



ロックフィルダムの地震観測記録に基づく地震波の伝播速度の検討

茂木秀則¹⁾, 川上英二²⁾

1) 正会員 埼玉大学理工学研究科, 准教授 博士 (工学)

e-mail : hmogi-2008f@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

2) 正会員 埼玉大学理工学研究科, 名誉教授 工博

e-mail : kaw@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

要 約

四時ダム（福島県いわき市, センターコア型ロックフィルダム, 堤高 83.5 m）は 2011 年東北地方太平洋沖地震ならびに 2011 年福島県浜通り地震の強震動を受けており, 本ダムで得られた長期間にわたる加速度記録はロックフィルダム堤体の動的物性を検討する上で極めて貴重な記録である。本研究では本ダムの観測記録に NIOM 解析を適用し, 強震動とその前後の S 波の伝播時間の変化を検討した。その結果, (1) 東北地方太平洋沖地震以前の伝播時間の 0.153 s (平均伝播速度 565 m/s) に対して, 本震主要動では堤体の非線形挙動により最大で 0.23 s (375 m/s) まで増加したこと, (2) この変化はせん断弾性係数が初期値のおよそ 45% まで減少したことに対応し, その際の歪レベルは $2\sim3\times10^{-4}$ 程度と見積られること, (3) 福島県浜通り地震においても東北地方太平洋沖地震と同様の伝播時間の変化がみられること, また, (4) 堤体の内部減衰も本震主要動で増加し, 主要動後に低下するが, この変化は伝播時間の変化と同じような挙動を示すこと, などを指摘した。

キーワード : 2011 年東北地方太平洋沖地震, ロックフィルダム, 地震波の伝播時間, 経時変化, NIOM 法

1. はじめに

土は非線形化する歪レベルが小さく, 間隙水圧の変化やセメンテーションなどによる時間的な剛性変化も生じるため, 室内実験や理論解析だけから土構造物の地震時の挙動を正確に推定することは難しい。従って, 土質材料からなるフィルダムにおいても実験値や理論値だけでなく, 実際の地震観測記録に基づいて堤体の剛性や強度を把握していくことが望ましい。

強震記録に基づいて堤体の剛性やその変化を論じた研究として, 佐々木ら¹⁾, Yasuda and Matsumoto²⁾, また近年では大町・田原^{3),4)}, 佐藤ら⁵⁾, 黒田ら^{6),7)}, 茂木ら^{8),9)} などが行われている。例えば, 佐々木らは長柄ダム（独立行政法人水資源機構・千葉県市原市）で観測された 1987 年千葉県東方沖地震の本震記録を詳細に検討し, 堤体内の地震波の伝播速度を推定するとともに, 強震動によるダム堤体の剛性低下を指摘している¹⁾。また, 大町らは, 荒砥沢ダム（宮城県栗原市）における 2008 年岩手・宮城内陸地震とその前後のダム堤体内の地震観測記録の位相差から堤体内の伝播速度を求め, (1) コアの S 波速度が本震以前の値である 500 m/s から本震時には 200 m/s (上下流方向成分) ~ 300 m/s (ダム軸方向成分) まで低下したこと,

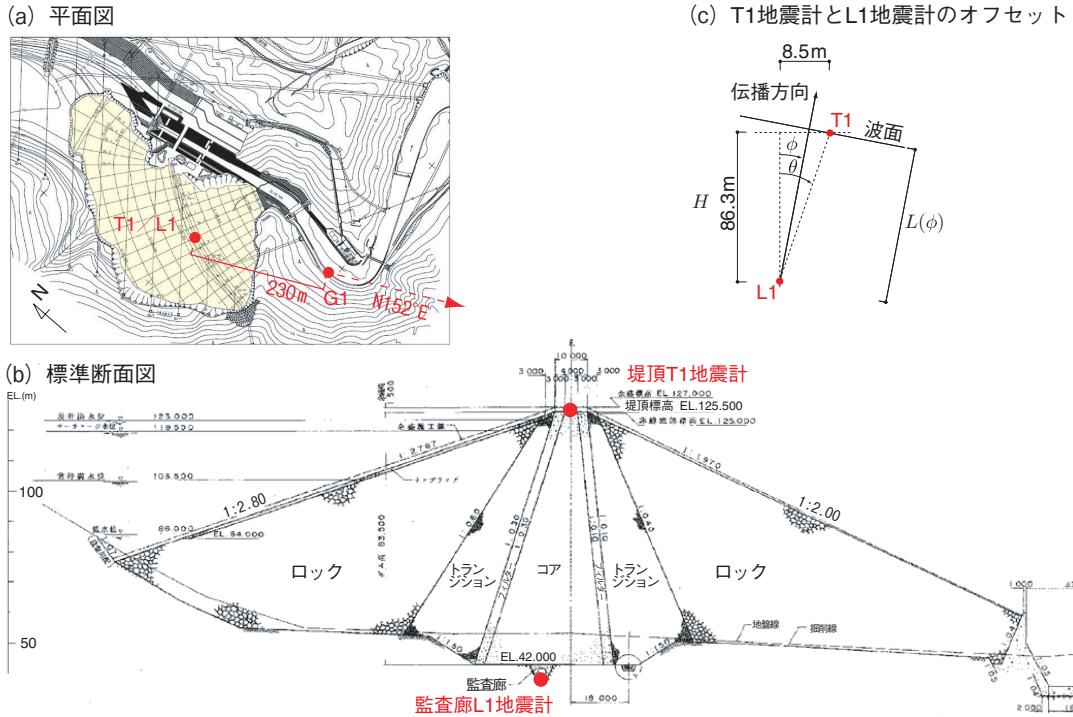


図 1 四時ダムの (a) 平面図 (着色部分が堤体) と (b) 標準断面図¹³⁾. 地震計は堤体中央部の監査廊 L1 と堤頂 T1, 下流 G1 の計 3 点に設置されている. (c) L1, T1 地震計の相対位置と角度の定義.

(2) 本震以前の S 波速度に回復するまでに 1 年以上を要したことなどを明らかにしている^{3),4)}. 一方、堤体のバリエーションと比較して検討例が少なく、今後とも同様の検討を進めていく必要がある.

川上らは鉛直アレー観測記録から地震計間を伝播する地震波の伝播時間を精度よく求める方法として Normalized Input-Output Minimization (NIOM) 解析を提案し、様々な観測記録に適用してその有効性を示している^{10),11)}. また、1995 年兵庫県南部地震におけるポートアイランドの鉛直アレーの観測記録に NIOM 法を適用し、液状化によって、液状化層を挟む上下の地震記録の相關性が著しく減少すること、本震のコーダ部に含まれる余震の解析から S 波速度の低下が検出されることなどを指摘している¹²⁾.

本研究では四時ダム（福島県いわき市山玉町、川部町）¹³⁾の地震観測記録に NIOM 法を適用して、監査廊と堤頂の地震計間の伝播時間から、堤体の平均的な S 波速度とせん断弾性係数を求めた. また、本記録では極めて安定した入出力モデルが得られたことから、NIOM 解析に基づいて、堤体材料の非線形化に伴う内部減衰の変化を検討した. さらに、監査廊と下流地盤上の地震計間の波動の到着時間差を求め、時間差と震源方位、入射角との関係を論じた.

2. 解析記録

2.1 堤体と地震観測記録

四時ダムは竣工 1984 年 3 月、堤高 83.5 m、堤頂長 300.0 m のセンターコア型のロックフィルダムである（図 1）. 地震計は堤体中央部の監査廊 L1 (EL.38.7 m) と堤頂 T1 (EL.125.0 m)、下流 G1 (EL. 36.0 m) の 3 カ所に設置されている. 図 1 にみるように、下流 G1 地震計は堤体中央部からみて N152°E、およそ 230 m の位置にある. 四時ダムでは竣工以来一貫してノイズの少ない良質な地震記録が残されており、1995 年に地震観測装置がデジタル収録に変更された以降でも 2015/5/30 の記録まで 1,675 記録を数える. これらの記録には、2011/3/11 東北地方太平洋沖地震やいわき市内陸部で生じた 2011/4/11 福島県浜通り地震 ($M7.0$, 震央距離 6 km) などの著しい強震記録も含まれており、ロックフィルダムの堤体物性の経時変化や非線形

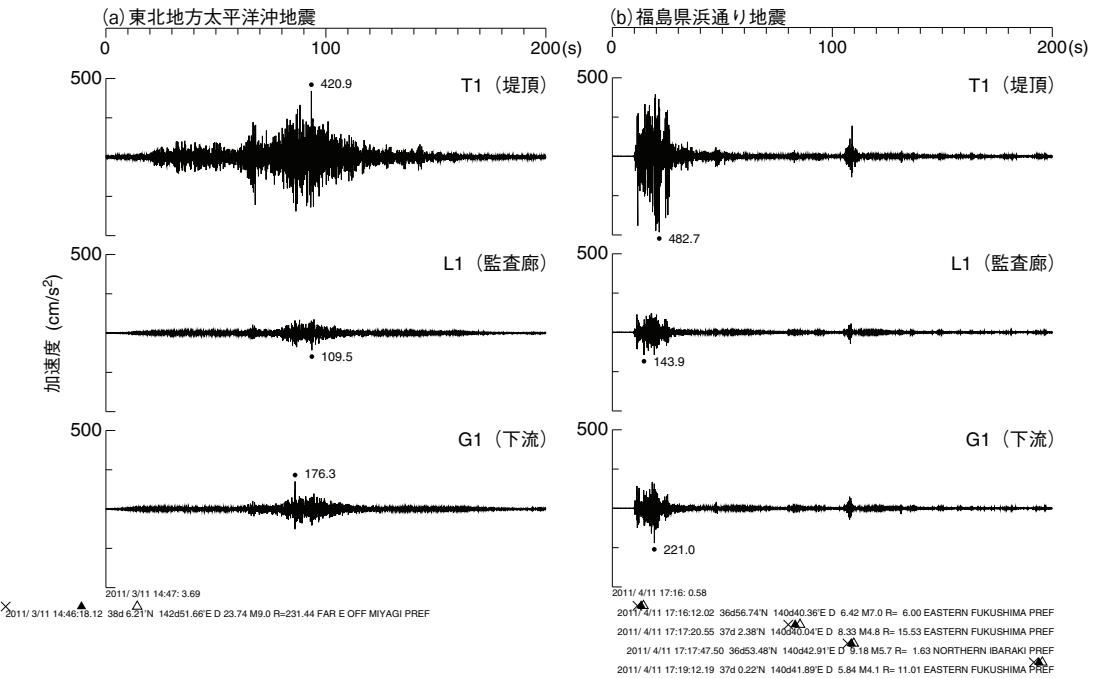


図2 四時ダムにおける東北地方太平洋沖地震と福島県浜通り地震の加速度波形（上下流方向成分・200 s 間分）。 $\times\blacktriangle\triangle$ は地震月報¹⁴⁾による発震時刻、JMA2001 走時表¹⁵⁾によるP波とS波の初動時刻。

