奈良盆地の3次元速度構造モデルの構築と検証

Three-dimensional velocity structure model of Nara Basin

Abstract

関口春子* 浅野公之* 岩田知孝*

Haruko Sekiguchi, Kimiyuki Asano*
and Tomotaka Iwata**

2017年11月14日受付.

2018年9月10日受理.

* 京都大学防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto
University, Uji 611-0011, Japan

Corresponding author: H. Sekiguchi,
sekiguchi.haruko.6u@kyoto-u.ac.jp

We constructed a three-dimensional (3-D) velocity structure model of the Nara basin, Japan, combining geologic knowledge, geophysical surveys, and seismological observations to contribute to the improvement of ground motion prediction for future earthquakes. Few geophysical surveys have been conducted on the underground structure in the Nara basin. However, geologic studies suggest that the sediments filling the Nara basin and those filling the Osaka basin have commonality. Therefore, we utilized the methods and knowledge acquired through modeling the velocity structure of the Osaka basin to construct a velocity structure model of the Nara basin. First, an isochronous surfaces depth model was constructed by combining the bedrock-depth distribution estimated from gravity anomalies and the geologic profile at a borehole near the center of the Nara basin. Then, the isochronous surfaces depth model, which contained the 3-D structure of depositional age, was converted to a model of the 3-D structure of seismic velocity and density. Microtremor observation results were used to constrain the 3-D velocity structure model with respect to the seismological response of the ground. The ability of the velocity structure model to reproduce ground motion was assessed through a ground motion simulation for a small earthquake.

Keywords: Nara basin, sedimentary basin, velocity structure model

はじめに

奈良盆地は、奈良県北西部に位置する、南北25~30 km、東西10~15 kmの盆地である(Fig. 1)。古代から大和文化の中心地であり、現在も奈良市のほか、橿原市、大和郡山市、天理市、大和高田市、桜井市、御所市など県内主要都市域の大部分を含み、人口が集中している。ボーリング調査や反射法地震探査などから、奈良盆地を埋積する未固結堆積層は数十mから最大約600mの厚さがあると推定されている(例えば、西岡ほか, 2001)。奈良盆地は奈良盆地東縁断層帯、生駒断層帯、中央構造線断層帯の金剛山地東縁セグメントなどの活断層に囲まれ、南海トラフ地震を起こすプレート境界からも50~60 kmと比較的近い距離にある。盆地内の未固結の堆積層からなる地盤では、地震時の揺れが岩盤に比べて大きくなるが、どのような周期帯の成分がどれくらい増幅するか、揺れがどのくらいの時間継続するかといった特徴は、堆積層の厚さや硬さ、堆積層を内包する盆地の基盤岩形状の影響を受けて空間的に複雑に変化する。そのため、堆積層の地震波速度構造(以後、速度構造)の3次元的なモデル化が地震動予測の精度を上げるために重要である。

しかし、奈良盆地は、大阪盆地や関東盆地、濃尾平野・伊勢平野を擁する中京地域堆積盆地といった大都市を擁する盆地に比べて地下構造探査情報が少ないこともあり、奈良盆地

を主対象とした速度構造の3次元モデル化はなされていない。堀川ほか(2003)、大阪府(2005)、Sekiguchi et al. (2016)は、大阪盆地を対象として、基盤岩上面と堆積層中の複数の同時面(海成粘土層や火山灰層などの鍵層の上面または下面)の深度分布モデル(以降、基盤岩上面深度モデル、同時面深度モデル)と、深さと堆積年代を地震波速度と密度へ変換する経験式(以降、物性値変換式)を組み合わせることで、ミラーージュ層(深度によって速度が漸増する層)的な地震波速度・密度分布を持つ3次元速度構造モデルを作っているが、これらには奈良盆地の西半分しか含まれていない。奈良盆地全体を含む3次元速度構造モデルとしては、近畿全域を対象としたIwata et al. (2008)、日本全国をカバーした全国一次地下構造モデル(Koketsu et al., 2008)やJ-SHISの深部地盤モデルV2(藤原ほか, 2012)がある。これらのモデルでは、堆積層は層内の地震波速度や密度が均一の複数の層によって表現されている。

奈良盆地は、鮮新世以降の造構運動で西南日本に形成された構造盆地の一つである。350万年前頃から大阪盆地南部で始まった堆積場が(市原編, 1993; 水野, 1992)、300万年前頃には神戸沿岸付近にまで広がり(Biswas et al., 1999)、さらに250~200万年前頃に奈良盆地や京都盆地南部まで広がった(水野ほか, 2011)。このため、奈良盆地を埋積するのは主として大阪層群であり、奈良盆地と大阪盆地では堆積

Fig. 1. Topographic map of the study area. The contour lines of altitude are drawn at 50 m intervals. The bold black lines indicate active fault traces based on information from the Active Fault Database (GSJ, AIST). The dashed gray lines are the boundaries of administrative areas.

過程に共通性があり、地質と物性値の関係も類似していると考えられる。そこで、奈良盆地の3次元速度構造モデルを構築する際には、大阪盆地のモデル化で培われた表現方法や

知見を活用することが有利である。また、大阪盆地で実施されたボーリングのPS検層結果ではいずれも、砂礫層、砂層、泥層の互層によると考えられる短波長の変動を除けば、地震波速度は深さに応じて変化しており(関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会, 1998), ミラージュ層的な速度構造のモデル化が妥当であることを示している。

本研究では、中央構造線断層帯のうち、和泉山脈南縁および金剛山地東縁各区間が活動した場合の周辺地域の強震動予測の高度化を図る研究の一環で、奈良盆地の堆積層の3次元速度構造モデルを作成した。本研究で作成する“3次元速度構造モデル”は、地震波速度(P波速度およびS波速度)と密度の3次元モデルである。上述の理由から、モデルの表現方法については、堀川ほか(2003)、大阪府(2005)、Sekiguchi et al. (2016)と同様、堆積層内の同時面深度分布をモデル化し、物性値変換式で深さと堆積年代を地震波速度と密度へ変換するという方法を採用することにした。しかし、学術ボーリング等による地下の堆積層の年代情報が非常に少ないため、モデル構築作業は、大阪盆地に比べて簡略化や工夫が必要となった。盆地全体の基盤岩形状は重力異常によるモデルを基礎として作成し、地質学的分析が行われたボーリングから作成した標準層序モデルと併せて基盤岩上面・同時面深度モデルを作り、そこから物性値変換式で得られた3次元速度構造モデルを、盆地内の様々な地点で実施された微動観測から得られた情報により修正した。構築した3次元速度構造モデルは、既往研究の地震波走時の観測値、表面波位相速度の観測値、および、実小地震の波形記録との比較から、地震動再現能力を検証した。モデル作成範囲は、Fig. 1, Table 1の範囲の奈良盆地および京都盆地南部の堆積層とする。地形学的な奈良盆地の北縁は奈良坂・佐保丘陵であるが、地質学的にみると地殻運動によって形成された構造盆地としての奈良盆地と京都盆地の境界は、交野市交野から宇治市宇治・宇治田原市郷の口方面へ延ばした線付近であり(池田・大橋, 1997), 重力基盤構造からも確認されている(赤松ほか, 2004)。

モデル作成方針

1. 既往の大阪盆地3次元速度構造モデルの作成方法

堀川ほか(2003)、大阪府(2005)、Sekiguchi et al. (2016)

Table 1. Area of the 3-D basin structure model.

