

3. 3. 6 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

3. 3. 6. 1 活断層の深部形状モデルに関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：活断層の深部形状モデルに関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	助教授	西上 欽也	nishigam@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	産学官連携 研究員	儘田 豊	y-mamada@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
独立行政法人産業技術総合 研究所	グループ長	桑原保人	y-kuwahara@aist.go.jp
独立行政法人産業技術総合 研究所	主任研究員	伊藤久男	hisao.itou@aist.go.jp
独立行政法人産業技術総合 研究所	主任研究員	木口 努	kiguchi.t@aist.go.jp
独立行政法人産業技術総合 研究所	研究員	今西和俊	imani@m.aist.go.jp
独立行政法人産業技術総合 研究所	客員研究員	水野高志	takashi.mizuno@aist.go.jp

(c) 業務の目的

活断層の深部構造、すなわち断層面の形状、破砕帯構造、およびその連続／不連続性等を既存地震観測網により蓄積された波形データベースおよび活断層における新たな観測データ等をもとに推定し、強震動予測の高精度化のための断層モデル構築に資することを目的とする。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画

- 1) 平成 14 年度： 解析手法の検討、データ前処理、処理・解析プログラムの準備、等を実施した。
- 2) 平成 15 年度： 山崎断層、跡津川断層、等における断層深部構造の解析。断層トラップ波の三次元差分シミュレーション手法の開発。
- 3) 平成 16 年度： 跡津川断層、花折断層、等における断層深部構造の解析。断層トラップ波のモデリング。山崎断層、跡津川断層、花折断層、等の深部構造モデルの作成。
- 4) 平成 17 年度： 他のいくつかの近畿圏活断層についても解析を行い、各活断層の深部モデル作成、断層に沿った不均質構造（セグメント構造、固着域の存在等）の推定。
- 5) 平成 18 年度： 活断層の深部構造、断層に沿った不均質構造（セグメント構造、固着域の存在等）と地震破壊特性の検討、活断層深部構造の解析手法の開発、等に関

して取りまとめる。

(e) 平成 15 年度業務目的

散乱波トモグラフィーにより山崎断層の深部不均質構造を推定する。断層深部構造を推定するためのトラップ波シミュレーション手法の開発を行う。近畿圏の既存ボアホール地震波形データを整備し、断層構造に関する情報を得る準備を行う。

(2) 平成 15 年度の成果

(2-1) 活断層の深部不均質構造の推定

西上 欽也（京都大学防災研究所）

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

(a) 業務の要約

強震動予測の高精度化に資するための活断層深部構造モデル作成のため、既存地震観測網データを用いた散乱波トモグラフィーによる活断層深部不均質構造の推定を行った。中国地方東部、山崎断層を対象として Hi-net データを用いた解析を行った結果、断層に沿って散乱強度の高い領域を検出した。今後さらにデータを追加して分解能を上げ、断層の深部形状、地震破壊に関わる不均質構造の推定を目指す。

(b) 業務の成果

1) はじめに

強震動予測の高精度化のためには、活断層の詳細な深部構造モデル、すなわち断層面の形状（広がり、深部延長、傾斜）、破碎帯の構造（幅、速度、減衰パラメータ）、破碎帯の連続／不連続性（分岐、セグメント構造）、および断層に沿った不均質性分布（固着領域の同定）等の情報を得ることが基本的に必要である。本業務においては、既存地震観測網により蓄積された波形データを用いて、活断層の深部構造を推定する。

活断層の深部構造を地震学的に推定する手法としては、断層を透過する地震波の走時データの解析、断層において反射・散乱した地震波の解析、あるいは断層内部に沿って伝播する波動（断層トラップ波）の解析等が考えられる（Nishigami, 2002）⁴⁾。本業務においては、活断層を含む広い領域の不均質構造をサーベイするのに有効と考えられる散乱波トモグラフィーの解析を実施する。15 年度は中国地方東部に位置する山崎断層を対象として解析を行った。

2) 解析方法

近地地震のコーダ波は地殻・上部マントル内部の不均質構造による散乱波と考えられ、直達波よりも広域の媒質特性を反映するメリットがある。最近では、高密度観測網データを用いて地震波散乱強度の三次元分布を推定するインバージョン解析が行われ、その有効性が示されている（Nishigami, 1991, 2000；浅野・長谷川、2003）^{1, 2, 3)}。本業務の解析では Nishigami (1991)²⁾の方法を採用し、防災科研 Hi-net データを用いた。図 1 に示す 220km 四方を解析領域とし、この範囲内（中心部の約 100km 四方）に分布する Hi-net 観測点 23 点、138 地震（ $1.7 < M < 3.7$ ）、合計 1,832 の地震波形トレースを解析に用いた。山崎断層系（図 1、YS）は東経 134.5° 、北緯 35° 付近を中心として北西-南東方向にのびる全長約 80km の横ずれ活断層で、地震活動度が高い。

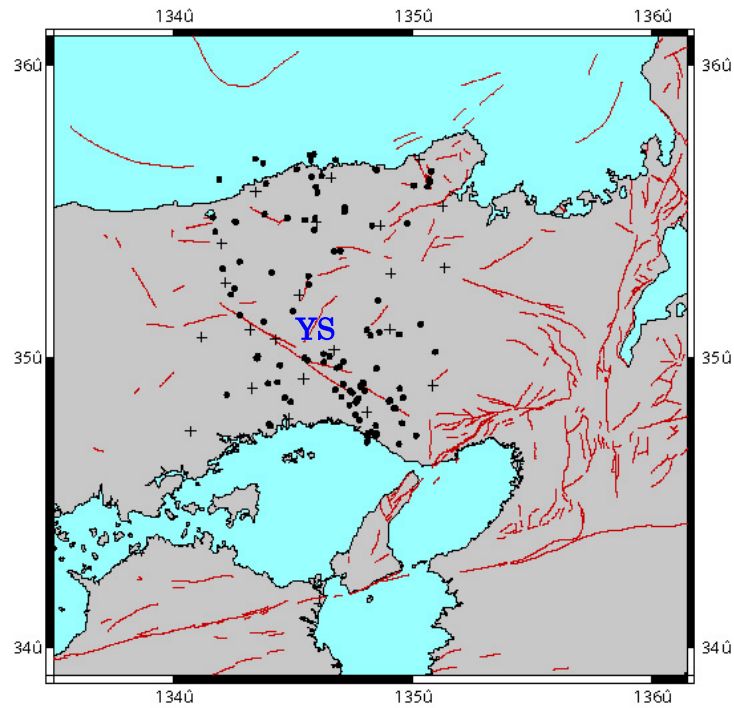


図1 山崎断層（YS）を含む中国地方東部における散乱波トモグラフィの解析領域、および解析に用いた観測点（+）、地震（●）の分布。

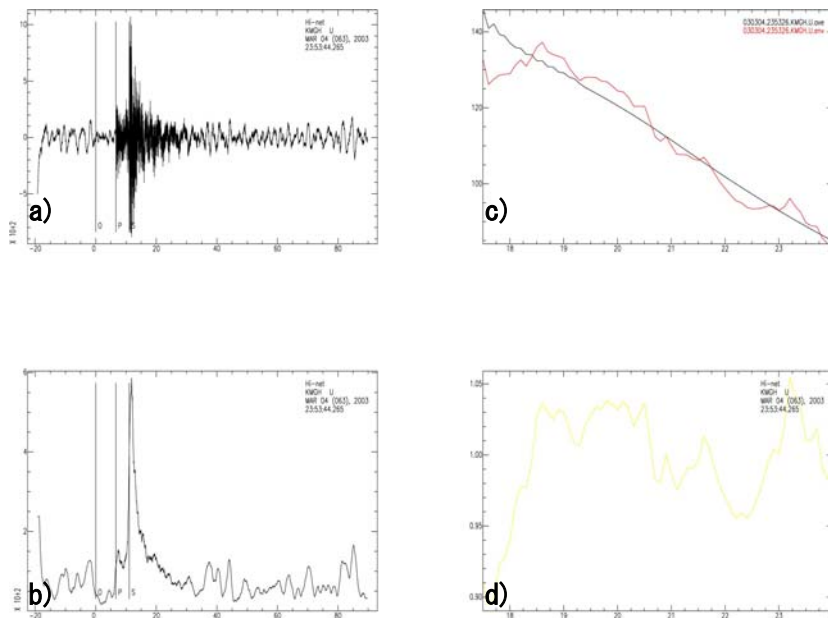


図2 波形処理の例。a)Hi-net 速度波形、b)バンドパスフィルター処理後のエンベロープ波形、c)解析区間におけるエンベロープ（赤）および平均的なコーダエンベロープ、d)コーダ波揺らぎ観測データ。

波形処理の例を図2に示す。11-21Hz のバンドパスフィルターをかけ、コーダ波エンベロープに変換した後、一次等方散乱モデルの仮定により期待される平均的なコーダ波エンベロープからの揺らぎを算出して観測データとした。それらに対応する地震波散乱強度の揺らぎ(解析領域内における相対的な散乱係数)の三次元空間分布を未知パラメータとし、両者を関係づける観測方程式をインバージョンにより解いた。今回は、解析領域を水平、深さ方向、各 10km、および 5km のブロックに分割した。また、走時計算にはこの地域の水平成層速度構造を用いた。

3) 山崎断層周辺における不均質構造

得られた散乱強度分布(深さ 10-15km)を図3に示す。○が大きいほど散乱強度が高く(より不均質な媒質)、●が大きいほど散乱強度が低い(より均質な媒質)ことを示す。山崎断層沿いの地震発生域である深さ 10-15km 付近に、散乱強度の高い領域が北西-南東方向に分布することが分かる。解の分解能は不十分であるものの、1995 年兵庫県南部地震の震源域付近も散乱強度が高いように見える。活断層や地震活動度の高い領域と散乱強度の高い領域がよく対応することは、これまでの散乱波トモグラフィー解析でもサンアンドレアス断層、福井地震断層、2000 年鳥取県西部地震の震源断層等で見いだされており、活断層に沿った破碎領域が地震波を強く散乱するものと考えられる。今後さらにデータを追加し、またブロックサイズを小さくして解の分解能を上げることにより、山崎断層の深部形状の推定が可能になると思われる。サンアンドレアス断層における散乱波解析では、断層に沿った散乱強度分布の非一様性が断層のセグメント構造と対応することが示された。すなわち、散乱強度の低い領域は微小地震活動が低く、M6-7 クラス地震の破壊域に対応する固着域と推定され、散乱強度の高い領域は微小地震活動が高く、セグメント境界に一致することが示された(Nishigami, 2000)³⁾。強震動予測の観点からは、このような地震破壊に関連するセグメント構造の推定が重要である。

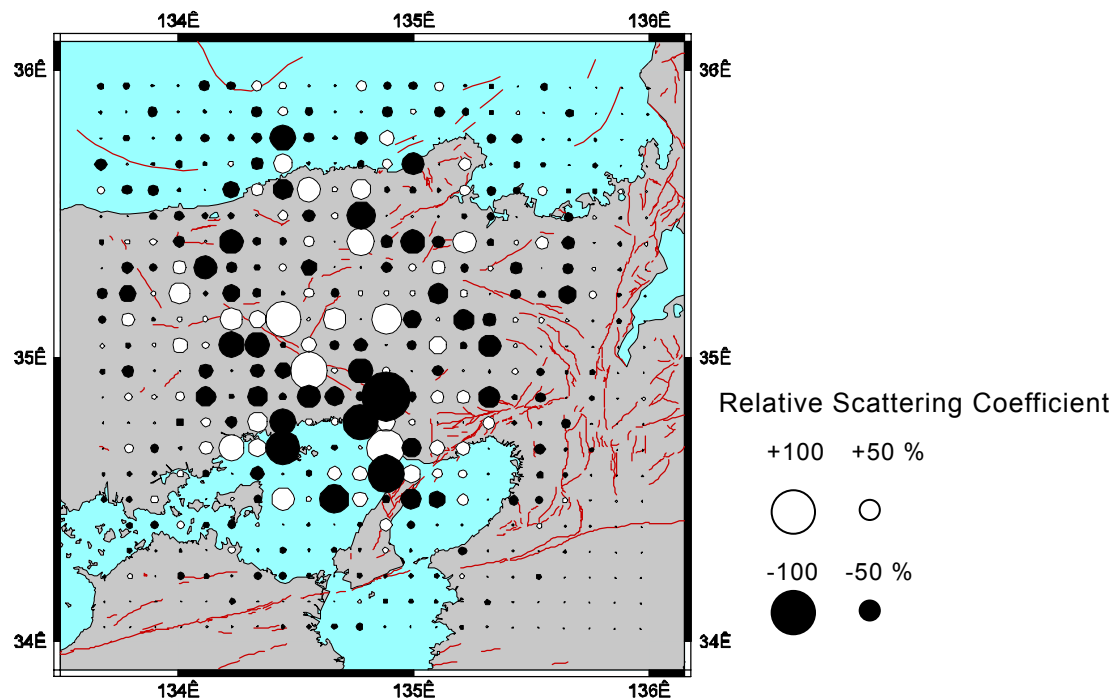


図3 中国地方東部における散乱波インバージョン解析の結果。深さ 10-15km における相対的な散乱係数の分布（平均からの揺らぎ）を示す。○：散乱係数が平均より大きい、●：平均より小さい。

(c) 結論ならびに今後の課題

Hi-net データを用いた散乱波トモグラフィーの解析により、山崎断層に沿って散乱強度が高いことが示された。しかし、断層深部形状の推定、さらには地震破壊に関連するセグメント構造の推定につなげるためには、今後、大学・気象庁の観測点も含めてさらにデータを追加し、解の分解能を高めることが必要である。

(d) 引用文献

- 1) 浅野陽一・長谷川昭、散乱係数インバージョンによる 2000 年鳥取県西部地震の震源断層イメージングの試み、月刊地球、25、642-646、2003.
- 2) Nishigami, K.: A new inversion method of coda waveforms to determine spatial distribution of coda scatterers in the crust and uppermost mantle, Geophys. Res. Lett., 18, 2225-2228, 1991.
- 3) Nishigami, K.: Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the segmentation, J. Geophys. Res., 105, 7983-7998, 2000.
- 4) Nishigami, K.: Seismological investigation of deep structure of active faults using scattered waves and trapped waves, Seismogenic Process Monitoring, Ed. by Ogasawara, H., T. Yanagidani, and M. Ando, Rotterdam, Balkema, 245-256, 2002 .

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
西上 欽也, Anshu Jin	散乱波トモグラフィーによる中国地方 東部の地殻不均質構造－Hi-net データ による日本全域解析に向けて－	日本地震学会 2003 年度秋季大会	平成 15 年 10 月 8 日
Nishigami, K. and Anshu, J.	Crustal heterogeneity in the eastern Chugoku region, Japan, estimated by coda envelope inversion: Toward mapping the nationwide heterogeneity using the Hi-net data	AGU Fall Meeting	平成 15 年 12 月 11 日

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) 活断層の深部構造モデルの推定

儘田豊(京都大学防災研究所)

y-mamada@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

本業務においては、活断層の深部構造モデル、すなわち断層面の形状（広がり、深部延長、傾斜）、破碎帯の構造（幅、速度、減衰パラメータ）、破碎帯の連続／不連続性（分岐、セグメント構造）について活断層上に設置された観測点データをもとに推定し、強震動予測の高精度化のための断層モデル構築に資することを目的とする。今年度は断層トラップ波等の断層破碎帯で励起された地震波の数値シミュレーションにより、破碎帯の連続／不連続性（分岐、セグメント構造）を検出する方法を考案し、跡津川断層系の茂住一祐延断層の波形データに適用し、断層深部の破碎帯の不連続性について検討した。

(b) 業務の成果

1) はじめに

活断層の地下における構造を地震学的に推定する方法として、これまで地震波速度トモグラフィ法や反射法などの方法が用いられてきた。これらの方法では活断層とその周辺の広い領域での不均質構造の検出に有効であるが、幅数十メートル～数百メートル程度の小さいスケールをもつ断層破碎帯の構造を推定することは困難である。一方、断層破碎帯（地震学的には周辺岩盤に比べて低速度帯として特徴づけられ、多くの活断層に見られることが最近の研究によってわかってきた）によって励起される地震波（断層トラップ波等）は破碎帯の構造に敏感であり、活断層の深部破碎帯の詳細な構造を推定するのに有効である。本研究では断層破碎帯によって励起された地震波を3次元差分法による数値シミュレーションを用いたモデリングすることにより断層面の形状、破碎帯の構造、破碎帯の連続／不連続性を推定する手法についての研究を行う。

2) これまでの研究

破碎帯の構造を推定する有力な方法として、断層トラップ波の波形モデリングがいくつかの活断層において行われてきた（1992年のLanders地震の破壊域[Li et al.¹⁾], 野島断層[Li et al.²⁾], Hector Mine地震の破壊域[Li et al.³⁾])。従来、トラップ波は震源が破碎帯中にあるか、あるいは破碎帯に非常に近い位置にある場合に励起され、観測点と震源位置が連続した破碎帯中にある場合に明瞭に検知できることが知られており、以上の研究はこのフレームワーク中でモデリングが行われてきた。一方、最近の3次元の数値シミュレーションを用いた研究によると、破碎帯に不連続性があれば震源が破碎帯から十分離れた位置にある場合でも断層トラップ波が励起されることが示されている(Fohrmann et al.; Mamada et al.)^{4), 5)}。破碎帯が地下で不連続性を持つか否かを調べることは断層構造のイメージングに重要であり、さらに推定される破碎帯の物理量（地震波速度や減衰パラメータ）も正しく評価できると考えられる。本研究では活断層を横切る地下トンネル内に設置された地震計アレイにより、明瞭なトラップ波が観測されている跡津川断層系の主要断層の一つである茂住一祐延断層をテストフィールドとして破碎帯の不連続性を考慮し

た活断層の詳細な構造を推定する。

3) 断層トラップ波を含むイベントの抽出

1997 年～2001 年の間に茂住一祐延断層周辺で発生した地震から約 30 個の地震を任意に選び、これらの波形データから断層トラップ波を含むイベントを抽出した。トラップ波励起度の指標を以下の方法で評価した。

(1) トラップ波は S 波に後続する分散した地震波として観測されるので、破碎帯内の観測波形から読み取った S 波振幅から、その後続波が S 波振幅まで減衰するまでの時間を S 波およびトラップ波のエネルギーを見積もるウィンドウとした。

(2) S 波エネルギーは最低 S 波が 1 サイクル以上入るように 0.15 秒間のウィンドウ内での速度振幅の二乗の時間平均として求め、それ以後継続する (1) で決めたウィンドウ内での時間平均としてトラップ波のエネルギーを求めた。これらの値の比 (トラップ波エネルギー) / (S 波エネルギー) を計算する。

(3) (2) による計算を破碎帯内と破碎帯外のそれぞれ 3 つの観測点で行い、破碎帯内および破碎帯外の観測点の平均値として AR_{FZ} , AR_{OFF} を求め AR_{FZ} / AR_{OFF} によりトラップ波励起度を評価する。

(3) により評価された値 AR_{FZ} / AR_{OFF} は破碎帯内で S 波に比ベトラップ波のエネルギーが大きいほど大きく、また破碎帯外に比ベトラップ波のエネルギーが大きいほど大きくなる性質をもち、この値が大きいほど明瞭なトラップ波として定量的に評価できる。この結果を図 1 に示す。トラップ波を含まないイベントは全体の 13%、トラップ波と考えられる

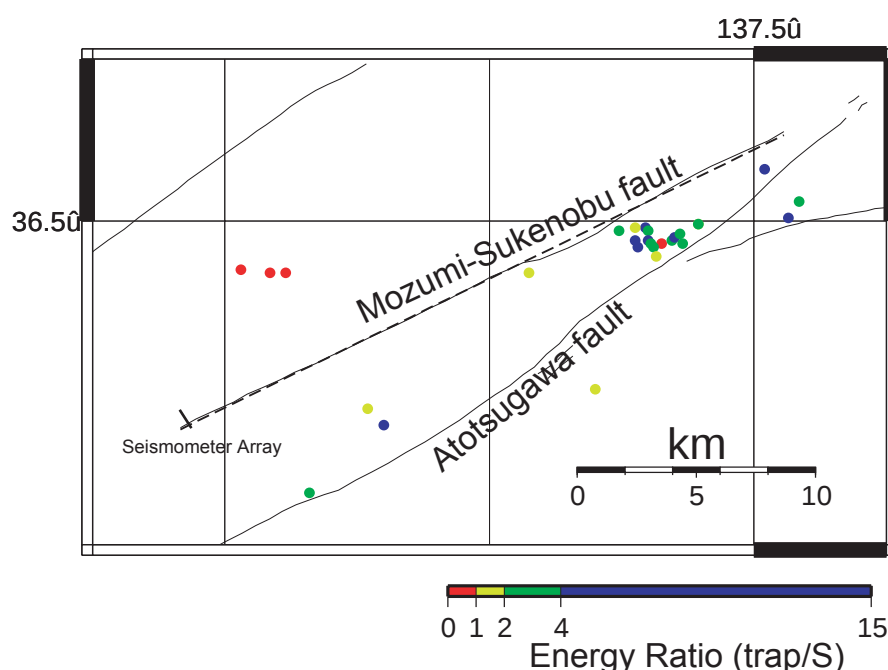


図 1 AR_{FZ} / AR_{OFF} によって評価されたトラップ波の励起度。 AR_{FZ} / AR_{OFF} が図中のカラースケールにより示されている。

波を含んでいても AR_{FZ} / AR_{OFF} の値が 1.5 以下のイベントが全体の 13%をそれぞれ占める。一方、 AR_{FZ} / AR_{OFF} の値が 1.5 より大きく、比較的明瞭なトラップ波を有するイベントが全体の 7 割以上存在する。

4) トラップ波を含むイベントのレコードセクション

AR_{FZ} / AR_{OFF} の値が 1.5 より大きく、比較的明瞭なトラップ波を含む震源距離が異なる 2 つのイベントの波形およびスペクトルを図 2 に示す。いずれのイベントの波形にも破碎帯内の観測点では S 波の到着後、S 波に比べ大きな振幅をもったトラップ波が見られる。トラップ波を含んだ破碎帯内の記録と、破碎帯外の記録のスペクトルを比較すると 5 Hz～12Hz 程度で破碎帯内の記録のスペクトルが大きくなり、トラップ波の卓越周波数が 5

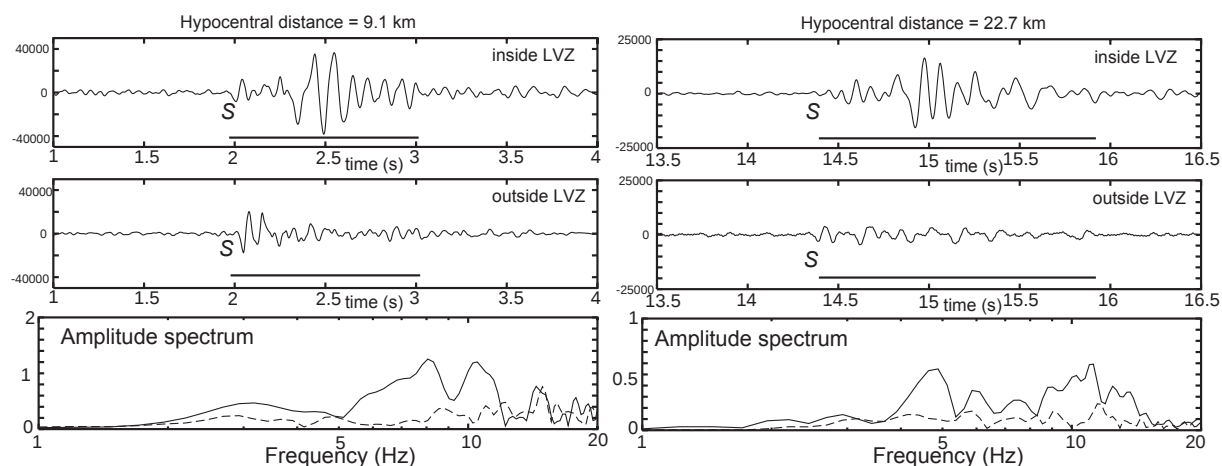


図 2 茂住アレイで観測されたトラップ波を含む 2 つのイベントの波形とスペクトル。左側、右側は震源距離 9.1 km, 22.7 km の地震のものでそれぞれ上側から破碎帯内の観測点の波形、破碎帯外の観測点の波形、およびそれぞれのスペクトルを表す。スペクトル中の実線、破線は破碎帯内側、外側のスペクトルを表し、スペクトルの計算に用いたタイムウィンドウが波形記録中に下線で示してある。