挙動を検討する上で極めて貴重な記録である。代表的な記録として2011年東北地方太平洋沖地震と福島県浜通り地震の加速度記録（N116.5°E成分・以降はこの方向成分を堤体、下流の地震計を問わず上下流方向成分と称する）を図2に示す。図中の×は地震月報（カタログ編）¹⁴⁾による発震時刻、また、▲△の記号はそれぞれ、JMA2001走時表¹⁵⁾を用いて算定した四時ダムにおけるP波とS波の初動時刻を示す。算定した初動時刻には、地震によっては数秒のずれが認められたが、これは時報放送を用いた収録器の時刻校正に誤差が生じやすいためと考えられる。一方、1台の収録器で全チャンネルのサンプリングをしているため、チャンネル間の同期については問題がない。なお、2011年東北地方太平洋沖地震と福島県浜通り地震の観測記録は国土技術政策総合研究所資料として公開¹⁶⁾されているが、同資料中の下流G1地震計の方向成分に誤りがあることに注意を要する。震源の特定できた1,568地震の震央分布を図3に示す。なお、震源が特定できなかった107記録はその多くがダム近傍の微小地震によるものである。

2.2 T1 地震計とL1 地震計のオフセット

図1(b)にみるように、監査廊L1地震計と堤頂T1地震計は水平方向に8.5 m程度オフセットして配置されている。図1(c)に示すように、堤体の形状を考えず、かつ、堤体内の速度分布を均一と見なして平面波が一方向に伝播するものとすると、平面波が1つの地震計を通過してから他方の地震計に到達するまでに伝播する距離 $L(\phi)$ に対してオフセットの与える影響は次式のように表される（すなわち、平面波の伝播方向が2点の地震計を結んだ直線と同方向の場合には伝播距離は地震計間の距離と一致し、直交する場合には同一波面が2点の地震計に同時に到達するため伝播距離が0となる）。

$$L(\phi) = \frac{H}{\cos \theta} \cos(\theta - \phi) = H (\cos \phi + \tan \theta \sin \phi) \quad (1)$$

ここで、 H はL1とT1の鉛直距離(86.3 m)、 ϕ は平面波の伝播方向、また、 θ は鉛直線とL1-T1を結ぶ線のなす角であり、 $\tan \theta = 8.5/86.3 \sim 0.1$ である。式(1)の右辺第1項は入射角が伝播距離に与える直接的な影響を表す。この項から厳密にいえば地震計配置に関わらず鉛直入射($\phi=0^\circ$)の地震波に基づいて伝播

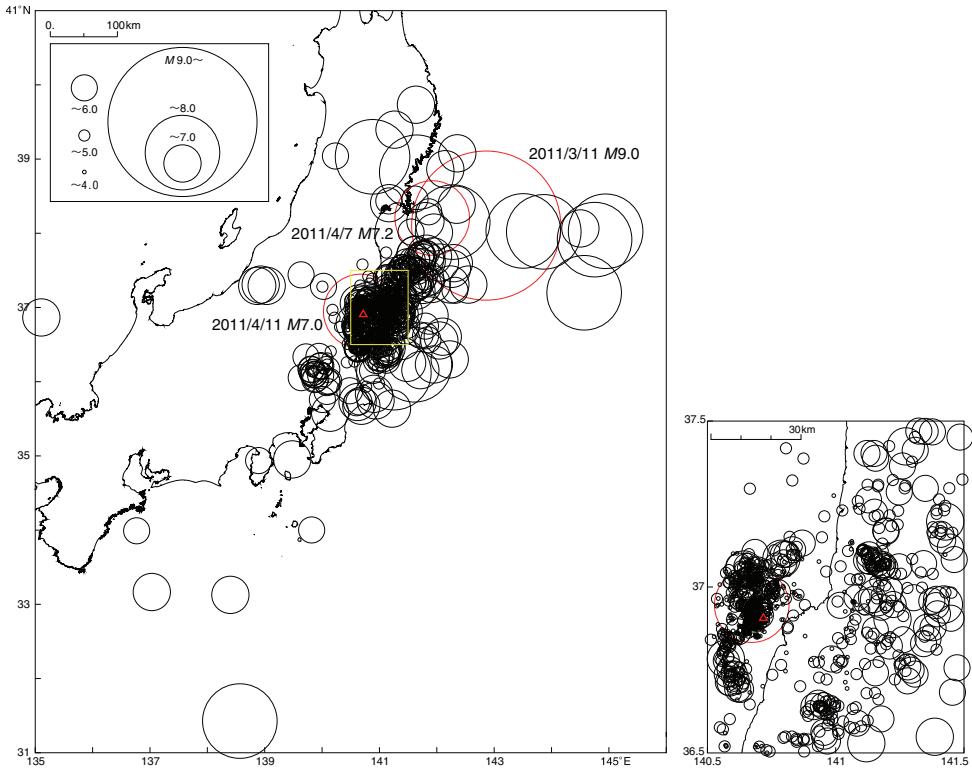


図3 NIOM 解析を行った地震のうち、震源の特定できた1,568地震の震央分布。図中、△は四時ダムの位置を示す。

時間を推定する必要があることがわかる。第2項はオフセット量に起因する量で、オフセット量と伝播方向の双方に応じた誤差が生じるが、 ϕ に関して奇関数であるため多くの地震に関して伝播時間を平均すればこの誤差はキャンセルできるものと考えられる。なお、入射角 $\phi=10^\circ, 20^\circ$ のとき、式(1)の右辺第1項は0.985 (1.5%の誤差), 0.940 (6%), 第2項は0.017 (1.7%), 0.034 (3.4%) であり、数%程度の誤差を含み得ることに注意を要する。

3. 解析手法

3.1 NIOM 解析の概要

本解析はNIOM法^{10),11)}に基づくものであるが、波動伝播に伴う振幅の変化についても検討するために若干の変更を行った。

同時観測されたアレーの2点の観測記録を $f(t), g(t)$ とする。ここで、 $f(t)$ を監査廊における（下方の）地震計の記録、 $g(t)$ を堤頂（上方）の地震計の記録とする。この2つの記録の振動数領域の関係は、伝達関数 $H(\omega)$ を用いて以下のように関連づけることができる。

$$G(\omega) = H(\omega)F(\omega) \quad (2)$$

$$F(\omega) = H^{-1}(\omega)G(\omega) \quad (3)$$

ここで、 $F(\omega), G(\omega)$ はそれぞれ、 $f(t), g(t)$ のフーリエ変換である。

伝達関数はシステムの物理的特性だけに依存するので、モデル化された入力と出力の間にも同様な次の

関係が成り立つものとする.

$$Y_g(\omega) = H(\omega)X(\omega) \quad (4)$$

$$Y_f(\omega) = H^{-1}(\omega)X(\omega) \quad (5)$$

ここで、式(4)の $Y_g(\omega)$ は下の点の波形を別の波形 $x(t)$ に置き換えたときの上の点の波形のフーリエ変換を、式(5)の $Y_f(\omega)$ は上の点の波形を $x(t)$ に置き換えたときの下の点の波形のフーリエ変換を表している。すなわち、従来の NIOM 法^{10,11)} では、伝達関数 $H(\omega)$ で表される $G(\omega)$ と $F(\omega)$ との関係が上下の 2 点の単純化された波形（本研究では $Y_g(\omega)$ と $Y_f(\omega)$ ）の間で成立しているのに対し、本論文では $X(\omega)$ と $Y_g(\omega)$ 、および、 $X(\omega)$ と $Y_f(\omega)$ の間で成立するものとしている点が異なっている。以降では、上記のように入力として置き換えに用いる別の波形 $x(t)$ とそのフーリエ変換 $X(\omega)$ を「入力モデル」、また、式(4)(5)で算定される出力 $y_g(t)$ 、 $y_f(t)$ とそのフーリエ変換である $Y_g(\omega)$ と $Y_f(\omega)$ を「出力モデル」と呼ぶ。

入力モデル $X(\omega)$ の離散フーリエ逆変換は次式で与えられる。

$$x(t_m) = \Delta\omega \sum_{i=-N}^N X(\omega_i) \exp(j\omega_i t_m) \quad (6)$$

ここで、 j は虚数単位、 t_m 、 ω_i は離散化された時間と角振動数を表し、それぞれ、 $m\Delta t$ 、 $i\Delta\omega = i2\pi/(N\Delta t)$ 、 $(i = -N, \dots, N, m = 0, \dots, 2N)$ で与えられる。また、 Δt は地震記録の時間ステップである。

$t = 0$ 、すなわち $m = 0$ における入力モデルの振幅を単位振幅に規準化すると、式(6)から次式が得られる。

$$x(0) = \Delta\omega \sum_{i=-N}^N X(\omega_i) = 1 \quad (7)$$

より単純化されたパルス形状の入力モデルとそれに対応する出力モデルを求めるために、ラグランジエ未定乗数法を用いて、入力モデル $x(t)$ と出力モデル $y_f(t)$ 、 $y_g(t)$ 、さらに、これらの時間微分である $dx(t)/dt$ と $dy_f(t)/dt$ 、 $dy_g(t)/dt$ のフーリエ振幅の自乗和を式(7)の制約条件付きで最小化する。

$$\begin{aligned} L &= \sum_{i=-N}^N \left[c_X |X(\omega_i)|^2 + k_X \omega_i^2 |X(\omega_i)|^2 + c_Y |Y_g(\omega_i)|^2 + k_Y \omega_i^2 |Y_g(\omega_i)|^2 + c_Y |Y_f(\omega_i)|^2 + k_Y \omega_i^2 |Y_f(\omega_i)|^2 \right] \\ &\quad - \lambda \left\{ \Delta\omega \sum_{i=-N}^N X(\omega_i) - 1 \right\} \end{aligned} \quad (8)$$

ここで、 λ はラグランジエ乗数、 c_X 、 c_Y はそれぞれ、入力モデル $x(t)$ と出力モデル $y_f(t)$ 、 $y_g(t)$ に対する重み係数、また、 k_X 、 k_Y はこれらの時間微分 $dx(t)/dt$ 、 $dy(t)/dt$ に対する重み係数である。モデルの波形とそれを時間で微分した波形との重み係数の比が入力と出力に対して等しいものと考えると、重み係数は次式の関係を満足するものとして設定できる。

$$\frac{k_X}{c_X} = \frac{k_Y}{c_Y} = k \quad (9)$$

また、入力と 2 つの出力を対等に扱うことにすると、これらに対する重み係数である c_X 、 c_Y はともに 1 に設定できる。この場合、重み係数としては k だけを与える必要があるが、 k を増加させることは入出力モデルの高振動数成分の振幅を減少させることに相当する。

二つの実関数 $p(\omega)$, $q(\omega)$ を用いて, $X(\omega_i) = p(\omega_i) + jq(\omega_i)$ とおくと式(4)(5)(8)より次式が得られる.

$$L = \sum_{i=0}^N \epsilon_i \left\{ (1 + k\omega_i^2) (1 + |H(\omega_i)|^2 + |H^{-1}(\omega_i)|^2) \right\} \{p(\omega_i)^2 + q(\omega_i)^2\} - \lambda \left[\Delta\omega \sum_{i=0}^N \epsilon_i p(\omega_i) - 1 \right] \quad (10)$$

ここで, $\epsilon_0 = 1$, $\epsilon_i = 2$ ($i \neq 0$) である. 式(10)では $c_X = c_Y = 1$, $k_X = k_Y = k$, ならびに, $x(t)$ が実関数であることを仮定し, $p(-\omega) = p(\omega)$, $q(-\omega) = -q(\omega)$, $q(0) = 0$ を用いた.

$$\frac{\partial L}{\partial \lambda} = \frac{\partial L}{\partial p(\omega_i)} = \frac{\partial L}{\partial q(\omega_i)} = 0, \quad (i = 0, \dots, N) \quad (11)$$

より,

$$\Delta\omega \sum_{i=0}^N \epsilon_i p(\omega_i) = 1 \quad (12)$$

$$2 (1 + k\omega_i^2) (1 + |H(\omega_i)|^2 + |H^{-1}(\omega_i)|^2) p(\omega_i) - \lambda \Delta\omega = 0 \quad (13)$$

$$2 (1 + k\omega_i^2) (1 + |H(\omega_i)|^2 + |H^{-1}(\omega_i)|^2) q(\omega_i) = 0 \quad (14)$$

式(14)より $q(\omega_i) = 0$, ($i = 0, \dots, N$) が得られる.