	Latitude and longitude (JGD2000)		Japanese plane rectangular coordinates (JGD)	
	Latitude (deg.)	Longitude (deg.)	X coordinate (m)	Y coordinate (m)
SW corner	34.3800754068	135.671796058	-180000.	-30000.
SE corner	34.3804669376	135.888694945	-180000.	-10000.
NE corner	34.9213773154	135.887670397	-120000.	-10000.
NW corner	34.9209778479	135.668775047	-120000.	-30000.

Fig. 2. The process used to construct the 3-D velocity structure model.

における速度構造の表現方法は、基本的に同じであり、1) 主要活断層とその延長によるブロック分割のモデル、2) 基盤岩上面深度モデルと6枚の同時面に関する同時面深度モデル、3) 堆積年代と深さを地震波速度と密度に変換する経験式の3つからなっている。同時面は堆積年代の新しい方から、Ma10層上面(Maは海成粘土層の略)、Ma3層下面(およそアズキ火山灰層にあたる)、Ma-1層下面、福田火山灰層、松山/ガウス境界面、神戸層群相当層上面である。各ブロック内部では、これら同時面と基盤岩上面はなめらかに連続する曲面でモデル化されている。基盤岩上面と同時面の曲面の張り方は、3つの3次元モデルで少しずつ異なるが、Sekiguchi et al. (2016)では、盆地中心部は反射法探査データ、ボーリングによって得られた深度や、地震観測や微動観測による情報で修正された深度モデルのデータを補間することにより作成されている。同時面深度分布に加え表層地質の堆積年代分布も使い、深さ方向に堆積年代を線形補間し、堆積年代の3次元構造モデルが構成される。深さと堆積年代から地震波速度と密度を導出する経験式は、反射法地震探査の区間速度データやPS検層データを用いて作成・検証されている。

2. 奈良盆地における3次元速度構造モデルの作成方針

奈良盆地においても、前節で説明した大阪盆地3次元速度構造モデルと同じ3要素によりモデルを構築する。しかし、奈良盆地では、地下構造探査データが少ないため、基盤岩上面や同時面の深度を直接補間して基盤岩上面・同時面深度モデルを作成することや、物性値変換式を奈良盆地のデータに基づいて作成することができない。このような実状にあわせ、Fig. 2のようなモデル作成手法を採用することにした。まず、重力異常に基づく基盤岩深度を、表層地質情報、反射法地震探査の基盤岩深度、ボーリングの岩着深度、および微動水平/上下スペクトル比(以降、微動H/V)の卓越周期データを用いて修正し、初期基盤岩上面深度モデルを作る。なお、本研究での「基盤岩」は第四紀層に対する基盤岩(中新統を除く)を意味する。この時点では、モデルは基盤岩上面深度しか含まないため、微動H/V卓越周期データは、既往研

究の経験式で基盤岩上面深度に変換して修正に用いる。また、この初期基盤岩上面深度モデルとコアサンプルの地質学的分析がなされたボーリングにおける層序モデルから同時面/基盤岩上面深度比を求め、この深度比を盆地全体に適用することによって初期同時面深度モデルを作る。物性値変換式については、堀川ほか(2003)、大阪府(2005)、Sekiguchi et al. (2016)で奈良盆地を含む地域に対して用いられていた式が適用できると仮定し、これを適用して初期同時面深度モデルを初期3次元速度構造モデルに変換する。この物性値変換式は、奈良盆地の探査データでは検証されていないが、盆地の形成史から堆積地盤に類似性があると考えられる大阪盆地東縁部や京都盆地の反射法探査データで妥当性が確認されている(堀川ほか, 2003; 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 2013)。地震波速度が設定された段階で改めて、微動H/Vの卓越周期を用いて基盤岩上面深度および連動して同時面深度のモデルを調整し、速度構造を再計算して最終モデルとする。最後に、最終3次元速度構造モデルの妥当性の検討として、微動アレイ観測による表面波位相速度との比較、堆積層内の走時差データとの比較、小地震のシミュレーション波形と観測記録との比較を行う。なお、3次元速度構造モデルの要素として挙げた、1) 主要活断層とその延長によるブロック分割については、堀川ほか(2003)のモデル化範囲内(本研究のモデル化範囲の西半分まで)はそのブロック分割をほぼ踏襲し、新たに、奈良盆地を含むエリアと京都盆地主要部を含むエリアを分けるブロック境界として、構造盆地としての奈良盆地と京都盆地の境界にあたる交野-郷の口を結んだ線を設定した(Fig. 3)。

用いたデータ

奈良盆地の3次元速度構造をモデル化するために用いた主たるデータは、1) 重力異常に基づく基盤岩上面深度モデル、2) 岩着ボーリングによる基盤岩上面深度、3) 反射法地震探査による基盤岩上面深度、4) 微動H/V卓越周期、5) ボーリングにおける層序データ、6) 表層地質である。さらに作成された3次元速度構造モデルの検証のため、7) 鉛直

Fig. 3. The distribution of depositional age based on the surface geology from the Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) (Geological Survey of Japan, AIST, 2012). The red lines indicate the block boundaries set up in the velocity structure modeling.

Fig. 4. (a) The locations of observations used to construct the 3-D velocity structure model and to validate the final model. The circles, except for the one labelled as “Handa”, indicate bedrock boreholes. The circles labelled as “Handa” or “Kumiyama” indicate boreholes with geological information. The triangles indicate reflection surveys, the stars indicate single microtremor observation sites, and the plus signs indicate microtremor array observation sites. (b) Gravity-derived bedrock depth distribution by K. Yamada (personal communication). (c) A bedrock-depth base model constructed by extending the sediment-filled area of the gravity-derived bedrock depth model considering the surface geology. The colors of the symbols indicate the depth obtained (borehole or reflection survey) or evaluated with Equation 1 (single microtremor observation) at each observation site. (d) The bedrock-depth distribution model of the initial 3D basin structure model. The colors of the symbols are the same as in (c). (e) The bedrock-depth distribution model of the final 3D basin structure model. The stars on this map show where the bedrock depth of the initial model needs to be modified. The colors of the symbols indicate the depth evaluated by fitting the H/V spectral ratio peak period to the final velocity model. The contours are drawn at 100 m intervals.

アレイ地震観測による地震波走時, 8) 微動アレイ観測による表面波位相速度, 9) 小地震の地震波形記録を用いた.

1. 重力異常に基づく基盤岩深度モデル

重力異常に基づく基盤岩深度モデル(山田氏, 私信)は, 堀川ほか(2003)の方法により, 反射法探査やボーリングによる基盤岩深度で拘束を与えつつ, 重力異常分布データから推定されたものである(Fig. 4b). 用いられた重力異常分布データは, 日本重力CD-ROM第2版(産業技術総合研究所地質調査総合センター(編), 2004), および, Gravity Database of Southwest Japan(CD-ROM)(The Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001)である. 拘束に用いられた反射法探査データは, 奈良盆地内部では, 奈良盆地東縁断層帯の調査で実施されたもの(奥村, 1997), 金剛断層帯の調査で実施されたもの(佐竹ほか, 1999)が使われており, それ以外では, 大阪府モデル(大阪府, 2005)の作成に使用されたもの, 京都盆地で実施されたもの(京都市, 2003; 京都府, 2005)が使われている. 拘束に用いられた岩着ボーリングデータは, 奈良盆地内ではごく少数で盆地北部に点在する.

2. 岩着ボーリングによる基盤岩上面深度

近畿圏地下水(深井戸)資料台帳(国土庁土地局国土調査課, 1975), 西岡ほか(2001)に記載されたもの, 市原ほか(1991)に記載されたもの, 赤松・盛川(2000)に記載されたもの, 京都市(2003)から基盤岩に達したボーリングについてその深度を収集した. データ位置と基盤岩上面深度をFig. 4に示す.

