

強震動を科学した

The Science of Strong Ground Motions

岩田知孝

Tomotaka IWATA

Synopsis

Firstly, I would like to explain my motivation for starting strong-motion study. Next, I have continued to elucidate the causes of strong ground motions by analyzing strong ground motion records observed during various destructive earthquakes. I believe that I have some progress for understanding the causes, and based on the results of our research, we hope to further advance the prediction of strong ground motions for the future earthquakes to construct social systems that has more resilient against earthquakes.

キーワード: 強震動, 震源効果, サイト増幅特性, 強震観測, 強震動予測

Keywords: Strong ground motion, Source effect, Site effect, Strong ground motion observation, Strong ground motion prediction

1. はじめに

「地震の揺れを科学する」は、山中浩明さん、武村雅之さん、香川敬生さん、佐藤俊明さん、との共著で2006年に東大出版会から出版させてもらった単行本（山中ら、2006）だが、研究発表講演会の特別講演にはそこから完了形を使わせてもらった。完了形にするくらい突き詰められたのかと問われれば、今もまだ進行形と言わざるを得ない。不器用なもので同じことをずっとしてきた「きらい」があるのだけれども、この機会にこれまでのことを駄文にまとめさせていただいた。温故知新は割と好きな言葉だが、何か興味を持ってもらえることがあれば幸いと考えている。図面引用が少なく恐縮だが、気になることがあれば引用文献を参照していただければ幸いである。

2. 学生時代（1977 - 1989年）

当時の地震動研究部門、吉川宗治先生・入倉孝次郎先生の研究室の修士課程の学生として防災研究所には1981年4月からお世話になったが、それ以来40年以上の時間を同じ建物で過ごさせていただいた。改

めて御礼申し上げます。1977年4月に京都大学理学部に入学したが、進学校でもなかったことから大学のことはよくわかっていなかった。高校の教科書は分かっているつもりであったが、大学の講義は難しく、ドロップアウトしかけだったのだけれども、京大理学部は学科募集ではないことから、1、2回生の時に進路はきめりゃあいいと思っていた。それでもなんとなく「物理」に進めたらいいなあと思っていたが、教養の物理は微分方程式の塊で高校の数学の延長であって、大学の数学は論理であることがわかり、自分の理解する物理とは違ったような気がした。

いわゆる化学、生物、物理、そして地学実験には助けられた。その中で、地学実験でお世話になった、住友則彦先生には影響を受けた。私の狭い理解の中では、大学の先生然とした方だった。そして、地学、地球物理学という研究分野を改めて認識した。これは自分に合っているかもしれない、と。

3年生の課題演習は、当時は1年間通しの形態をとっていて、固体系は地震、流体系は気象と両方の登録ができた。住友先生を意識していたのにどうして地球電磁気や測地ではないのだ、ということはとりあえずおいておく。思い起こせば、小学校の時に夏休みの創意工夫展といった工作を出す催しがあり

(市の規模だったのかなあ)、小学校5年生では、(当時はステンレス製)プリンを作る器と壊れたアナログ置き時計を組み合わせた「風力計」を、小学校6年生では、「地震計の原理」と検索すれば出て来るような、ロール紙を巻き取る仕組みと振り子を組み合わせた「地震計」を作っていた。正に「三つ子の魂・・・」だったのかもしれない。

このうち、気象の課題演習は数名の先生が2ヶ月毎くらいに担当されるリレー方式で、回転水槽実験(アナログカメラで撮影して、自分達で現像するのが楽しかった)や、プログラムや数値を紙テープに打ち込んで、簡単な計算をする(指導の先生が紙テープを見て、「ここ、こんな数字の訳がない。間違っているよ」と指摘する、映画「日本沈没」で紙テープを見て、データ異常を指摘する教授役を目の当たりにする)、といったことも大いに楽しむことができたが、地震の課題演習の指導教員が入倉孝次郎先生だったのが、その後の私の進路を決めたということになる。

入倉先生が課題演習担当されたのはその時が初めてだったと記憶するが、まずはAchenbach(1973)のWave propagation in elastic solidsという教科書を輪読するという事になった。この時のゼミは、小泉尚嗣さんと長秋雄さんと私で、毎週3コマ目と4コマ目の時間一杯、あるいは時間を超えてゼミは続いた(その頃は土曜日半ドンがあって、5コマ目の講義を取っているものはこのメンバーにはいなかった)。私は多分一番出来が悪く、今でも覚えているが、ローテーション的にも辛い、つまり式の変形が沢山あるところとかに当たっていた。これは実は皆そう思っていたのかも知れない。諦めよく、「この式変形できませんでした」と言うと、次に進めるかとおもいきや、「じゃあ皆で考えようか」ということになり、小泉さん、長さんにはほんとに迷惑かけたように記憶する。こういうことがあったので、他のことはさておいて、このゼミの「予習」に力を入れ、課題演習前の昼食は某天下一品で力をつけて臨んだものだった。

当時弾性波動論という講義が3年後期にあり、私が受講した頃は、関西大学の中野正吉先生が担当されていた。非常に丁寧に書かれたレジュメが(元本はEwing et al. (1957)であることを後に知るが)印象的で、説明も大変丁寧であった。講義が終わった何かの拍子に、課題演習の話になり、Achenbach(1973)を輪読しているとお話ししたら、「坊主ら(悪気なし)が難しい本を読んでいるんだね。頑張りな」とおっしゃってくださったことを記憶している。そんな本を輪読していたのか、という風に認識を新たにした。

防災研には実はこの3年生の夏休みに来たことがあって、というのも、京大の宇治グラウンドで、黄檗断層の位置を推定する調査のために様々な実験をし

ており、課題演習の一環として3年生も手伝いをする事になったという訳だ。当時大学院生の天池文男さんや春日茂さんが地震観測の指導をしてくださった。現場観測の前に我々には天池さんが設計した直流アンプを作製するミッションが与えられた。私はこれも小学校高学年の頃から、ラジオ製作とかを趣味でしていたので、ハンダ付けには慣れていたため、ゼミでは二人の後塵を拝していたところなのけれども、こっちは自分の担当を早々と終え、ヘルパーをしていたようにも思う。夜中にグラウンドで線を貼り、地震計を設置して微動を計ったりしたことが記憶に残っている。そしてこういうのって面白くて自分にあっている、と思い込み始めた。

課題演習後期は、震動データをとったので、それを解析する(フーリエ変換)プログラムを作って、(記憶が曖昧だが)フーリエ変換して、周波数解析をするようなことが課題として与えられた。吉田の大型計算機センターには、カードパンチャーが沢山並んで居て、それでプログラムをパンチし、カードリーダに読ませて計算ジョブをさせるっていうやつなのだが、今の時代に比べたらなんという前近代的なシステムであろうか。計算機とのコミュニケーションはそれでも紙テープよりすこぶるよくなったということ为先輩には聞いたが(カードだと1行1枚で、紙テープはシーケンシャルのため、修正がとっても面倒)、100行程度のプログラムでも、まず文法エラーが山ほど出る。今、画面でコンパイル実行したら、文法エラーが出て来るけれども、あれが、ラインプリンター(死語)で出て来るまで待つ必要があった。プリンターが混んでいたら何分も待たないといけない。出てこないことで、「ジョブ通ったのか!」と思ったら、単に出力が滞っていただけで、10分20分待つこともザラ、とか、書いていて疲れてきた。ま、そんな時代だったのです。

課題演習当時の入倉先生は、経験的グリーン関数法を完成させるために、村松郁栄先生と静岡で強震観測を行っておられた頃になる。課題演習の学生には仔細に説明されてくれたわけではないのだが、理学の地震学研究者と工学系研究者の橋渡しのような研究をしている、それを完成させたい、ということをおっしゃったことを記憶し、印象に残っている。こういった状況で、自分は強震動地震学に進みたいと考えるようになった。

住友先生とは大学院の前にまだ縁がある。大学院入試が終わり、4年後期をゆっくりしていたところ、北部構内で住友先生に出くわした時に、院試が終わったことを伝えると「秋に観測があるのが行かないか」とスカウトされた。その11月からの秋田での千屋断層の電磁気探査に手伝いに行く事になった。

当時、それまでに見知った人は、住友先生と村上寛さんだけだったのだが、大志万直人先生、水谷仁先生、本蔵義守先生ら、そうそうたるメンバーが参加されていたことを後々知った。毎夜の意見交換会では、進路について何度も「地球電磁気」は面白いぞ、地震動（当時は「強震動」は使っていなかった）の研究よりも、と秋波を送られたが、そこは頑固だったのかなあ。

4年生の課題研究では第四講座の小澤泉夫先生のところで、井口正人さんと松村正三さんと地球物理が入った新しい建物（現在の理学部4号館）の部屋で席を付き合わせて、Ewing本（Ewing et al., 1957）を輪読することとした。この本は、前述の中野先生のレジュメの元本にあたるもので、応用数学（複素解析）の方法を使って、弾性波動論を理解するものだった。Achenbach本をしていたのでつつきはよかったように思う。同じことも何度かやれば、道筋が見えてくるってやつですね。

4年生の時には、住友先生の電磁気探査の他、天池さんの発破観測にも連れて行っていただいた。この頃は発破を使って地殻構造を調査する発破実験が行われていた。観測システムがあればその信号を観測することで構造を調べることができる。今ならGNSS信号を用いて刻時精度の高い、また、タイマー録音設定しておけばよいので、観測装置がありさえすればそれだけの数の観測ができるが、当時は30分記録できるアナログカセットに、短波ラジオで流れるJJY信号と地震計の信号を入れて記録するのだが、タイマー録音ができないので、発破時刻（微動ノイズが下がる午前1時とか午前2時頃）の数分前に記録ボタンを押す係として、観測システムとともに観測点に人が撒かれるシステムであった。何点かは設置したので、夕飯後しばらくしたら観測点につれていかれて、じゃあセットよろしく、終わったら迎えにくるからね、という設定だが、観測は微動ノイズが低い方がよいので、相場が集落のはずれの寺社となる。担当場所は無人寺の濡れ縁かなにかだったように記憶する。近くに街灯があったので、いくぶん落ち着くことができたが、初冬の頃だったと思うが、観測点設置は下ろされてから30分ほどでできてしまうので、それから何時間か、起きていないといけないうのがやや辛かった。ラジオを持たされているのでラジオを聴くことは可能なのだが、当時のラジオのチューニングはアナログなので、短波JJYが聞こえるチャンネルに一度調整すると、音楽とかをやっているAMやFMの別チャンネルにすることは憚られる。短波JJYは1秒を刻んでいるだけなので、眠気を誘うことがあっても、元気にはならない。おまけに、そもそも音を聞いていたら録音できていないので、観測が失

敗になる！

夜中までちゃんと起きて（途中寝たかもしれない。安全のために持って行った目覚まし時計がお守り代わりになった）、発破予定時刻数分前に録音開始。小さな入力信号表示（当然アナログ針）を見ていたら信号がきたら触れるから、と言われていたが、一向に動かず、その後は寝落ちして、テープは30分回って勝手に止まっていた。2日くらい後に防災研究所の実験室でデータ再生に立ち合い、ペンレコーダに時刻信号と揺れの信号を見た時には大変安堵したことを思い出した。

修士に入ると、3年生の時の黄檗断層実験でも一緒にいた、入倉先生と小林芳正先生が主として指導されている大学院生の「ゼミ」に入るようになった。ちょうどAki and Richards(1980)が上梓されたところで、その輪読を行うことになった。小林先生、入倉先生に加え、堀家正則さん、天池さん、岸本さん、春日さん、前田憲二さんら多彩なパーソナリティの諸先輩とのゼミは、それまでの輪読とは違った刺激があった。ゼミメンバーが多いと当然ローテーションの回りが遅いのはよいのだが、より多彩なツッコミを受けることになり、加えて、前述の教科書に比べて、より広い範囲の地震学が詰め込まれているため、駆け出し者としては、苦労した記憶がある。夏休みになり、ゼミ旅行をするということで、学部時にはサークルにも入っていなかったのも、どんなものか、と楽しみにしていたら、ゼミをしている人達と温泉や観光地に旅行に行くのではなく、セミナーハウスに行ってゼミをする、文字通りの「ゼミ旅行」であった。おまけに毎週のローテーションなら、直前1週間が一夜漬けならず一週間漬けの猶予があったが、ゼミ旅行だと出かける前に準備しておかねばならないことに気付いた時には「時遅し」で、ろくな準備もせず説明することになり、皆さんにご迷惑をおかけしたことを覚えて居る。

