



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	ポアホール地震計アレイ記録の解析による札幌における堆積層の地震応答
Author(s)	吉田, 邦一; YOSHIDA, Kunikazu; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 63, 43-64
Issue Date	2000-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.63.43
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14285
Type	departmental bulletin paper
File Information	63_p43-64.pdf



ボアホール地震計アレイ記録の解析による札幌における 堆積層の地震応答

吉田 邦一・笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2000年1月18日受理)

Seismic Response of Sedimentary Layers in Sapporo Derived from Borehole Seismometer Array

Kunikazu YOSHIDA and Tsutomu SASATANI

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science,

Hokkaido University

(Received January 18, 2000)

Three borehole seismic arrays have been in operation since 1997 in Sapporo City. These are located on the NW, NE and SW parts of the city. Each seismic array consists of one surface (uphole) sensor and one borehole sensor extending to a depth of 500 meters. The boreholes are logged for their P- and S- wave velocities by using the suspension method. The velocity structures are different from site to site. We use these array data to investigate the seismic response of sedimentary layers in Sapporo City.

First we examine the velocity structures from PS logging by using the borehole -to-surface travel times of P- and S- waves from natural earthquakes. The travel times are well explained by the PS-logging velocity structures. We determine the polarities of the borehole horizontal sensors by comparing the surface records with the borehole ones for long-period Rayleigh waves from two large events.

Next we investigate effects of sedimentary layers on seismic motion at three sites. Spectral ratios of the surface S-waves to the borehole S-waves from near-by, moderate-size earthquakes are calculated. The spectral ratios are different from site to site, reflecting the different velocity structures. We interpret the spectral ratios by using the 1-D multiple reflection theory. The average Q_s values for the whole sedimentary layers are estimated by fitting the theoretical transfer function to the observed spectral ratios. The estimated Q_s values have a frequency dependency of $Q = Q_0 f^n$ ($Q_0 = 8 \sim 20$ and $n = 0.4 \sim 1.5$). We confirm our estimations of Q_s values though the time domain analysis.

Finally, we calculate amplification function for incident S waves at three sites, based on the velocity structures and the estimated Q_s values, and compare them with the observed ones by the reference site technique (Takeda, 1998). The calculated amplifications at fre-

quencies less than about 1 Hz are considerably small compared with the observed ones. This indicates that we have to take into account more deep structure in estimation of the seismic response of the Sapporo basin.

I. はじめに

1995年兵庫県南部地震では六甲山地のふもとの神戸市から西宮市にかけて震度7の地域が幅約1kmの帯状に分布する、いわゆる「震災の帯」が出現した。この、「震災の帯」は大阪平野の堆積盆地の端部から少し離れた地域に位置しているが、地震動はその盆地端部の深い地下構造の影響を受けた結果によるものであるといわれている(川瀬・他, 1998など)。これを契機に地下構造による地震動への影響の重要性が再認識された。この地下構造の地震動への影響の評価を目的として、全国の都市部で地下構造探査や強震観測網の整備などが行われている。

このような流れを受けて、札幌都市域においても、地下構造探査(笹谷・他, 1998など)や地震観測網の整備(武田, 1998)などが進められている。一方、札幌市は、1997年に市内3箇所に深さ約500mのボアホール観測点を設置し、微小地震などの観測を開始した。このボアホールと地表観測点の記録を比較することは地震波増幅特性を調べるのに非常に有効な方法である(Kanai et al., 1959; Archuleta and Steidl, 1998)。また、この観測点の設置に際しサスペンション方式による速度検層が行われ、地下構造も調べられている。

このサスペンション方式による地震波速度は、約10kHzの波が1m間を伝播する時間から推定されている。ここで用いている波の波長や周波数は自然地震のそれらと大きく異なっている。このことから、サスペンション方式によって推定された速度構造の妥当性を自然地震による波の伝播から確認する必要があると考える。

堆積層による地震動の増幅特性は速度構造とともに媒質の非弾性的性質(Q値)に大きく影響される。しかし、本観測点ではQ値検層は行われていないうえ、サスペンション方式のPS検層の波形からQ値を推定することも困難である。そこで、自然地震による記録を用いてQ値の推定をおこなった。この際に、速度構造が分かっていることが前提であり、この意味で上述の速度構造の確認が必要となる。

本研究の目的は、札幌市のボアホール地震観測点において堆積層が地震動に与える影響を実際の観測記録をもとに調べ、その性質について考察することである。

II. 地震観測システム

本研究では札幌市のボアホール観測点MED, NKN, STZを対象とする(Fig. 1)。これらの観測点では深さ約500mに固有周期2Hzの速度型微小地震計と歪み計がセットになった観測機器((株)アカシ製ME-95STV)が設置されている。なお、MEDの地中2HzのY成分は設置後に故障し、現在3Hz速度計での観測になっている。また、これらの井戸の孔口部には1997年5月か

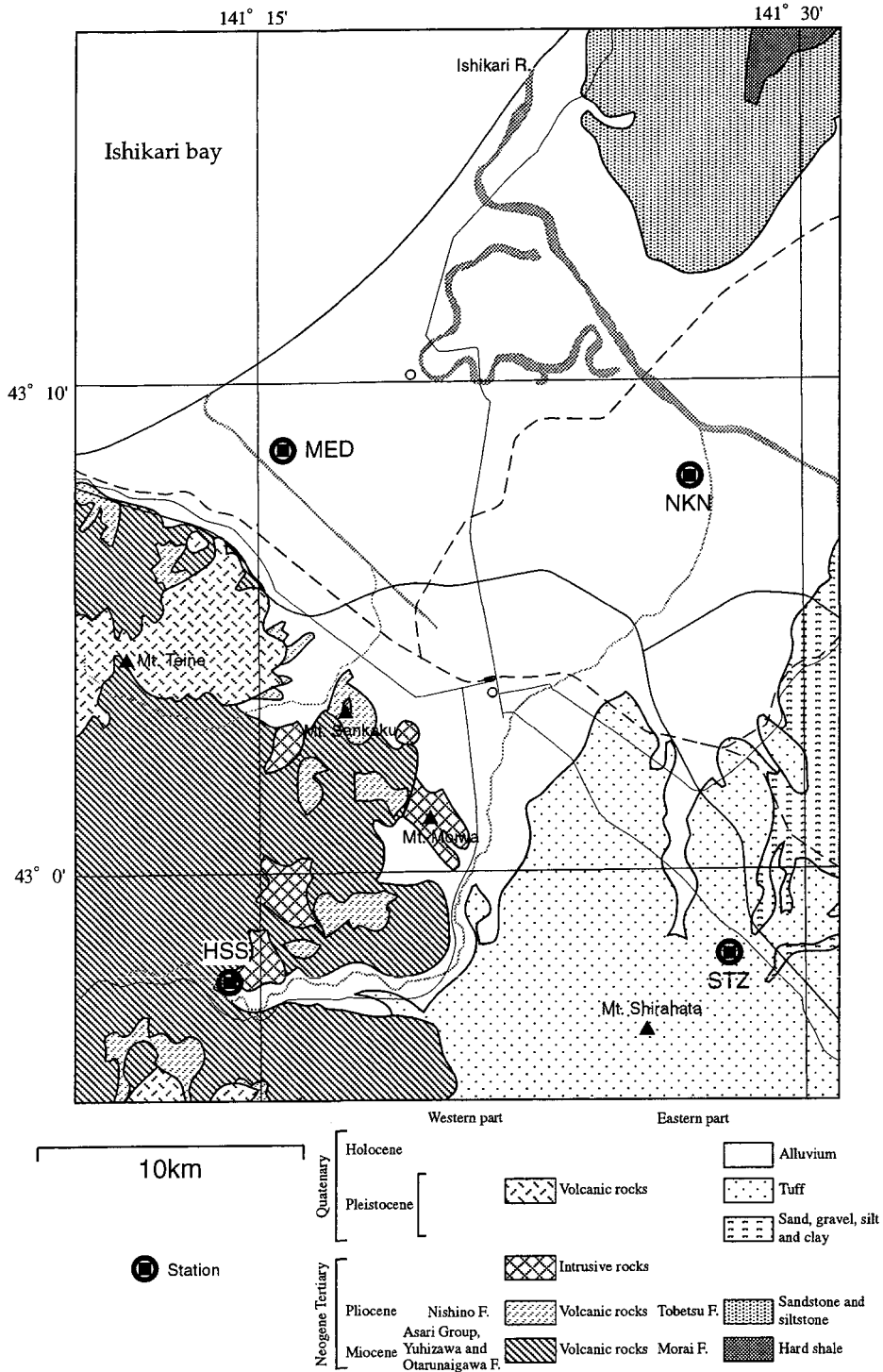


Fig. 1 Simplified geological map of Sapporo (after Ishida and Soya, 1980) and locations of the borehole array stations (MED, NKN, STZ). HSS is the seismic station on the rock site; this station was used as the reference site by Takeda (1998).

