

やや長周期地震動シミュレーション用の首都圏の深部地盤構造モデルの構築

○山中浩明¹⁾, 山田伸之²⁾, 元木健太郎³⁾

- 1) 東京工業大学 総合理工学研究科 環境理工学創造専攻, yamanaka@depe.titech.ac.jp
- 2) 福岡教育大学 教育学部 理科教育講座(地学), nyamada@fukuoka-edu.ac.jp
- 3) 東京工業大学 総合理工学研究科 人間環境システム専攻, kmoto@enveng.titech.ac.jp

1. はじめに

関東平野などの大規模な堆積平野では周期1秒から10数秒の帯域のやや長周期地震動が卓越した地震記録がしばしば観測される。こうした平野部のやや長周期地震動は平野部の堆積層で増幅した表面波が主成分であり、その予測には震源特性と震源から観測点の間の深部地盤のS波速度構造の影響を適切に評価することが重要であるとされている(工藤, 2006)。著者らのグループでは、関東平野での微動探査の結果をまとめて、深部地盤の3次元S波速度構造モデルを提案した(山中・山田, 2002)。さらに、得られた地下構造モデルを用いて中小地震で観測されたやや長周期地震動の再現を試みている(山田・山中, 2003)。しかし、微動探査が行われている地点が偏在しており、関東平野北部や東部では探査地点が少なく、やや長周期地震動の評価には必ずしも十分なモデルではなかった。

本研究では、関東平野北部や房総半島東部地域において微動のアレイ観測を実施し、さらに、他の研究機関や自治体などで実施された既存の微動アレイ観測によるレイリー波の位相速度データも収集し、それらのデータを統合して関東平野の深部地盤のS波速度構造の3次元モデルを構築することを目的としている。さらに、この地下構造モデルを用いて、関東平野で観測されたやや長周期地震動のシミュレーションを行い、地下構造モデルの妥当性を検討することも目的のひとつである。

2. レイリー波の位相速度の分布

図1は、今回新たに微動探査を実施した地点と既往の探査によって位相速度データが得られている地点の位置を示している。図に示されている既往の微動探査は、神野(2001)、山中・山田(2002)、松岡・白石(2002)、松岡ほか(1996)、東京都(2003)、千葉県(2003)、神奈川県(2002)、横浜市(2000)、川崎市(2000)などによるものである。さらに、山中・山田(2002)で引用されている文献によるデータも用いている。図1でもわかるように、上述のように北関東や房総半島東部では、既存の微動探査が少なかったことを考慮して、新たにこの地域の28地点

で微動探査を実施した。観測の概要は、山中ほか(2004)でも報告されている。以上の地点数は総計235地点であり、山中・山田(2002)で用いられたデータ数から大幅に増加している。

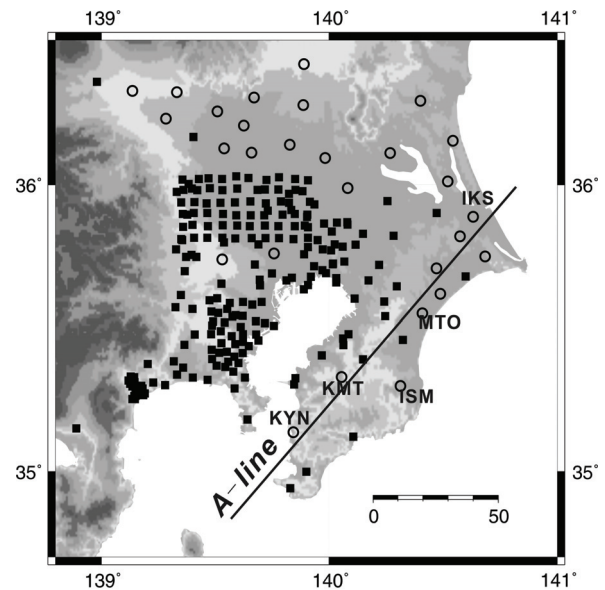


図1：微動探査が実施された地点
○は、本研究による観測地点

本研究で実施した28地点での微動探査では、山中・山田(2002)と同様の方法でレイリー波の位相速度を求めた。得られた位相速度の例を図2に示す。これらの位相速度は、図1のA-lineに沿ったいくつかの観測点で得られたものである。房総半島南部のKYNでは、すべての周期帯域で位相速度が大きく、地震基盤までの深度が浅くなっていると考えられる。KMTでは、約1秒以上の周期で位相速度が急に大きくなり、浅い部分の地層の厚さが薄いと考えられる。一方、MTOでは、ほぼすべての周期帯域で位相速度は小さく、堆積層の厚さが厚いか低速度であることを示唆している。

