

## 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—

日本海南西部として評価の対象とした海域は、鳥取県、島根県、山口県、福岡県、佐賀県、長崎県の北方沖で、五島列島以北の対馬海峡を含む。本評価対象海域に分布する活断層のうち、その活動が社会的、経済的に大きな影響を与えるおそれのあるマグニチュード(M) 7.0程度以上の地震を発生させる可能性がある、長さ20 km以上の活断層を主な対象として、これまでに行われた調査研究成果等に基づき評価対象海域の海域活断層の長期評価を行った。また、断層長さが20 km未満の活断層についても、位置と長さについて評価した。なお、海域を対象とした活断層の長期評価では、陸域の活断層評価と同等の活動履歴に関する地質学的データを得ることは難しく、主に反射法地震探査データを用いて活断層評価をする必要があることから、本評価対象海域で採用した評価手法についても掲載した。

#### 1. 評価対象海域の特徴

日本海はユーラシア大陸から日本列島が分離することによって形成された。本評価対象海域は、日本海の形成時期に断層運動を伴って大きく沈降し、その後のフィリピン海プレートの沈み込み開始と沈み込み方向の変化によって、断層運動を伴って隆起してきた。本評価対象海域の現在の応力場はおおよそ東西圧縮と考えられており、本評価対象海域の活断層の現在の活動はこの応力場を反映していると考えられるが、その特性は過去に形成された地質構造の影響を強く受けている。ここでは図1に示すように、活断層の分布や地質構造、隣接する九州地域の活断層の長期評価（第一版）や中国地域の活断層の長期評価（第一版）の区域分けを考慮して評価対象海域を中国地域北方沖の東部区域及び中部区域、九州地域北方沖の西部区域に区分し、それぞれの海域に分布する活断層及び地震活動の特徴について述べる。

#### 東部区域（鳥取県沖・島根県東部沖）

本区域では島根半島周辺の海域で東西から東北東—西南西走向の右横ずれ断層が発達し、西側に向かって断層数が増加する。東部区域に分布する活断層の活動度は本評価対象海域の中で相対的に最も高いと考えられる。一方で、近年の地震活動は相対的に最も低い。また、過去に大きな被害を伴うような地震は知られていない。

#### 中部区域（島根県西部沖・山口県北方沖）

本区域では沿岸の海域で北北西—南南東から北西—南東走向の左横ずれ断層が発達し、西に向かって断層数が多くなる。その沖合に位置する東北東—西南西から北東—南西走向

の右横ずれ断層は、東部区域から連続するが西に向かって断層数が減少する。中部区域に分布する活断層の活動度は東部区域に比べてやや低い。地震活動は相対的に中程度である。過去に大きな被害を伴った地震も発生している。

## 西部区域（九州北方沖・九州北西沖）

本区域では沿岸の海域で北西—南東走向の左横ずれ断層が発達し、沖合で北東—南西から北北東—南南西走向の右横ずれ断層が発達する。西部区域に分布する活断層の活動度は評価対象海域の中で相対的に最も低い。地震活動は相対的に最も活発であるが、その活動は2005年に発生した福岡県西方沖の地震（M7.0）の震源域ならびに対馬北方沖に集中する。過去に大きな被害を伴った地震も発生しており、その頻度は他の区域と比べて多い。

## 2. 日本海南西部の海域活断層の特性と地震の長期評価

### 2-1. 東部区域（鳥取県沖・島根県東部沖）

本区域のうち、島根半島の東方沖には東北東—西南西走向の右横ずれ断層である伯耆（ほうき）沖断層帯のみしか認められないが、同半島の北方沖には東北東—西南西走向の右横ずれ断層である島根半島北方沖断層帯、出雲（いずも）沖断層、島前（どうぜん）西方沖断層が、同半島の西方沖にはほぼ東西走向の右横ずれ断層である江津（ごうつ）沖断層、日御碕（ひのみさき）沖断層帯、根滝（ねだき）グリ北方断層帯、十六島鼻（うつぶるいばな）西方沖断層帯、石見（いわみ）沖南断層、石見沖中断層帯、石見沖北断層が分布する（図2における断層番号1から11）。

本区域では、定常的な地震活動は低調であり、1919年から2019年までの約100年間に発生した最大の地震は、1940年8月14日に隠岐島近海で発生した地震（M6.6、震源の深さ20km。いずれも気象庁による）である。なお、隣接する陸域の中国地域の北部では、1943年鳥取地震（M7.2）や平成12年（2000年）鳥取県西部地震（M7.3）をはじめとした被害地震が発生しており、中国地域の中では地震活動が相対的に活発である。

本区域に分布する評価対象の海域活断層帯の位置を表1-1に、断層帯を構成する各区間（評価単位区間）が単独で活動する場合の地震の規模、複数区間が同時に活動する場合の地震の規模、断層の形状や垂直変位量等の特性を表1-2に示す。これらに基づいて、本区域の評価対象の海域活断層帯の評価単位区間のいずれかを震源として今後30年以内にM7.0以上の地震が発生する確率を計算すると3-7%となる。これらの海域活断層において、本区域で発生し得る最大級の地震は伯耆沖断層帯の全区間が同時に活動する場合であり、M7.7からM8.1程度の地震が発生する可能性がある（注1）。なお、本区域にある十六島鼻西方沖断層帯と中部区域にある千里ヶ瀬（せんりがせ）東方南断層は異なる起震断層としているが、隣接しているため連動して活動する可能性を完全には否定できない。これら2つの断層が連動して活動した場合、両断層を合わせた全体の長さは伯耆沖断層帯の全区間の長さより長くなる。また、本区域では、これら海域活断層の他に、断層長さが20kmには満たないが活断層と認定された海域活断層が2断層（図2における断層記号a, b）ある。

## 2-2. 中部区域（島根県西部沖・山口県北方沖）

本区域の沿岸には北北西—南南東から北西—南東走向の左横ずれ断層である浜田沖断層、三隅（みすみ）沖断層、須佐沖断層帯、モドロ岬沖断層帯、見島近海（みしまきんかい）断層、卯持ノ瀬（うもちのせ）東方断層、向津具（むかつく）沖断層、角島（つのしま）沖東断層、角島沖西断層帯及び主要活断層帯である菊川断層帯の海域部が、沖合には北東—南西から東北東—西南西走向の右横ずれ断層である益田沖断層、千里ヶ瀬東方南断層、千里ヶ瀬東方北断層、タツモチ東方断層、ウマモチ北西断層、対馬海盆南方断層、長門はるか沖断層、対馬北東沖断層が分布する（図2における断層番号12から28）。

本区域では主に東西方向から北西—南東方向に圧力軸を持つ横ずれ型の地震が発生しているが、逆断層型の成分も含む地震も見られる。定常的な地震活動は東部区域に比べ活発であるが、1919年から2019年の約100年間で大きな被害を伴った地震は発生していない。なお、1872年3月14日（明治5年）の夕方に浜田市沿岸部を震源域とした浜田地震（M7.1）が発生し、甚大な被害が生じた。

本区域に分布する評価対象の海域活断層帯の位置を表1-1に、断層帯を構成する各区分（評価単位区分）が単独で活動する場合の地震の規模、複数区分が同時に活動する場合の地震の規模、断層の形状や垂直変位量等の特性を表1-2に示す。これらに基づいて、本区域の評価対象の海域活断層帯の評価単位区分のいずれかを震源として今後30年以内にM7.0以上の地震が発生する確率を計算すると3-6%となる。これらの海域活断層において、本区域で発生し得る最大級の地震は須佐沖断層帯の全区分が同時に活動する場合であり、M7.7程度の地震が発生する可能性がある。ただし、本区域には既に中国地域の活断層の長期評価（第一版）において評価された菊川断層帯の海域部が存在している。本評価では既存の活断層の地域評価において評価済みの活断層は評価の対象にしないが、菊川断層帯の全区分が同時に活動した場合は、須佐沖断層帯よりも長い114kmもしくはそれ以上の断層となり、M7.8-8.2程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性もある。なお、本区域にある千里ヶ瀬東方南断層と東部区域にある十六島鼻西方沖断層帯は異なる起震断層としているが、隣接しているため連動して活動する可能性を完全には否定できない。これら2つの断層が連動して活動した場合、両断層を合わせた全体の長さは菊川断層帯の全区分の長さよりもさらに長い。また、本区域では、これらの海域活断層の他に、断層長さが20kmには満たないが活断層と認定された海域活断層が16断層（図2における断層記号c-r）ある。

## 2-3. 西部区域（九州北方沖・九州北西沖）

本区域の沿岸には北西—南東走向の左横ずれ断層である白島（しらしま）沖断層帯、沖ノ島近海断層、小呂島近海断層帯及び主要活断層帯である西山断層帯や警固（けご）断層帯の海域部が、沖合の対馬周辺から五島列島北方沖には北東—南西から北北東—南南西走向の右横ずれ断層である対馬東水道（つしまひがしすいどう）断層、対馬北方沖断層、対馬上県（かみあがた）西方沖断層、対馬南方沖断層、七里ヶ曾根（しちりがそね）断層、第1五島堆（だいいちごとうたい）断層帯が分布する（図2. 断層番号29から37）。

本区域では主に東西から東北東—西南西方向に圧力軸を持つ横ずれ型の地震が発生しているが、中部区域と同様に一部逆断層型の地震も見られる。2005年3月20日には本区域内

で福岡県西方沖の地震（M7.0、深さ約 10 km、最大震度 6 弱）が発生し、被害が生じた。最近 400 年間でこの地震以外に本区域で発生した M7.0 以上の被害地震は、1700 年 4 月 15 日（元禄 13 年）の対馬東水道の地震（M7.0 程度）が知られている。

本区域に分布する評価対象の海域活断層帯の位置を表 1-1 に、断層帯を構成する各区分（評価単位区分）が単独で活動する場合の地震の規模、複数区分が同時に活動する場合の地震の規模、断層の形状や垂直変位量等の特性を表 1-2 に示す。これらに基づいて、本区域の評価対象の海域活断層帯の評価単位区分のいずれかを震源として今後 30 年以内に M7.0 以上の地震が発生する確率を計算すると 1-3% となる。これらの海域活断層において、本区域で発生し得る最大級の地震は第 1 五島堆断層帯の全区分が同時に活動する場合であり、M7.9 もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。ただし、本区域には既に九州地域の活断層の長期評価（第一版）において評価された西山断層帯の海域部が存在している。西山断層帯の全区分が同時に活動した場合は、第 1 五島堆断層帯より長い 110 km 程度となり、M7.9-8.2 程度の地震が発生する可能性がある（注 4）。また、本区域では、これらの海域活断層の他に、断層長さが 20 km には満たないが活断層と認定された海域活断層が 2 断層（図 2 における断層記号 s, t）ある。

### 3. 今後に向けて

本評価は、主に現時点で利用できる海域の反射法地震探査断面（反射断面）を用いて、海底下浅部の地質構造に基づいて活断層の認定を行い、日本海南西部を東部、中部、西部の 3 つの区域に分け、それぞれの区域について海域活断層の特性を求め、各区域及び日本海南西部全体において、今後 30 年以内に M7.0 程度以上の地震が発生する確率を評価した（表 1）。ここで主な評価の対象とした活断層は、海底下浅部の地質構造で確認できた断層長さが 20 km 程度以上のものである。陸域の活断層評価と同等の地質学的データを用いることが難しいため、海域活断層の評価手法についても検討した。

本評価で利用した反射断面からは、断層の位置や浅部における形状、垂直変位量を推定可能であるが、活断層の活動履歴を解明するには分解能が不十分であった。そのため、陸域の活断層の長期評価手法を参考にしつつ、多くの経験則や仮定に基づき新たな手法も取り入れて 1 回の活動に伴う断層のずれの量や平均変位速度の推定を行わざるを得なかった。評価の信頼性の向上のため、活動履歴や平均変位速度を直接解明するための調査研究が望まれる。

活断層の認定については、反射法地震探査における測線の分布と密度及び反射断面の分解能の制約がある。特に海岸から 5-10 km 程度の浅海域は反射法地震探査などのデータが欠落している。このため、本評価では認定していない海域活断層が存在する可能性もある。このような沿岸の浅い海域において地震が発生した場合、陸域で大きな揺れや地震発生からわずかな時間で津波が到達するおそれもあり、海岸に近い浅海域においても海域活断層を認定するための調査研究が望まれる。

活断層の形状については、データが得られている探査深度は限られているため、多くの断層で深部形状を明らかにすることが難しかった。マルチチャンネル反射法地震探査に加

え、地震活動など様々な地球物理学データを用いて活断層の深部形状を検討することが望まれる。

さらに、複数の活動区間が同時に活動する確率や隣接する海域活断層の連動の可能性の検討、既知の活断層以外による地震の評価も含め、地域単位の地震発生確率を算出するための長期予測手法の高度化についても検討する必要がある。

なお、評価対象の海域活断層帯の中には、九州地域の主要活断層帯の海域延長部周辺に位置しているものもある。今後、これらの主要活断層帯とその海域延長部周辺に位置する海域活断層の関係について調査研究を進める必要がある。また、海域と陸域を統合した評価手法の検討も必要である。

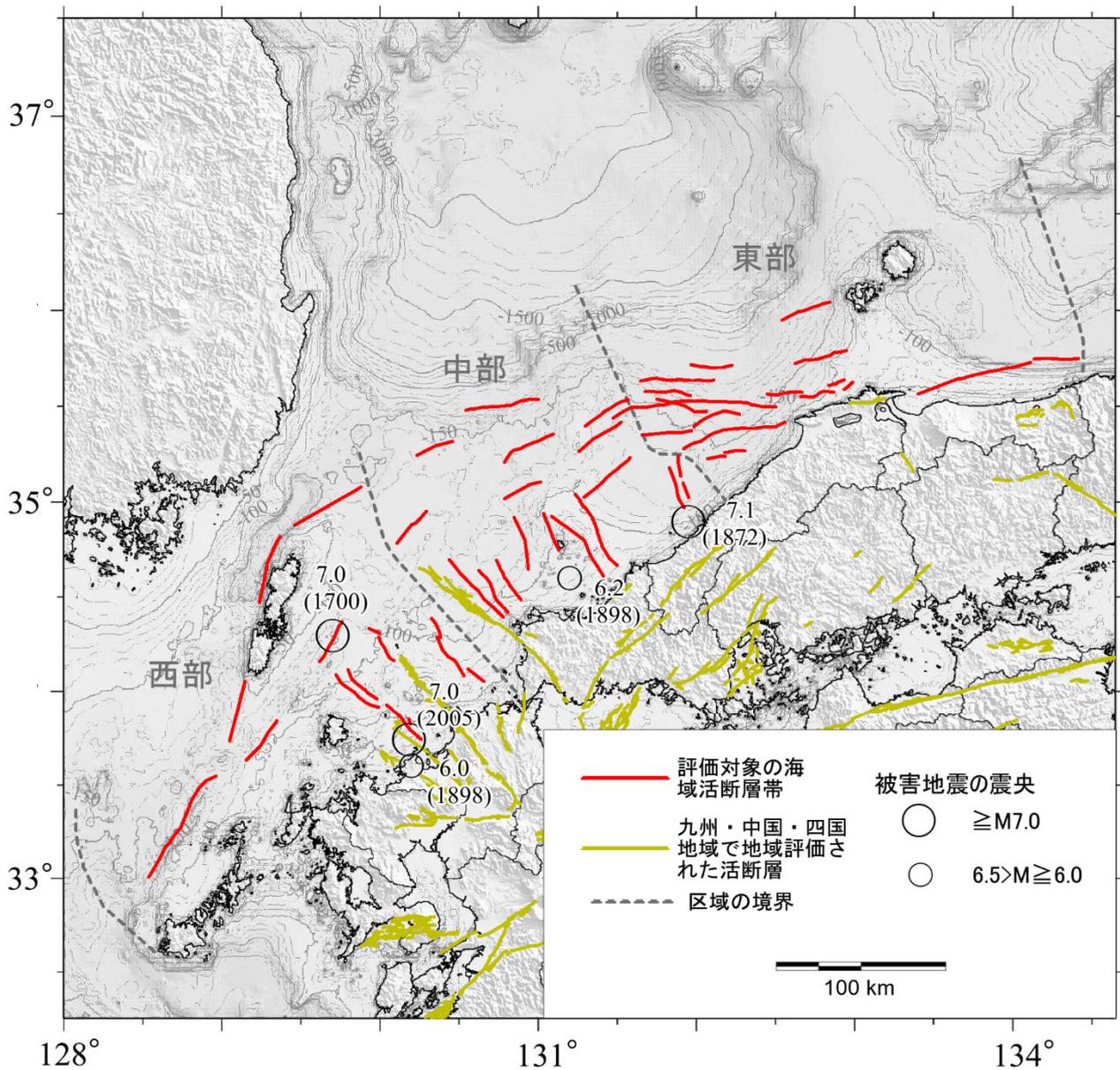
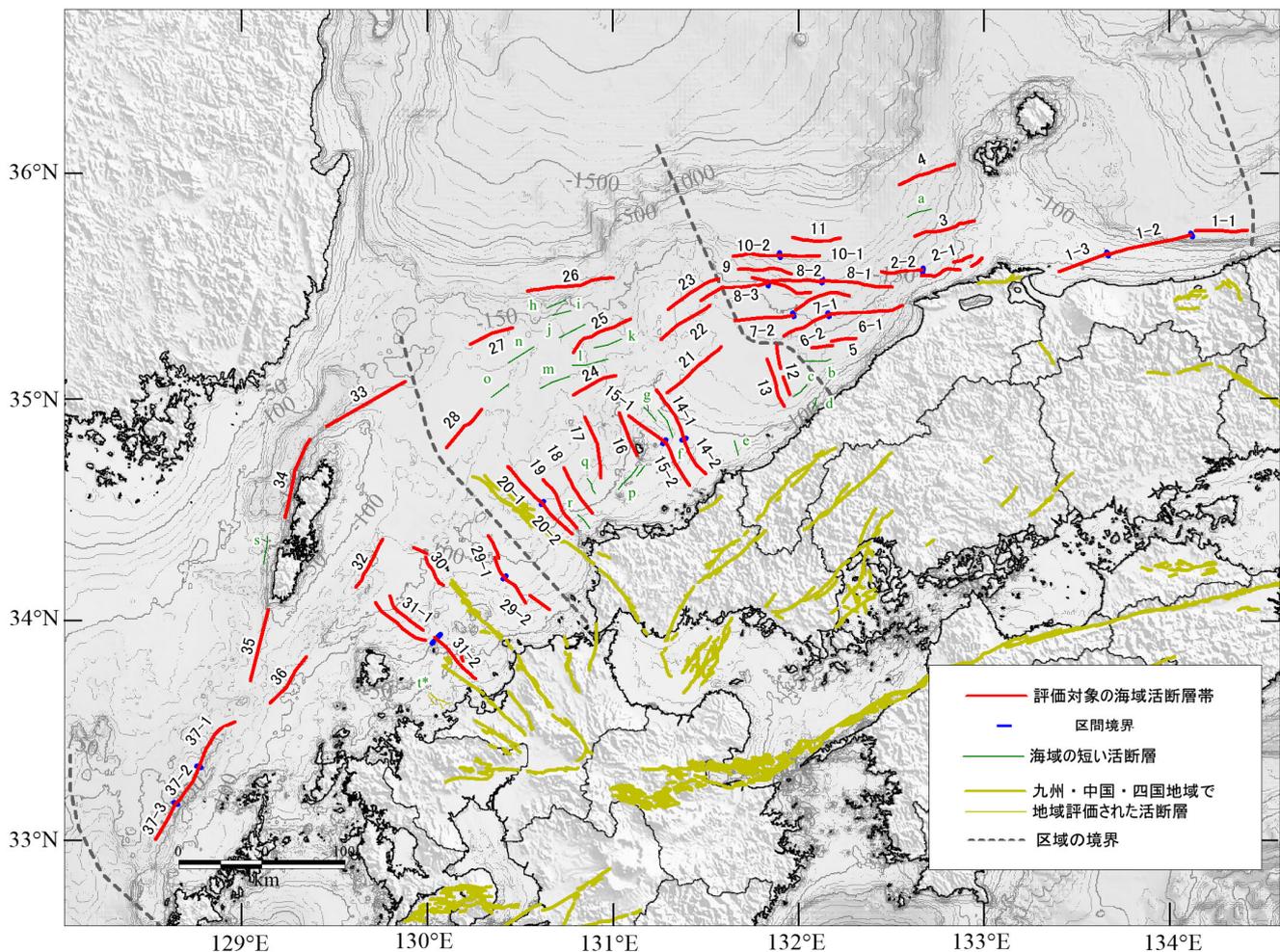


図1. 日本海南西部（評価対象海域）における評価対象の海域活断層と主な被害地震の震央

丸は表4にある主な被害地震の内M6以上の震央を示しており、丸の大きさは数値で示した地震規模（マグニチュード：M）による。発生年を括弧内に西暦年で示した。地形はGEBCO Compilation Group (2020)による。



(東部)

- 1-1 : 伯耆沖断層帯 (東部区間)
- 1-2 : 伯耆沖断層帯 (中部区間)
- 1-3 : 伯耆沖断層帯 (西部区間)
- 2-1 : 島根半島北方沖断層帯 (東部区間)
- 2-2 : 島根半島北方沖断層帯 (西部区間)
- 3 : 出雲沖断層
- 4 : 島前西方沖断層
- 5 : 江津沖断層
- 6-1 : 日御碕沖断層帯 (東部区間)
- 6-2 : 日御碕沖断層帯 (西部区間)
- 7-1 : 根滝グリ北方断層帯 (東部区間)
- 7-2 : 根滝グリ北方断層帯 (西部区間)
- 8-1 : 十六島鼻西方沖断層帯 (東部区間)
- 8-2 : 十六島鼻西方沖断層帯 (中部区間)
- 8-3 : 十六島鼻西方沖断層帯 (西部区間)
- 9 : 石見沖南断層
- 10-1 : 石見沖中断層帯 (東部区間)
- 10-2 : 石見沖中断層帯 (西部区間)
- 11 : 石見沖北断層

(中部)

- 12 : 浜田沖断層
- 13 : 三隅沖断層
- 14-1 : 須佐沖断層帯 (北部区間)
- 14-2 : 須佐沖断層帯 (南部区間)
- 15-1 : モドロ岬沖断層帯 (北部区間)
- 15-2 : モドロ岬沖断層帯 (南部区間)
- 16 : 見島近海断層
- 17 : 卯持ノ瀬東方断層
- 18 : 向津具沖断層
- 19 : 角島沖東断層
- 20-1 : 角島沖西断層帯 (北部区間)
- 20-2 : 角島沖西断層帯 (南部区間)
- 21 : 益田沖断層
- 22 : 千里ヶ瀬東方南断層
- 23 : 千里ヶ瀬東方北断層
- 24 : タツモチ東方断層
- 25 : ウマモチ北西断層
- 26 : 対馬海盆南方断層
- 27 : 長門はるか沖断層
- 28 : 対馬北東沖断層

(西部)

- 29-1 : 白島沖断層帯 (北部区間)
- 29-2 : 白島沖断層帯 (南部区間)
- 30 : 沖ノ島近海断層
- 31-1 : 小呂島近海断層帯 (北西沖区間)
- 31-2 : 小呂島近海断層帯 (東方沖区間)
- 32 : 対馬東水道断層
- 33 : 対馬北方沖断層
- 34 : 対馬上県西方沖断層
- 35 : 対馬南方沖断層
- 36 : 七里ヶ曾根断層
- 37-1 : 第1五島堆断層帯 (北部区間)
- 37-2 : 第1五島堆断層帯 (中部区間)
- 37-3 : 第1五島堆断層帯 (南部区間)

図2 日本海南西部(評価対象海域)における評価対象の海域活断層帯と海域の短い活断層の分布  
 図中の番号は下記の各断層帯区間に対応する。海域の短い活断層の記号は表2を参照。地形はGEBCO  
 Compilation Group (2020)による。

表 1-1 日本海西南部で評価した海域活断層の位置と評価地域で発生する地震の発生確率

地域細分	活断層のくくり (付録2)	評価単位 区間(付録2)	端点1				端点2				30年以内M $\geq$ 7の 地震発生確率 <sup>注2)</sup>	
				北緯	東経	信頼度		北緯	東経	信頼度	95%信頼区間 (中央値)	
東部	伯耆冲断層帯	東部区間	東端	35° 45'	134° 25'	○	南西端	35° 45'	134° 08'	○	3 - 7 (5)	評価領域 全体 8-13 (11)
		中部区間	北東端	35° 44'	134° 07'	○	南西端	35° 39'	133° 40'	○		
		西部区間	東端	35° 39'	133° 40'	○	西端	35° 34'	133° 24'	○		
	島根半島北方冲断層帯	東部区間	東端	35° 38'	132° 59'	△	西端	35° 33'	132° 40'	△		
		西部区間	東端	35° 34'	132° 40'	△	西端	35° 34'	132° 27'	△		
	出雲冲断層		東端	35° 47'	132° 57'	△	西端	35° 44'	132° 37'	○		
	島前西方冲断層		東端	36° 03'	132° 50'	○	西端	35° 57'	132° 33'	○		
	江津冲断層		東端	35° 16'	132° 18'	○	西端	35° 14'	132° 04'	○		
	日御碕冲断層帯	東部区間	東端	35° 25'	132° 33'	○	西端	35° 23'	132° 10'	△		
		西部区間	東端	35° 23'	132° 10'	△	西端	35° 17'	131° 55'	○		
	根滝グリ北方断層帯	東部区間	北東端	35° 27'	132° 16'	○	南西端	35° 24'	131° 59'	○		
		西部区間	東端	35° 22'	131° 58'	○	西端	35° 21'	131° 39'	○		
	十六島鼻西方冲断層帯	東部区間	東端	35° 30'	132° 30'	○	西端	35° 31'	132° 07'	○		
		中部区間	東端	35° 31'	132° 07'	○	西端	35° 32'	131° 51'	○		
		西部区間	東端	35° 31'	131° 50'	○	西端	35° 30'	131° 35'	○		
	石見冲南断層		東端	35° 33'	131° 58'	○	西端	35° 35'	131° 40'	○		
石見冲中断層帯	東部区間	東端	35° 38'	132° 07'	○	西端	35° 38'	131° 53'	△			
	西部区間	東端	35° 38'	131° 53'	△	西端	35° 38'	131° 39'	○			
石見冲北断層		東端	35° 43'	132° 13'	○	西端	35° 43'	131° 58'	○			
中部	浜田冲断層		北端	35° 14'	131° 53'	○	南端	35° 01'	131° 57'	○		
	三隅冲断層		北端	35° 11'	131° 50'	○	南端	34° 58'	131° 55'	○		
	須佐冲断層帯	北部区間	北端	35° 03'	131° 14'	○	南端	34° 49'	131° 23'	△		
		南部区間	北端	34° 49'	131° 23'	△	南端	34° 40'	131° 30'	○		
	モドロ岬冲断層帯	北部区間	北端	34° 55'	131° 05'	○	南端	34° 48'	131° 16'	△		
		南部区間	北端	34° 48'	131° 16'	△	南端	34° 37'	131° 25'	△		
	見島近海断層		北端	34° 56'	131° 02'	○	南端	34° 45'	131° 08'	○		
	卯持ノ瀬東方断層		北北西端	34° 55'	130° 51'	○	南南東端	34° 39'	130° 56'	○		
	向津具冲断層		北北西端	34° 42'	130° 44'	○	南南東端	34° 29'	130° 53'	○		
	角島冲東断層		北北西端	34° 38'	130° 37'	○	南南東端	34° 25'	130° 48'	△		
	角島冲西断層帯	北部区間	北西端	34° 42'	130° 26'	○	南東端	34° 32'	130° 37'	○		
		南部区間	北西端	34° 32'	130° 37'	○	南東端	34° 24'	130° 47'	△		
	益田冲断層		北東端	35° 14'	131° 35'	○	南西端	35° 02'	131° 17'	○		
	千里ヶ瀬東方南断層		北東端	35° 30'	131° 35'	○	南西端	35° 16'	131° 15'	○		
	千里ヶ瀬東方北断層		北東端	35° 32'	131° 34'	○	南西端	35° 24'	131° 18'	○		
	タツモチ東方断層		北東端	35° 06'	131° 01'	○	南西端	35° 01'	130° 47'	○		
ウマモチ北西断層		北東端	35° 21'	131° 06'	○	南西端	35° 12'	130° 47'	○			
対馬海盆南方断層		東端	35° 32'	131° 00'	○	西端	35° 29'	130° 32'	△			
長門はるか冲断層		東端	35° 19'	130° 27'	△	西端	35° 15'	130° 14'	△			
対馬北東冲断層		北東端	34° 57'	130° 17'	○	南西端	34° 47'	130° 06'	○			
西部	白島冲断層帯	北部区間	北西端	34° 23'	130° 19'	○	南東端	34° 12'	130° 25'	○		
		南部区間	北西端	34° 12'	130° 25'	○	南東端	34° 03'	130° 39'	○		
	沖ノ島近海断層 <sup>注4)</sup>		北西端	34° 20'	129° 55'	○	南東端	34° 10'	130° 05'	○		
	小呂島近海断層帯 <sup>注5)</sup>	北西冲区間	北西端	34° 05'	129° 43'	○	南東端	33° 55'	129° 59'	○		
		東方冲区間	北西端	33° 55'	130° 02'	○	南東端	33° 44'	130° 15'	○		
	対馬東水道断層		北北東端	34° 22'	129° 45'	○	南南西端	34° 09'	129° 37'	○		
	対馬北方冲断層		北東端	35° 05'	129° 53'	△	南西端	34° 53'	129° 27'	△		
	対馬上県西方冲断層		北北東端	34° 49'	129° 22'	△	南南西端	34° 28'	129° 14'	△		
	対馬南方冲断層		北北東端	34° 03'	129° 08'	△	南南西端	33° 44'	129° 03'	△		
	七里ヶ曾根断層		北東端	33° 50'	129° 21'	△	南西端	33° 38'	129° 09'	△		
	第1五島堆断層帯	北部区間	北東端	33° 33'	128° 58'	△	南西端	33° 20'	128° 47'	△		
中部区間		北東端	33° 20'	128° 47'	△	南西端	33° 11'	128° 38'	△			
南部区間		北東端	33° 11'	128° 38'	△	南西端	33° 00'	128° 32'	△			

表 1 - 2 評価対象の海域活断層帯の特性

地域 細分	活断層のくくり (付録2)	評価単位 区間(付録2)	断層長 (km)	信頼 度	各区間単独活 動の場合の地 震規模(M)	ずれの向きと種類			断層面の 傾斜方向	信頼 度	断層面 の幅 <sup>注7)</sup>	基準面の垂 直変位量 <sup>注8)</sup> (sec)	信頼 度	1 回の ずれ量 <sup>注9)</sup>	
						断層の 走向 <sup>注6)</sup>	種類	信頼 度							
東部	伯耆沖断層帯	東部	26	○	7.2程度	N90° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	△	17km程度	0.03	△	3m程度	
		中部	42	○	7.5程度	N103° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	○	17km程度	0.03	△	4m程度	
		西部	26	○	7.2程度	N111° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	○	17km程度	不明	—	3m程度	
		全体	94	○	7.7-8.1程度										
	島根半島北方沖断層帯	東部	30	△	7.3程度	N108° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	△	17km程度	不明	—	3m程度	
		西部	20	△	7.0程度	N90° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	△	17km程度	不明	—	2m程度	
		全体	49	△	7.7程度										
	出雲沖断層		31	△	7.3程度	N79° E	右横ずれ	○	南傾斜高角	○	17km程度	0.01	△	3m程度	
	島前西方沖断層		28	△	7.2程度	N113° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	○	17km程度	0.02	△	3m程度	
	江津沖断層		22	○	7.1程度	N100° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	2m程度	
	日御碕沖断層帯	東部	35	○	7.4程度	N96° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	○	17km程度	0.02	△	4m程度	
		西部	25	○	7.2程度	N116° W	右横ずれ	○	北傾斜高角	○	17km程度	不明	—	3m程度	
		全体	59	○	7.8程度			N104° W							
	根滝グリ北方断層帯	東部	26	○	7.2程度	N102° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	3m程度	
		西部	29	○	7.3程度	N94° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	3m程度	
		全体	57	○	7.8程度										
	十六島鼻西方沖断層帯	東部	35	○	7.4程度	N87° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.03	△	4m程度	
		中部	24	○	7.1程度	N86° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	2m程度	
西部		23	○	7.1程度	N95° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	不明	—	2m程度		
全体		83	○	7.9-8.0程度											
石見沖南断層		27	○	7.2程度	N82° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.01	△	3m程度		
石見沖中断層帯	東部	21	○	7.0程度	N90° W	右横ずれ	○	南傾斜高角	○	17km程度	0.05	△	2m程度		
	西部	21	○	7.0程度	N90° W	右横ずれ	○	南傾斜高角	○	17km程度	不明	—	2m程度		
	全体	42	○	7.5程度											
石見沖北断層		23	○	7.1程度	N90° W	右横ずれ	○	南傾斜高角	△	17km程度	0.05	△	2m程度		
中部	浜田沖断層		25	○	7.2程度	S14° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	3m程度	
	三隅沖断層		25	○	7.2程度	S18° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.01	△	3m程度	
	須佐沖断層帯	北部	29	○	7.3程度	S28° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.01	△	3m程度	
		南部	20	○	7.0程度	S33° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	2m程度	
		全体	49	○	7.7程度										
	モドロ岬沖断層帯	北部	21	○	7.0程度	S52° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	不明	—	2m程度	
		南部	25以上	△	7.2程度以上	S34° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.01	△	3m程度以上	
		全体	45以上	△	7.6程度以上										
	見島近海断層		22	○	7.1程度	S24° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.03	△	2m程度	
	卯持ノ瀬東方断層		31	○	7.3程度	S14° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	3m程度	
	向津具沖断層		28	○	7.2程度	S30° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	△	3m程度	
	角島沖東断層		29以上	△	7.3程度以上	S35° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.02	△	3m程度以上	
	角島沖西断層帯	北部	25	○	7.2程度	S42° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.02	△	3m程度	
		南部	21以上	△	7.0程度以上	S46° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.03	△	2m程度以上	
		全体	46以上	△	7.6程度以上										
	菊川断層帯 <sup>注10)</sup>	菊川断層の長期評価(一部改訂)(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016b)を参照													
	益田沖断層		35	○	7.4程度	N129° W	右横ずれ	○	北西傾斜高角	○	17km程度	0.2	△	4m程度	
	千里ヶ瀬東方南断層		40	○	7.5程度	N130° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.03	△	4m程度	
千里ヶ瀬東方北断層		28	○	7.2程度	N121° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.03	△	3m程度		
タツモチ東方断層		23	○	7.1程度	N113° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.02	▲	2m程度		
ウマモチ北西断層		33	○	7.4程度	N120° W	右横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.03	▲	3m程度		
対馬海盆南方断層		43以上	△	7.6程度以上	N82° E	右横ずれ	△	南傾斜高角	○	17km程度	0.02	▲	4m程度以上		
長門はるか沖断層		21	△	7.0程度	N69° E	右横ずれ	△	南傾斜高角	○	17km程度	0.03	▲	2m程度		
対馬北東沖断層		25	○	7.2程度	N42° E	右横ずれ	○	南東傾斜高角	○	17km程度	0.01	▲	3m程度		
白島沖断層帯	北部	22	○	7.1程度	S24° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.01	▲	2m程度		
	南部	27	○	7.2程度	S52° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	不明	—	3m程度		
	全体	48	○	7.6程度											
沖ノ島近海断層 <sup>注4)</sup>		24	○	7.1程度	S40° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	▲	2m程度		
西山断層帯 <sup>注10)</sup>	西山断層帯の長期評価(一部改訂)(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b)を参照														
小呂島近海断層帯 <sup>注5)</sup>	北西沖	36	○	7.4程度	S55° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.02	▲	4m程度		
	東方沖	28	○	7.2程度	S37° E	左横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	0.02	▲	3m程度		
	全体	63	○	7.8程度											
警固断層帯 <sup>注10)</sup>	警固断層帯の長期評価(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007)を参照														
対馬東水道断層		27	○	7.2程度	N27° E	右横ずれ	○	東南東傾斜中角	○	21km程度	0.02	▲	3m程度		
対馬北方沖断層		45以上	△	7.6程度以上	N61° E	右横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	0.02	△	5m程度以上		
対馬上県西方沖断層		41	△	7.5程度	N17° E	右横ずれ	○	ほぼ垂直	△	15km程度	不明	—	4m程度		
対馬南方沖断層		36	△	7.4程度	N12° E	右横ずれ	○	東傾斜中角	○	21km程度	不明	—	4m程度		
七里ヶ曾根断層		29	△	7.3程度	N40° E	右横ずれ	○	ほぼ垂直	○	15km程度	不明	—	3m程度		
第1五島堆断層帯	北部	29	△	7.3程度	N35° E	右横ずれ	○	南東傾斜高角	△	17km程度	不明	—	3m程度		
	中部	22	△	7.1程度	N40° E	右横ずれ	○	南東傾斜高角	△	17km程度	不明	—	2m程度		
	南部	22	△	7.1程度	N25° E	右横ずれ	○	南東傾斜高角	△	17km程度	不明	—	2m程度		
	全体	73	△	7.9程度											

- 注1：評価文中では、各々の評価の信頼度に対応した文末表現を用いている。信頼度と文末表現との関係については、「付録1 文章中の信頼度、幅などの表現について」を参照のこと。
- 注2：本評価では、既存の活断層の地域評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013a, 2015, 2016a, 2017）と同様、地表に断層活動の痕跡が確認できる「固有地震」（注3）以外に、評価対象とした活断層において断層活動の痕跡を認めにくい地震が発生する確率も評価している（詳細は付録7-1を参照）。なお、本評価対象海域では、活動履歴に関する地質学的データを得ることが難しいため、平均変位速度の推定に評価対象海域内を代表すると考えられる推定値を用いており、個別の断層に特化した評価になっていないことから、個々の活断層が活動する場合の確率は参考とし、表1-1には記載しない。また、ここでは、それぞれの地震の発生確率の合算に基づく値を、有効数字1桁（10%~20%に確率が収まる場合は、有効数字2桁）で表記している。
- 注3：「固有地震」とは、同時に活動すると想定される「活断層帯」や「評価単位区間（詳細は「付録2 1回の地震に対応して活動する断層の長さの評価の考え方」参照）」の全体が活動する固有規模の地震のことである。Schwartz and Coppersmith (1984, 1986) が提唱した Characteristic earthquake model について、垣見 (1989) が「個々の断層またはそのセグメントからは、基本的にほぼ同じ（最大もしくはそれに近い）規模の地震が繰り返し発生すること」と解釈しているものである。
- 注4：沖ノ島近海断層は、西山断層帯の海域延長部周辺に位置しており、西山断層帯の大島沖区間の北西端との間にギャップが存在し、また走向も若干異なるが、西山断層帯に近接しているため、一連の活断層帯である可能性を否定できない。今後の調査研究によっては、沖ノ島近海断層は西山断層帯を構成する区間になる可能性もある。沖ノ島近海断層と西山断層帯全体が同時に活動する場合は、評価対象海域の西部区域で最も長い活断層になる可能性がある。
- 注5：小呂島近海断層帯は、警固断層帯の海域延長部周辺に位置しており、警固断層帯と近接しているため、一連の活断層帯である可能性を否定できない。今後の調査研究によっては、東方沖区間及び北西沖区間は、警固断層帯を構成する区間になる可能性もある。
- 注6：本評価では、断層（評価単位区間）の片方の端点位置からもう一方の端点の位置の方向を断層の走向とした。
- 注7：本海域に関して、断層上端及び下端の深さは、すべての評価対象の海域活断層帯に対してほぼ0 km及び15 km程度としたため、断層面の幅は断層面の傾斜にのみ依存する。そのため、断層面の幅の信頼度は断層面の傾斜の信頼度以下とした。
- 注8：変位基準面の垂直変位量（累積した上下変位量）は、正確性を期すため反射断面図の時間軸（往復走時）で読み取った値を記載している。中期更新世の地層の基底を基準面とし、それに相当する反射面から読み取った場合は信頼度を△とした。中期更新世に相当する地層が欠如し、より古い地層を基準面とした場合は信頼度を▲とした。また、変位基準面とする地層が欠如していたため近隣断層から類推した場合は信頼度を付さないこととした。垂直変位量の読み取りの詳細は付録3を参照のこと。
- 注9：1回のずれ量は断層長さの1万分の1（松田ほか, 1980）として求めたため、その信頼度は断層長さの信頼度以下とした。ここでは有効数値1桁で表記している。
- 注10：菊川断層帯、西山断層帯、警固断層帯は海域部も含め調査研究が実施され（例えば、阿部ほか, 2010a, 2010b; 海上保安庁, 2005b; 佐藤・伊藤, 2011）、これらを基に、警固断層の長期評価、九州地域の地

域評価や西山断層帯の長期評価（一部改訂）、中国地域の地域評価や菊川断層帯の長期評価（一部改訂）（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007, 2013a, 2013b, 2016a, 2016b）でそれぞれ長期評価を公表している。本評価では、既存の評価との重複を避けるため、これらの主要活断層帯の海域部について断層の特性の確認のみを行った。

## (説明文)

### 1. 評価対象活断層

#### (1) 評価方針

日本海南西部における海域活断層の長期評価では、鳥取県、島根県、山口県、福岡県、佐賀県、長崎県の北方沖で、五島列島以北の対馬海峡を含む海域を評価対象海域とした。

地震調査研究推進本部では、平成9年に策定した「地震に関する基盤的調査観測計画」において、その活動が社会的、経済的に大きな影響を与えるとして、断層長さ 20 km (M7.0 程度) 以上またはそれに準じることを基準の一つとして活断層の調査を行ってきた。また、沿岸海域活断層調査の対象については、沿岸から 30 km の距離に分布する全長 20 km の活断層が活動した場合、陸域で震度 6 弱以上となり、陸域に被害を与える可能性があるため、沿岸海域の主要活断層帯として選定する基準として、陸域から 30 km 以内の沿岸域にその全部もしくは一部が分布する、長さ 20 km 以上に及ぶ活断層帯が挙げられている(地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会, 2009)。さらに、海域において発生する地震による津波では、海岸における高さ 1-2 m 程度の津波で住家床下浸水等の被害がみられるが(気象庁, 2012)、1949 年以降に発生した地震においては、M7.0 未満の規模の地震では、最大津波波高が 1 m を超える津波が海岸で広く観測された事例はない(付録 4)。

以上の主要活断層帯及び沿岸海域の主要活断層帯の選定基準や陸域への地震・津波被害を踏まえて、断層長さ 20 km 程度以上の海域活断層を主な評価対象とし、海域活断層ごとに位置・長さ・形状・活動度などを評価した。さらに、本評価対象海域に分布する海域活断層で発生する地震を総合的に評価するため、評価対象海域全体や各区域内の海域活断層のいずれかを震源とする M7.0 以上の地震が発生する確率を評価した。ただし、菊川断層帯、警固断層帯、西山断層帯については、海域部が評価対象海域に位置しているものの、中国地域の活断層の長期評価(第一版)(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016a)(以降、「中国地域の地域評価」という)(注 11)や九州地域の活断層の長期評価(第一版)(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013a)(以降、「九州地域の地域評価」という)で評価されているため、本評価では断層特性の確認を行い、地域評価としての確率評価の対象には含めないこととした(注 10)。なお、本評価文では特に断らない限りマグニチュード(M)は気象庁マグニチュードを用いている。

#### (2) 評価区分

本評価では、評価対象海域内の海域活断層のうち、既存の陸域の活断層の長期評価で評価されていない長さ 20 km 程度以上の断層を「評価対象の海域活断層帯」として評価した。評価対象海域に存在する既存の長期評価で評価された主要活断層帯の海域部の断層については、「主要活断層帯の海域部」として整理し、本評価では断層の特性のみ確認を行った。その他、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(表 2)。なお、本評価対象海域に位置する既存の研究で活断層と判断された断層トレースのうち、反射断面で断層構造が認められない断層や明らかに古い地質断層など、本評価において活断層と認定しなかったものは評価しなかった。本評価の評価様式を表 3 に示す。