ら1997年10月までは固有周期2 Hzの速度計, 1997年11月からは加速度型強震計(㈱アカシ製 JEP-6A3; 工藤, 1998)が設置されている。時刻は全観測点でGPSによって同期がとられており, 100 Hz サンプリング, 22 ビットで連続記録が得られている。本研究ではこれらの観測点で得られた地震記録を用いて解析を行った。

III. 札幌の地質

本研究のフィールドである札幌の地質は, 石田・他(1980), 小山内・他(1965), 杉本(1953), 垣見(1958)などに報告されている。これらの地質図を Fig. 1 にまとめた。その他にも, 主に1970年代に実施された石油・天然ガスボーリング調査の結果(北海道鉱業振興委員会編, 1979, 1990)などにも報告されている。

それらによれば, 札幌圏では先第三系を基盤として, 東側では新第三紀から現世にかけての正規堆積岩が発達し, 石狩低地帯を構成している。この堆積層は, もっとも厚い所では3 km以上の厚さになることが石油探査の結果などから知られている。一方, 西側では新第三紀から第四紀にかけての火山岩類と火山碎屑物が発達した山地を構成している。

新第三系は下位から泥岩からなる奔須別層・厚田層, 緑色砂岩からなる盤ノ沢層, 硬質頁岩からなる望来層, 砂岩及びシルト岩からなる当別層からなる。Fig. 1の地域では盤ノ沢層以下はボーリングによってのみ確認され, 地表には表れていない。火山地帯である西側の新第三系は水成岩に乏しく, 火山岩, 火山碎屑岩を主体とする。下位から泥岩・砂岩, 凝灰質泥岩, 凝灰岩, 輝石安山岩, デイサイト溶岩, 火砕岩からなる小樽内川層, 泥岩・砂岩・硬質頁岩, 輝石安山岩, デイサイトからなる朝里層群, 安山岩質～デイサイト質火砕岩・砂岩・泥岩からなる西野層および御殿山・三角山・円山・藻岩山などを構成する安山岩類からなる。これら第三系の東西の境界は, 石狩低地帯の厚い第四系の下にあって不明瞭である。

第四系は東側では洪積世, 沖積世の堆積物が発達している。低地帯の南東部では支笏火山による火山碎屑岩類が広くこれらの堆積物を覆っている。一方西側では主に手稲火山噴出物が分布する。

本研究で用いる観測点の地質は, 掘削時にボーリングコアサンプリングの調査によって調べられている(Fig. 2)。それによると, MEDでは第三系の西野層が孔底からGL-424 mまで存在し, その上位に第四系の洪積世, 沖積世の堆積物が存在する。NKNでは孔底から第四紀洪積世, 沖積世の堆積物が位置する。STZでは, 孔底から洪積世, 沖積世の堆積物が堆積し, それら表層を火山碎屑岩類が覆っている(札幌市, 1997 a, b, c)。

IV. 地中地震計方位の検定

札幌市のポアホール観測点では, 地中地震計の設置の際に地震計の水平成分の方位が調べられ, 報告されている(札幌市, 1997 a, b, c)。しかし, 以下に述べる方法でその方位を検定したところ, その報告値に大きな誤差があることが判明した。

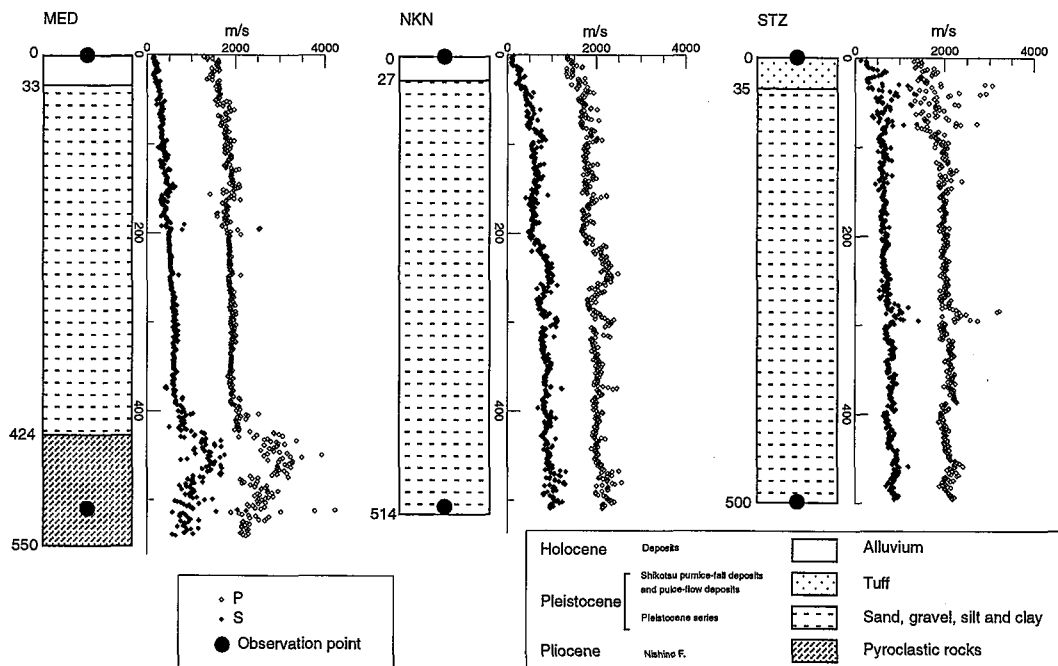


Fig. 2 Simplified geological column and PS logging data of borehole stations (modified from Sapporo city, 1997 a, b, c).

1. 手法

地中地震計の方位を推定する方法には幾つかあるが、ここでは植竹・他(1991)と同様に方位の分かっている地表地震計と方位の未知な地中地震計で同時に記録されたやや長周期の波形を比較し、地表地震計と地中地震計の相対的な方位の差を求める方法を採用した。それぞれの地震計間の距離と比較して十分に長い波長を有する波を比較すれば、地震計間の不整形・不均質構造にさほど影響されることなく、精度よく方位を求めることができる。実際の波形には長周期成分とともに短周期成分も含まれていることから、フィルターによりS/N比の良い長周期成分を取り出して解析した。

具体的には次のような手順で解析を行った。

1. 観測された地震記録の中から、十分な長周期成分を有する波を選択する。
2. 地震計特性を補正して地中と地表の記録の特性をそろえる。
3. 選択した記録にバンドパスフィルターをかける。
4. その波形からオービットを作成する。
5. オービットの偏向性のよい部分を選ぶ。
6. 地表地震計と地中地震計で同じ時刻のオービットを比較し、その角度方向のずれを求める。基準となる地表地震計と方位を求める地中地震計のオービットが θ ずれていれば、地表地震計に対し地中地震計は $-\theta$ ずれて設置されていることになる。

地中地震計が固有周期 2 Hz の速度計なので、長周期成分の S/N 比の良い記録は少ないが、ここでは 1997 年 12 月 5 日のカムチャッカ半島で発生した地震 ($M_s=7.6$) と、1999 年 9 月 21 日台湾地震 ($M_s=7.7$) による Rayleigh 波部分を解析に用いた。これらの地震は M が大きく、長周期成分が十分励起されたため、固有周期 2 Hz の地震計にもかかわらず S/N 比のよい記録が得られた。また、解析に Rayleigh 波を用いたので、S 波などを用いる場合と違い、入射角について考慮する必要がない。

2. 方位推定結果

カムチャッカ地震による観測記録について地震計特性を補正した後のバンドパスフィルター波形 (10-30 秒) とそのオービットを Fig. 3 に示す。どの観測点でも地表地震計と地中地震計のオービットはほぼ同じような形状を描いているが、それぞれ震動方位が異なっていることがわかる。このオービットを基に各観測点の地表地震計と地中地震計のずれを調べた結果を Table 1 に示す。

この結果の信頼性を確かめるため、台湾地震の記録に対して得られた方位を基に座標変換を行い、カムチャッカ地震と同様の処理を行った波形とそのオービットを作成したものが Fig. 4 である。この結果では地表と地中の地震計でほぼ同じ方向の同じオービットを描いていることから、得られた結果が信頼できるものであることを示しているといえる。

札幌市 (1997 a, b, c) の報告と比較すると、観測点 MED では今回の結果とほぼ一致するが、NKN と STZ では異なった方位を示している。ボアホール地震計の方位は観測された地震波による検定が必要であることがわかる。

V. PS 検層結果の検定

ここでは、ボアホールでの PS 検層をもとにして得られた P 波および S 波速度構造が、実際に観測される自然地震による地震波データとどの程度一致するかを検討する。

1. 解析

解析にはそれぞれの観測点で P 波 S 波の走時を明瞭に読み取ることでできた 26 個の地震のデータを用いた。各観測点で記録された地震波形から、地中、地表の両方でサンプリング周期の

Table 1. Estimated polarities of the borehole horizontal sensors. The reported values in Sapporo City (1997 a, b, c) are shown within parentheses.

