



Title	Kik-net観測点TKCH08におけるS波速度構造の評価
Author(s)	野口, 科子; NOGUCHI, Shinako; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 67, 181-195
Issue Date	2004-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.67.181
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14343
Type	departmental bulletin paper
File Information	67_p181-195.pdf



KiK-net 観測点 TKCH08 における S 波速度構造の評価

野口 科子・笹谷 努

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2004 年 1 月 6 日受理)

Evaluation of the S-wave Velocity Structure at KiK-net TKCH08

Shinako NOGUCHI and Tsutomu SASATANI

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

(Received January 6, 2004)

Surface and borehole seismometers are installed at KiK-net strong motion observation sites. PS-logging has been carried out at each site to obtain the P- and S-wave velocity structures. It is important to check the velocity structure by means of strong-motion records from nearby earthquakes. In this paper, we study the S-wave velocity structure at KiK-net TKCH08 in Hokkaido. First we check the S-wave velocity structure by PS-logging based on S-wave spectral ratios of surface records to borehole records at a depth of about 100m. The observed spectral ratios are not sufficiently explained by the PS-logging S-wave velocity structure. Second we evaluate the S-wave velocity and Q structures, which fully explain the observed spectral ratios, using Genetic Algorithm (GA) inversion method. The revised structures also explain the observed S-wave time histories at the surface and borehole. Finally we estimate S-waves incident to the basement rock based on the revised structures at TKCH08 and compare them with those observed at a rock site, MOYORI; a distance from TKCH08 to the rock site is about 25km. An agreement between the estimated and observed S-waves is generally good in spite of a fairly long distance.

I. はじめに

1997 年に全国に展開された KiK-net 強震観測点 (全部で 614 点) では, 地表とボアホール底に地震計 (加速度計) が設置されている。また, ボアホールでの PS 検層から P 波及び S 波の速度構造が推定されている。この鉛直アレーによる強震動記録は, PS 検層による速度構造を確認するために, さらに, 地盤の減衰構造 (Q 構造) を推定するために有用である。特に, 地盤構造の影響をはぎ取って基盤への入射波を推定するためには, この確認と減衰構造の推定が欠かせない。

本小論では, 北海道の KiK-net 観測点のうちでボアホール底 (GL-100 m) の S 波速度が約 3000

m/s である TKCH 08 観測点において、ボアホールアレー強震動記録の解析から PS 検層による S 波速度構造の確認と減衰構造の推定を行う。最初に、地表とボアホールにおける記録から S 波スペクトル比を求める。そして、PS 検層による S 波速度構造に基づき一次元多重反射理論を用いて理論的なスペクトル比を計算し、観測されたそれと比較する。その結果、PS 検層による速度構造が観測スペクトル比を十分に説明できないことがわかる。そこで、遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm) によるインバージョン法を用いて、観測スペクトル比を十分に説明する S 波速度構造及び減衰構造を評価する。最後に、修正され速度構造と減衰構造を基にして、地表記録から基盤への入射 S 波を推定する。そして、距離約 25 km に位置する岩盤上地点で観測された S 波と比較し、推定入射波の妥当性について検討する。

II. 手 法

1. 水平多層構造中における SH 波の伝播

ボアホールアレー観測点のデータでは、地表での波形は表層地盤による増幅効果を含み、地中での波形は表層地盤からの反射波を含む。平面波入射による一次元水平多層構造における波動場は、一次元多重反射理論によって理論的に計算できる。よって、地表から基盤までの速度構造モデルがあれば、表層地盤によるこれらの効果を評価でき、例えば、地表波形から地中での波形や基盤入射波を推定することが可能である (例えば、齋藤・他, 1995; 吉田・笹谷, 2000)。ここでは、この計算に Propagator Matrix 法を用いる。

Aki and Richards (1980) を基にして、水平多層構造中を伝播する SH 波に対する Propagator Matrix 法について簡単にまとめておく。

水平多層構造のある均質媒質中の平面 SH 波について、媒質中の任意の点 (x, z) での変位 (u_y) と応力 (τ_{yz}) は

$$\begin{aligned} u_y &= w_1 \exp \left[i\omega \left(px + \frac{\cos j}{\beta} z - t \right) \right] + w_2 \exp \left[i\omega \left(px - \frac{\cos j}{\beta} z - t \right) \right] \\ \tau_{yz} &= \mu \frac{\partial u_y}{\partial z} = \mu w_1 \left(+i\omega \frac{\cos j}{\beta} \right) \exp \left[i\omega \left(px + \frac{\cos j}{\beta} z - t \right) \right] \\ &\quad + \mu w_2 \left(-i\omega \frac{\cos j}{\beta} \right) \exp \left[i\omega \left(px - \frac{\cos j}{\beta} z - t \right) \right] \end{aligned} \quad (1)$$

と表される。ここで、 ω は周波数、 p は horizontal slowness ($=\sin j/\beta$)、 j は z 軸 (下向きを正とする) と波線とのなす角度、 β は S 波の速度、 t は時間、 μ は剛性率、 w_1 と w_2 は定数で、 w_1 は downgoing 波、 w_2 は upgoing 波の振幅を表す。水平多層構造中を伝播する平面波の場合、すべての層ですべての波に対して p は保存されている。(1)式は、以下のようにマトリックス表示にまとめることができる。

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

ここで、 $\mathbf{f}(z)$ は motion-stress vector と呼ばれ、vertical slowness を $\eta = \cos j/\beta$ とおくと、これは、 z_{ref} を基準として、

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

$$= \mathbf{F}\mathbf{w}$$

と書くことができる。ここで、深さに z_0 おける $\mathbf{f}(z)$ と z における $\mathbf{f}(z)$ を結びつけるマトリックス $\mathbf{P}(z, z_0)$ が存在すると仮定すると、

$$\mathbf{f}(z) = \mathbf{P}(z, z_0)\mathbf{f}(z_0) \quad (4)$$

なる関係式を作ることができる。この $\mathbf{P}(z, z_0)$ を Propagator Matrix と呼び、それは、以下で与えられる。

$$\mathbf{P}(z, z_0) = \mathbf{F}(z)\mathbf{F}^{-1}(z_0) = \begin{bmatrix} \cos[\omega\eta(z-z_0)] & \frac{1}{\omega\mu\eta}\sin[\omega\eta(z-z_0)] \\ -\omega\mu\eta\sin[\omega\eta(z-z_0)] & \cos[\omega\eta(z-z_0)] \end{bmatrix} \quad (5)$$