図3には、全地点での位相速度データの周期別の数、平均位相速度およびその標準偏差が示されている。周期0.8秒から3秒の間でデータ数が多いが、それより長周期ではデータ数が急激に少なくなる。これは、観測時に展開されたアレイの大きさや微動

の振幅スペクトルの低下などの理由によると考えられる。一方、これらの微動探査の多くでは、やや深い地盤の探査を対象にしていることから、周期 0.5 秒以下でデータ数が非常に少なくなっている。平均位相速度は、すべての周期範囲で比較的スムーズなものとなっており、周期 2 秒程度まで 1km/s 以下である。堆積層が薄い地点（例えば、図 2 の KYN など）では、比較的短周期で位相速度が大きくなり、長い周期での位相速度が得られていない場合が多い。したがって、より長周期まで位相速度データが得られている平野中央部の観測地点での結果が長周期側の平均位相速度に反映された形となっており、堆積層が厚い関東平野の位相速度の特徴が表れていると考えられる。位相速度の標準偏差は、周期 1 ~ 4 秒で大きくなり、この周期帯域で位相速度が空間的に著しく変動していることを示している。周期 4 秒以上の長周期成分では、ばらつきは小さくなり、当然のことながら波長が長くなるために空間的な変動が小さくなっていると考えられる。

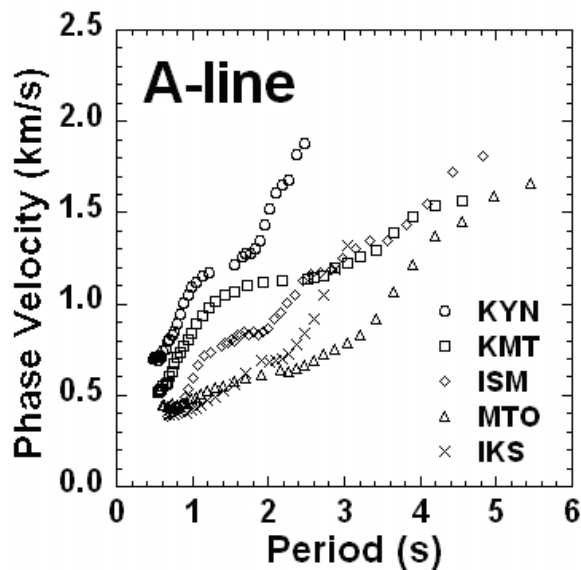


図 2 : 観測された位相速度の例

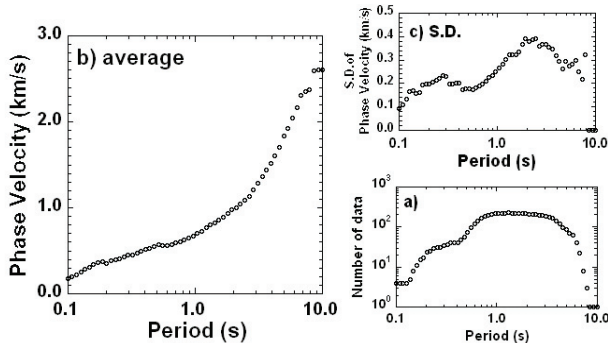


図 3 : すべての地点での位相速度の周期別のデータ数、平均値、標準偏差

3. S 波速度構造の推定

図 1 のほとんどの地点では、やや長周期帯域のレイリー波の位相速度データを用いて、すでに 1 次元 S 波速度構造が推定されている。しかし、それぞれの推定結果では、速度構成などが一致していないことが多い。これらのデータをまとめて 3 次元モデルを作成する際には、S 波速度が共通であることが望ましい。そこで、すべての位相速度データに対して統一した基準で逆解析を再度行うことにした。

