

#### 4) 1766年明和津軽地震の震源断層モデルに関する検討

##### a) はじめに

明和津軽地震は、明和3年正月28日（1766年3月8日）午後8時頃に発生した。現在の青森県黒石市、青森市西南端部と弘前市の東南部を中心に被害が生じたとされる<sup>53)</sup>。津軽山地西縁断層帯の一部が活動したM7程度の浅い大地震と考えられてきた。弘前藩によって詳細な地震の記録が残されており、弘前藩内の村々の組ごとの被害から、震度分布が求められている<sup>53)</sup>。

地震調査研究推進本部では、津軽山地西縁断層帯を以下のように長期評価している<sup>54)</sup>。津軽山地と津軽平野の境界に位置する東側隆起の断層帯で、南津軽郡浪岡（なみおか）町付近で左雁行配列を示し、5 km以上の隔たりがあることから、北部と南部の2つに大別される。両者はそれぞれ別の起震断層を構成しているとみなし<sup>55)</sup>、ここでは、前者（北側）を津軽山地西縁断層帯北部、後者を津軽山地西縁断層帯南部とし、それぞれについて評価している。活動区間は北部と南部、それぞれ1区間で、活断層長及び活動した場合の地震の規模は、北部が約16 km、M6.8～7.3、南部が約23 km、M7.1～7.3と評価されている。また、1766年明和津軽地震との関係としては、北部のみ、南部のみ、あるいは両者が活動した可能性がある、とされている。

本プロジェクトのサブサブテーマ2.3では令和2年度に、沿岸海域および海陸統合地殻構造調査として津軽半島を横断する地殻構造調査が実施され、津軽山地西縁断層帯の震源断層に関する知見を得た。本項ではその情報を基にサブサブテーマ2.5で設定された震源断層モデルを用いて、3)と同じく、明和津軽地震の被害を再現するような震源断層モデルの検討を行った。なお津軽平野の深部地下構造モデルについては、本稿1)堆積平野地盤構造モデルの改訂で詳述している。

##### b) 浅部・深部地盤構造モデル

深部地盤構造モデルについては、1894年庄内地震の震度評価と同様に、国立研究開発法人防災科学技術研究所が提供している地震ハザードステーション（J-SHIS）の深部地盤モデル最新版（J-SHIS V2モデル）に、本プロジェクトで平成30年度及び31年度（令和元年度）に実施した、微動アレイ観測によって得られた位相速度情報、単点微動観測によって得られたH/Vスペクトルを利用してモデルの高度化を実施した。得られた結果について、令和2年度津軽測線で得られているP波トモグラフィー解析による速度構造断面との比較を実施した。詳細は本稿1)の堆積平野地盤構造モデルの改訂を参照していただきたい。

浅部地盤構造モデルについては、微地形区分に基づく震度増分を付加することとした。対象地域の $V_{s30}$ （AVS30）を図83に示す。津軽平野、青森平野や海岸部に沿ってAVS30が小さい領域が広がっている一方、津軽山地では、AVS30が大きい値を示していることがわかる。

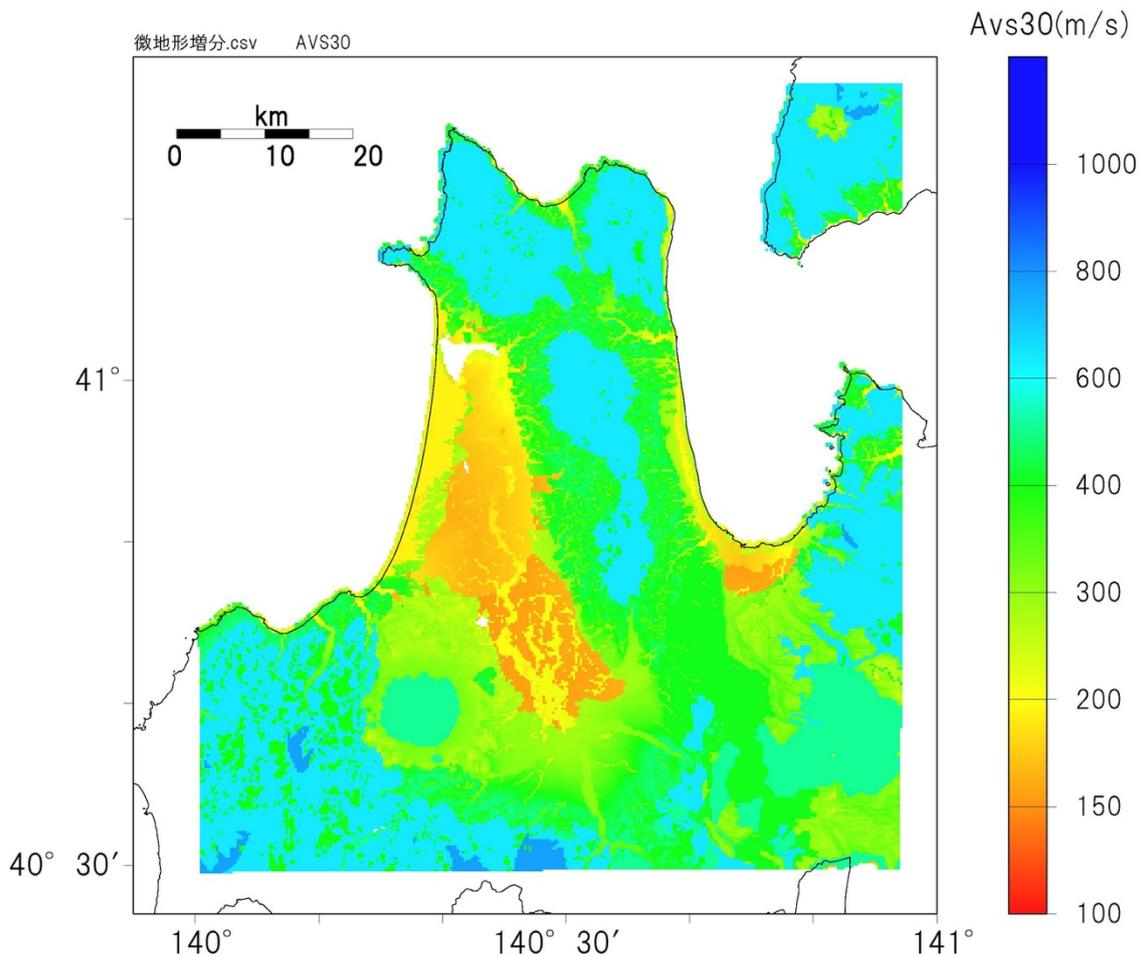


図 83 微地形区分に基づく AVS30 の分布

### c) 震源断層モデル

本プロジェクトで実施された津軽平野での探査結果を基に、本プロジェクトサブサブテーマ 2.5 で 1766 年明和津軽地震の震源断層モデルが設定された。ここでは探査結果に加え、構造地質の観点から、3 セグメント（南より TR02a,b,c）から構成される震源断層モデルが設定されている。強震動計算には、津軽半島北端の今別での大被害を含む被害分布を踏まえて、提案された 3 セグメント震源断層モデルに対して、南の 1 セグメントのみ（TR02a）、南と中央の 2 セグメント（TR02a+b）、3 セグメント全部（TR02a+b+c）が破壊する 3 つのモデルを考え、2 セグメント及び 3 セグメントモデルでは破壊開始点を 2 通り設定して、合計 5 ケースの震源断層モデルを設定した。アスペリティサイズ、位置等については、地震本部で実施されている、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」の方法<sup>19)</sup>による標準的な震源断層モデルパラメータを与えたモデルを構築することとした。

庄内地震のときと同様、震源断層面上の強い揺れを生成する、「強震動生成領域」（あるいはアスペリティ）の個数や位置設定は当然任意性があるが、位置については、ここでも被害分布<sup>53)</sup>から推定されている高震度領域を参考に設定した。逆断層タイプの地震の平均特性に基づいて、アスペリティの最下端から破壊が開始するものとした。

断層面上のすべり角（すべり方向）は以下の一覧表に示すように本地域の応力場と震源断層面形状から設定したが、庄内地震の場合と同様、小断層でのすべり角には標準偏差 20 度の正規分布による揺らぎを与えた。各震源断層モデルのモデルパラメータを表 10～12 に、断層面上での強震動生成域（アスペリティ）位置や破壊開始点については図 84 に示す。3つのモデルの地震規模（マグニチュード及びモーメントマグニチュード）は表 10～12 パラメータ表中にもあるが、表 13 にとりまとめた。また、図 85 に TR02a+b+c の地表投影図に被害分布<sup>53)</sup>を重ね描いたものを示す。

