

# 自然地震トモグラフィの地震工学への適用 -強震動シミュレーションのための3次元速度構造解析-

小田義也<sup>1</sup>・青柳恭平<sup>2</sup>・東貞成<sup>3</sup>・阿部信太郎<sup>4</sup>・岩楯敏広<sup>5</sup>

<sup>1</sup> 東京都立大学大学院工学研究科助手 (〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)

E-mail:oda-yoshiya@c.metro-u.ac.jp

<sup>2</sup> 電力中央研究所我孫子研究所主任研究員 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

E-mail:y-aoyagi@criepi.denken.or.jp

<sup>2</sup> 電力中央研究所我孫子研究所主任研究員 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

E-mail:higashi@criepi.denken.or.jp

<sup>4</sup> 電力中央研究所我孫子研究所主任研究員 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

E-mail:shintaro@criepi.denken.or.jp

<sup>5</sup> 東京都立大学大学院工学研究科教授 (〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)

E-mail:rock-tak@ecom.metro-u.ac.jp

評価対象領域の近傍に震源断層が分布し、断層モデルを用いる場合はもとより、遠地に分布する場合も含めて、高い信頼度の強震動予測を実現するためには、断層から発せられる地震波の伝播経路、減衰特性を規定する3次元的速度構造の把握が不可欠である。自然地震トモグラフィ解析では、P波およびS波の伝播速度、Q値の3次元分布が把握可能である。近年では、地震観測網の充実、計算機能力の向上により、解析結果が工学的検討に値する精度となりつつある。本研究では、2000年鳥取県西部地震の震源域を対象として、自然地震トモグラフィ解析によって得られた3次元速度構造を用いて強震動シミュレーションを実施し、その効果と課題を検討した。

**Key Words :** *Travel time tomography, 3D velocity structure, Strong motion, Simulation*

## 1. はじめに

日本の大都市の多くは活断層に囲まれている。地震防災を行う最善の策はいつ・どこで・どのくらいの規模の地震が発生するかを事前に予測し、防災対策を講じることであるが、現状では大地震の発生を短期的に予測することは困難である。したがって、次善の策として大地震が発生した時にどのような強い揺れが都市を襲うのかを予測すること、すなわち強震動シミュレーションが重要である。たとえ将来的に短期予測が可能になったとしても、大地震の発生を避けることはできない。強震動シミュレーションの重要性は高い。

従来の強震動予測は震源断層の長さや代表的変位量からマグニチュードを推定し、経験的な距離減衰式から対象地域の最大加速度などを推定している。しかし、従来の強震動予測では、平均的な地震動の大きさは把握できるものの、たとえば1995年兵庫県南部地震における「震災の帯」のような局所的な

被害の分布を説明することが難しい。このため最近では、震源断層の破壊過程(震源特性)と震源から対象地点までの地震波の伝わり方(伝播特性)、そして、表層地盤による影響(サイト特性)に基づいた強震動シミュレーションが行われている。

強震動シミュレーションでは、高度な計算手法を用いることのみならず、精度のよいモデルを用いることが極めて重要である。対象領域近傍に震源断層が存在し、断層モデルを用いる場合はもとより、遠地に存在する場合も含めて、高い信頼度の強震動シミュレーションを実現するためには、断層運動により励起された地震波の伝播経路、減衰特性を規定する3次元速度(特にS波速度)構造の把握が不可欠である。

3次元速度構造を把握するためには、反射法地震探査を中心に、微動アレー探査やボーリングを併用する方法が現在最も一般的であり、各自治体ではこの方法によって堆積平野の地下構造探査を実施している。しかし、モデルを作成するのに十分な規模の