Hz～12Hz 程度にあることがわかる。 AR_{FZ} / AR_{OFF} 値が 1.5 より大きく、明瞭なトラップ波が観測された震源距離が異なる複数のイベントについて、S-P 時間を縦軸にとったレコードセクションを図 3 に示す。波形は破碎帯内で記録されたものを示し、トラップ波の卓越周波数内の 8 Hz を中心とした狭帯域のバンドパスフィルターをかけたものを示してある。S-P 時間はほぼ震源距離に比例するので、震源距離の増加とともに P 波と S 波の走時差は震源距離に比例する。図 3 で示されたイベントが破碎帯内にあり、震源と観測点の間で破碎帯が連続している場合、S 波初動は破碎帯外側岩盤の速度で伝播し、トラップ波のピークは破碎帯岩盤の速さより遅い 8 Hz 程度の群速度で伝播するので、S 波とトラップ波の走時差は震源距離の増加に伴って、増加するはずである。しかし、その走時差は震源距離によらずほぼ一定である。これは、破碎帯が震源と観測点の間で連続していない可能性を示唆し、また S 波とトラップ波の走時差が震源距離に依らないことから、いずれのイベントで励起されたトラップ波もほぼ同じ距離の破碎帯を伝播してきた可能性を示唆している。

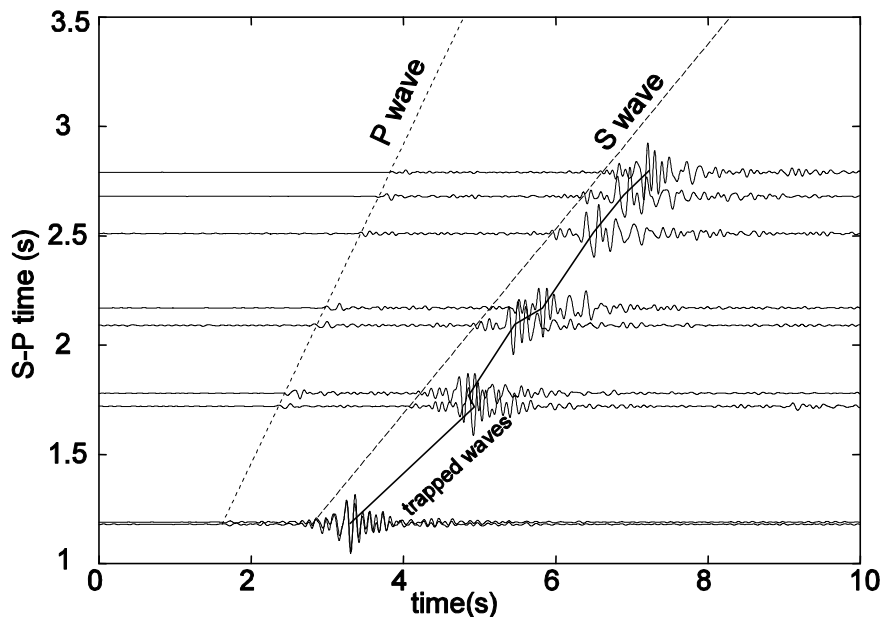


図3 S-P時間を縦軸にとった震源距離の異なる9個のイベントのレコードセクション
P波、S波の走時を破線で、トラップ波の最大振幅の走時を実線で示した。

5) 3次元差分法によるシミュレーションを用いた破碎帯不連続性の検出法

破碎帯の不連続性が最近の研究 (Ben-Zion et al.; Mamada et al.) ^{6), 5)}で観測波形の

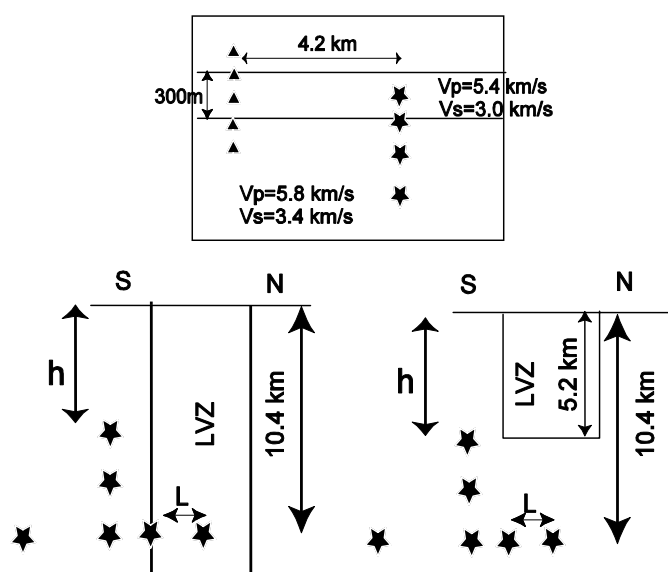


図4 シミュレーションに用いたモデル。上図は水平面内で見えた破碎帯。下図は破碎帯の鉛直断面図。三角は観測点アレイ。星印は震源の位置を示す。

解析により間接的に推定されているが、観測波形そのものの特徴から直接的に検出する方法は見出されていない。そこで、破碎帯が連続している場合と不連続である場合に期待される破碎帯近傍の観測点での理論波形を比較することにより、その違いから破碎帯の不連続性を検出する方法について検討した。理論波形は3次元差分法による地震波動場の数値シミュレーションにより計算した。破碎帯周辺で発生する地震を対象にしたモデルを考えシミュレーションを行った。

図4に計算に使用したモデルを示す。地震波速度および破碎帯の厚さは Mizuno ⁷⁾によって推定されている値を参考にして決定した。

破碎帯が鉛直に連続している場合（下左図）と不連続な場合（下右図）のそれぞれについて星印で示した6箇所に震源がある場合について計算した。その結果、P波およびS波の

初動走時パターンに破碎帯が連続している場合と不連続な場合で違いが見られる場合がある

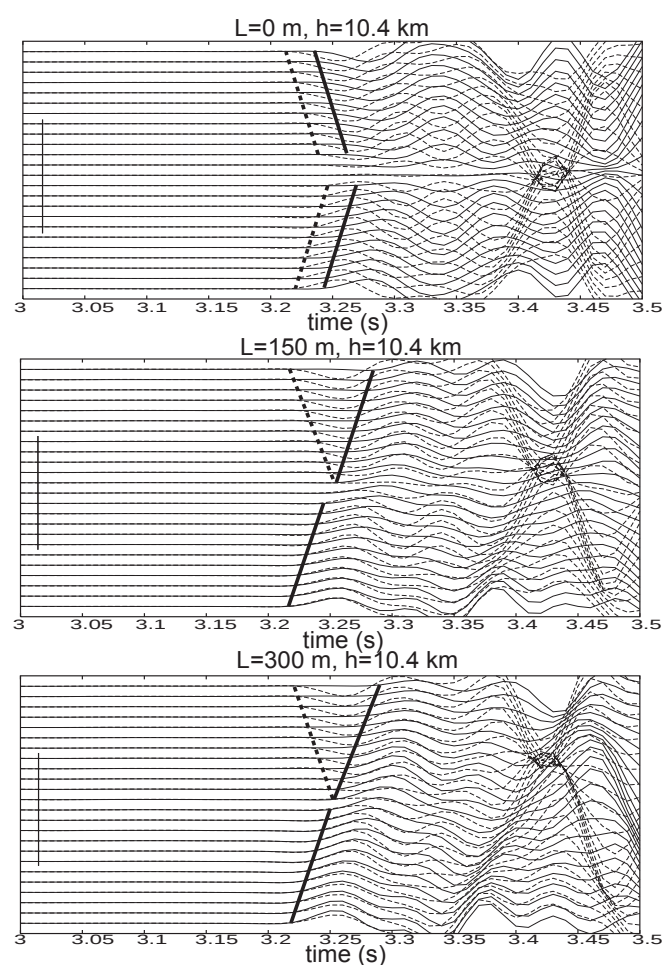


図5 シミュレーションによる理論波形とS波初動走時パターン。震源位置の破碎帯中心からの距離と深さは図5と同様に L , h で表してある。破碎帯が連続、不連続の場合の理論波形およびS波初動走時パターンを実線、破線でそれぞれ示した。破碎帯内の観測点は垂直のバーで示してある。

図7に震央距離がほぼ15 km、断層の表層トレースからの距離がほぼ1.0 kmで起こった、震源の深さのみが異なる4つのイベントの波形を示す。震源が7 kmより深いイベントのS波初動走時はパターンIを示すが、4 kmで起こったイベントではパターンIを示さないことがわかる。この結果をシミュレーションによる図6の結果と比較すると、破碎帯は連続しているが深さ4 kmで起こったイベントのみ破碎帯の外側に位置している場合と、破碎帯が深さ4 km付近で途切れている場合の可能性が考えられる。震源決定精度を考慮するといずれの場合が妥当であるか判断するのは困難であるが、図3で指摘されているように破碎帯不連続の可能性が高いので、破碎帯が深さ4 kmで途切れているモデルを考えシミュレーションによる検証を行った。図8にシミュレーションに用いたモデルを示す。本来なら図7で示された震央距離ほぼ15 kmのイベントについてシミュレーションを

することがわかった。図5にその例を示す。震源が破碎帯内あるいはその下部延長内にある場合には、破碎帯の連続、不連続に関わらず破碎帯内の観測点で最も初動走時が遅くなる点が現れる(走時パターンI, 図5上段)。一方、震源が破碎帯外あるいはその下部延長外にある場合には破碎帯が不連続の場合は走時パターンIを示すが、連続な場合は図5中段、下段の実線で示す走時パターンになる(走時パターンII)。図4に示した他の震源位置についてのシミュレーション結果も合わせてまとめた、走時パターンIを示す場合の条件を図6に示す。つまり、走時パターンIになるのは(1)震源が破碎帯内あるいはその下部延長内にある場合(2)破碎帯が不連続で、震源が破碎帯下部延長の外側にあり、かつ震源が破碎帯不連続の深さより深部にある場合のいずれかであることがわかった。

6) 観測波形に見られるS波初動走時パターン

図1に示されたイベントのうち破碎帯北側に位置する3イベントを除けば、ほとんどのイベントについてS波初動が走時パターンIを示すことがわかり破碎帯不連続の可能性を示唆している

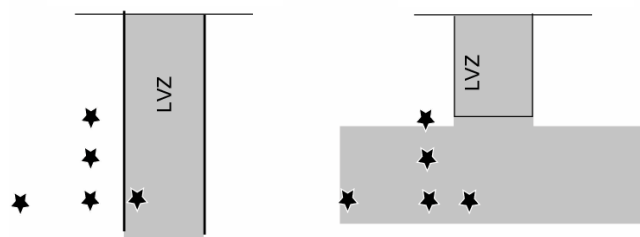


図6 S波初動走時パターンがIを示す場合のイベントの震源位置（シャドウした部分がパターンIを示す地震の震源位置）。それぞれ断層の垂直断面図を示してある。左図：破碎帯が深部まで連続している場合。右図：破碎帯が深さ方向に途切れを持つ場合。

行うのが理想的であるが、計算機のメモリの制限から震央距離がほぼ 3.4 km, 4.5 km のイベントについて行い、計算された波形が観測波形のS波初動走時パターンおよびトラップ波を説明できるかを調べた。両イベントともS波初動走時パターンがほぼ再現されていることがわかる。また後者のイベントには初動に比べ十分大きな振幅をもつトラップ波が見られるのに対し、前者のイベントでは後者のような振幅の大きなトラップ波が見られないことも説明される。ただし、前者イベントのトラップ波の走時など、細かな点での観測波形との相違もありモデルのチューニングが必要である。

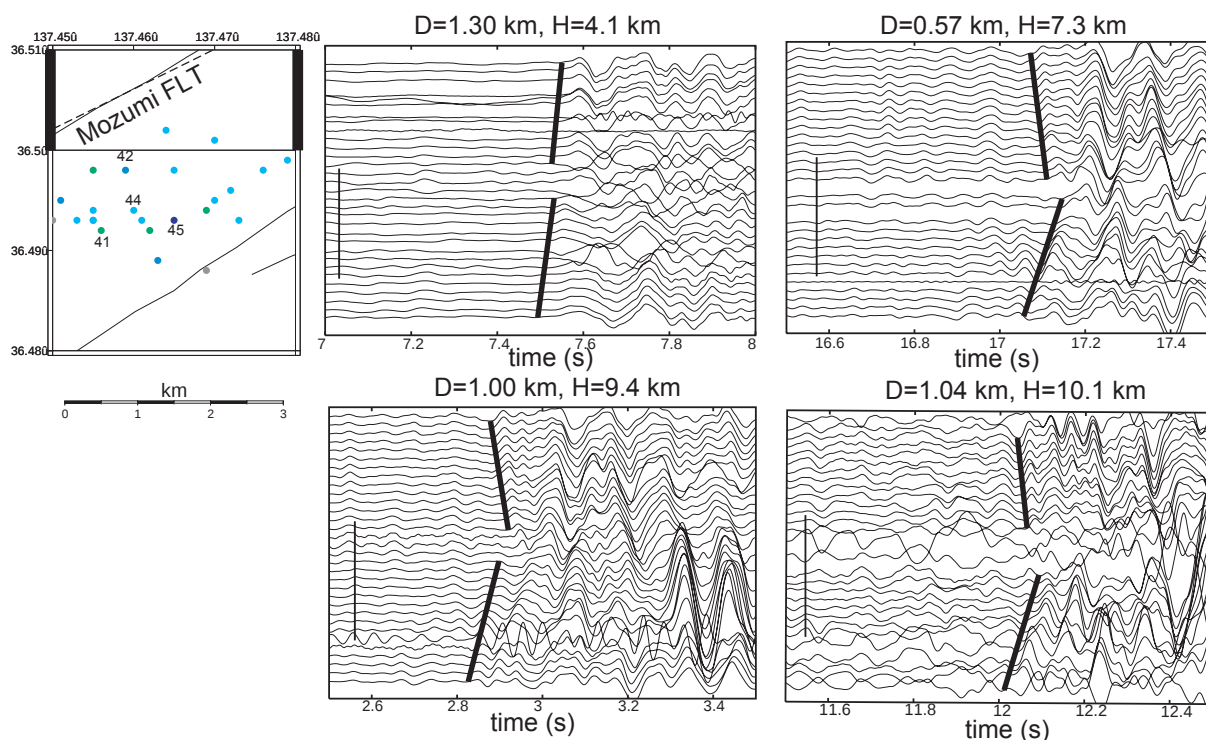


図7 観測波形に見られるS波初動走時パターン。震央距離約 15 km、断層トレースからの距離約 1 km で、ほぼ震央が一定で震源の深さが異なる4つイベント波形を示してある。左上図はこれらイベントの震央を示した。各波形のD、Hは断層表層トレースからの垂直距離、震源の深さを表す。S波初動走時パターンを実線で示してある。

以上の検証では震源の決定誤差を無視し、破碎帯が深さ 4 km で途切れているモデルを考えたが、破碎帯と震源の相対位置は震源決定の誤差により変化するため、唯一妥当なモデルであるとはいえない。この場合、破碎帯が地下深部まで連続するモデルでの検証も行う必要がある。また、破碎帯が断層の走行方向に途切れているモデルの場合でも、震源が

破碎帯延長の外部にある場合に走時パターン I を示す可能性が考えられるため、検証の必要がある。

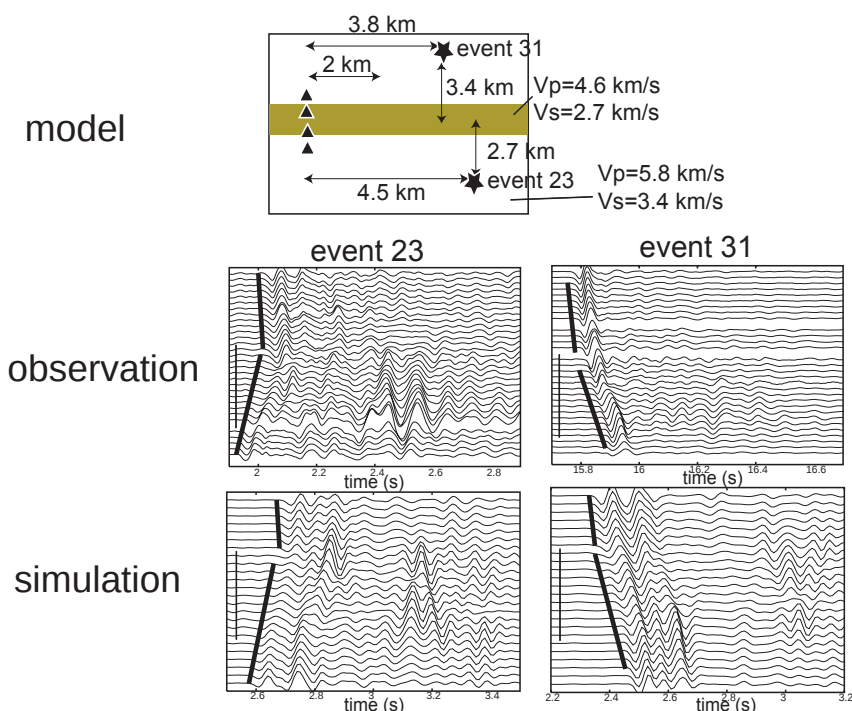


図8 破碎帯が深さ4 kmで途切れているモデルに対する2つのイベント(event 23, event 31)のシミュレーション波形。上段はシミュレーションに用いたモデル、中段はそれぞれのイベントについての観測波形、下段はシミュレーション波形を示す。S波初動走時パターンは波形図中に実線で示した。

(c) 結論ならびに今後の課題

活断層深部の詳細な構造を推定するため、3次元差分法による地震波動場のシミュレーションを用い、破碎帯の不連続性を検出可能にする手法を見出した。この手法を跡津川断層系の主要断層の一つである茂住一祐延断層に適用した結果、破碎帯が地下4 km程度で途切れているモデルが示唆された。しかし震源の決定誤差などを考慮した場合、このモデルが唯一妥当なモデルとはいえず、破碎帯が地下深部まで連続するモデルでの検証が必要である。また破碎帯が断層の走行方向に途切れているモデルでの検証も必要で、これら可能性のある3つのモデルに対し、より多数のイベントを対象としたシミュレーションによりモデルの選別を行い断層の形状を決定し、破碎帯の物理量(地震波速度や減衰パラメータ)を正しく評価する必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Li, Y.G., Aki, Adams, K., Hasemi, D., A., and Lee, W.H.K. : Seismic guided waves trapped in the fault zone of the Landers, California, earthquake of 1992, J. geophys. Res., Vol.99, pp11705-11722, 1994.
- 2) Li, Y.G., Aki, K., Vidale, J.E. and Alavarez, M.G. : A delineation of the Nojima fault ruptured in the M7.2 Kobe, Japan, earthquake of 1995 using fault-zone trapped

- waves, J. geophys. Res., Vol.103, pp7247-7263, 1998.
- 3) Li, Y.G., Vidale, J.E., Day, S.M., Oglesby, D.D. and the SCEC field working team: Study of the 1999 M7.1 Hector Mine, California, earthquake fault plane by trapped waves, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.92, pp1318-1332, 2002.
- 4) Fohrmann, M., Jahnke, G., Igel, H. and Ben-Zion, Y.: Guided waves from source outside faults: an indication for shallow fault zone structure?, Pure appl. Geophys. 2003 in press.
- 5) Mamada, Y., Kuwahara, Y., Ito, H. and Takenaka, H.: Discontinuity of the Mozumi-Sukenobu fault low-velocity zone, central Japan, inferred from 3-D finite-difference simulation of fault zone waves excited by explosive sources, Tectonophys., Vol.378, pp209-222, 2004.
- 6) Ben-Zion, Y. et al.: A shallow fault zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault western Turkey, Geophys. J. Int., Vol.152, pp699-717, 2003.
- 7) Mizuno, T.: Deep structure of active faults estimated from subsurface observation of fault-zone trapped waves -the Nojima and the Mozumi-Sukenobu faults, Japan-, pp89, PhD thesis, Kyoto Univ., 2002.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
	なし		

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
なし	

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-3) 近畿圏ボアホールデータの解析と断層トラップ波探査手法の高度化

桑原保人（独立行政法人産業技術総合研究所）

y-kuwahara@aist.go.jp

伊藤久男（独立行政法人産業技術総合研究所）

hisao.itou@aist.go.jp

木口努（独立行政法人産業技術総合研究所）

kiguchi.t@aist.go.jp

今西和俊（独立行政法人産業技術総合研究所）

imani@m.aist.go.jp

水野高志（独立行政法人産業技術総合研究所）

takashi.mizuno@aist.go.jp

(a) 業務の要約

内陸活断層深部の形状、セグメント構造の探査法として、断層破碎帯に起因して発生する断層トラップ波やヘッドウェイブ等を利用した断層のイメージング技術が注目されている。本研究ではトラップ波等を利用した断層深部探査手法の高度化のため産総研スーパーコンピュータを利用した3次元差分計算の高速化を行い、トラップ波の波形に与える震源メカニズムや断層帯の不均質構造の影響の評価、及び産総研所有の近畿地域活断層近傍のボアホール地震計の波形データの特徴の抽出を図る。

(b) 業務の成果

(b-1) 3次元差分計算による断層トラップ波波形に与える各種パラメーターの影響

断層トラップ波からより精密な断層破碎帯の構造を抽出するためには、破碎帯の不均質構造やトラップ波を発生する震源のメカニズムの影響を取り込んだ大規模な3次元モデリングが必要になる。ここではまず、Mamada et al. (2003)¹⁾、Kuwahara et al. (2003)²⁾等を使用した産総研スーパーコンピュータ（日立製 SR8000）で使用した3次元差分コードの並列計算の最適化及び構造モデルへの非一様グリッドサイズの適用を行った。次に改良した差分コードを用いて震源のメカニズム解、震源の断層からの直交方向の距離が波形にどのような影響を及ぼすのかを調べた。

1) メカニズム解の違いによる影響

図1に計算で用いた構造モデルを示す。走向がN30Eの横ずれ断層で、幅150mでS波速度2.5 km/sの断層帯をおき、観測点直下深さ3kmで断層帯の境界部で地震が発生した場合である。横ずれ断層、逆断層の4通りのメカニズムで計算を行った。図2に断層に平行な振動方向の波形の結果を示す。振幅は各波形の最大振幅で規格化してある。S波初動部分の振幅が各波形で異なるのは、震源からのS波のラディエーションパターンの違いで説明できる。一方、主要動である走時1.1s以後のトラップ波部分の波の形は非常に良く似ている、これは、震源メカニズムがトラップ波の最大振幅を決めるのみで、波形の励起関数は破碎帯の構造のみで決まることが理由である。初動とトラップ波部分の振幅の比は震源メカニズムによって大きく異なり、これはLove波型トラップ波のラディエーションパターンとS波のラディエーションパターンが異なるために生じる現象である。したがって、トラ

ップ波とS波初動を同時に説明できるモデルを構築するためにはメカニズム解を考慮したモデリングを行う必要がある。逆にトラップ波の波形にのみ着目すれば、メカニズム解を考慮せずに構造を推定できることを意味している。