逆解析では、水平成層での基本モードのレイリー波を仮定し、山中・石田 (1995) の遺伝的アルゴリズムを用い、周期 におけるレイリー波の位相速度の観測値 と理論値 誤差の L2 ノルムで定義される誤差が最小になるモデルを探索する。

ここでは、山中・山田 (2002) を参考にして、4 層構造を仮定し、表層を除く 3 つの層の S 波速度を 1.0、1.5、3.0km/s と固定して、表層の S 波速度と 3 つの堆積層の厚さを決めるべきパラメータとして逆解析を試みた。こうした統一して逆解析することで同じ速度の層構成となるので、位相速度の大局的特徴を満たしながら、3 次元モデルの構築を容易にする地下構造データを得ることができるという利点がある。

上記のような逆解析を各地点での位相速度の観測値に適用し、地震基盤までの 1 次元 S 波速度構造を推定した。図 4 には、図 2 で示した位相速度の逆解析による S 波速度構造が示されている。表層の S 波速度は、0.3 から 0.65km/s と場所による違いが大きい。これは、沖積世の表層の有無などによって生じているものである。地震基盤の深度は、房総半島中央部で深くなり、北および南部で浅くなる盆地状の構造となっている。また、S 波速度 1.5km/s を有する層は、房総半島の南側では厚く、北側では薄いという結果となっている。地質学的には、関東平野北部では三浦層群が薄くなっており、この層が三浦層群に対応していると考えられる。

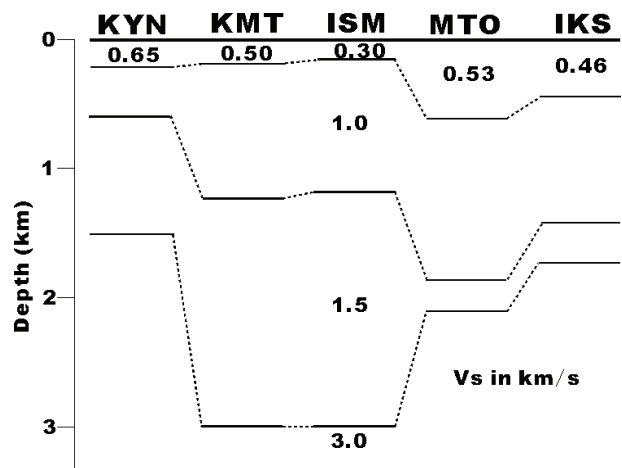
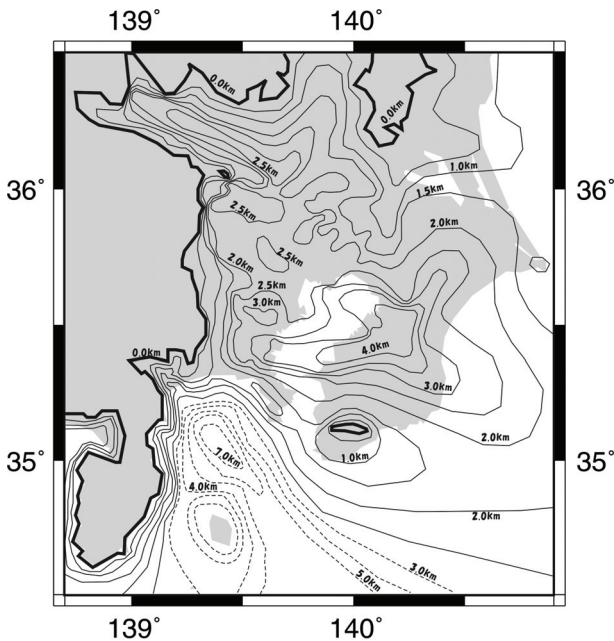


