## 平成27年度原子力規制庁委託成果報告書

# 断層変位評価手法の検討

## 株式会社 構造計画研究所

平成 28 年 3 月

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

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目	次

はじめに	i
------	---

## I編 決定論的断層変位評価手法の整備

1.	解析用データの収集・整理
1.1.	概要
1.2.	2010年 Darfield 地震
1.3.	2014年長野県北部地震1-8
1.4.	本章のまとめ1-13
1.5.	本章の参考文献1-14
0	青ヶ辺にしたそのまで、「この株体」
2.	宸源解析と特性化震源モテルの構築 ·······························2-1
2.1.	はじめに 2-1
2.2.	1999 年集集地震の特性化震源モデルの高度化
2.3.	2010年 Darfield 地震
2.4.	本章のまとめと課題2-142
3.	断層変位の数値解析
3.1.	断層変位と表層地盤の解析手法
3.2.	地表の断層変位の検討
3.3.	本章のまとめ
3.4.	APPEDIX
3.5.	本章の参考文献

## Ⅱ編 確率論的断層変位評価手法の整備

4.	国内外における地表断層変位データセットの整備4-1
4.1.	はじめに
4.2.	データセットの違いによる距離減衰式 4-6
4.3.	海外データセットの収集・整理4-25
4.4.	国内データの再整理4-35
4.5.	本章のまとめ
5.	断層変位距離減衰式の構築
5.1.	主断層

5.2.	副断層
5.3.	Dislocation モデルによる検討5-18
5.4.	本章のまとめ
5.5.	4・5章の文献

## Ⅲ編 国内外の最新知見収集、国内外の学会等での事業 成果発表、検討会の実施

6.	国内外の最新知見収集6-1
6.1.	INQUA
6.2.	地盤工学研究会6-2
6.3.	土木学会 2015 年度全国大会6-3
6.4.	地質学会
6.5.	日本地震学会 2015 秋季大会6-7
6.6.	AGU Fall Meeting ······ 6-9
7. 7.1. Seis	国内外の学会等での事業成果発表の実施
7. 7.1. Seis 8.	国内外の学会等での事業成果発表の実施

#### はじめに

本事業は、最新の知見を踏まえ、地表に変位が現れた内陸地殻内地震を対象として、 断層近傍の地表変位や地震動等の観測記録を用いて各種の試解析を実施し、決定論およ び確率論的手法により断層変位評価について検討することを目的とする。本年度におい ては、これまでの検討結果を受け、さらに決定論的評価手法及び確率論的評価手法につ いて検討を進めることとし、以下の方針にて実施する。

【 I 決定論的評価手法の検討】

- 決定論的評価手法の検証に利用するための国内外の地震データの収集と整理 解析結果と比較することを考慮し、地表に明瞭な変位が現れた国内外の地震"2010 年 Darfield 地震(ニュージーランド)"、"2014 年長野県北部の地震"を対象に、断層 近傍の地表変位、断層周辺における地殻変動及び地震動記録に関する文献調査を行い、 それぞれのデータを収集・整理する。
- 2. 震源解析と特性化震源モデルの構築

逆断層タイプや横ずれ断層タイプの地震を対象とした地震の震源解析(震源モデルの推定や動力学的破壊シミュレーション解析)を行い、その結果を用いて、断層変位 及び断層極近傍の永久変位・強震動を再現できる特性化震源モデルの構築手法を検討 する。

具体的には、脚注※1(c)の成果を受け、逆断層タイプの地震として 1999 年集集地震 を対象とし、周期 0.1~1 秒程度の短周期、周期 2~10 秒程度の長周期が説明できる震 源モデルの高度化を行う。また、横ずれ断層タイプの地震として 2010 年 Darfield 地震 を対象とし、周期 0.1~2 秒程度の短周期、周期 2~10 秒程度の長周期が説明できる震 源モデルの構築を行う。

また、動力学破壊シミュレーションを実施し、合成波形や地表変位等得られた結果 について観測記録を再現しているか確認することで、特性化震源モデルの妥当性を確 認する。

3.断層変位の数値解析

逆断層タイプの地震を対象に、上記2の検討結果を与条件とした有限要素法および 粒子法を用いた数値解析を実施し、上記1や過去の事業にて収集したデータと比較し、 表層断層破壊シミュレーションへの適用検討を行う。

- 【Ⅱ 確率論的評価手法の検討】
- 1. 国内外における確率論的ハザード解析のためのデータセットの整備
- 脚注※1(a)や(c)で収集・整理した国内の断層変位データに加え、本事業でさらに国 内外の断層変位データを収集・追加し、確率論的断層変位ハザード解析に必要なデー タセットを整備する。
- 2. 断層変位距離減衰式の検証
  - 上記で収集・整備したデータセットを用いて、確率論的断層変位ハザード解析に必要な断層変位距離減衰式を構築、検証する。

本報告書は、上記検討内容についてまとめたものとなる。以下その内容について示す。 (※1) (旧)原子力安全基盤機構(a)「平成25年度断層変位ハザード評価手法の検討」および(b)「平成

25 年度数値解析を用いた断層変位評価手法の検討」

(c)平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動の評価手 法の検討)事業」

# I編 決定論的断層変位評価手法の整備

## 1. 解析用データの収集・整理

#### 1.1. 概要

地表に明瞭な変位が出現した国内外の地震を対象に地震動記録に関する文献調査を行い、地震動記録のデータを収集・整理する。収集・整理した地震一覧を表 1.1-1 に示す。

地雲夕	重沤咕	Mag		山屋			
地長石	辰你时	IVIW	緯度	経度	深さ	山展	
Darfield	2010/9/4 04:35 (NZST)	7.1	43.5273° S	172.1679° E	11km	GeoNet	
長野県北部	2014/11/22 22:08 (JST)	6.3	36.6917° N	137.8900° E	5km	MwはF-net 震源位置は JMA	

表 1.1-1 対象とした地震一覧

#### 1.2. 2010 年 Darfield 地震

2010 年 Darfield 地震は現地時刻の 2010 年 9 月 4 日 4 時 35 分(UTC: 2010 年 9 月 3 日 16 時 35 分)にニュージーランドの第 2 の都市であるクライストチャーチの西方約 40km に位置するダーフィールド近郊で発生した地震である(池田・他, 2012)。

ニュージーランドでは GeoNet により国内に強震観測網が展開されており、強震波形 データはインターネットを通じて収集することが可能である。本検討では、GeoNet より 強震波形データを収集した。表 1.2-1 に波形データを収集した地震と観測点数を示す。 図 1.2-1 に本震記録のある観測点分布と収集した地震の震央分布を示す。図中の青色の 矩形は Heyes (2010) の震源インバージョンで仮定した断層面の地表投影の位置である。

表 1.2-2 に波形データを収集した観測点のうち、加速度が大きかった観測点とその加速度の一覧を抜粋して示す。収集した観測記録の例として、図 1.2-2 に ID=3367832 (2010/09/06 15:24)の DFHS と LINC の加速度記録と擬似速度応答スペクトル (h=5%)を示す。なお、DFHS の水平 2 成分の地震計設置方位は S73°W(253°)と S17°E(163°)、LINC は N23°E(23°)と N67°W(293°)であるが、これを NS 方向と EW 方向に回転している。なお、Darfield 地震の本震波形は「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」で収集済である。

また、Darfield 地震は地表に横ずれタイプの変位が現れた。Quigley et al. (2012) による地表変位を図 1.2-3 に示す。地表変位を最大変位量が約 5m 近くに達する右横ずれの変 位が東西におよそ 30km に及ぶ。

ID(*1)	震源時(UTC)	震	源位置(GeoN	<u> 細</u> 川 占 粉	借去	
ID(1)	(GeoNet)	緯度(°)	経度(°) 深さ(km) - 観測点数		佣朽	
3366146	2010/09/03 16:35	-43.5273	172.1679	11.0	163	本震(*2)
3367116	2010/09/05 09:07	-43.5916	172.2497	7.6	17	
3367832	2010/09/06 15:24	-43.6451	172.2293	15.3	70	
3369048	2010/09/08 14:49	-43.5862	172.1089	9.4	31	
3371762	2010/09/13 21:12	-43.5978	172.3349	9.9	37	
3460014	2011/02/04 04:56	-43.6309	172.3525	5.0	36	
3550173	2011/07/21 17:39	-43.6281	172.2134	12.2	78	

表 1.2-1 波形データを収集した地震と観測点数

(\*1)ID は GeoNet による ID である。

(\*2)本震の波形データは「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び 断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」で収集済。



(青色の矩形は Heyes (2010)の震源インバージョンで仮定した断層面の地表投影) (観測点は本震記録が存在する観測点を示す。従って、本震以外の地震で図に示した観測 点の地震記録が存在するとは限らない)

#### 表 1.2-2(1) 波形データを収集した観測点と最大加速度(一部抜粋) (2010 年 Darfield 地震関連) (表中の方向は北からの角度)

	(a) ID=3366146 (2010/09/03 16:35)										
							水平1		水平2	鉛直	
No	観測点 コード	観測点名	<b>緯度</b> (°)	経度(゜)	震央距離 (km)	方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)	
1	GDLC	Greendale	-43.588	172.089	9	305	757	215	696	1235	
2	HVSC	Heathcote Valley Primary School	-43.581	172.709	44	206	565	116	619	295	
3	DFHS	Darfield High School	-43.491	172.102	7	253	499	163	463	367	
4	HORC	Hororata School	-43.541	171.960	17	108	469	18	441	804	
5	LINC	Lincoln Crop and Food Research	-43.625	172.468	27	23	453	293	380	897	
6	ROLC	Rolleston School	-43.595	172.381	19	241	321	151	384	726	
7	KPOC	Kaiapoi North School	-43.378	172.664	43	105	302	15	354	87	
8	LPCC	Lyttelton Port Company	-43.610	172.725	46	350	351	260	236	154	
9	TPLC	Templeton School	-43.552	172.472	25	333	294	243	211	861	
10	REHS	Christchurch Resthaven	-43.524	172.635	38	92	234	2	258	211	
11	DSLC	Dunsandel School	-43.669	172.198	16	63	233	333	253	312	
12	CMHS	Christchurch Cashmere High School	-43.567	172.624	37	100	246	10	225	291	
13	SWNC	Swannanoa School	-43.371	172.495	32	24	202	294	240	161	
14	RHSC	Riccarton High School	-43.538	172.564	32	274	187	184	237	307	
15	CCCC	Christchurch Cathedral College	-43.540	172.647	39	64	229	334	192	197	
16	PRPC	Pages Road Pumping Station	-43.528	172.683	42	270	197	180	219	311	
17	PPHS	Christchurch Papanui High School	-43.494	172.607	36	213	207	123	179	276	
18	CHHC	Christchurch Hospital	-43.537	172.627	37	359	206	269	149	163	
19	NNBS	Christchurch North New Brighton School	-43.497	172.718	45	257	191	167	199	147	
20	CACS	Christchurch Canterbury Aero Club	-43.485	172.530	30	40	183	310	195	299	

#### (b) ID=3367116 (2010/09/05 09:07) 水平1 水平2 鉛直 観測点 震央距離 観測点名 緯度(°) 経度(°) 最大加速度 No 最大加速度 最大加速度 方向 方向 コード (km) (gal) (gal) (gal) 1 DSLC Dunsandel School 2 TLED Telegraph 3 DFHS Darfield High School 4 SWNC Swannanoa 5 SPFS Springfield Fire Station -43.669 172.198 -43.597 172.201 -43.491 172.102 -43.371 172.495 -43.340 171.929 10 63 19 333 15 24 34 4 124 15 18 29 16 253 13 163 17 7 24 17 294 287 32 3 5 3 7 38 5

	(c) ID=3367832 (2010/09/05 15:24)											
							水平1	水平2		鉛直		
No	観測点 コード	観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)		
1	KVSD	Kivers Road	-43.587	172.277	8	90	104	0	52	74		
2	KPOC	Kaiapoi North School	-43.378	172.664	46	105	66	15	48	16		
3	REHS	Christchurch Resthaven	-43.524	172.635	35	92	62	2	34	17		
4	SWNC	Swannanoa School	-43.371	172.495	37	24	31	294	60	8		
5	GDLC	Greendale	-43.588	172.089	13	305	60	215	40	32		

	(d) ID=3369048 (2010/09/08 14:49)										
							水平1	水平2		鉛直	
No	観測点 コード	観測点名	緯度(°)	<b>経度(°)</b>	震央距離 (km)	方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)	
1	GDLC	Greendale	-43.588	172.089	2	305	27	215	65	166	
2	COLD	Coal Track	-43.602	172.102	2	208	59	118	61	88	
3	TLED	Telegraph	-43.597	172.201	8	124	18	34	36	22	
4	RKAC	Rakaia School	-43.753	172.023	20	104	28	14	25	27	
5	LRSC	Lauriston	-43.731	171.794	30	311	17	221	22	17	

#### 表 1.2-2(2) 波形データを収集した観測点と最大加速度(一部抜粋) (2010 年 Darfield 地震関連) (表中の方向は北からの角度)

	(e) ID=3371762 (2010/09/13 21:12)											
								水平1	水平2		鉛直	
I	No	観測点 コード	観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)	
	1	HVSC	Heathcote Valley Primary School	-43.581	172.709	30	206	28	116	27	14	
	2	ROLC	Rolleston School	-43.595	172.381	4	241	27	151	20	31	
	3	LINC	Lincoln Crop and Food Research	-43.625	172.468	11	23	19	293	22	43	
	4	KVSD	Kivers Road	-43.587	172.277	5	90	15	0	17	32	
Γ	5	HPSC	Hulverstone Drive Pumping Station	-43.503	172,702	31	356	15	266	4	6	

### (e) ID=3371762 (2010/09/13 21:12)

(f) ID=3460014 (2011/02/04 04:56)													
			緯度(゜)	経度(゜)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直			
No	観測点 コード	観測点名				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)			
1	SLRC	Selwyn Lake Road	-43.677	172.318	6	242	90	152	109	53			
2	LINC	Lincoln Crop and Food Research	-43.625	172.468	9	23	35	293	39	44			
3	ROLC	Rolleston School	-43.595	172.381	5	241	36	151	36	68			
4	TPLC	Templeton School	-43.552	172.472	13	333	16	243	25	14			
5	DSLC	Dunsandel School	-43.669	172.198	13	63	17	333	21	8			

	(g) ID=3550173 (2011/07/21 17:39)													
				緯度(゜)	<b>経度</b> (°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直			
	No	観測点 コード	観測点名				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)			
Γ	1	DSLC	Dunsandel School	-43.669	172.198	5	244	125	154	132	115			
	2	SLRC	Selwyn Lake Road	-43.677	172.318	10	242	101	152	88	38			
	3	LPOC	Lyttleton Port Oil Wharf	-43.610	172.715	41	263	65	173	73	62			
	4	GDLC	Greendale	-43.588	172.089	11	305	52	215	62	75			
Γ	5	D04C	165 Gayhurst Road	-43.514	172.673	39	359	44	269	34	9			

#### 1-5





図 1.2-3 2010 年 Darfield 地震の地表変位 (Quigley et al, 2010)
 (上側の数値:右横ずれのオフセット量、下側の数値:上下方向のオフセット量、
 赤星: Darfield 地震の震央、赤線: Greendale 断層の地震トレース位置)

#### 1.3. 2014 年長野県北部地震

2014年長野県北部地震は2014年11月22日22時08分(JST)に長野県北部で発生した Mw=6.2(F-net)の地震である。最大震度は6弱で長野県長野市、小谷村、小川村のそれぞ れで観測された(気象庁,2014)。気象庁のCMT解によれば、逆断層型の地震である。

強震観測記録は防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET、KiK-net)および気象庁・ 自治体の観測記録を収集した(図 1.3-1)。

図 1.3-2 に 2014 年長野県北部の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。

表 1.3-1 に波形データを収集した観測点のうち、加速度が大きかった観測点とその加速度の一覧を抜粋して示す。観測記録の例として、図 1.3-3 に小川村高府と白馬(NGN005)の観測波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%)を示す。



また、丹羽・ほか(2015)による地表変位の調査結果を図 1.3-4 に示す。

図 1.3-1 2014 年長野県北部地震のメカニズム解(気象庁)



図 1.3-2 波形データを入手した観測点分布(2014年長野県北部地震) (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

			<b></b>	水平1		水平2		鉛直		
観測点名	緯度(゜)	経度(°)	震央距離 (km)	古向	最大加速度	古向	最大加速度	最大加速度	設置地点	データ出典
				기미	(gal)	기미	(gal)	(gal)		
小川村高府	36.6172	137.9747	11	NS	545.7	EW	683.1	207.0	地表	気象庁(自治体)
白馬(NGN005)	36.6981	137.8544	3	NS	570.0	EW	218.9	278.2	地表	K-NET
小谷村中小谷	36.7789	137.9084	10	NS	264.2	EW	460.2	167.3	地表	気象庁(自治体)
長野市戸隠	36.7022	138.0886	18	NS	376.8	EW	416.1	169.7	地表	気象庁(自治体)
長野市鬼無里	36.6801	138.0014	10	NS	317.8	EW	407.0	185.0	地表	気象庁(自治体)
信濃(NGN002)	36.8069	138.2069	31	NS	384.7	EW	274.7	137.5	地表	K-NET
白馬(NGNH36)	36.6984	137.8482	4	NS	313.1	EW	336.0	134.1	地表	KiK-NET
大町市役所	36.5024	137.8516	21	NS	122.0	EW	286.5	72.0	地表	気象庁
長野市箱清水	36.6627	138.1926	27	NS	271.8	EW	166.4	147.2	地表	気象庁
長野市中条	36.6120	138.0365	16	NS	214.3	EW	263.6	89.8	地表	気象庁(自治体)
飯綱町芋川	36.7643	138.2550	34	NS	162.5	EW	237.7	48.9	地表	気象庁(自治体)
長野市信州新町新町	36.5670	138.0064	17	NS	139.4	EW	230.2	95.9	地表	気象庁(自治体)
戸隠(NGNH28)	36.7075	138.0964	19	NS	200.8	EW	178.5	84.5	地表	KiK-NET
長野市豊野町豊野	36.7118	138.2823	35	NS	193.9	EW	155.7	72.6	地表	気象庁(自治体)
糸魚川市能生	37.1019	137.9865	46	NS	133.2	EW	164.8	45.8	地表	気象庁(自治体)
中野市豊津	36.7734	138.3247	40	NS	162.1	EW	94.7	47.2	地表	気象庁(自治体)
信州新(NGNH27)	36.5770	138.0479	19	NS	139.6	EW	152.1	76.7	地表	KiK-NET
大町市八坂	36.4890	137.9092	23	NS	121.0	EW	139.1	56.5	地表	気象庁(自治体)
生坂(NGNH33)	36.4598	137.9637	27	NS	121.4	EW	74.7	38.6	地表	KiK-NET
大町(NGN006)	36.5086	137.8507	21	NS	116.7	EW	99.1	47.4	地表	K-NET
妙高高原(NIGH17)	36.8569	138.0966	26	NS	115.7	EW	113.9	61.7	地表	KiK-NET
妙高市関川	36.8670	138.2010	34	NS	105.7	EW	107.2	31.1	地表	気象庁(自治体)
長野(NGN004)	36.6486	138.1938	28	NS	103.8	EW	85.6	38.4	地表	K-NET
飯綱町牟礼	36.7545	138.2356	32	NS	82.7	EW	101.5	45.3	地表	気象庁(自治体)
長野市大岡	36.5067	137.9882	22	NS	78.4	EW	100.4	42.0	地表	気象庁(自治体)
妙高(NIGH18)	36.9425	138.2594	43	NS	55.0	EW	76.9	19.0	地表	KiK-NET
糸魚川(NIG027)	37.0235	137.8624	37	NS	76.2	EW	73.2	28.5	地表	K-NET
糸魚川(NIGH16)	36.9378	137.8480	28	NS	55.1	EW	70.7	39.4	地表	KiK-NET
大町中(NGNH34)	36.5327	137.8201	19	NS	68.1	EW	53.8	35.2	地表	KiK-NET
長野市松代	36.5439	138.2060	33	NS	60.7	EW	36.4	30.3	地表	気象庁
糸魚川市一の宮	37.0389	137.8633	39	NS	58.6	EW	52.3	28.5	地表	気象庁
杭瀬下(NGN007)	36.5339	138.1191	27	NS	39.0	EW	56.0	34.0	地表	K-NET
筑北村坂井	36.4503	138.0686	31	NS	53.5	EW	40.9	19.1	地表	気象庁
山ノ内町平穏	36.7446	138.4128	47	NS	50.4	EW	30.5	24.0	地表	気象庁
山ノ内(NGN003)	36.7403	138.4129	47	NS	50.4	EW	35.6	11.0	地表	K-NET
中之条町日影	36.5647	138.6362	68	NS	50.1	EW	46.3	9.8	地表	気象庁
飯山(NGN001)	36.8514	138.3660	46	NS	45.7	EW	48.3	17.5	地表	K-NET
中野(NGNH07)	36.7434	138.3760	44	NS	47.2	EW	21.3	25.3	地表	KiK-NET
小海(NGN014)	36.0956	138.4844	85	NS	43.3	EW	46.6	14.0	地表	K-NET
上越市中ノ俣	37.1061	138.1602	52	NS	41.2	EW	39.2	20.9	地表	気象庁

#### 表 1.3-1 波形データを収集した観測点と最大加速度(一部抜粋) (2014 年長野県北部地震)



図 1.3-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (2014 年長野県北部地震)



Fig. 1 (A) Strip map of the 2014 rupture along the Kamishiro fault. Map of digital Japan portal web site (1:25,000) is used for base map. (B) Distribution of vertical displacement along the rupture zone. (C) Distribution of contraction/extension perpendicular to the rupture zone. Possible maximum field displacements along the rupture are shown in gray/hatching.

図 1.3-4 2014 年長野県北部地震の地表変位 (丹羽・他, 2015)

### 1.4. 本章のまとめ

本章では、地表に明瞭な変位が出現した 2010 年 Darfield 地震と 2014 年長野県北部地 震の地震動記録や地表変位に関する文献調査を行い、これらの地震の地震動記録のデー タを収集し、整理を行った。

#### 1.5. 本章の参考文献

ここでは、1章で参照した参考文献を示す。観測記録の参考文献については、各節の 地震ごとの説明部分と重複する。

- 1) 池田倫治・柳田誠・西坂直樹, 2012, ニュージーランド, Mw7.1 ダーフィールド地 震に伴った地表地震断層, 活断層研究, 36, 31-44.
- 2) GeoNet, http://www.geonet.org.nz/, (2016 年 2 月 29 日確認)
- Heyes, 2010, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010atbj/finite\_fault.php (2016年2月26日確認)
- Quigley, M., van Dissen, R., Litchfield, N., Villamor, P., Duffy, B., Barrell, D., Furlong, K., Stahl, T., Bilderback, E., and Noble, D., 2012, Surface rupture during the 2010 MW 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake : Implications for fault rupture dynamics and seismic-hazard analysis, Geology, 55–58.
- 5) 気象庁:主な地震の CMT 解 http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/eqdoc.html#table6 (2016 年 2 月 26 日 確認)
- 6) 気象庁, 95 型震度計波形データ, CD-ROM.
- 7) 気象庁, 2013, 平成 26 年 11 月 22 日 22 時 08 分頃の長野県北部の地震について, http://www.jma.go.jp/jma/press/1411/23a/kaisetsu201411230000.pdf (2016 年 2 月 26 日確認)
- 8) 防災科学技術研究所, 強震観測網http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/ (2016 年 2 月 29 日確認)
- 9) 丹羽雄一・岡田真介・石村大輔・遠田晋次,2015,2014 年長野県北部の地震によって出現した地表地震断層の分布とその特徴,2015 年度日本地理学会春季学術大会,P020

## 2. 震源解析と特性化震源モデルの構築

#### 2.1. はじめに

本章では、以下の項目の検討を行った。

(1)1999 年集集地震の特性化震源モデルの高度化

平成 26 年度に実施された特性化震源モデルの再構築の成果を踏まえ、本年度は下記 の検討を行った。

- 周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルの改良
   平成 26 年度の成果および課題を踏まえ、観測波形の説明性向上を目的とした再調整を実施した。
- ② 周期 0.1~2 秒程度を対象とした特性化震源モデルの改良 平成 26 年度の検討では、北側 SMGA※のみを対象としていたため、本年度は断 層全体の SMGA を対象として検討を行った。
- ③ 周期 10 秒以上を対象とした特性化震源モデルの構築
   ①の検討成果を初期モデルとして、動力学的破壊シミュレーションにより周期 10
   秒以上を対象とした特性化震源モデルの再構築を行った。

※SMGA: Strong Motion Generation Area 強震動生成域

(2)2010 年 Darfield 地震の特性化震源モデルの構築

(1)の 1999 年集集地震は縦ずれ(逆断層)の地震である。ここでは新たに地表変位が 多数観測され、地震観測記録も多く入手できる横ずれ断層の地震として、2010 年 Darfiled 地震を対象として、特性化震源モデルの構築を行った。

- 周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルの構築

   (1)の 1999 年集集地震と同様に、理論的手法を用いて周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルの構築を行った。
- ② 周期 0.1~2 秒程度を対象とした特性化震源モデルの構築
   (1)の 1999 年集集地震と同様に、経験的グリーン関数法を用いて周期 0.1~2 秒程
   度を対象とした特性化震源モデルの構築を行った。
- ③ 横ずれ断層の検討 周期 10 秒以上を対象とした特性化震源モデルの構築の前段として、動力学的シ ミュレーションにより、横ずれ断層の検討を行った。

#### 2.2. 1999 年集集地震の特性化震源モデルの高度化

#### 2.2.1. はじめに

本節では、1999 年集集地震の特性化震源モデルの高度化を行う。本年度の検討で は、平成 26 年度に実施された 1999 年集集地震の特性化震源モデルの再構築の成果を 初期モデルとして、より観測波形の説明性を向上させるための調整を実施した。具体 的には、平成 26 年度と同様に、周期 0.1~2 秒程度、2~10 秒程度、10 秒程度以上の 3 レンジに分けた検討を実施した。

周期帯を分けた検討を行う理由としては、地震動評価に用いられる解析手法に関 する特徴が挙げられる。経験的グリーン関数法は短周期側の評価に適しているが、適 用可能な周期帯は用いる中小地震の観測精度に依存する。後述のように、本検討で利 用した中小地震では、概ね周期 0.1~2 秒程度が精度の限界であると判断された。理論 的手法は、周期数秒以上程度の評価に適しているが、地盤構造モデルの精度との兼ね 合いもあり、短周期側の評価には限界がある。

一方、動力学的破壊シミュレーションは、物理的に起こりうる破壊過程の解析が 可能であるが、計算資源やモデル化の精度の問題から、短周期側の評価には限界があ る。

以上のような背景から、本検討では、上記の 3 周期帯に分け、それぞれの周期帯 に適した解析手法を用いて、フォワードモデリングにより特性化震源モデルの調整を 行うこととした。具体的な実施手順は前述の通りであり、以下に再掲する。

- 周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルの改良
   平成 26 年度の成果および課題を踏まえ、観測波形の説明性向上を目的とした再 調整を実施した。用いる解析手法は理論的手法である。
- ② 周期 0.1~2 秒程度を対象とした特性化震源モデルの改良 平成 26 年度の検討では、北側 SMGA※のみを対象としていたため、本年度は断 層全体の SMGA を対象として検討を行った。用いる解析手法は経験的グリーン 関数法である。
- ③ 周期 10 秒以上を対象とした特性化震源モデルの構築
   ①の検討成果を初期モデルとして、周期 10 秒以上を対象とした特性化震源モデルの再構築を行った。用いる解析手法は動力学的破壊シミュレーションである。

#### 2.2.2. 周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルの改良 (1)検討方針

図 2.2-1 に平成 26 年度の成果である、周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデル(以降、平成 26 年度モデルという)のモデル図を、表 2.2-1 に特性化震源モデルの パラメータを示し、図 2.2-2 に特性化震源モデルと観測点との位置関係を示す。

今年度は、下記の点について検討を行い、特性化震源モデルの改良を行った。具体的 検討内容については、以降で説明する。

- ① 断層北側の SMGA (SMGA1) の分離
- ② 断層南側の観測点の観測波形の説明性向上
- ③ 断層上端極近傍観測点の観測波形の説明性向上

なお、解析には理論的手法のうち波数積分法(Hisada and Bielak, 2003)を利用し、すべり速度時間関数には smoothed ramp function を利用した。



表 2.2-1 平成 26 年度に再構築した周期 2~10 秒程度を対象とした 特性化震源モデルのパラメーター覧

パラメータ	記号	単位	SMGA1	SMGA1a	SMGA2	SMGA3	SMGA4	全SMGA
長さ	L	km	<b>※</b> 1 27	15	12	12	10	
幅	W	km	<b>※</b> 1 <b>21</b>	6	12	10	20	
面積	S	4 km <sup>2</sup>	<b>※</b> 2 <b>477</b>	90	144	120	200	1031
平均滑り量	D	m	5.0	20.0	3.0	3.0	2.0	
地震モーメント	M0	Nm	4.04E+19	2.99E+19	7.79E+18	6.39E+18	8.86E+18	9.33E+19
モーメントマグニチュード	Mw		7.00	6.92	6.53	6.47	6.56	7.25
破壊伝播速度	Vr	km/s	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	
ライズタイム	Tr	S	7.0	7.0	3.0	3.0	3.0	
すべり角	λ	deg	75	75	45	90	60	
上端深さ	d	km	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	
破壊遅延時間		S	11.0	—	2.0	0.0	8.0	

※1: SMGA1 の長さ・幅は SMGA1a も含んでいる
 ※2: SMGA1 の面積には SMGA1a は含んでいない



図 2.2-2 平成 26 年度に再構築した周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルと 観測点との位置関係

#### (2)断層北側の SMGA の分離

平成26年度の周期2~10秒程度を対象とした特性化震源モデル(以降、平成26年度 モデルという)では、断層北側のSMGA1として、長さ方向27km×幅方向21kmの矩形 領域を設定した上で、さらに領域内の浅部に見られるすべりの大きい領域にSMGA1aを 設定し、断層北側上盤側に位置するTCU068およびTCU052の速度波形に見られる大振 幅パルスを説明していた。

しかしながら、図 2.2-3 に示すように、関ロ・岩田(2001)のすべり分布を見ると、SMGA1 内で比較すると、SMGA1aより深い部分(図中、黒波線で囲んだ領域)は、相対的には 周囲より大きなすべり量とは言えない。平成 26 年度では、この SMGA1aより深い部分 のすべりが各観測点へどの程度寄与するのか、について検討していなかった。今年度は この点を確認し、必要に応じてモデルの調整を行うこととした。



図 2.2-3 関ロ・岩田(2001)のすべり分布と平成 26 年度モデルの SMGA1 ※縦軸(Z)の 0km は地表と同一

試行錯誤による検討の結果、図 2.2-4 および図 2.2-5 に示すように SMGA1 の設定を 変更した。具体的な変更ポイントは下記の通りである。

- ・ 平成 26 年度モデルの SMGA1a の領域の幅を 6km から 10km に増やした上で
   15km×10kmの領域とした。
- SMGA1a 以深の 15km×11km 分の SMGA1 の領域は削除し、残った 12km×21km の領域を改めて SMGA1b とした。
- ・ SMGA1aの平均すべり量は平成26年度モデルと同じ20mとした。
- SMGA1bの平均すべり量は7mとした。

この変更による観測記録の説明性の確認は、図 2.2-6 に示すように、TCU068、TCU052 に加え、SMGA1 を取り囲む観測点を選定し、平成 26 年度のシミュレーション結果との 比較により行った。この結果として、平成 26 年度モデルおよび変更後のモデルでの合成 波形およびフーリエスペクトルと観測記録との比較を図 2.2-7 に示す。地震モーメント は平成 26 年度の SMGA1 に対し、変更後の SMGA1a+SMGA1b の方が多少大きいことも あり、変更後の方が少し大きめの振幅レベルとはなるものの、平成 26 年度の SMGA1 の うち、削除した 15km×11km の領域の寄与度はあまり高くないと言える。後に実施する 動力学的破壊シミュレーションでのモデル化を考えると、分割したモデルの方が実施し やすいことも考え合わせ、平成 26 年度の SMGA1 および SMGA1a を、SMGA1a と SMGA1b の 2 領域に分割することとした。



図 2.2-4 SMGA1の設定の変更と、変更の影響の確認対象とした観測点(赤丸の観測点)



(a)平成 26 年度の SMGA1 の設定(SMGA1 と SMGA1a)



(b) 平成 27 年度の SMGA1 の設定(SMGA1a と SMGA1b)

図 2.2-5 SMGA1の設定変更と関ロ・岩田(2001)の最大すべり分布図との対応 (図は、釜江・入倉(2002)より引用、縦軸の 0km は地表面)



図 2.2-6 SMGA1の設定変更の確認対象とした観測点(赤枠で囲まれた観測点) (図は平成 26 年度モデル)



図 2.2-7(1) SMGA1 の設定変更によるシミュレーション結果の比較(TCU052)









図 2.2-7(4) SMGA1の設定変更によるシミュレーション結果の比較(TCU088)




図 2.2-7(6) SMGA1の設定変更によるシミュレーション結果の比較(TCU100)



(3)断層南側の観測点における観測波形の説明性向上

断層南側の観測点では、平成 26 年度モデルでは観測波形の説明性が良好とは言えない観測点が複数存在した。

今年度はさらに検討を実施し、SMGA4 について以下のように変更を加えた。

- ・ SMGA4 の破壊開始点を図 2.2-8 に示すように、領域の深部中央に移動した。破 壊遅延時間も破壊開始点と震源との距離を考慮して調整した。
- ・ すべり角を 60°から 75°に変更した。



図 2.2-8 SMGA4 の設定変更 (青枠内の観測点は、変更前後の比較に利用した観測点)

図 2.2-9 では、SMGA4 の寄与度が高く、平成 26 年度モデルでは観測波形の説明性に 課題があった、図 2.2-8 の青枠に含まれる 5 観測点 (CHY101, CHY028, CHY080, CHY035, CHY074) について、平成 26 年度モデルと変更後のモデルでの合成波形とフーリエスペ クトルについて観測記録との比較を行い、モデル変更による説明性の比較を行った。

CHY101 および CHY035 では、平成 26 年度モデルでは、水平 2 成分の対応が良好と は言えなかったが、SMGA4 の変更により CHY101 は EW 成分について、CHY035 では水 平 2 成分共に説明性の向上が見られている。

CHY080 では、変更により NS 成分の説明性が向上し、EW 成分および UD 成分では、 振幅レベルの改善が見られている。

CHY028 では、平成 26 年度モデルでは EW 成分は良く説明できている。これに対し、 変更後は NS 成分と UD 成分の説明性は向上したが、EW 成分は過大評価となっている。

CHY074 では、全体的に変更による説明性の向上は見られず、平成 26 年度モデルの 方がより説明性が高いと言える。しかし、変更後も振幅レベルは概ね説明できているこ とがわかる。

以上の比較結果より、モデルの変更により説明性が向上する観測点が多く、また説明 性が向上しなかった観測点でも概ね振幅レベルは説明できていることから、SMGA4 に対 して上記の変更を行うこととした。



図 2.2-9(1) SMGA4の設定変更によるシミュレーション結果の比較(CHY101)



図 2.2-9(2) SMGA4 の設定変更によるシミュレーション結果の比較(CHY035)



(b)SMGA4 の設定を変更したモデル

図 2.2-9(3) SMGA4の設定変更によるシミュレーション結果の比較(CHY080)







図 2.2-9(5) SMGA4 の設定変更によるシミュレーション結果の比較(CHY074)

(4)断層上端極近傍観測点における観測波形の説明性向上

図 2.2-10 に示すように、SMGA2 および SMGA3 の上端極近傍に位置する TCU075 および TCU076 は、断層面の下盤側に位置している。図 2.2-11 に示すように、これらの観測点での観測記録を見ると、EW 成分に初動の東側方向(波形としてはプラス側)に大きなパルス波が見られているが、平成 26 年度モデルによるシミュレーションではこの特徴的な波形を説明できていない。そこで、今年度はさらなる説明性の向上を目指して、この特徴的なパルス波を解析的に表現するための検討を行った。

はじめに図 2.2-11 の解析結果を見ると、TCU075 は SMGA2 からの波でほぼ波形全体 が説明されるべきと考えられる。一方、TCU076 は、SMGA2 と SMGA3 の両方からの波 の寄与度が高いことがわかる。

次に、両観測点でのフーリエスペクトルを見ると、EW 成分のシミュレーションの振幅レベルは、観測記録に対してかなり過小評価であることがわかる。しかしながら、 SMGA2, SMGA3 の周囲に位置し、これらの SMGA からの波の寄与度が高いと考えられ る他の観測点において、平成 26 年度モデルの合成波形の振幅レベルは観測記録と概ね対 応している。このことから、すべり量(地震モーメント)の大きさは妥当と考えられ、 説明性が低い要因は地震モーメントの大きさ以外の影響が大きいと考えられる。

平成 26 年度の報告書でも触れられているように、平成 26 年度モデルと同様な1面の 矩形断層面を仮定して実施されている震源インバージョン結果(例えば、Wu et al., 2001) でも、TCU075, TCU076 の両観測点の EW 成分に見られる特徴的なパルス波は再現でき ていない。このことから、震源モデルを大きく変更しなければ再現できない可能性も考 えられる。

以上より、本検討では、大きく以下の2つの観点から検討を行うこととした。

① 傾斜角の変更

② すべりを与える領域の見直し

以降では、それぞれの観点での検討について述べる。



図 2.2-10 TCU075, TCU076の位置(赤枠内)



- 観測記録 - 合成波形(総和) - 合成波形(SMGA1) - 合成波形(SMGA2) - 合成波形(SMGA3) - 合成波形(SMGA4) (b)TCU076



① 傾斜角の変更

表 2.2-1 に示すように、平成 26 年度モデルで各 SMGA に設定した地震モーメントを モーメントマグニチュードに換算すると、各領域で 6.5~7.0 程度と非常に大きく、それ ぞれが別個のセグメントと見做すことができる大きさであるとも言える。

そこで、各 SMGA が別個のセグメントであるとの考えの下、ここまでの検討により、 寄与度が高い観測点で概ね説明ができている SMGA1 (SMGA1a, SMGA1b) と SMGA4 の傾斜角は 30°で変更せず、SMGA2 と SMGA3 の傾斜角をそれぞれ変化させることに より、TCU075, TCU076 の両観測点での EW 成分にパルス波が生じる設定を探索した。 また、両観測点の EW 成分の説明性が高まる設定とした場合に、両観測点以外の観測点 での説明性の変化についても確認を行った。

具体的には、SMGA2の上端の長さ方向中心付近に点震源を設定し、傾斜角を 10°~45° まで 5°刻みで変動させ、TCU075 での EW 成分の波形の形状を比較した。その結果を図 2.2-12 に示す。



図 2.2-12 SMGA2 中央浅部に点震源を設定した場合の TCU075 での EW 成分の波形形状

これを見ると、まず、傾斜角 30°での波形は、概ね SMGA2 の全体でのシミュレーションを行った場合、つまり平成 26 年度モデルの結果である図 2.2-11 の SMGA2 のシミュレーション波形と同等の形状となっていることがわかる。このことから、この点震源での結果と SMGA 全体を考慮した場合で同様な結果となることが確かめられた。

次に傾斜角と波形の形状を見ると、初動がプラス側(東側)となるのは、傾斜角 40° 以上の場合であることがわかる。そこで、明瞭に初動がプラス側となっている傾斜角 45° で、SMGA2, SMGA3 のシミュレーションを行った。傾斜角の変更は、傾斜角 30°とした 場合の断層上端の地表投影は同一とし、上端深さは 2km となるように設定した。具体的 な変更イメージを図 2.2-13 に示す。



図 2.2-13 傾斜角 30°と 45°の設定のイメージ図

傾斜角を 45°とした場合の TCU075 と TCU076 のシミュレーション結果を図 2.2-14 に 示す。傾斜角を 45°とすると、EW 成分に明瞭なパルス波が現れることがわかった。

また、傾斜角を 45°とした場合で、TCU075, TCU076 以外で、SMGA2, SMGA3 の寄与 度が高い観測点について確認したところ、震源断層からある程度離れれば、傾斜角 30° の場合と比較して特に説明性が下がることはないことを確認した。

しかし、上述のように解析上は良好な結果と言えるものの、既往の研究による、震源 インバージョンでの車籠埔断層の傾斜角の設定(例えば、関口・岩田(2001)および Lee et al.(2006))を見ると、この断層の傾斜角は一様では無く、深い側で傾斜角が緩くなる傾 向が見られている。しかしながら、傾斜角は大きくても 30°程度であり、45°まで高角 であるという既往の調査結果等は見当たらなかった。



図 2.2-14 SMGA2, SMGA3の傾斜角を 45°とした場合の TCU075, TCU076 での比較

② すべりを与える領域の見直し

前述のように、傾斜角を 45°に設定すると、解析的には良好な結果が得られるものの、 この条件を支持するような断層の調査結果や文献は見当たらなかった。そのため、以降 では、1999 年集集地震での TCU075, TCU076 において、この特徴的なパルス波を解析的 に表現できている既往の研究を調査することにより、どのような条件の変更がパルス波 の生成に効果的であるかを整理した。

震源インバージョンが行われている Lee et al. (2006)では、図 2.2-15 に示すように観 測記録の半分程度の振幅ではあるが、解析結果には TCU075 の EW 成分にパルス波が見 られている。



図 2.2-15 Lee et al. (2006)による TCU075 の EW 成分での 観測記録(黒)と解析結果(赤)との比較(Lee et al.(2006)の図に加筆)

Lee et al. (2006)では、図 2.2-16 に示すような非常に複雑な断層面の形状や3次元地盤 モデルを用いた検討が行われている。



図 2.2-16 Lee et al.(2006)による断層面の設定

本業務では1次元地盤モデルおよび単純な1面の矩形断層である点など、直接的に比較するのは難しい点もあるが、図 2.2-17に示す、すべり速度時間関数の整理については、 本業務の参考になるものと考えられる。図 2.2-17(a)では、得られたすべり速度時間関数 について、ライズタイム(Rise Time)、最大値(Max Slip Velocity)だけでなく、継続時間 (Duration Time)という観点での整理が行われている。図 2.2-17 (b)で TCU075 付近に着目 すると、ライズタイム、最大値は周囲と比較しても大きな特徴は見られないが、継続時 間は TCU075 近傍の浅い部分では非常に長くなっており、30 秒程度になっている。この ことから、地表付近のすべり速度時間関数の関数形を、最大値に到達するまでの時間、 つまりライズタイムは数秒程度であるが、それ以降も長時間すべり続けるような形状と することで、より観測記録に近いシミュレーション波形が得られる可能性があると言え る。

(a)



図 2.2-17 Lee et al.(2006)のすべり速度時間関数の整理(▲のTCU075の位置を加筆)
 (a):すべり速度時間関数に関する各指標・パラメータの定義
 (b):各指標の分布図

また、平成25年度の検討では、1999年集集地震を対象として、動力学的破壊シミュレーションの試解析が実施されている。図2.2-18に示すこの解析結果の時刻歴速度波形を見ると、TCU075のEW成分に、あまり大きくはないがパルス波の形状が見られていることがわかる。

この結果から得られているすべり速度時間関数を図 2.2-19 に示す。この検討では、 図中グレーで着色されている、地表から深さ 2km、幅方向 4km 分に相当する断層面に負 の応力降下量を与え、すべりを許容している。図中に加筆した、TCU075 付近に相当す る赤枠内のすべり速度時間関数を見ると、より深部側に存在する SMGA 部分(茶~黄色 の矩形部分)よりもすべり速度時間関数の形状はなだらかであり、また、継続時間も長 めの傾向が見られる。



図 2.2-18 平成 25 年度成果による TCU075 の EW 成分の比較



図 2.2-19 平成 25 年度成果の SMGA とすべり速度時間関数 (平成 25 年度成果報告書の図に一部加筆)

以上の点を踏まえ、本検討では、観測記録の TCU075 の EW 成分に見られているパル ス波の再現を目的に、SMGA2 の浅部を、SMGA2 と同じ長さ 12km 分を滑らせる設定を 導入する試検討を行った。以降ではこの滑らせる部分「LMGA2」とする。試検討は下記 の 2 ケースを実施した。

・ケース1 (図 2.2-20 参照)

LMGA2は、SMGA2と一連で破壊する。つまり、最も震源に近い SMGA2の南方底部 (図では左下に該当)付近から、LMGA2の領域も含めて同心円状に破壊が伝播する設定 とする。破壊伝播速度は一律 2.5km/s とする。

図 2.2-20 に示す断層面内の点線は設定している地盤モデルの地層境界であり、 SMGA2の上端付近から浅部のS波速度は1.7km/s以下となっているため、破壊伝播速度 を一律2.5km/sとする本ケースでは、LMGA2の領域内ではSuper Shear 状態となる。

・ケース2(図 2.2-21参照)

LMGA2 の破壊は、震源から最も近い南方端部から同心円状に伝播する。LMGA2 の 破壊遅延時間は、破壊伝播速度を 2.5km/s として設定するが、LMGA2 内の破壊伝播速度 は 1.4km/s とする。この破壊伝播速度の値は、ケース 1 と同様に図中の地層境界より LMGA2 内の S 波速度は最表層では 1.5km/s であるため、Super Shear にならないように破 壊伝播速度として設定したものであり、何らかの検証等に基づくものでは無い。

なお、以降の検討では、LMGA2 の破壊伝播速度や破壊遅延時間の設定は変えている が、いずれも SMGA2 と LMGA2 の 2 領域のみの破壊を考慮した。また、各ケースでは LMGA2 のライズタイムのみ変えた 2 条件を実施した。一つは SMGA2 と同じ 3.0 秒(ケー ス 1-1、ケース 2-1) とし、もう一つは、前述の既往の研究を参考にもう少し長い設定を 考慮して、5.0 秒 (ケース 1-2、ケース 2-2) とした。すべり速度時間関数は、いずれも smoothed ramp function を利用した。

