

令和 5 年度原子力規制庁委託成果報告書

海域を対象とした
確率論的地震ハザード評価に係る予備調査

応用地質株式会社
令和 6 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目 次

1. 序論.....	1
1.1 背景.....	1
1.2 目的.....	1
1.3 実施内容.....	1
2. 海域における特定震源の調査.....	2
2.1 海域活断層を判読した先行研究に関わる文献調査.....	2
2.2 地震ハザード解析に影響を与えると考える海域活断層と陸域活断層の選定.....	15
2.3 選定した活断層の震源特性パラメータの設定方法.....	22
2.4 特定震源による地震ハザード解析.....	40
2.5 連動性を考慮した場合の発生確率と地震ハザード解析.....	44
2.6 2024年1月1日に発生した能登半島地震に関わる追加検討.....	47
3. 海域における領域震源の調査.....	52
3.1 余震の適切な除去方法の検討.....	52
3.1.1 検討に用いた除去手法.....	52
3.1.2 除去後の地震カタログと頻度分布.....	58
3.1.3 除去後のカタログを用いた地震ハザード解析.....	64
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.....	67
3.2.1 最大マグニチュードの設定に関わる文献調査.....	67
3.2.2 検討する最大マグニチュード.....	72
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.....	72
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.....	75
3.3 地震動計算時の震源の設定.....	78
3.3.1 震源の設定に関わる文献調査.....	78
3.3.2 震源の設定に関わる感度分析.....	80
3.3.3 点震源と面震源による地震ハザード解析.....	82
4. ハザード解析.....	89
4.1 計算設定.....	89
4.2 地震ハザードの計算.....	90
4.3 昨年度（R4年度）の研究成果との比較.....	95
4.4 応答スペクトルの計算.....	105
5. 外部有識者からの指導.....	116
6. まとめ.....	117
参考文献.....	119

1. 序論

1.1 背景

「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」では、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」及び「震源を特定せず策定する地震動」、2種類を分別し地震動評価を行い、基準地震動を策定すること、また、それぞれの地震動が対応する超過確率を参照することを求めている。上記2種類の地震動に関する震源像の概念、設定する震源パラメータと不確かさの与え方、地震動計算手法については、地震調査推進本部地震調査委員会（以下「地震本部」という。）の「震源断層を特定した地震」（地震ハザード解析では、「特定震源」と呼ばれており、以下「特定震源」という。）、「震源断層を予め特定しにくい地震」（地震ハザード解析では、「領域震源」とも呼ばれており、以下「領域震源」という。）の評価事例を参考とすることが多い。

震源を想定するための重要なデータである活断層の分布について、陸域と比較すると海域の活断層の調査は困難が伴う。しかし、近年、日本海東縁では、泉ほか (2014)¹、「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(2014)²及び佐藤ほか (2021)³によって海底活断層データが取得され、震源断層モデル及び津波波源モデルが複数構築されており、対象海域に影響を及ぼすと考えられる陸域活断層データと併せることで、海域においても特定震源の確率論的地震ハザード評価を行うことが目指されている。こうした評価は、海域で発生する大規模な海底地すべりとそれに起因する津波の評価の観点で沿岸域に影響を及ぼす。加えて、国外において伏在断層地震 (Mw5.9)でも海底地すべり及び津波が誘発された事例 (Mohammad et al., 2022)⁴が報告されており、国内においても海域での領域震源の評価の重要性が示唆される。しかし、海域における確率論的地震ハザード評価を行うためには、特定震源について海底活断層データの相違など認識論的不確かさ及び領域震源の地震統計学的評価について余震の適切な除去方法の検討、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、地震動計算時の震源の設定方法の検討等、陸域の評価手法を応用する場合の複数の課題があり、これらの検討・結果の相違が確率論的な地震動予測及び津波高に与える影響を評価することが重要である。

1.2 目的

本事業では海域における地震ハザード評価手法に係る予備調査として、日本海東縁を対象に、特定震源及び領域震源における地震ハザード評価のモデル改善を目指した現状整理及び課題抽出を行うことを目的とした。

1.3 実施内容

本事業では以下の3項目を実施した。

- ・海域における特定震源の調査（2章に記載）
- ・海域における領域震源の調査（3章に記載）
- ・ハザード解析（4章に記載）

2. 海域における特定震源の調査

「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」では「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」は、「内陸地殻内地震、プレート間地震及び海洋プレート内地震について、敷地に大きな影響を与えると予想される地震」を複数選定することが記載されている。さらに、「内陸地殻内地震の起震断層、活動区間及びプレート間地震の震源領域に対応する震源特性パラメータに関して、既存文献の調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査の結果を踏まえ適切に設定されていること」が記載されている。上記の検討の際には、想定される活断層分布の相違がハザード評価に影響を与えることを考慮することが重要である。

2.1 海域活断層を判読した先行研究に関わる文献調査

本事業では、特定震源について、海域活断層分布の相違におけるハザード評価の相違について予備的な調査を実施した。まず、日本海東縁について網羅的に海域活断層を判読した先行研究について、仕様書に記述された文献 a（泉ほか, 2014）、文献 b（日本海における大規模地震に関する調査検討会, 2014）、文献 c（佐藤ほか, 2021）に加えて、文献 d（海域における断層情報総合評価プロジェクト, 2013-2020⁵⁾）を追加した文献調査 4 編を実施し、現状整理を行った。

対象地域においては、自治体による地震・津波被害想定報告で設定された断層モデルのデータも存在するが、本業務ではデータの網羅性が重要であるので、このような報告は原則として調査対象外とした。また、地震本部 (2003)⁶⁾の「長期評価」では、「日本海東縁部で発生する地震は、主としてプレート相対運動に伴う東西方向からの圧縮力を受けて発生する。・・・日本海東縁部では、プレート境界が南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯（以下、「歪み集中帯」と呼ぶ）より成り、幅をもった領域全体で圧縮力による歪を解消するものと考えられている。」とされており、内陸地殻内の地震の震源としての扱いはされていない。従って、この「長期評価」における断層評価も対象外とした。

各資料の断層モデルは、実施機関毎の実施の主旨、仕様されたデータの取得方法や精度が異なり、それぞれの特色がある。以下では、このような違いに着目して、以後の作業に影響する認識論的不確かさの要因を中心に整理し、断層データを相互に比較した。特に、断層の端点・長さ・離隔距離・下端深度等のパラメータとその設定方法について着目した。例えば、文献 c では断層の位置と長さについて、測線密度、抽出データ種別をもとに A、B、C にランク付けしており、活断層としての確実度も評価している。

(1) 調査対象とした文献とその概要

対象とした 4 文献と概要は次のとおりである。

文献 a. 泉ほか (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.

海上保安庁により実施された探査データを使用した地形判読の結果である。公表された資料では断層の分布図のみ記載されており、断層モデルのデータはない。文献から断層位置を読み取ってデータ化した。

文献 b. 「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(2014) 報告書

産業技術総合研究所のデータも含む既往の音波探査データを収集して再解析している。断層の 3 次元パラメータを設定している。断層パラメータデータは、報告書に公表されている。

文献 c. 佐藤ほか (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

プロジェクトで実施された探査データも含めて断層の分布、深部までの 3 次元形状も含めた断層データを設定している。断層パラメータデータは、論文中に公表されている。データの不確かさについても定性的に記述されている。

文献 d. 「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

JAMSTEC により実施された探査データを含む既往の音波探査データを収集して再解析している。断層モデル設定は防災科研で実施。様々なパラメータスタディが実施されている。防災科学技術研究所に申請し、断層モデルのパラメータデータの使用許可を得た。

各文献の断層データについては、文献毎に形式が異なる可能性があるので、座標系を統一した一般的な GIS データ形式 (shape ファイル等) として整理した。各文献の断層分布は巻末資料-1 にまとめた。

(2) 断層の認定方法・断層モデルの比較

各文献について断層記述を整理して巻末資料-2 にまとめた。断層分布ないし断層モデルの上端トレースの分布を図 2-1 に、モデルの比較を図 2-2～図 2-6 に示す（各図の詳細図は巻末資料-1）。文献毎の断層・断層モデルの断層長の傾向を図 2-7 に、目視による定性的な評価ではあるが、文献間の断層トレースの一致度を表 2-1 に示す。以上の文献調査の結果にもとづく、断層認定に使用されたデータ、断層の認定方法からみた各断層群のデータの評価を表 2-2 にまとめた。

次に各文献の断層分布ないし断層モデルについて、以下の 3 つの観点で比較した結果を列挙する。

- ・比較 1) 断層認定の考え方についての比較

断層認定に用いられているデータの探査方法や探査実施機関などを含めた、文献中の不確かさに関連する記述の整理。

- ・比較 2) 活断層としての評価方法の比較

各文献間の断層評価の違い、共通性の整理。それらが生じる要因の検討。

- ・比較 3) 断層モデル（矩形断層パラメータ）の設定方法の比較

確率論的地震ハザード評価に用いる場合の特徴と課題、それらを踏まえた断層モデル群の選定

比較 1) 断層認定の考え方についての比較

- ・文献 a は、他の文献で断層認定に使用されている音波探査データを用いておらず、海底地形の判読のみによるものであり、他の文献と同様に扱うことは難しい。逆に、活断層の認定における地形学的判断と地質学的判断の違いを定性的に評価する情報として、他の 3 つの文献を比較する基準としては有効。

- ・認定された断層数は、文献 $a > d > c > b$ である。

- ・文献 a では、短い断層の認定数がかなり多い。海底地形を考慮し、浅い地質構造のデータも用いている文献 d では文献 b、c より短い断層の認定数が多い。

- ・文献 a と同様に海底地形データを利用した文献 b、海底地形と浅い構造を考慮している文献 d では、文献 c よりも文献 a の断層トレースとの一致度が高い。

- ・文献 c を基準にして断層認定の違いをみると、文献 d の断層の約 3/4 は少なくとも一部は、文献 c の断層と一致している。

- ・文献 b では、半分弱の断層が文献 c と対応していない。

- ・文献 b では、設定の性格上、長い設定に偏っている。

比較 2) 活断層としての評価方法の比較

- ・文献 a では、変動地形学的観点から活断層を認定。
- ・文献 b、c、d では、音波探査による反射断面から読み取れる地質構造の特徴から断層を認定した上で活断層かどうかを判断。
- ・文献 b、c、d、特に文献 b、c では、「断層関連褶曲」に留意して評価。文献 b の本文の記述では明示されていないが、図表からそのように読み取れる。
- ・文献 c、d では、活断層の「確実度」をランクないしクラスとして区分（区分基準は異なる）。

比較 3) 断層モデル（矩形断層パラメータ）の設定方法の比較

- ・文献 b、d の断層トレースの設定はほぼ同様。文献 c については記載なし。
- ・断層の長さについては、文献 b では短い断層は対象にしていない。文献 d では短い断層の長さを切り上げている。文献 c では長さについては操作していない。
- ・断層傾斜角については、どの文献も断層タイプ別に数字を丸めている。
- ・縦ずれ断層では、文献 d のみ断層の浅部と深部で断層の傾斜角を変えた設定も検討。
- ・断層の上端深度、下端深度の設定も文献によりやや異なる。文献 c では下端深度がやや浅い設定。
- ・断層幅については、いずれでも極端な縦長設定はされていないが、文献 b では横長の設定が優勢。最大でアスペクト比が 10 に近い断層モデルもある。

以上のように、断層認定に用いたデータにより、断層の認定・性格付けに違いが生じている。表 2-3 に各文献の断層の特徴と評価をまとめた。文献 a の断層データは、他の文献とは認定方法、データの内容等かなり性格が異なる。文献 b は、「最大クラスの津波の評価」という観点でまとめられており、かなりバイアスのかかったデータといえる。文献 d の断層モデルの 75%程度は、少なくとも一部は文献 c の断層と重なる。

ここで、文献による断層認定の違いは基本的な認識論的不確実性とみることができる。その意味では、本来文献 b、c、d のモデル群については、確率論的評価の最初の段階でのロジックツリーの分岐として扱い、重みづけして確率を設定することが望ましいが、そのためには専門知・専門家の意見の統合が必要であり（例えば、伊方 SHHAC プロジェクト (2020)⁷⁾、今回の事業内では実施できない。また、活断層の判断根拠についても比較検討して重みづけすることが望ましいが、この点についても各モデル群の比較は難しい。したがって、各文献の断層リストに示された断層については、ランクないしクラスによらず「活断層」：「震源断層」として扱うこととする。

以上の文献 a、b、c、d の比較検討を踏まえ、以後の作業では断層認定上で明らかなバイアスがかかっていない「中立的」なデータとして、文献 c、d を本事業で比較検討の対象とする「特定震源」の断層モデル群として選定することとした。

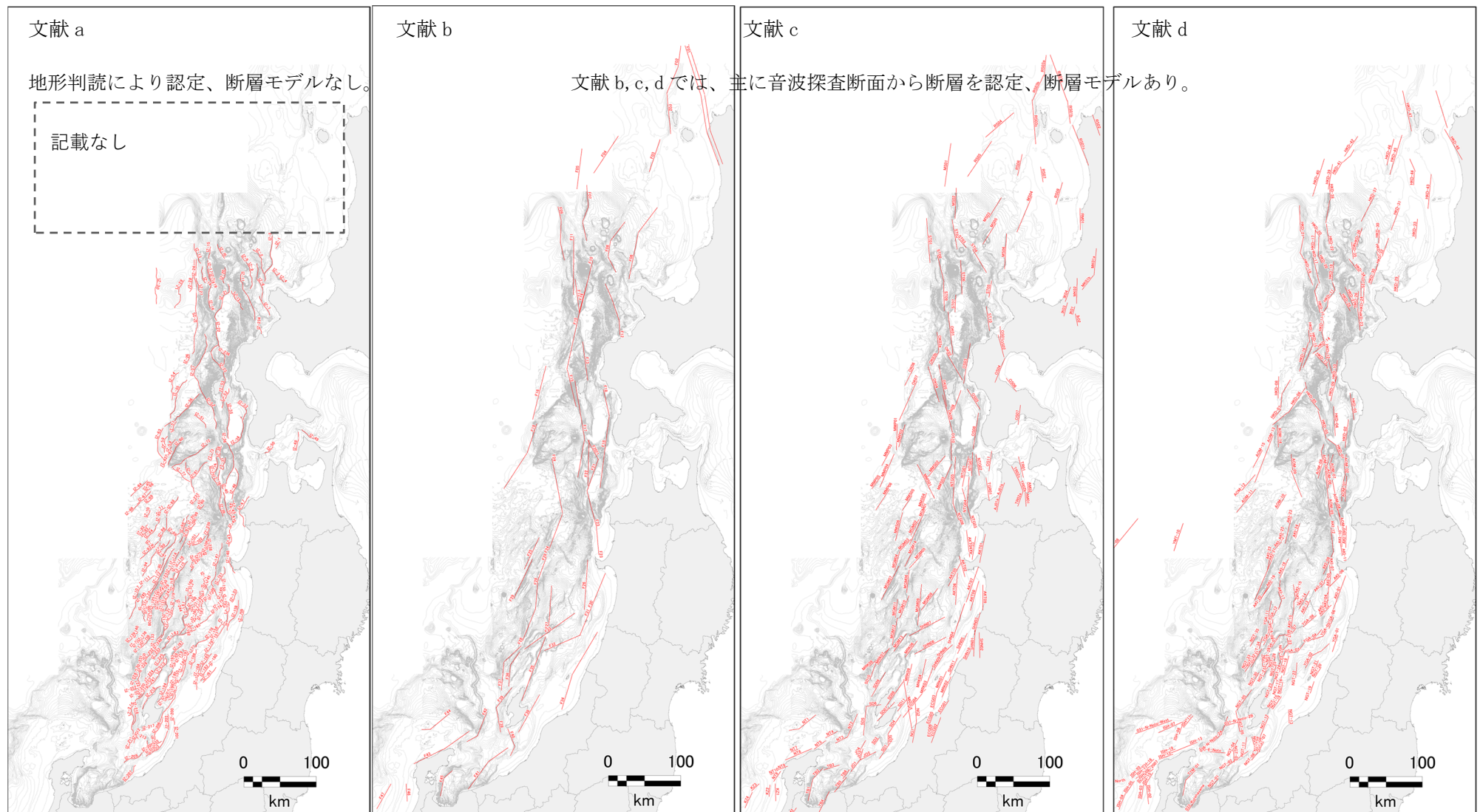
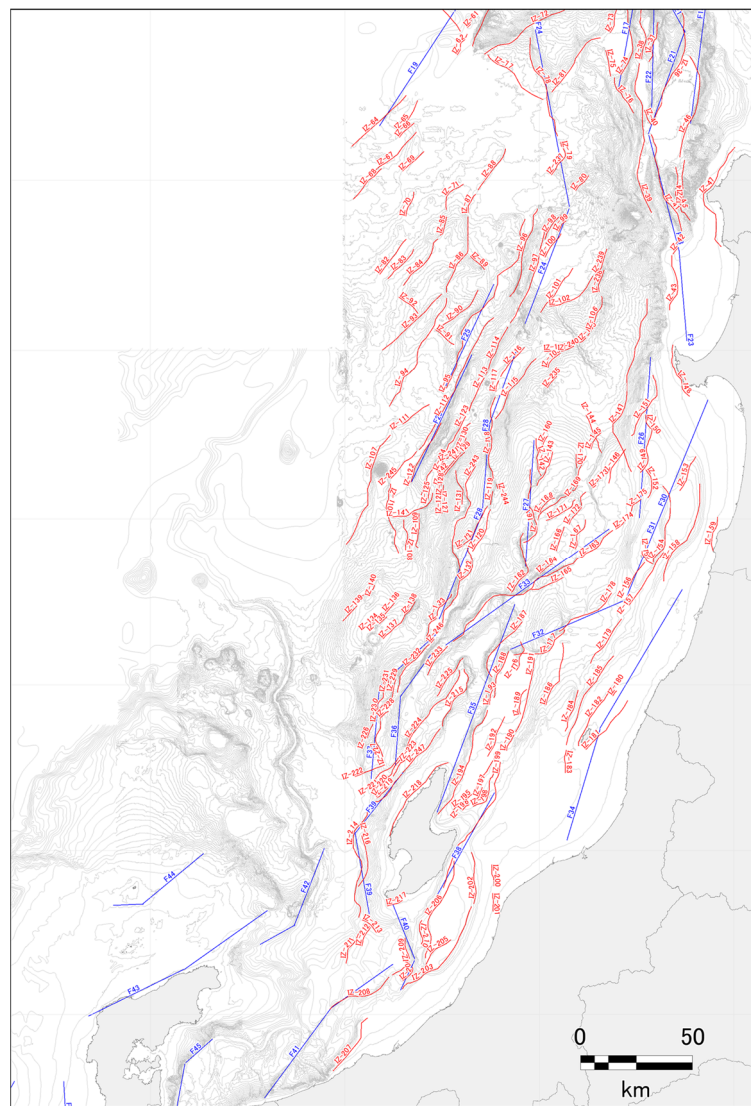
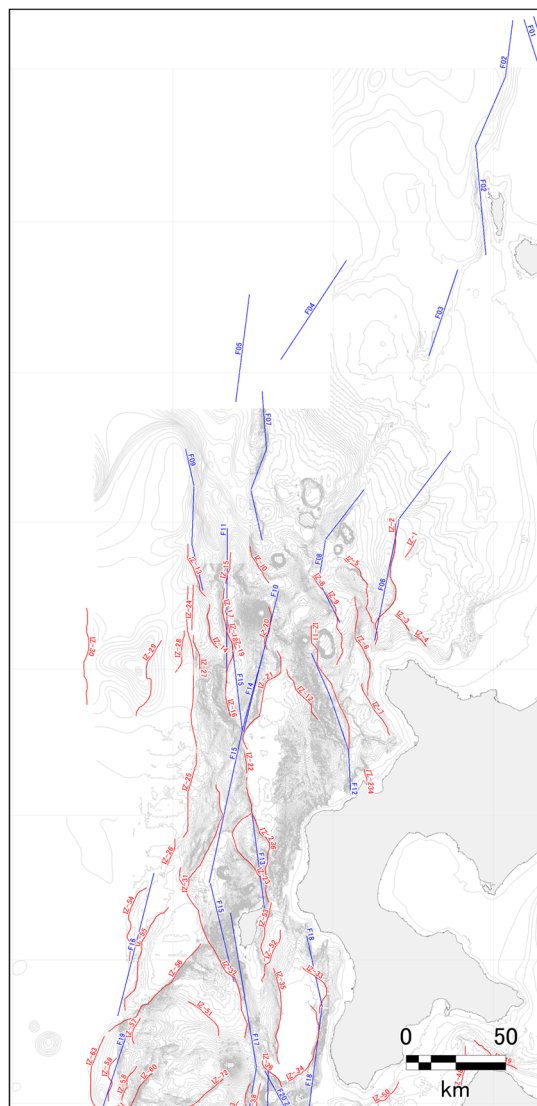


図 2-1 4つの文献の断層分布・断層トレース（背景は、海底地形_50m間隔の等深線）

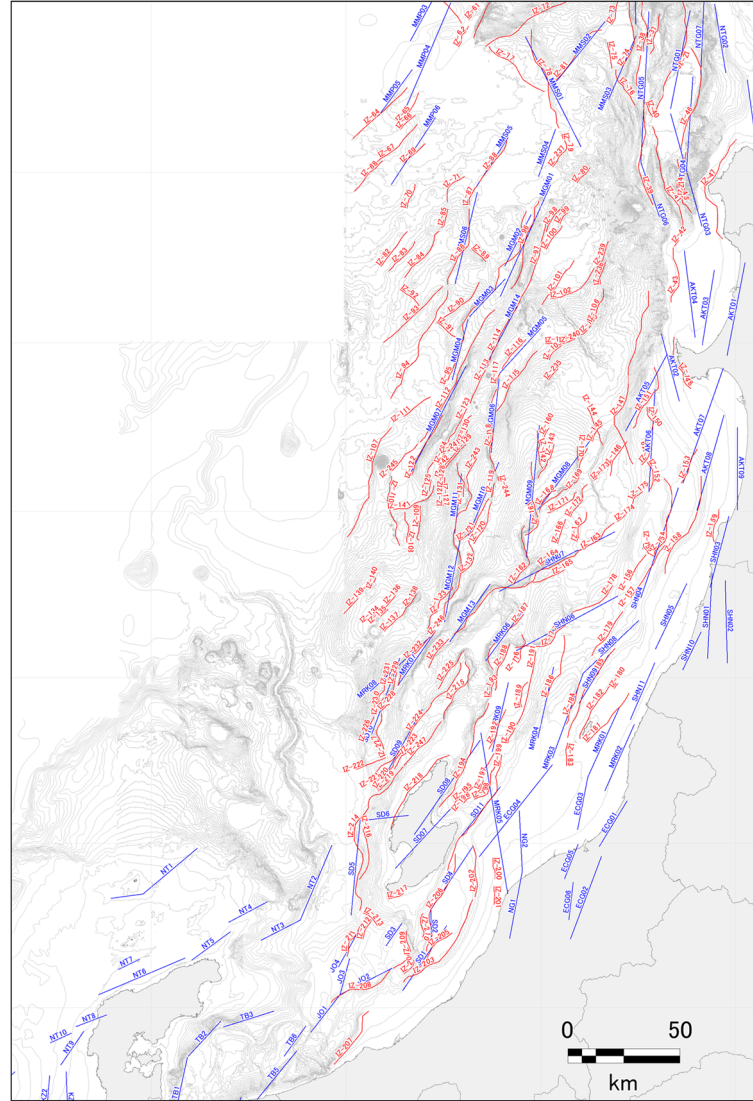
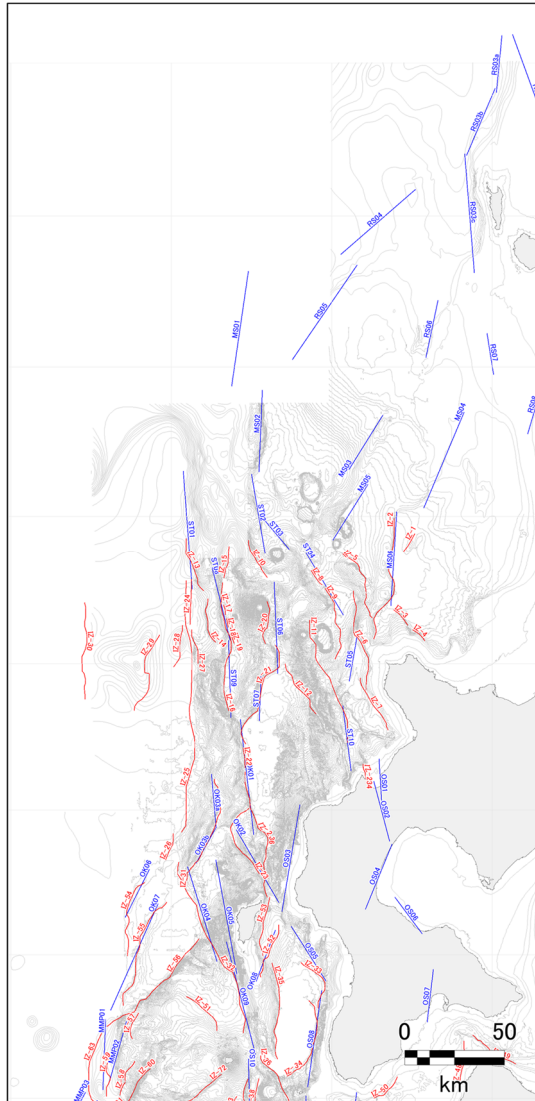


