

## 私の強震動地震学研究

岩田知孝（防災研究所 地震防災研究部門 強震動研究分野）

### はじめに

私は1979年4月に理学部に入学し、1981年4月から理学研究科地球物理学専攻に進学、(当時)防災研究所地震動研究部門で指導を受けた。1989年3月に博士後期課程を修了し、理学博士を取得した。1989年4月より3カ月間は日本学術振興会特別研究員を務めた(勤務は防災研究所)。1989年7月より防災研究所の助手に採用され、2004年11月より教授に昇進し、2024年3月に定年退職となった。大学院時代から含め43年間も同じところで過ごした。この間、多くの先輩、同輩、後輩や学生に恵まれ、同じところにいたのだけれども、とても刺激的な時間を過ごすことができた。



最初に恩師の先生方に述べる。学生時代から大学教員時代と一貫して地震動・強震動の研究をしてきたのだが、80年代から2020年代までの様々な技術革新に加えて、研究環境を大きく変えるきっかけとなったのは、1995年1月17日の兵庫県南部地震が引き起こした阪神・淡路大震災なので、それをマイルストーンとして章立てしてみた。加えて、知球会の話提供で行った、2024年1月1日能登半島地震の震源過程と強震動について記載する。

### 恩師と呼ぶべき皆様

多くの先生方にお世話になったのだけれども、とりわけ、4先生のお名前を挙げて感謝を述べさせていただきます。大学院の指導教官として吉川宗治先生、指導教員、そして就職後の上司としての入倉孝次郎先生、入倉孝次郎先生とともに大学院時代の観測などでお世話になった小林芳正先生、加えて教養部時代からお世話になった住友則彦先生。

吉川先生はご定年を迎えられるぎりぎりのタイミングで博士論文を出すことになるという体たらくの私にもかかわらず、研究の進捗状況を気にかけてくださり、アドバイスをしてくださった。割と細かいことを気にする私に、細かいことで躓いたり、立ち止まってばかり居ることより、まず全体を見通した上で細かいことを潰していくべし、と大所高所に経った、多数のご経験に基づくアドバイスを的確にしてくださいましたことを思い出します。

入倉先生には学部3年生の課題演習でお会いして以来、長年に亘り、指導教員として、防災研に就職してからは上司として、共同研究者として多くのことを教えて、学ばせていただきました。先生の教えを十分に理解し、十分に体现できているとは言えなく、忸怩たる想いがありますが、こういった研究生生活を続けてこられたのは先生のおかげであることは紛れもない事実です。

当時の地震学は、高感度地震観測網を使った地震活動解析（震源の移動や静穏化）や到着走時を用いた地震波速度構造解析に関する研究が花形でしたが、入倉先生らが研究対象としておられた地震動、あるいは地震の時の揺れ（一般には地震自体が「地の揺れ」なのでこういう書き方は変に思われるだろうが、地震には「地の揺れ」と「地下の岩盤のズレ」の2つの意味を地震学界では前者を「地震動」、後者を「地震」と呼ぶためそういう表現となっている）にすこぶる興味を持ち、この分野に進むきっかけをくださいました。

小林先生は私の学生時代に入倉先生とともに、我々関係する院生を共同で指導して下さり、特に観測をしてデータを手に入れる重要性を教えてくださいました。何かを知りたいならば観測をすればよい、という極めて単純であるけれども、当時の環境を考えれば新しいことをするにはハードルが高い時代に、創意工夫をしてデータをとる重要性そして面白さを教えてくださいました。

そして住友先生ですが、大学には入ったもののどういった研究分野に進むべきか混迷していた教養時代に、地学実験で住友先生の担当に当たり、そのご指導やそこに醸し出されるお人柄には大変興味をもちました。「地学」は、高校では履修していたものの、何時間もかけて岩石プレパラートを作ることには興味をもったものの、そのあとの岩石分析自体には興味が持てず、そういうものかと思っていたのですが、先生の担当の地球電磁気学の基礎的な実習を通して、こういったリモセン的なアプローチが地学の分野であることを知ることになり、地球物理に導いてくださったと勝手に思っております。とはいえ、進路は地球電磁気学ではないのですが。

住友先生は後日、防災研究所に地震予知研究センターが設立された時、異動されてきて（教授と助手と職位は違いますが）同僚となり、研究室が近かったので、よもやま話も含めて話をする機会もたびたびありました。先生は、年齢の上下関係は全く気になさらず、自分はよく知らないので教えてほしいのだが、と、地震動や建物被害について尋ねてこれ、若輩者の言うことも真摯に聞いておられ、ここはわかったがそれとの関係がわからない、と、さらに質問を重ねられました。こういった先生の姿勢は大変勉強になりました。