修士の研究では、入倉先生と春日さんが前述の黄檗断層を挟んで地震観測をされているのと、京都盆地の周辺山地になる山の中と宇治キャンパス構内に設置した地震計の観測をされていて、その手伝いをするところからはじまった。岩盤サイトと地盤サイトの揺れの違いや、地下の不整形地盤、水平方向に地盤構造が急激に変化している地盤が観測地震波による影響を知るための実証データを得るためだった。

前者の観測は当時、京大グラウンドの倉庫の一部を借りて、オープンリールの多チャンネルデジタルレコーダを置いて、遅延装置もあって、トリガー観測をしていた。一方後者のそれは、宇治構内の観測室に信号線が引き込まれ、いつ地震が起きても記録がされるように、多チャンネルのオープンリール

のアナログテープを回して記録するのだが、確か半日くらいで巻き取られてしまうので、朝と夕に交換する必要があり、春日さんと当番を分け合っていた。春日さんはそれまで一人でそれをされていたのだ、としみじみ思った。ご存じのように有感地震など滅多に起きない関西だし、今のようにEEWやHPで有感地震が起きたことがすぐわかる時代ではなかった。震源情報はかなり後になって印刷物から知ることができたが、地震が起きたということはどうやって判断していたか、忘れてしまっているところがある。一時期はペンレコーダを低速にしてモニターしていたりしたが、揺れの記録にお目にかかった記憶が薄い。

それでもいくばくか記録がとれると、京大グラウンド倉庫においてあるデジタルレコーダをキャンパスの観測室に持って来て、AD変換をし、計算機にかけられるようにした。ここで言っている多チャンネルレコーダは最低2人でないと動かせないような代物であった。入倉さんは「2人で動かせるのは昔とは違う。昔は数人がかりで台車でないと運べなくても「可搬」と言っていた」という話であった。なんでこんなどうでもよいことだけ覚えているのだろうか？なので、地震動観測の黎明期とまでは言えないのだが、こういったアナログ時代の最後くらいからを知る自分にとっては、今の強震観測網やそのデータの利便性、キーボード操作でもう波形が使えちゃう、ということには感謝しても足りないくらいだ。

それらの数少ない波形データに基づいて、地下の不整形地盤が観測に与える影響として、地下の構造が急変している場所、例えば堆積層の厚さが縦ずれ断層のようなもので水平方向に変化しているところでは、地震波の到来方向、堆積層の厚い方向に震源がある場合と薄い方向に震源がある場合で揺れ方の特徴が違う、といった観測事実が得られていた。今だとレシーバ関数という語句を使っているが、当時は、 R/V 比は震源項（及び共通の伝播項）が消去できるが、水平成層構造に関して提案されたPhinney(1964)の定式化は不均質構造でも使えることを説明した上で、その卓越周波数が方位によって異なる、といった観測事実まで得られていたので、その証明を数値的にする、ということで、離散化波数法（Bard and Bouchon, 1980）をコーディングすることを延々続けていた。今となってはVerificationが充分に出来ていないようにも思うが、修論にまとめ、その後、雑誌論文にすることもできた（Iwata and Irikura, 1984）。

博士後期課程1年の5月に1983年日本海中部地震 $M_J7.7$ が起きた。入倉さんと村松先生が現地に強震計を置くことになり、その後私と1年後輩の横井俊明さ

んとともに現地の被害調査等に同行する機会を得た。3年前に住友先生に連れていかれた千屋断層の電磁気観測で顔見知りになっていた、乗富先生や西谷先生にお会いすることができた。狐崎先生らに連れられて地震動被害を見、当時は震度が気象台位置で発表されるだけだったため（それも、周辺の様子で決める体感震度）、詳細な被害の様子はそれではわかるはずもなく、アンケート震度といったことで面的あるいは詳細な情報をつかむ研究はされていたけれども、どのくらい揺れたかについては推測の域をでるものではなかった。

1983年日本海中部地震の震源域は陸から離れた震源ではあったけれども、規模が大きかったことから、余震も続いた。直後の現地では有感地震にも幾度も会ったこともあり、修士でやっていたことと違う、新たな研究をしたいと考えていた。入倉先生は1983年に経験的グリーン関数法で学位を纏められていたが、その時には1980年伊豆半島東方沖地震を解析されていたので、新たなイベントへのチャレンジを考えられていた。強震動はサイト特性とともに震源特性（及び伝播経路特性）の3要素の組み合わせによって決定されることから、修士の時にやっていたサイト特性だけでなく、震源特性の研究を進めてみたいと考えるようになった。コーナー周波数を決めて応力降下量を求めるとか、地震効率（地震の運動のうちどのくらいが波動として射出されているか）に関係した見かけ応力の地震規模依存性といった研究にとりかかっていた。

この時期、入倉先生がアメリカに行かれたこともあり、のんびりペースで院生生活をしていた。今のようにメールやオンライン会議ができるわけでもなく、通信手段は手紙、急ぎはファクスで、といった時代であった。入倉先生が（私から）何も成果を送ってこないため、業を煮やしたのか、「観測記録には震源特性だけでなくサイト特性も含まれているのだから、観測スペクトルそのものから震源スペクトルを求めたというのは無理があるだろう。これを参考にしてみなさい」と、1つの論文を送ってくださった。複数の観測点で複数のイベント記録があれば、それを使って震源特性とサイト特性を分離することをやっている論文であった（Andrews, 1982;1986；送ってもらったのはプレプリント）。地震記録は線形システムとして考えれば、震源特性、地震波伝播特性、サイト増幅特性のたたみ込み積分で表現される観測方程式と置くことができ、対数をとったら線形連立方程式になる、という極めて単純な仕組みだ。ただ、その論文は、距離減衰あるいは伝播経路項が含まれていない定式化で、加えて、もともとこの定式化は拘束条件を何かいれてあげないと解けないことが書いてあ

った。今、改めてこの論文を見ると、震源距離に幅がないことから、距離減衰をパラメータにできなかったという風にも読める。

私のデータセットに振り返ると、震源距離のレンジはある程度あるため、それを含む必要があることはわかっていたので、定式にそれを加えるのはよいとして、与条件をどうするか、というところで躓いた。現代なら地盤構造がかなり確からしくわかっている観測点のサイト特性を拘束するといったことを考えつくと思うが、当時はそんな優れた観測点があるわけでもない。解析は資料センター（現在の連携研究棟2階）にあった計算機を使っていたが、そこと研究室を行き来する毎日だった。今となっては最善手でもないのだが、ある程度の拘束になることとして、自由表面の影響により、地表で2倍になるのを条件にしてはどうかというのを、ある日の行き来する廊下で思いついた。結果としてはある周波数範囲では地点Aが、別の周波数範囲では地点Bのサイト増幅特性が2といった形で得られ、震源特性もある程度安定したものが得られることが確認できた。

これを、1986年の春(D3になったところ)の地震学会で、「観測された地震波から、震源・伝播経路・SITE-EFFECTを分離する試み」と題して発表し、その後、日本地震学会の「地震」第2輯に発表したのが岩田・入倉（1986）で、その後、スペクトル・インバージョン法、あるいは岩田・入倉の方法として多くの研究者が様々な強震データセットに適用して、震源特性や地震波伝播特性、サイト増幅特性の研究の第1歩の解析法として使っていただくこととなった。単純なモデル仮定に基づく観測方程式であるが、拘束条件としては、より信頼性高くわかっている地盤の観測点を用いる（山中ら、1998）とか、小さい地震の震源スペクトル形状は ω^{-2} 乗モデルであるといった仮定を与える（Moya and Irikura, 2005）など、工夫された与条件を与える方法が考案された。

件の岩田・入倉（1986）および日本海中部地震系列の震源特性について解析をしたIwata and Irikura(1988)のデータセットは6観測点×3イベント、と3観測点×10イベント、というモデル実験としても決して多くはないデータセットに適用したものであったが、後に述べる強震観測網の充実により、千あるいは万のオーダーのデータセットに適用されるようになってきた（川瀬・松尾、2004；野津ら、2007；Nakano et al., 2015など）。その中では、地震波伝播経路特性の空間不均質を推定する定式化（友澤ら、2019）や、震源項の方位依存性を考慮することによって有限断層の破壊効果を考慮した震源スペクトルを推定する定式化（染井ら、2022a）といった、より詳細な情報を引き出すツールにも展開してきた。

博士論文ではもうひとつ、不均質震源に関する解析方法について、その頃小林・入倉ゼミで取り組んでいたSeismic Tomography本（Nolet, 1987）などを参考にして、各観測点での震源時間関数を震源断層面にマッピングすることで不均質地震波生成強度を得る方法を提案した（岩田・入倉、1989）。小地震記録を使つての各観測点の震源時間関数の推定におけるノイズや、観測点数が多くないことから、マッピング結果は「凄い」というほどのことではなかったのだが、のちに充実した地震観測網を用いたSeismic back projectionの走りをしていたことになる。これらの研究内容をまとめて、“A Study of Earthquake Source Characteristics from High-Frequency Strong Ground Motions (高周波数強震動から推定される地震の震源特性に関する研究)”という題目で1989年3月の京都大学理学博士の学位を取得した。博士後期課程は今となつてはほとんど使われない「表裏」の6年、修士からは8年も在学してした、不良大学院生であったが、熱心に指導教員をしていただいた吉川宗治先生、入倉孝次郎先生をはじめとした関係諸先生方に感謝する。

3. BK(Before Kobe)時代

大学院修了後、1989年4月からは日本学術振興会特別研究員としてそのまま研究室で受け入れてもらい（当時はそれが可能だった）、1989年7月に同じく地震動研究室の助手に採用された。静岡県伊東沖で地震活動が活発化していたが、7月11日から火山性微動が観測されるようになり、13日に海底噴火が起きた。この一連の火山活動と相まって有感地震も発生したため、松波先生とともに地震計を設置しに現地に何度か行ったのが「仕事」の始まりだった。

当時の地震動研究室は、入倉教授、松波助手（のちに助教授）、岩田助手の構成であった。これまでの記載にあるように、当時の地震動観測の環境は、何かを知りたいならば自分で観測をする必要がある、ということであった。入倉先生と春日さんが始められていた盆地を取り囲む山地に比べて宇治キャンパスのような盆地（平地）では揺れが大きく、長く続くことは観測事実からわかっていたが、その周波数特性などと地盤構造の関係についての詳細な分析ははじまったところだった。また、近畿圏では京都盆地より広い大阪平野があり、そこは京都に比べて超高層ビルや石油タンクを含む長周期構造物をはじめとして様々な構造物が林立している。

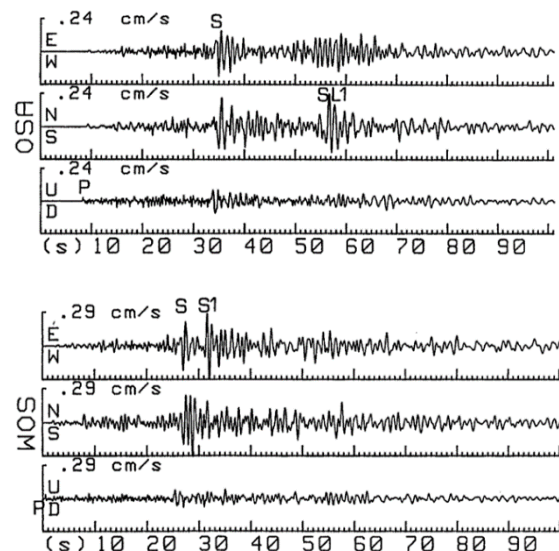
堆積盆地の成り立ちは違うものの、我々は1985年9月にメキシコ・ミチョアカン地震で、震源域から300 km以上離れたメキシコシティ（メキシコ盆地）で周