### (3) 海域活断層の認定に用いたデータ

一般に海域における活断層の認定は、海底地形データ及び反射法地震探査で得られた反射断面に基づいて行われてきた（例えば、徳山ほか, 2001; 岡村, 1998, 2000, 2008）。変動地形が海底に顕著に現れており、詳細な海底地形図を利用することができる場合には、地形データに基づいて断層トレースを正確に認定できるが、本評価対象海域では変動地形はそれほど明瞭ではなく、詳細な海底地形図も全域で十分に整備されている状況ではない。そのため、本評価では、詳細な海底地形データが利用できる一部の海域ではそれを活用したが、ほぼすべての活断層を反射断面に基づいて認定した。

本評価で活断層の認定に用いた反射断面は以下のとおりである。対馬以東の九州から中国地域の北方沖では、1985年及び1986年に国立研究開発法人産業技術総合研究所（当時は通商産業省工業技術院地質調査所だが、本評価では現行機関名称の産業技術総合研究所に統一する）が、海岸からおおよそ100–150 km程度までの範囲で、3.5–6 km程度の間隔の格子状の測線に沿ってエアガンを音源とするシングルチャンネル反射法地震探査を実施した（図3）。ただし、隠岐諸島と島根半島の間の海域については測線間隔がやや広く、1977年及び1978年に取得された古い時代の品質で作成された反射断面が多い。島根半島の周辺では中国電力株式会社が、対馬周辺から九州西方沖の海域では九州電力株式会社が、活断層調査のためウォーターガンやスパーカーなどを音源に用いた音波探査を実施している（例えば、中国電力株式会社, 2014; 九州電力株式会社, 2013）。調査範囲は狭いものの、主要活断層帯である菊川断層帯及び西山断層帯の海域延長部周辺（阿部ほか, 2010a, 2010b）、及び福岡県の沿岸部（松本・岡村, 2011）では、ブーマを音源とする高分解能マルチチャンネル音波探査が行われている。測線間隔は20 km以上であるが、資源探査を目的とした大容量エアガンを音源とするマルチチャンネル反射法地震探査が石油天然ガス・金属鉱物資源機構によって実施されている。さらに測線数が少ないが、断層深部の構造解明を目的とした大規模なマルチチャンネル反射法地震探査が、「日本海地震・津波調査プロジェクト」（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2021）によって実施されてきた（図3）。また、「海域における断層情報総合評価プロジェクト」（文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2020）では、上記によって得られた反射断面などの断層情報を含むデータを収集・整理し、活断層とそれに伴う地震動・津波の評価のための基礎資料の整備をした。本評価では、これらの調査の成果などを用いて活断層を認定した。

これらの調査で用いられた探査システムはそれぞれ仕様が異なり、分解能や探査深度が異なる。産業技術総合研究所のシングルチャンネル反射法地震探査から得られた反射断面は、条件が良い場合には5 m程度以上の垂直変位量を認定することができる。その探査深度は地質条件によって異なるが、海底下数十から数百 m程度である（岡村, 2019）。スパーカーやウォーターガンを音源とする反射断面は、エアガンを音源とする反射断面より分解能がやや高く、探査深度は小さい。ブーマを音源とする高分解能のマルチチャンネル音波探査は1 m程度以下の分解能を持ち、探査深度は数十 m程度である。これらの反射断面と比較すると、石油資源や深部構造の探査を目的としたマルチチャンネル反射断面の分解能はかなり低いが、探査深度は数 km以上に達し、深部の地質構造を明らかにすることが可能である。なお、実際の分解能や探査深度は、同じ探査システムでも地質条件や調査時の海況に

よって大きく変化する。

#### (4) 海域活断層の認定

横ずれ変位を主体とする本評価対象海域に分布する海域活断層では海底に明瞭な変位地形を認めにくいいため、従来は活断層の分布がほとんど知られていなかった(例えば、活断層研究会, 1980, 1991)。しかし、海底下の地層には小規模な上下方向の地層のずれや変形が累積していることが、Itoh et al. (2002) や阿部ほか (2010a, 2010b) 等によって報告され、その後、産業技術総合研究所の反射断面の再解析によって同じような変位が広範囲に分布することが明らかになってきた(日本海における大規模地震に関する調査検討会, 2014; 岡村ほか, 2014; Okamura, 2016; 岡村, 2019)。そこで、日本海における大規模地震に関する調査検討会 (2014) では、これらの反射断面から推定された断層トレースを基に、日本海における津波の発生要因となる大規模地震について検討して津波断層モデルを 60 カ所設定し、最大津波高などを計算した。

海域における断層情報総合評価プロジェクト(文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2020)では、収集・整理した探査データから、海域の断層情報データベースを整備した。また、防災対策に資する情報を提供するために平成 25 年度から令和 2 年度にかけて実施した日本海地震・津波調査プロジェクト(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2021)では、日本海沖合から沿岸域及び陸域において反射法地震探査データなどから地下構造を推定し、断層情報を抽出した。同プロジェクトでは、この断層情報に基づいて沿岸・陸域における震源断層モデル・津波波源モデルを構築し、地震動・津波高の予測も行った。さらに、原子力発電所の安全評価のため、中国電力株式会社は島根半島周辺海域において、九州電力株式会社は対馬周辺を含む佐賀県北西沖海域において活断層調査を実施し、その調査結果を公表している(例えば、中国電力株式会社, 2014; 九州電力株式会社, 2013)。

本評価では、これらの資料に報告されている断層トレースに基づいて、利用可能な反射断面及び海底地形データを用いて海域活断層を選定した。図 4 に評価対象の海域活断層帯の断層トレース及び断層トレースをまたぐ反射法地震探査測線の反射断面例(図 5~8)の位置を示す。原則として、海底直下の鮮新世以降の地層に 5-10 m 以上の上下変位をあたえる断層構造あるいは撓曲が複数の測線に連続して認められる場合に活断層と認定した。褶曲した中新統が海底に露出する場合は、地層に断層が認められても活断層とは認定していない。ただし、探査システムの仕様の差異などによって反射断面の分解能や探査深度が異なるため、評価対象海域全体を同一の判断基準で認定できているわけではない。また、海域における断層情報総合評価プロジェクト及び日本海地震・津波調査プロジェクトで断層とされた一部については、反射断面で確認できる変位の連続性が乏しいなどの理由で、活断層ではないと判断したものもある。

断層の深部構造については、マルチチャンネルの反射断面だけでなく、既存の断層モデルや、浅部における反射断面から推定した断層面の形状及びその周辺の地層の傾動や背斜構造を考慮して推定した。また、海域活断層の評価単位区間の設定は、反射断面で観察される構造的特徴だけでなく、図 9 に示すブーゲー重力異常分布(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013)も参考にして判断した。

## 2. 海域概観とこれまでの主な調査研究

### (1) 評価対象海域の地質構造とテクトニクス

現在の評価対象海域の大部分では水深が浅く、なだらかな大陸棚が広がり、第四紀に活動した断層の痕跡は現在公開されている海底地形データに基づいた海底地形図から認定することは困難である。対馬周辺から島根県西部の北方沖海域では、水深 200 m 以浅の領域が九州及び本州の海岸から約 100–150 km 程度北方沖まで広がり、ほぼ平坦な海底上に、見島の他、千里ヶ瀬、卯持ノ瀬などが比高数十 m の緩やかな地形的高まりを形成する。その北側には水深 1500–2200 m の対馬海盆が分布する (図 10)。島根半島の北側では約 50 km 沖の隠岐諸島周辺まで水深 100 m 以浅の平坦な海底が連続し、隠岐諸島の北方へも 400 m より浅い海脚状の高まりが約 100 km 以上延びる (図 10)。島根半島東側の鳥取県沖では水深 200 m より浅い領域の幅は 10–20 km であるが、その沖に水深 400 m 以浅の縁辺台地と呼ばれる平坦な地形が幅 20–30 km にわたって広がる。その北には北東方向に伸びる水深 1000 m 以上の隠岐トラフと水深 500 m 以浅の隠岐海嶺が分布する (岩淵, 1968)。

日本列島はユーラシア大陸沿岸に形成されていた火山弧が、漸新世から中期中新世に大陸から分離し、太平洋側に移動することによって成立した (例えば、中嶋, 2018)。同時に日本列島と大陸の間が大きく沈降し、日本海が形成された。対馬周辺から島根半島北部を経て若狭湾沖までの海域には、海岸線に沿って東西から北東—南西走向の正断層が発達し、沈降帯 (リフト) が形成され、最大で層厚 5000 m 以上に達する堆積物に覆われた (南, 1979; 田中・小草, 1981; Itoh and Nagasaki, 1996; Ninomiya et al., 2014)。この海域のさらに北には対馬海盆や隠岐トラフなどの規模の大きな海盆が形成された (図 10)。一方で、本評価対象海域の南に隣接する陸域の中国地域から九州北部では、中生代の付加体、火成岩類及び変成岩などが基盤岩として広く露出し、その一部は古第三紀及び新第三紀の堆積岩や火成岩類に覆われる (図 11)。古第三紀の堆積物は九州北部や中国地域の西部に分布し、このうち九州北部では北西—南東走向の断層に沿った地溝帯内に分布する。中新世以降の海成層は対馬に広く分布するほか、中国地域西部や島根半島北部などに分布するが、その範囲に限られることから、現在の陸域は日本海拡大時にも大きく沈降することはなかったと考えられる。隠岐島後島は、中生代の変成岩が露出することから、大陸性地殻からなる高まり (ホルスト) と考えられ、隠岐諸島からその北東延長上に位置する隠岐堆も類似の地質からなるホルストと推定される。

後期中新世には、フィリピン海プレートが北に向かって沈み込みを開始した (Itoh and Nagasaki, 1996) ことによって南北方向の圧縮応力が強まり、リフトを形成した海岸沿いの正断層が逆断層として再活動した。その結果、リフトを覆った中新統は隆起し、褶曲が発達した。この変形帯は宍道褶曲帯と呼ばれ (Otsuka, 1939)、島根半島北部に露出するが、大部分は海底に分布し、東は能登半島まで (田中・小草, 1981; 山本ほか, 1990, 1993; Yamamoto, 1993)、西は九州北西沖から対馬周辺まで連続する (南, 1979; Itoh and Nagasaki, 1996)。隆起した褶曲帯は海水準付近で浸食され、平坦面が広く形成された。鮮新世以降は褶曲帯の成長はほぼ停止し、浸食平坦面とその陸側の沿岸部も含めて緩やかに沈降し、鮮新統と第四系が覆った。このような地殻変動の変化は、フィリピン海プレートの沈み込み方向が北から北西に変化したことに関係していると考えられている (Itoh et al., 2002)。

鮮新世以降には顕著な断層・褶曲活動は知られていないが、島根半島より西側では、南北から北北東—南南西方向の緩やかな隆起帯が複数形成されてきた（南, 1979; 岡村, 2016, 2017）。本評価対象海域の、千里ヶ瀬、見島、卯持ノ瀬、タツモチ（図 10）などはこの隆起帯に相当する。島根半島の東には、宍道褶曲帯の形成後に北西への傾動ブロックが成長し、隆起していることが報告されている（Yamamoto, 1993）。これらの隆起帯では褶曲した中新統の浸食平坦面が海底に露出し、隆起帯以外は鮮新統以降の堆積物に覆われる。後期中新世に形成された地質構造は海底地形にほとんど現れていないが、重力異常図には島根半島北部の山地にそった高異常帯が東方及び西方の海域に連続する（図 9）。また、島根半島の西方では、雁行配列する高異常帯の走向が東北東—西南西から北東—南西へ変化して対馬周辺まで連続する。この高重力異常帯が宍道褶曲帯を反映していると考えられる。

Itoh et al. (2002) は、宍道褶曲帯の中の逆断層が第四紀に右横ずれ活断層として再活動していることを指摘し、島根半島から若狭湾沖まで連続する日本海南部断層帯を提案した。岡村ほか（2014）は、島根半島の西にも宍道褶曲帯に沿った右横ずれ断層が、また、その陸側には北北西—南南東走向の断層が第四紀に多数形成され、互いにほぼ直交する断層の分布域がほとんど重ならないことを明らかにした。そして、宍道褶曲帯に沿った東西から北東—南西走向の断層が分布する領域 I (Domain I)、その陸側の北北西—南南東から北西—南東走向の断層が分布する領域 II (Domain II)、そして陸域の北東—南西走向の断層が分布する領域 III (Domain III) に区分した（Okamura, 2016）（図 12）。本評価では、上記の断層分布の特徴と既に公表されている九州地域の地域評価及び中国地域の地域評価の区分と断層の走向変化などを考慮して、東部区域、中部区域、西部区域の 3 つの区域に分けた（図 1）。

## （2）地震活動

### （2）－1 地震観測

#### 概要

日本海南西部の海域で発生する地震は、沿岸部の浅い場所（深さ約 25 km 以浅）で発生する地震（以下、「浅い海域の地震」）が多い。ここでは、主に活断層の活動に関する地震として、気象庁震源カタログ（注 12 を用いて 1997 年から 2019 年までの 22 年間の浅い海域の地震の地震活動について述べる。

日本海南西部の海域を中心とする地域の深さ 25 km 以浅で発生した地震の震央分布を図 13 に示す。日本海南西部ならびにその近傍では、2000 年 10 月 6 日に発生した平成 12(2000) 年鳥取県西部地震（M7.3、震源の深さ約 10 km、最大震度 6 強）や 2005 年 3 月 20 日に発生した福岡県西方沖の地震（M7.0、震源の深さ約 10 km、最大震度 6 弱）など陸域で被害を伴う地震が発生したが、東北地方の太平洋側あるいは日本海東縁部等に比べて地震活動は低調である。浅い海域の地震の発震機構は、西北西—東南東方向あるいは東西方向に圧力軸を、北北東—南南西あるいは南北方向に張力軸を持つ横ずれ型が多く分布するが、一部海域では逆断層型あるいは正断層型のすべり成分を多く含んだ地震も発生している（図 14）。最近 22 年間に浅い海域で発生した M3.0 以上の地震について、規模別頻度の関係式（グーテンベルク・リヒターの式、以下「G-R 式」）を適用すると、その係数（b 値）は 0.9 程度と推定される（図 13）。ただし、東部区域は 12 個、中部区域では 39 個の地震数で b 値推定をして

いること、西部区域は2005年福岡県西方沖の地震の余震が多く含まれていることに注意が必要である。また、これらの地震の震源情報は陸の観測点のデータを用いて推定しているため、陸域の地震を対象にした場合に比べて微小地震の検知能力や震源決定精度（特に深さ方向）、初動による発震機構解の決定精度が相対的に低いことに留意されたい。

### 東部区域

本区域と隣接する中国地域の地域評価における区域1（北部）では、2000年10月6日に発生した平成12年（2000年）鳥取県西部地震及びその北北西—南南東方向に広がる余震活動をはじめとして、中国地域の中では最も活発な地震活動が見られている。しかしながら、その北方沖にあたる本区域ではまとまった地震活動は見られず、陸域に比べて低調である。また、本評価の中部区域あるいは西部区域と比べても地震活動は低調である。この期間中に深さ25 km以浅で発生したM3.0以上の地震で、G-R式を適用すると、その係数（b値）は0.8程度と推定される（図13）が、地震数は12個のみであり、b値の精度は高くはないことに注意が必要である。また、これらの地震の発震機構解はほとんど決まっておらず、鳥取県中部の沿岸で西北西—東南東方向から東西方向に圧力軸を、北北東—南南西から南北方向に張力軸を持つ型の地震があるのみである（図14）。本区域においてこの期間に顕著な被害地震は発生していない。

### 中部区域

本区域における地震活動は東部に比べれば活発であるものの、東部区域と同様、隣接する陸域である中国地域の地域評価の区域3（西部）に比べて低調である。震源の深さは、10 kmから20 km程度の地震が多い。この期間中に深さ25 km以浅で発生したM3.0以上の地震について、G-R式を適用すると、その係数（b値）は0.9程度と推定される（図13）が、地震数は39個のみであり、b値の精度は高くはないことに注意が必要である。これらの地震の発震機構解はほとんど決まっておらず、おおむね北西—南東方向に圧力軸を、おおむね北東—南西方向に張力軸を持つ型の地震が3つあるのみである（図14）。本区域においてこの期間に顕著な被害地震は発生していない。

### 西部区域

本区域では、2005年3月20日に福岡県西方沖の地震（M7.0）が発生しており（詳細は2.（2）-2「過去の主な地震活動及び被害地震」を参照）、その余震活動のために本区域の地震活動は日本海南西部においては最も活発である。震源の深さは、15 km程度以浅の地震が多い。この期間中に深さ25 km以浅で発生したM3.0以上の地震について、G-R式を適用すると、その係数（b値）は0.9程度と推定される（図13）が、地震の分布は2005年福岡県西方沖の地震の余震域及び対馬北東方沖に偏っているので注意が必要である。これらの地震の発震機構解は、おおむね東西から東北東—西南西方向に圧力軸を、おおむね南北方向から北北西—南南東方向に張力軸を持つ横ずれ型が多く、これらはすべて2005年福岡県西方沖の地震の余震域でみられている（図14）。

## (2) - 2 過去の主な地震活動及び被害地震

### 概要

この海域を震源とする M7 以上の被害地震は、近世以降の最近 400 年間では 1700 年対馬東水道の地震 (M7.0 程度)、1872 年浜田地震 (M7.1)、2005 年福岡県西方沖の地震 (M7.0) の 3 つしか知られておらず、日本列島の周辺海域としては地震活動度の低い地域である。

日本海南西部の沿岸域では、津波に起因するとされる堆積物が日本海東縁部や太平洋側 (千島海溝沿い、日本海溝沿い、相模トラフ沿い、南海トラフ沿い等) に比べて少ないものの、報告がなされている (例えば安本, 2013)。後述の 1026 年 6 月 16 日 (万寿 3 年) の大海嘯 (万寿津波) を確認するために益田川沿いで実施された掘削調査では、同津波によって形成された可能性がある砂層が検出されている (箕浦, 1994; Minoura and Nakata, 1994)。また、日本海地震・津波調査プロジェクトの一環として、日本海南西部の沿岸域において津波堆積物調査が実施されており (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2016, 2017)、日本海東縁部で発生した 1833 年天保庄内 (山形) 沖の地震などと対比される可能性があるイベント (津波) 堆積物が検出されている (酒井ほか, 2016)。津波堆積物の調査からは、本評価対象海域よりも地震活動が活発な日本海の北東部を震源とする地震によるものとの区別が難しいが、太平洋沿岸部で見られるような超巨大地震に伴う津波の痕跡を示す堆積物のように、広域で対比される痕跡は現在のところ見つかっていない。

日本海南西部の海域で発生した浅い地震の主な地震活動及び被害地震について、史料及び地震観測結果に基づき整理した結果を図 15 及び表 4 に示す。史料は、地域や時代によって残存する量の多寡が異なり、ある期間に地震の発生がないように見えても、それはその期間の史料がないことによる見かけ上のものである可能性もあり、地震発生がなかったことを必ずしも示しているわけではない。特に海域を震源とする地震については、顕著な被害を伴う強震動あるいは津波を伴わなかった場合、史料に記録が残らない可能性がある。

### 東部区域

本区域で発生した被害地震は知られていない。本区域内における顕著な地震は、気象庁震源カタログ期間 (1919 年 1 月～2019 年 12 月) には、1940 年 8 月 14 日に隠岐諸島近海で M6.6 の地震が発生したが、この地震による被害は記録されていない。ただし、この海域に隣接する陸域では、たびたび被害を伴う地震が発生しており (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016a)、2016 年以降においても、2016 年に鳥取県中部の地震 (M6.6) が、2018 年には島根県西部の地震 (M6.1) が発生し、それぞれ最大震度 6 弱及び 5 強を観測し、被害を伴った。

### 中部区域

本区域で発生した被害地震としては、1872 年浜田地震が挙げられる。この地震は 1872 年 3 月 14 日 (明治 5 年) の夕方に発生し、現在の島根県浜田市沿岸部付近が震源と推定される M7.1 (宇津, 1999) の地震である。島根県那賀郡を中心とする日本海沿岸地帯で死傷者は 1,100 人以上に上り、家屋の全半潰は焼失も含め 1 万軒弱に及んだ。この地震によって、浜田浦の一带で土地の隆起と沈降が生じ、田畑の損地が各郡に及んだ一方で、その後の史料調

査で、地震の被害が過大であった可能性も指摘されている（北原ほか, 2012）。この地震による被害の分布、最大震動方向、震度、余震に加えて、地震前における海水の状態や前兆的現象（鳴動・降雪・極光・潮水の干退）が、島根県浜田測候所（1912）ならびに今村（1913）によって報告されている（例えば、図 16）。これらによれば、「大地震の数分から 10 分ぐらい前に浜田浦で、海水が引き、約 300 m 先の鶴島まで海底が露出し、漁師が鮑を手づかみにできた。その後すぐ大地震が発生し、大波が押し寄せた。」との証言が得られており、海面変動ないしは津波を伴ったと考えられる。一方で、藤森ほか（1990）は、浜田周辺の海岸地域において地形調査を実施し、浜田周辺の海成段丘などの地形形成と浜田地震時の隆起・沈降の傾向が対応していないことを明らかにし、浜田地震は本地域の中期更新世以来の長期的な地殻変動の傾向とは異なる地殻変動を生じさせた地震であると結論付けている。また浜田地震時の隆起・沈降の分布は、濃尾地震などで示された横ずれ断層による隆起・沈降の分布に類似することから、横ずれ変位の結果である可能性があるとしつつも、累積的な横ずれ活動を示す地形的証拠は得られなかったとしている。また、吉岡（1974）は大正時代の報告による地殻変動の結果から、浜田地震の震源断層は陸側から沿岸部にかけて分布する緩い北傾斜の右横ずれ断層であると推定した。さらに、藤井（1976）は浜田地震が逆断層型の地震であったと仮定し、地震の直前に浜田地震の震源域より深い場所でプレスリップが発生した可能性を示唆した。谷岡・神定（2004）は藤森ほか（1990）の結果を受けて浜田地震の本震が右横ずれ断層であったとし、証言にある鶴島まで海水が引いた現象は、本震と同じ断層面上で発生した正断層型の前震による地殻変動の影響である可能性を、津波の数値計算から示した。このように、1872 年浜田地震の震源位置の推定や断層モデルの研究は行われているが、その震源像は明らかになっていない。

このほか、軽微な被害を伴った地震として、1898 年 4 月 3 日（明治 31 年）に見島の南西沖を震源として発生した地震（M6.2）では、見島西部で最も揺れが強く、石垣の崩壊や地面の亀裂・軒瓦の落下・家屋の破損などの被害が発生した。また対岸の長門市では神社仏閣の損傷被害が多く発生し、中には倒潰したのもあったことが伝えられている（宇佐美ほか, 2013）。

島根県石見地方には、1026 年 6 月 16 日（万寿 3 年）に現在の島根県益田市高津川河口沖にあった鴨島が大波あるいは大海嘯によって崩れ海中に没したとする伝承が残されている。大波は川沿いに 16 km 上流に達し、その被害は 50 km 以上東の黒松（現在の江津市黒松町）にまで及んだという（飯田, 1979; 宇佐美ほか, 2013）。ただし、これらは口碑または信頼性の低い史料に基づいており、地震による津波であるかは不明である。沖合の地すべりであった可能性も指摘されている（例えば後藤, 2013）。なお益田川沿いにおける掘削調査からは、万寿津波によって形成された可能性がある砂層が検出されている（箕浦, 1994; Minoura and Nakata, 1994）。気象庁震源カタログ期間（1919 年 1 月～2019 年 12 月）には、中部区域内において顕著な地震は発生していない。

## 西部区域

本区域で発生した被害地震としては、1700 年対馬東水道の地震ならびに 2005 年 3 月 20 日に発生した福岡県西方沖の地震が挙げられる。

1700年4月13日(元禄13年)に、杵岐・対馬で有感となる群発的地震活動が発生した。同月15日の朝には、対馬や杵岐、平戸、朝鮮半島南部などで被害を生じさせた大地震が発生した。震源の詳細は不明であるが、松浦・中村(2021)は、対馬東水道断層付近を震源域とするM7.0程度の地震であったと推定している(図17)。この地震の2日前から杵岐や福岡で数回有感地震があったとされる記録があるが、この地震の前震活動であったかは不明である。その後も杵岐では18日までに多数の有感記録が史料に残されている。また、朝鮮半島でも有感地震であったことが記録されている。この一連の活動で、対馬では厳原だけで藩邸や寺社等の石垣が計2km余も崩れ、杵岐では石垣や家潰89棟等の被害が生じたことが判っている。また佐賀や平戸でも瓦が落ちるなどの被害が記録されている。

2005年3月20日に発生した福岡県西方沖の地震(M7.0、深さ約10km、最大震度6弱)では死者1名、負傷者1,204名、家屋全壊133棟、道路崩壊、岸壁陥没等の被害が生じた。この地震は警固断層帯北西部が活動した地震であり、その発震機構は東北東-西南西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型である。この地震の詳細は、「九州地域の地域評価の1-(3)-2. 過去の主な地震活動及び被害地震」に、観測された余震や地殻変動について記載されている。この地震は海域で発生した地震であるが、津波は観測されなかった。地震活動は本震-余震型で推移し、その最大余震は4月20日に志賀島付近の深さ約15kmで発生したM5.8(最大震度5強)の地震である。有感となる余震は、本震後4ヶ月間は頻繁に観測された。福岡県西方沖の地震の余震の発震機構の圧力軸は概ね東北東-西南西方向である。

### 3. 日本海南西部の海域活断層の長期評価手法

本評価対象海域における活断層の長期評価手法は「活断層の長期評価手法(暫定版)」(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010)(以下、活断層の長期評価手法)に原則として準拠する。しかしながら、本評価対象海域では、トレンチ調査やボーリング調査のような個別の断層の活動履歴を精度よく把握するための地質学的調査はほとんど行われておらず、既存の反射断面や数少ないボーリング調査結果から平均変位速度を陸域のように推定することはできない。本評価では、評価対象海域の海域活断層による地震発生確率を求めるために、海域活断層の平均変位速度を推定するため地震データから推定した値を用いるなど、必ずしも活断層の長期評価手法に基づかない手法も用いた。そのため、本評価で採用した評価手法について以下で詳細を説明する。

#### (1) 海域活断層の特性の評価手法

##### (1)-1 断層の位置、形状と評価単位区間の設定

断層の位置と形状は、主に既存の研究成果など(例えば、文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2020; 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究, 2021; 岡村ほか, 2014)を基にしながら、反射断面も確認して推定した。断層の深部形状が確認できない場合は、浅部の反射断面による断層形状と既存の研究成果による断層モデル、周辺の地質構造などを考慮して推定した。これらの信頼度については、次のように整理した。

断層端点について、反射法地震探査測線の格子間隔が5km程度以下の領域内にある断層

端点の信頼度を○とし、それ以外は△とした。断層トレースについては、両端の断層端点の信頼度が○であれば、断層トレースの信頼度を○とし、それ以外は△とした。また、島根半島から隠岐諸島周辺及び対馬周辺から五島列島北方沖の断層トレースの認定では、電力会社等による調査によって得られた反射断面を用いたが、利用可能な反射断面の分布密度がやや低いことから断層トレースの信頼度を△とした。断層の傾斜については、反射法地震探査で深部の断層形状が確認されている場合には○、確認できない場合には△とした。

起震断層を分割する目安は、起震断層の長さが 40 km 程度を超える場合とした（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010）。ただし、本評価対象海域では活断層の活動履歴がほとんど明らかになっておらず、また断層トレースの詳細な形状は明らかになっていないことから、「評価単位区間」の区間境界の設定は、断層周辺の地質構造や重力異常の分布など、様々な間接的な情報も活用して判断した。そのため、評価単位区間の信頼度はすべて△とした。活断層やその評価単位区間の名称については、付録5に基づいて設定した。

### (1) - 2 想定される地震とその規模

本評価では、3. (1) - 1 「断層の位置、形状と評価単位区間の設定」に基づき設定した評価単位区間が単独で活動する場合、または断層帯を構成する評価単位区間全体が活動する場合を想定し、規模を推定した。

想定される地震の規模については、活断層の長期評価手法において用いられている松田 (1975) による断層長さとの規模の経験式を用いて推定した。

$$\log(L) = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

ここで、 $M$ は地震の規模を示すマグニチュード、 $L$ は一回の地震で活動する断層の長さ(km)を示す。なお、式(1)が海域の活断層に対しても適用可能であるか確認するため、近年日本海側の海域で発生した主な地震（陸域と接続するものも含む）である、2005年の福岡県西方沖の地震(M7.0)、平成19(2007)年能登半島地震(M6.9)、ならびに平成19(2007)年新潟県中越沖地震(M6.8)を用いて検証を行った(図18)。それぞれの地震の余震分布から推定した断層長さを式(1)から計算した地震の規模と、気象庁震源カタログのマグニチュードを比較した結果、概ね整合することが分かった。ただし、複数の単位区間からなる長大な断層帯が、連動して一度に80kmの長さを超えて活動する場合は式(1)から正しく地震の規模が推定できない可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010）。そこで、断層帯全体の長さが80kmを越えた長大な活断層が活動した場合、活断層の長期評価手法に基づき、断層帯の長さが断層幅の4倍となるまでは、式(1)によって規模を推定し、それを超える場合には、評価単位区間の長さが断層幅の4倍を超えない「地震規模想定区間」の組み合わせを設定した。それぞれの地震規模想定区間から発生する地震のモーメント量( $M_0$ )を式(1)及び武村(1990)による計算式

$$\log(M_0) = 1.17M + 10.72 \quad (2)$$

を用いて計算した上で、それぞれの地震規模想定区間の $M_0$ の和を用いて、地震の規模を評価した。なお、地震規模想定区間の組み合わせは複数存在する場合があることから、断層全体の長さから式(1)により求められる $M$ もあわせて、その中から最小値と最大値の $M$ を

本評価における推定値とする。

### (1) - 3 地震発生層の下限の深さならびに断層幅

主要活断層帯である菊川断層帯や西山断層帯の長期評価においては、断層の上端については断層変位が地表または海底に達していることから 0 km とし、断層の下端については地震発生層の下限の深さに基づいている。この時、地震発生層の下限は、地震観測結果による地震の深さ分布から推定されている。(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b, 2016b)。しかしながら、本評価対象海域では一部を除いて地殻内の地震活動が低調であり、地震観測結果に基づいて地震発生層の下限を推定することは容易ではない(例えば、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2014)。さらに、本評価対象海域においては、定常的な地震観測網は陸域にのみあるため、深さに関する震源決定精度ならびに微小地震の検知能力は陸域に比べて低い。

これらの背景から、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所(2014)では、速度構造や水深、構造的な変形特性から、日本海周辺の地殻構造を海洋性地殻、厚い海洋性地殻、背弧リフトならびに大陸地殻に区分し、それらのレオロジー特性や地震活動を考慮して地震発生層の下限の深さを推定した(図 19)。本評価対象海域は、これらの区分では全域が大陸地殻に分類されており、その地震発生層の下限の深さは 15 km と推定されている。また、2005 年に発生した福岡県西方沖の地震(M7.0、深さ約 10 km)については、海域・陸域における臨時地震観測結果を含めて、一次元速度構造の推定ならびに観測点補正值の導入による詳細な余震分布が決定されており(Uehira et al., 2006; 植平ほか, 2007)、これによる余震の震源深さは概ね 15 km 以浅に決定されている(図 20)。これらの既往研究に基づき、本評価では、評価対象海域全域において地震発生層の下限の深さを 15 km と設定し、断層下端の深さを 15 km 程度とした。また、評価対象の海域活断層帯の多くは、反射断面の浅部(海底直下)において変位が認められていることから、全ての評価対象の海域活断層帯について、断層の上端の深さはほぼ 0 km とした。これらから、断層の傾斜角が  $\theta$  である場合の断層幅  $W$  (km) については、以下の式により推定した(注 13)。

$$W = 15 / \sin \theta \quad (3)$$

このことを踏まえて、断層面の幅の信頼度は、断層面の傾斜の信頼度と同一にした。

### (1) - 4 過去の活動における 1 回の変位量(1 回のずれの量)

本評価対象海域の活断層は、変動地形が明瞭ではなく地質学的データを得ることも難しいため、過去の活動による 1 回のずれの量が得られていない。そのため、本評価では、活断層の長期評価手法に従い、1 回のずれの量(注 14)を評価単位区間の長さから補助的に推定する手法に基づき、以下の経験式(松田ほか, 1980)を用いて推定した。

$$D = 10^{-1} L \quad (4)$$

ここで、 $D$  は 1 回の活動に伴う変位量 (m)、 $L$  は 1 回の地震で活動する断層の長さ (km) であり、ここでは評価単位区間の長さを用いた。主要活断層帯の長期評価においても、1 回の変位量を示す直接的なデータが得られない場合にこの式が用いられている。なお、式(4)の導出には 1891 年濃尾地震から 1974 年までの日本で発生した内陸地震が用いられており、

この式をそのまま海域の活断層に適用可能であるかどうかは検討の余地があるものの、本評価対象海域の活断層の特性は中国地域に分布する活断層と類似すると考えられるため、本評価では式（4）を海域の活断層に適用可能とした。

#### （1）－5 断層の種類

本評価対象海域における断層の種類については、反射断面図や周辺陸域での活断層の走向と断層の種類との関係を参考に、背景テクトニクスを考慮して推定した。本評価において、断層の活動による変位が認められた反射断面には幅 10 km 以上の背斜や向斜が見られないことから、本評価対象海域におけるすべての海域活断層は、横ずれを主体とする断層であると推定した。さらに、中国地域や九州地域北部では、東西圧縮場に近い応力場で活断層が東西走向から北東—南西走向の場合には右横ずれ、北北西—南南東走向から北西—南東走向の場合には左横ずれ運動を行っている。本評価対象海域は、これらの地域に隣接しており、かつ東西圧縮場に近い応力場であるため、同様な関係があると考えられることから、断層の種類は、走向に応じて右横ずれ断層あるいは左横ずれ断層とした。

また、断層の種類信頼度については、断層の走向や傾斜、日本島弧全域三次元広域応力場（Terakawa and Matsu'ura, 2008, 2010、以下「広域応力場」という）（図 21）から、Wallace-Bott 仮説（Wallace, 1951; Bott, 1959）に基づいて算出される断層面上のすべり角（付録 6）と比較することで判断した。すなわち、広域応力場から推定されたすべり角が  $90^{\circ} \pm 45^{\circ}$  以内の場合には逆断層型、 $-90^{\circ} \pm 45^{\circ}$  以内の場合には正断層型、 $0^{\circ} \pm 45^{\circ}$  以内の場合には左横ずれ型、 $180^{\circ} \pm 45^{\circ}$  以内の場合には右横ずれ型に分類し、先に求めた断層の種類と一致する場合には信頼度を○、一致しない場合には信頼度を△とした。

#### （1）－6 平均変位速度

本評価対象海域に分布する海域活断層については、過去の活動履歴が不明なため、反射断面から読み取ることが可能な基準層（主に中期更新世の地層）の基底を基準面として、その垂直変位量、断層傾斜角及び基準面の堆積年代から平均変位速度（縦ずれ）を求めた。その上で、評価対象海域を代表する値として推定した断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比を用いて平均変位速度を算出した。詳細は以下の通りである。

対馬より東方の海域では産業技術総合研究所の反射断面を用いて、中新世以降の層序と地質構造をまとめた海洋地質図が整備されている（玉木ほか, 1982; 山本ほか, 1990; 岡村, 2016, 2017）。それらによると、中新世末に形成された宍道褶曲帯の浸食平坦面を覆う地層は軽微な不整合によって、対馬東方から隠岐海峡までの海域では P 層、Q2 層及び Q1 層に（玉木ほか, 1982; 岡村, 2016, 2017）、鳥取沖海域では Hm1 層、Hm2 層、Tt1 層及び Tt2 層（山本ほか, 1990）に区分されている。周辺海域の石油探査データに基づいた層序区分（田中・小草, 1981）との対比から、P 層、Hm1、Hm2 層は主に鮮新統、Q2 層及び Tt1 層は主に前期更新統、Q1 層及び Tt2 層は中期更新統以降と推定されている。その中で、中期更新世と推定されている玉木ほか（1982）及び岡村ほか（2016, 2017）の Q1 層基底とそれに対比できる山本ほか（1990）の Tt2 層内の層準を基準面として垂直変位量を 0.01 秒（往復走時）単位で測定した。垂直変位量は反射断面上における往復走時で測定し、必要に応じて反射断面の斜補

正を行った。日本海における海底下 100 m 前後の更新統の弾性波速度は 1550 m/s より小さいことが多いため (Expedition 346 Scientist, 2014)、地層中の弾性波速度は水中音速と同じ 1500 m/s を仮定して往復走時から距離に変換した。断層が幅 5 km 以下の背斜や地溝を伴う場合には、背斜及び地溝内での上下変位量を無視し、その両側の基準面の深度差を垂直変位量とした。一連の断層上で基準面の変位量が複数測定できる場合には、それらの値の最大値を断層の垂直変位量とした。Q1 層が分布しない沿岸付近や隆起域 (島根半島北方沖や千里ヶ瀬、卯持ノ瀬、九州北方沖などの海域) では、海底直下の下部更新統 (Q2 層) 及び鮮新統 (P 層) の基底を基準面として垂直変位量を測定した。また、島根半島の北方沖及び対馬周辺から五島列島北方沖にかけての海域では Q1 層に相当する層序を対比することができないため、垂直変位量は不明とした。垂直変位量の求め方の詳細については、付録 3 に記載した。

基準面の年代は鳥取県沖で実施された IODP Exp346 航海の Site U1427 の年代を用いた (Sagawa et al., 2018)。そこでは厚さ約 440 m の堆積物が得られ、約 100 万年間の年代が詳しく求められている。同地点周辺の反射断面で確認できる Q1 層基底は海底下約 225–250 m に位置することから、その年代は 60–70 万年前に対比される (図 22)。一方で、評価対象海域の海域活断層が分布する水深 100 m 前後の海底では、Q1 層基底は海底下 50 m 以下であり、Site U1427 地点における堆積速度に比べて 1/5 程度になっていると考えられる。堆積速度の低下によって反射断面の年代分解能は低下していると推定されるため、基準面の年代推定誤差は 5 倍程度大きくなると考え、Q1 層基底の年代は 40–90 万年とした。この年代幅には地層の対比誤差は含まれていないため、実際の誤差はさらに大きい可能性もある。本評価では、各断層の傾斜と垂直変位量から求めた断層面上の累積変位量 (縦ずれ) と基準面の年代から平均変位速度 (縦ずれ) を推定した。

平均変位速度 (縦ずれ) から真の平均変位速度を求めるためには断層すべり角の横ずれ/縦ずれ比が必要となるが、本評価では個別の断層ごとの断層すべり角の横ずれ/縦ずれ比のデータがないため、防災科学技術研究所が運用する F-net のモーメントテンソルカタログ (福山ほか, 1998) を用いて、評価対象海域で発生した地震のすべり角の横ずれ/縦ずれ比の頻度分布 (図 23 の左下図) に基づいて推定することとした。この F-net によるモーメントテンソルカタログから求めた頻度分布のうち、累積個数の 20–80% に対応する値 2.1–11.4 を、断層すべり角の横ずれ/縦ずれ比の幅と仮定し、各断層の平均変位速度の幅を推定した。なお、実際に評価対象海域で発生した 2005 年福岡県西方沖の地震 (M7.0) の横ずれ/縦ずれ比は 5 程度となり、仮定した幅の範囲内にある。また、モーメントテンソルカタログから求めた頻度分布は、断層の幾何形状と広域応力場から求めた横ずれ/縦ずれ比 (付録 6) の頻度分布 (図 23 の右下図) と類似している。これらのことから、本評価対象海域を代表する横ずれ/縦ずれ比として用いることは、妥当であると考えられる。

このようにして求めた 40–90 万年間の平均変位速度は、陸上の活断層評価で一般に用いられている活動履歴や平均変位速度より長い期間で複数の断層情報を含んだ、評価対象海域の断層活動の代表的な値を見ているものと考えられる。なお、上記の方法を用いて、主要活断層帯として評価されている菊川断層帯の海域部 (北部区間) の垂直変位量から平均変位速度を求めた場合、0.15–1.7 m/千年となる。同断層帯の長期評価では、海域部の平均変位

速度は不明となっているが、離接する陸域（中部区間）の平均変位速度は0.7–1.0m/千年と推定されており（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016b）、本評価手法に基づいた推定値と整合する。

## （２）将来の活動の可能性の評価手法

### （２）－１ 個別の海域活断層が活動する場合の地震発生確率

海域活断層の単位区間で地震が発生する確率を計算するためには平均活動間隔  $R$ （年）が必要となるが、本評価における評価対象の海域活断層帯については過去の活動履歴が不明なため、3.（１）－6「平均変位速度」により求めた評価単位区間ごとの平均変位速度  $S$ （m/千年）と、1回の活動に伴う断層の変位量  $D$ （m）から

$$R = D/S \quad (5)$$

により求めた。

本評価における評価対象の海域活断層帯の最新活動時期は不明のため、地震発生確率を計算する場合は、すべての評価単位区間においてポアソン過程に基づく式（6）を用いた。

$$P(t) = 1 - \exp(-t/R) \quad (6)$$

ここで、 $P(t)$  は評価単位区間において、今後、 $t$ 年間に評価単位区間が少なくとも1回活動する確率を表す。

### （２）－２ 区域内のいずれかの海域活断層を震源とする地震の発生確率

ある区域において  $t$ 年間に少なくとも1回、マグニチュード  $y$  を超える地震が発生する確率  $P(Y > y; t)$  は、

$$P(Y > y; t) = 1 - \prod [1 - P_k(Y > y; t)] \quad (7)$$

$$P_k(Y > y; t) = 1 - \exp(-t/R_k) \quad (8)$$

で与えられる。ここで  $P_k(Y > y; t)$  はある区域内の  $k$  番目の評価単位区間において  $t$ 年間にマグニチュードが  $y$  を超える地震が少なくとも1回発生する確率であり、 $R_k$  はその評価単位区間の平均活動間隔である。なお、平均活動間隔  $R$  は前述の通り推定幅があり、それに基づいて算出される確率値  $P_k$  や  $P$  もこれに応じた幅を持つことになる。本評価では、式

（8）に基づき全ての評価単位区間について  $P_k$  の確率値を算出したうえで、式（7）から  $P$  を求めた。この際、平均活動間隔  $R_k$  の推定幅を区間とする一様な確率密度分布を仮定して、モンテカルロ法によって10万通り繰り返すことで確率値の頻度分布を求め、 $P$  の代表値としてその分布の中央値ならびに95%信頼区間を算出した（付録7-2）。なお、 $P$  の計算には、海底下浅部で痕跡を認めにくい地震の発生確率も含めることとし、その平均活動間隔については付録7-1に基づいて推定した。

## 4. 日本海南西部の海域活断層の特性

本評価では、断層分布の特徴や近隣の活断層の地域評価との整合性を考慮して、評価区域を図1に示すように東部、中部、西部の3つの区域に分け、3.（１）「海域活断層の特性の評価手法」に従い各区域に属する個々の評価対象の海域活断層帯の評価を行った。評価した

活断層の特性については表 1 にまとめた。ここでは、まず評価対象海域全体及び各区域の特徴をまとめ、それぞれの区域に属する活断層の特性と、その活断層が活動した場合に想定される地震及びその規模について簡単に述べる。また、評価した活断層の特性に基づく矩形断層モデルを図 24 に示す。

個別の評価対象の海域活断層帯の地震発生確率は、個別の断層特性に関する情報のみでは求めることができないため、不明である。そのため、本評価では 3. (1) - 6 「平均変位速度」で示したように、評価対象海域で発生した地震の発震機構解から推定した断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比を用いて、平均変位速度を推定している (表 5)。この平均変位速度は、個別の断層に特化した評価になっていないことから、評価単位区間によっては本来の値から外れた平均変位速度になる可能性もあり、これに基づく個別の海域活断層の平均活動間隔 (表 5) や地震発生確率 (表 6) も本来の値から外れた結果になる可能性があることに留意が必要である。