## **BK時代 (Before the 1995 Kobe earthquake)**

学部生時代、大学院生時代は小林・入倉チームでの先輩方の微動、発破、地震動観測の手伝いをし、3年先輩の春日さんが入倉さんとやっておられた宇治キャンパス付近、黄檗断層付近での地震動観測を手伝いはじめた。この観測データは自分の修士論文の題材にもなった。地震動観測にはとりも直さず時刻が記録されていないといつ起きた地震の記録かがわからない。今だと、レコーダはGPS信号を受けることにより内部時計時刻を較正することで複数の観測点の同時性、時刻は担保できるし、商用電源があれ

ばよいが、なくても省電力化が進んでいることから、バッテリーと太陽光電池パネルでの屋外観測も可能となっている。記憶容量も携帯カメラなどに使う SD カードメディアに半年以上連続観測できるようになっている。しかし当時は GPS 信号といった便利なものはなかったため、地震計がある場所から有線で構内の実験室内まで信号線を引き、観測をしていた。連続観測をするには、オープンリールのアナログテープが確か半日くらい持っていたので、それを朝夕に架け替え、アナログのペンレコーダーをモニターとして記録しながら、有感地震あるいは解析に使えるような地震動の有無を確かめて、ある場合はそのテープをしばらく保管し、ない場合は再度セットして連続観測をするといったことを繰り返していた。今だと緊急地震速報や震度情報がすぐにネットなどでわかるけれども、当時はそんなものはなく、自前の上記のモニター、有感地震のニュースを頼りに地震の有無を確認していた。なお、時刻はスローコードによる信号を地震計信号とともに記録して参照していた。スローコードジェネレータはアナログラジオの NHK の時報（ポッ ポッ ポッ ポーンってやつ）で較正される程度の代物だった。

目ぼしい地震動が観測されたアナログテープは、それをデジタル化しないと計算機にかからないため、いつものアナログテープレコーダ記録システムを一旦停止し、AD 変換機（オープンリールのデジタルテープに記録する TEAC 社製 DR-1000）につなぎ、頃良いあたり（頭出し）をして、デジタルデータにする、といったことをしていた。今からすると、こういったしちめんどくさいことをしないと解析がはじまらない時代から、今では地震発生の数分後には、HP から大量の波形データを入手できる時代の変革期を経験したのは、HP に吊されているデータの舞台裏を知っていることで、貴重さを知ることができたよう思っている。

博士後期課程修了後、防災研究所助手に採用された。研究室内で部屋の移動はさせてもらったように記憶するが、その時は研究グループの長老学生であったところから、教員の端くれになったとしても環境が変わったわけではなく、周囲とは同じように接していたようにも思う。また、それを許してくれていた入倉研究室の皆さんにも感謝する次第である。助手の期間には、さっそく地学実験を担当させてもらい、地震学の中でもマイナーな地震動研究といった研究分野があるということを知ってもらうような実習をしていた。まだ地震動記録が例えそれほどないので、例えば金属プレートを地面において、掛矢（カケヤ）で地面を叩き、地面を伝わる振動を地震計で記録して地面を伝わる地震波速度を測ることや、地下数m程度までだが、地盤の構造を調べるようなことをしていた。

地学実験の担当中、忘れられないことは、94年6月の実験の説明中に、亀岡で地震が起きて（当時は後述する体感震度が右京区の京都地方気象台で4と発表されている）、座っている学生さん達が皆手を止めてこちらを見たのだが、立っていた私は揺れを感じていなかった。「どうしたの？」と学生さんに尋ねたら、「地震で揺れました」という返事。「えっ、気付かなかっただけけれども・・・」という私を見る学生さん達の顔つきは、「あんなに揺れたのに気づいていないの？」と無言で言っており、地震の揺れの話をしている私の信頼がいささか下がったのではないかと感じた次第である。

研究室では1990年くらいから、大阪平野を研究対象として、自前の観測点を細々ながら設置しはじめていた。大阪平野内と周辺の丘陵部での地震動観測を通して、大阪平野内ではS波部分の揺れが大きくなることに加えて、揺れが長く続く（鳥海(1975)では、あと揺れと命名）ことが鳥海らの先駆的な観測研究によってわかっていた。また、関東平野から10年以上遅れた1988年に北港及び河内長野市に震源

をおく人工地震探査が実施され、大阪平野の堆積盆地構造を地震学的に調査し、地下構造モデルを構築することがはじめられていた。そういうタイミングで地震計を設置し、揺れの記録を蓄積はじめていた。

この頃、さらに関西圏では強震観測点が少ないことから、当時、防災研究所におられた土岐憲三教授や入倉孝次郎教授を中心とした官民学が連携し、自前の強震観測網（当初 10 観測点。現在は管理点、データ提供点を含め 30 点）を大阪平野周辺を中心に構築するとともに、関西の地震防災を協働して向上させる協議会組織（関西地震観測研究協議会）を 1991 年に立ち上げた。この地震観測網の設置には私も参画し、前述の研究室ではじめていた観測点をこちらに引き継いでもらう点などした。観測網は 1994 年に設置完了し、前述の亀岡の地震も含め、いくつかの有感地震が起きて、通信状況の格好のテスト台となっていた。

