

図 3-7 各（前震・）余震除去適用後の震央分布の比較（発生頻度の平滑化後）

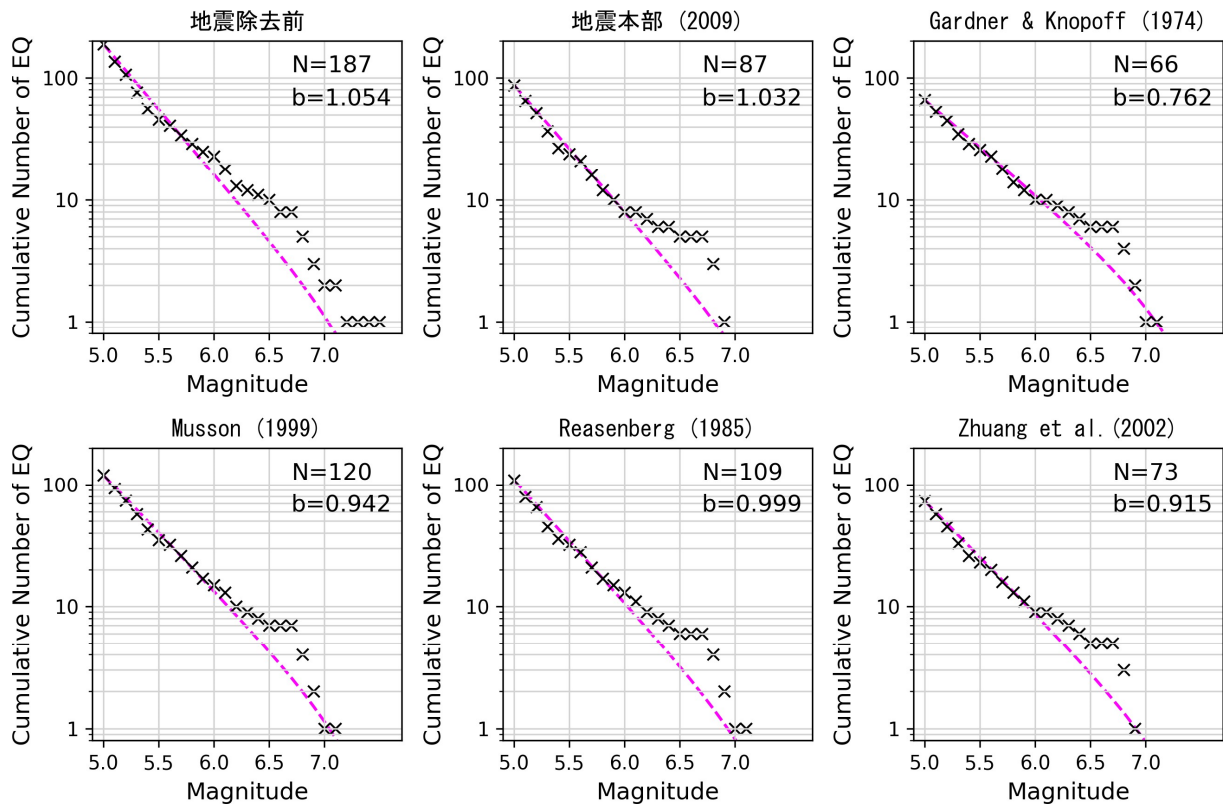


図 3-8 対象領域における規模別発生頻度と GR 則による理論値の比較  
 N は地震の総数、b 値は GR 則の係数を示す

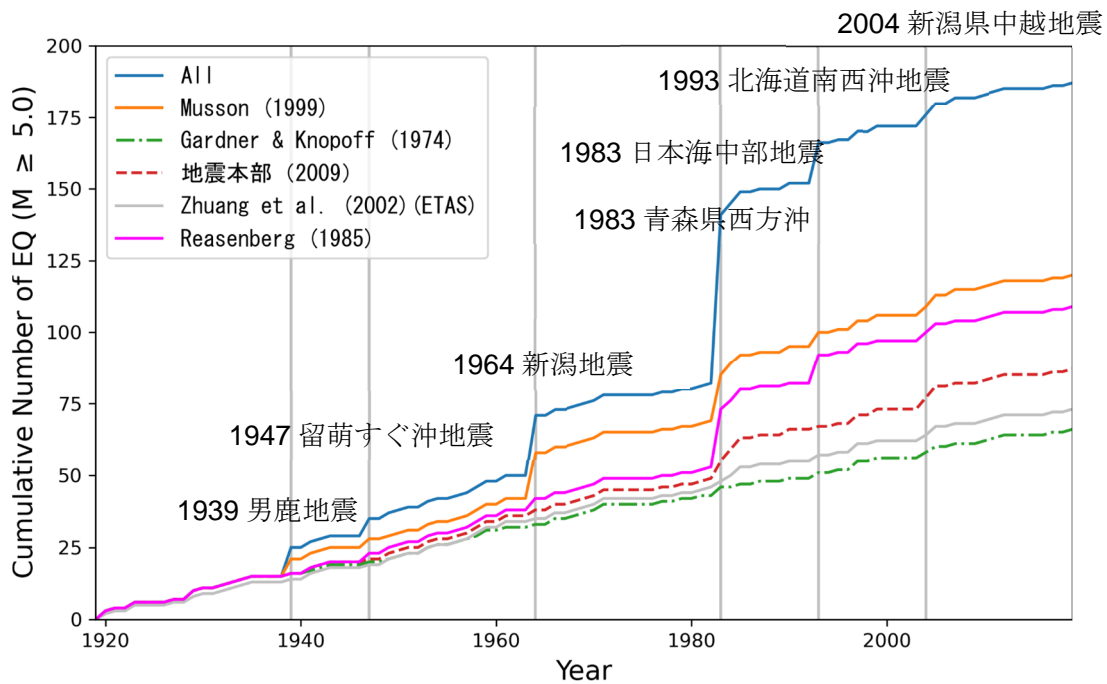


図 3-9 余震除去前後の累積地震数の比較

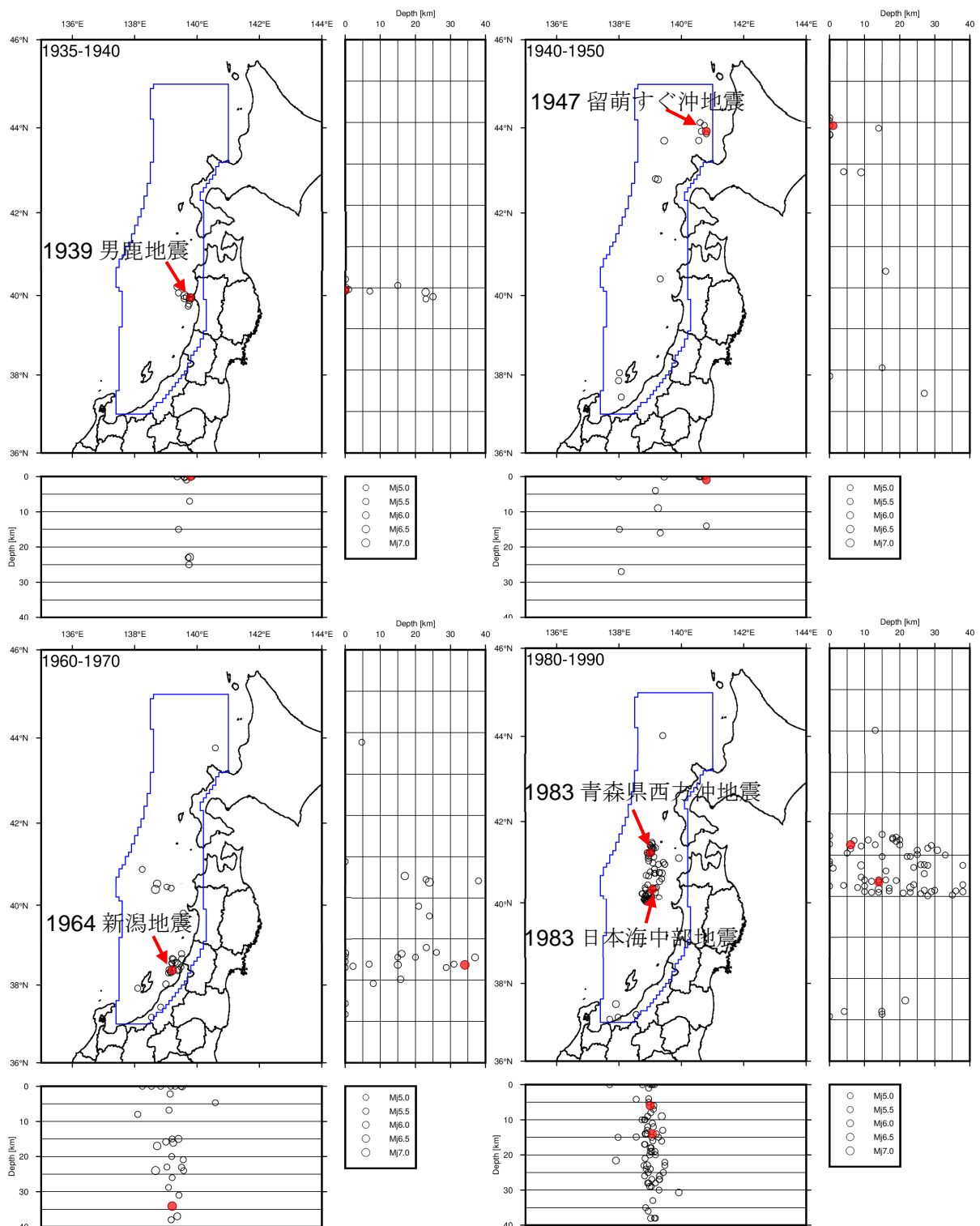


図 3-10 地震発生数が増加した期間の震源分布  
 各図の左上の数字は地震カタログの期間を表す  
 余震除去前のデータ (Mj=7.5 以下) に増加の原因と考えられる本震 (●) を追記した

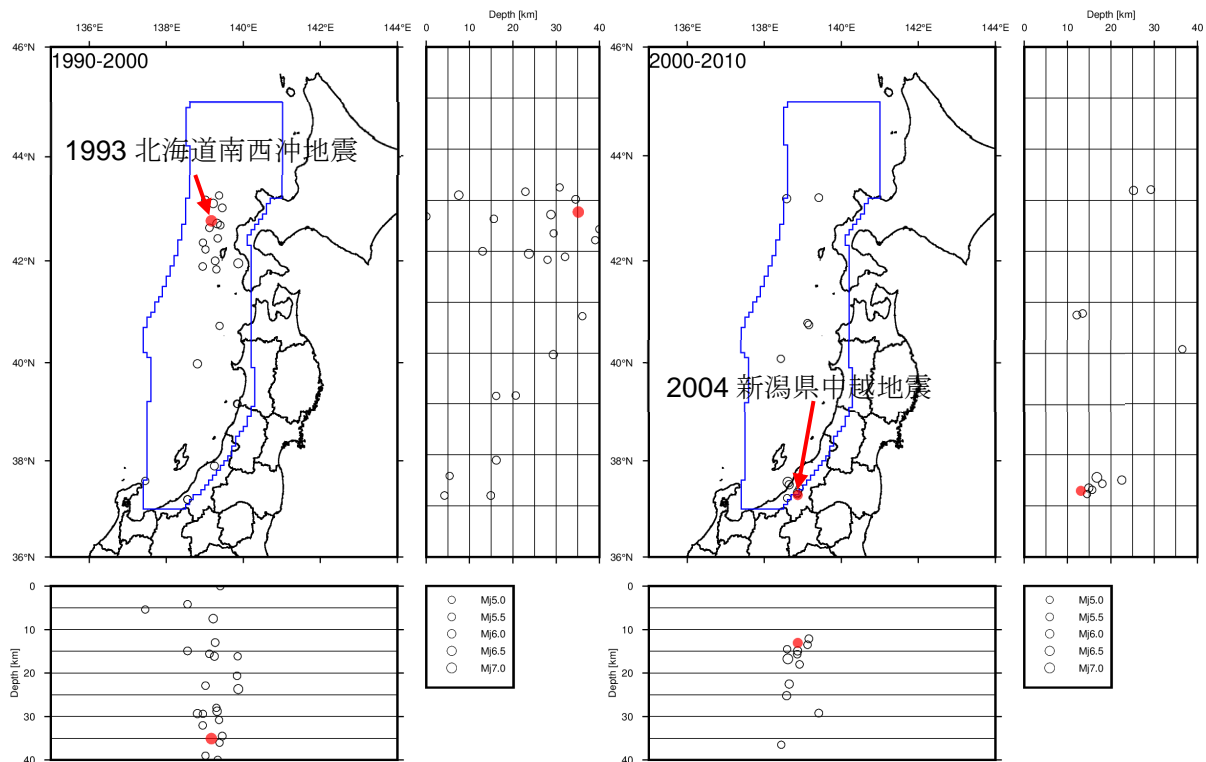


図 3-11 地震発生数が増加した期間の震源分布（続き）

各図の左上の数字は地震カタログの期間を表す

余震除去前のデータ（ $M_j=7.5$  以下）に増加の原因と考えられる本震（●）を追記した

### 3.1.3 除去後のカタログを用いた地震ハザード解析

地震本部 (2009)の手法と除去傾向が異なる Gardner and Knopoff (1974)及び Musson (1999)の手法を用いて地震ハザード解析を実施し、地震ハザードへ与える影響を評価した。地震ハザードの評価は図 2-30 に示した代表的な 11 地点で行った。計算は領域震源のみを用いて実施し、領域震源は「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」をロジックツリーの分岐として扱った (各分岐の重みは 0.5)。なお  $b$  値は打ち切りのある GR 則を仮定した最尤法で推定したが、詳細は 3.2 節に記載する。推定された  $b$  値は地震本部 (2009)の手法では 1.032、Gardner and Knopoff (1974)の手法では 0.762、Musson (1999)の手法では 0.942 となった。なお、地震本部 (2021)と同じように日本海東縁部の領域震源では、最大マグニチュードは  $M_j = M_w = 7.5$  とし、点震源を設定した。

計算されたハザードカーブを図 3-12 から図 3-13 に示す。計算の結果、代表的な 11 地点のほとんどの地点では Musson (1999)の手法を適用した場合に最も地震ハザードが大きく評価された。これは、Musson (1999)の手法では (前震・) 余震として除去された地震数が最も少なく、設定された発生頻度が高いことによる。一方で、地点 2 や地点 11 の一部の振幅レベルでは Gardner and Knopoff (1974)の手法が最もハザードが大きいう結果になった。本事業で検討した (前震・) 余震除去手法の内、Gardner and Knopoff (1974)の手法では除去される地震が多い傾向にあったため設定された地震発生数は低いが、 $b$  値の設定値が他の 2 手法に対して小さいことがハザードを大きくした要因と考えられる。

本事業では地震ハザードへの影響を確認した結果、(前震・) 余震除去に関する認識論的不確実性としてハザードが小さい地震本部 (2009)の手法とハザードが大きい Musson (1999) の手法を 4 章での検討対象 (ロジックツリーの分岐) とすることにした。

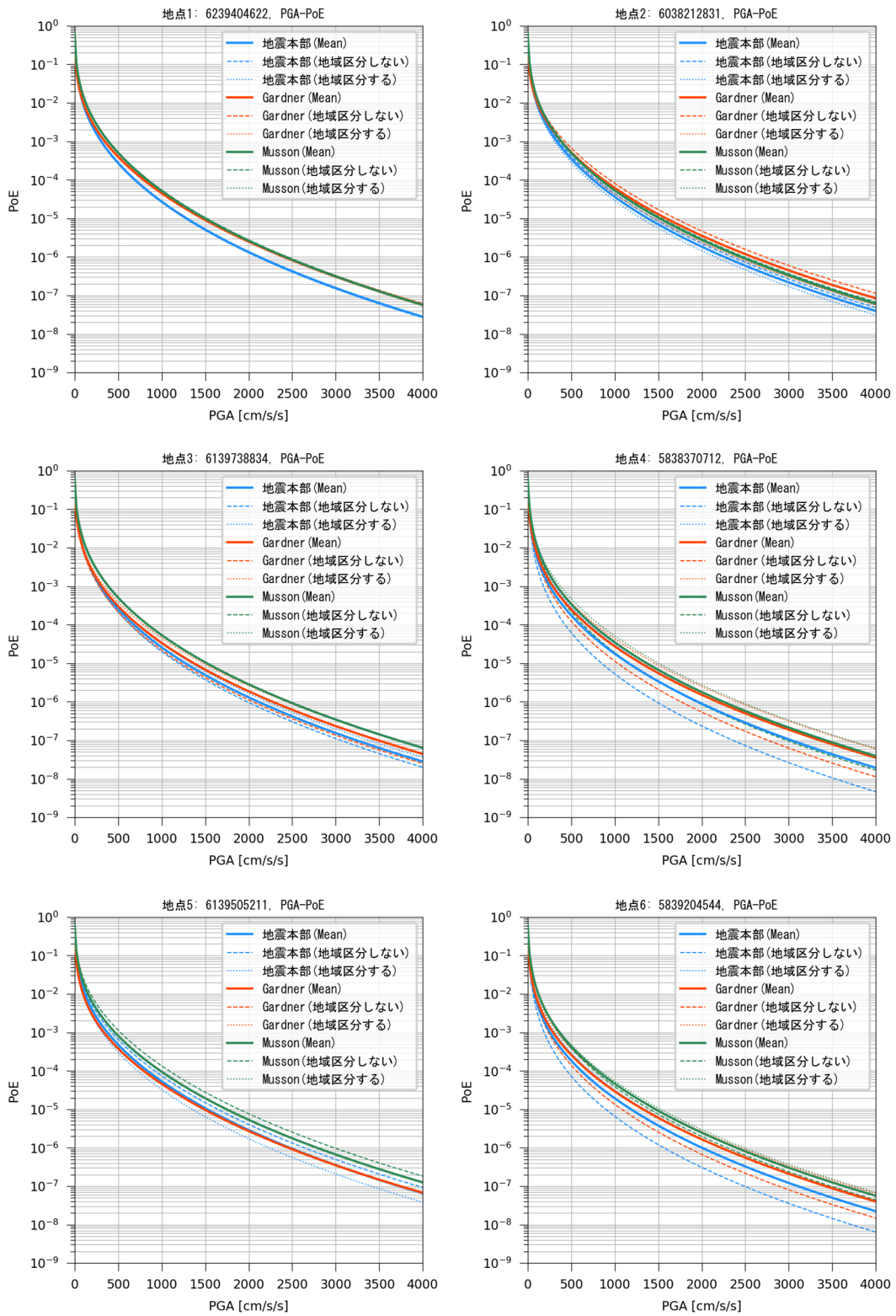


図 3-12 代表 11 地点におけるハザードカーブ

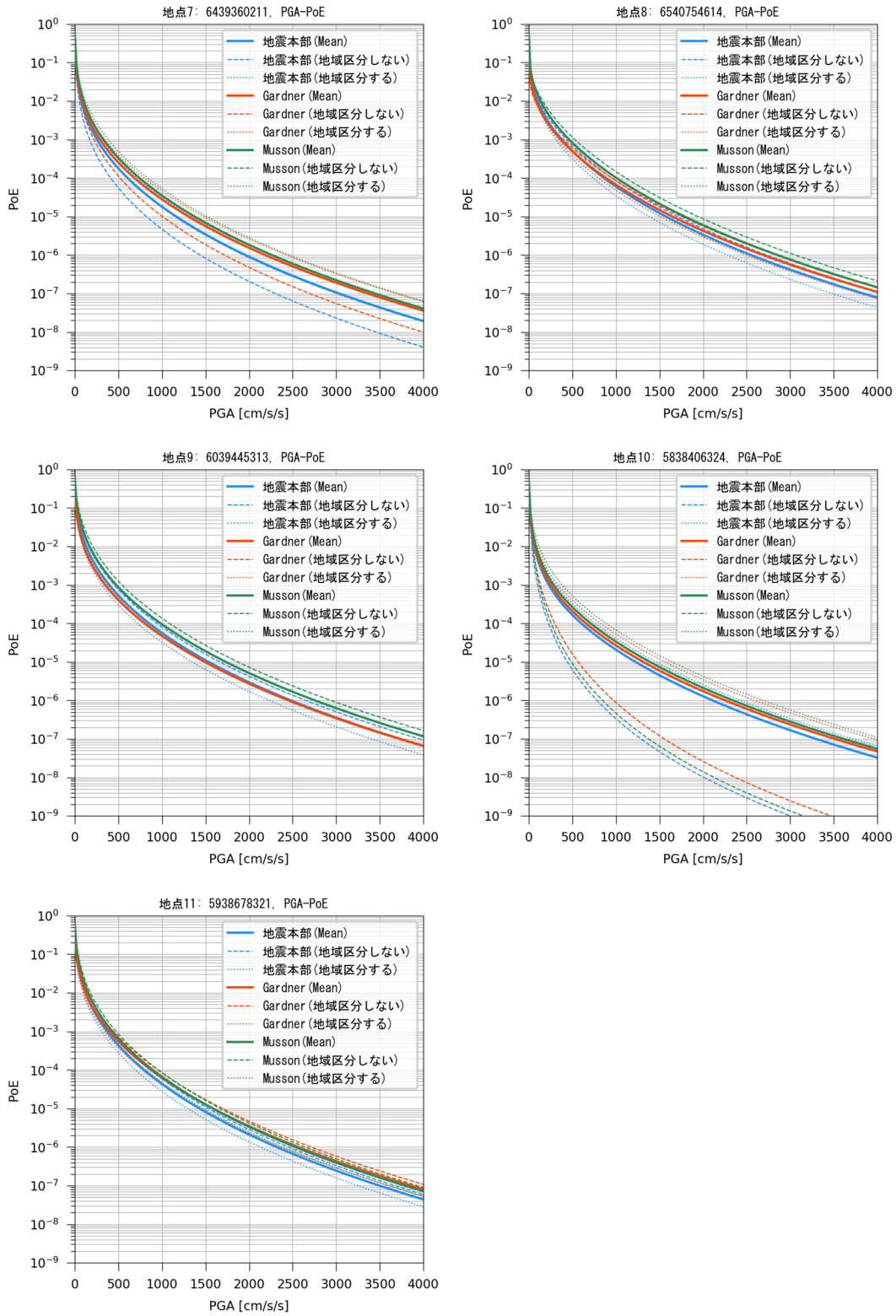


図 3-13 代表 11 地点におけるハザードカーブ

### 3.2 規模別頻度分布における最大マグニチュードの設定値の検討

領域震源の最大マグニチュードについて、地震本部（2021）では、垣見ほか（2003）の「地震地体構造区分13」の最大マグニチュードは  $M_j=7.5$  と設定されている。しかし、後述の3.3節「地震動計算時の震源の設定」と併せて考察する際に、地震動のハザードが過大評価となる可能性がある。

#### 3.2.1 最大マグニチュードの設定に関わる文献調査

本事業では、最大マグニチュードの設定に関する国内または海外の先行研究について、予備的に文献調査（国内3編、海外6編）を実施し、現状整理を行った。さらに、調査結果をもとに、垣見ほか（2003）の「地震地体構造区分13」における領域震源の最大マグニチュードの設定について検討した。なお、海外におけるモデルを適用する際には、テクトニクスの相違に関して注意した。

まず国内の文献としては、地震本部の「地震動予測地図」に関連する文献から、最大マグニチュード設定の経緯と根拠を整理した。以下に経緯と根拠に該当する箇所を引用する。

1) 防災科学技術研究所（2003）<sup>43</sup>：「北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例」より抜粋

「日本海東縁部で発生する地震のうち、マグニチュード7.5以上の地震については別途海溝型地震として長期評価の対象となっていることから、震源が予め特定しにくい地震の最大マグニチュードは、それを下回る7.3とする。」

2) 地震本部（2009）：「全国地震動予測地図 技術報告書」より抜粋

「最大マグニチュードは7.3とする。別途評価されている海溝型地震に該当する地震を除くと、既往最大の地震のマグニチュードは7.1であるが、海溝型地震として考慮されている地震がマグニチュード7.5以上であることを勘案して、既往最大に上乗せをしている。」

3) 地震本部（2013）<sup>44</sup>：「地震動予測地図 2013年版」より抜粋

「2011年東北地方太平洋沖地震がその時点での地震動予測地図における地震活動モデルに含まれていなかったことへの反省から、従来のモデルでは不十分と考えられる部分について、不確実さを考慮して改良を加えたモデルである。」

「本海東縁部の震源断層を予め特定しにくい地震の最大規模は、海域の地震であることから7.5とする。」

これ以後の「全国地震動予測地図」でも、2013年版での設定が踏襲されている。



次に海外の文献として、以下の 6 件の文献について調査した結果を整理した。海外の領域震源の地震モデルについては、日本海東縁地域と異なるテクトニクスの地域も選定して比較調査した。

1) Williams et al. (2023)<sup>4 5</sup>

東アフリカ大地溝帯西部に位置するマラウイでは、地震発生層が厚く 30~40 km である。また、測地学的なひずみ速度（引張）は小さく年間 0.5-2 mm ほどである。このため、長期的な変形による地震活動は地震カタログや機器による観測では適切に捉えられない可能性があり、本文献では領域震源は設定されていない。

2) Stirling and Gerstenberger (2018)<sup>4 6</sup>

ニュージーランドの地震活動を対象としている。断層震源に沿って発生した地震のみを対象としており、領域震源は対象としていない。本文献では、“Seismic Moment-Balanced GR Distributions”というモデルを仮定している。このモデルでは、断層のすべり変位速度は地震規模に依らず一定とし、地震モーメント速度が GR 分布に対応する予測モデルである。

3) Field et al. (2014)<sup>4 7</sup>

カリフォルニア付近の地震活動を扱っている。ほとんどの大地震（約 80 %）は断層モデルによって定義された破壊面で発生すると想定している。その中で、“background seismicity”は、 $M < 6.5$  とされている。

4) Petersen et al. (2007)<sup>4 8</sup>

カリフォルニア付近の地震活動を扱っている。断層近傍では、 $M_{6.5}$ - $M_{7.0}$  の特定震源と  $M_{5.0}$ - $M_{7.0}$  の領域震源のダブルカウントを防ぐために、特定震源の最小マグニチュードである  $M_{6.5}$  を領域震源の最大マグニチュードとして設定している。また、断層近傍でない領域震源については、グリッド震源モデルは最大マグニチュードを 7.0 としている。ただし、 $M_{6.5}$ - $M_{7.0}$  の地震の歴史記録による発生頻度と整合させるには、断層ないし断層近傍ではない地震発生頻度を低減させる必要がある。このために、領域震源モデルの  $M \geq 6.5$  の発生頻度を 2/3 にして評価した。これについては、より長期にわたっての整合性を保証できる解決方法が必要としている。

5) Woessner et al. (2015)<sup>4 9</sup>

ヨーロッパ・大陸性地殻・海洋性地殻・プレート収束域の地震活動について評価している。その際、ヨーロッパ全域をカバーする「Fault sources and background (FSBG) model」の説明中で次のように述べられている。1つの背景ゾーン内では、 $M_w 6.5$  以上の地震を発生させるすべての断層震源が既知であり、地震モーメント放出を支配していると仮定する。したがってマグニチュード  $M_w 6.4$  以下の地震は領域震源と仮定される。設定された地震の規模別発生頻度は、北アペニン山脈の例などにおいておおむね整合的であることは確認している。

## 6) Wang et al (2016)<sup>5 0</sup>

プレート収束域（台湾）の地震活動について評価している。本文献では、領域震源に対応するものとして「浅い背景域の震源」という区分をしている。これは、特定の断層と関連付けることができない地震を指す。評価対象の台湾では M6.96 の地震がこの分類に区分される地震としては最大規模であることが記載されている。一方で、特定地震と関連付けることができる地震には M6.96 を下回る複数の地震も存在する。

海外の文献でみると、「領域震源」の最大マグニチュードは、おおむね、M6.5-7.0 程度以下に設定されているようである。これは、地震本部の設定よりもやや小さい。

また、この課題に関連して、「短い断層」の扱いを検討するために、地表地震断層と地下の震源断層の関係について整理した。沖野・隈元 (2006)<sup>5 1</sup>に示された震源断層モデルの概念図（図 3-14）では、地表で確認される「地表地震断層」の長さに対して、地下の「震源断層」は一般的により長いと推定されることが示されている。

遠田 (2020)<sup>5 2</sup>は、浅田 (1991)<sup>5 3</sup>の指摘を踏まえ、C 級活断層問題とは、潜在活断層や短い活断層による M7 クラスの内陸地震の過少見積もり傾向であるとして、C 級活断層の問題を、次のように整理している。

### 問題 i .

検出・認識問題：日本列島では、M7 クラスの震源の半数で震源断層相当の地震断層が出現しない。また、長期的にみて堆積・侵食速度が断層変位速度を上回る地域が多く、このような地域では、断層として認識されていない多数の潜在活断層の存在が疑われる。

### 問題 ii .

プレート境界や主要活断層のような形で弾性歪みを解消することができない地域では、短い活断層・潜在活断層の継続的な地震活動で弾性歪が解消される。そのため、M7 クラスの震源となり得る短い活断層・潜在活断層は、特定の地域に偏在しやすい。

### 問題 iii .

1 つの地殻内大地震で地震動生成に関係ない多数の地表地震断層が出現し、毎回「お付き合い」すると C 級活断層として認識される。地震動には寄与しないが、地盤の変形によるハザードは広域におよぶ。

このような観点でみた場合、日本海東縁部は、活断層の密集度からみて、ii にはあてはまらないとみてよい。また、海域においても iii のような断層の存在は否定できないが、既往資料の文献 b、c、d では、音波探査による反射断面で地下の構造を確認する方法で断層が認定されているので、これらの資料の断層データは、iii には該当しないと考えてよい。一方、残る i については、堆積・侵食により断層情報が隠される、ないし、消失することに加えて、音波探査の測線間隔や探査・解析手法に由来する検出・認識の不確実性が関わり、断層として認識されていない潜在活断層が存在する可能性が考えられる。

すなわち、遠田 (2020)に示された概念図（図 3-15）において、断層が認定されにくいパター

ン（右側の5つのうち、最上段の1つを除く）は、海域の断層についてもあてはまる。今回の評価においても、地形・地質情報の不確実性を考慮すると、「C級」とされた活断層の評価では、地震発生確率の評価が小さめになっている可能性がある。すなわち、「C級」とされた断層においては、地表に変形が表れてにくい場合でも深い場所に変位が累積しており、震源として機能する領域は、地下の深い場所では、地表付近の情報から直接想定されるものよりも大きく、地震の発生頻度が高い可能性が考えられる。特に、iの問題の大きい海岸に近い海域のハザード評価では、この点を考慮する必要がある。今回の検討では、このような断層認定自体に遡る「認識論的不確実性」が、ハザード評価上でどのように表われるかが明らかになったといえる。

文献調査を踏まえて、本事業では次に述べる考えで2つの地震規模について地震ハザードに与える影響を評価することとした。

・設定1)

地震本部同様、Mw7.5を領域震源の上限値とする。特定震源として発見されていない断層を領域震源でカバーすることを想定して設定した。

・設定2)

海域の「短い断層」は、地震調査委員会による日本海南西部の海域活断層の長期評価では、『長さ20 km程度未満の断層であっても確実に活断層と認定できるものについては、「海域の短い活断層」として位置と長さを評価した。・・・評価対象海域には、長さ20 km未満の海域の短い活断層が存在している・・・、松田(1975)による式( $\log(L)=0.6M-2.9$ )を用いるとM6.8未満となる長さ15 km未満の短い活断層についても、陸域の地域評価と同様に最低限考慮すべき地震の規模としてM6.8を設定して評価する。』とされている。ここで、「M6.8」は、武村(1990)の式で換算した場合Mw6.4にあたるため、この値を上限値とした。ただし、2.2節で述べたように本事業の対象断層が武村(1990)の式の適用範囲にあるかは疑問であるため、あくまでパラメータスタディとして設定したことに留意する必要がある。また、実際には本事業ではMw6.4を下回る特定震源も設定しているため、設定1と同様にMw6.4を下回る断層については領域震源でカバーされることとなる。

