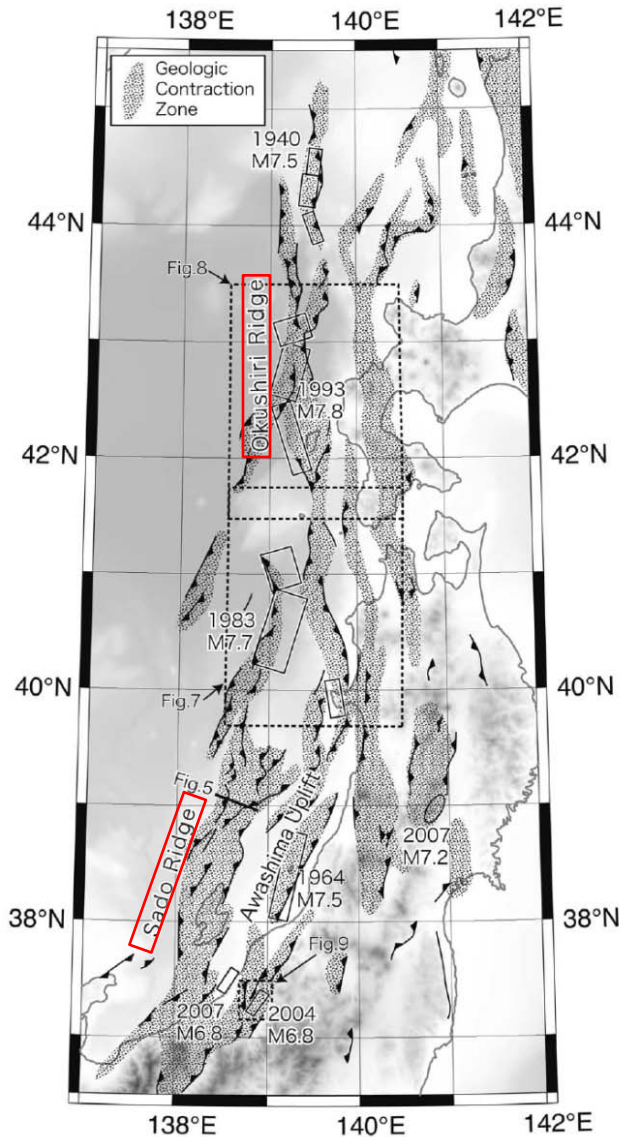


# 日本海東縁部における波源の連動に関する 検討結果について

---

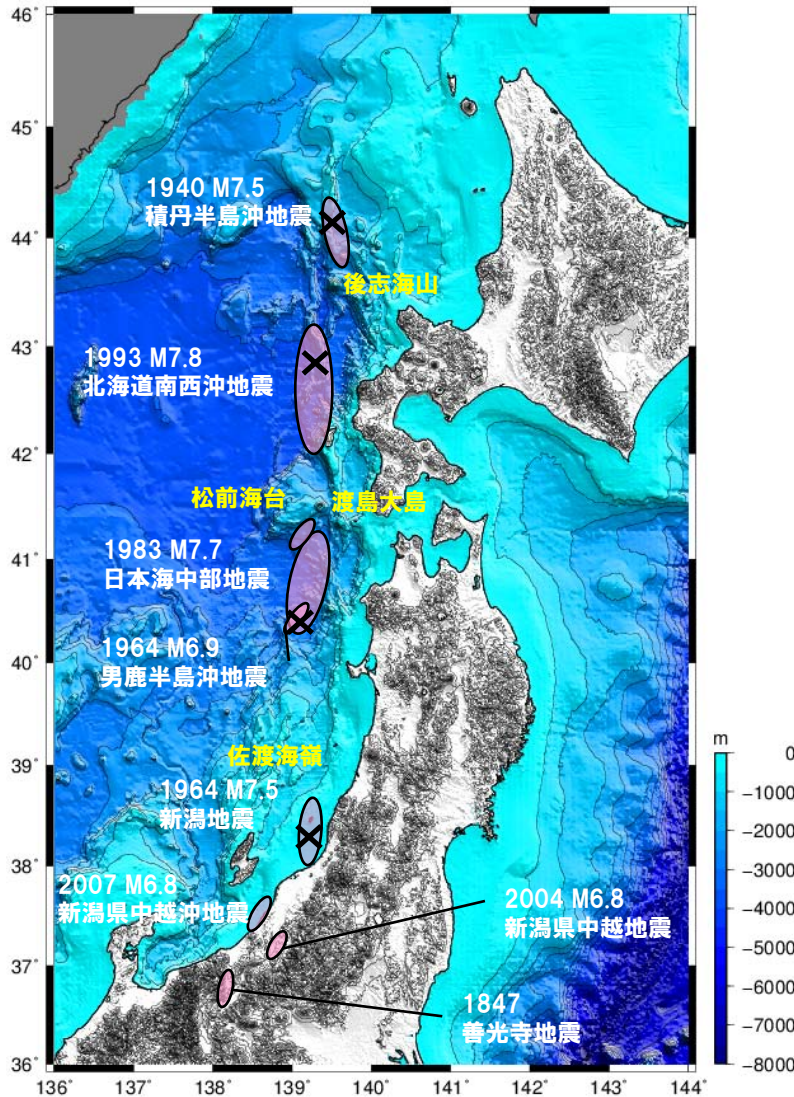
平成25年10月16日  
北海道電力株式会社

## 波源の想定範囲について



地質学的ひずみ集中帯  
(岡村 (2010) より引用)

- 現在の日本海東縁の地形及び地質構造は、1500万年前以上前の日本海拡大時に形成されたリフトやホルスト等の地形及び地質構造に、約300万年前以降の東西圧縮応力によって成長した短縮変形が重なり合ったものと考えられており、短縮変形帯は、幅100km以上の範囲に広がっている。
- 南北方向に分布する複数の断層・褶曲帯が集中するゾーンでは、幅をもった領域で圧縮力による歪を解消するものと考えられ、「地質学的ひずみ集中帯」と呼ばれている。
- 北海道～東北日本が接する日本海東縁の海域では、佐渡海嶺、奥尻海嶺等がひずみ集中帯に相当する。これらの海嶺等は幅10～20km、長さ30～50km程度の規模を持つ非対称な背斜構造の集合体である。
- 岡村ほか（1998）によれば、日本海東縁南部（佐渡島～男鹿半島西方沖）では、佐渡海嶺及び最上トラフを含む大陸斜面全体に活構造が数多く広がって分布するとしている。一方、日本海東縁中部（津軽半島西方～積丹半島北西方沖）では、奥尻海嶺を中心とした比較的幅の狭い範囲に活断層が集中するとしている。



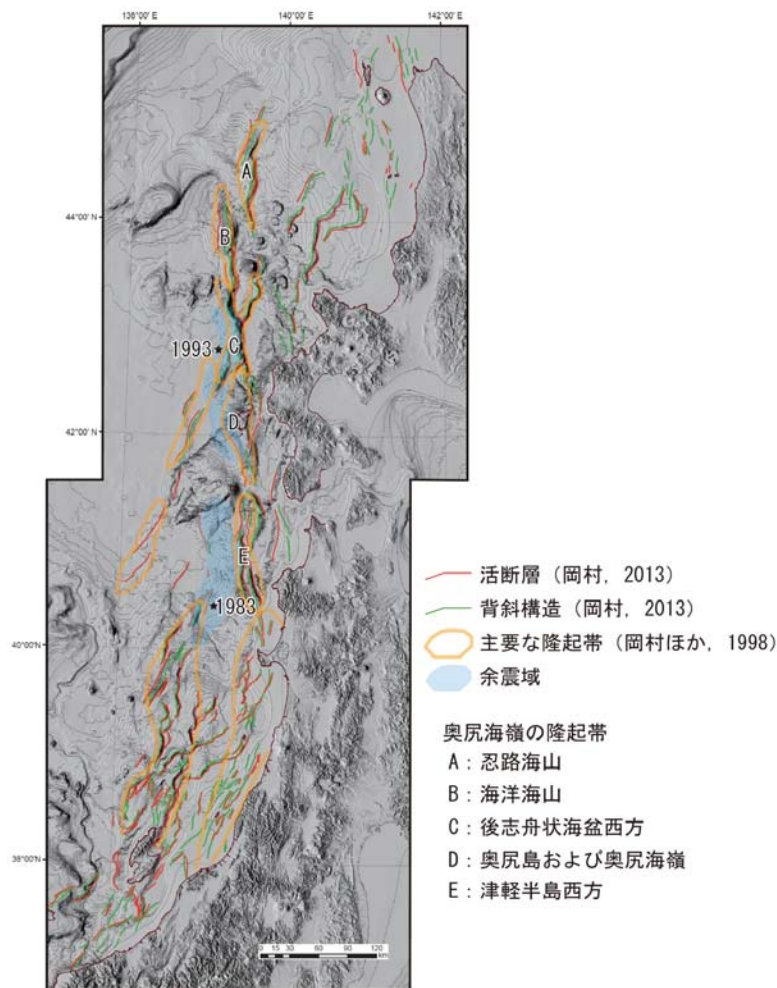
日本海東縁で発生した主要な地震の震源域

- 日本海東縁のひずみ集中帯では、20世紀以降、1964年新潟地震（M7.5）、1983年日本海中部地震（M7.7）、1993年北海道南西沖地震（M7.8）、1940年積丹半島沖地震（M7.5）等の地震が発生している。
- このうち、比較的規模の大きい「北海道南西沖地震」及び「日本海中部地震」は、日本海盆東縁の水深3,000mを超える海洋地殻、あるいは、それに近い地殻構造を持つ海域で発生したと考えられている（※1）が、これらの地震では、震源の端部の水深が浅くなる佐渡海嶺や松前海台を超えて震源域が広がっていない。
- 岡村・加藤（2002）では、これについて、「震源域の南北両端では、基盤深度が急変して、地殻構造上の大きな不連続帯になっていると考えられ、その違いがこの地震の震源域を規制する大きな要因であったのかもしれない。」としている。
- 海上保安庁水路部（2001）では、日本海東縁で過去に発生した地震の震源域と海底地形を比較すると、奥尻海嶺が水深3,000mを越える日本海盆と接するところで、震源域のギャップがはっきりと認められるとし、1940年積丹沖地震～1983年日本海中部地震の震源域では、震源域の間に、後志海山、渡島大島、渡島小島等の海底火山体や、日本海拡大時のホルストとされる松前海台（※2）等が分布することから、震源域は、このような周辺とは地殻構造が異なると予測される海底で区分されるとしている。

※1 野ほか（2013）によれば、秋田沖～西津軽沖の日本海東縁では、島弧地殻、厚い海洋地殻、海洋地殻の3タイプの地殻構造が分布しており、ひずみ集中帯の分布も島弧地殻に分布するタイプ、島弧地殻と厚い海洋地殻の境界付近に分布するタイプ、厚い海洋地殻と海洋地殻の境界に分布するタイプに分けられるとしている。日本海中部地震は、島弧地殻と厚い海洋地殻の境界付近で発生したとしている。

※2 滝上ほか（1985）では、松前海台において、塔結凝灰岩から約64Ma～約69MaのAr-Ar法年代測定値を確認している。





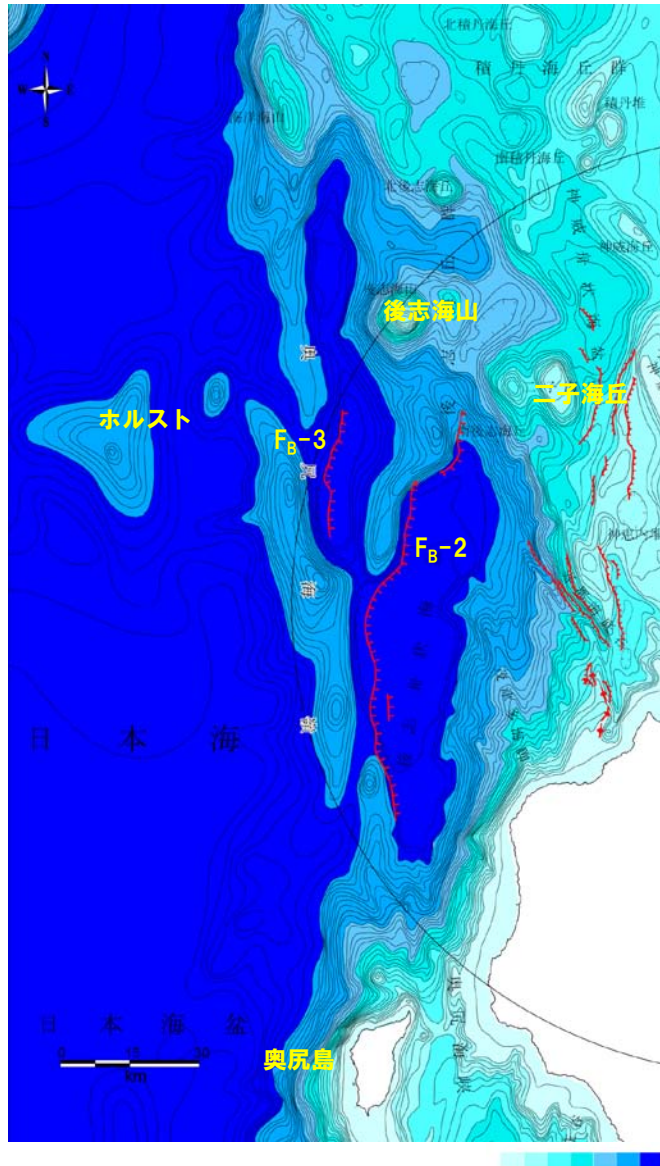
日本海東縁中部の主要な活構造

泊発電所西方の日本海東縁部は、岡村ほか(1998)による、日本海東縁部中部に相当することから、津波の波源評価に先立ち、奥尻海嶺沿いの地質構造・地震について検討を行う。