### AK時代 (After the 1995 Kobe earthquake)

1995 年 1 月 17 日に兵庫県南部地震が起き、阪神・淡路大震災を引き起こした。関震協の震源域に近い観測点としては、神戸大学、東灘区、尼崎市などに観測点があった。当時はアナログ電話回線によりトリガー記録がなされると基地局に電話をして最大値や波形を転送するシステムであったが、当然電話回線は通じなかった。それでも地震発生から約 30 分後に尼崎観測点で観測最大値（地動速度で 40cm/s）を超えていた（クリップ）ことが通報された。順次記録を得ることができ、波形図がすぐに公開された（記録システムの特性を補正することにより、のちに波形の復元がなされた（Kagawa et al., 1996））。1948 年福井地震以降、日本で起きた被害地震のほとんどが海域を震源としたもので、強震記録は震動継続時間が長いものを見せられてきていたし、内陸下で起きた地震では震源域での強震記録がなく、国内において震源域で捉えられた初めての強震記録であったといえる。そして、その揺れは見かけ周期 1 ～ 2 秒の 2 発程度のパルス波で、震動継続時間は 10 秒程度であった。そのような短時間での揺れが、阪神、そして淡路地域に大きな地震被害を引き起こした。

このパルス波の成因や、帯状の震度 7 の領域の成因の解明が震源域の強震記録、震源断層モデル、地下構造モデルを組み合わせ進められた。そして、前者は断層の破壊伝播により破壊の進行方向に断層直交方向の強いパルスできること（forward directivity effect）、後者は神戸地域の盆地端部の地下が切り立った崖のようになっていて、地下にある震源断層から上昇してくる波動と、盆地端部の構造により生じた回折波が盆地端部よりすこし盆地内に入ったところで増幅的干渉を起こすことにより揺れが強まった（basin-edge effect）こと、といった分析結果を得ることができた（例えば Irikura et al., 1996; Pitarka et al. 1997）。

阪神・淡路大震災を契機として、全国を均一密度でカバーする K-NET や KiK-net が構築され、気象庁震度計や自治体震度計観測網の設置が進み、ひとたび地震が起きると、地震被害を引き起こすような強い揺れの記録が蓄積されるようになってきた。地震動は、震源からどのような地震波が射出され、主として地殻内を伝わってきた波が地表近くの地盤構造によって増幅された結果なので、単純には、震源域に近い場合や、揺れやすい地盤で強い揺れに見舞われる。地盤構造は前述の人工地震探査をはじめとす

様々な地球物理探査に基づいてこれも阪神・淡路大震災後に設置された地震調査研究推進本部が進められた、全国地震動予測地図の作成のために全国的な調査、特に都市圏等の人口密度が高い地域での地盤構造調査が進み、地震発生層の上面にあたる地震基盤面から工学的基盤面との深部地盤構造モデルが全国規模で構築され、工学的基盤面以浅の地震増幅特性や浅部地盤構造モデルも順次構築が進んでいる。

## 専攻の協力講座教員として、学生さんとともに

私は2004年に教授に昇任してから、表1、2に示すような学生さんたちの研究指導を行い、研究タイトルの修士論文、博士論文を指導をしてきた。タイトルだけではわかりにくいところもあるので、関係した地震や地域を記載した。その時に起きた被害地震の強震動記録を題材に震源過程の解明あるいは地盤増幅特性による強震動の成因を調べることや、既往の地盤構造モデルを利用してモデルシミュレーションを行い、その適用性を検証する、あるいは改良に資する情報を得て、改良の方向性を探る、といった研究を主として行ってきた。研究の中には、自分達で地震観測しているデータも利用しているものもあるが、上記の構築された強震観測網により、ひとたび地震が発生するとどこかで特徴的な強震動が観測・公開されることで、それを手にして、そこがなぜそのように揺れた(る)のか、というシンプルな問題を学生さんと解明してきた。

また、地震被害が大きかった地域で強震記録が得られていなくても、近くにはこの強震観測点があるため、被害地で臨時に余震(地震動)観測や地盤震動観測を行い、強震観測点との比較を通して被害の実態解明に迫る研究も以前より格段にやりやすくなった。自前で地震(強震)観測をすることは、その記録を一番最初に見るのは自分であることも含め、好きではあったが、多くの観測点をお守りすることは現実的ではない。充実した強震観測網のおかげで、多くの特徴ある地震記録を目にすることができ、この時代に研究者としての活動ができたことは、幸せなことだったと思う。一緒に考えてきてくれた学生さんたち、そして改めて観測網の維持・運営に携わる方々に深謝する。

## 2024年1月1日能登半島地震との遭遇

この知球会の話提供の順番が回ってきた時には、自分はどのような話をしたらよいかとすこし前から考えていて、上で紹介した学生さんとの研究がタイトルにマッチすると考えていたので、そういうことをしようと思っていたのだが、定年退職年の最後に2024年能登半島地震と遭遇することとなった。