赤線：文献 a

青線：文献 b

等深線_50m 間隔

図 2-2 断層位置の比較：文献 a と文献 b の比較

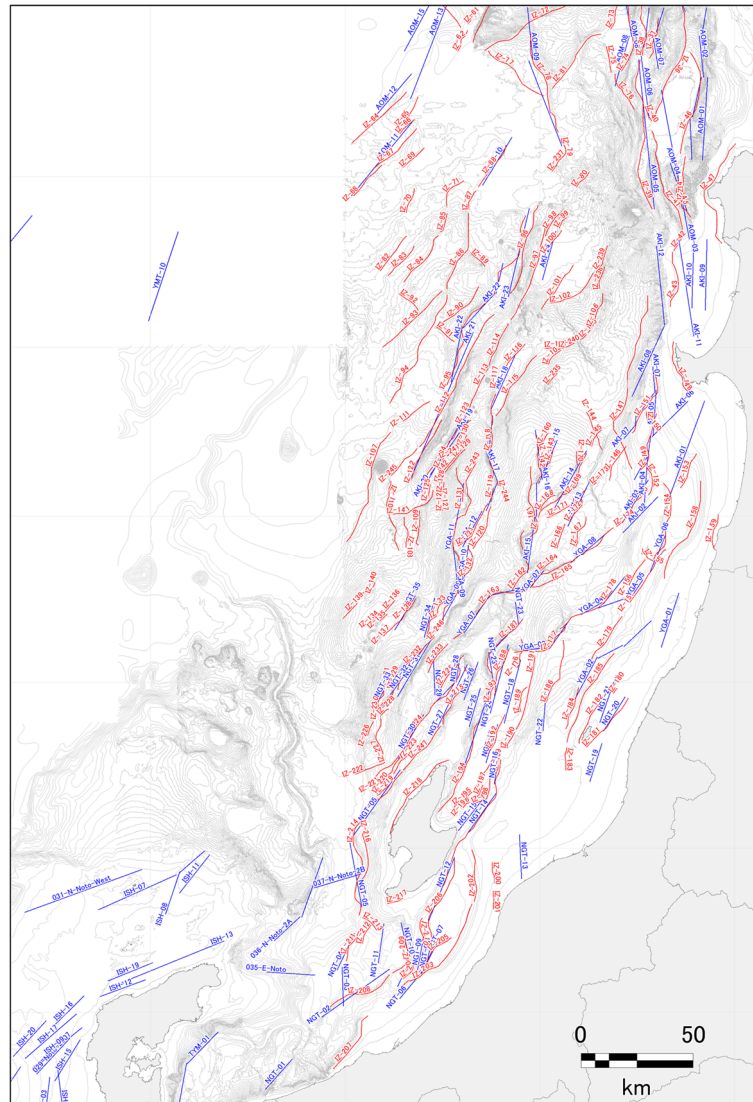
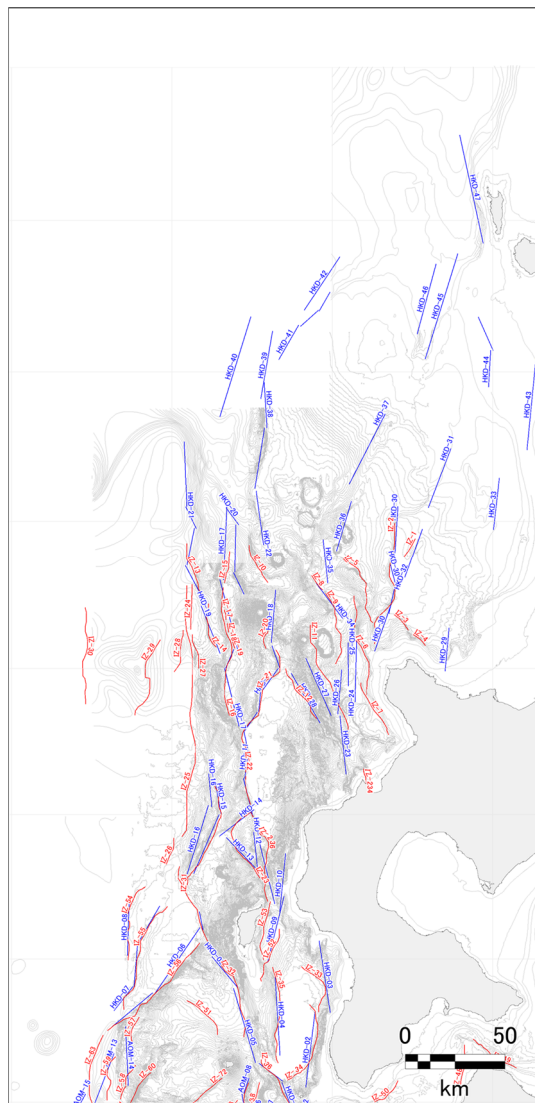


赤線：文献 a

青線：文献 c

等深線_50m 間隔

図 2-3 断層位置の比較：文献 a と文献 c の比較



赤線：文献 a

青線：文献 d

等深線_50m 間隔

図 2-4 断層位置の比較：文献 a と文献 d の比較

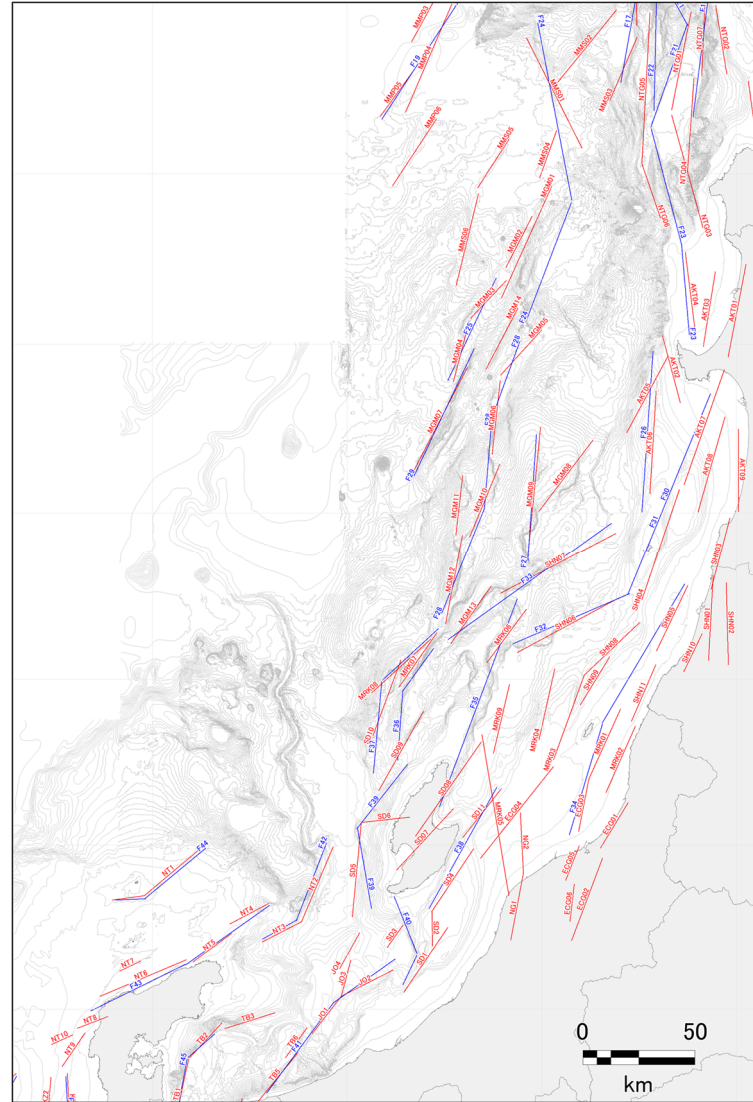
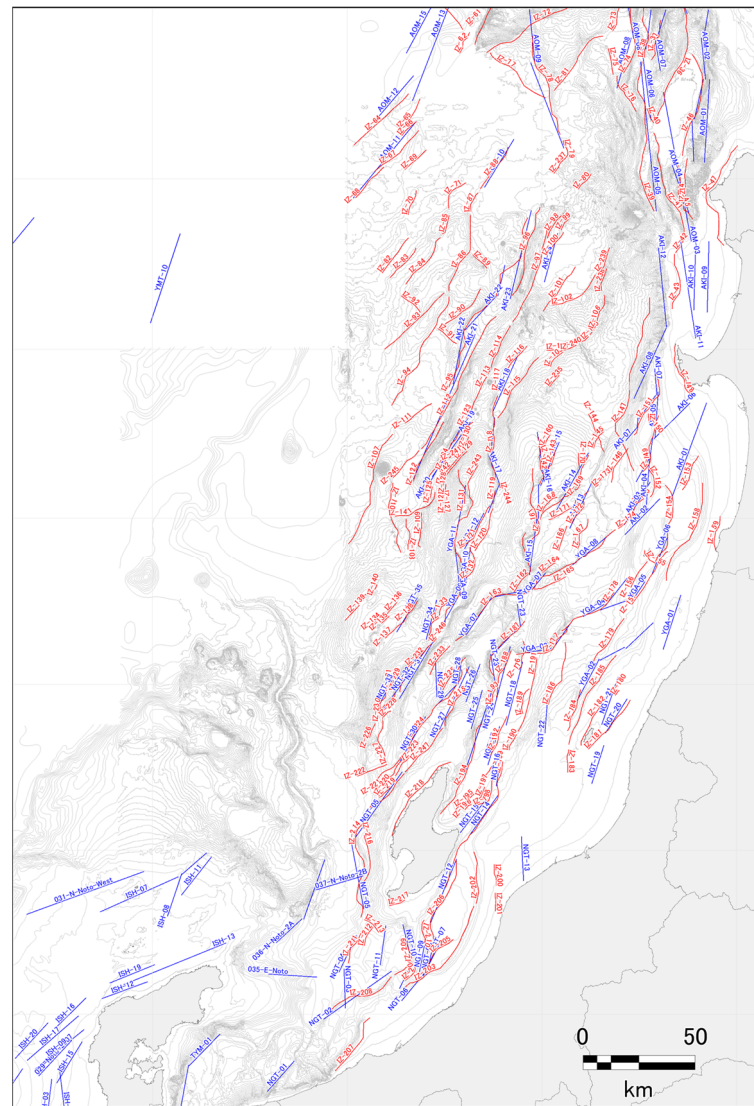
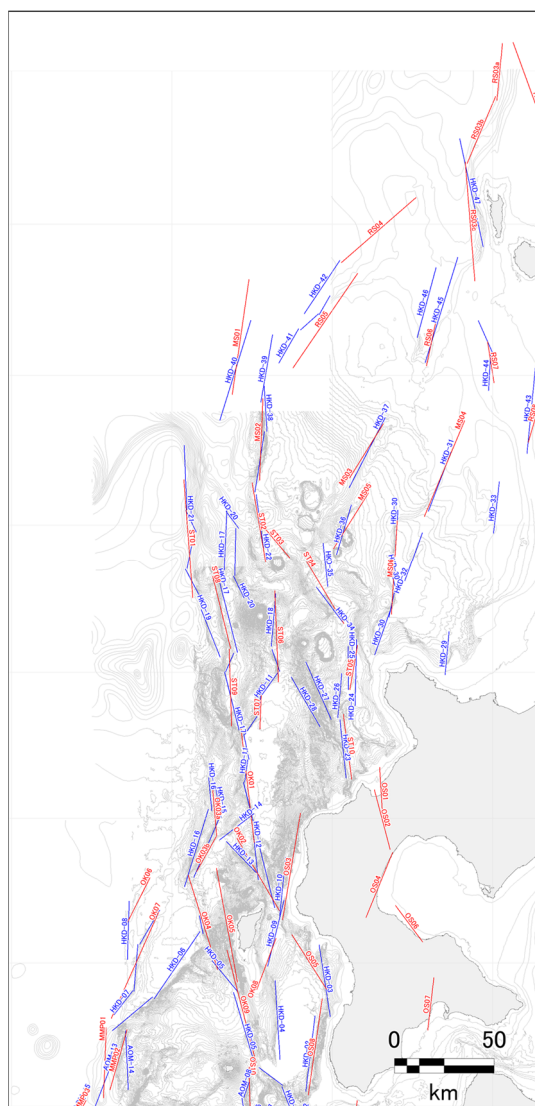


図 2-5 断層モデルの比較：文献 c と文献 b の比較

等深線_50m 間隔

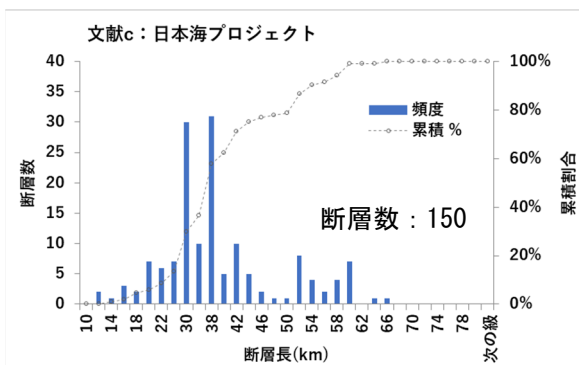
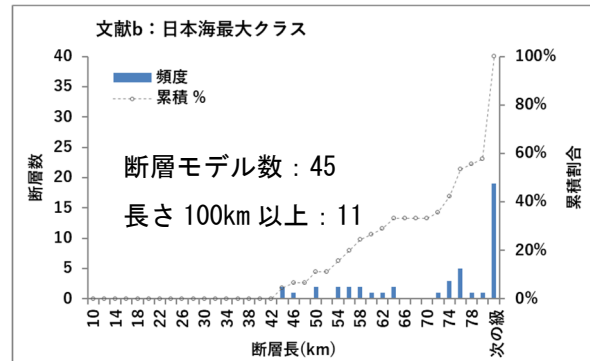
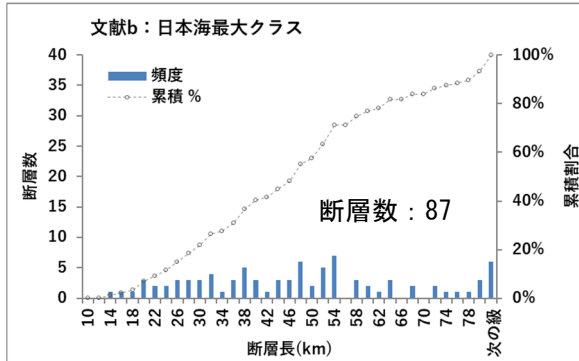
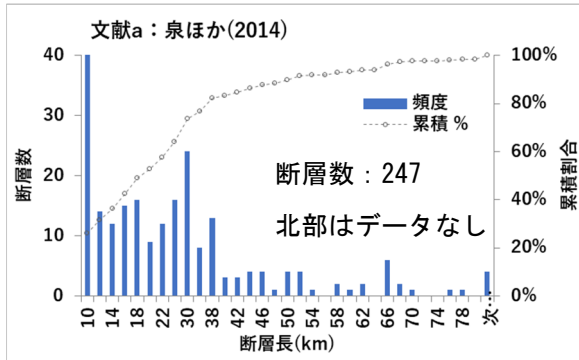


赤線：文献 c

青線：文献 d

等深線_50m 間隔

図 2-6 断層モデルの比較：文献 c と文献 d の比較



※断層モデル数も同様。

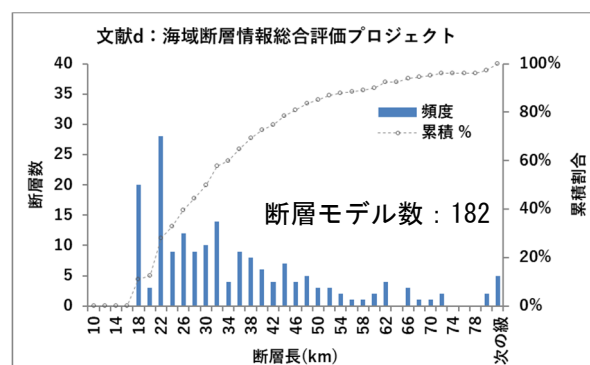
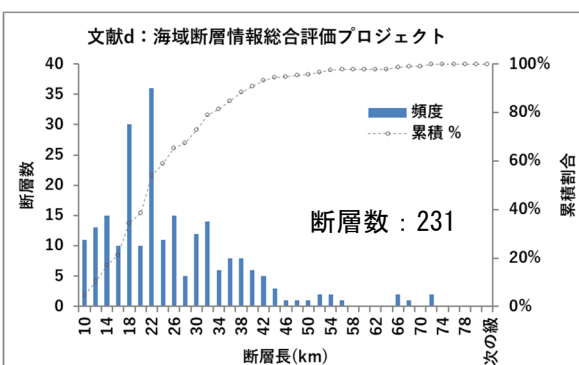


図 2-7 文献毎の断層・設定した断層モデルの断層長の傾向

各文献で対象とした断層と設定された断層モデルの数が異なる場合には左右に図を分けている

表 2-1 文献間の断層トレースの一致度（文献 a との比較：目視による）

一致度	断層数			割合		
	文献b	文献c	文献c	文献b	文献c	文献c
かなり一致	27	56	72	60.0%	34.4%	49.3%
一部一致	8	19	14	17.8%	11.7%	9.6%
一致しない	—	27	30	—	16.6%	20.5%
範囲外	10	61	30	22.2%	37.4%	20.5%

表 2-2 文献間の断層トレースの一致度（文献 c との比較：目視による）

文献 一致度	断層数		割合	
	b	d	b	d
D	44	27	37.0%	22.3%
C	10	3	8.4%	2.5%
B-2	1	3	0.8%	2.5%
B-1	2	7	1.7%	5.8%
A-2	3	15	2.5%	12.4%
A-1	27	34	22.7%	28.1%
A-0	32	32	26.9%	26.4%

断層トレースの一致度評価の凡例

分類	基準	副分類	一致度の基準	備考
A	おおむね一致	A-0	100%以上	
		A-1	ほぼ100%	
		A-2	70%程度	
B	一部一致	B-1	50%程度	
		B-2	30%	
C	近くにあるが一致はしない			
D	対応する断層がない			
E	範囲外			

表 2-3 使用されたデータ・断層の認定方法からみた断層データの評価

文献	使用されたデータからみた断層データの評価
a	・高精度の変動地形学的な認定による（他と異なる性格）。 ・一方、このデータを基準として他の文献に断層認定の特性を比較できる。 ・認定範囲が他の文献よりも狭い。 ◎ハザード評価のための断層モデルとして扱うには情報不足。 ※地震本部「レシピ」に基づくモデル化は可能だが、今回は実施しない。
b	・地形としては文献 a のデータを使用している、断層崖についても記述。 ・主に MCS (マルチチャンネル音波探査) のデータを使用しており、断層浅部の確実度はあまり高くない可能性がある。 ・最大規模の津波想定のために、同時破壊が考えられる概ね 40km 程度以上の断層を選定（グルーピング）。グルーピングでは断層離隔距離だけでなく、断層面の傾斜方向や関連する地質構造も考慮して判断。一連であっても、複数のセグメントからなると判断した場合にはセグメント境界を示す。 ◎最大規模の津波想定を目的としており、超過確率が大きい小さな地震の評価は難しいと判断される。
c	・文献 b の作業に協働し、その後に新しいデータを追加している。 ・主に MCS のデータを使用し、断層関連褶曲に着目。 ・近接した断層が互いに反対側に傾斜して向き合う場合の主断層の判断、堆積層の浅部構造のみの可能性も検討。 ・震源断層の位置と長さは、測線密度と評価根拠資料を合わせて精度が高い順に、A クラス_変動地形、B クラス_反射法断面の構造、GA_重力異常の急変帯、HE_歴史地震史料に区分。 ◎詳細な検討がされており、網羅的なハザード評価に用いるのに適していると判断される。
d	・地形判読はされていないが、地形も参照している。 ・SCS (シングルチャンネル音波探査) と MCS の両方を使用しており、断層浅部の情報の確実度は高い。 ・データ収集範囲が広い。古いデータの再解析も実施しており、使用されたデータの信頼度は b、c、d のの中では最も高いと考えられる。 ◎c と異なる観点で詳細な検討がされており、網羅的なハザード評価に用いるのに適していると判断される。

2.2 地震ハザード解析に影響を与えると考える海域活断層と陸域活断層の選定

垣見ほか(2003)⁸の「地震地体構造区分 13 日本海東縁変動帯」(図 2-8)を対象海域とし、文献調査で選定した海底活断層について対象海域の地震ハザード解析に影響を及ぼすと考えられる海底活断層及び対象海域の地震ハザード解析に影響を及ぼすと考えられる陸域活断層を整理した。

震源の設定範囲として領域震源は、原子力規制庁殿より貸与いただいた R4 年度報告書通り「地震地体構造区分 13」を拡張した範囲とし、特定震源は領域近傍(北海道の北西側海域)のものも対象とした(図 2-9)。R4 年度の作業における文献 c の断層モデル群を用いた検討と同様に、海に近い陸域の断層も対象とした。文献 c の陸域の断層については、地震本部(2021)⁹による「全国地震動予測地図 2020 年版」の震源断層設定との関係を確認し、重複する場合は地震本部(2021)の断層モデルを優先する形で設定した。ただし、R4 年度と同様に八雲断層帯は除いた。文献 d には陸域の断層は含まれていないので、地震本部の震源断層モデルを追加して断層モデル群を設定した(文献 d には陸域断層は含まれていないため、八雲断層帯を含めて設定した)。設定した断層モデルの位置(断層面上端)の分布を図 2-10、図 2-11 に示す。

R4 年度報告書では、地震本部(2020)¹⁰の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)、令和 2 年 3 月 6 日」の(イ)の方法を用いているが、今回の作業では、断層面積をもとにした「レシピ」の(ア)の手法で統一し、断層モデルの面積から地震規模を算出した。断層タイプは、R4 年度検討と同様に、「地殻内の浅い地震」とした。「レシピ」(ア)の方法は下式で表現される。実際に断層面積から地震モーメントを計算する際には、「レシピ」式(2)から順に計算して行き閾値を超える場合には、式(3)、式(4)を用いた(図 2-12)。

$$M_0 = \left(\frac{S}{2.23} \times 10^{15} \right)^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_0 < 7.5 \times 10^{18}, \text{「レシピ」式(2)})$$

$$M_0 = \left(\frac{S}{4.24} \times 10^{11} \right)^2 \times 10^{-7} \quad (7.5 \times 10^{18} \leq M_0 \leq 1.8 \times 10^{20}, \text{「レシピ」式(3)})$$

$$M_0 = S \times 10^{17} \quad (1.8 \times 10^{20} < M_0, \text{「レシピ」式(4)})$$

M_0 : 地震モーメント [Nm]

