

3.6.3 活断層および周辺地殻の三次元速度・減衰構造モデルの研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

制御震源データを用いた地殻構造、
自然地震データを用いた3次元地殻構造、および重力データを用いた地殻密度構造の研究

(b) 担当者

伊藤 潔（京都大学防災研究所 教授）
大見士朗（京都大学防災研究所 助手）
赤松純平（京都大学防災研究所 助教授）
中村佳重郎（京都大学防災研究所 助手）
駒澤正夫（産業技術総合研究所 主任研究員）
西村敬一（岡山理科大学総合情報学部 教授）

(c) 業務の目的

近畿地方の活断層系について、断層の深部形状の把握と、個々の断層の深部における相互の関連、および活断層とその周辺地域の地殻速度構造モデルの推定を過去の制御震源データを用いて調査・検討する。また、既存の地震観測網データベースを用いて活断層およびその周辺地殻の三次元速度構造モデルを推定する。さらに、既存の重力データベースに新たな重力観測データを加えて近畿圏の活断層を含む構造盆地の三次元基盤構造および三次元地殻構造のモデリングを行う。なお、制御震源データに関する検討の結果については、平成16年度以降に実施予定の構造調査の基礎資料とする。

(d) 5カ年の年次実施計画

平成14年度： 既存の制御震源実験データ・地震観測網データ・重力データの収集・コンパイル、データ解析手法の検討

平成15年度： 近畿圏の活断層およびその周辺地域の地殻速度構造モデル、三次元速度構造モデル、三次元基盤構造モデルに関する解析。データの蓄積（収集・測定）も継続する。

平成16年度： 近畿圏の活断層およびその周辺地域の地殻速度構造モデル、三次元速度構造モデル、三次元基盤構造モデルの推定。

平成17、18年度： 強震動予測のための断層深部構造モデル、地殻・表層の速度構造および基盤構造モデル、さらに深部（フィリピン海プレート上面付近まで）の速度構造モデルの構築を行う。

(e) 平成14年度業務目的

近畿中北部を対象として、既存の制御震源データの収集を行い、屈折法および広角反射法による再解析および地殻内反射波の解析を行う。地震観測網データベースを用いて三次元速度構造トモグラフィーを行うためのデータ取得・コンパイル、計算機プログラム開発、テスト計算による問題点の検討等を行う。既存の重力データをコンパイルし、データセット間の整合性を検討し、さらに、隣接する複数の堆積盆を対象にした広域一元化解析における問題点を、京阪奈地域を例にして、検討する。

(2) 平成14年度の成果

(2-1) 制御震源データを用いた地殻構造

伊藤 潔 (京都大学防災研究所)

ito@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

吉井弘治 (京都大学防災研究所)

yoshii@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

近畿地方は活断層が密集している地域である。その上、中央構造線および有馬高槻構造線のように東西方向に走向を持つ活断層や、上町断層および花折断層のように南北方向の走向を持つ活断層が混在している。さらに、生駒断層系と奈良盆地西縁断層系、花折断層系と琵琶湖西岸断層系のように10km以下の間隔で併走する断層系が存在する。これらの断層系の運動を推定するためには、それらの形状を把握するとともに、広域応力場の中でどのように力が働き、どのような相互作用をしているかを知る必要がある。

当研究では、これらの断層について、断層の深部形状の把握と、個々の断層の深部における相互の関連を過去の人工地震データを用いて調査・検討することである。実際には断層付近の地震活動など、他のデータも考慮しながら、内陸大地震の震源断層としての形状を調査する。なお、これらの検討の結果は、平成16年度以降に実施予定の構造調査の基礎資料となる。また、他の研究題目の結果と総合的に検討することによって、強震動予測の精度向上のための研究に震源断層および地下構造のデータを提供することを目的としている。

実際に活断層の深部の調査を目的として行われた人工地震探査は少なく、速度構造を求めることが主な目的である。その際に速度構造だけでなく、広角反射法を併用することにより、地殻内の反射面を調査することができる。本報告では主に、これらの方法を踏襲し、地震分布など他の情報を付加することによって、地震発生の震源をさぐるための基礎資料を得ることを主な目的としている。

(b) 業務の実施方法

はじめに

過去に実施された比較的大規模の実験結果を集めて、地下構造の検討を行う。過去の実験は長期間にわたって断続的に実施されており、実施時期、実施場所によって、実験の方法、精度、記録の質等が大きく異なっている。また、解析結果は、実施された時期には、それぞれのデータでもっとも適した方法で解析されている。しかし、最近のデータによって解析された結果を基に過去のデータを見直すと、最近の知見を十分反映していないものもある。したがって、最近の研究結果に照らして、過去のデータを統一的な目で見えて再解析する。集めるデータは人工地震のデジタル波形を基本とし、それらの解析結果の速度構造も収集し、古い記録の場合は走時データおよび解析結果を収集して解析する。平成14年度は近畿北部で実施された1989年藤橋 - 上郡測線、および1995年京北 - 北淡測線のデータを集めた。本研究においては、通常の屈折法・広角反射法の解析によって、速度構造および反射面を求めるとともに、次のような点に留意して、震源断層との関連を調査した。

(1) 上部地殻での地震は、P波速度が6km/sの層で発生するといわれているが、地表部分ではP波の速度はこれより遅く、この層では地震が発生しない。この表層部分と活断層、および地震発生層との関連はどのようなになっているか。

(2) 地殻内の地震発生には深さの下限が存在し、その深さは地域によって異なる。地震 - 無地震境界が構造の不均質と関連しているか。

(3) 地殻内には顕著な地震波の反射面が存在する。この反射面に一般的特徴はないか。また、これらの反射面と速度構造および地震発生との関係はあるか。

(4) 断層は中部または下部地殻でディタッチメントを形づくっているという仮説がある。速度構造および地震波の反射面はこの仮説を支持するか。

近畿北部における地下構造探査データ

データを収集して、予備的な解析を実施した段階であるが、いくつかの結果と仮説が得られている。

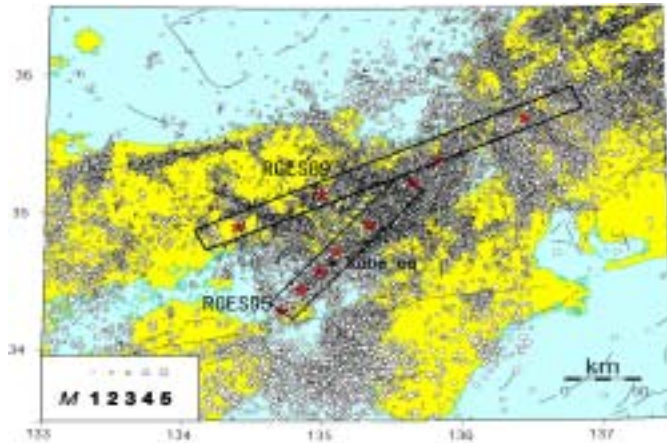
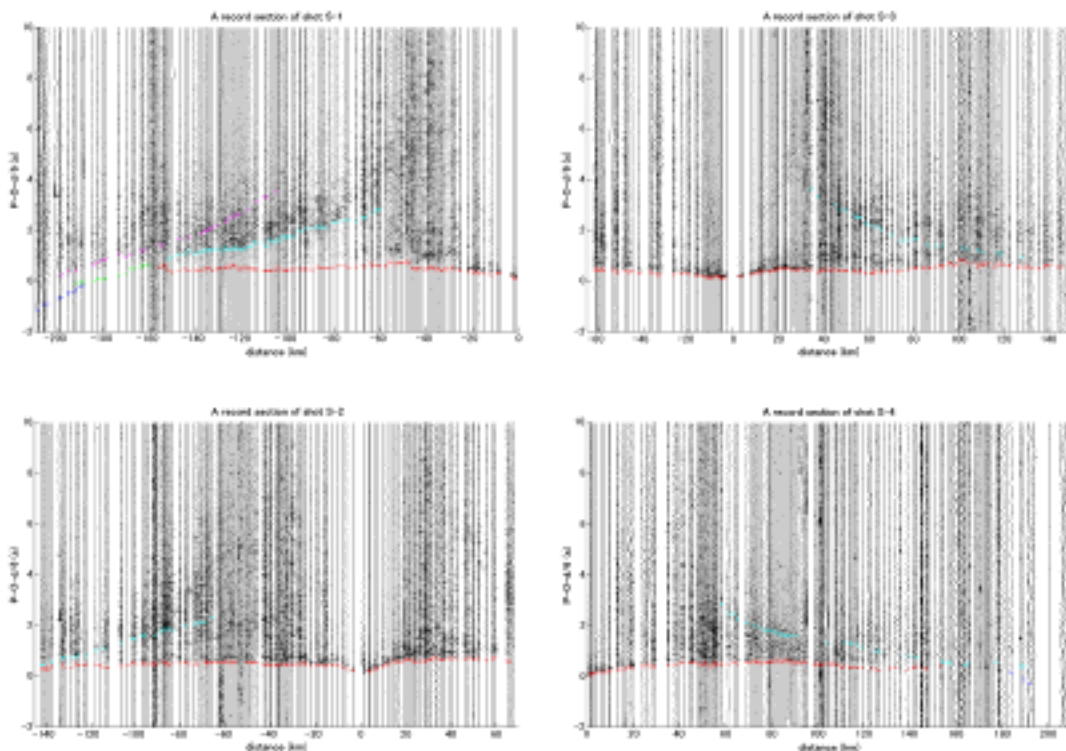


図1. 1989年藤橋-上郡測線および1995年京北-北淡測線と震央分布. 赤い は爆破点を示す.



