

稠密地震観測による近畿地方北部の地震活動と地殻構造

The Seismicity and the Crustal Structure of the Northern Kinki District Investigated by the Dense Seismic Array Observations

片尾 浩・三浦 勉・飯尾能久

Hiroshi KATAO, Tsutomu MIURA and Yoshihisa IIO

Synopsis

In the northern Kinki district, we have done seismic observations using the dense seismic array stations since 2008. Total 150 temporal and permanent stations are used, and the average interval between the stations is about 5km. Using these data, we have investigated the seismic velocity structure, the shape and distribution of the reflector in the lower crust, the Moho and the PHS plate, the focal mechanisms and the stress field etc. The results of these observations and other geophysical data exhibit and characterize the strong contrast between the Tamba region and the Oumi Basin region. Difference of these two region caused to the geometry of subducting PHS plate beneath this area and the distribution and the movement of fluid in the crust.

キーワード: 稠密地震観測, 近畿地方, 微小地震, 地殻構造, 地殻流体

Keywords: dense seismic array, Kinki district, micro-earthquake, crustal structure, geofluid

1. はじめに

近畿地方北部の北摂・丹波山地（大阪府北部～京都府中部）およびその北東方に隣接する琵琶湖西岸地域は、定常的に微小地震活動が活発な地域である。この地震活動は中期的には極めて定常的であるが、過去に活動度が大きく変化した例が知られており、応力場の変化に敏感に反応する側面もあると考えられている。近年においても、2003 年以降地震活動の低下が続いていると指摘されている（片尾, 2005a）。近畿地方には活火山が無く、特定の活断層に沿わず面的広がりを持つ定常的な地震活動は、日本列島においてもあまり類例のない特異なものと考えられる（片尾, 2002）が、地震活動の原因についてはほとんど分かっていない。これまでの多くの研究により存在が示唆されている地下深部の流体が、丹波山地

の定常活動の成因とその活動変化に大きく影響しているものと考えられる（片尾, 2005b）が、その解明のためには詳細な地下構造に関する情報が必要である。近年、基盤観測網の整備により、日本列島全域が平均約20km 間隔の高感度地震観測網でカバーされている。しかしながら、内陸地震の原因究明のため地殻内を十分な解像度で見るとするには、さらに稠密な地震観測を行う必要がある。

2. 稠密地震観測

防災研究所地震予知研究センターでは、2008 年末より文科省の「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」の一環として、琵琶湖西岸から丹波山地にかけて45点の臨時観測点を設けて地震観測を行っている。さらに2010年4月からは「地震及び火山噴火予知のた

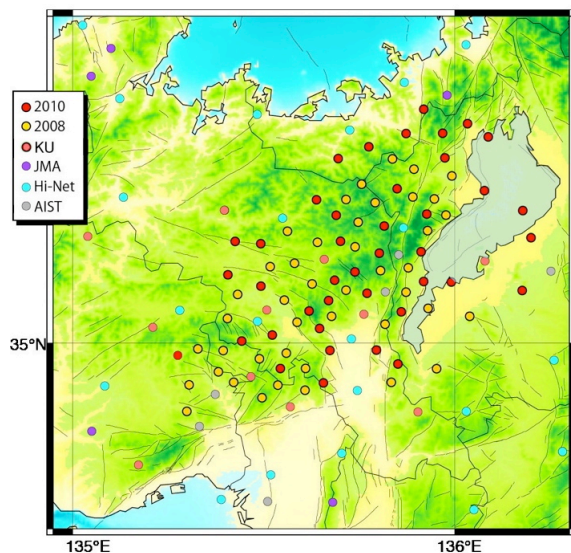


Fig. 1 Distribution of the seismic stations. The Yellow and Red circles show the temporal stations installed by this study. Others are permanent stations.

