

ARモデルを用いたSIORMによる 地震波動伝播特性の推定

川上 英二¹・Paul de Jesus BIDON²・茂木 秀則³

¹正会員 工博 埼玉大学教授 工学部建設工学科 (〒338 浦和市下大久保255)

²学生会員 工修 埼玉大学学生 工学部建設工学科 (〒338 浦和市下大久保255)

³正会員 工修 埼玉大学助手 工学部建設工学科 (〒338 浦和市下大久保255)

複数地点で観測された地震波形から波動の反射、透過などがどのように行われているかを推定すること、つまり、ある地点に単純な形の変位が加わった場合に、別の地点に生ずる変位を推定し、波動の伝播の様子を明らかにすることを目的として、著者らは、既に、多変数AR（自己回帰）モデルを用いた方法（Simplified Input Output Relation Method: SIORM）を提案している。本文では、提案した本解析方法を、地表面および地下において実際に観測された3地点でのアレー観測地震波形に対して適用した結果を示した。

Key Words: Wave propagation, autoregression model, time series, impulse, array observation

1. 序文

地盤中の複数地点での地震動の実測波形から、波動の伝播方向、速度、増幅、減衰、反射、透過などの伝播特性を推定し、波動の伝播システムとして考えた地盤の構造を推定する方法としては、従来、相互相関関数のピークを用いる方法がある。しかしながら、相関のピークが、波動の重なり具合を必ずしも良く表しているとは限らない。このことは、相互相関関数の形状が波動の伝播特性のみならず自己相関関数の形状に大きく影響されることを考えれば明かである。

一方、上述の方法とは逆に、地盤の物性の分布をボーリング結果などに基づいて仮定し、成層構造をした地盤に対しては多重反射理論を用いて、また、複雑な構造をした地盤に対しては有限要素法、差分法などを用いて解析し、波動の伝播特性を求める方法がある。そして、実際の地震時における観測波形と波動の伝播特性から導かれる理論波形とを比較することによって、伝播特性を修正改良する方法がある。しかしながら、この方法では、地盤モデルとして無限個のモデルを考えることは不可能であり、一直線上の情報を与えるボーリングでは明瞭に現れなかった新しい反射面を発

見する事は困難である。このため、観測結果から波動の伝播状況を直接求める方法を開発する事が必要であると考えられる。

本研究では、複数地点で観測された地震波形から波動の反射、透過などがどのように行われているかを推定すること、つまり、ある地点に単純な形の変位が加わった場合に、別の地点に生ずる変位を推定し、波動の伝播の様子を明らかにする方法を展開することを目的としている。そして、著者らは、既に、多変数AR（自己回帰）モデルを用いた方法（Simplified Input Output Relation Method: SIORM）を提案している¹⁾。ここでは提案した本解析方法を、地表面および地下において実際に観測された地震波形に対して適用した例を示す。

2. 解析方法^{1) 2)}

本解析方法は二つの手順から構成される。初めに、解析しようとする複数の地点における地震波形の時系列を多変数自己回帰(AR)モデルを用いて表現し、係数 $a_{mij}(m)$ を決定する。次に、得られた係数を用いて、1つの地点のある時刻にパルス状の変位が生じた場合の、別の地点における変位の

時系列を算定し、波動の伝播特性を推定する¹⁾。

(1) 係数 $a_{mij}(m)$ の決定³⁾

k 次元の定常時系列 $\{X(s)\} = \{x_1(s), x_2(s), \dots, x_k(s)\}^T$ ($s=1, 2, \dots$) (T は転置ベクトルを表す) を表示する自己回帰モデル(A Rモデル, autoregressive model)は、次式で表される。

$$x_i(s) = \sum_{m=1}^M \sum_{j=1}^k a_{mij}(m) x_j(s-m) + \varepsilon_i(s) \\ (i=1, 2, \dots, k) \quad (s=1, 2, \dots) \quad (1)$$

