

学位論文

震源の不均質性を踏まえた断層モデルの構築と
震源近傍の地震動評価に関する研究

2024年3月

鈴木 文乃

震源の不均質性を踏まえた断層モデルの構築と震源近傍の地震動評価に関する研究

要旨

1995年兵庫県南部地震をはじめとして、近年、大地震の震源近傍では設計レベルを大きく超える地震動が観測されている。同様の地震は今後も日本全国で発生することが懸念され、建物応答への影響の把握のためにも適切な地震動予測が防災上重要である。

地震動はその生成要因を震源特性・伝播経路特性・地盤増幅特性により特徴づけられるが、震源近傍は遠方に比べて震源特性の影響が強く現れる。従って、震源近傍の地震動予測においては震源特性のモデル化が重要となる。震源特性は、過去に発生した地震の地震観測記録から個々の地震の震源特性が解明され、多数の地震のデータを蓄積し、統計的に分析することで予測に用いられる地震規模と各種震源パラメータのスケーリング則などが構築される。

近年の強震観測網の発達により地震観測記録が蓄積され、これらのデータにより多数の地震の震源特性が推定されている。しかし、耐震設計などで予測が必要とされる大規模地震の震源近傍の観測記録は必ずしも豊富ではない。このようなデータベースの空白領域を埋めるための検討として、強震観測網発達以前に発生した歴史地震の震源特性を推定し、地震動を評価することが考えられる。歴史地震は地震波形などの観測記録が乏しいため、被害状況などから推定された震度データを用いたアプローチが有効である。検討対象としては、首都圏に甚大な被害を及ぼし、その被害状況から密な震度分布が推定されている1923年関東地震が挙げられる。

また、震源断層はその領域内においてすべりや応力降下量などの震源パラメータが一樣ではなく、不均質な分布を有している。震源断層の不均質性は地震動にも影響し、分布との位置関係によって地震動は大きく変動する。従って、地震動評価においてもこれらの不均質性を震源のモデル化に適切に反映することが重要である。不均質性を反映したモデルとして、日本では地震動予測地図や地震被害想定に広く用いられている特性化震源モデルがある。特性化震源モデルは、数個の単純なアスペリティにより、ディレクティブリティパルスなど過去の地震による現象を再現しやすいメリットがあるが、アスペリティの位置や個数など、震源の不確実性を考慮する際にその設定に恣意性が生じるなどのデメリットがある。

震源の不均質性に関する異なるアプローチとして、空間的に不均質な分布を波数領域でモデル化した自己相似モデルがある。自己相似モデルは、アスペリティと背景領域などを明瞭に分けないため、アスペリティの位置や個数などを陽に与えることなく多数のシナリオを想定することができ、震源の不確実性を考慮した確率論的な地震動評価への展開も容易と考えられる。自己相似モデルは、世界の多数の地震のデータに基づき構築されているが、日本の地震のデータは少なく、日本の過去の地震の特性を十分に反映しているかについては検証が必要である。

一方で、震源近傍の設計レベルを超える地震動に対しては、高い耐震安全性を持つ免震構

造物も、上部構造の擁壁への衝突や、免震部材の破断などの安全限界を超える危険性が指摘されており、正確な応答特性の把握が必要とされている。免震構造物の応答特性については、水平 2 方向同時入力と 1 方向入力による応答値の差や積層ゴムのねじれ変形など、地震動が 2 次元応答に与える影響が報告されている。しかし、それらの 2 次元応答の検討に用いられている地震波は代表観測波や、告示に示される地震動、正弦波などが多く、震源近傍の強震動特性を踏まえた上での検討事例は少ない。よって、震源近傍における地震動の 2 方向特性とその要因を検討し、それらの特性が免震構造物に及ぼす影響を検討する必要がある。

そこで本論文では、歴史地震を含む日本の地震の震源の不均質性を踏まえた震源モデルを構築し、その震源モデルが震源近傍の地震動に与える影響を評価することの重要性を、免震構造物の応答の観点も踏まえて示すこととする。

本論文は全 5 章から構成されている。

第 1 章の序論では、研究の背景と目的を述べ、既往の研究を整理した上で、本論文の構成を示す。

第 2 章では、1923 年関東地震の震度データの逆解析により、震源の不均質性として推定された強震動生成域 (SMGA) から震源モデルを構築し、首都圏の強震動をシミュレーションした。震源特性は震度インバージョン解析結果に基づき 6 つの SMGA を持つマルチアスペリティモデルを構築した。伝播経路特性と地盤増幅特性は不均質減衰構造と経験的地盤増幅率を用いた。シミュレーション結果は震度 6 強～7 の地点が神奈川県南部や千葉県南部に分布する傾向など、木造家屋全壊率に基づき推定された震度を概ね再現した。擬似速度応答スペクトルの分布は、周期 1～2 s の平均が神奈川県南部や千葉県南部で 200 cm/s を超え、東京都東部では約 100～200 cm/s、SMGA からやや離れた埼玉県東部で約 50～100 cm/s であった。震度と応答スペクトルのシミュレーション結果を地盤情報と震源距離で回帰し、残差をクリギング法で補間して、地盤情報を反映した詳細地震動分布を推定した。本研究の結果から以下 3 つを議論した。1) SMGA は波形・測地データに基づく大きなすべりの近くに位置するものが多かった。一方で、大きなすべりから外れた位置にある東京湾北部の SMGA は、関東地方南部にはほとんど影響を及ぼさないが、埼玉県や東京都北西部の震度を再現するためには必要であった。2) 東京 23 区内の地震動レベルは後背湿地や三角州、海岸低地、埋立地で地震動が大きく、火山灰台地で小さい。地震動と建物の分布から地震リスクが相対的に高い地域を確認した。3) 本シミュレーション結果は、近年の巨大地震である 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録と比べて都心部で震度が概ね 1 階級大きな地震動であった。

第 3 章では、多数の日本の過去の地震を対象に、震源断層のすべりの不均質性を自己相似モデルにより評価した。すべり分布の 2 次元波数スペクトルは von Karman 型の自己相関関数を用いてフィッティングした。推定したハースト指数と相関距離を、既往研究の世界の地震による経験的モデルと比較し、規模依存性や地震タイプによる違いを分析した。ハースト指数 H はモーメントマグニチュード M_w の影響を受けず、地震タイプによる違いは小さい。 H の中央値は 0.77 であり、世界の地震の平均値とほぼ同じである。走向方向の相関距離 α_x

は M_w と正の相関を示し、地震タイプによる差は見られず、 a_x の特性は世界の地震による経験的モデルとほぼ同じであった。一方で、傾斜方向の相関距離 a_y は M_w と正の相関があるが、 a_y は各地震タイプで M_w の大きい範囲で飽和傾向にあり、これは地震発生層の厚さに起因していると考えられる。飽和する M_w は内陸地殻内地震では 6.3、プレート間地震では 8.4 であった。この M_w は 3 stage scaling の 1 段階と 2 段階の境界値とほぼ一致した。さらに、これらの推定した自己相関関数のパラメータと震源近傍の地震動の関係として、相関距離は地震動のコーナー周波数に、ハースト指数は地震動の高周波数域のスペクトルの傾きに影響することをシミュレーションにより確認した。

第 4 章では、震源近傍の観測記録および第 2 章と第 3 章の震源近傍のシミュレーション波形を用いて免震構造物の 2 方向同時入力の応答解析を行った。楕円形となる地震動の水平 2 方向成分の同時入力と、それぞれ 1 方向成分の入力で応答値が変わり、1 方向成分のみでの応答解析では危険側の評価となる場合があった。従って、震源近傍の地震動は水平 2 方向のオービット特性の評価が重要である。オービット特性は、断層の上端深さが 3 km の場合は断層線上付近では断層直交 (FN) 成分のみの直線形となるが、上端深さが浅いほど断層平行 (FP) 成分が大きな楕円形となった。上端深さ 0 km のときの地震動の全無限解による近地項・中間項・遠地項の寄与は、FP 成分は近地項が支配的であり、FN 成分は各項がそれぞれ影響し合っている。よって、震源が近いほどオービット形状は FP 成分の大きな楕円形となると考察した。また、これらの各成分と各項の寄与の関係から、破壊伝播速度により FP 成分に対する FN 成分の比率が変わり、オービット形状が変わることを示した。地震動の 2 方向特性によって免震構造物の 2 次元応答が異なることから、免震構造物の応答の観点からも、震源近傍の地震動評価は全項を考慮できる理論的地震動評価手法を用いるべきである。そのような評価が必要な範囲の根拠として、近地項の距離減衰が切り替わる距離以内を「震源近傍領域」として提案し、例として 2016 年熊本地震の震源近傍となる範囲を示した。

第 5 章の結論では、本研究で得られた知見についてまとめ、今後の課題と展望について述べた。

Study on fault modeling considering complexity of the source fault and evaluation of strong ground motion near the source area

Abstract

In recent years, seismic strong motions far exceeding the design level have been observed near the source of large earthquakes, such as the 1995 Kobe earthquake. It is feared that similar earthquakes will occur throughout Japan in the future, and appropriate strong motion prediction is important for disaster prevention to understand the effects on building response.

Ground motions are characterized by source, path, and site amplification characteristics. However, in the near source area, the effect of source characteristics is stronger than in far areas. Therefore, modeling of the source characteristics is important for the prediction of strong motions near the source area. The source characteristics of individual earthquakes were elucidated from observation records of past earthquakes. These many earthquakes' data have been accumulated and statistically analyzed to evaluate scaling laws for seismic moment and various source parameters for use in prediction.

With the recent development of strong motion observation networks, earthquake records have been accumulated, and the source characteristics of many earthquakes have been estimated. However, there are not necessarily sufficient observation records near the source area of large earthquakes, which need to be predicted for seismic design. One of the studies to fill the blank area in the database is estimating the source characteristics and estimating the seismic motions of historical earthquakes that occurred before the development of the strong motion observation network. Since there are few observational records of historical earthquakes, such as seismic waveforms, it is effective to approach using seismic intensity data estimated from damage and other factors. One of the targets for study is the 1923 Kanto Earthquake, which caused destructive damage in the Tokyo metropolitan area and the dense distribution of seismic intensity was estimated from the damage.

On the other hand, earthquake source parameters, such as slip on fault planes, have spatially variable distributions. The spatial complexities of fault affect seismic ground motions. Therefore, in ground-motion evaluations, it is important to appropriately reflect these complexities. The characterized source model, as one of model that considered the complexities of the rupture process, has generally been used for evaluating national seismic hazard maps and seismic damage estimations by the Headquarters for Earthquake Research Promotion in Japan. The characterized source model has the advantage of being simple to generate directivity pulses with certain simple asperities; however, this model has limitation, which is the arbitrariness of the location and number of asperities under uncertain source characteristics.

The self-similar model is a different approach for considering the spatial complexities of source

parameters in which the spatially inhomogeneous distribution is characterized in the wavenumber k domain. This model is composed of various sizes of slips represented by wavenumber spectra, and does not distinguish between asperity and back-ground areas. Many scenarios can be assumed without explicitly confirming the location and number of asperities; it seems that probabilistic seismic hazard analysis is simple to develop. However, the self-similar model was constructed based on data from many earthquakes around the world, but data from earthquakes in Japan are scarce. It is necessary to confirm whether it accurately reflects the characteristics of previous earthquakes in Japan.

On the other hand, it has been pointed out that even highly seismically safe isolated structures may exceed their safety limits, such as collision of superstructure to retaining walls or rupture of isolation material, for strong motions exceeding the design level in the near source area; it is necessary to understand these accurate responses. It has been reported that the response characteristics of seismic isolation structures are affected by seismic motion in 2-D response, such as the difference in response between simultaneous input in two horizontal directions and input in one direction, and the torsional deformation of laminated rubber. However, most of the seismic waves used to study the 2-D response are representative observed waves, seismic motions indicated in public notices, or sin-waves, and there are few examples of studies based on the characteristics of strong ground motion near the source area. Therefore, it is necessary to examine the two-directional characteristics of seismic motion near the source area, and to consider the effects of these characteristics on the seismic isolation structure.

In this paper, fault models were constructed considering complexity of the source fault of Japanese earthquake including historical earthquakes, and the importance of evaluating the effect of the source models on strong ground motion near the source area was shown, also from the viewpoint of the response of seismic isolated structures.

This paper consists of five chapters.

Chapter 1, Introduction, provides the background and purpose of the study, organizes previous studies, and then presents the structure of this paper.

Chapter 2, a source model of the 1923 Kanto earthquake was constructed from the strong-motion generation area (SMGA) estimated as the complexity of the source by the seismic intensity inversion analysis, and strong motions in the Tokyo metropolitan area were simulated. Source characteristics were modeled using seismic intensity inversion analysis, and path and site characteristics were modeled using inhomogeneous attenuation structure and empirical amplification factors. The results of these simulations were consistent with seismic intensities estimated based on the collapse rate of wooden houses. The distribution of pseudovelocity response spectra averaged at periods of 1–2 s was large: ~ 200 cm/s in southern Kanagawa and southern Chiba prefectures, ~ 100 – 200 cm/s in eastern Tokyo, and ~ 50 – 100 cm/s in eastern Saitama prefecture despite its distance from strong-motion generation areas (SMGAs). The simulation results were regressed on site characteristics and fault distance, and the residuals were interpolated using the Kriging method to estimate detailed maps of

seismic intensity and response spectra on an ~ 250 m mesh reflecting site-specific characteristics. The following conclusions can be made: (1) all SMGAs, other than those in northern Tokyo Bay, were located near large slip areas based on coseismic geodetic and seismic waveform data. Although the SMGAs in the northern part of Tokyo Bay exerted little influence on the southern part of the Kanto region, their consideration was required to reproduce the seismic intensity at the northwest Tokyo and Saitama; (2) intense strong motion in central Tokyo occurred at the back marsh, delta, coastal lowlands, and filled lands, whereas low levels of strong motion were determined at terraces covered with volcanic ash soil. Combined with building distribution, this indicates areas of high seismic risk; (3) the seismic intensity and response spectra in the Tokyo metropolitan area obtained through this simulation were larger than those obtained from seismic records of the 2011 Tohoku earthquake—the most recent megathrust earthquake.

Chapter 3, earthquake source parameters, such as slip on the planes of finite faults, have spatially variable distributions, and seismic ground motions significantly fluctuate in accordance with the characteristics of complexity. The complexity of fault parameters should thus be evaluated properly. Although self-similar models consider the complexity of the fault parameters, they have not been exhaustively used to validate earthquakes that occur in Japan. In this study, for multiple earthquakes in Japan, the slip complexities of finite faults are evaluated using the self-similar model. Slip spectra are fitted using the von Karman autocorrelation function; furthermore, the Hurst exponents and correlation lengths are compared with previous studies dealing with earthquakes around the world. Differences between source types are also examined. The Hurst exponents H are unaffected by magnitude, and the difference between the source types is small. The median value of H is 0.77, which is nearly the same as the global average value indicated by Mai and Beroza (2002). The correlation lengths along-strike a_x have positive correlations with magnitude; furthermore, no differences were observed between source types. The a_x characteristics are nearly the same as the global average value; however, the correlation lengths down-dip a_y correlates positively with magnitude. Nevertheless, there are differences for each source type. The a_y characteristics have saturating trends for each source type, which is attributed to the thickness of the seismogenic layer. The moment magnitude M_w saturates at 6.3 and 8.4 for crustal and interplate earthquakes, respectively. This M_w is nearly consistent with the boundary between the first and second stages of three-stage scaling. Furthermore, as for the relationship between these estimated parameters of the autocorrelation function and the seismic motion near the source, it was confirmed by simulation that the correlation length affects the corner frequency of the ground motion, and the Hurst exponent affects the slope of the spectrum in the high-frequency region of the ground motion.

Chapter 4, response analysis of simultaneous input in two directions to the seismic isolation structure was performed using the observation records and the simulated waveforms in the near source area in Chapters 2 and 3. Response values differ between simultaneous input of the two horizontal

components of earthquake motion, which are elliptical, and input of one component in each direction, and response analysis using only the one component in one direction may result in underestimation. Therefore, it is important to evaluate the orbit characteristics in two horizontal directions for ground motions near the source. When the top depth of the fault was 3 km, the orbit characteristics near the fault line were linear with only the fault-normal (FN) component, but the shallower the top depth, the more elliptical the fault-parallel (FP) component was large. The contributions to ground motions of the near-, intermediate-, and far-field terms from the Green's function of elastic full-space for a top depth of 0 km, the FP component is dominated by the near-field term, while the FN component is influenced by each term. Therefore, the orbit shape is expected to be an ellipse with a large FP component at sites close to the source. The relationship between each of these components and the contribution of each term indicates that the ratio of the FN component to the FP component changes with the rupture velocity, resulting in a change in the orbit shape. From the viewpoint that the two-dimensional response of seismic isolated structures differs depending on the two-directional characteristics of seismic motion, a theoretical method that can consider all terms should be used to evaluate seismic motion near the source area. To provide a basis for the range where such an evaluation is necessary, the "area near the source" is proposed to be within the distance where the distance attenuation of the near-surface term switches. As an example, the range that is near the source of the 2016 Kumamoto earthquake is shown.

Chapter 5, Conclusions of the findings in this study and future tasks and prospects are described.

余白

目次

第1章	序論.....	1
1.1	研究の背景と目的.....	1
1.2	既往研究.....	3
1.2.1	過去の地震の震源特性の推定.....	3
1.2.2	不均質な震源のモデル化と予測への活用.....	4
1.2.3	震源近傍の地震動と免震構造物への影響.....	5
1.3	本論文の構成.....	7
1.4	第1章の参考文献.....	9
第2章	1923年関東地震の震度データに基づく震源モデルの構築と 首都圏の強震動シミュレーション.....	13
2.1	はじめに.....	13
2.2	震度データ.....	17
2.3	シミュレーション概要.....	18
2.3.1	震度インバージョン解析.....	20
2.3.2	SMGAモデルの構築.....	21
2.3.3	伝播経路特性.....	25
2.3.4	地盤増幅特性.....	25
2.3.5	統計的グリーン関数法のその他の条件.....	27
2.3.6	クリギング法による地震動の補間.....	27
2.4	シミュレーション結果.....	29
2.4.1	K-NETとKiK-net地点の強震動.....	29
2.4.2	詳細地震動マップ.....	37
2.5	議論.....	42
2.5.1	SMGAと大すべり域.....	42
2.5.2	都心部の詳細地震動マップ.....	45
2.5.3	2011年東北地方太平洋沖地震との比較.....	47
2.5.4	観測波形の再現性と広帯域地震動.....	49
2.6	まとめ.....	53
2.7	第2章の参考文献.....	55
第3章	日本の地震を対象とした自己相似モデルによる震源の不均質性評価.....	61
3.1	はじめに.....	61
3.2	評価概要.....	63

3.3	断層すべりのデータセット.....	67
3.4	不均質性の評価結果.....	69
3.4.1	波数スペクトルと自己相関関数のモデル化.....	69
3.4.2	ハースト指数 H	75
3.4.3	相関距離 a	76
3.4.4	既往研究によるスケーリングとの整合性.....	79
3.4.5	強震動への影響.....	80
3.5	まとめ.....	91
3.6	第3章の参考文献.....	93
第4章	地震動および建物応答の2方向特性と震源近傍領域の提案	99
4.1	はじめに.....	99
4.2	免震構造物の2次元応答から示すオービット特性の重要性.....	100
4.3	震源近傍の理論的地震動評価.....	104
4.3.1	解析条件.....	104
4.3.2	震源近傍の地震動特性.....	107
4.3.3	断層パラメータがオービット特性に与える影響.....	110
4.4	断層と観測点の位置関係がオービット特性に与える影響.....	113
4.4.1	断層深さの検討.....	113
4.4.2	全無限解による理論的考察.....	115
4.4.3	破壊伝播に基づく考察.....	120
4.5	震源近傍の地震動シミュレーション結果を用いた免震構造物の2次元応答評価.....	122
4.6	震源近傍領域の提案.....	128
4.7	まとめ.....	135
4.8	第4章の参考文献.....	137
第5章	結論	139
5.1	本論文のまとめ.....	139
5.2	今後の課題・展開.....	142
5.3	第5章の参考文献.....	143
付録	神田ほか(2003)による震度インバージョン解析手法.....	145
	発表論文リスト.....	149
	謝辞.....	153

第1章 序論

1.1 研究の背景と目的

1995年兵庫県南部地震をはじめとして、近年、大地震の震源近傍では設計レベルを大きく超える地震動が観測されている。同様の地震は今後も日本全国で発生することが懸念され、建物応答への影響の把握のためにも適切な地震動予測が防災上重要である。

地震動はその生成要因を震源特性・伝播経路特性・地盤増幅特性により特徴づけられるが、震源近傍は遠方に比べて震源特性の影響が強く現れる。従って、震源近傍の地震動予測においては震源特性のモデル化が重要となる。震源特性は、過去に発生した地震の地震観測記録から個々の地震の震源特性が解明され、多数の地震のデータを蓄積し、統計的に分析することで予測に用いられる地震規模と各種震源パラメータのスケーリング則などが構築される。

近年の強震観測網の発達により地震観測記録が蓄積され、これらのデータにより多数の地震の震源特性が推定されている。しかし、耐震設計などで予測が必要とされる大規模地震の震源近傍の観測記録は必ずしも豊富ではない。このようなデータベースの空白領域を埋めるための検討として、強震観測網発達以前に発生した歴史地震の震源特性を推定し、地震動を評価することが考えられる。歴史地震は地震波形などの観測記録が乏しいため、被害状況などから推定された震度データを用いたアプローチが有効である。検討対象としては、首都圏に甚大な被害を及ぼし、その被害状況から密な震度分布が推定されている1923年関東地震が挙げられる。

また、震源断層はその領域内においてすべりや応力降下量などの震源パラメータが一樣ではなく、不均質な分布を有している。震源断層の不均質性は地震動にも影響し、分布との位置関係によって地震動は大きく変動する。従って、地震動評価においてもこれらの不均質性を震源のモデル化に適切に反映することが重要である。不均質性を反映したモデルとして、日本では地震動予測地図や地震被害想定に広く用いられている特性化震源モデルがある。特性化震源モデルは、数個の単純なアスペリティにより、ディレクティブリティパルスなど過去の地震による現象を再現しやすいメリットがあるが、アスペリティの位置や個数など、震源の不確実性を考慮する際にその設定に恣意が生じるなどのデメリットがある。

震源の不均質性に関する異なるアプローチとして、空間的に不均質な分布を波数領域でモデル化した自己相似モデルがある。自己相似モデルは、アスペリティと背景領域などを明瞭に分けないため、アスペリティの位置や個数などを陽に与えることなく多数のシナリオを想定することができ、震源の不確実性を考慮した確率論的な地震動評価への展開も容易と考えられる。自己相似モデルは、世界の多数の地震のデータに基づき構築されているが、日本の地震のデータは少なく、日本の過去の地震の特性を十分に反映しているかについては検証が必要である。

一方で、震源近傍の設計レベルを超える地震動に対しては、高い耐震安全性を持つ免震構

造物も、上部構造の擁壁への衝突や、免震部材の破断などの安全限界を超える危険性が指摘されており、正確な応答特性の把握が必要とされている。免震構造物の応答特性については、水平 2 方向同時入力と 1 方向入力による応答値の差や積層ゴムのねじれ変形など、地震動が 2 次元応答に与える影響が報告されている。しかし、それらの 2 次元応答の検討に用いられている地震波は代表観測波や、告示に示される地震動、正弦波などが多く、震源近傍の強震動特性を踏まえた上での検討事例は少ない。よって、震源近傍における地震動の 2 方向特性とその要因を検討し、地震動の不確実性も考慮した上で、それらの特性が免震構造物に及ぼす影響を検討する必要がある。

そこで本論文では、歴史地震を含む日本の地震の震源の不均質性を踏まえた震源モデルを構築し、その震源モデルが震源近傍の地震動に与える影響を評価することの重要性を、免震構造物の応答の観点も踏まえて示すこと目的とする。具体的には、日本の M8 クラスの歴史地震である 1923 年関東地震の震源の不均質性として、断層面内の強震動生成域を震度データの逆解析に基づきモデル化し、震源近傍を含む首都圏全体の地震動をシミュレーションする。次に、多数の日本の過去の地震を対象に、震源断層のすべりの不均質性を自己相似モデルにより評価し、モデル化パラメータが震源近傍の強震動に与える影響を検討する。最後に、これらのシミュレーション波形を用いた免震構造物の 2 方向同時入力の応答解析により、震源近傍の地震動特性の評価の重要性を示した上で、地震動の理論的關係から震源近傍の領域について提案する。

1.2 既往研究

1.2.1 過去の地震の震源特性の推定

過去に発生した地震は、観測記録を用いたインバージョン解析やフォワードモデリングにより、その震源過程が推定される。近年の地震は、強震観測網による地震波形を用いて、理論的グリーン関数を用いたすべりの時空間分布の推定や、中小地震の経験的グリーン関数を用いた強震動生成域の推定が多数行われている（例えば Hartzell and Heaton, 1983; Kakehi and Irikura, 1997）。これらのデータにより地震規模と断層やアスペリティの面積やすべり量など各種震源パラメータとのスケーリング則が構築され、地震動予測に用いられている（例えば、Wells and Coppersmith, 1994, Somerville et al., 1999, Murotani et al., 2015）。

強震観測網が発達する 1950 年代より以前の歴史地震に対しても、1923 年関東地震、1948 年福井地震などで同様に地震波形を用いた震源過程解析が行われている（例えば Wald and Somerville, 1995; 菊地ほか, 1999; Ichinose et al., 2005）。しかし、いずれも観測点は震源近傍にはなく密度は乏しいため、推定される震源特性の解像度は高くない。

これに対して、当時の被害状況から震源近傍を含む首都圏の広域で密に推定された震度データが用いた検討が行われた。1923 年関東地震は諸井・武村(2002)により木造家屋全壊率から震度分布が評価されている。中央防災会議(2013)や佐藤ほか(2016)は統計的グリーン関数法により首都圏の強震動を面的にシミュレーションし、諸井・武村(2002)の震度分布との整合性を確認している。また、Irikura and Kamae (1994)および入倉・釜江(1999)は、1948 年福井地震と 1946 年南海地震の震度に適合するよう震源モデルを構築している。ただし、その際の震源モデルは震度分布に合うよう、フォワードモデリングにより試行錯誤的に決められており、必ずしも震度データを説明する最適なモデルとは限らない。

震度データを用いたインバージョン解析による震源特性の推定手法は、神田ほか(2003)により構築された。震度インバージョン解析は最小二乗法により震度データを最も良く説明する断層面内のエネルギー放出分布を推定する手法であり、1703 年元禄地震、1707 年宝永地震、1854 年安政南海地震、1855 年安政江戸地震、1854 年安政東海地震、1923 年関東地震、1944 年昭和東南海地震、1946 年昭和南海地震などに適用された（神田ほか, 2003, 2004; 神田・加藤, 2019）。しかし、これらの研究では短周期エネルギーの放出分布が示されているのみであり、強震動波形のシミュレーションに必要な断層モデルの構築までは行っていない。

1.2.2 不均質な震源のモデル化と予測への活用

震源断層の不均質性のモデル化について、日本では地震調査研究推進本部をはじめとする地震動予測地図や地震被害想定に広く用いられている特性化震源モデルがある (入倉・三宅, 2001, 2002; 入倉・他, 2003; Irikura, 2007)。特性化震源モデルは、震源断層の幾何学的形状・面積・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性などを考慮した震源断層モデルであり、「特性化」は Somerville et al. (1999)に由来する。過去の地震の不均質すべり分布から、Somerville et al. (1999)の規範に基づき抽出されたアスペリティの面積や平均すべり量と地震規模依存性の関係式を用いて構築された。特性化震源モデルは、数個の単純なアスペリティによりディレクティブパルスを再現しやすいメリットがある (Miyakoshi, et al., 2000)。しかし、特性化震源モデルは以下に示す課題がある。1つ目はアスペリティ内で一様な分布であることに起因して、小地震から大地震を合成する際に ω^{-2} モデルから ω^{-3} モデルに漸近することで生じる振幅の落ち込み (野津, 2004)、2つ目はアスペリティと背景領域などのすべりの不連続分布に起因して生じる人工的なパルス (久田, 2002)、3つ目は震源の不確実性を考慮する際のアスペリティの位置や個数などの恣意性である。

一方、震源断層の複雑さに関する異なるアプローチとして、空間的に不均質な分布を波数領域でモデル化した自己相似モデルがある (Hanks, 1979)。自己相似モデルによる断層すべりの不均質性は、波数 k に対するスペクトルの高波数側の振幅が $1/k^n$ で減衰するとしたときの次数 n について複数の意見がある (例えば Hanks, 1979; Frankel, 1991; Andrews, 1980, 1981; Herrero and Bernard, 1994; Lomnitz-Adler and Lemuz-Diaz, 1989)。そのうち、Andrews (1980, 1981)や Herrero and Bernard (1994)は、すべり分布が“ k -square”モデル (波数領域で高波数の振幅が k^2 で減衰するモデル) となるとき、地震動の S 波の解が ω -square モデルとなることを理論的および数値シミュレーションにより示している。波数スペクトルを用いて大小様々なサイズの分布から構成され、アスペリティと背景領域などを明瞭に分けない自己相似モデルは、上記の特性化震源モデルが持つ振幅の落ち込みや人工的なパルスなどの課題を回避できる。

実地震のすべり分布の不均質性は、Somerville et al. (1999)や Mai and Beroza (2002)により全世界の地震のすべり分布のモデルから評価されている。Somerville et al. (1999)は、内陸地殻内地震を対象に、過去の地震のすべり分布の波数スペクトルからコーナー波数を評価し、地震規模依存性を検討しており、その際の高波数側の減衰は k^2 で固定している。Mai and Beroza (2002)は、海溝型地震と内陸地殻内地震を対象に、波数スペクトルを von Karman 型の自己相関関数でモデル化している。Somerville et al. (1999)と同様にコーナー波数の逆数である相関距離の地震規模依存性を検討しただけでなく、減衰の次数に対応するハースト指数も推定した。

実地震から評価された不均質性は、Graves and Pitarka (2010)により地震動評価に展開され、SCEC BBP など世界の数々の地震で検証されている (例えば Goulet et al., 2015)。過去の

地震による検証だけでなく、想定地震の予測に対する自己相似モデルの活用方法も示されている。予測の際は、過去の地震の特性を反映した波数スペクトルに対して複数の乱数位相を与えることで、複数のすべり分布が作成できる。アスペリティの位置や個数などを陽に与えることなく多数のシナリオを想定することができ、確率論的な地震動評価への展開も容易と考えられる。

しかし、Somerville et al. (1999)と Mai and Beroza (2002)の評価に用いられた日本のデータは、1923 年関東地震、1995 年兵庫県南部地震、1996 年日向灘の 2 地震のわずか 4 地震と少ない。また、日本においても自己相似モデルを用いた過去の地震の検証や想定地震の地震動予測などの試みが行われている（例えば久田, 2005; Sekiguchi et al., 2008; Iwaki et al., 2016）。しかし、これらは単純な k -square モデルを仮定したものや、Mai and Beroza (2002)の関係式に基づいており、日本の過去の地震の特性を十分に反映しているかについては検証が必要である。

1.2.3 震源近傍の地震動と免震構造物への影響

加藤(2009)は、近年の内陸地殻内地震の震源近傍の観測記録が、告示に示される極めて稀に発生する地震動のレベルを大きく超えることを示した。そして、これらの観測事例を踏まえ、建設サイト周辺で発生する地震のシナリオを考慮したサイト波を設計入力地震動に反映することの重要性を指摘している。

震源近傍の地震動に生じる現象としては、破壊伝播効果による指向性パルスや断層すべりに起因する永久変位を伴うフリリングステップが指摘されている（例えば Somerville et al., 1997; Abrahamson, 2001）。Hisada and Bielak (2003)はこれらを表現定理により静的グリーン関数と動的グリーン関数に分けて理論的に説明し、Hisada and Tanaka (2021)は地表断層が出現した 1992 年ランダース地震、1999 年集集地震、2014 年長野県北部の地震、2016 年熊本地震を対象に、指向性パルスやフリリングステップを含む震源近傍の地震動の特徴をシミュレーションにより解釈した。地震動は、全無限弾性体の理論的グリーン関数では震源距離の観点から近地項・中間項・遠地項に分けられる。永久変位を伴うフリリングステップは近地項・中間項の影響が大きい。強震動予測に広く用いられる統計的グリーン関数法は、遠地項のみを考慮する手法である。これに対し、野津(2006)や佐藤(2009)は統計的グリーン関数法に簡便に近地項と中間項を考慮する方法を提案した。このように震源近傍は遠方と異なる地震動特性が見られるため、その評価には適切な手法を選択する必要があるが、どこまでを震源近傍として扱うべきかについての根拠は曖昧である。

一方、構造物の応答の観点から、1995 年兵庫県南部地震以降急激に普及している免震構造物は、アイソレータによる構造物の長周期化とダンパーのエネルギー吸収能力による高い減衰効果を利用して、上部構造の地震力の低減を図ることができる。しかし、このように

耐震安全性の高い免震構造物も、設計レベルを超える地震動に対して上部構造の擁壁への衝突（柏ほか,2003）や、免震部材の破断などの安全限界を超える危険性（多賀ほか,2013）が指摘されており、大振幅のパルス性地震動となる内陸地殻内地震の震源近傍については、免震構造物の正確な応答特性の把握が必要とされている。また、免震構造物の応答特性については、水平2方向同時入力と1方向入力による応答値の差や積層ゴムのねじれ変形など、2次元応答の影響が大きいことが報告されている（例えば松田ほか,2013; 日本免震構造協会,2010）。しかし、それらの2次元応答の検討に用いられている地震波は代表観測波や、告示に示される地震動、正弦波などが多く、震源近傍の強震動特性を踏まえた上での検討事例は少ない。従って、震源近傍における地震動の2方向特性とその要因を検討し、それらの特性が免震構造物に及ぼす影響を検討する必要がある。

1.3 本論文の構成

本論文は全 5 章から構成されている。構成を図 1-1 に示す。

第 1 章の序論では、研究の背景と目的を述べ、既往の研究を整理した上で、本論文の構成を示す。

第 2 章では、1923 年関東地震の震度データの逆解析により、震源の不均質性として断層面内の強震動生成域を推定し、震源モデルを構築する。構築した震源モデルを用いて震源近傍を含む首都圏全体の強震動波形をシミュレーションし、これらの結果から約 250m メッシュの震度や応答スペクトルの詳細地震動分布を推定する。震源断層面内の不均質な分布により各地の地震動が異なることから、不均質性の評価の重要性を示す。

第 3 章では、多数の日本の過去の地震を対象に、震源断層のすべりの不均質性を自己相似モデルにより評価する。すべりの不均質性を von Karman 型の自己相関関数の相関距離やハースト指数によりモデル化し、全世界を対象とした既往研究と比較すると共に、規模依存性や地震タイプによる違いなどを検討する。これらの自己相関関数のパラメータが震源近傍の強震動に与える影響をシミュレーションにより確認する。

第 4 章では、震源近傍の観測記録および第 2 章と第 3 章のシミュレーション波形を用いて免震構造物の 2 方向同時入力の応答解析を行う。その結果から震源近傍の地震動の水平 2 方向のオービット特性の評価の重要性を示す。オービット特性の生成要因について震源特性や近地項、中間項および遠地項の各項の寄与に基づき考察し、各項の寄与の理論的關係から震源近傍の領域について提案する。

第 5 章の結論では、本研究で得られた知見についてまとめ、今後の課題と展望について述べる。

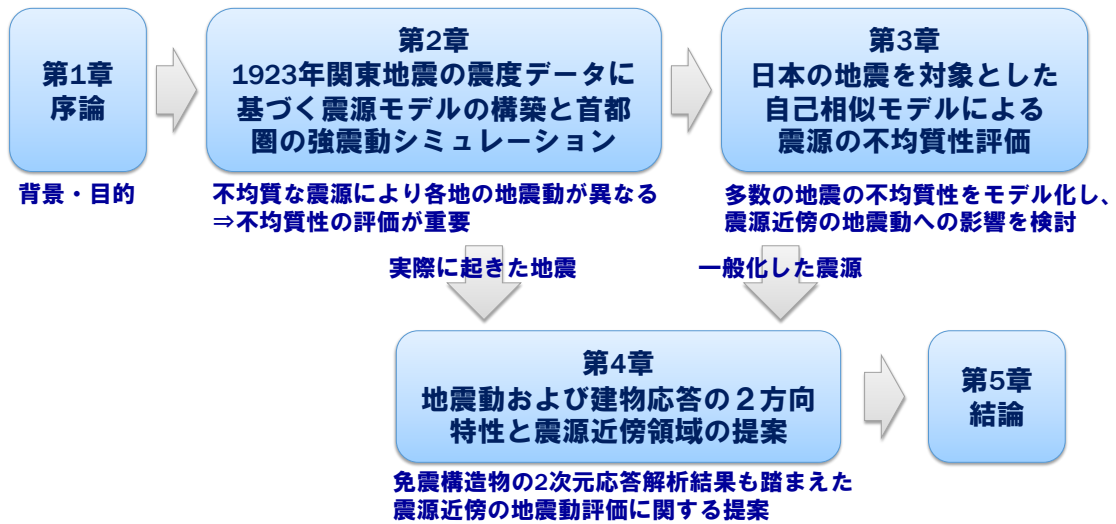


図 1-1 本論文の構成

1.4 第1章の参考文献

- Abrahamson, N. (2001). Incorporating effects of near fault tectonic deformation into design ground motions, a presentation sponsored by the Earthquake Engineering Research Institute Visiting Professional Program, hosted by the University at Buffalo, 26 October 2001.
- Andrews, D. J. (1980). Fault impedance and earthquake energy in the Fourier transform domain, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **70** 1683-1698.
- Andrews, D. J. (1981). A stochastic fault model, 2, time-dependent case, *J. Geophys. Res.* **86** 10821-10834.
- 中央防災会議 (2013). 首都直下地震の被害想定と対策について, http://www.bousai.go.jp/jishin/syuto/taisaku_wg/pdf/syuto_wg_report.pdf.
- Frankel, A. (1991). High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value, and the scaling of strength on fault, *J. Geophys. Res.* **96** 6291-6302.
- Goulet, C. A., N. A. Abrahamson, P. G. Somerville, and K. E. Wooddell (2015). The SCEC Broadband Platform validation exercise: Methodology for code validation in the context of seismic hazard analyses, *Seismol. Res. Lett.* **86** 17-26.
- Graves, R. W., and A. Pitarka (2010). Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100** 2095-2123.
- Hanks, T. C. (1979). b values and to ω^y seismic source models: implications for tectonic stress variation along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion, *J. Geophys. Res.* **84** 2235-2242.
- Hartzell, S. H., and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **73**, no. 6A, 1553-1583.
- Herrero, A., and P. Bernard (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84** 1216-1228.
- 久田嘉章 (2002). k-2 モデルによる強震動評価, *月間地球/号外* **37**, 179-186.
- 久田嘉章 (2005). k-2 モデルによる東海地震想定入力地震動の策定例, *海溝型巨大地震を考えるー広帯域強震動の予測ーシンポジウム論文集*, 83-90.
- Hisada, Y., and J. Bielak (2003). A theoretical method for computing near-fault ground motions in layered half-space considering static offset due to surface faulting, with a physical interpretation of fling step and rupture directivity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **93**, no. 3, 1154-1168.
- Hisada, Y., and S. Tanaka (2021). What is fling step? Its theory, simulation method, and applications to strong ground motion near surface fault ruptures. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **111**, no. 5, 2486-2506.
- Ichinose, G. A., P. Somerville, H. K. Thio, S. Matsushima, and T. Sato (2005). Rupture process of the

- 1948 Fukui earthquake (M 7.1) from the joint inversion of seismic waveform and geodetic data. *J. Geophys. Res.* **110**, B05301.
- Irikura, K. (2007). Predicting strong ground motions with a “Recipe,” *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **81**, 341–352.
- Irikura, K., and K. Kamae (1994). Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, *Annals of Geophysics* **37**, no. 6, 1721–1743.
- 入倉孝次郎, 釜江克宏 (1999). 1948 年福井地震の強震動 ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現, *地震第2 輯* **52**, no. 1, 129–150.
- Iwaki, A., T. Maeda, N. Morikawa, S. Aoi, and H. Fujiwara (2016). Kinematic source models for long-period ground motion simulations of megathrust earthquakes: validation against ground motion data for the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets and Space* **68** 95.
- 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* **110**, no. 6, 849–875.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2002). 予測のための震源のモデル化, *月刊地球* 号外 **37**, 62–77.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏, 川辺秀憲, Luis Angel Dalguer (2003). 将来の大震災による強震動を予測するためのレシピ, *京都大学防災研究所年報* **46B** 105–120.
- Takehi, Y., and K. Irikura (1997). High-frequency radiation process during earthquake faulting—envelope inversion of acceleration seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **87**, no. 4, 904–917.
- 神田克久, 加藤研一 (2019). 震度インバージョン解析による首都直下の歴史地震の強震動生成域と短周期レベル, *日本地震工学会論文集* **19**, no. 6, 91–104.
- 神田克久, 武村雅之, 宇佐美龍夫 (2003). 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, *地震第2 輯* **56**, no. 1, 39–57.
- 神田克久, 武村雅之, 宇佐美龍夫 (2004). 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域, *地震第2 輯* **57**, no. 2, 153–170.
- 柏尚稔, 中安誠明, 中島正愛 (2003). 過大地震動下における免震建物の応答と損傷特性, *構造工学論文集*, **51B**, 441–442.
- 加藤研一 (2009). 観測地震動と設計用入力地震動, *日本建築学会大会パネルディスカッション資料*, *建物の耐震性能と耐震性向上技術*, 2–13.
- 菊地正幸, 中村操, 山田眞, 伏見実, 巽誉樹, 吉川一光. (1999). 1948 年福井地震の震源パラメーター—1 倍強震計記録の解析—, *地震第2 輯* **52**, no. 1, 121–128.
- Lomnitz-Adler, J., and P. Lemus-Diaz (1989). A stochastic model for fracture growth on a heterogeneous seismic fault, *Geophys. J. Int.* **99** 183–194.
- 諸井孝文, 武村雅之 (2002). 関東地震(1923 年 9 月 1 日)による木造住家被害データの整理と震度分布の推定, *日本地震工学会論文集* **2**, no. 3, 35–71.

- Mai, P. M., and G. C. Beroza (2002). A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J Geophys Res.* **107**, no. B11, 2308.
- 松田哲夫, 五十嵐晃, 古川愛子, 大内浩之, 宇野裕恵, 松田宏 (2013). 免制震すべりシステム(ICSS)の地震応答に2方向同時入力の位相効果が及ぼす影響, *土木学会論文集A1(構造・地震工学)* **69**, no.4, 688–702.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000). Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. of the 12th World Conference of Earthquake Engineering*, Paper No. 1850, Auckland, New Zealand.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015). Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems. *Pure and Applied Geophysics* **172**, 1371-1381.
- 日本免震構造協会 (2010). 水平2方向加力時の高減衰ゴム系積層ゴム支承の性状について. 野津厚 (2004). 円形クラックモデルの経験的グリーン関数法への応用, *地震第2輯* **56** 337–350.
- 野津厚 (2006). 統計的グリーン関数に近地項と中間項を導入するための簡便な方法, *第12回日本地震工学シンポジウム論文集*, 190–193.
- 佐藤智美. (2009). 近地項と中間項を考慮した三成分統計的グリーン関数生成手法の高度化, *日本建築学会構造系論文集* **74**, no. 638, 629–638.
- 佐藤智美 (2016). 相模トラフ沿いの中規模地震の観測記録に基づく表面波と散乱波を考慮した統計的グリーン関数生成方法, *日本建築学会構造系論文集* **64**, no. 543, 97–103.
- Sekiguchi, H., M. Yoshimi M, H. Horikawa, K. Yoshida, S. Kunimatsu, and K. Satake (2008). Prediction of ground motion in the Osaka sedimentary basin associated with the hypothetical Nankai earthquake, *J. Seismology* **12**, 185–195.
- Somerville, P. G., N. F. Smith, R. W. Graves, and N. A. Abrahamson (1997). Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seism. Res. Lett.* **68**, no. 1, 199–222.
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong-ground motion, *Seismol. Res. Lett.* **70** 59–80.
- 多賀謙蔵, 大西良広, 亀井功, 吹田啓一郎, 三輪田五郎, 勝俣英雄, 多幾山法子, 林康裕 (2013). 上町断層帯の地震を想定した設計用地震荷重と応答評価, 日本建築学会主催講習会, *大振幅地震動と建築物の耐震性評価-巨大海溝型地震・内陸地震に備えて*, 289–347.
- Wald, D. J., and P. G. Somerville (1995). Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 159–177.
- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture

length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, no. 4, 974–1002.