「近畿地方北部における地殻活動異常と地震先行現象の関係の解明」の一環として、2013年度までに38点の臨時観測点を増設し観測を継続している。(三浦ほか, 2010; 飯尾, 2011) 丹波・琵琶湖西岸地域のみならず、従来から地震観測点が希薄であった近江盆地東部にも臨時観測点を配置して観測を行っている [Fig. 1]. これらの地震観測網中央部における観測点間隔は 5km以下であり、従来の観測点密度をはるかに凌駕する稠密な観測を実施することにより、高解像度で地下構造を把握し、この地域の地震活動の原因およびその時間変化の要因をさぐる事が目的である。

この稠密観測では、小型軽量の高感度地震計 (KVS-300) と低消費電力のデータ収録装置 (EDR-X7000) からなる新しい地震観測システム (以後、通称である「満点システム」と呼ぶ) を使用してオフライン観測を行っており、地震波形連続データほぼ半年に一度回収されている。これらの臨時観測点に加えて、京都大学防災研究所附属地震予知研究センターの微小地震観測システム SATARN (大見ほか, 1999) によるリアルタイムテレメータ定常観測網のデータと統合してデータベース化されている (三浦ほか, 2010)。観測およびデータの蓄積は順調に進んでおり、現時点でほぼ 5 年間にわたる膨大な連続波形データが取得されており、それらから気象庁一元化震源リストに従ってイベント波形データを切り出し、手動再観測作業も順次進められている。

本稿では、これまでに稠密地震観測で得られた成

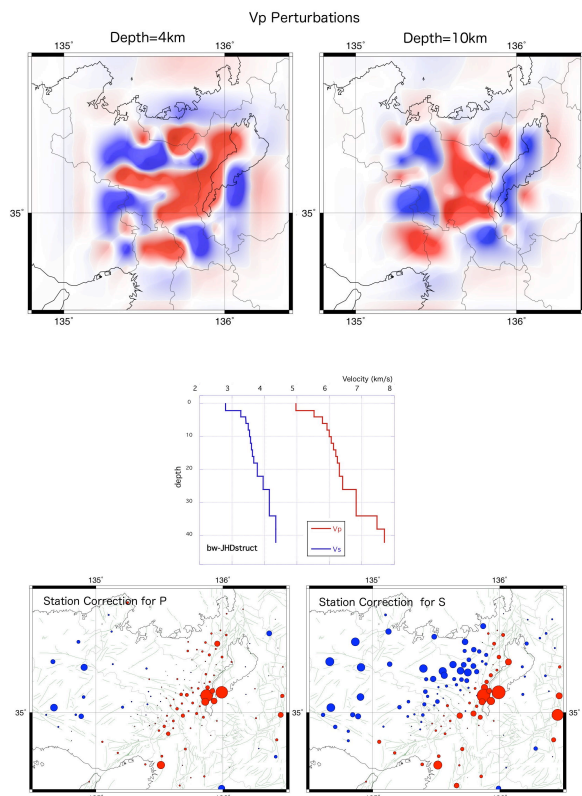


Fig. 2 (Upper) Results of tomography. Red means lower velocity, and blue means higher. (Middle) 1-D velocity structure derived by JHD analyses (Lower) Station corrections for the P and S travel times derived by JHD analyses.

果を整理するとともに、他の研究成果とも合わせて、近畿地方の地震活動と地殻構造との関係について考察を試みる。

2.1 地震波速度構造

稠密地震観測データに基づき、トモグラフィによる3次元速度構造解析を進めている。Fig. 2 (上図) はThurber (1993)の方法に従い、予行的に行ったトモグラフィ解析によるP波速度の偏差を示したものである。琵琶湖西岸から丹波山地にかけて東北-西南方向に延びた低速度帯が存在すること示されている。この低速度帯は微小地震活動が活発な地域とほぼ一致する。

Fig. 2 (下図) は、連携震源決定 (JHD) 法 (Kissling *et al.*, 1994)によって最適1次元構造を求めた際に算出された観測点補正值の分布である。赤は正の補正值、青は負の補正值で円の大きさはその絶対値を表す。この場合、観測点補正值は各観測点下の速度構造が全体の平均からどれほどずれているかを反映しているものと考えられる。琵琶湖東岸のいくつかの観測点で大きな正の補正值となっているのは、地表