表 10 TR02a の震源断層モデルパラメータ

巨視的震源パラメータ		設定方法	TR02a	TR02b	TR02c
断層長さ $L$ [km]			22.4		
マグニチュード $M$		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	22.4		
走向 $\theta$ [°]			199		
傾斜角 $\delta$ [°]			45		
すべり角 $\lambda$ [°]			51		
断層モデル上端深さ [km]			3		
断層モデル深さ下限 [km]			15		
断層幅 $W$ [km]			17		
断層面積 $S$ [km <sup>2</sup> ]		TR02a, TR02bの重複部分を削除	380		
地震モーメント $M_0$ [Nm]		$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^7$ (入倉・三宅(2001))	8.04E+18		
モーメントマグニチュード $M_w$		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.5		
断層モデル幅 $W_{model}$ [km]			18		
断層モデル長さ $L_{model}$ [km]			22		
断層モデル面積 $S_{model}$ [km <sup>2</sup> ]		TR02a, TR02bの重複部分を削除	396		
S波速度 $\beta$ [km/s]		地殻内の平均値	3.4		
密度 $\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]		地殻内の平均値	2.70E+03		
剛性率 $\mu$ [N/m <sup>2</sup> ]		地殻内の平均値	3.12E+10		
静的応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3)$ , $R = (S_{model} / \pi)^{1/2}$	2.5		
平均すべり量 $D_{model}$ [m]		$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	0.7		
セグメント地震モーメント $M_{0\ seg}$ [Nm]		セグメント面積の1.5乗に比例して配分	8.04E+18		
セグメント平均すべり量 $D_{model\ seg}$ [m]		$D_{model\ seg} = M_{0\ seg} / (\mu \cdot S_{model\ seg})$	0.7		
短周期レベル $A$ [Nm/s <sup>2</sup> ]		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.06E+19		
微視的震源パラメータ		設定方法	TR02a	TR02b	TR02c
ア ス ベ リ テ イ	面積 $S_a$ [km <sup>2</sup> ]	$S_a = \pi r^2$ , $r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	58.1		
	面積 $S_{a\ seg}$ [km <sup>2</sup> ]	セグメント面積に比例して配分	58.1		
	平均すべり量 $D_{a\ seg}$ [m]	$D_{a\ seg} = \gamma_D \cdot D_{model}$ , $\gamma_D = 2.0$	1.3		
	実効応力 $\sigma_a$ [MPa]	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	17.0		
テ ス 第 1 リ ア	地震モーメント $M_{0a\ seg}$ [Nm]	$M_{0a\ seg} = \mu \cdot D_{a\ seg} \cdot S_{a\ seg}$	2.36E+18		
	面積 $S_{a1\ seg}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_{a1\ seg} = S_{a\ seg} \cdot (2/3)$ または $S_{a1\ seg} = S_{a\ seg}$	58.1		
	平均すべり量 $D_{a1\ seg}$ [m]	$D_{a1\ seg} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a\ seg}$ または $D_{a1\ seg} = D_{a\ seg}$	1.3		
テ ス 第 2 リ ア	地震モーメント $M_{0a1\ seg}$ [Nm]	$M_{0a1\ seg} = \mu \cdot D_{a1\ seg} \cdot S_{a1\ seg}$	2.36E+18		
	面積 $S_{a2\ seg}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_{a2\ seg} = S_a \cdot (1/3)$ または「なし」	-		
	平均すべり量 $D_{a2\ seg}$ [m]	$D_{a2\ seg} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a\ seg}$ または「なし」	-		
背 景 領 域	地震モーメント $M_{0a2\ seg}$ [Nm]	$M_{0a2\ seg} = \mu \cdot D_{a2\ seg} \cdot S_{a2\ seg}$ または「なし」	-		
	面積 $S_{b\ seg}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_b = S_{model} - S_a$	337.9		
	実効応力 $\sigma_{b\ seg}$ [MPa]	TR02a, TR02b: $\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a$ TR02c: $\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	3.1		
	平均すべり量 $D_{b\ seg}$ [m]	$D_{b\ seg} = M_{0b\ seg} / (\mu \cdot S_{b\ seg})$	0.5		
地震モーメント $M_{0b\ seg}$ [Nm]		$M_{0b\ seg} = M_{0\ seg} - M_{0a\ seg}$	5.68E+18		

表 11 TR02a+b の震源断層モデルパラメータ

巨視的震源パラメータ		設定方法	TR02a	TR02b	TR02c
断層長さ $L$ [km]			22.4	14.9	
マグニチュード $M$		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	37.3		
走向 $\theta$ [°]			199	158	
傾斜角 $\delta$ [°]			45	45	
すべり角 $\lambda$ [°]			51	78	
断層モデル上端深さ [km]			3	3	
断層モデル深さ下限 [km]			15	15	
断層幅 $W$ [km]			17	17	
断層面積 $S$ [km <sup>2</sup> ]		TR02a, TR02bの重複部分を削除	311	218	
地震モーメント $M_0$ [Nm]		$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^7$ (入倉・三宅(2001))	1.56E+19		
モーメントマグニチュード $M_w$		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.7		
断層モデル幅 $W_{\text{model}}$ [km]			18	18	
断層モデル長さ $L_{\text{model}}$ [km]			22	14	
断層モデル面積 $S_{\text{model}}$ [km <sup>2</sup> ]		TR02a, TR02bの重複部分を削除	328	204	
S波速度 $\beta$ [km/s]		地殻内の平均値	3.4		
密度 $\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]		地殻内の平均値	2.70E+03		
剛性率 $\mu$ [N/m <sup>2</sup> ]		地殻内の平均値	3.12E+10		
静的応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3)$ , $R = (S_{\text{model}} / \pi)^{1/2}$	3.1		
平均すべり量 $D_{\text{model}}$ [m]		$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	0.9		
セグメント地震モーメント $M_{0\text{seg}}$ [Nm]		セグメント面積の1.5乗に比例して配分	1.04E+19	5.12E+18	
セグメント平均すべり量 $D_{\text{model seg}}$ [m]		$D_{\text{model seg}} = M_{0\text{seg}} / (\mu \cdot S_{\text{model seg}})$	1.0	0.8	
短周期レベル $A$ [Nm/s <sup>2</sup> ]		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.32E+19		
微視的震源パラメータ		設定方法	TR02a	TR02b	TR02c
ア ス ベ リ テ イ	面積 $S_a$ [km <sup>2</sup> ]	$S_a = \pi r^2$ , $r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	105.7		
	面積 $S_{a\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	セグメント面積に比例して配分	65.2	40.5	
	平均すべり量 $D_{a\text{seg}}$ [m]	$D_{a\text{seg}} = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}$ , $\gamma_D = 2.0$	2.0	1.6	
	実効応力 $\sigma_a$ [MPa]	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.6		
	地震モーメント $M_{0a\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0a\text{seg}} = \mu \cdot D_{a\text{seg}} \cdot S_{a\text{seg}}$	4.07E+18	2.02E+18	
テ ス テ イ リ ア	面積 $S_{a1\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_{a1\text{seg}} = S_a \text{seg} \cdot (2/3)$ または $S_{a1\text{seg}} = S_a \text{seg}$	65.2	40.5	
	平均すべり量 $D_{a1\text{seg}}$ [m]	$D_{a1\text{seg}} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a\text{seg}}$ または $D_{a1\text{seg}} = D_{a\text{seg}}$	2.0	1.6	
	地震モーメント $M_{0a1\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0a1\text{seg}} = \mu \cdot D_{a1\text{seg}} \cdot S_{a1\text{seg}}$	4.07E+18	2.02E+18	
テ ス テ イ リ ア	面積 $S_{a2\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_{a2\text{seg}} = S_a \cdot (1/3)$ または 「なし」	-	-	
	平均すべり量 $D_{a2\text{seg}}$ [m]	$D_{a2\text{seg}} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a\text{seg}}$ または 「なし」	-	-	
	地震モーメント $M_{0a2\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0a2\text{seg}} = \mu \cdot D_{a2\text{seg}} \cdot S_{a2\text{seg}}$ または 「なし」	-	-	
背 景 領 域	面積 $S_{b\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	262.8	163.5	
	実効応力 $\sigma_{b\text{seg}}$ [MPa]	TR02a, TR02b: $\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a$ TR02c: $\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.7	2.6	
	平均すべり量 $D_{b\text{seg}}$ [m]	$D_{b\text{seg}} = M_{0b\text{seg}} / (\mu \cdot S_{b\text{seg}})$	0.8	0.6	
	地震モーメント $M_{0b\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0b\text{seg}} = M_{0\text{seg}} - M_{0a\text{seg}}$	6.38E+18	3.10E+18	

表 12 TR02a+b+c の震源断層モデルパラメータ

巨視的震源パラメータ		設定方法	TR02a	TR02b	TR02c
断層長さ $L$ [km]			22.4	14.9	23.7
マグニチュード $M$		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	61.0		
走向 $\theta$ [°]			199	158	153
傾斜角 $\delta$ [°]			45	45	45
すべり角 $\lambda$ [°]			51	78	100
断層モデル上端深さ [km]			3	3	3
断層モデル深さ下限 [km]			15	15	15
断層幅 $W$ [km]			17	17	17
断層面積 $S$ [km <sup>2</sup> ]		TR02a, TR02bの重複部分を削除	311	218	402
地震モーメント $M_0$ [Nm]		$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$ (入倉・三宅(2001))	4.82E+19		
モーメントマグニチュード $M_w$		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.1		
断層モデル幅 $W_{\text{model}}$ [km]			18	18	18
断層モデル長さ $L_{\text{model}}$ [km]			24	14	24
断層モデル面積 $S_{\text{model}}$ [km <sup>2</sup> ]		TR02a, TR02bの重複部分を削除	364	204	432
静的応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3), R = (S_{\text{model}} / \pi)^{1/2}$	3.7		
平均すべり量 $D_{\text{model}}$ [m]		$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	1.5		
セグメント地震モーメント $M_{0\text{seg}}$ [Nm]		セグメント面積の1.5乗に比例して配分	1.78E+19	7.46E+18	2.30E+19
セグメント平均すべり量 $D_{\text{model seg}}$ [m]		$D_{\text{model seg}} = M_{0\text{seg}} / (\mu \cdot S_{\text{model seg}})$	1.6	1.2	1.7
短周期レベル $A$ [Nm/s <sup>2</sup> ]		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.93E+19		
微視的震源パラメータ		設定方法	TR02a	TR02b	TR02c
ア ス ペ リ テ イ	面積 $S_a$ [km <sup>2</sup> ]	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	248.8		
	面積 $S_{a\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	セグメント面積に比例して配分	90.6	50.8	107.5
	平均すべり量 $D_{a\text{seg}}$ [m]	$D_{a\text{seg}} = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	3.1	2.3	3.4
	実効応力 $\sigma_a$ [MPa]	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.0		
	地震モーメント $M_{0a\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0a\text{seg}} = \mu \cdot D_{a\text{seg}} \cdot S_{a\text{seg}}$	8.76E+18	3.64E+18	1.14E+19
ペ 第 1 テ ア イ ス	面積 $S_{a1\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_{a1\text{seg}} = S_{a\text{seg}} \cdot (2/3)$ または $S_{a1\text{seg}} = S_{a\text{seg}}$	90.6	50.8	71.7
	平均すべり量 $D_{a1\text{seg}}$ [m]	$D_{a1\text{seg}} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a\text{seg}}$ または $D_{a1\text{seg}} = D_{a\text{seg}}$	3.1	2.3	3.8
	地震モーメント $M_{0a1\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0a1\text{seg}} = \mu \cdot D_{a1\text{seg}} \cdot S_{a1\text{seg}}$	8.76E+18	3.64E+18	8.43E+18
ペ 第 2 テ ア イ ス	面積 $S_{a2\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_{a2\text{seg}} = S_a \cdot (1/3)$ または 「なし」	-	-	35.8
	平均すべり量 $D_{a2\text{seg}}$ [m]	$D_{a2\text{seg}} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a\text{seg}}$ または 「なし」			2.7
	地震モーメント $M_{0a2\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0a2\text{seg}} = \mu \cdot D_{a2\text{seg}} \cdot S_{a2\text{seg}}$ または 「なし」			2.98E+18
背 景 領 域	面積 $S_{b\text{seg}}$ [km <sup>2</sup> ]	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	273.4	153.2	324.5
	実効応力 $\sigma_{b\text{seg}}$ [MPa]	TR02a, TR02b: $\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a$ TR02c: $\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.3	2.3	2.1
	平均すべり量 $D_{b\text{seg}}$ [m]	$D_{b\text{seg}} = M_{0b\text{seg}} / (\mu \cdot S_{b\text{seg}})$	1.1	0.8	1.1
	地震モーメント $M_{0b\text{seg}}$ [Nm]	$M_{0b\text{seg}} = M_{0\text{seg}} - M_{0a\text{seg}}$	9.02E+18	3.82E+18	1.16E+19