第2章 1923 年関東地震の震度データに基づく震源モデルの構築と首都圏の強震動シミュレーション

2.1 はじめに

1923 年関東地震は 10 万人以上の死者を発生させ、首都圏に壊滅的な被害を与えた地震である（例えば内務省社会局, 1926; 諸井・武村, 2004）。同地震はフィリピン海プレート上の相模トラフの沈み込み帯で発生した巨大なプレート境界地震である（Ando, 1971; Sato et al., 2005）。相模トラフ沿いの M8 クラスの地震の発生間隔は 180~590 年または 210~315 年と推定されている（地震調査研究推進本部, 2014; Satake, 2023）。同様の地震は今後も繰り返し発生することが懸念され、震源および地震動の評価が防災上重要である。

1923 年関東地震は既往研究により様々な地震動の調査や震源の推定、地震動シミュレーションが行われている。地震動については、地殻変動の測定（Military Land Survey, 1930）、遠地波形の収集（Kanamori, 1971）、震源に比較的近い東京・本郷のユーイング円盤記録式強震計や今村式二倍強震計による観測記録の計器特性の検討や欠測部の修復（横田ほか, 1989; 森岡, 1980; Takeo and Kanamori, 1992; 翠川ほか, 2022）、秋田、山形、仙台、高田、岐阜、長崎など震源からやや離れた国内各地点の測候所における記録の収集・整理（武村, 1994; 武村ほか, 1994, 1995; 武村・野澤, 1996a, b, 1998）などが行われた。震源像については、Kanamori (1971)による P 波の初動分布と teleseismic data の表面波を用いた地震モーメントと断層メカニズムの推定に始まり、地殻変動のインバージョン解析による断層パラメータの推定（Matsu'ura et al., 1980）、地殻変動、遠地波形、国内の近地波形のジョイントインバージョン解析による時間的および空間的に不均質なすべりが推定された（Wald and Somerville, 1995; Kobayashi and Koketsu, 2005）。その後、フィリピン海プレートの上面深度の見直しに伴い震源過程や断層すべりが再推定された（Sato et al., 2005; 行谷ほか, 2011）。近年ではプレートの沈み込み形状と 3 次元的速度構造を考慮したグリーン関数のインバージョン解析が行われた（Yun et al., 2016）。これらの情報と関東地域の 3 次元的な堆積盆地を用いた波動伝播解析が行われた（Sato et al., 1999）。

しかしながら、1923 年当時には現在広く使われているような地動加速度を測定する強震計は存在せず、ほとんど全ての地震計は機械式の変位計であった。これらの計器観測に基づくデータは全て周期数秒以上の周期範囲に属す。被害の大きさに直接関連するより短周期のデータはほとんど無い。これに対して、短周期の地震動の検討には当時の体験談や木造住家の被害率が用いられた。揺れの時間的推移が推定できる体験談からは、数少ない短周期帯域の観測記録も加味して、本震の多重震源特性、本震と余震の揺れの大きさの比較、余震の震央位置などが検討された（武村・池浦, 1994; 武村, 1998, 1999）。木造住家の被害率は広域で詳細なデータが松澤(1925)や内務省社会局(1926)により集計された。これらの比較・整理やデータの食い違いの要因が分析され（茅野, 1992; 武村・諸井, 2001a, b; 諸井・武村, 2001）、

北澤(1926)や地質調査所(1925a, b)のデータなども踏まえて、木造住家の全壊率から南関東の広域かつ詳細な震度分布が評価された(武村・諸井, 2001c, 2002; 諸井・武村, 2002; 武村, 2003)。諸井・武村(2002)による1923年関東地震の震度分布を図2-1に示す。全壊率 Y と気象庁震度階の関係を、 $30\% \leq Y$ の領域を7、 $10\% \leq Y < 30\%$ を6+、 $1\% \leq Y < 10\%$ を6-、 $0.1\% \leq Y < 1\%$ を5+、 $0\% < Y < 0.1\%$ を5-として評価された。全壊率30%以上と震度7の関係は気象庁(1996)に基づいている。他の全壊率と震度階の関係は武村・諸井(2001a)により定義されており、その関係は岡田・鏡味(1991)や太田(1998)などの既往研究とほぼ整合していると指摘されている。

これらの工学的に重要な短周期帯域のデータに着目した震源像の推定や強震動シミュレーションが行われた。壇ほか(2000)は統計的グリーン関数法による広域地震動評価を行い、茅野(1992)の木造住家全壊率と比較した。しかし、震源モデルには長周期のデータから推定されたWald and Somerville (1995)の非一様すべりが用いられている。中央防災会議(2013)や佐藤ほか(2016)は統計的グリーン関数法により首都圏の強震動を面的にシミュレーションし、諸井・武村(2002)の震度分布との整合性を確認している。また、他の歴史地震の震度データに対するアプローチとして、Irikura and Kamae (1994)および入倉・釜江(1999)が1946年南海地震と1948年福井地震の震度に適合するよう震源モデルを構築している。ただし、これらの震源モデルは震度分布に合うよう、フォワードモデリングにより試行錯誤的に決められており、必ずしも震度データを説明する最適なモデルとは限らない。これに対し、神田・武村(2007)は震度データのインバージョン解析により、断層面内で短周期エネルギーを放出した領域を推定した。さらに、神田・加藤(2019)はプレート上面深度と断層面の領域を見直した上で再度インバージョン解析を行い、短周期レベルを近年の地震による震度との関係により推定した。震度インバージョン解析は他の歴史地震である1707年宝永地震、1854年安政南海地震、1854年安政東海地震、1944年昭和東南海地震、1944年昭和南海地震にも適用されている(神田ほか, 2003, 2004)。ただし、これらの研究では短周期エネルギーの放出分布が示されているのみであり、強震動波形のシミュレーションに必要な断層モデルの構築までは行っていない。また、後述のように震度という非物理的な指標に対して経験的な関係式を用いたインバージョン解析であり、グリーン関数などを用いた物理的なアプローチではない。

そこで第2章では、当時の短周期の地震動を再現することを目的として、統計的グリーン関数法により1923年関東地震の首都圏の強震動シミュレーションを行う。震度を用いたインバージョン結果に基づく断層モデルの妥当性について、1923年関東地震における気象庁震度を現代の強震動予測スキームから再現することにより証明する。震源特性は、神田・加藤(2019)を参考とし、余震の影響の強い地点の震度観測点を除いた震度インバージョンを新たに実施し、マルチアスペリティモデルにより震源モデルを構築する。一方、シミュレーションでは震源特性だけでなく伝播経路特性と地盤増幅特性も重要な要素である。そこで、友澤・加藤(2018)が近年の豊富な観測記録を用いたブロックインバージョン解析により評価し

た、関東地域の不均質減衰構造と経験的地盤増幅率を統計的グリーン関数に反映する。シミュレーションの対象とした広域の強震動波形から計測震度を算出し、図 2-1 に示す木造住家全壊率に基づく震度と定量的に比較することで本シミュレーションの妥当性を検証する。その上で応答スペクトルの振幅レベルや経時特性と当時の体験談の対応などを確認する。次に、防災計画の観点から面的でより詳細な震度分布の情報が必要と考えられるため、強震観測点のシミュレーション結果からクリギング法により震度と応答スペクトルの面的補間を行い、詳細な地震動分布を推定する。最後に本研究の結果から以下 3 つの議論を行う。1 つ目として、震度データに基づき構築した本研究の震源モデルと測地・波形から推定された既往研究によるすべり分布を比較する。強震動生成域 (SMGA) と大きなすべりの領域の位置関係を考察した上で、すべりの大きな領域から外れる東京湾北部の SMGA の必要性を示す。2 つ目は、日本の最大都市である東京 23 区内の地震動レベルの違いを検討する。1923 年関東地震と同タイプの地震が発生した場合の地震リスクを想定する足がかりとして、地震動レベルの違いと現代の建物分布の対応を確認する。3 つ目は、都心部における 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録と 1923 年関東地震の本シミュレーション結果の比較から、現代の多くの人々が体験した東北地方太平洋沖地震の揺れと首都圏に最大級の被害をもたらした歴史地震の揺れの違いを比較する。

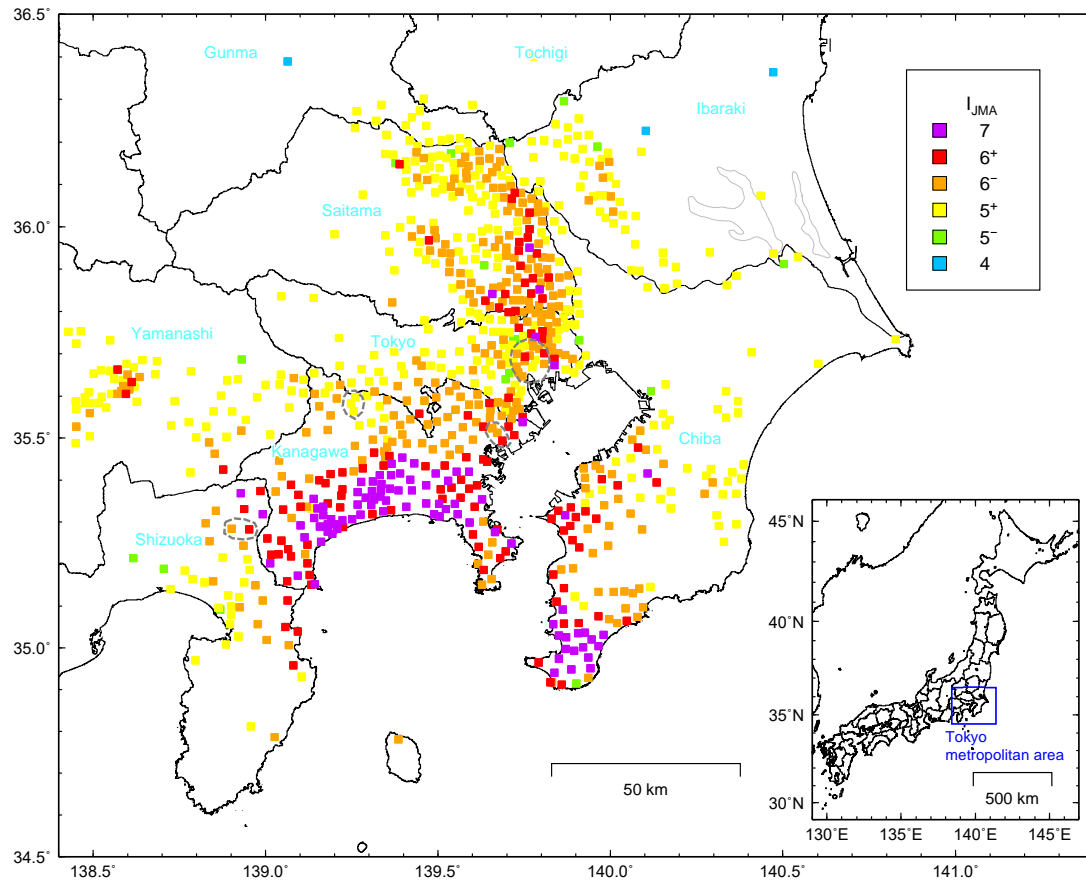


図 2-1 1923 年関東地震の木造住家全壊率に基づく震度分布（諸井・武村, 2002）。四角がサイトの震度を表す。灰色破線で囲まれた地域は余震の影響の強いとみなしてデータセットから除いた地域を表す。

2.2 震度データ

諸井・武村(2002)の震度は 1923 年当時の行政区分ごとに推定されている。ここではこれらの震度を各行政区分の中心の緯度・経度としてデータを扱い図 2-1 に示した。

諸井・武村(2002)の震度分布は 9 月 1 日の本震後、9 月 14 日に整理されたデータ（松澤, 1925）と 11 月 15 日に実施された調査結果（内務省社会局, 1926）の木造家屋全壊率に基づいている（諸井・武村, 2001）。そのため推定された震度分布は本震のみならず、直後の余震の影響を含む地震動強さを表している。神田・加藤(2019)は図 2-1 の震度分布をそのまま用いて震度インバージョンを実施しているため、推定された震源特性にも余震の影響が含まれていると推測される。しかし、木造家屋全壊率データから全ての余震の影響を除いて震度分布を推定することは非常に困難である。

本震発生直後の余震については、岐阜測候所の今村式二倍強震計記録から 3 分後と 4.5 分後の余震が指摘され、マグニチュードはそれぞれ 7.2 および 7.3 と推定されている（武村, 1994; 武村ほか, 1994）。武村(1999)は関東地域の地震の体験談（武村, 1998）を整理し、これらの余震により本震を含め 2 回ないし 3 回揺れたという体験談が関東地域の広域に分布することを示している。さらに、2 回目の余震の方が 1 回目の本震よりも強く揺れたという体験談がある地域も示しており、それが図 2-1 の灰色破線で囲む 4 つの地域である。これらの 4 つの地域は、被害に対して余震の影響が特に大きい地域と考えられる。本研究はこれらの余震の影響を極力小さくするために、図 2-1 の灰色破線で囲む 4 つの地域を除いたデータセットを検討に用いる。この処理だけで余震の影響を全て排除できるわけではないが、現在得られている知見から可能な限り余震の影響を小さくする手段をとった。

2.3 シミュレーション概要

評価フローを図 2-2 に示す。本研究では、震源特性は神田・加藤(2019)を参考とし、余震の影響の強い地点の震度観測点を除いた震度インバージョン解析を新たに実施した結果に基づく断層モデルを採用した。伝播経路特性と地盤増幅特性は友澤・加藤(2018)のブロックインバージョン解析による不均質減衰構造と経験的増幅率に基づき設定する。強震動シミュレーションは統計的グリーン関数法 (SGF, Boore, 1983; Irikura, 1986) を用いる。その際の要素地震波は観測記録ではなく Boore (1983) に基づき人工的に作成し、伝播経路特性と地盤増幅特性に上記の不均質減衰構造と経験的増幅率を用いる。シミュレーション結果の波形から計測震度と応答スペクトルを算出し、クリギング法により補間することで詳細地震動分布を作成する。

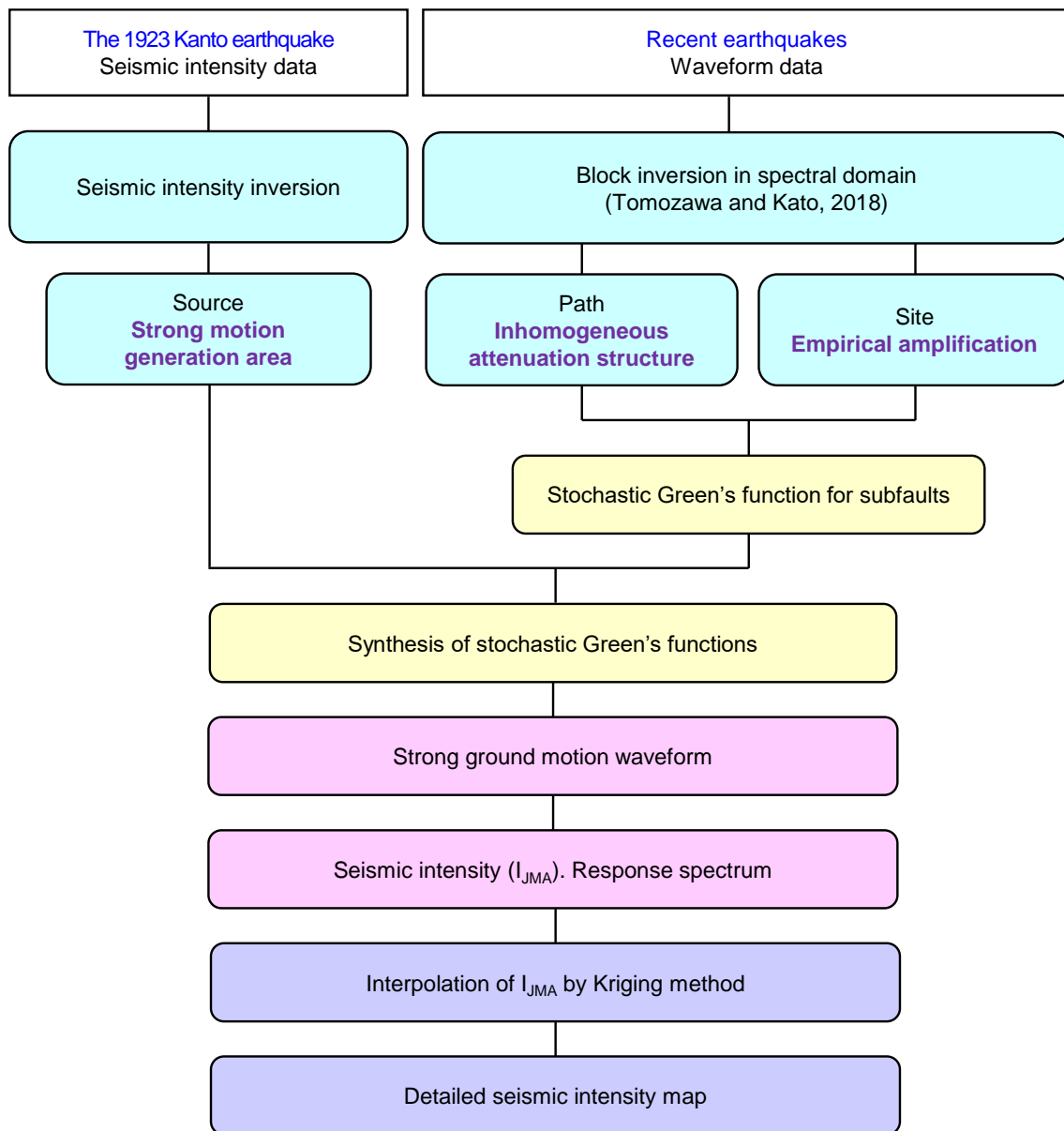


図 2-2 シミュレーションのフロー

2.3.1 震度インバージョン解析

本研究の震度のデータセットに基づき神田・加藤(2019)と同じ手法および解析条件で震源特性を推定した。震度は地震動波形などと異なり、非物理的な指標である。従って、不均質な断層の小断層ごとに震度を計算し、それらを重ね合わせて本震の震度を推定する方法がない。すなわち、震源インバージョン解析で広く用いられているグリーン関数のアプローチは、震度データでは不可能である。これに代わる方法として、神田・加藤 (2019)は等価なエネルギーを与える仮想の点震源からの距離である等価震源距離 X_{eq} (Ohno et al, 1993) を用いたアプローチを適用した。彼らは不均質な断層と各観測点の組み合わせごとに X_{eq} を計算し、この値を用いて、点震源に対して構築された距離減衰式により震度を計算している。

震度インバージョン解析によるエネルギーの放出分布の推定結果と 2.3.2 項で述べる SMGA の位置を図 2-3 に示す。震度インバージョン解析は、近年の地震の震度から構築した距離減衰式を用いて、対象の地震の震度との誤差が最小となる気象庁マグニチュード M_J と断層面内のエネルギー放出分布を推定する (神田ほか, 2003 ; Kanda and Takemura, 2005)。本研究で推定された M_J は 7.8 であり、佐藤(1989)と Kanamori (1977)を介するとモーメントマグニチュード M_W は 7.9 である。図 2-3 の本研究の結果と神田・加藤(2019)の結果の違いは非常に小さい。

SGF シミュレーションに必要となる短周期レベル A は、等価な点震源とした場合の加速度震源スペクトルのコーナー周波数以上のフラットレベルであり、ここでは近年の地震の震度と A の経験式 (神田・加藤, 2019) から推定した。本研究の結果は震度レベル $I_e = 4.49$, $A = 4.73 \times 10^{19} \text{ Nm/s}^2$ となり、神田・加藤(2019)による結果とほぼ同じである。

2.3.2 SMGA モデルの構築

断層モデルのパラメータを表 2-1 に示す。本研究では、図 2-3 のエネルギー放出分布、 M_0 、 A を与条件として、マルチアスペリティモデル（入倉ほか, 2002）により断層モデルを構築する。はじめに、神田・加藤(2019)と同様にエネルギー放出分布が全体の平均の 2 倍以上の領域を SMGA として抽出し、6 つの SMGA と背景領域の地震モーメントをエネルギー放出分布の割合に応じて分配する。各 SMGA は面積が概ね等価な矩形に変換し、その面積を S_{ai} (i は SMGA の番号) とする。

次に、以下の流れで M_0 、 A 、全 SMGA の総面積 S_a から各 SMGA の応力降下量と短周期レベルを決める。これは強震動予測レシピ（入倉・三宅, 2001; Irikura and Miyake 2011）のモデル化をベースとしており、レシピは強震動評価として周期 0.1~10s を対象としている。その枠組みでは大すべり域と SMGA が同じ、すなわち周期 0.1~10s の範囲では短周期と長周期の出どころが同じとして断層モデルを組んでいる。断層全体面積の等価半径 R をシングルアスペリティモデルの理論的關係に基づく

$$R = \frac{7\pi}{4} \cdot \frac{M_0 V_S V_r}{A r} \quad (2.1)$$

により算出する(Madariaga, 1977; Irikura and Miyake, 2011)。ここに、 r は全 SMGA の等価半径で $r = (S_a/\pi)^{1/2}$ であり、 V_r は破壊伝播速度、 V_S は震源の S 波速度である。次に、Eshelby (1957)の円形クラックの關係から断層全体の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ を算出する。

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \quad (2.2)$$

$\Delta\sigma$ と断層全体の面積 $S = \pi R^2$ と S_a の面積比から、Madariaga (1979)の關係式により全 SMGA の静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ を算出した。

$$\Delta\sigma_a = \frac{S}{S_a} \cdot \Delta\sigma \quad (2.3)$$

シングルアスペリティモデルでは A と $\Delta\sigma_a$ の關係が、

$$A = 4\pi V_S V_r \Delta\sigma_a r \quad (2.4)$$

で表される。これはマルチアスペリティモデルに拡張可能であり、各 SMGA の短周期レベル A_i と応力降下量 $\Delta\sigma_{ai}$ は以下の關係で表される（入倉ほか, 2002）。

$$A_i = 4\pi V_S V_r \Delta\sigma_{ai} r_i \quad (2.5)$$

ここに、 r_i は i 番目の SMGA の等価半径であり、 $r_i = (S_{ai}/\pi)^{1/2}$ である。全体の A と各 SMGA の A_i は

$$A^2 = \sum_{i=1}^N A_i^2 \quad (2.6)$$

で表され、すなわちこれはインコヒーレントに波が重なることを意味する。ここに、 N は SMGA の個数である。ここで、実効応力 は静的応力降下量とほぼ等しいと仮定し（Irikura

and Miyake, 2011)、壇ほか(2002)と同様に、各 SMGA の $\Delta\sigma_{ai}$ とすべり量 D_{ai} に対して断層パラメータの相似則の

$$\Delta\sigma_{ai} \propto \frac{D_{ai}}{\sqrt{S_{ai}}} \quad (2.7)$$

を仮定する。式(2.5)と式(2.7)から

$$A_i \propto D_{ai} \propto \frac{M_{0ai}}{S_{ai}} \quad (2.8)$$

となり、 A_i が M_{0ai}/S_{ai} に比例する関係が得られる。断層全体の A と各 SMGA の A_i の関係は、式(2.6)と式(2.8)に基づいて、次式に示すように A を A_i に分配する。

$$A_i = A \times \frac{M_{0ai}/S_{ai}}{\sqrt{\sum (M_{0ai}/S_{ai})^2}} \quad (2.9)$$

走向・傾斜は中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの沈み込みに沿うように決める。背景領域は考慮せず、SMGAのみで強震動をシミュレーションする。震源のS波速度 V_s と密度 ρ は地震調査研究推進本部(2009)を参照し、それぞれ3.53 km/sと2.7 g/cm³とする。高周波遮断周波数 f_{max} は佐藤ほか(1994b)に従い13.5 Hzとする。ラディエーションパターン係数は全方位の平均値である0.63とする(Boore and Boatwright, 1984)。ライズタイムはKobayashi and Koketsu (2005)のすべり速度時間関数を参考に、全てのSMGAで一律8 sとする。全体の破壊開始点はSato et al. (2005)の破壊開始点に最も近いSMGA4の要素とする。破壊伝播速度 V_r は3.0 km/s(加藤ほか, 2013)とする。SMGA4の破壊開始点から到達した各SMGAの破壊開始点を起点として各SMGA内を同心円状に破壊が広がるマルチハイポセンター形式を仮定した。

表 2-1 断層パラメータ

Parameter	Value	References					
Total							
Moment magnitude M_w	7.9	Seismic intensity inversion					
Seismic moment M_0 (Nm)	8.91E+20	$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$					
Short period level A (Nm/s ²)	4.73E+19	$\log A = 0.551I_e + 17.2$ (Kanda and Kato, 2019), $I_e = 4.49$					
Area S (km ²)	8762	$S = \pi R^2$, $R = (7\pi/4)Vs^2M_0/(Ar)$, $r = (S_a/\pi)^{0.5}$					
Stress drop $\Delta\sigma$ (MPa)	2.6	$\Delta\sigma = (7/16)M_0/R^3$					
S-wave velocity V_s (km/s)	3.53	HERP (2009)					
Density ρ (g/cm ³)	2.7	HERP (2009)					
Rigidity μ (N/m ²)	3.36E+10	$\mu = \rho V_s^2$					
Rupture velocity V_r (km/s)	3.0	Kato <i>et al.</i> (2013)					
fmax f_{\max} (Hz)	13.5	$P(f) = 1/(1+(f/f_{\max})^{8.2})^{1/2}$, Satoh <i>et al.</i> (1994b)					
All SMGA							
Seismic moment M_{0a} (Nm)	6.23E+20	$M_{0a} = \sum M_{0ai}$					
Area S_a (km ²)	1877	$S_a = \sum S_{ai}$					
Stress drop $\Delta\sigma_a$ (MPa)	12.4	$\Delta\sigma_a = \Delta\sigma(S/S_a)$					
Each SMGA							
Number	#1	#2	#3	#4	#5	#6	
Seismic moment M_{0ai} (10 ²⁰ Nm)	1.32	1.46	1.32	0.78	0.69	0.66	Distributed by energy of Seismic intensity inversion
Top of depth h_i (km)	9.5	3.1	11.8	5.4	28.4	14.8	
Strike θ_i (°)	294	326	313	300	291	282	Along the top interface of the Philippine Sea plate (Disaster Management in Japan, 2013)
Dip δ_i (°)	17	19	17	25	15	20	
Area S_{ai} (km ²)	400	361	441	225	225	225	
Short period level A_i (10 ¹⁹ Nm/s ²)	1.92	2.35	1.74	2.01	1.79	1.71	$A_i = A \times (M_{0ai}/S_{ai}) / [\sum (M_{0ai}/S_{ai})^2]^{1/2}$
Corner frequency f_{cai} (Hz)	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	$f_{cai} = [A_i / (4\pi^2 M_{0ai})]^{1/2}$
Stress drop $\Delta\sigma_{ai}$ (MPa)	10.9	14.0	9.4	15.1	13.5	12.9	$\Delta\sigma_{ai} = A_i / (4\pi r_i V_s^2)$, $r_i = (S_{ai}/\pi)^{0.5}$
Background							
Seismic moment M_{0b} (Nm)		2.68E+20					$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
Area S_b (km ²)		6885					$S_b = S - S_a$

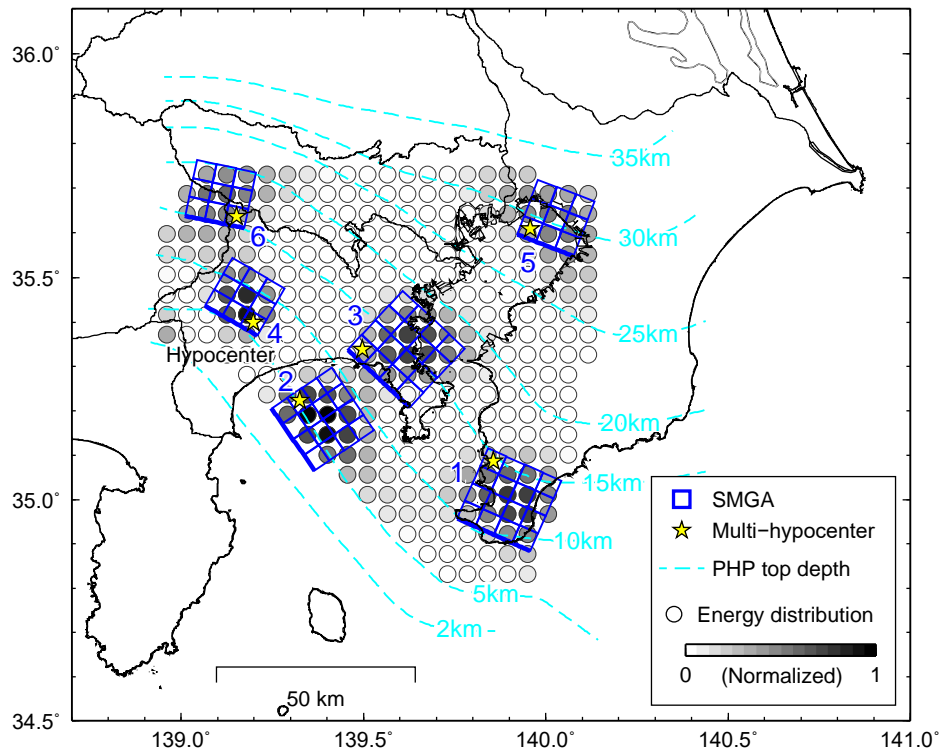


図 2-3 震度インバージョンによる短周期エネルギー放出分布と SMGA の位置。水色破線はフィリピン海プレート上面深さである。SMGA4 の星が最初に破壊し、各 SMGA はマルチハイポセンター形式である。エネルギー放出分布のスケールは最大値を 1 に基準化して示している。

2.3.3 伝播経路特性

友澤・加藤(2018)は、近年の地震の強震観測記録を用いたブロックインバージョン解析により、関東地域の不均質減衰構造を推定した。関東地域の平均的な Q 値として推定された木下 (1993)の $100f^{0.7}$ (f は周波数) と比べて、東京や神奈川の領域はやや High-Q、千葉県南部の領域はやや Low-Q の傾向にある。本研究ではこれらの特性を反映するため、対象領域に対して一定の Q 値ではなく、SMGA と評価地点の各々の伝播経路に応じて不均質減衰構造を考慮した等価な Q 値を与える。

2.3.4 地盤増幅特性

友澤・加藤(2018)により推定された、関東地域の K-NET・KiK-net (地表) 観測点 (NIED, 2019) の経験的地盤増幅率 (水平動) を図 2-4 に示す。本研究では、これらを地震発生層から地表までの地盤増幅率として用いた。これらは、中小地震の記録に基づいているため、線形の地盤増幅率と考えられる。色付きの線は、増幅係数が他の地点より相対的に小さい、すなわち非線形効果が他地点より相対的に小さい 7 地点を示し、詳細は後述する。

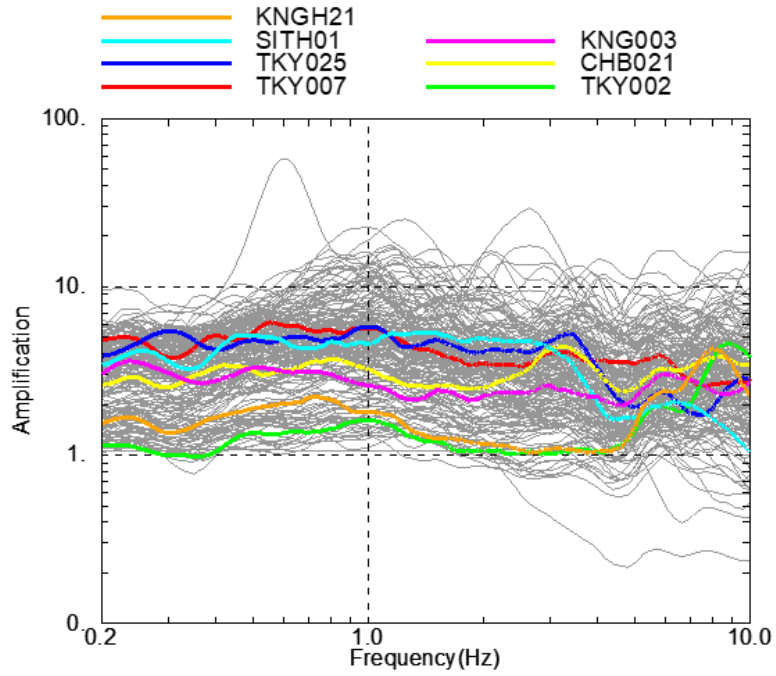


図 2-4 関東地域の K-NET と KiK-net (地表) 地点の地震発生層から地表までの経験的地盤増幅率。色のついた線は、他地点よりも相対的に増幅率が低い 7 地点を示す。

2.3.5 統計的グリーン関数法のその他の条件

その他の解析条件として、要素地震の時刻歴波形にはプレート境界地震を主な対象としている佐藤ほか(1994a)の経時特性関数を用い、位相特性はNS成分、EW成分に異なる乱数を与える。波形合成を行う際には、分割した小断層のサイズと破壊伝播速度により生じる人工的なノイズを避けるため(入倉, 1994)、SMGA内を同心円状に広がる各小断の破壊伝播時間に、 $-\Delta w/2 \leq \Delta t \leq \Delta w/2$ (Δw は小断層の幅)を満たすランダムなゆらぎ Δt 加えている。乱数は一様ランダムとし、5ケースの初期乱数を設定する。評価対象振動数は、友澤・加藤(2018)と揃えて0.2~20Hzとした。

2.3.6 クリギング法による地震動の補間

強震動波形のシミュレーションには経験的地盤増幅率を用いるため、評価地点が強震観測点に限られる。本研究で用いたK-NET、KiK-net観測点は概ね約20km間隔であるが、防災計画の観点から面的でより詳細な地震動分布の情報が必要と考えられる。そこで、K-NET、KiK-net観測点のシミュレーション波形の震度と応答スペクトルをクリギング法により面的補間し、詳細な地震動分布を推定する。地表の地震動を単純にクリギング法で補間すると、距離が近い強震観測点に近い値になるが、距離が近くてもその地点の地下構造が異なれば地震動は異なると考えられる。1923年関東地震の地盤と震度についても、完新世や後期更新世の低地、すなわち地質年代が新しく一般的に揺れやすい地域で被害が大きかったことが諸井・武村(2002)により指摘されている。そのためここでは補間地点の地盤情報を反映して補間する。

具体的には、K-NET、KiK-net観測点の地震動を地盤情報と震源距離で回帰する。

$$SM = a \log V_{S30} + b \log Z_{1.0} + c \log X_{eq} + d + \varepsilon \quad (2.10)$$

ここに、 SM は I_{MA} や pS_V などの地震動指標であり、 V_{S30} は表層30m平均S波速度、 $Z_{1.0}$ は V_S 1000m/sの下面深度、 X_{eq} は等価震源距離 X_{eq} (Ohno et al., 1993)である。 a, b, c, d は回帰係数であり ε は各観測点に生じる回帰残差である。地盤情報のデータは、 V_{S30} にはJapan Seismic Hazard Information Station (J-SHIS) V4(若松・松岡, 2020)、 $Z_{1.0}$ にはJ-SHIS V3.2の関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル(地震調査研究推進本部, 2021)を用いる。

回帰分析により算出された各観測点の ε をクリギング法により補間する。 ε のセミバリオグラム $\hat{\gamma}(h)$ は、 i 観測点と距離 $h \pm 0.5$ kmの範囲にある j 観測点のペア数 $n(h)$ を用いて次式で算出する。

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} (\varepsilon_i - \varepsilon_j)^2 \quad (2.11)$$

$\hat{\gamma}(h)$ を次式で示す指数関数のモデル関数 $\gamma(h)$ でフィッティングし、クリギング法に用いる。

$$\gamma(h) = c_0 + c \left\{ 1 - \exp\left(\frac{-h}{a}\right) \right\} \quad (2.12)$$

ここに、 c_0 はナゲット、 c はシル、 a はレンジである。補間地点の ε と地盤情報と震源距離から求めた回帰式により地震動を評価する。クリギング法は空間相関を持つ分布の補間に適している。震源距離の影響も除いた残差の方が除かない残差よりも空間相関が見られたため、ここでは震源距離も回帰分析の説明変数に用いた。

2.4 シミュレーション結果

2.4.1 K-NET と KiK-net 地点の強震動

強震動シミュレーションの評価結果として、K-NET と KiK-net サイトの震度分布を図 2-5 に示す。シミュレーションの震度は、水平 2 成分の波形から算出した気象庁の計測震度 (Shabestari and Yamazaki, 2001) を 2.3.5 項で述べたゆらぎ乱数 5 ケースで平均し、気象庁震度階 (0, 1, 2, 3, 4, 5⁻, 5⁺, 6⁻, 6⁺, 7 の 10 段階) とした値である。評価結果は、震度階が 6 強～7 の地点が神奈川県南部や千葉県南部に多く分布しており、6 強の地点は東京湾岸にも見られる。6 弱の地点は東京都東部、千葉県西部、埼玉県東部、神奈川県北部、山梨県東部、静岡県東部など広範囲に分布している。5 強の地点は、千葉県東部や東京都西部、茨城県南部に分布している。これらの傾向は諸井・武村(2002)による震度分布 (図 2-1) と概ね整合する。

両者の整合性をより定量的に評価する。図 2-6 の赤丸は K-NET、KiK-net のシミュレーション震度であり、灰色のバーは太線がシミュレーション地点から周辺 3 km 以内、細破線が周辺 5 km 以内にある諸井・武村(2002)の震度を示す。諸井・武村(2002)の震度は 1923 年当時の行政区分ごとの木造家屋全壊率に基づき推定されており、本研究で対象とする K-NET、KiK-net 観測点と必ずしも同じまたは近い位置ではない。2.2 節に示した通り、ここでは諸井・武村(2002)の震度を各行政区分の中心の緯度・経度としてデータを扱った。データは震度階であるため、値は幅で示している (例えば 5 弱は 4.5～5.0、5 強は 5.0-5.5 など)。周辺の範囲内に異なる震度階で複数点データがある場合は、その幅で示している。周辺に諸井・武村(2002)の震度がない K-NET、KiK-net 地点は表示せず、比較可能な地点のみ表示している。赤丸と灰色のバーは重なっている地点は両者が整合していることを示す。周辺 3 km 以内で両者が整合する地点は 88 地点中 51 地点、その整合率は 58%である。両者の震度の誤差が 0.5 以内の僅かにずれている地点も整合している地点に含めると 88 地点中 80 地点、整合率が 91%である。周辺 5 km 以内で両者が整合する地点は 120 地点中 79 地点で整合率は 66%、震度の誤差が 0.5 以内の僅かにずれている地点も含めると 120 地点中 111 地点、整合率が 93%であり、シミュレーションは諸井・武村(2002)を再現できていることが確認できた。

減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトル pSv の分布について、周期 0.1～0.2 秒の平均値を図 2-7 に、周期 1～2 s の平均値を図 2-8 に示す。 pSv はゆらぎ乱数 5 ケース、水平 2 成分の平均のスペクトルを各周期帯で平均した。0.1-0.2 秒は木造建物の弾性固有周期、1-2 秒は鉄骨造や鉄筋コンクリート造などの高層建物の固有周期に概ね対応しており (日本建築学会, 2020)、工学的に重要であるためこの周期帯を選んだ。神奈川県南部や千葉県南部では周期 0.1～0.2 秒で約 50 cm/s、周期 1～2 秒で 200 cm/s を超える地点が多い。東京都東部では周期 0.1～0.2 秒で約 20 cm/s、周期 1～2 秒で約 100～200 cm/s となっている。SMGA からやや離れた位置であるが、埼玉県東部では周期 1～2 秒で約 50～100 cm/s となっている。

本研究で仮定している地盤増幅率は、中小地震の記録に基づく線形の増幅率であり、大振幅の地震動を受けた際に生じ得る地盤の非線形性は考慮されていない。地盤の非線形性が震度に与える影響については、渡辺ほか(2021)が逐次非線形解析により検討しており、線形増幅率に基づく震度と数値解析的に非線形特性を考慮した震度の違いは小さいことを示している。観測記録を用いた応答スペクトルの非線形増幅率は山口・翠川(2014)や池田ほか(2018)が検討しており、線形時に対してピークの長周期化や増幅率の低減などをモデル化しているが、関東地域の観測記録を対象とした検討ではないため、本研究への適用は難しい。関東地域において大振幅の観測記録が蓄積された際には、これらの非線形特性の経験的なモデル化とシミュレーションへの考慮が望まれる。

図 2-7 と図 2-8 に矢印で示した地点は、経験的増幅率が比較的小さい 7 地点であり (図 2-4 に色付きで示した観測点)、地盤の非線形性が小さいと考えられる。これらの 7 地点について、加速度波形を図 2-9 に、擬似速度応答スペクトルを図 2-10 に示す。加速度波形はゆらぎ乱数 5 ケースのうち震度が平均に最も近い 1 サンプルであり、応答スペクトルは 5 ケースの水平 2 成分、計 10 波の幾何平均である。最大加速度 (PGA) が最も大きい地点は CHB021 であり、1 G を超えている。SMGA の近傍に位置する地点 (TKY002, CHB021, KNG003, KNGH21) では、PGA が約 600~1200 cm/s^2 であり、大振幅の地震動が約 15 秒間続いた後に、やや弱まった地震動が数十秒間続いている。SMGA からやや離れた地点 (TKY007, TKY025, SITH01) では、PGA が約 200~350 cm/s^2 であり、SMGA 近傍の地点よりは振幅が小さい地震動が約 40~50 秒の比較的長い継続時間で続いている。SMGA 近傍の地点は、近い SMGA の影響が支配的だが、SMGA からやや離れた地点は複数の SMGA の地震波が数秒から数十秒の時間差で到達するため、SMGA 近傍の地点よりも継続時間が長い。TKY007, TKY025, CHB021, KNG003, KNGH21 の応答スペクトルは周期約 1~2 秒で大きく、応答値は約 100~150 cm/s である。TKY002 と SITH01 では約 30~70 cm/s の比較的小さな応答値である。KNGH21 と TKY002 の応答スペクトルに見られる周期約 0.1 秒のピークは経験的増幅率の卓越周期と整合しており、地盤増幅によるものである。CHB021 は 7 地点のうち震度が 6 強と最も大きく、周期約 0.2~1 秒で応答スペクトルも最も大きい。

当時の揺れについては、木造家屋全壊率に基づく震度だけでなく、揺れの継続時間に関する体験談も残されている。武村・池浦(1994)にまとめられた体験談のうち、横須賀鎮守府では「初期微動 4 秒、その後烈震 40 秒継続」、麴町区元衛町中央气象台新館では「第一回 (本震) は 3、40 秒位」とされている。武村(1998)は複数の体験談から、「本震による東京 (現在の 23 区内) の強震動の継続時間は 30~40 秒、長くても 1 分以内」と結論付けている。東京 23 区内の TKY007 と TKY025、横須賀の KNG003 は主要な波群の継続時間が約 40 秒であり、体験談と矛盾しない。体験談には P 波部や上下動も含むと思われ、水平動の S 波部を対象とする本研究のシミュレーション波形はこれと厳密な比較はできないが、1 つの傍証としてここに示す。

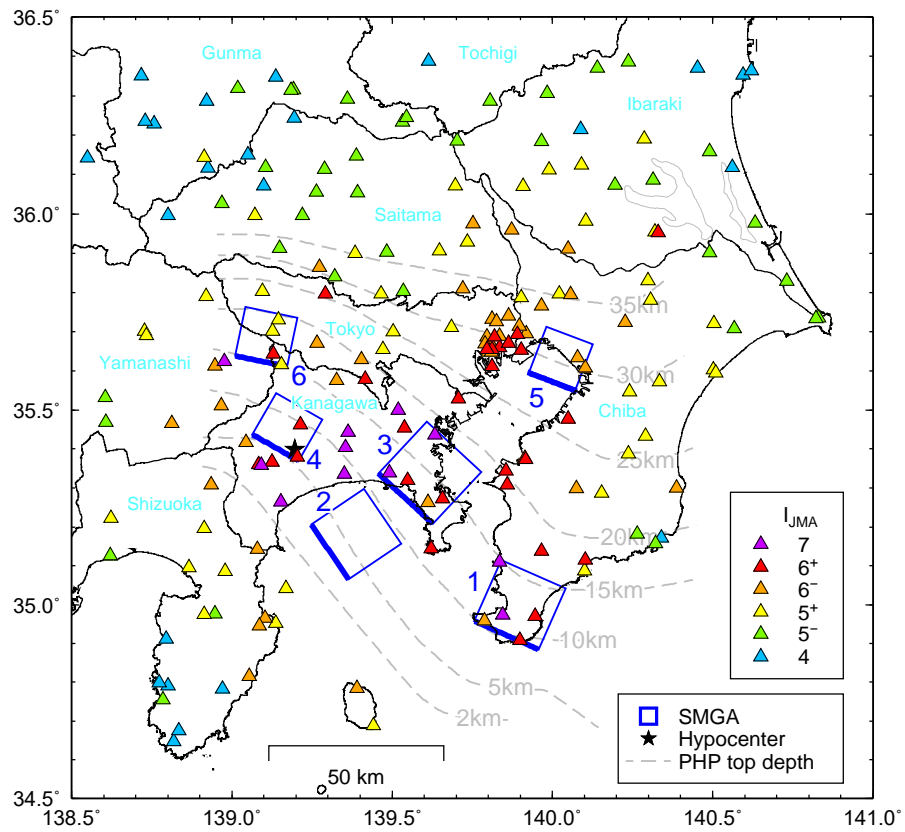


図 2-5 首都圏の K-NET および KiK-net 観測点の強震動シミュレーション結果による震度分布

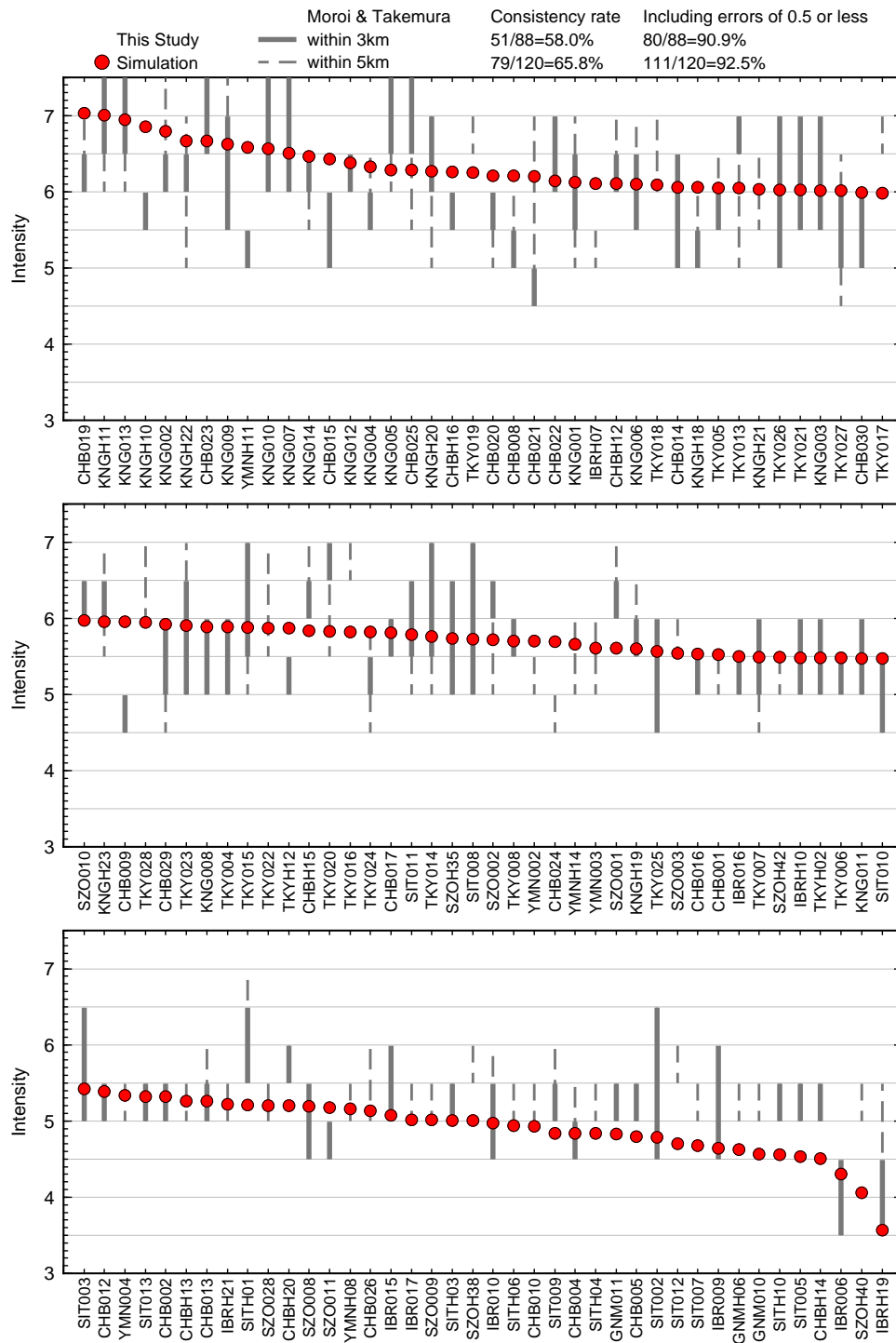


図 2-6 K-NET、KiK-net のシミュレーション波形の震度と周辺の諸井・武村(2002)による震度の定量比較

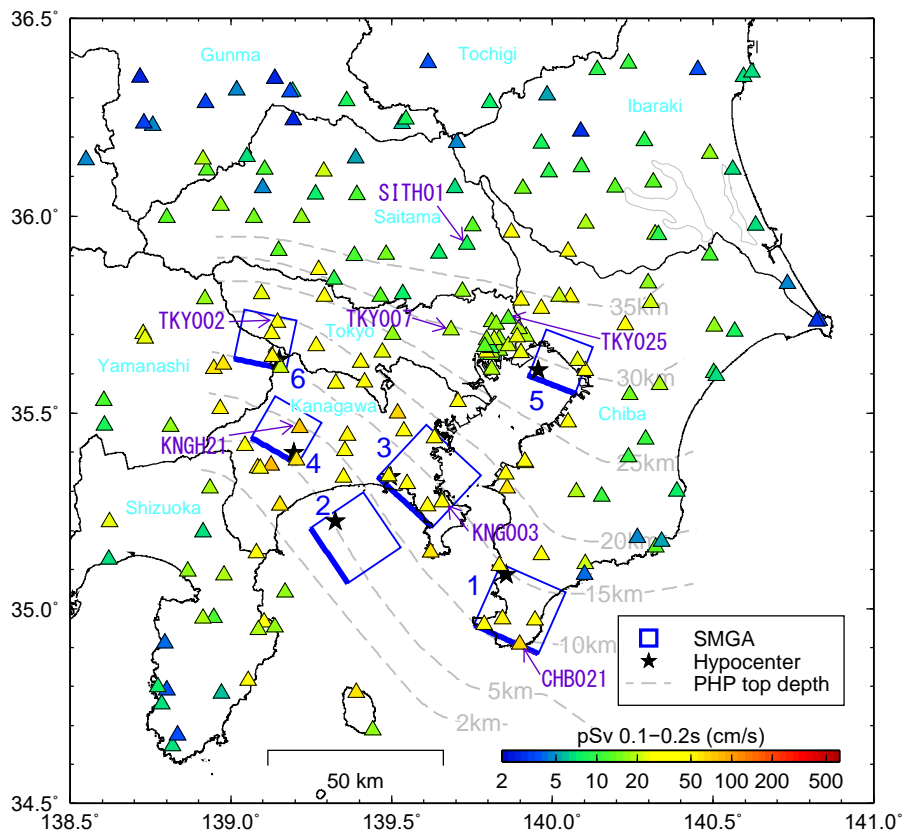


図 2-7 K-NET、KiK-net のシミュレーション波形の擬似速度応答スペクトル (ゆらぎ乱数 5 ケース、水平 2 成分、周期 0.1~0.2 秒の幾何平均値)

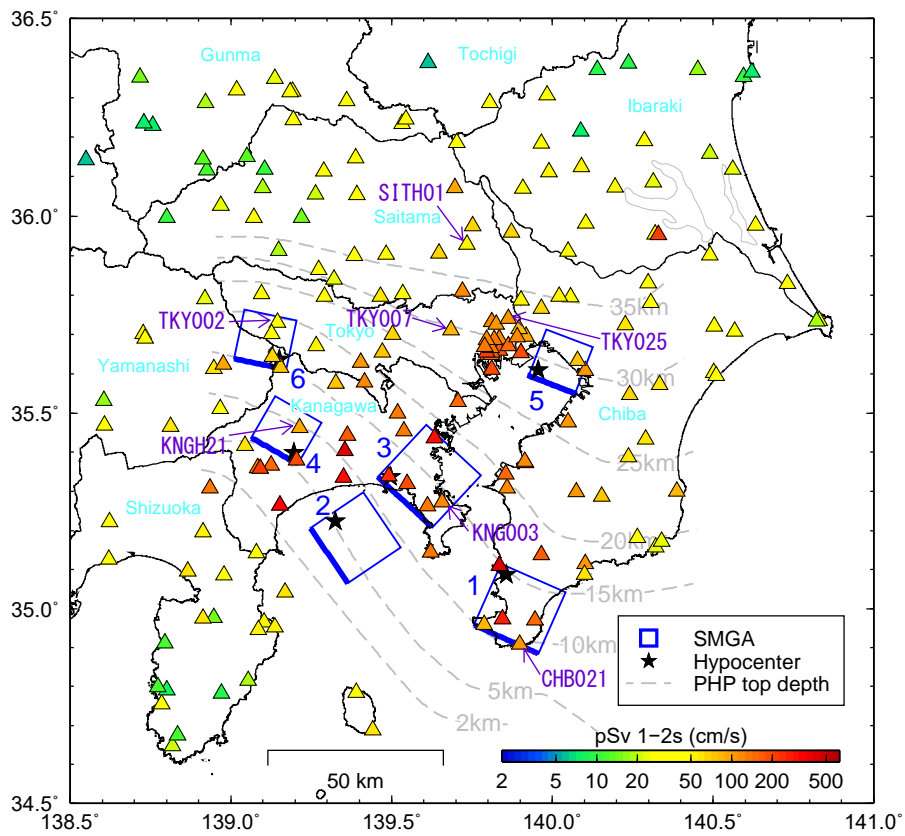


図 2-8 K-NET、KiK-net のシミュレーション波形の擬似速度応答スペクトル (ゆらぎ乱数 5 ケース、水平 2 成分、周期 1~2 秒の幾何平均値)