期2秒の地震動が長く続き、その影響により高層建物が倒壊するという地震被害が起きた。今で言う長周期地震動による被害の一例といえる。巨大地震が生じると広帯域の地震動が生成され、減衰しにくい長周期地震動は遠方まで届いて、その周期で揺れやすい地盤だと揺れが増幅・伸長し、地震動被害を引き起こす可能性がある。

この観点について、大阪平野ではすでに先駆的な研究があり、大阪平野内と平野を囲む山地での地震観測によって、大阪平野内では長時間の揺れが生じていることを観測していた(災害科学研究所, 1984)。特に大阪平野のある観測点では、直達S波の後、それに匹敵する振幅の地震波が20~30秒くらい遅れて観測されることから、この観測をされていた鳥海勲先生らは「あと揺れ」と命名されていた。研究室ではこのような事象をより定量的に把握するために、大阪平野内外に自前観測点を置き、データを蓄積しはじめた。主として松波先生が観測点の交渉をされて、データ解析などを進めた。この数年間、有感地震が少ない関西圏においてはデータがどんどん取れるということではなかったけれども、観測された記録の特徴についての報告を行っている(松波ら, 1989; 1992)。そこには、盆地内の地震動増幅・伸長、あと揺れ、地表と盆地基盤面境界でのS波多重反射、といった特徴的な記録が得られていることがわかる(Fig. 1)。また、首都圏に遅れたものの、1988年には大阪北港発破実験が行われ、大阪堆積盆地の堆積層の厚さ、つまり地盤構造モデルの構築に必要な情報が得られ始めていた。また、堀家さんが博士論文で提案した、微動アレイ観測に基づくレーリー波の位相速度から地下のS波速度構造を推定する方法に基づいて、大阪盆地の堆積層のS波速度構造が推定されはじめていた。

この「あとゆれ」がどのように生成・伝播しているかを知るために、大阪管区気象台の近くに波群解析ができるように4地点ではあるが数百m規模の観測点を設けて観測を開始した。この小スパンアレイの中ではM7クラスの深発地震の記録を得ることに成功した。後述もしているが、深発地震は地殻上部の複雑な構造と比較すれば単純な地球内部を伝播してくるので、地盤構造への入射波としては、1発のパルス波のような顔つきをしているため、平野内の複雑な波動は、主として平野内で生成された波と考えることができる。小スパンアレイ、および河内盆地に展開していた観測点の解析の結果、大阪平野の上町台地上で観測される「あとゆれ」の正体が生駒山地と河内平野の境界でできた盆地生成Love波であることを突き止めた。あの頃の大阪堆積盆地モデルから構築した2次元モデルに基づく説明で、主たる特徴は再

現できた(Hatayama et al., 1995)。最近、先行研究から約30年経って、最新の大阪堆積盆地の地盤構造モデルに基づいた3次元シミュレーションでは、振幅特性や細かな伝播の様子の再現にも成功した(Opsal et



al., 2023).

Fig.1 Examples of three-component velocity ground motion records observed at OSA (Osaka Meteorological Observatory) and WOS (Nishi Osaka Station) (from Matsunami et al., 1992). At OSA, a later wave packet (SL1), with amplitude equal to the direct S-wave, is observed about 20 seconds after the arrival of the direct S-wave. It can be identified as the basin-induced Love waves generated from the basin edge of the Ikoma hills (Hatayama et al., 1995). At WOS, a distinctive phase, with a comparable amplitude of the direct S-wave, is observed about 5 seconds after the direct S-wave arrival. It can be identified as the multiple reflection between the surface and the basin bottom boundary (e.g. Tanaka et al., 2018).

一方、こういった1研究室でできる地震観測は限られていることから、当時防災研究所におられた土岐憲三先生を中心として、産官学協働の関西地震観測研究協議会を立ち上げ、実働の一員として私も参画させていただいた。この協議会ではメンバーシップ制で強震観測網を設置、維持管理し、工学・理学の関係研究者等で共有して地震防災に資する研究を進めよう、というものであった。発足は1991年12月で、まずは10点程度の観測点設置が可能であることから、その場所探しを事務局である大阪土質試験所におられた香川敬生さんと回った。この時、後に1995年の兵庫県南部地震時の「震災の帯」にあたる地点も候補として考えていたのだが、幹線道路の近くで振動ノイズが大きかったことから、そこを選択するまで

には至らなかった。大阪平野を東西・南北に横切るような観測点設置をして、1994年から運用を開始した。

この頃は古い大地震の地震記録を用いた研究も行った。自前の観測をはじめたところだったので、こういったデータ解析にもチャレンジしていたのだと思う。1944年東南海地震の敦賀観測点(岩田, 1990), 1945年三河地震の岐阜観測点(Kakehi and Iwata, 1992)の記録を説明する震源モデルの構築を試みた。わずかに1地点の再現も当時の環境では苦労したことを記憶している。三河地震の方は主に寛さんがモデリングに取り組み、私は議論で参加していたところだが、観測記録の特徴を説明する震源モデルにたどり着いた時には安堵した覚えがある。

先に書いた1985年メキシコ・Michoacan地震でのメキシコシティでの被害もきっかけとなり、IAPSEI/IAEEのESG研究に関するJoint Working Groupが立ち上げられ、日本では当時東京大学地震研究所の嶋悦三先生、工藤一嘉先生を中心として、北海道大学の岡田廣先生、笹谷務先生、京大の入倉先生らが中心となって活動をはじめたが、その活動にも参画させてもらうことになった。ESG研究とは、Effects of Surface Geology on Seismic Motion (表層地質が地震動に与える影響の研究)だが、その目玉として、Blind Predictionを行うために、日本は東京大学地震研究所が強震観測点を展開していた小田原平野、米国カリフォルニア州では、当時、次の地震発生の可能性が高いと考えられていたParkfield近くのTurkey flatがテストサイトとされて、地盤構造情報等の整理が進んでいた。1987年カナダでのIUGGに参加した後、カリフォルニアのTurkey Flatの地盤震動調査にも参加させていただいた。1988年に国内で研究集会が行われた後、1990年に小田原サイトで観測された地震記録をBlind prediction題材として、1992年に第1回ESG国際シンポジウムが開催された。このあたりの活動経緯については工藤先生の資料が詳しい(工藤, 2006)。

また、1993年には1月に釧路沖地震M_j7.5が発生し、釧路市内で強震記録が得られた。震源はスラブ内地震で、深さ100km以上で起き、釧路気象台で重力加速度にちかいPGAの記録が得られた一方、数km離れた港湾観測点ではPGAがそれほどでもなかったことから、まさに観測点近傍の地盤構造による違いであろうという想定のもと、ESG研究の国内グループで、地震計を持ち寄り、20数点の共同強震観測を、5kmくらいの範囲内に設置して実施することとなった。観測システムもそれぞれ違うといったことがあったが、研究室からも1観測点を受け持つこととなり、そのメンテナンスと共同データの集約を笹谷先生の手伝いすることとなった。

この夏休みに地盤情報を得るための微動観測を計画していたところ、7月に北海道南西沖地震M_j7.8が起きた。この地震では、奥尻島などの津波被害がクローズアップされたが、斜面崩壊などの地震動被害も出ていた。震源域直上に位置する奥尻島に強震計を設置することとなり、研究室メンバーおよび原子炉実験所の釜江克宏先生と設置とメンテナンスを行った。釧路で微動観測を行っている時に南西沖地震の最大余震が発生し、工藤先生が南西沖地震の余震観測していた、しびの岬で最大水平加速度1.6gの記録が取れたらしいと入倉先生から電話があった。釧路の微動観測の後、奥尻にメンテナンスに行き、そのあとにしびの岬に向かって工藤先生、笹谷先生との浅い地盤構造調査に合流する計画にして奥尻に渡ったところ、台風余波の影響でフェリーが止まってしまい、戻れなくなった。フェリーが再開するまで3日ほど足止めを食ったおかげで、しびの岬に着いた時には、丁度調査が終わったところであった。こんなこともあった。この件で印象に残っているのは、工藤先生が学会発表するときに、多くの時間を割いて、観測システムの信頼性について検討を行っていたことだ。地震計の設置は問題ないか、感度は大丈夫なのか、振り切れている問題はないのか、といったことだ。システム自体は公称2gまで測れるものだったと記憶するが、当時、重力加速度を超える加速度記録は稀であったことから、慎重に慎重を重ねられる先生から重要なことを教えていただいた。

4. AK(After Kobe)時代 1

1995年1月17日5時46分に兵庫県南部地震M_j7.3が発生し、阪神・淡路大震災を引き起こした。大学院生で防災研究所に来て以来、JR黄檗駅の近くに住んでいたのだが、それまでの有感地震では1984年長野県西部地震が最大であったが、揺れは明らかに大きかった。揺れが収まってから一瞬「二度寝」をしようとしたが、そんな場合ではないと起き上がって研究室に向かった。明るくなってテレビニュースでは火事が多数発生していることや阪神高速道路3号神戸線の高架が倒壊している様子を繰り返し流していた。清水建設大崎研究室の川瀬博さんと松島信一さんが何台かの地震計をもってやってくるということで、研究室でも大阪の観測点から地震計を引きはがしてきて、余震観測(強震観測)をすることとなった。神戸は土地勘がそれなりにあり、六甲山地が海に差し迫っていることから、山の手から湾岸にかけて何点か地震計を置くのがよからうということとなり、これまたご連絡をいただいた工藤先生のチームと観測点がバッティングしないように連絡をとりあった。

翌18日に現地に設置に行くこととなったが、入倉先生は当日からマスコミ対応等で忙殺されていて、研究室からは松波先生と学生が川瀬チームと現地に行き、私は電話・ファクス番をすることとなった。そう、電子メールの利用は限られており、電話とファクスが情報交換に使われていたころなのだ。携帯電話もあまり使われておらず（現地で使えたかどうか不明だが）、研究室のファクス兼電話機は、問い合わせを含む受信専用に使っていたため、こちらからの急ぎの発信には公衆電話に小銭をもって走ったことを覚えている。なかなかつながらないし。

すこし後に、笹谷先生や防災科学技術研究所の藤原さんらからも余震（強震）観測の打診があり、震源域や地震被害の様子から、淡路島も含む震源域での共同強震観測体制がこの地震でも実施されることとなった。

観測された余震から、被災地においては丘陵地に比して揺れが遥かに大きいことが見いだされた。震源断層は地表地震断層を生じた淡路島側の野島断層だけでなく、地表地震断層を伴わなかったが、神戸側の六甲山地と平地境界を走る活断層の深部でもすべりがあったことが強震波形解析等で分かり（Sekiguchi et al., 1996）、破壊の始まりであった明石海峡の地下約17kmの震源から北東、南西に破壊が進んだことから、神戸市域には断層直交方向の速度パルス波が襲い、それが盆地端部効果により平地側のある領域で増幅したために被害が拡大したと考えられた。六甲山地を構成する花崗岩は神戸の平地の下は約1kmの深さにあり、平地側、つまり大阪平野の北西縁の堆積層をはぎ取ったとすると、六甲山地の縁にはさらに約1kmの切り立った絶壁がでてくる。2百万年といったオーダーの年により、六甲山の高さを加えれば約2kmもの段差を作るような断層運動が継続したことで、そういった盆地端部形状が構築されて揺れの分布を作り出すこととなったと考えられた（Kawase, 1996 ; Irikura et al., 1996; Pitarka et al., 1998 など）。