表 13 各震源断層モデルのマグニチュードとモーメントマグニチュード

モデル	TR02a	TR02a+b	TR02a+b+c
マグニチュード	7.1	7.5	7.8
モーメント・マグニ チュード( $M_w$ )	6.5	6.7	7.1

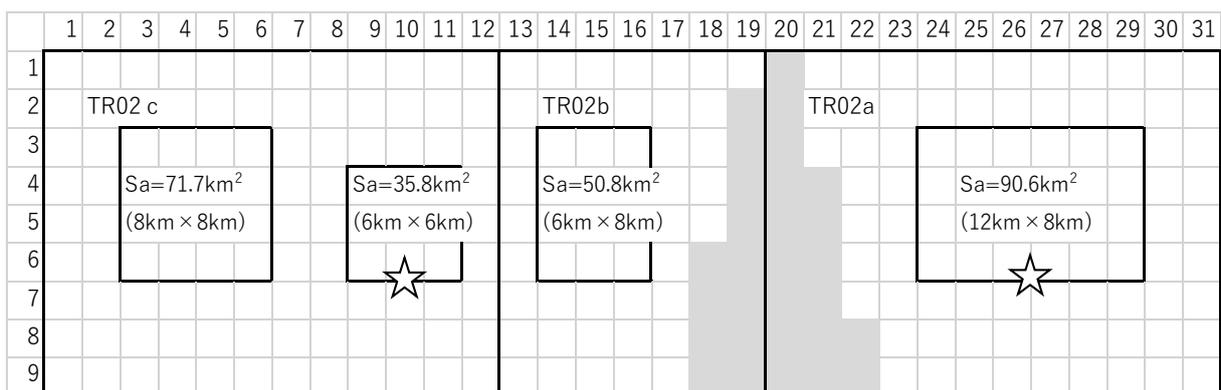
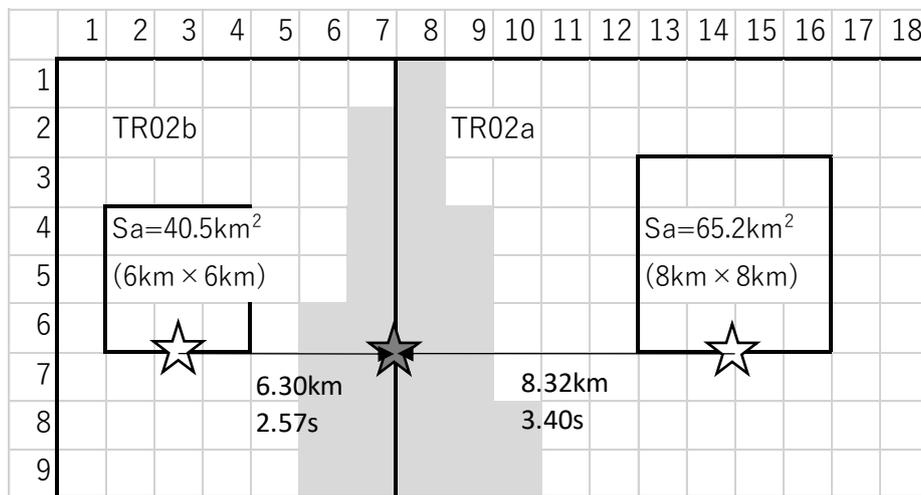
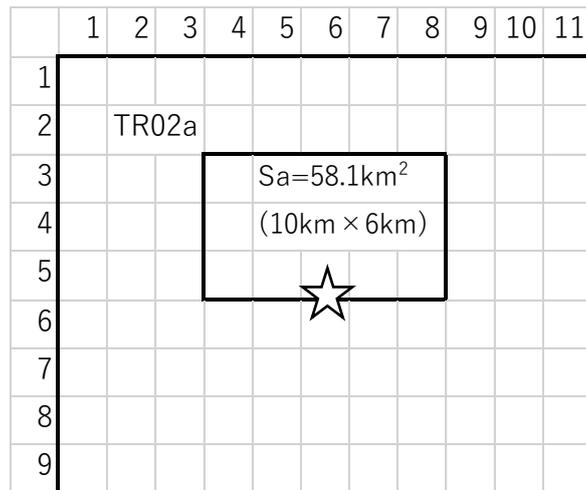


図 84 設定した震源断層モデル。(上) TR02a、(中) TR02a+b、(下) TR02a+b+c。

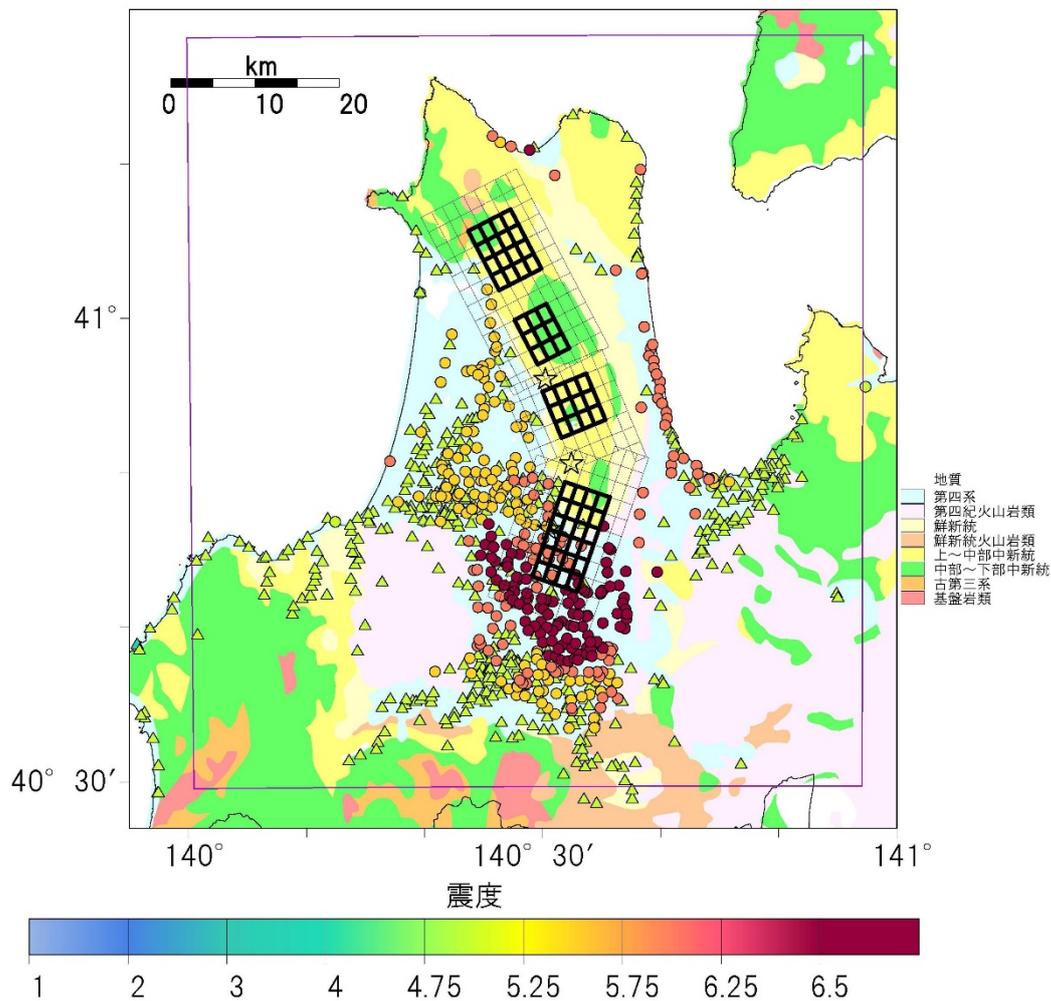


図 85 震源断層モデルと 1766 年明和津軽地震の震度分布<sup>53)</sup>。△は表示されている震度以上であることを示している。背景の地質図は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2003)<sup>10)</sup>による。紫の枠が震度計算範囲。