能登は2007年3月の能登半島地震の時に穴水震度6強を観測した穴水に次の日に入り、短時間の地震観測を行って、その記録の分析や地質図、穴水町中心部の被害分布の報告などを踏まえて、差し渡し1kmちょっとの平地の中で、揺れがかなり違う可能性があることがわかったので、夏休みに研究室の学生さん達と密度の単点微動観測を行った。箱庭サイズであったことから、各自地震計を持って、振動を測っては徒歩で100m移動してまた観測、といった微動観測を行った。結果、被害がお大きいところは周期1秒くらいの地震動が増幅しやすいことを見いだした(浅野・他, 2009)。この卓越周期は、ボーリング

資料などに基づくと、平地周辺の新第三紀等の堆積岩などの上に、10~20mの海成あるいは淡水性の若い地層が載っている構造によって生じていると考えられる

2020年末から奥能登の珠洲市北部では地震活動が活発になっていた。本震一余震型の地震ではない、いわゆる群発地震活動が継続していた。2024年1月1日を迎える前にも、2022年6月14日にM5.4の地震、2023年5月5日のM6.5の地震により、珠洲市正院ではそれぞれ震度6弱、震度6強の揺れを観測し、珠洲市正院を含む市街地では、前者では鳥居の倒壊、塀が壊れる、外壁が落ちるといった被害があり、後者では全壊家屋が生じるなどの被害が出た。

我々は、奥能登の地震活動に関する科学研究費補助金（特別研究促進費）の研究グループに強震動分野の分担として入っていたことから、2022年夏に震度6弱を観測したK-NET正院（ISK002）及び周辺の被害が出た場所で、微動のアレイ観測を行い、地盤構造（主としてS波速度）の推定を行った。上述の単点微動観測とは違い、アレイ形状に組んだ地震計で同時に微動（微弱な地面の震動）を計測し、その周期別の伝播速度を求め、分散性を示すその伝播速度から地下のS波速度構造を推定する、というものである。ボーリングデータベース等も参照しながら、地盤構造を推定すると、珠洲市街地も先の穴水町同様10~30m程度の推定S波速度が0.1~0.2km/sの遅い、砂層等で構成される表層地盤があり、その下には推定S波速度0.6~0.8km/sの珪質シルト岩（そう、珠洲市は珪藻土でできた七輪で有名）が隠れていると推定され、この浅い構造によって観測サイトは約1秒で揺れやすい特徴があることがわかった（岩田・他、2022）。

能登地方では1993年にも能登北東沖でM6.6の地震で、珠洲市を中心に地震被害が起きていた。この時の最大震度は、輪島震度5だったが、それより震源に近い珠洲市では鳥居の倒壊やトンネルでの落盤などが起きていた。その時の被害調査で珠洲市街地を中心に微動観測が行われ、場所による卓越周期の違いが指摘されていた（社団法人土質工学会・1993年地震災害調査委員会(1993)）。

2022年6月のM5.4の地震は、それまでの群発地震活動域内で発生していたが、2023年5月にM6.5の地震が起き、地震活動が珠洲市北方の海底下方向に拡大していた。奥能登の北岸沿いの海底下には、2007年の能登半島地震をきっかけに当該地域の海底音波調査が行われ、活断層の存在が認識されており、群発活動がこの活断層を刺激して大地震になる可能性が懸念されていたが、2024年1月1日に最悪のシナリオと考えられる大地震が奥能登地下で発生した。

この地震の震源過程（断層破壊過程）を、強震記録を用いた波形インバージョン法により推定した。破壊開始点は、気象庁一元化震源による震源位置と発震時刻を参照し、①16時10分9秒に、南西へ伝わる破壊、②16時10分22秒に、北東へ伝わる破壊が、それぞれ珠洲市下の破壊開始点から始まると仮定した。なお、気象庁一元化震源は①がM5.9の地震、②がM7.6の地震の震源（破壊開始点）となっているが、震源近傍の観測記録の様子から、①と②が一連の破壊過程と仮定した。次に断層面の設定は、気象庁一元化震源による余震分布、日本海地震・津波調査プロジェクト（東京大学地震研究所、2022）による震源断層モデルなどを参考に、各セグメントの走向、傾斜角、長さ、幅を設定した。4枚の断層面は、いずれも南東下がりの傾斜を有する逆断層である。なお、ここに記載している内容は、地震発生以降数日の間に得られている情報をもとに震源断層を仮定してモデル化した、いわば暫定的なものである。

り、詳細な余震分布情報や海底で発見された断層運動跡などを踏まえて更新を現在も進めているところである。

16時10分9秒に発生した地震①は、奥能登地方の地下を南西方向へ破壊した。この破壊が断層西端に達する前に、地震②の破壊が開始した。地震①破壊開始の約20秒後から、能登半島北西部のやや浅部で、約4~8mの大きなすべりが生じた。能登半島西部（輪島、穴水、富来など）での地震動には主に地震①が寄与している。地震②破壊開始の約15秒後から、珠洲の北東沖の海底下やや広い範囲で大きなすべりが生じた。珠洲市は地震①と②の断層面が直下にあるため、地震動は両方の地震の影響を受け、結果として長時間、強い揺れに見舞われたと言える。地震①と地震②をあわせると、 $M_w$ 7.5の地震となる。図1に地震①と地震②の最終すべり分布を地図上に示し、地震①の破壊開始後から5秒毎の破壊進展の様子を示す。