全解析ケースを整理し、合成波の合算(SMGA2+LMGA2)と観測記録、及び LMGA2、 SMGA2 それぞれの領域からの波形(速度波形)について整理した。ケース 1-1、ケース 1-2 の解析結果を図 2.2-22 に、ケース 2-1、ケース 2-2 の解析結果を図 2.2-23 に示す。 両図を見ると、EW 成分の合成波の合算(赤)に対して影響が大きいのは LMGA2 のラ イズタイムであり、破壊伝播速度はそれほど大きな影響は与えていないように見える。 他の成分を参照すると、NS 成分も同様であるが、UD 成分ではケース 2 に対してケース 1 はやや過大評価になっていることがわかる。このことから、ここでの検討は EW 成分 のパルス波ではあるものの、観測点全体のバランスを考えれば、ケース 2 の方が好まし いと言える。

LMGA2 のライズタイムは、3.0 秒、5.0 秒のいずれのケースでも、EW 成分にパルス 波が見えているが、今回の両ケースではすべり速度時間関数の形状そのものの影響が強 く、いずれのケースでも 3.0 秒とした方が振幅レベルの大きいパルス波が生じているこ とがわかる。このことは、Lee et al. (2006)と調和的であるとも言える。

以上より、今回の検討では、地震発生層よりも浅い層のすべりを許容することにより、 震源断層上端付近のパルス波が生成される可能性が示された。その設定は、下方の SMGA と同じライズタイムで良い結果であったが、以降で実施した動力学的破壊シミュレー ション結果より、SMGA2, LMGA2 周辺での破壊伝播速度やすべり速度時間関数を分析す ることにより、さらに観測記録の再現性が高い解析結果が得られる可能性がある。また、 他の地震を用いた検討など、検討の積み重ねにより、現在の強震動予測手法に無い、地 震発生層より浅い層のモデル化やパラメータ設定方法を検討できる可能性もある。



図 2.2-20 ケース1の設定模式図 (SMGA2の破壊開始点から Vr=2.5km/s で同心円状に破壊が伝わる設定)



図 2.2-21 ケース2の設定模式図 (SMGA2, LMGA2は、それぞれ震源に最も近い地点から破壊が開始する設定)



図 2.2-22 ケース1 SMGA2 と LMGA2 のシミュレーション結果と観測記録との比較



図 2.2-23 ケース 2 SMGA2 と LMGA2 のシミュレーション結果と観測記録との比較

(5)周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルの改良のまとめ

ここでは、周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルの改良を目的に、平成 26 年度のモデルをベースに以下の検討を行った。検討の結果を以下にまとめる。

- 断層北側の SMGA1 を SMGA1a と SMGA1b に分割し、SMGA1b の平均すべり量 を見直した
- ・ SMGA2, SMGA4 のすべり角を見直した
- 地震発生層よりも浅い領域を滑らせると断層上端極近傍の観測点のパルス波が
   生成される可能性を示した

以上の結果を踏まえ、今年度の成果として、周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震 源モデルを図 2.2-24 に、パラメータを表 2.2-2 に、地盤モデルを表 2.2-3 に示す。



図 2.2-24 周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデル

パラメータ	単位	SMGA1a	SMGA1b	SMGA2	SMGA3	SMGA4	Total
走向	deg.	N3°E	N3°E	N3°E	N3°E	N3°E	
傾斜角	deg.	30	30	30	30	30	
長さ	km	15	12	12	12	10	
幅	km	10	21	12	10	20	
面積	km <sup>2</sup>	150	252	144	120	200	866
平均すべり量	m	20	7	3	3	2	
地震モーメント	Nm	5.33E+19	3.96E+19	9.09E+18	7.06E+18	8.86E+18	1.18E+20
モーメント マグニチュード	_	7.08	7.00	6.57	6.50	6.56	7.31
破壊伝播速度	km/s	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	
ライズタイム	S	7.0	7.0	3.0	3.0	3.0	
すべり角	deg.	75	75	90	90	75	
上端深さ	km	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	
破壞遅延時間	S	15.8	10.8	2.8	0.0	8.4	

表 2.2-2 周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデル パラメーター覧

表 2.2-3 設定した地盤モデル※平成 26 年度から変更無し

N	層厚	密度	Vp	Qp	Vs	0
No.	(m)	(g/cm <sup>3</sup> )	(m/s)		(m/s)	Qs
1	910	2.00	2880	200	1550	100
2	1000	2.05	3150	400	1700	200
3	1790	2.30	4370	500	2500	250
4	4300	2.40	5130	500	2850	250
5	5000	2.60	5900	550	3300	270
6	4000	2.70	6210	600	3610	300
7	8000	2.75	6410	700	3710	350
8	5000	2.80	6830	800	3950	400
9	-	3.00	7290	1000	4210	500

# 2.2.3. 周期 0.1~2 秒程度を対象とした特性化震源モデルの再構築 (1)検討方針

前項で改良した周期 2~10 秒程度を対象とした特性化震源モデルを参考に、周期 0.1 ~2 秒程度を対象とした特性化震源モデルを再構築する。平成 26 年度では、断層面北側の SMGA1 のみを検討していたが、本検討では、全 SMGA を対象として特性化震源モデルを再構築する。

本検討では、特性化震源モデルの精度を高めることを目的に、はじめに経験的グリーン関数として用いる地震の選定を行う。選定に当たっては、各 SMGA の近傍に震源を有する地震で、各 SMGA の寄与度が高い観測点で観測記録が得られている地震を検索し、必要なパラメータを設定する。

次に経験的グリーン関数法を用いて周期 0.1~2 秒程度を説明できる特性化震源モデ ルの検討を行う。

(2)経験的グリーン関数として用いる小地震の選定

ここでは経験的グリーン関数として用いる小地震の選定を行う。

波形データを入手した地震の震央分布を図 2.2-25 に示し、その諸元を表 2.2-4 に示 す。地震数は本震を含めると 47 地震である。表 2.2-4 に示した震央は CWB のホームペー ジで公開されている情報を基本としており、CWB のホームページで公開されていない地 震については CD-ROM に収録されている値を用いている。

平成26年度の検討では、経験的グリーン関数として用いる地震は、SMGA1の領域内 もしくはその周辺に震源を有すること、本震で大速度パルス、大きな永久変位が観測さ れた観測点での記録を有することを条件に検索した。

本検討においてもこの方針を踏襲し、前項で得られた周期 2~10 秒程度を対象とした 特性化震源モデルで設定した 5 つの SMGA の領域にそれぞれ用いる経験的グリーン関数 として利用する地震の選定を行った。具体的方針は下記の通りとした。

- SMGA1aと SMGA1b には、平成 26 年度に選定した地震: No.118(1999/09/20 20:21 ML=5.22)を利用する
- ・ SMGA2, SMGA3, SMGA4 については、新たに各領域付近に震源を有し、各 SMGA の寄与度が高い観測点で観測記録が得られている地震を選定する

最終的に、それぞれ以下の地震を選定した。

- EGF1(SMGA1a, SMGA1b) No118 1999/09/20 20:21, ML=5.2,D=11.1km
- ► EGF2(SMGA2) No115 1999/09/20 20:02, ML=5.4, D=12.1km
- ► EGF3(SMGA3) No111 1999/09/20, 19:34, ML=4.7, D= 9.5km
- ► EGF4(SMGA4) No120 1999/09/20 21:23, ML=4.9, D=10.1km

図 2.2-26 に、上記の4 地震の震央と、観測記録が得られている観測点について示す。



図 2.2-25 SMGA の配置と小地震の震央の位置関係 ☆ 各地震の震央、番号が赤枠で囲まれた地震は EGF として用いた地震

No.	発震日時	Lon(deg)	Lat(deg)	Dep(km)	ML	Mw
1	1996/11/26_08:22	121.7000	24.1600	26.2	5.4	5.2
4	1999/09/22_00:14	121.0500	23.8300	15.6	6.8	6.4
5	1999/09/22_00:49	121.0300	23.7600	17.4	6.2	5.8
6	1999/09/22_12:17	120.9800	23.7400	24.0	6.0	5.2
7	1999/09/23_12:44	121.0900	23.9300	18.4	5.6	5.2
8	1999/09/25_08:43	120.9500	23.6900	7.1	5.1	5.1
9	1999/09/25_23:52	121.0000	23.8500	12.1	6.8	6.5
10	2000/05/17_03:25	121.1000	24.1900	9.7	5.6	5.4
11	2000/06/10_18:23	121.1100	23.9000	16.2	6.7	6.4
12	2000/06/19_21:56	121.0900	23.9200	27.0	5.2	5.2
13	2001/03/01_16:37	121.0000	23.8400	10.9	5.8	5.2
14	2009/07/26_01:00	120.9600	23.6900	14.3	5.4	5.1
15	2009/11/05_11:34	120.7600	23.7700	24.0	5.7	5.2
16	2010/02/12_02:42	121.0800	23.9000	18.4	5.2	4.9
102	1999/09/20_17:57	121.0400	23.9100	7.7	6.4	-
103	1999/09/20_18:03	120.8600	23.8000	9.8	6.6	-
104	1999/09/20_18:21	121.1000	23.9600	25.6	5.2	-
105	1999/09/20_18:32	121.0200	23.8200	12.4	5.1	-
106	1999/09/20_18:34	121.0239	23.8447	21.3	4.9	-
107	1999/09/20_18:50	121.0000	23.9300	11.1	4.8	-
108	1999/09/20_18:56	120.7985	23.7661	9.2	4.7	-
109	1999/09/20_19:17	120.7927	23.9329	10.6	4.4	-
110	1999/09/20_19:19	120.8981	23.9955	19.5	4.6	-
111	1999/09/20_19:34	120.7551	23.8531	9.5	4.7	-
				212		
112	1999/09/20_19:40	120.8759	23.5509	7.4	5.3	-
112 113	1999/09/20_19:40 1999/09/20_19:44	120.8759 120.7364	23.5509 24.0561	7.4	5.3 4.6	-
112 113 114	1999/09/20_19:40 1999/09/20_19:44 1999/09/20_19:57	120.8759 120.7364 120.8134	23.5509 24.0561 24.0278	7.4 9.3 12.0	5.3 4.6 5.2	- - -
112 112 113 114 115	1999/09/20_19:40 1999/09/20_19:44 1999/09/20_19:57 <b>1999/09/20_20:02</b>	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b>	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b>	5.3 4.6 5.2 5.4	- - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116	1999/09/20_19:40 1999/09/20_19:44 1999/09/20_19:57 <b>1999/09/20_20:02</b> 1999/09/20_20:08	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8	- - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116 117	1999/09/20_19:40 1999/09/20_19:44 1999/09/20_19:57 <b>1999/09/20_20:02</b> 1999/09/20_20:08 1999/09/20_20:11	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929	23.5509 24.0561 24.0278 <b>23.9823</b> 24.1327 23.9480	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8 4.5	- - - - -
112           112           113           114           115           116           117           118	1999/09/20_19:40 1999/09/20_19:44 1999/09/20_19:57 <b>1999/09/20_20:02</b> 1999/09/20_20:08 1999/09/20_20:11 <b>1999/09/20_20:21</b>	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b>	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b>	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8 4.5 5.2 5.4	- - - - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116 117 <b>118</b> 119	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:22	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244	23.5509 24.0561 24.0278 <b>23.9823</b> 24.1327 23.9480 <b>24.1077</b> 23.8024	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8 4.5 5.2 4.8	- - - - - -
112 112 113 114 115 116 117 118 119 120	1999/09/20_19:40 1999/09/20_19:44 1999/09/20_19:57 <b>1999/09/20_20:02</b> 1999/09/20_20:08 1999/09/20_20:11 <b>1999/09/20_20:21</b> 1999/09/20_20:29 <b>1999/09/20_21:23</b>	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b>	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b>	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8 4.5 5.2 4.8 4.5 5.2 4.8 4.9	- - - - - - - - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116 117 <b>118</b> 119 <b>120</b> 121	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:22         1999/09/20_20:23         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:27	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b>	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8 4.5 5.2 4.8 4.9 5.0	- - - - - - - - - - - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116 117 <b>118</b> 119 <b>120</b> 121 122	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:03         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:29         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:27         1999/09/20_21:39	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561	23.5509 24.0561 24.0278 <b>23.9823</b> 24.1327 23.9480 <b>24.1077</b> 23.8024 <b>23.6103</b> 24.0851 23.5902	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b> 11.9 14.1	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8 4.5 5.2 4.8 4.5 5.2 4.8 4.9 5.0 4.1	- - - - - - - - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116 117 <b>118</b> 119 <b>120</b> 121 122 123	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57 <b>1999/09/20_20:02</b> 1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11 <b>1999/09/20_20:21 1999/09/20_20:21 1999/09/20_20:29 1999/09/20_21:23</b> 1999/09/20_21:27         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:46	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110	23.5509 24.0561 24.0278 <b>23.9823</b> 24.1327 23.9480 <b>24.1077</b> 23.8024 <b>23.6103</b> 24.0851 23.5902 23.6121	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b> 11.9 14.1	5.3 4.6 5.2 5.4 4.8 4.5 5.2 4.8 4.5 5.2 4.8 4.9 5.0 4.1 6.6	- - - - - - - - - - - -
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:22         1999/09/20_20:29         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:46         1999/09/20_21:54	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b> 11.9 14.1 1.1 4.3	5.3         4.6         5.2         5.4         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.0         4.1         6.6         5.3	- - - - - - - - - - - - - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116 117 <b>118</b> 119 <b>120</b> 121 122 123 124 125	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:29         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:27         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:46         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b> 11.9 14.1 1.1 4.3 8.6	5.3         4.6         5.2         5.4         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.2         4.8         4.9         5.0         4.1         6.6         5.3         4.7	- - - - - - - - - - - - -
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124         125         126	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:22         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57         1999/09/20_22:15	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b> 11.9 14.1 1.1 4.3 8.6 2.8	5.3         4.6         5.2         5.4         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.2         4.8         4.9         5.0         4.1         6.6         5.3         4.7         4.7	- - - - - - - - - - - - - - - - - -
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124         125         126         127	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:211         1999/09/20_20:22         1999/09/20_20:21         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:22	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208 120.8342	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851 23.5510	7.4 9.3 12.0 <b>12.1</b> 11.0 10.1 <b>11.1</b> 14.6 <b>10.1</b> 11.9 14.1 1.1 4.3 8.6 2.8 5.0	5.3         4.6         5.2         5.4         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.0         4.1         6.6         5.3         4.7         4.7         5.2	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124         125         126         127         128	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:22         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:22         1999/09/20_22:33	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208 120.8208 120.8342 120.9770	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851 23.5510 24.1118	7.4         9.3         12.0         12.1         11.0         10.1         11.1         14.6         10.1         11.9         14.1         1.1         4.3         8.6         2.8         5.0         12.8	5.3         4.6         5.2         5.4         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.0         4.1         6.6         5.3         4.7         5.2         4.8	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
112 112 113 114 <b>115</b> 116 117 <b>118</b> 119 <b>120</b> 121 122 123 124 125 126 127 128 129	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:29         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:27         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:33         1999/09/20_22:33	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208 120.8208 120.8342 120.9770 120.7247	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851 23.5510 24.1118 23.6402	$\begin{array}{c} 7.4 \\ 9.3 \\ 12.0 \\ 12.1 \\ 11.0 \\ 10.1 \\ 11.1 \\ 14.6 \\ 10.1 \\ 11.9 \\ 14.1 \\ 1.1 \\ 4.3 \\ 8.6 \\ 2.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ 16.1 \\ \end{array}$	5.3 $4.6$ $5.2$ $5.4$ $4.8$ $4.5$ $5.2$ $4.8$ $4.9$ $5.0$ $4.1$ $6.6$ $5.3$ $4.7$ $4.7$ $5.2$ $4.8$ $4.4$	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124         125         126         127         128         129         130	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_219:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:11         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:29         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:33         1999/09/20_22:44         1999/09/20_22:56	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208 120.8342 120.9770 120.7247 120.9151	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851 23.5510 24.1118 23.6402 23.8777	$\begin{array}{c} 7.4 \\ 9.3 \\ 12.0 \\ 12.1 \\ 11.0 \\ 10.1 \\ 11.1 \\ 14.6 \\ 10.1 \\ 11.9 \\ 14.1 \\ 1.1 \\ 4.3 \\ 8.6 \\ 2.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ 16.1 \\ 11.6 \end{array}$	5.3         4.6         5.2         5.4         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.0         4.1         6.6         5.3         4.7         4.7         5.2         4.8         4.7         4.8         4.7         5.2         4.8         4.7         5.2	
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124         125         126         127         128         129         130         131	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:01         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:20         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:22         1999/09/20_22:23         1999/09/20_22:44         1999/09/20_22:56         1999/09/20_22:58	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208 120.8208 120.8342 120.9770 120.7247 120.9151 120.7996	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851 23.5510 24.1118 23.6402 23.8777 23.6111	$\begin{array}{c} 7.4 \\ 9.3 \\ 12.0 \\ \hline 12.1 \\ 11.0 \\ 10.1 \\ \hline 11.1 \\ 14.6 \\ \hline 10.1 \\ 11.9 \\ 14.1 \\ 1.1 \\ 4.3 \\ \hline 8.6 \\ 2.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ \hline 16.1 \\ 11.6 \\ 11.0 \\ \end{array}$	5.3         4.6         5.2         5.4         4.8         4.5         5.2         4.8         4.5         5.2         4.8         4.9         5.0         4.1         6.6         5.3         4.7         4.7         5.2         4.8         4.7         4.7         5.2         4.8         4.7         5.2         4.8         4.7         5.2         4.8         4.7         4.7         5.2         4.8         4.9         4.6	
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124         125         126         127         128         129         130         131         132	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:20:11         1999/09/20_20:20:20         1999/09/20_20:20:20         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:20         1999/09/20_22:33         1999/09/20_22:33         1999/09/20_22:56         1999/09/20_22:58         1999/09/20_23:18	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208 120.8208 120.8342 120.9770 120.7247 120.9151 120.7996 120.9052	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851 23.5510 24.1118 23.6402 23.8777 23.6111 23.4490	$\begin{array}{c} 7.4 \\ 9.3 \\ 12.0 \\ 12.1 \\ 11.0 \\ 10.1 \\ 11.1 \\ 14.6 \\ 10.1 \\ 14.6 \\ 10.1 \\ 14.6 \\ 10.1 \\ 14.6 \\ 10.1 \\ 14.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ 16.1 \\ 11.6 \\ 11.0 \\ 9.6 \\ \end{array}$	5.3 $4.6$ $5.2$ $5.4$ $4.8$ $4.5$ $5.2$ $4.8$ $4.9$ $5.0$ $4.1$ $6.6$ $5.3$ $4.7$ $4.7$ $5.2$ $4.8$ $4.7$ $4.7$ $5.2$ $4.8$ $4.4$ $4.9$ $4.6$ $5.1$	
112         112         113         114         115         116         117         118         119         120         121         122         123         124         125         126         127         128         129         130         131         132         133	1999/09/20_19:40         1999/09/20_19:44         1999/09/20_219:57         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:02         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:08         1999/09/20_20:20         1999/09/20_20:21         1999/09/20_20:29         1999/09/20_21:23         1999/09/20_21:27         1999/09/20_21:39         1999/09/20_21:54         1999/09/20_21:57         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:15         1999/09/20_22:33         1999/09/20_22:44         1999/09/20_22:56         1999/09/20_23:18         1999/09/20_20:14	120.8759 120.7364 120.8134 <b>120.7406</b> 120.9252 120.7929 <b>120.9795</b> 120.9244 <b>120.8510</b> 121.0346 120.5561 120.8110 120.7741 120.8630 120.8208 120.8342 120.9770 120.7247 120.9151 120.7996 120.9052 121.0500	23.5509 24.0561 24.0278 23.9823 24.1327 23.9480 24.1077 23.8024 23.6103 24.0851 23.5902 23.6121 23.6230 23.4682 23.5851 23.5510 24.1118 23.6402 23.8777 23.6111 23.4490 23.8300	$\begin{array}{c} 7.4 \\ 9.3 \\ 12.0 \\ 12.1 \\ 11.0 \\ 10.1 \\ 11.1 \\ 14.6 \\ 10.1 \\ 11.9 \\ 14.1 \\ 1.1 \\ 4.3 \\ 8.6 \\ 2.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ 5.0 \\ 12.8 \\ 16.1 \\ 11.6 \\ 11.0 \\ 9.6 \\ 15.6 \end{array}$	5.3 $4.6$ $5.2$ $5.4$ $4.8$ $4.5$ $5.2$ $4.8$ $4.9$ $5.0$ $4.1$ $6.6$ $5.3$ $4.7$ $4.7$ $4.7$ $5.2$ $4.8$ $4.4$ $4.9$ $4.6$ $5.1$ $6.8$	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -

表 2.2-4 波形データを入手した地震の諸元(赤枠の地震は EGF として利用した地震)



図 2.2-26 各 SMGA で利用する小地震と記録が得られている観測点

(3)経験的グリーン関数として用いる小地震の震源パラメータ

ここでは、(2)で選定した経験的グリーン関数として用いる小地震のパラメータ(地震 モーメント、断層面積、応力降下量)を評価する。

選定した地震の地震モーメントは GCMT や台湾中央研究院で求められていないため、本検討では観測記録から地震モーメントを求める。観測記録から地震モーメントを求める方法の1つに、変位スペクトルの低振動数側のフラットレベルから評価する方法がある。しかし、本検討では平成26年度同様に、後述する理由によりこの方法は採用せず、観測記録のフーリエスペクトルが Boore (1983)の理論スペクトルにフィッティングするように、地震モーメント( $M_0$ )やコーナー周波数(fc)を求め、それらから円形クラックを仮定して断層面積S(= $\pi$ r<sup>2</sup>、rは等価半径)と応力降下量( $\Delta$ )を求めることとした(Brune (1970, 1971)、Eshelby (1957))。

$$r = 0.37 \frac{\beta}{f_c}$$
$$\Delta \sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^3}$$

用いる観測記録は表層付近の増幅による影響を可能な限り小さくしたいため、地盤条件が比較的良好な観測点として、Lee et al. (2001b) による表 2.2-5 に示す地盤条件が C 以上の観測点の観測記録をパラメータの評価に用いる候補とした。

Q値は、表 2.2-6 に示す日本国内のデータを対象にして推定されている Q値を回帰分 析して得られた平均的な Q値である 40f<sup>1.0</sup>(佐藤 (2007)、図 2.2-27)を用いた。佐藤 (2007)が回帰分析に用いた Q値は震源距離が 100km 以内で、かつ火山フロントをまた がない強震記録のみからスペクトルインバージョンに基づき推定されたものである。各 観測記録は、上記の地盤条件による選別を行っても、表層付近の増幅の影響が含まれて いると考えられ、ばらつきが大きくなっている。平成 26 年度では、SMGA1 に用いた地 震である No.118 について、TCU087、TCU089、TCU104 の 3 観測点は、他の観測点に比 べ特定の周期帯でレベルが大きくなる等の顕著な特徴があまり見られなかったことか ら、表層地盤の影響を受けている可能性が低いと考え、これら 3 観測点の観測記録をパ ラメータの設定に用いた。

その他の SMGA に用いる地震のパラメータ設定においても、この知見を活かし、で きるだけ同じ観測点を利用することとした。不足する場合は、同様に地盤条件が C 以上 の観測点での記録の中からばらつきが小さくなるように選定した。

選定した観測記録からは、距離と Q 値の補正を施した加速度フーリエスペクトルに 1/ω<sup>2</sup> を乗じて変位スペクトルを求め、加速度、変位のフーリエスペクトルについて、3 観測点の平均スペクトルを算出し、これと Boore(1983)の理論スペクトルをフィッティン グさせた。このように平均を取ることにより、放射特性による影響が平均化されると考 えられる。観測記録とフィッティングさせた Boore(1983)の理論スペクトルとの関係を図 2.2-28 に示し、フィッティングに用いたパラメータを表 2.2-7 に示す。なお、フィッティ ングに際し、平成 26 年度に No.118 の応力降下量として 4MPa が得られていることから、 その他の地震についても応力降下量は 4MPa で固定した上で地震モーメントを推定し、 No.118 とは逆のプロセスで円形クラックを仮定してコーナー周波数や面積を得た。 なお、これらのフーリエスペクトルを見ると、0.5Hz 程度以上(周期2秒程度以下) の帯域での精度は概ね担保されていると言えるが、0.2~0.3Hz 程度より低振動数側では ノイズにより精度が確保されていないと考えられる。従って、本業務で対象とする周期 0.1~2 秒程度の評価は可能と考えられるが、震源パラメータの設定としては、変位スペ クトルの低振動数側のフラットレベルの読み取りも困難となるため、平成26年度と同様 にそれを用いて地震モーメントを評価することはしなかった。

得られたパラメータを、台湾を震源とする地震のみで整理されている ML と地震モー メント、および地震モーメントと応力降下量との関係性と比較した。これを図 2.2-29 に 示す。応力降下量は全小地震を 4MPa で固定したが、各地震の地震モーメントとの関係 性を考えると、ばらつきの範囲内であると言える。ML と地震モーメントの関係につい ても、同様にばらつきの範囲内と考えられる。以上から、本検討での小地震の震源パラ メータは、観測記録に合うように試行錯誤的に設定したものではあるが、既往の経験的 な関係との対応も良好であり、大きく外れた値ではないと考えられる。

#### 表 2.2-5 地盤の分類 (Lee et al., 2001b)

### Table 1

# Comparison between the 1997 UBC Provisions and the Simplified Site Classification Working Scheme Used in This Study

Site Class	Site Class Description of 1997 UBC Provisions*	Site Class Description of Simplified Working Scheme Used in This Study
А	Hard rock, eastern United States sites only, $\overline{V}_{s} > 1500$ (m/sec).	(Not used)
В	Rock, $\overline{V}_{s}$ is 760 to 1500 m/sec.	Miocene and older strata, lime- stone, igneous rocks, and metamorphic rocks, etc.
С	Very dense soil and soft rock, $\overline{V}_s$ is 360 to 760 m/sec. Un- drained shear strength $u_s \ge$ 2000 psf ( $u_s \ge$ 100 kPa) or $N \ge$ 50 blows/ft.	Pliocene and Pleistocene strata, conglomerates, pyroclastic rocks, etc., and geomorpho- logic lateritic terraces.
D	Stiff soils, $\overline{V}_s$ is 180 to 360 m/ sec. Stiff soil with undrained shear strength 1000 ps $\leq u_s$ $\leq 2000$ psf (50 kpa $\leq u_s \leq$ 100 kPa), or $15 \leq N \leq$ 50 blows/ft.	Late Pleistocene and Holocene strata, geomorphologic flu- vial terrace, and stiff clays and sandy soils with average SPT $N \ge 15$ in the upper 30 m.
E	Soft soils, profile with more than 10 ft (3m) of soft clay defined as soil with plastic- ity index PI > 20, moisture content $w > 40\%$ , and undrained shear strength $u_s < 1000$ psf (50 kPa), or N < 15 blows/ft.	Holocene deposits and fills, etc., with average SPT <i>N</i> < 15 in the upper 30 m.
Γ	<ul> <li>evaluations:</li> <li>1. Soil vulnerable to potential failure or collapse under seismic loading, e.g., liquefiable soils, quick and highly sensitive clays, and collapsible weakly cemented soils.</li> <li>2. Peats and/or highly organic clays (10 ft [3 m] or thicker layer).</li> <li>3. Very high plasticity clays: (25 ft [8 m] or thicker layer with plasticity index &gt; 75).</li> <li>4. Very thick soft/medium stiff clays: (120 ft [36 m] or thicker layer).</li> </ul>	(This is not classified in the present study and will be studied in the future.)

<sup>\*</sup>The Provisions of 1997 NEHRP and 1997 UBC are similar.

表 2.2-6 佐藤(2007)の回帰分析で用いられた既往研究の Q 値モデル

# 表1 地殻内地震の震源距離 100km 以下の記録から推定された @値モデル

地域	Q値モデル	周波数(Hz)	参考文献
大阪周辺	$Q = 37 f^{0.84}$	0.5~10	古和田・他 <sup>23)</sup>
大阪周辺	$Q = 33f^{1.0}$	0.33~10	Moya et al. <sup>24)</sup>
九州南西部	$Q = 104 f^{0.63}$	1~10	加藤25)
小田原周辺	Q = 20f	1~20	植竹・工藤 <sup>26)</sup>
新潟県中越	$Q = 21 f^{0.89}$	0.6~10	畑山・他 <sup>27)</sup>
新潟平野	Q = 50f	0.5~20	金谷・他 <sup>28)</sup>
九州北部	$Q = 56f^{1.5}$	1~10	佐藤・川瀬 <sup>29)</sup>
北海道留萌周辺	$Q = 43f^{0.89}$	1~10	佐藤 <sup>30)</sup>
若狭湾周辺	$Q = 30 f^{1.40}$	1~10	佐藤 <sup>30)</sup>



図1 地殻内地震に対する既往の @値モデル<sup>23)~30</sup>(青線)とこれらを回帰した平均的 @値モデル(赤線)

図 2.2-27 既往のQ値モデルとこれらを回帰した平均的Q値モデル(佐藤(2007))



 (b) 変位フーリエスペクトル
 図 2.2-28(1) 補正後フーリエスペクトルと Boore の震源スペクトルとの比較 SMGA1 設定用の地震(No.118)
 (震源距離に応じた幾何減衰による補正と Q 値による補正を施している。)



(b) 変位フーリエスペクトル
 図 2.2-28(2) 補正後フーリエスペクトルと Boore の震源スペクトルとの比較
 SMGA2 設定用の地震(No.115)

(震源距離に応じた幾何減衰による補正とQ値による補正を施している。)



 (b) 変位フーリエスペクトル
 図 2.2-28(3) 補正後フーリエスペクトルと Boore の震源スペクトルとの比較 SMGA3 設定用の地震(No.111)

(震源距離に応じた幾何減衰による補正とQ値による補正を施している。)


(b) 変位フーリエスペクトル
 図 2.2-28(4) 補正後フーリエスペクトルと Boore の震源スペクトルとの比較
 SMGA4 設定用の地震(No.120)

(震源距離に応じた幾何減衰による補正とQ値による補正を施している。)

地震番号		118	115	111	120			
対象領域		SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4			
発震時刻		1999/09/20 20:21	1999/09/20 20:02	1999/09/20 19:34	1999/09/20 21:23			
パラメータ	単位		設定	宦値		引用		
$R_{\theta\phi}$	_	0.63				平均的な値		
FS	_		-	自由表面				
PRTITN	_		1	水平2成分の ベクトル和を使用				
ρ	g/cm <sup>3</sup>		2	(仮定)				
β	km/s		3	(仮定)				
<b>M</b> 0	Nm	$8.0 \times 10^{16} \qquad 1.0 \times 10^{17} \qquad 1.$		1.3×10 <sup>16</sup>	5.0×10 <sup>16</sup>	本検討		
ML		5.22	5.35	4.66	4.92	Lee et al. (2001)		
Mw		5.20	5.27	4.68	5.07	本検討		
Depth	km	11.1 12.1		9.5	10.1	Lee et al. (2001)		
Δσ	MPa	4.0 4.0		4.0	4.0	本検討		
Area	km <sup>2</sup>	13.315.54.0(3.7*3.7)(3.9*3.9)(2.0*2.0)		9.8 (3.1*3.1)	円形クラック仮定で 算出			
Q	_		40	佐藤(2007)				
fc	Hz	0.65 0.59 1.16 0.			0.74	本検討		
fmax	Hz		6	鶴来・他 (1997)				

表 2.2-7 スペクトルのフィッティングに用いた Boore(1983)のパラメータと 小地震のパラメーター覧





(4)短周期を対象とした特性化震源モデルの再構築

経験的グリーン関数法を用いて、フォワードモデリングにより周期 0.1~2 秒程度の短 周期を対象とした特性化震源モデルの再構築を行った。特性化震源モデルの初期モデル は、前項で再構築した長周期を対象とした特性化震源モデルとした。

ライズタイムについては、長周期からやや小さめの値を設定した。また、地震モーメントについては、観測記録の説明性が高い設定を試行錯誤的に設定した。設定したパラメータを表 2.2-8 に示す。

表 2.2-8 の設定に基づき、経験的グリーン関数法により波形の合成を行った。断層の 北側の例として、TCU068 と TCU052、断層の中央付近の上端近傍の観測点の例として、 TCU076、TCU120、TCU122 を、断層の南側の例として CHY024 の各小地震の観測記録、 及び波形合成結果と本震観測記録との比較を図 2.2-30~図 2.2-35 に示す。なお、本震観 測記録、波形合成結果の時刻歴波形には、0.5~10Hz のバンドパスフィルターを施して いる。

この結果を見ると、長周期を対象とした特性化震源モデルの地震モーメントに対し、 SMGA1a は概ね 80%、その他は概ね 100%の地震モーメントを与えることで、顕著なパ ルス波が見られている観測点・成分(例えば TCU068 の EW 成分など)以外の速度波形 では最大値が概ね倍半分程度の範囲内に収まることが確認できる。このことから、1999 年集集地震の場合では、周期 0.1~2 秒を対象とした場合と周期 2~10 秒を対象とした場 合で、SMGA の配置や地震モーメント等のパラメータを大きく変えなくても説明できる と言える。

個々の結果を見ていくと、小地震の観測記録は周期 1~2 秒は利用可能であるように 見えるものの、波形合成結果では、周期 1 秒程度以上から長周期側は観測記録に対して ほぼ全ての観測点で小さくなっている。このような問題点を改善し、説明性を向上させ るためには、さらなる小地震自体の吟味が必要かもしれない。特に周期 1 秒以上の説明 性の改善には、より長周期側まで精度を有する小地震が必要とも考えられる。

また、0.5~10Hzのバンドパスフィルターを施した後でも、SMGA1の寄与度が大きい 断層北側のTCU052やTCU068では有意なパルス成分が見られるが、合成地震波ではこ のようなパルス波を得ることができなかった。現在、これらの観測点では、合成波形は 観測記録に対して周期2秒付近の振幅レベルが不足しているため、上記を解決した後の 議論が必要と考えられる。

その他、SMGA2 と SMGA3 で採用した小地震には大きなパルス波が含まれているが、 合成後の観測記録と比較すると、このパルス部分が過大評価の要因になっているように 見える。そのため、同等のマグニチュードの地震で、このようなパルス波が観測されて いない地震をさらに検索することで、説明性の向上が期待できる。

以上のように、今回選定した小地震よりも、さらに適合性のよい小地震を選定するこ と、選定した小地震の震源パラメータの精度を向上させることにより、より精度の高い 合成波形が得られる可能性があると言える。

パラメータ	単位	SMGA1a	SMGA1b	SMGA2	SMGA3	SMGA4
長さ	km	15	12	12	12	10
幅	km	10	21	12	10	20
走向	deg.	3	3	3	3	3
傾斜角	deg.	30	30	30	30	30
上端深さ	km	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
SMGA の応力降下量	MPa	10.0	10.0	10.0	10.0	7.0
SMGA のライズタイム	s	1.5	1.5	1.0	1.0	1.0
小地震の地震モーメント	Nm	8.00E+16	8.00E+16	1.00E+17	1.30E+16	5.00E+16
小地震の応力降下量	MPa	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0
応力降下量の比:c		2.5	2.5	2.5	2.5	1.8
$N_L \times N_W \times N_T$		6 x 5 x 7	4 x 7 x 7	3 x 3 x 4	6 x 5 x 7	4 x 6 x 4
地震モーメント (短周期モデル) : m <sub>0</sub>	Nm	4.20E+19	3.92E+19	9.00E+18	6.83E+18	8.40E+18
地震モーメント (長周期モデル): M <sub>0</sub>	Nm	5.33E+19	3.96E+19	9.09E+18	7.06E+18	8.86E+18
$m_0/M_0$		79%	99%	99%	97%	95%

表 2.2-8 周期 0.1~2 秒程度を対象とした特性化震源モデルのパラメーター覧



図 2.2-30(1) TCU068 観測されている小地震



図 2.2-30(2) TCU068 波形合成結果と観測記録との比較



図 2.2-31(1) TCU052 観測されている小地震



図 2.2-31(2) TCU052 波形合成結果と観測記録との比較



図 2.2-32(1) TCU076 観測されている小地震



図 2.2-32(2) TCU076 波形合成結果と観測記録との比較



図 2.2-33(1) TCU120 観測されている小地震



図 2.2-33 (2) TCU120 波形合成結果と観測記録との比較



図 2.2-34(1) TCU122 観測されている小地震



図 2.2-34(2) TCU122 波形合成結果と観測記録との比較



図 2.2-35(1) CHY024 観測されている小地震



図 2.2-35(2) CHY024 波形合成結果と観測記録との比較

# 2.2.4. 1999年集集地震(reverse-slip)の特性化アスペリティ震源モデルの ための動的破壊シミュレーション

前項で検討された 1999 年集集地震の特性化運動論的アスペリティ震源モデルに対し てーそろいの動的破壊モデルとして発展させた。断層の幾何学的な広がりと傾斜角は平 成 25 年度に開発されたアスペリティ・モデルと同じである。傾斜角は 30 度、アスペリ ティの位置と大きさは前項で検討されたものと同じとする。

前項で検討された運動学的断層モデルは、北から南へ SMGA1a、SMGA1b、SMGA2、 SMGA3、SMGA4 と名付けられた 5 個のアスペリティから構成され、アスペリティの平 均すべりは、それぞれ 20m、7m、3m、3m、2m である。各アスペリティでの応力降下量 は、動力学的モデルの平均すべり量が運動学的モデルと等価になるように試行錯誤的に 求めた。

地震発生層での背景の応力降下量は 0 と仮定され、地表から深さ 2km の軟弱な浅層 (SL)帯域は破壊時に高いエネルギー吸収メカニズムをもつと仮定され、それ自体、負 の応力降下量でパラメータ化される(例えば、Dalguer et al, 2008; Pitarka et al., 2009)。合 計 8 個のアスペリティからなる断層モデルを検討した。

結果として、最終モデルでは、Mw7.52 の地震を生じ、各アスペリティの平均すべり は北から南へ 16.8m, 7.0m, 4.4m, 3.3m, 2.0m と見積もられ、対応する応力降下量は 17.0MPa, 3.0MPa, 2.5MPa, 2.5Mpa and 2.5Mpa である(図 2.2-36参照)。

このモデルは運動学的モデルとある程度一致している。詳細については、Appendix1\_1 を参照されたい。



図 2.2-36 応力降下量分布(右)に対応する動力学的アスペリティ・モデルからの すべり分布(左)

#### 2.2.5. 1999 年集集地震の検討のまとめと課題

(1)まとめ

- ・ 断層変位が観測された 1999 年集集地震を対象に、周期 0.1~2 秒程度、周期 2~ 10 秒程度、周期 10 秒程度以上が説明できるような特性化震源モデルの再構築を 行った。
- 単純な形状の断層面での検討を行った結果、周期 2~10 秒程度の観測記録を概ね
   説明できる特性化震源モデルが構築できた。
- 断層中央、上端付近の(下盤側)観測点では EW 成分に特徴的なパルス波が見られる。これを理論的手法の解析で再現するには、地震発生層よりも浅い部分を考慮する必要があると考えられる。
- 周期2~10秒程度を説明できる特性化震源モデルをベースに周期0.1~2秒程度を 対象とした特性化震源モデルの構築を行った。
- 周期 0.1~2 秒程度を対象として経験的グリーン関数法での検討を行った結果、周期 2~10 秒の震源モデルでの SMGA の位置や領域は変えず、地震モーメントの 80~100%程度を設定することで、概ね観測記録と同等の速度振幅レベルを説明 できることがわかった。
- 周期2~10秒程度を説明できる運動学的手法で設定した特性化震源モデルをベースに動力学的シミュレーションを実施した。その結果、概ね平均すべり量が運動学的モデルと等価になるような結果が得られた。

(2)課題

- 動力学的シミュレーションから得られるすべり速度時間関数を分析するなどして、地震発生層よりも浅い部分の影響をより詳細に評価できれば、理論的手法によっても観測記録の再現性が向上する可能性がある。
- 経験的グリーン関数法で周期2秒程度までの説明性を高めるには、震源パラメータの高精度化のほか、より長周期側まで精度を有する小地震が必要と考えられる。

## 2.3. 2010 年 Darfield 地震

本項では、2010年 Darfield 地震を対象に、既往の震源解析結果等を参考にして特性化 震源モデルの構築を行う。構築する特性化震源モデルは周期帯に応じて2種類を検討す る。1つは2~10秒の長周期地震動を対象にした特性化震源モデル、もう1つは0.1~ 2秒の短周期地震動を対象にした特性化震源モデルである。これらにより、0.1~10秒 の広帯域地震動を説明できる特性化震源モデルの構築を行う。

## 2.3.1. 2010 年 Darfield 地震の概要

2010年 Darfield 地震は現地時刻の 2010年9月4日4時35分(UTC: 2010年9月 3日16時35分)にニュージーランド第2の都市であるクライストチャーチの西方約 40kmに位置するダーフィールド近郊で発生した地震である(池田・他, 2012)。Quigley et al. (2012)によると、この地震により地表に最大約5m近くに達する右横ずれの変位 が東西に約30kmにわたって現れた。図 2.3-1に Quigley et al. (2012)による地表変位 を示す。図中の赤色の実線が地表トレース位置で、上側の数値が水平方向の右横ずれ のオフセット量、下側の数値が上下方向のオフセット量を示す。

この地震の震源メカニズム解を図 2.3-2 に示す。GeoNet データを用いた GNS Science では北東-南西走向の逆断層センス、遠地記録を用いた USGS によるセント ロイドモーメントテンソル解は地表に現れた Gleendale 断層の変位に対応する東西走 向の右横ずれのセンスである。Gledhill *et al.* (2010)や池田・他 (2012)によると、両者 の解析の違いは解析に使用した観測データの違いに依存したものである。USGS の解 析は、遠地地震データを基に解析を行っているため地震活動全体を包絡するような結 果である。一方、GNS Science の解析は、震源域付近のデータを基に断層破壊の初期 フェーズの性状をモデリングすることに注目した解析である。両者の解析結果から、 この地震は最初に震源付近で北東-南西走向の断層面で逆断層センスの運動を行い、 その後、東西走向の Gleendale 断層に破壊が乗り移ったと考えられる。



図 2.3-1 2010 年 Darfield 地震の地表変位 (Quigley *et al.*, 2012)。赤色の実線は Greendale 断層の地表トレース位置、上側の数値は右横ずれのオフセット量、下側の数値 は上下方向のオフセット量、赤色の星印は Darfield 地震の震央を表す。



図 2.3-2 2010 年 Darfield 地震の震源メカニズム解(池田・他, 2012)。GN1 は GeoNet の初動解、GN2 は GeoNet の広域モーメントテンソル解、USGS はセントロイドモーメン トテンソル解、黄色の星印は震央を表す。

## 2.3.2. 既往の震源解析に関する研究

既往の震源解析として、Heyes (2010)、Atzori *et al.* (2012)、田中・他 (2014)、尹・他 (2014)等が挙げられる。

Heyes (2010)は NEIC (National Earthquake International Center)のW-phase を用いたモーメントテンソル解を参考に1枚の断層面を仮定し、遠地波形を用いて震源解析を行っている。Heyes (2010)が震源解析で仮定した断層面の地表投影と、震源解析によって得られた断層面上のすべり分布を図 2.3-3 に示す。図(a)より、Heyes (2010)が仮定した断層面は GeoNet による震源を含んでおらず、地表変位が現れた Gleendale 断層に対応するほぼ東西走向の断層面のみを仮定している。

Atzori et al. (2012)は余震分布や地表変位分布等を参考に 8 枚の断層面を仮定して、 InSAR データを用いて震源解析を行っている。Atzori et al. (2012)が仮定した断層面の 地表投影と、得られた断層面上のすべり分布を図 2.3-4 に示す。

田中・他 (2014)は震源を含む逆断層の面と1枚の平面で近似した Greendale 断層に 対応する断層面の2枚を仮定して、強震波形を用いて震源過程を推定している。

尹・他 (2014) は Bannister et al. (2011)や Syracuse et al. (2013)により再決定された 余震分布、地表地震断層、SAR 画像、強震波形から統合的に断層面を設定し、InSAR から算出した測地変位、強震波形、遠地波形を用いたジョイントインバージョンによ り震源解析を行っている。なお、尹・他 (2014)の文献中には、設定した断層面の数は 明記されていない



<sup>(</sup>a) 震源解析で仮定した断層面の地表投影と GeoNet による本震の震央位置 (青色の矩形:震源解析で仮定した断層面の地表投影、

<sup>★:</sup> GeoNet による本震の震央位置、▲:特性化震源モデル構築の際に使用した観測点)



(b) 断層面上のすべり分布

図 2.3-3 Heyes (2010)が仮定した断層面の地表投影と断層面上のすべり分布



図 2.3-4 Atzori et al. (2010)が仮定した断層面の地表投影と断層面上のすべり分布

## 2.3.3. 特性化震源モデル構築の方針

本検討では比較的単純な断層面で、かつ地震動波形を用いて震源解析を行っている Heyes (2010)が仮定した断層面や結果を参考に、特性化震源モデルの構築を行う。

特性化震源モデルは、周期帯に応じて2種類を検討する。Darfield 地震で検討対象 にした周期帯は以下の通りである。

1) 長周期側: 2 ~ 10 秒

2) 短周期側: 0.1 ~ 2 秒

構築の方針は次の通りである。まず、長周期側を対象に理論的手法(波数積分法(Hisada and Bielak、2003))を用いたフォワードモデリングにより特性化震源モデルの構築を行う。特性化震源モデルの各パラメータは、震源近傍の波形を再現できるように、試行錯誤により決定する。次に、長周期側の特性化震源モデルを基に、短周期側を対象に経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングにより特性化震源 モデルの構築を行う。なお、本検討で経験的グリーン関数として用いる小地震記録は 概ね2秒以下(0.5 Hz以上)で SN 比も良いと考えられるため、2秒以下は経験的グ リーン関数法、2秒以上は理論的手法を用いることとした。