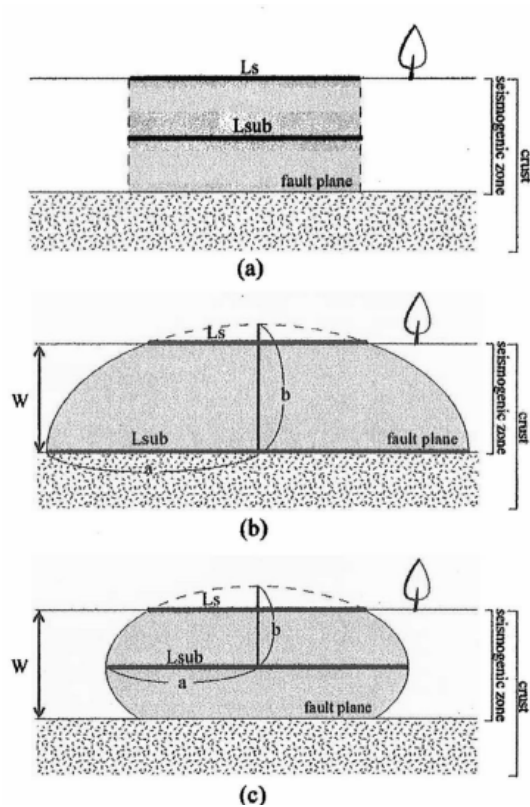


図 3-14 地表における断層表現と地下の震源断層の関係の概念図（沖野・隈元，2006）

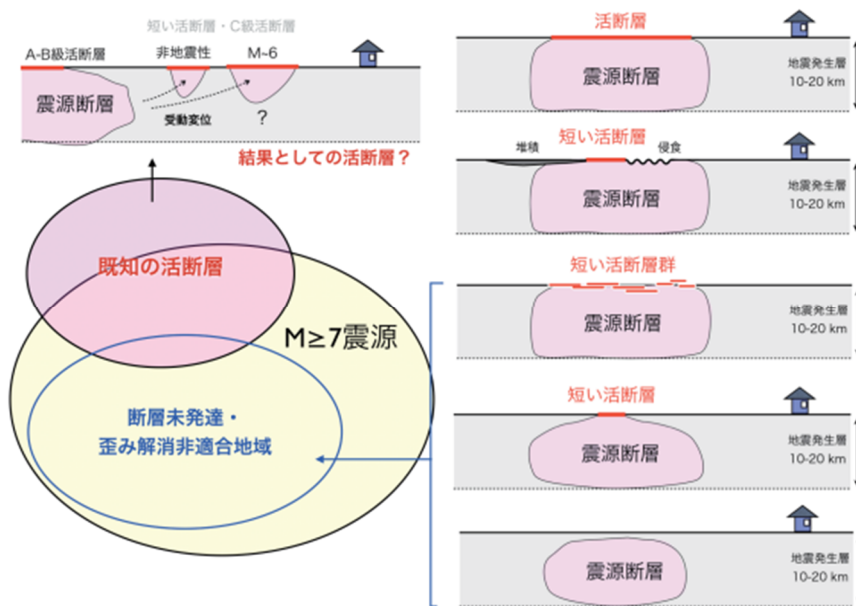


図 3-15 「C級活断層問題」に関連する地殻内のM7震源の分布の概念図（遠田，2020）

### 3.2.2 検討する最大マグニチュード

垣見ほか (2003)の「地震地体構造区分 13」を拡大した領域を対象海域として領域震源の最大マグニチュードの設定が地震ハザードに与える影響について検討した。検討する最大マグニチュードは前述の通り、 $M_w = 7.5$  と  $M_w = 6.4$  とした。

### 3.2.3 地震規模別発生頻度分布 (GR 則) における $b$ 値の推定

GR 則の  $b$  値は最尤法によって推定したが、その際、GR 則のモデルとしてマグニチュードについて打ち切りのない GR 則と打ち切りのある GR 則を最尤法のモデルとして仮定した。これらのモデルは下記の式で表現される (例えば、宇津, 1978)。

- ・打ち切りのない GR 則

$$\log n(M) = a - bM$$

- ・打ち切りのある GR 則

$$\log n(M) = a - bM \quad M \leq c$$

$$n(M) = 0 \quad M > c$$

$n$ は地震規模別頻度

$M$ はマグニチュード

$c$ はマグニチュードの打ち切り値

本事業では、宇津 (1978)に従い最尤法を用いて $b$ 値を推定した。その際、打ち切りのある GR 則では、 $c$ も推定パラメータの 1 つとなるが、本事業では  $M_w = 6.4$  または  $M_w = 7.5$  を最大マグニチュードとして仮定しているため、 $c = 6.4$  または  $7.5$  として $b$ 値のみを推定した。ただし、 $b$  値の推定は、打ち切りあり・なしの GR 則を仮定するが、地震ハザードの計算には打ち切りありのモデルを採用している (打ち切りなしの GR 則の場合は推定された $b$ 値を打ち切りありの GR 則に当てはめる) ことに注意されたい。

最尤法による推定の結果、最大  $M_w = 6.4$  の場合、打ち切りありのモデルでは $b = 1.240$ 、打ち切りなしのモデルでは $b = 1.349$ となった。また、最大  $M_w = 7.5$  の場合、打ち切りありのモデルでは $b = 1.032$ 、打ち切りなしのモデルでは $b = 1.045$ となった。

推定された $b$ 値を GR 則に当てはめて観測値と比較した結果を図 3-16 に示す。最大  $M_w = 6.4$  とした場合は、打ち切りありと打ち切りなしの GR 則では若干の差が見られ、打ち切りありの方が観測値に合っているように見える。一方で最大  $M_w = 7.5$  の場合では両者の差はほとんど見られないが、打ち切りのある GR 則の方が  $M_w 6.5$  以上で頻度が高く観測値には近い。また、 $M_w = 6.0$  から  $7.0$  の範囲で観測値が GR 則に依っていないように見える。そこで、 $M_w = 6.0$  から  $7.0$  の範囲で余震を適切に除去できていない可能性を考慮して  $M_w$  ごとの震央分布図と地震の発生時期について確認作業を行った。図 3-17 には  $M_w (= M_j) = 5.0$  から  $6.0$ 、図 3-18 には  $M_w (= M_j) = 6.0$  から  $7.0$  の地震の震央位置と発生時期を示している。図 3-18 より、 $M_w = 6.0$  から  $7.0$  の範囲において震央分布や発生時期に地域・年代的な偏りは見られないため、余震除去手法が

原因ではないと考えられる。

本事業では、地震カタログの収集期間である約 100 年としているが、今回対象としているマグニチュードの範囲について頻度分布を作成するには収集期間が短いことが GR 則と観測値が乖離する原因の 1 つとして考えられる。

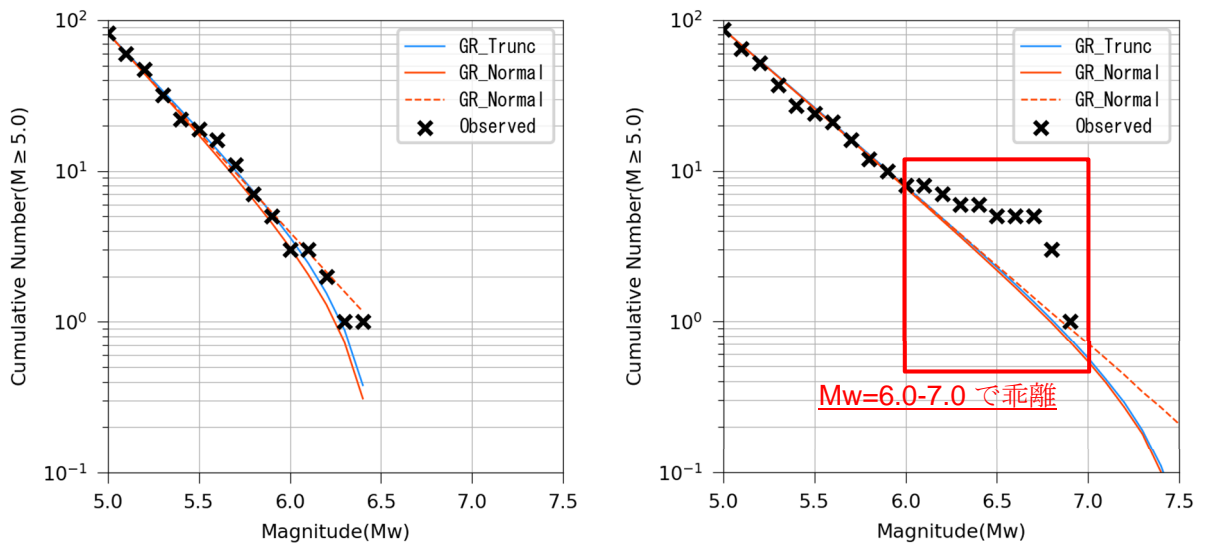


図 3-16 観測値と GR 則の関係（左図：最大 Mw6.4、右図：最大 Mw7.5）

×：観測値、青実線：打ち切りありの GR 則で推定

オレンジ実線：打ち切りなしの GR 則で推定（推定した  $b$  値を打ち切りありのモデルに適用）

オレンジ破線：打ち切りなしの GR 則で推定（推定した  $b$  値を打ち切りなしのモデルに適用）

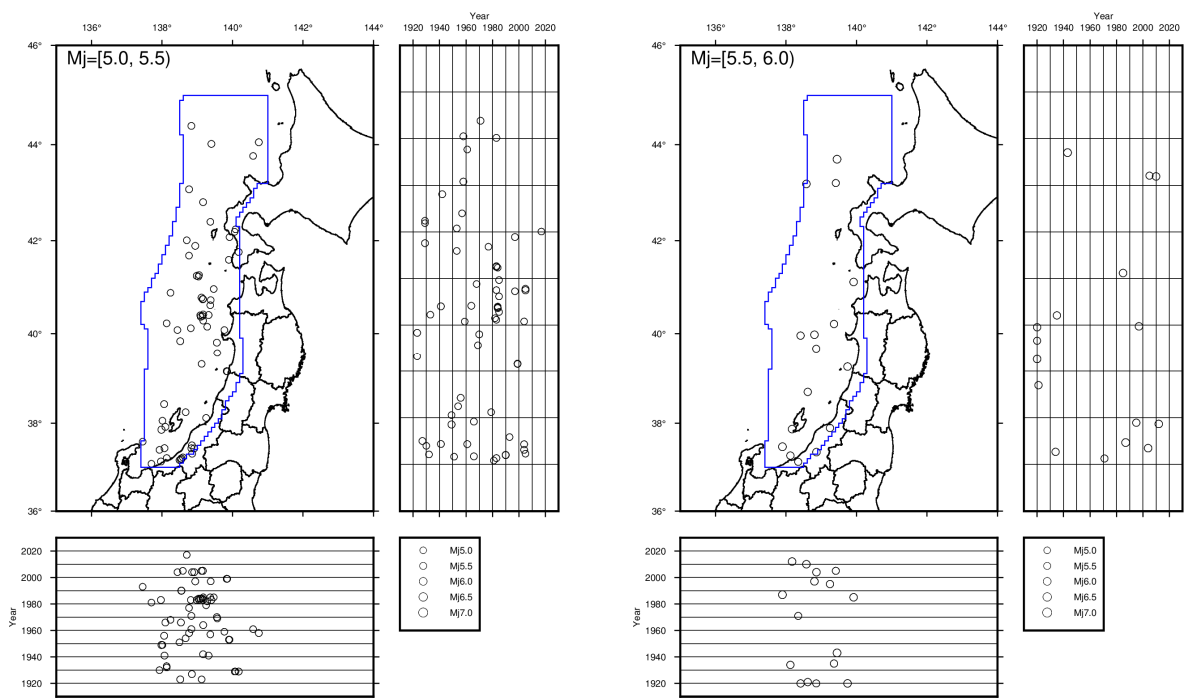


図 3-17 地震規模別の震央分布図と地震の発生時期  
 (左図 :  $M_j = 5.0-5.5$ 、右図 :  $M_j = 5.5-6.0$ )  
 ※本事業では、領域震源は  $M_j = M_w$  としている

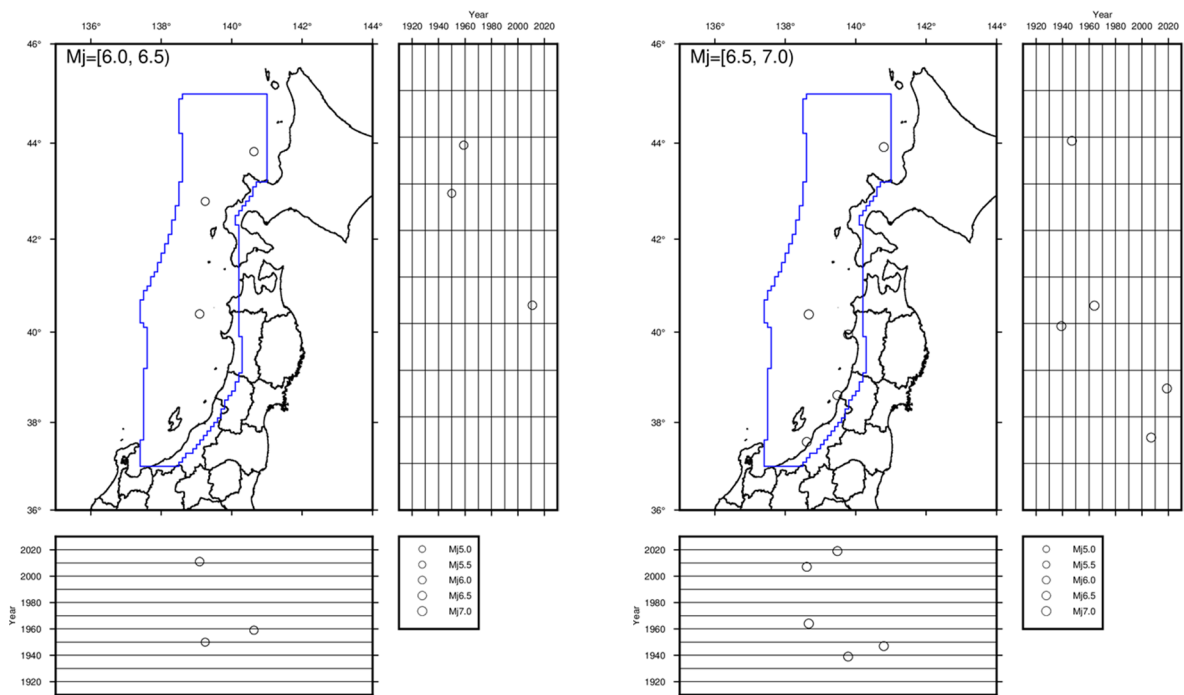


図 3-18 地震規模別の震央分布図と地震の発生時期  
 (左図 :  $M_j = 6.0-6.5$ 、右図 :  $M_j = 6.5-7.0$ )  
 ※本事業では、領域震源は  $M_j = M_w$  としている

### 3.2.4 最大マグニチュード及び**b**値が地震ハザードに与える影響評価

最大マグニチュード 2 件、**b**値の推定方法 2 件についてハザードカーブを計算した結果を図 3-19 から図 3-20 に示す。なお、地震の発生頻度は地震本部 (2009)の手法で余震除去した頻度分布から「地域区分しない方法」で与え、点震源で評価している。

比較の結果、最大マグニチュードについては $M_w=7.5$ と 6.4 では地震ハザードに差が見られ、 $M_w=7.5$ の方が大きいという結果となった。一方で、**b**値の推定方法は打ち切りのある GR 則を仮定した場合の方がやや大きくなるものの両者の差はほとんど見られなかった。

検討の結果 4 章の計算では過小評価を避けるために、最大マグニチュードについては地震ハザードが大きくなる  $M_w = 7.5$  とし、**b**値の推定方法については、地震ハザードに与える影響はほとんどないものの、地震規模別発生頻度分布で見たときに観測値により近い打ち切りのある GR 則を採用することとした。



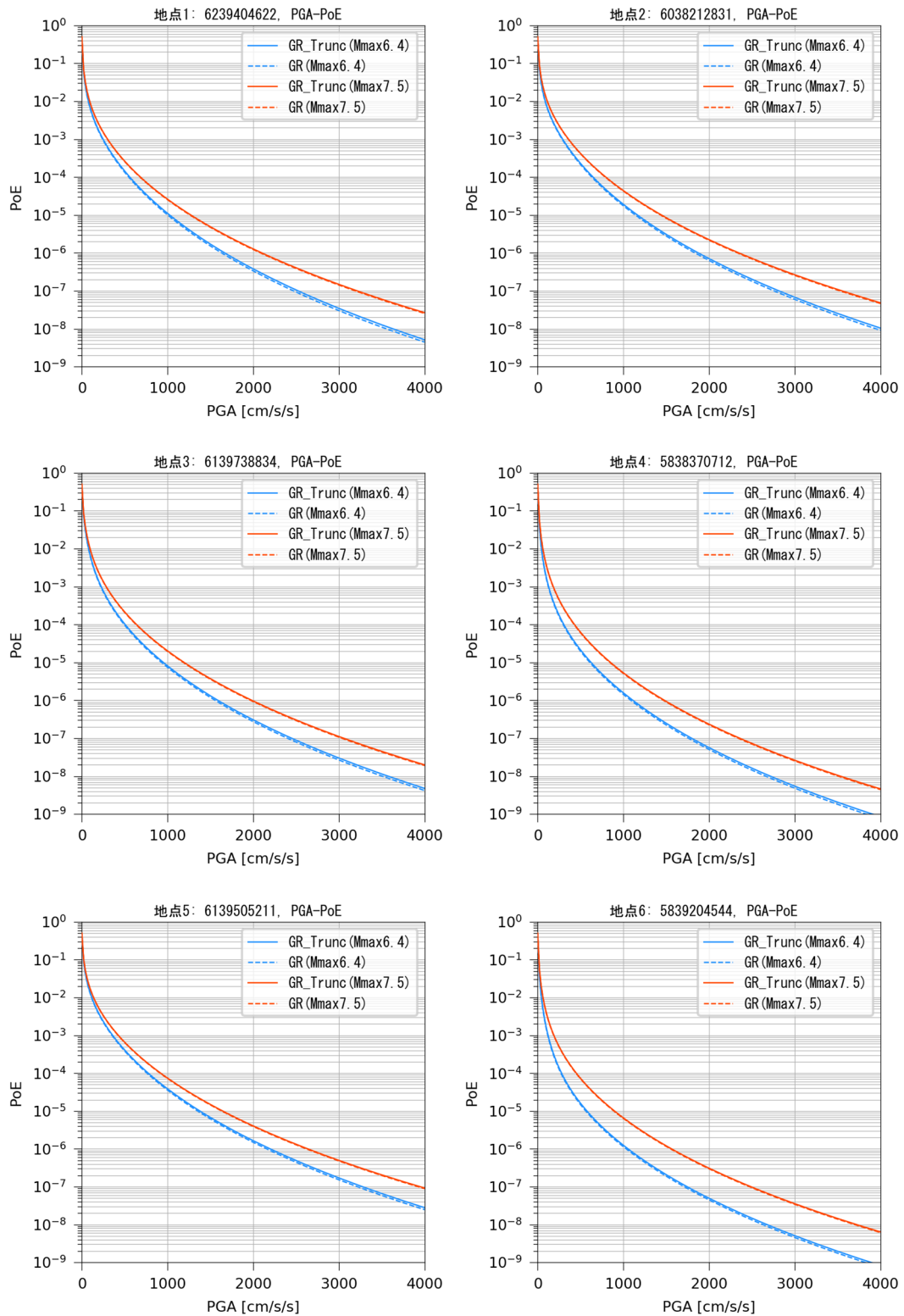


図 3-19 代表 11 地点におけるハザードカーブ

青実線：最大 Mw=6.4、b 値は打ち切りのある GR 則を仮定した最尤法

青破線：最大 Mw=6.4、b 値は打ち切りのない GR 則を仮定した最尤法

オレンジ実線：最大 Mw=7.5、b 値は打ち切りのある GR 則を仮定した最尤法

オレンジ破線：最大 Mw=7.5、b 値は打ち切りのない GR 則を仮定した最尤法

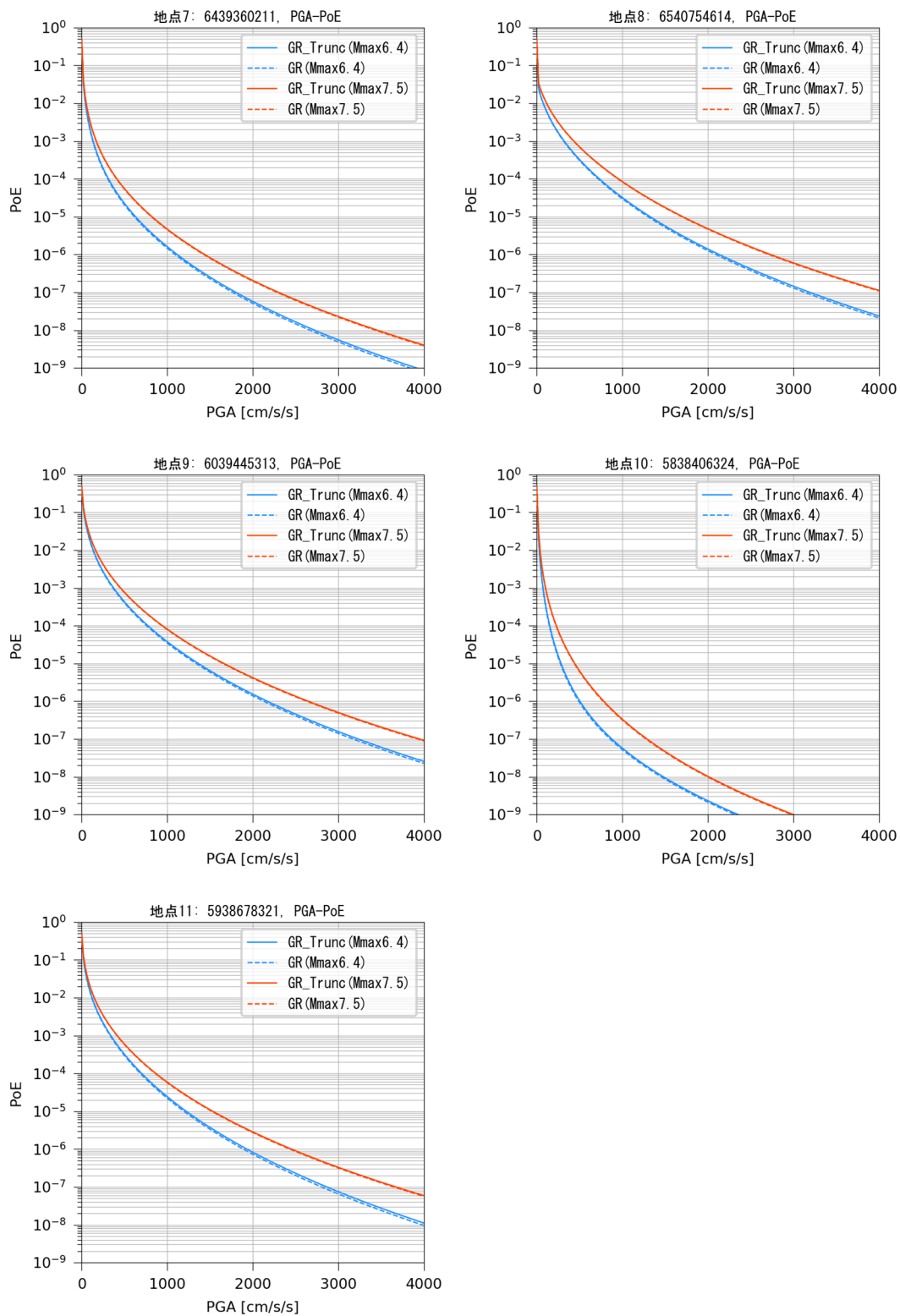


図 3-20 代表 11 地点におけるハザードカーブ

青実線：最大  $M_w=6.4$ 、 $b$  値は打ち切りのある GR 則を仮定した最尤法

青破線：最大  $M_w=6.4$ 、 $b$  値は打ち切りのない GR 則を仮定した最尤法

オレンジ実線：最大  $M_w=7.5$ 、 $b$  値は打ち切りのある GR 則を仮定した最尤法

オレンジ破線：最大  $M_w=7.5$ 、 $b$  値は打ち切りのない GR 則を仮定した最尤法

### 3.3 地震動計算時の震源の設定

震源の設定について、地震本部 (2009)では、「日本海東縁部における震源断層を予め特定しにくい地震の発生頻度 (0.1 度×0.1 度の領域で 1 年間にマグニチュード 5.0 以上の地震が発生する頻度) の分布を示す」とし、また、地震本部 (2009)では「断層面の設定は深さ 3 km の点震源とする」と記されている。しかし、3.2 節「規模別頻度分布における最大マグニチュードの設定値の検討」と併せて考察する際に、地震動のハザードが過大評価となる可能性がある。

#### 3.3.1 震源の設定に関わる文献調査

本事業では、震源の設定に関する国内または海外の先行研究について、予備的に 1) 防災科学技術研究所、2) U.S. Geological Survey、3) GEM Foundation の 3 つの研究機関が公表している文献について調査を実施し、現状整理を行った。さらに、垣見ほか (2003)の「地震地体構造区分 13」を拡大した領域を対象海域として、領域震源を評価するための震源モデルの設定が地震ハザードに与える影響について検討した。下記 1) ~ 3) に震源の設定に関わる内容について整理した結果を示す。本事業では地殻内地震を取り扱うため、海外におけるモデルを適用する際には、同様のテクトニクスについて扱っている文献に着目した。

##### 1) 防災科学技術研究所

防災科学技術研究所 (2003)では、面震源と等価な点震源の設定について検討をしている。検討では、一辺 200 km の正方形で囲った領域を計算領域とし、計算地点は計算領域の中央、震源は計算領域を 1 km×1 km の格子で区切りその中心に設定している。

ハザードカーブを計算する際には、地震の発生頻度 ( $M \geq 5$ ) は  $1 \times 10^{-5}$  (1/年)で等しいとし、地震規模別発生頻度は GR 則、発生過程はポアソン過程に従うとして設定している。GR 則のパラメータである  $b$  値は 0.9、最小マグニチュードは 5.0、最大マグニチュードは 6.7 と仮定をしている。

以上の設定のもとで、下の 3 つのケースについてハザードカーブを計算し比較している (図 3-21)。

- ・ ケース 1 : 点震源、震源深さ 10 km
- ・ ケース 2 : 点震源、深さ 3 km (地震発生層の上端)
- ・ ケース 3 : 矩形の鉛直断層、断層の幅は断層長さと同じ。断層中心深さは 3 km~17 km で一様分布。Strike 角は 0~360 度で一様ランダム。

検討の結果を図 3-21 に示すが、本文献では「深さや走向がランダムな矩形断層を想定した評価が最善と考えられるが、多大な計算時間を要することになるため、今年度の確率論的地震動予測地図試作版 (北日本) の作成においては、結果がほぼ等価な深さ 3 km の点震源を設定して計算を行う。」と結論づけている。

## 2) U.S. Geological Survey (Rezaeian et al., 2021<sup>54</sup>)

Rezaeian et al. (2021)は、米国の2018年版ハザードマップについての報告書であるが、計算に関わる諸設定はGitのホスティングサービスの1つであるGitLab上で公開している。

2018年版ハザードマップでは、地殻内地震はdip角90度の面震源を仮定しており、スケール則はWells and Coppersmith (1994)<sup>55</sup>のスケール則を適用している。

Strike角、rake角の設定はRezaeian et al. (2021)では記載がないが、2014年版のハザードマップの策定では、M6未満は点震源、M6以上は面震源として扱い、strike角はランダム、dip角は90度とHarmsen (2010)<sup>56</sup>に記載がある。

## 3) GEM Foundation (Johnson et al., 2022<sup>57</sup>)

Johnson et al. (2022)は、ドミニカ共和国において地震ハザードの計算をしている。その際、地殻内地震はWells and Coppersmith (1994)及びLeonard et al. (2010)<sup>58</sup>のスケール則に従って面震源を設定している。ただし、後者のLeonard et al. (2010)は安定陸塊におけるスケール則であるため、本事業の対象領域では適用範囲外である。面震源を設定する際の震源深さは観測事実から重みづけ確率で設定している。Strike/dip角についても一様ランダムではなく、重みづけ確率で設定されているが設定経緯については文献に記載がないため詳細は不明である。

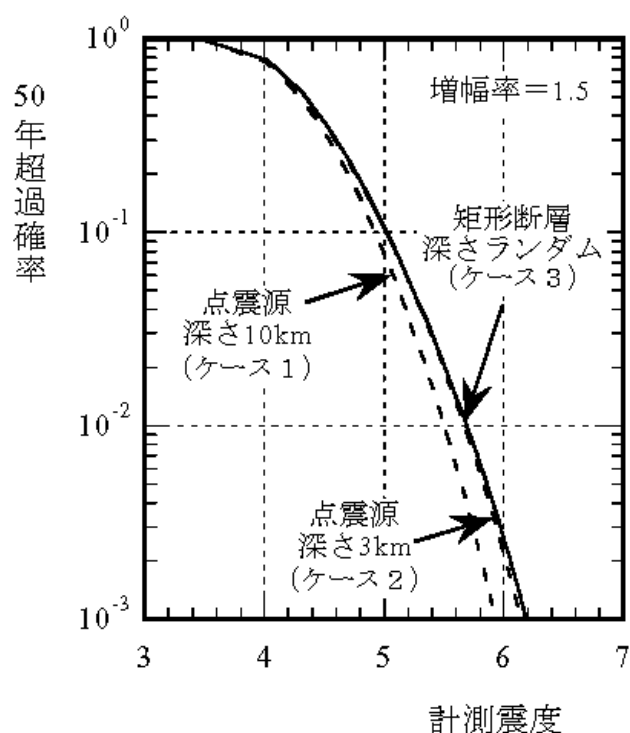


図 3-21 ハザードカーブの比較 (防災科学技術研究所, 2003)

### 3.3.2 震源の設定に関わる感度分析

文献を調査した結果をもとに、垣見ほか (2003)の「地震地体構造区分 13」における領域震源を評価するための震源モデルの設定について検討した。

本事業では、震源モデルの設定に関わる検討として下記の 2 種類の感度分析を実施し、ハザードカーブに与える影響を調査した。地震発生層下端深さは 40 km とした。

- ・感度分析①：面震源を設定する際のメカニズムが与える影響分析
- ・感度分析②：スケール則の設定が与える影響分析

#### 感度分析①の計算設定)

面震源の strike/dip 角・震源深さを一様な重みづけ確率で設定した場合と、観測事実から重みづけ確率で設定した場合の比較をした。その際、前者は strike 角を 15~345 度 (30 度刻み)、dip 角を 52.5 度~82.5 度 (15 度刻み)、震源深さを 7.5~37.5 度 (5 km 刻み) として設定した。後者においては strike/dip 角を文献 c における断層群の strike/dip 角から、震源深さは F-net で公開されているメカニズムの情報をもとに重みづけ確率で設定した (図 3-22)。なお、F-net のデータは 1997 年 1 月 1 日から 2023 年 7 月 8 日までのデータを用いた。また、併せて地震発生層の厚みの影響についても調査するために地震発生層の下端深さを 25 km とした場合についても計算を行った。25 km という数値は図 3-22 のヒストグラムで概ね 25 km 以浅で地震が発生していることから設定した。上記の方法で重みづけされたメカニズムについてロジックツリーを分岐させて平均ハザードカーブで評価した。

#### 感度分析②の計算設定)

感度分析②では異なるスケール則を設定した場合における地震ハザードへの影響について調査した。採用したスケール則は、地震本部 (2009)で採用されている宇津・関 (1955)<sup>5,9</sup>をもとにしたスケール則 ( $\log S = M_j - 4.0$ ,  $S$  は断層面積) と、Wells and Coppersmith (1994)のスケール則 ( $\log S = 0.91M_w - 3.49$ ) を検討対象とした。図 3-23 には、両スケール則の関係式を図示したが、両スケール則は  $M 5$  から  $7.5$  (本事業の領域震源では  $M = M_j = M_w$ ) の範囲で概ね似たような関係性を示している。なお、面震源のメカニズムは感度分析①の計算設定で記述した方法を用いて観測事実から重みづけ確率で設定した。