Record sections and picked data for four shots of the RQES89 Line

図2. 藤橋-上郡測線の記録波形と相の読み取り. 時間軸は6km/sでレデュースしてある

図1に1989年および1995年に実施された近畿北部における人工地震による構造調査の爆破点と測線を示す。1989年の実験は地震予知計画の中で実施された人工地震探査では比較的長い測線で、長さ約220km、観測点間隔は約1kmである。原波形記録はFM変調などのアナログ記録で、東京大学地震研究所においてデジタル化され、公開されているものである。時刻は短波放送による日本標準時(JJY)によって、水晶時計が補正されているので、0.01秒以内の精度が保たれている。計器のダイナミックレンジは40DB程度で低いが、2チャンネルの記録チャンネルを使用し、爆破点からの距離に応じて、注意深くアンプの利得が設定されているので、現在の解析にも十分使用できる。観測点間隔、爆破点の間隔が大きいのが難点だが、それらを考慮しても長距離の記録として使用可能である。なお、観測の詳細は爆破地震動研究グループ(1995)に記載されている。

この1989年の人工地震探査の際に、一部の爆破を利用した別の測線での観測が実施されている(西南日本地殻構造研究グループ, 1991, 1992)。このデータも収集したが、解析するに至ってない。

1995年京北-北淡測線は1995年兵庫県南部地震の震源の調査のために実施された(爆破地震動研究グループ, (1997))。このデータはデジタルレコーで記録されたものが多いが、一部、アナログ記録がデジタル化されて加えられている。観測点密度は1989年の記録に比べて増しており、爆破も6発と多いが、測線が短いのと、神戸から路島にかけては、人工的な雑音が高く、一部の記録は鮮明さをいっている。このデータは今回の解析では補助的に用いた。

解析方法

上記のデータについて走時解析を行い、速度構造を求めた。また、反射波の検出のため、NMO補正を行い、反射面のおよその深さを見積り、それらの構造を初期値として、波線追跡法によって速度構造を求めた。図2には爆破地震動による波形と主な相の読み取り値を示す。図3には測線の北東端

Record Section (RGES89_S1)

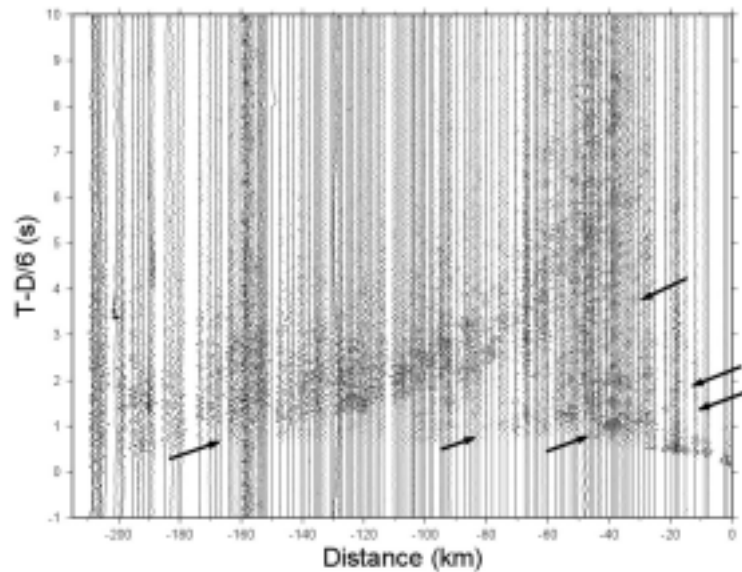


図3, 藤橋 上郡測線のS1の波形, 矢印は反射波を示す。

NMO correction (RGES89_S1)

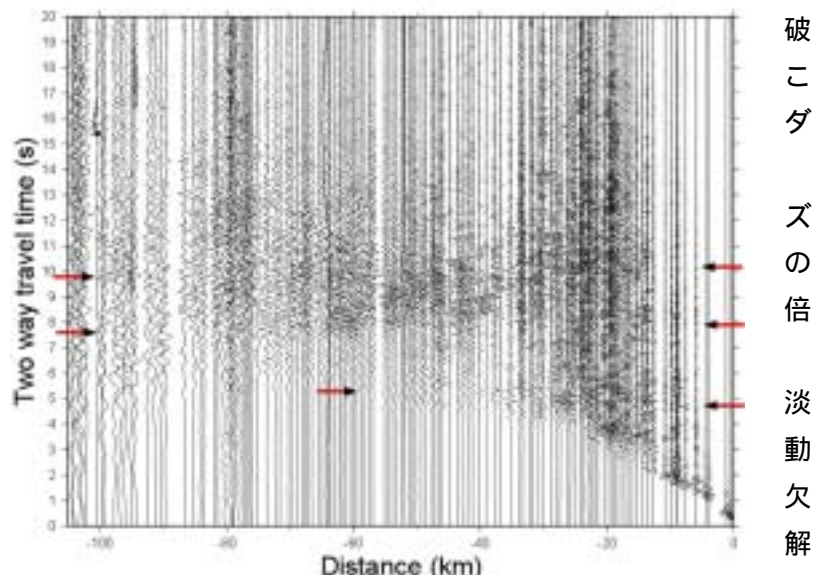


図4 図3のデータのNMO補正記録, 矢印は反射波を示す。

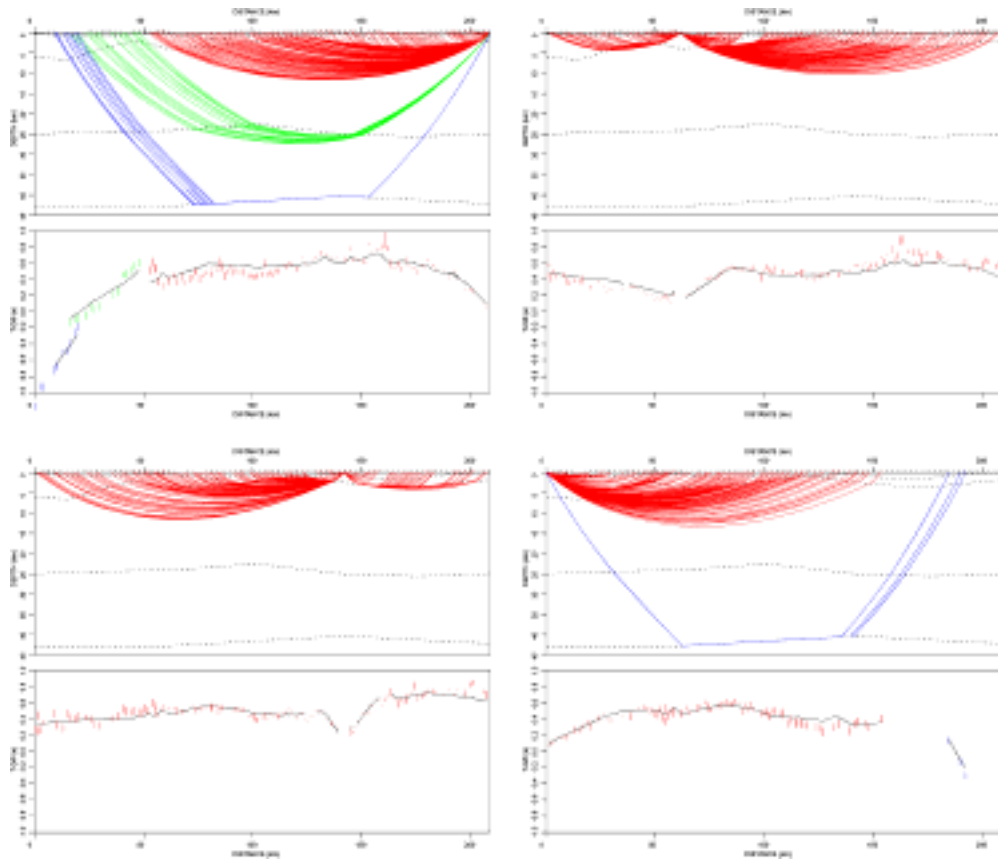


図5．藤橋 上郡測線の各ショットに屈折波の波線と走時

の爆破S 1の波形を示す。図の時間軸は距離を6km/sで割った分の時間を引いて6km/sで伝播する波の走時が強調して見えるようにしてある。図3ではいくつかの反射波が見られるが、特に、長距離にわたって見られる反射波が顕著であることがわかる。図4はこの波形について6km/sの速度を用いてNMO補正を行った波形記録である。縦軸は往復走時を示すが、4-5秒、7-8秒に顕著な反射波が見られ

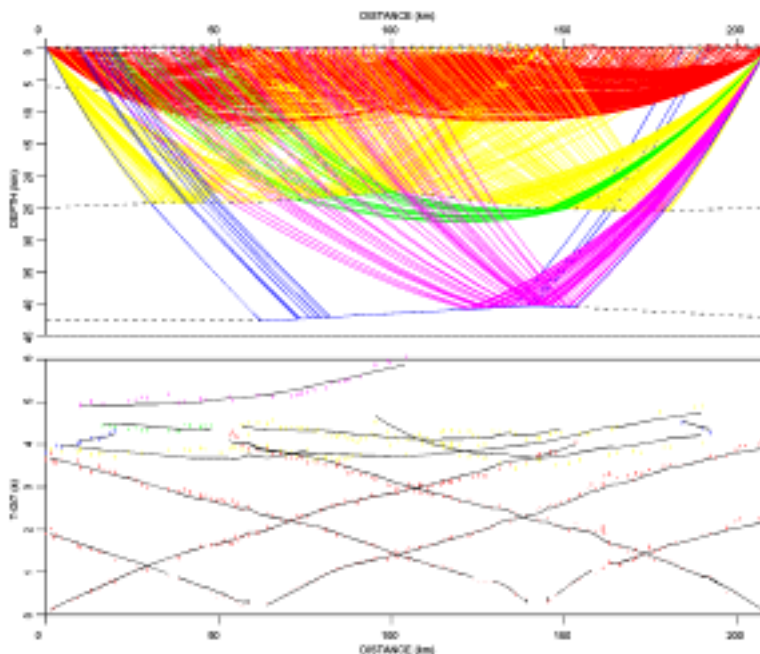


図6．藤橋 上郡測線の屈折・反射の波線と走時

る。また、10秒以上でも波群が見られる。図3の顕著な反射波7-8秒の反射波に対応する。

これらのデータから速度構造を求めるために、タイムターム法で概略的な構造を求めて初期値とし、波線追跡法で速度構造を求めた。波線追跡法にはZelt(1992)によるプログラム、rayinvなどを用いた。図5には屈折波の波線および計算走時と観測走時を示す。波線は主に上部地殻のみに限られ、深い部分は精度よくは求められないことがわかる。しかし、上部の5-8kmまでは、速度がよく拘束される。図6には反射波も含め

た全部の波線と走時を示す。反射を含めると4発の爆破のデータでも地殻の大部分を波線が通過し、少ないながらも得られた屈折波と合わせることによって、速度もある程度求めることができる。この結果、図7に示すような速度構造が得られたが、この図の25km付近の反射面は、可能な速度構造の範囲で3km程度の精度で深さが決まる。このように過去に行われた実験のデータを解析することによって、地殻全体の構造を求めることができる。