3. 反射法地震探査による基盤岩上面深度

奥村(1997)が奈良市高樋町西で奈良盆地東縁断層帯を横切って実施した反射法地震探査の結果から, 基盤岩上面と解釈された部分を約1 km 間隔で点を選び, その深度を収集した. データ位置と基盤岩上面深度をFig. 4に示す.

4. 単点微動観測による微動H/V卓越周期

微動は波浪・風・気圧の変化・工場や交通機関などによって常時発生している地面の揺れであるが, 表面波が卓越している(例えば, 公益社団法人物理探査学会(編), 2016). 表面波に対する地盤応答も, 地点直下付近の速度構造を反映して周期依存する. Rayleigh波の場合, 地表の各点は波の進行方向を含む鉛直面内で楕円の軌跡を描いて振動するが, 直下の地震波速度構造によって楕円率が周期依存するため楕円率つまり水平動と上下動の比が変化する. 微動の上下動は表面波のRayleigh波が卓越しているため, Rayleigh波の上下動の振幅がほぼゼロになるような周期で微動H/Vは極大になるので, 微動H/Vの卓越周期から逆に直下の地下構造に関する情報を得ることができる(Yamanaka et al., 1994). 特に, 堆積層地盤では, 長周期のピークは基盤岩上面までの堆積層全体を反映したものになる.

奈良盆地における微動H/V卓越周期のデータとして, 奈良盆地中央部の58地点で観測を実施した盛川ほか(1998)によるもの, 奈良盆地南部の100地点で観測を実施した盛川ほか(1999)によるもの, 文部科学省委託事業『大都市大震災軽減化特別プロジェクト』(2002–2006年度)のもと, 京都盆地～奈良盆地の47地点で実施された文部科学省研究開

発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所(2007)によるものを収集・利用した. データ位置と, 微動H/V卓越周期から後述の方法で推定された基盤岩上面深度をFig. 4に示す.

5. ボーリングにおける層序

地質が良く調べられており, 地域の堆積層構造を代表する層序を示すと考えられるボーリングとして, 奈良盆地には近畿農政局が川西町吐田で実施した深さ188 mのボーリング(近畿農政局, 1977)が, 京都盆地南部には京都市が久御山町で実施した深さ800 mの岩着ボーリング(京都市, 2003)があり, 大阪層群の海成粘土層や火山灰層が確認されている. 位置をFig. 4aに示す.

6. 表層地質

『20万分の1日本シームレス地質図』(産業技術総合研究所, 2012)(以下, シームレス地質図)を使用した. 各地質区分に与える堆積年代は, 基本的にはシームレス地質図で設定されている堆積年代の上限・下限の中間値とした. ただし, シームレス地質図で「後期中新世～鮮新世の海成又は非海成の堆積岩類」で「170～700万年前に形成された」という地質区分に分類されたものについては, この地域でその期間の堆積層は大阪層群最下部しかないと言われているため, 奈良盆地北部で確認された最も古い大阪層群の層準に近い三ツ松火山灰の年代である190万年を下限として中間値を与えた. 水域は周囲の地質に置き換えた. 中生代～古生代(約6500万年前以前)の岩石は基盤岩とした. また, 中新世の火山岩など, 地震波速度の観点からは基盤岩と同様に考えて良いと考えられるものも, 基盤岩として扱った. 表層地質分布を堆積年代分布として整理し直したものをFig. 3に示す.

7. 鉛直アレイ地震観測によるS波走時とPS変換波-P波走時差

奈良盆地北部の平城宮跡では, 大極殿復元に資する情報を得ることを目的に奈良国立文化財研究所により鉛直アレイによる地震観測が行われ(赤松ほか, 1997), 赤松・盛川(2000)により, 異なる深さの間の地震波S波の区間走時の解析や, レシーバ関数法によるPS変換波とP波の走時差の解析がなされている. 観測点位置をFig. 4aに示す.

8. 微動アレイ観測による表面波位相速度

奈良盆地において, 微動のアレイ観測を行い表面波の位相速度を解析した研究としては, 奈良盆地北部の奈良市西大寺にある平城宮跡付近で観測を行ったMorikawa et al. (2004)と, 京都府木津川市木津川台付近で観測を行った福元・三町(2006)がある. 観測点位置をFig. 4aに示す.

9. 地震波形記録

後述の小地震について, 奈良県および大阪府の震度情報ネットワークシステム, 国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)および基盤強震観測網(KiK-net), 関西地震観測研究協議会の強震記録を収集した.

3次元速度構造モデル作成の詳細

1. 初期モデルの基盤岩上面深度モデルの作成

重力異常による基盤岩上面深度モデル(山田, 私信)(Fig.

4b)と表層地質分布(Fig. 3)を比べると、表層地質からは堆積層が存在するはずのところでは基盤岩上面深度がゼロになっている地域が奈良盆地西部や南部等に広がっている。そこで、そのような地点には、その場所から最も近い基盤岩露頭部への距離に応じた関数で基盤岩上面深度を与えるという変更を加え、基盤岩上面深度モデルのベースモデルを作成した(Fig. 4c)。この、基盤岩露頭からの距離と基盤岩上面深度の間の経験式

$$\text{Depth} = 0.0465 \text{ Distance} + 62.5 \quad (1)$$

は、堆積層があるはずだが重力異常による基盤岩上面深度がゼロである地域に存在する単点微動観測点について、まず堆積層厚を 40 m と仮定してこの後に示す一連の方法(本章 1～3 節)で 3 次元速度構造モデルを予想的に作成し、その予想的モデルの基盤岩上面深度とその地点の露頭基盤岩距離のデータから一次関数近似で作成した。ただし、Depth は基盤岩上面深度(m)、Distance は最も近い基盤岩露頭部への距離(m)である。このベースモデル(Fig. 4c)を、岩着ボーリングや反射法地震探査の基盤岩上面深度、微動 H/V の卓越周期から推定された基盤岩上面深度と比較した。微動データのうち、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所(2007)のものについては、NS/UD および EW/UD のスペクトル比の卓越周期を読み取り、各方向の平均値を取って観測 H/V 卓越周期とし、盛川ほか(1998)および盛川ほか(1999)については提供された H/V 卓越周期を用い、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所(2007)がこの地域に関して作成した微動 H/V 卓越周期と基盤岩上面深度の間の経験式

$$\text{Depth} = 192.15 \text{ Tp} \quad (2)$$

を用いて基盤岩上面深度に変換した。ただし、Depth は基盤岩上面深度(m)、Tp は微動 H/V 卓越周期(s)である。なお、6, 7, 13 番のボーリング(Fig. 4a)の基盤岩上面深度は、重力異常によるベースモデルとも、周囲のボーリングや微動 H/V による値とも大きく異なるため(Fig. 4c)、これ以降、データセットから除外した。ボーリング、反射法探査、微動 H/V による基盤岩上面深度とベースモデルの深度の差を取り、この差を空間的に 3 次 Bezier 関数(SciPy の `scipy.interpolate.CloughTocher2DInterpolator` を使用)で内挿したものを補正係数として、領域全体の基盤岩上面深度を修正し、これを初期基盤岩上面深度モデルとした(Fig. 4d)。

2. 初期 3 次元速度構造モデルの作成

次に、奈良盆地の川西町吐田のボーリング、京都盆地南部の久御山町のボーリングの層序データを用いて、奈良盆地と京都盆地南部それぞれの堆積年代プロファイルモデルを作り、初期基盤岩上面深度モデルと合わせて初期同時面深度モデルを作成した。