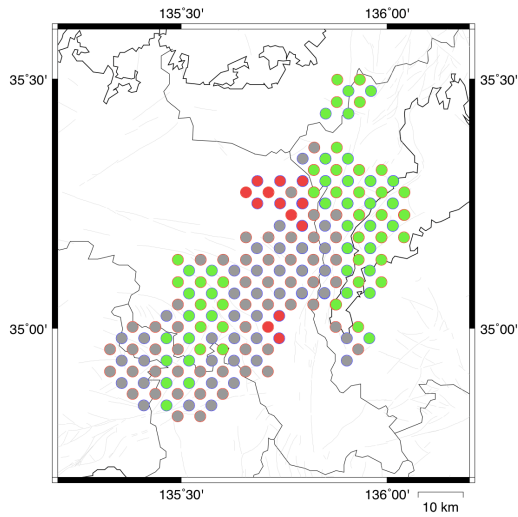


Fig. 3 Distribution of the type of stress field at the northern Kinki district. Green circles mean the reverse fault type field; red are strike-slip type; gray means “not specified”. (Aoki, 2012)

直下の堆積層によるものであるが、その周辺の琵琶湖西岸周辺で、P波S波ともに、正の値が広く分布している。これらは、岩盤上に設置した観測点が多いことから、表層ではなく上部地殻全体が比較的低速度であることを示している可能性がある。これは前述のトモグラフィの結果とも整合的である。

2.2 発震機構・応力場

青木（2012）は、稠密観測の波形データを使い、初動の押し引き分布から精密な発震機構を求めた。高い観測点密度によって、気象庁マグニチュード0.5以上の地震についてはほぼ洩れなく精度の良い発震機構解が得られることを示した。大量の発震機構解に基づいた応力テンソルインバージョンによって、近畿地方北部の応力場の空間的な分布を求めた。その結果、琵琶湖西岸地域は一貫して東西圧縮の逆断層的な応力場であるのに対し、花折断層より西方の丹波地域では東西圧縮の σ_1 ながら、 σ_2 、 σ_3 が区別しにくい応力場であることが示された。[Fig. 3]

2.3 下部地殻反射面

北摂・丹波地域の微小地震では、初動の9~12秒後に顕著な後続波が観測される例が多く見られ、それらは深さ約20~25kmの間に存在する北傾斜の反射面から反射してきたS波であることが知られている（片尾，1994；片尾，2005b；片尾ほか，2007）。青木（2013）は本研究の稠密地震観測データを用い、同地域に東西と南北の測線をそれぞれ11ずつ設定して、Q値を用いた振幅の補正を適用した波形処理による反射法的解析を行い、反射面の3次元的なイメージ

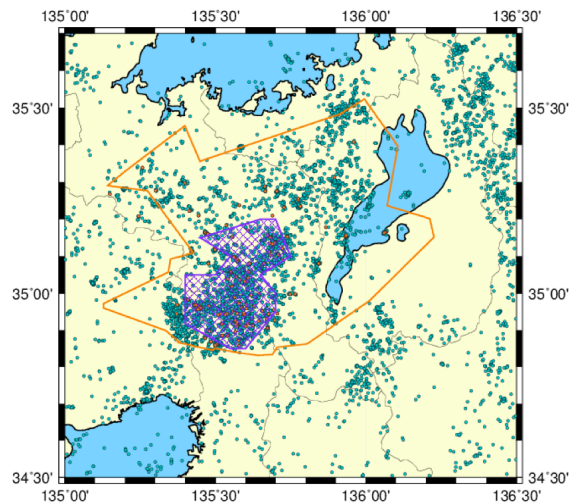


Fig. 4 Distribution of S-wave reflector in the lower crust. The reflector exists within the area shown by the purple mesh. (Aoki, 2013)

ングを行った。その結果深さが約25km~30kmに存在する反射面はほぼ水平であること、またこの反射面の存在範囲は丹波地域の微小地震発生域と概ね一致し、琵琶湖西岸地域までは及んでいないことが明らかとなった[Fig. 4]。ただし、琵琶湖西岸寄りにも断片的な反射面は存在する可能性があり（片尾，2012）。コーダ波から推定された散乱強度分布では琵琶湖西岸を含めた近畿北部の微小地震発生域下の下部地殻には広く強散乱が認められる（大都市大震災軽減化特別プロジェクト，2006）。