ここに、 $U(s) = \{\varepsilon_1(s), \varepsilon_2(s), \dots, \varepsilon_k(s)\}^T$ は、 k 次元のノイズである。

観測された k 地点での時系列 $\{X(s)\} = \{x_1(s), x_2(s), \dots, x_k(s)\}^T$ ($s=1, 2, \dots$)に式(1)の k 次元のA Rモデルを適用し、誤差 $\varepsilon_i(s)$ の二乗平均が最小になるように、係数 $a_{mij}(m)$ を、各 M の値に対して決定する。このことは、即ち、 $x_i(s)$ 、 $x_j(s)$ の相互または自己相関関数 $R_{ij}(\ell)$ ($i, j=1, 2, \dots, k$; $\ell=1, 2, \dots, M$)を計算し、次の連立方程式

$$\sum_{m=1}^M \sum_{j=1}^k a_{mij}(m) R_{jh}(\ell-m) = R_{ih}(\ell) \\ (h=1, 2, \dots, k; \ell=1, 2, \dots, M) \quad (2)$$

を $i=1, 2, \dots, k$ について解くことになる。さらに M の値を変化させ、本解析ではMFPEが極小値となる M の値を採用している。

(2) 波動伝播特性の算定

(1)で求められた係数 $a_{mij}(m)$ を用いて、ある一地点において単位パルス状の波形(時系列)が観測される場合に、別の地点で観測されるはずの波形を算定するための方法として、以下のⅠ～Ⅲの3通りの方法を展開した。

Ⅰ. 一観測波形が厳密な単位パルス

一地点における観測波形を、ある時刻にのみ大きさ1のパルスが現れ、その他の時刻では大きさが正確に零となるような時系列とする。この時系列を式(1)に代入することにより、別の地点での時系列(応答)を求める。

Ⅱ. 二乗和の最小化

本手法の解析精度を検討した参考文献²⁾で述べたように、Ⅰの方法では、別の地点での時系列が不安定となり振動的に発散してしまう幾つかが場合が認められた。そこで、Ⅱの方法では、一地点における波形を、厳密な単位パルスとは設定せず、ある時刻に大きさ1の値を示す時系列ではあるが、その他の時刻では正確に零の値を示す必要は無いものとした。しかし、すべての時系列の二乗和を最小にすることを条件とした。

Ⅲ. 二乗和と傾きの二乗和との和の最小化

本方法では、Ⅱの方法と同様に、一地点における波形を、厳密な単位パルスではないが、ある時刻に大きさ1のパルスが現れる波形であると設定している。しかし、Ⅱの方法では、すべての時系列の二乗和だけを最小化するのに対し、本方法では、滑らかな結果を得るため、更に、隣合う値の差(傾きに相当)の二乗和をも考慮に加え、これらすべての和を最小にすることを条件とした¹⁾。

3. 解析精度の検討²⁾

以上展開した解析理論の精度を検討するため、波形の重なり具合、及び、雑音の波形を仮定して、対となる時系列 $x_1(s)$ 、 $x_2(s)$ ($s=1, 2, \dots, N$)を作成し、これらを観測波形と考えた。次に、波形を作成した手順を隠して、観測波形だけから波動の伝播特性を推定し、波形の重なり具合を検討した。そして、従来の相互相関関数のピークを用いる方法と比較した^{1) 2)}。

4. 観測地震波形への適用例

提案した本解析方法を、地表面および地下において実際に観測された地震波形に対して適用した例を図に示す。図-1で用いた地震波形は、1983年2月27日に発生した地震(マグニチュード6.0、震源深さ72km)によるものであり、竹中技術研究所によって東京都江東区南砂において観測されたアレー記録(震央距離44km、地表の最大加速度81gal)である^{4) 5)}。図-2で用いた地震波形は、同一の地震であるが、清水建設によって東京都江東区越中島において観測されたアレー記録である^{4) 6)}。また、図-3で用いた地震波形は、1988年9月5日に発生した地震(マグニチュード6.0、震源深さ96km)によるものであり、西松建設技術研究所によって神奈川県大和市下鶴間において観測されたアレー記録(震央距離25 km、地表の最大加速度44gal)である^{4) 7)}。