川西町吐田のボーリングでは、松岡(1983)により、大阪層群の海成粘土層 Ma1, Ma2, Ma3 が確認され、Ma1 以

深は孔底まで大阪層群最下部から下部に対応するとされている。一方、奈良盆地の堆積層構造に関しては既往の研究から、浅いほうから、数～十数 m の沖積層と数～十数 m の段丘相当層があり(西岡ほか, 2001; 佐野ほか, 2007)、それ以下は大阪層群でその最上位付近に Ma3 層が(三田村, 1992: 西岡ほか, 2001; 佐野ほか, 2007)、最下位付近に三ツ松火山灰層がある(三田村, 1992)ことが明らかにされている。このような奈良盆地堆積層に関する概要情報を追加して、川西町吐田ボーリング地点での堆積層全体の層序モデルを Fig. 5a のように推定した。当ボーリングは岩着していないが、上述の初期基盤岩上面深度モデルより基盤岩上面深度を 506 m と仮定し、その直上の堆積層の年代を三ツ松火山灰層の年代と仮定した。次に、Ma1 層下面と三ツ松火山灰層の間の堆積年代-深さの関係を線形補間し、速度構造モデルで用いる同時面のうちこの間に来るべき Ma-1 層下面と福田火山灰層の深度を推定した。これを同時面 / 基盤岩上面深度比で表現すると、

Ma3 下面 / 基盤岩上面 深度比 : 0.055

Ma-1 下面 / 基盤岩上面 深度比 : 0.38

福田火山灰層 / 基盤岩上面 深度比 : 0.79

となる。Ma3 層が段丘相当層のすぐ下にあることを表すために Ma10 層上面は便宜的に Ma3 層下面と同じ深度に与える。なお、一部の地域では、大阪層群の下に数百 m 程度の中新統が存在すると推定されているが(奥村, 1997 など)、その分布範囲を見積る情報が少ないため、本研究では大阪層群下の中新統は考慮せず、堆積層の最も古い堆積年代を三ツ松火山灰層の 190 万年とした。地下の中新統を無視したことで速度構造のモデル化としてやや問題は残るが、今後の課題である。よって、奈良盆地内では、同時面のうち、松山 / ガウス境界面、神戸層群相当層上面は設定しない。

一方、京都盆地南部の久御山町のボーリングは岩着しており、大阪層群の Ma3, Ma4 相当層準, Ma5, Ma6, Ma9 相当層準, 段丘相当層, 福田火山灰層, アズキ火山灰などの火山灰層が確認されている(京都市, 2003)。Ma9 相当層準と段丘相当層の中間深度を便宜的に Ma10 層下面深度と仮定した。また、Ma3 層下面と福田火山灰層の間の堆積年代-深さの関係を線形補間し、速度構造モデルで用いる同時面のうちこの間に来るべき Ma-1 層下面の深度を推定した。さらにこの直線を基盤岩上面深度まで延ばして、堆積層底部の堆積年代を 176 万年と見積った。久御山町ボーリング地点の層序モデルを Fig. 5b に示す。よって、京都盆地南部を含むブロック内では、同時面のうち、松山 / ガウス境界面、神戸層群相当層上面は設定しないこととした。同時面深度の測定値・推定値を用いた同時面 / 基盤岩上面深度比は、

Ma10 上面 / 基盤岩上面 深度比 : 0.13

Ma3 下面 / 基盤岩上面 深度比 : 0.43

Ma-1 下面 / 基盤岩上面 深度比 : 0.71

福田火山灰層 / 基盤岩上面 深度比 : 0.96

となる。

このようにして両ボーリング地点で推定した同時面 / 基盤岩上面深度比をそれぞれ、奈良盆地、京都盆地に適用し、初

Fig. 5. A standard geological column model constructed (a) for a borehole at Handa in Kawanishi Town in the Nara basin, and (b) for a borehole in Kumiyama Town in the Kyoto basin (right). The closed circles indicate layers identified in the boring core. The open circles indicate isochronous surfaces assumed by interpolation or extrapolation of the depth–depositional year relationship. The open square indicates the bedrock depth estimated through interpolation of neighboring data.

期基盤岩深度モデルから初期同時面深度モデルを作成した。ただし、各地点で、その地点の表層地質の堆積年代より新しい堆積年代の同時面は深度ゼロとした。これに伴って、異なる表層地質の地域が接する境界では、同時面深度分布に階段状の急変が生じ得る。同時面 / 基盤岩上面深度比が大きく急変も大きくなる可能性のある福田火山灰層については、このような原因による深度急変を軽減するため、福田火山灰層より古い堆積層の露頭部より一定距離（露頭部端部直下の基盤岩深度相当の距離）内では、同時面 / 基盤岩上面深度比で決められる深度に正弦関数のテーパーを掛けることにより、深さゼロから同時面 / 基盤岩上面深度比で決められる深度へ徐々に変化させた。

初期同時面深度モデルに物性値変換式を適用して、初期3次元速度構造モデルを作成した。物性値変換式は、Sekiguchi et al. (2016) において使われたものと同じである。まず、深度と堆積年代から、堀川ほか (2003) の経験式で P 波速度に変換する。

$$V_p = V_0 + a(TD)^b \quad (3)$$

ここで、T は堆積年代 (万年)、D は深度 (m)、 V_p は P 波速度 (m/s)、 V_0 、a、b は係数で、堀川ほか (2003) が本研究のモデル化範囲を含む地域に関して反射法地震探査の区間速度データを回帰して求めた、それぞれ、1220、64.31、0.2479 を用いる。次に、P 波速度から、Nakagawa et al. (1996) の経験式、

$$V_s = -0.1274V_p^2 + 1.291V_p - 1.402 \quad (4)$$

を用いて S 波速度を導出する。ただし、 V_p は P 波速度 (km/s)、 V_s は S 波速度 (km/s) である。密度は、松枝ほか (1996) の手順で Gassmann (1951) に基づき、得ることができる。なお、Fig. 3 に見られるように、一部地域に中新統の地層が露頭している。堆積年代が 700～1500 万年前に含まれる地獄谷累層や二上層群、1500～2200 万年前に含まれる藤原層群等である。これらの地域では、地表から基盤岩上面まで中新統の地層であると仮定した。これら中新統の地層は上述の物性値変換式の対象外である。中新統の地震波速度については情報がなく、堀家ほか (1998) が古第三系の神戸層群を含む地盤について推定した速度構造モデルの中で神戸層群部分について得た地震波速度と密度 (P 波速度：3000 m/s、S 波速度：1500 m/s、密度：2300 kg/m³) を当てはめた。

3. 最終的な 3 次元速度構造モデルの作成

前項で、基盤岩深度モデルを微動 H/V 卓越周期の情報をを用いて修正した際には、まだ堆積層の地震波速度が設定されていなかったため、卓越周期と基盤岩深度との経験式により推定した基盤岩深度データを使った。しかし、卓越周期は、堆積層の厚さのみならずその地震波速度構造によっても変わるので、モデルに地震波速度が設定された後には、理論的に予測される微動 H/V 卓越周期を計算し、確認する必要がある。そこで、初期 3 次元速度構造モデルから単点微動の観測地点直下の 1 次元速度構造モデルを取り出し、理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率を Disper80 (Saito, 1988) によって計算し、観測微動 H/V と比較した。Fig. 6 に、例としていくつかの地点の観測微動 H/V と理論的 Rayleigh 波基本モードの楕円率の比較を示す。観測と理論の卓越周期の

Fig. 6. Comparisons between horizontal to vertical spectral ratios of observed microtremors (bold black: NS/UD, dashed black: EW/UD) and ellipticities of the fundamental mode of the Rayleigh wave calculated with the velocity structure beneath each observation point from the 3-D velocity structure models. The bold gray lines are for the initial model. When the period of peak ellipticity with the initial velocity model deviated from that of the peak of the observed H/V, the depths to the bedrock and isochronous surfaces at that site were tuned to achieve the agreement (dashed gray lines). The numbers in the top-left corners of the plots correspond to those in Fig. 4(a).