奥能登地域は震源断層の直上に位置してしまったことから、強い揺れに見舞われることになった。既に珠洲や穴水を例にとり、奥能登地域の人が住んでいるところは、河口等に広がる小さい平野や盆地なので、そこは地盤が新しく、柔らかいことから揺れやすいと言える、といったことを述べているが、実際に観測された強震記録でもそれが伺えるので、紹介する。輪島市街地と穴水町主要部には複数の強震観測点があり、近くにあるのだが、揺れ方がかなり違うことがわかる。これらを図2に示した。

輪島市街地にはK-NET輪島(ISK003)と、JMA輪島(JMAE10)の2点が約1km離れて設置されている。ISK003は浅い柔らかい地盤がほとんどない一方、JMA輪島は沖積層が広がっている。建物被害も後者の近傍の方が多かった。速度波形の最大振幅が後者の方が前者に比べて2倍くらいあり、また強く揺れている時間が長いことがわかる。

同様に穴水町にはK-NETのISK005とISK015が600mほどの距離にある。穴水町の震度はISK015の記録から算出されていて6強（計測震度は6.3）だったが、ISK005の計測震度相当値は6.5となり震度7相当ということになる。揺れの比較を見ても、輪島市の比較より更に差があり、ISK005は強く長く揺れていることがわかる。穴水町の浅部地盤についての我々の研究成果からも、ISK015はISK005よりも揺れにくいことはわかっているが、浅部地盤のちょっとした違いにより大きく揺れが異なることを改めて認識させられることとなった。

## おまけ：震度の話

1995年阪神・淡路大震災を受けて、気象庁では揺れの大きさや被害を迅速に伝えるため、計測震度を導入し、96年10月から運用を開始した。本文中で記載した自治体震度計観測網の構築も、この計測震度を多地点で得るためである。発表されるものは震度であるが、その数値が震度計による揺れの計測に基づいて行われているため、計測震度という書き方をここではしておく。震度計のセンサー部分は加速度計で、地面の加速度を記録しているが、それに計測震度フィルターを通した上で計測震度値を得てそこから震度値（震度0から震度7で、震度階級5と6には弱と強があるため、全部で10階級）を求めて○○では震度いくつ、といった報告をしている。

実はそれ以前の震度は、被害の様子など、地震が起きて揺れることによって生じた現象を記載しておくものであった。▽▽の地震の時に◇◇ではどのくらい揺れたか、ということに記載して後世に残すことに使われた。震度は気象庁の職員が周辺の様子を見て決めていたので、前述の計測震度と区別するため、ここでは体感震度と表現しておく。

計測震度はそれまでの体感震度と整合するように地面の揺れから震度値を求めている。計測震度フィルターおよび計測震度は、阪神・淡路大震災およびそれ以前の体感震度値と近くにあった地震記録を比較して、体感震度と対応するような計測震度が定められた（たとえば気象庁、1996）。しかしながら体感震度と計測震度は本質的に違うものであることに気づく必要がある。すなわち、計測震度は地面の揺れであることに対して、体感震度は被害の様子、例えば建物被害といった、地面の揺れに応答した建物の結果である。同じ揺れでも建物が強くなれば、被害の様子は変わるわけで、体感震度と計測震度が乖離していく。

阪神・淡路大震災以降、正確には96年10月以降は、一般建物が30%以上倒壊した（これが体感震度の震度7の定義で、1948年福井地震以降に制定され、1995年兵庫県南部地震ではじめて（そしてそれ以降は計測震度なので）1回だけ使われた。）地域があったとして、そこは震度7だった、というのは、正しい使い方をしていない、ということになる。計測震度の施行がはじまった96年10月以降は、地面の揺れの記録から震度を出しているのだから、地面の揺れの記録のないところで、被害状況から震度〇〇だった、といったことを言うことは（正確には）できない。

また、一般建物の耐震基準がより揺れに強くなる方向に定められ、ゆるゆるではあるが建物全体の築年が新しくなっていくと、同じ地面の揺れであっても被害は少なくなるため、95年に見合うように定められた（体感）震度と（計測）震度の乖離はさらに進んでいくと考えられる。ただ、この乖離は、計測震度7でも被害が出にくくなるという社会としては悪くはない乖離と言える。

一方で、耐震性が低い、いわゆる古い建物は、強くない揺れでも倒壊する可能性が高くなるため（時間経過も更に拍車をかける可能性がある）、持続性社会の構築には解決していくべき重要課題のひとつであろう。



## 引用文献

浅野公之・岩田知孝・岩城麻子・栗山雅之・鈴木 亘 (2009). 地震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町における地盤震動特性, 地震第2輯, **62**, 121-135.