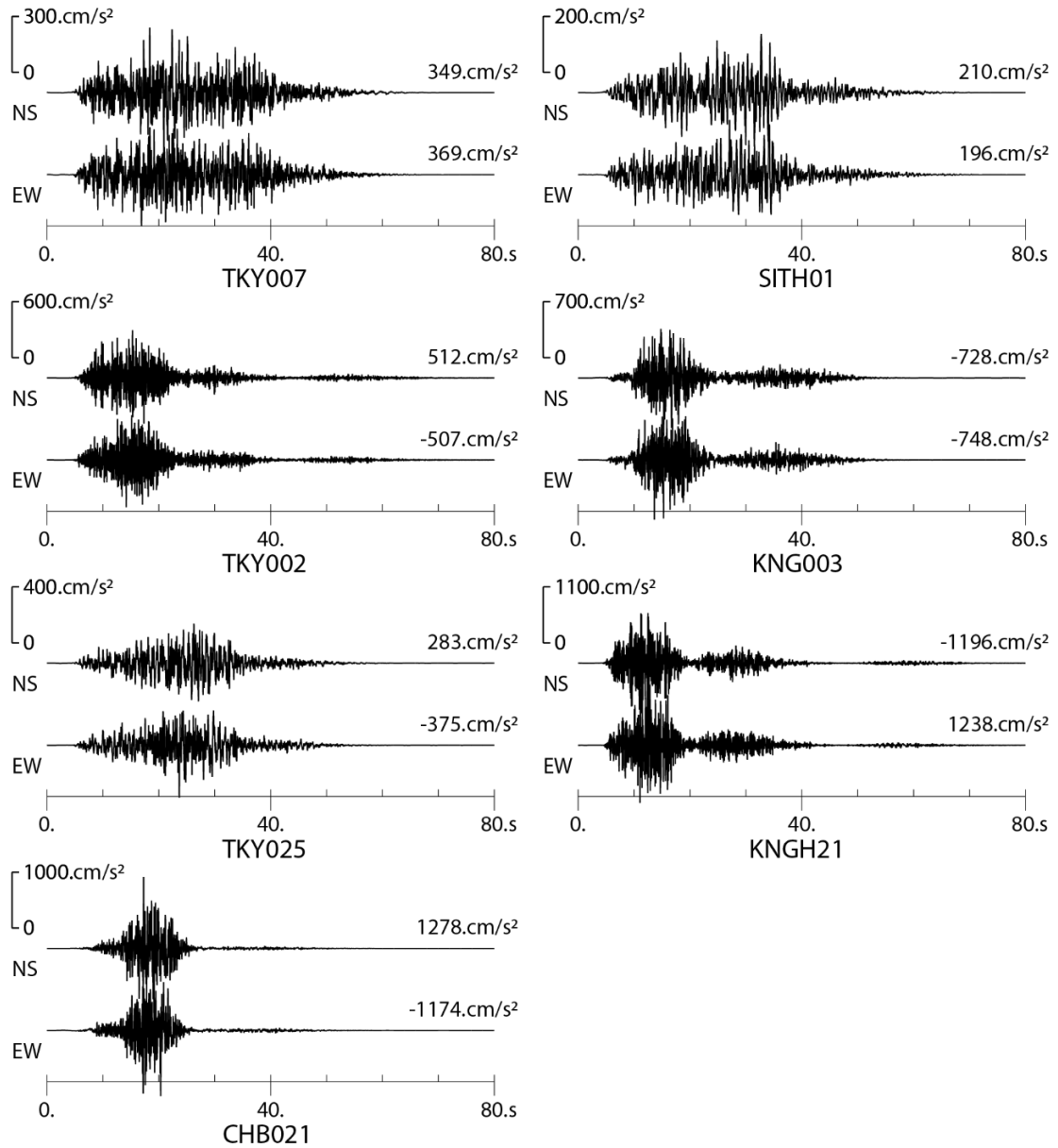


図 2-9 強震動シミュレーション結果の加速度波形。図 2-4 にカラーで示された 7 地点であり、これらの地点は他の地点に比べて相対的に増幅率が低い。波形右上の数字は最大加速度を示す。

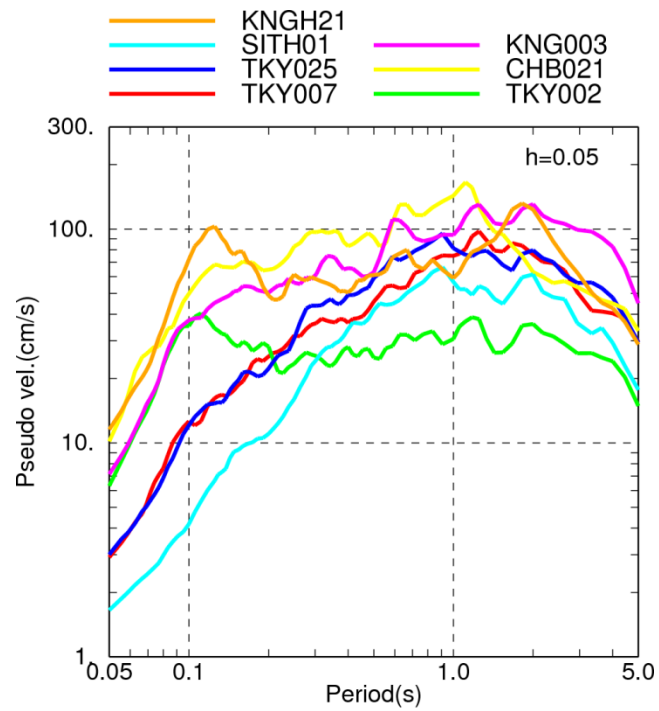


図 2-10 強震動シミュレーション結果の擬似速度応答スペクトル（減衰 $h=0.05$ ）。図 2-4 に色をつけて示した、他地点よりも増幅率が相対的に低い 7 地点の結果を示す。図に示すスペクトルは、NS 成分と EW 成分、および 5 つのゆらぎ乱数ケースを平均した。

2.4.2 詳細地震動マップ

K-NET、KiK-net 観測点で得られたシミュレーション結果を用いて、面的に補間し詳細地震動分布を推定した。K-NET、KiK-net 観測点の計測震度 I_{JMA} 、周期 0.1~0.2 秒の応答スペクトル pSv_S 、周期 1~2 秒の応答スペクトル pSv_L をそれぞれ目的変数とし、 V_{S30} と $Z_{1.0}$ 、 X_{eq} を説明変数として重回帰すると式(2.13)、式(2.14)、式(2.15)となった。

$$I_{JMA} = -1.30 \log V_{S30} + 0.10 \log Z_{1.0} - 3.28 \log X_{eq} + 14.21 + \varepsilon_I, \quad (2.13)$$

(重相関係数は 0.90、決定係数は 0.81)

$$\log pSv_S = 0.05 \log V_{S30} + 0.02 \log Z_{1.0} - 1.52 \log X_{eq} + 3.77 + \varepsilon_S, \quad (2.14)$$

(重相関係数は 0.80、決定係数は 0.63)

$$\log pSv_L = -0.80 \log V_{S30} + 0.12 \log Z_{1.0} - 1.58 \log X_{eq} + 6.21 + \varepsilon_L, \quad (2.15)$$

(重相関係数は 0.93、決定係数は 0.87)

ε_I 、 ε_S 、 ε_L は回帰残差であり、回帰残差のセミバリオグラムとフィッティングしたモデル関数を図 2-11 に示す。ナゲットは 0 と仮定し、 I_{JMA} 、 pSv_S 、 pSv_L の各々に対してレンジは 7 km、10 km、7 km、シルは 0.100、0.045、0.019 と推定された。モデル関数を用いてクリギング法により回帰残差を 250 m 間隔で空間補間した。補間した残差にその地点の V_{S30} と $Z_{1.0}$ 、 X_{eq} を用いて式(2.13)、式(2.14)、式(2.15)により求めた面的な詳細地震動分布を図 2-12、図 2-13、図 2-14 に示す。図 2-12 の震度と図 2-14 の周期 1~2 秒の応答スペクトルは、例えば袖ヶ浦付近で局所的に震度が大きくなるなど、J-SHIS V4 (若松・松岡, 2020) の V_{S30} と似た分布になっている。回帰係数にみられるように I_{JMA} と pSv_L は V_{S30} の影響が大きく、その地点の揺れやすさを反映した地震動が評価されている。シミュレーション結果をそのまま補間せずに、上述のように回帰誤差を補間することで、地盤情報が反映されたことが確認できる。一方で、図 2-13 の周期 0.1~0.2 秒の応答スペクトルは図 2-12 と図 2-14 のような地盤情報によるコントラストが見えない。これは式(2.14)の V_{S30} と $Z_{1.0}$ の回帰係数の絶対値が式(2.13)と式(2.15)より小さく、結果としてほぼ X_{eq} のみが影響するためである。従って、陸地の直下にあるなかで最も浅い SMGA4 の直上が他の地域に比べて値が大きくなっている。図 2-1 の諸井・武村(2002)による震度分布と図 2-12 を比較すると、埼玉県東部の局所的な震度 6 強や 7 の領域は再現できていないが、神奈川県南部と千葉県南部の震度 7 の領域は概ね再現されている。埼玉県東部などの局所的に再現性の悪い場所は地盤モデルの精査が必要と考えられる。

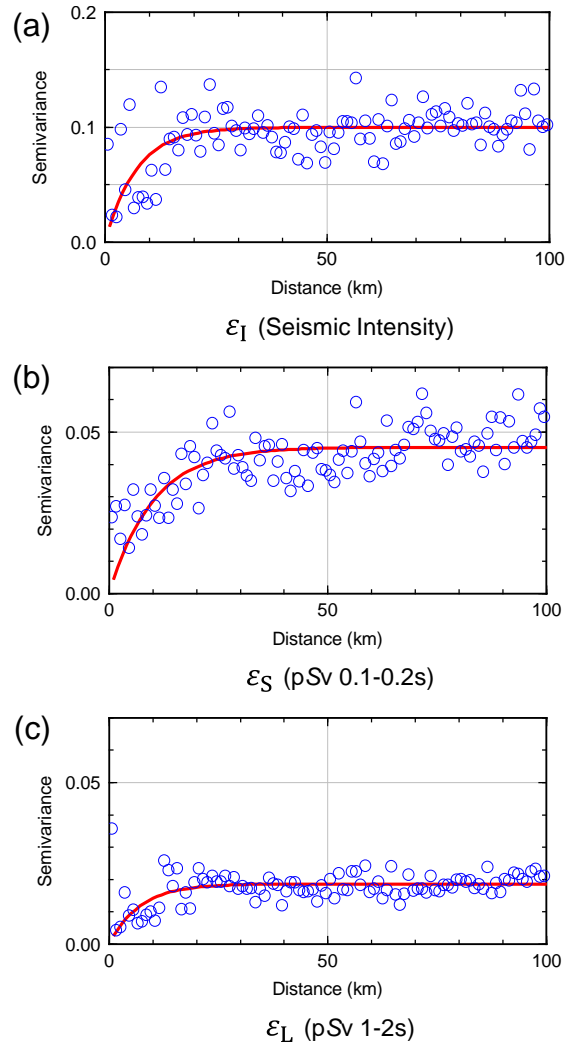


図 2-11 回帰残差のセミバリオグラム (青丸) とフィッティングしたモデル関数 (赤線)

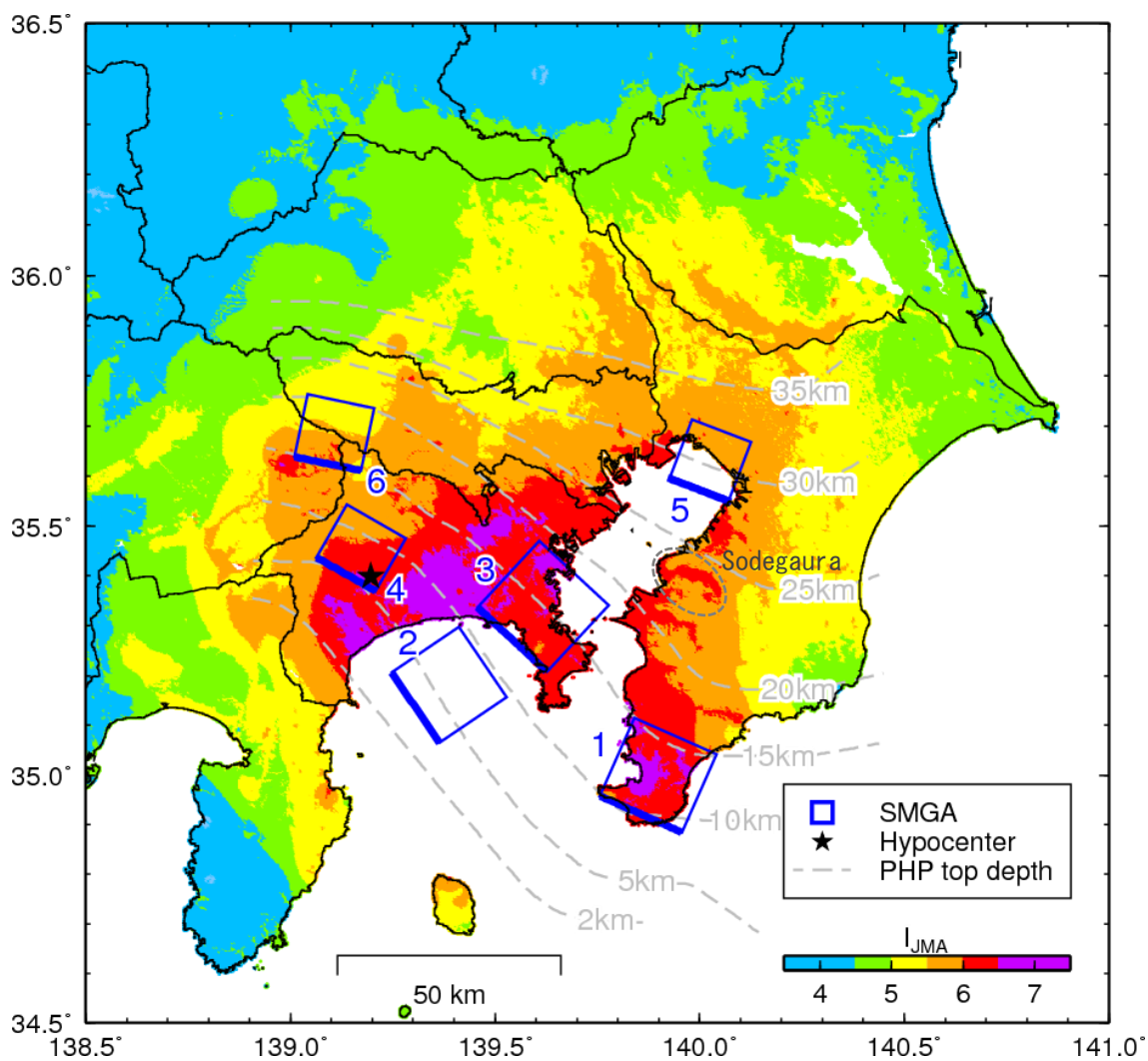


図 2-12 クリギング法により推定した首都圏の詳細震度マップ

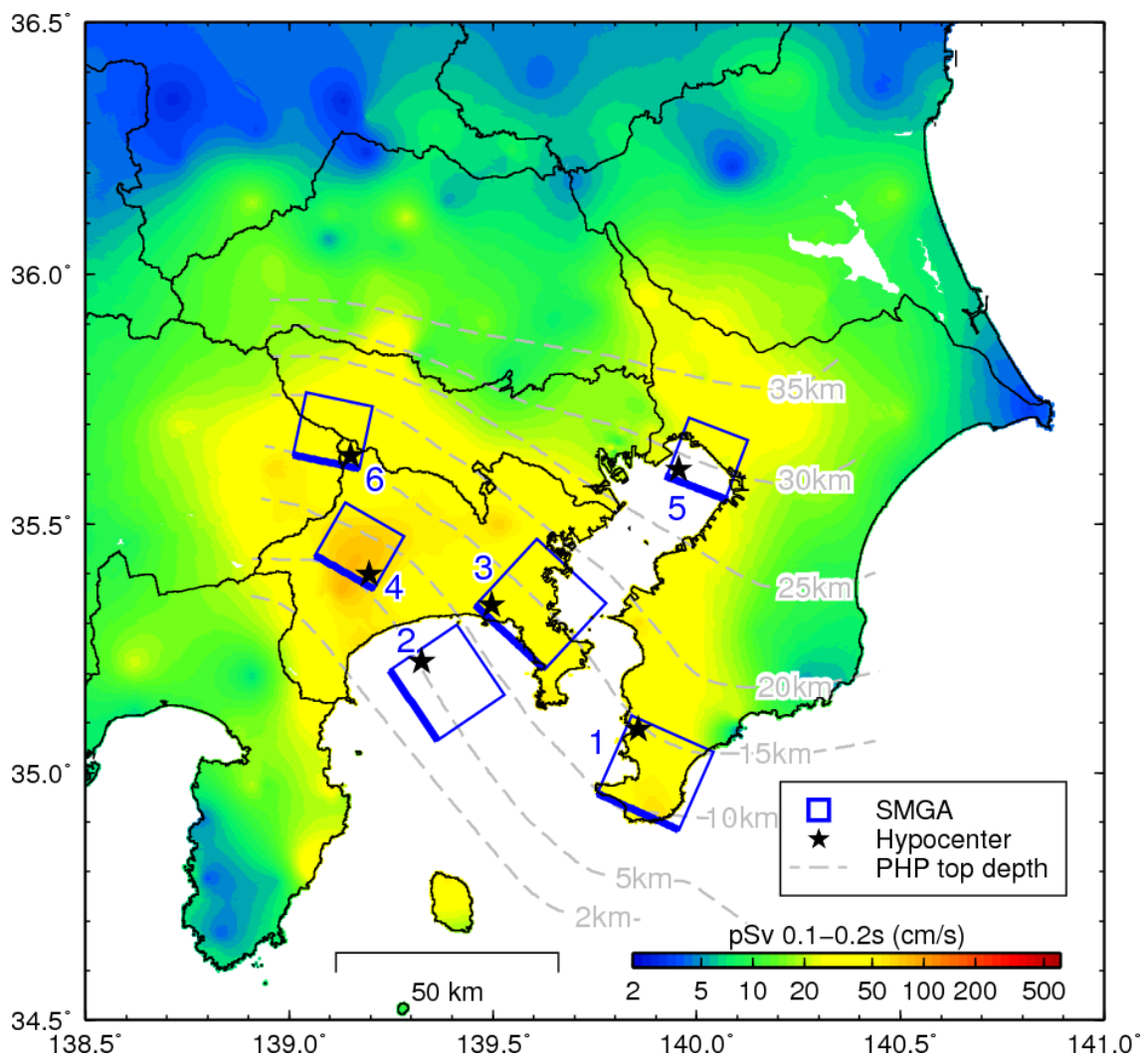


図 2-13 クリギング法により推定した首都圏の詳細 pSv マップ (周期 0.1~0.2 秒)

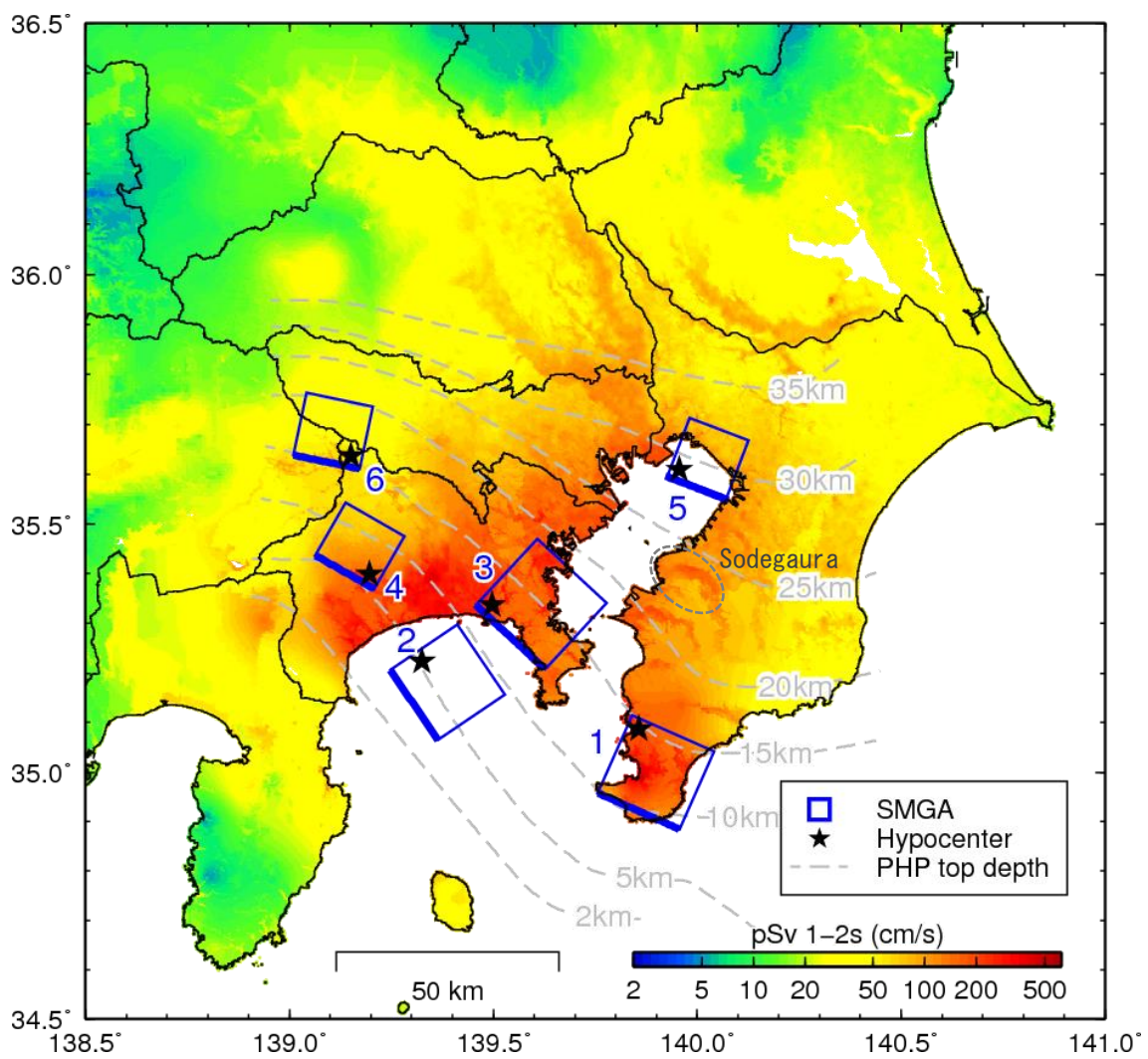


図 2-14 クリギング法により推定した首都圏の詳細 pSv マップ (周期 1~2 秒)

2.5 議論

2.5.1 SMGA と大すべり域

本研究では6つのSMGAから成る断層モデルを構築した。図2-15に本研究の震度インバージョン解析による短周期エネルギー放出分布とそこから構築した断層モデル、波形と地殻変動のインバージョン解析によるすべり分布 (Sato et al., 2005) の比較を示す。

Sato et al. (2005)のすべり分布は、8 mを超える大きなすべりの領域が、神奈川県西部の小田原付近と神奈川県南東部の三浦半島の直下であり、2 mを超えるすべりが南関東に広く分布している。SMGA5以外のSMGAは、すべりの大きな領域の周辺のややずれた位置にある。すなわち、本研究で対象とする周期数秒以下の短周期を説明するSMGAと数十秒以上の長周期や地殻変動を説明するようなすべりは、近い位置にあるがずれている。同様の傾向は、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震、1968年十勝沖地震、1994年三陸はるか沖地震、2003年十勝沖地震、2004年紀伊半島沖地震、2005年宮城沖県の地震、2011年東北地方太平洋沖地震など、数多くの海溝型地震の震度インバージョン解析の既往研究でも指摘されている (Kanda and Takemura, 2005; 神田・武村, 2006; 武村・神田, 2006, 2007; 武村ほか, 2008; 神田ほか, 2012)。2004年スマトラ沖地震、2010年チリ地震、2011年東北地方太平洋沖地震など近年の海溝型地震でもバックプロジェクションによる短周期エネルギー放出域と大すべり域の位置の違いが示されている (Lay et al., 2012)。本研究はこれらの指摘と整合的である。ただし2.3.2項で述べたように、本研究は周期数秒以下の範囲内で地震波の出どころは同じとしてSMGAモデルを組んでおり、上記のようなより長周期を説明する大すべり域とSMGAの位置の違いを組み込んだモデルとなっていない。このような震源と地震動の短周期と長周期の関係を明らかにするために、本研究とSato et al. (2005)などの対象周期の異なる震源特性を用いて、時間領域と周波数領域の両方でシミュレーションを比較することが重要と思われ、今後の課題と位置付けている。

一方で、東京湾北部にあるSMGA5は大きなすべりから外れた位置にある。ここで、短周期地震動に対するSMGA5の影響を確認するため、図2-16にSMGA5の有無によるK-NET横須賀 (KNG003) とK-NET川口 (SIT011) の地震動の違いを示す。KNG003は直下に位置するSMGA3などの影響が大きいため、SMGA5の有無による地震動の変化はほぼ無い。一方で、SIT011は距離が近いSMGA5の影響は大きく、SMGA5が無い場合の地震動は有る場合の地震動に対して、周期1秒の pSv が約50%に小さくなる。また、SMGA5が無い場合のSIT011の震度は5弱となり、図2-6に示した周辺の諸井・武村(2002)の震度の再現性は悪くなる。以上より、SMGA5は神奈川県など関東地域の南側への影響は小さいが、埼玉県や東京都北東部などの震度を再現するためには必要と考えられる。

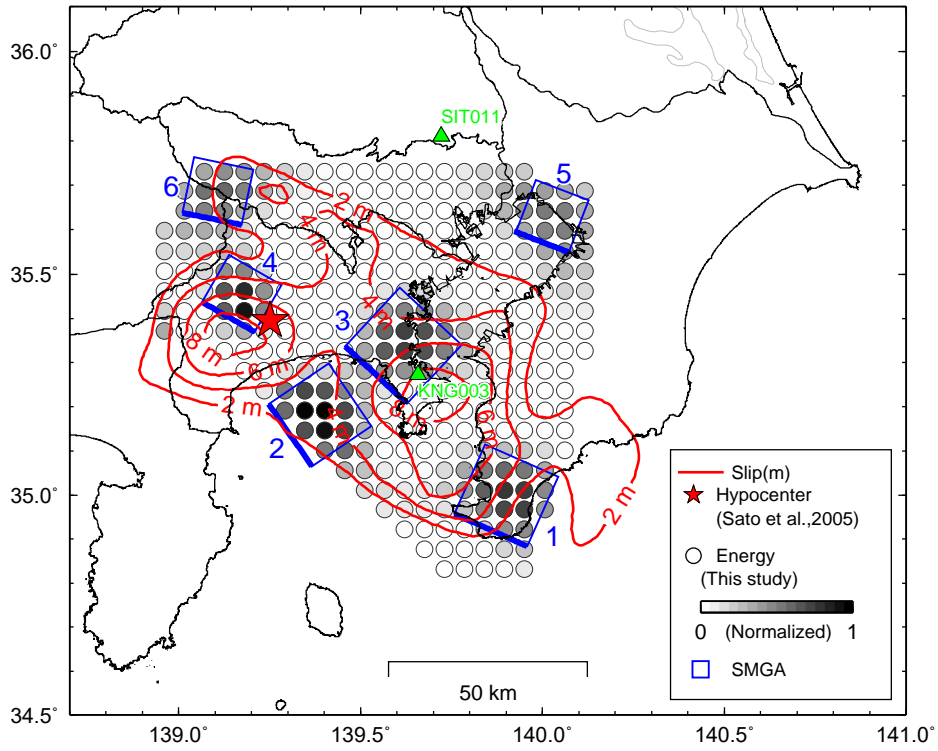


図 2-15 震度インバージョン解析による本研究のエネルギー分布と SMGA モデル、既往の波形インバージョンによるすべり分布 (Sato et al. (2005)を参考に作図)

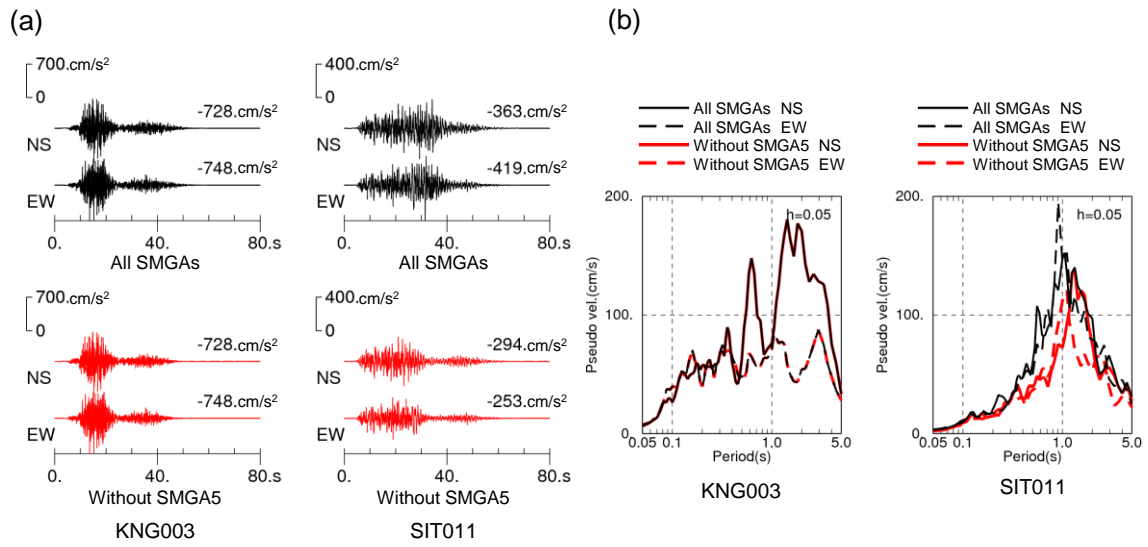


図 2-16 SMGA5 の有無による地震動の違い、(a)加速度波形、(b)擬似速度応答スペクトル

2.5.2 都心部の詳細地震動マップ

図 2-12 と図 2-14 を東京 23 区を含む都心部で拡大した詳細地震動分布を図 2-17 に示す。

図 2-17 (a)に示す計測震度は震度階に分けられる前の小数点以下を持つ値であり、震度階よりも場所による詳細な変化が理解できる。三角形で示す K-NET 観測点については次節で後述する。震度と pSv の分布の大小関係の傾向は類似している。両者とも、王子や浅草を境に地震動レベルが変わっており、東側で大きく西側で小さい。東側は J-SHIS の微地形区分で後背湿地や三角州、海岸低地などの一般的に地盤が軟弱な地域、西側は火山灰台地であり東側よりも相対的に硬質地盤に分類される。都心部の台地と低地の震度の違いについては武村(2003)が指摘した地盤と被害の関係と調和的である。また、蒲田などの多摩川沿いも後背湿地や三角州、海岸低地の地域であり、23 区内では地震動レベルが大きい。

図 2-17 (a)に示す灰色破線は 1920 年の大正時代の海岸線 (<https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>) である。それより海側の臨海地区は 1923 年当時には存在しない大正以降の埋立地であり、埋立地以外の地域よりも地震動レベルが大きく、本研究結果では計測震度 6.0 (6 強) 以上の地域が多い。詳細地震動分布の推定の際の面的補間には、J-SHIS V4(若松・松岡, 2020)の微地形区分の情報も反映された V_{S30} を用いているため、上記のような地域による差が表れている。

図 2-17 (b)には、東京都の 1 次固有周期 1.2~2.0 秒の建物分布を示している。建物データは東京都建物統計年報 2019 年度版 (東京都, 2019) に基づく、高さ 60 m を超える超高層建築物のデータである。建物の上部主構造と高さ H (単位: m) から略算により 1 次固有周期 T (単位: s) を求めた。具体的には鉄骨造の場合は $T=0.03 H$ 、鉄筋コンクリート造または鉄骨鉄筋コンクリート造の場合は $T=0.02 H$ とした。地震動レベルとの対応は、千代田区の東側 (皇居の東側)、渋谷区の東側、港区全域、品川区の北側、中央区の南東側は pSv が 100 cm/s 以上であり、そこに固有周期 1.2~2 秒以上の高層建物が多く分布している。これらの地域は 1923 年関東地震と同じ地震が再度発生した場合のリスクが相対的に高いことが想定される。

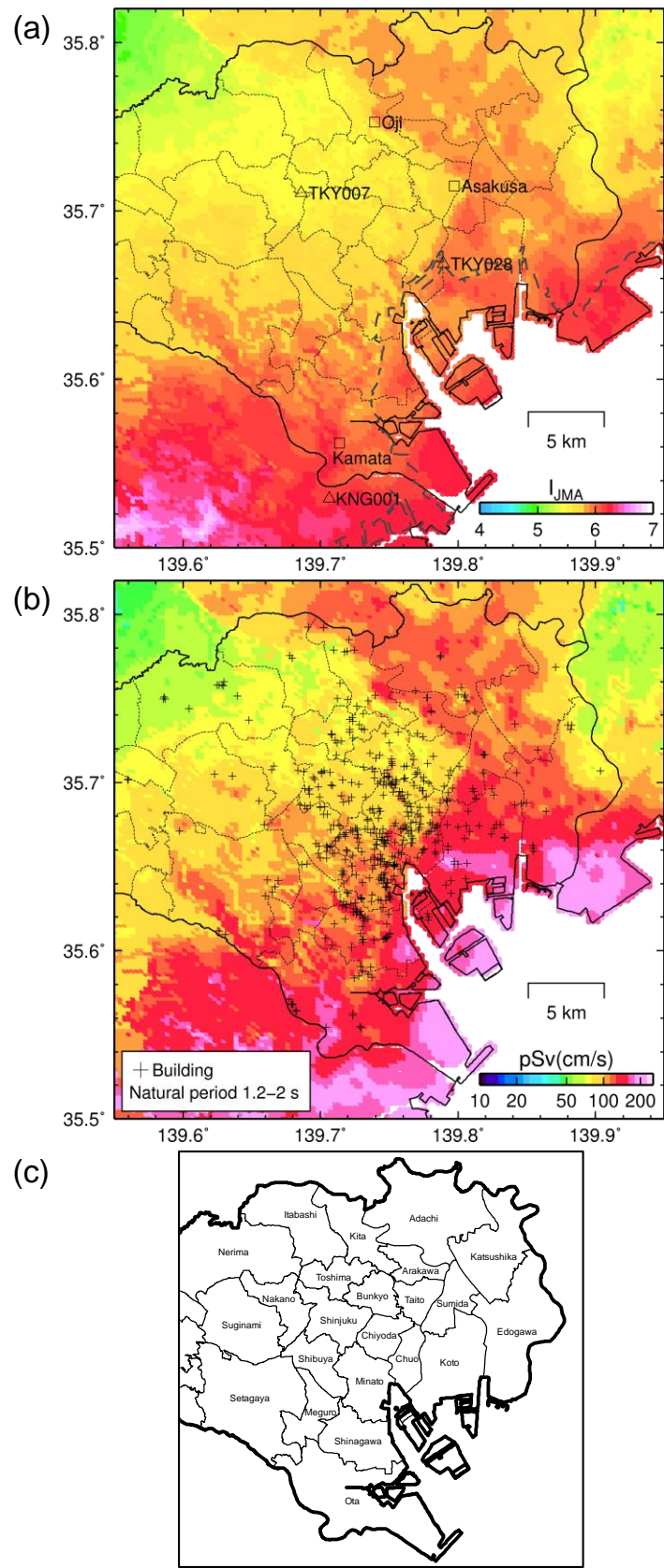


図 2-17 東京都 23 区の詳細地震動分布、(a)震度、(b)周期 1~2 秒の pSv

2.5.3 2011年東北地方太平洋沖地震との比較

都心部における1923年関東地震のシミュレーション結果と2011年東北地方太平洋沖地震の観測記録を比較する。対象は図2-17(a)に示した3点のK-NET観測点である。表2-2に震度、図2-18に pSv の比較を示す。 pSv は、1923年関東地震は図2-10と同様の平均値、2011年東北地方太平洋沖地震は水平2成分を示している。

1923年関東地震は2011年東北地方太平洋沖地震に比べて、TKY007(K-NET新宿)は震度が0.6大きく、 pSv は周期約3秒以下で約2~3倍大きい。同様にTKY028(K-NET越中島)は震度差が0.8、 pSv が約2~4倍、K-NET川崎(KNG001)は震度差が1.0、 pSv が約2~5倍の違いとなっている。従って、都心部において多くの人が体験した近年の巨大地震の揺れに比べて、首都圏に最大級の被害をもたらした歴史地震は、震度が概ね1階級、応答スペクトルが約2~5倍大きな揺れになると想定される。

2つの地震による地震動レベルの違いについて X_{eq} の比から考察する。1923年関東地震と2011年東北地方太平洋沖地震の X_{eq} はTKY007が55kmと241km、TKY028が53kmと235km、KNG001が41kmと251kmである。なお、2011年東北地方太平洋沖地震は神田ほか(2012)の震度インバージョン解析による X_{eq} である。2地震の幾何減衰比 $X_{eq\ Tohoku}/X_{eq\ Kanto}$ を取るとTKY007が4.38、TKY028が4.43、KNG001が6.12となる。両地震の震度の差(TKY007:0.6、TKY008:0.8、KNG001:1.0)と pSv の比(TKY007:2~3、TKY008:2~4、KNG001:2~5)の大小はTKY007<TKY028<KNG001であり、定性的な傾向は整合する。次に3地点間の差について考える。2011年東北地方太平洋沖地震は X_{eq} の違いが3地点で小さいため、3地点間の地震動レベルの差はサイト特性によるものと考えられる。一方、1923年関東地震の3地点間の地震動レベルの差は X_{eq} の違いとサイト特性の双方によるものと考えられる。定量的な検討については、マグニチュードや伝播経路の違いの考慮も必要であり、今後の課題としたい。

表 2-2 1923 年関東地震の本シミュレーション結果と 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録の震度の比較

	TKY007 (K-NET Shinjuku)	TKY028 (K-NET Etchujima)	KNG001 (K-NET Kawasaki)
1923 Kanto (This study)	5.4	5.9	6.1
2011 Tohoku (Observation)	4.8	5.1	5.1

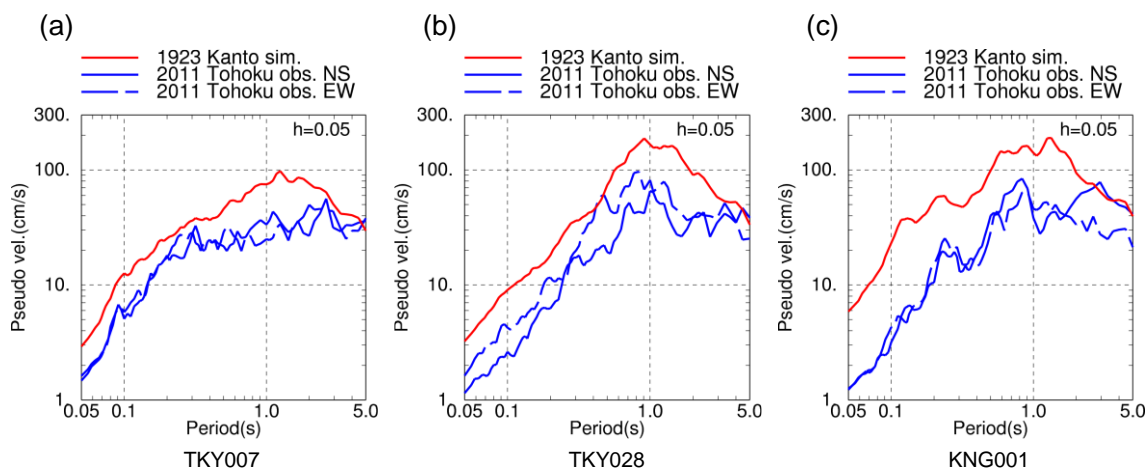


図 2-18 1923 年関東地震の本シミュレーション結果と 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録の pSv の比較

2.5.4 観測波形の再現性と広帯域地震動

本研究は主に周期 1 s 前後の短周期に影響する震度データに基づき震源モデルを構築したが、ここではこのモデルによる長周期の観測波形の再現性を確認し、震源近傍の K-NET 観測点の広帯域地震動をシミュレーションする。

図 2-19 に解析範囲と評価地点を示す。震源モデルは短周期の評価と同じである（表 2-1、図 2-3）。断層面は小断層が 500 m メッシュとなるよう細分割し、深さが地盤モデルのフィリピン海プレート上面よりも 1km 浅い位置となるよう設定した。すべり速度時間関数は中村・宮武(2000)を用い、ライズタイムは Kobayashi and Koketsu (2005)によるインバージョン結果を参考に 8 s とした。すべり角は 90° とした。地盤モデルは地震調査研究推進本部(2012)をもとに第 1 層 ($V_S = 350$ m/s) の地盤物性を第 2 層 ($V_S = 500$ m/s) の値で置換する。周期に反比例する Q 値の参照周期は 2.5 s とする。解析領域は水平長辺方向（概ね NS 方向）460 km、短辺方向 390 km、深さ方向 95 km とする。解析手法はスタッガードグリッドを用いた空間 4 次精度・時間 2 次精度の三次元差分法（永野, 2004）であり、格子間隔は水平方向が 200 m、深さ方向については深さ 5 km 以浅で 200 m、それ以深で 400 m を用いる。自由地表面を除く解析領域の外周端部から内側に 20 グリッドの吸収ゾーンを設定する。解析の対象周期は 2~5 s とする。

図 2-20 に今村式強震観測点の観測記録と計算結果の比較を示す。観測記録（横田ほか, 1989; 武村ほか, 1994, 1995; 武村・野澤, 1996a）と比較すると、本郷、仙台、高田で概ね同程度、岐阜でやや過小であった。

震源近傍の地点である KNG003 の広帯域地震動をハイブリッド合成法により評価する。長周期地震動の計算に用いた地盤モデルの最表層は $V_S = 500$ m/s の工学的基盤相当である。短周期地震動とハイブリッド合成するにあたり極力地盤条件を揃えることを意図して、J-SHIS V4（若松・松岡, 2020）の V_{S30} が 391 m/s と工学的基盤相当に近い KNG003 を対象とした。接続周期は 3 s とし、cosine 型のフィルタ関数を用いてハイブリッド合成した。図 2-21 に KNG003 の広帯域地震動のシミュレーション結果を示す。この震源近傍のシミュレーション結果を用いて、4 章にて免震構造物の 2 次元応答解析に与える影響を検討する。

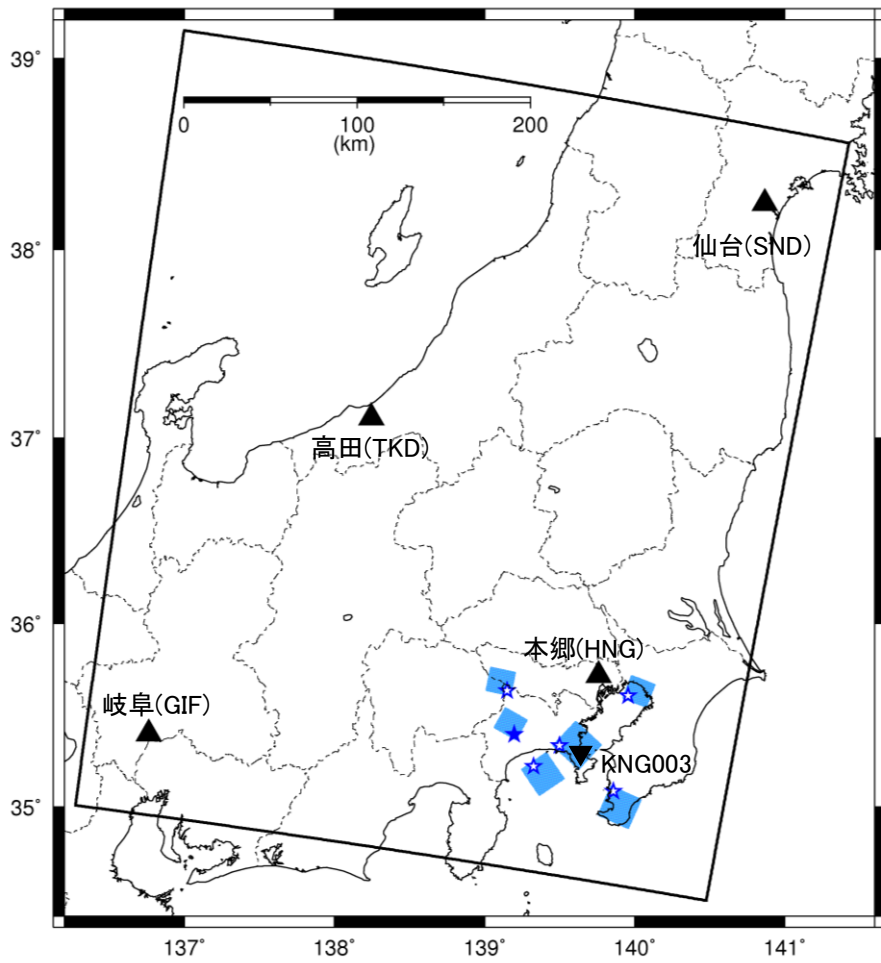
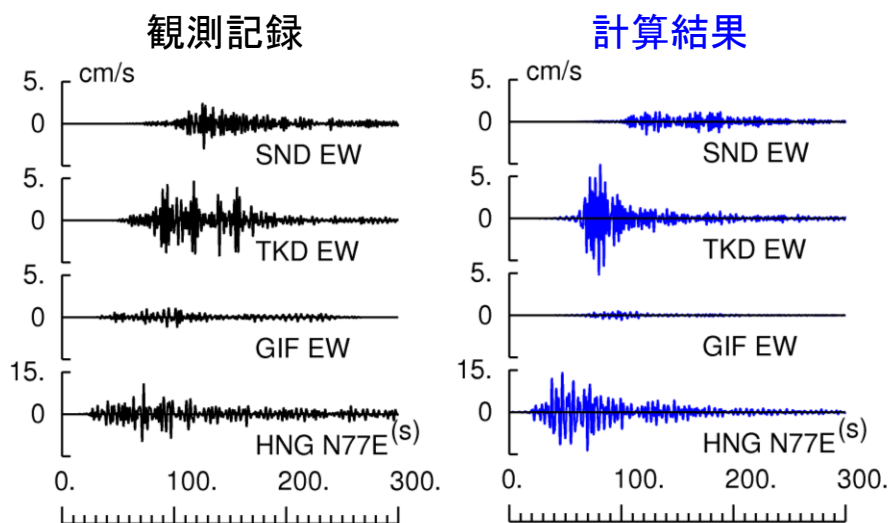


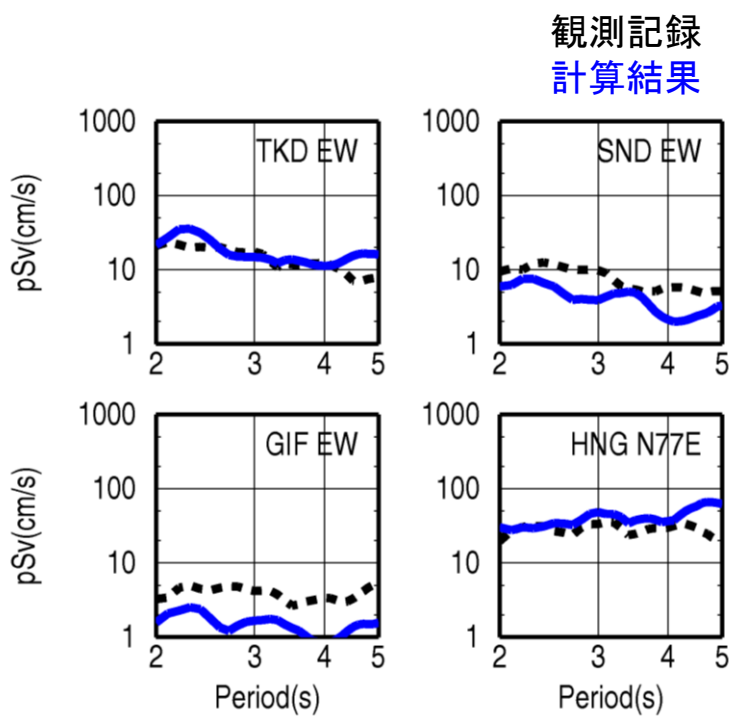
図 2-19 三次元差分法による長周期地震動の解析範囲と評価地点

▲ : 1923 年関東地震の観測波形がある今村式強震観測点

▼ : 広帯域地震動を評価する K-NET 地点

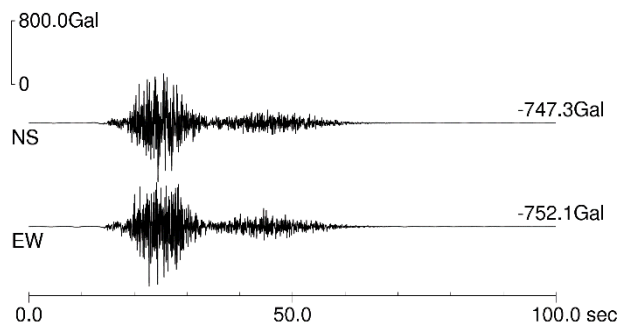


(a) 速度波形

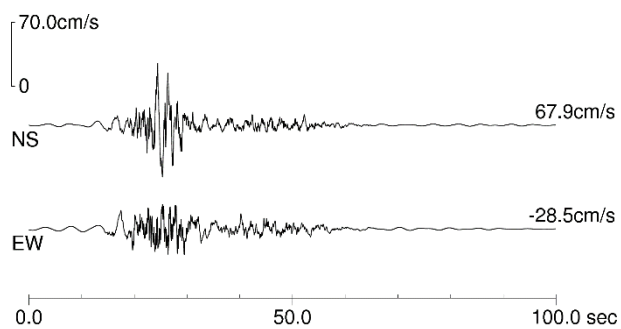


(b) 擬似速度応答スペクトル ($h = 5\%$)