評価対象海域における海域活断層の分布の特徴について、以下のとおり示す。本評価では、先に述べた 3. (1) 「海域活断層の特性の評価手法」によって、本評価対象海域における海域活断層の位置、形状を評価し、1. (1) 「評価方針」に基づいて長さ 20 km 程度以上の活断層を評価対象の海域活断層帯として認定した (図 1)。これらは、宍道褶曲帯に沿う東西から北東-南西走向を持つ領域 I の右横ずれ断層とそれにほぼ直交する領域 II の左横ずれ断層に区分できる (Okamura, 2016)。領域 I の活断層の走向は島根半島周辺では東北東-西南西、山口県北方沖周辺では北東-南西になり、西に向かって反時計回りに変化する。本評価では、Okamura (2016) では範囲外であった領域 I の東側の鳥取県沖周辺の活断層についても同じような走向であること、また、領域 I の南西側の対馬周辺から五島列島北方沖の活断層についても断層トレースが東北東-西南西から北北東-南南西走向へと、西に向かってさらに反時計回りに変化が進んでいることから、領域 I を鳥取県沖周辺から五島列島北方沖まで拡張することとした (図 12)。領域 I の活断層は、後期中新世に活動した宍道褶曲帯の逆断層と関連している可能性が高いが、一般的に横ずれ断層は高角であるため、傾斜した過去の逆断層がそのまま横ずれ断層として再活動しているかどうかは不明である。そのため、ここに分布する東北東-西南西から北北東-南南西走向の断層の傾斜についてはマルチチャンネルの反射断面の解釈に基づいた日本海地震・津波調査プロジェクトの断層モデルなどを参照して判断した。しかしながら、測線間隔はかなり粗いため、地下構造を正確に確認できる断層は限られる。マルチチャンネルの反射断面が存在しない断層では、周辺の地層の傾動や背斜構造を考慮して傾斜を推定した。また、ブーゲー重力異常図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013) (図 9) も参考にした。

領域 II の活断層は島根半島より西側にしか認められず、山口県北西沖の角島沖付近で分布密度が高くなる。これらの北西-南東走向の断層は、堆積層が薄い領域に分布するため深部構造がわかりにくい。日本海地震・津波調査プロジェクトによって得られた角島沖断層群や西山断層帯の海域延長部周辺の反射断面では、深度数 km までほぼ垂直な断層が推定されている。(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2017)。また、これらの活断層に沿って分布する地層に傾動や褶曲が顕著でないこと、これらの活断層と同様の走向をもつ断層が破壊した 2005 年福岡県西方沖の地震の震源断層の傾斜はほぼ垂直であったことから、

領域Ⅱの断層の傾斜は、ほぼ垂直と判断した。

評価した断層の特性については表1にまとめたが、以下では各区域の活断層の特徴について簡単に述べる。また、各断層の活動度は、表7に基づいて平均変位速度の仮定値に相当するものを、参考として記載した。

### (1) 東部区域

東西から北東—南西走向の断層が分布する領域Ⅰ(図12)に位置する右横ずれ断層は、島根半島の北には東北東—西南西走向の島根半島北方沖断層帯、出雲沖断層、島前西方沖断層が、同半島の西にはほぼ東西走向の江津沖断層、日御碕沖断層帯、十六島鼻西方沖断層帯、根滝グリ北方断層帯、石見沖南断層、石見沖中斷層帯、石見沖北断層が分布し、同半島の西には南北幅約50kmの領域に、ほぼ平行な活断層が7条発達する(図25)。なお、鳥取県沖に位置する伯耆沖断層帯も、これら領域Ⅰの活断層と走向が類似しており、図12の領域の延長上に位置することから、領域Ⅰの断層とみなした。領域Ⅱに属する北北西—南南東走向の断層群は認められない。中部区域との境界は領域Ⅰの断層の走向がほぼ東西方向から北東—南西走向に屈曲する位置とした。この境界では重力異常の走向も活断層の走向と同じように変化する(図9)。

#### ① 伯耆沖(ほうきおき)断層帯(図5a)

伯耆沖断層帯は、鳥取県の海岸から10—20km沖に位置する長さ約94km、東北東—西南西走向の右横ずれ断層である。Itoh et al. (2002) によって提案された日本海南部断層帯に含まれ、日本海における大規模地震に関する調査検討会(2014)におけるF55断層に相当する。断層の走向変化や重力異常の連続性などから、東部区間(長さ約26km)、中部区間(長さ約42km)、西部区間(長さ約26km)の3区間に区分した。東部区間はほぼ東西走向で、断層の北側に沿って非対称な背斜構造を伴う。基準面の最大垂直変位量は0.03秒である。中部区間は東北東—西南西走向で、東部区間との間に断層の不連続がある。断層に沿った背斜は不明瞭で、幅1km以下の地溝あるいは背斜を伴う。基準面の最大垂直変位量は0.03秒である。西部区間は変形が不明瞭になるが、重力異常のわずかなステップによって中部と区分した。この区間は、産業技術総合研究所の調査範囲より西側まで連続することが中国電力株式会社(2014)によって示されており、その評価に従って西端を決めた。西部区間の基準面の垂直変位量は不明であるが、中部区間と同じ0.03秒と仮定した。この断層帯は、宍道褶曲帯南縁に発達する北傾斜の逆断層にほぼ沿って形成されていることと、反射断面の解釈(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2016)から地下では高角北傾斜の断層面を持つと推定した。

伯耆沖断層帯の平均変位速度は0.06—0.7m/千年程度(活動度B—C級)と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は、東部・中部・西部の各区間でそれぞれM7.2、M7.5、M7.2程度で、その際には右横ずれを主体とした3—4m程度の変位が生じる可能性がある。また、これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模はM7.7からM8.1程度で、右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

## ② 島根半島北方沖（しまねはんとうほっぽうおき）断層帯（図5b）

島根半島北方沖断層帯は、島根半島の北岸から約 10–20 km 沖に位置する、東北東–西南西走向の長さ約 49 km の右横ずれ断層である。日本海における大規模地震に関する調査検討会（2014）における F56 断層に相当する。玉木ほか（1982）では、中新統に変形を与える断続的な地質断層とされている。褶曲した中新統が海底に露出し、鮮新統（P 層）以降の地層が欠如しており、中期更新世以降の活動を確認することができないため垂直変位量は不明である。しかし、中国電力株式会社によって活断層として評価されているため（中国電力株式会社、2014）、評価対象とした。断層トレースのギャップから、東部区間（約 30 km）と西部区間（約 20 km）に区分した。宍道褶曲帯に発達する中新世に活動した北傾斜の逆断層にはほぼ沿って発達することから、地下では高角北傾斜の断層面を持つと推定した。

島根半島北方沖断層帯の平均変位速度は不明であるが、その西方に分布する十六島鼻西方沖断層帯東部区間の平均変位速度と同じであると仮定し、活動度は B–C 級の断層とした。本断層が活動した場合には東部区間及び西部区間それぞれ M7.3 及び M7.0 程度の地震規模が想定され、その際には右横ずれを主体として 2–3 m 程度の変位が生じる可能性がある。また、これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.7 程度で、その際には右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

## ③ 出雲沖（いずもおき）断層（図5c）

出雲沖断層は、島根半島北方沖断層帯の北方約 20 km に位置する東北東–西南西走向の長さ約 31 km の右横ずれ断層である。断層西部では、中新世に形成された南傾斜の逆断層が鮮新統（P 層）以降の地層に覆われ、その一部の反射断面において P 層に撓曲構造が認められることから活断層であると判断した。断層中部から断層東部では海底に露出する中新統の北縁に沿って海底に断層が露出しているが（玉木、1982）、最近の活動の有無を確認することができない。ここでは、中国電力株式会社（2014）によって活断層として評価されている長さ約 30 km の断層トレースを活断層とした。地下では高角南傾斜の断層面を持つと推定した。中部更新統（Q1 層）基底の最大垂直変位量は断層の西端付近で 0.01 秒である。

出雲沖断層の平均変位速度は 0.02–0.2 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.3 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3m 程度の変位が生じる可能性がある。

## ④ 島前西方沖（どうぜんせいほうおき）断層（図5d）

島前西方沖断層は、隠岐諸島島前の西方沖に分布する東北東–西南西走向の長さ約 28 km の右横ずれ断層である。断層西部では緩やかな背斜に沿って南側低下の変位が認められ、断層東部では幅 2 km 以下の地溝を伴う。基準面の最大垂直変位量は 0.02 秒程度であり、反射断面における断層下の背斜構造は南翼が急傾斜する非対称性を持つことから、高角北傾斜の断層面を持つと推定した。なお、1940 年 8 月 14 日にはこの断層近傍の深さ約 20 km を震源として M6.6（いずれも気象庁による）の地震が発生しているが、本断層との関係については不明である。

島前西方沖断層の平均変位速度は0.04–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑤ 江津沖（ごうつおき）断層（図 5 e）

江津沖断層は、島根県江津市の北方約 25 km に発達する、ほぼ東西走向で長さ約 22 km の右横ずれ断層である。断層の中央付近で断層トレースに食い違いが認められるが、断層長が短いため区間分けは行っていない。南側隆起あるいは地溝状の変位を伴い、基準面の最大垂直変位量は約 0.02 秒である。断層の両側には褶曲や傾動が反射断面に認められないことから、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

江津沖断層の平均変位速度は 0.05–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.1 程度で、その際には右横ずれを主体とした 2 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑥ 日御碕沖（ひのみさきおき）断層帯（図 5 f）

日御碕沖断層帯は、島根半島西端の日御碕西方沖に発達する東西から東北東–西南西走向の、長さ約 59 km の右横ずれ断層である。断層に沿って北側あるいは南側に背斜を伴う場合と地溝を伴うことがある。中間よりやや西側で背斜構造が発達して断層トレースが東側ではほぼ東西走向、西側では東北東–西南西走向に変化することから、そこを単位区間の境界として長さ約 25 km の西部区間及び長さ約 35 km の東部区間に区分した。基準面の最大垂直変位量は、東部区間では 0.02 秒程度、西部区間では不明であるが、東部区間と同じであると仮定した。マルチチャンネル反射断面の構造から、高角北傾斜の断層面を持つと判断した。

日御碕沖断層帯の平均変位速度は 0.05–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層の西部区間及び東部区間が活動した場合に想定される地震規模はそれぞれ M7.2 及び M7.4 程度で、その際には右横ずれを主体として 3–4 m 程度の変位が生じる可能性がある。また、これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.8 程度で、右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

#### ⑦ 根滝グリ北方（ねだきぐりほっぽう）断層帯（図 5 g）

根滝グリ北方断層帯は、日御碕沖断層帯の北側約 10 km に分布する東西から東北東–西南西走向の右横ずれ断層で、長さは約 57 km である。断層に沿って、北側隆起、地溝及び南側隆起などの変形が生じ、構造の変化が大きい。ほぼ中間部で断層トレースが左に約 2 km ステップすることから、そこを単位区間の境界として長さ約 26 km の東部区間と長さ約 29 km の西部区間に区分した。東部区間は全体として東北東–西南西走向で北に凸のトレースを持ち、最大垂直変位量は 0.02 秒程度である。西部区間はほぼ東西方向の走向を持ち、基準面の最大垂直変位量は約 0.02 秒である。断層の深部構造は不明であるが、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

根滝グリ北方断層帯の平均変位速度は 0.04–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定さ

れる。この断層の西部区間及び東部区間が活動した場合に想定される地震規模はそれぞれ M7.2 及び M7.3 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3 m 程度の変位がいずれの断層でも生じる可能性がある。また、これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.8 程度で、その際には右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

#### ⑧ 十六島鼻西方沖（うっぷるいばなせいほうおき）断層帯（図 6 a）

十六島鼻西方沖断層帯は、日御碕の西北西沖約 15 km 付近を東端とし、西方に約 83 km 連続する概ね東西走向の右横ずれ断層である。日本海における大規模地震に関する調査検討会（2014）における F57 断層は、本断層帯と中部区域にある千里ヶ瀬東方南断層を合わせた断層に相当する。断層に伴う地質構造から、東部区間、中部区間、西部区間の 3 区間に区分した。それらの長さはそれぞれ、約 35 km、約 24 km、約 23 km である。東部区間では断層北側の地塊が隆起するとともに北へ傾動し、基準面の最大垂直変位量は 0.03 秒程度である。中部区間は断層に沿って幅 2 km 以下の地溝を伴い、断層の両側には顕著な傾動は認められず、基準面の最大垂直変位量は 0.02 秒程度である。西部区間は南側の地塊が南に傾動し、西端では断層に沿って幅 1 km 以下の背斜を伴う。基準面の垂直変位量は不明であるが、中部区間と同じ 0.02 秒とした。断層帯の両側で傾動がみられるが、全体的にはほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

十六島鼻西方沖断層帯の平均変位速度は、東部区間が 0.06–0.7 m/千年程度（活動度 B–C 級）で、中部区間及び西部区間が 0.04–0.5m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。東部区間、中部区間及び西部区間が活動した場合に想定される地震規模は、それぞれ M7.4、M7.1 及び M7.1 程度で、その際には右横ずれを主体とした 4 m、2 m 及び 2 m 程度の変位がそれぞれ生じる可能性がある。これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.9–8.0 程度で、その際には右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。なお、この断層帯の西側に隣接する千里ヶ瀬東方南断層とは走向が約 30°異なり、ブーゲー重力異常にも不連続が認められることから別の断層帯と評価した。ただし、この 2 つの断層帯の断層トレースはほぼ連続的に分布するように見えることから、十六島鼻西方沖断層帯が千里ヶ瀬東方南断層と連動する可能性を完全には否定できない。

#### ⑨ 石見沖南（いわみおきみなみ）断層（図 6 b）

石見沖南断層は、十六島鼻西方沖断層帯西部の北方約 5–10 km に位置するほぼ東西走向の長さ約 27 km の右横ずれ断層である。断層は幅 1 km 以下の地溝を伴い、断層東部では北側が、断層西部では南側が隆起している。基準面の最大垂直変位量は 0.01 秒程度であり、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

石見沖南断層の平均変位速度は 0.02–0.2 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。本断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑩ 石見沖中（いわみおきなか）断層帯（図 6 c）

石見沖中斷層帯は、十六島鼻西方沖断層帯中部から西部の北方沖約 10–15 km に位置するほぼ東西走向の長さ約 42 km の右横ずれ断層である。北側へ傾動する斜面上に分布する長さ約 21 km の東部区間と、傾動を伴わない長さ約 21 km の西部区間に区分した。断層に沿って大きく構造が変化し、背斜あるいは地溝が発達する。基準面の最大垂直変位量は東部区間で約 0.05 秒、西部区間では不明であるが東部区間と同じとした。反射断面の深部構造解釈（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2017）から地下では高角南傾斜の断層面を持つと推定した。

石見沖中斷層帯の平均変位速度は西部区間及び東部区間とも、0.1–1.2 m/千年程度（活動度 A–B 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は西部区間及び東部区間いずれも M7.0 程度で、その際には右横ずれを主体とした 2 m 程度の変位が生じる可能性がある。これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.5 程度で、その際には右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

#### ⑪ 石見沖北（いわみおききた）断層（図 6 d）

石見沖北断層は、十六島鼻西方沖断層帯中部の北方約 20 km に位置するほぼ東西走向の長さ約 23 km の右横ずれ断層である。断層に沿って幅 3 km 以下の地溝帯あるいは正断層帯が発達し、基準面の最大垂直変位量は 0.05 秒程度である。高角南傾斜の断層面を持つと推定した。

石見沖北断層の平均変位速度は 0.1–1.2 m/千年程度（活動度 A–B 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.1 程度で、その際には右横ずれを主体とした 2 m 程度の変位が生じる可能性がある。

## （2）中部区域

陸域に近い領域 II には北北西–南南東から北西–南東走向の左横ずれ断層が分布する（図 12）。これらは東から、浜田沖断層、三隅沖断層、須佐沖断層帯、モドロ岬沖断層帯、見島近海断層、卯持ノ瀬東方断層、向津具沖断層、角島沖東断層、角島沖西断層帯である（図 26）。中でも角島の北西沖には北西–南東走向の断層が数多く分布し、岡村ほか（2014）において角島沖断層群とされている。海岸から 30 km 以内では、幅約 30 km の範囲に小規模な断層を含めて 10 以上の断層が反射断面上に認められ、同じ場所での詳細な海底地形図では、雁行状の短い断層が数多く分布することが確認できるが、北西に向かって変位量が減少し、消滅していく断層も多い。文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2017）ではこの領域に菊川断層帯も含め 5 つの断層モデルを設定している。ここではそれらの中で連続性のよい 3 断層（向津具沖断層、角島沖東断層、角島沖西断層帯）を評価対象の活断層と認定した。なお、本区域に位置する既に長期評価がなされている菊川断層帯北部区間については 4.

（4）「評価対象海域に存在する主要活断層帯」に特徴をまとめた。領域 I に分布する活断層は、北東–南西から東北東–西南西走向の右横ずれ断層で、東部区域の断層より長さは短く、間隔は広くなる。これらは益田沖断層、千里ヶ瀬東方南断層、千里ヶ瀬東方北断層、タツモチ東方断層、ウマモチ北西断層、対馬海盆南方断層、長門はるか沖断層、対馬北東沖断層である。なお、千里ヶ瀬東方南断層の西側には千里ヶ瀬と呼ばれるほぼ南北方向の緩やか

な隆起帯が形成されており、海底には褶曲した中新統が広く露出し、更新統の変形の有無が確認できない。そのため、この周辺の活断層を認定することは難しい。

#### ⑫ 浜田沖（はまだおき）断層（図 6 e）

浜田沖断層は、島根県浜田市の沖合に分布する北北西－南南東走向の長さ約 25 km の左横ずれ断層で、断層に沿って西側あるいは東側が隆起する。基準面の最大垂直変位量は 0.02 秒で、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。なお、1872 年浜田地震は浜田沖で発生したと考えられているが（例えば今村, 1913）、本断層との関係は不明である（詳細は「2.（2）－2 過去の主な地震活動及び被害地震」の中部区域を参照）。

浜田沖断層の平均変位速度は 0.04－0.5m/千年程度（活動度 B－C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には左横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑬ 三隅沖（みすみおき）断層（図 6 f）

三隅沖断層は、前述の浜田沖断層の西方約 5 km に分布する北北西－南南東走向の長さ約 25 km の左横ずれ断層で、東側隆起あるいは西側隆起の変位を持つ。基準面の最大垂直変位量は 0.01 秒程度で、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

三隅沖断層の平均変位速度は 0.02－0.2 m/千年程度（活動度 B－C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には左横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑭ 須佐沖（すさおき）断層帯（図 6 g）

須佐沖断層帯は、見島の東方約 20 km に分布する北北西－南南東走向の長さ約 49 km の左横ずれ断層である。日本海における大規模地震に関する調査検討会（2014）における F58 断層に相当する。中央部付近において走向が南北に近くなり、幅の狭い背斜が発達することから、そこを単位区間の境界として長さ約 29 km の北部区間と約 20 km の南部区間に区分した。北部区間では断層に沿って背斜、地溝及び単純な縦ずれなどを伴い、構造の変化が大きい。南部区間では断層に沿って幅 1 km 以下の地溝が形成され、西側が隆起していることが多い。基準面の最大垂直変位量は北部区間が 0.01 秒、南部区間が 0.02 秒程度であり、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

須佐沖断層帯の平均変位速度は北部区間が 0.02－0.2 m/千年程度（活動度 B－C 級）、南部区間が 0.04－0.5 m/千年程度（活動度 B－C 級）と推定される。この断層の北部区間及び南部区間が活動した場合に想定される地震規模はそれぞれ M7.3 及び M7.0 程度で、その際には左横ずれを主体とした 3 m 及び 2 m 程度の変位がそれぞれ生じる可能性がある。また、これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.7 程度で、その際には左横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

#### ⑮ モドロ岬沖（もどろみさきおき）断層帯（図 6 g）

モドロ岬沖断層帯は、見島の東方約 10 km に位置する、北北西－南南東走向の長さ約 45

km もしくはそれ以上の左横ずれ断層である。ただし、南東端は確認できていないため、さらに陸側に延びる可能性がある。地溝状の変形を伴う長さ約 21 km の北部区間と、幅の狭い背斜構造を伴う長さ約 25 km もしくはそれ以上の南部区間に区分した。基準面は西側あるいは東側隆起の変位を持ち、最大垂直変位量は、南部で 0.01 秒程度、北部では不明であるため南部と同じとした。ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

モドロ岬沖断層帯の平均変位速度は 0.02–0.2 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層の北部区間及び南部区間が活動した場合に想定される地震規模はそれぞれ M7.0 程度及び M7.2 程度もしくはそれ以上となり、その際には左横ずれを主体とした 2 m 程度の変位及び 3 m もしくはそれ以上の変位がそれぞれ生じる可能性がある。また、これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.6 程度もしくはそれ以上で、その際には左横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

#### ⑩ 見島近海（みしまきんかい）断層（図 6h）

見島近海断層は、山口県萩市沖にある見島のすぐ西側を通過する北北西–南南東走向の長さ約 22 km の左横ずれ断層である。東側隆起の変位を持ち、基準面の最大垂直変位量は 0.03 秒程度である。ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

見島近海断層の平均変位速度は 0.07–0.8 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.1 程度で、その際には左横ずれを主体とした 2 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑪ 卯持ノ瀬東方（うもちのせとうほう）断層（図 6h）

卯持ノ瀬東方断層は、見島の西方約 20 km に位置し、断層北部は北北西–南南東走向、断層南部はほぼ南北走向を持つ全長約 31 km の左横ずれ断層である。断層に沿って幅の狭い地溝及び複数の縦ずれ変位が認められる。基準面は西側あるいは東側隆起の変位を持ち、最大垂直変位量は 0.02 秒程度である。ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

卯持ノ瀬東方断層の平均変位速度は 0.04–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.3 程度で、その際には左横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑫ 向津具沖（むかつくおき）断層（図 7a）

向津具沖断層は、山口県向津具（むかつく）半島の北西沖約 10 km 付近を南東端とし、北西–南東走向の長さ約 28 km の左横ずれ断層である。断層に沿って幅の狭い地溝が形成されていることが多い。基準面は西側あるいは東側隆起の変位を持ち、最大垂直変位量は 0.02 秒程度であり、地下ではほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

向津具沖断層の平均変位速度は 0.04–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。本断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には左横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑲ 角島沖東（つのしまおきひがし）断層（図7c）

角島沖東断層は、向津具沖断層の約 10 km 西方に位置し、山口県の北西端に位置する角島（つのしま）の北北西沖約 11 km 付近まで断層南東部が確認できる北西－南東走向の長さ 29 km もしくはそれ以上の左横ずれ断層で、反射断面で地溝状の変形が断層に沿って認められる（図 27）。南東端は確認できていないため、さらに陸側に延びる可能性がある。基準面は西側あるいは東側隆起の変位を持ち、最大垂直変位量は 0.02 秒程度で、地下でほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

角島沖東断層の平均変位速度は 0.04－0.5 m/千年程度（活動度 B－C 級）と推定される。この断層が活動した場合に推定される地震規模は M7.3 程度もしくはそれ以上で、その際には左横ずれを主体とした 3 m 程度もしくはそれ以上の変位が生じる可能性がある。

#### ⑳ 角島沖西（つのしまおきにし）断層帯（図7b,7c）

角島沖西断層帯は、角島沖東断層の 5－10 km 西方に位置し、角島の北西沖約 10 km 付近に断層南東部が確認できる北西－南東走向の長さ約 46 km もしくはそれ以上の左横ずれ断層で、地溝あるいは単純な縦ずれ変位が断層に沿って発達する（図 27）。南東端は確認できていないため、さらに陸側に延びる可能性がある。本断層帯に沿って地質構造には大きな変化はないが、北東－南西方向に伸びる重力の低異常帯を横断することから、その中心付近を評価単位区間の境界として長さ約 25 km の北部区間と約 21 km もしくはそれ以上の南部区間に区分した。基準面は西側あるいは東側隆起の変位を持ち、最大垂直変位量は、北部区間が 0.02 秒程度、南部区間は 0.03 秒程度で、地下でほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

角島沖西断層帯の平均変位速度は、北部区間が 0.04－0.5 m/千年程度（e 活動度 B－C 級）、南部区間が 0.06－0.7 m/千年程度（活動度 B－C 級）と推定される。この断層の北部区間及び南部区間が活動した場合に想定される地震規模はそれぞれ M7.2 及び M7.0 程度もしくはそれ以上で、その際には左横ずれを主体とした 3 m 及び 2 m 程度もしくはそれ以上の変位がそれぞれ生じる可能性がある。これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.6 程度もしくはそれ以上で、その際には左横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

#### ㉑ 益田沖（ますだおき）断層（図7d）

益田沖断層は、島根県益田市の海岸から 50－60 km 沖合に分布する、北東－南西走向の長さ約 35 km の右横ずれの断層である。断層北東部では北側隆起の幅 1 km 以下の撓曲帯であるが、断層南西部では幅 5 km 前後の広い撓曲帯を形成し、基準面の最大垂直変位量は傾斜帯全体で 0.2 秒程度に達する。断層周辺の地質構造から高角北西傾斜の断層面を持つと推定した。

益田沖断層は、幅広い撓曲帯を伴い、垂直変位量も周辺の断層より 10 倍近く大きい。また、近年益田沖断層周辺で発生した地震の発震機構解についても縦ずれ成分を含む横ずれ型の発震機構解を示す地震もある。これらのことは、この断層面上のすべりが大きな縦ずれ成分を持っている可能性が高いことを示唆している。そのため、3.（1）－6「平均変位速度」で定義した方法で本断層の平均変位速度を計算すると、周辺断層より 1 桁大きくなる

ため、明らかに不自然であると判断し、本断層に限り、平均変位速度を以下のように計算した。本断層の基準面の最大垂直変位量は、益田沖断層が属する領域Ⅰ（図 12）に位置するその他の走向がほぼ同じ断層の最大垂直変位量の約 4 倍に達する。しかし、評価対象海域の現在の応力場はおおよそ東西方向に圧力軸を持つ横ずれ場であるため、益田沖断層の縦ずれ成分が他の断層に比べて大きいとしても、横ずれの変位量は他の海域活断層帯と同程度であると仮定して平均変位速度を推定した。なお、この仮定に基づくと、この断層の断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比は、本評価で用いている 2.1-11.4 を 1/4 倍した 0.5-2.85 となる。このような比率は他の断層に比べて縦ずれ成分が卓越していることを示唆するため、大きな垂直変位量をもつ益田沖断層に対して矛盾しない。

以上から、益田沖断層の平均変位速度は 0.2-1.4 m/千年程度（活動度 A-B 級）と推定される。ただし、他の海域断層帯とは異なった仮定に基づいているため、信頼度を不明とした。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.4 程度で、その際には縦ずれ成分を含む右横ずれを主体とした 4 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ⑳ 千里ヶ瀬東方南（せんりがせとうほうみなみ）断層（図 7e）

千里ヶ瀬東方南断層は、益田市の北方約 80 km に位置する北東-南西走向の長さ約 40 km の右横ずれ断層である。北側隆起の変位を伴い、中間付近で左に約 4 km ステップする。基準面の最大垂直変位量は 0.03 秒程度で、地下ではほぼ垂直の断層面を持つと推定した。

千里ヶ瀬東方南断層の平均変位速度は 0.07-0.8 m/千年程度（活動度 B-C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.5 程度で、その際には右横ずれを主体とした 4 m 程度の変位が生じる可能性がある。なお、この断層の東側に隣接する十六島鼻西方沖断層帯とは走向が 30 度程度異なり、重力異常にも不連続が認められることから別の断層と評価した。ただし、断層がほぼ連続的に分布するように見えることから、同断層帯と連動する可能性を完全には否定できない。

#### ㉑ 千里ヶ瀬東方北（せんりがせとうほうきた）断層（図 7e）

千里ヶ瀬東方北断層は、千里ヶ瀬東方南断層の北約 10 km に位置する北東-南西走向の長さ約 28 km の右横ずれ断層であり、千里ヶ瀬東方南断層にほぼ並行して分布する。断層東部では南側隆起、断層西部では北側隆起の変位あるいは撓曲帯を伴う。基準面の最大垂直変位量は 0.03 秒程度であり、ほぼ垂直の断層面を持つと判断した。

千里ヶ瀬東方北断層の平均変位速度は 0.07-0.8 m/千年程度（活動度 B-C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ㉒ タツモチ東方（たつもちとうほう）断層（図 7f）

タツモチ東方断層は、山口県萩市見島の約 40 km 北方沖に分布し、東北東-西南西走向の長さ約 23 km の右横ずれ断層である。断層に沿って凹地が発達する。そのため、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。基準層とした Q1 層は分布しないが、Q2 層基底は北側あるいは南側隆起の変位を持ち、最大垂直変位量が 0.02 秒であることから、基準面の最大垂直変

位量はそれ以下とした。本断層の周辺にも短い断層や連続性が確認できない断層が複数分布する。

タツモチ東方断層の平均変位速度は 0.04–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.1 程度で、その際には右横ずれを主体とした 2 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ㉕ ウマモチ北西（うまもちほくせい）断層（図 7g）

ウマモチ北西断層は、山口県萩市見島の約 60 km 北方沖に分布する東北東–西南西走向、長さ約 33 km の右横ずれ断層である。断層に沿って凹地が形成されていることが多いが、北側隆起あるいは南側隆起の変位を伴う。そのため、ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。基準層とした Q1 層は分布しないが、Q2 層基底の最大垂直変位量は 0.03 秒であることから、基準面の最大垂直変位量はそれ以下とした。なお、本断層の周辺にも海域の短い活断層や連続性が確認できない断層が複数分布する。

ウマモチ北西断層の平均変位速度は 0.06–0.7 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.4 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ㉖ 対馬海盆南方（つしまかいぼんなんぼう）断層（図 8a）

対馬海盆南方断層は、ウマモチ北西断層の北側約 25–30 km、対馬海盆の南側に位置する東北東–西南西走向の長さ約 43 km もしくはそれ以上の右横ずれ断層である。ただし、広域応力場と断層形状から計算された断層すべり角（付録 6）からは正断層型が推定されており、縦ずれ成分のすべりを多く含む可能性がある。そのため、断層の種類を△としている。また、西端は確定していないので、さらに西側に延びる可能性がある。南側低下の変位を伴い、地下では高角南傾斜の断層面を持つと推定した。基準層とした Q1 層は分布しないが、Q2 層基底の最大垂直変位量は 0.02 秒であることから、基準面の最大垂直変位量はそれ以下とした。東部では幅の狭い背斜構造を伴うことがある。

対馬海盆南方断層の平均変位速度は 0.04–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.6 程度もしくはそれ以上で、その際には縦ずれ成分を含む右横ずれを主体とした 4 m 程度もしくはそれ以上の変位が生じる可能性がある。

#### ㉗ 長門はるか沖（ながとはるかおき）断層（図 8b）

長門はるか沖断層は、見島の北西約 90 km に位置する東北東–西南西走向の長さ約 21 km の右横ずれ断層である。ただし、広域応力場と断層形状から推定された断層の種類（付録 6）は正断層型であり、縦ずれ成分のすべりを多く含む可能性がある。そのため、断層の種類を△とした。また、測線間隔が広い領域に位置するため、断層長は 5 km 以上の誤差を持つ可能性がある。断層西部では幅の狭い地溝を伴うが、全体として北側低下の変位が認められるため、高角南傾斜の断層面を持つと推定した。基準層とした Q1 層は分布しないが、Q2 層基底の最大垂直変位量は 0.03 秒であることから、基準面の最大垂直変位量をそれ以下

とした。

長門はるか沖断層の平均変位速度は 0.07–0.8 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.0 程度で、その際には縦ずれ成分を含む右横ずれを主体とした 2 m 程度の変位が生じる可能性がある。

#### ㊸ 対馬北東沖（つしまほくとうおき）断層（図 8 c）

対馬北東沖断層は、角島から北西約 80 km 沖合に分布する北東–南西走向の長さ約 25 km の右横ずれ断層である。第四系からなる背斜が連続し、一部に断層変位が認められるので、背斜軸に沿って断層トレースを設定した。日本海地震・津波調査プロジェクト（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2016）で得られている深部構造探査の断面の解釈では 2 枚の南東傾斜の断層モデルが想定されているが、深部で西側に分布する断層に収斂すると推定されているため、高角南東傾斜の断層面を持つ 1 つの起震断層と評価した。基準層とした Q1 層は分布しないが、Q2 層基底の最大垂直変位量は 0.01 秒であることから、基準面の最大垂直変位量をそれ以下とした。

対馬北東沖断層の平均変位速度は 0.03–0.3 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。

### （3）西部区域

領域 II（図 12）の北西–南東走向の断層は、白島沖断層帯、沖ノ島近海断層及び小呂島近海断層帯である（図 28）。これらの断層分布域では中期更新統より上位の地層分布が限られるため、断層変位量は下部更新統（Q2 層）や鮮新統（P 層）の基底面で測定したが、それらの垂直変位量も 0.01–0.02 秒程度である。なお、本区域に位置する既に長期評価がなされている西山断層帯大島沖区間及び警固断層帯北西部については、4.（4）「評価対象海域に存在する主要活断層帯」に特徴をまとめた。領域 I（図 12）の右横ずれ断層は中部区域と比較して、走向はさらに反時計回りに回転して北東–南西から北北東–南南西走向となり、断層の間隔はさらに広がる。この海域で認定した活断層は、対馬東水道断層、対馬北方沖断層、対馬上県西方沖断層、対馬南方沖断層、七里ヶ曾根断層、第 1 五島堆断層帯である。ただし、対馬から壱岐以西の海域については評価に用いた主な探査測線（図 3）の外側になり、利用できる反射断面データが限られているため、断層端点位置の信頼度は低く、垂直変位量を確認できていない活断層が多い。

#### ㊹ 白島沖（しらしまおき）断層帯（図 8 d）

白島沖断層帯は、福岡県北九州市若松区の北岸から約 10 km 程度の沖合を南端とする、北北西–南南東走向の長さ約 48 km の左横ずれ断層で、東側低下の変位を伴う。重力異常の勾配がほぼ平坦な北部区間（長さ約 22 km）と、勾配が大きい南部区間（長さ約 27 km）に区分した。北部区間、南部区間ともほぼ垂直の断層面を持つと推定した。ただし、北部区間は縦ずれ成分のすべりを多く含む可能性がある。Q1 層は断層の東側にしか分布しないが、断層両側に分布する Q2 層基底の最大垂直変位量が約 0.01 秒であることから、基準面の最

大垂直変位量をそれ以下と仮定した。

白島沖断層帯の平均変位速度は 0.02–0.3 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層の北部区間、南部区間がそれぞれ活動した場合に想定される地震規模は、それぞれ M7.1 及び M7.2 程度で、その際には、北部区間では 2 m 程度、南部区間では 3 m 程度の左横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.6 程度で、その際には左横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

### ⑩ 沖ノ島近海（おきのしまきんかい）断層（図 8 e）

沖ノ島近海断層は、西山断層帯大島沖区間（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b）の北西側延長部周辺にある沖ノ島の西方から北西に連続する北西–南東走向の長さ約 24 km の左横ずれ断層で、単純な縦ずれあるいは地溝状の凹地を伴う。本断層帯は P 層の分布域にあるが、断層に沿って西側あるいは東側隆起の変位が見られ、P 層基底の最大垂直変位量が 0.02 秒程度であることから、基準面の最大垂直変位量はそれ以下とした。ほぼ垂直の断層面を持つと推定した。この断層の南東端と、西山断層帯大島沖区間の北西端との間にはギャップが存在し、また走向も若干異なるが、近接していることから一連の活断層帯である可能性を否定できない。断層トレースの位置関係などから、今後の調査研究によっては西山断層帯を構成する区間になる可能性もある。その場合、西山断層帯の全体の長さは現在評価されている 110 km 程度（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b）よりさらに長くなる。なお、日本海における大規模地震に関する調査検討会（2014）では、最大クラスの津波断層モデルとして、西山断層帯と沖ノ島近海断層に対応する北方延長部の断層を合わせて一つの断層モデル（F60）を設定している。

沖ノ島近海断層の平均変位速度は 0.05–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.1 程度で、その際には左横ずれを主体とした 2 m 程度の変位が生じる可能性がある。

### ⑪ 小呂島近海（おろのしまきんかい）断層帯（図 8 f）

小呂島近海断層帯は、2005 年福岡県西方沖の地震の震源域の北側から東側にかけて位置する北西–南東走向の長さ約 63 km の左横ずれの断層で、警固断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007）周辺海域に位置している。小呂島付近に断層トレースのギャップが存在することから、その北西側の長さ約 36 km を北西沖区間、南東側の長さ約 28 km を東方沖区間とした。東方沖区間の南東側は海上保安庁による福岡湾の探査で確認された断層（岩淵ほか, 1998; 海上保安庁水路部, 1996, 2001; 海上保安庁海洋情報部, 2005a）と一部が一致する。Q1 層は断層周辺には分布しないが、P 層と考えられる地層が西側あるいは東側隆起の変位を伴う。P 層基底の最大垂直変位量が約 0.02 秒であるため、基準面の最大垂直変位量はそれ以下と評価した。反射断面から、ほぼ垂直の断層面を持つと判断した。本断層帯は警固断層帯と近接しており、一連の活断層帯である可能性を否定できない。断層トレースの位置関係などから、今後の調査研究によっては、東方沖区間及び北西沖区間は警固断層帯を構成する区間になる可能性もある。その場合、警固断層帯の全体の長さは現在評価され

ている 55 km 程度（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007）よりさらに長くなる。

小呂島近海断層帯の平均変位速度は、北西沖区間及び東方沖区間の両区間とも 0.05–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。それぞれの断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.4 及び M7.2 程度で、その際には左横ずれを主体とした 4 m 及び 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模は M7.8 程度で、その際には左横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

### ③② 対馬東水道（つしまひがしすいどう）断層（図 8 g）

対馬東水道断層は、対馬の東方約 27 km の沖合に分布する北北東–南南西走向の長さ約 27 km の右横ずれ断層であり、南東側隆起の縦ずれ変位を持つ。反射断面の深部構造の解釈に基づいて、地下で中角東南東傾斜をもつ断層面であると判断した。海底は P 層に広く覆われ、Q1 層基底の変位量は測定できないが、更新世に形成されたと推定される P 層上面の浸食面の垂直変位量が約 0.02 秒であることから、基準面の最大垂直変位量はそれ以下と仮定した。この断層は、日本海地震・津波調査プロジェクトにおいて、北東–南西走向で東傾斜（深さ 3 km 程度以浅の傾斜角 45°程度）の逆断層であると報告されている（図 29）が、本評価では、横ずれ断層として活動していると判断した。

対馬東水道断層の平均変位速度は 0.06–0.7 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.2 程度で、その際には右横ずれを主体とした 3 m 程度の変位が生じる可能性がある。なお、この断層は当時の被害分布から 1700 年対馬東水道の地震（図 17）の震源断層であった可能性がある（松浦・中村, 2021）。

### ③③ 対馬北方沖（つしまほっぽうおき）断層（図 8 h）

対馬北方沖断層は、対馬の北方沖に分布する北東–南西走向の長さ約 45 km もしくはそれ以上の右横ずれ断層である。断層北東部は産業技術総合研究所の反射断面で海底まで変位が認められる海域活断層が観察されている。その地点と対馬の間で、日本海地震・津波調査プロジェクト及び資源探査のために実施されたマルチチャンネル反射法地震探査で断層が認定されている（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2017）。南西延長部には対馬上県西方沖断層があるが、周辺海域は評価に用いている主な反射法地震探査測線（図 3）の外側にあり、2 つの断層の連続性については、十分に確認できるほどデータがない。このように、活断層を認定できる反射断面が限られているため、断層端点の位置の信頼度は低く、断層長はさらに長い可能性がある。反射断面から地下ではほぼ垂直の断層面を持つと推定した。基準面は南側隆起の変位を伴い、その最大垂直変位量は 0.02 秒程度である。

対馬北方沖断層の平均変位速度は 0.04–0.5 m/千年程度（活動度 B–C 級）と推定される。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.6 程度もしくはそれ以上で、その際には右横ずれを主体とした 5 m 程度もしくはそれ以上の変位が生じる可能性がある。

### ③④ 対馬上県西方沖（つしまかみあがたせいほうおき）断層

対馬上県西方沖断層は、対馬上県の西方沖に分布する北北東–南南西走向の長さ約 41 km

の右横ずれ断層である。ただし、断層周辺は評価に用いた主な探査測線（図3）の外側にあるため、断層端点位置の信頼度、それに基づく断層長さの信頼度を判定できない。対馬の西方沖には中新世に活動したと推定される横ずれ断層が発達するが（Ito and Nagasaki, 1996）、九州電力株式会社が実施した反射断面には第四系の変位が認められることから、活断層と評価されている（九州電力株式会社, 2013）。断層周辺の地質構造からほぼ垂直な断層面を持つと推定した。基準面の垂直変位量は不明である。

対馬上県西方沖断層の平均変位速度は不明であるが、その北方延長上に位置する対馬北方沖断層と同じと仮定した。本断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.5 程度で、その際には約 4 m の右横ずれを主体とする変位が生じる可能性がある。

### ③⑤ 対馬南方沖（つしまなんぼうおき）断層

対馬南方沖断層は、九州電力株式会社（2013）によって報告されている、対馬の南方 5 km 程度の沖合に分布する北北東－南南西走向の長さ約 36 km の右横ずれ断層である。ただし、断層周辺は評価に用いた主な探査測線（図3）の外側にあるため、断層端点位置の信頼度、それに基づく断層長さの信頼度を判定できない。日本海地震・津波調査プロジェクトにおける探査では海底を覆う地層まで層厚変化をもたらしている東側隆起の逆断層が確認されており、ブーゲー重力異常から、北北東に延び対馬西側を通過する断層と推定されている（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2017）。同プロジェクトにおいては TS01、TS02 断層として東傾斜の 2 枚の断層面が設定されているが、地下で収斂していると推定されることから、本評価では一つの起震断層として中角東傾斜の断層面を持つと推定した。基準面の垂直変位量は不明である。

対馬南方沖断層の平均変位速度は不明であるが、その北方延長上に対馬上県西方沖断層があることから、対馬上県西方沖断層で仮定した対馬北方沖断層と同じであると仮定した。この断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.4 程度で、その際には右横ずれを主体とした 4 m 程度の変位が生じる可能性がある。

### ③⑥ 七里ヶ曾根（しちりがそね）断層

七里ヶ曾根断層は、対馬の南方 30 km 程度の沖合に分布する北東－南西走向の長さ約 29 km の右横ずれ断層である。ただし、断層周辺は評価に用いた主な探査測線（図3）の外側にあるため、断層端点位置の信頼度、それに基づく断層長さの信頼度を判定できない。九州電力株式会社が実施した反射断面には第四系の変位が認められることから、活断層と評価されている（九州電力株式会社, 2013）。断層周辺の地質構造からほぼ垂直な断層面を持つと推定した。基準面の垂直変位量は不明である。

七里ヶ曾根断層の平均変位速度は不明であるが、対馬南方沖断層と並走していることから、対馬南方沖断層で仮定した対馬北方沖断層とほぼ同じであると仮定した。本断層が活動した場合に想定される地震規模は M7.3 程度で、その際には約 3 m の右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

### ③⑦ 第1五島堆（だいいちごとうたい）断層帯

第1五島堆断層帯は、対馬の南方65 km程度沖合に分布する北東-南西走向の長さ約73 kmの右横ずれ断層である。ただし、断層周辺は評価に用いた主な探査測線(図3)の外側にあるため、断層端点位置の信頼度、それに基づく断層長さの信頼度を判定できない。九州電力株式会社(九州電力株式会社, 2013)や、海域における断層情報総合評価プロジェクト(文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構 2020)、日本海地震・津波調査プロジェクト(文部科学省研究開発局・東京大学, 2017)によって活断層が認定されているが、それぞれ断層の認定範囲が一致しない。本評価では、それぞれの違いを評価できないと判断し、それら全体を一連の活断層帯とした。南東側低下の構造を持つことから高角南東傾斜の断層面を持つと推定した。単純な南東側低下の構造を持つ区間を北部区間(長さ約29 km)とし、その南側で南東低下の崖地形が右側にステップする構造を境に北側を中部区間(長さ約22 km)、南側を南部区間(長さ約22 km)に区分した。これらの断層の構造に関しては情報が不十分であるため、信頼性は高くない。基準面の垂直変位量は不明である。