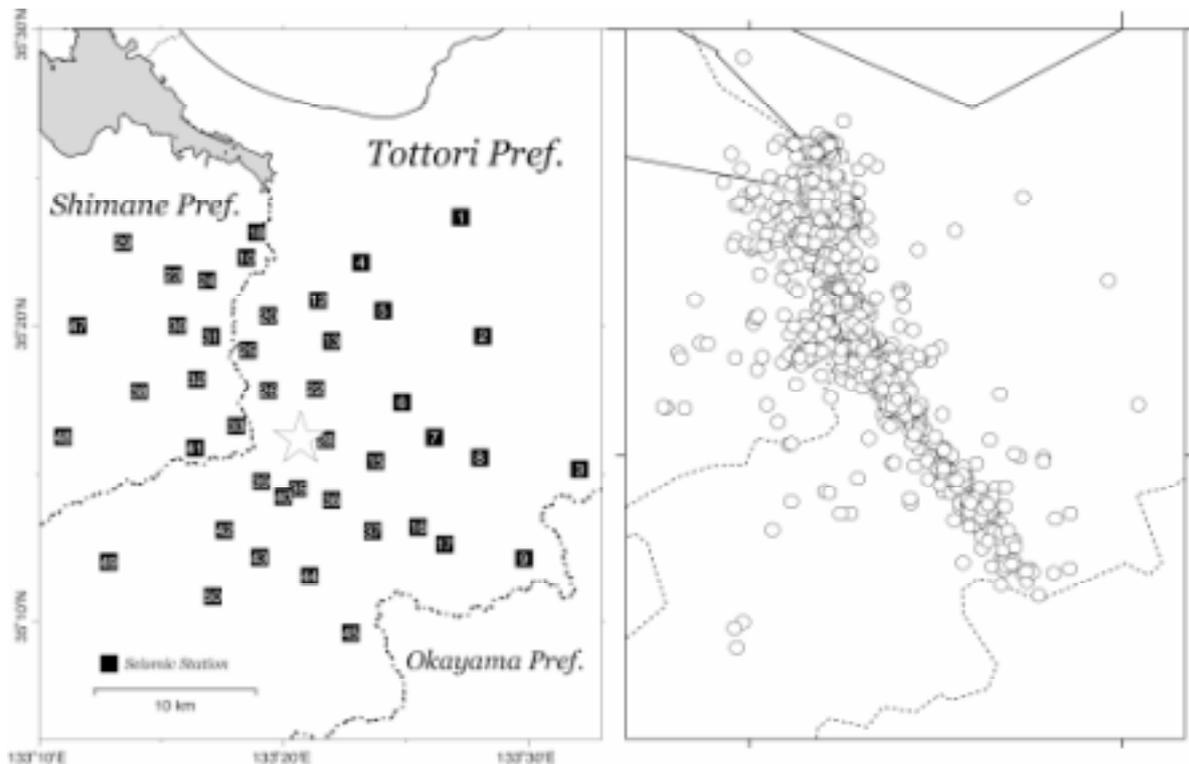


図-1 稠密余震観測点配置とトモグラフィ解析に用いた余震分布（1091地震）

反射法探査を実施することは必ずしも容易ではなく、また、地震応答を把握する上で重要なS波速度構造を通常の反射法探査で評価するのは困難である。

さらに、これらの探査は主に地震基盤以浅を対象としており、地震基盤以深の地殻構造を3次元的に把握する方法は、現在のところ確立されていない。地震基盤以深については、自然地震の震源決定で用いる1次元速度構造により強震動シミュレーションを行うのが一般的である。

地下数十 km を超える地殻の3次元速度構造を推定する場合、自然地震を用いた探査手法（自然地震トモグラフィ）が主に理学分野で用いられている。自然地震トモグラフィは信号源として自然地震を用いているため、反射法など人工信号源を用いる手法に比べ解析精度は低い。しかし、自然地震トモグラフィは、反射法に比べ可探深度が大きく、また、P波速度のみならずS波速度、そしてQ値の3次元構造を把握することが可能である。1995年兵庫県南部地震以降日本の地震観測網は飛躍的に充実し、現在では日本列島を約20km間隔で覆う高密度な観測網となっている。このような地震観測網の充実そして計算機能力の向上により、解析結果が工学的検討に耐える精度となりつつある。そこで、本研究ではこれまで主として理学分野で用いられてきた自然地震トモグラフィを工学分野へ適用することを試みた。2000年鳥取県西部地震の震源域を対象として、自然地震トモグラフィにより得られた3次元速度構造による強震動シミュレーションを実施し、その効

果と課題について検討する。

## 2. 自然地震トモグラフィによる3次元モデル

### (1) データ

稠密余震観測は2001年2月7日から2001年4月7日までの2ヶ月間行なわれた<sup>1)</sup>。観測点は図-1に示すように震源域周辺に44点設置した。観測点は可能な限り空間的密度が均一になるように配置し、平均的な観測点間隔は約3kmである。

観測はオフラインデジタルレコーダDAT2G(クローバテック社製)<sup>2)</sup>27台、およびオンラインデジタルレコーダMS1000(地球科学総合研究所製)17台により24時間連続記録を行い、センサーはすべて2Hz3成分速度型地震計L-22D(MARKPRODUCT社製)を使用した。ただし、観測期間のうち最初の1か月は後者のみの稼働である。得られた連続記録から防災科学技術研究所のHi-netに基づきイベントデータを切り出し、winシステム<sup>3)</sup>により検測および震源決定を行なった。震源決定で用いた速度構造は京都大学SATARNシステム<sup>4)</sup>で用いている1次元速度構造を参照させて頂いた。