図 2-20 今村式強震観測点の観測記録（黒線）とシミュレーション結果（青線）の比較

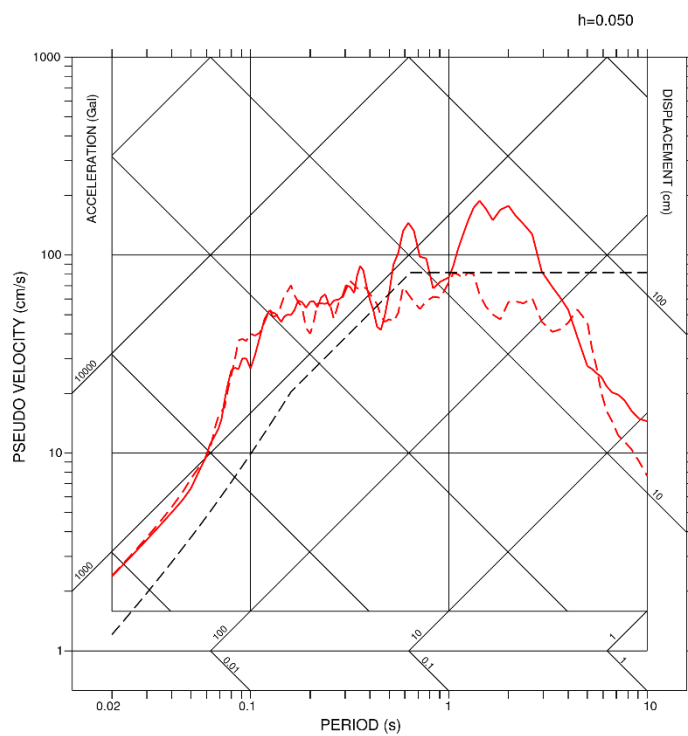


(a) 加速度波形



(b) 速度波形

— NS
- - - EW
- - - Kokuji L2



(c) 擬似速度応答スペクトル

図 2-21 KNG003 の広帯域地震動のシミュレーション結果

2.6 まとめ

本研究では、統計的グリーン関数法により 1923 年関東地震の首都圏の強震動シミュレーションを行った。震源特性は余震の影響の強い地点の震度観測点を除いた震度インバージョン解析結果に基づきマルチアスペリティモデルを構築した。伝播経路特性と地盤増幅特性はブロックインバージョン解析に基づくサイト特性は不均質減衰構造と経験的増幅率を用いた。強震観測点のシミュレーション結果からクリギング法により震度と応答スペクトルの補間を行い、詳細な地震動分布を推定した。得られた結果を以下にまとめる。

- ・ シミュレーション結果は震度 6 強～7 の地点が神奈川県南部や千葉県南部に分布する傾向など、木造家屋全壊率に基づく震度と類似する結果となった。両者を定量的に比較した結果、周辺 5 km 以内の両者の整合率は 66%、両者の震度の誤差が 0.5 以内の地点も含めると整合率は 93%であり、良好に再現できていることを確認した。
- ・ 擬似速度応答スペクトルの分布は、周期 1～2 秒の平均が神奈川県南部や千葉県南部で 200 cm/s を超え、東京都東部では約 100～200 cm/s、SMGA からやや離れた埼玉県東部で約 50～100 cm/s であった。
- ・ 加速度波形の主要な波群の継続時間は東京都心部と神奈川県横須賀で約 40 秒であり、当時の体験談と矛盾しない結果となった。
- ・ 詳細地震動分布は地盤情報を反映して補間することで、震度と周期 1～2 秒の応答スペクトルはその地点の揺れやすさを反映した分布となった。周期 0.1～0.2 秒の応答スペクトルは、結果としてほぼ震源距離のみが反映される分布となった。
- ・ 本研究の結果から以下 3 つの議論を行った。
 - 1) 震度データに基づき構築した SMGA は東京湾北部の SMGA を除き波形・測地データに基づく大きなすべりの近くに位置した。一方で、大きなすべりから外れた位置にある東京湾北部の SMGA は、神奈川県など関東地域の南側への影響は小さいが、埼玉県や東京都北東部などの震度を再現するためには必要である。
 - 2) 東京 23 区内の地震動レベルは後背湿地や三角州、海岸低地、埋立地で地震動が大きく、火山灰台地で小さい。地震動レベルが大きく、かつ建物が多く分布する地域、すなわち 1923 年関東地震と同タイプの地震が発生した場合の地震リスクが大きい地域を確認した。
 - 3) 巨大地震の観測記録との比較として、本シミュレーション結果は、2011 年東北地方太平洋沖地震の都心部の観測記録と比べて震度が概ね 1 階級、応答スペクトルが約 2～5 倍大きな地震動であることを確認した。

今後の展開として 1703 年元禄関東地震や 1855 年安政江戸地震など、1923 年関東地震と同様に首都圏に甚大な被害を与えた歴史地震の強震動シミュレーションが考えられる。また、関東地域において大振幅の地震動が観測された際には、経験的地盤増幅率に非線形の影響を考慮することも今後の課題として挙げられる。

2.7 第2章の参考文献

- Ando, M. (1971). A fault-origin model of the great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ*, **49**, 19–32.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **73**, no. 6A, 1865–1894.
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1984). Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **74**, 1615–1621.
- 地質調査所 (1925a). 関東地震調査報告第一, *地質調査所特別報告* **1**, 204.
- 地質調査所 (1925b). 関東地震調査報告第二, *地質調査所特別報告* **2**, 185.
- 中央防災会議 (2013). 首都直下地震の被害想定と対策について, http://www.bousai.go.jp/jishin/syuto/taisaku_wg/pdf/syuto_wg_report.pdf.
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 宮腰淳一, 佐藤智美 (2000). 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 (M_{JMA} 7.9) の広域強震動評価. *日本建築学会構造系論文集* **65**, no. 530, 53–62.
- 壇一男, 佐藤俊明, 入倉孝次郎 (2002). アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, *第11回日本地震工学シンポジウム論文集*, 555–560.
- Eshelby, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society* **241**, no. 1226, 376–396.
- 地震調査研究推進本部 (2009). 「長周期地震動予測地図」2009年試作版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/09_choshuki_dat/
- 地震調査研究推進本部 (2012). 「長周期地震動予測地図」2012年試作版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki_dat/
- 地震調査研究推進本部 (2014). 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sagami_2.pdf
- 地震調査研究推進本部 (2021). 「関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル (2021年版)」, https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/integration_model_kanto_2021/
- 池田孝, 加藤研一, 石田寛 (2018). 地震観測記録に基づく地盤増幅率の非線形性のモデル化, *日本地震工学会論文集* **18**, no. 2, 2_130–2_146.
- Irikura, K. (1986). Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. of 7th Japan Earthq. Engr. Symp.* 151–156.
- 入倉孝次郎 (1994). 震源のモデル化と強震動予測, *地震第2輯* **46**, no. 4, 495–512.
- Irikura, K., and K. Kamae (1994). Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, *Annals of Geophysics* **37**, no. 6, 1721–1743.

- 入倉孝次郎, 釜江克宏 (1999). 1948 年福井地震の強震動 ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現, *地震第2 輯* **52**, no. 1, 129–150.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵 (2001). 地震災害を考える 予測と対策 シナリオ地震の強震動予測, *地學雜誌* **110**, no. 6, 849–875.
- Irikura, K., and H. Miyake (2011). Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios. *Pure and Applied Geophysics*, **168**, 85–104.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏, 川辺秀憲 (2002). 強震動予測のための修正レシピとその検証, *第11 回日本地震工学シンポジウム論文集*, 567–572.
- Kanamori, H. (1971). Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, *Bull. Earthq. Res. Inst.* **49**, 13–18.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* **82**, 2981–2987.
- Kanda, K., and M. Takemura (2005). Inversion analysis of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes using seismic intensity data. *Earth, planets and space* **57**, no. 4, 339–343.
- 神田克久, 加藤研一 (2019). 震度インバージョン解析による首都直下の歴史地震の強震動生成域と短周期レベル, *日本地震工学会論文集* **19**, no. 6, 91–104.
- 神田克久, 武村雅之, 宇佐美龍夫 (2003). 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, *地震第2 輯* **56**, no. 1, 39–57.
- 神田克久, 武村雅之, 宇佐美龍夫 (2004). 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域, *地震第2 輯* **57**, no. 2, 153–170.
- Kanda, K., and M. Takemura (2005). Inversion analysis of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes using seismic intensity data. *Earth, planets and space* **57**, no. 4, 339–343.
- 神田克久, 武村雅之 (2006). 十勝沖地震の震度インバージョン解析. *号外地球= Chikyu monthly/special: カラー版/月刊地球編集部 編* **55**, 64–70.
- 神田克久, 武村雅之 (2007). 震度データから推察される相模トラフ沿いの巨大地震の震源過程, *日本地震工学会論文集* **7**, no. 2, 68–79.
- 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也 (2012). 震度分布に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, *地震第2 輯* **65**, no. 2, 189–203.
- 加藤研一, 久田嘉章, 大野晋, 野畑有秀, 森川淳, 山本優. (2013). 強震動予測手法に関するベンチマークテスト: 統計的グリーン関数法の場合 (その 3). *日本建築学会技術報告集* **19**, no. 41, 37–42.
- 茅野一郎 (1992). 図説日本の大地震, 関東地震, 日本地震学会ニュースレター **4**, 10–14.
- 木下繁夫 (1993). 地震観測に基づく観測点特性と径路減衰特性の評価, *地震第2 輯* **46**, no. 2, 161–170.
- 気象庁 (1996). 震度を知る: 基礎知識とその活用, *ぎょうせい*, 238.
- 北澤五郎 (1926). 木造被害調査報告, *震災予防調査会報告* **100 丙上**, 1–53.
- Kobayashi, R., and K. Koketsu (2005). Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from

- historical geodetic, teleseismic, and strong motion data. *Earth, planets and space* **57**, no. 4, 261–270.
- Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, and T. M. Rushing (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *J. Geophys. Res.* **117**, no. B4, doi: 10.1029/2011JB009133.
- Madariaga, R. (1977). High frequency radiation from crack (stressdrop) models of earthquake faulting, *Geophys J R Astron Soc.* **51**, 625–651.
- Madariaga, R. (1979). On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.* **84**, 2243–2250.
- Matsu'ura, M., T. Iwasaki, Y. Suzuki, and R. Sato, (1980). Static and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth* **28**, 119–143.
- 松澤武雄 (1925). 木造建築物に依る震害分布調査報告, *震災予防調査会報告* **100** 号甲, 163–260.
- 翠川三郎, 三浦弘之, 山田眞 (2022). ユーイング円盤記録式強震計による 1923 年関東地震の記象の解析 その 2 地震計の特性の検討に基づく地動の推定, *日本地震工学会論文集* **22**, no. 1, 16–35.
- Military Land Survey (1930). Re-survey of the Kwanto district after the great earthquake of 1923, *Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm.* **11**, 1–6.
- 内務省社会局 (1926). 大正震災志 (上), <https://dl.ndl.go.jp/pid/981915/1/33>, 1236.
- 日本建築学会 (2020). *建築物の減衰と振動*, 丸善出版.
- 森岡敬樹 (1980). The ground motion of the great Kwanto earthquake of 1923, *日本建築学会論文報告集* **289**, 79–91.
- 諸井孝文, 武村雅之 (2001). 1923年関東地震に対する東京市での被害データの相互比較と地震動強さ, *日本建築学会構造系論文集* **540**, 65–72.
- 諸井孝文, 武村雅之 (2002). 関東地震(1923年9月1日)による木造住家被害データの整理と震度分布の推定, *日本地震工学会論文集* **2**, no. 3, 35–71.
- 諸井孝文, 武村雅之 (2004). 関東地震(1923年9月1日)による被害要因別死者数の推定, *日本地震工学会論文集* **4**, no. 4, 21–45.
- 永野正行 (2004). グリッド間隔と時間刻みを可変とする3次元差分法を用いた2000年鳥取県西部地震時の神戸地域における強震動評価, *日本建築学会構造系論文集* **69**, No. 580, 43–50.
- 中村洋光, 宮武隆 (2000). 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震第2輯* **53**, 1–9.
- 行谷佑一, 佐竹健治, 宍倉正展 (2011). 南関東沿岸の地殻上下変動から推定した1703年元禄関東地震と1923年大正関東地震の断層モデル, *活断層・古地震研究報告* **11**, 107–120.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (2019). NIED K-NET, KiK-net,

doi:10.17598/NIED.0004

- Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura, and M. Takemura (1993). Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, *Tectonophysics*, **218**, 69–81.
- 太田裕 (1998). 震度情報の理解と活用 (3) 同じ揺れでも建築構造の違いで被害に大きな差. *SEISMO*, 12, 4–5.
- 岡田成幸, 鏡味洋史 (1991). 震度による地震被害系統のためのバルナラビリティ関数群の構成, *地震第2輯* **44**, 93–108.
- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder (2005). Earthquake source fault beneath Tokyo. *Science*, **309**(5733), 462–464.
- Sato, T., R. W. Graves, and P. G. Somerville (1999). Three-dimensional finite difference simulation of long-period strong motion in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (Mj 5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (Ms 8.2) in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 579–607.
- Satake K. (2023). Recurrence and long-term evaluation of Kanto earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **113**, 1826–1841, doi: 10.1785/0120230072.
- 佐藤良輔編著 (1989). 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 390.
- 佐藤智美 (2016). 相模トラフ沿いの中規模地震の観測記録に基づく表面波と散乱波を考慮した統計的グリーン関数生成方法, *日本建築学会構造系論文集* **64**, no. 543, 97–103.
- 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 (1994a). ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, *日本建築学会構造系論文集* **59**, no. 461, 19–28.
- 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 (1994b). 表層地盤の影響を取り除いた工学的基礎波の統計的スペクトル特性: 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, *日本建築学会構造系論文集* **59**, no. 462, 79–89.
- Shabestari, K. T., and F. Yamazaki (2001). A proposal of instrumental seismic intensity scale compatible with MMI evaluated from three-component acceleration records, *Earthquake Spectra* **17**, no. 4, 711–723.
- 武村雅之 (1994). 1923年関東地震の本震直後の余震活動—岐阜測候所の今村式二倍強震計記録の解析—, *地震第2輯* **46**, no. 4, 439–455.
- 武村雅之 (1998). 体験談から推定される1923年関東大地震の東京都における強震動, *地震第2輯* **50**, no. 4, 377–396.
- 武村雅之 (1999). 1923年関東地震の本震直後の2つの大規模余震—強震動と震源位置, *地学雑誌* **108**, no. 4, 440–457.
- 武村雅之 (2003). 1923年関東地震による東京都中心部(旧15区内)の詳細震度分布と表層

- 地盤構造, *日本地震工学会論文集* **3**, no. 1, 1–36.
- 武村雅之, 池浦友則 (1994). 短周期データから見た1923年関東地震の多重震源性 体験談と地震記象の解釈, *地震第2輯* **47**, no. 4, 351–364.
- 武村雅之, 池浦友則, 工藤一嘉, 大沼啓人 (1994). 岐阜測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録, *地震第2輯* **47**, no. 2, 193–200.
- 武村雅之, 神田克久 (2006). 宮城県沖で2005年8月16日に起こった地震 ($M=7.2$) の震度分布の特徴と短周期地震波発生域, *地震第2輯* **59**, no. 2, 147–158.
- 武村雅之, 神田克久 (2007). 南海トラフ沿いに発生する歴史的巨大地震の短周期地震波発生の特徴, *地震第2輯* **60**, no. 2, 57–69.
- 武村雅之, 神田克久, 水谷浩之 (2008). 1968年十勝沖地震 ($M=7.9$) と1994年三陸はるか沖地震 ($M=7.6$) の震度から推定される短周期地震波発生域, *地震第2輯* **60**, no. 3, 139–151.
- 武村雅之, 工藤一嘉, 野澤貴, 佐藤俊明, 片岡俊一 (1995). 東北帝国大学向山観象所 (仙台) で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録, *地震第2輯* **48**, no. 2, 297–306.
- 武村雅之, 諸井孝文 (2001a). 1923年関東地震の地域被害資料総覧, *地震第2輯* **53**, 285–302.
- 武村雅之, 諸井孝文 (2001b). 1923年関東地震による木造建物被害数が混乱する原因, *日本建築学会構造系論文報告集* **64**, no. 543, 97–103.
- 武村雅之, 諸井孝文 (2001c). 地質調査所データに基づく1923年関東地震の詳細震度分布—その1.千葉県, *日本地震工学会論文集* **1**, no. 1, 1–26.
- 武村雅之, 諸井孝文 (2002). 地質調査所データに基づく1923年関東地震の詳細震度分布—その2.埼玉県, *日本地震工学会論文集* **2**, no. 2, 55–73.
- 武村雅之, 野澤貴 (1996a). 高田測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録, *地震第2輯* **49**, no. 1, 91–100.
- 武村雅之, 野澤貴 (1996b). 山形測候所における1923年関東地震の観測記録 計器特性および仙台南山観象所の記録との比較, *地震第2輯* **49**, no. 3, 375–387.
- 武村雅之, 野澤貴 (1998). 長崎測候所ならびに秋田測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録, *地震第2輯* **51**, no. 2, 239–251.
- Takeo, M. and H. Kanamori (1992). Simulation of long-period ground motions for the 1923 Kanto earthquake ($M=8$). *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **67**, 389–436.
- 東京都 (2019). 平成30年「建築統計年報2019年版」.
- 友澤裕介, 加藤研一 (2018). 領域分割に着目した関東直下の不均質減衰構造の推定, *日本建築学会大会学術講演梗概集*, 構造II, 741–742.
- 若松加寿江, 松岡昌志 (2020). 地形・地盤分類 250m メッシュマップの更新, *日本地震工学会誌*, no. 40, 24–27.
- Wald, D. J., and P. G. Somerville (1995). Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 159–177.

- 渡辺哲史, 鈴木文乃, 加藤研一 (2021). 表層地盤の非線形性が震度に及ぼす影響—逐次非線形解析による震度増分の検討と既往研究との比較—, *日本地震工学会第16回年次大会梗概集*, T2021-051.
- 山口亮, 翠川三郎 (2014). 観測記録に基づく地盤増幅率の非線形特性のモデル化, *日本地震工学会論文集* **14**, no. 1, 56-70.
- 横田治彦, 片岡俊一, 田中貞二, 吉沢静代 (1989). 1923年関東地震のやや長周期地震動: 今村式2倍強震計記録による推定, *日本建築学会構造系論文報告集* **401**, 35-45.
- Yun, S., K. Koketsu, and R. Kobayashi (2016). Source process of the 1923 Kanto earthquake considering subduction interface geometry and amplification effects caused by the large-scale and 3D complex sedimentary basin. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **106**, no. 6, 2817-2830.

第3章 日本の地震を対象とした自己相似モデルによる震源の不均質性評価

3.1 はじめに

震源断層は、その領域内においてすべりや応力降下量などの震源パラメータが一様ではなく、不均質な分布を有している。震源断層の不均質性は地震動にも影響し、分布との位置関係によって地震動は大きく変動する。従って、地震動評価においてもこれらの不均質性を適切に反映することが重要である。

断層破壊の複雑さを考慮した震源モデルについて、日本では地震調査研究推進本部をはじめとする地震動予測地図や地震被害想定に広く用いられている特性化震源モデルがある(入倉・三宅, 2001, 2002; 入倉・他, 2003; Irikura, 2007)。特性化震源モデルは、震源断層の形態・規模を示す巨視的震源特性、断層の不均質性を示す微視的震源特性などを考慮した震源断層モデルであり、「特性化」は Somerville et al. (1999)に由来する。過去の地震の不均質すべり分布から、Somerville et al. (1999)の規範に基づき抽出されたアスペリティの面積や平均すべり量と地震規模依存性の関係式を用いて構築された。特性化震源モデルは、数個の単純なアスペリティによりディレクティブパルスを再現しやすいメリットがある(Miyakoshi, et al., 2000)。しかし、特性化震源モデルは以下に示す課題がある。1つ目はアスペリティ内で一様な分布であることに起因して、小地震から大地震を合成する際に ω^{-2} モデルから ω^{-3} モデルに漸近することで生じる振幅の落ち込み(野津, 2004)、2つ目はアスペリティと背景領域などのすべりの不連続分布に起因して生じる人工的なパルス(久田, 2002)、3つ目は震源の不確実性を考慮する際のアスペリティの位置や個数などの恣意性である。

一方、震源断層の複雑さに関する異なるアプローチとして、空間的に不均質な分布を波数領域でモデル化した自己相似モデルがある(Hanks, 1979)。自己相似モデルによる断層すべりの不均質性は、波数 k に対するスペクトルの高波数側の振幅が $1/k^n$ で減衰するとしたときの次数 n について複数の意見がある(例えば Hanks, 1979; Frankel, 1991; Andrews, 1980, 1981; Herrero and Bernard, 1994; Lomnitz-Adler and Lemuz-Diaz, 1989)。そのうち、Andrews (1980, 1981)や Herrero and Bernard (1994)は、すべり分布が“ k -square”モデル(波数領域で高波数の振幅が k^2 で減衰するモデル)となるとき、地震動のS波の解が ω -squareモデルとなることを理論的および数値シミュレーションにより示している。波数スペクトルを用いて大小様々なサイズの分布から構成され、アスペリティと背景領域などを明瞭に分けない自己相似モデルは、上記の特性化震源モデルが持つ振幅の落ち込みや人工的なパルスなどの課題を回避できる。

実地震のすべり分布の不均質性は、Somerville et al. (1999)や Mai and Beroza (2002)により全世界の地震のすべり分布のモデルから評価されている。Somerville et al. (1999)は、内陸地殻内地震を対象に、過去の地震のすべり分布の波数スペクトルからコーナー波数を評価し、地震規模依存性を検討しており、その際の高波数側の減衰は k^2 で固定している。Mai and

Beroza (2002)は、海溝型地震と内陸地殻内地震を対象に、波数スペクトルを von Karman 型の自己相関関数でモデル化している。Somerville et al. (1999)と同様にコーナー波数の逆数である相関距離の地震規模依存性を検討しただけでなく、減衰の次数に対応するハースト指数も推定した。

実地震から評価された不均質性は、Graves and Pitarka (2010)により地震動評価に展開され、SCEC BBP など世界の複数の地震で検証されている（例えば Goulet et al., 2015）。過去の地震による検証だけでなく、想定地震の予測に対する自己相似モデルの活用方法も示されている。予測の際は、過去の地震の特性を反映した波数スペクトルに対して複数の乱数位相を与えることで、複数のすべり分布が作成できる。アスペリティの位置や個数などを陽に与えることなく多数のシナリオを想定することができ、確率論的な地震動評価への展開も容易と考えられる。

しかし、Somerville et al. (1999)と Mai and Beroza (2002)の評価に用いられた日本のデータは、1923 年関東地震、1995 年兵庫県南部地震、1996 年日向灘の 2 地震のわずか 4 地震と少ない。また、日本においても自己相似モデルを用いた過去の地震の検証や想定地震の地震動予測などの試みが行われている（例えば久田, 2005; Sekiguchi et al., 2008; Iwaki et al., 2016）。しかし、これらは単純な k -square モデルを仮定したものや、Mai and Beroza (2002)の関係式に基づいており、日本の過去の地震の特性を十分に反映しているかについては検証が必要である。

そこで第 3 章では、多数の日本の地震を対象に震源断層のすべり分布を収集し、自己相似モデルによりすべりの不均質性を評価する。すべり分布の 2 次元波数スペクトルを求め、すべりの不均質性を von Karman 型の自己相関関数の相関距離やハースト指数によりモデル化する。モデル化したパラメータは、全世界を対象とした既往研究と比較すると共に、規模依存性や地震タイプによる違いなどを検討する。さらに、これらの自己相関関数のパラメータが震源近傍の強震動に与える影響をシミュレーションにより確認する。

3.2 評価概要

不均質性の評価は Mai and Beroza (2002)と同様に、すべりの空間分布を自己相関関数でモデル化することにより求める。本評価のフローを図 3-1 に示す。はじめに、震源断層のすべり分布に対して 2 次元フーリエ変換を行い、2 次元波数スペクトルを求める。なお、フーリエ変換を行うと各波数の振幅と位相が得られるが、ここでは振幅のみを対象としてそのスペクトルを波数スペクトルと呼ぶ。次に、2 次元波数スペクトルに対して、グリッドサーチにより von Karman 型の自己相関関数における相関距離 a およびハースト指数 H を推定する。

von Karman 型の自己相関関数は、周波数領域での振幅スペクトル $A(k)$ が次式で表される。

$$A(k_x, k_y) = \left[\frac{a_x a_y}{(1 + K^2)^{H+1}} \right]^{1/2} \quad (3.1)$$

ここに

$$K^2 = a_x^2 k_x^2 + a_y^2 k_y^2 \quad (3.2)$$

であり。 k_x と k_y はそれぞれ走向方向と傾斜方向の波数、 a_x と a_y はそれぞれ走向方向と傾斜方向の相関距離、 H はハースト指数である。式(3.1)に示すように、低波数側で振幅が一定、高波数側で振幅が減衰する波数スペクトルにおいて、相関距離はその境となる波数の逆数(=波長)、ハースト指数は高波数側の減衰の大きさを表す。

von Karman 型の自己相関関数のパラメータと 2 次元の空間分布の関係の具体例として、 a_x と a_y と H を変えた場合の空間分布を図 3-2 に示す。図 3-2 の①の空間分布(左上)に対して、②は a_x と a_y を 1/4 倍した場合(右上)、③は H を 1 減じた場合(左下)、④は a_x と a_y を 1/4 倍し H を 1 減じた場合(右下)を示す。4 つの空間分布の位相は全て同じである。①よりも相関距離が小さい②は、分布のサイズが①より小さいことが確認できる。また、①よりもハースト指数が小さい③は、①よりも小さいサイズの分布で構成されている。波数スペクトルは、②～④はいずれも①より高波数の振幅が大きい。このように、相関距離が小さい、またはハースト指数が小さい方が空間方向に細かい分布の割合が多いことが確認できる。

具体的な評価例として、Kobayashi and Koketsu (2005)による 1923 年関東地震のすべり分布と波数スペクトルを図 3-3 に示す。図 3-3(a)に示すすべり分布は、断層長さ 130km と断層幅 70km の断層面に対して、それぞれ 10 分割と 7 分割された長さ 13km、幅 7km の小断層で構成されている。

図 3-3(b)は波数 0 ($(k_x, k_y) = (0,0)$) の振幅を 1 に基準化した 2 次元波数スペクトルを示す。2 次元フーリエ変換をする際には、長さ方向と幅方向それぞれの小断層数が 2 の累乗になるよう端部に 0 データを加えた。このモデルのナイキス波数は、小断層サイズから走向方向、傾斜方向でそれぞれ 0.04、0.05 (単位は 1/km) である。

図 3-3(c)は 2 次元波数スペクトルにおける $k_y = 0$ の部分の k_x 方向 (Along-Strike) の波数スペクトル、 $k_x = 0$ の部分の k_y 方向 (Downdip) の波数スペクトル、 原点 $(k_x, k_y) = (0, 0)$ から同距離の波数|のスペクトル値を平均した円周方向 (Circular Average) の波数スペクトルを示す。図 3-3(c)には波数スペクトルからグリッドサーチにより推定した von Karman 型の自己相関関数も併せて示している。推定においては、はじめに円周方向の波数スペクトルに対して相関距離 a_r とハースト指数 H を求め、次に、 $k_y = 0$ の走向方向と $k_x = 0$ の傾斜方向の基準化波数スペクトルに対しては、円周方向で推定した H で固定した上で、それぞれ相関距離 a_x と a_y を推定する。

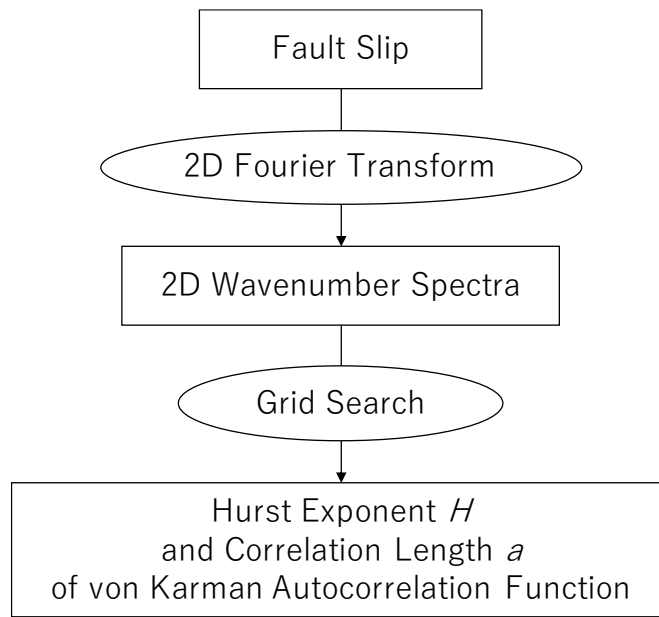


図 3-1 本評価のフロー

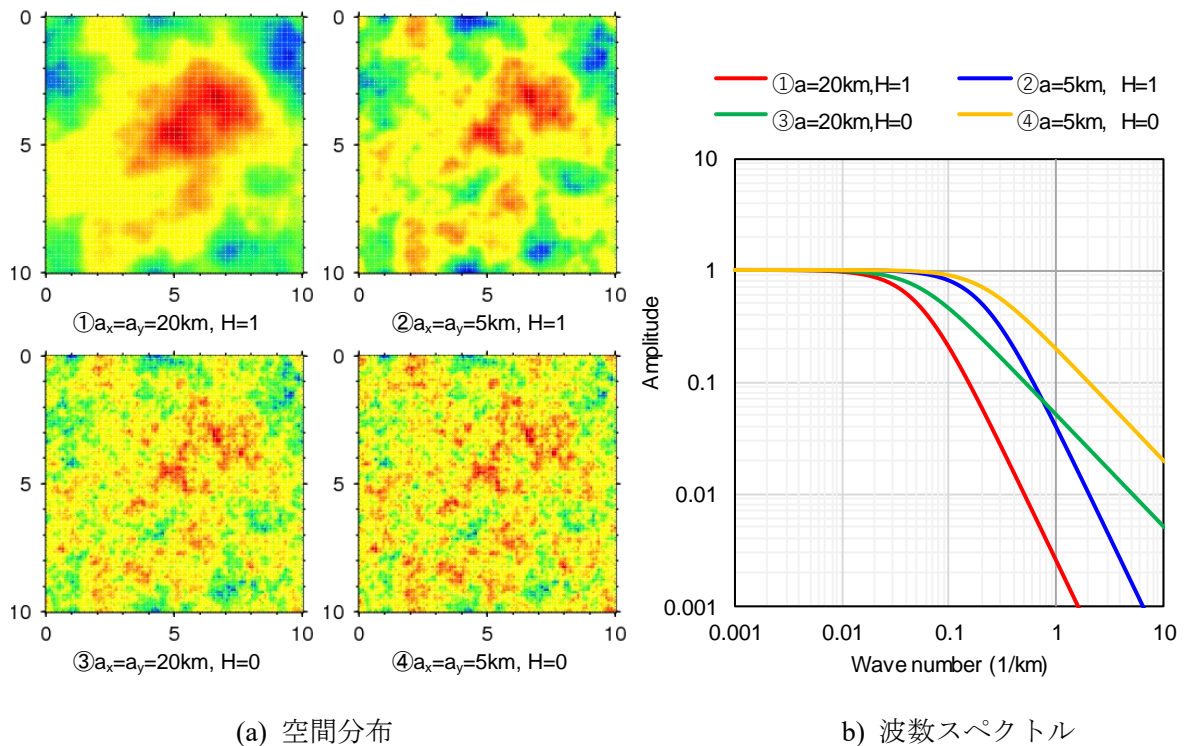
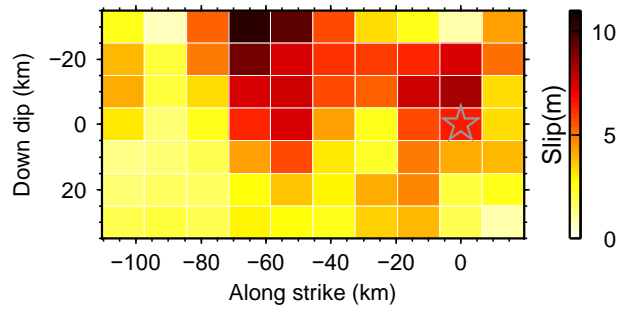
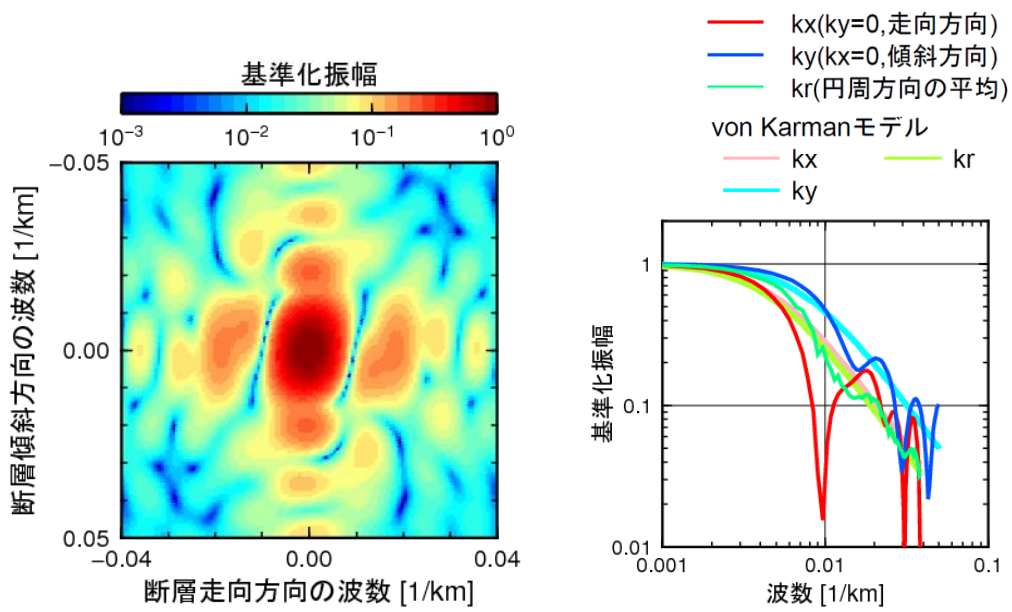


図 3-2 von Karman 型の自己相関関数の相関距離 a とハースト指数 H の違いによる空間分布の違い (位相は全て同じ)



(a) すべり分布



(b) 2次元基準化波数スペクトル

(c) k_x 、 k_y 、 k_r 方向の基準化波数スペクトル

図 3-3 1923 年関東地震 (Kobayashi and Koketsu, 2005) で波数スペクトルを求めた例

3.3 断層すべりのデータセット

解析対象とした地震とそのすべり分布の参照を表 3-1 に示す。対象は 1923 年から 2016 年に日本で発生した地震であり、SRCMOD (Mai and Thingbaijam, 2014, <http://quake-rc.info/srcmod/>)から公開されているすべり分布のデータを使用した。2 次元の空間分布を扱うことから、すべり分布は 1 セグメントのみで構成されるモデルを対象とした。SRCMOD データベースには、複数のセグメントや曲面の断層など、3 次元的な幾何形状を考慮した断層モデルもあり、このような断層モデルの不均質性を評価することも必要と考えられる。しかし、このような断層モデルから 2 次元波数スペクトルを計算するためには、3 次元的に配置された複数の断層セグメントを 1 つの平面に展開する必要があり、屈曲の大きいセグメントは断層モデルの幾何学的関係が崩れてしまう (例えば、屈曲した 2 つのセグメントは直線として扱われる)。従って、本研究では 1 セグメントの断層モデルを対象とし、複数セグメントの断層モデルの扱いは今後の課題とする。また、断層面を構成するメッシュ数が少ないと、評価できる有効な波数範囲が狭くなり、安定した相関距離やハースト指数が求まらない場合があるため、ここでは断層面のメッシュ数が走向方向は 6 以上、傾斜方向は 4 以上のモデルを対象とした (端部のすべりが 0 の行・列はカウントしない)。

以上の条件により収集したデータセットは 38 地震の 61 モデルである。地震タイプは内陸地殻内地震が 23 地震、プレート間地震が 13 地震、プレート内地震が 2 地震であり、断層タイプは横ずれ断層が 17 地震、逆断層が 20 地震、正断層が 1 地震である。全モデルのモーメントマグニチュード M_w の範囲は 4.11~9.12 である。Mai and Beroza (2002) のデータセットは世界中の地震を対象とした 24 地震、44 モデルであり、本研究の対象は日本の地震のみだがその数は Mai and Beroza (2002) の約 1.6 倍である。

表 3-1 解析対象の地震とそのすべり分布の参照

No.	Date	Region	M_j	Type	FM	L [km]	W [km]	M_w	M_0 [Nm]	Reference
1	1923.09.01	Kanto	7.9	Inter	RV	130	70	7.95	9.33E+20	Wald and Somerville (1995)
2						130	70	8.08	1.46E+21	Kobayashi and Koketsu (2005)
3	1944.12.07	Tonankai	7.9	Inter	RV	315	180	8.10	2.00E+21	Tanioka and Satake (2001)
4						140	80	7.99	1.08E+21	Kikuchi et al. (2003)
5						220	140	8.04	1.31E+21	Ichinose et al. (2003)
6	1945.01.13	Mikawa	6.8	Crustal	RV	25	15	6.67	1.13E+19	Kikuchi et al. (2003)
7	1946.12.21	Nankai	8.0	Inter	RV	360	180	8.40	4.51E+21	Tanioka and Satake (2001)
8						360	180	8.30	4.00E+21	Kato and Ando (1997)
9						360	180	8.40	4.90E+21	Baba et al. (2002)
10	1968.04.01	Hyuga-nada	7.5	Inter	RV	72	63	7.53	2.22E+20	Yagi et al. (1998)
11	1968.05.16	Tokachi-oki	7.9	Inter	RV	240	120	8.35	3.76E+21	Nagai et al. (2001)
12	1978.06.12	Miyagi-oki	7.4	Inter	RV	80	70	7.61	2.91E+20	Yamanaka and Kikuchi (2004)
13	1980.06.29	Izu-hanto-toho-oki	6.7	Crustal	SS	20	12	6.61	9.14E+18	Takeo (1988)
14	1994.12.28	Sanriku-oki	7.6	Inter	RV	110	140	7.70	3.99E+20	Nagai et al. (2001)
15	1995.01.17	Kobe	7.3	Crustal	SS	50	20	6.89	2.44E+19	Ide et al. (1996)
16						52	20	6.80	1.76E+19	Cho and Nakanishi (2000)
17	1996.10.19	Hyuga-nada1	6.9	Inter	RV	32	32	6.81	1.84E+19	Yagi et al. (1999)
18	1996.12.03	Hyuga-nada2	6.7	Inter	RV	29	29	6.68	1.19E+19	Yagi et al. (1999)
19	1997.03.26	Kagoshima	6.6	Crustal	SS	15	10	6.10	1.50E+18	Horikawa (2001)
20						18	12	6.04	1.28E+18	Miyakoshi et al. (2000)
21	1997.06.25	Yamaguchi	6.6	Crustal	SS	16	14	5.82	6.05E+17	Miyakoshi et al. (2000)
22						16	12	5.81	5.86E+17	Ide (1999)
23	1998.08.12	Hida Swarm EV05	5.0	Crustal	SS	4	4	4.54	7.23E+15	Ide (2001)
24	1998.08.14	Hida Swarm EV07	4.7	Crustal	SS	3	3	4.41	4.67E+15	Ide (2001)
25	1998.08.16	Hida Swarm EV08	4.4	Crustal	SS	3	4	4.11	1.63E+15	Ide (2001)
26	1998.08.16	Hida Swarm EV09	5.6	Crustal	SS	4	3	5.13	5.66E+16	Ide (2001)
27	1998.08.17	Hida Swarm EV10	4.7	Crustal	SS	2	2	4.45	5.39E+15	Ide (2001)
28	1998.08.22	Hida Swarm EV11	4.6	Crustal	SS	3	3	4.33	3.56E+15	Ide (2001)
29	1998.09.03	Iwate	6.2	Crustal	RV	10	10	6.30	3.20E+18	Nakahara et al. (2002)
30						12	12	6.27	2.82E+18	Miyakoshi et al. (2000)
31	1998.09.18	Hida Swarm EV16	4.8	Crustal	SS	3	3	4.41	4.63E+15	Ide (2001)
32	2000.10.06	Western Tottori	7.3	Crustal	SS	33	21	6.86	2.16E+19	Iwata et al. (2000)
33						38	18	6.60	1.70E+19	Piatanesi et al. (2007)
34	2001.03.24	Geiyo	6.7	Intra	RV	30	21	6.79	1.73E+19	Sekiguchi and Iwata (2001)
35	2003.07.26	Northern Miyagi	6.4	Crustal	SS	12	10	6.08	1.48E+18	Miura et al. (2004)
36	2003.09.26	Tokachi-oki	8.0	Inter	RV	120	80	8.03	1.25E+21	Yamanaka and Kikuchi (2003)
37						130	170	8.16	1.92E+21	Yagi (2004)
38						120	100	8.21	2.36E+21	Koketsu et al. (2004)
39	2004.10.23	Chuetsu	6.8	Crustal	RV	28	18	6.62	1.07E+19	Asano and Iwata (2009)
40	2005.03.20	Fukuoka	7.0	Crustal	SS	26	18	6.64	1.15E+19	Asano and Iwata (2006)
41	2005.04.20	Fukuoka	5.8	Crustal	SS	8	8	5.57	2.81E+17	Asano and Iwata (2006)
42	2005.08.16	Miyagi-oki	7.2	Inter	RV	112	72	7.50	2.00E+20	Shao and Ji (UCSB; Honshu 2005)
43	2007.03.25	Noto Hanto	6.9	Crustal	RV	30	16	6.73	1.57E+19	Asano and Iwata (2011)
44	2007.07.16	Chuetsu-oki	6.8	Crustal	RV	37	30	6.60	1.60E+19	Cirella et al. (2008)
45	2008.06.14	Iwate-Miyagi Nairiku	7.2	Crustal	RV	38	18	6.89	2.76E+19	Asano and Iwata (2011b)
46						42	22	6.80	1.78E+19	Hayes and Ji (Honshu 2008)
47						43	17	7.00	3.65E+19	Cultrera et al. (2013)
48	2010.12.22	Chichijima	7.8	Intra	NM	110	42	7.40	1.41E+20	Hayes (NEIC; Bonin Islands 2010)
49	2011.03.09	Miyagi-oki	7.3	Inter	RV	126	126	7.30	1.00E+20	Hayes (NEIC; Offshore Honshu 2011)
50	2011.03.11	Tohoku-oki	9.0	Inter	RV	445	240	9.00	3.55E+22	Ide et al. (2011)
51						525	240	9.00	3.55E+22	Wei and Sladen (Caltech; Tohoku 2011)
52						500	200	9.11	5.75E+22	Yagi and Fukahata (2011)
53						625	280	9.12	6.00E+22	Wei et al. (Caltech; Tohoku 2011)
54						525	260	9.09	5.50E+22	Wei et al. (2012)
55						475	200	9.10	5.01E+22	Shao et al. (2011)
56						600	210	9.00	3.90E+22	Ammon et al. (2011)
57						625	260	9.05	4.22E+22	Hayes (USGS; Tohoku 2011)
58						380	200	9.00	3.55E+22	Lay et al. (2011)
59						340	200	9.00	3.55E+22	Yamazaki et al. (2011)
60	2016.04.14	Kumamoto	6.5	Crustal	SS	14	13	6.14	2.04E+18	Asano and Iwata (2016)
61	2016.04.16	Kumamoto	7.3	Crustal	SS	56	20	7.10	5.12E+19	Yagi et al. (2016)

FM: Faule Mechanism, SS: Strike Slip, RV: Reverse Slip, NM: Normal Slip, Inter: Interplate, Intra: Intraplate

3.4 不均質性の評価結果

3.4.1 波数スペクトルと自己相関関数のモデル化

全モデルの走向方向、傾斜方向、円周方向の波数スペクトルを図 3-4 に示す。各モデルの M_W で色を分けて示している。振幅一定の低波数側と振幅が減衰する高波数側の境界となるコーナー波数（相関距離の逆数）は M_W が大きい程低波数に、小さい程高波数になる M_W 依存性が見られる。また、高波数側の振幅の減衰の程度（傾き）は、 M_W による大きな違いは見られない。これらの波数スペクトルを 3.2 節に示した方法で von Karman 型の自己相関関数でモデル化し、推定した各モデルのハースト指数 H と円周方向、走向方向、傾斜方向の相関距離 a_r 、 a_x 、 a_y を表 3-2 に示す。表 3-2 には各モデルの小断層の長さ D_L と幅 D_W 、それらから求められる走向方向と傾斜方向のナイキスト波数 k_{nx} と k_{ny} も併せて示している。

H と M_W の関係を図 3-5 に、また a_x 、 a_y と M_W の関係を図 3-6 に示す。いずれも地震タイプによってプロットを変えており、各モデルによる値を×、同じ地震に対して複数モデルがある場合はそれらの平均値を□、△、○で示している。併せて、本研究結果として採用した回帰式と既往研究による式を示している。なお、既往研究の式は Mai and Beroza (2002) を参照してハースト指数や相関距離の式を記載している Graves and Pitarka (2010) を引用する。

H 、 a_x 、 a_y の M_W との関係性を検討するために、 M_W を説明変数とした回帰分析を行った。回帰係数、相関係数および回帰残差の二乗平均平方根 (RMS Error) を表 3-3 に示す。回帰においては、同じ地震で複数のモデルがあるものは 1 地震で重みが 1 となるよう各モデルの重みを等分割して用いた。全てのデータを用いた場合 (All)、内陸地殻内地震 (Crustal) とプレート間地震 (Interplate) の地震タイプに分けた場合、内陸地殻内地震のうち横ずれ断層 (Crustal SS) と逆断層 (Crustal RV) の断層タイプに分けた場合について、 M_W で直線回帰を行った。プレート内地震 (Intraplate) はデータが 2 地震のみであるため回帰分析の検討対象外とした。