#### d) 強震動計算

強震動計算は、深部地盤モデルを用いて工学的基盤面における広帯域地震動を求め、浅部地盤応答は、微地形区分による震度増分を付加することで地表での震度を見積もった。ここでは  $V_s$  600 m/s を最小 S 波速度とする工学的基盤面での広帯域地震動を、3) の庄内地震の場合と同様、長周期側は差分法、短周期側は統計的グリーン関数法を用いて、周期 1 秒のマッチングフィルターによるハイブリッド法計算を行った。差分法、統計的グリーン関数法の計算方法は 3) d) と同じである。計算領域は東西 80 km、南北 90 km、深さ 26.9 km で、水平グリッドサイズは 50 m、計算間隔は 0.0025 秒で、総ステップ数 65,600、計算時間は 164 秒とした。鉛直方向は速度構造に合わせてグリッドサイズを 4 段階に変更し

ている（表 14 参照）。なお、地震基盤以深の構造は、全国一次地下構造モデル（暫定版）の 15 層以下の構造を接続し、物性値についても全国一次地下構造モデル（暫定版）の値を用いた<sup>39)</sup>。

表 14 差分法での鉛直方向の計算緒元

Layer	Vs min. (km/s)	Vs max (km/s)	Vp min. (km/s)	Vp max (km/s)	Depth range (km)	Dz (m)	Min. Period (s)
1	0.6	3.1	1.6	5.5	0.0-1.0	50	0.42
2	0.6	3.3	2.0	5.7	1.0-4.5	100	0.83
3	2.7	3.4	4.6	6.0	4.5-8.9	200	0.37
4	3.4	3.8	5.8	6.4	8.9-26.9	300	0.44

工学的基盤面の地震動から地表面震度は、微地形区分に基づく最大速度の増幅率<sup>16)</sup>および最大速度と計測震度の関係式<sup>18)</sup>から算出した。工学的基盤面に対する地表の震度増分 $\Delta I$ を、工学的基盤面最大速度値（水平 2 成分のうち最大値） $PGV_b$  [cm/s]と最大速度増幅率 $amp$ から算出する。ここで、最大速度増幅率 $amp$ は、地表 30 m の平均 S 波速度 $AVS30$ と基準地盤（工学的基盤）の S 波速度 $AVS30_{ref}$ により求められる。 $AVS30_{ref}$ は深部地盤モデルの  $V_s$  600 m/s 層以深の 30 m までの平均 S 波速度とした。震度増分 $\Delta I$ を工学的基盤震度 $I_b$ に加え、地表震度 $I$ を算出する。

$$\log(amp) = -0.852 \cdot \log(AVS30/AVS30_{ref})$$

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log(amp) - 0.213 \cdot \{\log(amp)\}^2 - 0.426 \cdot \log(PGV_b) \cdot \log(amp)$$

$$I = I_b + \Delta I$$

e) 各震源断層モデルの震度の比較と記録との対応

図 86～88 に、TR02a、TR02a+b（TR02a より破壊、TR02b より破壊）、TR02a+b+c（TR02a より破壊、TR02c より破壊）の合計 5 ケースの震源断層モデルによる地表面震度分布と、1766 年明和津軽地震の震度分布<sup>53)</sup>の比較を行った。左図が計算で求められた震度分布で、右側が重ね描きになっている。TR02a の高震度の位置が、TR02a 震源断層の南側に広がっている傾向は、明和津軽地震の高震度分布のそれと対応しているが、広がりという点で、シミュレーション結果は過小評価にみえる。また、津軽半島東側海岸部の震度分布も説明できていない。TR02a+b の震度分布は、TR02a 震源断層面の南側に広がっている高震度階、津軽半島東側の海岸部から青森平野にかけての部分の震度分布が再現できているように見える。一方、津軽半島西側の震度分布、被害がやや軽微だったと考えられる部分は、計算震度がやや過大にも見える。これはサイズの小さい TR02a でもすでにやや過大評価という特徴が見えている。津軽半島北端の今別の被害による震度は、この地域の地盤条件によって周辺より揺れが大きい計算結果に見えるが、高震度までは TR02a、TR02a+b どちらも達成していない。設定した震源断層モデルのうち最大級の TR02a+b+c

モデルは、高震度分布が集中している断層帯南部の分布や、津軽半島東側海岸沿い、さらには今別の高震度に匹敵するような震度が得られている一方、津軽半島西側の観測震度をはじめとして、全体に観測震度を上回る計算震度となっている。

庄内地震と同じく、被害より推定された震度値と、計算震度値の相関を図 89～図 91 に示す。庄内地震の時と同様に、同一観測震度であっても計算震度値がばらついている特徴がある。TR02a は、この中での低震度の相関がよい一方、高震度部分ではかなり過小評価となっている。一方、TR02a+b+c モデルは全体に過大評価である。TR02a+b が、中庸として対応がよいように見える。なお、ここで設定した2種類の破壊開始点のモデルでは、震度7の相関について、TR02a(南から破壊)が若干よいように見える。TR02a+bはマグニチュード7.5(モーメントマグニチュード6.8)で、津軽山地西縁断層帯北部と南部を合わせた程度の地震規模と言える。