上記の 2 つの感度分析では、面震源のアスペクト比は 1、地震発生層は上端 3 km、下端 40 km、地震の発生頻度は地震本部 (2009)の手法で余震除去した頻度分布から「地域区分しない方法」で与えた。GR 則の  $b$  値は打ち切りのある GR 則を仮定した場合において最尤法で推定された値である 1.032 を使用した。また、最大マグニチュードは  $M_j = M_w = 7.5$  とした。

面震源は震源を中心として面積を持つように設定したが、面震源が地震発生層に収まらない場合はアスペクト比を無視して長さ方向に発展するようにした。なお、いずれの感度分析においても点震源を比較対象に含めハザードカーブの差異を確認した。計算地点は代表的な 11 地点とした (図 2-30)。

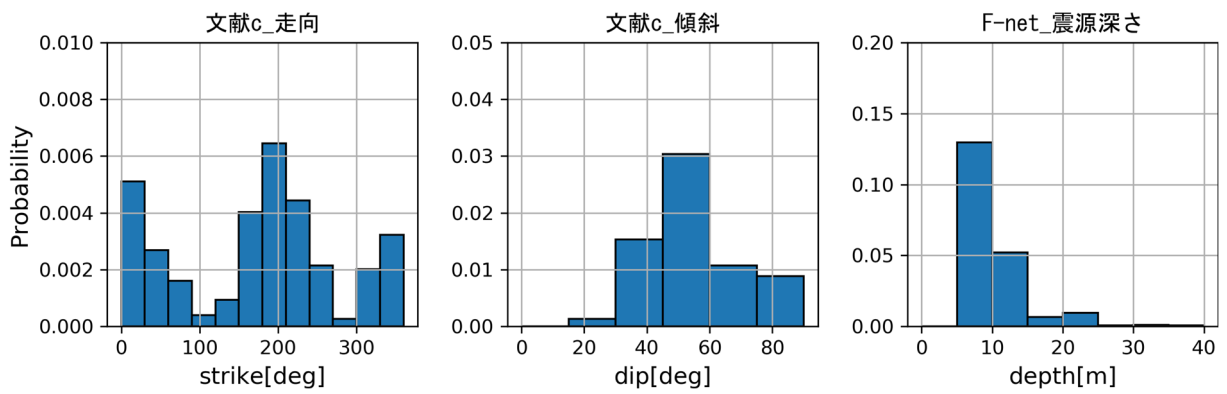


図 3-22 感度分析①で用いた重みづけ確率の分布

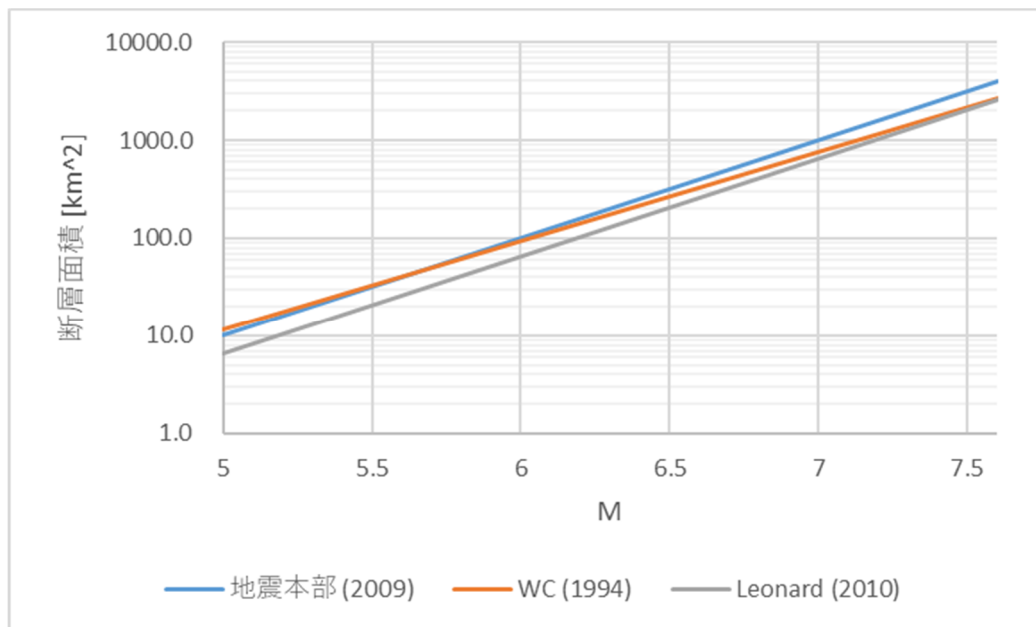


図 3-23 感度分析②で用いたスケール則の関係式

WC (1994) : Wells and Coppersmith (1994)

Leonard (2010)は参考までに示す

### 3.3.3 点震源と面震源による地震ハザード解析

感度分析①、②の結果を以下に整理した。

#### 感度分析①の結果)

感度分析①の結果を図 3-24 から図 3-25 に示す。まず、点震源と面震源の結果を比較すると、いずれの地点においても面震源の方が点震源に比べて地震ハザードが大きいという評価となった。一方で、面震源のメカニズムは等しい重みで与えた場合も重みづけ確率で与えた場合もハザードカーブに与える影響は少ないことが分かった。

震源メッシュ直上での影響を確認するために、図 3-26 に示すように代表計算地点 1 直下の震源メッシュの中央、北東端の地点においてもハザードカーブを計算した結果を図 3-27 に示す。その結果、震源メッシュの中央位置においても点震源よりも面震源を設定した場合に地震ハザードが大きく評価されることが分かった。これは、面積を与えることで計算地点周辺の震源グリッドの寄与が大きくなることが原因と考えられる。

また、地震発生層の厚みが地震ハザードに与える影響は地点 10 を除けば少ないことが分かった。地点 10 では地震発生層の厚みを薄くした場合に地震ハザードが大きくなった。これは、地点 10 は周囲の地震発生頻度が低い地域であり近地より遠地の震源メッシュの影響が大きいことによると考えられる。地震発生層の厚みを薄くすることで地点 10 の遠地で生成される断層が長くなり、結果的に地点 10 への断層最短距離が短くなったことが地震ハザードを大きくした原因と考えられる。

#### 感度分析②の結果)

感度分析②の結果を図 3-28 から図 3-29 に示す。本事業では 2 つのスケール則を設定したが、両者の差は小さいことが分かった。

感度分析の結果より、本事業の検討では面震源の方が点震源よりも地震ハザードが大きくなることが分かった。一方で、本事業では計算地点を海域に設定しているため、陸域の計算地点でも同様の影響があるかについては課題である。

面震源を設定する際には計算に必要な時間が点震源を設定する場合に比べて膨大となるため、4 章では点震源を設定して地震ハザード解析を実施した。

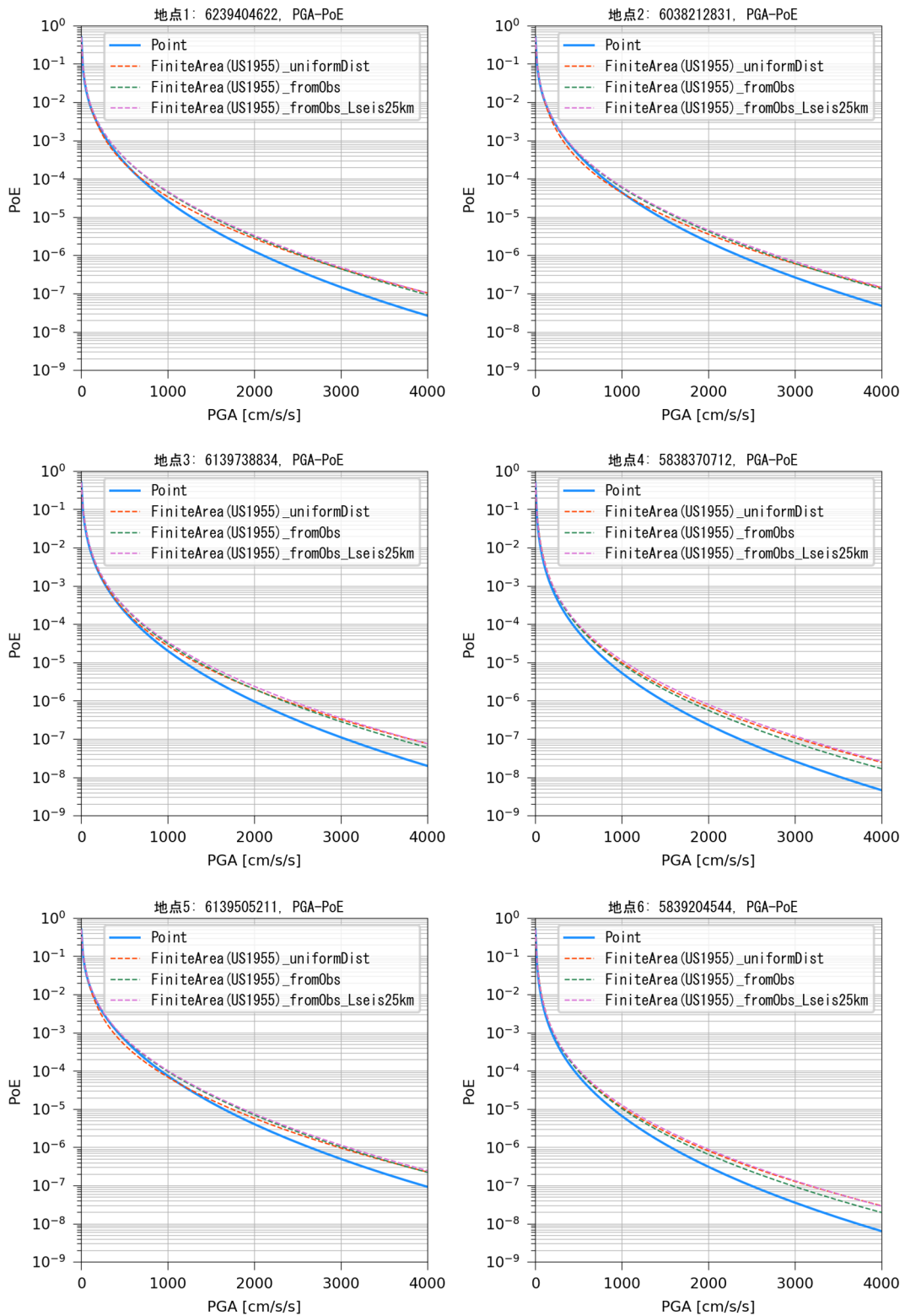


図 3-24 感度分析①のハザードカーブ

青実線：点震源

オレンジ破線：面震源（メカニズムは等確率で設定）

緑破線：面震源（メカニズムは観測事実から重みづけ確率で設定）

紫破線：面震源（メカニズムは観測事実から重みづけ確率で設定、地震発生層下端深さ 25 km）



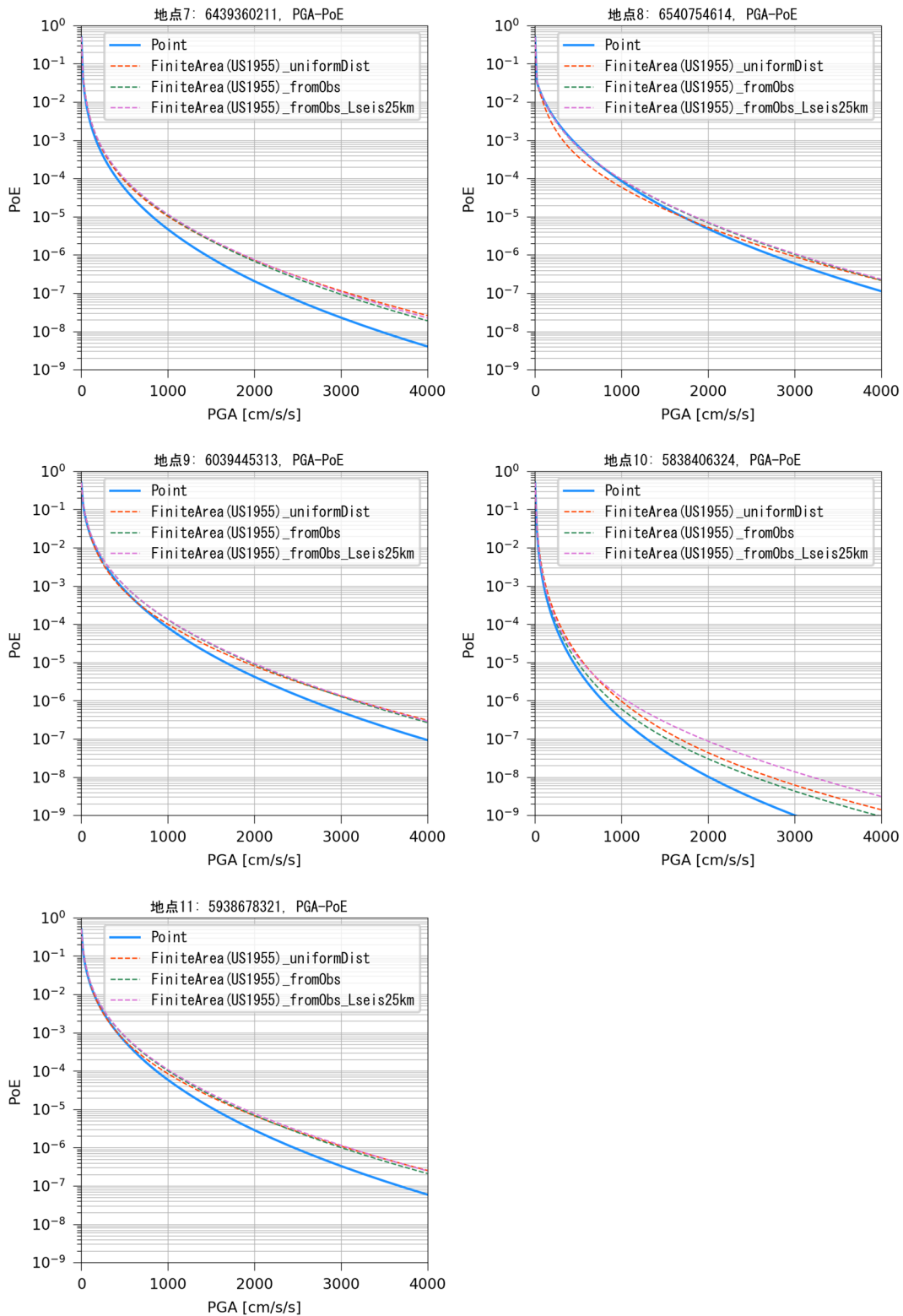


図 3-25 感度分析①のハザードカーブ

青実線：点震源

オレンジ破線：面震源（メカニズムは等確率で設定）

緑破線：面震源（メカニズムは観測事実から重みづけ確率で設定）

紫破線：面震源（メカニズムは観測事実から重みづけ確率で設定、地震発生層下端深さ 25 km）

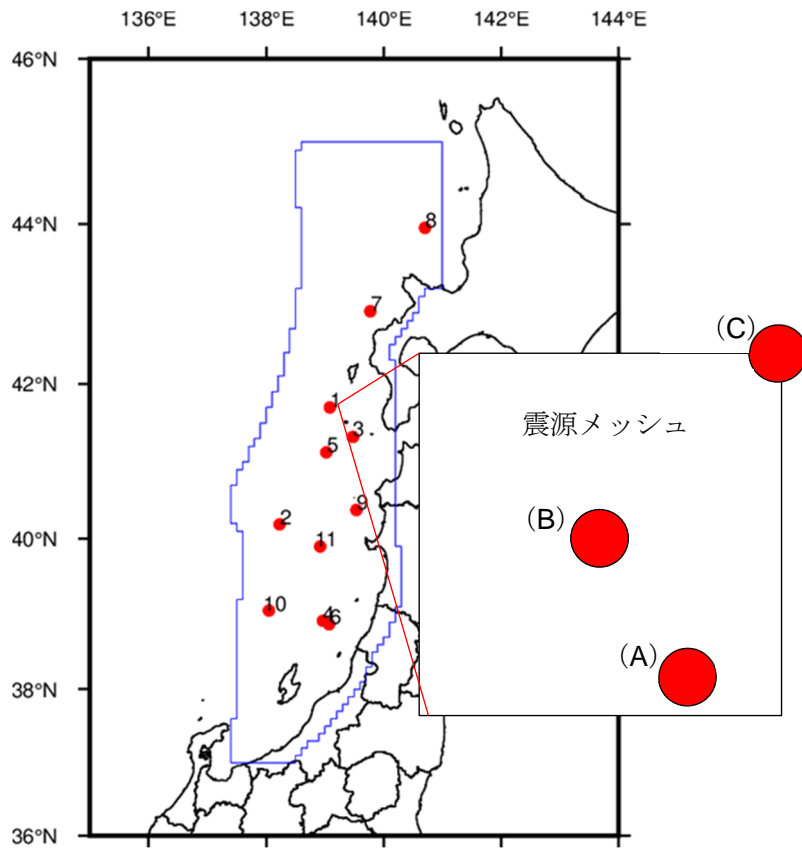


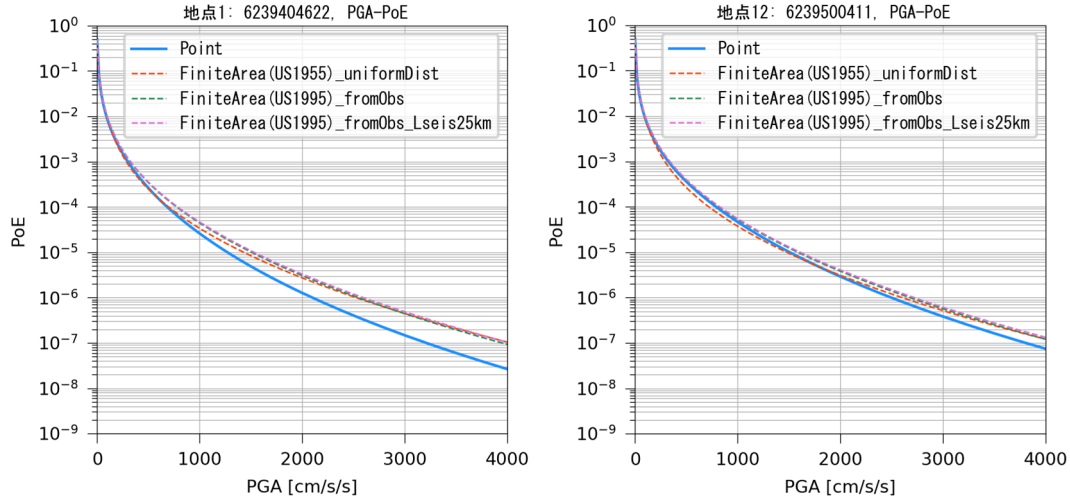
図 3-26 代表計算地点 1 と直下にある震源メッシュの対応関係のイメージ図

(A) 計算地点 1

(B) 計算地点 1 直下の震源メッシュ中央

(C) 計算地点 1 直下の震源メッシュ北東端

地点 12 : 計算地点 1 直下の震源メッシュ中央



地点 14 : 計算地点 1 直下の震源メッシュ北東端

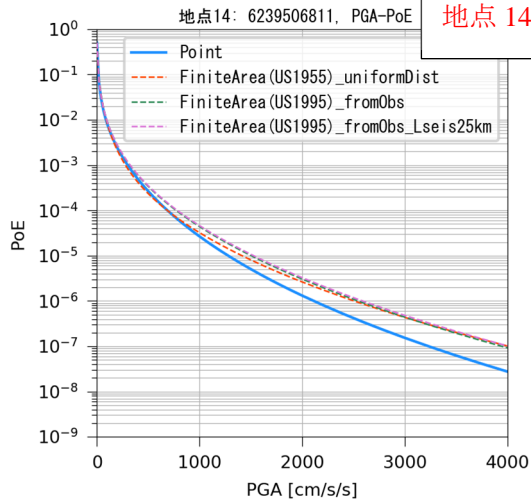


図 3-27 感度分析①のハザードカーブ

青実線 : 点震源

オレンジ破線 : 面震源 (メカニズムは等確率で設定)

緑破線 : 面震源 (メカニズムは観測事実から重みづけ確率で設定)

紫破線 : 面震源 (メカニズムは観測事実から重みづけ確率で設定、地震発生層下端深さ 25 km)

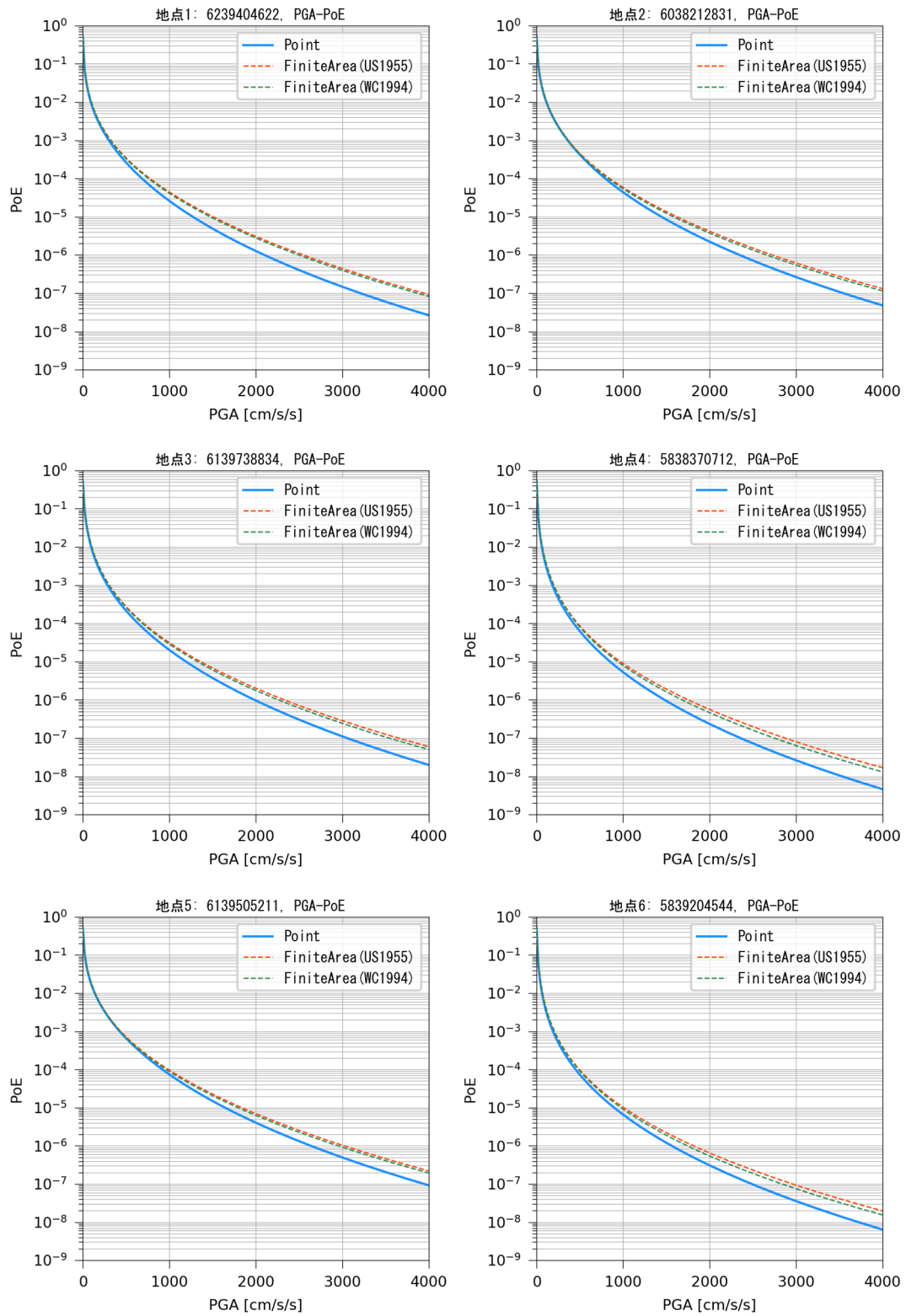


図 3-28 感度分析②のハザードカーブ

青実線：点震源

オレンジ破線：面震源（宇津・関（1955）のスケール則を使用）

緑破線：面震源（Wells and Coppersmith（1994）のスケール則を使用）

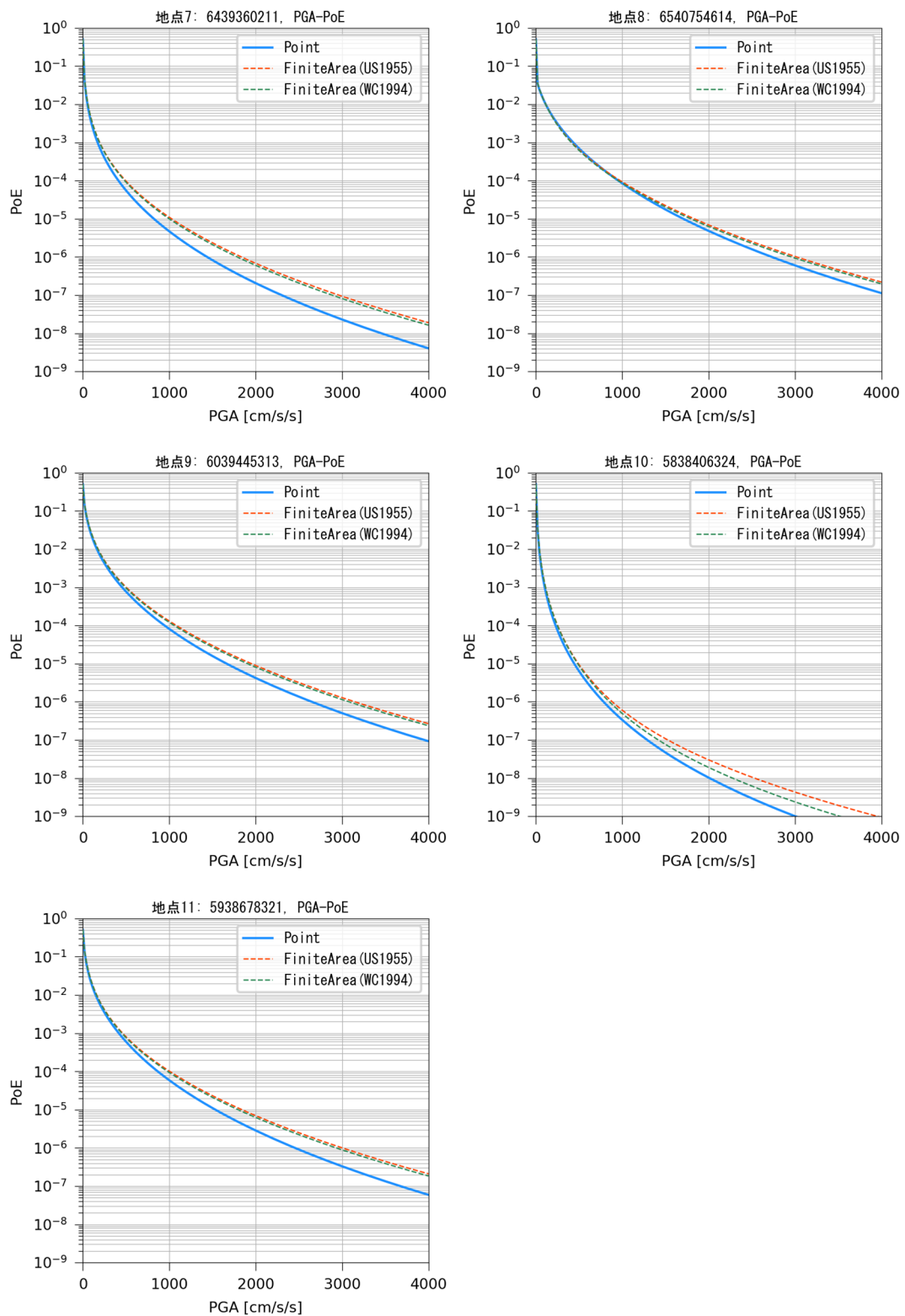


図 3-29 感度分析②のハザードカーブ

青実線：点震源

オレンジ破線：面震源（宇津・関（1955）のスケール則を使用）

緑破線：面震源（Wells and Coppersmith（1994）のスケール則を使用）

#### 4. ハザード解析

各計算対象地点（計 164,797 地点）について、特定震源と領域震源における地震発生確率と、距離減衰式のばらつきを用いて最大水平加速度に関するハザードカーブ（①個別の特定震源とその統合結果、②領域震源の個別の点震源とその統合結果、③特定震源及び領域震源の統合結果）を算出した。

##### 4.1 計算設定

第 2 章の検討より、本事業では特定震源として文献 c 及び文献 d の 2 編について断層パラメータの設定をした。

また、第 3 章の検討より領域震源の解析では、余震除去の検討結果 2 件、最大マグニチュード 1 件、震源の設定 1 件について解析を実施することとした。(A) (前震・) 余震除去、(B) 最大マグニチュード、(C) 震源の設定は以下のように設定した。

- (A) (前震・) 余震除去：地震本部 (2009) と Musson (1999) の 2 件
- (B) 最大マグニチュード： $M_w (= M_j) = 7.5$  の 1 件
- (C) 震源の設定：点震源の 1 件

領域震源において (A) の (前震・) 余震除去手法は採用した 2 手法をロジックツリーの分岐（重みは 0.5）として扱う。また、「地域区分する方法」、「地域区分しない方法」についてもロジックツリーの分岐（重み 0.5）として扱う。したがって、(前震・) 余震除去手法と「地域区分する・しない方法」を合わせると各分岐の重みは 0.25 となる。

以降の検討では文献 c を用いたモデルは「文献 c モデル」、文献 d を用いたモデルは「文献 d モデル」と記載する。また、「文献 c モデル：統合」と記載する場合は文献 c の陸域・海域断層と地震本部 (2021) の陸域断層及び領域震源を組み合わせたモデル（特定震源と領域震源を統合したモデル）、「文献 c モデル：特定」と記載する場合は文献 c の陸域・海域断層と地震本部 (2021) の陸域断層を組み合わせたモデル（特定震源のみ）として区別する。文献 d についても同様とする。ただし、文献 d は海域断層のみのモデルであり、陸域断層は全て地震本部 (2021) のものである。領域震源は「文献 c モデル：統合」、「文献 d モデル：統合」どちらにおいても同じモデルであるため単に「領域」と記載する。

## 4.2 地震ハザードの計算

4.1 節で設定した震源モデルをもとにハザードカーブの計算を行った。最終的に特定震源と領域震源を統合した超過確率は下記の式で表すことができる。

$$P'_{c|d} = 1 - (1 - P_{c|d}) \times (1 - 0.25 \times (P_{A1} + P_{A2} + P_{A3} + P_{A4}))$$

$P'_{c|d}$  : 統合した超過確率 (「文献 c もしくは d モデル : 統合」)

$P_{c|d}$  : 特定震源による超過確率 (「文献 c もしくは d モデル : 特定」)

$P_{A1}$ 、 $P_{A2}$ 、 $P_{A3}$ 、 $P_{A4}$  : 領域震源による超過確率

$P_{A1}$  : 「地域区分する方法」かつ地震本部 (2009) の手法で余震除去

$P_{A2}$  : 「地域区分する方法」かつ Musson (1999) の手法で余震除去

$P_{A3}$  : 「地域区分しない方法」かつ地震本部 (2009) の手法で余震除去

$P_{A4}$  : 「地域区分しない方法」かつ Musson (1999) の手法で余震除去

計算されたハザードカーブを図 4-1 及び図 4-2 に示す。計算地点によって特定震源と領域震源の影響が異なる。地点 1、3、4、5、6、7、9、11 では特定震源が支配的であり、地点 1、3、4、7、11 では文献 c から作成したモデルの方が文献 d よりもハザードが大きくなった一方、地点 5、6、9 では文献 d のほうが文献 c よりハザードが大きくなった。また、地点 2、8、10 では領域震源が支配的であり特に地点 8 や 10 は「地域区分しない方法」では近傍の発生頻度が低いため、「地域区分する方法」の影響が大きいことが読み取れる。