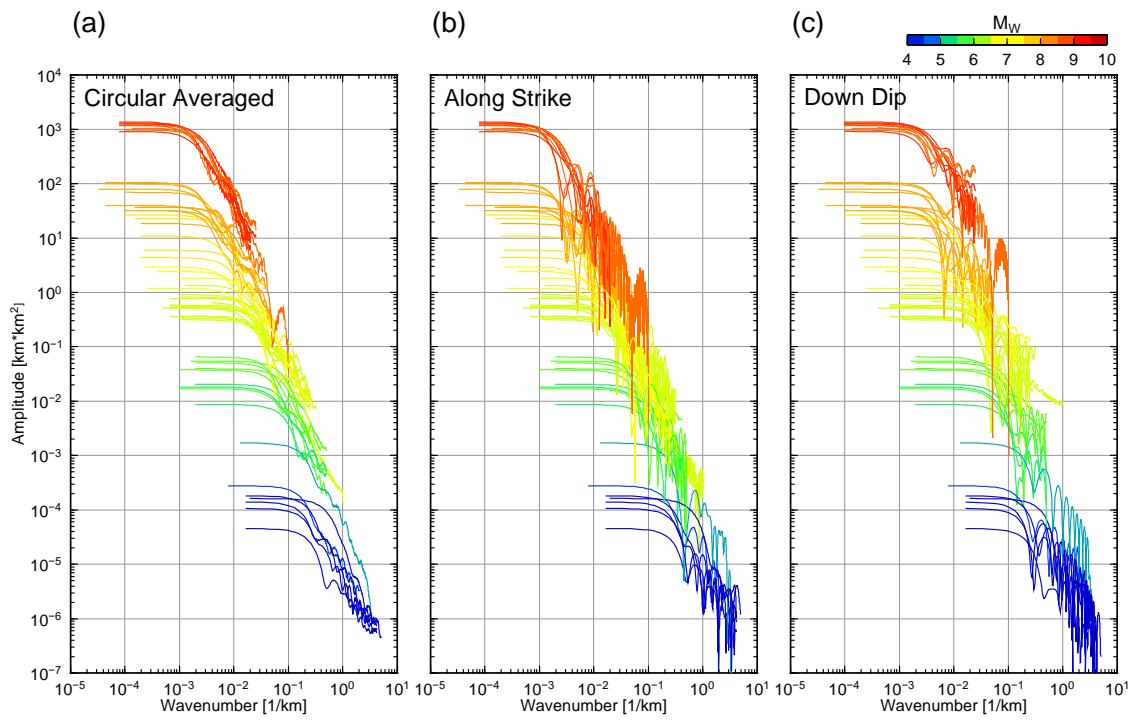


図 3-4 すべり分布の全モデルの波数スペクトル

表 3-2 ハースト指数 H と相関距離 a_x 、 a_y の推定結果一覧

No.	D_L [km]	D_W [km]	k_{nx} [1/km]	k_{ny} [1/km]	H	a_x [km]	a_y [km]	a_z [km]
1	13.00	10.00	0.038	0.050	0.38	337.6	175.8	235.0
2	13.00	10.00	0.038	0.050	0.55	241.6	144.6	222.3
3	45.00	45.00	0.011	0.011	0.33	440.6	535.5	416.7
4	20.00	20.00	0.025	0.025	1.90	136.3	112.2	140.2
5	20.00	20.00	0.025	0.025	0.55	404.1	289.3	451.8
6	5.00	5.00	0.100	0.100	1.55	25.8	27.3	25.8
7	45.00	45.00	0.011	0.011	-0.03	1045.0	416.7	769.3
8	60.00	60.00	0.008	0.008	0.40	844.0	555.6	511.1
9	45.00	45.00	0.011	0.011	-0.05	1169.0	383.3	727.6
10	9.00	9.00	0.056	0.056	0.45	172.0	197.7	158.2
11	20.00	20.00	0.025	0.025	0.53	393.0	244.7	341.9
12	10.00	10.00	0.050	0.050	0.93	122.4	115.7	136.8
13	4.00	3.00	0.125	0.167	0.15	64.7	31.1	43.8
14	10.00	10.00	0.050	0.050	1.20	129.4	109.5	136.8
15	0.50	0.50	1.000	1.000	1.00	63.6	14.5	65.4
16	4.00	5.00	0.125	0.100	0.10	126.2	43.8	78.4
17	2.92	2.92	0.171	0.171	0.73	44.7	54.3	55.8
18	2.92	2.92	0.171	0.171	0.45	64.2	89.6	80.2
19	1.00	1.00	0.500	0.500	1.68	14.5	10.1	17.1
20	2.00	2.00	0.250	0.250	0.63	23.8	40.4	26.6
21	2.00	2.00	0.250	0.250	1.00	12.9	17.0	15.2
22	1.00	1.00	0.500	0.500	0.65	23.9	30.7	24.6
23	0.25	0.25	2.000	2.000	0.65	5.6	4.9	7.7
24	0.12	0.12	4.167	4.167	0.70	5.4	4.9	7.2
25	0.12	0.12	4.167	4.167	0.33	5.8	9.2	8.0
26	0.15	0.15	3.333	3.333	1.60	2.9	2.4	3.6
27	0.10	0.10	5.000	5.000	1.50	1.5	2.5	2.1
28	0.12	0.12	4.167	4.167	0.63	5.3	5.8	6.8
29	1.00	1.00	0.500	0.500	1.68	15.7	6.1	11.6
30	2.00	2.00	0.250	0.250	0.50	20.7	18.5	16.1
31	0.12	0.12	4.167	4.167	0.70	4.1	3.9	5.4
32	3.00	3.00	0.167	0.167	0.58	89.5	36.7	49.9
33	2.00	2.00	0.250	0.250	1.05	42.7	18.5	42.7
34	3.00	3.00	0.167	0.167	0.00	105.8	43.4	100.1
35	1.20	1.20	0.417	0.417	1.18	8.6	11.1	12.4
36	10.00	10.00	0.050	0.050	1.10	136.8	119.0	136.8
37	10.00	10.00	0.050	0.050	0.80	207.8	213.6	232.3
38	10.00	10.00	0.050	0.050	1.00	152.9	144.6	213.6
39	2.00	2.00	0.250	0.250	0.25	74.6	63.1	72.6
40	2.00	2.00	0.250	0.250	0.35	50.5	38.2	51.9
41	1.00	1.00	0.500	0.500	0.10	20.2	21.4	25.3
42	8.00	8.00	0.063	0.063	3.95	40.1	28.7	38.0
43	2.00	2.00	0.250	0.250	0.45	51.9	36.2	50.5
44	1.75	1.75	0.286	0.286	1.63	26.0	15.3	20.3
45	2.00	2.00	0.250	0.250	0.70	50.5	31.5	46.5
46	3.00	2.00	0.167	0.250	1.05	42.2	20.1	33.8
47	1.58	1.58	0.317	0.317	1.20	30.2	16.4	31.9
48	5.00	3.50	0.100	0.143	1.03	85.5	38.3	68.4
49	9.00	9.00	0.056	0.056	1.75	90.6	72.5	93.2
50	5.00	4.90	0.100	0.102	1.55	283.3	146.3	344.3
51	25.00	20.00	0.020	0.025	1.20	788.9	273.6	505.1
52	20.00	20.00	0.025	0.025	0.98	705.5	218.9	477.6
53	25.00	20.00	0.020	0.025	1.35	613.9	251.6	505.1
54	25.00	20.00	0.020	0.025	1.53	415.6	207.0	351.6
55	25.00	20.00	0.020	0.025	2.05	342.0	140.2	251.7
56	15.00	15.00	0.033	0.033	1.33	500.5	242.5	460.4
57	25.00	20.00	0.020	0.025	0.83	631.3	305.8	534.1
58	20.00	20.00	0.025	0.025	0.75	631.1	180.1	505.0
59	20.00	20.00	0.025	0.025	0.73	613.8	161.1	439.3
60	1.00	1.00	0.500	0.500	0.43	31.6	24.6	35.3
61	2.00	2.00	0.250	0.250	1.18	78.9	18.0	50.5

D_L : Subfault Length, D_W : Subfault Width

k_{nx} : Nyquist Wavenumber of Along Strike, k_{ny} : Nyquist Wavenumber of Down Dip

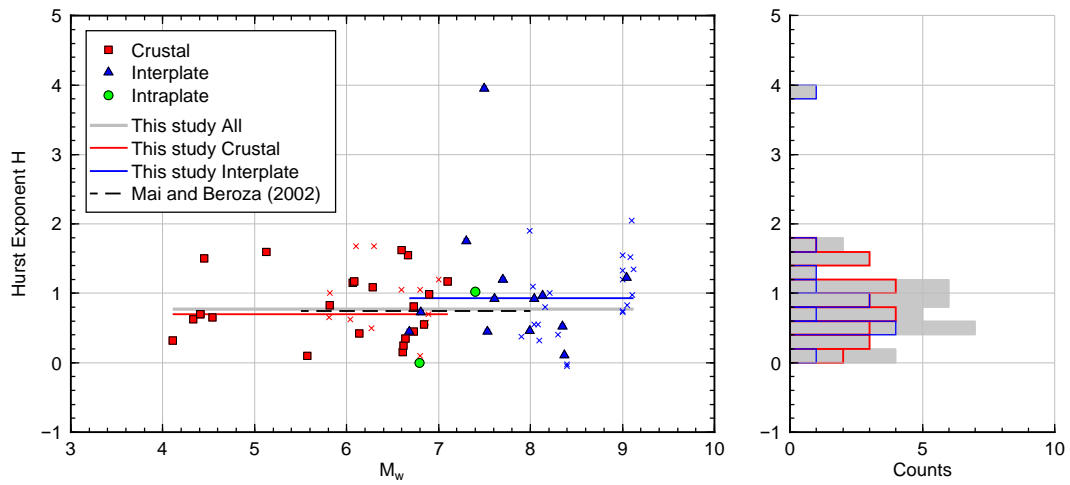


図 3-5 ハースト指数 H とモーメントマグニチュード M_w の関係および H の頻度分布
 Median 0.77 (All), 0.70 (Crustal), 0.95 (Interplate)

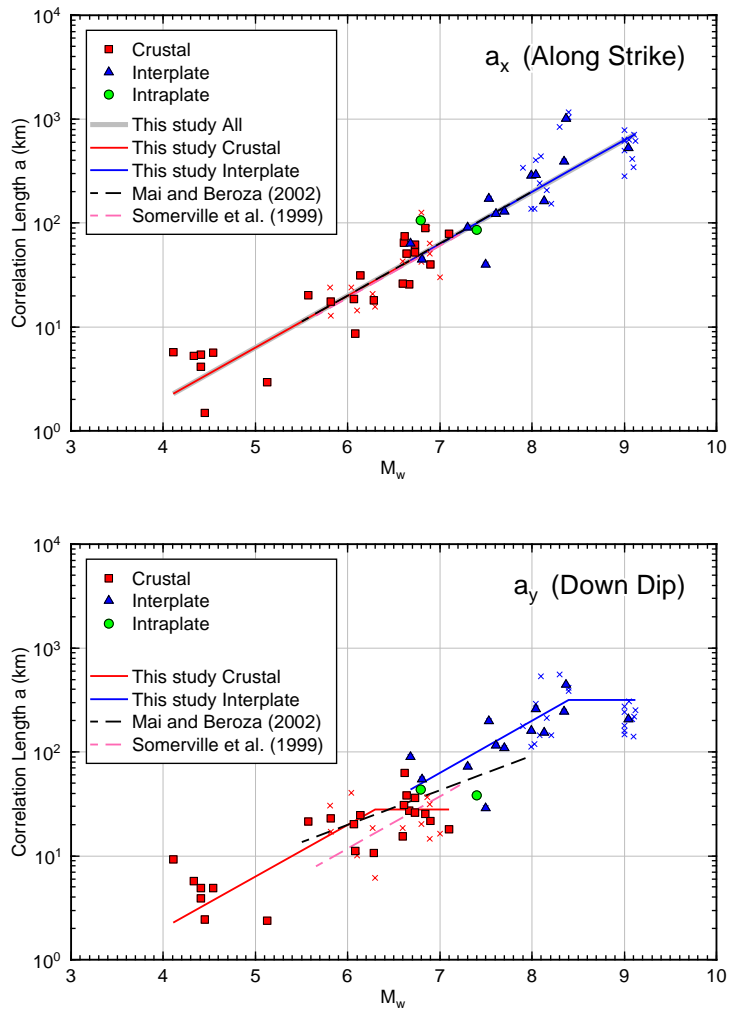


図 3-6 相関距離 a_x 、 a_y と M_w の関係

表 3-3 M_W を説明変数としたときの各パラメータの回帰係数

		Case	Slope b	Intercept c	Correlation Coefficient	RMS Error		
Hurst Exponent (Circular Average: H)	$H=bM_w+c$	All	0.06	0.51	0.10	0.68		
		Crustal	0.02	0.69	0.04	0.46		
		Crustal SS	-0.03	0.93	-0.08	0.43		
		Crustal RV	-0.39	3.57	-0.14	0.51		
		Interplate	-0.17	2.34	-0.11	0.93		
Correlation Distance (Along Strike: a_x)	$\log(a_x)=bM_w+c$	All	0.49	-1.60	0.94	0.22		
		Crustal	0.46	-1.44	0.90	0.22		
		Crustal SS	0.48	-1.55	0.90	0.23		
		Crustal RV	0.63	-2.62	0.56	0.17		
		Interplate	0.54	-2.00	0.85	0.21		
	$\log(a_x)=0.5M_w+c$ (Slope Fix)	All	0.50	-1.66		0.22		
		Crustal	0.50	-1.67		0.22		
		Interplate	0.50	-1.66		0.22		
		Correlation Distance (Down Dip: a_y)	$\log(a_y)=bM_w+c$	All	0.42	-1.23	0.90	0.25
				Crustal	0.32	-0.72	0.81	0.23
Crustal SS	0.32			-0.70	0.81	0.23		
Crustal RV	0.65			-2.94	0.48	0.22		
Interplate	0.33			-0.44	0.67	0.23		
$\log(a_y)=0.5M_w+c$ (Slope Fix)	All		0.50	-1.79		0.27		
	Crustal		0.50	-1.78		0.29		
	Interplate		0.50	-1.77		0.25		
	$\log(a_y)=0.5M_w+c (M_w \leq M_{wc})$ $0.5M_{wc}+c (M_w > M_{wc})$ (Bi-linear, Slope Fix)		Crustal	0.50	-1.67		0.25	
			($M_{wc}=6.3$)					
Interplate		0.50	-1.74		0.22			
		($M_{wc}=8.4$)						

3.4.2 ハースト指数 H

H は、図 3-5 から M_W に対する依存性は小さく、1 前後の値となっている。No. 42 のハースト指数は 3.95 であり他のモデルとは大きく異なるが、高波数側に生じている局所的なスペクトルの谷の影響を受けている。表 3-3 に示す回帰分析の結果は、All のケースにおいて相関係数は 0.10、傾き b は 0.06 と低く、 M_W に対する相関性は非常に小さい。地震タイプや断層タイプを分けた場合も相関係数は -0.14~0.04 であり、 M_W に対する相関性が低い傾向は同じである。したがって、ここでは H の M_W に対する相関性は考えず、 H の中央値を評価した。 H の中央値は全地震で 0.77 である。地震タイプによる H の違いは、Intraplate の中央値が 0.93 であり、Crustal の中央値 0.70 よりもやや大きいとその差は小さい。

不均質なすべりの波数領域における減衰の程度については、その応力降下分布と併せて複数の意見がある。地震の自己相似モデルによるアプローチを始めた Hanks (1979) は、断層面のすべり分布は $1/k^3$ 、応力降下分布は $1/k^2$ と指摘している。Andrews (1981) と Frankel (1991)、Herrero and Bernard (1994) は、すべり分布は $1/k^2$ (k -square モデル)、応力降下分布は $1/k$ と指摘しており、このときの平均応力降下量はサイズ (マグニチュード) に依存しないとしている。Lomnitz-Adler and Lemus-Diaz (1989) は、平均すべり量がサイズに依存しないとしており、それはすべり分布が $1/k$ に相当するとされている (Herrero and Bernard, 1994)。不均質性と地震動の関係との観点からは、 k -square モデルを仮定すると遠地の地震動の S 波の解が ω -square となることを、Andrews (1980, 1981) は理論的に、Herrero and Bernard (1994) は数値解析的に示している。これに対し Mai and Beroza (2002) は、全世界の過去の地震のすべり分布の H の中央値を 0.75 と推定し、これは k -square モデルに対応する $H=1$ に近いと示している。

本研究の H に M_W 依存性が見られず、その中央値が 0.77 となるという結果は、Mai and Beroza (2002) による $H=0.75$ と近い。これは、日本の地震の平均的な H と全世界の地震による平均的な H の違いは小さいことを示している。本研究は、応力降下分布が $1/k$ 、すべり分布が $1/k^2$ に相当する $H=1$ に近く、 k -square モデルを支持する結果となった。また、Mai and Beroza (2002) が対象としたすべり分布のうち最小の小断層サイズは 0.6km (The 1991 Sierra Madre earthquake, M_W 5.51) であり、より解像度の高い高波数の不均質性の評価を課題としていた。それに対し、本研究の最小の小断層サイズは 0.1km (The 1998 Hida Swarm earthquake, M_W 4.45) であり、より解像度を高めて高波数までを対象としても、波数スペクトルの減衰の程度は概ね一定であることが確認できる。

3.4.3 相関距離 a

a_x は、図 3-6 から M_W に対する依存性が明瞭である。表 3-3 に示す All のケースの相関係数も 0.94 であり、 M_W に対する相関性が非常に高いことが確認できる。地震タイプを分けた場合についても、相関係数は Crustal が 0.90、Interplate が 0.85 で M_W に対する相関性が高い傾向は同じであり、回帰係数の変動は小さい。また、Crustal に対して断層タイプを分けた場合について、Crustal SS は Crustal と概ね同じ回帰係数と相関係数を示すが、Crustal RV は切片 c が Crustal より 1 程度小さい結果となっている。本研究においては Crustal SS に比べて Crustal RV のデータ数は 6 地震と少なく、 M_W の範囲も 6.3~6.9 と狭い。従って、断層タイプの違いによる傾向を分離できるほど十分なデータ数ではない可能性があり、今後のデータの蓄積が望まれる。

a_y は、図 3-6 で Crustal と Interplate を分けて示しており、いずれも M_W 依存性が見られる。表 3-3 に示す All のケースの相関係数は 0.90 であり、 a_x と同様に M_W に対する相関性が高い。しかし、 a_x と比べて相関係数と傾き b は小さく、RMS Error が大きい、すなわち M_W に対する相関性は a_x より低くばらつきが大きい傾向にある。また、地震タイプを分けた Crustal と Interplate の回帰式は、 a_x のように All とほぼ同じではなく、All と比べて傾き b が小さく切片 c が大きい傾向にある。

3.2 節の評価概要に示したように、相関距離は空間分布の大きさと比例するパラメータである。Somerville et al. (1999)や Mai and Beroza (2002)も、相関距離はアスペリティの大きさの傾向と類似することを示している。 a_x は断層長さ方向、 a_y は断層幅方向の分布の大きさと比例する。 a_y が a_x よりも傾き b が小さくばらつきが大きくなる要因として、 M_W に対する断層幅の頭打ちが考えられる。図 3-7 に示す傾斜方向に対する走向方向の相関距離の比 a_x/a_y は、Crustal では M_W 6 程度を境に、Interplate は M_W 8 程度を境にそれ以下では概ね 1、それ以上は 1 より大きくなっている。マグニチュードが小さい範囲では、断層長 L と断層幅 W は 1:1 の比を保ちながら増加する。 W が地震発生層の厚さに達すると、 L は増加し、 W は飽和する。この段階で L と W の比が変化するため、小地震と大地震が再帰（全体と部分とが相似）であるという自己相似の関係が崩れる。相関距離にもこのような特徴が表れ、 a_x は M_W が大きくなるにつれて漸増するのに対し、 a_y は Crustal と Interplate それぞれ頭打ちとなっているため、 a_x/a_y の比に上記の傾向が表れている。

そこで本研究では、 a_y について地震タイプごとに M_W に対する頭打ちを考慮した 2 折れ線の回帰式を評価した。具体的には、表 3-3 に示す M_{WC} 以上が一定となる 2 折れ線の回帰式とする。また、 $\log a_x$ の M_W に対する傾き b がほぼ 0.5、すなわち a_x が地震モーメント M_0 の 1/3 乗に比例するという事は、断層長さが M_0 の 1/3 乗に比例することを示す。スケーリング則を考慮すると、 M_W が小さい範囲では断層幅についても M_0 の 1/3 乗に比例すると考えられる。したがって、頭打ちする M_W より小さい範囲では b を 0.5 に固定した。その際、 a_x についても b を 0.5 で固定し再度回帰した上で、 a_x/a_y が 1 以上となる拘束条件を与えた。これは、

一般的に断層長さが断層幅よりも大きいことを考慮した。 M_{WC} を Crustal では 5.8~7.0、Interplate では 7.8~9.0 で 0.1 刻みごとに变化させて回帰を行い、RMS Error が最も小さい M_{WC} の結果を採用した。結果として M_{WC} は Crustal が 6.3、Interplate が 8.4 となった。以上に より推定した a_x および a_y と M_W の関係式は次式であり、図 3-6 に併せて示す。

走向方向 (Along-strike):

$$\log a_x = 0.5M_w - 1.7. \quad (3.3)$$

傾斜方向 (Down-dip):

$$\begin{aligned} \log a_x &= 0.5M_w - 1.7 \quad (M_w \leq M_{wc}) \\ &= 0.5M_{wc} - 1.7 \quad (M_w > M_{wc}) \end{aligned} \quad (3.4)$$

Crustal earthquakes: $M_{wc} = 6.3$,
Interplate earthquake: $M_{wc} = 8.4$.

a_x は地震タイプによらずほぼ一直線となっており、 a_y は頭打ちしない M_W の範囲においてはほぼ一直線となっている。

本研究と Mai and Beroza (2002)の相関距離を比較する。走向方向の a_x については両者は整合的であり、日本と世界の地震、また内陸地殻内地震か海溝型地震の違いはほぼないということを示している。一方、傾斜方向の a_y については、本研究の Interplate が Mai and Beroza (2002)の式より大きい傾向にある。これは、Mai and Beroza (2002)が地震の地域や地震タイプによる頭打ちを考慮しておらず、 M_W に対する傾きが本研究より小さくなったためと考えられる。傾斜方向の頭打ちは、その地震の領域に応じた地震発生層の厚さに起因する断層幅の飽和を反映している可能性が考えられる (3.4.4 項で後述)。Mai and Beroza (2002)の検討においても、1923 年関東地震や 1996 年日向灘の地震など日本の海溝型の地震の相関距離は、他の地震と比べて走向方向では違いが見られないが、傾斜方向は大きい傾向があり、これは本研究の結果と整合している。しかし、地域や地震タイプを分けた検討を行うには十分な地震数ではなかった。本研究は、日本の地震に絞って多数の内陸地殻内地震と海溝型地震を対象として検討を行ったことにより、上記の傾向が見えるようになったと考えられる。

Somerville et al. (1999)は内陸地殻内地震のみを対象としており、 M_W に対する回帰式の傾きを走向方向・傾斜方向ともに 0.5 に拘束しており切片のみを求めている。走向方向は本研究や Mai and Beroza (2002)とほぼ一致している。傾斜方向は、Somerville et al. (1999)が検討対象とした M_W 5.66~7.22 の範囲において、日本の内陸地殻内地震と平均的に整合している。しかし、頭打ちは考慮されていないため本研究とは異なる関係式となっている。

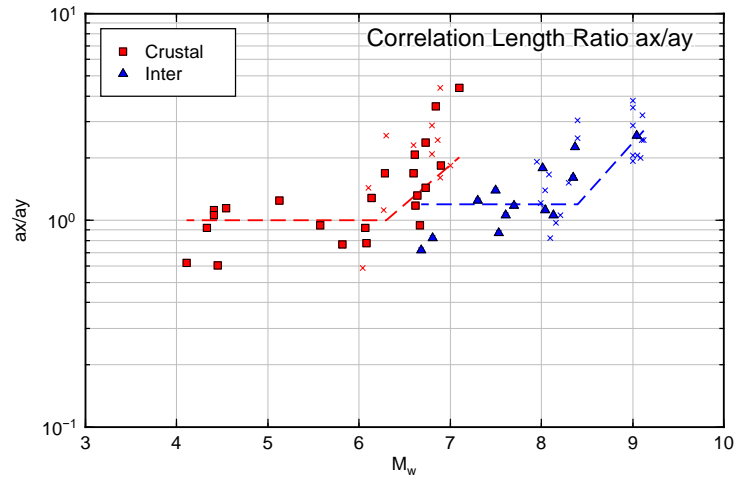


図 3-7 傾斜方向に対する走向方向の相関距離の比 a_x/a_y

3.4.4 既往研究によるスケーリングとの整合性

本研究の結果は、 M_W が大きくなるにつれて、傾斜方向の相関距離に頭打ちの傾向が見られ、上述の通り断層幅の飽和を反映している可能性が考えられる。断層幅の飽和は既往のスケーリング則でも指摘されている。Scholz (1982)は、大地震では断層幅 W に上限があり ($W = \text{const.}$)、断層長 L と断層すべり D が比例する L -model が適切であると述べている。Irikura et al. (2004)は、断層面積 S と地震モーメント M_0 に関するスケーリング則として **three-stage scaling** を提案している。**three-stage scaling** は、地震の規模が小さい範囲では断層長さ L と断層幅 W が $L = W$ の関係を保ち、 $S \propto M_0^{2/3}$ となる **first stage**、規模が大きくなると地震発生層の厚さに起因して W が飽和し、 $S \propto M_0^{1/2}$ となる **second stage**、さらに大きくなるとすべり量 D が飽和して $S \propto M_0$ となる **third stage** で構成される。本研究のデータ範囲は **three-stage scaling** の **first stage** と **second stage** に相当する。これらのスケーリング則は、すべり分布をトリミングや抽出などする特性化 (Somerville et al., 1999) に基づいて推定されており、本研究で用いた波数スペクトルとは異なるアプローチで求められたものである。**three-stage scaling** における **first stage** と **second stage** の境界について、内陸地殻内地震は Scholz (1982)により M_W 6.3、Simazaki (1986)および入倉・三宅(2001)により M_W 6.52、Hanks and Bakun (2002)により M_W 6.63 と推定され、海溝型地震は田島ほか(2013)と Skarlatoudis et al. (2016)により M_W 8.4 と推定されている。本研究の傾斜方向の頭打ちは **second stage** に対応し、頭打ちとなる M_W の折れ曲がり点は内陸地殻内地震が 6.3、海溝型地震が 8.4 となり既往研究による **stage** の境界と概ね整合的である。

3.4.5 強震動への影響

推定した震源の不均質性が地震動に与える影響として、断層のすべり分布と強震動の速度波形および速度フーリエスペクトルを図 3-8 に示す。想定する断層は M_w 7.1、断層長さ $L=50$ km、断層幅 $W=20$ km、平均すべり量 1.84 m、メカニズムは横ずれ断層とする。破壊開始点は図 3-8 の星印であり、破壊伝播速度 2.7 km/s で同心円状に破壊する。すべり速度関数は Herrero and Bernard (1994) に倣いデルタ関数（瞬時すべり）とする。解析においては、すべり速度を対象周波数（2Hz 以下）に対するデルタ関数として考えるため、ライズタイム 0.01 秒の矩形関数を用いた。小断層サイズは 200m であり、対象周波数を考慮すると十分に小さい。サイトは図 3-8 の三角で示した破壊開始点から断層走向方向に 45km の断層直上とし、断層直交方向の地震動を評価する。S 波速度 3.55 km/s、P 波速度 6.00 km/s の全無限弾性体を仮定する。Case 1 として、断層面にハースト指数 $H=0.77$ と式(3.3)に基づく相関距離の不均質性を付与する。Case 2 と Case 3 は Case 1 から相関距離のみをデータが持つばらつき（表 3-3 の RMS Error）変えたケースである。Case 4 と Case 5 は Case 1 からハースト指数のみをデータが持つばらつき（H の標準偏差 0.5）変えたケースである。各ケースで位相を 50 通りランダムに変えたすべり分布を作成した。すべりの大きい領域が断層端部に生じることは現実的ではないと考えられ、これを抑制するため 1 次波数の振幅の腹は断層の中央となるよう設定した。例として、Case 1 の 50 ケースのすべり分布の作成結果を図 3-9 に示す。

図 3-8 (a), (b) に示されるすべり分布と速度波形は Case 1 で速度フーリエスペクトルが平均に最も近いケースであり、Case 2~Case 5 は Case 1 と同じ位相のケースである。Case 1~5 のすべり分布は位相が同じなため、速度波形も似ている。ただし、PGV は Case 1 よりも Case 2 と Case 4 の方が大きく、Case 3 と Case 5 の方が小さい。図 3-8(c) 速度フーリエスペクトルは 50 ケースの平均を実線、Case 1 のみその標準偏差を破線で示している。Case 1, 2, 3 の比較において、相関距離のみが変動している場合は、地震動のコーナー周波数が変動し、高周波領域のスペクトルの傾きは変動しない。Case 1, 4, 5 の比較において、ハースト指数のみが変動する場合は、地震動の高周波数域のスペクトルの傾きが変動し、コーナー周波数は変動しない。相関距離とハースト指数を変動させた Case 2~5 の強震動は、赤の破線で示した Case 1 の標準偏差に近い。ただし、本研究での強震動評価は、結果を理解しやすくするために、全無限弾性体のグリーン関数やデルタ関数のすべり速度時間関数など単純な仮定をしている。強震動レベルの定量的な議論のためには、断層すべり以外の現実的な不均質性を考慮する必要があり、これは今後の課題である。

上記よりやや現実的な仮定の検討として、すべり速度時間関数をライズタイム 2s の三角関数とした場合の地震動を評価した。ただし、上述のように現実的な不均質性は考慮できていないため、ここでは地震動振幅の絶対値は議論の対象とせず、4 章と同様に地震動のオー

ビット形状に着目する。評価地点を図 3-10 に示す。断層線端部上の地点 (P1、 $(x, y) = (50000 \text{ m}, 200 \text{ m})$) に加えて、断層中央の直上の地点 (P2、 $(x, y) = (25000 \text{ m}, 200 \text{ m})$) を対象とした。その他の評価条件は上記と同様である。

地震動の評価結果として、すべり分布の位相乱数 50 ケースの P1 と P2 の速度オービットを図 3-11 と図 3-12 に示す。P1 は地震動振幅がケースにより異なるが、いずれもほぼ断層直交 (FN) 方向のみで断層平行 (FP) 方向に振幅が生じない直線形のオービットとなっている。一方で、P2 は FN 方向の直線形に近いケースもあれば、FP 方向にも大きな振幅をもつ楕円形となるケースも多い。すべり分布の位相の条件で述べたように、すべりの大きい領域は端部では生じない設定となっているため、いずれのケースもすべりが大きい領域が P1 の極近傍にはない。P2 に対しては乱数によってすべりが大きい領域が極近傍にあるケースもあれば、遠方となるケースもある。このようなすべりが大きい領域と地震動評価地点の距離関係により近地項・中間項・遠地項の寄与が異なることからオービット形状の違いが生じていると考えられるが、この考察の詳細は 4 章に示す。また、これらのシミュレーション結果を用いて、4 章にて免震構造物の 2 次元応答解析に与える影響を検討する。

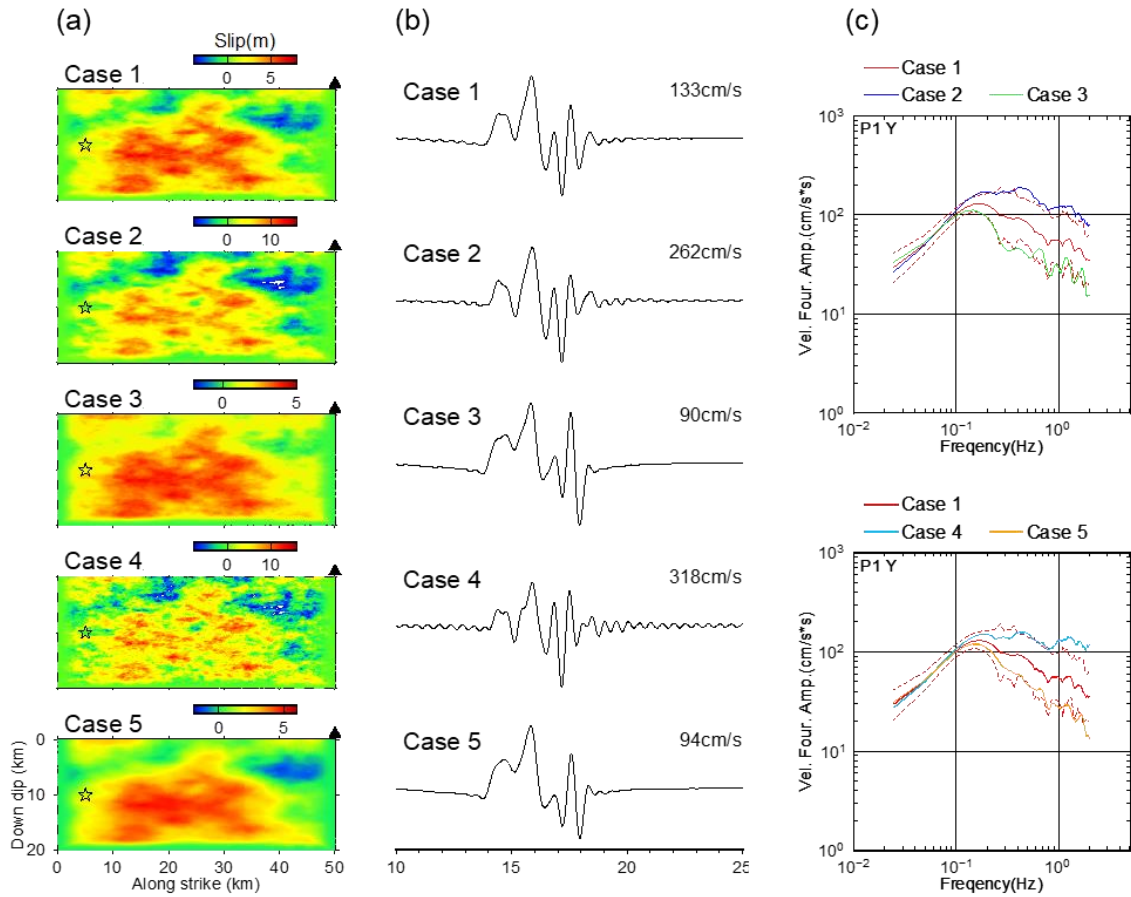


図 3-8 震源断層のすべりの不均質性が強震動に及ぼす影響
 (a)断層のすべり分布、(b)速度波形、(c)速度フーリエスペクトル
 地震動の評価地点は(a)の▲で示す断層線の直上

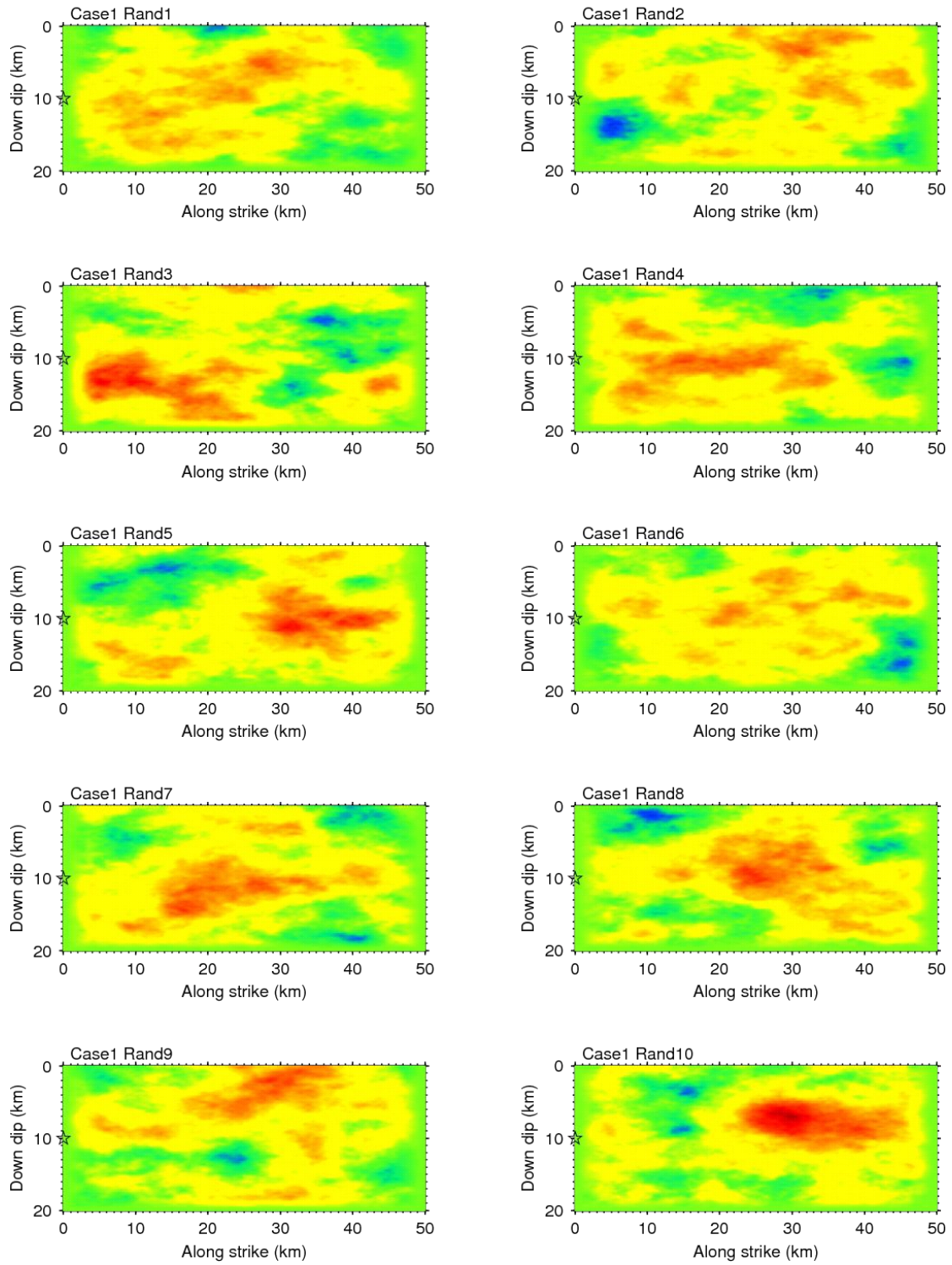
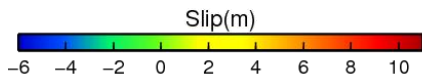


図 3-9 Case 1 の 50 ケースのすべり分布

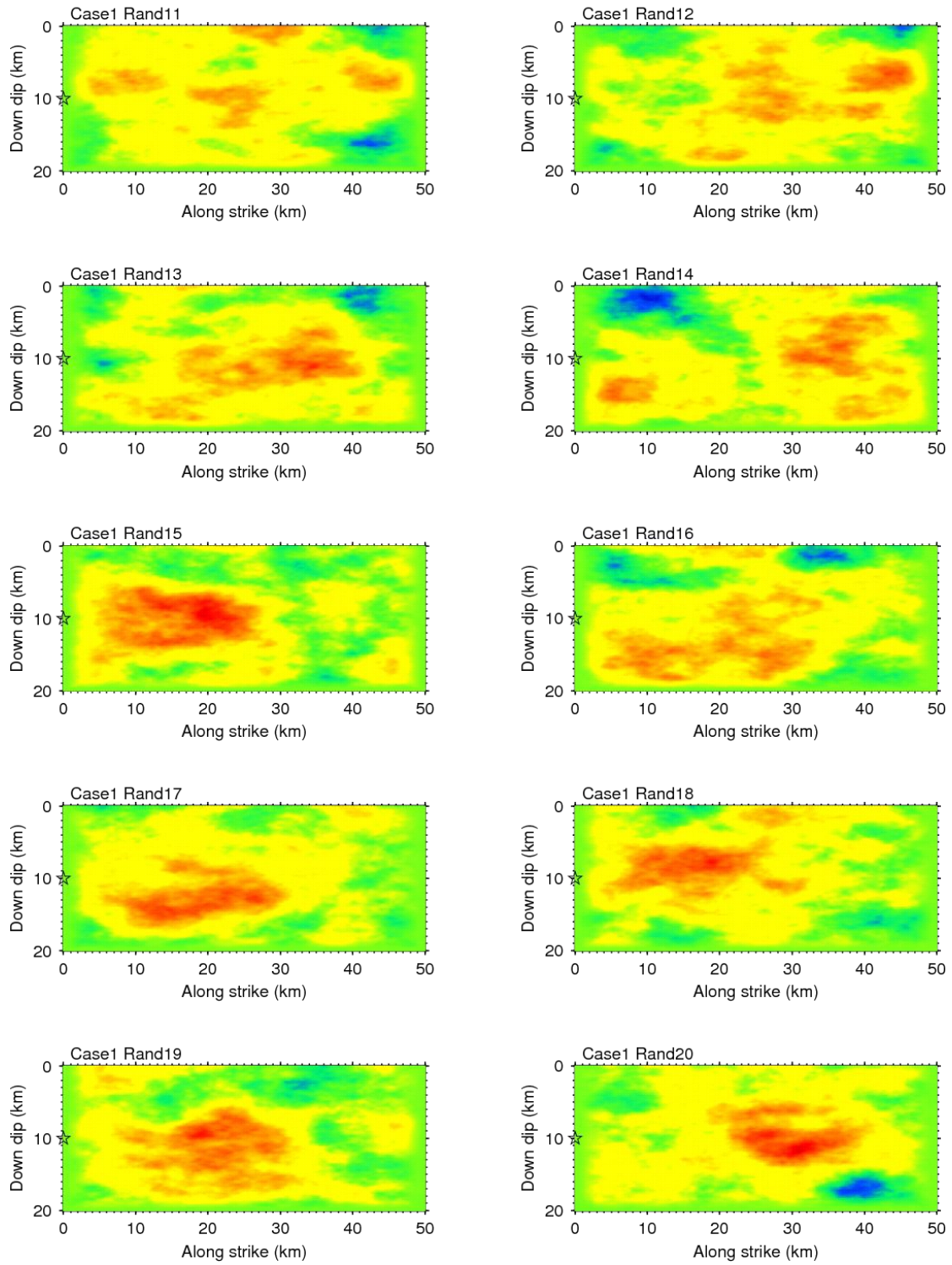
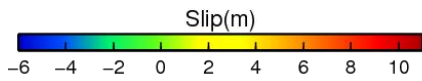


図 3-9 Case 1 の 50 ケースのすべり分布 (続き)

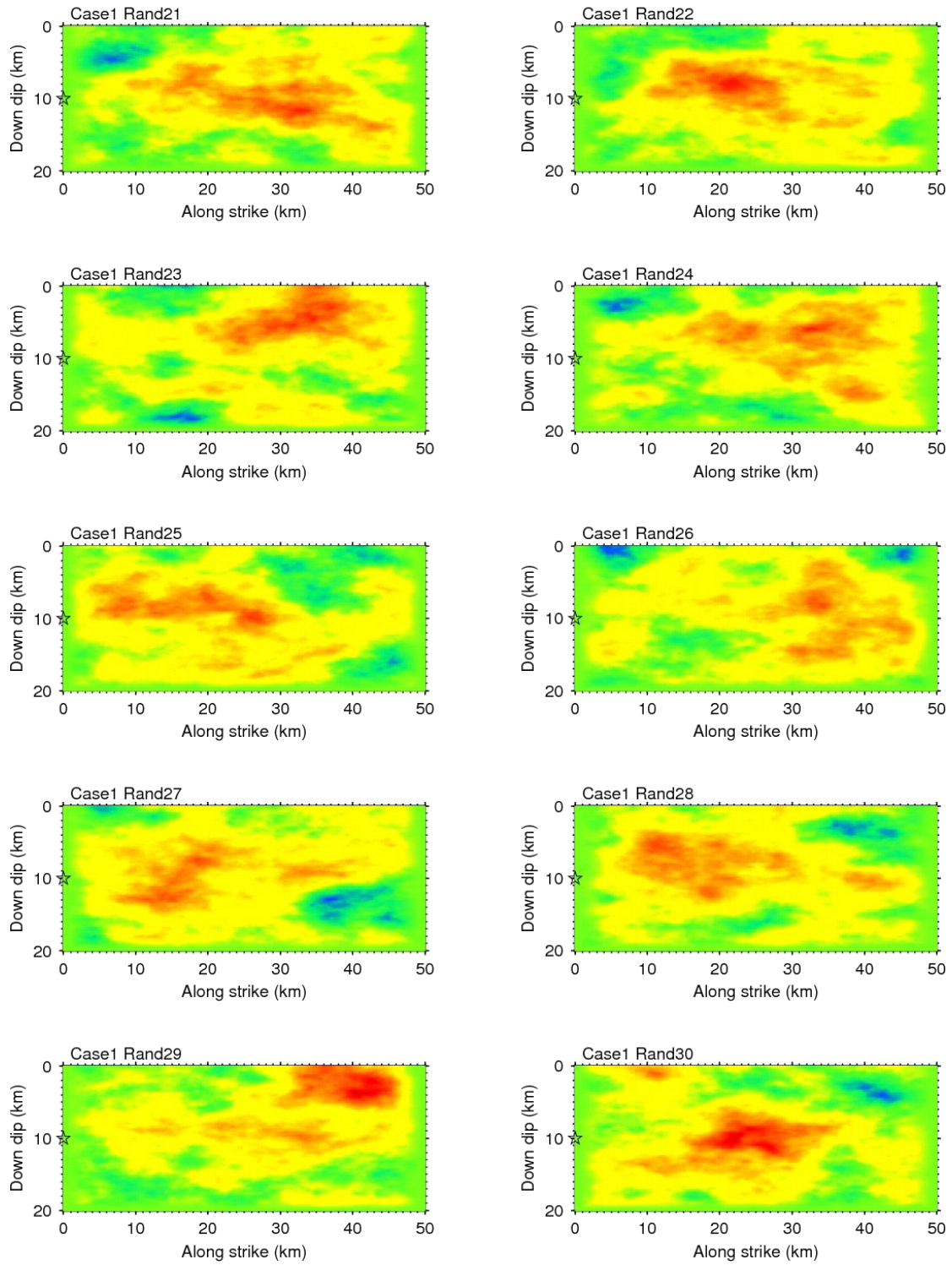


図 3-9 Case 1 の 50 ケースのすべり分布 (続き)

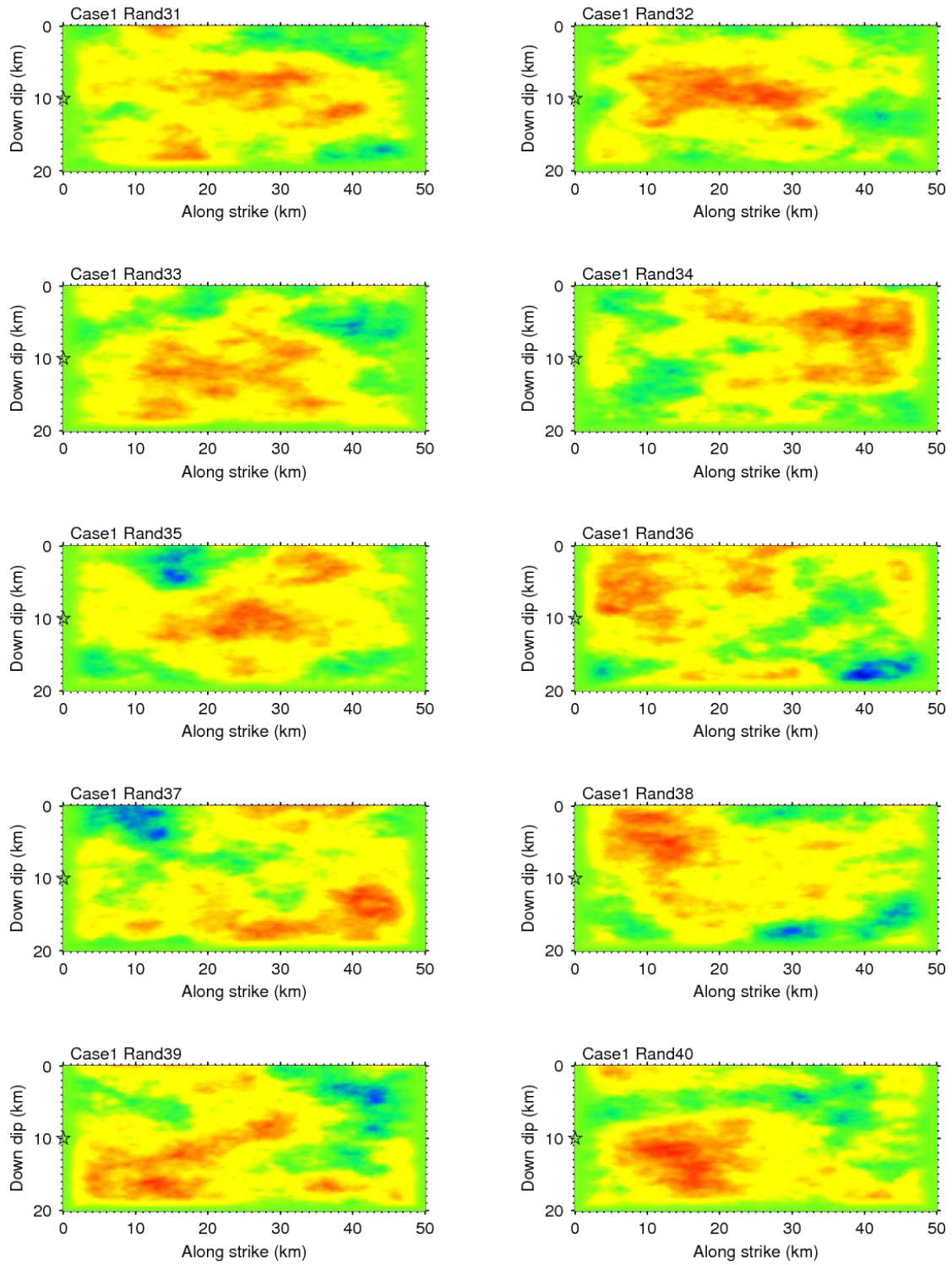
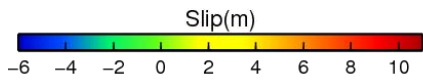


図 3-9 Case 1 の 50 ケースのすべり分布 (続き)