(c) 業務の成果

地表活断層と速度構造

図7には求められた速度構造に、京都大学防災研の観測網で決定された地震の震源の深さを重ねて示す。地震は図1に示すような、測線に沿う幅20kmの範囲のものを選んだ。これらの地殻上層部における地震は深さ3-5kmの深さから急に発生数が増加することがわかる(伊藤・他,1995)。すなわち、古くから指摘されているように地震は(P波の速度が)「6km/s層」で発生するというのは、地震発生の下限だけでなく、表層部分について

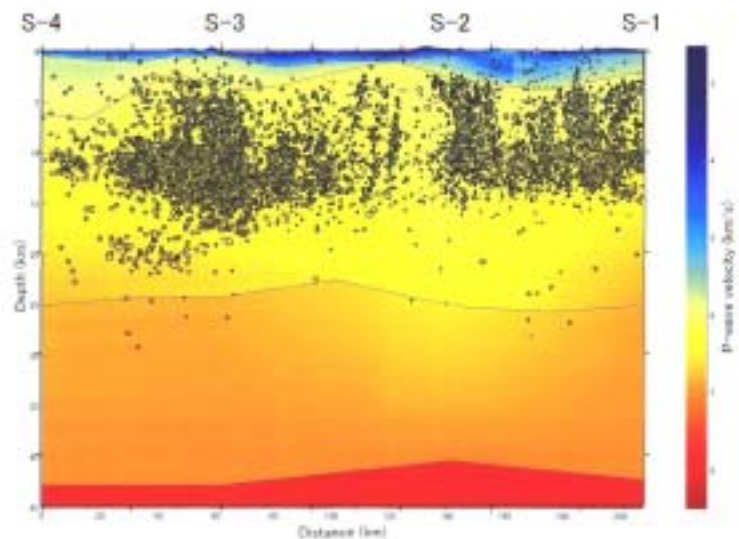


図7. 藤橋 上郡測線の速度構造断面と地震の分布. 地震は図1に示す範囲の震央についてプロットした.

でも成り立っている。このことは地表の活断層と震源断層との関連を調査する上で、重要なことである。地表数kmの部分はその下の地震発生層と一体化して破壊しない可能性があるからである。事実、M7クラスの地震において、非常に浅い部分が破壊したにもかかわらず、地表断層が表れない場合が多数存在する。近年では2000年鳥取県西部地震がその例であり、1995年兵庫県南部地震においては、淡路島では地表地震断層が表れたが、神戸付近では見られなかったようである(伊藤・他,1996)。また、淡路島の野島断層は余震分布から求められる震源断層と明らかに北西側にずれている。したがって、震源断層の調査には、このような表層部分の地震が発生しない層を考慮に入れて実施する必要がある。

地震の下限と構造

地震発生層には図7に見られるように下限がある(たとえば、Ito,1999)。この部分での速度変化はそれほど顕著ではない。すなわち、一般には地震の下限は速度構造の境界ではないと考えられる。しかし、最近の調査では図4に見られる往復走時4-5秒の反射面は、地震発生層の下限付近に対応することがわかってきた。この付近では地震波速度の層的な違いは明かでないが、反射面が存在する可能性が高い。2000年鳥取県西部地震の震源域ではこのような顕著な反射面が余震域の底部に見いだされた(澁谷,2002)。また、跡津川断層付近における人工地震による構造調査でもこのような面が見られる(吉井・他,2001;上野・他,2002)。今後、このような反射面と地震発生との関連の調査は、震源断層が地震発生層からさらにどのようなかたちで下部地殻および上部マントルにつながるのかという問題に対して、重要な手がかりとなるものと思われる。これらの深部断層面は応力蓄積過程に大

きな役割を果たすものと考えられる。さらに、地震発生層下部の反射面は、大地震が地震発生層の下部から破壊を開始する場合が多いこととの関連で、大地震の破壊開始過程の解明に重要だと思われる。

地殻中部の反射面

さらに、深さ 25km 程度の深さの反射面が顕著であるが、このような面は西南日本の内帯などではしばしば検出される。近畿北部においても、図 8 に示すような S 波の反射面が見いだされている（片尾，1993a，1993b）。この面と人工地震で見いだされた P 波の反射面はほぼ同じ場所の同じ深さに存在している。この面が上部地殻の断層面とどのようにつながっているのか。あるいは全く関係なく、地震発生層の下部に位置する流体の存在という仮説に

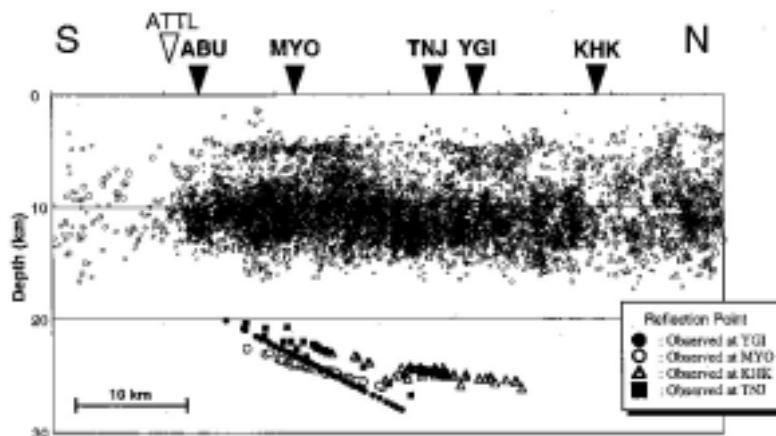


図 8 . 近畿中部北部における S 波の反射面（片尾，1993 による）

連するのかが、どのようにすればこれらが確認できるのかが今後の実験で求められている。図 8 の反射面が南から北に向かって傾いていることから、南部では有馬 - 高槻構造線（図 8 の ATTL）につながっているかもしれないという仮説がある（飯尾，1996）。応力場から考えると無理があるような仮説であるが、25km 程度の反射面と 15km 程度の地震発生層下部の反射面の活断層との関連は今後の課題である。さらに、この反射面を境に速度構造が異なる可能性がある。図 9 に示すように、地殻構造は上部、下部と分かれるのではなく、上、中および下部と分かれる可能性が高い。これは 6km/s の下に 6.4km/s 程度の速度を持つ層が存在することが最近の調査でわかってきたからである。

さらに、2000 年鳥取県西部地震の震源域の直下で、深さ 50km 程度の反射面が検出された（西田・他，2002）。この反射面は図 1 の測線下にも存在するようである（武田，2001）。このような上部マントルの新しく発見された反射面がフィリピン海プレートとどう関係するか。歪みの蓄積過程にどう関連するかも今後の課題である。

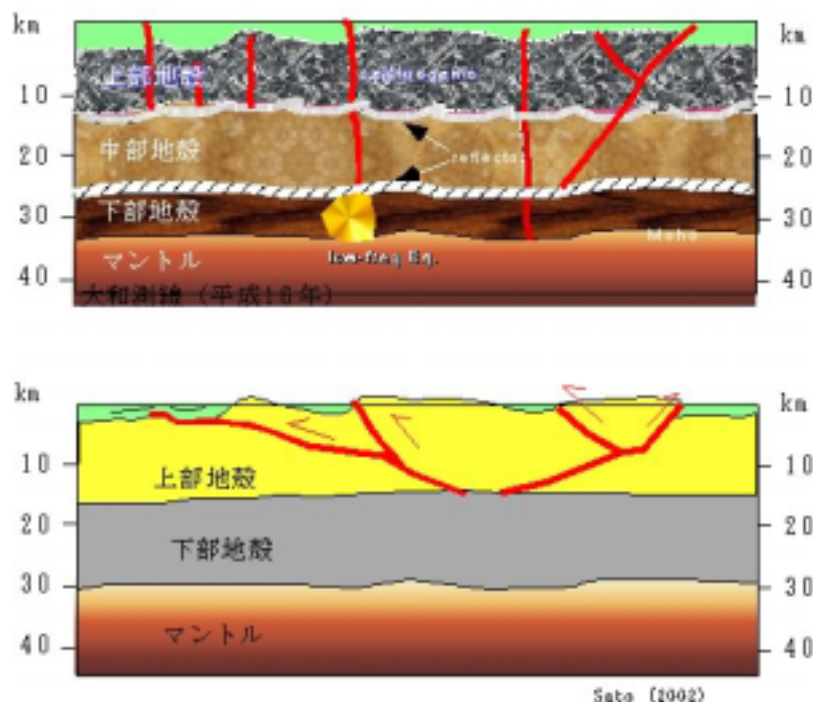


図 9 . 地殻構造の模式図、地殻は上部と下部に分かれるモデルが適用される場合もあるが、近畿北部では上、中、下部から構成されるモデルが考えられる。

(d) 結論

北近畿の既存の人工地震による構造調査のデータの解析によって求めた地下構造を地震活動と比較した結果、次のようなことがわかった。

- 1) 浅部 3-5km までには P 波速度が 6km/s より遅い層が存在し、その層では地震の発生が極端に少ない。この層のために、地震発生層における活断層が地表活断層と直接対応しない可能性がある。
- 2) 地震発生層の下部付近に地震波の反射面がある。
- 3) 深さ 25km 程度の深さに顕著な地震は反射面がある。この面は自然地震で見いだされている S 波の反射面と一致するようである。この面と地震発生層内の活断層との関連は今のところよくわからない。
- 4) さらに深い深さ 50km 程度の深さに反射面が存在する。

(e) 15 年度以降の課題

今後の課題は多いが、近畿北部については次のようなことを調べる。

- 1) 上記のような結果が、他の測線でも得られるか。
- 2) 上記 2) の反射面と地震の下限の詳細な関連を調べる。特に 1995 年兵庫県南部地震の余震域との関連について調べる。
- 3) 上記 3) の反射面がどのような傾き、広がりを持つか、自然地震についても調べる。
- 4) 上記 2) の反射面の上下で速度の変化があるか、長距離測線のデータおよび自然地震の走時を用いて調べる。