震源決定の結果、水平方向の誤差が1km以内のもの1091個の余震分布を図-1に示す。この1091地震を良質なデータとしてトモグラフィ解析に用いることとした。解析に用いたデータは地震数が1091個、読

み取り値の数はP波初動が13,936個、S波初動が12,119個の合計26,055個である。

## (2) 方法

トモグラフィ解析は速度構造と震源を同時に決定するSIMULPS12<sup>5)</sup>を用いて行った。この手法では、3次元格子点に対して速度値を与え、任意の点の速度はその点を取り囲む8つの格子点から線形的に内挿することによって地下の速度構造を表現している。また、波線追跡にはPseudo-bending法を用いている。

逆解析では安定化を図るために非線形ダンプト最小二乗法を用いて震源要素と速度構造とを交互に決定している。

本研究では、水平（東西・南北）方向の格子点間隔を4km、垂直（深度）方向は2kmとし、解析領域は東西方向32km×南北方向40km、垂直方向に-2kmから14kmの領域とした。なお、トモグラフィ解析における初期モデルは京都大学SATARNシステムの1次元速度構造を参照して作成した（表-1）。Vp/Vs比の初期値はすべて1.73とした。

## (3) ダンピングパラメータ

ダンプト最小二乗法では、ダンピングパラメータの選び方が重要であるが定量的な基準はない。本研究ではPhillips(1986)<sup>6)</sup>や杉原・伊藤(1987)<sup>7)</sup>が行っているように、いくつかのダンピングパラメータについて解析を行った上で最適と思われる値を選択した。図-2はダンピング・パラメータを変化させた時の解の分散と走時残差の分散をプロットしたものである。解の分散と走時残差の分散とが適度に小さくなるダンピング・パラメータ10が適切な値であると判断した。

## (4) 解像度評価

一般に地震波を用いたトモグラフィ解析では発振点と受振点の幾何学的配置によって分解能が規定される。発振源と受振点が解析対象領域を取り囲むように、高密度かつ均質に配置されていることが望まれるが、観測点の設置は地表付近に限られ、また自然地震の震源分布は遍在するのが普通である。したがって、解析結果を正しく解釈するために、チェッカーボード レゾリューション テストによる解像度の評価を行った。図-3にチェッカーボード レゾリューション テストの結果を示す。図は各深度の水平断面を示している。図中で白黒が明瞭な領域は信頼度の高い解析結果が得られることを示している。

表-1 トモグラフィ解析に用いた初期モデル

深度 (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs
-2	5.5	1.73
0	5.5	1.73
2	5.5	1.73
4	6.0	1.73
6	6.0	1.73
8	6.0	1.73
10	6.0	1.73
12	6.0	1.73
14	6.0	1.73
16	6.0	1.73

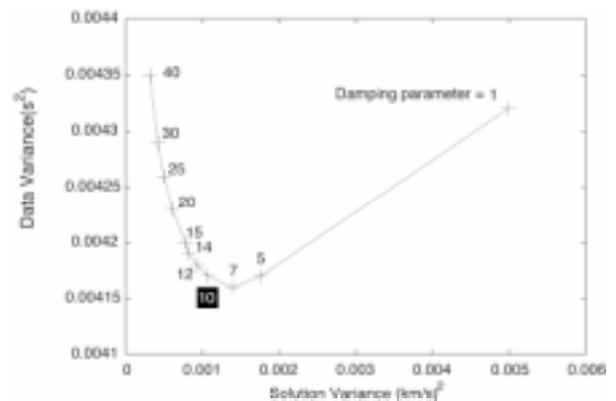


図-2 ダンピングパラメータを変化させた場合の解の分散と走時残差の分散

チェッカーボード レゾリューション テストの結果、稠密余震観測の結果得られたデータにより、深度8km付近まで震源域全域で良好な解像度が得られることがわかった。

## (5) 3次元速度構造

トモグラフィ解析によって得られたP波速度構造およびS波速度構造と余震分布を図-4、図-5に示す。図は各深度の水平断面を示しており、余震分布はトモグラフィ解析により同時決定されたものである。同時決定された震源分布は、初期の震源に比べ、特に南部において直線上に収束しているのがわかる。

P波速度構造の深度2kmの水平断面を見ると余震分布とほぼ同走向に低速度域が存在している（図中(a)）。低速度域は周囲のP波速度に比べ約10%の不均質性を示している。その規模は長さが余震分布から推定される震源断層と同程度、幅は格子点間隔(4km)を越えない程度である。深度6kmの水平断面を見ると、北緯35.35度付近を境に北側の領域はP波速度が遅く、余震は塊状に分布している（図中