震災の帯における揺れの記録は少なかったものの、研究室で実施した震災の帯内で実施された余震観測記録を使って、強震記録を用いて推定された震源断層モデルをもとに「経験的グリーン関数法」によって本震時の震災の帯内の揺れの推定がなされるなど、揺れの解明が進められた（Kamae and Irikura, 1998）。この研究には、直後の甚大な地震被害を被った地点での余震（強震）波形記録（Iwata et al., 1995; 1996など）が利用された。

神戸の地震とESGの関係としては、1998年の第2回ESG国際シンポジウムにおいては、Blind predictionならず、震災の帯内の揺れの評価(pre-dictionならぬ

post-diction)を課題として、当時得られていた地盤構造情報と観測地震動記録、震源断層モデルと共有して実施した。その部分については川瀬さんと私がコーディネータをすることとなり、データ準備と評価結果の解析を行った。シンポジウムの成果はIrikura et al. (1999)にまとめられている。

タイムラインが前後するが、所属していた研究室のことだけでも、防災研究所が昭和26（1951）年4月に発足した時に、3つの部門の中で、災害の理工学的基礎研究部門（第1部門）としてスタートした研究室は、昭和38（1963）年4月に地震動研究部門と改称され、ここまで続けていたが、平成8（1996）年5月11日に大部門制が導入されて、地震災害研究部門強震動地震学研究分野、と改称した。兵庫県南部地震の直後であったので、それが関係しているように見えるが、強震動の名称は兵庫県南部地震以前に研究室のメンバーで決めていたと記憶する。意味からすると、強震動 $\in$ 地震動、の包含関係なのだけでも、より強震動を研究するという意思を尊重した。なお、この後、4研究グループ編成となった、平成17（2005）年4月に地震・火山研究グループ地震災害研究部門強震動研究分野に、令和4（2022）年8月の研究グループ内改組により地震・火山グループ地震防災研究部門強震動研究分野という研究室名となっている。

阪神・淡路大震災をきっかけに、地震調査研究推進本部（地震本部）が立ち上がり、地震調査委員会等の活動が始まった。また、防災科学技術研究所が全国を稠密にカバーする強震観測網K-NET、地上のノイズを低減するために地中に高感度地震計を設置したHi-netに抱き合わせで、波形記録を利用するために高感度地震計と同深度、および地表に強震計を配した基盤強震観測網KiK-netが構築され、気象庁震度計の拡充、および消防庁による全国市町村に設置された震度情報ネットワークと、通信システムやデジタル技術の革新により、高性能の強震計が全国展開されることとなり、「何かを知りたいときにはまず自分（ら）で観測」という状況から、「地震が起きたらどんな揺れが観測されたかすぐわかる」という強震観測に関する大きなパラダイムシフトが起きた。

また、地震本部の初期の活動のうち、全国地震動予測地図を作成する、ことが目的として掲げられた。このため、全国の地盤構造モデル（地震基盤面より浅い部分の構造モデル）が構築された。それまでは関東、中京、京阪神などの限られた地域での地盤構造モデルが各研究者等によって作られていた程度ではあるが、全国版の地盤構造モデルが構築されることにより、どこが揺れやすいかということが全国一律でわかるようになった。もちろん、地盤構造モデルを構築するためには様々な地球物理学的手法によ

る調査が必要であり、くまなく同じ密度の調査結果があるわけではないため、情報が少ないところでは詳しいモデルではないのが実情ではあるが、様々な研究プロジェクトの枠組みを活かして、新たな調査が行われることで地盤構造モデルの高度化も継続的に行われているし、研究者たちもそのプロトタイプ地盤構造モデルをもとに、独自の調査を実施して詳細な地盤構造モデル構築を進めるといった研究を行うようになってきた。1研究者の立場からは、観測点が増えたことにより、特徴的な揺れが観測される機会が増えたこと、またその原因解明をしたいと考えたときに、地盤構造情報ゼロのところからスタートするのと、こういった参照することができるモデルがあるということは雲泥の差がある。貴重な強震記録が提供されるようになったこと、そして地盤構造モデルがあるということは感謝に堪えない。

時間は前後するが国外の被害地震等における調査にも多数参加させていただく機会を得た。1990年フィリピン地震では110km以上の地表地震断層が観測されたが、震源域の北方のバギオでホテルが倒壊するといった被害が多数出たことから、伏在震源断層の可能性を調べるため、余震観測が行われ、それに参加した (Shibutani et al., 1991)。バギオ周辺域でも活発な地震活動が観測され、地表地震断層より広域の震源断層が示唆された。

1991年にはJICA長期派遣専門家としてメキシコCENAPREDに行かれていた入倉先生を中心として、1985年のMichoakan地震で被害が生じたメキシコ市内において、今となっては広く利用されている微動アレイ観測による表面波の分散曲線を得、それをモデル化することによって地盤構造モデルを推定する手法を日墨共同研究として実施した。現在我々が使っているセンサーレコーダー一体型のGNSS信号を用いた時刻較正できる装置ではなく、長周期の振り子型地震計 (PELS73型) とデジタルレコーダ (DR-F1) に、スローコード生成信号をトランシーババンドで送信して同時性を確保するというシステムで同時観測を実現した。そう、0.1-0.2kmくらいの半径のアレイの場合は「有線」でつないで同時性を担保した。振り子式の上下動地震計は、釣りバネを調整して周期〇秒に合わせる必要があるが、地震計の設置傾斜も含めて微妙で、なかなか思い通りにならない「苦行」があった。1か所は、夜間の数時間しか借用できない地域で実施することになったので (市場の敷地内)、夜間観測となり、この調整を懐中電灯下でやらないといけない、といった「苦」も重なった。

メキシコ同様の観測システムでは、東京工業大学の瀬尾和大先生のスペインとの共同研究で、グラナダ盆地の地盤構造モデル調査にも参画する機会を得

た。機器を送った荷物が税関をなかなか出ずに時間だけが過ぎてしまい、滞在最後の1、2日の集中した観測をやったことが記憶に残る。こちらは昼間の観測だったので、「苦」ポイントはメキシコのそれより少なかった。

1995年の夏には、米国カリフォルニア州ノースリッジやサンタモニカにおいて、微動アレイ観測を行った。阪神・淡路大震災の前年の1994年1月にNorthridge地震が起き、甚大な都市型被害を引き起こしていたが、それと地盤構造との関係を調べるために川瀬博さんが米国側の研究費を確保していたことから、入倉先生をはじめとして研究室からも参加した。地震計はPELSではないサーボ型速度計で、方位を確認して水平にセットすればOKだったので、「苦」からはいくぶん逃れることができたが、地震計自体が重く (通称「お釜」)、取り回しが大変であった。

1999年台湾・集集地震では余震観測と微動アレイ観測をした。距離的な近さもあり、台湾には何度か行って調査をするチャンスを得た。また、入倉先生の米国留学時に知り合われた邱宏智 (Chiu, Hung-Chie) 先生の指導をうけた、黄蕙珠 (Huang, Huey-Chu) 教授 (国立中正大学) らとの共同研究することにもつながった (Chen et al., 2019)。

2002年米国アラスカ州・デナリ地震には工藤先生に誘われて、地表地震断層調査や強震観測点付近の表層地盤調査、に参画させてもらった。デナリ地震は300kmにもおよぶ地表地震断層を生じた地震であった。しかし地表地震断層を道路が横切っているのは2か所程度で、加えて断層に近いところにある強震観測点2か所を回り、地盤調査をするだけだったが、次のサイトに行くのにどこも1泊しないといけないう距離にあった。

私とアラスカ大学フェアバンクス校の Artak Martirosyan 博士が交互に運転を担当した。車の運転は嫌いではないため、ほとんど見る事が出来ないアラスカの風景を見ながら走るのは楽しかったが、乗っている工藤先生、入倉先生、津野靖士さん、浅野公之さんは時差もあり退屈でつらかったのではないかと想像する。移動に予定以上に時間がかかったのは、アラスカでは夏の期間に舗装メンテナンスをするよう (その時しかないよね)、日本でアスファルト張替えメンテナンスはせいぜい百mのオーダーの片側通行をするだろうが、でっかい道 (死語) ではない、アラスカだとkmのオーダーで片側通行にして、交互通行をするので、30分とか待たされ (それでも待っている車は数十台)、先導車に従って徐行するために、あっという間に1時間くらいロスしてしまうということが、行程内のあちこちであって、今日は早く宿に着けると思っても、夕刻になった、という

ことがままあった。

デナリ地震では、トランス・アラスカ・パイプラインがこの断層帯を横切っており、事前にこの領域ではパイプラインがスライダーの上をすべることができるようになっていたことから、パイプをささえる台座に破損があったものの、パイプ自体の被害はほとんどなかった「事前準備」がなされていた現場も見ることができた。また浅野さんが中心となって強震波形を用いた震源インバージョンを行い、一部で Super-Shear 破壊の可能性を示した (Asano et al., 2005)。

1995 兵庫県南部地震の後、国内では 1997 年鹿児島県北西部地震、2000 年鳥取県西部地震、2003 年宮城県北部地震、2004 年中越地震、2005 年福岡県西方沖地震など、毎年 M6–7 クラスの地震が発生し、震源域では地震被害が相次いだ。そして前述の強震観測網により、多くの記録が提供されたことで、理論的グリーン関数に基づく断層破壊過程の推定（強震記録を用いた震源インバージョン）や、経験的グリーン関数法を用いた広帯域強震動シミュレーションに基づく強震動生成震源モデルに関する研究を進めた。震源インバージョンで求めたすべりの大きい領域（当時アスペリティ領域などと言った）が、破壊域全体同様、地震規模依存性、いわゆるスケーリング則があることは、不均質すべり断層モデルの集積が進んだ時に行われていた（例えば Somerville et al., 1999）。加えて、広帯域強震動シミュレーションに基づく強震動生成域（Strong Motion Generation Area: SMGA）が、それらの位置、面積がすべりの大きい領域と対応していることについて、事例が積み重ねられていたところだった。

ちょうどこの頃、入倉先生が研究代表をされた、科学技術振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」（2000 年度～2004 年度）の一環として、不均質震源断層モデルが得られている地震については SMGA モデリングを研究グループのメンバーが実施するといったことをして、アスペリティと SMGA の対応関係を更に明らかにしていった。この対応関係に基づいて考案された特性化震源モデル（入倉・三宅, 2001; Irikura and Miyake, 2011）は、現在シナリオ地震に基づく強震動予測のための震源断層モデルに利用されている。

この時期は沈み込むスラブ内地震もいくつか発生した。スラブ内地震は複雑な構造をしている浅部地殻を長く伝播しないため、特に中規模地震（M5 程度）の記録は比較的単純で、理論モデル化しやすい特徴があった。この特徴を使って、中規模地震の震源パラメータを決めておいて、経験的グリーン関数法で大地震の波形をモデル化し、大地震の方の震源パラメータを決めることにチャレンジした。シナリ

オ地震の強震動予測手法の沈み込むスラブ内地震版の構築を考えたからだ。私の後半の多くの研究成果の共同研究者であり、博士後期課程の最初の指導学生だった浅野公之さんがこの点については進めてくれて、そこまでのデータを活用したところまでは整理されたが（浅野ら, 2004; 浅野・岩田, 2010; 岩田・浅野, 2010）、その後、適当なサイズのスラブ内地震の発生が少なく、深発地震の震源パラメータの定量化は道半ばというところと考えている。

平均的に言えば、深さに比例して応力降下量は高くなっていくという特徴をモデルには適用すべきと考えている。しかしながら、我々の観測期間が短いためだろうか、沈み込むあるプレートでは、ある限られた深さでしかスラブ内地震が発生していないことから、深さをパラメータにしてしまってもよいのか、地域性あるいはプレート特性と考えるべきか、は、データの蓄積と解析を待つ必要がある。ついでながら、この経験的グリーン関数法は、線形和を仮定していることから、柔らかい地盤が強い揺れに見舞われて非線形応答した場合に、線形和による予測（評価）波形と観測波形を比較することにより、非線形応答特性も見いだすことが可能である。最初の方に書いたスペクトル・インバージョン法も線形システムの仮定をおいているので、豊富な実記録を利用することで、地盤の非線形特性の抽出ができる。充実した強震観測データベースの恩恵と言える。