式(13)から

$$p(\omega_i) = \frac{\lambda \Delta\omega}{2 (1 + k\omega_i^2) (1 + |H(\omega_i)|^2 + |H^{-1}(\omega_i)|^2)} \quad (15)$$

これを式(12)に代入すると

$$\lambda (\Delta\omega)^2 \sum_{i=0}^N \frac{\epsilon_i}{2 (1 + k\omega_i^2) (1 + |H(\omega_i)|^2 + |H^{-1}(\omega_i)|^2)} = 1 \quad (16)$$

より,

$$\lambda = \frac{1}{(\Delta\omega)^2 \sum_{i=0}^N \epsilon_i \frac{1}{2 (1 + k\omega_i^2) (1 + |H(\omega_i)|^2 + |H^{-1}(\omega_i)|^2)}} \quad (17)$$

が得られる.

式(17)を式(15)に代入すると次式が得られる.

$$X(\omega_i) = p(\omega_i) = \frac{1}{\Delta\omega \sum_{\ell=0}^N \epsilon_{\ell} \frac{1}{(1 + k\omega_{\ell}^2) (1 + |H(\omega_{\ell})|^2 + |H^{-1}(\omega_{\ell})|^2)}}, \quad (18)$$

$$Y_g(\omega_i) = H(\omega_i) X(\omega_i), \quad Y_f(\omega_i) = H^{-1}(\omega_i) X(\omega_i) \quad (19)$$

さらに, 式(18)(19)をフーリエ逆変換すると時間領域の入出力モデル（すなわち, 単純化されたパルス波形）として $x(t)$, $y_g(t)$, $y_f(t)$ が得られる.

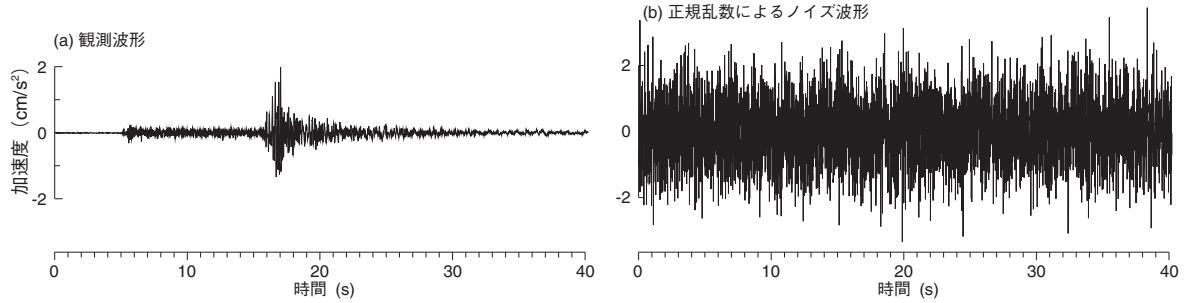


図 4 NIOM 解析の試行に用いた波形. (a) ロックフィルダムの監査廊における実記録. (b) ノイズ成分として作成した正規乱数列の例

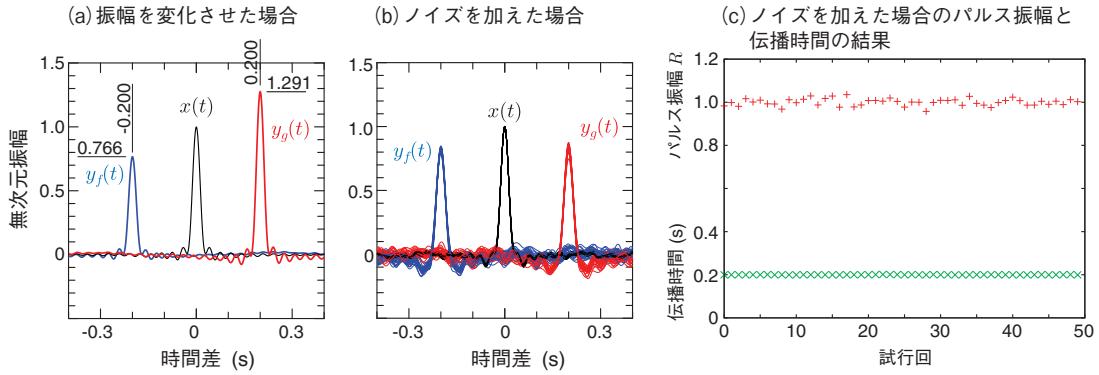


図 5 NIOM 解析の試行結果. (a) 堤頂の波形を監査廊の波形に対して 0.2s 遅れ, 振幅を 1.3 倍とした場合の解析結果, (b) 堤頂の波形を監査廊の波形に対して 0.2s 遅れ, 振幅は等倍とし, 独立なノイズ成分 (図 4 に例示するノイズ波形の振幅を 0.1 倍としたもの) をそれぞれの波形に加えた場合の解析結果. 試行回数は 50 回. (c) ノイズを加えた場合 (b) における伝播時間とパルス振幅 R の結果.

3.2 NIOM 解析の試行例と入出力モデルの解釈

本解析に先立ち, 1 つの実観測波形を用いた試行的な解析を実施した. 解析に用いた波形を図 4(a) に示す. この波形を監査廊における波形とし, さらに, この波形を 0.2s 遅らせ, 振幅を 1.3 倍した波形を堤頂における波形として NIOM 解析を試行した結果を図 5(a) に示す. なお, 用いた波形の時間ステップは 0.01s であるが, 式(18)(19)の $X(\omega)$, $Y_f(\omega)$, $Y_g(\omega)$ に「後続の 0」を付加してデータ数を 32 倍に増やしてからフーリエ逆変換することで, 得られる入出力モデルの時間ステップを $1/32$ (3.125×10^{-4} s) に内挿している.

図 5(a) の入力モデル $x(t)$ と出力モデル $y_g(t)$ のピークをみると, 入力モデルの 0s におけるピークが堤頂では +0.2s に生じていることが読み取れる. また, ピークの振幅についても, 入力モデルの 0s における振幅 1 に対して, 出力モデル $y_g(t)$ のピークは 1.291 となっており, ほぼ仮定した增幅倍率が得られている. 一方, 出力モデル $y_f(t)$ は堤頂の波形を入力モデルに置き換えていたため, ピークの時間は -0.2s, 振幅も 0.766 (1/1.305) となり, この場合についても仮定した增幅倍率をほぼ示していることがわかる.

次に, 監査廊と堤頂の波形に正規乱数列を付加して両者の相関を低下させた場合について検討した. 用いた正規乱数列の例を図 4(b) に示す. 監査廊の波形 (図 4a) と堤頂の波形 (0.2s 遅れ, 振幅は 1 倍) の双方に, 独立な正規乱数列 (振幅は 0.1 倍) を付加して解析を行った. この場合の試行 50 回の解析結果を図 5(b) に示す. この結果から図 5(a) と同様にほぼ仮定した伝播時間が推定されていることがわかる. 一方, 出力モデルのピーク振幅は仮定した 1.0 倍よりも小さくなってしまっており, 増幅特性だけでなく, 2 つの波形の相関によってもピーク振幅が変化することがわかる. ただし, 相関の低下によるピーク振幅の低下は 2 つの出力モデル $y_g(t)$, $y_f(t)$ の双方にほぼ等しく生じている. この影響を c とおくと, それぞれのピーク振幅は次式

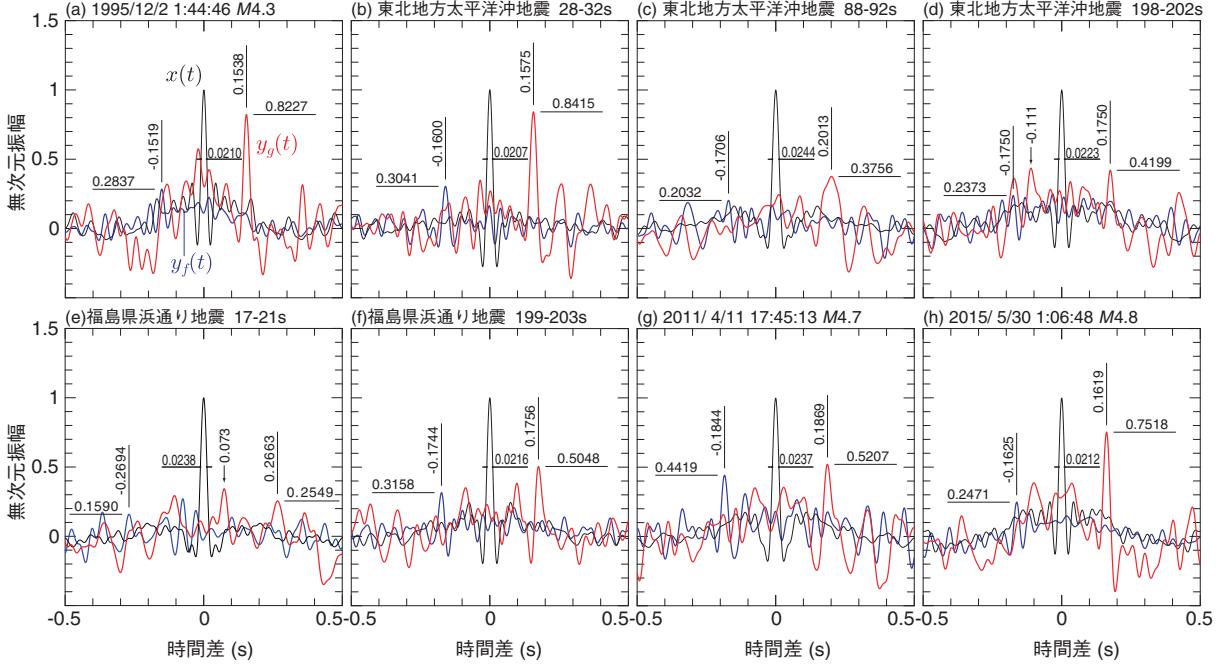


図 6 監査廊 L1 一堤頂 T1 間の上下流方向成分の入出力モデルの例. 図中, 黒細線が入力モデル $x(t)$, 赤線が出力モデル $y_g(t)$, 青線が出力モデル $y_f(t)$ を示す. 図中の数値は読み取った伝播時間 (s) とピーク振幅, 入力モデルのパルス幅 (s) を示す. (a) 1995/12/2 1:44:46.04, 福島県東部, $M4.3$, 震央距離 74.6 km, (b) 東北地方太平洋沖地震, 28–32 s, (c) 同主要動部分, 88–92 s, (d) 同コーダ部分, 198–202 s, (e) 福島県浜通り地震主要動部分, 17–21 s, (f) 同コーダ部分, 199–203 s, (g) 2011/4/11 17:45:13.51, 福島県東部, $M4.7$, 震央距離 4.8 km, (h) 2015/5/30 01:06:47.98, 茨城県南西部, $M4.8$, 震央距離 117.1 km.