み取り値の数はP波初動が13,936個、S波初動が12,119個の合計26,055個である。

## (2) 方法

トモグラフィ解析は速度構造と震源を同時に決定するSIMULPS12<sup>5)</sup>を用いて行った。この手法では、3次元格子点に対して速度値を与え、任意の点の速度はその点を取り囲む8つの格子点から線形的に内挿することによって地下の速度構造を表現している。また、波線追跡にはPseudo-bending法を用いている。

逆解析では安定化を図るために非線形ダンプト最小二乗法を用いて震源要素と速度構造とを交互に決定している。

本研究では、水平（東西・南北）方向の格子点間隔を4km、垂直（深度）方向は2kmとし、解析領域は東西方向32km×南北方向40km、垂直方向に-2kmから14kmの領域とした。なお、トモグラフィ解析における初期モデルは京都大学SATARNシステムの1次元速度構造を参照して作成した（表-1）。Vp/Vs比の初期値はすべて1.73とした。

## (3) ダンピングパラメータ

ダンプト最小二乗法では、ダンピングパラメータの選び方が重要であるが定量的な基準はない。本研究ではPhillips(1986)<sup>6)</sup>や杉原・伊藤(1987)<sup>7)</sup>が行っているように、いくつかのダンピングパラメータについて解析を行った上で最適と思われる値を選択した。図-2はダンピング・パラメータを変化させた時の解の分散と走時残差の分散をプロットしたものである。解の分散と走時残差の分散とが適度に小さくなるダンピング・パラメータ10が適切な値であると判断した。

## (4) 解像度評価

一般に地震波を用いたトモグラフィ解析では発振点と受振点の幾何学的配置によって分解能が規定される。発振源と受振点が解析対象領域を取り囲むように、高密度かつ均質に配置されていることが望まれるが、観測点の設置は地表付近に限られ、また自然地震の震源分布は遍在するのが普通である。したがって、解析結果を正しく解釈するために、チェッカーボード レゾリューション テストによる解像度の評価を行った。図-3にチェッカーボード レゾリューション テストの結果を示す。図は各深度の水平断面を示している。図中で白黒が明瞭な領域は信頼度の高い解析結果が得られることを示している。

表-1 トモグラフィ解析に用いた初期モデル

深度 (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs
-2	5.5	1.73
0	5.5	1.73
2	5.5	1.73
4	6.0	1.73
6	6.0	1.73
8	6.0	1.73
10	6.0	1.73
12	6.0	1.73
14	6.0	1.73
16	6.0	1.73

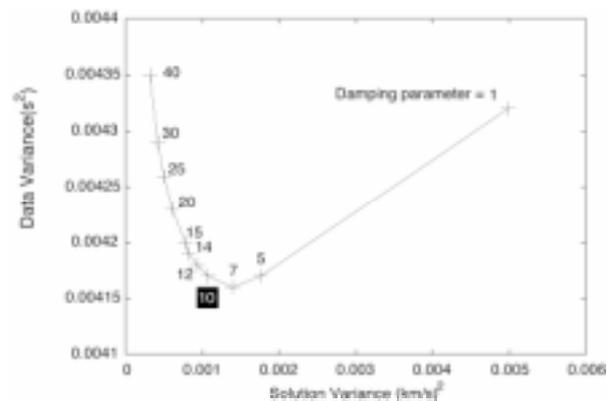


図-2 ダンピングパラメータを変化させた場合の解の分散と走時残差の分散

チェッカーボード レゾリューション テストの結果、稠密余震観測の結果得られたデータにより、深度8km付近まで震源域全域で良好な解像度が得られることがわかった。

## (5) 3次元速度構造

トモグラフィ解析によって得られたP波速度構造およびS波速度構造と余震分布を図-4、図-5に示す。図は各深度の水平断面を示しており、余震分布はトモグラフィ解析により同時決定されたものである。同時決定された震源分布は、初期の震源に比べ、特に南部において直線上に収束しているのがわかる。

P波速度構造の深度2kmの水平断面を見ると余震分布とほぼ同走向に低速度域が存在している（図中(a)）。低速度域は周囲のP波速度に比べ約10%の不均質性を示している。その規模は長さが余震分布から推定される震源断層と同程度、幅は格子点間隔(4km)を越えない程度である。深度6kmの水平断面を見ると、北緯35.35度付近を境に北側の領域はP波速度が遅く、余震は塊状に分布している（図中