さらに、近畿南部については、北部と異なるので、フィリピン海プレートの沈み込みの構造および地殻内反射面の構造を調べ、上記の反射面との関連を調査する。

(e) 引用文献

- 1) 爆破地震動研究グループ：中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査（藤橋一上郡測線），地震研究所彙報，70，9-31，1995．
- 2) 爆破地震動研究グループ：1995 年兵庫県南部地震震源域及びその周辺地域における屈折法地震探査（京北一西淡測線），地震研究所彙報，72，69-117，1997．
- 3) 飯尾能久：兵庫県南部地震の発生過程 - 断層の固着とディタッチメントのすべり - ，地震 2，49，103-112，1996．
- 4) 伊藤 潔，松村一男，和田博夫，平野憲雄，中尾節郎，渋谷拓郎，西上欽也，片尾 浩，竹内文朗，渡辺邦彦，渡辺 晃，根岸弘明：西南日本内帯における地殻内地震発生層，京大防災研年報，38 B-2，209-219，1995．
- 5) 伊藤 潔，梅田康弘，渡辺邦彦，尾上謙介，馬場久紀，小泉 誠，松尾成光，平原和朗，根岸弘明，山崎 朗，中村 衛，Glenda Besana，藤原善明，平松良浩，堀川晴央，中村泰之，嶋田庸嗣，平田正哉，大東明子，中野健秀：1995 年兵庫県南部地震直後の臨時余震観測，京大防災研年報，39B- 1，183-190，1996．
- 6) Ito, K.: Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes, Tectonophysics., 306, 423-433, 1999.
- 7) 片尾 浩：微小地震活動域で見られる顕著な後続波について，地震学会講演予稿集，No.2，8，1993．
- 8) 片尾 浩：近畿地方の微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面，地震予知連絡会会報，50，512-515，1993．
- 9) 西田良平，平田 直，伊藤 潔，梅田康弘，井川 猛，大西正純：鳥取県西部地域の地下構造調査（そ

- の1), 地震学会講演予稿集, 2002年度秋期大会, P062, 2002.
- 10) 西南日本地殻構造研究グループ(伊藤 潔, 松村一男, 飯尾能久, 梅田康弘, 大倉敬宏, 小笠原宏, 金尾政紀, 渋谷拓郎, 竹内文朗, 田崎幸司, 西上欽也, 渡辺邦彦: 近畿地方北部における人工地震探査, 京大防災研年報, 34 B-1, 267-281, 1991.
- 11) 西南日本地殻構造研究グループ(伊藤 潔, 松村一男, 飯尾能久, 梅田康弘, 大倉敬宏, 小笠原宏, 金尾政紀, 渋谷拓郎, 竹内文朗, 田崎幸司, 西上欽也, 渡辺邦彦: 近畿地方北部における人工地震探査(続), 京大防災研年報, 35 B-1, 347-358, 1992.
- 12) 渋谷拓郎: 震源断層の不均質構造と破壊過程の関係, - 2000年鳥取県西部地震の場合 -, 地震学会講演予稿集, 2002年度秋期大会, A61, 2002.
- 13) 武田哲也: 新しい散乱重合法に基づく深部地殻構造マッピング, - 広角反射法データへの適用 -, 東京大学大学院理学研究科, 学位論文, 2001.
- 14) 上野友岳, 伊藤 潔, 和田博夫, 吉井弘治, 松村一男: 跡津川断層系における人工地震による地殻構造調査(続), 京都大学防災研究所年報, 45B, 577-590, 2002.
- 15) 吉井弘治, 伊藤 潔, 松村一男, 和田博夫, 角野由夫, 藤澤洋輔: 跡津川断層系における人工地震による地殻構造調査, 京都大学防災研究所年報, 44B-1, 237-250, 2001.
- 16) Zelt, C.A. and R.B. Smith: Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophys. J. int., 108, 16-34, 1992.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

2) 口頭発表, その他

発表者	題名	発表先, 主催, 発表場所	発表年月日
ITO, K., T. UENO, K. YOSHII and H. WADA	CRUSTAL STRUCTURE AND SEISMOGENIC LAYER IN SOUTHWEST JAPAN	10th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins, Taupo, New Zealand	January 2003

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) 自然地震データを用いた3次元地殻構造

大見士朗（京都大学防災研究所）

ohmi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

本項目では、自然地震・制御震源を用いた内陸活断層の深部モデルと地殻内三次元構造モデルの構築に関する研究を行なう。ここでは、その中のサブテーマとして、自然地震データを用いたトモグラフィ等の手法により、内陸活断層や周辺地殻の三次元速度構造モデルの推定を行なうことを目的とする。

(b) 業務の実施方法

はじめに

活断層やその周辺地域の精密な三次元地震波伝播速度構造を求めることは、強震動のシミュレーションにとって必要であるだけでなく、地震の発生環境としての活断層のテクトニクスを理解するためにも重要である。本研究では、自然地震を用いたトモグラフィ手法により、近畿地方のいくつかの活断層（図1参照）の深部構造を求めるほか、周辺の地殻内三次元地震波速度構造を求め、強震動のシミュレーションに資するためのデータを作成する。得られる結果は、地震活動そのほかのデータとの比較により、当地域の地震発生環境の理解にも資することが期待される。

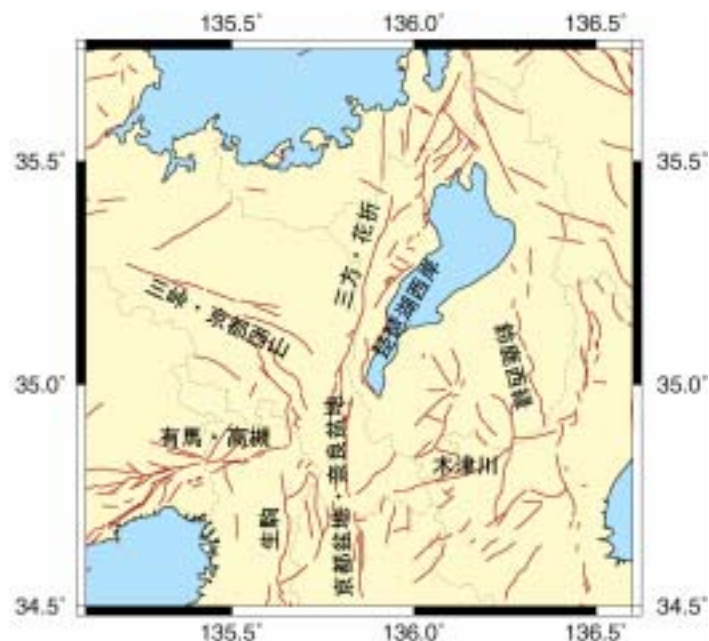


図1 近畿地方の活断層の分布．茶色の実線が活断層を示す

これまでの研究

近畿地方においては、これまでもいくつかの研究により、三次元地震波速度構造の研究が行なわれてきた。Zhao and Negishi (1998)は、兵庫県南部地震の合同余震観測 (Hirata et al, 1996) の観測データを用いて、兵庫県南部地震の震源断層である野島断層から有馬高槻構造線にかけての地域の地震波速度

構造を求めた。これによると、兵庫県南部地震の震源付近は、P 波、S 波とも顕著な低速度異常を示し、ポアソン比が高い領域であることが判明した。これは、この領域に流体が満たされた岩石が分布しているためと解釈され、これらの流体が破壊開始に寄与したのではないかと考えられた。また、Zhao et al. (2000)により、日本全域の三次元地震波速度構造モデルが求められ、これと内陸の大きな地殻内地震の発生場所の関連が調べられた。それによれば、1885 年から 1999 年までの 115 年間に発生した M5.7 から M8.0 までの内陸の地殻内地震は、ほぼ普遍的に地震波速度の低速度領域の周縁部で発生していることが明らかになり、兵庫県南部地震もその例であることが指摘された。これらの低速度異常域は、沈み込む海洋性プレートの脱水反応によって生じる流体によるものと考えられ、これにより地殻の強度低下が起こり、大きな地震が発生すると考えられている。

解析方法

本研究では、今年度は計画の初年度であることから、解析システムを構築・整備し、試験的な解析を行なった。解析プログラムとしては、Thurber(1983)による、simul3 プログラムを P 波速度、S 波速度の双方を同時インバージョンするように改造したもの、Lees & Crosson (1989)によるブロックインバージョンのコード、さらに Zhao et al.(1992)によるインバージョンのコードなどを比較のために用意した。ここでは、テストランとして、比較的ローカルな構造の解析に相当と考えられる Thurber(1983)の simul3 の改造版を用い、気象庁一元化震源データとその検測ファイルを入力データとして計算を行なった。

データ

解析領域として、図 2 に示す近畿地方の中心部を対象とし、水平方向および深さ方向に 5km のグリッドメッシュを設定した。データは、気象庁の一元化震源カタログを用い、対象地域に展開されている大学、気象庁、Hi-net の観測点のうち、約 30 観測点のデータを使用した。1998 年 1 月から 2001 年 8 月までの地震から、10 点以上の観測点において P 波、S 波ともに検測されている地震を、約 2000 個選り出した。検測データ数は、P 波のそれが約 33,000 個、S 波のそれが約 30,000 個である。図 2 には、使用した地震と観測点の分布を示している。また、地震波速度構造の初期モデルとしては、京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの阿武山観測所の震源決定業務で使用されている一次元 P 波速度構造モデル(図 3)を使用した。S 波速度構造モデルの初期値は $V_p/V_s=1.73$ を仮定した。