で模式的に表される.

$$y_{g\text{peak}} = cR$$

$$y_{f\text{peak}} = c/R \quad (20)$$

ここで, R は前述の增幅倍率を表す. 従って, $y_g(t)$, $y_f(t)$ の 2 つの出力モデルのピーク振幅の比の平方根 $R = \sqrt{y_{g\text{peak}}/y_{f\text{peak}}}$ によって, 相関の影響を相殺して增幅倍率 R (以降, パルス振幅と称する) を推定することができる. 図 5(c)にそれぞれの試行における伝播時間とパルス振幅 R の結果を示す. この図から, 伝播時間は安定した評価がなされていること, パルス振幅についてもばらつきは見られるものの, 平均的には想定した 1 の値が得られていることが確認できる.

4. 解析結果

4.1 監査廊 L1–堤頂 T1 間の入出力モデル

NIOM 解析では, 対象とする振動数範囲を 0.01 Hz~30 Hz, パラメータ k を 0.0001 s^2 とした. また, より小さな伝播時間の変化を検出できるように, 3.2 節と同様に時間ステップ 0.01 s を $1/32$ ($3.125 \times 10^{-4} \text{ s}$) に内挿した.

東北地方太平洋沖地震, 同余震 (宮城県東方沖, 2011/4/7 23:32, $M7.2$, 深さ 65.9 km, 震央距離 179 km), 福島県浜通り地震 (2011/4/11 17:16, $M7.0$, 深さ 6.4 km, 震央距離 6 km) の記録では水平成分, 鉛直成分とともに記録の開始から 4 s 間のタイムウインドウを用い, 2 s ずつずらしながら連続解析を行った. それ以外

の小地震の解析においては、上下流方向成分とダム軸方向成分については S 波の初動と最大振幅を含めるように 10 s～30 s 程度のタイムウインドウを設定した。鉛直成分については P 波の初動を含み、S 波の初動を含まないようにタイムウインドウを設定したが、P 波初動が含まれていない場合には時刻 0 から解析を行った。それぞれのタイムウインドウの両側には長さ 0.25 s のコサインテーパーを付している。

図 6 に上下流方向成分の入出力モデルの例を示す。図中、赤線が波動伝播を下から上へみた出力モデル $y_g(t)$ 、青線が上から下へみた出力モデル $y_f(t)$ 、黒細線が入力モデル $x(t)$ である。図中の数値は地震波の伝播に対応するものと判断して読み取ったピークの時間とその振幅、ならびに入力モデル $x(t)$ の振幅 0.5 におけるパルス幅を示す。図 6 にみるように、試行解析の結果（図 5）と異なりさまざまなピークが生じており、実解析では複雑な波動伝播やノイズの影響が生じることがわかる。特に、図 6(d) では負の時刻 (-0.111 s) に $y_g(t)$ のピークが生じており、このようなピークが生じる原因として下降波の影響が考えられる。また、図 6(e) では 0.073 s 付近に最大のピークが生じている。しかし、このようなピークは他の地震の解析結果に常にみられるわけではなく、物理的な原因の特定は難しい。このため、このようなピークの影響を避けて、明瞭な上昇波のピークを読み取るために、 $y_g(t)$ は 0.13～0.3 s（小地震では 0.13～0.24 s）における最大のピーク、 $y_f(t)$ については、 $y_g(t)$ のピーク時間を正負反転した時刻の ±0.05 s の範囲のピークを機械的に選び、伝播時間を読み取った。

図 6 にみるように、本記録の出力モデルには他のフィルダムの解析結果^{8),9)} と比べて、明瞭なピークが得られた。これは、本ダムにおける地震記録のノイズが少なく、上下の記録の相関が高いことによるものと考えられる。ただし、これは相関係数と NIOM 解析のピーク振幅の定量的な比較によるものではない。

波動伝播を下から上へみた出力モデル $y_g(t)$ （図 6 の赤線）についてみると、(a) 1995/12/2 福島県東部の地震（M4.3、深さ 94.2 km、震央距離 74.6 km）における時間差が 0.1538 s であるのに対し、(c) 東北地方太平洋沖地震の主要動部分（89～92 s）では 0.2013 s と伝播時間の増大がみられることから、強震動に伴う堤体材料の非線形化（剛性低下）が生じていることがわかる。また、赤線のピークの振幅も低下しており波動伝播に伴う内部減衰の増加を示唆する結果になっている。その後、(d) 東北地方太平洋沖地震のコーダ部（198～202 s）では 0.1750 s まで回復している。(e) 福島県浜通り地震主要動部分（17～21 s）、(f) 福島県浜通地震コーダ部分（199～203 s）においても同様の変化がみられ、これらの強震動によって堤体の非線形化が繰り返し生じたことが確認できる。また、(g) 2011/4/11 17:41 福島県浜通地震の余震（M4.7、深さ 7.3 km、震央距離 4.8 km）においても伝播時間は 0.1869 s と大きい値を示している（T1 最大加速度 71 cm/s²）。一方、およそ 4 年後の (h) 2015/5/30 1:07 茨城県南西部の地震（M4.8、深さ 52.54 km、震央距離 117.1 km）では 0.1619 s を示し、(a) 1995/12/2 における伝播時間に近い値まで回復していることが確認できる。

なお、上記の解析では前述のようにパラメータ k を 0.0001 s² の一定値としており、得られる入力モデルの幅は 0.02 s 程度でほぼ同じであるが、図 6(c)(e) などの強い非線形化が指摘される結果では若干幅が大きくなる傾向が読み取れる。

4.2 監査廊 L1-堤頂 T1 間の伝播時間とパルス振幅

図 7 に得られた伝播時間とパルス振幅 R を地震の発生順に示す。図の上段が伝播時間と区間の平均伝播速度（右縦軸）、中段がパルス振幅 R 、下段には地震動の強度指標として NIOM 解析のタイムウインドウごとの速度振幅の RMS 値を示す。速度波形は加速度波形を周期 2 s～5 s の間に緩やかに遮断するハイパスフィルタ（チェビシェフフィルター¹⁷⁾）を通してから数値積分により求めた。図中、上下流方向成分、ダム軸方向成分、鉛直成分の結果をそれぞれ、赤、青、黒の記号で示している。図中の横破線は東北地方太平洋沖地震以前の地震の結果から得られた伝播時間の平均値とそれに対応する区間平均速度、パルス振幅 R の平均値を示す。

東北地方太平洋沖地震以前の伝播時間の平均値は上下流方向成分 0.1528 s（監査廊 L1 から堤頂 T1 までの区間平均伝播速度 564.6 m/s）、ダム軸方向成分 0.1480 s（583.1 m/s）、鉛直成分 0.0723 s（1,193.3 m/s）である。東北地方太平洋沖地震では震央距離が大きく（230 km）、地震動が緩やかに強くなっているため、0 s か

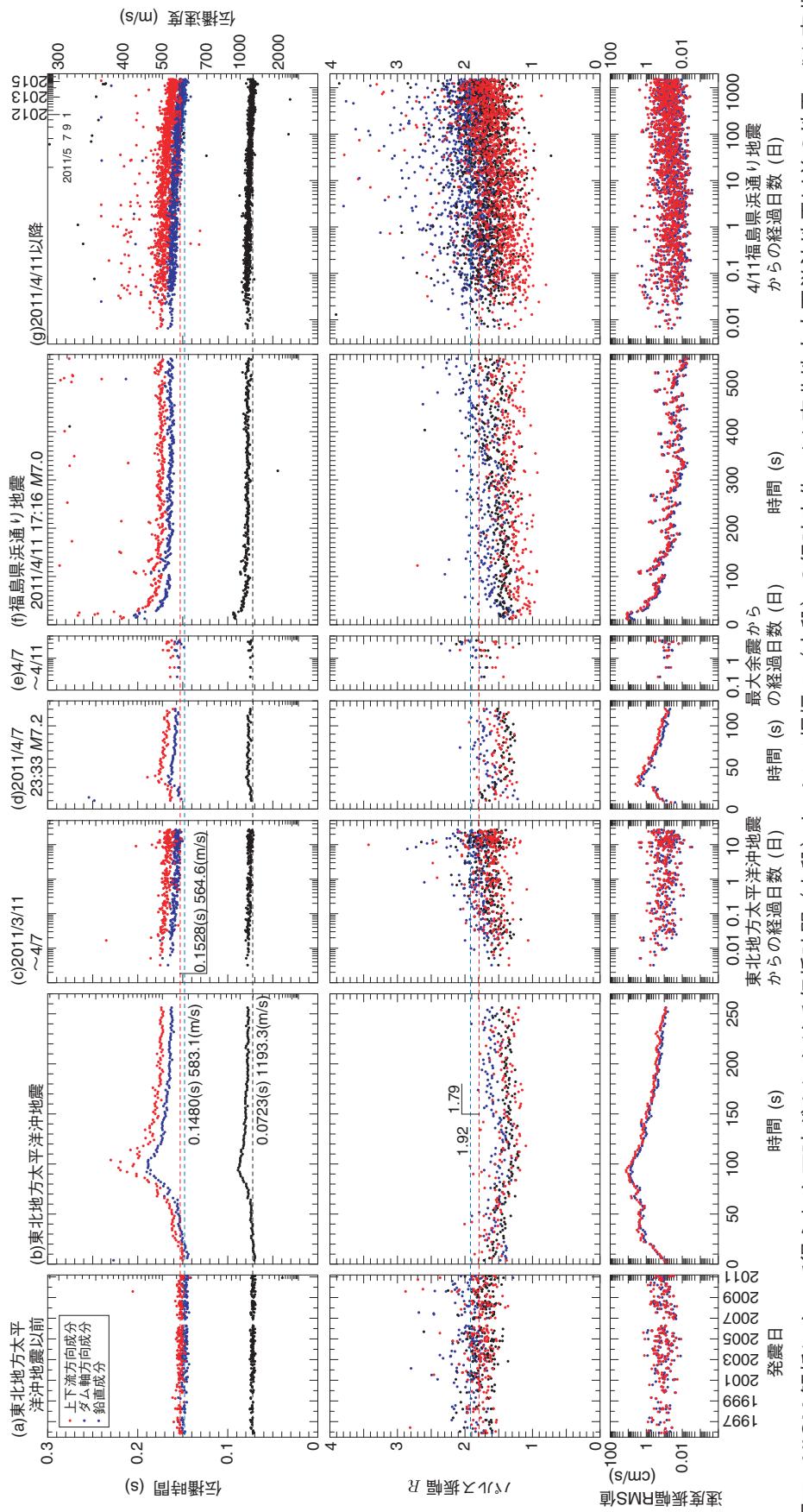


図 7 NIOM 解析によって得られた四時ダムにおける伝播時間（上段）とパルス振幅 R （中段）の経時変化. (a) 東北地方太平洋沖地震以前の地震, (b) 東北地方太平洋沖地震, (c) 3/11～4/7までの余震, (d) 4/7 23:33 余震, (e) 4/7～4/11 余震, (f) 4/11 福島県浜通り地震, (g) 4/11 以降の余震. タイムウインドウごとの地震動強度の指標として速度振幅 RMS 値を下段に示す. 上段と中段の破線はそれぞれ, (a) 東北地方太平洋沖地震以前の地震における伝播時間とパルス振幅の平均値を示す.

