

原子力規制庁 殿

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

2015 年 3 月

 **構造計画研究所**  
KOZO KEIKAKU ENGINEERING Inc.



# 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
1.1. 概要 .....	1-1
1.2. 1999年 Kocaeli 地震 .....	1-2
1.3. 1999年集集地震 .....	1-6
1.4. 1999年 Hector Mine 地震 .....	1-10
1.5. 2002年 Denali 地震 .....	1-14
1.6. 2003年 Bam 地震 .....	1-18
1.7. 2009年 Dusky Sound 地震 .....	1-22
1.8. 2010年 Canterbury 地震 .....	1-26
1.9. 2011年 Canterbury 地震 .....	1-30
1.10. 1995年兵庫県南部地震 .....	1-34
1.11. 1998年岩手県内陸北部地震 .....	1-39
1.12. 2000年鳥取県西部地震 .....	1-43
1.13. 2004年新潟県中越地震 .....	1-47
1.14. 2008年岩手・宮城内陸地震 .....	1-51
1.15. 本章のまとめ .....	1-55
1.16. 本章の参考文献 .....	1-56
2. 震源解析と特性化震源モデルの構築 .....	2-1
2.1. はじめに .....	2-1
2.2. 本検討の実施方針 .....	2-1
2.3. 特性化震源モデルの再構築 .....	2-20
2.4. 収集データに基づく震源モデルを利用した動力学シミュレーションの検討 .....	2-84
2.5. 2章のまとめと課題 .....	2-97
3. 断層変位の数値解析 .....	3-1
3.1. 断層変位と表層地盤の解析手法 .....	3-1
3.2. 試計算の実施による適用可能性の検討 .....	3-28
3.3. 評価手法開発における要求事項のまとめ .....	3-47
3.4. APPEDIX .....	3-49
3.5. 参考文献 .....	3-53

4.	国内外の最新知見収集 .....	4-1
4.1.	2ECEES .....	4-2
4.2.	土木学会 2014 全国大会 .....	4-6
4.3.	日本地震学会 2014 秋季大会 .....	4-7
4.4.	日本地震工学シンポジウム .....	4-9
4.5.	AGU Fall Meeting .....	4-11
5.	ヒアリングの実施 .....	5-1
5.1.	京都大学理学研究科 竹村教授におけるヒアリング .....	5-1
5.2.	鳥取大学工学研究科 香川教授におけるヒアリング .....	5-2
5.3.	京都大学原子炉実験所 釜江教授におけるヒアリング .....	5-4

## II 編 確率論的断層変位評価手法の整備

6.	断層変位データの収集・整理 .....	6-1
6.1.	1999 年集集地震 .....	6-2
6.2.	1995 年兵庫県南部地震 .....	6-27
6.3.	1954 年 Fairview Peak 地震・Dixie Valley 地震 .....	6-33
6.4.	1971 年 San Fernando 地震 .....	6-34
6.5.	1979 年 Imperial Valley 地震 .....	6-35
6.6.	1983 年 Borah Peak 地震 .....	6-36
6.7.	1987 年 Superstition Hills 地震 .....	6-37
6.8.	1992 年 Landers 地震 .....	6-38
6.9.	1999 年 Kocaeli 地震 .....	6-40
6.10.	1999 年 Hector Mine 地震 .....	6-41
6.11.	1999 年 Duzce 地震 .....	6-42
6.12.	2002 年 Denali 地震 .....	6-43
6.13.	2003 年 Bam 地震 .....	6-44
6.14.	2009 年 Dusky Sound 地震 .....	6-46
6.15.	2010 年・2012 年 Canterbury 地震 .....	6-47
6.16.	1998 年岩手県内陸北部地震 .....	6-49
6.17.	2000 年鳥取県西部地震 .....	6-50
6.18.	2004 年新潟県中越地震 .....	6-51
6.19.	2008 年岩手宮城内陸地震 .....	6-52
6.20.	まとめ .....	6-53
7.	断層変位距離減衰関数の構築 .....	7-1
7.1.	主断層出現確率 .....	7-1
7.2.	国内逆断層変位データの整理 .....	7-4
7.3.	主断層における断層変位距離減衰式 .....	7-13
7.4.	副断層における断層変位距離減衰式 .....	7-24
7.5.	副断層出現率 .....	7-27
7.6.	まとめ .....	7-29
7.7.	付録：データセットの違いによる断層変位距離減衰式 .....	7-30
7.8.	文献 .....	7-37

8.	断層変位ハザードの検討解析 .....	8-1
8.1.	はじめに .....	8-1
8.2.	国内横ずれ断層データセットに基づく関係 .....	8-1
8.3.	兵庫県南部地震における検証 .....	8-2
8.4.	文献 .....	8-3
9.	国内外の最新知見収集 .....	9-1
9.1.	AOGS 2014 .....	9-1
9.2.	2CEES .....	9-3
9.3.	地質学会 .....	9-5
9.4.	地震学会 .....	9-6
9.5.	地震工学シンポジウム .....	9-8
9.6.	AGU Fall Meeting .....	9-9
10.	ヒアリング .....	10-1
10.1.	京都大学理学研究科 竹村教授におけるヒアリング .....	10-1
10.2.	鳥取大学工学研究科 香川教授におけるヒアリング .....	10-2
11.	事業のまとめ .....	11-1



はじめに

本事業は、断層変位や地震動に対する原子炉施設安全設計の審査に資するため、断層変位評価手法等の整備を行うことを目的とする。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】

1. 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  
国内外の下記の地震について地震データの収集と整理を行う。
2. 震源モデルの作成と収集データとの比較検討  
脚注※1(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」の初期検討を受け、1999 年集集地震を対象とし、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作成を行う。作成した震源モデルから算出される結果と収集データとの比較を行い、それぞれの周期帯を説明できる震源モデルが作成できたことを確認する。また、作成した短周期・長周期を説明できる震源モデル間の比較を行う。  
また、初期応力のばらつきを考慮した動学的シミュレーションを実施し、その結果と日本の近年の地震を含んだ距離減衰式との比較を実施する。
3. 脚注※1 (b)のまとめから、粒子法に基づく表層断層破壊シミュレーション実施に必要な不連続体挙動を考慮する。具体的には、粒子法と個別要素法(不連続体挙動をシミュレート)の混合計算の実施と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. “逆断層”を対象とした国内の地表変位データ・活断層情報・震源断層情報の収集と、地表変位に伴う活断層と震源断層の関係の検討や地表断層の評価に必要な調査手法の整理・主断層と副断層の認定手法の検討を行う。
2. “逆断層”を対象とした確率論的断層変位における断層変位距離減衰式の検討を行う。
3. 脚注※1 (a)「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討」にて実施した横ずれタイプの主断層・副断層における断層変位距離減衰式を用いたハザード計算の実施と結果の検証を行う。

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」

# 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国外地震については表 1.1-1 に、国内地震については表 1.1-2 に示す。なお、地震の時刻・規模、震源位置については、国外は GCMT、国内は気象庁から引用している。

国内地震については地表付近もしくはダム基礎に設置されている観測点の記録を収集した。国外地震については、設置位置が明示されていない場合が多いため、明らかに地表ではない設置位置と判断できる観測点のみ除外している。

表 1.1-1 対象とした地震一覧（国外地震）

地震名	国・地域	時刻・規模			震源位置（世界測地系）			観測記録 収集数
		発生時（GMT）	Mw	断層タイプ	緯度(°)	経度(°)	深さ(km)	
1999年Kocaeli地震	トルコ	1999/8/17 0:01	7.6	S	41.01	29.97	17	30
1999年集集地震	台湾	1999/9/20 17:47	7.6	R	24.15	120.80	21.2	441
1999年Hector Mine地震	アメリカ・カリフォルニア	1999/10/16 9:46	7.1	S	34.71	116.27	15	70
2002年Denali地震	アメリカ・アラスカ	2002/11/3 22:13	7.8	S	63.23	144.89	15	29
2003年Bam地震	イラン	2003/12/26 1:56	6.6	S	29.10	58.24	15	25
2009年Dusky Sound地震	ニュージーランド	2009/7/15 9:22	7.8	R	-45.85	166.26	23.5	78
2010年Canterbury地震	ニュージーランド	2010/9/3 16:35	7.0	S	-43.56	172.12	12	163
2011年Canterbury地震	ニュージーランド	2011/2/21 23:51	6.1	SR	-43.60	172.52	12	134

表 1.1-2 対象とした地震一覧（国内地震）

地震名	時刻・規模				震源位置（世界測地系）			観測記録 収集数
	発生時 （日本時間=UTC+9）	M <sub>JMA</sub>	Mw	断層 タイプ	緯度(°)	経度(°)	深さ(km)	
1995年兵庫県南部地震	1995/01/17 05:46	7.3	6.9	S	34.6016	135.0322	16.06	176
1998年岩手県内陸北部地震	1998/09/03 16:58	6.2	5.9	R	39.8088	140.8977	7.86	74
2000年鳥取県西部地震	2000/10/06 13:30	7.3	6.6	S	35.2773	133.3464	8.96	670
2004年新潟県中越地震	2004/10/23 17:56	6.8	6.6	R	37.2955	138.8640	13.08	825
2008年岩手・宮城内陸地震	2008/06/14 08:43	7.2	6.9	R	39.0327	140.8772	7.77	910

断層タイプ R：逆断層、S横ずれ断層

## 1.2. 1999 年 Kocaeli 地震

1999 年 Kocaeli 地震は 1999 年 8 月 17 日 0 時 1 分(GMT)にトルコで発生した  $M_w=7.6$ (GCMT)の地震である。GCMT によると逆断層型の地震である(図 1.2-1)。

本地震の観測記録は、Sekiguchi and Iwata (2002)、釜江・入倉(2002)、神野・工藤(2001)を参考に、The National Strong Motion Network of Turkey (TR-NSMN)および Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI)より収集した。

図 1.2-2 に Kocaeli 地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の黒色の矩形は断層面の地表投影を示しており、本地震については Sekiguchi and Iwata (2002)の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にした。

表 1.2-1 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 1.2-3 に IZT と SKR の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

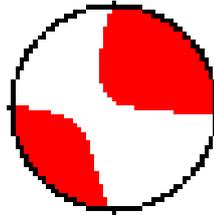


図 1.2-1 1999 年 Kocaeli 地震のメカニズム解 (GCMT)

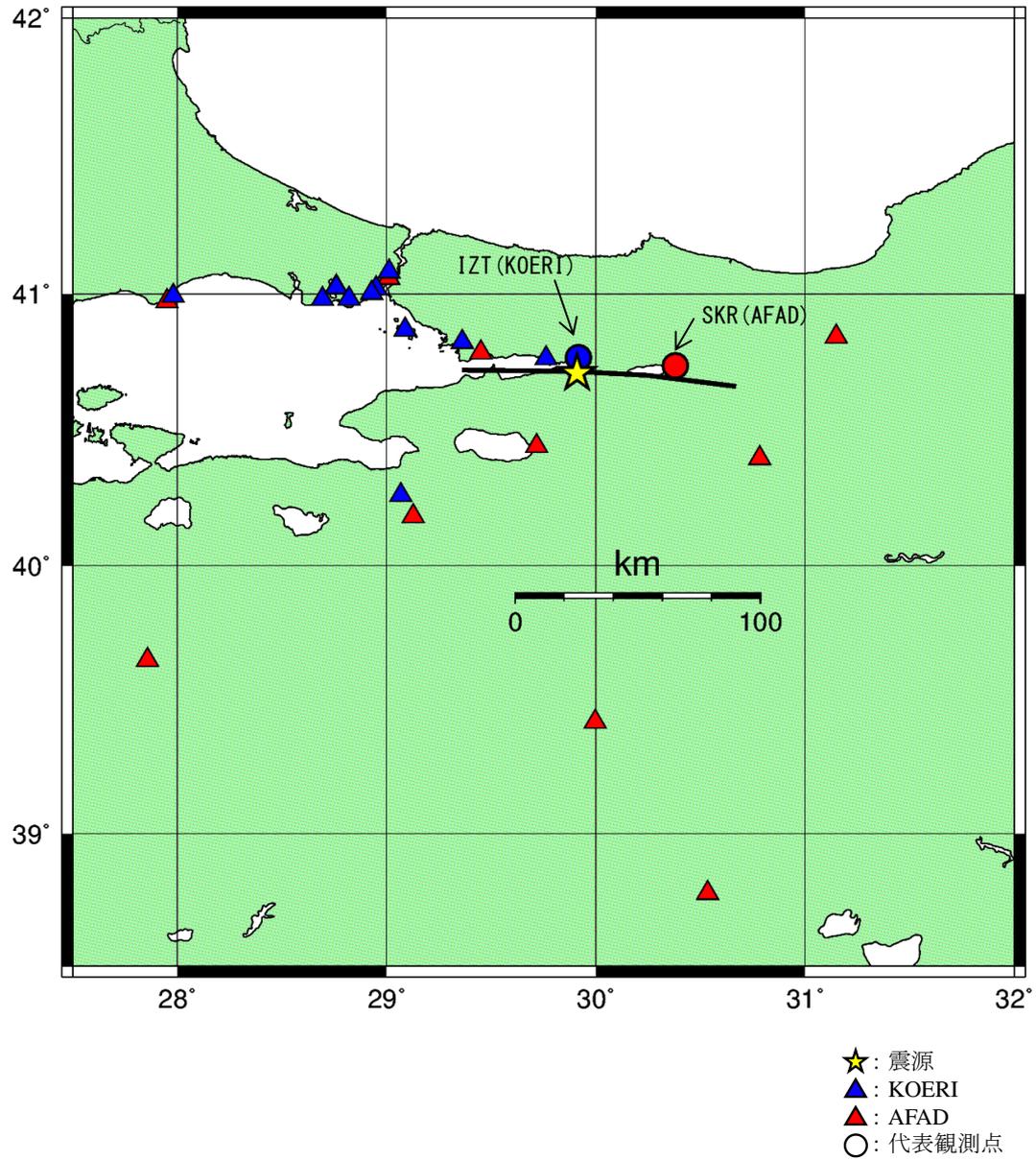
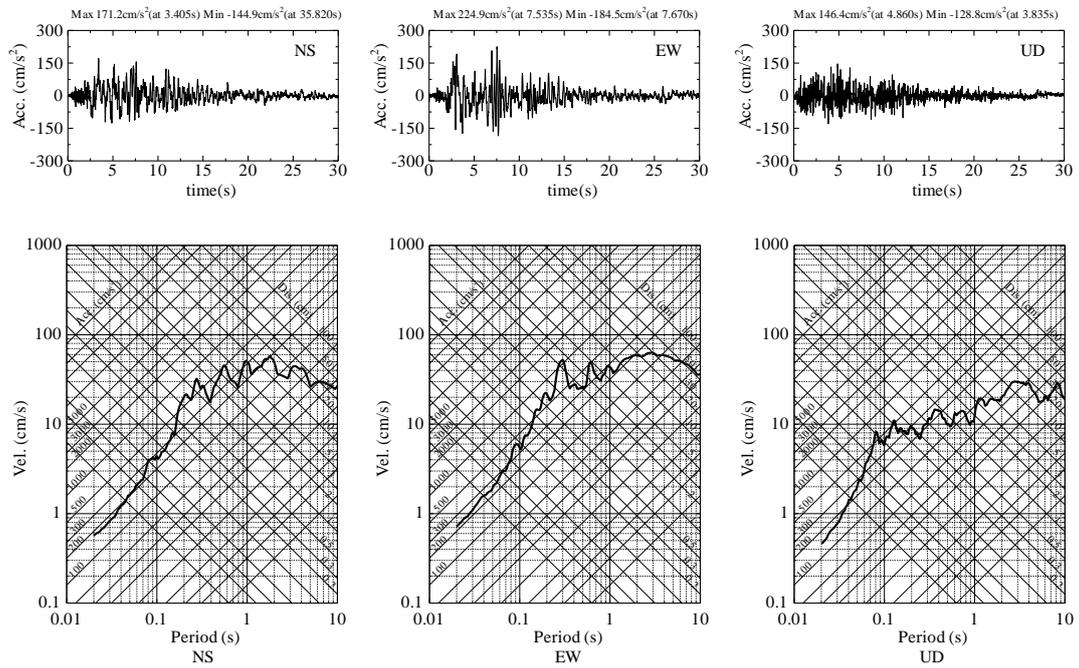


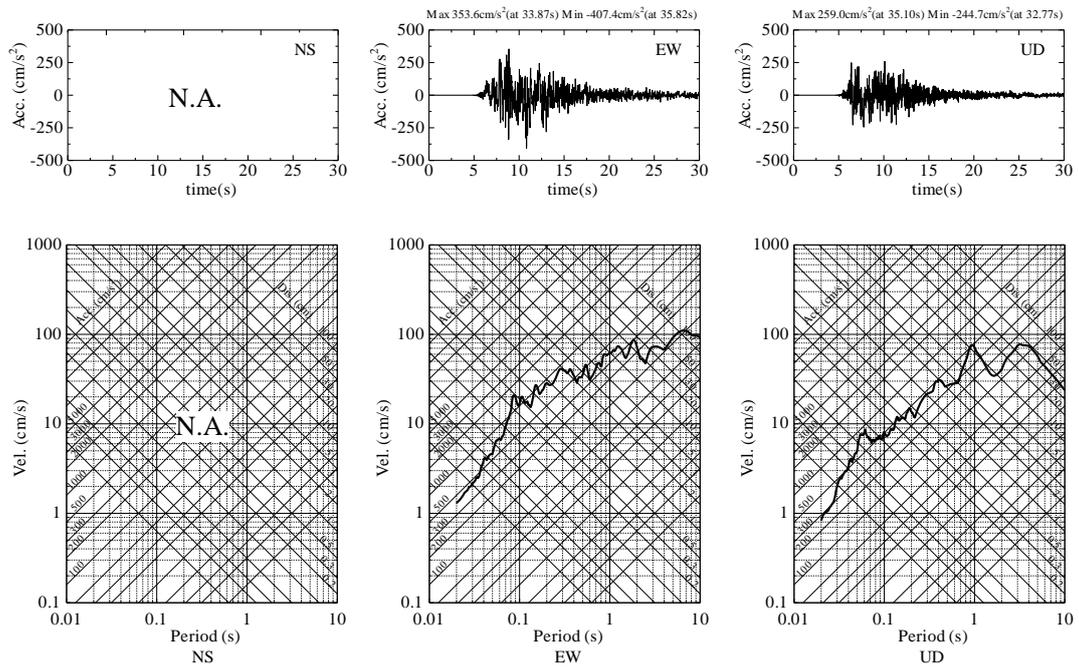
図 1.2-2 波形データを入力した観測点分布（1999年 Kocaeli 地震）  
 （※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している）

表 1.2-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）（1999年 Kocaeli 地震）

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直	データ出典 ※1
				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)	
SKR	40.7371	30.3801	40	N-S	---	E-W	407.0	259.0	TR-NSMN
DZC	40.8436	31.1489	106	N-S	314.9	E-W	373.8	479.9	TR-NSMN
YPT	40.7639	29.7620	14	0	322.2	270	230.2	241.1	KOERI
GBZ	40.7863	29.4500	40	N-S	264.8	E-W	141.5	198.5	TR-NSMN
ATS	40.9809	28.6926	107	0	252.6	270	186.0	80.1	KOERI
IZT	40.7665	29.9172	6	N-S	171.2	E-W	224.9	146.4	TR-NSMN
ARC	40.8236	29.3607	48	0	211.4	270	133.7	83.3	KOERI
FAT	41.0197	28.9500	88	0	189.4	270	161.9	131.7	KOERI
CNA	41.0238	28.7594	103	180	177.3	90	132.1	57.7	KOERI
GYN	40.3966	30.7831	82	N-S	137.7	E-W	117.9	129.9	TR-NSMN
KMP	41.0032	28.9285	89	0	107.3	90	127.9	83.1	KOERI
IZN	40.4416	29.7169	34	N-S	91.9	E-W	123.3	82.3	TR-NSMN
CEK	41.0265	28.7587	103	N-S	118.0	E-W	89.6	49.8	TR-NSMN
HAS	40.8688	29.0875	72	180	56.2	90	110.2	143.5	KOERI
ERG	40.9730	27.9503	168	N-S	90.4	E-W	101.4	57.0	TR-NSMN
BUR	40.2605	29.0680	87	180	100.9	90	100.0	48.2	KOERI
BTS	40.9920	27.9796	166	0	87.1	90	98.9	23.6	KOERI
DHM	40.9823	28.8200	97	180	90.2	90	84.5	55.1	KOERI
IST	41.0582	29.0095	85	N-S	60.7	E-W	42.7	36.2	TR-NSMN
KUT	39.4193	29.9972	144	N-S	50.0	E-W	59.7	23.3	TR-NSMN
BRS	40.1831	29.1273	88	N-S	54.3	E-W	45.8	25.7	TR-NSMN
YKP	41.0811	29.0112	86	180	41.1	90	35.5	27.1	KOERI
CNK	40.1415	26.3995	305	N-S	24.6	E-W	28.6	7.9	TR-NSMN
BLK	39.6500	27.8569	211	N-S	17.8	E-W	18.2	7.6	TR-NSMN
AFY	38.7760	30.5340	221	N-S	13.5	E-W	15.0	5.0	TR-NSMN
MNS	38.6126	27.3814	318	N-S	12.5	E-W	6.5	4.5	TR-NSMN
DNZ	37.8125	29.1111	329	N-S	5.9	E-W	11.7	3.7	TR-NSMN
TOS	41.0132	34.0367	350	N-S	11.7	E-W	8.9	4.4	TR-NSMN
BRN	38.4551	27.2267	340	N-S	9.9	E-W	10.8	3.3	TR-NSMN
AYD	37.8366	27.8381	366	N-S	6.0	E-W	5.2	3.3	TR-NSMN



(a) IZT



(b) SKR

図 1.2-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (1999年 Kocaeli 地震)  
 ※SKR の時刻歴波形は 25 秒前にずらして表示している

### 1.3. 1999 年集集地震

1999 年集集地震は 1999 年 9 月 20 日 17 時 47 分(GMT)に台湾で発生した  $M_w=7.6$ (GCMT)の地震である。GCMT によると逆断層型の地震である(図 1.3-1)。

観測記録は以下より収集した。

- 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 the 921 Chi-Chi Earthquake: Processed Acceleration Files on CD-ROM.

図 1.3-2 に 1999 年集集地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の黒色の矩形は断層面の地表投影を示しており、本地震については関口・岩田(2001)の震源インバージョンで仮定した断層面を参考としている。

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 TCU129 と TCU084 の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

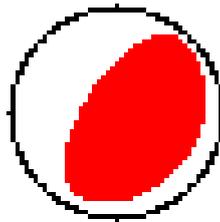


図 1.3-1 1999 年集集地震のメカニズム解 (GCMT)

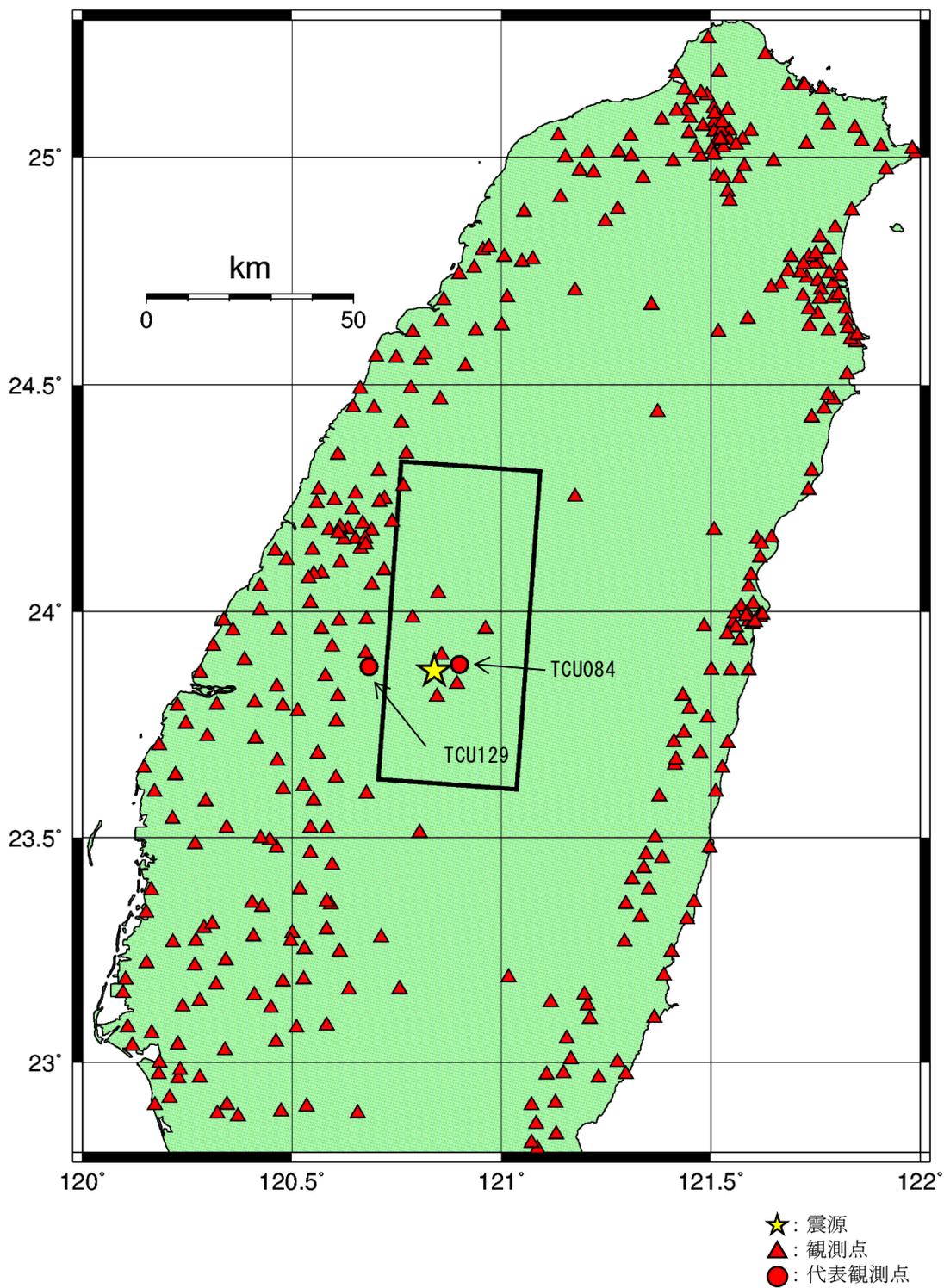
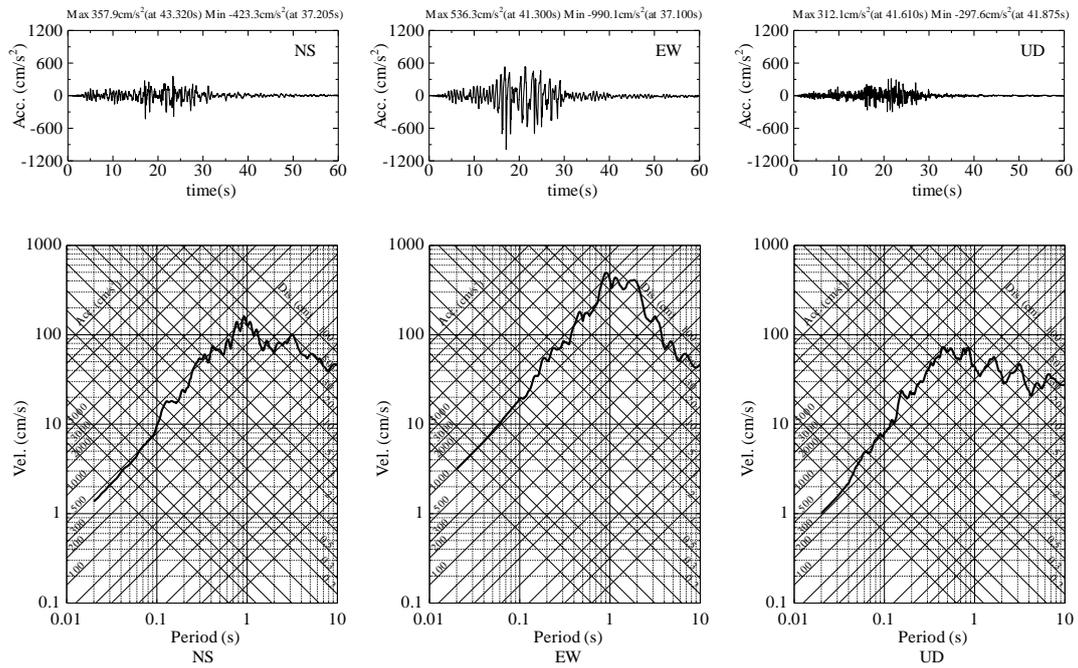


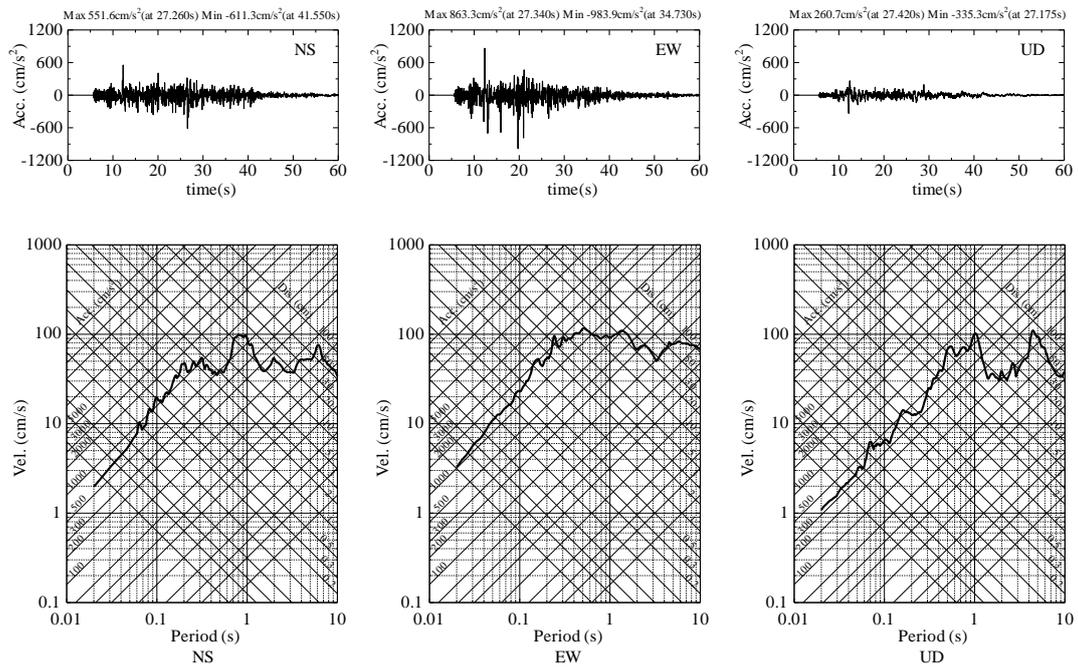
図 1.3-2 波形データ入手した観測点分布 (1999年集集地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

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）（1999年集集地震）

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直
				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)
TCU084	23.8830	120.8998	6	NS	423.3	EW	990.1	312.1
TCU129	23.8783	120.6843	16	NS	611.3	EW	983.9	335.3
CHY080	23.5972	120.6777	34	NS	842.4	EW	793.2	716.7
TCU065	24.0588	120.6912	26	NS	563.8	EW	775.1	258.0
CHY028	23.6320	120.6052	36	NS	750.5	EW	624.9	335.8
TCU095	24.6917	121.0135	93	NS	685.5	EW	366.9	251.0
TCU071	23.9855	120.7883	14	NS	639.6	EW	518.4	416.0
CHY041	23.4388	120.5957	54	NS	630.7	EW	297.1	122.9
TCU074	23.9622	120.9618	16	NS	368.7	EW	586.5	270.4
TCU079	23.8395	120.8942	6	NS	417.3	EW	580.3	384.2
TCU088	24.2533	121.1758	55	NS	515.9	EW	509.4	224.3
TCU045	24.5412	120.9137	75	NS	512.2	EW	463.7	353.5
TCU068	24.2772	120.7658	46	NS	362.3	EW	501.9	519.9
TCU067	24.0912	120.7200	27	NS	313.0	EW	489.2	230.8
TCU072	24.0407	120.8488	19	NS	370.9	EW	465.8	274.9
TCU078	23.8120	120.8455	6	NS	302.7	EW	440.0	171.1
TCU052	24.1980	120.7393	38	NS	439.1	EW	349.0	194.1
TCU076	23.9077	120.6757	17	NS	420.3	EW	340.5	275.7
TCU047	24.6188	120.9387	84	NS	399.8	EW	292.0	261.3
CHY101	23.6862	120.5622	35	NS	390.4	EW	333.1	162.3
CHY006	23.5815	120.5520	43	NS	351.9	EW	348.4	211.2
TCU089	23.9037	120.8565	4	NS	225.4	EW	348.1	190.3
TCU075	23.9827	120.6778	21	NS	257.6	EW	325.7	224.1
TCU102	24.2493	120.7208	44	NS	169.1	EW	298.7	173.5
CHY034	23.5212	120.5443	49	NS	293.9	EW	243.5	91.1
CHY029	23.6135	120.5282	43	NS	233.3	EW	283.3	157.7
CHY024	23.7570	120.6062	27	NS	162.3	EW	276.6	141.5
TCU049	24.1790	120.6902	38	NS	242.2	EW	273.6	178.1
CHY036	23.6073	120.4788	47	NS	199.8	EW	267.2	104.4
TCU055	24.1392	120.6643	35	NS	208.4	EW	257.1	153.4
TCU122	23.8128	120.6097	24	NS	255.9	EW	207.6	236.2
CHY014	23.2963	120.5828	69	NS	255.0	EW	224.1	97.8
TCU101	24.2420	120.7092	43	NS	253.5	EW	208.3	163.9
TTN049	22.7320	121.1003	129	NS	90.4	EW	250.9	---
TCU070	24.1960	120.5403	47	NS	157.4	EW	248.9	76.3
TCU034	24.6390	120.8568	85	NS	103.3	EW	248.1	70.3
TCU042	24.5542	120.8077	76	NS	208.1	EW	247.8	82.0
CHY035	23.5200	120.5840	47	NS	244.6	EW	246.0	106.2
TCU051	24.1603	120.6518	38	NS	230.9	EW	156.9	109.8
CHY074	23.5103	120.8052	40	NS	157.1	EW	229.3	97.7



(a) TCU084



(b) TCU129

図 1.3-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (1999年集集地震)  
 ※TCU084は20秒、TCU129は15秒前にずらして表示している

## 1.4. 1999 年 Hector Mine 地震

1999 年 Hector Mine 地震は 1999 年 10 月 16 日 9 時 46 分(GMT)にアメリカ・カリフォルニア州で発生した  $M_w=7.1$ (GCMT)の地震である。GCMT によると横ずれ断層型の地震である (図 1.4-1)。

本地震の観測記録は、Ji et al. (2002)および Boore et al. (2002)を参考に USGS および CGS より収集した。

図 1.4-2 に 1999 年 Hector Mine 地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の黒色の矩形は断層面の地表投影を示しており、本地震については Ji et al. (2002)の震源インバージョンで仮定された断層面を参考に行っている。

表 1.4-1 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 1.4-3 に JTF と WWC の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

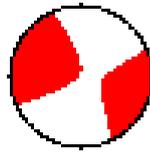


図 1.4-1 1999 年 Hector Mine 地震のメカニズム解 (GCMT)

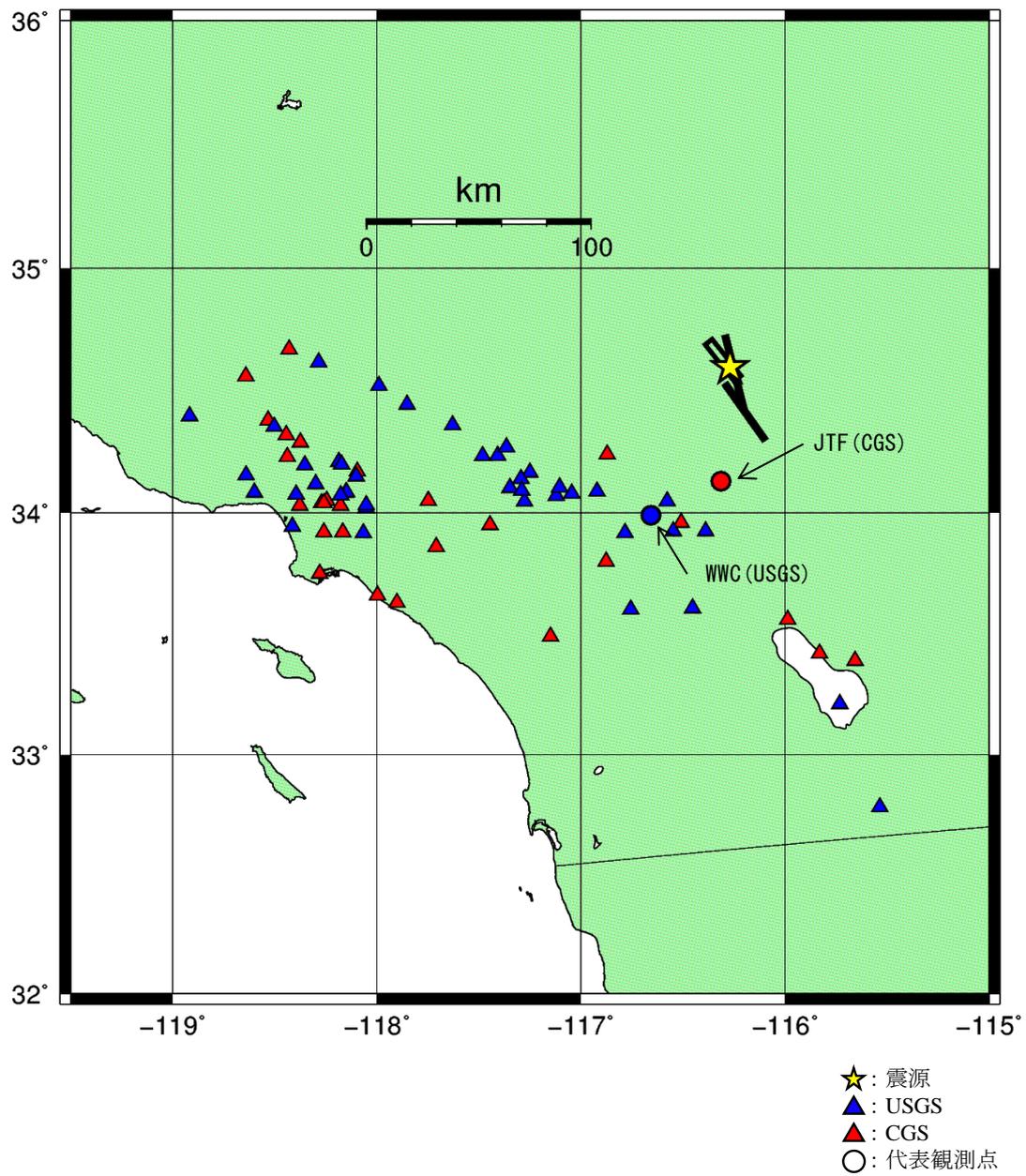
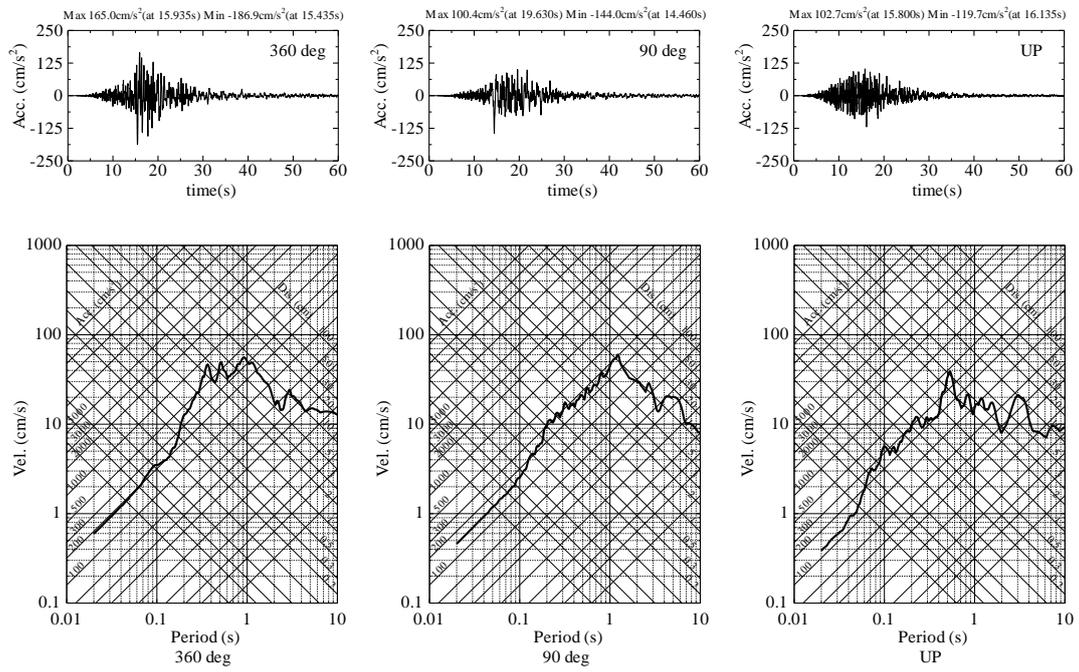


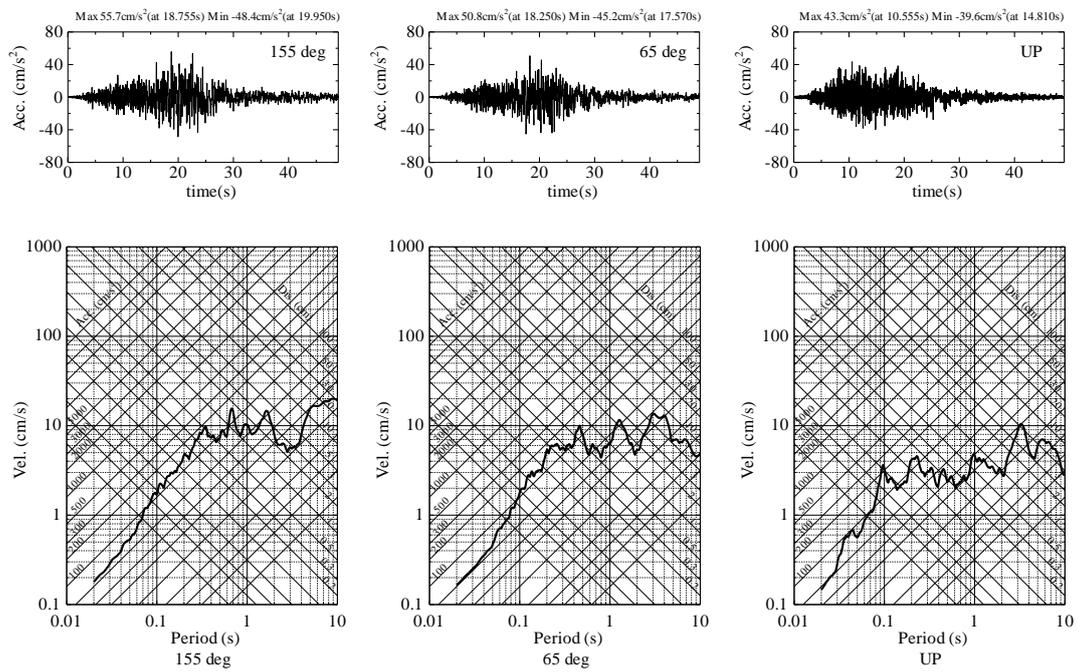
図 1.4-2 波形データを入力した観測点分布 (1999 年 Hector Mine 地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

表 1.4-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）  
（1999年 Hector Mine 地震）

観測点 コード	観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直 最大加速度 (gal)	データ出典
					方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)		
(JTF)No.22170	Joshua Tree - Fire Station	34.130	-116.314	52	360 Deg	186.9	90 Deg	144.0	119.7	CGS
No.22791	Big Bear Lake - Fire Station	34.240	-116.872	68	16 Deg	153.7	106 Deg	170.6	45.2	CGS
5328	Montecito Memorial Park; USGS	34.047	-117.277	111	360	125.5	90	149.7	39.6	USGS
No.11625	Mecca - CVWD Yard	33.560	-115.987	118	180 Deg	82.0	90 Deg	98.7	43.8	CGS
5069	Fun Valley; CA	33.925	-116.389	75	360	86.5	90	75.2	77.6	USGS
5071	MORONGO VALLEY F.S.	34.048	-116.578	67	360	84.2	90	69.3	69.4	USGS
No.12149	Desert Hot Springs - Fire Station	33.960	-116.509	74	360 Deg	80.6	90 Deg	65.6	69.7	CGS
No.11591	North Shore - Durmid	33.420	-115.831	137	180 Deg	73.3	90 Deg	53.8	38.5	CGS
No.11684	Frink	33.390	-115.657	145	360 Deg	69.2	90 Deg	70.7	37.2	CGS
5300	SEVEN OAKS DAM; Project Office	34.105	-117.105	94	360	50.0	90	63.4	27.8	USGS
5295	N. Palm Springs FS#36; Rivrsid	33.925	-116.548	79	180	62.2	270	58.4	56.4	USGS
0289	Whittier Narrows Dam; upstream	34.032	-118.052	176	360	48.5	90	59.9	22.9	USGS
5075	Forest Falls Post Office	34.088	-116.921	82	180	51.2	270	59.8	38.5	USGS
5076	Mill Creek Ranger Station; CA	34.080	-117.045	92	180	59.6	270	46.6	53.9	USGS
No.12618	San Jacinto - Soboba A	33.800	-116.877	105	180 Deg	55.2	90 Deg	59.3	36.7	CGS
5031	VALYERMO FOREST STATION	34.444	-117.852	146	360	46.3	90	57.3	33.3	USGS
No.13172	Temecula - 6th & Mercedes	33.490	-117.149	147	360 Deg	56.9	90 Deg	46.6	29.1	CGS
(WWC)5072	WHITEWATER TROUT FARM	33.990	-116.657	76	155	55.7	65	50.8	43.3	USGS
5029	LEONA VALLEY FIRE STATION #140	34.617	-118.285	185	360	54.8	90	44.4	24.8	USGS
No.24271	Lake Hughes #1 - Fire Station #78	34.670	-118.430	198	360 Deg	52.2	90 Deg	44.4	18.4	CGS
5030	Littlerock Post Office	34.521	-117.990	158	360	51.9	270	48.8	35.0	USGS
5162	Mentone Fire Station #9	34.070	-117.121	98	180	42.2	270	51.8	25.6	USGS
5396	La Calandria Wy.; Los Angeles	34.073	-118.177	185	180	51.5	270	37.8	25.7	USGS
5409	Lytle Creek Fire Station	34.234	-117.482	119	360	50.6	90	41.2	29.0	USGS
5371	SBA: N.VERDEMONT ELE. SCHOOL	34.270	-117.365	107	360	49.5	90	35.4	28.2	USGS
5337	SBA: FIRE STATION #4	34.140	-117.294	107	360	48.3	90	47.5	32.4	USGS
5282	Wrightwood Post Office	34.360	-117.629	128	180	47.9	270	47.6	25.9	USGS
5330	SAN BERNARDINO F.S.# 9	34.103	-117.348	113	360	39.9	90	46.9	22.6	USGS
5339	San Bernardino F.S.#10; USGS	34.092	-117.290	109	180	44.1	270	41.8	26.0	USGS
0289	WHITTIER NARROWS DAM CREST	34.020	-118.053	176	28	44.0	118	42.1	16.8	USGS
5265	Devore Water Dept.	34.235	-117.408	112	360	43.7	90	42.6	30.0	USGS
0482	900 S Fremont; Alhambra; Bsmr	34.085	-118.149	182	360	41.0	90	43.7	20.5	USGS
5271	BOMBAY BEACH FIRE STATION; CA	33.211	-115.732	162	180	40.9	90	43.2	18.7	USGS
0262	USGS Palmdale Fire Station #37	34.150	-118.101	176	360	39.9	90	42.8	28.2	USGS
No.13122	Featherly Park - Maint. Bldg.	33.860	-117.709	156	358 Deg	39.5	88 Deg	39.9	13.2	CGS
5073	CABAZON; POST OFFICE; CA	33.918	-116.784	89	180	35.2	270	39.6	32.8	USGS
No.24402	Altadena - Eaton Canyon Park	34.170	-118.096	174	13 Deg	36.9	103 Deg	23.5	12.6	CGS
No.23525	Pomona - 4th & Locust	34.050	-117.748	149	360 Deg	26.8	90 Deg	36.3	16.3	CGS
5044	PINYON FLAT OBSV.	33.607	-116.453	111	360	26.1	90	35.0	21.3	USGS
5222	TRIPP FLATS; CA	33.602	-116.756	119	360	33.5	90	33.6	28.6	USGS



(a)JTF



(b)WWC

図 1.4-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (1999年 Hector Mine 地震)

## 1.5. 2002 年 Denali 地震

2002 年 Denali 地震は 2002 年 11 月 3 日 22 時 13 分(GMT)にアメリカ・アラスカ州で発生した  $M_w=7.8$ (GCMT)の地震である。GCMT によると横ずれ断層型の地震である (図 1.5-1)。

本地震の観測記録は、Asano et al. (2005)を参考に USGS より収集した。

図 1.5-2 に 2002 年 Denali 地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の黒色の矩形は断層面の地表投影を示しており、本地震については Asano et al. (2005)の震源インバージョンで仮定した断層面を参考にしてている。

表 1.5-1 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 1.5-3 に CARL と PS10 の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

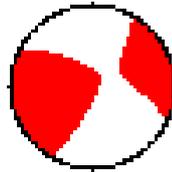


図 1.5-1 2002 年 Denali 地震のメカニズム解 (GCMT)

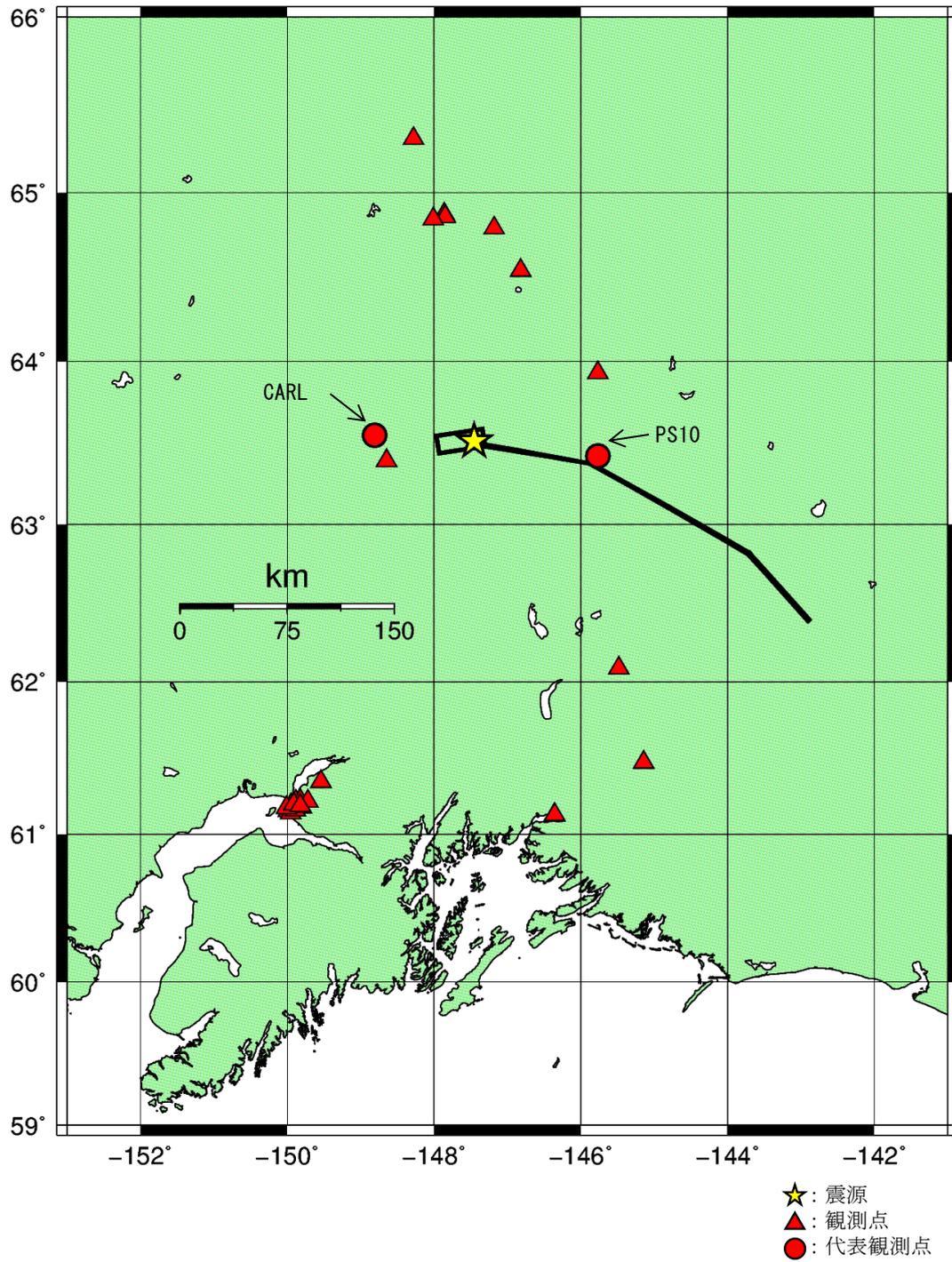
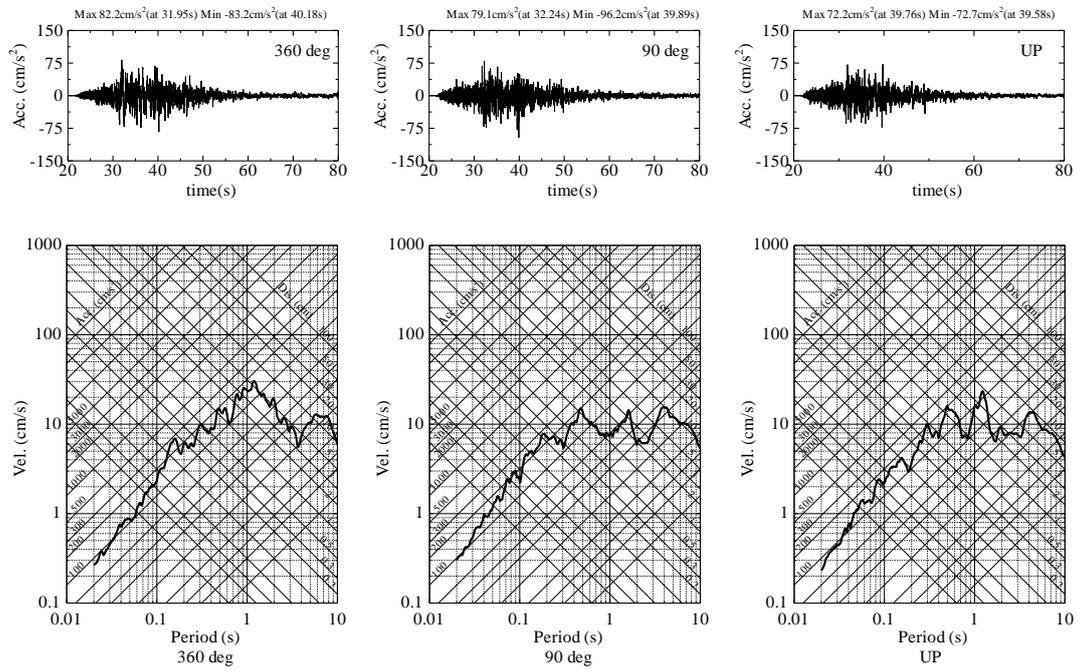


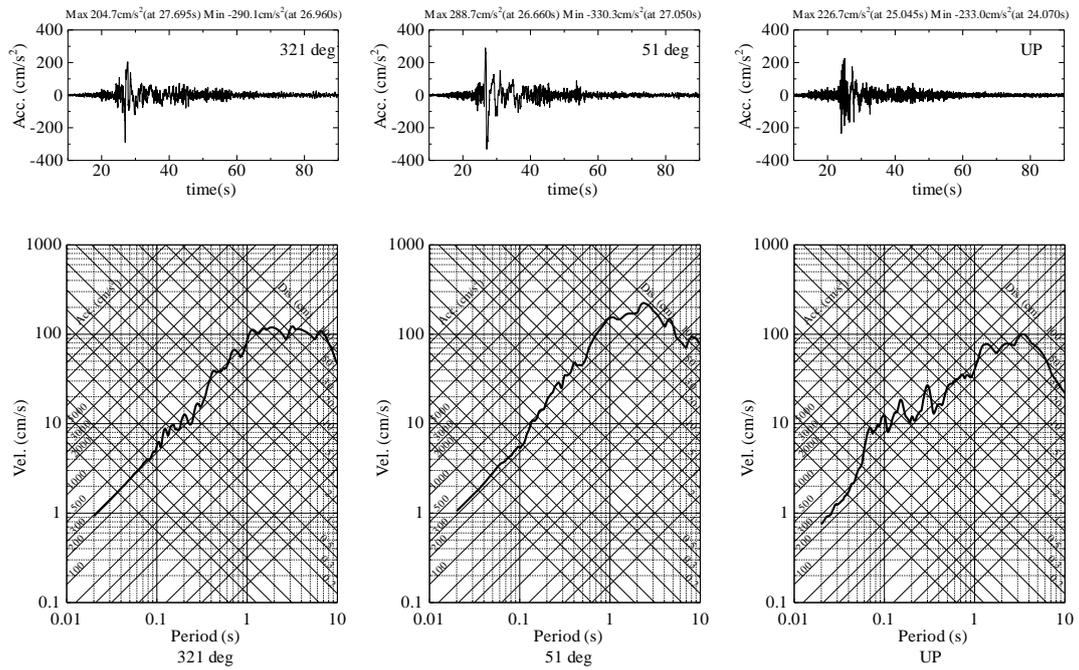
図 1.5-2 波形データを入力した観測点分布 (2002 年 Denali 地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

表 1.5-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）（2002年 Denali 地震）

観測点 コード	観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直 最大加速度 (gal)
					方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	
PS10	TAPS Pump Station 10	63.424	-145.766	88	321	290.1	51	330.3	233.0
R109	AK: R109 (temp)	63.395	-148.647	58	360	107.2	90	57.2	44.7
2797	AK:Fairbanks; Univ of Alaska	64.860	-147.848	151	360	62.9	270	100.1	39.6
CARL	AK: Carlo (temp)	63.551	-148.809	64	360	83.2	90	96.2	72.7
PS11	TAPS Pump Station 11	62.088	-145.481	190	336	85.0	66	70.1	32.4
8022	AK:Fairbanks; Geoph Inst; CIGO	64.874	-147.861	152	360	69.2	90	84.4	47.2
PS09	TAPS Pump Station 09	63.931	-145.768	98	13	54.8	103	72.9	52.4
FA02	AK:Fairbanks; Ester FS	64.846	-148.009	150	360	40.4	90	47.1	24.6
PS08	TAPS Pump Station 08	64.543	-146.819	119	319	35.2	49	45.5	23.6
2767	AK: Moose Creek Dam	64.792	-147.180	143	30	30.5	300	41.8	16.7
PS12	TAPS Pump Station 12	61.476	-145.144	258	342	33.7	72	38.5	23.1
2784	AK: Valdez; City Hall	61.130	-146.355	273	360	21.3	90	26.1	12.2
8036	AK: Anchorage; DOI OAS	61.178	-149.966	290	360	22.5	90	11.9	7.5
8039	AK: Anchorage; New FS 7	61.142	-149.951	293	360	19.9	90	20.1	7.7
8037	AK: Anchorage;NOAA Weather Fac	61.156	-149.985	292	360	19.4	90	13.6	7.4
8038	AK: Anchorage; New FS 1	61.218	-149.883	284	360	18.2	90	17.3	8.3
8017	AK: Anchorage; Aho Res; Bsmt	61.196	-149.947	287	360	17.8	90	15.3	9.8
PS07	TAPS Pump Station 07	65.311	-148.279	203	39	16.9	309	17.6	9.8
K205	K2-05	61.200	-149.911	286	360	14.4	90	16.0	7.2
8024	AK:Anchorage;Dowl Engr Whouse	61.183	-149.885	287	360	14.0	90	9.7	5.3
K204	K2-04	61.177	-150.010	291	360	11.1	90	13.7	7.0
8027	AK:Anchorage;St Fish&Game	61.161	-149.889	290	360	12.1	90	13.2	6.4
K202	K2-02	61.224	-149.822	282	360	11.7	90	10.8	6.8
K206	K2-06	61.191	-149.822	285	360	10.7	90	9.2	5.1
8030	AK:Anchorage; Police Hdqtrs	61.180	-149.806	286	360	8.7	90	10.0	5.4
2723	AK: Valdez; Dock Company	61.128	-146.361	273	360	9.5	90	8.5	5.7
K203	K2-03	61.219	-149.718	280	360	9.0	90	8.6	5.3
8034	AK: Valdez; Civic Center	61.126	-146.357	273	360	6.3	90	6.1	5.9
8019	AK:Eagle River;Alaska Geol Mat	61.349	-149.541	263	360	5.9	90	5.8	4.3



(a)CARL



(b)PS10

図 1.5-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (2002年 Denali 地震)

## 1.6. 2003 年 Bam 地震

2003 年 Bam 地震は 2003 年 12 月 26 日 1 時 56 分(GMT)にイランで発生した  $M_w=6.6$ (GCMT)の地震である。GCMT によると横ずれ断層型の地震である (図 1.6-1)。本地震の観測記録は、土木学会・イラン・バム地震被害調査団(2004)および Poiata et al. (2012)を参考に、Iran Strong Motion Network より収集した。

図 1.6-2 に 2003 年 Bam 地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の黒色の矩形は断層面の地表投影を示しており、本地震については Poiata et al. (2012)の震源インバージョン結果を参考にしている。

表 1.6-1 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 1.6-3 に Bam と Mohammad の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

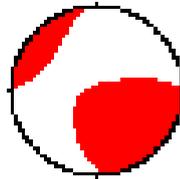


図 1.6-1 2003 年 Bam 地震のメカニズム解 (GCMT)

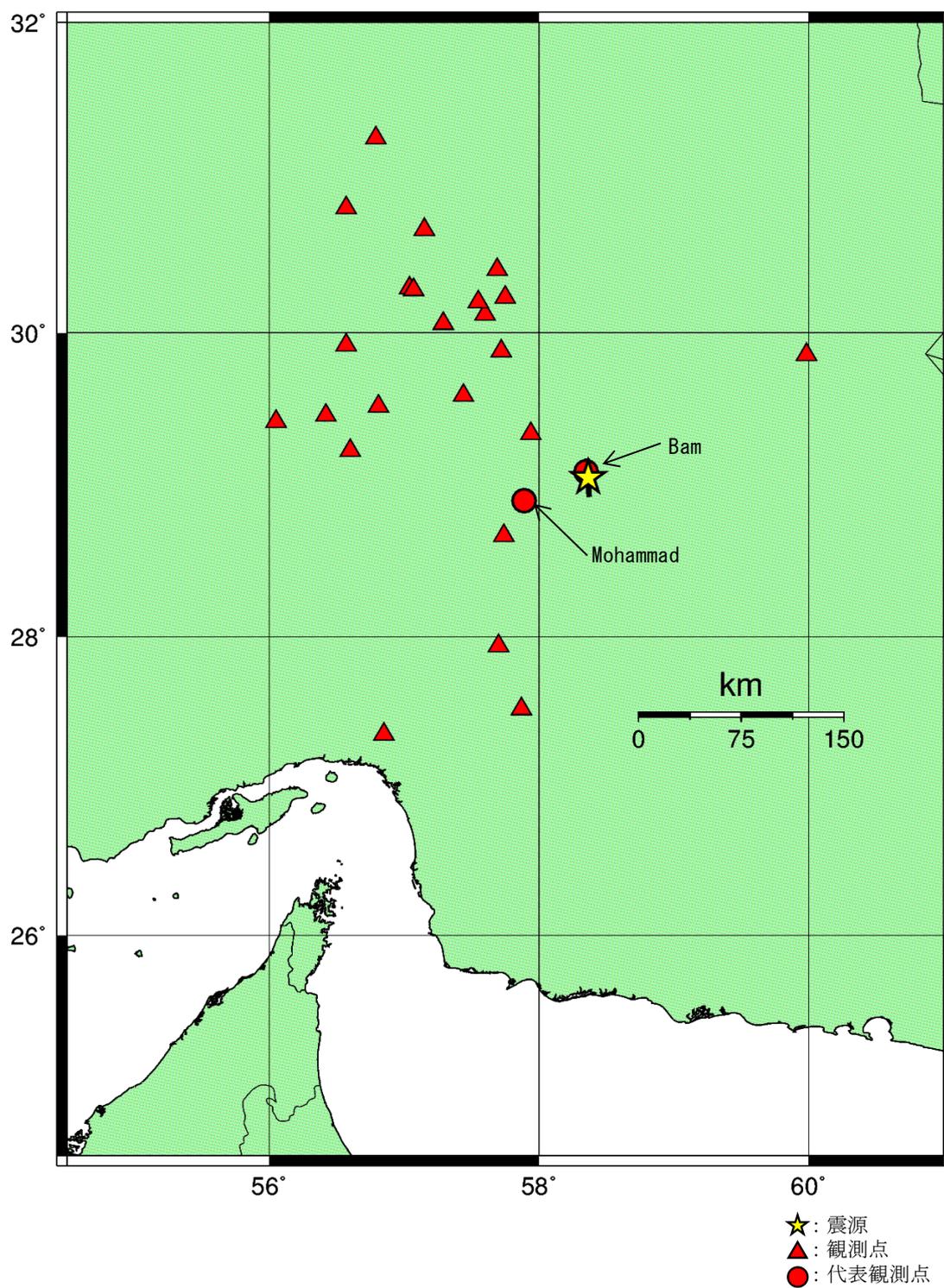
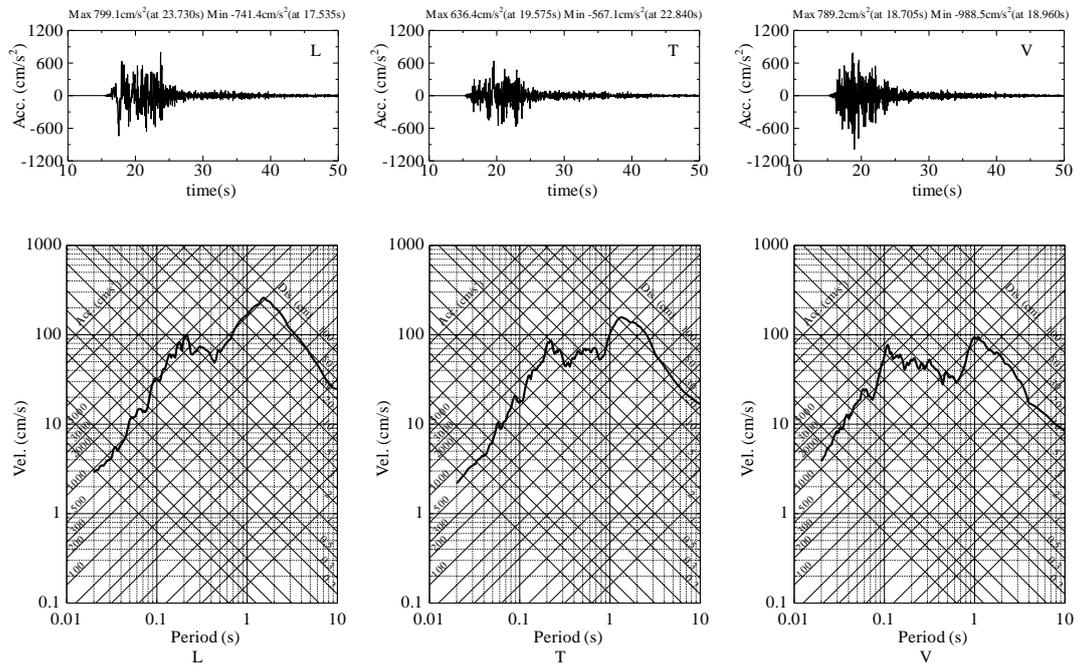


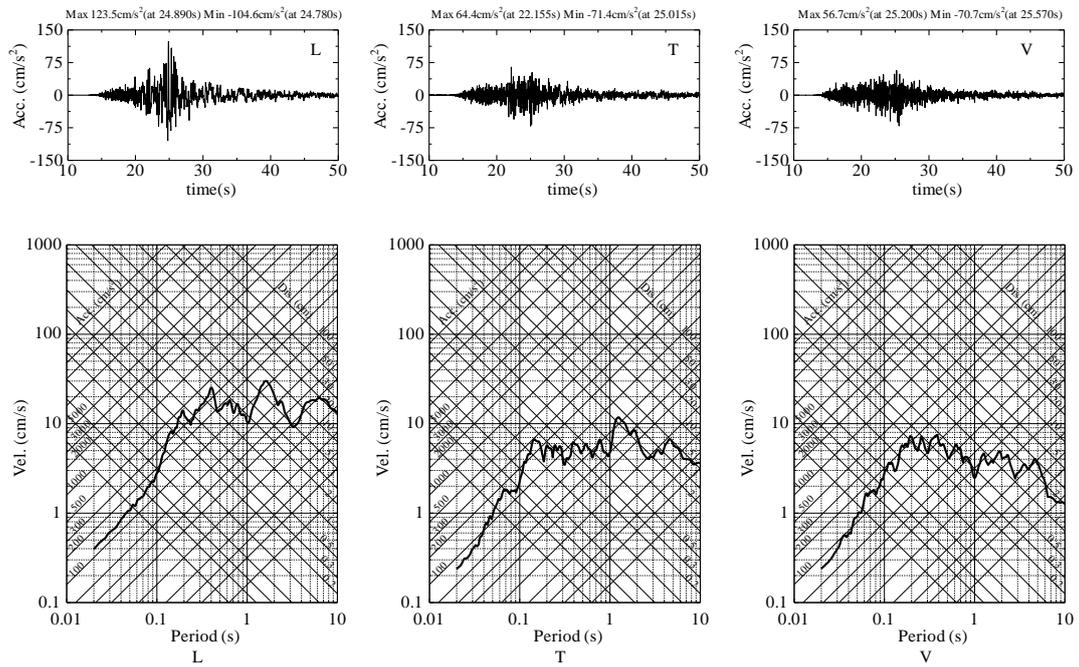
図 1.6-2 波形データを入力した観測点分布 (2003年 Bam 地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

表 1.6-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）（2003年 Bam 地震）

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直
				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)
Bam	29.090	58.350	10	L1	799.1	T3	636.4	988.5
Abaragh	29.340	57.940	53	L1	171.1	T3	111.4	88.8
Mohammad Abad-e-Maskoon	28.900	57.890	44	L1	123.5	T3	71.4	70.7
Jiroft	28.670	57.740	68	L1	40.3	T3	28.3	31.8
Joshan	30.120	57.600	143	L1	25.0	T3	36.6	17.5
Andoohjerd	30.230	57.750	147	L1	32.1	T3	34.4	14.9
Sirch	30.200	57.550	153	L1	31.1	T3	29.7	14.6
Golbaf	29.880	57.720	114	L1	30.8	T3	29.5	13.7
Kerman 2	30.280	57.070	187	L1	19.2	T3	30.6	8.3
Kerman 1	30.290	57.040	190	L1	18.8	T3	25.0	9.4
Ghale Ganj	27.520	57.870	170	L1	21.0	T3	25.0	14.0
Nosrat Abad	29.858	59.984	187	L1	19.8	T3	23.9	13.2
Cheshmeh sabz	29.460	56.420	193	L1	23.4	T3	11.1	9.2
Shahdad	30.410	57.690	168	L1	20.5	T3	13.5	8.5
Rayen	29.590	57.440	108	L1	15.7	T3	14.4	15.3
Baft	29.230	56.600	170	L1	13.9	T3	14.3	8.8
Bardsir	29.920	56.570	199	L1	14.0	T3	10.4	5.5
Mahan	30.060	57.290	155	L1	12.7	T3	13.3	7.9
Laleh Zar	29.520	56.810	159	L1	13.0	T3	12.0	8.0
Zarand	30.810	56.570	263	L1	12.2	T3	12.6	6.4
Ravar	31.260	56.790	291	L1	12.5	T3	12.6	6.1
Hasan Langi	27.350	56.850	234	L1	12.5	T3	11.0	5.4
Horjand	30.670	57.150	217	L1	6.7	T3	12.2	6.0
Kahnooj	27.940	57.700	133	L1	11.0	T3	10.7	8.0
Bolvard	29.420	56.050	227	L1	10.1	T3	10.5	3.8



(a)Bam



(b)Mohammad

図 1.6-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ ) (2003年 Bam 地震)

## 1.7. 2009 年 Dusky Sound 地震

2009 年 Dusky Sound 地震は 2009 年 7 月 15 日 9 時 22 分(GMT)にニュージーランドで発生した  $M_w=7.8$ (GCMT)の地震である。GCMT によると逆断層型の地震である (図 1.7-1)。

本地震の観測記録は、Geo Net より収集した。

図 1.7-2 に 2009 年 Dusky Sound 地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の黒色の矩形は断層面の地表投影を示しており、本地震については Hayes (2009) の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にしてしている。

表 1.7-1 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 1.7-3 に RRKS と DCZ の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

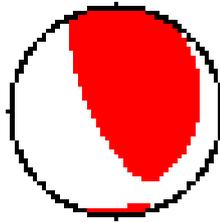


図 1.7-1 2009 年 Dusky Sound 地震のメカニズム解 (GCMT)

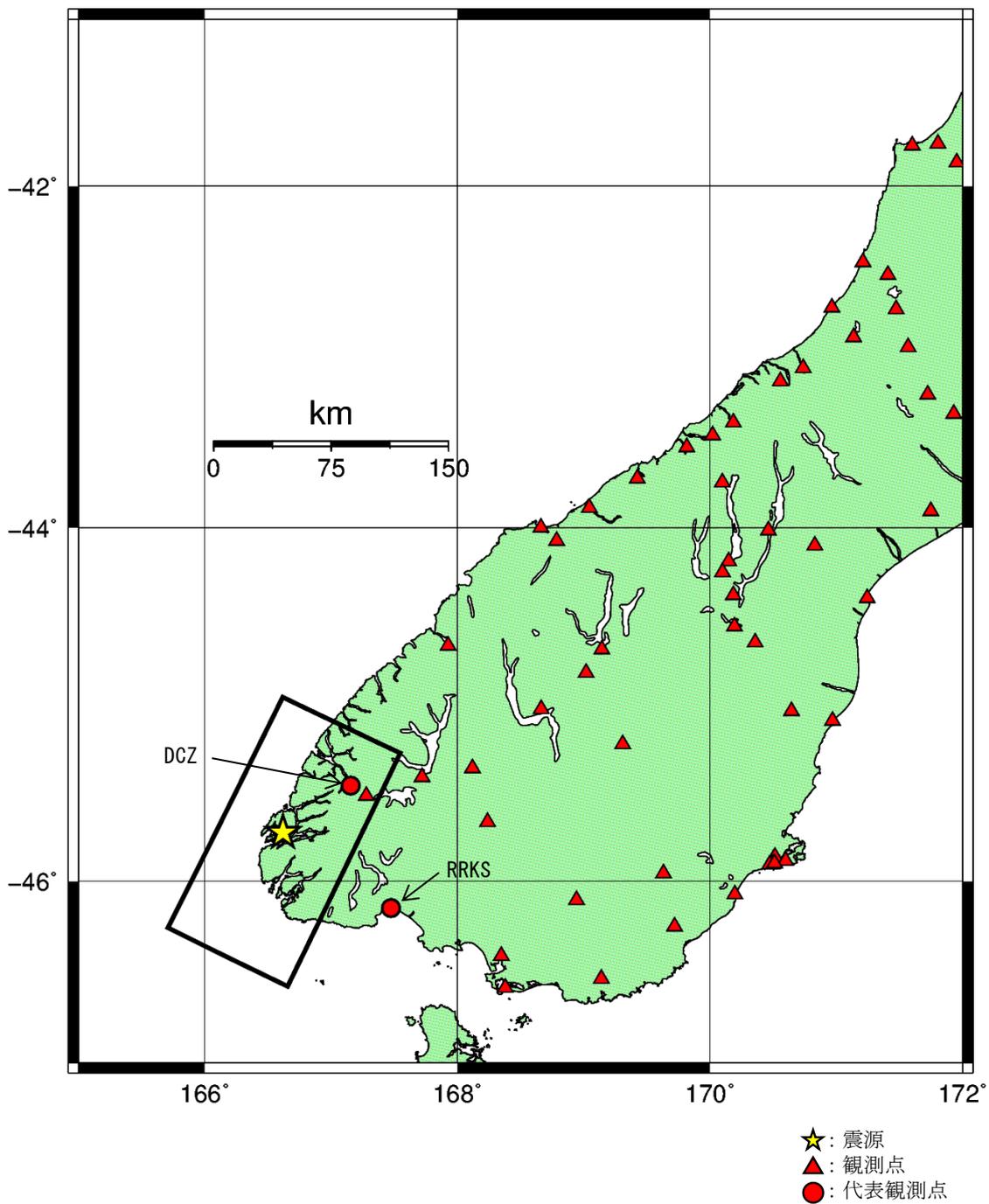
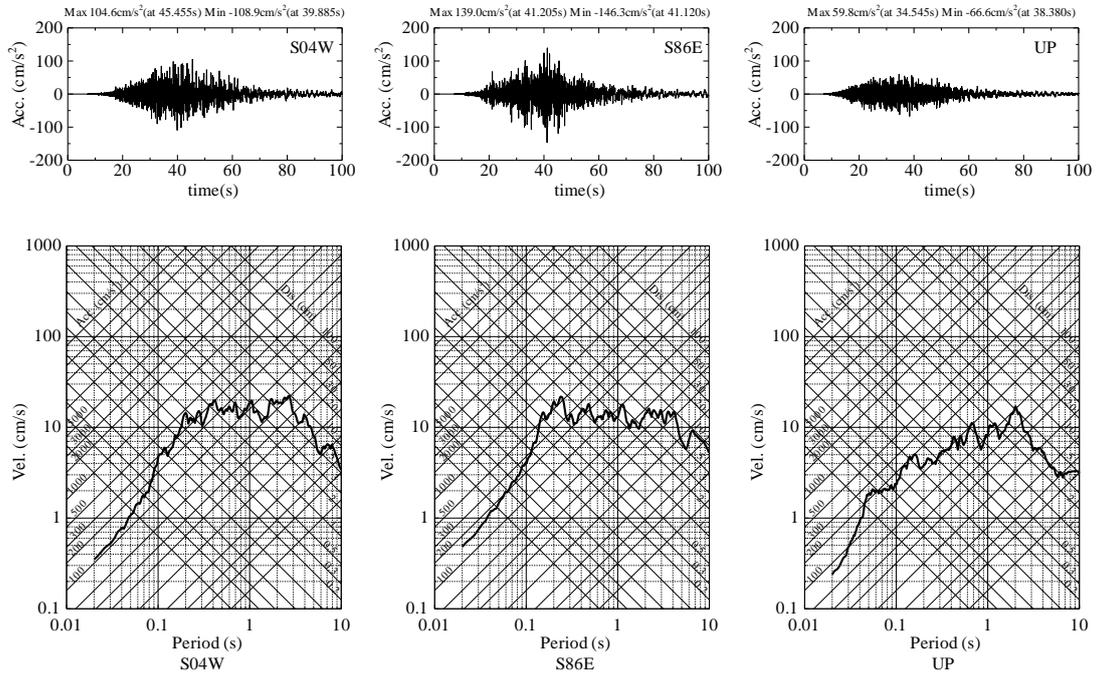


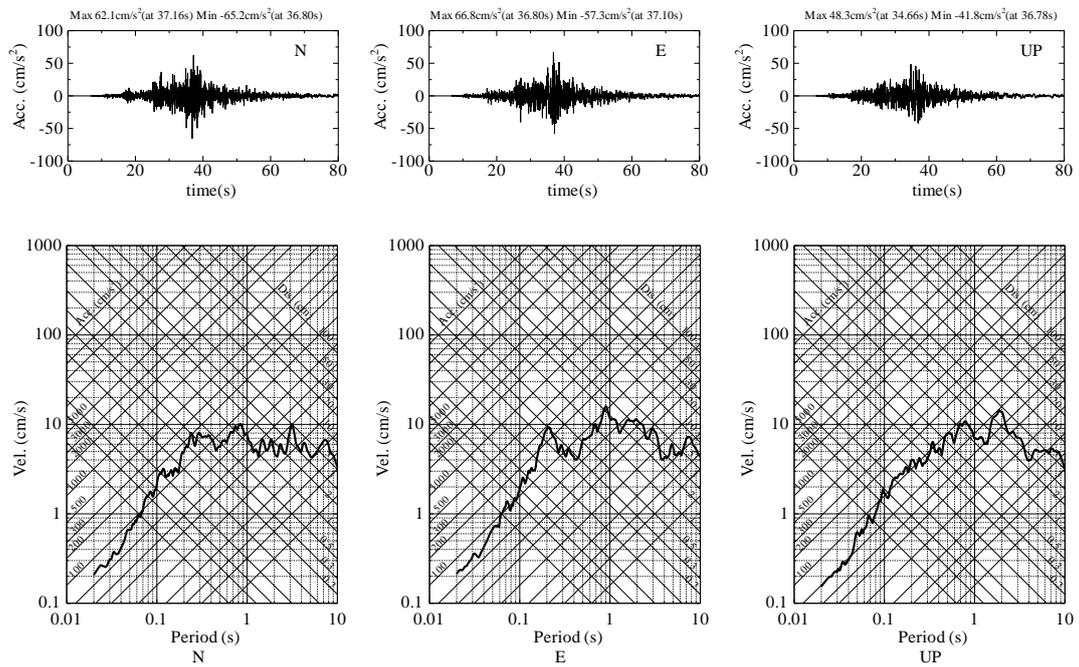
図 1.7-2 波形データを入力した観測点分布（2009年 Dusky Sound 地震）  
 （※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している）

表 1.7-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）  
 (2009年 Dusky Sound 地震)

観測点 コード	観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直
					方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)
DCZ	Deep Cove	-45.466	167.154	56	E	66.8	N	65.2	48.3
MANS	Manapouri Power Station	-45.523	167.278	60	S76E	42.5	N14E	36.9	25.9
RRKS	Rarakau	-46.149	167.473	81	S04W	108.9	S86E	146.3	66.6
TAFS	Te Anau Fire Station	-45.418	167.719	97	N37W	76.1	S53W	88.6	33.5
MLZ	Mavora Lakes	-45.368	168.118	128	E	22.4	N	19.6	12.9
MOSS	Mossburn School	-45.669	168.238	129	N26E	40.0	N64W	30.7	25.5
ICCS	Invercargill City Council	-46.413	168.347	154	S35E	23.2	N55E	25.9	11.6
MSZ	Milford Sound	-44.675	167.926	161	E	22.0	N	28.5	15.7
NZAS	New Zealand Aluminium Smelter	-46.588	168.378	165	S01W	23.0	S89E	25.7	13.1
QTPS	Queenstown Police Station	-45.034	168.663	182	N57E	31.9	N33W	47.6	33.8
GORS	Gore District Council	-46.104	168.942	186	N02W	33.5	S88W	24.2	16.5
SYZ	Scrubby Hill	-46.539	169.139	215	E	5.3	N	4.9	4.5
WKZ	Wanaka	-44.829	169.018	217	E	10.3	N	15.0	10.6
EAZ	Earnsclough	-45.233	169.308	221	E	7.1	N	8.7	6.1
WNPS	Wanaka National Park Headquarters	-44.696	169.143	233	S07W	28.1	S83E	36.6	21.0
TUZ	Tuaepeka	-45.956	169.631	237	E	4.2	N	4.0	4.0
BDCS	Balclutha District Council	-46.251	169.719	248	S31E	4.5	N59E	0.5	2.5
JCZ	Jackson Bay	-44.075	168.785	256	E	8.1	N	9.0	4.2
NSBS	Neil's Beach Westland	-43.999	168.661	256	N13E	68.3	N77W	48.2	18.4
TMBS	Taieri Mouth Beach School	-46.073	170.196	282	N09E	9.8	N81W	10.1	4.2
HDWS	Haast DOC Workshop	-43.885	169.044	286	N17W	27.5	S73W	30.9	13.0
DUNS	Dunedin Corstorphine Substation	-45.907	170.471	302	S26W	6.9	S64E	6.4	4.5
DCDS	Dunedin Civil Defence	-45.876	170.502	304	S23E	4.6	N67E	6.3	3.1
DKHS	Dunedin Kings High School	-45.904	170.493	304	N57E	14.7	N33W	17.5	5.5
DGNS	Dunedin GNS	-45.864	170.514	305	S18W	4.4	S72E	5.0	2.9
SKFS	Dunedin St Kilda Fire Station	-45.900	170.510	305	S88W	24.0	S02E	20.5	9.6
OPZ	Otago Peninsula	-45.886	170.598	312	E	2.0	N	3.3	2.4
BENS	Benmore Dam	-44.565	170.193	313	S53E	5.5	N37E	4.3	3.6
LPLS	Lake Paringa Heritage Lodge	-43.716	169.423	320	S69W	12.5	S21E	21.5	8.3
AVIS	Aviemore Dam	-44.657	170.357	321	N66E	2.7	N24W	3.7	2.0
LBZ	Lake Benmore	-44.387	170.184	322	E	4.5	N	3.3	3.0
TWAS	Twizel Area School	-44.256	170.098	324	N23E	8.2	N67W	5.7	3.1
ODZ	Otahua Downs	-45.046	170.644	328	E	2.1	N	2.2	2.5
PKIS	Pukaki Hydro	-44.193	170.147	331	N38W	6.9	S52W	4.1	4.2
OAMS	Oamaru North Otago Museum	-45.101	170.969	351	S18W	4.9	S72E	5.3	3.5
FOZ	Fox Glacier	-43.534	169.815	357	E	5.0	N	5.0	4.8
MCNS	Mount Cook Annex	-43.738	170.097	358	N56E	8.2	N34W	9.5	3.8
TKAS	Tekapo A Power Station	-44.015	170.461	363	S01E	5.0	N89E	4.5	2.5
FGPS	Fox Glacier Park Board Headquarters	-43.465	170.020	374	N02E	10.2	N88W	10.7	6.1
FDCS	Fairlie District Council Garage	-44.102	170.829	383	N09W	8.4	S81W	6.1	4.3



(a)RRKS



(b)DCZ

図 1.7-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ ) (2009年 Dusky Sound 地震)

## 1.8. 2010 年 Canterbury 地震

2010 年 Canterbury 地震は 2010 年 9 月 3 日 16 時 35 分(GMT)にニュージーランドで発生した  $M_w=7.0$ (GCMT)の地震である。GCMT によると横ずれ型の地震である(図 1.8-1)。

本地震の観測記録は、Geo Net より収集した。

図 1.8-2 に 2010 年 Canterbury 地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の黒色の矩形は断層面の地表投影を示しており、本地震については Hayes (2010) の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にしてている。

表 1.8-1 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 1.8-3 に HVSC と DFHS の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

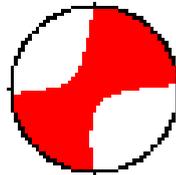


図 1.8-1 2010 年 Canterbury 地震のメカニズム解 (GCMT)

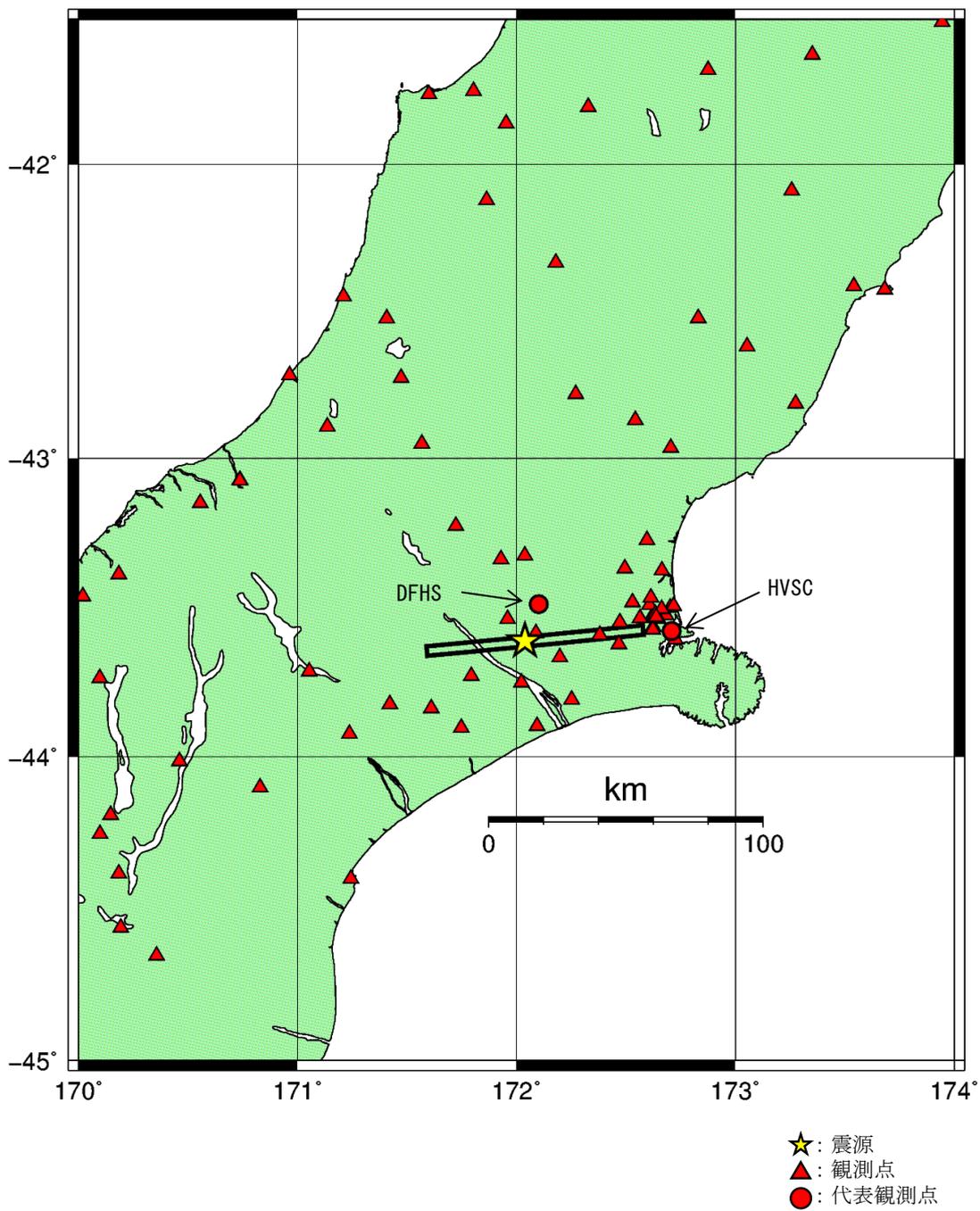
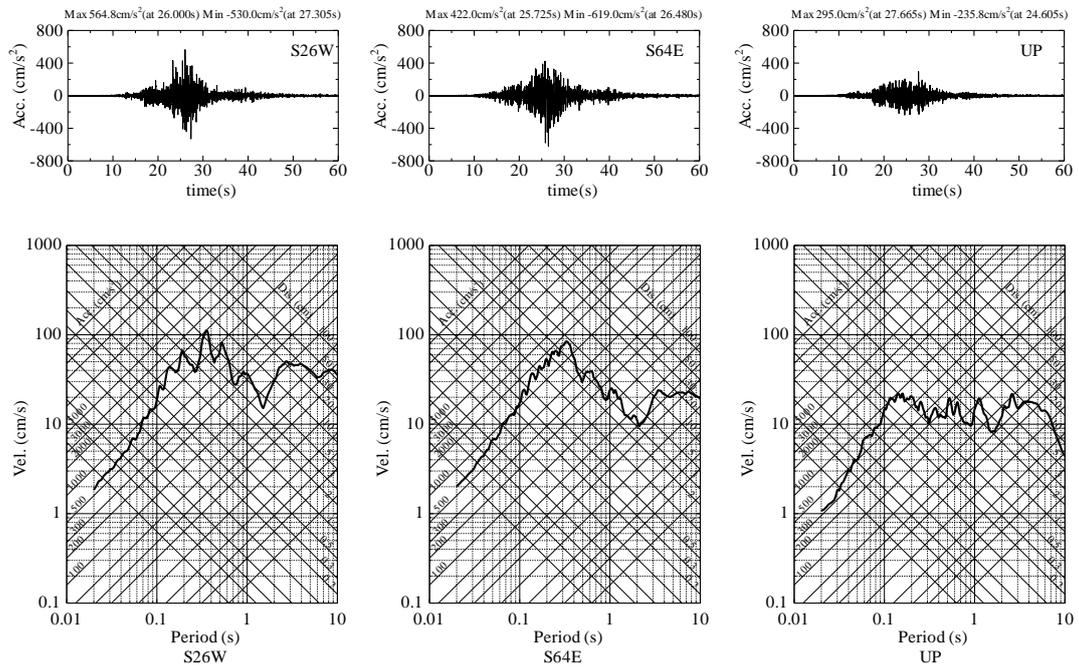


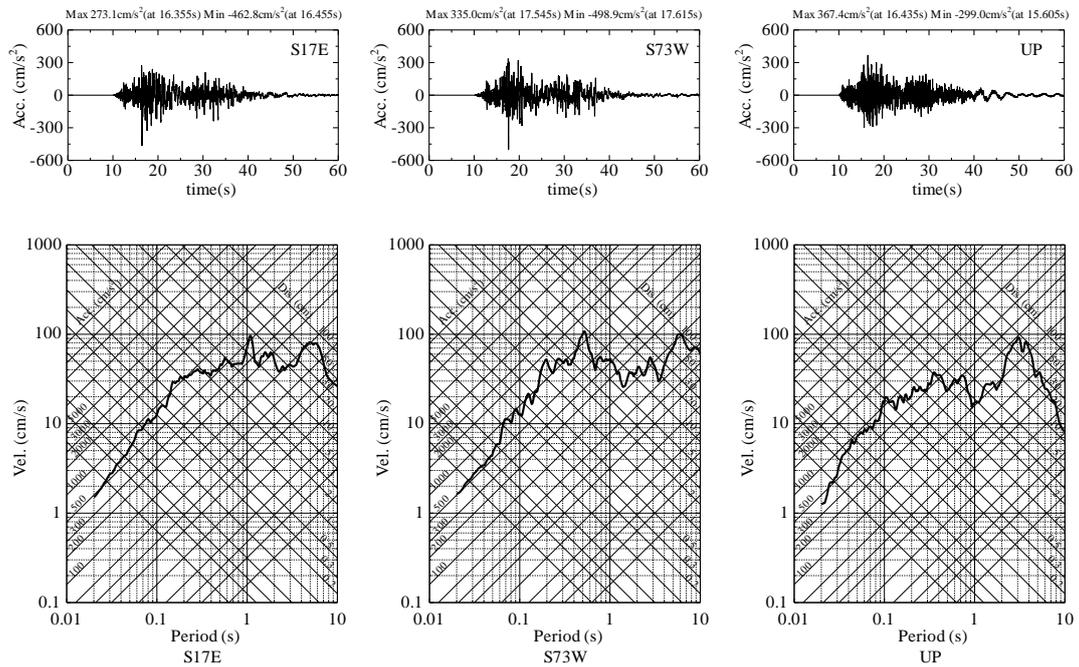
図 1.8-2 波形データを入手した観測点分布 (2010年 Canterbury 地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

表 1.8-1 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 Canterbury 地震）

観測点 コード	観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直
					方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)
GDLG	Greendale	-43.588	172.089	9	N55W	757.5	S35W	695.6	1234.6
HVSC	Heathcote Valley Primary School	-43.581	172.709	44	S26W	564.8	S64E	619.0	295.0
DFHS	Darfield High School	-43.491	172.102	7	S73W	498.9	S17E	462.8	367.4
HORC	Hororata School	-43.541	171.960	17	S72E	468.9	N18E	440.6	803.5
LINC	Lincoln Crop and Food Research	-43.625	172.468	27	N23E	453.2	N67W	379.6	896.6
ROLC	Rolleston School	-43.594	172.381	19	S61W	320.7	S29E	384.0	726.1
KPOC	Kaiapoi North School	-43.378	172.664	43	S75E	302.0	N15E	353.8	86.6
LPCC	Lyttelton Port Company	-43.609	172.725	46	N10W	351.2	S80W	235.7	154.0
TPLC	Templeton School	-43.552	172.472	25	N27W	293.6	S63W	210.5	860.7
REHS	Christchurch Resthaven	-43.524	172.635	38	S88E	233.7	N02E	257.7	211.3
DSLK	Dunsandel School	-43.669	172.198	16	N63E	232.8	N27W	253.4	311.7
CMHS	Christchurch Cashmere High School	-43.567	172.624	37	S80E	246.4	N10E	224.7	290.6
SWNC	Swannanoa School	-43.371	172.495	32	N24E	201.8	N66W	240.4	160.7
RHSC	Riccarton High School	-43.538	172.564	32	N86W	186.7	S04W	237.3	306.8
CCGC	Christchurch Cathedral College	-43.540	172.647	39	N64E	229.4	N26W	191.7	197.0
PRPC	Pages Road Pumping Station	-43.528	172.683	42	W	197.0	S	218.5	311.2
PPHS	Christchurch Papanui High School	-43.494	172.607	36	S33W	206.6	S75E	178.9	275.8
CHHC	Christchurch Hospital	-43.538	172.627	37	N01W	206.0	S89W	149.3	162.8
NNBS	Christchurch North New Brighton School	-43.497	172.718	45	S77W	190.6	S13E	199.0	146.7
CACS	Christchurch Canterbury Aero Club	-43.485	172.530	30	N40E	182.5	N50W	194.6	299.0
503E	Canterbury WestPac Trust (basement)	-43.534	172.638	35	N45W	129.8	S45W	191.1	94.0
SHLC	Shirley Library	-43.507	172.663	40	S40W	163.6	S50E	188.6	140.2
CBGS	Christchurch Botanic Gardens	-43.531	172.620	37	N89W	152.3	S01W	186.4	120.9
RKAC	Rakaia School	-43.753	172.023	28	S76E	186.3	N14E	165.0	122.2
SMTG	Styx Mill Transfer Station	-43.469	172.614	37	N88W	171.4	S02W	167.1	228.4
HPSC	Hulverstone Drive Pumping Station	-43.503	172.702	43	N04W	166.9	S86W	119.1	136.3
ASHS	Ashley School	-43.276	172.596	44	N85W	163.4	S05W	134.8	152.8
SPFS	Springfield Fire Station	-43.340	171.929	28	N17E	157.0	N73W	156.9	101.4
WAKC	Waikari	-42.965	172.705	76	S10E	150.4	N80E	122.7	63.2
SBRC	Southbridge School	-43.810	172.252	32	S59W	150.2	S31E	147.4	99.7
OXZ	Oxford	-43.328	172.038	25	E	123.1	N	143.0	102.4
CRLZ	Canterbury Ring Laser	-43.576	172.623	37	E	79.9	N	134.4	89.8
FDGS	Fairlie District Council Garage	-44.102	170.829	125	N09W	101.0	S81W	122.2	52.0
PEEC	Peel Forest	-43.924	171.237	87	N11W	120.1	S79W	114.9	58.0
CSHS	Castle Hill Station	-43.228	171.723	49	N76W	87.6	S14W	113.4	68.3
ADCS	Ashburton District Council	-43.904	171.748	54	N48E	76.3	N42W	109.9	54.7
LRSC	Lauriston	-43.731	171.794	38	N49W	109.2	S41W	70.4	100.5
LSRC	Lake Sumner Road	-42.871	172.543	79	N15W	77.4	S75W	93.7	50.1
DORC	Dorie	-43.898	172.094	42	N70E	84.5	N20W	80.6	74.5
APPS	Arthurs Pass Police Station	-42.951	171.568	81	N09W	78.2	S81W	74.1	25.3



(a)HVSC



(b)DFHS

図 1.8-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (2010年 Canterbury 地震)

## 1.9. 2011 年 Canterbury 地震

2011 年 Canterbury 地震は 2011 年 2 月 21 日 23 時 51 分(GMT)にニュージーランドで発生した  $M_w=6.1$ (GCMT)の地震である。GCMT によると横ずれを含む逆断層型の地震である(図 1.9-1)。

本地震の観測記録は、後藤・森(2011)を参考に Geo Net より収集した。

図 1.9-2 に 2011 年 Canterbury 地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。なお、ここで示した断層面は、八木・笠原 (2011) の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にしている。

表 1.9-1 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 1.9-3 に HVSC と LPCC の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

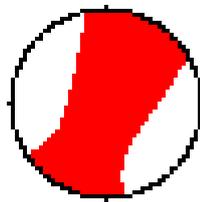


図 1.9-1 2011 年 Canterbury 地震のメカニズム解 (GCMT)