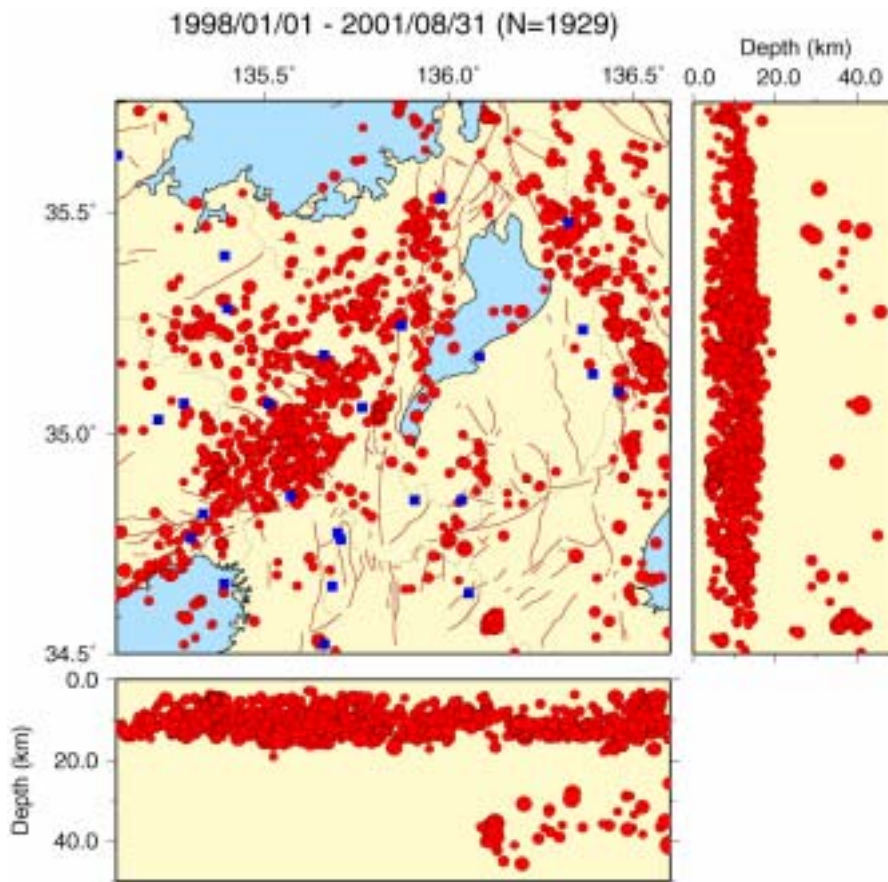


図2：解析に使用した地震（赤丸）および観測点（青四角）．
地震総数は約2000個，観測点は約30点である．

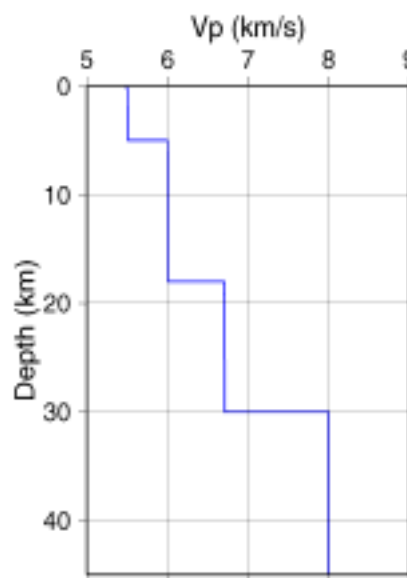


図3：地震波速度構造の初期モデル．京都大学の阿武山観測所での震源決定に使われているP波速度構造モデルを使用した．

(c) 業務の成果

解析結果と考察

得られた試験解析の結果を図4に示す。これらは、0 km、5 km、10 kmの深さのP波速度構造の計算結果を、速度の初期値からの揺らぎ(%)で示したものである。なお、使用した地震の深さ分布(図2参照)が深さ15km程度までに限られるため、これより深い部分の解像度は低い。この結果によれば、京都府中西部の三峠・京都西山断層方面に低速度領域、琵琶湖方面に高速度領域があらわれるような概略の傾向はこれまでの研究とも、一見調和的である。しかしながら、最上層では観測点近傍に強い速度異常が現れており、その影響が下層にも及んでいることがうかがわれる。

観測点近傍の速度異常の評価は、トモグラフィ解析においては課題のひとつである。解析結果における表層付近の層に現れる観測点近傍の速度異常は、実際の観測点近傍の堆積層等による走時異常のほか、表層付近では波線が観測点近傍に集中することなどによりあらわれる。今回の試験解析では、これらの速度異常を取り除くためのデータの前処理等は行なっておらず、この傾向が強くあらわれている。

これらの速度異常を取り除くための便法として、各観測点での観測点補正値を求めて走時を補正する方法がある。これは、初期速度構造モデルを使用して地震の初期震源分布を求め、その際に計算される各観測点での走時残差を、各観測点の観測点補正値とするものである。しかしながら、各地震の走時残差には、観測点近傍だけでなく、震源から観測点までの波線に沿うすべての構造の情報が含まれている。それにもかかわらず、この方法では一律に走時補正を施すことで、観測点近傍と全波線経路の影響を分離することなく補正することになり、構造の評価に影響を及ぼすことも考えられる。

そのため、特に浅部の構造を精密に求めるためには、観測点近傍の構造を正確に評価する手法を使用することが必要である。ひとつの手段として、Petukhin et al. (2002)のように、浅部の速度構造をレシーバ関数解析などにより独立に求める方法が考えられる。これによって求められた速度構造から、観測点直下の構造に起因する走時異常を評価することで、トモグラフィ解析の精度を向上させることが期待できるものと考えられる。

(d) 結論

平成14年度は計画の初年度であるため、自然地震データを用いたトモグラフィ等の手法により、内陸活断層や周辺地殻の三次元速度構造モデルの推定を行なうための、解析用システムの構築・整備を行った。また、気象庁一元化データに基づく自然地震の走時データを使用した試験的な解析を行なった。その結果によれば、使用データに特段の走時補正等の前処理を行なわない場合、観測点の近傍に大きな速度異常があらわれ、これの評価を正確に行なうことが解析全体の精度の向上に必要であることが確認できた。

(e) 15年度の課題

平成15年度は、このための手法のひとつとして、レシーバ関数を用いた解析等により浅部の構造をトモグラフィ解析とは独立して評価し、その結果をトモグラフィ解析に取り込むことで結果の精度の向上を図ることを検討する。

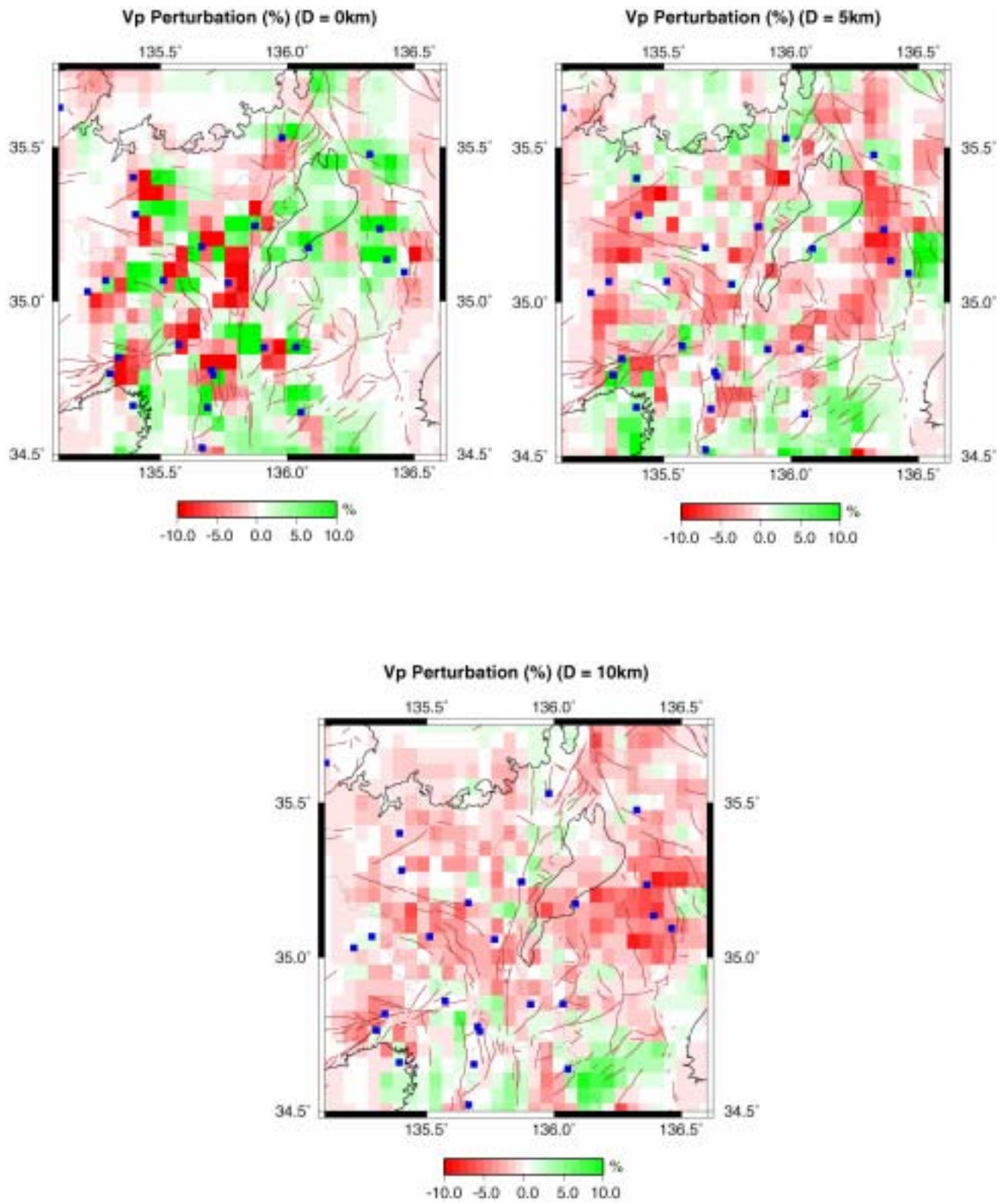


図 4：試験解析の結果．深さ 0 km（左上），5 km（右上），10 km（下）の P 波速度構造の結果を，初期値からの揺らぎ（%）で示す．

(e) 引用文献

- 1) Hirata, N., S. Ohmi, S. Sakai, K. Katsumata, S. Matsumoto, T. Takanami, A. Yamamoto, T. Iidaka, T. Urabe, M. Sekine, T. Ooida, F. Yamazaki, H. Katao, Y. Umeda, M. Nakamura, N. Seto, T. Matsushima, H. Shimizu, and Japanese University Group of the Urgent Joint Observation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake.: Urgent joint observation of aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake., *J. Phys. Earth*, 44, 317-328, 1996.
- 2) Lees, J.M. and R.S. Crosson: Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, *J. Geophys. Res.*, 94, 5716-5728, 1989.
- 3) Petukhin, A., K. Irikura and S. Ohmi: Estimation of structure of the shallow low-velocity layer by high-frequency (1 - 5 Hz) receiver function inversion, Abstracts, 2002 Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting, S042-P019, 2002.
- 4) Thurber, C.: Earthquake location and three-dimensional crustal structure in the Coyote lake area, central California, *J. Geophys. Res.* 88, 8226-8236, 1983.
- 5) Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi: Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 19909-19928, 1992.
- 6) Zhao, D. and H. Negishi: The 1995 Kobe earthquake: Seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation, *J. Geophys. Res.*, 103, 9967-9986, 1998.
- 7) Zhao, D. F. Ohchi, A. Hasegawa and A. Yamamoto: Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan, *J. Geophys. Res.*, 105, 13579-13594, 2000.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1)論文発表