この特性化震源モデルは、強震動生成域から広帯域地震動がまんべんなく射出されているモデルであるが、もうすこし震源物理の実態に近づき、それを予測問題に適用できないかと考え、周期帯別に地震波は震源断層のどこから射出されているのかということ調べる方法について鈴木亘さんと考えた。強震動予測の波形合成の方法には、ハイブリッド法といって、地盤構造モデルや震源モデルの震源時間関数がある程度信頼をおいて設定できる長周期帯に対して、短周期帯はそれの位相まで説明する地盤構造モデルや震源モデルの設定が困難なことから、ランダム位相を仮定した波形計算を行い、それをマッチングフィルターで足し合わせる方法が使われている。それにヒントを得て、短周期帯には実績がある経験的グリーン関数、つまり観測小地震記録を使って、理論的な長周期側と組み合わせたハイブリッドグリーン関数を使い、波形フィットを行うことで、周期帯別の震源特性を求めることを提案した。波形フィットも、ウェーブレット変換を用いた各周期帯別のモデリングを行う。これにより、適用された 2000 年鳥取県西部地震では、長周期の波を出す領域の縁の部分から短周期が生成していることが見いだされた（Suzuki and Iwata, 2009）。これも方法論を更に適用

するまでには展開できていないことから、普遍的な震源特性抽出に向けた解析が待たれるところだ。

地震シナリオに基づく強震動予測手法ができると、歴史地震の震度分布の再現による震源断層モデルの推定ができる可能性がある。修士の時には、岡山大学の隈元崇先生のところで活断層について研究をしていた栗山雅之さんが博士後期課程に編入学して、まさにこういったテーマとして、1891年濃尾地震の震源断層の再検討を行った。大学院に居る時には震源特性の震度分布への影響を見積ることが中心となっていたが（Kuriyama and Iwata, 2011）、揺れは震源と（パスと）地盤増幅の組み合わせで決まるので、地盤増幅についても過去の震度サイトでの調査を詳しく行って、総合的に震源断層の位置の再検討を行った（Kuriyama et al., 2013）。地震本部の地盤構造モデルの更なる研鑽が進んで、より詳細なモデリングが可能となれば、揺れの分布から推定する過去の地震の規模や震源特性情報もより信頼性が上がると考えられる。

2003年9月には十勝沖地震M8.0が発生し、苫小牧で石油タンクのスロッシングにより火災事故が起きた。この地震により長周期地震動がクローズアップされた。石油タンクの固有周期7秒に近い揺れが深い地盤構造で増幅伸長したことで起きた。全国展開された強震観測網はその長周期地震動の伝播を正確に捉えており、震源モデルと地下構造モデルに基づく地震動シミュレーションによりその地震波の解明が行われた（例えばAoi et al., 2008）。M8クラス以上の巨大地震からは震源より長周期地震動が生成され、一般には長周期地震動は減衰しにくいことから遠方まで伝播する。そこに大規模の堆積盆地、関東平野や濃尾平野、大阪平野といった周期数秒で揺れが継続しやすい地盤構造のところに入射すると、その長周期が増幅することは1985年メキシコ地震の例をとるまでもなく、認識されていた。次の南海トラフの地震ではこういった平野が長周期地震動に確実に襲われる。こういった周期数秒から20秒程度までの地震動は、一般構造物は固有周期が違う（もっと短い）ので、あまり関係ないのだが、被害をうけた石油タンクや超高層ビル、長大橋など、我々の大都市は自分達の生活の便利のために、長周期構造物を沢山作ってしまった。そう、1946年昭和南海地震の時にそういった揺れが襲ったであろうがそれ以降の時代にこれらを建造してしまった。

こういった経緯で、長周期地震動に関する検討が様々実施されることとなった。長周期地震動の震動特性を正確に把握するには、より精度の高い地盤構造モデルが必要であり、そういった地盤調査やモデル化を進める研究が行われた。また、震源断層モデ

ルを設定（地震シナリオ）して、地下構造・地殻構造モデルに基づく長周期地震動シミュレーションが実施された。一例だが、関西では2004年9月に、南海トラフの震源域で起きたのではないが、南海トラフの外側の沈み込むフィリピン海プレート内で起きたM7クラスの紀伊半島地震で、大阪平野が長周期地震動に見舞われたことを利用して、やや強引だが、それをタネ地震として経験的グリーン関数法により想定東南海地震の地震動を作成し、当時防災研におられた建築の吹田啓一郎先生との論文に使ってもらったことは、防災研究所というところにいてできた研究と考えている（吹田ら、2007）。

大阪の地盤構造モデルに関しては、既存のモデルに対して反射法探査などの地球物理学的方法での探査結果を新たに得ると、それを元データに組み入れて更新するといったことで改訂がなされていたが、地震動シミュレーションを通して改訂できないかということを考えてくれた。このテーマはこのタイミングから20年くらい前に、青井真さんがモデルシミュレーションで実施していたものを踏まえて（Aoi et al., 1997）、実データへの適用を考えたものである。今に比して実データも充分ではなく、また、コンピュータパワーも十分ではなかったのだが、岩城麻子さんは熱心に取り組んでくれて、多層構造モデルが改善される可能性を示してくれた（Iwaki and Iwata, 2011）。地盤構造モデルが更に高度化されて、複雑なモデルに現在なっているため、現状岩城さんの枠組みを直接適用するのは難しいが、地震動シミュレーションとモデルの適切な改訂方法は進んでいることから、今後の展開に期待したい。

5. AK (After Kobe) 時代 2（2007年能登半島地震から2024年能登半島地震）

2004年11月から強震動地震学研究室の教授に昇任した。2007年能登半島地震では、穴水町のK-NET観測点で震度6強を観測し、周辺では建物被害が出ることがわかった。研究室から観測点の調査や周辺の地震被害調査に赴き、短時間であるが数カ所に地震計を置いて数個の余震（強震）記録を観測したことで、穴水の平地の部分は1km×2km程度の広がりしかないのだが、周辺の山地・丘陵部に比して、沖積層が10～20m堆積していることで、地震の揺れを大きく増幅している可能性があることがわかった。

そこで、その夏に、研究室総出で、小さいバッグくらいの大きさの地震計を手持ちで移動して、単点微動観測を100mメッシュで実施した。この地震計は、1995年の兵庫県南部地震の余震（強震）観測で、電源確保で苦勞された工藤先生がその後に、電気を消費

しない過減衰型振り子（加速度計）＋低消費電力のレコーダを組み合わせて、手持ちは実際ちょっと重いけれども、手持ちで運ぶことができる通称工藤式地震計を利用した。単点微動のH/Vスペクトル比の卓越周期分布(Fig. 2)や、ボーリング資料などをもとに、穴水の平地部分は、泥炭土層を含む柔らかい沖積層に覆われており、厚いところでは、地震動としては周期1秒程度の一般構造物に被害を及ぼす周期帯で大きく揺れる可能性があること、また、強い揺れでは、柔らかい地盤であることから地盤の非線形応答（固有周期の長周期化や液化化）も起きる可能性がわかった（浅野ら, 2009；岩田ら, 2008；Iwata et al., 2008）。地盤の固有周期が強震によって延びる（長周期に移動する）ということは、弱震時には短周期で揺れる特徴があっても、強震時には揺れが長周期化し、建物の固有周期とマッチングして被害を拡大する可能性があるということで、より厄介な地盤であることになる。表層地盤の地震波速度だけでなく、地層地質の成り立ちや地下水位といったことも関係するため、詳細な情報が必要となる。

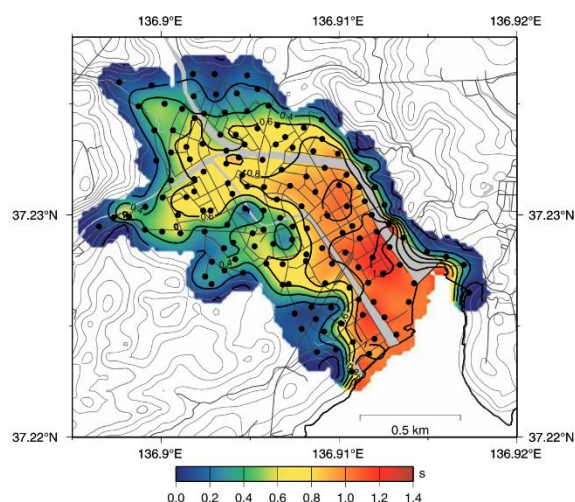


Fig. 2 Map showing the peak frequency distribution of microtremor H/V spectral ratio at the downtown Anamizu town (from Asano et al., 2009).

こういった一連の被害地震の発生に従い、科学技術振興調整費「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」（防災科学技術研究所）（2007～2012年度）や、日本海地震・津波プロジェクト（東京大学地震研究所）（2013～2020年度）に強震動予測のテーマで参画させていただき、日本海側の地盤構造やサイト増幅特性に関する研究をする機会を得た。日本海側にも、金沢平野や富山平野、新潟平野、庄内平野、秋田平野・・・と言った大規模な堆積盆地がいくつもあり、長周期地震動発生が懸念される平野が

沢山ある一方、穴水町ほどではないが、差し渡し数km程度の海岸に面した狭い平地で、固い地盤の上に沖積層が薄くかぶっていて、周期1秒くらいで揺れやすいところがあることがわかった。沖積層で覆われていることから揺れ易さマップには反映されているものの、もっと揺れるかもしれないということについては、調査が継続されるべきと思う。

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震は皆さん同様、防災研究所の教授会の最中だった、震源は宮城沖でM7.9だったので、1978年M7.4より大きいのが起きた、と思った。これは後で調べたことだが、1978年M7.4の時は、京都（地方气象台）（当時は体感震度だが）震度0だったようだが、宮城沖震源の地震で一回り大きいだけでこんなに揺れるのか、と直感した。ちなみに、宇治市の（計測）震度計は宇治市役所にあり、震度2であった。研究室で置いてメンテナンスしている宇治キャンパス内の加速度計によれば地表、S棟5階ともに計測震度3相当であった。宇治での揺れが（多分）1978年より大きくなったのは、地震規模が違うのに加えて震源域が宮城沖のみならず、福島県沖、茨城県北部沖まで広がり、結果として震源域が近づいたことも関係しているだろう。日本海溝沿いの地震本部の長期評価では、ここ100年程度に起きていた地震活動を元に、震源域をいくつかに分け、それぞれ最大でM8クラスの地震が起きる、といった想定がなされていた。太平洋プレートは生成されてから太平洋の半分を超えてくるため、プレートが古く、同じようなことが繰り返されるというテクトニクスの説明もされていた。一方、869年貞観地震の特に津波堆積物分布から推定される規模は上記の長期評価の中の地震に当てはまらない可能性が指摘されていたところだった。

もちろんのこと、この地震の地震動特性も強震観測網が捉えていた。長さ500kmにも及ぶ断層域が破壊したことから、長時間強い揺れが観測されたことに加え、加速度波形で見ていると、東北及び関東東部の強震記録には、大きく2つのパケット（波群）が、詳しく見るとその中にも波群が見えることがわかった。我々は、短周期も含む地震被害に関係する周波数帯の地震動の生成源を推定するために、経験的グリーン関数法に基づく強震動シミュレーションを実施し、強震動生成（震源断層）モデルを発表した。同様の研究はいくつかあり、SMGAの位置やサイズがちょっとずつ違うのだけれども、震源断層の深い方（陸に近い側）に偏っていることが指摘できる(Fig. 3).