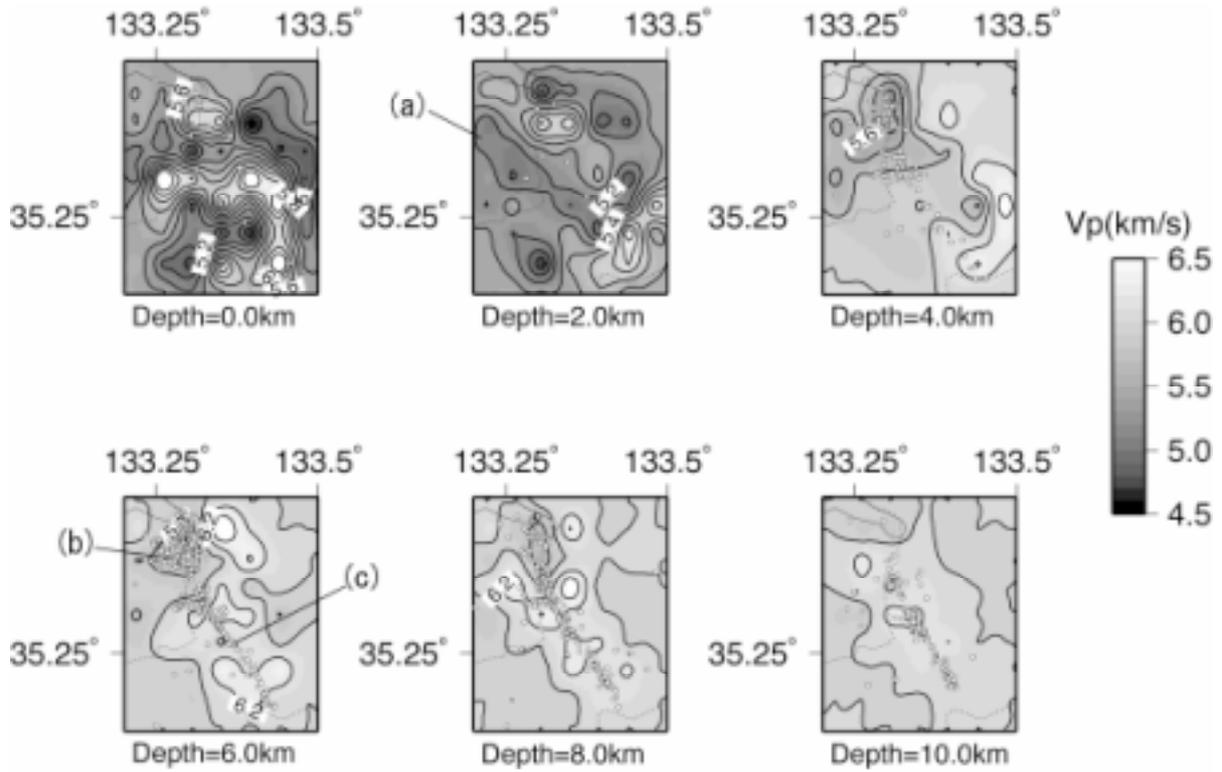


図-4 トモグラフィ解析によるP波速度構造と余震分布

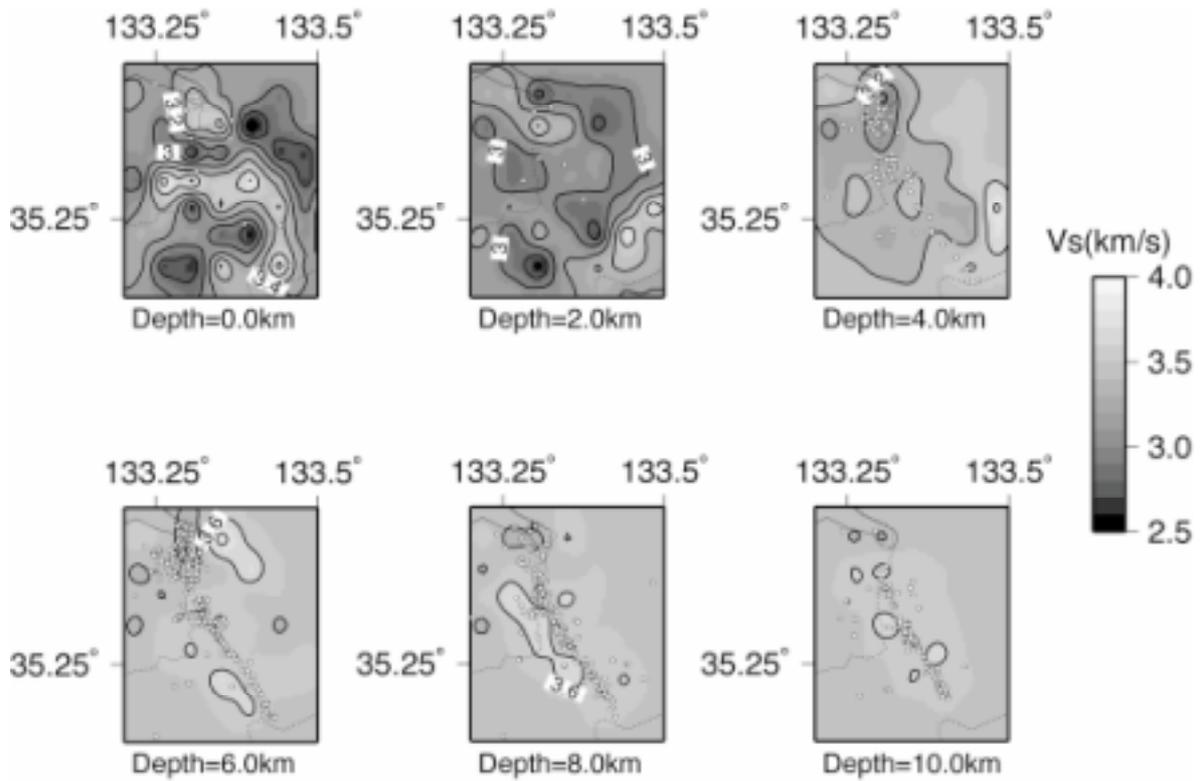


図-5 トモグラフィ解析によるS波速度構造と余震分布

表-2 水平成層モデルの物性値

Layer	層厚 (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Q値
1	3.0	5.50	3.18	2.53	100
2	12.5	6.05	3.49	2.71	400
3	21.5	6.60	3.81	2.80	400

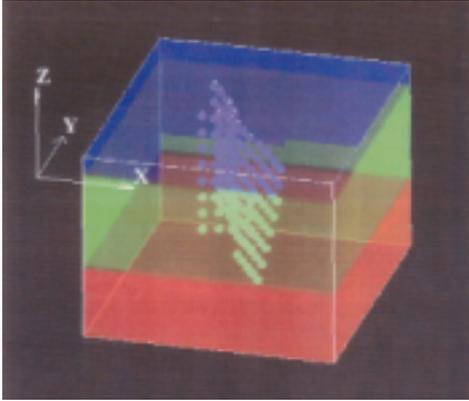


図-6 水平成層モデル (Vs) と震源モデル