第1五島堆断層帯の平均変位速度は不明であるが、対馬南方沖断層の延長上に位置することから平均変位速度も対馬南方沖断層で仮定した対馬北方沖断層とほぼ同じであると仮定した。北部区間、中部区間及び南部区間が活動した場合に想定される地震規模はそれぞれM7.3, M7.1及びM7.1程度で、その際には右横ずれを主体とした3 m, 2 m及び2 m程度の変位がそれぞれ生じる可能性がある。また、これらの評価単位区間が連動する可能性を否定できない。その場合に想定される地震規模はM7.9程度で、その際には右横ずれを主体とした変位が生じる可能性がある。

#### (4) 評価対象海域に存在する主要活断層帯

本評価では主に反射法地震探査データから日本海南西部の海域活断層帯を網羅的に評価しており、既に警固断層帯の長期評価、菊川断層帯の長期評価(一部改訂)、西山断層帯の長期評価(一部改訂)、(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007, 2013b, 2016b)で評価済みである主要活断層帯の海域部についても、反射断面から断層の位置等を確認したため、他の海域活断層と同様に特徴も参考として記す。

##### ●菊川(きくがわ)断層帯(図7b, 7c)

菊川断層帯は、主要活断層帯の一つで、その海域部が本評価対象海域の中部に位置している。菊川断層帯の長期評価(一部改訂)(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2016b)によると、菊川断層帯は、山口県西部の瀬戸内海沿岸(山陽小野田市竜王山(りゅうおうざん)付近)から北西方向に山口県を横断して日本海に達し、神田岬(かんだみさき)南方沖を経て、響灘(ひびきなだ)に延びる、概ね北西-南東方向に延びる長さ約114 kmもしくはそれ以上の断層帯として評価されている。菊川断層帯の海域部にある断層は、北部区間(長さ約53 km)と中部区間の北半部(約15 km)である。北部区間の最新活動時期は1万4千年前以後、平均変位速度は約0.02-0.4 m/千年(上下)と推定されているが、平均活動間隔に関する知見は得られていない。日本海における大規模地震に関する調査検討会(2014)におけるF59断層に相当する。本評価では菊川断層帯北部区間における反射断面により、断層の特性を確認した。

菊川断層帯は、海域部で北東側隆起の変位を持ち、地溝あるいは単純な縦ずれ変形が反射断面で認められる。基準面の垂直変位量は最大で 0.07 秒程度である。海岸から約 45 km 付近までは 0.05 秒以上の垂直変位量を持つが、その北西側では 0.01–0.02 秒程度の垂直変位量になることから、北西側で平均変位速度が低下する可能性がある。菊川断層帯の長期評価において、北部区間全体が 1 つの区間として活動する場合、M7.7 程度の地震が発生すると推定されている。また、その際には左横ずれを主体とした 5 m 程度の変位が生じる可能性があるとされている。複数区間が同時に活動する可能性もあり、その場合には M7.8–8.2 程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。

### ●西山断層帯

西山断層帯は、主要活断層帯の一つで、その海域部が本評価対象海域の西部区域に位置している。西山断層帯は、福岡県宗像市沖ノ島の南方の玄界灘から、福津市津屋崎（つやざき）を経て朝倉郡東峰村及び朝倉市に至る断層帯で全体として長さは約 110 km で、北西–南東方向に延びる左横ずれ主体の断層として評価されている。また、沖ノ島の南方の玄界灘から宗像市大島の北岸付近に至る長さ約 38 km の大島沖区間、宗像市大島の北岸付近から福津市津屋崎を経て飯塚市西部に至る長さ約 43 km の西山区間と、嘉穂郡桂川町（かほぐんけいせんまち）から朝倉郡東峰村及び朝倉市に至る長さ約 29 km の嘉麻峠区間に区分されている。西山断層帯の海域部にある断層は、大島沖区間（長さ約 38 km）であり、断層の北端は海底の変動地形から推定されており（佐藤・伊藤, 2011）、さらに北西側に延長する可能性も示唆されている。本評価では西山断層帯大島沖区間の反射断面により、断層の特性を確認した。

西山断層帯の大島沖区間の最新活動時期は 2 万年前以後とされているが信頼度は高くなく、平均変位速度及び平均活動間隔に関する知見は得られていない。日本海における大規模地震に関する調査検討会（2014）では最大クラスの津波断層モデルとして、西山断層帯と沖ノ島近海断層に対応する北方延長部の断層を合わせて一つの断層モデル（F60）を設定している。沖ノ島近海断層と西山断層帯大島沖区間の北西端との間にはギャップが存在し、また走向も若干異なるが、近接していることから一連の活断層帯である可能性を否定できないことから、沖ノ島近海断層は西山断層帯を構成する区間になる可能性もある。この場合、西山断層帯の全体の長さは現在評価されている 110 km 程度（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013b）よりさらに長くなる。

### ●警固（けご）断層帯

警固断層帯は、主要活断層帯の一つで、その海域部が本評価対象海域の西部区域に位置している。警固断層帯の長期評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007）によると、警固断層帯は、福岡平野から博多湾を経て玄界灘に達するほぼ北西–南東に分布する長さ 55 km 程度の左横ずれを主体とする断層帯と評価されている。博多湾内から筑紫野市に至る長さ約 27 km の南東部と、2005 年福岡県西方沖の地震の余震域から推定された長さ約 25 km 程度の北西部から構成されている。警固断層帯北西部が海域に位置しているが、この地震発生後に実施された断層調査では、活動に伴う地形・地質の明瞭な変位は確認できていない

(海上保安庁海洋情報部, 2005b)。本評価においても、警固断層帯北西部周辺の反射断面を確認したが、明瞭な断層は確認できなかった。

警固断層帯北西部の最新活動時期は 2005 年福岡県西方沖の地震である。反射断面から明瞭な断層を確認できていないため、平均変位速度及び平均活動間隔に関する知見は得られていない。一方、警固断層帯北西部の北東側及び北西端の周辺には、断層走向がほぼ同じ複数の断層が存在することが指摘されている(岩淵ほか, 1998; 海上保安庁海洋情報部, 2005a)。警固断層帯の長期評価では、このうち、北東側にある複数の断層について、松田(1990)に基づき、警固断層帯とは異なる長さ約 14 km のひとつの断層と判断した(地震調査推進本部地震調査委員会, 2007)。この長さ約 14 km の断層は、本評価で評価対象の海域活断層帯となっている小呂島近海断層帯東方沖区間の南端部と一致する。小呂島近海断層帯は、警固断層帯と近接しており、一連の活断層帯である可能性を否定できないことから、東方沖区間及び北西沖区間は、警固断層帯を構成する区間になる可能性もある。その場合、警固断層帯は全体の長さがさらに長くなる。

## 5. 日本海南西部で発生する地震の将来の活動の可能性

### 5-1. 評価対象の海域活断層帯で発生する地震の発生確率

日本海南西部海域の区域(東部・中部・西部)ごとに、区域内の海域活断層のいずれかを震源として今後 30 年以内に M7.0 以上の地震の発生する確率を 3. (2)「将来の活動の可能性の評価手法」に基づいて評価した。この結果、東部区域の確率値の 95%信頼区間(中央値)は、3-7% (5%) 程度、中部区域は 3-6% (4%) 程度、西部区域は 1-3% (2%) 程度、全域は 8-13% (11%) 程度となる(表 1)(注 15)。なお、これらの確率には、既存の活断層の地域評価において評価済みである、主要活断層帯の海域部は含めなかった。確率計算のために使用した個別の海域活断層の地震発生確率や海底下浅部で痕跡を認めにくい地震の発生確率の代表値は表 6 に参考値として記載した。

### 5-2. 多様な地震発生確率の試算

#### 5-2-1. 評価対象海域の海域活断層のいずれかを震源として M6.8 以上の地震が発生する確率

本評価では、津波や地震動の被害が広範囲に及ぶ可能性を考慮して、評価対象海域において断層長さ 20 km 程度以上の海域活断層を主な評価対象とし長期評価を行い、区域内の海域活断層のいずれかを震源として今後 30 年以内に M7.0 以上の地震が発生する確率を評価した。一方、陸域の地域評価では M6.8 以上の地震が発生する確率を評価しているため、ここでは本評価対象海域内の海域活断層のいずれかを震源として今後 30 年以内に M6.8 以上の地震が発生する確率を算出した。なお、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ため試算の対象に含めることとし、松田(1975)による式(1)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(注 16)して評価することとした(表 8)。試算方法の詳細は付録 8-1 に記載した。本評価対象海域ごとの M6.8 以上の地震が発生す

る確率の試算値は、東部区域で4－8%（5%）、中部区域で6－9%（7%）、西部区域で2－4%（2%）、全域で12－17%（14%）となった。なお、これらの確率値を、日本海南西部に隣接する陸域の地域評価における活断層で発生するM6.8以上の地震発生の確率と比較（表9）とすると、日本海南西部の東部区域は接続する中国地域の北部とはほぼ同程度であるが、中部区域や西部区域は隣接する中国地域の西部や九州地域の北部と比べ低い値となっている。

### 5-2-2. 活断層を特定しない地震の確率

活断層を特定しない地震の確率評価については、地震活動がある程度認められる地域で有効である。本評価対象海域においては、地震活動が一部の地域に偏っており広い範囲で低調で、特にG-R式に基づく地震発生確率の推定に必要なM5.0以上の地震の数が少なく、これらを用いて推定するパラメータの信頼性が低いと考えられる。このような状況ではあるが、気象庁震源カタログは本評価対象海域においても100年以上の地震データを蓄積できていることから、中国地域の地域評価等と同様な手法で今後30年以内におけるM7.0以上の地震が発生する確率を試算した。試算方法の詳細は付録8-2「活断層を特定しない地震の確率評価」に記載した。

評価対象海域の東部、中部、西部、全域を対象に、1997年10月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務の開始以降、2019年12月までに発生したM3.0以上の地震をG-R式に当てはめ、b値を推定した。ただし、本評価地域の地震活動は、一部を除いて低調であるため、b値の推定においては95%信頼区間を求めた。その結果、b値は東部で0.4－1.3、中部で0.6－1.2、西部で0.8－1.0、全域で0.8－1.0となった。（図13）。このb値を1919年1月から2019年12月までの101年間に評価対象海域において発生したM5.0以上の地震に適用すると、日本海南西部の各区域と全域でのM7.0以上の101年あたりの地震発生回数は東部で0.01－1.0回、中部で0.02－0.3回、西部で0.06－0.1回、全域で0.2－0.4回程度（図30）、平均活動間隔にしてそれぞれ、100－8000年程度、400－6000年程度、800－2000年程度、300－600年程度になる。これらの平均活動間隔をもとにポアソン過程に基づいて今後30年以内にM7.0以上の地震が発生する確率を計算した。確率の試算値を表10に掲載する。ただし、2.（2）-1「地震観測」で述べた通り、当該海域におけるb値の推定は条件が悪く、東部・中部区域は地震活動が低調である。また、西部区域は地震活動が活発ではあるが2005年福岡県西方沖の地震の余震域や対馬北東沖など区域内で地震活動に大きな偏りがある。また、M5.0以上の地震数はいずれの区域も少なく（図30）、推定される地震発生回数の幅も大きいこと、これらの試算値の信頼性は低いと考えた。このため、G-R式に基づく地震発生の確率は、東部・中部区域ではb値の推定幅が大きく安定しないが、西部区域で2－4%（3%）、全域で5－10%（7%）となり、活断層による今後30年以内にM7.0以上の地震が発生する確率と同程度となった（表10）。なお、本海域全域で発生したM7.0以上の地震は過去400年間に3回程度発生しており（表4）、おおよそ130年間隔と考えられるが、これはG-R式から推定したM7.0以上の地震の平均活動間隔と比較し短い。

## 6. 今後に向けて

本評価は、主に現時点で利用できる海域の反射法地震探査断面（反射断面）を用いて、海底下浅部の地質構造に基づいて活断層の認定を行い、日本海南西部を東部、中部、西部の3つの区域に分け、それぞれの区域について海域活断層の長期評価を行った。ここで主な評価の対象とした活断層は、海底下浅部の地質構造で確認できた断層長さが20 km程度以上のものである。しかしながら、海域活断層調査は陸域の活断層調査と異なり、トレンチ調査やボーリング調査などのような断層の活動履歴を精度よく把握するための地質学的調査が困難で、限定的にしか実施されていない。そのため、本評価では新たに評価手法を整理した。その手法に基づいて、評価対象海域で認定された海域活断層帯の特性を求め、そのいずれかを震源としてM7.0以上の地震が発生する確率を評価したが、以下のような課題があることに留意する必要がある。

本評価では、評価対象の海域活断層の活動履歴を解明することが出来なかった。その主な理由は反射断面の分解能が不十分であることと、断層によって変位している地層の正確な年代が解明できないことにある。そのため、中部更新統（Q1層）基底を基準面として垂直変位量を測定し、断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比がこの海域で発生した地震の発震機構解から推定した比の範囲内にあると仮定し、平均変位速度を推定した。反射断面の分解能や堆積層の年代精度の向上によって、本評価の信頼性の向上が期待できる。さらに活動履歴を直接解明するための調査研究も望まれる。そのためにタービダイトなどの堆積物採取による古地震調査も活動履歴の推定に貢献できる可能性がある。また、平均変位速度については、Wallace-Bott 仮説に基づいた断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比から個別の断層で推定を試みたが、一部の断層で信頼度の低い結果となった。そのため、本評価では地震データから求めた断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比を評価対象の海域活断層帯全てに適用した。Wallace-Bott 仮説を用いても信頼度の高い結果が出せるよう、断層の走向や傾斜角の誤差も考慮した断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比を用いて平均変位速度を推定する方法の検討も必要である。

活断層の認定については、反射法地震探査における測線の分布と密度及び断面の分解能の制約がある。主に用いた産業技術総合研究所のシングルチャンネルの反射断面は、3.5－6.0 km程度の間隔の格子状測線に沿って得られており、海底下数百 mまでの断層の有無を観察できる。そのため、格子状測線がカバーする範囲にある海域活断層はほぼ認定できていると考えられる。ただし、変位基準面のずれの量を測定するための垂直分解能は5 m（往復走時で0.05秒）程度であるため、分解能未満のずれを見落としている可能性もある。逆に、変位基準面の対比に不確実性があるため、既に活動を停止した断層を活断層として認定している可能性もある。

一方、海岸から5－10 km以内の陸に近い海域は断層を認定するための反射法地震探査等のデータが欠落している。そのため、この海域に本評価では認定していない海域活断層が存在する可能性があり、その活断層において地震が発生した場合、陸域では大きな揺れに見舞われ、津波に関しても地震発生からわずかな時間で陸に到達するおそれがある。また、評価対象の海域活断層帯や海域の短い活断層においては陸側端が確認できていないものもある。このような沿岸海域の活断層情報の欠如を解消し、活断層評価の信頼性を高めるために、小

型船を用いた沿岸海域の精密な海底地形調査や高分解能の音波探査等を実施し、活断層の分布を確認するとともに、必要に応じて海底堆積物の採取と年代測定を行い、断層の活動履歴や変位速度の解明を進めることが望まれる。また、断層が沿岸陸域に達する可能性を検討するため、隣接する海岸の隆起沈降や変動地形の詳細な調査も重要である。

対馬から五島列島周辺及び島根半島北方沖では反射探査測線の間隔が広いとため、断層端点位置の信頼度が低い。また、本評価で用いた断層を認定するための反射法地震探査測線の範囲から外れる、海岸から 100–150 km 程度以上離れた沖合海域の活断層に関する情報も不足している。海域活断層に関する研究成果や公開データについてのさらなる情報収集が望まれる。

活断層の形状については、探査深度が不十分なため、断層の深部構造の情報を得ることが難しく、断層傾斜には不確実性が含まれる。マルチチャンネル反射法地震探査データも得られているが、測線間隔が広いとため、深部構造を確認できない断層が数多く残されている。断層の深部形状や地震発生層の厚さの推定は、強震動評価や津波評価に必要な断層モデルの構築にも重要となる。このためには、マルチチャンネル反射法地震探査に加え、地震活動や地殻変動、ブーゲー重力異常や地殻熱流量・地温勾配、キュリー点深度など様々な地球物理学データを用いて検討することが望まれる。ただし、海域でそれらのデータを取得することは容易ではないとため、様々な機関が様々な目的で取得するデータや成果を収集し、評価に活用しやすい形で整理することも重要である。

今回の評価では、活断層の長期評価手法（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010）に基づいて評価している陸域の地域評価と同様に、多くの経験則を当てはめて地震の規模やずれの量の予測を行わざるを得なかった。複数の活動区間が同時に活動する確率や隣接する海域活断層の連動の可能性について評価するための検討も必要である。また、既知の活断層以外の震源断層において大きな被害を伴う地震が発生していることを踏まえ、既知の活断層以外による地震の評価も含め、地域単位の地震発生確率を算出するための長期予測手法の高度化についても検討する必要がある。

評価対象の海域活断層帯の中には、九州地域の主要活断層帯の海域延長部周辺に位置しているものもある。断層の位置や形状からこれらの海域活断層が主要活断層帯と一連の断層帯として同時に活動する可能性も考えられるとため、これらの断層の位置や形状、活動性及び周辺の地質構造、重力異常などのデータを基に、連動に関する調査研究を進める必要がある。また、本評価では海域活断層について、これまでに評価されてきた主要活断層帯と重複を避けて評価するとため、陸域の活断層の地域評価の区域とは重複しないよう区域分けした。今後、陸域と海域の活断層の長期評価結果を用い、陸域と海域を跨ぐ区域を設定して評価を行う場合には、主要活断層帯の海域部と評価対象の海域活断層帯では、平均活動間隔の推定など評価方法が異なることに留意する必要がある。

注 11：地震本部では、個々の起震断層を評価するだけでなく、地域の周辺に分布している活断層で発生する地震を総合的に評価することが望ましいため、ある評価地域に分布する複数の活断層の活動を考慮した地域評価を行うこととしている（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010）。本評価では、特定の地域の評価については、評価地域名をとって〇〇地域の地域評価とよぶ。

注 12：1997 年 10 月 1 日以降の気象庁震源カタログには、気象庁の観測データのほか、国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、国立研究開発法人海洋研究開発機構、公益財団法人地震予知総合研究振興会、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所のデータ、2016 年熊本地震合同観測グループのオンライン臨時観測点（河原、熊野座）、米国大学間地震学研究連合（IRIS）の観測点（台北、玉峰、寧安橋、玉里、台東）のデータを用いている。

注 13：本評価では、断層面の幅や平均変位速度等を推定するために、断層面の傾斜角について、ほぼ垂直を 90 度、高角を 60 度、中角を 45 度と設定して計算した。

注 14：本評価文の主文では、「変位」を一般的にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは、専門用語である「変位」が主文の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と、切断を伴わない「撓みの成分」よりなる。

注 15：ここでは、それぞれの地震の発生確率の合値を、有効数字 1 桁（10%～20%に確率が収まる場合は、有効数字 2 桁）で表記している。

注 16：活断層の長期評価手法（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010）では、長さが 20 km に満たない短い活断層や単位区間が単独で活動する場合に、その長さに基づき松田（1975）の経験式を用いて地震の規模を推定した場合は規模を過小評価している可能性があるとし、地表に変位が現れている活断層については、最低限考慮すべき地震の規模として M6.8 を設定するとしている。本評価においても、断層長さに基づき地震の規模を評価した結果が M6.8 未満となる場合は M6.8 を設定している。

## 文献

- Abe, K. (1985): Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 38, 214-223.
- 阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信 (2010a) : 菊川断層帯海域延長部における断層分布と活動性について. *活断層・古地震研究報告*, 10, 81-118.
- 阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信 (2010b) : 西山断層帯海域延長部における断層分布と活動性について. *活断層・古地震研究報告*, 10, 119-148.
- Bott, M. H. P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(2), 109-117.
- 中国電力株式会社 (2014) : 島根原子力発電所敷地周辺海域の活断層評価. 第95回原子力発電所の新規制規準適合性に係る審査会合 資料3-1, 180p.
- Di Giacomo, D., Bondár, I., Storchak, D. A., Engdahl, E. R., Bormann, P. and Harris, J. (2015): ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): III. Re-computed  $M_S$  and mb, proxy  $M_W$ , final magnitude composition and completeness assessment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 33-47, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.005.
- Di Giacomo, D., Engdahl, E. R. and Storchak, D. A. (2018): The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project. *Earth System Science Data*, 10, 1877-1899, doi: 10.5194/essd-10-1877-201.
- Expedition 346 Scientists (2014): Asian Monsoon: onset and evolution of millennial-scale variability of Asian monsoon and its possible relation with Himalaya and Tibetan Plateau uplift. *Integrated Ocean Drilling Program Expedition 346 Preliminary Report*, 346, doi:10.2204/iodp.pr.346.2014.
- Frohlich, C. (2001): Display and quantitative assessment of distributions of earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 144, 300-308.
- 藤井陽一郎 (1976) : 地震とプレスリップ. *地震予知研究シンポジウム (1976年)*, 127-137.
- 藤森孝俊・蒔苗耕司・山口勝・川口隆・太田陽子 (1990) : 島根県浜田地震 (1872年) の地形学的検討. *地学雑誌*, 99-2, 44-59.
- 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉 (1998) : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定. *地震* 第2輯, 51, 149-156.
- GEBCO Compilation Group (2020): GEBCO 2020 Grid, doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9.
- 後藤秀昭 (2013) : 等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフ—解説と地図—. *広島大学大学院文学研究科論集*, 第73巻特輯号, 74p.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944): Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 185-188.
- 本座栄一・玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1979) : 日本海南部および対馬海峡周辺広域海底地質図. no.13, 地質調査所 (現 産業技術総合研究所地震調査総合センター).
- 飯田汲事 (1979) : 歴史地震の研究(2) : 万寿3年5月23日(1026年6月16日)の地震および津波の災害について. *愛知工業大学研究報告 B*, 14, 199-206.
- 今村明恒 (1913) : 明治5年の浜田地震. *震災予防調査会報告*, 77, 43-77.
- International Seismological Centre (2020): ISC-GEM Earthquake Catalogue,

<https://doi.org/10.31905/d808b825>.

- Itoh, Y. and Nagasaki, Y. (1996): Crustal shortening of southwest Japan in the late Miocene. *Island Arc*, 5, 337-353.
- Itoh, Y., Tsutsumi, H., Yamamoto, H. and Arato, H. (2002): Active right-lateral strike-slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 351, 301-314.
- 岩淵義郎 (1968) : 日本海南東部の海底地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 66, 1-76.
- 岩淵洋・西川公・田賀傑・宮寄進 (1998) : 福岡湾付近の断層分布. 水路部技報, 16, 95-99.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) : 「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2007) : 「警固断層帯の評価」. 32p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013a) : 「九州地域の活断層の長期評価 (第一版)」. 81p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013b) : 「西山断層帯の長期評価 (一部改訂)」. 32p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) : 「関東地域の活断層の長期評価 (第一版)」. 127p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016a) : 「中国地域の活断層の長期評価 (第一版)」. 70p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016b) : 「菊川断層帯の長期評価 (一部改訂)」. 28p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) : 「四国地域の活断層の長期評価 (第一版)」. 57p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (2005) : 「基盤的調査観測対象活断層の評価手法」－これまでの長期評価手法のとりまとめ－. 46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (2010) : 「活断層の長期評価手法 (暫定版)」. 117p.
- 地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会 (2009) : 「新たな活断層調査について」. 13p.
- 海上保安庁水路部 (1996) : 九州北岸沿岸海域海底活断層調査「福岡湾」資料整理作業報告書. 71p.
- 海上保安庁水路部 (2001) : 福岡湾堆積物採取作業及び解析処理作業報告書. 111p.
- 海上保安庁海洋情報部 (2005a) : 福岡県西方沖地震の震源域における反射法探査記録について. 地震予知連絡会会報, 74, 498-500.
- 海上保安庁海洋情報部 (2005b) : 福岡県西方沖地震の震源域における海底調査速報 (海底地形調査と反射法探査). 地震予知連絡会会報, 74, 501-504.
- 海上保安庁海洋情報部 (2001) : 海底地形の名称に関する検討会 (<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOKAI/ZUSHI3/topographic/JCUFN/jcufn.html>)
- 垣見俊弘 (1989) : 固有地震説雑考. 活断層研究, 7, 1-4.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層－分布図と資料－」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層－分布図と資料－」. 東京大学出版会, 437p.

- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.
- 気象庁 (2012) : 発表した津波警報・注意報の検証 (<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunamihyoka/index.html>)
- 北原糸子・松浦律子・木村玲欧 (2012) : 日本歴史災害事典. 吉川弘文館, 838p.
- 九州電力株式会社 (2013) : 玄海原子力発電所対馬周辺海域における海上音波探査結果【記録集】(コメント回答). 第63回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合机上資料 1-1, 72p.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. *地震第2輯*, 28, 269-283.
- 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.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. *地震研究所彙報*, 65, 289-319.
- 松本弾・岡村行信 (2011) : 福岡県北部沿岸海域の高分解能音波探査. 平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 1-12.
- 松浦律子・中村操 (2020) : 近世・近代初期の歴史地震の系統的解析—20年間のまとめ. *歴史地震*, 35, 221-224.
- 松浦律子・中村操 (2021) : 1700年対馬東水道の地震と1872年浜田地震の震源断層について. *歴史地震*, 36, 269.
- 南明 (1979) : 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. *石油技術協会誌*, 44, 321-328.
- 箕浦幸治 (1994) : 堆積物にみる万寿地震津波の痕跡. *ニュートン*, 14, 110-111.
- Minoura, K. and Nakata, T. (1994): Discovery of an ancient tsunami deposit in coastal sequences of southwest Japan: Verification of a large historic tsunami. *Island Arc*, 3, 66-72.
- 文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構 (2020) : 「海域における断層情報総合評価プロジェクト」令和元年度成果報告書. 385p.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2014) : 「日本海地震・津波調査プロジェクト」平成25年度成果報告書. 313p.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2016) : 「日本海地震・津波調査プロジェクト」平成27年度成果報告書. 432p.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2017) : 「日本海地震・津波調査プロジェクト」平成28年度成果報告書. 420p.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2021) : 「日本海地震・津波調査プロジェクト」令和2年度成果報告書. 606p.
- 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*, 124, 693-722.
- 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.
- Ninomiya, T., Shimoyama, S., Watanabe, K., Horie, K., Dunkeley, D. J. and Shiraishi, K. (2014): Age

- of the Taishu Group, southwestern Japan, and implications for the origin and evolution of the Japan Sea. *Island Arc*, 23, 206-220.
- 岡村行信 (1998) : アナログテープに記録されたシングルチャンネル音波探査データのデジタル化と信号処理. *海洋調査技術*, 10, 17-27.
- 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 fold, growth strata 及び growth triangle の適用—. *地質調査所月報*, 51, 59-77.
- 岡村行信 (2008) : 海域における活断層調査—現状と課題—. *活断層研究*, 28, 31-39.
- Okamura, Y. (2016): Active tectonics around the junction of Southwest Japan and Ryukyu arcs: Control by subducting plate geometry and pre-Quaternary geologic structure. *Island Arc*, 25, 287-297.
- 岡村行信 (2016) : 見島沖海底地質図及び説明書. 20 万分の 1 海洋地質図, no.88(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡村行信 (2017) : 響灘海底地質図及び説明書. 20 万分の 1 海洋地質図, no.89(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡村行信 (2019) : 日本海における活断層の分布と今後の課題. *地震第 2 輯*, 71, 185-199.
- 岡村行信・井上卓彦・阿部信太郎 (2014) : 山陰西部及び九州北部沖の第四紀断層. *活断層・古地震研究報告*, 14, 157-177.
- Otsuka, Y. (1939): Tertiary crustal deformations in Japan. Jubilee Publication for Commemoration of Professor H. Yabe's 60th Birthday, 481-519.
- Sagawa, T., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y., Holbourn, A., Itaki, T., Gallagher, S. J., Saavedra-Pellitero, M., Ikehara, K., Irino, T. and Tada, R. (2018): Integrated tephrostratigraphy and stable isotope stratigraphy in the Japan Sea and East China Sea using IODP Site U1426, U1427, and U1429, Expedition 346 Asian Monsoon, *Progress in Earth and Planetary Science*, 5:18, doi 10.1186/s40645-018-0168-7.
- 酒井哲弥・入月俊明・藤原勇樹・安井絵美 (2016) : 山陰での津波堆積物調査とその成果. 日本地質学会第 123 年学術大会 (2016 東京・桜上水) 講演要旨, 350.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013) : 「日本重力データベース DVD 版」数値地質図 P-2.
- 佐藤勝彦・伊藤弘志 (2011) : 福岡県沖玄界灘における海底地形調査速報. *海洋情報部研究報告*, 47, 61-65.
- 佐藤良輔・阿部勝征・岡田義光・島崎邦彦・鈴木保典 (1989) : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック. 鹿島出版会, 390p.
- Sato, R. (1979): Theoretical Basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude. *Journal of Physics of the Earth*, 27, 353-372.
- Schwartz, D. P. and Coppersmith, K. J. (1984): Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5681-5698.
- Schwartz, D. P. and Coppersmith K. J. (1986): Seismic Hazards -- New trends in analysis using geologic data. In *Active Tectonics*, National Academy Press, Washington, DC, 215-230.

- 島根県浜田測候所 (1912) : 明治五年旧二月六日浜田地震. 39p.
- 武村雅之 (1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係. 地震第2輯, 43, 257-265.
- 武村雅之 (1998) : 日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—. 地震第2輯, 51, 211-228.
- 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏 (1981) : 日本海中部海域広域海底地質図. no.15, 地質調査所 (現 産業技術総合研究所地質調査総合センター).
- 玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1982) : 隠岐海峡海底地質図. 20万分の1海洋地質図, no.20, 地質調査所 (現 産業技術総合研究所地質調査総合センター).
- 田中隆・小草欽治 (1981) : 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質学雑誌, 87, 725-736.
- 谷岡勇市郎・神定健二 (2004) : 1872年浜田地震前兆現象の津波によるモデル化. 北海道大学地球物理学研究報告, 67, 337-345.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2008): CMT data inversion using a Bayesian information criterion to estimate seismogenic stress fields. *Geophysical Journal International*, 172, 674-685.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010): The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤 康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎 (2001) : 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史. 海洋調査技術, 13, 27-53.
- Uehira, K., Yamada, T., Shinohara, M., Nakahigashi, K., Miyamachi, H., Iio, Y., Okada, T., Takahashi, H., Matsuwo, N., Uchida, K., Kanazawa, T. and Shimizu, H. (2006): Precise aftershock distribution of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake ( $M_j=7.0$ ) using a dense onshore and offshore seismic network. *Earth, planets and space*, 58, 1605-1610.
- 植平賢司・山田知朗・篠原雅尚・中東和夫・宮町宏樹・飯尾能久・岡田知巳・高橋浩晃・松尾紉道・内田和也・金沢敏彦・清水洋 (2007) : 福岡県西方沖地震の精密震源分布と発震機構. 月刊地球, 29, 91-97.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 日本被害地震総覧 599—2012. 東京大学出版会, 694p.
- 宇津徳治 (1979) : 1885年～1925年の日本の地震活動—M6以上の地震および被害地震の再調査—. 地震研究所彙報, 54, 253-308.
- 宇津徳治 (1990) : 世界の被害地震の表 (古代から 1989年まで). 宇津徳治退官記念出版, 243p.
- 宇津徳治 (1999) : 地震活動総説. 東京大学出版会, 876p.
- Wallace, R. E. (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of Geology*, 59, 118-130.
- Yamamoto, H. (1993): Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. *Marine Geology*, 112, 133-150.

- 山本博文・上嶋正人・岸本清行 (1990) : 鳥取沖海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, 35, 27p, 地質調査所 (現 産業技術総合研究所地質調査総合センター).
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行 (1993) : 経ヶ岬沖海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋地質図, no.40, 39p, 地質調査所 (現 産業技術総合研究所地質調査総合センター).
- 安本善征 (2013) : 鳥取沿岸津波堆積物調査の途中経過報告. 平成 25 年度中国地質調査業協会鳥取県支部第 15 回技術講演会.
- 横山博文 (1997) : X ウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, 60, 37-51.
- 吉岡直人 (1974) : 地震の発生機構と地殻変動および津波. 東京大学大学院理学系研究科地球物理学専門課程修士論文.

表2 日本海南西部にある短い活断層の位置

長さ20 km未満の活断層		端点1			端点2			長さ (km)	図中の 記号※2
			北緯	東経		北緯	東経		
東部	島前南東沖断層	東端	35° 51'	132° 43'	西端	35° 49'	132° 35'	12	a
	江津沖南断層	東端	35° 11'	132° 10'	西端	35° 10'	132° 02'	13	b
中部	壱ヶ浦沖1断層	北東端	35° 04'	132° 03'	南西端	35° 01'	131° 58'	9	c
	壱ヶ浦沖2断層	北東端	35° 00'	132° 06'	南西端	34° 57'	132° 04'	6	d
	宇生力崎沖断層	北端	34° 49'	131° 39'	南端	34° 45'	131° 40'	8	e
	須崎沖西1断層	北端	34° 57'	131° 15'	南端	34° 49'	131° 19'	16	f
	須崎沖西2断層	北端	34° 58'	131° 10'	南端	34° 54'	131° 14'	10	g
	対馬海盆南方の南1断層	東端	35° 24'	130° 39'	西端	35° 26'	130° 45'	10	h
	対馬海盆南方の南2断層	東端	35° 22'	130° 40'	西端	35° 23'	130° 47'	10	i
	対馬海盆南方の南3断層	東端	35° 16'	130° 43'	西端	35° 20'	130° 51'	14	j
	ウマモチ西1断層	東端	35° 16'	131° 03'	西端	35° 14'	130° 54'	14	k
	ウマモチ西2断層	東端	35° 11'	130° 58'	西端	35° 09'	130° 47'	18	l
	ウマモチ西3断層	東端	35° 06'	130° 46'	西端	35° 03'	130° 36'	16	m
	長門はるか沖南東断層	北東端	35° 14'	130° 34'	南西端	35° 10'	130° 26'	15	n
	長門はるか沖南断層	北東端	35° 04'	130° 26'	南西端	35° 00'	130° 20'	11	o
	鯨浦（くじろう）南西沖断層	東端	34° 42'	131° 10'	西端	34° 36'	131° 02'	17	p
	川尻岬沖断層	北北西端	34° 39'	130° 51'	南南東端	34° 34'	130° 54'	9	q
油谷島沖断層	北北西端	34° 29'	130° 48'	南南東端	34° 25'	130° 52'	9	r	
西部	対馬下県（しもあがた）西方沖断層	北北東端	34° 23'	129° 08'	南南西端	34° 15'	129° 07'	14	s
	糸島半島沖断層群※1	北西端	33° 41'	130° 00'	南東	33° 37'	130° 07'	12	t

※1：九州地域の地域評価で簡便な評価の対象とした活断層を影付きで示した

※2：図中の記号は図2の記号を示す。

表3 評価様式

分類			長さ	評価項目	
				個別の活断層	地域評価
海域 活断層	評価対象の 海域活断層帯	既存の活断層の長期評価 において未評価の断層帯	20km 以上	表1-1参照 表1-2参照	確率評価に 含める
	主要活断層帯の 海域部	主要活断層帯の長期評価 において評価済の区間		(位置の確認)	確率評価に 含めない
	海域の短い活断層	既存の活断層の長期評価 において未評価の断層	20km 未満	表2参照	確率評価に 含めない
		既存の活断層の長期評価 において評価済の断層		(位置の確認)	確率評価に 含めない

表4 日本海南西部の主な被害地震・被害津波

震源位置・規模・被害等は宇津（1999）、宇佐美ほか（2013）、および松浦・中村（2021）による。また、地震の発生時期は全てグレゴリオ暦。地震規模の－はM未定を示す。

発生時期	発生地域	地震規模(M)	被害	備考
1026年6月16日	益田沖？	－	津波で現益田市の一部地域で建物流失か	万寿の鴨島沈没伝説の津波。震動被害は不明。高津川左岸での津波遡上は堆積物と対比されているが、海底地すべりによる局地的な津波とする説もある（例えば、後藤，2013）。
1700年4月15日	対馬・壱岐付近	7.0	厳原で石垣2 km程度が崩れる等大きな被害 壱岐でも多数の集落で石垣等が崩れた 平戸でも堀互の落下等	対馬東水道断層の活動の可能性がある。
1872年3月14日	浜田市沿岸部	7.1	当時の浜田県で死536、家屋全壊4049、出雲県で死15など全体で死555、負傷584、家屋全壊4526等の被害	明治浜田地震 後年、被害が過大評価された可能性が指摘されている(北原ほか, 2012)。
1898年4月3日	見島・長門付近	6.2	見島の西部で石垣崩壊・家屋破損、長門市正明市で社寺の倒壊等	見島近海あるいは鯨浦南西沖の断層の可能性はある。
1898年8月10日	糸島半島付近	6.0	2地震合わせて負傷3、家屋破損58 土地の陥没や液状化が糸島半島頸部中央で発生	糸島地震 短期間に連発した。
1898年8月12日	糸島半島付近	5.8		
1929年8月8日	雷山付近	5.1	糸島地震の南東隣にあたる雷山付近で壁の亀裂や崖崩れ	震源は1898年の糸島半島付近の地震に近いとされ（宇佐美ほか, 2013）、翌年2月5日にもM5.0が発生した。
2005年3月20日	玄界島付近	7.0	ブロック塀倒壊で死1 福岡市中心で住家全壊144、半壊353棟等鉄サッシからの硝子落下等	福岡県西方沖の地震 警固断層帯北西部（海域部分）の活動 沿岸部での中規模の余震数が多かった。
2005年3月22日	博多湾付近	5.4	負傷1	福岡県西方沖の地震の余震
2005年4月20日	博多湾付近	5.8	重傷2、住家一部破損279棟	福岡県西方沖の地震の最大余震
2005年5月2日	博多湾付近	5.0	転倒による軽傷1	福岡県西方沖の地震の余震

表5 評価対象の海域活断層帯の平均変位速度の推定値とそれに基づく平均活動間隔

ここで示す平均変位速度は、全ての評価対象の海域活断層帯で同じ断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比の幅を用いて推定しており（詳細は3.（1）～6を参照）、個別の断層に特化した評価になっていないことから、評価単位区間によっては本来の値から外れた値になる可能性もある。注4）及び注5）については主文を参照のこと。

地域 細分	活断層のくくり (付録2)	評価単位 区間(断層番号)	地震の規模 (M)	平均変位速度 推定値 [根拠] (m/千年) <sup>※1</sup>	活動度	信頼度	平均活動間隔 (千年) <sup>※2</sup>	信頼度
東部	伯耆沖断層帯	東部区間 (1-1)	7.2程度	0.07-0.7 [縦横比]	B-C	△	4 - 40	△
		中部区間 (1-2)	7.5程度	0.07-0.7 [縦横比]	B-C	△	6 - 60	△
		西部区間 (1-3)	7.2程度	0.07-0.7 [1-2]	B-C	—	4 - 40	—
	島根半島北方沖断層帯	東部区間 (2-1)	7.3程度	0.06-0.7 [8-1]	B-C	—	4 - 50	—
		西部区間 (2-2)	7.0程度	0.06-0.7 [8-1]	B-C	—	3 - 30	—
	出雲沖断層 (3)		7.3程度	0.03-0.3 [縦横比]	B-C	△	10 - 100	△
	島前西方沖断層 (4)		7.2程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	6 - 70	△
	江津沖断層 (5)		7.1程度	0.05-0.5 [縦横比]	B-C	△	4 - 40	△
	日御碕沖断層帯	東部区間 (6-1)	7.4程度	0.05-0.5 [縦横比]	B-C	△	7 - 70	△
		西部区間 (6-2)	7.2程度	0.05-0.5 [6-1]	B-C	—	5 - 50	—
	根瀧グリ北方断層帯	東部区間 (7-1)	7.2程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	5 - 70	△
		西部区間 (7-2)	7.3程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	6 - 70	△
	十六島鼻西方沖断層帯	東部区間 (8-1)	7.4程度	0.06-0.7 [縦横比]	B-C	△	5 - 60	△
		中部区間 (8-2)	7.1程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	5 - 60	△
		西部区間 (8-3)	7.1程度	0.04-0.5 [8-2]	B-C	—	5 - 60	—
石見沖南断層 (9)		7.2程度	0.02-0.2 [縦横比]	B-C	△	10 - 100	△	
石見沖中断層帯	東部区間 (10-1)	7.0程度	0.1-1.2 [縦横比]	A-B	△	2 - 20	△	
	西部区間 (10-2)	7.0程度	0.1-1.2 [10-1]	A-B	—	2 - 20	—	
石見沖北断層 (11)		7.1程度	0.1-1.2 [縦横比]	A-B	△	2 - 20	△	
中部	浜田沖断層 (12)		7.2程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	5 - 60	△
	三隅沖断層 (13)		7.2程度	0.02-0.2 [縦横比]	B-C	△	10 - 100	△
	須佐沖断層帯	北部区間 (14-1)	7.3程度	0.02-0.2 [縦横比]	B-C	△	20 - 100	△
		南部区間 (14-2)	7.0程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	4 - 50	△
	モドロ岬沖断層帯	北部区間 (15-1)	7.0程度	0.02-0.2 [15-2]	B-C	—	10 - 100	—
		南部区間 (15-2)	7.2程度以上	0.02-0.2 [縦横比]	B-C	△	10 - 100	△
	見島近海断層 (16)		7.1程度	0.07-0.8 [縦横比]	B-C	△	3 - 30	△
	卯持ノ瀬東方断層 (17)		7.3程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	6 - 80	△
	向津具沖断層 (18)		7.2程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	6 - 70	△
	角島沖東断層 (19)		7.3程度以上	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	6 - 70	△
	角島沖西断層帯	北部区間 (20-1)	7.2程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	5 - 60	△
		南部区間 (20-2)	7.0程度以上	0.06-0.7 [縦横比]	B-C	△	3 - 40	△
	益田沖断層 (21)		7.4程度	0.2-1.4 [縦横比1/4]	A-B	—	3 - 20	—
	千里ヶ瀬東方南断層 (22)		7.5程度	0.07-0.8 [縦横比]	B-C	△	5 - 60	△
	千里ヶ瀬東方北断層 (23)		7.2程度	0.07-0.8 [縦横比]	B-C	△	4 - 40	△
	タツモチ東方断層 (24)		7.1程度	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	▲	5 - 60	▲
	ウマモチ北西断層 (25)		7.4程度	0.06-0.7 [縦横比]	B-C	▲	5 - 60	▲
	対馬海盆南方断層 (26)		7.6程度以上	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	▲	9 - 100	▲
長門はるか沖断層 (27)		7.0程度	0.07-0.8 [縦横比]	B-C	▲	3 - 30	▲	
対馬北東沖断層 (28)		7.2程度	0.03-0.3 [縦横比]	B-C	▲	8 - 80	▲	
西部	白島沖断層帯	北部区間 (29-1)	7.1程度	0.02-0.3 [縦横比]	B-C	▲	7 - 100	▲
		南部区間 (29-2)	7.2程度	0.02-0.3 [29-1]	B-C	—	9 - 100	—
	沖ノ島近海断層 (30) <sup>注4)</sup>		7.1程度	0.05-0.5 [縦横比]	B-C	▲	5 - 50	▲
	小呂島近海断層帯 <sup>注5)</sup>	北西沖区間 (31-1)	7.4程度	0.05-0.5 [縦横比]	B-C	▲	7 - 70	▲
		東方沖区間 (31-2)	7.2程度	0.05-0.5 [縦横比]	B-C	▲	6 - 60	▲
	対馬東水道断層 (32)		7.2程度	0.06-0.7 [縦横比]	B-C	▲	4 - 50	▲
	対馬北方沖断層 (33)		7.6程度以上	0.04-0.5 [縦横比]	B-C	△	9 - 100	△
	対馬上県西方沖断層 (34)		7.5程度	0.04-0.5 [33]	B-C	—	8 - 100	—
	対馬南方沖断層 (35)		7.4程度	0.04-0.5 [33]	B-C	—	7 - 90	—
	七里ヶ曾根断層 (36)		7.3程度	0.04-0.5 [33]	B-C	—	6 - 70	—
	第1五島堆断層帯	北部区間 (37-1)	7.3程度	0.04-0.5 [33]	B-C	—	6 - 70	—
		中部区間 (37-2)	7.1程度	0.04-0.5 [33]	B-C	—	4 - 60	—
南部区間 (37-3)		7.1程度	0.04-0.5 [33]	B-C	—	4 - 60	—	

