地震波動シミュレーションのための 鹿児島県北西部における 3 次元速度構造モデル

九州大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻* 藤井雄士郎†
九州大学大学院理学研究院地球惑星科学部門** 竹中博士
鹿児島大学理学部地球環境科学科*** 宮町宏樹

A Three-dimensionally Heterogeneous Structure Model for Seismic Wavefield Simulation in Northwestern Kagoshima Region

Yushiro FUJII

Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Sciences, Kyushu University

Hiroshi TAKENAKA

Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Sciences, Kyushu University

Hiroki MIYAMACHI

Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University

(Received May 31, 2004; Accepted October 26, 2004)

Recently, the dramatic development of computer resources and computational techniques have allowed us to calculate the seismic wavefield in three-dimensionally heterogeneous structure model (3-D model). The construction of more realistic 3-D model is a key to success for strong-motion prevention or source inversion using Green's functions of the 3-D model.

The purpose of this study is to construct a 3-D model which has an adequate ability for seismic wavefield simulation. We have constructed the 3-D model in northwestern Kagoshima region of Kyushu island, Japan using all kinds of geophysical and geological data which were well investigated in the study area. The 3-D model consists of six layers with width of 80 km, length of 80 km and depth of 40 km. We estimated a depth for a top of each layer and next assigned P-wave velocity to the top and its gradient for each layer.

Using the constructed 3-D model we then simulate the seismic waveforms for two small earthquakes ($M4.6$, $M3.6$) by the finite-difference method to assess the ability of the 3-D model for seismic motion simulation with frequency range between 0.1 and 1 Hz. These test events are aftershocks of the 1997 Northwestern Kagoshima, Japan, earthquakes, which were well recorded at our stations located on near-field hard rock sites and K-NET (NIED) stations.

As the results, it can then be seen that the synthetic waveforms agree with the observed waveforms in these P and S phases. The synthetics calculated using the 3-D model explain the later phases of the observed waveforms much better than the ones obtained by using a conventional 1-D model, which suggests that our 3-D model is suitable for seismic wavefield simulations in this frequency range. The constructed 3-D model can be applied to the strong motion simulations or source inversions using the 3-D Green's functions for large events occurring in this region, such as the mainshocks of the 1997 Northwestern Kagoshima earthquakes ($M6.5$, $M6.3$).

*. ** 〒812-8581 福岡市東区箱崎 6-10-1

† 現所属: 九州大学情報基盤センター

*** 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-35

Key words: Three-dimensionally (3-D) heterogeneous structure, Northwestern Kagoshima, Seismic wavefield simulation, Finite-difference method (FDM)

§ 1. はじめに

近年の計算機能力の向上と資源の充実，地下構造データの蓄積により，3次元地下構造モデルを用いた，より現実的な地震波動シミュレーション [例えば，Graves (1996)] が可能となってきた．その需要は強震動予測のための地震波シミュレーションや震源インバージョンに必要なグリーン関数の計算など，今後ますます大きくなると予想される．しかし，観測される地震波形を完全に説明できるような3次元地下構造モデルを得ることは非常に困難である．そこで，実際の地震波動シミュレーションでは，対象とする周波数帯域内で適用可能な3次元地下構造モデルの構築が重要な鍵になると考えられる．

Fig. 1. Map of study area. Large square indicates the area for the 3-D structure model in this study. Small square is the study area of seismic tomography by Miyamachi *et al.* (1999). The profiles of reflection surveys by Miyamachi *et al.* (1997) (solid line) and Kakuta (1982) (broken line) are also shown. Plus symbols and solid triangles show the K-NET stations and our original stations, respectively. Open star and open diamond show the epicenters of the first mainshock ($M6.5$) and the second mainshock ($M6.3$). Gray dots are the epicenters of the aftershocks, which were determined by the Shimabara Earthquake and Volcano Observatory, Kyushu Univ. (SEVO). Open and solid circles show the epicenters of the aftershocks whose seismic wavefields are simulated using the 3-D model.