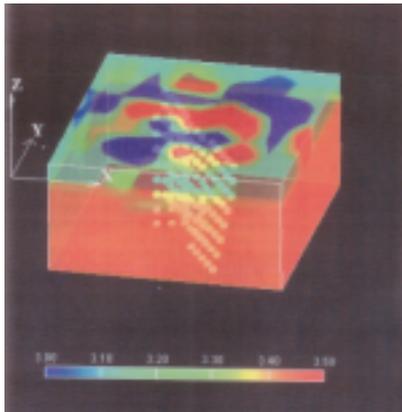


図-7 トモグラフィモデル (Vs) と震源モデル

観測波形とシミュレーション結果を比較すると、波形インバージョンに用いられた観測点 (TTR007, SMN015) のものは比較的良好に一致しているが、それ以外の観測点では、トモグラフィモデル、水平成層モデルともに必ずしも観測波形を精度良く再現できていなかった。本論で用いたモデルは地震基盤を対象としているため、地震基盤から工学的基盤までの深部地盤や表層地盤の特性は考慮していない。各観測点の土質データによると、N値50以下の表層地盤が数m～十数m、場所によっては20m以上存在している。低周波数帯域といえども地震動を正確に評価するためには、非線形性を含め表層地盤の影響を十分に考慮することが重要である。