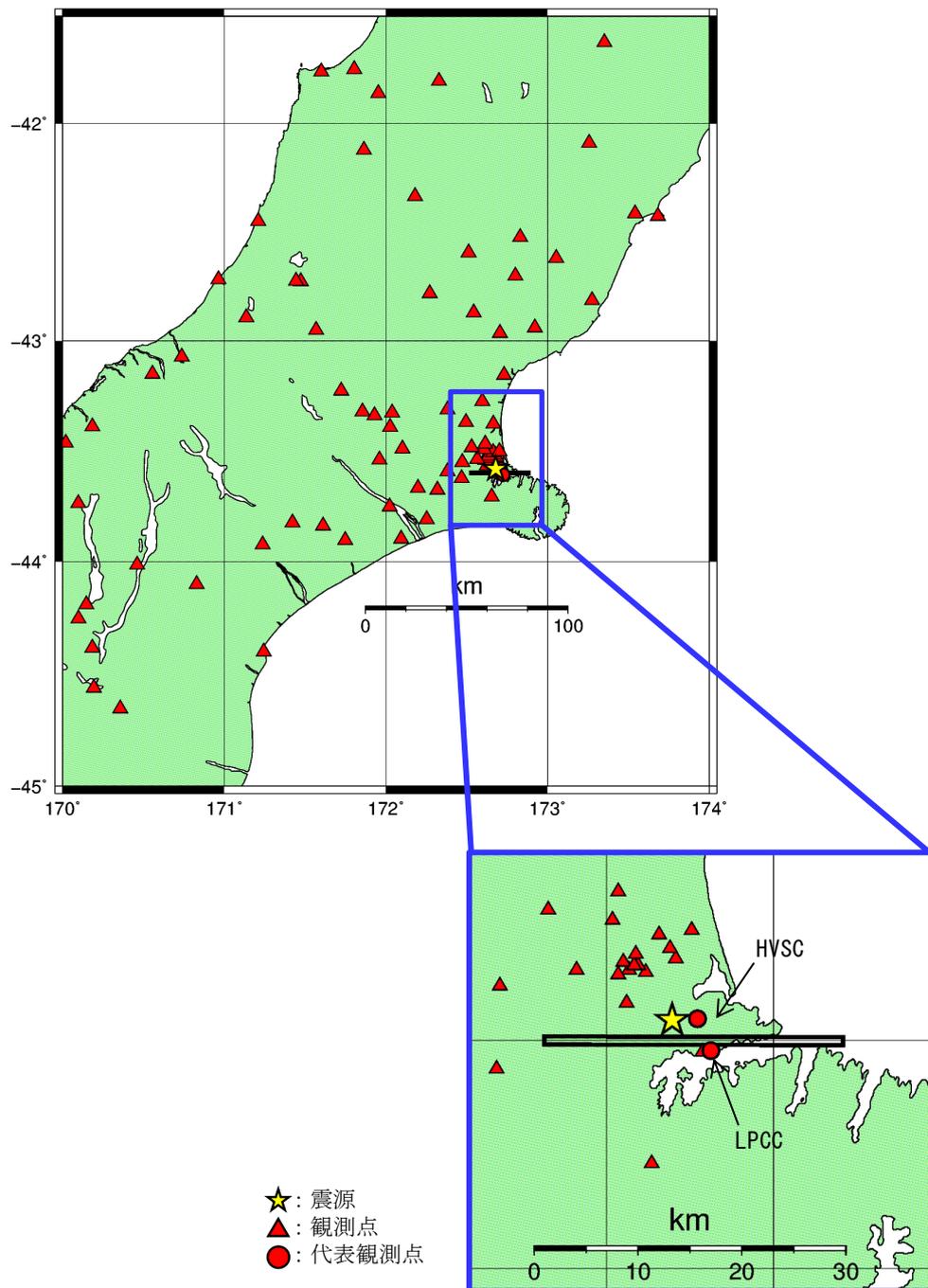
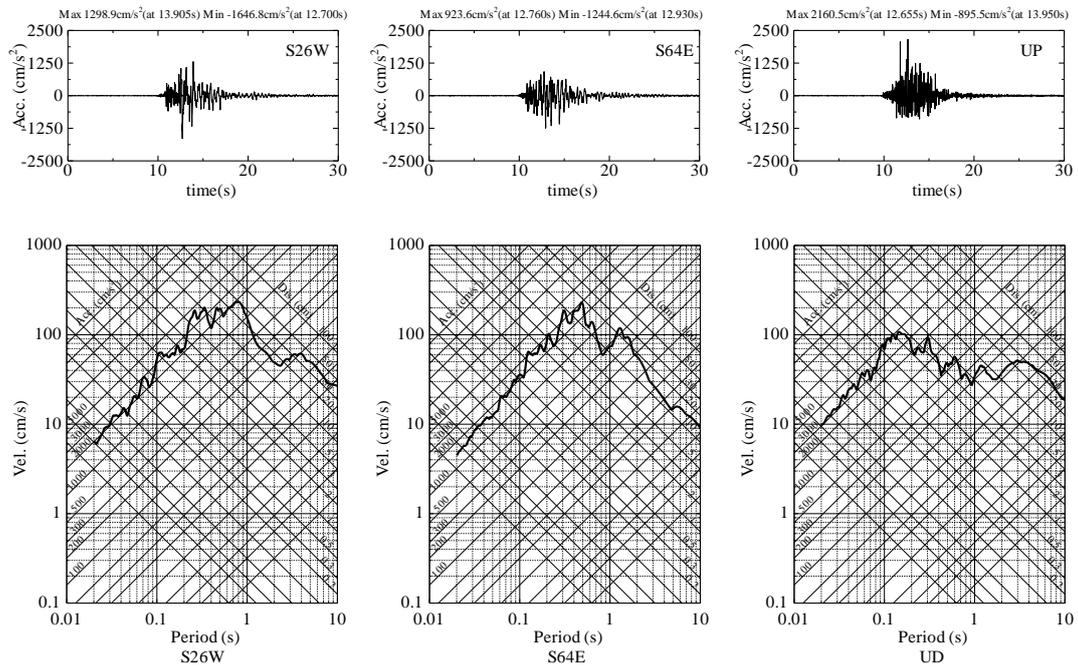


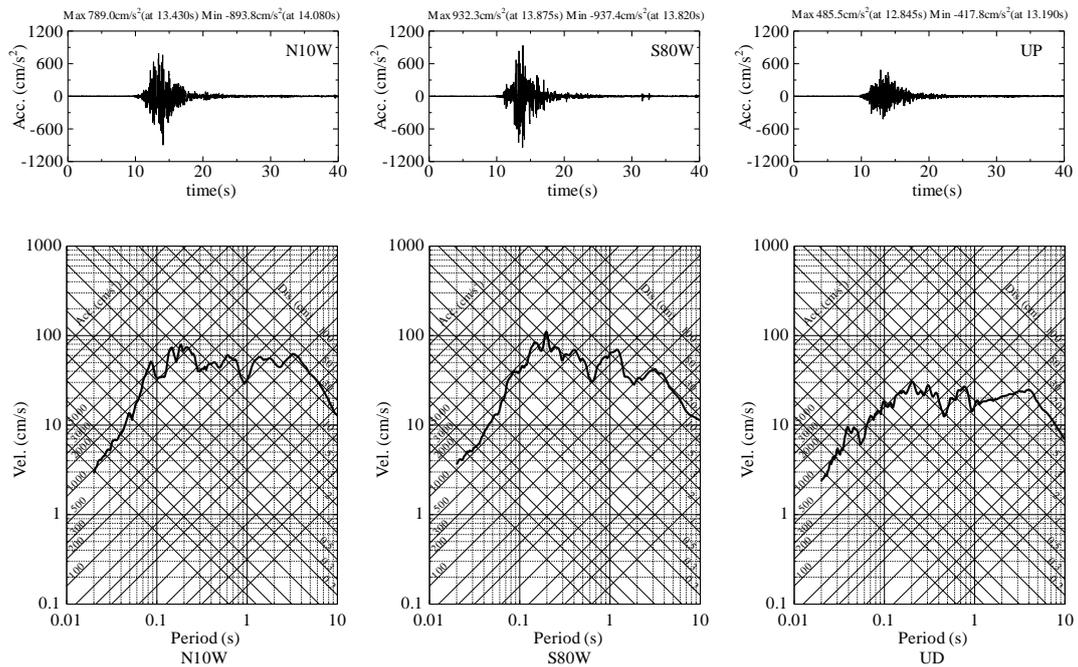
図 1.9-2 波形データ入手した観測点分布 (2011年 Canterbury 地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

表 1.9-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）（2011年 Canterbury 地震）

観測点 コード	観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直 最大加速度 (gal)
					方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	
HVSC	Heathcote Valley Primary School	-43.581	172.709	2	S26W	1646.8	S64E	1244.6	2160.5
LPCC	Lyttelton Port Company	-43.609	172.725	5	N10W	893.8	S80W	937.4	485.5
REHS	Christchurch Resthaven	-43.524	172.635	7	S88E	705.0	N02E	364.1	512.5
D07C	72 Gayhurst Road	-43.519	172.676	7	N80E	671.8	N10W	491.0	2409.7
PRPC	Pages Road Pumping Station	-43.528	172.683	6	W	656.7	S	584.1	1851.0
CBGS	Christchurch Botanic Gardens	-43.531	172.620	7	N89W	543.1	S01W	443.4	353.3
CCCC	Christchurch Cathedral College	-43.540	172.647	5	N64E	470.1	N26W	377.1	786.4
CMHS	Christchurch Cashmere High School	-43.567	172.624	5	S80E	345.0	N10E	392.8	835.9
503E	Canterbury WestPac Trust (basement)	-43.534	172.638	6	N45W	261.0	S45W	374.2	359.3
CHHC	Christchurch Hospital	-43.538	172.627	6	N01W	338.7	S89W	357.7	589.6
SHLC	Shirley Library	-43.507	172.663	8	S40W	312.1	S50E	341.1	479.3
LPOC	Lyttelton Port Oil Wharf	-43.610	172.715	4	S83W	310.1	S07E	319.7	416.3
D09C	Basement of Christchurch Police Station	-43.534	172.633	7	S	263.7	E	292.9	349.8
HPSC	Hulverstone Drive Pumping Station	-43.503	172.702	9	N04W	211.6	S86W	288.6	1052.2
RHSC	Riccarton High School	-43.538	172.564	10	N86W	284.3	S04W	245.1	191.0
D06C	Opus Building; Ground Floor	-43.542	172.614	7	W	225.1	S	274.1	285.8
CACS	Christchurch Canterbury Aero Club	-43.485	172.530	16	N40E	180.4	N50W	223.8	187.5
KPOC	Kaiapoi North School	-43.378	172.664	23	S75E	211.7	N15E	186.1	59.3
PPHS	Christchurch Papanui High School	-43.494	172.607	11	S33W	208.9	S57E	194.9	203.8
SWNC	Swannanoa School	-43.371	172.495	28	N24E	188.0	N66W	204.8	68.5
ROLC	Rolleston School	-43.594	172.381	24	S61W	173.9	S29E	191.0	71.5
SMTc	Styx Mill Transfer Station	-43.469	172.614	14	N88W	182.1	S02W	138.4	168.1
LINC	Lincoln Crop and Food Research	-43.625	172.468	18	N23E	157.3	N67W	86.2	94.1
MQZ	McQueen's Valley	-43.708	172.654	14	E	146.1	N	97.7	72.0
TPLC	Templeton School	-43.552	172.472	17	N27W	123.3	S63W	101.2	152.4
SLRC	Selwyn Lake Road	-43.677	172.318	31	S62W	72.2	S28E	102.1	53.1
ASHS	Ashley School	-43.276	172.596	35	N85W	91.1	S05W	75.3	38.2
KOWC	Kowai	-43.323	171.855	73	S20E	57.2	N70E	88.0	21.7
WAKC	Waikari	-42.965	172.705	69	S10E	82.4	N80E	68.9	62.2
SPFS	Springfield Fire Station	-43.340	171.929	66	N17E	53.4	N73W	81.6	48.4
CSTC	Cust School	-43.314	172.381	38	S88W	76.2	S02E	80.7	46.1
ADCS	Ashburton District Council	-43.904	171.748	83	N48E	35.2	N42W	69.8	20.3
SBRC	Southbridge School	-43.810	172.252	43	S59W	47.9	S31E	67.7	22.8
DSLc	Dunsandel School	-43.669	172.198	40	N63E	45.4	N27W	67.0	32.4
SHFC	Sheffield School	-43.393	172.026	57	N15W	66.9	S75W	47.5	24.9
HORC	Hororata School	-43.541	171.960	58	S72E	65.7	N18E	42.7	26.3
DFHS	Darfield High School	-43.491	172.102	48	S73W	48.2	S17E	64.3	36.6
OXZ	Oxford	-43.328	172.038	59	E	43.5	N	54.8	40.7
SCAC	Scargill	-42.940	172.921	74	N10W	48.5	S80W	53.1	23.0
CSHS	Castle Hill Station	-43.228	171.723	87	N76W	47.6	S14W	27.0	19.6



(a)HVSC



(b)LPCC

図 1.9-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (2011年 Canterbury 地震)

## 1.10. 1995 年兵庫県南部地震

1995 年兵庫県南部地震は 1995 年 1 月 17 日 5 時 46 分(JST)に発生した気象庁マグニチュード 7.3 の地震である。気象庁の CMT 解によれば、横ずれ断層型の地震である (図 1.10-1)。

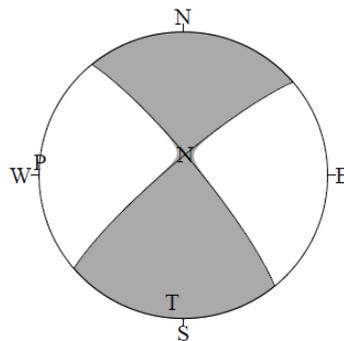
観測記録は以下より収集した。

- ・ 気象庁：87 型電磁式強震計波形データ
- ・ 国土交通省港湾局：港湾地域強震観測網
- ・ 財団法人震災予防協会：強震動アレー観測、No.3、1998.
- ・ 一般財団法人日本大ダム会議：ACCELERATION RECORDS ON DAMS AND FOUNDATIONS, 2002.
- ・ 関西地震観測研究協議会：関西の地震記録～関震協観測 10 周年記念 CD-ROM～

図 1.10-2 に兵庫県地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の断層面は、Sekiguchi et al. (2000)の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にして

いる。表 1.10-1 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、および速度が大きかった観測点とその値の一覧を抜粋して示す。図 1.10-3 に観測記録の例として、神戸 (気象庁) および葺合 (大阪ガス) の 2 点の観測波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%)を示す。

1995/01/17 05:46:51.8  
AWAJISHIMA ISLAND REGION  
Hypo.:34°35.9'N 135° 2.1'E 16km



Cent.:34°32.7'N 135° 2.8'E 16km Δt=11.8  
Mo: 3.09x10<sup>19</sup>N·m Mw:6.9 Mj:7.3 (sec)  
mrr: 0.15 mtt: 2.90 mff:-3.05  
mrt:-0.61 mrf: 0.05 mtf:-0.53 (x10<sup>19</sup>N·m)  
STR DIP SLIP MOM AZM PLG  
NP1:229° 82° 172° P-axis:-3.10 275° 0°  
NP2:321° 82° 8° T-axis: 3.08 185° 12°  
N-axis: 0.02 6° 78°  
V.R.: 36% ε:-0.01 N:7 COMP:19

図 1.10-1 1995 年兵庫県南部地震のメカニズム解 (気象庁)

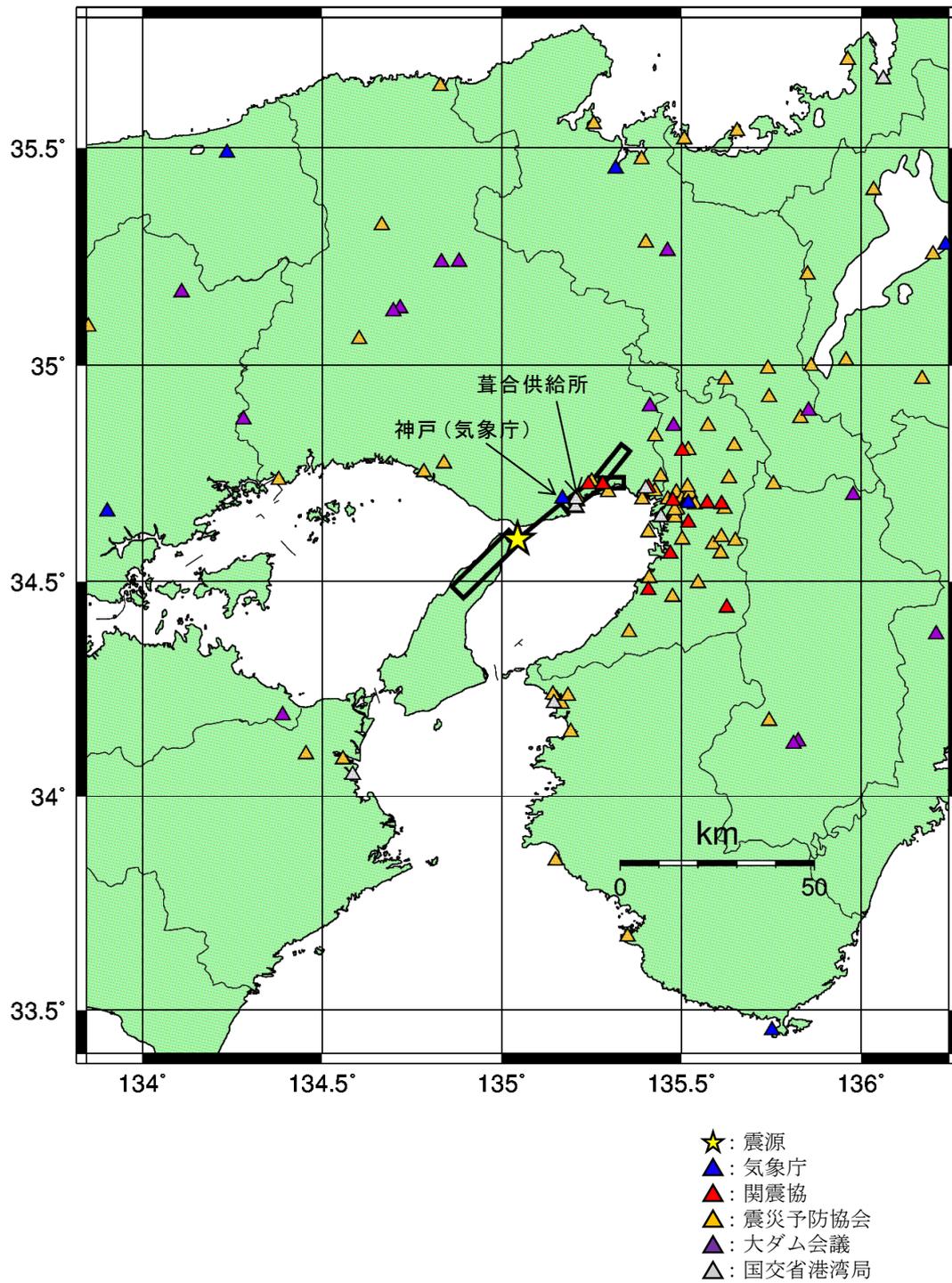


図 1.10-2 波形データを入力した観測点の分布 (1995年兵庫県南部地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

表 1.10-1(1) 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）  
 (1995年兵庫県南部地震)

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離(km)	水平1		水平2		鉛直	設置地点※1	データ典拠
				方向	最大加速度(gal)	方向	最大加速度(gal)			
神戸(KOBE)	34.692	135.169	16	NS	817.8	EW	617.1	332.2	地表	気象庁
葦合供給所	34.695	135.210	19	N240E	686.5	N330E	802.0	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
新神戸地点	34.731	135.250	25	N000E	510.7	N090E	584.2	495.3	GL	震災予防協会(関西電力)
神戸事-S※2	34.690	135.206	19	N043W	524.8	E043N	229.7	445.9	地表	国土交通省港湾局
総合技術研究所※3	34.743	135.442	41	N000E	298.6	N090E	506.6	205.0	GL	震災予防協会(関西電力)
尼崎-G※2	34.715	135.401	36	N006W	321.2	W006S	472.0	310.8	地表	国土交通省港湾局
猪名川	34.836	135.427	45	N000E	421.9	N090E	418.5	361.3	GL- 2.0m	震災予防協会(阪神高速道路公団)
淀川堤防(枚方)	34.814	135.647	61	N045E	293.3	N135E	397.1	139.7	GL	震災予防協会(土木研究所)
尼崎第三地点	34.690	135.391	34	N000E	226.6	N090E	353.6	373.4	GL	震災予防協会(関西電力)
ポートアイランド	34.670	135.208	18	N000E	341.2	N090E	284.3	555.9	GL	震災予防協会(神戸市)
東神戸大橋	34.707	135.296	27	N078E	282.0	N168E	325.8	395.8	GL- 1.5m	震災予防協会(阪神高速道路公団)
四つ橋	34.667	135.488	42	N000E	309.2	N090E	324.2	225.4	GL	震災予防協会(阪神高速道路公団)
千里供給所	34.804	135.519	50	不明	299.5	不明	184.5	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
尼崎高架橋	34.709	135.426	38	N150E	264.6	N240E	293.9	324.0	GL	震災予防協会(土木研究所)
高見フローラルタウン	34.690	135.462	40	N000E	221.6	N090E	265.7	254.5	GL- 1.5m	震災予防協会(鴻池組)
四條畷供給所	34.739	135.632	57	不明	221.0	不明	256.5	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
新石原ビル	34.690	135.501	44	N075E	233.9	N345E	139.8	238.5	GL	震災予防協会(前田建設工業)
淀川堤防(大淀)	34.706	135.486	43	N068E	202.7	N158E	221.4	238.9	GL	震災予防協会(土木研究所)
大阪事-S※2	34.649	135.443	38	E024N	213.5	S024E	207.7	217.4	地表	国土交通省港湾局
加古川大堰	34.773	134.839	26	N355E	143.6	N085E	210.9	264.2	GL	震災予防協会(土木研究所)
大和川堤防	34.586	135.588	51	N024E	155.9	N114E	199.2	55.9	GL	震災予防協会(土木研究所)
高砂地点	34.753	134.783	29	N000E	190.7	N090E	198.0	181.8	GL	震災予防協会(関西電力)
一庫ダム	34.905	135.412	49	N227E	183.1	N137E	156.7	63.6	F1	大ダム会議
松の浜	34.508	135.410	36	N059E	169.2	N149E	106.2	108.4	GL- 1.0m P23	震災予防協会(阪神高速道路公団)
和歌山-G※2	34.217	135.145	44	E012S	109.9	N012E	157.5	65.9	地表	国土交通省港湾局
紀ノ川大橋	34.215	135.166	44	N120E	105.5	N210E	145.2	52.4	GL	震災予防協会(土木研究所)
紀ノ川堤防	34.226	135.153	43	N050E	140.1	N140E	112.9	119.3	GL	震災予防協会(土木研究所)
平城GS	34.725	135.756	68	不明	111.5	不明	140.0	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
大林組本店	34.687	135.514	45	N000E	138.7	N090E	87.3	210.1	GL- 7.6m	震災予防協会(大林組)
淀川大堰	34.719	135.517	46	N322E	138.2	N052E	119.0	100.7	GL	震災予防協会(土木研究所)
箕面川ダム	34.860	135.478	50	N141E	135.0	N231E	128.3	80.2	F1	大ダム会議
吉野川堤防(徳島)	34.086	134.558	72	N120E	132.7	N210E	119.3	49.5	GL	震災予防協会(土木研究所)
山崎実験センター	35.060	134.603	65	N000E	131.2	N090E	91.5	---	GL- 0.7m	震災予防協会(関西電力)
西京都地点	34.967	135.622	68	N000E	113.7	N090E	129.3	83.3	GL	震災予防協会(関西電力)
海南港地点	34.150	135.192	52	N000E	98.1	N090E	128.2	91.8	GL	震災予防協会(関西電力)
南港地点	34.614	135.408	34	N180E	107.4	N270E	125.8	199.3	GL	震災予防協会(関西電力)
吉野川堤防(石井)	34.098	134.455	77	N060E	119.4	N150E	90.6	96.8	GL	震災予防協会(土木研究所)
天ヶ瀬ダム	34.878	135.831	79	N020E	106.8	N110E	55.6	28.0	GL	震災予防協会(土木研究所)
赤穂地点	34.735	134.379	62	N230E	103.6	N320E	84.4	122.1	GL	震災予防協会(関西電力)
小松島津田-G※2	34.050	134.585	74	EW	96.4	NS	89.2	34.4	地表	国土交通省港湾局

注

※1：設置定点の F1（大ダム会議）は、ダム基礎上

※2：国交省港湾局の記録は「補正」

※3：関西電力総合技術研究所の記録は振り切れているとの報告がある

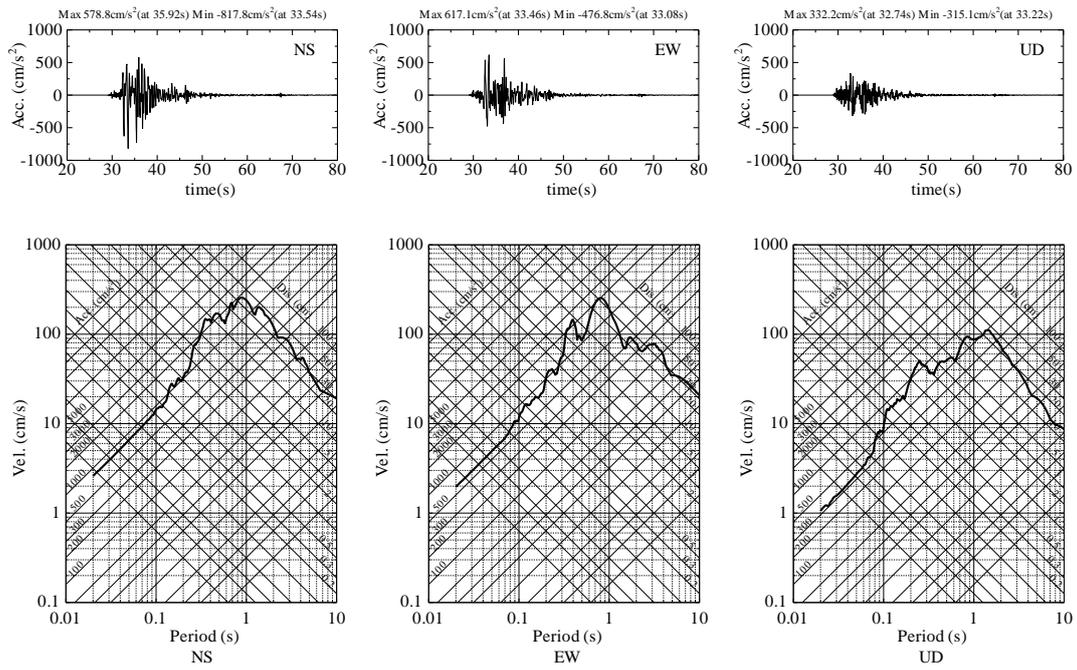
表 1.10-1(2) 波形データを収集した観測点と最大速度 (一部抜粋)  
(1995年兵庫県南部地震)

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直	設置地点	データ出典
				方向	最大速度 (cm/s)	方向	最大速度 (cm/s)	最大速度 (cm/s)		
神戸本山(MOT)※1	34.725	135.281	27	N000E	55.8	N090E	83.9	49.3	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
神戸大学(KBU)※1	34.725	135.241	24	N000E	55.1	N090E	31.0	22.0	GL-9.5m	関西地震観測研究協議会
尼崎(AMA)※1	34.717	135.408	37	N000E	45.1	N090E	49.0	26.1	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
福島(FKS)	34.687	135.476	42	N000E	31.0	N090E	29.8	9.6	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
豊中(TYN)※2	34.802	135.502	48	N000E	30.6	N090E	12.5	8.3	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
森河内(MRG)	34.681	135.572	50	N000E	27.1	N090E	24.7	6.1	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
阿倍野(ABN)	34.636	135.519	45	N000E	21.3	N090E	24.8	6.2	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
忠岡(TDO)	34.480	135.408	37	N000E	24.4	N090E	14.7	5.9	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
岩崎供給所	34.665	135.481	42	不明	24.0	不明	18.9	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
東部供給部	34.668	135.620	54	不明	23.0	不明	18.9	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
松江供給所	34.237	135.142	41	不明	21.8	不明	20.4	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
弥栄(YAE)	34.679	135.612	54	N000E	21.2	N090E	21.8	7.0	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
大阪管区気象台	34.678	135.537	47	N000E	21.2	N090E	16.2	4.0	GL-10.0m	震災予防協会(京大防災研地震災害研究部門)
西大阪	34.648	135.482	41	N000E	19.2	N090E	17.6	7.2	GL-10.0m	震災予防協会(京大防災研地震災害研究部門)
伏見供給所	34.926	135.744	74	不明	17.6	不明	7.3	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
南大阪地点	34.464	135.475	43	N000E	13.0	N090E	17.2	5.0	GL	震災予防協会(関西電力)
住吉	34.597	135.502	43	N000E	16.7	N090E	13.6	7.9	GL	震災予防協会(大林組)
堺(SKI)	34.564	135.469	40	N000E	15.9	N090E	15.7	6.6	GL0.0m	関西地震観測研究協議会
中之島供給所	34.234	135.184	43	不明	15.1	不明	11.8	---	GL	震災予防協会(大阪ガス)
熊取	34.382	135.354	38	N040E	14.5	N130E	10.6	5.8	GL	震災予防協会(京大原子炉実験所)

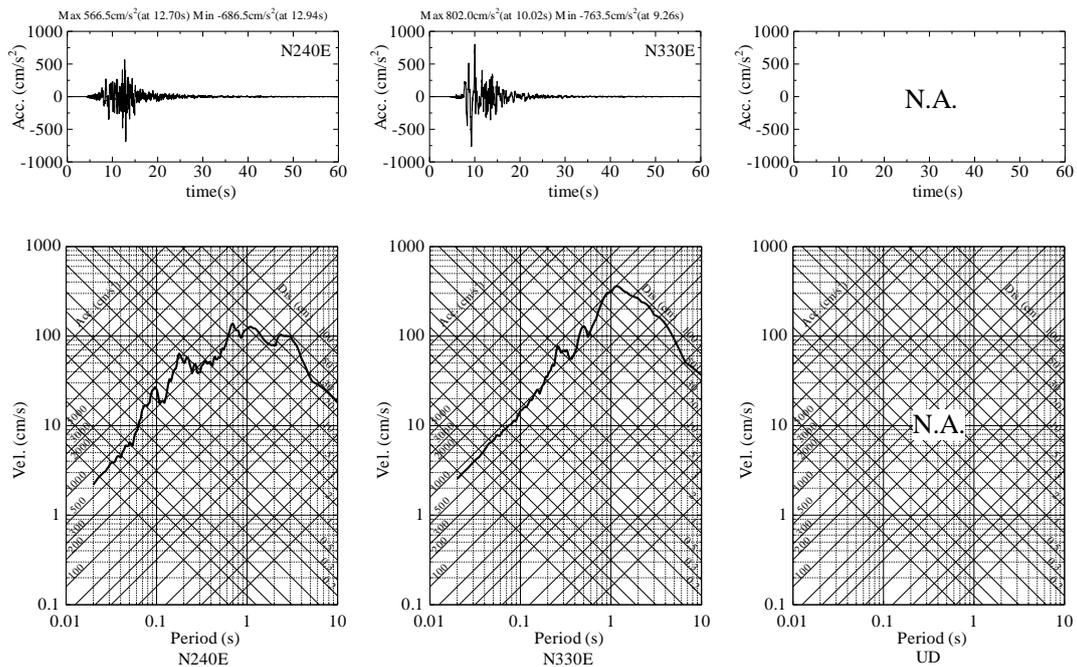
注

※1: Kagawa et al. (1996)による補正が行われた結果

※2: 年縄ほか(1997)による再読み取りが行われた結果



(a)神戸 (気象庁)



(b)和歌山 (大阪ガス)

図 1.10-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ ) (1995年兵庫県南部地震)

## 1.11. 1998年岩手県内陸北部地震

1998年岩手県内陸北部地震は1998年9月3日16時58分(JST)に発生した気象庁マグニチュード6.2の地震である。気象庁のCMT解によれば、逆断層型の地震である(図1.11-1)。

観測記録は以下より収集した。

- ・ 防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net)
- ・ 気象庁：95型震度計波形データ

図1.11-2に1998年岩手県内陸北部地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の断層面はNakahara et al. (2002)の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にして示している。

表1.11-1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値の一覧を抜粋して示す。図1.11-3に観測記録の例として、雫石町長山(気象庁)および田沢湖(AKT012)(K-NET)の2点の観測波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%)を示す。

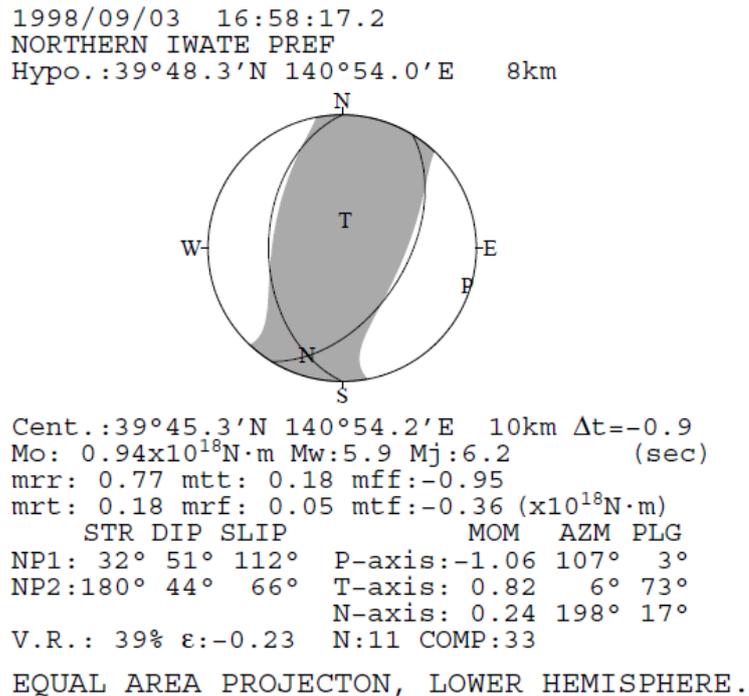


図 1.11-1 1998年岩手県内陸北部地震のメカニズム解 (気象庁)

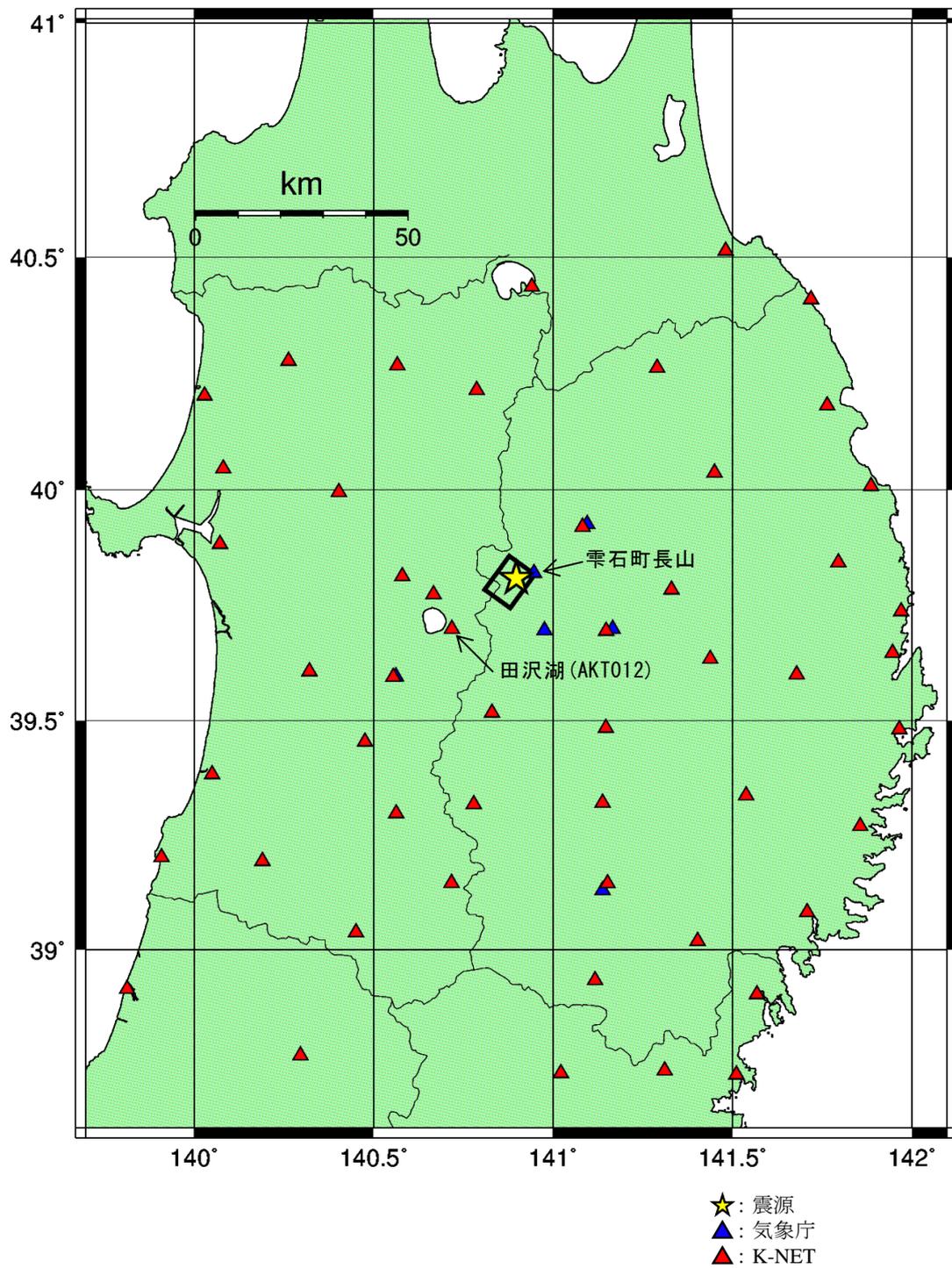
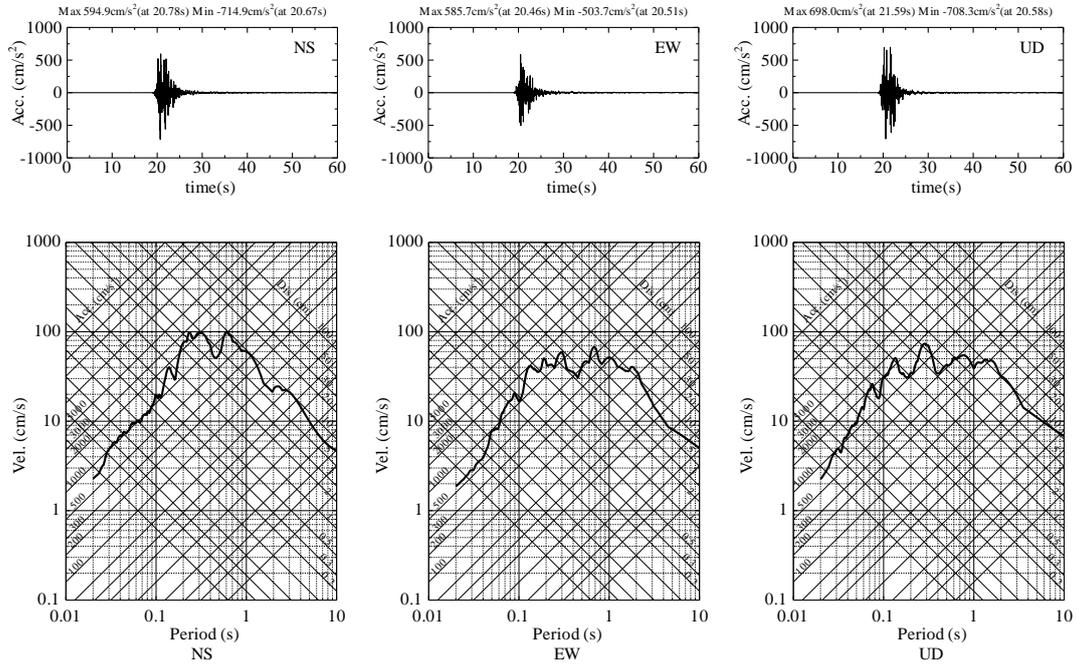


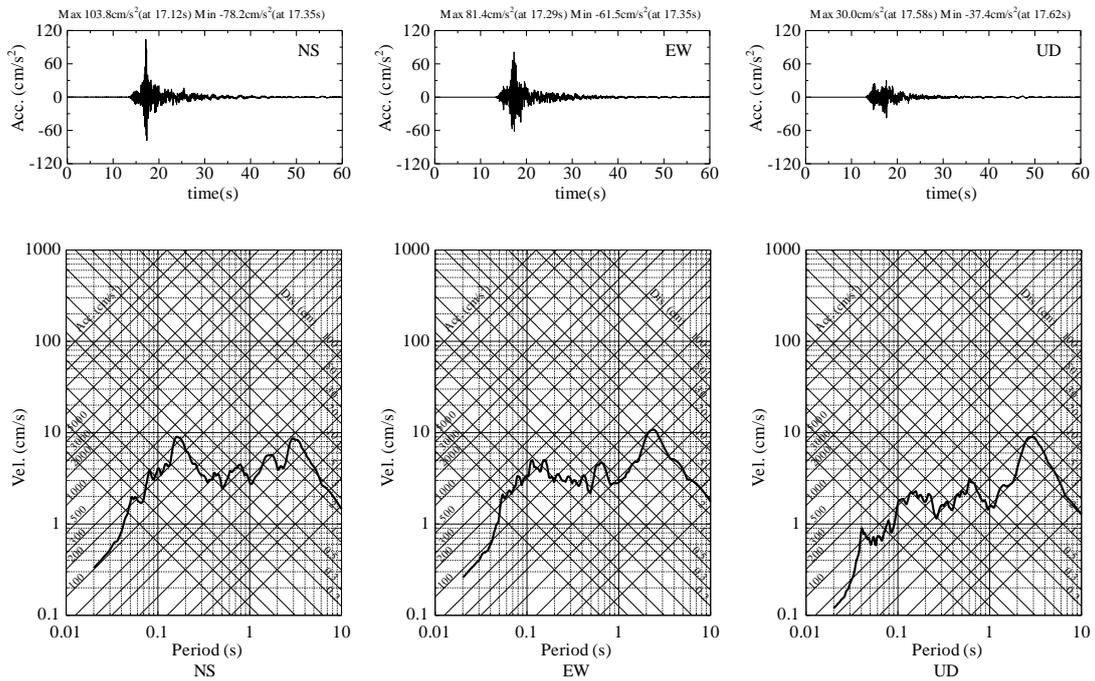
図 1.11-2 波形データを入力した観測点の分布 (1998年岩手県内陸北部地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

表 1.11-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）  
 (1998年岩手県内陸北部地震)

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直 最大加速度 (gal)	設置地点	データ出典
				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)			
雫石町長山	39.8195	140.9466	4	NS	714.9	EW	585.7	708.3	地表	気象庁
田沢湖(AKT012)	39.6991	140.7181	20	NS	103.8	EW	81.4	37.4	地表	K-NET
大志田(IWT025)	39.5169	140.8301	33	NS	76.6	EW	66.5	26.0	地表	K-NET
宮田(AKT011)	39.8128	140.5803	27	NS	42.9	EW	76.1	42.6	地表	K-NET
雫石町千刈田(旧)	39.6963	140.9761	14	NS	68.2	EW	60.0	36.3	地表	気象庁
玉川(AKT022)	39.7739	140.6667	20	NS	57.7	EW	58.3	32.5	地表	K-NET
盛岡市山王町	39.6987	141.1658	26	NS	42.8	EW	46.1	40.0	地表	気象庁
盛岡(IWT018)	39.6953	141.1478	25	NS	30.6	EW	40.9	22.9	地表	K-NET
西根(IWT021)	39.9203	141.0820	20	NS	37.0	EW	40.0	18.1	地表	K-NET
北上(IWT012)	39.3209	141.1378	58	NS	16.0	EW	28.0	9.8	地表	K-NET
藪川(IWT020)	39.7841	141.3295	37	NS	27.1	EW	26.1	13.3	地表	K-NET
川尻(IWT015)	39.3180	140.7792	55	NS	25.8	EW	22.8	7.5	地表	K-NET
角館町東勝楽丁	39.5962	140.5616	37	NS	23.6	EW	24.8	11.7	地表	気象庁
角館(AKT014)	39.5950	140.5554	38	NS	24.2	EW	19.0	9.7	地表	K-NET
大東(IWT009)	39.0187	141.4031	98	NS	24.0	EW	16.2	7.1	地表	K-NET
雄勝(AKT019)	39.0384	140.4510	94	NS	16.3	EW	23.6	8.2	地表	K-NET
門馬(IWT017)	39.6336	141.4376	50	NS	21.7	EW	23.4	12.1	地表	K-NET
大曲(AKT016)	39.4544	140.4760	54	NS	22.2	EW	21.5	7.4	地表	K-NET
西根町大更	39.9262	141.0949	21	NS	22.1	EW	16.1	13.0	地表	気象庁
石鳥谷(IWT014)	39.4844	141.1470	42	NS	17.7	EW	18.9	16.9	地表	K-NET
山田(IWT006)	39.4806	141.9652	99	NS	15.6	EW	16.1	5.9	地表	K-NET
岩泉(IWT019)	39.8428	141.7952	77	NS	11.8	EW	14.8	7.3	地表	K-NET
水沢市大鐘町	39.1296	141.1383	78	NS	9.4	EW	14.1	4.7	地表	気象庁
普代(IWT003)	40.0083	141.8861	87	NS	13.8	EW	8.3	4.5	地表	K-NET
遠野(IWT013)	39.3367	141.5378	76	NS	10.4	EW	11.8	6.9	地表	K-NET
鳥海(AKT018)	39.1939	140.1902	91	NS	11.8	EW	9.9	3.3	地表	K-NET
川井(IWT016)	39.5997	141.6789	71	NS	11.3	EW	10.4	7.7	地表	K-NET
葛巻(IWT023)	40.0366	141.4502	54	NS	10.9	EW	9.5	3.2	地表	K-NET



(a) 雫石町長山 (気象庁)



(b) 田沢湖(AKT012) (K-NET)

図 1.11-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (1998年岩手県内陸北部地震)

## 1.12. 2000年鳥取県西部地震

2000年鳥取県西部地震は2000年10月6日13時30分(JST)に発生した気象庁マグニチュード7.3の地震である。気象庁CMT解によれば、横ずれ断層型の地震である(図1.12-1)。

観測記録は以下より収集した。

- ・ 防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net)
- ・ 気象庁：95型震度計波形データ
- ・ 国土交通省港湾局：港湾地域強震観測網
- ・ 一般財団法人日本大ダム会議：ACCELERATION RECORDS ON DAMS AND FOUNDATIONS, 2002.

図1.12-2に2000年鳥取県西部地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の断層面はIwata et al. (2000)の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にしている。

表1.12-1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値の一覧を抜粋して示す。図1.12-3に観測記録の例として、日野(TTRH02) (KiK-net) および賀祥ダム(大ダム会議)の2点の観測波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%)を示す。

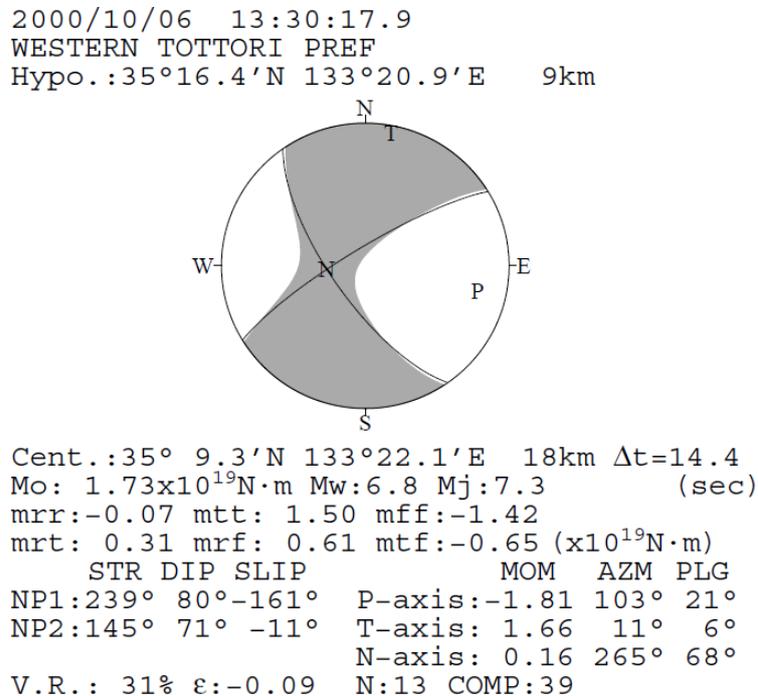


図 1.12-1 2000年鳥取県西部地震のメカニズム解 (気象庁)

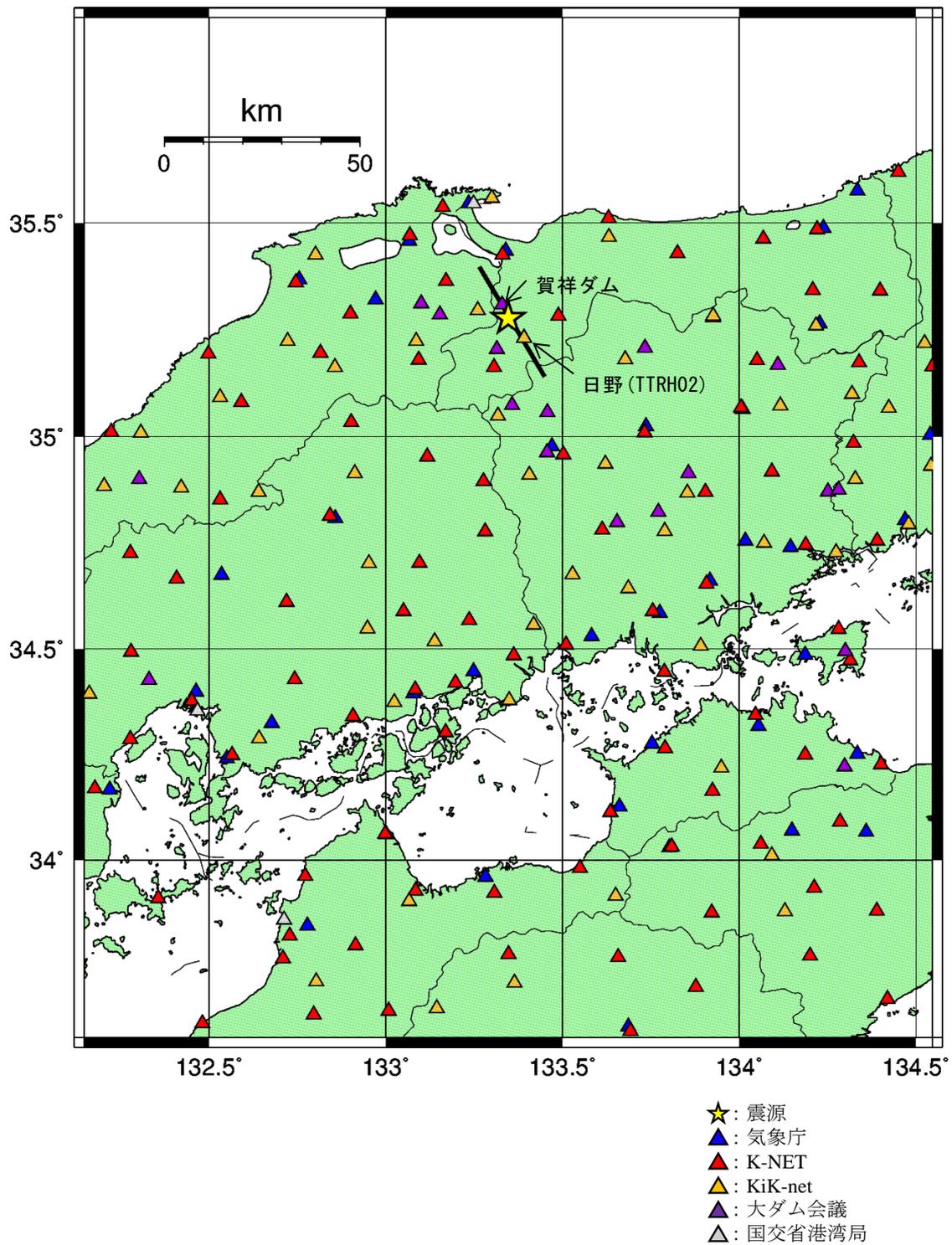


図 1.12-2 波形データ入手した観測点の分布 (2000年鳥取県西部地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

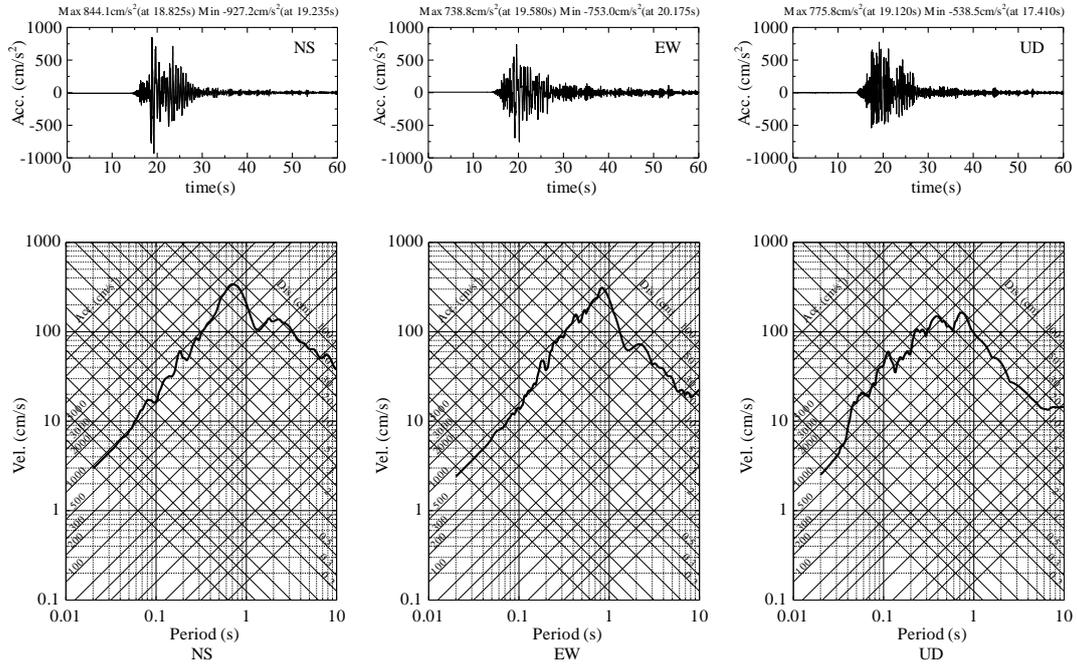
表 1.12-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）  
（2000年鳥取県西部地震）

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直	設置地点 ※1	データ出典
				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)	最大加速度 (gal)		
日野(TTRH02)	35.2313	133.3909	7	NS	927.2	EW	753.0	775.8	地表	KiK-net
新見(OKY004)	34.9579	133.5018	38	NS	527.8	EW	816.6	170.9	地表	K-NET
新見市新見	34.9769	133.4700	35	NS	203.4	EW	783.2	300.1	地表	気象庁
境港市東本町	35.5448	133.2341	31	NS	299.2	EW	748.3	183.9	地表	気象庁
江府(TTR007)	35.2826	133.4876	13	NS	725.4	EW	573.2	404.0	地表	K-NET
伯太(SMNH01)	35.2963	133.2604	8	NS	720.4	EW	607.1	630.9	地表	KiK-net
日南(TTR009)	35.1629	133.3063	13	NS	628.5	EW	595.3	289.3	地表	K-NET
仁多(SMNH02)	35.2235	133.0856	24	NS	564.0	EW	314.9	367.2	地表	KiK-net
賀祥ダム	35.3089	133.3294	4	N000E	528.5	N090E	531.1	485.2	F1	大ダム会議
油木(HRS005)	34.7770	133.2807	56	NS	309.7	EW	524.1	216.2	地表	K-NET
横田(SMN003)	35.1795	133.0929	25	NS	501.6	EW	317.2	152.4	地表	K-NET
東城(HRS002)	34.8951	133.2755	43	NS	476.3	EW	409.1	134.0	地表	K-NET
北房(OKYH14)	34.9363	133.6205	45	NS	260.3	EW	443.0	167.0	地表	KiK-net
高野(HRS001)	35.0337	132.9018	49	NS	412.0	EW	402.2	247.2	地表	K-NET
米子(TTR008)	35.4258	133.3301	17	NS	314.4	EW	383.6	307.7	地表	K-NET
真庭市西河内	35.0241	133.7360	45	NS	344.0	EW	297.9	136.6	地表	気象庁
御調(HRSH03)	34.5183	133.1375	86	NS	224.8	EW	341.1	238.4	地表	KiK-net
落合(OKY005)	35.0098	133.7317	46	NS	283.6	EW	335.2	203.5	地表	K-NET
赤碓(TTR006)	35.5106	133.6303	37	NS	310.0	EW	259.2	79.5	地表	K-NET
境港-G※2	35.5450	133.2480	31	NS	210.0	EW	301.6	99.5	地表	国土交通省港湾局
土庄町甲	34.4858	134.1860	117	NS	297.5	EW	156.7	108.7	地表	気象庁
湯原(OKYH09)	35.1809	133.6765	32	NS	181.8	EW	283.8	251.6	地表	KiK-net
上斎原(OKYH10)	35.2826	133.9263	53	NS	280.7	EW	131.8	91.7	地表	KiK-net
米子市博労町(旧)	35.4352	133.3388	18	NS	280.2	EW	219.1	144.5	地表	気象庁
西城(HRS021)	34.9529	133.1171	42	NS	264.0	EW	268.5	205.1	地表	K-NET
広瀬(SMN015)	35.3644	133.1704	19	NS	151.1	EW	267.5	154.1	地表	K-NET
吉田(SMNH12)	35.1634	132.8558	46	NS	227.2	EW	258.6	127.6	地表	KiK-net
美保関(SMN001)	35.5372	133.1612	33	NS	230.4	EW	246.9	82.9	地表	K-NET
口和(HRSH06)	34.9137	132.9123	56	NS	185.1	EW	240.3	77.7	地表	KiK-net
哲多(OKYH08)	34.9103	133.4055	41	NS	224.9	EW	238.5	208.6	地表	KiK-net
島根大東町大東	35.3215	132.9708	34	NS	230.2	EW	163.6	102.9	地表	気象庁
美保関(SMNH10)	35.5579	133.3004	31	NS	155.1	EW	226.4	134.3	地表	KiK-net
邑智(SMN007)	35.0807	132.5914	72	NS	222.6	EW	179.7	79.1	地表	K-NET
松江市西津田(旧)	35.4578	133.0661	32	NS	221.0	EW	167.8	152.6	地表	気象庁
赤碓(TTRH04)	35.4668	133.6307	33	NS	184.4	EW	207.2	218.1	地表	KiK-net
建部(OKY008)	34.8701	133.9036	68	NS	161.1	EW	192.1	101.4	地表	K-NET
倉吉(TTR005)	35.4290	133.8253	47	NS	189.3	EW	113.7	60.4	地表	K-NET
加茂(OKY002)	35.1787	134.0500	65	NS	108.5	EW	181.2	71.1	地表	K-NET
玉野(OKYH01)	34.5070	133.8905	99	NS	97.4	EW	180.7	60.1	地表	KiK-net
岡山(OKY011)	34.6540	133.9067	86	NS	180.3	EW	133.5	41.9	地表	K-NET

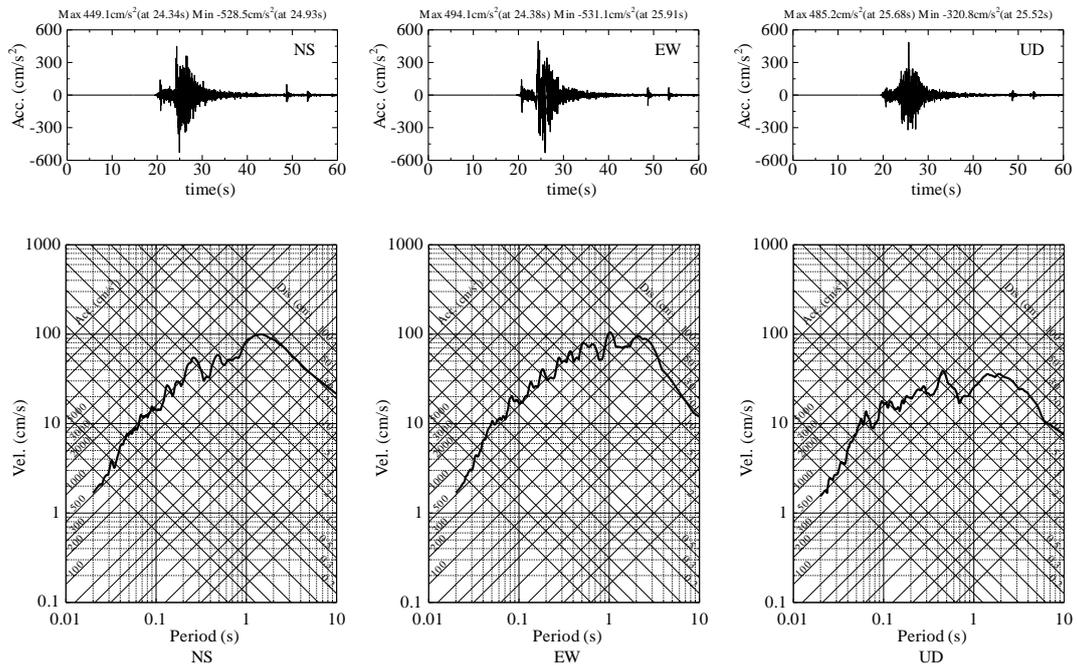
注

※1：設置定点の F1（大ダム会議）は、ダム基礎上

※2：国交省港湾局の記録は「補正」



(a) 日野(TTRH02) (KiK-net)



(b) 賀祥ダム (大ダム会議)

図 1.12-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (2000年鳥取県西部地震)

### 1.13. 2004年新潟県中越地震

2004年新潟県中越地震は2004年10月23日17時56分(JST)に発生した気象庁マグニチュード6.8の地震である。気象庁のCMT解によれば、逆断層型の地震である(図1.13-1)。

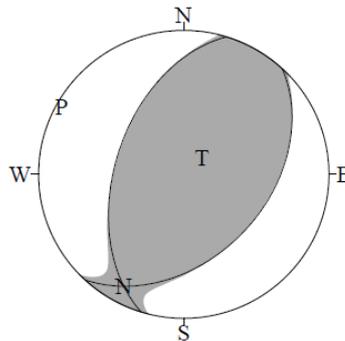
観測記録は以下より収集した。

- ・ 防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net)
- ・ 気象庁：95型震度計波形データ (自治体震度計データも含む)
- ・ 国土交通省港湾局：港湾地域強震観測網
- ・ 川崎将生・伊藤壮志：国土交通省所管ダムの地震加速度記録，国総研資料 第734号

図1.13-2に2004年新潟県中越地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の断層面はAsano and Iwata (2009)の震源インバージョンで仮定された断層面を参考にして示している。

表1.13-1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、および速度が大きかった観測点とその値の一覧を抜粋して示す。図1.13-3に観測記録の例として、小千谷(NIG019) (K-NET) および小千谷市内(気象庁)の2点の観測波形と擬似速度応答スペクトル( $h=5\%$ )を示す。

2004/10/23 17:56: 0.3  
MID NIIGATA PREF  
Hypo.: 37°17.5'N 138°52.0'E 13km



Cent.: 37°17.9'N 138°52.6'E 12km  $\Delta t=11.2$   
Mo:  $1.29 \times 10^{19}$  N·m Mw: 6.7 Mj: 6.8 (sec)  
mrr: 1.19 mtt: -0.24 mff: -0.94  
mrt: 0.14 mrf: -0.30 mtf: -0.60 ( $\times 10^{19}$  N·m)  
STR DIP SLIP MOM AZM PLG  
NP1: 43° 42° 110° P-axis: -1.31 299° 4°  
NP2: 197° 51° 73° T-axis: 1.27 47° 76°  
N-axis: 0.04 208° 13°  
V.R.: 50%  $\epsilon$ : -0.03 N: 20 COMP: 58

図 1.13-1 2004年新潟県中越地震のメカニズム解 (気象庁)

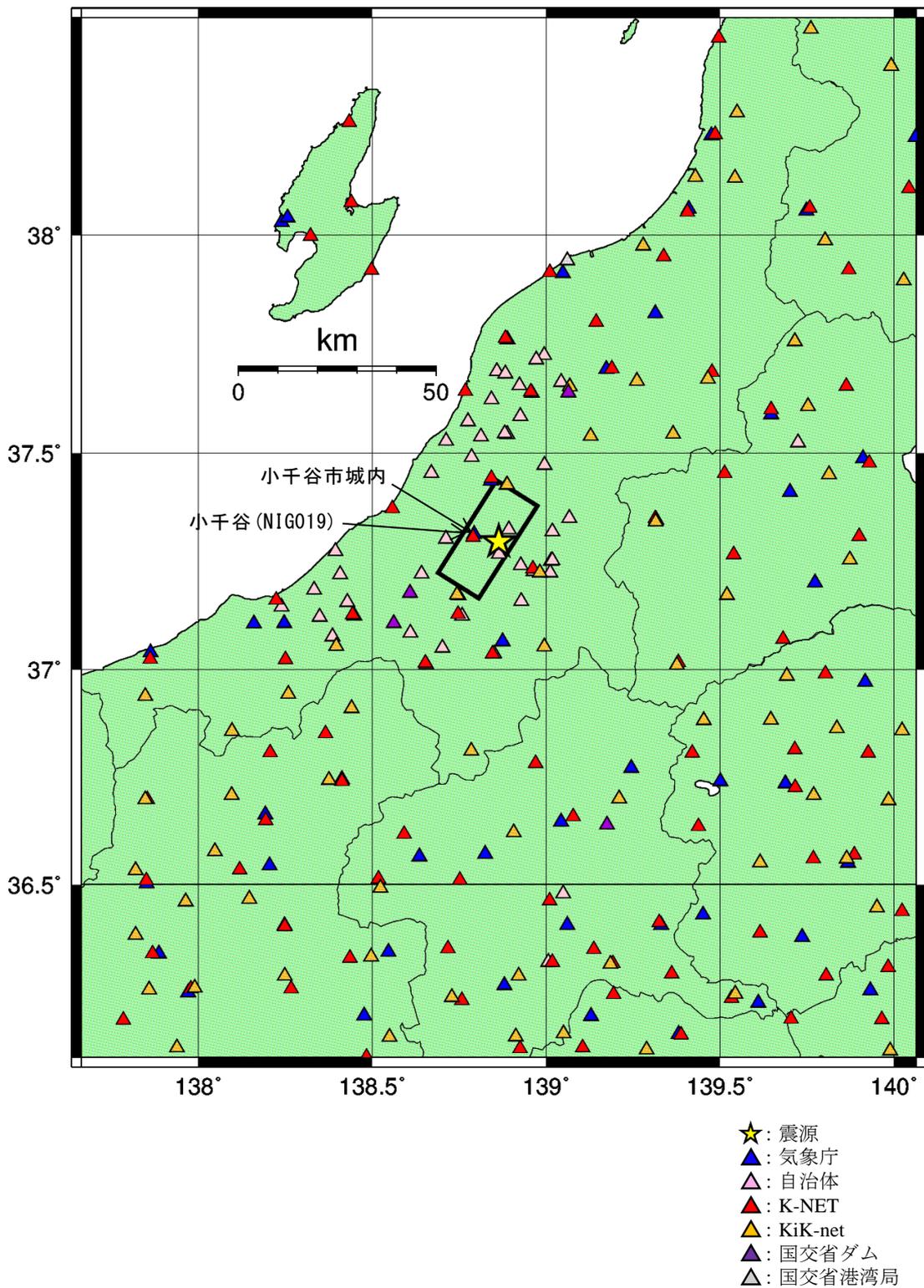


図 1.13-2 波形データを入力した観測点の分布 (2004年新潟県中越地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

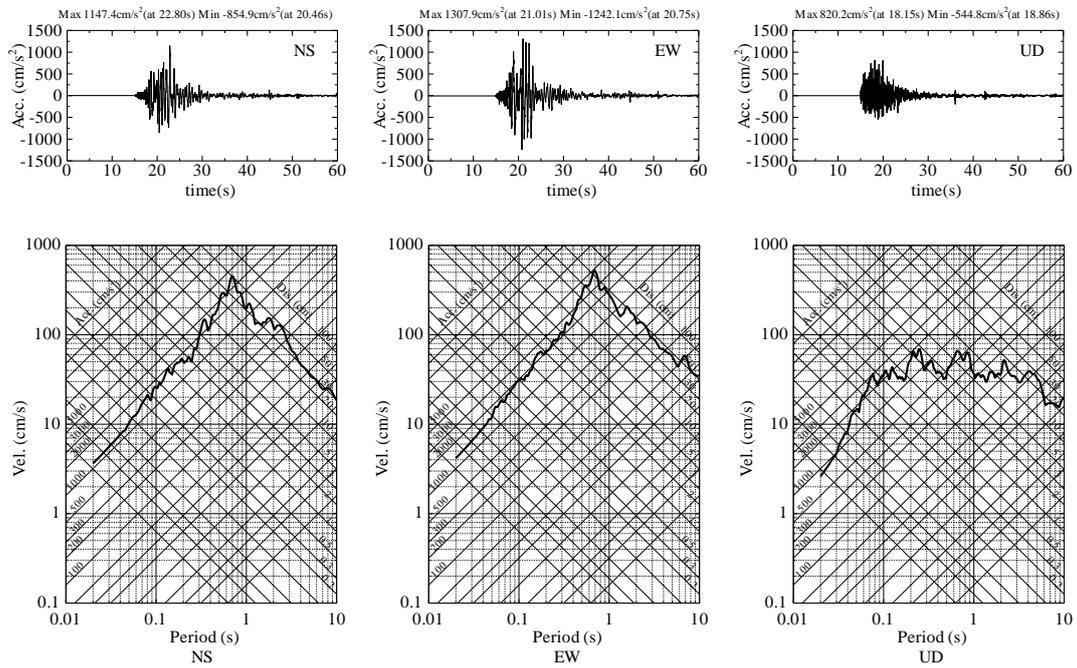
表 1.13-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）  
 (2004年新潟県中越地震)

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直 最大加速度 (gal)	設置地点 ※1	データ出典 ※2
				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)			
十日町(NIG021)	37.1281	138.7468	21	NS	1715.5	EW	849.6	564.4	地表	K-NET
川口町川口	37.2675	138.8644	3	NS	1141.9	EW	1665.8	869.9	地表	気象庁(自治体)
小千谷(NIG019)	37.3057	138.7898	7	NS	1147.4	EW	1307.9	820.2	地表	K-NET
十日町市千歳町	37.1242	138.7586	21	NS	1164.4	EW	665.7	405.9	地表	気象庁(自治体)
入広瀬村穴沢	37.3500	139.0667	19	NS	991.9	EW	758.6	275.8	地表	気象庁(自治体)
広神村今泉	37.2525	139.0178	14	NS	351.1	EW	918.2	362.2	地表	気象庁(自治体)
小千谷市城内	37.3126	138.7927	7	NS	779.2	EW	897.5	730.7	地表	気象庁
長岡支所(NIG028)	37.4261	138.8862	15	NS	870.4	EW	705.9	407.0	地表	K-NET
長岡(NIGH01)	37.4272	138.8876	15	NS	818.2	EW	655.3	375.4	地表	KiK-net
栃尾市大町	37.4725	138.9953	23	NS	666.1	EW	762.2	369.3	地表	気象庁(自治体)
新潟中里村田沢	37.0500	138.7019	31	NS	624.0	EW	747.8	241.0	地表	気象庁(自治体)
山古志村竹沢	37.3236	138.8931	4	NS	524.8	EW	714.3	1059.3	地表	気象庁(自治体)
新潟小国町法坂	37.3022	138.7122	13	NS	394.7	EW	691.8	339.5	地表	気象庁(自治体)
新潟川西町水口沢	37.1711	138.7483	17	NS	683.2	EW	648.6	477.6	地表	気象庁(自治体)
川西(NIGH11)	37.1728	138.7440	17	NS	454.4	EW	587.9	325.2	地表	KiK-net
守門村須原	37.3189	139.0181	14	NS	565.3	EW	437.0	715.2	地表	気象庁(自治体)
小出(NIG020)	37.2332	138.9620	11	NS	521.4	EW	407.4	312.1	地表	K-NET
長岡(NIG017)	37.4416	138.8431	16	NS	468.4	EW	369.0	331.0	地表	K-NET
堀之内町堀之内	37.2408	138.9272	8	NS	459.7	EW	397.8	370.9	地表	気象庁(自治体)
津南町下船渡	37.0108	138.6556	37	NS	441.6	EW	304.3	103.9	地表	気象庁(自治体)
長岡市幸町	37.4357	138.8407	16	NS	395.8	EW	430.2	324.5	地表	気象庁
塩沢町塩沢	37.0367	138.8506	29	NS	409.6	EW	428.2	194.2	地表	気象庁(自治体)
湯之谷(NIGH12)	37.2239	138.9821	13	NS	410.0	EW	345.4	324.8	地表	KiK-net
加茂(NIGH06)	37.6527	139.0676	43	NS	356.7	EW	409.8	205.4	地表	KiK-net
新潟大和町浦佐	37.1581	138.9286	16	NS	405.9	EW	384.9	366.3	地表	気象庁(自治体)
津南(NIG023)	37.0147	138.6529	36	NS	397.0	EW	274.6	86.5	地表	K-NET
下田(NIGH09)	37.5386	139.1279	36	NS	368.4	EW	390.1	244.7	地表	KiK-net
只見(FKSH21)	37.3421	139.3147	40	NS	246.5	EW	361.7	137.5	地表	KiK-net
沼田(GNM003)	36.6578	139.0784	73	NS	359.1	EW	292.5	126.1	地表	K-NET
新潟三島町上岩井	37.4906	138.7861	23	NS	278.6	EW	345.3	219.0	地表	気象庁(自治体)
塩沢(NIG022)	37.0364	138.8462	29	NS	342.1	EW	341.6	126.5	地表	K-NET
水上(GNM002)	36.7819	138.9695	58	NS	340.9	EW	279.3	194.5	地表	K-NET
広神村米沢	37.2514	139.0139	14	NS	333.9	EW	286.4	310.7	地表	気象庁
北橋村真壁	36.4783	139.0492	92	NS	325.2	EW	259.7	140.2	地表	気象庁(自治体)
小出町小出島	37.2272	138.9642	12	NS	280.5	EW	322.8	243.7	地表	気象庁(自治体)
安塚町安塚	37.1242	138.4486	41	NS	318.9	EW	218.4	41.3	地表	気象庁(自治体)
与板町与板	37.5378	138.8128	27	NS	318.3	EW	294.5	257.1	地表	気象庁(自治体)
鹿瀬(NIG012)	37.6863	139.4772	69	NS	236.7	EW	291.1	62.9	地表	K-NET
和島村小島谷	37.5728	138.7756	32	NS	240.0	EW	267.7	124.0	地表	気象庁(自治体)
湯之谷村大沢	37.2239	139.0117	15	NS	259.8	EW	251.4	185.4	地表	気象庁(自治体)

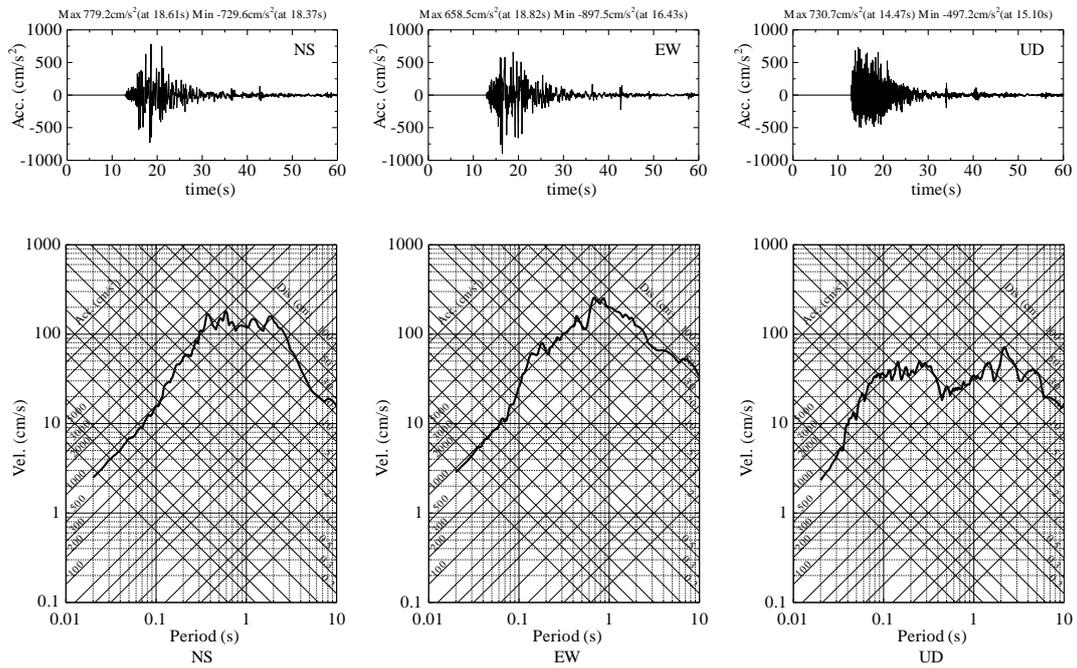
注

※1：設置定点のF1（大ダム会議）は、ダム基礎上

※2：気象庁（自治体）のデータは、新潟県、および福島県の震度計の記録を参照



(a)小千谷(NIG019) (K-NET)



(b)小千谷市城内 (気象庁)

図 1.13-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (2004年新潟県中越地震)

## 1.14. 2008 年岩手・宮城内陸地震

2008 年岩手・宮城内陸地震は 2008 年 6 月 14 日 8 時 43 分(JST)に発生した気象庁マグニチュード 7.2 の地震である。気象庁の CMT 解によると逆断層型の地震である (図 1.14-1)。

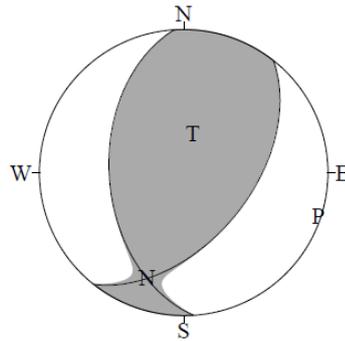
観測記録は以下より収集した。

- ・ 防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net)
- ・ 気象庁：95 型震度計波形データ (自治体震度計データも含む)
- ・ 国土交通省港湾局：港湾地域強震観測網
- ・ 川崎将生・伊藤壮志：国土交通省所管ダムの地震加速度記録, 国総研資料 第 734 号

図 1.14-2 に岩手・宮城内陸地震の震央と波形データを収集した観測点の位置を示す。図中の断層面は Suzuki et al. (2010)の震源インバージョンで仮定された断層面を参考としている。

表 1.14-1 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 1.14-3 に一関西(IWTH25) (KiK-net) および荒砥沢ダム (国交省ダム) の観測波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%)を示す。

2008/06/14 08:43:45.3  
SOUTHERN IWATE PREF  
Hypo.: 39° 1.7'N 140°52.8'E 8km



Cent.: 39° 2.6'N 140°52.9'E 10km  $\Delta t=13.0$   
 $M_0: 3.94 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$   $M_w: 7.0$   $M_j: 7.2$  (sec)  
 mrr: 3.32 mtt: 0.23 mff: -3.55  
 mrt: 1.39 mrf: -0.14 mtf: -1.31 ( $\times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$ )  
 STR DIP SLIP MOM AZM PLG  
 NP1: 38° 51° 120° P-axis: -3.97 108° 2°  
 NP2: 176° 47° 58° T-axis: 3.90 13° 67°  
 N-axis: 0.07 199° 23°  
 V.R.: 44%  $\epsilon: -0.02$  N:16 COMP:46

図 1.14-1 2008 年宮城・内陸地震のメカニズム解 (気象庁)

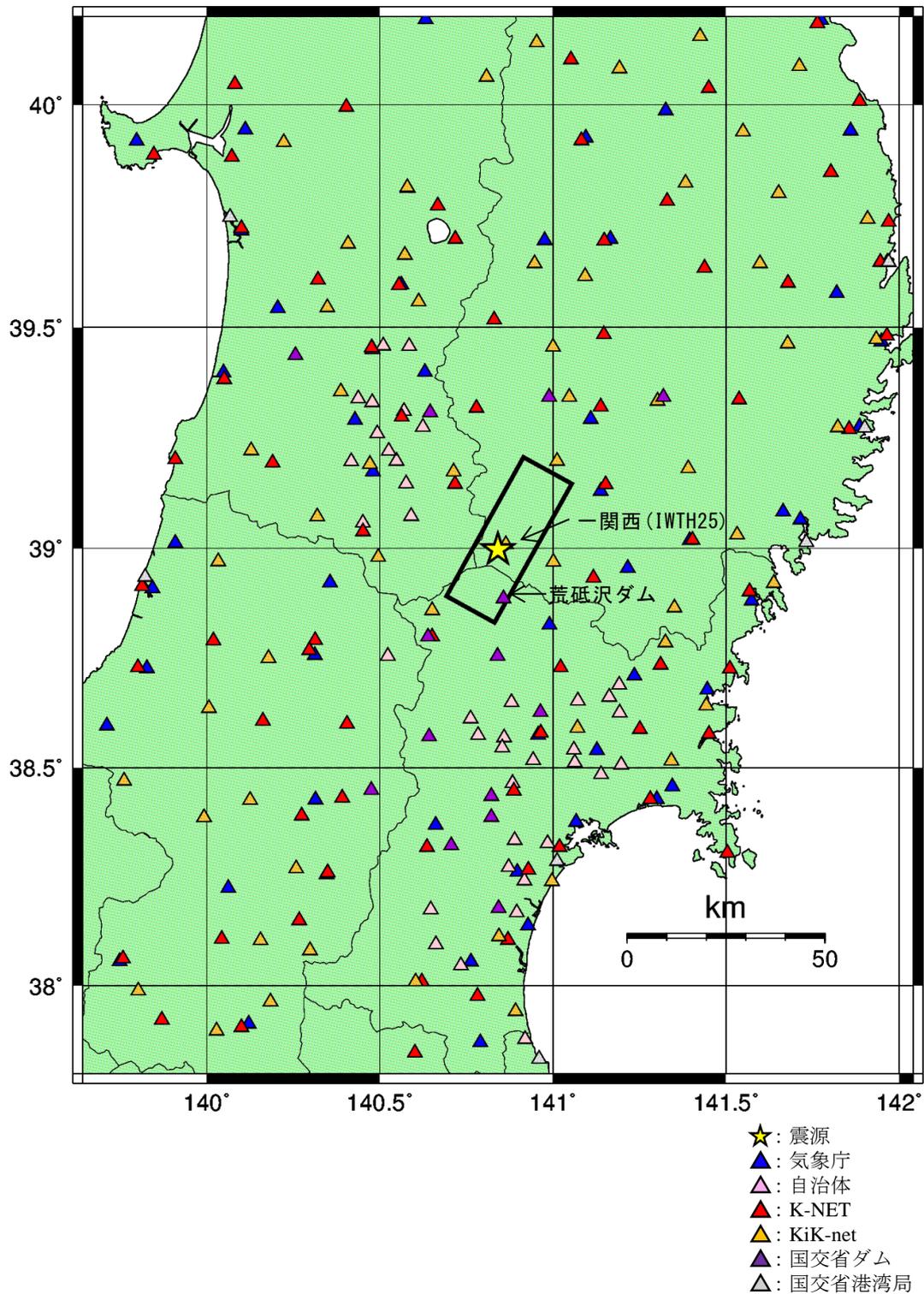


図 1.14-2 波形データを入力した観測点の分布 (2008年岩手・宮城内陸地震)  
 (※観測点名は以降で波形を例示する代表観測点のみ示している)

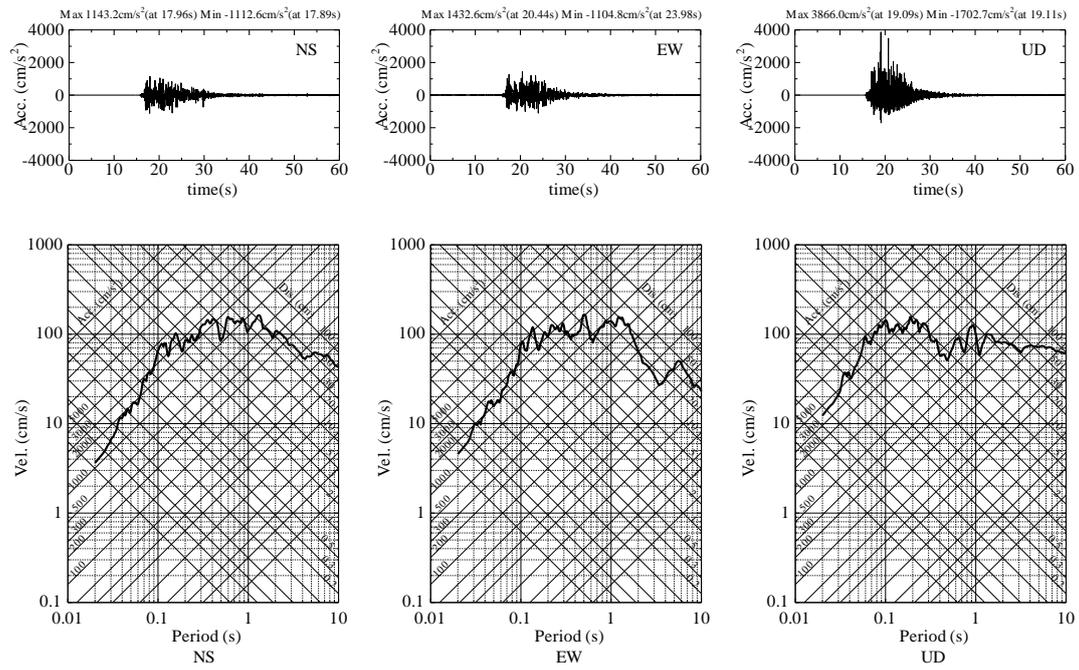
表 1.14-1 波形データを収集した観測点と最大加速度（一部抜粋）  
（2008年岩手・宮城内陸地震）

観測点名	緯度(°)	経度(°)	震央距離 (km)	水平1		水平2		鉛直 最大加速度 (gal)	設置地点 ※1	データ出典 ※2
				方向	最大加速度 (gal)	方向	最大加速度 (gal)			
東成瀬(AKTH04)	39.1740	140.7129	21	NS	1318.5	EW	2449.2	1094.0	地表	KiK-net
一関西(IWTH25)	39.0092	140.8638	3	NS	1143.2	EW	1432.6	3866.0	地表	KiK-net
一関東(IWTH26)	38.9690	141.0013	13	NS	888.3	EW	1055.5	927.4	地表	KiK-net
荒砥沢ダム	38.8859	140.8573	16	N123E	1023.8	N147W	898.9	691.4	F1	国交省ダム
築館(MYG004)	38.7292	141.0217	36	NS	739.9	EW	678.3	224.3	地表	K-NET
栗駒町岩ヶ崎	38.8263	140.9900	25	NS	414.5	EW	689.2	280.7	地表	気象庁
鳴子(MYG005)	38.7992	140.6507	33	NS	440.3	EW	521.4	665.8	地表	K-NET
金ヶ崎(IWTH24)	39.1979	141.0118	22	NS	502.9	EW	434.6	342.0	地表	KiK-net
化女沼ダム	38.6270	140.9640	46	N158E	438.3	N248E	166.5	111.8	F1	国交省ダム
宮城美里町北浦	38.5411	141.0603	57	NS	391.7	EW	346.0	151.0	地表	気象庁(自治体)
一関市舞川	38.9547	141.2160	31	NS	384.6	EW	331.9	162.1	地表	気象庁
樺台(AKT023)	39.1462	140.7170	19	NS	359.1	EW	359.0	247.7	地表	K-NET
水沢市大鐘町	39.1296	141.1383	25	NS	353.9	EW	252.4	194.9	地表	気象庁
湯沢市横堀	39.0578	140.4506	37	NS	300.5	EW	349.6	265.7	地表	気象庁(自治体)
大崎市岩出山	38.6494	140.8803	43	NS	263.5	EW	347.4	225.6	地表	気象庁(自治体)
大船渡市猪川町	39.0833	141.6649	68	NS	322.2	EW	202.3	80.6	地表	気象庁
名取市増田	38.1681	140.8953	96	NS	322.6	EW	331.6	49.3	地表	気象庁(自治体)
古川市三日町	38.5747	140.9566	51	NS	231.9	EW	312.0	129.6	地表	気象庁
歌津(MYG002)	38.7262	141.5109	65	NS	310.0	EW	277.0	126.5	地表	K-NET
仙台(MYG013)	38.2663	140.9293	85	NS	168.6	EW	309.6	84.1	地表	K-NET
大崎市松山	38.5117	141.0631	60	NS	217.0	EW	289.1	82.0	地表	気象庁(自治体)
一関(IWT010)	38.9334	141.1173	24	NS	219.4	EW	287.3	210.2	地表	K-NET
横手市山内土湫	39.2750	140.6242	35	NS	286.7	EW	253.0	167.0	地表	気象庁(自治体)
宮城加美町小野田	38.5747	140.7836	52	NS	279.8	EW	240.7	135.3	地表	気象庁(自治体)
北上(IWT012)	39.3209	141.1378	39	NS	278.1	EW	237.0	141.9	地表	K-NET
大東(IWT009)	39.0187	141.4031	46	NS	273.7	EW	252.8	121.6	地表	K-NET
鳴子(MYGH02)	38.8587	140.6513	28	NS	254.4	EW	229.6	233.3	地表	KiK-net
花巻南(IWTH20)	39.3434	141.0473	37	NS	249.3	EW	240.3	136.0	地表	KiK-net
湯沢(AKTH19)	39.1913	140.4710	39	NS	248.1	EW	161.1	72.2	地表	KiK-net
湯沢市皆瀬	39.0731	140.5903	25	NS	239.9	EW	210.3	136.7	地表	気象庁(自治体)
川尻(IWT015)	39.3180	140.7792	33	NS	196.7	EW	238.4	122.7	地表	K-NET
古川(MYG006)	38.5801	140.9654	51	NS	238.0	EW	232.7	104.2	地表	K-NET
陸前高田(IWTH27)	39.0307	141.5320	57	NS	216.8	EW	235.5	125.1	地表	KiK-net
湯沢市川連町	39.1469	140.5756	29	NS	233.5	EW	191.2	115.0	地表	気象庁(自治体)
東和(MYGH04)	38.7860	141.3254	48	NS	229.5	EW	150.9	130.1	地表	KiK-net
横手(AKT017)	39.2975	140.5629	40	NS	223.0	EW	136.7	109.5	地表	K-NET
仙台青葉区大倉	38.3685	140.6607	76	NS	219.3	EW	222.9	88.7	地表	気象庁
東和(MYG003)	38.7348	141.3106	50	NS	178.2	EW	216.8	135.7	地表	K-NET
水沢(IWT011)	39.1454	141.1520	27	NS	151.4	EW	215.8	212.9	地表	K-NET
横手市大森町	39.3394	140.4375	51	NS	188.6	EW	214.6	85.3	地表	気象庁(自治体)

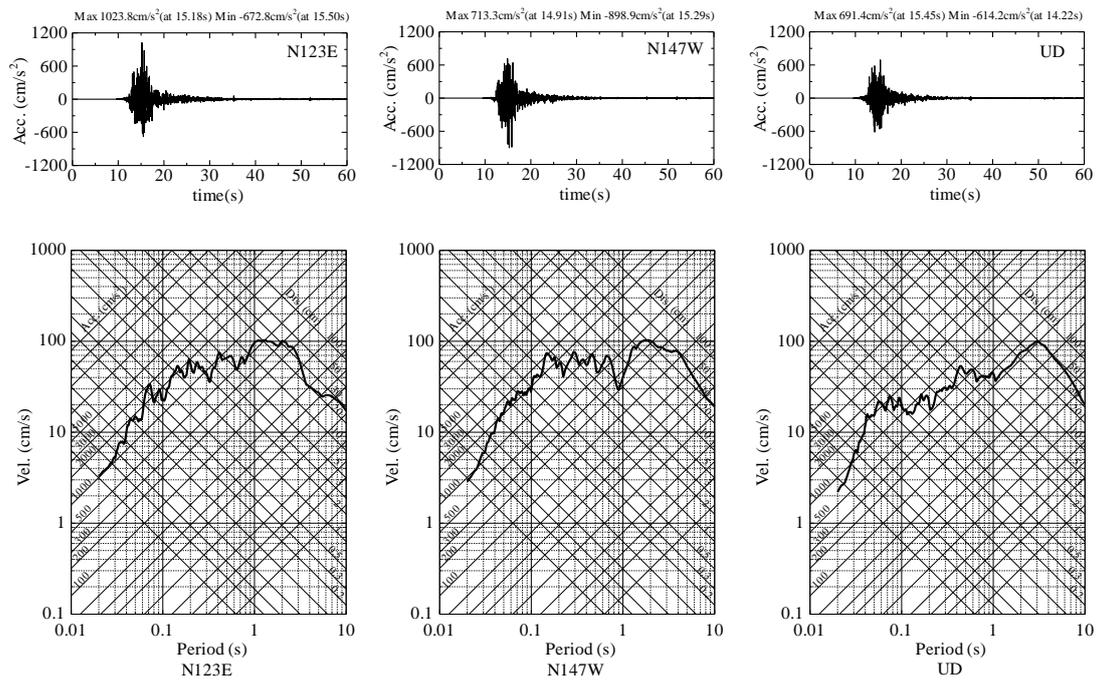
注

※1：設置定点のF1（国交省ダム）は、ダム基礎上、

※2：気象庁（自治体）のデータは、青森県、宮城県、秋田県、山形県、および福島県の震度計の記録を参照



(a)一関西(IWTH025) (KiK-net)



(b)荒砥沢ダム (国交省ダム)

図 1.14-3 加速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%) (2008年岩手・宮城内陸地震)

## 1.15. 本章のまとめ

本章では、地表に明瞭な変位が出現した国内外の地震を対象に、断層における地震動記録に関する文献調査を行った。その結果、国外 9 地震、国内 5 地震について地震動記録のデータを収集し、整理を行った。

## 1.16. 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) The Global CMT Project <http://www.globalcmt.org/>
- 2) Sekiguchi, H. and T. Iwata, 2002, Rupture Process of the 1999 Kocaeli, Turkey, Earthquake Estimated from Strong-Motion Waveforms, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 300-311.
- 3) 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強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.
- 4) 神野達夫・工藤一嘉, 2001, トルコ・コジャエリ地震における強震観測点および被災地の地下構造と強震動特性, 構造工学論文集, 47B, 147-158.
- 5) The National Strong Motion Network of Turkey (TR-NSMN), <http://kyh.deprem.gov.tr/indexen.htm>
- 6) Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2015/en/>
- 7) 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 the 921 Chi-Chi Earthquake: Processed Acceleration Files on CD-ROM.
- 8) 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.
- 9) C. Ji, D. J. Wald, and D. V. Helmberger, 2002, Source Description of the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Part II: Complexity of Slip History, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 1208-1226.
- 10) D. M. Boore, C. D. Stephens, and W. B. Joyner, 2002, Comments on Baseline Correction of Digital Strong-Motion Data: Examples from the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 1543-1560.
- 11) USGS <http://earthquake.usgs.gov/>
- 12) CGS <http://www.quake.ca.gov/>
- 13) Asano, K., T. Iwata, and K. Irikura, 2005, Estimation of Source Rupture Process and Strong Ground Motion Simulation of the 2002 Denali, Alaska, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 1701-1715.
- 14) 土木学会・イラン・バム地震被害調査団, 2004, 2003年12月26日イラン・バム地震被害調査報告, 土木学会誌, 89, 4. <https://www.jsce.or.jp/journal/thismonth/200404.htm>
- 15) N. Poiata, H. Miyake, K. Koketsu, and K. Hikima, 2012, Strong-Motion and Teleseismic Waveform Inversions for the Source Process of the 2003 Bam, Iran, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 102, 1477-1496.
- 16) G. Hayes, 2009, Preliminary Result of the July 15, 2009 Mw 7.6 Fiordland Earthquake, [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2009/us2009jcap/finite\\_fault.php](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2009/us2009jcap/finite_fault.php)

- 17) G. Hayes, 2010, Updated Result of the Sep 3, 2010 Mw 7.0 Darfield, South Island New Zealand Earthquake  
[http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010atbj/finite\\_fault.php](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010atbj/finite_fault.php)
- 18) 気象庁：主な地震の CMT 解  
<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/eqdoc.html#table6>
- 19) Iran Strong Motion Network (ISMN), Building and Housing Research Center (BHRC)  
<http://site.bhrc.ac.ir/portal/Default.aspx?tabid=919>
- 20) Geo Net  
<http://info.geonet.org.nz/display/appdata/Processing+Stages+of+Strong-Motion+Data>
- 21) 後藤浩之・森伸一郎, 2011, 地震動の特性, 2011 年「クライストチャーチ地震調査団」報告会資料.  
<http://committees.jsce.or.jp/eec205/system/files/3.%E5%9C%B0%E9%9C%87%E5%8B%95%E3%81%AE%E7%89%B9%E6%80%A7d.pdf>
- 22) 八木勇治・笠原天人, 2011, 2011 年 2 月 22 日にニュージーランドで発生した地震 (暫定)  
<http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~yagi-y/EQ/20110222NZ/>
- 23) Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata, 2000, Fault Geometry at the Rupture Termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 90, 17-133.
- 24) 気象庁, 87 型電磁式強震計波形データ, CD-ROM.
- 25) 国土交通省港湾局, 港湾地域強震観測網  
<http://www.mlit.go.jp/kowan/kyosin/eq.htm>
- 26) 財団法人震災予防協会, 1998, 強震動アレー観測, No.3.
- 27) 一般財団法人日本大ダム会議, 2002, ACCELERATION RECORDS ON DAMS AND FOUNDATIONS.
- 28) 関西地震観測研究協議会, 2004, 関西の地震記録～関震協観測 10 周年記念 CD-ROM～.
- 29) Kagawa, T., K. Irikura, and I. Yokoi, 1996, RESTORING CLIPPED RECORDS OF NEAR-FIELD STRONG GROUND MOTION DURING THE 1995 HYOGO-KEN NANBU (KOBE), JAPAN EARTHQUAKE, Journal of Natural Disaster Science, 18, 1, 43-57.
- 30) 年縄巧・赤澤隆士・香川敬生, 1997, 1995 年兵庫県南部地震の際大阪府豊中市で観測された強震記録の復元, 地震 2, 50, 337-340.
- 31) 防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net)  
<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
- 32) 気象庁, 95 型震度計波形データ, CD-ROM.
- 33) Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, M. Ohtake, S. Kinoshita, and H. Hamaguchi, 2002, Broadband source process of the 1998 Iwate prefecture, Japan, earthquake as revealed from inversion analyses of seismic waveforms and envelopes. Bull. Seism. Soc. Am., 92, 1708-1720.

- 34) Iwata, T., H. Sekiguchi, Y. Matsumoto, H. Miyake, and K. Irikura, 2000, Source process of the 2000 western Tottori Prefecture earthquake and near-source strong ground motion, paper presented at 2000 Fall Meeting Seism. Soc. of Japan, Tsukuba.
- 35) 川崎将生・伊藤壮志: 国土交通省所管ダムの地震加速度記録, 国総研資料, 第 734 号 <http://www.nilim.go.jp/lab/bcg/siryou/tnn/tnn0734.htm>
- 36) Asano, K. and T. Iwata, 2009, Source Rupture Process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata Prefecture, Japan, Earthquake Inferred from Waveform Inversion with Dense Strong-Motion Data, Bull. Seism. Soc. Am., 99, 123–140.
- 37) Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi, 2010, Rupture Process of the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, Bull. Seism. Soc. Am., 100, 256–266.