Station	X	Y
MED	N264°E (N268°E)	N354°E (N358°E)
NKN	N326°E (N286°E)	N056°E (N 16°E)
STZ	N030°E (N 4°E)	N120°E (N 94°E)

1997 Dec. 5 Kamchatka Earthquake

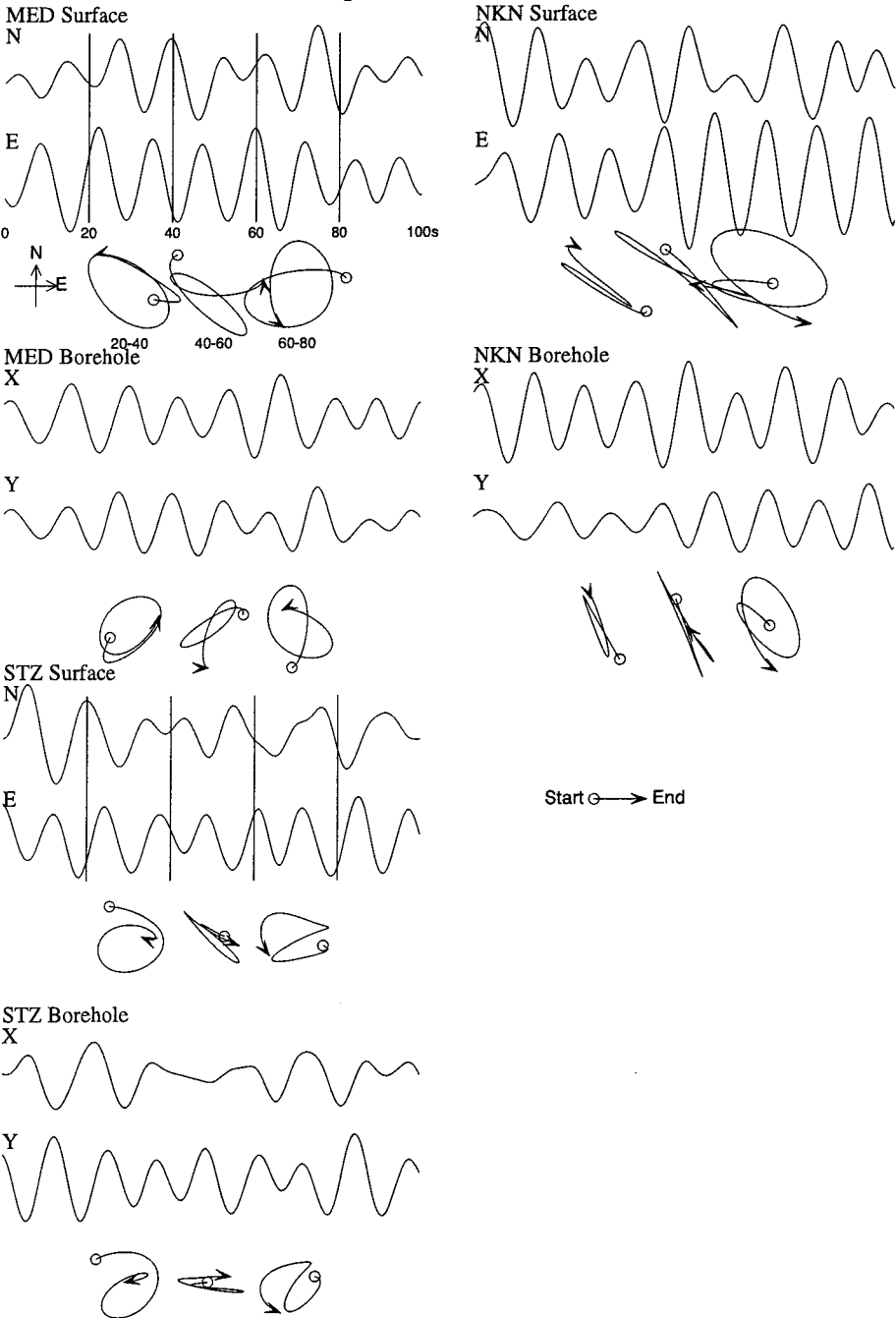
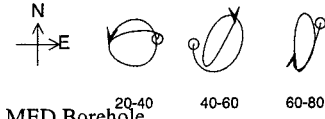
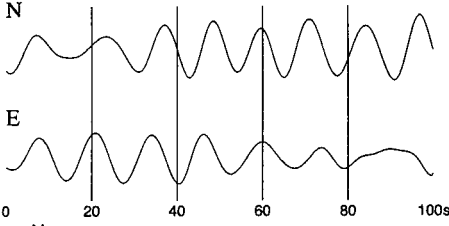


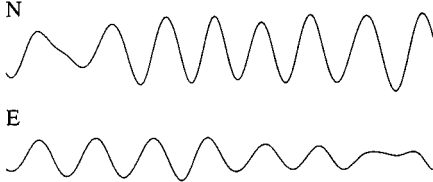
Fig. 3 Comparison between the surface (uphole) and borehole records from the 1997 Kamchatka earthquake ($M_s=7.6$). Bandpass filtered (10-30 sec) waveforms and their particle motions are shown. The polarities of borehole horizontal sensors are not corrected.

1999 Sep. 21 Taiwan Earthquake

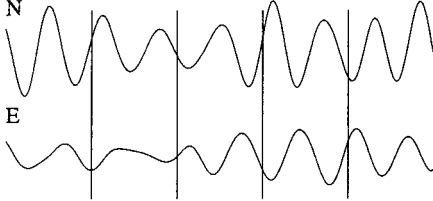
MED Surface



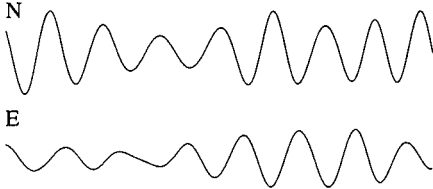
MED Borehole



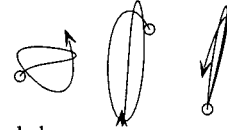
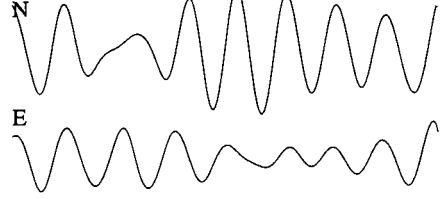
STZ Surface



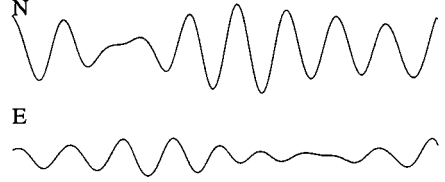
STZ Borehole



NKN Surface



NKN Borehole



Start End

Fig. 4 Comparison between the surface and borehole records from the 1999 Taiwan earthquake ($M_s=7.7$). Bandpass filtered (10-30 sec) waveforms and their particle motions are shown. The polarities of borehole horizontal sensors are corrected.

1/100 秒単位で P, S 相の走時を目視で読み取り、地震波が地中から地表に到達するまでの伝播所要時間を調べた。この処理を多数の地震について行い、平均値を計算して地中から地表への平均走時を求めた。

いずれの観測点においても最深部の V_s は 1 km/s 程度で地震基盤とみなすことのできる層の V_s (約 3 km/s) と比較して遅いので、地表に向かう波線は屈折して鉛直方向を向くことが期待できる。そこで、各層を鉛直に伝播するとして理論走時を求め、これと観測された走時差を比較することで速度構造の妥当性を調べた。

2. 結果

各観測点で読み取った結果をグラフにプロットしたものを Fig. 5 に示す。観測点ごとに各相の走時の平均と標準偏差を求めた。いずれの観測点においても平均値の辺りにほぼ均等に読み取り値が分散しており、特に方位依存性は見られなかった。また、入射角に関係した震央距離/震源深さに対しプロットした下図において、それらのこのパラメータへの依存性は見られない。これは、地震波の鉛直伝播の仮定を支持している。各観測点における観測値の標準偏差は最大で 0.05 秒である。サンプリング周波数 (100 Hz) と読み取り誤差を考えると、この標準偏差は各相が十分な精度で同定されていることを示している。

MED の P 波, S 波と STZ の S 波では検層による走時と観測による走時との差がサンプリング間隔よりも小さく、NKN の P 波ではサンプリング間隔よりも若干大きい程度である。標準偏差は P 波については 2 サンプリング間隔よりも小さく、S 波については 4 サンプリング間隔よりも小さい程度である。従って、MED の P 波, S 波, NKN の P 波, STZ の S 波の観測と検層の差は誤差の範囲内であると考えられる。