Asano and Iwata(2012)のポイントはこのSMGAの位置について議論をしているところだ。SMGAによって生成された波群に対して震源決定をし、どこに

SMGAを置くのが適切かということを推定したのちに、それらのSMGAが、宮城沖の2つは、1930年代の宮城沖地震の地震活動域に対応し、福島沖の2つは1938年のそれに対応していた。M9の地震で広いプレート境界がずれた時にも、過去のM7クラスの地震が発生した場所が強い地震動を放出している可能性を示していて、活断層の地震に比して繰り返し間隔が短いプレート境界地震において、強震動が放出される場所は繰り返されているとすれば、将来発生する震源像あるいは地震シナリオも拘束できる可能性があることを示している。

活断層に関する地震では、繰り返しの地震情報が十分でないことから、すべりの大きい領域やSMGAの位置が将来起きる地震と同じかどうかということを確認することは困難である。大地震が発生すると地震活動が活発になることから、地震活動分布や震源域の地震波速度構造分布が詳細に推定され、それと不均質すべり分布、SMGA分布などが比較されるが、相関は様々と私は認識している。不均質すべり分布の結果も、解析グループによって与条件等が異なることから、違う場合もあるため、引き続きの解析、議論が必要と考えている。

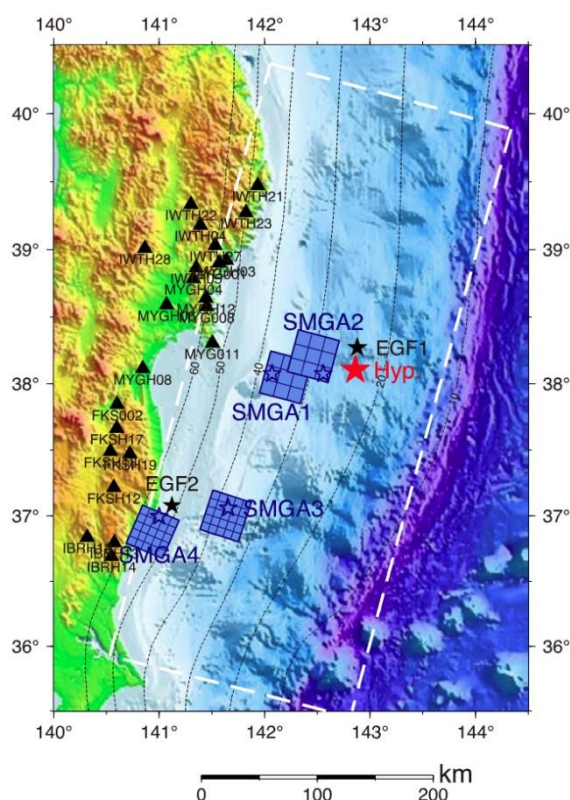


Fig. 3 The SMGA model of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (from Asano and Iwata, 2012).

東北沖地震、及び直後に発生した茨城県沖地震を対象にして、神戸大学の寛楽磨先生のところで修士

を終え、編入学してきた久保久彦さんが周期帯別の震源インバージョンを行ってくれた。東北沖地震の遠地記録や、近地強震記録の10秒以上の周期帯を対象とした震源インバージョンでは、宮城沖の断層浅部で最大50m（研究者によって異なるが）にも及ぶ大すべりが起きていることは共通に得られていたが、SMGAモデルでは断層深部にその（周期10秒より短周期帯）地震波生成源が求められていたため、この違いが周期帯別の解析で分解できるかを試した。グリーン関数に使う地下構造モデルにはJIVSM (Koketsu et al., 2012)を用いた。そのモデルの再現能力は多数起きたM6クラスの地震で検証をすすめた。また、推定すべりモデルのパラメータの確からしさを確率分布のように表現する新しい方法も導入した。茨城県沖地震では、周期帯別の震源の空間特性が明らかになったが（Kubo et al., 2016）、東北沖の短周期側は、長周期の宮城沖浅部だけでないと見られたが、SMGAモデルより複雑に分布している結果となった。強震データが断層面の片一方（陸側）にしかないという弱点により分解能が十分でなかったのかもしれない。

東北沖地震に関係した研究としては、大阪の咲洲での咲洲庁舎が大揺れしたことについて、大阪平野内外の各機関の強震記録を収集し、揺れの大きさを図示したところ、特に湾岸で周期6〜7秒で大きく揺れていることがわかった。この現象が地下構造モデルJIVSMと震源モデルで再現できるかどうかを試したところ、震源域から関東、中部、関西と伝播する地震波シミュレーション結果と観測の特徴がよく対応していることや、大阪平野での長周期地震動の特性をよく再現できることを示した（Sato et al., 2012など）。また、東北沖地震の誘発地震と考えられている、2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震では、共役でない2条の地表断層が現れた。この複雑な破壊、最初に破壊をした井戸沢断層から、湯ノ岳断層への破壊の乗り移りの可能性を、まず、湯ノ岳断層の破壊開始点と破壊時刻をパラメータとして、強震波形により最適解を求めた。次にこの破壊様式で、求められた湯ノ岳断層の破壊時刻に至る、先行する破壊により作られる応力変化を求めると、推定された破壊時刻頃に破壊開始点では壊れやすい応力変化が起きていたことがわかった（Tanaka et al., 2014; 日本地震学会2016年度論文賞受賞）。

2016年4月16日の熊本地震(M_j7.3)では、国内でほぼ初めて、震源断層あるいは地表地震断層極近傍での強震記録が得られた。これまで1999年台湾・集集地震や同年トルコ・コジャエリ地震、2002年アラスカ・デナリ地震などの、地表地震断層直近で得られた記録は目にしており、断層運動そのものの影響、近地

項と中間項の影響が主体である記録は見ていた。強震記録として得られている震源近傍の加速度記録には、地面の傾斜運動等に伴って、震動前の状態と違う重力加速度が各成分にかかることから、記録の基線がズレることが起きる。傾斜運動等も時間関数であり、傾斜、回転に関する情報があればそれで補正できる可能性はあるが、通例の3成分加速度計には傾斜や回転成分は記録されていないことから、単純な基線ズレが起きることを仮定することで、積分することにより速度波形、変位波形を求めることができる。

熊本地震の本震近傍で得られた震度7の益城町と西原村の加速度記録を積分することで、地動速度や地動変位を求めた。正断層成分を含む右横ずれ断層運動により、断層走向平行成分において見かけ周期2〜3秒程度の長周期速度パルス波が生じていることや、変位にすると、各地点の運動が数秒の間に終わっていることがわかった。なお、地表地震断層近傍の変位は、断層運動そのものではなく、観測点の近くの断層運動を含む断層運動全体から生じた地震波の総和の結果であることに注意する必要がある。この本震の断層破壊過程について、震源断層に近い観測記録を震源インバージョンに組み込むように工夫をした定式化を行って解析を行い、深さ3km程度で浅と深でのすべり速度時間関数の特徴が違うことを見いだした(Asano and Iwata, 2021)。浅い方のすべり時間が長め、という特徴が見えた。

この頃は継続的に、活断層の重点調査プロジェクトの研究代表、あるいはサブテーマ代表を務めさせてもらった。地震本部の活動は、10年毎に基本施策を策定していて、例えば最初の10年では全国地震動予測地図を作ることを目標としていたが、その次の10年においては、最初の10年で評価した活断層で発生する地震や海溝型地震の長期評価、及び強震動評価の高度化に資するプロジェクトを進めることとなった。上町断層帯(2010-12年度、研究代表)、中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)(2013-15年度、研究代表)、平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査(2016-18年度、強震動評価の高度化で参画)、奈良盆地東縁断層帯(2019-21年度、研究代表)、森本・富樫断層帯(2022-24年度、22,23年度の研究代表、24年度は研究参画)の、関西圏を中心とした活断層帯の重点観測を受け持たせていただいた。限られた期限において、目標を達成する必要があることから、参画していただいた方々にはいろいろ苦勞をおかけしたが、普段の強震動地震学の研究者との共同研究のみならず、活断層、活構造、変動地形の研究者等にご協力いただき、様々な教えていただいたことで、ほんのすこしだけ、こうい

った活断層に関する考え方も教えてもらったことで、すこしは研究の幅付けにつながったのかなとも考えている。調査報告書は地震本部HPで参照できる。

関西では2018年6月18日7時58分到大阪府北部の地震Mj6.1が起きた。1995年兵庫県南部地震以降で京阪神に被害を及ぼした初めての地震であった。この日は京都大学の創立記念日なので、記憶されるのではないか。最大震度は高槻市などで6弱であり、ブロック塀が倒れて死者が出、また屋根瓦が落ちるといった建物被害が多数見られた。

私はこの地震の揺れに、橋上駅の改札あたりで遭遇した。一回強く揺れた時に、1995年兵庫県南部地震の波形が脳裏をかすめ、「次、もう1,2回揺れたら危ないのと違うのか?」と身構えたが、揺れはそこで終わった。震動時間が短かったことから、規模は神戸の地震ほどではないだろうが、京阪神のあたりは活断層銀座なので、近くの活断層が動いた可能性が高いと感じた。場所としては有馬高槻構造線と、生駒断層を北に伸ばしていったあたりが震源で、地震規模から断層破壊が起きたのは地中の数km四方程度で、断層帯が交差しているあたりが動いた。

様々な機関の強震波形を入手してみると、地震規模と距離、表層の地盤条件からなる地震動予測式に比して、この地震の記録は震源に近いところで大きい傾向を示した。これは、地震動予測式には大阪平野という厚い堆積層による増幅分が考慮されていないことによると考えられた。

ここまで述べてきたように、大阪平野や京都盆地の地盤構造モデルは、様々な物理探査結果を統合して作り上げてきたものがある。浅野さんが強震波形を用いて震源インバージョン解析を行い、関口春子さんが震源域の地震動シミュレーションの準備を進めた。結果、震源の影響として、横ずれ断層と逆断層が連動した破壊をしており、破壊が深い方から浅い方へ進んだことで、上方、つまり地表に向かってより強い揺れが伝わってきたことがわかった。大阪堆積盆地構造モデルを入れた計算を行い、観測と比較をすると、盆地構造によって起きる多重反射波や、盆地端部から盆地内部へ伝わる盆地生成表面波が見事に再現できていることが見てとれた(Fig. 4)。

我々の構築してきたモデルは2Hz(0.5秒)くらいまでの周波数(周期)でよいパフォーマンスを示していた。盆地端部などでは、「もうすこしががんばりましょう」のところもあったが、大阪平野に関しては1990年頃から多くの研究者が積み上げてきた様々な地球物理学的情報により、地盤構造モデルの高度化が着実に進んできたことが、多数の観測地震波形により確認・検証できたということになる(浅野ら, 2018; Sekiguchi et al., 2020)。

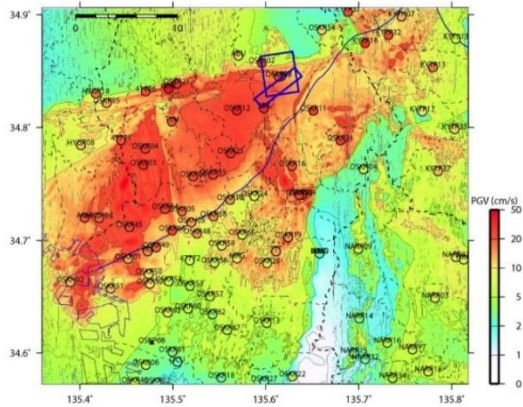


Fig. 4 PGV distribution of the simulated ground motions of the 2018 Osaka-Hokubu earthquake. The circles indicate the observed PGVs. Blue rectangles indicate the source fault model (from Sekiguchi et al., 2020).