## 2. 震源解析と特性化震源モデルの構築

### 2.1. はじめに

本検討では、前章にて収集対象とした地震のうち、地表変位が現れた 1999 年集集地震を対象に、既往研究を参考に周期帯に応じた 2 種類（①周期 0.1～2 秒程度、②周期 2～10 秒程度）の特性化震源モデルを検討し、解析結果と収集した観測記録との比較を行った。

次に、収集データに基づく震源モデルを利用した動力学シミュレーションの検討として、大地震時の震源断層近傍における断層変位および地震動を統計的(stochastic)動力学モデルにより数値的に評価し、観測波形データや経験的な強震動予測式との比較を行った。

### 2.2. 本検討の実施方針

#### 2.2.1. 既往の研究

1999 年集集地震については、昨年度事業でも検討を実施しているほか、多数の研究成果がある。ここでは参考となる既往の研究について整理し、実施方針を検討した。

#### (1) 震源インバージョン

##### (i) 関口・岩田(2001)

図 2.2-1 に示す震源断層からの距離がおおよそ 70km 程度にある 31 点の観測点がい用いられ、周期 2～20 秒を対象としている。断層面は図 2.2-2 に示すように複雑な面が仮定されている。地表地震断層に近いところでは地表地震断層の平均走向と同じ走向 ( $N3^{\circ} E$ ) を持ち、東へ  $30^{\circ}$  傾いている。破壊開始点より南側では、断層の最深部まで傾斜は  $30^{\circ}$  と一定であるが、北部ではある深さから傾斜が緩くなっている。また、北縁部では、地表地震断層がほぼ直角に東へ折れ曲がっているのに合わせ、南傾斜の面をつないでいる。なお、解析では、地表に投影した際に 3km 四方となるようなサブフォールトに分割している。

このような複雑な断層面を設定した理由としては、筆者らが初期的な解析を実施した際に震源断層北西部の観測点で見られる長周期地震動の再現性が悪かったこと、地表地震断層の走向と長周期表面波により決められたハーバード CMT 解の断層面の走向が大きく食い違っていることや、先行研究や余震分布では破壊開始点の北側と南側で走向や傾斜が異なるような結果や傾向が見られることを挙げている。

地盤モデルとしては、Chung and Yeh (1997)が短周期表面波の分散特性から推定した地下構造を参考として、山岳地域、山麓丘陵地域、平野の 3 種類の一次元構造モデルを設定し、観測点の位置により適当なモデルを用いている。

震源インバージョンにより得られたすべり分布を図 2.2-3 に示す。破壊は主に破壊開始点から北方へ広がり、北方へ行くにしたがって東側の深い方へも広がっている。また、図 2.2-4 に示す合成波形と観測記録との比較では、震源域北方で顕著な 10 秒前後のパルスが良く再現されている。

全ての要素震源のモーメントテンソルを時間及び空間のずれを考えずに足し合わせたものは、ハーバードの CMT 解のメカニズムと良く一致していることから、この

カーブした断層面の妥当性が示され、また、断層北部の大きな食い違いの要因がこのような断層面の存在にあるとしている。

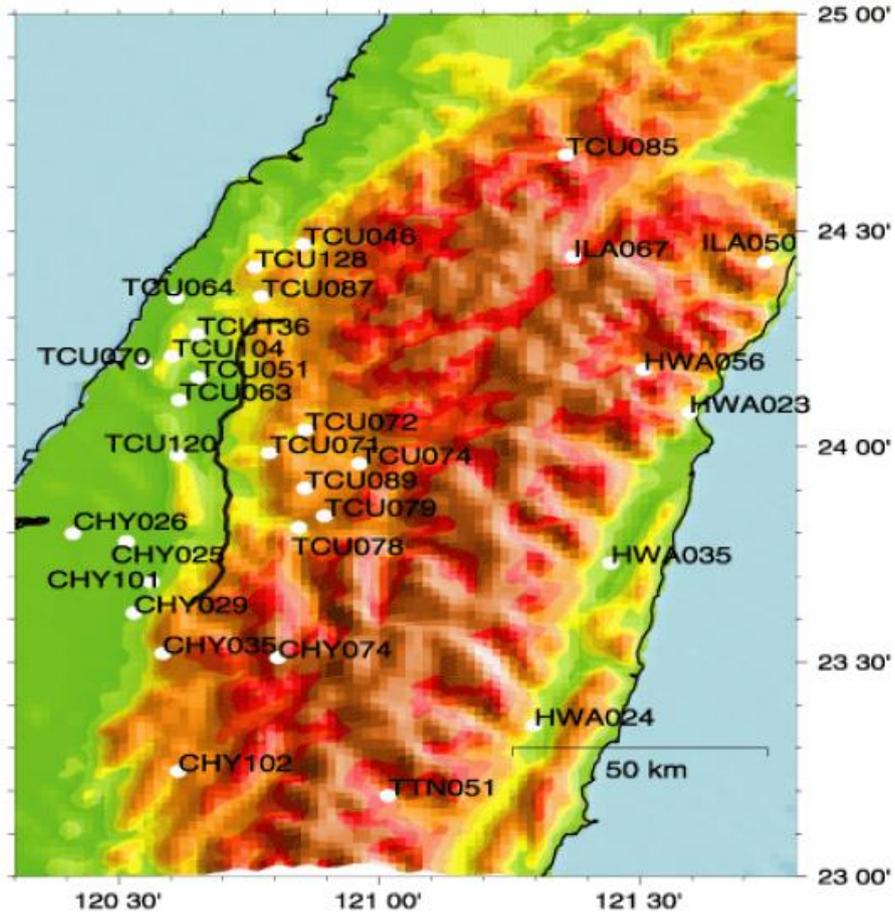


図 2.2-1 震源インバージョンに用いられた観測点 (関口・岩田(2001))

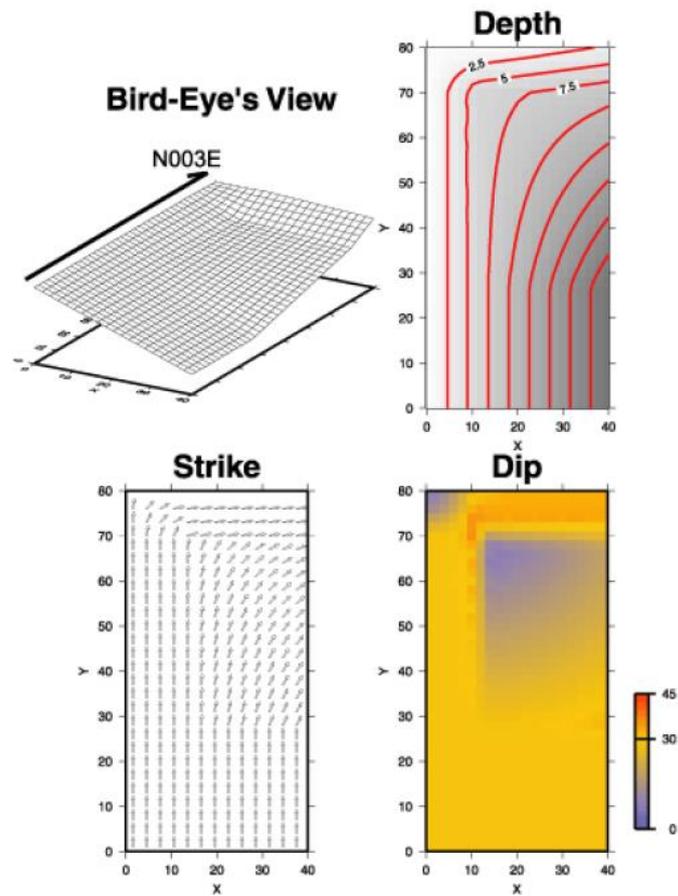


図 2.2-2 震源インバージョンで仮定された断層面（関口・岩田(2001)）

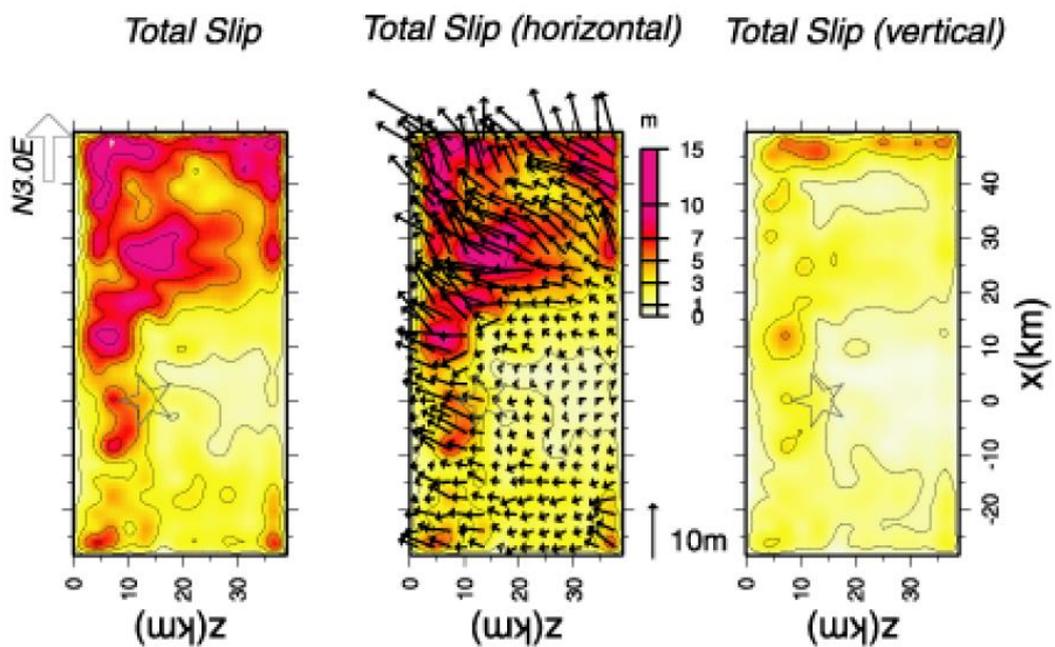


図 2.2-3 震源インバージョンにより得られた最終すべり量分布（関口・岩田(2001)）

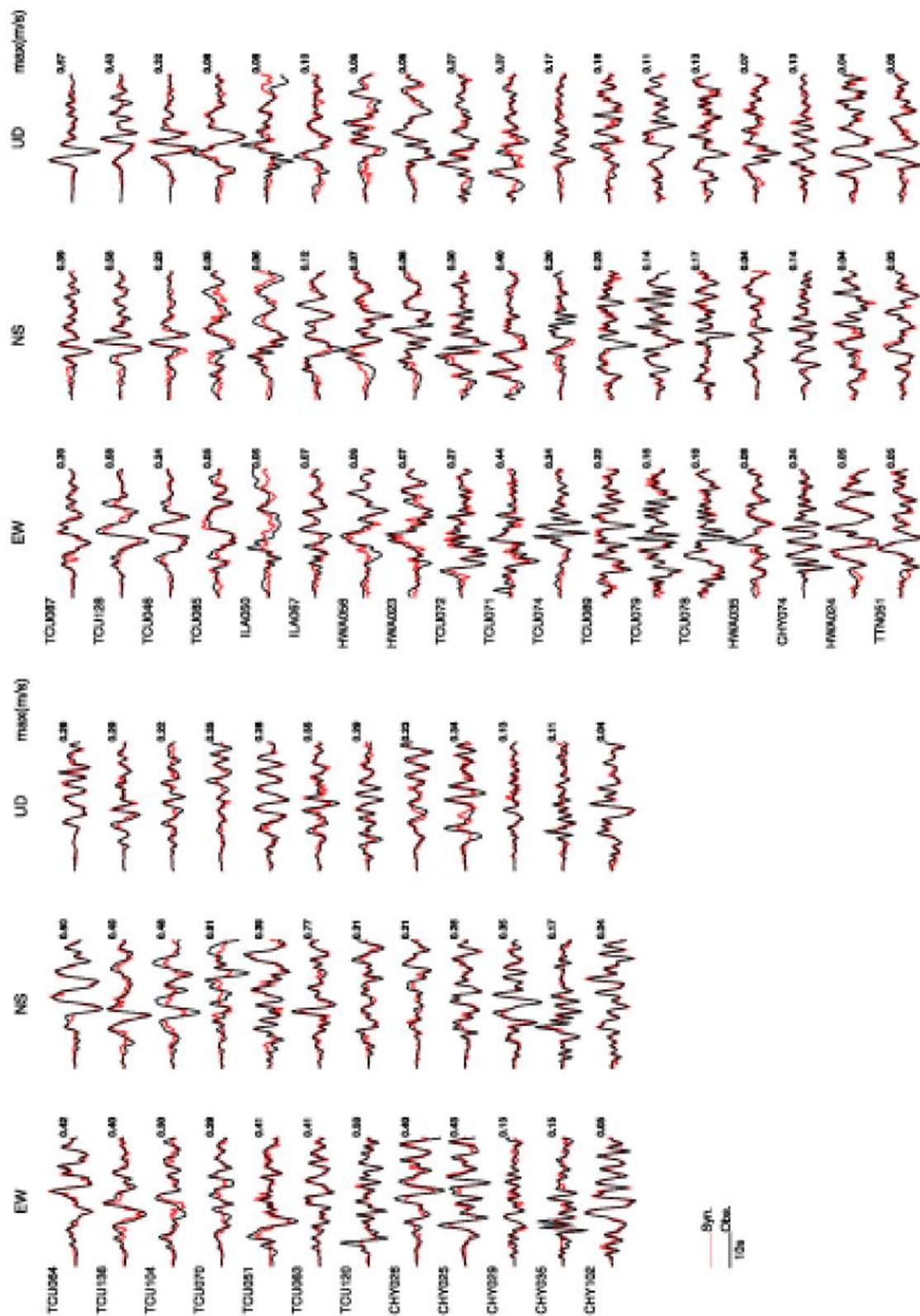


図 2.2-4 震源インバージョン結果による合成波形と観測記録との比較 (0.05~0.5Hz)  
(関口・岩田(2001))

(ii) Wu et al. (2001)

図 2.2-5 に示す観測点を用い、図 2.2-6 に示す断層面を単純な矩形モデル (Model A) と断層北部の折れ曲がり を考慮したモデル (Model B)、および Model B に小断層を追加したモデル (Model C) を仮定し、0.016~0.5Hz を対象に震源インバージョンを実施している。

インバージョンの実施にあたっては、台湾東部、断層上盤側の地盤構造は Chen(1995)を参考として、断層下盤側の地盤構造は Chen(1995)に加え、Chung and Yeh (1997)が短周期表面波の分散特性から推定した地下構造を参考として、それぞれ設定している。これらの地盤構造を表 2.2-1 に示す。

以上の条件での震源インバージョン解析の結果、Model C が観測波形および GPS の記録との対応が良いことを示している。

図 2.2-7 に Model C による合成波形と観測記録との比較 (速度波形) を示す。

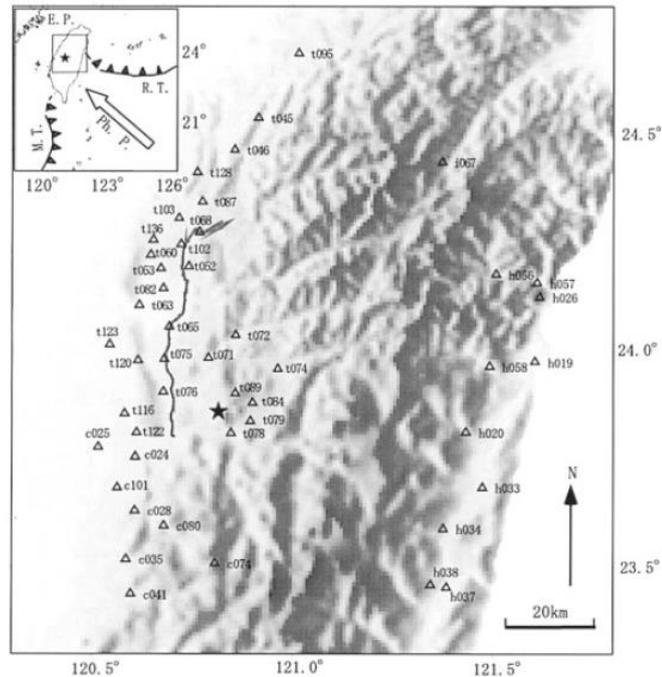


図 2.2-5 震源インバージョンに利用した観測点(Wu et al. (2001))

表 2.2-1(1) 台湾東部の観測点に用いられた地盤構造(Wu et al. (2001) )

$V_p$	$V_s$	Density	Depth	$Q_p$	$Q_s$
3.49	1.96	2.30	0.0	300.0	150.0
4.30	2.49	2.40	2.0	400.0	200.0
5.05	2.89	2.50	4.0	500.0	250.0
5.70	3.29	2.60	9.0	500.0	250.0
6.00	3.49	2.65	13.0	500.0	250.0
6.31	3.63	2.90	17.0	500.0	250.0
6.80	3.91	3.00	25.0	600.0	300.0
7.30	4.21	3.20	30.0	800.0	400.0
7.79	4.50	3.15	35.0	1000.0	500.0
8.18	4.79	3.20	50.0	1000.0	500.0
8.36	4.82	3.25	70.0	1000.0	500.0
8.19	4.73	3.25	140.0	1000.0	500.0
8.40	4.86	3.30	170.0	1000.0	500.0
8.70	5.09	3.30	240.0	1000.0	500.0

表 2.2-1(2) 断層上盤側の観測点に用いられた地盤構造(Wu et al. (2001) )

$V_p$	$V_s$	Density	Depth	$Q_p$	$Q_s$
3.61	2.04	2.30	0.0	500.0	250.0
4.66	2.73	2.40	2.0	500.0	250.0
5.45	3.16	2.50	4.0	500.0	250.0
5.76	3.39	2.60	9.0	600.0	300.0
6.15	3.58	2.70	13.0	600.0	300.0
6.26	3.59	2.80	17.0	800.0	400.0
6.71	3.89	2.90	25.0	1000.0	500.0
7.11	4.11	3.15	30.0	1000.0	500.0
7.50	4.32	3.15	35.0	1000.0	500.0
8.01	4.67	3.20	50.0	1000.0	500.0
8.27	4.77	3.25	70.0	1000.0	500.0
8.47	4.97	3.25	110.0	1000.0	500.0
8.31	4.84	3.25	140.0	1000.0	500.0
8.39	4.85	3.30	170.0	1000.0	500.0
8.51	4.92	3.30	200.0	1000.0	500.0
8.70	5.09	3.30	240.0	1000.0	500.0

表 2.2-1(3) 断層下盤側の観測点に用いられた地盤構造(Wu et al. (2001) )

$V_p$	$V_s$	Density	Depth	$Q_p$	$Q_s$
1.56	0.90	2.00	0.0	200.0	100.0
2.29	1.32	2.05	0.29	200.0	100.0
2.74	1.58	2.30	0.71	300.0	150.0
3.78	2.20	2.50	2.09	500.0	250.0
5.04	3.03	2.60	4.0	500.0	250.0
5.71	3.26	2.70	9.0	500.0	250.0
6.05	3.47	2.80	13.0	500.0	250.0
6.44	3.72	2.90	17.0	500.0	250.0
6.83	3.99	3.00	25.0	600.0	300.0
7.28	4.21	3.20	30.0	800.0	400.0
7.77	4.49	3.15	50.0	1000.0	500.0
8.16	4.72	3.25	90.0	1000.0	500.0
8.34	4.79	3.25	110.0	1000.0	500.0
8.20	4.74	3.25	140.0	1000.0	500.0
8.40	4.86	3.30	170.0	1000.0	500.0
8.70	5.09	3.30	240.0	1000.0	500.0

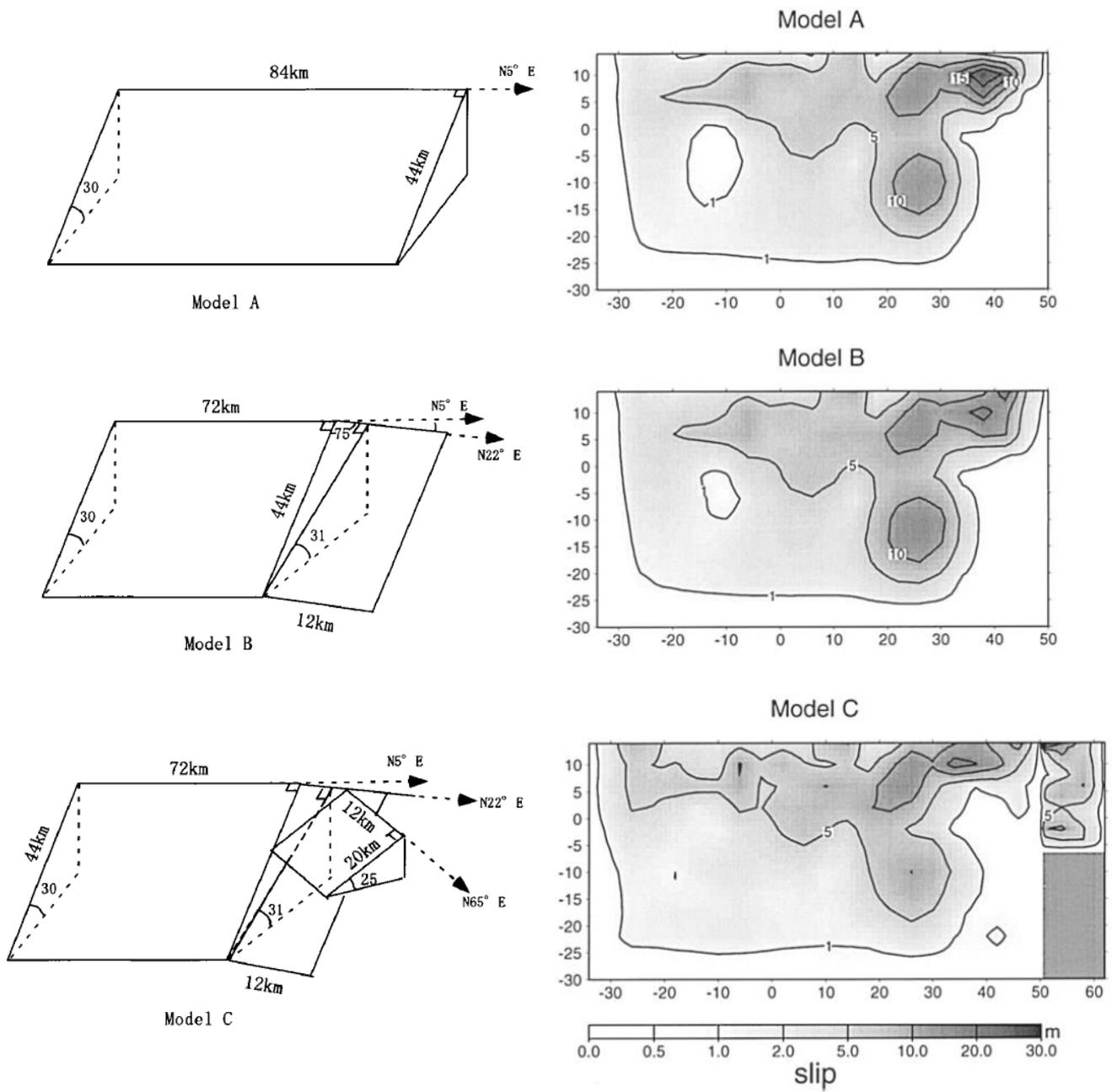


図 2.2-6 震源インバージョンで仮定された断層面と震源インバージョン結果のすべり量分布図(Wu et al.(2001))

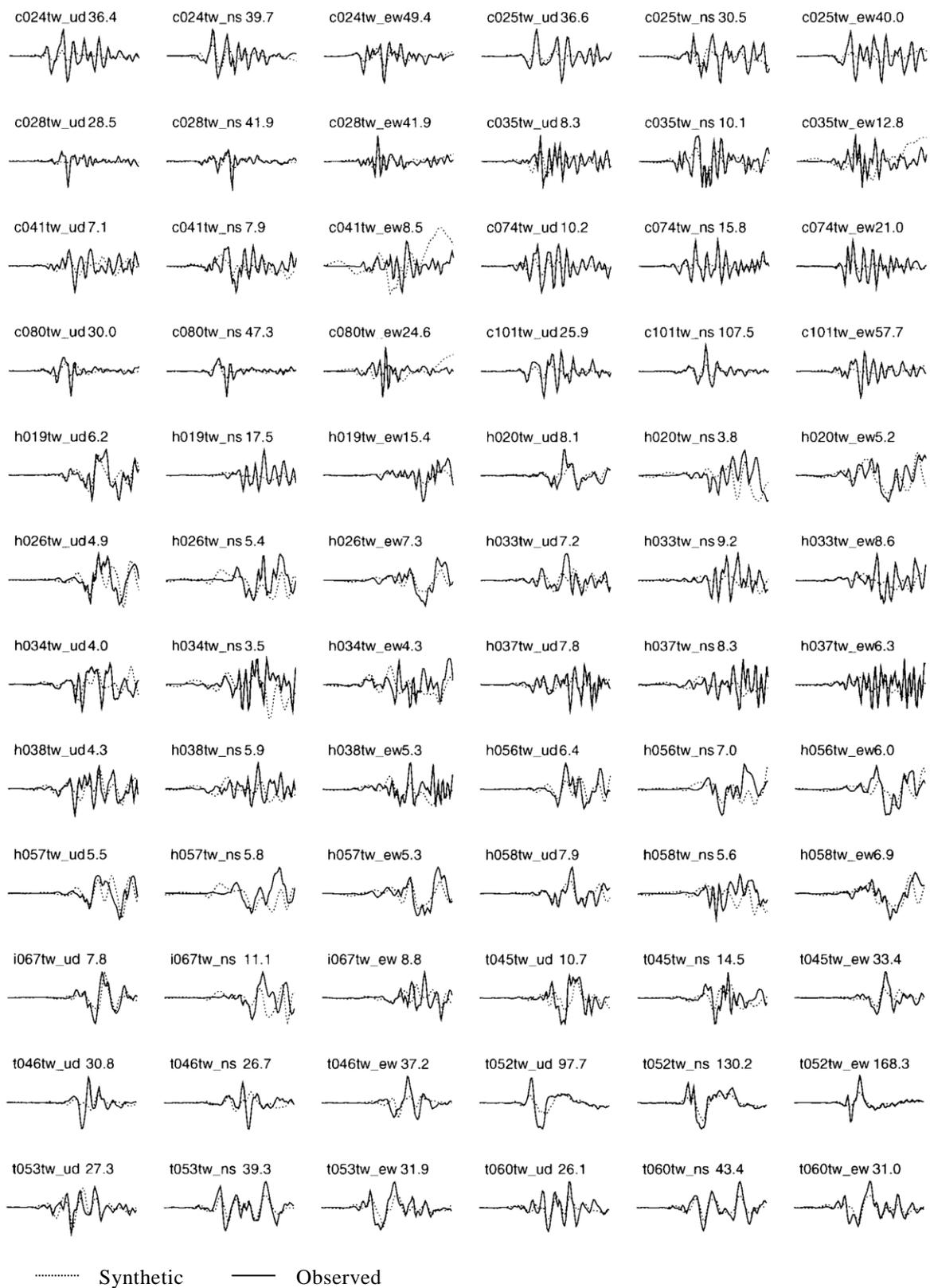
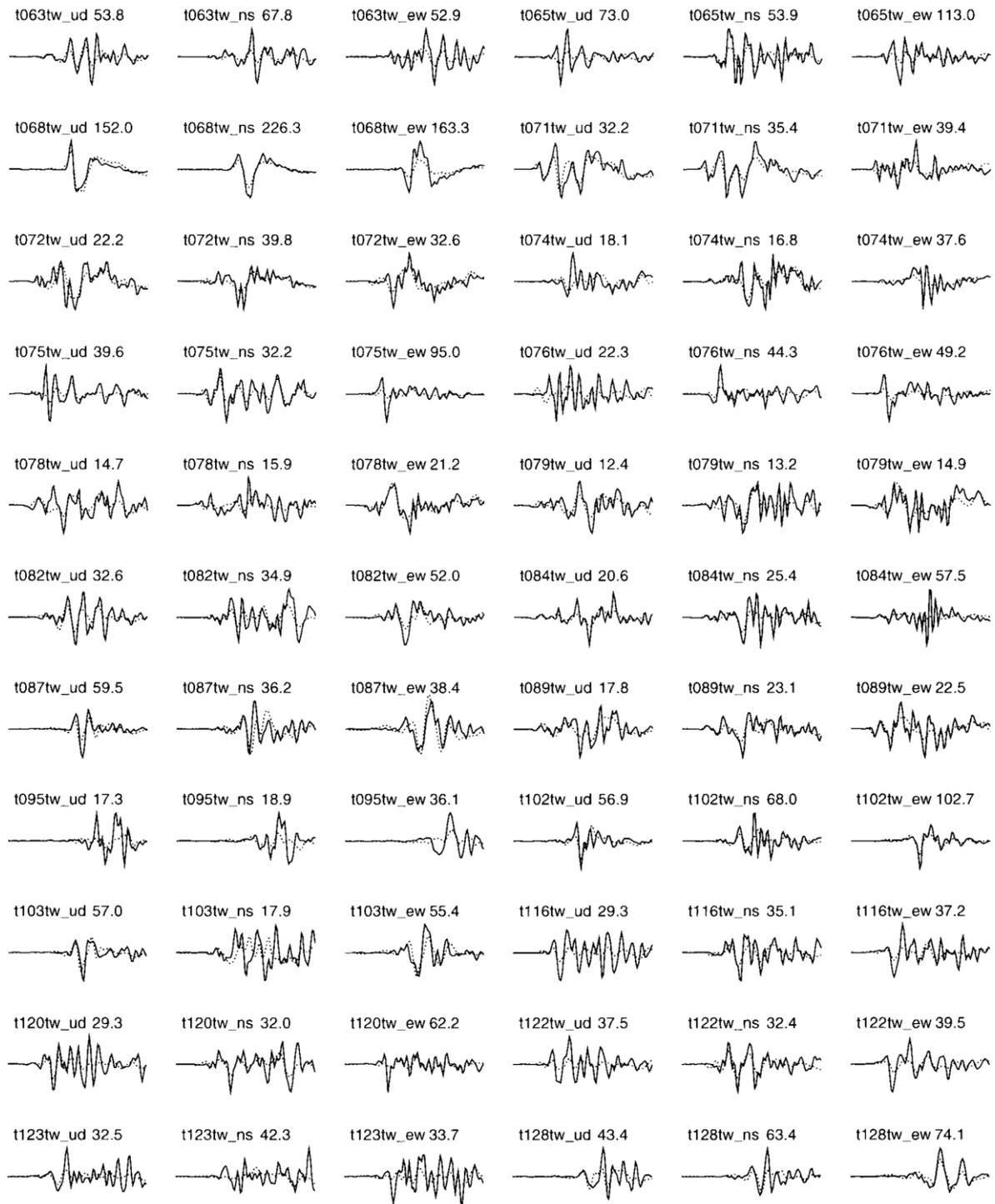


図 2.2-7(1) 震源インバージョン結果による合成波形と観測記録との比較（速度波形、0.016~0.5Hz、Wu et al.(2001)）



..... Synthetic    ——— Observed

図 2.2-7(2) 震源インバージョン結果による合成波形と観測記録との比較（速度波形、0.016~0.5Hz、Wu et al.(2001)）

## (2) 地震動評価結果

### (i) 昨年度事業の成果

昨年度事業では、1999年集集地震を対象に動学的シミュレーションを実施している。図 2.2-8 に、昨年度の動学的シミュレーションで得られたすべり速度時間関数を示す。赤系・黄色系の着色がある矩形は設定された SMGA である。すべり速度がゼロとなるまでの時間は北側（図赤枠）で 7~8 秒程度、南側（図青枠）で 3~4 秒程度である。そのため、北側の方がライズタイムが長いと考えられる。

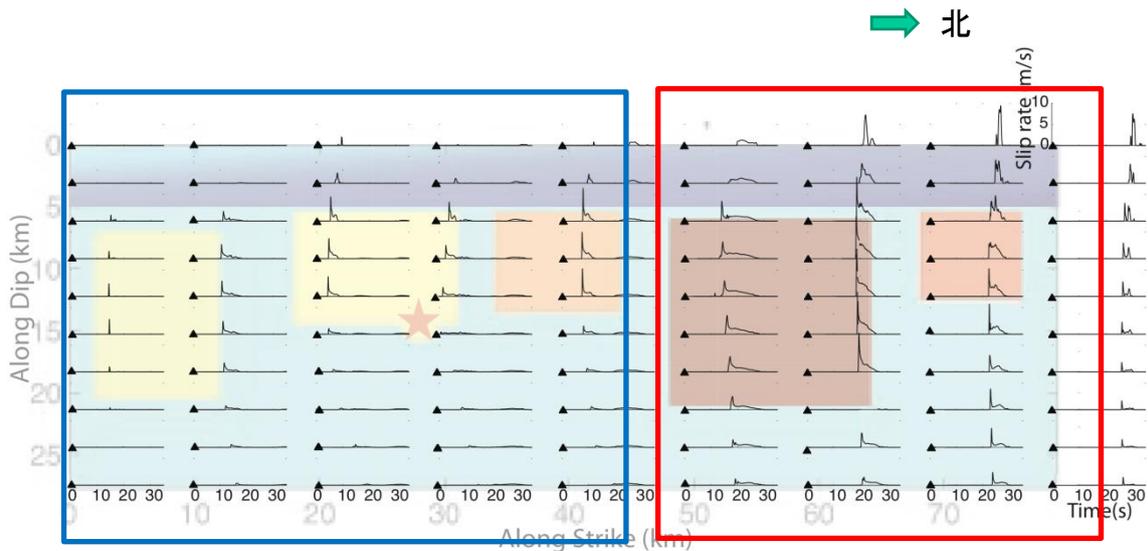


図 2.2-8 昨年度成果の SMGA とすべり速度時間関数（昨年度成果に一部加筆）

### (ii) 釜江・入倉(2002)

岩田・関口(2000)による強震動を用いた波形インバージョン結果を初期モデルとして、すべり量の大きい部分にアスペリティを設定し、各アスペリティからの強震動を短周期側は統計的グリーン関数法、長周期側は波数積分法で評価するハイブリッド法（入倉・釜江(1999)）により合成し、各アスペリティの大きさや応力降下量などをフォワードモデリングにより定量化を行っている。

釜江・入倉(2002)で比較に用いられた観測点と断層との位置関係を図 2.2-9 に、最終的に評価された 3 つの矩形アスペリティを岩田・関口(2000)によるインバージョン結果のすべり分布図に重ね描いた図を図 2.2-10 に、各アスペリティの震源パラメータを表 2.2-2 に、図 2.2-11 に合成波形と観測記録との比較の一部を示す。岩田・関口(2000)では、北部の断層面の形状として伏角が滑らかに変化する曲面を仮定しているが、釜江・入倉(2002)では走向  $N3^{\circ} E$ 、傾斜角  $29^{\circ}$  の平面を仮定している。

釜江・入倉(2002)では、Dalguer et al.(2000)を参考に、第 3 アスペリティの浅部 4km の部分からは 1Hz 以上の高周波地震動が生成されないと仮定することにより、断層北側の観測点での加速度波形の振幅が小さくなり、観測記録と整合する結果となった、と述べられている。また、震源近傍の観測点 TCU078 は、全てのアスペリティとの位置関係によって全て backward 側になり、継続時間の長い波形となっていることが再

現されている。また、断層北側の TCU046 や断層南側の CHY080 は、破壊の forward 側にあたり、指向性パルスが見られている観測記録の特徴を表現している。しかし、いずれも短周期成分が過小評価となっている原因として、短周期側の評価（統計的グリーン関数法）において表層地盤構造を考慮していない点を挙げている。また、TCU078 については、これに加えて第 1 アスペリティと第 3 アスペリティの間にあるすべり量が多い領域をアスペリティとしてモデル化していない点が原因である可能性が高いと述べられている。

その他、断層北側の観測点 TCU068 での観測記録との一致度は非常に悪く、その原因として、地表近くのすべり速度時間関数を考慮した評価が必要であることが示唆されている、と述べられている。

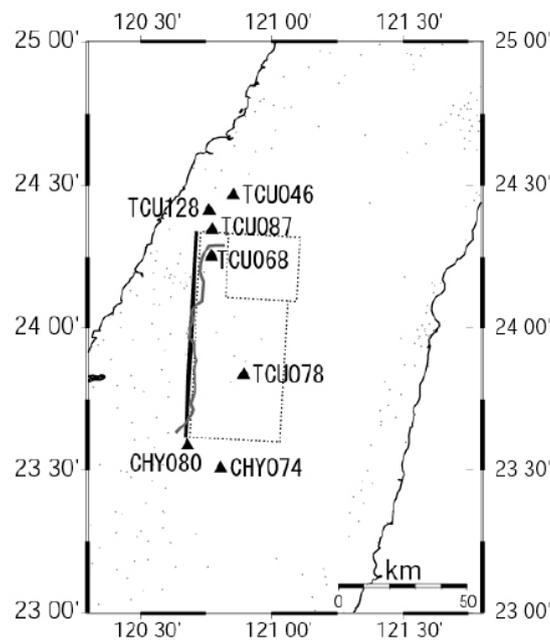


図 2.2-9 シミュレーションの対象とした観測点（釜江・入倉(2002)）

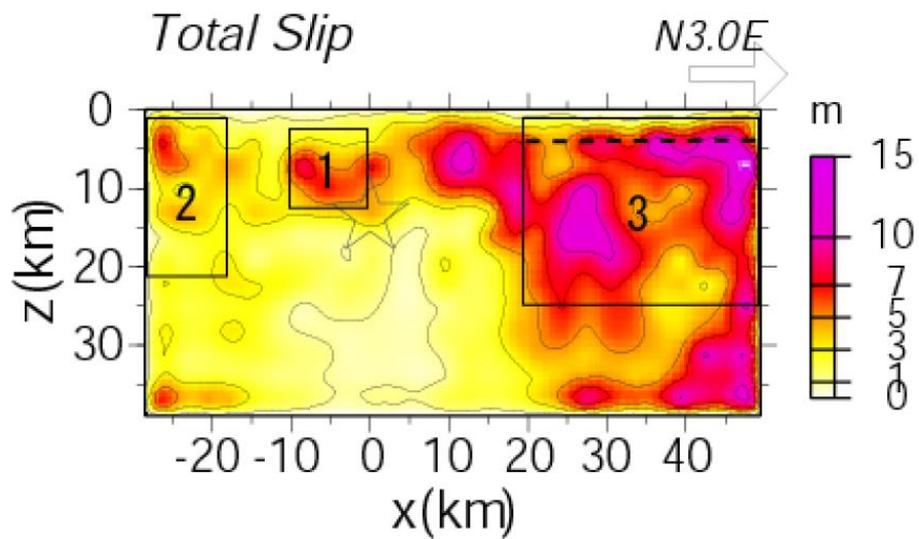


図 2.2-10 釜江・入倉(2002)により評価された3つの矩形アスペリティ  
(背景は岩田・関口(2000)によるインバージョン結果のすべり分布図)

表 2.2-2 釜江・入倉(2002)による震源パラメータ

Asperity	$M_0$	$L \times W$	$\Delta \sigma$	$V_R$	Depth of
	( $N \cdot m$ )	( $km \times km$ )	( $MPa$ )	( $km/s$ )	Top (km)
No. 1	$4.10 \times 10^{18}$	$10 \times 10$	100	2	3
No. 2	$6.88 \times 10^{18}$	$10 \times 20$	100	2	3
No. 3	$7.68 \times 10^{19}$	$30 \times 24$	100	2	3

(※ $\Delta \sigma$ は10(MPa)の誤記と思われる)

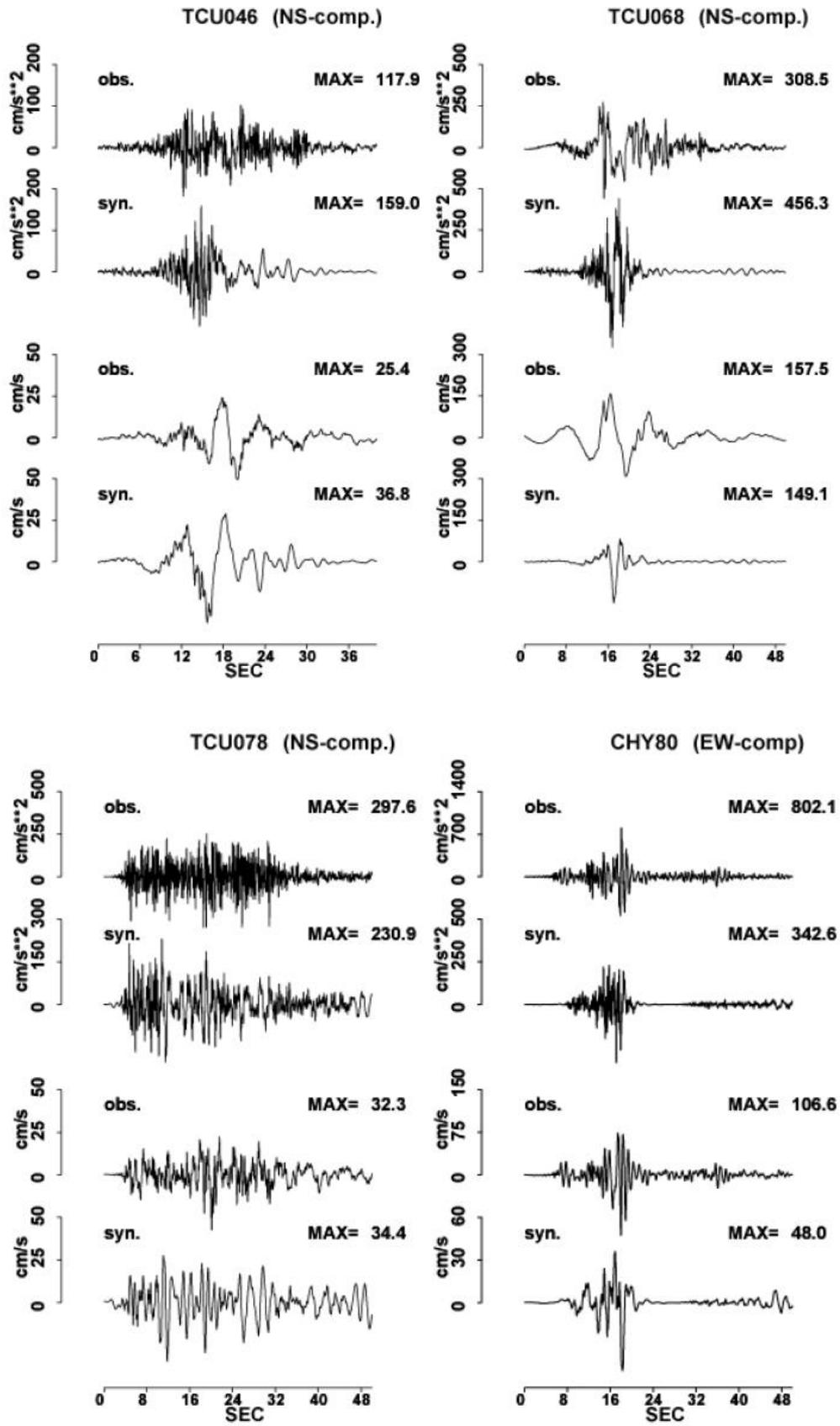


図 2.2-11 合成波形と観測記録との比較 (釜江・入倉(2002))

(iii)Ikeda et al.(2004)

Ikeda et al.(2004)では、関口・岩田(2001)の震源インバージョン結果から得られたすべり分布を参考に釜江・入倉(2002)が設定した震源モデルに対して、震源の北西部にみられるすべり量の大きい領域 (Asperity1 と Asperity3 の間) にアスペリティ (Asperity2) を追加した震源モデルを用い、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震源モデルの構築が行われている。

図 2.2-12 に Ikeda et al.(2004)が比較対象とした観測点と関口・岩田(2000)のすべり分布図との重ね描きを、図 2.2-13 に関口・岩田(2000)のすべり分布と Ikeda et al.(2004)による震源モデルとの重ね描きを示す。

図 2.2-14 に合成波形と観測記録との比較を示す。上記の Asperity4 の追加により、震源近傍の Asperity1 と Asperity4 の間の地点での合成波形が改善されたことが述べられている。その他、アスペリティの面積が破壊域の総面積に占める割合が約 35%であり、入倉・三宅(2001)の経験的特性である 21.5%に比べるとやや大きめである理由として、断層面北側の複雑な破壊過程部分を1つのアスペリティで設定したこと、南側の Asperity4 のサイズの調整が十分ではない可能性が挙げられている。

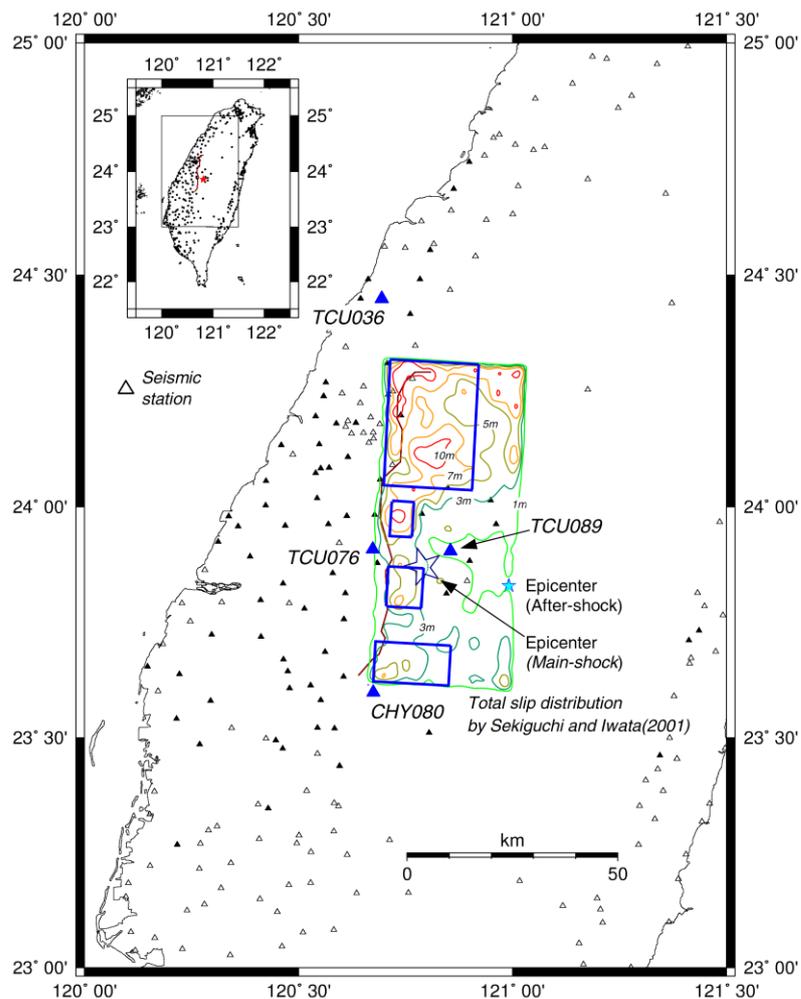


図 2.2-12 1999年集集地震の震央と震源断層および関口・岩田(2000)のすべり分布 (Ikeda et al.(2004))

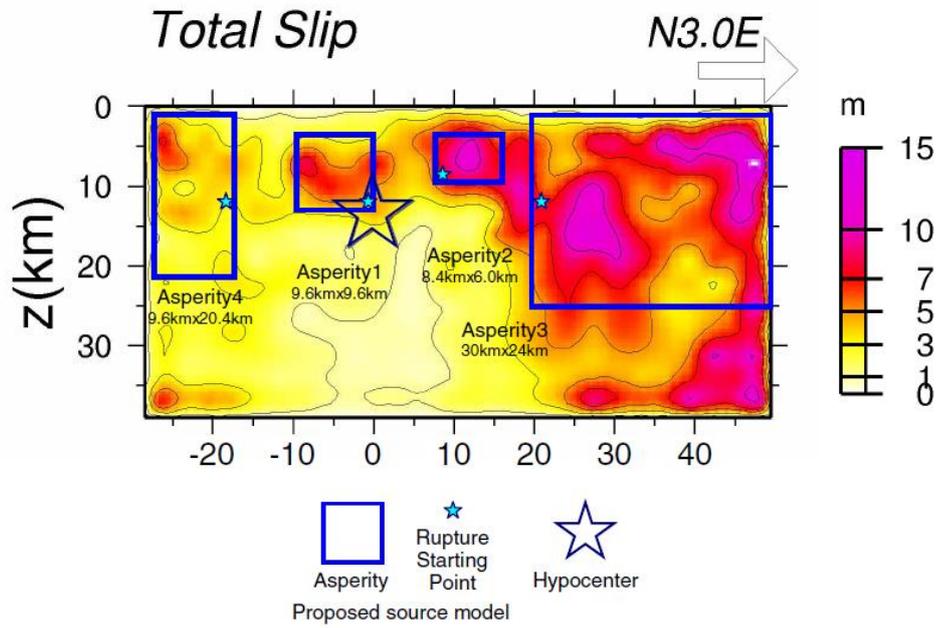


図 2.2-13 関口・岩田(2000)のすべり分布と Ikeda et al.(2004)による震源モデル

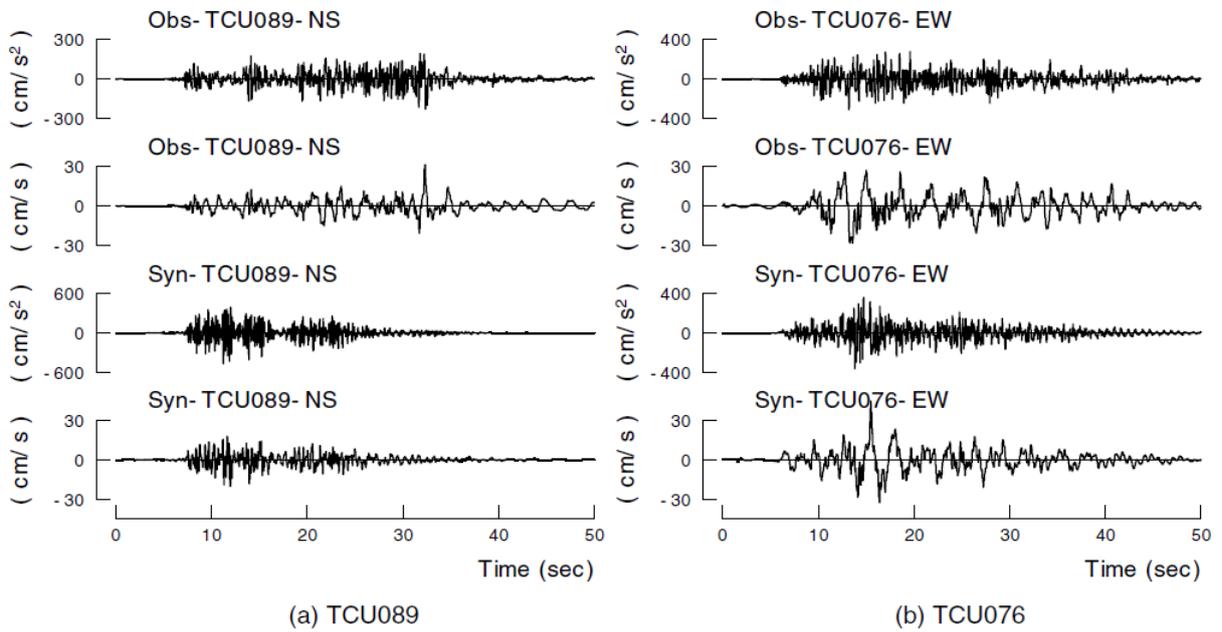


図 2.2-14(1) 合成波形と観測記録との比較 (Ikeda et al.(2004))

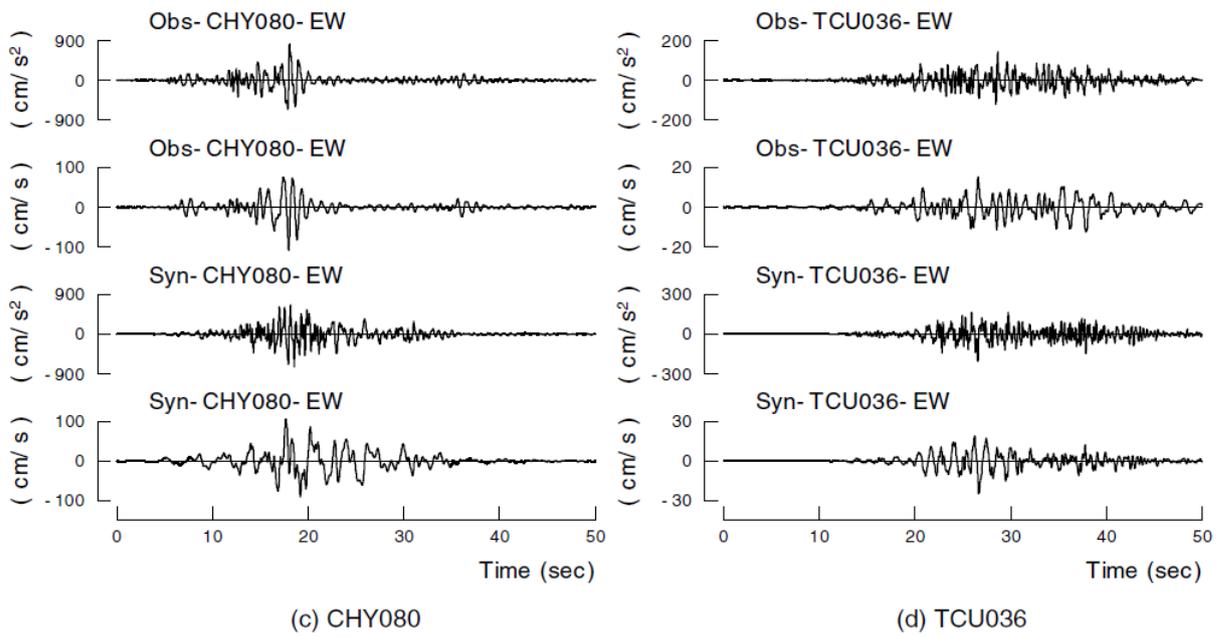


図 2.2-14(2) 合成波形と観測記録との比較 (Ikeda et al.(2004))

(iv)久田(2014)

久田による地震学会強震動講習会資料では、Wu et al.(2001)の震源インバージョン結果を参考に、波数積分法（久田(1997)）により集集地震の本震の解析を行った結果が掲載されている。

図 2.2-15 にすべり分布図と震源付近と最大すべりとなっている要素断層のすべり速度時間関数を示す。これを見ると、断層面北側の最も大きいすべり量は 16m 強となっており、その領域のすべり速度時間関数から読み取ると、すべり角は 60~65 度程度であり、ライズタイムは 7~8 秒程度であることがわかる。

また、震源インバージョン結果のすべり速度時間関数を用いて波数積分法により波形の再現解析を行った結果を図 2.2-16 に示す。特に上盤側の観測点の観測波形をよく説明できていることが示されている。

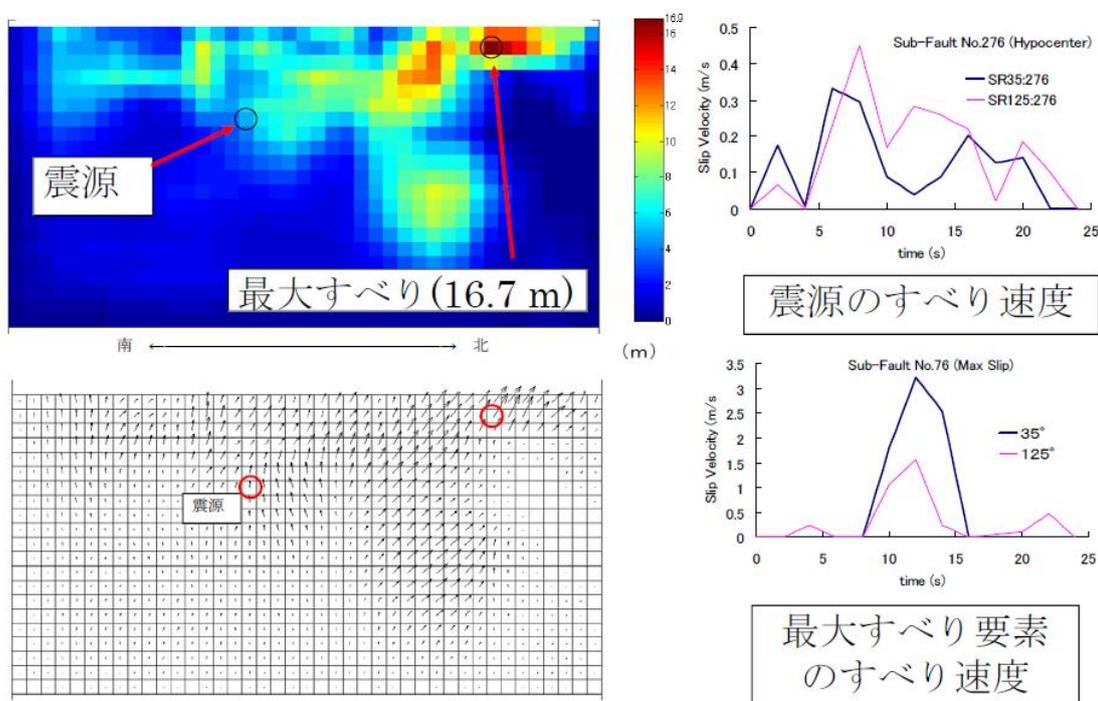
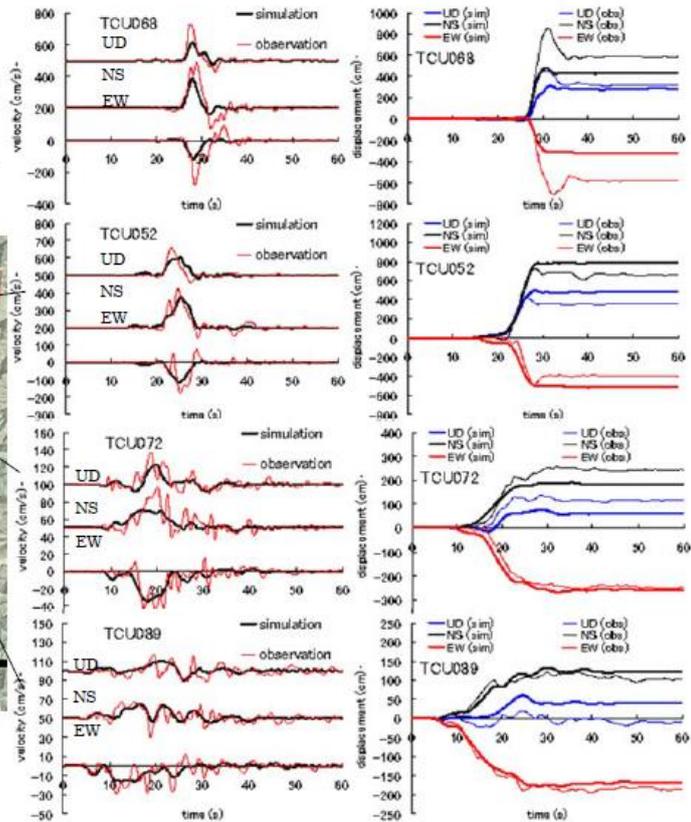
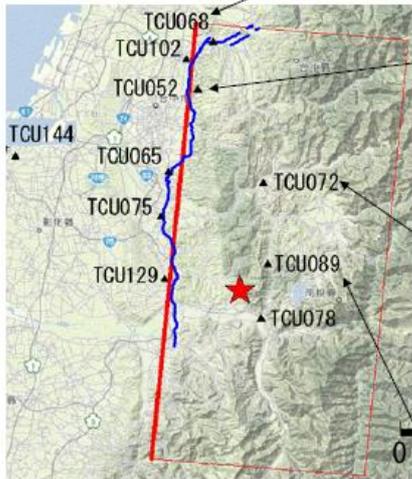


図 2.2-15 Wu et al.(2001)を簡略化した断層モデル（久田(2014)）

# Wuモデルによる 計算(上盤)



# Wuモデルによる 計算(下盤)

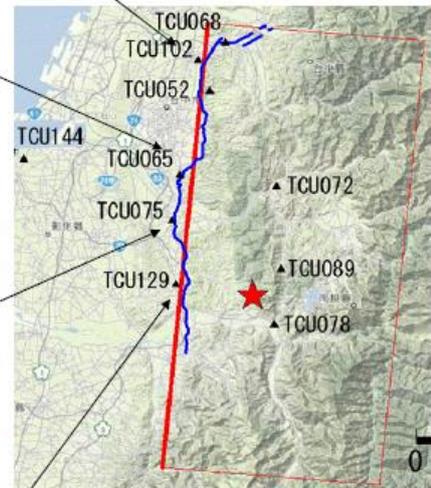
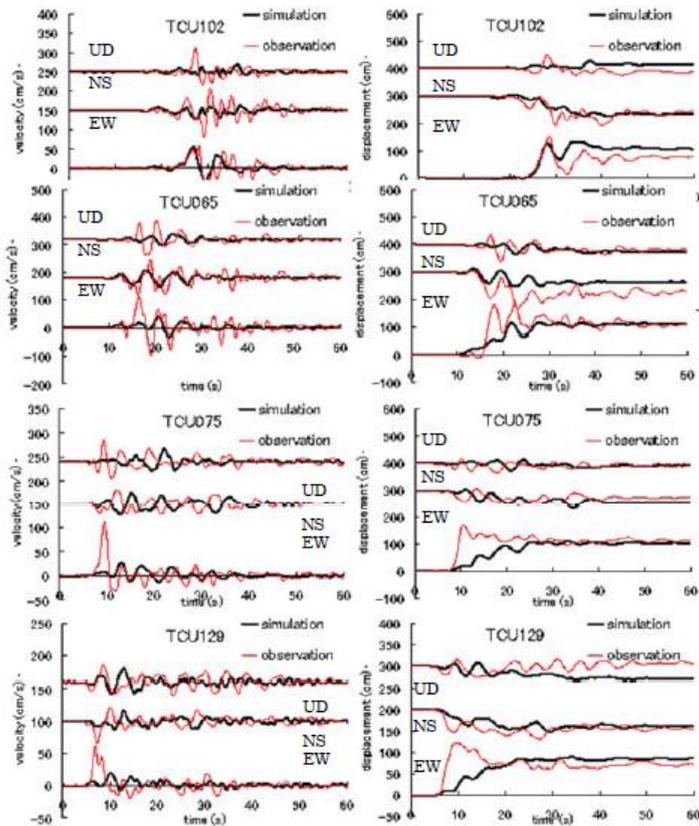


図 2.2-16 解析結果と観測記録との比較 (久田(2014))

### 2.2.2. 本検討の実施方針

前項で整理した既往の研究を参考に、本検討では以下の実施方針とした。

- ・ 既往の研究による震源インバージョンのすべり量分布等を参考に、フォワードモデリングにより、特性化震源モデルの再構築を実施する。
- ・ 断層面はなるべく単純な形状とする。
- ・ 特性化震源モデルは、0.1～2.0 秒程度の短周期側と 2.0～10 秒程度の長周期側についてそれぞれ再構築を行い、両者の関係を比較する。
- ・ 特に断層北側に見られる大速度の観測点での再現性を重視する。

## 2.3. 特性化震源モデルの再構築

### 2.3.1. 長周期を対象とした特性化震源モデルの再構築

#### (1) SMGA の設定方針

本項では、周期 2~10 秒程度を説明できる特性化震源モデルの構築を行った。初期モデルとしては、Ikeda et al. (2004) の設定を参考とした SMGA の数・配置とした。

前節で整理した震源インバージョンが実施された既往の研究では 3 次元的な形状の断層面も提案されている。しかし本検討は単純な断層面で観測記録を説明できる震源モデルを再構築することが目的であることから、走向を 3°、傾斜角は 30° で固定した 1 面の断層面とした。再構築のために調整する項目は SMGA の位置、面積、すべり量、すべり角、ライズタイムとした。調整は観測記録を良く説明できるように試行錯誤的に実施した。

波形評価のための解析手法には波数積分法（久田(1997)）を用いた。すべり速度時間関数には Smoothed Ramp 関数を用いた。合成波形と観測記録との比較は速度波形で行った。時刻歴波形の比較にあたっては、観測記録には周期 1 秒以上のローパスフィルターを施した。地盤モデルは昨年度事業でも利用している、Iwata et al. (2001) で用いられているモデルを利用した。表 2.3-1 に利用した地盤モデルを示す。

なお、Q 値については、対象とする周期帯が 1 秒以上の長周期帯であることから、振動数依存性は考慮せず全周期一定とした。その他、破壊伝播速度は 2.5km/s で固定した。

表 2.3-1 フォワードモデリングに利用した地盤モデル

地層番号	層厚 (m)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	V <sub>p</sub> (m/s)	Q <sub>p</sub>	V <sub>s</sub> (m/s)	Q <sub>s</sub>
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

前述のように、特性化震源モデルの再構築にあたり、大速度が生じた断層面北側観測点で、特に TCU068、TCU052 の 2 観測点の観測記録の再現性を重視したモデル構築を行うこととした。その他の SMGA については、寄与度が高い観測点の再現性を優先したモデル構築を行うこととした。

## (2) 再構築した特性化震源モデルと検証方針

はじめに再構築した特性化震源モデルを図 2.3-1 に示し、各 SMGA の設定パラメータを表 2.3-2 に示す。図 2.3-2 には、地図上に配置した SMGA と比較に用いた観測点との位置関係を示す。再構築した特性化震源モデルの特徴としては、震源インバージョン結果に見られている断層面北側のすべり量が大きい領域に設定した SMGA1 (図中緑色) の内部に、さらに SMGA1a (図中紫色) を設定したことが挙げられる。この SMGA1a は、震源インバージョン結果で断層面北側の浅部に見られている、特に周囲よりもすべり量が大きい領域に設定したものであり、断層面北側で大速度が観測された TCU068、TCU052 の観測記録を説明することを主な目的としている。

再構築した特性化震源モデルの SMGA の総面積は、 $1,031\text{km}^2$  となり、Ikeda et al. (2004) の  $1,052\text{km}^2$  とほぼ等しい値となった。各 SMGA の地震モーメントは、表 2.2-2 に示した、釜江・入倉(2002)の各アスペリティの地震モーメントと結果的に大きく変わらない値となった。また、SMGA の地震モーメントの総和は  $9.33 \times 10^{19}\text{N}\cdot\text{m}$  となり、Mw に換算すると 7.25 となった。これは、関口・岩田(2001)の震源インバージョン結果より得られている Mw7.6 から換算される地震モーメント： $3.16 \times 10^{20}\text{N}\cdot\text{m}$  の 30%程度の値である。

以降では、各 SMGA の設定の過程について説明した上で、再構築したモデルを利用して得られる合成波形と観測記録との比較を示し、モデル構築の妥当性の確認を行う。妥当性の確認は、図 2.3-2 に示すように、各 SMGA の影響を強く受けると考えられる観測点の観測記録と各 SMGA から生成される波を比較することにより実施した。

これらの確認の対象外とした観測点については、複数の SMGA の寄与が考えられることから、上記の確認に続いて総合的に確認する必要があると考えた。そこで、妥当性が確認されたモデルを用いて評価される波形と観測記録との比較を行った。

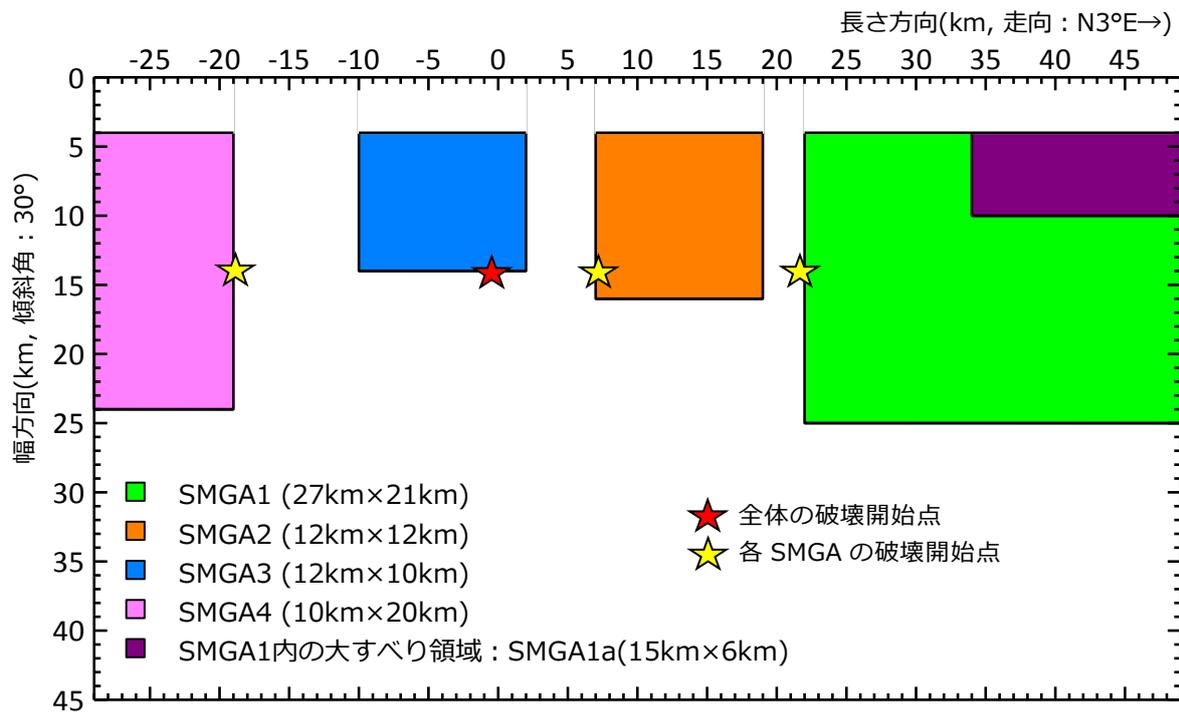


図 2.3-1 再構築した特性化震源モデル

表 2.3-2 再構築した特性化震源モデルのパラメーター一覧

パラメータ	記号	単位	SMGA1	SMGA1a	SMGA2	SMGA3	SMGA4	全体
長さ	L	km	※1 27	15	12	12	10	
幅	W	km	※1 21	6	12	10	20	
面積	S	km <sup>2</sup>	※2 477	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

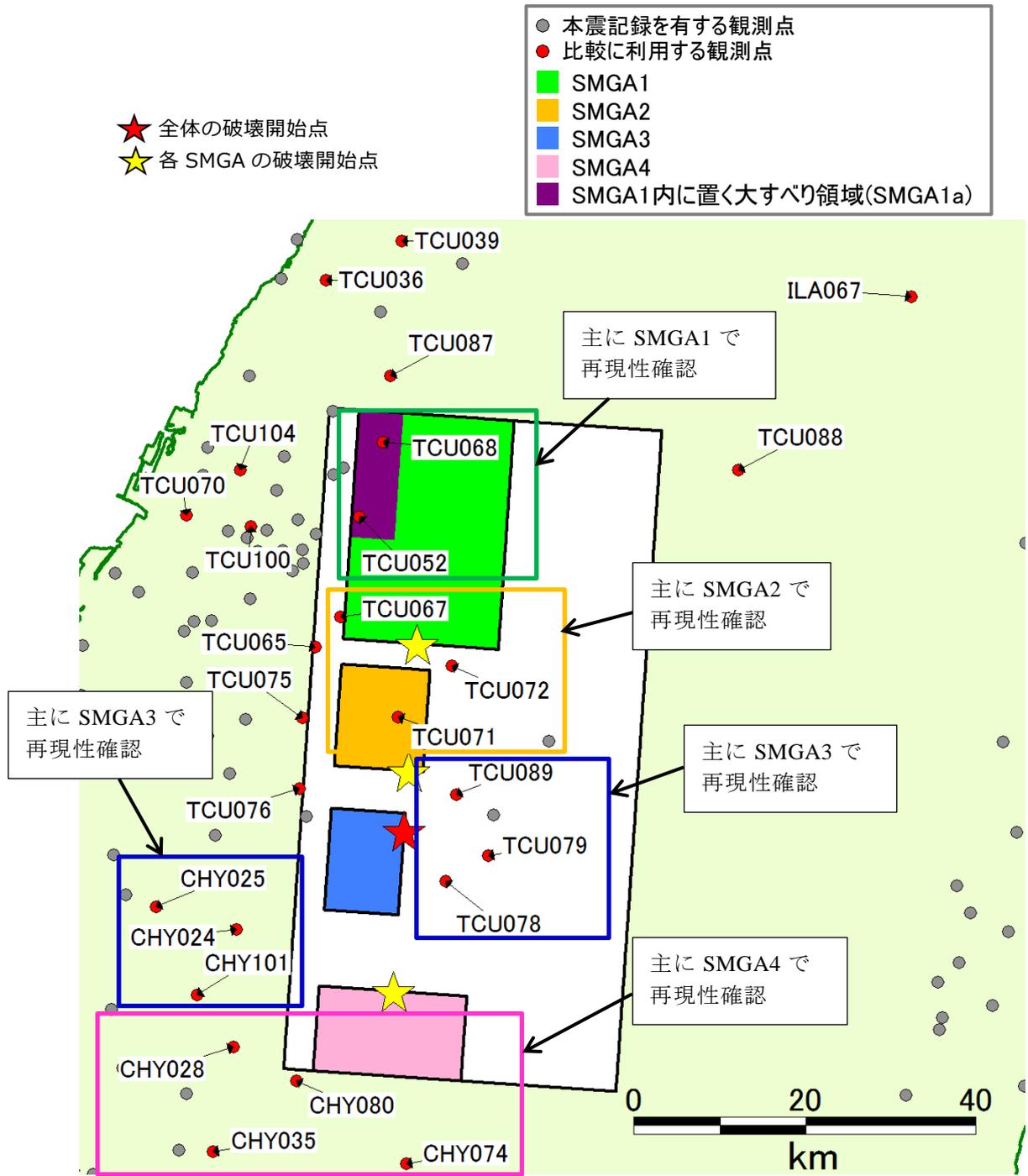


図 2.3-2 構築した特性化震源モデルと観測点との位置関係及び観測記録の再現性を確認する SMGA

### (3) SMGA1 の設定

SMGA1 は、釜江・入倉(2002)および Ikeda et al. (2004)の設定を参考に、関口・岩田(2001)などの震源インバージョン結果に見られる断層面北側の大すべり領域を SMGA として設定したものである。

前述のように、断層面北側の観測点の TCU068、TCU052 では大速度が観測されており、その成因には SMGA1 が大きく寄与しているものと考えられる。しかし、既往の研究による特性化震源モデルでは、これらの観測点での再現性が良好とは言えなかったり、比較結果が示されていない。そこで、これら 2 点の再現性の向上を主目的として特性化震源モデルの再構築を行った。

すべり角の初期値としては釜江・入倉(2002)を引用して  $30^\circ$  に設定した。しかし、釜江・入倉(2002)でも再現性が悪いとの記述があるように、本検討でも同様に再現性が良好とならなかった。そのため、Wu et al. (2001)の震源インバージョン結果より TCU068 や TCU052 付近の小断層のすべり角を参照して、より縦ずれ成分が強く現れる設定に変更した。具体的には試行錯誤の結果、 $75^\circ$  に設定した。

また、ライズタイムの初期値は、釜江・入倉(2002)を引用して 2 秒に設定したが、この設定では周期 10 秒付近にみられる長周期成分を生成することができなかった。図 2.2-15 に示した Wu et al. (2001)の震源インバージョン結果によるすべり速度時間関数を見ると、断層面北側の主要なすべりは、震源付近に比べて 7 秒間程度とかなり長くなっていることが確認できる。さらに、図 2.2-8 に示した昨年度事業の動力的シミュレーションから得られたすべり速度時間関数を見ると、断層面北側の主要なすべりは 7~8 秒間程度と確認できる。そこで、本検討でもこれらを参考として試行錯誤を行った結果、ライズタイムとして 7 秒を用いることとした。

以上の調整の結果、合成波形を観測波形の形状にやや近づけることができたものの、特に EW 成分では大速度となっている TCU068 や TCU052 の特徴的な波形形状がうまく再現できなかった。また、NS、UD 成分においても、波の振幅レベルは観測記録ほどの大きさを表現できなかった。

上記観測点での大振幅の波は指向性パルスにより生成されているものと考えられる。ここまでの検討では、多くの特性化震源モデルの検討で実施されるように、SMGA 内のすべり量は一定に設定した上で、観測記録との比較を行いながら値を試行錯誤的に変える方法により検討を実施してきた。しかし、SMGA 内の各要素断層から発生する波を確認したところ、特に TCU052 や TCU068 の EW 成分では要素断層から発生する波の位相が合わず、打ち消し合いに近い状況も加わって、大きな振幅が生成されていないことがわかった。

関口・岩田(2001)や Wu et al. (2001)の震源インバージョン結果から得られたすべり分布をみると、断層面北側の浅部では特に大きなすべり量が得られている。そこで、この大きなすべり量が得られている位置に、Kurahashi and Irikura(2013)を参考に、平均すべり量が SMGA1 よりも数倍程度大きい「大すべり領域」を設定することとした。これが図 2.3-1 及び図 2.3-2 に示す紫色の領域：SMGA1a である。なお、試行錯誤の結果、SMGA1a の平均すべり量は SMGA1 の 4 倍に設定し、すべり量以外のパラメータは SMGA1 と同一の設定とした。

図 2.3-3 では各観測点で合成される波形への SMGA1a と SMGA1 の寄与度を確認するために、それぞれの領域から生じる波形を分離して示した。これらを見ると、TCU068、

TCU052 では、NS・UD 成分は SMGA1 のみでも特徴的な波形形状が現れているが、EW 成分では SMGA1 のみでは波形形状が不明瞭であることがわかる。これに SMGA1a から発生する波が補われると特徴的な波形形状が明瞭となり、振幅レベルも観測記録に近づくことがわかる。NS 成分についてもほぼ同位相で SMGA1 と SMGA1a の同程度の振幅レベルの波が重なり合い、観測記録に近い振幅レベルを表現できていることがわかる。

さらに、TCU068、TCU052 以外の断層面北側に位置する観測点でも比較を行い、他の観測点での SMGA1 と SMGA1a の影響を確認した。これを図 2.3-4 に示す。TCU087 では、SMGA1 のみでも特徴的な波形形状を表現できているが、EW、UD 成分では振幅レベルがやや不足している。ここに SMGA1a が加わることにより、振幅レベルは観測記録と同程度となるが、NS 成分では過大となっている。さらに遠方となる TCU039 では、SMGA1a が加わることによる振幅の過大評価の傾向は抑えられ、ほぼ観測記録を説明できる振幅レベルとなっていることが確認できる。TCU052 の南方に位置する TCU067 では、SMGA1 のみで特徴的な波形形状と振幅を表現できているが、SMGA1a の影響は小さく、SMGA2 の寄与も見ることがある。

同様に断層面北東側の観測点での比較を図 2.3-5 に示す。特に TCU088 では、観測記録の前半は SMGA1 が、後半を SMGA1a が説明しており、SMGA1 と SMGA1a の両方が観測記録を説明するために必要であることが確認できる。このことから、SMGA1 の東側（断層面の深さ方向）への広がりが必要であると考えられる。

以上のように、震源インバージョン結果で断層面北側の浅部に見られる大すべり領域に、すべり量が周囲よりも大きい領域（SMGA1a）を設定することにより、大速度が観測された TCU068 および TCU052 の観測記録をよく説明できる特性化震源モデルを構築することができた。SMGA1a は観測点によっては振幅レベルをやや過大に評価する要因となる場合もあるものの、この改良により周辺の観測点の観測記録をよく説明できることが確かめられた。

このことから、ある程度の大きさの SMGA の近傍に位置する観測点での観測記録を説明するには、すべり量にコントラストを設定するなど、震源に若干の複雑さを考慮したモデルが必要となる可能性が考えられる。ただし、このような震源に若干の複雑さの考慮を必要とする SMGA の大きさや、SMGA と観測点との距離などについての定量的な議論はできず、今後の課題としたい。

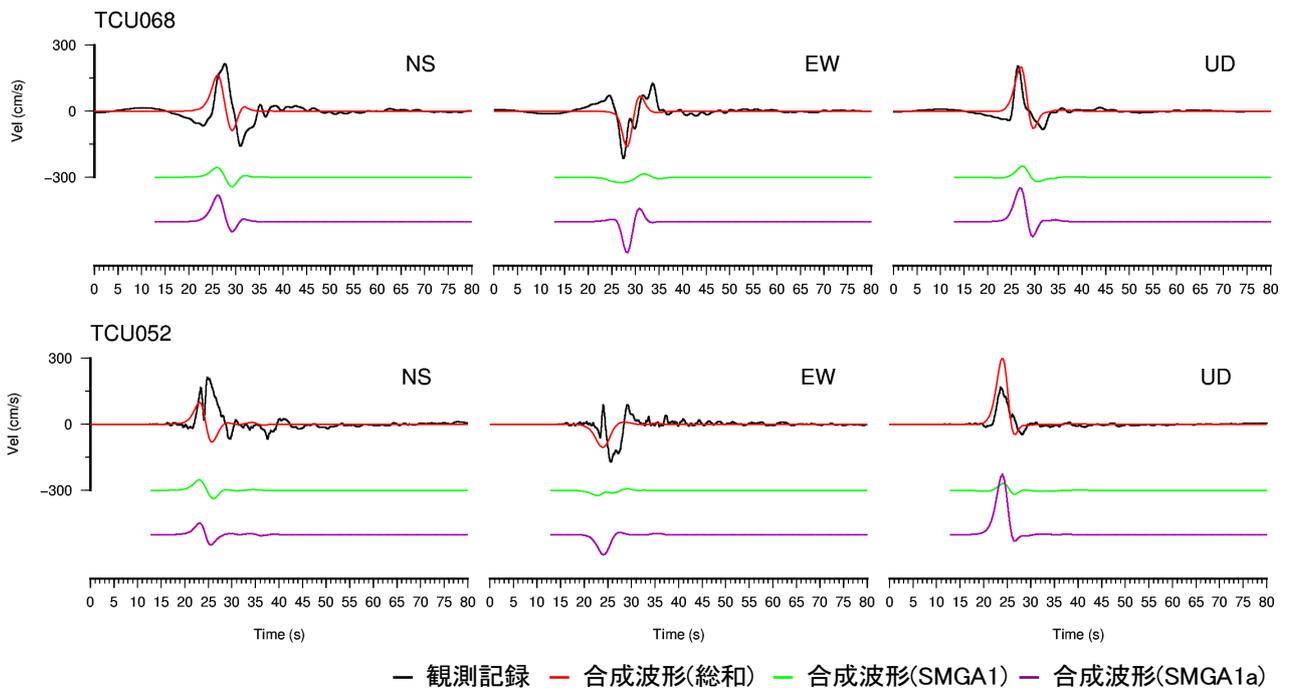
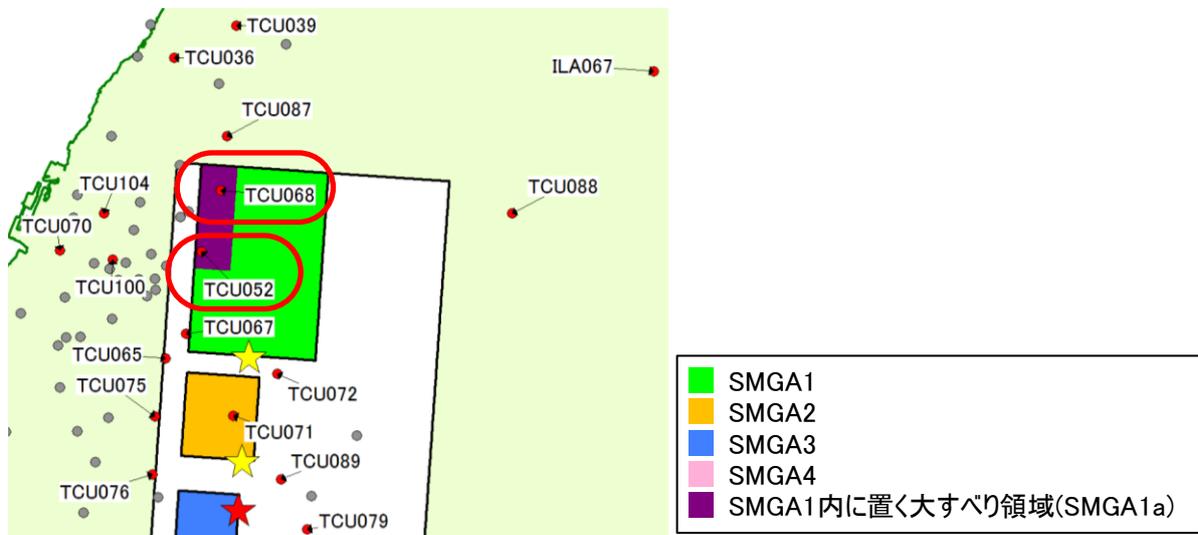


図 2.3-3 断層面北側の大速度観測点における、SMGA1 と SMGA1a の寄与度の比較

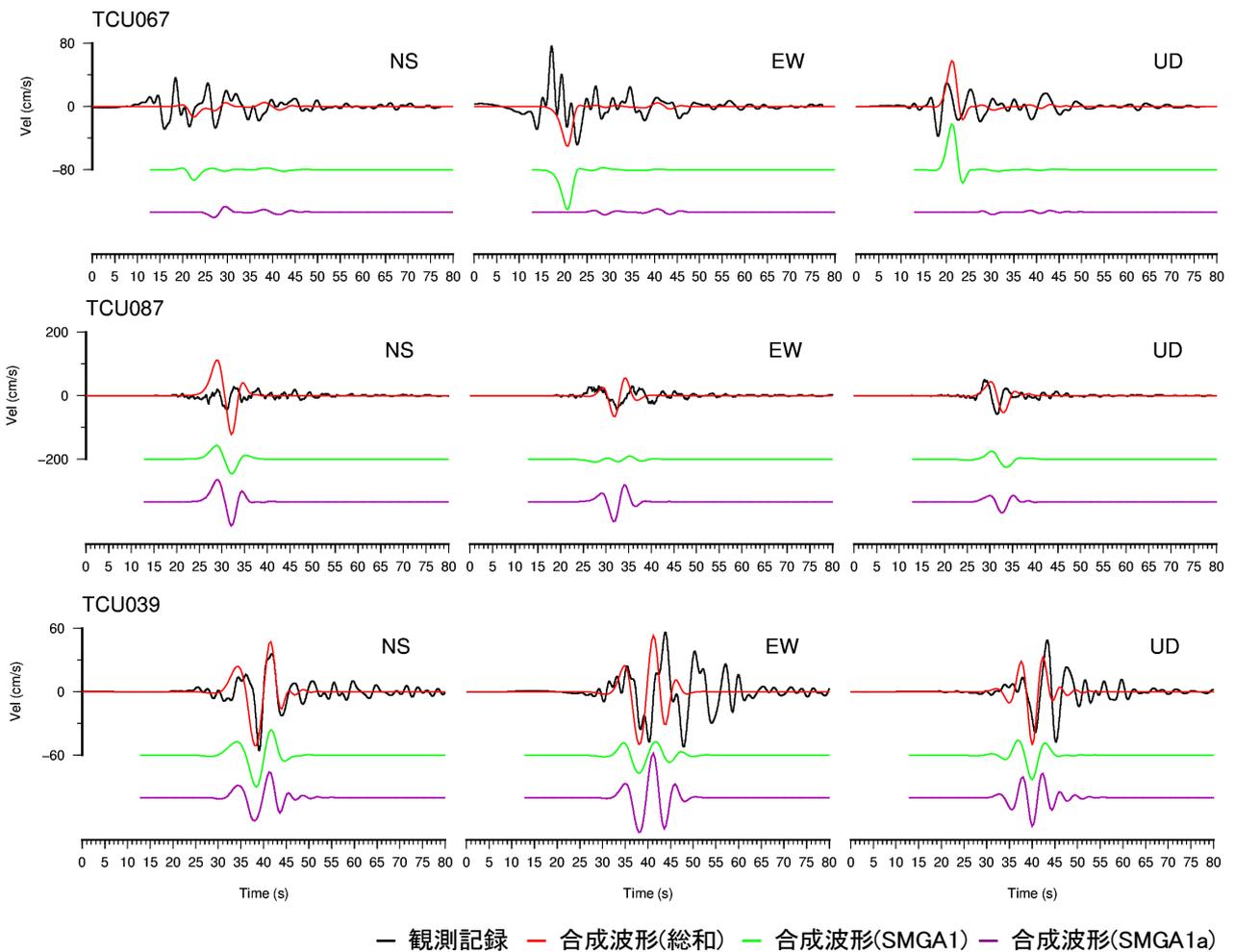
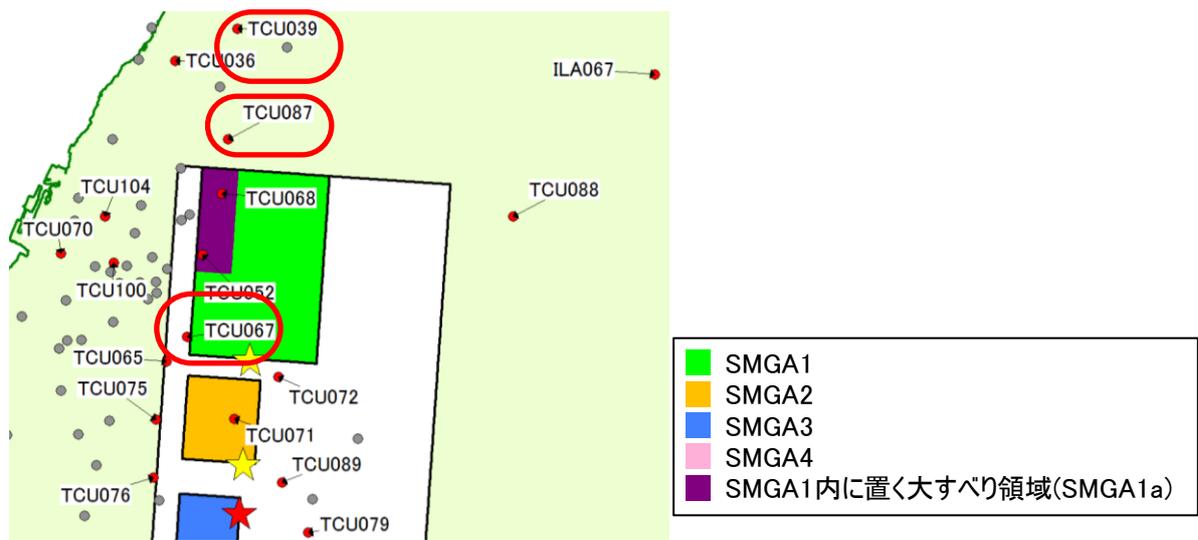
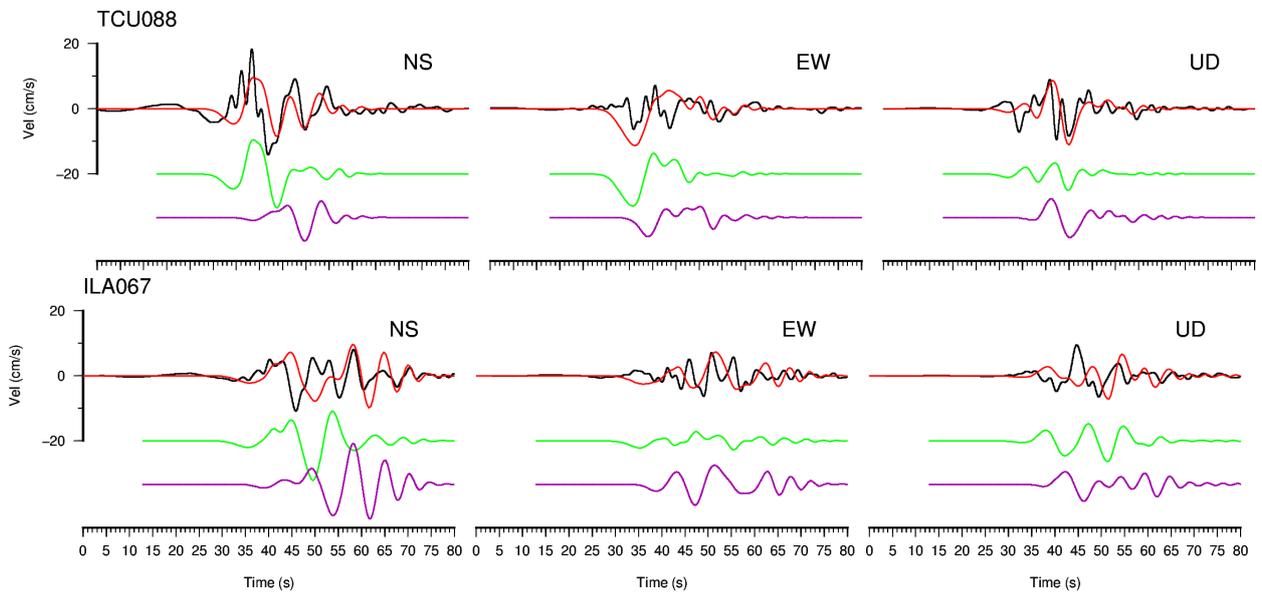
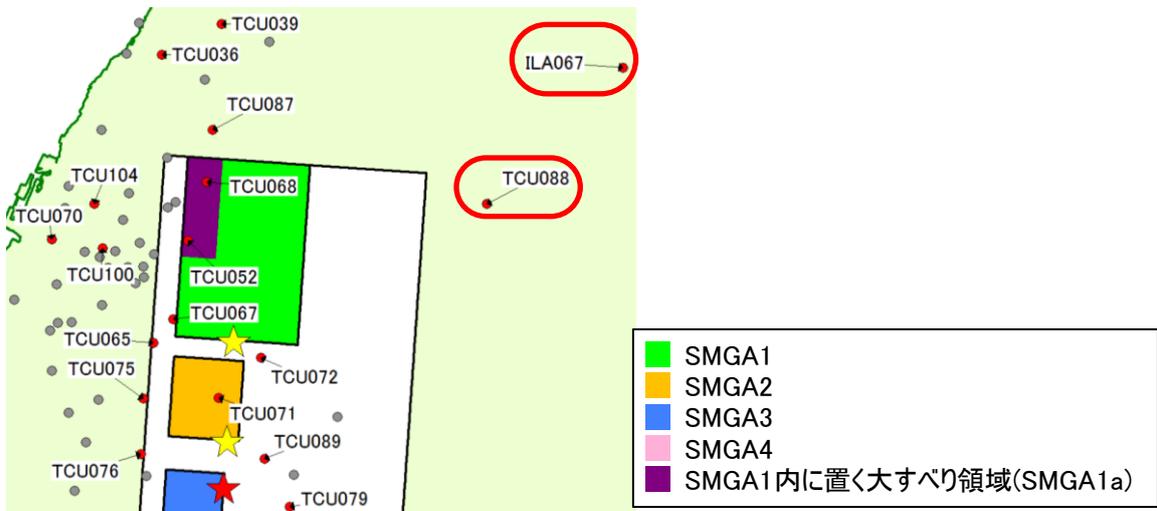


図 2.3-4 断層面北側の観測点での比較



— 観測記録 — 合成波形(総和) — 合成波形(SMGA1) — 合成波形(SMGA1a)

図 2.3-5 断層面北東側の観測点での比較

#### (4) SMGA2、3、4 の設定

SMGA2、3、4 は、図 2.2-13 に示した Ikeda et al. (2004) の Asperity1 (本検討の SMGA3 に対応)、Asperity2 (本検討の SMGA2 に対応)、Asperity4 (本検討の SMGA4 に対応) の位置、面積を参考として初期モデルを構成し、SMGA1 と同様に観測記録を説明できるように、位置、面積、破壊開始点、すべり角、すべり量、ライズタイムを試行錯誤的に調整した。Ikeda et al. (2004) では、位置、面積、破壊開始点以外の記述が見られないが、この論文の先行研究となっている釜江・入倉(2002)では、表 2.2-2 に示すように、Ikeda et al. (2004) の Asperity1,3,4 に相当する各アスペリティについて、地震モーメント、ライズタイム、すべり角について記述がある。本検討では初期値の多くを釜江・入倉(2002)に依った。

すべり角については、Wu et al. (2001) の震源インバージョン結果などを参照して、初期値とした釜江・入倉(2002)の  $60^\circ$  から適宜調整を行った。その結果、SMGA4 は釜江・入倉(2002)と同じ  $60^\circ$  が適していると判断した。その他は試行錯誤の結果、SMGA2 は  $45^\circ$ 、SMGA3 は  $90^\circ$  に設定した。

ライズタイムについては、前節で述べたように、図 2.2-8 に示した昨年度事業の動力的シミュレーションによる結果のすべり速度時間関数を見ると、断層面の北側と南側で特徴が異なり、主要なすべりが北側は長め、南側は短めである傾向が見られている。SMGA2,3,4 は、昨年度事業のモデルと対比すると、ライズタイムが短い南側のグループにはほぼ含まれている。調整を行った結果、3 秒が最適と判断した。この値は、釜江・入倉(2002)の 0.6 秒 (SMGA3,4 に相当する部分のみ) より長い、SMGA1 (釜江・入倉(2002)は 2 秒、本検討は 7 秒) と比較すれば相対的に短い値となった。

その他位置、面積、破壊開始点については、ほぼ Ikeda et al. (2004) と同じ設定となった。地震モーメントについても、比較が可能な SMGA3,4 では、ほぼ釜江・入倉(2002)と同じ値となった。

以上のように再構築した特性化震源モデルを用いて観測記録との比較を行った。断層の中央から南側の観測点については、SMGA1 ほど明瞭にいずれかの SMGA が主に寄与するとは言い難い観測点が多い。そのため、以降では各 SMGA (SMGA1 と SMGA1a は分けず足し合わせた状態とする) から発生した地震波を全て並べて重ね描いた状態を示す。

はじめに、最も南端の SMGA4 について確認する。SMGA4 の南側に位置する CHY028、CHY035、CHY080、CHY074 では、SMGA3 の破壊の伝播方向側に位置していることから、SMGA3 の寄与は無視できないが、より距離が近い SMGA4 の影響が強いと考えられる。そのため、SMGA4 は、この 4 点の観測記録との比較によりモデルの検証を行った。図 2.3-6 にこれら 4 点の比較を示す。いずれの観測点でも、NS 成分の大きな振幅が生じている時刻の波は SMGA4 から発生した波の寄与が大きいことがわかる。また、各成分とも概ね波の特徴を捉えられ、振幅レベルはやや大きい同レベルであることが確認できる。

個々の観測点での比較結果を見ると、断層面の南側に位置する観測点のうち、西寄りの観測点 CHY028 では、NS 成分は S 波初動部をよく説明できているが、観測記録で 25 秒付近に見られる大振幅の波が合成波形では表現できていない。各 SMGA から生成される波に戻れば、やや時刻は早いものの、SMGA4 ではこの大振幅の波に良く似た形状の波が生成されているが、重ね合わせにより SMGA3 から生成される波により打ち消されて

いることが確認できる。同様の状況は UD 成分でも見られている。一方で EW 成分は SMGA3 と SMGA4 の波の重ね合わせにより、20 秒付近に見られる大振幅の波を時刻・位相ともに良く説明できている。なお、3 成分共通して、後続波の再現性は良好とは言えない。

CHY035 での比較では、3 成分共に概ね合成波形は観測記録の特徴を捉えられている。ただし、NS、UD 成分は合成波形の振幅レベルが過大評価となっている。また EW は短周期成分が説明できていない。

南寄りの観測点のうち CHY080 での比較を見ると、各成分共に観測記録の全体的な波形の特徴は SMGA3 からの波が説明しており、SMGA4 からの波は SMGA3 からの波の振幅レベルを強調するような形で寄与している。重ね合わせの結果としては、各成分共に大まかな波の特徴は捉えられ、振幅レベルもほぼ同レベルとなっていることが確認できる。SMGA4 からの波の寄与について確認すると、EW 成分については、SMGA4 からの波に見られるやや周期の短い波は、観測記録と比較して合成波形はやや早めの時刻に現れている。UD 成分では、SMGA4 からの波の振幅レベルが大きい。

CHY074 での比較では、SMGA4 からの波は、観測記録の主要動の初動部分を説明するタイミングに到来しており、波の特徴をある程度捉えられていると言える。しかし、観測記録に対し合成波形は継続時間が短く、後続波を表現できていないと言える。

以上から、SMGA4 は、その寄与が大きい観測点の S 波初動部を説明できていることが確認できた。しかし、継続時間は観測記録と比較して短く、後続波が十分に説明できているとは言えない。その要因の一つとして、地盤構造の影響が挙げられる。Wu et al. (2001)によれば、下盤側には表層に本検討で用いている地盤構造よりも軟弱な層が存在しており、これらの効果により後続波が生成される可能性も考えられる。

次に、SMGA3 について確認を行う。SMGA3 は近傍で断層の下盤側と上盤側に存在する観測点群との比較により検証を行うこととした。具体的には、下盤側は北から CHY025、CHY024、CHY101 を、上盤側は北から TCU089、TCU079、TCU078 の計 6 点を利用した。

図 2.3-7 に SMGA3 周辺の下盤側の観測点での比較を示す。CHY025 での比較では、SMGA3 の寄与が大きいことが確認できる。NS、UD 成分では主要動の初動部分を説明できている。EW 成分では、観測記録の 20 秒付近に見られる特徴的なパルス波が合成波形では小さいが、それ以外の 30 秒程度までの主要動の特徴は説明できていることがわかる。また、3 成分とも後続波は表現できていないことがわかる。

CHY024 では、CHY025 と同様な傾向にあり、主要動の初動部分の特徴は捉えられていると言えるが、時刻 20 秒以降は表現できていない。

CHY101 での比較では、上記 2 点と同様に、3 成分共に S 波初動部分は類似していると言えるが、特に水平成分の観測記録の 25~30 秒に見えるパルス波は全く表現できておらず、SMGA3,4 のすべり角などを調整する余地が残されている。しかし、Wu et al.(2001)の震源インバージョン結果と観測記録との比較を見ると、震源インバージョンにおいてもこのパルス波の再現性は良好とは言えない。そのため、このパルス波は比較的単純なモデルでは再現が困難な可能性もある。