2.4 モホ面およびフィリピン海プレート

稠密観測データを用いたレーザバフンクシオン解析により、下部地殻から上部マントルに至る構造イメージングが行われた（佐々木，2011）。これも

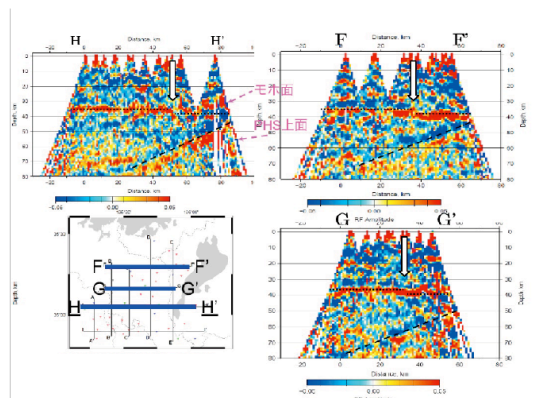


Fig. 5 Cross sections of the receiver function images along the EW line at the northern Kinki district. (Aoki, 2013)

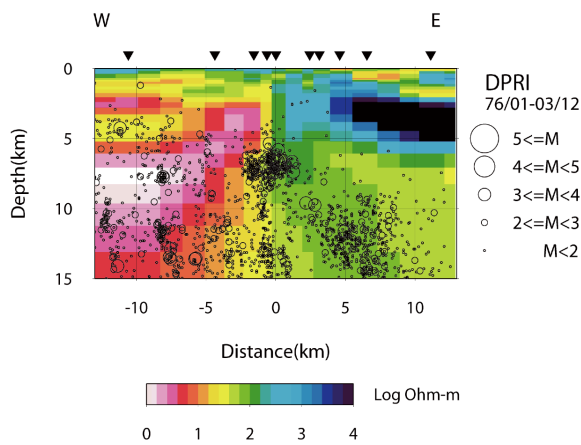


Fig. 6 Two dimensional resistivity structure across the Hanaori fault obtained by inversion from TM mode data (Yoshimura et al., 2005)

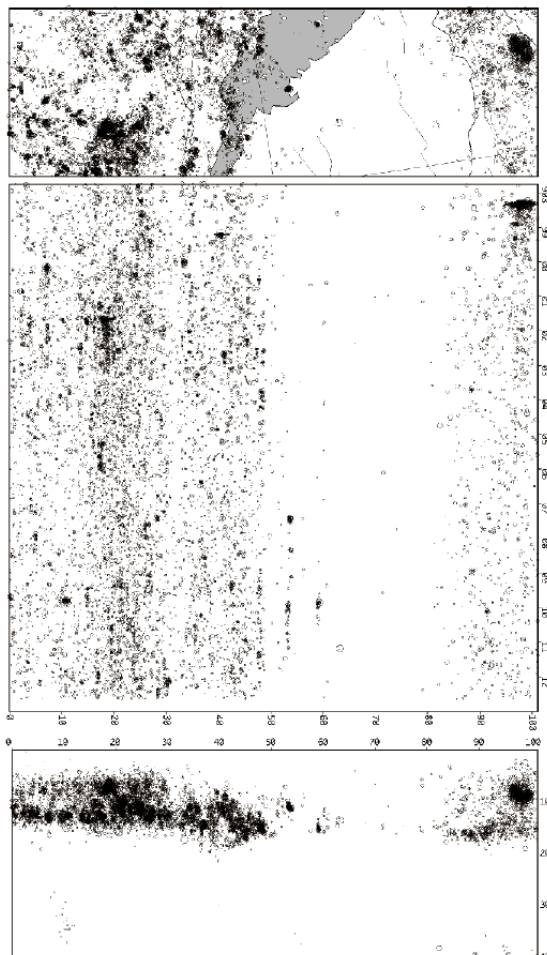


Fig. 7 Seismicity of the Tamba and Oumi area during 1997 – 2012. (Upper) Epicenter distribution (Middle) Time space distribution (Lower) EW cross section