S : 震源断層の面積 [km²]

通常活断層として扱われる断層はおおむね長さ 20 km 以上であるが、実際には長さ 20 km 程度未満であっても明確に断層としての特徴を示すものがある。このような「短い断層」の扱いは、領域震源の最大マグニチュードの設定(後述)と合わせて、地震ハザード評価上で問題となる。本作業の対象海域に分布する長さ 15 km 未満の短い断層の数は、次のとおりである。

- ・文献 c : 6 (3.7%)、文献 d : 43 (19.1%)
- ・地震動予測地図(陸域の対象範囲) : 17 (29.3%)

一方で、地震本部(2022a)¹¹による日本海南西部の海域活断層の長期評価では、「武村(1990)¹²の式は本来海溝型の地震や日本海東縁の地震を想定する場合には適さないものの、…」とされており、この式の適用には問題がある。そこで本事業ではこれらの断層についても、断

層面積から求められる M_w の設定をそのまま使用した。

以上の考え方で設定した、確率論的地震ハザード検討に用いる断層モデルの一覧は、地震発生確率等の設定と合わせて巻末資料-3 にまとめた。文献 c、d に陸域の地震動予測地図の断層モデルを追加したモデル群の M_w の分布傾向を図 2-13 に示す。

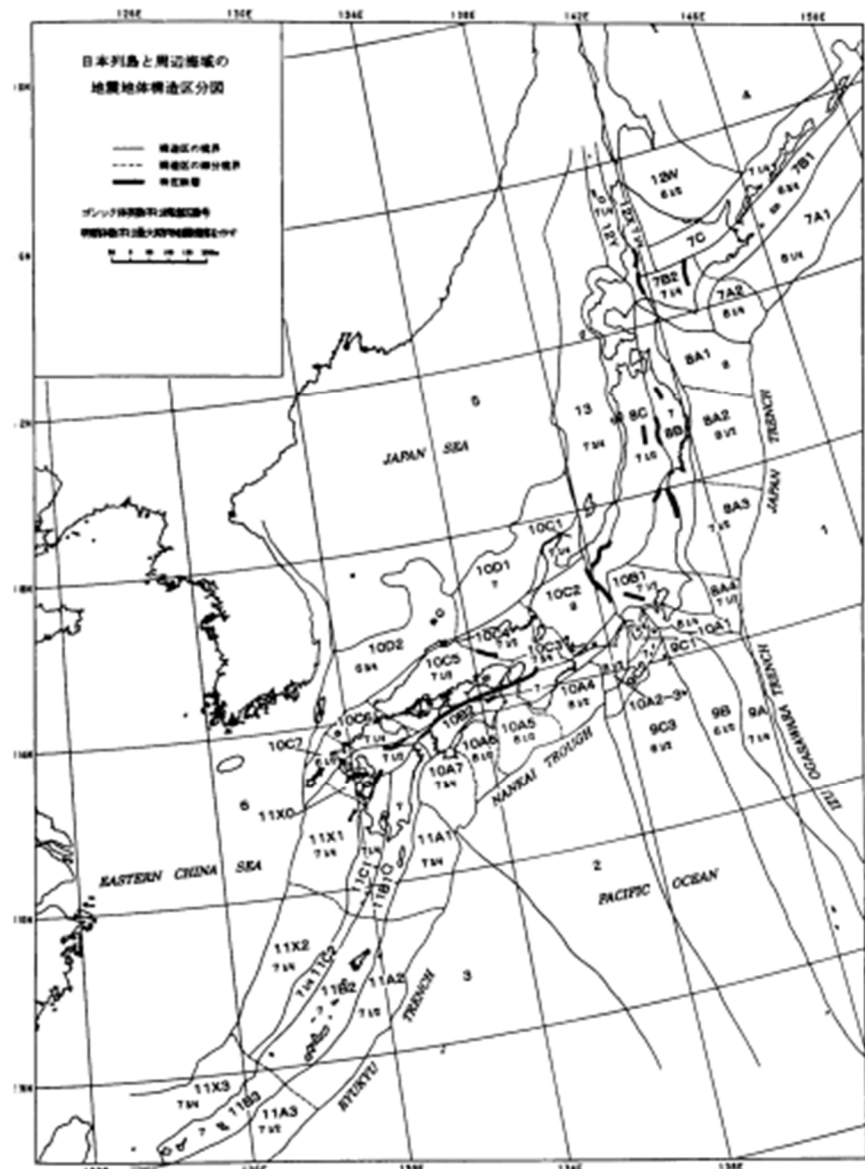


図 2-8 日本列島と周辺海域の地体構造区分 (垣見ほか, 2003)

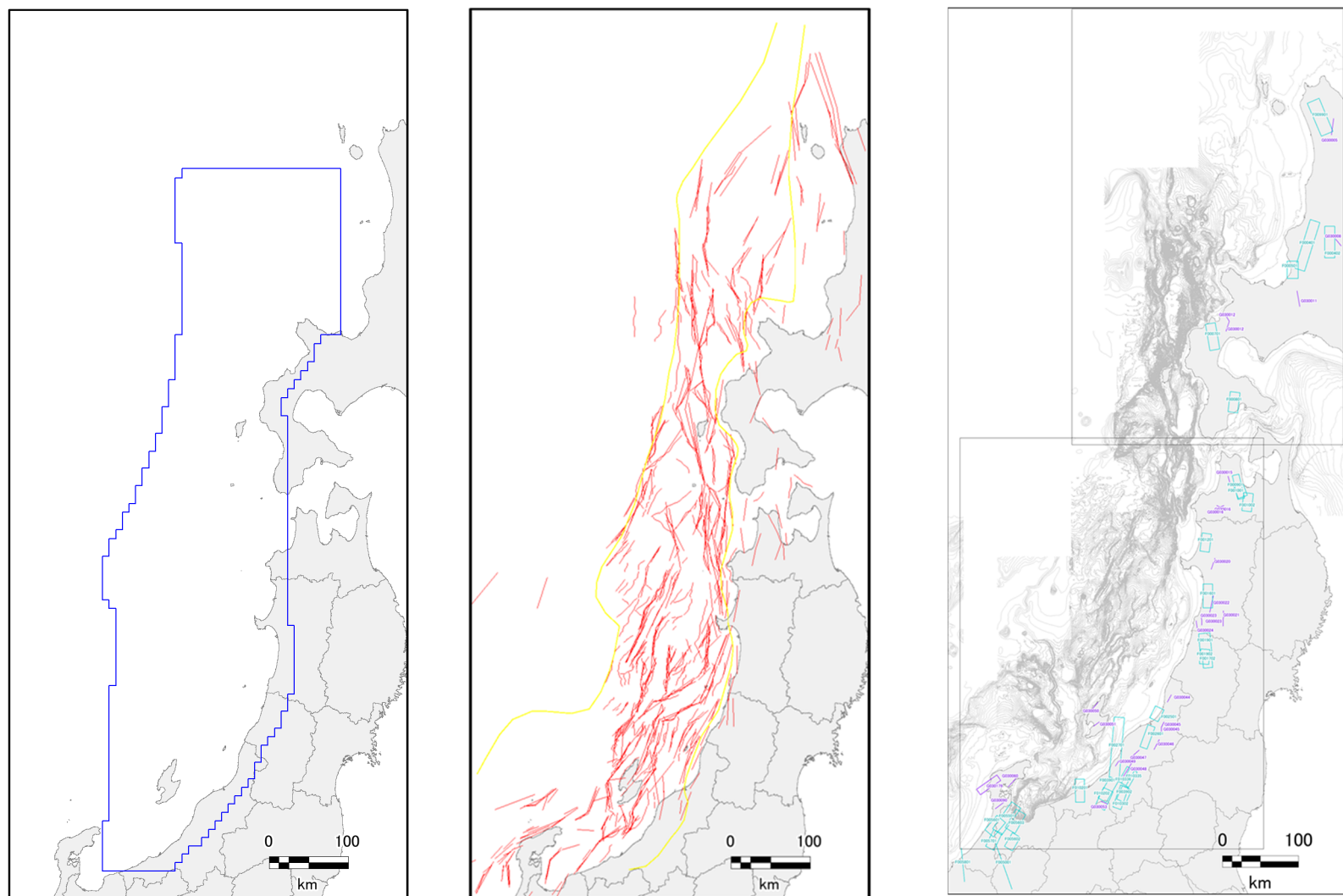


図 2-9 領域震源の設定範囲（左）と特定震源断層の設定範囲（中）、近傍陸域の断層[「全国地震動予測地図 2020 年版」の「主要活断層」（水色）と「その他の断層」（紫色）]（右）

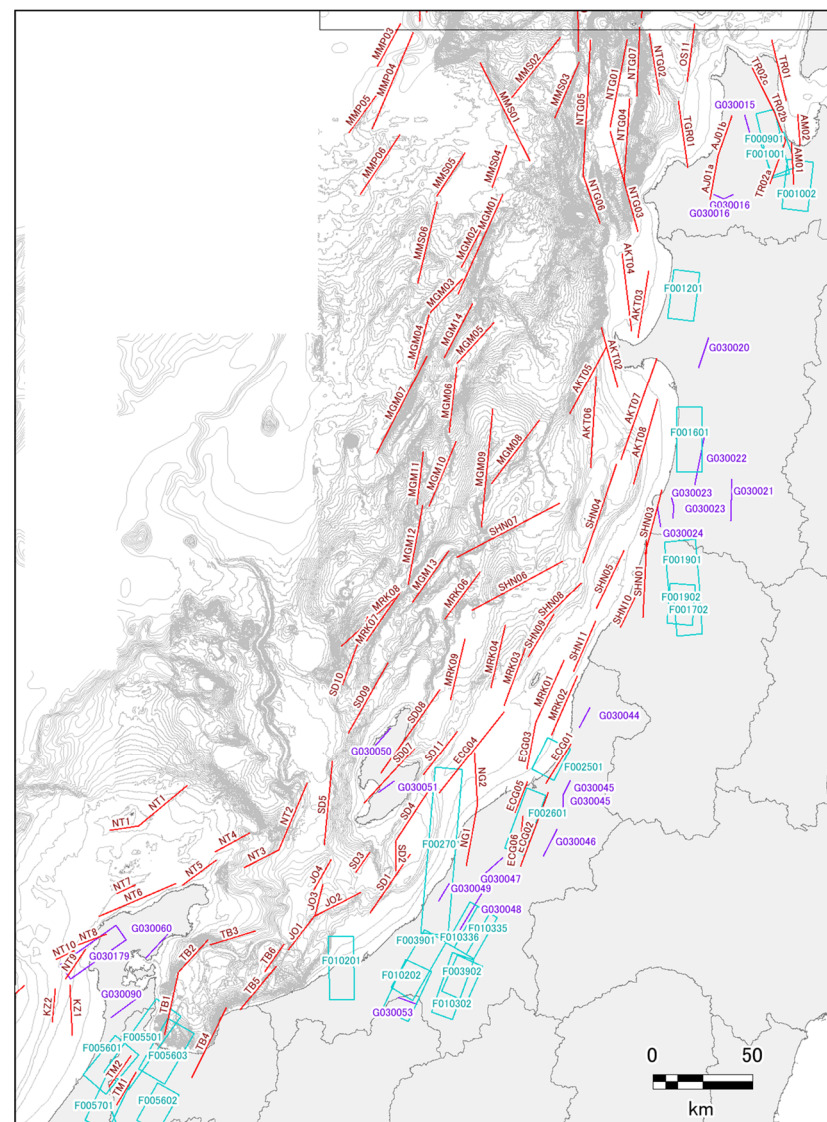
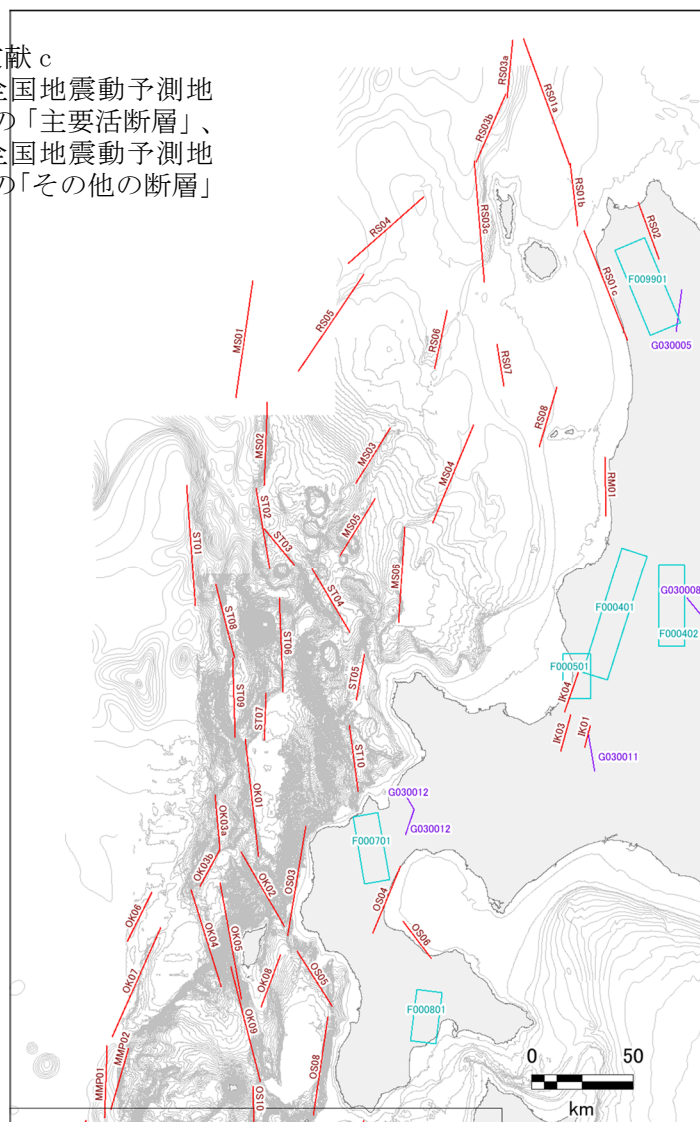


図 2-10 文献 c をもとに設定された断層モデル群 (R4 年度報告書に同じ)

青色：文献 d
 水色：全国地震動予測地図
 2020 の「主要活断層」
 紫色：全国地震動予測地図
 2020 の「その他の断層」

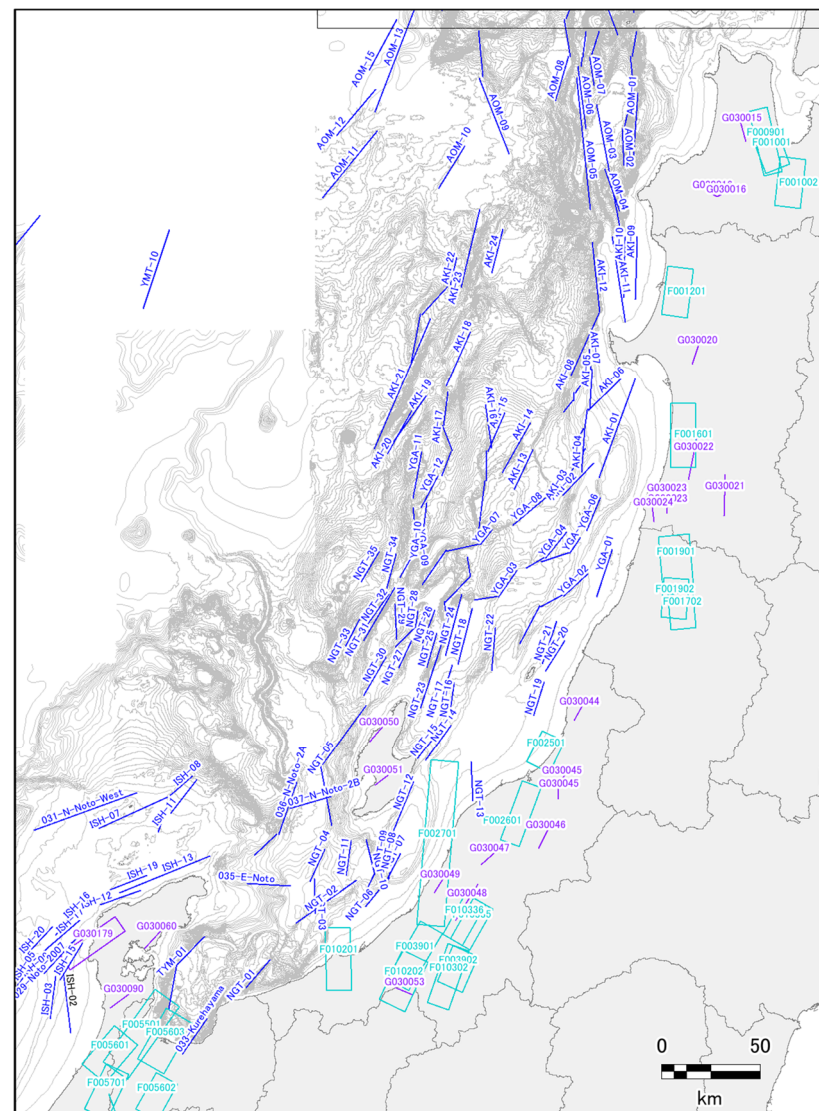
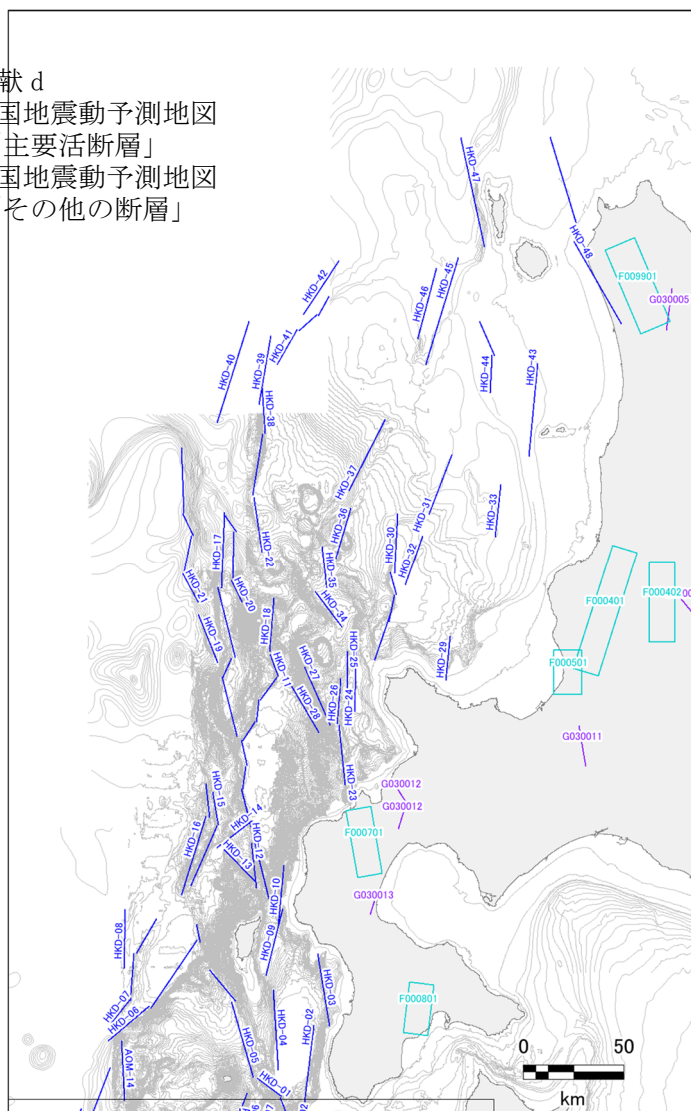


図 2-11 文献 d をもとに設定された断層モデル群

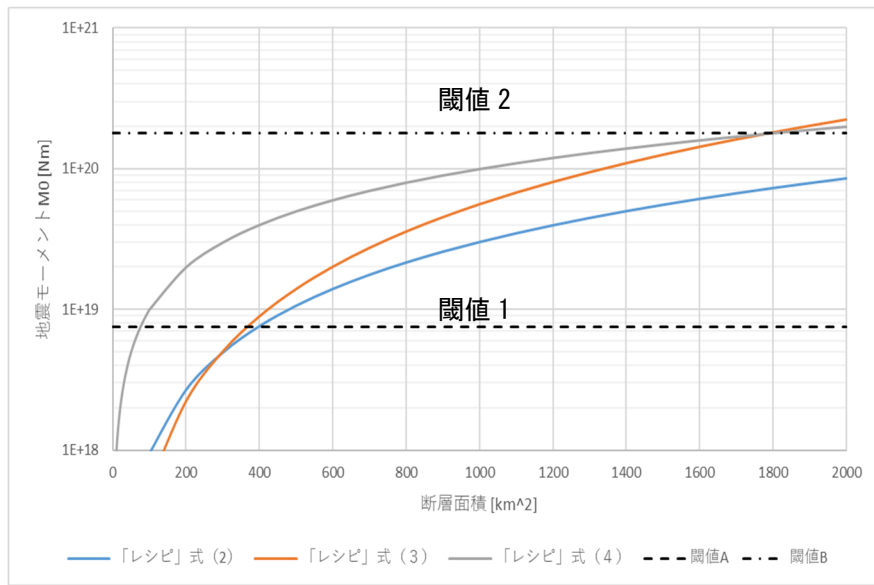


図 2-12 「レシビ」 (ア) の式 (2) - (4) の関係

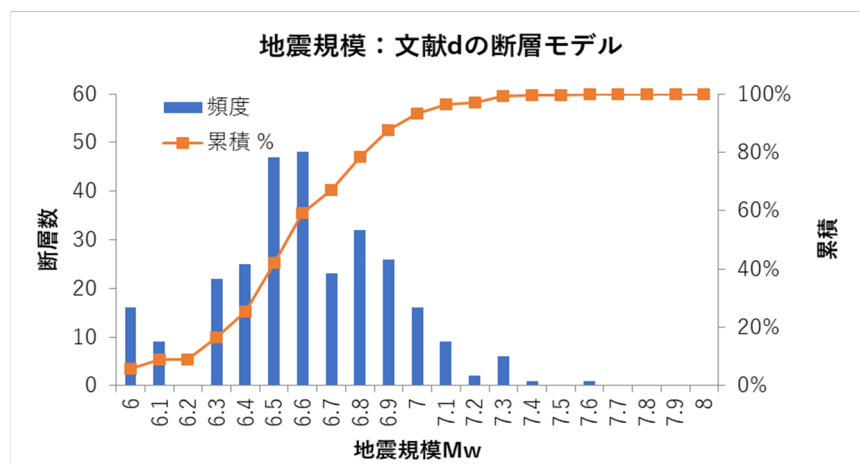
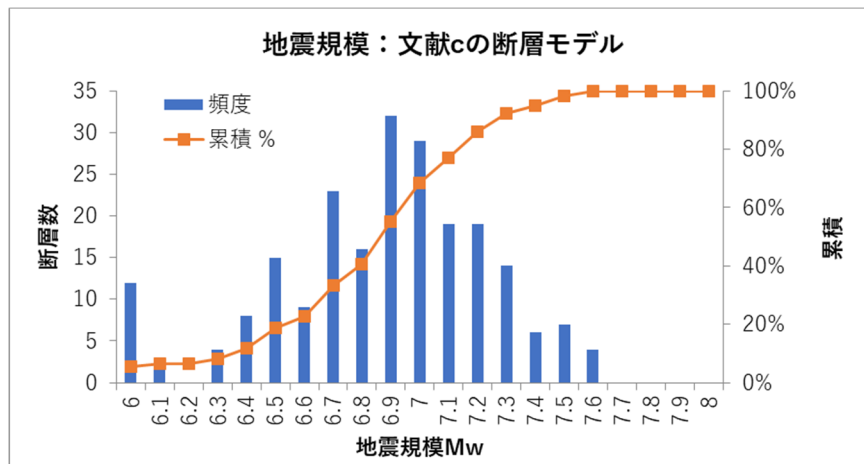