### 【奥尻海嶺沿いの地質構造】

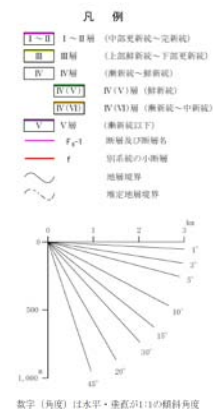
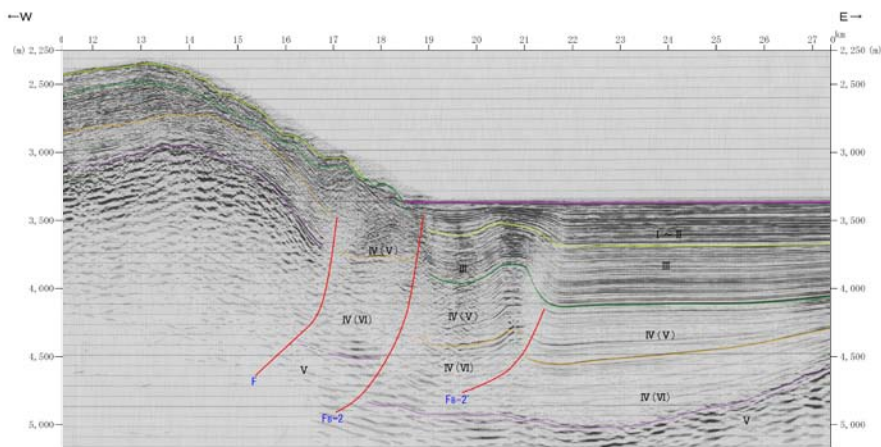
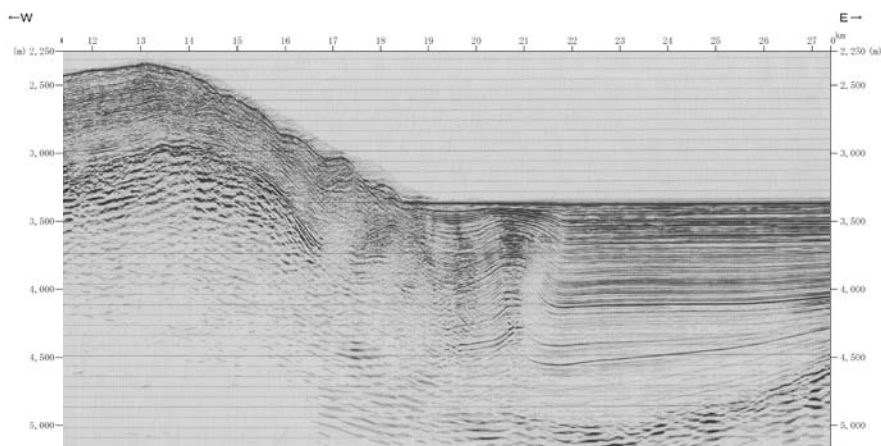
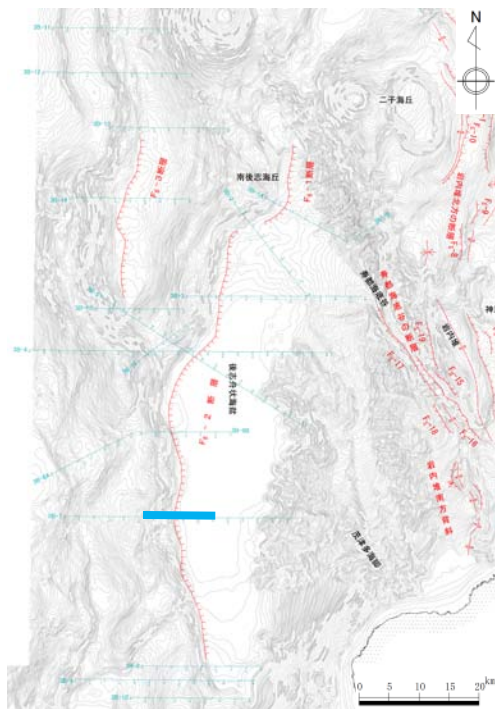
- 岡村ほか(1998)及び岡村・加藤(2002)では、海嶺沿いに背斜構造が一様に連続するのではなく、一定の区間ごとに規模が小さくなり、地形と構造が変化することを踏まえ、奥尻海嶺を南から北に、「津軽半島西方」、「奥尻島及び奥尻海嶺」、「後志舟状海盆西側」、「海洋海山」、「忍路海山」の5つの構造区に区分している。
- このうち、「津軽半島西方」と「後志舟状海盆西側」の背斜構造は、海洋地殻あるいはそれに近い地殻構造をもつ海盆底に形成されたと考えられるとしている。
- 一方、「奥尻島」と「忍路海山」は、大陸地殻上に形成された背斜構造であるとし、「海洋海山」については、深い基盤から浅い基盤にまたがって形成されたとしている。

- 徳山ほか(2001)では、奥尻海嶺に沿って発達している活断層群を「奥尻断層系」と呼称し、奥尻島より北部を「北部奥尻断層系」、南部を「南部奥尻断層系」としている。
- このうち、「北部奥尻断層系」は、海洋地殻と島弧地殻の境界部に発達した逆断層群とし、「南部奥尻断層系」は、島弧地殻内に発達したものであるとしている。

F<sub>B</sub>-2断層及びF<sub>B</sub>-3断層

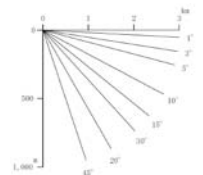
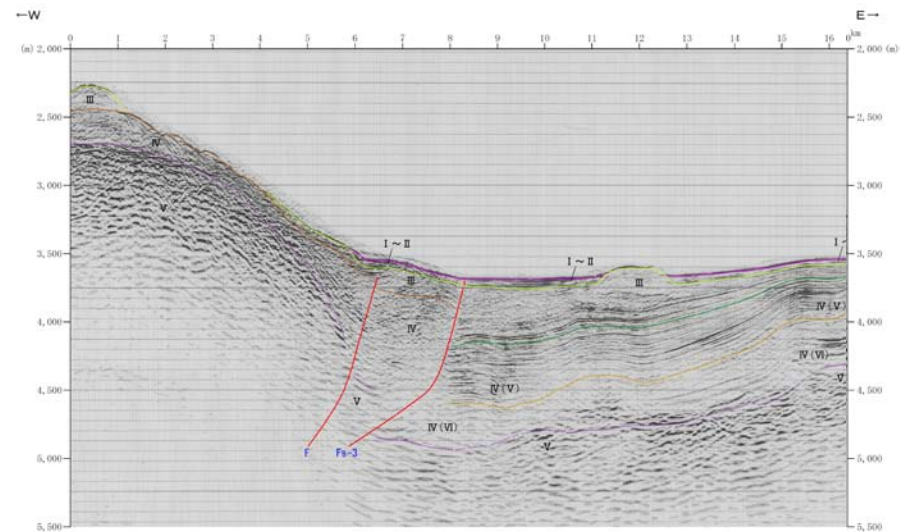
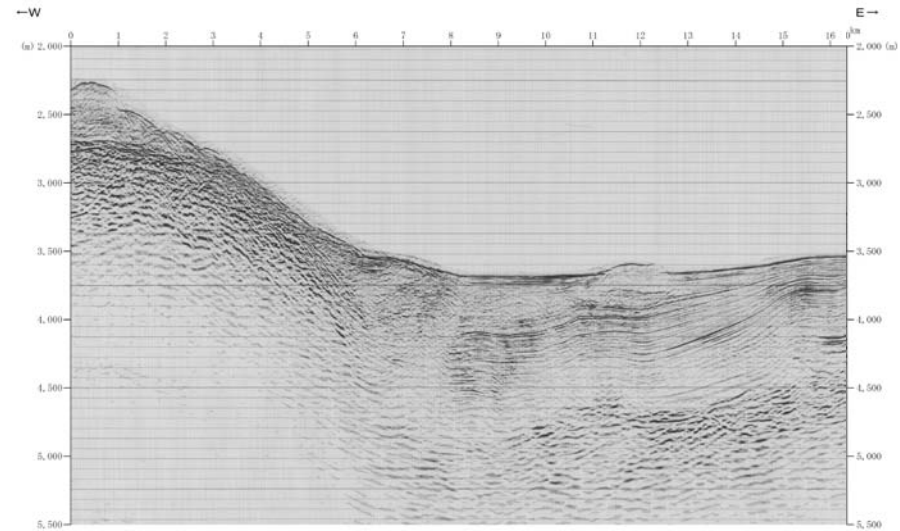
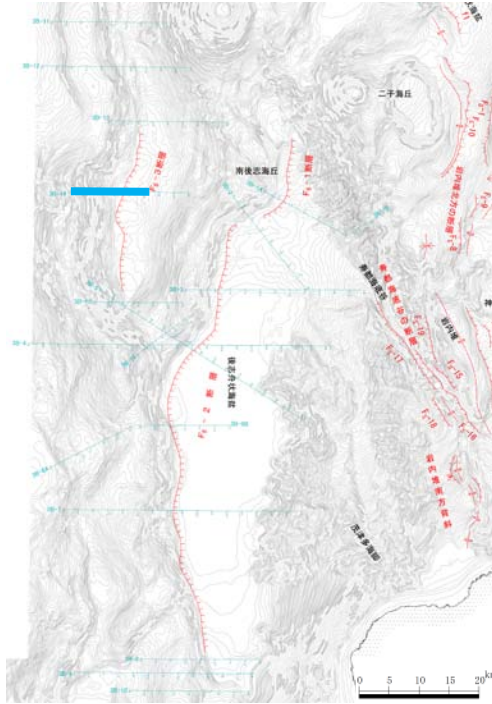
## 【敷地周辺海域における地質調査結果】

- 敷地周辺海域では、岡村ほか（1998）による「後志舟状海盆西側」の構造区にあたる後志舟状海盆西縁にF<sub>B</sub>-2断層（約101km）、後志舟状海盆北西の小海盆の西縁にF<sub>B</sub>-3断層（約45km）を震源として考慮する断層として評価している。
- F<sub>B</sub>-2断層及びF<sub>B</sub>-3断層は、共に西傾斜の逆断層であり、これらの断層の隆起側には、南北方向に断続的に高まりが認められる。この高まりは、後志舟状海盆西側で2列に分かれる。
- F<sub>B</sub>-2断層が分布する後志舟状海盆の北縁は、後志海山、二子海丘等に規制され、南縁では、奥尻島から連続する高まりに規制される。
- F<sub>B</sub>-3断層が分布する小海盆も、北端は後志舟状海盆同様に後志海山に規制され、また、その海盆北縁西側にはホルストと推定される高まりが東西に連なる。

F<sub>B</sub>-2断層 (測線3B-7)

- 背斜構造の東側が急傾斜となる非対称な形状から西傾斜の逆断層が推定される。
- 断層の上下変位量は、V層上面で2km程度とみられる。



F<sub>B</sub>-3断層 (測線3B-14)