そして奥能登. 2020年末より能登半島北東端の珠洲市において群発地震活動が活発になってきて、有感地震情報も度々流れていたが、2022年6月19日にそれまでの地震活動の中でM5.4の地震が起き、珠洲市正院町正院の震度計（K-NET正院）で6弱を観測し、屋根瓦が落ちるとか、塀が一部壊れる、鳥居崩壊といった地震被害が起きた。波形を見てみると、卓越周期約1秒の波が見えていた。地質地形図、ボーリング情報等を見ていると、2007年能登半島地震の穴水での地震動や被害と重なった。また、この珠洲市は、1993年の能登半島沖地震（M6.6）の地震で多くの地震被害を受けていたことがわかった（土質工学会・1993年地震災害調査委員会, 1994）。そこには珠洲市の中心の市街地で、単点微動観測を行って、0.5～2秒くらいの卓越周期を持つ地域であることや、それが不均質に分布し、特に市街地内の川沿いで卓越周期が長い傾向にあり、それと被害分布が似通っているということまでわかっていた。

能登半島地震の科研費（特別研究促進費）の研究メンバーに入れてもらったこともあり、同年8月に珠洲市に地盤調査に行くこととした。微動アレイ探査で地盤構造を調べることとし、K-NET正院周辺では小アレイからすこし大きめのアレイまで、滋賀県立大学の大堀道広さんが珠洲市街地で強震観測を展開していたので、そのサイトで小アレイを行って、浅い地盤構造情報を得ることとした。想像通り、 V_s 0.1-0.2km/s程度の沖積層で構成される表層地盤が10-30m程度の厚さに求まり、その下には V_s 0.6km/sくらいの速い工学的基盤層があることが推定された。この浅部地盤の卓越周期は1秒くらいになるため、工学的基盤面以浅だけでも増幅が大きいことがわかった。

また周辺のボーリング資料を調べると、場所によりこの表層地盤はまちまちであることもわかった。珠洲市中心市街地の地質図やボーリング資料から、工学的基盤にあたる地層は、珪藻泥岩の層と考えられた。

周期1秒前後で揺れやすい特徴があることは、一般構造物にとっても厳しい揺れとなる可能性があることを危惧していたところ、地震活動は継続していて、2023年5月5日にM6.5の地震を生じた。この時の珠洲市正院町正院の震度は6強であり、2022年6月の地震同様、周期1秒くらいが卓越した揺れであった。この地震に伴う地震活動は、それまでの群発地震域から北方の海域の浅い方に広がって新たな展開となった。奥能登の北岸海域には活断層が知られていたもので、それへの影響という新たな危惧が出てきた。そして2024年1月1日にはその活断層帯が活動するという想定としては一番悪いシナリオが起きた。

奥能登地域全体の地下及び北東方向の海域において活発な余震活動が始まり、奥能登の直下にあった、頭を能登半島北岸断層帯として見せていた活断層がずれ動いたことで、その上にある珠洲市、輪島市をはじめとする奥能登地域が強烈な揺れに見舞われ、甚大な地震被害を生じた。

我々は穴水町と珠洲市の中心市街地の地盤構造情報しか持っていないけれども、奥能登の人口密集地がこれらと同様の小さい規模の沖積平野であるとすれば、同様の浅部地盤条件であることが想像された。

ISK002でのこの3地震の揺れの強さや卓越周期を見てみると(Fig. 5)、2022年6月、2023年5月の地震は前述したようにどちらも1秒付近で一番大きい応答になっていることがわかるが、2024年1月1日の地震では、それより長周期の、周期2～3秒が卓越した。

この周期帯の卓越は、震源特性と表層地盤の非線形応答の両方の効果によると考えられる。波形を見ると、前の2地震の強い揺れがせいぜい10秒程度なのに対して、本震では、最初から2023年5月の地震程度に強く揺れているところに加えて、十数秒後さらに大きな揺れが襲い、結果として50cm/sを超える揺れが40秒も続いていたことがわかる。

建物の固有周期と地震動の震動周期がマッチすると、建物にはより厳しい揺れになるが、建物も小さく揺れている時より、大きく揺れる時の方が固有周期は長くなっていくこととも相まって、大変厳しい揺れになったことと考えられる。また、輪島市と穴水町の市街中心地では、それぞれ1.5km、0.7kmくらい離れた2地点において震度観測点があり、それらの波形の比較をしてみると、周辺被害の多寡と、揺れの大きさは対応していた。穴水町の場合は、2007年に我々が調査した地盤特性で、周期1秒くらいで揺れ

やすいところで、また、輪島の場合は、観測点サイトの揺れ易さをスペクトル・インバージョンで求めている結果（染井ら, 2022b）から見て、この揺れの違いが表層地盤で生じ、結果として大きな被害の差を起こした。

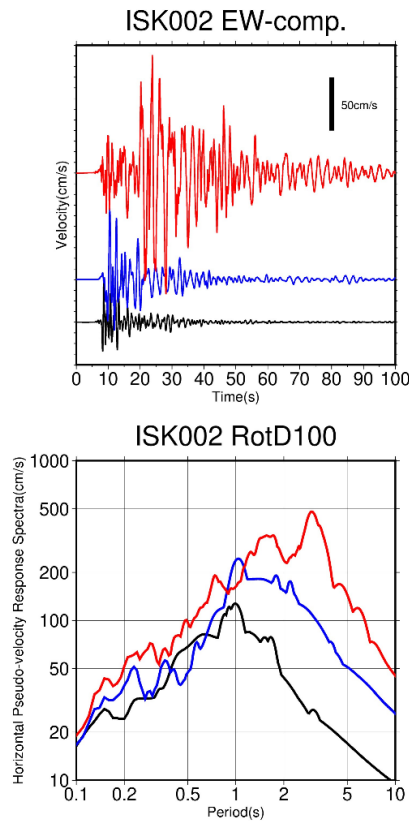


Fig. 5 Comparison of the observation at ISK002. (Upper) Velocity waveforms of EW component. (Lower) Horizontal pSv (5%, RotD100). 2022/6/19 M5.4, 2023/05/05 M6.5 and 2024/01/01 M7.6 records are black, blue, and red, respectively.

Fig. 6にはそれぞれの観測点の速度波形3成分を比較している。輪島はIKS003（K-NET輪島）とJMAE10（気象庁輪島測候所）の比較である。JMAE10周辺での地震被害が大きかった。水平成分の速度振幅がざっと2倍程度になっていることがわかる。ISK003の地点は、表層地盤が薄く、硬質地盤がすぐに現れるが、JMAE10は周辺ボーリング情報により柔らかい表層があることで、揺れの増幅あるいは非線形挙動(例えばHallo et al., 2024)が起きたと考えられる。ちなみに、震度はともに6強であった。水平動に比して上下動は2地点の差はほとんどない。速度波形では「片揺れ」していることから、永久変位があったことが想像できる。輪島付近は、地盤が上昇したことが報告されていることと対応している。速度パルス波の見掛け

周期は数秒であるので、地盤の上昇もその時定数程度で起きたことが、こういった記録から見て取れる。

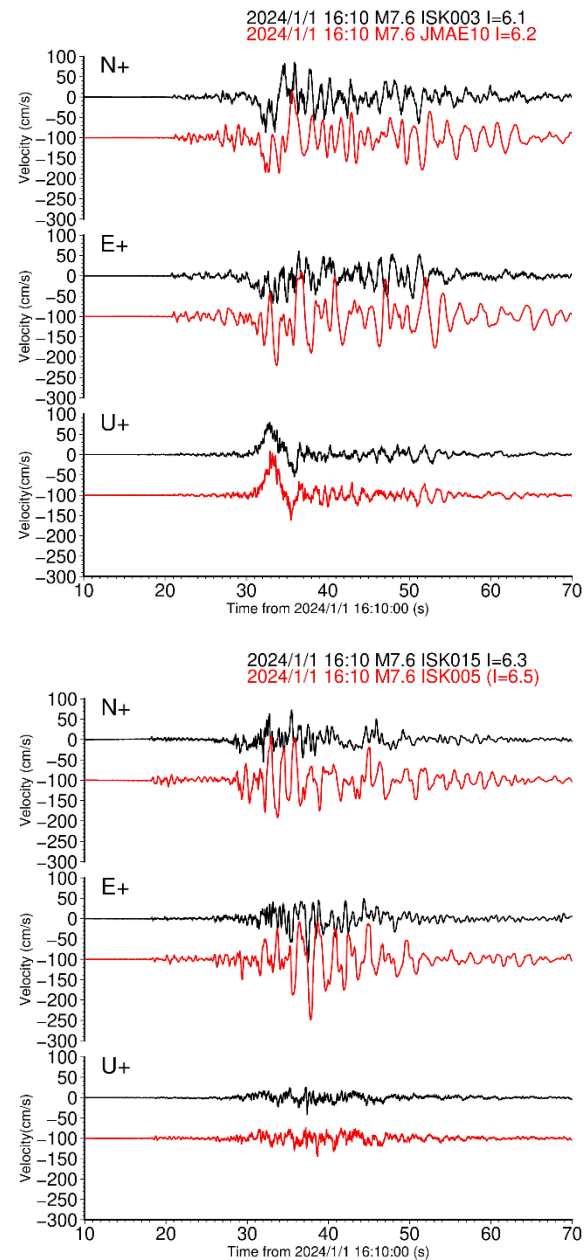


Fig. 6 Comparisons of velocity waveforms at (Upper) Wajima and (Lower) Anamizu downtowns.

穴水は2007年能登半島地震で震度6強を観測したK-NET ISK005（穴水）とそれ以降に設置されたISK015（大町）で、ISK015の方が震度観測点として気象庁から6強が報告されている。こちらの波形比較でも、水平成分は揺れが長周期化し、かつ、振幅が大きくなっていることがわかる。2地点の表層地盤の卓越周期の傾向は、Fig. 2のマップに対応し、ISK015では1秒あたりの増幅はされなかった。また、上下動成分は輪島同様、2点の揺れは似通っている。ISK005の

震度相当値は7となった。

震度が同じ値であっても、周辺の建物被害の程度が違うことは、逆に同じ震度階の揺れでも振幅が倍違ったり、揺れの周期が違ったりしていることがこういった波形記録からわかるため、こういった強震記録の蓄積を継続し、地震被害が生じた厳しい揺れの成因をより定量的に明らかにしていくとともに、地震被害を引き起こす揺れに関する研究も継続していく必要がある。

6. おわりに

私の年表, をご紹介することになったが、改めて、強震動の特徴を解明したものもあれば、これからのデータの蓄積により、解明がすすむものも数多くあることがわかった。自分自身では解決まで至らなかった事柄が、「あれはこういうことだったのですよ」と明快に説明されることを期待して、本稿を閉じることとする。強震記録はかけがえのない宝物だ。

謝 辞

Fig. 6には防災科学技術研究所K-NET, 気象庁震度計の強震波形データを使わせていただいた。これらの強震観測網や, KiK-net, 自治体震度情報ネットワーク, 関西地震観測研究協議会等を含む各機関の強震観測網等の維持に関わっておられる方に心より感謝いたします。皆さんの維持により観測された強震波形データを利用させていただき、強震動の本質をすこしでも解き明かすことができたと考えています。今後も様々な困難があると思いますが、その地点のそのイベントの揺れは唯一のものなので、観測網が継続されることを期待します。

本稿でお名前を書かせていただいた方々の他, お世話になりました先生方, 先輩方, 同期, 後輩, 指導学生, 研究コミュニティの研究者の皆様, 防災研究所, 理学研究科地球惑星科学専攻の関係各位には改めてお礼申し上げるとともに、豊かな日々を過ごすことができたことに感謝いたします。

最後に、研究生活の第一として気遣ってくださり、気まमानにさせてくださった、家族に感謝します。

参考文献

浅野公之・岩田知孝・入倉孝次郎 (2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震第2輯, 57, pp.171-185, doi:10.4294/zisin1948.57.2_171.
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, pp.121-135, doi:10.4294/zisin.62.121.

浅野公之・岩田知孝 (2010): 経験的グリーン関数法による2009年8月11日駿河湾の地震 (MJMA6.5) の震源モデルの推定と強震動シミュレーション, 北海道大学地球物理学研究報告, 73, pp.137-147.

浅野公之・関口春子・岩田知孝 (2018): 大阪平野・京都盆地の地盤構造モデル検証事例, 日本建築学会第46回地盤震動シンポジウム論文集, pp.77-84.

入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 特集号「地震災害を考える—予測と対策」, 110, pp.849-875, 2001.