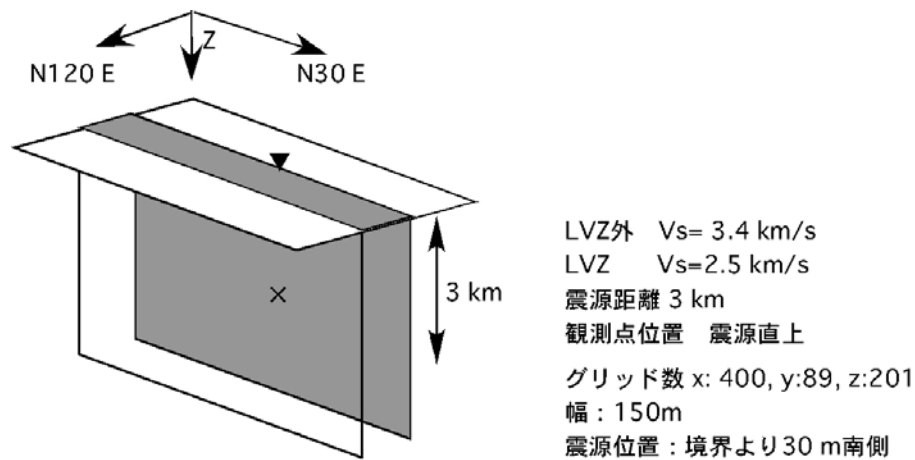


図 1 計算に用いた媒質、観測点、震源の位置

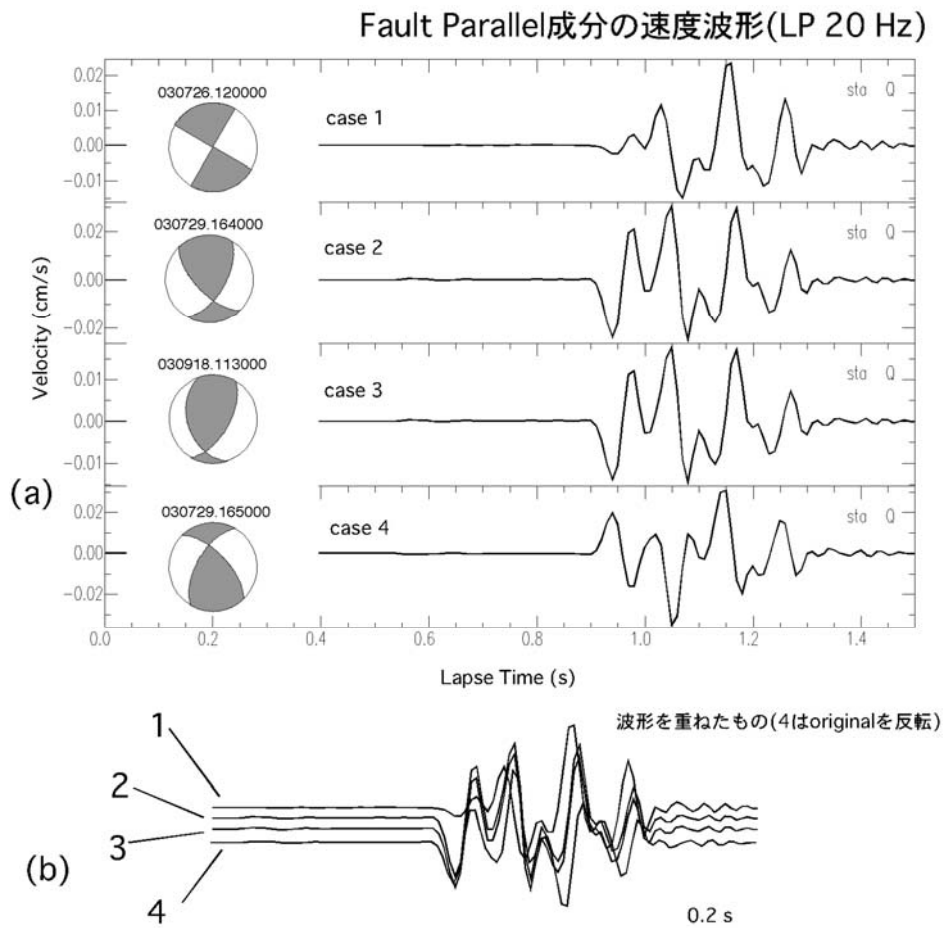


図 2 (a) 計算に用いたメカニズム解、そのときの断層平行成分の波形。S 波部分を示す。
(b) 全ての場合を重ねたもの。

2) 断層からの震源の距離による影響

次に断層からの震源の距離による波形の変化をみる。ここでは、震源位置の変化が断層帯の幅と同程度の範囲内での波形の変化を議論する。単純な2次元問題の場合では、Ben-Zion(1998)³⁾の解析解から Love 波型トラップ波の基本モードの励起関数の波長、振幅は周波数によるため、周波数相互間での相対振幅は震源の位置をどの場所にするかで大きく変わってくることが分かっている。3次元問題の場合、実際にどの程度震源を移動させると波形がどのように変化するのだろうか。

図3には計算に用いた構造、観測点の位置、メカニズム解を示す。幅300mの断層が走向、深さ方向に連続している構造を仮定した。それぞれの層では走向、深さ方向で速度、密度の変化はないものとした。観測点は震源に対し西にあるとしている。メカニズムは逆断層型のものとした。

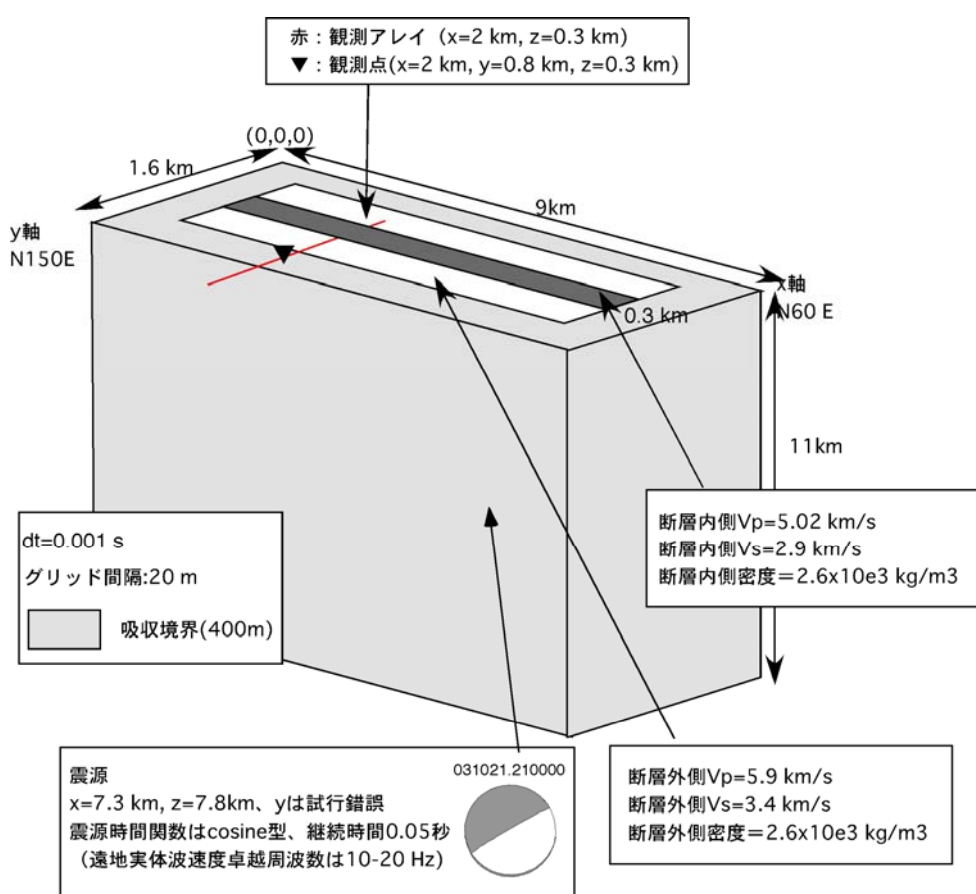


図3 計算に用いた構造、震源メカニズム、震源の位置。観測点は断層帯の南側の境界部においた。

図4に、 y の値をさまざまに変えた場合における断層トラップ波の波形（断層平行成分）の違いを示した。図4aは実振幅で、図4bはそれぞれの最大振幅で振幅を規格化し、プロットしている。図4aでわかるように、断層破碎帯から震源が遠い場合トラップ波の振幅は小さく、近い場合は大きくなる。次に、それぞれの波の形に着目する。図4bをみると、波形は断層からの震源の距離によって、それほどかわらないと見える。しかし、より細かく見ると、周波数ごとの励起の違いがみられる。震源が断層帯に近い場合では、高周波ま

でトラップ波がよく励起されるのに対し、震源が断層帯から外れた場合、トラップ波は限定的な周波数でのみ励起される。このことは、高周波の励起関数の振幅が断層帯から外れると急激に減少することで説明される。したがって、波形全体を詳細に見る場合には、震源の断層帯からの距離を断層帯の幅程度の高分解能で考慮しなければならないことがわかる。なお、いずれの場合においても、ほぼ同じ時刻におなじ位相が到達しており、トラップ波の位相（群速度）のみを議論する時には、震源の断層からの距離はほとんど効かないことがわかる。

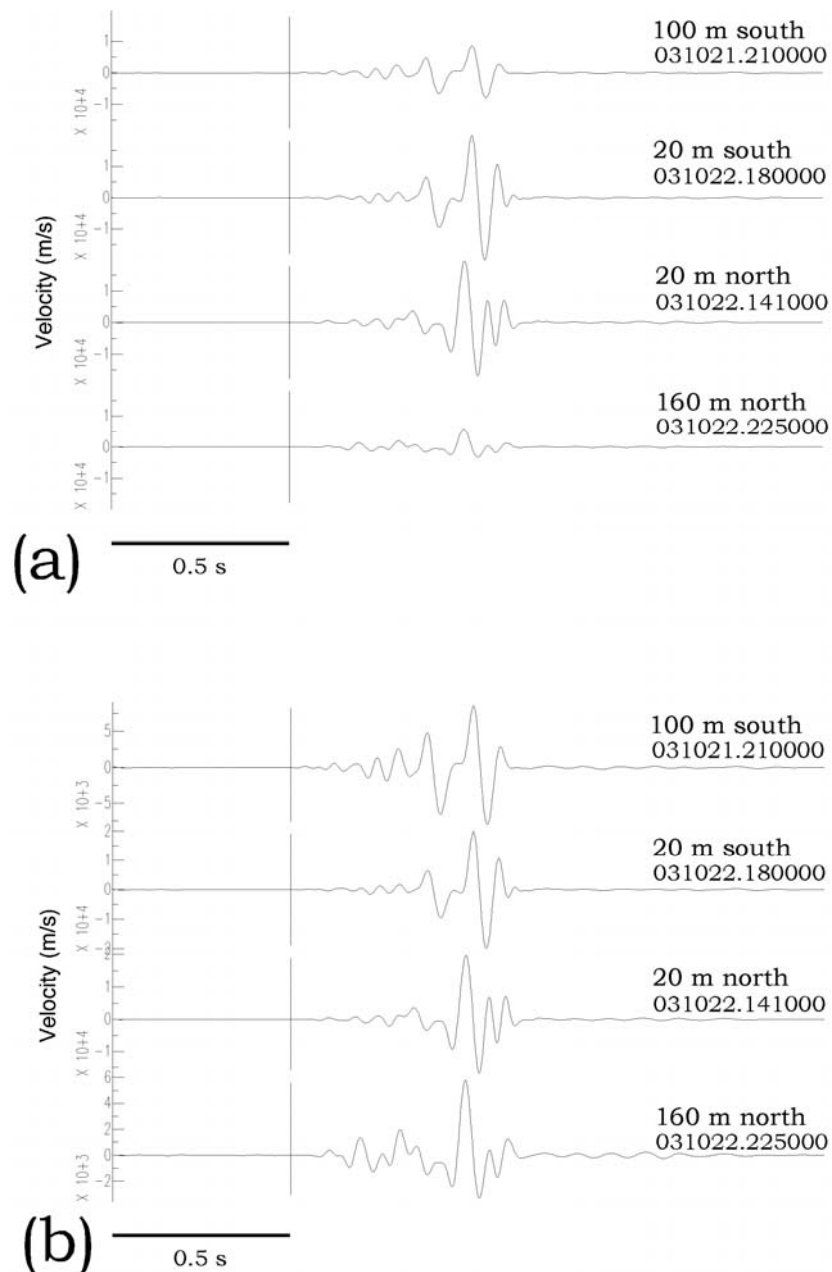


図4 観測点における水平成分断層平行方向の波形。断層帯と外部との境界からの震源の位置がモデルごとに異なる。(a) トレースによらず同じスケールでプロット。(b) トレースごとの最大振幅で規格化してプロット。

(b-2)近畿地域活断層近傍のボアホール地震計の波形データの特徴

近畿地域の活断層である有馬-高槻構造線、花折断層、山崎断層の断層の深部構造を解明するため各断層の極近傍に設置してある産総研のボアホール地震計のデータを探索した。各観測点の過去取得したデータのデータベースを構築中であり、今年度は予備的に各断層で約 20 個の断層近傍で発生した地震の波形データを解析した。

解析した観測点と地震の震源の場所を図 5 に示す。

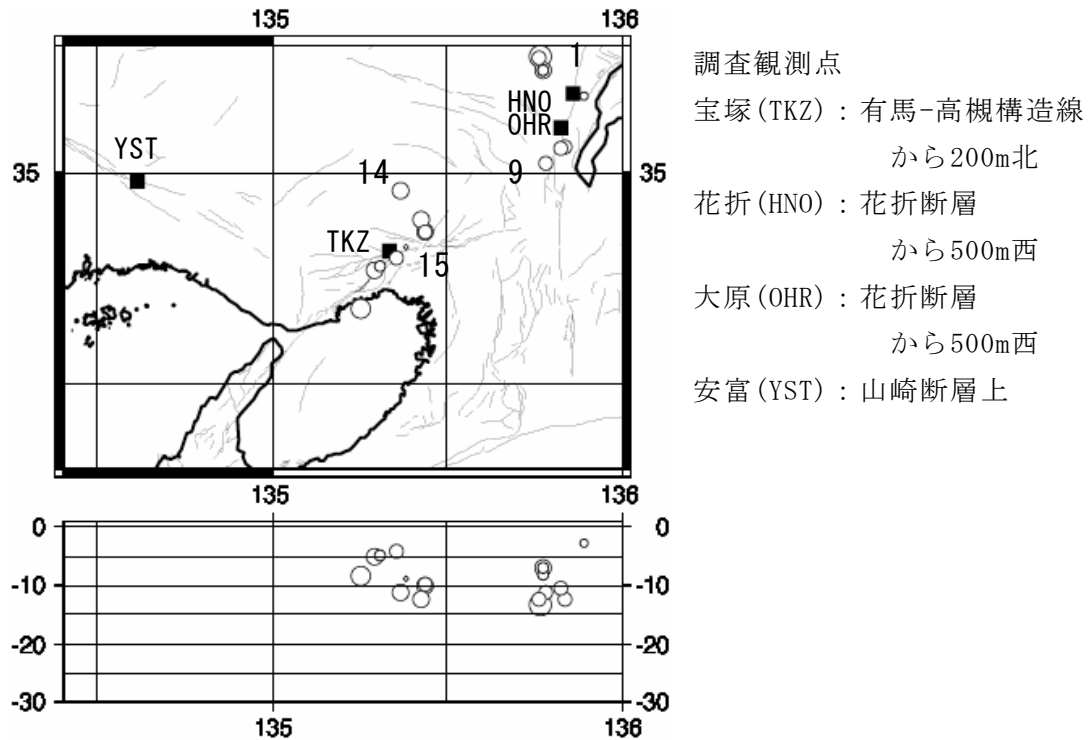


図5 探索したボアホール観測点と地震の震源分布。

番号は図 6 で示す波形の震源位置。

図 5 に示す産総研のボアホール観測点は、各断層の極近傍か断層直上にある。これらの観測点では震源位置が断層に近い場合は (b-1) で示したような断層トラップ波が観測される期待される。

図 6 に大原、宝塚観測点での観測波形例を示す。それぞれ、断層から数 km 以上離れた場合と、断層の極近傍で発生した例を示す。b 図の大原-断層近傍震源の例を見ると特に、y 成分で直達 S 波後続波として約 1s の継続時間で卓越周波数 10Hz 程度の振動が継続している。このような波は (b-1) で示した断層トラップ波の可能性はある。一方、a 図の y 成分に見られるように b 図にも直達 S 波の約 1s 後に卓越周波数 10Hz 程度の波群が見られる。これは b 図のトラップ波の可能性のある波群の特徴と違いが明確であるとは言えない。宝塚観測点の c, d 図の比較でも同様のことが言える。これまで図 5 で示した地震の波形の解析からは、図 6 で示したように、明らかに断層トラップ波と断定できる波群はみつからない。今後さら断層近傍の観測点の波形データベースを整備し、Mizuno et al. (2004) ⁴⁾ が行なったような波群の分散性の解析等より詳細な波形解析を行い、断層トラップ波の探索を行う必要がある。

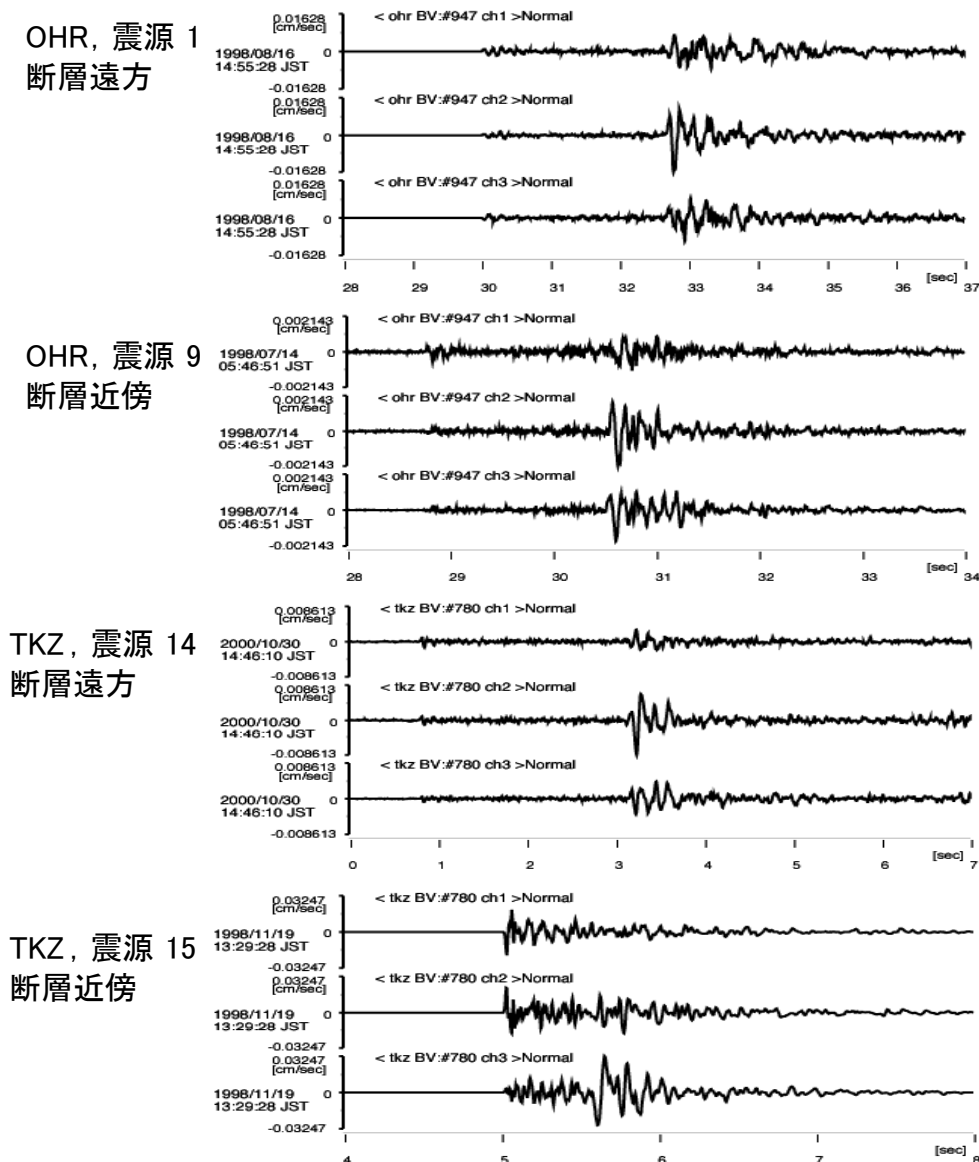


図6 大原、宝塚の各観測点の断層近傍と断層遠方で発生した地震の地震波形例

(c) 結論ならびに今後の課題

トラップ波等を利用した断層深部探査手法の高度化のため産総研スーパーコンピュータを利用した3次元差分計算の高速化を行い、トラップ波の波形に与える震源メカニズムや断層帯の不均質構造の影響の評価、及び産総研所有の近畿地域活断層近傍のボアホール地震計の波形データの特徴の抽出を図った。以下のことが明らかになった。

- (1) メカニズム解の影響は、S波初動とトラップ波の最大振幅の比に現れ、トラップ波の波形への影響は小さい。すなわちトラップ波の波形は断層破碎帯の構造のみが強く影響する。

- (2) 震源の断層帯からの距離はトラップ波の振幅に大きく影響する。また波形については、特に高周波のトラップ波の励起に対し影響する。
- (3) 近畿地域活断層近傍のボアホール地震計の波形の予備解析からは、明かに断層に起因する波動は同定されていない。

今後は、開発した差分プログラムを用いて、実観測データと計算波形のマッチングによるより詳細な断層構造の解明、近畿地域のボアホール地震計の波形データベースを整備し、波群の分散性の解析等より詳細な波形解析を行い、断層トラップ波の探索を行う必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Mamada, Y., Kuwahara, Y., Ito, H. and Takenaka, H.: Discontinuity of the Mozumi-Sukenobu fault low-velocity zone, central Japan, inferred from 3D finite-difference simulation of fault zone waves excited by explosive sources, Tectonophysics, 378, 209-222 (2003)
- 2) Kuwahara, Y., Mamada, Y. and Ito, H.: Low-velocity zones along subducting oceanic plates - Their implications in the subduction-zone seismogenesis and a method to detect them, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 78, 197-203 (2003)
- 3) Ben-Zion, Y., Properties of seismic fault zone waves and their utility for imaging low-velocity structures, J. Geophys. Res., 103, 12567-12585, 1998
- 4) Mizuno, T., Nishigami, K., Ito, H., and Kuwahara, Y.: Deep structure of the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, estimated from the subsurface array observation of fault zone trapped wave, accepted, Geophys. J. Int. (2004)

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Mizuno, Nishigami, Ito, Kuwahara	Deep structure of the Mozumi-Sukenobu fault central Japan estimated from the subsurface array observation of fault zone trapped waves	Geophys. J. Int.	平成 15 年 3 月 26 日受理

(f) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし

2) ソフトウェア開発

名称	機能
3次元弾性波動差分計算プログラム	弾性波の3次元速度-応力型の差分法であり、空間に4次、時間に2次の差分精度である。産総研計算機センターの日立 SR8000 を用いた。

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 16 年度業務計画案

(3-1) 活断層の深部不均質構造の推定

散乱波トモグラフィーにより跡津川断層の深部不均質構造を推定する。山崎断層についてもデータ追加を行い、15 年度に得られた結果の分解能向上をはかる。これらをもとに山崎断層、跡津川断層の深部構造モデルの作成、地震発生特性との関係の考察を行う。

(3-2) 活断層の深部構造モデルの推定

断層トラップ波の三次元差分法プログラムについて、震央距離 15km 程度までの計算を可能にするためメモリ節約型のプログラムに改良を行い、茂住・祐延断層および近畿地域の活断層の深部構造を推定する。非弾性減衰効果をモデルに取り込むため、シミュレーションとは独立に観測波形から非弾性減衰特性の推定も試みる。

(3-3) 近畿圏ボアホールデータの解析と断層トラップ波探査手法の高度化

近畿の断層近傍の産総研ボアホール地震計データを 15 年度に引き続き整備し、断層トラップ波等の断層に起因する波動の特徴を抽出する。

3. 3. 6. 2 活断層における地震活動特性・発震機構等の不均質性に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：活断層における地震活動特性・発震機構等の不均質性に関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	助手	澁谷拓郎	shibutan@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助教授	片尾 浩	katao@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(c) 業務の目的

活断層における地震活動の解析（高精度の震源分布、 b 値の空間分布、微小地震の発震機構解の空間分布、等）から、強震動予測のための震源モデルにおける断層パラメータの推定に寄与することを目的とする。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画

- 1) 平成 14 年度： 解析手法の検討、データのコンパイル、処理・解析プログラムの準備、等を実施した。
- 2) 平成 15 年度： 山崎断層における地震活動特性の解析、および丹波山地を中心とする近畿圏の地震発震機構解の特性の解析。
- 3) 平成 16 年度： 琵琶湖西岸断層帯における地震活動特性の解析、および応力テンソルインバージョン解析。
- 4) 平成 17 年度： 他のいくつかの近畿圏活断層についても解析を行い、断層に沿った地震活動特性、発震機構解の不均質構造の推定。
- 5) 平成 18 年度： 各活断層の深部モデル（アスペリティ、破壊開始域等）、および活断層深部モデルの一般的特性、等に関して取りまとめる。

(e) 平成 15 年度業務目的

山崎断層において JHD 法による震源の再決定を行い、得られた高精度震源分布をもとに、断層に沿った地震活動特性について詳細に検討する。丹波山地を中心とする近畿地方について既存の微小地震の発震機構データをコンパイルし、またデータの不足を新たに発震機構を求めて補間し、発震機構解の特性について詳細に検討する。

(2) 平成15年度の成果

(2-1) 活断層帯の微小地震の活動特性

渋谷拓郎（京都大学防災研究所）
sibutan@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

本研究では、活断層における地震活動の解析から、強震動の予測のための震源モデルにおける断層パラメータの推定に寄与することを目的とする。種々の事例を考察した結果、合理的な仮定として、(1)破壊開始域＝低 b 値域、(2)アスペリティ＝低地震活動域、を設定した。昨年度に行った山崎断層での予備的解析では、仮定(2)に基づき、断層上での低地震活動域からアスペリティの位置と大きさを推定することを試みた。このような地震活動解析は、強震動予測における断層パラメータの推定において、有用な情報を与え得ることがわかったが、信頼性を高めるためには、震源の深さの絶対精度を向上させなければならないことも明らかになった。今年度はこの点を改善するため、JHD法による震源の再決定を行った。得られた精度のよい震源分布をもとに、山崎断層の地震活動について詳細に検討した。

(b) 業務の実施方法

はじめに

強震動の予測に用いられる震源モデルにおいては、想定地震断層の位置、長さ、幅、走向、傾斜や地震モーメントなどの巨視的パラメータに加えて、各断層内のアスペリティの位置、大きさ、個数、応力降下量やすべり速度時間関数などの微視的パラメータと破壊開始点や破壊伝播様式などを与える必要がある。