本研究では，地震波動シミュレーションに適用可能な3次元速度構造モデル（以下，3-Dモデル）の構築を目的とする．対象とする地域は，Fig. 1に示した鹿児島県北西部である．図中の大きな四角で囲まれた地域が今回3-Dモデルを構築する領域である．この地域では比較的多くの地下構造調査が行われている．図中の太線で示した測線に沿って北部では宮町・他 (1997) (Fig. 2(a))，南部では破線で示した測線に沿ってKakuta (1982) (Fig. 2(b))による人工地震を使った地下構造探査が行われている．深部構造の情報として，Gravity Research Group in Southwest Japan (2001a, 2001b)により，重力データが収集，コンパイルされ公表されている．浅部の情報としては，小林・矢野 (2003)により温泉ボーリングデータが収集され，対象地域の基盤をなしている四万十層群までの到達深度が推定されている．また，対象地域では1997年3月26日 (M_{JMA} 6.5)と5月13日 (M_{JMA} 6.3)に双子型の地震が発生し，防災科学技術研究所 (NIED)の強震ネットワーク (K-NET)により本震や余震の記録が得られている．2つの本震の震央は白星と白四角，余震は灰色のドットでFig. 1に示している．この地震の発生後，Fig. 1の小さな四角で囲まれた領域では，Miyamachi *et al.* (1999)により余震記録を用いた地震波トモグラフィ解析が行われている．

我々は，以上のような地下情報に加え，3-Dモデルの構築に必要な様々な情報をコンパイルし，鹿児島県北西部における3-Dモデルを構築した．3-Dモデルの構築では，他の研究で得られている地下構造情報を元に，地震波動に強く影響を及ぼす速度値や速度不連続面の形状を推定する．次に構築した3-Dモデルを用い，震源過程が比較的単純であると考えられる小規模地震の波動場をシミュレーションすることにより，構築した3-Dモデルの妥当性を評価する．対象とする周波数帯域は0.1~1 Hzである．

§ 2. 3次元速度構造モデルの構築

作成する3-Dモデルは北から 10° 東に傾いたX軸方向とそれに直交するY軸方向にそれぞれ80 km，深さ方向 (Z軸)に40 kmの領域 (Fig. 1の大きな四角)である．我々はこの領域を地質や人工地震探査の情報を考慮し，深さ方向に対して6つの層構造に分類する．3-Dモデルを作成する手順として，まず各層の境界面の深さを決定する．次に，深度が増すにつれ速度が速くなるような構造を仮定し，各層の最上面のP波速度値を決め

Fig. 2 P-wave velocity models below (a) the gray line [Miyamachi *et al.* (1997)] and (b) broken line [Kakuta (1982)] shown in Fig. 1. Arrow touched in each figure indicates the corresponding measurement line.

Fig. 3. P-wave velocity structure used for routine determinations of hypocenters by the SEVO.

る。ただし、第1層と第6層についてはP波とS波速度を一定値として与える。密度と非弾性減衰(Q 値)については各層で一定値とする。各層の上面深度、P波とS波速度、速度勾配の推定方法の詳細は以下のとおりである。深部層から順に述べる。

〔第6層〕3-Dモデルの最下部層で最上部マントルに対応する。九州全域では、地殻と最上部マントルまでのS波速度構造が、Murakoshi (2003)によって遠地震の記録を用いたレーザー関数解析により推定されている。彼が推定した構造によると、本研究の対象領域付近の最上部マントル上面の深さは約30 kmと推定されており、その形状はほぼ平坦である。したがって、第6層の上面深度は30 kmとし、水平面を仮定する。P波とS波速度、密度はJeffreys-Bullenモデル [Jeffreys and Bullen (1958)]の数値を用いる。

〔第5層〕下部地殻に相当する層であるが、その構造はよく分かっていない。そこで第5層の上面は、角田・他(1991)による1次元速度構造の不連続面15 kmを採用し、水平面を仮定する。P波速度と速度勾配は九州大

Fig. 4. Contour map of bouguer anomalies with gravity stations (dots) by Gravity Research Group in Southwest Japan (2001a, 2001b). Large square indicates the area for the 3-D structure model in this study. Small square is the study area of seismic tomography by Miyamachi *et al.* (1999). A-B line shows the position of cross section in Fig. 5(b).