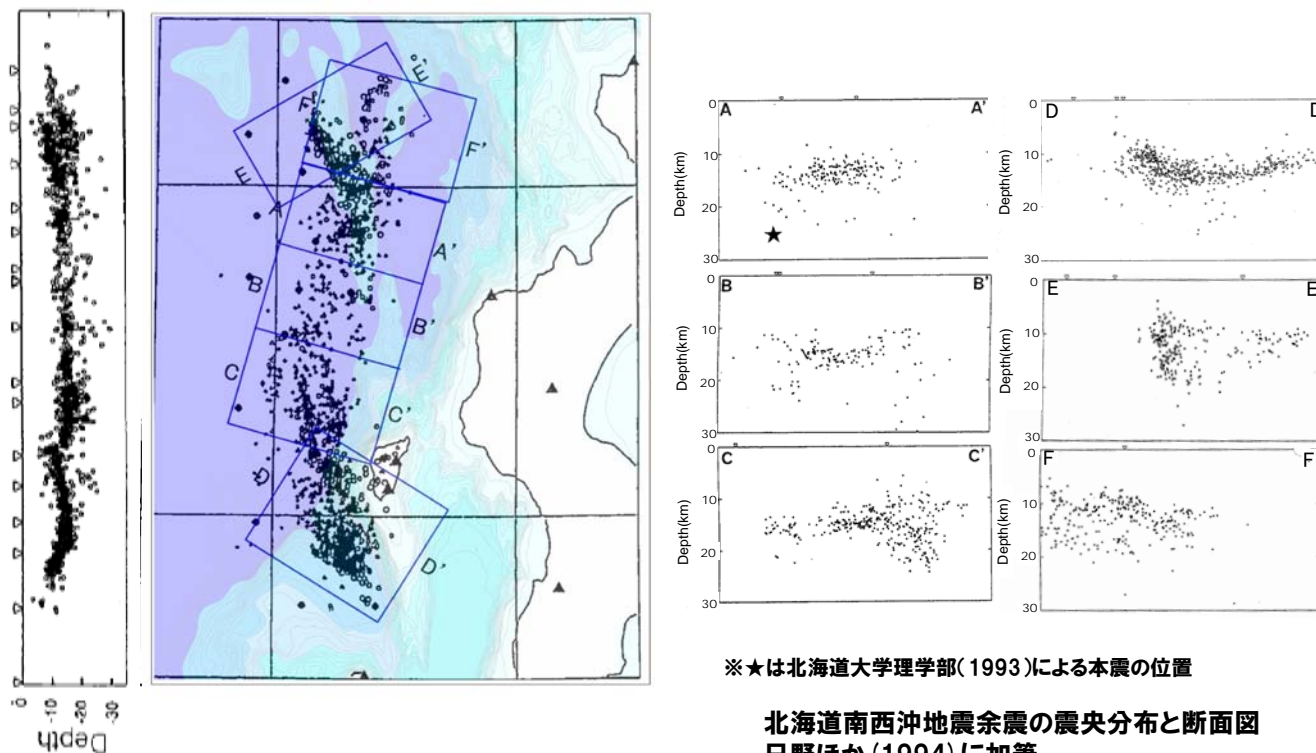
- 背斜構造の東側が急傾斜となる非対称な形状から西傾斜の逆断層が推定される。
- 断層の上下変位量は、V層上面で2km程度とみられる。



# 奥尻海嶺沿いの地質構造及び震源分布

## 【北海道南西沖地震の余震分布】

- 後志舟状海盆西方～奥尻島南方は、1993年北海道南西沖地震の震源域にあたる。
- 余震分布域は奥尻海嶺に沿って南北約150kmにわたって広がるとされ、その南端は奥尻海脚付近である。
- 日野ほか(1994)によれば、北部(図中E,F付近)の余震の活動は、本震発生後、数日経ってから活発化し、この余震域が二またに分かれたとされている。これについて、青柳ほか(2000)では、北部の余震は、本震発生による応力変化で後発的に生じた可能性が高いとしている。
- 岡村(2010)では、破壊域北部の地質構造は、西傾斜の逆断層とその上盤の非対称な背斜構造で特徴づけられ、余震も断層上盤の非対称背斜構造にほぼ一致して広がっているとしている。一方、破壊域南部の地質構造は、東傾斜の逆断層が推定されるのに対して、余震分布からは西傾斜の断層が推定され、さらに余震分布域も地質構造の隆起帯に対応しているとはいえないとしている。



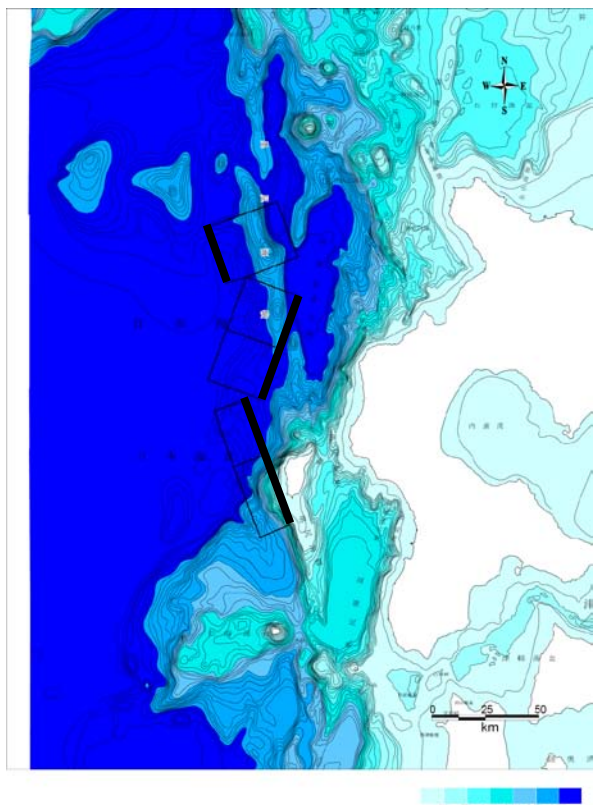
※★は北海道大学理学部(1993)による本震の位置

北海道南西沖地震余震の震央分布と断面図  
日野ほか(1994)に加筆

# 奥尻海嶺沿いの地質構造及び震源分布

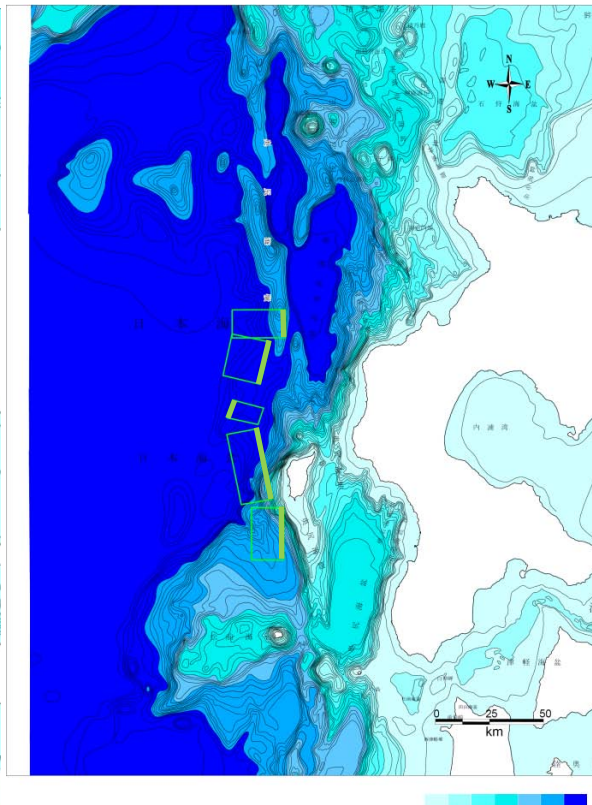
## 【北海道南西沖地震の震源モデル】

○北海道南西沖地震の震源モデルとしては、Tanioka et al. (1995), 久家ほか (1994), 青柳ほか (2000) 等のモデルがこれまで示されている。これらは、震源推定の方法や、断層面の置き方に違いがあるものの、ともに後志舟状海盆中央部の西方から奥尻海脚付近に震源位置を設定しており、震源の分布範囲においては差は認められない。



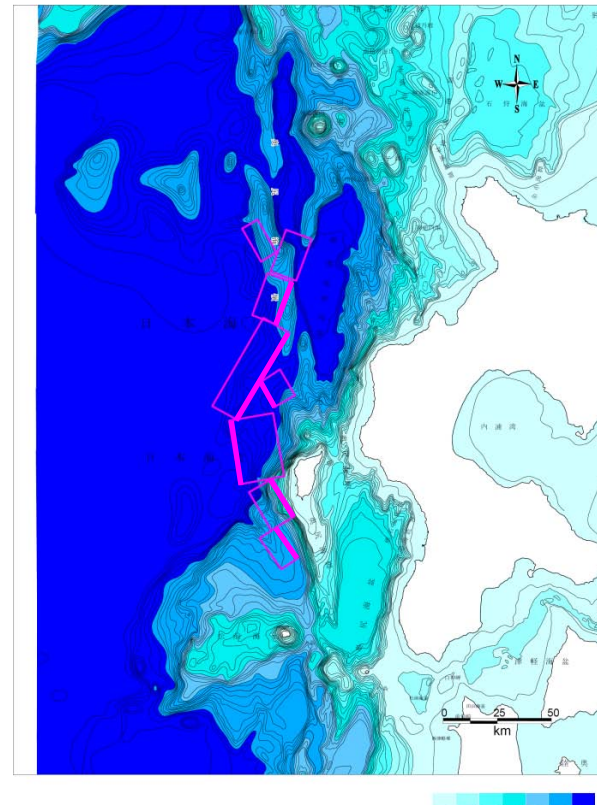
Tanioka et al. (1995)

本震の波形解析 (実体波及び表面波) により、断層のパラメータを設定。余震分布も考慮。



久家ほか (1994)

本震の波形解析 (実体波および表面波) により断層パラメータを設定。



青柳ほか (2000)

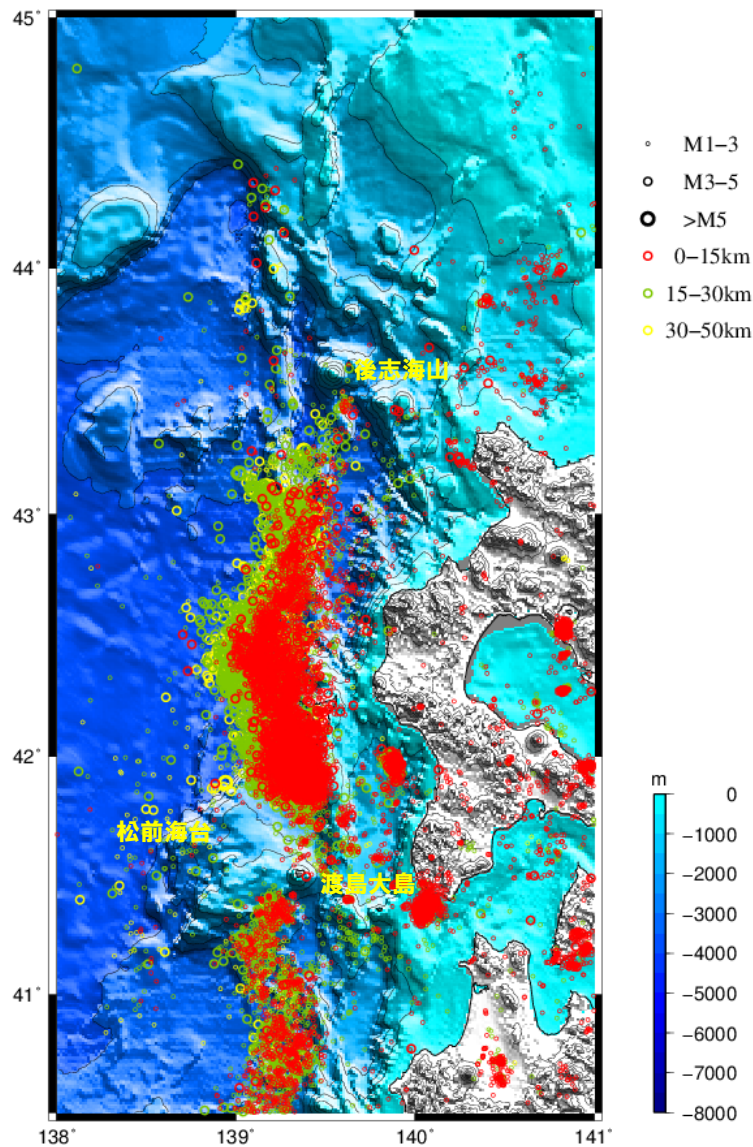
余震の震源再決定とその結果による震央分布の連続性と震源分布の傾斜から、久家ほか (1994) のモデルを参照にして断層パラメータを設定。

