

伊豆諸島群発性地震で観測された 砂地盤における地震動

松澤拓郎¹・仲村成貴²・山田雅一³・鈴木順一⁴・花田和史⁵

¹学生会員 日本大学大学院理工学研究科博士前期課程土木工学専攻 (〒101-8308 東京都千代田区神田駿河台1-8)

²正会員 工修 日本大学助手 理工学部土木工学科 (同上)

³正会員 工修 日本大学助手 理工学部建築学科 (同上)

⁴正会員 理博 日本大学専任講師 理工学部土木工学科 (同上)

⁵正会員 工博 日本大学教授 理工学部土木工学科 (同上)

2000年6月下旬より伊豆諸島では伊豆諸島群発性地震が活動を始め、かなりの数の火山性地震が発生した。そこで砂地盤における強震時の地震動特性資料を得ることを目的として、島中央部が比較的平坦な砂堆積地が分布する新島において、5点の鉛直・水平アレー観測、板叩き実験、土質実験を行なった。地震観測では微小な地震動から地表面で最大加速度200galまでの地震動を、気象庁地震月報をもとに112個特定することができた。観測地震の伝達関数より、強震時に卓越振動数が変化し、地盤が非線形の領域に至ったことを確認した。また等価線形法を用いた1次元波動理論により地盤モデルから伝達関数を求め、砂地盤におけるせん断ひずみとせん断剛性の関係を得た。低ひずみ領域における地盤減衰特性は履歴減衰だけでは表現できず、散乱現象が発生していると考えられる。

Key Words : earthquake swarm observation, sand layer, equivalent linear analysis, identified G/G_r and h - r relation

1. はじめに

2000年6月下旬より、三宅島近海において火山性群発地震が発生した。図1に示すように活動の初期に三宅島近海を中心に分布した震源は、次第に活動域を拡げ7月末には新島、式根島近海でも活発に活動を始めた¹⁾²⁾。

伊豆諸島のほとんどは単一火山から成立し地表は火山岩で覆われている。しかし新島だけは南北の二つの火山から成立し、島

中央部にはトンボロ状に大規模な砂地が形成されている³⁾。そこで2000年8月中旬からの約1ヶ月間、新島において砂地盤の地震時挙動を観測した。観測の目的は、実験室規模でしばしば指摘される砂の動的非線形性が実際の地震動時にも発生することを確認し、砂地盤における強震時の地震動特性資料を得ることにあ

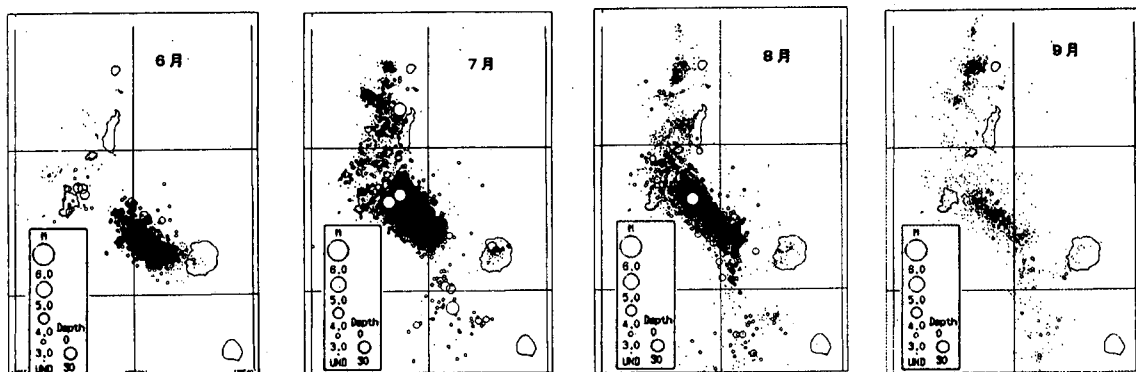


図-1 震央分布図

2. 地震観測サイト

新島は、東京都心から南南西に約 157km, 北緯 $34^{\circ} 19.6' \sim 34^{\circ} 25.7'$, 東経 $139^{\circ} 14.7' \sim 139^{\circ} 17.7'$ に位置し、面積約 24km^2 , 周囲約 42km, 人口 2629 人 (平成 12 年 1 月 1 日現在) の細長い島である³⁾。本島の北部には宮塚山 (432m), 南端には本島では最新の火山である大峰一向山 (301m) が対峙し、多数の火砕丘と溶岩円頂丘が表面構造として残っている。新島は伊豆諸島に多い単一の火山ではない。島中央部には南北の火山島間をトンボロ状に砂地が発達しており、新島本村と称する居住区域が広がっている。中央部の東海岸 (羽伏浦) は 8km におよぶ砂地であり、砂丘部は海拔 20m を超える。