学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター(SEVO)でルーチンの震源決定に用いられている1次元速度構造 (Fig. 3)の値を採用する。

〔第4層〕重力データ [Gravity Research Group in Southwest Japan (2001a, 2001b)]と人工地震構造探査 [Kakuta (1982), 宮町・他(1997)]のプロファイル、および地震波トモグラフィの結果 [Miyamachi *et al.* (1999)]を参照して推定する。Fig. 4はブーゲー重力異常値のコンターマップである。図には丸点で重力観測点の分布が示してある。図中の大きな四角と小さな四角で囲まれた領域はFig. 1と同様に、それぞれ3-Dモデル

Fig. 5. (a) 1-D P-wave velocity structure model used as a reference model in a tomography inversion by Miyamachi *et al.* (1999). (b) P-wave velocity perturbation projected on the vertical section [Miyamachi *et al.* (1999)] along the A-B line of Fig. 4.

を作成した領域と地震波トモグラフィーの解析対象領域である。Fig. 5(b)はMiyamachi *et al.* (1999)の地震波トモグラフィー解析によるP波速度分布で、解析領域の中央をほぼ東西に横切る断面図を示している。Fig. 4にその断面の位置をA-Bの線で示している。Fig. 2(a), (b)はそれぞれ爆破構造探査によるP波速度構造で、それらの測線プロファイルはFig. 1に太い実線と破線で示されている。ここで、ブーゲー異常値(Fig. 4)とP波速度構造(Fig. 2(a), (b), Fig. 5(b))を比較する。Gravity Research Group in Southwest Japan (2001a, 2001b)

によるブーゲー異常値は密度を 2.67 g/cm^3 と仮定して計算された値であり、Kakuta (1982)により推定された密度 (2.57 g/cm^3) と同程度である。この密度に対応する層は、Fig. 2(a)では 5.9 km/s の層、Fig. 2(b)では $5.7 \sim 6.1 \text{ km/s}$ の層、Fig. 5(b)ではP波速度 5.7 km/s のコンター以深である。これらの層の形状を見ると北側の測線ではほぼ平坦であり(Fig. 2(a))、南側の測線では西から東に向かって深くなる傾向がある(Fig. 2(b))。これらの特徴はFig. 1に示した測線に沿うブーゲー異常値にも見られる。すなわち、北側の測線沿では 15 m gal 前後ではほぼ平坦であるのに対して、南側の測線沿では西から東にかけて 40 m gal から 0 m gal に減少している。また、Fig. 4にあるA-B断面上では、地震波トモグラフィーによるP波速度 5.7 km/s の形状は観測点SIBIの西側にある 40 m gal のピークに類似している(Fig. 5(b))。以上のことから、ブーゲー異常値はP波速度が $5.7 \sim 6.1 \text{ km/s}$ の層の凹凸に対応していると考えられる。そこで、上面深度(D)は、ブーゲー異常値(GA) 40 m gal で深さ 3 km (Fig. 5(b)参照)、 0 m gal で深さ 4.5 km (Fig. 2(b)参照)となるような線形関係($D = -0.0375 GA + 4.5$)を用いて推定する。上面のP波速度は 5.7 km/s とし、層内の速度勾配はトモグラフィー解析で初期値として用いられた平均的な1次元速度構造(Fig. 5(a))を参照する。Fig. 6に推定した第4層の上面深度のコンターマップを示す。その深度は領域の中央部で浅く、東側にいくにつれ深くなっている。