従来の定常観測では、観測点が疎らであるため鮮明なイメージが得られなかったが、稠密観測により波線密度の高い鮮明なイメージを得ることができるようになったものである。[Fig. 5]

丹波地域と琵琶湖西岸ではモホ面の形状に違いがある。花折断層付近を境に、西側ではモホ面は深さ約35kmあたりに水平の滑らかな面としてイメージングされるのに対し、東側では凹凸の激しい荒れた面としてイメージングされる。

その下のフィリピン海プレートは、急激に西下がりに傾斜している様子が捉えられた。この地域では沈み込むフィリピン海プレート内では地震は発生しておらず、震源分布からプレート形状を知ることはできない。プレート上面の深さは、北摂・丹波山地の下では60～70kmに達しているが、西下がりの傾斜を東方の近江盆地へ外挿すると深さは40km以浅となり、ほぼモホ面に接するまでには上がってくる。

3. 関連する観測・データ

3.1. 比抵抗構造

花折断層帯および琵琶湖西岸断層帯を東西方向に横切る測線で行われた電気比抵抗観測によると、花折断層を境に西側の丹波山地では地殻浅部まで低比抵抗であるのに対し、琵琶湖側は比較的高比抵抗であることが示されている(吉村ほか, 2005)。これまで各地で行われた比抵抗構造探査によって、主要な活断層のほぼ直下の下部地殻には低比抵抗帯が存在する例が多く、断層の動きや地殻流体の働きに関連のあるものとされている。一方、花折断層西方の低比抵抗帯はほぼ地表近くまで達していること、断層を境に東方は高比抵抗であるという非対称な構造を呈することに特色がある。[Fig. 6]

3.2 近江盆地の地震活動

微小地震活動は北摂・丹波山地で定常的に活発である。花折断層以東の琵琶湖西岸域でも定常的な活動が見られるが、地震発生数は丹波山地よりも少ない。また地殻内の微小地震の発生する深さは、丹波山地では深さ15km付近が下限であるが、琵琶湖西岸では東に行くほど深くなり、琵琶湖直下では約20kmに達する。地震発生層の下限の深さは徐々に変化して行くのではなく、花折断層付近を境に東西で段差があるようにも見える。[Fig. 7]

それより東側の琵琶湖東岸～近江盆地では、微小地震のテレメータ観測が始まった1970年代後半以来ほとんど微小地震は発生しておらず、西方に隣接する琵琶湖西岸から丹波山地にかけての活発な地震活動域とは際立った対照を呈している。北摂・丹波地

域の定常的な活動の原因とともに、近江盆地域の低活動の原因も同時に解明されるべき現象であると考えられる。

3.3 重力異常

琵琶湖周辺は顕著な負の重力異常を示す地域である。その一因は、琵琶湖底に堆積層の低密度によるものであるが、琵琶湖の基盤層は西側に向けて深くなるものの最大でも1kmほどの深度にすぎない。負の重力異常は、琵琶湖西岸から丹波山地にかけての広い地域に及んでおり、琵琶湖の堆積層だけでこれらの異常を説明することはできない。Fig. 8は簡単な2次元モデルで重力異常を試算したものであるが、丹

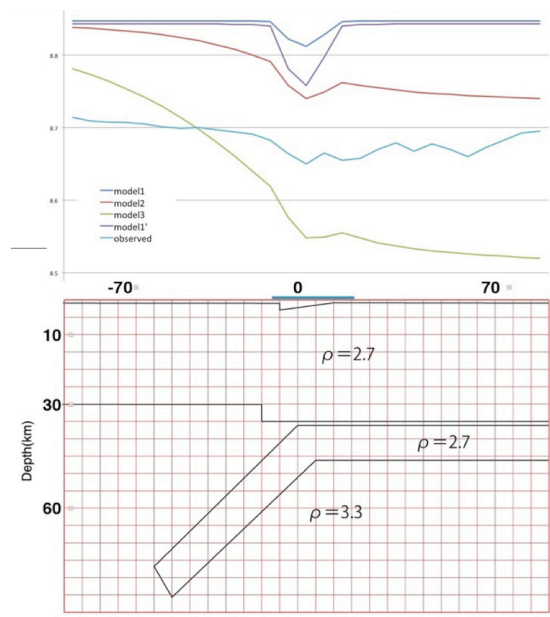


Fig. 8 Two dimensional density structure model and theoretical gravity profiles by method of Talwani (1959) along the EW line across the lake Biwako.