表 2.3-1 と図 2.3-5 に検討対象とした観測点一覧とその分布を示す。断層面を囲む ように 20 観測点を対象とする。短周期側の特性化震源モデルの構築では、経験的グ リーン関数法を用いることから、経験的グリーン関数として用いる小地震記録が存在 しない 3 観測点(LRSC、DORC、MAYC)を除外した 17 観測点を対象にする。

波形データは「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断 層極近傍地震動評価手法の検討)事業」ならびに1章で収集した GeoNet のデータを 用いる。

				地震動評価			
No	観測点	緯度	経度	(○:検討対象、	×:検討対象外)		
INO.	コード	(°)	(° )	理論的手法	経験的		
				(波数積分法)	グリーン関数法		
1	CSHS	-43.2283	171.7233	0	0		
2	SPFS	-43.3397	171.9288	0	0		
3	OXZ	-43.3275	172.0380	0	0		
4	DFHS	-43.4913	172.1020	$\bigcirc$	0		
5	HORC	-43.5413	171.9597	0	0		
6	GDLC	-43.5878	172.0887	0	0		
7	TPLC	-43.5517	172.4720	0	0		
8	ROLC	-43.5945	172.3808	0	0		
9	LINC	-43.6247	172.4678	0	0		
10	DSLC	-43.6692	172.1978	0	0		
11	LRSC	-43.7312	171.7937	0	× ( <b>※</b> )		
12	RKAC	-43.7530	172.0230	0	0		
13	SBRC	-43.8103	172.2522	$\bigcirc$	$\bigcirc$		
14	DORC	-43.8983	172.0937	0	× (🔆)		
15	ADCS	-43.9042	171.7475	0	0		
16	WSFC	-43.8388	171.6108	0	0		
17	MAYC	-43.8247	171.4217	0	× ( <b>※</b> )		
18	CACS	-43.4847	172.5300	0	0		
19	RHSC	-43.5378	172.5642	0	0		
20	RPZ	-43.7163	171.0538	0	0		
(※)経験的グリーン関数として用いる小地震記録が存在しないため、経験的グ							
リーン関数法による地震動評価は実施していない。							

表 2.3-1 検討対象とした観測点一覧



赤色の起形:本検討で得られたアスペリアイ(SMGA)の位置、 ★:全体の破壊開始点、☆:アスペリティ(SMGA)の破壊開始点、

★: GeoNet による本震の震央位置、

☆:経験的グリーン関数として用いた小地震の震央位置)

#### 2.3.4. 長周期側の特性化震源モデル

本項では長周期側(2 ~ 10 秒)の特性化震源モデルの構築を行う。長周期側の特性 化震源モデルの構築では震源近傍の特徴的な波形を再現できることを重視し、試行錯誤 により特性化震源モデルの各パラメータを決定する。地震動評価手法は理論的手法(波 数積分法(Hisada and Bielak, 2003))を用いる。

Darfield 地震の震源近傍の特徴的な波形として以下の2点が挙げられる。

- 1) 断層面東側の複数の観測点で NS 成分の速度最大値が EW 成分のおよそ 2 倍程度 となっている。
- 2) 断層極近傍の観測点の EW 成分で 100 cm/s 程度の強震動が観測され、これは NS 成分の 2 倍程度となっている。

断層面東側の観測点(RHSC, TPLC, ROLC, LINC)の速度波形を図 2.3-6 に示す。速 度波形には 0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。水平 2 成分の最大速度 の値は、NS 成分が EW 成分のおよそ 2 倍程度と強い方位依存性が見られる。また、この 地震はほぼ東西走向の Gleendale 断層に沿った横ずれの地表変位が見られたこと、NS 成 分が Gleendale 断層の直交方向であることを踏まえると、これらの観測点の西側にアスペ リティが存在し、アスペリティの破壊が西側から東側(観測点側)へ進展していく Forward Directivity 効果によって、このような特徴的な速度波形が生じたと予想される。

次に、断層極近傍の観測点(GDLC)の速度波形を図 2.3-7 に示す。前述の観測点の 速度波形同様、0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。GDLC の水平 2 成 分の最大速度の値は、EW 成分が NS 成分の2倍程度になっており、前述の観測点とは逆 センスではあるが、強い方位依存性が見られる。また、EW 成分の最大値は 100 cm/s 程 度と非常に大きな振幅となっている。EW 成分で 100 cm/s 程度の大振幅が観測された時 間帯である図中の時刻19から26秒付近の位相に着目すると、EW成分はEからWに、 NS 成分は S から N になっている。このような方位依存性や位相を手掛かりに、どのよ うな破壊の時に GDLC で観測されたような振幅や位相が生成されるかを検討する。検討 は次の通り。後の特性化震源モデル構築の際に仮定した断層面(長さ 80 km、幅 26 km、 走向 85.14°、傾斜 82.21°)を小断層に分割し、各小断層からの速度波形と本震観測波形 を比較することで、GDLC で観測された強震動がどのような破壊であったかを予想する。 検討では、各小断層の大きさを1km×1kmとし、各小断層のすべり量は2.5m、すべり 角は 180°(右横ずれ)、すべり速度時間関数は Smoothed Ramp 関数とし、その継続時 間は 2.4 秒とした。地盤モデルは長周期側の特性化震源モデルの構築の際に用いたモデ ルと同じとし、モデルの詳細は後述する。図 2.3-8 に GDLC の近くに位置する各小断層 からの速度波形を示す。図中の青色は NS 成分、黒色は EW 成分、図中の三角印は GDLC を断層面に投影した位置である。図より EW 成分は小断層毎に振幅の大小はあるが、位 相は共通して E から W である。一方で、NS 成分は GDLC の東側の小断層の位相は S か らN、西側はNからSでGDLCの東側と西側で位相は逆転する。これは、右横ずれ断層 のメカニズムからも分かる。観測波形の EW 成分で大振幅が見られた時間帯の水平2成 分の位相(EW 成分は E から W、NS 成分は S から N)は、GDLC の東側の小断層からの 波形の重ね合わせにより再現できることが期待できる。このことから、GDLC の近くに アスペリティが存在し、その破壊開始点は GDLC の東側にあることが予想される。また、 GDLC の大振幅は EW 成分で見られ、断層面東側の観測点で見られたような断層直交方

向に近いNS成分ではない。これは、東西方向(走向方向)に長さのある破壊ではなく、 深部からの破壊伝播による波の重ね合わせにより EW 成分が大きくなったと予想され る。これらのことから、GDLCの近くにアスペリティが存在し、その破壊開始点は GDLC の東側で、かつ深部にあることが予想される。

観測波形や観測波形から予想される破壊伝播を参考に、試行錯誤的に特性化震源モデ ルのパラメータを決定した。得られた長周期側の特性化震源モデルにおけるアスペリ ティの配置を図 2.3-9、モデル図を図 2.3-10 に示し、パラメータを表 2.3-2 に示す。走 向、傾斜角は Heyes (2010)が震源解析で仮定した値を用いた。破壊伝播速度 Vrは 0.72× Vs (Geller et al., 1976) (VsはS波速度)とし、Vsは3.4 km/sを仮定した。すべり角は GCMT 解や USGS の CMT 解を参考に右横ずれ(180°)を仮定した。その他のパラメー タ(アスペリティの上端深さ、長さ、幅、すべり量、ライズタイム、破壊開始点、破壊 遅延時間)を試行錯誤的に決定した。なお、すべり速度時間関数は Smoothed Ramp 関数 を用いた。断層面全体の断層基準点は Heyes (2010)を参考に東経 171.5881 度、南緯 43.6291 度、深さ0kmを仮定している。構築した特性化震源モデルのパラメータのうち、地震モー メントとアスペリティ総面積の関係について、Somerville et al. (1999)の経験式と比較し た。図 2.3-11 にその比較図を示す。図中の 2010 年 Darfield 地震の地震モーメントは、 Heyes (2010)の地震モーメントを用いた。地震モーメントから期待されるアスペリティの 総面積は Somerville et al. (1999)と調和的であることが分かる。なお、地震動評価時に用 いた地下構造モデルは Guidotti et al. (2011)の一次元速度構造モデルを全観測点で与え た。表 2.3-3 と図 2.3-12 に用いた速度構造モデルを示す。

構築した長周期側の特性化震源モデルと Guidotti et al. (2011)の地下構造モデルを用い て評価した合成波形と観測波形の比較を図 2.3-13 以降に示す。ここでは、各々のアスペ リティのパラメータの確認のため、各アスペリティの寄与度が高いと考えられる観測点 に着目し、そのアスペリティのみをモデル化した時の合成波形と観測波形の比較を示す。

図 2.3-13 にアスペリティ2の寄与度が高いと考えられる断層面東側の観測点(CACS、 RHSC、TPLC、ROLC、LINC)を対象に、アスペリティ2のみをモデル化した時の合成 波形と観測波形の比較を示す。黒が観測波形、赤がアスペリティ2のみからの合成波形 である。これらは 0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施した速度波形で、時刻 0 は 震源時に対応している。図より、RHSC、TPLC、ROLC の3観測点は、観測の水平2成 分の最大値は NS 成分が EW 成分の 2 倍程度となっており、これは Forward Directivity 効 果によって生じたと考えられる。これらの3観測点の合成波形はこのような特徴を再現 でき、主要動部分の位相もよく再現できている。CACS は断層面から少し離れたところ に位置しているため、観測波形は前述の3観測点のような Forward Directivity 効果によっ て生じた波形の特徴は見られないが、合成波形は観測波形の主要動部分の振幅や位相を よく再現できている。LINCの観測波形は前述の3観測点のような特徴が見られるが、合 成波形の再現性は芳しくない。一方で、LINCの断層面を挟んで対称となるような地点に 位置する TPLC は観測波形をよく再現できていた。そこで、この2観測点の合成波形の 違いを調べるために、仮定した断層面の各小断層から TPLC と LINC に寄与する速度波 形を抽出した。図 2.3-14 に TPLC、図 2.3-15 に LINC の速度波形を示す。青色は NS 成 分、黒色は EW 成分、赤矩形はアスペリティの領域である。TPLC に寄与する小断層か

らの波形は、全体的に NS 成分が EW 成分よりも大きく、この傾向は合成波形と調和的 である。一方、LINC に寄与する小断層からの波形は、アスペリティ内の中央付近は NS 成分と EW 成分は同レベルで、アスペリティ内の東側は NS 成分よりも EW 成分の方が 大きいため、これらの小断層からの波の重ね合わせにより合成波形でも EW 成分が大き くなっていると言える。また、アスペリティの西側の境界付近の小断層からの波形は NS 成分の方が EW 成分よりも大きいことが確認できる。このことから、LINC の再現性の改 善のためには、アスペリティの東側の削除や、西側への拡張が必要である可能性がある。 他には、すべり角や傾斜角等のメカニズムの調整も必要なのかもしれない。

図 2.3-16(1)(2)にアスペリティ 1-1 の寄与度が高いと考えられる断層面中央付近の観 測点 (DFHS、GDLC、DSLC、SBRC) を対象に、アスペリティ 1-1 と 1-2 のみをモデル 化した時の合成波形と観測波形の比較を示す。図は黒が観測波形、赤が合成波形である。 合成波形は上から順番にアスペリティ 1-1 と 1-2 の重ね合わせ、アスペリティ 1-1 のみ、 アスペリティ 1-2 のみからの波形を示す。これらは図 2.3-13 と同様に 0.1 ~ 0.5 Hz のバ ンドパスフィルターを施した速度波形で、時刻0は震源時に対応している。これらの観 測点はアスペリティ 1-2 の寄与は無視できるほど小さいとは言えないため、念のためア スペリティ 1-2 からの波形も示している。図より、GDLC の観測波形の EW 成分の 100 cm/s 程度の大振幅や、その時間帯の水平2成分の位相も再現できている。しかし、GDLCの NS 成分や DFHS の観測波形には、合成波形の主要動よりも前の時間帯に比較的大きな振 幅が見られる。具体的には、GDLCの観測波形の NS 成分の時刻 10 秒あたりに比較的大 きな振幅が見られるが、合成波形ではそのような振幅は見られない。DFHS の観測波形 にはアスペリティ 1-1 の破壊遅延時間(6.8 秒、表 2.3-2 参照)のあたりにも振幅が見ら れる。これらの合成波形の主要動よりも前の時間帯の比較的大きな振幅は、GNS Science の解析結果から予想される初期破壊に対応した北東-南西走向の逆断層面から励起され た地震動である可能性が高い。このような波形の再現性は、田中・他 (2014)が仮定した ように震源を含む逆断層面をモデル化することで改善できることが予想される。

図 2.3-17にアスペリティ 1-2 の寄与度が高いと考えられる断層面西側の観測点 (HORC、LRSC、RKAC)を対象に、アスペリティ 1-1 と 1-2 のみをモデル化した時の合 成波形と観測波形の比較を示す。図の見方は図 2.3-16(1)(2)と同様である。図では、念の ためアスペリティ 1-1 からの波形も示している。図より、HORCの観測の NS 成分は 70 cm/s 程度あるが合成波形ではこの位相が逆である。LRSC は時刻 20 から 25 秒あたりの 時間帯で合成波形の EW 成分で大きな振幅が見られるが、観測波形にはそのような振幅 は見られない等、これらの観測点の再現性は芳しくない。従って、アスペリティ 1-2 の パラメータが適切でない可能性がある。これについては 2.3.6 項で議論する。

図 2.3-18(1)から(7)には、表 2.3-1、図 2.3-5 で示した全 20 観測点を対象に、全ての アスペリティをモデル化した時の合成波形と観測波形の比較を示す。黒が観測波形で、 赤は合成波形である。合成波形は上から順番に全アスペリティの重ね合わせ、アスペリ ティ 1-1 のみ、アスペリティ 1-2 のみ、アスペリティ 2 のみの波形を示す。これらは 0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施した速度波形で、時刻 0 は震源時に対応している。 観測点名がグレー表示となっている観測点は図 2.3-13、図 2.3-16(1)(2)、図 2.3-17 で示 した観測点である。傾向は各々のアスペリティのみをモデル化した時と同様である。



 図 2.3-6 断層面東側の観測点の本震観測波形(速度) (左:NS、中:EW、右:UD)
 (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している)





(赤矩形は本検討で設定したアスペリティの領域である、黒の三角印は GDLC を断層面に投影した位置)



図 2.3-9 長周期側の特性化震源モデルの位置関係(地表投影図) (青色の矩形は Heyes (2010)の震源解析で仮定した断層面の地表投影、赤色の矩形:アスペリティの地表投影、★:全体の破壊開始点、☆:アスペリティの破壊開始点)



図 2.3-10 長周期側の特性化震源モデル図(断面図) (赤色の矩形:アスペリティ、★:全体の破壊開始点、☆:アスペリティの破壊開始点)

パラメータ	記号	単位	ASP1-1 ASP1-2 ASP2		根拠	
走向	θ	0	85.14	85.14	85.14	Heyes(2010)が震源解析 で仮定した値
傾斜角	δ	0	82.21	82.21	82.21	Heyes(2010)が震源解析 で仮定した値
上端深さ	H <sub>s</sub>	km	2	2	4	本検討
長さ	L	km	8	10	12	本検討
幅	W	km	10	8	10	本検討
面積	S	km <sup>2</sup>	80	80	120	L×W
すべり量	D	m	2.5	2.0	2.5	本検討
地震 モーメント	$M_0$	Nm	$6.48  imes 10^{18}$	$5.19  imes 10^{18}$	9.73×10 <sup>18</sup>	$\mathbf{M}_0 = \boldsymbol{\mu} \mathbf{D} \mathbf{S}$ $(\not\otimes 1)$
破壊伝播速度	$V_r$	km/s	2.4	2.4	2.4	Vr=0.72×Vs (※2)
ライズタイム (※3)	$T_r$	S	2.4 ( $\alpha = 0.58$ )	2.4 ( $\alpha = 0.72$ )	1.6 ( $\alpha = 0.38$ )	本検討
すべり角	λ	0	180 (右横ずれ)	180 (右横ずれ)	180 (右横ずれ)	GCMT や USGS の CMT を参考
破壊遅延時間 (※4)		S	6.8	8.6	11.2	本検討

表 2.3-2 特性化震源モデルのパラメータ(長周期側)

(※1) 剛性率 µ は表 2.3-3 に示す深度 5000m 以深の値(3.24×10<sup>10</sup> Nm)を仮定した。

(※2) S 波速度 V<sub>s</sub>は 3.4 km/s を仮定した。

(※3) ライズタイムのカッコ内の数値は  $T_r = \alpha \cdot W/V_r$ から算出される  $\alpha$ の値である。

(※4) 破壊遅延時間は震源時(origin time) からの時間である。



図 2.3-11 地震モーメントとアスペリティ総面積との関係 (Somerville et al. (1999))

	Depth		Thickness	$V_{ m p}$	$V_{ m s}$	ρ	0	μ	
	(m)		(m)	(m/s)	(m/s)	$(kg/m^3)$	Q	$(N/m^2)$	
1	0	—	300	300	600	300	1700	70	$1.53 \times 10^{8}$
2	300	—	750	450	1870	1000	2000	100	$2.00 \times 10^{9}$
3	750	—	1500	750	2800	1500	2300	100	$5.18 \times 10^{9}$
4	1500	—	5000	3500	5000	2890	2700	200	$2.26 \times 10^{10}$
5	5000	—	20000	15000	6000	3465	2700	250	$3.24 \times 10^{10}$

表 2.3-3 速度構造モデル(Guidotti *et al.*, 2011) (µは ρV<sub>s</sub><sup>2</sup>で算出)



図 2.3-12 速度構造モデル (青: V<sub>p</sub>、赤: V<sub>s</sub>)






 図 2.3-14 TPLC に寄与する各小断層からの波形(速度)(青:NS、黒:EW) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している) (赤矩形は本検討で設定したアスペリティ 2 の領域である)



 図 2.3-15 LINC に寄与する各小断層からの波形(速度)(青:NS、黒:EW) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している) (赤矩形は本検討で設定したアスペリティ 2 の領域である)



図 2.3-16(1) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (断層面中央付近でアスペリティ 1-1 の寄与度が高い観測点) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源はアスペリティ 1-1、1-2 のみを モデル化)











図 2.3-18(1) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源は全アスペリティをモデル化。 グレー表示の観測点は図 2.3-13、図 2.3-16、図 2.3-17 で示した)



図 2.3-18(2) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源は全アスペリティをモデル化。 グレー表示の観測点は図 2.3-13、図 2.3-16、図 2.3-17 で示した)



図 2.3-18(3) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源は全アスペリティをモデル化。 グレー表示の観測点は図 2.3-13、図 2.3-16、図 2.3-17 で示した)



図 2.3-18(4) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源は全アスペリティをモデル化。 グレー表示の観測点は図 2.3-13、図 2.3-16、図 2.3-17 で示した)



図 2.3-18(5) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源は全アスペリティをモデル化。 グレー表示の観測点は図 2.3-13、図 2.3-16、図 2.3-17 で示した)



図 2.3-18(6) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源は全アスペリティをモデル化。 グレー表示の観測点は図 2.3-13、図 2.3-16、図 2.3-17 で示した)



図 2.3-18(7) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (左:NS、中:EW、右:UD、黒:観測、赤:合成) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している。震源は全アスペリティをモデル化。 グレー表示の観測点は図 2.3-13、図 2.3-16、図 2.3-17 で示した)

## 2.3.5. 短周期側の特性化震源モデル

本項では短周期側(0.1 ~ 2 秒)の特性化震源モデルの構築を行う。短周期側の特性 化震源モデルは、前項の長周期側(2 ~ 10 秒)の特性化震源モデルを基に構築する。 地震動評価手法は経験的グリーン関数法を用いた。

経験的グリーン関数には、2010年9月6日15:24 (UTC) ( $M_w$ =4.9。 $M_w$ は Oth and Kaiser (2013)の $M_0$ より算出)に発生した小地震記録を用いた。小地震の震央分布とメカニズ ム解を図 2.3-19 に示す。小地震のメカニズム解は地表変位と同様に右横ずれである。表 2.3-4 には経験的グリーン関数に用いる小地震の諸元を示す。震源時、震央、震源深さは GeoNet による値、モーメントマグニチュード、コーナー周波数、応力降下量は Oth and Kaiser (2013)によるスペクトルインバージョンから得られた値を用いた。面積について は、円形クラックを仮定すると 3.0 km<sup>2</sup>が得られ、これに等価な面積の正方形を仮定する と 1.7 km×1.7 km となる。経験的グリーン関数となる加速度記録と加速度フーリエスペ クトルを図 2.3-20(1)から(6)に示す。ここでは、表 2.3-1 で示した観測点のうち、小地震 記録がない 3 観測点 (LRSC、DORC、MAYC)を除く 17 観測点を示す。加速度記録に は 0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。

表 2.3-5 に短周期側を対象にした特性化震源モデルのパラメータを示す。短周期側の 特性化震源モデルは、基本的には長周期側の特性化震源モデルのパラメータを踏襲した。 但し、ライズタイムは長周期側の特性化震源モデルの値に比べてやや短めの値とした。 用いたライズタイム *T*<sub>r</sub>は、以下の式で用いられる α は 0.2 から 0.3 程度の範囲である。 ここで、*W*は SMGA の幅、*V*<sub>r</sub>は破壊伝播速度である。

## $T_r = \alpha \cdot W / V_r$

この  $\alpha$  の値は倉橋・他 (2014)で示されている値とほぼ同程度である。重ね合わせ数については、長さ方向と幅方向の分割数 (NX、NW) は各 SMGA の長さと幅を小地震の断層サイズである 1.7 km で割った値を用い、時間方向の分割数 (NT) は $\sqrt{NX \times NW}$ となる整数値を用いた。SMGA と小地震の応力降下量の比 c は下式を満たす値とした。ここで、 $M_0$  は SMGA の地震モーメント、 $m_0$ は小地震の地震モーメントである。

## $M_0/m_0 = cN^3 = c \times NX \times NW \times NT$

つまり、長周期側の特性化震源モデルの地震モーメントを維持するような c を設定した。 得られた c を用いると、SMGA の平均応力降下量は 20 MPa 弱である。

得られた SMGA の平均応力降下量について、日本国内の内陸地殻内地震を対象に経験 的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングにより推定された SMGA の平均応力降 下量との比較を行う。図 2.3-21 に宮腰・他 (2015)により整理された日本国内の内陸地殻 内地震の SMGA の平均応力降下量に、2010 年 Darfield 地震の値を右側に追加した。図よ り、これまでの日本国内の地震と同程度であることが分かる。但し、SMGA の応力降下 量は小地震の応力降下量の c 倍となるため、小地震の応力降下量が精度よく評価されて いる必要がある。本検討で用いた小地震の応力降下量は13.5 MPa とやや大きい値であり、 その値については今後精査していく必要があると考えられる。

構築した短周期側の特性化震源モデル用いて評価した合成波形と観測波形の比較を 観測点位置に応じて図 2.3-22 から図 2.3-25 に示す。いずれの図も、上段から加速度波 形、速度波形、加速度フーリエスペクトルである。黒が観測、赤が合成である。フーリ エスペクトルのピンク色は経験的グリーン関数として用いた小地震記録のスペクトルで ある。合成波形は上から順番に全 SMGA の重ね合わせ、SMGA1-1 のみ、SMGA1-2 のみ、 SMGA2 のみの波形を示す。これらは 0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施してい る。時刻 0 は震源時に対応している。

まず、図 2.3-22(1)から(5)に断層面東側の観測点(CACS、RHSC、TPLC、ROLC、LINC) の観測波形と合成波形の比較を示す。これらの観測点は SMGA2 の寄与度が高いと考え られる観測点である。SMGA2 からやや離れた観測点である CACS、RHSC、TPLC で加 速度がやや過大評価の観測点もあるが、速度については概ね再現できている。SMGA2 に近い ROLC や LINC では速度がやや過小評価で、スペクトルで見ると 0.5 ~ 1 Hz あた りで過小評価になっている。過小評価となっている理由として、これらの 2 観測点は SMGA2 の近いところに位置しているため、SMGA2 と小地震の波線が大きく異なること による伝播経路の違いや、SMGA2 と小地震の放射特性の違いによる影響が考えられる。

図 2.3-23(1)から(4)に断層面中央付近の観測点(DFHS、GDLC、DSLC、SBRC)の観 測波形と合成波形の比較を示す。これらの観測点は SMGA1-1 の寄与度が高いと考えら れる観測点である。断層極近傍の GDLC の速度波形は概ね再現できているが、加速度波 形は水平動が過大評価で、上下動はほぼ再現できている。これは、本震時に強い非線形 性が生じた可能性を示唆している。また、加速度の観測波形からも本震時に強い非線形 性が生じたように見える。一方、前項の長周期側の特性化震源モデルを構築する際、 GDLC の特徴的な速度波形(2 ~ 10秒)が再現できるようにパラメータを決定したが、 2 秒以上の周期帯でも非線形性の影響は否定できない。GDLC で強い非線形性が認めら れた場合、それが影響している周期範囲を把握する必要があると考えられる。仮に2秒 以上の周期帯でも強い非線形性が確認できた場合は、その点を考慮して長周期側の特性 化震源モデルの構築が必要になる。長周期側の特性化震源モデルの精度をより高めるた めには、GDLC の非線形性の有無、およびその周期範囲について検討していく必要があ ると考えられる。DFHS は時刻 15 秒よりも前の時間帯で合成波形には振幅が見られない が、観測波形には大きな振幅が見られる。これは 2.3.4 項で述べたように震源を含む逆断 層面から励起された地震動であると予想されるが、本検討の特性化震源モデルでは逆断 層面をモデル化していないため、時刻15秒よりも前の時間帯で違いが生じている。

図 2.3-24(1)(2)に断層面西側の観測点(HORC、RKAC)の観測と合成の比較を示す。 これらの観測点は SMGA1-2 の寄与度が高いと考えられる観測点である。HORC の小地 震記録(図 2.3-20(2)の(e))は比較的ノイズが多く含まれている可能性があるため、合成 波形の精度は低い可能性があるが、合成波形の振幅は明らかに過小評価になっている。 また、HORC は理論的手法でも観測波形の再現性は芳しくなかった観測点であり、前項 で言及したように SMGA1-2 のパラメータが適切でない可能性がある。これについては 2.3.6 項で議論する。

図 2.3-25(1)から(6)に断層面からやや離れた観測点(CSHS、OXZ、SPFS、RPZ、ADCS、 WSFC)の観測と合成の比較を示す。合成波形の振幅レベルは概ね観測と同程度である が、OXZ や SPFS の加速度がやや過大評価、RPZ で加速度、速度ともに過小評価になっ ている。これらの要因については、今後調査が必要になると考えられる。



図 2.3-19 経験的グリーン関数として用いた小地震の震央位置とメカニズム解 (メカニズム解は GeoNet による)

(グレーの観測点は経験的グリーン関数として用いる小地震記録が存在しないため、経験的 グリーン関数法による地震動評価は実施していない)

項目	単位	値	引用		
震源時		2010/09/06	GeoNet		
(UTC)	—	15:24			
震央位置	o	172.2293	GeoNet		
		-43.6451			
震源深さ	km	15.3	GeoNet		
モーメントマグニチュード		4.9	Oth and Kaiser (2013)		
地震モーメント	Nm	$2.82  imes 10^{16}$	$Mw = (log M_0 - 9.1)/1.5$		
コーナー周波数	Hz	1.35	Oth and Kaiser (2013)		
応力降下量	MPa	13.5	Oth and Kaiser (2013)		
五佬	km <sup>2</sup>	3.0	円形クラックを仮定		
山傾(巨ヶヶ崎)			$\Delta \sigma = 7/16 \ {\boldsymbol \cdot} \ M_0/r^3$		
		$(\neg 1./ \land 1./)$	$S = \pi r^2 = L \times W$		

表 2.3-4 経験的グリーン関数に用いる小地震の諸元



図 2.3-20(1) 経験的グリーン関数(上段:加速度波形、下段:加速度フーリエスペクトル) (0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-20(2) 経験的グリーン関数(上段:加速度波形、下段:加速度フーリエスペクトル) (0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-20(3) 経験的グリーン関数(上段:加速度波形、下段:加速度フーリエスペクトル) (0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-20(4) 経験的グリーン関数(上段:加速度波形、下段:加速度フーリエスペクトル) (0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-20(5) 経験的グリーン関数(上段:加速度波形、下段:加速度フーリエスペクトル) (0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-20(6) 経験的グリーン関数(上段:加速度波形、下段:加速度フーリエスペクトル) (0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している)

パラメータ	記号	単位	SMGA1-1	SMGA1-2	SMGA2	根拠
走向	θ	0	85.14	85.14	85.14	長周期側と同じ
傾斜角	δ	0	82.21	82.21	82.21	長周期側と同じ
上端深さ	Hs	km	2	2	4	長周期側と同じ
長さ	L	km	8	10	12	長周期側と同じ
幅	W	km	10	8	10	長周期側と同じ
面積	S	km <sup>2</sup>	80	80	120	長周期側と同じ
地震 モーメント	$\mathbf{M}_0$	Nm	$6.48  imes 10^{18}$	$5.19 \times 10^{18}$	$9.73 \times 10^{18}$	長周期側と同じ
破壊伝播速度	Vr	km/s	2.4	2.4	2.4	長周期側と同じ
ライズタイム (※1)	$T_r$	S	1.0 ( $\alpha = 0.24$ )	1.0 ( $\alpha = 0.30$ )	1.2 ( $\alpha = 0.29$ )	本検討
重ね合わせ数 (c×NX×NW×NT)	_	_	$1.53 \times 5 \times 6 \times 5$	$1.23 \times 6 \times 5 \times 5$	$1.37 \times 7 \times 6 \times 6$	本検討
応力降下量	Δσ	MPa	20.7	16.6	18.5	小地震の応力降下 量(13.5MPa)×c
破壞遅延時間 (※2)	_	S	6.8	8.6	11.2	長周期側と同じ
S 波速度	β	km/s		仮定		

表 2.3-5 特性化震源モデルのパラメータ(短周期側)

(※1) ライズタイムのカッコ内の数値は  $T_r = \alpha \cdot W/V_r$ から算出される  $\alpha$ の値である。 (※2) 破壊遅延時間は震源時(origin time) からの時間である。



 図 2.3-21 経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって推定された SMGA の平均応力降下量 (宮腰・他 (2015)に Darfield 地震を追記)



図 2.3-22(1) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面東側で SMGA2 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-22(2) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面東側で SMGA2 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-22(3) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面東側で SMGA2 の寄与度が高い観測点)

(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)(左:NS、中:EW、右:UD)

(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)



図 2.3-22(4) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面東側で SMGA2 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-22(5) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面東側で SMGA2 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-23(1) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面中央付近で SMGA1-1 の寄与度が高 い観測点) (上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル) (左:NS、中:EW、右:UD)

(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)



図 2.3-23(2) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面中央付近で SMGA1-1 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重

ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2からの寄与を示す)



図 2.3-23(3) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面中央付近で SMGA1-1 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)



図 2.3-23(4) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面中央付近で SMGA1-1 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重



図 2.3-24(1) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面西側で SMGA1-2 の寄与度が高い観 測点) (上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル) (左:NS、中:EW、右:UD)

(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)



図 2.3-24(2) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面西側で SMGA1-2 の寄与度が高い観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10 Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重



図 2.3-25(1) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面からやや離れた観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)
(0.5 ~ 10Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-25(2) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面からやや離れた観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)

 (0.5 ~ 10Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重 ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-25(3) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面からやや離れた観測点)
(上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
(左:NS、中:EW、右:UD)
(黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)

 (0.5 ~ 10Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重 ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)


図 2.3-25(4) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面からやや離れた観測点)
 (上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
 (左:NS、中:EW、右:UD)
 (黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)

 (0.5 ~ 10Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重 ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-25(5) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面からやや離れた観測点)
 (上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
 (左:NS、中:EW、右:UD)
 (黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)

 (0.5 ~ 10Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重 ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)



図 2.3-25(6) 本震の観測波形と合成波形の比較(断層面からやや離れた観測点)
 (上段:加速度、中段:速度、下段:加速度フーリエスペクトル)
 (左:NS、中:EW、右:UD)
 (黒:観測、赤:合成、ピンク:小地震の加速度フーリエスペクトル)

 (0.5 ~ 10Hz のバンドパスフィルターを施している。合成は上段から全 SMGA の重 ね合わせ、SMGA1-1、SMGA1-2、SMGA2 からの寄与を示す)

# 2.3.6. アスペリティ 1-2 について

2.3.4 項と 2.3.5 項で特性化震源モデルを構築した際、アスペリティ 1-2 (SMGA1-2) の寄与度が高いと考えられる HORC の観測波形の再現性は芳しくなかった。ここでは、その原因について考察する。

図 2.3-26 に本検討で仮定した断層モデルの地表投影に Quigley et al. (2010)の地表調 査結果と余震分布の重ね描きを示す。余震分布は本震発生から1か月間の深さ30 km 以 浅の地震を対象にしている。図より、アスペリティ1-1、アスペリティ2は地表調査結果 の Central Segment と East Segment と調和的であるが、アスペリティ1-2 は地表調査結果 との乖離が大きく、地表変位は GDLC の西側の地点から北西側(HORC 側)に延びてい ることが分かる(図中の West Segment)。また、余震も West Segment に対応する領域に 沿って分布していることが分かる。これらのことから、本震では GDLC から HORC の間 の領域に West Segment に対応するような北西-南東走向の断層面があったことが示唆さ れる。

そこで、アスペリティ 1-2 の代わりに、West Segment に対応する領域にアスペリティ 1-3 を設定し、試行錯誤により決めたアスペリティ 1-3 のパラメータで HORC の地震動 の再現性向上の可否を検討した。ここでの検討は 0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルター を施した速度波形とし、地震動評価は 2.3.4 項と同様に理論的手法(波数積分法)を用い た。図 2.3-27 にアスペリティ 1-3 の地表投影、図 2.3-28 に断面図を示し、表 2.3-6 に試 行錯誤により決めたアスペリティ 1-3 のパラメータを示す。表には比較のためにアスペ リティ 1-1 と 1-2 のパラメータも示す。アスペリティ 1-3 の走向は、Atzori *et al.* (2012) を参考に 307°、傾斜角は簡略化のため 90°、すべり角は 180°(右横ずれ)、アスペリティ の基準点は東経 172.0721 度、南緯 43.5992 度とした。アスペリティ 1-3 の面積やすべり 量は、アスペリティ 1-2 に比べて小さめである。

図 2.3-29(1)から(4)に、アスペリティ 1-3 を仮定した時の理論的手法(波数積分法) による地震動評価結果を示す。図には、HORC とアスペリティ 1-2 の代わりに 1-3 を設 定した時に影響が大きいと考えられる観測点(GDLC、LRSC、RKAC)も示した。上側 の図がアスペリティ 1-1 と 1-2 から成るモデル、下側の図がアスペリティ 1-1 と 1-3 から 成るモデルを用いたものである。黒が観測波形で、赤が合成波形である。合成波形は、 上側の図が上から順番にアスペリティ 1-1 と 1-2 の重ね合わせ、アスペリティ 1-1 のみ、 アスペリティ 1-2 のみからの波形で、2.3.4 項で示した図と同じである。下側の図の合成 波形は上から順番にアスペリティ 1-1 と 1-3 の重ね合わせ、 アスペリティ 1-1 のみ、 アス ペリティ 1-3 のみからの波形である。図より、HORC はアスペリティ 1-2 の代わりに 1-3 を設定することで、NS 成分の合成波形は位相、振幅ともに観測をよく再現できるように なり、LRSC の 20 から 25 秒あたりの EW 成分の合成波形で見られた大きな振幅も低減 された。このことから、本震時にはアスペリティ 1-2 ではなく、地表変位が見られた West Segment や余震分布に対応した北西-南東走向の断層面(アスペリティ)が存在した可 能性がある。一方で、この地震では、震源を含む逆断層の断層面もあったことが示唆さ れているが、本検討ではこの逆断層の断層面をモデル化していない。HORC の NS 成分 は震源を含むを逆断層の断層面からの寄与も否定できないため、より精度を高めるため には、この点について精査が必要であると考えられる。



図 2.3-26 2.3.4 項で構築した特性化震源モデルと地表変位、余震の震央分布 (地表変位は Quigley et al.(2010)による。余震分布は本震発生後1か月間の深さ30km以浅 で発生した地震を対象にしている。)

(青色の矩形は Heyes (2010)の震源解析で仮定した断層面の地表投影、赤色の矩形:アスペリティの地表投影、★:全体の破壊開始点、☆:アスペリティの破壊開始点)



図 2.3-27 West Segment に対応するアスペリティ (ASP1-3)の位置と地表変位、余震の震 央分布

(余震分布は本震発生後1か月間の深さ30km以浅で発生した地震を対象にしている。) (青色の矩形はHeyes (2010)の震源解析で仮定した断層面の地表投影、赤色の矩形:アスペ リティの地表投影、★:全体の破壊開始点、☆:アスペリティの破壊開始点)



図 2.3-28 West Segment を反映した特性化震源モデル図(断面図) (赤色の矩形:アスペリティ、★:全体の破壊開始点、☆:アスペリティの破壊開始点)

(ASF1-1 C ASF1-2 (よ衣 2.5-2 の円摘)					
パラメータ	記号	単位	ASP1-1	ASP1-2	ASP1-3
走向	θ	0	85.14	85.14	307
傾斜角	δ	0	82.21	82.21	90
上端深さ	Hs	km	2	2	2
長さ	L	km	8	10	8
幅	W	km	10	8	5
面積	S	km <sup>2</sup>	80	80	40
すべり量	D	m	2.5	2.0	1.0
地震モーメント	$M_0$	Nm	$6.48  imes 10^{18}$	$5.19 \times 10^{18}$	$1.30 \times 10^{18}$
破壊伝播速度	Vr	km/s	2.4	2.4	2.4
ライズタイム	$T_r$	S	2.4	2.4	1.2
(※1)			$(\alpha = 0.58)$	$(\alpha = 0.72)$	$(\alpha = 0.58)$
すべり角	λ	o	180	180	180
			(右横ずれ)	(右横ずれ)	(右横ずれ)
破壞遅延時間	_	6	69	86	0.4
(※2)	_	S	0.8	0.0	9.4

表 2.3-6 West Segment を反映した特性化震源モデルのパラメータ(長周期側) (ASP1-1 と ASP1-2 は表 2.3-2 の再掲)

(※1) ライズタイムのカッコ内の数値は  $T_r = \alpha \cdot W/V_r$ から算出される  $\alpha$ の値である。 (※2) 破壊遅延時間は震源時 (origin time) からの時間である。



図 2.3-29(1) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (上:アスペリティ 1-1 と 1-2 を仮定、下:アスペリティ 1-1 と 1-3 を仮定) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-29(2) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (上:アスペリティ 1-1 と 1-2 を仮定、下:アスペリティ 1-1 と 1-3 を仮定) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-29(3) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (上:アスペリティ 1-1 と 1-2 を仮定、下:アスペリティ 1-1 と 1-3 を仮定) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している)



図 2.3-29(4) 本震の観測波形と合成波形の比較(速度) (上:アスペリティ 1-1 と 1-2 を仮定、下:アスペリティ 1-1 と 1-3 を仮定) (0.1 ~ 0.5 Hz のバンドパスフィルターを施している)

# 2.3.7. まとめ

本節では、横ずれタイプの地表変位が現れた 2010 年 Darfield 地震を対象に特性化 震源モデルの構築を行った。特性化震源モデルは周期帯に応じて 2 種類検討した。

最初に、長周期側(2 ~ 10 秒)を対象に、遠地記録を用いた Heyes (2010)の震源 解析や、震源近傍の特徴的な観測記録を参考にしながら、理論的手法(波数積分法) により観測波形を再現できるようにフォワードモデリングで特性化震源モデルを構 築した。長周期側の特性化震源モデルのパラメータのうち、アスペリティ総面積は既 往のスケーリング則とも調和的であることを確認した。この特性化震源モデルを用い ると、断層面東側の観測点で見られた Forward Directivity 効果によって生じたと予想 される特徴的な波形や、震源極近傍の 100 cm/s 程度の波形を再現することができた。

次に、長周期側の特性化震源モデルを基に、短周期側(0.1 ~ 2 秒)を対象にした 特性化震源モデルの構築を行った。短周期側の特性化震源モデルのパラメータのう ち、SMGAの平均応力降下量はこれまでの日本国内の内陸地殻内地震の SMGAの平 均応力降下量とも調和的であることを確認した。構築した短周期側の特性化震源モデ ルを用いて、経験的グリーン関数法により評価される地震動は観測記録を概ね説明で きた。これらのことから、広帯域(0.1 ~ 10 秒)地震動を概ね説明できる特性化震 源モデルの構築ができたと考えられる。

ただし、本節で構築した特性化震源モデルは、一部の観測点の観測記録の再現性が 芳しくない等、いくつかの課題がある。以下にその課題を示す。

1) LINC の再現性について

断層面東側の観測点のうち、多くの観測点では観測記録を再現できたが、 LINC のみが周辺の観測点に比べて、再現性は芳しくなかった。これについて はアスペリティ2の東側の一部の削除や西側の拡張、あるいはアスペリティ2 のすべり角や傾斜角等のメカニズムの調整することで再現性が向上される可 能性がある。

2) 断層面の幾何形状について

本検討では Heyes (2010)を参考に地表変位が現れた Gleendale 断層に対応す る一枚の断層面を仮定して特性化震源モデルの構築を行った。この断層面を仮 定して構築した特性化震源モデルは、HORC をはじめとした断層面西側の観測 点の観測記録の再現性は芳しくなかった。そこで、地表変位分布や余震分布を 参考に、HORC への寄与度が高くなる北西-南東走向の断層面(アスペリティ) を設定すると、HORC の観測記録の再現性は格段に向上した。これらのことか ら、本震時には、北西-南東走向のアスペリティが存在した可能性が示唆され る。

一方で、DFHS や GDLC では、合成波形で大きな振幅が現れる時間よりも前 に、観測波形には大きな振幅をもつ波群が見られる。この波群は、震源を含む 逆断層の断層面から励起された地震動と考えられるが、本検討の特性化震源モ デルはこのような断層面をモデル化していないため、再現できない。従って、 震源を含む断層面をモデル化することで、DFHS や GDLC の再現性は向上する と考えられる。また、この断層面は HORC への寄与も否定できないため、前述 の北西-南東走向の断層面(アスペリティ)と合わせた検討が必要であるのか もしれない。

3) GDLC の観測記録について

GDLCの観測加速度波形を見ると、本震時に強い非線形性が生じた可能性が ある。一方、長周期側の特性化震源モデルを構築する際、GDLCの特徴的な速 度波形(2~10秒)が再現できるようにパラメータを決定したが、2秒以上 の周期帯でも非線形性の影響は否定できない。GDLCで強い非線形性が認めら れた場合、それが影響している周期範囲を把握する必要があると考えられる。 仮に2秒以上の周期帯でも強い非線形性が確認できた場合は、その点を考慮し て長周期側の特性化震源モデルの構築が必要になる。従って、さらに精度を高 めるためには、GDLCの非線形性の有無、および非線形性の周期範囲について 検討する必要があると考えられる。

4) 経験的グリーン関数に用いた小地震のパラメータについて

経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって得られた SMGAの応力降下量は、小地震の応力降下量が直接的に影響する。本検討で用 いた小地震の応力降下量は 13.5 MPa とやや大きめであるため、小地震のパラ メータは精査が必要である。 2.3.8. 横ずれすべり(strike-slip)地震の場合の一様応力降下モデルに対 する動的破壊シミュレーション

ここでは、横ずれ断層の動力学的検討を実施する前段階の検討として、Mutotani et al. (2015)によって提案された「地震モーメントと破壊域」の経験的スケーリング則に一致 する応力降下のスケーリング関係を推定するため、一様な応力降下量をもつ動力学的破 壊モデルの検討を行った。

動力学的モデルは、断層幅 W は 20km で一定として、断層長 L は 20km、40km、60km、80km、100km、120km、200km、300km、400km、そして一様な応力降下量は 2.0MPa、2.5MPa、3.0MPa、3.5MPa、5.0MPa、7.5MPaの断層モデルからなる。

軟弱な浅層(SL)帯域の影響を評価するため、2 そろいの追加のモデルを考える。SL 帯域が 2km に設定し、応力降下が 0.0MPa と 2.0MPa の 2 ケースを考える。

ー例として、図 2.3-30 は、断層長 120km、応力降下 3.0MPa の断層モデルで、上:浅 層 SL がないモデル、中:浅層 SL が 2km で、応力降下 0.0MPa、下:浅層が -2MPa を設 定した 3 つのモデルのすべり分布を示している。これらの 3 つのモデルによって予測さ れる平均すべりはそれぞれ 3.1m、2.7m、2.4m である。これらの 3 つのモデルは全長で自 由表面まで破壊する。



図 2.3-30 断層長 120km、応力降下 3.0MPa の断層の動力学破壊モデルに予測される最終す べり分布。上:浅層 SL がないモデル、中:浅層 SL が 2km で、応力降下が 0.0MPa、下:浅 層 SL が 2km で、応力降下が-2MPa。星印は破壊開始点。

図 2.3-31 は、断層長に沿った断層変位(地表すべり)を示し、最大断層変位は、上から 4.6m、3.5m、2.4m となっている。この結果は、浅層域の考慮が最終すべりや断層変位の予測で重要な役割を果たしていることを示している。



図 2.3-31 断層長120kmで応力降下3.0MPaの断層の動力学破壊モデルに予測される断層変 位(地表破壊すべり)分布。



図 2.3-32 浅層 SL なしのモデルに対して、異なる応力降下量の横ずれ断層破壊の断層面積 と地震モーメントとの関係



図 2.3-33 浅層 SL が 2 k m で、SL の応力降下量が 0.0MPa のモデルに対して、異なる応力 降下量の横ずれ断層破壊の断層面積と地震モーメントとの関係



図 2.3-34 浅層 SL が 2 k m で、SL の応力降下量が-2.0MPa のモデルに対して、異なる応力 降下量の横ずれ断層破壊の断層面積と地震モーメントとの関係

# 2.3.9. 参考文献

本章の参考文献を示す。

- 関口春子・岩田知孝,2001,1999年台湾・集集地震のやや長周期(2-20秒)の震源過程,活断層・古地震研究報告,1,315-324.
- Wu, C. J., M. Takeo, and S. Ide, 2001, Source Process of the Chi-Chi Earthquake: A Joint Inversion of Strong Motion Data and Global Positioning System Data with a Multifault Model, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 1128–1143.
- 3) (株)構造計画研究所, 2014, 平成 25 年度数値解析を用いた断層変位評価手法の検討 業務報告書(別冊)
- 4) (株)構造計画研究所, 2015, 平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動の評価手法の検討)事業 委託業務成果報告書
- 5) 釜江克宏・入倉孝次郎, 2002, トルコ・コジャエリ、台湾・集集地震の震源の特性化 と地震動シミュレーション, 第11回日本地震工学シンポジウム, 545-550.
- 6) Ikeda, T., K. Kamae, S. Miwa, and K. Irikura, 2004, Source modeling and strong ground motion simulation for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, Proceeding of the 13th World Conference on Earthquake Engineering(13WCEE), Vancouver, B. C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No.1289.
- 7) 入倉孝次郎・三宅弘恵, 2001, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110.
- 8) Hisada, Y. and J. Bielak, 2003, A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 3, 154-1168.
- 9) Iwata, T. H. Sekiguchi, and A. Pitarka, 2000, Source and site effects on strong ground motions in near-source area during the 1999 Chi-Chi Taiwan, earthquake, Eos Trans. AGU, 81(48), Fall Meet. Suppl., Abstract S72B-07.
- Lee, H. W. K., T. C. Shin, K. W. Kuo, K. C. Chen, and C. F. Wu, 2001, CWB Free-Field Strong-Motion Data from then 921 Chi-Chi Earthquake: Processed Acceleration Files on CD-ROM.
- 11) CWB, http://www.cwb.gov.tw/V7/earthquake/rtd\_eq.htm (2016年2月29日確認)
- 12) Global CMT Catalog Search, http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html (2016 年 2 月 29 日確認)
- 13) 台湾中央研究院(ACADEMIA SINICA),

http://tecws.earth.sinica.edu.tw/BATS/cmtbyform.php (2016年2月29日確認)

- 14) Boore, D. M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.
- Brune, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.
- 16) Brune, J. N., 1971, Correction, J. Geophys. Res., 76, 20, 5002.
- 17) Eshelby, J. D., 1957, The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society, A241, 376-396.
- 18) Lee, C. T., C. T. Cheng, C. W. Liao, and Y. B. Tsai, 2001b, Site classification of Taiwan free-field strong-motion stations, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 1283–1297.