ら 100 s 付近までは非線形化に伴って伝播時間が増加し、その後、減少していく様子がわかる。最大の伝播時間は上下流方向成分の 0.23 s（タイムウインドウ 102 s–106 s）であり、上下流方向成分の方がダム軸方向成分よりも伝播時間の増加が顕著である。これは、上下流方向成分の方が側方の拘束が効きにくく、揺れやすいことによるものと考えられる。実際、堤頂における本震での最大加速度はダム軸方向成分が 302 cm/s^2 であるのに対して、上下流方向成分では 421 cm/s^2 である。主要動後、振幅の低下に伴い伝播時間は減少していくが波形の最後部においても初期値までには回復しておらず、堤体に剛性低下の影響が残っていることがわかる。その後の余震の解析結果から、ゆっくりと伝播時間が減少（剛性が回復）していくことがわかるが、4/7 23:33 余震 ($M7.2$)、4/11 17:16 福島県浜通り地震 ($M7.0$) では再び強震動による伝播時間の増加がみられる。特に、福島県浜通り地震では震央距離が小さく (6 km)，堤頂の最大加速度が上下流方向成分 483 cm/s^2 、ダム軸方向成分 423 cm/s^2 と東北地方太平洋沖地震よりも大きく、主要動における伝播時間の増加が顕著である。コーダ部においては振幅の低下に伴う剛性の回復がみられるが、東北地方太平洋沖地震とほぼ同じ程度の伝播時間の増加量の残留がみられる。また、その後の余震では伝播時間が緩やかに低下しており、解析を行った 2015/5/30 までに 2011 年以前の値近くまで回復していることが確認できる。

図 7 中段のパルス振幅では、伝播時間と比べてばらつきが大きいものの、伝播時間が増加するとパルス振幅が減少する関係にあることが読み取れる。具体的には、東北地方太平洋沖地震以前の結果では系統的な変化はみられず、この期間の平均値は上下流方向成分 1.79、ダム軸方向成分 1.92 である（図中横線）。一方、東北地方太平洋沖地震では地震動が強くなるにつれてパルス振幅が低下しており、主要動付近では 1.3 倍程度まで減少している。主要動直後、ならびに、その後の余震の結果ではパルス振幅が上昇していることがわかる。

同様に、福島県浜通り地震においてもパルス振幅の低下（上下流方向成分では 1.1 倍程度まで低下）がみられ、その後、直線的に回復する様子が読み取れる。このことから伝播時間の変化と同様に、パルス振幅も地震動の振幅の低下に伴って直ちに回復する部分と、ある程度の期間残留し、ゆっくりと回復する部分があることがわかる。一方で、例えば、福島県浜通り地震の結果の 300 s 以降にみると、伝播時間に大きな変化がないのに対して、パルス振幅には変化がみられ、強震動後の伝播時間（伝播速度）とパルス振幅（後述するように内部減衰）の回復の時間経過は若干異なる可能性がある。

なお、図 6 で述べたように、試行例の場合と異なり、NIOM 解析結果には上昇波だけでなく下降波や散乱波も含まれているため、パルス振幅は厳密にはパルス波の增幅倍率を示すものではないが、上昇波と比べて下降波が明瞭ではないことから本研究では簡単のため近似的に增幅倍率とみなして結果を解釈した。

4.3 堤体物性の検討

4.3.1 せん断弾性係数の算定方法

堤体の代表的な物性としてせん断弾性係数とせん断歪との関係を検討した。せん断弾性係数 μ は NIOM 解析によって求めた S 波速度 β を用いて次式で算定した。

$$\mu = \rho\beta^2 \quad (21)$$

ここで、密度 ρ は堤体の大部分を占めるロック材の湿潤密度ならびに飽和密度を参考に $2.2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ の一定値と仮定した（四時ダム品質管理値¹³⁾における湿潤密度と飽和密度はそれぞれ、コア 2.10, 2.18、フィルター 1.99, 2.27、トランジション 2.02, 2.29、ロック 2.12, 2.30 g/cm³）。なお、前節で得られた伝播時間はコアゾーンに設置された地震計の観測記録に基づくため、コアの物性も反映しているものと考えられるが、剛性の大きいロックゾーンの影響も大きいものと考えられる。今後は、物性の異なるゾーンで構成されたロックフィルダムの波動伝播性状について詳細な検討を行いたい。

せん断歪は、波動の一次元的な伝播に伴う位相差によって生じる歪の算定式¹⁸⁾

$$\varepsilon = -\frac{\partial u(z, t)}{\beta \partial t} \quad (22)$$

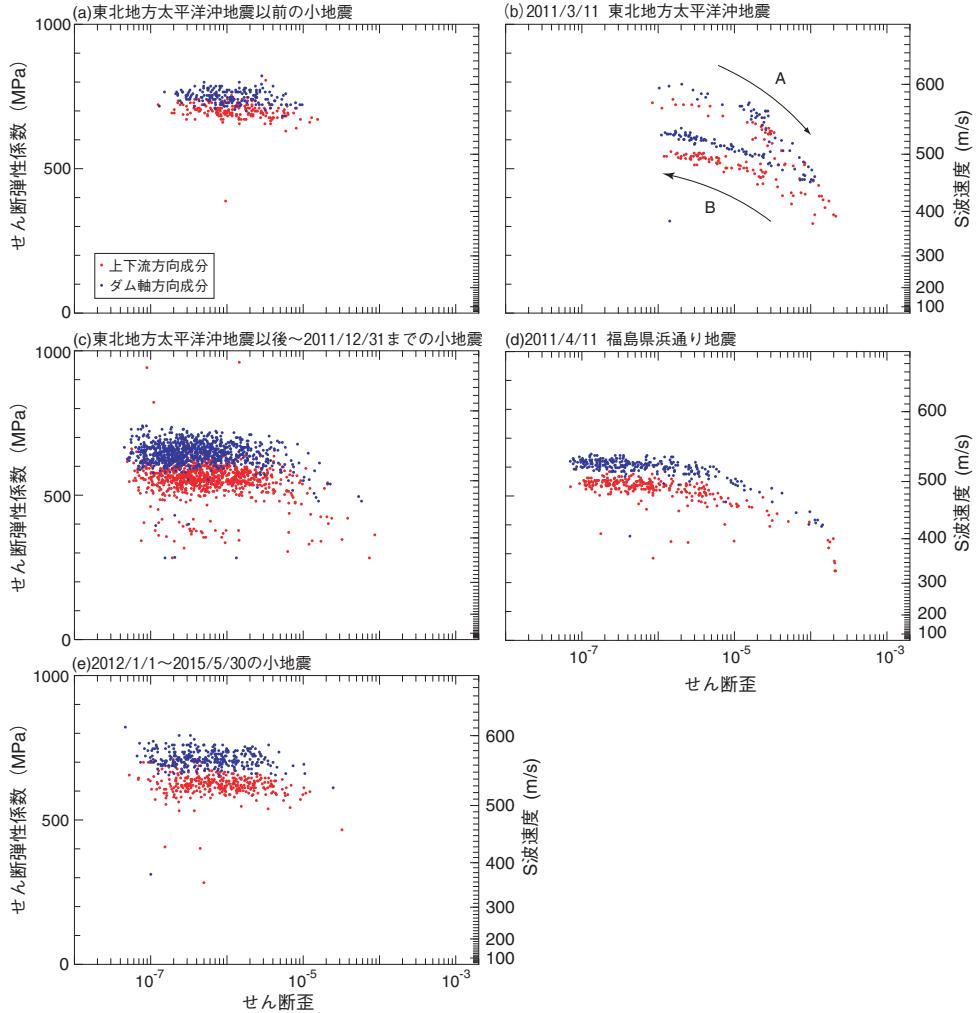


図 8 得られた伝播時間から推定した堤体のせん断弾性係数とせん断歪の関係.

を参考に、観測記録の速度振幅 RMS 値 V_{RMS} を用いて、次式で推定した。

$$\bar{\varepsilon} = V_{RMS}/\beta \quad (23)$$

ここで、 u は水平動の変位振幅、 $\bar{\varepsilon}$ はせん断歪の平均的な値を意味する。また、 V_{RMS} は堤頂と監査廊のタイムウインドウ毎の速度振幅の RMS 値の相加平均を用いた。

4.3.2 せん断弾性係数

図 8 は図 7 の結果に基づいて堤体の平均的なせん断弾性係数とせん断歪の関係をまとめたものである。赤、青の点はそれぞれ上下流方向成分とダム軸方向成分の評価値を示す。図 7 にみたように、上下流方向成分に比べてダム軸方向成分は伝播速度が若干大きいため、ダム軸方向成分の結果から算定されるせん断弾性係数は大きめの値を示している。以降では、上下流方向成分の値について記す。

図 8(a) 東北地方太平洋沖地震以前の小地震の結果では、せん断歪の最大値が 2×10^{-5} 程度にとどまっており、せん断弾性係数は 700~720 MPa 程度である。せん断歪の増加に対してせん断弾性係数がごくわずか減少する傾向が見られる。一方、(b) 東北地方太平洋沖地震の結果では、せん断弾性係数が 700 MPa (せん断歪 1×10^{-6}) 程度の値から低下 (図中 A) し、 $2 \sim 3 \times 10^{-4}$ の最大歪 (94~98 s) において 330 MPa 程度まで減少している (初期値の 45%程度)。その後のせん断弾性係数は回復 (図中 B) するもののせん断歪が 1×10^{-6}

程度まで減少しても 550 MPa 程度にとどまっており、波形の継続時間中の剛性低下の残留分は 150 MPa（およそ 20%）となっている。また、(d) 福島県浜通り地震の結果では $2 \sim 3 \times 10^{-4}$ の最大歪に達しており、せん断弾性係数は 220 MPa 程度まで低下している。なお、この地震は震央距離が小さく地震動の開始後すぐに主要動となっているため、(d) に示される変化は波形中の回復過程である。この図から東北地方太平洋沖地震の場合より福島県浜通り地震の方がせん断弾性係数が小さくなっていることがわかる。

図 8(a)(c)(e) の小地震の結果からは、 $0.5 \sim 1 \times 10^{-5}$ のせん断歪からせん断弾性係数が低下し始めるのに対して、図 8(b)(d) の強震動におけるせん断弾性係数とせん断歪の関係はせん断歪 1×10^{-6} 程度まで歪依存性がみられる。後者が強震動後の回復過程を示していることから、せん断歪が増加する場合と減少する場合でせん断弾性係数とせん断歪の関係に差異がある可能性がある。

4.3.3 減衰比の算定方法

パルス振幅 R を近似的に監査廊から堤頂までのパルスの增幅率とみなすと、強震動中やその後のパルス振幅 R と強震動以前のパルス振幅 R_0 の比 (R/R_0) の変化は主に強震動による内部減衰の変化を表すものと考えられる。そこでパルス振幅比 (R/R_0) に基づいて減衰比の変化を検討した。