違いが 10% 以上となった単点微動観測地点において同時面深度比を固定して基盤岩上面深度(とそれに伴って同時面深度)を調整し、比較と修正を繰り返して卓越周期の差を 10% 以内に収めた。このようにして単点微動観測地点で得た初期基盤岩上面深度モデルへの修正比率と、岩着ボーリングと反射法地震探査での基盤岩上面深度固定点の比率(=1)を 3 次 Bezier 関数で内挿して補正係数分布を作り、これを初期基盤岩上面深度モデルに掛け合わせて最終基盤岩上面深度モデルを得た(Fig. 4e)。奈良市南部にある単点微動の 38, 42 番観測点は、重力異常による基盤岩上面深度が局所的に非常に大きい(800~1000 m)領域内にあるが、これらの地点の微動 H/V のピーク周期は約 3 秒で、そこから基盤岩上面深度は約 600 m と推定された。これらの地点の南側および北西側にも同様の H/V ピーク周期が観測されており、盆地中央部の基盤岩上面深度分布は比較的平坦に修正された。奈良市南部において、重力異常データと単点微動データによる基盤岩上面深度の推定値に大きな違いが生じた原因の 1 つには、重力異常データを基盤岩深度に変換する際のボーリングや反射法地震探査による拘束データが、この地域には無かったことが挙げられる。盆地縁辺部付近や谷筋など堆積層厚が小さい地域の観測点では、初期速度構造モデルを用いて計算した Rayleigh 波基本モード楕円率と観測された微動 H/V 卓越周期との差が 10% を超える地点が多かったが(Fig. 4 および Fig. 6 中, 30, 50, 53, 62, 67 観測点)、これは、(2) 式が盆地中央部の速度構造に対応する経験式であるためと考えられる。最終の基盤岩上面深度モデルから再度同時面深度モデルを作り、これに物性値変換式を適用することにより、最終の 3 次元速度構造モデルを得た(Fig. 7)。

4. 最終モデルの妥当性の検討 1：堆積層内の走時差データとの比較

奈良盆地北部の平城宮跡での鉛直アレイ地震観測データについて、赤松・盛川(2000)は中小地震記録を解析し、S 波

の区間走時と SP 変換波と S 波の時間差を求めている。そこで、本研究の最終モデルの当該地点直下の速度構造を取り出し、鉛直入射を仮定して S 波の区間走時と SP 変換波と S 波の時間差を計算して、観測値と比較した。鉛直アレイ観測点間の S 波区間走時の比較を Table 2 に示す。地下 20 m と地下 42 m の区間については、計算値と観測値の差が 10% あまりとやや大きくなっているが、それ以外では計算値と観測値の差は 5% 以下で、良くモデル化できていることを示している。また、SP 変換波と S 波の観測時間差は、 0.54 ± 0.07 (s) と求められており、これに対し最終モデルからの計算値は 0.52 秒と観測誤差範囲内に入った。

5. 最終モデルの妥当性の検討 2：微動アレイ観測による表面波位相速度との比較

微動アレイ観測により表面波位相速度が推定されている 2 地点について、本研究の最終モデルから同地点直下の速度構造を取り出して理論的な Rayleigh 波基本モードの位相速度を Hisada(1995)によるコードで計算し、観測結果と比較した。

奈良市佐紀町にある平城宮跡においては、Morikawa et al. (2004) が 2 点 SPAC 法で表面波位相速度を求めている。観測の解析結果は 1 Hz 以下の範囲で信頼性が高いとしているが、この周波数範囲では 1 Hz 付近でやや過小評価であるものの、本研究の最終モデルによる理論位相速度はほぼ観測と整合している(Fig. 8)。この地点は、前項で紹介した鉛直アレイによる地震観測点とほぼ同じ位置にあり、地震記録の走時差と表面波位相速度という 2 つの観点でモデルの妥当性が確認された。

木津川市木津川台においては、福元・三町(2006)が F-K 法と SPAC 法の 2 通りで位相速度を求めており、両者は全解析周期帯で整合している。最終モデルによる理論位相速度は、0.3–0.7 秒の範囲で観測位相速度が若干速いものの、全般的傾向はほぼ観測と整合している(Fig. 8)。

Fig. 7. Depth section of P-wave velocity, S-wave velocity, and density of the final 3-D velocity structure model along E–W lines of different latitude.

Table 2. Travel time of S-waves observed at a vertical seismic observation array at Heijo Palace.

Depth (m)	Observed time (s)	Calculated time from final model (s)
GL 0 ~ -20	0.0611 ± 0.0070	0.0593
GL 0 ~ -42	0.1256 ± 0.0074	0.1169
GL 0 ~ -100	0.2440 ± 0.0075	0.2340
GL -20 ~ -42	0.0645 ± 0.0077	0.0576
GL -42 ~ -100	0.1184 ± 0.0079	0.1170

Fig. 8. A comparison of the observed phase velocities of surface waves (symbols) and those computed with a 1-D velocity profile extracted from our final 3-D velocity structure model (red lines) for each observation site. Left: Comparison for Heijo Palace in Saki-cho, Nara city. Adapted from fig. 18 in Morikawa et al. (2004). Copyright Seismological Society of America. Adapted with Permission. Right: Comparison for Kizugawadai in Kizukaga city. Our data (red line) are overlain on a figure by Fukumoto and Mimachi (2006).

Fig. 9. A map showing the locations of strong-motion stations and the epicenter and focal mechanism of the earthquake considered in the ground motion simulation for validating the final basin structure model. The rectangle in the right-hand part of the diagram encloses the target area of velocity-structure modeling within this map. The altitudes are based on SRTM 90 m Digital Elevation Data (Javis et al., 2008).

Table 3. The velocity model assumed for below the sedimentary layers.

Top depth (km)	P-wave velocity (m/s)	S-wave velocity (m/s)	Density (kg/m ³)	Q
variable	5500	3100	2600	600
3.0	6000	3500	2700	600
15.0	6600	3800	2800	600

6. 最終モデルの妥当性の検討 3：小地震のシミュレーション波形と観測波形との比較

本研究で構築された奈良盆地の3次元速度構造モデルを検証するため、小地震の地震動シミュレーションを差分法により実施した。今回の検証では、2011年10月9日16時18分に大阪府南部で発生した $M_{JMA}3.9$ の地震(Fig. 9)による地震動を対象とした。

地震動の計算は、食い違い格子を用いた空間4次、時間2次精度の速度-応力型3次元差分法によって実施した。数値計算手法の詳細は、Asano et al. (2016)が、2013年淡路島の地震の地震動シミュレーションを行ったときのものに準拠している。計算対象領域は、震源をその中に含めるため、本

研究で作成した奈良盆地の3次元モデルにSekiguchi et al. (2016)の大阪盆地のモデルを合わせた東西100 km×南北85 kmの領域とした。鉛直方向は地表からGL-25.6 kmまでを計算領域に含めている。この計算領域を水平方向50 m、鉛直方向25 m間隔の格子で離散化した。堆積層内には最終3次元速度構造モデルを入れ、基盤岩より下にはTable 3の水平成層構造を与えた。Graves (1996)の方法で非弾性減衰の効果を導入し、堆積層部分のQ値はAsano et al. (2016)に従い、 $Q=0.3V_s$ (参照周期5秒、S波速度 V_s の単位はm/s)とした。速度構造モデルに含まれる最も遅いS波速度は約250 m/sとしているため、差分法計算の有効周期は約1秒以上である。地表面には自由境界条件、モデル

Fig. 10. A comparison of the observed velocity waveforms (gray lines) and the computed ones (black lines) with the final velocity structure model (upper trace) and with the J-SHIS V2 model (lower trace). The waveforms are band-pass filtered at 0.2–1.0 Hz. The number placed in the upper-right part of each waveform is the maximum amplitude of each observed waveform (cm/s). The origin of the horizontal axis is the origin time of the earthquake determined by the Japan Meteorological Agency.