- 19) 佐藤智美, 2007, 統計的グリーン関数の最大加速度・最大速度の距離減衰特性, 日本地 震工学会論文集, 7, 1-16.
- 20) 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明, 1997, 近畿地方で発生する地震の fmax に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103.
- 21) Lee, S. J., Kuo-Fong Ma and How-Wei Chen, 2006, Three-dimensional dense strong motion waveform inversion for the rupture process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 111, B11308.
- 22) Chen, K. C., Win-Gee Huang and Jeen-Hwa Wang, 2007, Relationships Among Magnitudes and Seismic Moment of Earthquakes in the Taiwan Region, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, Vol. 18, No. 5, 951-973, December 2007.
- 23) Tsai, C. C. P., 1997, Relationships of Seismic Source Scaling in the Taiwan Region, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, Vol. 8, No. 1, 49-68, March 1997.
- 24) 池田倫治・柳田 誠・西坂直樹, 2012, ニュージーランド, Mw7.1 ダーフィールド地震 に伴った地表地震断層, 活断層研究, 36, 31-44.
- 25) Quigley, M., R. Van Dissen, N. Litchfield, P. Villamor, B. Duffy, D. Barrell, K. Furlong, T. Stahl, E. Bilderback, and D. Noble, 2012, Surface rupture during the 2010 M<sub>w</sub> 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake: Implications for fault rupture dynamics and seismic-hazard analysis, Geology, 40, 55–58.
- 26) GeoNet, http://www.geonet.org.nz/, (2016 年 2 月 29 日確認)
- 27) Gledhill, K., J. Ristau, M. Reyners, B. Fry, and C. Holden, 2010, The Dafield (Canterbury) Earthquake of September 2010: Preliminary Seismological Report, Bulletin of The New Zealand Society for Earthquake Engineering, 43, 215-221.
- 28) Heyes, G. P., 2010, http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010atbj/finite\_fault.php, (2016 年 2 月 26 日確認)
- 29) Atzori, S., C. Tolomei, A. Antonioli, J. P. Merryman Boncori, S. Bannister, E. Trasatti, P. Pasquali, and S. Salvi, 2012, The 2010–2011 Canterbury, New Zealand, seismic sequence: Multiple source analysis from InSAR data and modeling, J. Geophys. Res., 117, B08305, doi:10.1029/2012JB009178.
- 30) 田中美穂・浅野公之・岩田知孝・久保久彦, 2014, 強震波形を用いた 2010 年ニュージー ランド Darfield 地震の震源過程, 日本地震学会秋季大会, A32-05.
- 31) 尹 淳恵・纐纈一起・青木陽介, 2014, InSAR・遠地波形・強震波形から推定した 2010 年 Darfield 地震・2011 年 Christchurch 地震の破壊過程,日本地震学会秋季大会, S15-P23.
- 32) Bannister, S., Fry, B., Reyners, M., Ristau, J., and Zhang H., 2011, Fine-scale relocation of aftershocks of the 22 February M<sub>w</sub> 6.2 Christchurch earthquake using double-difference tomography, Seism. Res. Lett., 82, 839–845.
- 33) Syracuse, E. M., C. H. Thurber, C. J. Rawles, M. Savage, and S. Bannister, 2013, High-resolution relocation of aftershocks of the M<sub>w</sub> 7.1 Darfield, New Zealand, earthquake and implications for fault activity, J. Geophys. Res., 118, 4184–4195, doi:10.1002/jgrb.50301.
- Geller, R. J., 1976, Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523.

## 35) USGS,

http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010atbj/neic\_atbj\_cmt.php, (2016年2月26日確認)

- 36) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., 70, 59-80.
- 37) Guidotti, R., Stupazzini, M., Smerzini, C., Paolucci, R., and Ramieri, P., 2011, Numerical Study on the Role of Basin Geometry and Kinematic Seismic Source in 3D Ground Motion Simulation of the 22 February 2011 M<sub>w</sub> 6.2 Christchurch Earthquake, Seism. Res. Lett., 82, 767-782.
- 38) Oth, A. and Kaiser, A. E., 2013, Stress Release and Source Scaling of the 2011-2011 Canterbury, New Zealand Earthquake Sequence from Spectral Inversion of Ground Motion Data, Pure Appl. Geophys., 171: 2767. doi:10.1007/s00024-013-0751-1.
- 39) 倉橋 奨・入倉孝次郎・吉田邦一・宮腰 研, 2014, 広帯域地震動予測のためのすべり速度時間関数の設定, 日本地震学会秋季大会, S15-P20.
- 40) 宮腰 研・入倉孝次郎・釜江克宏, 2015, 強震動記録を用いた震源インバージョンに 基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の再検討, 日本地 震工学会論文集, 15, 141-156.

# 2.4. 本章のまとめと課題

## 2.4.1. まとめ

本章では、地表に変位が明瞭に現れた 1999 年集集地震と 2010 年 Darfield 地震の特性 化震源モデルの構築を行った。

1999 年集集地震については、「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断 層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」で得られた特性化震源モデルを基 に、周期 0.1~1 秒程度、周期 2~10 秒程度が説明できるような特性化震源モデルの改良 を行った。その結果、平成 26 年度よりも観測記録をより説明できる特性化震源モデルが 構築できた。また、断層中央、上端付近の断層下盤側に位置し、EW 成分に特徴的なパ ルス波が見られる観測点について、これを解析で再現するための検討を行った。その結 果、このようなパルス波を生成させるには、地表から 2km 設定している地震発生層より も浅い部分のすべりを考慮する必要があると考えられることがわかった。

また、周期 2~10 秒程度を説明できる特性化震源モデルをベースに周期 0.1~1 秒程度 を対象とした特性化震源モデルの構築を行った。その結果、周期 2~10 秒の震源モデル での SMGA の位置や領域は変えず、地震モーメントの 70~100%を設定することで、概 ね観測記録と同等の速度振幅レベルを説明できることがわかった。

以上の検討から、広帯域(0.1 から 10 秒)の地震動を再現できる特性化震源モデルが できたと判断し、このモデルを初期モデルとして動力学的破壊シミュレーションを実施 した。その結果、概ね運動学的な検討結果と対応する結果が得られた。

2010年 Darfield 地震については、平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断 層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」、および 1 章で収集した観測記録 や、既往の震源解析結果や震源近傍の観測記録を参考に、2 ~ 10 秒を対象にした長周 期側の特性化震源モデルと、0.1 ~ 2 秒を対象にした短周期側の特性化震源モデルを フォワードモデリングによる試行錯誤で構築した。地震動評価手法は、長周期側は理論 的手法(波数積分法)、短周期側は経験的グリーン関数法を用いた。断層面は Heyes (2010) の震源解析を参考にほぼ東西走向の 1 枚の断層面を仮定した。得られた特性化震源モデ ルのパラメータのうち、アスペリティの総面積は既往のスケーリングとも調和的であり、 平均応力降下量も日本国内の内陸地殻内地震の SMGA の平均応力降下量とも調和的であり ることを確認した。構築した特性化震源モデルを用いて評価される地震動は、震源近傍 の特徴的な観測記録を概ね再現することできた。これにより、広帯域(0.1 ~ 10 秒)の 地震動を再現できる特性化震源モデルの構築ができたと考えられる。

## 2.4.2. 課題

1999年集集地震については、動力学的シミュレーションから得られるすべり速度時間 関数を分析するなどして、地震発生層よりも浅い部分の影響をより詳細に評価できれば、 観測記録の再現性が向上する可能性があると考えられる。同様に、動力学的シミュレー ションから得られるすべり速度時間関数を参考にこれが適切に評価でき、動力学的シ ミュレーションの結果を理論的手法により再現できれば、より多くの検討を行い、特性 化震源モデルの高精度化に寄与できる可能性がある。 また、経験的グリーン関数法での検討では、周期1秒以上で観測に対して解析結果が 過小評価となった。周期2秒程度までの説明性を高めるには、震源パラメータの組み合 わせの調整の他、現在よりも規模が大きい小地震が必要である可能性もある。

2010 年 Darfield 地震については、本検討で構築した特性化震源モデルでは観測記録の 再現性が芳しくない観測点が残されている。これらの観測点の再現性向上のために、例 えば、LINC は近傍に位置するアスペリティ2の位置やメカニズムを調整することで、観 測記録の再現性が向上できる可能性がある。また、本検討で仮定した断層面は Gleendale 断層に対応するほぼ東西走向の横ずれの一面の断層面であるが、この断層面には震源を 含む逆断層の断層面が含まれておらず、地表変位分布や余震分布との乖離も一部で見ら れる。これらのことから、震源を含む逆断層の断層面や、地表変位分布や余震分布に整 合するような断層面をモデル化すれば、観測記録の再現性が向上できる可能性(例えば GDLC、DFHC、HORC)もある。その他、本検討で特性化震源モデルを構築する際、震 源極近傍の強震記録(例えば GDLC)の再現性に着目したが、これらの強震記録の地盤 の非線形性の有無の確認を行えていない。このような観測点において、地盤の非線形性 の有無の確認を行い、非線形性が認められた場合はそれが影響している周期範囲を把握 した上で、特性化震源モデルの構築が必要にあると考えられる。また、経験的グリーン 関数に用いた小地震のパラメータは既往研究の成果を引用したが、そのパラメータの確 認を行えていない。そのパラメータ次第では、Darfield 地震の SMGA のパラメータも変 化するため、小地震のパラメータの精査も必要であると考えられる。

# 3. 断層変位の数値解析

本章では、断層変位による表層地盤破壊の数値解析による決定論的評価手法として、地 表付近を対象とし表層地盤破壊シミュレーションへの適用性を検討するため、有限要素法お よび粒子法(SPH 法)を組み合わせた解析を行った。

以下に、今回の解析手法(有限要素法および粒子法)についての概要と解析内容を示す。

# 3.1. 断層変位と表層地盤の解析手法

断層変位のシミュレーションには様々なものがあるが(堀,2008)、本章で対象とする解 析は地表に露出していない断層面に対し、断層破壊に起因する食い違いが生じることに よって生じる表層地盤への影響(例えば副断層の発生など)を評価するものである。従っ て、表層地盤への影響を評価する際、一般的に多くは断層破壊の発生や進展、地震動の 伝搬などは対象とせず、設定した断層変位が与えられた時、地表面までの地盤の破壊と 残留変位を評価するものであり、浅部地盤を対象として大変形問題を扱える手法に限定 される。このような地盤の大変形までを対象とする解析手法は、動力学モデルを用いる 手法が相当し、既往の検討事例としては有限要素法を用いたものが一般的である。その 上で、古典的な有限要素法では破壊を伴う大変形解析への適用性に課題が多いことから、 近年ではメッシュレス・メッシュフリー解析手法の適用が進められている。

本節では、表層地盤への影響を評価する際の一般的な手法であり、本検討でも用いている有限要素法およびメッシュレス・メッシュフリー解析手法の概要を以下に示す。

# 3.1.1. 主な数値解析手法の概要

#### 3.1.1.1. 有限要素法

有限要素法(FEM)では連続体の変形に関する支配方程式に対して、ガラーキン法を用 いることで等価な弱形式(仮想仕事の原理)による離散化を行う(Zienkiewicz 他,1996)。 この手続きにおいて、要素内の物理量を節点値から補間する内挿関数と要素領域積分を 必要とするが、要素内で完結する内挿計算は境界条件の設定などにおいて大きな優位点 となっている。なお、計算精度はメッシュ分解能の他に要素種別(内挿関数)や要素形 状、積分手法の影響を受けるが、要素変形の小さい変形領域では良質なメッシュと適切 な要素選択によって高精度な解析結果が期待できる。一方で、大変形問題においては微 小変形問題を有限変形に置き換えれば良いというわけではなく、メッシュ形状の更新な どを考慮する必要がある。

有限要素法は本来連続体を対象とした解析手法であるが、ジョイント要素を用いるこ とで断層面のモデル化が可能であり、例えば谷山らの研究(1998)に見られるように弾塑 性体間の不連続面にジョイント要素を挿入した検討がなされている。また、3次元モデ ルを用いることで(水本・他,2005)、縦ずれ断層だけでなく横ずれ断層の解析にも適用す ることができる。実務では食い違い弾性論などにより境界と断層面のずれ量を設定した 静力学的モデルによる検討が一般的であるが、動的3次元非線形解析の適用事例(有賀・ 他,2008)なども行われている。

このように広く有限要素法が採用されてきた理由としては、その長い歴史において計 算精度の良い要素の開発や、岩盤のみでなく砂質土や粘性土への適用できる構成則の導 入により(Souza・他,2012)、精度の高い解析が可能であることが大きい。しかしながら、 ジョイント要素を用いた古典的な有限要素解析では、解析モデルに予め不連続面を設定 する必要があり、破壊によって不連続面や不連続領域が拡大する問題への適用は難しい。 また、大変形の発生によって要素の積分精度が低下するため、変形の大きさによりリメ ッシングが必要となり、この処理に伴う計算コストの増大や物理量の再分配による解析 精度の低下などの問題がある。

上記問題の原因は、ラグランジュ記述の計算手法であるため界面の取り扱いや保存性 について優れる一方、要素節点関係が固定化されているため流動や回転を伴う大変形問 題への適用が困難である点に集約される。従って、従来の有限要素法で固定であった要 素節点関係を解消することで、要素分割が必要ないメッシュレス/メッシュフリーの解析 手法が開発されており、改良型の有限要素法として Belytschko ら(1994)によりまとめら れた Element Free Galerkin(EFG)法が代表的なものに挙げられる。この手法は、Nyroles らによる局所的な重み付き最小二乗法による多項式近似を用いた偏微分方程式の解法で ある Diffuse Element 法(Nayroles・他,1992)を改善したものである(奥田・他,1995)。このよ うなメッシュフリー手法が登場した背景には、大変形問題への適用だけでなく、メッシ ュ分割や不連続面のモデル化が困難であるため、これを解消する目的が大きかった(矢 川・他,2004)。メッシュレス解析については、後述するように流体解析におけるラグラン ジュ粒子を用いた手法の歴史が長いが、構造解析分野においては Manifold 法(Shi・ 他,1991)や Diffuse Element 法といった先駆的な手法が開発され、Belytschko らによって EFG 法が発表されるに至った。以降、多くの改良手法が開発されている。

Diffuse Element 法や EFG 法は有限要素法で用いられる内挿関数に、要素種別によって 決まる固定の関数ではなく、移動最小二乗近似によって着目節点の近傍節点分布によっ て局所的に決定されるものを用いる。従って、要素節点関係というものはなくなり、メ ッシュ依存性のない滑らかな補間が行われる。一方で、計算コストは古典的な有限要素 法と比較して非常に大きなものとなる。これは、一定半径内の近傍節点の設定や、移動 最小二乗近似による内挿関数の計算、ガラーキン法による弱形式の利用に際して必要と なる領域積分に費やすコストが大きくなるためである。一般にメッシュフリー解析では バックグラウンドセルを用いた積分が行われているが、この処理には高精度な数値積分 が要求されている。また、移動最小二乗近似による形状関数は Partition of Unity 条件を満 たさないため、補間された値は節点位置で節点値と一致しない。このことは基本境界条 件の設定において困難を生じる(長嶋・他,2004)。

有限要素法をベースとする手法はこの他、領域積分を必要としない hp-meshless cloud 法(Liszka・他,1996)や、節点自由度数を局所的に拡張することで形状関数の Partition of Unity 条件を満たす PUFEM(Melenka・他,1996)、その発展形である X-FEM(Belytschko・他,1996 や長嶋・他,2001)などの手法が開発されている。この他にも、弱形式の離散化に 用いるボクセル型のメッシュと領域積分に用いる物理領域を分けて定義する有限被覆法 (Terada・他,2003 や浅井・他,2003)など、有限要素法を拡張した実に多くの手法が開発さ れている。しかし、計算コストの大きさや特定の問題に限定されることからメッシュフ

リー法の成熟には未だ時間を要するものと考えられる。また、これらの手法は粒子法に 比べて大変形問題へ適しているとはいえない。

## 3.1.1.2. 粒子法

メッシュフリー解析の歴史は流体解析において長く移流項の計算において生じる数値 拡散を抑制するためにラグランジュ粒子を用いる試みが古くから行われていた。1965 年 の PAF(Particle and force)法をはじめ、移流項を粒子で解きそれ以外の項を格子で扱う PIC(Particle in cell)法や界面形状を計算するためにトレーサー粒子を用いる MAC(Marker and cell)法がそれにあたる。PIC 法の考えは構造解析分野にも導入され、1995 年に Sulsky(1994)らによって固体変形問題を対象とする MPM(Material Point Method)が開発さ れている。この手法は斜面の崩壊・流動(阿部・他,2007)などの解析に適用されている。

一方で、格子を用いない粒子のみの計算手法は 1977 年に Lucy および Gingold と Monaghan によって開発されており、SPH(Smoothed Particle Hydrodynamics)法として知ら れている。この手法は滑らかな内挿関数を用いることで、格子を必要としない強形式の メッシュフリー解析手法であり、天体力学における圧縮性流体シミュレーションのため に開発された。SPH 法の離散化は EFG 法などの後年のメッシュフリーFEM 手法とよく 似ている点もあるが、SPH 法における内挿関数(カーネル関数)の重み付き総和は差分 法でいうところの高次の consistency 条件を満たさない点に精度上の問題がある。これを 改良するためにカーネル関数を改良する RKPM(Reproducing Kernel Particle Method)(Liu · 他,1995)や CSPM(Corrective Smoothed Particle Method)(Chen · 他,1999)、 MSPH(Modified Smoothed Particle Hydrodynamics)法(Zhang · 他,2004)、移動最小二乗近似 でカーネル関数を作成する MLSPH 法(Dilts・他,1999,2000)などが開発されている。これ らの改良手法は、SPH のカーネル関数を粒子位置で局所的に変換を加えることで解析精 度を向上するものであり、1次以上の consistency 条件を満たすことができる。構造解析 の分野では、非線形履歴などを再現する観点からは微小な誤差の混入も好ましくなく、 このような高精度な粒子法の適用が検討されている。しかしながら、これらの解析手法 を用いることで計算精度が改善されるが、一方で増加する計算コストについては留意す る必要がある。

粒子法は、変形や流動により周囲の粒子が変わる度に内挿関数の影響半径内粒子の組 み合わせを更新するため、ステップ毎にリメッシングを行う手法と考えることができ、 自由表面を持つ大変形・流動問題に特に適した手法である。そして、格子の幾何接続関 係に依存しない内挿関数の導入はメッシュフリー解析手法において一般的である。しか し、このような解析手法は、断層変位などの入力を想定した地盤変状解析などへの適用 は未だ一般的ではないようである。これは、粒子法が連続体を対象とした手法であるた め、不連続面の取り扱いには課題を残すためと考えられる。なお、高次の consistency 条 件を満たす高精度な粒子法では、材料界面で不連続な勾配を考慮可能であり、流体解析 の分野では不連続性を考慮した解析も実施されている。CSPM を改良した Discontinuous SPH(DSPH)(Liu・他,2003)や、MLS に微分不連続性を導入した手法がこれに該当する(橋 本・他)。しかしながら、このような手法も固体の離散体的な接触問題を本質的に解決す るものではない。

1990年代に越塚らは新しい粒子法として MPS(Moving Particle Semi-implicit)法<sup>)</sup>を提案した。MPS 法は従来の粒子法とは異なり、微分方程式を重み付き差分近似によって計算

する手法である。MPS 法は非圧縮性流体の解析において、連続式を満たすために圧力の ポアソン方程式を解くことにより粒子速度を修正する半陰解法を粒子法にはじめて導入 しており、この考えは後に SPH 法にも適用されている。MPS は他の粒子法と微分演算の 取り扱いが異なり、手法の持つ計算精度の確認は難しいものであるが、流体から構造ま で広く研究が進められている。また、SPH などの既往の粒子法と同様に、MLS 近似やテ イラー展開の高次項を計算することによる高精度粒子法の開発が多数行われている(玉 井・他)。

# 3.1.2. 代表的な数値解析手法の離散化について

上述した各数値解析手法のうち、特に大変形を想定した数値解析に広く用いられてい る粒子法を取り上げ、それぞれの離散化について本節において概要を説明する。粒子法 については基本的なものとして SPH 法と MPS 法を紹介する。なお、有限要素法につい ての離散化手法については、既に数多くの論文から一般図書に至るまでまで紹介されて いるため、ここでは割愛する。

## 3.1.2.1. SPH 法

SPH 法は宇宙物理学分野における圧縮性流体解析手法として、1977 年に Lucy および Gingold と Monaghan によって開発された。メッシュフリー解析手法としては最も歴史が 長く、また MPS 法などとともに挙げられる粒子法の代表格である。FEM が要素内の状 態量を節点の値から内挿する形状関数を用いるのに対し、SPH 法では影響半径内の粒子 点値から着目粒子の状態量を補間するカーネル近似を行う。

影響半径内の粒子は粒子運動とともに時々刻々と更新され、これは FEM などのリメッシング処理と同様の処理を毎ステップ実行していることに相当する。そのため、メッシュが破たんすることなく計算を継続できることから大変形問題に向いている手法といえる。一方で、FEM における要素のように影響範囲が要素毎に独立しておらず、また Gauss-Legendre 公式のような要素内定点における高精度積分を採用しないため、領域境界や粒子配置の乱れにより著しく計算精度が悪化する問題が知られている。



図 3.1-1 影響半径と粒子法における計算点

以降に SPH 法の基本的な計算方法について述べる(Liu・他,2003、渡辺,2013、Randles・他 1996)。

(1) カーネル近似

任意の連続関数f(x)に関して以下の恒等式を考える。

$$f(x) = \int_{\Omega} f(x') \,\delta(x - x') dx'$$
(3.1)

ここで、dx'は任意点の支配体積であり、 $\delta$ は Dirac のデルタ関数である。デルタ関数 を滑らかな関数W(x - x', h)で置き換えると次の近似式が成立する。

$$f(x) \approx \int_{\Omega} f(x') W(x - x', h) dx'$$
(3.2)

関数Wは計算分解能の基準となる任意の幅h(初期粒子間距離)を持ち、hの定数倍の 影響半径に渡って状態量を滑らかに補間する関数であり、SPH 法においてカーネル関数 と呼称されるものである。f(x)の定義域全体に渡って上記近似が成立するならば、価点 の物理量はカーネル関数によって連続体の物理量に置き換えられる。このような内挿関 数を用いる補間処理は FEM における形状関数を用いた要素内補間に似ている。しかし、 SPH においては要素の概念はなく、領域全体に渡って粒子のカーネル近似が連続し、影 響半径がオーバーラップしている点で異なる。

SPH の計算で上記の近似が成立するためには、カーネル関数は以下の条件を満たす必要がある。

$$\int_{\Omega} W(x - x', h) dx' = 1$$
(3.3)

$$\lim_{h \to 0} W(x - x', h) = \delta(x - x')$$
(3.4)

$$W(x - x', h) = 0$$
 when  $|x - x'| > \alpha h$  (3.5)

$$\int_{\Omega} (x - x') W(x - x', h) dx' = 0$$
(3.6)

第1および第4の条件はそれぞれ差分法における0次と1次の consistency 条件に相当 し、通常の SPH の計算では、粒子配置の乱れとモデル境界の粒子数の不足に起因して満 たすことができない。前述のとおり、この条件を満たすためのより高精度な計算手法と しては様々なものがあるが、代表的なものとして Chen らによって提案された CSPM(Corrective Smoothed Particle Method)を本章の次項で後述する。第2の条件は メッシュフリー法で問題となる partition of unity 条件、第3の条件は compact support 条 件と知られる有限の影響半径を持つことを示すものであり、これらは適切なカーネル関 数を選択することで基本的に満たされる。

(2) 空間微分表現

連続関数f(x)の空間微分は次式で示されるようにカーネル近似される。

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \int_{\Omega} \frac{\partial f(x')}{\partial x} W(x - x', h) dx'$$
(3.7)

微分演算則より上式右辺を部分積分すると、

$$\frac{\partial f(x')}{\partial x}W(x-x',h) = \frac{\partial}{\partial x}[f(x')W(x-x',h)] - f(x')\frac{\partial W(x-x',h)}{\partial x}$$
(3.8)

となり、次式が得られる。

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \int_{\Omega} \frac{\partial}{\partial x} [f(x')W(x-x',h)] dx' - \int_{\Omega} f(x') \frac{\partial W(x-x',h)}{\partial x} dx'$$
(3.9)

上式右辺第 1 項はガウスの発散定理より積分領域表面の積分に置き換えることができ、 更に compact support 条件から結局のところ 0 になる。従って連続関数*f*(*x*)の空間微分は次 式に示される通りカーネル関数のみの微分によって表現される。

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx -\int_{\Omega} f(x') \frac{\partial W(x-x',h)}{\partial x} dx'$$
(3.10)

つまり、FEM で要素内ひずみの計算に形状関数の微分を利用するように、SPH でも同様の計算を行うことができる。これは後述の MPS 法と大きく異なる点である。

#### ・勾配の計算

連続関数f(x)がスカラー値関数であるとき勾配は次式で示される。

$$\nabla f(x) \equiv \frac{\partial f(x)}{\partial x_1} \vec{\iota} + \frac{\partial f(x)}{\partial x_2} \vec{j} + \frac{\partial f(x)}{\partial x_3} \vec{k}$$
(3.11)

上述のとおり空間微分はカーネルの微分で置き換えられるので次式が得られる。

$$\nabla f(x) \approx -\int_{\Omega} f(x') \nabla W(x - x', h) dx'$$
(3.12)

カーネル関数が等方関数である場合は距離rと方向余弦を用いて次式で計算できる。

$$\nabla f(x) \approx -\int_{\Omega} f(x') \frac{x - x'}{r} \frac{\partial W(r, h)}{\partial r} dx'$$
(3.13)

発散の計算

連続関数f(x)がベクトル値関数であるとき発散は次式で示される。

$$\nabla \cdot f(x) \equiv \frac{\partial f_1(x)}{\partial x_1} + \frac{\partial f_2(x)}{\partial x_2} + \frac{\partial f_3(x)}{\partial x_3}$$
(3.14)

したがってカーネル近似により次式が得られる。

$$\nabla \cdot f(x) \approx \int_{\Omega} \nabla \cdot f(x') W(x - x', h) dx'$$
(3.15)

更に、右辺の部分積分とガウスの発散定理により次式が得られる。

$$\nabla \cdot f(x) \approx -\int_{\Omega} f(x') \cdot \frac{\partial W(x-x',h)}{\partial x} dx'$$
 (3.16)

カーネル関数が等方関数である場合は距離rと方向余弦を用いて次式で計算できる。

$$\nabla \cdot f(x) \approx -\int_{\Omega} f(x') \cdot \frac{x - x'}{r} \frac{\partial W(r, h)}{\partial r} dx'$$
(3.17)

・ラプラシアンの計算

連続関数f(x)がスカラー値関数であるときラプラシアンは次式で示される。

$$\nabla^2 f(x) \equiv \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x_3^2}$$
(3.18)

カーネル近似により次式が得られる。

$$\nabla^2 f(x) \approx \int_{\Omega} f(x') \nabla^2 W(x - x', h) dx'$$
(3.19)

カーネル関数が等方関数である場合は距離rを用いて次式で計算できる。

$$\nabla^2 f(x) \approx \int_{\Omega} f(x') \frac{\partial^2 W(r,h)}{\partial r^2} dx'$$
(3.20)

カーネル関数に等方関数を採用する場合、距離rの関数を微分する際の座標系は極座標と なる点に注意が必要である。1 階微分についてはデカルト座標系と極座標系の結果は同じと なるが、ラプラシアンについては一致しない。ラプラシアン演算子は2次元および3次元の 極座標ではそれぞれ次式で示される。

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2}{\partial \theta^2}$$
(3.21)

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{2}{r}\frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2 \sin^2 \phi}\frac{\partial^2}{\partial \theta^2} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2}{\partial \phi^2} + \frac{\cot \phi}{r^2}\frac{\partial}{\partial \phi}$$
(3.22)

等方関数である場合、*θ*および*φ*のかかる項は対称性から無視することが可能であり、結論として*r*のみによる1階微分と2階微分を求めておけばラプラシアンが導出可能である。

(3) カーネル関数

カーネル関数としては複数回微分可能な滑らかな関数を設定する必要がある。SPH 法で は Exponential 型による Gauss 関数やそれを模擬した高次の B-Spline 関数がよく用いられて いる。B-Spline 関数としては 3 次、4 次、5 次の関数がよく用いられている。計算精度が比 較的良いことからよく用いられている 5 次の B-Spline 関数を次式に示す。

W(r,h) =

$$C_{d} \begin{cases} \left(3 - \frac{r}{h}\right)^{5} - 6\left(2 - \frac{r}{h}\right)^{5} + 15\left(1 - \frac{r}{h}\right)^{5} & \left(0 \le \frac{r}{h} < 1\right) \\ \left(3 - \frac{r}{h}\right)^{5} - 6\left(2 - \frac{r}{h}\right)^{5} & \left(1 \le \frac{r}{h} < 2\right) \\ \left(2 \le \frac{r}{h} < 3\right) \end{cases}$$

(3.23)

ここで、係数 $C_a$ は次元数による補正係数であり、 $1\sim3$ 次元についてそれぞれ $1/120\pi h$ 、 7/478 $\pi h^2$ 、 $3/359\pi h^3$ である。この補正係数は 0 階の関数の積分値を 1.0 に修正するための ものであり、実用上は格子配置した仮想粒子に対して影響半径内のW(r)の総和を計算し、 その逆数を $C_a$ とすることで全ての次元とカーネル関数に対して共通化を図ることができる。

このカーネル関数の1階微分は以下の通りであり、勾配は上述のとおり方向余弦を用いて 計算される。SPH カーネルの微分は極座標系において行う必要があるが1階微分について は直交座標系と特に違いはない。

 $\partial W(r,h)$ 

$$\frac{-\frac{1}{\partial r}}{\frac{1}{\partial r}} = \frac{5\left(3 - \frac{r}{h}\right)^4 - 30\left(2 - \frac{r}{h}\right)^4 + 75\left(1 - \frac{r}{h}\right)^4}{\left(1 \le \frac{r}{h} < 2\right)} \qquad \left(1 \le \frac{r}{h} < 2\right)$$

$$\left(1 \le \frac{r}{h} < 2\right)$$

$$\left(2 \le \frac{r}{h} < 3\right)$$

(3.24)

このカーネル関数の2階微分は以下の通りであり、ラプラシアンは上述のとおり極座標系の微分であることから、2次元の場合には式(3.26)、3次元の場合で式(3.27)となる。

$$\frac{\partial^2 W(r,h)}{\partial r^2} = \frac{20\left(3 - \frac{r}{h}\right)^3 - 120\left(2 - \frac{r}{h}\right)^3 + 300\left(1 - \frac{r}{h}\right)^3 \qquad \left( \begin{array}{c} 0 \le \frac{r}{h} < 1 \right) \\ 20\left(3 - \frac{r}{h}\right)^3 - 120\left(2 - \frac{r}{h}\right)^3 + 300\left(1 - \frac{r}{h}\right)^3 \qquad \left( \begin{array}{c} 1 \le \frac{r}{h} < 2 \right) \\ 20\left(3 - \frac{r}{h}\right)^3 \end{array}$$

$$\nabla^2 W(r,h) = \frac{\partial^2 W(r,h)}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial W(r,h)}{\partial r}$$
(3.26)

$$\nabla^2 W(r,h) = \frac{\partial^2 W(r,h)}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial W(r,h)}{\partial r}$$
(3.27)

なお、SPH 法の計算においては、Morris ら(1997)の提案からラプラシアンの計算を次式で 置き換えることも一般的である。これは比較的低次の関数でも2階微分を表現可能となるこ と、MPS 法などに見られるポアソン方程式の求解で対角項を大きくとれること、2階微分項 の次数収束性は1階微分に比べて厳しくなるため、安定性と精度の関係から選択されてい る。

$$\nabla^2 W(r,h) = \frac{1}{r} \frac{\partial W(r,h)}{\partial r}$$
(3.28)

5 次の B-Spline 関数についてその関数値と勾配およびラプラシアンを無次元化して図 3.1-2 に示す。ここでは、ラプラシアンについて Morris の提案モデルによるものも合わせて 示す。



図 3.1-2 5 次の B-Spline 関数(左:2 次元、右:3 次元)

(4) 連続体の支配方程式の離散化

粒子法は計算点がラグランジュ粒子として直接移動するため質量の保存は自明であり、 連続体の密度は一般に影響半径内粒子の質量からカーネル関数を用いて計算される。

$$\rho_i = \sum_j m_j W(r_{ij}, h) \tag{3.29}$$

即ち、カーネル関数は体積の逆数の次元を持っており、*m<sub>j</sub>/ρ<sub>j</sub>*は粒子片の支配体積と考える ことができる。自由表面などの境界部では影響半径内粒子が不足するため上記密度は小さ くなるため、粒子密度は自由表面の判定基準としてよく用いられている。

連続の式は SPH 法により以下に示すように離散化される。

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \boldsymbol{v} = 0 \tag{3.30}$$

$$\frac{D\rho_i}{Dt} = -\rho_i \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \boldsymbol{v}_j \nabla W(r_{ij}, h)$$
(3.31)

$$\nabla W(r_{ij},h) = \frac{x_j - x_i}{r_{ij}} \frac{\partial W(r_{ij},h)}{\partial r}$$
(3.32)

ここで、カーネルが偶関数であり粒子配置が均質であれば、対称性があることから次式 が成立する。

$$\rho_i \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \boldsymbol{v}_i \nabla W(r_{ij}, h) = 0$$
(3.33)

上式を離散化した連続式から引くことで速度が2粒子間の差の形で得られる。

$$\frac{D\rho_i}{Dt} = -\rho_i \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (\boldsymbol{v}_j - \boldsymbol{v}_i) \nabla W(r_{ij}, h)$$
(3.34)

一般に SPH 法では差の形を用いた方が高精度であることが知られているが、特に構造解 析においては速度差がないときにひずみが増減しないことから重要である。

連続体の運動方程式は以下のように強形式で離散化される。

$$\frac{D\boldsymbol{v}}{Dt} = \frac{1}{\rho} \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \boldsymbol{F}$$
(3.35)

$$\frac{D\boldsymbol{v}_i}{Dt} = \frac{1}{\rho_i} \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \boldsymbol{\sigma}_j \nabla W(r_{ij}, h) + \boldsymbol{F}$$
(3.36)

連続式で用いた差の形と同様にして次式に示す和の形が得られる。

$$\frac{D\boldsymbol{v}_i}{Dt} = \sum_j \frac{m_j}{\rho_i \rho_j} (\boldsymbol{\sigma}_j + \boldsymbol{\sigma}_i) \nabla W(r_{ij}, h) + \boldsymbol{F}$$
(3.37)

また、SPH 法では微分操作により次式のような定式もよく用いられている。

$$\frac{D\boldsymbol{v}_i}{Dt} = \sum_j m_j \left(\frac{\sigma_j}{\rho_j^2} + \frac{\sigma_i}{\rho_i^2}\right) \nabla W(r_{ij}, h) + \boldsymbol{F}$$
(3.38)

(5) 構造解析への適用

SPH 法は有限要素法と親和性が高く、一般に同様の構成則をそのまま適用可能であることは大きな利点である。ひずみ速度テンソルはカーネル近似によって以下のように示される。

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{xy} = \frac{1}{2} \sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} \left\{ \left( \boldsymbol{v}_{j} - \boldsymbol{v}_{i} \right)_{x} \nabla W \left( r_{ij}, h \right)_{y} + \left( v_{j} - \boldsymbol{v}_{i} \right)_{y} \nabla W \left( r_{ij}, h \right)_{x} \right\}$$
(3.39)

また、スピンテンソルもまた同様に次式で示される。

$$\boldsymbol{\omega}_{xy} = \frac{1}{2} \sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} \left\{ \left( \boldsymbol{v}_{j} - \boldsymbol{v}_{i} \right)_{x} \nabla W \left( r_{ij}, h \right)_{y} - \left( v_{j} - v_{i} \right)_{y} \nabla W \left( r_{ij}, h \right)_{x} \right\}$$
(3.40)

大変形問題においては、Jaumann 応力速度 $\hat{\sigma}_{xy}$ と Cauchy 応力速度 $\dot{\sigma}_{xy}$ の関係を適用することで、1ステップの間に生じたひずみから共回転の影響を取り除くことが可能であり、この関係は次式に示される。

$$\widehat{\boldsymbol{\sigma}}_{xy} = \dot{\boldsymbol{\sigma}}_{xy} - \boldsymbol{\sigma}_{xy} \boldsymbol{\omega}_{yz} + \boldsymbol{\omega}_{xy} \boldsymbol{\sigma}_{yz} \tag{3.41}$$

Cauchy 応力 $\sigma_{xy}$ は応力速度を時間積分して更新できる。応力速度は剛性テンソルを  $D_{xvkl}$ として次式で計算できる。

$$\widehat{\boldsymbol{\sigma}}_{xy} = \boldsymbol{D}_{xykl} \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_{kl} \tag{3.42}$$

応力速度より Cauchy 応力を更新し、SPH で離散化された連続体の運動方程式に代入 することで各粒子の加速度を更新できる。ただし、SPH の解析では引張の発生によって 計算が不安定化する Tensile instability の問題が指摘されており(Dyka・他,1995 や Vignjevica・他,2000)、Monaghan(2001)らによって導入された人工粘性や人工応力を用い て安定化を図ることが一般的である(酒井・他,2001)。

この問題は連続体内に離散化のエラーによる粗密が生じることに起因し、引張が生じ る場合に引力の作用によって疎らに粒子が凝集し、このクラスタリング現象が解消しな くなることで発生する。一方で圧縮が生じる場合は斥力により誤差が解消するため不安 定性は生じない。SPH のカーネル関数は釣鐘状の重み分布を持つため、一階微分項が着 目粒子近傍で特に小さくなく、このような問題が解消し難い性質がある。また、せん断 変形が生じる際に誤差が蓄積し易く、非圧縮性流体の解析など密度一定条件が課される 場合には発生しにくくなることが知られている(酒井・他,2004)。根本的な原因は影響半 径内の近傍粒子群の持つ変形自由度に対し、カーネル積分によって得られる運動拘束が、 SPH 近似において高次の consistency を満たされない問題から不足し、偽りの変形(アワ グラス/ゼロエネルギー)モードを生じていると考えられる。従って、粒子法計算の高精 度化により解消する問題であるが、FEM などでも導入されているような人工的な粘性の 導入も有効である。

ここで、人工粘性を考慮した運動方程式は以下に示される。

$$\frac{D\boldsymbol{v}_i}{Dt} = \sum_j \frac{m_j}{\rho_i \rho_j} (\boldsymbol{\sigma}_j + \boldsymbol{\sigma}_i + \rho_i \rho_j \Pi_{ij}) \nabla W(r_{ij}, h) + \boldsymbol{F}$$
(3.43)

$$\frac{D\boldsymbol{v}_i}{Dt} = \sum_j m_j \left( \frac{\sigma_j}{\rho_j^2} + \frac{\sigma_i}{\rho_i^2} + \Pi_{ij} \right) \nabla W(r_{ij}, h) + \boldsymbol{F}$$
(3.44)

Monaghan らによって導入された人工粘性は以下の式より計算される。

$$\Pi_{ij} = \frac{-\alpha c_{ij} \phi_{ij} + \beta \phi_{ij} |\phi_{ij}|}{\rho_{ij}}$$
(3.45)

$$\phi_{ij} = \frac{h(v_j - v_i) \cdot (x_j - x_i)}{|x_j - x_i|^2 + \gamma h^2}$$
(3.46)

ここで、 $C_{ij}$ と $\rho_{ij}$ はそれぞれ縦波の速度と密度であり、2物性間の算術平均をとる。また、 $\alpha$ と $\beta$ および $\gamma$ は人工粘性の大きさを調整するパラメータであり、対象とする問題おいて適切な値を設定する。

粒子毎に独立した運動方程式を陽解法で時間発展する処理は個別要素法と同様であ る。安定性の条件としては縦波の速度よりクーラン数条件が制約となる。

## 3.1.2.2. MPS 法

MPS 法は SPH 法と同様に粒子法の 1 つであり、格子点ではなく粒子点に物理量を設定 し現象を解き明かすラグランジュ記述の計算手法である。この手法は非圧縮性流体の解 析に適した粒子法として越塚らによって考案された<sup>39)</sup>。工学分野では非圧縮性流体の流 れが問題になることが多く、圧力のポアソン方程式を解くことで半陰的に非圧縮条件を 満たす MPS 法が開発され、現在では SPH 法において同様の半陰的計算方法が非圧縮性 問題を対象とする解析に導入されるようになっている。前述のとおり、MPS と SPH 法の 大きな違いは空間微分の離散化手法にあり、SPH が有限要素法などと同様に内挿関数か ら微係数を計算するのに対し、MPS 法は差分法に基づく離散化を行っている。 粒子法は不特定の近傍粒子間で寄与の積分計算を行う解析手法であり、ステップ毎に リメッシュを実行するアルゴリズムに相当することから、大変形問題に対しての適用性 が高いことなどは SPH 法との共通の特徴である。

以下に MPS 法の基本的な計算手順について説明する<sup>39)</sup>。

(1) 重み関数

MPS 法では SPH 法におけるカーネル関数に相当するものとして、次式に示される粒子 間距離の関数である重み関数w(r)を用いる。

$$v(r) = \begin{cases} \frac{r_e}{r} - 1 & (0 \le r < r_e) \\ 0 & (r_e \le r <) \end{cases}$$
(3.47)

ここで、*r<sub>e</sub>*は影響半径であり初期粒子間距離の 2~4 倍程度の距離を設定する。この関数は SPH 法のカーネル関数などと異なり、影響半径内で積分しても1にはならず、また 微分することもできないものである。MPS 法ではこの関数を重み付け平均における重み としてのみ使用する。

この重み付け平均における重みの合計は粒子数密度と定義され次式に示される。特に 粒子が規則正しく格子配置に並べられたときの理想的な重み合計を初期粒子数密度n<sub>0</sub>と 定義する。

$$n_i = \sum_{j \neq i} w(|x_j - x_i|) \tag{3.48}$$

この値は自由表面近傍で内部領域に比べて小さくなるため、最も一般的な自由表面判定の基準に用いられている。越塚らは*n<sub>i</sub>* < 0.97*n*<sub>0</sub>となる粒子を自由表面と判定するように推奨しており、主に非圧縮性流体解析の圧力計算において圧力 0 のディリクレ境界条件の設定において用いられる。

(2) 粒子間相互作用モデル

SPH 法などにおいて内挿関数の微分を計算することで表現される微分演算子は、MPS 法においては差分法に基づき計算される。MPS 法における各演算子は以下のように計算 している。