本研究の目的は、活断層における地震活動の解析から、上記のパラメータのうちのいくつかの決定について有用な情報を提供することである。まず、巨視的パラメータのうちの断層の位置、長さ、走向については、活断層図などから読み取ることもできるが、地震分布を用いれば、伏在断層も含めて、長さ、走向、幅、傾斜を推定することが可能である。さらに、アスペリティの位置、大きさ、個数という微視的パラメータについては断層面近傍での地震活動の不均質分布から、破壊開始セグメントについては b 値の空間分布の不均質性から、推定できると考えられる。本研究では、Joint Hypocenter Determination (JHD)法により震源精度(とくに深さ精度)を改善したデータを用いて、地震活動や b 値の不均質分布からアスペリティの位置、大きさ、個数や破壊開始点の位置を推定する手法についての研究を行う。

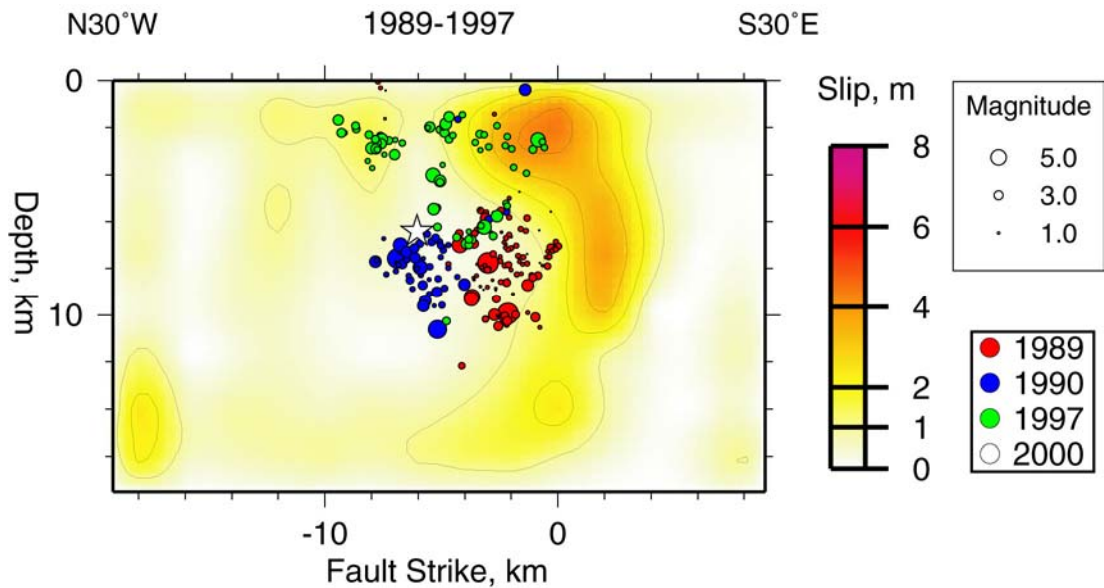


図 1 2000 年鳥取県西部地震に先行して発生した群発地震(1989 年：赤，1990 年：青，1997 年：緑)と本震の破壊開始点(星印)と本震時のすべり分布との関係。いずれも本震の主断層面に投影されている。

これまでの研究

シナリオ地震の強震動予測における特性化震源モデルの構築に関しては、最近、入倉・三宅(2001)¹⁾、Irikura (2002)²⁾などにより「レシピ」の形にまとめられてきた。さらに、特性化震源モデルを用いた強震動波形の計算は、1995 年兵庫県南部地震(Kamae and Irikura, 1998)³⁾、1999 年トルコ・Kocaeli 地震(Kamae and Irikura, 2000)⁴⁾、1999 年台湾・Chi-Chi 地震(Iwata et al., 2000)⁵⁾、2000 年鳥取県西部地震(池田ほか, 2001)⁶⁾などにおいて行われ、観測された強震動との比較により、最適な特性化震源モデルを推定するという研究が進められている。この震源特性化の手続きにおいては、上に述べたような断層に関する巨視的あるいは微視的なパラメータを何らかの方法で決める必要がある。本研究では、地震活動の解析からこの問題に寄与したいと考える。

活断層におけるアスペリティと地震活動

Malin et al. (1989)⁷⁾は、San Andreas 断層の Parkfield セグメント近傍の地震活動の解析から、1966 年 Parkfield 地震の前震(M5.1)と本震(M5.9)のアスペリティが非地震性であることを見出した。この非地震性アスペリティの周辺部ではストレスドロップの大きな地震が発生していることもわかった。

Schaff et al. (2002)⁸⁾は、カリフォルニア州 Calaveras 断層の地震活動解析から、断層上に 30 年以上も非地震性を保っている領域が存在することを見出した。1984 年 Morgan Hill 地震(M6.2)においてすべりが大きかった場所とこの非地震性の領域とが良く一致することから、この領域は大地震のインターバルの期間にはロックしていると考えられる。

Westerhaus et al. (2002)⁹⁾は、1999 年トルコ・Izmit 地震(Mw7.4)において、本震の破

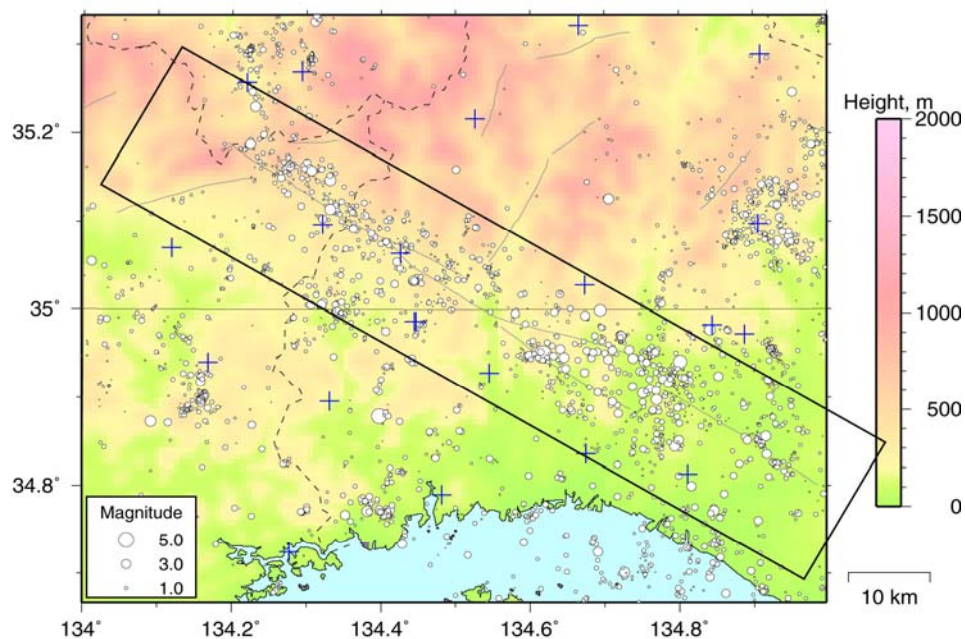


図2 山崎断層近傍の1976年6月から2003年12月までの約28年間の震央分布(白丸)。JHD法で得られた観測点補正值と1次元速度構造を用いて再決定し、declustering処理を施した。+は再決定に使用した観測点。薄い実線で活断層を示す。破線は県境。

壊開始点はb値の最も低い領域の近傍に位置することを見出した。

Shibutani et al. (2002)¹⁰⁾は、2000年鳥取県西部地震(Mj7.3)に先行して発生した群発地震と本震の震源過程の関係について議論した。図1に示すように、群発地震は同一断層面上の異なる領域に発生しており、そのb値は0.51~0.64とかなり低い値を示した。本震の破壊開始点は群発地震の発生域近傍に位置する。すなわち、本震の破壊開始点はb値の低い領域の近傍に位置したことになる。図1には、本震時のすべり分布(関口・岩田, 2001)¹¹⁾もカラーコンターで示されているが、すべりが大きい主破壊域と先駆的群発地震域とが相補的な位置関係にあることが明瞭に示されている。

これらの事例から、地震活動とアスペリティや破壊開始点との関係について、次のように考えることができる。来るべき大地震の破壊開始点やアスペリティとなるであろう領域では、応力集中が起き、既存のクラックの一部が閉じ、均質化が起こり、b値が低下する(Scholz, 1968)¹²⁾。また、アスペリティは断層面のカップリングが強い領域であるから、定常的には低地震活動域となる。そこで本研究では、(1)破壊開始点は低b値域であり、(2)アスペリティは低地震活動域である、という仮定を設け、地震活動の解析から、破壊開始とアスペリティに関する情報を推測することを試みる。

山崎断層における地震活動の解析

山崎断層は、岡山県から兵庫県にかけて北西-南東方向に走る全長約87kmの活断層で、確実度はI、活動度はBと評価されている。北西側から大原、土万、安富、琵琶甲断層と

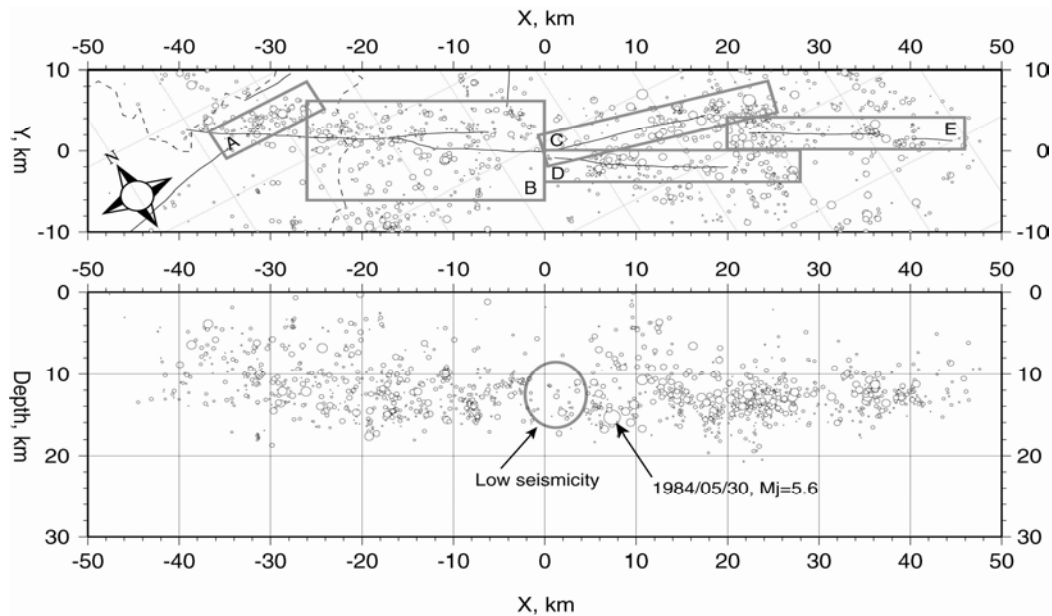


図3 山崎断層周辺域(図2における太線四角)の震源分布。(上図)震央分布。山崎断層に沿う北西－南東走向の地震分布がX軸に平行になるよう反時計回りに30°回転した。A～Eを付した四角は本研究で再定義したセグメントの領域を示す。A：那岐山断層延長部、B：大原断層と土万断層、C：安富断層、D：暮坂峠断層、E：琵琶甲断層と三木断層。(下図)山崎断層に平行な断面での地震の深さ分布。山崎断層の中央部で1984年のMj=5.6の地震の北西側にあたる部分の低活動が顕著である。

いうセグメントと、さらに土万断層の南東端部付近から分岐する暮坂峠、三木断層というセグメントとから構成される(活断層研究会, 1991)¹³⁾。地震調査委員会(2003)¹⁴⁾による長期評価では、大原、土万、安富、暮坂峠断層を含む山崎断層帯主部北西部における想定規模はM7.7、30年確率は0.06～0.8%となっており、琵琶甲、三木断層を含む主部南東部ではそれぞれM7.3と0.03～5%となっている。さらに、岡山県北部をほぼ東西に走る那岐山断層帯ではそれぞれM7.3と0.07～0.1%と推定されている。

本研究では、京都大学防災研究所地震予知研究センター鳥取観測所による1976年6月から1997年9月までの観測値データと気象庁による1976年6月から2003年12月までの観測値データを統合した。その中から抽出した約1,600個の地震にJHD法を適用し、観測点補正值と1次元速度構造を求めた。それらを用いて統合データのすべての地震の再決定を行った。この手法のポイントは、共通する観測点の補正值を介して、近年の高密度観測が過去の震源の絶対精度の向上に寄与できるところにある。

余震や群発地震は定常的な地震活動を見えにくくする可能性があるので、declustering (Reasenber, 1985)¹⁵⁾によりこれらを取り除いた。

このような処理の結果得られた震源カタログから水平方向と鉛直方向の誤差がともに1km以下の地震を抽出し、震央分布図やいろいろの断面図を作成し、地震の空間分布の不均質性について詳細に検討した。

(c) 業務の成果

解析結果と考察

得られた震央分布を図 2 に示す。今回適用した declustering では、余震や群発地震で同一 cluster に属するものは、地震モーメントに換算して足し合わされ、得られたモーメントと等価なマグニチュードをもつひとつの地震に置き換えられる。decluster した震央部分に少し大粒の地震が目立つのはこのような理由による。

山崎断層周辺域(図 2 の太線四角)の地震を抽出し、断層の走向(北西－南東)の断面における深さ分布を示したのが図 3 である。さらに、断層の走向に直交する 8 枚の断面における深さ分布を図 4 に示す。図 3 の深さ分布からほとんどの地震が深さ 2～18km で発生していることがわかる。このことから強震動予測における断層モデルの幅(深さ方向)の上限は 16km と考えることができる。

図 4 に示す断層に直交するどの断面においても断層の傾斜を示す明らかな証拠は得られなかった。(a)と(f)で傾斜した地震分布が見られるが、これは地震分布の走向と断面とが直交していないことによる見掛けのものと考えられる。ここでは断層は垂直であると仮定して、図 3 と図 4 から山崎断層のセグメントを以下のように再定義することを提案する

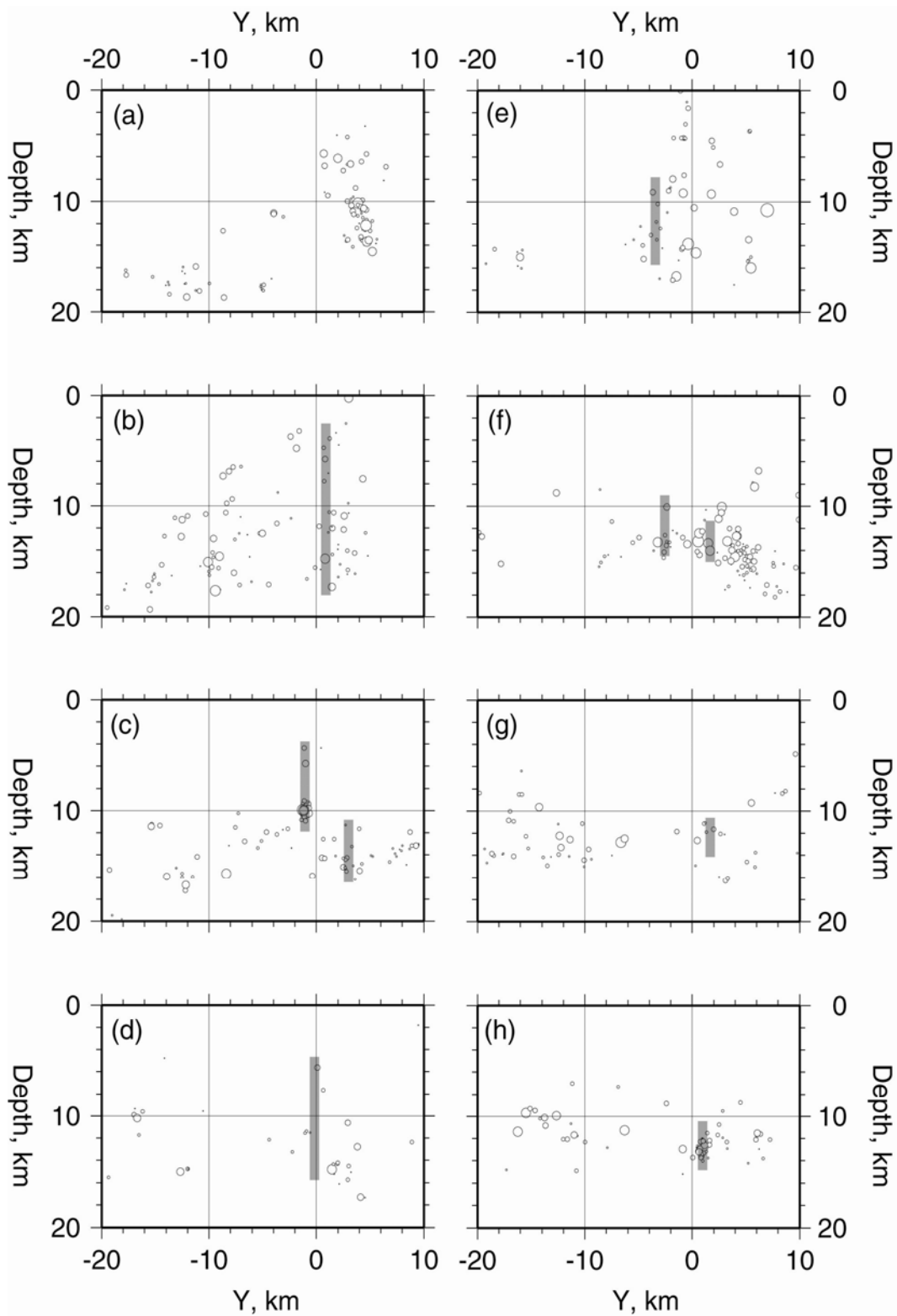


図 4 山崎断層に直交する断面での地震の深さ分布。(a) : $X=-30$, (b) : $X=-20$, (c) : $X=-10$, (d) : $X=0$, (e) : $X=10$, (f) : $X=20$, (g) : $X=30$, (h) : $X=40$ での断面において $\pm 2\text{km}$ の幅を持つ領域に発生した地震をプロットした。薄い縦棒は、垂直と仮定した断層面の位置。

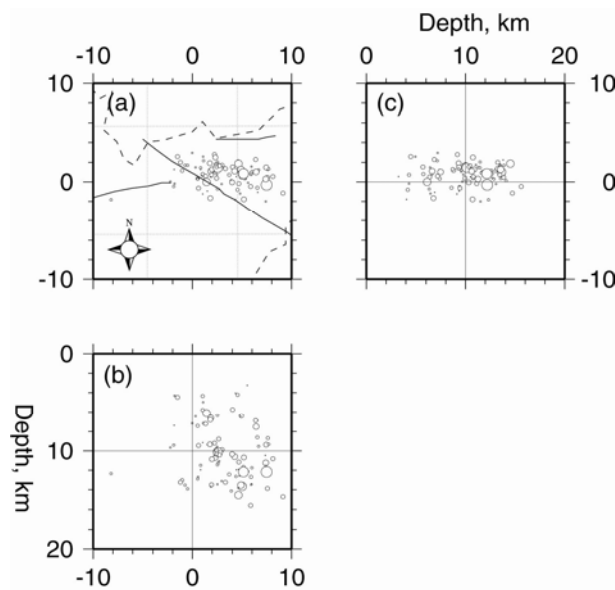


図5 那岐山断層の延長部。(a)震央分布図。(b)地震分布に平行な断面での深さ分布。(c)地震分布に直交する断面での深さ分布。

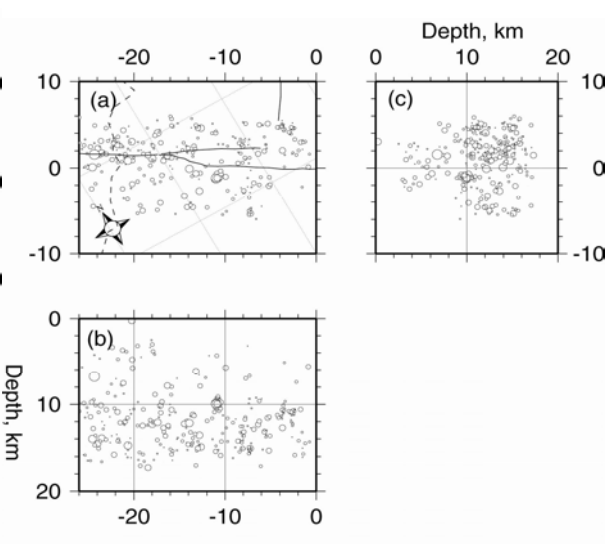


図6 大原断層と土万断層。(a)震央分布図。(b)地震分布に平行な断面での深さ分布。(c)地震分布に直交する断面での深さ分布。

・ 那岐山断層の延長部

図5に示すように、山崎断層の北西端部の地震分布は山崎断層(大原断層)に沿うと考ええるより、ほぼ東西の走向をもつ那岐山断層の延長と考えたほうがよいと思われる。大原断層の北西側半分の地震活動はきわめて低いといえる。また、この延長部を除いた那岐山断層の地震活動もきわめて低い。

・ 大原断層と土万断層

大原断層の南東側半分と土万断層における地震活動はかなり高いといえる。図6に示すように、断層のごく近傍で発生している地震もあるが、断層の外側でもかなり幅広く発生している。

・安富断層

図 7 に示すように、安富断層では東南東部およびその延長部での地震活動が高い。

・暮坂峠断層

図 8 に示すように、暮坂峠断層では北西部において 1984 年に $M_j=5.6$ の地震が発生した。これに対して南東部では地震活動は低い。ただし、その延長部ではやや高くなる。

・琵琶甲断層と三木断層

図 9 に示すように、琵琶甲断層では北西部で地震活動が高い。南東端部にも地震活動が見られるが、これは 2003 年 2 月はじめに発生した $M_j=3.0$ を主震とす

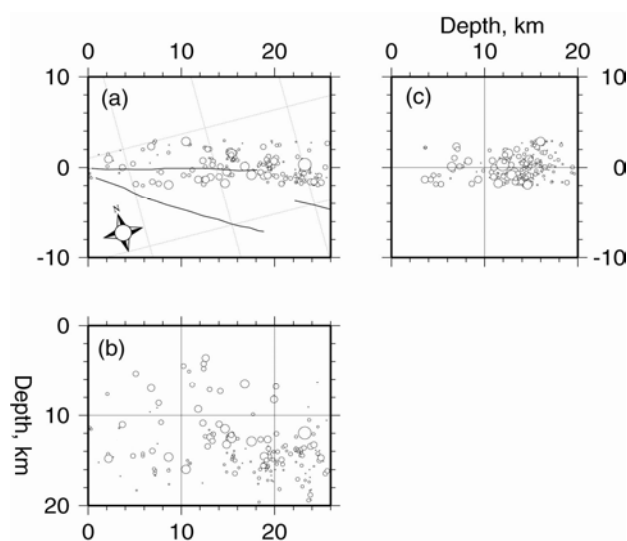


図 7 安富断層。(a)震央分布図。(b)地震分布に平行な断面での深さ分布。(c)地震分布に直交する断面での深さ分布。

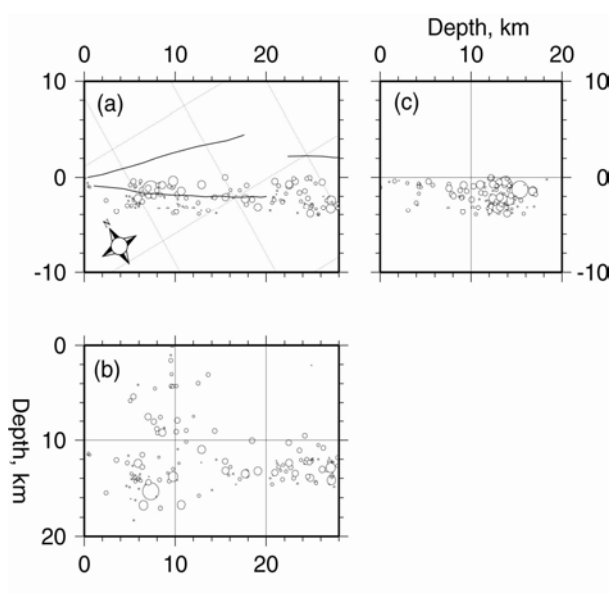


図 8 暮坂峠断層。(a)震央分布図。(b)地震分布に平行な断面での深さ分布。(c)地震分布に直交する断面での深さ分布。

る小規模な群発的な活動である。三木断層では北西端部に地震活動が見られる。

最後に、山崎断層全体の地震活動についてまとめると以下ようになる。琵琶甲断層と安富断層および琵琶甲断層と暮坂峠断層のジョイント部分の地震活動が高い。1984 年 $M_j=5.6$ の暮坂峠断層の地震の北西側、安富断層と土万断層のジョイント部の地震活動は低い。「低地震活動域＝アスペリティー」という仮定に基づく、土万断層と安富断層のジョイント部付近から安富断層がアスペリティーの第 1 候補と言えるのではないだろうか。