また図 4-3 及び図 4-4 には、「文献 c モデル」と「文献 d モデル」を認識論的不確実さとして扱いロジックツリーの分岐とした場合の結果を示す (以下、「文献 c・d 平均モデル」)。「文献 c・d 平均モデル」は下の式で定義される。

$$P'_{cd} = 0.5 \times (P'_c + P'_d) = 1 - (1 - P_{cd}) \times (1 - P_A)$$

$$P_{cd} = 0.5 \times (P_c + P_d)$$

$$P_A = 0.25 \times (P_{A1} + P_{A2} + P_{A3} + P_{A4})$$

$P'_{cd}$  : 「文献 c モデル : 統合」と「文献 d モデル : 統合」を平均した超過確率

$P'_c$  : 「文献 c モデル : 統合」による超過確率

$P'_d$  : 「文献 d モデル : 統合」による超過確率

$P_{cd}$  : 「文献 c モデル : 特定」と「文献 d モデル : 特定」を平均した超過確率

$P_c$  : 「文献 c モデル : 特定」による超過確率

$P_d$  : 「文献 d モデル : 特定」による超過確率

$P_A$  : 領域震源による超過確率

(4 つの分岐からなる領域震源に関する平均ハザード)

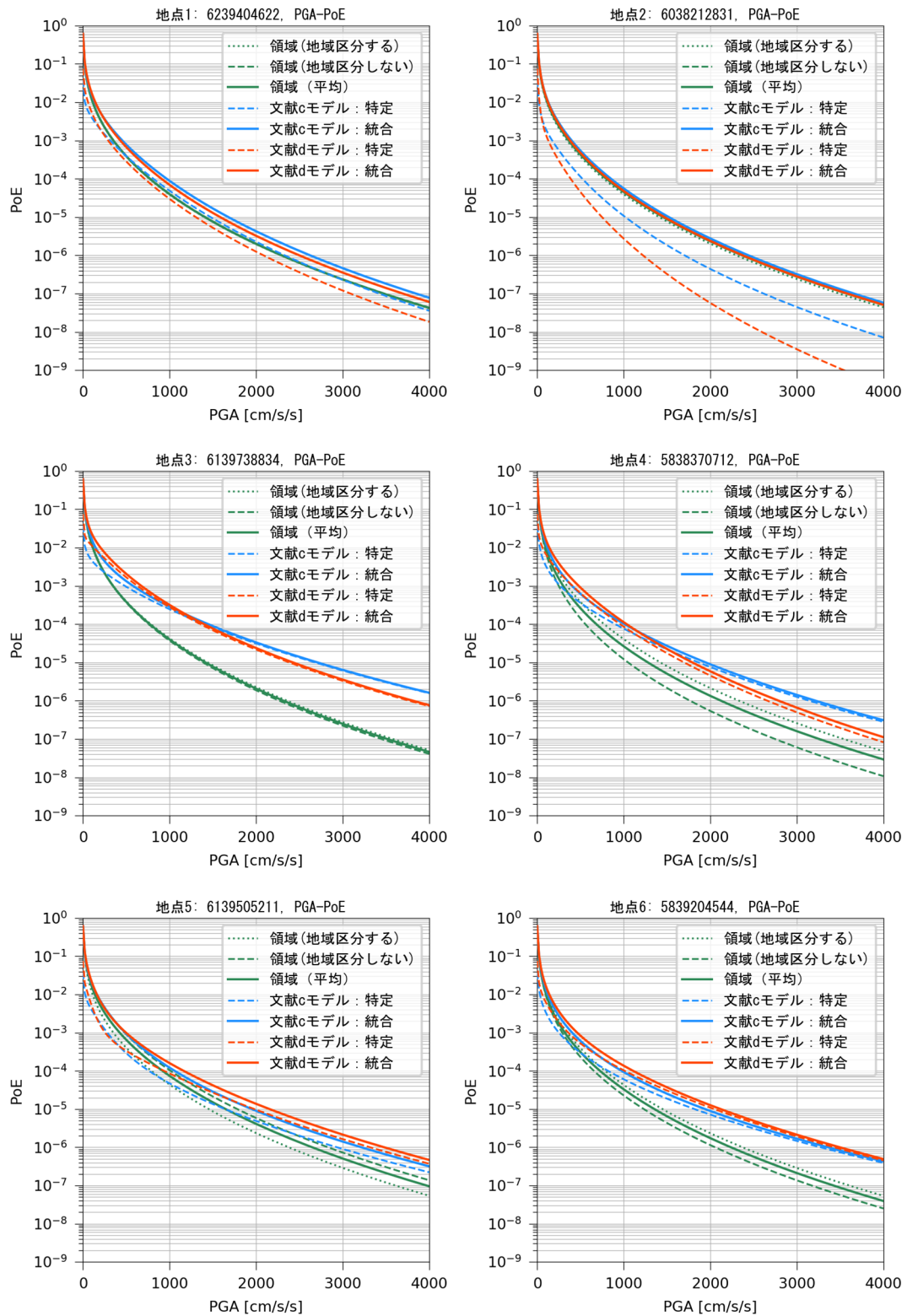


図 4-1 ハザード解析の結果



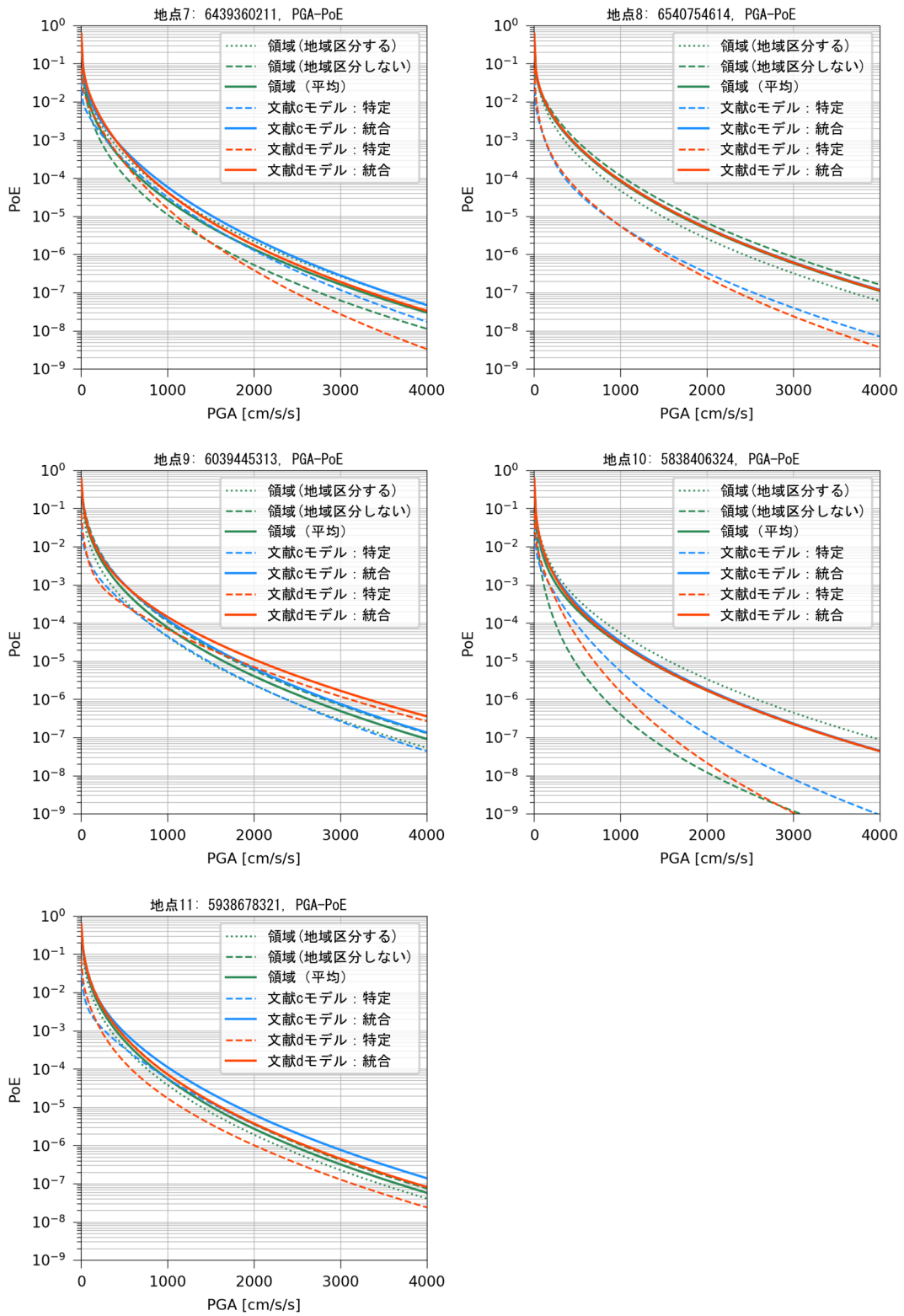


図 4-2 ハザード解析の結果

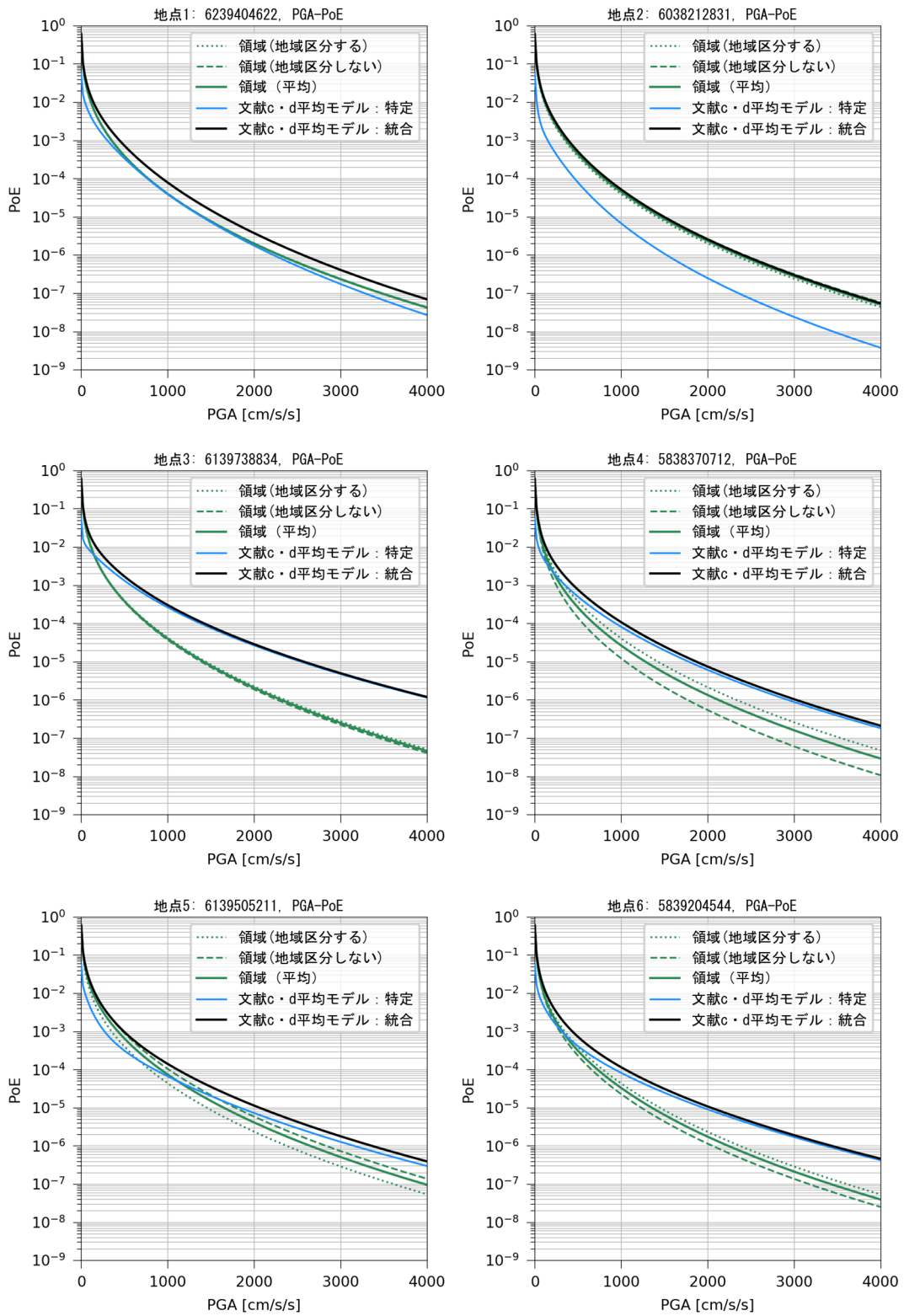


図 4-3 ハザード解析の結果

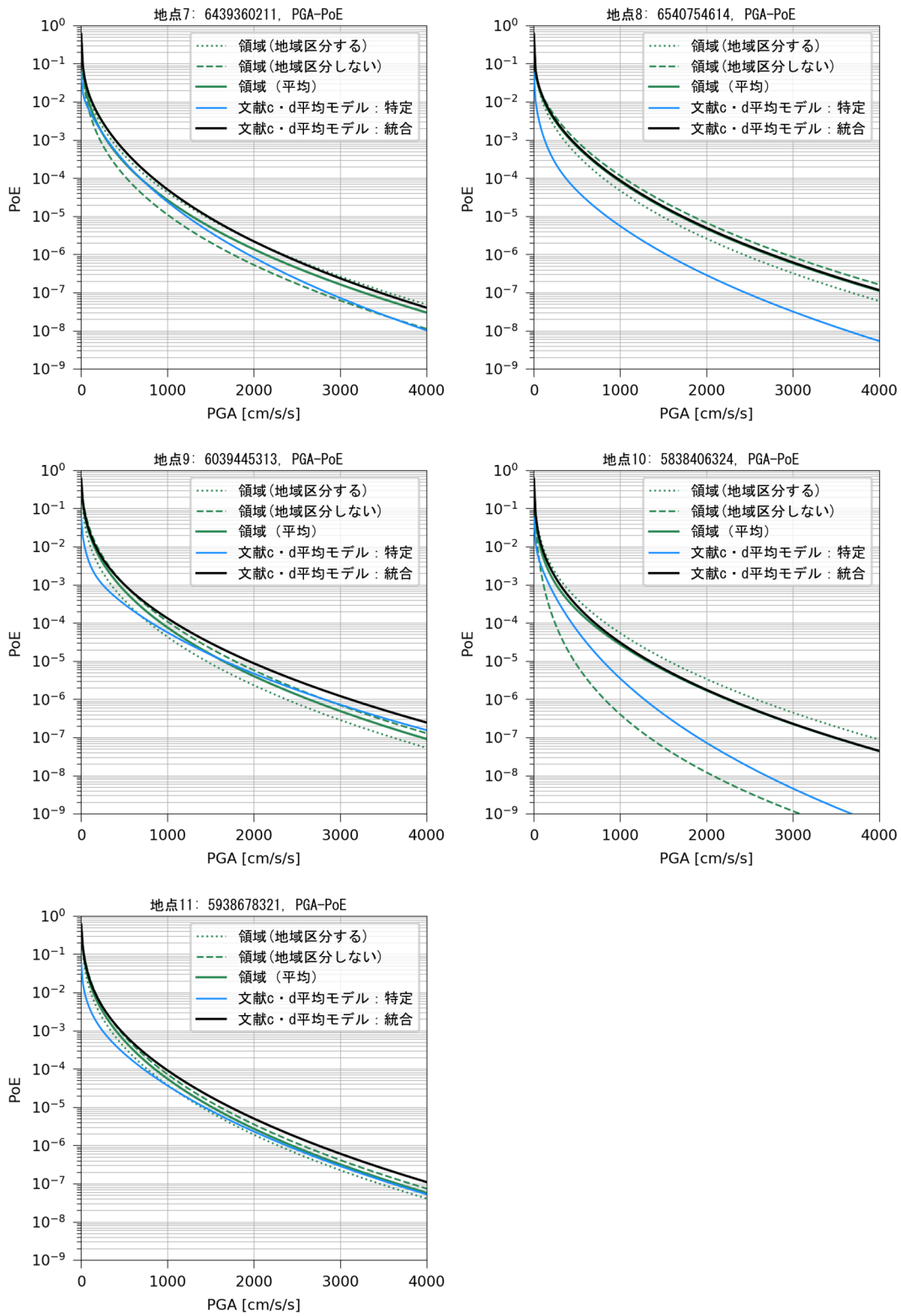


図 4-4 ハザード解析の結果

#### 4.3 昨年度（R4 年度）の研究成果との比較

本事業で得られた解析結果と、原子力規制庁殿から貸与いただいた「令和 4 年度海域を対象とした地震ハザードの試解析」の解析結果を比較・検討した。比較・検討は図 2-30 に示した代表的な 11 地点において行った。

本事業では R4 年度に対して、特定震源については文献の種類、地震発生確率の与え方が異なること、領域震源については（前震・）余震の除去手法の種類や設定した  $b$  値が異なっているため、特定震源・領域震源ともに R4 年度とは異なるモデルとなっている。

ハザードカーブの比較を「文献 c モデル」に対しては図 4-5 から図 4-7 に、「文献 d モデル」に対しては図 4-8 から図 4-10 に示す。

まず、「文献 c モデル」では地点 5、6、11 においては特定震源・領域震源・統合による地震ハザードが R4 年度の結果と概ね同程度である。これは、R4 年度の成果は文献 c の断層モデルに基づいているためと考えられる。一方で、そのほかの地点では地震ハザードの大小関係は様々である。「文献 d モデル」では文献 c とは異なり、地震ハザードの大きさが R4 年度とは異なっている。

図 4-11 から図 4-13 には、「文献 c・d 平均モデル」と R4 年度の結果を重ね描いているが、「地域区分しない方法」、特定震源、統合結果では両者の差が確認される地点が多い。これは、前述の通り領域震源、特定震源ともに R4 年度とは異なるモデルとなっているためである。

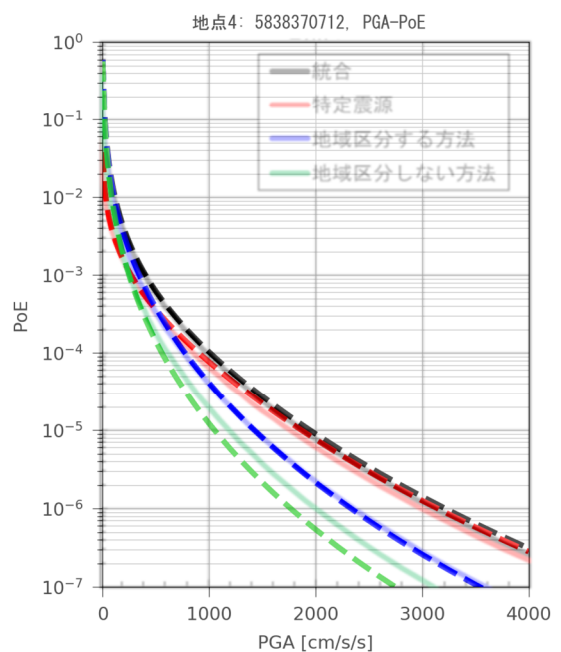
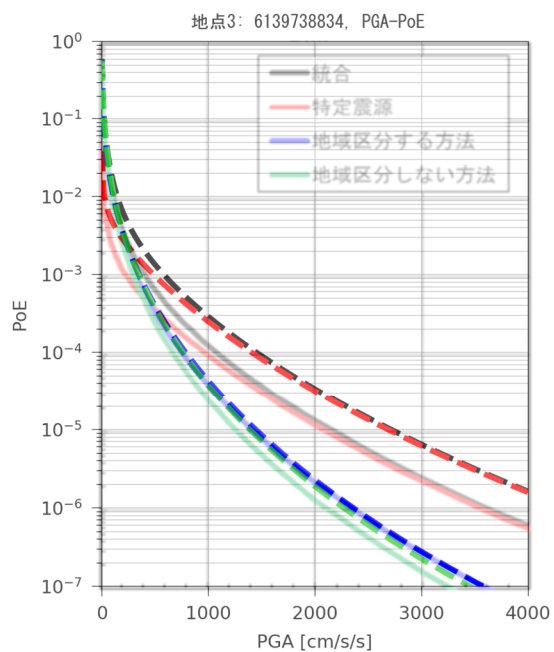
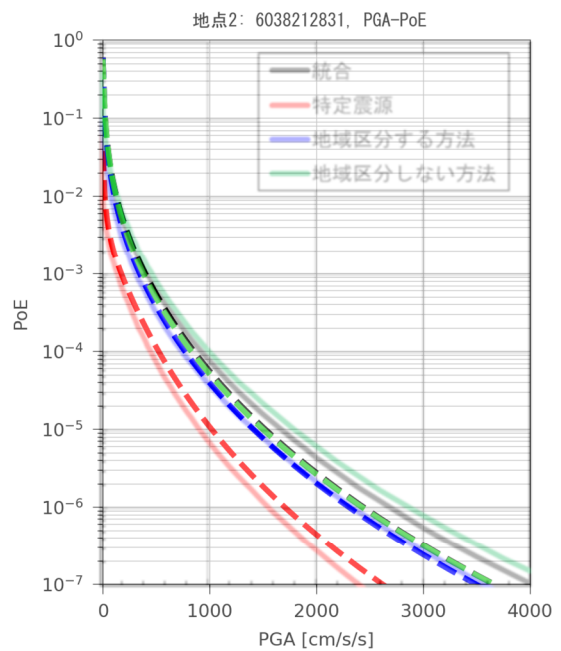
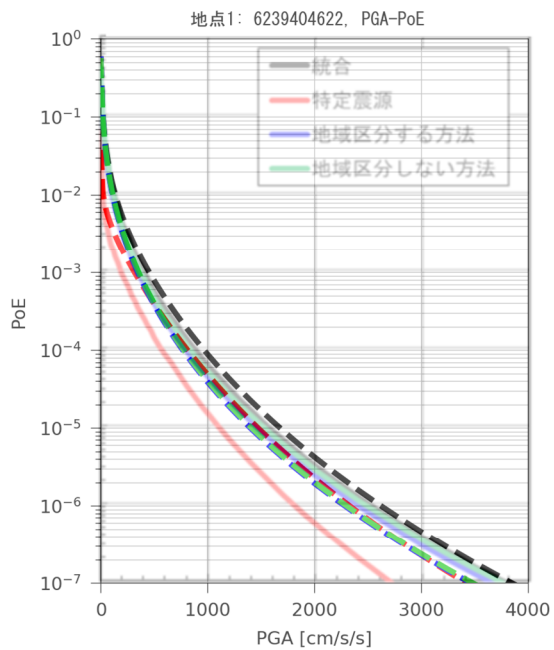


図 4-5 R4 年度のハザード解析結果との比較（実線：R4 年度、破線：本事業）

黒線：「文献 c モデル：統合」

赤線：「文献 c モデル：特定」

青線：領域（地域区分する方法）

緑線：領域（地域区分しない方法）

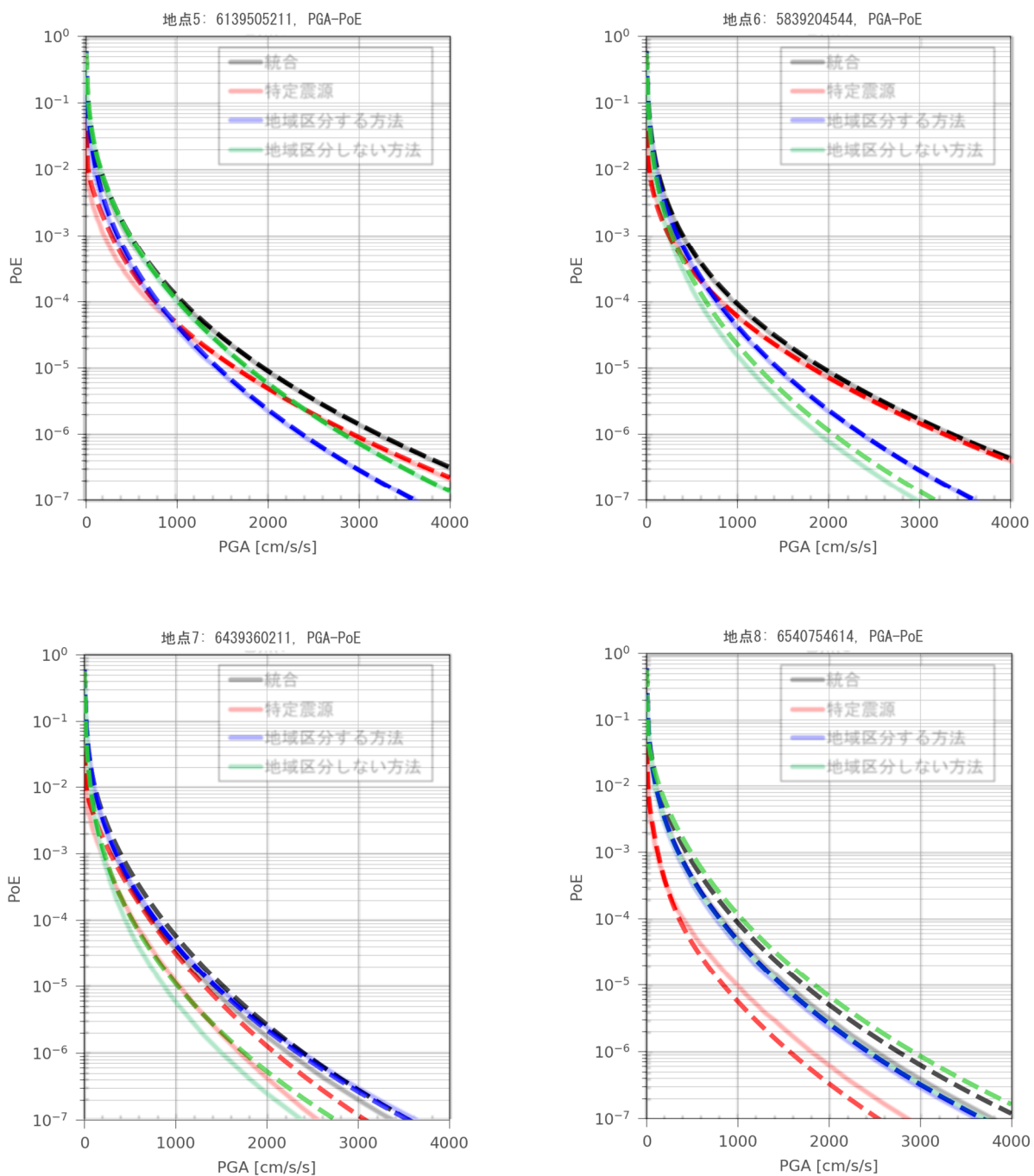


図 4-6 R4 年度のハザード解析結果との比較（実線：R4 年度、破線：本事業）

黒線：「文献 c モデル：統合」

赤線：「文献 c モデル：特定」

青線：領域（地域区分する方法）

緑線：領域（地域区分しない方法）

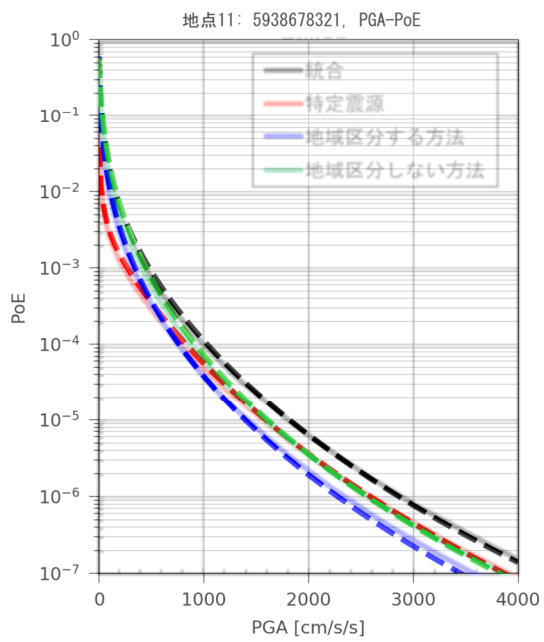
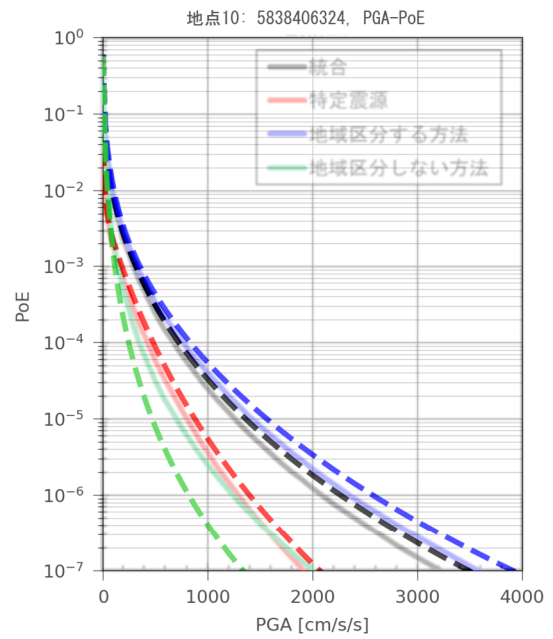
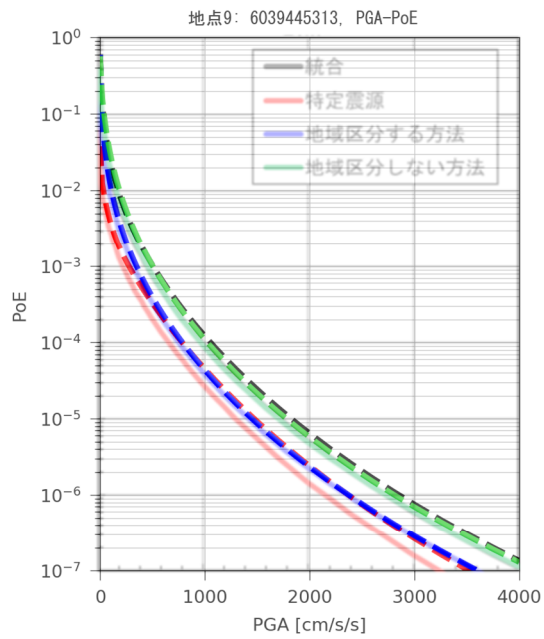


図 4-7 R4 年度のハザード解析結果との比較 (実線 : R4 年度、破線 : 本事業)

黒線 : 「文献 c モデル : 統合」

赤線 : 「文献 c モデル : 特定」

青線 : 領域 (地域区分する方法)

緑線 : 領域 (地域区分しない方法)