MPS 法の勾配モデルは次式で定義される。

$$\langle \nabla \phi \rangle_{i} = \frac{d}{n_{0}} \sum_{j \neq i} \frac{\phi_{j} - \phi_{i}}{|x_{j} - x_{i}|^{2}} (x_{j} - x_{i}) w(|x_{j} - x_{i}|)$$
(3.49)

ここで、*φ* はスカラーポテンシャルであり*d* は次元数である。上式ではスカラーポテ ンシャルの差を距離で割り方向余弦を乗じたものに重み関数が乗じられている。*n*<sub>0</sub>での 除算は重み関数の正規化のためであり、*n<sub>i</sub>*で除算していないことは精度の低い境界近傍 の影響を小さくするためと考えられる。次元数が乗じられていることは、相対位置ベク トル方向 1 次元分のみの重みとなった勾配を本来の次元数分の重みに戻すためである。 このように MPS 法の勾配モデルは着目粒子と近傍粒子間の1階差分の重み付き平均であ ることが分かる。

MPS 法の発散モデルは同様に次式で定義される。

$$\langle \nabla \cdot \boldsymbol{u} \rangle_{i} = \frac{d}{n_{0}} \sum_{j \neq i} \frac{(u_{j} - u_{i}) \cdot (x_{j} - x_{i})}{|x_{j} - x_{i}|^{2}} w (|x_{j} - x_{i}|)$$
(3.50)

ここで、*u* はベクトル変数であり式は相対位置ベクトル方向の1階差分と方向余弦の 内積の重み付き総和をとり発散を計算している。従って勾配モデルと同様に次元数を乗 じることで本来の次元数分の重みに修正されている。上式からも、SPH などと異なり微分計算が粒子変数の差分で与えられていることを確認できる。また、発散モデルにおいては、ベクトル変数が粒子にではなく粒子間に定義される $u_{ij}$ である場合、方向余弦と差分計算に用いる距離 $|x_j - x_i|$ は $|x_{ij} - x_i| = |x_j - x_i|/2$ で置き換えられる。従ってこの場合の発散モデルは次式で定義される。

$$\langle \nabla \cdot \boldsymbol{u} \rangle_{i} = \frac{2d}{n_{0}} \sum_{j \neq i} \frac{u_{ij} \cdot (x_{j} - x_{i})}{|x_{j} - x_{i}|^{2}} w(|x_{j} - x_{i}|)$$
(3.51)

MPS 法のラプラシアンモデルは次式で定義されている。

$$\langle \nabla^2 \phi \rangle_i = \frac{2d}{\lambda n_0} \sum_{j \neq i} (\phi_j - \phi_i) w(|x_j - x_i|)$$
(3.52)

ここで、*λ* は統計的な分散を解析解と一致させる係数とされ、等方的な拡散に対する 係数として次式で定義されている。

$$\lambda = \frac{\sum_{j \neq i} |x_j - x_i|^2 w(|x_j - x_i|)}{\sum_{j \neq i} w(|x_j - x_i|)}$$
(3.53)

上式より*λ*が距離の2乗の重み付き平均であることが分かる。この値は解析においては 規則正しい格子配置粒子を用いて計算し、解析終了時まで一定値として扱う。

なお、差分法と同様に MPS 法の勾配モデルに対して発散モデルを適用すると次式が得られる。

$$\langle \nabla^2 \phi \rangle_i = \langle \nabla \cdot \langle \nabla \phi \rangle_i \rangle = \frac{2d}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{\phi_j - \phi_i}{|x_j - x_i|^2} w(|x_j - x_i|)$$
(3.54)

これはラプラシアンモデルとは一致せず、総和計算内の分母が2粒子間の距離の2乗 となっていることが確認できる。MPSのラプラシアンモデルはこの距離の2乗を重み付 き平均λで置き換えたものであり、指向性のないラプラシアン演算子の作用としてはより 好ましい性質を持つと考えられる。なお、ラプラシアン演算子の作用は粒子iの持つ物理 量を近傍の粒子に分配するものであり、粒子iが失う量は近傍粒子に分配される総量と等 しくなる。



図 3.1-3 ラプラシアン演算子の作用

#### (3) 非圧縮性条件の計算

MPS 法の計算は微分演算子が異なること以外は基本的に SPH 法と同じであるが、 Moving particle semi-implicit の名称が示す通り、粒子法の非圧縮性流体解析に SMAC 法 などで用いられる半陰的な解法を導入したことが手法の特徴であった。SPH 法では非圧 縮性流体を圧縮率の小さい疑似非圧縮性流体として扱うため、引張発生時に粒子配置が 疎らになって不安定化する問題が知られていた。MPS 法では陰的計算によって密度一定 条件が課されることや、重み関数が距離 0 で無限大の重みを持つことからこのような問 題が生じにくく、非圧縮性流体の解析により適した粒子法といえる。非圧縮性条件によ る拘束は大変形問題において不安定性の問題を回避する上で重要であり、構造解析にお いて極めて大きな変形を対象とする場合に用いられている(酒井・他,2004)。

前述のとおり、SPH 法にも同様の半陰的アルゴリズムが導入されており(Cummins・ 他,1999 や Shao・他,2003)、また MPS 法においても大規模計算(Murotani・他,2014)や構造 解析(稲垣・他や吉田・他,2010)を対象に陽解法が適用されるようなっている。従って、 それぞれの手法の差は微分演算子を除いて曖昧になっており、越塚らは MPS 法の名称を Moving particle semi-implicit 法ではなく、Moving particle simulation 法と修正している。こ こでは、表層地盤の解析とは直接関係はないが、粒子法において非圧縮条件を与える方 法として MPS において粒子法に導入された、非圧縮性流体の半陰的解法について簡単に 説明する。

流体の運動方程式である Navier-Stokes 方程式はラグランジュ計算手法である粒子法で は以下のように記述される。また同時に連続式も満たす必要がある。

$$\frac{\partial \boldsymbol{v}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \boldsymbol{v} + \boldsymbol{g}$$
(3.55)

$$\frac{D\rho}{\partial t} = 0 \tag{3.56}$$

ここで、**v**は流体速度、ρは密度、Pは圧力、μは粘度であり、gは重力加速度項である。 この運動方程式の各項の微分演算子は MPS 演算子モデルに置き換えて離散化される。

MPS 法における半陰的解法では、圧力項を無視した仮の中間時間断面における状態を 定義することで圧力と速度を分離し、連続式を満たすように圧力の静的な釣り合いを取 る2段階式の変数分離解法である。圧力項以外は MPS の演算子モデルと時間積分によっ て陽的に計算可能であり、仮の速度**v**\*が計算されることにより仮の位置ベクトル**x**\*が得 られる。この仮の座標における粒子数密度を**n**\*とする。

移動後の中間時間断面における仮の座標では連続式を満たさないため、陰的に圧力を 計算して圧力勾配項から速度修正量v'を計算し粒子座標を修正する。この修正速度は圧 力勾配項を時間積分したものであり次式で与えられる。

$$\boldsymbol{\nu}' = -\frac{\Delta t}{a} \nabla P^{k+1} \tag{3.57}$$

ここで、速度修正による粒子数密度の修正量をn'とすると圧縮性流れの質量保存則で ある次式は、

$$\frac{D\rho}{\partial t} + \rho \nabla \cdot \boldsymbol{\nu} = 0 \tag{3.58}$$

次のように置き換えることができる。

$$\frac{n'}{n_0\Delta t} + \nabla \cdot \boldsymbol{\nu}' = 0 \tag{3.59}$$

ここで、修正速度v'の発散をとり上式に代入すると次式のポアソン方程式が得られる。

$$\nabla^2 P^{k+1} = -\frac{\rho_0}{\Delta t^2} \frac{n^* - n_0}{n_0} \tag{3.60}$$

連立方程式の左辺はラプラシアンモデルを適用して係数行列として計算でき、右辺は 流体密度をΔt秒間に初期密度に戻す外力項として与えられる。得られた圧力項を用いて 圧力勾配項を計算し仮の座標を更新することで非圧縮性流体の運動を計算することが可 能である。

#### (4) 構造解析への適用

MPS 法を用いた構造解析では一般に運動方程式の応力発散項を、静水圧項と偏差応力 項に分けて計算が行われている。従って構造解析においては偏差応力の発散項と静水圧 力発散項から粒子加速度が計算される。このような計算のメリットは tensile instability の 解消にあり、粒子法の離散化によるエラーとして現れる不安定性を回避できる。なお、 SPH 法による構造解析においてもこのような計算の適用例(戎・他,2013)があるが、tensile instability が回避される根本的な要因は静水圧項と偏差応力項の分解ではなく、MPS の構 造解析において偏差応力項の評価に DEM のような 2 粒子間相互作用を考慮するためと 考えられる。これは、MPS が重み付き差分的なアルゴリズムを採用するために得られた 帰結であるが、特に問題となるせん断変形発生時のエラーを回避することができる。な お、構造解析では静的検討にも適用可能な陰解法による研究(近澤・他,2000)も行われて いるが、適用事例の多くは陽解法(宋・他,2005)による動的検討であり、一般に用いられ ている計算手法を説明する。

構造解析における運動方程式は次式で示される。

$$\frac{\partial \boldsymbol{v}}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \boldsymbol{\varepsilon}_{zz} \delta_{xy} + 2\mu \boldsymbol{\varepsilon}_{xy} \right) + \boldsymbol{F}$$
(3.61)

ここで、λとμはラメの定数でありεはひずみテンソル、Fは外力項である。式の右辺第 1項が圧力項に相当し、第2項が偏差応力項である。

ひずみの計算について、SPH 法では相対速度の発散よりひずみ速度を計算するのが一 般的であるが、MPS 法では粒子間の相対変位から粒子間ひずみを計算する。即ち、軸ひ ずみとせん断ひずみは 2 粒子間で次式のように定義される。

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{ij}^{n} = \frac{\boldsymbol{u}_{ij}^{n}}{\left|\boldsymbol{x}_{ij}^{0}\right|} \tag{3.62}$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{ij}^{t} = \frac{\boldsymbol{u}_{ij}^{t}}{\left|\boldsymbol{x}_{ij}^{0}\right|} \tag{3.63}$$

ここで、**u**は2粒子間の相対変位ベクトルであり、nとtは法線と接線成分を意味する。 また、**x**<sup>0</sup><sub>ij</sub>は初期相対位置ベクトルである。これは2粒子間の差分を用いて微分を表す MPS の離散化によるものであるが、応力が2点間の変位に比例するモデルは個別要素法 におけるばねを用いた離散化と同様である。なお、大変形問題においては共回転の影響 を取り除く必要があり、MPS 法では次式を用いて相対変位を計算する。

$$\boldsymbol{u}_{ij} = \boldsymbol{x}_{ij} - \boldsymbol{R}_{ij} \boldsymbol{x}_{ij}^{0} = (\boldsymbol{x}_{j} - \boldsymbol{x}_{i}) - \boldsymbol{R}_{ij} (\boldsymbol{x}_{j}^{0} - \boldsymbol{x}_{i}^{0})$$
(3.64)

ここで、**R**<sub>ij</sub>は回転行列であり2粒子間の相対変位ベクトルの姿勢を記述する。このため、各粒子には個別要素法に見られるように回転角と角速度が定義される。また、双方向で回転行列が整合するように、姿勢を表す回転行列は2粒子間の回転角の算術平均を用いて計算される。なお、3次元計算においては姿勢の記述は四元数を用いて記述されることが多い。

偏差応力は2粒子間で定義され、法線方向ひずみと接線方向ひずみから次式のように 計算される。

$$\vec{\sigma}_{ij} = 2\mu \frac{u_{ij}^n}{|\mathbf{x}_{ij}^0|} \tag{3.65}$$

$$\vec{\tau}_{ij} = 2\mu \frac{u_{ij}^t}{|x_{ij}^0|}$$
(3.66)

このように2粒子間で定義される応力は、着目粒子位置で計算される応力テンソルに よる運動発展と異なり、tensile instability を生じないことが知られている。なお、静水圧 力は次式に示されるように各粒子位置における相対変位の発散から体積ひずみを算出す ることで計算できる。

$$\langle P \rangle_i = \lambda \frac{d}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{u_{ij} \cdot (x_j - x_i)}{|x_{ij}^0| |x_j - x_i|} w(|\mathbf{x}_{ij}^0|)$$
(3.67)

または、SPH 法などで行われているように状態方程式を構成則として粒子密度から圧力を計算することも可能である。

$$P = \rho c^2 \left(\frac{n - n_0}{n_0}\right) \tag{3.68}$$

粒子間で定義した偏差応力と圧力に発散モデルを適用して離散化すると着目粒子に生じる加速度は次式で計算できる。ここで、粒子位置で定義された圧力は対称化のために 算術平均を行っている。

$$\frac{\partial \boldsymbol{v}_{i}}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{2d}{n_{0}} \sum_{j \neq i} \left\{ \frac{\vec{\sigma}_{ij}}{|\boldsymbol{x}_{ij}^{0}|} + \frac{\vec{\tau}_{ij}}{|\boldsymbol{x}_{ij}^{0}|} + \frac{P_{i} + P_{j}}{2|\boldsymbol{x}_{ij}^{0}|} \frac{(\boldsymbol{x}_{j} - \boldsymbol{x}_{i})}{|\boldsymbol{x}_{j} - \boldsymbol{x}_{i}|} \right\} w(|\boldsymbol{x}_{ij}^{0}|)$$
(3.69)

上式で計算される加速度によって計算される運動は、角運動量を保存しない。これは 粒子間で定義するせん断応力が2粒子間で偶力となるため、同じ向きの回転を生じるこ とから角運動量が保存されないことに起因する。そこで次式に示されるようにせん断応 力によって生じるモーメントを計算し、発生したモーメントを打ち消すようにそれぞれ の粒子にトルクを与える必要がある。

$$F_{ij} = \frac{2dm}{\rho n_0} \sum_{j \neq i} \frac{\vec{\tau}_{ij}}{\left| \mathbf{x}_{ij}^0 \right|} w\left( \left| \mathbf{x}_{ij}^0 \right| \right)$$
(3.70)

$$M_{ij} = \left(\boldsymbol{x}_j - \boldsymbol{x}_i\right) \times F_{ij} \tag{3.71}$$

$$I\frac{\partial\dot{\phi}_i}{\partial t} = -\frac{1}{2}\sum_{j\neq i}M_{ij} \tag{3.72}$$

ここで、*mと*ρはそれぞれ質量と密度であり、*I*は着目粒子の慣性モーメントである。 粒子法の解析では慣性モーメントは粒子を立方体に見立てて計算する。

## 3.1.3. 採用した数値解析手法について

本章で行う数値解析は、有限要素法は(株)構造計画研究所で開発した「NOLA」を用い、 粒子法は(株)構造計画研究所で開発した SPH 法による数値解析コード「DYBECS」を用
いて行った。本検討では、広領域を有限要素法で解析し、その領域内で特に着目したい 領域(狭領域)について SPH 法により解析を実施した。

また、有限要素法による広領域解析を実施する際の境界条件については、2 章に示す 動力学シミュレーションを実施し、その断層面におけるすべり量をベースに、有限要素 法による解析領域境界の変位を求め、設定した。

動力学シミュレーション結果を基にした有限要素法への境界条件の設定方法や、有限 要素法結果を基にした粒子法への境界条件の設定方法は、3.2.1.1 に示す。

#### 3.1.3.1. SPH の改良手法(CSPM)について

3.1.1.3 および 3.1.2.2 項で述べたとおり、標準的な粒子法では差分法でいうところの consistency 条件を満足していないため、粒子配置の乱れや自由表面における粒子数の不 足に起因して計算精度が大幅に悪化することが知られている。これは自由表面がある問題や物質界面に不連続性がある場合において特に問題となり、何らかの改善手法が必要 である(松原・他,2010)。

粒子法の計算において consistency 条件を満たすためには、メッシュフリー法に広く見 られるように、粒子配置に応じて局所的にカーネル関数を修正する必要があり、このよ うな手法としては様々ものがある(玉井・他)。最も演算コストが小さいと考えられるも のとして、Chenら(1999)によって提案された CSPM(Corrective Smoothed Particle Method) があり、本章の検討ではこの手法を用いた。この手法は物理量の分布を仮定したカーネ ル関数による SPH 近似において、着目点近傍の粒子配置により生じるカーネル積分の完 全性条件が満たされない問題を、重みの正規化を行うことで解消する。他の多くの改良 法に比べて計算コストが小さいが、この手法は Taylor 展開の 2 次項まで考慮することで 1 次の収束性を有している。従って、線形の速度分布からは粒子配置や境界に関係なく 一定のひずみを評価可能である。以下に概要を述べる(岩本・他,2009 や小野・他,2013)。 ある物理量*f(x)*に対して着目点*x<sub>i</sub>*まわりの Taylor 展開は次式で示される。

$$f(\mathbf{x}) = f(\mathbf{x}_i) + (\mathbf{x} - \mathbf{x}_i)\frac{\partial f(\mathbf{x}_i)}{\partial \mathbf{x}} + \frac{1}{2!}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_i)^2 \frac{\partial^2 f(\mathbf{x}_i)}{\partial \mathbf{x}^2} + \cdots$$
(3.73)

今、1 次の consistency 条件を満たすことを考えると、上式の第3項以上を無視して SPH 近似を適用し、整理すると次式が得られる。

$$\sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} (\boldsymbol{x} - \boldsymbol{x}_{i}) W_{ij} \cdot \frac{\partial \langle f(\boldsymbol{x}_{i}) \rangle}{\partial \boldsymbol{x}} = \sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} (f(\boldsymbol{x}_{j}) - f(\boldsymbol{x}_{i})) W_{ij}$$
(3.74)

両辺を1階微分すると次式が得られ、多次元解析では重み関数の勾配を用いたテンソ ル積からそれぞれ2階のテンソルとなる。

$$\sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} (\boldsymbol{x} - \boldsymbol{x}_{i}) \nabla W_{ij} \cdot \frac{\partial \langle f(\boldsymbol{x}_{i}) \rangle}{\partial \boldsymbol{x}} = \sum_{j} \frac{m_{j}}{\rho_{j}} \left( f(\boldsymbol{x}_{j}) - f(\boldsymbol{x}_{i}) \right) \nabla W_{ij}$$
(3.75)

左辺の SPH 近似項の逆行列を両辺に乗じることで勾配計算において、1 次の consistency 条件を満たすテンソル計算が可能となる。

$$\frac{\partial \langle f(\mathbf{x}_i) \rangle}{\partial \mathbf{x}} = \left[ \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \left( f(\mathbf{x}_j) - f(\mathbf{x}_i) \right) \nabla W_{ij} \right] \left[ \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_i) \nabla W_{ij} \right]^{-1}$$
(3.76)

より高次の項を評価することで高階の微分項へ適用可能であり、Chen ら(1999)は熱伝 導問題を対象に2次までの項のCSPM解析を行っている。なお、0次の consistency 条件 は単にカーネル関数の重み総和で正規化することにより次式から満たされる。

$$\langle f(\boldsymbol{x}_i) \rangle = \frac{\sum_{j \neq j}^{m_j} f(\boldsymbol{x}_j) W_{ij}}{\sum_{j \neq j}^{m_j} W_{ij}}$$
(3.77)

この手法は Taylor 展開における高階の微分項がそれぞれ連成していない点に特徴があ り、MSPH(Modified Smoothed Particle Hydrodynamics)法(Zhang・他,2004)など他の手法と 比較して、カーネル関数の修正に必要となる連立方程式の規模が小さくなる。一般にカ ーネル関数の局所的な修正は、高次の多項式ベクトルと高階の微分演算子のモーメント から成る係数行列を解く必要があり、すなわち、修正前のカーネル積分値のベクトルは 計算された逆行列によりカーネル関数を局所的に変形する形で修正される。CSPM では 各微係数の関係を、独立した小さな連立方程式として解くため、構造解析におけるひず みの計算に用いる1階カーネルは3×3の逆行列から修正計算可能となる。より計算精度 の高い他の多くの手法に比べて計算コストが小さいことが特徴であり、本検討において も採用した。

なお、このようにカーネル関数の局所的な修正を行うアルゴリズムは、総和計算にお いて着目する 2 粒子間の重みが非対称となり、構成式の修正に用いる場合には特に問題 とならないが、運動方程式の離散化に適用した場合に運動量の保存に問題を生じること に留意する必要がある。本検討では CSPM 計算はひずみ速度の計算において採用し、応 力発散の計算には用いていない。

### 3.1.3.2. 弾塑性構成モデルについて

一般に用いられる弾塑性構成モデルは粒子法解析にも導入されており、金属材料など を対象に拘束圧依存性のないものには von Mises モデル(酒井・他,2004 や深澤・他,2009) など、地盤材料など拘束圧依存性のあるものには Morh-Coulomb(小野・他,2006)や Drucker-Prager モデル(Bui・他,2008 や野々山・他,2012)が採用されている。また、粘性土 を対象に修正 Cam-Clay モデル(野々山・他,2013,2014)などの高度な構成モデルも導入さ れており、SPH 法においては FEM などで使用される構成モデルをそのまま導入できる点 が大きく影響している。本検討では、表層地盤や岩盤を対象に Drucker-Prager モデルを 採用し、Bui ら(2008)の研究を参考にこれを利用した。

本モデルは関連および非関連流れ則に基づく完全塑性体であり、降伏関数は次式で定 義される。

$$f(I_1, J_2) = \sqrt{J_2} + \alpha_{\phi} I_1 - k_c = 0 \tag{3.78}$$

ここで、 $I_1$ は応力の第1不変量、 $J_2$ は偏差応力の第2不変量である。 $\alpha_{\phi} \geq k_c$ は計算パラ メータであり、Morh-Coulomb モデルと降伏曲面を一致させるように地盤材料の粘着力 と内部摩擦角 $\phi$ から決定する。3次元問題においては Morh-Coulomb の降伏曲面の内側の 稜線を合わせるか外側の稜線を合わせるかが問題となるが<sup>7)</sup>、今回の有限要素法による 検討(2次元、3次元とも)では安全側を見て内側の稜線に合わせた。この場合、 $\alpha_{\phi} \geq k_c$ は 次式から計算される。

$$\alpha_{\phi} = \frac{2\sin\phi}{\sqrt{3}(3-\sin\phi)} \tag{3.79}$$

$$k_c = \frac{6\cos\theta \cdot c}{\sqrt{3}(3-\sin\theta)} \tag{3.80}$$

また、SPH 法による平面ひずみ条件の場合は次式からそれぞれ計算できる。

$$\alpha_{\phi} = \frac{\tan\phi}{\sqrt{9+12\tan^2\phi}} \tag{3.81}$$

$$k_c = \frac{3c}{\sqrt{9+12tan^2\phi}} \tag{3.82}$$

塑性ポテンシャル関数は関連流れ則の場合、降伏関数と同じものを採用する。従って 塑性ひずみは降伏曲面の法線方向に発生する。一般に関連流れ則ではダイレイタンシー による体積変化が過剰であることが知られており、非関連流れ則では次式の塑性ポテン シャル関数を用いる。

$$g(I_1, J_2) = \sqrt{J_2 + 3I_1 \sin\psi}$$
(3.83)

ここで、**u**はダイレイタンシー角である。本検討ではuをすべて0として扱っており、 ダイレイタンシーを考慮しない非圧縮条件となる。弾塑性計算では塑性ポテンシャルに 基づき応力を更新するだけでは、誤差の蓄積により降伏時に降伏曲面から離れる問題が 発生するため、弾塑性計算にはリターンマッピング処理が必要となる。Bui らは更新さ れた応力に対して2段階の修正計算を行うことで必ず降伏曲面に応力が載るように調整 を行っている。

最初にコーンの頂点より引張側の応力状態となってしまった場合に、次式で示される ように静水圧成分を頂点位置まで戻す修正計算を行う。

$$\widetilde{\boldsymbol{\sigma}} = \boldsymbol{\sigma} - \frac{1}{3} \left( I_1 - \frac{k_c}{\alpha_{\phi}} \right) \boldsymbol{E} \qquad \qquad if \quad -\alpha_{\phi} I_1 + k_c < 0 \qquad (3.84)$$

ここでEは単位行列である。次に応力が降伏曲面の外にある場合について、次式で示さ れるよう降伏曲面まで戻す修正計算を行う。

$$\widetilde{\boldsymbol{\sigma}} = \frac{-\alpha_{\phi} l_1 + k_c}{\sqrt{J_2}} \boldsymbol{s} + \frac{1}{3} l_1 \boldsymbol{E} \qquad \qquad if \quad -\alpha_{\phi} l_1 + k_c < \sqrt{J_2} \qquad (3.85)$$

ここでsは偏差応力である。この2段階の応力修正計算と降伏曲面の関係を図3.1-4に 示す。



## 3.1.4. 数値解析手法に関してのまとめ

本節では断層変位による表層地盤の破壊シミュレーションに適用する上で、大変形を 取り扱うことが可能な各解析手法を取り上げた。大別して有限要素法およびそれを改良 した手法と、個別要素法および粒子法が用いられており、特に大変形問題に有効と考え られる個別要素法と粒子法の離散化について詳しく説明を行った。個別要素法や粒子法 はそれぞれが元から離散体材料や流体を対象とした解析手法として開発されており、有 限要素法の拡張としてメッシュフリー化された手法と比較し、接触の取り扱いや計算効 率などの面で優れており、より大変形問題への適用性が高いと考えられる。

有限要素法は歴史が長く、また解析精度が良好であるため様々な分野で数値解析が行われており、断層変位の解析や表層地盤への影響なども非線形ソリッド要素とジョイント要素を用いることで検討されている。より大変形問題への適性の高い改良手法は、構造部材内の亀裂の進展問題などに適用されているが、断層変位などを想定した大規模体系での計算は一般的でないようである。これは、手法自体が解析対象を限定することや計算コストが非常に大きいことが原因と考えられる。

個別要素法については、地盤材料の中でも特に不連続性の強い砂質土などのモデル化 に優れ、任意形状を取り扱えるモデル化を行えば不連続性岩盤ブロックの滑り計算にも 有効であると考えられる。この手法はばね定数などのパラメータ設定に試行が必要であ るが、不連続変形法などと異なり非線形の高い大規模問題においても収束性の問題が発 生しないため、長大な断層面のモデル化などにも利用しやすいと考えられる。不連続体 間の接触点/面の取り扱いは粒子法では取扱いが困難な部分であり、個別要素法と組み合 わせることが有効である。特にひずみが弾塑性で扱える範囲を超えて固体が破壊した後 のモデル化において有効と考えられ、本検討では弾塑性を考慮した SPH モデルと組み合 わせて採用した。なお、断層変位を想定した問題に対する粒状体モデルの適用例は個別 要素法に限定さることから、不連続性問題への適用性の高さが重要視されていると考え られる。

粒子法は有限要素法や差分法などと同様に連続体モデルを対象としており、微分方程 式を離散化して解析解を得る手法である。また、その離散化は有限要素法と異なり強形 式で行う。粒子法は有限要素法で開発された技術との親和性が高く、またメッシュレス でありメッシュ依存性のない解析が可能であり、更にプログラムが比較的小規模で済む というメリットがある。しかし、SPH 法に見られる tensile instability の問題や、境界面近 傍で極端に計算精度が落ちる問題がある。このような問題を解消するためにより高精度 な改良手法が開発されているが、計算コストが増加する傾向にある。

本検討では弾塑性構成モデルの取り扱い易さから MPS ではなく SPH 法を採用してい るが、tensile instability の問題は今後における重要な課題である。自由表面や粒子配置の 乱れに起因する計算誤差については CSPM のアルゴリズムを導入することが有効である ことが次節の試解析でも確認された。なお、SPH 法では弾塑性構成モデルは様々なもの が開発されており、一般に地盤解析に用いられるものとして Drucker-Prager モデルを採 用した。より大きな変形への対応としては、DEM 粒子をオーバーラップさせることでシ ームレスに連続体から離散体へ計算を切り替える手法を採用し、使用コードに組み込ん で利用した。 断層変位による表層地盤への影響を広範囲で評価するには、多くの問題を解決する必要がある。特に、地下深い岩盤層の連続体挙動を粒子法ベースの手法で解くことは現実的でないため、何らかの格子を用いた計算手法と組み輪わせることが重要と考えられる。 特に FEM については不連続面の取り扱いを初め、異方性の構成則など各種問題を取り扱う技術が開発されているため有望である。このような格子との連成手法に関しては、 Particle in cell の考えを構造解析に適用した MPM のようなモデル化が一般的と考えられる。 。この手法は格子の計算と粒子の両方の領域を重複して計算するため計算負荷が大きいことが知られているが、連成領域を狭めることで接続境界近傍のみ重複計算で済む可能性がある。

また、粒子法の計算は一般に一定の分解能で行われることが多いが、大規模問題を現 実的に解くためには解析領域毎に分解能を変更できることが重要である。津波解析など では領域境界で格子情報を交換することによる領域分散処理が有効であり、粒子法によ る津波解析でも解析領域を一部オーバーラップさせる形式の計算手法が柴田ら (2012,2013)によって開発されている。構造解析では同じ連続体を構成する近傍粒子の移 動が殆どないため、流体解析に比べて可変分解能の計算が容易であり、特に CSPM のよ うに粒子配置による影響を緩和できる計算アルゴリズムを採用する場合については粒子 径を可変とした解析も安定して可能と考えられる。このことは、DEM のように粒子配置 に依存した応答を示し易い手法を利用する際に、粒子径や粒子配置にランダム性を考慮 する上で重要であり、検討を行って行く必要があると考える。

# 3.2. **地表の断層変位の検**討

本節では、断層変位による表層地盤破壊の数値解析による決定論的評価手法の検証解析 として、1999 年台湾集集地震を対象とした断層変位解析を実施し、手法の有効性の確認や 課題の抽出を実施した。以下、

1)検討の方針

2)解析対象領域のモデル化

3)2 次元パラメータスタディ

4)3 次元モデル FEM 断層変位解析

5)狭領域での粒子法による断層変位解析 の順に示す。

# 3.2.1. 検討の方針

#### 3.2.1.1. 解析の流れ

(1)解析の流れ

図 3.2-1 に、今回実施した解析の流れを示す。

2 章に示した特性化震源モデルの構築および動力学シミュレーションにおいて、特 性化震源モデルの構築により、震源断層およびその極近傍の挙動をモデル化する。次 に動力学シミュレーションにより震源断層で発生した(強)震動の伝播を解析する。す なわち、特性化震源モデルの構築および動力学シミュレーションにより、震源から地 表に至る強震動予測と地震基盤以浅(FEM 解析領域より広く・深い範囲)での変位を計 算する。動力学シミュレーションを中心とした強震動シミュレーションでは深さ方向 には震源から地表まで、水平方向には断層を含む数十キロ範囲での計算となり、また 岩盤の非線形性は一般的には考慮しないため強震動により地表に出現する可能性の ある副断層等の断層変位の評価は対象としない。そこで、本検討では、震源から地表 に至るまでの地震動の伝搬を動力学シミュレーションにより実施し、その結果を受け 地表近傍でのずれの予測を FEM や SPH 法により実施する手法をとり、その課題抽出 を実施する。なお、動力学シミュレーションの入力条件となる震源モデルは、同じ2 章内に示す特性化震源モデルの構築により実施し、

(検証においては観測記録→)特性化震源モデル構築

→動力学シミュレーション

→有限要素法による地表の断層変位解析

→SPH 法による地表の断層変位解析

の流れにより震源断層のずれにより発生した地震動および地表に出現する断層変位 の評価予測を実施する。ここで、本検討では解析対象の狭い範囲の側のシミュレーション結果が広い範囲の結果へ与える影響は小さいものと仮定し計算結果の受け渡し は広い範囲から狭い範囲への片方向とする。

本章での対象は地表近傍の数値解析(図 3.2-1 青点線内)となるが、地表近傍の断層変 位解析(広領域:FEM 解析)の境界条件として、動力学シミュレーション結果による変 位データを利用する。また同様に SPH 法による解析時の境界条件として FEM 解析結 果による変位データを利用する。

(なお、以降 SPH 法解析領域に比較して広い FEM 解析範囲を広領域とし、SPH 法解 析範囲を狭領域とする)



図 3.2-1 解析の流れ

(2) 動力学シミュレーションから有限要素法、有限要素法から粒子法への連成時の境 界変位の設定方法について

動力学シミュレーションでモデル化している断層面と、FEM 側でモデル化している 断層面について、今回のモデルでは形状が一致していない(動力学シミュレーション 側は一つの平面で表現しているのに対し、FEM 側は深さ方向に折れ曲がっている(例 えば後述の図 3.2-3))。

今回、動力学シミュレーション側の結果を FEM 側境界条件として設定する際に補 間を行い設定した。

#### 3.2.1.2. 地表の数値解析実施の流れ

本検討において、地表の数値解析では断層変位評価手法の有効性の確認や課題抽出の ため、以下の方針にて検討を実施する。

- 1) 地形の影響を考慮し、標高データから地形をモデル化する。
- 2)3次元での数値解析の実施に先立ち、集集地震での逆断層方向の変位に着目し(横ず れ方向の動きは無視し)解析対象領域の2次元断面モデルを使いパラメータスタデ ィを実施する。2次元モデルでの検討では、以下の方針で検討を実施する。
- 2-1) 2次元モデルでの検討では、地盤での応力・歪み状態(歪みが集中する箇所等、 破壊レベルとの比較等)を把握することを目的とし、以下の設定で検討を行う。
- 2-2)主断層はすべり(断層面に沿った動き)・剥離(断層面の法線方向の動き)を考慮で きるジョイント要素でモデル化する(ジョイント要素は断層面などの接触面を表現 する要素で、断層面の接線方向や法線方向の破壊強度や応力が破壊強度を超過した 後のすべり易さなどを模擬できる要素となる)。
- 2-3)地盤は、材料非線形を無視した平面ひずみ要素でモデル化する。
- 2-4) 応力・歪みが集中する箇所について、破壊状況(破壊するかどうかを含む)を 把握するため、岩盤の材料非線形を考慮し解析を行う。なお、岩盤の強度等の情報 が少ないため、必要に応じてパラメータスタディ(強度等)を実施する。
- 3)上記 2)の検討結果による各種設定パラメータを基に、3 次元での静的断層変位解析 (FEM)を実施する。
- 4) 場合により 3)の結果を評価し、その歪み状態等からより狭い領域について、粒子 法による地表の変位解析を実施する。

表 3.2-1 に本検証解析における解析ケース一覧を示す。

	次元	地盤の非線形性	副断層のジョイント要素	備考
			モテル化	
case1	2D	考慮なし	あり	摩擦角をパラメータ とし、case1-1~1-3の3 ケース解析を実施
case2		異方性考慮	あり	_
case3	3D	考慮なし	あり	-

表 3.2-1 解析ケース一覧

## 3.2.2. 解析対象領域のモデル化

(1)解析領域

図 3.2-2 に、FEM 解析領域を示す。1999 年台湾集集地震では、草屯(tsatun)地区に おいて車籠埔(chelungpu)断層を主断層とし、その西側にも断層が見られたことから解 析は草屯(tsatun)地区を対象とする。解析領域は、車籠埔断層に比較的近い位置にある TCU075 観測点を通るように東西方向に約 35(Km)の範囲を取る。また、深さ方向は Lee ら(2007)の文献を参考に 4(Km)程度を取る。ここで東西方向領域(および 3 次元計 算時の南北方向領域)は地表から深さ 4(Km)位置での断層位置を参考に、断層位置での 挙動に境界の影響をあまり及ぼさない範囲とした。



図 3.2-2 FEM 解析領域

(2)解析断面構造および計算メッシュ

図 3.2-3 に、参考とした Lee ら(2007)の文献に記載の断面構造と計算メッシュを示 す。また図 3.2-4 に 3 次元モデル FEM 断層変位解析時の計算メッシュを示す。計算メ ッシュは Lee ら文献に記載の地層構造に合わせるようにしながら分割をした。

2次元パラメータスタディでは、奥行き(y軸方向)1要素のソリッド要素で作成しy 軸方向の自由度を拘束した。また解析領域の3次元的な地層構造を示す文献がないこ と、また今回手法検討としての位置づけから、3次元計算時の計算メッシュは2次元 パラメータスタディの地層構造をそのまま水平方向に引き延ばし作成した(ただし地 表形状については地形データからモデル化した)。



図 3.2-3 解析断面構造および計算メッシュ(2D)



図 3.2-4 計算メッシュ(3D)

(3)物性值

表 3.2-2 に、地盤物性値一覧を示す。また表 3.2-3 に断層面の物性値を示す。

物性 ID	S 波速度(m/s)	密度(Kg/m <sup>3</sup> )	ポアソン比	せん断剛性(N/m <sup>2</sup> )
11, 23	1,550	2,000	0.3	4.81e+9
12, 22	1,700	2,050	0.3	5.92e+9
14, 25	1,550	2,000	0.3	4.81e+9
13	2,500	2,300	0.3	1.44e+10
21	2,500	2,300	0.3	1.44e+10
24	2,500	2,300	0.3	1.44e+10

表 3.2-2 地盤物性值一覧

※ WANG 他(2010)、IWATA 他(2004)、HUNG 他(2007)の文献を参考に物性値を設定

表 3.2-3 断層面物性値(ジョイント要素)

弹性係数(N/m <sup>2</sup> )	ポアソン比	粘着力(N/m <sup>2</sup> )	摩擦角(°)
7.0e+9	0.33	3.92e+4	₩1

※ 電力中央研究所(昭和 60)、Yabe 他(2008)を参考に設定

※1)摩擦角は観測記録と傾向が合うようパラメータスタディにより決定

(4)岩盤の非線形性の考慮

岩盤の非線形性は 3.1.3.2 に示す Drucker-Prager 型の破壊判定を用いた。表 3.2-4 に、破壊判定値を示す。

表 3.2-4 破	壞判定値
-----------	------

粘着力(N/m <sup>2</sup> )	摩擦角(°)	破壊後の剛性低下率	
3.92e+4	30	0.01	
		きませるようも日間に	

※ 地盤工学会、設計用地盤定数の決め方-岩盤編-2.2.2 章 岩盤の強度 特性から設定

(5)境界条件

2次元解析、3次元解析とも底面および側面に動力学シミュレーションによる断層 面のすべり量を基に、FEM 側計算領域境界の位置の変位を岡田式(okada,1992)により 計算し、その結果を強制変位として設定した。

図 3.2-5 に、2 次元パラメータスタディ時の境界変位、図 3.2-6 に 3 次元モデル FEM 断層変位解析時の境界変位を示す。



図 3.2-5 2 次元モデル境界変位



図 3.2-6 3 次元モデル境界変位

# 3.2.3.2次元パラメータスタディ

2次元パラメータスタディでは、3.2.1.2に示す方針に従い、

(1)岩盤線形解析

(2)岩盤破壊·剛性低下考慮(岩盤非線形)

の解析を実施している。

地盤および断層面の物性や、境界条件は 3.2.2 に示す値を設定した。また断層面の 物性において摩擦角が不定のため、パラメータスタディにより観測記録(Lee 他,2007) に近い値となるものを決定し、(2)岩盤破壊・剛性低下考慮解析や、3 次元モデル FEM 断層変位解析の基本ケースとした。なお、各ケースとも初期形状での応力状態につい て解析(自重解析)を実施し、その結果得られた応力場を初期値として解析を実施した。

(1)岩盤線形解析

岩盤線形解析では、断層面の摩擦角を 5°(case1-1)、2°(case1-2)、1°(case1-3)の 3 ケースについて解析を実施した。また、観測記録との比較として下盤側は断層に比較 的近い位置にある TCU075 観測位置と上盤側は Lee ら(2007)の文献から断層位置端部 の水平方向および鉛直方向の変位と比較した。

図 3.2-7 に、観測記録を示す。観測記録のうち、TCU075 の変位は観測された加速 度波形から変位を求め、その残留変位との比較を行った(図 3.2-7(a-1,2))。また上盤側 断層位置端部の変位は、(Lee 他,2007)に記載の変位との比較を行った(図 3.2-7(b-1,2))。



図 3.2-7 観測点 TCU075 の観測記録

図 3.2-8~図 3.2-10 に各ケースの地表断層位置の水平方向および鉛直方向の変位分 布図を示す。



図 3.2-9 変位分布図(case1-2・上段:水平方向/下段:鉛直方向・単位(m))



図 3.2-10 変位分布図(case1-3・上段:水平方向/下段:鉛直方向・単位(m))

表 3.2-5 に観測記録と各ケースでの変位比較一覧を示す。なお、観測記録は図 3.2-7 に示す TCU075 観測点の記録および Lee ら(2007)の文献を参考とした。

公 3.2.3 及世紀秋 晃							
		観測記録	case1-1	case1-2	case1-3		
x 方向変位	上盤	-1.5~-4m 程度	0.61m	-0.82m	-1.33m		
	下盤	0.97m	0.96m	1.04m	1.07m		
z方向変位	上盤	2~4m程度	0.13m	1.23m	1.61m		
	下盤	-0.15m	-0.09m	-011m	-0.12m		

表 3.2-5 変位比較一覧

図 3.2-11 に断層面をモデル化したジョイント要素の破壊状況を示す。ここで、図 中の数字は破壊状況を示し、0 が破壊無し、1 以上が破壊有りを示す。



【凡例】0: せん断破壊および剥離なし、1以上: せん断破壊もしくは剥離あり 図 3.2-11 断層面モデル化要素の破壊状況

case1-1 では地表付近の要素について破壊しておらず、結果として地表付近での断層的な変位分布は見られない。摩擦角を小さくしていくと、断層面のジョイント要素の破壊が地表付近の要素まで達し、断層面のずれ量が大きくなり、断層の上盤と下盤で明確に変位の方向のズレが見られるようになる。各ケースと観測記録との比較ではcase1-3 が他ケースに比べ観測記録に近い結果となった。

(2) 岩盤破壊・剛性低下考慮(case2)

ここでは、3.1.3.2 に示す Drucker-Prager 型の破壊判定を行い、岩盤の非線形性を考慮した解析を実施した。断層面の物性値において摩擦角は上記(1)のパラメータスタディにより 1°を設定した。

図 3.2-12 に地表断層位置の水平方向および鉛直方向の変位分布図を示す。



図 3.2-12 変位分布図(case2·上段:水平方向/下段:鉛直方向·単位(m))

表 3.2-6 に case1-3 と case2 の変位比較一覧を示す。なお、観測記録は図 3.2-7 に示 す TCU075 観測点の記録および Lee ら(2007)の文献を参考とした。

		1 3.2-0	发世比较 見	
		観測記録	case1-3	case2
x 方向変位	上盤	-1.5~-4m 程度	-1.33m	-0.12m
	下盤	0.97m	1.07m	1.20m
z 方向変位	上盤	2~4m程度	1.61m	0.80m
	下盤	-0.15m	-0.12m	-0.14m

表 3.2-6 変位比較一覧

岩盤非線形時の case1-3 と岩盤破壊・剛性低下を考慮した case2 の変位を比較する と、case2 では case1-3 に比べ観測記録から乖離する傾向になった。これは、図 3.2-15 に示すように断層面の東側で岩盤が破壊したことによる剛性低下があり、東側境界か らの変位が断層面東側で吸収され、東側境界の強制変位の影響が断層面で小さくなっ たものである。

図 3.2-13、図 3.2-14 に case1-3 と case2 の変位およびせん断歪みの比較図を示す。 また、図 3.2-15 に case2 で発生している破壊領域を示す。





図 3.2-13 変位分布比較図(右側:case1-3/左側:case2・単位(m))



図 3.2-14 せん断歪み比較図(右側:case1-3/左側:case2)



図 3.2-15 case2 破壊領域図(赤:破壊)

## 3.2.4.3 次元モデル FEM 断層変位解析

ここでは、2次元パラメータスタディ結果から、岩盤線形解析の設定を基本とし3次元 FEM 断層変位解析を実施した(case3)。

地盤および断層面の物性や、境界条件は 3.2.2 に示す値を設定した(表 3.2-2、表 3.2-3、表 3.2-4、図 3.2-6)。また断層面の物性の中で摩擦角は 2 次元パラメータスタ ディから 1°とし、また同様に観測記録に近い値となったことから岩盤は線形として 解析を実施した。

図 3.2-16~図 3.2-18 に各方向の変位分布図鳥瞰図を示す。

図 3.2-16 変位分布図(case3、x 方向変位・単位(m))



図 3.2-17 変位分布図(case3、y 方向変位・単位(m))



図 3.2-18 変位分布図(case3、z 方向変位・単位(m))

表 3.2-7 に case1-3(2 次元解析)と case3(3 次元解析)の変位比較一覧を示す。なお、 観測記録は図 3.2-7 に示す TCU075 観測点の記録および Lee ら(2007)の文献を参考とした。

		観測記録	case1-3	case3
x 方向変位	上盤	-1.5~-4m 程度	-1.33m	-2.75m
	下盤	0.97m	1.07m	1.07m
y 方向変位	上盤	—	_	-0.63m
	下盤	-0.22m	_	-0.09m
z 方向変位	上盤	2~4m程度	1.61m	2.43m
	下盤	-0.15m	-0.12m	-0.15m

表 3.2-7 変位比較一覧

**エラー! 参照元が見つかりません。**に、TCU075 観測点を通る東西方向断面の case1-3 と case3 の比較図を示す。



図 3.2-19 変位分布比較図(右側:case1-3、左側:case3、単位(m))

3次元解析においては、2次元解析と比較して観測記録に近づく結果を得た。これ は、境界条件の3次元的な分布によるもので、(当然ながら)今回のような3次元的な 変位分布を持つ場合は3次元解析までの実施が必要と考える。

### 3.2.5. 狭領域での粒子法による断層変位解析

今回の2次元パラメータスタディにおける岩盤破壊・剛性低下考慮の結果では、 図 3.2-15 に示すような破壊領域は見られたものの、破壊進展は地表までは現れなかっ た。ここでは、2次元パラメータスタディの結果から、地表付近の更に狭い領域を粒 子法(SPH法)でモデル化し、解析を実施した。