(4)式は、深さ z_0 と z の $\mathbf{f}(z)$ に関して、この $\mathbf{P}(z, z_0)$ を用いれば、一方の $\mathbf{f}(z)$ からもう一方の $\mathbf{f}(z)$ を求めることができることを意味している。

$\mathbf{P}(z, z_0)$ 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 つの均質層が深さ z の平面境界で接している時、2 層間の境界面で変位と応力は連続だから、境界面 z 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(6)式から、水平多層構造において、第 n 層中の深さ z_n の $\mathbf{f}(z_n)$ と第一層中の深さ z_0 の $\mathbf{f}(z_0)$ とを以下の式で結びつけることができる。

$$\begin{aligned} \mathbf{f}(z_n) &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+)\mathbf{f}(z_{n-1}^+) \\ &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+)\mathbf{f}(z_{n-1}^-) \\ &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+)\mathbf{P}(z_{n-1}^-, z_{n-2}^+)\mathbf{f}(z_{n-2}^+) \\ &\vdots \\ &= \mathbf{P}(z_n, z_{n-1}^+)\mathbf{P}(z_{n-1}^-, z_{n-2}^+)\cdots\mathbf{P}(z_1^-, z_0^+)\mathbf{f}(z_0^+) \\ &= \hat{\mathbf{P}}(z_n, z_0)\mathbf{f}(z_0) \end{aligned} \quad (8)$$

以上より、 z_n を地中、 z_0 を自由表面とすると、自由表面での応力 τ は 0 なので、(8)式の z_0 を地表として成分表示で書くと、

$$\begin{bmatrix} u_y \\ \tau_{yz} \end{bmatrix}_{z_n} = \hat{\mathbf{P}}(z_n, z_0) \begin{bmatrix} u_y \\ 0 \end{bmatrix}_{z_0} = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} \\ P_{21} & P_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_y \\ 0 \end{bmatrix}_{z_0} \quad (9)$$

と書ける。したがって $u_y(z_n)$ と $u_y(z_0)$ は (10) で関係づけられる。

$$u_y(z_n) = P_{11} u_y(z_0) \quad (10)$$

また、地表記録と地中記録のスペクトル比は、

$$\frac{u_y(z_0)}{u_y(z_n)} = \frac{1}{P_{11}} \quad (11)$$

で与えられる。すなわち P_{11}^{-1} はボアホールレー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。

また、基盤(z_n)への入射波と地表の変位の関係は、(3)式と(8)式から、

$$\mathbf{f}(z_n) = \mathbf{F}(z_n) \mathbf{w}(z_n) = \hat{\mathbf{P}}(z_n, z_0) \mathbf{f}(z_0) \quad (12)$$

と書け、これを \mathbf{w} について解くことにより求めることができる。ここで \mathbf{w} の成分 w_1 は downgoing 波、 w_2 は upgoing 波の振幅を表しており、最下層 z_n では w_2 は入射波の振幅を表す。また $\mathbf{f}(z)$ に関しては、地表では応力が 0 になる。地表の変位を l_0 とすると、(12)式より、

$$\begin{bmatrix} w_1 \\ w_2 \end{bmatrix} = \mathbf{F}^{-1}(z_n) \hat{\mathbf{P}}(z_n, z_0) \begin{bmatrix} l_0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (13)$$

と書ける。したがって、

$$\mathbf{B}(z_n, z_0) = \mathbf{F}^{-1}(z_n) \hat{\mathbf{P}}(z_n, z_0) \quad (14)$$

とすれば、

$$\begin{bmatrix} w_1 \\ w_2 \end{bmatrix} = \mathbf{B}(z_n, z_0) \begin{bmatrix} l_0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_{11} & B_{12} \\ B_{21} & B_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} l_0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (15)$$

と書けるので、入射波の振幅 w_2 は、地表の変位 l_0 を用いて、

$$w_1 = B_{21} l_0 \quad (16)$$

と書ける。この式によって、地表記録から基盤への入射波を推定することができる。

媒質が非弾性の性質を持つ場合、Silva (1976)によれば、S波の slowness S は以下のように書ける。

$$S^2 = \frac{1}{\beta^2} \frac{2}{1 + \sqrt{1 + Q^{-2}}} \left(1 + \frac{i}{Q} \right) \quad (17)$$

Q は非弾性的性質を表す quality factor である。ここで, horizontal slowness p は実数で, 全層と同じでなければならない。よって vertical slowness η は,

$$\eta^2 = \frac{1}{\beta^2} \frac{2}{1 + \sqrt{1 + Q^{-2}}} \left(1 + \frac{i}{Q} \right) - p^2 \quad (18)$$

となり, 非弾性的性質を上述の Propagator Matrix に組み込むことができる。 Q は周波数に関して一定あるいは依存性を持つと考えられているので, それを考慮して,

$$Q = Q_0 f^\alpha \quad (19)$$

とモデル化する。ここで, Q_0 と α は定数であり, $\alpha = 0$ の場合は, $Q = Q_0$ で, Q が周波数に依存しない一定の場合に相当する。また, (1) 式の剛性率 μ は ρ/S^2 で与えられ, 複素数となる。ここで, ρ は媒質の密度を表す。

2. 遺伝的アルゴリズム (GA) によるインバージョン

遺伝的アルゴリズム (GA) は, 自然淘汰, 交叉, 突然変異などの進化過程を模擬した操作によって, 解候補となるモデルを選抜し最適解を探索する手法である (三宮・他, 1998)。この手法は地震学での逆解析にも広く用いられており, 微動などの位相速度データから S 波速度構造を推定する際に有効である (例えば, 山中・石田, 1995)。本研究では, 地表とボアホールアレー観測点の記録から得られた S 波スペクトル比にこの方法を適用し, 地表からボアホール底までの S 波速度構造及び Q 構造を推定する。