(d) 結論ならびに今後の課題

昨年度の研究から、地震活動の解析が特性化震源モデルの構築に当たり、推定断層の位

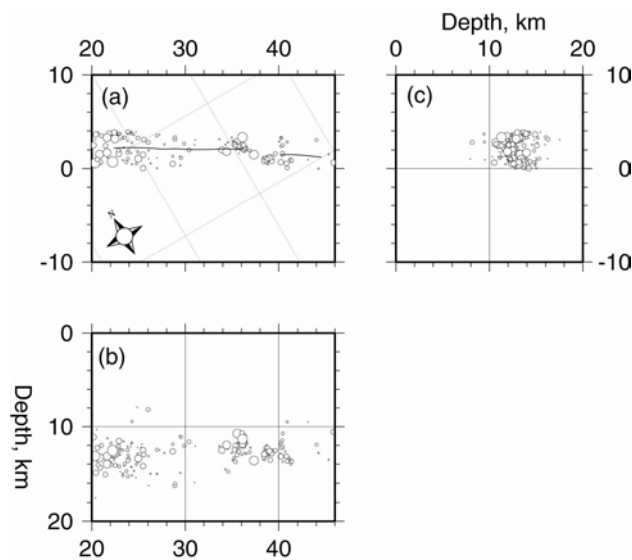


図 9 琵琶甲断層と三木断層。(a)震央分布図。(b)地震分布に平行な断面での深さ分布。(c)地震分布に直交する断面での深さ分布。

置や大きさなどの巨視的パラメータだけでなく、その内部のアスペリティの位置や大きさなどの微視的パラメータの推定においても有用な情報を与えうることがわかった。ただし、震源精度、とくに深さの絶対精度を良くしなければ、信頼性の高い推定はできないという問題も明らかになった。

そこで、震源精度を向上させるために、山崎断層周辺の地震に対して、最近の高密度化した観測網のデータと過去のデータをジョイントした震源再決定を行った。declustering をした震源分布を用いて、地震の空間分布の付近質性について詳細な検討を行った。

今後は、アスペリティの分布をより具体的に指定するとともに、 b 値の空間分布のマッピングによる破壊開始セグメントの推定を試みる。

(e) 引用文献

- 1) 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875, 2001.
- 2) Irikura, K.: Recipe for estimating strong ground motions from active fault earthquakes, in Seismotectonics in Convergent Plate Boundary, eds. Y. Fujinawa and A. Yoshida, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 45-55, 2002.
- 3) Kamae, K. and Irikura, K.: Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 400-412, 1998.
- 4) Kamae, K. and Irikura, K.: Source modeling for simulating strong ground motion during the 1999 Kocaeli, Turkey earthquake, Eos Trans. AGU, 81 (48), Fall Meet. Suppl., S51A-09, 2000.
- 5) Iwata, T., Sekiguchi, H. and Pitarka, A.: Source and site effects on strong ground motions in near-source area during the 1999 Chi-Chi Taiwan, earthquake, Eos Trans. AGU, 81 (48), Fall Meet. Suppl., S72B-07, 2000.
- 6) 池田隆明, 釜江克宏, 三輪 滋, 入倉孝次郎: 2000 年鳥取県西部地震の震源モデルの再検討, 日本地震学会予稿集・2001 年度秋季大会, A74, 2001.
- 7) Malin, P. E., Blakeslee, S. N., Alvarez, M. G. and Martin, A. J.: Microearthquake imaging of the Parkfield asperity, Science, 244, 557-559, 1989.
- 8) Schaff, D. P., Bokelmann, G. H. R., Beroza G. C., Waldhauser, F. and Ellsworth

- W. L. : High-resolution image of Calaveras Fault seismicity, J. Geophys. Res., 107(B9), 2186, doi:10.1029/2001JB000633, 2002.
- 9) Westerhaus, M., Wyss, M., Yilmaz, R. and Zschau, J. : Correlating variations of b values and crustal deformations during the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the Mw=7.4 Izmit earthquake of 1999 August 17, Geophys. J. Int., 148, 139-152, 2002.
- 10) Shibutani, T., Nakao, S., Nishida, R., Takeuchi, F., Watanabe, K. and Umeda, Y. : Swarm-like seismic activity in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Western Tottori Earthquake, Earth Planets Space, 54, 831-845, 2002.
- 11) 関口春子, 岩田知孝 : 震源過程が支配する震源近傍強震動—2000年鳥取県西部地震—, 日本地震学会予稿集・2001年度秋季大会, A73, 2001.
- 12) Sholtz, C. H. : The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am., 58, 399-415, 1968.
- 13) 活断層研究会, 「新編」日本の活断層, 東京大学出版会, p.437, 1991.
- 14) 地震調査委員会, 山崎断層帯の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/03dec_yamasaki/, 2003.
- 15) Reasenber, P. : Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982, J. Geophys. Res., 90(B7), 5479-5495, 1985.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

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

(2-2) 活断層帯の微小地震の発震機構

片尾 浩（京都大学防災研究所）

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

(a) 業務の要約

微小地震の発震機構を調べることは、その地域の広域応力場やテクトニクス、過去あるいは将来の被害地震の発生機構を知る上でも重要となる。近畿圏大都市周辺で定常的に活発な微小地震活動が存在するのは丹波山地と和歌山市付近であり、他の地域では地震活動は低調である。本研究では、丹波山地の定常活動を中心に近畿圏における微小地震の発震機構を調べる。大阪府北部から京都府中部にかけての丹波山地は広域にわたって面的に微小地震活動が定常的に活発であるという特徴がある。この地域は、最近 GPS の観測結果から提唱されている新潟神戸歪集中帯の一翼を担う位置にあり、近畿地方のテクトニクスを考える上で重要である。また、極めて定常的に地震が発生しているため、微小地震発震機構を通して地域の応力場、特に実際の地震発生深度におけるそれを常時モニタできる可能性のある数少ないフィールドの一つであるといえる。

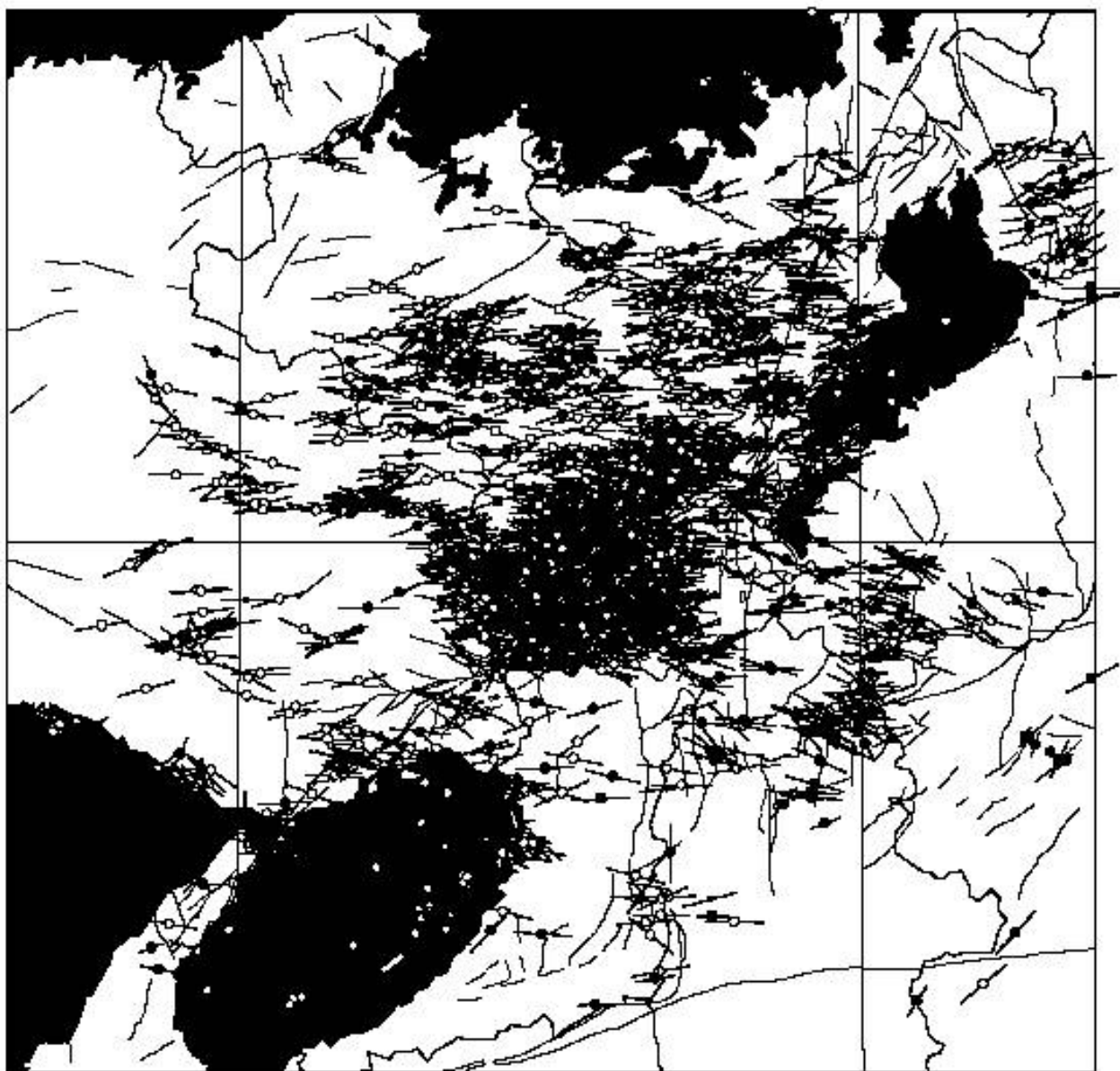
(b) 業務の実施方法

近畿地方の微小地震の発震機構の既存データを収集し、またデータの不足を新たに発震機構を求め補間する。地震波形データとしては、京都大学防災研究所の阿武山系微小地震観測網のものを使用する。京都大学防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所系の微小地震観測網では過去 30 年間に渡る微小地震データが蓄積されている。このうち 1990 年代初頭までの M2.5 以上の地震については、飯尾が丹念にまとめた発震機構データが存在する。(Iio(1996)など)¹⁾ 一方、Katao et al. (1997)²⁾などによる兵庫県南部地震の余震の発震機構の研究でも丹波山地域における微小地震についての結果が得られている。発震機構はいずれも Maeda(1992)³⁾の方法により、P 波初動の押し引きから求めている。

これまでの研究

飯尾により、Iio, (1996)¹⁾が発表されているがこの論文の元となったデータセットが存在する。

Katao et al. (1997)²⁾, Yamanaka et al. (2002)⁴⁾等により兵庫県南部地震余震と周辺域の発震機構データセットが存在する。



Iio's Mec-DB 1980~1991

図 1 : Iio(1996) ¹⁾による丹波山地の微小地震発震機構。震央の位置と P 軸の向きを示す。

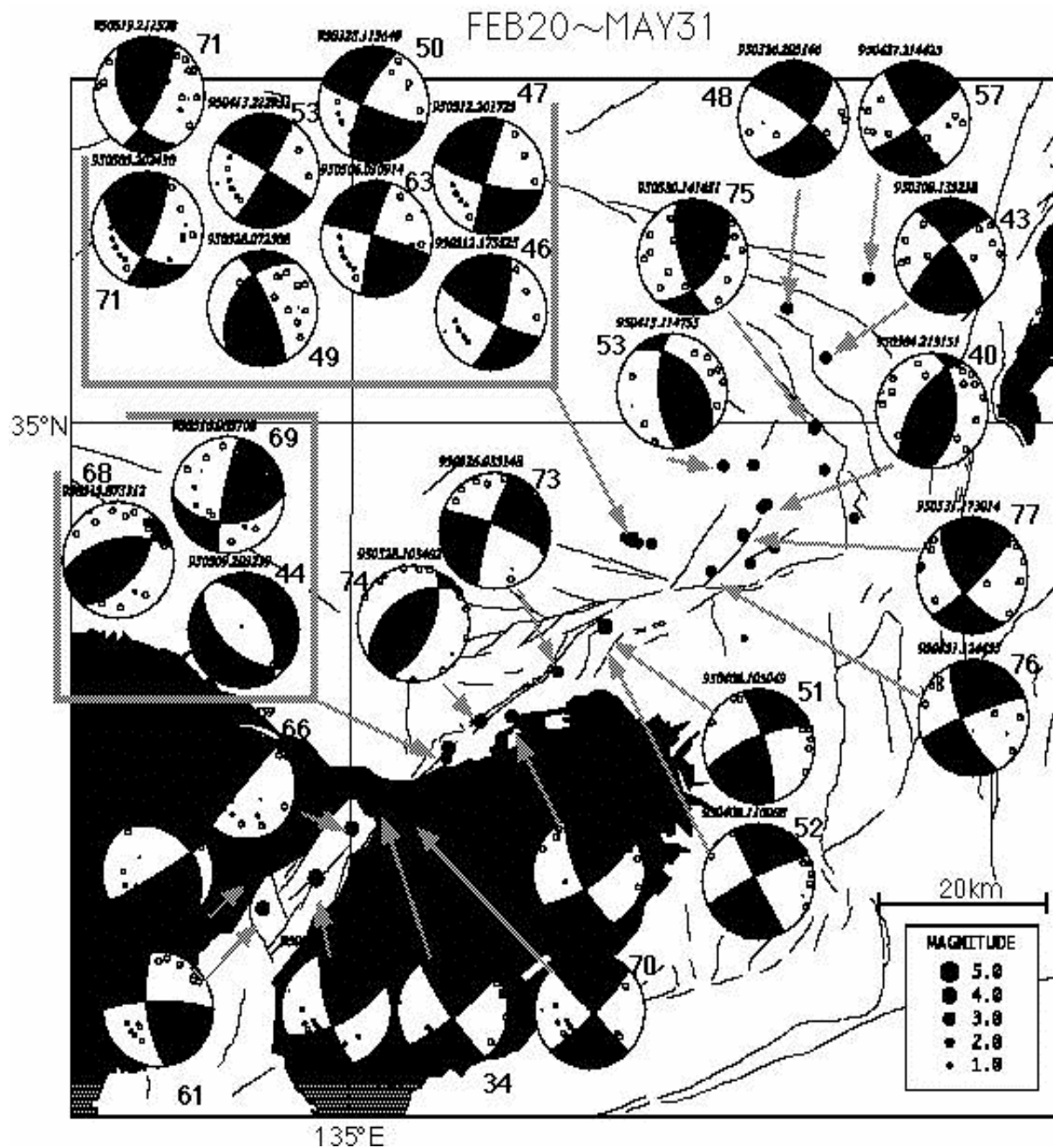


図 2 : Katao et al. (1997) ²⁾による兵庫県南部地震余震と丹波山地の微小地震発震機構。

解析方法

Iio(1996)¹⁾では1976年から1991年までの概ねM2.5以上の地震についてのデータが揃っている。Katao et al. (1997)²⁾では1995年の兵庫県南部地震直後のデータがある。その後も京都大学防災研究所地震予知研究センターの阿武山系観測網のデータがM3以上のものについては1997年ごろまで不完全ながらも多くの発震機構解データが存在する。

上記のデータセットの解析期間には1992～1994年のブランクがある。この時期は兵庫県南部地震の発生前に地震活動の静穏化等がみられた時期に当たり重要である。また、後者の解析は 兵庫県南部地震の余震が主であるため丹波山地のデータはやや不十分なところ

がある。そのため両データセットを補間し、また最近のデータも追加するための新たな発震機構解析を行うための計算機環境の整備ならびにプログラム開発を行った。

(c) 業務の成果

解析結果と考察

上述の2つのデータセットを統合し、近畿地方北部全体ならびに、図3に示すA～Dの各領域におけるP軸方位に注目してみた。A領域は丹波山地の定常活動が最も活発な地域、B領域は兵庫県南部地震余震域、C領域は花折・琵琶湖西岸断層地域、D領域は三峠断層周辺地域である。図3では各々の地震の震央に円を描きその色で断層型を(黒丸が横ずれ、白丸が逆断層)、円に付した線によってP軸方位を表している。期間は飯尾によるデータの1987～1991年のものと、片尾による1995～2000年のものを合わせて用いた。

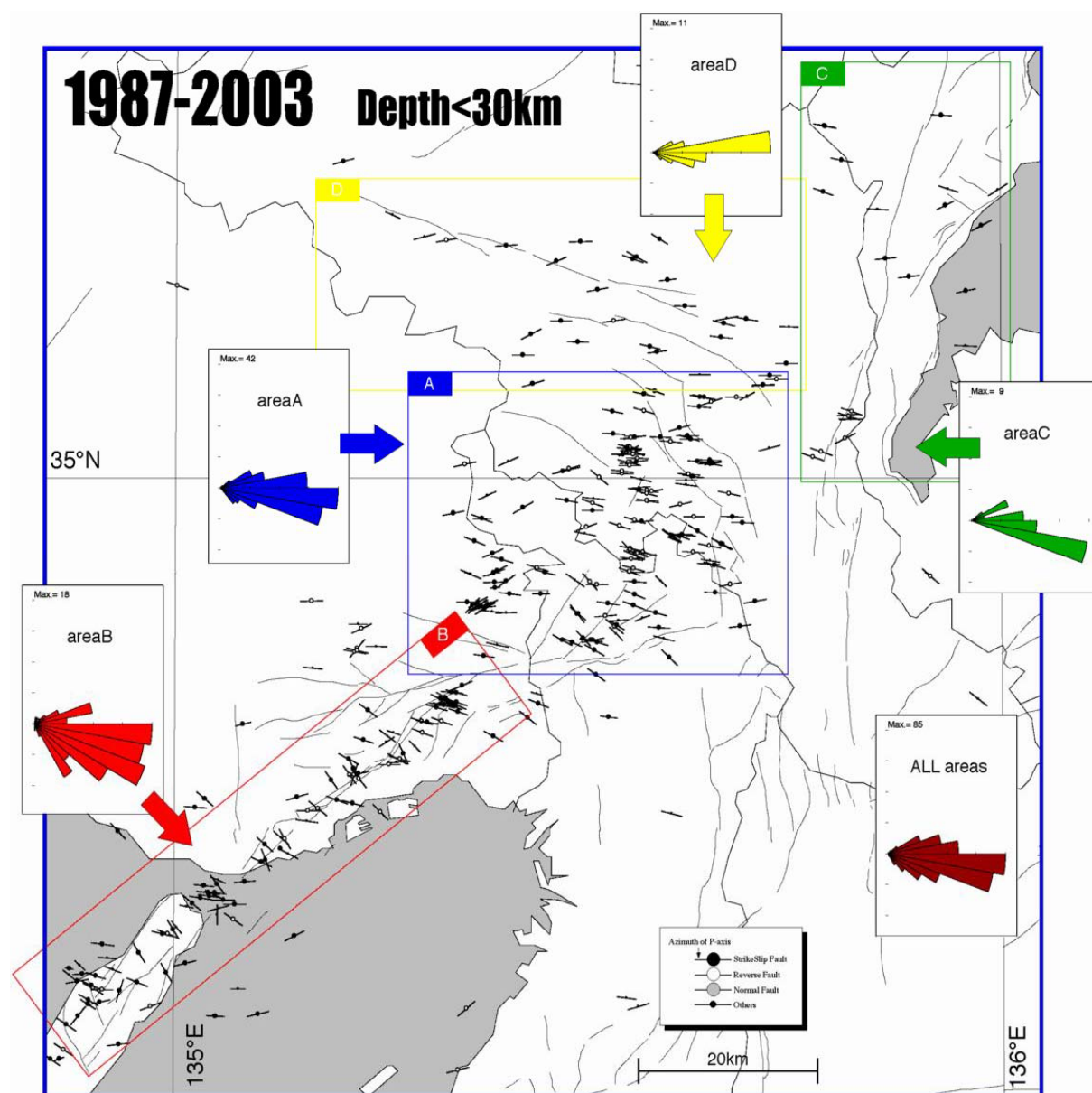


図3：丹波山地の微小地震発震機構の型とP軸方位の分布。

近畿地方北部全体では、P軸方位は東西もしくはやや東南東－西北西方向が卓越してい

る。T軸方位分布は南北方向に卓越している。ただしこの場合T軸の dip を考慮していないので、横ずれ断層が卓越していることを示してはいない。実際にはほぼ東西圧縮の横ずれ断層と逆断層が混在しているというのがこの地域の特徴である。(図4)

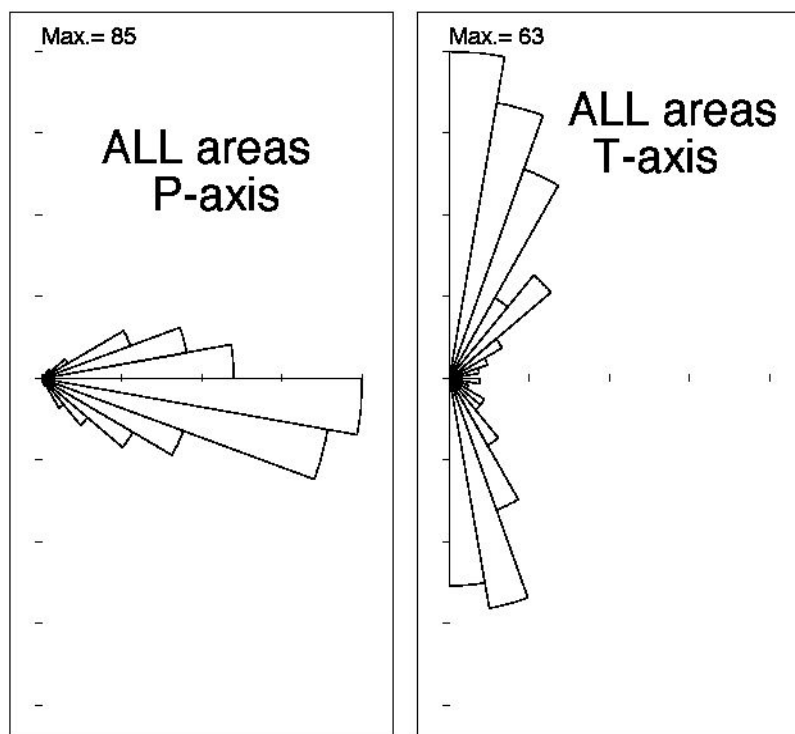


図4：図3の全域におけるP軸およびT軸のローズダイヤグラム

丹波山地（A領域）における地震活動は、1995年の兵庫県南部地震直後から数倍活発になったが、微小地震の発震機構は、基本的には東西主圧縮軸を持つということで変わりはない。断層型は横ずれ断層と逆断層が混在している。しかし、A領域においては兵庫県南部地震前に東西方向に集中していたP軸方位分布は、同地震度以後若干東南東―西北西方向に卓越方向が変化し、またそのバラつきも大きくなっている。(図5左端；図6)

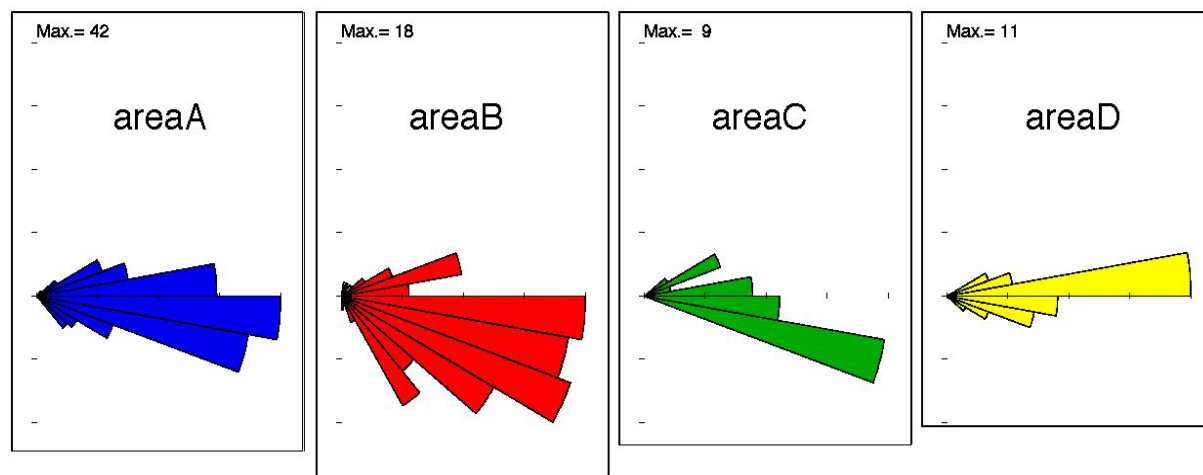


図5：図3のA～Dの小領域におけるP軸のローズダイヤグラム

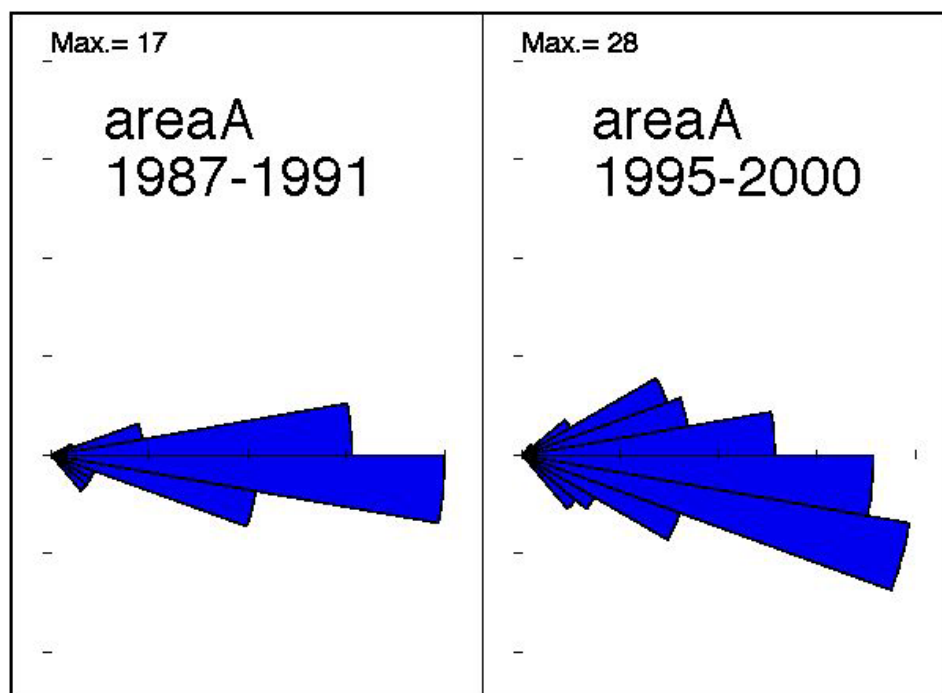


図 6：兵庫県南部地震の前後での A 領域における P 軸方位分布の変化

兵庫県南部地震余震域（B 領域）でも P 軸の卓越方位は東南東－西北西であるがバラつきが大きい（図 5 左から 2 番目）。ほとんどは兵庫県南部地震の余震であるが、余震域内部でも断層型は横ずれ断層と逆断層が混在している。余震域北東端や明石海峡付近等で P 軸方位、断層型ともに同じものが集中している小領域がみられる。余震のいくつかは P 軸方位が南東－北西方向を向き、本震断層の走向とほぼ直交するものがみられる。残念ながらこの領域の兵庫県南部地震発生以前の地震活動は極めて低いため、同地震前後の変化を知ることは困難である。