なし

2)口頭発表、その他

なし

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

(2-3) 重力データを用いた地殻密度構造

赤松純平(京都大学防災研究所)

akamatsu@drs.dpri.kyoto-u.ac.jp

中村佳重郎(京都大学防災研究所)

nakamura@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

駒澤正夫(産業技術総合研究所)

komazawa-m@aist.go.jp

西村敬一(岡山理科大学総合情報学部)

nisimura@big.ous.ac.jp

(a)業務の要約

本業務の目的は、重力解析により近畿圏の構造盆地の3D基盤構造および3D地殻構造のモデリングを行うことである。近畿圏の大都市は構造盆地に立地しており、大阪平野や京都盆地などでは、近年地震防災を目的にそれぞれの自治体により地下構造調査が進められている。しかしながら、地形や地質構造からみた盆地の境界は行政区域と一致しないこともあり、盆地の繋がり方や接合位置付近の基盤構造が地震波動に及ぼす影響などはこれまであまり考慮されていない。本業務の初年度として、河内盆地(東大阪盆地)、京都盆地、奈良盆地の境界付近の重力基盤と断層構造との関係を調べた。その結果、河内盆地北東部の盆地境界である有馬 - 高槻構造線断層系と生駒 - 交野断層系とが、京都盆地南部の基盤構造を大きく支配していること、京都盆地と奈良盆地の盆地境界は地形と基盤形状とで異なることが明らかになった。

(b)業務の実施方法

はじめに

近畿圏の構造盆地は、丹波帯や領家帯などの古生代～中生代の基盤岩に新生代鮮新世以降の大阪層群が厚く堆積している。地震波動はこれらの地質境界での反射屈折のみならず二次波を生成するなど複雑な挙動をする。このため、構造盆地の3D基盤構造のモデリングは震動予測における重要な研究課題となっている。近畿圏における構造盆地の堆積層と基盤岩の密度差は 0.5g/cm^3 程度と大きいことが予想されるので、重力異常により3D基盤構造の議論が可能である。一方、深い地殻構造のモデリングにおいては、密度変化の大きい上部構造が精度良く求まっている必要がある。深い構造による重力異常は空間的に長波長であることを想定するが、近畿圏の構造盆地は数10km以上の広がりを持っており、重力解析の適用限界を検討しつつ解析を進める必要がある。

兵庫県南部地震以降、阪神地域のみならず京都、奈良盆地においても基盤構造や断層構造調査のための細密重力測定が各機関により精力的になされ公開されてきている。本業務の目的は、これらの重力データを用い、また必要な場合は補充の重力測定を実施して、近畿圏の構造盆地全体を対象とする一元化3D基盤構造および地殻密度構造のモデル化を行うことである。本報告では、初年度にあたり京阪奈地域の基盤構造について述べる。

これまでの研究

重力解析による近畿圏構造盆地の最近の主な調査研究として次のものが挙げられる。駒澤・他(1996)は、兵庫県南部地震の震源域周辺における深部地下構造を広域的に把握することを目的に、大阪湾およ

び播磨灘東部海域を対象に海底重力測定を行い、定量解析により大阪平野西部から淡路島、播磨灘東部地域の 2D および 3D 基盤構造を求めた。防災研究協会(1997)は、生駒市の総合防災対策に関わる活断層の調査研究の一環として、生駒市域および周辺地域の細密重力測定を実施して重力基盤構造を求め、生駒断層や市域の断層群との関係を議論した。京都市(2002)は、地震関係基礎調査交付金による京都盆地の地下構造に関する調査として重力探査を行い基盤の 3D 構造を推定した。Akamatsu et al.(1996)、駒澤・赤松(2003)は、京都盆地の基盤構造を脈動の震動特性と重力異常とから議論している。これらの調査研究は個々の盆地を対象にしたものであり、隣接する盆地をまたがった広域の調査研究が必要とされる。

解析に使用した重力データ

解析には、産業技術総合研究所がコンパイルしている重力データ(地質調査所, 2000)に加え、(1)奈良県生駒市域とその周辺地域および(2)京都盆地内と周辺地域の細密測定データを用いた。(1)のデータは、自治体発行都市計画図の独立標高点から選んだ 460 点であり、測定間隔は 250~400m である(防災研究協会, 1998)。また、(2)は、伊藤(2002)と京都市(2002)による盆地内データ 984 点、および 2002 年に新たに測定した 183 点のデータ(駒澤・赤松, 2003)とを含んでいる。この測定での位置測量は、デファレンシャル GPS により標高も含めて数 10cm の精度で求められている。

解析と結果

重力解析においては対象地域の密度分布を仮定する必要がある。ここでは京都盆地と生駒周辺地域とを個別に解析し、得られた構造モデルを重合することにより広域の特徴を議論する。それぞれの地域の 3D 構造を、駒澤(1998)の方法により 2 層モデル(基盤 + 堆積層)でモデル化する。地形補正は、測点近傍は国土地理院の 50m メッシュ、遠方は 250m メッシュのデータを用いて 60km の範囲で行った。地形補正とブーゲー補正の密度を 2.3g/cm^3 としてブーゲー異常図を作成した。

近畿地方のブーゲー異常は、地殻~沈み込み帯の深い構造を反映して、紀伊半島から琵琶湖にかけて北に負の強い広域異常を示す。この広域異常の長波長成分を上方接続フィルターにより除去し、フィルターされたブーゲー異常(上方接続残差)から、直下の基盤深度を反復修正する最小二乗逐次近似により重力基盤モデルを作成する。フィルターは、約 2km 以浅の構造を対象とするよう、上方接続高度を 5km とした(Komazawa, 1995)。また、地表付近の微細構造や測定時の擾乱など短波長成分を除去するために、接続高度 50m の上方接続フィルターを併用した。なお、メッシュデータのグリッド間隔は 250m である。

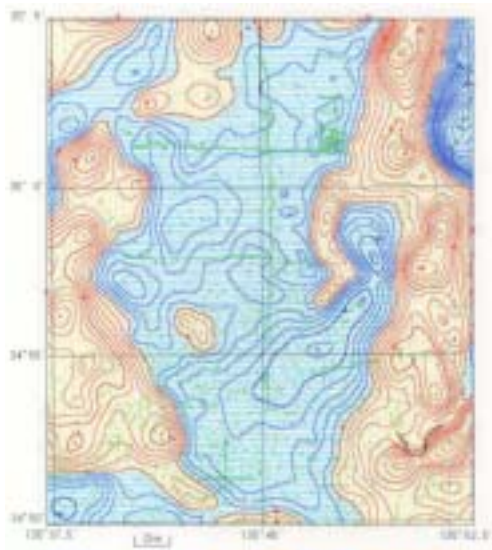


図1 京都盆地の上方接続残差重力異常。
 接続高度は50mと5km。
 コンター間隔は1mGal。

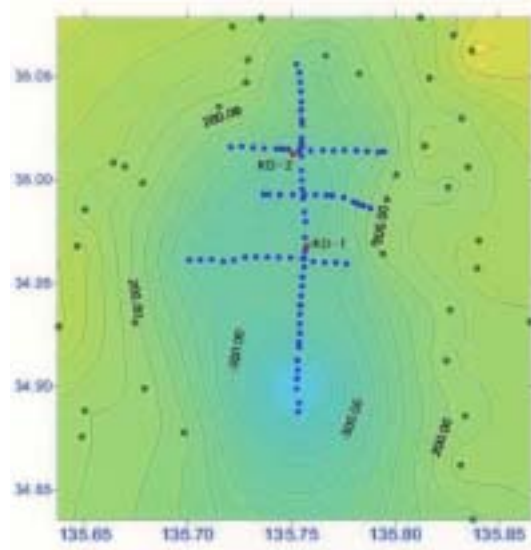


図2 コントロール点分布。
 黒：基盤路頭、赤：ボーリング着岩点、
 青：反射基盤。

図1にこのようにして得られた京都盆地の残差ブーゲー異常図を示す。盆地南部の巨椋池を中心とする地域に-6mGalに達する大きな負異常があり、この負異常は東北方向の山科盆地に伸びている。また盆地北西部にも-4mGalのやや大きな負異常が広がっている。構造計算には基盤深度の拘束条件と層の密度差とを与える必要がある。拘束条件は、盆地周辺の基盤路頭の標高と盆地内の2本のボーリングの着岩深度(京都市, 2002)を用いた場合と、これらに地震探査による反射深度(京都市, 2002)の情報を加えた場合とがある。図2にこれらの位置を示す。密度差として 0.5g/cm^3 と 0.35g/cm^3 とを用いたが、 0.35g/cm^3 の方が反射断面との整合性がよい。図3に解析結果の例を示す。

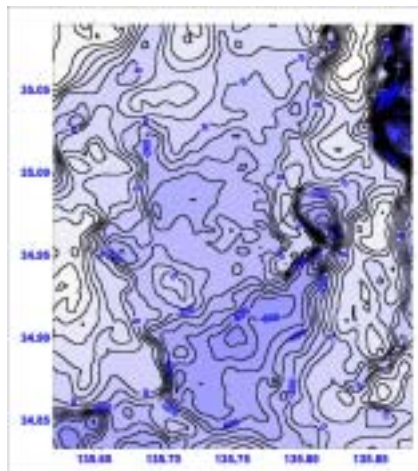


図3 京都盆地の重力基盤。
 コンター間隔は100m。

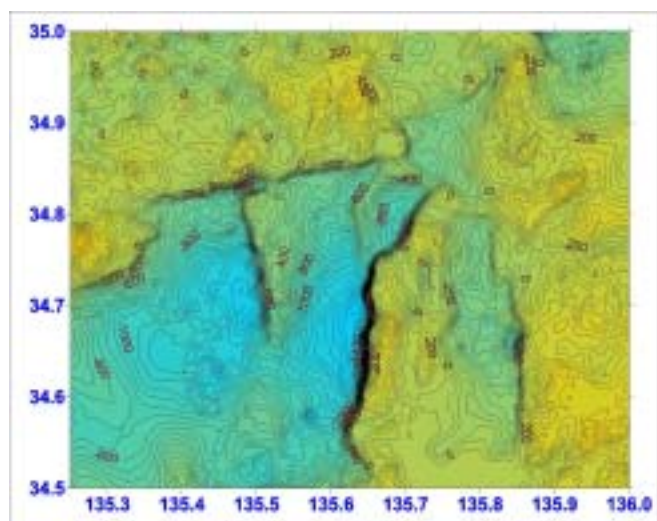


図4 生駒周辺地域の重力基盤。
 コンター間隔は100m。

生駒周辺地域の解析では拘束条件として基盤路頭と大阪平野および奈良盆地の深層ボーリング着岩深度(市原ほか, 1991)を用いた。解析例を図4に示す(密度差は $0.5\text{g}/\text{cm}^3$)。