具体的には, まず, ある探索範囲内で複数の速度構造モデルをランダムに生成する。それぞれのモデルは一定の長さの二進数として生成され, それらは“個体”と呼ばれる。次に, それぞれの個体を二進数から S 波速度と層厚の組み合わせになおす。この速度構造から Propagator Matrix を用いて理論スペクトル比を計算する。このスペクトル比と観測スペクトル比との差を *misfit* とし, これが小さいものほど適応度の高い個体とする。その適応度が高いものほど次の世代に生き残る確率を高くして, 個体の淘汰を行う。こうして生き残った個体に対し, 交叉や突然変異という操作を行う。各個体のコードについて, ある一定の確率でビットの一つを反転させるのが突然変異であり, 二つの個体のコードをある確率で途中で切って, そこから下のビットを入れ替えるのが交叉である。こうしてより適応度の高い新しい個体が生まれ得る。この一連の操作を経て, 新しい世代の一群の個体が得られる。さらにそれらの個体について再びそれぞれの *misfit* を計算し, 適応度に応じて淘汰をかけ, 交叉や突然変異を起こさせて次の世代の個体を生成する, という操作を繰り返す。最終的には適応度が高い似たような個体が大半を占め, 新しい個体が生まれにくくなり, *misfit* もなかなか下がらなくなる。そこで解が収束したと見なし, 計算を打ち切り, ここまでに生成された固体のうちで最も *misfit* の小さかったものを最適解とする。

III. 解析結果

KiK-net 観測点 TKCH 08 は十勝の大樹町にあり，地中観測点は深さ約 100 m に設置されている．検層データによると，表層約 80 m は砂礫から成り，その下に砂岩が存在している．地中観測点は砂岩の岩盤中にあり，岩盤の Vs は 2800 m/s である (Fig. 1)．本解析ではまず，TKCH 08 で

TKCH08 42.4847N 143.1564E elevation:+360m

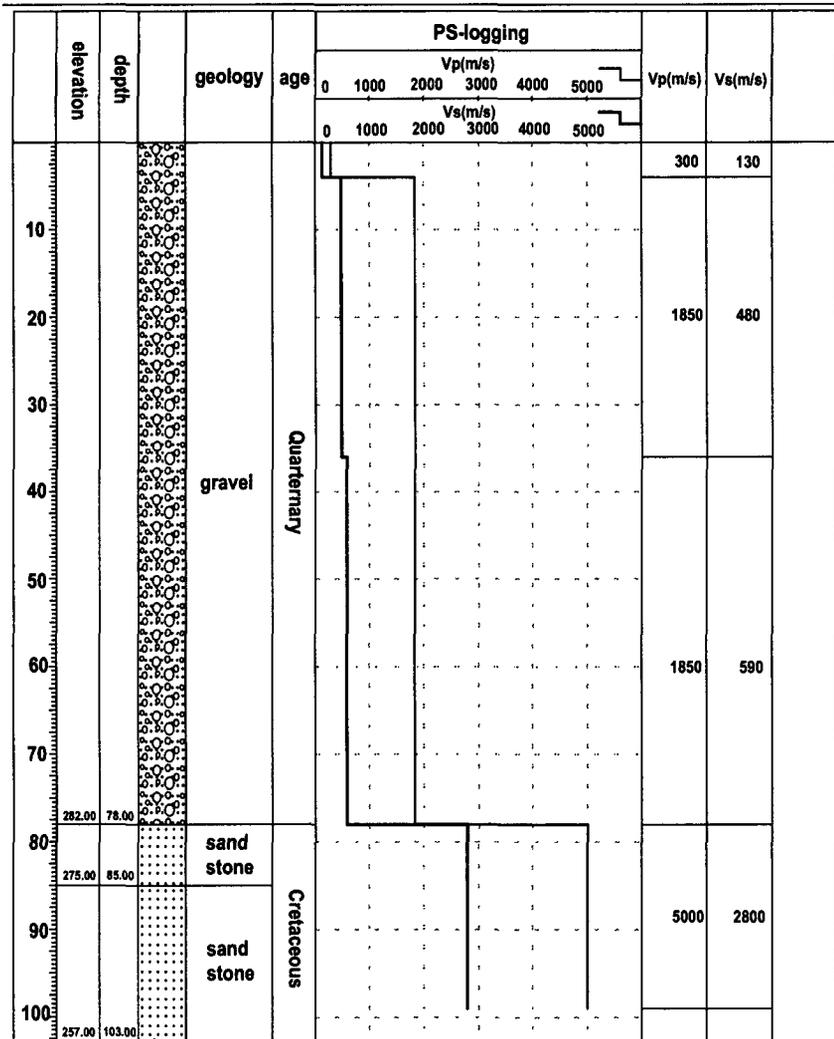


Fig. 1. P- and S-wave velocity structures constructed from PS-logging at KiK-net TKCH08. Seismometers are installed at the surface and at a depth of about 100m. This figure is taken from the web site of KiK-net (<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/ftppub/sitepdf/TKCH08-J.pdf>).