北部の2断層については、本震発生による応力変化で後発的に地震が発生した可能性が高いとし、本震断層としては考慮していない。

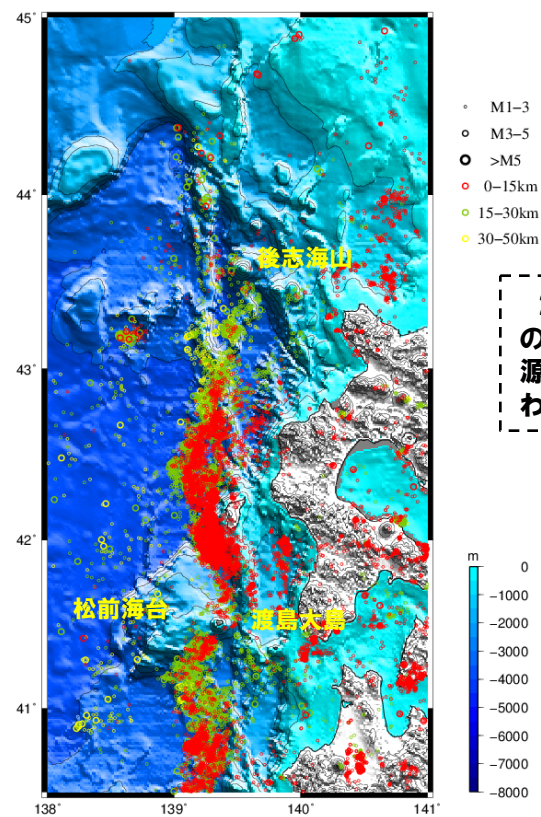


## 【震源分布】

- 左図は、北海道南西沖地震直前の1993年6月から10年間の50km以浅の震源位置を示す。
- 震源は、岡村ほか（1998）に示される「奥尻島及び奥尻海嶺」及び「後志舟状海盆西側」構造区に集中し、北部では主に後志舟状海盆西縁（F<sub>B</sub>-2断層）沿いに、南部では、奥尻海脚に沿いに帯状に分布するが、北部では後志海山、南部では松前海台及び渡島大島を越えて連続しない。



日本海東縁中部の震源分布

期間1993/6/1～2003/5/31；深さ0～50km， $M \geq 1$ 

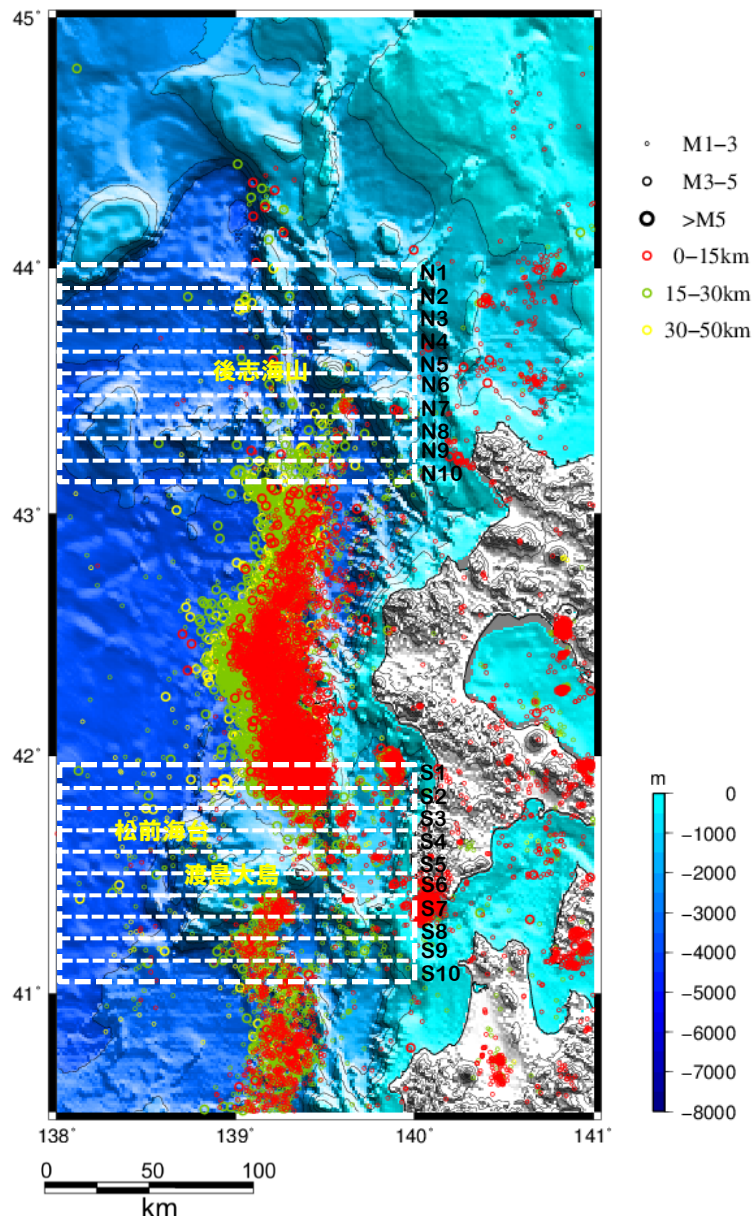
2003年以降においても、震源の数が少なくなるが、大局的な震源の分布方向、範囲の傾向は変わらない。

日本海東縁中部の震源分布

期間2003/6/1～2011/12/31；深さ0～50km， $M \geq 1$

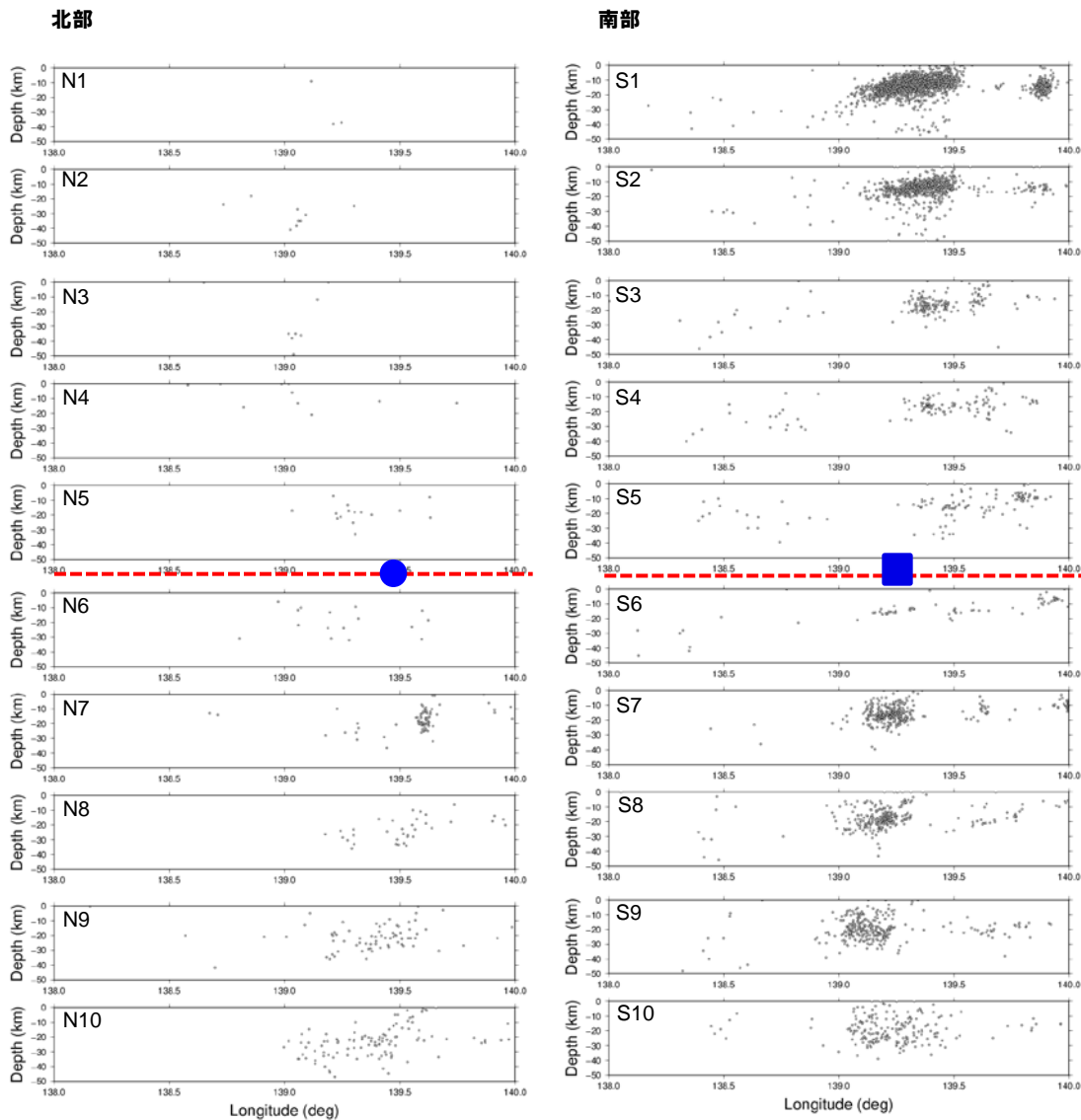


# 奥尻海嶺沿いの地質構造及び震源分布



日本海東縁中部の震源分布

期間1993/6/1~2003/5/31; 深さ0~50km,  $M \geq 1$



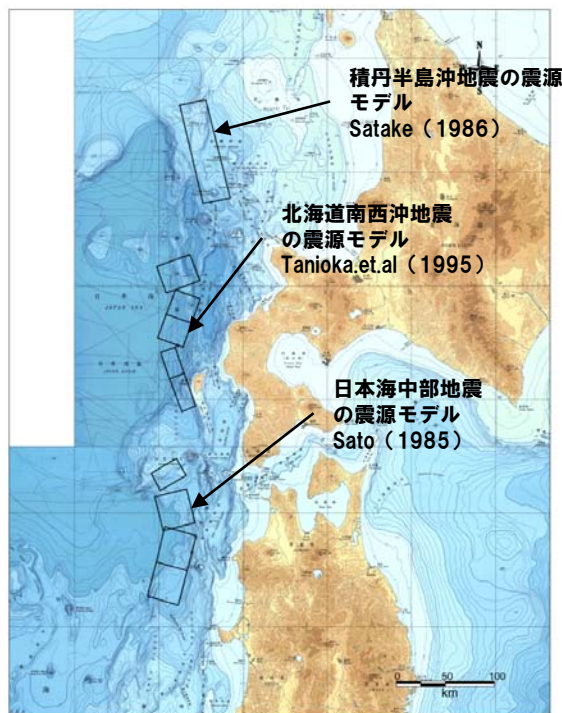
北部では、N10~N7に向かって、後志舟状海盆西縁沿いに、震源の分布が認められるが、後志海山(●)を以北には震源の分布が殆ど認められなくなる。

南部では、S1~S5にかけて奥尻海脚沿いにNNW-SSE方向で震源の集中が連続して認められるが、その分布は南方に向かって不明瞭になり、渡島大島(■)を越えて震源が連続しない。