- ※ 1 : 本評価における評価対象の海域活断層帯の平均変位速度は、全ての評価対象断層の横ずれ／縦ずれ比が地震データから推定した断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比の範囲内にあると仮定して基準層の最大垂直変位量から推定した場合と、基準層の最大垂直変位量が得られないため近隣の海域活断層の平均変位速度を仮定した場合がある。これらを区別するため、前者の場合の値に〔縦横比〕、後者の場合の値に〔仮定に用いた断層番号〕を記載した。なお、益田沖断層は周辺の断層と比べ大きな垂直変位量を持っているため、断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比に特別な補正をしていることから〔縦横比1/4〕と記載した。活動度は表7に従い平均変位速度の仮定値に基づき付与している。なお、ここでは平均変位速度1.0 m/千年未満の値を有効数値1桁で、それ以上を有効数値2桁で表記している。
- ※ 2 : 平均活動間隔は1回のずれ量と平均変位速度から算出した（「3. - (2) 将来の活動の可能性の評価手法」参照）ため、その信頼度は断層の長さ・断層面の傾斜・垂直変位量の中で最も低い信頼度以下とした。ここでは平均活動間隔の値を有効数値1桁で表記している。

表6 推定された平均変位速度に基づいて算出される海域活断層帯の地震発生確率（参考）

注4）及び注5）については主文を、注15）については説明文を参照のこと。また、薄い影を付した断層（評価対象区間）は垂直変位量が読み取れず、近隣の断層帯から平均変位速度を仮定して確率を算出している。

地域細分	活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	地震の規模 (M)	今後30年以内における固有規模の地震発生確率 <sup>注15)</sup> (%)		30年以内における痕跡を認めにくい地震の発生確率 <sup>注15)</sup> (%)	
				95%信頼区間 (中央値)	計算方法	95%信頼区間 (中央値)	計算方法
東部	伯耆沖断層帯	東部区間	7.2程度	0.08-0.6 (0.1)	ポアソン	0.04-0.3 (0.06)	ポアソン
		中部区間	7.5程度	0.05-0.4 (0.09)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
		西部区間	7.2程度	0.08-0.6 (0.1)	ポアソン	0.04-0.3 (0.06)	ポアソン
	島根半島北方沖断層帯	東部区間	7.3程度	0.06-0.6 (0.1)	ポアソン	0.03-0.2 (0.05)	ポアソン
		西部区間	7.0程度	0.09-0.8 (0.2)	ポアソン	0.04-0.3 (0.07)	ポアソン
	出雲沖断層		7.3程度	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	0.01-0.09 (0.02)	ポアソン
	島前西方沖断層		7.3程度	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン
	江津沖断層		7.1程度	0.07-0.6 (0.1)	ポアソン	0.03-0.2 (0.05)	ポアソン
	日御碕沖断層帯	東部区間	7.4程度	0.04-0.3 (0.08)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン
		西部区間	7.2程度	0.06-0.5 (0.1)	ポアソン	0.03-0.2 (0.05)	ポアソン
	根滝グリ北方断層帯	東部区間	7.2程度	0.05-0.5 (0.09)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
		西部区間	7.3程度	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン
	十六島鼻西方沖断層帯	東部区間	7.4程度	0.05-0.5 (0.1)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
		中部区間	7.2程度	0.05-0.5 (0.09)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
		西部区間	7.0程度	0.05-0.5 (0.1)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
	石見沖南断層		7.2程度	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	0.01-0.08 (0.02)	ポアソン
石見沖中斷層帯	東部区間	7.0程度	0.1-1 (0.3)	ポアソン	0.06-0.6 (0.1)	ポアソン	
	西部区間	7.0程度	0.1-1 (0.3)	ポアソン	0.06-0.6 (0.1)	ポアソン	
石見沖北断層		7.1程度	0.1-1 (0.2)	ポアソン	0.06-0.6 (0.1)	ポアソン	
中部	浜田沖断層		7.2程度	0.05-0.5 (0.09)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
	三隅沖断層		7.2程度	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	0.01-0.08 (0.02)	ポアソン
	須佐沖断層帯	北部区間	7.2程度	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	0.01-0.07 (0.02)	ポアソン
		南部区間	7.0程度	0.06-0.6 (0.1)	ポアソン	0.03-0.3 (0.05)	ポアソン
	モドロ岬沖断層帯	北部区間	7.1程度	0.03-0.2 (0.05)	ポアソン	0.01-0.1 (0.02)	ポアソン
		南部区間	7.2程度	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	0.01-0.08 (0.02)	ポアソン
	見島近海断層		7.1程度	0.1-0.8 (0.2)	ポアソン	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン
	卯持ノ瀬東方断層		7.3程度	0.04-0.4 (0.07)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン
	向津具沖断層		7.2程度	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン
	角島沖東断層		7.3程度	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン
	角島沖西断層帯	北部区間	7.2程度	0.05-0.5 (0.09)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
		南部区間	7.0程度	0.09-0.8 (0.2)	ポアソン	0.04-0.3 (0.07)	ポアソン
	益田沖断層		7.4程度	0.2-0.9 (0.3)	ポアソン	0.07-0.4 (0.1)	ポアソン
	千里ヶ瀬東方南断層		7.5程度	0.05-0.5 (0.1)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
	千里ヶ瀬東方北断層		7.3程度	0.08-0.6 (0.1)	ポアソン	0.03-0.3 (0.06)	ポアソン
	タツモチ東方断層		7.1程度	0.05-0.5 (0.1)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
ウマモチ北西断層		7.4程度	0.06-0.5 (0.1)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	
対馬海盆南方断層		7.5程度	0.03-0.3 (0.05)	ポアソン	0.01-0.1 (0.02)	ポアソン	
長門はるか沖断層		7.1程度	0.1-0.8 (0.2)	ポアソン	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン	
対馬北東沖断層		7.2程度	0.02-0.3 (0.05)	ポアソン	0.01-0.1 (0.02)	ポアソン	
西部	白島沖断層帯	北部区間	7.1程度	0.03-0.3 (0.05)	ポアソン	0.01-0.1 (0.02)	ポアソン
		南部区間	7.2程度	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	0.01-0.1 (0.02)	ポアソン
	沖ノ島近海断層 <sup>注4)</sup>		7.1程度	0.06-0.5 (0.1)	ポアソン	0.03-0.2 (0.05)	ポアソン
	小呂島近海断層帯 <sup>注5)</sup>	北西沖区間	7.4程度	0.05-0.4 (0.09)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
		東方沖区間	7.2程度	0.05-0.4 (0.09)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン
	対馬東水道断層		7.2程度	0.08-0.6 (0.1)	ポアソン	0.03-0.3 (0.06)	ポアソン
	対馬北方沖断層		7.6程度	0.03-0.3 (0.05)	ポアソン	0.01-0.1 (0.02)	ポアソン
	対馬上県西方沖断層		7.5程度	0.03-0.3 (0.05)	ポアソン	0.01-0.1 (0.02)	ポアソン
	対馬南方沖断層		7.4程度	0.03-0.3 (0.06)	ポアソン	0.01-0.1 (0.03)	ポアソン
	七里ヶ曾根断層		7.3程度	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン
第1五島堆断層帯	北部区間	7.3程度	0.04-0.4 (0.08)	ポアソン	0.02-0.2 (0.03)	ポアソン	
	中部区間	7.0程度	0.06-0.6 (0.1)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	
	南部区間	7.1程度	0.06-0.6 (0.1)	ポアソン	0.02-0.2 (0.04)	ポアソン	

表7 平均変位速度に応じて設定した活動度（松田，1975）、及び平均活動間隔などが不明な短い活断層で仮定した平均変位速度

平均変位速度（仮定値）（m/千年）	活動度
1.0以上10未満（仮定値はなし）	A級
0.1以上1未満（0.5）	B級
0.01以上0.1未満（0.05）	C級

表8 短い活断層に対する仮定値

注9)については主文を、注16)については説明文を参照のこと。

地域 細分	活断層名 (付録2)	想定する 地震の 規模 <sup>注16)</sup>	1回のずれ量 (最大) <sup>注9)</sup>	平均変位速度の 仮定値 (m/千年) (表2)	平均活動間隔 (千年) <sup>※</sup>
東部	島前南東沖断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
	江津沖南断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	30
中部	曇ヶ浦沖1断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
	曇ヶ浦沖2断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	10
	宇生力崎沖断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
	須崎沖西1断層	6.8程度	約2m	0.05 (C級を仮定)	30
	須崎沖西2断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
	対馬海盆南方の南1断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
	対馬海盆南方の南2断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
	対馬海盆南方の南3断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	30
	ウマモチ西1断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	30
	ウマモチ西2断層	6.9程度	約2m	0.05 (C級を仮定)	40
	ウマモチ西3断層	6.8程度	約2m	0.05 (C級を仮定)	30
	長門はるか沖南東断層	6.8程度	約2m	0.05 (C級を仮定)	30
	長門はるか沖南断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
	鯨浦南西沖断層	6.9程度	約2m	0.05 (C級を仮定)	30
	川尻岬沖断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20
油谷島沖断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	20	
西部	対馬下県西方沖断層	6.8程度	約1m	0.05 (C級を仮定)	30

※ここでは平均活動間隔の値を有効数値1桁で表記している。

表9 日本海南西部および周辺地域の活断層による今後30年以内にM6.8以上の地震が発生する確率の比較（参考）

注15) については説明文を参照のこと。

日本海南西部	全域	西部	中部	東部
95%信頼区間 (中央値) <sup>注15)</sup>	12-17% (14%)	2-4% (2%)	6-9% (7%)	4-8% (5%)
九州／中国地域		九州北部	中国西部	中国北部 <sup>※</sup>
95%信頼区間 (中央値) <sup>注15)</sup>		7-13% (9%)	14-20% (17%)	3-7% (5%)

※ 中国地域の地域評価では、G-R式に基づく地震発生確率について今後30年以内にM6.8以上の地震が発生する確率は、中国北部区域で40%程度と評価している。

表10 評価対象海域における今後30年以内にM7.0以上の地震が発生する確率の比較（参考）

G-R式に基づく地震発生確率の評価において、地震活動が低調で明らかに信頼度の低いと考えられる中部・東部は除外した。注15) については説明文を参照のこと。

G-R式	全域	西部	中部	東部
95%信頼区間 (中央値) <sup>注15)</sup>	5-10% (7%)	2-4% (3%)		
海域活断層帯	全域	西部	中部	東部
95%信頼区間 (中央値) <sup>注15)</sup>	8-13% (11%)	1-3% (2%)	3-6% (4%)	3-7% (5%)

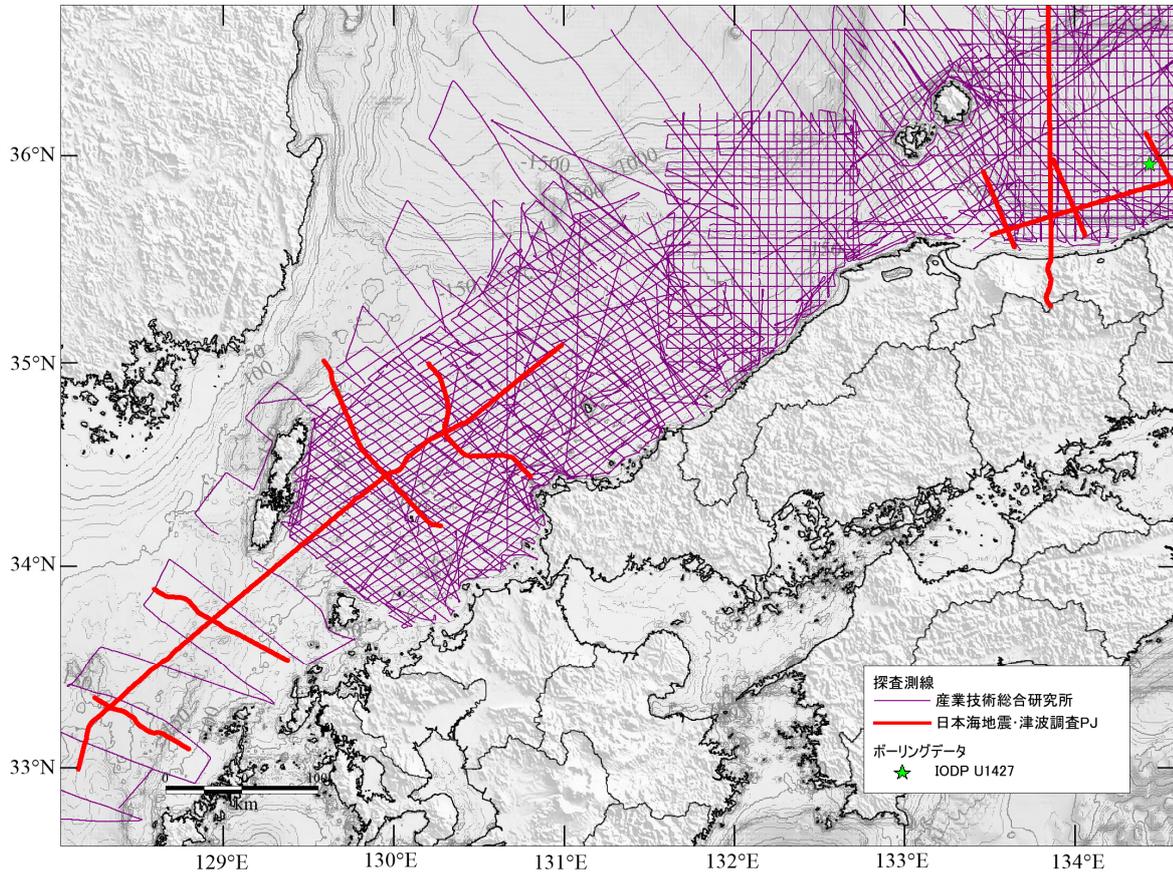


図3 評価に用いた主な反射法地震探査測線と基準面の年代推定に用いたボーリング調査の位置  
地形は GEBCO Compilation Group (2020)による。

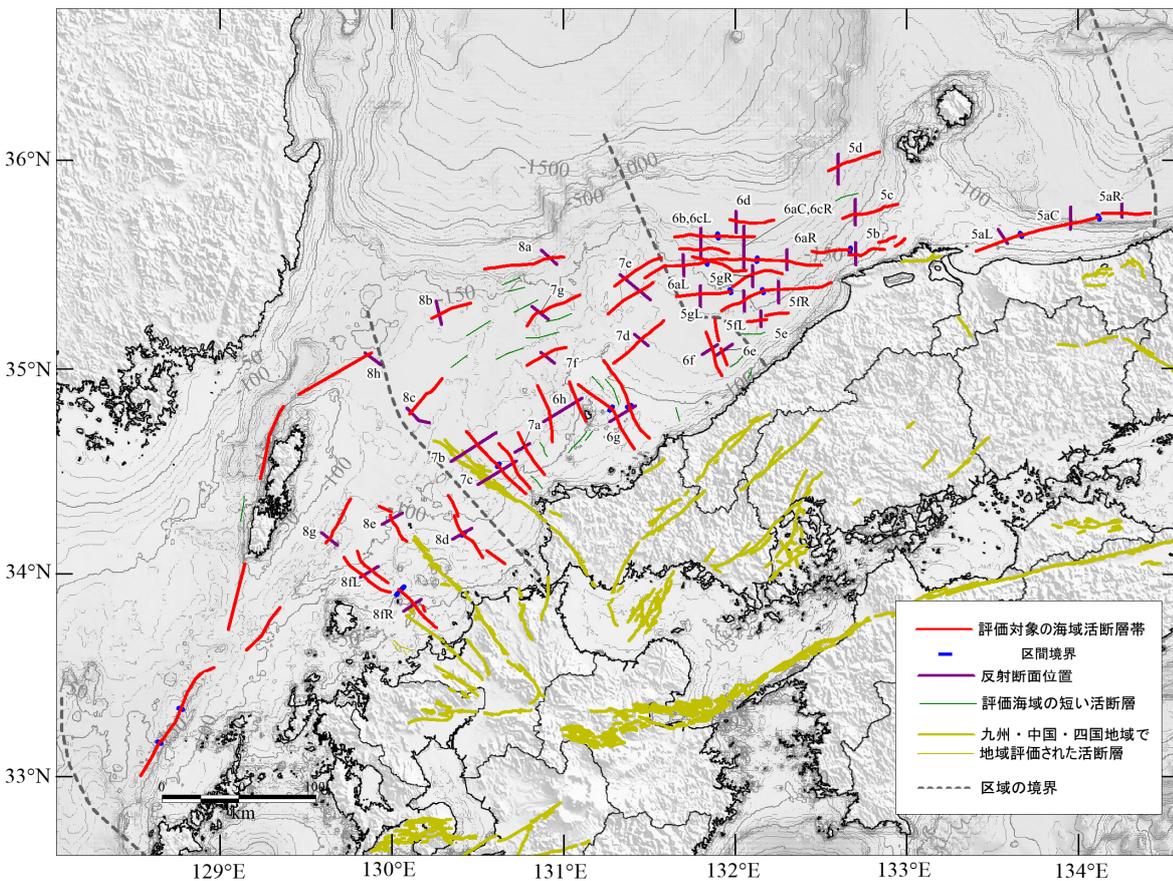


図4 図5から図8に示したそれぞれの評価対象の海域活断層帯における反射断面の位置  
それぞれの反射断面の位置に、反射断面掲載図番号（5－8）、図中の小記号（a－h）、図中の位置（左側をL、中央をC、右側をR）で示している。地形は GEBCO Compilation Group (2020)による。

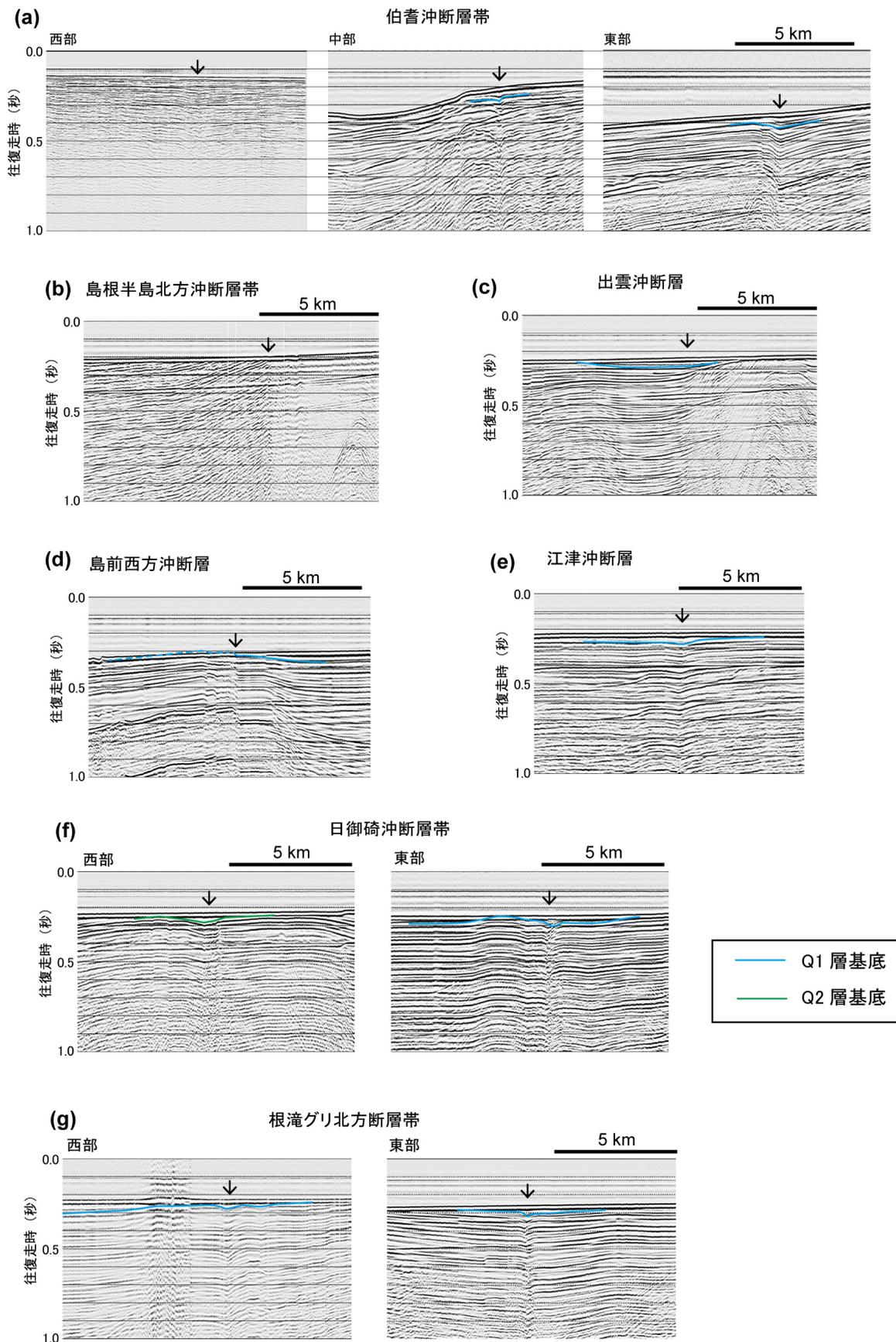


図5 日本海南西部（東部区域）における評価対象の海域活断層帯の反射断面例  
矢印は断層位置を示す。基準層の年代については本文参照のこと。

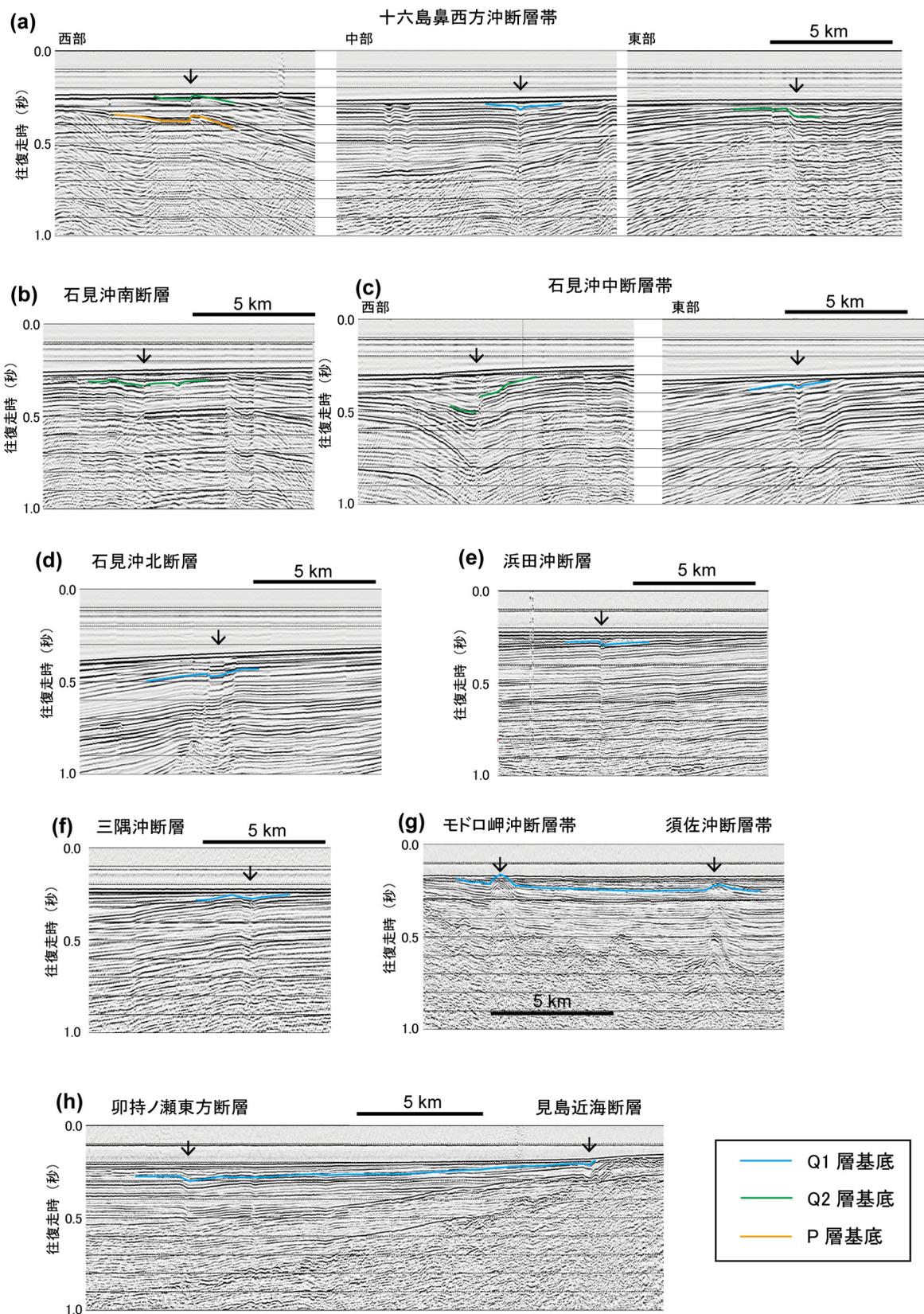


図6 日本海南西部（東部から中部区域）における評価対象の海域活断層帯の反射断面例  
 矢印は断層位置を示す。基準層の年代については本文参照のこと。

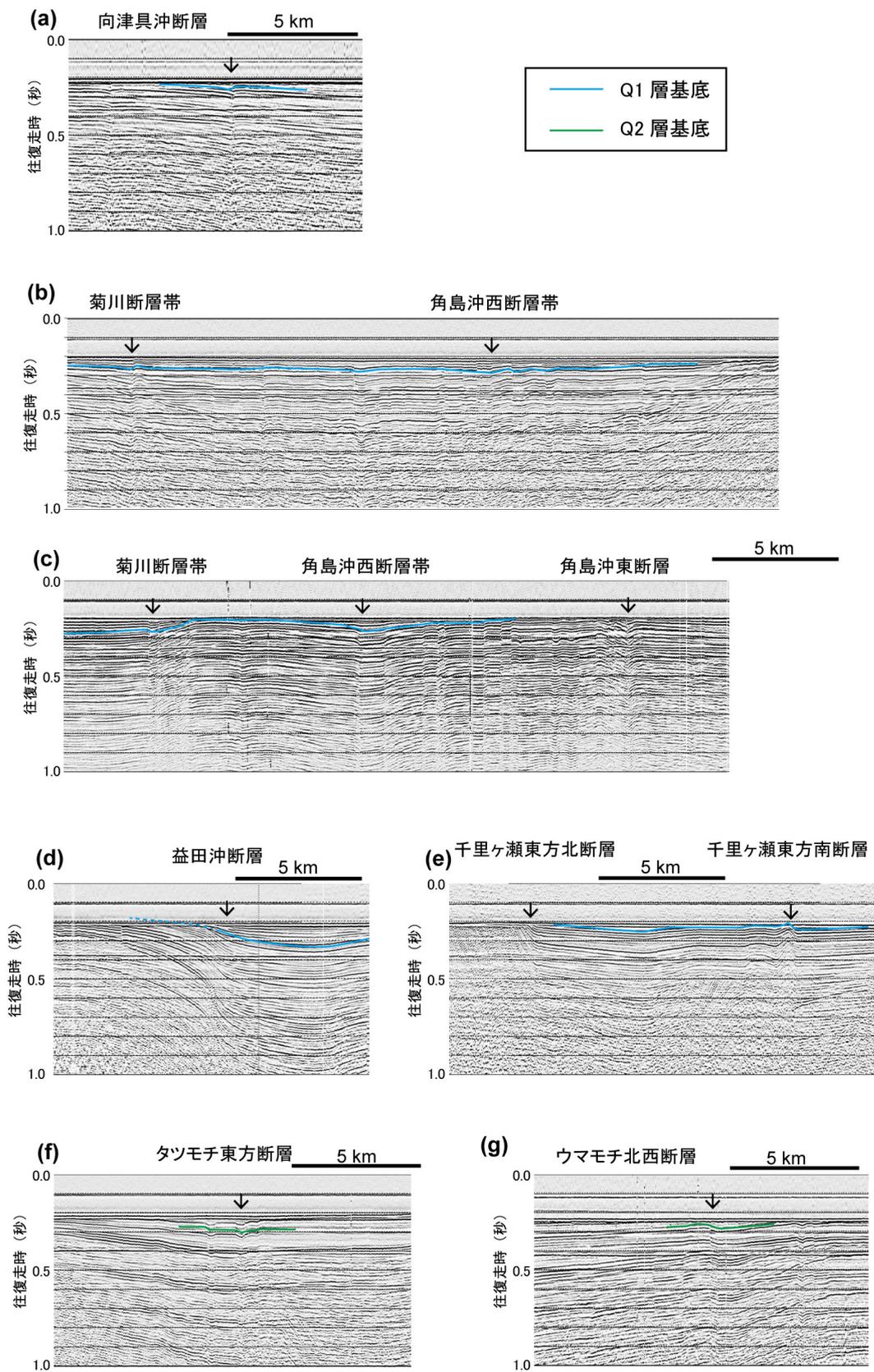


図7 日本海南西部（中部区域）における評価対象の海域活断層帯の反射断面例  
 矢印は断層位置を示す。基準層の年代については本文参照のこと。

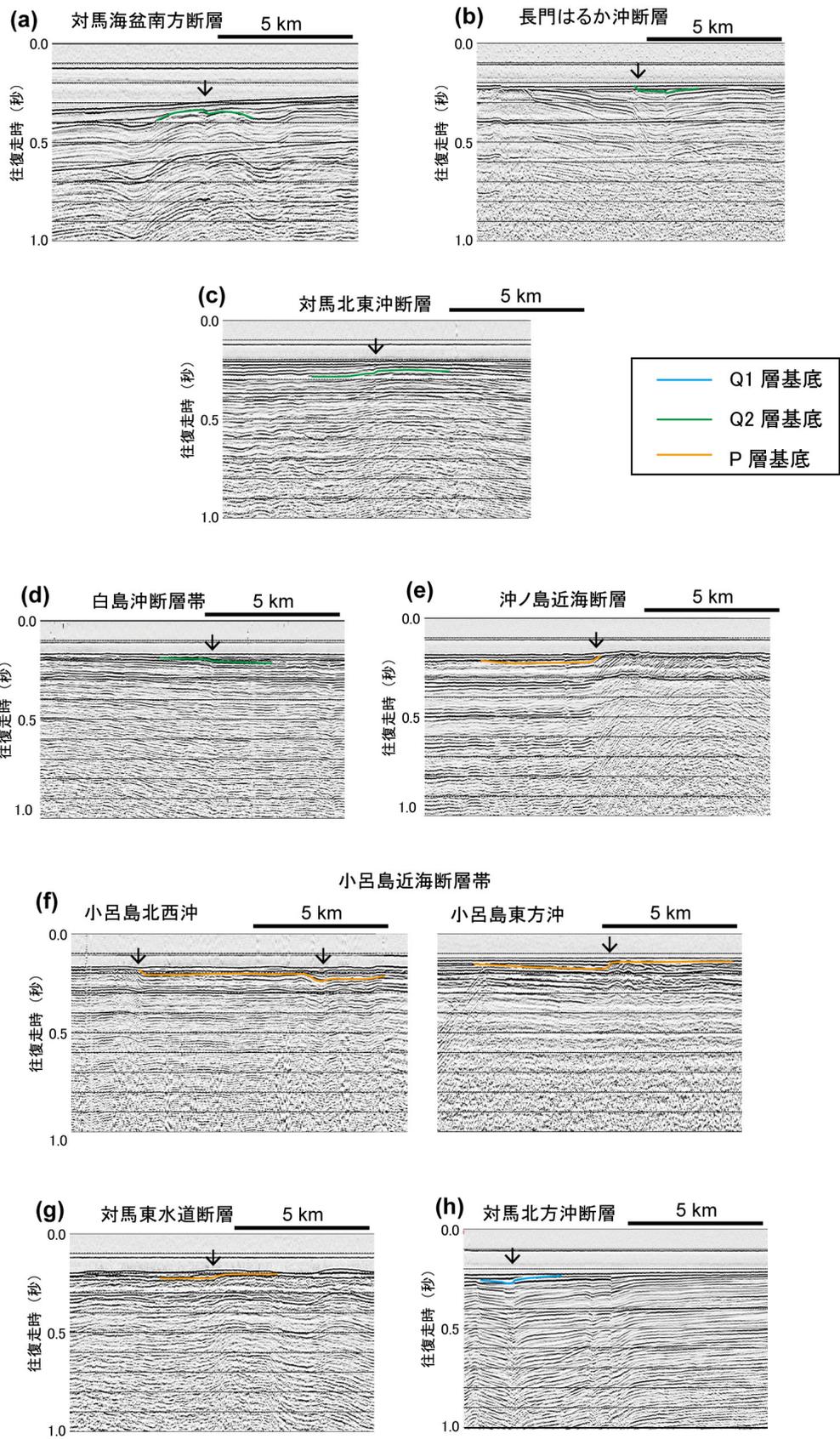


図8 日本海南西部（中部から西部区域）における評価対象の海域活断層帯の反射断面例  
 矢印は断層位置を示す。基準層の年代については本文参照のこと。

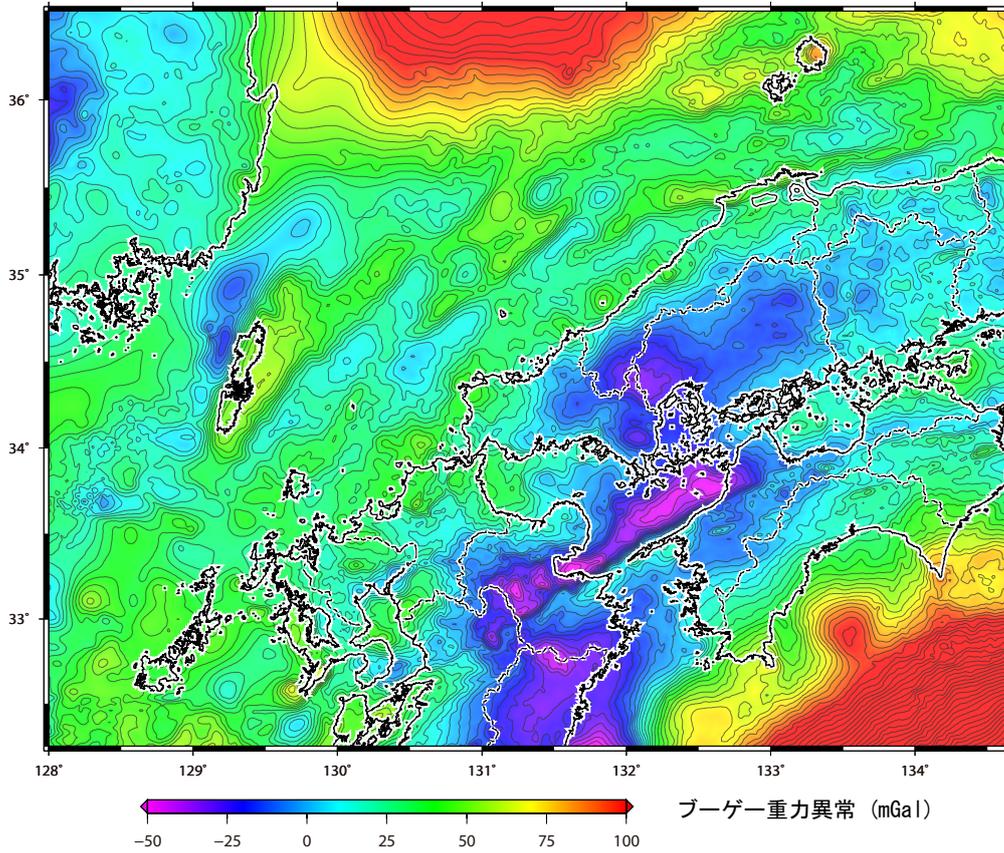


図 9 - 1 日本海南西部周辺の重力異常図

仮定密度  $2.67\text{g/cm}^3$  によるブーゲー異常。データは産業技術総合研究所地質調査総合センター（2013）による。

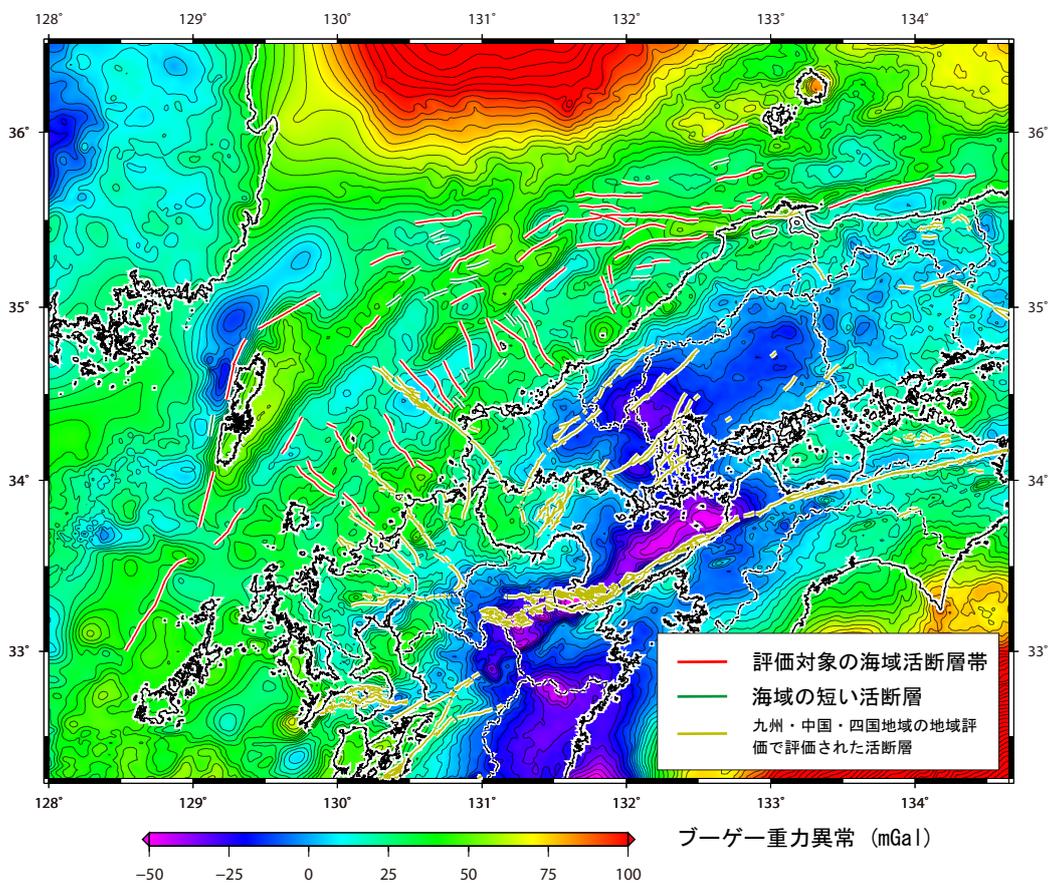


図 9 - 2 日本海南西部周辺の重力異常図と海域活断層の位置

重力異常図は図 9 - 1 と同じ。

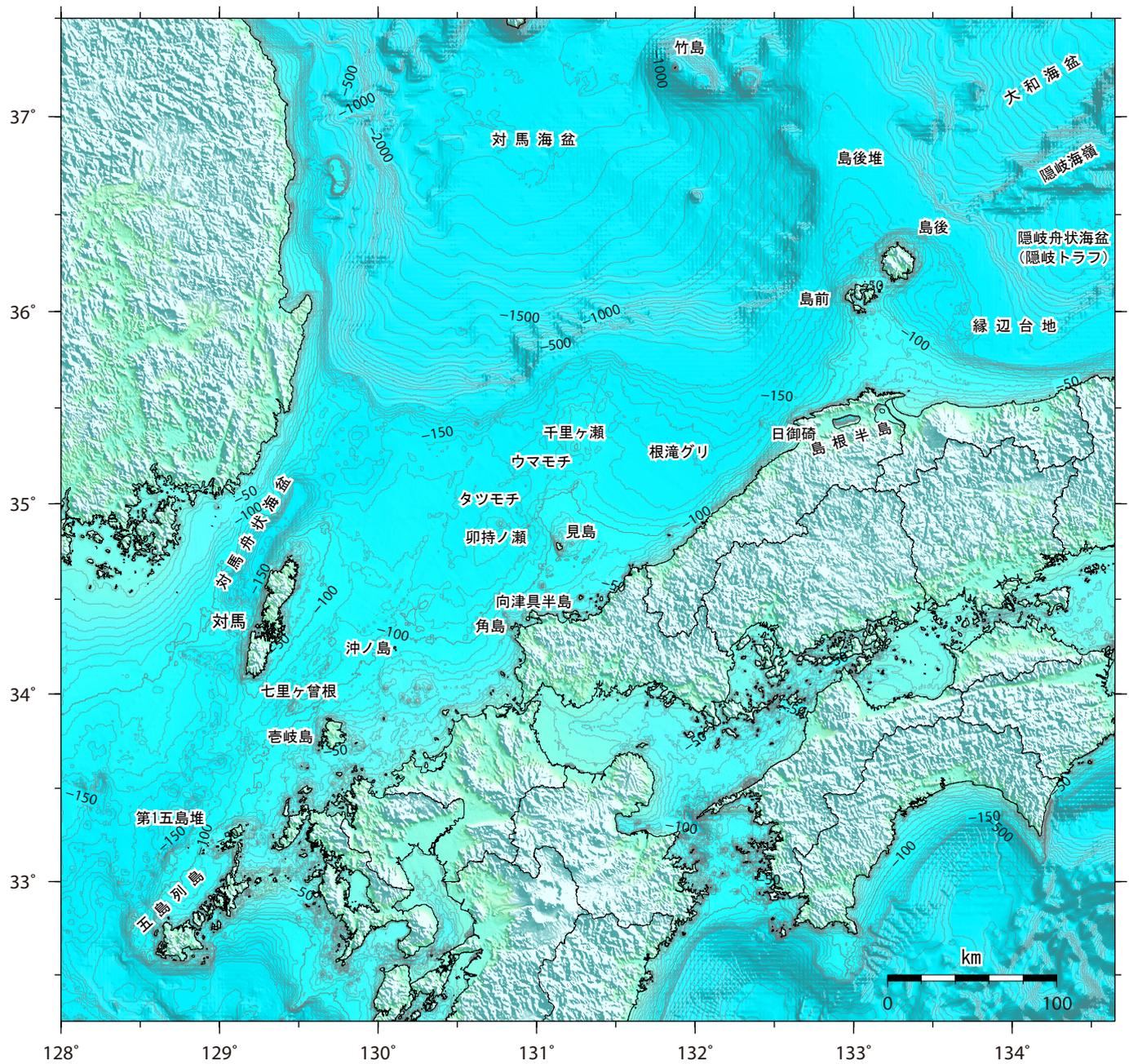


図 10 日本海南西部及び周辺域の海底地形図と地名  
 地形は GEBCO Compilation Group (2020) による。

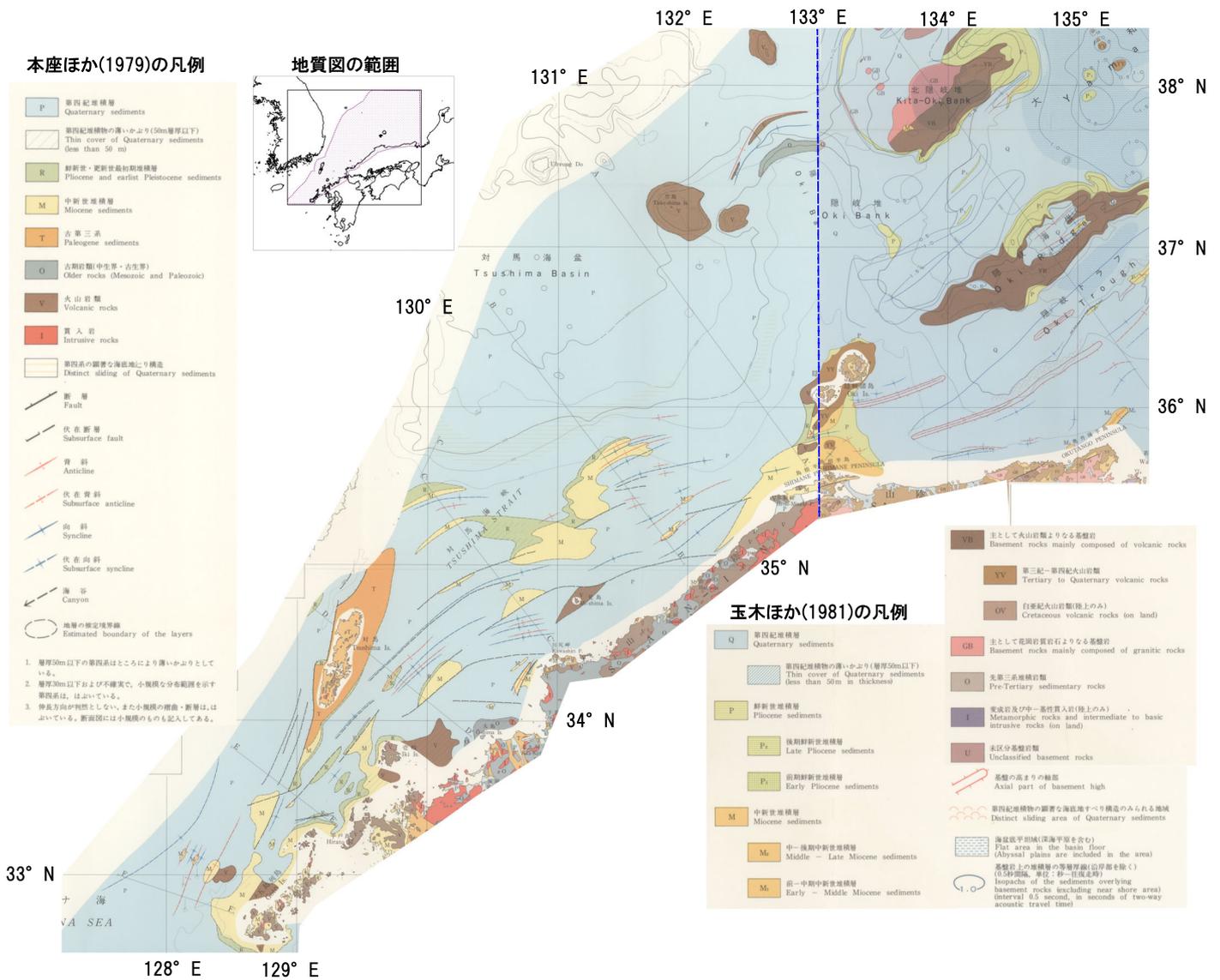


図11 日本海南西部及び周辺海域の広域海底地質図

右上の小地図中のハッチ領域の地質が示されている。青破線は東経133度の経線。133度以西は本座ほか(1979)、以東は玉木ほか(1981)の100万分の1地質図に基づく。なお、本海域では、20万分の1の海底地質図として、鳥取沖、隠岐海峡、見島沖及び響灘が発行されている(産業技術総合研究所地質調査総合センター海洋地質図: <https://www.gsj.jp/Map/JP/marine-geology.html>)。