花折・琵琶湖西岸断層域（C 領域）では、東南東－西北西の P 軸方位が卓越している。（図 5 左から 3 番目）しかし花折断層南端部では逆断層型の地震が密集しているのに対し、琵琶湖西岸域では横ずれタイプが分散している等、領域内部でもバリエーションがある。

三峠断層周辺域（D 領域）では、東西もしくは東北東－西南西が多い。（図 5 右端）

また、黄檗断層、生駒断層、上町断層などでは現在微小地震活動が低いため、系統的に意味のある発震機構データを得ることが困難である。これらの断層周辺においても、より小さな M においても発震機構を求める方法を開発し、丹波山地の例との比較研究を行う必要がある。

これまでの解析例（Iio(1996), Katao et al, (1997)等）^{1), 2)}では、丹波山地における微小地震の発震機構は、東西圧縮による横ずれもしくは逆断層型が卓越している。多少の圧縮軸方向のばらつきは見られるが、概ね東西方向の圧縮がこの地域の広域応力場と考えられる。丹波山地には有馬高槻構造線、花折断層、西山断層、三峠断層などの主要な活断層が存在するが、それらの近傍で発生した M4～5 の中規模地震の発震機構は必ずしも活断層の幾何学的形状とは整合的でない（活断層の走向と地震の節面が一致しない等）。今後これら活断層の形状、変位、活動履歴などとその周辺の微小地震の発震機構との関係を整理し

ていくことが必要となる。

(d) 結論ならびに今後の課題

上述の予察的な解析では、兵庫県南部地震を契機に丹波山地における微小地震地震の発震機構機構にわずかながら系統的な変化が見られ、地域的に応力場が変化していることを示している可能性が出てきた。

今後の研究の進め方としては、

1) 上述の発震機構の基となった押し引きデータ用いて、応力テンソルインバージョンを用いて、時間的・空間的に区分して系統的に応力変化を調べていく予定である。特に、兵庫県南部地震前後の丹波山地の地震活動の静穏化と活発化を念頭に、その前後の変化に注目する。兵庫県南部地震直前の3年間は、阿武山観測所系の発震機構データは存在しないが、この時期は丹波山地において地震活動の低下がみられ、兵庫県南部地震の発生に関連して発震機構の変化についても解析が必要な時期に当たる。この時期の波形データを再解析し発震機構データを追加して解析を行う予定である。

2) 特定の活断層付近の発震機構を詳細に解析する。丹波山地では東西圧縮の横ずれもしくは逆断層解が卓越している。多少の圧縮軸方向のばらつきは見られるが、概ね東西方向の圧縮がこの地域の広域応力場と考えられる。丹波山地には有馬高槻構造線、花折断層、西山断層、三峠断層などの主要な活断層が存在するが、それらの近傍で発生したM4〜5の中規模地震の発震機構は必ずしも活断層の幾何学的形状とは整合的でない例が多い（活断層の走向と地震の節面が一致しない等）。その整合性を細かく分析する。仮説としては鳥取県西部地震の前駆的活動を例とすると、将来活断層に沿って破壊するM7級地震とほぼ同じ発震機構をもつ微小・中規模地震の活動域があれば、それはM7の破壊開始点候補となる。また、アスペリティーはその領域に隣接する場所に存在する可能性がある。

3) 十分な押し引きデータが得られない極微小地震についても発震機構が求められるよう、振幅情報を利用した実用的かつ簡便な発震機構決定法を開発すると同時に、準リアルタイムでの発震機構（＝応力場）モニタを試みる。

鳥取県西部地震、兵庫県北部の地震などでは、精密な余震の発震機構解が得られている。（渋谷・片尾(2002)、中尾ほか(2002)など）^{5)・6)} これら近畿圏以外のデータとの比較研究も行う必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Iio, Y.: Depth-dependent change in the focal mechanism of shallow earthquakes: Implications for brittle-plastic transition in a seismogenic region, J. Geophys. Res., 101, B5, 11, 209-11, 216, 1996.
- 2) Katao, H., Maeda, N., Hiramatsu, Y., Iio, Y. and Nakao, S.: Detailed Mapping of Focal Mechanisms in/around the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake Rupture Zone, J. Phys. Earth, 45, 105-119, 1997.
- 3) Maeda, N.: A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 2410-2429, 1992.

- 4) Yamanaka, H., Hirasasu, Y. and Katao, H.: Spatial distribution of atypical aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Earth Planets Space, 54, 933-945, 2002.
- 5) 澁谷拓郎, 片尾 浩: 稠密余震観測による 2000 年鳥取県西部地震の余震分布とメカニズム解について, 日本地震学会ニュースレター, 13, 3, 23-27, 2001.
- 6) 中尾節郎, 片尾 浩, 澁谷拓郎, 渡辺邦彦: 兵庫県北部の地震 (2001 年 1 月 12 日, Mj=5.4) と一連の地震活動について, 京都大学防災研究所年報, 45, B, 561-569, 2002.
- 7) 山中寛志, 平松良浩, 片尾 浩: 兵庫県南部地震における特異余震メカニズム解の空間分布, 京都大学防災研究所年報, 42, B-1, 97-111, 1999.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月 日
	特になし		

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
	特になし		

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定
なし

(3) 平成 16 年度業務計画案

(3-1) 活断層帯の微小地震の活動特性

地震活動特性に関しては、琵琶湖西岸域の断層を対象として、再決定による震源の精密化と b 値の空間分布のマッピングを行い、断層破壊に関係する不均質構造を推定する。

(3-2) 活断層帯の微小地震の発震機構

地震発震機構解の解析に関しては、応力テンソルインバージョンによる応力場の時間、空間変動の推定、および振幅情報を用いたメカニズム解の推定を行う。また、特定の活断層付近の発震機構を詳細に解析し、活断層のジオメトリーとの関係、および $M7$ クラス地震の破壊開始点候補、アスペリティー位置を推定する。

3. 3. 6. 3 活断層および周辺地殻の三次元速度・減衰・密度構造モデルの研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：活断層および周辺地殻の三次元速度・減衰・密度構造モデルの研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	助教授	伊藤 潔	ito@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助手	大見士朗	ohmi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助教授	赤松純平	akamatsu@drs.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助手	中村佳重郎	nakamura@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
産業技術総合研究所	主任研究員	駒澤正夫	komazawa-m@aist.go.jp
岡山理科大学総合情報学部	教授	西村敬一	nisimura@big.ous.ac.jp

(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。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画

- 1) 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を行った。
- 2) 平成15年度： 制御震源実験データの走時解析、地震観測網データによる三次元速度構造の解析、および重力データの解析。
- 3) 平成16年度： 制御震源実験データの走時解析、地震観測網データによる三次元速度構造の解析の高度化、および重力データ解析による基盤構造の推定。
- 4) 平成17年度： 地殻構造と地震発生特性の検討、地殻内および活断層近傍の詳細な三次元速度構造、および三次元密度構造の推定。
- 5) 平成18年度： 近畿全体の地殻構造の特性、地殻内および活断層近傍の詳細な三次元速度構造、および近畿圏構造盆地の基盤構造と三次元密度構造に関する取りまとめ。

(e) 平成15年度業務目的

制御震源データについて近畿全体のデータ収集を行うとともに、走時データの系統的な解析を行い、速度構造の特徴を抽出する。地震観測網で蓄積された自然地震の走時データについて三次元速度構造の解析を進める。重力データについて京都盆地・奈良盆地を含む地域の解析を行い、基盤構造を推定する。

(2) 平成 15 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

(a) 業務の要約

近畿地方においては 1960 年代から人工地震による構造調査が実施されてきた。これらの実験はそれぞれの時代における器材、予算等の制約によって発展的に実施されてきている。その中で、今でも有効な結果の一つは得られた走時データである。これらの中には今では都市化した雑音の中で取得不可能なものも含まれている。これらの実験は必ずしも断層の調査を目的としたものではなかった。しかし、これらのデータを断層との関係などに注目して見直すことは、今後の調査にも有効である。

近畿地方北部は活断層が密集している地域である。しかも、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。したがって、近畿北部における人工地震の測線は必ずと言っていいほど断層を横断している。しかし、これまで、特に断層と関連する速度構造が得られているわけではな

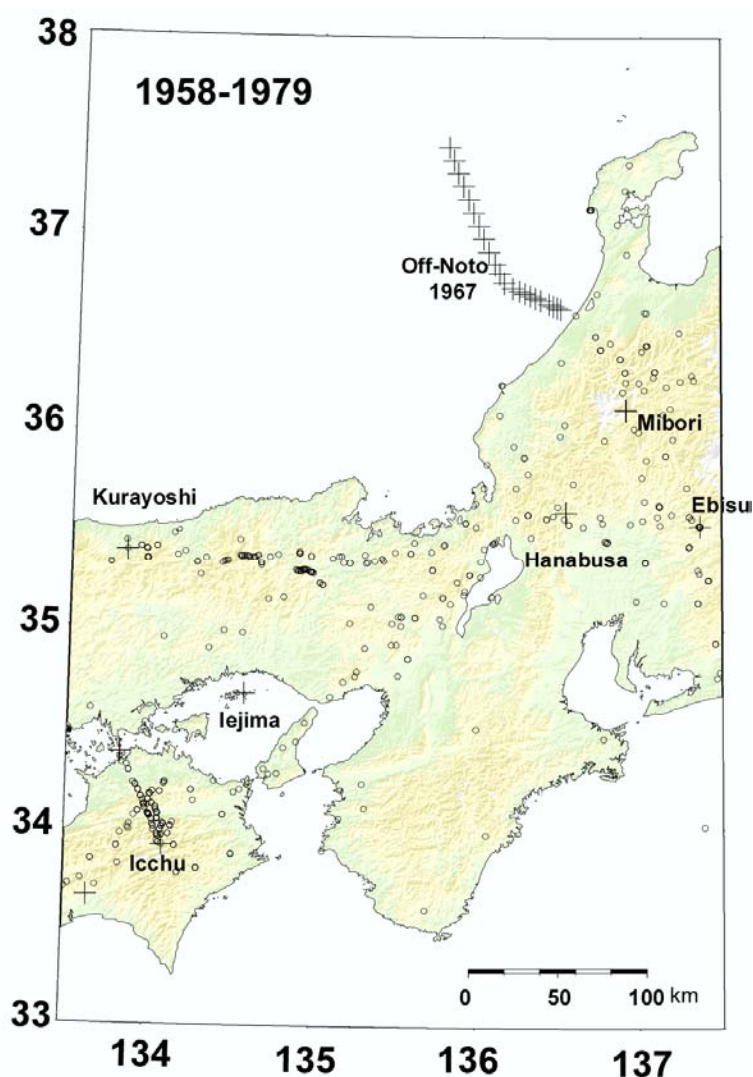


図 1a 人工地震の爆破点 (+) と観測点 (O)。1980 年以前のもの

い。

本研究は、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データを提供することを目的としている。

平成14年度は近畿北部における代表的測線の再解析を行った。平成15年度は古いデータも含めて、近畿全体のこれまでのデータの収集を行った。本報告では、主に解析結果ではなく原走時データに注目して、これらの特徴を調べた。走時データは解析結果としての速度構造のもとであり、より直接的に調査の問題点を表すと考えられる。

(b) 業務の実施方法

はじめに

近畿地方の地下の速度構造は、1960年代から主に爆破地震動研究グループによって研究されてきた。最初は300km以上の測線で最上部マントルの速度を含めた地殻全体の構造を

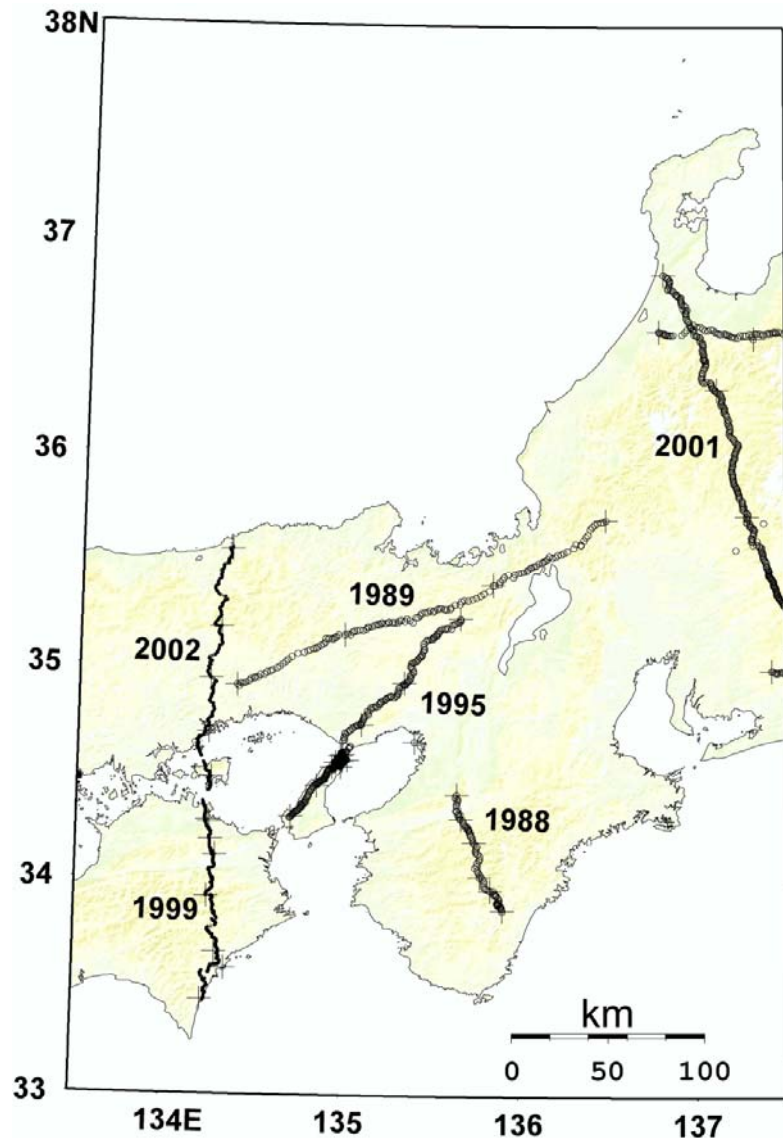


図 1b 人工地震の爆破点 (+) と観測点 (○)。1980 年以後のもの

明らかにすることを目標とする実験が行われた。倉吉－花房測線はこの代表的なものである。これらの実験は観測点間隔が 5-10km 程度で今日の調査に比べれば粗いものである。その後、基盤までの調査を目的とする実験が琵琶湖の湖底堆積物の調査のために実施された。又、同様な実験が都市域の基盤構造調査目的で大阪平野及び濃尾平野で実施されている。反射法による調査も実施されているが、浅い部分のみに止まっている。さらに、爆破地震動研究グループは 1988 年には紀伊半島(1992)¹⁾で、1989 年には近畿地方北部(1995)²⁾で測線長 80-200km の実験を行っている。これらの測点間隔は 1-2km で、かなり詳しい構造が求められつつある。1989 年の実験の S 3 と藤原岳(図 1、F)の間での観測も実施されている(西南日本地殻構造研究グループ、1991、1992)^{3)、4)}。1995 年には兵庫県南部地震の震源域を含む構造調査が実施された(爆破地震動研究グループ、1997)⁵⁾。それ以前には 1960 年代に中部地方の御母衣ダムから淡路島を横断し高知に至る測線での実験が行われている。この結果はこの地域の調査としては初めてのものであったが、十分な走時データは得られていなかった。爆破地震動研究グループの実験結果については吉井(1990)⁶⁾にまとめられている。

上記のように、陸地内部で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、1960-70 年代の近畿北部の測線による速度構造は、長期間日本の地殻構造のモデルとして広く利用されてきた。そ

の後、より稠密な観測点配置による実験が実施されたが、これらは測線が短く、屈折波としては下部地殻までの走時が得られていないものが多い。しかし、密な観測点によって、それまでおぼろげに認識されていた広角反射波など遅達波(later phase)の存在と性質などを確認することができた。これらは屈折波と反射波の統合的な解析の道を開いた。しかし、測線が短いことは、深部の速度決定精度が向上していないので、これらの反射波の深さの曖昧さを残している。

本報告では主に近畿地方をもとに、中部地方の

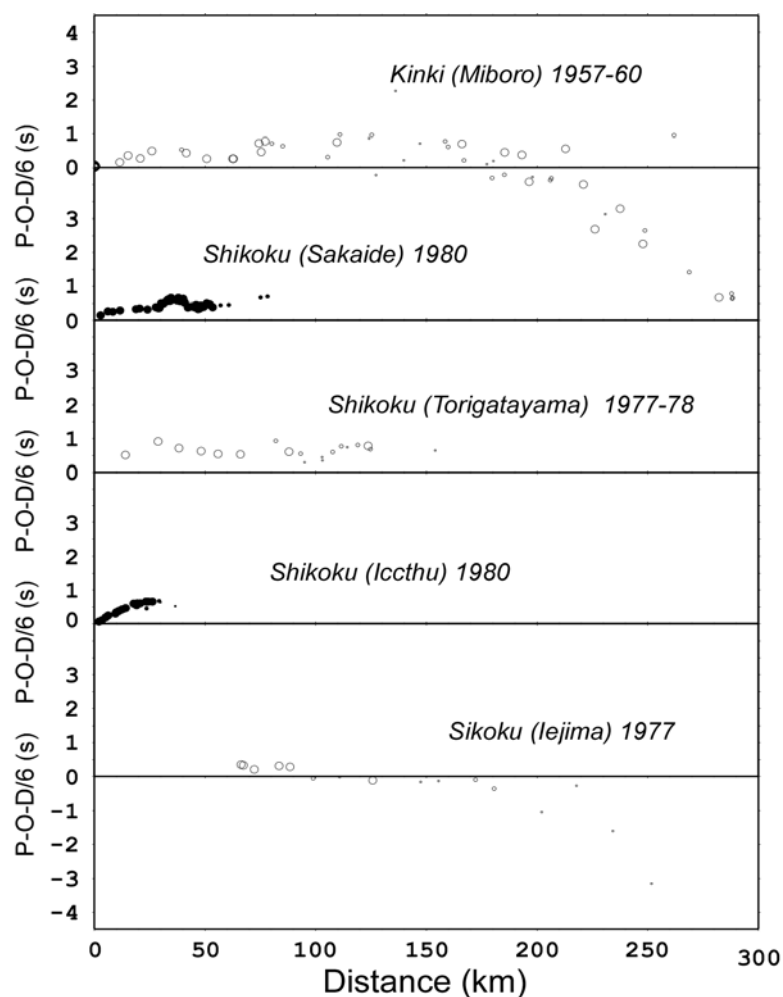


図 2a 人工地震の走時、走時は 6km/s 換算してある。

一部も含めてこれまでに得られた人工地震実験による走時を集め、それらの特徴を調査す

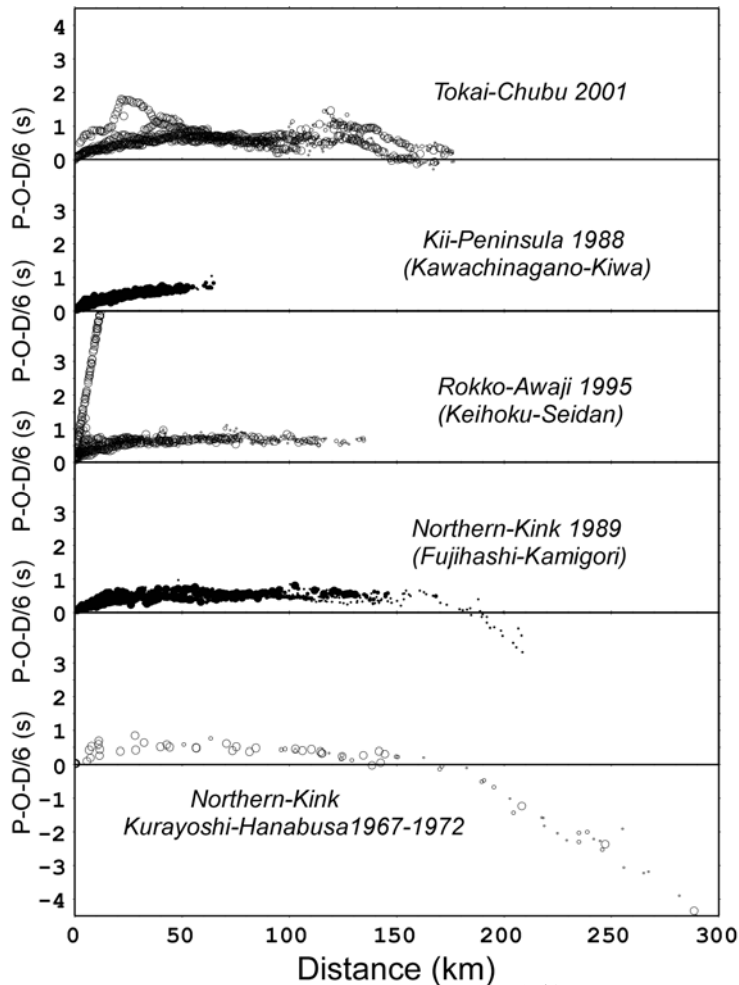


図 2b 人工地震の走時、走時は 6km/s 換算してある。

プによる最もよく調査された測線の一つであった (RGES、1966、1970; Yoshii et al., 1974)^{8), 9), 10)}。測線長は 340km 程度で、2つの爆破点における 2～3回の爆破の観測結果を総合すると観測点の間隔は 5-10km である。測線の一部では反射波をとらえるためのより稠密な観測も実施された。この構造モデルは西南日本の平均的な速度構造として利用されている。

図 1a には中部地方の御母衣ダムから琵琶湖の西岸、淡路島を通り、高知に至る御母衣ー外山測線がある (青木・村松、1974)¹¹⁾。この測線では、御母衣ダム建設のための採石爆破が利用され、外山では爆破地震動研究グループが爆破を行っているが、遠距離では十分な記録が得られていない (図 2a)。特に、上部地殻 (6km/s) 以深の走時は他の爆破の走時に比べてばらつきが大きく、この測線上での構造はそれほど確かではない。そのほか、四国では家島ー鳥形山 (伊藤・他、1982)¹²⁾、坂出ー一字 (伊神・他、1982)¹³⁾ などの人工地震探査が行われている (図 1a)。図 2a にこれらの走時を示す。これらによって、はじめて四国における上部地殻の構造が調査された。坂出および一字などの調査は、密な観測点配置で中央構造線の調査であった。また、家島および鳥形山の調査では中部地殻の 6km/s より速い走時があらわれている。