Irikura, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, A. Pitarka, and K. Kamae (1996). Lesson from the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake: Why were such destructive motions generated to buildings?, *J. Natural Disas. Sci.*, **18**(2), 99-127.

岩田知孝・浅野公之・宮本 英・緒方夢顕 (2022). 2022年6月能登地方の地震によるK-NET正院 (ISK002) の地震動特性と地盤構造, 日本地震学会2022年秋季大会, S16-04, 2022年10月.

Kagawa, T., K. Irikura, and I. Yokoi (1996). Restoring clipped records of near-field strong ground motion during the 1995 Hyogo-Ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, *J. Nat. Disas. Sci.*, 18-1, 43f.

香川敬生・澤田純男・岩崎好規・江見 晋 (1990). 発破実験より推定される大阪堆積盆地構造. 地震第2輯, **43**, 527-537.

気象庁(1996). 震度について, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/shindo/index.html>

Pitarka, A., K. Irikura, and T. Iwata (1997). Modeling of ground motion in Higashinada (Kobe) area for an aftershock of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake, *Geophys. J. Int.*, **131**, 231-239.

社団法人土質工学会・1993年地震災害調査委員会(1993). 1993年釧路沖地震・能登半島沖地震災害調査報告書.

東京大学地震研究所(2022), 日本階地震・津波調査プロジェクト, [https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/project/Japan\\_Sea/](https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/project/Japan_Sea/)

鳥海 勲(1975). 平野の地震動特性について, 第4回日本地震工学シンポジウム概要集, 129-136.

表 1：指導を行った博士後期課程学生。青色は地盤構造を対象とした研究。

氏名	博士論文題目	学位授与日
浅野公之	Study on Strong Motion Generation Based on Detailed Analysis of Earthquake Source Rupture Process (震源破壊過程の詳細な分析に基づく強震動生成に関する研究)	2007/3/23
鈴木 亘	Estimation of Broadband Source Process Based on Strong Motion Modeling (強震記録モデリングに基づく広帯域震源過程の推定に関する研究)	2008/3/24
岩城麻子	Study on Seismic Wave Propagation Characteristics in a Sedimentary Basin and Waveform Inversion for Three-Dimensional Basin Boundary Shape (堆積盆地内の地震波伝播特性及び3次元盆地境界面形状の波形逆解析に関する研究)	2011/3/23
栗山雅之	震度情報に基づく長大活断層帯の震源断層のモデル化 -1891年濃尾地震を例として-	2012/5/23
久保久彦	Study on rupture processes of large interplate earthquakes estimated by fully Bayesian source inversions using multi period-band strong-motion data -The 2011 Tohoku-oki and the 2011 Ibaraki-oki earthquakes- (周期帯別の強震波形を用いたフルベイジアン震源インバージョンから推定される巨大プレート境界型地震の破壊過程に関する研究-2011年東北地方太平洋沖地震及び2011年茨城県沖地震を例にして-)	2015/3/23

表 2：指導を行った修士課程学生（\*は副指導教員）。青色は地盤構造を対象とした研究。

氏名	修士論文題目	修士学位 授与日	解析したイベント・地域
鈴木 亘	強震記録モデリングに基づくプレート境界地震の震源特性 ～十勝・釧路沖の地震の解析～	2005/3/23	2003 十勝沖余震, 2004 釧路沖
白川智香子	3次元小スパンアレイ地震観測記録を用いた京都盆地東端部の地震動特性評価	2007/3/23	京都盆地南東部（宇治キャンパス）
岩城麻子	大阪堆積盆地における長周期地震動特性	2008/3/24	2004 紀伊半島沖・大阪平野
染井一寛	コーダスペクトル比法による内陸地殻内地震系列の応力降下量の推定	2010/3/23	1997-2008 の内陸地殻内地震
木村美帆	KiK-net 一関西観測点における強震時および弱震時の表層地盤の震動特性	2010/3/23	2007 岩手・宮城地震
瀧口正治	茨城県沖で繰り返し発生する海溝型大地震の広帯域強震記録を用いた震源過程の推定と比較	2011/3/22	2008, 1982 茨城沖地震
佐藤佳世子	2011年東北地方太平洋沖地震本震及び最大余震における大阪堆積盆地での長周期地震動	2014/3/24	2011 東北沖地震・大阪平野
田中美穂	地震時における複数の断層間の動的なトリガリングー2011年福島県浜通りの地震と2010年Darfield地震ー	2015/3/23	2010 ニューージーランド Darfield 地震 2011 福島県浜通りの地震
田中宏樹	阪神地域の地震記録においてS波到達から繰り返し見られる特徴的な後続波群	2016/3/23	大阪平野北西部
下村智也	強震波形を用いたレシーバ関数から推定される京都盆地の基盤深度	2017/3/23	京都盆地
永井夏織	2018年北海道胆振東部地震の強震記録を用いた広帯域震源過程と非線形サイト応答	2020/3/23	2018 北海道胆振東部の地震
島津颯斗	静岡県地域の高密度強震観測網の記録を用いたスペクトルインバージョン法に基づく震源特性, 伝播経路特性, サイト増幅特性評価	2020/3/23	静岡県
福留脩太*	強震波形記録の自己相関関数解析による大阪平野, 京都盆地での基盤面深度の推定	2021/3/23	大阪平野, 京都盆地