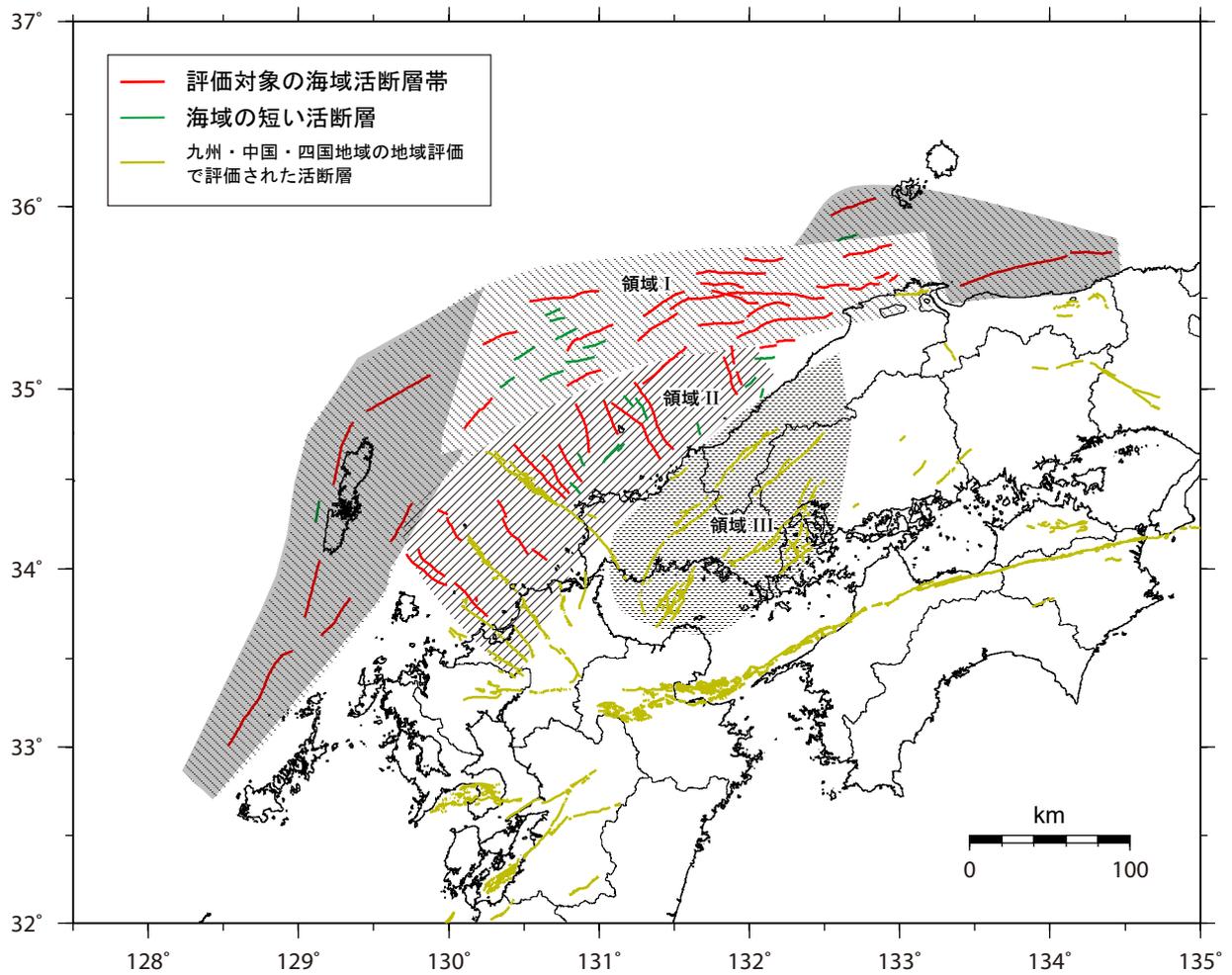


図 12 日本海南西部に分布する活断層と領域分け

領域 I、領域 II 及び領域 III は Okamura (2016) に基づいて作成。本評価で拡張した領域 I を濃灰色で示している。

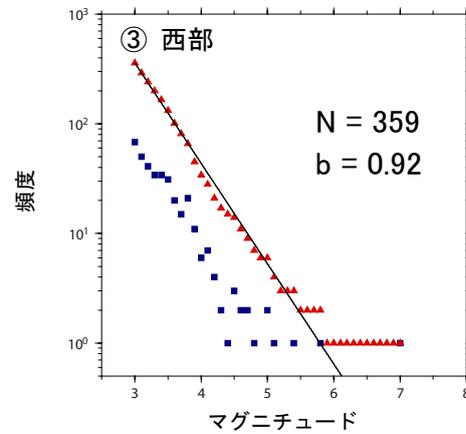
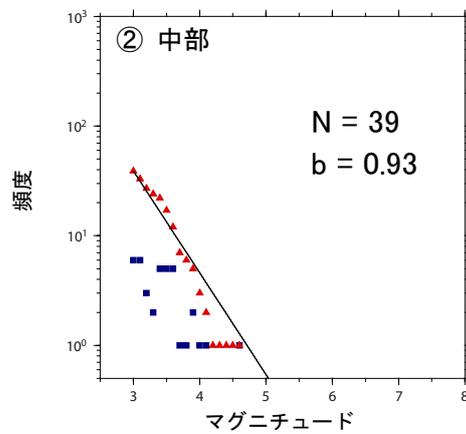
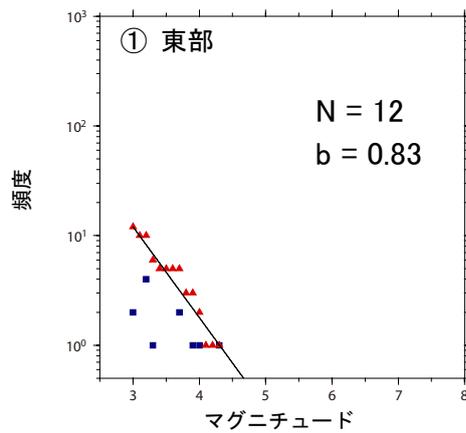
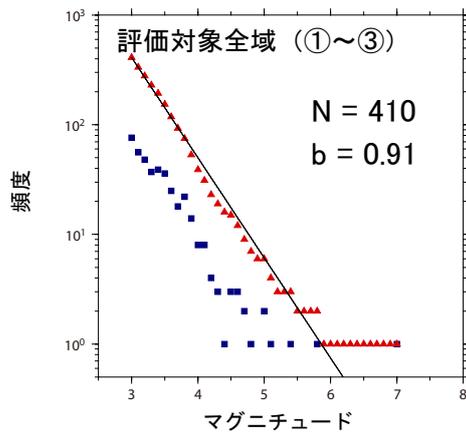
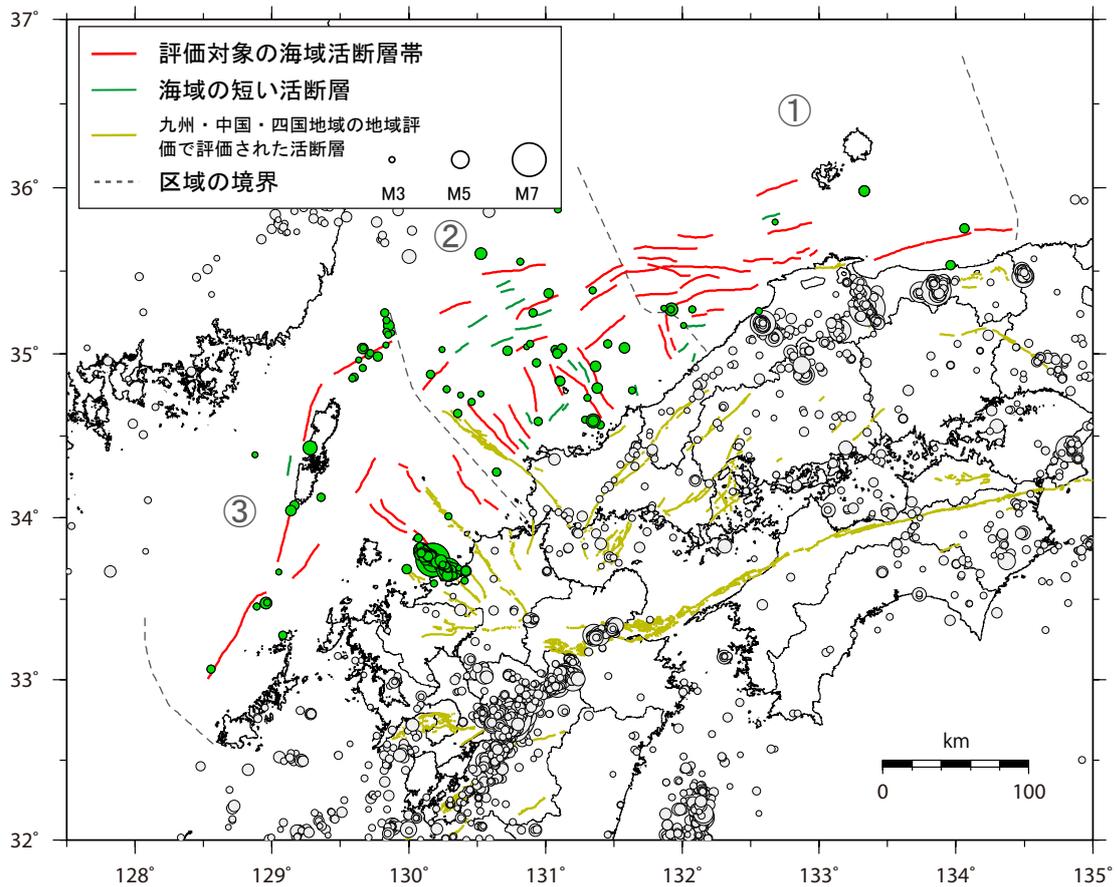


図 13 1997 年 10 月から 2019 年 12 月の日本海南西部における深さ 25 km 以浅の地震 (M3.0 以上) の規模 (マグニチュード) と規模別度数の経験式的回帰の結果 (データは気象庁提供) 青四角は規模別度数、赤三角は累積値を表す。回帰には、M3.0 以上の地震 (上図の緑丸) を用いた。N は M3.0 以上の地震の個数、b は回帰直線の傾きを表す。

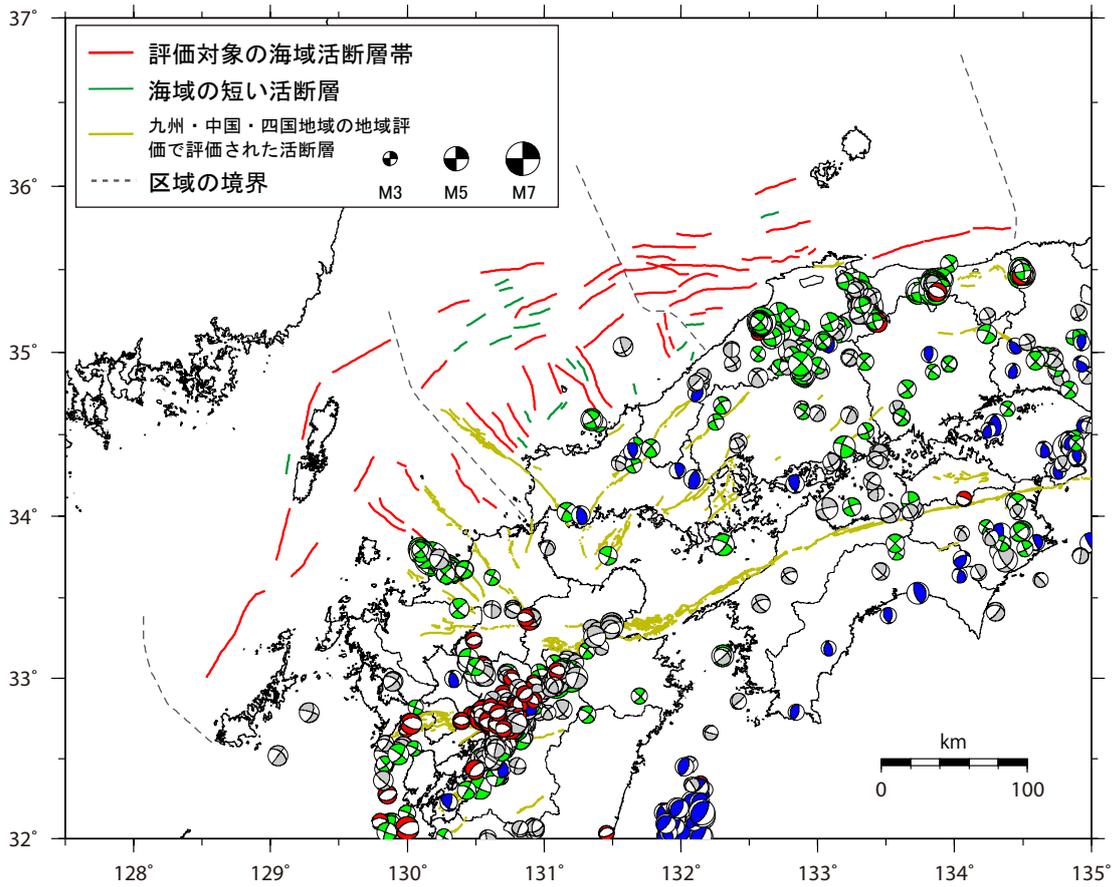


図 14-1 日本海南西部で発生した浅い地震の発震機構 (P 波初動解、下半球投影) (1997 年 10 月 1 日から 2019 年 12 月 31 日、深さ 0 から 25km、 $M \geq 3.0$ 、データは気象庁提供) 発震機構解の色は図14-2の三角ダイアグラム (Frohlich, 2001) による断層型別の分類に基づき、逆断層型を青色、正断層型を赤色、横ずれ断層型を緑色、その他の型を灰色で示した。

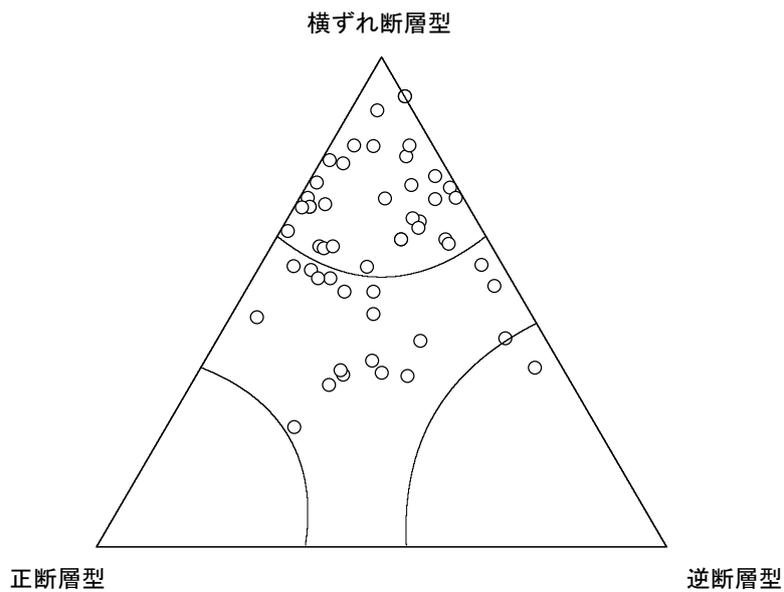


図 14-2 評価対象領域内で発生した地震の発震機構の分布 (気象庁作成)

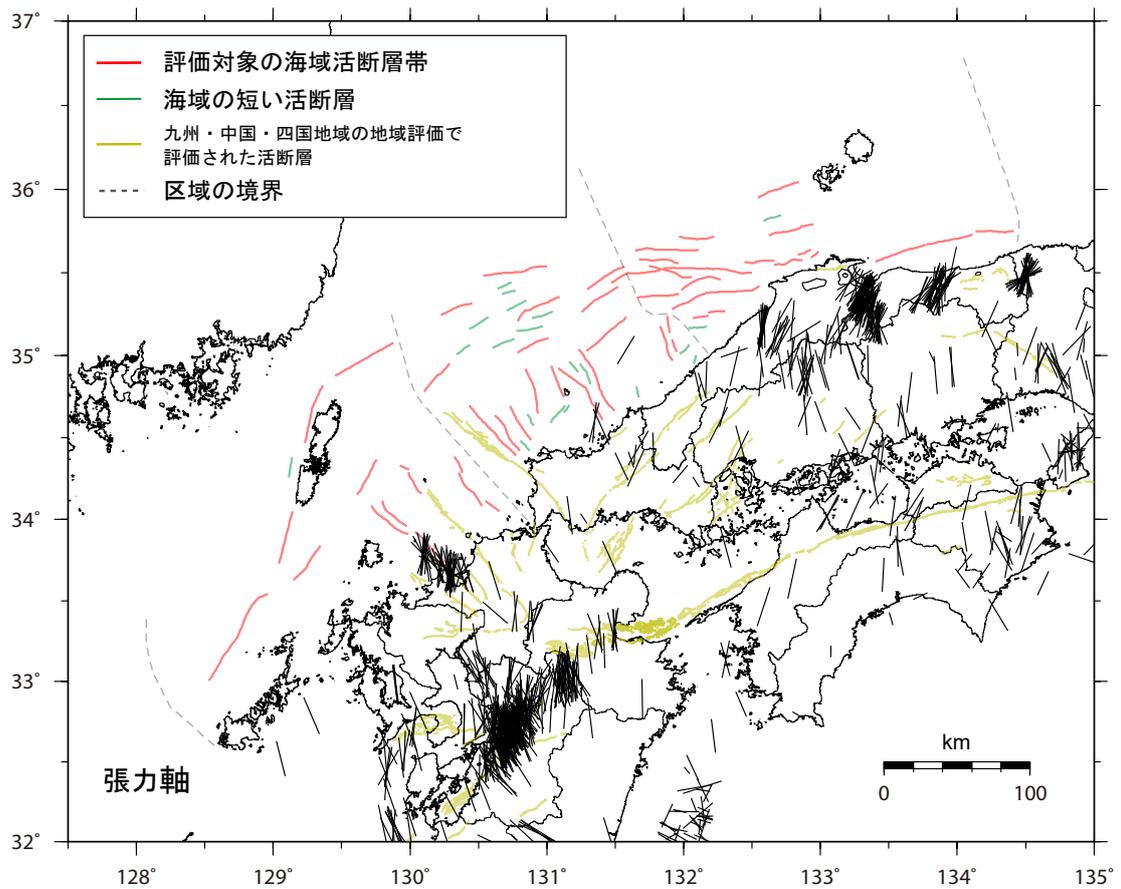
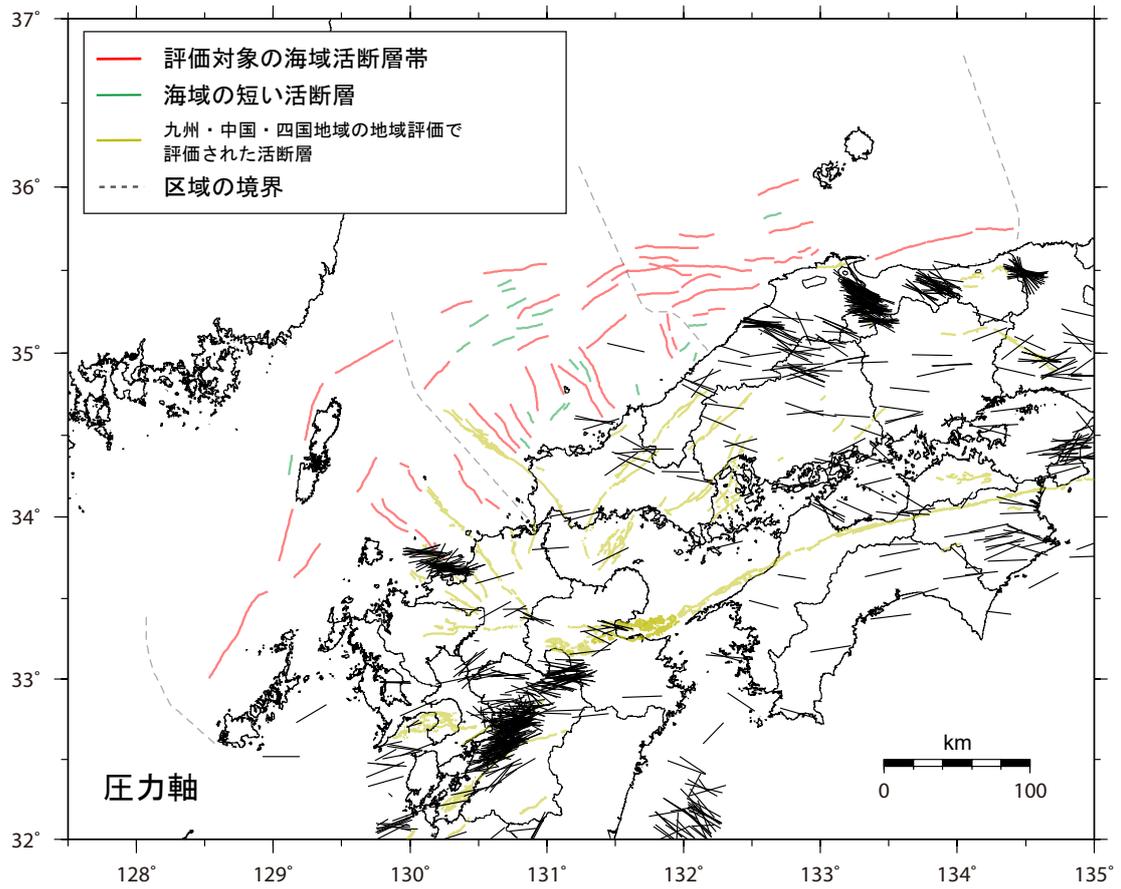


図 14-3 評価対象領域内の発震機構の圧力軸（上）と張力軸（下）の分布  
（データは気象庁提供）

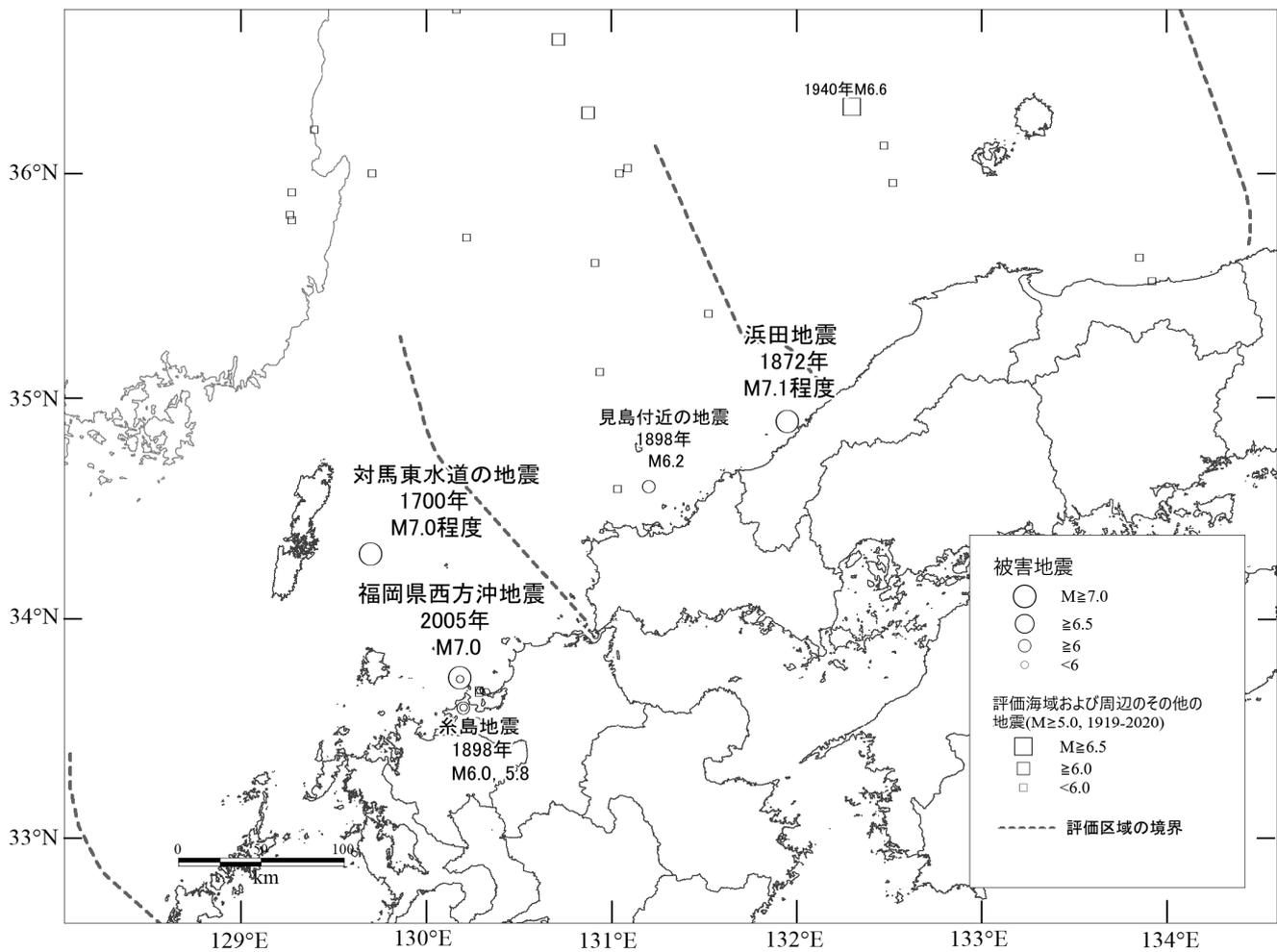


図 15 日本海南西部で発生したと考えられる主な歴史・被害地震  
 被害地震の震央位置（丸）と規模は宇津(1999), 宇佐美ほか(2013)及び松浦・中村(2020)による。  
 1919年から2019年までのM5.0以上の地震の震央位置（四角）と規模は気象庁による。

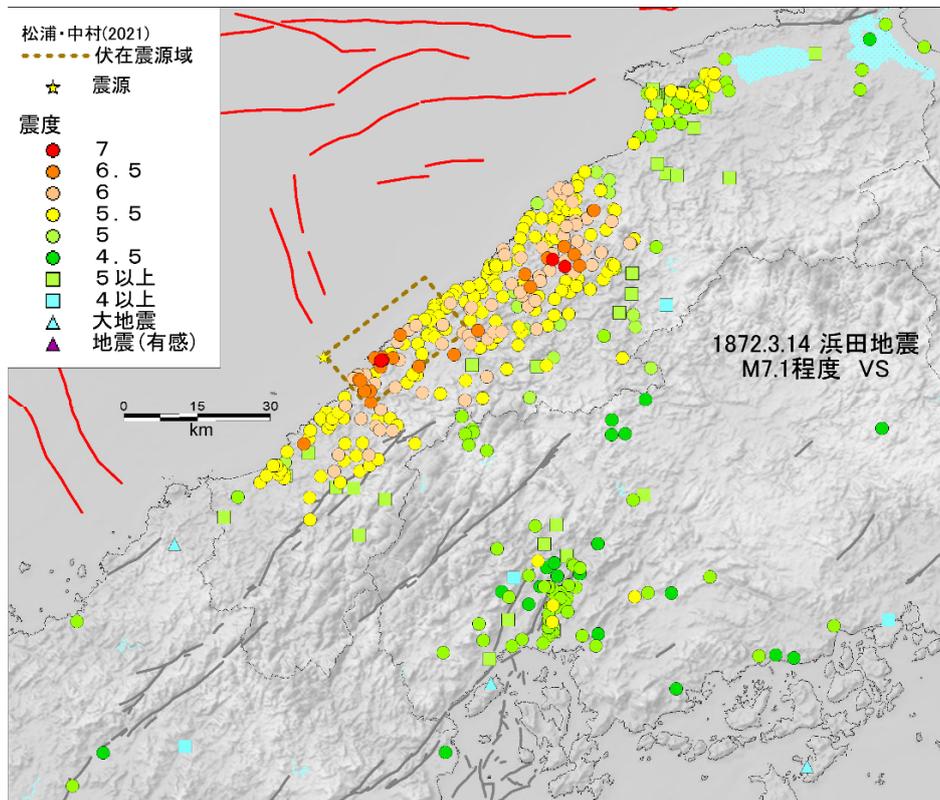


図 16-1 1872 年浜田地震の震度分布と推定震源位置 (松浦・中村, 2021 に加筆)

矩形 (黄色破線) は低角で北西傾斜する右横ずれ推定震源域の地表投影、灰色実線は中国地域の地域評価で評価された活断層、VS は浅い地殻内地震を示す (宇津, 1979)。赤実線は本評価の評価対象の海域活断層帯を示す。

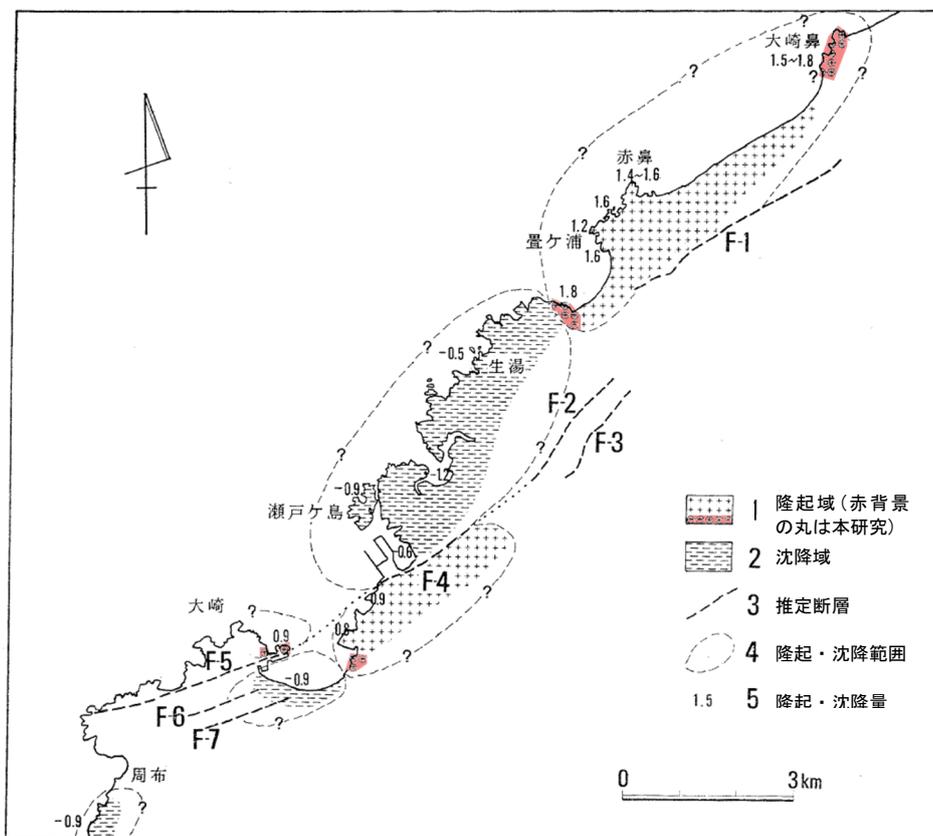


図 16-2 1872 年浜田地震によるとされる隆起・沈降の分布 (藤森ほか, 1990)

今村(1913)を藤森ほか(1990)が踏査で得た隆起域・隆起量によって改訂している。

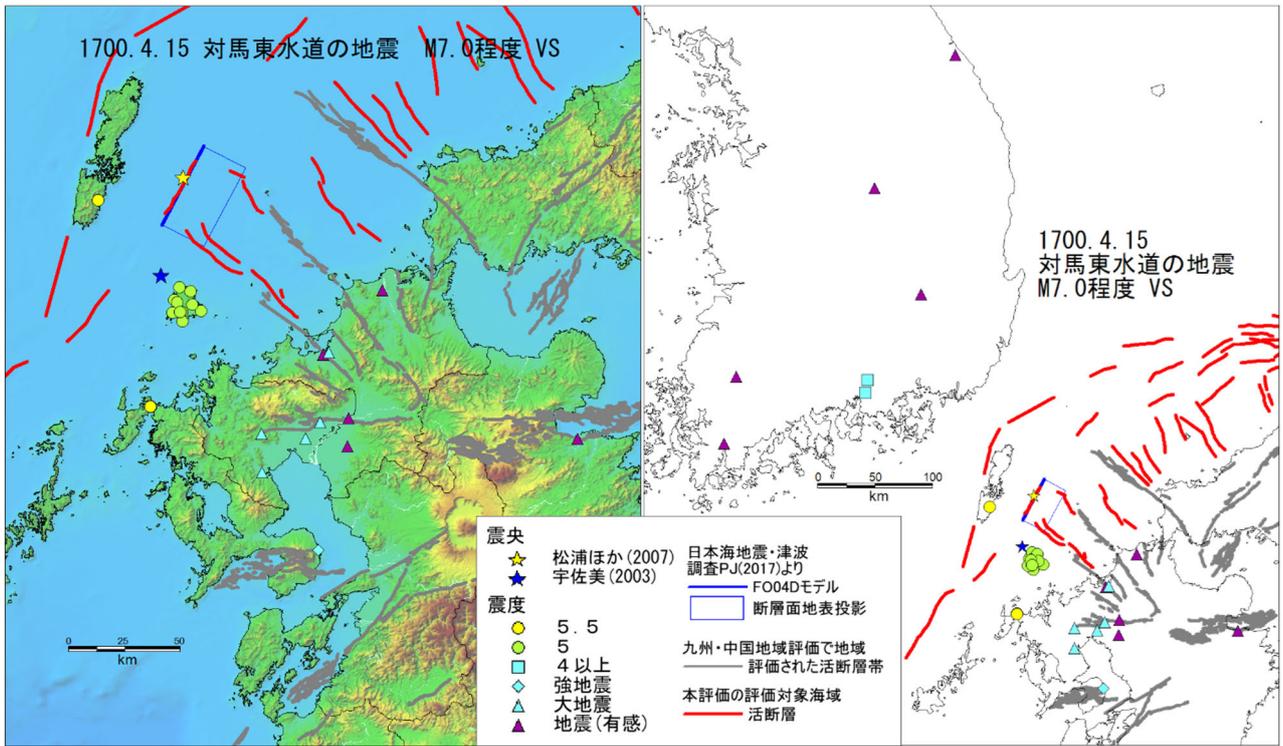


図17 1700年4月15日対馬東水道の地震の震度分布（松浦・中村（2021）に加筆）  
 評価対象の海域活断層帯を赤線で加筆。VSは浅い地殻内地震を示す（宇津，1979）。

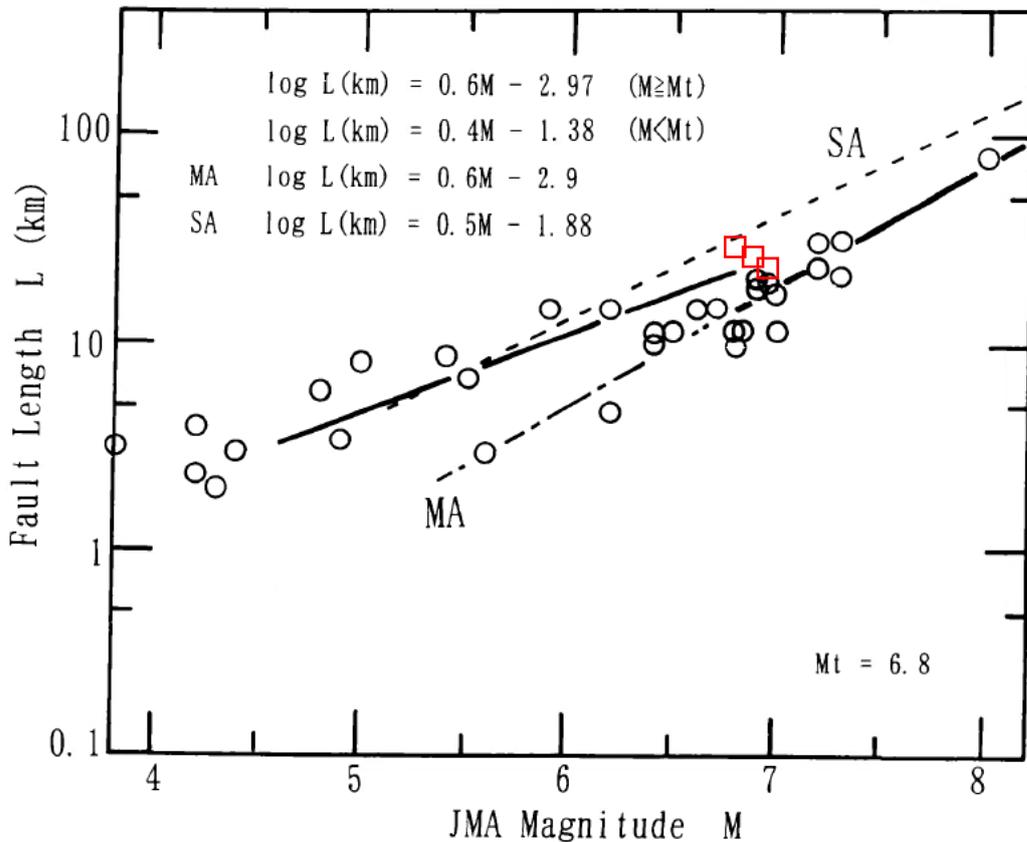


図18 断層長(L)と気象庁マグニチュード(M)との関係（武村，1998）に加筆）  
 一点鎖線(MA)は松田(1975)、破線(SA)はSato(1979)及び佐藤ほか(1989)のL(km)とMの式を示す。加筆した3個の四角(赤)は左から2007年新潟県中越沖地震(M6.8)、2007年能登半島沖地震(M6.9)、2005年福岡県西方沖の地震(M7.0)を示す。

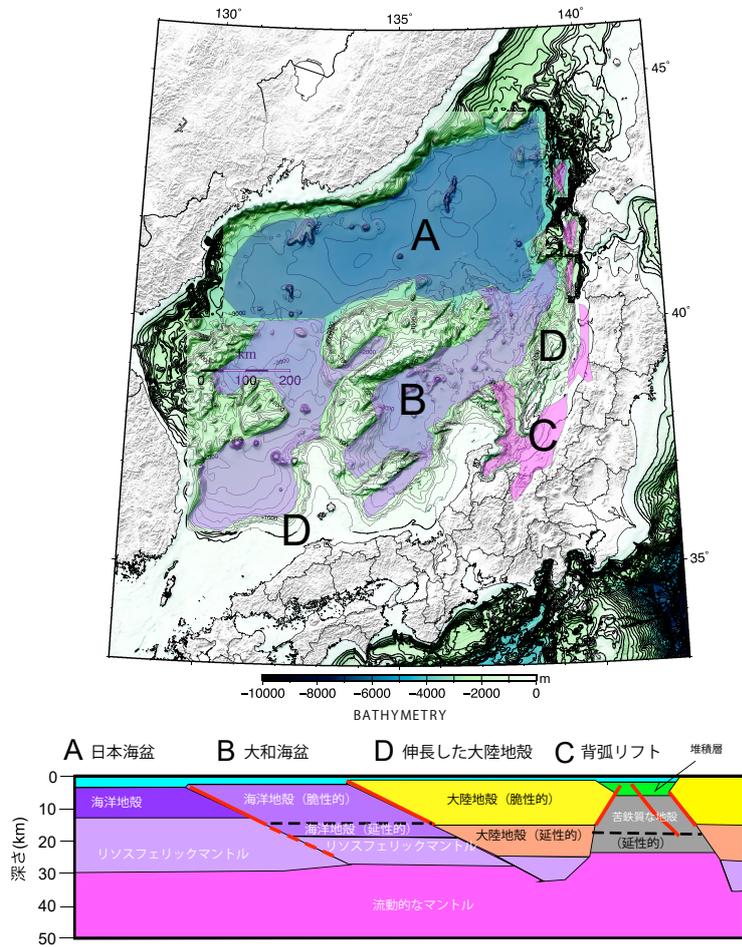


図 19 地震発生層の下限深さ

上図は地殻区分図 (A: 海洋地殻、B: 厚い海洋地殻、C: 背弧リフト、D: 大陸地殻) を示す。下図は日本海東部の地震発生層の下限深さの概念図 (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2014)。