図 4 : 逆解析による S 波速度構造モデル

上記のように、表層を除く3層のS波速度を1.0, 1.5, 3.0km/sに固定した位相速度の逆解析を全地点について行った。それらの結果をまとめて、各層の深度分布図を作成した。S波速度3km/sを有する地震基盤上面の深度分布図を図5に示す。最深部が房総半島中心部で、深さ4kmに達している。また、横浜市中心部の地域でも深さが3.5kmと深くなっている。この袖ヶ浦から横浜の間の地震基盤が深い地域は、大局的に負の重力異常の大きい地域(駒澤・長谷川, 1988)と同様の傾向である。一方、平野北部では基盤深度は2km以下と浅い。また、その他の地域では平野端部を除いて2.5km前後の地震基盤深度である。



a) basement
図5：地震基盤深度分布

4. 地下構造モデルのバリデーション

強震動予測のための地下構造のモデルに要求される性能のなかで最も重要なことは、観測された地震動の説明能力である。構築した地下構造モデルによって、地震の際に観測された地震動の特徴がどの程度よく説明することができるかを検証しなければならない。上記の3次元S波速度構造モデルを用いて中小地震による地震動のシミュレーションを行うことにする。

ここでは、1990年2月20日の伊豆大島近海の地震(Mj6.5)を検討に用いることにした。この地震は、比較的規模が大きい浅い地震であり、関東平野では顕著な振幅のやや長周期地震動を含んだ記録が得られている。また、著者らは、既往の3次元地下構造モデルを用いて、この地震による地震動のシミュレーションを実施している(山田・山中2003)。

計算には、笠松・山中(2006)と同じ差分法を用

いることにして、上記の地下構造モデルを最小格子間隔400mの食い違い差分格子に離散化した。このモデルの最小S波速度は0.4km/sとなるので、本研究で用いた計算機の性能の範囲で計算精度が確保できる周期は周期5秒より長周期帯域となる。そこで、以下の検討では、周期5秒よりも長周期成分を対象とすることにした。ここでは、山中・山田(2002)の3次元モデルを用いた計算結果とも比較することによって地下構造モデルの見直しによる効果を検討するために、シミュレーションの計算パラメータ、震源モデルに関するパラメータおよび地震基盤より深い地殻やマントルの構造は山田・山中(2003)と同じものを用いることにした。

図6には、検討に用いた地震記録が得られている観測点およびこの地震の震央の位置を示す。図7には、観測波形と今回作成したS波速度構造モデルを用いて計算された波形の比較が示されている。さらに、参考のために、山中・山田(2002)の3次元モデルを用いた計算波形も図には示されており、地下構造モデルの違いが及ぼす計算結果への影響を比較できる。これらの図中のすべての波形は、周期5~20秒のバンドパスフィルター処理をした速度波形である。全体的に各観測点での観測波形にみられる顕著な位相や振幅の大きい部分の継続時間が計算により概ね再現されている。ENS-KTOの間の観測点では、山中・山田(2002)のモデルに対する計算波形に比べて、後続する位相の部分で振幅が大きくなり、その様子が観測記録のそれに近くなっている。とくに、YKH(横浜)やTOK(東京)やKTO(江東)での2つのモデルの差は大きく、今回の結果のほうがよく観測波形を説明している。しかし、東京湾東岸の姉ヶ崎(ANG)や千葉(CHB)では、観測波形の一致度はあまり改善されていない。場所によっては、どちらかという山中・山田(2002)のほうが観測結果に近くなっている。

図8には、EW成分の5%減衰の擬似速度応答スペクトルの比較が示されている。この図では、観測波形と2つのモデルでの計算波形に対する速度応答スペクトルが比較されている。上述のように、OFN(大船)、YKH、KTOでは、今回の計算波形の応答スペクトルの卓越周期や振幅レベルが観測スペクトルと非常によく一致している。さらに、東京湾からやや西方に位置しているFCN(淵野辺)、NGA(長津田)、MTK(三鷹)においても、両者はよく一致しており、山中・山田(2002)のモデルに比べて、今回のモデルのほうが観測記録を説明できている。一方、東京湾東岸の観測点(FTUやCHB)では、計算では振幅が過小評価され、観測にみられるピーク周期も計算結果では明確ではない。FTU(富津)では、山中・山田(2002)と同程度にしか観測記録を