岩田知孝・入倉孝次郎 (1986): 観測された地震波から、震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, 39, pp.579-593, doi:10.4294/zisin1948.39.4_579.

岩田知孝・入倉孝次郎 (1989): トモグラフィー法による断層面上の不均質破壊過程の推定, 地震第2輯, 42, pp.49-58, doi:10.4294/zisin1948.42.1_49.

岩田知孝 (1990): 断層の不均質性を考慮した広い周波数帯域の強震動の合成, 日本建築学会第18回地盤震動シンポジウム論文集, pp.55-60.

岩田知孝・浅野公之・栗山雅之・岩城麻子 (2008): 2007年能登半島地震の震源モデルと強震動, 京都大学防災研究所年報, 51A, pp.121-127.

岩田知孝・浅野公之 (2010): 強震動予測のためのスラブ内地震の特性化震源モデルの構築, 北海道大学地球物理学研究報告, 73, pp.129-135.

川瀬 博・松尾秀典 (2004): K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 4-1, pp.33-52.

工藤一嘉(2006): 日本の強震観測とESG研究の歩み, 工藤一嘉先生退職記念出版, 276p.

災害科学研究所(1984): 大阪平野の地震動特性, 災害科学研究所, 310p.

吹田啓一郎・北村有希子・五藤友規・岩田知孝・釜江克宏 (2007): 高度成長期に建設された超高層建物の長周期地震動に対する応答特性: 想定南海トラフ地震の関西地域における予測波を用いた検討, 日本建築学会構造系論文集, 611, pp.55-61, doi:10.3130/aijs.72.55_1.

染井一寛・浅野公之・岩田知孝(2022a): Development of a New Spectral Inversion Method Considering with Rupture Directivity, 日本地球惑星科学連合2022年大会, SSS04-03, 2022年5月.

染井一寛・浅野公之・岩田知孝・大堀道広・宮腰研(2022b): 北陸地方の強震観測点におけるサイト増

- 幅特性とそれを用いた速度構造モデルの推定, 京都大学防災研究所研究発表講演会, B120, 2022年2月.
- 友澤裕介・加藤研一・野尻揮一郎(2019): 地震動の伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定 -2008年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした検討-, 日本建築学会構造系論文集, 84, 756, pp.171-181, doi: <https://doi.org/10.3130/aijs.84.171>.
- (社)土質工学会・1993年地震災害調査委員会(1994): 1993年釧路沖地震・能登半島地震災害調査報告書, 404p.
- 野津 厚・長尾 毅・山田雅行(2007): スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震工学会論文集, 7-2, pp.215-234.
- 松波孝治・入倉孝次郎・岩田知孝・藤原広行・松井一郎 (1989): 大阪平野及びその周辺地域における広周波数帯域・広動帯域地震波観測, 京都大学防災研究所年報, 32B-1, pp.53-60.
- 松波孝治・岩田知孝・入倉孝次郎 (1992): 近畿における広帯域強震動アレイ観測, 京都大学防災研究所年報, 35B-1, pp.1-11.
- 山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和大 (1998): 表層の地盤特性を拘束条件にしたS波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価, 51, pp.193-202, doi:10.4294/zisin1948.51.2_193
- 山中浩明・武村雅之・岩田知孝・香川敬生・佐藤俊明 (2006): 地震の揺れを科学する一見えてきた強震動の姿一, 東京大学出版会, 200p.
- Achenbach, J. D. (1973): Wave propagation in elastic solids, Elsevier, 425p.
- Aki, K. and P. G. Richards (1980): Quantitative Seismology, Theory and Methods, vols. 1&2, W. H. Freeman and Co., 932p.
- Andrews, D.J. (1982): Separation of source and propagation spectra of seven Mammoth Lakes aftershocks, Proc. of Workshop XVI; The dynamic characteristics of faulting inferred from recordings of strong ground motion, U. S. Geol. Sur. Open File Rep. 82-591, pp.437-454.
- Andrews, D.J. (1986): Objective Determination of Source Parameters and Similarity of Earthquakes of Different Size, in Earthquake Source Mechanics, Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C.H. (ed.), American Geophysical Union, Washington, D.C., 1986.
- Aoi, S., T. Iwata, H. Fujiwara, and K. Irikura (1997): Boundary shape waveform inversion for two-dimensional basin structure using three-component array data of plane incident wave with an arbitrary azimuth, Bull. Seism. Soc. Am., 87, pp.222-233, doi: 10.1785/BSSA0870010222.
- Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi, and H. Fujiwara (2008): Three-dimensional finite difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, J. Geophys. Res., 113, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.
- Asano, K., T. Iwata, and K. Irikura (2005): Estimation of source rupture process and strong ground motion simulation of the 2002 Denali, Alaska, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 95, pp.1701-1715, doi: 10.1785/0120040154.
- Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, pp.1111-1123, doi:10.5047/eps.2012.05.003.
- Asano, K. and T. Iwata (2021): Revisiting the source rupture process of the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake and implications for the generation of near-fault ground motions and forward - directivity pulse, Bull. Seism. Soc. Am., 111, pp.2426-2440, doi:10.1785/0120210047.
- Bard, P.-Y. and M. Bouchon (1980): The Seismic Response of Sediment-Filled Valleys, Part 2, The Case of Incident P and SV waves, Bull. Seism. Soc. Am., 70, pp.1921-1941.
- Chen, Y.-C., H.-C. Huang, T. Iwata, and K. Asano (2019): Strong ground motion simulation of 2016 M_L6.6 Meinong, Taiwan, earthquake using the empirical Green's function method, J. Geophys. Res., 124, pp.12905-12919, doi:10.1029/2019JB01766.
- Ewing, W. M., W. S. Jardetzky, and F. Press (1957): Elastic waves in layered media, McGraw-Hill Book Company, 380p.
- Hallo, M., K. Asano, and T. Iwata (2024): Softening and recovery of near-source layers during the 2024 M7.6 Noto earthquake, *submitted to* J. Geophys. Res.
- Hatayama, K., K. Matsunami, T. Iwata, and K. Irikura (1995): Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, J. Phys. Earth, 43, pp.131-155, doi: 10.4294/jpe1952.43.131.
- 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. Nat. Disas. Sci., 18, pp.99-127.
- Irikura, K., K. Kudo, H. Okada, and T. Sasatani (eds.) (1999): The Effects of Surface Geology on Seismic

- Motion, Recent Progress and New Horizon on ESG study, Proc. 2nd Int. Symp. on ESG/ Yokohama/ 1-3 Dec., 1998, 3Vols., A.A.Balkema, 1594p.
- Irikura, K. and H. Miyake (2011): Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, 168, pp.85-104, doi:10.1007/s00024-010-0150-9.
- Iwaki, A. and T. Iwata (2011): Estimation of three-dimensional boundary shape of the Osaka sedimentary basin by waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, 186, pp.1255-1278, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05102.x.
- Iwata, T. and K. Irikura (1984): Estimation of irregular underground-structure from seismic ground motions, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 34, pp.1-18.
- Iwata, T. and K. Irikura (1988): Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence, *J. Phys. Earth*, 36, pp.155-184, doi:10.4294/jpe1952.36.155.
- Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura, and K. Matsunami (1995): Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake at Higashinada ward, Kobe city, *J. Natural Disas. Sci.*, 16(2), pp.41-48.
- Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase and K. Irikura (1996): Site amplification of ground motions during aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake in severely damaged zone -Array observation of ground motions at Higashinada ward, Kobe city, Japan -, *J. Phys. Earth*, 44, pp.553-561, doi:10.4294/jpe1952.44.553.
- Iwata, T., K. Asano, M. Kuriyama, and A. Iwaki (2008): Non-linear site response characteristics of K-NET ISK005 station and relation to the earthquake disaster during the 2007 Noto-Hanto earthquake, central Japan, *Proc. 14th World Conf. Earthq. Eng.*, paper no. 01-1026.
- Kakehi, Y. and T. Iwata (1992): Rupture process of the 1945 Mikawa earthquake as determined from strong motion records, *J. Phys. Earth*, 40, pp.635-655, doi:10.4294/jpe1952.40.635.
- Kamae, K. and K. Irikura (1998): Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, pp.400-412.
- Kawase, H.(1996): The Cause of the Damage Belt in Kobe: "The Basin-Edge Effect," *Constructive Interference of the Direct S-Wave with the Basin-Induced Diffracted/Rayleigh Waves*, 67-5, pp.25-34, doi:10.1785/gssrl.67.5.25.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki (2012): Japan integrated velocity structure model version 1, *Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng.*, 1773.
- Kubo, H., K. Asano, T. Iwata, and S. Aoi (2016): Development of fully Bayesian multiple-time-window source inversion, *Geophys. J. Int.*, 204, pp.1601-1619, doi: 10.1098/gji/ggv540.
- Kuriyama, M. and T. Iwata (2011): Examination of source-model construction methodology for strong ground-motion simulation of multi-segment rupture during 1891 Nobi earthquake, *Earth Planets Space*, 63, pp.71-88, doi:10.5047/eps.2010.12.005.
- Kuriyama, M., H. Sato, and T. Iwata (2013): Examination of source fault model for the Gifu-Ichinomiya fault based on seismic intensity data, *Earth Planets Space*, 64, pp.1449-1462, doi:10.5047/eps.2013.06.001.
- Moya, A. and K. Irikura (2003): Estimation of site effects and Q factor using a reference event, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, pp.1730-1745.
- Nakano, K., S. Matsushima, and H. Kawase (2015): Statistical Properties of Strong Ground Motions from the Generalized Spectral Inversion of Data Observed by K-NET, KiK-net, and the JMA Shindokei Network in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 105, pp.2662-2680.
- Nolet, G. (ed.) (1987): *Seismic Tomography, With Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*, Springer, 386p.
- Oprsal, I., H. Sekiguchi, T. Iwata, and J. Burjanek (2023): Influence of low-velocity superficial layer on long-period basin-induced surface waves in eastern Osaka basin, *Earth Planets Space*, 75, 55, doi:10.1186/s40623-023-01804-9.
- Phinney, R. A. (1964): Structure of the Earth's Crust from Spectral Behaviour of Long-Period Body Waves, *J. Geophys. Res.*, 69, pp.2997-3017.
- Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi (1998): Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, pp.428-440, doi:10.1785/BSSA0880020428.
- Sato, K., K. Asano, and T. Iwata (2012): Long-period Ground Motion Characteristics of the Osaka Sedimentary Basin during the 2011 Great Tohoku Earthquake, *Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng.*, Lisbon, Portugal, paper no. 4494.
- Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba (1996): Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records, *J. Phys. Earth*, 44, pp.473-487, doi:10.4294/jpe1952.44.473.
- Sekiguchi, H., K. Asano, and T. Iwata (2020): Strong Ground Motion Simulation in Osaka Basin, Japan, for

- the 2018 Northern Osaka Prefecture Earthquake, Proc. 17th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1d-0046.
- Shibutani, T., T. Ohkura, Y. Iio, M. Kanao, K. Nishigami, K. Tasaki, T. Iwata, Y. Kakehi, N. Hirano, M. Ando, B. C. Bautista, J.R. Puertollano, A.G. Lanuza, A.A. Melosantos, A. Chu, R. Pigtain, E. dela Cruz, and R. S. Punongbayan (1991): Search for the buried subfault(s) of the 16 July 1990 Luzon earthquake, the Philippines using aftershock observations, *J. Nat. Disas. Sci.*, 13(1), pp.29-38.
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, pp.59-80.
- Suzuki, W. and T. Iwata (2009): Broadband seismic wave radiation process of the 2000 western Tottori, Japan, earthquake revealed from wavelet domain inversion, *J. Geophys. Res.*, 114, B08302, doi:10.1029/2008JB006130.
- Tanaka, M., K. Asano, T. Iwata, and H. Kubo (2014): Source rupture process of the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake: how did the two subparallel faults rupture?, *Earth Planets Space*, 66, 101, doi:10.1186/1880-5981-66-101.
- (論文受理日 : 2024年8月31日)