観測サイトとして新島中央部にある新島高校グラウンドと隣接する新島中学校を選択した。このグラウンドは少なくとも地下 30m 程度まで砂地盤であり、砂地を掘削して造成されている。また、観測点近辺の地下水位は常時 7m 以深であることを確認している。

三宅島、神津島および式根島は単一火山帯のため、地表面を多く火山噴出物で覆われており、新島高校に匹敵する砂地サイトを見つけることはできない。

3. 地震観測システム

図 2 に示すように、グラウンド内に一辺約 75m の正三角形で水平アレーを構成し、1 頂点 A の直下 4.92m に E 点を設け鉛直アレーを構成した。なお参考点として、高校のグラウンド面より 6m ほど低いところに位置する新島中学校グラウンドに D 点を設けた。A 点～E 点の 5 観測点において、写真 1 のように NS, EW, UD 各 3 成分、合計 15 成分のサーボ型加速度計を設置し、増幅器、遮断振動数 40Hz のローパスフィルターを介して、分解能 16bit の AD 変換器によってサンプリング振動数 100Hz でデジタル収録を行った。

4. 地震観測記録

今回の伊豆諸島群発性地震では、2000 年 6 月 28 日から同年 10 月 31 日までに 14000 回以上の地震が発生した¹⁾。その中で本地震観測期間内に合計 112 事象を観測できた。この中には地表面の水平最大加速度が 200gal を超えるマグニチュード 6 規模の事象を含んでいる。各事象の震央距離は、図 3 に示すようにほとんどが 30km 以内である。また地震動の継続時間はほぼ 20 秒以内であり、包絡形状は

強い減衰形をなしている。

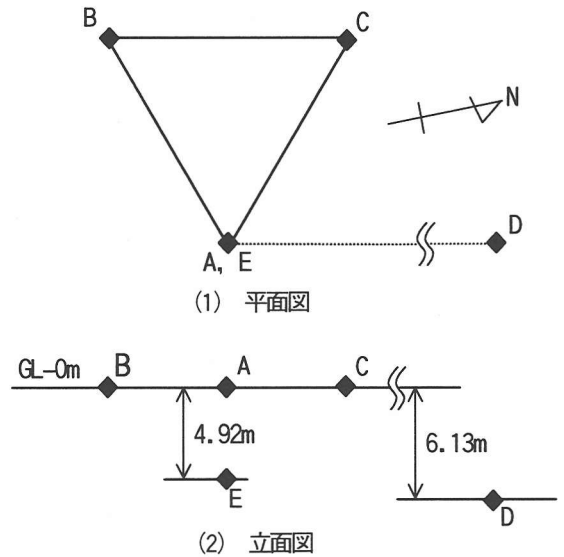


図 2 観測点配置

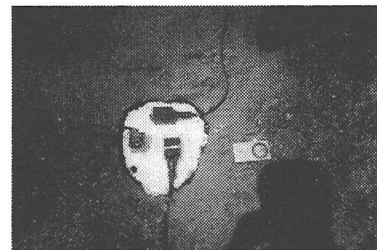


写真-2 サーボ型加速度計

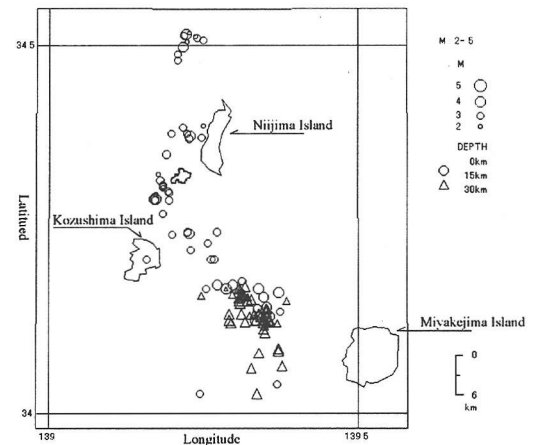
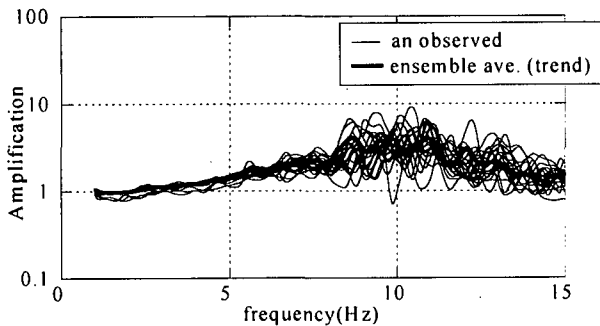