の観測データが検層データに基づく S 波速度構造による応答で説明できるかどうかを、地中と地表の S 波スペクトルの比を用いて検証する。

観測データとしては、震源の深さが 50 km 以深で、震央距離が震源の深さの 2 倍以内の地震による記録を使用した。これは、S 波のほぼ鉛直入射の仮定を満たすためである。以上の条件に合致する地震として 37 個を選んだ (Fig. 2(b))。地中及び地表のデータについて、S 波主要動部分を切り出し、その両端に 10% のコサインテーパーをかけ、それぞれのスペクトルから地中と地表の比を計算する。タイムウィンドウは表面波の影響を避けるため 10.24 秒とした。さらに、S 波部分のスペクトルをとる際には、S 波より前の波形部分のスペクトルをノイズスペクトルとして、その二倍よりも大きな振幅を有する S 波スペクトルのみを解析に用いた。さらに複数のスペクトル比についてその対数を取り、それらを平均したものを観測スペクトル比とする (Fig. 2(a))。これを一次元多重反射理論から計算されるスペクトル比 (11) 式に相当) と比較する。

理論スペクトル比の計算の際には、速度構造としては検層データを用い、最下層への S 波の入射角は鉛直であると仮定した。密度は 2000 kg/m^3 と仮定している。Q 値は観測スペクトル比とレベルを合わせるため、暫定的に $Q=5f$ とした。

観測スペクトル比と理論スペクトル比との比較を Fig. 2(a) に示す。これから、両者のスペクトル

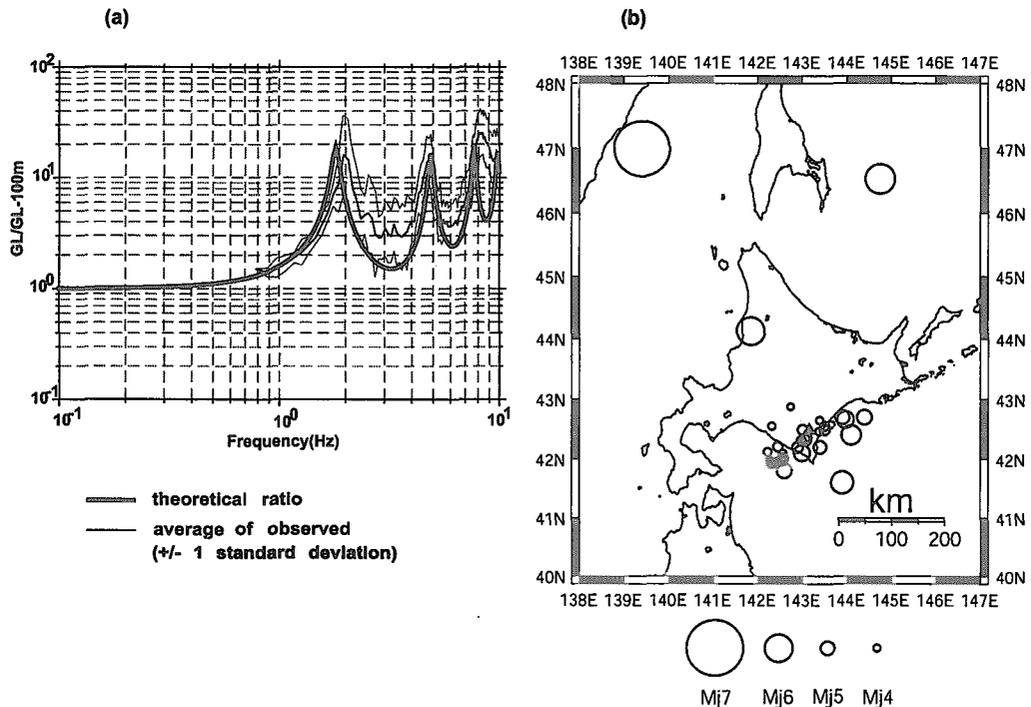


Fig. 2. (a) S-wave spectral ratios of surface data (GL) to borehole data (GL-100m); the average and standard deviation are shown by gray curves. The theoretical spectral ratio calculated using the S-wave velocity structure shown in Fig. 1 is drawn by a bold curve. In the calculation, we assume the vertical incidence and $Q=5f$. (b) Map showing the KiK-net TKCH08 site (Δ) and epicenters (\circ) used in estimation of the S-wave spectral ratios.

比の一次ピークがかなりずれていることが分かる。ピークの位置はS波の往復走時に関係しており、観測データと検層データから計算される走時とが違っていることを意味している。また、7-10 Hzにおいても両者に大きなずれがあり、これは観測スペクトル比に検層データからの応答では説明されない増幅が見られることを意味している。

以上の振幅スペクトル比のずれは、時間領域の波形にも影響すると考えられる。そこで(10)式と(11)式によって、地表記録から地中記録を、地中記録から地表記録を理論的に計算し、それぞれの観測波形と比較した (Fig. 3)。予測どおり、最大振幅や後続波の部分において両波形に不一致の見られることがわかる。そこで、観測データの応答特性を十分に説明できる速度構造を新たに求めることとした。

GAを用いた速度及びQ構造の推定では、速度構造モデルを4層とし、まずはQを暫定的に固定しておいて、GAを用いて層厚とS波速度を推定する。次に、得られた最適な速度構造モデルを用いて再びGAでQパラメータを推定する。これは、速度構造とQ構造を一度に推定すると、自由度が高すぎて結果が安定しないためである。

GAでフィッティングのターゲットとなる観測スペクトル比は、さきに理論スペクトル比との比較 (Fig. 2) で用いたものと同じである。まず、速度構造を推定するGAでは、層数4、密度2000 kg/m³、 $Q=5f$ 、鉛直入射として、速度構造モデルから Propagator Matrix を用いて理論スペクトル比を計算し ($R_{cal}(f)$)、観測スペクトル比 $R_{obs}(f)$ へのフィッティングを行う。フィッティングの範囲は0.8-10 Hzである。探索範囲は検層データを参考にして Table 1 に示すように設定した。特に高周波数帯の増幅を説明できるよう、最表層に薄くて速度の遅い層を入れられるような探索範囲とした。