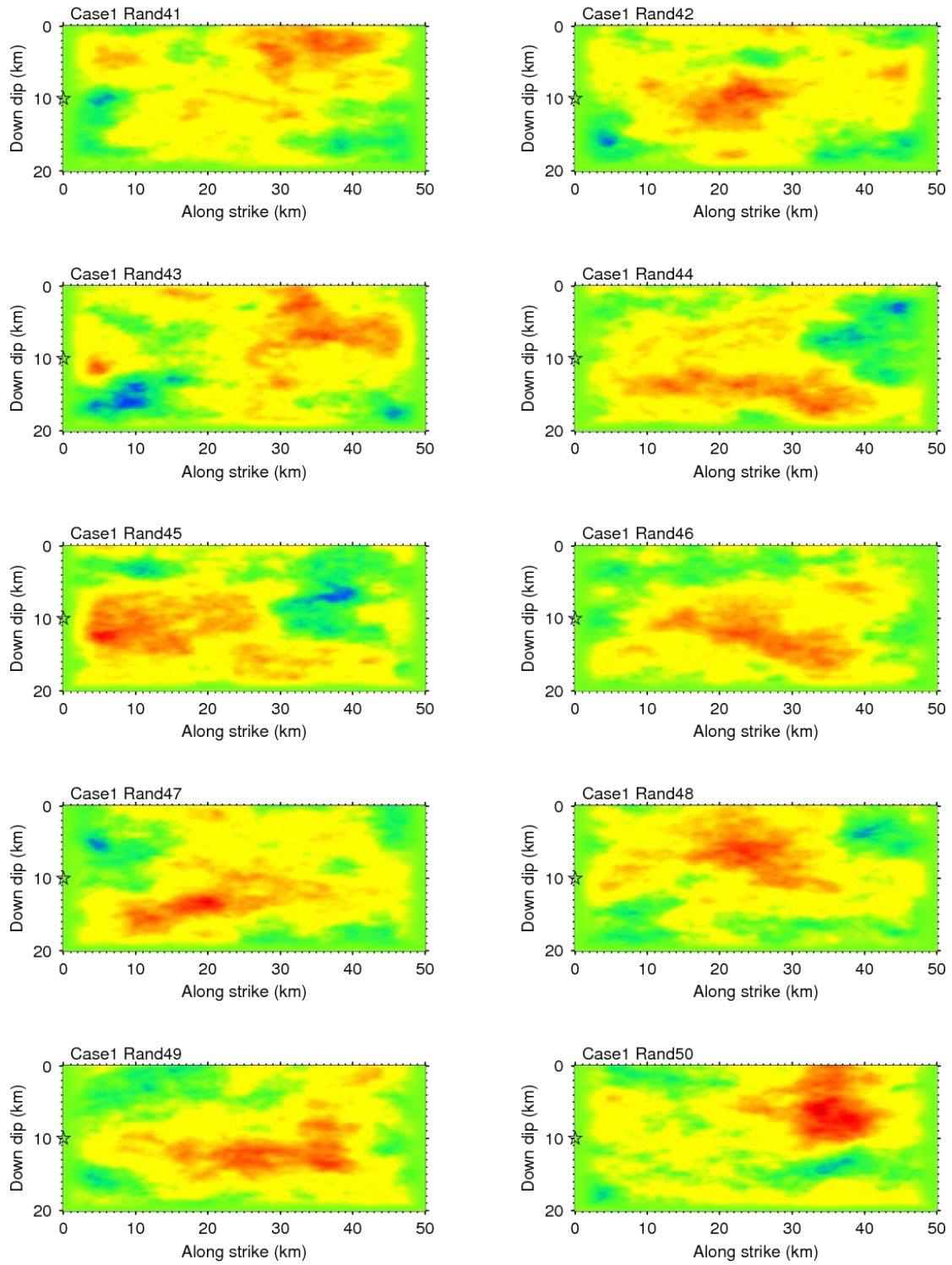
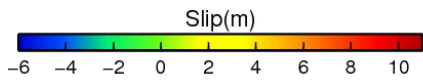


図 3-9 Case 1 の 50 ケースのすべり分布 (続き)

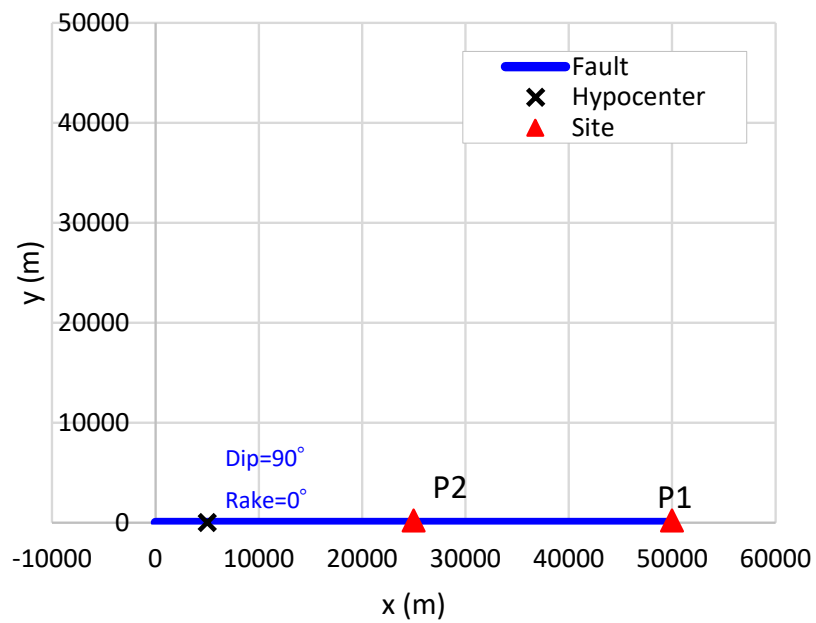


図 3-10 すべり速度時間関数をライズタイム 2 s の三角関数とした検討の地震動の評価地点

P1 : $(x, y) = (50000 \text{ m}, 200 \text{ m})$

P2 : $(x, y) = (25000 \text{ m}, 200 \text{ m})$

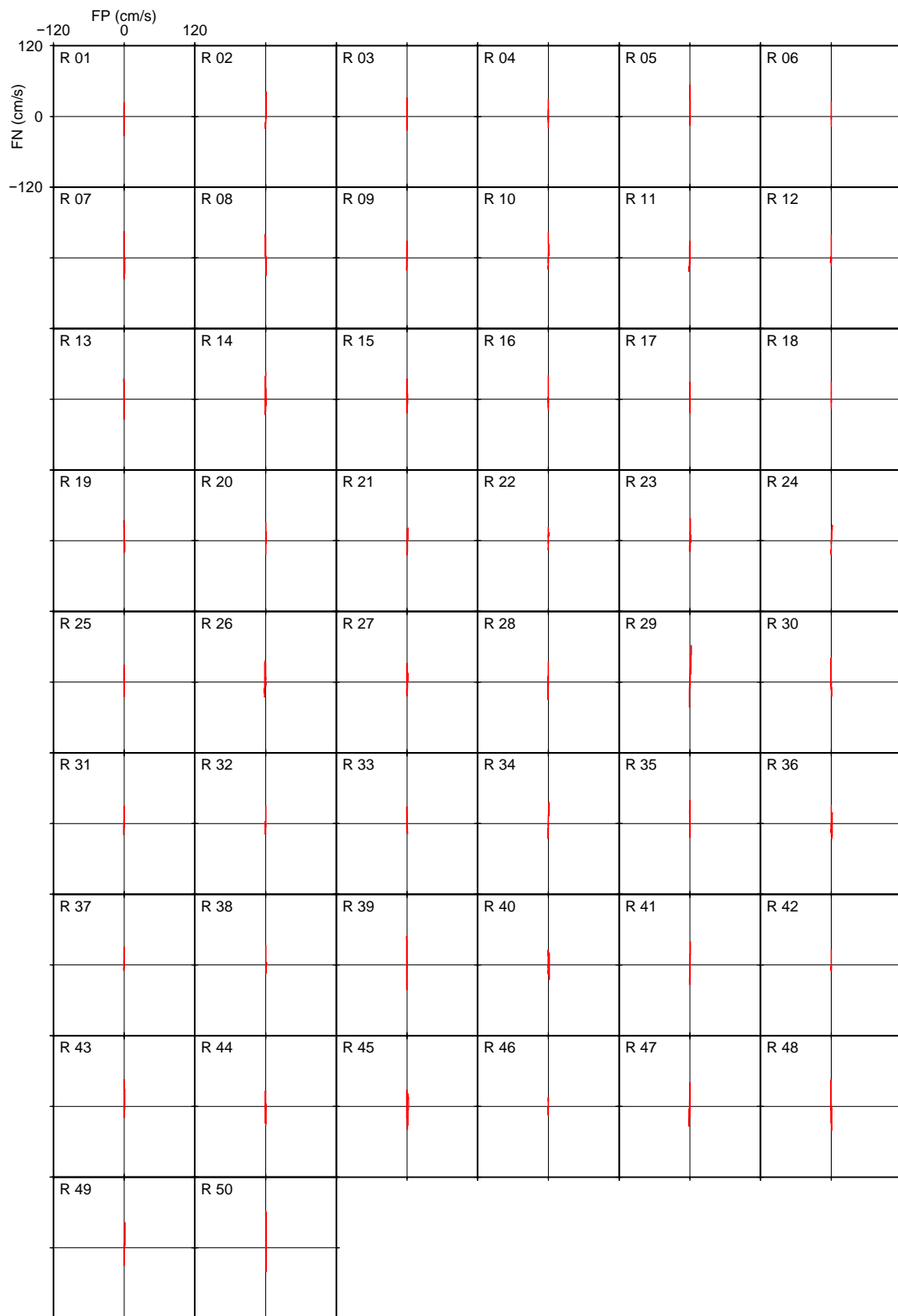


図 3-11 P1 の地震動の速度オービット (すべり速度時間関数はライズタイム 2 s の三角関数、左上に R で示す数字は位相乱数のケース No.)

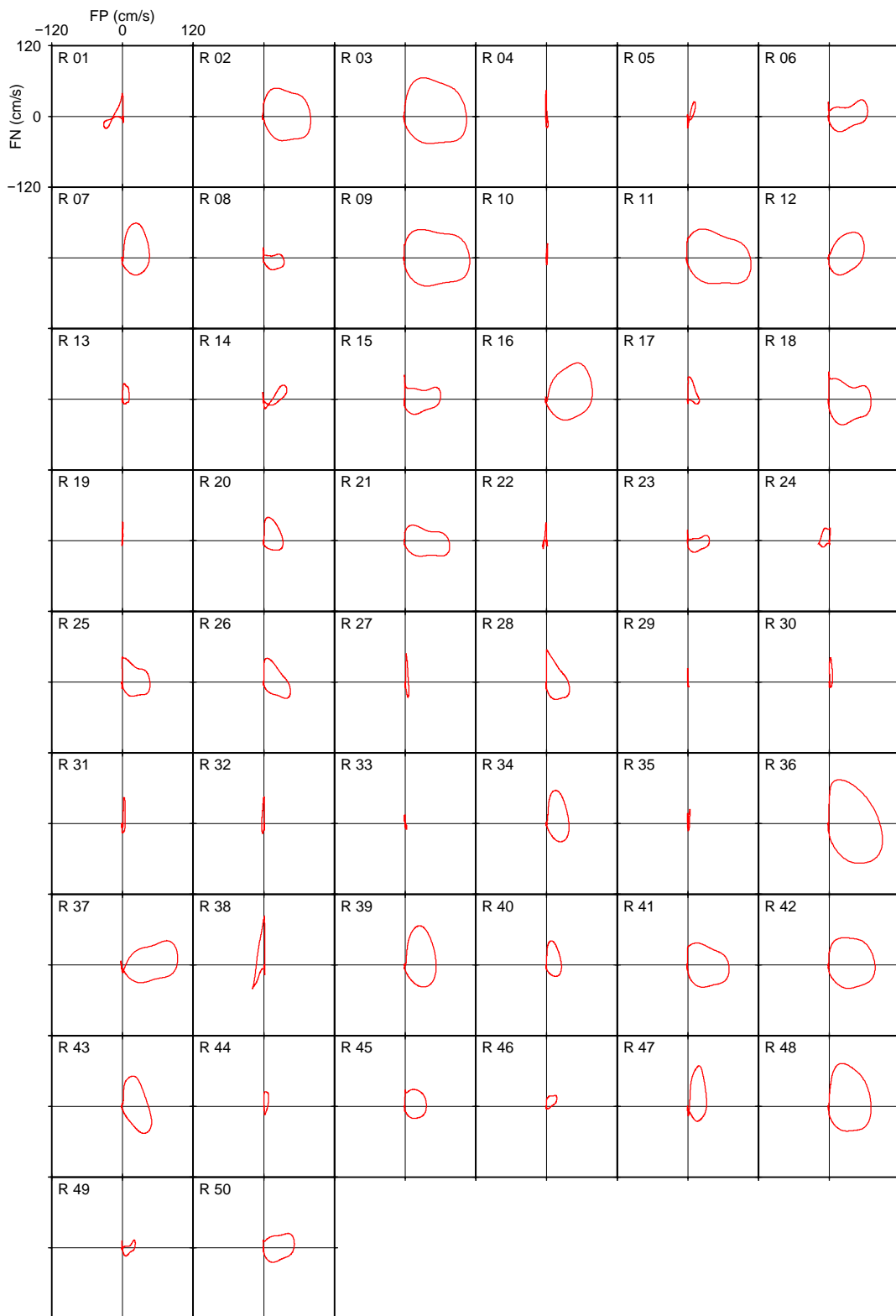


図 3-12 P2 の地震動の速度オービット (すべり速度時間関数はライズタイム 2 s の三角関数、左上に R で示す数字は位相乱数のケース No.)

3.5 まとめ

本研究では、日本の多くの地震を対象として、自己相似モデルにより震源断層のすべりの不均質性を評価した。すべり分布の2次元波数スペクトルを求め、von Karman型の自己相関関数にフィッティングし、相関距離やハースト指数などのパラメータの傾向分析を行った。対象を日本の地震に限定し、多数のデータを用いたことにより、既往研究による全世界の平均に対する日本の不均質性の違い、規模依存性や地震タイプによる違いを検討することができた。さらに、これらの自己相関関数のパラメータが震源近傍の地震動に与える影響をシミュレーションにより確認した。得られた結果を以下に示す。

- ・ ハースト指数 H は、 M_W 依存性は見られず、地震タイプによる違いは小さかった。 H の中央値は 0.77 となり、既往研究による推定値と概ね同じであるため、全世界の地震による平均的な H と日本の地震の平均的な H の違いは小さいと考えられる。
- ・ 走向方向の相関距離 a_x は、 M_W と正の相関があり、地震タイプによる違いは見られなかった。 a_x について M_W に対する回帰分析を行った結果、既往研究とほぼ同じとなり、日本で発生した地震は H と同様に全世界の地震の a_x の特性との違いは小さいと考えられる。
- ・ 傾斜方向の相関距離 a_y は、 a_x と同様に M_W と正の相関があるが、地震タイプによる違いがあった。また、内陸地殻内地震は M_W 6 クラス、海溝型地震は M_W 8 クラスで a_y が頭打ちする傾向が見られた。これは、地震発生層の厚さに起因する断層幅の飽和が影響していると推察された。このような頭打ちを考慮して、2折れ線の回帰式で内陸地殻内地震と海溝型地震の a_y を回帰した結果、折れ点となる M_W は前者が 6.3、後者が 8.4 となり、既往研究による three-stage scaling の first stage と second stage の境界となる M_W と調和的な結果が得られた。
- ・ 自己相関関数の相関距離のみが変動する場合は、地震動のコーナー周波数が変動し、高周波領域のスペクトルの傾きは変動しなかった。ハースト指数のみが変動する場合は、地震動の高周波数域のスペクトルの傾きが変動し、コーナー周波数は変動しなかった。

本研究では、断層のすべり量を対象に不均質性を評価した。その結果、ハースト指数が1に近い、すなわち k -square モデルに整合する結果が得られた。3.1 節で述べたように、 k -square モデルは ω -square モデルと結び付けられることが Andrews (1980, 1981) や Herrero and Bernard (1994) により示されている。しかし、Hisada (2000, 2001) が指摘しているように、これらの k -square モデルと ω -square モデルはハスケルモデルとすべり速度時間関数がデルタ関数という仮定のもとで成り立つ関係であり、実際の地震の破壊伝播やすべり速度時間関数とこれらの仮定は異なる可能性がある。すべり以外の震源特性に対する不均質性も総合的に評価した上で、 ω -square モデルとなるか否かの検討が必要である。

従って今後の展開としては、断層のすべり量だけでなく、ライズタイム、すべり角、破壊伝播速度などの断層パラメータの不均質性の評価や各パラメータの相関性の評価などが挙げられる。また、これらの不均質性を組み込んだ断層モデルの構築法や、不均質分布のランダム性を考慮した確率論的な地震動評価の検討などもさらなる展開として考えられる。

3.6 第3章の参考文献

- Ammon, C. J., T. Lay, H. Kanamori, and M. Cleveland (2011). A rupture model of 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets and Space* **63** 693–696.
- Andrews, D. J. (1980). Fault impedance and earthquake energy in the Fourier transform domain, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **70** 1683-1698.
- Andrews, D. J. (1981). A stochastic fault model, 2, time-dependent case, *J. Geophys. Res.* **86** 10821-10834.
- Asano, K. and T. Iwata (2006). Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets and Space* **58** 93–98.
- Asano, K. and T. Iwata (2009). Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **99**, no. 1, 123-140.
- Asano, K. and T. Iwata (2011a). Source rupture process of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated by the joint inversion of strong motion and GPS data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **101**, no. 5, 2467-2480.
- Asano, K. and T. Iwata (2011b). Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys* **168**, no. 1, 105-116.
- Asano, K. and T. Iwata (2016). Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth Planets and Space* **68** 147. doi:10.1186/s40623-016-0519-9.
- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira (2002). The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **132**, no. 1-3, 59-73.
- Cho, I., and I. Nakanishi (2000). Investigation of the three-dimensional fault geometry ruptured by the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake using strong-motion and geodetic data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**, no. 2, 450-467.
- Cirella, A., A. Piatanesi, E. Tinti, and M. Cocco (2008). Rupture process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake by non-linear joint inversion of strong motion and GPS data, *Geophys. Res. Lett.* **35** L16306. doi:10.1029/2008GL034756.
- Cultrera, G., G. Ameri, A. Saraò, A. Cirella, and A. Emolo (2013). Ground-motion simulations within ShakeMap methodology: application to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku (Japan) and 1980 Irpinia (Italy) earthquakes, *Geophys J Int* **193**, no. 1, 220-237.
- Frankel, A. (1991). High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value, and the scaling of strength on fault, *J. Geophys. Res.* **96** 6291-6302.

- Goulet, C. A., N. A. Abrahamson, P. G. Somerville, and K. E. Wooddell (2015). The SCEC Broadband Platform validation exercise: Methodology for code validation in the context of seismic hazard analyses, *Seismol. Res. Lett.* **86** 17–26.
- Graves, R. W., and A. Pitarka (2010). Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100** 2095-2123.
- Hanks, T. C. (1979). b values and to ω^y seismic source models: implications for tectonic stress variation along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion, *J. Geophys. Res.* **84** 2235-2242.
- Hanks, T. C., and W. H. Bakun (2002). A bilinear source-scaling model for M-log a observations of continental earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, no. 5, 1841–1846.
- Hayes, G. (2010). Preliminary Result of the Dec 21, 2010 Mw 7.4 Bonin Islands Earthquake, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/usc0000rxc/finite_fault.php.
- Hayes, G. (2011a). Updated Result of the Mar 9, 2011 Mw 7.3 Earthquake Offshore Honshu, Japan (Tohoku EQ foreshock), http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usb0001r57/finite_fault.php.
- Hayes, G. (2011b). Rapid source characterization of the 03-11-2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake, *Earth Planets and Space* **63**(7) 529–534. Data from http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php.
- Hayes, G. and C. Ji (2008). Preliminary Result of the Jun 13, 2008 Mw 6.8 Honshu Earthquake, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2008/us2008tfdp/finite_fault.php.
- Herrero, A., and P. Bernard (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84** 1216–1228.
- Hisada, Y. (2000). A theoretical omega-squared model considering the spatial variation in slip and rupture velocity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90** 387–400.
- Hisada, Y. (2001). A theoretical ω -squared model considering the spatial variation in slip and rupture velocity. Part 2: Case for a two-dimensional source model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91** 651–666.
- 久田嘉章 (2002). $k-2$ モデルによる強震動評価, *月間地球／号外* **37**, 179–186.
- 久田嘉章 (2005). $k-2$ モデルによる東海地震想定入力地震動の策定例, *海溝型巨大地震を考えるー広帯域強震動の予測ーシンポジウム論文集*, 83–90.
- Horikawa, H. (2001). Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: Rupture of asperities in a stress shadow, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91**, no. 1, 112–127.
- Ichinose, G. A., H. K. Thio, P. G. Somerville, T. Sato, and T. Ishii (2003). Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (M-s 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms. *J. Geophys. Res.* **108**, no. B10, B2497. doi:10.1029/2003JB002393.
- Ide, S. (1999). Source process of the 1997 Yamaguchi, Japan, earthquake analyzed in different frequency bands, *Geophys. Res. Lett.* **26**, no. 13, 1973–1976.

- Ide, S. (2001). Complex source processes and the interaction of moderate earthquakes during the earthquake swarm in the Hida-Mountains, Japan, 1998, *Tectonophysics* **334**, no. 1, 35–54.
- Ide S., A. Baltay, G. C. Beroza (2011). Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science* **332** 1426–1429. doi: 10.1126/science.1207020
- Ide, S., M. Takeo, and Y. Yoshida (1996). Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, no. 3, 547–566.
- Irikura, K. (2007). Predicting strong ground motions with a “Recipe,” *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **81**, 341–352.
- 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* **110**, no. 6, 849–875.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2002). 予測のための震源のモデル化, *月刊地球*, 号外**37**, 62–77.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏, 川辺秀憲, Luis Angel Dalguer(2003). 将来の大震災による強震動を予測するためのレシピ, *京都大学防災研究所年報* **46B** 105–120.
- Irikura, K., H. Miyake, T. Iwata, K. Kamae, H. Kawabe, and L. A. Dalguer (2004). Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, *Proc. of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Paper No. 1371, Vancouver, BC, Canada.
- Iwaki, A., T. Maeda, N. Morikawa, S. Aoi, and H. Fujiwara (2016). Kinematic source models for long-period ground motion simulations of megathrust earthquakes: validation against ground motion data for the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planets and Space* **68** 95.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, Y. Matsumoto, H. Miyake, and K. Irikura (2000). Source process of the 2000 Western Tottori Prefecture earthquake and near-source strong ground motion, 2000 Fall Meeting Seismol. Soc. of Jpn., Tsukuba, 20–22.
- Kato, T., and M. Ando (1997). Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times, *Geophys. Res. Lett.* **24**, no. 16, 2055–2058.
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003). Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets and Space* **55**, no. 4, 159–172.
- Kobayashi, R., and K. Koketsu (2005). Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data, *Earth Planets and Space* **57**, no. 4, 261–270.
- Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki, and S. Ide (2004). Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets and Space* **56**, no. 3, 329–334.
- Lay T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M. J. Kim (2011). Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets and Space* **63** 687–692.

- Lomnitz-Adler, J., and P. Lemus-Diaz (1989). A stochastic model for fracture growth on a heterogeneous seismic fault, *Geophys. J. Int.* **99** 183–194.
- Mai, P. M., and G. C. Beroza (2002). A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J Geophys Res.* **107**, no. B11, 2308.
- Mai, P. M., and K. K. S. Thingbaijam (2014). SRCMOD: An online database of finite - fault rupture models. *Seismol. Res. Lett.*, **85**, no. 6, 1348-1357.
- Miura, S., Y. Suwa, T. Sato, K. Tachibana, and A. Hasegawa (2004). Slip distribution of the 2003 northern Miyagi earthquake (M6.4) deduced from geodetic inversion, *Earth Planets and Space* **56**, no. 2, 95–101.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000). Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. of the 12th World Conference of Earthquake Engineering*, Paper No. 1850, Auckland, New Zealand.
- Nagai, R., M. Kikuchi, and Y. Yamanaka (2001). Comparative study on the source processes of recurrent large earthquakes in Sariku-oki Region: the 1968 Tokachi-oki Earthquake and the 1994 Sanriku-oki Earthquake, *Zishin (Journal of the Seismological Society of Japan)* **54** 267–280.
- Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, M. Ohtake, S. Kinoshita, and H. Hamaguchi (2002). Broadband source process of the 1998 Iwate prefecture, Japan, earthquake as revealed from inversion analyses of seismic waveforms and envelopes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, no. 5, 1708–1720.
- 野津厚 (2004). 円形クラックモデルの経験的グリーン関数法への応用, *地震第2 輯* **56** 337–350.
- Piatanesi, A., A. Cirella, P. Spudich and M. Cocco (2007). A global search inversion for earthquake kinematic rupture history: Application to the 2000 western Tottori, Japan earthquake, *J Geophys Res* **112** B07314. doi:10.1029/2006JB004821
- Scholz, C. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **72**, no. 1, 1–14.
- Sekiguchi, H., and T. Iwata (2001). Rupture process of the 2001 Geiyo Earthquake obtained from Strong Motion Data [Ver.1], available at <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/zisin/geiyo-e.html>
- Sekiguchi, H., M. Yoshimi M, H. Horikawa, K. Yoshida, S Kunitatsu, and K. Satake (2008). Prediction of ground motion in the Osaka sedimentary basin associated with the hypothetical Nankai earthquake, *J. Seismology* **12**, 185–195.
- Shao, G. and C. Ji (2005). Preliminary Result of the Aug 16, 2005 Mw 7.19 Honshu Earthquake, UCSB http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2005/08/smooth/honshu.html.
- Shao, G., X. Li, C. Ji. and T. Maeda (2011). Focal mechanism and slip history of 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planets and Space* **63**(7) 559-564. Data accessible at http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2011/03/0311/Honshu_main.html.

- Shimazaki, K. (1986). Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics* **37** 209–216.
- Skarlatoudis, A. A., P. G. Somerville, and H. K. Thio (2016). Sourcescaling relations of interface subduction earthquakes for strong ground motion and tsunami simulation, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **106**, no. 4, 1652–1662, doi: 10.1785/0120150320.
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong-ground motion, *Seismol. Res. Lett.* **70** 59–80.
- 田島礼子, 松元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎 (2013). 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, *地震第2輯* **66**, 31–45.
- Takeo, M. (1988). Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki Earthquake deduced from strong motion seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, no. 3, 1074–1091.
- Tanioka, Y., and K. Satake (2001a). Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.* **28**, no. 6, 1075–1078.
- Tanioka, Y., and K. Satake (2001b). Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth Planets and Space* **53**, no. 4, 235–241.
- Wald, D. J., and P. G. Somerville (1995). Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, no. 1, 159–177.
- Wei S. and A. Sladen (2011). Preliminary Result 3/11/2011 (Mw 9.0), Tohoku-oki, Japan. Source Models of Large Earthquakes, http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2011_tohoku-oki-tele/index.html.
- Wei S., A. Sladen and the ARIA group (2011). Updated Result 3/11/2011 (Mw 9.0), Tohoku-oki, Japan. Source Models of Large Earthquakes, http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2011_taiheiyo-oki/index.html.
- Wei, S. J., R. W. Graves, D. Helmberger, J. P. Avouac and J. L. Jiang (2012). Sources of shaking and flooding during the Tohoku-Oki earthquake: A mixture of rupture styles, *Earth and Planetary Science Letters* **333-334** 91-100, Data accessible at http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2011_tohoku_joint/index.html.
- Yagi, Y. (2004). Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, *Earth Planets and Space* **56** 311–316.
- Yagi, Y. and Y. Fukahata (2011). Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys Res Lett* **38** L19307. doi:10.1029/2011GL048701.

- Yagi, Y., M. Kikuchi, S. Yoshida, and T. Sagiya (1999). Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquakes of 1996, *Geophys. Res. Lett.* **26**, no. 20, 3161–3164.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, S. Yoshida, and Y. Yamanaka (1998). Source process of the Hyuga-nada earthquake of April 1, 1968 (Mjma 7.5), and its relationship to the subsequent seismicity, *Zishin (Journal of the Seismological Society of Japan)* **51**, 139-148.
- Yagi, Y., R. Okuwaki, B. Enescu, A. Kasahara, A. Miyakawa, and M. Otsubo (2016). Rupture process of the 2016 Kumamoto earthquake in relation to the thermal structure around Aso volcano, *Earth Planets and Space* **68**, no. 1, 1–6.
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi (2003). Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets and Space* **55**, no. 12, E21–E24.
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi (2004). Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J Geophys Res* **109**, no. B7, B07307. doi:10.1029/2003JB002683.
- Yamazaki, Y., T. Lay, K. F. Cheung, H. Yue, and H. Kanamori (2011). Modeling near-field tsunami observations to improve finite-fault slip models for the 11 March 2011 Tohoku earthquake, *Geophys Res Lett* **38** L00G15. doi:10.1029/2011GL049130.

第4章 地震動および建物応答の2方向特性と震源近傍領域の提案

4.1 はじめに

近年、強震観測網の充実に伴い、内陸地殻内地震の震源近傍では設計レベルを大きく超える地震動が観測されるようになった(加藤, 2009)。このような地震動は、現行の耐震設計で考慮されている地震動と比較して、構造物に対して大きな荷重が短時間に作用するパルス性の地震動となることが知られている。

一方、1995年兵庫県南部地震以降急激に普及している免震構造物は、アイソレータによる構造物の長周期化とダンパーのエネルギー吸収能力による高い減衰効果を利用して、上部構造の地震力の低減を図ることができる。しかし、このように耐震安全性の高い免震構造物も、設計レベルを超える地震動に対して上部構造の擁壁への衝突(柏ほか, 2003)や、免震部材の破断などの安全限界を超える危険性(多賀ほか, 2013)が指摘されており、大振幅のパルス性地震動となる内陸地殻内地震の震源近傍については、免震構造物の正確な応答特性の把握が必要とされている。また、免震構造物の応答特性については、水平2方向同時入力と1方向入力による応答値の差や積層ゴムのねじれ変形など、地震動が2次元応答に与える影響が報告されている(例えば松田ほか, 2013; 日本免震構造協会, 2010)。しかし、それらの2次元応答の検討に用いられている地震波は代表観測波や、告示に示される地震動、正弦波などが多く、震源近傍の強震動特性を踏まえた上での検討事例は少ない。よって、震源極近傍における地震動の2方向特性とその要因を検討し、それらの特性が免震構造物に及ぼす影響を検討する必要がある。

そこで第4章では、震源近傍の観測記録を用いた免震構造物の2方向同時入力と1方向入力による応答値を比較し、地震動の2方向特性としてオービット特性の重要性を示す。次に、横ずれ断層の震源近傍における地震動を理論的手法により評価し、オービット形状の特徴を述べ、その形状の生成要因を検討する。要因としては震源特性と地下構造特性が考えられるが、ここでは震源特性の寄与に着目し、断層パラメータの変化によるオービット形状の変化について検討する。それらの変化について、全無限弾性体のグリーン関数解(以下、全無限解)を用いて、地震動波形を近地項、中間項および遠地項に分離し、各項の寄与に基づき考察を述べる。さらに、近地項、中間項、遠地項の全項と遠地項のみの地震動による免震構造物の2次元応答解析を行い、震源極近傍における地震動の評価手法が免震構造物の応答に与える影響を検討した上で、地震動の各項の寄与の理論的關係から震源近傍の領域について提案する。

4.2 免震構造物の2次元応答から示すオービット特性の重要性

震源近傍の観測記録を用いて、水平2方向の地震動を同時入力した場合と、それぞれ1方向の地震動を入力した場合の構造物応答の相違について、免震構造物のモデルを用いて検討を行う。

免震構造物モデルは、図4-1に示す水平2方向に自由度を持つ1質点系モデルを用いる。免震層は鉛プラグ入り積層ゴム(LRB)とし、免震周期 T_f と降伏せん断力係数 α_s は以下の式で表される。

$$T_f = 2\pi \sqrt{\frac{\sigma_0 h_r}{g G_r}} \quad (4.1)$$

$$\alpha_s = \frac{Q_d}{W} \quad (4.2)$$

ここに、 σ_0 ：面圧、 h_r ：ゴム総厚、 g ：重力加速度、 G_r ：ゴムのせん断弾性率、 Q_d ：切片荷重、 W ：総重量であり、解析に用いた値は図4-1の通りである。免震装置の力学モデルは、2軸連成効果を考慮するため、ばね本数8本のMSS(Multiple Shear Spring)モデルを用いる。復元力特性は降伏応力と剛性を最大変位振幅に応じて変化させる修正バイリニアモデルとし、1方向の初期サイクルの二次剛性 $K_d=1.54$ kN/mm、二次剛性 K_d に対する一次剛性 K_u の比 $\beta = K_u/K_d=13$ とした。

入力地震動は1995年兵庫県南部地震(M7.3)の震源近傍の観測記録とし、NS・EW方向の水平2方向同時入力とする。用いる観測記録の水平2成分の速度波形(代表3地点)を図4-2に、速度オービット及び観測点の断層との位置関係を図4-3に示す。なお、免震構造物の応答を検討するため、図には周期1秒以上の成分を示している。久田・山本(1995)や額瀬(1996)などの既往研究でも知られているように、速度波形には内陸地殻内地震の震源近傍での地震動の特徴とされるパルス波が見られる。オービットは、断層線に対して直交成分が大きな楕円形となっている。

以上の条件で、地震動の水平2方向両成分を入力した場合と、それぞれ1方向のみ(もう片方は0)を入力した場合の最大応答変位を比較する。両者の各方向での応答変位の結果と、その差及び割合について表4-1に示す。応答変位は2方向入力と1方向入力とどちらが大きいかという傾向は見られないが、両者の応答値には差があり、2方向入力時は応答する方向に対して直交方向の地震動の影響を受けていると言える。新神戸変電所のEW方向は、2方向入力時の応答変位が1方向入力時の応答変位を約20%上回っている。なお、地震動の卓越周期と免震周期がより近い場合についても検討し、2方向入力と1方向入力の応答変位の差は概して大きくなる傾向を確認している。

2方向入力が各1方向入力より応答が大きくなる要因は、MSSモデルにより円形の降伏曲面を与えたことによる(和田・山本、1988)。円形の免震支承は全方向に同じ降伏せん断力を持つ応力-変位関係をモデル化するため、バイリニア型のバネを多方向に分散配置す

る MSS モデルを用いる。MSS モデルは、Y 方向の変形後に X 方向に変形した場合の降伏せん断力は、X 方向のみに変形した場合よりも小さくなる。降伏後の変形が進むため、2 次元的に変形した場合は 1 方向のみに変形した場合よりも応答変位が大きくなる。

以上より、免震構造物の応答解析は 1 方向入力では危険側の評価となる場合がある。応答をより正確に把握するためにも、入力地震動は 1 方向成分それぞれの特性だけでなく、水平 2 方向成分のオービット特性を評価する必要がある。

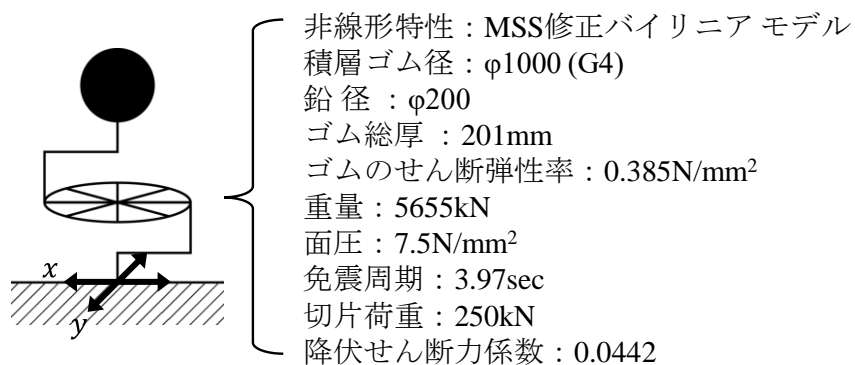


図 4-1 免震構造物の解析モデル

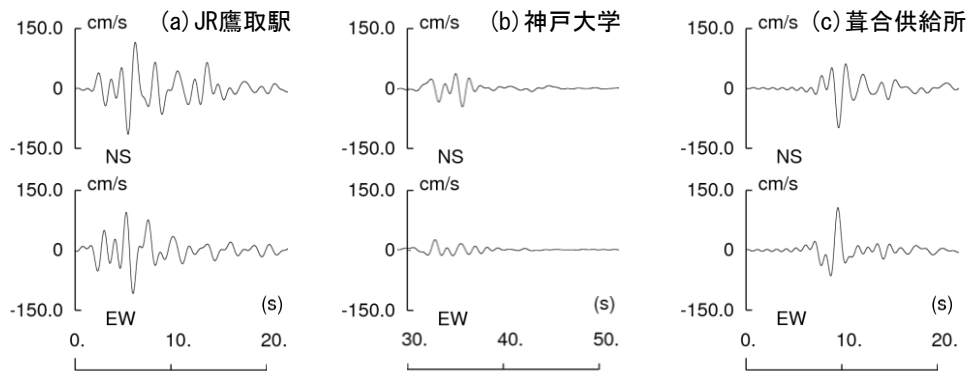


図 4-2 兵庫県南部地震で観測された震源近傍の速度波形(周期 1.0 秒以上)

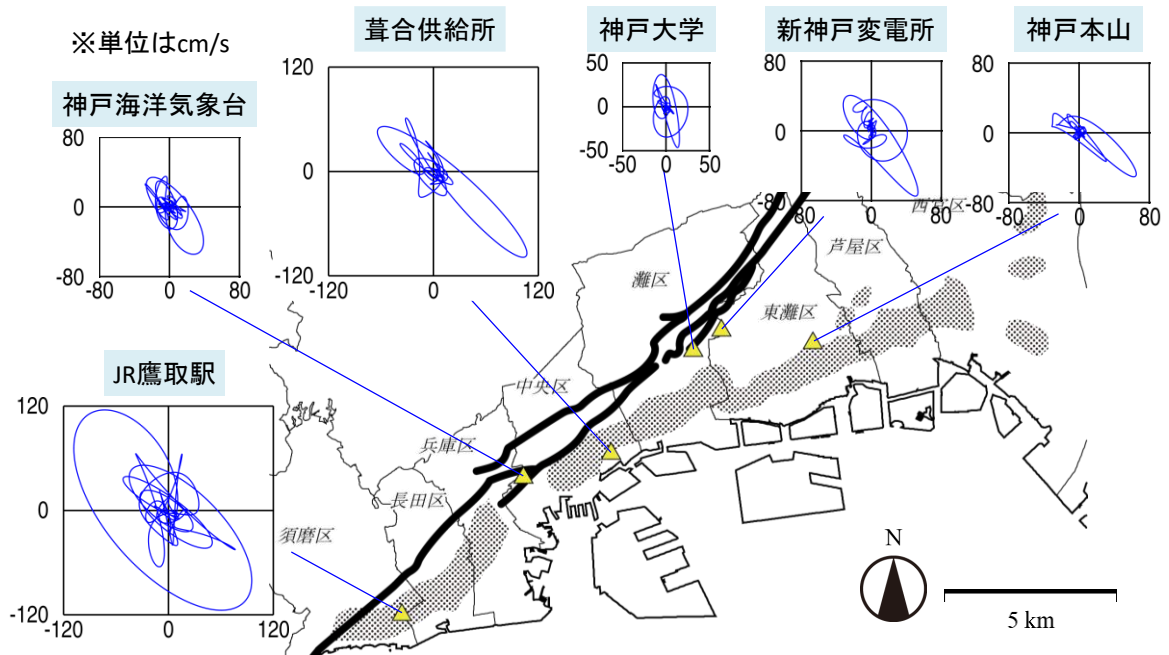


図 4-3 兵庫県南部地震の観測記録の速度オービット (周期 1 秒以上)


図中の太線は断層線、は震災の帯、久田(1998)に基づく

表 4-1 観測記録の2方向入力時と1方向入力時の最大応答変位

地点名	方向	2方向入力 最大変位 (cm)	1方向入力 最大変位 (cm)	2方向-1方向 (cm)	2方向/1方向 (%)
JR鷹取駅	NS	47.90	46.10	1.81	103.92
	EW	57.29	54.26	3.03	105.59
神戸海洋気象台	NS	25.75	25.84	-0.09	99.65
	EW	23.01	21.62	1.39	106.43
神戸大学	NS	23.62	25.10	-1.48	94.11
	EW	11.85	10.42	1.43	113.75
神戸本山	NS	23.45	23.92	-0.47	98.04
	EW	40.10	42.07	-1.97	95.32
葺合供給所	NS	56.89	51.95	4.95	109.52
	EW	68.71	68.63	0.08	100.11
新神戸変電所	NS	32.33	36.98	-4.64	87.44
	EW	25.79	21.55	4.23	119.64

2方向入力の方が大きい
1方向入力の方が大きい

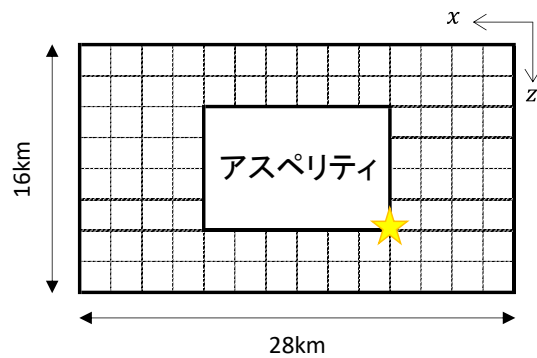
4.3 震源近傍の理論的地震動評価

4.3.1 解析条件

震源近傍の地震動について理論的手法により評価する。震源断層は鉛直横ずれ断層を想定し、断層パラメータは強震動予測レシピ(地震調査研究推進本部, 2009)により設定した。表 4-2 及び図 4-4 に断層モデルの諸元を示す。断層上端深さ 3km、破壊開始点はアスペリティ下端の右端とし、同心円状に破壊が進行するものと仮定する。理論計算には水平成層構造のグリーン関数の計算手法として波数積分法(Hisada and Bielak, 2003)を用い、対象振動数は 0.0~1.5625Hz とする。地盤モデルは表 4-3 に示す 5 層の水平成層地盤を用い、震源断層が強震波形に与える影響を検討するため、地震基盤に相当する岩盤($V_s \geq 3000\text{m/s}$)が露頭した地盤モデルを設定する。図 4-5 に地表面の波形の出力点と断層の位置関係を示す。

表 4-2 断層パラメータ

気象庁マグニチュード	7.2	
傾斜角	90°	
すべり角	0°	
上端深さ	3km	
破壊伝播速度	2556m/s	
すべり速度時間関数	中村・宮武(2000)	
	アスペリテイ	背景領域
面積	96km ²	352km ²
すべり量	1.8m	0.7m
実効応力	15.3MPa	3.6MPa



※小断層サイズ: 2km × 2km

※★: 破壊開始点

図 4-4 断層モデル概要

表 4-3 地盤モデル

地盤層	層厚 D[m]	P波速度 Vp[m/s]	S波速度 Vs[m/s]	密度 ρ [t/m ³]	Q値	
					Qs	Qp
1層目	3000	5500	3140	2.3	300	600
2層目	18000	6000	3550	2.4	300	600
3層目	33000	6700	3830	2.8	300	600
4層目	67000	7800	4460	3.2	300	600
5層目	∞	8000	4570	3.3	300	600

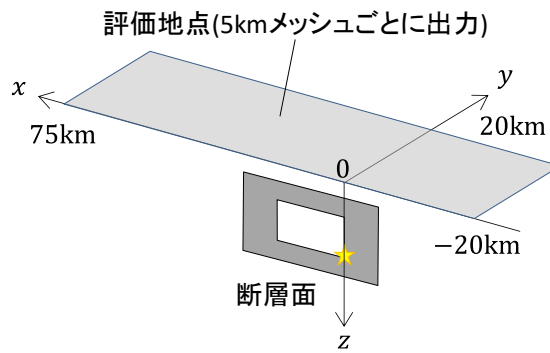


図 4-5 断層と評価地点の位置関係

4.3.2 震源近傍の地震動特性

はじめに、4.3.1 項の解析条件により得られた地震動の特徴を整理する。震源近傍($-20 \leq x \leq 75, 0 \leq y \leq 20$ km)の最大速度分布を図 4-6 に示す。断層直交成分(FN 成分)の速度レベルは、震央から破壊進行方向へ 20 km の地点で最大となり、震央から破壊進行側に大振幅の領域が分布している。断層平行成分(FP 成分)の最大速度は震央から y 方向に 5km ほど離れた地点で最大となるが、FN 成分と比べるとその値は小さい。FN 成分に関して断層線とその延長線上($-20 \leq x \leq 50, y = 0$ km)の速度波形とその速度応答スペクトルを図 4-7 に示す。波形の特徴としては、震源断層の破壊伝播効果により、震央より破壊進行方向($x = 10, 20, 30$ km)では継続時間が短く、正方向に振幅の大きなパルス波となり、周期 2.0~4.0 秒付近が卓越している。反対方向では継続時間が長く振幅の小さな波となり、周期特性はピークを持たない。上記の断層線近傍の FN 成分が振幅の大きなパルス波となる性質は、4.2 節の観測記録とも対応している。

次に、各地点の水平成分の速度オービットを図 4-8 に示す。オービットの形状は、断層線上の地点は FP 成分の振幅がなく、ほぼ FN 成分のみの直線形状となっている。断層から少し離れた地点では、FP・FN の両成分に振幅があり楕円形状となっており、 $x \geq 40$ km の断層から離れた地点では、オービットはふくらまず直線形の形状となっている。また、断層にさらに近い狭域の地点 (2 km ごと) のオービットを図 4-9 に示す。断層の極近傍地点でもオービットは直線形に近い形状となっている。

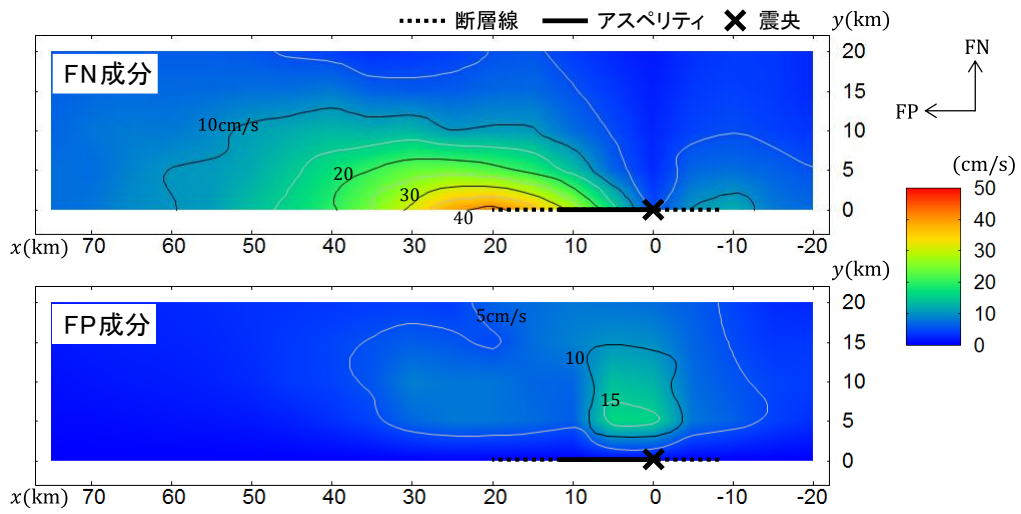


図 4-6 震源近傍の地震動の FN 成分 (上) と FP 成分 (下) の最大速度分布

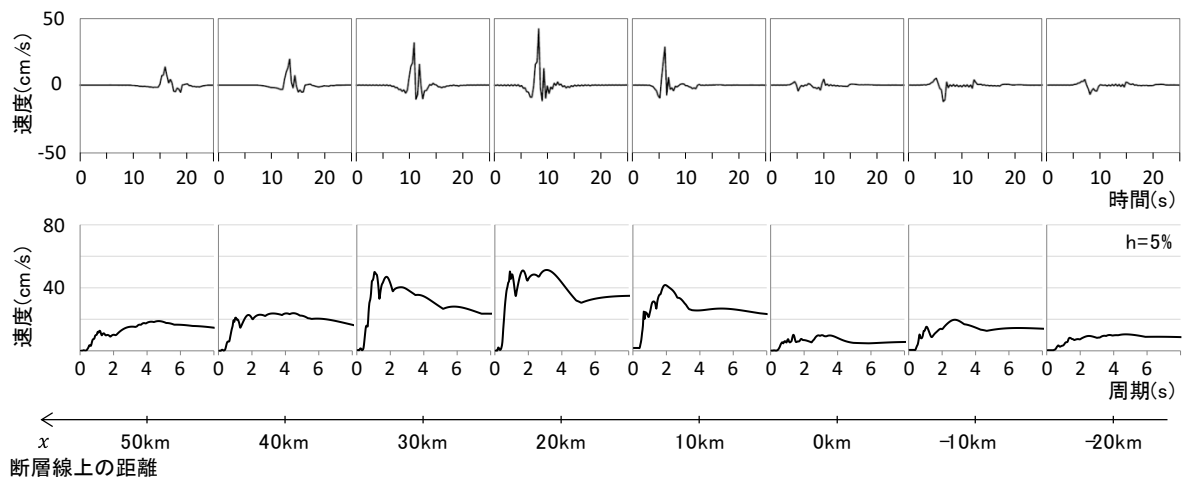


図 4-7 断層線上の FN 成分の速度波形(上)と速度応答スペクトル(下)