の側面および底面には PML (Perfectly Matched Layer) 境界条件を与えた。PML の層厚は 10 格子とした。震源は、ダブルカップル型の点震源を与え、国立研究開発法人防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net にて求められているモーメントテンソル解から、北北東–南南西の走向で東下が

りの面を採用した。走向 22 度、傾斜 78 度、すべり角 180 度、地震モーメント 3.69×10^{14} Nm、点震源の位置は、緯度 34 度 30.23 分、経度 135 度 29.49 分、深さ 11.73 km (気象庁) とした。震源時間関数は単純な cosine 型の関数とし、ライズタイムは 0.32 秒と仮定した。速度構造モデルの

Fig. 10. Continued.

違いによる計算結果の比較のため、国立研究開発法人防災科学技術研究所地震ハザードステーション(J-SHIS)で公開されている深部地盤モデル V2(藤原ほか, 2012)を用いた計算も行った。

Fig. 10 に各強震観測点(地表)での観測波形と本研究の最終速度構造モデルによる計算波形、J-SHIS V2 モデルによる計算波形を比較した。観測波形および計算波形ともに、

0.2~1 Hz の帯域通過フィルターを適用した速度波形を示している。本節では奈良盆地における速度構造モデルの検証が主目的であるため、奈良盆地内の強震観測点については Fig. 9 の地図に示す全ての地点の波形を掲載し、大阪盆地内については代表的な地点のみを示した。金剛山地における岩盤上の観測点である CHY(関震協千早)において、S 波部分のパルス幅、振幅の特徴がほぼ再現されていることから、

Fig. 11. A comparison of the pseudo-velocity response spectrum (5% damping) of the observations (thin line; EW: gray, NS: black) and the computed values.

本計算で与えている震源パラメータは適切であると判断した。また、Fig. 11にEW成分とNS成分の擬似速度応答スペクトル(減衰5%)の比較を示した。差分法計算の有効周期の下限の目安は約1秒であるが、応答スペクトルの形状を把握しやすくするため、0.2~1秒の周期範囲も敢えて図示している。図の灰線がEW成分、黒線がNS成分を表し、細線が観測記録、太線が本研究による奈良盆地の3次元モデルを用いたシミュレーション結果に対応する。なお、擬似速度応答スペクトルについて、観測記録とシミュレーション結果が長周期側で乖離が大きい観測地点がいくつか見られるが、今回対象とした地震の規模が小さいため、観測記録の長周期側のS/Nが十分に確保されていない場合もあると考え

られるので、長周期域(5秒以上)での乖離は必ずしもこのモデルに原因があるとは限らない。

奈良市内の観測点(NRO:関震協奈良大宮, NAR002:K-NET奈良, NARP01:奈良市震度計)では、本研究のモデル、J-SHIS V2モデルともに同程度に観測波形の特徴を再現している。奈良盆地南部の観測点に注目すると、NAR003(K-NET大和高田), NARP02(大和高田市震度計), NARP05(橿原市震度計), NARP06(桜井市震度計), NARP10(香芝市震度計), NARP16(斑鳩町震度計), NARP18(川西町震度計), NARP19(三宅町震度計), NARP33(広陵町震度計)をはじめ多くの地点で、本研究によって新たに構築されたモデルは、観測波形の振幅や継続時

間などの特徴をよく再現している。これらの観測点では、擬似速度応答スペクトルの再現性も比較的よい。これに対し、J-SHIS V2 モデルによる計算波形は、これらの観測点で観測波形に見られるような地震動の増幅および継続時間の伸長の特徴を説明できておらず、堆積層のモデル化が十分ではないことがわかる。このことから、本研究で新たに構築した奈良盆地の3次元速度構造モデルは奈良盆地内の多くの点で、既往のモデルに比べて改善されていると判断できる。ただし、NARP04(天理市震度計)、NARP17(安堵町震度計)やNARP34(河合町震度計)など、直達波付近の振幅はおおよそ合っているが、10秒以上遅れて到達する後続動が過大評価されている観測点もいくつか見られる。これらの地点では直下の構造は比較的良くモデル化されているが、表面波の生成される盆地端部の基盤岩形状や伝播経路上の速度構造に問題がある可能性が考えられ、今後の課題として残されている。

ま と め

地球物理学的、地質学的情報を収集し、大阪盆地の速度構造のモデル化で培われた知見や技術を利用して奈良盆地の3次元速度構造のモデル化を行い、盆地内の広い領域で、既往の3次元モデルに比べて高い地震動再現能力を有するモデルを得た。しかし、盆地周縁部などで、観測波形の特徴を説明できない地点も見られた。これは、基盤岩深度情報を直接得ることができる深いボーリングや反射法地震探査地点が稠密に存在していないことや地震波速度などを直接計測しているPS検層などの情報がないことなど、データの不足によることと、奈良盆地東縁断層帯など断層による地層の大きな違いをモデルに組み込まなかったことなど3次元速度構造モデルの表現の不足に起因していることが考えられる。この地震動シミュレーションを通して得られた知見から、モデル化が十分でないことがわかった地域において探査・観測を追加し、3次元モデルの精度を上げることが、今後の課題として残されている。

謝 辞

山田浩二氏には、重力異常から推定された地震基盤岩深度モデルを提供していただいた。盛川仁氏には、単点微動観測記録の水平/上下スペクトル比のピーク周期データを提供していただいた。小地震の波形記録は、奈良県および大阪府の震度情報ネットワークシステム、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)および基盤強震観測網(KiK-net)、関西地震観測研究協議会の強震観測網のデータを使用させていただいた。本研究では、文部科学省委託研究「中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山地南縁)における重点的な調査観測」のもと作成された奈良盆地の3次元速度構造モデルを改良して作成した。本研究の一部には京都大学学術情報メディアセンターのスーパーコンピュータXC40を利用した。本研究には、文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」の支援を受けた。図の描画にはGeneric Mapping Tools(Wessel et al., 2013)を使用した。また、2名の査読者および担当編集委員の木村