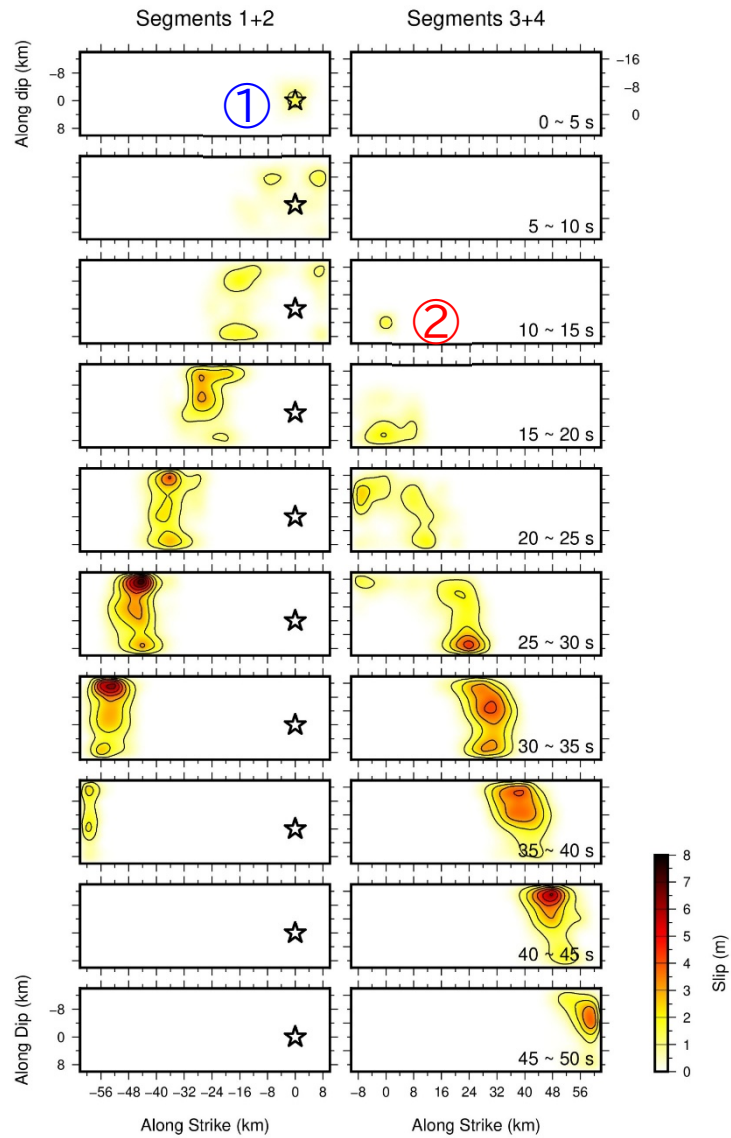
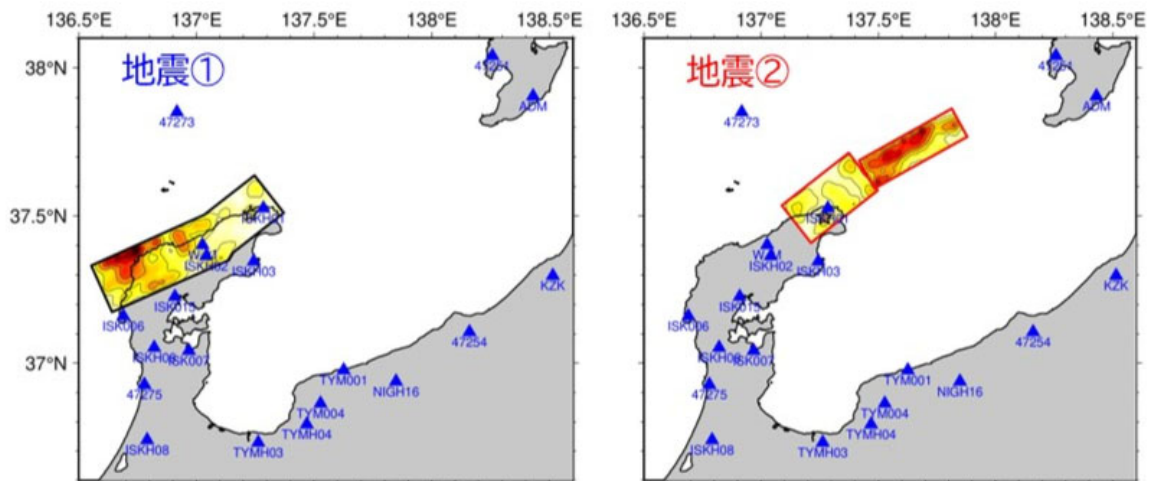
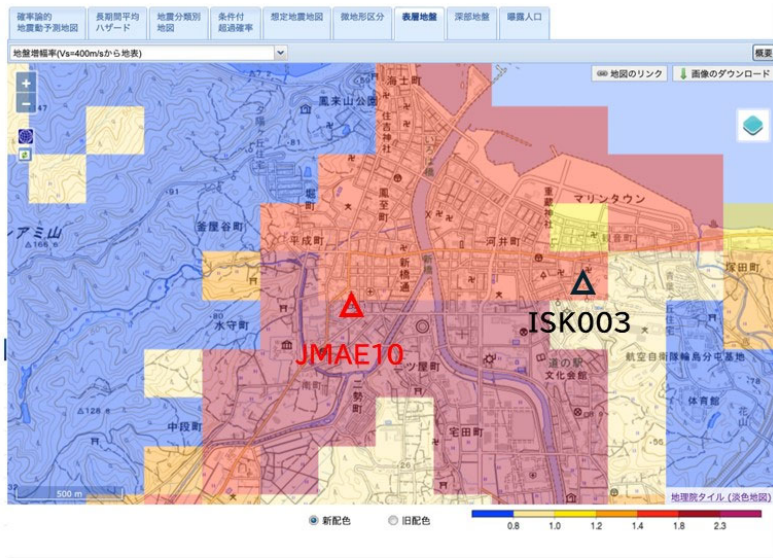
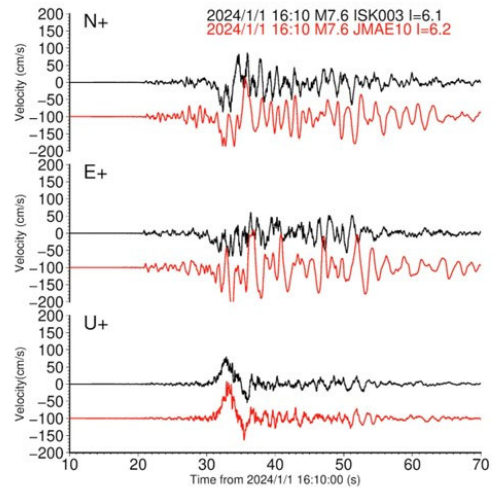