【第3層】砂岩と頁岩の互層から形成されている四万十層群で、本研究の対象領域に広く分布している。小林・矢野(2003)は鹿児島県内の温泉ボーリングデータをコンパイルし、四万十層群の上面深度を推定した。我々は彼らが作成したコンターマップを参照し、コンターの線が引かれていない部分は地質図と照らし合わせながら補間することにより、四万十層群の上面深度を推定し数値化した。作成した四万十層群の上面深度をFig. 7に示す。最上面のP波速度値と速度勾配はFig. 5(a)を参照した。ここで深度が 0 km の領域は、3-Dモデルで四万十層群が露出していることを意味している。

【第2層】本研究の対象地域において、地質調査所(1995)による地質データを大きく3種類にグループ化すると、シラスや海洋性または河川性による堆積層群、火山岩類、四万十層群に分類できる。第2層はこの火山岩類に相当する。この地質情報に加え、国土地理院(1997)による標高値の断面図を 1 km 間隔に作成し、火山岩類の地表への露出地域を比べることにより、第2層の上面深度を推定した(Fig. 8)。作成した深度データには、宮腰・Petukhin (2002)が1997年鹿児島県北西部

Fig. 6. Top depth of layer No. 4.

Fig. 8. Top depth of layer No. 2.

Fig. 7. Top depth of layer No. 3.

地震の余震記録のR/Vスペクトル解析から推定したK-NET観測点直下のS波速度構造のうち、表層から火山岩類に達するまでの深度データも含まれている。上面のP波速度値は人工地震探査(Fig. 2(a))で得られている4.4 km/sとする。

〔第1層〕シラスや堆積層に相当する第1層は、第2層の上面深度推定後、地表(深さ0 kmの水平面)到達までの残りの空間を埋めることにより作成する。そのP

波とS波速度は宮腰・Petukhin (2002)が推定している速度構造モデルで表層数百m部分を平均し、それぞれ2.5 km/s, 1.2 km/sで一定とする。

第1層目(表層)と第6層目(最上部マントル)以外のS波速度は、 V_P/V_S 比1.78[角田・他(1991)]を仮定してP波速度から換算する。また、各層の密度はKakuta (1982)の値(Fig. 2(b))を参考にP波速度と対応するように仮定する。非弾性減衰の効果を取り込むために、 Q 値として、Horikawa (2001)が1997年鹿児島県北西部地震の本震の震源インバージョンに用いたS波の Q 値(Q_s)を採用する。

以上のような手順で作成した3-Dモデルの各層の物性値と境界面の深さをTable 1にまとめる。また、P波速度分布をFig. 9とFig. 10に示す。Fig. 9は対象領域の地表面、Fig. 10(a)と(b)はそれぞれFig. 9の中央を横切る $X=40$ kmのY-Z断面と $Y=40$ kmのX-Z断面である。Fig. 10(c), (d)はそれぞれ(a), (b)の深さ5 kmまでの拡大図である。

S3. 地震波シミュレーションによる3-Dモデルの評価

ここで、構築した3-Dモデルの妥当性を評価するため差分法による地震動シミュレーションを行い、実記録とシミュレーション結果を比較する。また、3-Dモデルの地震波シミュレーションに対する能力を従来の構造モデルがもつ能力と比較するため、水平成層構造モデル(1-Dモデル)を用いて、同じ震源パラメータによる理論波形の計算を行い、観測記録と比較する。

Fig. 9. P-wave velocity distribution at the surface.

No. 1 の余震については NIED のモーメントテンソルインバージョン [福山・他(1998)] の結果, No. 2 の余震については藤井・他(1998b) が岩盤観測点である SIBI の強震記録を用いてフォワードモデリングで決定したメカニズム解を採用する. 震源時間関数は継続時間 τ を底辺とする 2 等辺三角形を用い, τ は観測波形の直達 S 波部分と合うように調節する. それぞれの地震モーメントは, 両方の余震を記録していて震源に近い観測点 KGS005 の直達 S 波部分の振幅が合うように決定する. 以上のソースパラメータを Table 4 にまとめる.