NKN の S 波と STZ の P 波の観測走時は検層の結果とあまり一致しない。理論走時と観測走時の間に 8 ~ 10% の差があり、観測値の標準偏差以上に差がある。地表から -500 m までの間に観測点が無いので、その原因を詳細に調べることは不可能である。

以上のことから、PS 検層による速度が、必ずしも自然地震の速度と厳密に一致しないものもあるものの、おおむね妥当な値であることがわかった。

VI. 堆積層の地震波伝達特性

この節では札幌市ボアホール観測点における地震観測記録をもとに、地下構造の地震動に与える影響を調べる。さらに Q 構造を推定し、PS 検層による速度構造と密度構造をもとに、堆積層による地震波増幅特性を一次元多重反射理論によって考察する。

1. 1次元多重反射理論

ボアホール地震計を用いた増幅特性の研究では、しばしば一次元水平多層構造を仮定している。現実の表層地盤は水平方向には必ず有限で、閉じた三次元構造をしているので、一次元モデルは

MED P:18 S:8

— Ave. P: 0.266s S: 1.087s
 — S.D. 0.014s 0.035s
 - - - Logging P: 0.262s S: 1.085s

NKN P:17 S:8

— Ave. P: 0.249s S: 0.906s
 — S.D. 0.016s 0.045s
 - - - Logging P: 0.262s S: 0.830s

STZ P:20 S:9

— Ave. P: 0.284s S: 0.749s
 — S.D. 0.018s 0.036s
 - - - Logging P: 0.252s S: 0.751s

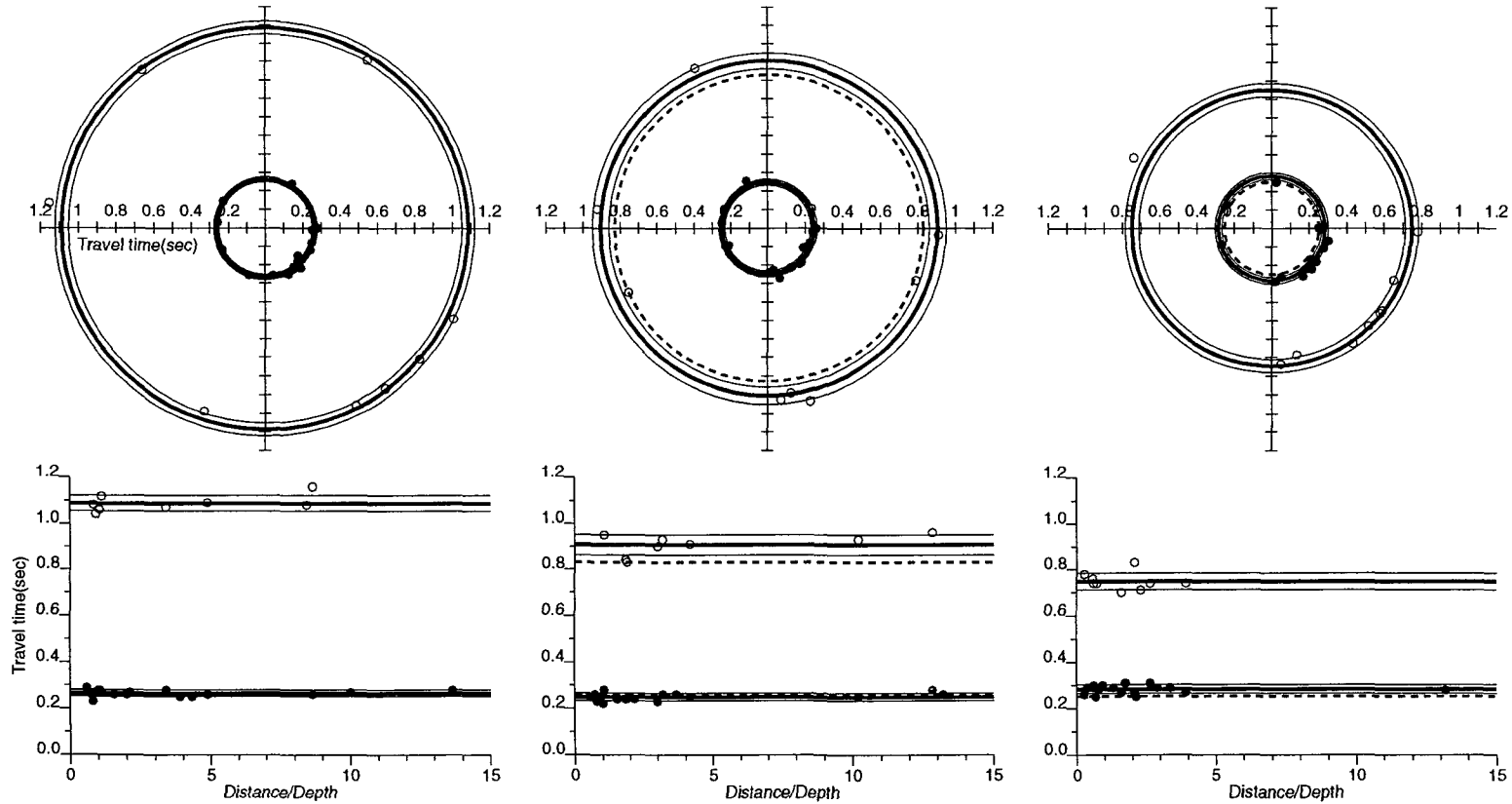


Fig. 5 Observed travel times between borehole and surface (uphole) sensors. Upper: travel times versus back azimuths. Lower : travel times versus D/h (D=epicentral distance and h=focal depth) which is related to incident angle of seismic wave. Anticipated travel times based on PS logging data are also shown.

その局所的あるいは平均的な構造を伝播する波動を表現した第一次近似ということになる。しかし、この近似は多くの場合極めて良い解を与える(川瀬, 1993)。

Aki and Richards(1980)によると、弾性体中の運動方程式と構成方程式から

$$\frac{\partial \mathbf{f}}{\partial z} = \mathbf{A} \mathbf{f} \quad (1)$$

なる微分方程式を得る。ここで、 $\mathbf{f}(z)$ は深さ z に依存した変位 u と応力 τ から与えられる縦ベクトルである。 \mathbf{A} は定数の行列で、弾性定数、周波数 ω 、horizontal slowness p に依存する。

均質媒質中の平面 SH 波は

$$\mathbf{f}(z) \exp[i\omega(px-t)] = \begin{bmatrix} u_y \\ \tau_{yz} \end{bmatrix} \quad (2)$$

と表すことができる。

式(1)の解は、深さ z_{ref} を基準としたある深さ z に対し、

$$\begin{aligned} \mathbf{f} &= \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ i\omega\mu\eta & -i\omega\mu\eta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \exp[i\omega\eta(z-z_{ref})] & 0 \\ 0 & \exp[-i\omega\eta(z-z_{ref})] \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w_1 \\ w_2 \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \exp[i\omega\eta(z-z_{ref})] & \exp[-i\omega\eta(z-z_{ref})] \\ i\omega\mu\eta \exp[i\omega\eta(z-z_{ref})] & i\omega\mu\eta \exp[-i\omega\eta(z-z_{ref})] \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w_1 \\ w_2 \end{bmatrix} \\ &= \mathbf{F} \mathbf{w} \end{aligned} \quad (3)$$

と書くことができる。ここで、 η は vertical slowness, μ は剛性率, \mathbf{w} は定数で、 w_1 は downgoing, w_2 は upgoing の波の振幅をあらわす。

(1)の解(3)をもとに導出される、

$$\mathbf{P}(z, z_0) = \begin{bmatrix} \cos[\omega\eta(z-z_0)] & \frac{1}{\omega\mu\eta} \sin[\omega\eta(z-z_0)] \\ -\omega\mu\eta \sin[\omega\eta(z-z_0)] & \cos[\omega\eta(z-z_0)] \end{bmatrix} \quad (4)$$

なる Propagator Matrix を用いて、(1)式を満たすように、

$$\mathbf{f}(z) = \mathbf{P}(z, z_0) \mathbf{f}(z_0) \quad (5)$$

なる関係式を作ることができる。つまり、深さ z_0 と z の \mathbf{f} について、一方の \mathbf{f} からもう一方の \mathbf{f} を求めることができる。

\mathbf{P} の性質として、

$$\begin{aligned} \mathbf{f}(z_2) &= \mathbf{P}(z_2, z_1) \mathbf{f}(z_1) \\ &= \mathbf{P}(z_2, z_1) \mathbf{P}(z_1, z_0) \mathbf{f}(z_0) \end{aligned} \quad (6)$$