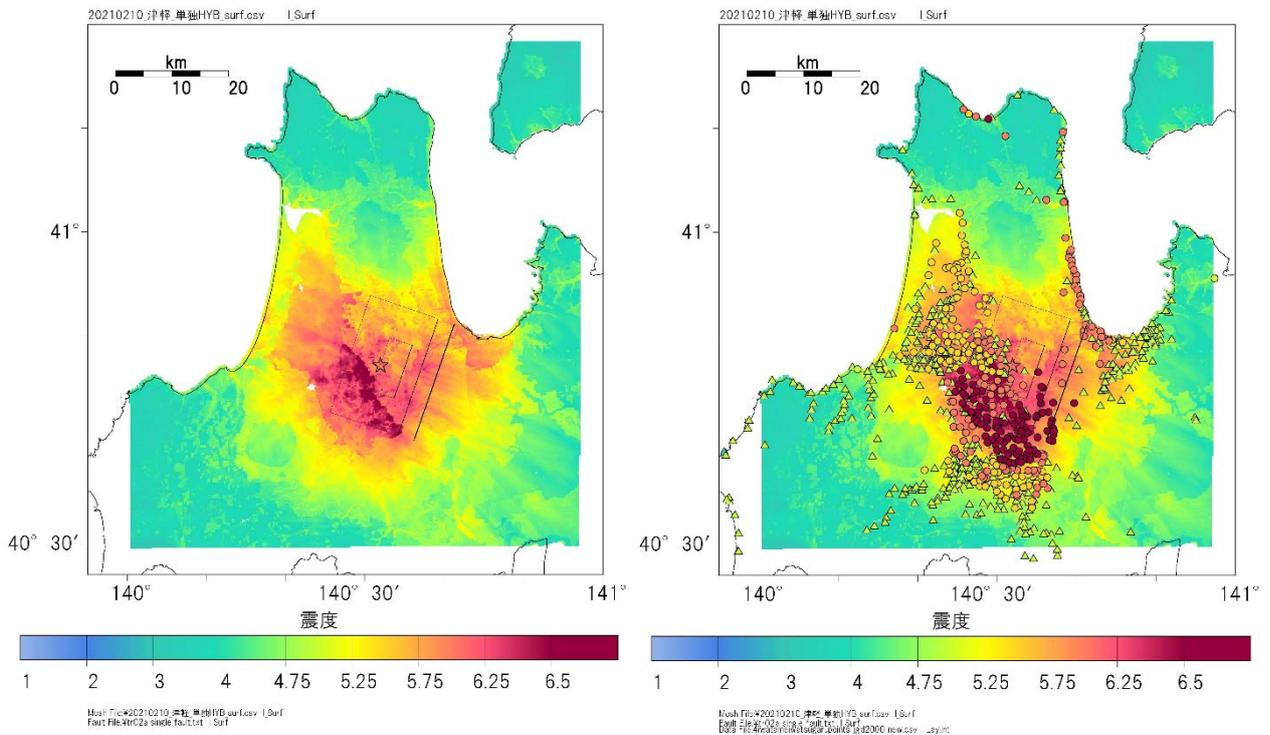


図 86 震源断層モデル TR02a の震度分布。(左) 計算地表面震度分布。(右) 計算震度と被害に基づく震度<sup>53)</sup>の比較。

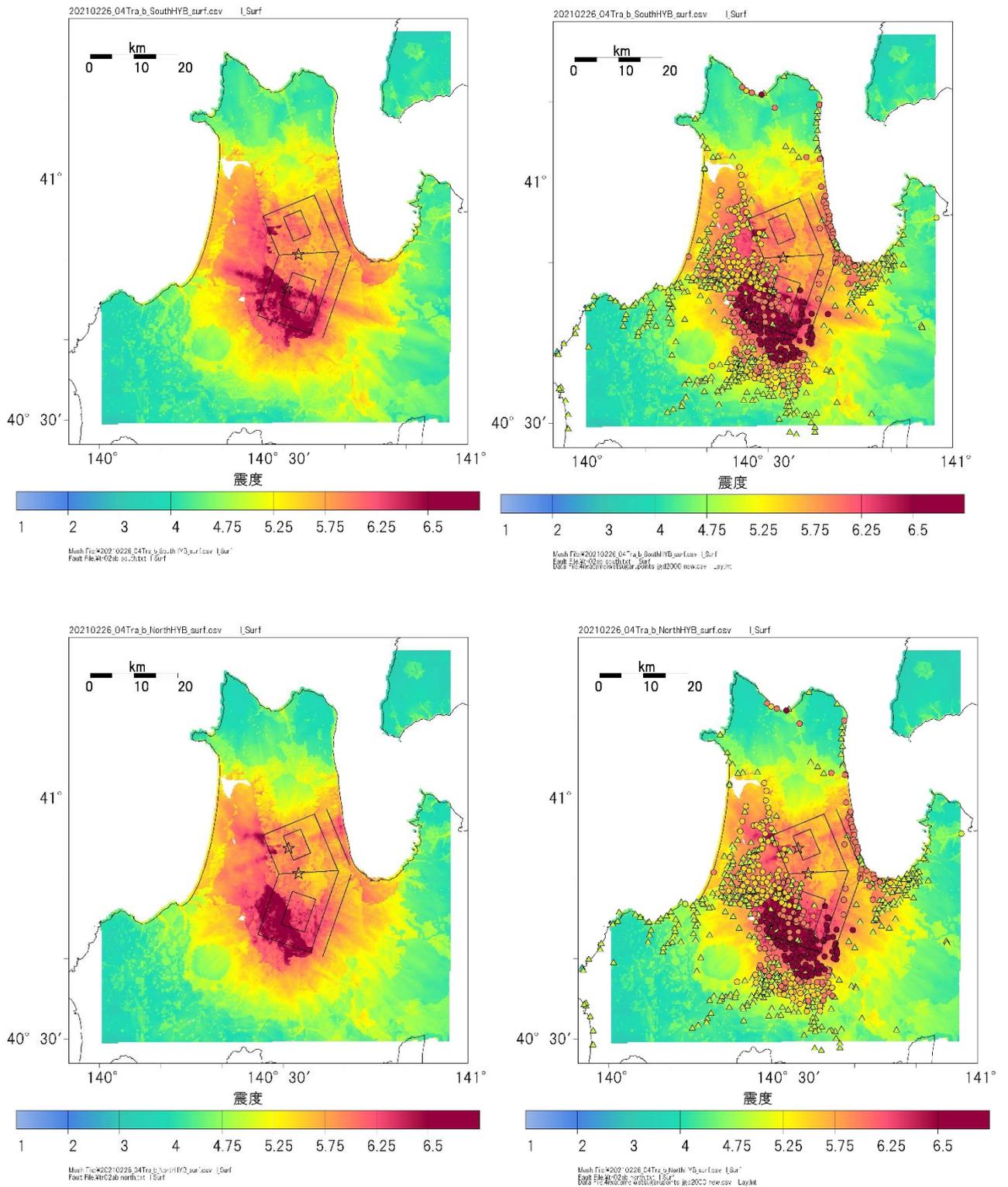


図 87 震源断層モデル TR02a+b の震度分布。上が TR02a (南セグメント) から破壊、下が TR02b (中央セグメント) から破壊。それぞれ (左) 計算地表面震度分布。(右) 計算震度と被害に基づく震度<sup>53</sup>の比較。

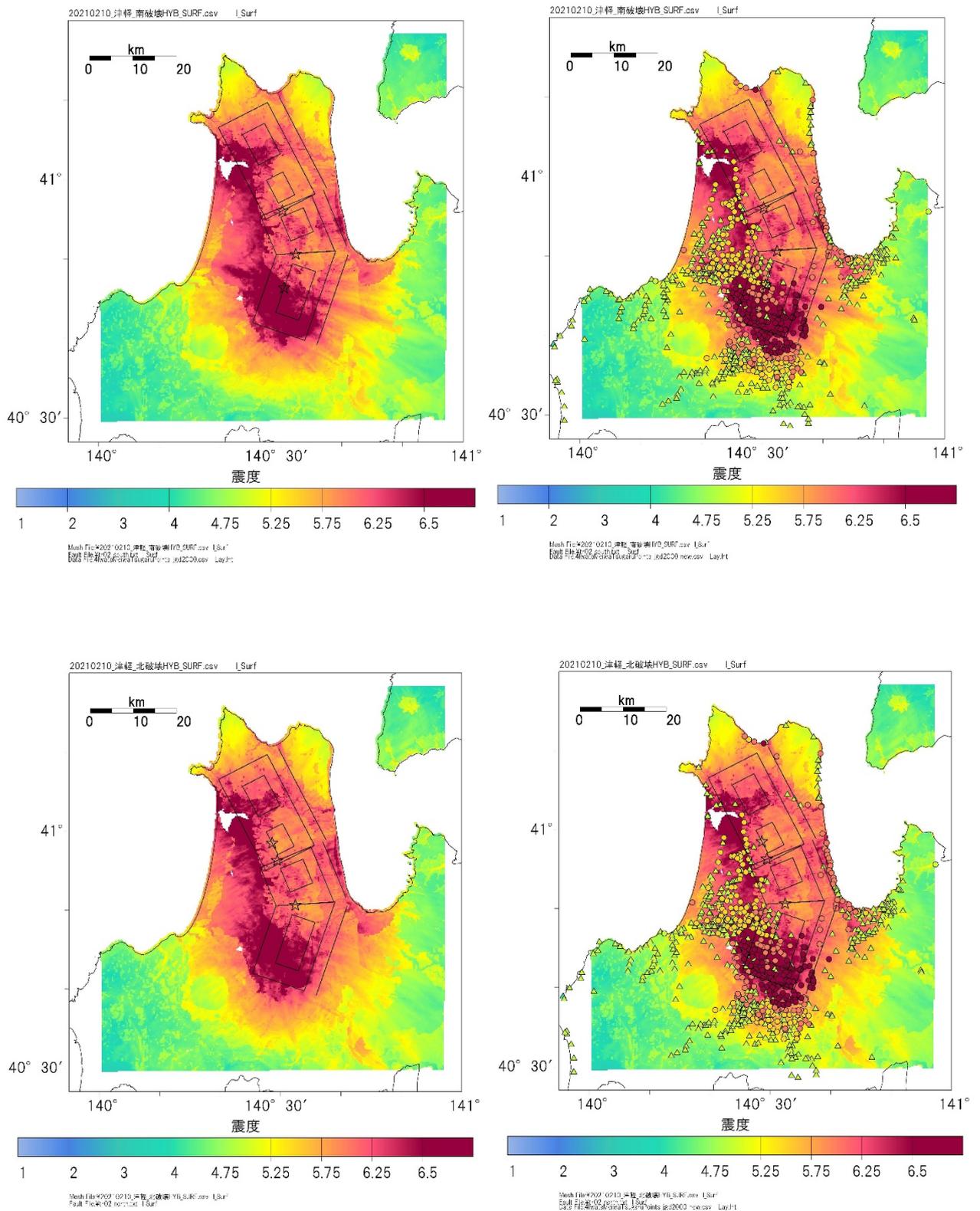


図 88 震源断層モデル TR02a+b+c の震度分布。上が TR02a (南セグメント) から破壊、下が TR02c (北セグメント) から破壊。それぞれ (左) 計算地表面震度分布。(右) 計算震度と被害に基づく震度<sup>53)</sup> の比較。