図 2.3-8 に SMGA3 周辺の上盤側の観測点での比較を示す。図より SMGA3 だけでなく SMGA2 の寄与も大きいことがわかる。TCU089 では、水平成分では短周期成分の表現がやや弱いですが、波形全体の特徴は捉えられていることがわかる。UD 成分では、ややタ

タイミングが合っていないものの、S 波の初動と考えられる時刻の振幅レベルは説明できている。しかし、S 波初動以後の波については説明ができていない。この時刻の波は SMGA2 もしくは SMGA3 からの波で表現されるものと考えられる。それぞれ多少は振幅を有している様子ではあるが、振幅が小さく説明できていない。

TCU079 での比較では、同様に S 波初動付近は特徴、振幅レベル共に説明できているが、NS 成分の観測記録の 25 秒付近に見られる、最大値をとるような波が説明できていない。また、全体的に短周期成分が不足しているように見受けられる。

TCU078 での比較では、上記の TCU089、TCU079 と比較して、SMGA3 の寄与が大きい観測点であることがわかる。SMGA3 は S 波初動部の大きな波の特徴や振幅レベルを十分に説明できていると言えるが、観測記録の 30 秒付近に見られる振幅が大きい波を含む後続波は表現できていない。

なお、上記 3 点では SMGA1 からの波が観測記録の後続波をある程度説明しているようにも見える。しかし、本検討で考えていない背景領域からの寄与である可能性もあり、判断が難しい。

以上から、SMGA3 は、SMGA3 から生成される波が支配的である観測点の S 波初動部を説明できていることが確認できた。また、SMGA3 周辺の上盤側観測点ではここでは確認対象としていなかった SMGA2 も観測記録の説明に寄与していることが確認された。SMGA2 については他の観測点でも確認が必要ではあるが、これらの観測点での合成波形と観測波形との対応を見ると、両 SMGA の位置関係や破壊開始点の設定は概ね良好と考えられる。なお、特に下盤側観測点では後続波が説明できていないが、その要因の一つとしては、SMGA4 と同様に地盤構造の影響が挙げられる。

最後に SMGA2 の確認を行う。図 2.3-9 に SMGA2 の周辺の観測点との比較を示す。TCU067 での比較では、3 成分共に主要動部分の特徴を良く捉えており、振幅レベルもよく説明できている。EW、UD 両成分では、主要動部分での SMGA1 との足し合わせのタイミングは概ね良好である。

TCU072 での比較では、EW 成分に見られる特徴的なパルスを表現しようとしているが、SMGA2 と SMGA1 から生成される波とのタイミングがややずれている。また、NS、UD 成分の 20 秒付近の大きな振幅の波を表現できていない。この波は、SMGA1、SMGA2 のいずれから生成されたものであるか判断が難しい。

TCU071 での比較では、ややタイミングがずれているが、SMGA2 から生成される波が S 波初動部分のある程度特徴を捉えて説明できていることがわかる。振幅レベルも概ね対応している。

TCU065 での比較では、EW、UD 成分では S 波初動部の位相を良く表現できている。振幅レベルは UD 成分ではよく説明できているが、EW 成分では合成波形は観測記録の概ね半分程度に留まっている。その他、水平成分に見られる後続波は表現できていない。

TCU075 での比較では、UD 成分は概ね波の形状を捉え、振幅レベルも同程度であると言える。水平成分では NS 成分はやや小さく、EW 成分は 10 秒付近のパルス波が合成波形ではほぼ表現できていない。ただし、このパルス波は、例えば Wu et al.(2001)の震源インバージョン結果でも再現できていない。また、Wu et al.(2001)の結果を利用してフォワードシミュレーションを行っている久田(2014)でも表現できていないことから、本検討のような単純なモデルでは表現が難しい可能性もあると言える。

以上より、SMGA2 についても、概ね観測記録を説明できていることが確認できた。その他本検討で設定した各 SMGA の設定についても、それぞれ課題は残されているものの概ね妥当であることが確かめられた。

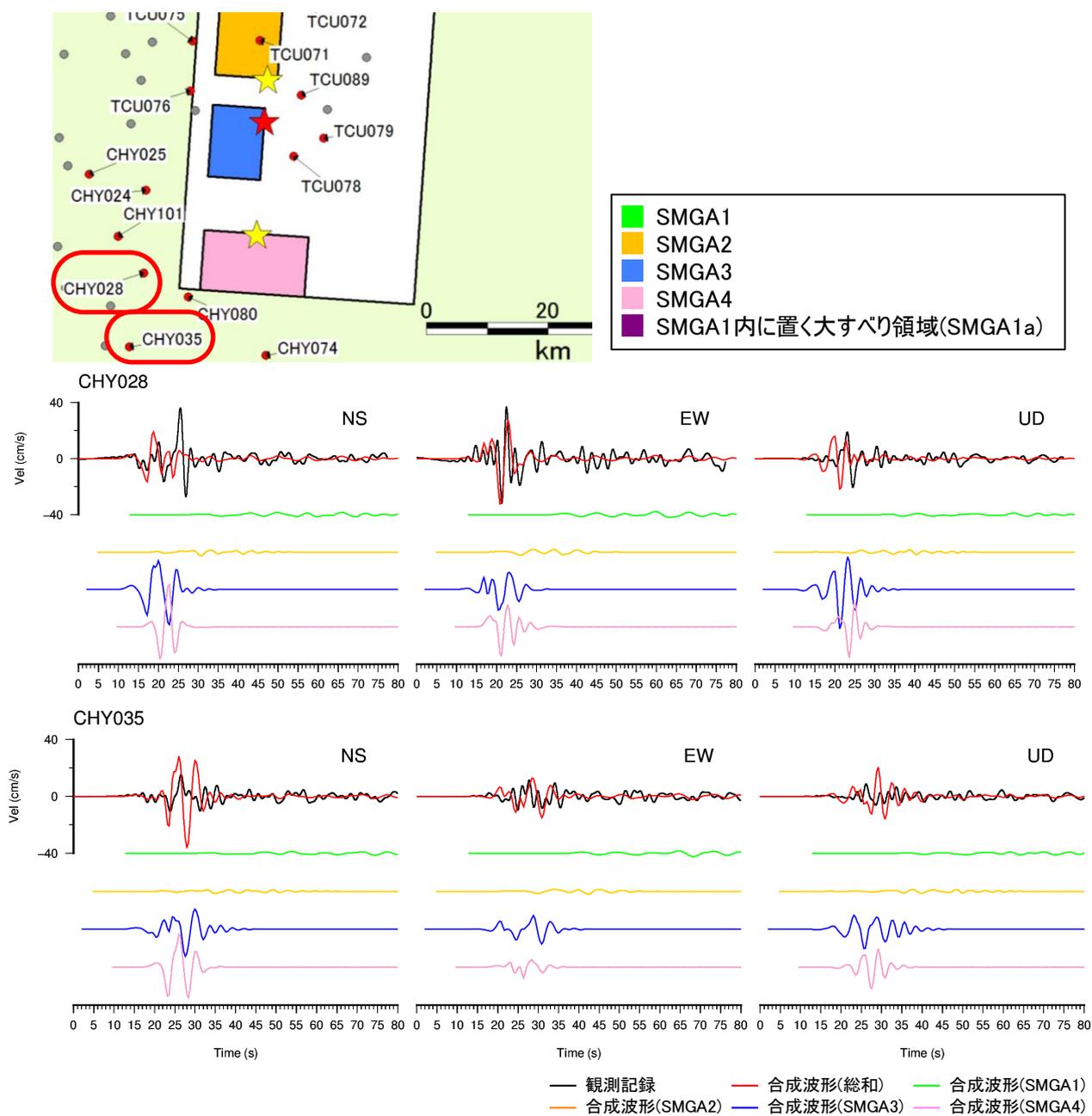


図 2.3-6(1) SMGA4 南側の観測点での比較

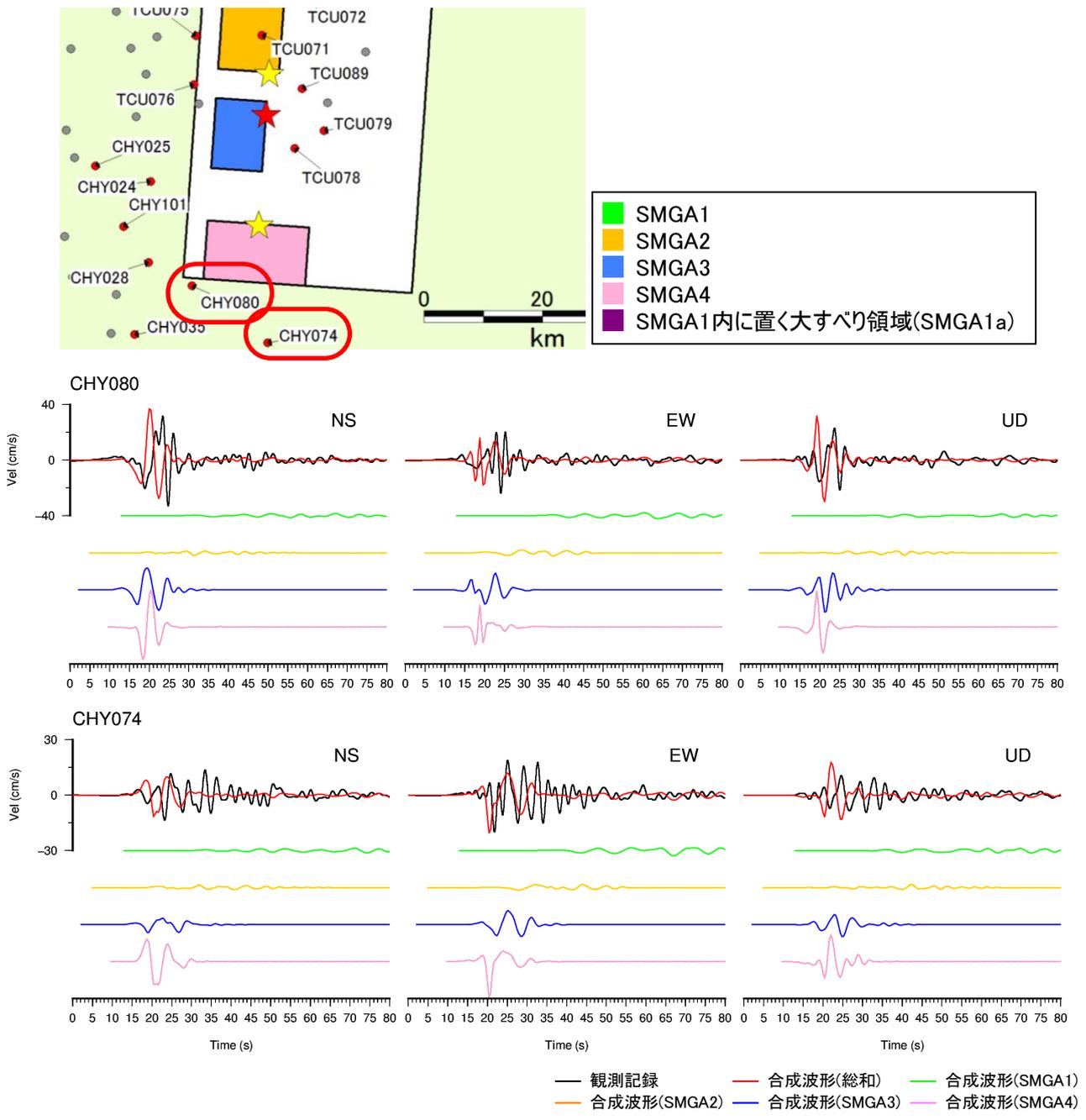


図 2.3-6(2) SMGA4 南側の観測点での比較

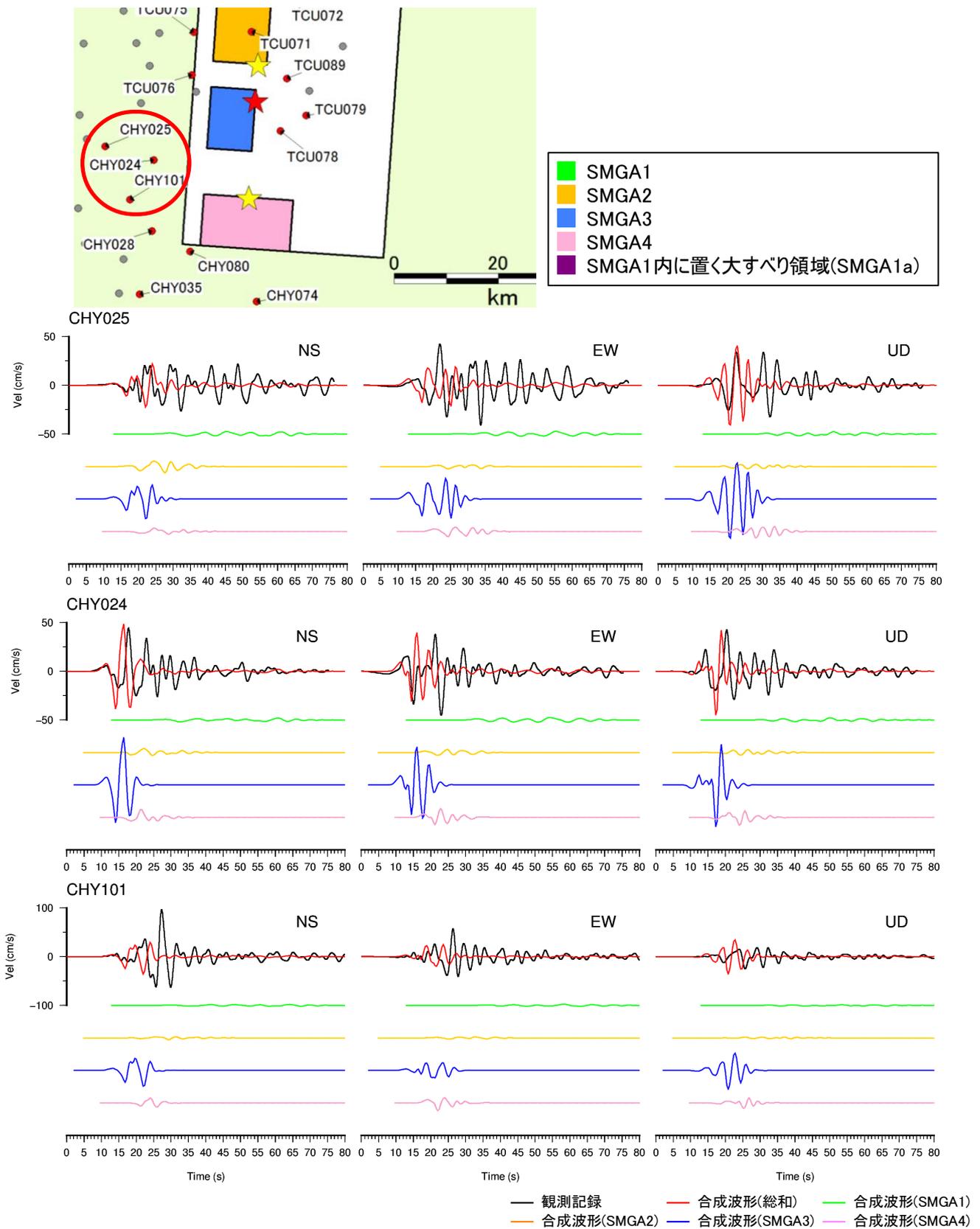


図 2.3-7 SMGA3 周辺の下盤側の観測点での比較

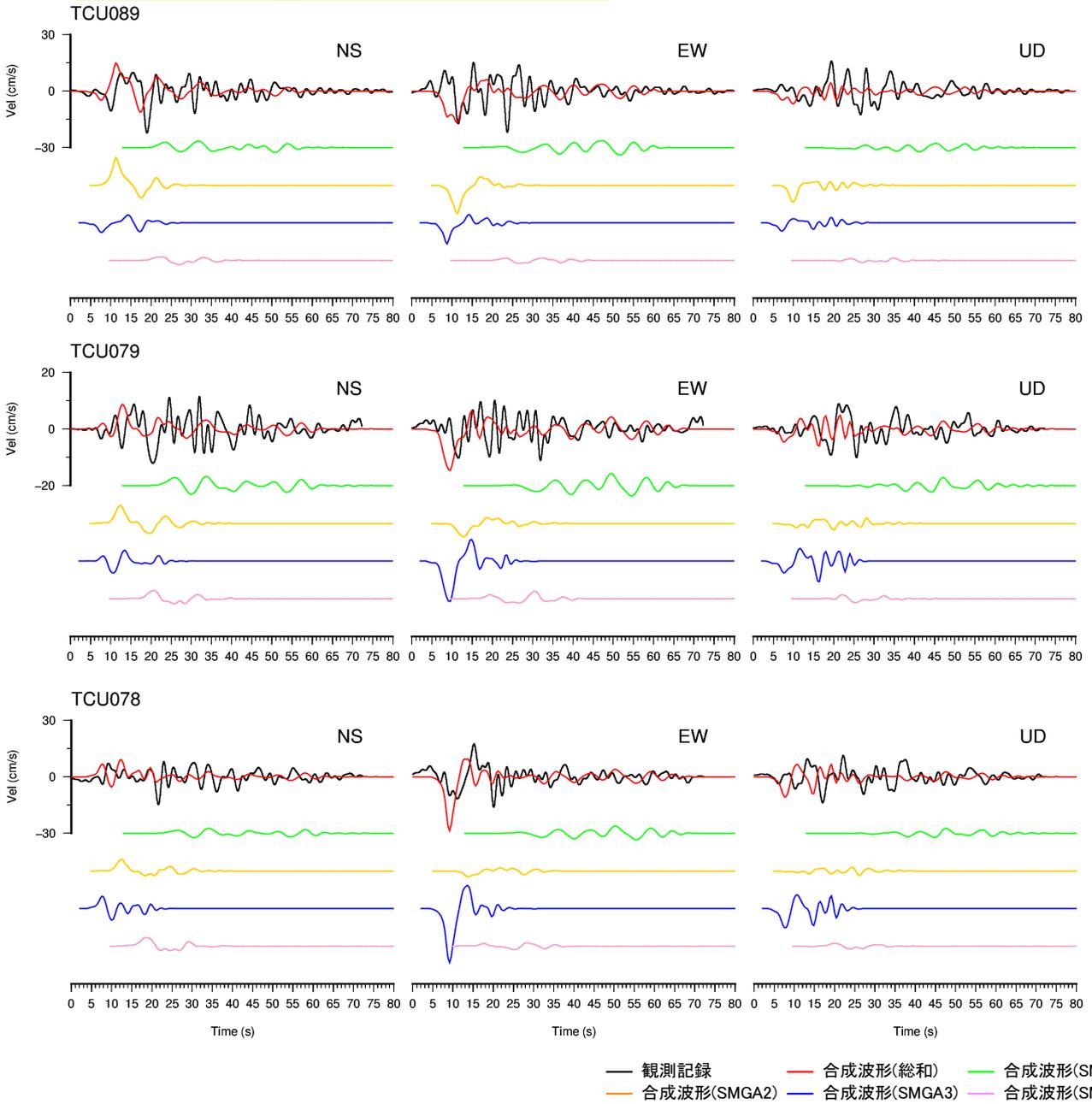
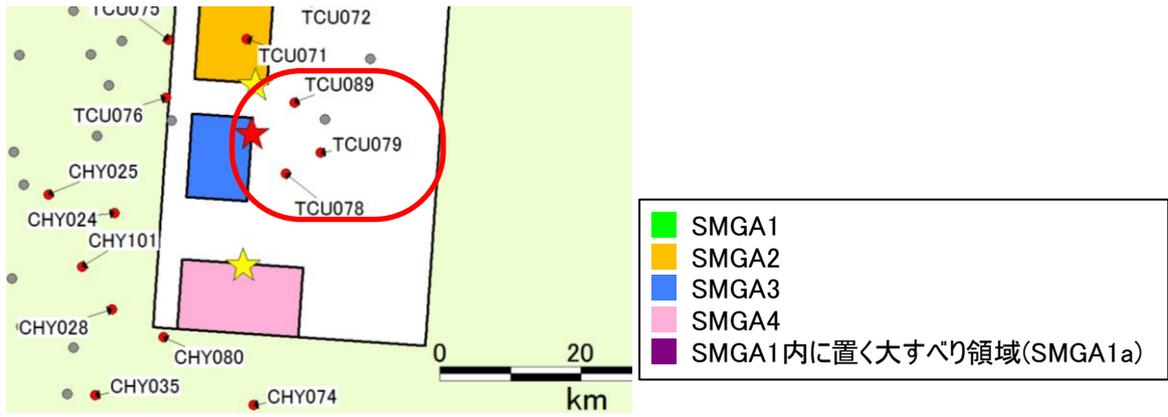


図 2.3-8 SMGA3 周辺の上盤側の観測点での比較

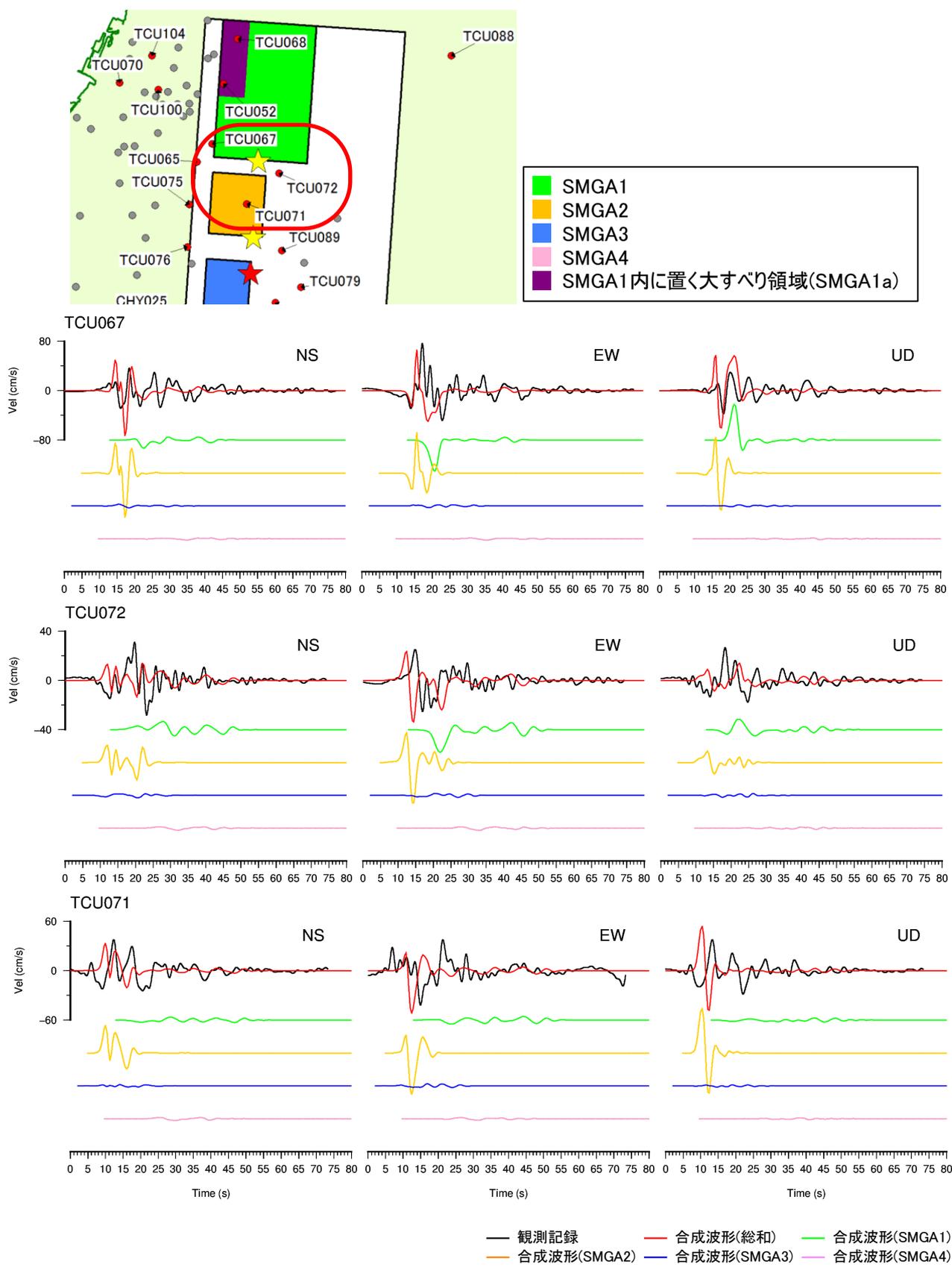


図 2.3-9(1) SMGA2 周辺の観測点での比較

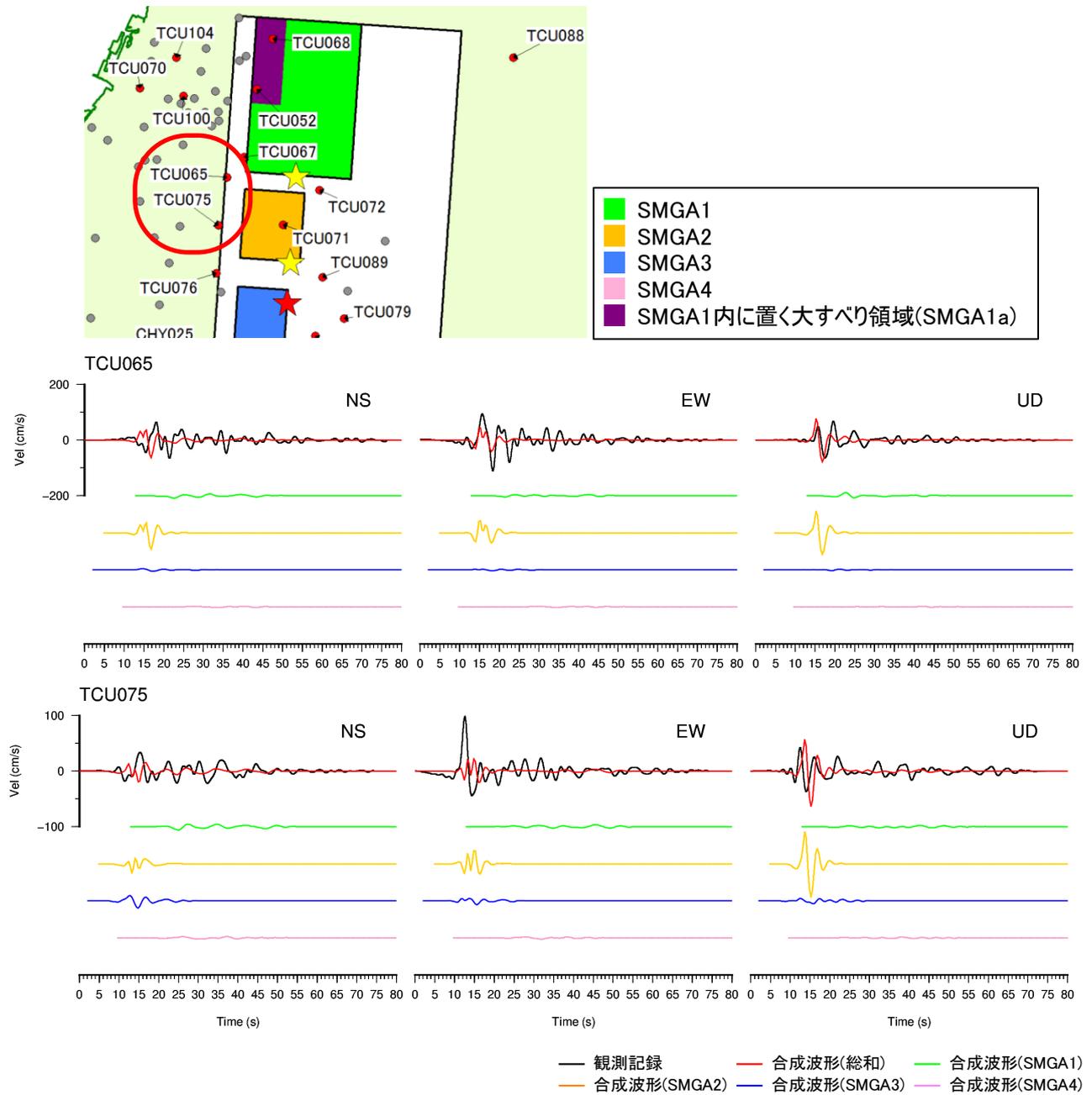


図 2.3-9(2) SMGA2 周辺の観測点での比較

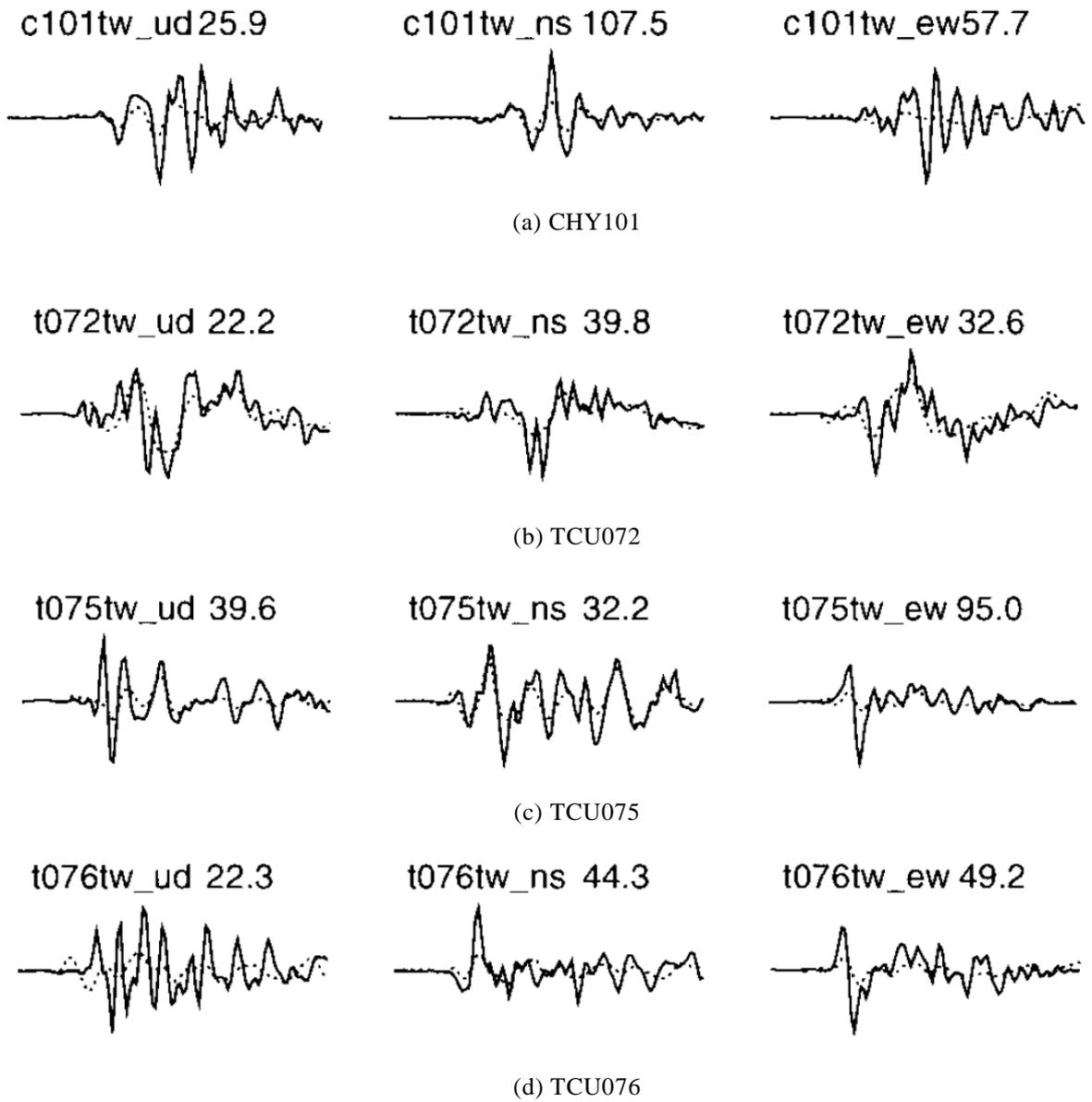


図 2.3-10 Wu et al. (2001)の震源インバージョン結果による波形と観測記録との比較

#### (5) 断層面北側の観測点の再確認

(4) では SMGA2、3、4 の設定を検討し、その妥当性を確認した。しかし、SMGA1 の検討の際には、確認に利用した観測点は SMGA1 の寄与度が高い観測点と考えられるものの、その他の SMGA の寄与度については確認できていない。

そこで、ここでは再度 SMGA1 の設定に利用した観測点と、その他断層面北側の観測点について全ての SMGA を含めた合成波形と観測記録の確認を行った。図 2.3-11 に SMGA1 内の大速度記録が観測された TCU068、TCU052 での比較を、図 2.3-12 に断層面北側の観測点での比較を、図 2.3-13 に断層面東側の観測点での比較を示す。

TCU068、TCU052 では、SMGA1a の効果もあり、SMGA1 及び SMGA1a からの寄与度が非常に大きいため、SMGA2 の影響は小さいことが確認できるが、それ以外の観測点では SMGA2 から生成される波も無視できない程度の振幅レベルを有している。SMGA1 から生成される波に対し逆位相となり、(3) で確認したよりも振幅レベルが小さくなる観測点・成分も見られるが、比較に用いた観測点では大勢に影響は無いことが確認できる。

なお、(3) では比較対象としなかった断層面北西側の観測点のうち、TCU100、TCU070、TCU104 での比較を行った。これを図 2.3-14 に示す。各観測点では、SMGA1 と SMGA2 の寄与度および大きな振幅を有する時刻が近く、また SMGA2 の寄与度も大きいことがわかった。SMGA1、SMGA2 で 35 秒程度までの波を説明しており、やや合成波形の方が振幅は大きいものの、波の形状は捉えられている。特に TCU100 において SMGA2 からの波の振幅レベルが大きいのが、この要因としては、観測点が SMGA2 の破壊伝播方向に位置していることから、Forward Directivity の影響が挙げられる。

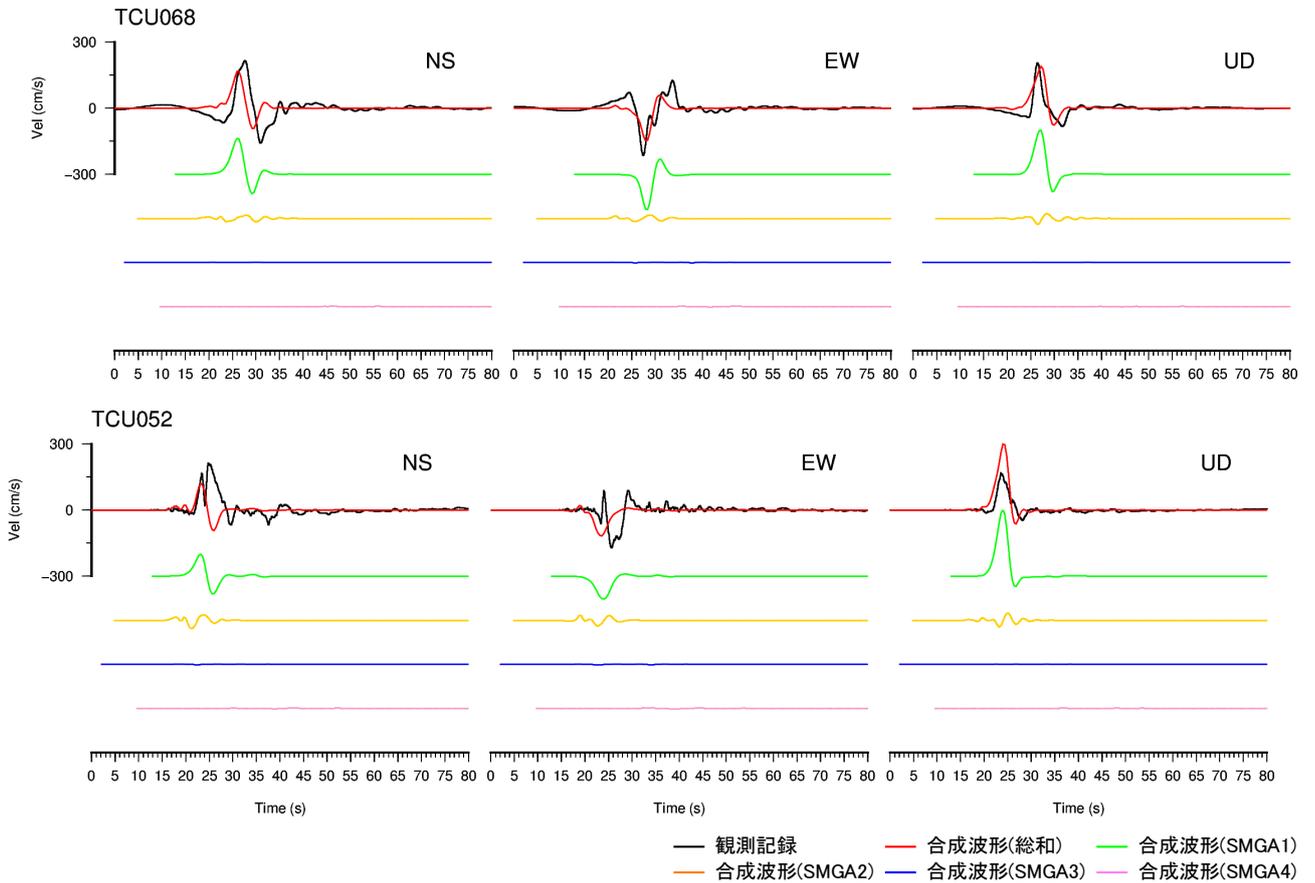
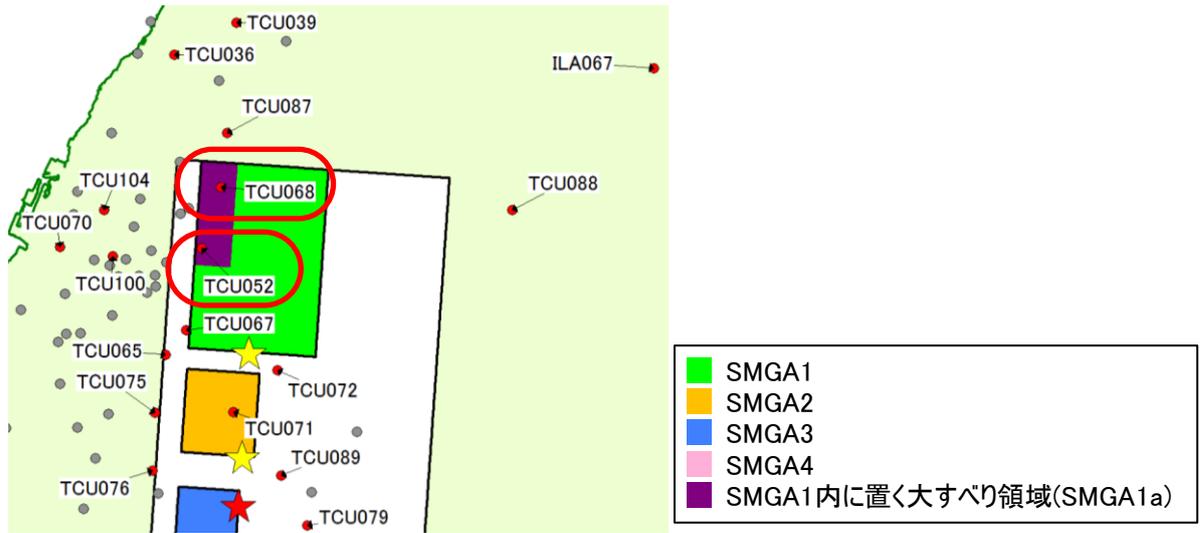


図 2.3-11 断層北側の大速度観測点における再確認

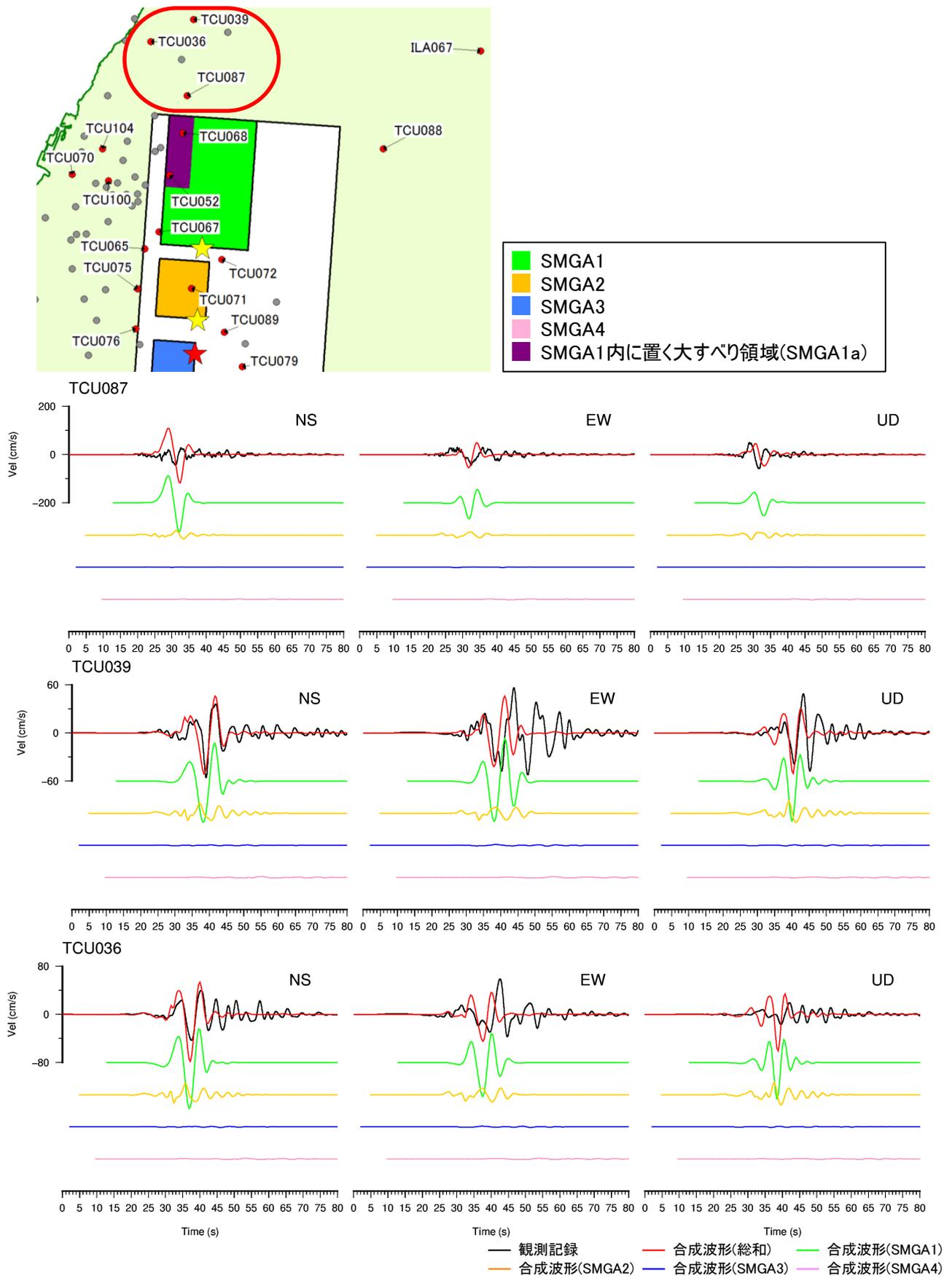


図 2.3-12 断層面北側の観測点での再確認

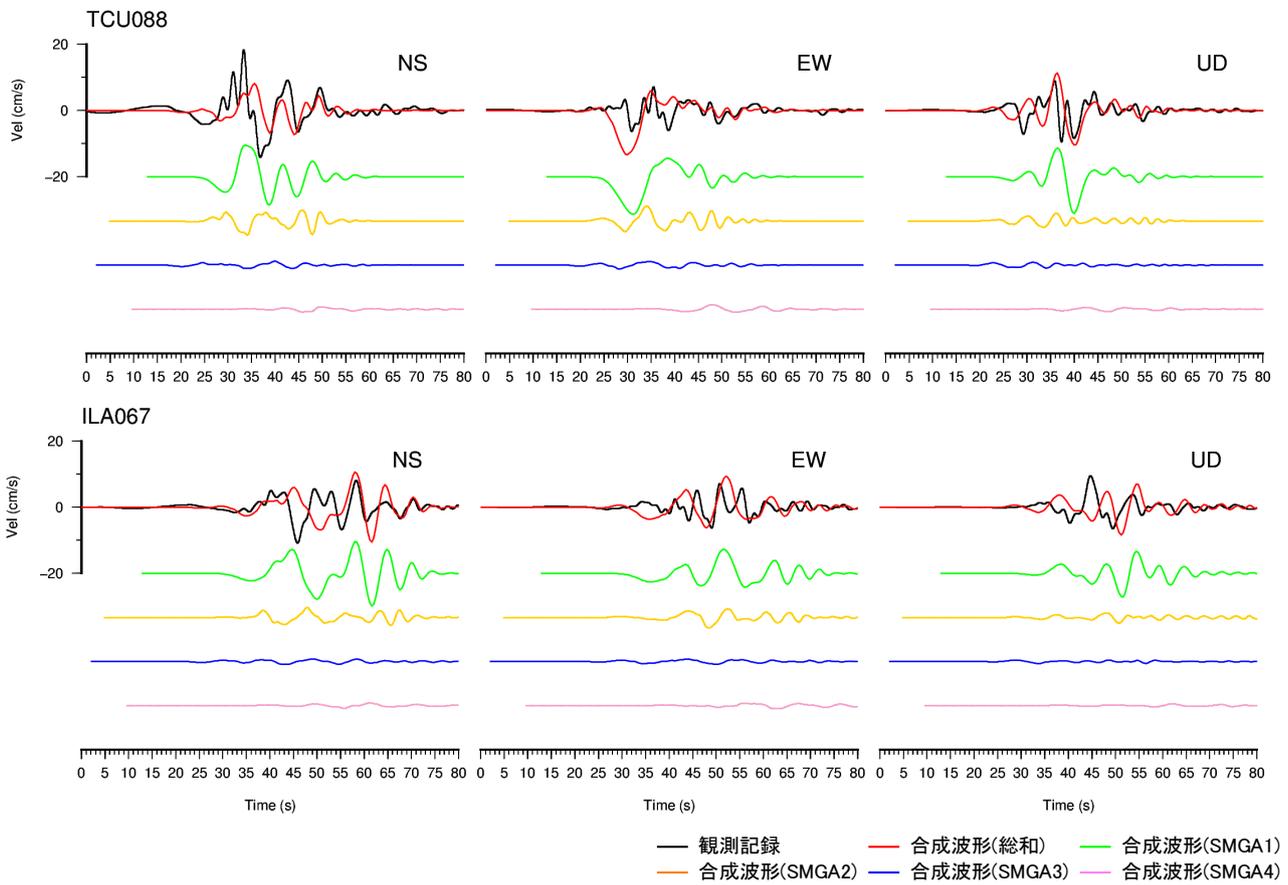
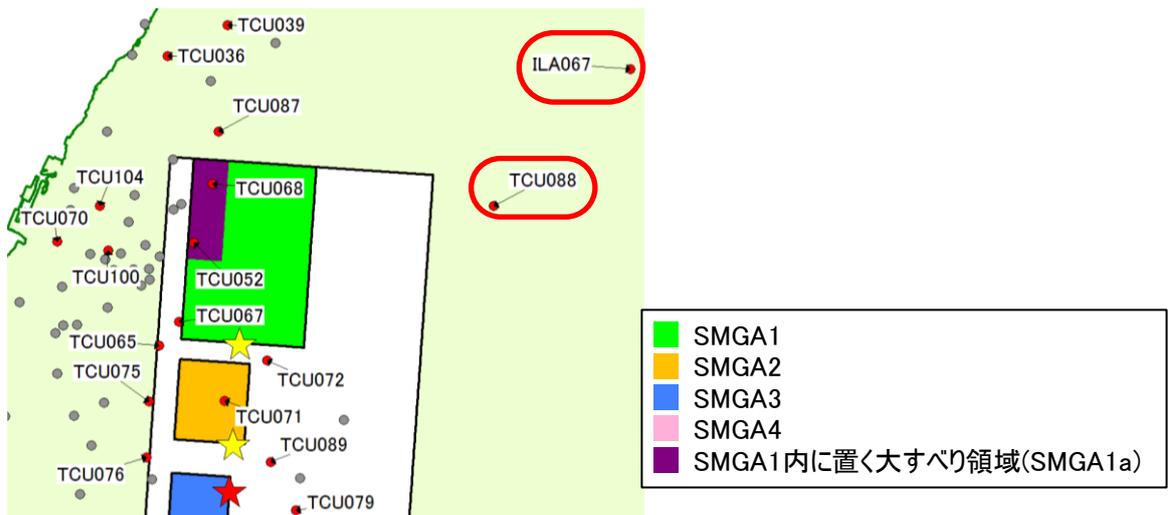


図 2.3-13 断層面東側の観測点での比較

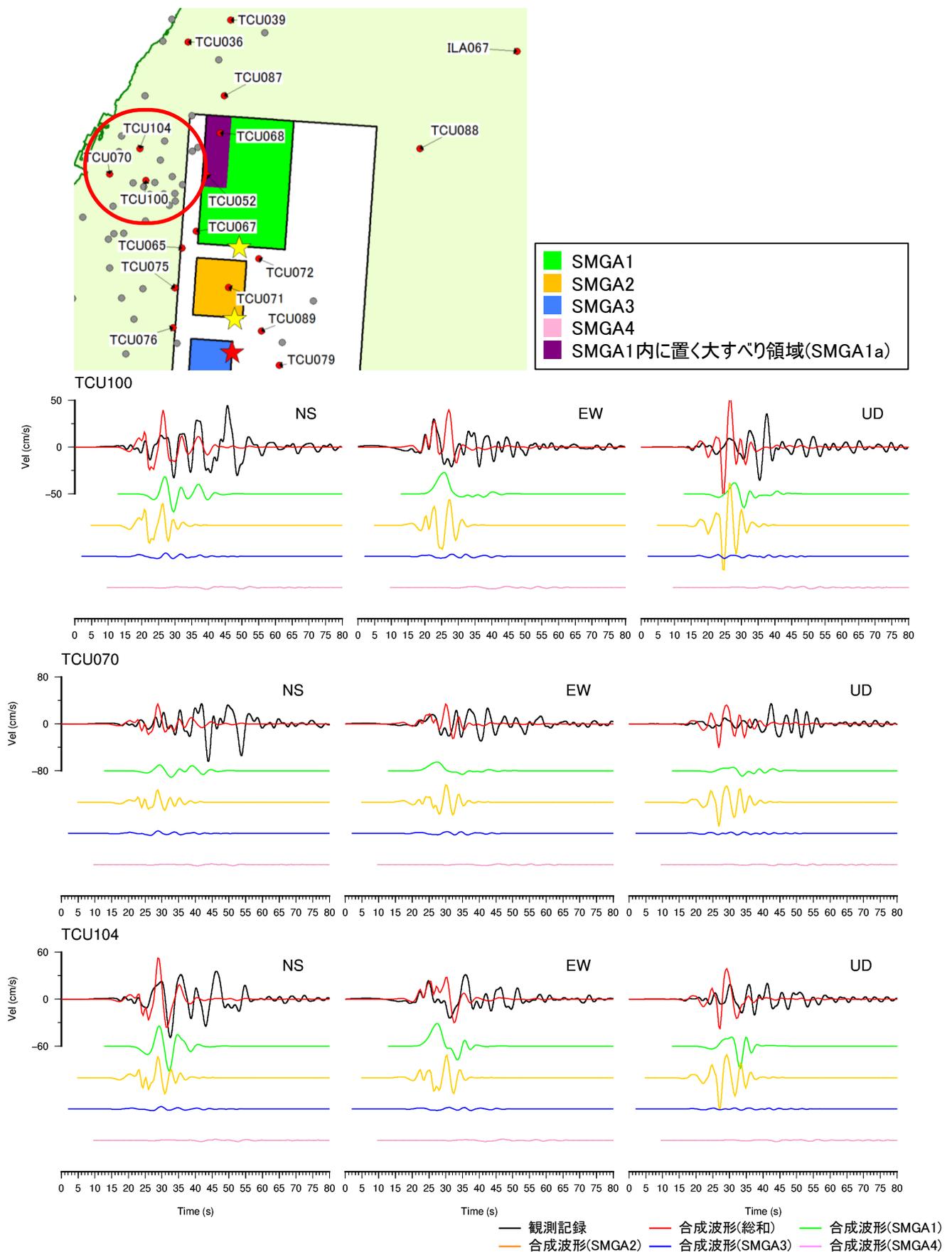


図 2.3-14 断層面北西側の観測点での確認

### 2.3.2. 短周期を対象とした特性化震源モデルの再構築

#### (1) 検討方針

前節では長周期を対象として特性化震源モデルの再構築を行った。その際重視した、大速度が観測された TCU068、TCU052 では断層面北側の SMGA1 からの寄与が大きいことが確認された。そこで本項での短周期を対象とした特性化震源モデルの再構築にあたっては、断層面北側の SMGA1 に注力することとした。

以降で実施する、特性化震源モデルを用い、1999 年集集地震の短周期側を含む観測記録の再現を検討した他の事例としては、2.2.1 で整理したように、釜江・入倉(2002)では、統計的グリーン関数法による検討が行われ、Ikeda et al.(2004)では釜江・入倉(2002)の震源モデルを改良した上で経験的グリーン関数法による検討が行われている。Ikeda et al.(2004) では、図 2.2-13 に示したように、経験的グリーン関数として用いた余震（1999 年 9 月 20 日 18:32, UTC）の震源はすべり量が大きい断層面北側の領域からはやや離れており、その地震記録を用いて構築した特性化震源モデルの精度は必ずしも高いとは言えない可能性がある。

そこで本検討では、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見直しを行う。その際、大速度が観測された TCU068、TCU052 の観測記録に大きく寄与する SMGA1 に着目し、SMGA1 の経験的グリーン関数としての利用に適した小地震を選定し、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短周期側（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い、最後に本節で検討した短周期を説明する SMGA1 と前節で検討した長周期を説明する SMGA1 との違いについて比較検討する。

## (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 2.3-15 に示し、その諸元を表 2.3-3 に示す。地震数は本震を含めると 46 地震である。表 2.3-3 に示した震央位置は CWB のホームページで公開されている値を基本としており、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。また、図には関口・岩田 (2001) の震源インバージョンで仮定された断層面の地表投影を示し、そのすべり分布は右側に示した。関口・岩田 (2001) のインバージョン結果によると、断層面の北側で大きなすべりが確認できる。図には、Ikeda et al. (2004) が経験的グリーン関数として用いた地震 (No.1999-050) の震央位置も示しているが、前述のようにすべり量の大きな領域からやや離れており、その地震記録を用いて構築した特性化震源モデルの精度は必ずしも高いとは言えない可能性がある。そこで、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、経験的グリーン関数として用いる地震の見直しを行う。

経験的グリーン関数として用いる地震の見直しの方針は以下の通りとする。断層面の北側ですべり量の大きな領域が確認できることから、その領域やその領域周辺で発生した地震を経験的グリーン関数の候補とする。図 2.3-15 より経験的グリーン関数の候補となる地震は以下の 9 地震が挙げられる。

- a) No.1999-CD010 (1999/09/20 19:19(UTC), ML = 4.64)
- b) No.1999-CD013 (1999/09/20 19:44(UTC), ML = 4.58)
- c) No.1999-CD014 (1999/09/20 19:57(UTC), ML = 5.19)
- d) No.1999-CD015 (1999/09/20 20:02(UTC), ML = 5.35)
- e) No.1999-CD016 (1999/09/20 20:08(UTC), ML = 4.75)
- f) No.1999-CD018 (1999/09/20 20:21(UTC), ML = 5.22)
- g) No.1999-CD021 (1999/09/20 21:47(UTC), ML = 4.99)
- h) No.1999-CD028 (1999/09/20 22:33(UTC), ML = 4.75)
- i) No.2000-071 (2000/05/17 03:25(UTC), ML = 5.6)

これら 9 地震のメカニズム解は、No.2000-071 地震の 1 地震のみが GCMT 解と台湾中央研究院(ACADEMIA SINICA)で求められている。図 2.3-16 にこれら 9 地震の波形データを入力した観測点分布を示す。経験的グリーン関数として、本震時に大速度を記録した TCU068 の記録があること、さらに断層面を囲むように coverage が比較的良いことを考慮すると、経験的グリーン関数として採用する地震を(f)No.1999-CD018 の地震とする。

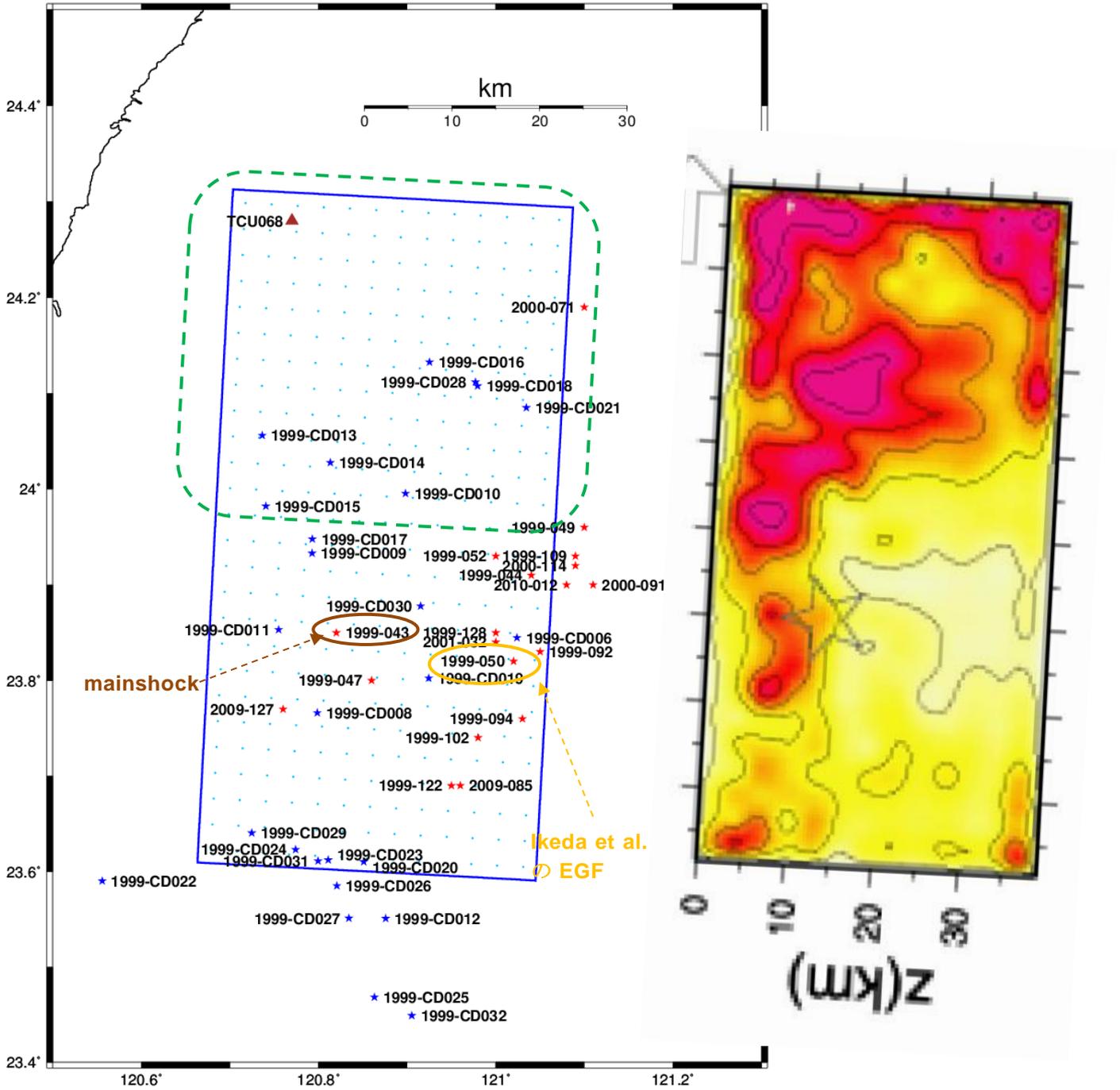
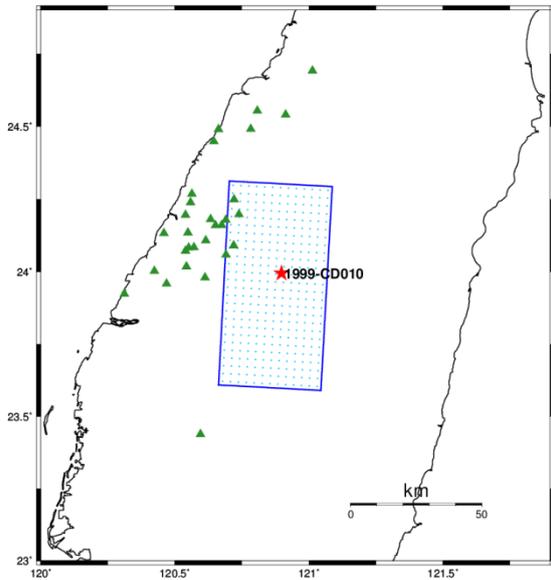


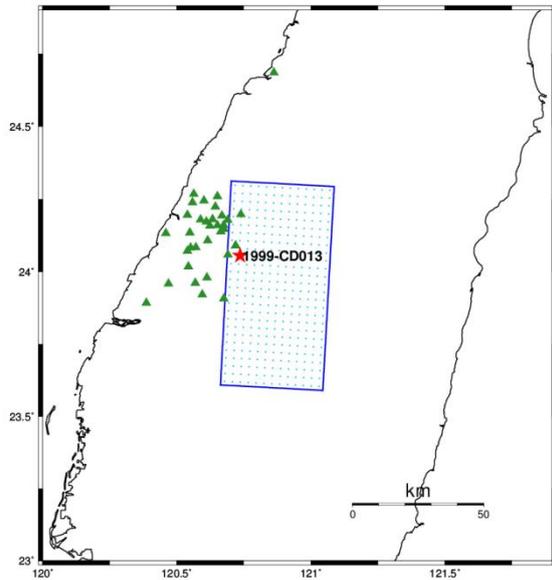
図 2.3-15 波形データを入力した地震の震央分布  
 (★ : CWB の震央、★ : CD-ROM に収録されている値)  
 (断層面位置は関口・岩田(2001)の震源インバージョンで仮定した断層面の地表投影)

表 2.3-3 波形データを入力した地震の諸元  
 (緑色の網掛けの地震は、図 2.3-13 の緑の点線枠内の地震)

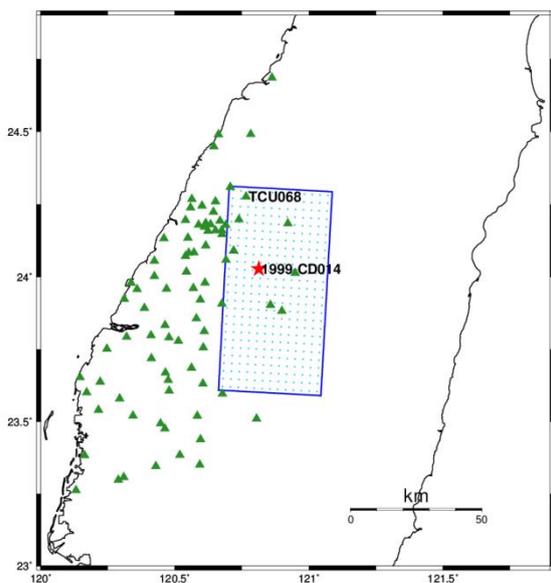
No.	UTC	CWB				CD				波形データ		備考
		Lon. (°)	Lat. (°)	Dep. (km)	ML	Lon. (°)	Lat. (°)	Dep. (km)	ML	KKE取得	CD	
1996-036	1996/11/26 8:22	121.70	24.16	26.2	5.4	-	-	-	-	○		
1999-043	1999/9/20 17:47	120.82	23.85	8.0	7.3	120.8140	23.8620	11.00	7.60	○	○	mainshock
1999-044	1999/9/20 17:57	121.04	23.91	7.7	6.4	121.0275	23.9255	11.04	6.44		○	
1999-047	1999/9/20 18:03	120.86	23.80	9.8	6.6	120.8590	23.8123	8.19	6.60		○	
1999-049	1999/9/20 18:21	121.10	23.96	25.6	5.2	121.0630	23.9564	9.68	5.22		○	
1999-050	1999/9/20 18:32	121.02	23.82	12.4	5.1	120.9912	23.8290	16.83	5.07	○	○	Ikeda et al.(2004)のEGF
1999-CD006	1999/9/20 18:34	-	-	-	-	121.0239	23.8447	21.28	4.90		○	
1999-052	1999/9/20 18:50	121.00	23.93	11.1	4.8	120.9688	23.9346	13.67	4.82		○	
1999-CD008	1999/9/20 18:56	-	-	-	-	120.7985	23.7661	9.22	4.72		○	
1999-CD009	1999/9/20 19:17	-	-	-	-	120.7927	23.9329	10.56	4.44		○	
1999-CD010	1999/9/20 19:19	-	-	-	-	120.8981	23.9955	19.46	4.64		○	
1999-CD011	1999/9/20 19:34	-	-	-	-	120.7551	23.8531	9.50	4.66		○	
1999-CD012	1999/9/20 19:40	-	-	-	-	120.8759	23.5509	7.40	5.28		○	
1999-CD013	1999/9/20 19:44	-	-	-	-	120.7364	24.0561	9.27	4.58		○	
1999-CD014	1999/9/20 19:57	-	-	-	-	120.8134	24.0278	11.98	5.19		○	
1999-CD015	1999/9/20 20:02	-	-	-	-	120.7406	23.9823	12.08	5.35		○	
1999-CD016	1999/9/20 20:08	-	-	-	-	120.9252	24.1327	10.96	4.75		○	
1999-CD017	1999/9/20 20:11	-	-	-	-	120.7929	23.9480	10.07	4.51		○	
1999-CD018	1999/9/20 20:21	-	-	-	-	120.9795	24.1077	11.12	5.22		○	
1999-CD019	1999/9/20 20:29	-	-	-	-	120.9244	23.8024	14.55	4.81		○	
1999-CD020	1999/9/20 21:23	-	-	-	-	120.8510	23.6103	10.07	4.92		○	
1999-CD021	1999/9/20 21:27	-	-	-	-	121.0346	24.0851	11.90	4.99		○	
1999-CD022	1999/9/20 21:39	-	-	-	-	120.5561	23.5902	14.13	4.11		○	
1999-CD023	1999/9/20 21:46	-	-	-	-	120.8110	23.6121	1.05	6.59		○	
1999-CD024	1999/9/20 21:54	-	-	-	-	120.7741	23.6230	4.31	5.33		○	
1999-CD025	1999/9/20 21:57	-	-	-	-	120.8630	23.4682	8.58	4.71		○	
1999-CD026	1999/9/20 22:15	-	-	-	-	120.8208	23.5851	2.77	4.66		○	
1999-CD027	1999/9/20 22:22	-	-	-	-	120.8342	23.5510	5.02	5.15		○	
1999-CD028	1999/9/20 22:33	-	-	-	-	120.9770	24.1118	12.79	4.75		○	
1999-CD029	1999/9/20 22:44	-	-	-	-	120.7247	23.6402	16.13	4.44		○	
1999-CD030	1999/9/20 22:56	-	-	-	-	120.9151	23.8777	11.62	4.93		○	
1999-CD031	1999/9/20 22:58	-	-	-	-	120.7996	23.6111	10.99	4.56		○	
1999-CD032	1999/9/20 23:18	-	-	-	-	120.9052	23.4490	9.57	5.10		○	
1999-092	1999/9/22 0:14	121.05	23.83	15.6	6.8	121.0470	23.8260	15.59	6.80	○		
1999-094	1999/9/22 0:49	121.03	23.76	17.4	6.2	-	-	-	-	○		
1999-102	1999/9/22 12:17	120.98	23.74	24.0	6.0	-	-	-	-	○		
1999-109	1999/9/23 12:44	121.09	23.93	18.4	5.6	-	-	-	-	○		
1999-122	1999/9/25 8:43	120.95	23.69	7.1	5.1	-	-	-	-	○		
1999-128	1999/9/25 23:52	121.00	23.85	12.1	6.8	121.0020	23.8540	12.06	6.80	○	○	
2000-071	2000/5/17 3:25	121.10	24.19	9.7	5.6	-	-	-	-	○		
2000-091	2000/6/10 18:23	121.11	23.90	16.2	6.7	-	-	-	-	○		
2000-114	2000/6/19 21:56	121.09	23.92	27.0	5.2	-	-	-	-	○		
2001-032	2001/3/1 16:37	121.00	23.84	10.9	5.8	-	-	-	-	○		
2009-085	2009/7/26 1:00	120.96	23.69	14.3	5.4	-	-	-	-	○		
2009-127	2009/11/5 11:34	120.76	23.77	24.0	5.7	-	-	-	-	○		
2010-012	2010/2/12 2:42	121.08	23.90	18.4	5.2	-	-	-	-	○		



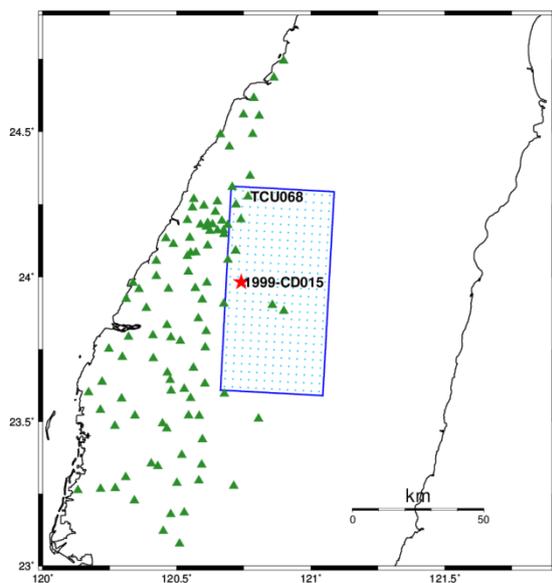
(a) No.1999-CD010  
(1999/09/20 19:19(UTC) ML=4.64)



(b) No.1999-CD013  
(1999/09/20 19:44(UTC) ML=4.58)

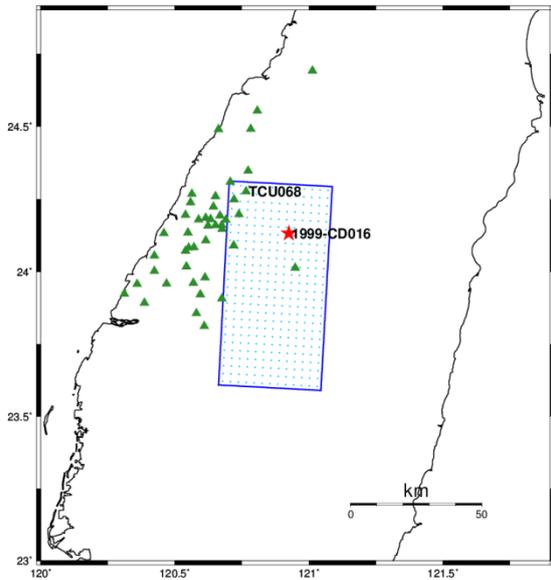


(c) No.1999-CD014  
(1999/09/20 19:57(UTC) ML=5.19)

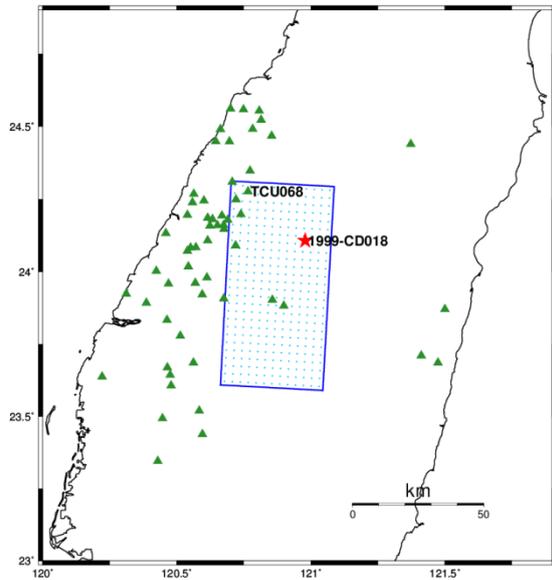


(d) No.1999-CD015  
(1999/09/20 20:02(UTC) ML=5.35)

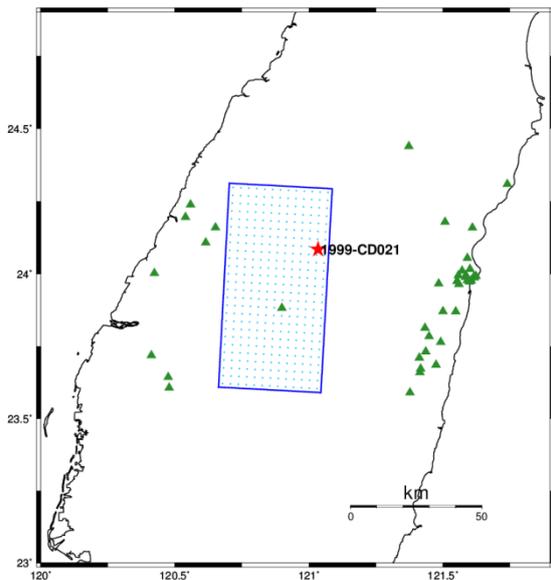
図 2.3-16(1) 経験的グリーン関数の候補となる地震の震央と観測点位置



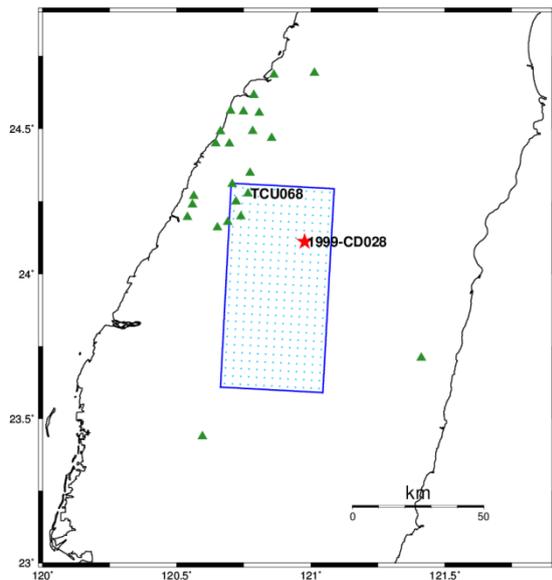
(e) No.1999-CD016  
(1999/09/20 20:08 ML=4.75)



(f) No.1999-CD018  
(1999/09/20 20:21 ML=5.22)



(g) No.1999-CD021  
(1999/09/20 21:27 ML=4.99)

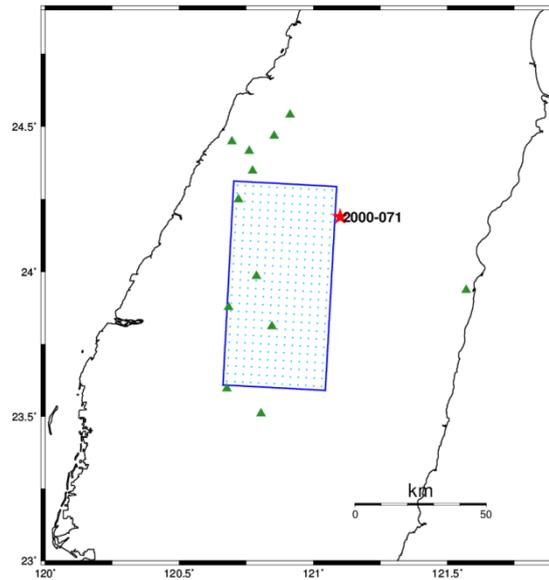


(h) No.1999-CD028  
(1999/09/20 22:33 ML=4.75)

図 2.3-16(2) 波形データを保有している地震の震央分布

(★ : CWB の震央、★ : CD-ROM に収録されている値)

(断層面位置は関口・岩田(2001)の震源インバージョンで仮定した断層面の地表投影)



(i) No.2000-071  
(2000/05/17 03:25 ML=5.6)

図 2.3-16(3) 波形データを保有している地震の震央分布

(★ : CWB の震央、★ : CD-ROM に収録されている値)

(断層面位置は関口・岩田(2001)の震源インバージョンで仮定した断層面の地表投影)

### (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。

この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 ( $f_c$ ) を求め、それらから円形クラックを仮定して断層面積  $S (= \pi r^2$ 、 $r$ は等価半径) と応力降下量 ( $\Delta\sigma$ ) 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を用いる。地盤条件については、各観測点の詳細な地下構造は分からないが、Lee et al. (2001b) によって各観測点の地盤条件の分類分け (表 2.3-5) がなされていることから、まず Lee et al. (2001b) による地盤条件が 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する。

候補とした観測点の一覧を表 2.3-6 に、観測点と小地震の震央位置を図 2.3-17 に、各観測点の水平 2 成分の加速度波形とフーリエスペクトルを図 2.3-18 に示す。フーリエスペクトルの算出は、S 波の立ち上がりの 1 秒前から 10 秒間を用いた。S 波の立ち上がり時刻は目視で読み取った。フーリエスペクトルの算出に用いた区間を加速度波形に下線で示す。図中のフーリエスペクトルは、赤色が NS 成分、青色は EW 成分、黒色は水平 2 成分のベクトル和である。

図 2.3-19 に各観測点の水平 2 成分の加速度フーリエスペクトルのベクトル和に対して、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たものの重ね描きを示す。幾何減衰による補正に用いた震源距離は表 2.3-6 に示す。台湾内の Q 値は既往研究で見つけることができなかつたため、表 2.3-7 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  $40f^{1.0}$  (佐藤 (2007)、図 2.3-20) 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。図 2.3-19 より観測点によるばらつきが大きいことがわかる。その要因としては表層付近の増幅の影響が含まれていることが挙げられる。これらの観測点のうち、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つたことから、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る観測記録とした。

これら 3 観測点の加速度フーリエスペクトルと変位フーリエスペクトルを図 2.3-21 に示す。変位スペクトルは加速度フーリエスペクトルに  $1/\omega^2$  を乗じた。図には、3 観測点の平均スペクトルとこれにフィッティングさせた Boore(1983)の理論スペクトルを示す。なお、平均を取ることで、放射特性による影響が平均化されると考えられる。フィッティングに用いたパラメータは表 2.3-8 に示す通りである。フィッティングで得られた地震モーメントは  $5.0 \times 10^{16} \text{Nm}$  ( $M_w=5.07$ ) で、コーナー周波数は  $0.74 \text{Hz}$  である。これらの値から円形クラックを仮定すると、面積は  $9.8 \text{km}^2$ 、応力降下量は  $4 \text{MPa}$  となる。

なお、これら 3 観測点のフーリエスペクトルを見ると、 $0.2 \sim 0.3 \text{Hz}$  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、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、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。

表 2.3-4 経験的グリーン関数として用いた小地震の諸元

パラメータ		単位	値	引用
震源時 (UTC)	年月日	—	1999/09/20	Lee et al. (2001a)
	時刻	—	20:21	Lee et al. (2001a)
震源	北緯	°	24.1077	Lee et al. (2001a)
	東経	°	120.9795	Lee et al. (2001a)
	深さ	km	11.12	Lee et al. (2001a)
ML		—	5.22	Lee et al. (2001a)
地震モーメント		Nm	$5.0 \times 10^{16}$	本検討
モーメントマグニチュード		—	5.07	本検討
応力降下量		MPa	4	本検討
面積		km <sup>2</sup>	9.8km (3.1km×3.1km)	本検討

表 2.3-5 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
A	Hard rock, eastern United States sites only, $\bar{V}_s > 1500$ (m/sec).	(Not used)
B	Rock, $\bar{V}_s$ is 760 to 1500 m/sec.	Miocene and older strata, limestone, igneous rocks, and metamorphic rocks, etc.
C	Very dense soil and soft rock, $\bar{V}_s$ is 360 to 760 m/sec. Undrained shear strength $u_s \geq 2000$ psf ( $u_s \geq 100$ kPa) or $N \geq 50$ blows/ft.	Pliocene and Pleistocene strata, conglomerates, pyroclastic rocks, etc., and geomorphologic lateritic terraces.
D	Stiff soils, $\bar{V}_s$ is 180 to 360 m/sec. Stiff soil with undrained shear strength $1000 \text{ ps} \leq u_s \leq 2000$ psf ( $50 \text{ kPa} \leq u_s \leq 100$ kPa), or $15 \leq N \leq 50$ blows/ft.	Late Pleistocene and Holocene strata, geomorphologic fluvial terrace, and stiff clays and sandy soils with average SPT $N \geq 15$ in the upper 30 m.
E	Soft soils, profile with more than 10 ft (3m) of soft clay defined as soil with plasticity 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 $N < 15$ in the upper 30 m.
F	Soils requiring site specific evaluations: 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. 2. Peats and/or highly organic clays (10 ft [3 m] or thicker layer). 3. Very high plasticity clays: (25 ft [8 m] or thicker layer with plasticity index $> 75$ ). 4. Very thick soft/medium stiff clays: (120 ft [36 m] or thicker layer).	(This is not classified in the present study and will be studied in the future.)

\*The Provisions of 1997 NEHRP and 1997 UBC are similar.

表 2.3-6 観測点一覧（地盤条件が C 以上）

観測点名	地盤条件	北緯 (°)	東経 (°)	震源距離 (km)	パラメータの設定に使用 (○：使用、－：不使用)
HWA032	C	23.7108	121.4120	63.2	－
HWA033	C	23.6867	121.4747	69.6	－
TCU039	C	24.5588	120.7492	48.2	－
TCU070	C	24.4917	120.7837	47.0	－
TCU087	C	24.4683	120.8543	35.7	○
TCU089	C	24.1960	120.5403	28.1	○
TCU100	C	24.3482	120.7733	39.6	－
TCU104	C	23.9037	120.8565	42.8	○
TCU120	C	24.1858	120.6153	41.4	－

表中の観測点以外に地盤条件 C 以上の観測点として、TCU029（地盤条件 C）、TCU046（地盤条件 B）、TCU104（地盤条件 C）があるが、これらの観測記録ノイズが多く含まれているので、一覧から除外した。

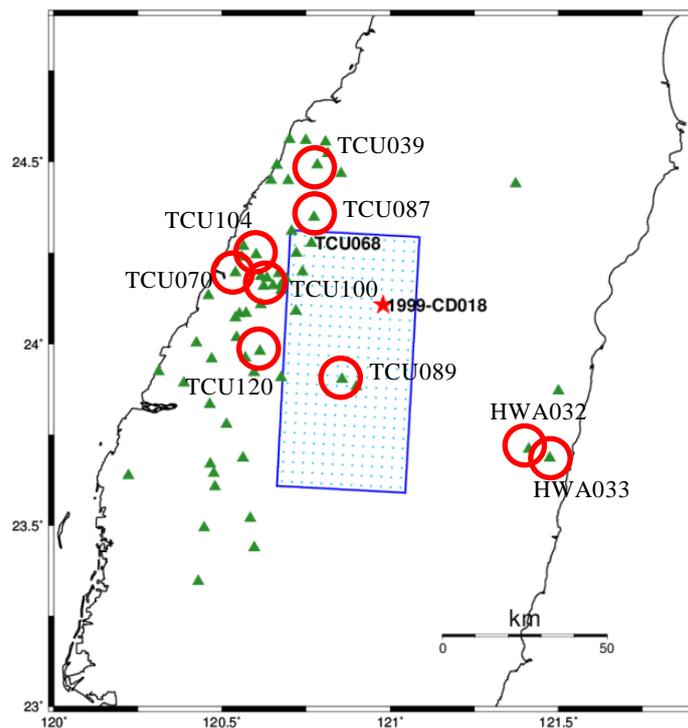
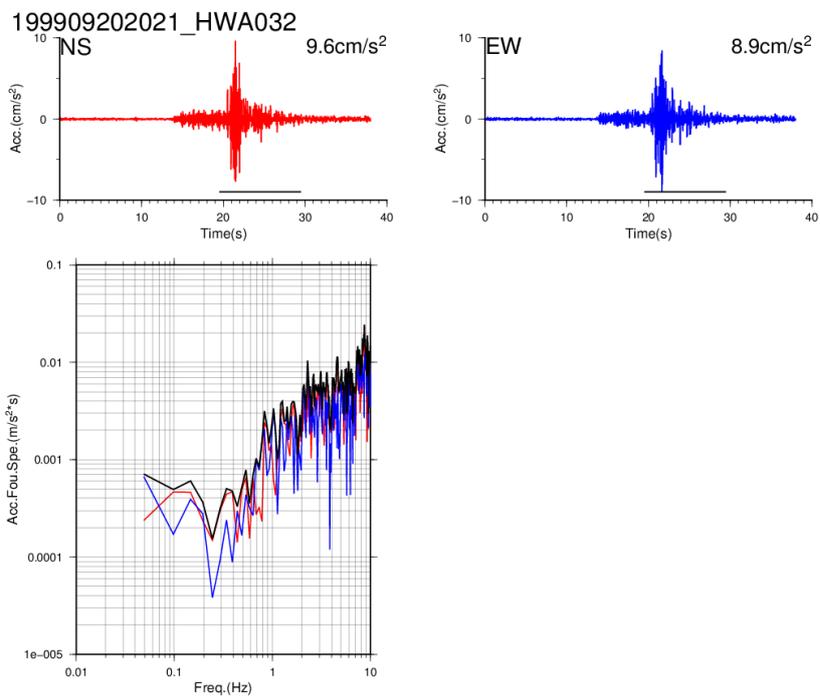
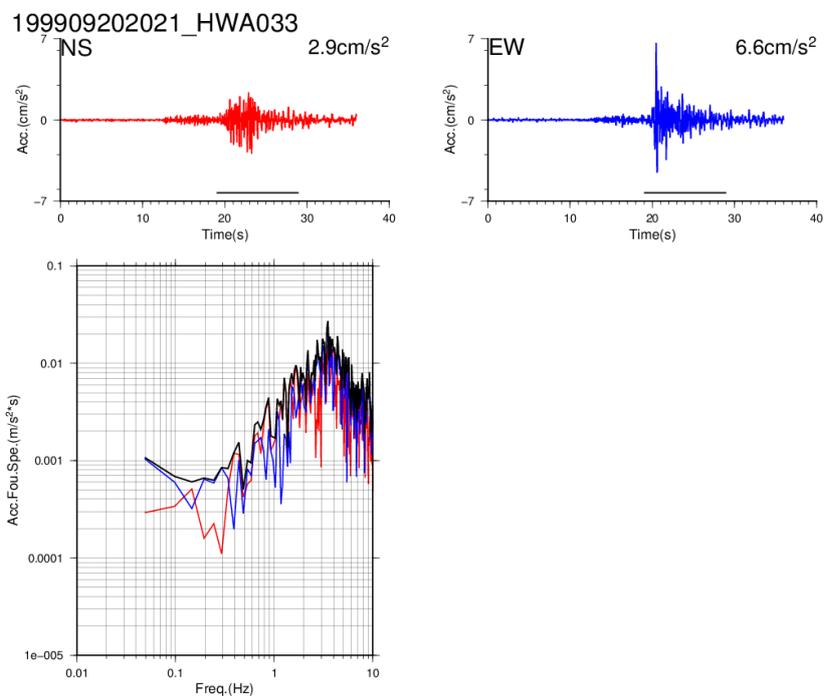


図 2.3-17 観測点分布

（青色の矩形：関口・岩田（1999）の震源インバージョンで仮定した断層面の地表投影、赤星：経験的グリーン関数として用いる小地震の震央）



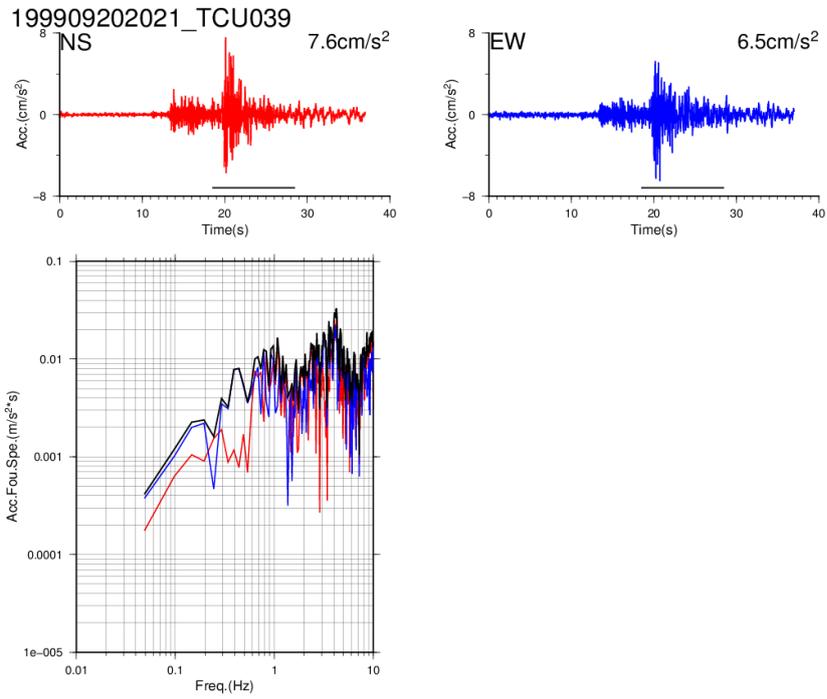
(a) HWA032



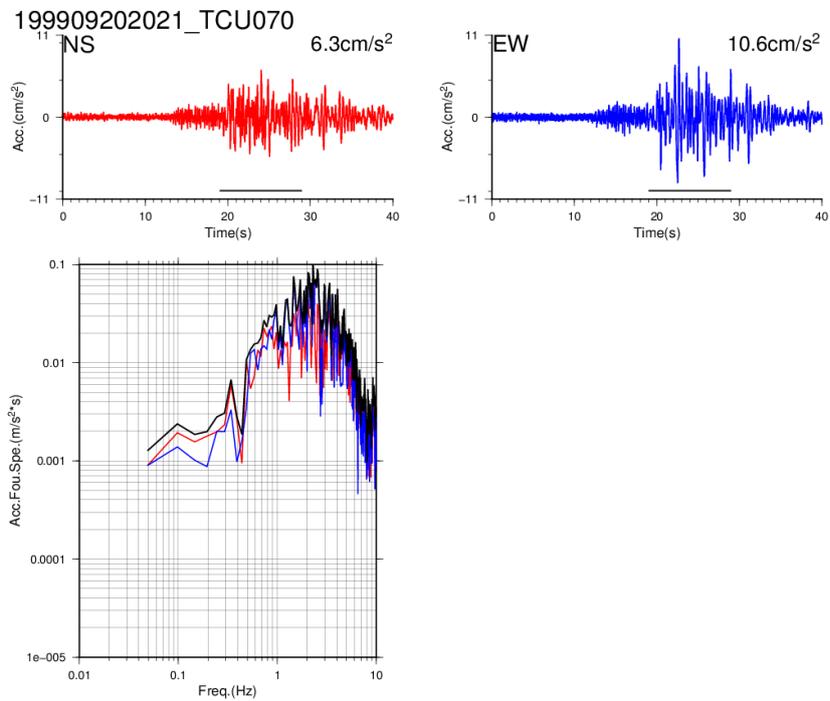
(b) HWA033

図 2.3-18(1) 加速度波形とフーリエスペクトル

(フーリエスペクトルの算定には波形図の下線部分の波形を用いた)



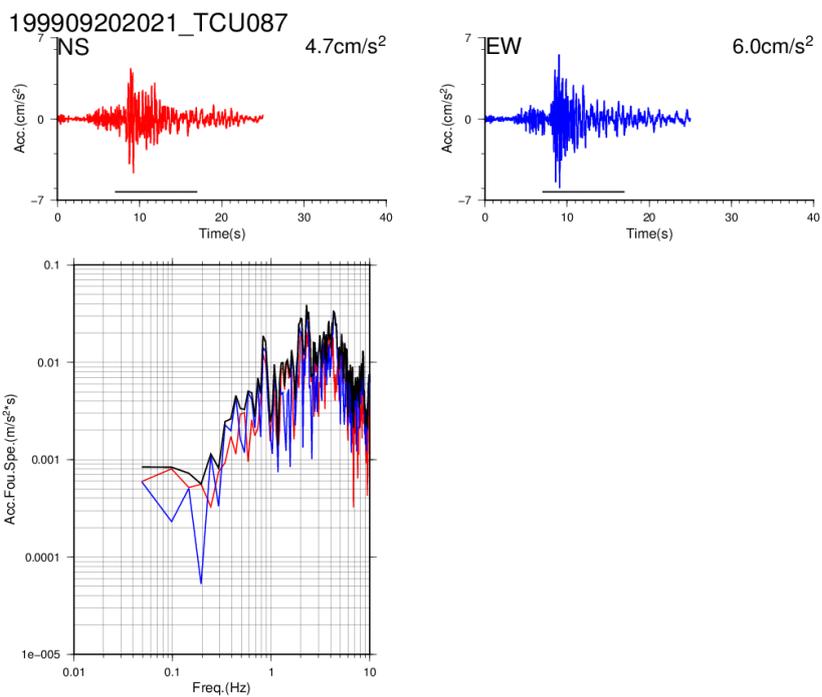
(a) TCU039



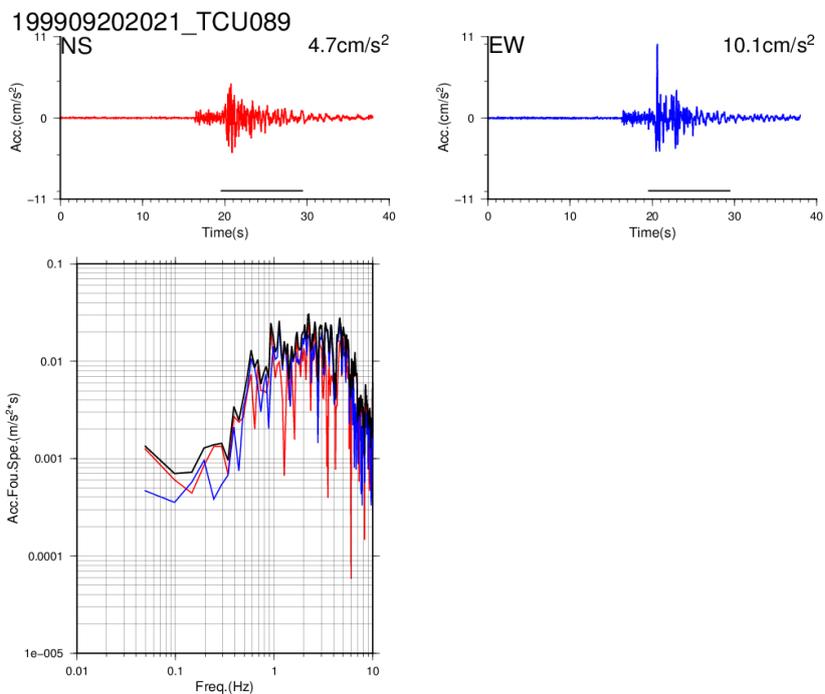
(b) TCU070

図 2.3-18(2) 加速度波形とフーリエスペクトル

(フーリエスペクトルの算定には波形図の下線部分の波形を用いた)



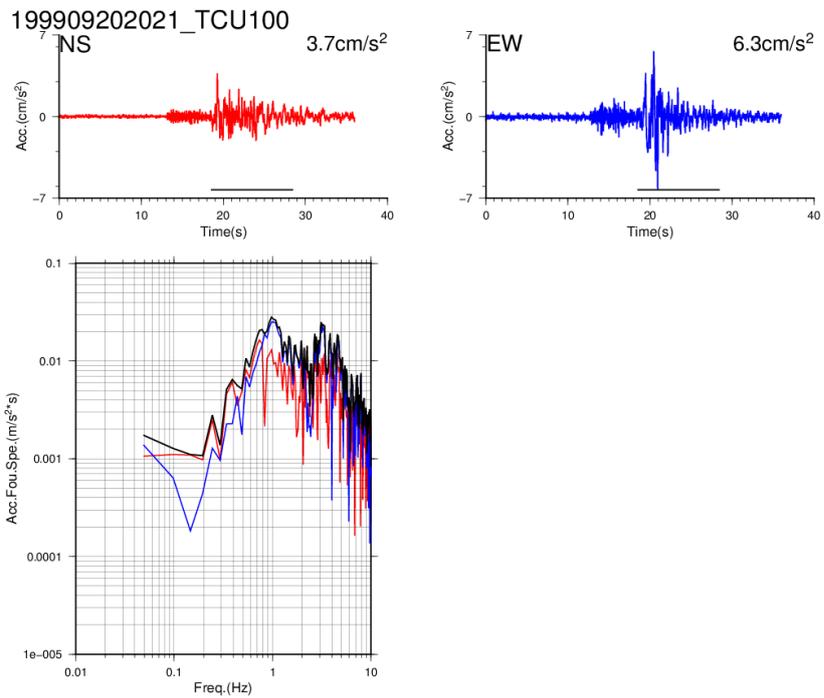
(a) TCU087



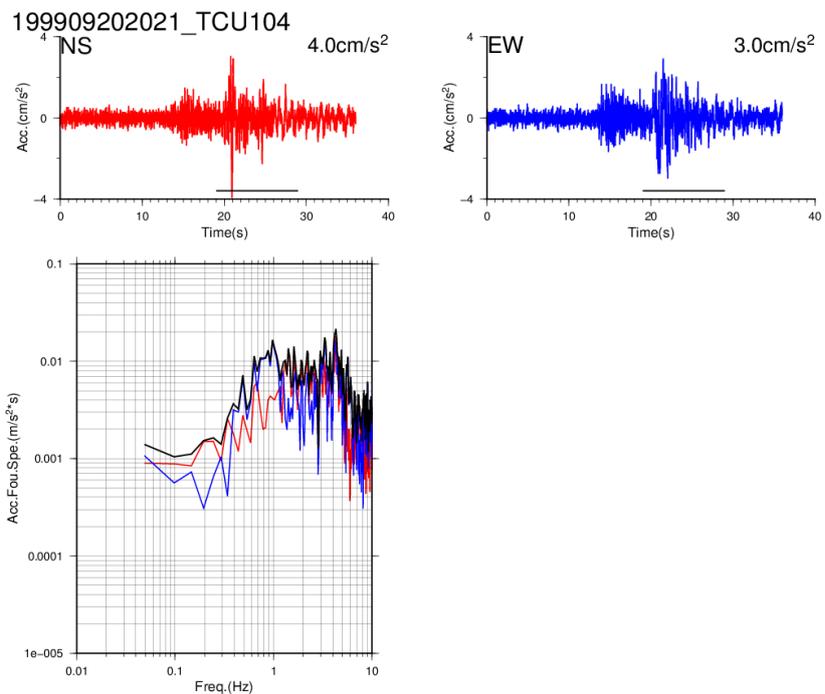
(b) TCU089

図 2.3-18(3) 加速度波形とフーリエスペクトル

(フーリエスペクトルの算定には波形図の下線部分の波形を用いた)



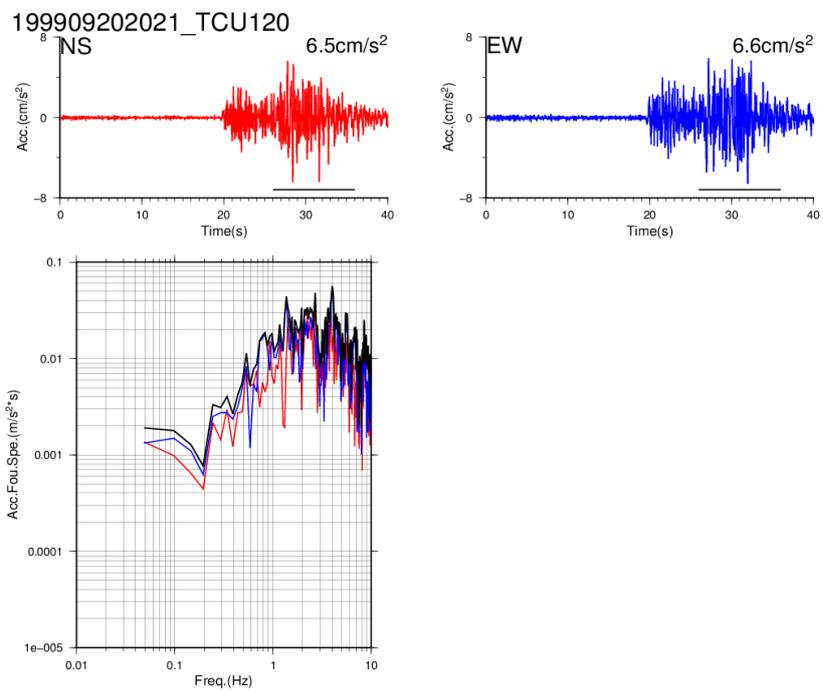
(a) TCU100



(b) TCU104

図 2.3-18(4) 加速度波形とフーリエスペクトル

(フーリエスペクトルの算定には波形図の下線部分の波形を用いた)



(a) TCU120

図 2.3-18(5) 加速度波形とフーリエスペクトル

(フーリエスペクトルの算定には波形図の下線部分の波形を用いた)