といった表記もできる。

媒質の異なる2つの層が深さ z の平面境界で接している時、2層間で変位と応力は連続だから、境界面のごく近傍の上下の点、 z^+, z^- で

$$\mathbf{f}(z^+) = \mathbf{f}(z^-) \quad (7)$$

と書くことができる。これと式(6)から、水平多層構造において第 n 層中の深さ z_n の $\mathbf{f}(z_n)$ を第 1 層中の深さ z_0 の $\mathbf{f}(z_0)$ と

$$\begin{aligned} \mathbf{f}(z_n) &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+) \mathbf{f}(z_{n-1}^+) \\ &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+) \mathbf{f}(z_{n-1}^-) \\ &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+) \mathbf{P}(z_{n-1}^-, z_{n-2}^+) \mathbf{f}(z_{n-2}^+) \\ &\quad \vdots \\ &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+) \mathbf{P}(z_{n-1}^-, z_{n-2}^+) \cdots \mathbf{P}(z_2^-, z_0^+) \\ &= \mathbf{P}(z_n, z_0) \mathbf{f}(z_0) \end{aligned} \quad (8)$$

で結び付けることができる。

以上より、 z_n を地中、 z_0 を自由表面とすると、 $\mathbf{f}(z_0)$ の応力 τ は 0 だから、 U を u のフーリエ変換として、

$$U(z_n, \omega) = P_{11} U(z_0, \omega) \quad (9)$$

と書くことができる。すなわち、この P_{11} はボアホール観測点で観測される地表と地中の SH 波に関する伝達関数、あるいは(複素)スペクトル比を表す。

媒質が非弾性の性質を持つ場合、剛性率 μ を、damping factor $h \sim 1/2Q$ を用いて、複素剛性率 $\mu^* = \mu(1 - 2ih)$ と置き換えることにより、非弾性の性質を Propagator Matrix に組み込むことができる(大崎, 1994)。

理論スペクトル比を計算する際には、horizontal slowness を求めるため、入射角が必要である。しかし、前節の解析から堆積層中では V_s が遅いため、深部から入射してくる地震波の波線は鉛直方向を向くと仮定できる。そこで、本節では SH 波の鉛直入射 ($p=0, \eta=1/V_s$) を仮定して理論伝達関数の評価を行い、それを地表と地中の地震計間の S 波スペクトル比と比較した。

2. 観測記録に見られる特徴

Fig. 6 に 1997 年に千歳市付近で発生した地震による地表と地中の同時記録を示す。これを見ると、図中に矢印で示したように、S 波が下方から入射し、地表で反射して再び下方に戻って行く様子が見て取れる。このように、ボアホール地震計地中観測点で観測される地震動は、入射波と地中観測点よりも上方からの反射波の両方が観測される。また、Fig. 6 の NKN では、 -500 m での記録と比較して、地表での記録には高周波数成分が少ないことが分かり、地中—地表間で減衰の影響を受けていることがうかがえる。

地表と地中での波形の周波数成分の違いを調べるために、両者の S 波水平動のスペクトルを計算した。スペクトルの計算の前に地表と地中の地震計の特性を揃え、地震計方位の検定結果を用

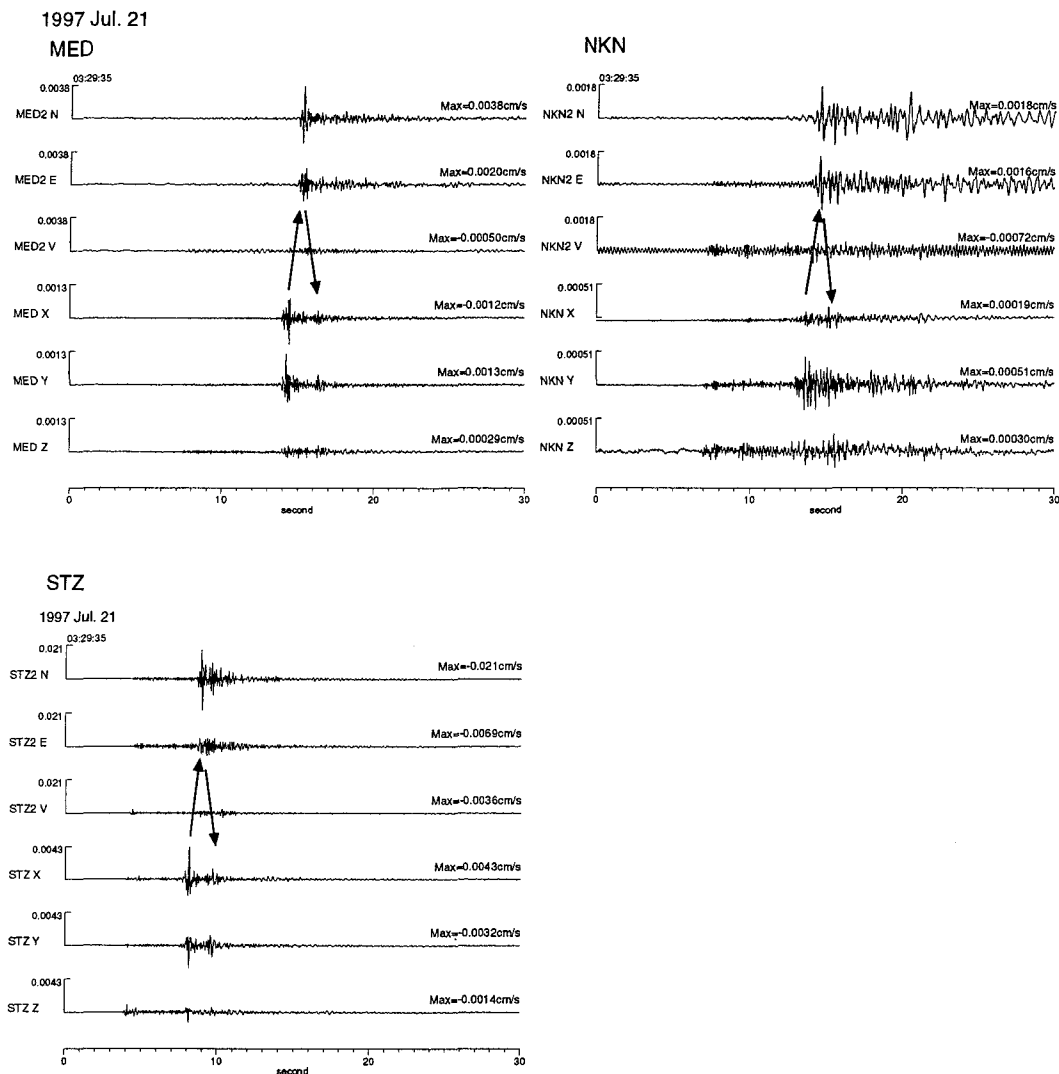


Fig. 6 An example of observed records. Upper three traces are surface records and lower three traces, borehole records. Arrow indicate upgoing and downgoing S waves.

いて座標変換を行い両地震計の方位をそろえた。観測記録のS波部分に約10秒の10%コサインテーパ付きのウィンドウをかけ、フーリエスペクトルを計算した。各観測点で一つの地震につき、地表と地中でのスペクトルの組がNS成分とEW成分毎にできあがるが、成分毎に地表/地中のスペクトル比を計算した。これをFig. 7に示した地震の記録を用いて計算した。

さて、このスペクトルを計算する際に、計算したウィンドウ中にはS波以外にもP codaや微動などがノイズとして混在している可能性がある。特に低周波側ではもともと地震波が弱く、ノイズのスペクトルしか見えないこともある。そこで、ここではS波のウィンドウの前の部分とP

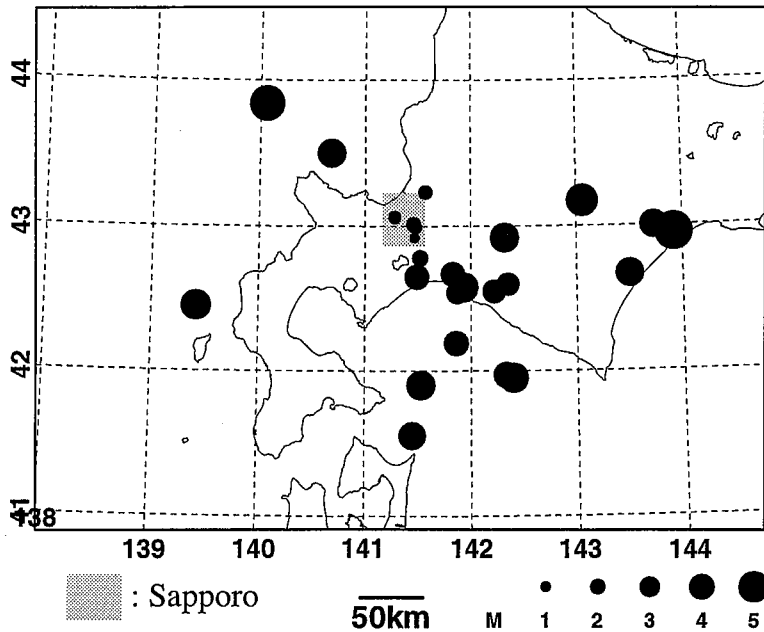


Fig. 7 Epicentral distribution of earthquakes used in this study (after JMA and ISV, Hokkaido Univ.).