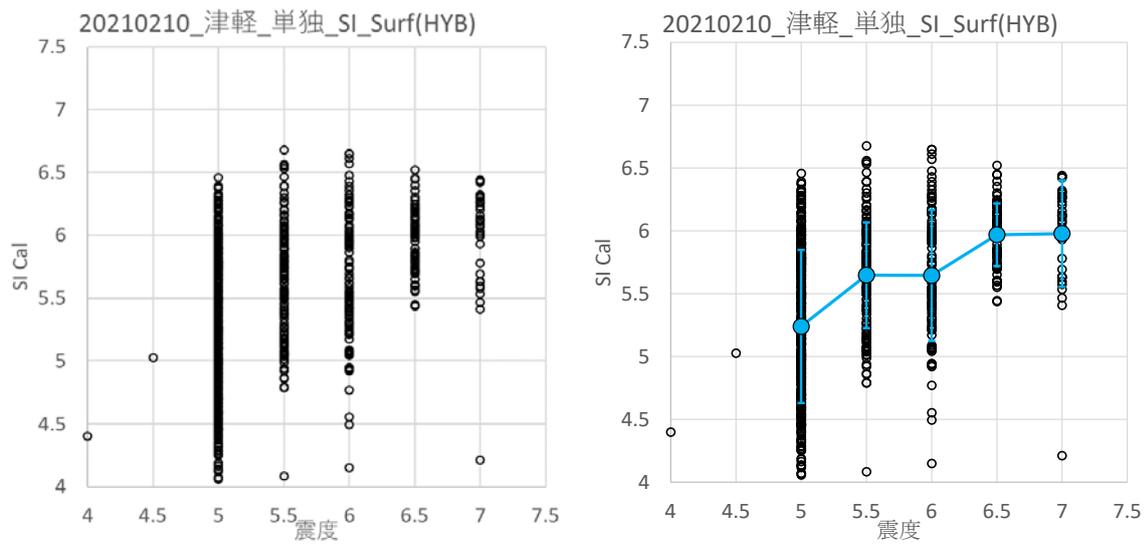


図 89 震源断層モデル TR02a の (左) 震度分布と被害に基づく震度<sup>53)</sup> の相関関係。(右) 各震度階で平均と標準偏差を示した。

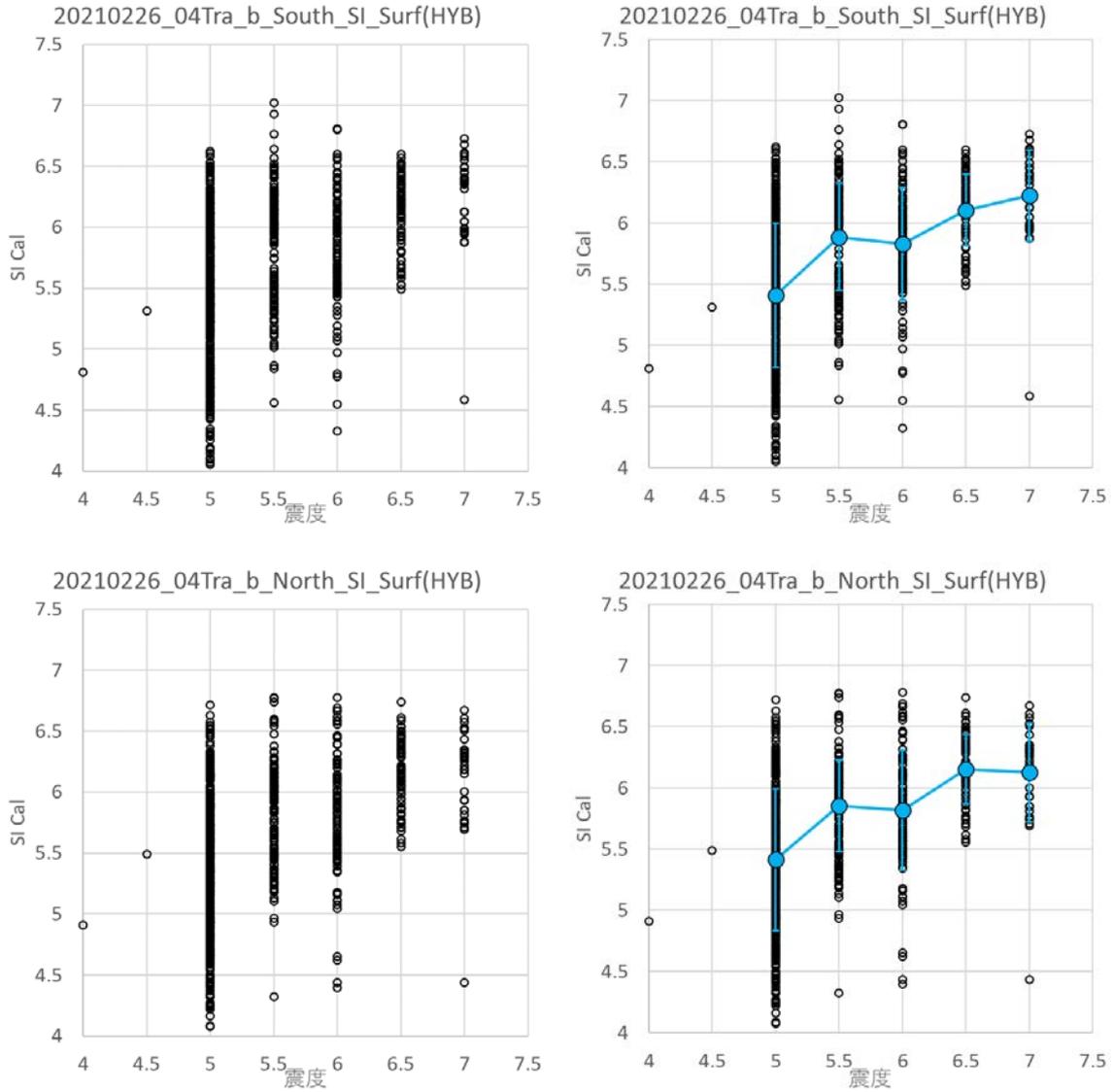


図 90 震源断層モデル TR02a+b の (左) 震度分布と被害に基づく震度<sup>53)</sup> の相関関係。  
 (右) 各震度階で平均と標準偏差を示した。上が TR02a (南セグメント) から破壊、下が TR02b (中央セグメント) から破壊。

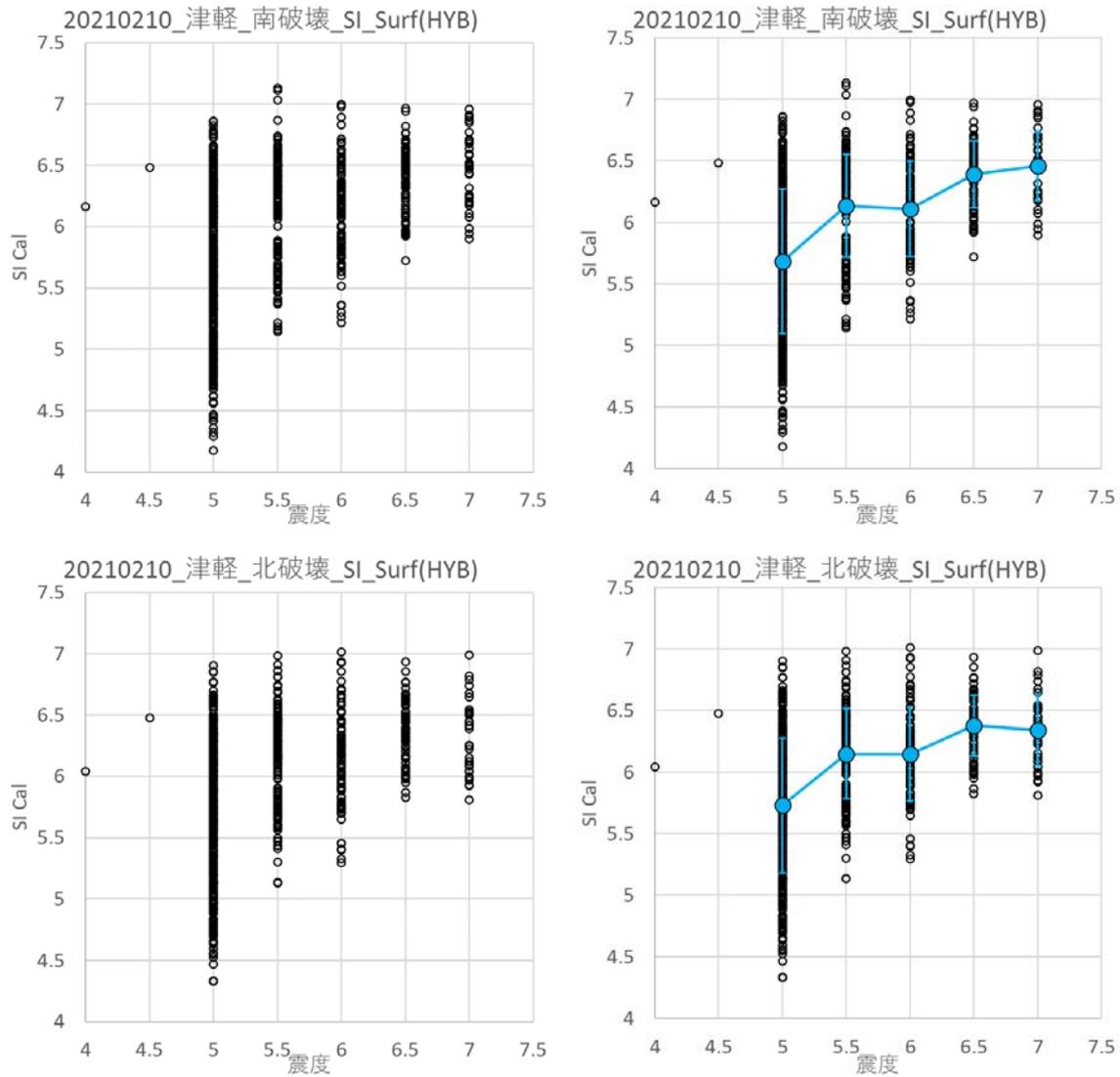


図 91 震源断層モデル TR02a+b+c の (左) 震度分布と被害に基づく震度<sup>53)</sup> の相関関係。  
 (右) 各震度階で平均と標準偏差を示した。上が TR02a (南セグメント) から破壊、下が TR02c (北セグメント) から破壊。

### (c) 結論ならびに今後の課題

#### 1) 堆積平野地盤構造モデルの改訂

本プロジェクトにおける平成 25 年度～令和 2 年度の調査結果（微動探査、地震動波形記録の H/V スペクトル解析、反射法・屈折法地震探査）に基づいて、富山平野周辺及び津軽平野周辺の深部地盤構造モデルを改良した。これにより、主として地質構造や重力データ、試錐データなどによって作成されていた従来のモデルに比べ、S 波速度構造に直接関係する微動探査のデータを新たに多数取り入れたことで、大規模堆積平野における地震動の伝播・増幅に寄与する詳細な深部地盤構造モデルを作成することができた。今後、実際の地震を対象にした地震動再現計算やサイト増幅特性の比較などを行うことで、作成した深部地盤構造モデルの検証をしていくとともに、地震調査研究推進本部の全国を網羅する地下構造モデルに成果を反映させていく必要がある。また、これらの堆積平野は規模が大きく、まだまだ首都圏等に比べて、日本海側の堆積平野の地盤構造に関する調査は十分な空間密度で行われているとはいえない。今後も地震調査研究推進本部が各種の物理探査を政策的に実施し、全国どこでも一定の品質の信頼性の高い地震ハザード評価を行うことができるように、浅部から深部までのより詳細な地盤構造モデルへと高度化していく必要がある。

#### 2) 震源断層モデルに基づく強震動予測

サブサブテーマ 2.5 で作成された北海道南西沖から新潟沖の震源断層の矩形モデルのうち、単独型と連動型あわせて 33 ケースを設定し、簡便法による強震動予測を実施した。その結果を踏まえ、日本海沿岸の各地域で大きな震度が予測された 3 つの断層モデル（秋田沖から庄内沖にかけての AKT07+SHN04+SHN06、庄内沖から越後平野にかけての SHN09+MRK01+ECG03+ECG05 及び SHN11+MRK02+ECG01）について、特性化震源モデルを作成し、統計的グリーン関数法を用いた詳細法による強震動予測を実施した。これらの計算により、秋田平野、庄内平野や越後平野など日本海沿岸の堆積平野において震度 6 強～7 の地震動に見舞われる可能性が確認された。強震動予測結果を利用するにあたっては、生成される地震動やその空間分布は強震動生成域の深さや位置など、仮定する特性化震源モデルや破壊シナリオによっても変わり得ること、沖積層の厚い平野域では非線形地震応答特性によっても地震動レベルや液状化可能性がかわることなどにも留意する必要がある。

#### 3) 1894 年庄内地震の震源断層モデルに関する検討

ここでは、1894 年庄内地震の被害を対象として、従来震源断層と指摘されていた庄内平野東縁断層帯と本プロジェクトの探査で発見された庄内平野西部に伏在する震源断層モデルを設定し、地震調査研究推進本部の「震源断層を特定した地震動評価」の方法に基づいて、標準的な震源断層モデルパラメータを設定した。

地震動計算に用いる浅部・深部地下構造モデルについては、庄内平野付近の深部地盤構造モデルは、（国研）防災科学技術研究所が提供している地震ハザードステーション（J-SHISv2）に、ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクトの地盤調査結果により修