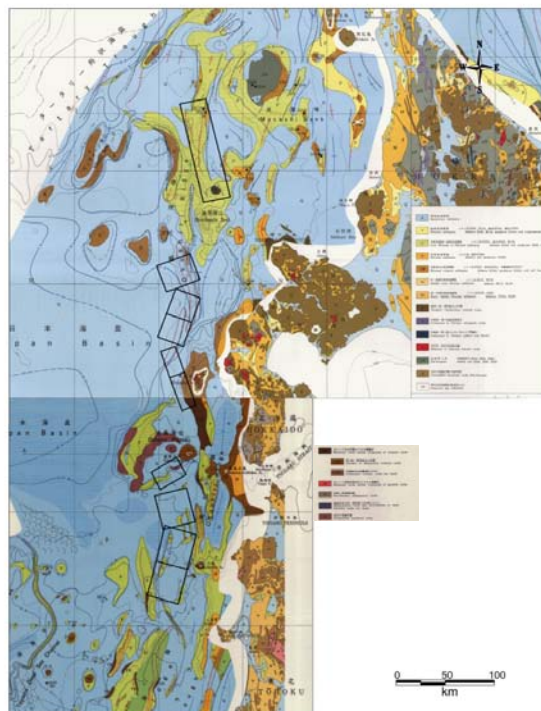
# 波源として想定する範囲

## 【日本海東縁中部の地殻構造と地震の関係について】

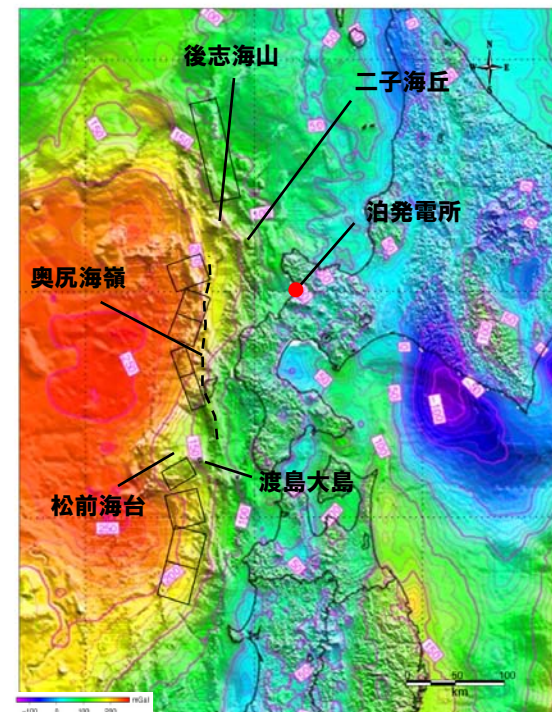
- 既往の研究から、日本海東縁の震源域は、地殻構造と密接な関係があると推定されている。
- 奥尻海嶺沿いの日本海東縁中部では、過去に1983年日本海中部地震（M7.7）、1993年北海道南西沖地震（M7.8）の大地震が発生し、これらは、日本海盆東縁の水深3,000mを超える海洋地殻、あるいは、それに近い地殻構造を持つ海域で発生しているが、その震源域は、水深が浅くなる佐渡海嶺や松前海台を超えて連続しない。
- 泊発電所西方の奥尻海嶺沿いでは、奥尻海脚南方に松前海台、渡島大島が、後志舟状海盆の北方には、後志海山、二子海丘等の火山、ホルストと推定される高まりが分布する。この付近では、重力データが周囲と異なっていることから、地殻構造が変化していると推定され、地震観測結果には、これらの領域を越えて震源が帯状に連なる傾向は認められない。



海上保安庁水路（1980）及び海上保安庁水路（1980）より作成

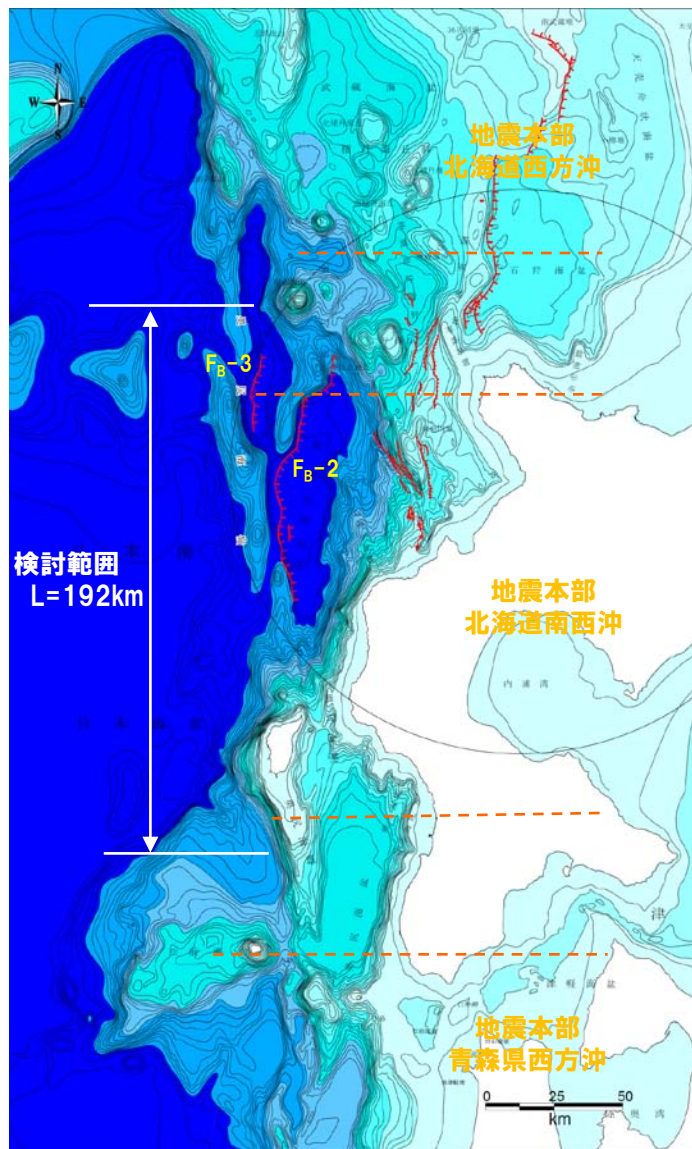


地質調査所（1979）及び地質調査所（1981）より作成



産業技術総合研究所地質調査総合センター（2013）より作成





波源として考慮する範囲

## 【波源の想定範囲】

- 日本海東縁で想定する津波波源は、北海道南西沖地震の震源域を踏まえた上で、地質構造の分布、既往の地震観測結果等を考慮して、奥尻海嶺沿いに設定する。
- その範囲は、奥尻海嶺沿いに基盤構造が急変または不連続になると推定され、かつ、震源の分布が連続しない「後志海山～松前海台付近」までとし、その端部を以下のように設定した。

北端：岡村ほか（1998）に示される「後志舟状海盆西側」構造区に認められ、後志海山に規制される断層（ $F_B-2$ 断層及び $F_B-3$ 断層）のうち、相対的に北側に分布する $F_B-3$ 断層の北端付近（小海盆の北縁）とした。

南端：北海道南西沖地震の震源域が松前海台等を越えて分布しないことを踏まえ、北海道南西沖地震の断層モデルのうち余震域の分布範囲と調和的な青柳ほか（2000）の断層モデルの南端とした。



**波源モデルの設定について**

# 波源の断層パラメータ

## 断層パラメータ (1/3)

土木学会 (2002) : 原子力発電所の津波評価技術より

- ハーバードCMT解より、1976年1月～2000年1月に発生したMw5.0以上、深さ60km以下の地震を抽出した結果、震源深さは、概ね15km～20kmに集中しており、地震発生層の厚さに上限があるとみられる。
- 既往津波の断層モデルの断層幅Wが30km以下のモデルで説明できることから、地震発生層の厚さは15km～20km程度と考えられるとしている。
- 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル (L=65～146.5km) と武村 (1998) の関係を比較し、内陸地殻内地震に関する武村 (1998) のLとMwの関係を日本海東縁部に適用できるとしている。
- 日本海東縁部における既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの傾斜角及び傾斜方向を整理し、概ね傾斜角は30°～60°で痕跡高を説明できるとしている。
- 既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルとハーバードCMT解のすべり角を分析し、すべり角は90°に近いとしている。
- ハーバードCMT解より得た走向と等水深線の走向の関係を整理し、発震機構解は等水深線を中心に分布している。
- 傾斜角とすべり角の関係より、純粋な縦ずれ逆断層であると評価している。
- なお、北海道南西沖地震津波を再現するモデルにおける最大すべり量は12mとされている。

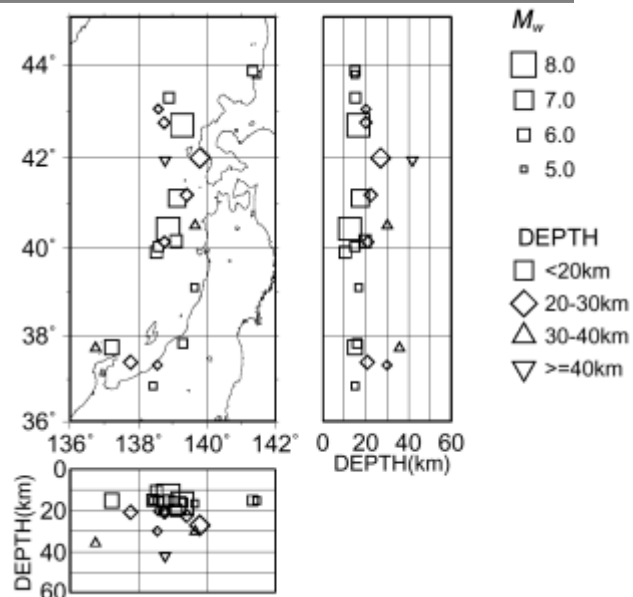
既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル(日本海東縁部)

対象津波	モデル $M_w$	面積 ( $\text{km}^2$ )	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	$\theta$ ( $^\circ$ )	$\delta$ ( $^\circ$ )	$\lambda$ ( $^\circ$ )	データ 数	K	$\kappa$	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	本体系化原案 (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120	27	1.17	1.28	
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.02	1.42	本体系化原案(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	本体系化原案 (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	—	—	Noguera and Ku,Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	—	—	加藤・安藤(1995)
813		32.5	25	2.9	0	200	60	90					
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

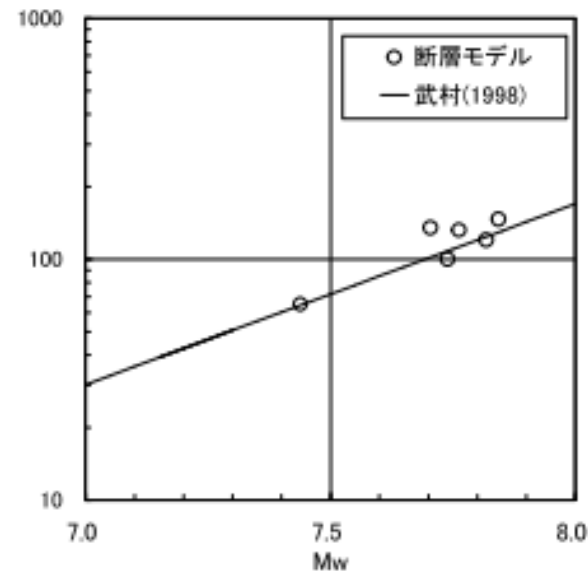
# 波源の断層パラメータ

## 断層パラメータ (2/3)

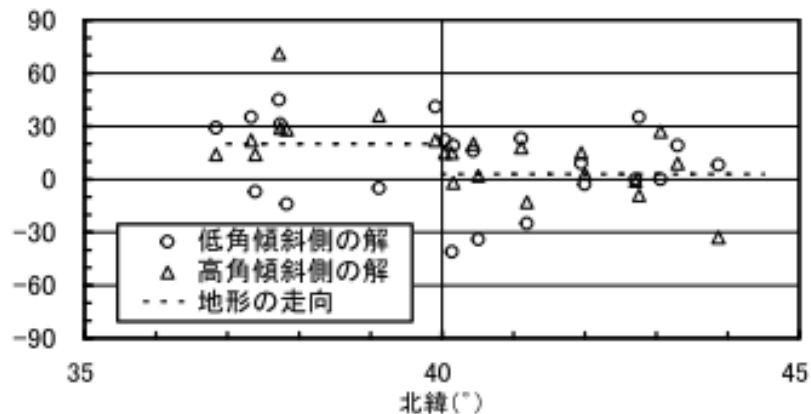
土木学会 (2002) 原子力発電所の津波評価技術より



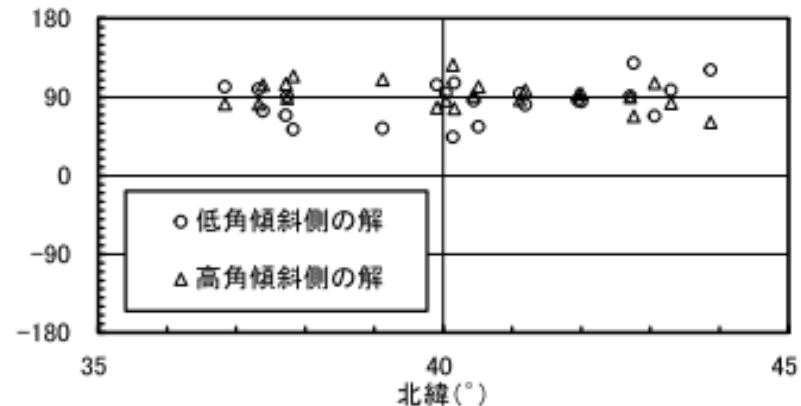
ハーバードCMT解の深さ分布



日本海東縁部における既往津波の断層モデルの $M_w$ と断層長さの関係



日本海東縁部の地震に対するハーバードCMT解による断層走向と地形の走向



ハーバードCMT解による日本海東縁部の断層のすべり角



## 断層パラメータの設定&lt;まとめ&gt;

- 震源域の形態は東西圧縮の逆断層(すべり角 $90^\circ$ )で、傾斜角は $30^\circ \sim 60^\circ$ 程度。
- 地震発生層の厚さは概ね15km~20km以浅。
- 北海道南西沖地震の再現計算の波源モデルのすべり量は最大で12m。

# スケーリング則・波源モデル

## スケーリング則<武村(1998)>

○武村(1998)では1885年以降1995年までに日本列島の内陸で発生したマグニチュード4~8の地殻内地震の断層パラメータ(断層長さL, 幅W, すべり量D, 断層面積S, 地震モーメント $M_0$ )や気象庁マグニチュードMの相互関係を検討している。

○マグニチュードMは4.2~8.0。

○断層長さLは2km~85km。

○その結果に基づき, 断層長さLと気象庁マグニチュードM, 地震モーメント $M_0$ の関係式を提案している。

Table 1. List of source parameters of Japanese intraplate earthquakes from 1885 to 1995.  $M$ ,  $L$ ,  $W$ ,  $D$ ,  $M_0$  and  $S$  show JMA magnitude, fault length, fault width, average slip, seismic moment, and fault area, respectively. In most cases, values of  $S$  were calculated by  $L \times W$ .  $\delta$  indicates the dip angle of the fault plane. All the data, except for those of the 1995 Hyogo-Nanbu earthquake, are quoted from SATO (1989).