図 2-13 2つの断層モデル群の地震規模分布

2.3 選定した活断層の震源特性パラメータの設定方法

検討対象とした海底活断層及び陸域活断層についての確率論的地震ハザード評価に必要な断層の平均変位速度と地震発生確率は、次の考え方・手順で設定した。

・平均変位速度の算出)

平均変位速度の算出には、地形学的・地質学的情報に基づく、変位基準面の認定（形成年代、特性など）とその変位量についてのデータが必要である。対象地域の陸域の活断層については、地震本部の長期評価で設定された平均変位速度と地震発生確率が使用できるが、当該海域の活断層については、このような情報で公開されて使用できるものはほとんどない。このため、地震本部による日本海西部海域における海域活断層の「長期評価」で実施されたような方法で活断層による地震の「年発生確率」を設定することはできない。今回の作業では、このような制約条件を踏まえ、以下の考え方で活断層の平均変位速度を算出し、さらにそれを用いて地震の「年発生確率」を求めた。

日本海東縁断層帯付近では、中新世後期以降に広域で圧縮場となっており、地域的な活動の違いはあるものの、大局的なテクトニクスは同様とみてよい。すなわち、この圧縮場で形成された断層崖や断層関連褶曲の規模は、断層変位が累積した結果として、おおむね活断層として活動度の指標となると考えられる。

このような断層に伴う海底地形の高まり、段差の規模は海底地形から読み取ることができる場合が多い。それらを断層活動開始以後の地層の変形量に換算して、その地層が形成された年代で除すれば、断層の平均変位速度が算出できることになる。海底地形のデータは、今回対象範囲のほぼ全域で使用可能であり、均一なデータとみてよい。この前提のもと、以下の①～③の手順で各断層の平均変位速度を算出した。

①断層活動・断層関連褶曲の形成が開始された時期の推定

ひずみ集中帯の地質構造の形成過程についての文献には、現在のような断層活動が開始された時期が示されている。次ページ以降に文献調査の結果をまとめる。地質構造形成の場所による違い、活動場の移動、活動休止期間の存在等の問題はあがあるが、断層活動が開始された時期については、おおよそ同様の評価とみてよい。これらの見解をまとめた結果として、本作業においては、主に、地震本部 (2003)のまとめと、そのもととなった岡村 (2002)¹³等の見解を踏まえて、この地域が圧縮場に転じて現在につながる断層活動が開始された時期は約 300 万年前と想定する。

なお、この推定のもとになった地質学的情報には、次のような不確実性が含まれる。

- i .判断基準となった地層の認定、年代の不確実性
- ii .地域的な構造運動の違い
- iii .断層活動時期の間歇性
- iv .使用された調査・解析手法の特性による地質断面・反射断面の不確実さ

また、研究者による文献毎の解釈や表現の違いもあると考えられる。特にiiiについては、上記の年代値推定、ひいては断層の活動性の解釈に大きく影響する。すなわち、認定され

た断層による構造運動が、より短い時間で形成されたとした場合には、以下で検討する平均変位速度、地震の発生確率は大きくなる（断層活動が開始された時期を約 100 万年前とすると地震の発生確率は 3 倍）。この点については、今後、「認識論的不確実性」としてロジックツリーの分岐として扱うことが可能である。

ひずみ集中帯が圧縮場に転じた後の、地質構造の形成開始時期に関しての文献資料について、該当部分を以下に整理した。

●日本海東縁海域

- ・岡村ほか (1998)¹⁴ :

逆断層と褶曲構造の形成開始時期は、場所によって鮮新世から第四紀間で変化するが、大部分は鮮新世末から第四紀前期 <現在のタイムスケールでは 260 万年前>。

- ・岡村行信 (2000)¹⁵ :

逆断層の活動開始は約 350 万年前、250 万年前、350~200 万年前、180 万年前などの研究結果が紹介されている。

- ・地震本部 (2003) :

岡村 (2002) の見解をもとに、歪み集中帯を構成する海底断層や褶曲帯は、約 300 万年間に地殻の短縮歪みが集中した場所であると考えられるとしている。

●北海道地域

- ・野原ほか (2012)¹⁶ : 幌延丘陵の褶曲開始時期は、約 240 万年前よりも古い。

●新潟県地域

- ・池田・山路 (2008)¹⁷ :

東山背斜の褶曲開始時期（海底における隆起帯として現れた時期）は、牛ヶ首層堆積時期（400 万年から 300 万年前）以降であったと考えられる

- ・地震予知総合研究振興会 (2013)¹⁸ :

柏崎地域の褶曲構造の最も早い成長開始時期は 325 万~350 万年前

●能登半島地域

- ・産業技術総合研究所 (2019)¹⁹ :

「(3) 日本列島と日本海の短縮（後期中新世末~第四紀：約 600 万年前~現在）・・・600 万年前頃になると、能登半島のほか、能登台地でも東北東-西南西方向の逆断層の発達が顕著になり、同方向の隆起帯が形成され、陸地ないし浅い海となった。・・・なお、能登半島北側沿岸に発達する東北東-西南西方向に連続して延びる逆断層群の多くは、活断層帯として現在も活動している。」

●広域の総括的評価

- ・Sato and Amano (1991)²⁰ :

構造発達史のまとめで(4) Shortening Deformation Stage は 240 万年前~現在としている。

- ・中嶋 (2018)²¹ :

強圧縮期について、300 万年ないし 200 万年前から現在までとしている（図 2-14）。

②上下方向の累積変位量の推定

断層位置付近の海底地形図から、断層により形成されたと推定される地形の高まりの比高を求めた。ここで、地形の高まりは、その断層区間で最も比高が大きい箇所を読み取る。文献 d では、長い断層について、走向が異なる区間毎に区分し、A 断層_a、A 断層_b、A 断層_c のように命名しているものがあるが、その場合は、断層の全区間（例えば A 断層全域）で、同じ読み取り比高を与える。作業に用いた海底地形図と断層分布を図 2-15、図 2-16 に示す。詳細図は巻末資料-3 にまとめた。

陸域に近い海域では、沖合に比べて海底地形の高まりの比高が小さい傾向がある。これは、これらの地域は氷期の海水準低下期に陸化して侵食されて形成された緩傾斜ないし平坦な大陸棚付近であり、海底地形の高まりが侵食により低下ないし消失しているためと考えられる。このような地域ないし沖合でも海底地形の高まりが明瞭に読み取れない箇所では、地下に隠れている地層の変形をある程度想定するため比高値を 50m とした。文献 c、d で同一とみなせる断層には、同じ変位量を設定した。

断層による変位量は上り側の隆起量に落ち側の沈降量を合わせた量であるが、以上の方法で読み取った地形の高まりから求められる量は前者のみである。ここで、本地域の活断層を横断しており、文献中に地質解釈が示されている反射断面（図 2-17～図 2-19、事例_1～事例_7）で両者の関係をみると、断層を挟む箇所での同一層準の地層の隆起量と沈降量を合わせた量（上下方向）は、地形の高まりの比高の 2 倍程度とみることができる。これを踏まえて本検討では、地形の高まりの比高の 2 倍を断層による上下方向の累積変位量と考えた。なお、作業にあたって次の点に留意した。

・留意点 1

文献 c 中の音波探査による断層付近の反射断面の中には、報告書中では明示的な地質解釈が加えられていないこと、測線の位置情報が不確かなため地形の比高が読み取れないものの、断層活動開始前の基盤上面と推定される不整合面と、その面の断層による変位量を読み取れるものがある。このような断面で、反射断面から読み取った断層による基盤の上下方向変位量と上記の方法で地形の比高から推定した地層の変位量の比を求めると、大部分の場合に、後者は前者の 2 倍以内にある（図 2-20）。また、この比率の中央値は 0.9 である。先述の方法もこの方法も様々な不確かさを含む推定ではあるが、相反する結果ではない（矛盾してはいない）と言える。

・留意点 2

留意点 1 で述べた反射断面の地質的情報には、次のような不確実性が含まれる。

- i. 変位量を読み取った地層の認定の不確実性
- ii. 使用された調査・解析手法の特性による地質断面・反射断面の不確かさ
- iii. 文献に示された反射断面の精度
- iv. 断面から変位量を読み取る際の測定誤差

なお、①の検討でiiiとして示した「断層活動の間歇性」に着目すると、より新しい地質時代のデータ（事例_2、事例_3）では、地形の比高の比に対する地層の変形量の比が、より古い時代からのデータによる値よりも大きめであるようにみえる。これは、第四紀後期になってからの断層活動の加速を示している可能性がある。

このように考えた場合には、ここで採用した方法による地層の累積変位量から求めた断層の平均変位速度は小さめであり、地震の発生確率を小さめに評価する方向になっていることが考えられる（変形量の比を2から3とすると地震の発生確率は1.5倍）。この点についても、今後、変形量の比を「認識論的不確実性」としてロジックツリーの分岐として扱うことが可能である。

③断層の平均変位速度の算出

断層の傾斜と断層のすべり角（図 2-21）を考慮して、上下方向の累積変位量を実際の累積変位量に換算する（図 2-22 の上図）。これを断層活動開始からの期間（約 300 万年）で除して平均変位速度を求めた（図 2-22 の下図）。

平均変位速度から区分した断層の活動度を表 2-4 に示す。文献 d では、文献 c よりも活動度 A 級と評価される断層が多い。文献 d では活動度 C 級の断層も多いが、これは前述のように断層により凸部の比高が測定できなかった断層であり、不確実性を含む評価である。

・平均活動間隔・地震の年発生確率の算出

1 回の断層活動による変位量は、断層の長さから松田ほか (1980)^{2,2} の経験式 ($D=L/10$; D : 変位量 [m]、 L : 断層長さ [km]) を用いて推定する。

この値と平均変位速度を用いて平均活動間隔と地震の年発生確率を算出した。断層毎の地震の発生確率（回／千年）を図 2-23 と図 2-24 に示す。文献 c と文献 d の断層はともに、北海道南西沖から青森県、秋田県沖の海域の地震発生確率が高くなっている。能登半島付近の地震発生確率もやや高い。前者の海域は、近年の日本海中部地震、北海道南西沖地震等の地震の発生海域である。各文献の断層パラメータは巻末資料-4 にまとめた。

比較として、文献 c の R4 年度の断層モデルについての地震の発生確率を図 2-25 に示す。この図では、青森県、秋田県沖の海域の地震発生確率はあまり高くないが、能登半島付近の地震発生確率は高くなっている。

文献 c の断層モデルについて、R4 年度報告に示された年発生確率から算出した平均活動間隔と松田式による 1 回の変位量を用いれば、今回と同様に平均変位速度と活動度を評価できる。今年度求めた各断層の年発生確率を R4 年度報告と比較すると、今年度作業で求められた評価は全体に小さめである（図 2-26）。また、R4 年度結果から得られる平均変位速度は、活動度 B 級の中央（平均変位速度 0.5 m / 1,000 年）付近に集中している（図 2-27）。C 級に評価される活断層は設定されず、A 級活断層も 1 つのみである（表 2-5）。今回の結果は、R4 年度の結果に比べて断層評価にコントラストがついていると考えることができる。

ただし、C 級の断層と評価されているものの中には、地表に変形が表れていない場合においても、深い場所に変位が累積しており、地震の発生頻度は今回の評価よりも高い可能性がある

ことが考えられる。これについては、後出の「3.2.1 節 領域震源の最大マグニチュードの設定に関わる文献調査」においても整理した。最後に本事業での評価と地震本部 (2003)の「長期評価」、内田ほか (2019)^{2,3}の断層モデルとの比較をした。

●地震本部の長期評価との比較

日本海東縁地域の地震についての地震本部 (2003)の「長期評価」では、将来の地震の発生位置について、次のように設定している。

- ・地震観測及び歴史記録から M7.5 以上の大地震の発生が確認されている領域
北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、山形県沖、新潟県北部沖
- ・海底断層・褶曲帯の分布、地殻短縮量の大きさの地質学的データ、現在の地震活動の状況、及び周辺で発生した過去の大地震の規模にもとづく類推
北海道北西沖、秋田県沖、佐渡島北方沖 ※秋田県沖以外は、想定最大規模

今回の評価において、地震の発生確率が高いとされた断層は、このうちの、北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、北海道北西沖、佐渡島北方沖に対応するか、領域内に含まれている (図 2-28)。一方、秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖のような陸域に近い領域については、今回の評価で必ずしも発生確率が高くなっていない。ここには、②「上下方向の累積変位量の推定」で述べた不確実性の要因が関わっている。すなわち、これらの地域では、氷期の海水準低下期に侵食により、断層の活動評価の基準となる海底地形の高まりが低下ないし消失したために、断層の活動性が小さく見積もられている可能性がある。

●内田ほか (2019)の断層モデルとの比較

内田ほか (2019)では、中新世の日本海拡大期に分化したと考えられる日本海の大規模地殻構や鮮新世初頭以降に形成された一連の褶曲・断層地形群の分布をもとに、最大規模の津波波源となりうる地殻構造境界型の津波波源モデルを提示している。さらに、この地域の津波想定に係る認識論的不確実さを評価するためのロジックツリーの設定における分岐として設け、その中で破壊領域、地震規模及び運動性に関する不確実さを考慮することを提案し、断層モデルを提案している (図 2-29)。このモデルは、既往の「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(2014)の津波波源モデルの最大地震規模 (Mw7.5~7.9) を超える津波波源モデル (想定地震規模は Mw7.7~8.6) となっている。

この断層モデルを文献 c と文献 d の断層モデルの地震発生確率の分布と比較すると、これらのモデルの断層は、北海道南西沖から青森県、秋田県沖にかけての地震発生確率が高い海域に位置している。

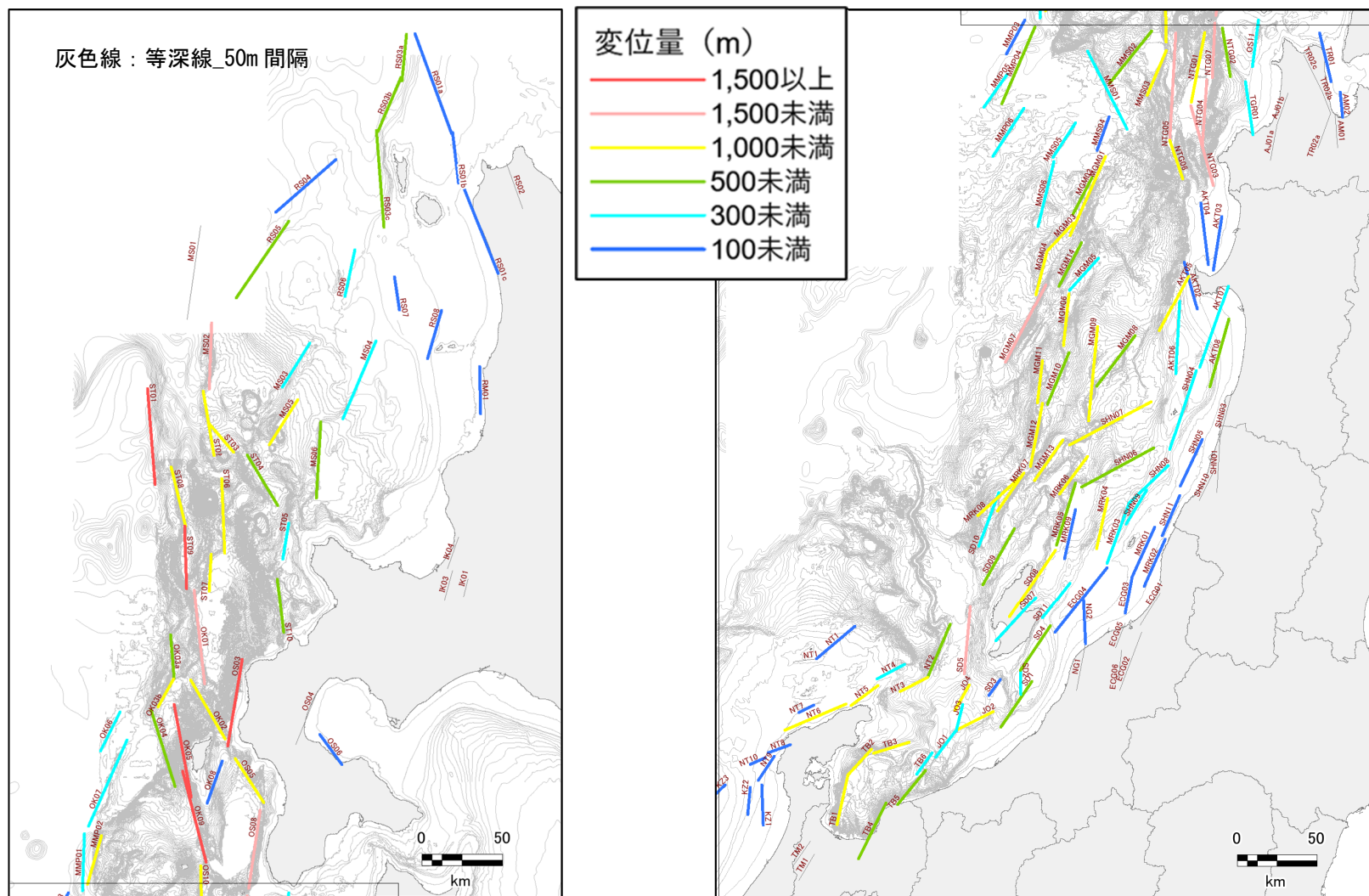


図 2-15 地形の高まりの比高分布：文献 c

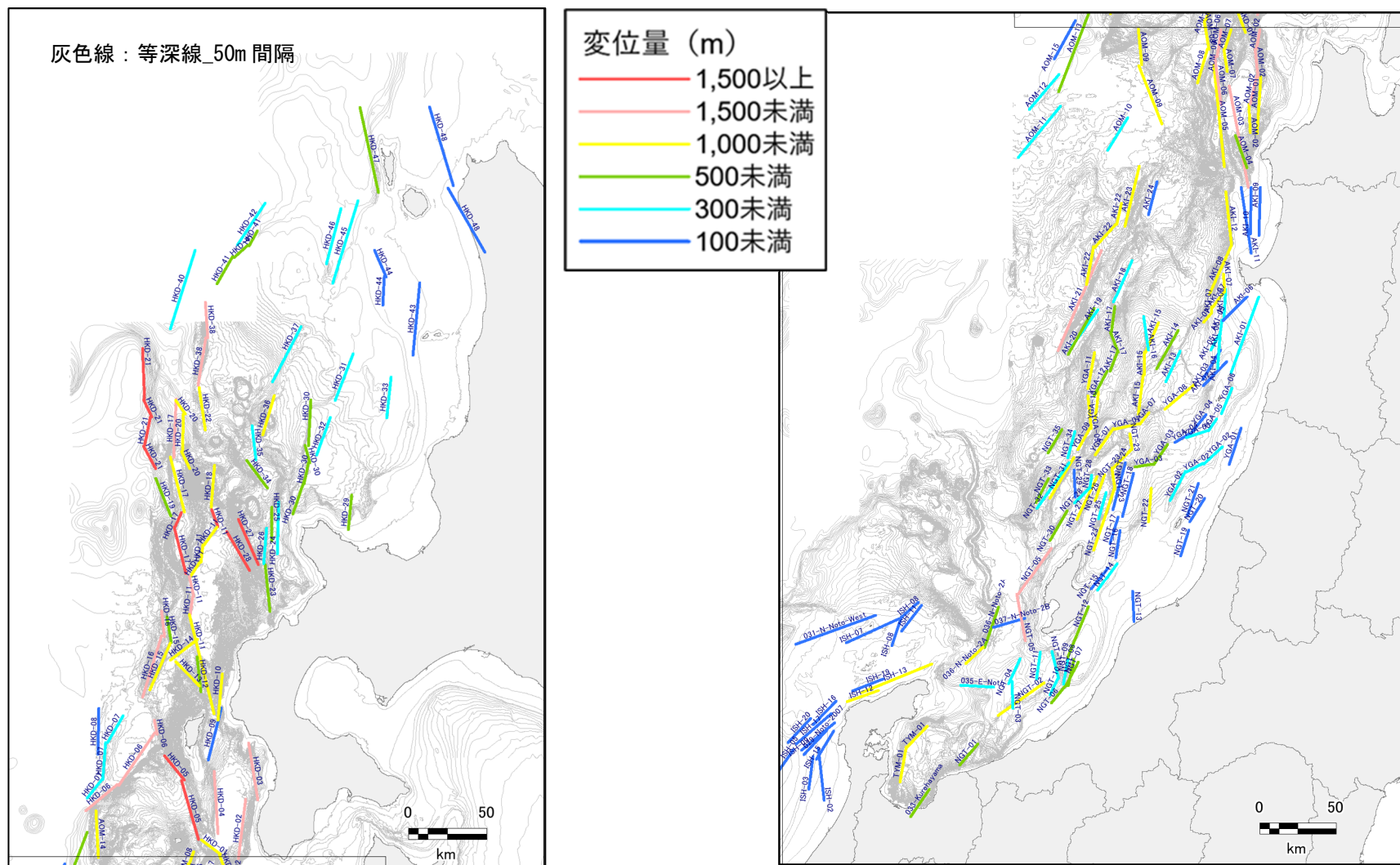
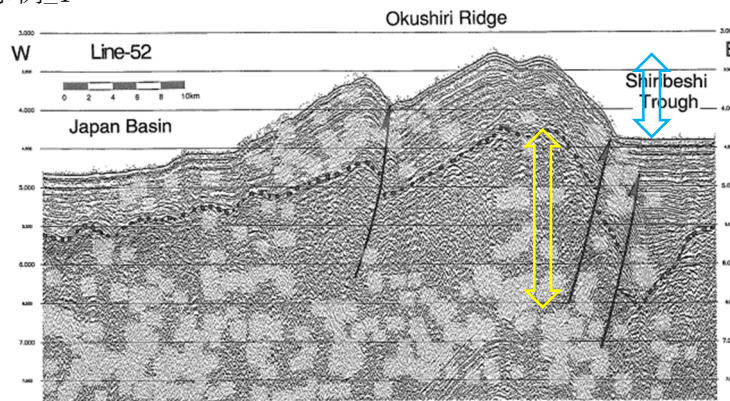


図 2-16 地形の高まりの比高分布：文献 d

・事例_1



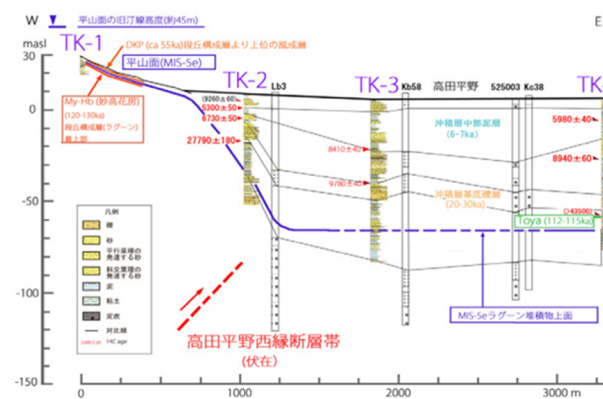
青矢印：地形の比高
黄矢印：地層の変形量
※以下の図も同様。

この図では、地層の変形量は、
地形の比高の2.2倍程度

後志トラフ西側の奥尻海嶺。東翼が急傾斜する非対称な背斜構造からなり、西傾斜の逆断層によって形成された地形。

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，地質調査所月報，第49巻 第1号，h. 1-18.