水平成層モデルを用いた結果とトモグラフィモデ

ルを用いた結果とを比較すると、多小の位相差が生じている他に顕著な差は確認できなかった。トモグラフィモデルが4 kmという空間的に比較的大きい間隔のデータを平滑化した滑らかなモデルであることから、速度変化に応じた位相差は生じるものの、波動の伝播経路に大きな変化が生じなかったものと考えられる。強震動シミュレーションの精度向上には、より高分解能なトモグラフィ解析結果が必要である。また、強震動シミュレーションを行うためには、最終的に地表付近から地殻までをモデル化しなくてはならない。現状では、地震基盤以深は自然地震トモグラフィ、地震基盤から工学的基盤までの深部地盤は反射法や屈折法などの人工地震探査や微動アレー探査、そして、表層地盤はボーリング孔を用いたPS検層など対象とする深度に応じて最適な探査手法を選択するのが一般的である。ところが、これらの手法はすべて速度構造を得るものであるにもかかわらず、それぞれの結果が整合的 (連続的) になるという保証はない。仮にそれぞれのモデル同士が不連続であったとしても、最下層のモデルからシミュレーションを行い、結果を上層のモデルへと入力して行けば最終的には地表面での強震動予測が可能である。しかし、シミュレーション結果の妥当性について議論の余地が残ってしまう。連続した地下構造モデルを作成するためには、可能な限り統一した手法で浅部から深部までを同時に解析することが望まれる。例えば人工地震と自然地震を同時に用いたトモグラフィ法 (例えば Oda et al., 2002) などが有効であろう。人工地震を用いることにより連続した地下構造が得られるだけでなく、自然地震トモグラフィの高分解能化も期待できる。一方、本論で用いた震源モデルは、水平成層モデルを用いた震源インバージョンの結果である。つまり、水平成層モデルに最適化された震源モデルを用いて強震動シミュレーションを行ったことになる。このこともトモグラフィモデルによる顕著な効果が得られなかった原因の一つであろう。理想的には3次元モデルに基づいた震源モデルと地表付近から地殻まで連続した3次元モデルによって強震動シミュレーションを実施するのが望ましい。しかし、強震動シミュレーションの第一義は地震発生前に地震動を予測することであり、震源過程は本来未知のはずである。したがって、工学的な観点からは、震源モデルや地下構造モデルの予測精度の向上とともに、予測されたモデルの不確実性を評価することも今後の重要な課題となるであろう。