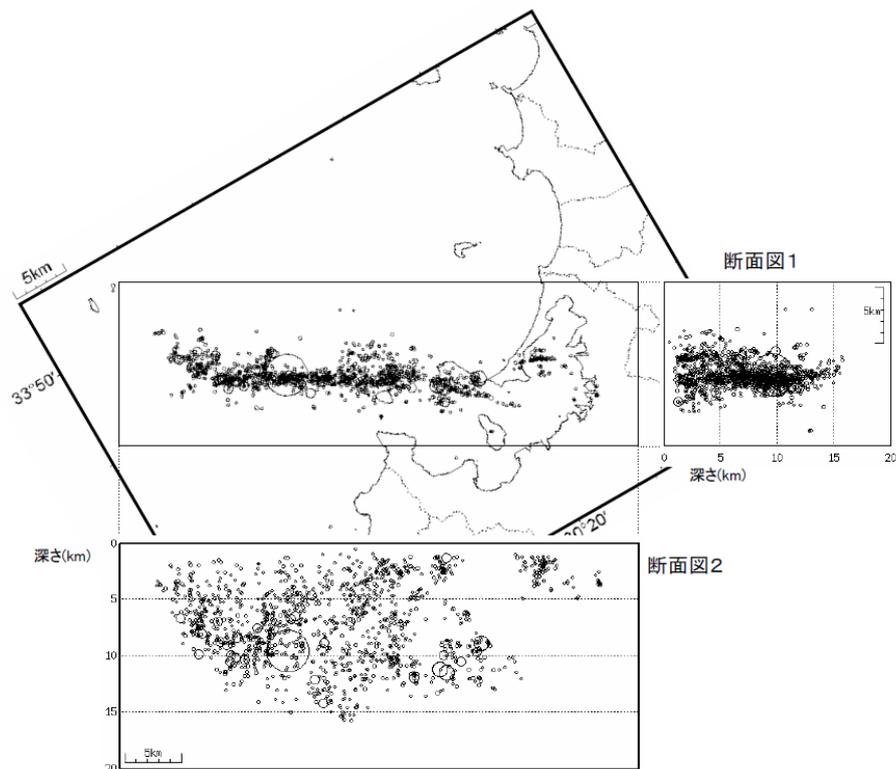


図 20 2005 年福岡県西方沖の地震の余震活動分布図

Uehira et al. (2006) の震源データに基づき、Hypdsp (横山, 1997) を用いて作成

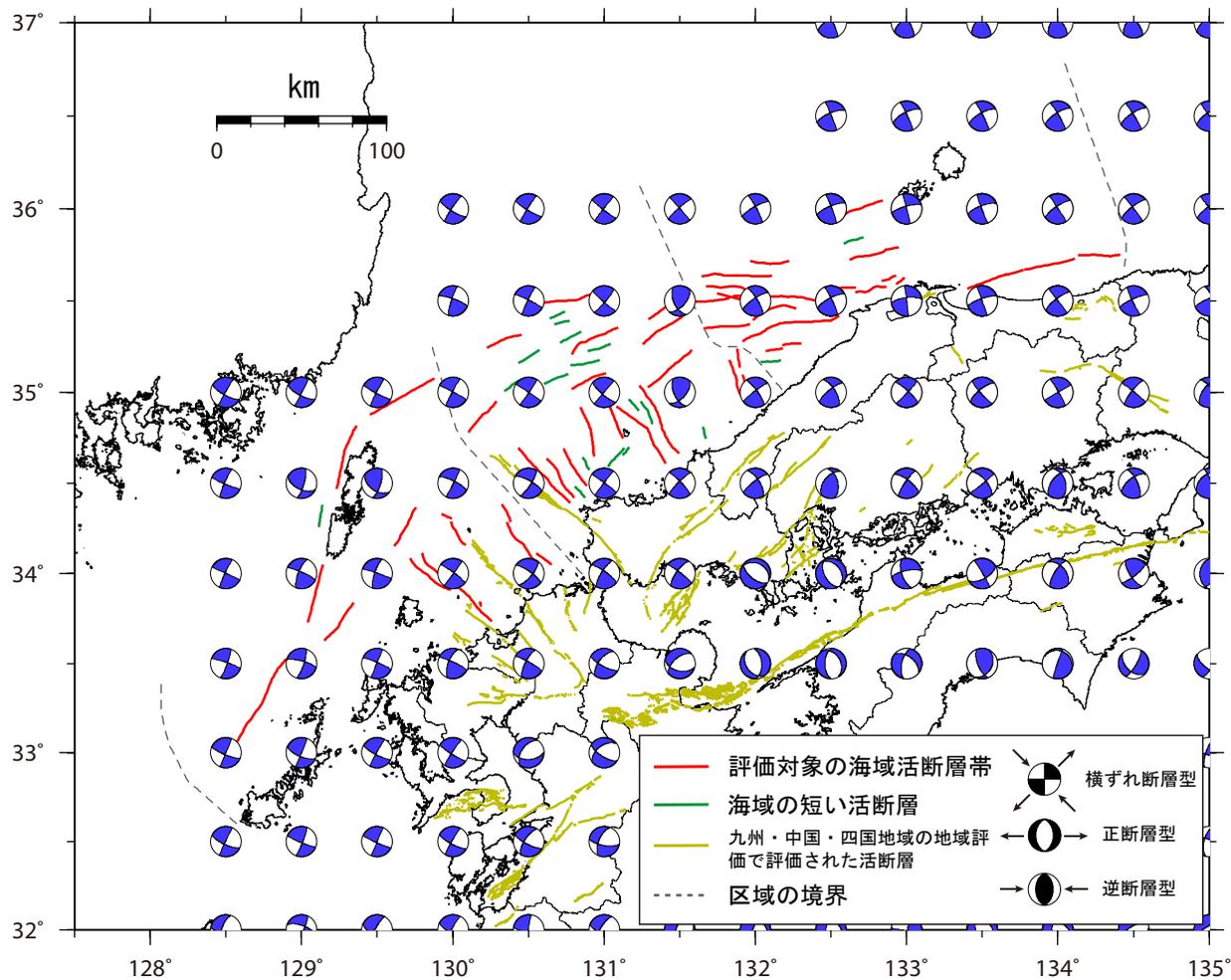


図 21 日本海南西部に分布する断層と三次元広域応力場 (深さ 10 km)  
 三次元広域応力場はTerakawa and Matsu'ura (2010)による。

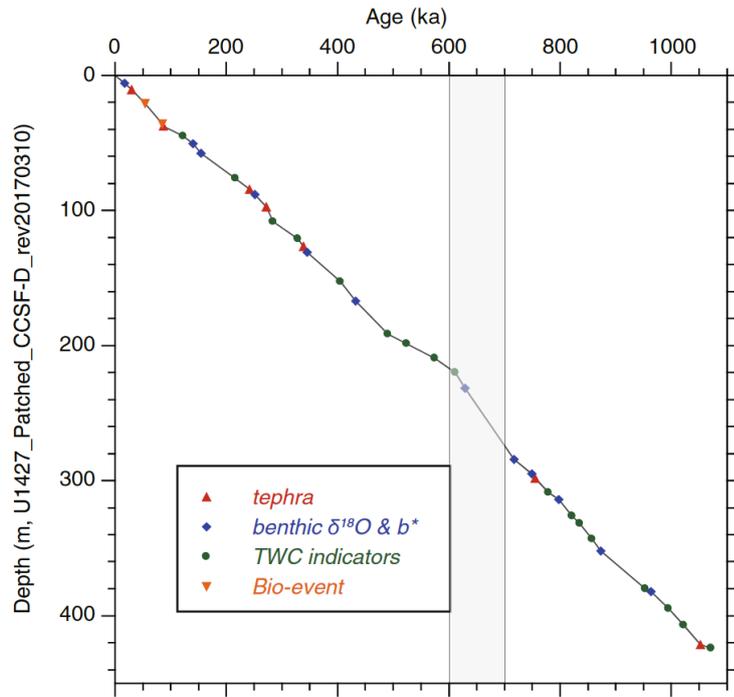


図 22 IODP Expedition 346 航海の Site U1427 における深さと年代の関係 (Sagawa et al. (2018) に加筆)

ハッチ区間は、Site U1427 周辺の反射断面で確認できる Q1 層基底深度から推定される Q1 層の堆積年代幅を示している。

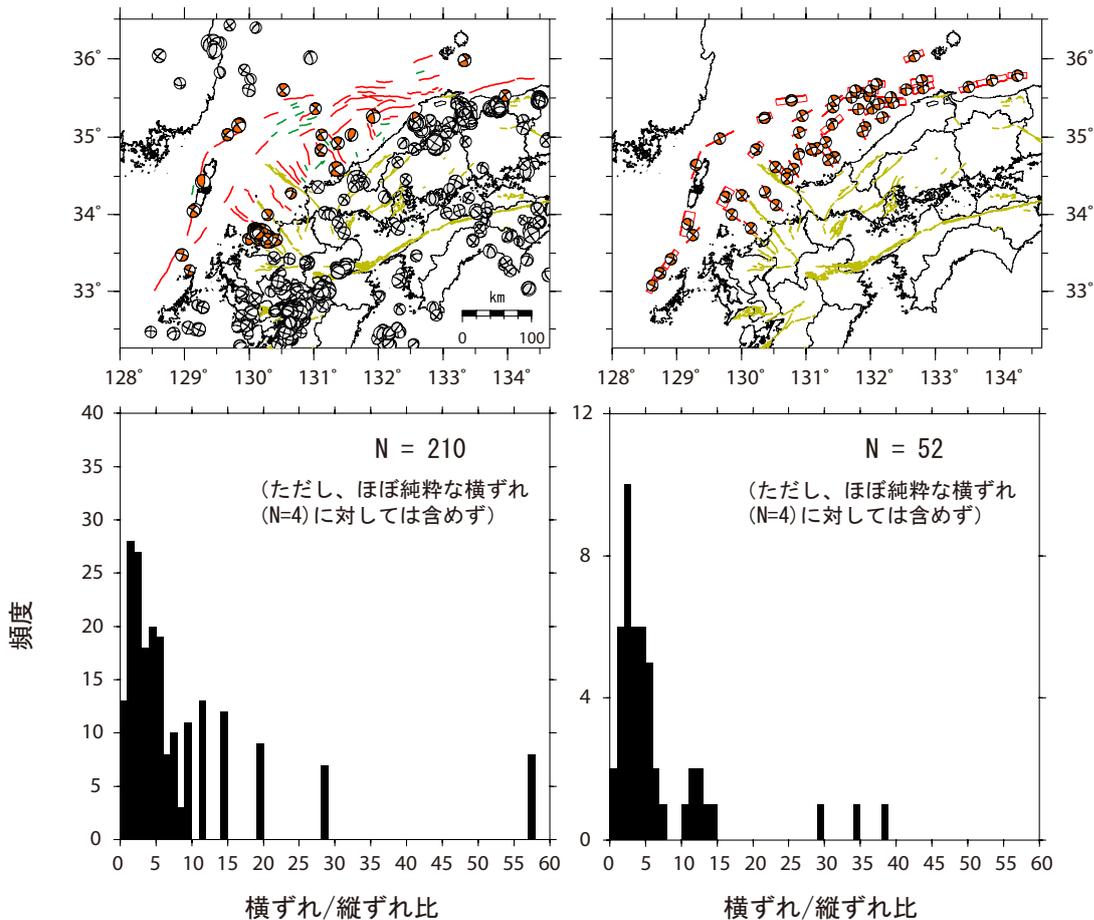


図 23 評価対象の海域活断層帯の平均変位速度推定に用いた横ずれ／縦ずれ比

F-net による発震機構解を左上に、その断層すべり角から算出した横ずれ / 縦ずれ比の頻度分布を左下に示す。広域応力場及び評価対象の海域活断層帯の断層形状を用いて推定した発震機構解の分布を右上に、それから算出した横ずれ / 縦ずれ比の頻度分布を右下に示す。

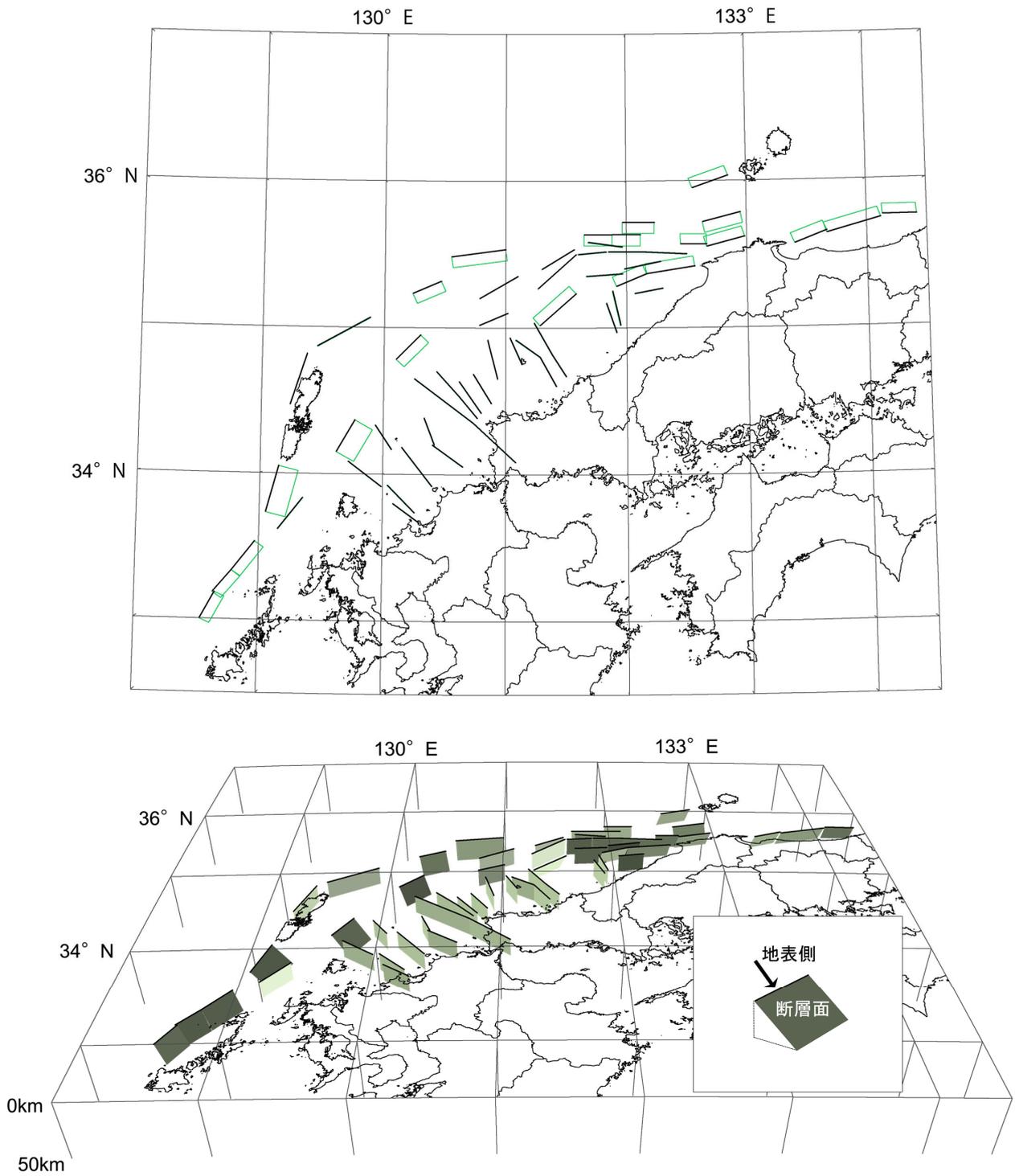
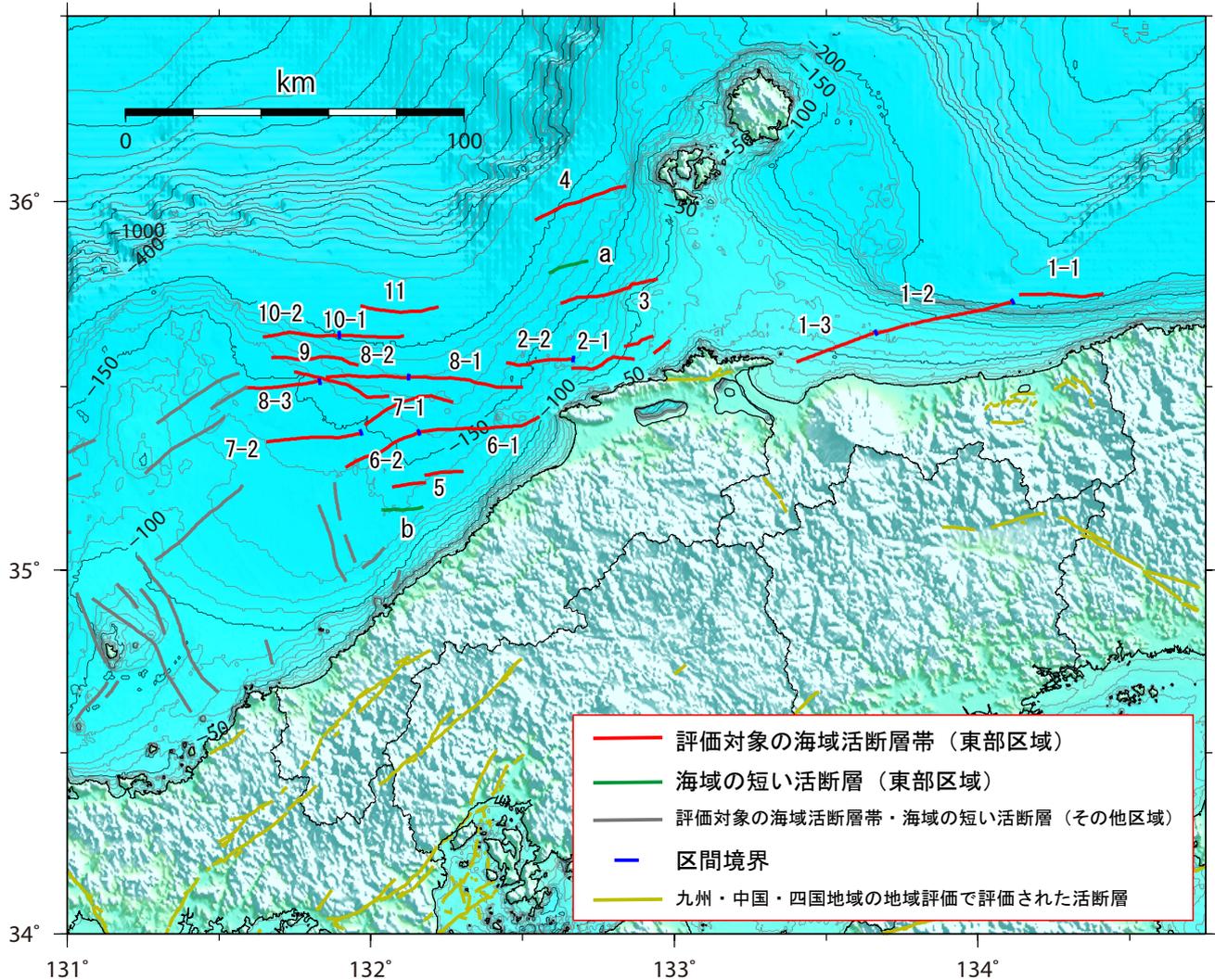


図 24 日本海南西部の評価対象の海域活断層帯の矩形断層モデル

九州地域・中国地域の地域評価で評価済みの警固断層帯・西山断層帯・菊川断層帯の海域部も含めている。

上図：断層モデル（緑線）及び断層上端（黒線）の地表投影図

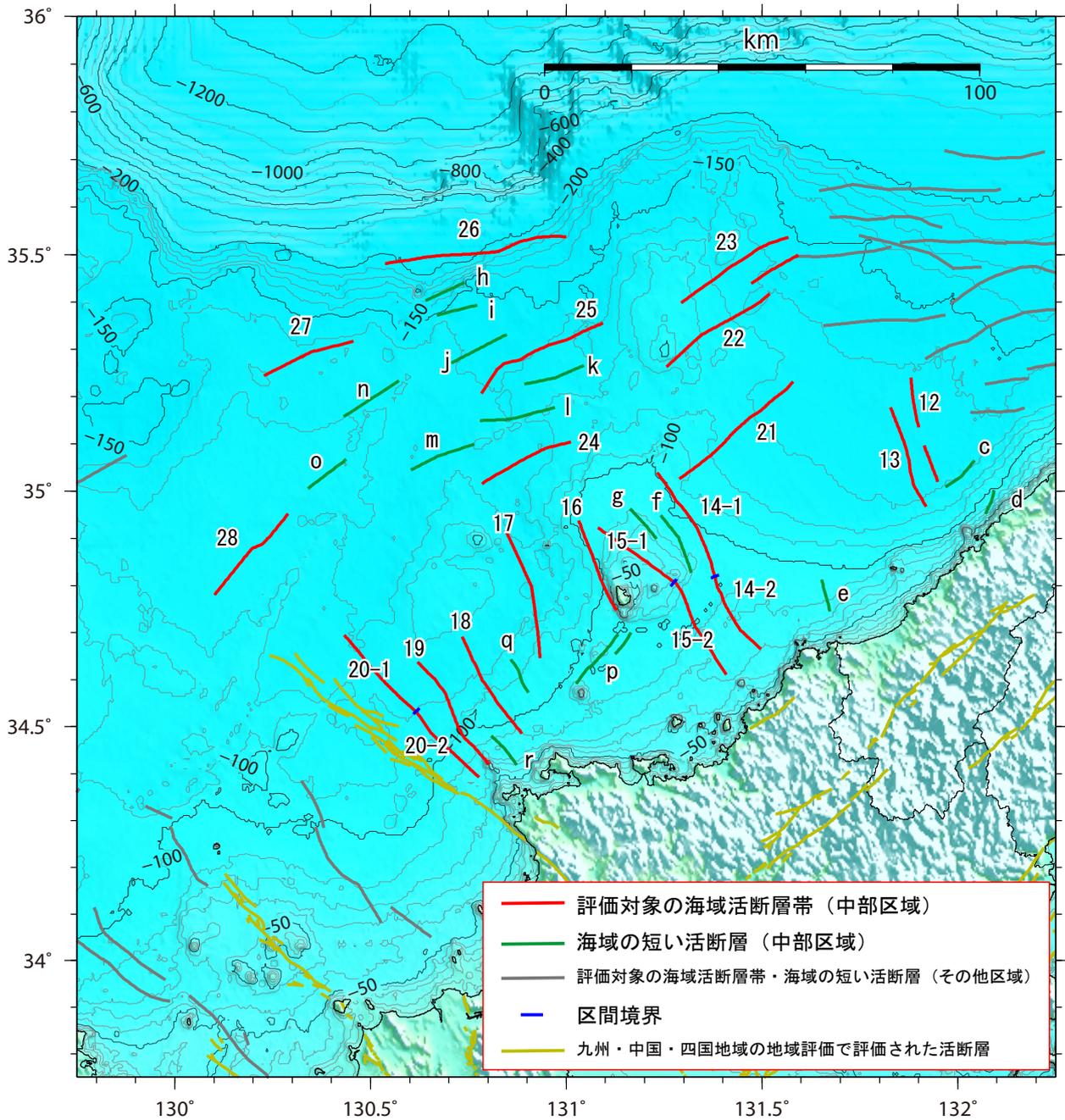
下図：断層モデルを南側上空から見た鳥瞰図。断層面の角度によって断層面の明暗が異なる。



(東部区域)

- |                         |                         |
|-------------------------|-------------------------|
| 1-1 : 伯耆沖断層帯 (東部区間)     | 7-1 : 根滝グリ北方断層帯 (東部区間)  |
| 1-2 : 伯耆沖断層帯 (中部区間)     | 7-2 : 根滝グリ北方断層帯 (西部区間)  |
| 1-3 : 伯耆沖断層帯 (西部区間)     | 8-1 : 十六島鼻西方沖断層帯 (東部区間) |
| 2-1 : 島根半島北方沖断層帯 (東部区間) | 8-2 : 十六島鼻西方沖断層帯 (中部区間) |
| 2-2 : 島根半島北方沖断層帯 (西部区間) | 8-3 : 十六島鼻西方沖断層帯 (西部区間) |
| 3 : 出雲沖断層               | 9 : 石見沖南断層              |
| 4 : 島前西方沖断層             | 10-1 : 石見沖中断層帯 (東部区間)   |
| 5 : 江津沖断層               | 10-2 : 石見沖中断層帯 (西部区間)   |
| 6-1 : 日御碕沖断層帯 (東部区間)    | 11 : 石見沖北断層             |
| 6-2 : 日御碕沖断層帯 (西部区間)    |                         |

図 25 東部区域に分布する評価対象の海域活断層帯  
地形は GEBCO Compilation Group (2020) による。



(中部区域)

- |                        |                       |
|------------------------|-----------------------|
| 12 : 浜田沖断層             | 20-1 : 角島沖西断層帯 (北部区間) |
| 13 : 三隅沖断層             | 20-2 : 角島沖西断層帯 (南部区間) |
| 14-1 : 須佐沖断層帯 (北部区間)   | 21 : 益田沖断層            |
| 14-2 : 須佐沖断層帯 (南部区間)   | 22 : 千里ヶ瀬東方南断層        |
| 15-1 : モドロ岬沖断層帯 (北部区間) | 23 : 千里ヶ瀬東方北断層        |
| 15-2 : モドロ岬沖断層帯 (南部区間) | 24 : タツモチ東方断層         |
| 16 : 見島近海断層            | 25 : ウマモチ北西断層         |
| 17 : 卯持ノ瀬東方断層          | 26 : 対馬海盆南方断層         |
| 18 : 向津具沖断層            | 27 : 長門はるか沖断層         |
| 19 : 角島沖東断層            | 28 : 対馬北東沖断層          |

図 26 中部区域に分布する評価対象の海域活断層帯  
地形は GEBCO Compilation Group (2020) による。

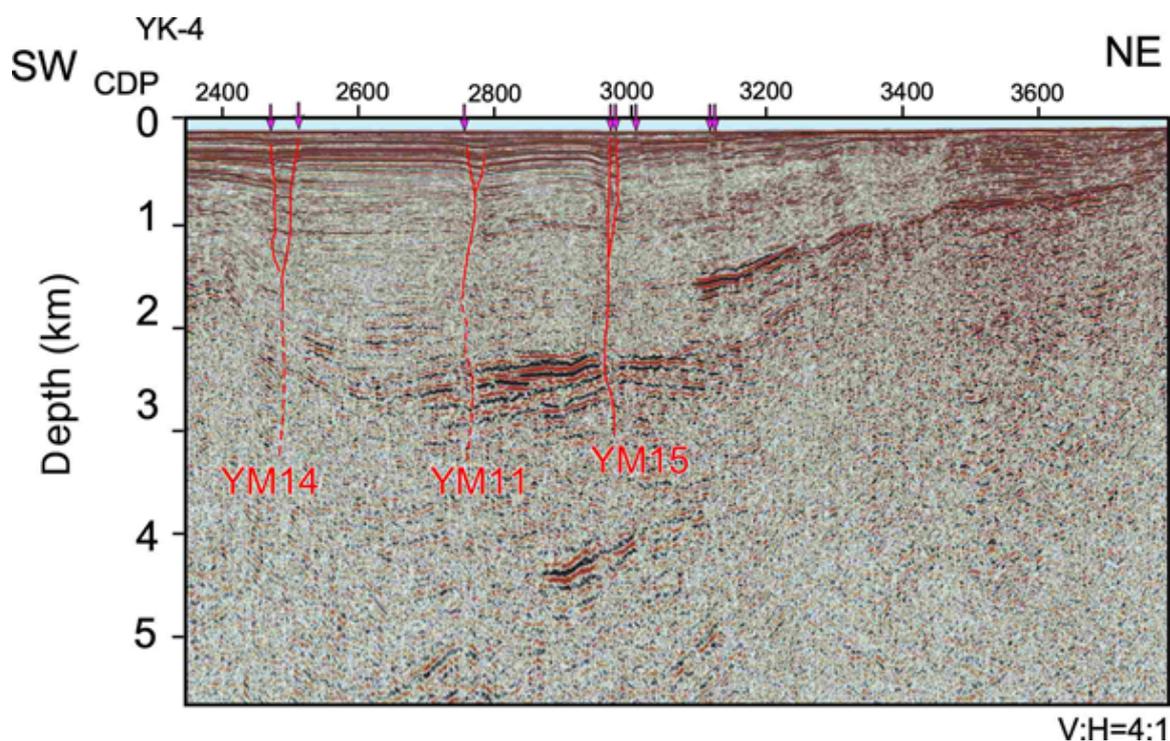
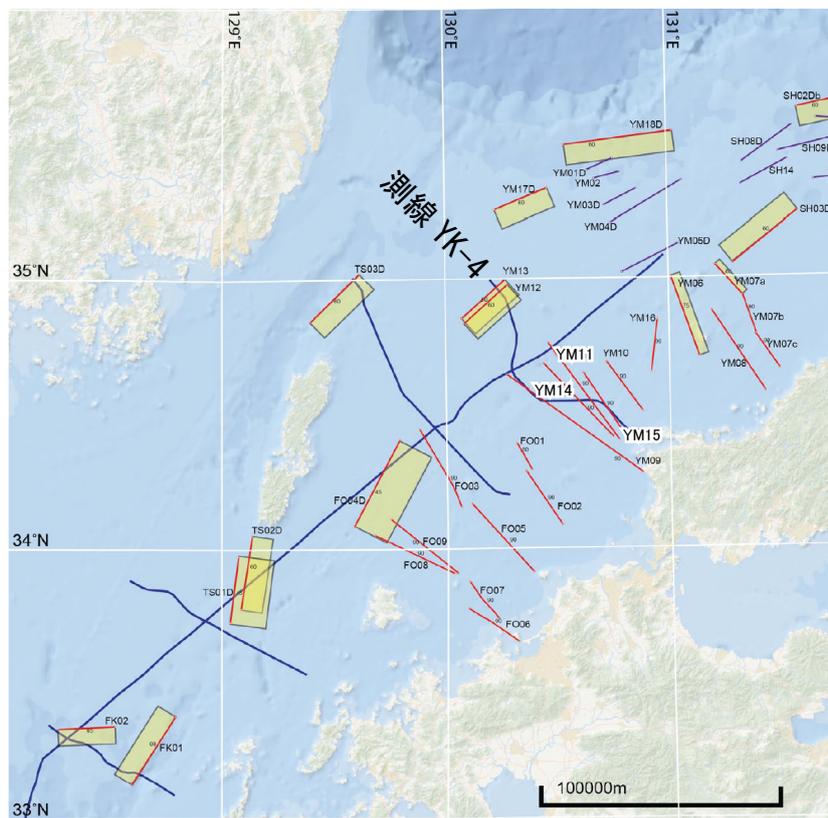
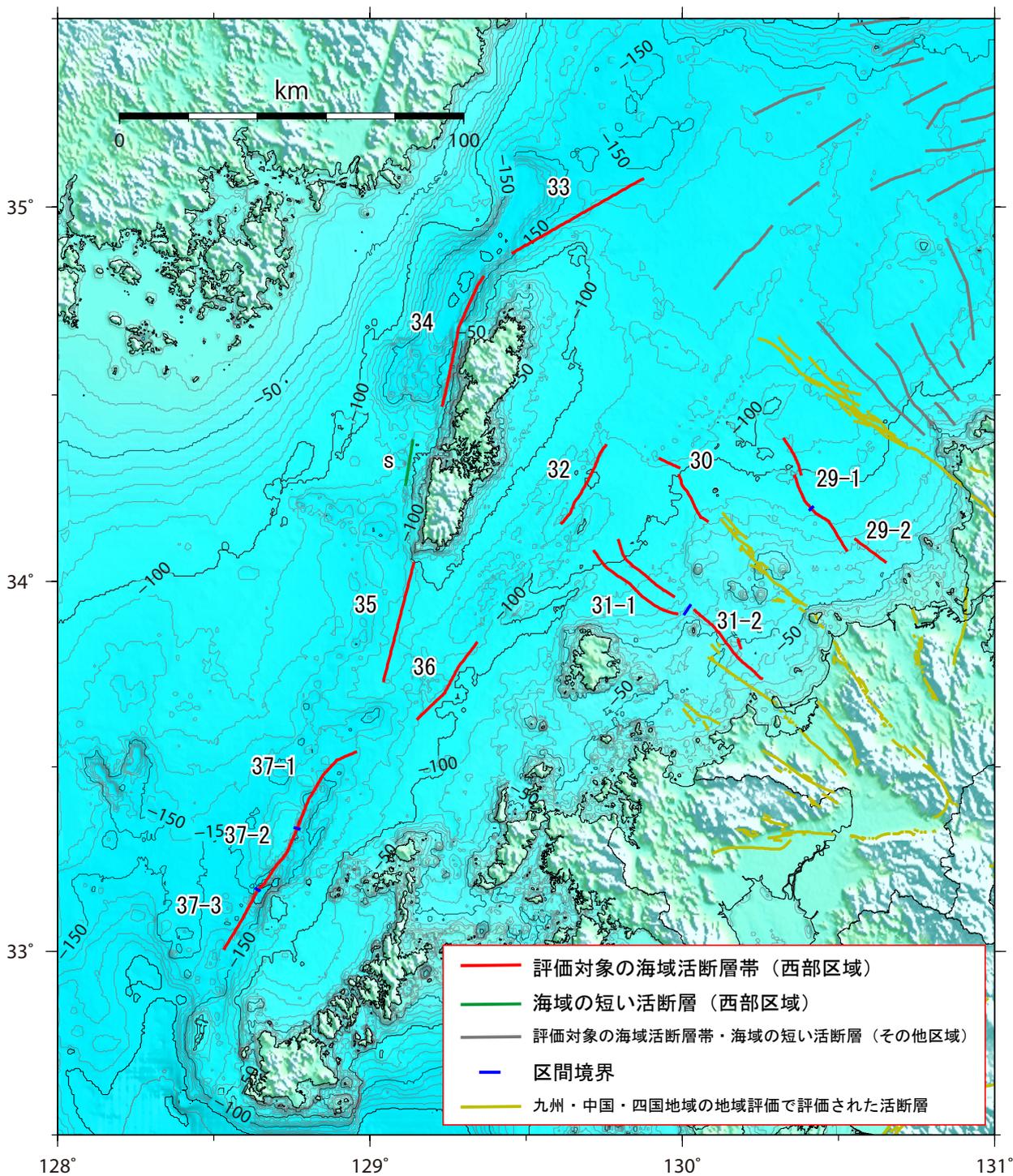


図 27 角島沖東断層及び角島沖西断層帯の深部の反射断面例（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2017）に測線番号ならびに断層名を加筆）

上図における YK-4 測線の深度変換断面（縦横比 4:1）を下図に示す。矢印は、活断層の位置、赤破線は断層の形状（推定）を示す。YM14 及び YM15 が角島沖東断層及び角島沖西断層帯に相当する。



(西部区域)

- |                         |                        |
|-------------------------|------------------------|
| 29-1 : 白島沖断層帯 (北部区間)    | 34 : 対馬上県西方沖断層         |
| 29-2 : 白島沖断層帯 (南部区間)    | 35 : 対馬南方沖断層           |
| 30 : 沖ノ島近海断層            | 36 : 七里ヶ曾根断層           |
| 31-1 : 小呂島近海断層帯 (北西沖区間) | 37-1 : 第1五島堆断層帯 (北部区間) |
| 31-2 : 小呂島近海断層帯 (東方沖区間) | 37-2 : 第1五島堆断層帯 (中部区間) |
| 32 : 対馬東水道断層            | 37-3 : 第1五島堆断層帯 (南部区間) |
| 33 : 対馬北方沖断層            |                        |

図 28 西部区域に分布する評価対象の海域活断層帯  
地形は GEBCO Compilation Group (2020) による。

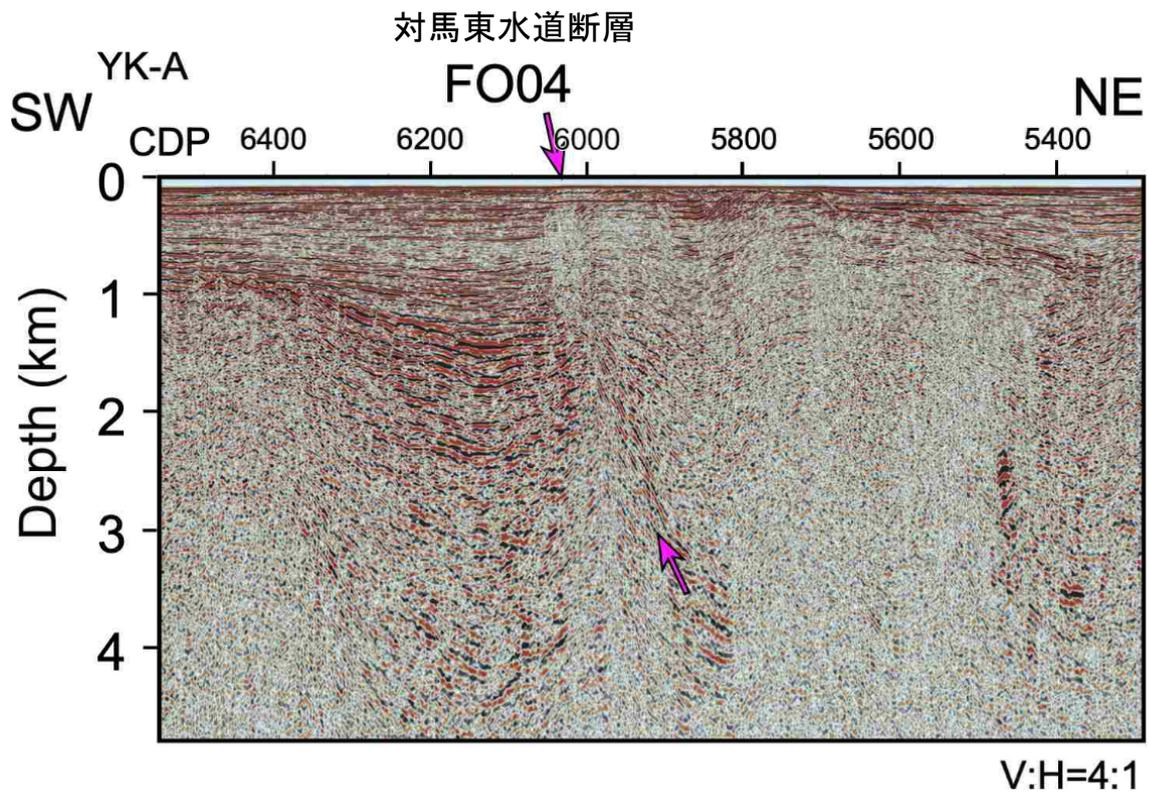
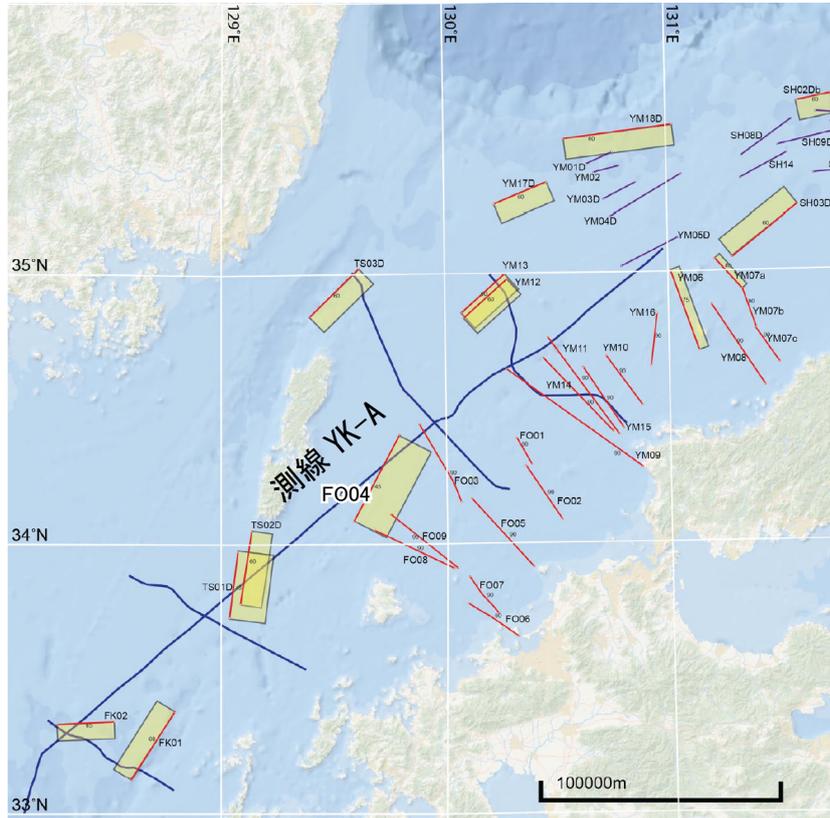


図 29 対馬東水道断層の深部の反射断面例（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所（2017）に測線番号ならびに断層名を加筆）

上図における YK-A 測線の深度変換断面（縦横比 4:1）を下図に示す。矢印は、活断層の位置を示す。FO04 が対馬水道東断層に相当する。

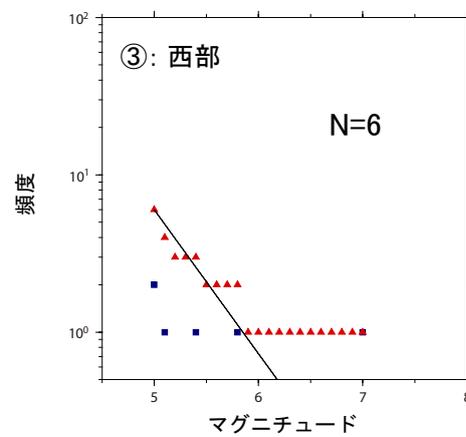
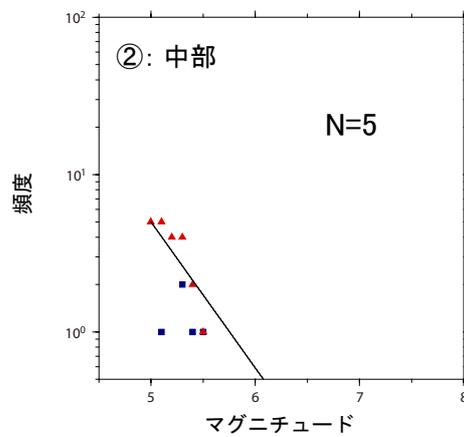
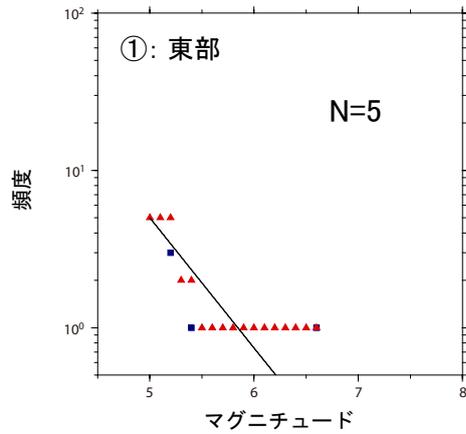
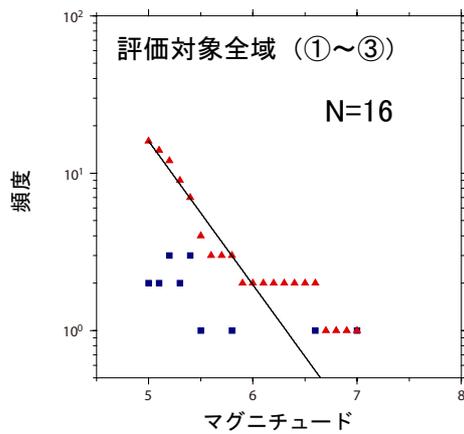
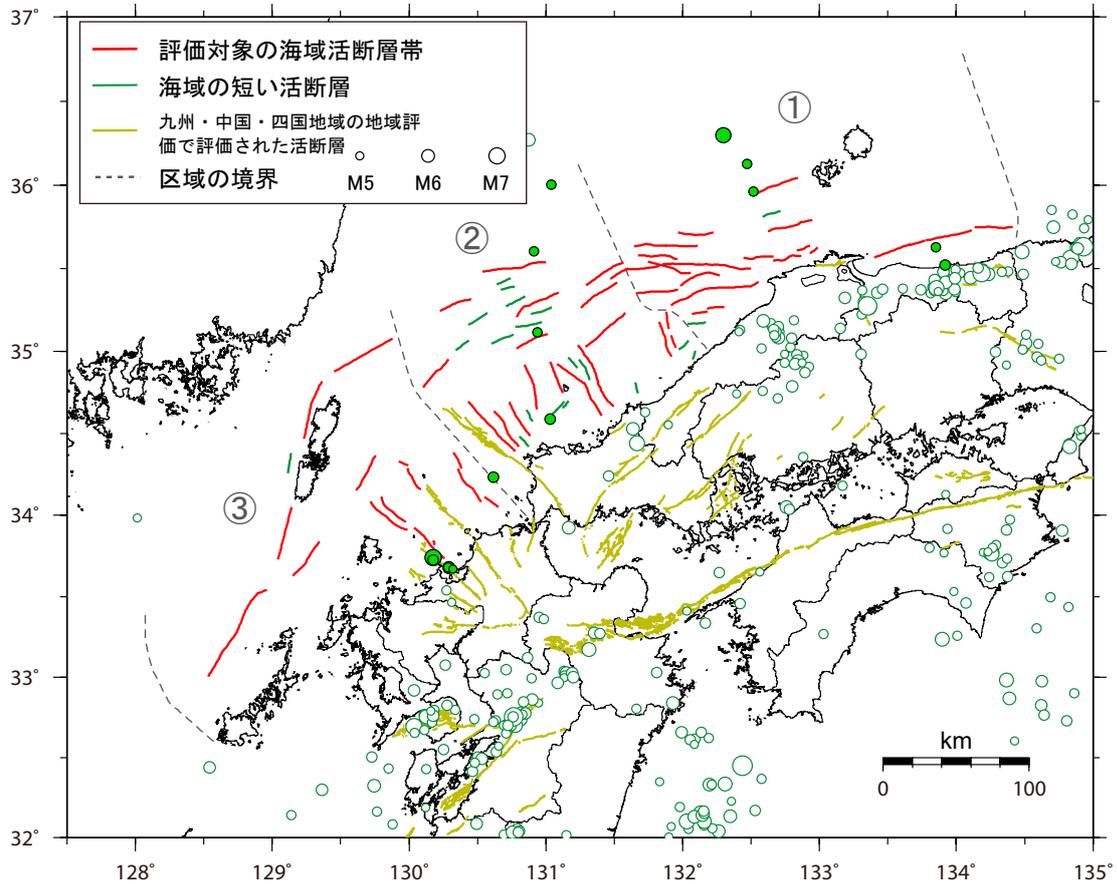