Fig. 12 は差分法によるシミュレーションで得られた理論波形と観測波形の比較である. 太線が理論波形, 細線が観測波形であり, 各成分のトレースは同じスケールで描いている. 理論波形と観測波形には周波数帯域が 0.1~1 Hz のバンドパスフィルター [斉藤(1978)] を同様に施している. 図の (a) が No. 1 の余震, (b) が No. 2 の余震の波形である. 図中の時刻 0 は P 波の立ち上がり

Fig. 10. Vertical cross sections of the constructed 3-D structure model. (a) Y-Z plane. (b) X-Z plane. Regions at a depth of less than 5 km in the Y-Z plane and X-Z plane are shown in (c) and (d), respectively.

Fig. 11. Grid spacing for the 3-D finite-difference calculations.

を示している。また、矢印は観測記録の直達 S 波の読み取り時刻を示している。以下、各余震の結果について検討する。

3.2.1 No. 1 の余震

理論波形の観測波形に対する一致具合は P 波から S 波部分にかけて概ね良好である。特に、KGS003, KGS004, KGS005, KGS006 では直達 S 波後の後続波まで観測波形をよく再現している。ただし、KGS003 の上下動成分は観測波形に長周期のノイズがあったため比較していない。一方、KGS002 の理論波形を見ると位相は観測波形をほぼ再現できているが、振幅に大きな違いがある。KGS002 は S 波の節面に位置しており、震源メカニズムが含む誤差（特に strike 方向）に敏感であることが影響しているためと考えられる。また、震源から遠方の観測点を見ると、KGS001 はすべての成分で互いの波形がよく一致しているが、KGS010 と KMM015 の X 成分は観測波形の後続波部分を再現できていない。この理由として、対象領域の中心部の地下構造情報は豊富であるのに対して、周囲の地域では地下構造情報が不足しているため、3-D モデルの端部では中心部ほどの高い分解能を実現できていないことが考えられる。

3.2.2 No. 2 の余震

No. 1 の余震と同様に、全観測点で P 波から S 波部分にかけて理論波形は観測波形をよく再現している。ただ、No. 1 の余震に比べて、両波形の一致具合が若干劣っているように見える。この理由として、No. 1 の余震は震源の深さが 8.8 km であるのに対して、No. 2 の余震は 5.5 km とやや浅めであるため、観測点までの波線が傾き、水平方向の構造の不均質性に強く影響を受けていることが考えられる。一方、波線がほぼ上向きである震源直上の岩盤サイト SIBI と KKN では非常によく

Table 4. Source parameters of the two events used for the simulations.

No.	Strike	Dip	Rake	τ (s)	M_O (Nm)	M_W
1	253	75	-42	0.4	4.0×10^{15}	4.3
2	320	75	0	0.2	2.5×10^{14}	3.5

Source mechanisms were determined by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (No. 1) and Fujii *et al.* (1998b) (No. 2). τ : estimated source duration. M_O : seismic moment determined by FDM simulation. M_W : moment magnitude.

観測波形が再現されている。KGS004, KGS005, KGS007 では S 波部分の振幅の一致度はそれほどよくないが、位相はよく一致している。例えば、KGS007 では理論波形 Y 成分の振幅がやや過小評価であるものの、観測波形の特徴をよくつかんでいる。これらの観測点は S 波の節面にあるため、震源メカニズムの誤差の影響を受けて、振幅の一致度がよくなかった可能性がある。No. 1 の余震で後続波の一致があまりよくなかった KGS010 については、直達 S 波までは観測波形をよく説明しているが、やはり後続波部分の再現性はよくない。