Earthquake (year/name)	M	Type/ $\delta$ (degree)	L (km)	W (km)	D (cm)	$M_0$ (dyne·cm)	Remarks
1891 / Nobi	8.0	ST / 90	85 <sup>*1</sup>	15 <sup>*1</sup>	380 <sup>*1</sup>	1.5E27 <sup>*2</sup>	*1 Main Fault *2 Total Faults (S=1700 km <sup>2</sup> )
1927 / Kita-Tango	7.3	ST / 64	33 <sup>*1</sup>	19 <sup>*1</sup>	370 <sup>*1</sup>	4.6E26 <sup>*2</sup>	*1 Main Fault *2 after Kanamori (1973) (S=460 km <sup>2</sup> )
1930 / Kita-Izu	7.3	ST / 90	22	12	300	2.7E26	First Event
1931 / Nishi-Saitama	6.9	ST / 80	20	10	100	6.8E25	
1934 / Minami-Izu	5.5	ST / 90	7	4	10	9.5E23	
1935 / Shizuoka	6.4	ST / 70	11	6	100	2.2E25	
1939 / Oga	6.8	ST / 30	16	12	200	1.7E26	
1943 / Tottori	7.2	ST / 90	33	13	250	3.6E26	
1945 / Mikawa	6.8	DP / 30	12	11	225	8.7E25	
1948 / Fukui	7.1	ST / 90	30	13	200	3.3E26	
1955 / Futatsui	5.9	DP / 64	15	4	20.5	4.1E24	
1961 / Kita-Mino	7.0	OB / 60	12	10	250	9.0E25	
1962 / Miyagi-Hokubu	6.5	DP / 56	12	10	60	2.4E25	
1963 / Wakasa-Wan	6.9	ST / 68	20	8	60	3.0E25	
1967 / Wakayama-Seibu	4.2	OB / 68	2.5	2	1.63	2.7E22	
1968.3 / Wakayama-Seibu	5.0	ST / 82	8	4	1.73	1.9E23	
1968.8 / Wakayama-Seibu	4.8	DP / 90	6	3	1.58	9.4E22	
1969.3 / Wakayama-Seibu	4.2	OB / 90	4	8	0.22	2.4E22	
1969.7 / Wakayama-Seibu	4.4	ST / 68	3	3	0.71	2.1E22	
1969.9 / Gifu-Chubu	6.6	ST / 90	18	10	64	3.5E25	
1970.1 / Wakayama-Seibu	4.3	ST / 90	2	4	0.76	2.0E22	
1970.10 / Akita-Nantobu	6.2	DP / 46	15	11	28	1.4E25	
1970.11 / Wakayama-Seibu	3.8	OB / 54	4	5	0.16	1.1E22	
1974.5 / Izu-Hanto-Oki	6.9	ST / 80	18	8	120	5.9E25	
1974.7 / Amagi	4.9	ST / 90	3.5	3	9	3.2E23	
1975 / Oita-Chubu	6.4	DP / 70	10	20	32	2.2E25	
1976 / Kawazu	5.4	ST / 82	9	3.5	20	2.1E24	
1978 / Izu-Oshima	7.0	ST / 85	17	10	185	1.1E26	Main Fault
1980 / Izu-Toho-Oki	6.7	ST / 70	15	7.5	110 <sup>*</sup>	7.0E25 <sup>*</sup>	* After Takeo (1988) (S=240 km <sup>2</sup> )
1983 / Tottori-Chubu	6.2	ST / 85	5	6	50	4.5E24 <sup>*</sup>	* $\mu=3 \times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> is used
1984.5 / Yamasaki-F	5.6	ST / 90	3	5	8	3.2E23	(This Study)
1984.10 / Nagano-Seibu	6.8	ST / 85	12	8	100	2.9E25	
1995 / Hyogo-Nanbu	7.2	ST / 86	25	15	220	2.5E26	

ST: Strike Slip DP: Dip Slip OB: Oblique Slip  
\*E for the value of  $M_0$  indicates an index number

# スケーリング則・波源モデル

スケーリング則<室谷ほか(2010), Murotani et al.(2010)>

○長さ80kmを超えるような内陸地殻内の長大断層に関するスケーリング則の検討を行った。

- ・地表で観測された最大変位量は震源断層での平均すべり量の概ね2~3倍に収まり、震源断層での最大すべり量とほぼ比例関係になる。
- ・断層長さがほぼ100kmで、地表で観測された最大地表変位量が約10mに飽和する。
- ・断層幅も地震発生層深さで飽和すると考えると、震源断層面積は地震モーメントに比例するというIrikura et al. (2004) の3-Stage modelの関係を導くことができる。

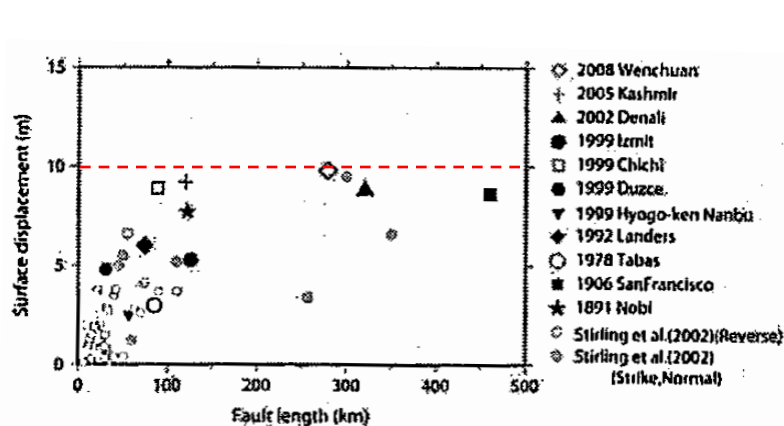


図 2 断層長さ と最大地表変位量との比較

室谷ほか(2010) に一部加筆

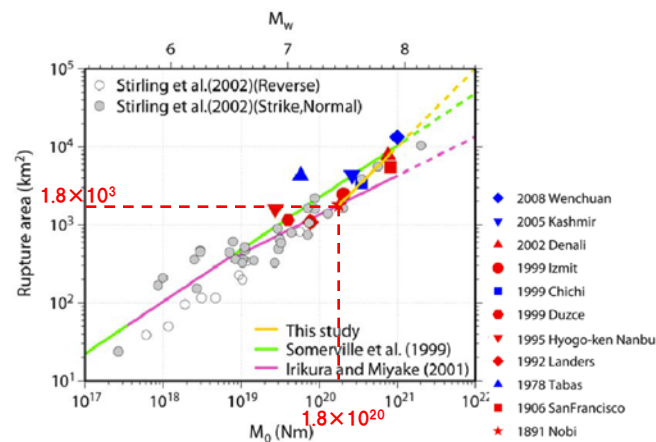


図 4.1 Murotani et al. (2010) で示された内陸地殻内地震の  $M_0$  -  $S$  の関係 (3 stage scaling model)  
 ・黄緑線: Somerville et al. (1999) で示された  $S \propto M_0^{2/3}$  が成り立つと仮定した経験的関係 ( $7.5 \times 10^{18}$  Nm 以下の地震: 円形クラックモデルが成り立つ)  
 ・ピンク色線: 入倉・三宅(2001) で示された  $S \propto M_0^{1/2}$  が成り立つと仮定した経験的関係 ( $7.5 \times 10^{18}$  Nm 以上の地震: 断層幅の飽和)  
 ・黄色線: Murotani et al. (2010) で示された  $S \propto M_0^{1/3}$  が成り立つと仮定した経験的関係 ( $1.8 \times 10^{20}$  Nm 以上の地震: すべり量の飽和)

Murotani et al. (2010) に一部加筆

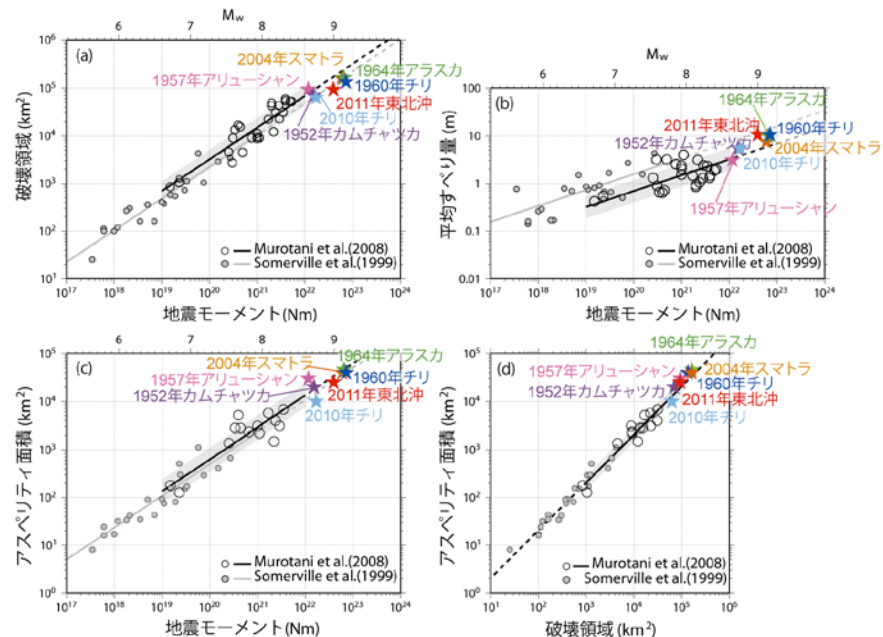


# スケーリング則・波源モデル

## スケーリング則<室谷ほか(2013)>

○世界各地のM9クラスの7つの巨大地震を対象として、アスペリティ面積の分析や、Murotani et al. (2008) に示したM7~8クラスのプレート境界地震に対するスケーリング則との比較を行った。

- 最大すべり量は、平均すべり量の2~4倍であった。
- 平均すべり量の1.5倍以上のすべりを持つ面積は全体の16~32%であった。
- 上記を「アスペリティ面積」と定義し、2011年東北地方太平洋沖地震を分析した結果、アスペリティ面積は断層面積の27%程度となった。
- M9クラスの地震に対しても、Murotani et al. (2008) に示したスケーリング則に概ね±σの範囲で一致することを示した。



第3図 Murotani et al. (2008)<sup>7)</sup>のスケーリングと本研究で扱ったM9クラスの地震との関係。(a)地震モーメントと破壊領域。(b)地震モーメントと平均すべり量。(c)地震モーメントとアスペリティ面積。(d)破壊領域とアスペリティ面積。

Fig.3 Scaling relationships between M8 and M9 earthquakes for plate boundaries. (a) Rupture area, (b) average slip, and (c) combined area of asperities with respect to the seismic moment, and (d) combined area of asperities and rupture area.