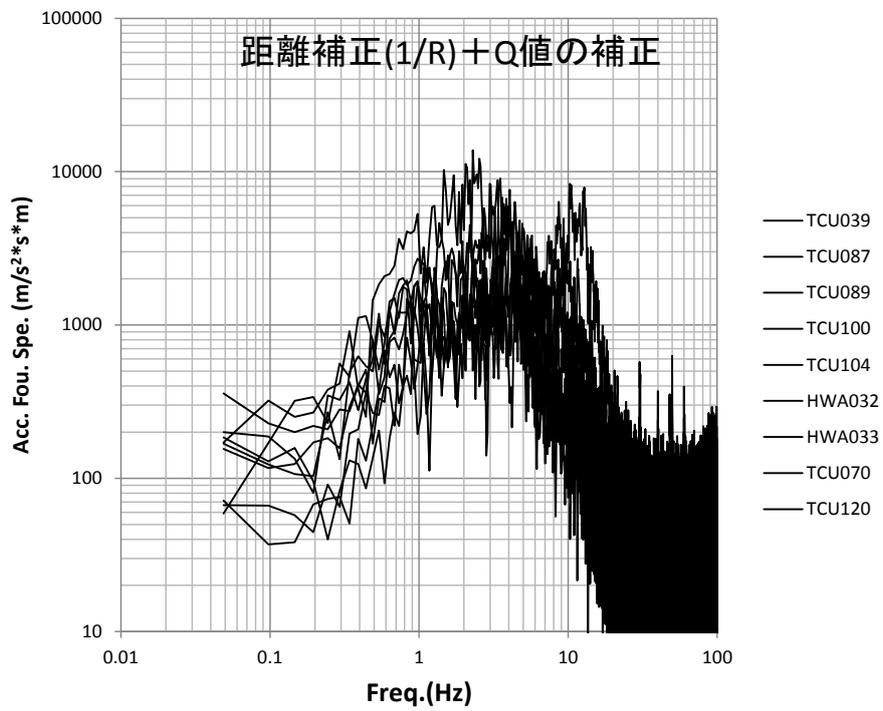


図 2.3-19 加速度フーリエスペクトル（表 2.3-6 の全 9 観測点の重ね描き）  
 （震源距離に応じた幾何減衰による補正と Q 値による補正を施している。）

表 2.3-7 佐藤(2007)の回帰分析に用いた既往研究の 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 Q 値モデル

地域	Q 値モデル	周波数(Hz)	参考文献
大阪周辺	$Q = 37f^{0.84}$	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	$Q = 104f^{0.63}$	1~10	加藤 <sup>25)</sup>
小田原周辺	$Q = 20f$	1~20	植竹・工藤 <sup>26)</sup>
新潟県中越	$Q = 21f^{0.89}$	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	$Q = 30f^{1.40}$	1~10	佐藤 <sup>30)</sup>

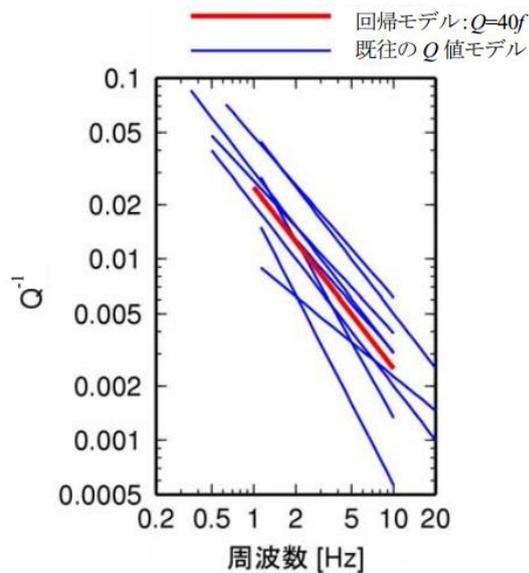
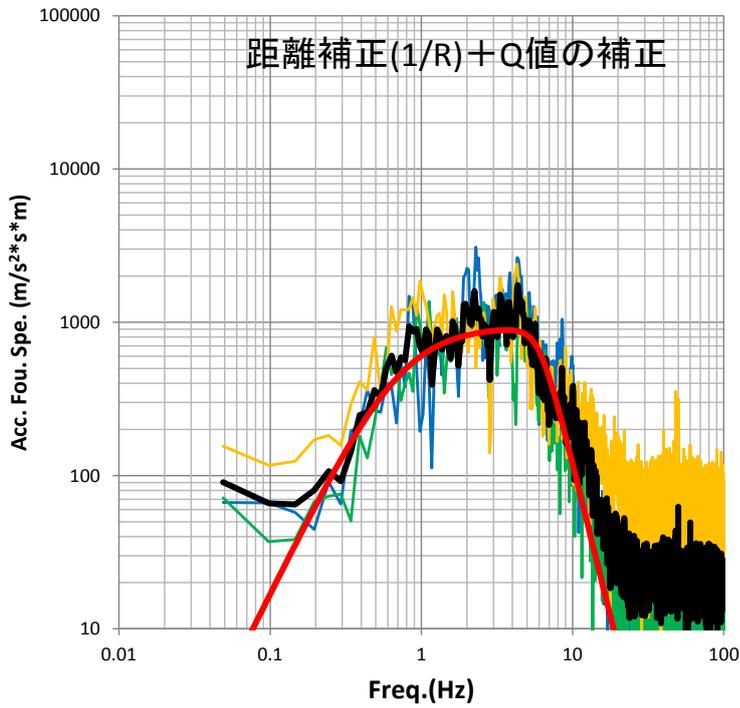
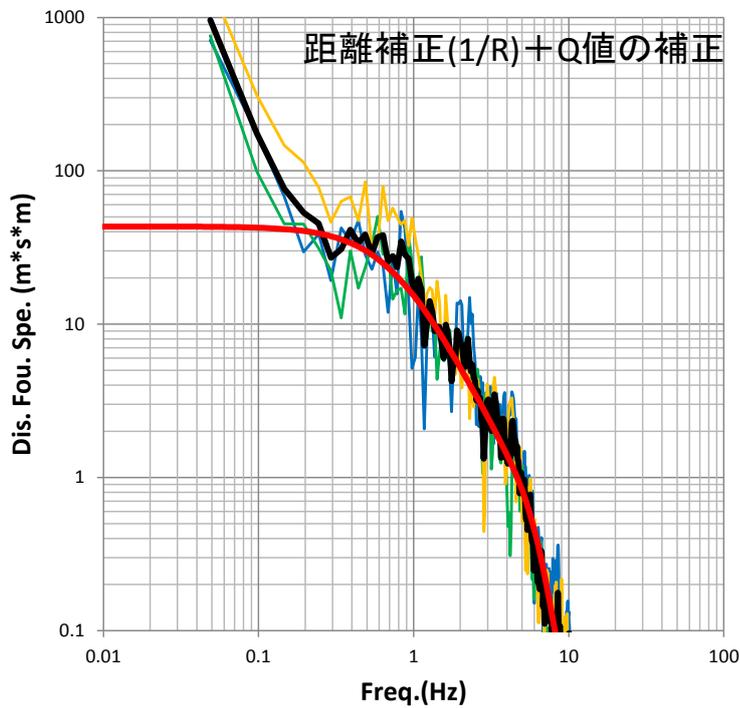


図 1 地殻内地震に対する既往の Q 値モデル<sup>23)~30)</sup> (青線)とこれらを回帰した平均的 Q 値モデル (赤線)

図 2.3-20 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))



(a) 加速度フーリエスペクトル



(b) 変位フーリエスペクトル

図 2.3-21 フーリエスペクトル (表 2.3-6 の丸印の 3 観測点の重ね描き)  
(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。)

表 2.3-8 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

パラメータ	単位	値	引用
$R_{0\phi}$	—	0.63	平均的な値
FS	—	2	自由表面
PRTITN	—	1.0	水平 2 成分のベクトル和を使用
$\rho$	$\text{g/cm}^3$	2.7	(仮定)
$\beta$	$\text{km/s}$	3.5	(仮定)
$M_0$	Nm	$5.0 \times 10^{16}$	本検討
Q	—	$40f^{1.0}$	佐藤 (2007)
$f_c$	Hz	0.74	本検討
$f_{\max}$	Hz	6	鶴来・他 (1997)

(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。経験的グリーン関数として用いる地震は前述の 1999/09/20 20:21 (UTC)の地震とした。

対象とする観測点は、前節で再構築した長周期を対象とした特性化震源モデルにおける SMGA1 からの地震動の寄与度が高く、大速度が生じた観測点 TCU068、TCU052 を含む断層面北側の観測点とした。

特性化震源モデルの初期モデルは、前節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。地震モーメントについては、長周期を対象とした場合では TCU052 と TCU068 の長周期成分を再現するために SMGA1 内に大すべり領域 (SMGA1a) を設定していたが、初期モデルとしてはこのような特殊な条件を考慮しないこととした。つまり、SMGA1 の長さ 27km×幅 21km 内を一様すべり (5m) として求められる地震モーメント： $6.36 \times 10^{19} \text{N}\cdot\text{m}$  を SMGA1 の地震モーメントの初期値とした。

その他、経験的グリーン関数法での評価に用いた初期モデルを表 2.3-9 に示す。

表 2.3-9 経験的グリーン関数法での評価に用いたパラメーター一覧 (初期モデル)

パラメータ	記号	単位	値	備考・引用元
小地震の長さ	Le	km	3.0	本検討の3.1kmを参考に設定
小地震の幅	We	km	3.0	本検討の3.1kmを参考に設定
小地震応力降下量	$\Delta\sigma_e$	MPa	4.0	本検討
小地震の地震モーメント	$m_0$	Nm	5.00E+16	本検討
SMGA1長さ	L	km	27	本検討の長周期特性化震源モデル
SMGA1幅	W	km	21	本検討の長周期特性化震源モデル
SMGA1応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	10	釜江・入倉(2002)
SMGA1地震モーメント	$M_0$	Nm	6.36E+19	本検討の長周期特性化震源モデル
地震モーメントの比	$cN^3$		1272	$M_0/m_0=cN^3=c \times NL \times NW \times NT$
応力降下量の比	c		2.5	$\Delta\sigma / \Delta\sigma_e$
長さ方向分割数	NL		9	L/Le
幅方向分割数	NW		7	W/We
ライズタイムの比	NT		8	$M_0/m_0=cN^3$ となるように設定

SMGA1 の構築に利用する観測点は、前節の長周期を対象とした特性化震源モデルの検討結果を参考に、断層の北側に位置し、SMGA1 の寄与度が高い観測点を選定した。具体的には図 2.3-22 の赤枠で囲まれた 8 点とした。図 2.3-23 に各観測点の経験的グリーン関数として用いた小地震記録を示す。経験的グリーン関数として用いる小地震記録は、目視で判断した S 波立ち上がりが見なせる時刻の 1 秒前から全て利用した。図 2.3-23 に経験的グリーン関数として用いた小地震記録の時刻歴波形とフーリエスペクトルを示す。

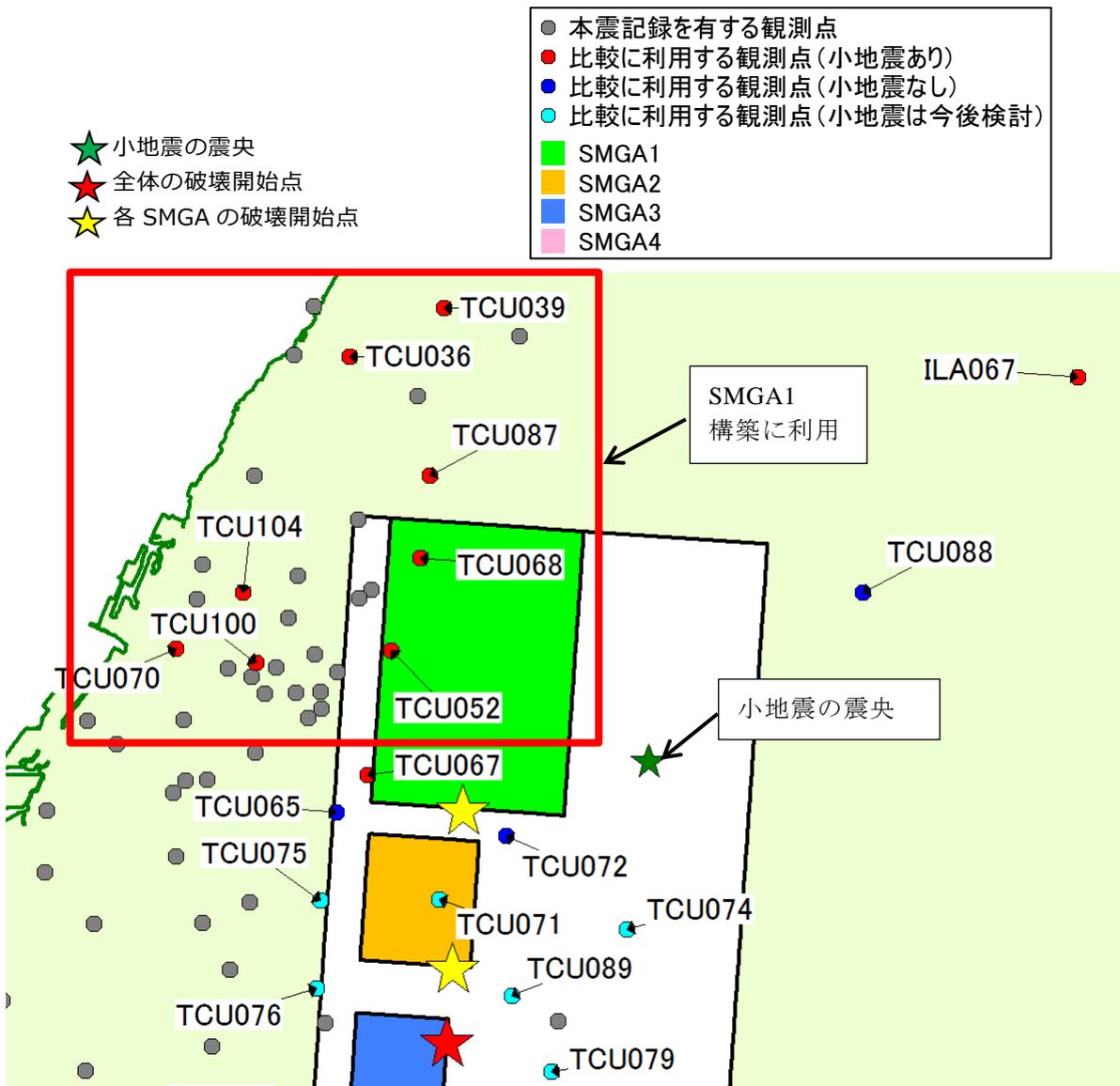
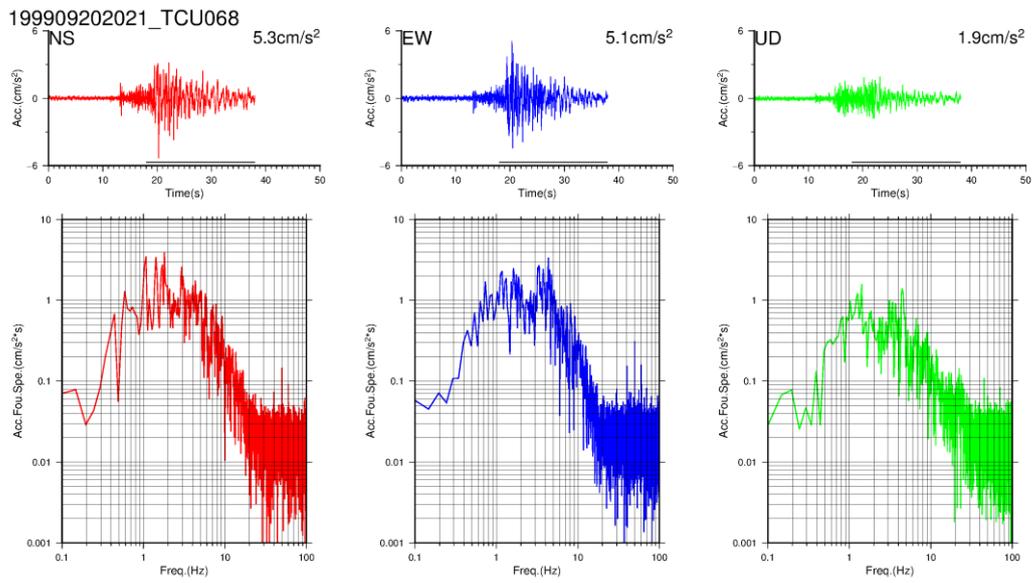
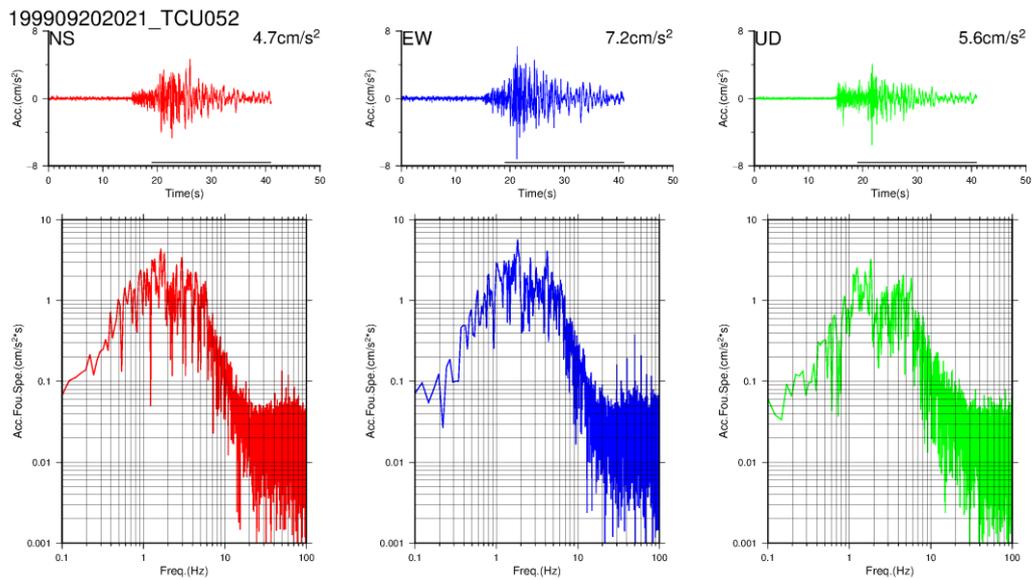


図 2.3-22 SMGA1 の検証に利用する観測点

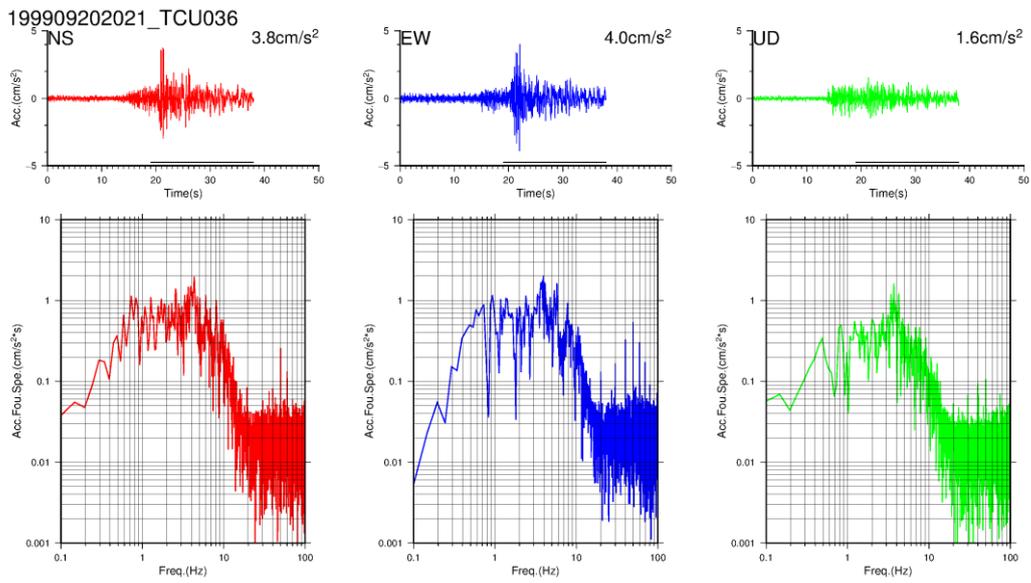


(a) TCU068

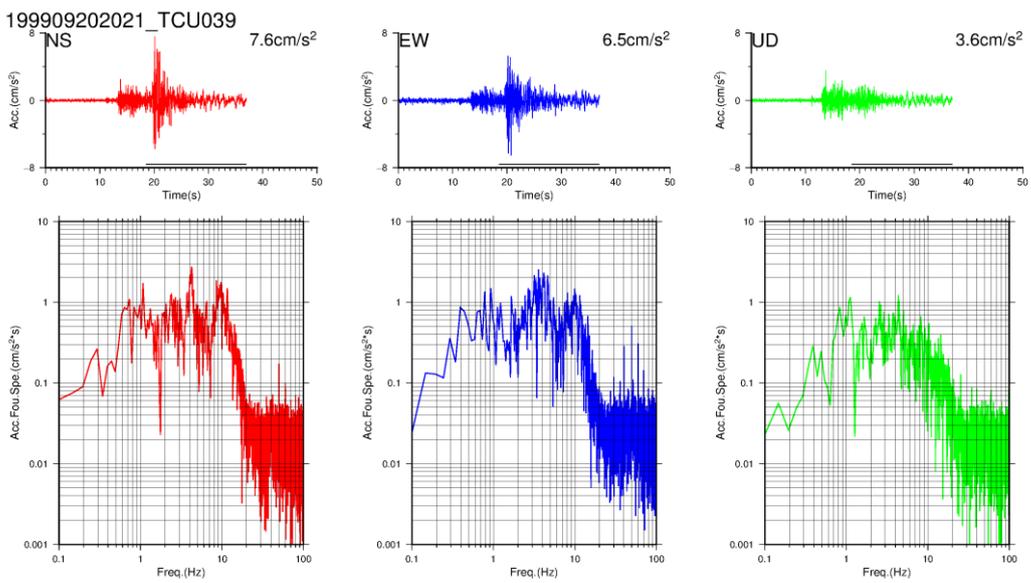


(b) TCU052

図 2.3-23(1) 経験的グリーン関数法に用いた小地震記録  
 (観測記録のうち下線部を経験的グリーン関数として利用、フーリエスペクトルも下線部の時刻部分のみから算出)

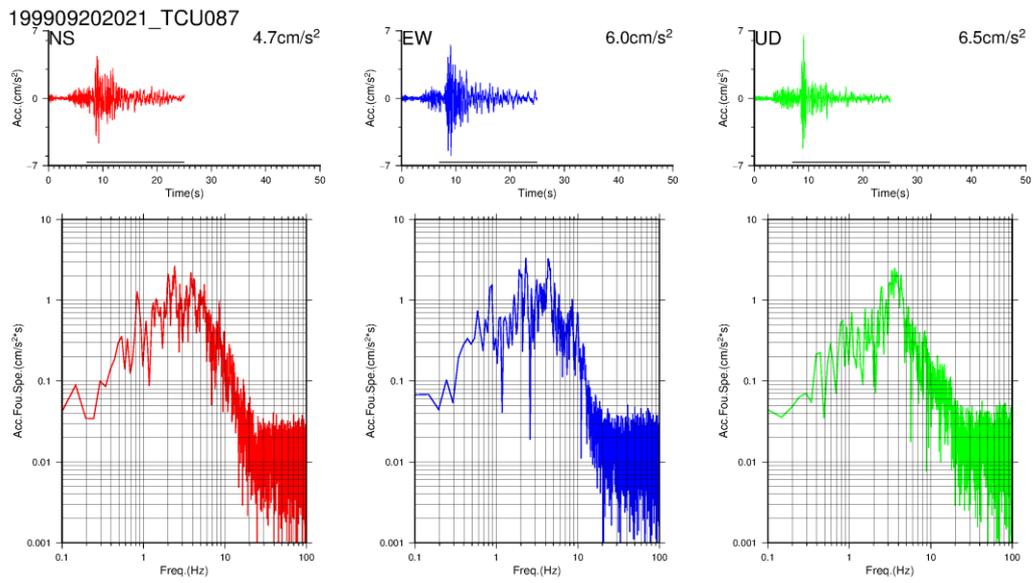


(c) TCU036

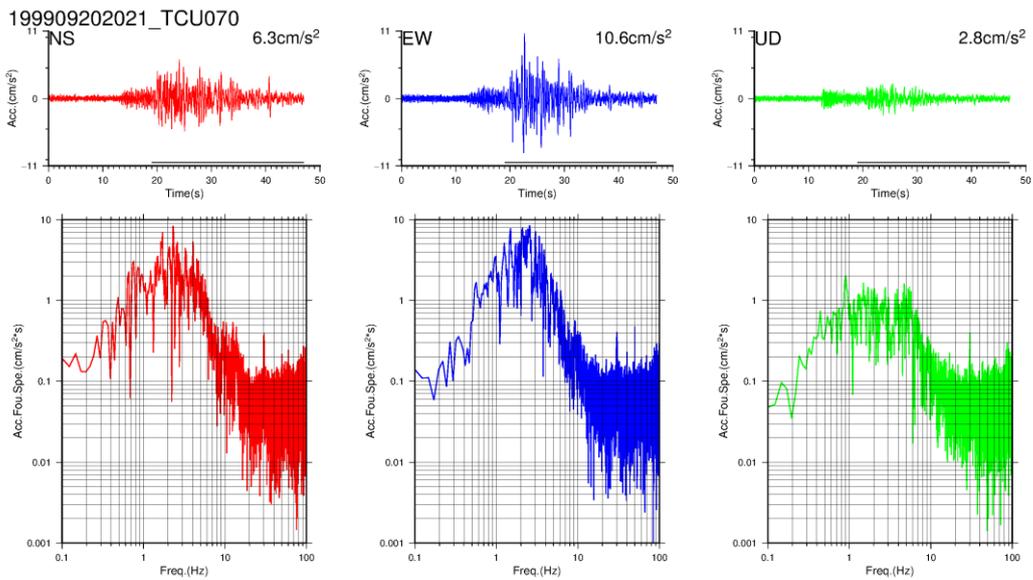


(d) TCU039

図 2.3-23(2) 経験的グリーン関数法に用いた小地震記録  
 (観測記録のうち下線部を経験的グリーン関数として利用、フーリエスペクトルも下線部の時刻部分のみから算出)

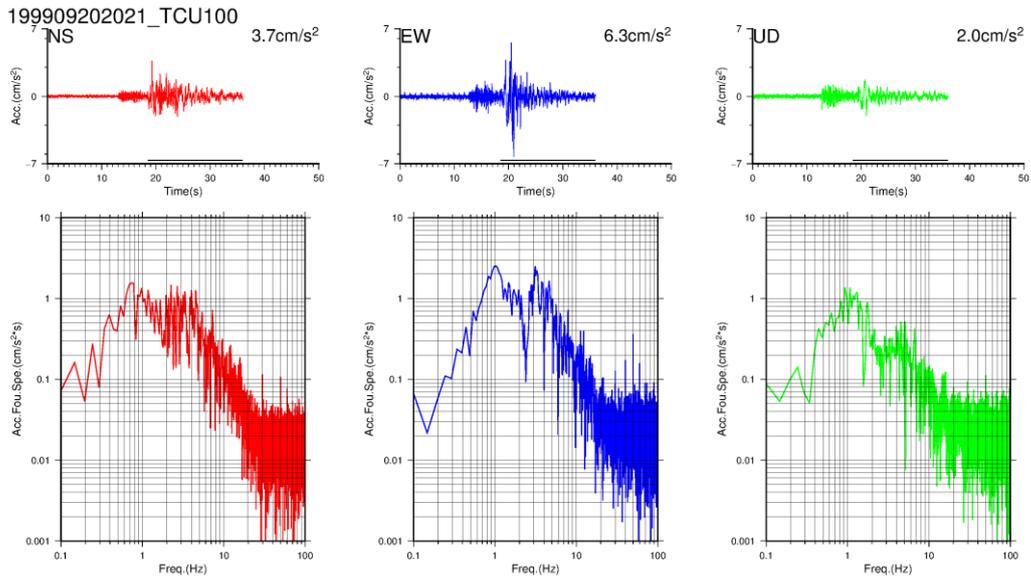


(e) TCU087

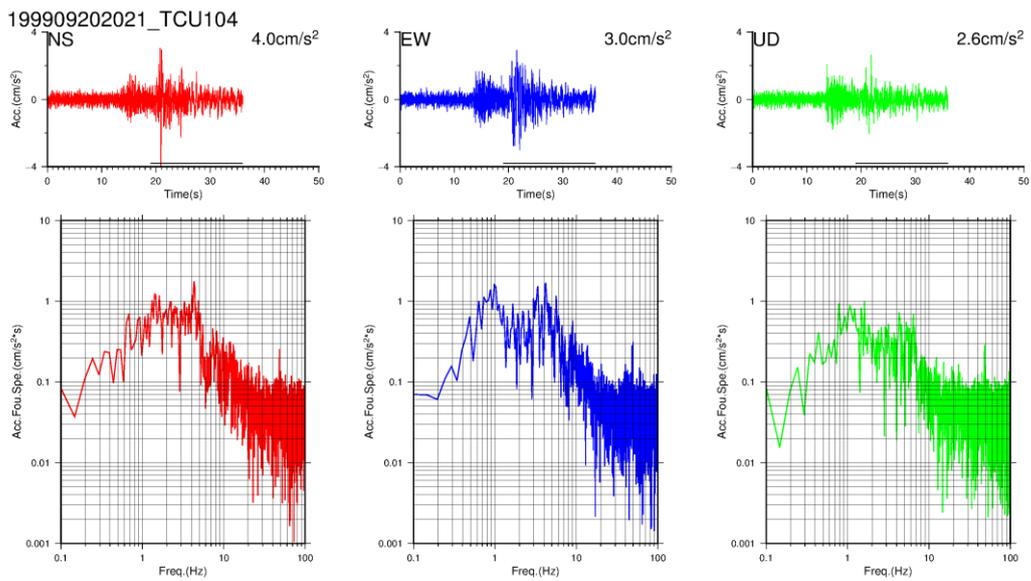


(f) TCU070

図 2.3-23(3) 経験的グリーン関数法に用いた小地震記録  
 (観測記録のうち下線部を経験的グリーン関数として利用、フーリエスペクトルも下線部の時刻部分のみから算出)



(g) TCU100



(h) TCU104

図 2.3-23(4) 経験的グリーン関数法に用いた小地震記録  
 (観測記録のうち下線部を経験的グリーン関数として利用、フーリエスペクトルも下線部の時刻部分のみから算出)

図 2.3-24 に合成結果と観測記録の加速度・速度時刻歴波形の比較を示す。波形はそれぞれ 0.1~2 秒のバンドパスフィルターを施しており、速度波形はフィルター処理後数値積分したものである。また、合成結果と観測記録の加速度フーリエスペクトル図も合わせて示している。これらのうち、合成結果は時刻歴と同じフィルターが施してあるが、観測記録にはフィルターは施していない。図は観測点ごとに示しており、黒線は観測記録を、上段に青線で示されているのは初期モデルによる結果である。下段の赤線で示されている図は、以降で述べる改良モデルによる結果である。

初期モデルでは、本検討で重視する TCU052 および TCU068 では、1Hz 以上の振幅レベルは観測記録を概ね説明できているが、1Hz 以下の長周期成分ではやや小さめとなっている。その他の観測点も 1~10Hz の帯域ではほぼ同等かやや小さめの振幅レベルが得られている。しかし、特に断層面北側に位置する TCU036、TCU039 の 2 点では、評価結果の 1~5Hz の振幅レベルが観測記録に対して過小評価であることがわかる。これは、図 2.3-23 に示した小地震記録に立ち返ると、小地震地震のフーリエスペクトルでも 2Hz 程度で谷のような特徴が見られており、この特徴がそのまま反映された結果となっていると考えられる。

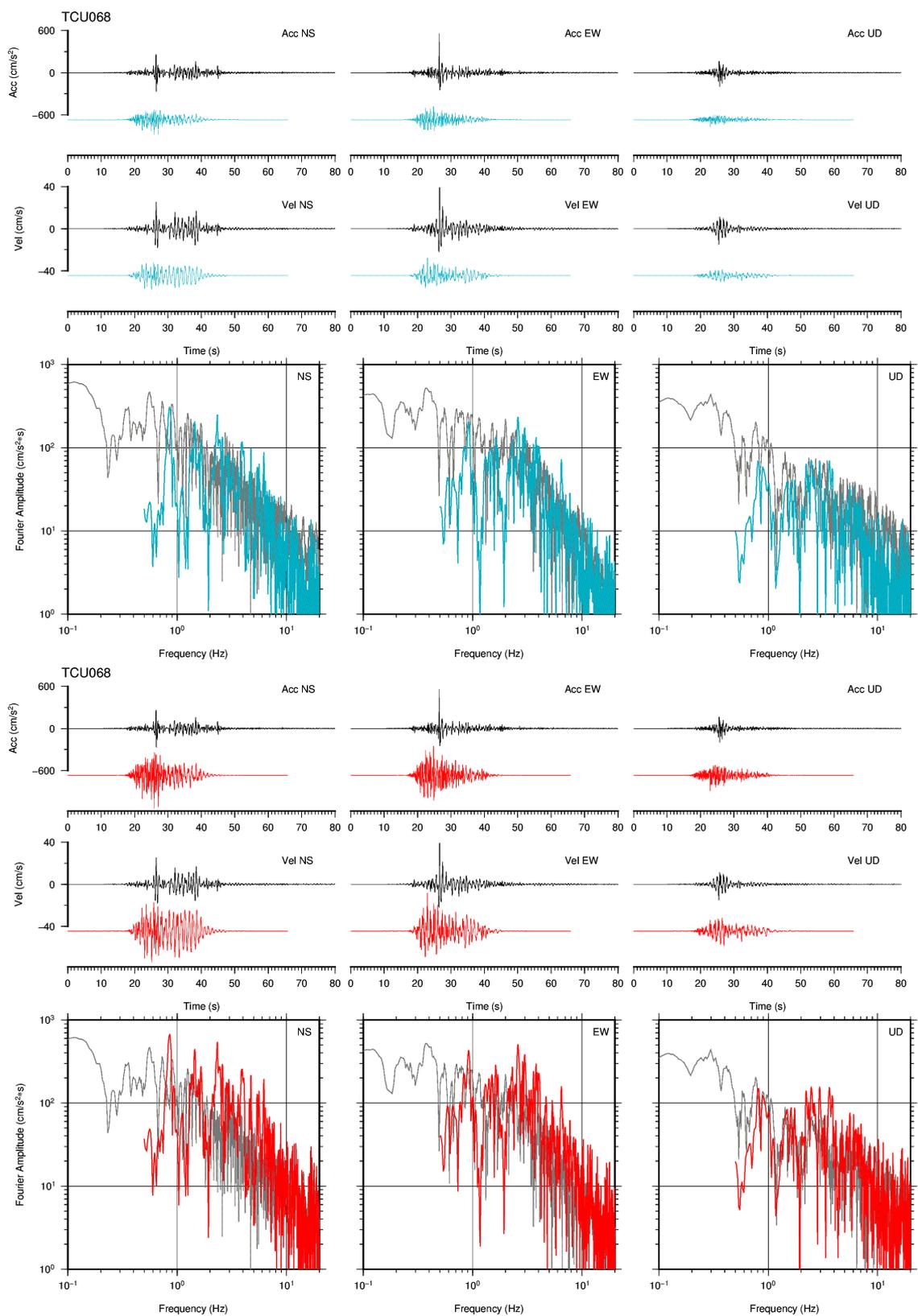
以上の結果より、さらに説明性を高めることを目的に初期モデルの改良を試みた。試行錯誤の結果、応力降下量を増加させ短周期側を大きく取るような設定とすることにより、上述の周期 1 秒付近の説明性に改善効果が見られることがわかった。結果として SMGA1 の地震モーメントは、長周期側の特性化震源モデルの検討での SMGA1 と SMGA1a を合わせた値 (約  $7.0 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ ) よりもやや大きい  $1.0 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$  まで増加させた。初期モデルと改良モデルのパラメータ比較を表 2.3-10 に示す。

改良モデルと初期モデルの結果を比較すると、TCU068、TCU052 では、改良モデルの結果はやや長周期成分が観測記録に近づいたと言える。一方、2Hz 以上の短周期成分は、初期モデルではほぼ観測記録と同等レベルであったが、改良結果ではやや過大評価となっている。経験的グリーン関数として用いた小地震の周期特性が強く見えていた TCU036、TCU039 では、改良モデルの結果は全周期的に振幅レベルが大きくなり、観測記録に近づいたが、特に 1~5Hz は依然として本震の振幅レベルまで増加させることができなかつた。断層面北西側の観測点では、改良モデルの結果は観測記録に近い値となり、ここで比較対象とした観測点全体としては、改良モデルの方がより観測記録に対して説明性が高いと考えられる。

以上の結果、短周期を対象とした特性化震源モデルでは、長周期を対象とした特性化震源モデルで設定した SMGA1 内の大すべり領域 SMGA1a を考慮せず設定した地震モーメントを用いた場合、やや過小評価の傾向が見られた。そこで、SMGA1 の応力降下量を既往の研究よりもやや大きめに設定し、長周期側の特性化モデルでの SMGA1 と SMGA1a を合わせた地震モーメントよりもやや大きめの地震モーメントを設定したところ、短周期側の振幅レベルも概ね観測記録と同等の振幅レベルとなることが確認された。長周期成分がやや小さめの傾向にあること、断層面北側の観測点での説明性がやや低い点については改善の余地が残されている。また、本検討では SMGA1 のみに着目しており、SMGA2、SMGA3、SMGA4 については、それぞれに適した小地震の選定と、それを用いた検証が課題として残されている。

表 2.3-10 初期モデルと改良モデルとの比較  
(赤字太字は初期モデルから変更したパラメータ)

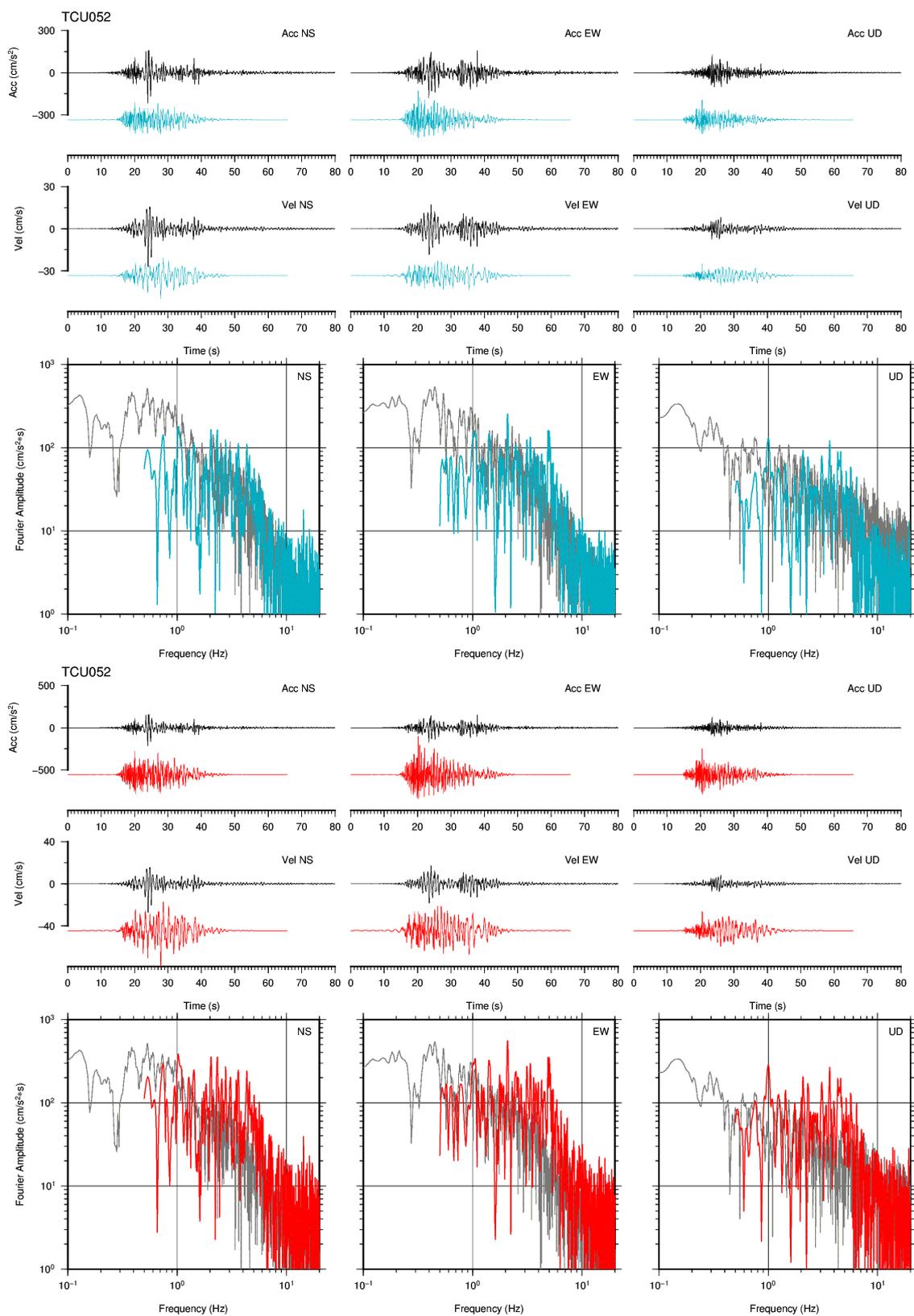
パラメータ	記号	単位	初期モデル	改良モデル
小地震の長さ	Le	km	3.1	3.1
小地震の幅	We	km	3.1	3.1
小地震応力降下量	$\Delta\sigma_e$	MPa	4.0	4.0
小地震の地震モーメント	$m_0$	Nm	5.00E+16	5.00E+16
SMGA1長さ	L	km	27	27
SMGA1幅	W	km	21	21
SMGA1応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	10.0	<b>22.0</b>
SMGA1地震モーメント	$M_0$	Nm	6.36E+19	<b>1.00E+20</b>
地震モーメントの比	$cN^3$		1272	<b>2079</b>
応力降下量の比	c		2.5	<b>5.5</b>
長さ方向分割数	NL		9	9
幅方向分割数	NW		7	7
ライズタイムの比	NT		8	6



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

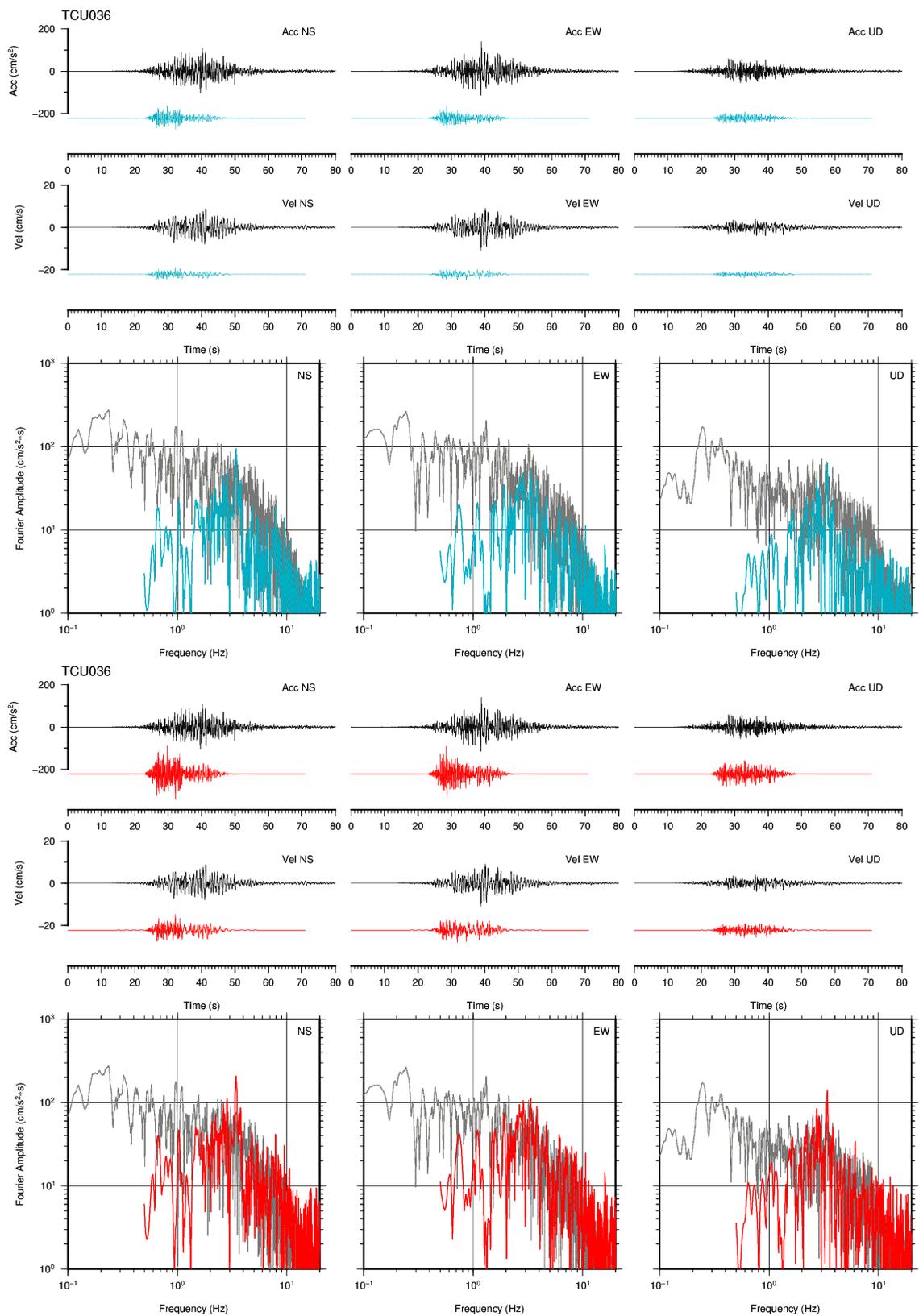
図 2.3-24(1) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU068)



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

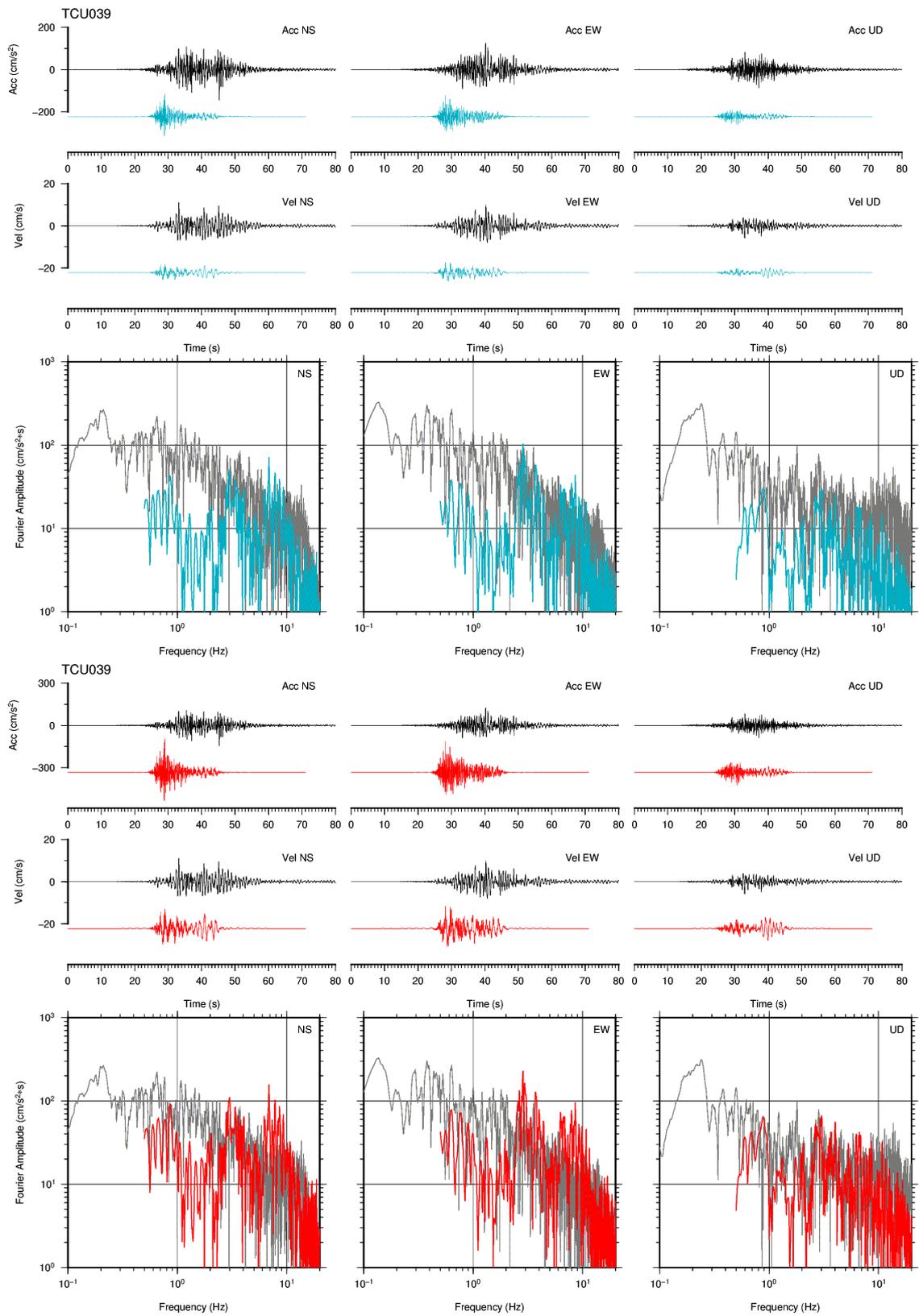
図 2.3-24(2) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU052)



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

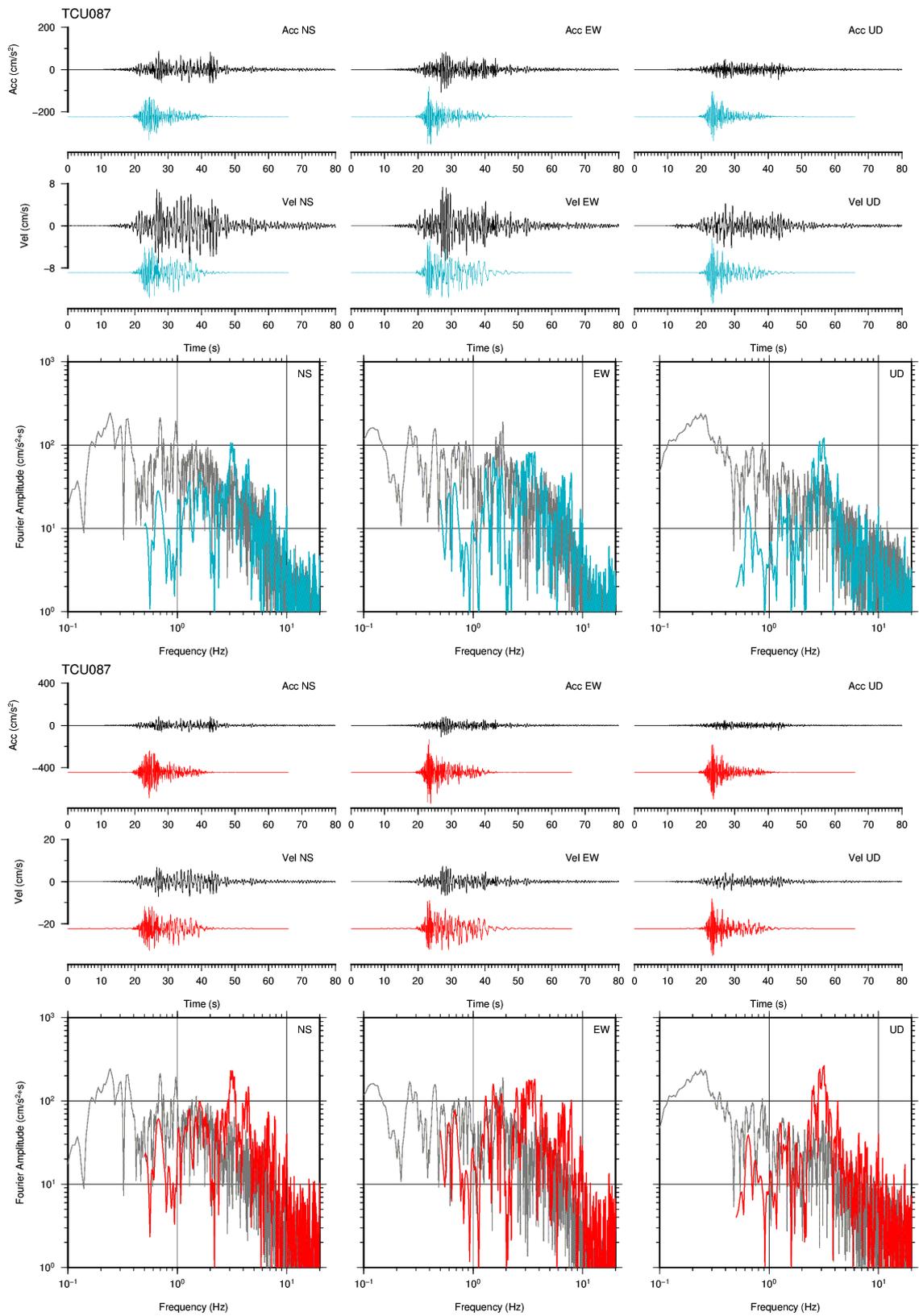
図 2.3-24(3) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU036)



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

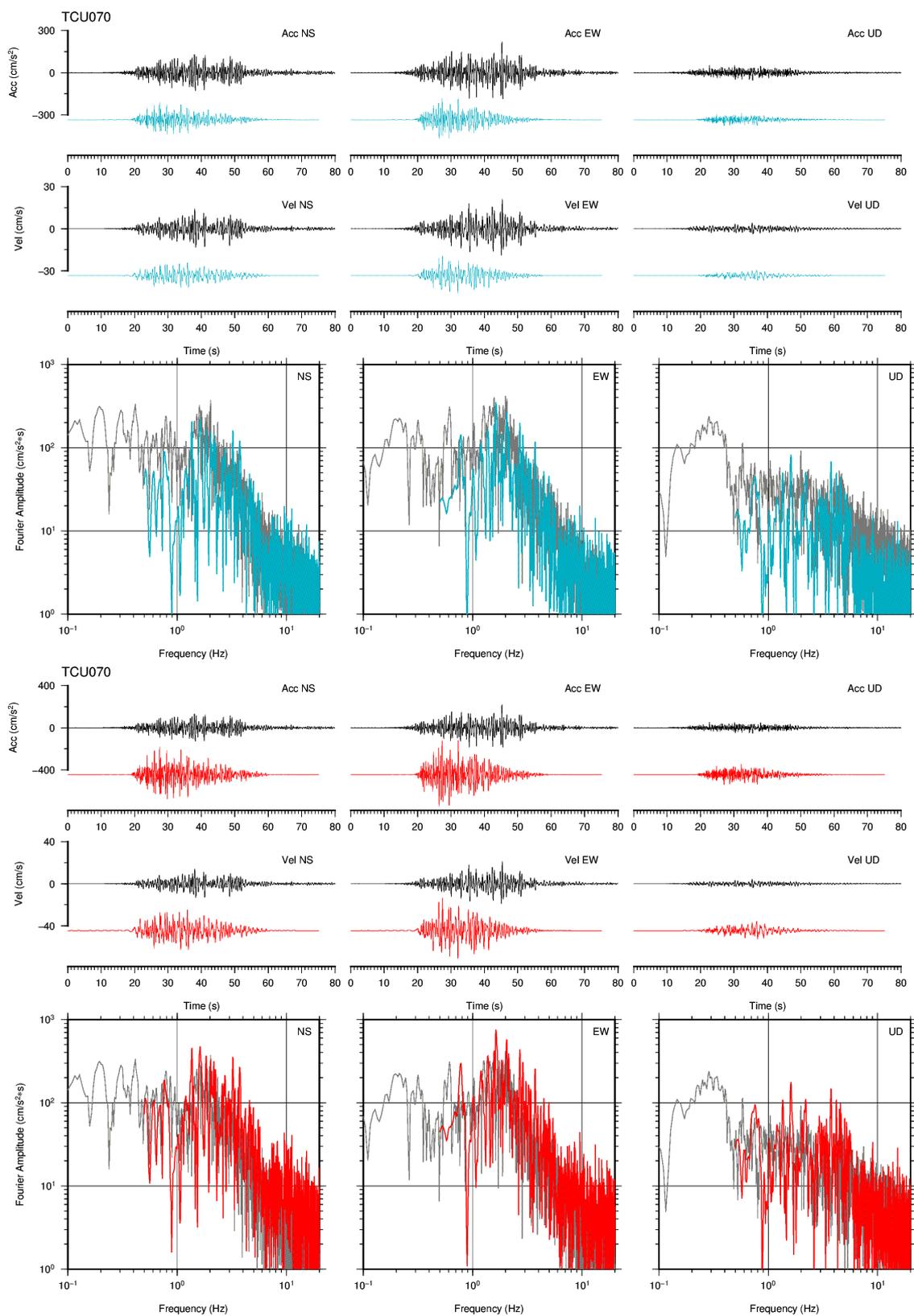
図 2.3-24(4) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU039)



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

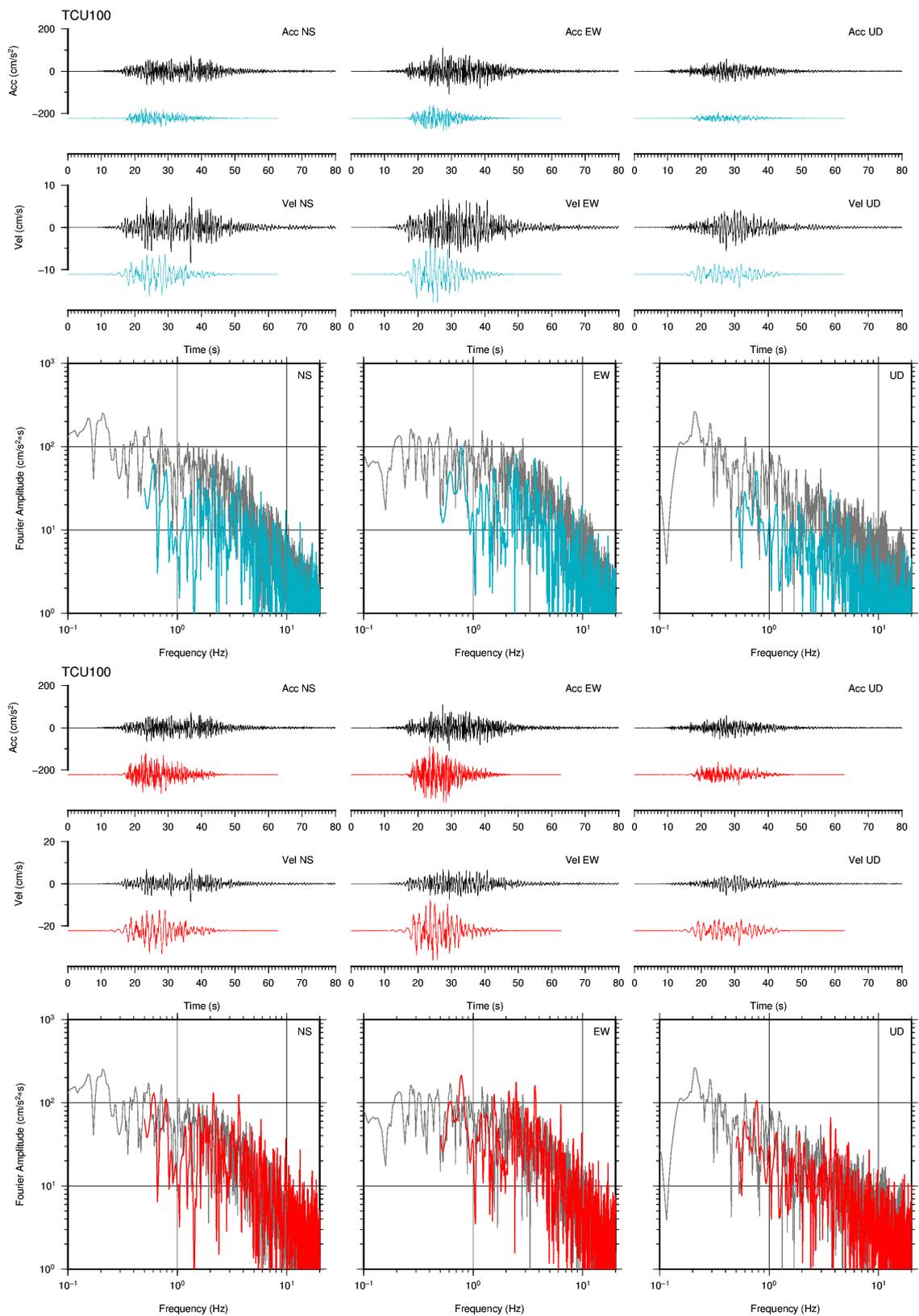
図 2.3-24(5) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU087)



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

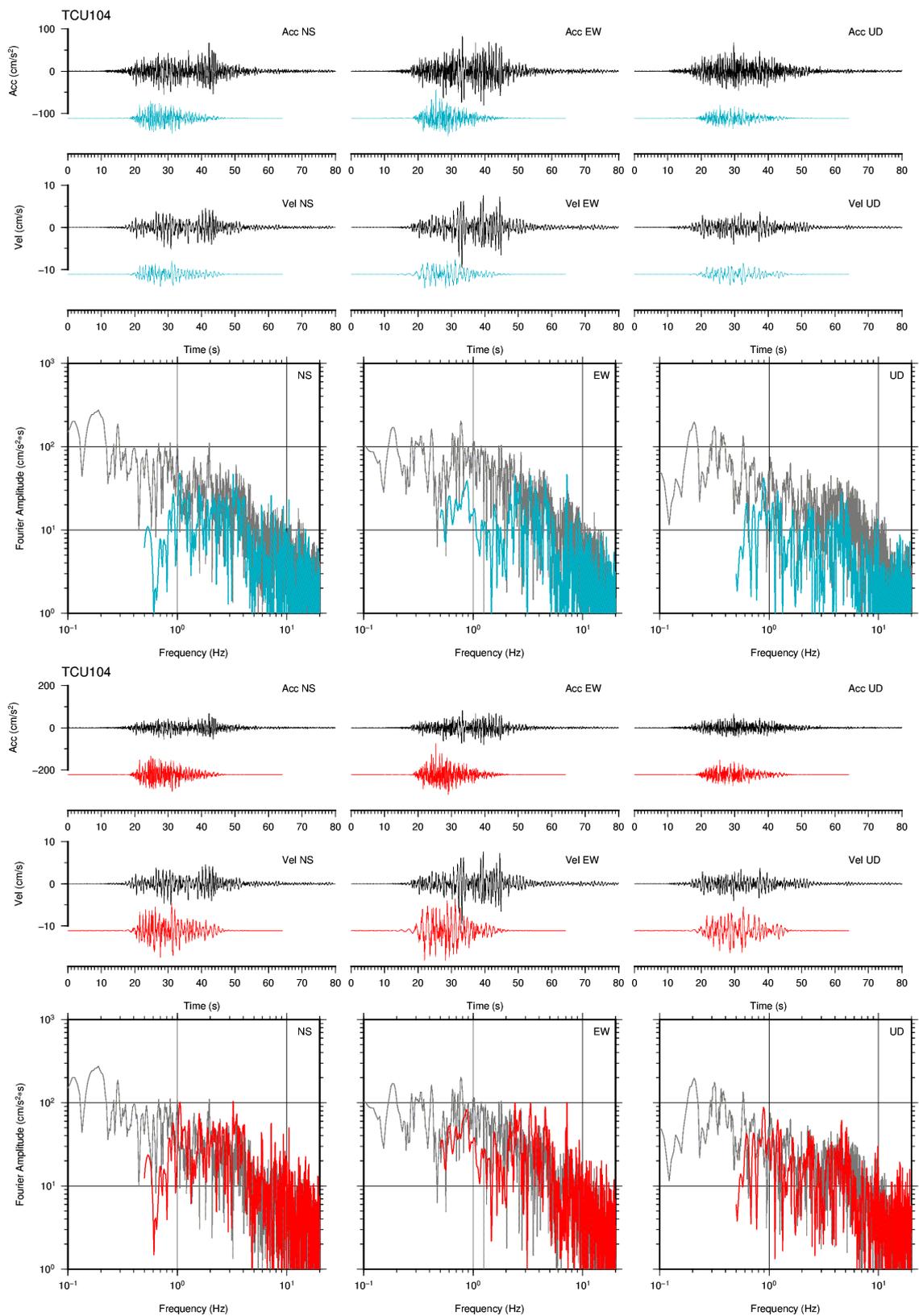
図 2.3-24(6) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU070)



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

図 2.3-24(7) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU100)



— 観測記録 — 合成波形(初期モデル) — 合成波形(改良モデル)

※観測記録フーリエスペクトル以外は周期0.1~2秒のバンドパスフィルター処理

図 2.3-24(8) 経験的グリーン関数法による観測記録と合成波形との比較(TCU104)

### 2.3・2.4 の参考文献

- 1) 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.
- 2) 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) 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.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 久田嘉章, 2014, 波数積分法による地震動計算の基礎・応用と課題, 「強震動予測—その基礎と応用」第14回講習会資料.
- 8) 久田嘉章, 1997, 成層地盤における正規モード解及びグリーン関数法の効率的な計算法, 日本建築学会構造系論文集, 501, 49-56.
- 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.
- 10) Kurahashi, S. and K. Irikura, 2013, Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 103, 1373-1393.
- 11) 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 the 921 Chi-Chi Earthquake: Processed Acceleration Files on CD-ROM.
- 12) CWB, [http://www.cwb.gov.tw/V7/earthquake/rtd\\_eq.htm](http://www.cwb.gov.tw/V7/earthquake/rtd_eq.htm) (2014年11月10日確認)
- 13) Global CMT Catalog Search, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (2014年11月10日確認)
- 14) 台湾中央研究院 (ACADEMIA SINICA) , <http://tecws.earth.sinica.edu.tw/BATS/cmtbyform.php> (2014年11月10日確認)
- 15) 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.
- 16) Brune, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- 17) Brune, J. N., 1971, Correction, *J. Geophys. Res.*, 76, 20, 5002.
- 18) 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.
- 19) 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.

- 20) 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.
- 21) 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  $f_{max}$  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.

## 2.4. 収集データに基づく震源モデルを利用した動力学シミュ

### レーションの検討

#### 2.4.1. 全体概要

この報告は「断層の動的破壊シミュレーションと物理に基づく地震動シミュレーション」に関して、2014年の研究成果と今後の研究方針をとりまとめたものである。

本研究は、大地震時の震源断層近傍における断層変位および地震動を統計的(stochastic)動力学モデルにより数値的に評価し、観測波形データや経験的な強震動予測式との比較により、計算手法の有効性の検討を行った。

この目的のために、ここでははじめに Dalgue グループが 2012 年以來行ってきた 3 つのタイプの断層(衝上、正断層、横ずれ) および潜在と地表断層に対する統計的動力学破壊シミュレーションのデータベースからの地震破壊と震源近傍地震動のデータベースの構築、それらを用いた解析評価を行った。主なデータベースは、断層に沿った応力がフォン・カルマン分布に基づいた統計的な場の表現(stochastic field realizations)によって特性化された 300 個の震源モデルから成る。応力と摩擦強度は 2 つの極端ケースとして、1) 深さに依存と 2) 深さに独立、を考える。シミュレーションはモーメント・マグニチュード(Mw)が 5.6~7.0 の地震に対して行ったものを集めた。加えて、このデータベースには、1999 年集集地震の形状特性を持つ断層上でパラメータ化された Mw 7.8 の統計的破壊モデル、および、すべりの再活動やスーパーせん断破壊の複雑さを示す横ずれ断層における破壊も含まれている。このような種々の破壊モデルは、地表断層変位や震源近傍地震の変動を評価するための広範囲のシナリオを提供する。これらのモデルで計算された最大変位(PGD)、最大速度(PGV)、加速度応答スペクトル(SA)は経験的な強震動予測式と比較される。全体的にみると、合成地震動は 1Hz までの経験的なモデルデータと調和的で、それは残余(観測と予測の差として定義される)が、経験的な GMPE の標準偏差の範囲内に求められることを意味している。

このデータベースは、地震のサイズに依存するスーパー・シェア破壊速度、震源近傍での地震動の過飽和(それは経験的 GMPE から予測される飽和特性とは異なる)、1g を超える加速度の予測(適切な最近のフィールド観測で得られている)、など変動ある特徴を示している。我々は、震源パラメータ(応力降下、ピークすべり速度、破壊速度のようなもの)、地表・潜在破壊、指向性、および上盤・下盤などの効果により、地震動は鋭敏に変化することがわかった。これらの効果が震源近傍の地震動のばらつきに影響することが示唆される。これらの知見は、観測が不足しているため、実際のデータから評価することのできない震源の影響の大きい地震動に関するの本質的な理解につながる。

この仕事は、昨年度開発されたアスペリティ・モデルに関する研究を補足し、強震動予測のための将来の地震の断層破壊モデルを一般化することが期待される。それは、長期の研究プロジェクトの始まりとなるものである。

我々は、本研究プロジェクトを通して、観測データが十分には存在しない地域において将来の地震のハザードおよびリスク・アセスメントのために過去の地震と調和しうる一種の合成地震のデータベースを構築していきたいと考えている。我々は、地震動予測の工学的応用のため、合成および観測データを用いて、ハイブリッド的に物理モデルに基づく強震動予測式(GMPE)を開発することを目的とする。これは、記録されたデー

タが少なく、かつ地震動（変位、速度、加速度）が震源特性の影響が大きい震源近傍域で特に重要である。震源近傍域では、直接的な震源特性として構造物に極端な要求を課す大きな永久変位や強震速度パルスなどが生じる可能性がある。

上に述べた研究に加えて、我々は、昨年度（2013年度）行った、アスペリティ・モデルに基づいた1999年集集地震の地震動を計算し、車籠埔断層近傍の観測点での速度および変位地震動と比較した。これらの比較は付録に示されている。

#### 2.4.2. はじめに

地震断層破壊や波動伝播の物理に基づく地震数値モデルは、連続体の保存則、摩擦すべり、地殻における応力状態と結びつけて、震源および伝播特性の双方に支配される地震動現象の我々の理解を拡大してきた(たとえば、Dunham and Archuleta, 2005; Dalguer et al, 2008; Dunham and Bhat, 2008; Olsen et al, 2009)。これらのモデルでは、断層運動（すべりとすべり率）や破壊伝播は、摩擦すべりと結びついた弾性動力学方程式を解くことによって、問題の解の一部として動学的に評価される。それらは、通常、線形弾性連続体の中にある摩擦境界における伝播するせん断クラックとして、地震破壊を理想化している。この理想化は、自然地震を解析し、シミュレートするために有効な基礎となるものであることが証明されており(たとえば、Andrews, 1976; Das and Aki, 1977; Day, 1982a,b; Olsen et al., 1997; Oglesby et al., 1998; Dalguer et al., 2001; Day et al., 2008)、ここでは我々はそれを採用する。

地震をシミュレーションするためのこれらの動学的破壊モデルの使用は地震学や地震工学コミュニティーにおいて重要性を増しつつある。なぜなら、これらのモデルが地震を決定する物理過程をより密接に取り扱うことができ、物理破壊過程や震源近傍地震動の変動の詳細を捉えるためのより大きな潜在力を持つからである。これらの側面を理解することが、震源近傍地震を予測するための我々の可能性の改善につながり、それにより地震ハザードやリスクのより正確なアセスメントが可能になる。

現在用いられている経験的地震動予測式 (GMPE)は、地震ハザードやリスク・アセスメントに使用するために必要な震源近傍地震の予測には不十分であることは良く知られている。これは、これらの GMPE は、震源近傍でほとんど記録がなく、かつ数値シミュレーションで同定された震源特性や地質による増幅メカニズムを正確には表していないデータに基づいているからである。したがって、物理に基づいた数値モデルは、研究対象地域における最大期待地震と一致する地震に対して、震源近傍地震動のレベルやそれらの変動を正確に評価するために必要とされている。

この目的のため、本プロジェクトでは、我々は、潜在断層地震や地表断層地震を想定して3つの型の断層（衝上断層、正断層、横ずれすべり）に対する地震動特性を検証するために、一般的な統計的動力学破壊モデルを用いている。応力と摩擦強度は、法線応力の2つの極端なケース、1)深さ依存、および 2)深さに依存しない、を想定する。合成地震動の主なデータベースは、各断層型、各ケース（潜在と地表断層、法線応力の深さ依存と非依存）に対して、それぞれ30個のシナリオ地震（Mw 5.5-7.0の範囲、図 2.4-1参照）を用意し、総計で360個のシミュレーション結果を集めている(Dalguer and Mai, 2012)。加えて、我々は、1999年集集台湾地震の幾何形状を持つ断層上にパラメータ化された Mw ~7.8 の傾斜断層における地震、およびすべり再活動化やスーパー・シェア破壊の複雑性を表す横ずれ断層上地震も発生させている(Song and Dalguer, 2015)。結果とし

て計算された地震動は経験的な GMPE と比較される。我々は、合成と観測地震動を用いて、震源によって支配される地震動の変動を評価し、近い将来ハイブリッドな GMPE を発展させるために準備的な合成 GMPE を提案する。

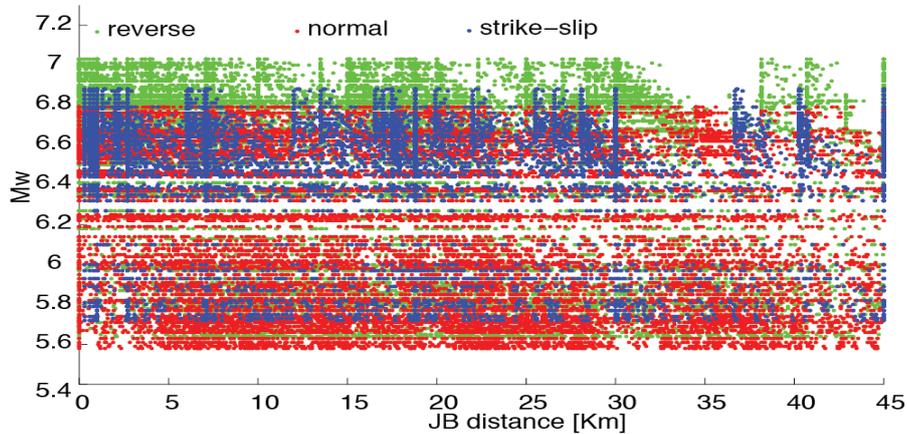


図 2.4-1 360 個の動力学破壊モデルの Magnitude と Joyner-Boore (JB)距離との関係

### 2.4.3. 統計的な応力のパラメータ化に対する一般的方法論

#### (1) 断層および荷重特性の様式

地震発生前の初期応力と摩擦強度の仮定は、事実上、地震の実質的なシミュレーションの基礎となる。浅い地震の既存断層上のせん断破壊はクーロン摩擦によって支配されると仮定すると、断層運動のモード(図 2.4-2)および圧縮したり伸張したりするテクトニック場における荷重履歴(図 2.4-3)がその断層における初期応力や摩擦強度の絶対値(たとえば、Sibson, 1991)を決定する際に重要な役割を果たす。たとえば重力荷重に等価な拘束圧の下で1つの断層系を考えると、圧縮場におけるテクトニック荷重は断層上にせん断応力を蓄積し、同時に摩擦強度は増大する法線応力により増大することが期待される。逆に伸張場におけるテクトニック荷重は減少する法線応力により結果としてせん断強度を低下させる(図 2.4-3)。

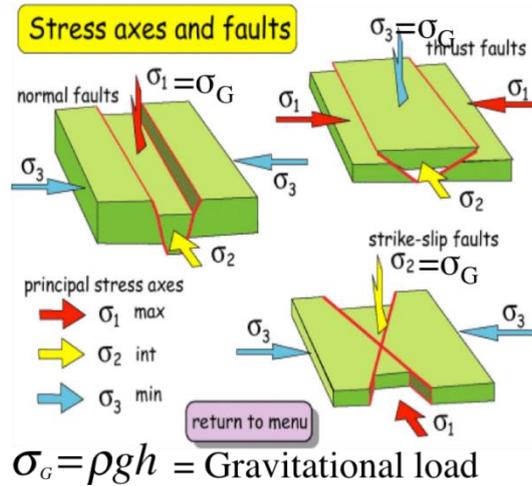


図 2.4-2 正断層、衝上断層、横ずれ断層のための理想化された主応力特性および断層運動のモード

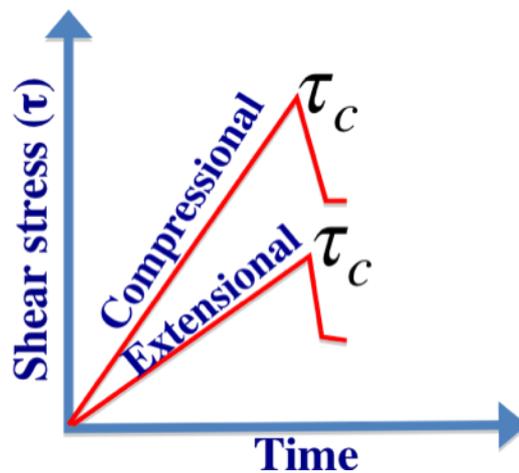


図 2.4-3 圧縮および伸張場のための荷重特性。圧縮場（衝上断層）に対しては、主応力  $\sigma_1$  が増大し、そのとき、法線応力  $\sigma_n$  と摩擦強度  $\tau_c$  はせん断応力  $\tau$  が蓄積するにつれて増大する。

(2) 法線応力深さ依存モデル

我々は、破壊の前に断層上での強度と初期応力を評価するために Dalguer and Mai (2008)により提案された方法に従う。基本的にこの方法は、(1)で述べたように、統計的な初期応力場を現実的な断層荷重環境に結びつけるもので、テクトニックな载荷状態（圧縮、あるいは伸張）や重力载荷が断層摩擦強度の絶対値や初期応力を決定する。計算の手続きは以下の通りである。

- 1) 遠地の応力は、最初重力荷重に等価な拘束圧に等しいと仮定する。

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \rho gh \quad (1)$$

ここで  $\sigma_1, \sigma_2$  および  $\sigma_3$  は、それぞれ 3 軸方向の主応力、 $\rho$  は密度、 $g$  は重力加速度、そして、 $h$  は深さである。

2) 断層荷重：断層運動のタイプによって主応力を調整する。すなわち、衝上断層あるいは横ずれ断層地震に対して  $\sigma_1$  は増大し、正断層地震に対しては  $\sigma_3$  は減少する。これは、衝上断層・横ずれ断層地震に対して加荷重(**loading**)すなわち応力を増大するメカニズム、そして正断層地震に対しては減荷重(**unloading**)すなわち応力を減少するメカニズム、を表す。

$$\begin{aligned}\sigma_1 &= \rho gh + \Delta\sigma_{load} && \text{loading} \\ \sigma_3 &= \rho gh - \Delta\sigma_{load} && \text{unloading}\end{aligned}\tag{2}$$

ここで  $\Delta\sigma_{load}$  はシステムを加荷重/減荷重するための応力増加/減少である。

3) 特有の断層面に作用する法線応力を推定する。

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos(\theta)\tag{3}$$

ここで  $\theta$  は  $\sigma_3$  軸方向に対して測られる断層面の角度である。

4) 摩擦強度(クーロン摩擦を仮定)を推定する。

$$\tau_c = c + \mu_f(\sigma_n - p)\tag{4}$$

ここで、 $c$  はクーロン応力、 $p$  は間隙圧(ここでは静水圧)、 $(\sigma_n - p)$  は有効法線応力、そして  $\mu_f$  は以下のように Andrews (1976)で与えられる形ですべりに依存する応力係数(すべり弱モデル)である。

$$\mu_f = \begin{cases} \mu_s - (\mu_s - \mu_d)u/d_0 & u < d_0 \\ \mu_d & u \geq d_0 \end{cases}\tag{5}$$

ここで、 $\mu_s$  と  $\mu_d$  はそれぞれ静的および動的摩擦係数、 $u$  はすべり、そして  $d_0$  は臨界すべり距離である。

5) 断層上での初期せん断応力を推定する。

$$\tau_0 = \tau_{st} + \Delta\tau_{ld}\tag{6}$$

ここで、 $\tau_{st}$ はこの断層上でこれまで発生した地震からの残留応力を表すために統計的に生成された不均質な応力場(Ripperger et al., 2007)である。はじめに、この統計的応力は、任意の深さに依存しない摩擦強度をもつ分布で与えられ、その最大値は静的な破壊応力( $\tau_d$ )で、その最小値は動的なオーバーシュート( $k_{osd} > 1$ )あるいはアンダーシュート( $k_{osd} < 1$ )係数で特性化される最後の過去地震(前地震)からの最終応力となる。

$$\tau_{\max} = \tau_s; \quad \tau_{\min} = \tau_s - (\tau_s - \tau_d)k_{osk} \quad (7)$$

最後に、この  $\tau_{st}$  は再びステップ 4 で計算される深さ依存の摩擦強度分布で与えられるが、比 $(\tau_0 - \tau_d)/(\tau_s - \tau_d)$ は同じに保つ。ここで、 $\tau_s$  と  $\tau_d$ はそれぞれ静的および動的摩擦強度である。式(6)における  $\Delta\tau_{td}$ は、破壊不安定(Ripperger et al 2007)を開始するために初期破壊域において追加的な荷重を付加するための、小さな応力増分である。

6) 初期破壊域：初期破壊域のサイズを決める、すなわち半径  $L_c$  の円状のパッチ、 $L_c$  は断層面上の平均に対応する初期応力と摩擦強度を有する等価な一様断層の臨界長さの半分。 $L_c$  は次の式で表される(たとえば、Day et al, 2005)。

$$L_c = \frac{\mu d_0 (\tau_{bav})}{\pi (\tau_{av})^2} \quad (8)$$

ここで、 $\mu$  はせん断係数、 $\tau_{bav}$  と  $\tau_{av}$  はそれぞれ平均ブレイクダウン強度低下と平均応力降下である。応力パラメータに依存して、 $L_c$  は大きな値を持つようになる。大きな初期破壊域は大きな断層域全体動的な破壊特性に影響してしまうので、 $L_c$  は可能な限り小さく選ぶ必要がある。我々の数値実験は、 $L_c = 2.0$  km にすると、多くの場合破壊をトリガーするのに十分なので、ここでは最大  $L_c$  を 2.0 km と仮定する。初期破壊域の中心は、初期応力がステップ 4 で定義される降伏応力に等しい点として、統計的に与えられる。

7) 深さ依存地殻強度：図 2.4-4 で示されるように、我々のパラメータ設定は、浅部で安定層、その下の地震発生層で脆性地殻、それより深い層で延性層を考える。深さ依存の法線応力をもつパラメータ設定は浅い深度で大きなせん断応力を維持できない弱層を生じる。この浅い深さで不適当にパラメータ設定がされると、始めの部分で非現実的な破壊過程がこの層で生じる可能性がある。加えて、これまでの研究(たとえば、Brune and Anooshehpour, 1998; Day and Ely, 2002)は、この弱い浅層内での破壊は断層の残りの領域とは顕著に異なる方法で生じる、すなわち、インコンピタントな断層ガウジの形成による強度硬化(strength hardening)、微小なクラック発生あるいは岩盤の亀裂発生、そして表層堆積物の存在による断層帯から外れたところに被害の形成などを示す。この浅い深度層の主な特徴は、高められたエネルギー吸収メカニズムをもつ破壊により生じるものである。そこで、我々は、地表から 2 km の深さまでを摩擦すべり時に強度硬化(strength hardening)を引き起こす弱い浅層として定義する。この摩擦の挙動をモデル化するために、我々は、安定な最表層で負の応力降下および大きな臨界すべり速度を仮定する(図 2.4-4 参照)。安定層の下にある地震発生層は、地球の脆性地殻を表す。我々は地震発生層を 18 km の厚い層としてモデル化する。この地震発生層の下に、我々は、大きな臨界すべり距離によって特性化される延性層を考える(図 2.4-4)。破壊は、動的に弱い浅層に

伝播し、あるいは深い延性層にも伝播するが、この領域で破壊は生成されない。動的な破壊がこの層に入ると、クラック先端でエネルギー吸収が伝播するクラックによって供給されるエネルギーを上回るので、破壊は急速に収束する。

計算に用いるモデルの一例が図 2.4-4 に示される。図 2.4-4 の右図で、応力降下量が地表近くでは負と定義されていることに注意が必要である。

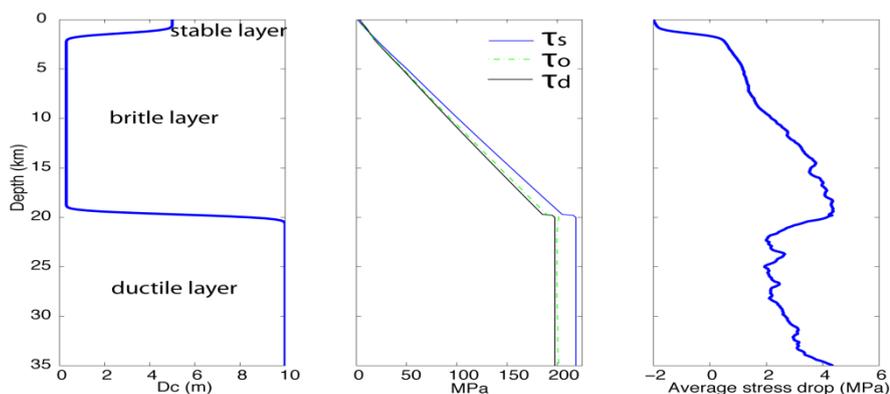


図 2.4-4 動力学破壊モデルで採用された断層の走向に沿って平均化された摩擦パラメータの深さ依存の一例。左図は臨界すべり距離。中図は静的摩擦強度( $\tau_s$ )、初期応力( $\tau_0$ ) および動的摩擦強度( $\tau_d$ )。右図は応力降下量。

### (3) 法線応力深さ非依存モデル

本文参照 (英語版)

## 2.4.4. 断層モデルパラメータ化

本文参照 (英語版)

## 2.4.5. 動的破壊シミュレーションのために用いられた数値技術

動的破壊モデルと震源近傍地震動シミュレーションは、破壊動力学サポート・オペレータ・コード(Support Operator Rupture Dynamics code, SORD)を用いて開発された。Ely et al.(2008, 2009)によって開発された SORD コードは一般化有限差分 (FD) スキームを使用する。それは一般的な断層形状や地形をモデル化するための能力をもった 2 次精度のサポート・オペレータ・スキーム(例えば, Shashkov, 1996)に従って不均質形状をメッシュ化する構造化された 6 面体を利用することができる。SORD は 3 次元粘弾性動力学運動方程式を解く；そのスキームは時間に明示的に表現される。断層は、スプリット・ノード技術で表される(Day et al, 2005; Dalguer and Day, 2006, 2007)。動的破壊は、線形すべり弱摩擦破壊 ((5)式)に従って、局地的な応力条件によって要求されるように生じる。コードは、多重演算操作のため Message Passing Interface (MPI)を用いて並列化され、高度にスケラブルで、大スケール地震シミュレーションが可能になっている。動学的破壊モデルは、南カルフォルニア地震センター(SCEC)動学的破壊の検証実験によって検証されており、半解析的境界積分法とよい一致を示している(Harris et al., 2009)。モデルの空間的分解能は、我々の研究では  $dx=dy=dz=0.1\text{km}$  である。

以下本文参照 (英語版)

## 2.4.6. 数値計算結果—360 個の動的破壊モデルの計算

### (1) 動的破壊の解

総計で 360 個のモデルから、多様な破壊シナリオを持つ Mw 5.5 - 7.0 の地震のシミュレーションがなされた。図 2.4-5、図 2.4-6 図 2.4-7 に、横ずれ、逆断層、正断層の結果がまとめられる。

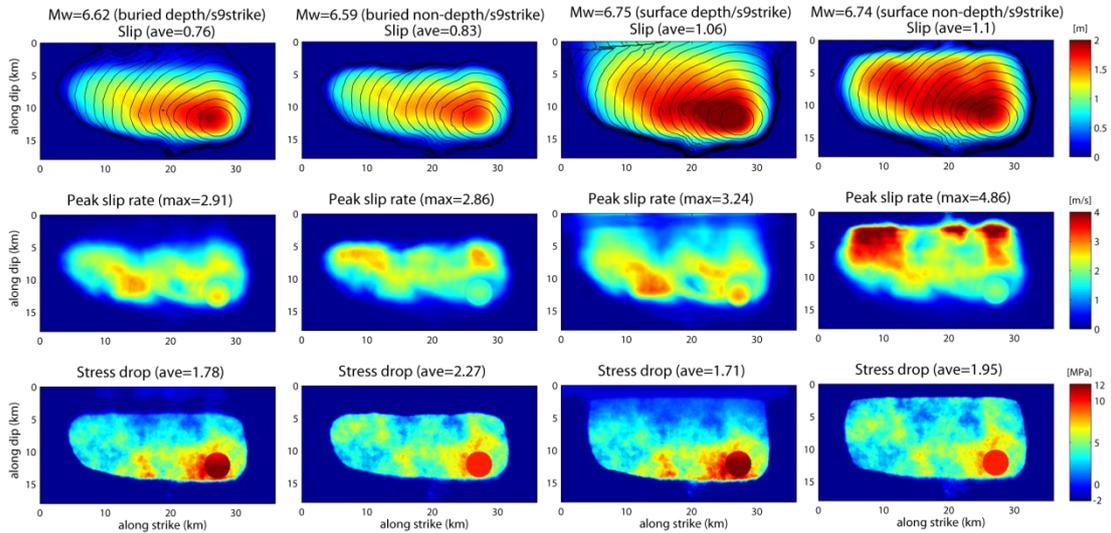


図 2.4-5 同一の統計的応力パラメータをもつ横ずれ断層破壊で、深さ依存と深さに依存しない、潜在と地表破壊モデル、それぞれに対する断層応力動力学破壊の解。各列で、上段はすべり分布でコンターは各 0.5 秒間隔の破壊時間を表し、中段はピークすべり分布、そして下段は応力降下分布。

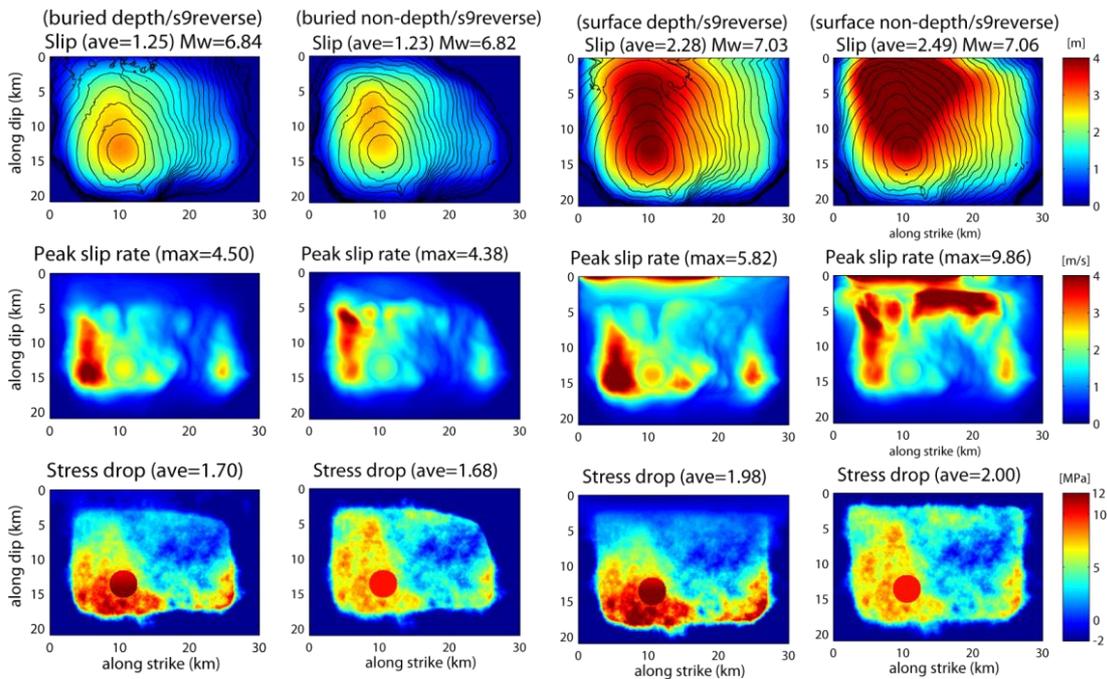


図 2.4-6 同一の統計的応力パラメータをもつ逆断層破壊で、深さ依存と深さに依存しない、潜在と地表破壊モデル、それぞれに対する断層応力動力学破壊の解。各列で、上段はすべり分布でコンターは各 0.5 秒間隔の破壊時間を表し、中段はピークすべり分布、そして下段は応力降下分布。

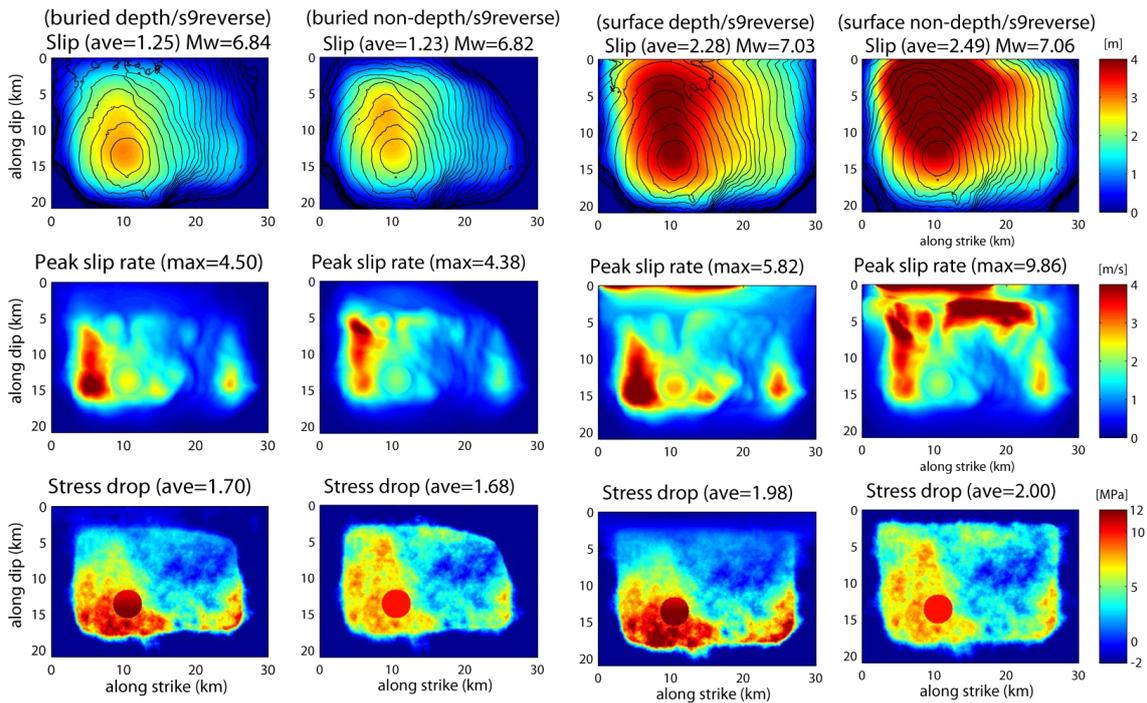


図 2.4-7 同一の統計的応力パラメータをもつ正断層破壊で、深さ依存と深さに依存しない、潜在と地表破壊モデル、それぞれに対する断層応力動力学破壊の解。各列で、上段はすべり分布でコンターは各 0.5 秒間隔の破壊時間を表し、中段はピークすべり分布、そして下段は応力降下分布。

深さ依存応力をもつ地表断層地震モデルが最も大きなサイズの地震を予測するが、深さ依存しない応力モデルが最大のピークすべり率を持つ結果となっている。

## (2) 地震動の解

ここでは、360 個のモデルすべてに対する地震動を共通の強震動予測式(GMPE)および観測値と比較する。比較は最大地震動で行う。Borcherdt (1994, 2002)による周期依存の振幅係数を用いて、サイト増幅の補正を行い、我々のシミュレーションの  $V_{s30}=2500\text{m/s}$  から  $V_{s30}=1500\text{m/s}$  に変換して比較する。

図 2.4-8 はすべてのモデルに対する PGV と PGA ( $f_{\text{max}} = 3 \text{ Hz}$  までの波形に対して)を示す。地表断層破壊モデルは潜在断層破壊モデルより強い地震動を予測することがわかる。横ずれすべりモデルが最も強い地震動を予測し、次に逆断層すべり破壊モデルとなる。

横ずれすべり断層に対して、最大地震動レベルは  $M_w \sim 6.3$  まで一定、逆断層や正断層では  $M_w \sim 6.7$  まで一定。潜在断層に対して、深さ依存と深さ依存しない応力に対する地震動の違いはほとんどない。

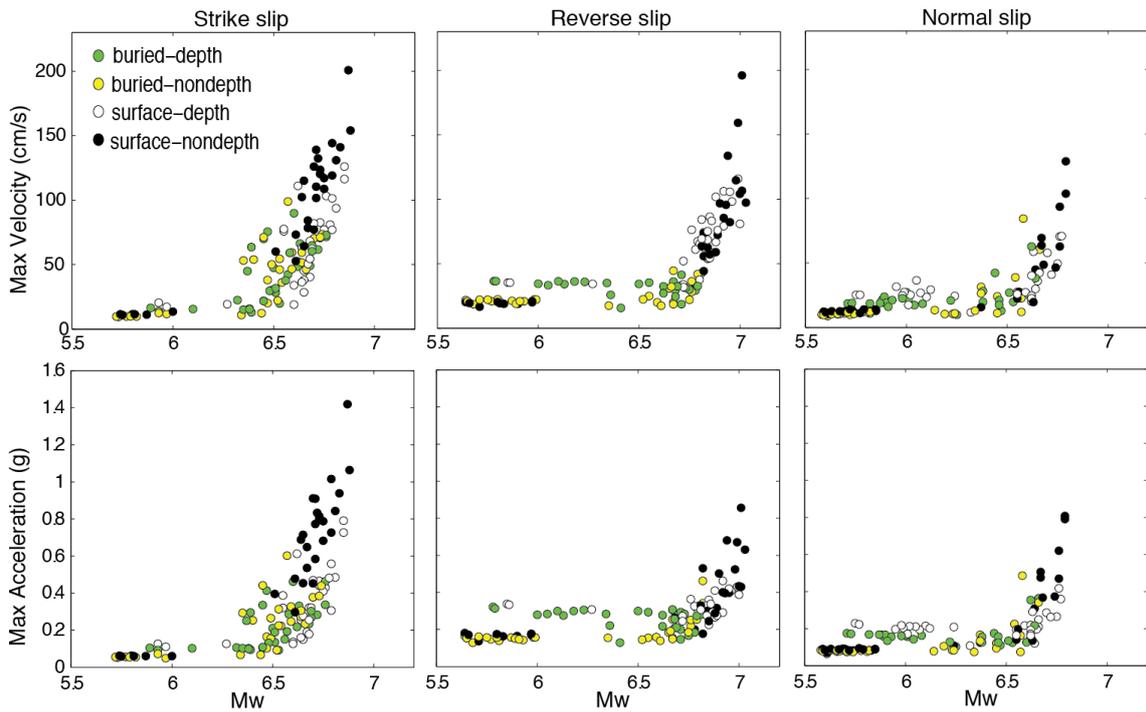


図 2.4-8 360 のモデルに対する最大水平地震動の  $M_w$  に対する変化。上段は速度、下段は加速度。計算モデルは、横ずれ、逆断層、および正断層で、深さ依存応力、深さ依存しない応力分布に対して計算されている。