パルス振幅 R が入力モデル $x(t)$ の伝播に伴う振幅変化であるため、簡単のためこれを等価なガウスパルスで近似した。ガウスパルス $z(t)$ とそのフーリエ変換 $Z(\omega)$ は次式で表される。

$$z(t) = \exp(-at^2) \quad (24)$$

$$Z(\omega) = \sqrt{\frac{\pi}{a}} \exp\left(-\frac{\omega^2}{4a}\right) \quad (25)$$

ここで、 a はガウスパルスの幅を与えるパラメータである。

このパルスが監査廊から堤頂まで減衰比 h 、伝播時間 T で伝播するとき、堤頂のパルス波形は次式で表される。

$$z_d(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} Z(\omega) \exp(-h\omega T + j\omega t) d\omega = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{\pi}{a}} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(-\frac{\omega^2}{4a} - h\omega T + j\omega t\right) d\omega \quad (26)$$

なお、上式では伝播による時間遅れの項は省略した。

また、強震時においても基礎岩盤中の伝播速度が不变と仮定すると、堤体の非線形化によって S 波速度が変化すると透過波の入射波に対する相対的な振幅も変化する。この振幅の変化は非線形化前後の波動エネルギーを等置すると次式で与えられる。

$$\frac{1}{2} \rho \beta_0 \omega^2 U_0(\omega)^2 = \frac{1}{2} \rho \beta \omega^2 U(\omega)^2 \longrightarrow U(\omega) = \sqrt{\frac{\beta_0}{\beta}} U_0(\omega) = \sqrt{\frac{T}{T_0}} U_0(\omega) \quad (27)$$

ここで、 β_0 、 β 、 T_0 、 T はそれぞれ、堤体の非線形化前後の S 波速度と伝播時間、 $U_0(\omega)$ 、 $U(\omega)$ は非線形化前後の透過波の変位振幅である。

以上のことから、NIOM 解析による入力モデルの振幅が 0.5 となる幅を用いて、入力モデルをガウスパルスで近似した場合の等価な a を算定し、 T_0 、 T として NIOM 解析による監査廊から堤頂までの伝播時間を使って、式 (26) より

$$R/R_0 \cdot \sqrt{T_0/T} = z_d(0) \quad (28)$$

となる h を数値的に求めた。導出過程から明らかのように、本節で算定された h は初期の減衰比からの、堤体材料の非線形化に伴う減衰比の増加分を意味する。

なお、ここでは透過波のエネルギーが不变（岩着部における透過係数が不变）と仮定しているが、堤体内部の物性が変化する場合には透過係数が変化するため、正確には非線形化前後の波動エネルギーを等置でき

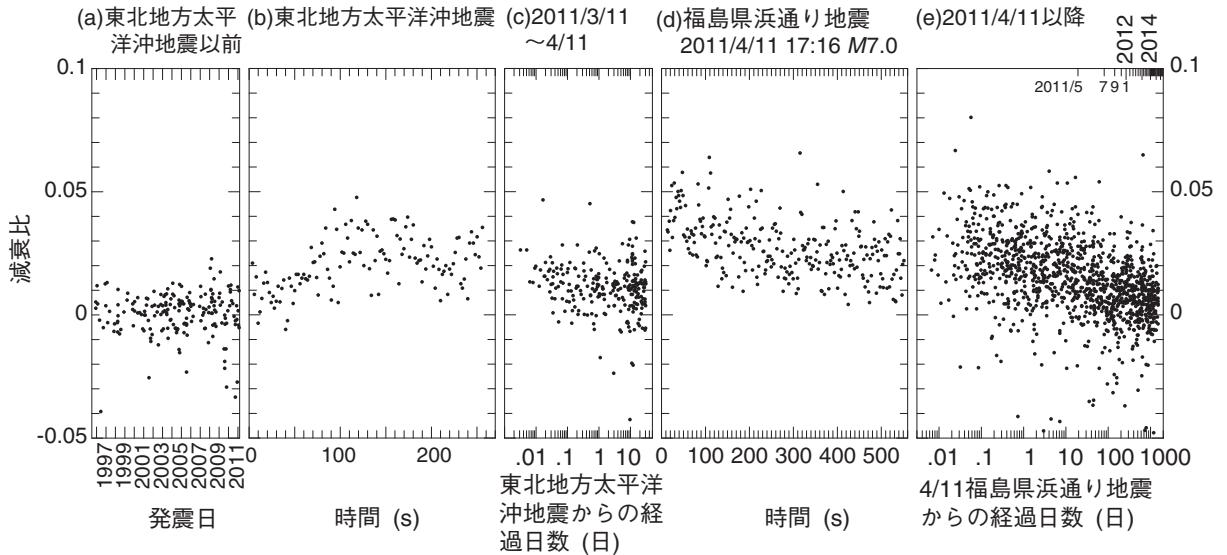


図 9 上下流方向成分のパルス振幅比から推定した、東北地方太平洋沖地震以前の減衰比を 0 としたときの減衰比の経時変化。

ない。しかし、堤体内部のせん断弾性係数は拘束圧に強く支配されるため、澤田式¹⁹⁾に示されるように深さに従って連続的に変化すること、さらに、拘束圧によって非線形化の程度も変化することから、非線形化前後の透過係数の変化を評価することは困難である。このため、本研究では上記の仮定を導入した。今後、堤体物性の分布や非線形化の程度の違いについて検討を進める必要がある。

4.3.4 強震動による減衰比の変化

図 9 に上下流方向成分のパルス振幅比から得られた減衰比の経時変化を示す。 T_0 , R_0 はそれぞれ、東北地方太平洋沖地震以前の平均値 0.1528 s , 1.79 (図 7 参照) を用いた。なお、強震動以前の振幅を基準としていることや図 7 にみるようにパルス振幅のばらつきが大きいことから、 $R/R_0 \cdot \sqrt{T/T_0} > 1$ となるデータも多い。この場合にはその逆数に相当する減衰比を求め、算定された減衰比を負値としてプロットしている。

図 9 をみると、基準値とした東北地方太平洋沖地震以前の減衰比から、東北地方太平洋沖地震では減衰比が最大で 3~4%程度増加し、その後減少する変化がみられる。さらに、福島県浜通り地震では 5%程度まで上昇し、再びゆっくりと減少する様子がわかる。減衰比の最大値は東北地方太平洋沖地震よりも大きいが、直前の減衰比が 1%程度の値を示していることの影響も含まれているものと考えられる。また、その後の小地震の結果から 1,000 日程度で 0.5%以下までに回復していることが確認できる。このようにせん断弾性係数と同様に、減衰比においても強震動の影響が数年間残存し、経過時間の対数にほぼ比例して減衰比が減少していくことが確認できる。

なお、図 6 に関して述べたように、本研究における NIOM 解析では小地震、非線形化を伴うような大地震による強震動を問わずに、ほぼ一定の幅のパルス波が用いられていること、図 6 にみるように入力モデルが鋭いパルス形状であることから幅の広いスペクトルを有しており、地震の規模などに起因する地震動の卓越振動数の違いが減衰比の推定値へ与える影響は小さいものと考えられる。

5. 下流 G1-監査廊 L1 間の時間差

5.1 NIOM 解析

監査廊 L1 地震計と下流 G1 地震計間の NIOM 解析を行ない、堤体への地震波の入射状況を検討した。2 つの地震計が T1, L1 のように鉛直に配置されていない場合には、入射角によっては 2 点の地震動を与える地震波のパスが互いに異なることもあるため、出力モデルの振幅には着目せずに、監査廊 L1 地震計の記録

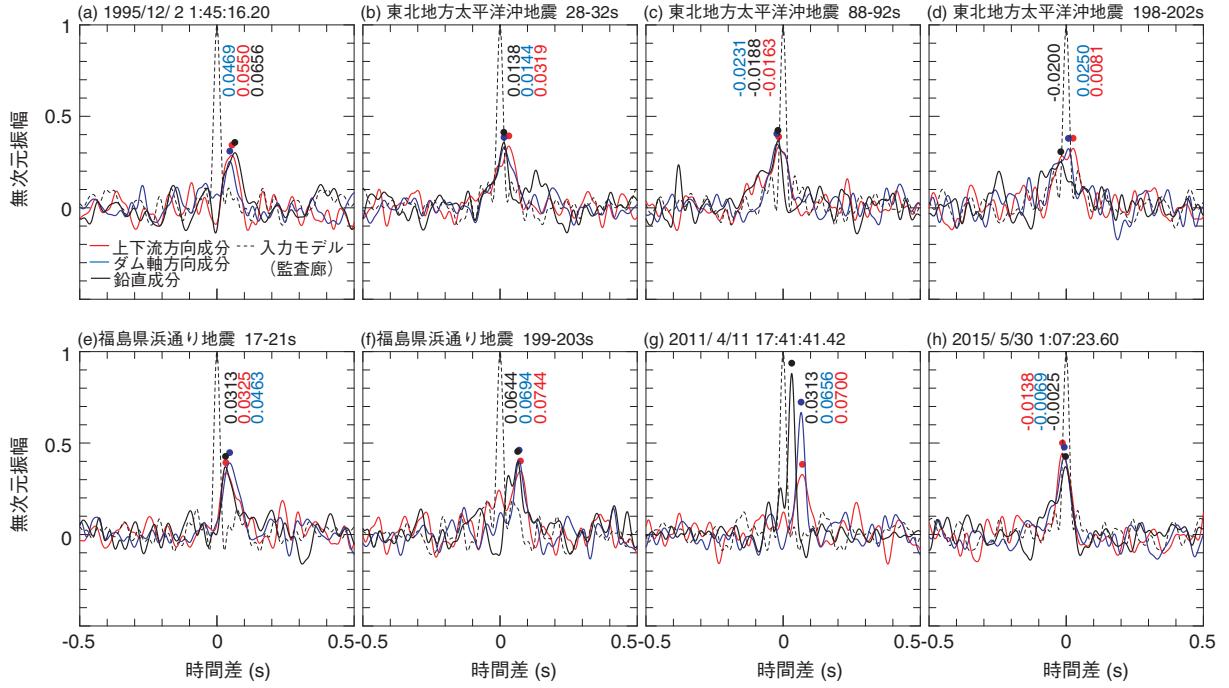


図 10 監査廊 L1 一下流 G1 間の入出力モデルの例. 赤線が上下流方向成分, 青線がダム軸方向成分, 黒実線が鉛直成分の出力モデル, 黒細破線が入力モデル (上下流方向成分). この解析では正の時間差は監査廊 L1 地震計が早く, 負の時間差は下流 G1 地震計が早いことを示す. 図示した地震, タイムウィンドウは L1-T1 間の結果 (図 6) と同じ.