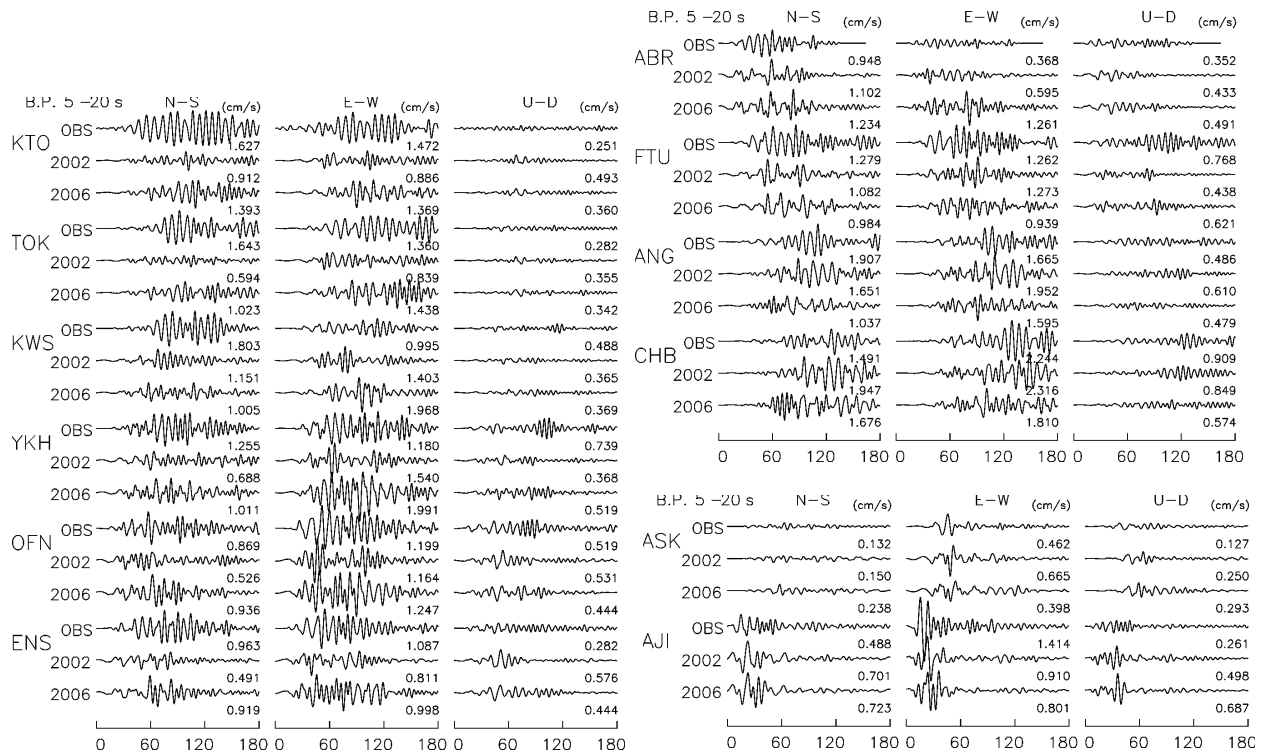


図7 観測記録と計算波形の比較. 各観測点では, 観測された速度波形, 山中・山田 (2002) による地下構造モデルに対する計算速度, 本研究によるモデルに対する計算速度波形を示す.

説明していない。さらに, CHB では, 山中・山田 (2002) のほうがより観測スペクトルを説明している。しかし, 千葉県北部の NRS (習志野) では, ピーク周期が今回のモデルによって説明できている。このように, 全体的にみて, 本研究で構築したモデルによって多くの地点で観測されたやや長周期地震動の特徴的な部分が説明でき, 地下構造モデルの妥当性が検証できたものと考えられる。しかし, 詳しくみると, まだ観測値と一致しているとは言い難い地点もある。とくに, 東京湾東部では, モデルの修正が今後さらに必要である。