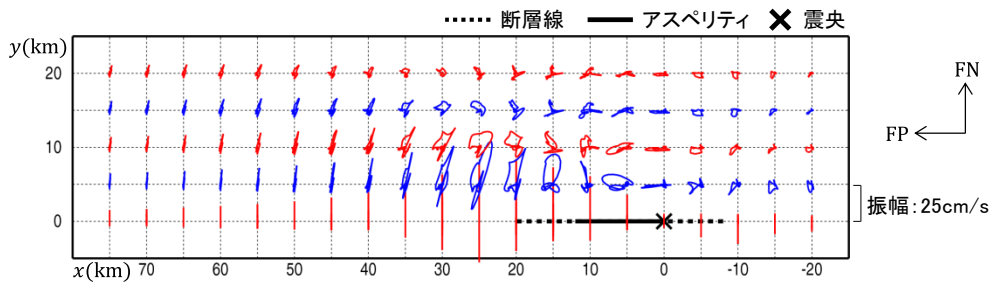


図 4-8 震源近傍の地震動の速度オービット

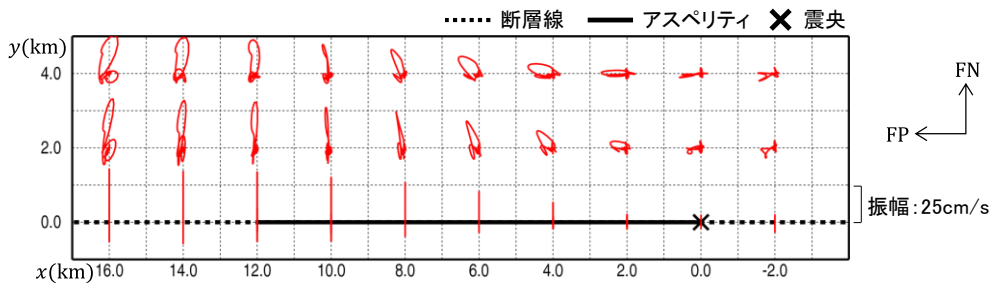


図 4-9 震源近傍の地震動の速度オービット (さらに近傍の狭域)

4.3.3 断層パラメータがオービット特性に与える影響

4.3.2 項では震源近傍のオービット特性を述べた。図 4-8 の断層線上の地点のような、FP 成分がなく FN 成分のみの直線形状のオービットは、4.2 節で示した兵庫県南部地震など実際の観測記録では見られない。オービットが楕円形状となる要因の検討として、ここでは震源特性に着目し、傾斜角およびすべり角の寄与を検討する。

断層パラメータの影響を簡易的に評価するため、地盤モデルは $V_s = 3550 \text{ m/s}$ の全無限地盤とし、近地項・中間項・遠地項から成る震源近傍の理論地震動（理論地震動研究会, 1994）を計算する。この地盤物性は 4.3.1 項で設定した地盤モデルの地震発生層に相当する。

はじめに、断層の傾斜角を変動させる。すべり角は 0° で固定し、傾斜角を 90° 、 80° 、 70° としたときの震源近傍の速度オービットを図 4-10 に示す。断層線上では、傾斜角が小さくなるほど FP 成分が大きくなっており、特に $x \leq 0 \text{ km}$ の地点でオービットはわずかに楕円形となっているが、 $x \geq 0 \text{ km}$ の破壊進行方向では依然としてオービットは直線形である。次に、すべり角にばらつきを与えた検討を行う。傾斜角は 70° とし、すべり角は図 4-11 に示すように、112 個の各小断層に $-45^\circ \sim +45^\circ$ で一様分布となるようランダムに与えた。そのときの速度オービットを図 4-12 に示す。図 4-10 下段の傾斜角 70° ですべり角一定のときと比べ、すべり角にばらつきを与えるとループ形状は多少変化しているが、FP 成分の振幅にはさほど変化がなく、断層線上（特に破壊進行方向）のオービットは楕円形状にはならない。

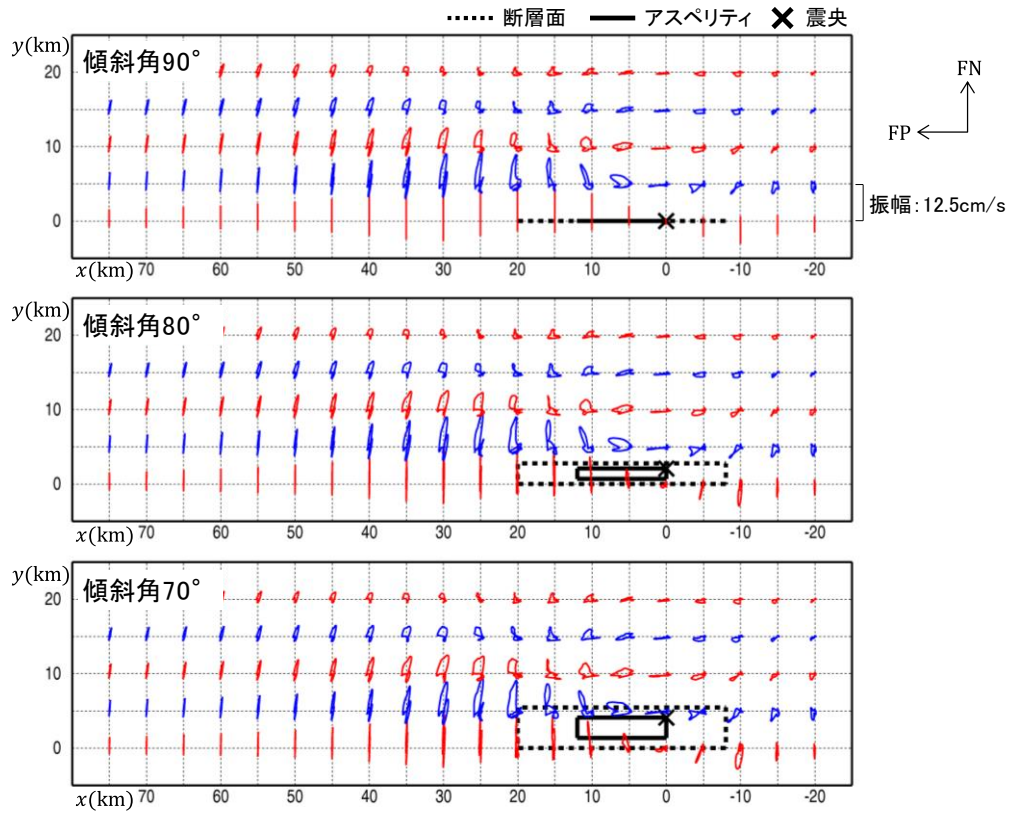


図 4-10 傾斜角 90° (上)、 80° (中)、 70° (下) のときの速度オービット

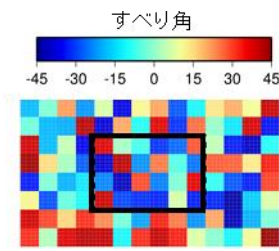


図 4-11 M7.2 断層の各小断層のすべり角

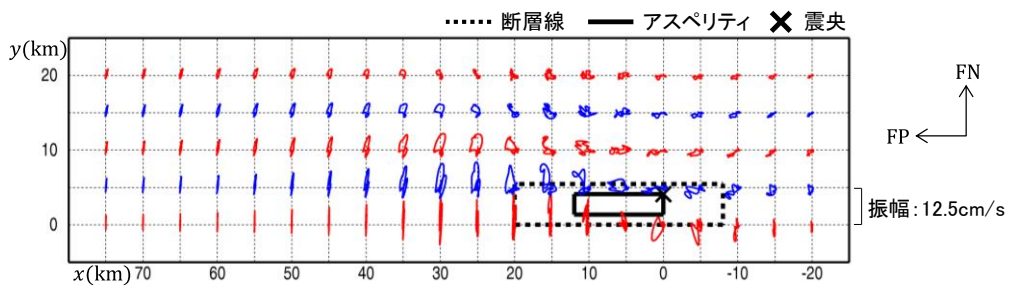


図 4-12 すべり角にばらつきを与えたときの速度オービット

4.4 断層と観測点の位置関係がオービット特性に与える影響

4.4.1 断層深さの検討

断層と観測点の位置関係がオービット特性に与える影響の検討として、断層深さについて検討する。解析モデルの概要図を図 4-13 に示す。ここでは、より簡易的に検討を行うため、断層モデルは 4.3.1 項で示したモデルのアスペリティ部分のみの一様断層面とし、傾斜角、すべり角、破壊伝播速度、すべり速度時間関数、分割数等は 4.3.1 項と同じとする。地盤モデルは表 4-3 の 2 層目の地震発生層の物性とした半無限地盤とし、計算手法は波数積分法(Hisada and Bielak, 2003)を用いる。震源極近傍の地震動振幅の変化を見るため、地震動の評価地点は 1 km 間隔とした。断層上端深さはそれぞれ 0 km, 1 km, 2 km, 3 km とする。4.4.2 項の全無限解を用いた検討と合わせて、断層線から 0.2 km ずらした $y = 0.2$ km の地点を評価する（詳細は後述）。

評価結果の速度オービットを図 4-14 に示す。4.3 節のモデルでも設定していた上端深さ 3 km の場合では、オービットは直線形か細い楕円形となる程度だが、上端深さ 0 km の場合では、断層線の直上ではふくらんだ楕円形となっており、その後も楕円形やねじれのある複雑な形状となっている地点が多い。オービット形状の変化の様子を見ると、 $y \geq 3$ km の地点などの断層線から離れた地点では、断層上端深さを深くすると、オービットの形状はほとんど変わらずに徐々に振幅が小さくなっている。 $y \leq 2$ km の地点などの断層線に近い地点では、断層上端深さを深くすると、断層に近いほど FN 成分に対する FP 成分の割合が減少しオービット形状の変化が著しい。以上より、震源近傍の地震動のオービット形状には、断層面と観測地点の距離が大きく影響していると考えられる。

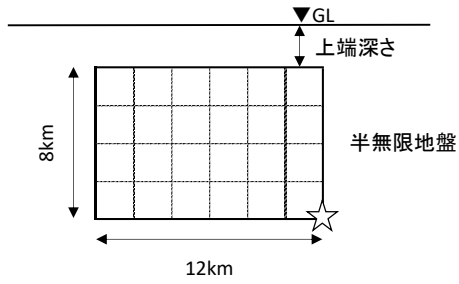


図 4-13 上端深さ検討の解析モデル

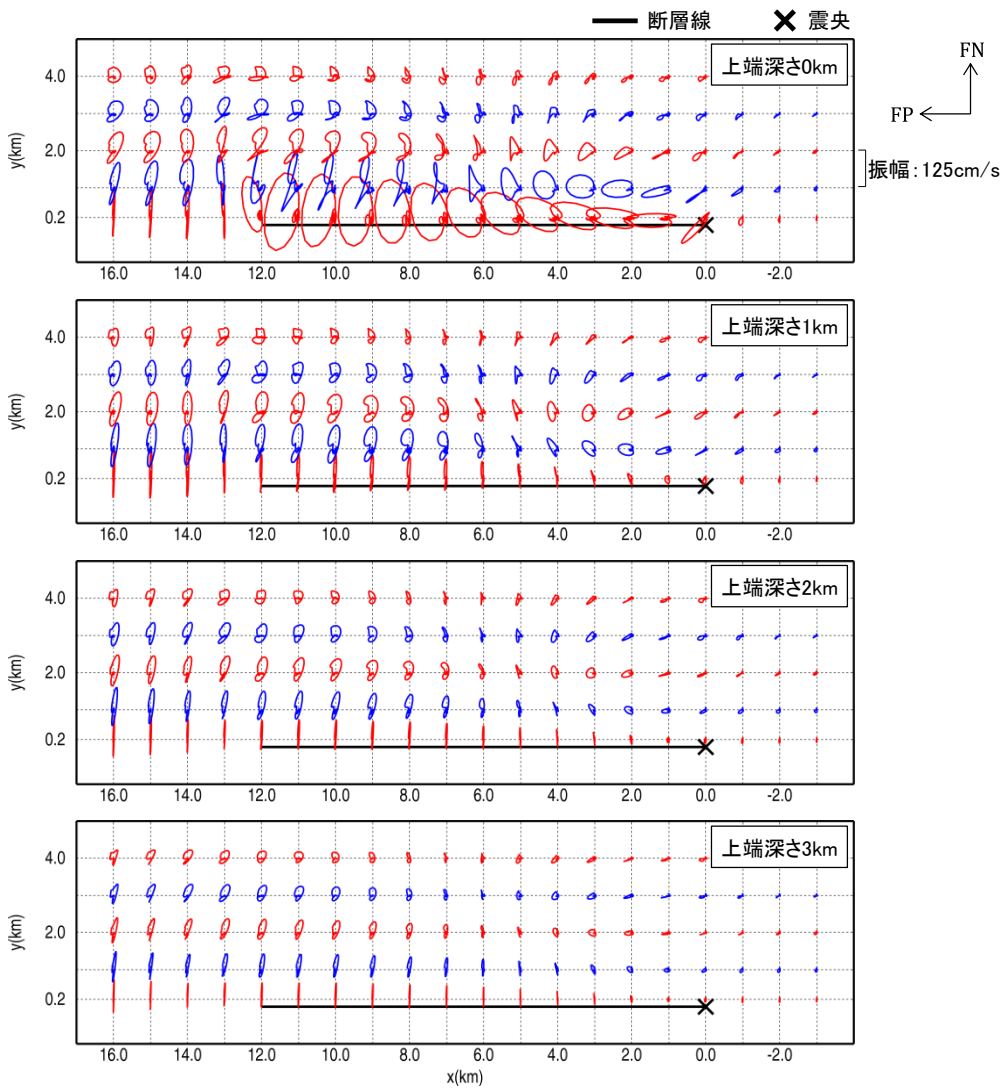


図 4-14 上端深さ 0 km, 1 km, 2 km, 3 km のときの速度オービット

4.4.2 全無限解による理論的考察

4.4.1 項の結果から、震源近傍のオービット特性には、断層面と観測地点の距離が影響している可能性を示した。震源に近い観測地点の地震動は、近地項および中間項の影響が考えられる。オービットに対する近地項と中間項の影響については澤田ほか(2002)でも述べられているが、詳細な検討はされていない。ここでは、全無限解を用いて震源近傍の地震動を近地項・中間項・遠地項に分け、それぞれのオービット形状から全項に対する寄与を検討する。

全無限弾性体の物性は表 4-3 の 2 層目の地震発生層の値を用いる。断層は 4.4.1 項と同様に基本モデルのアスペリティ部分のみの一様断層面とし、上端深さ 0 km のときの地震動を検討するため、断層上端と同じ深さに評価地点をとる。全無限解による評価は、断層面を細かく分割した小断層の中心位置に、小断層と同等の地震モーメントを有する点震源を仮定して評価地点の地震動を評価している。山田ほか(2015)でも述べられているように、小断層から評価地点までの距離 r が非常に小さい場合は小断層の大きさに留意する必要がある。ここでは、小断層の大きさを 50 m × 50 m (断層走向方向に 240 分割、断層幅方向に 160 分割) とし、数値計算による誤差が極力小さくなる断層の極近傍地点として、断層線から 0.2 km ずれた $y = 0.2$ km の地点を評価する。

近地項、中間項、遠地項と全項による震源近傍の速度オービットを図 4-15 に示す。図 4-14 の半無限地盤による上端深さ 0 km でのオービットと比較すると、全無限地盤での結果は、FN 成分と FP 成分の割合やオービット形状は概ね一致している。各項の結果を見ると、近地項のオービットは、断層線上の地点で大きく円を描いており、それ以外の大半の地点でも FP 成分の大きな円形となっている。中間項のオービットは、断層線上の地点では FP 方向は小さく FN 方向の片側の振幅が大きな形状となっている。断層から少し離れた地点では FP 成分も大きく、 $(x, y) = (10 \text{ km}, 1 \text{ km})$ 付近の地点はねじれたような形状となっている。遠地項のオービットは、断層線上の地点では FP 成分は小さく FN 成分の大きな形状となり、その他の地点もオービットはあまり膨らんでいない。

断層に最も近い断層線中央の $(x, y) = (6 \text{ km}, 0.2 \text{ km})$ 地点について、各項と全項の水平成分の速度波形を図 4-16 に示す。オービット形状からも示したが、FP 成分の全項への寄与は近地項が支配的となっている。FP 成分の近地項の速度波形は片側だけに振動しており、断層のすべり速度関数に用いている中村・宮武(2000)の関数形に類似している。FN 成分は、近地項に対して中間項と遠地項が打ち消すような関係となっており、全項の振幅の絶対値は各項の振幅の絶対値よりも小さくなっている。

次に、断層上端深さを 3 km としたときの遠地項と全項の速度オービット図 4-17 に示す。上端深さが 3 km のときは遠地項の方がやや振幅が大きいが、遠地項と全項のオービット形状は断層極近傍の地点においても類似している。現行の地震動評価において広く利用されている統計的グリーン関数法は、遠地項 (S 波) のみを考慮した手法である。近地項および中間項の影響がある震源近傍地点における、統計的グリーン関数法の適用に関しては、以前

から課題として取り組まれている（例えば野津,2006）。本論文では、オービット形状に着目した検討を行い以下の知見を得た。図 4-17 のように、断層上端が 3km 程度の深さにある場合は、遠地項のみでも全項の地震動を近似可能である。しかし、図 4-15 に示した断層上端深さが 0km の場合の遠地項と全項の結果を確認すると、断層線上では遠地項のオービット形状は全項とは全く異なり、FP 方向は著しく過小となっている。断層線上以外の地点でもオービット形状や振幅が卓越する方向は異なり、遠地項のみでは振幅は過小となる地点が多い。以上より、地表付近に断層が現れるなど断層が観測点の極近傍の場合、近地項および中間項の影響が大きいため、地震動評価には近地項・中間項・遠地項の全項を考慮できる手法を用いるべきである。

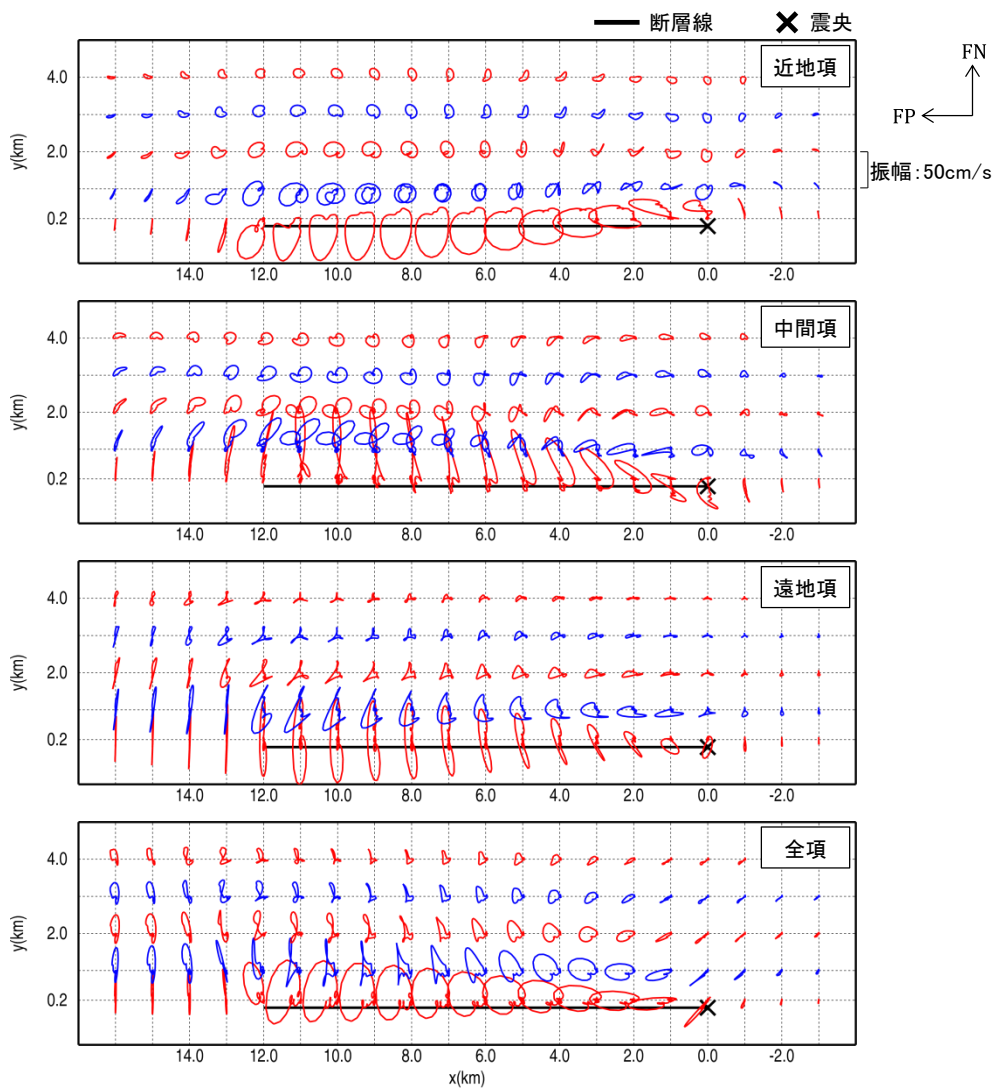


図 4-15 断層上端深さが 0 km の場合の近地項、中間項、遠地項と全項による速度オービット

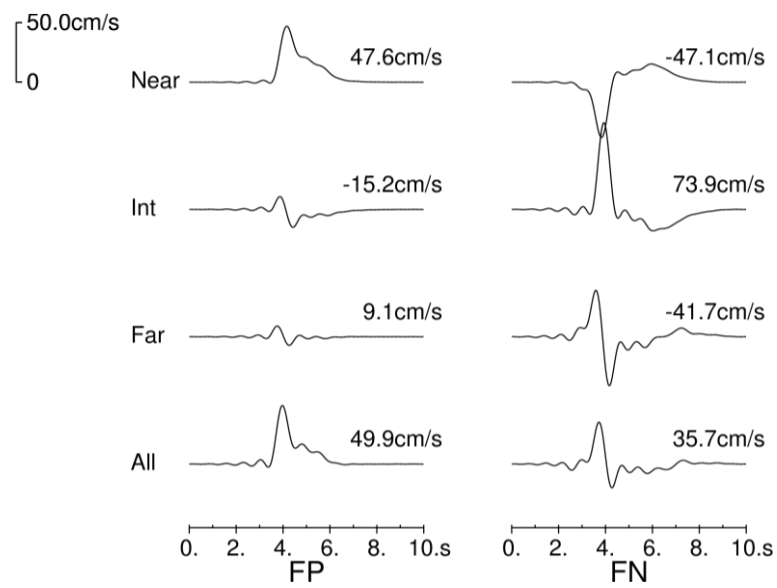


図 4-16 $(x, y) = (6 \text{ km}, 0.2 \text{ km})$ 地点の各項と全項の速度波形
 Near : 近地項、Int : 中間項、Far : 遠地項、All : 全項

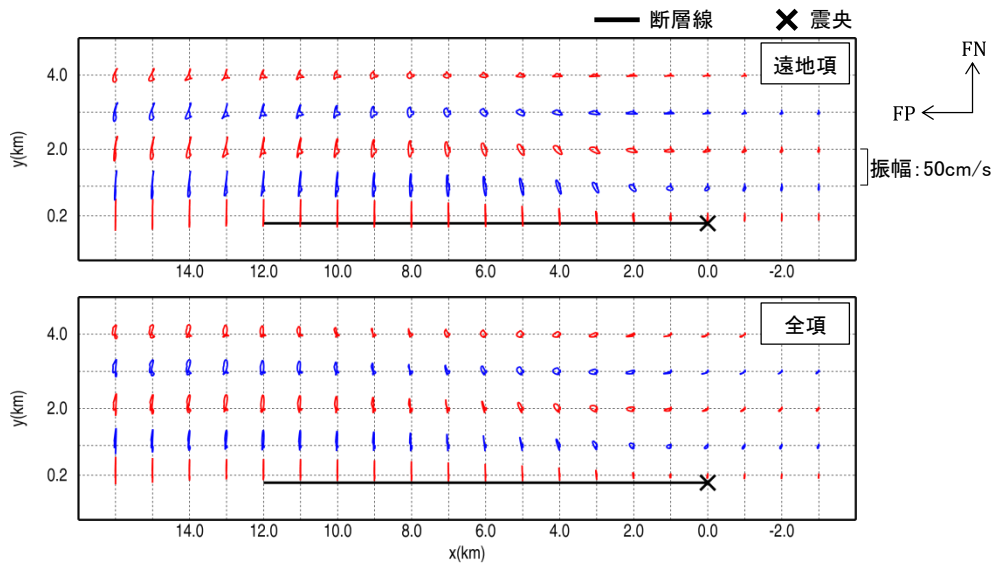


図 4-17 断層上端深さ 3 km の場合の遠地項と全項の速度オービット

4.4.3 破壊伝播に基づく考察

4.4.2 項では、近地項・中間項・遠地項の各項に分離したときのそれぞれのオービット特性を示した。ここでは断層の破壊伝播を検討し、各項の特性に基づくオービット形状の生成要因について考察する。

4.4.2 項までの断層モデルの破壊伝播速度 V_r は表 4-2 に示す $V_r = 2556 \text{ m/s}$ ($= 0.72V_s$) としている。ここでは破壊伝播速度のばらつきの範囲として $V_r = 0.85V_s$ を与え(宮腰ほか, 2003)、 $V_r = 3000 \text{ m/s}$ とした場合のオービットと比較する。

4.4.2 項節で評価した断層上端深さ 0 km の断層モデルで、 $V_r = 3000 \text{ m/s}$ とした場合の全無限解による速度オービットを図 4-18 に示す。 $V_r = 2556 \text{ m/s}$ とした図 4-15 の最下段の結果と比較すると、破壊伝播が速い $V_r = 3000 \text{ m/s}$ のオービットは、 $V_r = 2556 \text{ m/s}$ とした場合より FN 成分が大きくなっている。しかし、FP 成分の大きさはほぼ変わらないため、全体的にオービット形状は $V_r = 2556 \text{ m/s}$ の場合より FN 方向に細長くなっている。

震源からの距離 r に対し、近地項の地震動は遠地項よりも幾何減衰の程度が大きいため、観測点から遠い断層部分の破壊による地震動はその観測点にほとんど伝わらない。それに対し、遠地項の地震動は r^{-1} で減衰するため、観測点から遠い断層部分による地震動はその観測点に近地項よりも伝わりやすい。よって近地項が支配的な FP 成分は、観測点の極近傍の断層部分からの地震動のみとなり、破壊伝播速度の変動の影響はあまり受けない。しかし遠地項も寄与している FN 成分は、観測点から遠い断層部分からの地震動も合成されるため、 V_r が大きくなると合成される波が同位相に近くなり振幅が大きくなっている。以上より、震源近傍の FP 成分については近地項が支配的となるため、破壊伝播速度の影響は小さいが、FN 成分については破壊伝播速度の影響が大きいと考えられる。

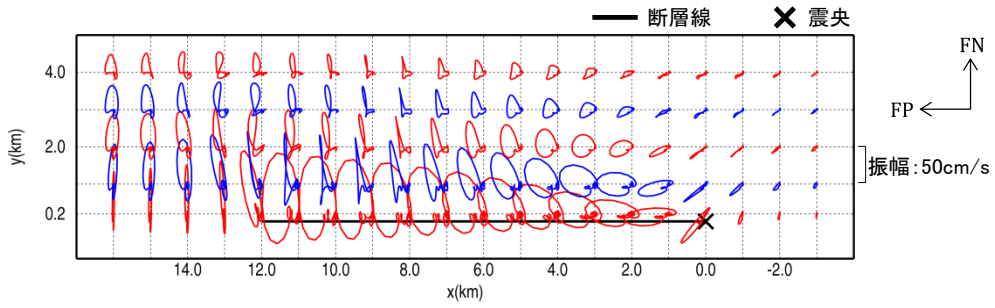


図 4-18 破壊伝播速度 $V_r = 3000$ m/s の場合の速度オービット

4.5 震源近傍の地震動シミュレーション結果を用いた免震構造物の2次元応答評価

4.4 節では、上端深さ 0 km の場合の震源極近傍の地震動評価においては、オービット特性の観点からも遠地項だけでなく近地項・中間項・遠地項の全項を考慮できる手法を用いるべきと述べた。ここでは、そのような各項の考慮の有無が免震構造物の2次元応答に与える影響を検討する。解析に用いる免震構造物のモデルは4.2 節と同じとする。入力地震動は図4-19に示すように、4.4.2 項にて検討した上端深さ 0 km および 3 km の $(x, y) = (10 \text{ km}, 0.2 \text{ km})$ 地点の水平2方向の地震動とする。それぞれ近地項・中間項・遠地項の全項と遠地項のみの入力による応答値を比較する。なお、4.4.2 項の検討は地震基盤相当の全無限弾性体による評価であり、構造物の応答解析に用いる地表や解放工学的基盤などの地震動よりも振幅が小さい。そこで、ここでは震源近傍の観測記録として、兵庫県南部地震の JR 鷹取の観測記録を参考とし、振幅を 2.2 倍している。

図4-20に免震構造物モデルの応答解析結果の変位のオービットを示す。断層上端深さ 0 km の場合、遠地項のみの地震動による応答変位は、1 方向に大きく振動するオービットとなっている。しかし、全項の地震動による応答変位は、FN・FPの両方向に大きい楕円形となっている。応答変位の振幅を比較すると、遠地項は全項よりも FN 成分は過大、FP 成分は過小となっており全項による応答値と同等の評価はできていない。また、断層上端深さ 3 km の場合は、全項よりも遠地項による応答変位がやや大きいが両者とも応答は FN 成分のみとなり、ほぼ同等の評価となっている。

以上より、震源極近傍の地震動に対する免震構造物の応答評価の際には、断層上端深さが深い場合は遠地項のみでも全項の地震動と同等の応答評価ができる。しかし、地表地震断層が出現する場合など、断層が浅い場合は両者の地震動のオービット特性は大きく異なり、さらにその差は応答変位にも影響が大きいため、免震構造物の応答の観点からも、全項を考慮できる波数積分法や三次元差分法などの理論的地震動評価手法を用いるべきである。

次に、第2章の1923年関東地震と第3章の多数の地震をモデル化した震源に基づく地震動の水平成分のシミュレーション結果を用いて同様の免震構造物の2次元応答を評価する。具体的には、2.5.4 項で示した1923年関東地震の震源近傍地点である KNG003 の広帯域地震動と、3.4.5 項の自己相似モデルにより作成したすべり分布を用いた P2 地点の 50 ケースの地震動である。

シミュレーション結果を入力した免震構造物の応答変位オービットについて、1923年関東地震の地震動を入力した評価結果を図4-21に、自己相似モデルによる地震動を入力した評価結果を図4-22に示す。同図は赤線が2方向入力した結果、青線が各方向の各1方向のみの入力による応答変位オービットである。図4-23に2方向入力と各1方向入力の最大応答変位の比較を示す。ほぼ全ての結果が2方向入力による応答値が1方向入力よりも大きい。以上より、実際に発生した過去の大地震や、多数の地震の特性を踏まえて一般化した震

源モデルによる震源近傍の地震動が 2 方向で動き、その特性が免震構造物の 2 次元応答に影響を与えることを確認した。

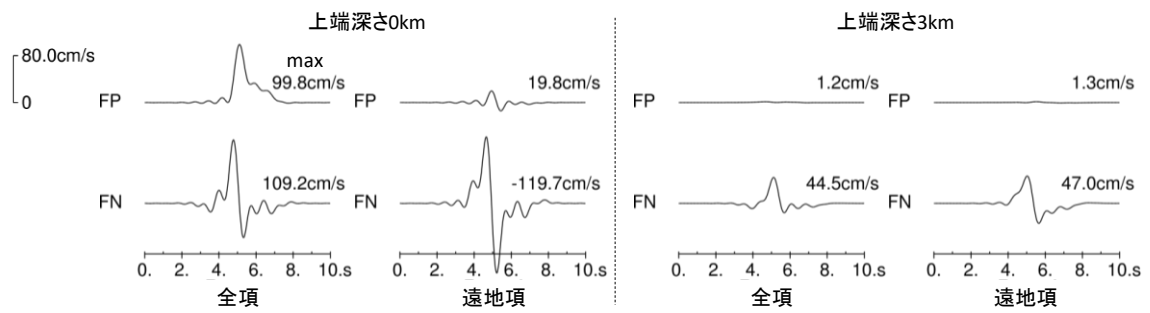


図 4-19 応答解析に用いる入力地震動の速度波形
 (図 4-15 および図 4-17 の $(x, y) = (10 \text{ km}, 0.2 \text{ km})$ 地点の波形の 2.2 倍)

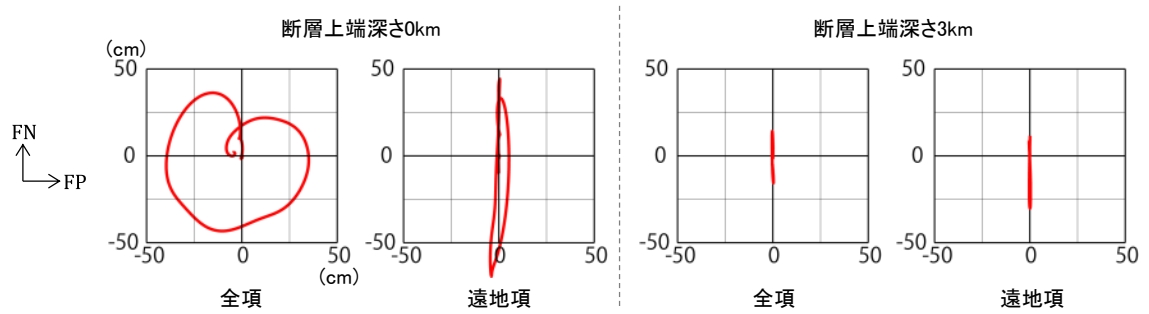


図 4-20 免震応答変位のオービット

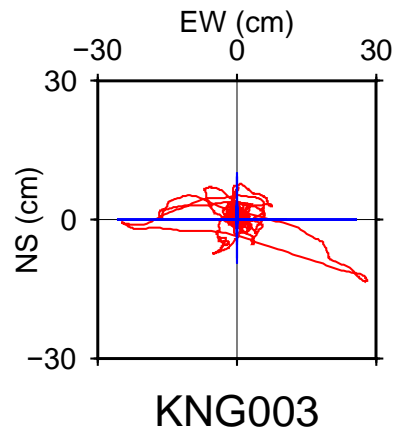


図 4-21 2.5.4 項の 1923 年関東地震の KNG003 地点の広帯域地震動シミュレーション結果
 を入力した免震構造物の応答変位オービット
 赤線：2 方向入力、青線：各 1 方向入力

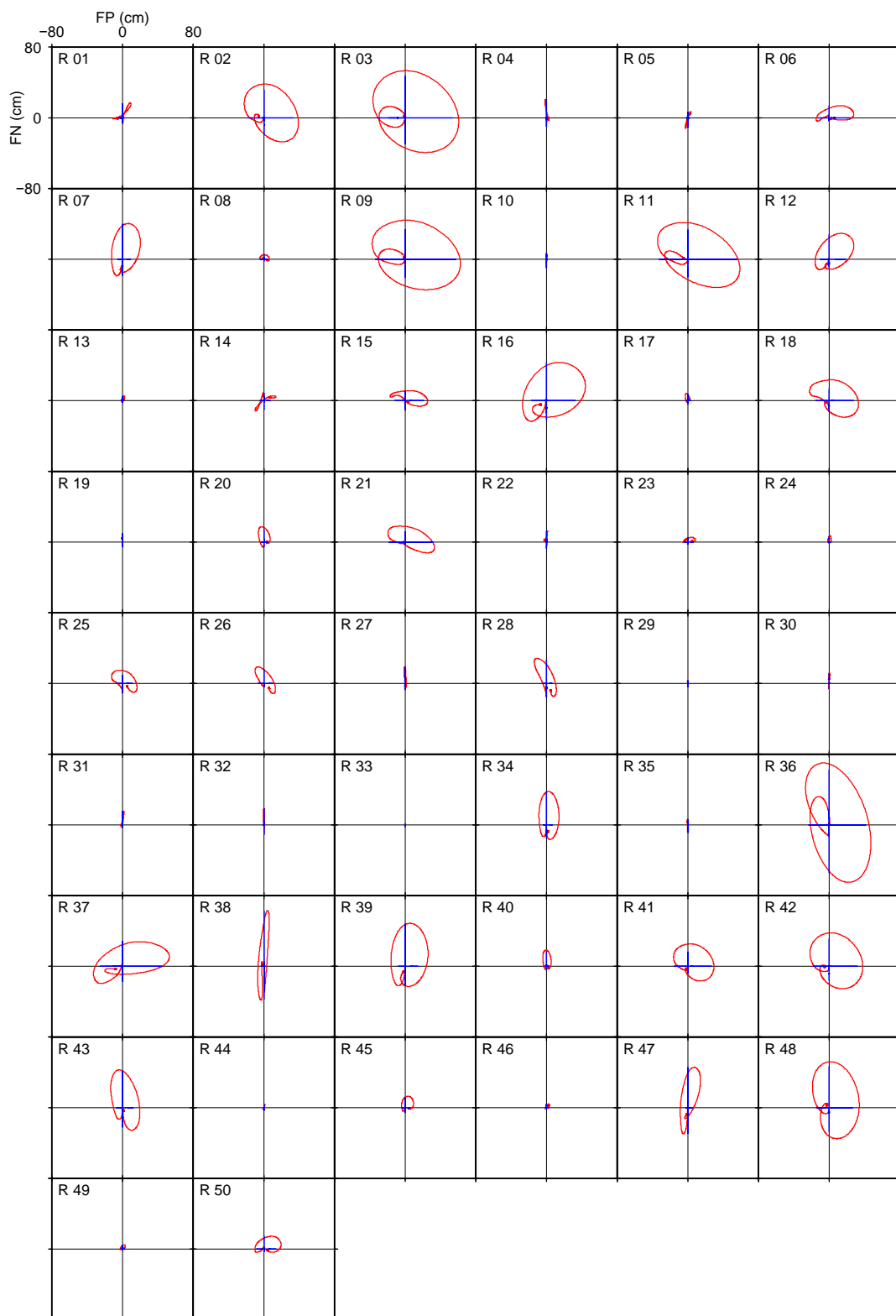


図 4-22 3.4.5 項の自己相似モデルによる震源近傍 (P2 地点) の地震動シミュレーション結果を入力した免震構造物の応答変位オービット
赤線 : 2 方向入力、青線 : 各 1 方向入力

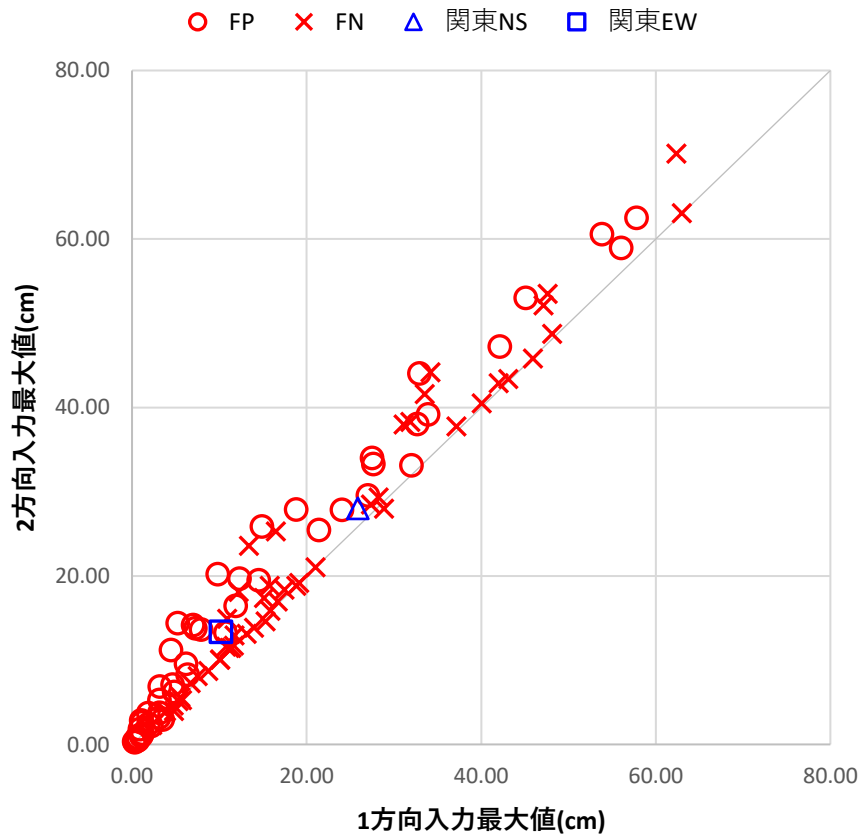


図 4-23 第 2 章と第 3 章のシミュレーション地震動を用いた 2 方向入力と 1 方向入力の最大応答変位の比較

- △：第 2 章のシミュレーション地震動を入力した NS 方向の最大応答変位
- ：第 2 章のシミュレーション地震動を入力した EW 方向の最大応答変位
- ：第 3 章のシミュレーション地震動を入力した FP 方向の最大応答変位
- ×：第 3 章のシミュレーション地震動を入力した FN 方向の最大応答変位

4.6 震源近傍領域の提案

全無限弾性体中の点震源による理論地震動は、震源距離に応じて近地項、中間項、遠地項に分けられる。震源近傍では近地項・中間項の寄与が大きくなるため、これらを適切に考慮する必要がある。4.5節では、免震構造物の応答の観点からも、震源近傍の地震動は全項を考慮できる理論的地震動評価手法を用いるべきであることを示した。近地項、中間項を考慮すべき距離範囲を調べるためには、まず距離減衰特性を把握する必要があるが、近地項についてはその距離減衰特性の表記が文献により様々である（例えば Aki and Richards, 2002; 理論地震動研究会, 1994; 日本建築学会, 2005, 2016;）。ここでは、近地項の距離減衰特性を、近似式を用いた定式化により求める。また、得られた近地項の距離減衰特性に基づき、近地項の影響が大きいと考えられる範囲を震源近傍領域として提案する。

図 4-24 に示す座標系に対し、せん断くい違い点震源によって、3次元の均質等方線形な全無限弾性体中のある任意点 \mathbf{x} に生ずる時間 t の変位 $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ のフーリエ変換 $\mathbf{U}(\mathbf{x}, \omega)$ は次式で表される（理論地震動研究会, 1994）。

$$\mathbf{U}(\mathbf{x}, \omega) = \frac{M_0 F^S(\omega)}{4\pi\rho} \left[\mathbf{R}_{\theta\phi}^N \frac{1}{r^4} \frac{1}{i\omega} \left\{ \left(\frac{r}{\alpha} + \frac{1}{i\omega} \right) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} - \left(\frac{r}{\beta} + \frac{1}{i\omega} \right) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right\} \right. \\ \left. + \frac{1}{\alpha^2} \mathbf{R}_{\theta\phi}^{IP} \frac{1}{r^2} e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{\beta^2} \mathbf{R}_{\theta\phi}^{IS} \frac{1}{r^2} e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right. \\ \left. + \frac{1}{\alpha^3} \mathbf{R}_{\theta\phi}^{FP} \frac{1}{r} i\omega e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{\beta^3} \mathbf{R}_{\theta\phi}^{FS} \frac{1}{r} i\omega e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right] \quad (4.1)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{R}_{\theta\phi}^N &= 9 \sin 2\theta \cos \phi \hat{\mathbf{r}} - 6 \left(\cos 2\theta \cos \phi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \phi \hat{\boldsymbol{\phi}} \right) \\ \mathbf{R}_{\theta\phi}^{IP} &= 4 \sin 2\theta \cos \phi \hat{\mathbf{r}} - 2 \left(\cos 2\theta \cos \phi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \phi \hat{\boldsymbol{\phi}} \right) \\ \mathbf{R}_{\theta\phi}^{IS} &= -3 \sin 2\theta \cos \phi \hat{\mathbf{r}} + 3 \left(\cos 2\theta \cos \phi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \phi \hat{\boldsymbol{\phi}} \right) \\ \mathbf{R}_{\theta\phi}^{FP} &= \sin 2\theta \cos \phi \hat{\mathbf{r}} \\ \mathbf{R}_{\theta\phi}^{FS} &= \cos 2\theta \cos \phi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \phi \hat{\boldsymbol{\phi}} \end{aligned} \quad (4.2)$$

ここに、 ω は角振動数、 M_0 は地震モーメント、 ρ は質量密度、 r は震源距離、 α は P 波速度、 β は S 波速度、 $F^S(t)$ は震源時間関数を表す。 \mathbf{R} は球座標系 (r, θ, ϕ) で表されたラディエーションパターン係数である。式(4.1)右辺[]内の第 1 項が近地項、第 2 項が中間 P 波項、第 3 項が中間 S 波項、第 4 項が遠地 P 波項、第 5 項が遠地 S 波項を表す。

ここでは、各項の距離減衰特性を検討するにあたり、各項の遠地 S 波項に対する比を用いる。遠地 S 波項は、transverse 成分である $\cos 2\theta \cos \phi \hat{\boldsymbol{\theta}} - \cos \theta \sin \phi \hat{\boldsymbol{\phi}}$ のみが存在するため、各項も式(4.2)の $\mathbf{R}_{\theta\phi}^{FS}$ で基準化して考える。遠地 S 波項に対する近地項、中間 P 波項、中間 S 波項の比 U^N/U^{FS} 、 U^{IP}/U^{FS} 、 U^{IS}/U^{FS} は次式となる（以降の検討のため、実部と虚部に分けて表

記している)。

$$\begin{aligned}
\frac{U^N}{U^{FS}} &= 6\left(\frac{\beta}{\omega r}\right)^2 \left[-1 + \frac{\beta}{\omega r} \sin\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} + \frac{\beta}{\alpha} \cos\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} \right] \\
&\quad + 6i\left(\frac{\beta}{\omega r}\right)^2 \left[\frac{\beta}{\omega r} + \frac{\beta}{\alpha} \sin\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} - \frac{\beta}{\omega r} \cos\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} \right] \\
\frac{U^{IP}}{U^{FS}} &= 2\left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2 \frac{\beta}{\omega r} \left[-\sin\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} + i \cos\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} \right] \\
\frac{U^{IS}}{U^{FS}} &= -3i \frac{\beta}{\omega r}, \quad \frac{U^{FS}}{U^{FS}} = 1
\end{aligned} \tag{4.3}$$

$|U^N/U^{FS}|$ 、 $|U^{IP}/U^{FS}|$ 、 $|U^{IS}/U^{FS}|$ と全項の U^{FS} に対する比 $|U^{ALL}/U^{FS}| = |(U^N + U^{IP} + U^{IS} + U^{FS})/U^{FS}|$ の距離減衰特性を図 4-25 に示す。各パラメータは、 $\alpha = 6.1 \text{ km/s}$ 、 $\beta = 3.5 \text{ km/s}$ 、振動数 $f = 1 \text{ Hz}$ とする。 $|U^N/U^{FS}|$ の $r = 3 \text{ km}$ 以下までは距離減衰が $1/r$ だが、 $r = 3 \text{ km}$ 以上では $1/r^2$ である。距離減衰が切り替わる距離は $|U^{ALL}/U^{FS}|$ が 1 から離れる距離 (図中の約 3 km)、つまり全項に対して近地項・中間項の影響が無視できなくなる距離に近接している。 $|U^{IP}/U^{FS}|$ と $|U^{IS}/U^{FS}|$ は距離に寄らずその距離減衰は $1/r$ である。

$|U^N/U^{FS}|$ が近距離で $1/r$ 、遠距離で $1/r^2$ となる距離減衰特性について、定式化により確認する。初めに、 r が十分小さいときの距離減衰について、次の近似式を用いる。

$$x \text{ が十分小さいとき } \sin x \approx x, \cos x \approx 1 - \frac{1}{2}x^2 \tag{4.4}$$

式(4.3)の U^N/U^{FS} は式(4.4)を適用すると次式となる。

$$\frac{U^N}{U^{FS}} \approx -3 \frac{\beta}{\alpha} \left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)^2 + 3i \frac{\beta}{\omega r} \left(1 + \frac{\beta}{\alpha}\right) \left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right) \tag{4.5}$$

さらに r の次数より、 r が十分小さいとき虚部に対して実部は無視できるほど小さい。よって $|U^N/U^{FS}|$ は、

$$\left| \frac{U^N}{U^{FS}} \right| \approx 3 \frac{\beta}{\omega r} \left(1 + \frac{\beta}{\alpha}\right) \left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right) \tag{4.6}$$

となり、 $|U^N/U^{FS}|$ の距離減衰は近距離で $1/r$ となることが確認できる。

次に、 r が十分大きいときの距離減衰について考える。式(4.3)の U^N/U^{FS} について、実部の [] 内第 2 項、虚部の [] 内第 1 項および第 3 項は r の次数が -1 である。よって r が十分大きいとき、これらの項は他の項より無視できるほど小さく、 U^N/U^{FS} は次式で近似される。

$$\frac{U^N}{U^{FS}} \approx 6\left(\frac{\beta}{\omega r}\right)^2 \left[-1 + \frac{\beta}{\alpha} \cos\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} + i \frac{\beta}{\alpha} \sin\left\{\frac{\omega r}{\beta}\left(1 - \frac{\beta}{\alpha}\right)\right\} \right] \tag{4.7}$$