3.3 1-D モデルを用いたシミュレーション

理論波形を得るための 1-D モデルとして Horikawa (2001) による速度構造モデルを用い、Takenaka and Sasatani (2000) による reflectivity 法で計算を行った。震源パラメータは差分法によるシミュレーションと同一のものを使用した (Table 4 参照)。Fig. 13 に得られた理論波形と観測波形の比較を示す。図の見方は Fig. 12 と同様で、(a) が No. 1 の余震、(b) が No. 2 の余震の場合である。No. 1 の余震 (Fig. 13(a)) について波形の一致具合を見ると、P 波から直達 S 波部分にかけては比較的良好に観測波形が再現されているが、3-D モデルを用いた理論波形に見られたような後続波が、どの観測点でも全く再現されていない。KGS004 の X 成分と KGS008 の Y 成分については直達 S 波部分の波形の一致具合もあり良くない。後続波に着目すると、特に KGS004, KGS008, KGS010, KMM015 では観測波形に見られる後続波が全く再現されていないのが分かる。ただし、KGS010, KMM015 については 3-D モデルでも観測波形の X 成分の再現性があまりよくなかったが、1-D モデルでは加えて Y 成分の一致度も下がっている。No. 2 の余震 (Fig. 13(b)) も No. 1 の余震と同様に P 波から直達 S 波部分にかけては比較的良好に観測波形を再現するものの、後続波の再現性がどの観測点でも 3-D モデルに比べて劣っている。特に、周りを堆積層（第 1 層）に囲まれている観測点 (KGS007, KGS008) では、3-D モデルの理論

Fig. 12. Comparison of calculated velocity waveforms (thick lines) by the FDM with the observed waveforms (thin lines). All traces are band-pass filtered between 0.1 to 1 Hz for (a) aftershock No. 1 and (b) aftershock No. 2. Time zero indicates the onset time of P-wave. Arrows indicate S-wave arrivals in the observed records.

波形で再現されている後続波が説明できていない。以上のことは本研究で構築した3-Dモデルが、より現実的な速度構造モデルであり、従来から用いられている1-Dモデルと比べて地震波動シミュレーションに適していることを示している。

§4. ま と め

本研究では地質や地形情報、重力データ、人工地震探査、地震波トモグラフィの結果等の地下構造情報を参照し、鹿児島県北西部の3次元速度構造モデル(3-Dモデル)を構築した。作成した3-Dモデルを用い、震源過程が比較的単純であると考えられる小規模な余震の地震波シミュレーションを差分法で行い、観測波形と比較検討した。シミュレーションで得られた理論波形はS波後の後続波部分を一部再現できていない観測点があるものの、ほとんどの観測点では観測波形と比較的によく一致していた。また、従来の水平成層構造モデル(1-Dモデル)

による理論波形に比べ、観測波形のS波後の後続波部分をはるかによく再現する。したがって、今回構築した3-Dモデルは、現時点で最良のモデルと言え、従来利用されているモデルに比べてより現実的な地震波動シミュレーションに適した能力を備えていると考えられる。

本研究で3-Dモデルを構築した領域では、1997年に鹿児島県北西部地震($M6.5$ と $M6.3$)が発生している。これらの地震の強震動シミュレーションや震源インバージョンに必要な3次元グリーン関数の計算に今回の3-Dモデルを適用することにより、より高精度なシミュレーションや高分解能な震源像を得ることが期待できる。

謝 辞

本研究の計算の一部は、九州大学情報基盤センターの特別な支援プログラムによって提供された計算資源で行われました。本研究では、防災科学技術研究所による

Fig. 13. Comparison of calculated velocity waveforms (thick lines) by the reflectivity method with the observed waveforms (thin lines). All traces are band-pass filtered between 0.1 to 1 Hz for (a) aftershock No. 1 and (b) aftershock No. 2. Time zero indicates the onset time of P-wave. Arrows indicate S-wave arrivals in the observed records.