・事例_2

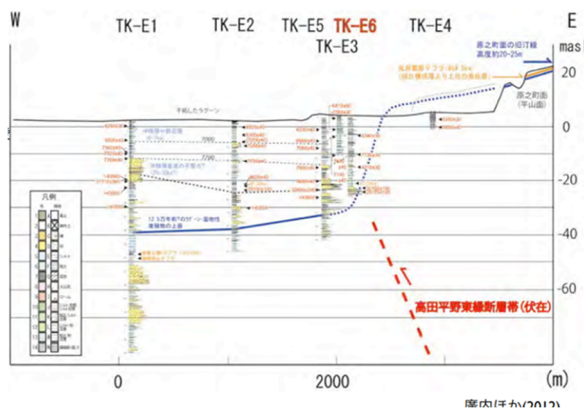


高田平野西縁断層帯

- ・MIS5eの段丘面まで含めた変位量は、隆起側で45m(記述による)、沈降側が70-80m。
- ・地層の変形量は、地形の比高の2.5～2.8倍

図3 高田平野西縁断層帯におけるボーリング調査による地質断面。

・事例_3



高田平野東縁断層帯

- ・段丘面まで含めた変位量は、隆起側で20-25m、沈降側が40m。
- ・地層の変形量は、地形の比高の2.4～3倍

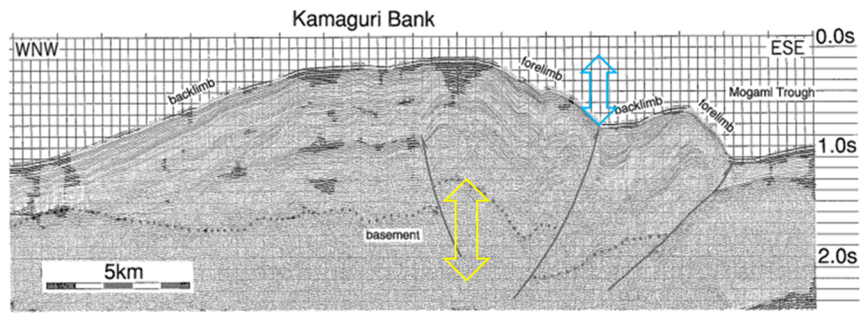
事例_2, 3

防災科学技術研究所(2013)：ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト 総括報告書

<https://www.hizumi.bosai.go.jp/index.html>

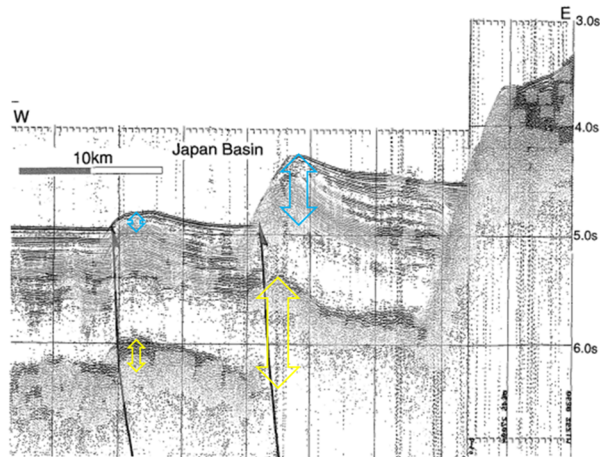
図2-17 地形の高まりの比高と地層の累積変位量の関係

・事例_4



佐渡海嶺の小海嶺の一つである鎌礁の音波探査断面。逆断層の上盤に非対称な背斜構造が形成されている。以下、縦方向は往復走時（単位秒）（岡村ほか，1998）

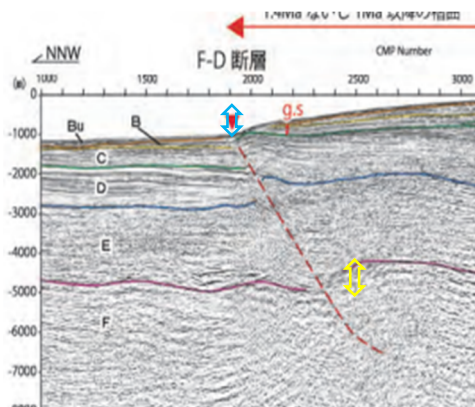
・事例_5



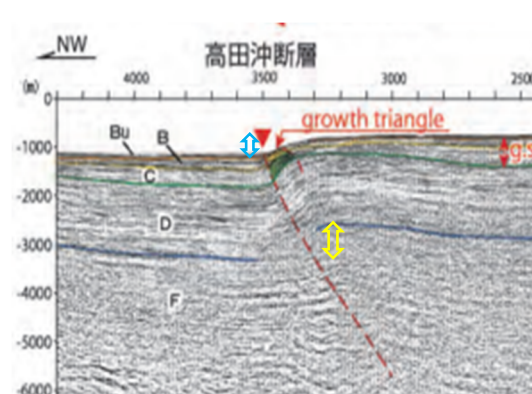
松前海台南西方の東傾斜の逆断層（岡村ほか，1998）

・事例_6

地震予知総合研究振興会



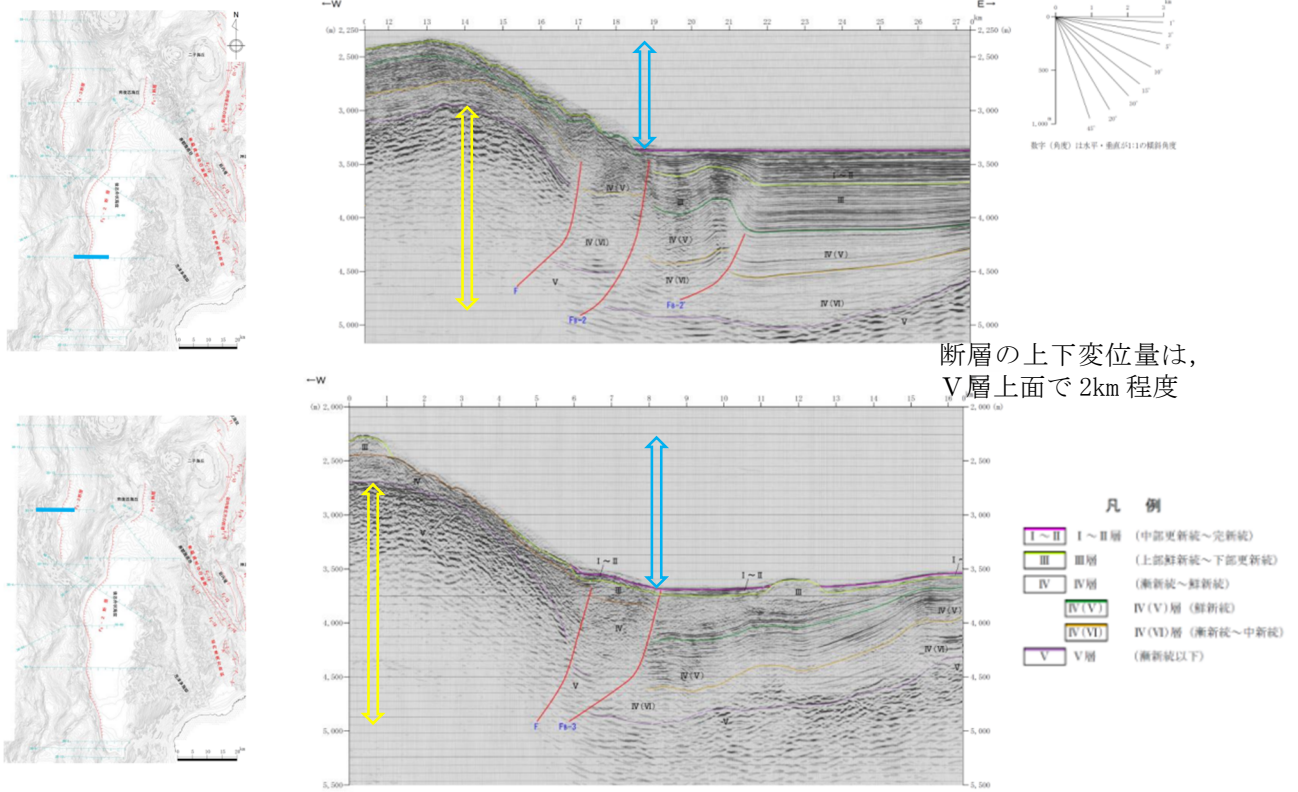
上越市北方沖の南傾斜する逆断層



上越市北西方沖の南傾斜する逆断層

図 2-18 地形の高まりの比高と地層の累積変位量の関係

・事例_7



日本海東縁部における波源の運動に関する検討結果について
平成25年10月16日 北海道電力株式会社

図 2-19 地形の高まりの比高と地層の累積変位量の関係

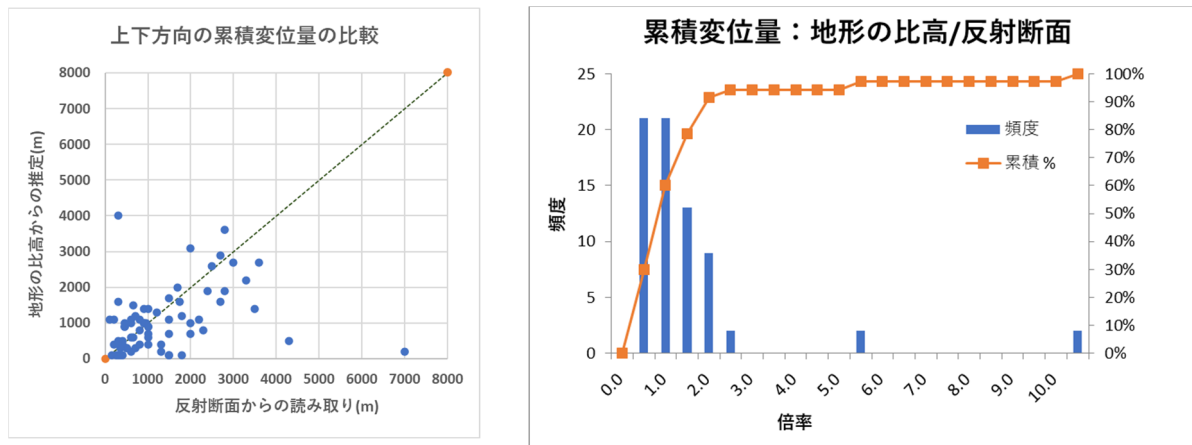
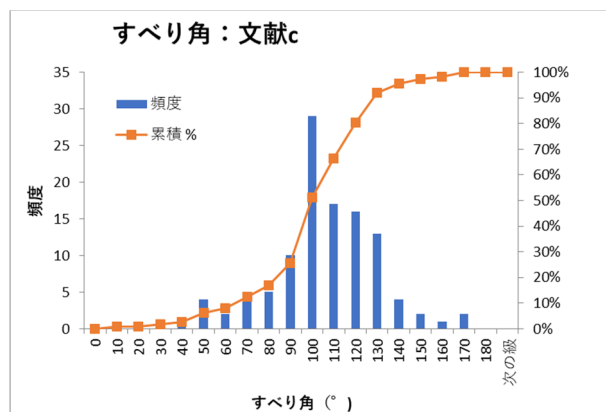
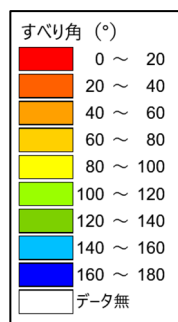


図 2-20 反射断面から読み取れる基盤の上下方向変位量と地形の比高から推定した地層の変位量の比：文献cの反射断面を使用

断層のすべり角



文献 c に示された断層のすべり角は、ほぼ上下方向の場合を中心にした山型になる。
文献 d の断層については、すべり角は全て 90° ないし 270° （水平方向の変位成分はゼロ）とされている。



断層毎のすべり角の分布

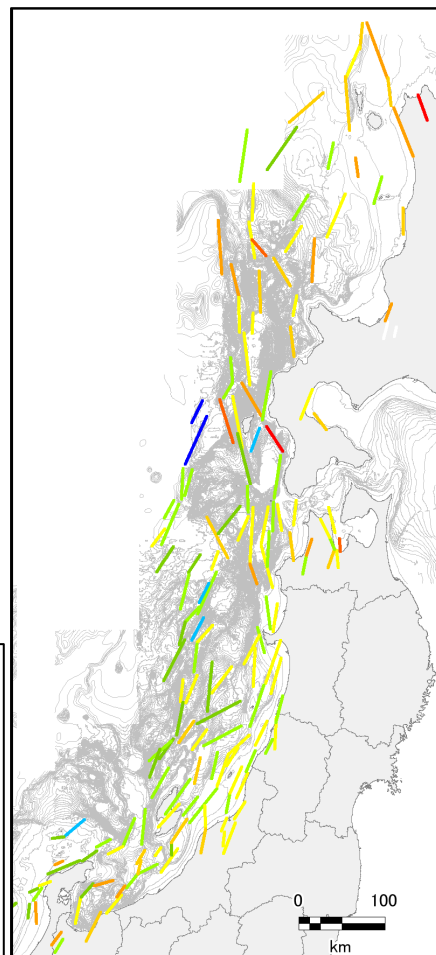
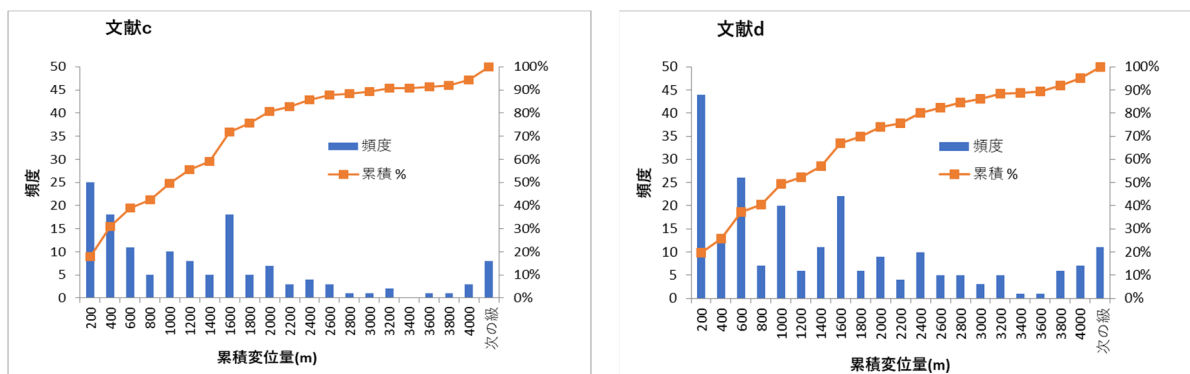