各図において内側の破線はP波の到達時間を示し、外側の破線はS波の到達時間を示す。また、図-1では時間軸を逆転して解析した結果も点線で示してある。いずれの場合も類似して安定した結果が得られていることが判る。図のピークを比較することにより、地下深部より地表に向かって進む入射波と、地表で反射して再び地下深部に進む反射波とが存在することが確認できる。そして、水平方向(N S, E W)の成分では、P波(初期

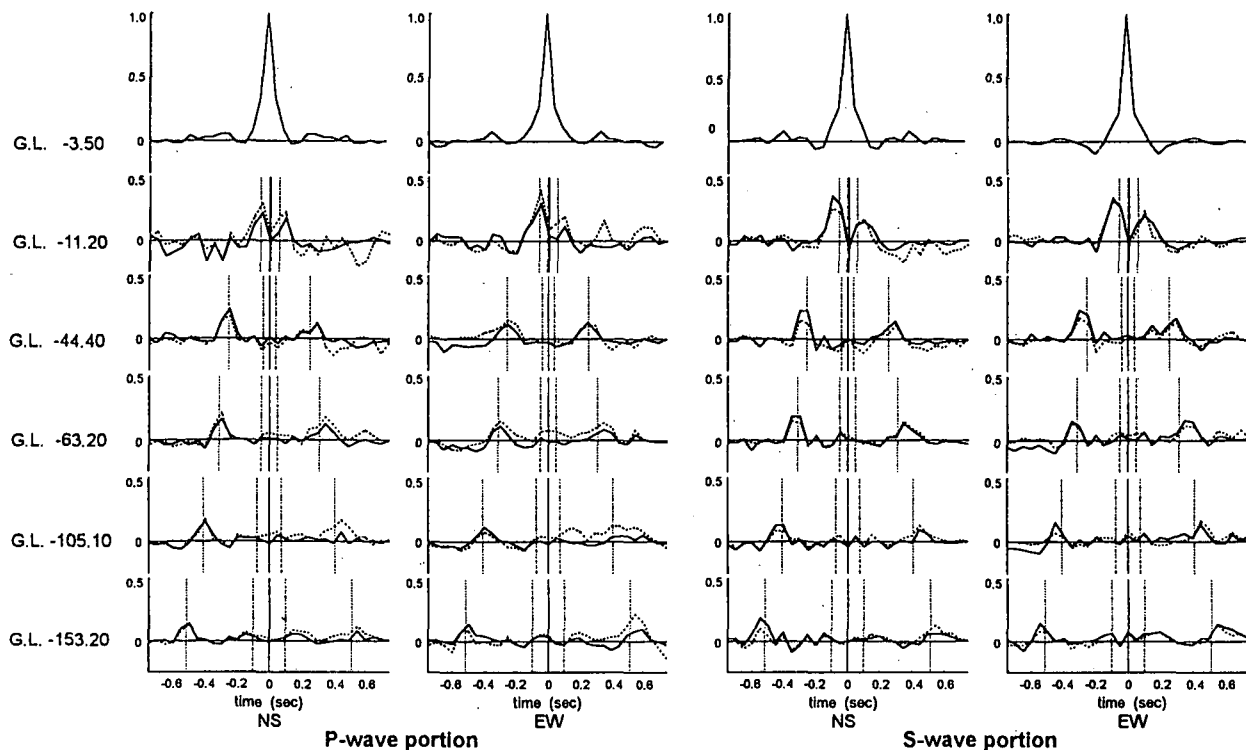


図-1 SIORM を1983年2月27日の南砂でのアレー観測地震記録へ適用した結果

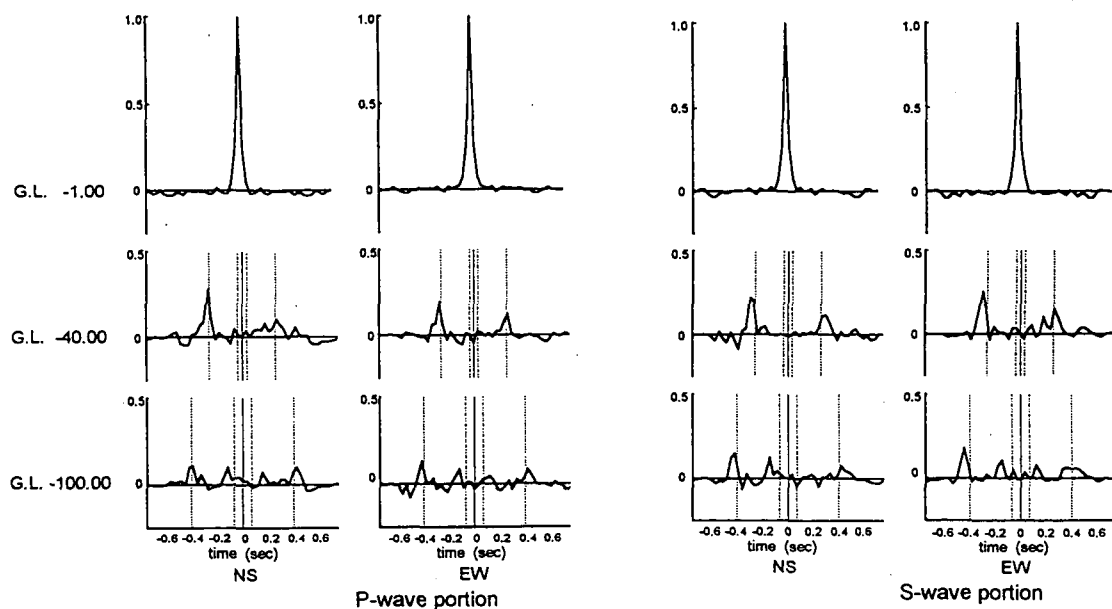


図-2 SIORM を1983年2月27日の越中島でのアレー観測地震記録へ適用した結果

微動)の部分であっても、その波速はS波の波速に一致しており、本当はS波であることがわかる。また地表面からの反射波は入射波の振幅より幾分小さくなっていることがわかる。

5. 結論

(1) 本研究では、複数地点で観測された地震波形から波動の反射、透過などがどのように行われて

いるかを推定すること、つまり、ある地点に単純な形の変位が加わった場合に別の地点に生ずる変位を推定する方法を展開することを目的とした。その際、地震動の波形を多次元AR(自己回帰)モデルで表す方法を用いた。

本方法では、まず、実測された地震記録の相互相関関数を求めた後、Levinson-Durbinのアルゴリズムと赤池によって導入されたMFPE規範を組合わせ、次数 M 、及び係数 $a_{mij}(m)$ を決定する。次に、