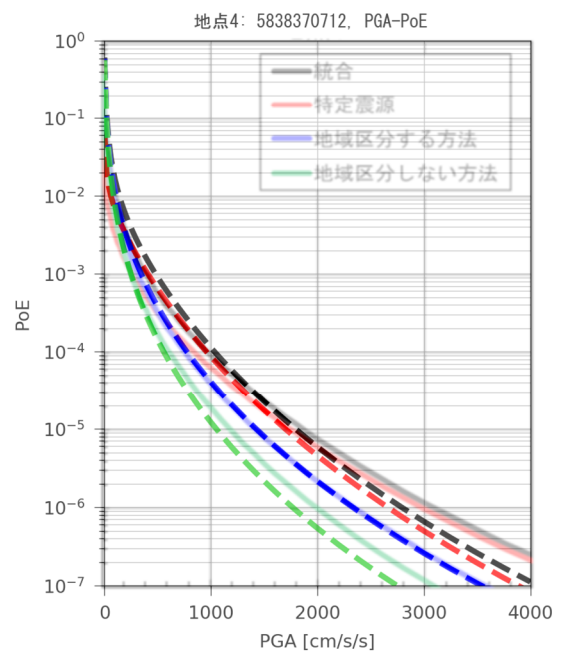
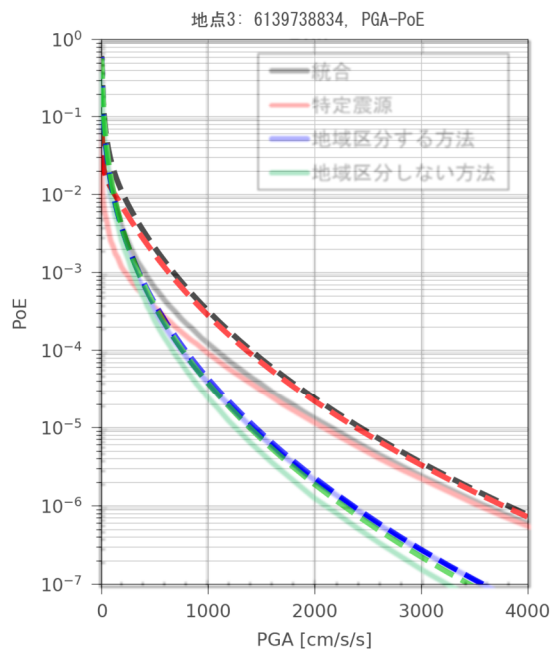
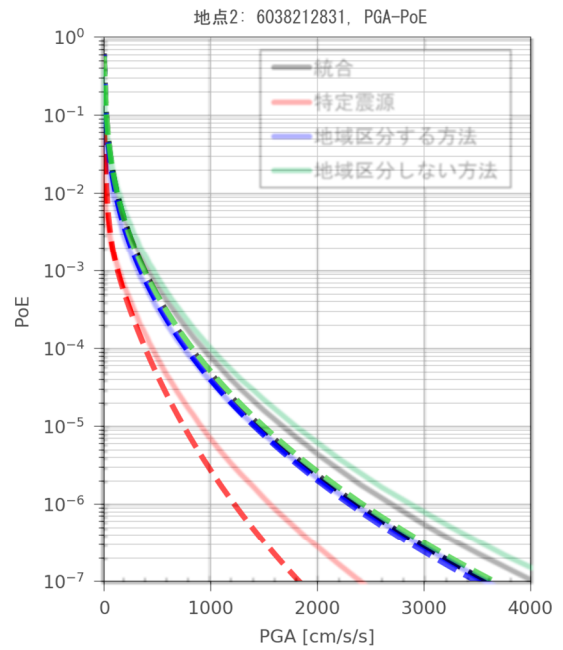
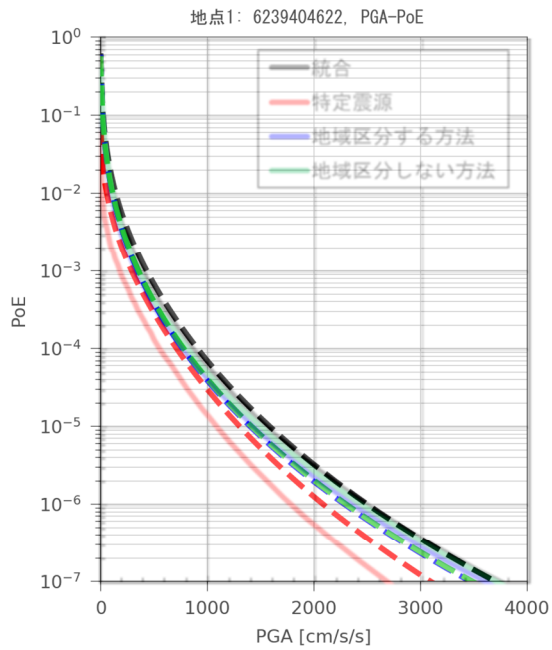


図 4-8 R4 年度のハザード解析結果との比較 (実線: R4 年度、破線: 本事業)

黒線: 「文献 d モデル: 統合」

赤線: 「文献 d モデル: 特定」

青線: 領域 (地域区分する方法)

緑線: 領域 (地域区分しない方法)



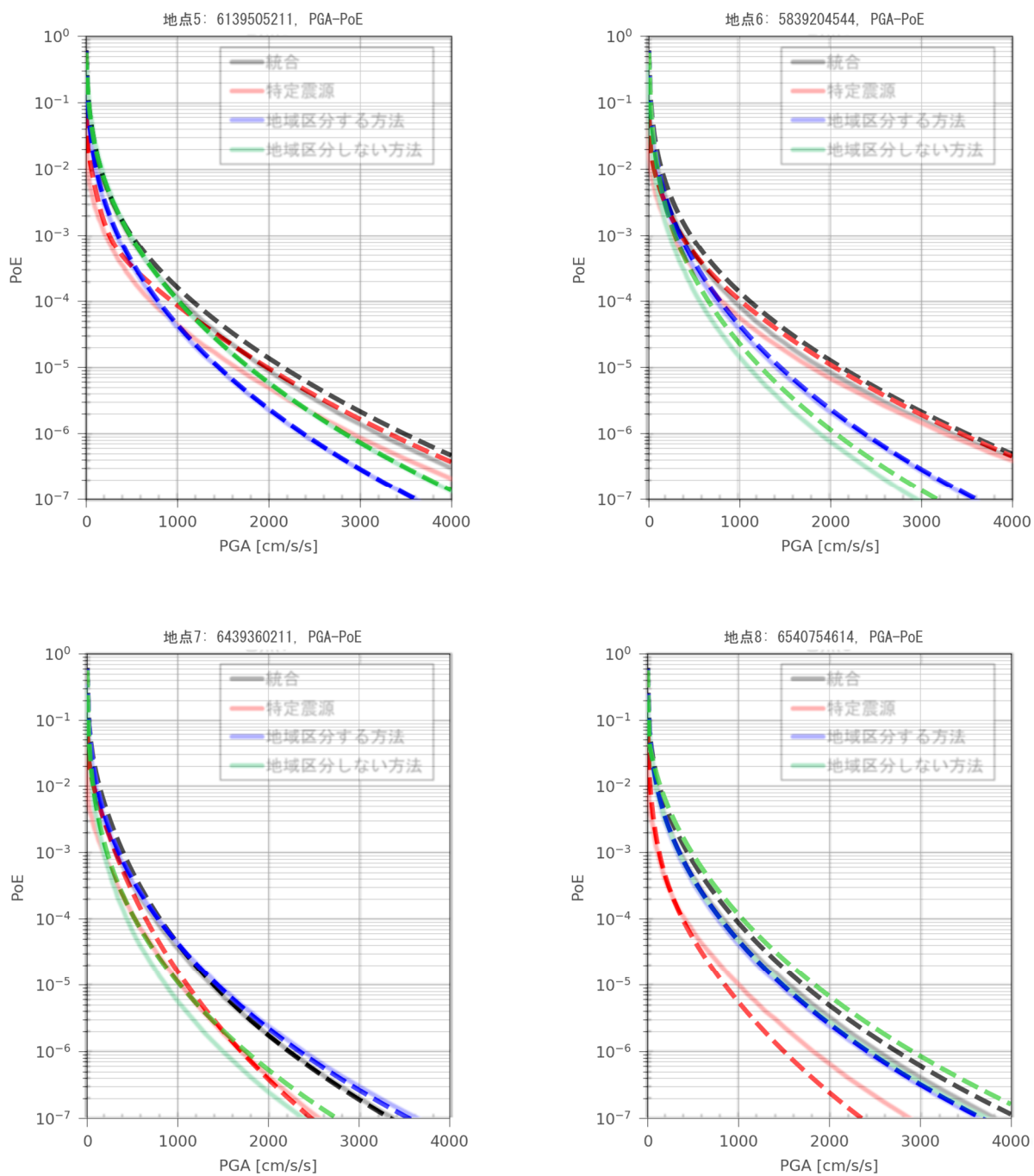


図 4-9 R4 年度のハザード解析結果との比較（実線：R4 年度、破線：本事業）

- 黒線：「文献 d モデル：統合」
- 赤線：「文献 d モデル：特定」
- 青線：領域（地域区分する方法）
- 緑線：領域（地域区分しない方法）

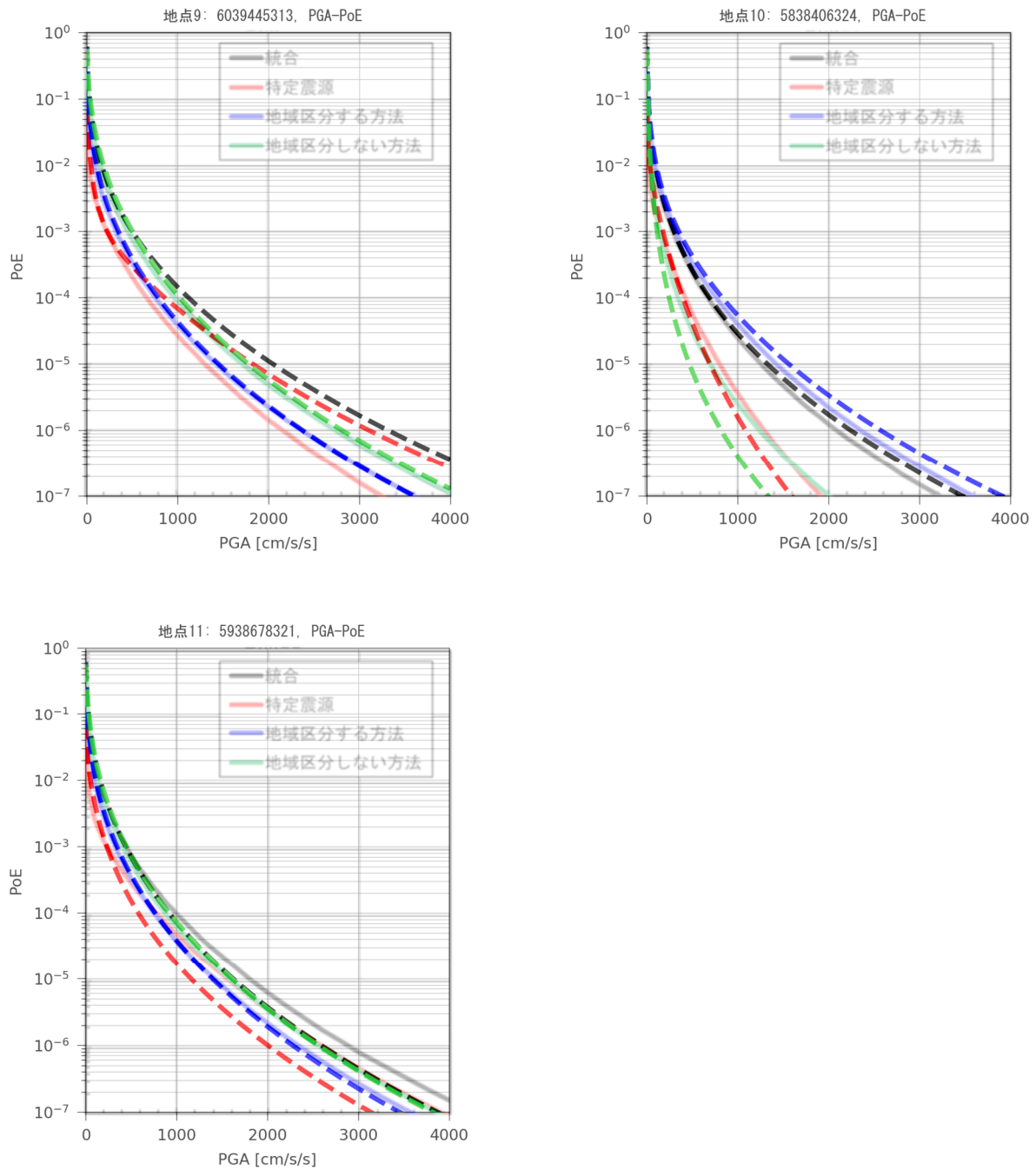


図 4-10 R4 年度のハザード解析結果との比較 (実線 : R4 年度、破線 : 本事業)

黒線 : 「文献 d モデル : 統合」

赤線 : 「文献 d モデル : 特定」

青線 : 領域 (地域区分する方法)

緑線 : 領域 (地域区分しない方法)

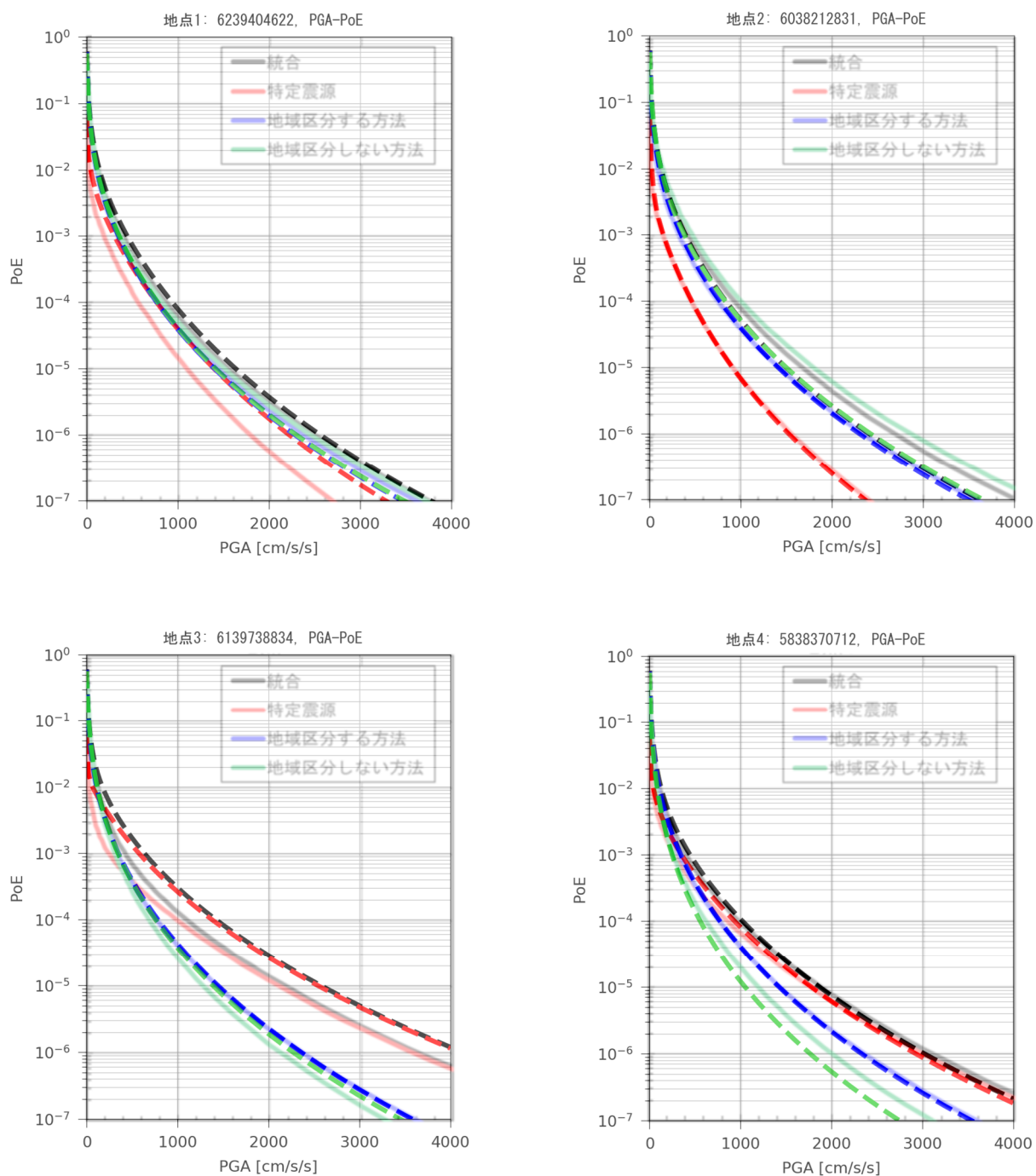


図 4-11 R4 年度のハザード解析結果との比較 (実線 : R4 年度、破線 : 本事業)

黒線 : 「文献 c・d 平均モデル : 統合」

赤線 : 「文献 c・d 平均モデル : 特定」

青線 : 領域 (地域区分する方法)

緑線 : 領域 (地域区分しない方法)

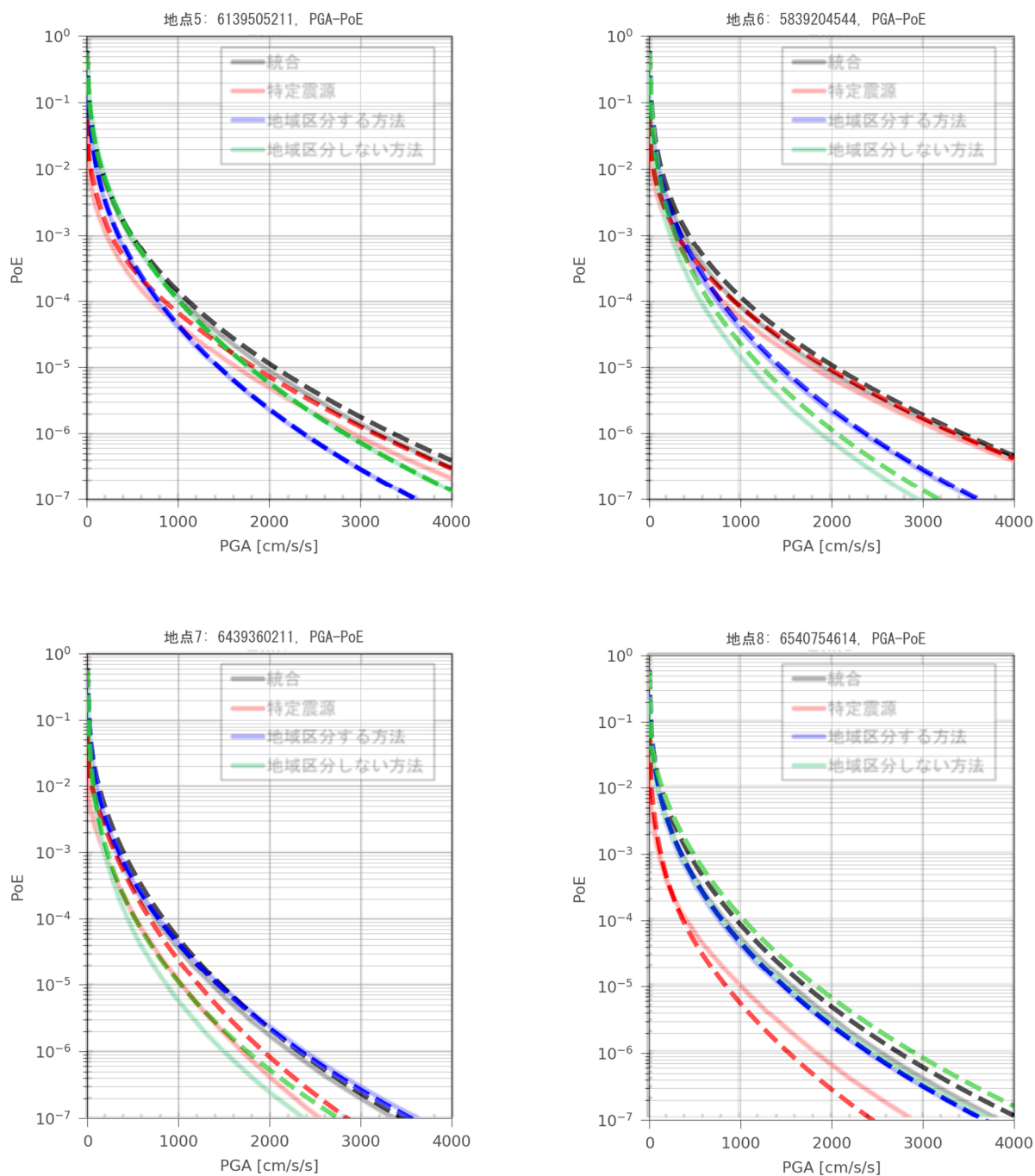


図 4-12 R4 年度のハザード解析結果との比較（実線：R4 年度、破線：本事業）

黒線：「文献 c・d 平均モデル：統合」

赤線：「文献 c・d 平均モデル：特定」

青線：領域（地域区分する方法）

緑線：領域（地域区分しない方法）

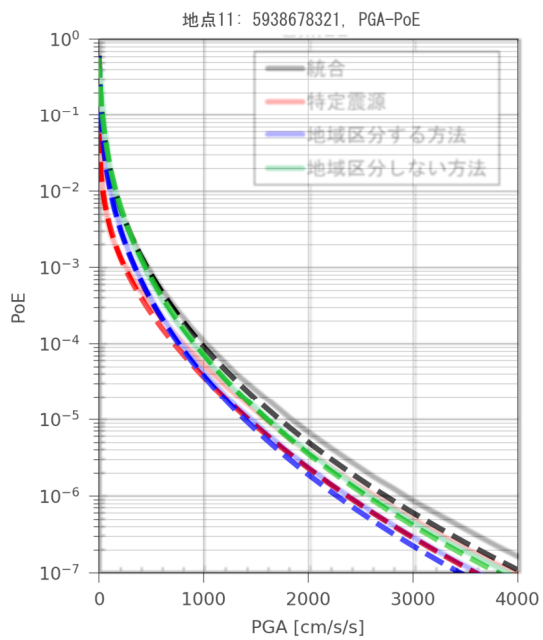
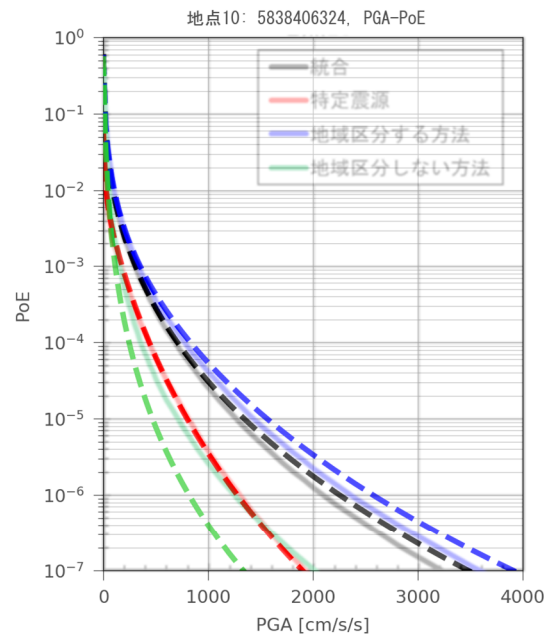
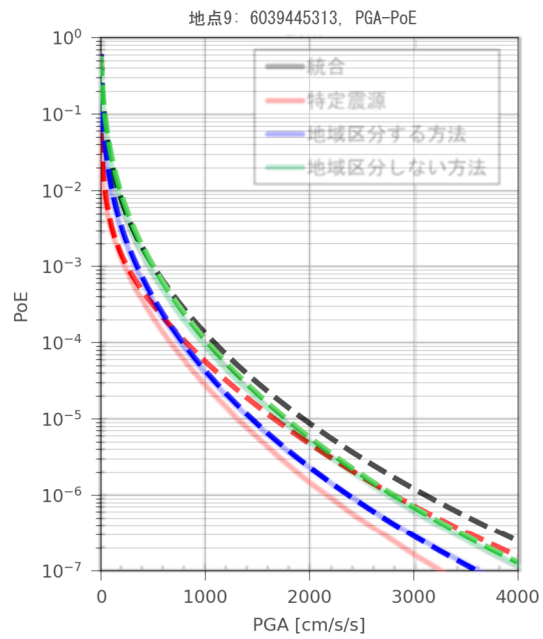


図 4-13 R4 年度のハザード解析結果との比較 (実線 : R4 年度、破線 : 本事業)

黒線 : 「文献 c・d 平均モデル : 統合」

赤線 : 「文献 c・d 平均モデル : 特定」

青線 : 領域 (地域区分する方法)

緑線 : 領域 (地域区分しない方法)

#### 4.4 応答スペクトルの計算

柴崎・石井 (2016)<sup>60</sup>、柴崎ほか (2019)<sup>61</sup>は、陸域の複数の地すべりにおける調査をもとに、地すべり地において大きな地中ひずみをもたらす地震動の周期は、その周期が地すべり地の地盤の固有周期に一致する場合であること、また同じ地すべりであっても地震により異なる卓越周期が観測され、それにより地すべりの挙動に違いがあることを報告している。このような事例を踏まえ、本事業では地震本部 (2022b)<sup>62</sup>の「応答スペクトルに関する地震ハザード評価」(試作版)の手法を参考にして周波数別の加速度応答スペクトルの評価を試みた。評価は超過確率  $1e-6$ 、 $1e-5$ 、 $1e-4$ 、 $1e-3$  において調査期間 1 年における一様ハザードスペクトルを計算することで行った。本節では震源モデルとして「文献 c モデル：統合」及び「文献 d モデル：統合」、「文献 c・d 平均モデル：統合」を用いた。

応答スペクトルを計算する際の距離減衰式は地震本部 (2022b)同様、Morikawa and Fujiwara (2013)<sup>63</sup>の Model 1 を選択した。Morikawa and Fujiwara (2013)の Model 1 は下式で表現される。

$$\log pre = a_1(M'_{w1} - 16)^2 + b_{1-k}X + c_{1-k} - \log(X + d_1 \cdot 10^{0.5M'_{w1}}) \pm \sigma_1$$
$$M'_{w1} = \min(M_w, 8.2)$$

$pre$  : 推定する地震動指標 (本事業では最大加速度振幅及び最大加速度応答振幅)

$a_1$ 、 $b_{1-k}$ 、 $c_{1-k}$ 、 $d_1$  : 回帰係数

$X$  : 断層最短距離 [km]

$M_{w1}$  : モーメントマグニチュード

$\sigma_1$  : 標準偏差

地盤増幅に関する 2 つの補正項も考慮した。ただし、補正項については改善版<sup>64</sup>が公表されているため、本事業においても改善版を用いて補正を行った。

- ・補正項 1) 深部地盤によるサイト特性の補正項

$$G_d = p_d \cdot \log(\max(D_{lmin}, D_{1400})/300)$$

$p_d$ 、 $D_{lmin}$  : 回帰係数

$D_{1400}$  : S 波速度 1400m/s 層の上面深さ [m]

- ・補正項 2) 浅部地盤によるサイト特性の補正項

$$G_s = p_s \cdot \log(\min(V_{Smax}, AVS30)/350)$$

$p_s$ 、 $V_{Smax}$  : 回帰係数

$AVS30$  : 地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度 [m/s]

補正項を適用した後の予測値 $\log pre'$ は下の式で表現される。

$$\log pre' = \log pre + G_d + G_s$$

応答スペクトルを計算する周期は、原子力規格委員会 (2008)<sup>6,5</sup>による「原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-2008」の耐専スペクトルのコントロールポイントである0.09、0.13、0.30、0.60、1.00、2.00、5.00秒とした。耐専スペクトルのコントロールポイントには0.02秒も含まれるが、Morikawa and Fujiwara (2013)は下限周期が0.05秒であるため最大加速度振幅 (PGA) を0.02秒の加速度応答スペクトルの代用とした。

振幅レベルは、司・翠川 (1999)を用いた検討では、0から4,000 cm/s/sとしたが、超過確率 $1e-6$ 、 $1e-5$ における振幅レベルも評価するために、一様ハザードスペクトルを計算する際には、上限値が50,000 cm/s/sとなるように振幅レベルについて調整した。具体的には、4,000から10,000 cm/s/sまでは1,000 cm/s/s刻み、10,000から30,000 cm/s/sまでは2,000 cm/s/s刻み、30,000 cm/s/sから50,000 cm/s/sまでは5,000 cm/s/s刻みで超過確率を計算した。

計算地点は代表的な11地点とし、距離減衰式に必要な $D_{1400}$ はJ-SHIS V3.2の深部地盤モデルから対応する地域メッシュの値を設定し、AVS30は600 m/sとした。断層タイプはこれまでの検討と同様に地殻内地震とした。

計算された一様ハザードスペクトルを図4-14及び図4-15に示す。計算の結果、周期1秒以下はどちらのモデルも概ね似たような振幅レベルとなった。周期2秒以上では文献cと文献dで設定された発生確率による差異が振幅の違いとして確認された。また、領域震源が支配的な地点2、8、10では両モデルはほぼ一致することが確認された。

計算された最大振幅レベルは超過確率 $1e-5$ や $1e-6$ では10,000 cm/s/sを超える現実的に考えにくい値となっている。これは、Morikawa and Fujiwara (2013)で地震動を計算するときの地震動振幅の標準偏差として、OQ-EngineではMorikawa and Fujiwara (2013)のTable 2.に示されている $\sigma_1$ を実装していることによる。この値は地盤モデル等の補正をしていない場合の値であるため、振幅を過大評価していると考えられる。そこで、地震本部 (2022b)に倣って全国地震動予測地図2020年版で採用している標準偏差 (地震本部 (2009)で検討されたもの) を用いて図4-14及び図4-15の結果と比較することとした。全国地震動予測地図2020年版では地殻内地震においては、下式で定義される標準偏差を採用している。

$$\sigma = \begin{cases} 0.23 & X \leq 20 \text{ km} \\ 0.23 - 0.03 \left( \frac{\log_{10}(X/20)}{\log_{10}(30/20)} \right) & 20 < X \leq 30 \text{ km} \\ 0.20 & X > 30 \text{ km} \end{cases}$$

X : 断層最短距離 [km]

Morikawa and Fujiwara (2013)の $\sigma_1$ と地震本部 (2009)で検討された標準偏差を図示したものを図 4-16 に示す。標準偏差を変えた場合の一樣ハザードスペクトルは図 4-17 に示す。比較は「文献 c モデル：統合」について実施した。図 4-17 では代表例として地点 1 と地点 11 の結果を示しているが、他の代表地点でも同様の傾向が確認された。また、参考として地震動の振幅を $\pm 3\sigma$ で打ち切った場合の結果も示したが、本事業における計算設定では振幅の打ち切りが一樣ハザードスペクトルへ与える影響は大きくないことが分かった。「文献 d モデル：統合」についても同様に地震本部 (2009)の標準偏差を用いて一樣ハザードスペクトルを計算した結果のみを図 4-18 及び図 4-19 に示す。地点 3 や地点 6 を除くと、超過確率  $1e-6$  では「文献 c モデル：統合」、「文献 d モデル：統合」ともに  $5000 \text{ cm/s/s}$  を下回る結果となった。

図 4-18 及び図 4-19 より「文献 c モデル：統合」では、地点 3 では超過確率  $1e-6$  から  $1e-4$ 、地点 6 では  $1e-6$  及び  $1e-5$  のスペクトルで周期 0.4 から 2 秒付近に特徴的なピークが見られる。地点 4 や地点 5 でもこのような特徴的なピークは目立たないものの、両モデルでスペクトルに差がみられる。一方で「文献 d モデル：統合」の結果ではそのようなピークは確認されなかった。図 4-20 には地震の年発生確率について、図 4-21 には地震規模について両モデルを比較した結果を示す。両図を見比べると、地点 4 から 6 において、「文献 c モデル」は「文献 d モデル」に比べて直下の断層が年発生確率は低いが地震規模は大きく設定されている。地点 3 では、直下の断層の発生確率は両モデルで同程度のオーダーではあるが、「文献 c モデル」の方が地震規模が大きい。このことより、周期 0.4 から 2 秒付近のピークは断層モデルの違いによるものと考えられる。「文献 c モデル：統合」のそのほかの地点及び「文献 d モデル：統合」では概ね周期 0.1 から 0.2 秒付近にピークが確認された。

そこで、周期特性の原因を考察するために、代表 11 地点について周期毎の増幅率について確認作業を行った。確認作業では Morikawa and Fujiwara (2013)の地盤に関する補正項の影響に着目した。なお、検討には地震本部 (2009)で検討された標準偏差を用いた。図 4-22 及び図 4-23 には「文献 c モデル：統合」を用いて補正の前後での一樣ハザードスペクトルを比較した結果を示す。結果より、補正後の一樣ハザードスペクトルのピーク周期は浅部地盤の補正項によって生じていることが分かった。ただし、ここでは浅部地盤の補正項は  $AVS30 = 350 \text{ m/s}$  から  $AVS30 = 600 \text{ m/s}$  へ引き戻す効果として働いているため、深部地盤の影響が大きいという方が適切かもしれない。