図-3 観測地震の震央分布

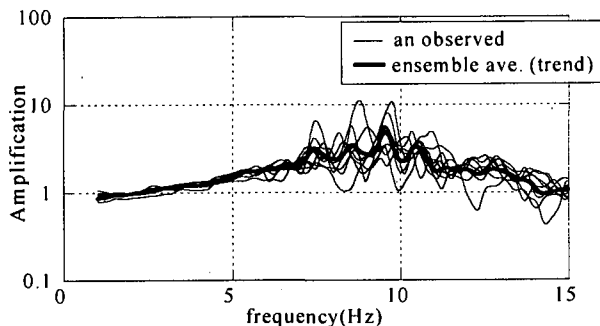
5. 伝達関数

鉛直アレー記録から伝達関数 (増幅関数) を算定し、観測された各地震動 E 点の最大水平速度によって、3 グループ (W グループ: 1kine 以下, M グループ: 1kine 以上, S グループ: 3kine 以上), と 3 グループに分類した。加速度記録から速度時系列への変換にはフーリエ変換法を用い、

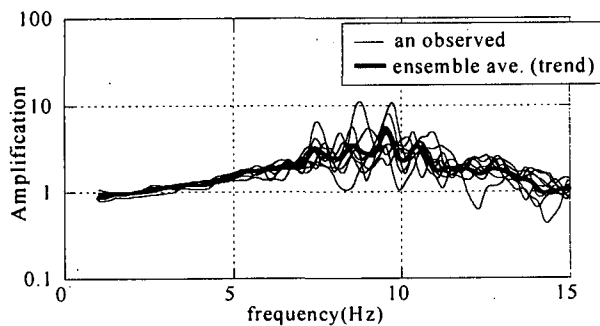
0.5Hz 未満の成分をカットした。4.92m の砂層に関する鉛直アレーの伝達関数 (増幅関数) を求め、その卓越振動数を各事象と比較したところ、砂層は強地震動では非線形挙動を示すことが確認された。図4 にそれぞれのグループ別の地震動とアンサンブル平均した W グループ、M グループ、S グループの伝達関数を示す。アンサンブル平均した伝達関数の卓越振動数は、W、M グループでは 9.5Hz 付近であるのに対し、S グループでは 8.3Hz まで低下している。この卓越振動数の変化から換算される S グループのせん断剛性率は W、M グループの約 75% に相当する。



(1) W グループ



(2) M グループ



(3) S グループ

図4 観測値による伝達関数

6. 地震応答解析

動的特性を、等価線形法による1次元重複反射法によって数値模擬した。図5 に示すように、M、W グループの伝達関数はせん断波速度を 190m/s とすると線形解析によ

り観測値をよく表現できる。S グループについては、図6 に示す地盤物性曲線 (G/G_0 、 h - γ 曲線) を用いて、図5 に示す伝達関数を等価線形解析により得た。図5 には観測された伝達関数の平均値を併せて示している。S グループを表現する伝達関数を得た範囲の最大せん断ひずみおよそ 0.03% と評価された。また、図6 には原地盤から採取した不攪乱資料による動的三軸試験結果を併せて示している。同図に示されるように、S グループの伝達関数を表現するように定められた地盤物性は、低ひずみ領域の減衰定数に差異があるものの動的三軸試験結果とよく一致している。