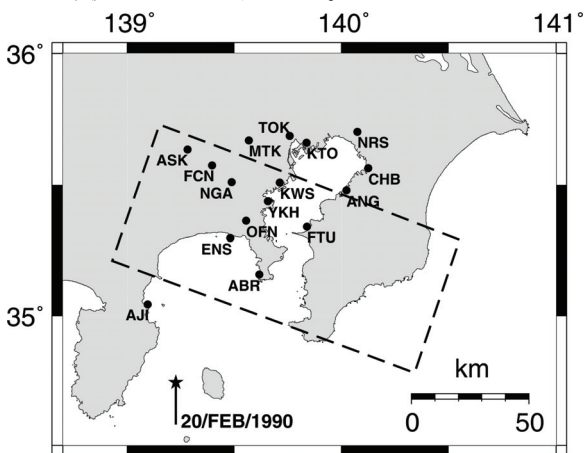


図6 : 1990年2月20日伊豆大島近海の地震の震央と観測点の位置

5. まとめ

やや長周期強震動を評価するための深部地盤のS波速度構造モデルを構築することを目的として, 関東平野において実施された微動探査によるレイリー波の位相速度データを収集した。さらに, 収集したデータの密度の低い地域において微動探査を実施し, 位相速度データを得た。これらの位相速度に対して逆解析を行い, 各地点において地震基盤に至る1次元S波速度構造を推定した。これらの結果をまとめて, 関東平野の深部地盤の3次元S波速度構造モデルを構築した。地震基盤深度は, 房総半島中部では4km以上と深くなることがわかった。得られたS波速度構造モデルを用いて, 1990年伊豆大島近海の地震による地震動のシミュレーションを行い, 多くの観測点で観測記録の特徴を再現することができ, モデルの妥当性を確認することができた。今後, 他の地域に震源を持つ中小地震による地震動のシミュレーションを実施し, 今回構築した3次元モデルの地震動説明能力を調べていく必要がある。さらに, 東海地震など将来想定される巨大地震による地震動の予測を行う予定である。