(1)解析範囲および物性

図 3.2-20 に FEM 解析と粒子法解析の計算領域(重ね書き図)を示す。粒子法による 狭領域解析では、2 次元パラメータスタディでのせん断歪み状態(図 3.2-14)から地表の 断層面から約 2.2Km 東側から水平方向に 8.5Km の範囲と、また 2 次元パラメータス タディでの破壊領域(図 3.2-15)から表層では見られない破壊発生の要素がある表層か ら深さ約 1Km の範囲を解析範囲とした。粒子法による解析では粒子サイズ 8m の 2 次元でモデル化し、粒子数は約 11 万粒子とした。



図 3.2-20 粒子法による断層変位解析領域(FEM メッシュとの重ね書き)

粒子法解析で設定した物性値は FEM 解析時(表 3.2-2)と同じ値とした。表 3.2-8 に 地盤物性値を示す。



(2)解析ケース

解析は 3 ケース実施した。FEM 解析結果から得られた変位を境界変位として与え ケースを、基本ケース(case3-1)とした。FEM での 2 次元パラメータスタディ解析では、 岩盤線形解析時および岩盤破壊・剛性低下考慮時の計算において、観測記録と比較し 約 1/2~1/4 倍程度小さな値となっていた。これを考慮し、FEM 解析結果から得られ た境界変位の大きさを 2 倍、4 倍したケース(case3-2、case3-3)を参考計算として実施 した。表 3.2-9 に解析ケース一覧を示す。

ケース名 内容 備考 case3-1 基本ケース FEM 計算結果から、境界変位を与える case3-2 (参考計算1) 2D 計算の解析結果と岩盤線形のおおよ 基本ケース+入力する境界変位の その比から、観測記録に合わせる方向で 大きさを2倍 変位を2倍に設定 case3-3 2D 計算の解析結果と岩盤破壊・剛性低 (参考計算2) 基本ケース+入力する境界変位の 下のおおよその比から、観測記録に合わ 大きさを4倍 せる方向で変位を4倍に設定

表 3.2-9 解析ケース一覧

(3)解析結果

図 3.2-21、図 3.2-22 に各ケースの最大せん断歪み分布および破壊領域を示す。



最大せん断歪み

図 3.2-21 最大せん断歪み分布図



図 3.2-22 破壊領域図

粒子法による表層付近の詳細解析において、FEM 解析結果から得られる変位を境 界条件として与えた解析(case3-1)では顕著な破壊は見られなかった。今回、モデル化 するにあたり、参考にした Lee ら(2007)からは解析範囲にて2種類の物性を持つ地層 構造しか得られず、物性の違いによる応力・歪みの集中等が見られなかったこと、FEM 解析結果から得られる境界変位が相対的に破壊を発生させるほど大きな変位ではな かったことが考えられる。

一方では、観測記録に合うように境界変位を大きくした試解析において、FEM で は見られなかった地表までの破壊領域が見られ、FEM による広領域解析結果を基に粒 子法での狭領域計算を実施し、地表付近の詳細な"ずれ"を評価する解析の流れにつ いて確認できた。

# 3.3. 本章のまとめ

[2 次元モデルパラメータスタディから]

- 岩盤の非線形性を考慮することで、主断層のずれを契機として二次的に発生する 断層の出現を表現できる可能性のある破壊領域の発生が確認できた。
- 2)一方で、破壊した要素の剛性低下を考慮した結果、断層面上盤側の変位について、 線形計算時に比べ観測記録から乖離する傾向になった。今回のモデル化・条件設定 において、"どこに着目した解析をするか"を考慮しての解析実施が必要となる。

[3 次元モデル FEM 断層変位解析から]

3)3 次元解析においては、2 次元解析と比較して観測記録に近づく結果を得た。これ は、境界条件の3次元的な分布によるもので、(当然ながら)今回のような3次元的 な変位分布を持つ場合は3次元解析までの実施が必要と考える。

[狭領域での粒子法による断層変位解析から]

4)粒子法による表層付近の詳細解析では、FEM 解析結果から得られる変位を境界条件 として与えた解析(case1)においては顕著な破壊は見られなかった。

しかし、観測記録に合うように境界変位を大きくした試解析において、FEM では見 られなかった地表までの破壊進展が見られ、FEM による広領域解析結果を基に粒子 法での狭領域計算を実施し、地表付近の詳細な"ずれ"を評価する解析の流れにつ いて確認できた。

今回の検討を通じた課題として、以下が挙げられる。

①動力学シミュレーション結果を受けた FEM 境界設定方法

現実には多くの断層面について曲面を含む複雑な形状となるのに対し、動力学シ ミュレーション側では複雑な断層面の表現が難しい。FEM 側でも多少曲線を含む断層 面のモデル化を実施する際に、動力学シミュレーション側の変位の設定方法について 更に検討が必要と考えられる。

②断層面の形状のモデル化方法

例えば、今回の2次元 FEM 解析において底面側断層面からの破壊進展は断層の形 状特性に依存している面が大きい。他の地震や断層形状での検討が必要と考える。

③岩盤の地層構造、物性の設定方法

今回、既往文献を参考に地層構造や物性値を設定している。ただし、物性の測定 箇所が解析対象地域と一致していないことや、値にある程度の幅を持った中からの設 定など、物性値の選択によっては異なる結果となる可能性がある。設定には充分な検 討が必要と考える。

④地表の断層解析における FEM と粒子法の連結

今回の解析では、動力学シミュレーションの結果をFEMの境界条件にし、またFEM の結果を粒子法の境界条件へ設定するのみで、片方向の連成計算としている。狭領域 の変位や応力の影響が広領域側の計算に与える影響が小さいと仮定しての片方向連 成となるが、相互連成の要否について、さらに検討が必要と考える。

# **3.4.** APPEDIX

## 3.4.1. 断層変位シミュレーションのための事前検討

3.2 で示した地表の断層変位の検討に際し、その事前検討を実施した。ここでは、 その事前検討に用いたモデルおよび計算結果を示す。

#### (1)解析領域

図 3.4-1 に、FEM 解析領域を示す。

解析は、車籠埔(chelungpu)断層の西側に断層が見られた草屯(tsatun)地区を対象とし、TCU075 観測点を通るように東西方向に約35(Km)の範囲を取る。また、深さ方向は文献[1]を参考に、4(Km)程度を取る。



図 3.4-1 FEM 解析領域

※事前検討では、解析領域を東西軸と平行になるよう 2 次元断面を取っている。 その後、3.2 での検討では、車籠埔(chelungpu)断層とほぼ直交するように断面位 置を東西軸からやや回転させた解析領域を考慮した。

(2)解析断面構造および計算メッシュ

図 3.4-2 に、参考とした文献[1]に記載の断面構造と計算メッシュを示す。また図 3.4-2 に 3 次元モデル FEM 断層変位解析時の計算メッシュを示す。

2次元パラメータスタディでは、奥行き(y軸方向)1要素のソリッド要素で作成しy 軸方向の自由度を拘束した。また解析領域の3次元的な地層構造を示す文献がないこ と、また今回手法検討としての位置づけから、3次元計算時の計算メッシュは2次元 パラメータスタディの地層構造をそのまま水平方向に引き延ばし作成した(ただし地 表形状については地形データからモデル化した)。



図 3.4-2 解析断面構造および計算メッシュ(2D)

(3)物性值

表 3.4-1 に、地盤物性値一覧を示す。また表 3.4-2 に断層面の物性値を示す。 表 3.4-1 地盤物性値一覧

物性 ID	S 波速度(m/s)	密度(Kg/m <sup>3</sup> )	ポアソン比	せん断剛性(N/m <sup>2</sup> )
11, 23	1,700	1,050	0.3	3.03e+9
12, 22	2,500	2,300	0.3	1.44e+10
14, 25	1,700	1,050	0.3	3.03e+9
13	2,850	2,400	0.3	1.95e+10
21	2,850	2,400	0.3	1.95e+10
24	2,850	2,400	0.3	1.95e+10

※ WANG[3]ら、IWATA[4]ら、HUNG[5]らの論文を参考に物性値を設定

表 3.4-2 断層面物性値(ジョイント要素)

弹性係数(N/m <sup>2</sup> )	ポアソン比	粘着力(N/m <sup>2</sup> )	摩擦角(°)	備考
7.0e+9	0.33	1,200,000	2	case1
7.0e+9	0.33	120,000	2	case2

※ 文献[6]、文献[8]を参考に設定

※粘着力および摩擦角をパラメータとして事前検討を実施

(4)境界条件

底面の位置の変位について簡易計算により求め強制変位を設定した。また側方境 界については、底面位置端点の位置の変位を同様に設定した。 (5)解析結果

図 3.4-3、図 3.4-4 に断層付近での変形拡大図およびせん断歪みコンタ図を示す。 また、図 3.4-5 に下盤に対する上盤相対変位が大きい case2 の x 方向(東西方向)および z 方向(鉛直方向)の変位分布図を示す。



図 3.4-3 断層付近での変形拡大図



図 3.4-4 せん断歪みコンタ図





(z 方向(東西方向)変位(m))

図 3.4-5 変位分布図(case2 · 粘着力 1200(KN/m<sup>2</sup>))

# 3.5. 本章の参考文献

本調査における参考文献一覧を以下に示す。

- 1) 堀 宗郎:断層変位のシミュレーション,活断層研究 28号 2008
- O.C. Zienkiewicz, R.L.Taylor:マトリックス有限要素法[改訂新版],科学技術出版 社,1996
- 谷山 尚,渡辺 啓行:逆断層運動に伴う砂質表層地盤の変形に関する研究,土木 学会論文集 No.591/I-43, pp.313-325, 1998.4
- 水本 学千, 坪井 利弘, 三浦 房紀:3次元 FEM による断層モデルの解析に関する 基本的検討, 土木学会論文集 No.780/I-70, pp.27-40, 2005.1
- 5) 有賀 義明,柏柳 正之,水橋 雄太郎:進行波入力によるダムと基礎岩盤と断層連 成系の三次元動的解析法,応用力学論文集 Vol.11, pp.633-640, 2008
- 6) 日本計算工学会 編:高性能有限要素法, 丸善, 2007
- 7) EA de Souza Neto, D Peric, DRJ Owen:非線形有限要素法,森北出版, 2012
- 8) 日本計算工学会 編:メッシュフリー解析法, 丸善, 2006
- T. Belytschko, Y. Y. Lu, L. Gu : Element-free Galerkin methods, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Volume 37, Issue 2, pp.229-256, 1994
- B. Nayroles, G. Touzot, P. Villon : Generalizing the finite element method: Diffuse approximation and diffuse elements, Computational Mechanics, Volume 10, Issue 5, pp.307-318, 1992
- 11) 奥田 洋司,長嶋 利夫,矢川 元基:エレメントフリーガラーキン法に関する基礎 的検討(第1報,常微分方程式への適用),日本機械学会論文集(A編)61巻590号 (1995-10)
- 12) 矢川 元基, 藤澤 智光:メッシュフリー法の新展開, 日本機械学会論文集(A 編)70 巻 691 号(2004-3)
- Shi, G.H. : Manifold method of material analysis, Transactions of the 9th Army Conference on Applied Mathematics and Computing, Report No.92-1, U.S. Army Research Office, 1991
- 14) 長嶋 利夫,新山 健二,石原 嘉一:構造的なメッシュを用いた応力解析における 基本境界条件付与方法の検討,日本機械学会論文集(A編)70巻 691号(2004-3)
- T.J. Liszka, C.A.M. Duarte, W.W. Tworzydlo : hp-Meshless cloud method, Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, Volume 139, Issues 1-4, pp.263-288, 1996
- J.M. Melenka, I. Babuška : The partition of unity finite element method: Basic theory and applications, Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, Volume 139, Issues 1-4, pp.289-314, 1996
- Belytschko T., Black T. : Elastc crack growth in finite elements with minimal remeshing, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Volume 45, Issue 5, pp.601 -620, 1999

- 18) 長嶋 利夫: X-FEM による弾性解析の精度についての検討, 日本機械学会論文集(A 編)67 巻 662 号(2001-10)
- 19) K. Terada, M. Asai M. Yamagishi : Finite cover method for linear and non-linear analyses of heterogeneous solids, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Volume 58, Issue 9, pp.1321-1346, 2003
- 20) 浅井 光輝,寺田 賢二郎:有限被覆法による不連続面進展解析,応用力学論文集 Vol.6,pp.193-200(2003 年 8 月)
- 21) 越塚 誠一: 粒子法, 丸善, 2005
- 22) D. Sulskya, Z. Chenb, H.L. Schreyer : A particle method for history-dependent materials, Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, 118, Issue 1-2, pp.179-196, 1994
- 23) 阿部 慶太, J. Jörgen, 小長井 一男: MPM を応用した高速長距離土砂流動の運動 範囲予測のための数値解析手法, 土木学会論文集 C, Vol.63, No.1, pp.93-109, 2007
- 24) L.B. Lucy : A numerical approach to the testing of the fission hypothesis, The Astronomical Journal, 82, pp.1013-1024, 1977
- 25) R.A. Gingold, J. J. Monaghan, Smoothed Particle Hydrodynamics : Theory and Application to Non Spherical Stars, Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, 181, pp.375-389, 1977
- W.K. Liu, S. Jun, S. Li, J. Adee, T. Belytschko : Reproducing kernel particle methods for structural dynamics, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Volume 38, Issue 10, pp.1655–1679, 1995
- 27) J.K. Chen, J.E. Beraun, C.J. jih : An improvement for tensile instability in smoothed particle hydrodynamics, Computational Mechanics 23(1999) 279-287 ©Springer-Verlag 1999
- 28) J.K. Chen, J.E. Beraun, T.C. Carney: A corrective smoothed particle method for boundary value problems in heat conduction, International Journal for Numerical Methods in Engineering, 46(1999) 231-252
- 29) G.M. Zhang, R.C. Batra : Modified smoothed particle hydrodynamics method and its application to transient problems, Computational Mechanics, 34 (2004) 137-146
- Gary A. Dilts : Moving-least-squares-particle hydrodynamics-I. Consistency and stability, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Volume 44, Issue 8, pp.1115-1155, 1999
- Gary A. Dilts : Moving least-squares particle hydrodynamics II: conservation and boundaries, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Volume 48, Issue 10, pp.1503-1524, 2000
- G. Gui-Rong Liu, M. B. Liu : Smoothed Particle Hydrodynamics, World Scientific Publishing, 2003
- 33) 橋本 学,野口 裕久: Moving Least Squares-Smoothed Particle Hydrodynamics 法によ る水中爆発問題の数値解析(気液界面上における微分不連続性の扱いに対する検 討), Transactions of JSCES, Pater No.20070030
- 34) 玉井 佑, 柴田 和也, 越塚 誠一: Taylor 展開を用いた高次精度 MPS 法の開発, Transactions of JSCES, Pater No.20130003

- 35) 渡辺高志:流動体を介して衝撃的作用を受ける構造物の動的応答解析手法に関す る研究,金沢大学博士論文(2013)
- 36) P.W. Randles, L.D. Libersky : Smoothed Particle Hydrodynamics: Some recent improvements and applications, Comput. Methods Appl. Mech. Engrg. 139 (1996) 375-408
- J. P. Morris, P. J. Fox, Y. Zhu : Modeling Low Reynolds Number Incompressible Flows Using SPH, Journal of Computational Physics, 136, Issue 1, pp.214-226, 1997
- 38) C.T. Dyka, R.P. Ingel1 : An approach for tension instability in smoothed particle hydrodynamics (SPH), Computers & Structures, Volume 57, Issue 4, pp.573-580, 1995
- 39) R. Vignjevica, J. Campbella, L. Liberskyb : A treatment of zero-energy modes in the smoothed particle hydrodynamics method, Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, Volume 184, Issue 1, pp.67-85, 2000
- J.P. Gray, J.J. Monaghan, R.P. Swift : SPH elastic dynamics, Comput. Methods Appl. Mech. Engrg. 190 (2001) 6641-6662
- 41) 酒井 譲,山下 彰彦: SPH 理論に基づく粒子法による構造解析の基礎的検討,日本機械学会論文集(A 編)67 巻 659 合(2001-7)
- 42) 酒井 譲, 岡本 哲也, 河島 庸一: 粒子法による大変形弾塑性解析, 日本機械学会 計算力学講演会講演論文集, 第17巻, pp.765-766, 2004
- 43) S.J. Cummins, M. Rudman : An SPH projection method, Journal of Computational Physics, 152, pp.584-607, 1999
- 44) S. Shao, E.Y.M. Lo : Incompressible SPH method for simulating Newtonian and non-Newtonian flows with a free surface, Advances in Water Resources, 26, No.7, pp. 787-800, 2003
- 45) K. Murotani, S. Koshizuka, T. Tamai, K. Shibata, N. Mitsume, S. Yoshimura, S. Tanaka, K. Hasegawa, E. Nagai T. Fujisawa: Development of Hierarchical Domain Decomposition Explicit MPS Method and Application to Large-scale Tsunami Analysis with Floating Objects, Journal of Advanced Simulation in Science and Engineering (JASSE), pp.16-35, Vol.1, No.1, 2014
- 46) 稲垣 健太, 酒井 幹夫, 越塚 誠一: MPS 法によるコンクリートキャスクの地震応 答解析, Transaction of JSCES, Paper No. 20080026
- 47) 吉田 郁政, 石丸 真: MPS 法を用いた地震応答解析のための基礎検討, 土木学会 論文集 A Vol.66 No.2,206-218,2010.4
- 48) 戎 圭明,木須 博行: SPH 法による傾斜機能材料の動的応答解析,日本機械学会
  論文集(A 編) 79 巻 799 号(2013-3)
- 49) 近澤 佳隆, 越塚 誠一, 岡 芳明: 粒子法による構造物の解析手法の開発とその沿 岸構造物への適用, 海岸工学論文集, 第 47 巻(2000), 土木学会, 41-45
- 50) 宋 武燮, 越塚 誠一, 岡 芳明: MPS 法による弾性構造体の動的解析, 日本機械学 會論文集 A 編 71(701), pp.16-22, 2005
- 51) 清水 浩之,小山 倫史,千々松 正和,藤田 朝雄,中間 茂雄:既存亀裂を考慮した粒状体個別要素法による HLW 処分坑道の力学挙動解析:土木学会論文集 A2(応用力学), Vol.68, No.2(応用力学論文集 Vol.15), I\_477-I486, 2012

- 52) 深澤 仁, 園田 佳巨: SPH 粒子法の構造部材の弾塑性解析への適用に関する基礎的研究,構造工学論文集 Vol.55A(2009 年 3 月)
- 53) 小野 祐輔, 西田 真悟, 清野 純史: SPH 法による土構造物の弾塑性解析, 応用力 学論文集, Vol.9, pp.717-723, 2006 年 8 月
- 54) Ha H. Bui, Ryoichi Fukugawa, Kazunari Sako, Shintaro Ohno : Lagrangian meshfree particles method (SPH) for large deformation and failure flows of geomaterial using elastic-plastic soil constitutive model, International Journal for Numerical and analytical method in geomechanics, 32 (2008) 1537-1570
- 55) 野々山 栄人,沢田 和秀,森口 周二,八嶋 厚,伊藤 和也:SPH 法による実大規 模斜面掘削実験の二次元再現解析,地盤工学ジャーナル Vol.7 (2012), No.4, 543-555
- 56) 五十里 洋行,後藤 仁志,吉年 英文:斜面崩壊誘発型津波の数値解析のための流体-弾塑性体ハイブリッド粒子法の開発,土木学会論文集 B2(海岸工学) Vol.B2-65,No.1,2009,046-050
- 57) 吉田 郁政, 大庭 啓輔, 石丸 真: MPS 法あるいは DEM を用いた破壊挙動の不確 定性に関する基礎的考察, 土木学会論文集 A2(応用力学), Vol.67, No.2(応用力学 論文集 Vol.14), I-365-I-374, 2011
- 58) 松原 仁, 入部 綱清, 伊良波 繁雄: 粒子法の微分精度に関する一考察および物理 自由度を有する移動最小自乗法, 土木学会論文集 A, Vol.66, No4, pp.723-736, 2010
- 59) 岩本 哲也,小野 祐輔:弾性波伝播問題に対する粒子法の適用性,応用力学論文 集 Vol.12,pp.611-622(2009 年 8 月)
- 60) 小野 祐輔: SPH 法による斜面の地震応答と崩壊挙動の解析, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.69, No.4(地震工学論文集第 32 巻), I\_650-I\_660, 2013.
- 61) 野々山栄人、中野 正樹、野田 利弘: SPH 法による地盤の掘削解析、土木学会論 文集 A2(応用力学), Vol.69, No.2(応用力学論文集 Vol.16), I\_341-I350, 2013
- 62) 野々山 栄人、中野 正樹、野田 利弘:改良型粒子法による地盤の変形解析に向けた検討、土木学会論文集 A2(応用力学), Vol.70, No.2(応用力学論文集 Vol.17), I\_453-I462, 2014
- 63) 柴田 和也,室園 浩司,越塚 誠一,酒井 幹夫,玉井 佑,市東 素明,倉田 隼次: 重合粒子法の開発および海水打ち込みと津波への適用,日本船舶海洋工学会論文 集,第14号,pp.215-218,2012
- 64) 柴田 和也,政家 一誠,越塚 誠一,室谷 浩平,宋 学敏,玉井 佑,谷澤 克治: 楕円粒子と双方向の重合粒子を用いた粒子法による海水打ち込みの数値解析,日本船舶海洋工学会論文集,第17号,pp.53-56,2013
- 65) Jian-Cheng Lee, Yu-Chang Chan, Structure of the 1999 Chi-Chi earthquake rupture and interaction of thrust faults in the active fold belt of western Taiwan, Journal of Asian Earth Sciences 31 (2007) 226–239
- 66) Wen-Shan Chen, Bor-Shouh Huang et al, 1999 Chi-Chi Earthquake: A Case Study on the Role of Thrust-Ramp Structures for Generating Earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 5, pp. 986–994, October 2001

- 67) Jeen-Hwa Wang, Summary of Physical Properties Measured at Several Boreholes Penetrating through the Chelungpu Fault in Central Taiwan, Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 21, No. 4, 655-673, August 2010
- 68) Wenbo Zhang, Tomotaka Iwata, Kojiro Irikura, Arben Pitarka, and Haruko Sekiguchi, Dynamic rupture process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 31, L10605, doi:10.1029/2004GL019827, 2004
- 69) Jih-Hao Hung, et al, Subsurface Structure, Physical Properties, and Fault Zone Characteristics in the Scientific Drill Holes of Taiwan Chelungpu-Fault Drilling Project, Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 18, No. 2, 271-293, June 2007
- 70) 電力中央研究所, 断層破砕帯材料の力学的特性, 電力中央研究所報告 384033, 昭 和 60 年 9 月
- 71) 社団法人地盤工学会,設計用地盤定数の決め方-岩盤編-,平成 21 年 4 月改訂第 3 刷
- 72) Yasuo Yabe et al, In-situ stress at the northern portion of the Chelungpu fault, Taiwan, estimated on boring cores recovered from a 2-km-deep hole of TCDP, Earth Planets Space, 60, 809–819, 2008
- 73)Yoshimitsu Okada, Internal Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 82, No.2, pp.1018-1040, April 1992
# Ⅱ編 確率論的断層変位評価手法の整備

# 4. 国内外における地表断層変位データセットの整備

#### 4.1. はじめに

ここで用いる断層変位とは、地震が発生した時に、主として地表地震断層として地表に 生じる変位のことを指す.ただし、 International Atomic Energy Agency (IAEA) などのガイ ド(SSG-9 など)ハザード評価の対象としては、地表地震断層のみならず、地滑り等で誘発 されるような副次的に発生する地表変位も含まれている.地震動評価と同様に、断層変位評 価でも数値シミュレーション等を駆使した決定論的手法と確率論的手法に大別される.

確率論的手法では確率論的地震動評価手法をベースに,地表地震断層の出現確率,地表 地震断層変位に基づく断層変位距離減衰式から算出される.先行研究としては,Youngs et al. (2003) による正断層, Petersen et al. (2011) による横ずれ断層, Moss and Ross (2011) による 逆断層を対象とした検討が挙げられる.いずれも世界中で発生した地震による断層変位デー タをコンパイルしたグローバルデータセットに基づき PFHDA のデータセットの構築,ハザ ード試算例等が示されている.ただし,逆断層に関しては主断層のみであり,副断層につい ては検討されていない.一方,高尾・他(2013) では国内の断層変位データをコンパイルし て断層タイプを区分しない日本国内用の断層変位距離減衰式を検討している.

H25年度から国内断層変位データを対象として横ずれ断層(「平成25年度断層変位ハザ ードの評価手法の検討」),H26年度で逆断層とデータセットの整備,断層変位距離減衰式 の構築を行ってきた(「平成26年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断 層極近傍地震動評価手法の検討)事業」).ここでは,国内データセットに絞った検討はす でに着手されていることから,断層種別毎の評価のための断層変位距離減衰式の構築を目的 として,国内データセットに国外データセットを加えたグローバルデータセットによる逆断 層データの整理を行った.

確率論的地震動評価を断層変位に応用した Youngs et al. (2003) による確率論的断層変位 ハザード評価 (PFDHA) について説明する.

$$v_k(D \ge d) = \sum_n \alpha_n(m^0) \int_{m^0}^{m_n^u} f_n(m) \left[ \int_o^\infty f_{kn}(r|m) P_{kn}^*(D \ge d|m, r) dr \right] dm$$
(4-1)

(4-1)式において、左辺の $v_k(D>d)$ は、は断層変位 D がある値 d を越える確率、右辺の $\alpha$ n(m<sup>0</sup>) は、ソース n における全地震において、工学的に定義された最小地震マグニチュードm<sup>0</sup> 以上の割合. fn(m) は m<sup>0</sup> からソース n が起こしうる最大地震マグニチュード m<sup>u</sup>n までの地震マグニチュードの確率密度. f<sub>kn</sub>(r|m) はマグニチュード m に対するサイト k からの距離 r の場合の条件付き確率密度関数. これらは PSHA においても用いられているパラメータである. 実際には、 fn(m)、 f<sub>kn</sub>(r|m) は、 Pn(M = m<sub>i</sub>)、 P(R = r<sub>j</sub> |m<sub>i</sub>)として、質量関数に、積分は積和に置き換えられる.

$$P_{kn}(D \ge d|m, r) = P_{kn}(slip|m, r)P_{kn}(D \ge d|m, r, slip)$$

$$(4-2)$$

(4-2) 式において, 左辺の  $P_{kn}(D \ge d|m, r)$  は, ソース n から距離 r のサイトにおいてマグ ニチュード m の地震で断層変位 d を超過する条件付き確率, 右辺の  $P_{kn}(slip|m,r)$  は, ソー ス n の地震の中で, マグニチュード m の地震により, ソースから距離 r にあるサイト k で slip が発生するかどうかの条件付き確率,  $P_{kn}(D \ge d|m, r, slip)$  は slip が与えられたときの断層変位が d を超過する条件付き確率である. PSHA では  $P_{kn}(slip|m,r)$  に相当するものは 1 であるが, 断層変位では地表変状が必ずしも表れるとは限らないことを考慮している.  $P_{kn}(D \ge d|m,r,slip)$  は距離減衰的に連続的に計算される (図 4-1).



図 4-1 左:P<sub>kn</sub>(slip|m,r):主断層出現確率,横軸はマグニチュード,縦軸は地表断層の出現率(「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」より).青実線は高尾・他(2013)による主断層出現率,赤実線が「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」による主断層出現率.右:断層変位距離減衰式.横軸は地表地震断層長で正規化した断層位置,縦軸は平均断層変位で正規化した断層変位.緑実線が当てはめたガンマ分布による 95 パーセンタイル点,黒実線がデータの 95 パーセンタイル点,青破線が 2 次関数,赤破線が bi-linear 関数による推定結果を示す.いずれも「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」によるデータに基づく.

断層変位距離減衰式はハザード評価結果に与える影響も大きい.「平成 25 年度断層変位 ハザードの評価手法の検討」,「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変 位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」において,国内の確率論的断層変位ハザー ド評価のための断層変位データの収集・整理,距離減衰式の構築等が行われた.一般的な PFDHA のアプローチ (Youngs et al., 2003; Petersen et al., 2011; Moss and Ross, 2011)を参考 に、断層タイプ(逆断層・横ずれ断層)に区分した国内データに基づく主断層・副断層の距 離減衰式について検討がなされてきたが、国内逆断層データを対象とした検討では、有効な データセットが少なく、断層端部に向かっての明瞭な減衰傾向が認められなかった(図4-2). 日本国内の地表地震断層変位を整理した高尾・他(2013)では、断層長が 10km 未満のデー タでは断層の断層変位距離減衰式は一定値の傾向を示すとしており、「平成 26 年度原子力 施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」で整 理したデータの大半が断層長 10km 未満のデータで構成される事が減衰傾向を示さない大

きな要因と考えられる. 基本となるデータセットの不足を補うため, また, 断層タイプを区 別しても得られる結果に大きな違いが見られなかったことから高尾・他(2013)では、断層 タイプを組み合わせたデータセットに基づき検討を行っている.ここでは、これまでの一般 的な PFDHA と同様に、海外事例データを追加することで、断層変位距離減衰式の検討を行 うこととした.しかしながら、国内の断層変位データに基づいて構築した断層変位距離減衰 関数と国内外のデータをコンパイルして構築した断層変位距離減衰関数とは,断層端部に向 かっての減衰の傾向が異なることが指摘されている(Petersen and Chen, 2015; Inoue et al., 2015). 図 4-3 にそれぞれの主断層変位距離減衰関数を示す. どちらのグラフも横軸は地表 地震断層長で正規化された断層位置,縦軸は平均変位で正規化された断層変位である.赤破 線はデータの 95 パーセンタイル点を示す. 左側の日本国内の横ずれ断層では横軸 0.5 から 0.2 に向かって増加傾向にあるのに対して、右側の日本国内逆断層では全体的にデータ数も 少なく、特に横軸 0.3 付近で下がり、特に傾向は読み取れない. このため、データ数を増加 させるためにデータセットをグローバル化すると地域的な特徴を平均化してしまう可能性 がある.違いを生じさせる要因については、研究者間で共通の認識にはまだ至っていない. しかしながら、米国では 1970 年代の地表地震断層の変位が近年の LiDAR (航空レーザー測 量)で捉えられたり、安定陸塊での小規模な断層変位分布には小さな変位であっても系統的 な変化が認められるなど,温暖湿潤で浸食・削剥など地形営力の影響が大きな日本国内とは 異なる地表・テクトニックセッティングが影響している可能性は十分に考えられる.



図 4-2「平成 25 年度断層変位ハザードの評価手法の検討」「平成 26 年度原子力施設等防 災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」までの検討で 得られた主断層変位距離減衰関数(左:日本国内における横ずれ断層,右:日本国内におけ る逆断層). 横軸は地表地震断層長で正規化した断層位置,縦軸は平均変位で正規化された 断層変位. 赤破線はデータの 95 パーセンタイル点を示す. 右の逆断層における 95 パーセ ンタイル点では特に断層末端部(横軸 0)に向かって増加もしくは減少する特徴は認められ ない.

図 4-4 に本検討を進める上で用いる断層変位や主断層・副断層の概念図を示す. PFDHA では、断層変位距離減衰式を構築する際に、主断層、副断層とに識別する. 主断層では、地 表地震断層トレースに沿った変位を検討・モデル化するのに対して, 副断層では主断層と直 交した方向での変位を検討・モデル化を行う.IAEA SSG-9 では, 主断層は震源断層運動に 関連した地表地震断層変位を指し,副断層は 2 次的に形成された変位や液状化,地すべり 等で誘発された変位も含むとしている. 既存論文において, これらを明確に定義しているも のはないが、論文によって識別したデータの取扱が異なる.表 4-1 に先行研究による記述を 示す Petersen et al. (2011) は誘発された変位(triggered)は既存の断層線で発生することが 多く, 主断層から遠い変位のほとんどは誘発されたものとして, 主断層極近傍をターゲット にしている. Petersen et al. (2011)の定義する副断層は時間差をおいて発生した地震のよう な別の断層系で発生した断層変位は除外しており,これは地震エネルギーの解放メカニズム が異なるため発生する変位量も異なると考えていることによる.対象とする断層変位からは 地すべり等による変位も除外している.また、副断層は主断層から3km 以内の範囲でモデ ル化を行い,主断層近傍を対象としたハザード評価を行っている.また,破壊プロセスから 主断層・副断層とに識別するアプローチとして process zone (Vermilye and Scholz, 1998) と いった考え方を取り入れることも挙げられる.図 4-5 をみると、およそ断層長に対して 1% 程度は process zone として捉えられることがわかる.



図 4-3 日本国内データ(左)とグローバルデータ(右)による主断層変位距離減衰関数(横 ずれ断層,平均変位で正規化)(Inoue et al., 2015). 左は「平成 25 年度断層変位ハザードの 評価手法の検討」で検討された日本国内の横ずれ断層を対象とした主断層変位距離減衰式. 右は Petersen et al. (2011)によるグローバルデータ(国内外)の横ずれ断層を対象とした主 断層変位距離減衰式を示す.縦軸は平均変位で正規化された断層変位.いずれもガンマ分布 を当てはめている.実線が当てはめた分布のパーセンタイル点,破線がデータのパーセンタ イル点を示す.右のグローバルデータによる断層の断層変位距離減衰式の方が断層端部(横 軸0の点)に向かって急速に減衰する傾向を示す.



図 4-4 主断層・副断層や断層変位について

表 4-1	先行研究に	よる主断層	•	副断層の取	えり	扱い
-------	-------	-------	---	-------	----	----

文献名	整理手法
Petersen et al. (2011)	Triggered は含まない・主断層からの距離が 0-3km までのデータに ついてモデル化 (副断層)
Ross (2011, MS)	主断層変位 5cm 以下のものは除外,セグメントで整理(主断層)
高尾・他 (2013)	断層長が 10km より短いものは主断層上での距離と断層変位との関係において明瞭な対応関係がないとして、10km で区別してそれぞれ 断層変位距離減衰関数を求めている(主断層)



図 4-5 断層長と process zone 幅の関係(Vermilye and Scholz, 1998)

## 4.2. データセットの違いによる距離減衰式

データベース構築内容の違いで断層変位距離減衰式がどの程度異なるのかを確認す るために主断層について既存データベースを用いたデータセットによる距離減衰式の検 討を行う.Wesnousky (2008)では、日本国内外の地表断層変位データをトレースしたも のが取りまとめられ公開されている.主断層に相当するデータのみであるが、国内外の グローバルデータセットを用いて、逆断層主断層変位距離減衰式がどのように求められ るのかを検討した.表 4-2 に用いた地震を示す.これらは Wesnousky (2008)で整理され た断層変位データの中で、逆断層タイプのものである.また、各変位データは水平変位 や鉛直変位など、各成分に分けて整理されたものが多い.PFDHA では各成分を合成し たネットスリップを用いるため、表 4.2 の傾斜角を用いてネットスリップを求めた. Wesnousky (2008)で整理された逆断層タイプの地震は比較的低角なものが多い.図 4-6 から図 4-21 まで,変位のプロファイルを示す.オーストラリアの地震や El Asnam 地震 を除くと,最大変位は断層端部に近いところで見られる傾向がある.

Date	Location	Mw	Dip
08/31/1896	Rikuu, Japan	7.2	45
01/31/1945	Mikawa, Japan	6.2	30
02/09/1971	San Fernando, CA	6.7	45
06/02/1979	Cadoux, Australia	6.1	35
10/10/1980	El Asnam, Algeria	6.7	50
03/03/1986	Marryat, Australia	5.9	35
01/22/1988	Tennant Crk,	6.6	45
09/21/1999	Chi-Chi, Taiwan	7.4	30-40

表 4-2 主断層変位距離減衰式の検討に用いた逆断層データセット(Wesnousky, 2008))



図 4-6 陸羽地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)









図 4-8 三河地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)



図 4-9 三河地震変位データ(Wesnousky, 2008)



図 4-10 San Fernando 地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)



図 4-11 San Fernando 地震変位データ(Wesnousky, 2008)



図 4-12 Cadoux 地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)

cadx



図 4-13 Cadoux 地震変位データ(Wesnousky, 2008)



図 4-14 El Asnam 地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)



図 4-15 El Asnam 地震変位データ(Wesnousky, 2008)

elasn



図 4-16 Marryat 地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)



mrt

図 4-17 Marryat 地震変位データ(Wesnousky, 2008)



図 4-18 Tennant Crk 地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)



図 4-19 Tennant Crk 地震変位データ(Wesnousky, 2008)



図 4-20 Chi-Chi 地震変位データ分布図(Wesnousky, 2008)



図 4-21 Chi-Chi 地震変位データ(Wesnousky, 2008)

表 4-2 で示した Wesnousky (2008)のデータをベースに、国内外合わせたデータセットお よび日本国内のみのデータセットを構築し、距離減衰式を求めた. PFDHA で断層変位距 離減衰式に用いられる関数としては、ベータ分布やガンマ分布などの統計分布 (Moss and Ross, 2011; Youngs et al., 2003; 高尾・他, 2013)が当てはめられたり, bi-linear 関数や 2 次 関数などの回帰曲線 (Petersen et al., 2011)が当てはめられる場合がある. 既存の PFDHA に従って、最大変位で正規化した場合は取り得る値が 0 から 1 までなのでベータ関数(4-5 式)を、平均変位で正規化した場合はガンマ関数 (4-3 式)を用いた. これらの関数は Youngs et al. (2003)や Petersen et al. (2011)、高尾・他(2013)で用いられているため、比較のためにも 同じ関数系を使用した. 統計分布の当てはめの際は横軸を 0.05 間隔に区分し、それぞれ の各区間中央値に対して断層位置を変数としたで 1 次、もしくは 2 次関数を当てはめた. ベータ分布ではスケールと形状パラメータ、ガンマ分布では 2 個のスケールパラメータを 推定した.

回帰曲線では bi-linear 関数と 2 次関数を用いた. 回帰分析では正規化された断層変位は 対数変換を行った. bi-linear 関数では 1 次関数と変位が一定値になる領域を横軸 0.01 か ら 0.49 の範囲で変えて求め,最も残差が少ない組み合わせを採用した.また,Petersen et al. (2011) による回帰式の内, 2 次関数で回帰した結果と求められた関数をそれぞれ示す (4-4 及び 4-6 式).図 4-22,4-24 に国内外のデータセットによる逆断層主断層距離減衰式を示 す.同様に、国内のデータセットのみで求めた結果を図 4-23,4-25 に示す.国内外のデー タセットを用いた場合は正規化によって断層端部に向かっての減衰傾向は異なるが、いず れも明瞭な減衰が認められる.これに対して国内データの場合は、「平成 26 年度原子力施 設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価手法の検討)事業」の検 討成果と同様、明瞭な変化の傾向が認められない.この結果は、横ずれ断層同様、グロー バルデータセットを用いることで明瞭に減衰する逆断層距離減衰式が構築できることを示 す一方、適用を考えている地域の特徴を反映しているかどうかを考慮する必要がある.



図 4-22 国内外データセットによる逆断層主断層距離減衰式(縦軸は断層変位を平均変位 で正規化).緑実線が当てはめたガンマ分布(4-3 式)による 95 パーセンタイル点,黒 破線がデータの 95 パーセンタイル点,青破線が 2 次関数(4-4 式),赤破線が bi-linear 関 数(4-5 式)による推定結果を示す.表 4-1 で示したデータに対して,推定した結果を示 す.

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^{y/b} e^t(t)^{a-1} dt$$
  

$$a = exp(-0.03084 + 2.178x/L - 2.957(x/L)^2)$$
  

$$b = exp(-0.6413 + 2.151x/L - 0.2722(x/L)^2)$$
  

$$y = D/AD$$
  
(4-3)

$$ln(D/AD) = -2.333(x/L)^2 + 3.747x/L - 1.378 \quad (std.error = 1.267)$$
(4-4)

$$\ln(D/AD) = \begin{cases} -0.3024 & (x/L \ge 0.3027) \\ -1.398 + 3.621x/L & (x/L < 0.3027) \end{cases} (s.d. = 1.225)$$
(4-5)



図 4-23 日本国内データセットによる逆断層主断層距離減衰式(縦軸は断層変位を平均変 位で正規化). 緑実線が当てはめたガンマ分布(4-6 式)による 95 パーセンタイル点, 黒破線がデータの 95 パーセンタイル点,青破線が 2 次関数(4-7 式),赤破線が bi-linear 関数(4-8 式)による推定結果を示す.表 4-2 で示したデータに対して,日本国内のデー タのみを用いて推定した結果を示す.

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^{y/b} e^t(t)^{a-1} dt$$
  

$$a = exp(0.6813 + 3.967x/L - 6.802(x/L)^2)$$
  

$$b = exp(-0.1826 + 1.117x/L - 1.247(x/L)^2)$$
  

$$y = D/AD$$
  
(4-6)

$$ln(D/AD) = 2.386(x/L)^2 - 0.4080x/L - 0.3719 \quad (std.error = 0.7784)$$
(4-7)

$$\ln(D/AD) = -0.1158(s.d. = 0.7736) \tag{4-8}$$



図 4-24 国内外データセットによる逆断層主断層距離減衰式(縦軸は断層変位を最大変位 で正規化).緑実線が当てはめたベータ分布(4-9 式)による 95 パーセンタイル点,黒 破線がデータの 95 パーセンタイル点,青破線が 2 次関数(4-10 式),赤破線が bi-linear 関数(4-11 式)による推定結果を示す. 表 4-2 で示したデータに対して,推定した結果 を示す.

$$F(y) = \frac{\Gamma(a+b)}{\Gamma(a)\Gamma(b)} \int_0^y z^{a-1} (1-z)^{1-b} dz$$
  

$$a = exp(-1833 - 0.03862x/L + 1.6883(x/L)^2)$$
  

$$b = exp(1.4188 - 3.349x/L + 2.995x/L)^2)$$
  

$$y = D/MD$$
  
(4-9)

$$ln(D/MD) = -2.330(x/L)^2 + 4.154x/L - 2.658 \quad (std.error = 1.434)$$
(4-10)

$$\ln(D/MD) = \begin{cases} -1.438 & (x/L \ge 0.3216) \\ -2.670 + 3.9202x/L & (x/L < 0.3216) \end{cases} (s.d. = 1.438)$$
(4-11)



図 4-25 国内データセットによる逆断層主断層距離減衰式(縦軸は断層変位を最大変位で 正規化). 緑実線が当てはめたベータ分布(4-12 式)による 95 パーセンタイル点, 黒破 線がデータの 95 パーセンタイル点, 青破線が 2 次関数(4-13 式), 赤破線が bi-linear 関 数(4-14 式)による推定結果を示す.表 4-2 で示したデータに対して, 日本国内のみのデ ータを用いて推定した結果を示す.

$$F(y) = \frac{\Gamma(a+b)}{\Gamma(a)\Gamma(b)} \int_0^y z^{a-1} (1-z)^{1-b} dz$$
  

$$a = exp(2.560 - 14.99x/L + 23.37(x/L)^2)$$
  

$$b = exp(3.210 - 17.04x/L + 25.98(x/L)^2)$$
  

$$y = D/MD$$
  
(4-12)

$$y = D/MD$$
  
$$ln(D/MD) = 0.6702(x/L)^2 + 0.4659x/L - 1.246 \quad (std.error = 0.8344)$$
(4-13)

$$ln(D/MD) = -0.9034$$
 (std.error = 0.8274) (4-14)

### 4.3. 海外データセットの収集・整理

「平成 26 年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価 手法の検討)事業」での国内逆断層のみでは十分なデータセットにならなかったので,国外 で発生したデータセットをコンパイルして減衰式の検討を行った.データの選択基準として は,詳細な断層変位分布図が利用できる地震や断層変位分布情報が位置情報とともに整理さ れている地震を対象とした.表 4-3 に今回追加の地震を示す.

地震名	断層タイプ	Mw	主断層	副断層	Dip
1971 San Fernando	R	6.8	0	0	45, 54
1999 Chi-Chi	R	7.6	0	$\bigcirc$	30-40
2005 Kashmir	R	7.6	0	0	29
1986 Marryat	R		0	-	-

表 4-3 追加検討地震

以下に,収集した変位分布図を示す.

#### 4.3.1. 1971 年 San Fernando 地震

1971 年 2 月 9 日の早朝に発生した San Fernando 地震は、ロサンゼルスに甚大な被害 を与えた.地表地震断層は San Gabriel 山地と San Fernando-Tujunga Valley との境界沿い や San Fernando Valley を横切って出現した (Bonilla et al., 1971).地表地震断層はトレース の不連続,屈曲等がみられ, San Fernando Valley 部分では短い地盤変状が複数条にわた って分布している.一部は,地震前に認識可能とされた Tujunga セグメントや Sylmar セ グメントに沿って出現した (Kamb et al., 1971). 図 4-26 に変位分布を示す. 3 つのセグメ ントから構成され,西から, Misson Wells, Sylmar, Tujunga セグメントとなる.



図 4-26 1971 年 San Fernando 地震の変位分布(Sharp, 1975)

地震後の調査結果によると、山地側にみられる断層変位の中で既存の断層が確認されな かったものはほとんど報告されていない.一方、西側の堆積層部分では、幅広く、複雑な 断層変位がみられる.以上の情報を鑑みて整理した変位データを図 4-27 に示す.



図 4-27 1971 年 San Fernando 地震の変位分布図(U.S. Geological Survey, 1971)

#### 4.3.2. 1999 年 Chi-Chi 地震

Chi-Chi 地震の GPS 測量によって得られた断層変位データを図 4-28 に示す( 吾妻・他, 2000). 白抜きの矢印は現地状況を踏まえて精度が低いと考えられるデータである. 北部 で見られる最大変位は精度を考えると不確かな変位量と判断される. セグメント区分とし ては, 北から Shihkang, Tsaotun, Chushan セグメントに区分される(図 4-29).