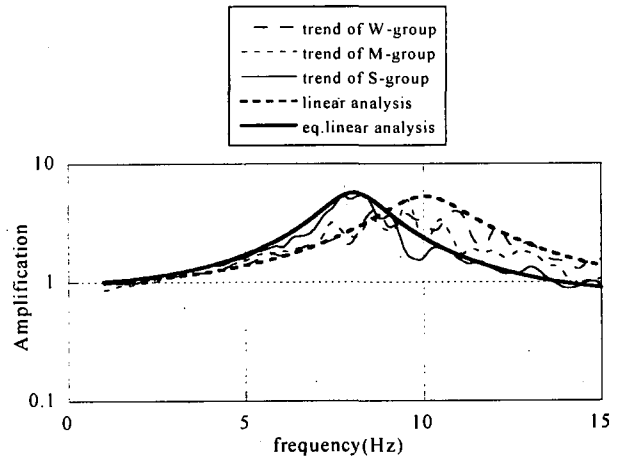


図5 数値解析による伝達関数

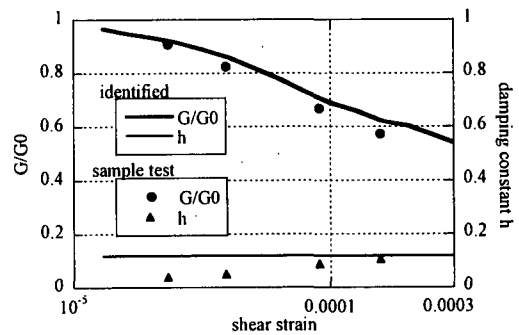


図6 砂地盤特性

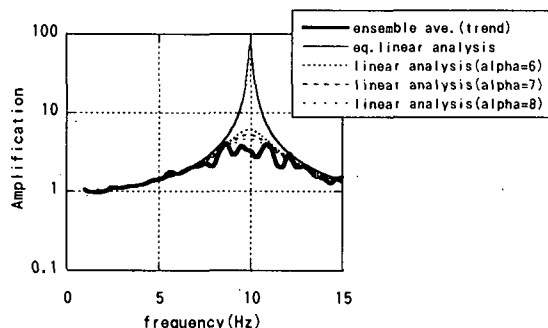
この地震応答解析では、土の非線形挙動に伴う減衰は、地震時に生じるせん断ひずみ速度に関して、周波数に依存しない履歴減衰のみを仮定して解析を行った。しかし低ひずみ下の減衰は現象ではもっと大きいはずであるが、履歴減衰評価ではきわめて小さくしか評価できず、地震時に履歴減衰だけで表されない減衰機構が作用していると判断できる。

そこで W、M と S グループについてそれぞれ履歴減衰だけの存在を仮定して等価線形解析を行う。その条件で得られる伝達関数は W、M グループについては、図7 に示すよ

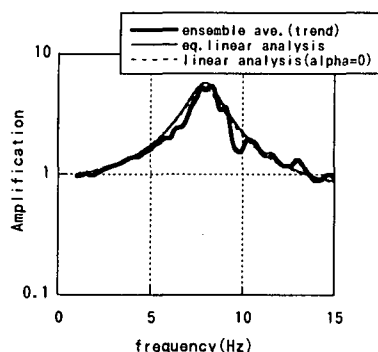
うに、減衰が小さすぎて増幅率が観測された伝達関数よりかなり大きい。しかしグループSでは同図に示されるように、増幅率は観測された伝達関数とほぼ変わらない。

次いで地盤材料の不均質さに起因し、周波数に依存する散乱減衰 (α/ω) があると仮定して解析を行った。まず等価線形法により算出された各層のせん断剛性と、収束した減衰値を用いて線形計算を行い、散乱減衰の係数 α を変化させその様子を見る。グループ-W, グループ-M では $\alpha = 7$ 程度を与えることにより伝達関数の増幅率は観測値に近づき、グループ-S では α がゼロであっても観測値と計算値はよく一致する。

履歴減衰以外の減衰機構として散乱減衰を考えれば、散乱減衰は、砂地盤では低ひずみ下では比較的大きく現れ、強震時にはほぼ散乱現象は無視できると解釈できる。



(1) Wグループ, Mグループ



(2) Sグループ

図-7 α を考慮した数値解析による伝達関数

7. おわりに

等価線形法による1次元波動法より、地震記録による伝達関数を表現できる $G/G_0-\gamma$, $h-\gamma$ 曲線を推定することができた。また散乱減衰を考慮すると、砂地盤では規模の小

さい地震動時には散乱が生じ、強震時には地震動は散乱しない。

参考文献

- 1) 平成12年10月地震・火山月報(防災編), 気象庁, pp.5, 2000.10
- 2) 三宅島火山, 神津島・新島地震活動情報, 東京大学地震研究所ホームページ, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/MIYAKE>, 2000
- 3) 一色直記, 新島地域の地質, 地域地質研究報告, pp.1-3, 1987