図 30 1919 年 1 月から 2019 年 12 月までの 101 年間の日本海南西部における深さ 25km 以浅の地震の規模（マグニチュード）と規模別度数の経験式的回帰の結果（データは気象庁提供）  
 青四角は規模別度数、赤三角は累積値を表す。回帰には、M5.0 以上の地震（上図の緑丸）を用いた。回帰直線の傾き（b 値）については図 13 で推定した値を用いた。

## (付録)

### 付録1 文章中の信頼度、幅などの表現について

個別の活断層(帯)の評価作業において各種のパラメータの相対的な信頼性は、「信頼度」として記号で示されている。文章中では、各々のデータの信頼度に対応した文章表現を用い(付表1)、文章中もしくは表の特性欄では、パラメータのばらつきの高さや推定の幅を、以下の語句で表現している(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2005, 2010)。

幅が大きい「概ね>程度>約>前後」幅が小さい

付表1 各種パラメータの相対的な信頼度

信頼度		文末表現
◎	: 高い	考えられる。
○	: 中程度	推定される。
△	: 低い	可能性がある。
▲	: かなり低い	可能性もある。

### 付録2 1回の地震に対応して活動する断層の長さの評価の考え方

活断層で発生する地震の規模の評価は、1回の地震に対応して活動する断層の長さに基づく松田(1975)(本文の式(1))を用いている。活断層は、断層線の集まりが、走向方向に連続して分布する構造を作ることが多い。このような多数の断層線から構成され、ある程度の連続性が認められる構造全体を「断層帯」と呼ぶ(付図1a)(活断層研究会, 1991)。近年に内陸で発生した大地震の例を見ると、大地震時に出現した地表地震断層は、近接してまとまった複数の断層線からなっている。また、「断層帯」全体が1つの地震を起こすのではなく、部分的な区間ごとに地震を起こしている例もある(付図1b、c)(松田, 1990)。すなわち、付図1(a)に模式的に示した「断層帯」で発生する地震のうち、地震Aが発生した際には付図1(b)に示した赤色の断層線のみが活動し、その他の断層線は活動しない。別の地震Bが発生した際には付図1(c)に示した赤色の断層線のみが活動し、その他の断層線は活動しない。さらに、別の地震Cが発生した際には「断層帯」全体が活動し、全体が地表地震断層として現れることもある(付図1d)。このような例として、2005年の福岡県西方沖の地震がある(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2007)。警固断層帯は、福岡市東区志賀島の北西沖の玄界灘から博多湾、福岡市中央区、同市南区、春日市、大野城市、太宰府市を経て、筑紫野市に至る断層帯である。しかしながら2005年の福岡県西方沖の地震の際に活動したのは、警固断層帯北西区間にあたる福岡県西方沖の断層のみであり、警固断層帯全体が活動した訳ではない。

地震の規模の評価では、「断層帯」の中で複雑に分布している断層線を、1回の大地震を起こす単位ごとにまとめる必要がある。1回の大地震で同時に活動すると想定されるひとつくりの断層線(付図1の断層帯に該当し、ここでは「断層のくくり」と呼ぶ)のうち、固有規模の地震を繰り返し発生させる最小の単位(付図1の地震Aや地震Bの活動範囲に相当)を「評価単位区間」と呼ぶ(付図1a)。断層帯を「評価単位区間」に分割する

にあたっては、断層線の屈曲や不連続、分岐形状、平均変位速度の分布様式、あるいは地質構造・重力異常の情報等を参考にして判断することになっている（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）。

### 付録3 海域活断層の垂直変位量の求め方

本評価における垂直変位量の導出の基本的な考え方は説明文に記述したが、ここではより詳しい方法について記述する。垂直変位量は産業技術総合研究所のシングルチャンネルの反射断面で読み取った。この結果を付図2に示す。

時間断面上で読み取られた反射断面の垂直変位量を、時間から深度に変換するためには、各層の音波速度が必要である。海底直下の中期更新統の地震波伝播速度は1550 m/s以下である可能性が高いと推定される（Expedition 346 Scientist, 2014）。海水中を伝わる音波の伝播速度（1500 m/s）とこの速度の差異は垂直変位量の読み取り誤差以下であるため、今回速度補正は行わず、速度1500 m/sですべて深度変換した。また、反射探査時の音源とストリーマーとの距離を考慮した斜補正を行わないと、垂直変位量を過小評価してしまう。斜補正については見かけの深度（ $D_s$ ）と音源とストリーマー間の距離（今回用いた探査では150 m）から以下の式で、真の深度（ $D_v$ ）が計算できる。

$$D_v = \sqrt{D_s^2 - (150/2)^2} \quad (A-1)$$

この関係式から、変位を測定した層準深度が往復走時で0.17～0.2秒までは1.2倍、0.21～0.32秒までは1.1倍、それ以深は補正なし、とした。

断層に沿った変形構造は必ずしも単純な縦ずれだけでなく、背斜や地溝を伴うことが多い。背斜や地溝の幅が5 km以下の場合には海底下浅部の変形であると見なし、背斜あるいは地溝の両側の同じ層準の深度差を垂直変位量とした。地形の変形領域の幅が5 kmを越える場合は、地下深部での断層運動の垂直成分を変形部全体が反映していると考え、背斜軸と低下側の層準の深度差を変位量とした。多くの背斜は幅が2 km以下か5 km以上であった。地溝はすべて幅3 km以下であった。

基準面として、中期更新世の地層（Q1層）の基底の変位を読み取っている。ただし、Q1層が分布せず、より古い前期更新世の地層（Q2層）あるいは鮮新世の地層（P層）で垂直変位量を測定した海域活断層もある。これら断層は前期更新世あるいは鮮新世以降にずれが生じたことを示しているが、実際の活動はQ1層の年代であった可能性も否定できないため、Q1層基底と同じ堆積年代（40～90万年）を用いて平均変位速度を求めた。この場合、平均変位速度を過大に見積もっている可能性があることから、垂直変位量と同様に平均変位速度についても信頼度を下げて▲とした。Q1層、Q2層、P層のような基準となる堆積層を同定できない場合は、断層の位置・形態が似ている周辺の断層の平均変位速度を仮定した。

### 付録4 日本近海で発生した地震による津波の最大津波高

本評価における海域活断層の評価基準を設定するため、近年に日本近海で発生した地震による津波の観測記録を確認した。付表2は、日本近海において発生した津波を伴った主な地震について、マグニチュードと観測された最大津波高の関係を示したものである。これから、1949年以降に発生した地震において、気象庁マグニチュードでM7.0未満の規模の地

震では、最大津波波高が 1 m を超える津波が海岸で広く観測された事例はないことがわかる。

一方で、日本海側の地震は太平洋側の地震と比べて津波を大きく励起することが経験的に知られており、同じ津波マグニチュード ( $M_t$ ) でも日本海側では地震の規模であるモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) が 0.2 程度小さくなることが示唆されている (Abe, 1985)。従って、太平洋側で発生し津波を記録した地震が、仮に日本海側で発生した場合に、どの程度の規模で同程度の津波が生じるのか確認するため、Abe (1985)に基づいた式 (A-2) 及び式 (A-3) から  $M_t$  を介して日本海側で発生した地震と同じ規模になるよう  $M_w$  を換算した。

$$M_t = M_{w(Pacific)} \quad (A-2)$$

$$M_t = M_{w(Japan\ sea)} + 0.2 \quad (A-3)$$

$$M_w = (\log M_0 - 9.1)/1.5 \quad (A-4)$$

$$\log(M_0) = 1.17M + 10.72 \quad (A-5)$$

$$M_w = 0.78M + 1.08 \quad (A-6)$$

なお、本評価で用いるマグニチュードは  $M_w$  ではないため、 $M$  と  $M_w$  の変換に、武村 (1990) による  $M$  と地震モーメント ( $M_0$ ) [Nm] の関係式 (A-5) 及び Kanamori (1977) による  $M_0$  [Nm] と  $M_w$  の関係式 (A-4) から導いた式 (A-6) を用いた。式 (A-5) 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 (武村, 1990) もの、本検討では、これらの地震が、仮に本評価対象海域にある海域活断層で発生した場合を想定するものであることから、以降の議論では式 (A-6) を用いることとする。

付表 2 から、最大津波高が 1 m 程度を記録した太平洋側の地震の中で  $M_w$  が小さい地震は、例えば、101 cm の津波を記録した 2004 年の三重県南東沖の地震 ( $M_w$ 7.4)、98 cm の津波を記録した 2012 年の三陸沖の地震 ( $M_w$ 7.2)、144 cm の津波を記録した 2016 年の福島県沖の地震 ( $M_w$ 6.9) がある。この中で  $M_w$  が最小の地震は 2016 年の福島県沖の地震である。この地震は太平洋側で発生した地震であるため、日本海側では、地震の規模が 0.2 小さい  $M_w$ 6.7 相当の地震においても、同規模の津波が記録されることが考えられる。式 (A-6) で換算すると  $M_w$ 6.7 は  $M$ 7.2 程度の地震になり、この規模の地震であれば海岸で 1 m を超える津波を観測する可能性があることになる。

一方、付表 2 から、本評価の評価基準の地震の規模である  $M$ 7.0 は、(A-6) により日本海側の地震では  $M_w$ 6.5、太平洋側の地震では  $M_w$ 6.7 に相当することになる。付表 2 から、この  $M_w$  程度以下の地震では、最大津波高が 1 m を越えた地震はないことがわかる。以上から、評価基準となる  $M$ 7.0 程度未満の地震において海岸で高さ 1 m 程度以上の津波を広く観測した事例はない。

## 付録 5 活断層の名称

活断層の名称について、活断層が複数の「評価単位区間」を含む場合には「○○断層帯」、単一の「評価単位区間」で構成される場合には「○○断層」とした。「評価単位区間」の名称については、「断層帯」が複数の「評価単位区間」を含む場合は、分割されたそれぞれの「評価単位区間」ごとに「△△区間」、「××区間」とした。評価対象の海域活断層帯や海域の短い活断層の名称については、既往研究によって命名された断層名が存在する場

合には基本的にその名前を踏襲し、名称が存在しない断層に対しては海上保安庁海洋情報部による「海底地形の名称に関する検討会（海上保安庁海洋情報部, 2021）」で検討された海底地形名称やその沿岸域における市区町村名等に基づいて命名した。ただし、海底地名に対応する地形形状は不明瞭であることが多い。

## 付録6 広域応力場と断層形状から推定した断層すべり角の導出

断層のすべり角は断層の種類や、垂直変位量から平均変位速度を推定するために必要な情報である。断層のすべり角の推定は、断層すべりの直接的な証拠である条線（スリッケンライン）が断層露頭で確認されている場合、あるいは変動地形学的解析等から縦ずれ速度、横ずれ速度がいずれも見積もられる場合には可能である。しかしながら海域活断層の場合、断層露頭を確認することは困難であり、また変位方向に関する情報に乏しい。そのため本評価では、断層の種類については背景テクトニクスから推定した。この方法は評価対象海域にある断層の種類のおおよその傾向を示しているが、個々の評価対象の海域活断層帯について正しく評価されていない可能性もある。そこで本評価では、断層の形状と広域応力場に基づいて断層面上の最大剪断応力方向を計算し、Wallace-Bott 仮説（Wallace, 1951; Bott, 1959）に基づきその方向が断層すべり方向と一致すると仮定して断層のすべり角を算出し、変動地質情報から推定した断層の種類と比較することにより、その信頼度を設定している。

以下に、広域応力場と断層形状からすべり角を推定する方法について詳細を述べる。断層面が起伏のない矩形形状を有するものと仮定した場合、断層の走向ならびに傾斜角から、断層面における単位法線ベクトル  $\mathbf{n}$  が求まる。その場における応力テンソル  $\boldsymbol{\sigma}$  が与えられると、断層面における応力ベクトル  $\mathbf{t}$  は両者の内積

$$\mathbf{t} = \boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{n} \quad (\text{A-7})$$

として与えられる。応力ベクトル  $\mathbf{t}$  の断層面法線方向ベクトル  $\mathbf{t}_n$  ならびに剪断方向ベクトル  $\mathbf{t}_s$  はそれぞれ、

$$\mathbf{t}_n = (\mathbf{n} \cdot \mathbf{t})\mathbf{n} \quad (\text{A-8})$$

$$\mathbf{t}_s = \mathbf{t} - \mathbf{t}_n = \mathbf{t} - (\mathbf{n} \cdot \mathbf{t})\mathbf{n} \quad (\text{A-9})$$

として与えられる。この応力ベクトルの剪断方向と断層の走向方向とのなす角を計算することで、断層のすべり角  $\lambda$  が求められる。

本評価の対象海域においては、広域応力場については F-net による地震のモーメントテンソルカタログに基づき、Terakawa and Matsu'ura (2008) の手法により推定された日本島弧全域三次元広域応力場（Terakawa and Matsu'ura, 2010）の情報をを用い、断層形状については本評価で推定した断層の走向・傾斜角に関する情報に基づき、断層のすべり角を算出した。付図3は、評価対象の海域活断層帯の走向、傾斜及び本手法により推定した断層すべり角から求めた発震機構解を地図上に下半球投影で表示したものである。

また、本手法の検証として、1943年鳥取地震、平成19年（2007年）能登半島地震ならびに平成19年（2007年）新潟県中越沖地震を対象として本手法によって推定された断層のすべり角と、地震波形インバージョン等によって推定されたすべり角を比較した。その結果、地震波形インバージョンによって推定された断層すべり角との相違はいずれの地震

に対しても 20°程度以内に収まることがわかった。

次に本手法により推定した海域活断層ごとの断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比の頻度分布を計算した結果を、F-net モーメントテンソルカタログから求めた頻度分布と併せて図 23 に示す。本手法で推定した頻度分布は、F-net モーメントテンソルカタログから求めた頻度分布と類似している。一方、本手法で推定した個々の断層すべり角は、隣り合う評価単位区間で大きく離れた値になる場合もあり、すべての評価対象の海域活断層帯で信頼できる結果が得られなかったため、本手法で推定した断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比は、背景テクニクスから推定した断層の種類の種類度の付与に用いることとした。

## 付録 7 評価対象海域における地震の発生確率の算出についての補足

### 7-1 海底下浅部で痕跡を認めにくい地震の発生間隔の計算方法

活断層の長期評価手法において、過去に発生した被害地震では、明瞭な地表地震断層を伴わなかった地震も知られているため、各評価単位区間について地表で痕跡を認めにくい地震の発生を考慮することとなっている。その際、地表で痕跡を認めにくい地震は、最大で各評価単位区間で地下の断層の長さから想定される地震と同一規模、最小で M6.8 の地震が発生する可能性があるとし、対象となる評価単位区間で得られている平均活動間隔の 2 倍の間隔で発生しているとみなし、断層内のどこでも発生する可能性があると考え、ポアソン過程により地震発生確率を算出することとしている。地表で痕跡を認めにくい地震の「発生間隔」の算出の根拠は、19 世紀以降に主要活断層帯で発生した M6.8 以上の地震のうち、明瞭な地表地震断層を伴った地震が 8、伴わなかった地震が 4 であったという経験的な発生比率に基づく（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）。

本評価でも、地表で痕跡を認めにくい地震と同様に、海域活断層において海底下浅部で痕跡を認めにくい地震が発生する可能性を考慮する。ただし、本評価では M7.0 以上の地震が発生する確率を評価するため、海底下浅部で痕跡を認めにくい地震についても、M7.0 以上の地震の発生間隔を検討する必要がある。活断層の長期評価手法における上述の 19 世紀以降に主要活断層帯で発生した M6.8 以上の地震のうち、M7.0 以上の地震を抽出すると、明瞭な地表地震断層を伴った地震が 7、伴わなかった地震が 3 となる。そのため、M7.0 以上の海底下浅部で痕跡を認めにくい地震の発生間隔は、対象となる評価単位区間で得られている平均活動間隔の 7/3 倍とみなすこととした。

一方で、活断層の長期評価手法では、規模の評価に幅がある場合、各規模の地震の相対発生頻度は、G-R 式に従うものとして算出することとしている（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）。そこで、G-R 式に基づいて M7.0 以上の地震発生数と M6.8 以上の地震発生数の比率から、M7.0 以上の海底下浅部で痕跡を認めにくい地震の発生間隔を換算する方法も検討した。この方法は G-R 式に基づくため、適切に b 値を定める必要がある。しかしながら、本海域においては、地震活動の分布に偏があり適切な b 値を求めることが困難であるため、本評価では G-R 式に基づいた手法を用いていない。

なお、地表に断層が現れる地震の規模の最小値は、地下で大きなすべりが発生している場所（アスペリティ）の深さやすべり量の大きさ、あるいは地表付近の堆積層の厚さなど

によって様々であり、海底下浅部で痕跡を認めにくい地震の規模が地域ごとに異なる可能性が考えられるため、本手法は今後の調査研究の進展状況を踏まえて更に検討されるべきものである。

## 7-2 評価対象海域の地震の発生確率の幅の統計的扱い

活断層の地震発生確率は、平均活動間隔と最新活動時期によって求めることができる（地震調査推進本部地震調査委員会，2001）。ただし、本評価の海域活断層では、平均活動間隔は推定幅を伴い、それに基づいて算出される地震発生確率も幅を持つ。よって、式（6）－（8）による確率値は幅を持つことになる。すべての活断層において平均活動間隔が幅の最大値を取ると、確率値は最小となる。その逆の場合、確率値は最大となる。各海域活断層についての平均活動間隔の推定幅を考慮した上で活断層の地震発生確率  $P_k(Y>y;t)$  及び区域全体の地震発生確率  $P(Y>y;t)$  を評価するために、ここでは計算機で乱数を発生させる方法（モンテカルロ法）を採用する。具体的な手順は次のとおりである（付図4a）。

- (i) 本評価対象海域に分布する海域活断層について、それぞれ平均活動間隔の推定幅に基づいて一様分布を仮定して乱数を発生させ、平均活動間隔の具体的な値を与える。
- (ii) 本評価では、海域活断層の最新活動時期は不明であるため、(i) で与えられた平均活動間隔をもとにポアソン過程を仮定した式（8）で地震発生確率  $P_k$  を計算する。
- (iii) (ii) による海域活断層の地震発生確率を式（7）に適用し、評価区域での確率  $P$  を求める。
- (iv) (i)－(iii) の操作を一回の試行とし、同様に10万回の試行を繰り返す。
- (v) 以上により、評価区域における地震の発生確率  $P$  の相対度数分布を求め、区域全体の地震の発生確率の代表値として、相対度数分布の中央値及びその95%信頼区間を用いる。

本評価における平均活動間隔は、断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比の分布や基準面の年代幅から、幅をもって推定された平均変位速度から式（5）より求めている。四国地域の地域評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）等に準じて、本評価では、平均活動間隔の幅については一様分布を仮定した。

一方で、平均活動間隔の幅は、断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比の分布や基準面の年代幅に起因するため、一様分布以外の分布も考えられる。そのため、平均活動間隔の幅について、以下の仮定を行った場合についても比較検討をした（付図4b）。

- (i) 平均活動間隔の最大値と最小値を端値とする一様分布
- (ii) 平均活動間隔の中心が平均値、最大値と最小値が  $2\sigma$  になるようなガウス分布
- (iii) 評価対象海域で発生した地震の発震機構解から推定した断層すべり角の横ずれ／縦ずれ比の頻度分布及び基準年代層の幅の最大値と最小値を端値とする一様分布を用いて、モンテカルロ法に基づいて式（5）より計算される断層の平均活動間隔の頻度分布（データから推定する分布）

検討の結果、(ii) の場合は一様分布と同様な確率値が得られ、確率値の95%信頼区間も相対的に小さくなった。(iii) の場合は、確率値も95%信頼区間も相対的に大きな値とな

った。また、仮定した分布の妥当性が不明であることや、断層すべり角がほぼ横ずれの成分を持つ場合の極端な確率値を適切に扱うことが困難であるため、本評価では、陸域の手法と同じ (i) で求めた地震発生の確率値を採用し、その他の分布で求めた地震発生の確率値は参考として付表 3 に示した。

## 付録 8 多様な地震発生確率の試算方法

### 8-1 評価対象海域の海域活断層のいずれかを震源として M6.8 以上の地震が発生する確率の計算方法

評価対象海域の海域活断層のいずれかを震源として M6.8 以上の地震が発生する確率の計算には、断層長さが 20 km 程度以上の評価対象の海域活断層帯に加え、海域の短い活断層が活動する場合も考慮する必要がある。海域の短い活断層が活動する場合の地震の規模については、断層長さ (表 2) から式 (1) を用いて推定した。ただし、断層長さ 15 km 未満の海域の短い活断層については、活断層の長期評価手法に基づき、最低限考慮すべき地震の規模として M6.8 を設定した (注 16)。

海域の短い活断層の平均活動間隔及び最新活動時期は不明であるが、断層長さが周辺の評価対象の海域活断層帯より短いことを考慮し、平均変位速度は評価対象の海域活断層帯以下と考え活動度 C 級に対応する仮定値である 0.05 m/千年 (表 7) を採用した。式 (4) により断層長さから一回のずれ量を求め、式 (5) により平均活動間隔を推定した (表 8)。評価対象の海域活断層帯と同様に式 (7) (8) により、評価対象海域の海域活断層のいずれかを震源として M6.8 以上の地震が発生する確率を計算した。この時、海域の短い活断層においても海底下浅部で痕跡を認めにくい地震が発生する可能性を考慮し、確率評価に含めた。

### 8-2 活断層を特定しない地震発生の確率評価の計算の詳細

活断層を特定せずにある地域で発生する地震の確率は、地震のマグニチュードと規模別頻度との間の経験式 (ゲーテンベルク・リヒターの式、「G-R 式」 (Gutenberg and Richter, 1944) ) に基づき推定することができる。しかしながら本評価対象海域においては地震活動が低調であり、精度の高いパラメータ推定が困難であるが、G-R 式に基づく地震発生の確率値は、ある領域の活断層が活動することによる地震の発生確率とは異なったデータや条件で推定しているため、これらの結果を比較することも重要である。本評価では、活断層を特定しない地震の確率評価による今後 30 年以内に M7.0 以上の地震が発生する確率についても参考のために試算することとした。

具体的な手順は次の通りである。

- (i) 全期間  $T$  (年間) の震源カタログを用いて規模別頻度分布を求め、G-R 式にフィッティングする。
- (ii) 得られた G-R 式を用いて、ターゲットとするマグニチュード  $M_c$  を超える地震数  $N_c$  を求める。
- (iii) 地震 1 個あたりの年数 (活動間隔)  $Tr$  (年間/個) を、 $Tr = T/N_c$  で計算する。
- (iv) ポアソン過程のモデル  $P(\Delta T) = 1 - \exp(-\Delta T/Tr)$  に基づいて 30 年確率  $P(30)$  を求める。

本評価では、 $M_c=7.0$  とし、1919 年 1 月から 2019 年 12 月までの約 100 年間の気象庁震源カタログから得られる M5.0 以上の地震を用い、 $N_c$  及び  $Tr$ 、そして  $P(30)$  を試算し、表 9 に記載した。なお、過程 (i) において、1919 年から 2019 年の約 100 年間に本評価対象海域において観測された M5.0 以上の地震発生個数は非常に限られるため、安定した  $b$  値を推定することができない。そこで  $b$  値の推定には陸域の観測網が充実した 1997 年 10 月から 2019 年 12 月までに発生した M3.0 以上の地震 (注 12) から求めた。

付表2 日本近海で発生した津波を伴った主な地震表

気象庁「令和2年12月地震・火山月報（防災編）」日本で津波を観測した回数元となった情報から、1949年以降で最大波高が30cm以上となった日本近海で発生した地震リスト。M<sub>JMA</sub>は月報作成時の情報である。M<sub>w</sub>はInternational Seismological Centre (2021), Di Giacomo et al. (2015, 2018) による。

年月日	震央地名（名称）	検潮所における 最大の津波高 (cm)	M <sub>JMA</sub>	M <sub>w</sub> (ISC- GEM)
2011/03/11	三陸沖（平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震）	930	9.0	9.1
1968/05/16	三陸沖（1968年十勝沖地震）	295	7.9	8.2
1973/06/17	根室半島南東沖（1973年6月17日根室半島沖地震）	280	7.4	7.8
2003/09/26	十勝沖（平成15年(2003年)十勝沖地震）	255	8.0	8.3
1983/05/26	秋田県沖（昭和58年(1983年)日本海中部地震）	194	7.7	7.7
1993/07/12	北海道南西沖（平成5年(1993年)北海道南西沖地震）	175	7.8	7.7
1994/10/04	北海道東方沖（平成6年(1994年)北海道東方沖地震）	168	8.2	8.3
2016/11/22	福島県沖	144	7.4	6.9
1964/06/16	新潟県沖（新潟地震）	140	7.5	7.6
1969/08/12	北海道東方沖	130	7.8	8.2
1968/04/01	日向灘（1968年日向灘地震）	116	7.5	7.5
2004/09/05	三重県南東沖	101	7.4	7.4
1952/03/04	釧路沖	100	8.2	8.1
2012/12/07	三陸沖	98	7.3	7.2
1975/06/10	北海道東方沖	95	7.0	7.5
2006/11/15	千島列島東方	84	7.9	8.3
1958/11/07	択捉島付近	81	8.1	8.4
1968/06/12	岩手県沖	78	7.2	7.0
1982/03/21	浦河沖（昭和57年(1982年)浦河沖地震）	78	7.1	6.9
1963/10/13	択捉島付近	74	8.1	8.5
2004/09/05	三重県南東沖	66	7.1	7.2
1973/06/24	根室半島南東沖	65	7.1	7.3
1978/06/12	宮城県沖（1978年宮城県沖地震）	60	7.4	7.6
2015/05/03	鳥島近海	60	5.9	5.7
1968/05/16	青森県東方沖	57	7.5	7.9
2011/03/09	三陸沖	55	7.3	7.3
1989/11/02	岩手県沖	53	7.1	7.4
1971/08/02	十勝沖	51	7.0	7.1
1961/02/27	日向灘	50	7.0	7.5
1994/12/28	三陸沖（平成6年(1994年)三陸はるか沖地震）	50	7.6	7.7
2010/12/22	父島近海	50	7.8	7.4
1953/11/26	房総半島南東沖	48	7.4	7.9
1959/01/22	福島県沖	45	6.8	7.0
1995/10/18	奄美大島近海	43	6.6	7.1
2007/01/13	千島列島東方	43	8.2	8.1
1983/06/21	青森県西方沖	42	7.1	6.8
2005/11/15	三陸沖	42	7.2	7.0
1960/03/21	三陸沖	40	7.2	8.0
2005/01/19	関東東方沖	39	6.8	6.6
1963/10/20	択捉島付近	36	6.7	7.8
2009/08/11	駿河湾	36	6.5	6.3
2013/10/26	福島県沖	36	7.1	7.1
1972/12/04	八丈島東方沖（1972年12月4日八丈島東方沖地震）	35	7.2	7.4
1978/01/14	伊豆大島近海（1978年伊豆大島近海の地震）	35	7.0	6.7
1995/01/17	淡路島付近（平成7年(1995年)兵庫県南部地震）	34	7.3	6.9
2003/10/31	宮城県沖	34	6.8	7.0
1970/07/26	日向灘	32	6.7	7.0
1978/03/25	択捉島付近	32	7.3	7.5
2007/07/16	新潟県上中越沖（平成19年(2007年)新潟県中越沖地震）	32 <sup>※1</sup>	6.8	6.6
1980/06/29	伊豆半島東方沖	31	6.7	6.4
1986/11/15	台湾付近	30	7.8 <sup>※2</sup>	7.4
2015/11/14	薩摩半島西方沖	30	7.1	6.8
2018/05/06	鳥島近海	30	5.7	-

※1 新潟県の柏崎港では1mの津波が観測されたが、これは震源域に近く、津波のエネルギーが集中し、局所的に大きな津波となった可能性がある。

※2 The United States Geological Survey (USGS) による

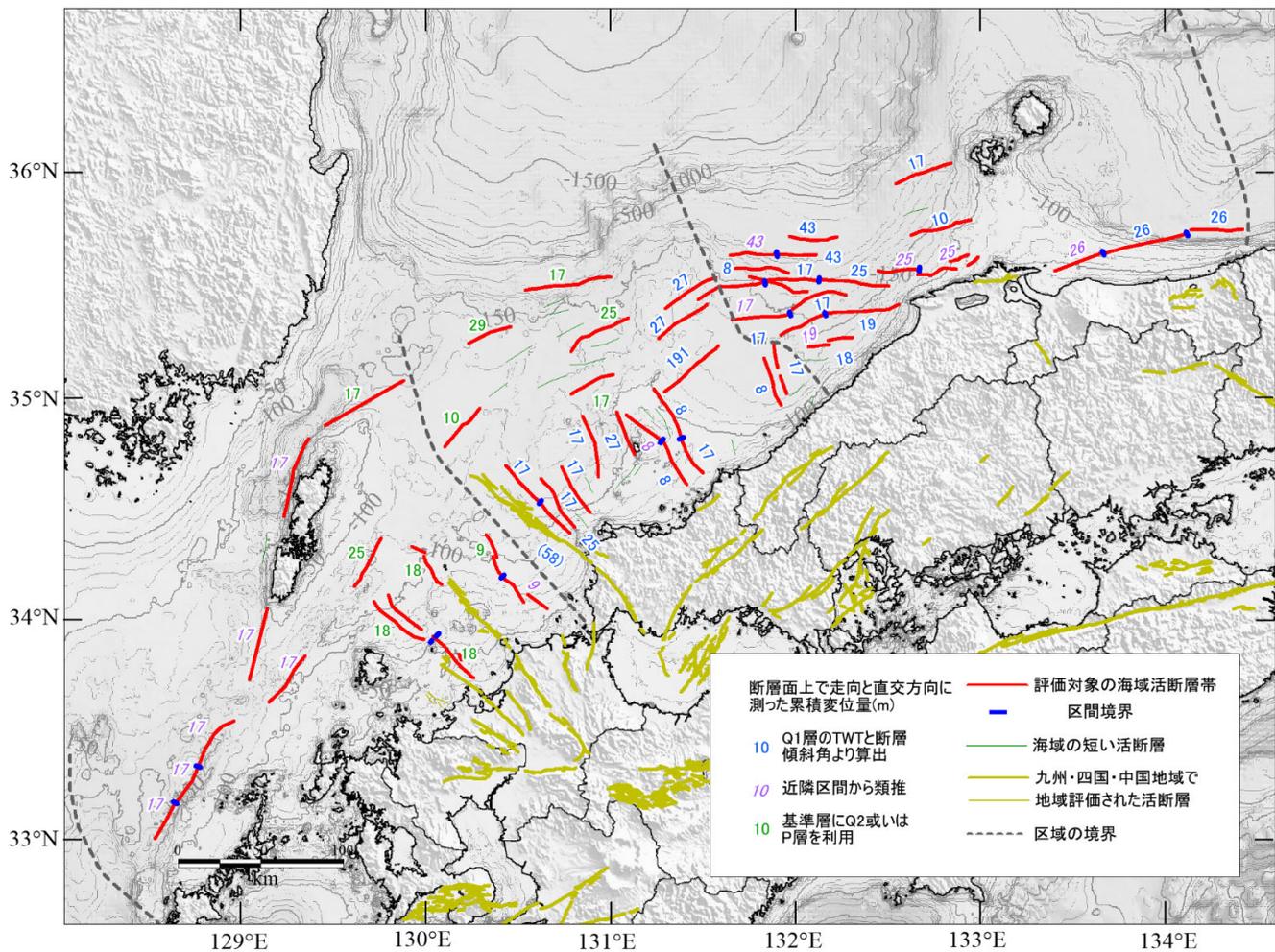
付表3 評価対象海域における今後30年以内でM7.0以上の地震が発生する確率の比較（参考）

注15) については説明文を参照のこと

平均活動間隔で仮定したばらつき分布	全域 95%信頼区間 (中央値) <small>注15)</small>	西部 95%信頼区間 (中央値) <small>注15)</small>	中部 95%信頼区間 (中央値) <small>注15)</small>	東部 95%信頼区間 (中央値) <small>注15)</small>
一様分布	8-13% (11%)	1-3% (2%)	3-6% (4%)	3-7% (5%)
ガウス分布	8-11% (9%)	1-3% (2%)	3-5% (3%)	3-6% (4%)
データから推定する分布	10-29% (16%)	1-7% (3%)	3-17% (6%)	3-14% (7%)

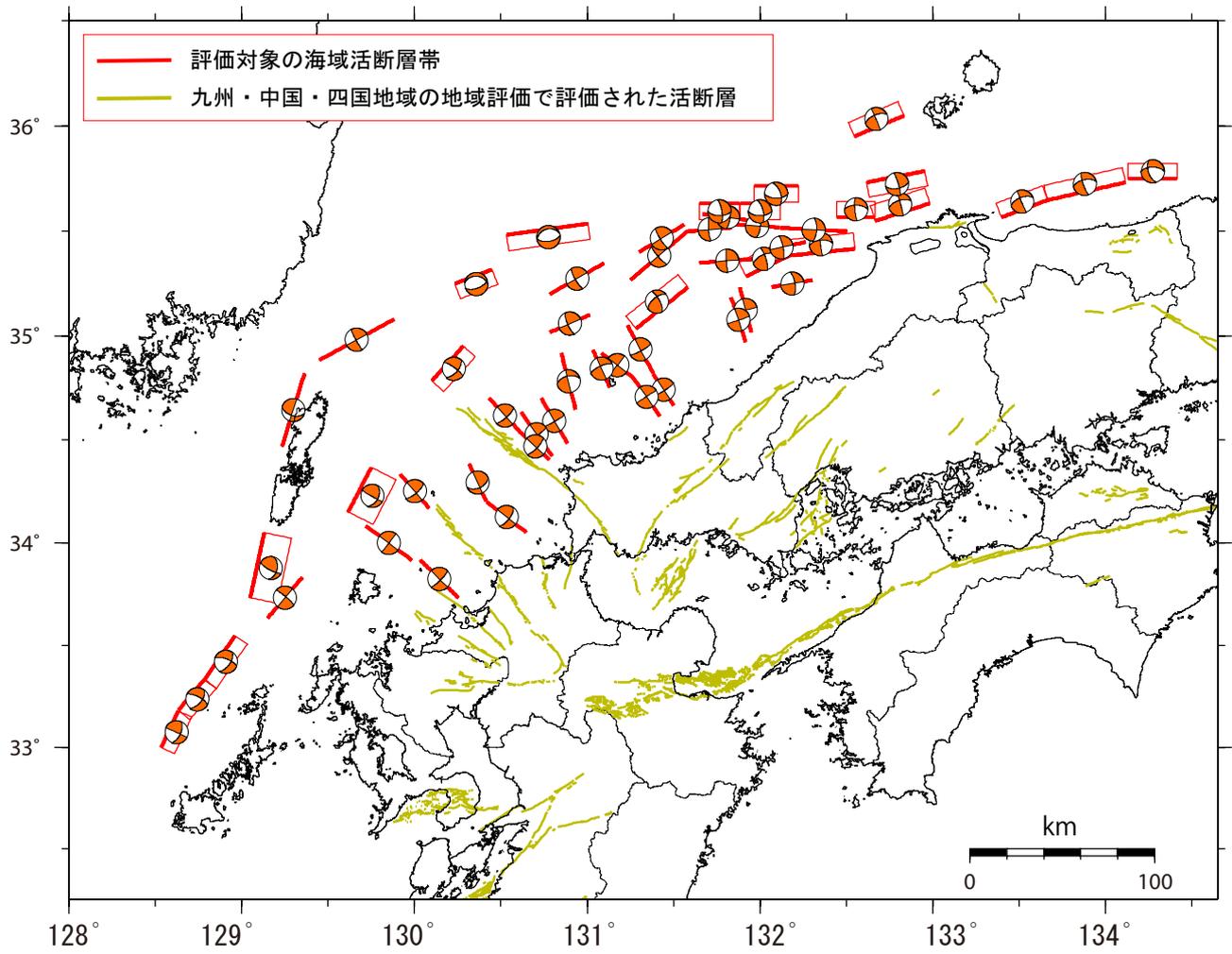


付図1 断層帯の評価単位区間の模式図



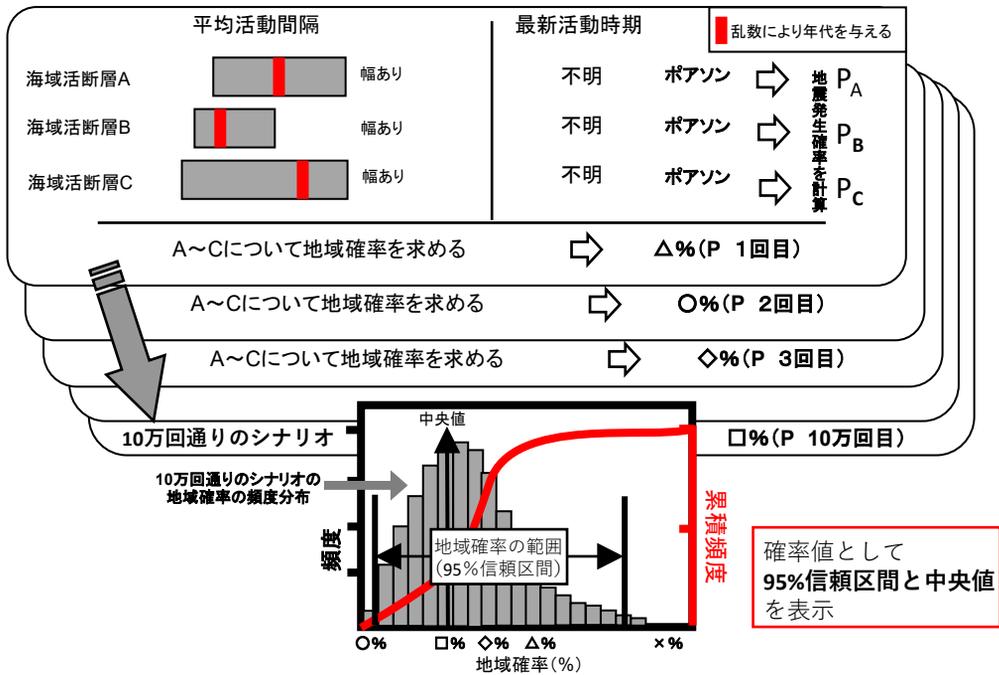
付図 2 反射断面から求めた各断層の幅方向の累積変位量（縦ずれ成分）の分布

それぞれの数値は断層面上の走向と直交方向の累積変位量（m 単位）で、断層両側の基準層の深度差を時間断面上で読み取り（10ms 単位）、水中音速（1500m/s）を仮定し、基準層の深度に応じた斜補正と断層面の傾斜角を用いて求めた（付録 3 参照）。基準層の違い及び基準層を用いない推定等は、値の色を変えて示す。括弧内は、評価済み活断層である菊川断層帯の海域部に同じ方法を適用して求めた縦ずれ累積変位量。地形は GEBCO Compilation Group (2020) による。

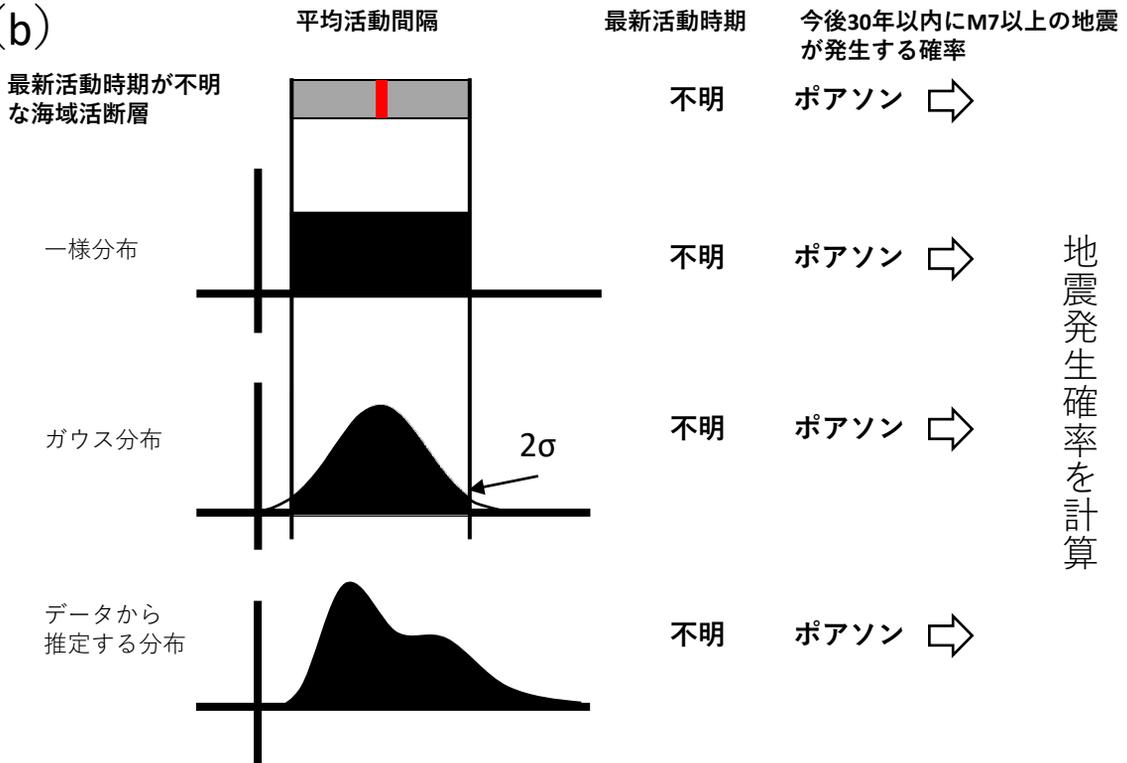


付図3 三次元広域応力場 (Terakawa and Matsu'ura 2010) から推定した断層すべり角の分布

(a)



(b)



付図4. 評価対象の海域活断層で発生する地震の発生確率値の評価方法

(a) 活断層の組み合わせを考慮した地震発生確率値の最適値・幅の評価方法と

(b) 平均活動間隔の幅に様々な確率分布を仮定した地震発生確率値の評価のイメージ（付録7-2を参照）。