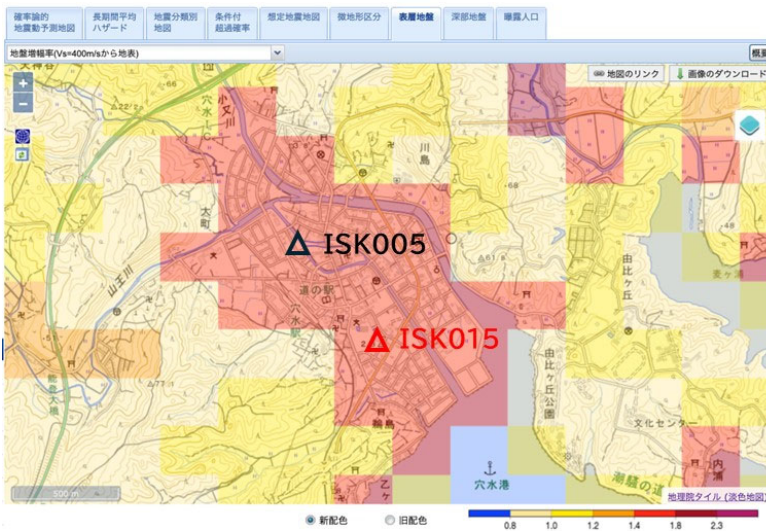
図1 (上) 能登半島地震のすべり分布. (下) 5秒ごとの破壊の様子.



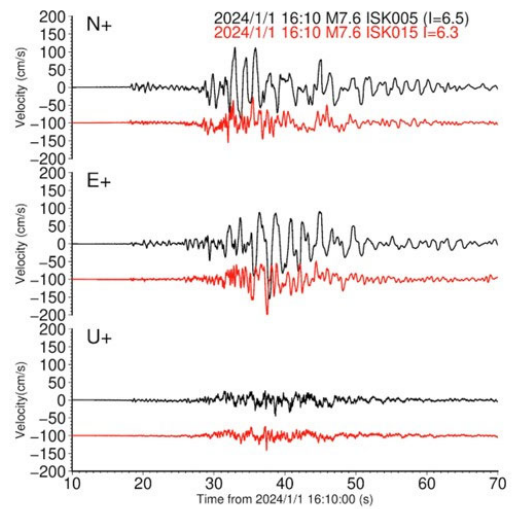
J-SHIS 表層地盤増幅率



速度波形の比較



J-SHIS 表層地盤増幅率



速度波形の比較

図 2 : (上) 輪島市街地での ISK003 と JMAE10 の速度波形の比較。(下) 穴水町中心部の ISK005 と ISK015 の波形の比較。