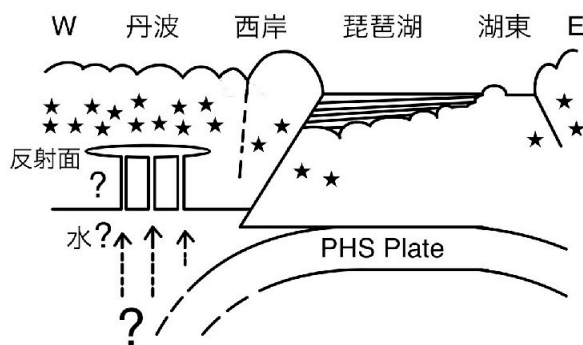


Fig. 9 schematic structure model across the Tamba and Oumi region

波側と近江側でモホ面の深度に段差をつけたり、西に向けて急激に傾き下がるフィリピン海プレートを設定するなど、深部を含めた大規模な構造を仮定しないと、観測される長波長の重力異常を説明し 難いことを示している。 [Fig. 8]

4. 丹波／琵琶湖西岸両地域の対照的な特徴

以上見てきたように、北摂・丹波地域と琵琶湖西岸両地域は多くの対照的な特徴を示すことがわかる。これらをまとめると、

	丹波	琵琶湖西岸～湖東
発震機構	: 混在	逆断層
地震活動度	: 高い	中～無
地震発生深度	: 5-15km	10-20km
地震波速度	: 低	高
比抵抗	: 低	高
下部地殻反射面	: 顕著	不明瞭～無
モホ面深度	: 35km	40km?
PHSプレート	: 60km以深	40km以浅?
ブーゲー異常	: 正	負
表層地質	: 付加体	花崗岩

のようになる。これらの特徴を分かち線は、共通して花折断層もしくは琵琶湖西岸断層あたりに引けると考えられる。これらの特徴の中には、本研究に先行する研究でも個別に知られていたものがあるが、稠密地震観測に代表される本研究の高解像度の観測によって、その分布範囲や、両地域での特徴の差異が従来に比べて格段に鮮明に認識できるようになったものである。これを1枚の「ポンチ絵」にまとめたものがFig. 9になる。

これらの特徴の違いは地殻内の流体分布の違いによる可能性が高く、総じて丹波側ではS波反射面の存在や低い比抵抗など地殻全体にわたって流体の関与を思わせる特徴が見られる。島弧においては沈み込むスラブが脱水し、上昇した流体が地殻内の地震活動を左右すると考えられている。丹波直下ではフィリピン海プレートは深さ数十 kmに達しているらしいことがレシーバファンクション解析により示されたが、近江盆地側ではほぼモホ面に接するほどの浅い位置にあることが示唆される。このプレート深度の違いが流体発生状況の違いとなり、ひいてはその直上における地震活動の差異をもたらしているのではないだろうか？また、近江盆地の下の浅いプレートはその上の地殻に対して力学的にも影響を与えているかもしれない。

5. おわりに

本研究の稠密観測は今後も数年にわたり続けられ、データをさらに蓄積し、より精密な解析を行って行く予定である。本稿では現時点でわかってきた事柄を整理して、考え得るひとつのモデルを提唱したに過ぎず、今後の観測および他分野のデータも取り入れた総合的な解析の進展に従って、より精密なモデルの構築を目指すものである。

謝 辞

本研究では、文部科学省の委託業務「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」、及び「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」における「近畿地方北部における地殻活動異常と地震先行現象の関係の解明」による臨時地震観測点のデータを使用した。さらに、京都大学防災研究所地震予知センターの微小地震観測システム（SATARN）に収録されている同センター、東京大学地震研究所、名古屋大学、産業技術総合研究所、気象庁、防災科学研究所の定常観測点のデータも使用している。