図 2-21 断層のすべり角分布

上下方向の累積変位量



平均変位速度

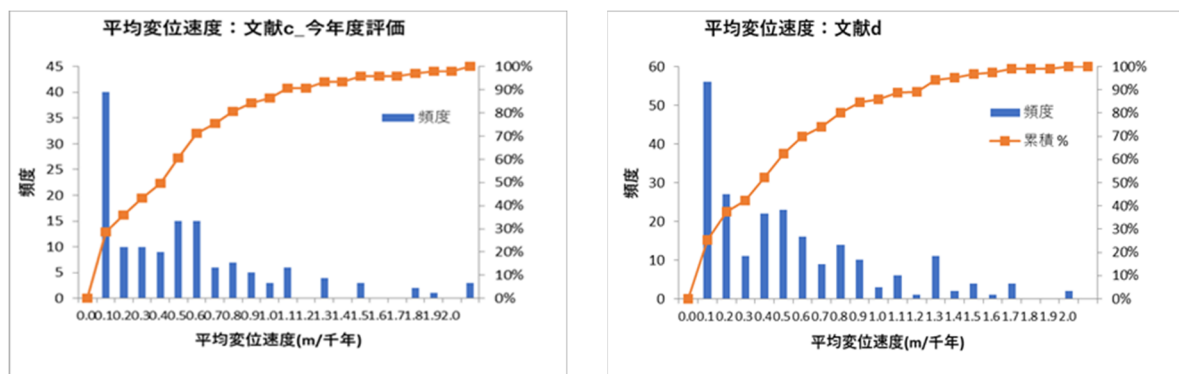


図 2-22 2つの断層モデル群（文献 c、文献 d）の断層評価の比較

表 2-4 断層の活動度区分

活動度区分	文献 c : 断層数	文献 d : 断層数
A 級	20	29
B 級	79	90
C 級	40	20

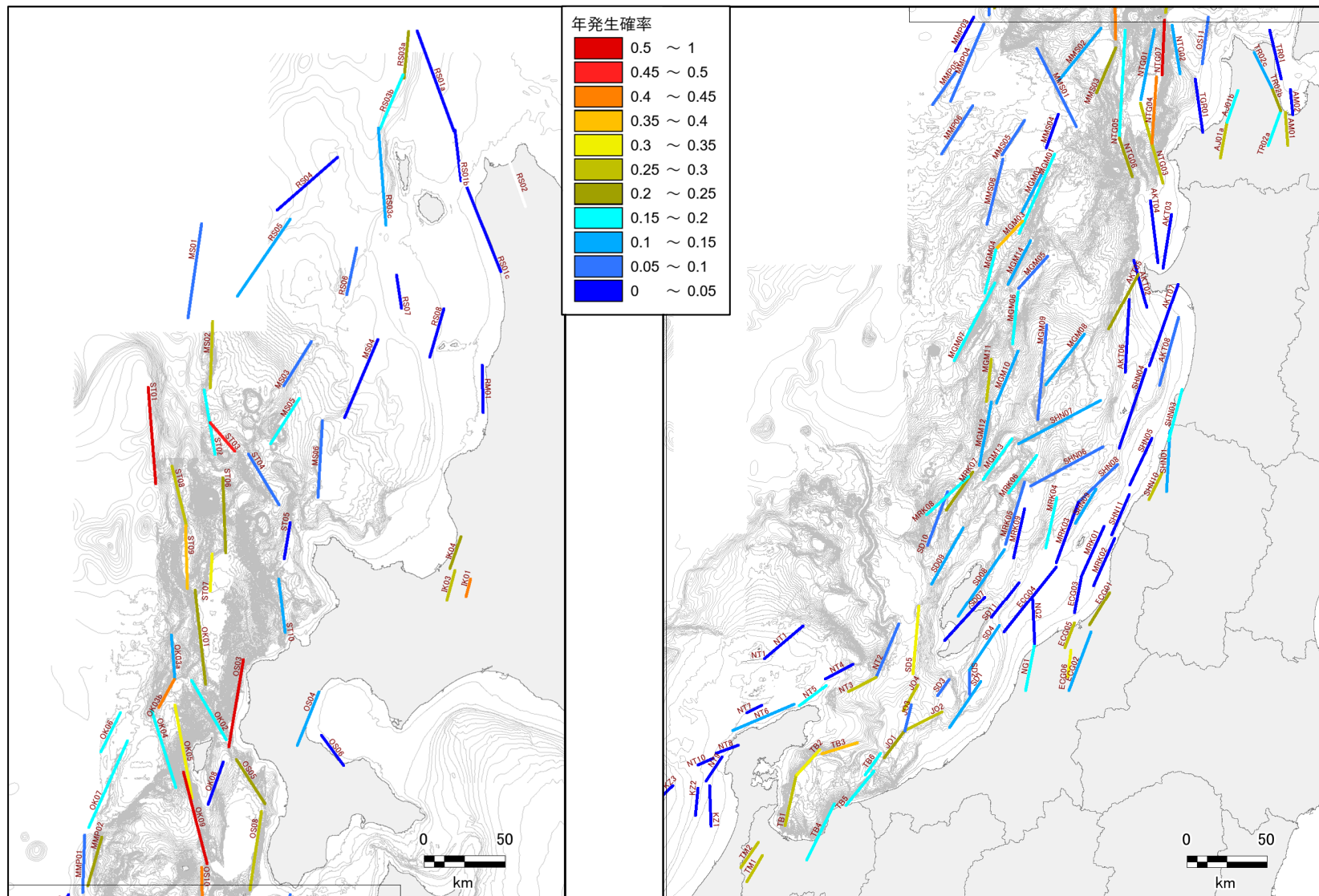


図 2-23 地震の発生確率の分布（回／千年）：文献 c の断層モデル

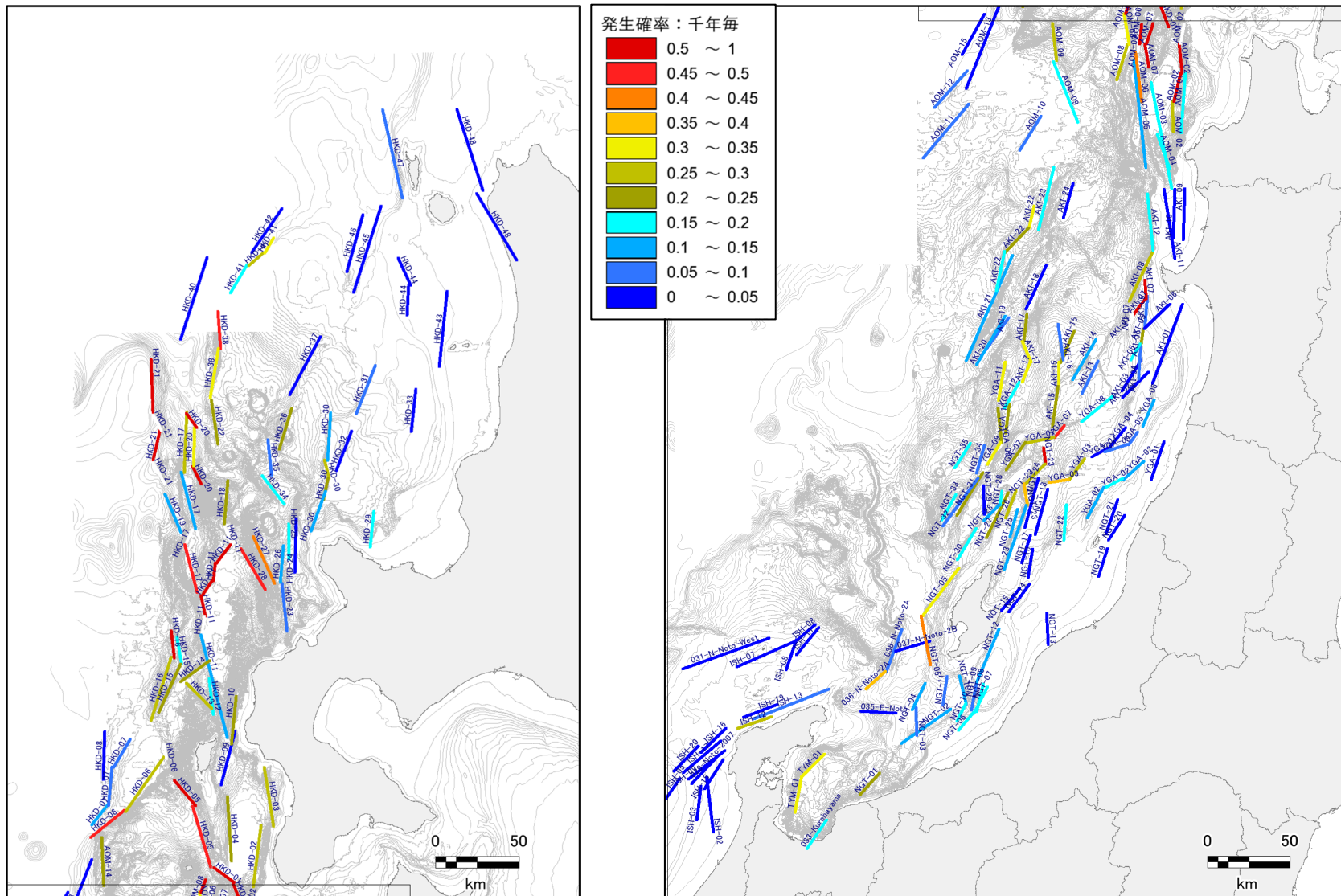


図 2-24 地震の発生確率の分布（回／千年）：文献 d の断層モデル

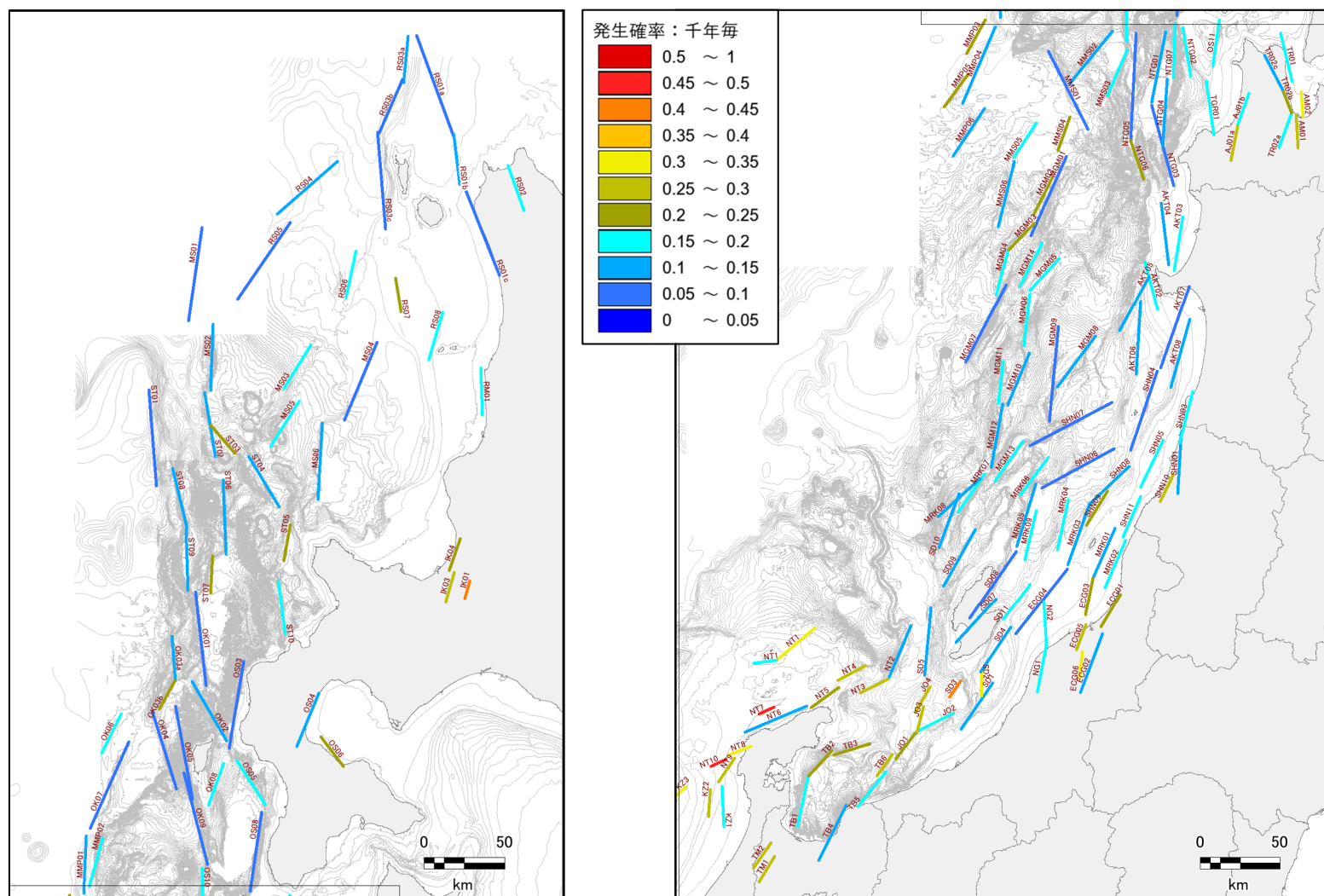


図 2-25 地震の発生確率の分布（回／千年）：文献 c（R4 年度の断層モデル）

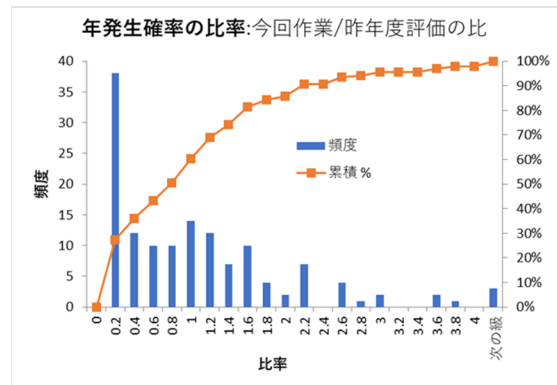


図 2-26 地震の年発生確率の比較

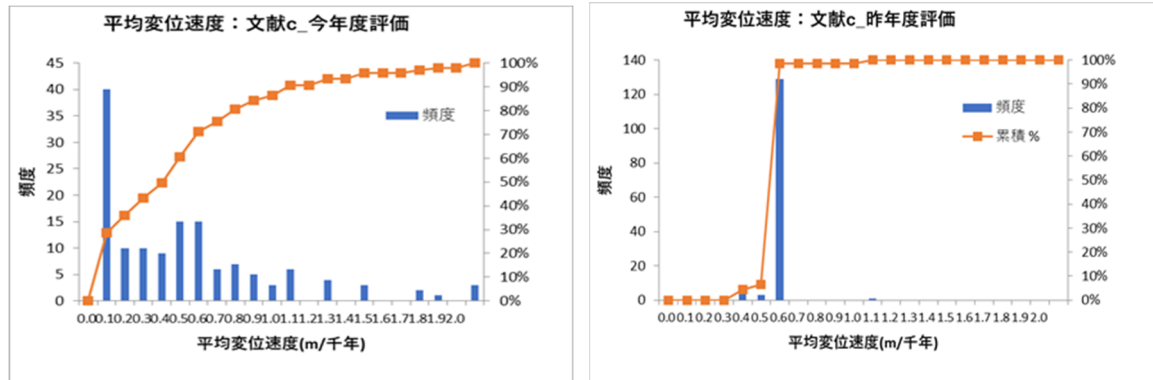
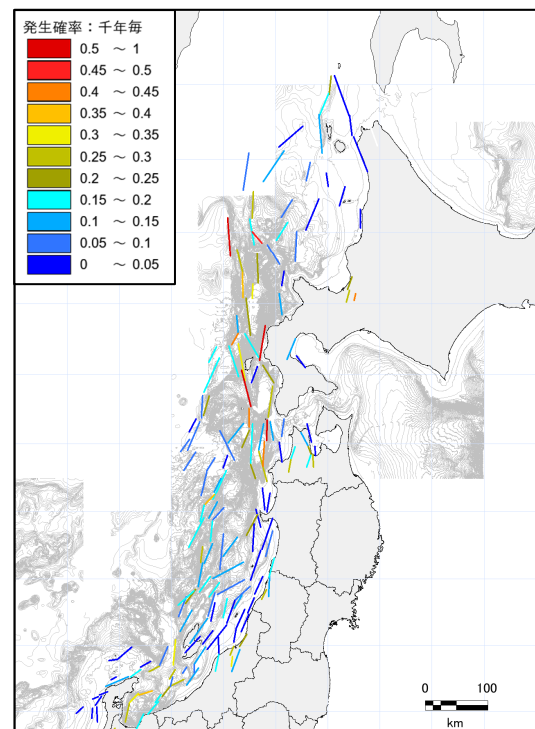
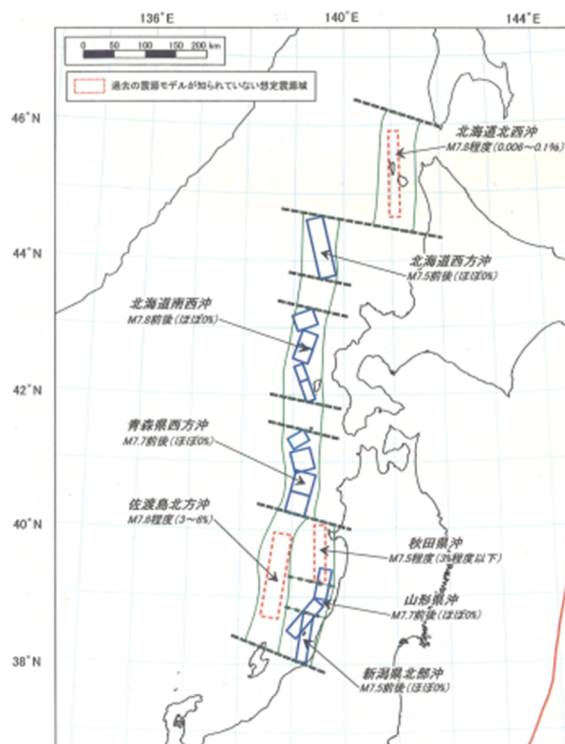


図 2-27 文献 c の断層モデル群の平均変位速度と活動度の比較 : R4 年度と今年度

表 2-5 活動度区分毎の断層数

活動度区分	本年度の評価	昨年度の評価
A級	20	1
B級	79	138
C級	40	0



地震本部による日本海東縁部の想定地震の震源域・規模及び30年地震発生確率

地震の発生確率 (回/千年) : 文献 c_今年度の作業

図 2-28 今回の地震発生確率と地震本部の長期評価の比較

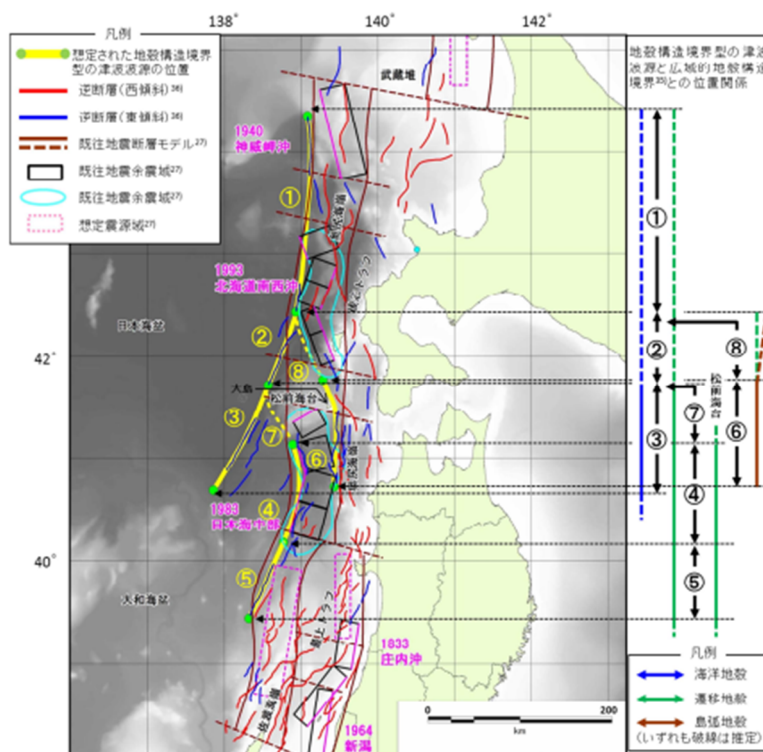


図 2-29 内田ほか (2019)において日本海東縁部で想定された地殻構造境界型の津波波源の位置

2.4 特定震源による地震ハザード解析

整理した震源特性パラメータを用いて司・翠川 (1999)²⁴の距離減衰式を用いて、調査期間 1 年におけるハザード解析を行った。地震動振幅の計算では、地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度である $AVS30$ が 600 m/s であると仮定して最大加速度振幅 (PGA) を計算した。また地震動振幅のばらつきは、分布形状を対数正規分布と仮定し対数標準偏差の値は司・翠川 (1999) の値と同じ 0.27 とした。なお R4 年度の研究成果との比較のため、分布の裾の打ち切りは行っていない。断層タイプは前述の通り地殻内地震とした。本事業では、4.4 節の一樣ハザードスペクトルの計算以外では司・翠川 (1999) の距離減衰式を用いてハザード解析を行っており、関連する設定項目 (調査期間、 $AVS30$ 、地震動のばらつきの扱い) も同様である。 $AVS30$ が 600 m/s の地点における司・翠川 (1999) の距離減衰式による最大加速度振幅は以下の式で表現される。

$$\log_{10} PGA = 0.50M_w - \log_{10}(X + 0.0055 \cdot 10^{0.50M_w}) - 0.003X + 0.0043h + 0.61 + d$$

PGA : 最大 (水平) 加速度振幅 [cm/s/s]

M_w : モーメントマグニチュード

X : 断層最短距離 [km]

h : 断層面の平均深さ [km]

d : 断層タイプ別の係数 (本検討では地殻内地震としているため 0)

計算対象地点は、対象海域を 1 km×1 km の範囲で区分した各区画の代表地点 (計 164,797 地点) を原子力規制庁殿からご提供いただいた。本報告書では 2.6 節を除き、1 km×1 km の範囲から抜き出した代表的な 11 地点についての地震ハザード解析結果を示す。1 km×1 km の範囲及び代表的な 11 地点の位置を図 2-30 に示す (代表的な 11 地点とメッシュコードの対応は表 2-6 に整理した)。図 2-30 には領域震源の範囲も併せて示している。領域震源の範囲は R4 年度に決定したものであり、計算地点と併せて原子力規制庁殿からご提供いただいた。領域震源に関わる検討内容は後述の 3 章に記載した。

超過確率を計算する際の振幅レベルは、0 cm/s/s から 4,000 cm/s/s まで 50 点を選んだ。これは、4.4 節の一樣ハザードスペクトルの計算以外では共通の設定とした。具体的な振幅レベルは下の通りである (単位は cm/s/s)。

0,	20,	40,	60,	80,	100,	120,	140,	160,	180,
200,	230,	260,	290,	320,	350,	380,	410,	440,	470,
500,	550,	600,	650,	700,	750,	800,	850,	900,	950,
1000,	1100,	1200,	1300,	1400,	1500,	1600,	1700,	1800,	1900,
2000,	2200,	2400,	2600,	2800,	3000,	3250,	3500,	3750,	4000

なお、本事業ではハザードカーブや一樣ハザードスペクトル (4.4 節) の計算には GEM (Global Earthquake Model) Foundation が開発している Open Quake Engine のバージョン 3.16.6 (以下、OQ-Engine) を利用した。地震動振幅のばらつきなど OQ-Engine で実装されているモジュールから

変更が必要な場合は適宜 OQ-Engine のモジュール内容を変更して解析を実施した。

2.5 節において連動性を考慮した場合の地震ハザード解析の結果を示すが、そこで選定した断層群（図 2-31）単体のハザードカーブを代表的な特定震源のハザードカーブとして図 2-32 に示す。図 2-32 には図 2-30 に示した代表的な 11 地点の内、断層群近傍の地点 4、6、10、11 における計算結果を示した。設定した発生確率は文献 c では SHN08 > MRK03 > ECG04 となっており、文献 d では YGA-02 (中央セグメント) > YGA-02 (北セグメント) > YGA-02 (南セグメント) となっている。

文献 c の断層群による結果を見ると、地点 4、6、11 では発生確率が最も高い SHN08 が各計算地点への断層距離も最も短くなっているため、地震ハザードに対して寄与が大きい。地点 10 は SHN08 と MRK03 からの距離が同程度であるため両者からの寄与が大きい。

文献 d の断層群による結果を見ると、地点 4、6、10 では南のセグメントが各計算地点への断層距離も最も短くなっているため、地震ハザードに対しての寄与が大きいことが分かる。地点 11 は北のセグメントからの断層距離が短いため北のセグメントからの寄与が大きい。

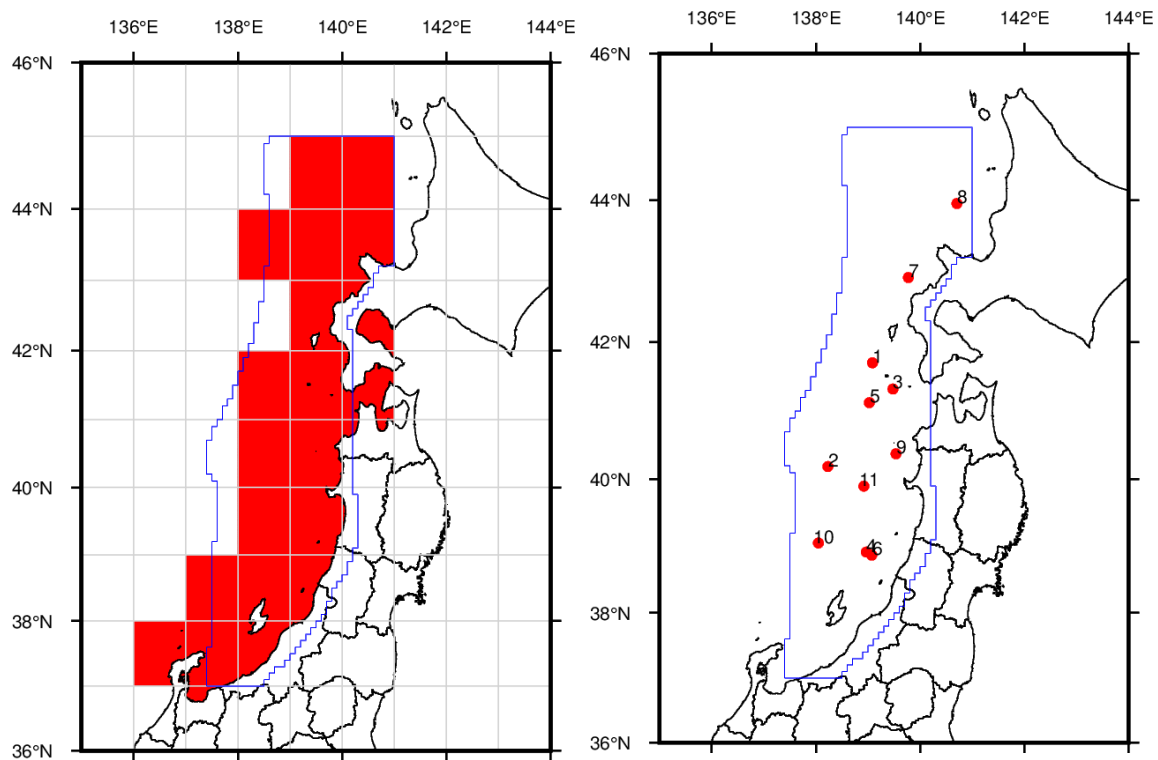


図 2-30 1 km×1 km の計算地点（左）と代表的な 11 地点（右）の位置

赤：計算地点の位置、青線：領域震源の範囲

表 2-6 代表的な 11 計算地点と対応する 4 分の 1 地域メッシュコード

代表計算地点の番号	4 分の 1 地域メッシュコード
1	6239404622
2	6038212831
3	6139738834
4	5838370712
5	6139505211
6	5839204544
7	6439360211
8	6540754614
9	6039445313
10	5838406324
11	5938678321

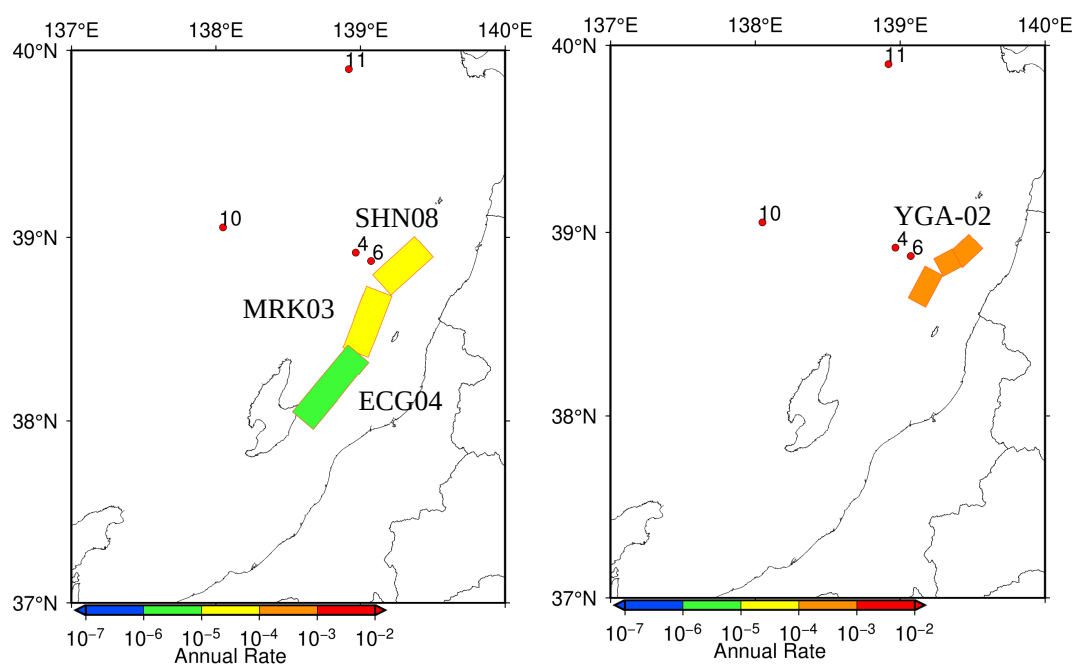


図 2-31 連動性の影響を調査した断層群と計算地点

左図：文献 c で連動性を考慮した断層群、右図：文献 d で連動性を考慮した断層群
赤丸は計算地点を示す。

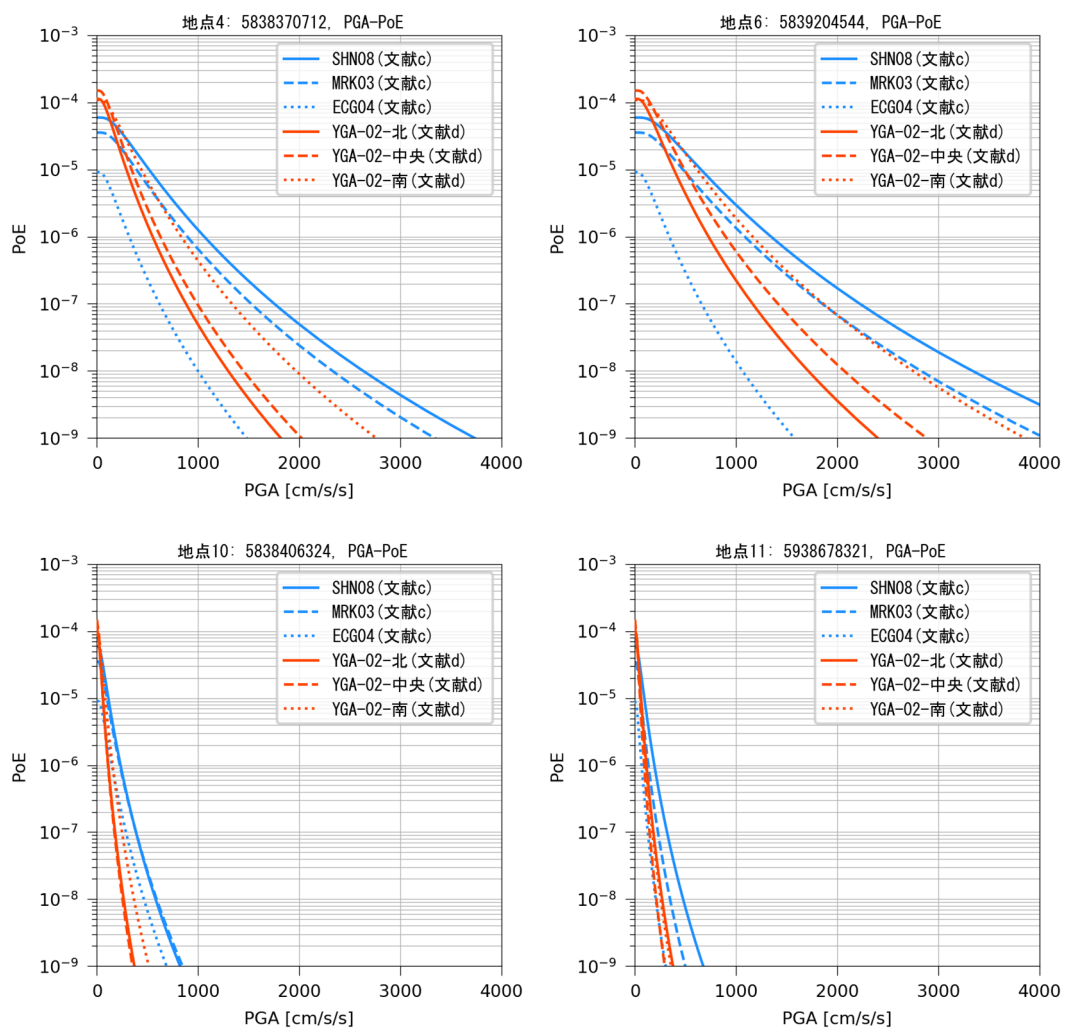


図 2-32 代表的な地点 4、6、10、11 におけるハザードカーブ
 青線：文献 c から選定した断層群、オレンジ線：文献 d から選定した断層群

2.5 連動性を考慮した場合の発生確率と地震ハザード解析

断層端点の設定における不確かさを考慮し、近接する断層ないしセグメントの連動による地震規模の増大の可能性について検討した。連動性は文献 c 及び文献 d について図 2-31 に示した断層群を対象として実施し、連動を考慮しない場合との地震ハザードの違いについて調査した。