波の前の部分で、S波のスペクトルを計算したのと同じ形状のウィンドウでスペクトルを計算し、これをノイズスペクトルとした。そして、S波のスペクトルがノイズスペクトルの2倍の以上の振幅のある周波数帯域のみスペクトル比の計算を行なった。

以上のようにして計算した多数のスペクトル比は、ある観測点ではほぼ同じものが得られるはずであるが、実際には入射角やS波以外の波などの影響を受けて地震ごとにばらつく。各地震毎に得られたスペクトル比を重ねて書いた例がFig. 8である。0.5 Hz付近より低い周波数ではスペクトル比の数が少ない。これは、用いた地震のマグニチュードが小さく、低周波数の波があまり励起されなかったことや、地震計の感度不足になどによって、十分なシグナルがなかったためと考えられる。速度構造から期待される一次ピークのスペクトル比の山はおおむね0.3~0.4 Hzだが、NKNやSTZではその周波数付近に一次ピークと思われる山が存在する。

それぞれのスペクトル比を比較すると、山谷の高さはあまり安定しない。そこで、これらの不安定要因を軽減するため、求められたスペクトル比の対数平均を計算し、平均スペクトル比を得た(Fig. 9)。対数平均を計算したために、個々のスペクトル比よりも平均スペクトル比の方が山谷がなだらかになった。標準偏差は2倍程度で、ノイズの選択基準程度の安定性はある。

得られた平均スペクトル比は、観測点毎の構造の違いを反映して形状が明らかに違う。大まかに見て、MEDでは低周波側から高周波側までほぼ平ら、NKNでは1~2 Hzくらいにピークを持つ山形、STZでは右上がりの傾向が見られる。

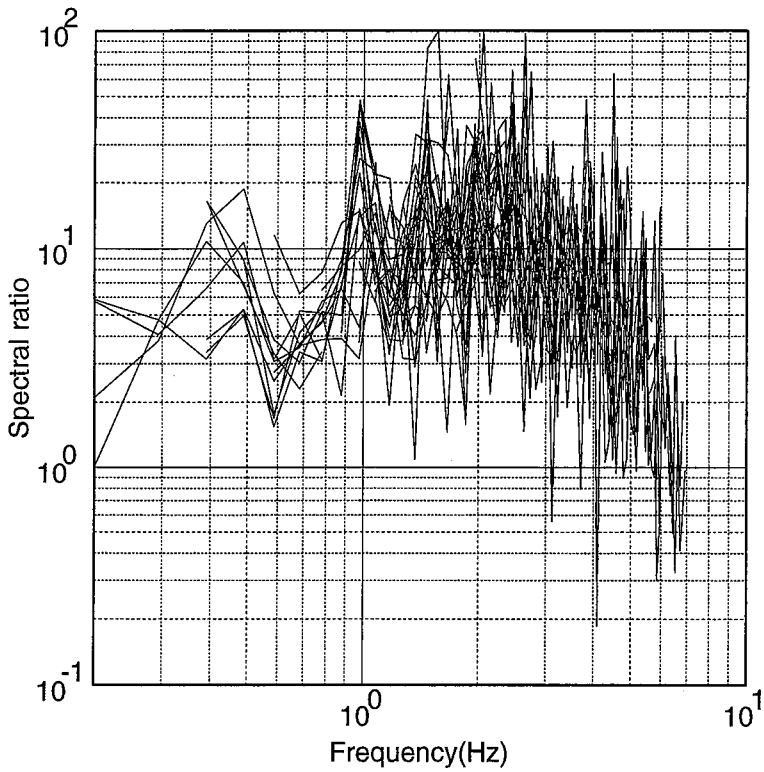


Fig. 8 Fourier spectral ratios of surface S waves to borehole S waves at NKN in the reliable frequency range.

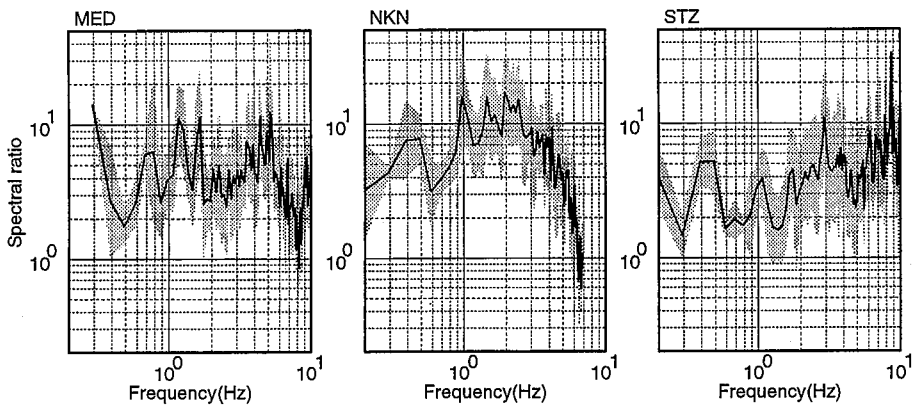


Fig. 9 Logarithmically averaged spectral ratios (solid lines) and their standard deviations (shadow zones).

3. Q 値

前述したように、一次元多重反射理論において表層地盤が地震動に与える影響を考える際に必要な地下構造のパラメータには、速度、密度、減衰がある。これらのうち、札幌市の観測点では速度構造がPS検層の結果から明らかになっている。一方、密度、減衰は未知のパラメータとなっている。ここで、密度については、一般的な堆積層に見られる程度の密度の差異が地震動に与える影響は小さく、本研究の場合、地質などの情報を基に妥当な値を経験的に与えることで十分である。

残る減衰は堆積層の地震動を記述する上で重要なパラメータであるが、検層等では調べられていない。本節では、一次元多重反射理論に基づき、札幌観測点で観測されたS波のQ値を $Q = Q_0 f^n$ と表される周波数依存性をもつとして、パラメータ (Q_0, n) の同定を行なった。

観測スペクトル比は5.2節で述べたものと同じデータで同様な方法で計算した。ただし、全体の傾向をつかむために細かな山谷はスムージングした。スムージングは山谷の間隔に近い、0.5 HzのParzenウィンドウでおこなった。スムージングしたデータをもとに全体的な傾向を把握し、最終的にはFig. 9のスペクトル比の説明を試みた。

理論スペクトル比の計算では、速度構造としてPS検層によるものをそのまま使い、密度には札幌市(1997 a, b, c)の値を採用した。まずQ値には地表から地中観測点までの間で周波数によらず同一の値をいくつか与え、この構造をもとに理論スペクトル比を計算し、観測スペクトル比と比較した(Fig. 10)。理論値と観測値の比較から、Q値は周波数によって異なり、おおむね周波数とともに増大しているように見える。周波数依存性の度合いは観測点毎に異なるようである。

深さによってQ値が異なることは十分考えられるが、観測点が地表と地中500 mにしかないので、深さごとのQ値を求めることは困難である。ここでは、地表から地中観測点まで同じQ値と

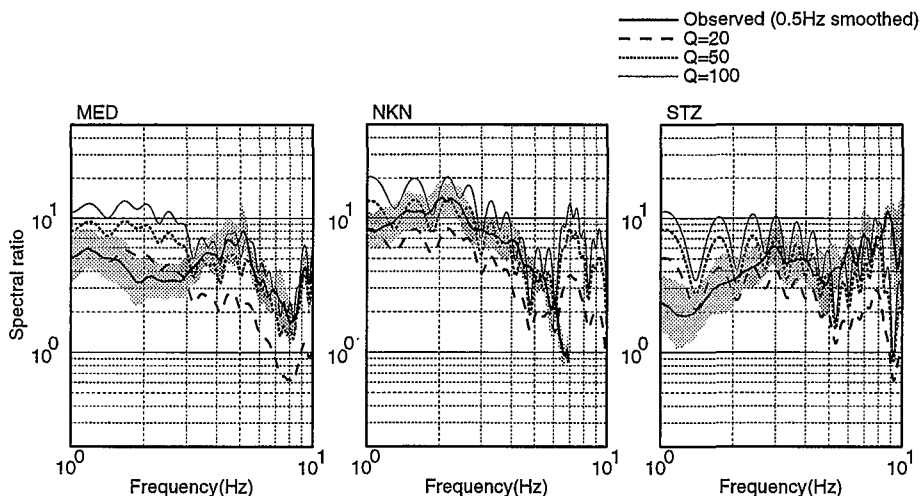


Fig. 10 Comparison between the observed spectral ratios and the theoretical ones calculated assuming various constant Q values. These spectra are smoothed.