また、速度構造の拘束条件として片道走時も考慮した。あらかじめ観測波形から読み取った片

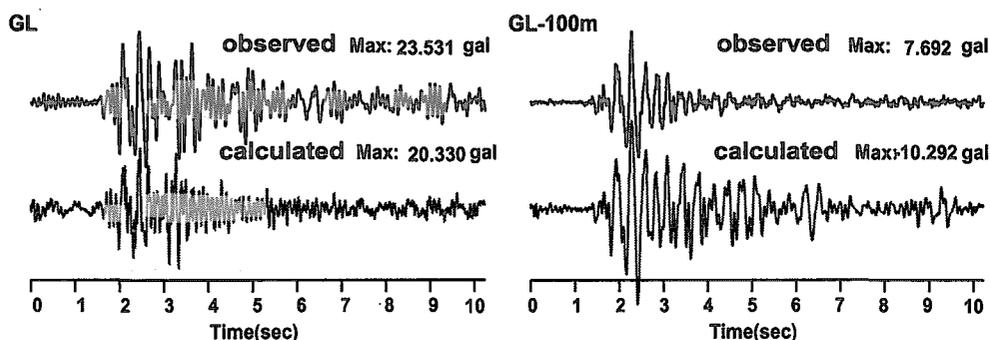


Fig. 3. A comparison between observed records (upper) and synthetic records (lower). The synthetic records are calculated based on PS-logging data shown in Fig. 1. The synthetic record at surface (GL) is calculated using the observed borehole record, and the synthetic record at borehole (GL-100m) is calculated using the surface record. The Q values are assumed to be $Q=5f$.

Table 1. Left: S-wave velocity structure obtained by PS-logging at KiK-net TKCH08. Right: Searching range of the S-wave velocity and Q_s structures used in GA inversion.

layer	PS-logging data		GA searching range			
	thickness(m)	Vs(m/s)	thickness(m)	Vs(m/s)	Q_0	alpha
1	4	130	0.1-5	10-200	0.1-10	0-1
2	32	480	1-40	10-600	1-50	0-1
3	42	590	60-80	200-800	10-50	0-1
4	25	2800		2000-3500	50-100	0-1

道走時と、速度構造モデルの理論走時が大きく違う場合には、そのモデルを不適合とする。また、以下に示す *misfit* には周波数ごとに重み（下式の $f_i^{0.5}$ ）をつけた。

$$misfit = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{\log R_{obs}(f_i) - \log R_{cal}(f_i)}{f_i^{0.5}} \right] + T_{diff} \quad (20)$$

ここで、 T_{diff} は定数で、モデルの片道走時が 0.16-0.18 秒以外の場合に加算されるペナルティである。この走時の範囲は観測波形から読み取った片道走時の範囲である。 T_{diff} はスペクトル比からの *misfit* に対してはるかに大きな値に設定してあるため（ここでは 100 など）、走時が上の範囲を外れることは事実上の致死因子となる。

具体的な計算においては、個体数は 50、世代数は 100、また、交叉確率は 0.7、変異確率は 0.1 とした。さらに乱数の種を変えて 5 回計算を行い、その中で最も *misfit* の小さかったモデルを最適解とした。

結果を Fig. 4(a), (b) に示す。これらの図面には、解の安定性を検討するために、最適解の他に、*misfit* が最小値+10%の範囲内にある解も示されている。GA インバージョンで得られたモデルでは、地中 25 m 付近にややコントラストの大きい境界面ができていているものの、そのモデルは、全体的には検層結果と大きく食い違うものではない。最適モデルでは高周波数帯で大きな増幅が見られるが、これは厚さ 1.5 m、S 波速度 50 m/s という最表層による増幅、あるいは最表層とそのすぐ下の層との速度コントラストによるものと思われる。

次に、上記で求めた最適な速度構造を用いて Q 構造を推定する。探索するパラメータは各層ごとの Q_0 および周波数依存性を示すパラメータ α である。探索範囲は Table 1 に示してある。*misfit* は以下の形とした。

$$misfit = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\log R_{obs}(f_i) - \log R_{cal}(f_i)| + W \sum_{k=2}^{nl} |Q_{0k} - Q_{0k-1}| \quad (21)$$

ここで、第二項は、ある層の Q_0 がそのすぐ上の層の Q_0 より小さい場合にのみ、その上の層との差を *misfit* に加算することを示す。 W は重み関数で、上の層の Q_0 の方が小さい場合は 0 となる。なお、個体数、世代数、交叉確率、変異確率、計算の回数は速度構造推定の場合と同じである。

計算結果は Fig. 4(c), (d) に示してある。これらの図面には、解の安定性を検討するために、最適解の他に、*misfit* が最小値+1%の範囲内にある解も示されている。Q 構造はスペクトル比のピークの高さにのみ影響し、谷の深さは主に速度構造によって決まっていることがわかる。また、