本研究の観測網の設置ならびに維持、データ処理等には、米田格、中尾節郎、中尾愛子、近藤和男、澤田麻沙代、藤田安良、西村和浩の各氏ならびに、防災研究所技術室スタッフの多大なご助力ご協力を頂いている。

一部の図の作成には Wessel and Smith (1998) の Generic Mapping Toolsを使用した。

参考文献

青木裕晃・片尾 浩・飯尾能久・三浦 勉・中尾愛子・米田 格・澤田麻沙代・中尾節郎 (2012) : 稠密地震観測による近畿地方北部におけるメカニズム解と応力場, 京都大学防災研究所年報, 55, B, pp. 121-140.

青木将 (2013) : 近畿地方北部における地殻内S波反射構造の推定, 京都大学理学研究科修士論文 .

飯尾能久 (2010) : 内陸地震の発生過程の解明, 自然災害科学, J. JSNDS, 28-4, pp. 284-298.

大見士郎・渡辺邦彦・平野憲雄・中川渥・竹内文朗・片尾浩・竹内晴子・浅田照行・小泉誠・伊藤潔・和田博夫・澁谷拓郎・中尾節郎・松村一男・許斐直・近藤和男・渡辺晃 (1999) : 微小地震観測網SATARNシステムの現状と概要, 京都大学防災研究所年報, 42, B-1, pp. 45-60.

片尾浩 (1994) : 近畿地方微小地震活動域直下に存在する顕著な地殻内反射面, 地球惑星科学関連学

会1994年合同大会予稿集, E12-05.

片尾浩 (2002) : 丹波山地の地震活動, 月刊地球, 号外38, pp. 42-49.

片尾浩 (2005a) : 丹波山地における最近の微小地震活動の静穏化, 京都大学防災研究所年報, 48, B, pp. 167-174.

片尾浩 (2005b) : 陸の上の水っばい話 -特に近畿地方内陸部における深部流体について-, 月刊地球, No.51, 286-292.

片尾浩 (2012) : 琵琶湖西岸／花折断層南端付近で見られる深部反射面, 日本地震学会2012年度秋季大会講演予稿集, P1-37.

片尾浩・伊藤潔・中尾節郎・廣瀬一聖・西村和浩・福島麻沙代 (2007) : 丹波山地直下の地殻深部反射面の探査-大大特による人工・自然地震観測-, 京都大学防災研究所年報, 50, B, pp. 297-302.

佐々木裕樹 (2011) : 近畿地方北部の微小地震活動域直下の地殻構造の推定 - S波反射法とレシーバ関数解析による -, 京都大学理学研究科修士論文 . 大都市大震災軽減化特別プロジェクト, 平成 18年度成果報告書, I地震動(強い揺れ)の予測, 3.4.2.1.

三浦勉・飯尾能久・片尾浩・中尾節郎・米田格・藤田安良・近藤和男・西村和浩・澤田麻沙代・多田光弘・平野憲雄・山崎友也・富阪和秀・辰己賢一・加茂正人・澁谷拓郎・大見士郎・加納靖之 (2010) : 近畿地方中北部における臨時地震観測, 京都大学防災研究所年報, 53, B, pp. 203-212.

吉村令慧・宇都智史・大志万直人 (2005) : 花折・琵琶湖西岸断層系周辺の電気抵抗構造, 京都大学防災研究所年報, 48, B, pp. 143-148.

Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, and U. Kradolfer, (1994): Initial reference models in local earthquake tomography, J. Geophys. Res., 99, pp. 19635-19646.

Talwani, M., J. L. Worzwl and M. Landisman (1959): Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, J. Geophys. Res, 64, pp. 49-59.

Thurber, C. H. (1993): Local earthquake tomography: velocities and Vp/Vs - theory, in Seismic Tomography: Theory and Practice, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara.

Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New Version of the Generic Mapping Tools Released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 76, pp. 329.

(論文受理日: 2013年6月11日)