図 4-28 1999 年 Chi-Chi 地震の断層変位量(吾妻・他, 2000)



図 4-29 1999 年 Chi-Chi 地震の断層変位セグメント区分(Chen et al., 2001)

#### 4.3.3. 2005 年 Kashmir 地震

Kaneda et al. (2008) (図 4-30)により,断層変位データが取りまとめられ(図 4-31), GIS データとしても公開されていることから,本検討でも用いた. セグメント区分として は,北から北部・中部・南部の3 セグメントに区分される(図 4-32).



図 4-30 2005 年 Kashmir 地震の断層変位(Kaneda et al., 2008)



図 4-31 2005 年 Kashmir 地震の断層変位・セグメント区分(Kaneda et al., 2008)



図 4-32 2005 年 Kashmir 地震の断層変位分布(Kaneda et al., 2008)

## 4.3.4. 1986 年 Marryat 地震

Machette et al. (1993); Bowman and Barlow (1991) により, 断層変位データが詳細な地図上 で整理されているとともに(図 4-33), 緯度・経度情報とともに表形式で整理され, 変 位プロファイルも得られている(図 4-34)ことから,本検討でも採用した.



図 4-33 Marryat 地震の断層変位(Machette et al., 1993)



図 4-34 Marryat 地震の断層変位分布(Machette et al., 1993)

#### 4.3.5. 変位データの整理

既存研究における断層変位データの取り扱いを参考に,主断層に対しては長さが10km 以上のものを取り扱うこととした. Ross (2011) では主断層の整理に個別のセグメントを挙げている.これまで本事業で整理した断層変位データも各セグメントにおいてそれぞれピークを示すような傾向が認められる.このため,セグメント区分したデータのセットの方がよりばらつきが少ない距離減衰式を構築できる可能性が考えられる.セグメント区分を基本としたデータセットを構築した.ここでのセグメント区分とは,変位データを取りまとめた原著論文での区分に従っている.

セグメント区分のデータの場合,変位量の正規化は各セグメントにおける最大値・平均 値を用いた.従って,この手法を適用する場合は,各セグメントの断層変位の最大値・平均 値の設定といったパラメータが必要となる.

副断層について,今回多くの副断層と思われるデータが含まれる San Fernando 地震では, 地震後の詳細な調査によって,山間部近傍の変位データはほとんどが既存の断層で発生した とされる. 2014 年長野県北部地震でも,地質断層が誘発されて変位を生じたことが報告さ れている(宇根・中埜, 2015). このためデータセットの区分では,既存断層上であるかどう かも合わせて整理を行った.

## 4.4. 国内データの再整理
図 4-35 から図 4-40 まで,前節の処理を行う国内のデータを示す.各変位分布図はこれ までに整理した変位データを GIS 上で図化したものを示す.また,参考として詳細デジタ ル活断層情報(中田・今泉,2002)も合わせて示した.図 4-41 から図 4-46 には変位プロ ファイルを示す.セグメント区分を行った変位データは,その区分毎に色を変えて示した.



図 4-35 陸羽地震の断層変位(松田・他, 1981). 点線は県境を示す.活断層は詳細デジタル 活断層情報(中田・今泉, 2002)を参照.



図 4-36 三河地震の断層変位(杉戸・岡田, 2004). 点線は県境を示す. 活断層は詳細デジタル活断層情報(中田・今泉, 2002)を参照.



図 4-37 岩手・宮城地震の断層変位(遠田・他, 2010). 点線は県境を示す.活断層は詳細デジタル活断層情報(中田・今泉, 2002)を参照.



図 4-38 岩手内陸地震の断層変位(越谷・他, 1998). 点線は県境を示す. 活断層は詳細デジ タル活断層情報(中田・今泉, 2002)を参照.



図 4-39 中越地震の断層変位(丸山・他, 2006). 点線は県境を示す. 活断層は詳細デジタル 活断層情報(中田・今泉, 2002)を参照.



図 4-40 長野県北部地震の断層変位(Okada et al., 2015). 点線は県境を示す.活断層は詳細デ ジタル活断層情報(中田・今泉, 2002)を参照.



図 4-41 陸羽地震の断層変位(松田・他, 1981)



図 4-42 三河地震の断層変位(杉戸・岡田, 2004)



図 4-43 岩手・宮城地震の断層変位(遠田・他, 2010)



図 4-44 岩手内陸地震の断層変位(越谷・他, 1998)



図 4-45 中越地震の断層変位(丸山・他, 2006)



図 4-46 長野県北部地震の断層変位(Okada et al., 2015)

## 4.5. 本章のまとめ

表 4-1 を参考に、主断層に対しては長さが 10km 以上のものを取り扱うこととした. さ らに従来の地表地震断層長のみで正規化するだけでなく、セグメント区分を基本としたデー タセットを構築した. セグメント区分のデータの場合、本検討では変位量の正規化は各セグ メントにおける最大値・平均値を用いた. 従って、この手法を適用する場合は、各セグメン トの断層変位の最大値・平均値の設定といったパラメータが必要となる. Third California Earthquake Rupture Forecast (UCERF3) で地表地震断層の変位分布や予測の際の平均変位の 検討をしている Weldon and Biasi (2013), Shaw (2013) では、セグメント境界では各セグメン トの断層変位分布を重ね合わせた形状になるが、平均変位量のスケーリングについては、個 別のセグメント長と個別セグメントの平均変位量との関係よりも、地表地震断層全長と全体 の平均変位量との相関が高いとの検討結果が得られている. したがって、適用に向けての具 体的な設定については、このような既往のスケーリングも踏まえた上で今後の課題とした い.

# 5. 断層変位距離減衰式の構築

#### 5.1. 主断層

4章で収集・整理した断層変位データセットに対して主断層変位距離減衰式を求めた.統計分布を当てはめる場合,最大変位では正規化する場合は取り得る値が0から1までなのでベータ関数を,平均変位で正規化した場合はガンマ関数を用いた.横軸を0.05間隔に区分し,それぞれ統計分布のパラメータを求める.ベータ分布ではスケールと形状パラメータ,ガンマ分布では2個のスケールパラメータである.各区間で得られたパラメータを今度は区間中央値の断層位置を変数として1次,もしくは2次関数を当てはめた.

また, Petersen et al. (2011) で用いられた回帰式のなかで, bi-linear 関数および2 次関数 を用いた.回帰分析では正規化された断層変位は対数変換を行い回帰分析を行った. bi-linear 関数では1 次関数と変位が一定値になる領域を横軸 0.01 から 0.49 の範囲で変えて求め, 最も残差が少ない組み合わせを採用した.

図 5-1 から図 5-6 に断層変位距離減衰式のグラフを示す.また,(5-1)式から(5-21)式に 求めた断層変位距離減衰式を示す.



図 5-1 断層変位距離減衰関数(最大変位で正規化, グローバルデータ). 緑実線が当ては めたベータ分布(5-1 式)による 95 パーセンタイル点, 黒破線がデータの 95 パーセンタ イル点, 青破線が 2 次関数(5-2 式), 赤破線が bi-linear 関数(5-3 式)による推定結果 を示す.

$$F(y) = \frac{\Gamma(a+b)}{\Gamma(a)\Gamma(b)} \int_0^y z^{a-1} (1-z)^{1-b} dz$$
  

$$a = exp(-0.6135 + 2.076x/L)$$
  

$$b = exp(0.5452 + 0.07789x/L)$$
  

$$y = D/MD$$
(5-1)

$$ln(D/MD) = 5.418(x/L)^2 - 0.9746x/L - 1.642 \quad (std.error = 0.9126)$$
(5-2)

$$\ln(D/MD) = \begin{cases} -1.353 & (x/L \ge 0.0739) \\ -2.048 + 9.403x/L & (x/L < 0.0739) \end{cases} (s.d. = 0.9816)$$
(5-3)



図 5-2 断層変位距離減衰関数(平均変位で正規化,グローバルデータ). 緑実線が当ては めたガンマ分布(5-4 式)による 95 パーセンタイル点,茶実線が当てはめたワイブル分 布(5-5 式)による 95 パーセンタイル点,黒破線がデータの 95 パーセンタイル点,青破 線が 2 次関数(5-6 式),赤破線が bi-linear 関数(5-7 式)による推定結果を示す.

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^{y/b} e^t(t)^{a-1} dt$$
  

$$a = exp(0.9270 - 5.622x/L + 15.07(x/L)^2)$$
  

$$b = exp(-0.8865 + 3.046x/L - 7.629(x/L)^2)$$
  

$$y = D/AD$$
(5-4)

$$F(y) = \int_{0}^{y} ba^{-b} t^{b-1} e^{-(\frac{y}{a})^{b}} dt$$
  

$$a = exp(0.5553 - 2.9084x/L + 7.4479(x/L)^{2})$$
  

$$b = exp(-0.04249 - 0.35208x/L + 2.47331(x/L)^{2})$$
  

$$y = D/AD$$
(5-5)

$$ln(D/AD) = 3.947(x/L)^2 - 0.6009x/L - 0.5086 \quad (std.error = 0.8462) \tag{5-6}$$

$$\ln(D/AD) = -0.8704(s.d. = 0.8704)$$
(5-7)



図 5-3 断層変位距離減衰関数(最大変位で正規化, グローバルデータ, セグメント区分). 緑実線が当てはめたベータ分布(5-8 式)による 95 パーセンタイル点, 黒破線がデータ の 95 パーセンタイル点, 青破線が 2 次関数(5-9 式), 赤破線が bi-lineaer 関数(5-10 式) による推定結果を示す.

$$F(y) = \frac{\Gamma(a+b)}{\Gamma(a)\Gamma(b)} \int_0^y z^{a-1} (1-z)^{1-b} dz$$
  

$$a = exp(-0.2704 + 3.418x/L - 4.674(x/L)^2)$$
  

$$b = exp(0.5951 + 2.158x/L - 6.191(x/L)^2)$$
  

$$y = D/MD$$
(5-8)

$$ln(D/MD) = -4.177(x/L)^2 + 3.802x/L - 1.8541 \quad (std.error = 0.911)$$
(5-9)

$$\ln(D/MD) = \begin{cases} -1.038 & (x/L \ge 0.2993) \\ -1.773 + 2.456x/L & (x/L < 0.2993) \end{cases} (s.d. = 0.9291)$$
(5-10)



図 5-4 断層変位距離減衰関数(平均変位で正規化, グローバルデータ, セグメント区分). 緑実線が当てはめたガンマ分布(5-11 式)による 95 パーセンタイル点, 茶実線が当ては めたワイブル分布(5-12 式)による 95 パーセンタイル点, 黒破線がデータの 95 パーセ ンタイル点, 青破線が 2 次関数(5-13 式), 赤破線が bi-lineaer 関数(5-14 式)による 推定結果を示す.

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^{y/b} e^t(t)^{a-1} dt$$
  

$$a = exp(0.6700 + 1.228x/L - 0.735(x/L)^2)$$
  

$$b = exp(-0.8467 - 0.7857x/L + 2.117(x/L)^2)$$
  

$$y = D/AD$$
(5-11)

$$F(y) = \int_{0}^{y} ba^{-b} t^{b-1} e^{-\left(\frac{y}{a}\right)^{b}} dt$$
  

$$a = exp(0.263 + 2.101x/L - 2.856(x/L)^{2})$$
  

$$b = exp(-0.2592 + 1.919x/L - 1.400(x/L)^{2})$$
  

$$y = D/AD$$
  
(5-12)

$$ln(D/AD) = -4.4231(x/L)^2 + 3.804x/L - 0.8500 \quad (std.error = 0.8325)$$
(5-13)

$$\ln(D/AD) = \begin{cases} -0.1505 & (x/L \ge 0.0955) \\ -1.123 + 10.1745x/L & (x/L < 0.0739) \end{cases} (s.d. = 0.7900)$$
(5-14)



図 5-5 断層変位距離減衰関数(最大変位で正規化,国内データ,セグメント区分). 緑実線が当てはめたベータ分布(5-15 式)による 95 パーセンタイル点,黒破線がデータの 95 パーセンタイル点,青破線が 2 次関数(5-16 式),赤破線が bi-lineaer 関数(5-17 式)による推定結果を示す.

$$F(y) = \frac{\Gamma(a+b)}{\Gamma(a)\Gamma(b)} \int_0^y z^{a-1} (1-z)^{1-b} dz$$
  

$$a = exp(0.08506 + 13.14x/L - 61.11(x/L)^2 + 77.50(x/L)^3)$$
  

$$b = exp(0.4255 + 12.53x/L - 68.46(x/L)^2 + 88.00(x/L)^3)$$
  

$$y = D/MD$$
  
(5-15)

$$ln(D/MD) = -2.957(x/L)^2 + 3.058x/L - 1.457 \quad (std.error = 0.8361)$$
(5-16)

$$\ln(D/MD) = \begin{cases} -0.8364 & (x/L \ge 0.0767) \\ -2.214 + 17.97x/L & (x/L < 0.0767) \end{cases} (s.d. = 1.074)$$
(5-17)



図 5-6 断層変位距離減衰関数(平均変位で正規化,国内データ,セグメント区分). 緑実線が当てはめたガンマ分布(5-18 式)による 95 パーセンタイル点,茶実線が当てはめた ワイブル分布(5-19 式)による 95 パーセンタイル点,黒破線がデータの 95 パーセンタ イル点,青破線が 2 次関数(5-20 式),赤破線が bi-lineaer 関数(5-21 式)による推定結 果を示す.

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_{0}^{y/b} e^{t}(t)^{a-1} dt$$

$$a = exp(1.429 - 1.498x/L + 6.622(x/L)^{2})$$

$$b = exp(-1.739 + 6.053x/L - 13.39(x/L)^{2})$$

$$y = D/AD$$

$$F(y) = \int_{0}^{y} ba^{-b}t^{b-1}e^{-(\frac{y}{a})^{b}} dt$$

$$a = exp(0.7210 - 0.8420x/L + 4.926(x/L)^{2})$$

$$b = exp(-0.2574 + 2.690x/L - 3.722(x/L)^{2})$$

$$y = D/AD$$
(5-19)

$$ln(D/AD) = -4.977(x/L)^2 + 3.863x/L - 0.7606 \quad (std.error = 0.733)$$
(5-20)

$$\ln(D/AD) = \begin{cases} -0.1063 & (x/L \ge 0.0747) \\ -1.442 + 17.88x/L & (x/L < 0.0747) \end{cases} (s.d. = 0.6647)$$
(5-21)

以上,今回整理した断層変位距離減衰式を表 5-1 にまとめる.

データセット	断層長区分	正規化	関数	式	グラフ
グローバル	全長	最大変位	ベータ分布	(5-1) 式	図 5-1
グローバル	全長	最大変位	2 次関数	( <b>5-2</b> ) 式	図 5-1
グローバル	全長	最大変位	bi-linear 関数	(5-3) 式	⊠ 5-1
グローバル	全長	平均変位	ガンマ分布	(5-4) 式	⊠ 5-2
グローバル	全長	平均変位	ワイブル分布	(5-5) 式	⊠ 5-2
グローバル	全長	平均変位	2次関数	(5-6) 式	⊠ 5-2
グローバル	全長	平均変位	bi-linear 関数	(5-7) 式	図 5-2
グローバル	セグメント	最大変位	ベータ分布	(5-8) 式	図 5-3
グローバル	セグメント	最大変位	2次関数	(5-9) 式	図 5-3
グローバル	セグメント	最大変位	bi-linear 関数	(5-10) 式	図 5-3
グローバル	セグメント	平均変位	ガンマ分布	(5-11) 式	図 5-4
グローバル	セグメント	平均変位	ワイブル分布	(5-12) 式	図 5-4
グローバル	セグメント	平均変位	2次関数	(5-13) 式	図 5-4
グローバル	セグメント	平均変位	bi-linear 関数	(5-14) 式	図 5-4
国内	セグメント	最大変位	ベータ分布	(5-15) 式	図 5-5
国内	セグメント	最大変位	2次関数	(5-16) 式	図 5-5
国内	セグメント	最大変位	bi-linear 関数	(5-17) 式	図 5-5
国内	セグメント	平均変位	ガンマ分布	(5-18) 式	図 5-6
国内	セグメント	平均変位	ワイブル分布	(5-19) 式	図 5-6
国内	セグメント	平均変位	2次関数	(5-20) 式	図 5-6
国内	セグメント	平均変位	bi-linear 関数	(5-21) 式	図 5-6

表 5-1 断層変位距離減衰式一覧

国外のデータセットを追加し、地表地震断層全長で正規化した結果、断層変位距離減衰 式は断層中央部に向かってやや増加する傾向が得られた.一方、セグメント区分を適用し たデータセットでは、同様の傾向が得られ、国内のデータのみでも距離減衰関数を構築す ることができた.大局的に断層中央部に向かって増加する傾向の断層変位距離減衰式を構 築するためには、より多くのデータセットを用いるか、セグメント単位で構築する必要が あると思われる.また、今回のデータセット構築において用いた断層長 10kmの閾値の吟 味・短い断層長の場合の断層変位距離減衰式の取り扱いを考える必要ある.

今回のデータセットは比較的断層傾斜角が小さいものが多い. 高角の場合でも適用でき るのかどうか, 断層傾斜角の影響を評価する必要もある. セグメント区分型の場合, 各セ グメントにおける最大変位量・平均変位量の振り分けを考えなければならない.

しかしながら、回帰の際の統計的な有意性については、どのデータセットでも大きくは 改善していない.「平成 25 年度断層変位ハザードの評価手法の検討」での横ずれ断層と同 程度の統計的有意性を得るためには、さらなるデータの蓄積が必要である.

### 5.2. 副断層

副断層変位距離減衰式は,主断層から離れるに従い断層変位量も小さくなると仮定して モデル化されている. 関数としては大きく分けてべき関数と指数関数が用いられている. Youngs et al. (2003) や高尾・他(2016) では指数関数が, Petersen et al. (2011) ではべき関数 が用いられている.指数関数に比べてべき関数の方は主断層近傍で大きな値を示し,離れる に従い減衰が大きい傾向にある.本検討では Youngs et al. (2003) や高尾・他(2016) が副断 層編位距離減衰式に適用した指数関数を用い,95 パーセンタイルにおける係数を求めた. 近年の地震では地質断層上で変位が観測された例もある.ここでは整理した全データセット と信頼性の低いデータや既存断層上でのデータを含まないデータセットとに区分して距離 減衰関数を検討した.図 5-7 から図 5-10 に求めた副断層の断層変位距離減衰式のグラフを 示す.また, (5-22) 式から(5-25) 式に距離減衰式を示す.

$$D_{FW}/AD = 2.131e^{-0.171r}$$
  
$$D_{HW}/AD = 1.4298e^{-0.0142r}$$
 (5-22)

ここで、D<sub>FW</sub>、D<sub>HW</sub>、AD,rはそれぞれ下盤側の副断層の変位量、上盤側の副断層の変位 量、主断層の平均変位量、主断層からの最短距離(km)を示す.

$$D_{FW}/MD = 0.7668e^{-0.0924r}$$
  
$$D_{HW}/MD = 0.4591e^{0.0710r}$$
 (5-23)

MD は主断層の最大変位量を示す.

$D_{FW}/AD = 0.6855e^{-1.831r}$ $D_{HW}/AD = 2.302e^{-3.432r}$	(5-24)
$D_{FW}/MD = 0.2299e^{-1.288r}$ $D_{HW}/MD = 0.61123e^{-2.709r}$	(5-25)



(a) 下盤側



(b) 上盤側 図 5-7 副断層変位距離減衰式(平均変位で正規化,全データ)



(b) 上盤側 図 5-8 副断層変位距離減衰式(最大変位で正規化,全データ)

$$D/AD_{FW} = 0.4000e^{3.404r}$$
  
$$D/AD_{HW} = 0.4240e^{0.5363r}$$
 (5-14)





(b) 上盤側

図 5-9 副断層変位距離減衰式(平均変位で正規化,信頼性の低いもの・既存断層上での変 位を除く)

$$D/AD_{FW} = 0.6400e^{2.909r}$$
  
$$D/AD_{HW} = 0.8760e^{1.146r}$$
 (5-15)



(b) 上盤側

図 5-10 副断層変位距離減衰式(最大変位で正規化,信頼性の低いもの・既存断層上での 変位を除く)

$$D/AD_{FW} = 0.4000e^{3.404r}$$

$$D/AD_{HW} = 0.5323e^{1.145r}$$
(5-16)

「平成26年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価 手法の検討)事業」での検討結果に比べ、上盤側のデータが増加したことにより、上盤側と 下盤側を比較すると、下盤側の方がより急激に減衰する傾向が明瞭となった.上盤側は信頼 性の低いデータや既存断層上で発生した変位データを含んだ場合は、含まないものよりも減 衰する傾向が少ない.また、最大変位で正規化した場合と平均変位で正規化した場合とで上 盤側で異なる傾向が得られた.これは2008年岩手宮城内陸地震のデータ分布に依存してい る.この地震の副断層変位は主断層が出現した領域外であり、地震動や重力性に起因する要 素が含まれている可能性もある.このような変位を副断層として含めて処理すべきか、別途 の扱いをすべきかは、予測問題におけるモデル設定を踏まえて考慮する必要があると思わ れ、今後の課題としたい.

## 5.3. Dislocation モデルによる検討

**PFDHA** における逆断層データセットに関して,国内のみならず国外のデータまで対象を 広げても,比較的低角の逆断層データが多い.これらのデータに基づいた距離減衰式で例え ば高角逆断層のハザード評価ができるのかどうかは,実際の観測データが限られているた め,十分な検証は困難だと思われる.更に副断層の距離減衰式の特性評価も限られたデータ では,ばらつきが大きいこと以上に踏み込むことは困難である.従って,高精度化された I 編の数値シミュレーション結果やアナログ実験結果等を用いることで,実データのギャップ を埋めることができると期待される.数値シミュレーションに関しては,副断層の定量的な 評価まで考えると,実用段階に至っているとは言えない状況である.

ここでは、震源断層滑り分布から、地表面の変位やひずみを求めることができる Dislocation モデル(Okada, 1992)を用いて、実際の断層変位分布との比較を行った.計算にお いて、ポアッソン比は 0.25、ヤング率は  $8 \times 10^5$  bar を用いた.しかしながら、Dislocation モ デルで計算されるのは連続体における変位であり、いわゆる地殻変動に近く厳密な意味での 断層変位ではない.ここでは両者の傾向の比較にとどめる.Dislocation モデルの計算結果 は鉛直変位・水平変位を合成したネットスリップと、体積ひずみとを検討した.物体の変形 に伴ってその体積 V が  $\Delta$  V だけ増加したとき、 $\Delta$  V/V を体積ひずみと呼ぶ.体積ひずみ の増加は体積膨張を示す.



図 5-11 San Fernando 地震のネットスリップ分布(計算値) (震源断層モデルは Heaton (1982) を使用)



図 5-12 San Fernando 地震の体積ひずみ分布(計算値)(震源断層モデルは Heaton (1982)を 使用)



図 5-13 San Fernando 地震 地表断層変位分布(観測値) (U.S. Geological Survey (1971))



図 5-14 San Fernando 地震ネットスリップ分布(計算値) (震源断層モデルは Heaton (1982) を使用)



図 5-15 Chi-Chi 地震のネットスリップ分布(計算値)(震源断層モデルは関ロ・岩田(2001) を使用)



図 5-16 Chi-Chi 地震の体積ひずみ分布(計算値) (震源断層モデルは関ロ・岩田(2001) を 使用)



図 5-17 Chi-Chi 地震 地表断層変位分布(観測値) (吾妻・他(2000))



図 5-18 Chi-Chi 地震ネットスリップ分布(計算値)(震源断層モデルは関ロ・岩田(2001)を 使用)



図 5-19 兵庫県南部地震のネットスリップ分布(計算値)(震源断層は Sekiguchi et al. (2000))



図 5-20 兵庫県南部地震の体積ひずみ分布(計算値) (震源断層は Sekiguchi et al. (2000))
## 5.4. 本章のまとめ

逆断層を対象とした PFDHA 実施にむけた距離減衰式構築のために,主断層に対しては既存研究での取り扱いを参考に,長さが 10km 以上のものを整理の対象とした.さらに従来の地表地震断層長のみで正規化するだけでなく,セグメント区分を基本としたデータセットを構築した.セグメント区分のデータの場合,変位量の正規化は各セグメントにおける最大値・平均値を用いた.従って,この手法を適用する場合は,各セグメントの断層変位の最大値・平均値の設定といったパラメータを考慮する必要がある.副断層について,近年の地震で地質断層において変位が観測されたことを踏まえて,既存断層上で発生した断層変位データ含むデータセットと含まないデータセットとに区分して距離減衰関数を検討するためのデータセットを整備した.

国外のデータセットを追加し、地表地震断層全体長で正規化した結果、断層変位距離減衰 式は断層中央部に向かってやや増加する傾向が得られた.一方、セグメント区分を適用した データセットでは、より端部に向かって減衰する傾向の断層変位距離減衰式が得られた.こ の場合、国内のデータのみでも距離減衰関数を構築することができた.データセット構築の 際に考慮した地表地震断層長 10km の閾値の吟味や、これよりも短い断層長の場合の断層 変位距離減衰式の取り扱いを考える必要ある.また、今回のデータセットは比較的断層傾斜 角が小さいものが多い.高角の場合でも適用できるのかどうか、断層傾斜角の影響を評価す る必要もある.セグメント区分型の場合、各セグメントにおける最大変位量・平均変位量の 振り分けを考えなければならない.しかしながら、距離減衰関数を構築したデータセットの ばらつきが大きく、データ数も少ないため、決定された各関数の 5% の有意性を満たすも のはほとんどなかった.

「平成26年度原子力施設等防災対策委託等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動評価 手法の検討)事業」で検討結果に比べ,上盤側のデータが増加したことにより,上盤側と下 盤側を比較すると,下盤側の方がより急激に減衰する傾向が明瞭となった.上盤側は信頼性 の低いデータや既存断層上での変位データを含んだ場合は,含まないものよりも減衰する傾 向が少ない.

震源インバージョンによる結果に基づく dislocation モデルによる変位量等の検討を行った.変位量分布の傾向は比較的対応しており,適切な震源断層モデル像が設定できれば,最大値を示す領域を推定することができる可能性が示唆された.

## 5.5.4・5 章の文献

- Bonilla, M., Buchanan, J., Castle, R., Clark, M., Frizell, V., Gulliver, R., Miller, F., Pinkerton, J., Ross, D.,Sharp, R., Yerkes, R., and Ziony, J. (1971) Surface faulting, U.S. Geological Survey Profess Paper, Vol. 733, pp. 55-76.
- Bowman, J. R., and Barlow, B. C. (1991) Surveys of the fault scarp of the 1986 Marrayt creek, south Australia, earthquake, BMR Record, No. 91/109.
- Chen, Y.-G., Chen, W.-S., Lee, J.-C., Lee, Y.-H., Lee, C.-T., Chang, H.-C., and Lo, C.-H. (2001) Surface Rupture of 1999 Chi-Chi Earthquake Yields Insights on Active Tectonics of Central Taiwan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, No. 5, pp. 977-985.
- Heaton, T. H. (1982) The 1971 San Fernando earthquake: A double event? Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 72, No. 6A, pp. 2037-2062.
- Inoue, N., Kitada, N., Tonagi, M., and Irikura, K. (2015) Study on the Evaluation Method for Fault Displacement: Probabilistic Approach Based on Japanese Earthquake Rupture Data, International Workshop on Best Practice in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations, p. P20.
- Kamb, B., Silver, L., M.J., A., Carter, B., Jordan, T., and Minster, J. (1971) Pattern of faulting and nature of fault movement in the San Fernando earthquake, U.S. Geological Survey Profess Paper, Vol. 733, pp. 41-54.
- Kaneda, H., Nakata, T., Tsutsumi, H., Kondo, H., Sugito, N., Awata, Y., Akhtar, S. S., Majid, A., Khattak, W., Awan, A. A., Yeats, R. S., Hussain, A., Ashraf, M., Wesnousky, S. G., and Kausar, A. B. (2008) Surface Rupture of the 2005 Kashmir, Pakistan, Earthquake and Its Active Tectonic Implications, Bulletin of the Seismological Society of America , Vol. 98, No. 2, pp. 521-557.
- Machette, M. N., Crone, A. J., and Bowman, J. R. (1993) Geological investigations of the 1986 Marryat Creek, Australia, Earthquake - Implications for Paleoseismicity in Stable Continental Regions, U.S. Geological Survey Bulletin, No. 2032-B.
- Moss, R. E. S., and Ross, Z. E. (2011) Probabilistic fault displacement hazard analysis for reverse faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 4, pp. 1542-1553.
- Okada, S., Ishimura, D., Niwa, Y., and Toda, S. (2015) The First Surface -Rupturing Earthquake in 20 Years on a HERP Active Fault is Not Characteristic: The 2014 Mw 6.2 Nagano Event along the Northern Itoigawa Shizuoka Tectonic Line, Seismological Research Letters, 86, 5, pp.1287-1300.
- Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 82, No. 2, pp. 1018-1040.
- Petersen, M. D., and Chen, R. (2015) Empirical Fault Displacement Hazard Methods Applied In The United States, International Workshop on Best Practice in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations, p. P28.
- Petersen, M. D., Dawson, T. E., Chen, R., Cao, T., Wills, D. P. F. A. D. P. M. D., Christopher J.; Schwartz, Dawson, T. E., Chen, R., Cao, T., Wills, C. J., Schwartz, D. P., and Frankel, A. D.

(2011) Fault displacement hazard for strike-slip faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 2, pp. 805-825.

- Sekiguchi, H., Irikura, K., and Iwata, T. (2000) Fault Geometry at the Rupture Termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 90, No. 1, pp. 117-133.
- Sharp, R. V. (1975) Displacement on tectonic ruptures, San Fernando, California, earthquake of 9 February 1971 California Division of Mines and Geology Bulletin, Vol. 196, pp. 187-194.
- U.S. Geological Survey (1971) The San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971; a preliminary report published jointly by the U.S. Geological Survey and the National Oceanic and Atmospheric Administration, Professional Paper, No. 733, p. 254.
- Vermilye, J. M., and Scholz, C. H. (1998) The process zone: A microstructural view of fault growth, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 103, No. B6, pp. 12223-12237.
- Weldon, R. J., and Biasi, G. P. (2013) Appendix I-Probability of Detection of Ground Rupture at Paleoseismic Sites,
- Wesnousky, S. G. (2008) Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, Bulletein of the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 4, pp. 1609-1632.
- Youngs, R. R., Arabasz, W. J., Anderson, R. E., Ramelli, A. R., Ake, J. P., Slemmons, D. B., McCalpin, J. P., Doser, D. I., Fridrich, C. J., Swan, F. H., Rogers, A. M., Yount, J. C., Anderson, L. W., Smith, K. D., Bruhn, R. L., Knuepfer, P. L. K., Smith, R. B., dePolo, C. M., O'Leary, D. W., Coppersmith, K. J., Pezzopane, S. K., Schwartz, D. P., Whitney, J. W., Olig, S. S., and Toro, G. R. (2003) A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA), Earthquake Spectra, Vol. 19, No. 1, pp. 191-219.
- 宇根 寛・中埜貴元 (2015)SAR 干渉画像にあらわれた 2014 年長野県北部の地震に伴う地 震断層周辺の地表変動,日本活断層学会 2015 年度秋季学術大会講演予稿集, pp.O-1.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1981)1896 年陸羽地震の地震断層, 地震研究所 彙報, 55, 3, pp.795-855.
- 関ロ春子・岩田知孝 (2001)1999 年台湾・集集地震のやや長周期 (2-20 秒) 震源過程,活断 層・古地震研究報告, 1, pp.315-324.
- 越谷 信・大石雅之・野田 賢・奥寺勇樹・加藤貴史・滝口真一・三田地喜之・嶋守真紀・ 齋藤徳美・矢内桂三・平野信一・澤 祥・福留高明・佐藤比呂志・大槻憲四部・長濱裕 幸・中村教博・土井宣夫・東郷正美・粟田泰夫・吉岡敏和 (1998)1998 年 9 月 3 日岩 手県内陸北部の地震に伴う地震断層,活断層研究, 17, pp.9-20.
- 杉戸信彦・岡田篤正 (2004)1945 年三河地震の地表地震断層,活断層研究,24, pp.103-127. 遠田晋次・丸山 正・吉見雅行・金田平太郎・粟田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔 (2010)2008 年 岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程および活断層評価への示唆—,地震 第 2 輯,62, 4, pp.153-178.
- 吾妻 崇・杉山雄一・苅谷愛彦・粟田泰夫・李 元希・石 同生・廬 詩丁・呉 維毓 (2000)1999 年台湾集集地震に伴う地震断層の変位とセグメンテーション,活断層・古 地震研究調査概要報告書(平成 11 年度)地質調査所速報, no.EQ/00/2, pp.221-235.
- 丸山 正・伏島祐一郎・黒沢英樹 (2006) 平成 16 年 (2004 年 ) 新潟県中越地震に伴い地 表に現れた地震断層と既存地質構造との関係, 地震第 2 輯, 58, 4, pp.457-461.

高尾 誠・土山滋郎・安中 正・栗田哲史 (2013) 確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適用,日本地震工学会論文集,13, 1, pp.17-32.

# Ⅲ編

国内外の最新知見収集 国内外の学会等での事業成果発表 検討会の実施

# 6. 国内外の最新知見収集

### **6.1. INQUA**

2015 年 7 月 26 日から 8 月 8 日まで名古屋で開催された.第四紀に関連した気候・ 環境変動,人類史,層序,テクトニクスと非常に幅広い分野の研究発表で構成される.断層 変位に関連しては,スペシャルレクチャーで上町重点の成果を中心に,最新の変動地形・地 質学的な調査成果を強震動予測にどのように取り込んでいくかの事例紹介がなされた.ま た,変動地形学的な調査手法・調査成果に関するセッションがあり,最新のコンパクト測量 技術を駆使した断層変位測量に関する発表等があった.

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Haruo Kimura and Ya- suhira Aoyagi and Shun- suke Mori and Taro Koike	2015	Evolution of fault-related fold and crustal short- ening revealed by seis- mic reflection pro- fil- ing across the southeast- ern margin of the Yokote basin, northeast Japan	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			T19-P06
Hideaki Goto	2015	High-resolution Mapping of Fault Geomorphology Using "Structure from Motion - Multi - Video Stereo" Photogrammetry with Aerial Photography of UAV and Hi-view	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			T19-P01
Erhan Altunel and Sevgi Altinok and Volkan Karabacak and Cahit Caglar Yalciner	2015	Monitoring aseismic creep along the Gerede Segment of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) Us- ing Ground Based LIDAR	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			T19-07
Amotz Agnon and Shmuel Marco and Ronnie Ellen- blum	2015	Ultimate strength limiting earthquake quiescence: A case from Tell Ateret, Jor- dan Gorge	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			T19-06
Shreya Arora and San- tiswarup Sahoo and Prab- hat Ravi and Hellen P El- dho and Javed N Malik	2015	A new Strike-Slip Fault identified in the foothills of the Himalayas around Chandigarh, NW Hi- malaya, India	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			T19-04
Mamoru Koarai and Takayuki Nakano and Hiroshi Une and Takaki Okatani	2015	Detection of ground defor- mation arisen from active faulting and folding using InSAR	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			T19-02
J. Bruce H. Shyu and Yu Wang and Chung- Che Wang and Hong-Wei Chiang and Chuang-Chou Shen and Soe Thura Tun	2015	Upper plate structures along the plate boundary of western Myanmar, and their signifi- cance for future earthquake hazards and long-term topographic developments	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			T19-01
Haruko Sekiguchi	2015	Utilizing results of Qua- ternary studies to predict earthquake scenarios and resultant ground motion of future earthquakes	XIX INQUA Congress 2015, 26 July- 2 August (Nagoya)			PL-06

#### 表 6-1: INQUA 文献リスト

# 6.2. 地盤工学研究会

2015 年9月1日から3日まで札幌で開催された.2014 年長野県北部地震の地盤や工学的な観点からの地震動・住宅被害に関連した発表が多く行われた.また,個別要素法や粒子法を工学的問題に適用した研究発表もいくつか見られた.

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Ratna Prasad Twayana and Shinichiro Mori and Toru Yamada and Yuki Matsumura	2015	Estimation of geological structure at a site on a possibly extending active fault using surface wave exploration	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			2047–2048
森伸一郎 ・ 山田透 ・ 松村. 祐樹	2015	活断層通過の恐れがある敷 地の地盤構造の把握	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			2041-2042
松村祐樹 · 森伸一郎 · ラ トナ プラサド トヤナ · 山 田透	2015	3 本の活断層を横切る断面 での常時微動測定	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			2039–2040
田中隼矢 ・東畑郁生 ・ Ab- bas Ghal ・ arzadeh	2015	縦ずれ断層変位に対する地 表面変形低減手法に関する 基礎的検討	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			2033–2034
橋本隆雄	2015	長野県神城断層地震による 宅地被害について	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1751-1752
西琢郎 ・ 濁川直寛	2015	2014 年長野県北部の地震に よる白馬村の建物被害	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1749–1750
石川敬祐 · 安田進 · 脇中 康太 · 千葉久志 · 浦野倫 宏 · 岡賢一 · 武田陽	2015	2014 年長野県北部の地震に よる宅地被害状況と 地盤調 査結果 (堀之内地区)	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1743–1744
石川敬祐 · 安田進 · 脇中 康太 · 千葉久志 · 岡賢一 · 浦野倫宏 · 武田陽	2015	2014 年長野県北部の地震に よる宅地被害状況と 地盤調 査結果 (三日市場地区)	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1741-1742
柏尚稔 ・ 新井洋	2015	2014 年長野県北部地震によ る白馬村神城地区の被害調 査 (その 2)	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1739–1740
新井洋 · 柏尚稔	2015	2014 年長野県北部地震によ る白馬村神城地区の被害調 査 (その 1)	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1737–1738
吉川直孝 · 伊藤和也 · 堀 智仁 · 三田地利之	2015	発破後のトンネル切羽の応 力状態に関する検討	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1707-1708
桐山貴俊	2015	Material Point Method の 浅い基礎の支持力問題への 適用	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1701-1702
前田健一 · 内藤直人 · 齊 藤啓 · 奥村勇太	2015	自然災害予測のための粒子 配向に及ぼす力学的堆積環 境の影響	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1699–1670
松島 亘志	2015	粒子法を用いた広域長期間 地形変動解析	第 50 回地盤工学研究発表会 発表講演集			1697-1698

表 6-2: 地盤工学会文献リスト

## 6.3. 土木学会 2015 年度全国大会

土木学会全国大会は学会として最大の行事であり、今年度は7部門、1共通セッションについて合計約3200編超の講演があった。直近の数年の傾向と同様に、橋梁や軌道関連の維持管理についての投稿が多く見られた。また、2014年長野県神城断層地震に関連した論文が幾つか投稿され、その内特性化震源モデルや震度継続時間の予測に関する論文が2編投稿されていた。

ここでは、本事業に関連する計算力学分野において、粒子法や個別要素法について整理をする。今大会において、粒子法および個別要素法については津波や浸透流など流体 運動を対象とした発表や固体の大規模な変形問題(崩壊問題)についての発表があった。 表 6.3-1 に文献リストを示す。

Auther	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
能島 暢呂・久世 益		震度継続時間の予測	土木学会第 70 回年			
充		モデルの 2014 年長	次学術講演会			
		野県神城断層地震へ				
		の適用と検証				
秦 吉弥・村田 晶・		2014 年長野県神城	(同上)			
野津 厚・宮島昌克		断層地震における特				
		性化震源モデルの構				
		築とその応用				
渡邊 学歩・赤松 良		SPH 法を用いた河川	(同上)			
久・入江 貴博・小野		内橋脚への洪水時の				
祐輔		作用外力の評価に関				
		する検討				
柿沼 孝治・阿部 孝		流水中の破堤拡幅防	(同上)			
章・船木 淳悟・島田		止コンクリートブロ				
友典・飛田 大輔・山		ックの移動限界予測				
本 太郎		に対する MPS 法の				
		応用				
宮川 欣也・浅井 光		粒子法によるマルチ	(同上)			
輝		スケール津波解析法				
		を用いた橋梁流失シ				
		ミュレーション				
江口 史門・浅井 光		粒子法による三次元	(同上)			
輝・大谷 英之・一色		津波遡上解析とその				
正晴		利活用法の検討				
鍋倉 昌博・浅井 光		粒子法による浮遊物	(同上)			
輝		を考慮した津波避難				
		ビルの安全性評価に				
		関する基礎検討				
川井田 健・園田 佳		SPH 法を用いた重錘	(同上)			
巨・輿石 正己・井出		の繰り返し落下衝突				
一直		に対する RC 片持ち				
		梁の衝撃応答解析				
渡邊 学歩・赤松 良		SPH 法を用いた河川	(同上)			
久・入江 貴博・小野		内橋脚への洪水時の				
祐輔		作用外力の評価に関				
		する検討				
森本 陽介・田井 明		浅水方程式に基づく	(同上)			
		SPH 法と沿岸域流動				
		場への適用				
小尾 博俊		津波漂流物衝突時の	(同上)			
		簡易耐力照査とその				
		数值解析				

表 6.3-1 文献リスト(土木学会 2015 全国大会)

松尾 勉・森 邦夫・ 平岡 伸隆・孫 夢 霞・深川 良一	トンネル切羽安定対 策工への SPH 法解 析の適用に関する一 考察	(同上)		
<ul> <li>金子将己</li> <li>・稲積真</li> <li>哉</li> <li>・重松祐司</li> <li>・河村</li> <li>寛</li> </ul>	流動化処理土の流動 性評価に対する MPS 法の適用性	(同上)		
<ul> <li>宇津野 衞・馬場 達</li> <li>也・平田 正憲・橋本</li> <li>光生・田部井 和人</li> </ul>	個別要素法(DEM) による地震時盛土崩 壊形状の検討	(同上)		

## 6.4. 地質学会

2015 年に長野で開催された. 2014 年長野県北部地震と震源域を含む糸魚川一静岡構造線のテクトニクスに関連した発表と、原子力規制に関連して、地質学的な見地からのサイトの安定性評価に関連した最近の研究発表が行われた.