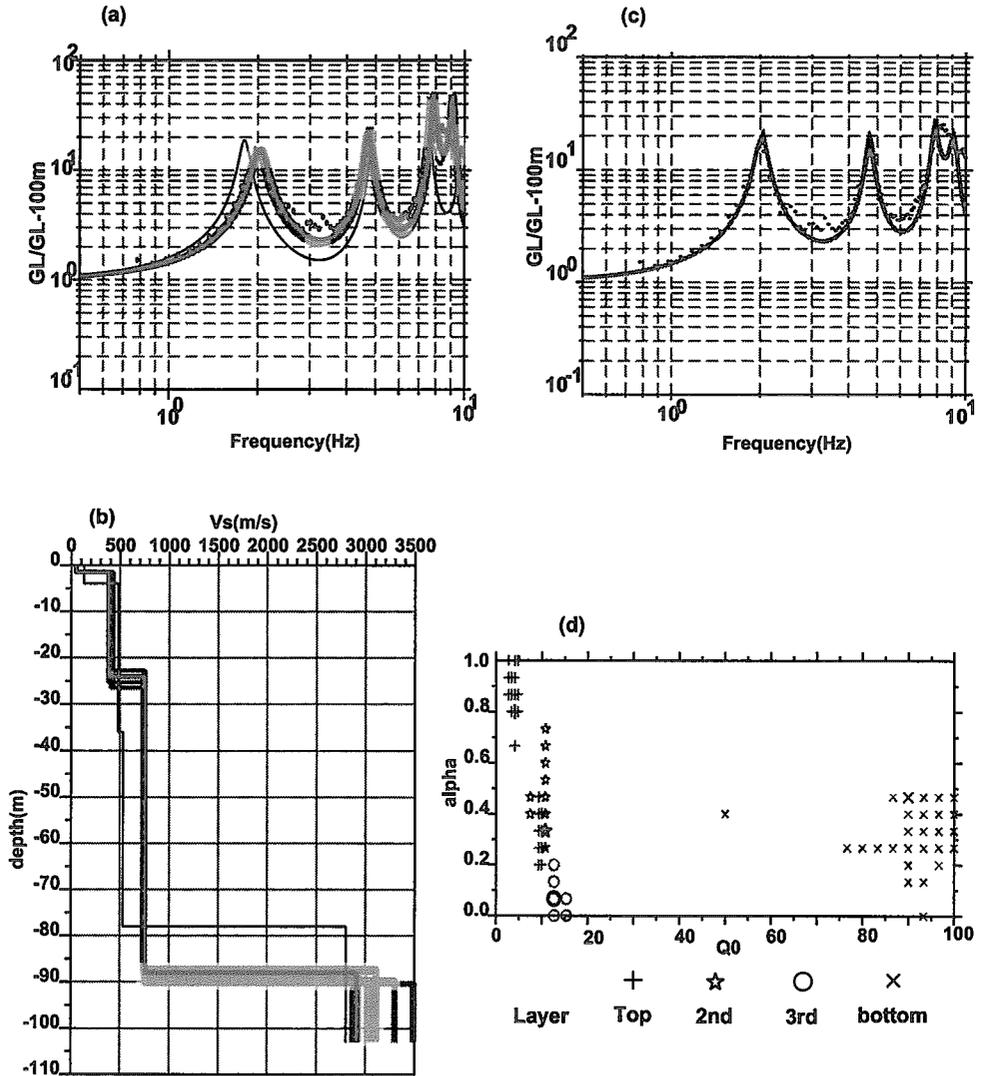


Fig. 4. Estimation of the S-wave velocity and Q structures by using GA inversion. First we estimate the S-wave velocity structure assuming $Q=5f$. The results are shown in (a) and (b). Next we estimate the Q structure assuming the most suitable S-wave velocity structure. The results are shown in (c) and (d). (a) Comparison of the observed spectral ratios (dots; the average values shown in Fig. 2) with the theoretical ones for various S-wave velocity structures shown in (b). A bold curve is the best fit one that shows the minimum misfit between the observed ratios and the theoretical ones. Gray curves are the second-best ones that show misfits within the minimum +10%. The theoretical ratios calculated based on the PS-logging data are also shown by a thin solid curve. (b) S-wave velocity structures used in calculation of the theoretical spectral ratios shown in (a). Various kinds of lines correspond to those of curves in (a). (c) Comparison of the observed spectral ratios with the theoretical ones for various Q structures shown in (d). A bold line is the best fit one and gray lines are the second-best ones with misfits within the minimum +1%. (d) Q structures used in calculation of the theoretical spectral ratios shown in (c). Q_0 and α for each layer are shown. Bold symbols mean the best Q model, and gray symbols are the second-best models with misfits within the minimum +1%.

Fig. 4(d)を見ると、最表層と最下層の Q の値はそれほど安定して求まっていないことが分かる。これはこの二層の Q 値がスペクトル比のピークの高さにほとんど影響を与えていないことを示している。これに対し、この構造の中で減衰に最も寄与しているのが3層目、次いで2層目と思われる。さきにGAの第一段階で求めたS波速度構造からみても、この二層をS波が通過するのにかかる時間は全体の走時の約80%を占めている。実際、Fig. 4(d)でこの二層の Q の値は狭い範囲で決まっている。この二層の値は10前後となっているが、これはこれまでの $Q=5f$ という仮定と矛盾するものではない。例えば、この二層の Q_0 値の平均を $10f^{0.2}$ とすると、2 Hzでの Q 値は11.5となり、 $Q=5f$ の場合には2 Hzで10である。したがって、一次ピークの高さはどちらでもほとんど同じになる。また、さきに速度構造のフィッティングでは周波数ごとに重みをつけたため、高周波数帯でのピークがやや高めに求まるものを解としていたが (Fig. 4(a)), Q 構造のフィッティングで周波数依存性 α を小さくすることでそれを調整している (Fig. 4(c)).

こうして得られた結果を用いて地表(地中)の波形から地中(地表)の波形を計算すると、振幅、位相ともによく合うことが分かる (Fig. 5)。周波数成分や後続波も Fig. 3 に比べるとよく合っ

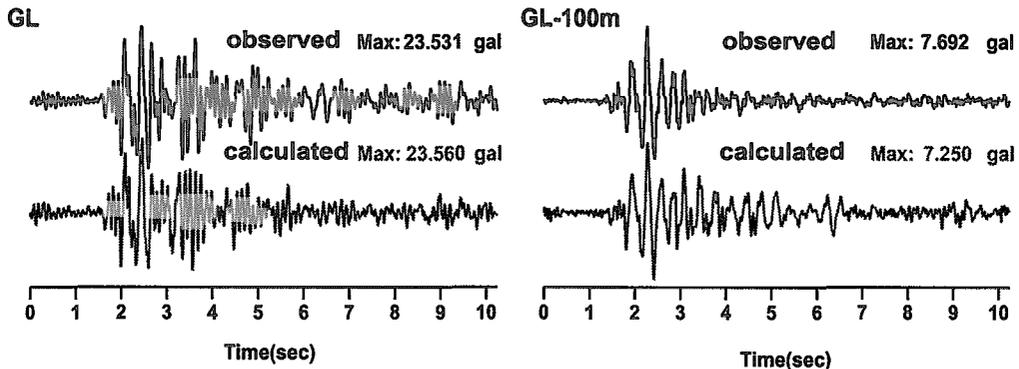


Fig. 5. A comparison between observed records (upper) and synthetic records (lower). The synthetic records are calculated based on the S-wave velocity and Q structures estimated by using GA inversion. The synthetic record at surface (GL) is calculated using the observed borehole record, and the synthetic record at borehole (GL-100m) is calculated using the surface record.

Table 2. S-wave velocity and Q structures obtained by using GA inversion.