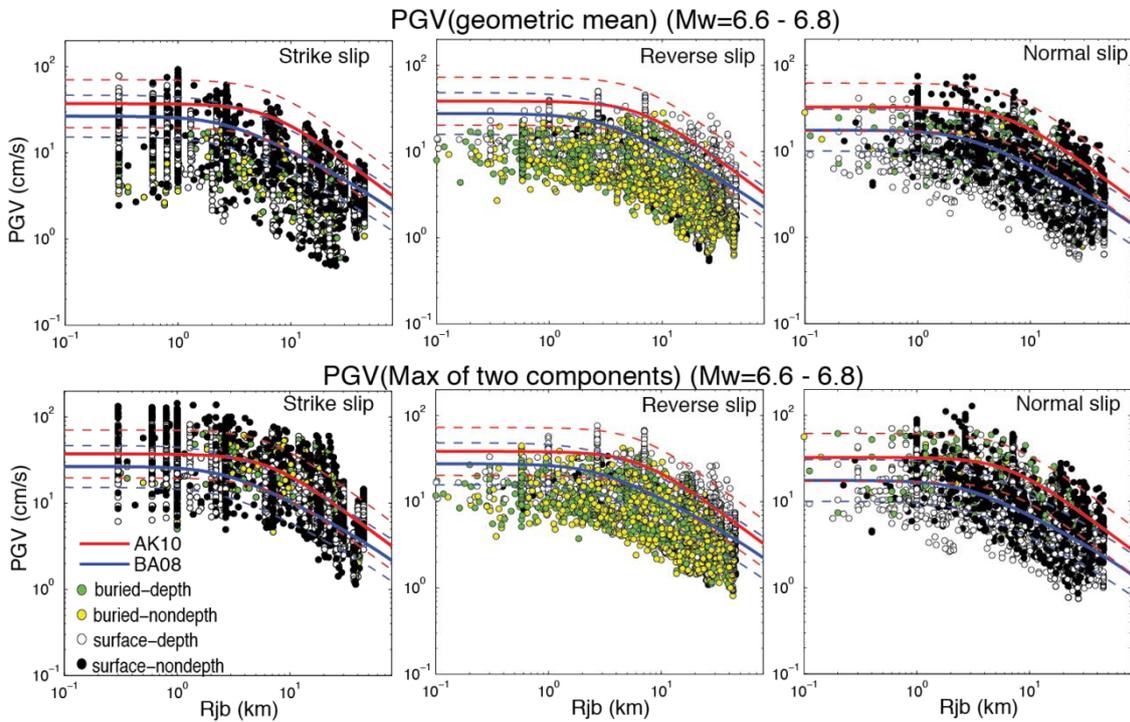


図 2.4-9 水平 PGV と GMPE との比較。比較する GMPE は AK10 (Akkar and Bommer, 2010) と BA08 (Boore and Atkinson, 2008) である。 $M_w$  6.6 - 6.8 の範囲で、横ずれ、逆断層、および正断層で、深さ依存応力、深さ依存しない応力分布に対して計算結果が比較されている。上段は古典的な幾何形状成分を用いた比較、下段は 2 方向成分の最大値に対応している。

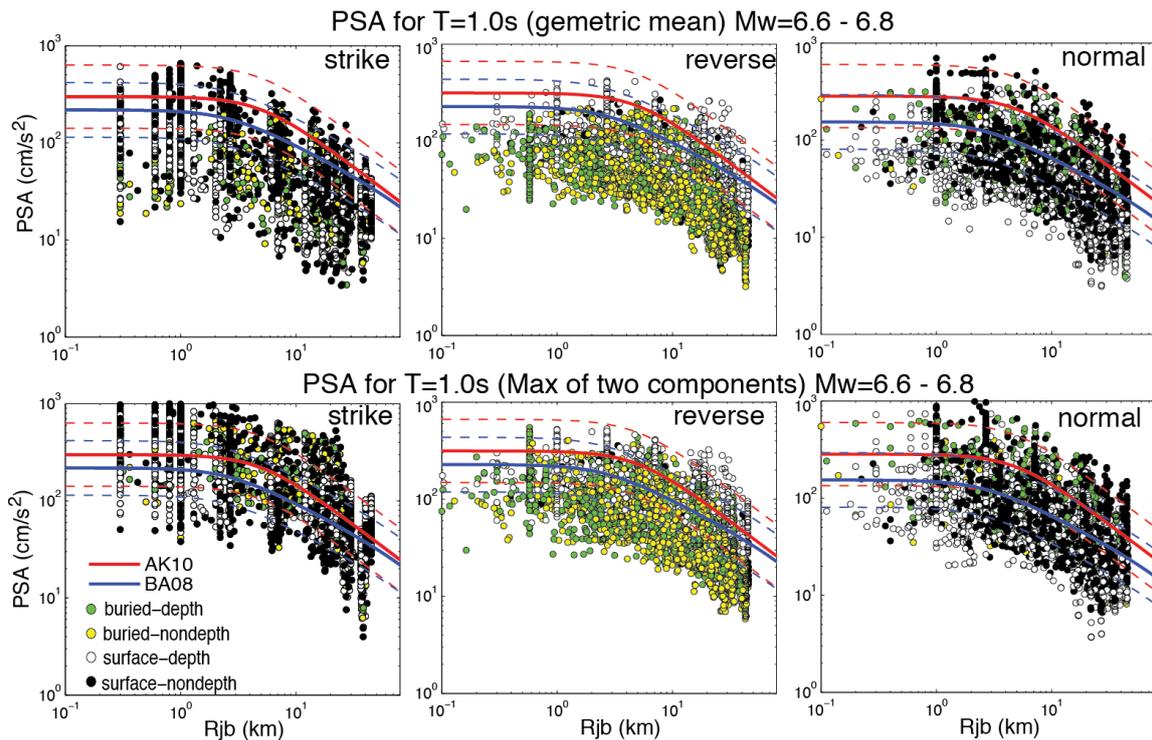


図 2.4-10 周期  $T=1.0\text{s}$  の水平擬似加速度応答スペクトル (PSA) と GMPE との比較。比較する GMPE は AK10 (Akkar and Bommer, 2010) と BA08 (Boore and Atkinson, 2008) である。Mw 6.6 - 6.8 の範囲で、横ずれ、逆断層、および正断層で、深さ依存応力、深さ依存しない応力分布に対して計算結果が比較されている。上段は古典的な幾何形状成分を用いた比較、下段は 2 方向成分の最大値に対応している。

一般に、PGV と PSA は GMPE に一致している。断層に極近距離よりも 3-7km よりも大きい距離でよりよくフィットしている。破壊の近傍域ではばらつきが増大していることがわかる。GMPE によって予測されるように、これらの量の一定飽和は我々の計算では明らかではない。むしろ、潜在断層や逆断層破壊に対しては、震源近傍で顕著な地震動の減衰が見られる。しかし、横ずれ断層で地表破壊地震では震源近傍でかなり大きくなる。

### (3) 経験的強震動予測式 (GMPE) との定量的比較

我々は合成地震動データを AK10 の GMPE と比較する (本文中 Fig. 11 参照)。

### (4) 震源パラメータの地震動残差への影響

我々は、平均応力降下量、ピークすべり率および破壊速度の関数として、360 個の合成モデルの  $T=1.0\text{s}$  の加速度応答スペクトルの残差を検証する (本文中 Fig. 12 参照)。

### (5) 異常地震動 (Extreme ground motion)

本文参照 (英語版)。

(6) 震源近傍での地震動の過飽和

本文参照（英語版）。

#### 2.4.7. 物理に基づく強震動予測式(GMPE)の実現

本文参照（英語版）。

#### 2.4.8. 統計的モデルの破壊の複雑性（スーパー・シエアとすべりの再活動）

(1) スーパー・シエア破壊

本文参照（英語版）。

(2) すべりの再活動

本文参照（英語版）。

#### 2.4.9. 1999年集集台湾地震の幾何形状をもつディッピング断層の準備としての統計的モデル

本文参照（英語版）。

#### 2.4.10. 結論

我々は、2013年度に地表破壊地震からの震源近傍地震動および永久変位の評価を行った。そこでは、アスペリティ・モデルの自発的な動力学破壊シミュレーションを用いることにより、断層破壊が自由表面に達するときの震源近傍での永久変位を含む地震動の評価がなされた。1つのケース研究として、我々は Mw 7.6 の逆断層地震である 1999年集集地震のモデルを構築した。今年度（2014年）は、アスペリティ・モデルをより一般的に取り扱うため、統計的震源モデルを用いて、この問題を発展させる試みを行った。この研究の方法論は Dalguer によって 2011年に開発されその後発展してきたものである。その目的のため、我々は、Dalguer および彼の研究グループによって 2011年以來発展された合成地震モデルのデータベースを構築し、解析を行った。さらに、1999年集集地震の幾何形状をもつ震源断層に、パラメータ化された Mw ~7.8 の予備的な統計的破壊モデル、に加えて、すべり再活動やスーパー・シエア破壊の複雑性を表す横ずれすべりの断層破壊モデル、の2つのモデルをこのデータベースに含めた。

合成データは経験的強震動予測式と比較された。そこでは、合成データは、1Hz までは、観測と予測の残差が GMPE の標準偏差の範囲内にあり、経験的モデルと一致しているといえる。このデータベースは、地震のサイズに依存するスーパー・シエアの破壊速度、震源近傍で地震動の過飽和（これは経験的 GMPE によって予測される飽和特性とは異なる）、1g を超える加速度の予測（これは最近の震源極近傍地震で得られている）、震源パラメータ（応力降下、ピークすべり速度、破壊速度）の影響、などの変動をもった特徴を現している。地表断層破壊と潜在断層破壊およびそれぞれの地震に対する上盤と下盤の効果は、震源近傍域の地震動への影響が大きいことが明らかになった。これらの知見は、観測データが足りないため、実際の観測データからは評価できない、かつ震

源特性の影響の大きい、震源近傍の地震動特性の評価における重要な問題点を提供するものである。

将来の地震に対しての統計的な初期応力分布に関してこの報告で述べている研究は、Dalguer の長期の研究プロジェクトの始まりにあたるものである。我々は、観測データが十分ではない地域における将来の地震のハザードおよびリスク・アセスメントのため、過去地震と統計的な意味で調和的な一連の合成地震のデータベースを構築したい、と考えている。これは、記録されたデータが少なく、大きな永久変位、構造物に極端に大きな負荷を生じる強い速度パルスなど、地震動が震源の影響を強く受ける震源近傍域で特に重要である。現実の地震で観測されたこれらの震源近傍地震動パルスや永久変位は、しばしば低周波数を含み、コヒーレントなので、決定論的な数値モデルでシミュレーションが可能と考えられる。物理に基づいた動力学破壊モデルは、将来の地震の地震動の意味のある予測のために用いることができる物理的に一致する結果を提供するので、この問題に取り組むために最も適したモデルである。

将来の地震に対して、サイト特有の評価のため、現在用いられている GMPE は、震源近傍域ではデータが不足しており、かつ震源特性や波動伝播特性は正確には表されていないので、震源近傍の地震動の予測には適していない。それ故、物理に基づく数値的モデルが、地震ハザード、リスク抑制、耐震構造設計、特に原子力発電所のような重要構造物の地震安全性、などの詳細な評価のため、震源近傍地震動のレベルやそのばらつきを正確に評価するために必要とされている。

このための長期プロジェクトは 4 つの主要なフェーズからなる。

- 1) 手法の有効性の検証 (Verification)
  - 1.1) 一連の合成地震動を開発し、GMPE がロバストである距離や地震規模で経験的 GMPE と統計的な意味で調和的な地震を選択する。
  - 1.2) 過去の地震をシミュレートして、結果が観測に一致しているかどうか検証する。
- 2) フェーズ 1 で選択された合成データを用いて、地震動（永久変位、変位震動、速度震動、加速度震動）のばらつきを評価。
- 3) 合成と観測を結びつけるハイブリッドな物理に基づく GMPE を開発。
- 4) フェーズ 2 と 3 からの結果を用いてサイト特有のハザード・アセスメントを開発。

## 2.5. 2章のまとめと課題

### 2.5.1. まとめ

本章では、はじめに、1章で収集した1999年集集地震の観測記録を用い、既往の震源インバージョン結果や特性化震源モデルを参考に、周期2～10秒程度の長周期側を対象とした特性化震源モデルと、周期0.1～2秒程度の短周期側を対象とした特性化震源モデルの再構築を行った。

長周期側を対象とした特性化震源モデルでは、既往の震源インバージョン結果で断層面北側に見られるすべりの大きい領域にSMGAを配置した上で、さらにその浅部に存在するすべりの大きい領域を模擬するように、SMGA内にも大すべり領域を設定することにより、断層面北側で見られた大速度振幅の観測記録を説明できるモデルを構築した。本検討で構築した特性化震源モデルは既往のモデルでは説明が難しかった観測点についても説明性を高めることができた。

短周期側のモデルは、既往の震源インバージョン結果に見られる断層面北側のすべり量が大きい領域の近くを震源とする小地震を選定することにより、断層面北側のSMGA1の検討を経験的グリーン関数法により実施した。その結果、長周期側を対象とした特性化震源モデルからSMGA1の位置や面積は変えず、地震モーメントをやや大きめに設定することにより、再現性が高められることを確認した。

次に、大地震時の震源断層近傍における断層変位および地震動を統計的(stochastic)動力学モデルにより数値的に評価し、観測波形データや経験的な強震動予測式との比較を行った。解析によって得られた合成地震動は経験的な地震動予測式と調和的であったことを確認した。このことは、観測データから評価することができない震源の影響が大きい地震動に関しての本質的理解につながると考えられる。

### 2.5.2. 今後の課題と展開

長周期を対象とした特性化震源モデルの構築では、SMGA内にさらに大きなすべり量を与える領域を設定することにより、観測記録の説明性を向上させることができた。しかし、このような設定がどのような条件の場合に必要となるかについて定量的には不明である。この議論のためには、同様に大きなすべり領域のごく近傍に観測点がある他の地震を利用するなどして知見を増やす必要がある。

また、1999年集集地震の震源域とその周辺では地盤条件が異なることが既往の研究により示されている。本検討では、昨年度検討と同じ地盤モデルを利用したが、比較的軟弱な層が存在する断層面西側で、後続波の再現性が良好とは言えなかった。また、本検討で利用した地盤モデルでは、SMGAを設定している深度のS波速度は地震基盤相当と考えられるS波速度よりも小さいことから、観測点ごとに地盤条件が異なる場合の検討方法も課題として挙げられる。

短周期を対象とした特性化震源モデルの構築については、本検討では断層面北側のSMGA1に適した小地震を選定することができた。しかし、この小地震は残る3箇所のSMGAに用いるには距離が離れていることから、本検討では残る3箇所のSMGAの検証が実施できなかった。そのため、今後可能であれば近年の地震も合わせて検索して、各SMGAに適した小地震を選定した上で、これらのSMGAの検証を実施する必要がある。

断層の動的破壊シミュレーションと物理に基づく地震動シミュレーションについては、過去の地震と調和的な合成地震動のデータベースを構築し、さらに合成地震動と観測地震動を用いてハイブリッド的に物理モデルに基づく強震動予測式の開発を考えている。これは、記録データが少なく、かつ地震動が震源特性の影響が大きい震源極近傍では非常に有用となると考えられる。

### 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を行うため、既往の数値解析による検討事例や研究について文献調査を行った内容を報告する。また、大変形を取り扱うことが可能な数値解析手法の一つである SPH 法を用いて、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、1999 年台湾集集地震にて生じた地表断層の地盤変状問題を対象とした試計算を行った。

#### 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<sup>1)</sup>、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を評価するものである。従って、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。しかしながら、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。

##### 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<sup>2)</sup>。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<sup>3)</sup>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<sup>4)</sup>、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<sup>5)</sup>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<sup>6)</sup>、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<sup>7)</sup>、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<sup>8)</sup>。

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、要素分割が不要なメッシュレス/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** らによりまとめられた **Element Free Galerkin(EFG)**法<sup>9)</sup>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<sup>10)</sup>を改善したものである<sup>11)</sup>。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<sup>12)</sup>。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<sup>13)</sup>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<sup>14)</sup>。

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<sup>15)</sup>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**<sup>16)</sup>、その発展形である **X-FEM**<sup>17,18)</sup>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<sup>19,20)</sup>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、これらの手法は後述の個別要素法や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. 個別要素法

不連続面の取り扱いに関しては不連続体解析手法が優れており、最も代表的なものは **Cundall** によって開発された個別要素法 (**DEM**)<sup>21)</sup>である。元々は岩盤ブロック間の接触

問題を対象とする手法であったが、接触判定が容易である粒状体モデルが導入されてからは、地盤材料のモデル化に適用されるようになり<sup>22)</sup>、計算機の性能向上に伴って紛体問題などの大規模解析に適用されている<sup>23)</sup>。この手法では、剛体要素間の接触にばねとダッシュポットを介したソフトな接触を仮定し、ステップ毎のモデル領域全体に渡る作用力のつり合い条件については一般に満たすことなく、運動方程式を時間積分することで、個別の剛体要素の運動を計算する。従って、クラン数の条件より非常に細かい時間増分の設定が必要であるが、1ステップあたりの解析時間は短いのが特徴である。

不連続体解析手法としては、この他に不連続変形法(DDA)<sup>24)</sup>や剛体ばねモデル(RBSM)<sup>25)</sup>などが挙げられる。しかし、大規模問題への適用性や強非線形問題に対する収束性の点から個別要素法の粒状体モデルが優れており、表層地盤の大変形問題については一般に適用されていない。不連続変形法は要素内の定ひずみを取り扱えることから組積造<sup>26)</sup>や不連続性岩盤<sup>27)</sup>、落石<sup>28)</sup>などの問題に適用されており、剛体ばねモデルは構造部材の破壊解析<sup>29)</sup>などに適用されている。これらの手法ではステップ毎に連立方程式を解くことにより貫入量や減衰を計算するが、個別要素法においても同様の手法を用いて連立方程式を立てることで時間増分を大きくとることもある<sup>30)</sup>。

断層変位による表層地盤変状の影響評価へ個別要素法を適用した事例は他の手法に比べて多く、代表的な不連続体解析手法として広く用いられていることが分かる。例えば、逆断層を対象としたものとして鬼塚らの研究<sup>31,32)</sup>があり、また、横ずれ断層を対象としたものとして竿本ら<sup>33)</sup>や、谷山ら<sup>34)</sup>の研究例がある。横ずれ断層の解析は3次元解析となるため問題規模が大きくなるが、竿本らは等粒径の26万粒子、谷山らは3種類の粒径を混合した88万粒子を用いた解析を行っており、横ずれ断層に特徴的なせん断帯の形成をシミュレートしている。なお、球形要素を用いた解析では一般にせん断抵抗が小さく評価されることが知られているが、竿本らのモデルでは密詰めパッキングを行った結果、内部摩擦角は粒子間摩擦角から想定される値より高く評価されており、谷山らのモデルでは転がり抵抗モデル<sup>35-37)</sup>が採用されている。

不連続体解析手法は個々の要素の剛体回転を取り扱うことが可能であり、断層変位解析のような大変形問題への適用性に優れている。しかし、有限要素法において開発された非線形解析法や構成則をそのまま適用することができない点が後述の粒子法に対するデメリットの一つである。また、個別要素法はばねとダッシュポットを用いて作用力伝達を行うため、パラメータの設定が物理的な材料定数とそのまま対応せず、一般にパラメータスタディが必要となる点から解析の実行は容易ではない。この理由は、接触点を介して連結される一塊の多質点系構造が持つ剛性の評価が一般に難しいことにあり、直列または並列に連結されるばねの合成値が時々刻々と変化するモデルの複雑さに起因する。また、個別要素法では連続体の構成則を扱わないため、ポアソン効果のような連続体の性質は再現できない点に留意する必要がある<sup>38)</sup>。

### 3.1.1.3. 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<sup>39)</sup>。PIC法の考えは構造解析分野にも導入され、1995年に

Sulsky らによって固体変形問題を対象とする MPM(Material Point Method)<sup>40)</sup>が開発されている。この手法は斜面の崩壊・流動<sup>41)</sup>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<sup>42)</sup>および Gingold と Monaghan<sup>43)</sup>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)<sup>44)</sup>や CSPM(Corrective Smoothed Particle Method)<sup>45,46)</sup>、MSPH(Modified Smoothed Particle Hydrodynamics)法<sup>47)</sup>、移動最小二乗近似でカーネル関数を作成する MLSPH 法<sup>48,49)</sup>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)<sup>50)</sup>や、MLS に微分不連続性を導入した手法がこれに該当する<sup>51)</sup>。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>39)</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<sup>52)</sup>。

### 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個別要素法および粒子法を取り上げ、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。

#### 3.1.2.1. 個別要素法

個別要素法 (DEM) は Cundall らによって開発され、土粒子や岩盤などの不連続性をもつ問題に適用されてきた解析法であり、1970 年代以降より様々な不連続体解析に用いられてきた<sup>23)</sup>。

最も基本的な個別要素である球形要素の並進と回転に関する運動方程式は次式で与えられる。

$$m\ddot{\mathbf{u}} + \mathbf{c}\dot{\mathbf{u}} + \mathbf{k}\mathbf{u} = 0 \quad (3.1)$$

$$I\ddot{\boldsymbol{\phi}} + \mathbf{c}r^2\dot{\boldsymbol{\phi}} + \mathbf{k}r^2\boldsymbol{\phi} = 0 \quad (3.2)$$

ここで  $m$  は要素質量、 $I$  は慣性モーメントであり、 $\mathbf{u}$  と  $\boldsymbol{\phi}$  はそれぞれ接触粒子間に定義される局所座標系における相対変位量と回転量である。局所座標系は接触する粒子  $i$  と  $j$  の相対位置ベクトルを法線軸として定義される。回転の釣り合い式における  $r$  は球形要素の半径であり、要素回転によって生じるトルクの釣り合いを意味している。また、 $\mathbf{c}$  と  $\mathbf{k}$  は個別要素間の接触面におけるパラメータであり、それぞれ接触面に挿入されるダッシュポットの減衰係数とばね定数を意味する。

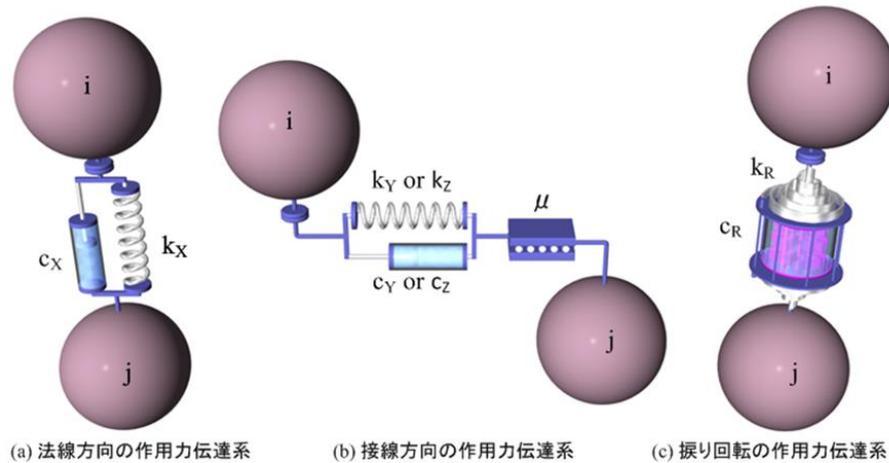


図 3.1-1 個別要素法における作用力伝達系

これらの接触面パラメータは接触物性間毎に定義され、それぞれ法線方向成分と接線方向成分および振り回転成分を持つ。ここで接触する要素  $i$  と  $j$  間の局所座標系の直交軸の向きを大文字  $X, Y, Z$  で示し、回転成分については振り回転を  $\mathbf{R}$  で表すことで個別要素法に用いられる Kelvin-Voigt モデル型の作用力伝達系は、方向成分毎に図 3.1-1 に示される。なお、個別要素法では、捩じり以外の回転成分は接線成分に置き換えて評価されるのが一般的であり、更に捩じりの影響は相対的に小さいことから省略されることも多い。

以下に個別要素の運動を計算する上で必要な各計算手続きについて説明する。

(1) 個別要素法における回転抵抗成分

個別要素法の作用力伝達系で回転ばねとダッシュポットを挿入する主な目的は、回転し易い球形要素を用いることで過小評価されるせん断耐力を補うことにあり、回転抵抗機構を用いない場合は転がり摩擦が抵抗モデルとして考慮されることが多い。

転がり摩擦による抵抗モデルは、実際には真球ではない岩石等が転がる際に、岩石の凹凸の隅角部や地盤上の突起が支点となって角運動に対する抵抗モーメントを作用することに対応し、阪口ら<sup>35)</sup>によって最初に導入された。例えば接触点から支点までの距離の半径 $r$ に対する比 $f$ を用いると、転がり抵抗モーメント $M_f$ は次式で計算できる。ここで、 $N$ は接触面法線方向の作用力であり、また逆回転は考慮しないため $M_f$ は $M$ より大きくなることはない。

$$M_f = -N \cdot r \cdot f \cdot \text{SIGN}(M) \quad (3.3)$$

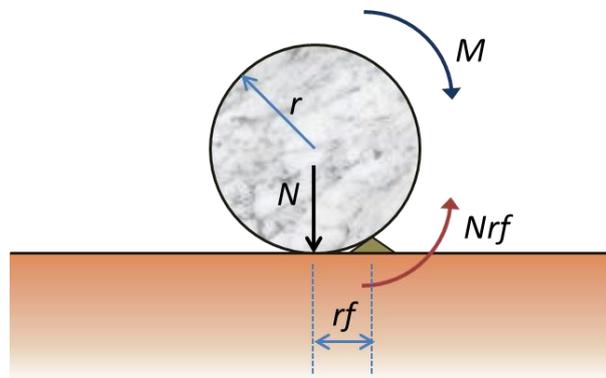


図 3.1-2 転がり摩擦抵抗モデル

転がり抵抗モデルは簡易なモデルであり、回転ばね<sup>53,54)</sup>やダッシュポット<sup>55)</sup>を挿入することに比べて導入し易いため広く用いられている。この他、非球形要素を用いることで回転抵抗を得るモデル化も昔から行われており、Cundall らによる最初の個別要素モデルはブロック<sup>56-58)</sup>であった。また、楕円体モデルによる解析も昔から行われており<sup>59)</sup>、球形要素に比べて高いせん断強度を示すことが知られている。近年、多くなったモデル化手法としては、複数の球要素を剛体連結することで複雑形状を再現するものであり<sup>60)</sup>、剛体姿勢の更新に計算負荷がかかるもののプログラムに大きな修正を施すことなく利用することができる。

以降は回転ばねを挿入しない一般的な粒状体モデルを対象とする、作用力計算方法について説明する<sup>61)</sup>。

(2) 接触判定

個別要素法では、球形要素を用いることで接触判定は容易となり、次式で判定される。

$$(r_j + r_i) - |\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i| > 0 \quad (3.4)$$

ここで、 $r$ と $\mathbf{x}$ はそれぞれ要素 $i$ と $j$ の半径および位置ベクトルである。球形要素を用いた個別要素法では壁境界も球形要素でモデル化されることが多い。しかし、格子状に規則配置で並べられたモデルについては表面の凸凹の影響が大きく、モデルの作成にあたってはある程度オーバーラップさせたモデル化が好ましい。滑らかな壁境界のより好ま

しいモデル化は三角形パッチによるものであり、離散壁境界の単位面法線ベクトルを $\mathbf{n}$ として、球形要素 $i$ と壁との接触判定は次式で行える。

$$r_i - (\mathbf{n} \cdot \mathbf{x}_i + d_0) > 0 \quad (3.5)$$

ここで、 $d_0$ は壁境界と原点 $0$ の最短距離であり、これは面の方程式より得られる。実際のプログラムでは条件判定以外に、要素位置の面投影点が三角形内に包含されるかどうかの判定や、場合によって辺および頂点との距離計算が必要である。

### (3) 要素間作用力計算

2要素間で伝達される作用力は法線方向成分 $\mathbf{F}_n$ と接線方向成分 $\mathbf{F}_t$ に分けてそれぞれ次式で示される。

$$\mathbf{F}_n = -k_n \delta_n - c_n \mathbf{v}_n \quad (3.6)$$

$$\mathbf{F}_t = -k_t \delta_t - c_t \mathbf{v}_t \quad (3.7)$$

なお、法線方向速度 $\mathbf{v}_n$ および接線方向速度 $\mathbf{v}_t$ は次式より計算できる。

$$\mathbf{v}_n = \{(\mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i) \cdot \mathbf{n}_{ij}\} \mathbf{n}_{ij} \quad (3.8)$$

$$\mathbf{v}_t = (\mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i) - \mathbf{v}_n + (r_i \boldsymbol{\omega}_i + r_j \boldsymbol{\omega}_j) \times \mathbf{n}_{ij} \quad (3.9)$$

ここで $\mathbf{n}_{ij}$ は2要素間における方向余弦であり次式で定義する。前述のとおりそれぞれの要素回転は接線並進成分として計算できる。

$$\mathbf{n}_{ij} = \frac{\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i}{|\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i|} \quad (3.10)$$

また、相対変位は計算された相対速度成分を用いて増分計算で次式のように示される。なお、法線成分に関しては相対位置から計算することも可能である。

$$\delta_n = (\boldsymbol{\delta}_n^{k-1} \cdot \mathbf{n}_{ij}) \cdot \mathbf{n}_{ij} + \mathbf{v}_n \Delta t \quad (3.11)$$

$$\delta_t = |\boldsymbol{\delta}_t^{k-1}| \cdot \mathbf{t}_{ij} + \mathbf{v}_t \Delta t \quad (3.12)$$

ここで、 $k$ は現在の時間ステップを意味し、 $\mathbf{t}_{ij}$ は単位接線ベクトルであり次式で示される。

$$\mathbf{t}_{ij} = \begin{cases} \frac{\boldsymbol{\delta}_t^{k-1}}{|\boldsymbol{\delta}_t^{k-1}|} & (\mathbf{v}_t^k = 0) \\ \frac{\mathbf{v}_t^k}{|\mathbf{v}_t^k|} & (\mathbf{v}_t^k \neq 0) \end{cases} \quad (3.13)$$

接線方向のばね力については摩擦限界を設定し、次式により計算される最大接線力を超えないように作用力を設定する。

$$\mathbf{F}_{t \max} = -(\tan \phi |k_n \delta_n| + c) \cdot \mathbf{t}_{ij} \quad (3.14)$$

ここで、 $\phi$ は要素間摩擦角であり $c$ は粘着力である。なお、滑りが生じた際は接線方向変位の修正を行う必要がある。接線方向のばねが線形である場合は次式によって接線方向変位が修正される。また、ダッシュポットによる減衰力の接線成分は $0$ とする。

$$\delta_t = \frac{F_{t \max}}{k_t} \quad (3.15)$$

作用力の接線方向成分によって生じる伝達トルクは次式で計算する。回転ばねを省いて接線方向成分として評価した作用力は、この処理により要素回転に反映され、角運動量は保存される。

$$\mathbf{T} = r_i \sum_j \mathbf{n}_{ij} \times \mathbf{F}_t \quad (3.16)$$

### (4) ばね定数と減衰係数

個別要素法で設定されるばね定数は、前述のとおり連続体としての物性値から設定することは難しい。簡易的には1次元波動の伝搬速度が一致するように設定する方法<sup>23)</sup>や、弾性係数と要素寸法からばねに置き換える手法がとられているが、精度良い解析を行うためには、作成した解析モデルが対象とする現象に対して応答が合うように設定する必要がある。接触する2要素間のばね定数は直列に合成されるため、次式のように調和平均で示される。

$$k_{ij} = \frac{k_i k_j}{k_i + k_j} \quad (3.17)$$

質量についても同様であり、弾性衝突中の2球の換算質量は調和平均で計算される。

$$m_{ij} = \frac{m_i m_j}{m_i + m_j} \quad (3.18)$$

従って、ばね質点系の固有周期は次式で示される。運動方程式を陽解法で計算する個別要素法においてはこの周期より十分に小さい時間増分を設定する必要がある。

$$T_{ij} = 2\pi \sqrt{\frac{m_{ij}}{k_{ij}}} \quad (3.19)$$

なお、粉体工学の分野や河床の流砂計算などにおいては、粒状体集合内部の縦波の伝搬速度などの影響が運動に殆ど現れないことから、 $\alpha$ を1以下のパラメータとして次式に示されるように、ばね定数を時間増分から設定する方法などがとられている。

$$k_{ij} = \alpha \frac{m_{ij}}{\Delta t^2} \quad (3.20)$$

個別要素法で作用力を伝達するばねとしては、非線形モデルの選択も可能であり、ヘルツの弾性接触理論に基づくばねなどが採用されている。また、もともと離散体解析手法ではあるが、引張強度を考慮することで連続体モデルの解析にも適用されており、引張にのみ抵抗する間隙ばねを要素ばねに追加する拡張個別要素法や、破壊するまでは引張に抵抗するボンドモデルや、マルチリニアの非線形ばねなどが用いた解析が行われている。しかし、連続体の構成則を扱えないことから、使用するばね構成則に関わらず連続体的性質の十分な再現は難しいといえる。

ダッシュポットの減衰係数はばね質点系の臨界減衰より、次式に示されるように減衰定数 $h$ を用いて設定されることが多い。

$$c_{ij} = 2h\sqrt{m_{ij}k_{ij}} \quad (3.21)$$

また、落石などの検討においては弾性衝突時の跳ね返り係数 $e$ と減衰定数の関係から次式から設定されることが多い。

$$h = -\frac{\ln e}{\sqrt{\pi^2 + \ln e}} \quad (3.22)$$

減衰モデルとしてはこの他に、2要素間のダッシュポットとしてではなく、要素毎の加速度に直接作用するローカル減衰も用いられる。このモデルは接触関係があまり変化しない地盤内部の減衰としては使い易く、多点接触状態ではダッシュポットによる粘性減衰に比べて安定であるが、落石や斜面崩壊などの重力落下を考慮する問題には適用が難しい。

## (5) 運動方程式の時間発展

個別要素法で 1 ステップの間に計算された作用力は全体のつり合いを計算することなく、陽解法による時間積分を行うことで各要素の運動を計算する。着目要素*i*の状態を次のステップ*k+1*における状態に更新する加速度は次式から計算できる。

$$\dot{\mathbf{u}}_i^{k+1} = \frac{\mathbf{F}_i^k}{m_i} + \mathbf{g}^k \quad (3.23)$$

$$\ddot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k+1} = \frac{\mathbf{T}_i^k}{I_i} \quad (3.24)$$

ここで、 $\mathbf{g}^k$ は全要素に作用する重力項であり、 $\mathbf{F}_i^k$ と $\mathbf{T}_i^k$ はそれぞれステップ*k*における要素間作用力の合計である。運動方程式の時間積分にオイラー法を用いると、次のステップにおける速度と位置は以下の式で計算される。

$$\dot{\mathbf{u}}_i^{k+1} = \dot{\mathbf{u}}_i^k + \Delta t \ddot{\mathbf{u}}_i^{k+1} \quad (3.25)$$

$$\dot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k+1} = \dot{\boldsymbol{\phi}}_i^k + \Delta t \ddot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k+1} \quad (3.26)$$

$$\mathbf{x}_i^{k+1} = \mathbf{x}_i^k + \Delta t \dot{\mathbf{u}}_i^{k+1} \quad (3.27)$$

$$\boldsymbol{\phi}_i^{k+1} = \boldsymbol{\phi}_i^k + \Delta t \dot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k+1} \quad (3.28)$$

また、Leapfrog 法を用いると次式に示すように速度と位置は更新される。

$$\dot{\mathbf{u}}_i^{k+1/2} = \dot{\mathbf{u}}_i^{k-1/2} + \Delta t \ddot{\mathbf{u}}_i^{k+1} \quad (3.29)$$

$$\dot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k+1/2} = \dot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k-1/2} + \Delta t \ddot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k+1} \quad (3.30)$$

$$\mathbf{x}_i^{k+1} = \mathbf{x}_i^k + \Delta t \dot{\mathbf{u}}_i^{k+1/2} \quad (3.31)$$

$$\boldsymbol{\phi}_i^{k+1} = \boldsymbol{\phi}_i^k + \Delta t \dot{\boldsymbol{\phi}}_i^{k+1/2} \quad (3.32)$$

## (6) 近傍要素探索

個別要素法や粒子法の計算においては、近傍の要素との接触判定や影響半径内判定を総当たりで実施することは現実的ではなく、一般に何らかの近傍要素探索アルゴリズムが採用されている。解析モデルの要素サイズの分布が比較的均質であり、解析領域が解析対象の要素分布に比べて極端に広大でない場合は、一般にアルゴリズムが簡易で処理が高速であることからバケットソート法が採用されている<sup>62,63</sup>。

バケットソート法は解析領域内を一定間隔の格子で区切り、各格子に中心座標が含まれる要素を格納しておくことで、近傍に存在する要素を特定する手法である。例えば格子の配列を 4 次元配列 $\mathbf{B}(n, k_x, k_y, k_z)$ とすると要素*i*の格納セル番号は各軸方向のセル分割幅を*c*として以下の式から計算できる。

$$k_x = \text{int}\left(\frac{x_i - x_{min}}{c_x}\right) + 1 \quad (3.33)$$

$$k_y = \text{int}\left(\frac{y_i - y_{min}}{c_y}\right) + 1 \quad (3.34)$$

$$k_z = \text{int}\left(\frac{z_i - z_{min}}{c_z}\right) + 1 \quad (3.35)$$

この手法は格納する要素番号が各セル内でソートされるという特徴があり、1 格子内に格納される要素数がある程度の数になる際にキャッシュがヒットすることで高い性能を発揮する。ただし、上記の例のように 4 次元配列で区切ると 1 格子内に格納される要素数が分からないためメモリの使用効率が非常に悪くなる欠点がある。

従って、バケットソート法の利用にあたっては頻度分布数え上げソートによる効率化が行われる。これは実際に格納される全要素数*N*が予め既知である場合、長さ*N*の 1 次元

配列と 3 次元格子配列を用いるものである。予め各格子に格納される要素数を数えておくことで、多次元格子配列に格納していた要素番号を長さ  $N$  の 1 次元配列に格納することが可能である。多次元格子配列には開始インデックスや終了インデックスを記録する。この手法は元々のバケットソート法の性能をそのまま省メモリ化可能なアルゴリズムであるが、全要素数が予め既知である必要があり、また並列化の余地が少ないというデメリットがある<sup>63)</sup>。

また、同様にバケットを用いた手法でリンクリスト法もよく用いられている。この手法は、多次元格子配列に開始インデックスではなく、次に参照すべき要素の 1 次元配列上の番地を格納していく手法である。この手法ではセル毎に格納される要素番号がソートされている保障はないが、並列化の余地がバケットソート法より多いという特徴がある。また、このアルゴリズムでは十分な長さの 1 次元配列さえ用意しておけば要素数  $N$  が既知である必要はない<sup>61,63)</sup>。

両手法のメモリ消費量は殆ど変わらないため、メリットとデメリットを比較して最適な手法を選択することができる。

### 3.1.2.2. 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<sup>50,64)</sup>。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。

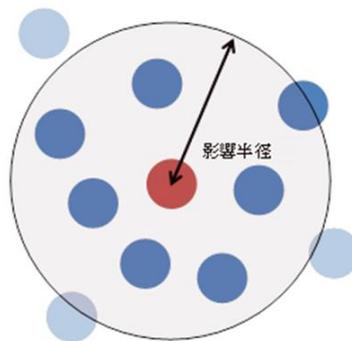


図 3.1-3 影響半径と粒子法における計算点

以降に SPH 法の基本的な計算方法について述べる<sup>50,63,64)</sup>。

#### (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。

$$f(x) = \int_{\Omega} f(x') \delta(x - x') dx' \quad (3.36)$$

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。

$$f(x) \approx \int_{\Omega} f(x') W(x - x', h) dx' \quad (3.37)$$

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。

$$\int_{\Omega} W(x - x', h) dx' = 1 \quad (3.38)$$

$$\lim_{h \rightarrow 0} W(x - x', h) = \delta(x - x') \quad (3.39)$$

$$W(x - x', h) = 0 \quad \text{when } |x - x'| > ah \quad (3.40)$$

$$\int_{\Omega} (x - x') W(x - x', h) dx' = 0 \quad (3.41)$$

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。

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \int_{\Omega} \frac{\partial f(x')}{\partial x} W(x - x', h) dx' \quad (3.42)$$

微分演算則より上式右辺を部分積分すると、

$$\frac{\partial f(x')}{\partial x} W(x - x', h) = \frac{\partial}{\partial x} [f(x') W(x - x', h)] - f(x') \frac{\partial W(x - x', h)}{\partial x} \quad (3.43)$$

となり、次式が得られる。

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \int_{\Omega} \frac{\partial}{\partial x} [f(x') W(x - x', h)] dx' - \int_{\Omega} f(x') \frac{\partial W(x - x', h)}{\partial x} dx' \quad (3.44)$$

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。

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx - \int_{\Omega} f(x') \frac{\partial W(x-x',h)}{\partial x} dx' \quad (3.45)$$

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。

$$\nabla f(x) \equiv \frac{\partial f(x)}{\partial x_1} \vec{i} + \frac{\partial f(x)}{\partial x_2} \vec{j} + \frac{\partial f(x)}{\partial x_3} \vec{k} \quad (3.46)$$

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。

$$\nabla f(x) \approx - \int_{\Omega} f(x') \nabla W(x-x',h) dx' \quad (3.47)$$

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。

$$\nabla f(x) \approx - \int_{\Omega} f(x') \frac{x-x'}{r} \frac{\partial W(r,h)}{\partial r} dx' \quad (3.48)$$

・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。

$$\nabla \cdot f(x) \equiv \frac{\partial f_1(x)}{\partial x_1} + \frac{\partial f_2(x)}{\partial x_2} + \frac{\partial f_3(x)}{\partial x_3} \quad (3.49)$$

したがってカーネル近似により次式が得られる。

$$\nabla \cdot f(x) \approx \int_{\Omega} \nabla \cdot f(x') W(x-x',h) dx' \quad (3.50)$$

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。

$$\nabla \cdot f(x) \approx - \int_{\Omega} f(x') \cdot \frac{\partial W(x-x',h)}{\partial x} dx' \quad (3.51)$$

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。

$$\nabla \cdot f(x) \approx - \int_{\Omega} f(x') \cdot \frac{x-x'}{r} \frac{\partial W(r,h)}{\partial r} dx' \quad (3.52)$$

・ラプラシアン計算

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。

$$\nabla^2 f(x) \equiv \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x_3^2} \quad (3.53)$$

カーネル近似により次式が得られる。

$$\nabla^2 f(x) \approx \int_{\Omega} f(x') \nabla^2 W(x-x',h) dx' \quad (3.54)$$

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。

$$\nabla^2 f(x) \approx \int_{\Omega} f(x') \frac{\partial^2 W(r,h)}{\partial r^2} dx' \quad (3.55)$$

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。

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2}{\partial \theta^2} \quad (3.56)$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2 \sin^2 \phi} \frac{\partial^2}{\partial \theta^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2}{\partial \phi^2} + \frac{\cot \phi}{r^2} \frac{\partial}{\partial \phi} \quad (3.57)$$

等方関数である場合、 $\theta$ および $\phi$ 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好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。

$$W(r, h) = C_d \begin{cases} \left(3 - \frac{r}{h}\right)^5 - 6\left(2 - \frac{r}{h}\right)^5 + 15\left(1 - \frac{r}{h}\right)^5 & \left(0 \leq \frac{r}{h} < 1\right) \\ \left(3 - \frac{r}{h}\right)^5 - 6\left(2 - \frac{r}{h}\right)^5 & \left(1 \leq \frac{r}{h} < 2\right) \\ \left(3 - \frac{r}{h}\right)^5 & \left(2 \leq \frac{r}{h} < 3\right) \end{cases} \quad (3.58)$$

ここで、係数 $C_d$ は次元数による補正係数であり、1~3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 $C_d$ 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。

$$\frac{\partial W(r, h)}{\partial r} = \frac{C_d}{h} \begin{cases} 5\left(3 - \frac{r}{h}\right)^4 - 30\left(2 - \frac{r}{h}\right)^4 + 75\left(1 - \frac{r}{h}\right)^4 & \left(0 \leq \frac{r}{h} < 1\right) \\ 5\left(3 - \frac{r}{h}\right)^4 - 30\left(2 - \frac{r}{h}\right)^4 & \left(1 \leq \frac{r}{h} < 2\right) \\ 5\left(3 - \frac{r}{h}\right)^4 & \left(2 \leq \frac{r}{h} < 3\right) \end{cases} \quad (3.59)$$

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(3.61)、3次元の場合で式(3.62)となる。

$$\frac{\partial^2 W(r, h)}{\partial r^2} = \frac{C_d}{h^2} \begin{cases} 20\left(3 - \frac{r}{h}\right)^3 - 120\left(2 - \frac{r}{h}\right)^3 + 300\left(1 - \frac{r}{h}\right)^3 & \left(0 \leq \frac{r}{h} < 1\right) \\ 20\left(3 - \frac{r}{h}\right)^3 - 120\left(2 - \frac{r}{h}\right)^3 & \left(1 \leq \frac{r}{h} < 2\right) \\ 20\left(3 - \frac{r}{h}\right)^3 & \left(2 \leq \frac{r}{h} < 3\right) \end{cases} \quad (3.60)$$

$$\nabla^2 W(r, h) = \frac{\partial^2 W(r, h)}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial W(r, h)}{\partial r} \quad (3.61)$$

$$\nabla^2 W(r, h) = \frac{\partial^2 W(r, h)}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial W(r, h)}{\partial r} \quad (3.62)$$

なお、SPH法の計算においては、Morrisら<sup>65)</sup>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。

$$\nabla^2 W(r, h) = \frac{1}{r} \frac{\partial W(r, h)}{\partial r} \quad (3.63)$$

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 3.1-4 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。

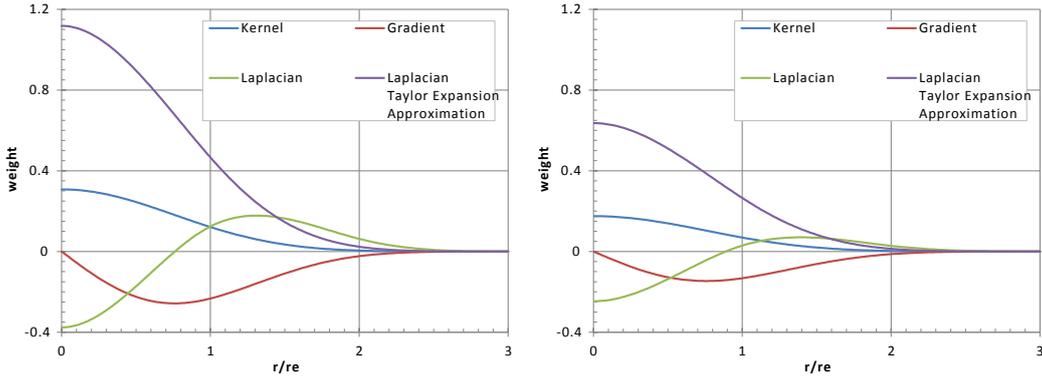


図 3.1-4 5 次の B-Spline 関数 (左 : 2 次元、右 : 3 次元)

#### (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。

$$\rho_i = \sum_j m_j W(r_{ij}, h) \quad (3.64)$$

即ち、カーネル関数は体積の逆数の次元を持っており、 $m_j/\rho_j$  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。

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (3.65)$$

$$\frac{D\rho_i}{Dt} = -\rho_i \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \mathbf{v}_j \nabla W(r_{ij}, h) \quad (3.66)$$

$$\nabla W(r_{ij}, h) = \frac{\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i}{r_{ij}} \frac{\partial W(r_{ij}, h)}{\partial r} \quad (3.67)$$

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。

$$\rho_i \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \mathbf{v}_i \nabla W(r_{ij}, h) = 0 \quad (3.68)$$

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。

$$\frac{D\rho_i}{Dt} = -\rho_i \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (\mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i) \nabla W(r_{ij}, h) \quad (3.69)$$

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。

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} = \frac{1}{\rho} \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \mathbf{F} \quad (3.70)$$

$$\frac{D\mathbf{v}_i}{Dt} = \frac{1}{\rho_i} \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \boldsymbol{\sigma}_j \nabla W(r_{ij}, h) + \mathbf{F} \quad (3.71)$$

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。

$$\frac{D\mathbf{v}_i}{Dt} = \sum_j \frac{m_j}{\rho_i \rho_j} (\boldsymbol{\sigma}_j + \boldsymbol{\sigma}_i) \nabla W(r_{ij}, h) + \mathbf{F} \quad (3.72)$$

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。

$$\frac{D\mathbf{v}_i}{Dt} = \sum_j m_j \left( \frac{\boldsymbol{\sigma}_j}{\rho_j^2} + \frac{\boldsymbol{\sigma}_i}{\rho_i^2} \right) \nabla W(r_{ij}, h) + \mathbf{F} \quad (3.73)$$

#### (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。

$$\dot{\boldsymbol{\epsilon}}_{xy} = \frac{1}{2} \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \left\{ (\mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i)_x \nabla W(r_{ij}, h)_y + (\mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i)_y \nabla W(r_{ij}, h)_x \right\} \quad (3.74)$$

また、スピンテンソルもまた同様に次式で示される。

$$\boldsymbol{\omega}_{xy} = \frac{1}{2} \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} \left\{ (\mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i)_x \nabla W(r_{ij}, h)_y - (\mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i)_y \nabla W(r_{ij}, h)_x \right\} \quad (3.75)$$

大変形問題においては、Jaumann 応力速度  $\hat{\boldsymbol{\sigma}}_{xy}$  と Cauchy 応力速度  $\dot{\boldsymbol{\sigma}}_{xy}$  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。

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}_{xy} = \dot{\boldsymbol{\sigma}}_{xy} - \boldsymbol{\sigma}_{xy} \boldsymbol{\omega}_{yz} + \boldsymbol{\omega}_{xy} \boldsymbol{\sigma}_{yz} \quad (3.76)$$

Cauchy 応力  $\boldsymbol{\sigma}_{xy}$  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  $\mathbf{D}_{xykl}$  として次式で計算できる。

$$\hat{\boldsymbol{\sigma}}_{xy} = \mathbf{D}_{xykl} \dot{\boldsymbol{\epsilon}}_{kl} \quad (3.77)$$

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<sup>66,67)</sup>、Monaghan ら<sup>68)</sup>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<sup>69)</sup>。

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<sup>70)</sup>。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 (アウグラス/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。

$$\frac{Dv_i}{Dt} = \sum_j \frac{m_j}{\rho_i \rho_j} (\sigma_j + \sigma_i + \rho_i \rho_j \Pi_{ij}) \nabla W(r_{ij}, h) + F \quad (3.78)$$

$$\frac{Dv_i}{Dt} = \sum_j m_j \left( \frac{\sigma_j}{\rho_j^2} + \frac{\sigma_i}{\rho_i^2} + \Pi_{ij} \right) \nabla W(r_{ij}, h) + F \quad (3.79)$$

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。

$$\Pi_{ij} = \frac{-\alpha c_{ij} \phi_{ij} + \beta \phi_{ij} |\phi_{ij}|}{\rho_{ij}} \quad (3.80)$$

$$\phi_{ij} = \frac{h(v_j - v_i) \cdot (x_j - x_i)}{|x_j - x_i|^2 + \gamma h^2} \quad (3.81)$$

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、対象とする問題に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。

### 3.1.2.3. 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きている。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。

$$w(r) = \begin{cases} \frac{r_e}{r} - 1 & (0 \leq r < r_e) \\ 0 & (r_e \leq r) \end{cases} \quad (3.82)$$

ここで、 $r_e$  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 $n_0$ と定義する。

$$n_i = \sum_{j \neq i} w(|x_j - x_i|) \quad (3.83)$$

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 $n_i < 0.97n_0$ 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。

$$\langle \nabla \phi \rangle_i = \frac{d}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{\phi_j - \phi_i}{|x_j - x_i|^2} (x_j - x_i) w(|x_j - x_i|) \quad (3.84)$$

ここで、 $\phi$  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。 $n_0$ での除算は重み関数の正規化のためであり、 $n_i$ 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。

$$\langle \nabla \cdot \mathbf{u} \rangle_i = \frac{d}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{(\mathbf{u}_j - \mathbf{u}_i) \cdot (\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i)}{|x_j - x_i|^2} w(|x_j - x_i|) \quad (3.85)$$

ここで、 $\mathbf{u}$  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によって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 $\mathbf{u}_{ij}$ 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。

$$\langle \nabla \cdot \mathbf{u} \rangle_i = \frac{2d}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{\mathbf{u}_{ij} \cdot (\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i)}{|x_j - x_i|^2} w(|x_j - x_i|) \quad (3.86)$$

MPS 法のラプラシアンモデルは次式で定義されている。

$$\langle \nabla^2 \phi \rangle_i = \frac{2d}{\lambda n_0} \sum_{j \neq i} (\phi_j - \phi_i) w(|x_j - x_i|) \quad (3.87)$$

ここで、 $\lambda$  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。

$$\lambda = \frac{\sum_{j \neq i} |x_j - x_i|^2 w(|x_j - x_i|)}{\sum_{j \neq i} w(|x_j - x_i|)} \quad (3.88)$$

上式より $\lambda$ 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。

$$\langle \nabla^2 \phi \rangle_i = \langle \nabla \cdot \langle \nabla \phi \rangle_i \rangle = \frac{2d}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{\phi_j - \phi_i}{|x_j - x_i|^2} w(|x_j - x_i|) \quad (3.89)$$

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 $\lambda$ 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。

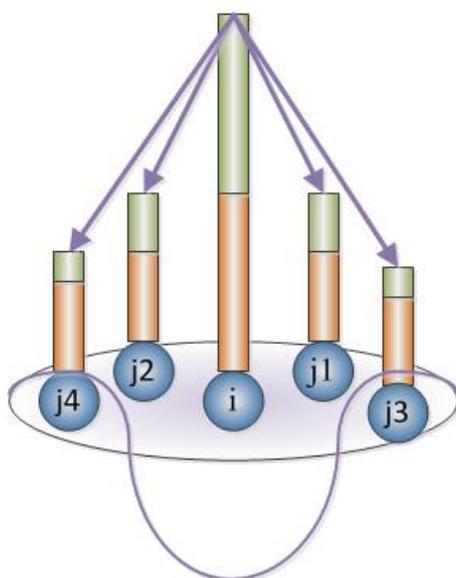


図 3.1-5 ラプラシアン演算子の作用

### (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<sup>70)</sup>。

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<sup>71,72)</sup>、また MPS 法においても大規模計算<sup>73)</sup>や構造解析<sup>74,75)</sup>を対象に陽解法が適用されるようになって

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。

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla P + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \mathbf{v} + \mathbf{g} \quad (3.90)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} = 0 \quad (3.91)$$

ここで、 $\mathbf{v}$ は流体速度、 $\rho$ は密度、 $P$ は圧力、 $\mu$ は粘度であり、 $\mathbf{g}$ 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  $\mathbf{v}^*$  が計算されることにより仮の位置ベクトル  $\mathbf{x}^*$  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  $\mathbf{v}'$  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。

$$\mathbf{v}' = -\frac{\Delta t}{\rho} \nabla P^{k+1} \quad (3.92)$$

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、

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (3.93)$$

次のように置き換えることができる。

$$\frac{n'}{n_0 \Delta t} + \nabla \cdot \mathbf{v}' = 0 \quad (3.94)$$

ここで、修正速度  $\mathbf{v}'$  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。

$$\nabla^2 P^{k+1} = -\frac{\rho_0}{\Delta t^2} \frac{n^* - n_0}{n_0} \quad (3.95)$$

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  $\Delta t$  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<sup>76)</sup>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<sup>39)</sup>、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<sup>77)</sup>も行われているが、適用事例の多くは陽解法<sup>78)</sup>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。

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\lambda \epsilon_{zz} \delta_{xy} + 2\mu \epsilon_{xy}) + \mathbf{F} \quad (3.96)$$

ここで、 $\lambda$ と $\mu$ はラメの定数であり $\epsilon$ はひずみテンソル、 $\mathbf{F}$ 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。

$$\epsilon_{ij}^n = \frac{u_{ij}^n}{|x_{ij}^0|} \quad (3.97)$$

$$\epsilon_{ij}^t = \frac{u_{ij}^t}{|x_{ij}^0|} \quad (3.98)$$

ここで、 $\mathbf{u}$ 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、 $\mathbf{x}_{ij}^0$ 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。

$$\mathbf{u}_{ij} = \mathbf{x}_{ij} - \mathbf{R}_{ij} \mathbf{x}_{ij}^0 = (\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_i) - \mathbf{R}_{ij} (\mathbf{x}_j^0 - \mathbf{x}_i^0) \quad (3.99)$$

ここで、 $\mathbf{R}_{ij}$ 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。

$$\vec{\sigma}_{ij} = 2\mu \frac{u_{ij}^n}{|x_{ij}^0|} \quad (3.100)$$

$$\vec{\tau}_{ij} = 2\mu \frac{u_{ij}^t}{|x_{ij}^0|} \quad (3.101)$$

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。

$$\langle P \rangle_i = \lambda \frac{d}{n_0} \sum_{j \neq i} \frac{u_{ij}(x_j - x_i)}{|x_{ij}^0| |x_j - x_i|} w(|x_{ij}^0|) \quad (3.102)$$

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。

$$P = \rho c^2 \left( \frac{n - n_0}{n_0} \right) \quad (3.103)$$

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。

$$\frac{\partial v_i}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{2d}{n_0} \sum_{j \neq i} \left\{ \frac{\bar{\sigma}_{ij}}{|x_{ij}^0|} + \frac{\bar{\tau}_{ij}}{|x_{ij}^0|} + \frac{P_i + P_j}{2|x_{ij}^0|} \frac{(x_j - x_i)}{|x_j - x_i|} \right\} w(|x_{ij}^0|) \quad (3.104)$$

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。

$$F_{ij} = \frac{2dm}{\rho n_0} \sum_{j \neq i} \frac{\bar{\tau}_{ij}}{|x_{ij}^0|} w(|x_{ij}^0|) \quad (3.105)$$

$$M_{ij} = (x_j - x_i) \times F_{ij} \quad (3.106)$$

$$I \frac{\partial \dot{\phi}_i}{\partial t} = -\frac{1}{2} \sum_{j \neq i} M_{ij} \quad (3.107)$$

ここで、 $m$  と  $\rho$  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(株)構造計画研究所で開発した SPH 法と DEM を組み合わせて使用可能な数値解析コード「DYBECS」を用いて行った。本解析コードでは、SPH-DEM 連成の手法として、流体解析においては SPH 計算による反作用を DEM 粒子へ、構造解析においては DEM 計算による反作用を SPH 粒子側へ与えることを行っている。また、本章で取り扱うような、表層地盤の破壊や既知の不連続面の考慮が必要な問題においては、連続体としてのひずみ域から不連続体化する領域に至る際に、計算手法をシームレスに切り替える方法や、弾塑性体同士の接触問題の取り扱いが必要となる。本検討では、SPH 粒子と DEM 粒子を 1 組のペアとして重ねて移動させることでこのような計算を可能とした。

SPH 法と DEM の粒子を重ねて使用する計算モデルでは、連続体としてのひずみ領域は SPH 法で計算し、離散体接触や破壊を DEM で解析する。これは、不連続体解析手法としての DEM が破壊や既知の不連続面の再現<sup>79)</sup>に適しているからである。粒子法として MPS ではなく SPH を採用するメリットは、FEM などで行われているアルゴリズムや構成モデルをそのまま利用できる点にあり<sup>70)</sup>、構造解析においては tensile instability の問題はあつものの MPS に対する大きな優位点となっている。従つて、粒子法における弾塑性構成モデルの導入事例については SPH 法を採用したものが多し。例えば von Mises 基準<sup>70,80)</sup>や Mohr-Coulomb<sup>81)</sup>、Drucker-Prager<sup>82,83)</sup>などのモデルが採用されている。一方で、

粒子法と DEM の組み合わせとして、MPS は構造解析手法として類似性があり、ひずみ領域によってシームレスに解析手法を切り替えることが可能である。従って、斜面崩壊を対象とした MPS を用いた研究で、五十里ら<sup>84)</sup>によるものや、吉田ら<sup>85)</sup>による既往の研究がある。SPH 法で同様の計算を行う上では多少の工夫が必要であり、本項では表層地盤の破壊シミュレーションで用いたひずみ計算における改良手法や弾塑性構成モデルと合わせて内容を報告する。

### 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<sup>86)</sup>。

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る、このような手法としては様々ものがある<sup>52)</sup>。最も演算コストが小さいと考えられるものとして、Chen ら<sup>45,46)</sup>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、線形の数値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<sup>87,88)</sup>。

ある物理量  $f(\mathbf{x})$  に対して着目点  $\mathbf{x}_i$  まわりの Taylor 展開は次式で示される。

$$f(\mathbf{x}) = f(\mathbf{x}_i) + (\mathbf{x} - \mathbf{x}_i) \frac{\partial f(\mathbf{x}_i)}{\partial \mathbf{x}} + \frac{1}{2!} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_i)^2 \frac{\partial^2 f(\mathbf{x}_i)}{\partial \mathbf{x}^2} + \dots \quad (3.108)$$

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。

$$\sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_i) W_{ij} \cdot \frac{\partial f(\mathbf{x}_i)}{\partial \mathbf{x}} = \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (f(\mathbf{x}_j) - f(\mathbf{x}_i)) W_{ij} \quad (3.109)$$

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。

$$\sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_i) \nabla W_{ij} \cdot \frac{\partial f(\mathbf{x}_i)}{\partial \mathbf{x}} = \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (f(\mathbf{x}_j) - f(\mathbf{x}_i)) \nabla W_{ij} \quad (3.110)$$

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。

$$\frac{\partial f(\mathbf{x}_i)}{\partial \mathbf{x}} = \left[ \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (f(\mathbf{x}_j) - f(\mathbf{x}_i)) \nabla W_{ij} \right] \left[ \sum_j \frac{m_j}{\rho_j} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_i) \nabla W_{ij} \right]^{-1} \quad (3.111)$$

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<sup>46)</sup>。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。

$$\langle f(x_i) \rangle = \frac{\sum_j \frac{m_j}{\rho_j} f(x_j) W_{ij}}{\sum_j \frac{m_j}{\rho_j} W_{ij}} \quad (3.112)$$

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<sup>47)</sup>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は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<sup>70,80)</sup>など、地盤材料など拘束圧依存性のあるものには Morh-Coulomb<sup>81)</sup>や Drucker-Prager モデル<sup>82,83)</sup>が採用されている。また、粘性土を対象に修正 Cam-Clay モデル<sup>89,90)</sup>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 らの研究を参考にこれを利用した<sup>82)</sup>。

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。

$$f(I_1, J_2) = \sqrt{J_2} + \alpha_\phi I_1 - k_c = 0 \quad (3.113)$$

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。 $\alpha_\phi$  と  $k_c$  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  $c$  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>、平面ひずみ条件の場合は次式からそれぞれ計算できる。

$$\alpha_\phi = \frac{\tan\phi}{\sqrt{9+12\tan^2\phi}} \quad (3.114)$$

$$k_c = \frac{3c}{\sqrt{9+12\tan^2\phi}} \quad (3.115)$$

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ス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。

$$g(I_1, J_2) = \sqrt{J_2} + 3I_1 \sin\psi \quad (3.116)$$

ここで、 $\psi$ はダイレイタンシー角である。本検討では $\psi$ 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う場合に、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。

$$\tilde{\sigma} = \sigma - \frac{1}{3} \left( I_1 - \frac{k_c}{\alpha_\phi} \right) \mathbf{E} \quad \text{if } -\alpha_\phi I_1 + k_c < 0 \quad (3.117)$$

ここで $\mathbf{E}$ 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。

$$\tilde{\sigma} = \frac{-\alpha_\phi I_1 + k_c}{\sqrt{J_2}} \mathbf{s} + \frac{1}{3} I_1 \mathbf{E} \quad \text{if } -\alpha_\phi I_1 + k_c < \sqrt{J_2} \quad (3.118)$$

ここで $\mathbf{s}$ 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3.1-6に示す。

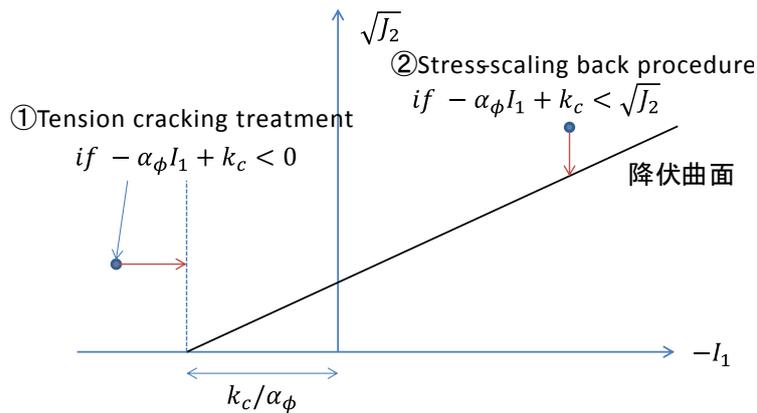


図 3.1-6 2段階の応力修正計算

### 3.1.3.1. SPHとDEMの重合処理について

SPH法は連続体の支配方程式を離散化する手法であり、不連続面などは基本的に対象としていない。そこで予め不連続面が形成されている領域や、破壊後に連続体としての仮定が成立しなくなる大変形・流動領域についてはDEMによる計算を行う。このように粒子法と個別要素法を組み合わせた計算例としては五十里ら<sup>84)</sup>や吉田ら<sup>85)</sup>の研究例があり、DEMと親和性の高いMPSを用いることにより比較的安定に計算を切り替えることが出来ている。MPSの構造解析では静水圧力の発散項以外の部分がDEMと同様の計算モデルとなるため、不連続体化した粒子については影響半径を縮小し静水圧発散項をなくすことで計算を継続することが可能である。

SPHの構造解析では粒子位置で定義される応力と粒子間で定義されるDEM要素間の作用力が全く対応しないため、突然に計算を切り替えるアルゴリズムでは安定した計算

を行うことはできない。そこで予め DEM 粒子を SPH 粒子にオーバーラップさせておき、徐々に SPH から DEM へ計算を切り替えていく計算が必要となる。本検討で採用したモデルは、SPH の弾塑性計算において相当ひずみが閾値を超えた場合に DEM の作用力計算を開始し、SPH と DEM の両方の作用力を同時に考慮する期間を設けるものである。

連続体領域においては SPH のみによる計算を行い、その後ひずみの増加に伴い連続体としての復元力を徐々に低減させる。弾塑性モデルの復元力があるうちは DEM のばね変形が小さいことから連続体に近い挙動を示すが、復元力の消失とともに不連続体的挙動を示すようになり、完全に離散体となる閾値を超えた段階で SPH 計算を停止する計算モデルを採用した。本モデルでは、初めから不連続面であることが分かっている接触面については、SPH 計算を全く行わないことで弾塑性体同士の接触問題を DEM により取り扱うことができる。このような不連続面は SPH 法の構造解析における自由表面となるが、CSPM による計算を行うことで計算精度は大幅に改善される。本計算モデルの特徴を表 3.1-1 に示す。

表 3.1-1 SPH と DEM の重合処理

計算手法	SPH領域		SPH-DEM領域	DEM領域
対象変形域	弾性域	塑性域	大変形	流動域
計算モデル	等方弾性体 固体間接触は 離散体モデル	等方完全塑性体 固体間接触は離 散体モデル	等方完全塑性体+離散体 徐々に消失する応力発散項 を離散体接触力が補うモデル	離散体 ポアソン効果が完全 に消失したモデル
各種基準	完全塑性の降伏基準として DruckerPrage基準		応力解放率の算出基準として 相当ひずみの大きさ	接線力の上限として Mohr-Coulomb基準
計算の特徴	連続体表面同士で発生する接触力 以外はSPH法による弾塑性モデル の計算を行う。接触力評価用に オーバーラップして配置されるDEM 粒子がSPH粒子の運動に追従して 移動する。相当ひずみが閾値を超 えると大変形・離散体域へ移行する。		弾塑性モデルによる復元力の みSPH法で計算し、それ以外 の全ての作用をDEMで計算し、 作用を合算して運動を計算す る。復元力は相当ひずみの増 加によって減少させ、接触力 の割合を徐々に増加させる。	弾塑性モデルの復 元力を消失し完全に DEM要素となる。静 水圧発散によるポア ソン効果が失われ、 代わりにダイレイタ ンシーを発揮する。

### 3.1.4. 数値解析手法に関するまとめ

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/面の取り扱いが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することから、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替え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<sup>91,92)</sup>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. 試計算の実施による適用可能性の検討

本節では断層変位が表層地盤へ及ぼす影響を数値解析で検討する上で、大変形解析に有効とされる粒子法の適用性を検討するため、粒子法の1つである SPH 法および不連続体解析手法として一般的な DEM を組み合わせて行った試計算について報告する。なお、全ての解析は(株)構造計画研究所で開発した SPH 法と DEM による連成コード「DYBECS」を用いて行った。

SPH 法は前述のとおり、FEM との親和性が高いことから境界条件処理や各種非線形構成側の導入などが比較的行きやすい。一方で、自由表面付近で計算精度が落ちる問題や、tensile instability の問題が知られており、計算精度について確認を行っておく必要がある。本検討では CSPM 計算による精度改善を図っておりその効果も確認する。

試計算としては、1999 年に台湾で発生した集集地震における車籠埔断層の活動による表層土層の隆起を対象とした解析を行った。この解析では、地表から数メートルの地層の詳細な動きに着目するため、比較的狭い領域を対象として非線形構成モデルと破壊、そして離散体接触を考慮した解析を行っている。本検討に先立ち、解析手法の離散化による精度を確認するために片持ち梁のせん断曲げ問題、および導入した弾塑性モデルと離散体化計算の有効性を確認するために弾塑性体の圧縮試験の再現解析を行っている。検討はそれぞれ準静的な条件下での現象に着目しており、以下に各試解析についてその詳細を報告する。なお、本検討は全て 2 次元解析で実施している。補足として、使用した解析コードは 3 次元解析用であり、その構成則などは 3 次元を対象としたものであるが、計算は奥行方向の移動を拘束していることから、2 次元の平面ひずみ条件と等しくなる。

なお、車籠埔断層の表層地盤破壊シミュレーションに先立ち、断層変位の境界条件の設定や弾塑性物性等に関する事前検討のための解析を行っており、これについては APPENDIX とし、本章の最後に 3.4 節として加えた。

### 3.2.1. 片持ち梁のせん断曲げ問題

片持ち梁のような構造部材は自由表面境界が近く、粒子法においては計算の難しい問題である。構造解析への適用性として 1 次元弾性棒として解析を行った例などが多いが、梁の撓みを評価した研究例はあまりなく、深澤ら<sup>80,93)</sup>の SPH 法による構造解析の事例が挙げられる。本検討では自由端に一樣なせん断力を荷重条件として、弾性域の静的撓みに着目した解析を行った。

試計算で想定した片持ち梁は図 3.2-1 に示され条件のものである。

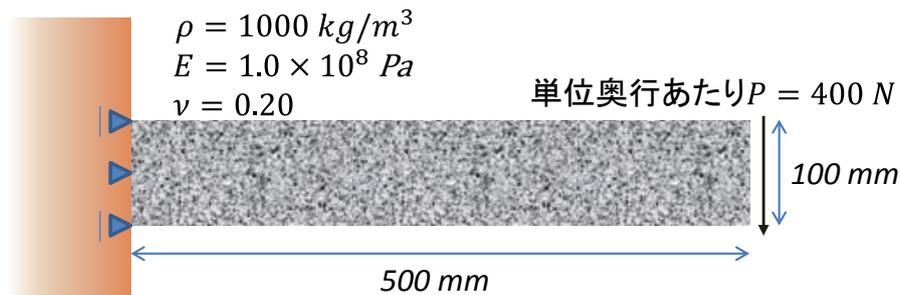


図 3.2-1 片持ち梁のせん断曲げ問題の計算条件

### 3.2.1.1. 解析条件

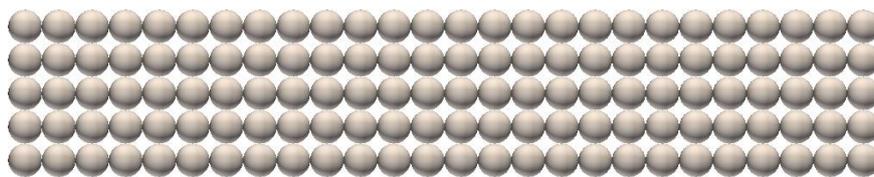
本解析は粒子分解能を変えて3ケース実施した。SPH法で用いたカーネル関数は全ケースで共通であり、5次のB-Spline関数を初期粒子間距離の3倍の影響半径で計算を行った。解析ケースと解析条件を表3.2-1および表3.2-2に示す。また、解析モデル一覧を図3.2-2に示す。

表 3.2-1 解析ケース一覧

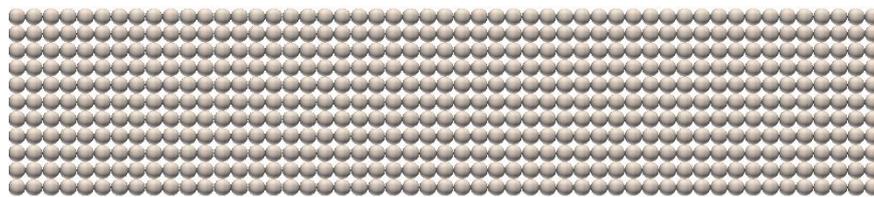
解析ケース	case-20mm	case-10mm	case-5mm
初期粒子間隔	20.0 mm	10.0 mm	5.0 mm

表 3.2-2 解析物性値

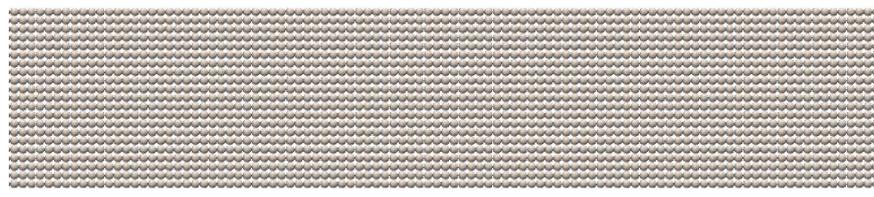
材料密度	弾性係数	ポアソン比	時間増分
1000 kg/m <sup>3</sup>	100 MPa	0.20	5.00E-06 s



(a) case-20mm



(b) case-10mm



(c) case-5mm

図 3.2-2 片持ち梁の解析モデル一覧

### 3.2.1.2. 解析結果

せん断力は一定の荷重勾配で1秒間かけて载荷し、载荷終了時にほぼ静的な変形状態となることを確認した。梁背に対して梁長さがある程度ある場合、固定端と自由端の近傍を除くと、古典的な梁理論から軸力分布がほぼ中立軸からの距離に比例することは明らかである。各解析ケースの载荷終了時における解析結果を以下に示す。圧縮を正とした軸方向応力の分布図を図3.2-3に示す。

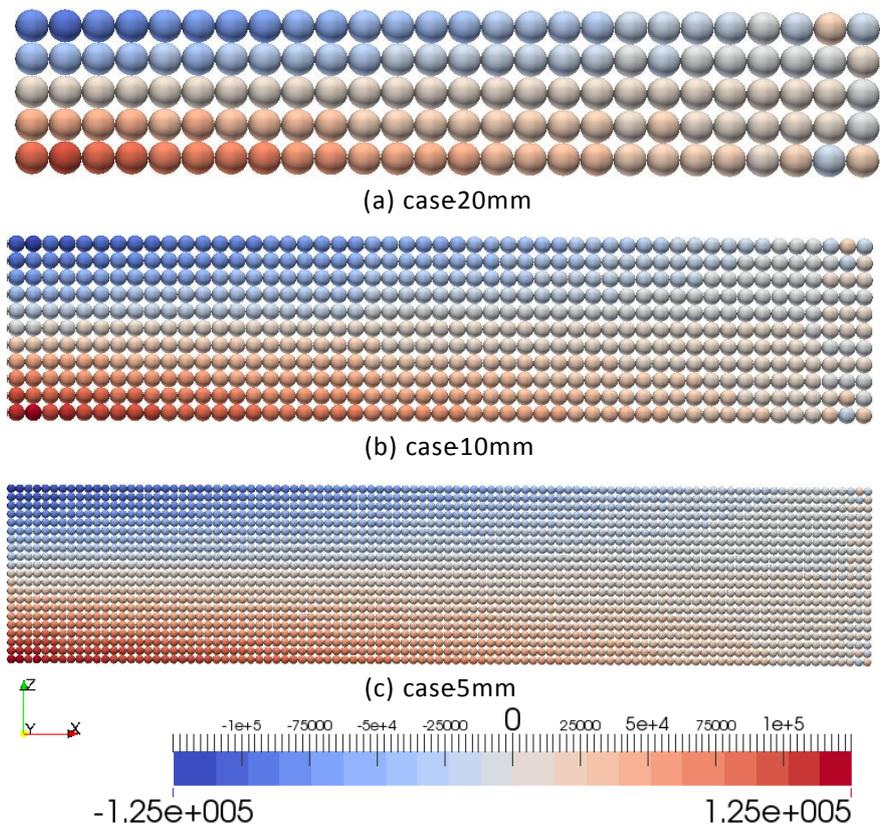


図 3.2-3 各ケースの載荷終了時の軸方向応力分布（圧縮正）

各ケースの応力分布からは、水平方向には固定端で応力が最大、鉛直方向には自由端で応力が最大となり、梁の上部で引張と下部で圧縮応力の発生が確認できる。驚くべきは、最も分解能の粗い case-20mm において、影響半径内に必要な粒子数を確保できる粒子が 1 粒子も存在していないにもかかわらず、ある程度妥当な軸応力分布が得られている。これは検討に用いた SPH コードに CSPM のアルゴリズムを導入しているため、勾配がほぼ一定の分布に対しては粒子数の不足に関係なく計算可能であることが寄与していると考えられる。なお、各ケースとも梁理論通りの傾向が認められるが、固定端と自由端近傍はひずみ分布が線形とならないため、自由端側で不自然な応力斑が確認される他、自由表面近傍において応力の揺らぎが確認された。これは拘束力の小さい自由端側で粒子が動く際に生じている粒子配置の斑であり、時間ステップが進行するほど拡大して不安定化することが分かる。特に粒子分解能の高いケースほど時間増分の制約が厳しく、SPH 解析における tensile instability の影響が生じていると考えられる。

梁部材の断面における軸方向応力の分布を各ケースで確認し、グラフに整理したものを図に示す。固定端から 10cm の位置における部材断面の軸方向応力分布を図 3.2-4 に、自由端近傍で固定端から 40cm の位置における部材断面の軸方向応力分布を図 3.2-5 に示す。粒子分解能が 5mm のケースが最も計算精度は高く、固定端近傍では 10mm より 20mm ケースの方が精度は高く、自由端近傍ではその逆の結果となった。しかしながら何れの

ケースも各断面ではほぼ理論通りの断面力となっており、CSPM のような 1 次の収束性を持つ改良手法を導入することによる有効性が確認できる。

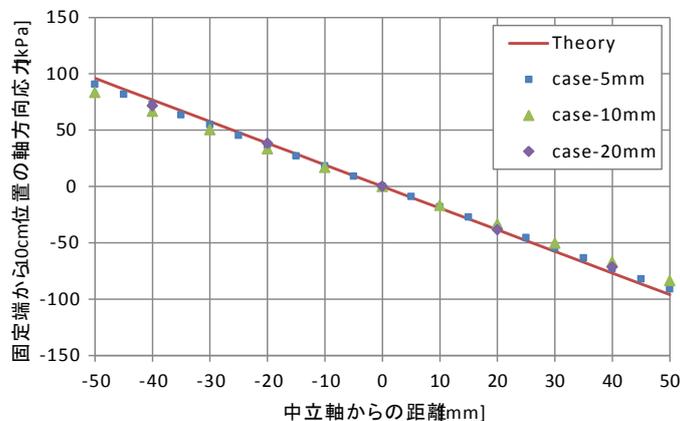


図 3.2-4 各ケースの固定端近傍における部材断面の軸方向応力分布

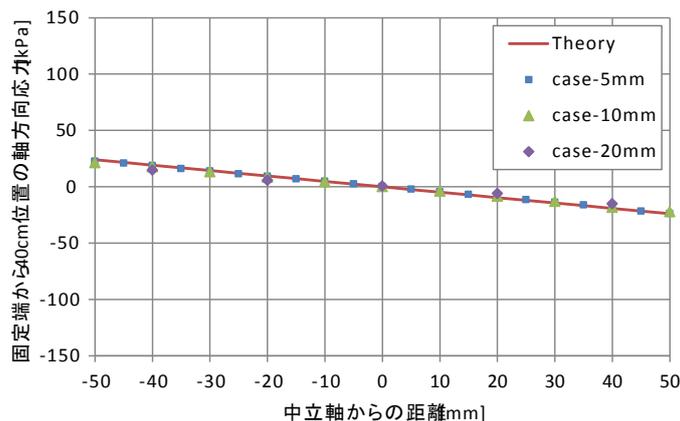


図 3.2-5 各ケースの自由端近傍における部材断面の軸方向応力分布

梁部材の中立軸の撓み量分布をグラフに整理して図 3.2-6～図 3.2-8 に示す。比較対象として各ケースの粒子間隔と節点間隔を同じくする FEM の解析結果を理論解と合わせて示す。FEM 解析のモデルは四辺形一次の非適合要素を用い、平面ひずみ条件で解析を行った。何れのケースも理論解に比べて撓み量は小さくなっているが、最も分解能の低い case-20mm が他のケースより理論解と良い一致を示しており、誤差の収束性の観点からは考え難い。一方で case-10mm と case-5mm の比較から、基本的には粒子分解能の高いケースほど精度が良いことが確認でき、これは部材断面の応力分布の結果とも整合する。なお、深澤らは撓み誤差を 1 割未満に抑えるには、梁背を 40 分割する必要があると指摘しており、本検討では CSPM の導入によって、より良い精度が得られている。

FEM の結果は case-20mm を除いて SPH の結果より計算精度が高く、その差は高分解能ケースでは小さくなっている。本検討では曲げ問題に平面ひずみ要素を用いることが

ら、ロッキングを回避するために非適合要素を用いており、メッシュ分解能によらずほぼ一定の変位を示している。SPHの解析結果との差は主にロッキングの影響によるものと考えられ、この影響について次項で考察を行う。

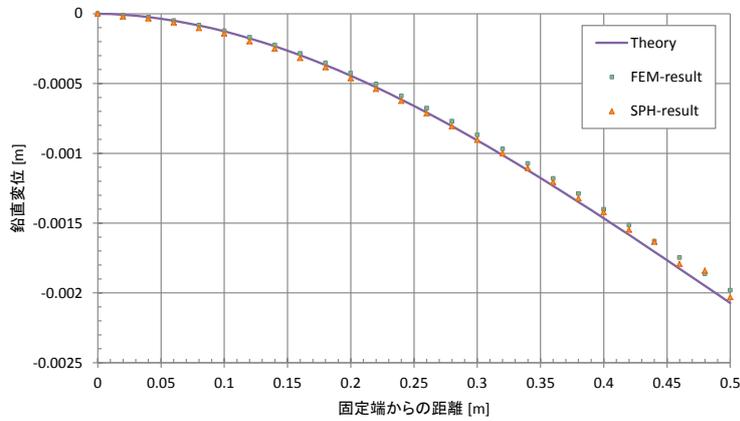


図 3.2-6 case-20mm の梁中立軸の撓み量の部材軸方向分布

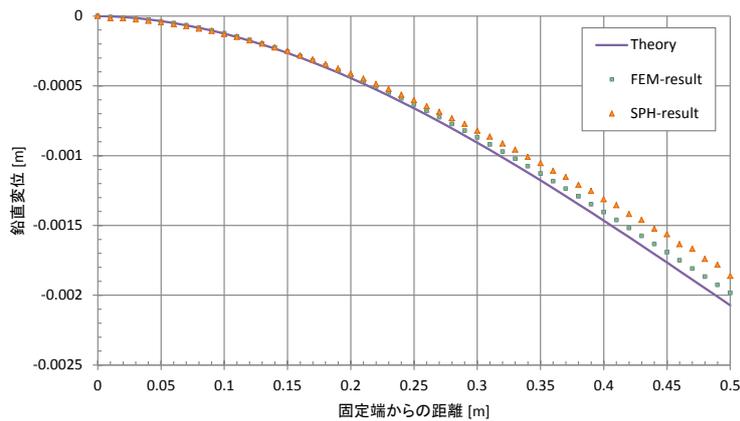


図 3.2-7 case-10mm の梁中立軸の撓み量の部材軸方向分布

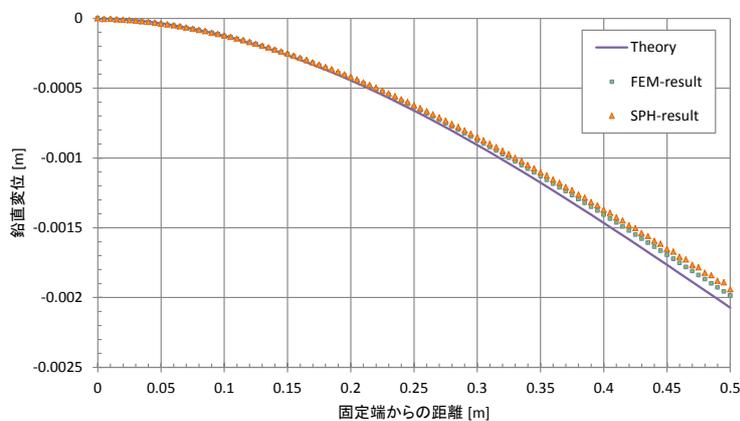


図 3.2-8 case-5mm の梁中立軸の撓み量の部材軸方向分布

### 3.2.1.3. 計算精度とロッキングに関する考察

片持ち梁のせん断曲げ問題の解析より、CSPM を適用した SPH コードの精度検証を行い、解析手法の妥当性を確認した。この結果、最も分解能の粗いケースが理論解と最も良い一致を示しており、この原因および計算精度については追加の考察が必要である。このように考えにくい結果が得られた直接の原因は、計算誤差の問題が応力の静水成分による体積ロッキングに起因しているためと考えられる。

本来、梁のように曲げ変形が卓越する変形問題においては、一般に FEM など低次要素を採用した際にせん断ロッキングが問題となる。ロッキングは要素変形を再現する自由度数が要素内における応力勾配による拘束に対して十分でない場合に発生し、曲げモードを持たない一次要素において顕著である。なお、比較のために行った FEM 解析では、曲げの内部自由度を追加した Wilson-Taylor の非適合要素<sup>94)</sup>を用いており、要素変形の自由度に余裕があることから体積ロッキング耐性もある程度は発揮される。粒子法はメッシュフリーで且つ影響半径が比較的大きいため、せん断ロッキングが問題となることはないが、一方で偽りの変形モードが生じやすいと考えられる。しかし、静水圧項によって生じる体積ロッキングについては、FEM などと条件にあまり違いはなく、本検討において計算誤差の原因となっていると考えられる。SPH の解析結果と理論解を比較する上で、参考のために加えた FEM 解析では、SPH の計算と同様にポアソン比が大きくなるほど誤差が大きくなる結果が得られている。なお、非適合要素を用いた FEM 計算ではせん断ロッキングが生じないため、メッシュサイズの影響は殆ど見られない。

本検討で実施した SPH モデルのうち、最もポアソン比に依存する誤差の大きいケースとして case-10mm を選択し、検討結果を理論解と比較して図 3.2-9 に示す。

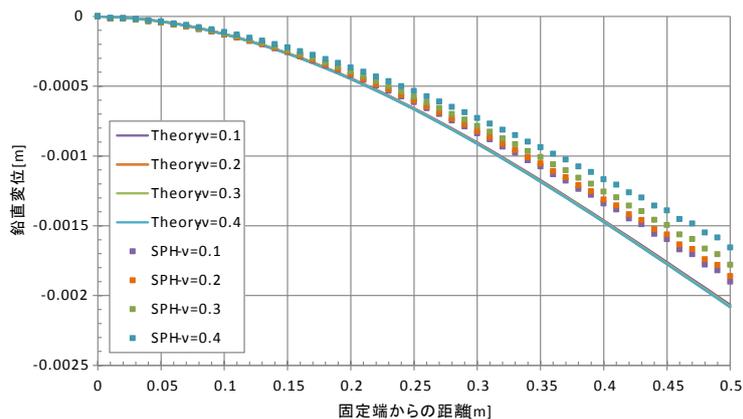


図 3.2-9 case-10mm の梁中立軸の撓み量の部材軸方向分布（ポアソン比の影響）

理論解はポアソン比に対して殆ど変化せずにプロットが重なっているのに対し、SPH の解析結果はポアソン比が大きくなるにつれて有意に硬くなる結果を示している。一方で分解能が最も粗い case-20mm のモデルでは、全ての構成粒子が影響半径内に十分な粒子数を確保できていない分解能であり、結果的に次数低減積分のような効果が現れていると考えられる。即ち、梁の曲げ問題のように中立軸からの距離に比例する軸力分布が

生じる問題の場合、**CSPM** 計算によって比較的良い精度の解が得られるが、静水圧力の発散を考慮する上で分解能不足の影響が生じるため、結果として軟化することで理論解と良く一致したものと考えられる。表層地盤などはポアソン比が大きいことが多いため、体積ロッキングに起因する誤差の影響をなくすることは重要である。この問題は粒子分解能の向上や影響半径の拡大では対応が難しいため、ポアソン比依存で静水圧力項の緩和を行うモデルなどが有効と考えられる。例えば、**FEM** の低次要素ではロッキング回避のために選択的な次数低減積分が行われるが、ひずみ増分を体積ひずみ成分と偏差成分に分解することで体積ロッキングの原因となる項の影響を緩和できる。同様のことは静水圧項を緩和することで粒子法においても可能であると考えられる。

#### 3.2.1.4. まとめ

本項では、断層変位による表層地盤への影響を検討する試解析に先立ち、粒子法の構造解析への適用性を検討するために理論解が良く知られている片持ち梁の問題について解析を行い、その結果について報告した。解析結果から、粒子分解能の高いケースほど計算精度が向上することが確認され、その計算精度は有限要素法などと同程度であることが確認された。粒子法の構造解析では自由表面付近で精度が悪化することが知られているが、これを改善する **CSPM** のアルゴリズムを導入することで大幅な精度向上を達成したと考えられる。このような粒子位置における重み総和の不均質性を解消する手法は、粒子法における可変分解能の計算に有効であり、解析規模の拡大を図る上でも粒子分解能を徐々に変化させる解析モデルの検討が必要である。

理論解との比較結果から見られる誤差は、主に体積ロッキングに起因するものと考えられる。解析では **SPH** と **FEM** の両方でポアソン比を大きくするほど誤差が大きくなることを確認しており、ポアソン比が小さい場合にどちらもほぼ理論解に一致することが分かっている。従って、ポアソン比依存の静水圧力項の緩和モデルなどを導入することで計算精度の向上が図れるものと考えられる。

### 3.2.2. 弾塑性体の亀裂進展解析

粒子法を表層地盤の大変形問題へ適用するメリットは、メッシュフリー法であることから大変形の取り扱いが容易であり、また破壊後の計算手法として個別要素法などを用いたシームレスな検討が可能になる点にある。また、弾塑性計算において従来の FEM 解析などで用いられていた手法やパラメータをそのまま流用できる点も重要であり、近年はコンクリート部材の破壊解析や斜面崩壊など大変形問題に適用されるようになっていく。

小野らの 2006 年の研究<sup>81)</sup>では、SPH の構造解析において Morh-Coulomb の弾塑性構成モデルと塑性ポテンシャルを導入し、土構造物の弾塑性解析を行っている。この検討において、弾塑性構成モデルの妥当性を確認するために平面ひずみ条件下のピースの圧縮試験解析を実施しており、降伏によりひずみが局所化する様子を定性的に確認している。また、せん断変形の増加による体積変化を FEM と比較することで塑性ポテンシャルの効果の確認を行い、その後に水平鉛直にそれぞれ 1G の加速度を載荷した土構造物の解析を行っている。

本検討においても小野らが行ったものと同様の圧縮試験の解析を行い、弾塑性モデルの検討を行う。また、発生したひずみに対して粒子法から個別要素法へシームレスに切り替える SPH-DEM 重合モデルを採用し、亀裂の発生過程を模擬した解析を行うことで断層変位による表層地盤の破壊問題への適用性の検討を行う。

#### 3.2.2.1. 解析モデルと計算条件

解析条件は小野ら<sup>81)</sup>の研究に倣い、弾塑性体の上下端に滑りを考慮しない形で拘束を与え、1 秒間で 0.01 の圧縮ひずみを生じるように強制変位を設定した。小野らは降伏モデルとして Morh-Coulomb を採用しているが、本検討では Drucker-Prager を採用しており、平面ひずみ条件で降伏曲面が合うようにパラメータを設定している。なお、塑性ポテンシャルの効果の検証のために小野らが設定したダイレイタンス角については、本検討では設定していない。解析条件の概要を図 3.2-10 に示す。

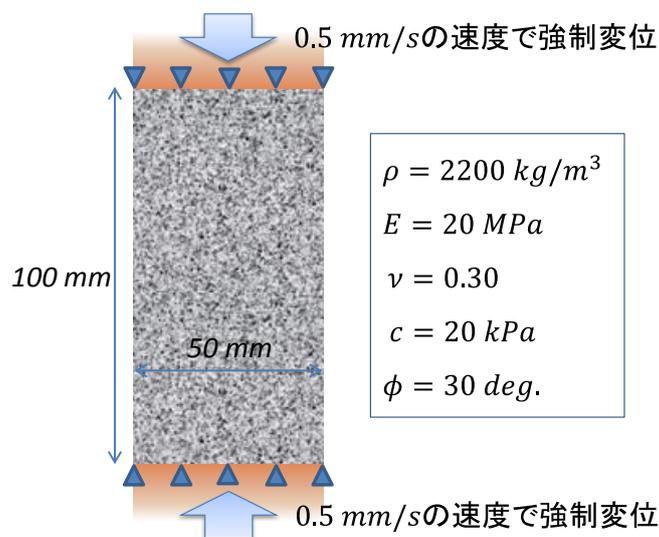


図 3.2-10 平面ひずみ圧縮試験の解析モデル条件

解析は粒子分解能を変えた 2 つの粒子モデルを用いて行い、それぞれ不連続体化を考慮しないケースと考慮するケースの解析を実施した。本検討で用いた 2 種類の解析モデルを図 3.2-11 に示す。また、解析は大ひずみ領域における不連続体化の考慮の有無によってケースを分けており、各ケースの解析条件を表 3.2-3 に示す。

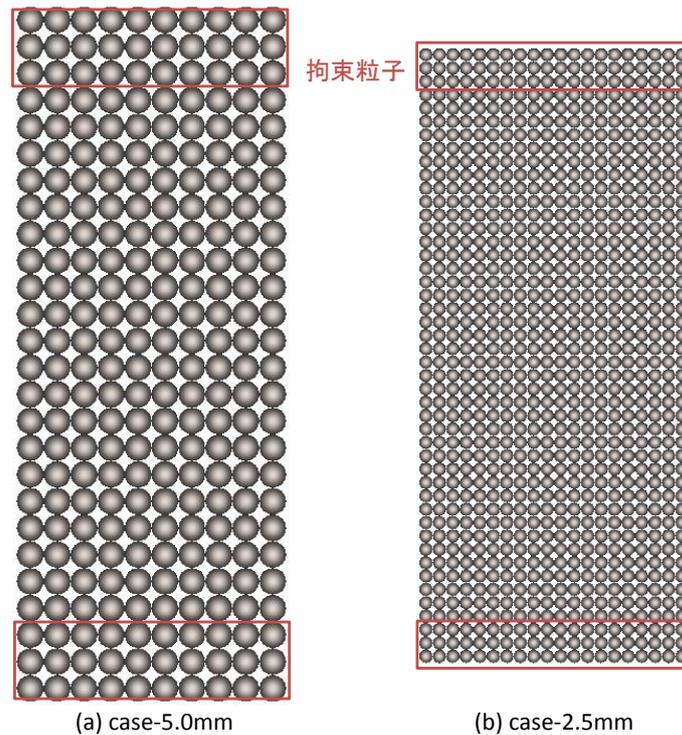


図 3.2-11 2 ケースの粒子の初期配置図

表 3.2-3 解析ケース一覧

解析ケース	case-5.0mm	case-2.5mm	case-5.0mm-D	case-2.5mm-D
初期粒子間隔	5.0 mm	2.5 mm	5.0 mm	2.5 mm
時間増分	5.0e-6 s	2.5e-6 s	5.0e-6 s	2.5e-6 s
不連続体化相当ひずみ	—	—	0.02	0.02

### 3.2.2.2. 解析結果

解析は粒子分解能と不連続体化の考慮について条件を変えて 4 ケース実施しており、各ケースの結果から以下のことがいえる。

不連続体化の発生を考慮しないケースでは、case-5.0mm と case-2.5mm の両方で X 字型の大ひずみ領域が形成され、降伏した箇所にひずみが集中していることが確認できた。解析結果より 1 秒経過時における最大せん断ひずみ分布を図 3.2-12 に示す。計算はひずみが大きくなるにつれて tensile instability の影響と考えられる不安化が認められるが、定性的に弾塑性体の降伏を表現出来ており、特に粒子分解能の高いケースで良い結果が得られている。

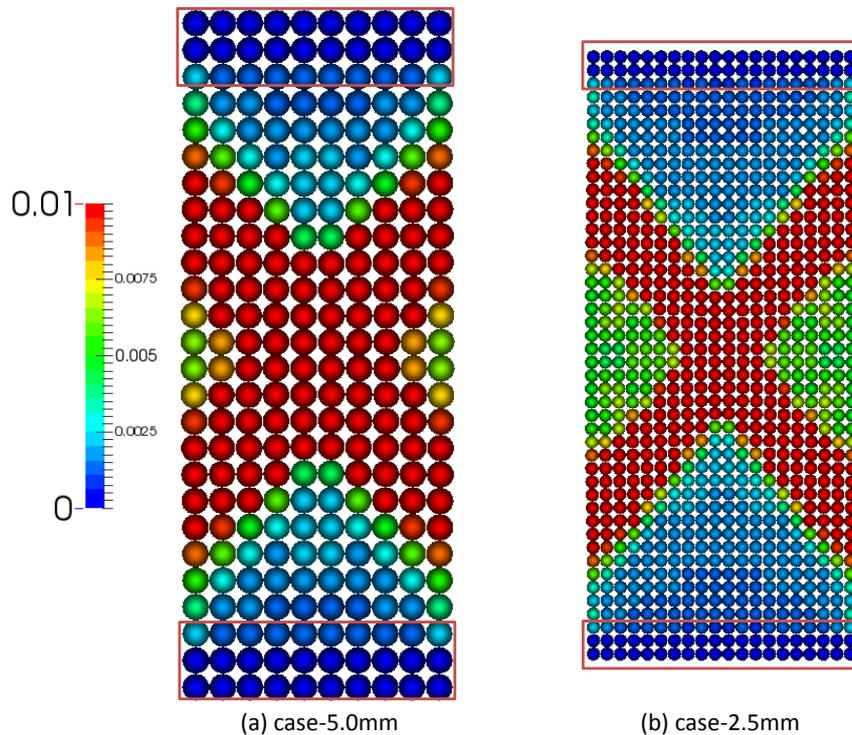


図 3.2-12 1 秒経過時における最大せん断ひずみ分布図（不連続体化なし）

不連続体化を考慮したケースの 1 秒経過時および 5 秒経過時における最大せん断ひずみ分布図を図 3.2-13 と図 3.2-14 に示す。各ケースでひび割れの発生と進展が確認でき、DEM と SPH を組み合わせた計算モデルの有効性が確認できる。破壊によって領域外に押し出された粒子は描画していない。

DEM の解析パラメータについては、破碎後のばね剛性は粒状体が潰れない程度に大きければ良いと考え、時間増分から安定な値を設定している。また、粒子間接触に関して 5% の粘性減衰と静止摩擦係数として 0.6、動摩擦係数として 0.3 をそれぞれ設定している。これらのパラメータの設定方法などについては、今後より詳細に検討していく必要がある。

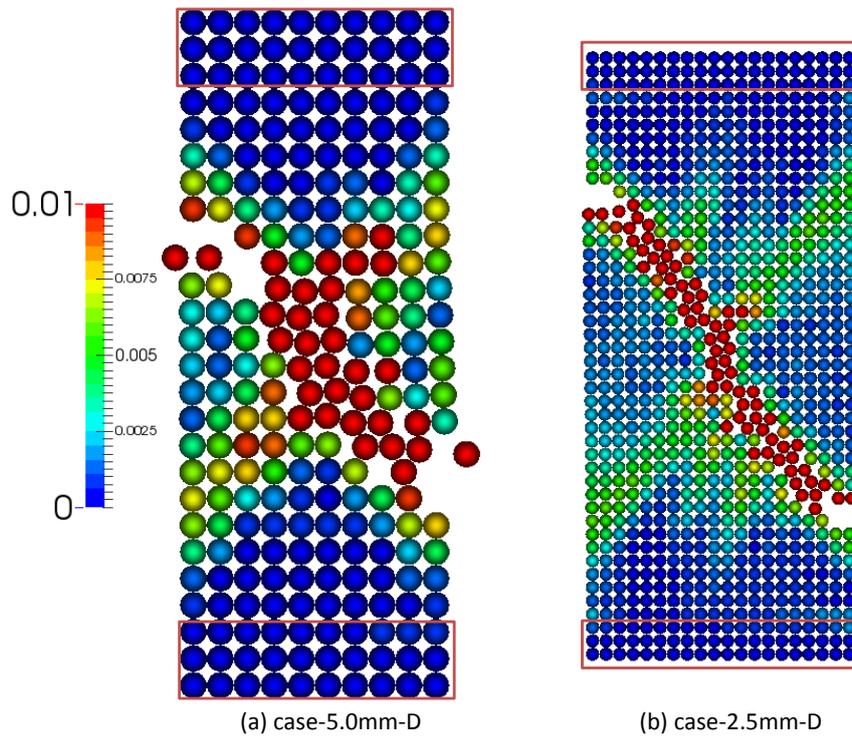


図 3.2-13 1 秒経過時における最大せん断ひずみ分布図（不連続体化あり）

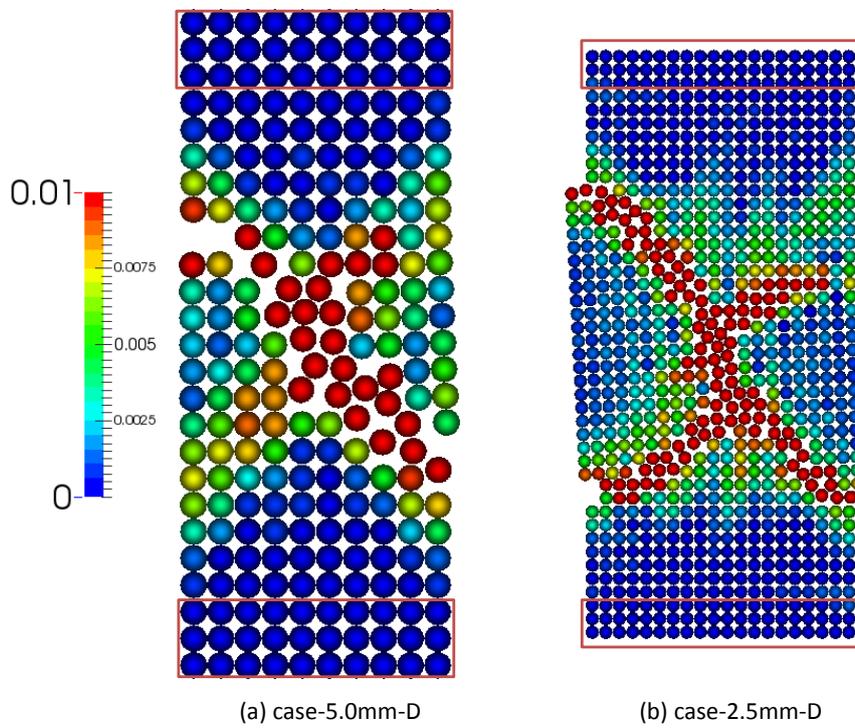


図 3.2-14 5 秒経過時における最大せん断ひずみ分布図（不連続体化あり）

### 3.2.2.3. まとめ

本項では、弾塑性体が降伏することでひずみが局所化する現象の再現を定性的に確認した。また、DEM と SPH を組み合わせる重合モデルを用いることで、連続体が大変形を経て不連続面を形成するまでの過程を再現できることを確認した。このような処理は断層変位のシミュレーションにおいて、表層の岩盤に生じる亀裂の進展などを考慮する上で重要である。解析結果からは、当然ながら粒子分解能の高いケースほど亀裂をよりはっきりと表せており、計算の高精度化を図る上では不連続面の形成される箇所の粒子分解能が重要であることが分かる。

また、DEM は直接接触する接触面で作用力を伝達することから、粒子配置依存性が強く、この影響を緩和するには予め粒子配置や粒子径にランダム性を考慮することが重要である。この粒子配置依存性は連続体解析手法である MPS の構造解析において認められることが吉田らによって言及されており、それを踏まえて粒径を僅かにばらつかせて粒子配置をランダム配置とした解析例が示されている。粒子配置をランダム配置することは粒子法の計算精度の観点と解析データを作成する前処理工程のコストの観点から不利であるが、今後検討を進める必要があると考えられる。

### 3.2.3. 車籠埔断層変位による表層地盤破壊解析

1999年に台湾で発生した集集地震では、台湾中央山脈西縁の車籠埔断層の活動により、長さ100kmにもおよぶ地表断層を生じた。車籠埔断層はほぼ南北方向に延び、東上がりの低角逆断層であり、東側が水平短縮によって乗り上げることで、表層地盤に湾曲した崖を形成している。また、発生した地震断層の殆どは既存の活断層の真上に現れている<sup>95)</sup>。

本検討では、台中市霧峰区における地表断層の掘削調査からこの地点の表層地盤の変位量を推定した Lee ら<sup>96)</sup>の研究を参考に、SPH と DEM を組み合わせた表層地盤の破壊解析を行った。調査対象の表層断層では平均で約2.2mの鉛直変位が生じており、Lee らは極表層の地層の土量の変化から局所的に約4.8m、或いは地層境界線の長さから約3.3mの水平短縮が生じたと推定している。

#### 3.2.3.1. 解析モデルと計算条件

本解析はLeeらによる推定に基づき東側の地盤に4.8mの強制変位を与えて表層地盤への影響を検討する。その際、モデル底部の地盤1層には傾斜角35.9度の不連続面を与えておく。この不連続面の東西ではSPH計算における相互作用は考慮しておらず、DEM計算による接触力によって相互作用が評価されるモデルとなる。また解析では、東側のモデル境界に与える強制変位を水平変位のみとするケース以外に、鉛直変位として2.2mおよび1.1mを与えるケースの検討も行う。なお、西側の側面と底面の端から45mは固定とし、そこから15.3mをローラー支持とした。東側の境界変位は2秒間かけて与えた。

解析ケース一覧を表3.2-4に、解析モデルの概要を図3.2-15に示す。各ケース、SPH解析における初期粒子間距離は0.1mであり、5次のスプライン関数を用いて影響半径は0.3mに設定した。なお、弾塑性体同士を押し付ける条件であることから、西側から60.3mと東側から24.4mの間の底部境界は拘束を与えおらず、宙に浮いていることから初期地圧を考慮する上での影響が問題となっている。この件については将来的な課題と考え、着目領域からある程度離すことでそのまま重力加速度を与えて初期地圧を計算し、その後強制変位を境界に与えた。

表 3.2-4 解析ケース一覧

解析ケース	水平変位	鉛直変位	時間増分
Case1	4.8 m	2.2 m	5.00E-05 s
Case2	4.8 m	1.1 m	5.00E-05 s
Case3	4.8 m	0.0 m	5.00E-05 s

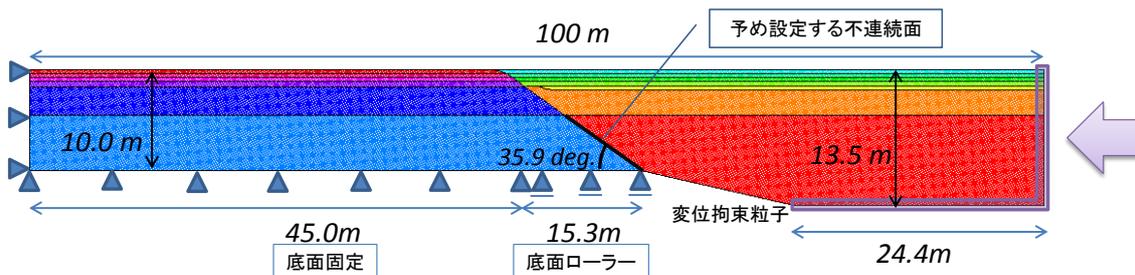


図 3.2-15 表層地盤破壊解析の解析モデル

対象地盤の表層の地質は、Leeらの調査によると深度0.5mくらいまでが粘性土であり、深さ約2mまで砂質土、それ以下が礫混じり土となっている。地盤物性の詳細は明らかではなく、本検討ではモデル化領域が広くないことから剛性差をあまり大きくできず、また時間増分の兼ね合いから各地層の剛性を大ひずみ域の表層地盤剛性と考えると想定より小さな値で設定した。また、剛性率に対応して粘着力も底部の地層を除いて同程度小さく設定している。底部1層については、破壊することによりモデル底面から粒子が流れ落ちる恐れがあり、これを防ぐため粘着力を大きく設定した他、強制変位による復元力で境界地盤が浮き上がることを抑制するために剛性を第1層相当とした。地盤モデルの解析物性値の一覧を表3.2-5に示し、地盤モデルの拡大図を図3.2-16に示す。

表 3.2-5 表層地盤の解析物性値一覧

地層	材料密度	弾性係数	ポアソン比	粘着力	内部摩擦角
西側第1層 (粘土層)	1800 kg/m <sup>3</sup>	25.0 MPa	0.45	10.0 kPa	10.0 deg.
西側第2層 (砂質層)	1900 kg/m <sup>3</sup>	50.0 MPa	0.40	10.0 kPa	20.0 deg.
西側第3層 (砂質層)	2000 kg/m <sup>3</sup>	70.0 MPa	0.35	1.0 kPa	30.0 deg.
西側第4層 (砂質層)	2100 kg/m <sup>3</sup>	90.0 MPa	0.30	10.0 kPa	35.0 deg.
西側第5層 (礫混土層)	2200 kg/m <sup>3</sup>	100.0 MPa	0.30	20.0 kPa	35.0 deg.
西側第6層 (礫混土層)	2200 kg/m <sup>3</sup>	25.0 MPa	0.20	500.0 kPa	40.0 deg.
東側第1層 (粘土層)	1800 kg/m <sup>3</sup>	25.0 MPa	0.45	10.0 kPa	10.0 deg.
東側第2層 (砂質層)	1900 kg/m <sup>3</sup>	50.0 MPa	0.40	10.0 kPa	20.0 deg.
東側第3層 (砂質層)	2000 kg/m <sup>3</sup>	70.0 MPa	0.35	1.0 kPa	30.0 deg.
東側第4層 (砂質層)	2100 kg/m <sup>3</sup>	90.0 MPa	0.30	1.0 kPa	35.0 deg.
東側第5層 (砂質層)	2100 kg/m <sup>3</sup>	90.0 MPa	0.30	10.0 kPa	35.0 deg.
東側第6層 (礫混土層)	2200 kg/m <sup>3</sup>	100.0 MPa	0.30	20.0 kPa	35.0 deg.
東側第7層 (礫混土層)	2200 kg/m <sup>3</sup>	25.0 MPa	0.20	500.0 kPa	40.0 deg.