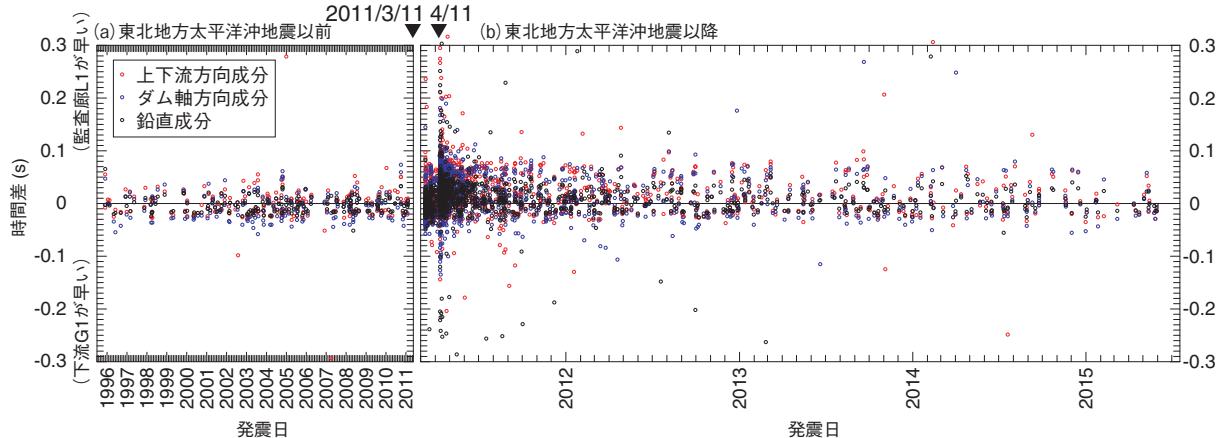


図 11 監査廊 L1 と下流 G1 地震計の時間差. 負の時間差は波動が下流 G1 地震計に早く到達したことを示し, 正の時間差は監査廊 L1 に早く到達したことを示す.

のみを入力モデルに置き換えた. これは式(8)において, $Y_f(\omega)$ の項を取り除き, $f(t)$, $g(t)$ をそれぞれ監査廊 L1, 下流 G1 地震計の記録としたものである. このため, 出力モデルの正の時間のピークは下流 G1 地震計への波動の到着が L1 地震計よりも遅いことを示し, 負の時間のピークは G1 地震計に早く到着することを示す. このほかの解析パラメータは T1-L1 間の解析と同じである.

5.2 解析結果

図 10 に得られた入出力モデルを示す. 図中, 赤線, 青線, 黒実線がそれぞれ, 上下流方向成分, ダム軸方向成分, 鉛直成分の出力モデル (下流 G1 地震計の記録が置き換えられたもの), 細破線が上下流方向成

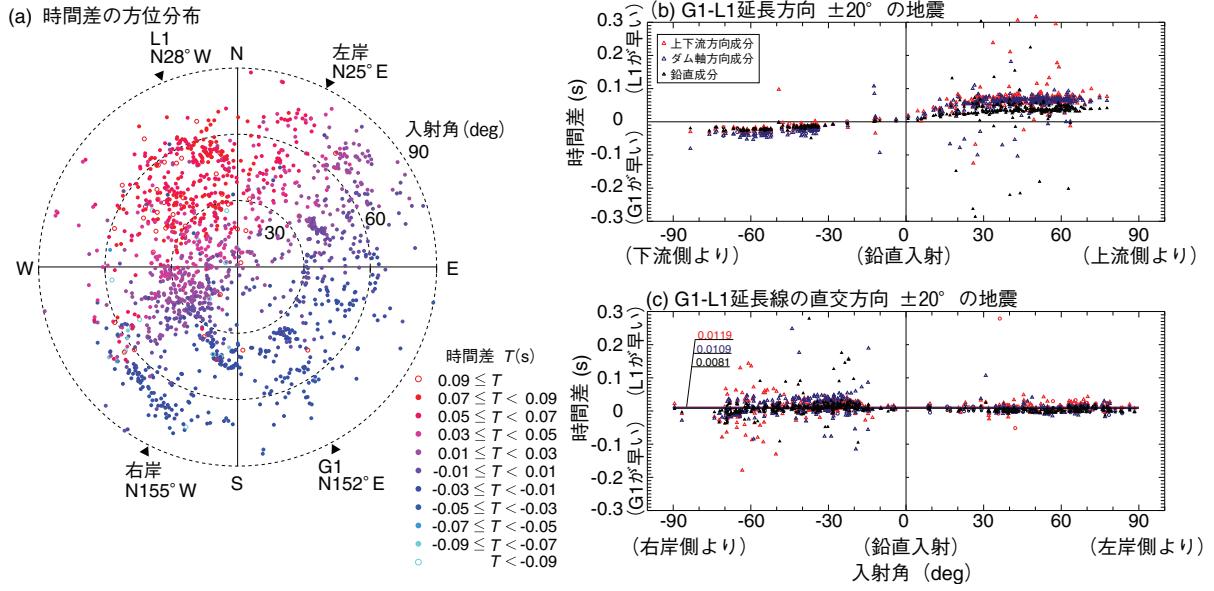


図 12 小地震記録の上下流方向成分に基づく時間差と方位、入射角の関係。 (a) 震源の方位と入射角による監査廊 L1 と下流 G1 地震計における時間差。図中、円周方向に方位角を示しており、外周部に L1 地震計と G1 地震計の方位、左岸 ($N25^\circ E$)、右岸 ($N155^\circ W$) の方位を示す。半径方向に \tan^{-1} (震央距離／震源深さ) で求めた入射角の概算値を示す。 (b) 監査廊 L1 地震計と下流 G1 地震計の延長線 ($N28^\circ W-N152^\circ E$) の $\pm 20^\circ$ の方向で生じた地震の時間差。横軸は入射角を示し、負値は堤体中央部から $N152^\circ E$ 側（下流側）、正值は $N28^\circ W$ 側（上流側）の地震であることを示す。 (c) 監査廊 L1 地震計と下流 G1 地震計の延長線の直交方向 ($N118^\circ W-N62^\circ E$) の $\pm 20^\circ$ の方向で生じた地震の時間差。入射角の負値は堤体中央部から $N118^\circ W$ 側（右岸側）、正值は $N62^\circ E$ 側（左岸側）の地震であることを示す。

分の入力モデル（監査廊 L1 地震計の記録を置き換えたもの）を示す。図中にはそれぞれの成分の波動伝播を示すピークとして機械的に読み取った時間差を線と同色の数値で示している。なお、入力モデルは上下流方向成分のものだけを示しているが、すべて同一成分同士で解析を行っている。

図 10 をみるとピークは明瞭であるものの地震やタイムウインドウの違いによってピーク時間に違いがみられる。すべての小地震について読み取った結果を図 11 に示す。図 11(a)(b) はそれぞれ、東北地方太平洋沖地震以前と以降の結果をまとめたものである。図 11(a) では時間差 0 s を中心におよそ ± 0.05 s の範囲に分布しており、この範囲が物理的に有意な時間差の範囲と考えられる。2 点がほぼ同標高にあることから、正負対称の分布は両者の地盤の剛性が互いに近い値を持つことを示唆するものと考えられる。一方、図 11(b) では東北地方太平洋沖地震では分布の範囲が広くなっている。さらに、福島県浜通り地震の直後は -0.03 s ~ 0.08 s 付近に分布しており、分布が正值側へシフトしたように見える。このような時間差が生じた原因として、相対的に監査廊への地震波の到着が早くなっていることから、下流 G1 地震計直下の地盤に非線形化が生じたことや福島県浜通り地震以降の地震の空間的な分布が一様でなく、入射角に偏りが生じていることなどが考えられる。

5.3 小地震の結果に基づく震源方位と入射角の影響の検討

小地震の解析結果を用いて時間差への震源方位と入射角の影響について検討を行った。図 12(a) に上下流方向成分の G1-L1 間の時間差と震源方位、入射角との関係を示す。図の円周方向に方位、半径方向に \tan^{-1} (震央距離／震源深さ) で求めた入射角の概算値を示す。この図から、監査廊 L1 側の地震では時間差が正の値を示し、監査廊 L1 に早く地震波が到着することがわかる。また、時間差は縞状の分布を示し、監査廊 L1 地震計と下流 G1 地震計の延長線上で発生した地震では入射角の違いによる時間差の変化が大きい

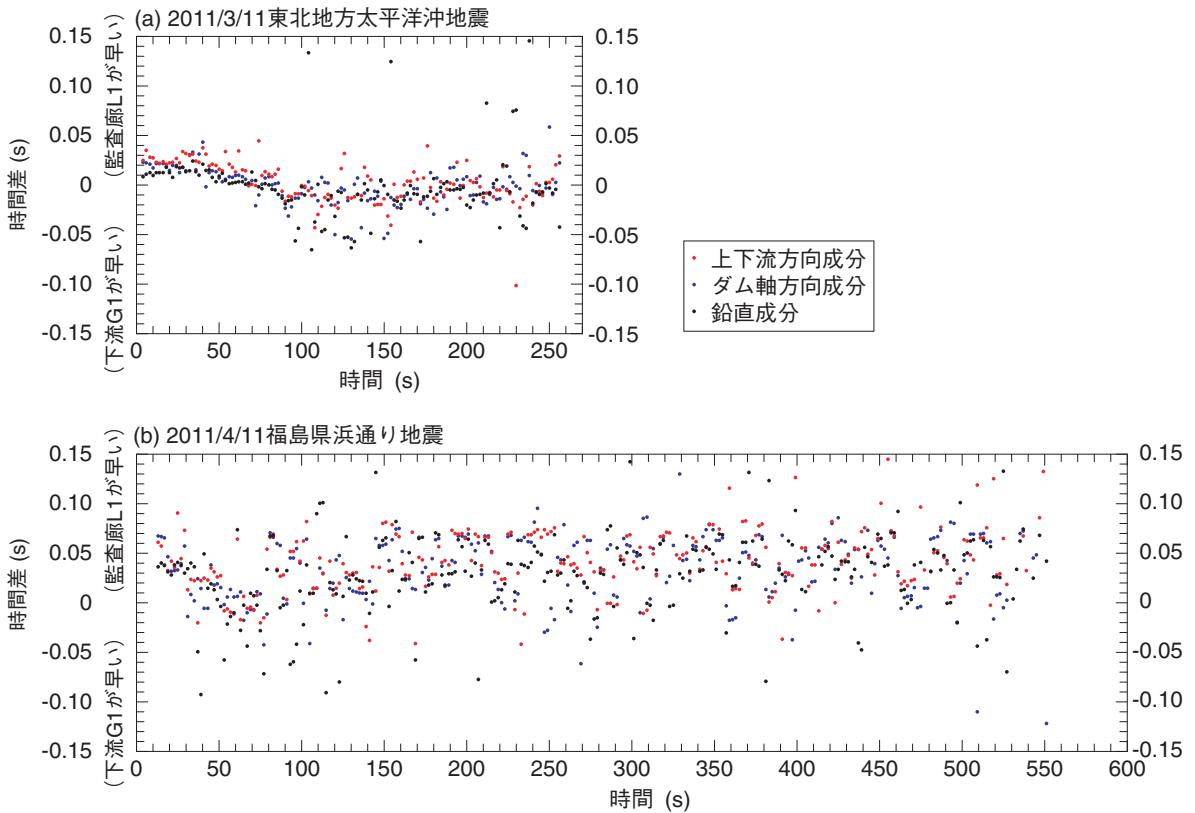


図 13 (a) 東北地方太平洋沖地震, (b) 福島県浜通り地震における波形中の監査廊 L1 と下流 G1 地震計の時間差.

のに対し, G1-L1 の延長線の直交方向では入射角の違いによる時間差の変化がほとんどないことがわかる.