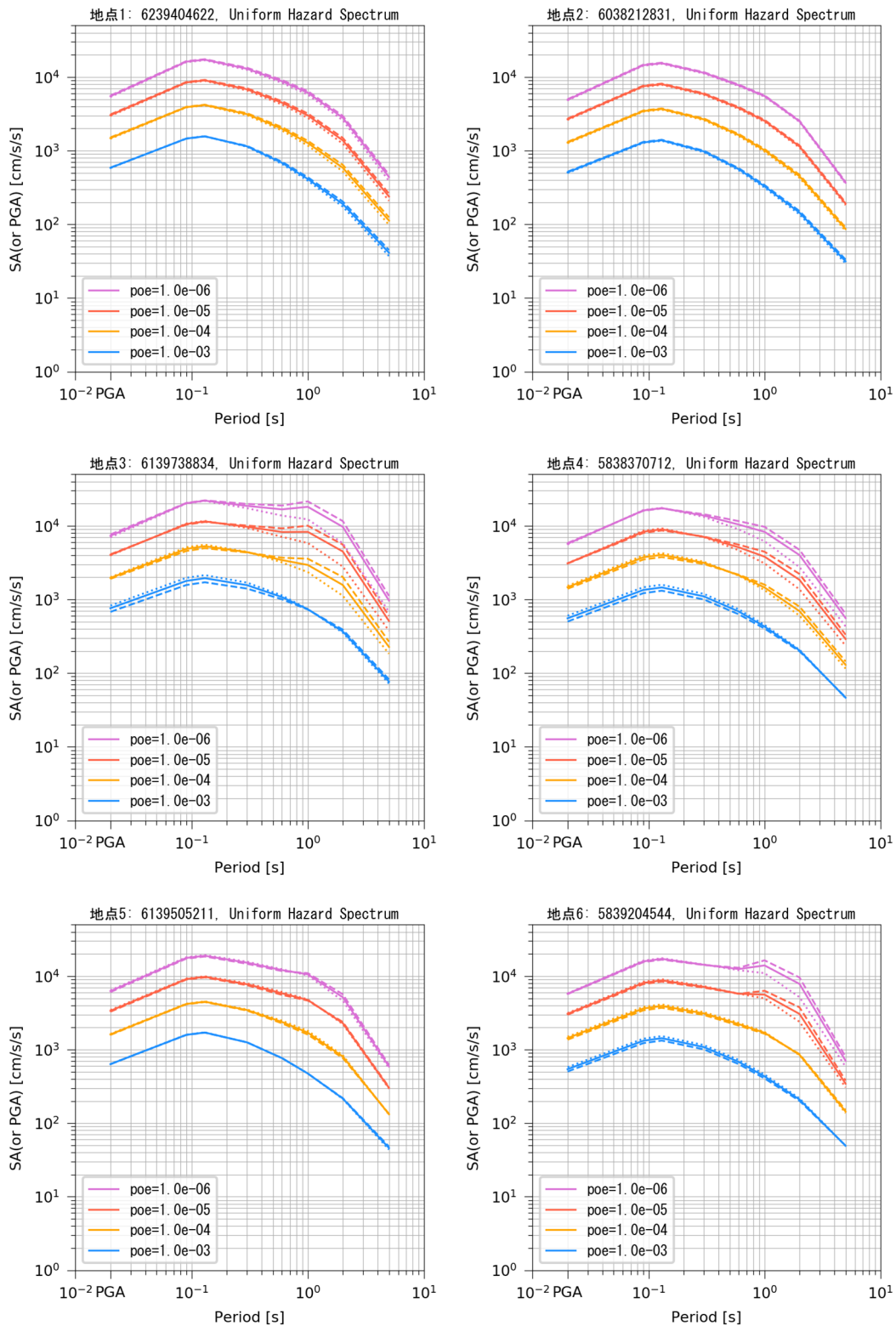


図 4-14 一様ハザードスペクトルの比較結果

実線：「文献 c・d 平均モデル：統合」

破線：「文献 c モデル：統合」、点線：「文献 d モデル：統合」

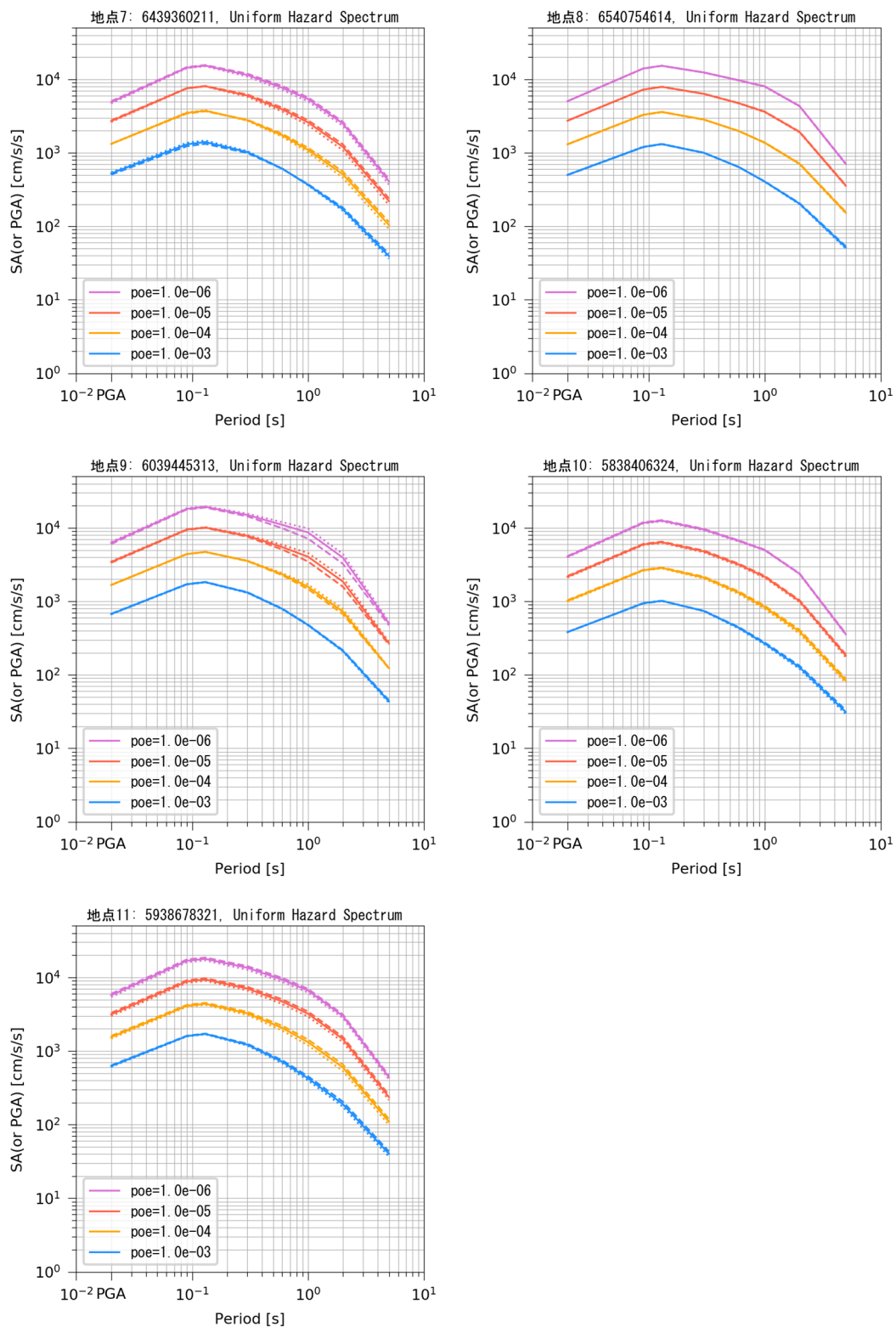


図 4-15 一様ハザードスペクトルの比較結果

実線：「文献 c・d 平均モデル：統合」

破線：「文献 c モデル：統合」、点線：「文献 d モデル：統合」

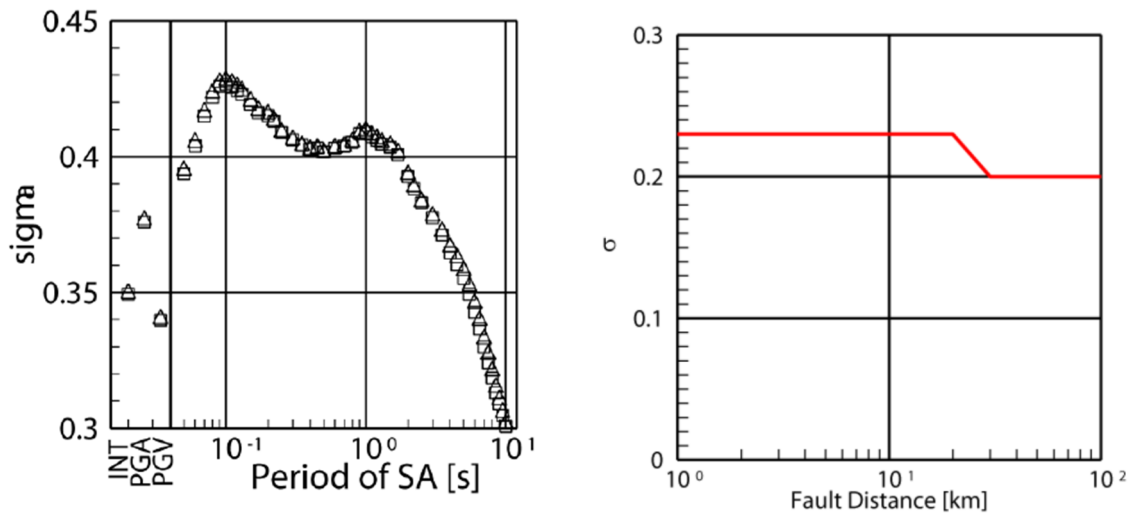


図 4-16 応答スペクトルの検討に用いたばらつき

左) 地震動指標とばらつきの関係 (Morikawa and Fujiwara (2013) より引用)

右) 距離とばらつきの関係 (地震本部 (2022b) より引用)

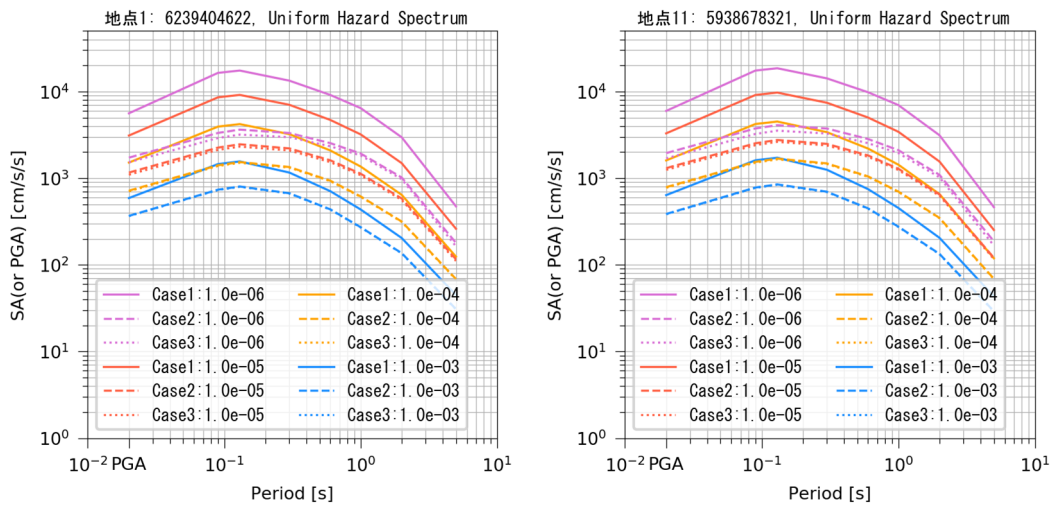


図 4-17 ばらつきを変えた場合の一樣ハザードスペクトルの比較結果

Case1 : Morikawa and Fujiwara (2013) の $\sigma_1$ を使用

Case2 : 地震本部 (2009) のばらつきを使用

Case3 : 地震本部 (2009) のばらつきを使用、 $\pm 3\sigma$ で地震動を打ち切った場合 (参考)

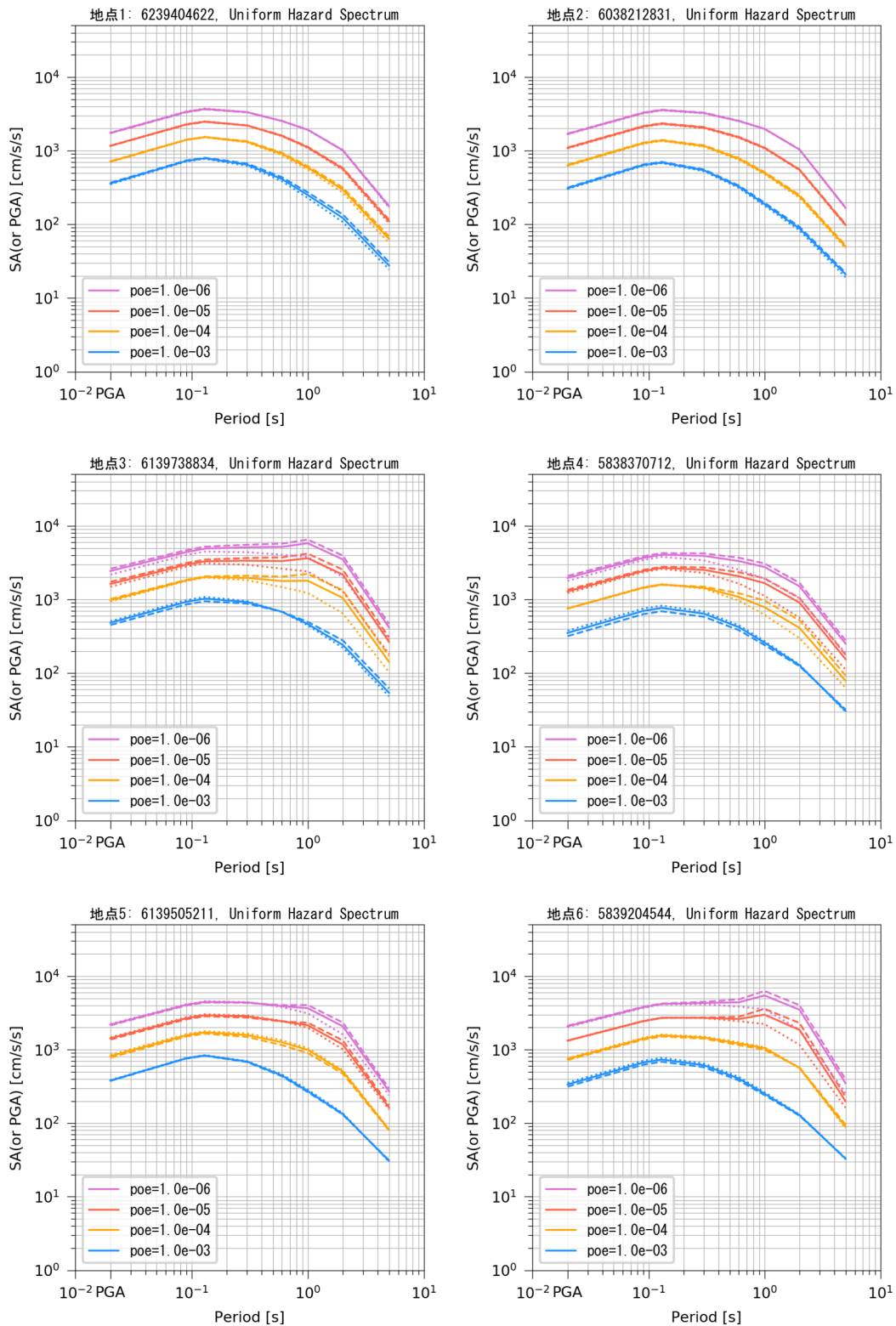


図 4-18 一様ハザードスペクトルの比較結果

実線：「文献 c・d 平均モデル：統合」

破線：「文献 c モデル：統合」、点線：「文献 d モデル：統合」

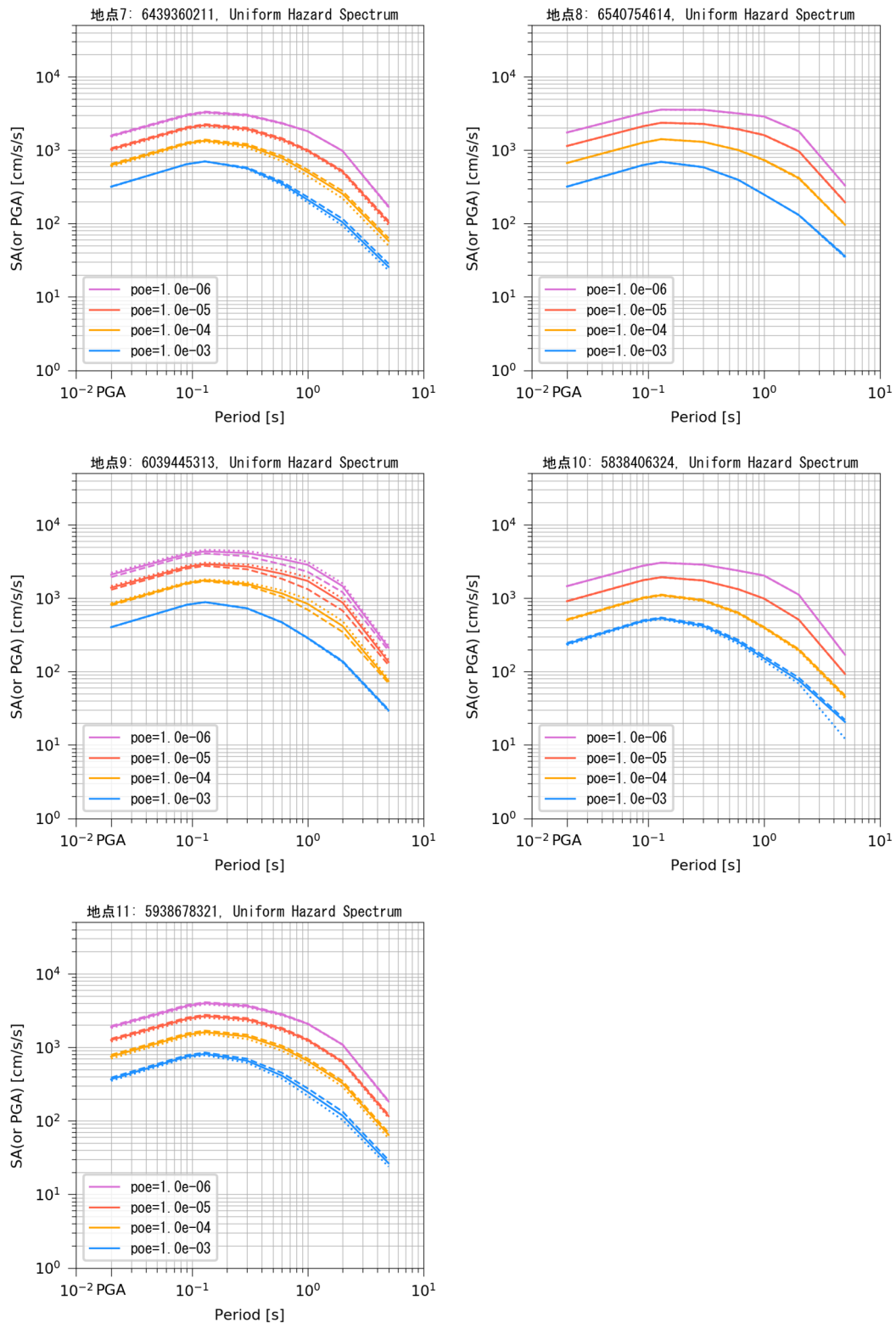


図 4-19 一様ハザードスペクトルの比較結果

実線：「文献 c・d 平均モデル：統合」

破線：「文献 c モデル：統合」、点線：「文献 d モデル：統合」

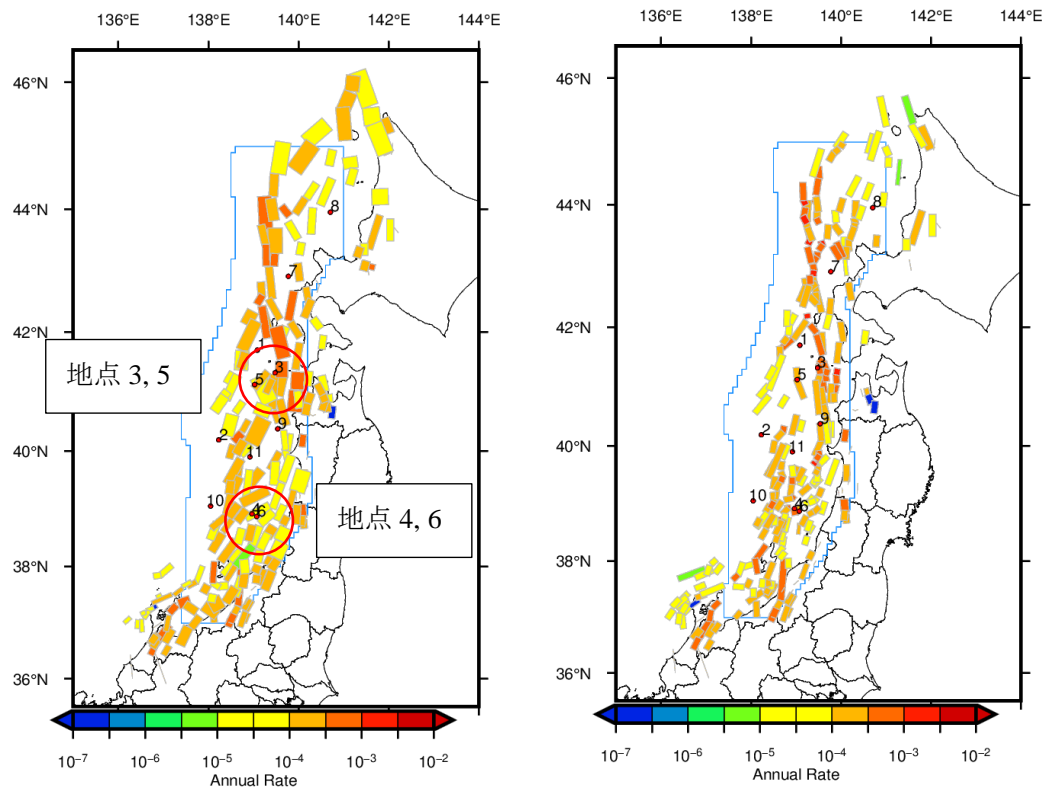


図 4-20 各モデルで設定した年発生確率  
(左：「文献cモデル：特定」、右：「文献dモデル：特定」)

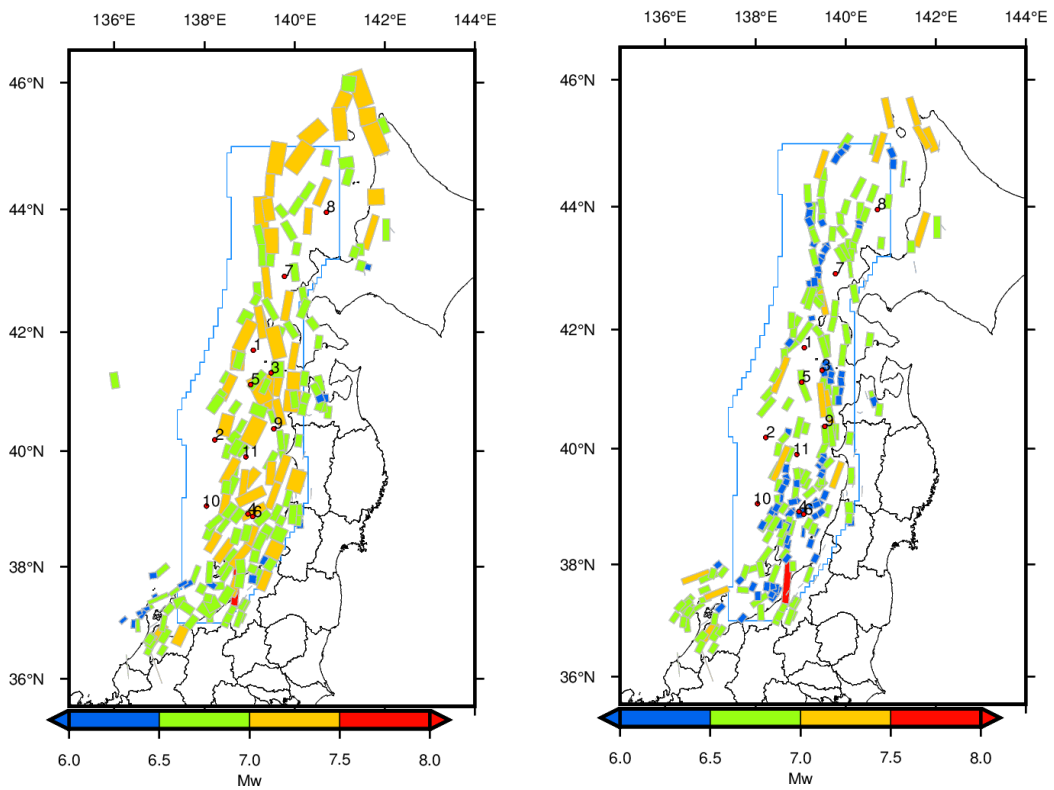


図 4-21 各モデルで設定した地震規模  
(左：「文献cモデル：特定」、右：「文献dモデル：特定」)

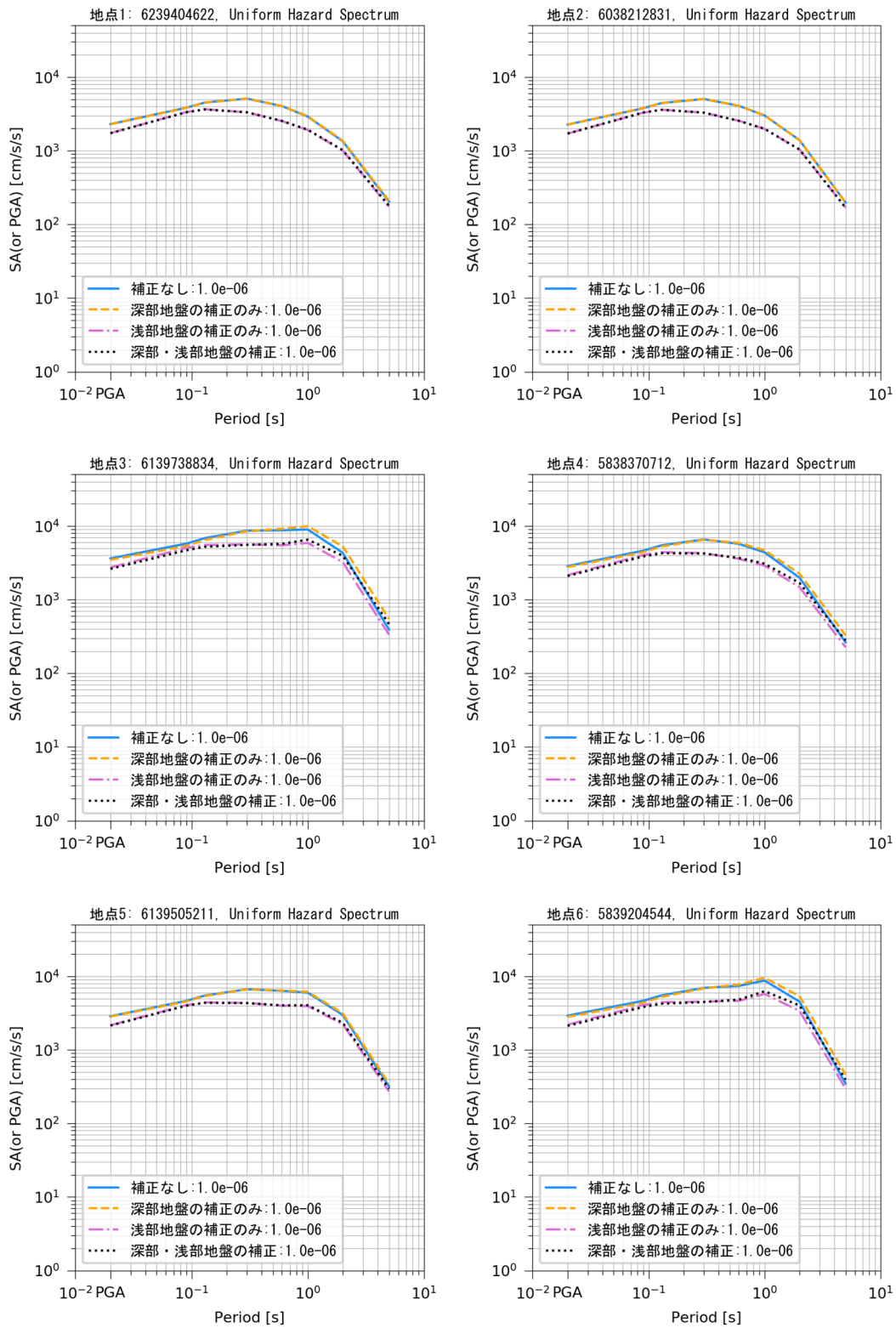


図 4-22 地盤増幅に関する補正の有無と一様ハザードスペクトル

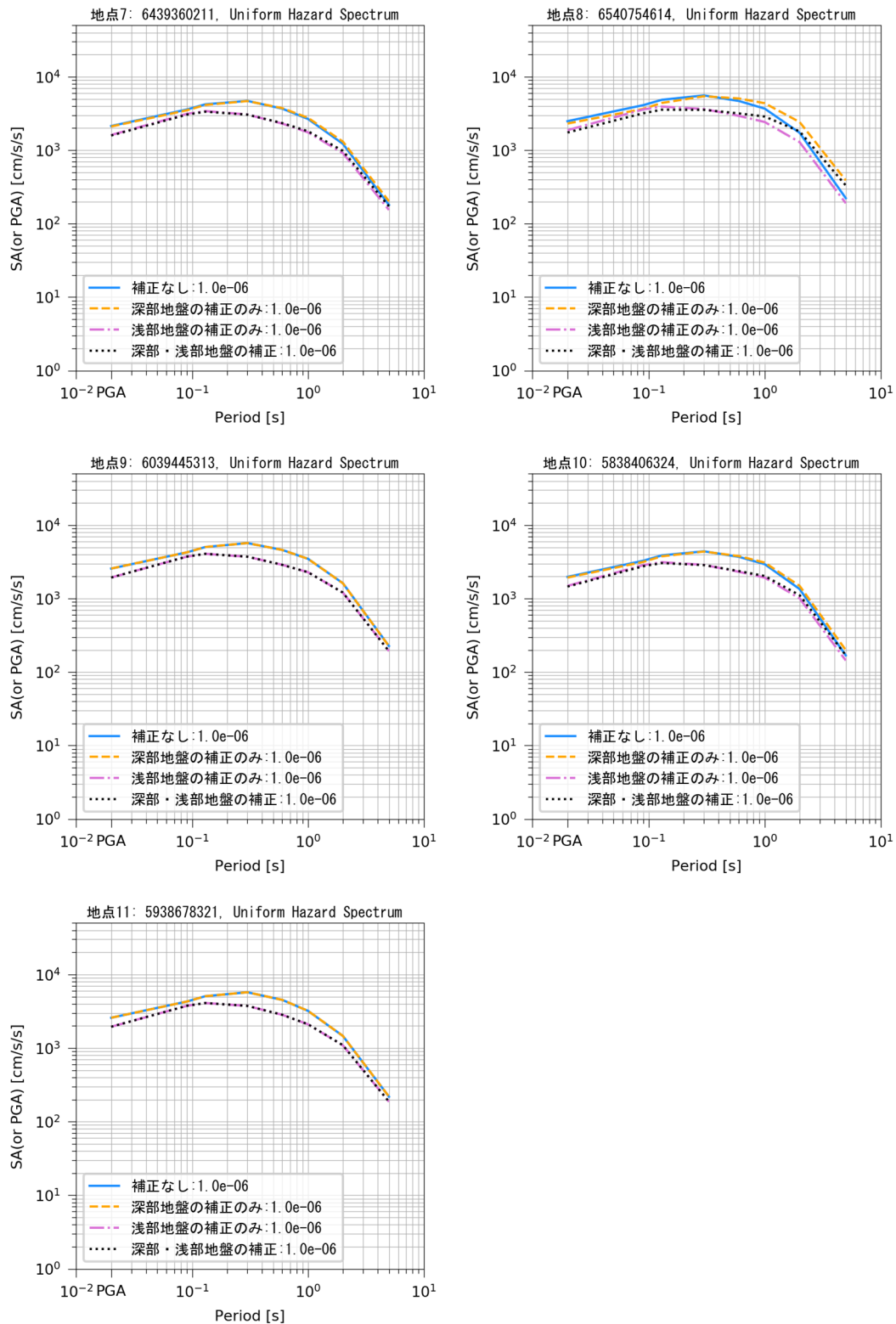


図 4-23 地盤増幅に関する補正の有無と一様ハザードスペクトル



## 5. 外部有識者からの指導

本事業で実施した項目に関する課題及び今後の検討方針について外部有識者の指導を受けた。以下に指導を受けた日時と内容について整理した。

### ○隈元崇 教授（岡山大学）

・日時：2023年8月10日 15:00～17:30

・内容：

現在の確率論的地震ハザード解析における問題点（余震の除去手法など）や連動性を考慮した場合の発生確率の与え方についてご意見を伺った。断層パラメータ（平均変位速度、発生確率）設定時の注意点や、地震ハザード計算における震源設定（点震源と面震源の感度分析）についてもご意見をいただいた。