謝辞

微動探査データの一部は, 横浜市, 川崎市, 神奈川県, 東京都, 千葉県の各自自治体の調査によるものです。また,

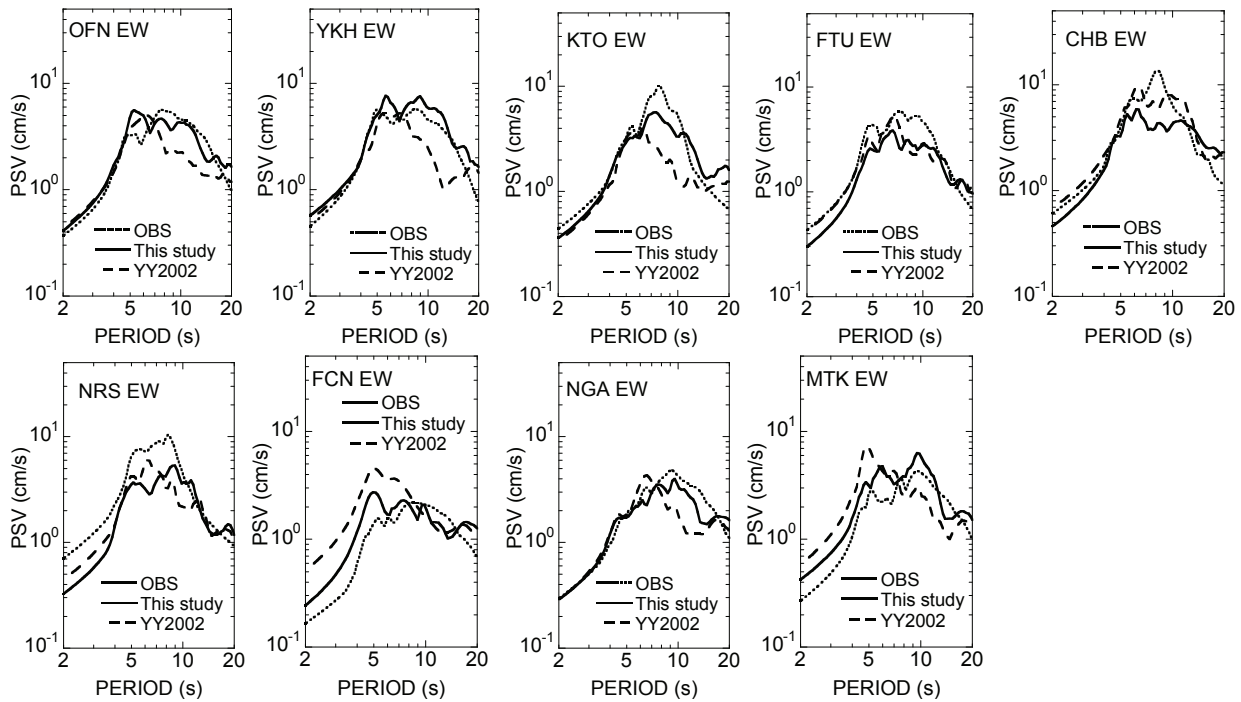


図8：速度応答スペクトルの比較

多くの方々には、微動の位相速度データをご提供頂きました。心より感謝いたします。本研究で実施した微動観測に際しては、東京工業大学大学院総合理工学研究科の大学院生諸君をはじめと多くの方々のご協力を頂きました。1990年伊豆大島近海地震の強震記録は、気象庁により観測されたものおよび日本建築学会のデジタル強震データ集によるものです。記して、感謝いたします。

参考文献

千葉県：平成15年度千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書，地震調査研究推進本部ホームページ，2003。
 地質調査所：コンピュータグラフィックス日本列島の地質CD-ROM，1995。
 江藤公信・元木健太郎・山田伸之・山中浩明・瀬尾和夫：2004年紀伊半島南東沖の地震の関東平野におけるやや長周期地震動と深部地下構造の関係，2005年日本建築学会学術講演梗概集，構造2，273-274，2005。
 Hayakawa, T., T. Furumura, and Y. Yamanaka: Simulation of strong ground motions caused by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planet Space, 57, 191-196, 2005。
 笠松健太郎・山中浩明：中小地震の地震動シミュレーションによる2004年新潟県中越地震震源域の深部地盤構造モデルの構築，物理探査，59，475-484，2006。
 神奈川県：平成14年度神奈川県地下構造調査に関する調査成果報告書，地震調査研究推進本部ホームページ，2002)。
 神野達夫・工藤一嘉：微動アレイ観測による地下構造の推定と地盤の増幅特性，日本建築学会大会学術講演梗

概集，構造2，249-250，1998。
 神野達夫：深部地下構造を考慮した設計入力地震動に関する研究，東京大学博士論文，2001。
 川崎市：平成12年度関東平野の地下構造調査に関する調査成果報告書，地震調査研究推進本部ホームページ，2000。
 小山 信・瀬尾和夫：佐間野隆憲：熊谷地方気象台の地震観測記象に認められる顕著な後続位相，日本建築学会構造系論文報告集，440，221-227，1992。
 駒澤正夫・長谷川功：関東地方の重力基盤に見える断裂構造、地質学論集、31、57-74、1988。
 工藤一嘉：やや長周期地震動と深部地盤構造，第2回地震防災シンポジウム講演概要集，物理探査学会，11-18，2006，2006。
 松岡達郎・梅沢夏実・巻島秀男：地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討，物理探査，49，26-41，1996。
 松岡達郎・白石英孝：関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性—埼玉県南部地域の三次元S波速度構造の推定—，物理探査，55，127-143，2002。
 鈴木宏芳：首都圏における深部地質構造と地震活動，地学雑誌，108，336-339，1999。
 東京都(：平成15年度23区内微動アレイ探査委託(その2)に関する調査成果報告書，地震調査研究推進本部ホームページ，2003。
 田中康久・池上泰史・小林励司・三宅弘恵・瀧澤一樹：首都圏の強震動評価：1923年関東地震の地震動シミュレーション，日本地震学会講演予稿集，266，2005。

田中貞二・吉沢静代・大沢 胖：やや長周期帯域における強震動の特性，東京大学地震研究所彙報，54，629-655, 1979.

Yamanaka, H., K. Seo, and T. Samano : Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 631-644, 1989.

山中浩明・石田 寛：遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析，日本建築学会構造系論文集，468，9-17 ,1995.

山中浩明・山田伸之：微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築，物理探査，55，53-65, 2002.

山中浩明・山田伸之・駒場信彦：レイリー波の位相速度に基づく関東平野の3次元S波速度構造，第111回物理探査学会学術講演論文集，65-66, 2004.

山田伸之・山中浩明：関東平野における地下構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション，地震，56，111-123, 2003.

横浜市：平成12年度関東平野（横浜市区）の地下構造調査に関する調査成果報告書，地震調査研究推進本部ホームページ，2000.