克己氏の丁寧な査読により、原稿が大幅に改善された。記して感謝します。

文 献

- 赤松純平・駒澤正夫・中村佳重郎・西村敬一, 2004, 京都・奈良盆地系の重力基盤構造について。京都大学防災研究所年報, **47**, 871–876. [Akamatsu, J., Komazawa, M., Nakamura, K. and Nishimura, K., 2004, Gravity basement of Kyoto and Nara basin area. *Disaster Prev. Res. Inst. Annu. Kyoto Univ.*, **47**, 871–876.]
- 赤松純平・盛川 仁, 2000, 鉛直アレー地震観測記録から推定された奈良盆地北部・平城宮跡地の地盤のS波の速度とQ値。京都大学防災研究所年報, **43**, 55–65. [Akamatsu, J. and Morikawa, H., 2000, Velocity and Q structure of waves for soil sediments at Heijo in the northern part of Nara basin inferred from seismic observation with vertical array. *Disaster Prev. Res. Inst. Annu. Kyoto Univ.*, **43**, 55–65.]
- 赤松純平・盛川 仁・内田昭人, 1997, 奈良盆地北部・平城宮跡付近の地盤震動特性。第16回日本自然災害学会学術講演会講演概要集, 43–44. [Akamatsu, J., Morikawa, H. and Uchida, A., 1997, Ground vibration characteristics near north Nara Basin and Heijo Shrine relics. *16th Meet. Japan Soc. Nat. Disaster Sci.*, 43–44.]
- Asano, K., Sekiguchi, H., Iwata, T., Yoshimi, M., Hayashida, T., Saomoto, H. and Horikawa, H., 2016, Modelling of wave propagation and attenuation in the Osaka sedimentary basin, western Japan, during the 2013 Awaji Island earthquake. *Geophys. J. Int.*, **204**, 1678–1694.
- Biswas, D. K., Hyodo, M., Taniguchi, Y., Kaneko, M., Katoh, S., Sato, H., ..., Mizuno, K., 1999, Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **148**, 233–248.
- 物理探査学会編, 2016, 物理探査ハンドブック増補改訂版。物理探査学会, 1045p. [Society of Exploration Geophysicists of Japan, ed., 2016, *Manual of Physical Prospecting*. Society of Exploration Geophysicists of Japan, 1045p.]*
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘.....成田 章, 2012, 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討。防災科学技術研究所研究資料, **379**, 1–349. [Fujiwara, H., Kawai, S., Aoi, S., Morikawa, N., Senna, S., Azuma, H., ..., Narita, A., 2012, Some improvements of seismic hazard assessment based on the 2011 Tohoku earthquake. *Tech. Note Nat. Res. Inst. Earth Sci. Disaster Prev.*, **379**, 1–349.]
- 福元俊一・三町直志, 2006, 建築の耐震設計におけるアレー微動探査の活用。物理探査, **59**, 151–162. [Fukumoto, S. and Mimachi, T., 2006, Application of microtremor array explorations for architectural seismic design. *BUTSURI-TANSA (Geophys. Explor.)*, **59**, 151–162.]
- Gassmann, F., 1951, Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, **16**, 673–685.
- Graves, G. W., 1996, Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1091–1106.
- Hisada, Y., 1995, An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **85**, 1089–1093.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子.....Arben Pitarka, 2003, 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル。活断層・古地震研究報告, **3**, 225–259. [Horikawa, H., Mizuno, K., Ishiyama, T., Satake, K., Sekiguchi, H., Kase, Y., ..., Pitarka, A., 2003, A three-dimensional subsurface structure model beneath the Osaka sedimentary basin, southwest Japan, with fault-relat-

- ed structural discontinuities. *Annu. Rep. Act. Fault Paleoequake Res.*, **3**, 225–259.]
- 池田 碩・大橋 健, 1997, 奈良盆地の地形学的研究: その現状と課題. 奈良大学紀要, **25**, 41–63. [Ikeda, H. and Ohashi, T., 1997, Geomorphological study of Nara Basin. *Mem. Nara Univ.*, **25**, 41–63.]
- 市原 実編, 1993, 大阪層群. 創元社, 340p. [Itihara, M., ed., 1993, *The Osaka Group*. Sogensha, 340p.]*
- 市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫, 1991, 12万5千分の1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」. アーバンクボタ, **30**, 1–21. [Itihara M., Yoshikawa, S., Mitamura, M., Mizuno, K. and Hayashi, T., 1991, Quaternary geology map in and around Osaka (1: 125,000). *URBAN KUBOTA*, **30**, 1–21.]
- Iwata, T., Kagawa, T., Petukhin, A. and Onishi, Y., 2008, Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan. *J. Seismol.*, **12**, 223–234.
- 関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会, 1998, 新関西地盤一神戸及び阪神一. 関西地盤情報活用協議会, 270p. [Kansai Geoinformatics Council, 1998, *Ground of Kansai, Kobe and Nara, Revised Version*. Kansai Geoinformatics Council, 270p.]*
- 近畿農政局, 1977, 昭和52年度農業用地地下水保全滴養調査・奈良盆地西部地区報告書(手記), 18p. [Kinki Regional Agricultural Administration Office, 1977, *Survey of Preservation and Recharge of Underwater for Agriculture, Fiscal Year 1977 Report of the Western Nara Basin*, 18p.]*
- Koketsu, K., Miyake, H., Fujiwara, H. and Hashimoto, T., 2008, Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map. *Proc. 14th World Conf. Earthquake Eng.*, S10–038.
- 国土庁土地局国土調査課編, 1975, 近畿圏地下水(深井戸)資料台帳, 1233p. [National Land Survey Division, Deputy Director-General, National Land Agency, 1975, *Kinki Region Groundwater Data*, 1233p.]*
- 京都市, 2003, 京都盆地の地下構造, 133p. [Kyoto City, 2003, *Underground Structure Beneath Kyoto Basin*, 133p.]
- 松枝富士雄・川原田宏・山口伸治, 1996, サスペンション式PS検層による弾性波速度(VP, VS)と地質の対比. 物理探査, **49**, 360–371. [Matsueda, F., Kawaharada, H. and Yamaguchi, S., 1996, A comparison of P and S-wave velocities measured by suspension PS log with geological characteristics in rock. *BUTSURI-TANSA(Geophys. Explor.)*, **49**, 360–371.]
- 松岡数充, 1983, 奈良盆地のボーリング試料中の大阪層群について. 長崎大学教養部紀要, **24**, 23–31. [Matsuoka, K., 1983, Notes on the core samples of the Osaka Group recovered from the Nara Basin. *Bull. Fac. Liberal Arts, Nagasaki Univ. Humanities*, **24**, 23–31.]
- 三田村宗樹, 1992, 京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造. 第四紀研究, **31**, 159–177. [Mitamura, M., 1992, Stratigraphy and geologic structure of the Osaka Group(Pliocene and Pleistocene) in Keihanna Hills, Kinki district, Japan. *Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, **31**, 159–177.]
- 水野清秀, 1992, 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷—. 地質学論集, **40**, 1–14. [Mizuno, K., 1992, Age and tectonic development of the Plio-Pleistocene sedimentary basins along the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **40**, 1–14.]
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭, 2011, 2.4 鮮新世以降の地質構造発達史. 日本地方地質誌5 近畿地方, 日本地質学会編, 朝倉書店, 453p. [Mizuno, K., Okada, A. and Sangawa, A., 2011, 2.4 Development of geological structure since the Pliocene. In *Geological Society of Japan, ed., Regional Geology of Japan, Vol. 5, Kinki Region*, Asakura Publ., 453p.]*
- 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, 2013, 上町断層帯における重点的な調査観測平成22～24年度成果報告書, 449p. [Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology and Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2013, *Fiscal Year 2010-2012 Report of Integrated Research Project for the Uemachi Active Fault System*, 449p.]*
- 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, 2016, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)における重点的な調査観測平成25～27年度成果報告書, 311p. [Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology and Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 2016, *Fiscal Year 2013-2015 Report of Integrated Research Project for the Median Tectonic Line Active Fault System(Portions along Eastern Margin of Kongo Mountains and Southern Margin of Izumi Mountains)*, 311p.]*
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 2007, 科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創生プラン〜リサーチ・レボリューション・2002〜 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成18年度成果報告書, 742–784. [Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University and National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2007, *Fiscal Year 2006 Report of Special Project for Earthquake Disaster Mitigation in Urban Areas*, 742–784.]*
- 盛川 仁・尾上謙介・赤松純平・土岐憲三・竹内 徹・坂井康伸, 1999, 脈動を用いた奈良盆地南部における基盤岩構造の推定. 第18回日本自然災害学会学術講演会概要集, 41–42. [Morikawa, H., Onoue, K., Akamatsu, J., Toki, K., Takeuchi, T. and Sakai, Y., 1999, Estimation of base rock structures at Nara basin using H/V spectral ratio of microseisms. *18th Meet. Japan Soc. Nat. Disaster Sci.*, 41–42.]*
- Morikawa, H., Sawada, S. and Akamatsu, J., 2004, A method to estimate phase velocities of Rayleigh waves using microseisms simultaneously observed at two sites. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **94**, 961–976.
- 盛川 仁・土岐憲三・尾上謙介・赤松純平・竹内 徹, 1998, 脈動のH/Vスペクトル比を用いた奈良盆地中央部の基盤岩構造の推定. 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, 1269–1272. [Morikawa, H., Toki, K., Onoue, K., Akamatsu, J. and Takeuchi, T., 1998, Estimation of base rock structures at Nara basin using H/V spectral ratio of microseisms. *10th Earthquake Eng. Symp. Proc.*, 1269–1272.]
- Nakagawa, K., Shiono, K., Inoue, K. and Sano, M., 1996, Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic hazards. *Soils Found.*, **36**, Special Issue, 15–28.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典, 2001, 桜井地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 141p. [Nishioka, Y., Ozaki, M., Sangawa, A., Yamamoto, T. and Miyachi, Y., 2001, *Geology of the Sakurai District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*. Geol. Surv. Japan, 141p.]
- 奥村晃史, 1997, 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告 No. 22, 奈良盆地東縁断層系反射法地震探査. 地質調査所研究資料集, **289**, 186p. [Okumura, K., 1997, *Foregoing Survey of Main Active Faults in the Kinki Triangle No.22-Nara Basin-toen Fault System Seismic Reflection Surveys*-. Open-file Rep. Geol. Surv. Japan, **289**, 186p.]
- Saito, M., 1988, DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions. In Doornbos, D. J., ed., *Seismological Algorithms*. Academic Press, 293–319.
- 佐野正人・遠藤彰博・東原 純・塚田 豊・三田村宗樹・藤田法彦, 2007, 奈良盆地南部におけるアズキ火山灰の発見と地盤構造の検討. 応用地質学会研究発表会講演論文集, 199–200. [Sano, M., Endo, A., Tsukahara, J., Tsukada, Y., Mitamura, M. and