Result of GA searching			
thickness(m)	V_s (m/s)	Q_0	alpha
1.5	49	4.0	0.80
22.5	382	10.8	0.33
64.1	757	12.7	0.07
14.9	2909	90.0	0.47

ているが、地上の観測波形の6-7秒付近に出ている周期約0.3秒の波は説明できていない。この波は一次元重複反射理論では説明できないものである可能性がある。

IV. 基盤への入射波の推定

地盤上の記録から堆積層の影響をはぎ取って基盤への入射波を推定することは、強震動の基本的な特性（例えば、経時特性）を評価する上で重要である（佐藤・他，1994）。ここでは、GAイ

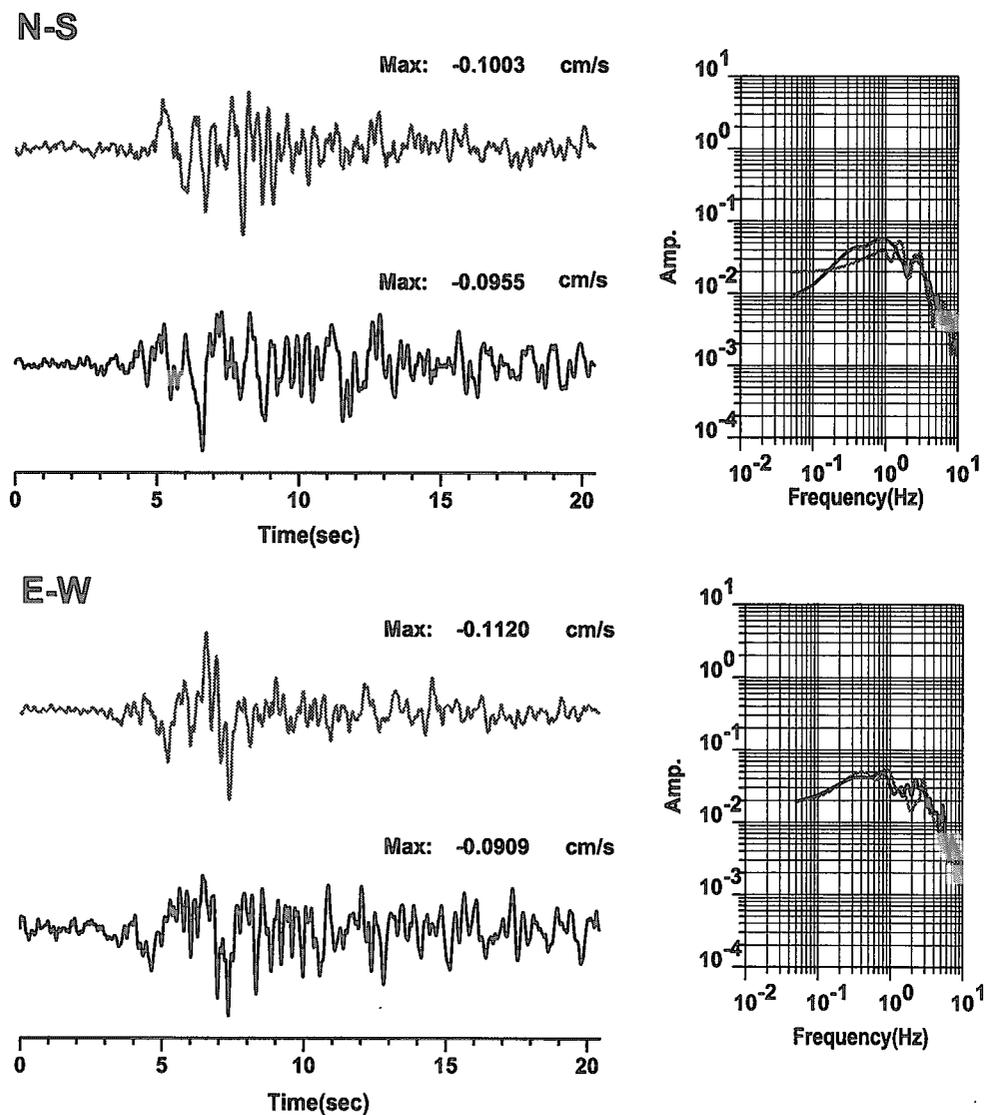


Fig. 6. A comparison between incident waves (velocity seismograms) at TKCH08 (black lines) and those at a rock site MOYORI (gray lines). The comparison of S-wave spectra (time window of about 20 sec) is also shown on the right panel.

ンバージョンで再評価された S 波速度及び Q 構造を用いて、TKCH 08 地点の基盤への入射波を (16) 式に基づいて推定し、実際に岩盤上で観測された記録と比較し、その妥当性について検討する。比較のために KiK-net 観測点 TKCH 08 から南南東へ約 25 km の地点にある広尾町茂寄 (MOYORI) 観測点の記録を用いる。この観測点には、地表から約 30 m の岩盤中の横穴に広帯域強震計が設置されている (笹谷・他, 2002)。岩盤観測点での SH 波のスペクトルの振幅は、自由表面の境界条件によって基盤入射波のその 2 倍になるはずである。

この比較においては、両観測点へ同一の S 波が入射していることが必要となる。この要件を満たすために、両観測点から震央への方位角の差が 20° 以内、両者の震央距離の差が 10% 以内の地震を選んだ。さらに、単純な S 波波形が期待できるように、震源の深さが 50 km 以深で震央距離が 200 km 以内の地震を選んだ。このようにして選ばれた 21 個の地震の震央を Fig. 7(b) に示す。TKCH 08 で推定された S 波基盤入射波及びそのスペクトルと MOYORI でのそれらの比較例を Fig. 6 に示す。それぞれの S 波スペクトルは、20.48 秒のタイムウィンドウ (両端に 10% のコサインテーパー) から得られたものに 0.2 Hz の Parzen Window (大崎, 1994) でスムージングしてある。両者の S 波速度波形はかなり似ており、さらに、両者のスペクトルはほぼ一致しているこ