図 1b には 1980 年代以降の調査の測線を示す。前述の調査に比べると観測点の密度が急

る (伊藤、2004)⁷⁾。また、これらによって今後の調査の不足な点を考察する。

(c) 業務の成果

図 1 a、b に近畿地方およびその周辺の人工地震による大中規模地殻の速度構造調査の爆破点と観測点を示す。図 1 a は 1970 年代までのもの、図 1 b はそれ以降のものである。図 2 a、b にはこれらの走時を重ねて示す。走時図は震央距離／6km/s を減じてある。図 1a の中部地方から近畿北部を横切って中国地方に至る倉吉ー花房測線は、1970 年代までは、爆破地震動研究グルー

速に増していることがわかる。ただし、1988 年、1989 年の調査以降は 1995 年の調査までは調査が行われなかった。図 2b にはこれらの走時を示す。比較のために倉吉－花房測線の走時を同時に示した。図 2a に比べるとはるかに詳細な走時が得られている。また、2001 年の東海－中部の測線も示す (Iidaka, et al., 2003) ¹⁴⁾。2002 年の測線もあるが、これは現在解析中なので、示していない。

図 1 b に示す、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、地震研究所においてディジタル化され、公開されている。時刻は短波放送による日本標準時 (J J Y) 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、観測波形は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。これらの解析結果は平成 14 年度に報告した。

地殻構造としては上部地殻、中部地殻および下部地殻と大別できる。さらに、これに数 km の表層がある。強震動の予測のためにはこの表層部分も重要である。各層についての概略を述べる。

走時を見ると見かけ速度 5.9-6.1km/s の上部地殻がどの走時にも、震央距離 10-150km の範囲で明瞭に見られる。震央距離 10-20km まではやや遅い走時が見られるが、近畿地方では一般にこの距離は短い。図 2b の東海－中部測線では爆破によっては 30km まで遅い走時が現れたりする。これは近畿の測線はほとんど山地を通っており、平野部分の走時が含まれていないせいもあるが、一般に表層は 5km 以浅であることがわかる。表層の走時は 2km/s の遅い層から 5.5km/s 程度まで増加する。地域によってはミラー層を形成する地域もある。実際にはこの表層も大阪平野などは 3km 程度の遅い速度の堆積層とその下の 5-5.5km/s の層などで形成されている地域もある。このような層は強震動予測に重要であるので、今後の調査が必要である。

6km/s 程度の層は震源距離 90km 程度まで見られるが、図 2b に示す倉吉－花房測線、1989 年の測線などを詳細に見ると震央距離 80-90km で速度が 6km/s 以下から 6.5km/s 以上に変化する。このような走時がえられる場合も見られ、これが上部地殻と下部地殻に対応すると考えられる。さらに、この部分を 3 つに分けて、地殻を 3 つに分ける解析も行われている。これは観測点間隔が密になって、地殻を 2 層に分けるだけでは十分に走時を説明できないことと、反射波などの地達波を解析に加えることによって得られている。速度ははっきりしないが、上部地殻は 5.8-6.0km/s 程度、中部地殻は 6.2-6.3km/s、下部地殻が 6.5-7km/s となる。しかし、地域差が大きく厳密な区別は難しい場合もある。

90km 以遠では最上部マントルからの屈折波 (Pn) が得られる。しかし、この走時が明瞭な実験は倉吉－花房、御母衣－外山測線など 1970 年以前のもののみで、以降の調査では Pn はほとんど得られていない。かろうじてモホ面からの反射波が得られている場合は、それを用いて速度を仮定してモホ面の構造が求められている。この場合は速度の不確定さが深さの誤差に反映するので、地殻の構造としては不十分である。

(d) 結論ならびに今後の課題

近畿の既存の人工地震による走時を集めて比較した結果次のようなことがわかった。

- 1) 震央距離 10-20km、浅部 3-5km までには P 波速度が 6km/s より遅い層が存在するが地域差が大きい。ただし、他の地域のように極端に深い地域は見出されていない。
- 2) 震央距離 90m までに 5.8-6.1km/s の速度の層があり、上部地殻と中部地殻に対応する。この上部と中部の区別は顕著でなく、地域差もあるようであり、今後の課題である。中部地殻の速度は 6.3-6.5km/s だと考えられる。
- 3) 震央距離 150-180km 付近に下部地殻からの初動だと思われる走時が見られる場合がある。速度は精度よく決められないが、6.5-7.0km/s 程度だと思われる。
- 4) 震央距離 180km 以遠で最上部マントルの屈折波 (Pn) がみられるが、この走時が見られる人工地震はほとんど 1970 年代以前のものに限られる。
- 5) さらに深い深さ 50km 程度の深さに反射面が存在する。

まとめとしては上部地殻の構造は詳細にわかってきたが、下部地殻、特にモホ面の深さなどの調査は走時解析の面では 1970 年代からあまり進歩していない。ただし、反射面が見出されているので、この点では画期的に進歩した。今後はこれらの統合解析が必要である。また、遠距離まで届く人工地震の走時の取得が必要である。上部地殻の構造は他の地域と比較して、ばらつきが小さいようである。活断層が発達していることと対照的である。

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次年度以降に調べる。また、新たな調査にこのような解析結果を生かす工夫をする。

- 1) 近畿全体の測線上記のような結果を他の地域と比較する
- 2) 近畿における走時のばらつきの範囲を定め、他の地域と構造の違いの幅を調べる。他の測線でも得られるか。
- 3) 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。

(e) 引用文献

- 1) 爆破地震動研究グループ、1992、紀伊半島における爆破地震動の観測（河内長野一紀和測線）、地震研究所彙報、67、37-56.
- 2) 爆破地震動研究グループ、1995、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.
- 3) 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、1991、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.
- 4) 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、1992、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.
- 5) 爆破地震動研究グループ、1997、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.

- 6) 吉井敏尅、1994、人工地震による日本列島の地殻構造、地震 2、46、479-491.
- 7) 伊藤 潔、2003、人工地震による中部地方の地震波速度構造、月刊地球、25、945-952.
- 8) Research Group for Explosion Seismology (RGES), 1966, Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions, Part 1. Observation of seismic waves generated by the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 44, 89-107.
- 9) Research Group for Explosion Seismology (RGES), 1970, Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions (Continued), Part 1. Observation of seismic waves generated by the first and second Kurayosi and the Hanabusa explosions (Continued), Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 48, 1121-1127.
- 10) Yoshii, T., Sasaki, Y., Tada, T., Okada, H., Asano, S., Muramatsu, I., Hashizume, M. and Moriya, T.: 1974, The third Kurayosi explosion and crustal structure in the western part of Japan, J. Phys. Earth, 22, 109-121.
- 11) 青木治三, 村松郁栄: 1974、御母衣－外山測線に沿う近畿・四国地方の地殻構造、地震 2、27、104-109.
- 12) 伊藤潔, 吉井敏尅, 浅野周三, 佐々木嘉三, 伊神輝: 1982、家島・鳥形山爆破地震動観測による四国地域の地殻構造、地震 2、35、377-391.
- 13) 伊神輝・伊藤潔・佐々木嘉三・浅野周三、1982、1975 年 3 月坂出沖爆破地震動観測による四国の地殻構造、地震 2、35、367-375.
- 14) Iidaka, T., Iwasaki, T., Takeda, T., Moriya, T., Kumakawa, I., Kurashimo, E., Kawamura, T., Yamazaki, F., Koike, K., and Aoki, G., 2003, Configuration of subducting Philippine Sea Plate and crustal structure in the central Japan region Geophys. Res. Lett., 30(5), 1219, doi:10.1029/2002GL016517..

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
伊藤 潔	人工地震による中部地方の地震波速度構造	月刊地球、25 巻 pp.945-952	2003
上野友岳 伊藤 潔 和田博夫 吉井弘治 松村一男	跡津川断層周辺における地下構造と地震活動	地球惑星科学関連学会	2003. 05
Ito, K. Yoshii, K.	Seismogenic layer and crustal structure in inner zone of Southwest Japan	IUGG General Meeting	2003. 06

Ito, K. Ueno, T. Yoshii, K.	Seismogenic layer and seismic reflectors in the crust with reference to large earthquakes	AGU Fall meeting	2003.12
-----------------------------------	--	------------------	---------

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定
なし

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われてきた。Zhao and Negishi (1998)¹⁾は、兵庫県南部地震の合同余震観測 (Hirata et al, 1996)²⁾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)³⁾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、昨年度は計画の初年度であったことから、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)⁴⁾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)⁵⁾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)⁶⁾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。昨年度は、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)⁴⁾のsimul3の改造版を用い、気象庁一元化震源データとその検出ファイルを入力データとして計算を行なった。これに対し、今年度は、トモグラフィ解析に頻繁に用いられており、大量のデータの取り扱いに優れているZhao et al. (1992)⁶⁾のプログラムを用い、昨年度よりも大量のデータを用いた解析を試みた。

また、昨年の予備解析の結果、観測点近傍の速度異常の評価が重要であることが判明したので、今回は、この点に関する若干の考察を行った。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。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值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值とするものである。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、今年度は、観測点近傍の速度異常と、震源から観測点までの波線に沿う構造の影響をある程度分解するために、古川・大見(1993)⁷⁾

の方法 (HYP0H0) を応用して、観測点補正值の推定を行った。ここでは、HYP0H0 を簡略化し、ある観測点における観測点補正值 τ が、震源座標 x, y, z の 2 次関数として以下のように表されるとする。

$$\begin{aligned}\tau &= C_0 + C_1x + C_2y + C_3z + C_4xy + C_5yz + C_6zx + C_7x^2 + C_8y^2 + C_9z^2 \\ &= \sum_{i=0}^9 C_i H_i(x, y, z)\end{aligned}\tag{1}$$

ここで、 x, y, z は、それぞれの地震の、ローカルな原点からの座標である。それぞれの観測点の観測点補正值が上式で表されるとし、観測点補正值係数 $C_i (i = 0, 9)$ を各観測点の走時残差に対して最小自乗法により求める。ここで、 C_1 から C_9 までの係数は、震源座標に

依存する項であるから、いわば、波線に沿う構造の情報を持っていると考えられるが、 C_0 はこれらによらない定数項であり、観測点に固有の値であると考えられ、これを観測点近傍の異常とみなすことを考えた。

今回の解析では、まず適当な地震波速度構造を使用して計算した震源分布の走時残差の分布から、各観測点における (1) 式の係数を最小二乗法で求め、次にこの観測点補正值のうち、定数項部分 C_0 のみを施した走時データを作成し再度震源決定を行い、その結果をトモグラフィ解析の初期震源とした。また、トモグラフィ解析のなかでは、この方法によって求められた震源を固定してインバージョンを行った。

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、水平方向には 0.05 度 (約 5km)、深さ方向には 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 70 観測点のデータを使用した。1998 年 1 月から 2003 年 12 月までの地震から、15 点以上の観測点において検出されている地震を、約 8800 個選び出した。検出データ数は、P 波 S 波ともそれぞれ約 180,000 個であり、昨年度のデータセットの約 6 倍の大きさがある。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 4 に、HYP0H0 方式で求められた観測点補正值の定数項 C_0 の分布を示す。補正值が正の値を示している観測点の近傍には、相対的に遅い媒質があることを示している。図 5 に、観測点補正值導入前後の走時残差の比較の例を示す。これらは、観測点ごとの P 波走時残差のヒストグラムの例である。それぞれ、左の列は、観測点補正值を使用せずに震源決定

を行ったものの走時残差の分布、右の列は図 4 で示される観測点補正値を走時データに加えて震源計算を行なった結果である。いずれも、観測点補正値を加えたことで、走時残差の平均値がゼロに近くなり、観測点近傍の速度異常の影響をある程度除去できているのではないかと考えられる。なお、走時残差の標準偏差には大きな改善は見られないが、これは、波線経路の構造の不均質を反映する量と考えられることから問題はないと思われる。

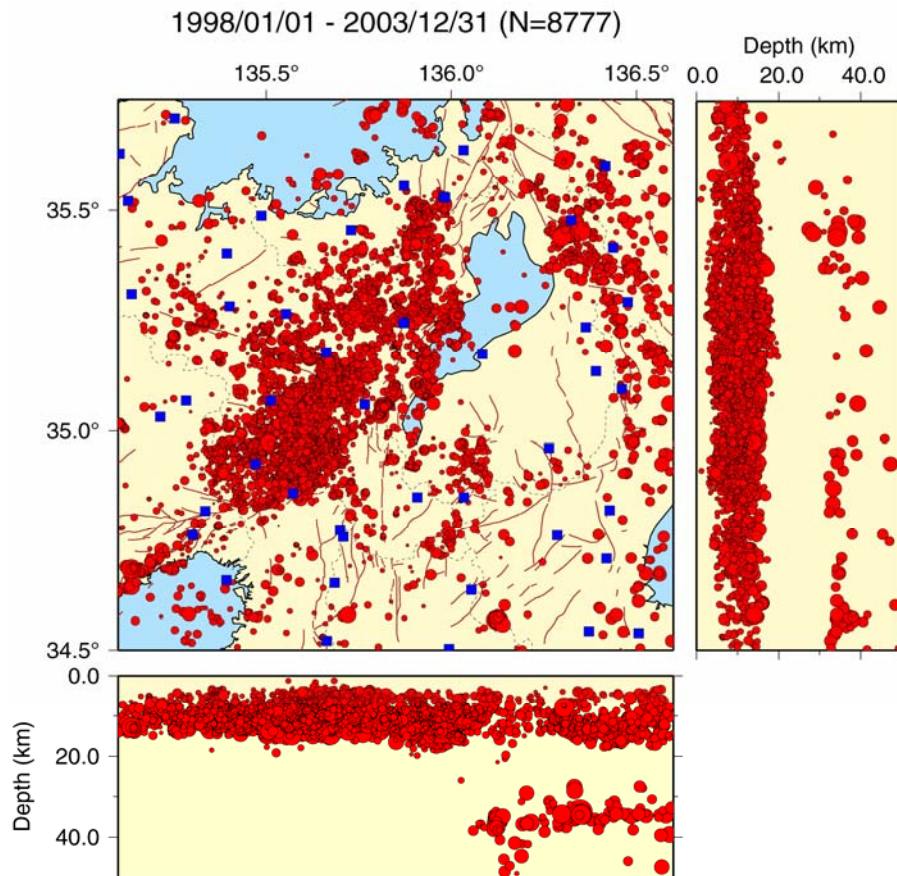


図 2: 解析に使用した地震 (赤丸) および観測点 (青四角)。
地震総数は約 8800 個、観測点は約 70 点である。

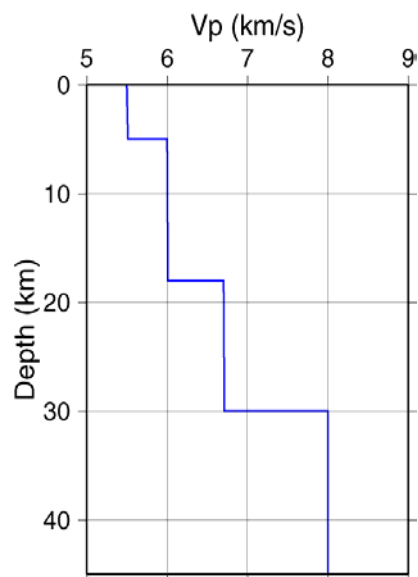


図 3: 地震波速度構造の初期モデル。京都大学の阿武山観測所での震源決定に使われている P 波速度構造モデルを使用した。

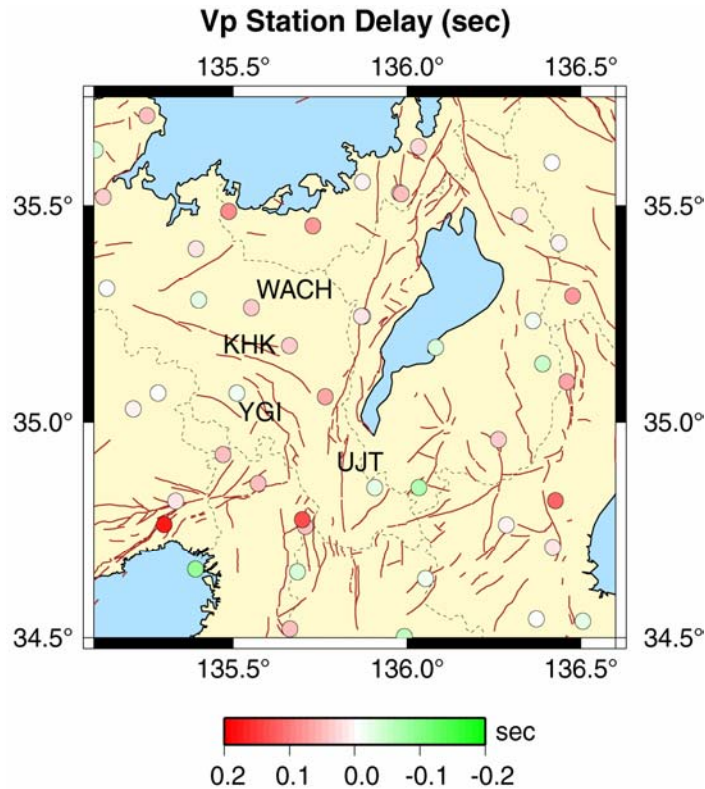


図 4：HYP0H0 方式で求めた観測点補正值の分布。補正值が正の値を持つ観測点近傍には相対的に地震波速度の遅い媒質があると考えられる。

(c) 業務の成果

解析結果と考察

まず、解の信頼性を見るための「チェッカーボードテスト」の結果を図 6 に示す。チェッカーボードテストでは、水平方向 0.1 度刻みでテストデータを置き、使用した波線データでイメージを復元できるかどうかを調べている。チェッカーボード模様が復元できている地域の解の信頼性は高い。ここでは、深さ 0 km, 5 km, 10 km, 15km の結果を示す。残念ながら、使用した地震の深さ分布(図 2 参照)が主に深さ 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。また、地震の集中する大阪平野付近から琵琶湖西岸方面にかけての解像度は充分であるが、これから離れるにしたがい、解像度は急速に低下する。

得られたトモグラフィ解析の結果を図 7 に示す。これらは、0 km, 5 km, 10 km, 15km 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。この結果によれば、浅部の深さ 0km 付近では、大阪平野から大阪湾にかけての地域に低速度域が認められる。深さ 5km 程度でのこの地域の解像度は充分であるが、大阪平野付近には引き続き低速度域が認められる。一方、京都府中西部の三峠・京都西山断層方面に

は、この深さでは高速度領域が見える。琵琶湖方面には高速度域が見えている。深さ 10km になると、この傾向は一部変化し、三峠・京都西山断層方面には低速度領域があらわれ、琵琶湖西岸方面にまで高速度領域が延びている。

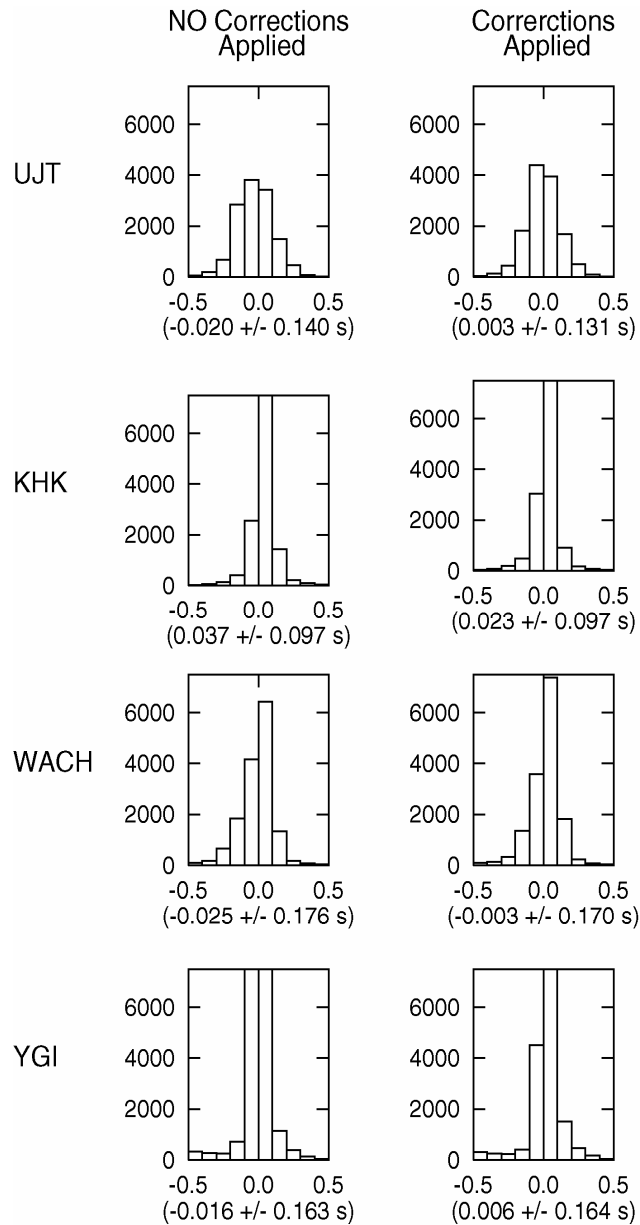


図 5 : 観測点補正値の適用前後の P 波走時残差の分布のヒストグラムの例。左側は観測点補正を適用しないで震源決定を行ったもの。右側は HYP0H0 方式による観測点補正値を適用して震源決定を行ったもの。それぞれのヒストグラムの下に数字は、走時残差の平均値と標準偏差を示す。観測点の位置は、図 4 に示す。

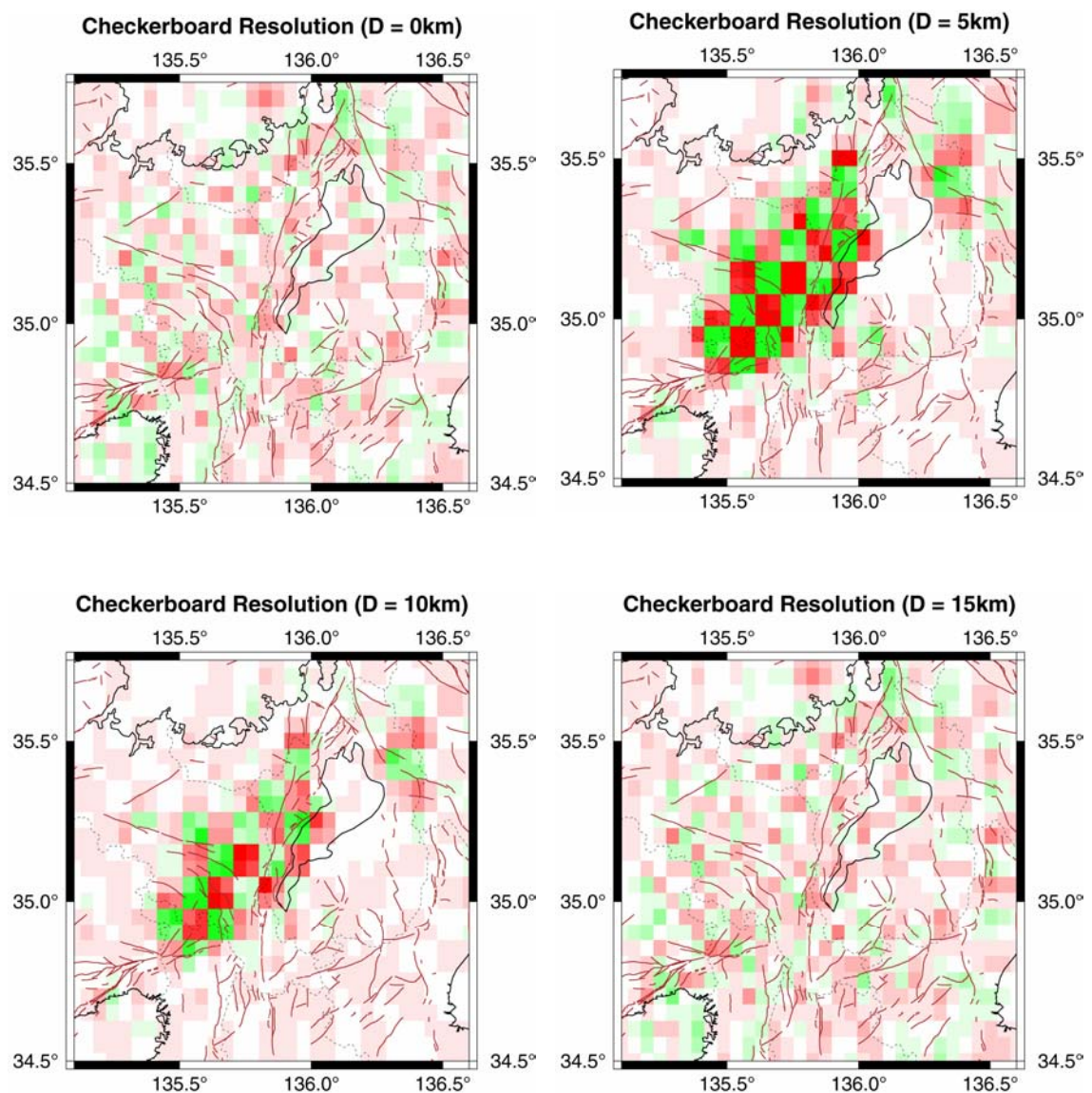


図 6：チェッカーボードテストによる解の信頼性の判定。各層に水平方向 0.1 度刻みに単位大きさの速度異常のテストパターンを置き、実際に用いた観測点と震源の配置を使用して理論走時を計算する。このデータをインバージョン解析し、どの程度テストパターンが回復されるかにより信頼性を判断する。深さ 5km と 10km における、大阪平野から京都府中部にかけての地域の解の信頼性は高い。