# スケーリング則・波源モデル

## 波源モデル<根本ほか(2009)>

○日本海東縁部を対象としたアスペリティを考慮した想定地震の津波波源モデルの検討を行い、以下の結果を得ている。

- ・日本海東縁部で発生した既往の3地震(1964年新潟地震・1983年日本海中部地震・1993年北海道南西沖地震)に対してインバージョン解析を実施し、既往津波の再現計算による検証を行った。
- ・上記モデルと、Somervilleほか(1999,2002)が示した地震動解析に基づく内陸地殻内地震及びプレート境界型地震で示された断層すべりの不均質性の特徴を比較した、アスペリティに関する統計的性質は整合的であった。
- ・以上に基づき、日本海東縁部における想定地震に関する合理的な津波波源モデルの構築方法として、以下を提案した。

>断層面を4分割する。

>1セグメントをアスペリティ領域とする。

>3セグメントを背景領域とする。

>すべり量は以下のとおり。

$$D_a = 2 \times D$$

$$D_b = 2/3 \times D$$

D : 平均すべり量

$D_a$  : アスペリティのすべり量

$D_b$  : 背景領域のすべり量

# スケーリング則・波源モデル

## スケーリング則・波源モデル<まとめ>

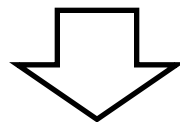
- (内陸地殻内地震・プレート境界型地震) 断層長さがある長さを超えると、すべり量は飽和する傾向にあり、断層面積 $S$ と地震モーメント $M_0$ の関係は地震モーメント $M_0$ の大きさにより回帰直線が3段階に折れ曲がるスケーリング関係となる (3-Stage model)。
- (内陸地殻内地震) 室谷ほか (2010) によれば最大地表変位量は、平均すべり量の2~3倍程度で10m程度で飽和する。
- (プレート境界型地震) 断層はアスペリティを持ち、最大すべり量は平均すべり量の2~4倍程度、アスペリティ面積は16~32%程度である。
- (日本海東縁部) 根本ほか (2009) により、日本海東縁部を対象としたアスペリティを考慮した想定地震の合理的な津波波源モデルが提案されている (アスペリティ面積25%程度、アスペリティのすべり量は平均すべり量の2倍)。



# 当サイトにおける波源モデル

土木学会 (2002) : 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波

- ハーバードCMT解より, 1976年~2000年に発生したMw5.0以上, 深さ60km以下の地震を抽出した。
- 既往津波の痕跡高を説明できる波源モデル (L=65~146.5km) と武村 (1998) の関係と比較した。
- 日本海東縁部における既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルの断層幅, 傾斜角及び傾斜方向を整理した。
- ハーバードCMT解より得た走向と等水深線の走向の関係を整理した。
- ハーバードCMT解より, すべり角を整理した。



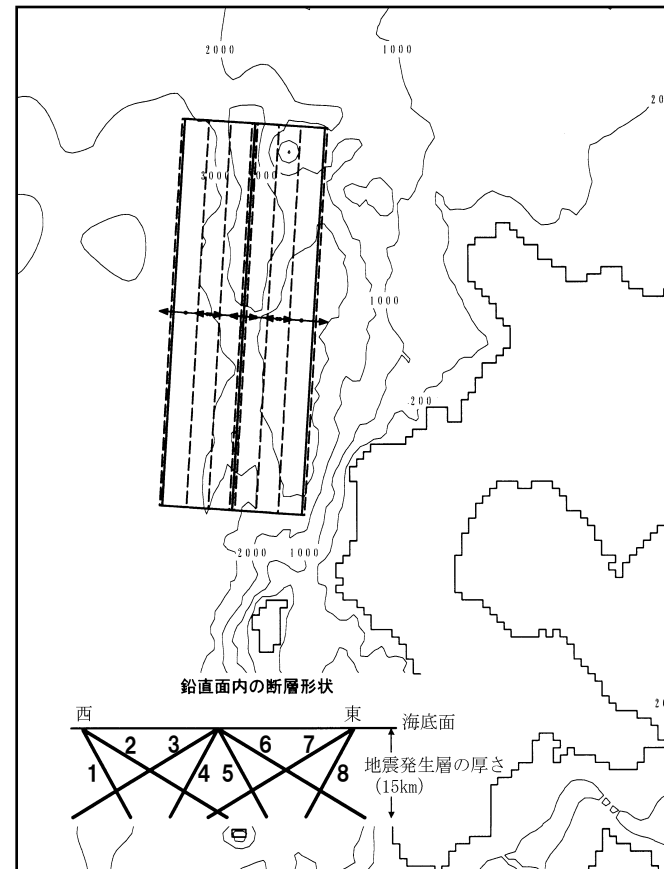
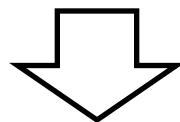
- モデル化は以下のとおり。
  - ・想定最大Mwは既往最大津波の痕跡高を説明できる断層モデルのMw (7.8) と同等以上とする。
  - ・断層長さLは土木学会の津波評価手法による以下の関係式を適用する。
$$\log L \text{ (km)} = 0.75Mw - 3.77$$
  - ・走向は海底地形の走向に基づき設定する。
  - ・傾斜角は30° ~60° 程度とする。
  - ・地震発生層の厚さは安全側評価として15kmとする。
  - ・すべり角は90° とする。

## 申請における波源モデル

○既往最大 $M_w=7.84$ を上回る値として、 $M_w=7.85$ を与えた。

## [基準断層モデル諸元]

断層パラメータ	日本海東縁部	備考
モーメントマグニチュード $M_w$	7.85	1993年北海道南西沖地震の津波を再現するモデルの $M_w$ (7.84)を下回らないように設定。
断層長さ L	131.1km	武村(1998)に基づくスケールング則により設定。
断層幅 W	30, 17.3km	地震発生層の厚さ(15km)と傾斜角により設定。
すべり量 D	5.45, 9.45m	$M_w$ , L, Wにより設定。
断層面上縁深さ d	0km	
走向 $\theta$	3, 183°	海底地形の特徴により西傾斜と東傾斜の2通りを設定。
傾斜角 $\delta$	30, 60°	
すべり角 $\lambda$	90°	



基準とする波源位置及びパターン

○ $M_w=7.85$ とすると、平均すべり量が5.45m~9.45m。  
 ○室谷ほか(2010)における最大地表変位量が飽和する値10mとほぼ同等の値を平均すべり量として与えている。

# 当サイトにおける波源モデル

## 連動を考慮した波源モデル

○連動評価としては、地質構造、地震観測結果等の検討から得られた約192kmを包絡する200kmの範囲について、以下の条件にて検討を行う。

- > 日本海東縁部を対象とした根本ほか (2009) のアスペリティモデルにより検討する。
- > 断層面積 $S$ は、少なくとも $4.62 \times 10^3$  (km<sup>2</sup>) であり、P.19を参照すると、 $S > 1.8 \times 10^3$  (km<sup>2</sup>) であることから、Murotani et al. (2010) によるスケーリングを適用すると、 $\mu = 3.5 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) と仮定した場合、平均すべり量 $D_1$ は、  

$$D_1 = M_0 / (\mu \cdot S) = 2.86\text{m程度}$$
 であり、最大 $D_{\max} = 3D_1$ としても8.6m程度 (4 $D_1$ としても11.4m程度)。
- > これは、申請における検討の平均すべり量 $D_2 = 9.45\text{m}$ よりも小さいことから、アスペリティに与える最大すべり量は、Murotani et al. (2010) における飽和最大すべり量約10m及び北海道南西沖地震を再現する波源モデルの最大すべり量12mを考慮して、安全側検討として、アスペリティのすべり量 (最大すべり量)  $D_a = 12\text{m}$ 、背景領域のすべり量 $D_b = 4\text{m}$ とする。
- > 地震発生層の厚さは根本ほか (2009) に基づき20km。
- > 断層上縁深さは根本ほか (2009) に基づき1km。
- > 傾斜方向・傾斜角は、西傾斜かつ30° 及び60° の4パターン。

### [ 基準断層モデル諸元 ]

断層パラメータ	日本海東縁部	備考
モーメントマグニチュード <sup>*</sup> $M_w$	8.08, 7.92	
断層長さ $L$	200km	地質構造、地震観測記録より設定。
断層幅 $W$	40, 23.1km	地震発生層の厚さ (20km) と傾斜角により設定。
すべり量 $D$	$D_a = 12\text{m}$ , $D_b = 4\text{m}$	$D_b$ : 根本 (2009) より設定。
断層面上縁深さ $d$	1km	根本 (2009) より設定。
走向 $\theta$	183°	海底地形の特徴により西傾斜を設定。
傾斜角 $\delta$	30, 60°	
すべり角 $\lambda$	90°	

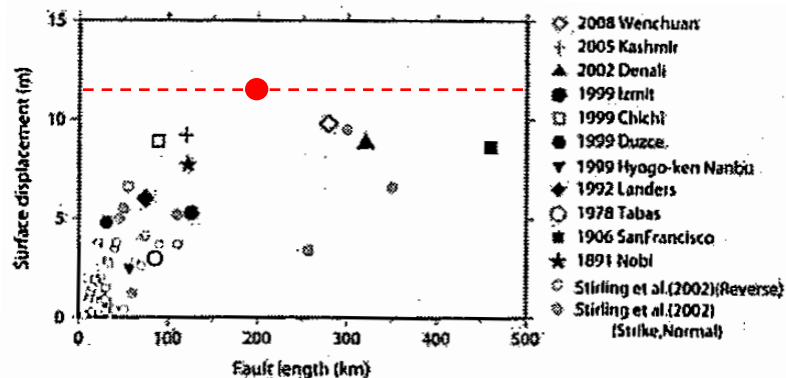
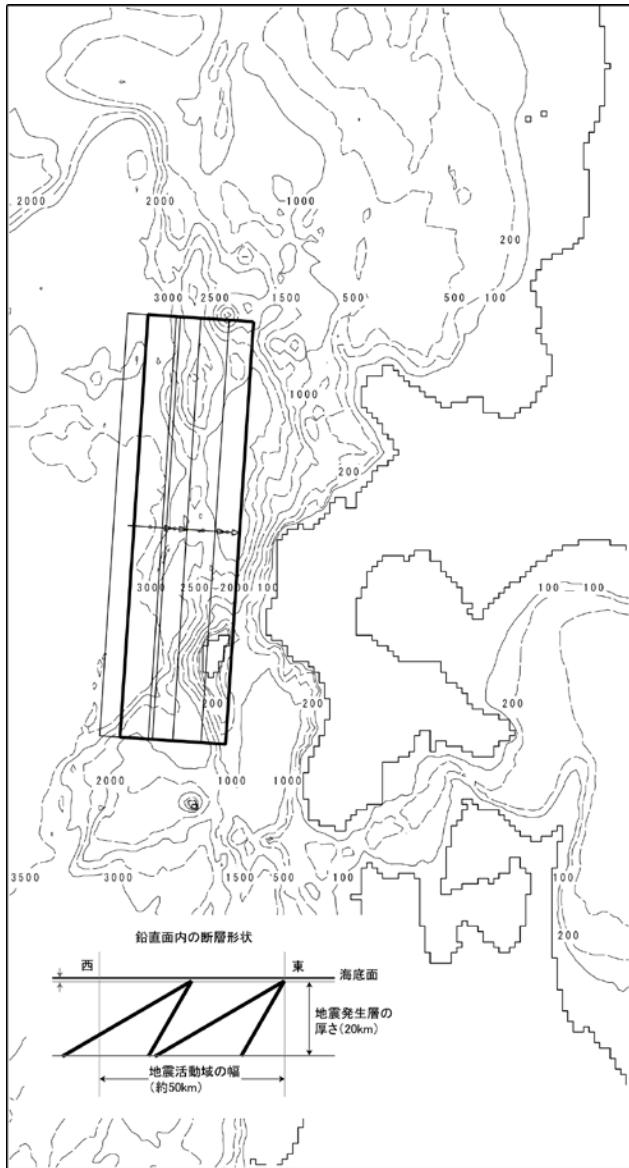