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
吉田英一	2015	断層周辺ダメージゾーンの充 填鉱物による履歴解析とその 応用	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			177
石渡明	2015	日本の原子力規制と地質学	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			177
吉村公孝・出口朗・西尾光・近 藤浩文	2015	地層処分地選定のための地質 環境調査技術の実証研究	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			176
山 田 彩 織・太 田 久 仁 雄・ Alexander W. Russell	2015	ナチュラルアナログを活用し た「サイトの安定性」 評価とそ の指標の検討	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			176
戸田亜希子・田中達也・プライ ネスパトリック・戸谷成寿・太 田久仁雄・國丸貴紀	2015	わが国の新第三紀堆積岩類を 対象とした地質構造モデルの 構築 -NUMO セーフティケー スにおける候補母岩のモデル 化-	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			175
太田久仁雄・國丸貴紀	2015	地層処分の観点からのわが 国の深部地質環境の分類- NUMO セーフティケースに おける候補母岩の設定-	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			175
安江健一・須貝俊彦・徳安佳代 子・小松哲也・堀内泰治・清水 整・森田泰彦	2015	地質環境長期安定性評価確証 技術開発:後背地解析技術に関 する研究	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			174
梅田浩司・浅森浩一	2015	内陸地震震源域下の流体の分 布と起源:地球物理地球化学 データを用いた震源断層の調 査技術に向けて	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			174
高橋正樹	2015	日本列島第四紀マグマ活動の 長期安定性評価と問題点	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			173
山崎晴雄	2015	地球環境変遷から見た人口・ エネルギー問題と原子力	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			173
原山智	2015	短縮テクトニクスにより生じ た北部フォッサマグナと大峰 帯での変形 山脈の傾動隆起	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			3
飯尾能久	2015	島弧地殻の変形と内陸震発生 過程	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			3
佐藤比呂志	2015	北部フォッサマグナの地殻構 造と新生代テクトニクス	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			2
廣內大助	2015	糸魚川-静岡構造線活断層帯に おいて発生した 2014 年長野 県北 部の地震にみられる諸 課題	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			2
近藤久雄	2015	2014 年長野県北部の地震と糸 魚川静岡構造線断層帯	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			151
鈴木悠爾・亀高正男・村田誠 一・青木和弘・田中義浩・瀬下 和芳・酒井亨	2015	塩ノ平断層の定方位コア試料 採取	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			151
小林健太・飯田圭輔・香取拓馬	2015	長野県白馬村神城地震断層周 辺の活断層露頭	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			126

表 6-3: 地質学会文献リスト

Continued on next page

Continued from previous page

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
津金達郎・信州大学震動調査 グループ	2015	2014 年長野県北西部地震にお ける地殻変動の要因-神城断層 と小谷中山断層がつくるポッ プアップ構造-	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			126
宮川歩夢・大坪誠	2015	第四紀以降の日本列島におけ る地殻構造の発達過程:断層の 力 学的活動性による検討	日本地質学会第 122 年学術大 会講演要旨			125

# 6.5. 日本地震学会 2015 秋季大会

本研究に関連のあるものとして、内陸地殻内地震を対象にした震源解析が挙げられ る。表 6.5-1 に比較的規模の大きい内陸地殻内地震を対象にした震源解析に関連する発 表のリストを示す。学会の前年に発生した 2014 年長野県北部地震関連の発表が多いこと が特徴として挙げられる。また、震源解析を実施する際、地下構造に関する知見は有用 である。表 6.5-2 に地下構造に関する発表のリストを示す。その他として、地表地震断 層の有無による地震動の特性に関する内容の発表もあった。このような内容は本研究に 関連すると考えられる。その発表のリストを表 6.5-3 に示す。

衣 0.3-1 - 又獣サヘト(日平地長子云 2013 朳子八云)(円座地放円地長り長塀門
---

対象地震	著者	年	タイトル	雑誌名	ナンバー	頁
1943 鳥取地震	香川敬生・野口竜也・西田良平	2015	1943 年鳥取地震の震源モデル再検討(1)	日本地震学会 講演予稿集	S15-P01	80
2008 岩手•宮城内陸地震	吉田邦一・宮腰研・倉橋奨・入倉孝次郎	2015	強震動記録から検討した 2008 年岩手・宮城内陸 地震の共役断層の可能性	日本地震学会 講演予稿集	S15-P08	205
2011 長野県・新潟県県境付近の地震	松元康広・高浜勉・宮腰研	2015	強震記録に基づく 2011 年 3 月 12 日長野県・新 潟県県境付近の地震(Mw6.2)の震源モデルの推 定	日本地震学会 講演予稿集	S15-P06	204
2013 淡路島付近の地震	染井一寛・宮腰研・倉橋奨	2015	強震記録に基づく2013 年 4 月 13 日淡路島付近の地震(Mw5.8)の震源モデルの推定	日本地震学会 講演予稿集	S15-P05	204
2014 中国雲南省昭通地震	倉橋奨·入倉孝次郎·王欣·司宏俊·馬強·呉 浩	2015	2014年中国雲南省昭通地震(M6.5)における建物 被害と強震動特性の関係その2:龍頭山観測 点における大加速度の生成メカニズム	日本地震学会 講演予稿集	S15-11	85
	中村亮一·植竹富一·引間和人	2015	2014 年長野県北部地震の強震記録にみられるフ リングステップ	日本地震学会 講演予稿集	S15-P11	207
2014	上田圭一・溝口一生・中田英二・佐々木俊法・ 田中竹延・野元隆明・川崎泰照・柳田誠	2015	2014 年長野県北部の地震(Mw 6.2)時に出現した 副次的な地表地震断層群の性状	日本地震学会 講演予稿集	S10-P09	200
長野県北部地震	堀川晴央	2015	断層近傍の強震記録から推定される 2014 年の長 野県北部の地震の破壊過程(その 2)	日本地震学会 講演予稿集	S08-P17	192
	加瀨祐子	2015	2014 年長野県北部の地震の動力学的震源モデル (その 2)	日本地震学会 講演予稿集	S08-P16	192
	引間和人·中村亮一·植竹富一	2015	2014 年長野県北部の地震(MJ 6.7)の震源過程~ 震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析~	日本地震学会 講演予稿集	S08-14	87

表 6.5-2 文献リスト(日本地震学会 2015 秋季大会)(地下構造モデルの推定関連)

対象地域	著者	年	タイトル	雑誌名	ナンバー	頁
福島県いわき市	林田拓己·横井俊明·中川博人·小山信·鹿嶋 俊英	2015	スペクトルインバージョン法に基づく福島県いわき 市街地の地盤増幅特性の推定	日本地震学会 講演予稿集	S16-P10	172
小笠原硫黄島	村越匠·林浩平·木村孝承	2015	常時微動アレイ観測による小笠原硫黄島の地盤構 造の推定	日本地震学会 講演予稿集	S16-P09	171
西南日本	浅野公之·岩田知孝	2015	観測点間グリーン関数情報を用いた西南日本地殻 速度構造モデルの改良	日本地震学会 講演予稿集	S15-05	82
自取	池田理紗・中村公一・貝崎達憲・井上翔大・野 口竜也	2015	微動およびボーリングデータによる鳥取市街地の地 <u>盤構造推定</u>	日本地震学会 講演予稿集	S16-P04	169
而 AX	野口竜也·上野太士·香川敬生·吉田昌平·西 田良平	2015	稠密微動観測による鹿野断層および鹿野町市街地 の地盤構造推定	日本地震学会 講演予稿集	S16-P05	169
島根	野口竜也·伊藤一樹·井上廉·福田大地·香川 敬生	2015	微動観測による松江・安来地域の地盤構造推定	日本地震学会 講演予稿集	S16-P06	170
大分	吉見雅行・林田拓己・松島信一・川瀬博・竹中 博士・山田伸之・徳丸哲義・杉山長志	2015	大分平野における稠密小半径アレイ微動探査	日本地震学会 講演予稿集	S16-P07	170
別府湾	林田拓己·吉見雅行·徳丸哲義·杉山長志	2015	別府湾周辺地域の広帯域稠密地震観測記録を用 いた表面波群速度および位相速度の推定	日本地震学会 講演予稿集	S16-02	69
薩摩硫黄島	山田雅行·伊藤佳洋·長尾毅·野津厚·長坂陽 介	2015	薩摩硫黄島の港湾および飛行場における地震観測 とサイト増幅特性の推定	日本地震学会 講演予稿集	S16-01	69
八重山·宮古諸島島峻部	山田伸之·竹中博士	2015	八重山・宮古諸島島嶼部における深部地盤の S 波速度構造~地下構造モデルの性能評価~	日本地震学会 講演予稿集	S16-P08	171
中国雲南省	呉浩・王欣・倉橋奨・入倉孝次郎・司宏俊・党 紀・馬強・林国良	2015	2014年中国雲南省昭通地震(M6.5)における建物 被害と強震動特性の関係—その3:被害が集 中した強震観測点周辺の地盤特性	日本地震学会 講演予稿集	S15-12	86

### 表 6.5-3 文献リスト(日本地震学会 2015 秋季大会) (その他)

テーマ	著者	年	タイトル	雑誌名	ナンバー	頁
地表地震断層の有無による 地震動特性	吉田昌平・香川敬生・野口竜也	2015	地表および潜在断層地震における地震動特性に関 する基礎的研究	日本地震学会 講演予稿集	S16-P15	174

## 6.6. AGU Fall Meeting

AGU は領域が多岐にわたり、非常に多くの研究報告が行われた。他学会と異なり、ロ頭 発表とポスター発表が同時に開催され、発表件数は他の学会に比べて格段に多い。本研究と 直接的に関わりのある、地表変位が表れた内陸地殻内地震を対象にした地震の調査や解析に 関する発表も多くあった。それらを表 6.6-1 に示す。前年に Napa 地震が発生したこともあ り、それに関連する発表も多くあった。

各々の地震に関する発表以外に、本研究に関連するテーマとして、強震加速度波形から地 震時の変位を求めている発表や動力学的破壊シミュレーションのコードに関する発表もあ った。それらを表 6.6-2 に示す。

対象地震	著者	年	タイトル	雑誌名	ナンバー
1950 インド	Aurelie Coudurier Curveur, Elise Kali, Paul Tapponnier, Cagil Karakas, Sorvigenaleon Ildefonso, Jerome van der Woerd, Saurabh Baruah, Swapnamita Choudhury Emile Okal and Paramesh Banerjee	2015	Surface Break and Coseismic Slip of the Great 1950 Assam Earthquake and Previous Events along the Eastern Himalayan Syntaxis	AGU Fall Meeting Abstract	T31A-2842
2013 パキスタン	William Barnhart and Richard Briggs	2015	Misbheaving Faults: The Expanding Role of Geodetic Imaging in Unraveling Unexpected Fault Slip Behavior	AGU Fall Meeting Abstract	T42A-04
	Frantisek Gallovic and Walter Imperatori	2014	Kinematic modeling the 2014 Mw6 South Napa, California, earthquake using near-fault strong-motion data and 3D Green's functions	AGU Fall Meeting Abstract	S51B-2669
	Kathryn E Wooddell, Douglas Scott Dreger and Mong-Han Huang	2015	Finite-Source Modeling to Constrain Complex Fault Geometry of the South Napa Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S51B-2670
2014 South Napa	Joanne Chan, Rufus Catchings, Mark Goldman, and Coyn Criley	2015	Site Characterization at Napa Strong Motion Sites Using Tomography, MASW, and MALW	AGU Fall Meeting Abstract	S53A-2790
South Napa	Carol Prentice, Robert Sickler, Katherine Scharer, Suzanne Hecker, Stephen DeLong, Ron Rubin, James Lienkaemper, Timothy Dawson, Carla Rosa, Alexandra Pickering, Aaron Page, Maxime Mareschal, Daniel Ponti and David Schwartz	2015	Preliminary Paleoseismic Results from Excavations across the Surface Rupture Associated with the 2014 South Napa Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	T31A-2820
2014	Yasuhiro Suzuki, Mitsuhisa Watanabe, Satoshi Ishiguro, Souta Unome and Yoshimichi Senda	2015	Detection of Surface Rupture and Deformation Associated with the 2014 Kamishiro Fault Earthquake in Central Japan by Differential LiDAR and Tectonic Geomorphological Survey	AGU Fall Meeting Abstract	T41B-2891
長野県北部	Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata and Hisahiko Kubo	2015	Complementary Ruptures of Surface Ruptures and Deep Asperity during the 2014 Northern Nagano, Japan, Earthquake (MW 6.3)	AGU Fall Meeting Abstract	S51B-2681

# 表 6.6-1 文献リスト (AGU Fall Meeting、内陸地殻内地震関連)

## 表 6.6-2 文献リスト (AGU Fall Meeting、その他のテーマ)

テーマ	著者	年	タイトル	雑誌名	ナンバー
加速度強震波形からの 地震時の変位	Wang Zhan and Yaochong Sun	2015	A combined method to calculate co-seismic displacements through strong motion acceleration baseline correction	AGU Fall Meeting Abstract	S43B-2793
動力学破壊シミュレーションのコード	Ruth Harris	2015	The SCEC-USGS Dynamic Earthquake Rupture Code Comparison Exercise - Simulations of Large Earthquakes and Strong Ground Motions	AGU Fall Meeting Abstract	T31E-06

# 7. 国内外の学会等での事業成果発表の実施

# 7.1. International Workshop on Best Practice in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear

#### **Installations (BestPSHANI)**

#### 7.1.1. 決定論的評価手法の検討

本事業成果について、下記概要にて成果の発表を行った。以下、 (1)発表時期 (2)発表の方法 (3)発表の概要 について示す。

(1)発表時期

平成 27 年 11 月 18 日

(2)発表の方法

「International Workshop on Best Practice in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations(BestPSHANI)」(主催: IAEA)における ポスター発表および Full Paper 投稿による。

(3)発表の概要

題名: Study on the evaluation method for fault displacement

概要: IAEA が定める安全ガイド(SSG-9)において、断層変位を評価するにあたり決 定論的方法により評価することが難しい場面においての確率論的な評価手法 の利用が示されている。また、International Seismic Safety Centre(ISSC)では、 SSG-9 の付録として、断層変位評価のための決定論的評価手法と確率論的評 価手法の有用性を示している。

上記背景の中で、本契約にて実施の決定論的および確率論的評価手法による 断層変位評価手法の検討に係わるロードマップ案について説明を行った。ま た、決定論的評価手法の取り組みに関する以下の内容について発表を行った。 1)経験的グリーン関数法と理論的な方法を用い、フォワードモデリングによ り観測地震結果を説明する特定化震源モデルの構築

2) 粒子法と個別要素法を組み合わせた表層の断層変位評価手法の検討内容

#### 7.1.2. 確率論的評価手法の検討

本事業成果について、下記概要にて成果の発表を行った。以下、

- (1)発表時期
- (2)発表の方法
- (3)発表の概要
- について示す。

#### (1)発表時期

平成 27 年 11 月 18 日

#### (2)発表の方法

「International Workshop on Best Practice in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations(BestPSHANI)」(主催: IAEA)における ポスター発表および Full Paper 投稿による。

#### (3)発表の概要

- 題名: STUDY ON THE EVALUATION METHOD FOR FAULT DISPLACEMENT: PROBABILISTIC APPROACH BASED ON JAPANESE EARTHQUAKE RUPTURE DATA
- 概要: IAEA が定める安全ガイド(SSG-9)において、断層変位を評価するにあたり決 定論的方法により評価することが難しい場面においての確率論的な評価手法 の利用が示されている。

本契約にて確率論的および決定論的両面での評価手法の検討を実施してお り、本公表では、本契約において実施した確率論的評価手法検討について、

・日本国内で発生した横ずれ断層や逆断層の変位データの収集

・収集したデータに基づく確率分布と距離減衰式の検討と断層変位ハザード の推定試計算

等を実施しており、これについて発表を行った。

# 8. 検討会

本事業を進めるにあたり、外部有識者を交えた検討会を実施した。検討会は、

(1)事業開始時

(2)中間時(中間報告)

(3)事業終了時(最終報告)

の 3 回実施した。以下に今回本事業で実施した検討会の時期、実施方法、参加者および その際のコメント等の要点について示す。

# 8.1. 検討会の実施

(1)事業開始時

表 7.1-1 に事業開始にあたり実施した検討会の一覧を示す。

No	実施日時	場所	実施形式	参加者(敬称一部略)
1	15/8/24 13:30~15:30	富山大学	個別ヒアリング	富山大・楠本先生
				<b>GRI</b> ・北田、井上
				KKE・渡辺、登梛
2	15/9/8 13:00~15:30	筑波大学	個別ヒアリング	筑波大·松島先生
				NRA・呉、菅谷
				GRI・井上
				KKE・村上、渡辺、登梛
3	15/9/14 13:30~16:30	鳥取大学	個別ヒアリング	鳥取大・香川先生
				GRI・井上
				KKE・高浜、松元、登梛
4	15/9/15 13:30~18:30	GRI	個別ヒアリング	京都大・釜江先生
				NRA・呉
				AIT・入倉
				GRI・宮腰、北田、井上
				KKE・高浜、松元、登梛
5	15/10/2 13:30~16:00	京都大学	個別ヒアリング	京都大・竹村先生
				NRA・菅谷
				GRI · 北田、井上
				KKE・松元、登梛
6	15/11/28 12:00~13:00	岡山大学	個別ヒアリング	岡山大・隈元先生
				GRI・井上

衣 /.1-1 争亲所始时快讨云闭惟一舅	表	7.1-1	事業開始時検討会開催一	覧
----------------------	---	-------	-------------	---

【凡例(以下同様)】

個別ヒアリング:各有識者の先生へ個別に訪問しヒアリングを実施する形式 集合:有識者の先生にお集まり頂き、ヒアリングを実施する形式

NRA:原子力規制庁

GRI:(一財)地域地盤環境研究所

AIT:愛知工業大学

KKE:(株)構造計画研究所

(A)意見・コメント要点

H27年度の本事業の検討内容について説明を行った。以下、意見等の要点を示す。

(a)事業開始時検討会 No1

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ・H27年度作業で片方向連成により、地盤変状評価を順静的な計算モデルで計画して いることついて、深部地盤と表層では剛性差が大きいことから表層の影響は殆どな いと考えられる。
- ・H26年度作業における車籠埔断層の計算モデルについて、斜めの形状でモデル化している底面について、斜めのローラーを設定した方がより現実に近い状態となる。
- ・境界に自由端がある場合には初期応力の問題が生じるため、境界条件を砂箱実験に見られるような剛壁移動の条件にしてはどうか。
- ・計算では、水平方向には一様な物性を設定しているが、FEMの結果を評価し不連続 面が出るような領域を絞り込み、その領域について剛性を低く、他を高く設定する ことも考えられるのでは。→短い波長の変位を再現できるのではないか。
- ・DEM の物性値の設定は根拠等難しい。研究室では、一軸圧縮試験もしくは三軸圧 縮試験を模擬したシミュレーションを複数回実施し、決めたりしている。内部摩擦 角と粒子間摩擦角の違いについては Rock Mechanics などに数値解析で比較した文献 があった。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・主断層・副断層の取り扱いについて、震源断層に直接関連した変位を主断層として 取り扱い、それ以外の副次的な変位は副断層とする。しかし、バックスラストや分 岐断層は主断層の派生と考えている。
- ・応力や歪みも合わせて計算する場合、使用している Okada コードのバージョンを確認した方が良い。また、結果の検証として Coulomb による解析結果との比較も有効である。

(b)事業開始時検討会 No2

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ・SPH と DEM を組み合わせた、他で見られない手法での計算を実施している。要素 試験を実施して、どのような応答を示すか、確認は必須となる。
- ・DEM に変化した後に、球体形状のままだとさらさらとした物質を解いていることになり、残留応力状態を表現できない可能性がある。残留応力が表現できる必要があり、応力歪みや、体積ひずみ状態について確認しておく必要がある。
   2,3 個等の複数粒子を結合させてクラスター化させるなど考えても良い。
- ・レギュラー格子配列を使って計算を実施すると、せん断させた場合に意図しない体 積変化が起きる可能性がある。ランダムパッキングなども検討した方が良い。その ためには分解能にある程度のばらつきを考慮可能な粒子法の検討が必要である。

- ・断層の挙動を対象とした場合でも、理論解が解っているものもある。要素試験と合わせ、理論解との比較を充分に実施した上で、実際の計算モデルへの適用を考えるべき。
- ・今回の検討では、SPH、DEM、SPH と DEM の連成による手法を使っているが、そ れぞれその手法を選択した理由について明らかにしておくこと。
- ・構造物の有無により、その下に発生する変位に違いが出てくる。構造物の考慮が必 要ではないか。

(→今年度は構造物の考慮は考えていないが、課題として上がってくれば今後検討の 必要あり)

・今後、深部から表層へ一方向のマルチスケール的検討を進めるとしているが、深部の応力が表層の地盤変状に与える影響についても検討が必要ではないか。FEM などによりこのような検討は行われている。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・断層変位分布で併走していたり、離れているものはどう取り扱っているのか?
   →主断層(震源断層に直接関連した変位)に沿っている場合は、まとめて投影したり、主断層からの離隔距離でばらつきを検討するケースがある。また、副断層(主断層以外の副次的な変位)は区別して取り扱っている。
- ・変位分布は必ず中央で対称と考えていいのか?また、基準点の取り方で断層変位距 離減衰式に違いは生じないのか?

→PFDHA ではばらつきが大きいとしながらも、中央で折り返して処理をしている。 これまで整理した結果では横ずれは比較的中央で変位が大きくなっているが、逆断 層ではそうなっていない事例が多い。また、正規化して折り返す処理では、どちら の断層端も0の位置に来るので影響はない、むしろ、断層長の取り方の影響が大き い。震源断層長との比較の方が整合性が高い可能性もある。逆断層の事例を中心に、 基準化についても整理していきたい。

- (Dislocatio モデルでの検討に対して)連続体線形モデルなので、変位量の検討は できない。
- →歪み分布などを参考に副断層の影響範囲等を検討したいねらいがある。
- ・検討するに当たって、メカニズムなどを理解しておくことは重要である。

(c)事業開始時検討会 No3

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(集集地震)
- [長周期側]
- ・既存の特性化震源モデル(例えば、釜江・入倉(2002))で観測記録を説明できてい るかを把握しておいた方が良い。
- ・各 SMGA の破壊開始点については、現状の位置から変更すると改善する可能性がある。各 SMGA の破壊開始点は、既存の震源インバージョン結果(例えば、関ロ・ 岩田(2001))が参考になると考えられる。
- ・パルスが明瞭に確認できる観測点(例えば、TCU075の EW 成分)については、particle motion を描くとアスペリティの幾何構造がある程度分かるかもしれない。

・放射特性に着目すると、低角逆断層の場合は SMGA の面に垂直な方向に地表投影した領域で地震動が大きくなる。このような特性にも留意しながら特性化震源モデルの構築を進めると良い。

[短周期側]

- ・現在、SMGA1には EGF1 を適用しているが、EGF2 を適用してもよいのではないか と考えられる。
- TCU068のEW成分のパルスはスーパーアスペリティのようなものを考えないと、
   説明できない可能性もある。

■震源解析と特性化震源モデルの構築(Darfield 地震)

- ・パルス幅の調整はアスペリティの大きさとともに、破壊伝播速度を調整すると良い。
- ・断層面の横側(Darfield 地震の場合だと、断層を挟む北側と南側)にも観測点がある ので、特性化震源モデル構築の際の時間的な分解能は向上すると考えられる。
- 液状化については液状化マップのようなものが存在すると考えられるので、それら を参考にすると良い。

■断層変位の数値解析

- ・断層面上に同じようなすべりがあっても、地表に変位が現れないことがある。これ
   を説明することは難しいと考えられる。
- ・粒子法について、2次元計算を実施して検証に使うなども良いのではないか。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・Dislocation モデルによる地表変位や歪み分布を検討した香川ほか(2004)について モデル設定等の詳細について意見を伺った。
- ・Dislocation モデルのような連続体・線型モデルでも、大歪みの集中するところが確認できるので、そのような手法での結果も参考にしながら、主断層・副断層の理想的な形状を想定して、正規化の方法を検討する方が良いと思われる。
- ・FEM や粒子法を用いて、マグニチュードによって地表変位が現れる or 現れないが 分かることが望ましい。

(d)事業開始時検討会 No4

<決定論的評価手法の検討内容について>

■震源解析と特性化震源モデルの構築(集集地震)

[長周期側]

- ・SMGA2 の上端付近に位置する TCU075 の観測記録の EW 成分の振幅は NS 成分よ りも大きい。このことは集集地震が逆断層であることを踏まえると、理解できる。 しかし、計算波形はそのような傾向にない。念のため、SMGA2 を点震源と仮定し た時の NS 成分と EW 成分の大小関係を把握しておいた方が良い。
- ・各 SMGA からの着信時は、アイソクロンを描き、理解すると良い。
- ・周期 10s 以上をフィルターでカットした後に比較した方が良い。このようにすることで、TCU084の EW 成分は比較しやすくなると考えられる。

- ・破壊伝播の backward 側の観測点については、観測記録を合わせることが難しいと 考えられる。
- ・現在のモデルでは、北側の SMGA については SMGA1 と SMGA1a の 2 つを考えて いるが、これらを分離、あるいは SMGA1a のみで説明できるかどうかを確認した方 が良い。
- ・TCU075 は下盤側に位置しているか否かは観測記録などで確認した方が良い。

[短周期側]

- ・ライズタイムを調整する際、既存のスケーリング則にも留意すると良い。
- ・TCU068のEW成分で確認できるパルスの周期を把握しておいた方が良い。

■震源解析と特性化震源モデルの構築(Darfield 地震)

- ・西側の HORC でも大振幅が確認できるので、一概に破壊が東方向に進展したとは言 えないかもしれない (バイラテラルの可能性も否定できない)。
- ・GDLCの加速度波形からは液状化をしているように見えるが、液状化の特徴が顕著 に確認できる時刻までの速度波形は検討に使える可能性もある。
- ・本震の震源は初期モデルとして考えている一枚の断層モデルの面上にないが、余震 分布を考えると、最終的には複数の断層面を考えた方が良い可能性もある。
- ・地盤構造モデルが調査中であれば、先に経験的グリーン関数法で検討しても良いと 考えられる。
- ■断層変位の数値解析
- ・物性値を示している表中に S 波速度を明記してほしい。
- ・数値解析のインプットとなるデータをもう少し吟味した方が良いと考えられる (10/9(金)に Dalguer 氏と意識合わせができるように KKE にて検討すること)。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・PFDHAの解析では、震源断層に直接関連した変位を主断層として取り扱い、それ以外の副次的な変位は副断層とする。一方、バックスラストや分岐断層は主断層の派生と考えている。主断層・副断層、どちらの評価を行うかで用いる断層変位距離減衰式が異なる。サイト適用時においては、副断層として捉えることが主になると思われる。しかし、現実に露頭ではこれらを厳密に区別することは非常に困難なケースがあると思われる。
- ・断層変位距離減衰式(正規化した断層長さ(x/L)と変位の関係を示す図)において、 一般的に用いられている PFDHA と同様にばらつきが大きいとしながらも断層長さ を L/2 で折り返している。この折り返しが L/2 で良いかどうかは今後の課題である と考えられる。
- ・国内の逆断層データのように断層端部に向かって変位量が増加する場合、折り返さない別の正規化も考えられるが、端点をどちらに設定するかを別途考慮する必要が出てくる.正規化の方向性についても今後の課題と考えられる。
- ・Lsub と Lsurf の違いに留意して考えた方が良いと考えられる。

 ・地表地震断層の変位分布と震源インバージョン結果との関係を整理した方が良いと 考えられる。

(e)事業開始時検討会 No5

<決定論的評価手法の検討内容について>

- Darfield 地震については、GNS science やカンタベリー大学による情報が参考になる 可能性がある。
- ・車籠埔断層付近の地盤物性と、原子力施設が建設される地盤物性には違いがある。
   深さ方向にどのようなメッシュ分割や物性設定にするかにより、評価結果である変位が変わると思われる。
- 地盤物性をどのように設定するかが、ポイントとなる。
- ・実測データが無い所でのデータの設定方法について、富山大楠本先生が長く研究されており、参考になる。
- ・計算領域の規模に応じて、粒子のサイズを変更するのもあり。
- ・集集地震以前の累積変位の扱いに留意する必要がある。
- →評価の初期条件として、地表がフラットであると仮定するのか、それとも集集地 震以前の累積変位がある状態を仮定するのか、等考慮する必要がある。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・主断層・副断層に関して、多分野にわたって正確にイメージが把握できるように定 義を明確した方が良い。地質学的には地層のずれを断層としている。活断層はきわ めて近い時代に繰り返し活動するものであり、証拠(例えば累積性)が認められた ものと考える。PFDHAのモデルでは、震源断層の延長である地表地震断層を主断層 と考えるのに対して、根無し断層は副断層と考えれば良いのか。
- ・現実には、地表は未固結堆積物に覆われていることが多く、割れ目や撓曲など、地表に出現する変位の様式は非常に複雑で、現地観察だけで全てが識別できるとは限らない。震源断層情報を用いた数値計算(Dislocation モデル)も行うのなら、応力系の分布を考慮して整理する事も重要である。応力や歪み分布から主断層が分布しうるゾーンを捉え、それより外れるものを副断層と捉えることができれば、より客観的にデータを整理できる可能性がある。以上をまとめて、定性的な整理基準をとりまとめて欲しい。
- ・変位データの整理に関しは、断層タイプ・テクトニクス、例えば地震発生層の厚さ、 大局的な地質構造、大陸性地殻かどうかなど、断層変位が分布する背景情報をきちんと整理した上でまとめてみてほしい。しかし、データ数とのトレードオフなので、 うまく要因をグループ化する必要がある。

(f)事業開始時検討会 No6

<決定論的評価手法の検討内容について>

 ・対象とする空間スケール・変位量を明確に示すことが重要である。FEM など詳細な 解析手法を用いれば、パラメータ設定でどのような変位でも与えることが可能と思われる。震源断層情報からアプローチしていくことも重要ではないか。 <確率論的評価手法の検討内容について>

・フィールド観測データをどのように主断層・副断層に区分するかが重要である。データを整理していく過程で、減衰傾向が見られるもの、それから外れるものに対して、要因を整理していく必要がある。

(2)中間時(中間報告)

表 7.1-2 に中間時にあたり実施した検討会の一覧を示す。

No	実施日時	場所	実施形式	参加者(敬称一部略)
1	15/12/3 15:00~17:45	KKE	集合ヒアリング	鳥取大・香川先生
				京都大・釜江先生
				京都大・竹村先生
				富山大・楠本先生
				NRA・呉、菅谷
				AIT · 入倉、倉橋
				GRI · 宮腰、北田、井上
				KKE・栗山、高浜、松元、
				島袋、渡辺、登梛
2	15/12/14 14:00~16:00	MOSCONE	個別ヒアリング	京都大・竹村先生
		SOUTH		GRI・北田
		Poster Hall		
3	15/12/21 13:00~17:15	KKE	個別ヒアリング	岡山大・隈元先生
				NRA・菅谷
				GRI・井上
				KKE・高浜、渡辺、登梛

表 7.1-2 中間時検討会開催一覧

(A)意見・コメント要点

H27 年度の本事業の検討経過について説明を行った。以下、意見等の要点を示す。

(a)中間時検討会 No1

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(集集地震)
- ・断層の地表トレースは蛇行や折れ曲がりがあるが、シミュレーションで用いている モデルは矩形一面としている。最終的に行う断層変位と観測記録との比較では、こ のような現実とモデルの違いや、今後の解析での仮定を含めて考察するのが良い。
- ・周期 0.1~1 秒と周期 2~10 秒を説明する震源断層モデルの検討を行っているが、本 検討の最終目的は断層変位の評価であるため、長周期側の説明性を高める方に注力 した方が良いのではないか。
- ・合成波形が観測波形と「合っている or 合っていない」の議論を行う時は、その基準を示した方が良いと考えられる。また、合成波形を評価する際、観測波形のどこの部分を対象にしているかを示した方が良いと考えられる。

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(Darfield 地震)
- ・断層の東側の観測点では、合成波形は2つの wave packet が見られるが、観測波形では2つの wave packet は見られない。これらの違いは震源の設定で改善される可能性があると考えられる。
- ・観測波形と合成波形の wave packet に違いが生じる可能性として、アスペリティ 2 の破壊遅延時間の設定や、破壊伝播(つまり、現状モデルのアスペリティ 2 の破壊 は浅部から深部に伝播している)の影響が考えられる。
- ・観測波形と合成波形の振幅が異なるだけならば、観測波形の位相情報を大切にする という考えもある。
- ・初期破壊の逆断層のセンスの影響を考えた方が良い。現状のモデルは、初期破壊の 逆断層のセンスを考慮していないが、それでも構わないという理由を考えた方が良いと考えられる。逆断層のメカニズムは解でも Mw7.1 となっており、無視できないのではないか。
- 初期破壊の逆断層のメカニズムはセンスを見ているだけであり、その大きさは示していないかもしれない。
- ・Darfield 地震の初期破壊は逆断層のセンスを持つが、メインの破壊は横ずれ断層で あることを示した方が良いと考えられる。

■断層変位の数値解析

- ・今後3次元での計算を進めるにあたり、断層等はどのようにモデル化するのか。
   →現状、3次元的な地層構造が不明なため、2次元モデルをそのまま金太郎飴式に水
   平に引き延ばすことを考えている。
- →その場合、動力学シミュレーション側との断層面の食い違いがある場合に変位を どのように与えるか、充分に注視する必要がある。
- また、水平方向に同一の層構造でモデル化した場合、3次元で計算する意味がある のか解らなくなるため、3次元計算をする目的など充分におさえた上で実施した方 が良いと考える。
- ・(深い側のモデルと浅い側のモデルで、断層の傾斜角の設定などが現状異なっているようなので、今後の最終的な解析に向けては)深い側のモデルと、(ここで設定する)浅い側のモデルのつなぎ方には注意が必要であろう。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・岡田モデルでの計算結果を距離減衰式に取り込めないものか。ひずみは参考になるのではないか。
- ・活断層の調査結果の累積変位で、主断層/副断層の違いなどが相対的にでも見られ ないものか。
- ・地層断層と地震断層は分けなくてはならない。
- ・地表変位と断層変位を混在させないように留意した方がよい。

(b)中間時検討会 No2

・先日の中間報告会の開催と目的について、概要説明を含めて、全体のロードマップ が明確でなく、どのような目的のために、今回の手法を選択して検討しているのか、 最終的にどのような結果を求めているのか、がよくわからなかった。個々の検討に ついても、検討途中の話がそれぞれに述べられるが、その目的を明確にしないと学 識者に何を要求していることがわからない。

- ■集集地震の検討結果について:
- ・逆断層型地震の代表として、本地震を取り上げて検討していることはわかるが、どうしてこれを用いるに至ったのか明確でない。
- ・地層構造を含めた計算モデルについては、初めから断層面が存在したのか?地下に 存在していても地表には存在せず、計算を行うと現実に近いところで破断面が生じ ることを想定できるのが良いと思うがいかがか。
- ・同じ面で繰り返し活動が起こったわけではないと考えられるが、それらの検討が十 分しているのか。
- ・そもそも、断層面のトップが地表の変位ポイントに対応しているのか。
- ・粒子法(+個別要素法)で検討すると、表層付近の変形状況が再現できたとの報告であるが、用いた手法が本当に最適なのか。
- ・用いる土質情報は現実と乖離していないか。
- ■Darfield 地震の検討について
- ・横ずれ断層型地震を考えた場合、日本で兵庫県南部地震という横ずれ型地震が存在 するのに、どうして、Darfield 地震を典型例として用いるのか?これは、外部有識 者が十分理解できるように説明をする必要がある。
- ・発震機構は逆断層であり、地表変位や揺れは横ずれ断層型であるという本地震は、
   一般的な活断層研究者や地震学者などからは、典型例として選んだ経緯がわかりにくい。特に、今回のような規制庁研究での代表的な横ずれ地震として検討するには、
   十分な説明が必要である。
- ・海外事例であれば、ランダース地震の方が知名度が高い。
- ■確率論的検討との研究の接続について:
- ・確立論的研究においては、断層の変位事例が国内で非常にするくないため、事例を 増やすことが課題となっているが、これに対して、決定論的研究が寄与できる内容 があるのか。
- ■確率論的評価手法について:
- ・海外も含めた検討方法として、このような評価手法を用いることは、やむを得ないと考えるが、海外事例も実際には数少ない。データの拡充が必須である。
- ・国内の検討は、テクトニックセッティングを考えれば、海外事例を含めずに検討すること、横ずれ型、逆断層型とタイプ分けをして検討することが必要と感じるが、 事例が少ないことをどのようにして補うのかを十分検討しておく必要がある。

(c)中間時検討会 No3

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(集集地震)
- ・委員会等外部の様々な分野の先生が集まる際には、以下のような点に留意して説明した方が良い。
- ◆地震動と残留変位が説明できる震源断層モデルの構築を目指して、周期 0.1~1 秒 程度、周期 2~10 秒程度、周期 10 秒程度以上に分けて検討を進めている点。

◆一般に集集地震の震源断層は低角であるという認識がある中、パルス波を再現するため、SMGA2,3の傾斜角を45度にした点。

◆主要動部分を再現することを主目的としているため、背景領域を考慮していない 点。

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(Darfield 地震)
- ・変動地形を専門とされている先生は表層の変位から震源モデルを考える。変動地形 側の観点でのモデル検討を実施してみるのも良い。
- ・横ずれ断層としては、例えばデナリや四川など様々な地震がある中で、Darfield 地 震を採用した点については、理由が抑えられていれば構わないと思う。
- ■断層変位の数値解析
- ・断層の動きについて active なのか passive なのか考えながらモデル化をしていくと 良い。
- ・バックスラストにも累積性はあるので留意すると良い。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・主断層、副断層の区別については、変動地形学の先生とも意識合わせをすべきと思う。
- ・結果の評価にあたっては、変位の取扱や収集したデータセットに対し決定論の方で はどうなっているのか、など決定論的評価側と確率論的評価側で同じ意識をもって 評価をすべきと考える。
- ・ばらつきが多いデータについては、着目するデータの色を変えるなどして、どこを ターゲットにするのかなど考えると良い。
- ・様々な分野の方が広く納得するためには、一工夫が必要となる。
- ・地震動により引き起こされる変位の取り扱いも考慮する必要がある。
- ・周囲にある活断層で、変位が見られなかったものについても整理する必要がある。

(3)事業終了時(最終報告)

表 7.1-3 に事業終了時にあたり実施した検討会の一覧を示す。

No	実施日時	場所	実施形式	参加者(敬称一部略)
1	16/2/24 14:30~18:00	KKE	集合ヒアリンク゛	京都大・香川先生
				筑波大・松島先生
				富山大・楠本先生
				NRA・ 官谷
				AIT・入倉、倉橋、呉
				GRI·宮腰、北田、井上
				KKE・栗山、高浜、松元、
				内山、渡辺、登梛

表 7.1-3 事業終了時検討会開催一覧

No	実施日時	場所	実施形式	参加者(敬称一部略)
2	16/2/29 13:30~17:30	KKE	個別ヒアリング	岡山大・隈元先生
				NRA・菅谷
				GRI・井上
				KKE・高浜、松元、登梛
3	16/3/1 13:00~15:00	鳥取大	個別ヒアリング	鳥取大・香川先生
				GRI・井上
				KKE・高浜、松元、登梛

(A)意見・コメント要点

H27年度の本事業の検討結果について説明を行った。以下、意見等の要点を示す。

(a)事業終了時検討会 No1

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(集集地震)
- ・今回検討をしている地震発生層より浅い部分を滑らせることは通常しないのか。
   →これまで、地表に伝播する地震波の発生の観点では地震発生層より深い所での滑りを考慮することが主であった。今回、表層の変位を検討する上で地震発生層以浅のすべりを考慮した検討を実施した。
- ■動力学シミュレーション結果について(集集地震・横ずれ断層)
- ・動力学シミュレーションで設定した破壊域はどのように定義しているか。
   →特性化震源モデルの構築により検討した結果について、一揃いの動的破壊モデル として定義した。具体的には5個のアスペリティから構成し、各アスペリティには 応力降下量として与えている。
- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(Darfield 地震)
- ・今回は ASP1 を二つに分けているが、その理由は何か。
   →GDLC 観測点の位相を説明するために、GDLC の東側から破壊をさせた方が良い と考えたこと。また、断層直行成分(NS 方向)が大きくなっていないので、東側から の Forward Directivity は考えにくく、かつ EW 成分の大振幅は深部から破壊させる ことで説明できるのではと考えた。
- ■断層変位の数値解析
- ・表層の断層変位に FEM の他に粒子法を選択した理由は何か。
   →FEM だけで表現できないという訳ではなく、将来的に考えた場合モデル化の優位
   性などを考慮し粒子法も含めて検討をしている。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・Dislocation モデルを用いた簡易検討の中で、その変位量をそのまま利用することを 考えているのか。
- →変位量をそのまま利用することは考えていない。現段階では分布形状が状態を表

していることもあり、確率論的な評価をする上でデータを補間していくような意味 で使えるのではないかと考えている。

- ・表層の地質の相違などは結果に影響しているのか。
- →山地部分と山地境界から先などの観測記録や堆積層の有無の違いによると考えられる観測記録から、表層の地質の相違による影響はあると考えられる。ただし実際に分類に地質の相違等を入れ込むのは難しい所もある。
- →実験などのデータも取り入れられれば良いと思われる。

(b)事業終了時検討会 No2

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(集集地震)
- ・"浅い所"と"深い所"の文言について、本検討内で皆同じ意味で使われているか。も し異なる場合は統一しておいた方が良い。
- "特性化震源モデル"の使い方について、地震本部で使っているものと同じ意図となるか。(聞く人により、同じ意図と解釈する場合もあり、定義は明確にしておいた方が良い)
- ・図の0Kmは地表をあらわす0Kmか、幅方向の起点を示す計算領域上端を示す0Kmか。
- →文献の図は地表を示す 0km と思われる。
- ・今回は1枚の断層面でモデル化しているが、北側の断層が屈曲している場所について、特殊なモデル化は不要か。
- →屈曲まで含めない、単純な矩形でもある程度観測記録を説明できる震源モデルを 目指している。現在の震源モデルでも大速度パルス、大きな永久変位が観測されて いる断層北側の観測点など、主要な観測点の観測記録は概ね説明できていると考え ている。
- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(Darfield 地震)
- ・特性化震源モデルの構築において、Darfield 地震については、精度向上のためには
   1 枚の断層面よりも2 枚の断層面でモデル化した方が良いことを示している。一方で、集集地震は北側で屈曲しているが、1 枚の断層面でモデル化している。地震間でモデル化の方針に統一性が無く、全体としてまとまりがないようにみえてしまうので、注意が必要であると思われる。
- ・Darfield 地震については、余震分布などを示しながら特性化震源モデルの構築が作成について難しい地震であることを先に説明した方が良い。

■断層変位の数値解析

・今回、参考文献の断層面や地層構造の図に従い、折れ曲がっている断層面や地層としてモデル化しているが、断層面や地層についてはもっと単純に、直線等でモデル化した方がわかりやすい。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・(主断層・副断層の概念を説明した)絵にもあるが、逆断層の上盤側は バックス ラスト・オープンクラックなど実際にも様々な変位が生じているが、下盤側の変位 を発生させるメカニズムは何なのか。
- → (資料中の絵が正確でないのもあるが、)小規模な分岐断層や別の断層で発生す る変位等を考えている。
- ・セグメント区分は研究者(論文)によっても異なる場合があり、さらなるばらつき を生み出す要因にもなる。
- ・(今回の整理結果をみても) 主断層の変位分布はかなり複雑。
- ・データの整理・図示する上で、例えば同じ地震のデータをつないだり、断層長で区分するなど工夫が必要。
- ・事前にどのように主断層・副断層を識別するのか。

(c)事業終了時検討会 No3

<決定論的評価手法の検討内容について>

- ■震源解析と特性化震源モデルの構築(集集地震)
- ・経験的グリーン関数として用いている小地震について、既往の距離減衰式と比較した方が良いと考える。
- ・「地震発生層より浅い領域」の破壊は、SMGA2の破壊伝播の延長で破壊しているのか。

→SMGA2 の破壊伝播の延長ではなく、震央から最も近い「地震発生層より浅い領域」の南側深部に破壊開始点を持ち、そこから同心円状に破壊が広がる設定をしている。

・「地震発生層より浅い領域」は中央深部に破壊開始点を設定し、破壊伝播速度を大きくすると、TCU075の振幅レベルが大きくなることが予想されるが、他の観測点の説明性の観点からこのような破壊開始点を設定することは難しいのかもしれない。

→他の観測点の説明性としては確認していないが、破壊開始点を中央深部にしても TCU075の結果はほとんど変わらず、改善されないことは確認している。

■震源解析と特性化震源モデルの構築(Darfield 地震)

- ・断層面西側の観測点は、地下構造モデルをチューニングするとより観測と合う方向 となる可能性はあると考えられる。また、ある程度の地下構造を調べておいた方が 良いと考えられる。
- ・GDLC や DFHS について、理論的手法の合成波形より前に現れる観測波形は何か。
   →震源を含む逆断層の断層面からの地震動と考えている。現状のモデルでは、このような断層面をモデル化していないため、合成波形より前に現れる観測波形の説明ができていないと考えている。

■断層変位の数値解析

・3次元解析について、物性は3次元性を考慮しているか。
 →物性について3次元的な分布が解らないため、今回の解析では2次元で設定した
 値を断層の長さ方向には同じ分布として設定している。

<確率論的評価手法の検討内容について>

- ・副断層の横軸は実距離のままで問題ないのか。
- →今年度の検討結果の課題でも挙げているが,今後データを拡充していく際には 正 規化を考えたほうがいいかもしれないと思っている。
- ・今年度の副断層のデータはどれくらいの地震数とデータ数なのか。
   →地震数自体は(およそ) 3-4 程度,増加したデータ数も十数点程度。
- ・テーマが確率論なので、確率論の計算結果まで示してほしい.
- →今年度の検討内容は断層変位距離減衰式のデータセットの整備・減衰式の検討 が 中心なので、そこまでは踏み込んでいない.来年度に今年度の各種減衰式を用 いた 確率論的評価を行う予定である。

# 9. 事業成果のまとめ

(1)逆断層タイプおよび横ずれ断層タイプ地震データを収集・整理を実施した。また逆断 層タイプの地震については 1999 年集集地震を対象に特性化震源モデルの高度化を実施し た。その結果、平成 26 年度よりも観測記録をより説明できる、広帯域(0.1 から 10Hz) に 対応した特性化震源モデルが構築できた。なお、断層中央、上端付近の断層下盤側に位置す る観測点で見られている特徴的なパルス波を解析で再現するためには、地震発生層よりも浅 い部分のすべりを考慮する必要があると考えられることがわかった。

次に、このモデルを初期モデルとして動力学的破壊シミュレーションを実施し、概ね運 動学的な検討結果と対応する結果が得られた。今後は、動力学的破壊シミュレーションの結 果を分析し、地震発生層よりも浅い部分のすべり速度時間関数などの条件設定について検討 することにより、モデル化の高度化が期待できる。

横ずれタイプの地震については、2010 年 Darfield 地震を対象に特性化震源モデルの構築 を実施した。1999 年集集地震での検討を参考に、0.1 から 0.5Hz を対象にした長周期側の特 性化震源モデルと、0.5 から 10Hz を対象にした短周期側の特性化震源モデルをフォワード モデリングにより構築した。得られた特性化震源モデルのパラメータのうち、アスペリティ の総面積は既往のスケーリングとも調和的であり、平均応力降下量も日本国内の内陸地殻内 地震の SMGA の平均応力降下量とも調和的であることを確認した。構築した特性化震源モ デルを用いて評価される地震動は、震源近傍の特徴的な観測記録を概ね再現することでき た。これにより、広帯域 (0.1 から 10Hz)の地震動を再現できる特性化震源モデルの構築が できたと考えられる。

また、横ずれ断層について動力学的破壊シミュレーションーションを実施し、断層の形 状や地震発生層よりも浅い部分の設定による結果への影響や応力降下量についての関係性 を整理した。

地表付近の断層変位の評価手法確認のため、逆断層タイプの地震を対象に、上記 2 の検 討結果を与条件とした有限要素法および粒子法を用いた数値解析を実施した。上記 1 や過去 の事業にて収集したデータと比較し、表層断層破壊シミュレーションについての実現可能性 を確認するとともに課題の抽出を実施した。抽出した課題の検討の他、精度向上のための継 続した検討が必要と考える。

(2)確率論的断層変位ハザード解析において必要となる断層タイプ別の断層変位距離減衰 式を検討するために、逆断層を中心に海外の地表地震断層の変位データを収集した。さらに、 変位データを精査するために、震源インバージョンより推定された震源断層の滑り分布か ら、ディスロケーションモデルを用いて地表面における変位及び歪み分布を計算した。これ らの情報を基に、断層変位距離減衰式の構築に向けたデータの整理手法等を検討した。その 整理手法に基づき、既存の変位データに平成 27 年度新たに収集した変位データを加えて検 討した結果、主断層トレースに沿った主断層変位は、断層端部に向かって減衰する傾向が認 められた。また、セグメントごとに検討したケースでも、その傾向を確認することができた。 これらのデータを用いて主断層変位に関する距離減衰式を構築した。

一方、副断層変位については、変位データが少ないものの、ディスロケーションモデル の計算によれば断層の上盤側と下盤側では異なる変位及び歪み分布が得られ、既往研究でま とめられた副断層変位分布の観測データ(Youngs et al.; 2003)と整合していることを確認した。これは、逆断層の確率論的断層変位ハザード解析において、副断層変位を評価するに当たっては、上盤と下盤それぞれの変位分布の違いに留意が必要であることを示しており、副断層変位に関する距離減衰式は、引き続き検討する必要があると考えられる。