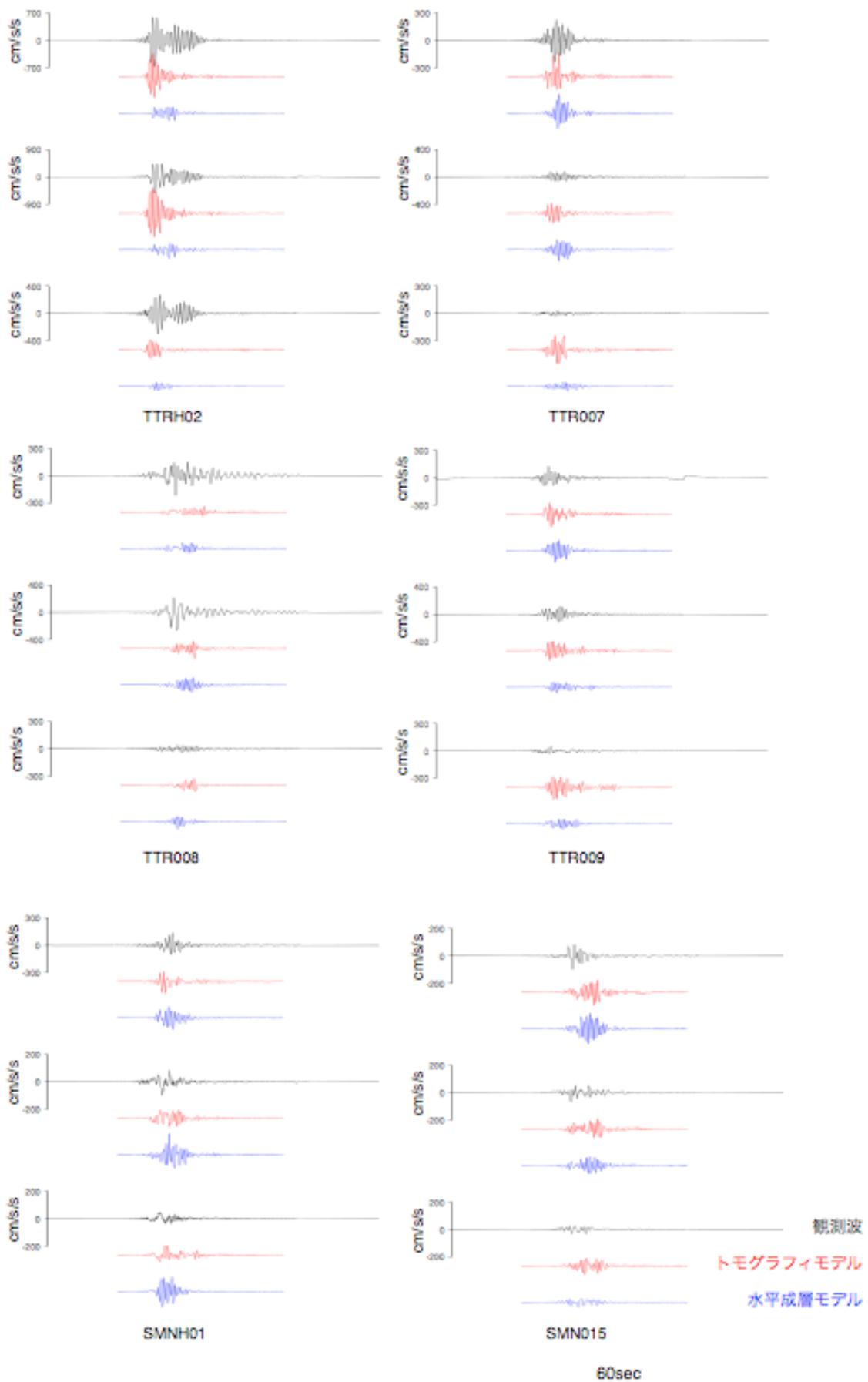


図-8 強震動シミュレーション結果

## 5. まとめ

本研究では、自然地震トモグラフィの地震工学への適用性を検討するために、鳥取県西部地震の震源域において自然地震トモグラフィによる地殻構造の把握と、それをを用いた強震動シミュレーションを実施した。その結果、以下の結論が得られた。

1. 低周波数領域を対象としたシミュレーションでも、表層地盤の影響を考慮する必要がある。
2. トモグラフィモデルを用いることによる顕著な効果は得られなかった。
3. 原因として、トモグラフィ解析の分解能の問題と水平成層モデルに最適化された震源モデルを用いていることが考えられる。
4. 強震動シミュレーションに適用するには、より高分解能なトモグラフィ解析が必要である。
5. 表層から地殻までの連続した地下構造モデルを得るために、自然地震と人工地震との併合処理などによる探査手法の開発が重要である。

**謝辞**：本研究では防災科学技術研究所K-NET, KiK-netの波形記録を利用させて頂いた。記して感謝いたします。なお、本研究の一部は東京都立大学総長特別研究費により補助されました。

- 1) 青柳恭平, 阿部信太郎, 宮腰勝義, 井上大榮, 小田義也, 津村紀子, 西田良平: 稠密余震観測により推定した鳥取県西部地震直後の断層形状と地殻構造, 日本地震学会2001年秋季大会講演予稿集, P056, 2001.
- 2) 篠原雅尚, 平田直, 松田滋夫: GPS時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダ, 地震2, 50, 119-124, 1997.
- 3) 卜部卓, 東田進也: win自然地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), 日本地震学会講演予稿集, No. 2, P41, 1992.
- 4) 大見士朗, 渡辺邦彦, 平野憲雄, 中川渥, 竹内文朗, 片尾浩, 竹内晴子, 浅田照行, 小泉誠, 伊藤潔, 和田博夫, 澁谷拓郎, 中尾節郎, 松村一男, 許斐直, 近藤和男, 渡辺晃: 自然地震観測網SATARNシステムの現状と概要, 京都大学防災研究所年報, 42, B-1, 45-60, 1999.
- 5) Evance, J. R., Eberhart-Phillips, D. and Thurber, C. H.: User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: A derivative of the "Thurber" tomographic inversion Simul3 for local earthquakes and explosions, USGS-OFR-94-431, 1994.
- 6) Eberhart-Phillips, D.: Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Range from inversion of local earthquake arrival times, Bull. Seismol. Soc. Am., 76, 1025-1052, 1986.
- 7) 杉原光彦, 伊藤久男: 自然地震データによる3次元速度構造インバージョン, 物理探査学会第76回学術講演会講演論文集, 42-45, 1987.
- 8) 岩田知孝・三宅弘恵・関口春子・松元康広: 鳥取県西部地震の震源近傍強震動シミュレーション, 2001年地球惑星科学関連学会合同大会, S3-021, 2001.
- 9) 東貞成・佐藤清隆, 震源を含む三次元地下構造を考慮した地震波伝播解析手法の開発, 電力中央研究所研究報告U96043, 1997.

(2003. 7. 1 受付)

## 参考文献

### APPLICATION OF SEISMIC TOMOGRAPHY USING NATURAL EARTHQUAKES TO EARTHQUAKE ENGINEERING -3D VELOCITY IMAGING FOR STRONG GROUND MOTION SIMULATION-

Yoshiya ODA, Yasuhira AOYAGI, Sadanori HIGASHI, Shintaro ABE, and Takahiro IWATATE

Seismic tomography method using natural earthquakes was mainly used in the science field. However, recently, this method is applicable to the engineering field. Therefore we tried to apply this method to strong ground motion simulation. The study area is the source region of the 2000 western tottori earthquake. Tomographic image covered a 32km x 40km x 16km region. The grid spacing was 4km. The number of earthquake used for tomography analysis was 1091. Tomographic image was turned into the smooth model, the grid spacing 0.2km and applied to strong ground motion simulation. As the results, it was not big difference from horizontally layered (1-D) model. In order to obtain more effective results, more high resolution image is required.