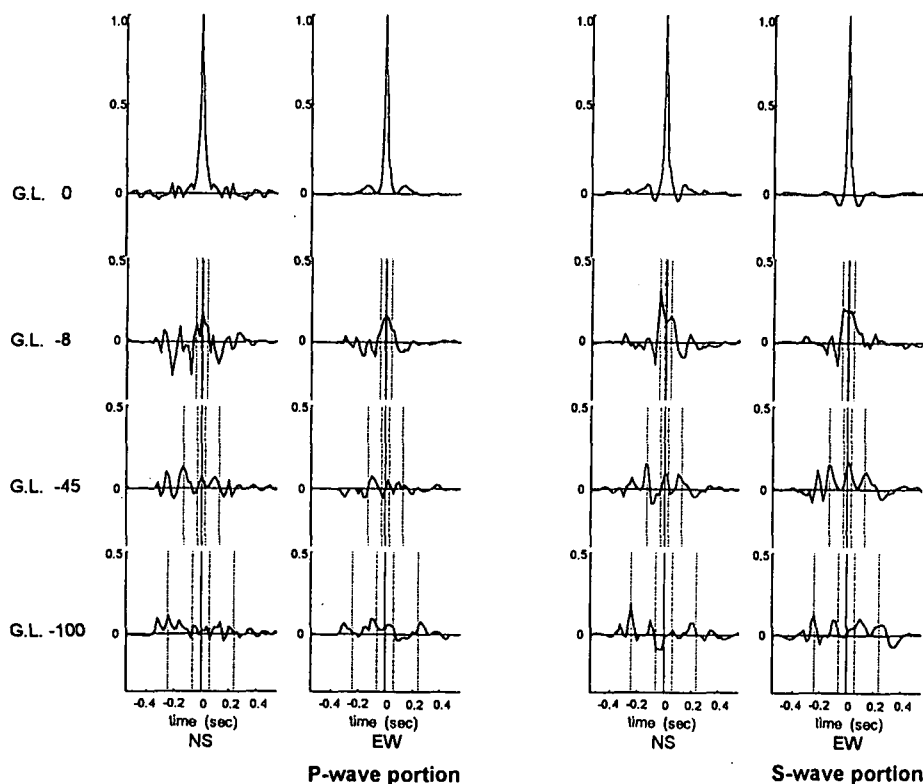


図-3 SIORM を1988年9月5日の下鶴間でのアレー観測地震記録へ適用した結果

ある1地点で単位パルス状の波形が生じた場合に、別の地点で生じるはずの波形（応答）を条件付き最小化の理論を展開して算出することにより波動の伝播特性の推定を行う。

(2) 提案した手法を地表面および地中において観測された地震波形に適用した。そして、地盤における波動の深さ方向の伝播状況を推定することを試みた。本方法では、相互相関関数のピークを用いるよりも明確に入射波、反射波を確認し得ることが示された。特に、長周期波形の場合には、相互相関関数のピークから入射波と反射波とを判別することが困難であるのに対して、本方法を用いると可能となる^{1) 2)}。

(3) 地下深部より地表に向かって進む入射波と、地表で反射して再び地下深部に進む反射波とが存在することが確認できた。そして、水平方向（N S, E W）の成分では、P波（初期微動）の部分であっても、その波速はS波の波速に一致しており、本当はS波であることがわかった。また地表面からの反射波は入射波の振幅より数割小さくなっていることがわかった。

謝辞： 本研究では、（財）震災予防協会、強震動アレー観測記録データベース推進委員会・作業部会による強震動アレー観測記録データベース（1992年10月、1993年12月）から竹中技術研究所、清水

建設、西松建設により提供されたデータを使用しました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Kawakami, H. and Bidon, P.: A simplified input output relation method using AR model for earthquake wave propagation analysis, Earthquake Engineering & Structural Dynamics (印刷中)。
- 2) 高橋, 川上: パラメトリックモデルを用いた波動伝播特性の推定方法, 第20回地震工学発表会, 1989。
- 3) 赤池, 中川: ダイナミックシステムの統計的解析と制御, サイエンス社, 1972。
- 4) (財) 震災予防協会, 強震動アレー観測記録データベース推進委員会・作業部会による強震動アレー観測記録データベース, 1992, 1993。
- 5) 小林, 阿部, 天池: 地盤のQ値の振動数依存性とモデル化, Proc. of the National Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 1989。
- 6) 横田, 片岡, 岡田, 松川: 越中島, 瀬谷, 伊豆高原における観測結果, 第16回地盤震動シンポジウム, 1988。
- 7) 小林, 山内, 阿世賀, 高井: 表層地盤における地震動特性に関する研究, 日本建築学会学術講演梗概集, 1990, 1991, 1992。