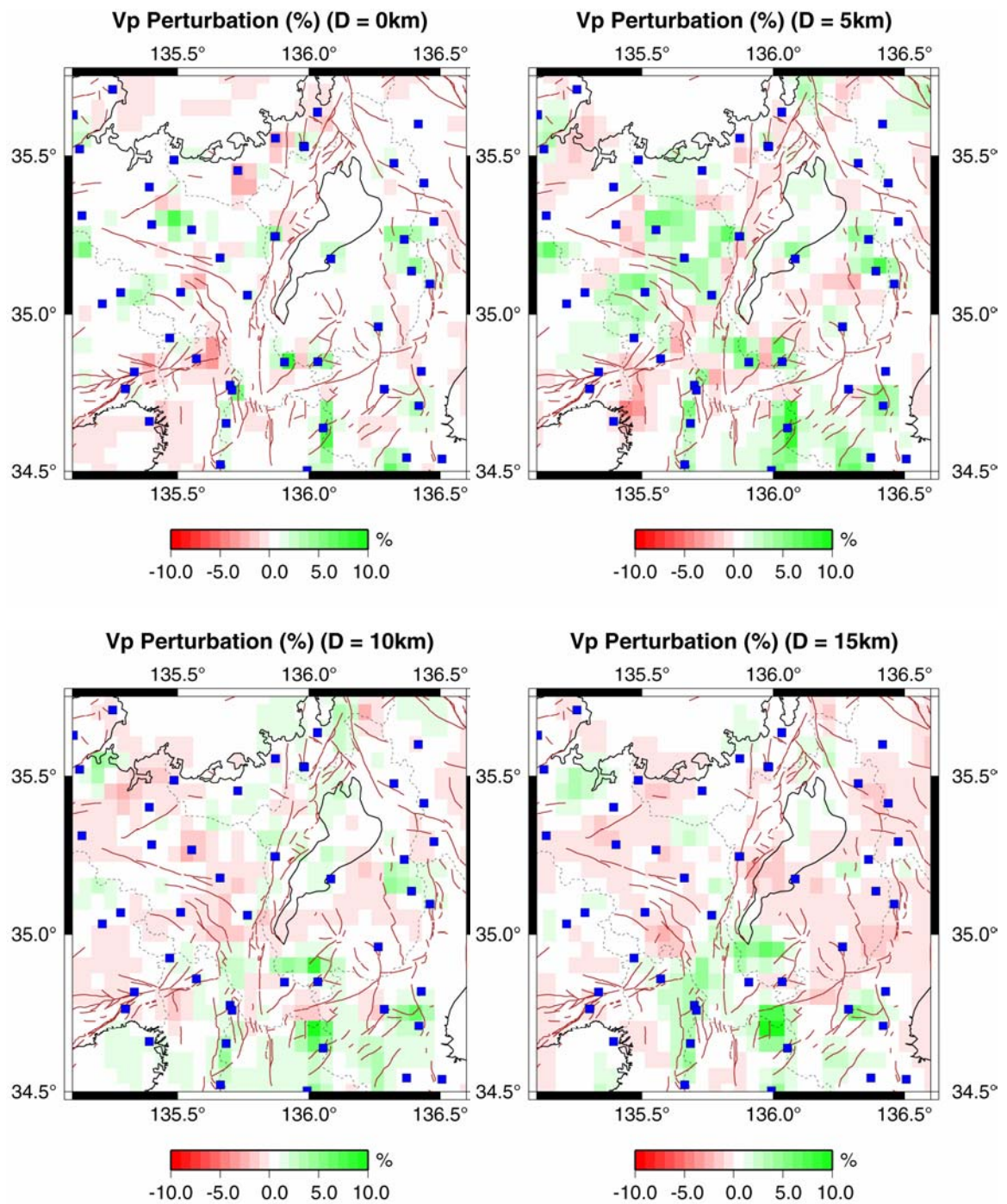


図7：トモグラフィ解析の結果。各層の速度構造の計算結果を、速度の初期値からの揺らぎ（％）で示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度の結果と来年度の課題

平成15年度は、平成14年度に引き続き、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解析を行なった。その際に、観測点の近傍にあらわれる速度異常の前処理として、観測点補正値を評価することにより、観測点近傍の影響を除く試みを行った。観測点近傍の速度異常の評価を精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は、平成14年度から認識しているところである。今年度は、当初この目的のために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予定であったが、実行できず、観測点補正値の評価にとどまった。平成16年度には、引き続き、浅部の速度異常の評価を行う方法を検討する。また、自然地震の分布や観測点分布からの制約ではあるが、思いのほか、信頼性の高い結果が得られる範囲が狭いことが判明した。自然地震のデータを使用する限りは解決が困難な点もあるが、深発地震データの使用等も視野にいて解析を進めることを検討する。

謝辞

Dapeng Zhao 博士から、トモグラフィ解析のためのプログラム一式を提供していただいた。記して感謝申し上げる。

(e) 引用文献

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

- 7) 古川信雄, 大見士朗, 1993, 震源座標の関数としての観測点補正值を用いた震源決定法, 地震 2, 46 : 285－295.

(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基盤構造および地殻密度構造のモデリングを行うことである。本年度は、京都盆地と奈良盆地を含む地域を一元化して基盤構造を求め、地形や活構造との関係を議論した。業務の流れは、(1)既存重力データの編集と京都盆地南部における精密重力測定の実施、(2)ブーゲー異常図の作成 (ブーゲー仮定密度: 2.3g/cm^3)、(3)上方接続法による対象深度適合フィルタリング (広域トレンド除去)、および(4)均質2層3D構造のモデル化である。(4)においては、境界条件(コントロールデータ)の選定が重要な作業となる。基盤と堆積層の密度差を 0.35g/cm^3 としたモデルから、京都盆地と奈良盆地の基盤と地形との相互関係ならびに奈良盆地基盤の全体像が明らかにされた。

(b) 業務の成果

1) はじめに

近畿圏の大都市は構造盆地に立地している。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構造調査が進められている。しかしながら、調査対象範囲が行政区画に制約されることから、地震防災に適合した情報が得られているとは言い難い。広域の活構造に対応した地下構造探査が必要である。この観点から、本業務の初年度である昨年度は、河内盆地(東大阪盆地)と京都盆地の繋がりと、有馬-高槻構造線および生駒断層系の京都盆地への延長構造について議論した。本年度は、京都盆地-奈良盆地系に着目する。京都盆地から奈良盆地にかけて、京都盆地-奈良盆地断層帯があり、有馬-高槻構造線や生駒断層系と共役の形で斜交する。奈良盆地では、木津川断層、大和川断層が、また葛城山東麓断層群が中央構造線に合流している。これらと盆地基盤構造との関係を調査する。

2) 重力解析

a) 解析対象範囲と重力データ

解析対象範囲は、京都盆地と奈良盆地を含む東経 135 度 30 分~136 度、北緯 34 度 15 分~35 度 15 分の東西約 45km、南北約 110km の細長い範囲である。両盆地を含む広い範囲を対象領域としたのは、領域周辺部は誤差が大きくなるのでこれを避けるためである。解析には、日本重力 CD-ROM(地質調査所、2000¹⁾)と Gravity Database of Southwest

Japan(CD-ROM) (Gravity Research Group in Southwest Japan、2001)²⁾、および 2002 年に新たに測定した 183 点のデータ(赤松・駒澤、2003)³⁾を用いた。この測定においては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。なお、ブーゲー異常図を作成する課程でデータの整備(バグの除去)を目視で実施した。

b) ブーゲー異常図の作成と広域トレンドの除去

ブーゲー異常図を作成するにあたりブーゲー補正と地形補正の補正密度を仮定する必要がある。ここでは、本業務の前年度において、京都盆地の解析で用いた値 2.3g/cm^3 を採用した。地形補正は、測点近傍は国土地理院の数値地図 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。得られたブーゲー異常図を図 1 に示す。

近畿地方のブーゲー異常は深い構造を反映して、紀伊半島から若狭湾にかけて北に負の強い広域異常を示す。図 1 に示されたブーゲー異常も、全体として南西から北東方向に傾斜している。この広域トレンド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(駒澤、1998)⁴⁾。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)⁵⁾。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 2 にこのようにして得られた当該地域の残差ブーゲー異常図を示す。南北に伸びる生駒山系の西側には生駒断層に沿って -8mGal に達する大きな負異常がある。この負異常はこの図幅の中で最も顕著であり、生駒断層に沿う基盤の沈降が近畿圏域で最大であることを示している。西側の正異常は上町上昇帯である。生駒断層に沿う負異常域は北西に伸びて京都盆地南部の巨椋池を中心とする -6mGal の負異常域に達し、さらに北東の山科盆地に伸びている。京都盆地南部から南へは、北緯 34 度 48 分辺りでやや高異常になった後、東から流入する木津川が北へ向きを変える辺りから低異常になる。木津川が幅の広い負異常であることも注目される。奈良盆地においては、奈良市から天理市にかけて、盆地東縁に -7mGal に達する負異常が顕著である。この南では、大和三山付近で負異常が東西に分かれ、西側の負異常は、葛城山東麓で $-3\sim-4\text{mGal}$ の負異常帯を形成して中央構造線に繋がっている。

c) 3D 基盤構造モデリング

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、周辺基盤岩露頭の標高と盆地内のボーリングの着岩深度(京都市、2002;京都大学防災研究所、2001;市原他、1991)^{6), 7), 8)}および奈良盆地における地震探査による反射深度(地質調査所、1997a; 1997b)^{9), 10)}を用いた。図 3 に与えた標高により描いたコンター図を示す。図中、三角印が山地の三角点であり、丸印がボーリングまたは反射点である。なお、三角点におけるコントロールは岩の風化を考慮し、標高値から 50m を減じた値を与えた。

密度差として 0.35g/cm^3 を用いた。これは、昨年度の京都盆地における本業務の研究成

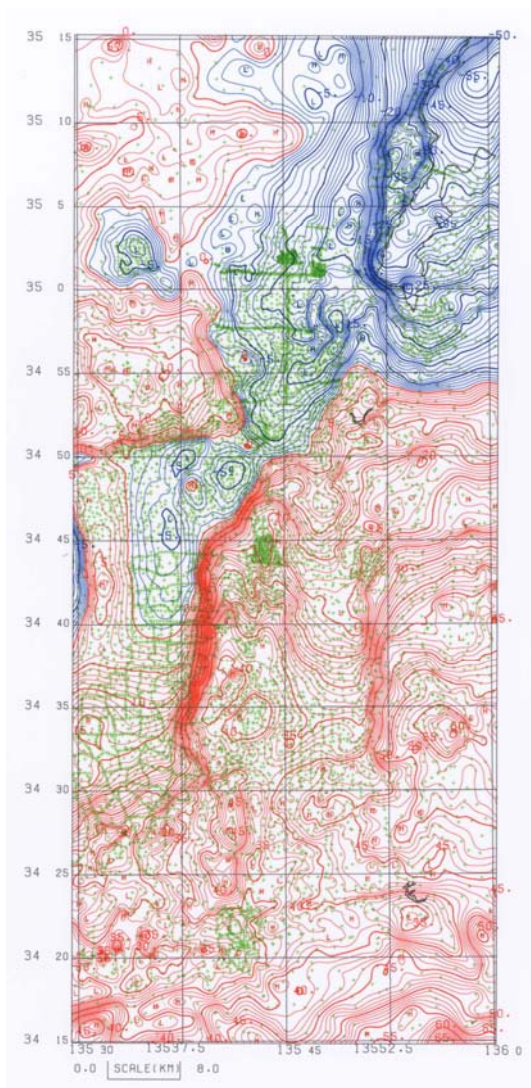


図 1．ブーゲー異常図。コンター間隔は 0.5mGal。

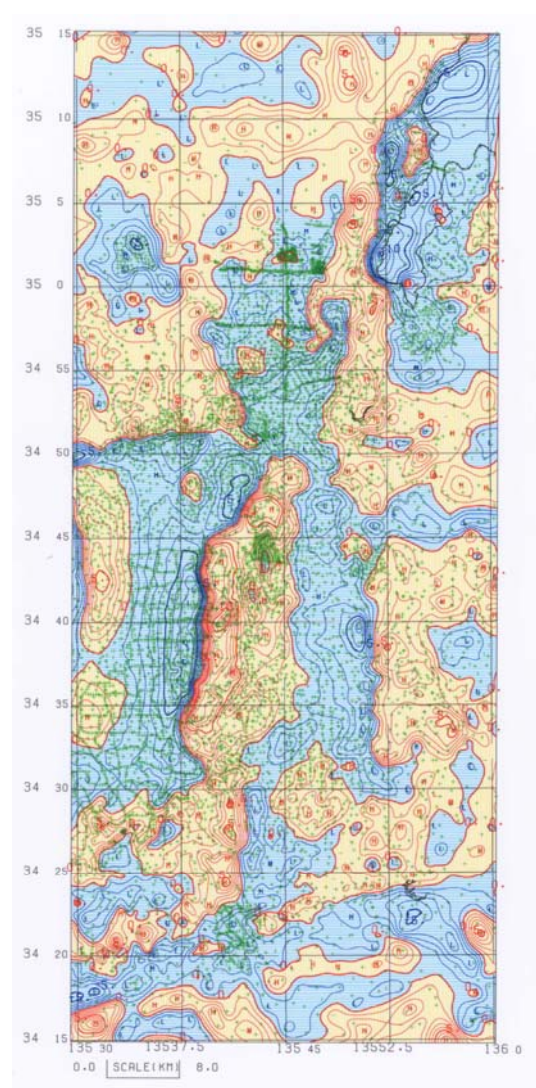


図 2．広域トレンドを除いた残差ブーゲー異常図。コンター間隔は 1mGal。

果に基づくもので、京都盆地で行われた地震探査の反射断面との整合性に依拠している。図 4 に求められた基盤図(標高表示)を示す。

3) 解析結果と考察

得られた基盤図(図 4)を地形と比較して議論するために、数値地図を図化して図 5 に示す。図 5 には、岡田・東郷(2000)¹¹⁾による活断層(確実度 I と II)が示してある。また、図 4 と 5 に示した測線に沿う断面を図 6 に示した。これらの図から以下の特徴

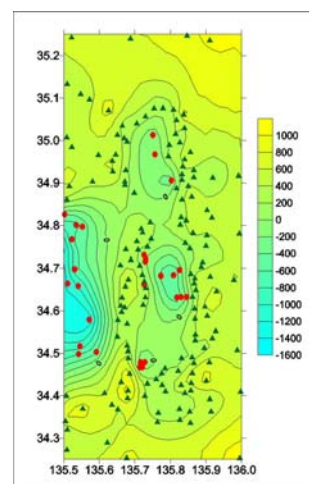


図 3．コントロールポイントの分布。

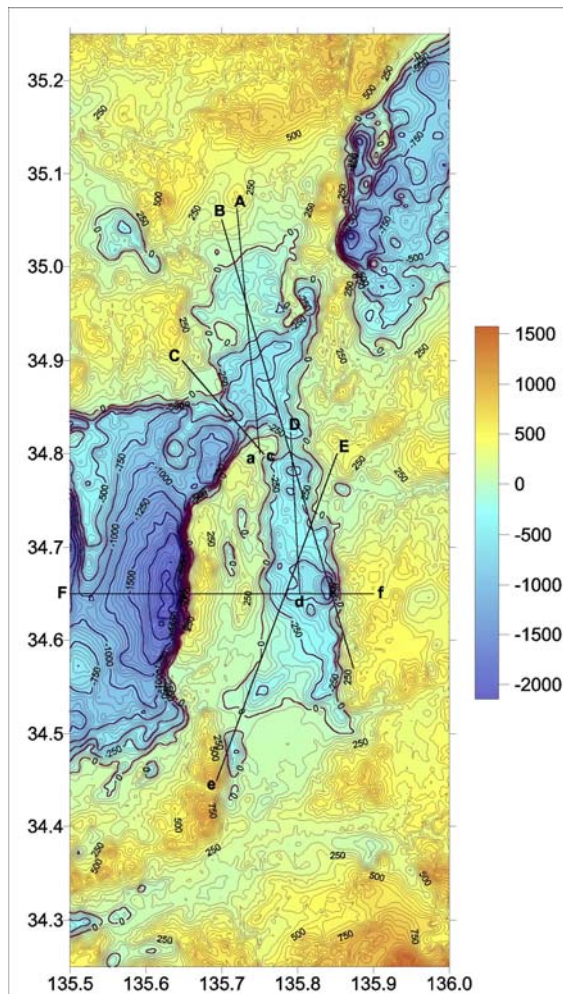


図 4 . 重力基盤図。 コンター間隔は 50m(細線)と 250m(太線)。

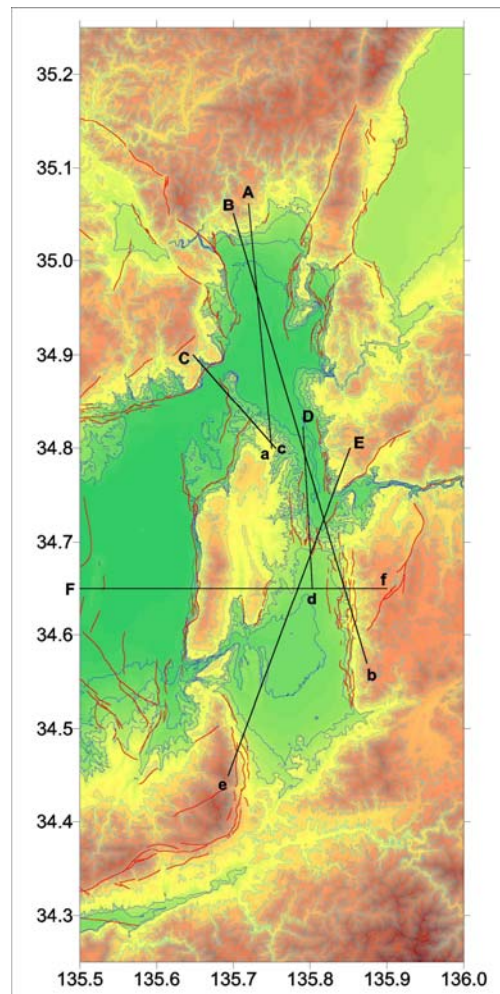


図 5 . 地形と活断層(岡田・東郷、2000 の確実度 I と II)。

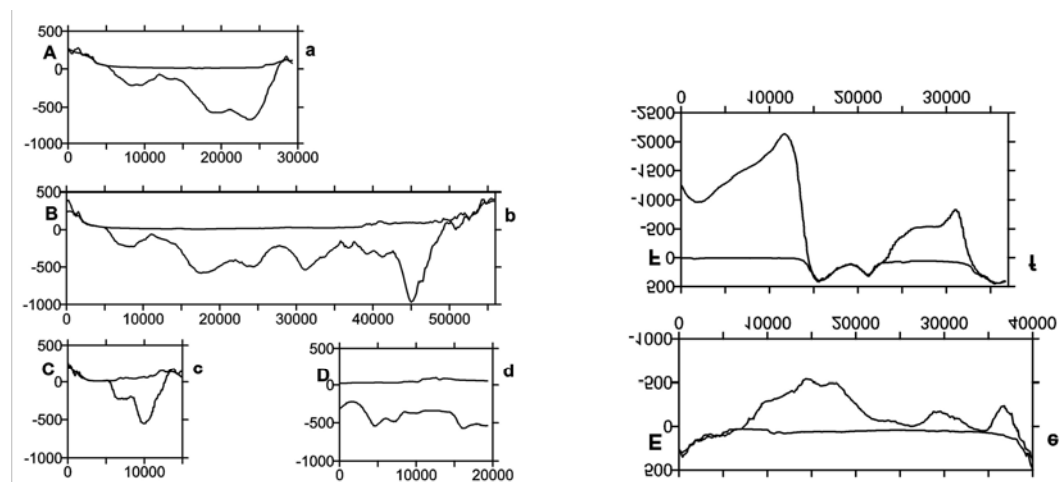


図 6 . 図 4、5 に示された測線に沿う地形と基盤の断面。

が指摘できる。

(1) 京都盆地は、北中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宇治川断層が見つかった(京都市、2002)⁶⁾。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北中部よりも基盤は深い。

(2) 有馬－高槻構造線の東延長は、京都盆地で北にシフトして宇治川断層に繋がるように見える。生駒断層の延長である交野断層は京都盆地に延びて、盆地南部の凹地の南面を形成し、さらに山科盆地の東縁に延びている。東大阪盆地の南北境界断層が山科盆地の東西境界に収斂しているように見える。

(3) 京都盆地と奈良盆地の境は地形的には京奈丘陵であり(北緯 34.7 度付近)、佐保撓曲群が発達している。しかし、基盤の境界はむしろそれより北の 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。すなわち、京都盆地と奈良盆地の間の山城町および木津町を中心とした地域に基盤の凹みが存在するが、この凹地は奈良盆地に繋がっているようである。

(4) 従って、木津川は西進して、地形的には京都盆地南部に流入して北に流れを変えるが、基盤では奈良盆地北部に流入し、京都盆地に流出している。

(5) 奈良市から天理市に至る奈良盆地東縁地域の基盤は 1000m に達するほど深い。地表では奈良盆地東縁断層帯が複雑に発達している。

(6) 奈良盆地の基盤は、生駒山系を含め、東側で急峻に沈降し西になだらかに隆起している。東西圧縮の影響と考えられる。

(7) 奈良盆地の基盤は南の大和三山付近で浅くなるが、東縁に沿っては急峻な凹地が続く。西側は、葛城山東麓に向かってやや深い凹地が延びている。

(8) 奈良盆地の排出河川である大和川の基盤標高は高い。

(c) 結論ならびに今後の課題

本事業で得られた結論は以下のようなものである。

(1) 京都盆地と奈良盆地の基盤の相互関係およびこれらを規制する断層構造との関係が明瞭になった、

(2) 盆地境界が地形と基盤とで異なる。すなわち、京都盆地と奈良盆地の境界は、地形では木津川断層西端よりも南であるが、基盤では北である。この食い違いは、12km に達する。

(3) 奈良盆地の基盤は南に全体として浅くなるが、盆地の東西縁辺部では、それぞれ深い基盤の沈降が南に延びている。

今後の課題として次の諸点が挙げられる。

(1) ブーゲー異常図において広域トレンドは深い密度構造に起因するとしている。西南日本の外帯と内帯とで地殻上部の岩の密度が異なっておれば、構造解析に誤りを生じることになる。広域重力解析において、トレンドの要因分析および最適な仮定密度の設定方法の確立が必要である。

(2) 広域の残差ブーゲー異常図により、構造解析を行う場合、必要なコントロールは三

角点などの標高を利用せざるを得ないが、山頂付近は風化の影響が大きい。密度構造における風化の影響について調査する必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 地質調査所(編)(2000)：日本重力 CD-ROM.
- 2) Gravity Research Group in Southwest Japan(2001)：Gravity Database of Southwest Japan(CD-ROM)
- 3) 赤松純平，駒澤正夫(2003)：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報、46B、929-936.
- 4) 駒澤正夫(1998)：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.
- 5) Komazawa, M. (1995)：Gravimetric analysis of Aso Volcano and its interpretation, J. Geol. Soc. Ja., 41, 17-45.
- 6) 京都市(2002)：京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書.
- 7) 京都大学防災研究所(2001)：京都大学防災研究所 3 次元広帯域地震観測用観測井における P 波 S 波 VSP 探査報告書.
- 8) 市原実，吉川周作，三田村宗樹，林隆夫(1991)：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.
- 9) 地質調査所(1997a)：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--.
- 10) 地質調査所(1997b)：近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告 No. 25--金剛断層反射法地震探査--.
- 11) 岡田篤正，東郷雅美(編)(2000)：近畿の活断層，東京大学出版会.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

発表者	題名	発表先	発表年月日
赤松純平・ 駒澤正夫・ 中村佳重郎・ 西村敬一	京都・奈良盆地系の重力 基盤構造について	平成 15 年度京都大学防災 研究所研究発表講演会	2004. 2. 20

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3)平成 16 年度の業務計画案

(3-1) 制御震源データを用いた地殻構造

制御震源実験データについて、近畿地域と他地域との比較という観点から走時解析、地殻構造の特徴抽出を進める。

(3-2) 自然地震データを用いた 3 次元地殻構造

三次元速度構造について、得られたインバージョン結果の検討、解の改善、活断層近傍における構造の推定手法検討、等を行う。

(3-3) 重力データを用いた地殻密度構造

重力データ解析について、地殻上部のブーゲー仮定密度の検証ならびに岩盤風化層の影響に関する検討を行う。