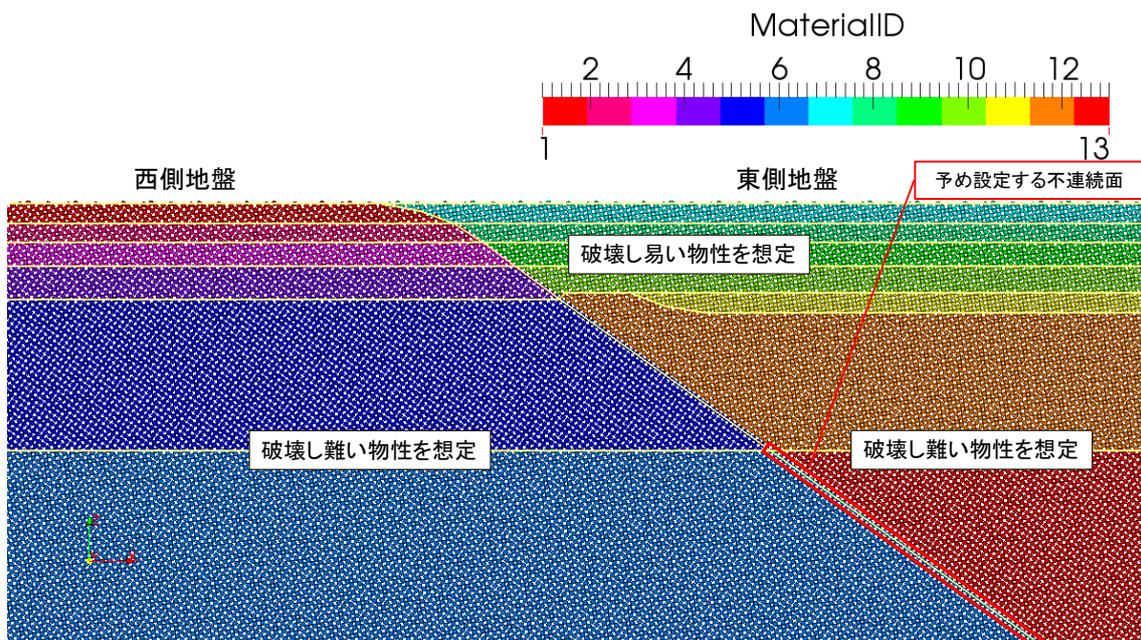


図 3.2-16 表層地盤破壊解析の解析モデル (拡大図)

予め設定した不連続面および破壊後の表層地盤間の相互作用の評価は DEM により行う。DEM の解析設定は地層モデルに関係なく一律とし、表 3.2-6 に示す値を設定した。また本検討では、連続体を仮定した弾塑性計算から離散体接触による計算へ切り替える際に、両方の計算アルゴリズムを併用するひずみ域を設定しており、粒子の相当ひずみが閾値を超えると SPH と DEM の相互作用の両方を考慮し、破壊基準を超えると SPH の相互作用の考慮をやめる計算モデルとなっている。表 3.2-7 に設定した限界ひずみの値を示す。粘性土の地層はやや大きなひずみ域まで連続体としての弾塑性計算を継続し、底面境界の地層は基本的に不連続体化しないように閾値を設定した。

表 3.2-6 離散体接触面および破壊後の DEM 設定値一覧

ばね定数	粘性減衰比	静止摩擦係数	動摩擦係数
$\Delta t$ から安定に設定	0.05	0.8	0.4

表 3.2-7 表層地盤の破壊ひずみ条件一覧

地層	弾塑性モデルの限界ひずみ	破壊判定の限界ひずみ
西側第 1 層 (粘土層)	0.10	0.50
西側第 2 層 (砂質層)	0.05	0.25
西側第 3 層 (砂質層)	0.02	0.05
西側第 4 層 (砂質層)	0.02	0.05
西側第 5 層 (礫混土層)	0.10	0.50
西側第 6 層 (礫混土層)	100.0	1000.0
東側第 1 層 (粘土層)	0.10	0.50
東側第 2 層 (砂質層)	0.05	0.25
東側第 3 層 (砂質層)	0.02	0.10
東側第 4 層 (砂質層)	0.02	0.10
東側第 5 層 (砂質層)	0.02	0.10
東側第 6 層 (礫混土層)	0.10	0.50
東側第 7 層 (礫混土層)	100.0	1000.0

### 3.2.3.2. 解析結果

境界入力変位を変えて行った各ケースの解析結果より、最大せん断ひずみ分布および断層変位により表層地盤が隆起した変位量分布を図 3.2-17～図 3.2-22 に示す。各ケースとも表層地盤は完全に破壊されており、離散体化して各部に流動が見られる。離散体化した領域では、粒子径が単一であるために最密配置となるかアーチのような構造を形成し小さな隙間を生じる傾向にある。これは離散体粒状体の解析において多粒径を考慮することの重要性を示しており、吉田らの研究<sup>85)</sup>においても言及されている。断層の西側は初期不連続面と接する領域と極表層の一部領域を除いて大きな変形は見られず、東側は表層地盤が広範囲に渡って大変形を生じていることが認められる。また、各ケースでモデル底部付近に大きなせん断ひずみが確認できるが、これは西側地盤の底部が拘束されているため、食い違いから東側の地盤に大きなひずみが生じるためである。

各ケースの鉛直変位の入力量から西側地盤と東側地盤の接触力に大きな違いが生じており、鉛直変位を考慮しない Case3 が最も表層地盤の隆起を小さく評価しており、これは実際の変位量により近い値である。従って Lee らによる研究で表層の湾曲した地盤土量から推定された水平短縮量は、表層地盤の変状をある程度説明しているといえる。なお、断層面の傾斜角と異なる角度で変位を入力していることから各ケースで地盤の接触による強い反力が生じ、東側地盤を浮き上がらせる作用があるが本検討では境界部の剛性を落とすことで抑制している。このような現象はモデル境界が近いことや、地盤物性の問題で生じていると考えられる。

何れのケースも断層の食い違い面を除いて、表層地盤の破壊の殆どは第 4 層より上の地層で生じているため、湾曲した崖状の地表断層を再現するには至っていない。これを再現するには、地盤物性や境界条件の十分な見直しが必要である。特に初期地圧の設定については不連続面の接触力を考慮するために重要と考えられ、境界条件や載荷条件によらずに初期応力を設定する方法の構築が必要である。

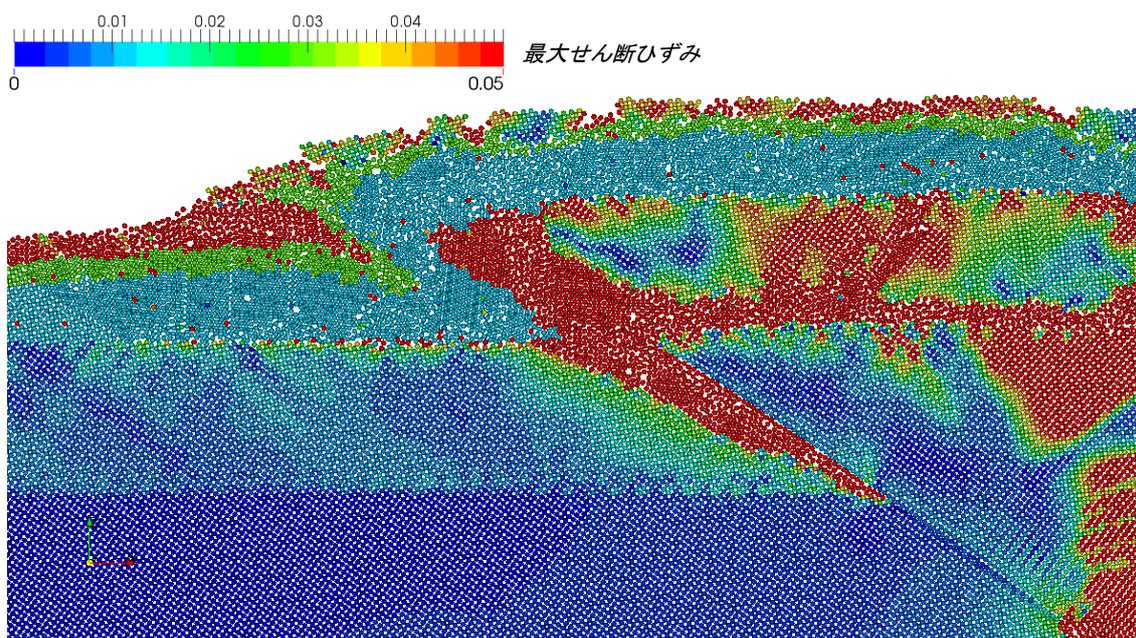


図 3.2-17 Case1 の断層変位入力終了後 1 秒経過時における最大せん断ひずみ分布

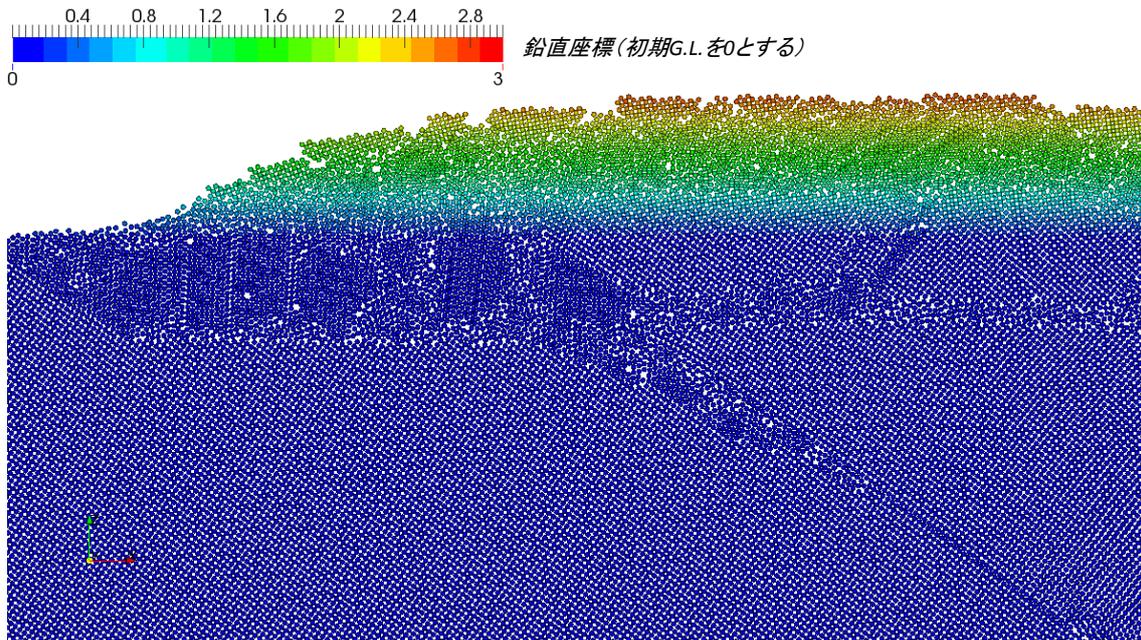


図 3.2-18 Case1 の断層変位入力終了後 1 秒経過時における地盤高さ分布

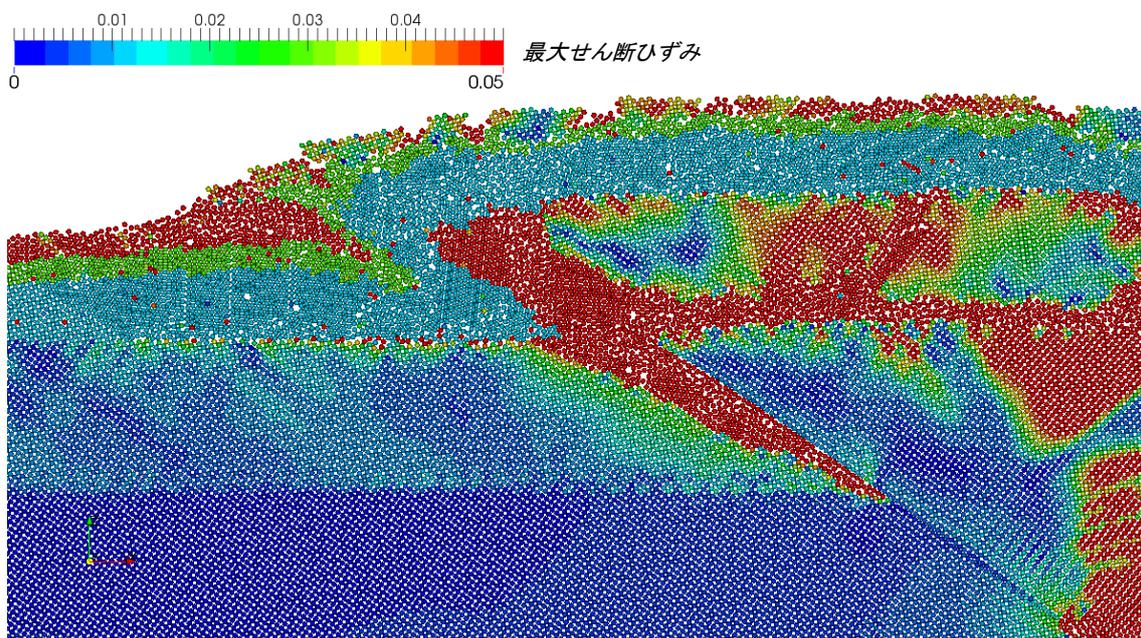


図 3.2-19 Case2 の断層変位入力終了後 1 秒経過時における最大せん断ひずみ分布

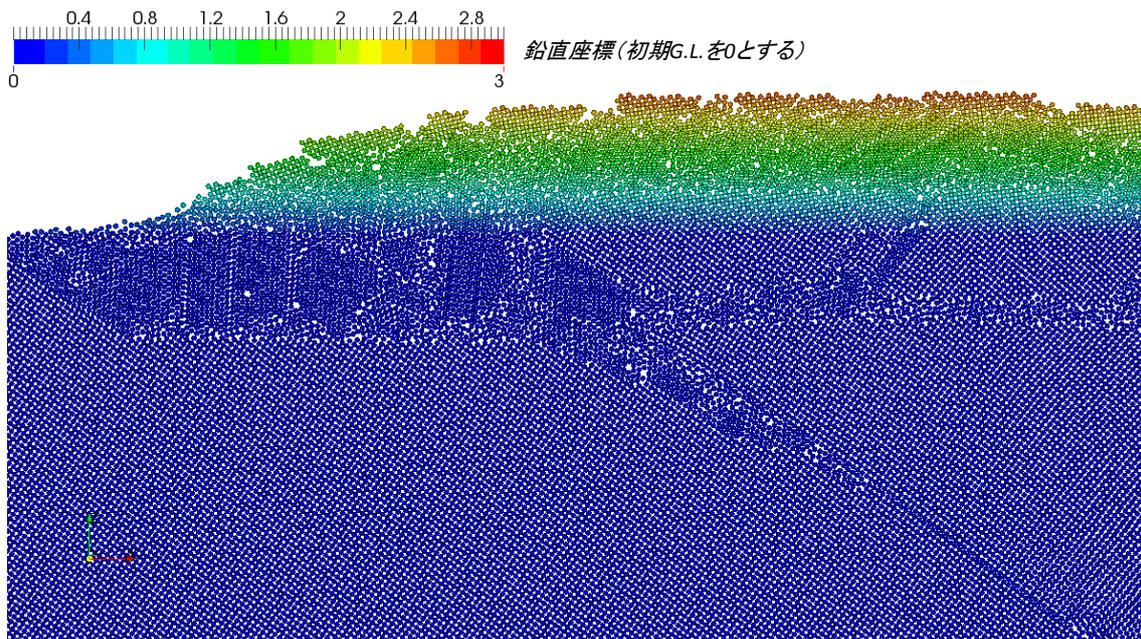


図 3.2-20 Case2 の断層変位入力終了後 1 秒経過時における地盤高さ分布

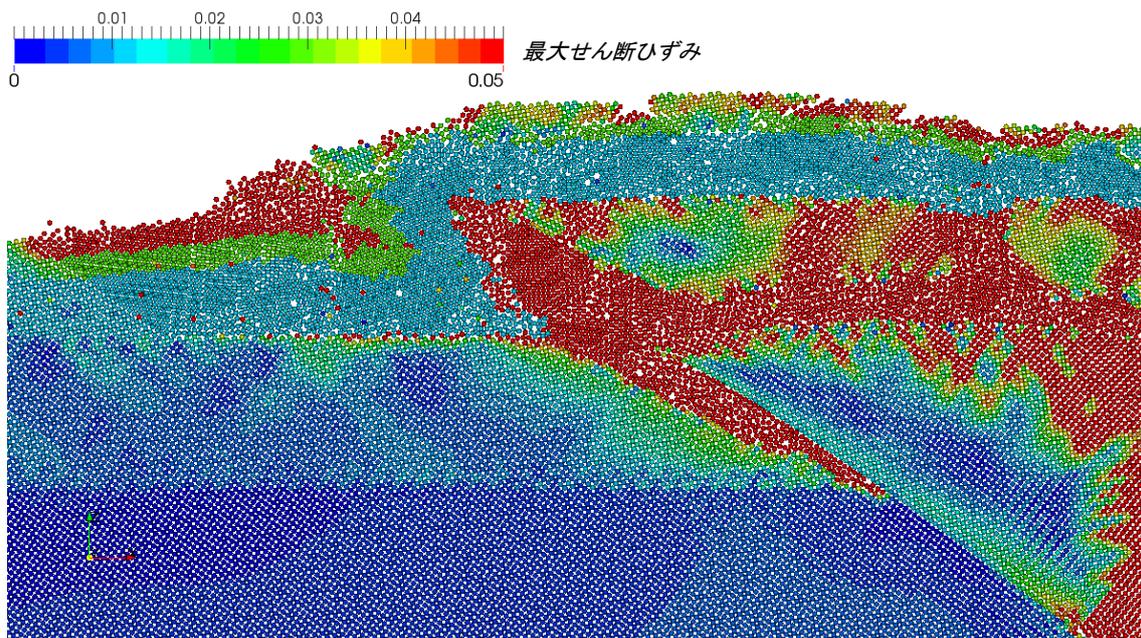


図 3.2-21 Case3 の断層変位入力終了後 1 秒経過時における最大せん断ひずみ分布

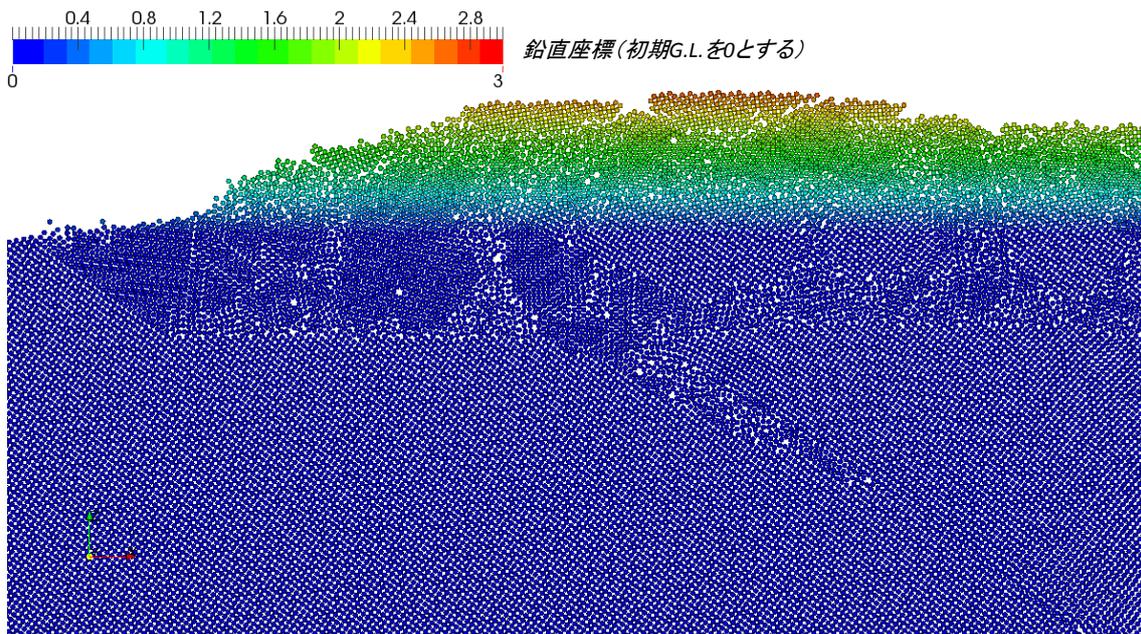


図 3.2-22 Case3 の断層変位入力終了後 1 秒経過時における地盤高さ分布

### 3.2.3.3. まとめ

本項では 1999 年の集集地震にて生じた地表断層を対象に、Lee らの掘削調査結果に基づく表層地盤の破壊シミュレーションを行った。地盤を等方弾塑性体として SPH 法によって離散化したモデルを用い、連続体としての弾塑性域を超える大変形域では不連続性を考慮し、DEM による計算を併用した大変形解析を行っている。また、地表面の直下には予め断層面から連続する不連続面を想定し、地盤間の接触力は DEM による不連続体モデルで計算した。本手法により、連続体が大変形を生じ、不連続性をもって流動するまでの一連の過程を解析できることを確認した。

本解析では Lee らの研究に基づく水平変位を境界変位として入力しているが、合わせて鉛直変位を与えて解析ケースを振っており、結果として鉛直変位を考慮しないケースが最も実測と近い鉛直変位を得られている。しかしながら、何れのケースも湾曲した崖状の地表断層を再現するには至っておらず、再現性の向上には地層モデルの再検討や、地盤物性、境界条件の見直しが必要である。特に初期地圧の設定については重要であり、境界条件や载荷条件によらずに初期応力を設定する方法の構築か、境界条件の影響がなくなる程度に領域を広くとる必要がある。

また、解析では予め不連続面をモデル化しているが、DEM による作用力計算は直接の接触面を介してのみ伝達されるため、粒子配置依存性が強く、また粒子形状から生じる接触面の凹凸による影響が断層面の滑りに見られた。この点について表面の凹凸を緩和する計算モデルの構築が必要と考えられる。また、破壊し離散粒状体化した領域の計算においては粒径分布による粒子配置依存性が生じるため、この点について粒径分布のばらつきを考慮できるような改良が必要である。

### 3.3. 評価手法開発における要求事項のまとめ

本章では、粒子型解法を用いた断層変位による表層地盤破壊シミュレーションの検討として、主な解析手法の調査と粒子法による試解析を実施した。調査検討の結果として得られた課題と、対象とする問題に適用する上で今後改善していくべき事項を以下にまとめた。

#### 3.3.1. 課題事項

文献調査および試解析の実施より、粒子法の大変形解析への適用性は高く、また個別要素法と組み合わせることにより不連続面の接触計算にも適用可能である。一方で、自由表面付近における計算精度の低下などに課題があることが知られており、本検討では改良型の手法を採用することで精度改善が確認されたが、依然として SPH 法の構造解析で見られる tensile instability の問題が発生した。この問題は MPS の構造解析計算に見られるような 1 対 1 の粒子間作用モデルでは発生しないが、弾塑性解析を行う上で取扱いが難しく、MPS においても非線形を考慮した弾塑性解析では SPH 法と同様の計算が為されている。tensile instability については人工粘性や人工応力である程度発生を防ぐことができるが、数値的な減衰を生むことから地震動を含むような動的な問題への適用には課題がある。なお、最終的な表層地盤変状にのみ着目する観点からはこの問題は許容されると考えられる。

実地盤モデルの解析においては解析規模が大きく、計算効率が大きな問題となる。一般に粒子法では一定分解能の解析が行われているが、地下深い層までモデル化することは困難であり、また岩盤が固いためクーラン数の制約から現実的な計算ができなくなる。従って、格子を用いた解析手法と同様に、着目領域から離れるほどモデル分解能を粗くする計算手法の採用が重要である。また、大変形が想定されないような領域においては格子を用いた解析手法を連携させることで問題規模の抑制を図る必要がある。

また、塑性域を超えて大ひずみが生じるような破壊・流動を伴う大変形問題では、連続体の構成則に基づく運動では説明がつかないことから、個別要素法のような離散体解析手法を組み合わせる必要がある。このことから SPH と DEM の粒子を重合した解析モデルを採用しているが、予め断層面などの不連続面が分かっている部分のモデル化には課題があり、モデル表面に粒子形状による凹凸が生じること影響を抑制する必要がある。破壊によって生じた不連続面は一般に滑らかとは考え難く、重要性は高くないが粒子ベースの不連続面表面の取り扱い方法の改善に課題があるといえる。

#### 3.3.2. 課題と要求事項を踏まえた評価手法の開発

既往の断層変位により生じる地盤変状を扱った検討事例は、ジョイント要素を用いた有限要素法によるものと個別要素法を用いたものに集約され、数値解析手法としては不連続面や破壊領域が扱えることが重要な条件であると考えられる。また、連続体の弾塑性域を精度良く計算できる必要があり、粒子法と個別要素法を併用したモデルの開発を進めている。

粒子法において知られている粒子配置に依存する精度の低下や tensile instability の問題を今後改善していく必要がある。また、境界条件の与え方や境界領域の離散化を他の手法と組み合わせることで改良することなどを検討する必要がある。また、大規模体系の計算では計算効率の高さが重要な要求事項であり、この観点からは大変形領域の外側の境界

領域などは格子を用いた手法を組み合わせる方が好ましい。特に、可変分解能モデルへの適用性からは差分法や有限要素法との組み合わせが有望である。格子と粒子を組み合わせた計算手法は古くからあり、構造解析分野においては **MPM** が知られており、同様の計算手法をモデル境界接続部などで検討する必要がある。また、粒子法のみを用いた可変分解能計算についても、構造解析や津波解析で適用事例があることから、断層変位を考慮した大規模な問題についても、ある程度の規模までは粒子法のみによる計算の適用が可能と考えられる。

### 3.4. APPEDIX

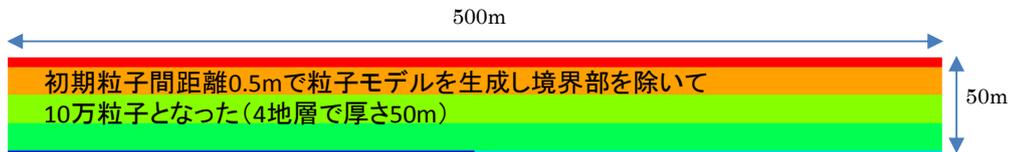
本節は、3.2.3 項の車籠埔断層の活動による地表断層の表層地盤破壊解析に先立ち、断層変位解析の境界条件などの検討確認を行った事前解析について付録して設ける。粒子型解法を用いた断層変位による表層地盤破壊解析の事例は殆ど個別要素法によるものであり、連続体としての地盤破壊を粒子法で再現するための検討を行った。

#### 3.4.1. 断層変位シミュレーションのための事前検討

粒子法の断層変位シミュレーションの概要を図 3.4-1 に、解析モデルの粒子図を図 3.4-2 に示す。幅 500m×深さ 50m の成層地盤を粒子間隔 0.5m でモデル化し、地盤を 4 層でモデル化している。断層変位による食い違いはモデル中央底部に設定した。



図 3.4-1 事前検討としての断層変位シミュレーションモデルの概要



食い違いを与える境界の地層はモデル中央で左右に分断した(厚さ5m)

図 3.4-2 断層変位解析モデルの粒子配置図

本検討ではモデル境界や断層変位の入力方法について確認を行った。モデル底面は食い違い変位が入力される境界部であり、完全に拘束されることになるが側面については検討の余地がある。FEM などによる地震応答解析では、実務では周波数領域の等価線形化法による解析が用いられることから静的自重解析と地震応答解析は分けて実施されることが多い。自重解析においては境界から外側はローラー面拘束とすることが一般的であり、特に成層地盤であれば留意すべき問題はない。自重を考慮する段階で側面を自由境界とすると本来地盤が連続する領域まで変形することとなり、また完全拘束すると付近に不自然なせん断応力を生じることになるため妥当と考えられる。地震応答解析等の動解においては初期応力を直接運動に寄与しない形で読み込むことから自重解析時と境界条件を変更可能であり、簡便に自由端とするか、粘性境界として自由地盤と接続するか、エネルギー伝達境界として設定することなどが一般的である。

粒子法は FEM と同様の計算が可能な手法であり、自重計算ステップと強制変位を底面に入力するステップを分けることが有効と考えられるが幾つか問題がある。初期応力を復元力に寄与しない形で利用する場合、重力加速度を考慮しないことになるため表層地盤が破壊した際、現実では起こらない表土の飛散が考えられる。また、破壊により応力を解放した場合にも問題を生じると考えられる。初期応力を復元力に考慮して重力加速度を設定する場合は、自重解析段階と断層変位解析の段階で境界条件を変更すると不平衡力の解消による衝撃現象が発生することになる。この場合に生じる重力による自重分の応力は境界の影響を受けた不自然なものとなる。

本検討では、側方境界の拘束条件を自重解析ステップと同様にローラー面拘束とし、底面境界に入力する強制変位が側方境界で 0 となるように滑らかな分布の入力変位を仮定することで対応した。一般に断層の活動によって生じる変位は、表層地盤とはいえある程度の深度の変位は動力学的シミュレーションなどを実施しなければ分からないと考えられる。ある程度の広さ範囲で観測する場合、断層変位が一様であることはないことから、底面に入力する変位に分布を持たせることが有効であると考え、断層変位解析への適用性の検討を行った。

### 3.4.2. 計算条件

側方境界の拘束条件は、重力加速度載荷時の側方端部の初期せん断を避けるためにローラー面支持とし、底面境界の入力変位が側方境界の拘束位置で 0 となるように次式で仮定した。

$$\delta_i(\mathbf{x}_i, t) = \delta_0(t) \left(1 - \frac{|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_0|}{R}\right)^a \quad (3.119)$$

ここで、 $\delta_i(\mathbf{x}_i, t)$  は初期時刻座標が  $\mathbf{x}_i$  である任意粒子の時刻  $t$  における入力変位であり、 $\delta_0(t)$  は基準位置  $\mathbf{x}_0$  における入力変位の時刻歴である。また、 $R$  は断層変位を考慮する影響半径であり  $a$  は変位分布を制御する計算パラメータである。実際には様々な断層変位の関数形が考えられる。本検討では、断層変位は解析モデルの右側の変位境界にのみ水平鉛直ともに 0.5m/s の速度で 2 秒間設定し、変位を与える影響半径を 250m としてパラメータ  $a$  を 1.5 に設定した。

解析は Drucker-Prager モデルを用いて材料非線形を考慮する非線形ケースと、線形ケースの 2 ケースを行った。各地盤層の物性値は表 3.4-1 に示すように設定した。

表 3.4-1 解析物性値一覧（右側の列ほど表層地盤）

	変位境界層	岩盤	表土①	表土②	表土③
地盤層厚	2.5m	15.0m	15.0m	15.0m	5.0m
弾性係数	1500MPa	1500MPa	500MPa	50MPa	20MPa
ポアソン比	0.20	0.20	0.30	0.40	0.40
密度	2500.0	2500.0	2200.0	2000.0	1800.0
内部摩擦角	20.0	20.0	20.0	30.0	35.0
粘着力	1000kPa	1000kPa	700kPa	400kPa	200kPa

### 3.4.3. 解析結果

降伏を考慮しない線形ケースと非線形ケースについて、それぞれ最大せん断ひずみ分布と変位分布を図 3.4-3～図 3.4-6 に示す。

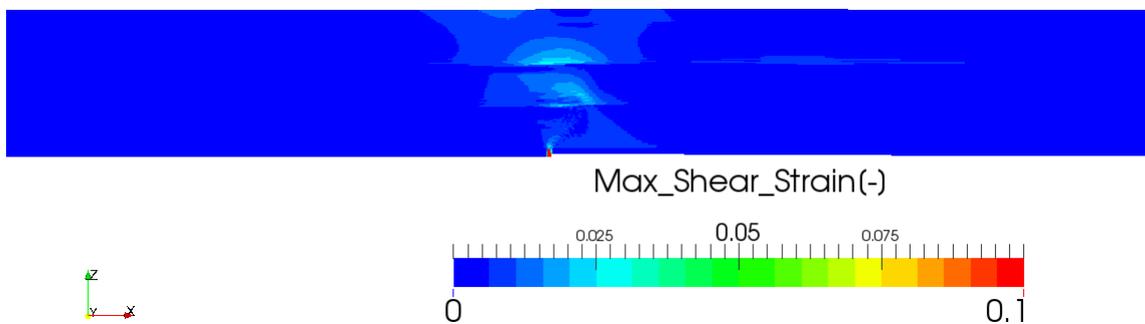


図 3.4-3 最大せん断ひずみ分布図（線形ケース）

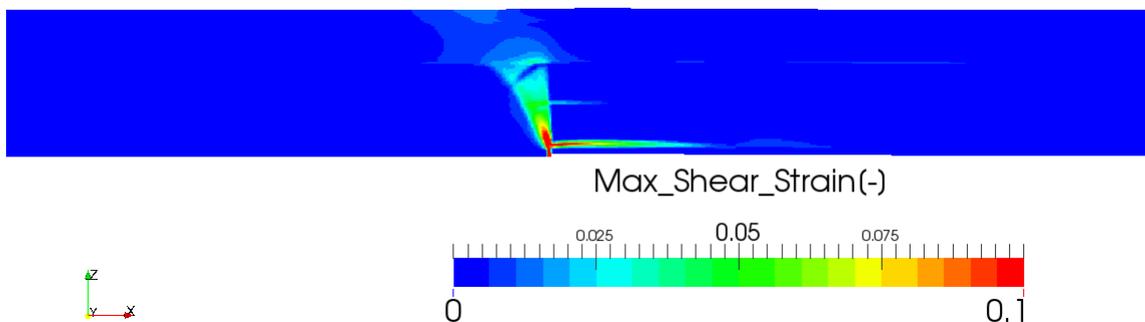


図 3.4-4 最大せん断ひずみ分布図（非線形ケース）

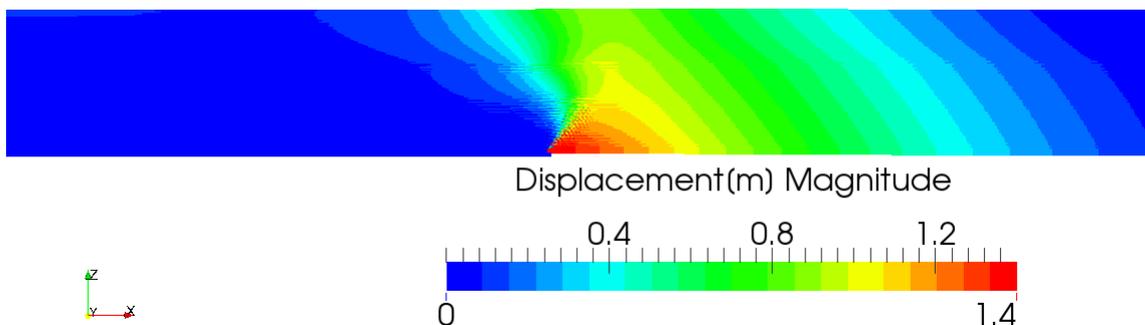


図 3.4-5 変位分布図（線形ケース）

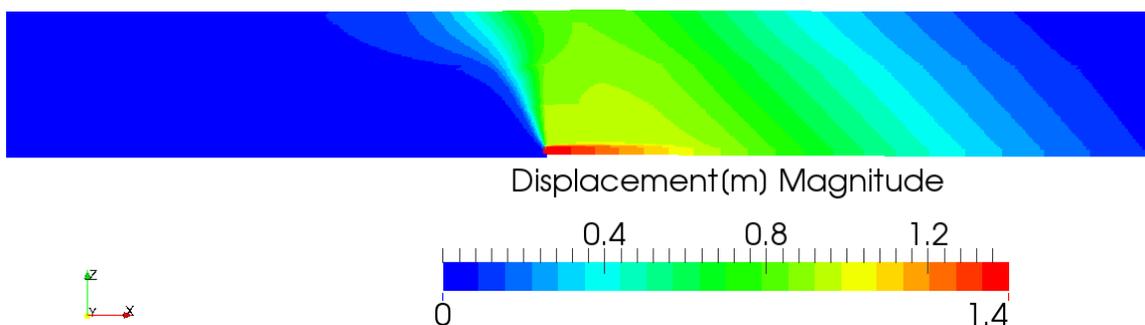


図 3.4-6 変位分布図（非線形ケース）

解析結果より、どちらのケースにおいても断層変位による食い違い部で大きなひずみが生じているが、非線形ケースではひずみの局所化が認められる。また、食い違い部より右側では底面境界付近で全面的に降伏したことに起因し、より上部の領域の変位とひずみが小さくなっている。これは狭い領域で底面入力変位に急な勾配を与えているため、底部の固い地盤が早期に引張破壊してしまったためと考えられる。実際の断層変位においても急激な変位勾配がある場合には同様の現象が考えられるが、狭い領域を解析対象とする場合について、一様な変位分布となるように境界条件を設定するべきと考えられる。

#### **3.4.4. まとめ**

本節は、車籠埔断層の活動による地表断層の表層地盤破壊解析に先立って行った検討について述べた。断層変位解析は境界条件の設定が難しく、自重による自然な初期応力と破壊まで含めた断層変位解析において適切と考えられる境界条件を両立する条件は現段階では見出せていない。この検討解析では側方境界をローラー支持とするために底面変位に急激な勾配を与え、結果としてモデル底部に不自然な引張応力を生じてしまっている。従って、3.2.3 項で行ったより狭い領域を対象とする解析では底面と側面に一様な入力変位を与えた解析を行っているが、大きな食い違いを持つ断層変位を設定する問題の境界条件については今後の改善検討が必要である。

### 3.5. 参考文献

本調査における参考文献一覧を以下に示す。

(なお、調査の結果、粒子法を用いた断層変位の問題を対象とする数値解析に関する文献が無かったことを付記する。)

- 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
- 2) O.C. ツィエンキーヴィッツ，R.L. テイラー：マトリックス有限要素法[改訂新版]，科学技術出版社，1996
- 3) 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
- 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
- 9) 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
- 10) 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)
- 13) 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)
- 15) T.J. Liszka, C.A.M. Duarte, W.W. Tworzydło：hp-Meshless cloud method, Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, Volume 139, Issues 1-4, pp.263-288, 1996
- 16) 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
- 17) Belytschko T., Black T.：Elastic 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 卷 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) Cundall, P.A. : Rational Design of Tunnel Supports - A Computer Model for Rock Mass Behavior Using Interactive Graphics for the Input and Output of Geometrical Data, Technical Report MRD-2-74, Missouri River Division, U. S. Army Corps of Engineers., 1974
- 22) P.A. Cundall, O.D.L. Strack : A discrete numerical model for granular assemblies, *Geotechnique*, 29, pp.47-65, 1979
- 23) 伯野 元彦 : 破壊のシミュレーション, 森北出版, 1997
- 24) 日本計算工学会 編 : 不連続変形法 (DDA) , 丸善, 2005
- 25) 日本計算工学会 編 : 鉄筋コンクリート構造の離散化極限解析法, 丸善, 2005
- 26) 酒井 久和, 山地 智仁, 小川 悟史 : 不連続変形法に基づく 2001 年芸予地震時の石積み擁壁の崩壊シミュレーション, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.65, No.1 (地震工学論文集 Vol.30) , pp.575-580, 2009
- 27) 呉 建宏, 大西 有三, 門間 敬一, 西山 哲 : 3 次元不連続変形法 (3D DDA) による岩盤斜面崩落のシミュレーション, 材料 52(5), pp.488-493, 2003
- 28) 馬 貴臣, 松山 裕幸, 西山 哲, 大西 有三 : 落石シミュレーションのための解析手法の研究, 土木学会論文集 C, Vol.63, No.3, pp.913-922, 2007
- 29) 山本 佳士, 中村 光, 黒田 一郎, 古屋 信明 : 3 次元剛体バネモデルによるコンクリート供試体の圧縮破壊解析, 土木学会論文集 E, Vol.64, No.4, pp.612-630, 2008
- 30) 後藤 仁志, 鷲見 崇, 酒井 哲郎 : 個別要素法への陰解法の導入による数値移動床の改良, 土木学会論文集 B, Vol.62, No.2, pp.201-209, 2006
- 31) 鬼塚 信弘, 伯野 元彦, 堀 宗朗, 岩下 和義, 鈴木 崇伸 : 逆断層運動に伴う表層地盤の変形シミュレーション, 応用力学論文集 Vol.3, pp.577-584, 2000
- 32) 鬼塚 信弘, 堀 宗郎, 岩下 和義, 鈴木 崇伸 : 基盤の逆断層運動の数値実験における地盤変形の解析, 応用力学論文集 Vol.4, pp.459-466, 2001
- 33) 竿本 英貴, 吉見 雅行, 国松 直 : 横ずれ断層運動に伴うせん断帯発達過程に関する DEM シミュレーション, 土木学会地震工学論文集 Vol.28, pp.179-186, 2005
- 34) 谷山 尚 : 横ずれ断層によって表層地盤に形成されるせん断帯-DEM による解析, 土木学会論文集 C Vol.64 No.3, 485-494, 2008.7
- 35) 阪口 秀, 尾崎 叡司, 五十嵐 徹 : 円形要素を用いた DEM における回転の抑制に関する研究, 神戸大学農学部研究報告, 20 卷 2 号, pp.239-246, 1993
- 36) 岩下 和義, 小田 匡寛 : 粒子接点での転がり抵抗を考慮した個別要素法によるせん断帯の微視的変形機構, 応用力学論文集, Vol.2, pp.401-411, 1999
- 37) 長田 健吾, 清水 義彦, 若井 明彦 : 個別要素法における粒子の回転と転がり摩擦が土石流の流動・堆積過程に及ぼす影響, 水工学論文集, 第 49 卷, pp.889-894, 2005

- 38) 小国 健二, 堀 宗朗, 阪口 秀 : 破壊現象の解析に適した有限要素法の提案, 土木学会論文集, 第 766 号/I-68, pp.203-217, 2004
- 39) 越塚 誠一 : 粒子法, 丸善, 2005
- 40) 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
- 41) 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
- 42) L.B. Lucy : A numerical approach to the testing of the fission hypothesis, *The Astronomical Journal*, 82, pp.1013-1024, 1977
- 43) 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
- 44) 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
- 45) 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
- 46) 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
- 47) G.M. Zhang, R.C. Batra : Modified smoothed particle hydrodynamics method and its application to transient problems, *Computational Mechanics*, 34 (2004) 137-146
- 48) 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
- 49) 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
- 50) G. Gui-Rong Liu, M. B. Liu : *Smoothed Particle Hydrodynamics*, World Scientific Publishing, 2003
- 51) 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
- 52) 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
- 53) 岩下 和義, 松浦 浩, 小田 匡寛 : 粒子接点でのモーメント伝達を考慮した個別要素法の研究, 土木学会論文集, No.529/III-33, pp.145-154, 1995
- 54) 瀬戸内 秀規 : 球要素間の回転剛性を導入した個別要素モデル, 土木学会論文集 A2, Vol.68 No.1, pp.18-29, 2012
- 55) 山田 祥徳, 酒井 幹夫, 茂渡 悠介, 土屋 将夫, 平山 修一 : 離散要素法における回転抵抗モデルの開発, 粉体工学会誌, 第 47 号, pp.214-221, 2010

- 56) P.A. Cundall : Formulation of a three-dimensional distinct element model—Part I. A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, Volume 25, Issue 3, pp.107–116, 1988
- 57) R. Hart, P.A. Cundall, J. Lemos : Formulation of a three-dimensional distinct element model—Part II. Mechanical calculations for motion and interaction of a system composed of many polyhedral blocks, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, Volume 25, Issue 3, pp.107–116, 1988
- 58) 中川 光雄, 山田 正雄, 中谷 紀行, 近重 朋晃 : 合理的な接触判定法に基づく 3次元個別要素法による落石・岩盤崩落シミュレーション, *日本地すべり学会誌*, Vol.47 (3), pp.147-154, 2010
- 59) 坂口 栄一郎, 川上 昭太郎, 田村 聡, 飛田 布美子 : 離散要素法による穀粒排出現象のシミュレーション 要素の形状が流動状態に及ぼす影響, *農業機械学会誌*, Vol.58, No.4, pp.9-17, 1996
- 60) 堀口 俊行, 澁谷 一, 香月 智, 田附 正文 : 集合体要素の形状特性が安息角に及ぼす影響に関する解析的検討, *構造工学論文集*, Vol.57A, pp.136-146, 2011
- 61) 酒井 幹夫 : 粉体の数値シミュレーション, 丸善, 2012
- 62) Belytschko, T. and Lin, J.I. : Three-dimensional impact penetration algorithm with erosion, *Computers & Structures*, 25, pp.95-104, 1987
- 63) 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)
- 64) P.W. Randles, L.D. Libersky : Smoothed Particle Hydrodynamics: Some recent improvements and applications, *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg.* 139 (1996) 375-408
- 65) 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
- 66) C.T. Dyka, R.P. Ingell : An approach for tension instability in smoothed particle hydrodynamics (SPH), *Computers & Structures*, Volume 57, Issue 4, pp.573 -580, 1995
- 67) R. Vignjevic, 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
- 68) J.P. Gray, J.J. Monaghan, R.P. Swift : SPH elastic dynamics, *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg.* 190 (2001) 6641-6662
- 69) 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)*
- 70) 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
- 71) S.J. Cummins, M. Rudman : An SPH projection method, *Journal of Computational Physics*, 152, pp.584-607, 1999
- 72) 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

- 73) 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
- 74) 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
- 75) 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
- 76) 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 卷 799 号(2013-3)
- 77) 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 卷(2000), 土木学会, 41-45
- 78) 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, 日本機械学会論文集 A 編 71(701), pp.16-22, 2005
- 79) 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
- 80) 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)
- 81) 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
- 82) 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
- 83) 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
- 84) 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
- 85) 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
- 86) 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
- 87) 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)
- 88) 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 卷), I\_650-I\_660, 2013.

- 89) 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  
文集 A2 (応用力学), Vol.69, No.2 (応用力学論文集 Vol.16), I\_341-I350, 2013
- 90) 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
- 91) 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
- 92) 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
- 93) 深澤 仁, 園田 佳巨, 玉井 宏樹 : SPH 法を用いた衝撃解析の離散化過程および解  
析精度に関する基礎的研究, 構造工学論文集 Vol.56A(2010 年 3 月)
- 94) R.L. Taylor, P.J. Beresford, E.L. Wilson : A non-conforming element for stress analysis,  
International Journal for Numerical Methods in Engineering, Volume 10, Issue 6,  
pp.1211-1219, 1976
- 95) 太田 陽子, 渡辺 満久, 鈴木 康弘, 澤 祥 : 1999 集集地震による地震断層の位置  
と既存の活断層との関係, 地学雑誌, 112(1), pp.18-34, 2003.
- 96) Jian-Cheng Lee, Charles Rubin, Karl Mueller, Yue-Gau Chen, Yu-Chang Chan, Kerry  
Sieh, Hao-Tsu Chu, Wen-Shan Chen : Quantitative analysis of movement along an  
earthquake thrust scarp: a case study of a vertical exposure of the 1999 surface rupture of  
the Chelungpu fault at Wufeng, Western Taiwan, Journal of Asian Earth Sciences, 23  
(2004) 263-273

#### 4. 国内外の最新知見収集

名称	期間	場所
Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2014/08/24～29	トルコ イスタンブール The Istanbul Convention & Exhibition Centre (ICEC)
日本原子力学会 秋の大会	2014/09/08～10	京都大学 吉田キャンパス
土木学会 2014 全国大会	2014/09/10～12	大阪大学 豊中キャンパス
日本地震学会 秋季大会	2014/11/24～26	朱鷺メッセ： 新潟コンベンションセンター（新潟市）
第 14 回日本地震工学シンポジウム	2014/12/4～6	幕張メッセ国際会議場
AGU Fall Meeting	2014/12/15～19	アメリカ サンフランシスコ Moscone Center

## 4.1. 2ECEES

国際学会ということもあり、日本国内の学会では対象とされにくい地震を対象にした解析の発表が多くあった。そのうち、比較的規模の大きい内陸地殻内地震を対象に地震動記録を基に行った解析の発表のリストを表 4.1-1 に示す。これらの中には、経験的グリーン関数を用いて本震波形を再現する試みも多くあった。地表変位に関連した発表は、室内実験によるものや、2012 年のイランの地震に関する発表があった。そのリストを表 4.1-2 に示す。また、動力的破壊シミュレーションについては、動力学と断層近傍の地震動とを結び付けた検討やセグメント間の乗り移りに関する発表があった。表 4.1-3 に関連する発表のリストを示す。

本学会では各国の地震観測網についての発表も多くあった。発表によると、地震観測網を整備し、波形データを公開するといった動きもある。このような公開データは、今後の解析に有用なデータになると考えられる。表 4.1-4 に関連する発表のリストを示す。

表 4.1-1 文献リスト (2ECEES、内陸地殻内地震関連)

eq	Author	Year	Title	Journal
1995 NEFTEGORSK (ロシア)	Anastasia POLETS and Mohammad RAEESI	2014	SOURCE CHARACTERIZATION OF THE 1995 NEFTEGORSK EARTHQUAKE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2005 福岡県西方沖 2007 能登半島	Takaaki IKEDA, Kazuo KONAGAI, Katsuhiro KAMAE, and Kojiro IRIKURA	2014	STRONG GROUND MOTION PREDICTION METHOD USING FAULT MODEL REFLECTING NONLINEAR SITE EFFECT	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2005 Zarand (イラン)	Saman Rezapour and Mohammad Reza Gheitanchi	2014	Source characteristics of the 2005 Zarand earthquake in Kerman Province, south-east Iran	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2006 Silakhor (イラン)	Maryam BAHIRAEI and Mohammad Reza GHEITANCHI	2014	Source parameters and rupture characteristics of the 2006 Silakhor earthquake in Lorestan Province	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2007 Central Iran	Hesaneh MOHAMMADI and Mohammad Reza GHEITANCHI	2014	SEISMOTECTONICS OF QOM REGION, CENTRAL IRAN, WITH EMPHASIS ON THE 2007 DESTRUCTIVE EARTHQUAKE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2008 WENCHUAN 2013 LUSHAN (中国)	Fang DU, Youjin SU, Xiaoyan ZHAO, and Feng LONG	2014	A STUDY ON CHARACTERISTICS OF THE M7.0 LUSHAN EARTHQUAKE AND THE M8.0 WENCHUAN EARTHQUAKE IN SICHUAN, CHINA	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2009 L'AQUILA (イタリア)	Sergio DEL GAUDIO, Gaetano FESTA, and Mathieu CAUSSE	2014	BROADBAND GROUND MOTION SIMULATIONS WITH EMPIRICAL GREEN FUNCTIONS: THE 2009 L'AQUILA EARTHQUAKE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2009 L'AQUILAの余震 (イタリア)	František GALLOVIČ, Francesca PACOR, Jiri ZAHRADNÍK, Lucia LUZI, Rodolfo PUGLIA, and Maria D'AMICO	2014	BROADBAND STRONG GROUND MOTION MODELING WITH 1D DETERMINISTIC GREEN'S FUNCTIONS: MW5.5 AFTERSHOCK OF THE 2009 L'AQUILA, ITALY, EARTHQUAKE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2010 Toroud (イラン)	Zeynab GOLSHADI, Hossein HAMZELOO, Mohammad Reza GHEITANCHEI	2014	Estimating source parameters and rupture model of 27/8/2010 earthquake of Toroud region of Semnan, Iran, with magnitude Mw=5.9	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2011 LORCA (スペイン)	Luca MORATTO, Angela SARAO, Alessandro VUAN, Marco MUCCIARELLI, Maria- Jose JIMENEZ, and Mariano GARCÍA FERNÁNDEZ	2014	PRELIMINARY RESULTS FOR THE FORWARD MODELLING OF THE 2011 MAY 11 LORCA EARTHQUAKE (MW=5.2)	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2011 Kutahya-Simav (トルコ)	Özlem KARAGÖZ, Ali PINAR, Serkan IRMAK, and Oğuz ÖZEL	2014	SOURCE RUPTURE PROCESS OF THE 19 MAY 2011 KUTAHYASIMAV-EARTHQUAKE (MW=5.8) BY WAVEFORM INVERSION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2012 XINJIANG	Qiong Wang, Zhanbo Ji, Cuiping Zhao, and Haitao Wang	2014	EARTHQUAKE OF JUN.30, 2012, IN THE BORDER AREA OF XINYUAN AND HEJING COUNTY, XINJIANG	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2012 POLLINO (イタリア)	Sebastiano D'AMICO, Christos EVANGELIDIS, Cristina TOTARO, Barbara ORECCHIO, and Giancarlo NERI	2014	IMAGING THE RUPTURE OF THE MW 5.2 OCTOBER 25, 2012 POLLINO (ITALY) EARTHQUAKE USING BACK-PROJECTION METHOD	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2013 GÖKÇEADA (トルコ)	Timur TEZEL, Hiroe MIYAKE, and Toshiaki YOKOI	2014	EMPIRICAL GREEN'S FUNCTION SIMULATION OF GROUND MOTIONS FOR THE 2013 GÖKÇEADA, TURKEY, EARTHQUAKE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology
2014 CEPHALONIA ISL. (ギリシャ)	Gerassimos PAPAPOULOS, Vassilis KARASTATHIS, Ioannis KOUKOUVELAS, Apostolos AGALOS, Aggelos MOUZAKIOTIS, Alexandra MOSCHOU, Antonia PAPAGEORGIOU, Dimitrios SPANOS, and Ioanna TRIANTAFYLLOU	2014	THE STRONG EARTHQUAKE (MW6.0 & MW5.9) SEQUENCE OF JANUARY-FEBRUARY 2014 IN CEPHALONIA ISL. (GREECE)	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology

表 4.1-2 文献リスト (2ECEES、地表変位関連)

Author	Year	Title	Journal	Number
Chung-Jung LEE, Yu-Yi CHANG, and Wen-Yi HUNG	2014	SURFACE DEFORMATION TROUGHS INDUCED BY NORMAL FAULTING AND REVERSE FAULTING	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	165
Mojtaba Moosavi and Mohamr	2014	INVESTIGATION OF REVERSE FAULT RUPTURE - SHALLOW FOUNDATION INTERACTION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	1066
Ramin MADANI and Ahmad NADERZADEH	2014	BEHAVIOR OF TWO EARTH-FILL DAMS DURING THE 11 AUGUST 2012 ARASBARAN, IRAN PAIR EARTHQUAKES	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	944

表 4.1-3 文献リスト (2ECEES、動力学関連)

Author	Year	Title	Journal	Number
Carlo CAUZZI, Luis DALGUER, Cyrill BAUMANN, and Domenico GIARDINI	2014	LESSONS LEARNT BY PARAMETERISING A NEAR-FIELD WAVEFORM DATASET GENERATED BY DYNAMIC RUPTURE SIMULATIONS	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2953
Seok Goo Song, Luis A. Dalguer, and P. Martin Mai	2014	PSEUDO-DYNAMIC SOURCE MODEL -POINT AND 2-POINT STATISTICS OF EARTHQUAKE SOURCE PARAMETERS	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2566
Virginie DURAND, Sébastien HOK, Aurélien BOISELET, Pascal BERNARD, and Oona SCOTTI	2014	DYNAMIC RUPTUER SCENARIOS ON A FAULT NETWORK: THE CORINTH RIFT CASE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2991
Hideo AOCHI and Thomas ULRICH	2014	DYNAMIC RUPTURE AND GROUND MOTION SIMULATIONS IN THE SEA OF MARMARA	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2505
Takehito SUZUKI and Teruo YAMASHITA	2014	SYSTEMATIC UNDERSTANDING OF SPONTANEOUS ACCELERATION AND SLIP CESSATION AND ITS SEISMOLOGICAL INTERPRETATION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2436
Seok Goo Song, Luis A. Dalguer, and Percy Galvez	2014	LINEAR SOURCE INVERSION WITH THE FULL COMPLEXITY OF EARTHQUAKE RUPTURE, INCLUDING BOTH SUPERSHEAR RUPTURE AND SLIP REACTIVATION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2567

表 4.1-4 文献リスト (2ECEES、波形データ関連)

area	Author	Year	Title	Journal	Number
中東地域	Sinan AKKAR, Özkan Kale, Anooshirvan ANSARI, Raffi DURGARYAN, Ayşegül ASKAN GÜNDOĞAN, Hossein HAMZEHLOO, Ebru HARMANDAR, Nino TSERETELI, Muhammad WASEEM, Tawfique YAZJEEN, M. Tolga YILMAZ	2014	EMME STRONG-MOTION DATABASE SERVING FOR PREDICTIVE MODEL SELECTION TO EMME GROUND-MOTION LOGIC-TREE APPLICATIONS	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	3220
イタリア	Giovanni COSTA, Alfredo AMMIRATI, Rita DE NARDIS, Luisa FILIPPI, Antonella GALLO, Giusy LAVECCHIA, Sebastiano SIRIGNANO, Peter SUHADOLC, Elisa ZAMBONELLI, Mario NICOLETTI	2014	THE ITALIAN STRONG MOTION NETWORK (RAN), NEAR-REAL TIME DATA ACQUISITION AND DATA ANALYSIS: A USEFUL TOOL FOR SEISMIC RISK MITIGATION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	1858
ヨーロッパ	Lucia LUZI, Francesca PACOR, Rodolfo PUGLIA, Emiliano RUSSO, M. D'AMICO, Sinan AKKAR	2014	THE ENGINEERING STRONG MOTION DATABASE (NERA-NA3)	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	3405
ギリシャ	Basil MARGARIS, Ioannis KALOGERAS, Christos PAPAIOANNOU, Alexandros Savvaidis, and Nikolaos THEODOULIDIS	2014	THE NATIONAL ACCELEROGRAPHIC NETWORK IN GREECE: TOWARDS THE UNIFICATION OF DATA PROCESSING AND DISSEMINATION OF THE STRONG GROUND MOTION INFORMATION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	1868
イラン	Mehdi ZARE, Mohammad P.M. SHAHVAR, Fereidoun SINAIEAN, Esmail FARZANEGAN, and Hossein Mirzaei-Alavijeh	2014	IRANIAN STRONG MOTION DATABASE AND ITS VISION FOR THE FUTURE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2736
ヨーロッパ	Reinoud SLEEMAN, Carlo CAUZZI, Jordi DOMINGO BALLESTA, Philipp KASTLI, Odysseus GALANIS, John CLINTON, and Enrico BALLARIN-DOLFIN	2014	THE RAPID RAW STRONG MOTION (RRSM) DATABASE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2791
ヨーロッパ	Paola TRAVERSA, Sinan AKKAR, Gabriele AMERI, Fabrice COTTON, John DOUGLAS, Laurent FROBERT, Stéphanie GODEY, Bruno HERNANDEZ, Lucia LUZI, and Abdullah SANDIKKAYA	2014	RESORCE (REFERENCE DATABASE FOR SEISMIC GROUND MOTION IN EUROPE)	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2918
トルコ	Eren Tepeuğur, Ulubey Çeken, Turgay Kuru, Aytaç Apak, Derya Kökbudak, Vedat Öz Saraç, Selim Sezer, Kudret Tekin, Erkan Ateş, and Cüneyt Şahin	2014	NATIONAL STRONG MOTION NETWORK OF TURKEY	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	3184
ルーマニア	Ioan Sorin BORCIA, Iolanda-Gabriela CRAIFALEANU, Elena-Andreea CALARASU, Nicoleta-Florenta TANASE, and Ioan-Constantin PRAUN	2014	SM-ROM-GL (STRONG MOTION ROMANIA GROUND LEVEL) DATABASE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	487
アイスランド	Ragnar SIGBJÖRNSSON, Simon ÓLFSSON, Rajesh RUPAKHETY, Benedikt HALLDÓRSSON, Puja ACHARYA, and Jónas Th. SNÆBJÖRNSSON	2014	STRONG-MOTION MONITORING AND ACCELEROMETRIC RECORDINGS IN ICELAND	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	2034
ヨーロッパ	John CLINTON, Winfried HANKA, Salvatore MAZZA, Helle PEDERSON, Reinoud SLEEMAN, Klaus STAMMLER, Angelo STROLLO, and Torild VAN ECK		EIDA: THE EUROPEAN DISTRIBUTED DATA ARCHIVE FOR SEISMOLOGY	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology	3322

## 4.2. 土木学会 2014 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研究分野について合計約3000編超の講演があった。今年度は、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。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。今大会においては、粒子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のみで断層もしくは固体の大規模な変形問題についての発表は無かった(有限要素法等の Euler 法による数値シミュレーションの事例は下表の通り橋詰、川合らによる発表があった)。また個別要素法においては斜面崩壊に関しての投稿が主であった。表 4.2-1 に文献リストを示す。

表 4.2-1 文献リスト(土木学会 2014 全国大会)

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
宮川欣也・浅井光輝・園田佳巨	2014	3次元粒子法による歌津大橋の橋梁流失の再現解析とそのメカニズムの解明				
森本敏弘・浅井光輝・笠間清伸・園田佳巨		粒子法による防波堤の浸透破壊シミュレーションに向けた基礎検討				
中川光雄・池田泰之・山真典・谷口拓也		斜面表層崩壊の土砂到達予測における粒状体個別要素法解析の適用				
郷家光男・櫻井英行		個別要素法の微視的パラメータ同定に対する応答曲面法の適用について				
橋一光・森口周二・寺田賢二郎・京谷孝史・加藤準治		個別要素法による落石シミュレーションにおける形状精度と解析精度の関係				
橋詰豊・小山直輝・金子賢治・佐々和樹		遠心載荷模型実験による逆断層大変位を受ける地盤の変形と地盤特性の関係				
川合裕太・野田利弘・山田正太郎・浅岡顕・澤田義博		横ずれ断層に伴うフラワー構造を伴うリーデルせん断帯生成の数値シミュレーション				
松島亘志	2010	技術手帳 DEM	地盤工学会誌	58	1	116-117
倉岡千郎, 中島祐一	2008	崩壊土砂および防護工の個別要素法によるモデル化	土木学会 第4回土砂災害に関するシンポジウム論文集			137-142
浅井光輝, 藤本啓介, 田邊将一, 別府万寿博	2013	階段状の非適合境界を有する粒子法解析における仮想マーカーを用いたすべり・非すべり境界処理法	日本計算工学会論文集	20130011		

### 4.3. 日本地震学会 2014 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 4.3-1 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。これらの中には、先行研究のレビューとして地表変位に関連する文献を挙げている発表もあり、レビューの対象となっていた文献も表 4.3-1 に示している。本大会では、日本各地の地下構造モデルの推定に関連する研究、これまでの震源解析の結果をコンパイルしたスケーリングに関する研究、地下構造モデルの高度化に関する研究の発表もあった。高精度な地下構造モデルは震源解析を行う上で有用な知見である。これらの研究に関する発表のリストを表 4.3-2 と表 4.3-3 に示す。

数値解析関連の発表はポスターセッション中に一編「粒子法による断層の動的破壊シミュレーション」としてあった。発表では MPS 法の枠組みの中で sakamoto らによる traction-at-split-node method を参考に断層を表現し、他手法との比較による精度検討を実施していた（表 4.3-4）。

表 4.3-1 文献リスト（日本地震学会 2014 秋季大会）（内陸地殻内地震の震源解析関連）

eq	Author	Year	Title	Journal	Number	Page
1943 鳥取	香川敬生・野口竜也・西田良平	2014	1943 年鳥取地震の震度分布を説明する震源モデル	日本地震学会 講演予稿集	B21-09	48
2008 宮城・岩手内陸	吉田邦一・宮腰研・倉橋奨・入倉孝次郎 倉橋奨・入倉孝次郎・吉田邦一・宮腰研	2014	震源直上の強震記録を用いた2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルとすべり速度に基づく特性化震源モデル	日本地震学会 講演予稿集	S15-P19	167
		2014	広帯域強震動予測のためのすべり時間関数の設定	日本地震学会 講演予稿集	S15-P20	168
2011 福島県浜通り	染井一寛・宮腰研・凌麿群	2014	強震記録から推定した2011年4月11日福島県浜通りの地震の震源過程	日本地震学会 講演予稿集	S15-P21	168
2011 福島県浜通り	Toda, S. and H. Tsumumi	2013	Simultaneous reactivation of two, subparallel, inland normal faults during the Mw 6.6 11 April 2011 Iwaki earthquake triggered by the Mw 9.0 Tohoku-oki, Japan, earthquake	BSSA	103	1584 - 1602
2013 栃木県北部	引間和人	2014	2013年2月25日栃木県北部の地震(MJ 6.3)の震源過程-3～経験的および理論グリーン関数を併用した解析～	日本地震学会 講演予稿集	S15-P22	169
2010 Darfield	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 講演予稿集	A32-05	32
2010 Darfield 2011 Christchurch	伊淳恵・瀧根一起・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 講演予稿集	S15-P23	169
2010 Darfield	Quigley, M., R. Van Dissen, P. Villamor, N. Litchfield, D. Barrell, K. Furlong, T. Stahl, B. Duffy, E. Bilderback, D. Noble, D. Townsend, J. Begg, R. Jongsens, W. Ries, J. Claridge, A. Klahn, H. Mackenzie, A. Smith, S. Hornblow, R. Nicol, S. Cox, R. Langridge, K. Pedley	2010	Surface rupture of the Greendale fault during the Darfield (Canterbury) Earthquake, New Zealand: Initial finding	Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering	43	236- 242
		2012	Surface rupture during the 2010 Mw 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake: Implications for fault rupture dynamics and seismic-hazard analysis	GEOLOGY	40	55-58
2013 パキスタン	Dun Wang・Hitoshi Kawakatsu・Jim Mori	2014	Supershear rupture over a curved fault for the M 7.7 September 24, 2013 Pakistan earthquake with resolution checks from field data	日本地震学会 講演予稿集	A32-07	33
1989 Loma Prieta 2014 South Napa	三宅弘恵	2014	2014年South Napa地震と1989年Loma Prieta地震の特性化震源モデル	日本地震学会 講演予稿集	B22-02	51
2014 South Napa	司宏俊・瀧根一起・三宅弘恵・イブラヒム ラミ	2014	2014年M6.1 South Napa地震による地震動の距離減衰特性について	日本地震学会 講演予稿集	B22-03	51

表 4.3-2 文献リスト（日本地震学会 2014 秋季大会）（地下構造モデルの推定関連）

area	Author	Year	Title	Journal	Number	Page
京都市内	吹原慧・松島信一・川瀬博	2014	地震動H/V スペクトル比を用いた京都市の地盤同定 その1 京都市消防署観測点における検討	日本地震学会講演予稿集	D31-04	122
立川断層帯周辺	佐口浩一郎・地元孝輔・山中浩明・酒井慎一・平田直	2014	立川断層帯周辺地域における3次元深部地盤構造と強震動予測に関する検討	日本地震学会講演予稿集	D31-06	123
加賀平野南部及び邑知湯平野	浅野公之・岩田知孝・宮腰研・大堀道広	2014	微動観測から推定される加賀平野南部及び邑知湯平野の地下速度構造	日本地震学会講演予稿集	D31-07	123
鳥取市街地	吉田昌平・朝日秀伍・香川敬生・野口竜也・貝崎達憲	2014	1943年鳥取地震の学校被害地点における常時微動を用いた地盤構造推定と地震動評価	日本地震学会講演予稿集	D31-08	124
別府湾周辺	林田拓己・吉見雅行	2014	地震波干渉法に基づく別府湾周辺の深部地盤構造モデルの検討	日本地震学会講演予稿集	D31-09	124
八重山・宮古諸島島嶼部	山田伸之・竹中博士	2014	八重山・宮古諸島島嶼部における深部地盤S波速度構造モデル	日本地震学会講演予稿集	S16-P01	225
和歌山平野	上林宏敏・川辺秀憲・池田晃一・釜江克宏・大堀道広・宮腰研	2014	微動観測による和歌山平野の地下構造調査(その1) - SPAC法とH/Vスペクトルによる地下構造モデルの検討 -	日本地震学会講演予稿集	S16-P03	226
和歌山平野	大堀道広・上林宏敏・川辺秀憲・池田晃一・釜江克宏・宮腰研	2014	微動観測による和歌山平野の地下構造調査(その2) - FK法によるLove波およびRayleigh波位相速度の推定 -	日本地震学会講演予稿集	S16-P04	226
小笠原硫黄島	村越匠・林浩平	2014	小笠原硫黄島における常時微動アレイ観測	日本地震学会講演予稿集	S16-P05	227
鹿野断層帯周辺	野口竜也・小倉康平・香川敬生・吉田昌平・福田大地・西田良平	2014	重力異常および微動による鹿野断層とその周辺の地盤構造推定	日本地震学会講演予稿集	S16-P06	227
インド北部	道面和久・瀬戸一・鈴木晴彦	2014	地震波を用いたインド北部の地下構造の推定	日本地震学会講演予稿集	S16-P11	230

表 4.3-3 文献リスト（日本地震学会 2014 秋季大会）（その他）

テーマ	Author	Year	Title	Journal	Number	Page
震源のスケールアップ	宮腰研・入倉孝次郎・釜江克宏	2014	強震動記録を用いた震源インバージョンに基づいた国内の内陸地殻内地震の断層長さおよび地震モーメントのスケールアップの再検討	日本地震学会講演予稿集	S15-P18	167
浅部構造探査の高度化	先名重樹・長郁夫・藤原広行	2014	常時微動を用いた浅部構造探査の高度化について	日本地震学会講演予稿集	S16-P08	228

表 4.3-4 文献リスト(日本地震学会 2014 秋季大会) (数値解析関連)

Author	Year	Title	Journal	Number	Page
伊藤将行・平原和朗	2014	粒子法による断層の動的破壊シミュレーション	日本地震学会講演予稿集	S08-P03	211
Sakamoto, T.; Hirahara, K	2009	MPS simulation of 2-D spontaneous dynamic rupture propagation	AGU Fall Meeting Abstract	-	T23C-1930
入部綱清・仲座栄三	2011	新たな勾配計算手法によるMPS法の精度向上に関する研究	土木学会論文集B2(海岸工学)	67	36-48

#### 4.4. 日本地震工学シンポジウム

本シンポジウムは日本地震工学会を幹事学会として、地盤工学会、土木学会、建築学会、日本地震学会、日本活断層学会などの共同主催で開催されたシンポジウムであり、地震動のみならず、土木・建築構造物やライフラインの地震時被害やリスクマネジメント等のテーマで多数の講演があった。

本事業に関連する内容としては、震源のフォワードモデリングと関連する内容として、複数提案されている2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルを用いた強震動シミュレーションに関する研究が複数編投稿されており、本検討と同様なSMGAモデルの他に疑似点震源モデルが取り上げられ、討論が行われた。表4.4-1に文献リストを示す。

また、本事業では実施していないが、震源の評価や理論的手法による地震動評価等で重要となる地盤構造のモデル化に関連して、「拡散波動場の特性を活かした新しい地下構造探査手法」という大きなセッションが設けられ、拡散波動場理論に基づき地震動および常時微動のH/Vスペクトル比を利用する方法や、地震波干渉法などによる地盤構造推定に関する研究の発表が数多く行われた。拡散波動場理論に基づく方法は、地震観測記録を用いた地盤構造の推定にあたり、地表の観測記録1点のみを利用する方法であり、より多くの地震観測点等での地盤構造の推定が実施可能となるなど、有用な方法の一つであると考えられる。表4.4-2に文献リストを示す。

表 4.4-1 文献リスト（日本地震工学シンポジウム、強震動シミュレーション）

Author	Year	Title	Journal	Pages
野津厚	2014	2011年東北地方太平洋沖地震の強震動を対象とした複数の震源モデルのパフォーマンスの比較	第14回日本地震工学シンポジウム	2745-2754
川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏	2014	2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の広域長周期地震動シミュレーション	第14回日本地震工学シンポジウム	2755-2764
倉橋奨・入倉孝次郎	2014	2011年東北地方太平洋沖地震における強震動生成域からの長周期地震動	第14回日本地震工学シンポジウム	2765-2774
石塚博基・大野晋・野津厚	2014	強震動パルスを重視した2011年東北地方太平洋沖地震の仙台市における強震動シミュレーション	第14回日本地震工学シンポジウム	2775-2784
若井淳・野津厚・山田雅行	2014	疑似点震源モデルに基づいた関東平野における2011年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション	第14回日本地震工学シンポジウム	2785-2794

表 4.4-2 文献リスト（日本地震工学シンポジウム、地下構造探査）

Author	Year	Title	Journal	Pages
佐藤浩章・栗山雅之・東貞成・岡崎敦	2014	地震波干渉法による表面波の分散性データを用いた若狭湾地域の深部地盤構造の推定	第14回日本地震工学シンポジウム	955-963
染井一寛・上林宏敏・西村利光・宮腰研・羽田浩二・鈴木恭平	2014	大阪堆積盆地での脈動シミュレーションを用いた地震波干渉法による地下構造推定の適用性の検討	第14回日本地震工学シンポジウム	973-981
林田拓己、吉見雅行	2014	SPAC法と地震波干渉法の相補的利用によるS波速度構造モデルの妥当性検討	第14回日本地震工学シンポジウム	982-988
小阪宏之・松島信一・川瀬博	2014	ボアホール強震観測点近傍でのMASWの推定速度構造とボーリング調査結果に基づいた微動H/Vスペクトル比理論解と観測値との対応について	第14回日本地震工学シンポジウム	1006-1014
松島信一・Florent De Martin・川瀬博・Francisco J. Sanchez-Sesma	2014	拡散波動場における微動の理論水平上下スペクトル比の方位依存性と不整形基盤形状の関係	第14回日本地震工学シンポジウム	1015-1021
長嶋史明・松島信一・川瀬博	2014	地震動水平上下スペクトル比による地盤震動特性の推定と地盤構造の同定	第14回日本地震工学シンポジウム	1036-1045
安井譲・西川隼人・高野真一郎・前田寿朗・宮島昌克	2014	地震動H/Vスペクトルと伝達関数との連結同定手法の検討 －東北地方太平洋沖地震で高加速度を記録した観測点を対象として－	第14回日本地震工学シンポジウム	1046-1055
川瀬博・松島信一・長嶋史明	2014	水平上下比に対する拡散波動場理論の適用性 －地震動と微動の比較－	第14回日本地震工学シンポジウム	1056-1063
森勇太・長嶋史明・松島信一・川瀬博	2014	地震動の水平上下比を用いた地下構造の推定とその構造から求められる微動の水平上下比理論解との関係	第14回日本地震工学シンポジウム	1064-1071

## 4.5. 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、口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 4.5-1、表 4.5-2 に示す。発表の中には過去の地震で現れた地表変位の調査結果や、解析対象としている地震の先行研究のレビューも行っている発表もあった。発表の中での引用文献を表 4.5-3 に示す。本学会では、2014 年 Napa 地震の特別セッションが生まれ、多くの Napa 地震の研究成果の発表があった。その中でも、本学会が Napa 地震発生から間もない時期に開催されていることもあり、地表変位に関する発表が多くあった。観測方法としては主に衛星画像、航空機画像、GPS である。

また、動力的破壊シミュレーションに関連する発表や、これまでの地震の地表変位について整理している発表もあった。これらを表 4.5-4 に示す。地表変位に関する発表では、これまでの研究成果もレビューしており、引用文献を表 4.5-5 に示す。

表 4.5-1 文献リスト (AGU Fall Meeting、内陸地殻内地震関連 (その 1))

eq	Author	Year	Title	Journal	Page
2004 Les Saintes	J Escartin, F Leclerc, M Cannat, S Petersen, N Augustin, A Bezos, D Bonnemains, V Chavagnac, Y Choi, M Godard, K Haaga, C Hamelin, B Ildefonse, J W Jamieson, B E John, T Leleu, M Massot- Campos, C Mevel, P Nomikou, J A L Olive, M Paquet, C Rommevaux, M Rothenbeck, A Steinführer, M Tominaga, L Triebe, R Garcia, N Gracias, N Feuillet, C Deplus	2014	Quantifying Coseismic Normal Fault Rupture at the Seafloor: The 2004 Les Saintes Earthquake (Mw 6.3) Along the Roseau Fault (French Antilles)	AGU Fall Meeting Abstract	T43B-4729
2008 Yuitan 2014 Yuitan	H Li, J Pan, Z Sun, D Liu, J Zhang, C Li, M L Chevalier, K Liu, K Yun, Z Gong	2014	Different surface ruptures and dynamics between the 2008 and 2014 Mw7.1 Yutian earthquakes in the western segment of the Altyn Tagh fault, Western Tibet	AGU Fall Meeting Abstract	T41C-4643
2008 Weuchen	W Zhang, X Yao, X Yu	2014	Strong Ground Motion Simulation of the 2008 MS 8.0 Wenchuan, China, Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S31C-4443
2010 Darfield	B Aagaard, C A Williams, B Fry	2014	Factors Contributing to Multi-Segment Rupture in the 2010 M7.1 Darfield, New Zealand, Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S21B-4437
2010 Darfield 2011 Christchurch	S Yun, K Koketsu, Y Aoki	2014	Rupture processes of the 2010 Canterbury earthquake and the 2011 Christchurch earthquake inferred from InSAR, strong motion and teleseismic datasets	AGU Fall Meeting Abstract	S21B-4436
2011 Van	A O Konca, S Ergintav	2014	The Kinematic Model of the 2011 Mw7.1 Van Earthquake Using cGPS, Strong- Motion, Teleseismic and GPS Data	AGU Fall Meeting Abstract	S13D-4485
2013 Balochistan	W D Barnhart, G P Hayes, R W Briggs, R D Gold, R G Bilham	2014	2D Ball-and-Socket Tectonic Rotation in a Heterogeneous Strain Field: The 2013 Mw7.7 Balochistan, Pakistan Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	T12B-05
	R D Gold, N G Reitman, R W Briggs, W D Barnhart, G P Hayes	2014	On- and off-fault coseismic surface deformation associated with the September 2013 M7.7 Balochistan, Pakistan earthquake measured from mapping and automated pixel correlation	AGU Fall Meeting Abstract	G11B-0493
	Z Yilmaz, A O Konca, H Karabulut	2014	Kinematic Modeling of the October 23, 2011 Van, Eastern Turkey, Mw 7.1 Earthquake Obtained from Regional and Teleseismic P Empirical Green Function Analysis	AGU Fall Meeting Abstract	S13D-4517
	S Wei, T Wang, S Jonsson, J P Avouac, D V Helmberger	2014	Joint inversion of teleseismic body-waves and geodetic data for the Mw6.8 aftershock of the Balochistan earthquake with refined epicenter location	AGU Fall Meeting Abstract	S13D-4512
	Klinger, A Vallage, R Grandin, A Delorme, A M Rosu, M Pierro-Deseilligny	2014	Mw7.7 2013 Balochistan Earthquake. Slip-Distribution and Deformation Field in Oblique Tectonic Context	AGU Fall Meeting Abstract	S23D-01
	N G Reitman, R D Gold, R W Briggs, W D Barnhart, G P Hayes	2014	Surface Rupture and Slip Distribution Resulting from the 2013 M7.7 Balochistan, Pakistan Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	T33E-03

表 4.5-2 (AGU Fall Meeting、内陸地殻内地震関連 (その2))

eq	Author	Year	Title	Journal	Page
2014 South Napa	T Iwata, K Asano, H Kubo	2014	A source model of the 2014 South Napa Earthquake by the EGF broad-band strong ground motion simulation	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4911
	T Cedric, M Adams, C Ji, R J Archuleta	2014	Rupture characterization of the 2014 Napa Valley earthquake from 3 different perspectives	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4914
	H Si, K Koketsu, H Miyake, R Ibrahim	2014	Attenuation Characteristics of Strong Ground Motions during the Mw 6.1 South Napa Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4915
	K Hayashi, C Roughley, M S Craig	2014	Aftershock Observation of the 2014 South Napa Earthquake and Shallow S-wave Velocity Structure Obtained by Passive Surface Wave Method at Three Sites	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4917
	J R Murray, J L Svarc, F F Pollitz, M Floyd, G Funning, I A Johanson	2014	Coseismic and postseismic deformation due to the South Napa earthquake inferred from modeling of Global Positioning System data	AGU Fall Meeting Abstract	S31G-03
	A Donnellan, J W Parker, B Hawkins, S Hensley, C E Jones, S E Owen, A W Moore, J Wang, M E Pierce, J B Rundle	2014	Combined UAVSAR and GPS Estimates of Fault Slip for the M 6.0 South Napa Earthquake:	AGU Fall Meeting Abstract	S31G-04
	S Wei, R W Graves, K W Hudnut, T Wang, Y Fu, D V Helmberger	2014	The 2014 Mw6.1 South Napa Valley earthquake, an energetic event with shallow asperities and rapid postseismic slip	AGU Fall Meeting Abstract	S31G-05
	A J Rodgers, D S Dreger, A Pitarka, A Petersson, I A Johanson	2014	Seismic Simulations of the August 24, 2014 South Napa and Nearby Earthquakes to Investigate the Effects of Rupture Details and Three-Dimensional Structure on Ground Motions and Static displacements	AGU Fall Meeting Abstract	S31G-07
	B A Brooks, K W Hudnut, C L Glennie, T Ericksen	2014	Near-Field Deformation Associated with the M6.0 South Napa Earthquake Surface Rupture	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4900
	D J Ponti, T E Dawson, D P Schwartz, B A Brooks, S B DeLong, S Hecker, K W Hudnut, K I Kelson, J J Lienkaemper, C S Prentice, C M Rosa, R S Rubin, G G Seitz, R R Sickler, J R Wesling	2014	Surface Fault Rupture from the M6.0 South Napa Earthquake of Aug. 24, 2014	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4901
	J R Elliott, T J Wright, A J Elliott, P J González, A J Hooper, Y Larsen, P Marinkovic, M Plain, R J Walters	2014	Co- and post-seismic deformation for the 2014 Napa Valley Earthquake from Sentinel-1A interferometry	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4902
	R Castaldo, F Casu, C de Luca, G Solaro	2014	The 2014 Napa Earthquake Imaged Through A Full Exploitation Of SAR Data	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4903
	M Floyd, G Funning, J R Murray, J L Svarc, T Herring, I A Johanson, J Swiatlowski, K Materna, C W Johnson, O S Boyd, J M Sutton, E Phillips	2014	Surface deformation before, during and after the 2014 South Napa, California, earthquake from a spatially dense network of survey and continuous GPS site	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4904
	W C Hammond, C Kreemer, G Blewitt	2014	Co- and Postseismic Slip on the West Napa Fault Seen with GPS after the South Napa Earthquake of August 24, 2014.	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4907
	D Melgar, J Geng, Y Bock, J S Haase, D Goldberg, J K Saunders	2014	Seismogeodesy for Rapid Response: The 2014 Mw 6 South Napa Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4910
	Y Zhang, R Wang	2014	Automatic Imaging the Rupture Process of the 2014 South Napa Earthquake by Iterative Deconvolution and Stacking the Strongmotion Data	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4912
	T Kishida, S Wang, S Mazzoni, C Markam, Y Lu, Y Bozorgnia, S Mahin, J Bray, M Panagiotou, J Stewart, R Darragh, N A Abrahamson, J Hollenback, C Gutierrez, B Chiou, S Muin, D S Dreger	2014	Seismology and Earthquake Ground Motions of the August 24, 2014 M6 South Napa Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4916
	A Baltay	2014	Ground motion observations of the South Napa earthquake (M6.0 August 24, 2014)	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4918
	S H Yun, S E Owen, H Hua, P Milillo, E J Fielding, K W Hudnut, T E Dawson, T P McCrink, M J Jo, W D Barnhart, G J M Manipon, P S Agram, A W Moore, H S Jung, F Webb, G Milillo, A Rosinski	2014	Rapid Response Products of The ARIA Project for the M6.0 August 24, 2014 South Napa Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S33F-4949
	D S Dreger, M H Huang, K E Wooddell, T Taira, B Luna	2014	Finite-Source Modeling of the South Napa Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S31G-06

表 4.5-3 文献リスト (表 4.5-2 の内陸地殻内地震関連の発表での引用文献)

断層/地震	Author	Year	Title	Journal	Volume	Page
San Andreas	Salyards, S.L., Sieh, K.E., and Kirschvink, J.L.	1992	Paleomagnetic measurement of nonbrittle coseismic deformation across the San Andreas Fault at Pallett Creek	JGR	97	12457-12470
North Anatolia	Thomas K. Rockwell, Scott Lindvall, Tim Dawson, Rob Langridge, William Lettis, and Yann Klinger	2002	Lateral Offsets on Surveyed Cultural Features Resulting from the 1999 Izmit and Düzce Earthquakes, Turkey	BSSA	92	79-94
江名子	Kimura H., Y. Itoh, and H. Tsutsumi	2004	Quaternary strike-slip crustal deformation around an active fault based on paleomagnetic analysis: a case study of the Enako fault in central Japan	EPSL	226	321-334
Calico	Oskin, M.E., Perg, L.A., Blumentritt, D., Mukhopadhyay, S., and Iriondo, A.	2007	Slip rate of the Calico fault: Implications for geologic versus geodetic rate discrepancy in the Eastern California Shear Zone	JGR	112	B03402
Harper Lake	Eitan Shelef and Michael Oskin	2010	Deformation processes adjacent to active faults: Examples from eastern California	JGR	115	B05308
2011 Van	Murat Utkucu	2013	23 October 2011 Van, Eastern Anatolia, earthquake (M W 7.1) and seismotectonics of Lake Van area	Journal of Seismology	17	783-805
	J.R. Elliott1,* , A.C. Copley2, R. Holley3, K. Scharer4 and B. Parsons1	2013	The 2011 Mw 7.1 Van (Eastern Turkey) earthquake	JGR	118	1619-1637
	y F. Gallovič, G. Ameri,* J. Zahradnik, J. Janský, V. Plicka, E. Sokos, A. Askan, and M. Pakzad	2013	Fault Process and Broadband Ground-Motion Simulations of the 23 October 2011 Van (Eastern Turkey) Earthquake	BSSA	103	1-15
	Yüksel Altinera, , Wolfgang Söhne, 1, , Caner Güneyb, 2, , James Perita, 3, , Rongjiang Wangc, 4, , Muzli Muzlic, 5.	2013	A geodetic study of the 23 October 2011 Van, Turkey earthquake	Tectonophysics	588	118-134
	C. P. Evangelidis y H. Kao	2014	High-frequency source imaging of the 2011 October 23 Van (Eastern Turkey) earthquake by backprojection of strong motion waveforms	Geophysical Journal International	196	1060-1072
2010 Darfield	Beavan, J., Motagh, M., Fielding, E.J., Donnelly, N., and Collett, D.	2012	Fault slip models of the 2010-2011 Canterbury, New Zealand, earthquakes from geodetic data and observations of postseismic ground deformation	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	207-221
	J. R. Elliott1, E. K. Nissen2, P. C. England1, J. A. Jackson2, S. Lamb3, Z. Li4, M. Oehlers5 and B. Parsons1	2012	Slip in the 2010-2011 Canterbury earthquakes, New Zealand	JGR	117	B03401

表 4.5-4 文献リスト (AGU Fall Meeting、動力学的関連、地表変位関連)

テーマ	Author	Year	Title	Journal	Page
動力学	K Duru, E M Dunham, S A Bydlon, H Radhakrishnan	2014	Dynamic earthquake rupture simulation on nonplanar faults embedded in 3D geometrically complex, heterogeneous Earth models	AGU Fall Meeting Abstract	DI11A-4246
	R Douilly, H Aochi, E Calais, A M Freed, B Aagaard	2014	3D Dynamic Rupture Simulations Across Interacting Faults: the Mw7.0, 2010, Haiti Earthquake	AGU Fall Meeting Abstract	S21B-4432
地表変位一般	G P Biasi, S G Wesnousky, A E Morelan III	2014	Improved Data Set for the Frequency of Gaps and Steps in Ground Ruptures	AGU Fall Meeting Abstract	T11B-4563

表 4.5-5 文献リスト (表 4.5-4 の地表変位関連の発表での引用文献)

テーマ	Author	Year	Title	Journal	Volume	Page
地表変位一般	Steven G. Wesnousky	2006	Predicting the endpoints of earthquake ruptures	Journal of Geophysical Research	444	358-360
	Steven G. Wesnousky	2008	Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture	BSSA	98	1609-1632
	I. Manighetti, M. Campillo, C. Sammis, P. M. Mai, and G. King	2005	Evidence for self-similar, triangular slip distribution on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics	JGR	110	B05302

## 5. ヒアリングの実施

### 5.1. 京都大学理学研究科 竹村教授におけるヒアリング

日時：2015年3月2日 京大に於いて

#### (1) PFDHA に関する今年度の研究の概要説明

今年度の研究について、主旨、KKE 担当のシミュレーションの部分の研究概要および全体の研究の概要を登柳氏より行った。また、GRI 担当の PFDHA 研究に関する取りまとめ状況を井上氏より説明した。

#### (2) 議論

以下の議論がなされた。

- ・永久変位が止まった時点初期条件として断層変位の計算を行う。その時の計算で永久変位が計算されたら、更にその永久変位を次ぎの初期条件として、断層変位の計算を行う、などの時間的な繰り返しを考慮・検討できた方がよい。
- ・表層の計算において、境界条件の取り方が難しい問題となる。考慮すべき組合せは際限がない。最終的に求められているものをきちんと抑え、その目標に対しどのような選択をするのか、プロセスをしっかりと組み立てて検討していくことが大事となる。
- ・ローラー面拘束の部分はこのようなモデルとして作るのではなく、盆地の形状を考慮して、基盤がお椀状になっているようにモデルを作った方がよい。
- ・最終的には3次元でのモデルを作成して検討してほしい。  
3次元での計算であること、永久変位の積みかさねによる累積性のある変位が見られること、境界を適切にモデル化できること、がまず大事となる。
- ・計算モデルの地層境界について、実際は直線ではなく凸凹なので、地表の変位も幅をもつと考えられるが、十分に表現できるように工夫してほしい。実際の自然界を再現するために、地層を100レイヤー程度作って計算してみてもどうか？  
地層構造を考える際に大方は層毎に  $V_s$  値が階段状に変化する物性を考えるが、深度依存性を考え、深度に対し連続的な  $V_s$  の変化があった場合などの結果の変化など検討しても良いのでは。  
もし、深度に対し連続的に変化させた場合と階段状に変化させた場合で結果が変わらないなどあれば、計算条件の与え方の方針としてわかるものがあると考えられる。

(※PFDHA 関連のヒアリング結果については10章1節参照)

## 5.2. 鳥取大学工学研究科 香川教授におけるヒアリング

日時：2015年3月5日 13:00～15:30 鳥取大学にて実施

### (1) 長周期を対象とした特性化震源モデルの再構築について

検討結果の資料を用いて、実施内容を説明し、議論を行った。香川教授からは下記の意見をいただいた。

- ・ 今回の検討では上盤側、下盤側に関係なく全観測点で共通の地下構造モデルを使用している。観測波形と合成波形の比較において、上盤側と下盤側で分けた時に何らかの傾向があると言うことができれば、その解釈の1つに上盤側と下盤側で地下構造が異なると言える可能性がある。
- ・ **CHY101** の **NS** 成分の観測の振幅は周辺の観測点に比べてかなり大きい。また、逆断層であれば、**EW** 成分の方が大きくなることが予想されるが、観測は **NS** 成分の方が大きい。このようになる要因の可能性として、局所的なサイト特性の影響が挙げられる。また、**Wu et al.(2001)**の震源インバージョンでは、**CHY101** の再現性は低いため、それに基づく特性化震源モデルでは観測を再現することは難しい可能性が高い。
- ・ **TCU065** の観測は短周期成分が比較的卓越しているように見える。この要因の可能性として、地下構造が起因していることが挙げられる。
- ・ **TCU078** と **TCU079** の合成波形は3つの波群があるように見える。これらはそれぞれ直達波に起因するもの、表面波に起因するもの、地下深部からの反射波に起因するものが考えられる。
- ・ **TCU075** の観測波形の **EW** 成分で見られるパルスは、**Directivity** パルスの可能性がある。このパルスを再現するためにはすべり角を  $90^\circ$  にすると良いかもしれない。
- ・ 観測波形の再現性を試みる際、すべり角と破壊伝播方向を意識しながら進めると良い。

### (2) 短周期を対象とした特性化震源モデルの再構築について

検討結果の資料を用いて、実施内容を説明し、議論を行った。香川教授からは下記の意見をいただいた。

- ・ **SMGA** に近い観測点（例えば、**TCU052** や **TCU068**）の合成結果の振幅レベルは観測と概ね調和的であるが、**SMGA** から遠い観測点（例えば、**TCU039** や **TCU036**）の合成結果の振幅レベルは観測に比べやや過小評価である。このようになる要因の可能性として、**SMGA** に近い観測点の振幅レベルは **SMGA** のみではほぼ決まる

が、SMGA から遠い観測点は SMGA に加えて背景領域からの寄与も必要であることが挙げられる。

- TCU036 や TCU039 の合成結果は 1~2Hz 程度で観測に比べ過小評価となっている。これは、今回の検討では経験的グリーン関数として S 波主要動を含む 15 秒間のみを用いているが、その 15 秒間では 1~2Hz 程度のレベルがやや小さくなっているためである。15 秒間以降の後続部分には長周期成分も見られるため、経験的グリーン関数として 15 秒間以降の後続部分も含めて波形合成を行うと、1~2Hz 程度の周期帯も観測に近づく可能性がある（なお、小地震のパラメータを決める際には、S 波主要動を含む 10 秒間のみを用い、後続部分を含めていない。これは震源についての検討をしているため問題ない）。
- TCU067 や TCU052 の観測記録には比較的振幅の大きな 2 つの波群が見られる。前半部分は本震の SMGA に起因すると考えられるが、後半部分は余震である可能性も否定できない。それを検証するためには、これらの観測点周辺の観測記録を調べると良い。
- 破壊伝播の Forward 方向に位置する観測点のパルス波による卓越する周期は短周期側、Backward 方向に位置する観測点は長周期側、Sideward 方向に位置する観測点はこれらの中間的なものになるので、それらを考慮すると良い。

### 5.3. 京都大学原子炉実験所 釜江教授におけるヒアリング

日時：2015年3月9日 10:30～12:30 京都大学原子炉実験所にて実施

#### (1) 長周期を対象とした特性化震源モデルの再構築について

検討結果の資料を用いて、実施内容を説明し、議論を行った。釜江教授からは下記の意見をいただいた。

- ・ 本検討で用いている地下構造モデルと SMGA の深度を比較すると、地震基盤よりも浅い深度に SMGA を配置している。参考としている既往の研究成果にとらわれすぎず、提案されている地下構造モデルの地震基盤位置を参考に SMGA を設定するなどして、新たな震源モデルを提案しても良いと思われる。

#### (2) 短周期を対象とした特性化震源モデルの再構築について

検討結果の資料を用いて、実施内容を説明し、議論を行った。釜江教授からは下記の意見をいただいた。

- ・ 多くの観測点で 1～2Hz あたりで合成結果が観測記録に比べ過小評価になっているように見える。この結果について、以下のご意見をいただいた。
  - ✓ 経験的グリーン関数として用いた小地震のコーナー周波数は 0.7Hz 程度と見積もっているため、それより短周期側である 1～2Hz 程度のスペクトルレベルはもう少し観測に近づいても良さそうである（時刻歴波形は合わないにしても）。
  - ✓ SMGA1 の重ね合わせ数 N については、本震観測記録(\*)と小地震の観測記録のフーリエスペクトル比を評価し、現状の重ね合わせ数と比較してみると良い（\*本震観測記録は SMGA1 のみでほぼ決まっていると期待できる観測点とする）。
  - ✓ 小地震のパラメータが正しく決まっていないために、合成結果が過小評価になっている可能性がある。  
⇒現状の小地震のパラメータに固執せずに、試解析的に重ね合わせ数 N を変えて波形合成を行い、その合成結果を見てみると良い。
  - ✓ 破壊伝播によって過小評価になっている可能性がある。  
⇒現状の破壊開始点とは異なる破壊開始点で波形合成を行い、どの程度変化するかを見てみると良い。

## Ⅱ編 確率論的断層変位評価手法の整備



## 6. 断層変位データの収集・整理

断層変位問題に対して，確率論的もしくは数値解析的アプローチのいずれの手法を用いても，解析基礎データもしくは検証のためのデータとして，地表地震断層に関連した変位データは重要な役割を持つ．そこで，国内外における断層変位状の文献情報収集を行った．国外および国内の対象地震を表 6-1・表 6-2 に示す．逆断層では 1999 年集集地震を，横ずれ断層では 1995 年兵庫県南部地震を対象として，文献情報から変位に関する情報をとりまとめた．それ以外の地震では収集文献情報リストの作成を行った．

表 6-1 国外対象地震リスト

地震名	年月日	国、地域名	Mw	断層タイプ
Fairview Peak 地震	1954/12/16	ネバダ	7.2(Ms)	N
Dixie Valley 地震	1954/12/16	ネバダ	6.8(Ms)	N
San Fernand 地震	1971/02/09	カリフォルニア	6.7	R
Imperial Valley 地震	1979/10/15	カリフォルニア	6.4	SR
Borah Peak 地震	1983/10/28	アイダホ	6.9	N
Superstition Hills 地震	1987/11/24	カリフォルニア	6.6	S
Landers 地震	1992/6/28	カリフォルニア	7.3	S
Kocaeli 地震	1999/8/17	トルコ	7.4	S
集集地震	1999/9/21	台湾	7.6	R
Hector Mine 地震	1999/10/16	カリフォルニア	7.1	S
Duzce 地震	1999/11/12	トルコ	7.1	S
Denali 地震	2002/11/3	アラスカ	7.9	S
Bam 地震	2003/12/26	イラン	6.6	S
Dusky Sound 地震	2009/7/15	ニュージーランド	7.8	R
Canterbury 地震	2010/9/4	ニュージーランド	7.0	S
Canterbury 地震	2011/2/22	ニュージーランド	6.1	SR

表 6-2 国内対象地震リスト

地震名	年月日	Mw	断層タイプ
兵庫県南部地震	1995/01/17	6.9	S
岩手県内陸北部地震	1998/09/03	5.9	R
鳥取県西部地震	2000/10/06	6.6	S
新潟県中越地震	2004/10/23	6.6	R
岩手・宮城内陸地震	2008/06/14	6.9	R

## 6.1. 1999 年集集地震

1999 年に発生した集集地震では逆断層運動に伴い、大規模な地表地震断層が出現した。台湾の地質調査所により、詳細な地表地震断層分布や変位量・変位様式等が取りまとめられた（中央地質調査所編, 2000, 1999）。さらに、様々な研究により、地表地震断層の詳細な性状が明らかになってきた。

台湾はプレートの沈み込みにより、東側から地層がのし上がって重なっている地質構造をしている（図 6.1- 1）。Chen et al. (2001)によれば、地表地震断層としては草屯(Tsaotun)セグメントと竹山(Chushan)セグメントから構成される車籠埔断層(Chelungpu fault), 石岡(Shihkang)セグメントと卓蘭(Cholan)セグメントからなる。竹山・草屯セグメントでは、ほとんどの地震断層は逆断層であるが、一部に褶曲構造を呈するものがある。褶曲構造部分では表層で短縮構造を示し、逆断層ほど累積鉛直変位は示さない。上盤側の副次的な構造としては、バックスラストと横ずれ断層がみられる。主要構造は北西走向の横ずれ断層でオフセットしており、竹山セグメントの南末端部では N50° E 走向の右横ずれ断層となっている。石岡セグメントでは、地表地震断層は鮮新世の頁岩中にみられ、層理面の滑りとして解釈されている。卓蘭セグメントでは、既存の東勢背斜に沿って、断層・褶曲構造がみられる。卓蘭セグメントは 2 つの北西走向の右横ずれ断層に挟まれる。

Lee and Chan (2007)(図 6.1- 2)でも、車籠埔断層を 4 セグメントに区分している。一番北の石岡(Shihkang) - 雙冬(Shuangchi)断層帯(SSFZ), 豊原(Fengyuan)セグメント, 草屯(Tsaotun)セグメント, 竹山(Chushan)セグメントである。豊原セグメントおよび草屯セグメントが車籠埔断層を構成している。草屯セグメントはほぼ地形境界に沿っているのに対して、豊原セグメントは地形境界には沿っていない。また、車籠埔断層は錦水(Chinsui)頁岩層の中にある。車籠埔断層の主要な地表地震断層の性状は 2-3m 程度の断層崖とおおよそ等しい水平・鉛直方向の変位量を示す。また、集集地震における地表地震断層に共通して上盤側のポップアップ構造と、これに伴う 2 次的な横ずれ断層、プレッシャーリッジ、正断層、開口亀裂等がみられる（図 6.1- 2 中の (b)-(e)）。

吾妻・他(2000)では、地表地震断層の変位ベクトルの取得を目的として、精密測量を行い、測量結果を信頼性評価とあわせて取りまとめている(表 2, 図 6.1- 3, 図 6.1- 4)。

今回出現した地表地震断層と既存活断層構造との対応関係は、太田・他(2003)により議論されている（図 6.1- 5）。詳細に再判読した活断層と地表地震断層との比較の結果、活断層以外で出現した地表地震断層はごく一部で、表層が非常に若い地層で、近傍には活断層が認められることから、伏在していたと解釈されている。活断層以外で地表地震断層が生じたと示されているのは、図 6.1- 5 中の A から C であるが、C は滑落崖の再活動とされる。Kuo et al. (2014) では図 6.1- 5 の B 付近を航空写真を用いて詳細に水平変位を解析している（図 6.1- 7, 図 6.1- 8）。Huang et al. (2008) では、車籠埔断層北部における測量に基づく詳細な変位が議論されている（図 6.1- 10）。Lee et al. (2002) でも車籠埔断層の断層滑り量を求め、さらに、北部の詳細な変形構造を議論している（図 6.1- 11, 図 6.1- 13）。Lee et al. (2004) では車籠埔断層トレンチ結果から、断層すべり量の定量評価を行った（図 6.1- 15）。

また、Lee et al. (2011, 2010) では、デジタル地籍情報を用いて、地震による詳細な水平変位を明らかにしている。以上のように、車籠埔断層トレース以外の地震断層変位に

は、バックスラストに伴う変位、ポップアップ構造に伴う開口亀裂、複数の小規模なスラスト断層群が挙げられる。北部では回転運動や、既存の褶曲構造・地質構造に伴い複雑に地表地震断層が出現している。車籠埔断層に沿っては、吾妻・他(2000)のように、線状構造物等からネットスリップが求められている(表 6.1- 1, 図 6.1- 3, 図 6.1- 4)。太田・他(2003)で示された草屯地域の副次的な変位に関しては、中央地質調査所編(2000, 1999)でGPSによる断層の上盤側・下盤側の測量結果、また、Kuo et al. (2014)・Lee et al. (2010)による草屯地域周辺の水平変位等の情報が有効であると思われる。なお、中央地質調査所編(2000, 1999)による成果の一部は、以下のサイトで閲覧することができる。

<http://kbteq.ascc.net/archive/cgs/cgs-toc.html>

地下での断層形状や物性について簡単に述べる。車籠埔断層沿いの地質構造としては、錦水頁岩層(Chinsui Shale)を境に断層の上盤側に卓欄(Cholan)層が重なっている(図 6.1- 16)。北部と南部で下盤側の地質構成が大きく異なる(図 6.1- 18)。南部では第四系の頭嵯山(Tokusan)層が、北部ではその間に更に中新世の地層を挟在する。断層面近傍の詳細な物性構造の解明を目的として、車籠埔断層近傍で長尺ボーリングが実施されている。採取されたコアは多くの機関・研究者により様々な観点から検討が行われた。Wang (2010)により各種分析結果の概要が取りまとめられている(図 6.1- 18, 図 6.1- 19)。車籠埔断層の更に南部で大規模地すべりが発生した。その検討シミュレーションの際にボーリングコアの物性試験結果が取りまとめられている(図 6.1- 20, 表 6.1- 4)。

表 6.1-1 表 2 1999 年集集地震に伴う地震断層変位パラメータ(吾妻・他, 2000)

一部の項目を抜粋.