正をした。また、本プロジェクトで実施された反射法探査断面との比較も実施し、良好であることを確認した。浅部地盤構造モデルについては、地盤ボーリング情報に基づいて地下構造モデルを構築した。強震動予測手法として、統計的グリーン関数法と3次元有限差分法のハイブリッド法を採用し、浅部地盤構造モデルによる増幅については、等価線形法を適用して、地表面震度を求めた。

1894年庄内地震(M7.0)の地震被害分布との比較を行った結果、強震動予測計算の標準的なレシピに従った震源断層モデルを用いる被害分布と対応していることが確認でき、庄内平野西部に伏在する震源断層モデルの活動の可能性もあることが指摘できた。

与えた震源断層モデルパラメータは標準的なものであり、例えば観測事実に基づいて破壊様式や、アスペリティ（強震動生成領域）の位置や大きさを最適化するような研究も必要で、それを行うことで、SHN02（庄内平野東縁断層帯に対応）の震源断層モデルでも観測データの再現性が向上するような可能性はあろう。ここでは、詳細な分布を説明するというより、被害の全体像を説明できるような震源断層モデルの提案として、本プロジェクトの調査で見出された断層であるSHN01の可能性を指摘した。

また、こういった歴史地震情報から震源断層モデルを逆算しようとしたときの難しさについても指摘しておく、地震動強さに密接に関係する浅部地盤構造モデルについては、対象地域は人口がそれなりにあるものの、ボーリング情報が十分ではなく、外挿も多いため、結果的に十分な精度の浅部地盤モデルにはなっていない可能性が指摘できる。地盤構造モデルの精度向上のためには、例えば浅部から深部までのS波速度構造を比較的簡便に推定できる、微動アレイ探査を実施することが必要であると考えられる。現在地震動評価を行っているメッシュサイズは250 m四方で、これとてかなり詳細なサイズになっていることや、最近の都市圏の街並みを考えると、こういったサイズの面的な評価は、地震ハザードの見積もりには重要ではあるが、歴史地震の被害分布の説明、という点では、被害を受けた集落は多分このメッシュサイズより小さい可能性があることから、空間的により詳細な情報を使う必要があるだろう。

また、本研究で利用した等価線形解析においては、場所によっては地盤の最大ひずみが大きく、いわゆる等価線形解析の適用限界を超えている点が問題点としてあげられる。地盤のひずみが大きい場合には、逐次非線形解析が一般的であるが、パラメータが多く、設定の任意性が高いため、動的試験データが少ない地域で適用するには問題点が多い。より精度の高い地震動の推定を行うためには動的試験データの蓄積も今後の課題である。

#### 4) 1766年明和津軽地震の震源断層モデルに関する検討

1766年明和津軽地震の被害を対象として、本プロジェクトの探査結果に基づき、津軽山地西縁断層帯の震源断層モデルを設定、地震調査研究推進本部の震源断層を特定した地震動評価」の方法に基づいて、標準的な震源断層モデルパラメータを設定した。この際、地震被害分布も考慮して、3つのセグメント断層モデルを仮定し、それぞれについての地震動評価を行った。

地震動計算に用いる浅部・深部地下構造モデルについては、深部地盤構造モデルは、(国研)防災科学技術研究所が提供している地震ハザードステーション(J-SHISv2)に、本プ

プロジェクトにより津軽平野で実施した微動アレイ探査や単点微動調査結果により更新をした。このモデルは本プロジェクトで実施された反射法探査断面との比較も実施された。強震動予測手法として、統計的グリーン関数法と3次元有限差分法のハイブリッド法を採用し、浅部地盤構造モデルによる増幅については、微地形区分に基づく震度増分を付加して地表面震度を求めた。

1766年明和津軽地震の地震被害分布から求めた震度分布との比較を行った結果、仮定した3つのセグメントのうち、南部及び中央部の2つのセグメントが連動して破壊した震源断層モデルでの再現性がよりよいものであることがわかった。このモデルのマグニチュードは7.5、モーメントマグニチュードは6.7で、地震本部の長期評価と照らし合わせると、津軽山地西縁断層帯の北部と南部が連動した規模に対応する。

3)の庄内地震と同じく、与えた震源断層モデルパラメータは標準的なものであり、例えば観測事実に基づいて破壊様式や、アスペリティ（強震動生成領域）の位置や大きさを最適化するような研究も必要であるが、こういった検討の困難さは3)の今後の課題に示した通りである。

#### (d) 引用文献

- 1) 独立行政法人防災科学技術研究所：文部科学省委託研究「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」総括成果報告書, 98p., 2013.
- 2) 文部科学省研究開発局, 国立大学法人九州大学：「警固断層帯（南東部）における重点的な調査観測」平成23～25年度成果報告書, 378p., 2014.
- 3) 吉田邦一, 吉見雅行, 関口春子, 堀川晴央：石狩平野・勇払平野3次元地盤構造モデル, 地質調査総合センター速報, No.48, CD-ROM, 2009.
- 4) 神野達夫, 先名重樹, 森川信之, 成田章, 藤原広行：金沢平野における3次元地下構造モデル, 物理探査, Vol.56, No.5, pp.313-326, 2003.
- 5) 小嶋啓介, 安井譲：常時微動観測に基づく福井平野の深部地盤構造の推定, 自然災害科学, Vol.33, No.4, pp.359-374, 2015.
- 6) 小嶋啓介, 野口竜也, 佐藤毅, 黒田貴紀：常時微動観測に基づく敦賀平野のS波速度構造の推定, 自然災害科学, Vol.27, No.1, pp.85-96, 2008.
- 7) 石田勇介, 野口竜也, 香川敬生：鳥取平野における地震動評価のための3次元地盤構造モデルの構築, 土木学会論文集A1（構造・地震工学）, Vol.69, No.4, pp.I\_821-I\_828, 2013.
- 8) 足立正夫, 野口竜也, 小村紘平, 西田良平：出雲平野および松江平野の深部地盤構造, 土木学会論文集A1（構造・地震工学）, Vol.65, No.1, pp.97-103, 2009.
- 9) 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 森川信之, 先名重樹, 東宏樹, 大井昌弘, はお憲生, 長谷川信介, 前田宜浩, 岩城麻子, 若松加寿江, 井元政二郎, 奥村俊彦, 松山尚典, 成田章：東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, No.379, 2012.
- 10) 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター：100万分の1日本地質図第3版CD-ROM第2版, 数値地質図G-1, 2003.

- 11) 文部科学省研究開発局, 国立大学法人東京大学地震研究所: 「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., 2014.
- 12) 文部科学省研究開発局, 国立大学法人東京大学地震研究所: 「日本海地震・津波調査プロジェクト」平成 26 年度成果報告書, 365p., 2015.
- 13) 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター・編: 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 2013.
- 14) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.849-875, 2001.
- 15) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, No.523, pp.63-70, 1999.
- 16) 藤本一雄, 翠川三郎: 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, Vol.6, No.1, pp.11-22, 2006.
- 17) 若松加寿江, 松岡昌志: 地形・地盤分類 250 m メッシュマップの更新, 日本地震工学会誌, No.40, pp.24-27, 2020.
- 18) 藤本一雄, 翠川三郎: 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, No.7, pp.241-246, 2005.
- 19) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」), 全国地震動予測地図 2016 年版報告書別冊, 46p., 2016.
- 20) Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa: Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, Pure Appl. Geophys., Vol.172, No.5, pp.1371-1381, 2015.
- 21) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, No.6A, pp.1865-1894, 1983.
- 22) 入倉孝次郎: 震源のモデル化と強震動予測, 地震第 2 輯, Vol.46, No.4, pp.495-512, 1994.
- 23) Tsurugi, M., R. Tanaka, T. Kagawa, and K. Irikura, K.: High-Frequency Spectral Decay Characteristics of Seismic Records of Inland Crustal Earthquakes in Japan: Evaluation of the  $f_{max}$  and  $\kappa$  Models, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 110, No.2, pp. 452-470, 2020.
- 24) Haskell, N.A.: The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.43, No.1, pp.17-34, 1953.
- 25) 池田安隆, 鈴木康弘, 渡辺満久, 須貝俊彦, 米倉伸之: 1987 年庄内平野東縁・観音寺断層 (北境地区) トレンチ調査, 活断層研究, No.5, pp.77-81, 1988.
- 26) 産業技術総合研究所: 庄内平野東縁断層帯の活動性及び活動履歴調査, 基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査成果報告書, H18-6, 44p, 2007.
- 27) 松浦律子: 1894 庄内地震, 日本歴史災害事典, 北原糸子・松浦律子・木村玲欧 (編), 吉川弘文館, pp.371-372, 2012.
- 28) 先名重樹, 前田宜浩, 稲垣賢亮, 鈴木晴彦, 神薫, 宮本賢治, 松山尚典, 森川信之, 河

- 合伸一，藤原広行：強震動評価のための千葉県・茨城県における浅部・深部統合地盤モデルの検討，防災科学技術研究所研究資料，No.370，408p.，2013.
- 29) 中央防災会議：東海地震に関する専門調査会（第10回），[資料2-2] 関連図表2，<http://www.bousai.go.jp/jishin/tokai/senmon/10/pdf/siryoku2-2.pdf>，2001.
- 30) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：庄内平野東縁断層帯の長期評価（一部改訂），41p.，2009.
- 31) Asano, K. and T. Iwata: Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.99, pp.123–140, 2009.
- 32) Asano, K. and T. Iwata: Source Rupture Process of the 2007 Noto Hanto, Japan, Earthquake Estimated by the Joint Inversion of Strong Motion and GPS Data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.101, pp.2467–2480, doi:10.1785/0120100254: 2011.
- 33) Asano, K. and T. Iwata: Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.*, Vol.168, pp.105–116, 2011.
- 34) Virieux, J.: P-SV wave propagation in homogeneous media: Velocity-stress difference method, *Geophysics*, Vol.51, pp.889–901, 1986.
- 35) Levander, A.R.: Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, Vol.53, pp.1425–1436, 1988.
- 36) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staged-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.86, pp.1091–1106, 1996.
- 37) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, *Geophysics*, Vol.50, pp.705–708, 1985.
- 38) Robertsson, J.O.A., J.O. Blanch, and W.W. Symes: Viscoelastic finite-difference modeling, *Geophysics*, Vol.59, pp.1444–1456, 1994.
- 39) 国立研究開発法人防災科学技術研究所：J-SHIS 地震ハザードステーション，doi:10.17598/nied.0010，2019.
- 40) 地震調査研究推進本部：全国一次地下構造モデル（暫定版），[https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong\\_motion/underground\\_model/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/)，2012。（2021年3月5日参照）
- 41) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1865–1894, 1983.
- 42) 佐藤智美，川瀬博，佐藤俊明：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性，日本建築学会構造系論文集，No.461，pp.19–28，1994.
- 43) 佐藤智美，川瀬博，佐藤俊明：表層地盤の影響を取り除いた工学的基礎波の統計的スペクトル特性，日本建築学会構造計論文集，No.462，pp.79–89，1994.