### ○森川信之 主任研究員（防災科学技術研究所）

・日時：2024年1月17日 15:30～17:30

・内容：

地震カタログから頻度分布を作成するまでの手順について主にご確認いただいた。余震除去の方法は確率されていないため、（頻度の）上限として除去しない結果も全国地震動予測地図 2020年版では公開しているということを説明いただいた。地震ハザード解析の試算における設定・結果についてもご確認をいただいた。

・日時：2024年2月15日 10:00～12:00

・内容：

一様ハザードスペクトルの計算の際に使用する地震動振幅の標準偏差について、Morikawa and Fujiwara (2013)の $\sigma_1$ は補正前のばらつきであるため、これをもとに地震ハザードを計算すると過大ではないかというご指摘をいただいた。領域震源に関する設定について、今後の課題として、点震源をより浅い深さにおいて面震源と等価な設定を探索することを例としてご教示いただいた。

・日時：2024年3月6日 10:00～12:00

・内容：

一様ハザードスペクトルの計算に使用する地震動振幅の標準偏差の値を修正したため、修正した結果についてご確認いただいた。不確定な要素（断層モデルなど）を認識論的な不確実性として扱うことなど今後の課題についてご意見をいただいた。

## 6. まとめ

本事業では、日本海東縁を対象に特定震源及び領域震源を調査し、それぞれのモデル設定を行い、地震ハザード解析を実施することにより、海域を対象とした確率論的地震ハザード評価における現状整理及び課題抽出を行った。

特定震源としては4編の文献について調査し断層データを比較した。調査の結果、断層認定上で明らかなバイアスのかかっていない「中立的」なデータとして、文献cと文献dによる断層群を「特定震源」として選定することとした。確率論的地震ハザード評価をするにあたって断層に発生確率を設定する必要がある。本事業では対象とする地域の断層活動が開始された時期を300万年前と想定し、さらに累積変位量を読み取ることで発生確率を設定することとした。

領域震源としては、余震除去手法、最大マグニチュード、震源の設定方法について検討した。

余震除去手法では5件の除去手法について頻度分布等を確認し、さらにその内地震本部で採用している手法と差が大きい2手法についてハザードカーブを計算し差を確認した。その結果、対象地域ではMusson(1999)の手法で地震を除去した場合に地震本部の手法を適用した結果に比べて地震ハザードの差が大きくなることが分かった。

最大マグニチュードの設定値については地震本部で採用しているMw7.5のほかにMw6.4を仮定し、ハザードカーブを計算・比較した。その際には併せてb値の推定方法についても検討し、結果としてMwは7.5、b値は打ち切りのあるGR則を仮定した場合に最尤法によって推定される値を採用することとした。

震源の設定方法については点震源と面震源によるハザードカーブの比較をした。面震源を設定する際には、メカニズムを一樣な重みで与えるかそれとも観測事実から与えるかについて、地震発生層の厚みについて、地震規模と面積のスケール則について検討した。結果としては点震源と面震源の差は確認されたものの、面震源の設定は、地震ハザードへ大きな影響はないことが確認された。ただし代表地点10のように「地域区分しない方法」では近傍の発生頻度が低い地点では差が確認された。

以上の検討結果をもとに、特定震源としては文献c、文献dの2編を、領域震源としては、余震除去手法として地震本部の手法及びMusson(1999)の手法の2件、最大マグニチュードはMw7.5の1件、震源の設定としては点震源の1件について約16万地点についてハザードカーブの計算を実施した。得られた結果をR4年度の結果と比較したが、文献cを基としたモデル(文献cモデル)では、同様の断層を用いているR4年度の結果と概ね同程度の地震ハザードが計算される地点も確認された。しかしR4年度とは発生確率の設定方法が異なるため、多くの地点ではR4年度と差が確認された。文献dをもとにしたモデル(文献dモデル)では特定震源、領域震源ともに異なるモデルを用いているため、R4年度とは異なる傾向のハザードカーブが計算された。文献cと文献dを平均したモデル(文献c・d平均モデル)では、文献dモデルと同様の理由で、R4年度とは異なる傾向を示した。

本事業ではMorikawa and Fujiwara(2013)の距離減衰式を用いて一樣ハザードスペクトルの計算も実施した。計算の結果、多くの計算地点で周期0.1から周期0.2秒付近にピークが確認された。原因について考察するため、最大応答値の計算に用いる補正項の影響を確認した。その結果浅部地盤に関する補正項の影響が大きいことが分かった。ただし、ここでは浅部地盤の補正

項は  $AVS30 = 350 \text{ m/s}$  から  $AVS30 = 600\text{m/s}$  へ引き戻す効果として働いているため、深部地盤の影響が大きいという方が適切かもしれない。計算の結果超過確率  $1e-6$  では多くの地点で最大で  $5,000 \text{ cm/s/s}$  程度の振幅値が計算された。

本事業で現状整理をした上での課題について述べる。まず認識論的な不確実性として下記の 1) から 4) の設定値をロジックツリーの分岐として扱うことが今後の課題として考えられる。

- 1) 対象とする地域で断層活動が開始された時期の設定値（本事業では 300 万年前）
- 2) 比高と地表の変位量の比率（本事業では 2 とした）
- 3) 連動性を考慮する場合の発生確率の割り振り方法
- 4) 他の距離減衰式を用いた場合の地震ハザード
- 5) 発生確率の与え方（本事業では比高から推定）や想定シナリオとその重み

また、本事業では計算量の問題があり、領域震源を点震源の集合として設定したが、3.3 節では点震源と面震源では地震ハザードに差がみられている。防災科学技術研究所 (2003) では面震源に等価な点震源の設定を調査しており、両者で整合的な結果が得られている。一方で、現在領域震源の最大マグニチュードとしている値は防災科学技術研究所の検討時より大きい値となっている。そのため、面積の影響がより大きくなり両者に差が見られたものと考えられる。計算地点が少ない場合には面震源を設定すれば良いが、計算地点が多い場合にも対応できるように、面震源と等価な点震源の設定を調査することも課題と考えられる。

そのほかにも、本事業では  $AVS30 = 600\text{m/s}$  の面について地震ハザードの計算を実施したが、サイトごとの特性をより適切に地震ハザードに反映する場合には、サイトごとに対応する  $AVS30$  の値を設定する必要があると考える。

## 参考文献

- <sup>1</sup> 泉紀明・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり・中田 高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘 (2014). 3 秒グリッド DEM から作成した日本海東縁部の 3D 海底地形、海洋情報部研究報告. 51, pp.127-143.
- <sup>2</sup> 日本海における大規模地震に関する調査検討会 (2014). 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書. 43p.
- <sup>3</sup> 佐藤比呂志・石山達也・橋間昭徳・加藤直子・野徹雄・石川正弘・松原誠・越谷信・豊島剛志・小林健太・小菅正裕 (2021). 令和 2 年「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書. pp.275-303.
- <sup>4</sup> Heidarzadeh, M., Gusman, A. R., Patria, A., and Widyantoro, B. T. (2022). Potential Landslide Origin of the Seram Island Tsunami in Eastern Indonesia on 16 June 2021 Following an Mw 5.9 Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 112(5), 2487–2498.
- <sup>5</sup> 「海域における断層情報総合評価プロジェクト」(2013-2019 年度報告書). [https://www.jishin.go.jp/database/project\\_report/kaiiki/](https://www.jishin.go.jp/database/project_report/kaiiki/)
- <sup>6</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003). 「日本海東縁部の地震活動の長期評価について」(平成 15 年 6 月 20 日公表). [https://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/03jun\\_nihonkai/](https://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/03jun_nihonkai/)
- <sup>7</sup> 伊方 SSHAC プロジェクト (2020). [https://www.yonden.co.jp/energy/atom/safety/sshac\\_project/index.html](https://www.yonden.co.jp/energy/atom/safety/sshac_project/index.html)
- <sup>8</sup> 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博 (2003). 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分. 地震 2, 第 55 巻, pp.389-406.
- <sup>9</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2021) 全国地震動予測地図 2020 年版.
- <sup>10</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2020). 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」).
- <sup>11</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2022a). 「日本海南西部の海域活断層の長期評価(第一版)―九州地域・中国地域北方沖―」(令和 4 年 3 月 25 日公表). [https://www.jishin.go.jp/evaluation/long\\_term\\_evaluation/offshore\\_active\\_faults/sw\\_sea\\_of\\_japan/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/offshore_active_faults/sw_sea_of_japan/)
- <sup>12</sup> 武村雅之 (1990). 日本列島およびその周辺地域に起こる先発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係. 地震 2, 43, 257-265.
- <sup>13</sup> 岡村行信 (2002). 新第三紀以降の歪み集中帯, 『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・平朝彦・太田陽子(編). 東京大学出版会, 111-121.
- <sup>14</sup> 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫 (1998). 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係. 地調月報 (Bull. Geol. Surv. Japan), 49, 1-18.
- <sup>15</sup> 岡村行信 (2000). 音波探査プロファイルに基づいた海底活断層の認定―fault related, growth strata 及び growth triangle の適用―. 地調月報 (Bull. Geol. Surv. Japan), 51, 59-77.
- <sup>16</sup> 野原 壯・落合彰二・常盤哲也 (2012). 北海道北部幌延丘陵の堆積環境と断層関連褶曲の変遷についての検討. 日本地球惑星科学連合 2012 年大会.
- <sup>17</sup> 池田昌之・山路敦 (2008). 新潟県長岡市北東方, 東山背斜の形成時期: 古流向と地質構造からの推定. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 114 (8), 405-414.
- <sup>18</sup> 地震予知総合研究振興会 (2013). 柏崎地域の地形及び地質構造の形成過程に関する検討委員会成果概要.
- <sup>19</sup> 産業技術総合研究所 (2019). 「能登半島北部周辺に刻まれた日本海発達史の歴史―20 万分の 1 地質図幅「輪島」(第 2 版)を刊行―」. [https://www.aist.go.jp/aist\\_j/new\\_research/2019/nr20190823/nr20190823.html](https://www.aist.go.jp/aist_j/new_research/2019/nr20190823/nr20190823.html)
- <sup>20</sup> Sato, H., Amano, K. (1991). Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 74(1-4), 323-343.
- <sup>21</sup> 中嶋健 (2018). 日本海拡大以来の日本列島の堆積盆テクトニクス. 地質学雑誌, 第 124, 巻 9, 693-722.
- <sup>22</sup> 松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文 (1980). 1896 年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙

報, 55, 795-855.

<sup>23</sup> 内田淳一・岩渕洋子・杉野英治 (2019). 日本海東縁部における広域的地殻構造境界の津波波源の設定-認識論的不確実さ要因の一つとして-. 日本地震工学会論文集, 19(4), 122-155.

<sup>24</sup> 司宏俊・翠川三郎 (1999). 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式. 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, 63-70.

<sup>25</sup> 防災科学技術研究所 (2024).

[https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/ното\\_20240101/inversion\\_v1/inv\\_index.html](https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/ното_20240101/inversion_v1/inv_index.html) (2024 年 2 月 29 日公表)

<sup>26</sup> 京都大学防災研究所 (2024). [https://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/2024ното\\_source\\_20240115.pdf](https://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/2024ното_source_20240115.pdf) (2024 年 1 月 15 日公表), 第 395 回地震調査委員会提出資料.

<sup>27</sup> USGS (2024). <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000m0xl/finite-fault> (2024 年 1 月 20 日公表)

<sup>28</sup> 宍倉正展・越後智雄・行谷佑一 (2020). 能登半島北部沿岸の低位段丘および離水生物遺骸群集の高度分布からみた海域活断層の活動性. 活断層研究, 53, 33-49.

<sup>29</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009). 全国地震動予測地図 技術報告書.

<sup>30</sup> 建設省土木研究所地震防災部振動研究室 (1983). 前・余震の頻度および規模に関する調査. 土研資料, No.1995.

<sup>31</sup> Gardner, J. K., and Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5), 1363-1367.

<sup>32</sup> R. M. W. Musson. (1999). Probabilistic seismic hazard maps for the North Balkan region. *Annals of Geophysics*, 42(6), 485-491.

<sup>33</sup> Reasenber, P. (1985). Second - order moment of central California seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5479-5495.

<sup>34</sup> Zhuang, J., Ogata, Y., and Vere-Jones, D. (2002). Stochastic Declustering of Space-Time Earthquake Occurrences. *Journal of the American Statistical Association*, 97(458), 369-380.

<sup>35</sup> Kanamori, H., D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5), 1073-1095.

<sup>36</sup> 宇津徳治 (1957). 地震のマグニチュードと余震の起こりかた. 地震 2, 10, 35-45.

<sup>37</sup> Taroni, M., and Akinci, A. (2021). Good practices in PSHA: Declustering, b-value estimation, foreshocks and aftershocks inclusion; A case study in Italy. *Geophysical Journal International*, 224(2), 1174-1187.

<sup>38</sup> Teng, G., and Baker, J. W. (2019). Seismicity Declustering and Hazard Analysis of the Oklahoma-Kansas Region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(6), 2356-2366.

<sup>39</sup> Atkinson, G. M. (2015). Ground-motion prediction equation for small-to-moderate events at short hypocentral distances, with application to induced-seismicity hazards. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105(2A), 981-992.

<sup>40</sup> 気象庁 : [https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/data/format/hypfmt\\_j.html](https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/data/format/hypfmt_j.html)

<sup>41</sup> Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the Central and Eastern United States: *Seismological Research Letters*. 66(4), 8-21.

<sup>42</sup> 宇津徳治 (1978). 地震のマグニチュード分布式のパラメータの推定. 地震 2, 31, 367-382.

<sup>43</sup> 防災科学技術研究所 (2003). 北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例. 防災科学技術研究所研究資料, 246.

<sup>44</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013). 全国地震動予測地図 2013 年版～全国の地震動ハザードを外観して～.

<sup>45</sup> Williams, J. N., Werner, M. J., Goda, K., Wedmore, L. N. J., De Risi, R., Biggs, J., Mdala, H., Dulanya, Z., Fagereng, Mphepo, F., and Chindandali, P. (2023). Fault-based probabilistic seismic hazard analysis in regions with low strain rates and a thick seismogenic layer: a case study from Malawi. *Geophysical Journal International*, 233(3), 2172-2206.

<sup>46</sup> Stirling, M., Gerstenberger, M. (2018). Applicability of the Gutenberg-Richter relation for major active faults in New Zealand. *Bull. seism. Soc. Am.*, 108(2), 718-728.

<sup>47</sup> Field, E. H., Arrowsmith, R. J., Biasi, G. P., Bird, P., Dawson, T. E., Felzer, K. R., Jackson, D. D.,

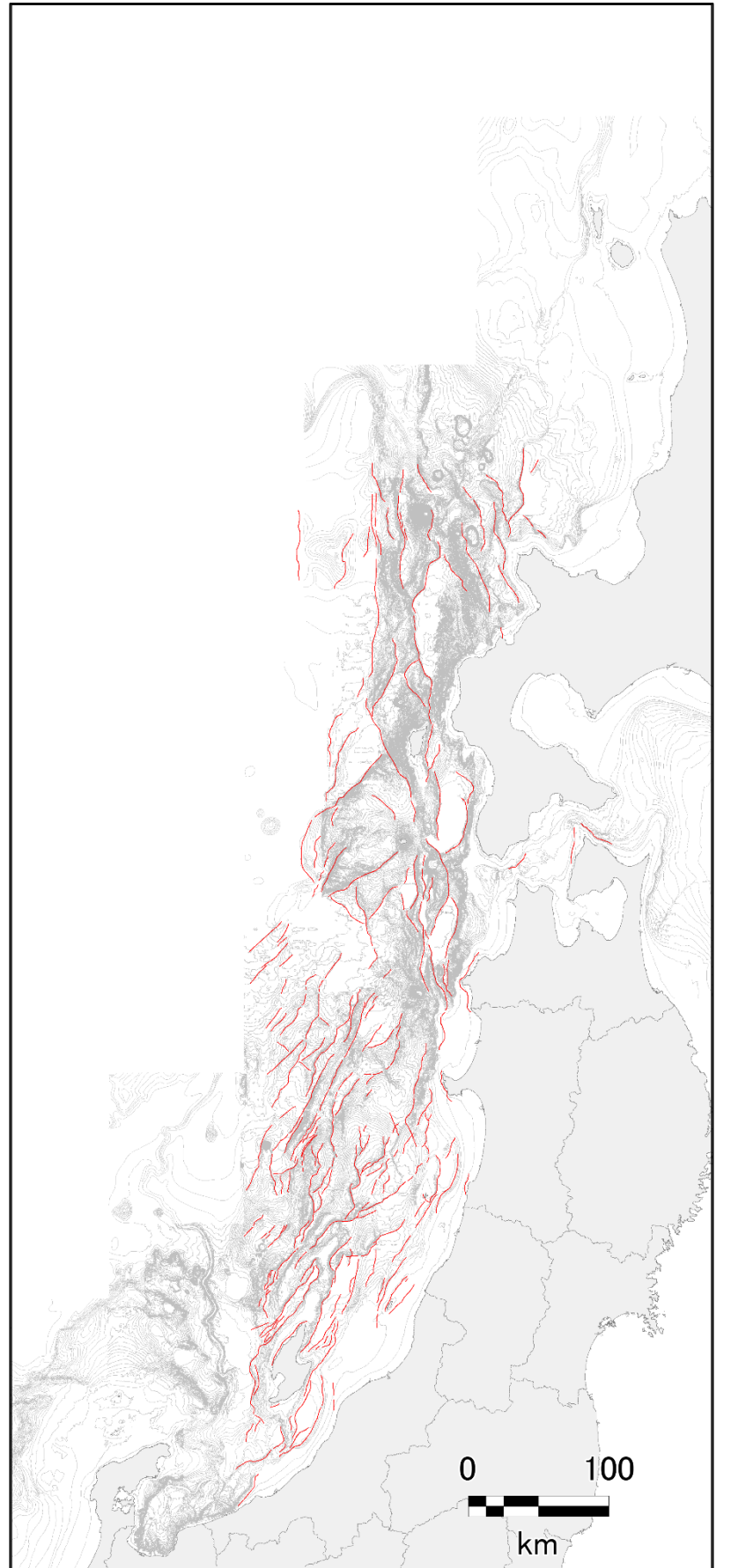
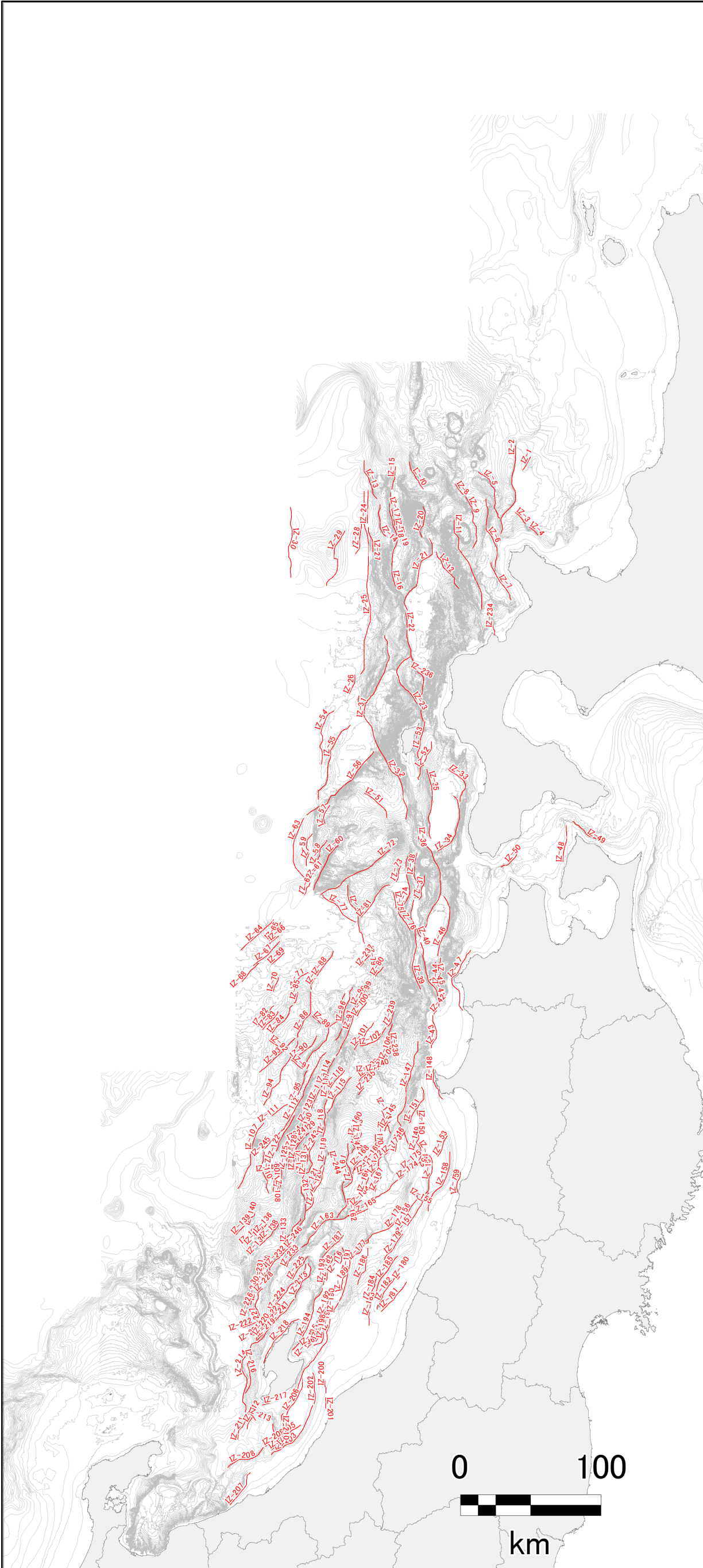
- 
- Johnson, K. M., Jordan, T. H., Madden, C., Michael, A. J., Milner, K. R., Page, M. T., Parsons, T., Powers, P. M., Shaw, B. E., Thatcher, W. R., Weldon, R. J., and Zeng, Y. (2014). Uniform California Earthquake Rupture Forecast, version 3 (UCERF3) -The time-independent model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(3), 1122–1180.
- <sup>48</sup> Petersen, M. D., C. S. Mueller, A. Frankel, and Y. Zeng (2007). Spatial seismicity rates and maximum magnitudes for background earthquakes. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 2007-1437-J.
- <sup>49</sup> Woessner, J., Laurentiu, D., Giardini, D., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., Valensise, G., Arvidsson, R., Basili, R., Demircioglu, M. B., Hiemer, S., Meletti, C., Musson, R. W., Rovida, A. N., Sesetyan, K., Stucchi, M., and The SHARE Consortium (2015). The 2013 European Seismic Hazard Model: key components and results. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13(12), 3553–3596.
- <sup>50</sup> Wang, Y. J., Chan, C. H., Lee, Y. T., Ma, K. F., Shyu, J. B. H., Rau, R. J., and Cheng, C. T. (2016). Probabilistic seismic hazard assessment for Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 27(3), 325–340.
- <sup>51</sup> 沖野範子・隈元崇 (2006). 楕円断層面を仮定した活断層の長さ地震規模の関係, *活断層研究*, 26, 29-36.
- <sup>52</sup> 遠田晋次 (2020). M7 震源は上部地殻にどのくらい隠れているか ~痕跡を残さない地震, 痕跡を消される地震, 地震を起こさず痕跡だけを残す断層. *地震予知連絡会会報第 104 巻*, 12-3.
- <sup>53</sup> 浅田敏 (1991). 活断層に関する 2~3 の問題. *活断層研究*, 9, 1-3.
- <sup>54</sup> Rezaeian, S., Powers, P. M., Shumway, A. M., Petersen, M. D., Luco, N., Frankel, A. D., Moschetti, M. P., Thompson, E. M., and McNamara, D. E. (2021). The 2018 update of the US National Seismic Hazard Model: Ground motion models in the central and eastern US. *Earthquake Spectra*, 37(1\_suppl), 1354–1390.
- <sup>55</sup> Wells, D. L., and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement.
- <sup>56</sup> Harmsen, S. (2010). USGS Software for Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA). USGS.
- <sup>57</sup> Johnson, K., Pagani, M., Thomas Chartier, T. (2022). Training and Communication for Earthquake Risk Assessment TREQ Project, Technical report produced in the context of the TREQ project.
- <sup>58</sup> Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 1971–1988.
- <sup>59</sup> 宇津徳治・関彰 (1955). 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係. *地震* 2, 7, 233-240.
- <sup>60</sup> 柴崎宣之・石井靖雄 (2016). 複数深度での地震動観測結果に基づく地すべり土塊の固有周期. *日本地すべり学会誌*, 53(6), 227-234.
- <sup>61</sup> 柴崎宣之・石井靖雄・三輪 賢志 (2019). 地震加速度波の卓越周期と地盤の S 波速度構造が地すべり斜面の歪発生に及ぼす影響. *日本地すべり学会誌*, 56(1), 8-15.
- <sup>62</sup> 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2022b). 応答スペクトルに関する地震動ハザード評価 (試作版) .
- <sup>63</sup> Morikawa, N., and H. Fujiwara (2013). A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, *Journal of Disaster Research*, 8, 878-888.
- <sup>64</sup> 森川信之・藤原広行 (2023). <https://www.j-shis.bosai.go.jp/labs/mf2013/>
- <sup>65</sup> 原子力規格委員会 (2008). 原子力発電所耐震設計技術指針, JEAG4601-2008.

## 卷末資料-1

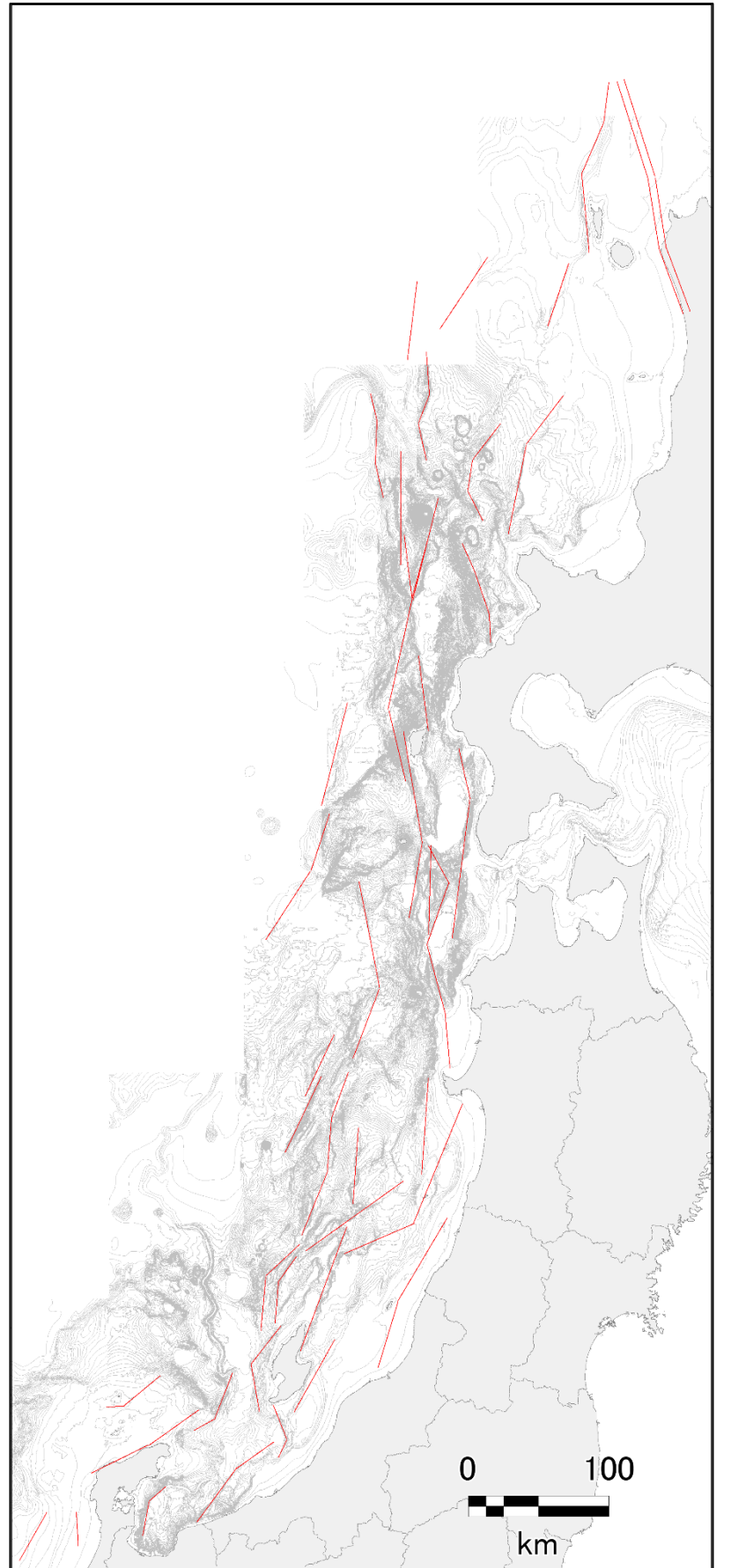
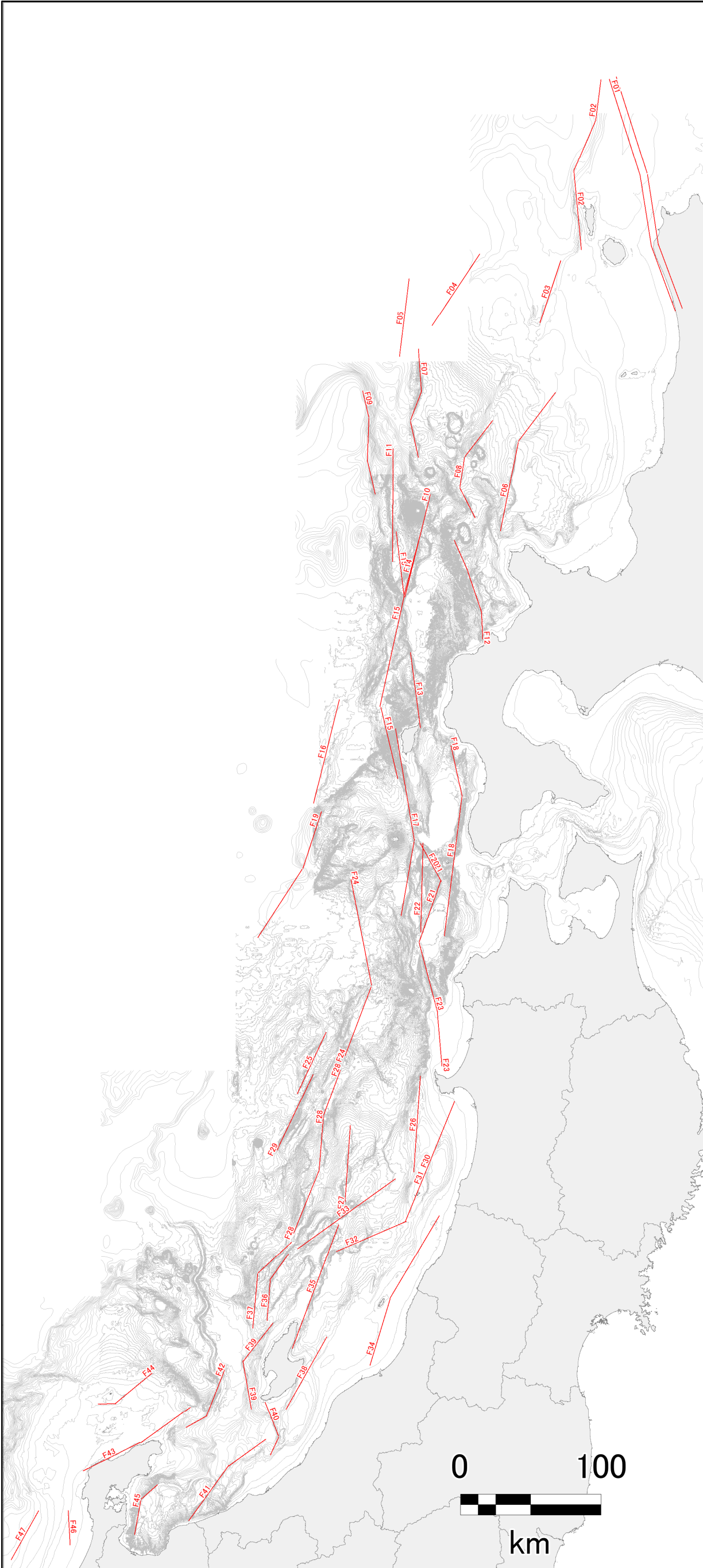
文献における断層・断層モデルの分布