図 12(b) は監査廊 L1 地震計と下流 G1 地震計の延長線上 ($N28^{\circ}W-N152^{\circ}E$) から $\pm 20^{\circ}$ の方位にある地震の結果だけを取り出し, 入射角 (前述の概算値) を横軸に用いてまとめた結果である. 入射角の負値は堤体中央部から $N152^{\circ}E$ 側 (下流側), 正値は $N28^{\circ}W$ 側 (上流側) の地震の入射角を表す. この結果から, $N28^{\circ}W$ 側 (上流側) で起きた地震では下流地震計よりも監査廊の地震計に最大で 0.07 s (水平成分), 0.04 s (鉛直成分) 程度早く波動が到達し, $N152^{\circ}E$ 側 (下流側) で発生した地震では下流の地震計に最大で 0.03 s ほど監査廊の地震計よりも早く波動が到達することがわかる.

図 12(c) は監査廊 L1 地震計と下流 G1 地震計の延長線の直交方向 ($N118^{\circ}W-N62^{\circ}E$) から $\pm 20^{\circ}$ の方向で生じた地震だけを取り出した結果である. 入射角の負値は右岸側からの方向, 正値は左岸側からの方向で起きた地震であることを表す. これらの方位で発生した地震では図 12(a) で指摘したように入射角の影響は強くないことが確認できる. これは, この方向の震源からの地震波の波面が監査廊 L1 地震計と下流 G1 地震計を結んだ線に平行であるため波動がほぼ同時に到達するためと考えられる.

5.4 本震記録の結果

図 13 に (a) 東北地方太平洋沖地震, (b) 福島県浜通り地震における波形の継続時間中の監査廊 L1 と下流 G1 地震計の時間差を示す. (a) 東北地方太平洋沖地震の結果では初動付近の +0.02 s (監査廊 L1 の方が早い) から主要動付近の -0.02 s (下流 G1 の方が早い) まで時間差が変化していることがわかる. 東北地方太平洋沖地震は震源域が大きく, 断層破壊が北から南に伝播したとされており, 震央は G1-L1 延長線のほぼ直交方向, 震源域の南端は G1-L1 延長線の方向にある. このため, 時間差の変化はこの破壊伝播を反映したものと考えることができる. なお, G1-L1 延長線のほぼ直交方向の地震に対してダム軸方向成分や鉛直成分も +0.01~0.02 s となっており, 小地震の結果よりも時間差が若干大きい傾向がある.

図 13(b) 福島県浜通り地震の結果では主要動付近では+0.04 s 程度で監査廊の方が波動の到着が早いのに対して 70 s 付近では時間差が 0 s 程度まで減少している。福島県浜通り地震の震央は堤体の北西にあるため、監査廊への波動の到着が早いものと考えられる。それ以降の変化については、この地震の波形（図 2）をみると、福島県浜通り地震の主要動は 25 s までであり、それ以降 80 s 付近の福島県東部の地震（17:17:20.55, M4.8, 深さ 8.3 km, 震央距離 15.5 km）まで震源の情報はないものの、波形には 50 s 付近から余震と考えられる波動がみられる。この時間帯における時間差がほぼ 0 s であることから、この余震が四時ダムの直下ないし南側で生じた可能性が考えられる。

6. 結論

本研究では、四時ダム（福島県いわき市山玉町、川部町、センターコア型ロックフィルダム、堤高 83.5 m）における地震観測記録の NIOM 解析を行い、2011 年東北地方太平洋沖地震ならびに福島県浜通り地震（2011/4/11, M7.0, 震央距離 6.0 km）とその前後の S 波の伝播時間の変化を検討した。以下に得られた主な知見を列挙する。

1. 東北地方太平洋沖地震以前の伝播時間の平均値は上下流方向成分 0.1528 s (564.6 m/s), ダム軸方向成分 0.1480 s (583.1 m/s), 鉛直成分 0.0723 s (1,193.3 m/s) であった。一方、東北地方太平洋沖地震では 0 s から主要動となる 100 s 付近まで伝播時間が漸増し、最大の伝播時間は上下流方向成分の 0.23 s (375 m/s) で、ダム軸方向成分よりも伝播時間の増加が顕著であった。
2. 東北地方太平洋沖地震の主要動後、振幅の低下に伴い伝播時間は低下していくが初期値までには回復しておらず、堤体に剛性低下の影響が残ることを指摘した。その後の余震においても伝播時間の回復がみられたが、4/7 23:33 余震 (M7.2), 4/11 17:16 福島県浜通り地震では再び、強震動による伝播時間の増加が生じた。特に福島県浜通り地震では主要動部分における伝播時間の増加が顕著であった。その後の余震では伝播時間が緩やかに低下しており、2015/5 頃にはほぼ初期値近くまで回復したことを指摘した。
3. 強震動前の（堤体の平均的な）せん断弾性係数は 700~720 MPa 程度であった。一方、東北地方太平洋沖地震では $2 \sim 3 \times 10^{-4}$ の最大歪において 330 MPa 程度（初期値のおよそ 45%）まで減少した。主要動後のせん断弾性係数は 550 MPa 程度、波形中の剛性低下の残留分は 150 MPa（およそ 20%）であった。また、福島県浜通り地震の結果においても $2 \sim 3 \times 10^{-4}$ の最大歪においてせん断弾性係数は 220 MPa 程度であった。
4. 減衰比は東北地方太平洋沖地震において減衰比が最大で 3~4% 程度増加、その後減少する変化がみられた。同様に、福島県浜通り地震では最大で 5% 程度増加した。また、強震後 1,000 日程度で 1% 以下に回復しており、減衰比も経過時間の対数にほぼ比例して減少していくことを示した。なお、本研究における減衰比は岩着部における地震波の透過係数が不变であることを仮定して得られたものであることに注意を要する。
5. 小地震における監査廊 L1 と下流 G1 地震計間の時間差への震源の方位と入射角の影響を検討した。また、東北地方太平洋沖地震、福島県浜通り地震の本震波形の解析では時間差が波形中に変化することを示し、破壊伝播や余震の影響を反映している可能性を指摘した。

謝 辞

本研究の実施にあたり、福島県鮫川水系ダム管理事務所には貴重な地震記録と水位記録を御貸与いただきとともに、耐震照査結果についてご教示いただきなど、多大なご協力を賜った。同所所長浜津威彦様・杉原雅人様、業務課長平子公一様をはじめご関係の皆様に深謝の意を表す。

参考文献

- 1) 佐々木康、西村正夫、桑原徹郎：千葉県東方沖地震の加速度記録から推定した長柄ダム堤体の動的特性、土木研究所資料第 2702 号、1989.

- 2) Yasuda, N. and Matsumoto, N.: A study on dynamic deformation and strength properties of rockfill materials and their applicability to the seismic analysis of the embankment dams, Journal of Research, PWRI, Vol.32, 1997.
- 3) 大町達夫, 田原徹也:直下地震の観測記録に基づくロックフィルダムの非線形地震応答特性, 第 54 回地盤工学シンポジウム, Vol.2B, No. 039, 2009.
- 4) Ohmachi, T. and Tahara, T.: Nonlinear earthquake response characteristics of a central clay core rockfill dam, Soils and Foundations, Vol.51, No.2, pp.227–238, 2011.
- 5) 佐藤信光, 曽田英揮, 太田垣晃一郎:実測地震記録による既設ダム堤体の動的特性および物性値の推定と適用, ダム技術, Vol.321, pp.40–47, 2013.
- 6) 黒田清一郎, 増川晋, 田頭秀和:土構造物の地震波伝播特性評価と経年変化監視への適用性, 水土の知, Vol.81, No.8, pp.19–22, 2013.
- 7) 黒田清一郎, 田頭秀和, 増川晋:農業用フィルダム既設地震計の微小振動観測記録への地震波干渉法の適用と地震波伝播特性の監視, 平成 27 年度ダム工学会研究発表会, pp.15–20, 2015.
- 8) 茂木秀則, 曽田英揮, 川上英二, 大町達夫:アースダムにおける長期間にわたる地震観測記録の NIOM 解析と堤体の物性評価, ダム工学, Vol.25, No.3, pp.139–149, 2015.
- 9) 茂木秀則, 川上英二, 小田優介, 大町達夫:ロックフィルダムにおける長期間にわたる地震観測記録から推定した地震波伝播時間の経時変化, ダム工学, Vol.25, No.4, pp.218–219, 2015.
- 10) Haddadi, H. R. and Kawakami, H.: Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM) method for multiple linear systems, Structural Eng./Earthquake Eng., JSCE, Vol.15, pp.29s–39s, 1998.
- 11) Kawakami, H. and Haddadi, H. R.: Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM), Soil Dyn. Earthq. Engng., Vol.17, pp.117–126, 1998.
- 12) Hadaddi, H. R. and Kawakami, H.: Effect of liquefaction on ground motion during the Hyogoken-nanbu earthquake, 1995, in Japan by using NIOM method, The effect of surface geology on seismic motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, Vol.2, pp.1015–1022, 1998.
- 13) 福島県鮫川水系ダム管理事務所:四時ダム耐震照査, 第 8 章総合評価, 表 8.1.1(1) 耐震照査結果概要表, 2012.
- 14) 気象庁:地震月報(カタログ編), <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/hypo.html> (参照 2017-12-28).
- 15) 気象庁:JMA2001走時表, http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/catalog/appendix/trtime/trt_j.html (参照 2017-12-28).
- 16) 川崎将生・伊藤壮志:国土交通省所管ダムの地震加速度記録, 国土技術政策総合研究所資料 No.734, 2013, <http://www.milim.go.jp/lab/bcg/siryou/tnn/tnn0734.html> (参照 2018-3-25).
- 17) 斎藤正徳:漸化式ディジタル・フィルターの自動設計, 物理探鉱, Vol.22, No.6, pp.240–263, 1978.
- 18) 佐藤忠信他, 土木学会編:動的解析と耐震設計, 第 2 卷, 動的解析の方法, 土木学会, 1989, p. 193, IV.12 式.
- 19) Sawada, Y. and Takahashi, T.: Study on the material properties and the earthquake behaviors of rockfill dams, 4th JEES, pp.695–702, 1975.

(受理: 2017 年 12 月 28 日)
(掲載決定: 2018 年 7 月 10 日)

Propagation Time of Seismic Waves in Rockfill Dam Body Estimated from Acceleration Records

MOGI Hidenori¹⁾ and KAWAKAMI Hideji²⁾

1) Member, Associate Professor, Saitama University, Dr. Eng.

2) Member, Emeritus Professor, Saitama University, Dr. Eng.

ABSTRACT

Shitoki Dam is a rockfill dam of 83.5 meters in height located in Fukushima Prefecture, Japan. It suffered severe earthquake motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake and the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake. The long-term observation records at the dam site provide valuable information about the wave propagation at a large strain level in and around the dam body. We conducted Normalized Input-Output Minimization (NIOM) method for the observation records and examined the propagation time of seismic waves in the dam body. The results revealed that (1) the S-wave propagation time increased from 0.153 s to about 0.23 s during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake due to nonlinear behavior of the dam body; (2) this propagation time corresponds to the 53% reduction of the shear moduli of the dam body at the strain level of 2 to 3×10^{-4} ; (3) a similar increase and decrease in the S-wave propagation time were observed during the Fukushima-ken Hamadori earthquake; and (4) the damping ratio in the dam body also increased due to the principal motions of the mainshocks and decreased after them in the similar manner as seen in the results of the propagation time.

Keywords: *The 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Rockfill dam, Propagation time of seismic waves, Temporal change, NIOM analysis*