- 44) Brune, J.N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997–5009, 1970.
- 45) 香川敬生：ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張，*日本地震工学会論文集*, Vol.4, No.2, pp.21–32, 2004.
- 46) 大西良広，堀家正則：震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント，*日本建築学会構造系論文集*, No.586, pp.37–44, 2004.
- 47) 笠原敬司：プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式，*国立防災科学技術センター研究報告*, No.35, 33–137, 1985.
- 48) 入倉孝次郎，香川敬生，関口春子：経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良，*日本地震学会 1997 年度秋季大会講演予稿集*, B25, 1997.
- 49) Schnabel, P.B., J. Lysmer, and H.B. Seed: SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC72-12, University of California, Berkley, 1972.
- 50) 気象庁：計測震度の算出方法，[https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/kyoshin/kaisetsu/calc\\_sindo.htm](https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/kyoshin/kaisetsu/calc_sindo.htm) (2021 年 3 月 5 日参照)。
- 51) 吉田望：DYNEQ A computer program for DYNAMIC response analysis of level ground by EQUIVALENT linear method, <https://www.kiso.co.jp/yoshida/>, 2008.
- 52) 建設省土木研究所：地盤地震時応答特性の数値解析法－SHAKE：DESRA－，*土研資料*, No.1778, 1982.
- 53) 松浦律子：1766 明和津軽地震，*日本歴史災害事典*，北原糸子・松浦律子・木村玲欧（編），吉川弘文館，pp.242–243, 2012.
- 54) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：津軽山地西縁断層帯の長期評価，18p., 2004.
- 55) 松田時彦：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*, Vol.65, pp.289–319, 1990.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 学会等における口頭・ポスター発表

発表した成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表した場所（学会等名）	発表した時期	国内・外の別
函館平野の深部地盤構造モデルの作成（口頭）	浅野公之， 岩田知孝， 吉田邦一， 井上直人， 染井一寛， 宮腰研， 大堀道広	日本地震学会 2020 年秋季大会	令和 2 年 10 月 30 日	国内

2) 学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載した論文（発表題目）	発表者氏名	発表した場所（学会誌・雑誌等名）	発表した時期	国内・外の別
Microtremor Surveys in Large Sedimentary Basins on the Coast of the Sea of Japan	浅野公之， 吉田邦一， 宮腰研， 大堀道広， 岩田知孝	第 17 回世界地震工 学会議論文集	令和 2 年 9 月	国際

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

### (3) 8 ヶ年の成果

#### (a) 業務の成果

平成 25 年度から令和 2 年度に亘る業務実施期間において、日本海側で発生する地震の強震動予測、強震動評価に資するための情報収集と、本プロジェクトで構築される日本海沿岸を含む日本海側の震源断層モデルに対する強震動予測を実施した。調査項目としては、1) 微動による堆積平野速度構造調査、2) 堆積平野地盤構造モデルの改訂、3) 地震波形記録の収集、4) 震源断層モデルに基づく強震動予測、と 4 項目に大きく分けることができる。以下、各項目について、概要を記載する。

#### 1) 微動による堆積平野速度構造調査

地震本部においては、全国地震動予測地図<sup>1)</sup>のために、地震の揺れに大きく影響を及ぼす浅部・深部地盤構造モデルを構築している(例えば 2), 3)。これらの構築には、既存の地球物理学的な探査結果や地質情報が網羅的に活用されているが、地震波速度構造が直接的に推定できる微動アレイ探査等は地域により偏りがあり、特に日本海側では、「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト」<sup>4)</sup>で、福岡県の福岡平野と筑紫平野については「警固断層帯(南東部)における重点的な調査観測」<sup>5)</sup>で、それぞれ多数の、S 波速度構造を推定するのに有効な微動アレイ探査やボーリングデータの収集等が実施され、詳細な深部地盤構造モデルが構築されるなどしてきたが、平野部において調査が十分でない地域もあった。そこで、函館平野、津軽平野、富山・射水・砺波平野、加賀平野、邑知潟平野、および山陰地方西部の小規模平野において、地震基盤面までの S 波速度構造推定のための微動アレイ探査と、面的な構造変化を調べるための単点微動調査を実施し、調査地点を増やした。

#### 2) 堆積平野地盤構造モデルの改訂

1) の調査結果を踏まえ、現行の深部地盤構造モデルである J-SHIS V2 モデルに対して、これらの探査結果や、本プロジェクトの海陸統合構造調査や陸域活構造調査による探査結果を利用して、函館平野、津軽平野、富山・射水・砺波平野の深部地下構造モデルの更新を行った。多くの平野においては、従来の深部地盤モデルよりも地盤の S 波速度が小さいあるいは、基盤面までの深度が深くなっていることがわかった。また、浅部地盤モデルを構築するための、表層地盤の S 波速度情報を十分な点数ではないものの、得ることができて、今後の調査を進めるための有用なガイドラインとなることがわかった。

#### 3) 地震波形記録の収集

地盤モデルの構築は、地震動予測地図を作成するのに不可欠であるが、構築された地盤モデルが妥当であるかどうかは、地震記録そのものを使って検証し、さらなるモデルの高度化を継続的に進めていく必要がある。強震波形記録は、国立研究開発法人防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net や気象庁の計測震度計の波形データを使うことができるが、全国の自治体が設置している、自治体震度情報ネットワークの波形データが活用できると、全国に三千近い観測点があることから、地盤モデルの高度化に大いに資することができる。

特に、各自治体の庁舎等に設置されていることから、人口が多い平野、盆地に観測点が多く、これも地盤モデルの検証には役立つことができる。本プロジェクトを通して、北海道、青森県、秋田県、富山県、石川県、福井県、京都府、兵庫県、島根県、といった道府県の震度情報ネットワークシステムの波形データの一部提供を受けることができた。なお、山形県や新潟県は国立研究開発法人防災科学技術研究所(ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト)により、鳥取県は、協力機関の鳥取大学(香川教授)により利活用されている。その中で、福井県、石川県、富山県の地震波形データを用いて、福井平野などの揺れやすさについての分析を実施した。また、島根県や青森県の地震波形データは微動アレイ探査結果の検証、北海道の地震波形データは函館平野深部地盤モデル改訂の検証等に用いた。

#### 4) 震源断層モデルに基づく強震動予測

本プロジェクトにおいて構築された、日本海沿岸における震源断層モデルに基づき、簡便法による強震動予測を行って、陸域での揺れのレベルを見積もるとともに、特に影響の大きい震源断層モデルについて、断層破壊様式を踏まえた詳細法地震動計算を実施し、破壊様式の違いに基づく揺れ方の違いについて整理を行った。また、1) で実施した、探査結果に基づいて、従来のモデルに基づくものと探査結果に基づく地震動増幅特性を比較して、議論した。また 1894 年庄内地震、1766 年明和津軽地震の震源断層モデルについて、本プロジェクトの調査結果に基づいた震源断層モデルによる強震動評価を実施し、史料による被害分布からの観測震度との比較を行って、震源断層モデルの候補を検討した。この際、津軽平野の深部地盤モデルには、2) で更新されたモデルが利用された。

#### (b) 結論ならびに今後の課題

1) 微動による堆積平野速度構造調査においては、これまで情報が十分でなかった地域において微動アレイ探査を中心に実施し、地盤構造の特に S 波速度情報を得ることができ、2) 堆積平野地盤構造モデルの改訂において、函館平野、津軽平野、富山平野周辺の深部地下構造モデルの更新を行った。3) 地震波形記録の収集では自治体震度情報ネットワークの波形データを収集し、地盤特性分析を一部で実施した。4) 震源断層モデルに基づく強震動予測では、津波評価と対応した強震動評価や、本プロジェクトの調査で見出された震源断層モデルに基づいた歴史地震の震源断層の検討を実施した。更新された深部地下構造モデルは今後、地震調査研究推進本部が行う全国の地下構造モデルの更新に合わせて取り込まれることが期待される。また、自治体震度情報ネットワークシステムの波形データは十分に利用できることがわかったため、今後、幅広い利活用を目指して、波形データがもれなく収集できるような仕組みを構築し、利用に資することが、全国地震動予測地図の精度や信頼性を向上させていくのにつながると考える。歴史地震を対象とした強震動評価によって、歴史地震の震源断層特定のための試みを行うことができたのは、地殻構造調査から震源断層モデル構築、強震動・津波予測までの研究分野を横断的に実施し、協働できる体制を整えた本プロジェクトの特性によるところが大きい。

(c) 引用文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国地震動予測地図，110p.，2009.
- 2) 国立研究開発法人防災科学技術研究所：J-SHIS 地震ハザードステーション，doi:10.17598/nied.0010，2019.
- 3) 地震調査研究推進本部：全国一次地下構造モデル（暫定版），[https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong\\_motion/underground\\_model/](https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/)，2012.（2021年3月5日参照）
- 4) 独立行政法人防災科学技術研究所：文部科学省委託研究「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」総括成果報告書，98p.，2013.
- 5) 文部科学省研究開発局，国立大学法人九州大学：「警固断層帯（南東部）における重点的な調査観測」平成23～25年度成果報告書，378p.，2014.