よって、 $|U^N/U^{FS}|$ は次式となる。

$$\left| \frac{U^N}{U^{FS}} \right| \approx 6 \left(\frac{\beta}{\omega r} \right)^2 \sqrt{1 - 2 \frac{\beta}{\alpha} \cos \left\{ \frac{\omega r}{\beta} \left(1 - \frac{\beta}{\alpha} \right) \right\} + \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2} \quad (4.8)$$

図 4-25 に示されるように、 $|U^N/U^{FS}|$ は r が大きいとき振動する関数であるため、これの包絡線 $|U^N/U^{FS}|_{Env}$ を求める。式(4.8)の \cos 項が-1 以上であることを考慮すると、包絡線 $|U^N/U^{FS}|_{Env}$ は次式となる。

$$\left| \frac{U^N}{U^{FS}} \right|_{Env} = 6 \left(\frac{\beta}{\omega r} \right)^2 \left(1 + \frac{\beta}{\alpha} \right) \quad (4.9)$$

よって、 $|U^N/U^{FS}|_{Env}$ の距離減衰は遠距離で $1/r^2$ となることが確認できる。

図 4-25 に式(4.6)と式(4.9)の近似式による値も併記する。 $|U^N/U^{FS}|$ の距離減衰が $1/r$ から $1/r^2$ に切り替わる距離は、式(4.6)と式(4.9)の交点の距離 r_c であり、次式となる。

$$r_c = \frac{2\alpha\beta}{\omega(\alpha - \beta)} \quad (4.10)$$

式(4.10)より、 r_c は振動数に反比例する。 $f = 0.2, 1, 3, 10$ Hz、 $\alpha = 6.1$ km/s、 $\beta = 3.5$ km/s としたときの $|U^N/U^{FS}|$ と r_c を図 4-26 に示す。 $|U^N/U^{FS}|$ の距離減衰が切り替わる距離は、高振動数程小さく、低振動数程大きいことが確認できる。

遠地項の距離減衰が $1/r$ であることは式(4.1)より明らかであるため、近地項の **transverse** 成分の距離減衰は近距離で $1/r^2$ 、遠距離で $1/r^3$ となる。

上記に示した通り、近地項は距離によって距離減衰特性が異なる。そして、距離減衰特性が切り替わる距離は、全項に対して近地項・中間項の影響が無視できなくなる距離に近接している。そこで本論文では、近地項の距離減衰が切り替わる距離である式(4.10)の r_c 以内を震源近傍領域として提案する。従って、震源近傍の範囲は振動数によって異なり、高振動数ほど狭く、低振動数ほど広い範囲まで及ぶ。

例として、2016 年熊本地震の震源近傍の範囲を図 4-27 に示す。式(4.10)より、周期 T を 1 s 刻みとし、 $\alpha = 6.1$ km/s、 $\beta = 3.5$ km/s のときの r_c を求めた。ここでは気象庁による震源モデル (<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/2016041601250547near.pdf>) を用いた。震源近傍の範囲は、 $T = 1$ s では約 2.6 km の狭い範囲となるが、 $T = 5$ s では約 13 km の広範囲となる。2016 年熊本地震の場合は、 $T = 3$ s では KiK-net 益城、K-NET 熊本、KiK-net 豊野、K-NET 大津が震源近傍の範囲に含まれる。一般的にハイブリッド法による地震動評価は、短周期側の統計的グリーン関数法などの波形合成法と長周期側の三次元差分法などの理論的手法の接続周期を 3s 前後とすることが多い。周期 3 秒以下は遠地 S 波項

のみを用いた波形合成法の割合が支配的となるが、上記の地点では近地項・中間項による地震動の影響も大きくなるため、周期 3s を接続周期としたハイブリッド法の適用には注意が必要である。

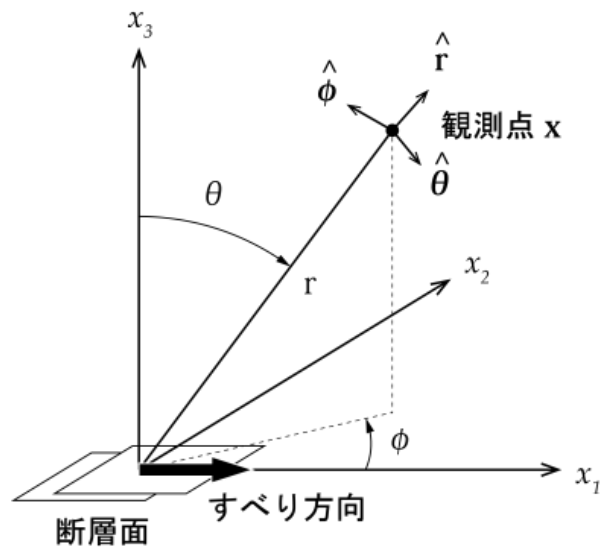


図 4-24 せん断くい違い点震源と観測点

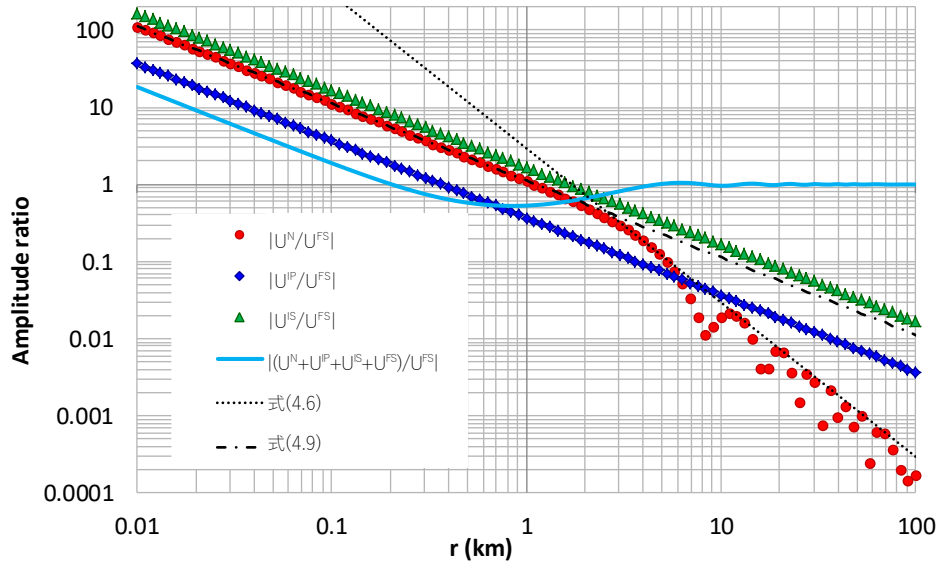


図 4-25 $|U^N/U^{FS}|$ 、 $|U^{IP}/U^{FS}|$ 、 $|U^{IS}/U^{FS}|$ の距離減衰特性

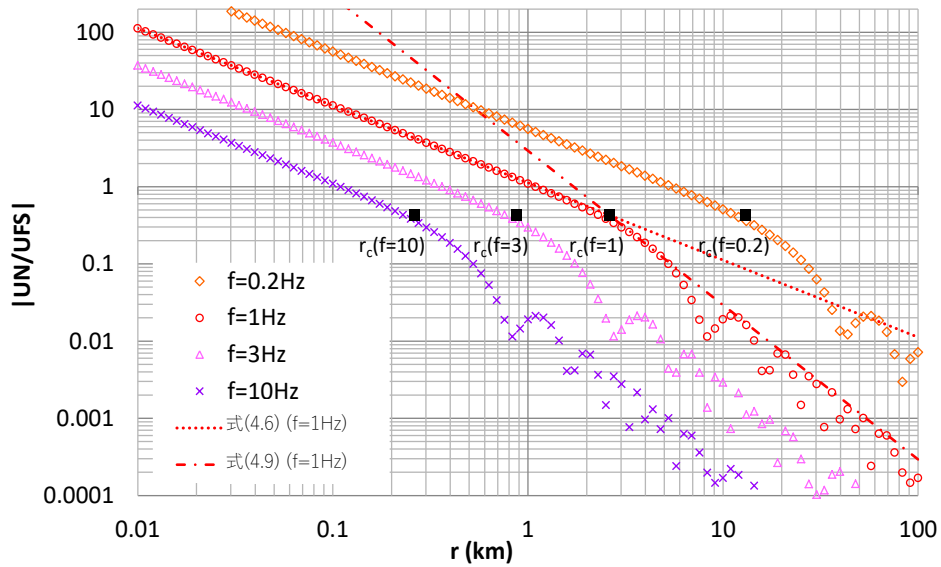


図 4-26 $f = 0.2, 1, 3, 10$ Hz における $|U^N/U^{FS}|$ の距離減衰特性

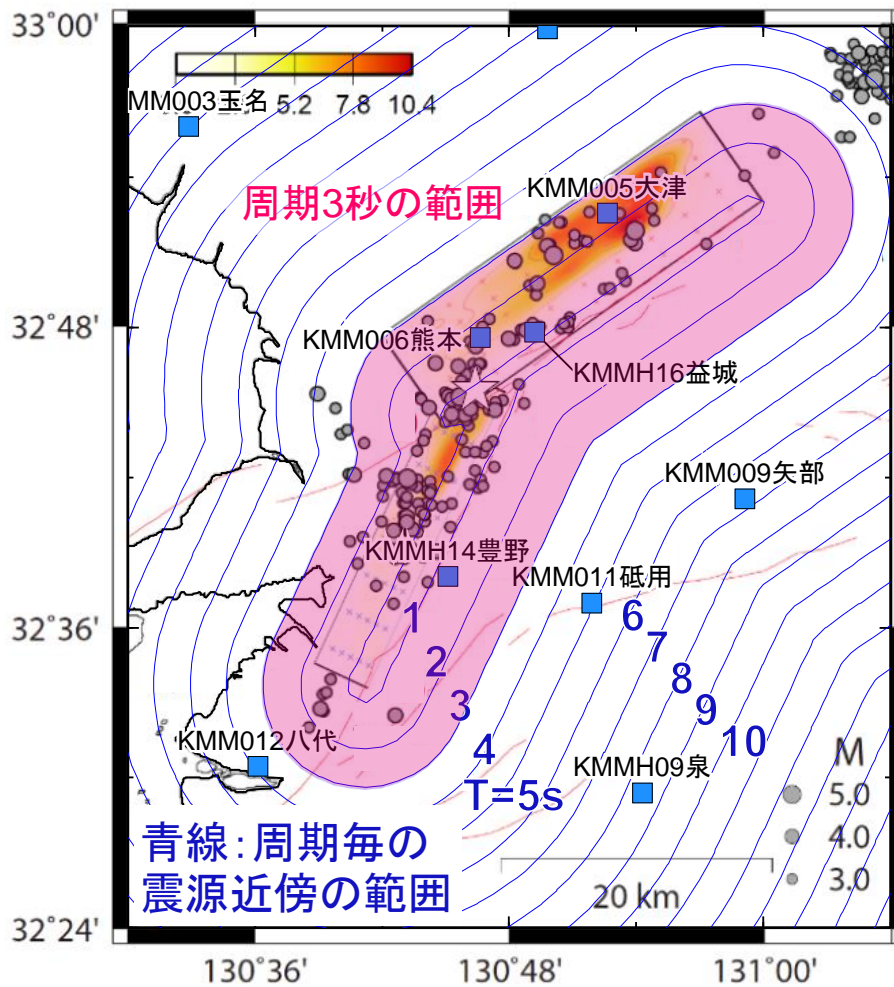


図 4-27 2016 年熊本地震の各周期における震源近傍の範囲（青線）

4.7 まとめ

以下に得られた結果をまとめる。

- 免震応答変位は、楕円形となる地震動の水平 2 方向成分の同時入力と、それぞれ 1 方向成分の入力で応答値が変わり、1 方向成分のみでの応答解析では危険側の評価となる場合がある。よって、入力地震動は 2 方向相互の特性を評価する必要がある。
- 鉛直横ずれ断層の水平成層地盤による震源近傍の理論的地震動は、断層上端深さが 3 km の場合、断層から少し離れた地点ではオービット形状が楕円形となるが、断層線上は FN 成分のみの直線形となる。これらの形状は、傾斜角やすべり角などの断層パラメータを変えても変わりにくい。
- 断層と観測点の位置関係の検討として、断層上端深さを変動させたところ、オービット形状は上端深さが浅いほど FP 成分が大きな楕円形となる。
- 上端深さ 0 km のときの地震動の、全無限解による近地項・中間項・遠地項の寄与は、FP 成分は近地項が支配的であり、FN 成分は各項がそれぞれ影響し合っている。よって、震源が近いほどオービット形状は FP 成分の大きな楕円形となる。
- 震源近傍の FP 成分については近地項が支配的となり、観測点の極近傍の断層部分からの地震動のみとなるため、破壊伝播速度の影響は小さいが、FN 成分については遠地項の寄与があり、観測点から遠い断層部分からの地震動も合成されるため、破壊伝播速度の影響が大きい。よって破壊伝播速度により FP 成分に対する FN 成分の比率が変わり、オービット形状が変わる。
- 断層上端深さが 0 km の場合、全無限解の遠地項のみと全項では地震動のオービット形状が異なることにより、両者を入力地震動とした際の免震構造物の 2 次元応答は振動する方向や振幅が異なる。免震構造物の応答の観点からも、震源近傍の地震動は全項を考慮できる理論的地震動評価手法を用いるべきである。
- 近地項の transverse 成分の距離減衰特性は近距離で $1/r^2$ 、遠距離で $1/r^3$ となる。その特性を、近似式を用いた定式化により確認した。近地項の距離減衰が切り替わる距離以内を震源近傍の領域として提案し、例として 2016 年熊本地震の震源近傍となる範囲を示した。

以上のように本論文では、オービット特性の変化には近地項・中間項・遠地項が寄与していることを示した。しかしこの結論が適用できるのは、断層の極近傍地点と限られた条件下である。今回は詳細な検討はしていないが、図 4-8 の断層から 40 km 以上離れた遠方の地点は、水平成層地盤における理論地震動のオービットは直線形となっている。仲野ほか(2014)でも示されているように、実際の観測記録では断層から離れた遠方地点のオービットは直線形とはなっていない。また、4.2 節で示した兵庫県南部地震の観測記録も、震源断層は地表に現れるほど浅くはないため、近地項・中間項の影響でオービットが楕円形となっているとは言えない。

近地項・中間項の影響以外にも、既往研究ではオービットの生成要因として、源栄・竹中(1998)では、断層のすべり分布や神戸の深部地盤に見られるような段差構造が FN 成分と FP 成分の比率に影響すると指摘している。また、山本ほか(2007)では、不整形性・不均質性を模擬した地盤のねじれ振動や、直交する 2 方向の S 波速度の異方性により 2 方向の波動の到来時刻に時間差が生じることで、オービットが円形になる可能性が示されている。

以上より、地震動のオービット特性には、本論文で検討していない他の震源特性や、地盤の不均質性・不整形性・異方性も影響していると考えられ、それらを考慮した評価も今後の課題として挙げられる。

また、本論文では地震動の 2 方向特性であるオービット形状が構造物の 2 次元応答に与える影響を検討するにあたり免震構造物を対象としたが、2 方向同時入力による影響については免震構造物以外の構造物についても考慮する必要がある。2 方向同時入力が応答に与える他の例としては、青戸ほか(2006)では、RC 橋脚の最大応答塑性率および最大圧縮ひずみが増大すること、青戸・吉川(2009)では、RC 偏心橋脚の偏心方向に残留変位が急増することなどが示されている。以上のように、2 方向同時入力の重要性は免震構造物に限らないため、他の構造物に対する影響検討も今後の課題としたい。

4.8 第4章の参考文献

- 青戸拓起, 牧原成樹, 吉川弘道 (2006). 水平2方向地震動を受ける鉄筋コンクリート橋脚の塑性変形と損傷に関する検討, *地震時保有耐力法に基づく橋梁構造等の耐震設計に関するシンポジウム講演論文集*, 第9回.
- 青戸拓起, 吉川弘道 (2009). 水平2方向地震動の強度評価と偏心RC橋脚の動的非線形応答特性, *構造工学論文集*, **55A**, 691–698.
- Aki, K. and Richards P.G. (2002). *Quantitative seismology second edition*.
- 久田嘉章 (1998). 1995年兵庫県南部地震における木造家屋の倒壊方向データの数値化, 及び強震記録との関係, *日本建築学会構造系論文報告集* **63**, no.512, 105–110.
- 久田嘉章, 山本俊六 (1995). ノースリッジ地震の地震動-類似点と相違点-, *第23回地盤震動シンポジウム論文集*, 93–100.
- Hisada, Y, and J. Bielak (2003). A theoretical method for computing near-fault ground motions in layered half-space considering static offset due to surface faulting, with a physical interpretation of fling step and rupture directivity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **93**, no. 3, 1154–1168.
- 松田哲夫, 五十嵐晃, 古川愛子, 大内浩之, 宇野裕恵, 松田宏 (2013). 免制震すべりシステム(ICSS)の地震応答に2方向同時入力の位相効果が及ぼす影響, *土木学会論文集A1(構造・地震工学)* **69**, no.4, 688–702.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2009). 震源断層を特定した地震の強震動予測手法「レシピ」.
- 柏尚稔, 中安誠明, 中島正愛 (2003). 過大地震動下における免震建物の応答と損傷特性, *構造工学論文集*, **51B**, 441–442.
- 加藤研一 (2009). 観測地震動と設計用入力地震動, *日本建築学会大会パネルディスカッション資料, 建物の耐震性能と耐震性向上技術*, 2–13.
- 纈纈一起 (1996). カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, *科学*, **66**, no.2, 93–98.
- 澤田純男, 仲村万紀子, 野津厚 (2002). 断層近傍における地震動の粒子軌跡特性, *土木学会第57回年次学術講演会*.
- 仲野健一・境茂樹・田邊朗仁・石川理人・久保智弘・久田嘉章 (2014). 首都直下地震を対象にした強震動予測手法に関するベンチマークテスト その3. 2005年千葉県北西部地震における変位オービットによる比較, *日本建築学会大会学術講演梗概集*, 311–312.
- 中村洋光, 宮武隆 (2000). 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震第2輯* **53**, 1–9.
- 日本建築学会 (2005). *地盤震動 ー現象と理論ー*, pp.77-84.
- 日本建築学会 (2016). *地盤震動と強震動予測 ー基本を学ぶための重要項目ー*.
- 日本免震構造協会 (2010). 水平2方向加力時の高減衰ゴム系積層ゴム支承の性状について.
- 野津厚 (2006). 統計的グリーン関数に近地項と中間項を導入するための簡便な方法, *第12*

回日本地震工学シンポジウム論文集, 190–193.

宮腰研, 長郁夫, Petukhin Anatoly (2003). すべりの空間的不均質性の抽出, *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第2回シンポジウム論文集*, 87–92.

源栄正人, 竹中宏明 (1998). 断層の不均質すべりと不整形地盤構造を考慮した理論地震動特性, *第10回日本地震工学シンポジウム論文集*, 129–132.

理論地震動研究会 (1994). *地震動-その合成と波形処理*, 鹿島出版会.

多賀謙蔵, 大西良広, 亀井功, 吹田啓一郎, 三輪田五郎, 勝俣英雄, 多幾山法子, 林康裕 (2013). 上町断層帯の地震を想定した設計用地震荷重と応答評価, 日本建築学会主催講習会, *大振幅地震動と建築物の耐震性評価-巨大海溝型地震・内陸地震に備えて*, 289–347.

和田章, 山本和弘 (1988). 免震構造の二方向地動を考慮した動的解析, 日本建築学会・電子計算機利用委員会, *第10回電子計算機利用シンポジウム*, 175–180.

山田雅行, 羽田浩二, 今井隆太, 藤原広行 (2015). 断層極近傍のための理論地震動シミュレーション法を用いた断層表層領域破壊時の地震動推定, *日本地震工学会論文集* **15**, no. 2, 77–90.

山本優, 源栄正人, 大野晋 (2007). 水平2方向連成を有する地盤による地震動のオービット特性に関する基本的検討, *日本地震工学会論文集* **7** no. 1, 79–97.

第5章 結論

5.1 本論文のまとめ

本論文では、日本の地震の震源の不均質性を踏まえた震源モデルを構築し、その震源モデルが震源近傍の地震動に与える影響を評価することの重要性を、免震構造物の応答の観点も踏まえて示した。はじめに、日本の M8 クラスの歴史地震である 1923 年関東地震の震源の不均質性として、断層面内の強震動生成域を震度データの逆解析に基づきモデル化し、震源近傍を含む首都圏全体の地震動をシミュレーションした。次に、多数の日本の過去の地震を対象に、震源断層のすべりの不均質性を自己相似モデルにより評価し、モデル化パラメータが震源近傍の強震動に与える影響を検討した。最後に、これらのシミュレーション波形を用いた免震構造物の 2 方向同時入力の応答解析により、震源近傍の地震動特性の評価の重要性を示した上で、地震動の理論的観点から震源近傍の定義について提案した。結論を以下にまとめる。

第 1 章の序論では、研究の背景と目的を述べ、既往の研究を整理した上で、本論文の構成を示した。

第 2 章では、1923 年関東地震の震度データの逆解析により、震源の不均質性として断層面内の強震動生成域を推定し、震源モデルを構築した。構築した震源モデルを用いて震源近傍を含む首都圏全体の強震動波形をシミュレーションし、これらの結果から約 250 m メッシュの震度や応答スペクトルの詳細地震動分布を推定した。震源断層面内の不均質な分布により各地の地震動が異なることから、不均質性の評価の重要性を示した。得られた知見を以下に示す。

- ・ シミュレーション結果は震度 6 強～7 の地点が神奈川県南部や千葉県南部に分布する傾向など、木造家屋全壊率に基づく震度と類似する結果となった。両者を定量的に比較した結果、周辺 5 km 以内の両者の整合率は 66%、両者の震度の誤差が 0.5 以内の地点も含めると整合率は 93%であり、良好に再現できていることを確認した。
- ・ 擬似速度応答スペクトルの分布は、周期 1～2 秒の平均が神奈川県南部や千葉県南部で 200 cm/s を超え、東京都東部では約 100～200 cm/s、SMGA からやや離れた埼玉県東部で約 50～100 cm/s であった。
- ・ 加速度波形の主要な波群の継続時間は東京都心部と神奈川県横須賀で約 40 秒であり、当時の体験談と矛盾しない結果となった。
- ・ 詳細地震動分布は地盤情報を反映して補間することで、震度と周期 1～2 秒の応答スペクトルはその地点の揺れやすさを反映した分布となった。周期 0.1～0.2 秒の応答スペクトルは、結果としてほぼ震源距離のみが反映される分布となった。

- 本研究の結果から以下 3 つの議論を行った。
 - 1) 震度データに基づき構築した SMGA は東京湾北部の SMGA を除き波形・測地データに基づく大きなすべりの近くに位置した。一方で、大きなすべりから外れた位置にある東京湾北部の SMGA は、神奈川県など関東地域の南側への影響は小さいが、埼玉県や東京都北東部などの震度を再現するためには必要である。
 - 2) 東京 23 区内の地震動レベルは後背湿地や三角州、海岸低地、埋立地で地震動が大きく、火山灰台地で小さい。地震動レベルが大きく、かつ建物が多く分布する地域、すなわち 1923 年関東地震と同タイプの地震が発生した場合の地震リスクが大きい地域を確認した。
 - 3) 巨大地震の観測記録との比較として、本シミュレーション結果は、2011 年東北地方太平洋沖地震の都心部の観測記録と比べて震度が概ね 1 階級、応答スペクトルが約 2~5 倍大きな地震動であることを確認した。

第 3 章では、多数の日本の過去の地震を対象に、震源断層のすべりの不均質性を自己相似モデルにより評価した。すべりの不均質性を von Karman 型の自己相関関数の相関距離やハースト指数によりモデル化し、全世界を対象とした既往研究と比較すると共に、規模依存性や地震タイプによる違いなどを検討した。これらの自己相関関数のパラメータが震源近傍の強震動に与える影響をシミュレーションにより確認した。得られた知見を以下に示す。

- ハースト指数 H は、 M_W 依存性は見られず、地震タイプによる違いは小さかった。 H の中央値は 0.77 となり、既往研究による推定値と概ね同じであるため、全世界の地震による平均的な H と日本の地震の平均的な H の違いは小さいと考えられる。
- 走向方向の相関距離 a_x は、 M_W と正の相関があり、地震タイプによる違いは見られなかった。 a_x について M_W に対する回帰分析を行った結果、既往研究とほぼ同じとなり、日本で発生した地震は H と同様に全世界の地震の a_x の特性との違いは小さいと考えられる。
- 傾斜方向の相関距離 a_y は、 a_x と同様に M_W と正の相関があるが、地震タイプによる違いがあった。また、内陸地殻内地震は M_W 6 クラス、海溝型地震は M_W 8 クラスで a_y が頭打ちする傾向が見られた。これは、地震発生層の厚さに起因する断層幅の飽和が影響していると推察された。このような頭打ちを考慮して、2 折れ線の回帰式で内陸地殻内地震と海溝型地震の a_y を回帰した結果、折れ点となる M_W は前者が 6.3、後者が 8.4 となり、既往研究による three-stage scaling の first stage と second stage の境界となる M_W と調和的な結果が得られた。
- 自己相関関数の相関距離のみが変動している場合は、地震動のコーナー周波数が変動し、高周波領域のスペクトルの傾きは変動しなかった。ハースト指数のみが変動する場合は、地震動の高周波数域のスペクトルの傾きが変動し、コーナー周波数は変動しなかった。

第4章では、震源近傍の観測記録および第2章と第3章のシミュレーション波形を用いて免震構造物の2方向同時入力の応答解析を行った。その結果から震源近傍の地震動の水平2方向のオービット特性の評価の重要性を示した。オービット特性の生成要因について、震源特性や近地項、中間項および遠地項の各項の寄与に基づき考察し、各項の寄与の理論的關係から震源近傍の定義について提案した。得られた知見を以下に示す。

- ・ 免震応答変位は、楕円形となる地震動の水平2方向成分の同時入力と、それぞれ1方向成分の入力で応答値が変わり、1方向成分のみでの応答解析では危険側の評価となる場合がある。よって、入力地震動は2方向相互の特性を評価する必要がある。
- ・ 鉛直横ずれ断層の水平成層地盤による震源近傍の理論的地震動は、断層上端深さが3 kmの場合、断層から少し離れた地点ではオービット形状が楕円形となるが、断層線上はFN成分のみの直線形となる。これらの形状は、傾斜角やすべり角などの断層パラメータを変えても変わりにくい。
- ・ 断層と観測点の位置関係の検討として、断層上端深さを変動させたところ、オービット形状は上端深さが浅いほどFP成分が大きな楕円形となる。
- ・ 上端深さ0 kmのときの地震動の、全無限解による近地項・中間項・遠地項の寄与は、FP成分は近地項が支配的であり、FN成分は各項がそれぞれ影響し合っている。よって、震源が近いほどオービット形状はFP成分の大きな楕円形となる。
- ・ 震源近傍のFP成分については近地項が支配的となり、観測点の極近傍の断層部分からの地震動のみとなるため、破壊伝播速度の影響は小さいが、FN成分については遠地項の寄与があり、観測点から遠い断層部分からの地震動も合成されるため、破壊伝播速度の影響が大きい。よって破壊伝播速度によりFP成分に対するFN成分の比率が変わり、オービット形状が変わる。
- ・ 断層上端深さが0 kmの場合、全無限解の遠地項のみと全項では地震動のオービット形状が異なることにより、両者を入力地震動とした際の免震構造物の2次元応答は振動する方向や振幅が異なる。免震構造物の応答の観点からも、震源近傍の地震動は全項を考慮できる理論的地震動評価手法を用いるべきである。
- ・ 近地項のtransverse成分の距離減衰特性は近距離で $1/r^2$ 、遠距離で $1/r^3$ となる。その特性を、近似式を用いた定式化により確認した。近地項の距離減衰が切り替わる距離以内を震源近傍の領域として提案し、例として2016年熊本地震の震源近傍となる範囲を示した。

5.2 今後の課題・展開

日本の歴史地震に関する展開としては、1923 年関東地震と同様に首都圏に甚大な被害を与えた 1703 年元禄関東地震や 1855 年安政江戸地震の震度インバージョン解析が行われている（神田・加藤、2019）。これらの地震を対象に、震源モデルの構築と強震動シミュレーションをすることが考えられる。また、強震動シミュレーションにおいては中小地震の観測記録に基づく経験的地盤増幅率を用いているが、関東地域において大振幅の地震動が観測された際には、山口・翠川(2014)や池田ほか(2018)の手法などで経験的地盤増幅率に非線形の影響を考慮することが今後の課題として挙げられる。

震源の不均質性評価に関しては、本論文では断層のすべり量を対象とした。その結果、ハースト指数が 1 に近い、すなわち k -square モデルに整合する結果が得られた。 k -square モデルは ω -square モデルと結び付けられることが Andrews (1980, 1981)や Herrero and Bernard (1994)により示されている。しかし、Hisada (2000, 2001)が指摘しているように、これらの k -square モデルと ω -square モデルはハスケルモデルとすべり速度時間関数がデルタ関数という仮定のもとで成り立つ関係であり、実際の地震の破壊伝播やすべり速度時間関数とこれらの仮定は異なる可能性がある。すべり以外の震源特性に対する不均質性も総合的に評価した上で、 ω -square モデルとなるか否かの検討が必要である。

従って今後の展開としては、断層のすべり量だけでなく、ライズタイム、すべり角、破壊伝播速度などの断層パラメータの不均質性の評価や各パラメータの相関性の評価などが挙げられる。また、これらの不均質性を組み込んだ断層モデルの構築法や、不均質分布のランダム性を考慮した確率論的な地震動評価の検討などもさらなる展開として考えられる。

震源近傍の地震動評価に関しては、本論文では点震源仮定に基づく近地項・中間項・遠地項を用いた定式化により震源近傍の定義を提案したが、震源近傍では断層面の広がりや考慮した面震源の影響も考慮する必要がある。久田(2013)は点震源とした遠方近似解、面震源を考慮した遠方近似解、近地・中間・遠地項の全項を面震源に考慮した厳密解の 3 者を比較することで、面震源の影響の大小を論じている。同様の比較を行い面震源の影響を検討することは、今後の課題としたい。

5.3 第5章の参考文献

- Andrews, D. J. (1980). Fault impedance and earthquake energy in the Fourier transform domain, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **70** 1683-1698.
- Andrews, D. J. (1981). A stochastic fault model, 2, time-dependent case, *J. Geophys. Res.* **86** 10821-10834.
- Herrero, A., and P. Bernard (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84** 1216-1228.
- Hisada, Y. (2000). A theoretical omega-squared model considering the spatial variation in slip and rupture velocity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90** 387-400.
- Hisada, Y. (2001). A theoretical ω -squared model considering the spatial variation in slip and rupture velocity. Part 2: Case for a two-dimensional source model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **91** 651-666.
- 久田嘉章 (2013). 地表地震断層のごく近傍まで適応可能な統計的グリーン関数— 円形要素地震によるグリーン関数の理論解 —, 日本地震工学会大会梗概集, 185-186.
- 池田孝, 加藤研一, 石田寛 (2018). 地震観測記録に基づく地盤増幅率の非線形性のモデル化, *日本地震工学会論文集* **18**, no. 2, 2_130-2_146.
- 神田克久, 加藤研一 (2019). 震度インバージョン解析による首都直下の歴史地震の強震動生成域と短周期レベル, *日本地震工学会論文集* **19**, no. 6, 91-104.
- 山口亮, 翠川三郎 (2014). 観測記録に基づく地盤増幅率の非線形特性のモデル化, *日本地震工学会論文集* **14**, no. 1, 56-70.

余白

付録 神田ほか(2003)による震度インバージョン解析手法

(1) 震度評価

震度 I は、河角(1952)や Shabestari and Yamazaki (1998)による震源距離の対数を用いた距離減衰式を参考に、マグニチュード M および震源距離 X に関する距離減衰式(A.1)によって評価できると仮定する。

$$I = -c_1 \log X + c_2 M + c_3 + I_r \quad (\text{A.1})$$

ここで、係数 c_1 、 c_2 、 c_3 については、後ほど詳述するように気象庁発表の震源データと計測震度データを回帰分析することによって求める。右辺第4項の I_r は、地点ごとの表層の増幅などによる揺れ易さを考慮するための指標で、ここでは相対震度と呼ぶ。実際の地震では後で示すように、相対震度を考慮しない場合右辺第3項までの評価では、各地の震度は標準偏差 0.3~0.6 のばらつきを生じる。このばらつきは、震度観測点の地盤条件の差に起因する部分が多いものと思われる。相対震度は、実地震の際に観測される各地の震度と式(A.1)第3項までの評価値の差を求め、いくつかの地震で平均した値とする。

東海・南海地震などの大規模な地震の場合、式(A.1)中の震源距離 X は、震源断層面の広がりの影響を考慮するために等価震源距離 X_{eq} (Ohno et al., 1993) を用いる。等価震源距離は、想定された震源断層面を小断層に細分し、小断層 i の中央点と各震度観測点 k との距離 $X_{i,k}$ を求め、小断層ごとの放出されるエネルギー量 E_i を重みとして式(A.2)で算出する。

$$X_{eq,k}^{-2} = \sum_i (E_i / X_{i,k}^2) / \sum_i E_i \quad (\text{A.2})$$

一般に震源から放出される地震波エネルギーの指向性に関しては、断層面の広がりだけでなくいわゆる破壊伝播効果やラディエーション・パターンの効果も考えられるが、震度が主に対象とする周期1秒以下の短周期成分においてはこれらの影響が少ないことは、観測事実からも理論的な検討からも指摘されている(武村、1998)。

(2) インバージョン解析の定式化

前節で示した震度評価法をインバージョン解析することによって、震度データから震源断層面から放出されるエネルギー分布を求める。インバージョン解析で用いる等価震源距離の定義式(A.2)は、震源断層面全体から観測点に届く地震波エネルギーが距離減衰を考慮して各小断層からの地震波エネルギーを足し算したものに等しいことを意味している。さらに、震源断層からの地震波エネルギーは、式(A.1)の距離減衰式により観測点の震度と関連付けられ、インバージョン解析を用いて評価される。以下にインバージョン解析の定式化を示す。

評価震度と観測震度もしくは被害から推定した震度との誤差を最小にするように、未定

定数である小断層 i の放出エネルギー量 E_i を同定する。式は、基準値を与えないと式(A.2)のみから条件式が不足して同定することはできない。そこで、平均エネルギーで基準化する。小断層数を N とすると、基準化による E_i の条件式は式(A.3)となる。

$$\sum_i^N E_i = N \quad (\text{A.3})$$

式(A.2)に式(A.3)を代入して式(A.4)を得る。

$$X_{\text{eq},k} = \left(\sum_i^N E_i / NX_{i,k}^2 \right)^{-1/2} \quad (\text{A.4})$$

式(A.4)を式(A.1)に代入して変形して式(A.5)となる。

$$10^{I'_k} = \sum_i^N E_i / NX_{i,k}^2 \quad (\text{A.5})$$

ここで、

$$I'_k = \frac{2}{c_1} (I_k - c_2 M - c_3 - I_{r,k}) \quad (\text{A.6})$$

i 番目の小断層が i_1, i_2, \dots, i_{M_i} 、番目の M_i 個の小断層と接している場合、エネルギー量は急激に変化しないように、拘束条件として式(A.7)を用いる。

$$M_i E_i - \sum_m^{M_i} E_{im} = 0 \quad (\text{A.7})$$

式(A.3)、(A.5)、(A.7)を用いて観測方程式を構築する。未知のエネルギー値ベクトル ξ および観測値ベクトル \mathbf{q} とし、

$$\xi = (E_1 \dots E_i \dots E_N)^T \quad (\text{A.8})$$

$$\mathbf{q} = (10^{I'_k} \dots 10^{I'_k} \omega_1 N \ 0 \dots 0)^T \quad (\text{A.9})$$

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} 1/NX_{1,1}^2 & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & 1/NX_{N,K}^2 \\ \omega_1 & \dots & \dots & \omega_1 \\ \dots & \dots & \dots & 0 \\ \dots & M_i \omega_2 & \dots & -\omega_2 \\ 0 & \dots & \dots & \dots \end{bmatrix} \quad (\text{A.10})$$

と置くと、観測方程式は式(A.11)となる。

$$\mathbf{q} = \mathbf{G}\xi \quad (\text{A.11})$$

ここで、 ω_1, ω_2 はそれぞれ式(A.5)に対する式(A.3)および式(A.7)の重みである。重みが大きすぎると対応する条件式が強調されて、他の条件式に対する式の解像度が落ちてしまうので、妥当な大きさの値を用いる。 ω_1 は式(A.3)の右辺と左辺の誤差が 0.1% 以内になる程度の

値とする。 ω_2 は大きくすると、 E_i は平滑化されすべて 1.0 に近づくので、パラメータスタディによって妥当な値を選択する。最小二乗法を用いると、最適解であるエネルギー値ベクトル ξ は式(A.12)で与えられる。

$$\xi = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{q} \quad (\text{A.12})$$

実際の解析では、式(A.12)により求めるとエネルギー値は負の値をとり得る。そこで、 j 番目の小断層が負の値になった場合、式(A.13)の拘束条件を加えて式(A.12)を解き直す。

$$E_j = 0 \quad (\text{A.13})$$

余白

発表論文リスト

主論文を構成する論文

- 1) 鈴木文乃, 渡辺哲史, 加藤研一: 震源近傍の理論的地震動が示すオービット特性—免震構造物の 2 次元応答に及ぼす影響に基づく検討—, 日本地震工学会論文集, 第 16 巻, 第 1 号 (特集号), pp.32-48, 2016.1
- 2) Suzuki, F., K. Kato, and T. Watanabe: Spatial Complexity Characteristics of Fault Slip from Japanese Earthquakes Based on Self - Similar Models: Comparison with Worldwide Empirical Models, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 114, No. 4, pp. 1853-1870, 2022.8
- 3) Suzuki, F., K. Kato, T. Watanabe, K. Kanda, and Y. Tomozawa: Simulating Strong Ground Motion from the Great 1923 Kanto Earthquake in the Tokyo Metropolitan Area Based on Source Model Derived from Seismic Intensity Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 114, No. 4, pp. 1853-1870, 2022.8

査読付き論文

- 1) 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史: 地震観測波形とシミュレーション波形の適合度評価 - Frequency domain error の改良と V&V への適用 -, 日本建築学会構造系論文集, 第 83 巻, 第 752 号, pp.1435-1444, 2018.10
- 2) 加藤研一, 久田嘉章, 石田寛, 渡辺哲史, 鈴木文乃, 小鹿紀英: 東京臨海部を対象とした想定地震に基づく設計用地震動評価例, 日本建築学会技術報告集, 第 23 巻, 第 53 号, pp.53-58, 2017.2

学会発表

- 1) 鈴木文乃, 佐々木文夫, 飯山かほり: 地震動の位相差分布と時刻歴包絡形の関係に関する基礎的研究, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.197-198, 2012.9
- 2) 鈴木文乃, 渡辺哲史, 加藤研一: 震源近傍の理論的強震動が示すオービット特性-免震構造物の2次元応答に及ぼす影響に基づく検討-, 第14回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.3045-3054, 2014.12
- 3) 鈴木文乃, 渡辺哲史, 加藤研一: オービット形状に着目した震源極近傍の理論的地震動評価 免震構造物の2次元応答に与える影響, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.201-202, 2015.9
- 4) 渡辺哲史, 加藤研一, 鈴木文乃: 南海トラフ巨大地震による九州東部の長周期地震動, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.149-150, 2015.9
- 5) 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史: 地震波形のシミュレーション結果の適合度について-評価指標 FDE に関する考察と改善-, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.1175-1176, 2016.8
- 6) 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史: GOF-FDE に基づく地震波形シミュレーションの適合度判定-, 日本地震工学会第12回年次大会梗概集, P4-28, 2016.9
- 7) 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史: 近地項の距離減衰特性に基づく震源近傍の定義の提案, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.213-214, 2017.8
- 8) 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史: FDE に基づく地震波形シミュレーションの適合度評価 - 位相差分を用いた包絡形の評価法の提案 -, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.771-772, 2018.9
- 9) 鈴木文乃, 加藤研一, 神田克久, 池田孝: 震度インバージョン解析に基づく1923年関東地震の震源モデルの構築と首都圏の強震動評価, 日本地球惑星科学連合2019年大会, SSS13-14, 2019.6
- 10) 鈴木文乃, 加藤研一, 友澤裕介, 神田克久, 中尾隆, 本村一成, 赤司二郎: 震度データに基づく1948年福井地震の短周期レベルの推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.459-460, 2019.9
- 11) 渡辺哲史, 加藤研一, 笠松健太郎, 鈴木文乃, 引間和人, 植竹富一, 新村明広: 動力学的断層モデルによる2014年長野県北部の地震の強震動シミュレーション, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.425-426, 2019.9
- 12) 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史, 友澤裕介: 1923年関東地震のSMGAモデルに基づく首都圏の強震動の面的評価, 日本地震学会講演予稿集 2019年度秋季大会, S15P-12, 2019.9
- 13) 森川信之, 藤原広行, 岩城麻子, 前田宜浩, 久保久彦, 青井真, 加藤研一, 友澤裕介, 鈴木文乃, 佐藤俊明, 石井透, 島津奈緒未, 宮腰淳一, 小穴温子, 司宏俊, 早川俊彦, 林孝幸, 岸田夏葵, 翠川三郎: 地震ハザード評価のための強震動データベースの構築に向けて, 日本地球惑星科学連合2020年大会, SSS04-P01, 2020.6

- 14) 鈴木文乃, 加藤研一, 友澤裕介, 神田克久, 赤司二郎, 本村一成, 岡山昂平: 震度データに基づく 1948 年福井地震の強震動生成域の推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.67-68, 2020.9
- 15) 渡辺哲史, 笠松健太郎, 鈴木文乃, 引間和人, 植竹富一, 新村明広: 動力学的断層モデルによる 2016 年熊本地震の強震動シミュレーションと他の地震とのパラメータの比較, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.37-38, 2020.9
- 16) 引間和人, 笠松健太郎, 渡辺哲史, 鈴木文乃, 植竹富一, 新村明広: 不均質断層の動力学的断層破壊シミュレーションに基づく地殻内地震のスケーリングの検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.39-40, 2020.9
- 17) 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史: 自己相似モデルによる震源パラメータの不均質性評価 - 日本と世界の地震のすべり分布特性の比較検討 -, 日本地球惑星科学連合 2021 年大会, SSS-10, 2021.6
- 18) 鈴木文乃, 加藤研一, 友澤裕介, 神田克久, 中尾隆, 高田将輝, 本村一成: 震度データに基づく 1948 年福井地震の断層パラメータの推定と強震動シミュレーション, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.257-258, 2021.9
- 19) 渡辺哲史, 鈴木文乃, 笠松健太郎, 引間和人, 植竹富一, 新村明広: 動力学的断層モデルに基づく 2013 年栃木県北部の地震の強震動シミュレーションとパラメータ間の関係, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.269-270, 2021.9
- 20) 引間和人, 笠松健太郎, 渡辺哲史, 鈴木文乃, 新村明広, 植竹富一: 不均質断層の動力学的断層破壊シミュレーションに基づく地殻内地震のスケーリングの検討 その 2, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.273-274, 2021.9
- 21) 新村明広, 笠松健太郎, 渡辺哲史, 鈴木文乃, 引間和人, 植竹富一: 不均質断層の動力学的断層破壊シミュレーションに基づく震源近傍の地震動, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.275-276, 2021.9
- 3) Suzuki, F., K. Kato, T. Watanabe, and Y. Tomozawa: Strong ground motion simulations of the 1923 great Kanto earthquake in the Tokyo metropolitan area based on the strong motion generation area, 17th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 1d-0091, 2021.9
- 4) 渡辺哲史, 鈴木文乃, 加藤研一: 表層地盤の非線形性が震度に及ぼす影響 - 逐次非線形解析による震度増分の検討と既往研究との比較 -, 日本地震工学会第 16 回年次大会梗概集, T2021-051, 2021.11
- 5) 森川信之, 藤原広行, 岩城麻子, 前田宜浩, 友澤裕介, 加藤研一, 元木健太郎, 鈴木文乃: 地震ハザード評価のための基盤情報整備と性能評価手法の検討, 日本地球惑星科学連合 2022 年大会, SSS10-11, 2022.5
- 6) 友澤裕介, 藤原広行, 森川信之, 岩城麻子, 前田宜浩, 加藤研一, 元木健太郎, 鈴木文乃: 強震動観測記録データベースの性能評価手法の検討, 日本地球惑星科学連合 2022 年大会, STT10-12, 2022.5
- 7) 岩城麻子, 藤原広行, 前田宜浩, 森川信之, 鈴木文乃, 友澤裕介, 加藤研一, 元木健太郎: 強震動データベースにおけるシミュレーションデータの妥当性評価手法の検討, 日

本地球惑星科学連合 2022 年大会, SSS10-13, 2022.5

- 8) 今関俊, 渡辺哲史, 鈴木文乃, 引田智樹, 友澤裕介, 笠松健太郎: 相模トラフ沿いの巨大地震に対する震源モデルの不確かさを考慮した短周期地震動評価, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.129-130, 2022.9
- 22) 笠松健太郎, 渡辺哲史, 鈴木文乃, 引間和人, 植竹富一, 新村明広: 不均質断層の動力学的断層破壊シミュレーションに基づく地殻内地震のすべり量と断層長のスケールリング, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.29-30, 2022.9
- 23) 鈴木文乃, 渡辺哲史, 笠松健太郎, 引間和人, 植竹富一, 新村明広: 波数スペクトルによる動力学的断層パラメータの不均質性のモデル化と強震動への影響検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.27-28, 2022.9
- 24) 渡辺哲史, 鈴木文乃, 笠松健太郎, 引間和人, 植竹富一, 新村明広: 動力学的断層モデルに基づく 2004 年新潟県中越地震の強震動シミュレーションとパラメータ間の関係, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.25-26, 2022.9
- 25) 鈴木文乃, 渡辺哲史, 加藤研一, 神田克久: 1923 年関東地震の強震動シミュレーション: 断層モデルの再構築と詳細震度分布の推定, 日本地震学会講演予稿集 2022 年度秋季大会, S15-23, 2022.10
- 26) 渡辺哲史, 鈴木文乃, 加藤研一, 神田克久: 1923 年関東地震の強震動シミュレーション: 東京湾北部の SMGA の考察, 日本地震学会講演予稿集 2022 年度秋季大会, S15P-08, 2022.10
- 27) 鈴木文乃, 渡辺哲史, 笠松健太郎, 引間和人, 植竹富一, 新村明広: 臨界すべり量と応力降下量の関係に着目した動力学的断層パラメータのモデル化, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.739-740, 2023.9
- 28) 渡辺哲史, 鈴木文乃, 加藤研一: 2023 年トルコ南部の地震における震源近傍の強震動のオービット特性, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.693-694, 2023.9

謝辞

本論文は、筆者が小堀鐸二研究所において行ってきた震源断層の不均質性に関する研究、歴史地震の震源特性に関する研究、震源近傍の地震動特性に関する研究についてまとめたものです。

東京理科大学・永野正行博士には、本論文の提出の機会を与えていただき、これまでの研究成果をまとめるにあたり、論文構成など懇切丁寧にご指導とご鞭撻を賜りました。深甚なる感謝の意を表します。

東京理科大学・衣笠秀行博士、宮津裕次博士、木村吉郎博士、朝倉巧博士には、本論文の審査を通して貴重な御意見を賜りました。心より感謝申し上げます。

小堀鐸二研究所・加藤研一博士、渡辺哲史博士には、入社以来、研究の方向性や地震・地震動に関わる基礎的な事項から高度な技術に渡るまで熱心かつ的確にご指導・ご鞭撻いただき、感謝の念に堪えません。小堀鐸二研究所・神田克久博士、鹿島建設技術研究所・友澤裕介博士には研究を進める上で必要な技術や知識についてご指導いただき、論文作成に関するご助言をいただきました。深く感謝申し上げます。

小堀鐸二研究所・中島正愛博士、酒向裕司博士には、本論文をまとめるにあたり、多大なご配慮とご支援をいただきました。小堀鐸二研究所ならびに鹿島建設技術研究所、同原子力部、同建築設計本部の先輩・後輩の関係各位には、日々研究を進める上で多くのご助言をいただきました。様々な便宜を図っていただき、業務を続けながら本論文をまとめることができました。深く御礼申し上げます。

本論文を構成する主要な論文の刊行にあたっては、匿名の査読者の方々、編集委員の Dr. Paul Martin Mai、Dr. Luis Angel Dalguer、川瀬博博士、匿名の編集委員の方々に、論文の改善に繋がる多くのご指摘・ご助言を賜りました。武村雅之博士には 1923 年関東地震に関して、竹中康雄氏、中井武氏には免震構造物の応答解析に関して様々なご指導・ご助言を賜りました。建物のデータの収集は鈴木芳隆博士、鈴木明子博士にご協力いただきました。ここに記して感謝申し上げます。

防災科学技術研究所による強震観測網 K-NET・KiK-net、各機関による 1995 年兵庫県南部地震の強震記録、有限断層の震源モデルデータベース SRCMOD のデータを利用しました。解析プログラムには、工学院大学建築学部まちづくり学科教授・久田嘉章博士による理論的地震動計算プログラムを使用させて頂きました。一部の図の作図には GMT (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。観測や公開に携わった関係各位に、感謝の意を表します。

最後に、これまで支えてくれた家族・友人に感謝致します。

鈴木 文乃