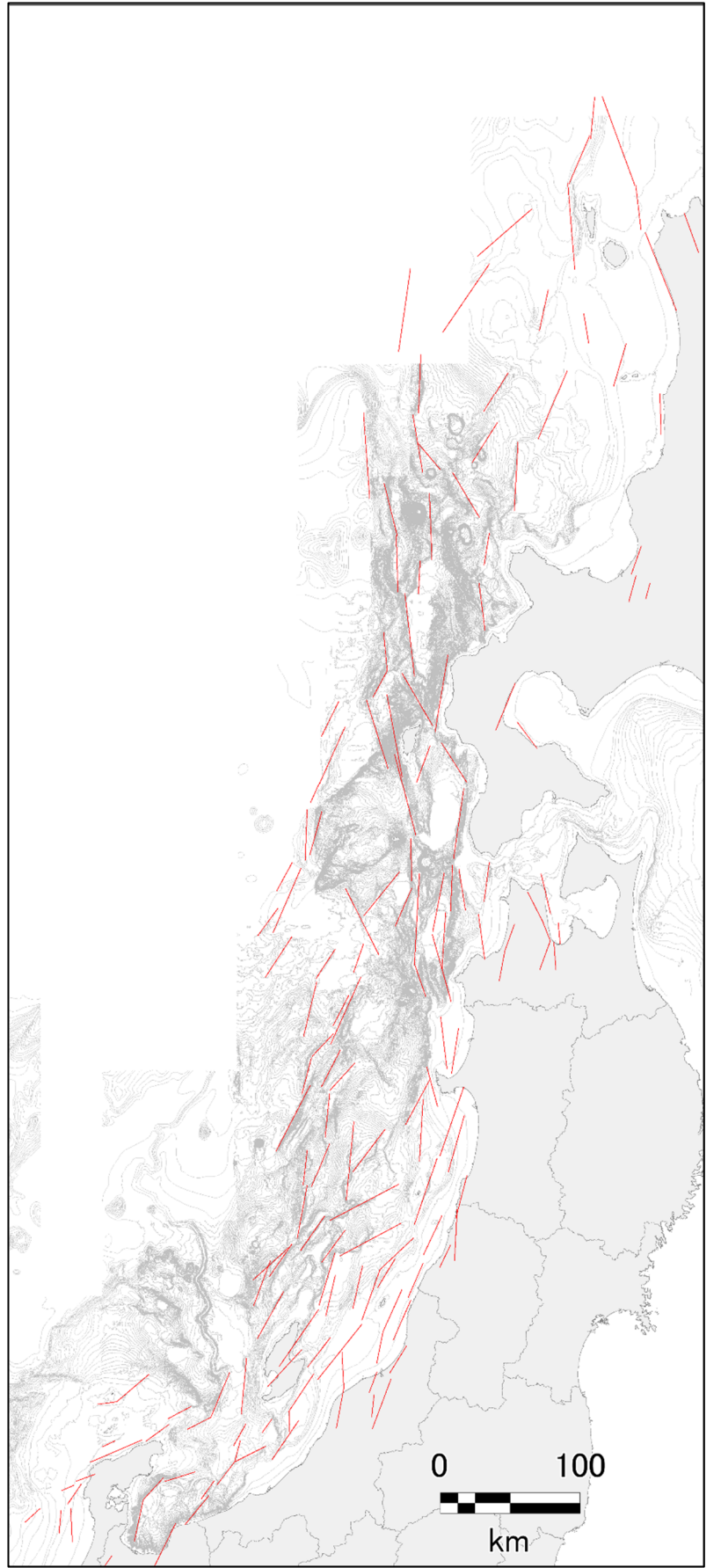
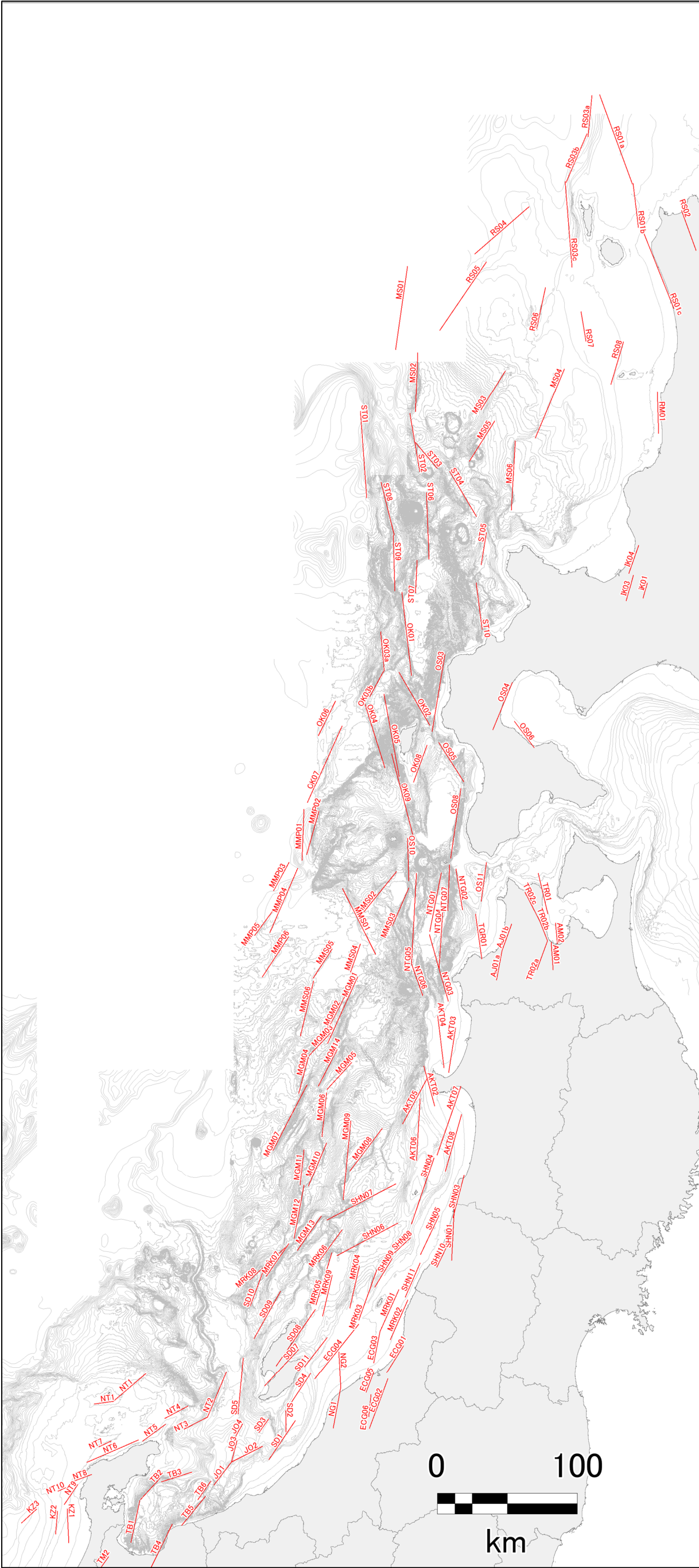




文献 a (泉ほか)・等深線 50m 間隔



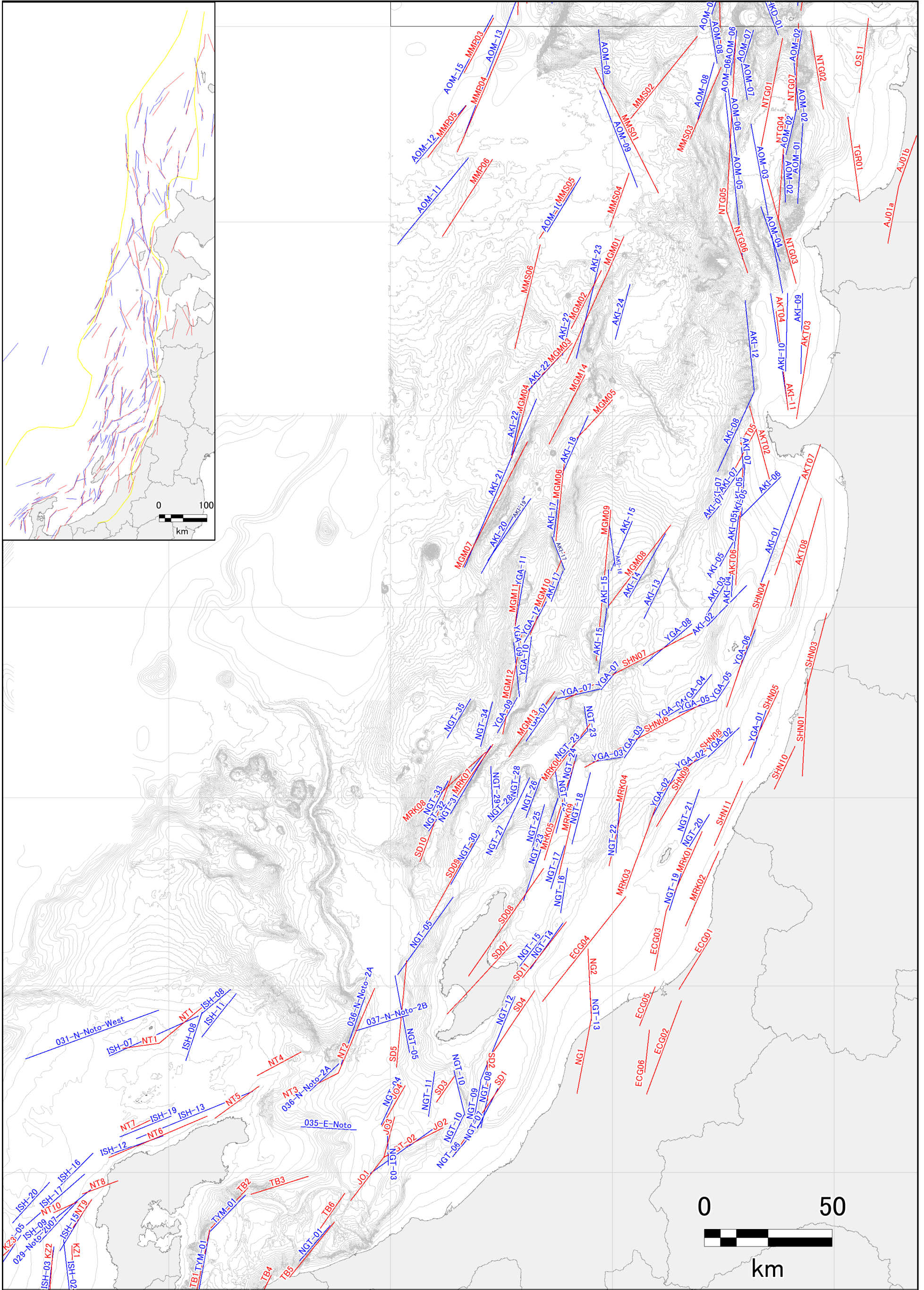
文献 b (日本海における大規模地震に関する調査検討会)・等深線 50m 間隔



文献 c (日本海地震・津波調査プロジェクト)・等深線 50m 間隔







南部拡大 赤線：文献c (日本海地震・津波調査プロジェクト) 青線：文献d (海域における断層情報総合評価プロジェクト) 等深線 50m 間隔

## 卷末資料-2

特定震源に関する文献資料調査結果・比較





① 海底断層の設定に使用されたデータの比較

文献	断層の抽出・解析手法	使用したデータ
a	<ul style="list-style-type: none"> <li>・詳細な海底アナグリフ画像を用いた変動地形学的解析。</li> <li>・分解能の高い画像を立体視して地形判読を行い、陸域と同様な変動地形学的な認定基準で海底活断層を認定。</li> </ul>	<p><b>3秒(約93m)の地形グリッドデータ</b>を作成。元データは、次のとおり。</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・海上保安庁と JAMSTEC の統合測深データ (マルチビーム測深機)</li> <li>・日本周辺の250m グリッド地形 (岸本, 1999)</li> <li>・日本水路協会の海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ)</li> </ul>

文献	海底地形データ	反射法地震探査 (音波探査) データ	
		元データの所有機関	データの再解析、データの質
b	使用記述はないが、aのデータを使用。	<ul style="list-style-type: none"> <li>・産業技術総合研究所：AIST</li> <li>・海洋研究開発機構：JAMSTEC</li> <li>・石油天然ガス・金属鉱物資源機構：JOGMEC</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・奥尻島の西側では、多数の斜面崩壊のために、地質構造の推定が困難。</li> <li>・沖合海域では、データ密度が低い。</li> </ul>
c	使用	調査の進展に併せてデータを追加して、断層モデルを更新している。b欄のデータに加えて、JAMSTECの新しいデータを追加。	
d	使用	<ul style="list-style-type: none"> <li>・JAMSTEC、JOGMEC、AIST</li> <li>・国機関：海上保安庁、国土地理院</li> <li>・大学：富山大学、東京大学大気海洋研究所</li> <li>・民間石油会社：INPEX、JAPEX</li> <li>・国際研究プロジェクトの公開データ：ODP</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・SCSとMCSの両方を使用。</li> <li>・古いデータの再解析も実施。</li> </ul>

参考：文献d (使用した反射法探査データについて)

- ・使用データするデータの特徴を活用
- SCS (Single-Channel Seismic) : 断層の位置特定
- MCS (Multi-Channel Seismic) : 断層の形態の把握

①SCSの特徴

- ・測線密度が細かい
- ・震源の周波数帯域が高く高分解能であり、浅部に特化した解釈に有効
- ・反射法地震探査の処理が殆ど出来ず、速度情報は得られない
- ・ゼロオフセットへの補正がされていないので、海底面が傾斜している場合、測線同士の交点で反射面に時間差が見られる
- ・震源エネルギーが小さいので、深部のイメージ取得が困難である

②MCSの特徴

- ・震源エネルギーが大きく、かつ重合効果で深部までのイメージを取得出来る
- ・反射法地震探査の処理過程で速度情報の入手が可能
- ・ゼロオフセットへの補正がされているので、急斜面を除きMCS同士の交点では反射面が一致する場合が多い
- ・調査測線の密度が粗い
- ・震源の周波数帯域が相対的に低く、データの分解能が低い
- ・調査海域全体でのデータ取得が行われていない

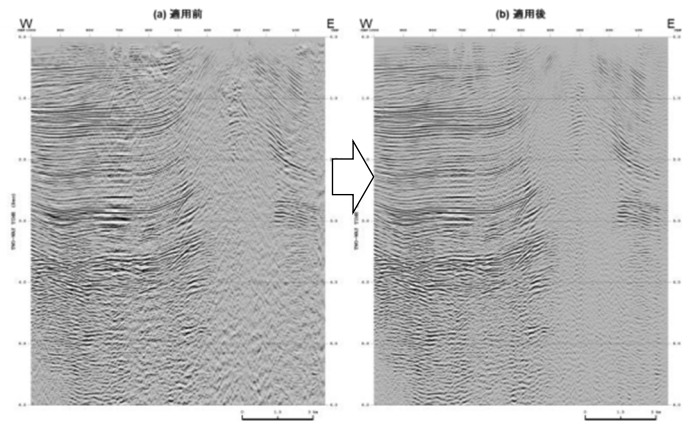
参考：文献 d におけるデータ再解析の手法

○手法

- ・複合型多重反射波抑制解析
- ・重合前時間マイグレーション解析
- ・Multi-dip 型 CRS 解析

○方針

- ・データ欠損率 25%を超える測線は除外
- ・重合後記録のデジタルデータを使用して重合後の信号強調解析、重合後時間マイグレーション及び深度変換を実施
- ・重合後記録がない場合は、断面図のベクトル化解析後に同様の解析



例：帯域通過フィルター適用前後の重合記録の比較

② 断層の認定方法・断層トレースについての記述の比較

文献	断層トレース等の認定
a	陸域と同様の変動地形学的な認定
b	<ul style="list-style-type: none"> <li>・認定手順</li> <li>①測線数が最も多い AIST 反射断面データの解釈に基づき海底の断層トレースを設定。</li> <li>②JAMSTEC 等の反射断面データと比較して断層の有無や傾斜方向を確認、追加・修正。</li> <li>③1993 年北海道南西沖地震相当の断層については、既存の地震・津波観測結果による断層モデルを参考に設定。</li> <li>・最大規模の津波想定のための津波 断層モデルを設定することを念頭に、同時に破壊すると考えられる概ね 40 km 程度以上となる長さの断層帯をグルーピング。</li> <li>・グルーピングでは、断層離隔距離、断層面の傾斜方向や関連する地質構造も考慮。</li> <li>・一連の断層帯中での複 数のセグメント区分も判断。</li> </ul>
c	<ul style="list-style-type: none"> <li>・断層の特徴、断層や断層運動に伴い変形構造の特徴 ※以下のような特徴に留意して認定。</li> <li>FF：断層関連褶曲 (Fault-related fold) を伴う場合。堆積物が厚い領域では、短縮変形に伴い堆積物中に Thin-skinned 型の変形様式をとる場合が多い。こうした変形は基盤中の断層形状の把握に考慮が必要であるので、特徴として記述する。</li> <li>PA：副断層の可能性 (Possible auxiliary fault)。互いに反対側に傾斜した断層が向き合う場合、どちらが主断層かということを判断して、矩形モデルを作成する。断層の変位量に大きな差がない場合など、判断が難しい場合もある。こうした場合は、想定した断層が副断層である可能性があると記載する。</li> <li>PS：堆積層浅部構造の可能性 (Possible shallow feature)。浅層の音波探査記録をもとに推定されている断層が、より深い反射では追跡できない場合がある。より深い反射断面のイメージそのものが悪い場合は問題ではないが、多数の反射面がイメージングされていてかつ地下深部まで追跡できない場合は記述する。</li> <li>・震源断層の位置と長さは、測線密度からみて精度が高い順に、A、B、C に区分。</li> <li>A クラス_TG (Tectonic Geomorphology)：変動地形として追跡可能。SHR (Shallow high-resolution seismic)：高分解能の稠密な音波探査に基づく推定。※SCS とは明示されていない。</li> <li>B クラス_MCS (Multi-channel seismic reflection survey)：反射法地震探査から推定。</li> <li>C クラス_GA (Gravity Anomaly)：重力異常の急変帯から推定、HE (Historical Earthquake)：歴史地震史料に基づく解析による推定。</li> </ul>
d	<p>断層認定の基準</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・地質構造 (堆積層内での変位、撓曲など) に変位がある、かつ海底地形の変位が見られる断層面を特定する基準。</li> <li>・断層が探査断面上で明確に認定出来る。</li> <li>・地質構造から同じ断層と認識出来る。</li> <li>・新たに認定する断層の場合、連続して 3 測線以上の震探断面で確認出来る。</li> <li>・既存の報告書等で解釈されて断層の位置とほぼ同じ位置にある場合は、連続 2 測線で確認した場合も認定。</li> </ul>

### ③ 認定された断層が活断層であることの判断基準の比較

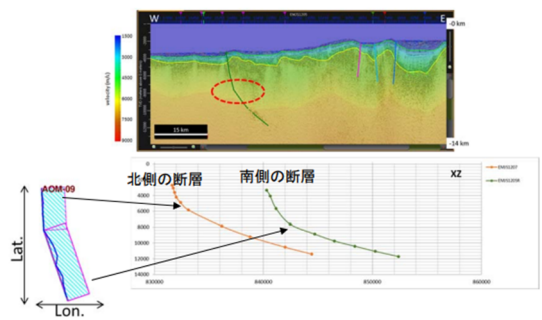
文献	活断層であるかどうかの判断基準など
a	陸域と同様の変動地形学的な認定による。 ※詳細は記載なし。
b	音波探査による反射断面 ※詳細は記述なし。地質構造の解釈は文献cと同様か？
c	<p>・海底地形の対応、断層システム全体としての活動性を重視して判断・東北日本沖においては、後期中新統以降の短縮変形が現在まで引き続いており、断層運動が海底地形に反映されている場合が多い。また、日本海拡大期以降の厚い堆積物が存在し、浅部での短縮変形は、海底まで到達する断層として現れるよりは、<b>断層関連褶曲</b>となっている。そのため、背斜構造の翼部での層厚の変化（成長層の有無）に留意した。</p> <p>・音波探査による反射断面、断層の活構造としての確実性を、<b>確実A</b>から<b>確実性が低いものまでD</b>まで区分。</p> <p>Aクラス Q：第四紀後期までの地層が、変形・変異を受け入れている QT：断層変位と調和的な変形が堆積面の海底地形に表れている。</p> <p>Bクラス QB：第四紀後期に相当する地層まで変毛を受けている可能性が高いが、年代や断層による変形の幅が広く、第四紀後期に相当する地層までの変形がやや不明瞭。</p> <p>Cクラス QL：変形を受けている最新機の地層の年代が第四紀前期である可能性がある。</p> <p>Dクラス P：変形を受けている最新機の地層の年代が鮮新世である可能性がある。</p>
d	<p>音波探査による反射断面 活断層であるかの判断</p> <p>ランクⅠ：堆積層内の地質構造に変位があり、かつ海底地形にも変位がある。</p> <p>ランクⅡ：堆積層内の地質構造に変位があるが、海底地形には変位が見られない。</p> <p>断層がどの深度まで延びているか</p> <p>ランク A：Sediment 1（中新世の不整合面）まで、ランク B：Sediment 2（音響基盤）まで</p> <p>ランク C：Upper Crust（上部地殻）まで、ランク D：Lower Crust（下部地殻）まで</p>

④ 矩形断層モデルのパラメータ設定方法の比較

文献	断層モデル：断層の海底面トレース、長さ・走向
b	<ul style="list-style-type: none"> <li>・認定された断層線の端点を結ぶ直線を断層面の海底面への延長（海底面トレース）とする。</li> <li>・断層線の分布が直線状でない場合には、複数の線分に分割。</li> <li>・断層トレースから長さとして走向を設定。</li> </ul>
c	※明確な記述はない。
d	<ul style="list-style-type: none"> <li>・音波探査断面による断層と海底面と交点の位置データから断層トレースを描く。直線的なトレースに対しては、トレースの起点と終点を直線で結んで近似、途中で大幅に走向を変えるようなトレースの場合は複数のブロックに区切って近似。</li> <li>・断層の長さは、矩形の断層上端部の合計の長さとし、走向はこの線に沿う。断層両端に2～4 km 程度のバッファを持たせ、端部を延長する。</li> <li>・長さが極端に短い断層については、地震調査研究推進本部による「活断層の長期評価手法」報告書にもとづき、全体の長さが18 kmとなるように、断層の両端部を延長。</li> </ul>

文献	断層モデル：傾斜・傾斜角
b	<p>反射断面の解釈から直接決定、それ以外は、断層種別とテクトニクスを考慮。          ほぼ垂直に近いものを90°、45°前後のもの、傾斜角が不明なものは45°          それ以外で高角なものは60°、低角なものは30°</p>
c	<p>震源断層の傾斜（と変位）については、断層の明瞭さを、明確Aから不明確Dまで区分し、判断の根拠を示している。25°、30°、45°、50°、55°、60°のいずれかで設定。</p> <p>Aクラス_FR (Fault plane Reflection)：地震発生層の深部まで観測される断層面反射がある。          OE (Observed Earthquakes)：地震観測や津波インバージョンによって断層面が報告されている。          Bクラス_SR (Seismic reflection profiling)：数 km までの反射面のパターン、速度構造変化で断層面が推定できる。海洋研究開発機構による大量エアガンと長大ストリーマケーブルによる反射法地震探査断面に基づく場合はLとして区別。</p> <p>Cクラス_地震発生層中の断層系屋の実態が不明なため、変位の方向から傾斜角を推定。角度の推定は文献Bによる。変異の推定方法を以下のように記載。</p> <p>SR (Seismic Reflection Profiling)：変異を反射で推定、GL (Geological information)：地質情報による、GR (Gravity Anomaly)：重力異常による。測線密度が特に粗い場合は、SRの場合でもDクラスとした。</p> <p>Dクラス_反射面で構造が把握できているにも関わらず、反射断面中の断層が深部で追跡不能。</p>

d	<p>反射断面を参照</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・傾斜方向は、音波探査断面の見かけ傾斜から読み取れる支配的な断層傾斜方向。反射断面の傾斜角をそのまま使用することは難しい。</li> <li>・横ずれ断層に対して、60°以下の低角な値がある。</li> <li>・変位が確認された最も深い部分の深度が数100 mと浅いものがある。</li> </ul> <p style="text-align: center;">↓</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・標準的な値として設定する方法              逆断層=45°、正断層=60°、横ずれ断層=90°として設定する</li> <li>・縦ずれ断層については、断層の浅部と深部で断層の傾斜角を変えた設定も採用。</li> </ul>
---	---

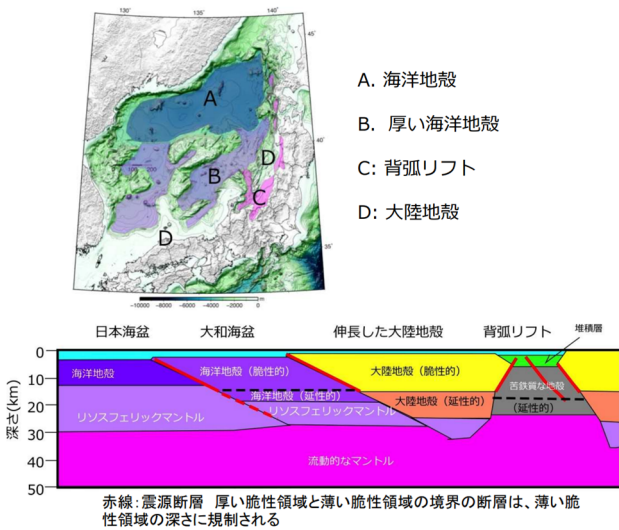


文献 d\_断層の傾斜角が深度方向に変化するため、浅部と深部で傾斜角を変えた例

文献	上端の深さ	下端の深さ
b	断層の海底面トレースの平均水深+1 km	地質構造区分を考慮して設定 日本海東縁リフト内：18 km 日本海東縁リフト縁：15 km 大陸地殻内：15 km 海洋地殻／大陸地殻境界：18 km 海洋地殻／厚い海洋性地殻：18 km ないし 25 km
c	パラメータ表では0～4 km. 断層深部で低角度になることは垂直地殻変動量を低下させるため、地震発生層の下限の影響は低角度化しない場合に比べて小さい。こうした要素を考慮して、地震発生層については、文献bの設定にS従う。 D90の平面分布が明らかな地域では、その結果を反映。ただし、D90が15kmより浅い領域については下限を17 kmとする。 D90が求められている範囲外の場合、日本海検討会と同様	
d	・音波探査断面で得られた断層の海底面との交点(深さ0km)	・文献bの地質構造区分に従い、15 km 認識論的不確定性を考慮し、 ① 3D速度構造から設定：10 km～15 km (12 km) ② 沿岸陸域の「長期評価」の既往断層モデル設定深度等を参照

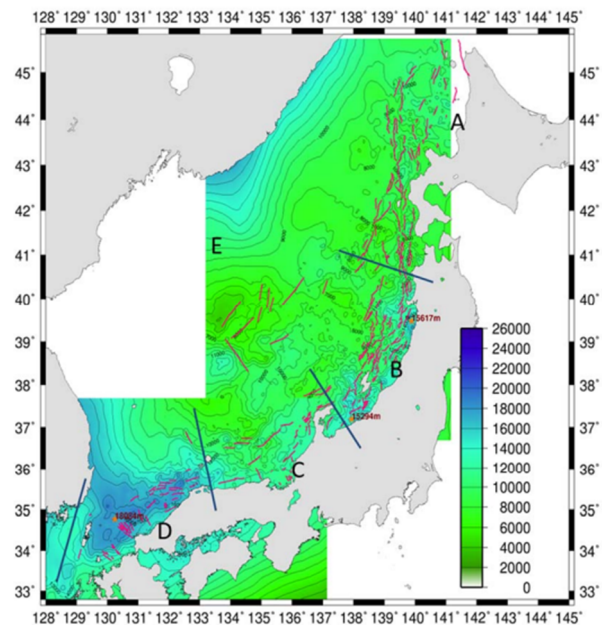
文献	断層の幅	アスペクト比 (断層長さ／断層幅)
b	断層上端と下端の深さと傾斜角をから算出。	2.0未満としないようにする。
c	同上	※記述なし
d	同上	・断層の幅が長さを超えないように調整 ・文献bよりも短い断層も扱うため、地震調査研究推進本部による「内陸活断層の強震動評価レシピ」に基づき、アスペクト比は1:1以下とする。

文献 b



佐藤ほか (2014) : 日本海の地殻構造の区分・日本海東部の地震発生層概念図

文献 d : 地震発生層下端 (上部地殻・下部地殻境界面) の深度分布



⑤ 地震規模の設定方法の比較

文献	基本となるスケーリング式
b	<p>★津波波源モデル設定のための検討</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・入倉・三宅 (2001) の式をやや大きいMまで拡張</li> <li>・内陸地震の関係式を同様に地震規模が大きくなると断層すべり量が飽和すると想定して、日本海東縁部で発生した既往地震の平均すべり量 4.5 m で頭打ちとなる関係式を設定。</li> <li>・断層面積 S から <math>M_0</math> を設定</li> <li>・スケーリング式のばらつきも考慮</li> </ul> <p>① <math>\mu</math> 式：平均的な地震規模を与える式            ② <math>\sigma</math> 式：危険側の地震規模を与える式 (<math>\mu</math> 式の平均すべり量に対して 1.5 m 加算)。</p>
c	<p>★強震動計算を実施 (一部)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・入倉・三宅 (2001) の式を用いて断層面積から <math>M_w</math> を算出 (具体的な手順の記述はない)。</li> </ul> <p>★津波波源モデル設定のための検討</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・地震本部の強震動予測「レシピ」の(ア)の方法を採用、(イ)の方法も比較。</li> </ul>
d	<p>★津波波源モデル設定のための検討</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・文献 b と同様に、断層面積 S と地震モーメント <math>M_0</math> のスケーリング式を採用。</li> <li>・スケーリング則の平均的な関係式に加えて、ばらつきを考慮。</li> </ul>