このようにして求めた重力基盤は対象地域が異なっている。東大阪盆地から京都盆地、京都盆地から奈良盆地への繋がり方を見るために、市販のソフト(Surfer)を用いて上記基盤データを1枚の図に重ねて描いた結果を図5に示す。データの重なっている領域では基盤深度は平均化されており、データの無い部分はデータのある部分から外挿されていることに注意する必要がある。比較のために、同じ領域の地形と活断層の位置(岡田・東郷, 2000)を図6に示した。

(c)業務の成果

解析結果と考察

図5に示した京阪奈地域の重力基盤から次の事項が指摘できるが、ここでは上町断層系の西側を大阪湾盆地、東側の生駒断層を東縁とする部分を東大阪盆地(河内盆地)と記す。

- (1) 京都盆地は、中北部の比較的浅い部分と南部の深い凹地(巨椋池干拓地周辺)とから成る。この凹地の北壁に沿って、最近宇治川断層が見つかった(京都市, 2002)。この凹地は北東方向に伸びて山科盆地に繋がる。山科盆地は幅は狭いが京都盆地中北部よりも基盤は深い。
- (2) 東大阪盆地、京都盆地、奈良盆地とも基盤岩は東側境界で急峻に落ち込み、西～北西になだらかに隆起する。これは東西圧縮と整合する。ただし、京都盆地は南北で構造が異なっているため、この傾向はあまり明瞭ではない。
- (3) 生駒断層系は、枚方撓曲と交野断層に分岐するが、これに挟まれる地域の基盤岩は凹地を形成している。この凹地の基盤も東側の交野断層に沿って急峻に落ち込み、北西方向になだらかに上昇する。
- (4) 上町断層系の北端部分東側、すなわち東大阪盆地の北西部分では、有馬 - 高槻構造線に沿って基盤岩が地溝帯を形成している。
- (5) 枚方撓曲の北端部分東側部分では、(4)と類似して、有馬 - 高槻構造線に沿って基盤岩が地溝帯を形成している。
- (6) 有馬 - 高槻構造線に沿う基盤岩の落ち込みは、男山の南壁を形成して東に伸び、京都盆地に達する。京都盆地では北にシフトして盆地南部凹地の北壁に繋がるように見える。

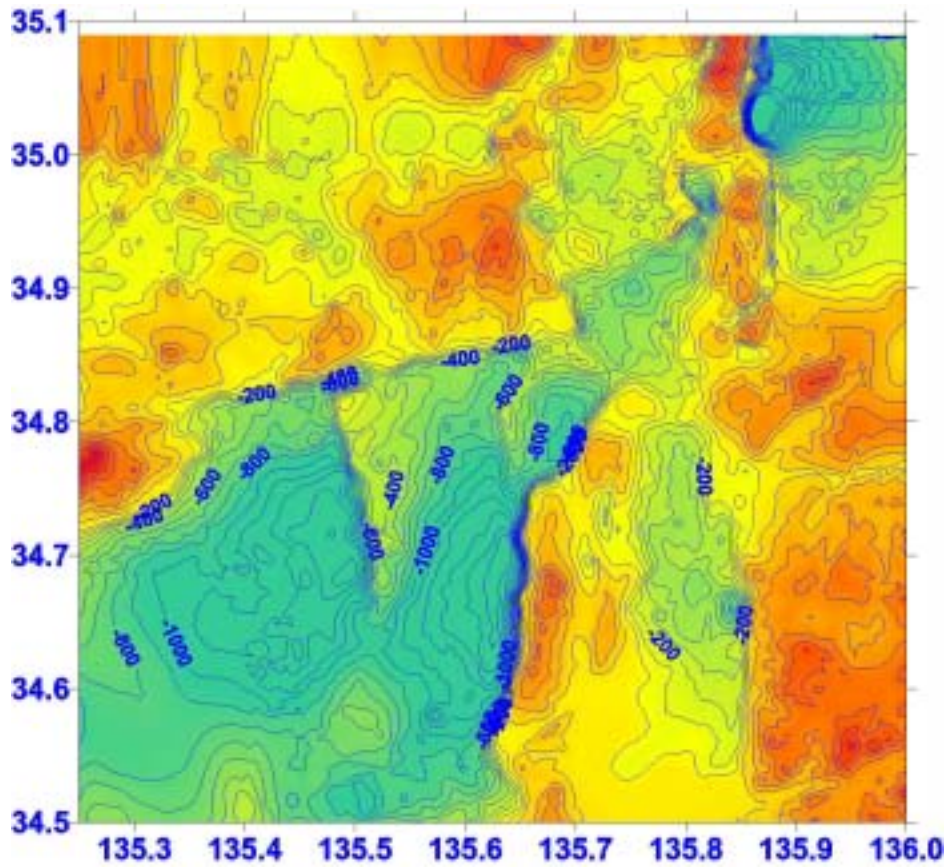


図5 京阪奈地域の重力基盤 .

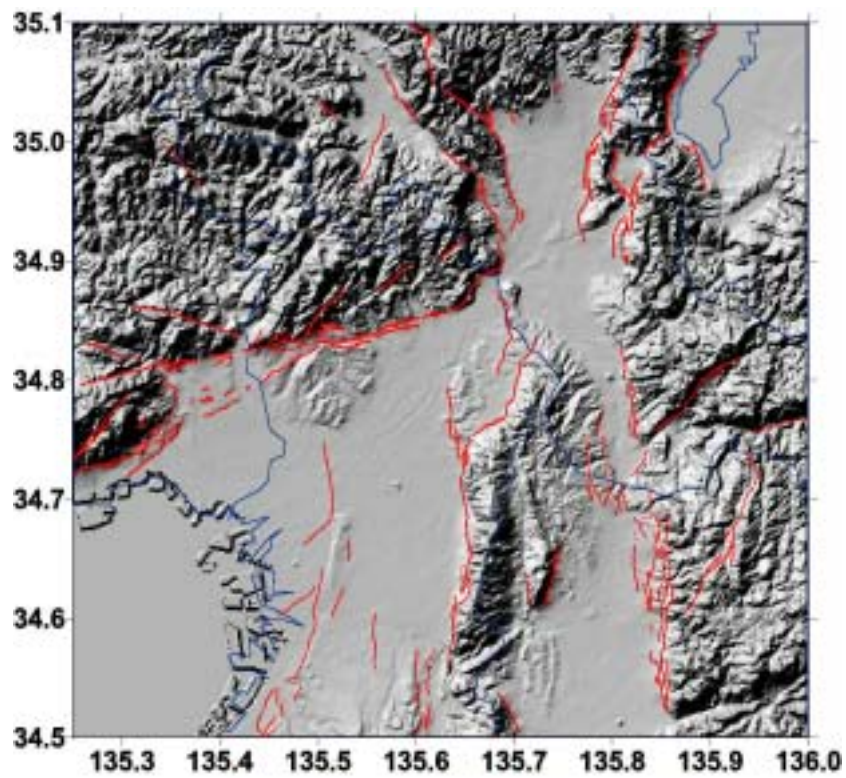


図6 京阪奈地域の地形 . 赤線 : 活断層、青線 : 府県境 .

活断層は、岡田・東郷(2000)の、确实度 と 、および物理探査によるもの .

(7) 交野断層に沿う基盤岩の落ち込みは北東方向に伸びて、京都盆地南部の凹地南壁に繋がる。

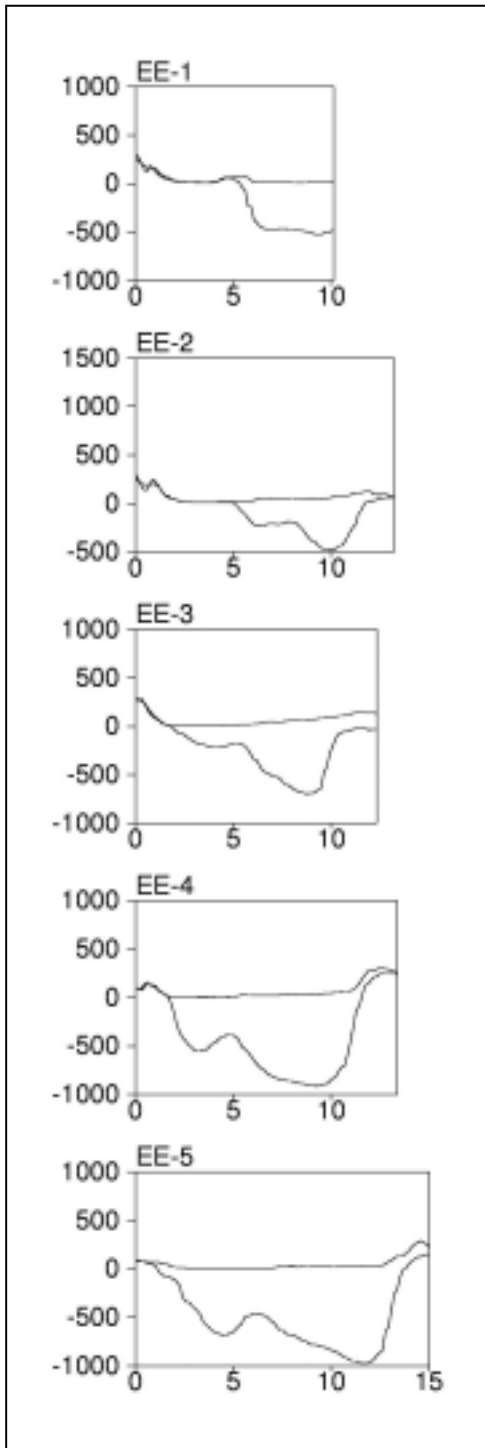


図7 重力基盤と地形の断面．測線は図8．
横軸は測線北西端からの距離(km)．
縦軸は標高(m)．EE-1 測線の5km 付近に
男山があり、淀川は男山の北西側、すな
わち基盤の浅い部分を大阪盆地に流下す
る．EE-3、-4、-5 測線の5 km 付近の基盤
隆起は、枚方撓曲の下に対応する．