連動性を考慮した場合の発生確率は地震本部の手法に準じて設定した。文献 c で設定した確率は表 2-7 に、文献 d で設定した確率は表 2-8 に整理した。

計算したハザードカーブを文献 c については図 2-33 に、文献 d については図 2-34 に示すが、いずれも高振幅レベルにおいて連動を考慮した場合に地震ハザードが大きく評価された。一方で、低振幅レベルでは連動を考慮しない場合の方が地震ハザードが大きくなった。これは連動を考慮した場合には 2 連動、3 連動においてダブルカウント、トリプルカウントされる発生確率分だけトータルの発生確率が減ることによる。ハザードカーブは代表的な 11 地点の内、断層群近傍の地点 4、6、10、11 において評価した。

表 2-7 連動性を考慮した場合に文献 c で設定した確率

断層区間	発生確率
SHN08	5.06E-05 (5.95E-05)
MRK03	2.51E-05 (3.55E-05)
ECG04	6.07E-06 (9.11E-06)
SHN08 + MRK03	7.36E-06
MRK03 + ECG04	1.52E-06
3 連動	1.52E-06

※括弧内の数値は連動性を考慮しない場合の地震発生確率

表 2-8 連動性を考慮した場合に文献 d で設定した確率

断層区間	発生確率
YGA-02 (北)	6.66E-05 (1.13E-04)
YGA-02 (中央)	1.22E-04 (1.50E-04)
YGA-02 (南)	7.25E-05 (1.09E-04)
YGA-02 (北) + YGA-02 (中央)	1.01E-05
YGA-02 (中央) + YGA-02 (南)	1.81E-05
3 連動	1.81E-05

※括弧内の数値は連動性を考慮しない場合の地震発生確率

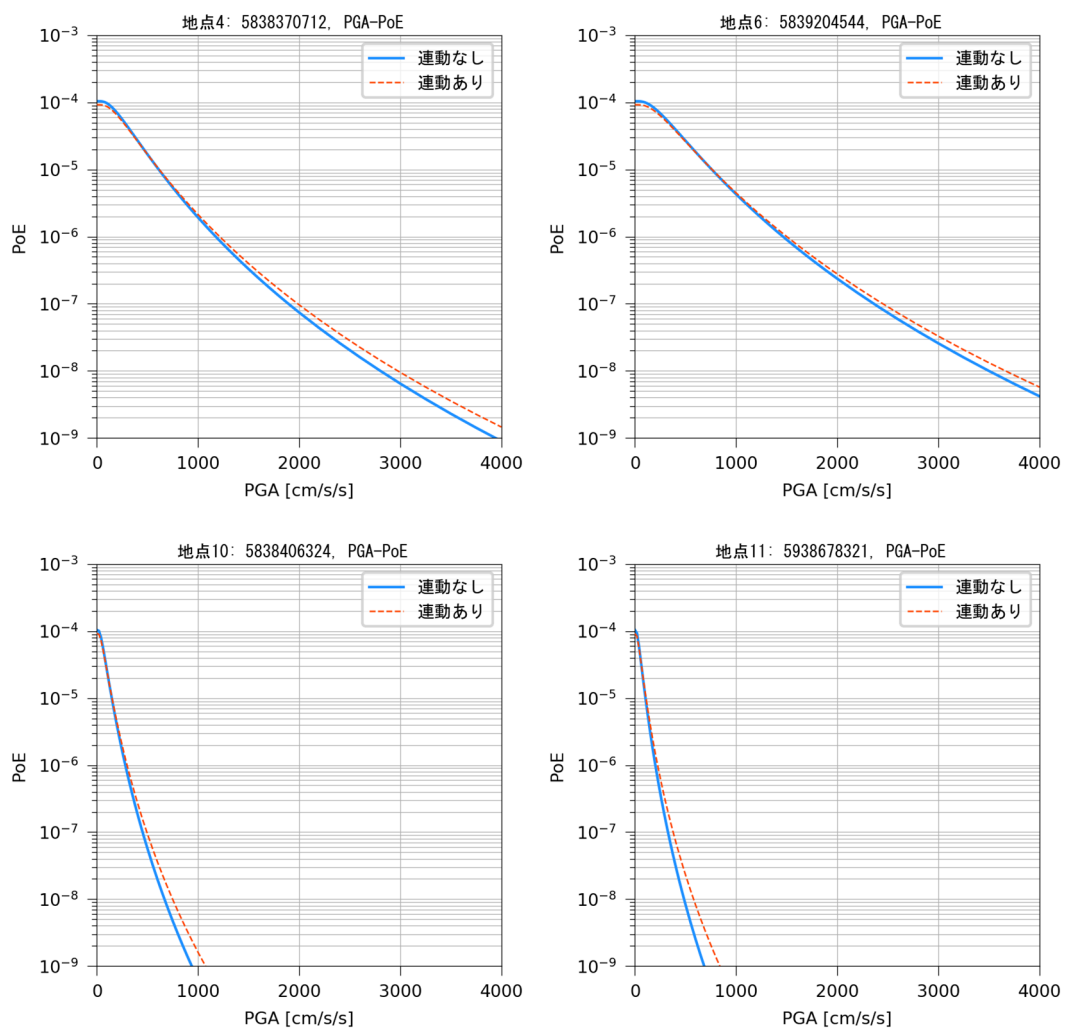


図 2-33 代表地点におけるハザードカーブ（文献 c）

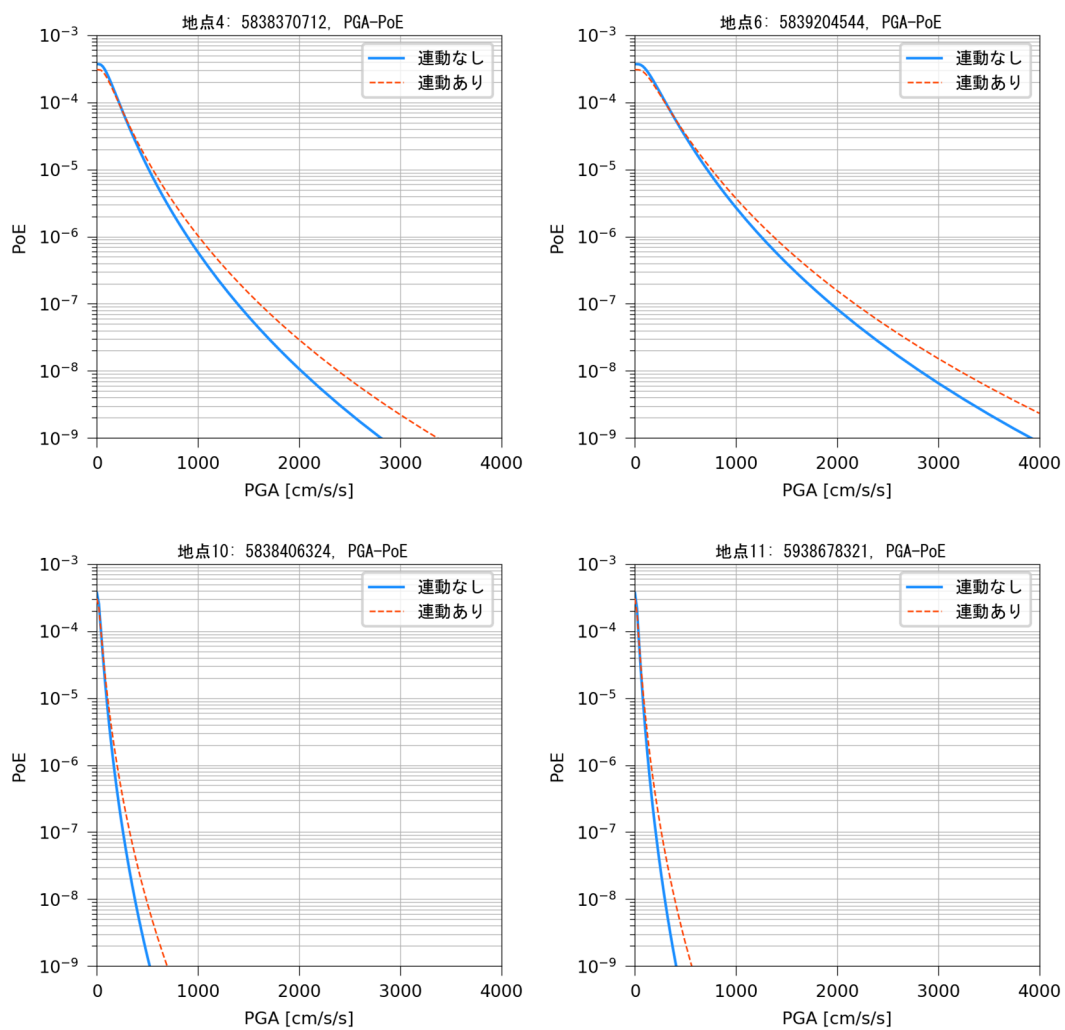


図 2-34 代表地点におけるハザードカーブ（文献 d）

2.6 2024 年 1 月 1 日に発生した能登半島地震に関わる追加検討

2024 年 1 月 1 日に発生した石川県能登半島地震について、本事業で調査・設定した断層パラメータの関係性について追加検討した。図 2-35 には文献 b、c、d の断層上端位置と 2024 年能登半島地震の余震位置の対応関係を示している。また、図 2-36 は図 2-35 の左図に「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(2014)の津波断層モデルを重ね描いた図面である。図 2-36 より、能登半島地震の余震分布は概ね「日本海における大規模地震に関する調査検討会」(2014)の津波断層モデルの F42（北西方向へ傾斜）及び F43（南東方向へ傾斜）の面内で発生していることが分かる。

一方で、本震時の震源断層におけるすべり分布については防災科学技術研究所 (2024)²⁵や京都大学防災研究所 (2024)²⁶、U.S. Geological Survey (USGS) (2024)²⁷などが南東方向へ傾斜する断層面を設定して地震波形や地殻変動量のデータをもとに速報を出している。USGS の結果はすべり量の大きい領域が能登半島直下に概ね収まっているが、他の機関が出した結果では能登半島からさらに北東の海域へすべり量の大きな分布が伸びている結果となっている。

本事業では、比高をもとに平均変位速度や地震の年発生確率を設定しているが、設定値が妥当かどうかについてまずは確認を行った。本事業で断層パラメータを整理・設定した文献 c 及び文献 d について F42、F43 に概ね対応する断層を表 2-9 に整理した。特に本震と同じく南東下がりの傾斜方向を持つ F43 と位置的に対応する断層は、文献 c では NT4、NT5、NT6 が、文献 d では ISH-12 及び ISH-13 となる。これらの断層の内、最も平均変位速度が大きなセグメントに着目すると文献 c、d ともに活動度は B 級に相当する。

一方で、宍倉ほか (2020)²⁸では能登半島北部沿岸の低位段丘について調査しているが、能登半島北部沿岸を L1 から L3 の 3 面の段丘に区分しており、そのうち L1 面は 6,000 年前もしくは 3,500 年前以降に形成されたと推定している。段丘の隆起を海域の活断層の活動によるものと仮定すると、隆起量から平均変位速度を推定できるが、L1 面の年代を 3,500 年前とすると、活断層の活動度は A 級となり、6,000 年前とすると活動度は B 級となる。本事業で設定している活動度は B 級であるため、本事業の設定は既往研究と矛盾していないことが確かめられた。

次に、文献 c では NT4、NT5、NT6 の 3 連動、文献 d では ISH-12 及び ISH-13 の 2 連動を仮定して地震ハザードに断層の連動が与える影響について調査した。連動を仮定する場合の連動発生確率は 2.5 節と同様に地震本部の方法を採用した。設定した地震発生確率は文献 c については表 2-10 に、文献 d については表 2-11 に示す。また、連動性を考慮した各断層とハザードカーブの計算を行った計算地点は図 2-37 に示す。計算地点は連動性を考慮する対象とした断層群に近い珠洲市役所、輪島市役所、志賀町役場、穴水町役場の 4 地点とした。

計算の結果は、図 2-38 に示しているが、2.5 節と同様に連動を考慮した場合の方が高振幅レベルでハザードが大きくなる結果となった。

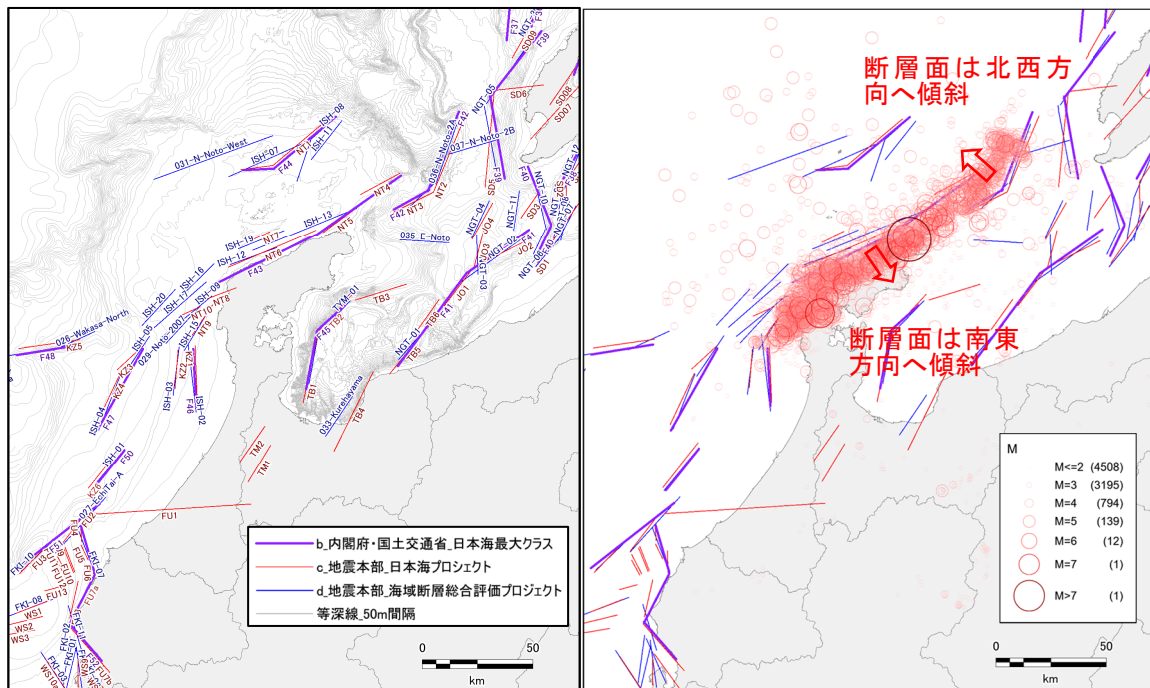


図 2-35 文献 b、c、d の断層上端位置（左）と能登半島地震の余震分布図（右）
余震情報は Hi-net の情報（1 月 1 日から 1 月 4 日）を用いた

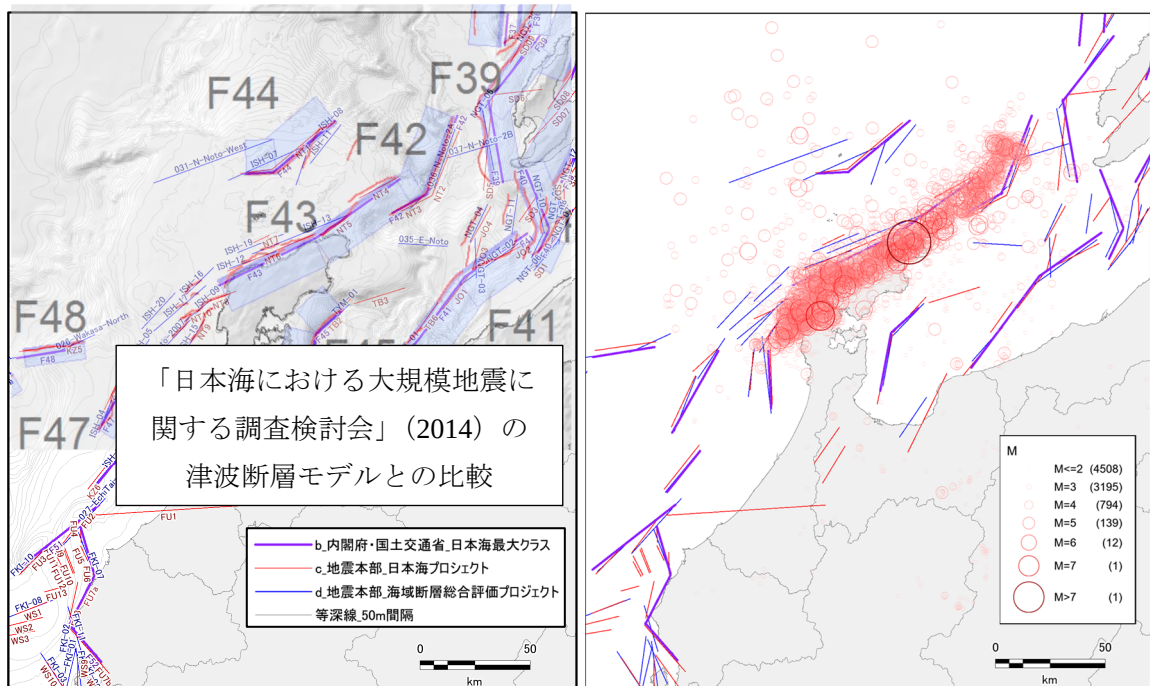


図 2-36 図 2-35 の左図に
「日本海における大規模地震に関する調査検討会」（2014）の津波断層モデルを重ねたもの
※右図は図 2-35 と同じ

表 2-9 本事業で文献 c 及び文献 d の断層群に対して設定した平均変位速度と年発生数確率

文献 c	NT8	<u>NT6</u>	<u>NT5</u>	<u>NT4</u>	NT3	NT2
平均変位速度 (m/千年)	4.88E-02	5.57E-01	4.05E-01	9.08E-02	5.86E-01	2.67E-01
年発生確率	3.23E-05	1.31E-04	1.87E-04	4.58E-05	2.93E-04	7.29E-05
文献 d	ISH-09	<u>ISH-12</u>	<u>ISH-13</u>	-	036-n-Noto-2A	
平均変位速度 (m/千年)	4.71E-02	5.66E-01	4.71E-01	—	5.66E-01	2.83E-01
年発生確率	1.64E-05	2.57E-04	9.43E-05	—	3.56E-04	9.97E-05

※NT4、NT5、NT6 の内、最も平均変位速度が速い断層を赤色で表記している。

表 2-10 連動性を考慮した場合に文献 c で設定した確率

断層区間	発生確率
NT4	3.05E-05 (4.58E-05)
NT5	1.55E-04 (1.87E-04)
NT6	9.05E-05 (1.31E-04)
NT4 + NT5	7.63E-06
NT5 + NT6	2.51E-05
3 連動	7.63E-06

※括弧内の数値は連動性を考慮しない場合の地震発生確率

表 2-11 連動性を考慮した場合に文献 d で設定した確率

断層区間	発生確率
ISH-12	2.34E-04 (2.57E-04)
ISH-13	7.07E-05 (9.43E-05)
2 連動	2.36E-05

※括弧内の数値は連動性を考慮しない場合の地震発生確率

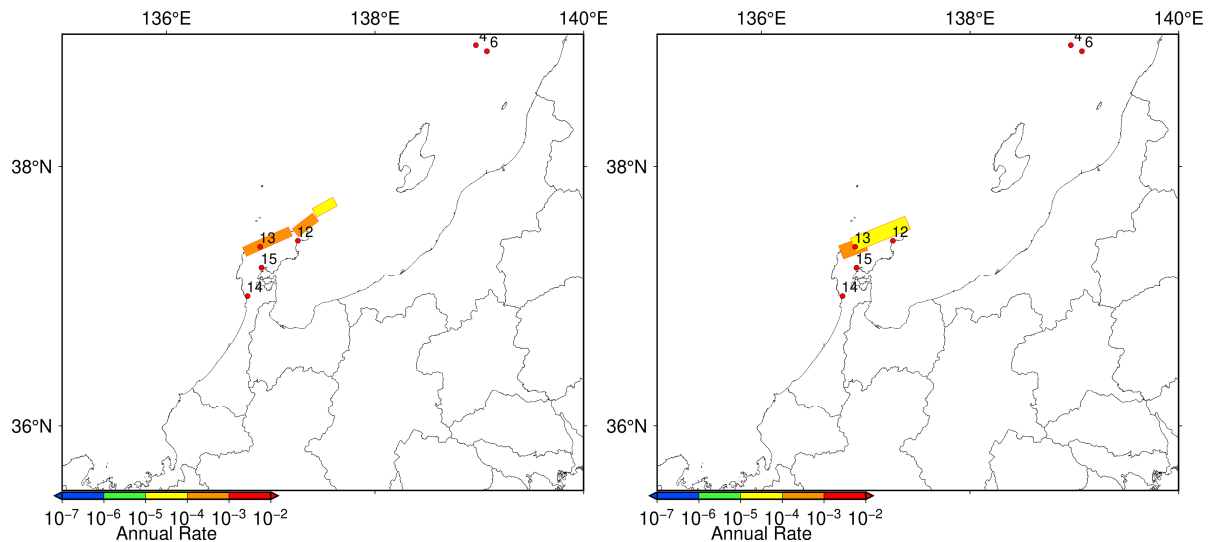


図 2-37 計算対象断層と計算地点（左：文献 c、右：文献 d）

地震発生確率を示す色は連動を考慮しない場合における各断層の発生確率を示している

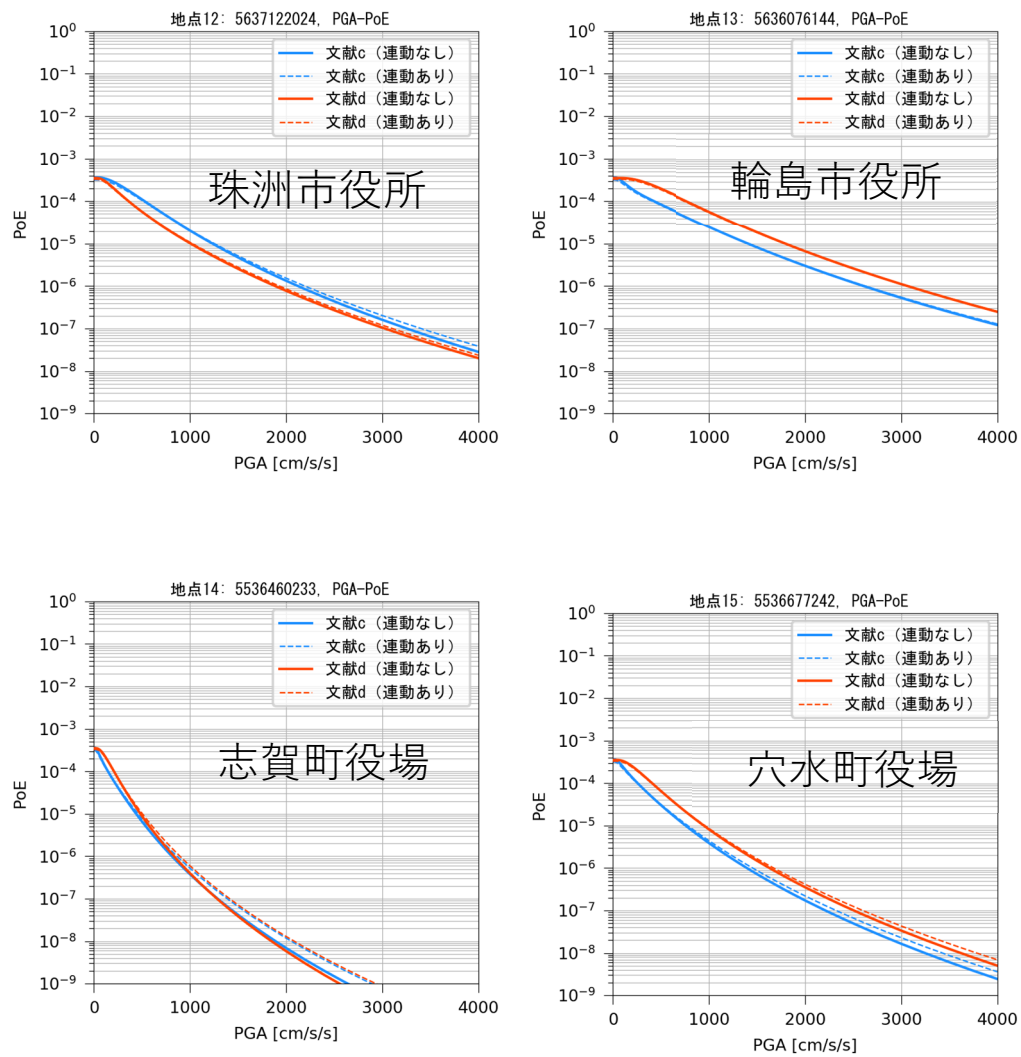


図 2-38 連動を考慮した場合としない場合のハザードカーブの比較

3. 海域における領域震源の調査

3.1 余震の適切な除去方法の検討

余震除去方法について、地震本部 (2009)^{2,9}では、マグニチュード (M) 6.0 以上の「地震の発生後 90 日以内に、震央を中心とする次式 $\log A = M - 3.2$ (建設省土木研究所, 1983^{3,0}) で表される面積 $A (\text{km}^2)$ の円内で発生した地震を余震とみなし、機械的に除去している。なお、前震および群発地震は除去していない。」としている。しかし、余震除去の手法には課題があり、また、余震だけでなく、前震、群発地震などの除去をこれまでの研究成果にもとづいて検討する必要がある。