K-NET の地震波形データを使用しました。論文中の図は GMT [Generic Mapping Tools, Wessel and Smith (1998)] により作成されました。また、匿名査読者の方々には有益なご意見、ご指摘をいただきました。ここに記して感謝いたします。なお、本研究の一部は、科学技術振興調整費・総合研究「地震災害軽減のための強震動予測のマスターモデルに関する研究」の補助のもとで行われました。

文 献

- 地質調査所, 1995, 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 版.
- 藤井雄士郎・二牟禮勇人・竹中博士・松島 健・馬越孝道・田代勝也・鈴木貞臣, 1998a, 1997 年鹿児島県北西部地震余震の広帯域強震観測, 九州大学理学部研究報告地球惑星科学, **20**, 25-46.
- 藤井雄士郎・竹中博士・松島 健・馬越孝道・二牟禮勇人・鈴木貞臣, 1998b, 1997 年鹿児島県北西部地震の

- 余震観測及び波形モデリング (2), 地球惑星科学関連学会 1998 年合同学会予稿集.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 **2**, **51**, 149-156.
- Graves, W. R., 1996, Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 1091-1106.
- Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001a, List of Gravity Data Measure by Nagoya University, Bull. Nagoya Univ. Museum Special Report No. 9 Part I, 257 pp.
- Gravity Research Group in Southwest Japan, 2001b, List of Gravity Data Measure by Organizations Other Than Nagoya University, Bull. Nagoya Univ. Museum Special Report No. 9 Part II, 318 pp.
- Horikawa, H., 2001, Earthquake Doublet in Kago-shima, Japan: Rupture of Asperities in a Stress Shadow, Bull. Seism. Soc. Am., **91**, 112-127.
- Jeffreys, H. and K. E. Bullen, 1958, "Seismological

- Tables," Br. Assoc. Adv. Sci., Burlington House, London.
- Kakuta, T., 1982, Upper crustal structure in South Kyushu, J. Phys. Earth, **30**, 113-129.
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991, 九州-琉球弧北部域の稍深発地震, 地震 2, **44**, 63-74.
- 木下繁夫, 1998, 格子型フィルタの地震観測への応用, 地震 2, **39**, 1-14.
- Kinoshita, S., 1998, Kyoshin Net (K-NET), Seism. Res. Lett., **69**, 309-332.
- 小林哲夫・矢野 徹, 2003, 鹿児島県の温泉ボーリングデータによる基盤岩の深度分布, 2003 年日本火山学会予稿集, PA32, 128.
- 国土地理院, 1997, 数値地図 50m メッシュ (標高) (CD-ROM).
- 宮腰 研・A. Petukhin, 2002, すべりの空間的不均質性の抽出, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 平成 13 年度研究成果報告書, 73-86.
- 宮町宏樹・後藤和彦・角田寿喜, 1997, 南九州の地震波速度構造と地震活動, Conductivity Anomaly 研究会論文集, CA 研究グループ, 269-274.
- Miyamachi, H., K. Iwakiri, H. Yakiwara, K. Goto, T. Kakuta, 1999, Fine structure of aftershock distribution of the 1997 Northwestern Earthquakes with a three-dimensional velocity model, Earth Planets Space, **51**, 233-246.
- Murakoshi, T., 2003, Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Kyushu as inferred from receiver function analysis, Ph.D. Thesis, Kyushu Univ., 87 pp.
- 齊藤正徳, 1978, 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, 物理探鉱, **31**, 240-263.
- 竹中博士・渡邊篤志・藤原宏行・藤井雄士郎・永野一, 1999, K-NET 観測点の地震計方位測定 (1): 鹿児島県西部, 九州大学理学部研究報告地球惑星科学, **20**, 89-98.
- Takenaka, H. and T. Sasatani, 2000, Seismic Waves in a horizontally layered half-space with a general point source, Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Earth Planet. Sci., **31**, 19-28.
- 竹中博士・藤井雄士郎, 2002, MPI を用いた時間領域差分法による大規模 3 次元地震波動場の並列計算, 九州大情報基盤センター広報, **2**, 85-94.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, **79**, 579.