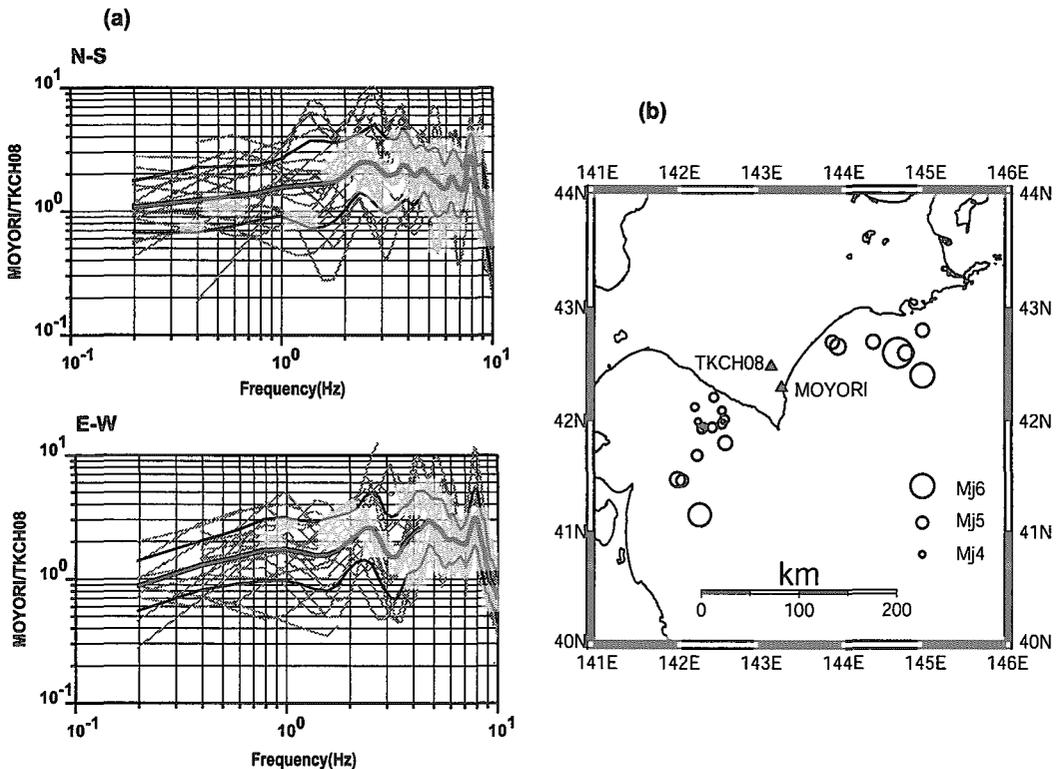


Fig. 7. (a) S-wave spectral ratios of MOYORI data to TKCH08 data. A bold curve shows the average values and thin curves, their standard deviations. (b) Epicenters of selected earthquakes used in calculation of the spectral ratios.

とがわかる。

すべての地震に対する S 波スペクトル比 (MOYORI / TKCH 08) の結果を Fig. 7(a) に示す。その図には、すべてのスペクトル比の重ね書き及びその対数平均と標準偏差が示されている。周波数 8 Hz 以上でスペクトル比は急激に減少している。これは、TKCH 08 での GA インバージョンの際に合わせ切れなかったスペクトル比 (地表 / ポアホール) 部分による影響と思われる (Fig. 4(c) 参)。また、1 Hz 以下の周波数では、スペクトル比が 2 よりも下がっているが、これは TKCH 08 での小さな地震のスペクトルが低周波数側でノイズ以下になるためと思われる。これらの周波数を除くと、ばらつきは大きいものの、スペクトル比の平均は予想通りほぼ 2 の周辺にある。また、水平 2 成分を比較するとスペクトル比の山や谷はまちまちであり、特定の周波数での増幅効果の存在は認められない。したがって、TKCH 08 で推定された基盤入射波は妥当であり、また逆に、MOYORI での観測波形は、TKCH 08 のポアホール底と同じ約 3000 m/s の S 波速度を有する基盤上で観測されるものと同様と考えられる。

V. ま と め

KiK-net 観測点 TKCH 08 において、地表と地中との S 波スペクトル比に対して GA インバージョン法を適用し、S 波速度構造及び Q 構造を評価した。さらに、この GA で求めた構造から推定した TKCH 08 での基盤入射波を岩盤観測点 MOYORI での観測波形と比較し、かなり良い一致を得た。今後は、MOYORI のみならず TKCH 08 での推定基盤入射波を用いて、岩盤上での強震動の特性を調べる計画である。

謝辞 本研究においては、防災科学研究所の基盤強震観測網 KiK-net の観測記録とポアホールの検層結果を利用させて頂きました。一次元重複反射理論及び Propagator Matrix の計算方法については、地震学及び火山学研究室の吉田邦一氏に多大な御助力を頂きました。東京工業大学の山中浩明助教授には、GA の手法を丁寧に御教授頂きました。本研究で使用した GA のプログラムは同氏によるものを基にしています。記して感謝いたします。

参考文献

- Aki, K. and P.G. Richards, 1980. *Quantitative Seismology*, Vol. 1, W. H. Freeman & Co., San Francisco, 557pp.
- 大崎順彦, 1994. 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 229 pp.
- 齋藤誠治・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.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明, 1994. ポアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28.
- 笹谷努・前田宜浩・吉田邦一・森川信之・一柳昌義・本谷義信・笠原稔, 2002. 北海道における広帯域速度計による強震観測, 北海道大学地球物理学研究報告, 65, 335-345.
- 三宮信夫・喜多一・玉置久・岩本貴司, 1998. 遺伝アルゴリズムと最適化, システム制御情報ライブラリー, システム制御情報学会編, 185 pp.
- Silva, W., 1976. Body Waves in a Layered Anelastic Solid, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1539-1554.

- 山中浩明・石田寛, 1995. 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, **468**, 9-17.
- 吉田邦一・笹谷努, 2000. ホ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, 北海道大学地球物理学研究報告, **63**, 43-64.