- Fujita, N., 2007, Discovery of the Azuki volcanic ash from the southern Nara basin and the review of subsurface geology under the Nara basin. *Proc. 2007 Meet. Japan Soc. Eng. Geol.*, 199–200.*
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2004, 日本重力 CD-ROM 第2版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. [Geological Survey of Japan, AIST, ed., 2004, Gravity Database of Japan CD-ROM 2nd Ed., Geol. Surv. Japan, AIST.]
- 佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩崎孝明……石川 玲, 1999, 奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期. 地震第2輯, **52**, 65–79. [Satake, K., Sugai, T., Sangawa, A., Yanagida, M., Yokota, H., Iwasaki, T.,...Ishikawa, A., 1999, Structure and paleoseismology of the Kongo fault system in Nara Prefecture. *J. Seismol. Soc. Japan*, 2nd Ser., **52**, 65–79.]
- Sekiguchi, H., Asano, K., Iwata, T., Yoshimi, M., Horikawa, H., Saomoto, H. and Hayashida, T., 2016, Construction of a 3D velocity structure model of Osaka sedimentary basin. *5th IASPEI / IAGG Int. Symp. Eff. Surf. Geol. Seismic Motion*, P103B.
- The Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives: Shichi, R. and Yamamoto, A.), 2001, Gravity measurements and database in Southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM). *Bull. Nagoya Univ. Mus., Spec. Rep.*, 9.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F. and Wobbe, F., 2013, Generic mapping tools: Improved version released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **94**, 409–410.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H. and Niwa, M., 1994, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 1831–1841.
- [URL1] Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A. and Guevara, E., 2008, Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- [URL2] 京都府 (Kyoto Prefecture), 京都盆地南部の地下構造に関する主な調査結果 (Results of surveys for the underground structure beneath the southern part of Kyoto basin)*, <http://www.pref.kyoto.jp/kikikanri/documents/int2-5num02.pdf>.
- [URL3] 大阪府 (Osaka Prefecture), 2005, 平成 16 年度大阪平野の地下構造調査に関する調査成果報告書 (Fiscal Year 2004 Report on Underground Surveys in Osaka Plain)*, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Osaka9frm.htm>.
- [URL4] 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (Geological Survey of Japan, AIST, ed.), 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2012 年 7 月 3 日版, 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084 (Seamless digital geological map of Japan (1:200,000)), <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/index.html?p=download>.
- [URL5] 産業技術総合研究所地質調査総合センター (Geological Survey of Japan, AIST), 活断層データベース (Active fault database of Japan), https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html.

* English translation from the original written in Japanese.

(著者プロフィール)

関口春子 京都大学防災研究所准教授. 94 年 京都大学理学部卒, 99 年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了 (博士 (理学)), 00 年 学術振興会特別研究員, 00 年 工業技術院地質調査所研究官, 01 年 独立行政法人産業技術総合研究所研究員, 08 年から現職. 研究内容: 強震動地震学. 本研究では, 3 次元速度構造モデルの構築・原稿執筆を担当. E-mail: sekiguchi.haruko.6u@kyoto-u.ac.jp.

浅野公之 京都大学防災研究所准教授. 02 年 京都大学理学部卒, 07 年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了 (博士 (理学)), 07 年 京都大学防災研究所助教, 16 年から現職. 研究内容: 強震動地震学. 本研究では, 小地震の波形シミュレーションを担当. E-mail: k-asano@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp.

岩田知孝 京都大学防災研究所教授. 81 年 京都大学理学部卒, 89 年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了 (京大理博), 89 年 日本学術振興会特別研究員, 89 年 京都大学防災研究所助手, 04 年から現職. 研究内容: 強震動地震学. 本研究では, 研究立案・地盤調査情報収集を担当. E-mail: iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp.

(要 旨)

関口春子・浅野公之・岩田知孝, 2019, 奈良盆地の 3 次元速度構造モデルの構築と検証. 地質雑, **125**, 715–730. (Sekiguchi, H., Asano, K. and Iwata, T., 2019, Three-dimensional velocity structure model of Nara Basin. *J. Geol. Soc. Japan*, **125**, 715–730.)

将来の地震の地震動予測をより高精度にするため, 既往の知見と既往の物理探査・地震観測データを融合して奈良盆地の堆積層の 3 次元速度構造モデルを構築した. 奈良盆地は, 大都市圏に比べ地下構造の探査情報が少ないが, 盆地を埋積する堆積層には大阪盆地のそれと共通性があると考えられるため, 大阪盆地の 3 次元速度構造のモデル化で培われた知見や技術を利用して奈良盆地の 3 次元モデルを構築した. 重力異常から推定された基盤岩深度と盆地中央部のボーリングで得られた大阪層群の海成粘土等の情報を組み合わせて 3 次元の堆積年代構造のモデルを作り, これを経験式で地震波速度と密度に変換した. 奈良盆地には PS 検層による直接的な速度構造情報は無いが, 微動観測からの情報を用いることにより, 地震動応答の面でもモデルの拘束や検証を行った. また, 実小地震の波形モデリングと強震観測記録の比較から, 地震動再現能力を確認した.