次に、基盤形状(図5)と地形(図6)との大きな食い
違いを指摘する。

- (1) 有馬 - 高槻構造線の断層は、天王山の南山麓を通る
(岡田・東郷, 2000)とされる。淀川も、天王山と男
山の間を流れて京都から大阪に流れる。しかし、基
盤構造では、東大阪盆地の北壁の延長は男山の南側
を流れて京都盆地に入る。このため、東大阪盆地の
基盤と京都盆地の基盤とは、男山南麓壁と交野断層
との間で繋がる。地形的には洞ヶ峠と称されている
テラスの下である。
- (2) 京都盆地と奈良盆地の境は地形的には京奈 丘陵
である(北緯 34.7 度付近)。しかし、基盤の 境界は
それより北の 34.8 度付近である。基盤が隆起して
いる位置の木津川流域には飯岡という小丘が形成
されている。木津川は、基盤の尾根を越えて奈良盆
地から京都盆地に北流し、宇治川、桂川を合わせて、
基盤の凹地である男山の南ではなく、基盤の高い天
王山 - 男山間を大阪盆地に流下する。
- (3) 枚方撓曲と交野断層に区切られる地域の標高は高
い(交野丘陵)が、基盤は深い。

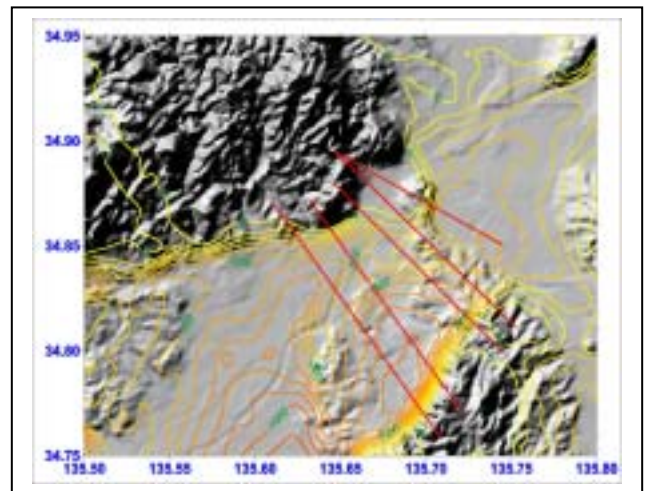


図8 図7の断面の測線位置(赤)．
測線番号は、北東から南西の順．
基盤深度のコンター(黄色)間隔は100m．

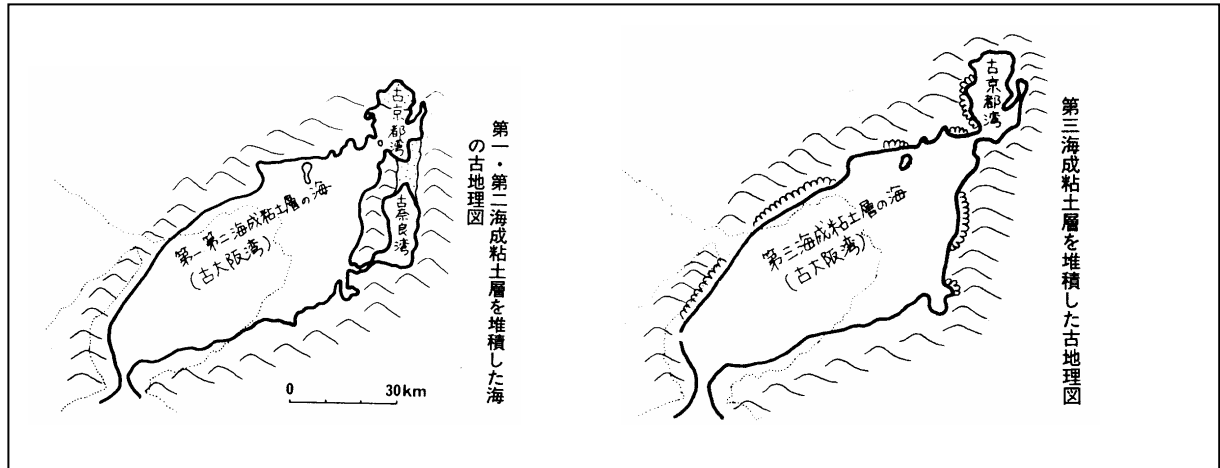


図9 京阪名地域の古地理図．左：100 万年前、右：80 万年前．横山(1995)を引用．

京都盆地と東大阪盆地の境付近の北西-南東方向の断面を図7に、その測線位置を図8に示す。地形からは、京都盆地から東大阪盆地への開口部は狭いと考えられるが図8のEE-2 測線断面で明らかのように、広くて深い。

西村・河瀬(1996)は、京都大学北部構内と逢坂山観測所で記録された兵庫県南部地震の余震記録に、直達S波到着後90～100秒から始まって100秒前後継続する卓越周期7秒前後の特異な波群を観測し、淀川流域を伝わってきたラブ波と解釈した。この観測事実は、淀川流域から京都盆地に至る地域の構造が、長周期の表面波が伝播しやすい構造、すなわち広くて厚い堆積層を有していることを示すものと考えられる。

最後に、このような基盤構造の地史的背景について言及する。図9は、横山(1995)が大坂層群の海成粘土層の分布から復元した古地理図である。第一、第二海成粘土層を堆積した約100万年前(図9左)は、京都盆地は山科盆地とともに古京都湾として描かれている。古大坂湾から古京都湾への海峡の幅はかなり広い。また奈良盆地には古奈良湾があり、南部の大和川付近で細く古大坂湾と繋がっている。古京都湾と古奈良湾とは繋がっておらず、この陸地部分は木津川流域の飯岡付近と考えられる。第三海成層を堆積した約80万年前(図9右)には古奈良湾は消滅している。現在の基盤構造(図5)の形は、これらの時代の海の分布域とよく似ている。近畿圏の構造盆地の基盤構造が、更新世中期の構造をよく保存していることが推測される。基盤構造調査はまた、古地理図の復元にも寄与しうることが期待される。

(d) 結論

京阪奈地域の基盤構造を重力解析により2層構造でモデル化して、それぞれの盆地の繋がり方と断層構造との関連を明らかにした。大阪盆地の北壁を形成する有馬-高槻構造線と、東大阪盆地の南東縁を形成する交野断層の延長は、京都盆地南部の深い凹地の北壁と南壁を形成し、さらに山科盆地に繋がる。京都盆地と東大阪盆地は厚く幅の広い堆積層で繋がっている。京都盆地と奈良盆地の境界は、地形と基盤とは位置が異なる。

(e) 15年度以降の課題

構造盆地の重力基盤構造のモデル化において、堆積層の圧密作用の影響を考慮して層の密度を仮定する必要がある。このためには、構造盆地の形成史の知見が重要である。構造盆地の密度構造をモデル化

した後、地殻構造のモデル化を行う。この拘束条件として、爆破観測による地震波速度分布の資料を用いる方策を検討する。

(e) 引用文献

- 1) Akamatsu, J., H. Yasui, K. Nishimura and M. Komazawa: Application of microseisms to Microzoning of An Urban Area in A Sedimentary Basin. Earthquake Hazard and Risk, Advance in Natural and Technological Hazard Research, Kluwer Academic Press, 267-279, 1996.
- 2) 防災研究協会：生駒市の総合防災対策に関わる活断層の調査研究(3)，報告書，1998。
- 3) 市原実，吉川周作，三田村宗樹，林隆夫：12万5千分の1「大阪とその周辺の第四紀地質図」，アーバンクボタ，30，1991。
- 4) 伊藤陽之：京都盆地における広域重力異常傾向と地下構造，京都大学大学院理学研究科修士論文，2002。
- 5) Komazawa, M.: Gravimetric analysis of Aso Volcano and its interpretation, J. Geol. Soc. Ja., 41, 17-45, 1995.
- 6) 駒澤正夫：重力探査 - データ処理技術，データ解釈技術 - ，物理探査ハンドブック，物理探査学会，1998。
- 7) 駒澤正夫，赤松純平：重力と脈動から見た京都盆地の基盤構造，物理探査学会第108回(春季)学術講演会論文集(印刷中)，2003。
- 8) 駒澤正夫，太田陽一，渋谷昭栄，熊井基，村上稔：大阪湾の海底重力調査とその構造，物理探査，49-6，459-473，1986。
- 9) 京都市：京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書，2002。
- 10) 西村敬一，河瀬真明：兵庫県南部地震の余震記録に見られた速度の遅いラブ波，京都大学防災研究所年報，39B-1，1-9，1996。
- 11) 岡田篤正，東郷雅美(編)：近畿の活断層，東京大学出版会，2000。
- 12) 地質調査所(編)：日本重力CD-ROM，2000。
- 13) 横山卓雄：古大阪湾，古京都湾の自然史 - 自然史をひもとく - ，三和書房，1995。

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

2) 口頭発表，その他

発表者	題名	発表先	発表年月日
赤松純平・駒澤正夫	京都盆地の地盤震動特性と重力基盤	京都大学防災研究所年次講演発表会	2003.2.21

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成15年度業務計画案

制御震源データについて引き続きデータ収集を行うとともに、紀伊半島地域の地殻・上部マントルの速度構造、フィリピン海プレートの形状等に関する解析を行う。また、地殻内反射面の分布特性および活断層深部構造との関係等について検討する。三次元速度構造トモグラフィーに関しては、使用する観

測点の直下の構造をレシーバ関数等により求め、最上層の影響を客観的に観測点補正值として評価し、その結果を用いて広域の地殻構造モデルの構築を行う。さらに、いくつかの断層について断層近傍の微細構造を求める。重力データの広域一元化解析における問題点解決のため、それぞれの盆地固有の仮定密度の与え方の検討を行う。基盤構造解析、特に隣接盆地の接合付近における断層構造と基盤構造との関連の研究に必要な重力データの追加測定を行う。さらに、地殻の地震波速度構造の重力解析への適用のために、既存の速度構造モデルをコンパイルする。