3.1.1 検討に用いた除去手法

本事業では前震もしくは余震除去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) 地震本部 (2009)、2) Gardner and Knopoff (1974)^{3,1}、3) Musson (1999)^{3,2}、4) Reasenberg (1985)^{3,3}、5) Zhuang et al. (2002)^{3,4} の計 5 編の余震除去手法に関して文献調査を実施し、現状整理を行った。また、余震の除去方法が確率論的地震ハザード評価に与える影響について記述された文献も 2 編調査した。海外におけるモデルについて文献調査する際にはテクトニクスの相違に関して注意した。まず、上記 1) から 5) の 5 編の余震除去手法について下に整理する。

1) 地震本部 (2009)

地震本部 (2009)ではマグニチュード 6.0 以上の地震を対象として、地震の発生後 90 日以内に、震央を中心とする面積 $A \text{ km}^2$ ($\log A = M - 3.2$ (建設省土木研究所, 1983)) の円内で発生した地震を余震とみなし機械的に除去している。これは下式で定義される空間窓 $distance$ と時間窓 $time$ に入る地震を取り除くことに相当する。

$$distance \text{ (km)} = 10^{0.5M-1.6}/\pi^{0.5} \text{ (} M \geq 6.0 \text{)}$$
$$time \text{ (Days)} = 90 \text{ (} M \geq 6.0 \text{)}$$

2) Gardner and Knopoff (1974)

Gardner and Knopoff (1974)は以下の式のような時間窓・空間窓に入る地震を前震もしくは余震とみなし除去している。この手法では一度前震もしくは余震と区分けされた地震の余震は除去されない部分が地震本部 (2009)の手法とは異なることに注意が必要である。Gardner and Knopoff (1974)では計算の簡便さのために正方形の窓で地震を除去しているが、本事業ではOQ-Engine に実装されているモジュールを用いて円形の窓で地震を除去している。

$$distance \text{ (km)} = 10^{0.1238M+0.983}$$
$$time \text{ (Days)} = \begin{cases} 10^{0.032M+2.7389} & (M \geq 6.5) \\ 10^{0.5409M-0.547} & (M < 6.5) \end{cases}$$

3) Musson (1999)

Musson (1999)では、空間窓は Gardner and Knopoff (1974)による式を、時間窓はマグニチュードに依らず 100 日としている。前震・余震を除去する際はまず空間窓に入る地震を除去候補とし、その後除去候補の地震に対して時間窓を移動しながら該当する地震を除去する。図 3-1 のように時間窓の起点を移動して行き、除去される地震が見つからなくなるまで処理を繰り返す。

4) Reasenber (1985)

Reasenber (1985)では「2 次モーメント」という統計学の用語が扱われている。この手法における「2 次モーメント」とは、地震カタログ中の全震源ペアに対し、震源を表すパラメータの差による条件を与えた場合、条件を満たす個数の期待値に相当する。本文献では、震源を定義する 5 つのパラメータとして、位置 (x, y, z)、マグニチュード、発生時刻を挙げている。具体的には、パラメータの差を簡略化し「震央間距離 Δr 」及び「発生時刻差 Δt 」による 2D ヒストグラム (X 軸に Δt 、Y 軸に Δr) 化を行っている。各ビンに含まれる個数 (期待値) のコンターが描くパターンから、余震を分類するには各軸に閾値を設けることが妥当としているが、閾値はマグニチュードに依存しており、いくつかの任意パラメータが存在している。

本検討では、任意パラメータについては公開されている Reasenber (1985)のプログラムコード (cluster2000x.f) のデフォルト値を用いたが、距離の閾値を決める際の任意パラメータであるインタラクトゾーン半径の係数は 10 とした。これは、Kanamori and Anderson (1975)³⁵による円形クラックの半径 (応力降下 30 bar の条件下) の 10 倍をインタラクトゾーン (余震誘発が可能な領域) としていることに相当する。時間の閾値を決める式は論文通り Reasenber (1985)の式 (13) である。なお、インタラクトゾーン半径の係数はカリフォルニアで決められたパラメータであるため、日本への適用においては検討の余地があるかもしれない。

5) Zhuang et al. (2002)

Zhuang et al. (2002)はいかなる地震も必ず付随する余震活動を持つという考えに基づいた ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequences) モデルを提案した。ETAS モデルは、ある時刻 t の地震発生確率 $\lambda_\theta(t)$ を、定常的な背景地震発生確率 μ と、大森・宇津の余震則 (e.g., Utsu, 1957³⁶) に従う余震発生確率の和 (下式) で表す。

$$\lambda_\theta(t) = \mu(t) + \sum_{\{i:t_i < t\}} \frac{K(t_i)e^{\alpha(M_i-M_c)}}{(t-t_i+c)^p}$$

ここで、 t_i と M_i は i 番目の地震の発生時刻とマグニチュードである。また、 α は余震発生確率のマグニチュード依存性、 c は地震発生直後の地震発生確率に関する時定数、 K は余震発生確率の大きさを決める係数、 p は余震発生確率の減衰の乗数、 M_c は最小マグニチュードである。ETAS モデルを用いて余震除去を行うことは、上式の定常的な背景地震発生確率 μ を求めることになる。

Zhuang et al. (2002)は上式の Ogata (1998)による時空間 ETAS モデルを用いて、ある地震が ETAS モデルにおける μ (背景活動) を構成するグループに含まれる確率を求めることで余震除去を行う手法が提案されている。この手法はアルゴリズム中でクラスタのグルーピングを行う (例えば Reasenber (1985)) のものではなく、出力は確率として得られる。また、いくつかの任意パラメーターも存在している。ひとつは、局所的な ETAS モデルの適用において、空間におけるウィンドウ関数として Gauss 関数を採用しているが、標準偏差である σ に対しては任意性があり、あるイベント j 以降の n_p 個のイベントが含まれる半径 d_j を σ としていることである。本文中の実例ではニュージーランドと本州の西及び中央地域に対して $n_p = 20$ が適切であった旨が記されている。もう一つは、本手法で得られる確率に基いて余震と判定するための閾値である。論文では、確率分布のヒストグラムから 0.1 を閾値にしている。

Zhuang et al. (2002)では、北信越の海域を含む適用例についても扱われているので、プログラムコードを適用する際、推奨値である n_p は 20 を、余震判別の閾値は 0.1 を設定した。

次に、余震の除去方法が確率論的地震ハザード評価に与える影響について、1) Teng and Baker (2019)³⁷、2) Taroni and Akinci (2020)³⁸の2件の文献を調査した。これらの文献について調査した結果を下に記述する。

1) Teng and Baker (2019)

Teng and Baker (2019)はオクラホマ・カンザス州において人工地震に対する複数の前震・余震除去手法のアルゴリズムの適合性とハザード解析への影響を評価している。(ここでの”人工地震”は流体の入排水に伴う人工地震を指す。) 距離減衰式も”人工地震”に対して提案された式 (Atkinson, 2015³⁹)を採用している。図 3-2 の地震発生数の推移及び図 3-3 のハザードカーブの比較図より、Gardner and Knopoff (1974)の手法ではかなりの数の地震が除去されることが、他の手法に比べてハザードが小さくなることが報告されている。

2) Taroni and Akinci (2020)

Taroni and Akinci (2020) はイタリアの地殻内地震について 2 つの前震・余震除去手法を適用した場合のハザードカーブを計算している。図 3-4 の累積地震発生数及び図 3-5 のハザードカーブの比較図より、Teng and Baker (2019)同様、Gardner and Knopoff (1974)の手法は余震として多くの地震を除去し、ハザードも Reasenberg (1985)に比べて小さい。

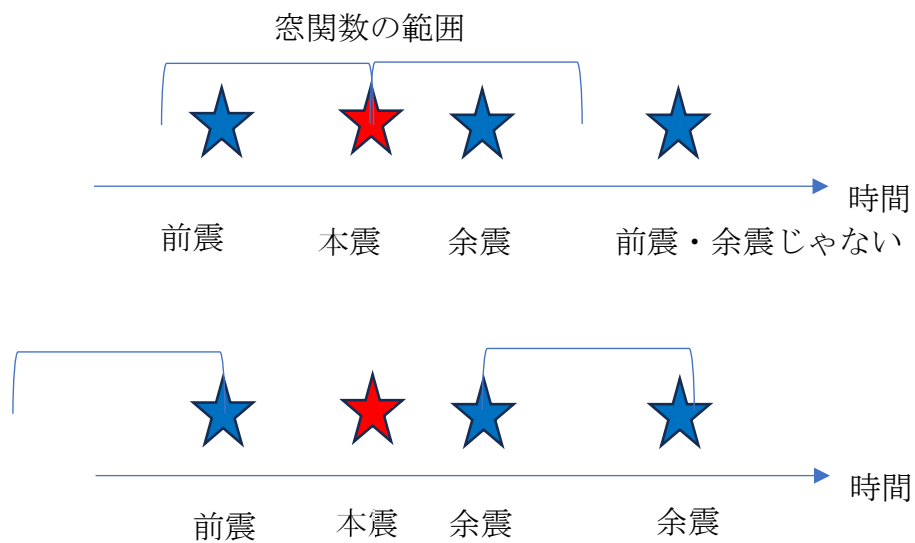


図 3-1 Musson (1999)による余震除去の概略図（時間窓）

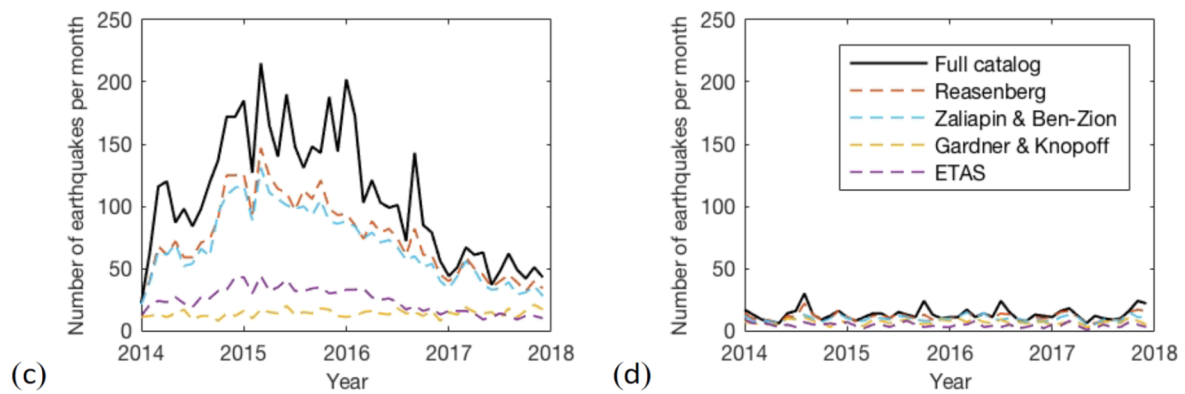


図 3-2 地震発生数の推移 (Teng and Baker, 2019)
(左 : オクラホマ州、右 : カンザス州)

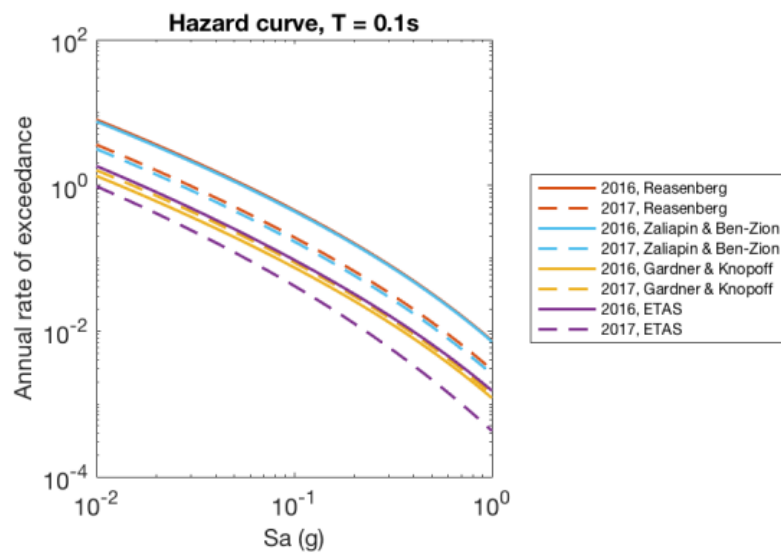


図 3-3 オクラホマ州のハザードカーブの比較 (Teng and Baker, 2019)

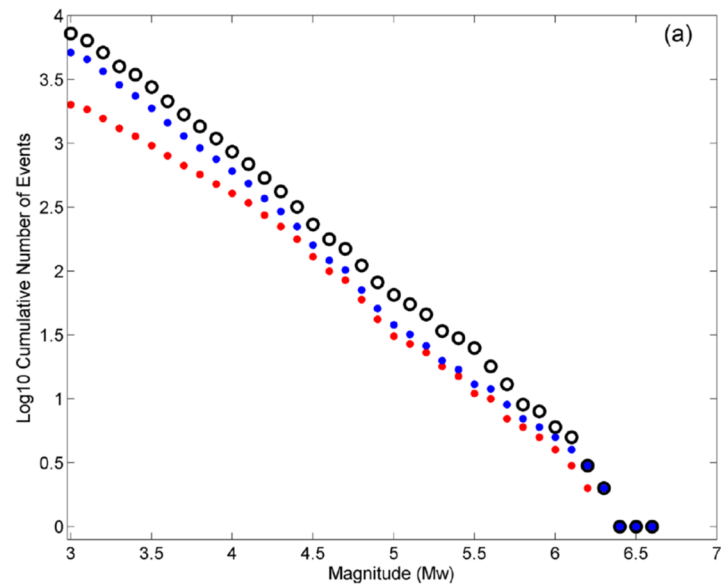


図 3-4 累積地震発生数 (Taroni and Akinci, 2020)

黒 : 除去前、青 : Reasenberg (1985)適用後、青 : Gardner and Knopoff (1974)適用後

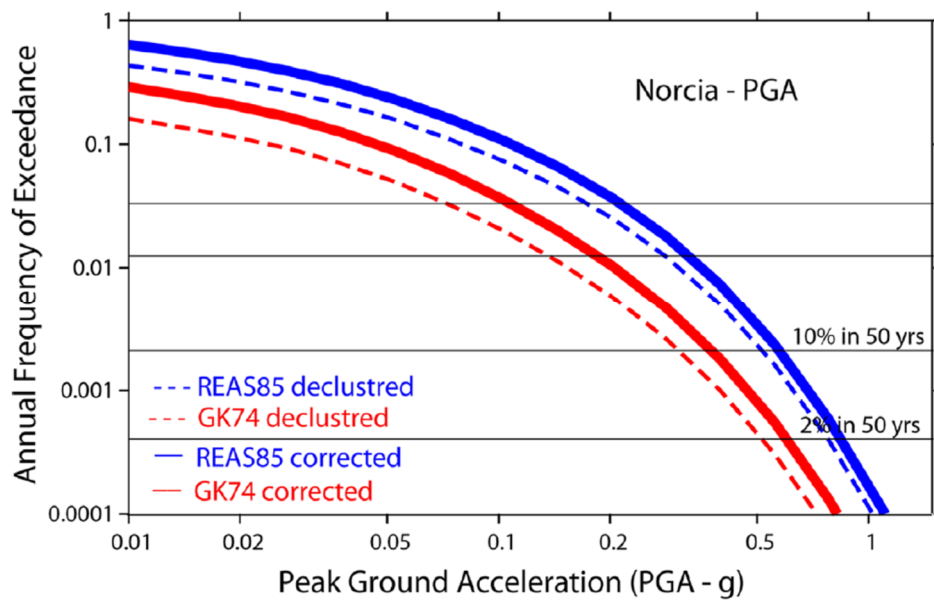


図 3-5 ハザードカーブの比較 (Taroni and Akinci, 2020)

(実線は余震を除去しない場合の b 値を使用、破線は除去後の b 値を使用)

3.1.2 除去後の地震カタログと頻度分布

文献調査の結果得られた知見をもとに、気象庁が公開している 1919 年 1 月 1 日から 2019 年 1 月 1 日の震源データ（地震カタログ）を使用し、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余震除去を 5 件行い、比較・検討した。地震カタログの処理は、以下の手順で実施した。

- 1) 震源深さ 40km 以浅で地震を選別する。
- 2) 気象庁マグニチュード M_j が 5.0 以上の地震を選別する。
- 3) 気象庁震源レコードフォーマット⁴⁰に記載のある「震源評価」から 3 及び 7 以外、「震源決定フラグ」から K、k、A となるものを選別する。
- 4) 各（前震・）余震除去手法を適用する。
- 5) 気象庁マグニチュード M_j が 7.5 以下の地震を選別する。
- 6) 地震本部で海溝型地震として別途考慮している地震を除去する。
（1964 年 6 月 16 日新潟地震、 M_j 7.5）

対象領域における各余震除去適用後の震央分布の比較図を図 3-6 に、Frankel (1995)⁴¹による smoothed seismicity の考え方に準じて地震発生頻度を平滑化した分布を図 3-7 に示す。図 3-6 中の黒点は余震除去前、紫点は余震除去後の震央を表す。整理した地震カタログを用いて算出した規模別頻度分布を図 3-8 に示す。図 3-8 の N は地震の総数、 b は Gutenberg-Richter 則（以下、GR 則）の係数である所謂 b 値に相当する。 b 値はマグニチュードについて打ち切りのある GR 則を地震規模別頻度モデルとして仮定した場合に最尤法で推定された値である（例えば、宇津, 1978⁴²）。

図 3-9 に余震除去前後の累積地震数の比較結果を示す。図 3-9 には灰色線で累積地震数が増加した原因と考えられる規模が大きい地震名を併記した。図 3-10 及び図 3-11 には（前震・）余震除去前の地震カタログを用いて、累積地震数が増加した前後数年における震源分布を示す。図 3-10 及び図 3-11 より、累積地震数が増加した原因と考えられる地震の震央位置とそのほかの地震の震央位置は概ね対応していることが分かる。

5 つの余震除去手法について、（前震・）余震除去前後の震央位置・地震発生頻度・累積地震数を比較した結果、特に地震本部 (2009) の手法と差が大きかった Gardner and Knopoff (1974)、Musson (1999) の手法について地震ハザードにおける差異を確認した。

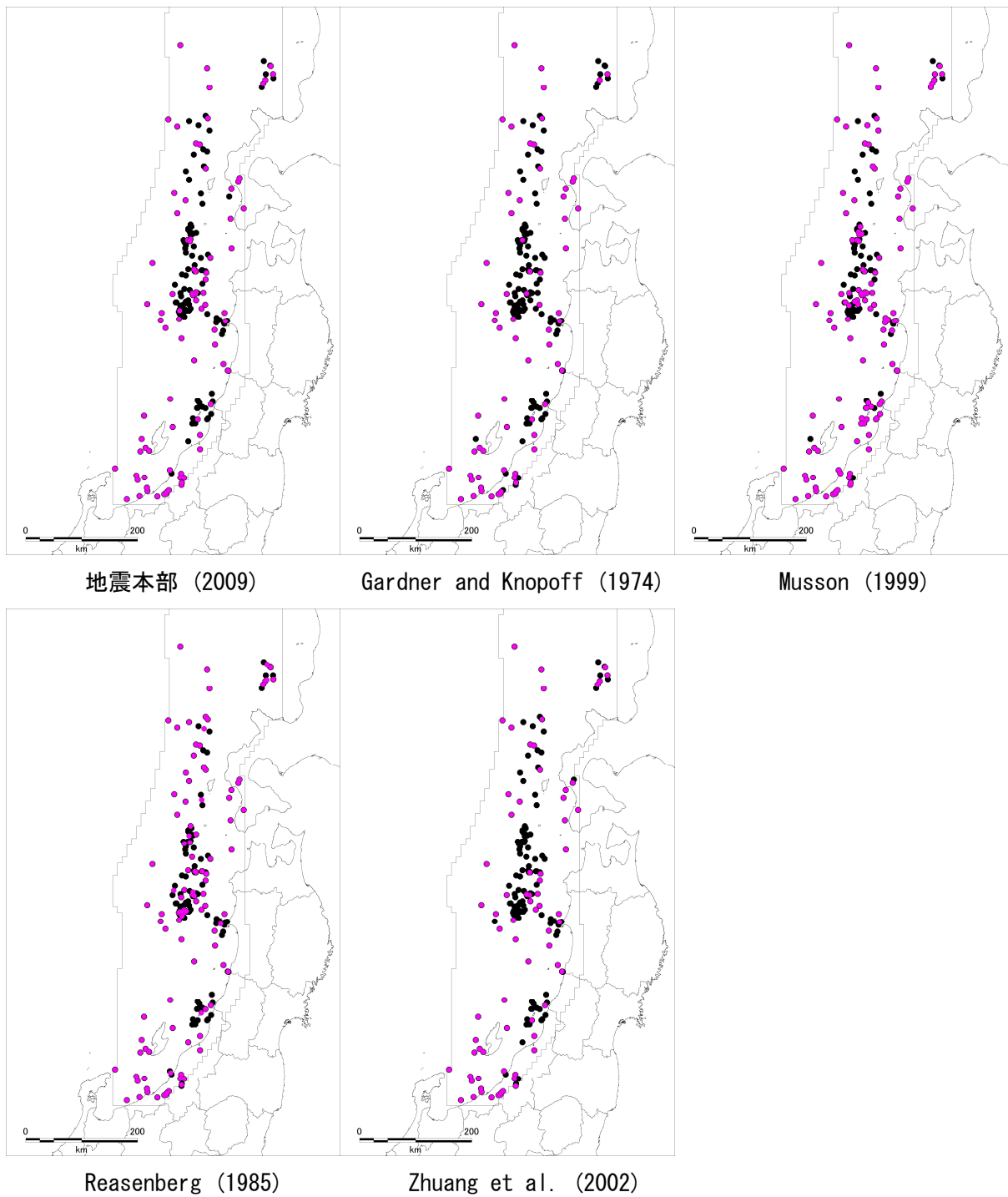


図 3-6 各（前震・）余震除去手法適用後の震央分布の比較
（黒点は除去前、紫点は除去後の震央を表す）