図2 断層長さと最大地表変位量との比較

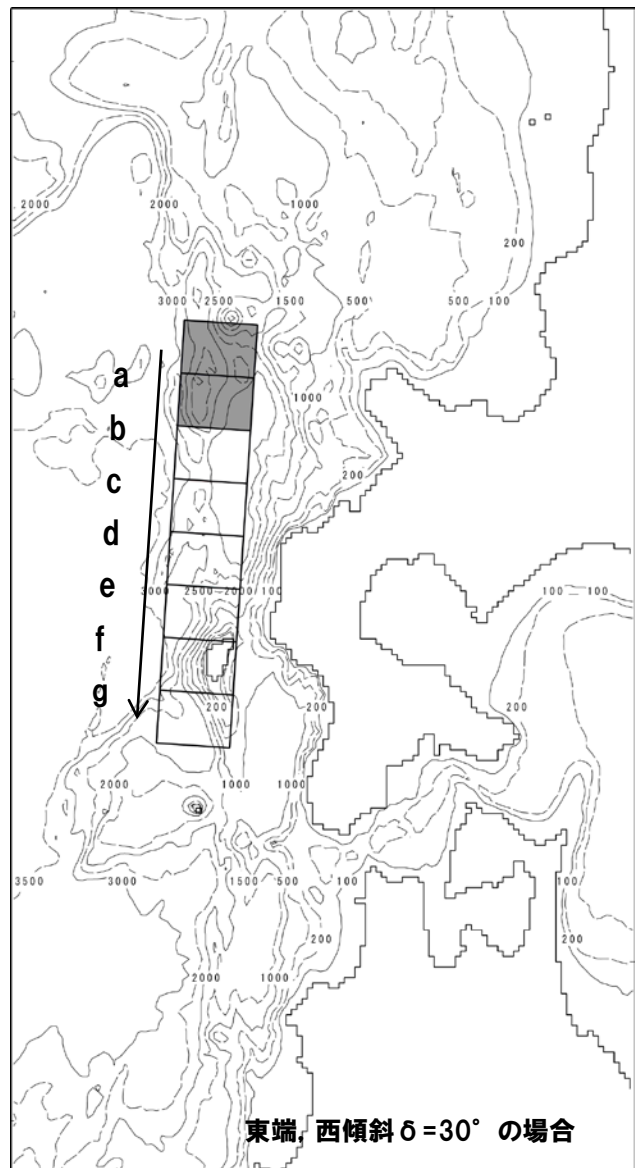
室谷他 (2010) に一部加筆



# 当サイトにおける波源モデル



基準とする波源位置及びパターン



アスペリティ位置図

# 当サイトにおける波源モデル

## パラメータスタディと数値シミュレーション結果

[パラメータスタディ]

○アスペリティ位置と西傾斜を組合せた28ケースの数値シミュレーションを実施。

パラメータスタディ

パラメータ項目	パラメータ変動範囲	ケース数	
アスペリティ位置	L/8 (25km) ずつ移動	7	計 28
西傾斜	4パターン	4	

数値シミュレーション結果一覧

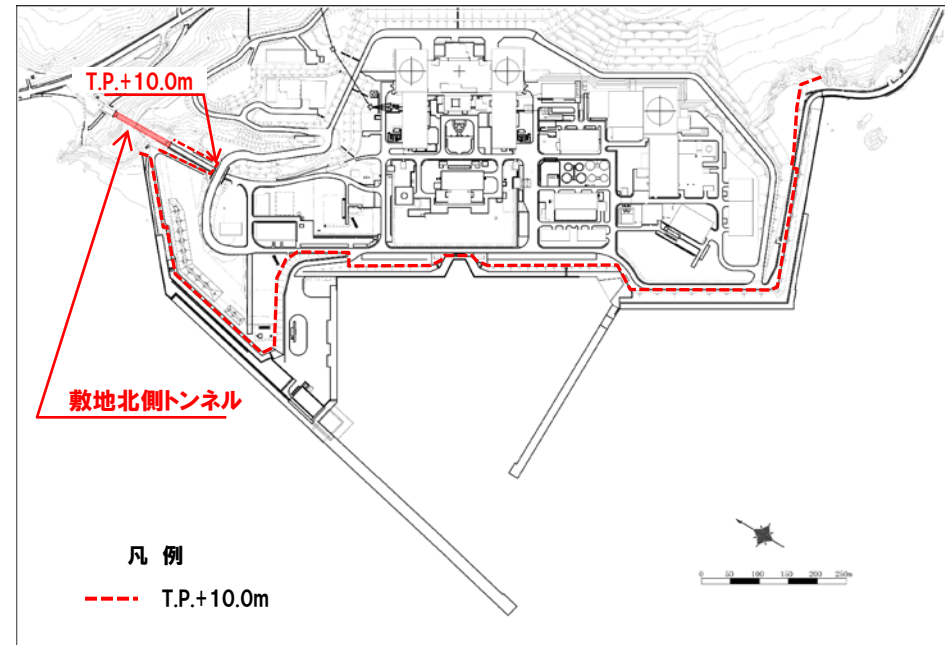
区分	計算値	断層パラメータの概要	申請における計算値	差
敷地前面 最大水位上昇量	7.46m	東西方向東端, 西傾斜 ( $\delta = 30^\circ$ ) の W=40.0km, アスペリティ位置a	6.95m	+0.51m
3号炉取水口 最大水位上昇量	6.20m	東西方向東端, 西傾斜 ( $\delta = 30^\circ$ ) の W=40.0km, アスペリティ位置e	4.83m	+1.37m
3号炉取水口 最大水位下降量	7.25m	東西方向東端, 西傾斜 ( $\delta = 30^\circ$ ) の W=40.0km, アスペリティ位置a	5.79m	+1.46m
1号及び2号炉取水口 最大水位上昇量	6.20m	東西方向東端, 西傾斜 ( $\delta = 30^\circ$ ) の W=40.0km, アスペリティ位置e	4.71m	+1.49m
1号及び2号炉取水口 最大水位下降量	7.14m	東西方向東端, 西傾斜 ( $\delta = 30^\circ$ ) の W=40.0km, アスペリティ位置a	5.71m	+1.43m



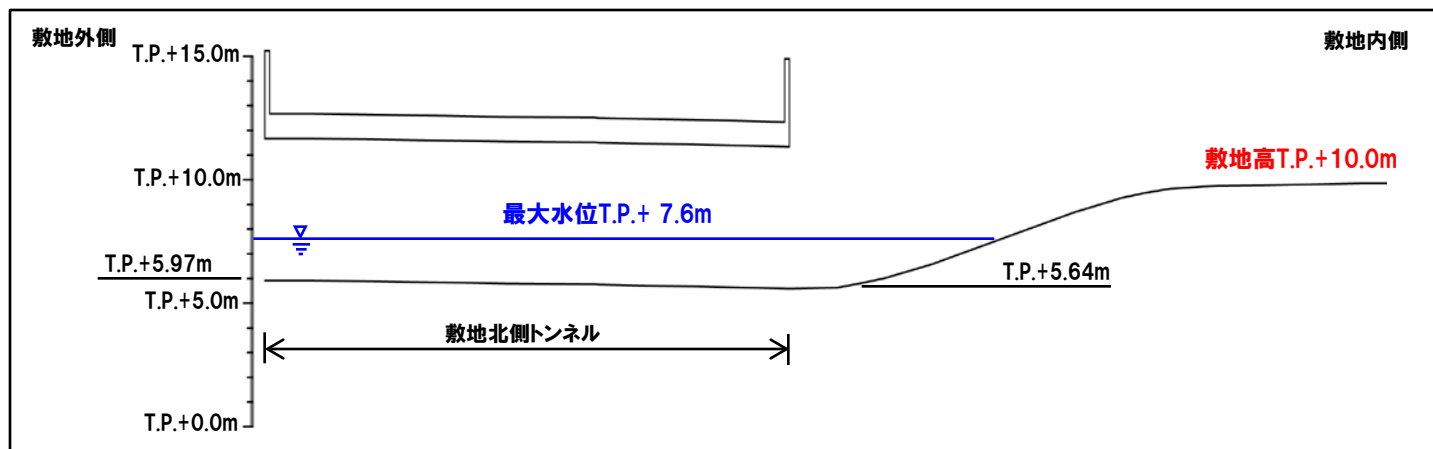


## 敷地北側トンネルにおける最大水位

- トンネル出口（敷地外側）の最大水位は朔望平均満潮位T.P.+0.26mを考慮するとT.P.+7.6m。
- 敷地の形状は、トンネル入口部（敷地内側）から敷地内にかけてT.P.+10.0m。
- よって、主要施設が設置されているT.P.+10.0mへ津波の流入はない。



トンネル位置図



トンネル縦断面図

## 参考文献

- (1) 岡村行信・倉本真一・佐藤幹夫, 1998, 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係. 地質調査所月報, 49, 1-18.
- (2) 岡村行信, 2010, 日本海東縁の地質構造と震源断層の関係. 地質学雑誌, 116, 582-591.
- (3) 岡村行信・加藤幸弘, 2002, 海域の変動地形及び活断層. 日本海東縁の活断層とテクトニクス, 東京大学出版社, 47-69.
- (4) 海上保安庁水路部, 2001, 日本海東縁部の海底地形と地下構造. 地震予知連絡会会報, 66, 100-104.
- (5) 野徹雄・小平秀一, 2013, 日本海東縁地震発生帯と地下構造の関係. 地震予知連絡会会報, 90, 521-523.
- (6) 滝上豊, 兼岡一郎, 酒井均, 藤岡換太郎, 1985, KH84-3 北海道松前海台ドレッジ試料の  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  年代. 火山, 第2集 30(4), 297.
- (7) 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・除垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎, 2001, 日本周辺海域の中新世末期以降の地質構造発達史, 海洋調査技術, 13, 1, 別添CD-ROM.
- (8) 岡村行信, 2013, 日本海の地形・地質調査から分かる活断層. 地震予知連絡会会報, 90, 530-536.
- (9) 日野亮太・金沢敏彦・末広潔・佐藤利典・島村英紀, 1994, 海底地震計群列による1993年北海道南西沖地震の余震分布. 月間海洋特集号「北海道南西沖地震と津波」, 35-42.
- (10) 青柳恭平・阿部信太郎・田中寛好, 井上大栄, 2000, 詳細な海底地殻変動解析による津波波源域評価手法の提案—1993年北海道南西沖地震震源域の地殻変動—. 電力中央研究所, U99077, 1-18.
- (11) 北海道大学理学部, 1994, 1993年北海道南西沖地震の余震活動. 地震予知連絡会会報, 51, 12-20.
- (12) Tanioka, Y., Satake, K., and Ruff, L., 1995, Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data. Geophys. Res. Lett., 22, 9-12.
- (13) 久家慶子・菊池正幸・Jiajun Zhang, 1994, 遠地実体波・表面波で見る北海道南西沖地震(1993年7月12日)の複雑な震源過程. 月間海洋特集号「北海道南西沖地震と津波」, 21-28.
- (14) 気象庁 地震カタログ, 2011, 地震年報.
- (15) Satake, K., 1986, Re-examination of the 1940 Shakotan-Oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. Phys. earth Planet Inter., 43, 137-147.
- (16) Sato, T., 1985, Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms. J. Phys. Earth, 33, 525-557.
- (17) 海上保安庁水路部, 1980, 100万分の1海底地形図「北海道」.
- (18) 海上保安庁水路部, 1980, 100万分の1海底地形図「東北日本」.
- (19) 工業技術院地質調査所, 1979, 100万分の1海洋地質図「北海道周辺日本海及びオホーツク海域広域海底地質図」.
- (20) 工業技術院地質調査所, 1981, 100万分の1海洋地質図「日本海中部海域広域海底地質図」.
- (21) 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.

## 参考文献

- (22) 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2, 51, 211-228.
- (23) 室谷智子・松島信一・吾妻崇・入倉孝次郎・北川貞之, 2010, 内陸の長大断層に関するスケーリング則の検討, 日本地震学会秋季大会予稿集, B12-02.
- (24) Murotani,S., S.Matsushima, T.Azuma, K.Irikura, S.Kitagawa, 2010, Scaling Relations of Earthquakes on Inland Active Mega-Fault Systems, AGU 2010 Fall Meeting, S51A-1911.
- (25) Irikura,K., H.Miyake, T.Iwata, K.Kamae, H.Kawabe, L.A.Dalguer, 2004, Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, No.1371 (CD-ROM) .
- (26) 室谷智子・佐竹健治・藤井雄士郎, 2013, M9クラス巨大地震のすべり量分布とスケーリング, 地震予知連絡会会報, 89, 450-452.
- (27) Murotani.S, H.Miyake, K.Koketsu, 2008, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth Planets Space, 60, 987-991.
- (28) 根本信・高瀬嗣郎・長谷部大輔・横田崇, 2009, 日本海におけるアスペリティを考慮した津波波源モデルの検討, 土木学会論文集, Vol.B2-65, No,1, 2009, 346-350.
- (29) Somerville,P.G., K.Irikura, R.Graves, S.Sawada, D.Wald, N.Abrahamson, Y.Iwasaki, T.Kagawa, N.Smith, A.Kowada, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
- (30) Somerville,P.G., 佐藤俊明, 石井透, N.Collins, 壇一男, 藤原広之, 2002, 強震動予測のためのプレート沈み込み帯沿い地震の不均質性すべりモデルの特性抽出, 日本地震工学シンポジウム論文集, 11, 163-166.