して、 Q_0 と n を試行錯誤で求めた(Table 2).

得られた Q 値をもとにした構造によるスペクトル比と観測スペクトル比を比較すると、おおむね0.7 Hz付近から5 Hz付近までは観測値の標準偏差内に収まっている(Fig. 11). 理論スペクトル比の山が観測のそれよりも大きいのは、観測値は対数平均をとったことから、山谷が鈍っているからと考えられる. 以上のように、得られた Q 値をもとにした構造による理論スペクトル比は観測スペクトル比をおおむね満足している.

Table 2. Estimated Q_0 and n .

Station	Q_0	n
MED	20	0.8
NKN	30	0.4
STZ	8	1.5

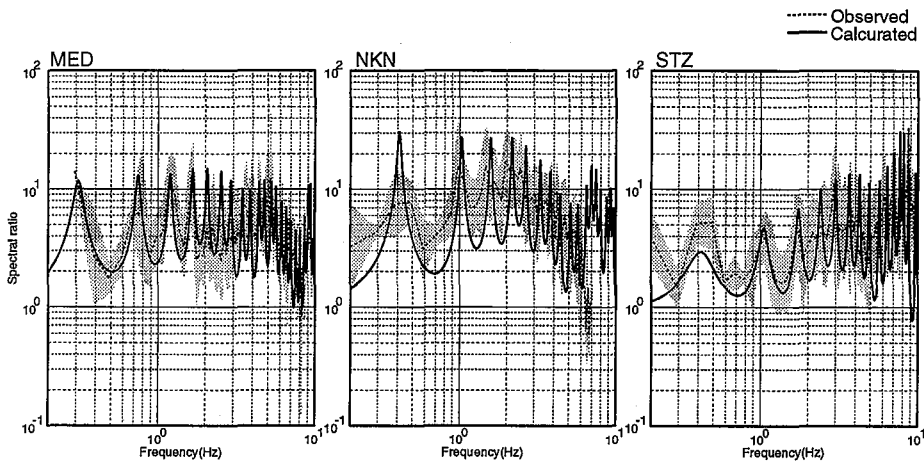


Fig. 11 Comparison between the observed spectral ratios and the theoretical ones calculated using parameters shown in Table 2.

VII. 議 論

PS 検層とスペクトル解析によって得られた次元構造と、解析に際して用いた仮定の正当性を確かめるために、-500 mでの観測S波をもとに地表での波形を合成し、実際の観測波形と比較した(Fig. 12). 波形にはスペクトル計算で理論値と観測値がよく一致する上限の周波数をカットオフ周波数とするローパスフィルターを適用した. 合成波形と観測波形を比較すると、波形がおおむね一致し、次元近似として与えた構造によって説明ができています. ただし、合成波形の方が多少振幅が小さくなる傾向にあることや、低周波数成分に比べ高周波数成分の波形の一致が良くないといった問題がある.

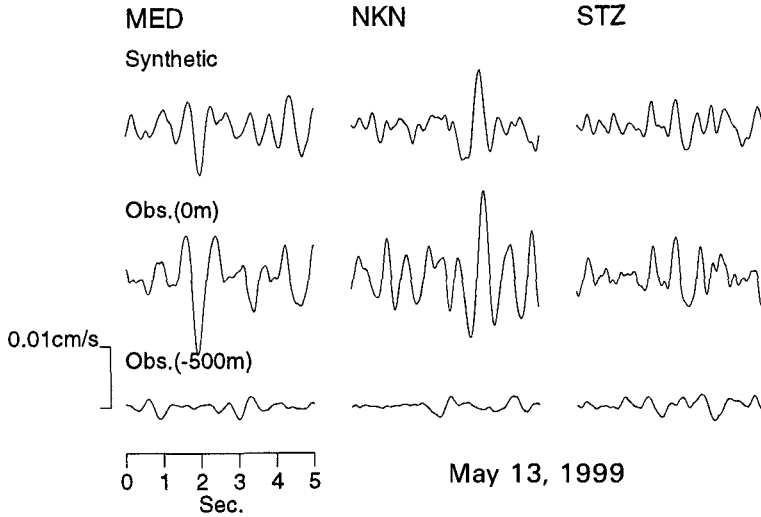


Fig. 12 Comparison between the observed and synthetic records at surface. The synthetic records are calculated using the borehole records and the estimated Q values. These are the high-cut filtered records.

合成波形の最大振幅が観測波形に比べ小さくなるのは、高周波数成分の一致が良くないことに起因すると考えられる。観測スペクトル比の標準偏差が2倍ほどあり、それにあうよう理論スペクトル比を設定したので、この程度の振幅の差は誤差の範囲内といえる。高周波数側が特に一致しない原因は、本観測点では地表と深さ 500 m にしか地震計が設置されていないので判断材料がないが、この観測点近傍の構造の細かな不均質性が影響していることも考えられる。

本研究で得た Q 値を他の研究結果と比較する (Fig. 13)。本研究と比較できるよう、数百 m クラスのポアホール地震計による解析の結果をいくつか挙げてある。本研究による Q 値はおおむね他の研究による結果と同様の値を示している。本研究による結果は、Fig. 13において比較的固まって分布している。これは、同一の堆積盆地内の値なので、他の堆積盆地の結果と比較したときと比べ、散らばりかたが小さくなることは十分考えられる。

Kobayashi et al.(1992)は深さ約 150 m のポアホールによる観測から得られた Q 値をもとに、 V_s と Q 値を結び付ける式を地質ごとに提唱している。これをもとに札幌観測点の Q 値より設定したものが Fig. 14 である。札幌観測点の地質を考慮して、シルト-粘土と砂の場合を考慮して計算した。MED や NKN での Q_0 はシルト-粘土を考えたときの値のやや小さい値をとる。MED や NKN の地質は主にシルトと砂が主体であり、この砂の分 Q 値が小さい値となっていると解釈すると、Kobayashi et al.のモデルによる解釈とよく合う。STZ の地質はほぼ砂であり、Kobayashi et al.による砂に対するモデルの値と調和的である。ただし、周波数依存性がモデルの場合と本研究によるものとは異なり、広い周波数で一致するとは思われない。STZ での n の値が他と比べ大きいことが目立つが、その原因についての詳細は不明である。

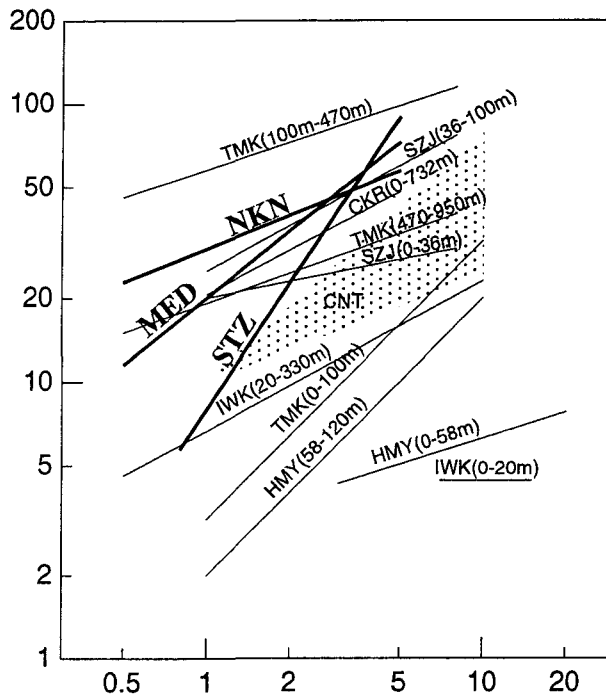


Fig. 13 Comparison of Q_s values estimated in this study with those by other studies. TMK, IWK, SZJ, HMY are taken from Takemura et al. (1993), CKR, from Fukushima et al. (1992), and CNT, from Saito et al. (1995).

5 節までの解析で得られた構造をもとに、増幅特性(入射波に対する地表での応答特性)を計算し、プロットした(Fig. 15)。3 点とも、地表付近の S 波速度は 100~200 m/s、深さ 500 m 付近の速度は 800~1000 m/s である。計算した増幅特性の違いを観測点毎に見ていくと、

- ・MED ではどの周波数でも 2 から 5 倍を示している。
- ・NKN では、1 から 2 Hz で 10 倍前後の大きな増幅率を示している。
- ・STZ では高周波側の増幅が他の観測点に比べ非常に大きい。

といった特徴が認められる。

これを武田(1998)の HSS (Fig. 1; 中新世岩盤上の観測点)を基準にした各観測点における観測スペクトル比と比較すると、1 Hz 以上の周波数成分では、それぞれの観測点のスペクトル比の傾向がよく一致している。しかし、その大きさについては異なっている。武田(1998)の値は表面波を含むものなので単純に比較はできないが、全体に本研究でのスペクトル比が小さい。これは、500 m よりも深い構造の影響が大きく影響していると考えられる。堆積層の影響をより詳しく調査するためにも、より深部の構造の推定が望まれる。

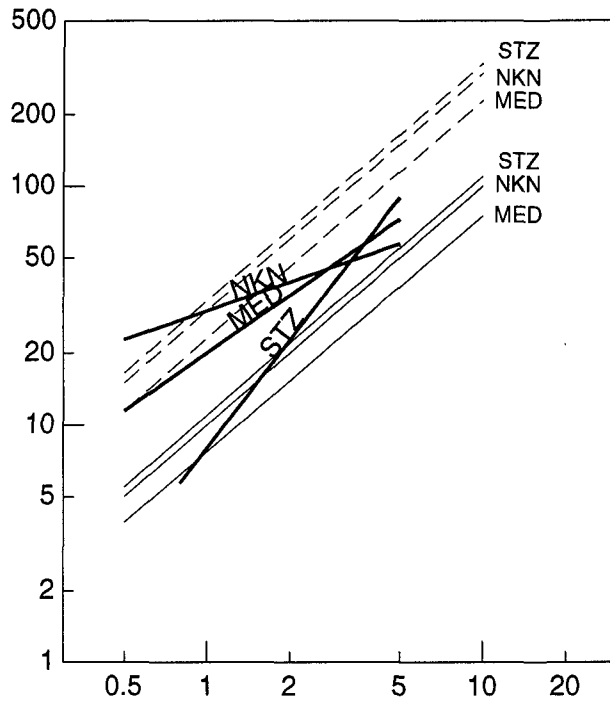


Fig. 14 Q_s values estimated in this study and those calculated by the method of Kobayashi et al. (1992). Their method estimates Q_s values using the S-wave velocity and the soil types. Thin solid lines are for sand and dashes lines are for silt-clay.

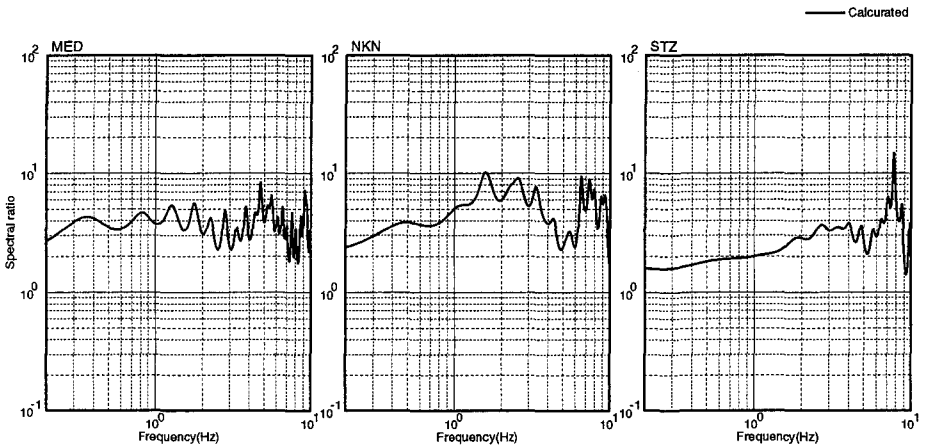


Fig. 15 Amplification functions of sedimentary layers with respect to incident S-waves at a depth of 500m. These are calculated for the velocity structures and the estimated Q_s values.

VIII. ま と め

はじめに、ボアホール観測点における速度構造の妥当性を調べるため、地中と地表の間の走時解析を行った。その結果、PS 検層による速度構造は、必ずしも自然地震の走時と一致するわけではないものの、おおむね妥当であることが分かった。さらに、地中地震計の水平成分の方位の検定を遠地大地震のレイリー波を用いて行なった。

次に、地表地震計と地中地震計の波形から、観測スペクトル比を計算しその特徴を調べた。観測スペクトル比は観測点毎に違い、その傾向は PS 検層による速度構造と調和的である。さらに、Q 値を一次元多重反射理論をもとに推定した。その結果、観測スペクトル比と理論スペクトル比を 0.5 Hz~7 Hz の間ではほぼ一致させることができた。ここで得られた Q 値は、他の研究結果と比較すると、同じ程度の深さの Q 値と近い値を持つが、周波数依存性が大きく異なるものも得られた。さらに、地中 500 m の波形から地表での波形を推定したところ、高周波数側についてはやや一致が悪いが、理論波形と観測波形を一致させることができた。また、得られた構造をもとに、入射波に対する増幅特性を計算した。観測による増幅特性を調べた武田(1998)と比較すると、高周波数側の傾向が一致するが、低周波数側の傾向や全体のレベルが合わない。これは深部構造の影響と考えられ、石狩低地帯の堆積盆地の地震動特性を調べるためには、より深い構造を考える必要がある。

謝 辞 北海道大学大学院理学研究科地震火山観測研究センターの笠原稔教授と一柳昌義技官にはデータの収集にあたり便宜を計っていただいた。記して感謝いたします。なお、本研究の費用の一部は、平成 10, 11 年度文部省科学研究費(基盤研究(B)(2)課題番号 10480090; 研究代表者、北海道大学大学院理学研究科 笹谷 努)による。

文 献

- Aki, K. and P. G. Richards, 1980. Quantitative Seismology, Vol. 1, W. H. Freeman & Co., San Francisco, California.
- Archuleta, R. J. and J. H. Steidl, 1998. ESG studies in the United States: Results from borehole arrays, Proc. of the second Int. Symposium Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, December, 3-14.
- Fukushima, Y., S. Kinoshita, H. Sato, 1992. Measurement of Q^{-1} for S waves in mudstone at Chikura, Japan: comparison of incident and reflected phases in borehole seismograms, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 148-163.
- 北海道鉱業振興委員会, 1979. 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発(昭和 43 年~51 年), 天然ガス鉱業会.
- 北海道鉱業振興委員会, 1990. 北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発(昭和 52 年~63 年).
- 石田正夫・曾屋龍典・須田芳朗, 1980. 1:200,000 地質図 札幌, 地質調査所.
- 垣見俊弘, 1958. 5 万分の 1 地質図幅「石狩」及び同説明書, 地質調査所
- Kanai, K., T. Tanaka, S. Yoshizawa 1959. Comparative studies of earthquake motions on the ground and

- underground. (Multiple reflection problem), Bull. Earthq. Res. Inst., **37**, 53-87.
- 川瀬博, 1993. 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震2, **46**, 171-190.
- 川瀬博, 松島信一, R. W. Graves, P. G. Somerville, 1998. 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の3次元波動場解析—兵庫県南部地震の際の震災帯の成因—, 地震2, **50**, 431-449.
- Kobayashi, K., F. Amaike, Y. Abe, 1992. Attenuation characteristics of soil deposits and its formulation, Proc. of Int. Symposium Effects of Surface Geology on Seismic Motion, ESG, Odawara, Japan, March, **I**, 269-274.
- 大崎順彦, 1994. 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会.
- 小山内熙・杉本良也・北川芳男, 1956. 5万分の1地質図幅「札幌」および同説明書, 北海道地下資源調査所.
- 工藤一嘉, 1998. 機動強震アレイ観測のための計量小型強震計の製作と観測・解析マニュアルの製作, 科学研究費補助金〔基盤研究(A)〕研究成果報告書.
- 斎藤誠治・笹谷努・工藤一嘉, 1995. 足柄平野における堆積層中のS波減衰特性, 北海道大学地球物理学研究報告, **58**, 39-61.
- 札幌市, 1997 a. 札幌市平成8年度地震調査観測施設整備さく井工事(その1)報告書.
- 札幌市, 1997 b. 札幌市平成8年度地震調査観測施設整備さく井工事(その2)報告書.
- 札幌市, 1997 c. 札幌市平成8年度地震調査観測施設整備さく井工事(その3)報告書.
- 笹谷努・吉田邦一・岡田広・中野修・是石康則・小林稔明・凌甦群, 1998. 札幌都市域における深部地下構造とその強震動への影響, 物理探査学会第98回講演論文集, 140-144.
- 杉本良也, 1953. 5万分の1地質図幅「銭函」および同説明書, 北海道開発庁.
- 武田見奈子, 1998. 札幌市における地震動応答特性, 北海道大学修士論文.
- 武村雅之・池浦友則・高橋克也・石田寛・大島豊, 1993. 堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価, 日本建築学会構造系論文報告集, **446**, 1-11.
- 植竹富一・真下貢・天池文男, 1991. やや長周期地震動を用いた地中埋設地震計の方位推定, 地震2, **44**, 151-154.