測定点	オリジナル測定点名	経度	緯度	水平滑り方位 (°)	方位	水平滑り量 (m)	信頼性	鉛直滑り量 (m)	信頼性	断層傾斜角 (°)	信頼性
1	TW10	120° 47' 42"	24° 16' 32"	179	S	0.7	B	1.0	B	58	B
2	TW9	120° 47' 00"	24° 16' 50"	10	N	4.8	A	3.7	B	39	B
3	TW8	120° 46' 31"	24° 16' 46"	17	NNE	2.6	A	3.4	A	53	A
4	S1	120° 45' 00"	24° 16' 43"	280	W	15.0	C	4.5	B	17	C
5	S4	120° 44' 14"	24° 15' 25"	321	NW	12.9	C	6.2	C	42	C
6	S6	120° 43' 31"	24° 14' 26"	346	NNW	7.0	B	3.0	A	81	B
7	TW2	120° 43' 33"	24° 10' 30"	312	NW	3.8	B	3.3	A	68	B
8	S10	120° 43' 51"	24° 08' 05"	288	WNW	1.8	C	0.0	C	0	C
9	S12	120° 43' 10"	24° 05' 19"	340	NNW	3.7	A	2.0	A	28	A
10	TW14	120° 42' 50"	24° 04' 45"	322	NW	2.4	A	2.7	A	>=48	A
11	TW14-2	120° 42' 50"	24° 04' 45"	304	NW	2.7	A	1.4	A	57	A
12	S13	120° 42' 47"	24° 04' 44"	332	NNW	3.7	A	2.3	A	33	A
13	S14	120° 41' 25"	24° 02' 29"	312	NW	1.7	B	1.6	B	43	B
14	S17	120° 41' 22"	24° 01' 30"	279	W	4.3	A	3.5	A	40	A
15	S18	120° 41' 18"	24° 01' 16"	278	W	2.4	A	1.4	A	30	A
16	TW7	120° 41' 20"	24° 00' 44"	331	NNW	2.3	A	2.3	A	51	A
17	S20	120° 41' 19"	24° 00' 42"	317	NW	3.3	B	1.4	B	33	B
18	S21	120° 41' 07"	24° 00' 07"	26	NNE	0.8	C	1.7	C	73	C
19	S33	120° 40' 53"	23° 59' 09"	271	W	3.2	A	2.8	A	43	A
20	S34	120° 40' 55"	23° 59' 08"	316	NW	3.0	B	1.3	B	16	B
19・20	19と20の合成			293	WNW	5.7	B	4.1	B	36	B
21	S31	120° 42' 17"	23° 58' 39"	97	E	1.1	A				
22	TW6	120° 41' 04"	23° 58' 31"	225	SW	3.2	C	1.0	B	17	C
23	S23	120° 42' 02"	23° 55' 50"	283	WNW	1.0	C	1.3	C	58	C
24	S24	120° 42' 06"	23° 53' 44"	224	SW	1.0	A	1.3	A	53	A
25	TW3	120° 42' 05"	23° 50' 04"	242	WSW	6.4	C	3.5	A	30	C
26	S26	120° 42' 06"	23° 49' 58"	292	WNW	2.4	A	3.9	A	61	A
27	S27	120° 42' 05"	23° 49' 45"	260	W	2.1	C	1.8	C	42	C
28	TW4	120° 42' 05"	23° 49' 38"	268	W	3.0	B	3.8	A	52	B
29	TW5-1	120° 41' 54"	23° 48' 31"	234	SW	2.9	B	3.5	A	59	B
30	TW5-2	120° 41' 55"	23° 48' 27"	257	WSW	1.5	A	1.2	A	38	A
31	TW5-2b	120° 41' 55"	23° 48' 27"	234	SW	1.2	A	1.2	A	47	A
32	TW5-3	120° 41' 56"	23° 48' 24"	229	SW	1.5	A	1.3	A	41	A
33	S30	120° 42' 04"	23° 47' 39"	292	WNW	1.9	B	2.5	B	61	B
34	S32	120° 42' 05"	23° 46' 37"	283	WNW	3.1	A	2.7	A	42	A

表 6.1- 2 1999 集集地震における地表地震断層北端部断層露頭原位置計測によるキネマティック解析結果(Lee et al.,2002)

断層滑りの解析 (I) と断層を横断するマーカの解析 (II) の 2 種類の解析結果を示す.

No.	Area	Latitude/longitude	Vertical offset (m)	Horizontal shortening (m)	Lateral slip (m)	Fault strike (azimuth)	Fault dip (degree)	Slip direction (azimuth)	Type of measurement
1a	Pifeng Bridge	N24816.905 <sup>0</sup> E120845.123 <sup>0</sup>	5.5	3.1	2.5	040	55 ±75	320	I
1b	Pifeng Bridge	N24816.905 <sup>0</sup> E120845.123 <sup>0</sup>	0.3	0.2	±	050	50 ±65	280	I
1c	Pifeng Bridge	N24816.905 <sup>0</sup> E120845.123 <sup>0</sup>	0.4	0.25	±	045	50 ±70	325	I
1d	Pifeng Bridge	N24816.905 <sup>0</sup> E120845.123 <sup>0</sup>	0.2	0.15	±	045	50 ±60	350	I
2	Shihkang	N24816.752 <sup>0</sup> E120846.343 <sup>0</sup>	1.5 ±2	1 ±2	0.5	100	±	355	II
3	Shihkang Dam	N24817.1 <sup>0</sup> E120845.67 <sup>0</sup>	1.5	1.2	±	024	50	290 ±300	II
4	Neiwan	N24817.384 <sup>0</sup> E120848.910 <sup>0</sup>	5 ±6	4.2 ±5.0	±	55	50	145	I
5	Shangchi	N24818.134 <sup>0</sup> E120852.54 <sup>0</sup>	0.5	0.5	2	010	60 ±70	000	I

表 6.1- 3 ラインーバランス法による断層変位量(Lee et al., 2004)

	Calculated length (m)	Horizontal displacement (m)	Vertical offset (m)	Calculated total slip (m)	Derived thrust dip-angle (°)
Yellow line	13.2	3.2	2.2	-	-
Green line	13.2	3.2	2.1	-	-
Blue line	13.8	3.8	2.1	-	-
Purple line	13.0	3.0	2.3	-	-
Average	13.3 ± 0.3	3.3 ± 0.3	2.2 ± 0.1	4.0 ± 0.2	34 ± 3

表 6.1- 4 物性リスト (Kuo et al., 2009)

	CL shale (S1)	CL sandstone (S2)	CS (S3)
Specific weight	2.66	2.68	2.66
Water content	4.0%	2.5%	2.2%
Void ratio	12.79%	12.38%	5.64%
Saturation	72.03%	47.47%	96.84%
Peak friction angle $\phi_p$	20.5	75.3	34.1
Residue friction angle $\phi_r$	21.5	38.8	34.1
Peak cohesion $C_p$ (kPa)	152	272	524
Residue cohesion $C_r$ (kPa)	75	109	71
Slake durability index $Id_2$	4.8%	67.5%	69.8%
Durability classification <sup>a</sup>	Very low	Medium	Medium
Plastic limit %	17%	NP	NP

CL: Cholan formation, CS: Chinshui shale, NP: Nonplastic.

<sup>a</sup> According to Brown (1981).

表 6.1-5 集集地震文献リスト

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages	File
Angelier, Jacques and Lee, Jian-Cheng and Hu, Jyr-Ching and Chu, Hao-Tsu	2003	Three-dimensional deformation along the rupture trace of the September 21st, 1999, Taiwan earthquake; a case study in the Kuangfu School.	Journal of Structural Geology	25	3	351-370	chi1.pdf
Chen, Wen-Shan and Huang, Bor-Shouh and Chen, Yue-Gau and Lee, Yuan-Hsi and Yang, Chao-Nan and Lo, Ching-Hua and Chang, Hui-Cheng and Sung, Quo-Cheng and Huang, Neng-Wei and Lin, Chin-Cheng and Sung, Shih-Hua and Lee, Kun-Jie	2001	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	986-994	chi2.pdf
Dong, J. J. and Wang, C. D. and Lee, C. T. and Liao, J. J. and Pan, Y. W.	2004	The influence of surface ruptures on building damage in the 1999 Chi-chi earthquake; a case study in Fengyuan City.	Engineering Geology	71	1-2	157-179	chi3.pdf
Huang, C. and Chan, Yu-Chang and Hu, Jyr-Ching and Angelier, J. and Lee, Jian-Cheng	2008	Detailed surface co-seismic displacement of the 1999 Chi-chi earthquake in western Taiwan and implication of fault geometry in the shallow subsurface.	Journal of Structural Geology	30	9	1167-1176	chi4.pdf
Johnson, Kaj M. and Segall, Paul	2004	Imaging the ramp-decollement geometry of the Chelungpu Fault using coseismic GPS displacements from the 1999 Chi-chi, Taiwan earthquake.	Tectonophysics	378	1-2	123-139	chi5.pdf
Kuo, Yu-Ting and Ayoub, Francois and Leprince, Sebastien and Chen, Yue-Gau and Avouac, Jean-Philippe and Shyu, J. Bruce H. and Lai, Kuang-Yin and Kuo, Yu-Ju	2014	Coseismic thrusting and folding in the 1999 M (sub w) 7.6 Chi-chi earthquake; a high-resolution approach by aerial photos taken from Tsaotun, central Taiwan.	Journal of Geophysical Research Solid Earth	119	B1	645-660	chi6.pdf
Lee, Jian-Chen and Chu, Hao-Tsu and Angelier, Jacques and Chan, Yu-Chang and Hu, Jyr-Ching and Lu, Chia-Lu and Rau, Ruey-Juin	2002	Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake; influence from inherited fold belt structures.	Journal of Structural Geology	24	1	173-192	chi7.pdf
Lee, Jian-Cheng and Rubin, Charles and Mueller, Karl and Chen, Yue-Gau and Chan, Yu-Chang and Sieh, Kerry and Chu, Hao-Tsu and Chen, Wen-Shan	2004	Quantitative analysis of movement along an earthquake thrust scarp; a case study of a vertical exposure of the 1999 surface rupture of the Chelungpu Fault at Wufeng, western Taiwan.	Journal of Asian Earth Sciences	23	2	263-273	chi8.pdf
Lee, Jian-Cheng and Chan, Yu-Chang	2007	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	3	226-239	chi9.pdf
Lee, Shiann-Jong and Ma, Kuo-Fong and Chen, How-Wei	2006	Effects of fault geometry and slip style on near-fault static displacements caused by the 1999 Chi-chi, Taiwan earthquake.	Earth and Planetary Science Letters	241	1-2	336-350	chi10.pdf
Lee, Yuan-Hsi and Wu, Kun-Che and Rau, Ruey-Juin and Chen, He-Chin and Lo, Wei and Cheng, Kai-Chien	2010	Revealing coseismic displacements and the deformation zones of the 1999 Chi-chi earthquake in the Tsaotung area, central Taiwan, using digital cadastral data.	Journal of Geophysical Research	115	B3		chi11.pdf
Lu, Chia-Yu and Chu, Hao-Tsu and Lee, Jian-Cheng and Chan, Yu-Chang and Chang, Kuo-Jian and Mouthereau, Frederic	2002	The 1999 Chi-chi Taiwan earthquake and basement impact thrust kinematics.	Western Pacific Earth Sciences	2	2	181-190	chi12.pdf
Shieh, Ciou-Fen and Sheu, Shyh-Yang and Shih, Ruey-Chyuan	2001	Correlation between surface damage and the coseismic displacement and stress relaxation of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake.	Geophysical Research Letters	28	17	3381-3384	chi13.pdf
Shin, T. C. and Wu, F. T. and Chung, J. K. and Chen, R. Y. and Wu, Y. M. and Chang, C. S. and Teng, T. L.	2001	Ground displacements around the fault of the September 20th, 1999, Chi-chi Taiwan earthquake.	Geophysical Research Letters	28	8	1651-1654	chi14.pdf
吾妻崇・杉山雄一・苅谷愛彦・粟田泰夫・李元希・石同生・盧詩丁・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	no.EQ/00/2		221-235	chi15.pdf
坂井尚登・小田切聡子・関崎賢一・安藤暁史・根本正美・太田陽子	2002	衛星画像、空中写真の判読等による1999年台湾集集地震に伴う地形変化の抽出	国土地理院時報	97		83-94	chi16.pdf

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages	File
杉山雄一・李元希・関口春子・穴倉正展・太田陽子・吾妻崇・苅谷愛彦・渡辺満久・斎藤英二・渡辺和明・佐々木俊法	2001	車籠埔断層の活動性及び集集地震時変位量と台湾西部のアクティブテクトニクスに関する研究	活断層・古地震研究報告	1		301-313	chi17.pdf
太田陽子・黄奇・袁彼得・杉山雄一・李元希・渡辺満久・澤祥・柳田誠・佐々木俊策・鈴木康弘・唐厚樞・楊盛淵・曹育田・廣内大助・谷口薫	2001	台湾中部, 車籠埔断層上のトレンチ調査—草屯地区, 草屯西断層の例—	地学雑誌	110	5	698-707	chi18.pdf
太田陽子・渡辺満久・鈴木康弘・澤祥	2003	1999集集地震による地震断層の位置と既存の活断層との関係	地学雑誌	112	1	18-34	chi19.pdf
Lee, Yuan-Hsi and Chen, Yu-Ching and Chen, Chien-Liang and Rau, Ruey-Juin and Chen, He-Chin and Lo, Wei and Cheng, Kai-Chien	2011	Revealing coseismic displacement and displacement partitioning at the northern end of the 1999 Chi-chi earthquake, central Taiwan, using digital cadastral data.	Bulletin of the Seismological Society of America	101	3	1199-1212	chi20.pdf

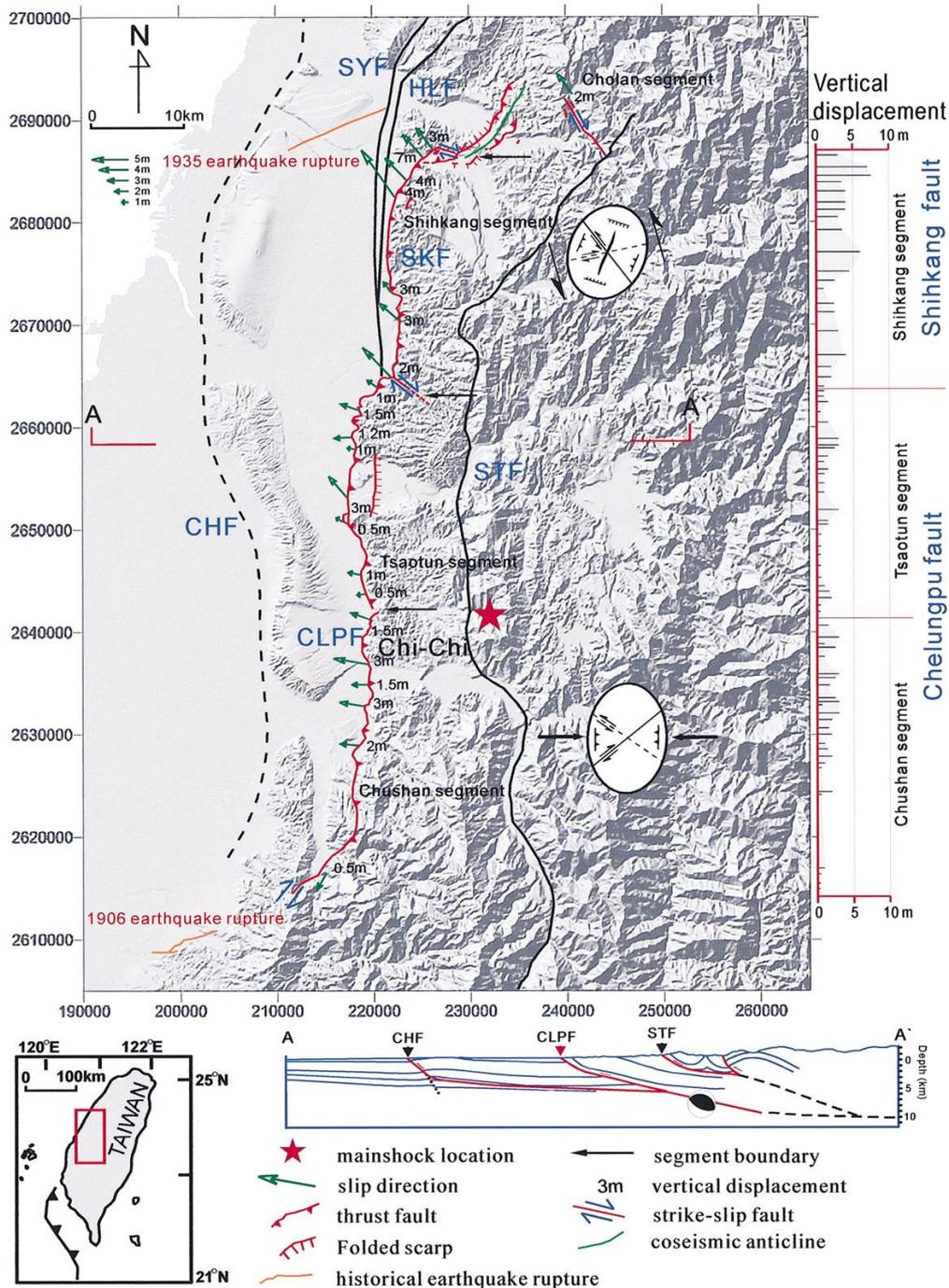


図 6.1-1 1999 年台湾集集地震に伴う地表地震断層(Chen et al., 2001).

草屯 (Tsaotun), 竹山 (Chushan), 石岡 (Shihkang), 卓蘭 (Cholan) セグメントからなる。スリップベクトルおよび鉛直変位は、車籠埔断層 (Chelungpu fault) に沿った竹山・草屯セグメントでは  $N70-90^{\circ} W$  で 0.2-4m であり、石岡断層に沿った石岡セグメントでは  $N30-40^{\circ} W$ , 3-8m, 卓蘭セグメントでは  $N35^{\circ} W$  である。A-A' 断面は反射法地震探査結果の再投影である。CLPF: 車籠埔断層, SKT: 石岡断層。

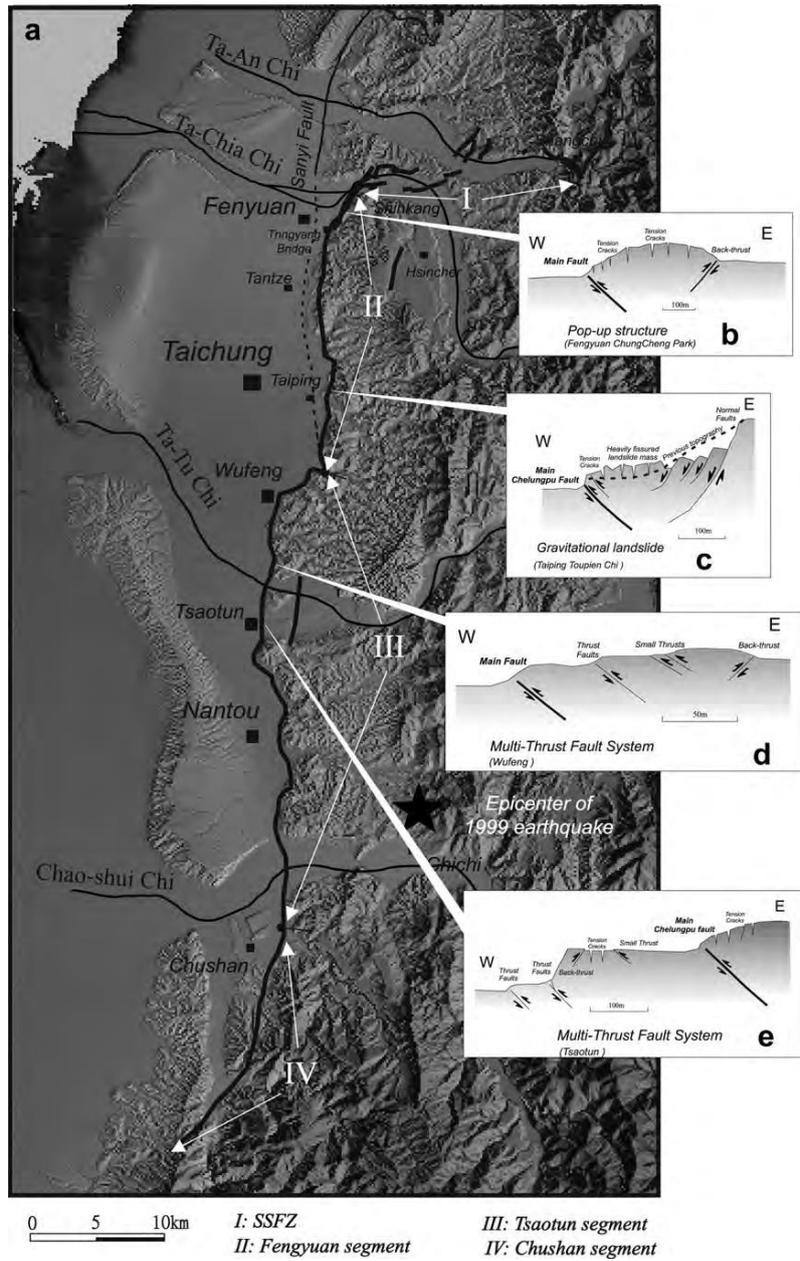


図 6.1-2 車籠埔断層における特徴的な構造(Lee and Chan, 2007)

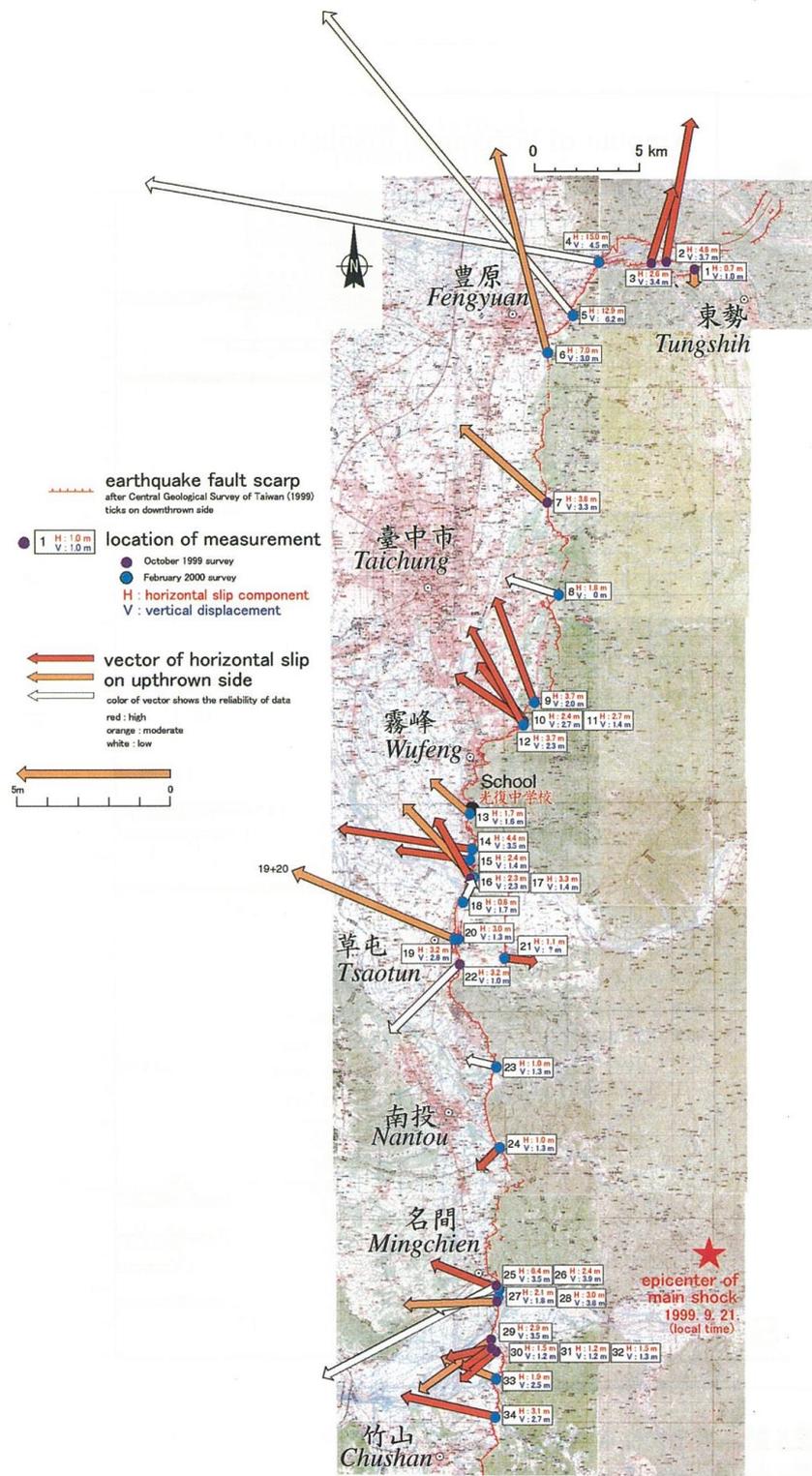


図 6.1-3 地表地震断層上盤側の変位(吾妻・他, 2000)

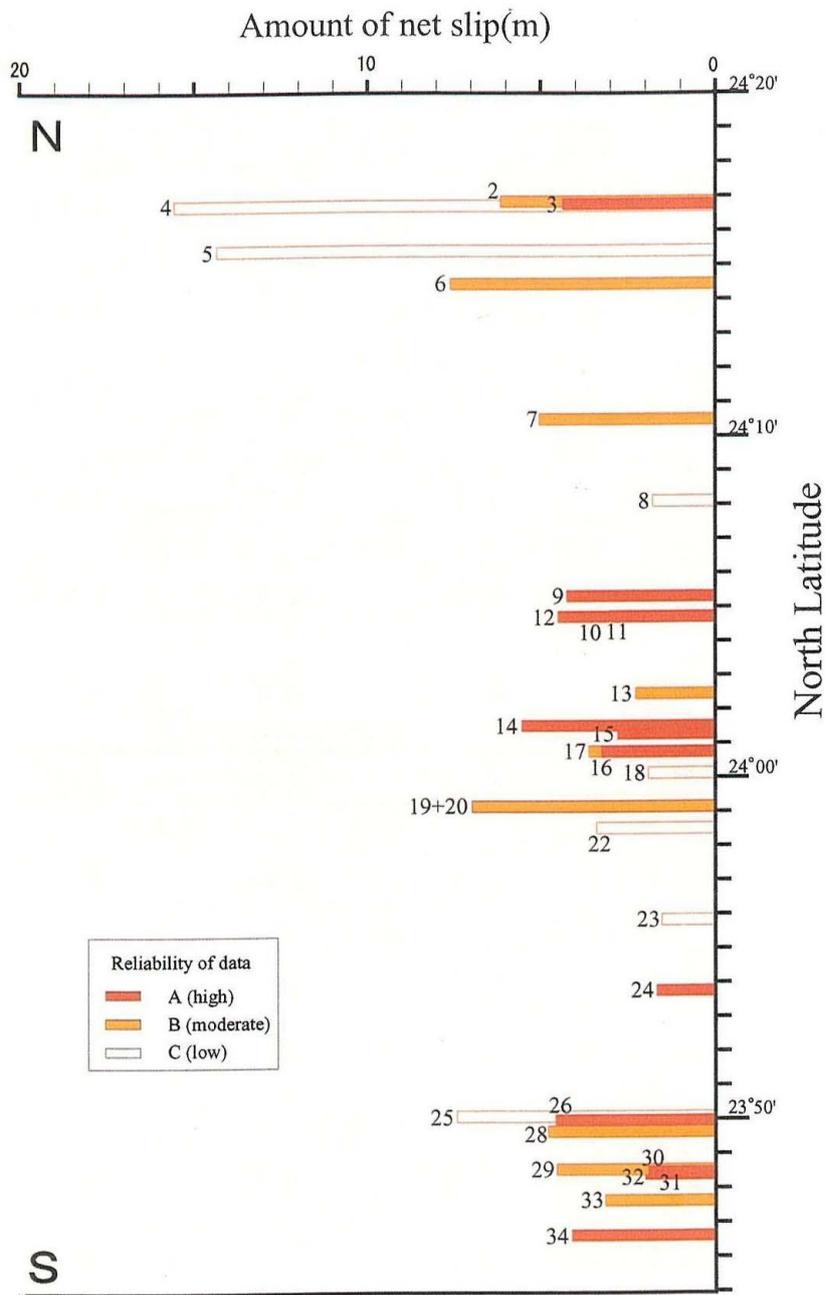


図 6.1-4 ネットスリップの南北分布(吾妻・他, 2000)

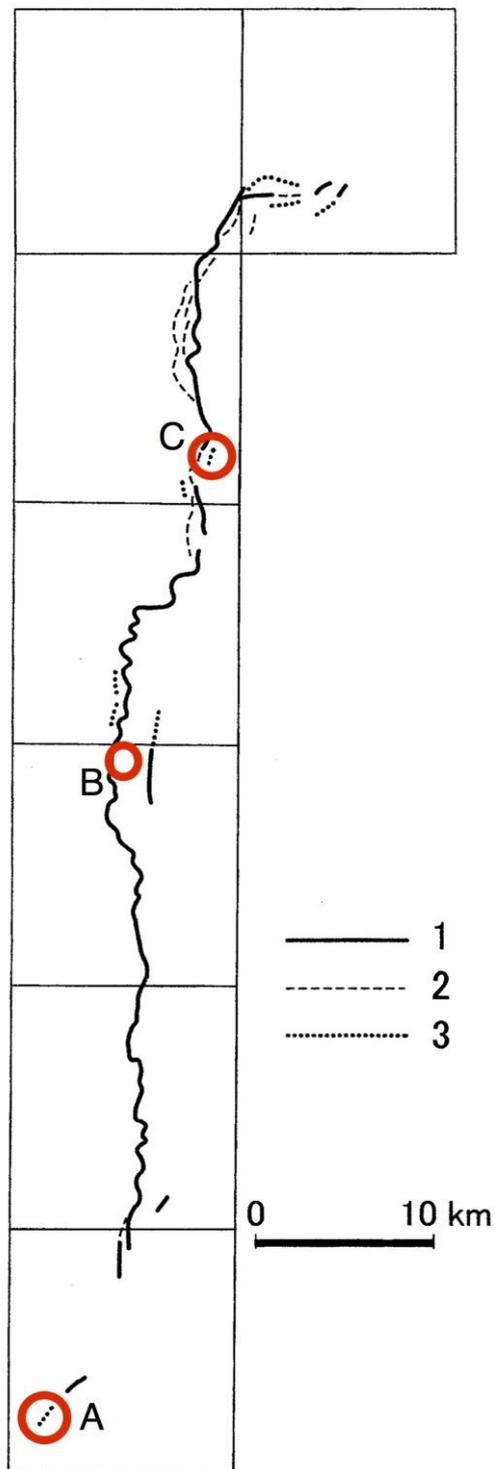


図 6.1-5 車籠埔断層全域における活断層と地表地震断層との位置の比較

太田・他(2003) に加筆. 1. 認定された活断層の位置と地表地震断層とがほぼ一致するもの.  
 2. 認定された活断層状に地表地震断層が生じなかったもの. 3. 活断層が認定されない場所に現れた地表地震断層.

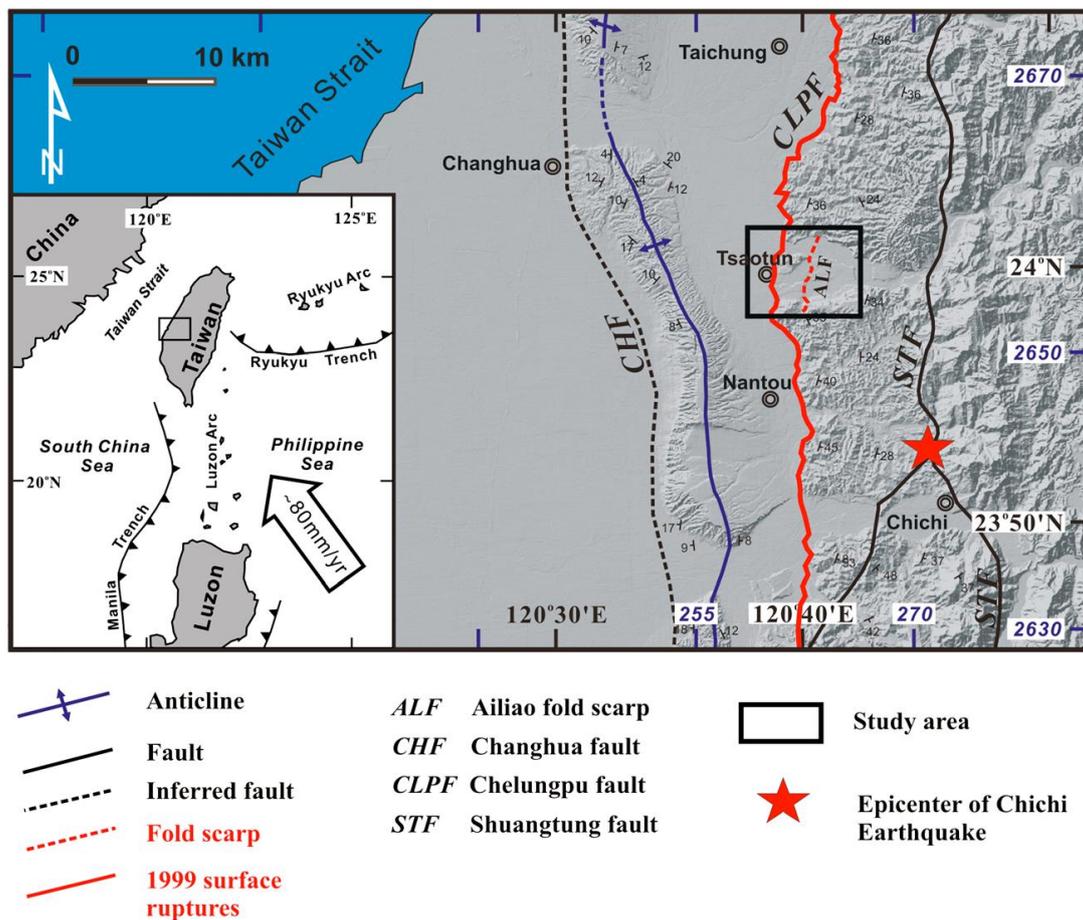


図 6.1-6 集集地震の地表地震断層および震央を示した台湾西部の地形図(Kuo et al., 2014)

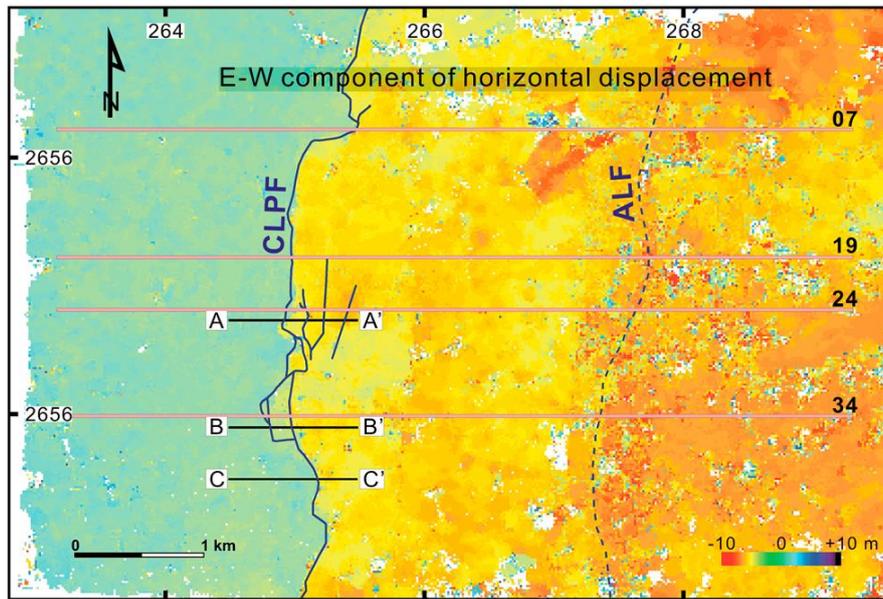


図 6.1-7 InSAR による東西方向の水平変位成分(Kuo et al., 2014)  
車籠埔断層を実線で，隘寮（Ailiao）褶曲部を点線で示す．座標系は UTM-51N.

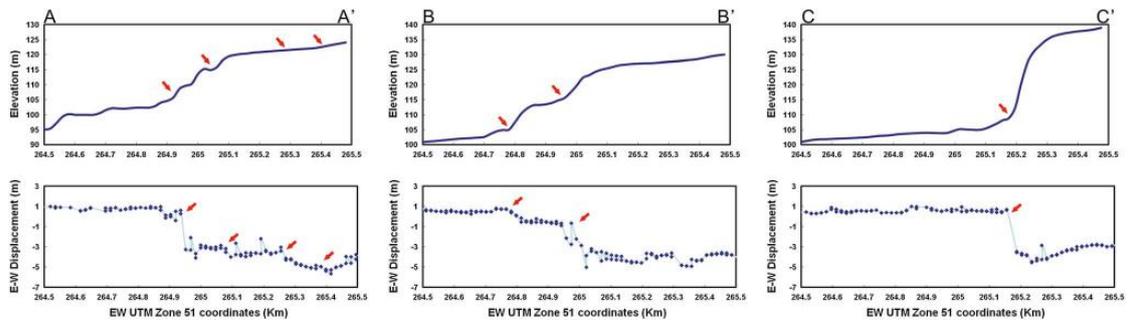


図 6.1-8 A-A', B-B', C-C' 測線における地形断面および東西水平変位(Kuo et al., 2014)

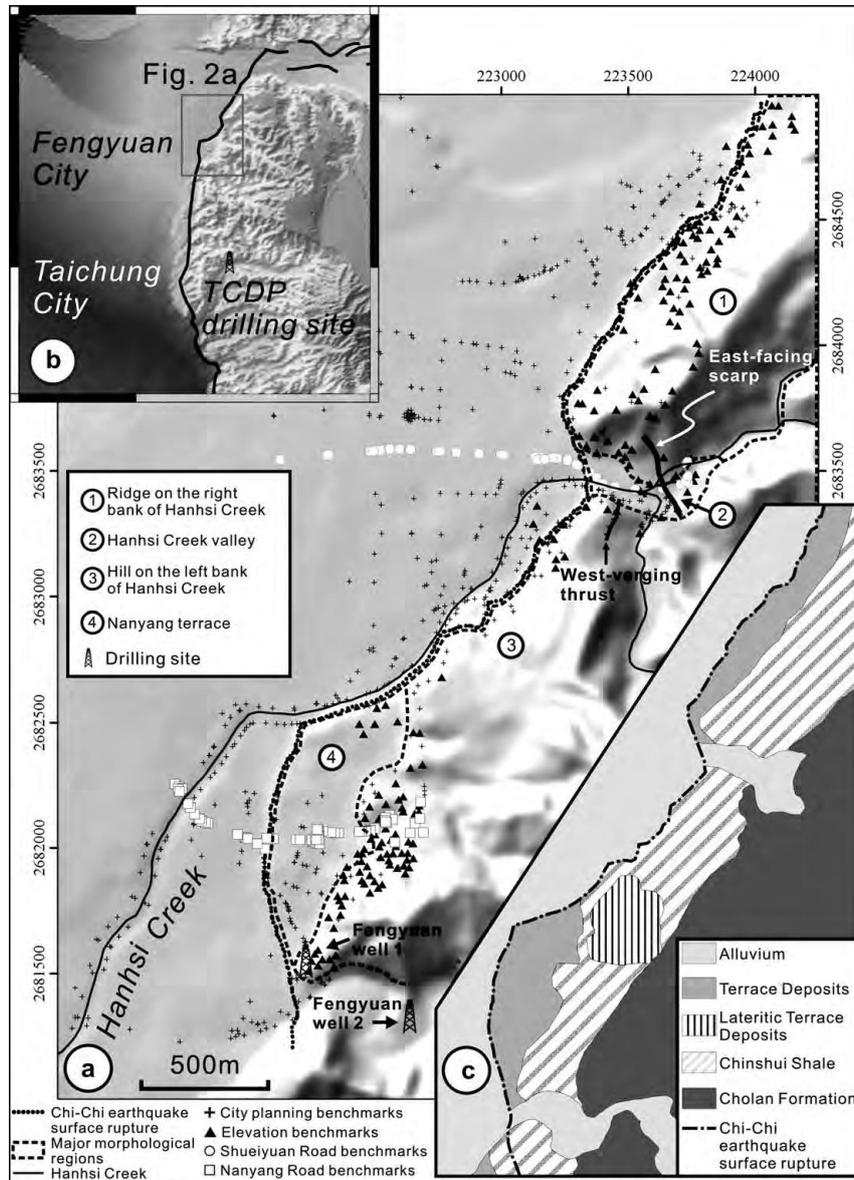


図 6.1-9 豊原(Fengyuan) 周辺の地形陰影図及び測量点(Huang et al., 2008)

集集地震地表地震断層と地質学的な衝上断層崖との一致に注目. 1-4 は主要な形態的な特徴.

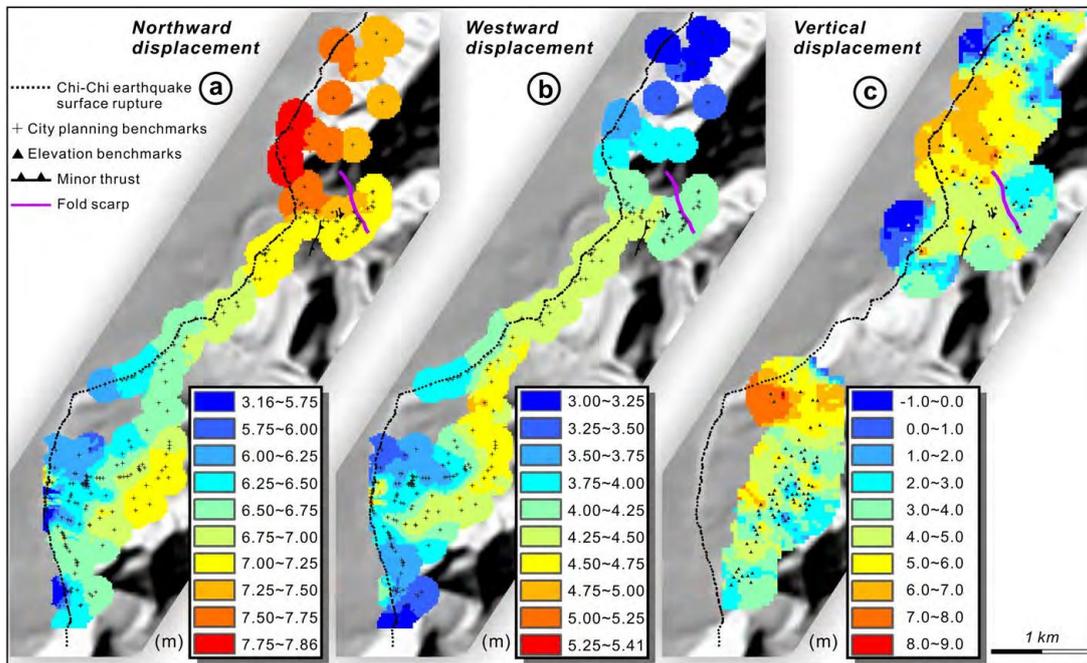


図 6.1- 10 上盤側の(a) 北向き, (b) 西向き, (c) 鉛直変位(Huang et al., 2008)

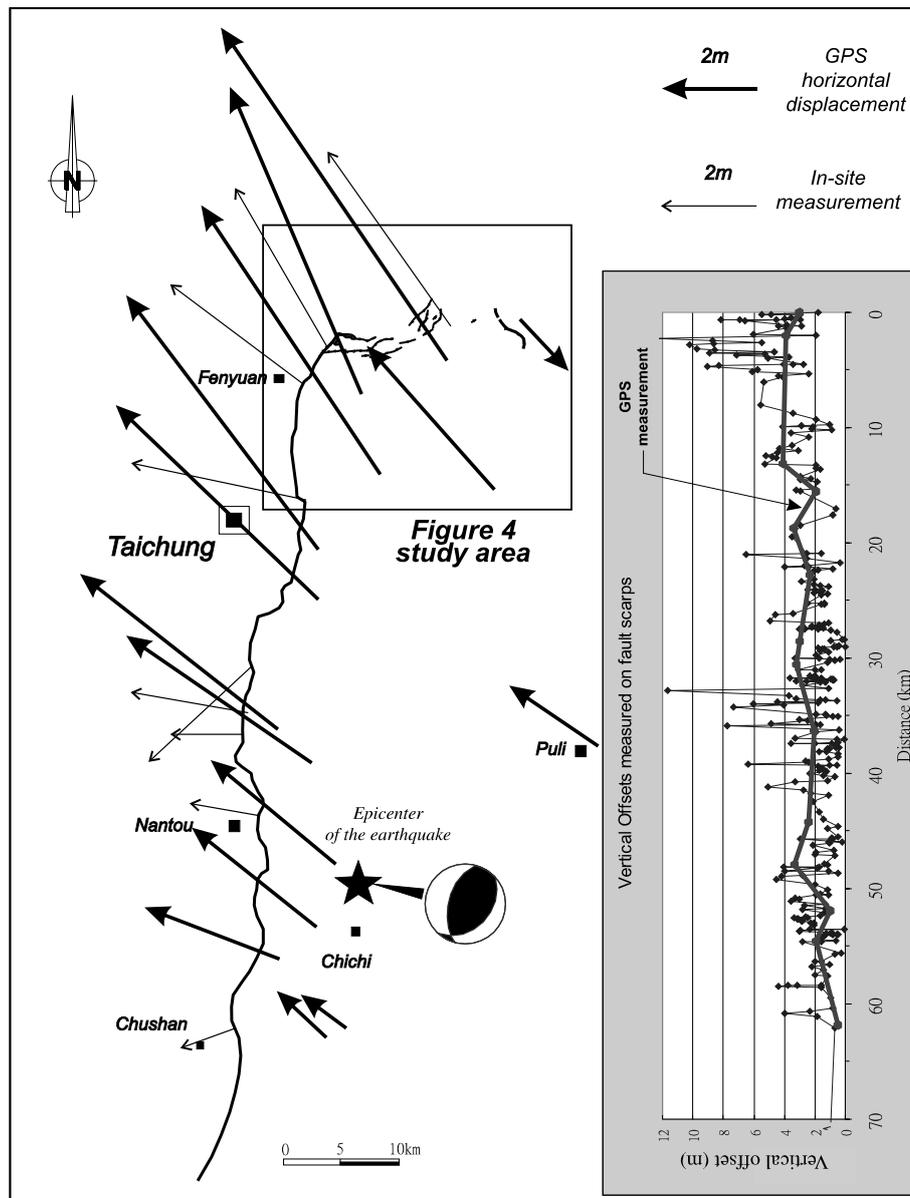


図 6.1- 11 1999 年集集地震における運動学的データ (Lee et al., 2002)

矢印線は断層露頭から得られた運動学的データ．太い矢印線は GPS データより得られた水平変位．右側のグラフは断層露頭及び GPS データより得られた鉛直変位．北の方がより変位量が大きくなっており，時計回りの水平変位成分がみられる．

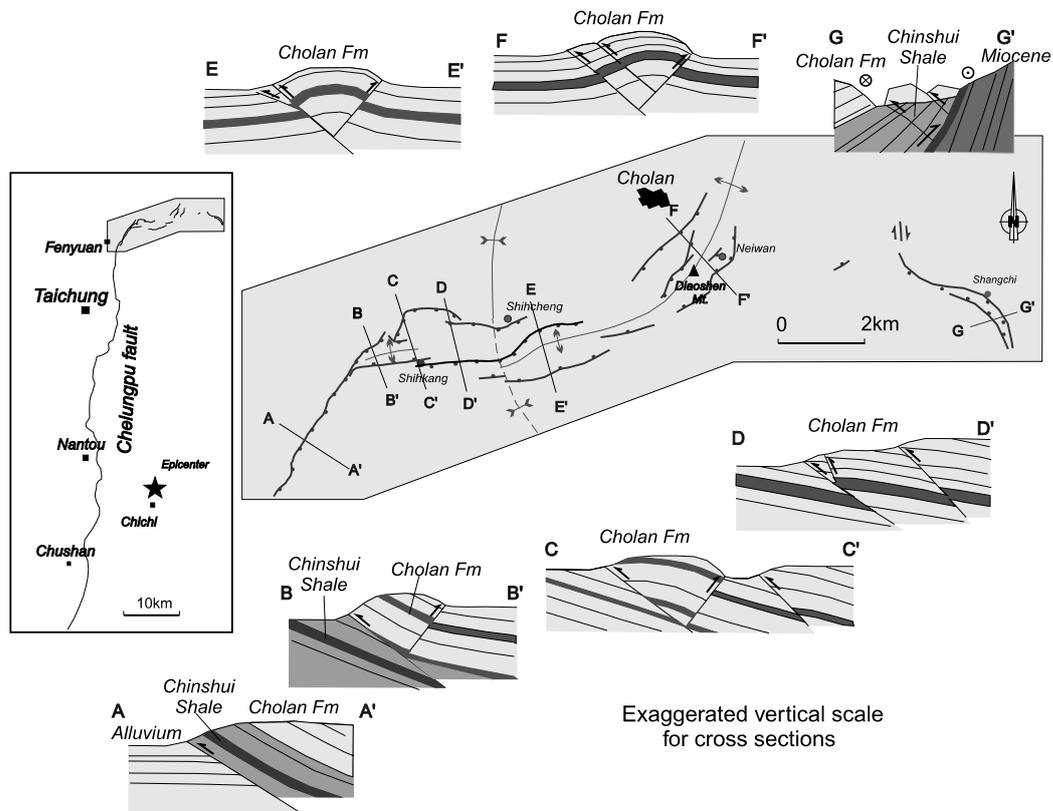


図 6.1- 12 石岡(Shihkang) - 上気(Shangchi) 断層沿いの断面図(Lee et al., 2002)

AA' 断面は車籠埔断層の典型的な構造を示す. BB', CC', DD' 断面は卓蘭褶曲西側の典型的な構造を示す. EE', FF' 断面は卓蘭褶曲中央から東側の典型的な構造を示す. GG' 断面は東端の典型的な構造を示す.

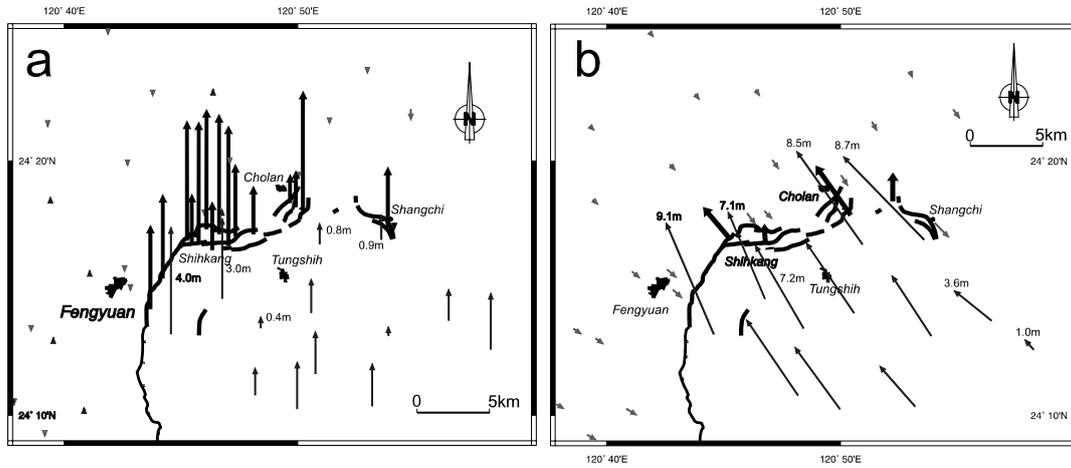


図 6.1- 13 1999 集集地震時の GPS から求められた変位（矢印線）と露頭での計測値（太矢印線）(Lee et al., 2002)

(a) : 鉛直, (b) : 水平成分.

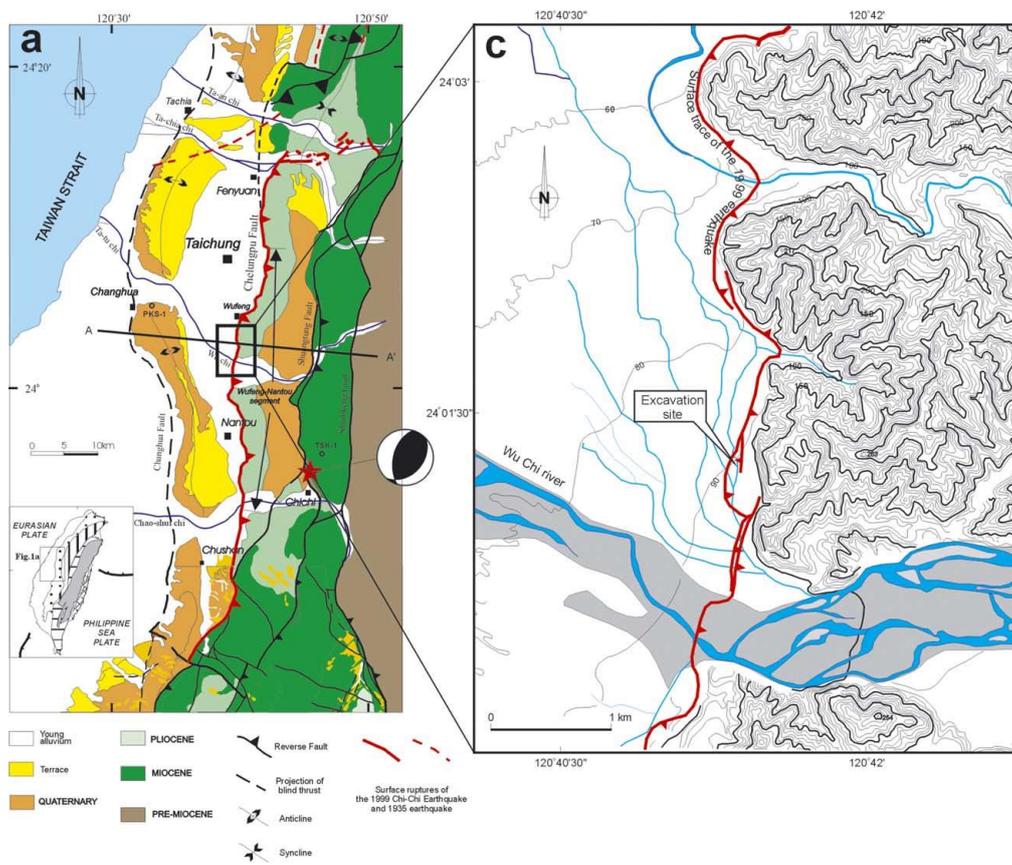


図 6.1-14 (a) 地質図, (c) トレンチサイトの地形図(Lee et al., 2004)

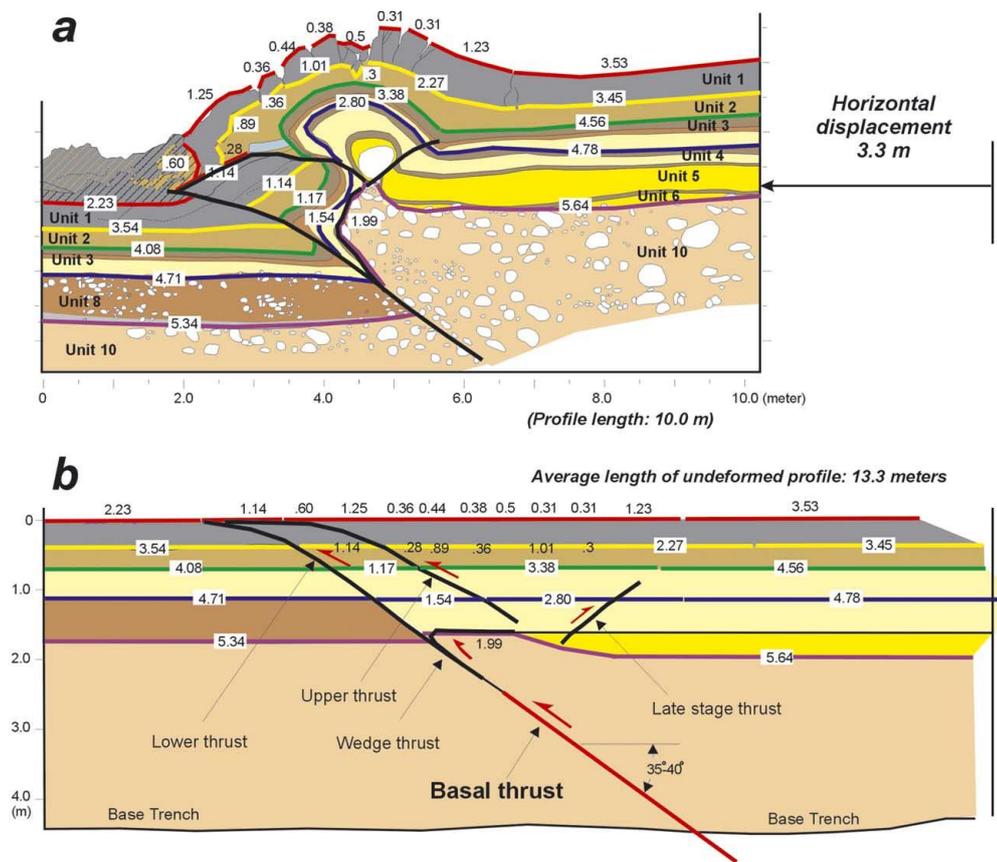


図 6.1- 15 急崖およびポップアップ構造の復元(Lee et al., 2004)

5 面の地層境界の長さが計測された。数字は各セグメントの地層境界面長さ。上：復元前，  
下：復元後

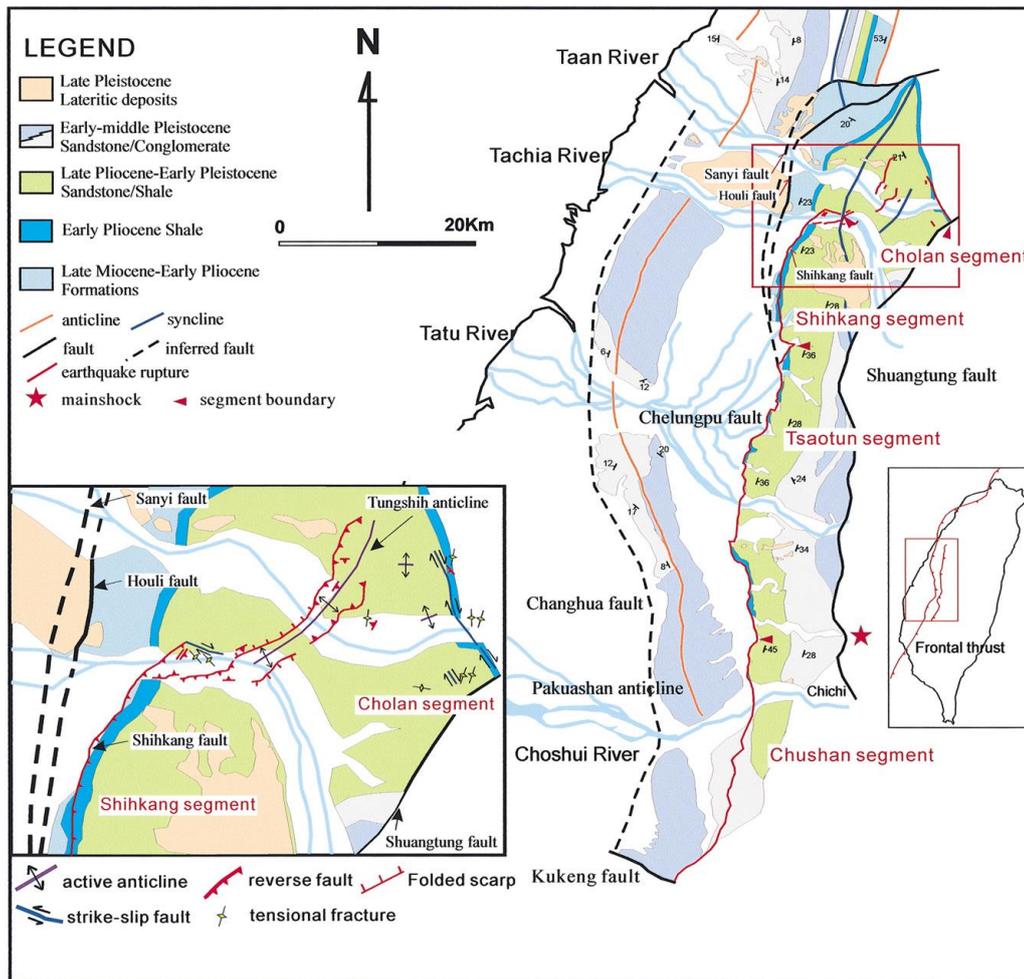


図 6.1- 16 車籠裏断層周辺の地質図 (Lee et al., 2004)

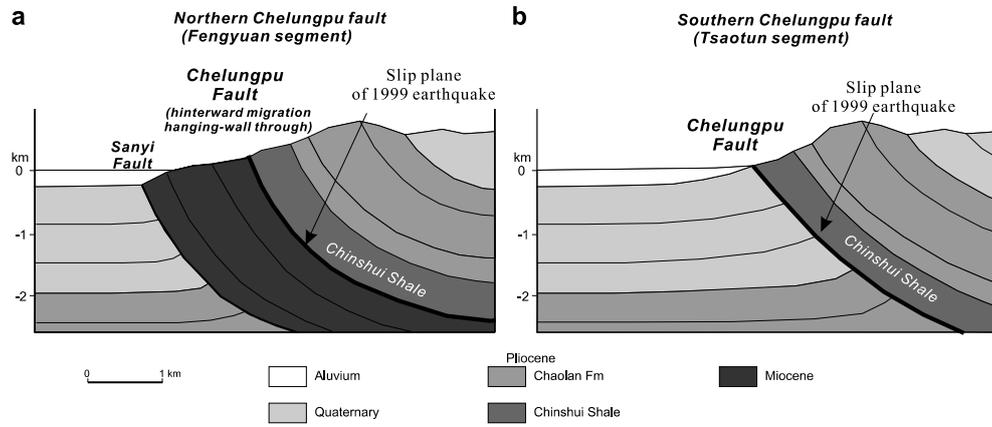


図 6.1- 17 車籠埔断層沿いの模式断面図 (Lee et al., 2004) . a:北部, b:南部.

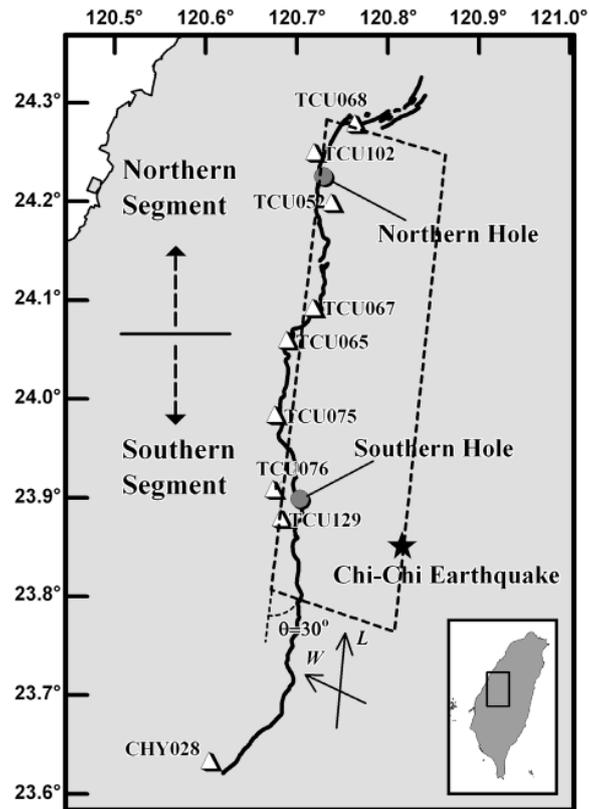


図 6.1- 18 ボーリング掘削地点 (Wang, 2010)

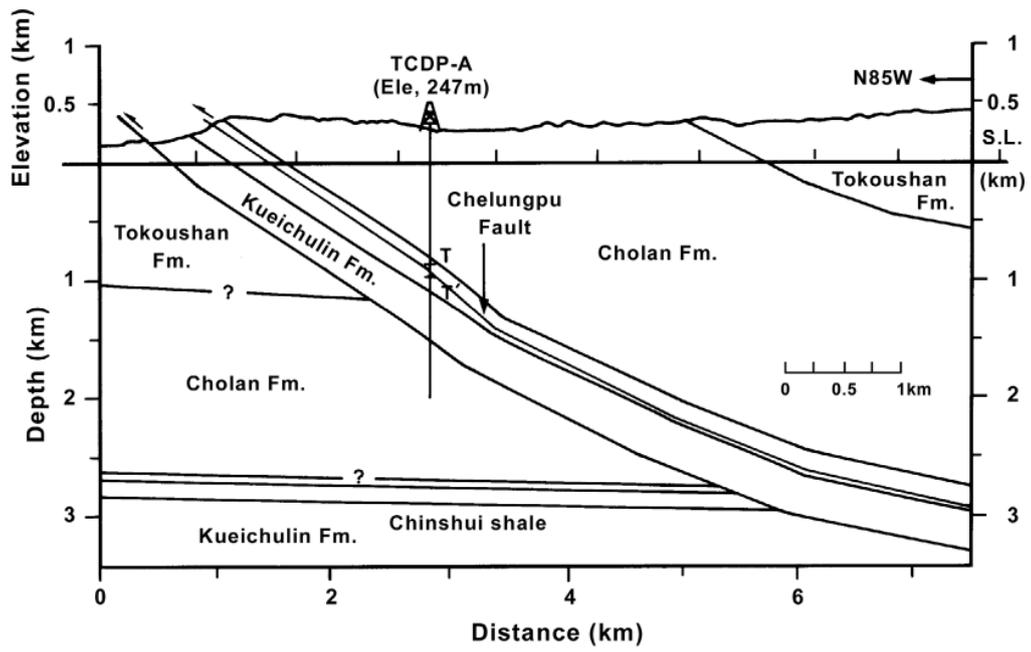


図 6.1-19 ボーリング掘削概要 (Wang, 2010)

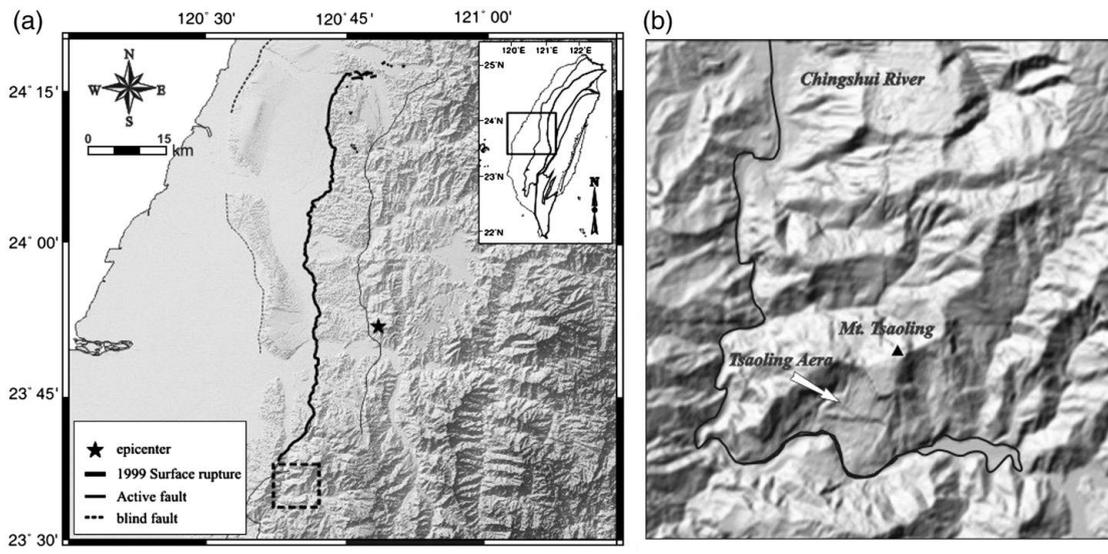


図 6.1- 20 地すべり発生位置図 (Kuo et al., 2009)

a: 全体図, b: 拡大図.

## 6.2. 1995年兵庫県南部地震

1995年1月17日午前5時46分に発生した兵庫県南部地震(Mj7.2)は、阪神地方及び淡路島を中心に甚大な被害を与えた。気象庁の震度階では初めて震度7を記録した地震である。六甲-淡路断層帯で発生した地震であり、地震発生以降、地形・地質学的、地球物理学的、地震学的、工学的な研究が、多くの研究者・研究機関によって行われた。地形・地質学的には、『1万分の1兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップ—野島・小倉及び灘川地震断層—』(栗田・水野, 1998)が発行され、野島地震断層の詳細なトレースや、各観察地点での地表変位の様子が解説されている。また『野島断層写真と解説 兵庫県南部地震の地震断層』(中田・岡田 編, 1999)では、野島断層に関するこれまでの研究結果の解説や、地表地震断層の詳細図が示されている。

兵庫県南部地震により、淡路島側では、西側の野島地震断層、東側の灘川地震断層が地表地震断層として現れたと考えられている。栗田・水野(1998)は西側の地表地震断層を北淡地震断層系とし、野島地震断層と小倉地震断層からなるとしている。このほか、神戸側では横尾山断層が地表地震断層であると考えられている(中田・岡田編, 1999)。これらの地震断層のうち、野島地震断層について詳しく記述した文献が多い(図 6.2-1)。野島地震断層は、津名郡北淡町の江崎灯台付近から北淡町富島付近まで連続的に分布する。さらに南西延長は北淡町浅野付近にかけて断続的に分布する。野島墓浦、梨本付近より南では二条に分岐し、分岐断層は舟木付近の折ヶ谷池までのびている(中田・岡田編, 1999)。栗田・水野(1998)は、江崎灯台付近から野島墓浦をとおり北淡町舟木付近までを野島地震断層、野島墓浦から富島南東までを小倉地震断層としている(図 6.2-2)。林ほか(1995)は、断続的に開口亀裂が現れていること、それらが野島地震断層の走向と同じで、地形と関係なくほぼ直線的に伸びていることから、津名郡一宮町枯木地区まで野島地震断層であると判断している。ただし、富島南部では明瞭な変位が認められていないことから、他の文献では地表地震断層として扱っていない。

東側にも既存の活断層近傍(灘川断層)の東側の造成地で地表地震断層が発生した。六甲-淡路断層帯は複数の断層群で構成され、淡路島にも西側と東側それぞれに断層構造が推定されている(図 6.2-3)。東側の地表地震断層の変位センスは海側が隆起しており、周辺の活断層の変位センスと異なる。

InSARによる解析も行われており、いくつかのリニアメントが抽出されている(藤原ほか, 2000)。しかしながら、淡路島の野島断層に相当するリニアメントは、衛星軌道等の影響で得られていない。InSARで得られているリニアメントの大半は既存活断層近傍で撓曲変形とされる。

淡路島では、地震発生後に地表地震断層近傍で複数のボーリング調査および土質試験を実施して、物性構造についてのデータも得られている。

表 6.2-2 に文献一覧を示す。

表 6.2-1 淡路島におけるボーリング試料分析結果一覧 (山田ほか, 2012)

コア深度 (m)	岩石名	自然密度 (g/cm <sup>3</sup> )	湿潤密度 (g/cm <sup>3</sup> )	乾燥密度 (g/cm <sup>3</sup> )	含水比 (%)	吸水比 (%)	有効間隙 率 (%)	P波速度 (km/s)	S波速度 (km/s)	動弾性係数 (kgf/cm <sup>2</sup> )	動ポアソ ン比	圧縮強度 (kgf/cm <sup>2</sup> )	静弾性係数D (kgf/cm <sup>2</sup> )	静弾性係数S (kgf/cm <sup>2</sup> )	静ポアソ ン比	圧裂引張強度 (kgf/cm <sup>2</sup> )	熱伝導率 (cal/cm <sup>2</sup> sec <sup>2</sup> °C)	透水係数 (cm/sec)
<b>【平林】</b>																		
460.70-461.70	トータル岩	2.74	2.74	2.74	0.14	0.21	0.56	4.50	1.45	1.71E+05	0.442	764	1.97E+05	5.93E+05	0.200	55		2.65E-11
464.85-465.02	トータル岩	2.74	2.74	2.74	0.17	0.23	0.63	5.02	1.64	2.18E+05	0.440						6.64E-03	
664.92-665.35	トータル岩	2.68	2.68	2.67	0.30	0.32	0.85	5.35	1.98	3.04E+05	0.421						8.33E-03	
840.85-841.18	(破砕岩)	2.67	2.68	2.65	0.91	1.26	3.35	4.03	1.65	2.08E+05	0.399						8.26E-03	
1337.40-1337.90	花崗閃緑岩	2.70	2.70	2.68	0.88	1.06	2.83	4.73	1.39	1.54E+05	0.453	511	1.72E+05	3.89E+05	0.188	45		9.54E-12
1339.10-1339.40	花崗閃緑岩	2.69	2.69	2.67	0.82	0.96	2.57	4.54	1.50	1.79E+05	0.437						6.60E-03	
1341.90-1342.30	花崗閃緑岩	2.64	2.65	2.61	1.05	1.32	3.44	4.30	1.70	2.19E+05	0.405						5.63E-03	
1541.70-1543.25	花崗閃緑岩	2.71	2.71	2.70	0.34	0.40	1.09	5.04	1.71	2.32E+05	0.435						4.26E-03	
1696.26-1696.40	はん岩	2.63	2.64	2.63	0.33	0.34	0.89	5.30	1.69	2.21E+05	0.442						7.92E-03	
1704.80-1705.50	ひん岩	2.65	2.65	2.65	0.09	0.10	0.27	5.67	1.45	1.67E+05	0.465	1826	3.96E+05	1.06E+05	0.236	87		4.67E-09
1753.02-1754.21	トータル岩	2.73	2.74	2.73	0.24	0.33	0.91	4.72	1.55	1.92E+05	0.440						3.96E-03	
1752.60-1753.00	トータル岩	2.76	2.76	2.75	0.30	0.40	1.09	4.01	1.40	1.58E+05	0.431	758	2.17E+05	5.30E+05	0.156	43		3.89E-12
1766.00-1767.30	安山岩	2.86	2.86	2.86	0.06	0.07	0.21	5.88	1.37	1.61E+05	0.471	1509	2.90E+05	1.04E+05	0.247	75		2.27E-11
1766.78-1767.03	安山岩	2.86	2.86	2.85	0.35	0.45	1.27	5.31	1.72	2.51E+05	0.440						5.29E-03	
1786.80-1787.32	(破砕岩)	2.38	2.41	2.30	3.20	4.62	10.64	3.82	1.09	8.45E+04	0.455						3.76E-03	
<b>【岩屋】</b>																		
446.10-446.50	花崗閃緑岩	2.62	2.62	2.62	0.20	0.29	0.75	4.62	1.35	1.41E+05	0.454	1399	2.92E+05	7.91E+05	0.153	50		3.79E-11
447.24-447.52	花崗閃緑岩	2.62	2.63	2.62	0.17	0.24	0.63	4.88	1.79	2.44E+05	0.422						8.97E-03	
457.34-457.66	花崗閃緑岩	2.62	2.62	2.62	0.22	0.29	0.75	5.04	1.87	2.66E+05	0.420						8.55E-03	
644.20-644.70	花崗閃緑岩	2.82	2.82	2.81	0.13	0.16	0.44	5.46	1.32	1.47E+05	0.469	1234	2.12E+05	1.08E+05	0.234	90		1.84E-11
644.70-645.00	花崗閃緑岩	2.81	2.81	2.81	0.16	0.19	0.52	5.62	1.86	2.84E+05	0.439						6.45E-03	
962.90-971.70	花崗閃緑岩	2.70	2.70	2.69	0.24	0.31	0.83	4.47	1.86	2.69E+05	0.395						8.59E-03	
977.40-978.30	花崗閃緑岩	2.69	2.69	2.68	0.19	0.25	0.67	4.87	1.32	1.40E+05	0.460	1010	2.62E+05	7.70E+05	0.237	61		3.61E-12
978.45-978.69	花崗閃緑岩	2.68	2.68	2.67	0.21	0.28	0.75	4.73	1.69	2.23E+05	0.427						7.83E-03	
<b>【甲山】</b>																		
405.32-405.75	花崗岩	2.59	2.59	2.58	0.38	0.43	1.12	3.80	1.47	1.62E+05	0.411						8.48E-03	
420.10-420.50	花崗岩	2.59	2.59	2.57	0.65	0.84	2.16	4.52	1.30	1.30E+05	0.455	692	1.66E+05	3.48E+05	0.289	37		3.34E-11
420.53-420.80	花崗岩	2.60	2.60	2.59	0.50	0.69	1.79	4.64	1.69	2.16E+05	0.422						9.58E-03	
641.83-642.17	花崗岩	2.61	2.62	2.60	0.52	0.62	1.60	5.05	1.81	2.49E+05	0.425						9.97E-03	
807.10-807.60	花崗岩	2.62	2.62	2.61	0.56	0.67	1.74	4.71	1.41	1.55E+05	0.451	736	1.50E+05	5.10E+05	0.226	47		6.70E-13
806.79-807.13	花崗岩	2.61	2.61	2.59	0.56	0.77	1.99	4.91	1.75	2.33E+05	0.427						7.92E-02	
817.63-817.90	花崗岩	2.61	2.62	2.60	0.49	0.65	1.68	4.76	1.94	2.81E+05	0.401						9.12E-03	
1050.19-1050.43	花崗岩	2.61	2.62	2.60	0.58	0.68	1.77	5.19	1.91	2.75E+05	0.422						7.29E-03	

表 6.2- 2 兵庫県南部地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Murakami, H. and Hoshino, M.	1998	Photogrammetric Measurement of Three-Dimensional Ground Surface Displacement Around Nojima Fault caused by Hyogoken-Nanbu Earthquake	Bulletin of the Geographical Survey Institute	44		
H. Sato and H. Hirata and T. Ito and N. Tsumura and T. Ikawa	1998	Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japan	Tectonophysics	286	1-4	19 - 30
林 愛明・井宮 裕・宇田 進一・飯沼 清・三沢 隆治・吉田 智治・安部松 保貴・和田 卓也・川合 功一	1995	兵庫県南部地震により淡路島に生じた野島地震断層の調査	地学雑誌	104		1 113-126
林 愛明・宇田 進一	1995	野島地震断層のセグメンテーションと断層破壊プロセス	地震 第2輯	48		3 375-386
林 愛明・井宮 裕・宇田 進一・三沢 隆治	1995	野島地震断層の性状	応用地質	36		1 41-46
林 愛明・宇田 進一	1996	野島地震断層の南北末端部の性状	活断層研究	1996		14 70-79
栗田 泰夫・水野 清秀	1998	1万分の1兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップ―野島・小倉及び灘川地震断層―説明書	地質調査所 構造図			1 74
池田 安隆・東郷 正美・澤 祥	1996	1995年兵庫県南部地震に伴う野島地震断層の最大変位ベクトル	地震 第2輯	48		4 531-537
岡田 篤正	1996	兵庫県南部地震の地震断層と六甲-淡路島活断層帯	兵庫県南部地震と地形災害			28-63
岩崎貴哉・朴成実・平田直・佐藤比呂志	1998	1995年兵庫県南部地震震源域およびその周辺地域における大規模地殻構造探査	地球, 号外, 断層解剖計画	21		119-125
橋本 学	1998	測地測量に基づく1995年兵庫県南部地震の地震像	地質学論集			51 37-50
大槻憲四郎・皆川 潤・青野 正夫・大竹 政和	1997	兵庫県南部地震時に刻まれた野島断層の湾曲した断層条線について	地震 第2輯	49		4 451-460
吾妻 崇・太田 陽子・小林 真弓・金 幸隆	1996	野島地震断層崖の断面形の変化過程	地理学評論, Ser. A	69		5 365-379
櫻井 孝	1997	兵庫県南部地震により出現した横尾山地震断層	応用地質	37		6 452-462
石井 孝行・平野 昌繁・藤田 崇	1996	兵庫県南部地震によって淡路島北淡町に現われた断層変位に伴う微地形	地理学評論, Ser. A	69		3 184-196
中田 高・蓬田 清・尾高 潤一郎・坂本 晃章・朝日 克彦・千田 昇	1995	1995年兵庫県南部地震の地震断層	地学雑誌	104		1 127-142
山田 隆二・小林健太郎・池田 隆司	2012	野島断層における深層掘削調査の概要と岩石物性試験結果(平林・岩屋・甲山)	防災科学技術研究所研究資料	371		1-16
皆川 潤・大槻 憲四郎・青野 正夫・大友 淳一・中村 教博	1995	野島地震断層の性状	応用地質	36		2 154-166
小池 克明・一川 雄一・古宇田 亮一・植木 俊明・轟 彬	1999	衛星画像と数値地形モデルを用いた兵庫県南部地震域での断层面分布形態の推定	日本リモートセンシング学会誌 = Journal of the Remote Sensing Society of Japan	19		2 113-131
吾妻 崇	1997	淡路島北部における活断層の活動度の再評価	第四紀研究	36		1 29-42
村上亮・藤原智・齋藤隆	1995	干渉合成開口レーダーを使用した平成7年兵庫県南部地震による地殻変動の検出	国土地理院時報	83		24-27
栗田 泰夫・水野 清秀・杉山 雄一・井村 隆介・下川 浩一・奥村 晃史・佃 栄吉・木村 克己	1996	兵庫県南部地震に伴って淡路島北西岸に出現した地震断層	地震 第2輯	49		1 113-124
中田 高・蓬田 清	1995	地震断層からみた1995年兵庫県南部地震の震源過程	月刊地球, 号外	13		107-116
藤原智・小沢慎三郎・村上亮・飛田幹男	2000	干渉SARによって得られた地表変位の勾配解析による1995年兵庫県南部地震の地表断層位置推定	地震第2輯	53		2 127-136
尾高潤一郎・中田高・後藤秀昭・朝日克彦・坂本晃章・蓬田清・千田昇	1996	1995年兵庫県南部地震で現れた地震断層の詳細図	活断層研究	1996		14 80-106
平野 昌繁・藤田 崇	1995	1995年阪神大震災に伴う地盤災害・とくに断層に沿う変位地形について	地球科学	49		2 77-84
太田陽子・堀野 正勝・海野 芳聖・木佐貴 順一・星野 実・水越 博子・中野 修・飯田 剛輔	1995	1995年兵庫県南部地震の際に出現した野島地震断層と被害状況	地学雑誌	104		1 143-155
太田 陽子	1996	兵庫県南部地震(1995. 1. 17)で現われた野島地震断層による地表変位と災害の概要	地理学評論, Ser. A	69		4 277-289

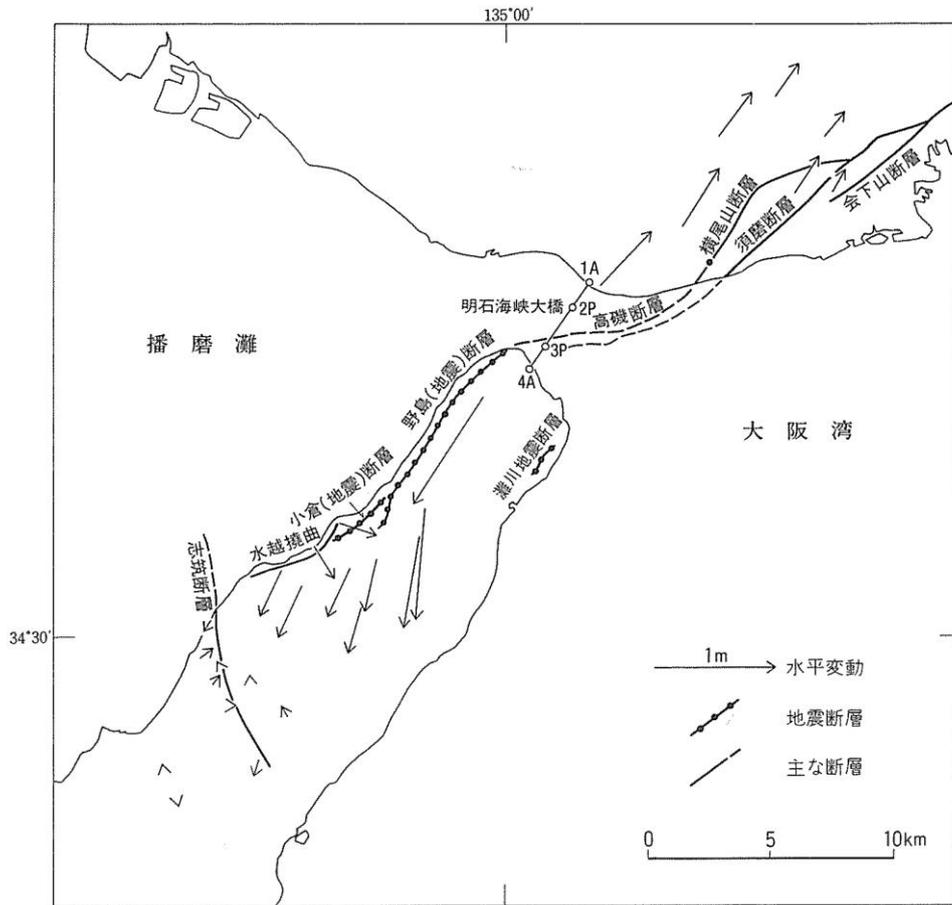


図 6.2-1 兵庫県南部地震における地表地震断層分布 (栗田ほか, 1996)

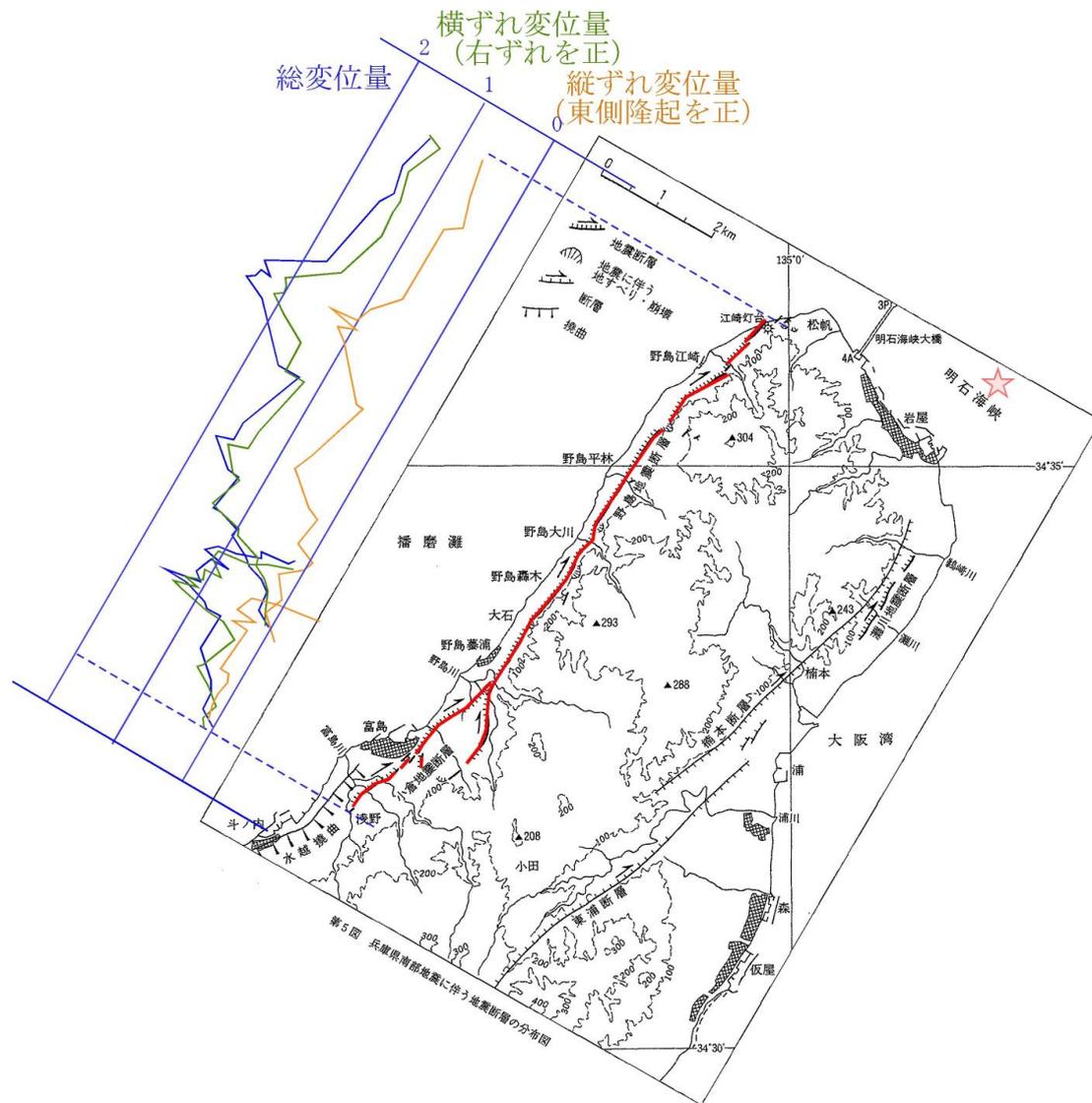


図 6.2-2 1995 年兵庫県南部地震に伴って出現した地表地震断層の分布と変位量分布 (栗田・水野, 1999 の変位量データを図化し, 地表地震断層のトレースに並記した) .

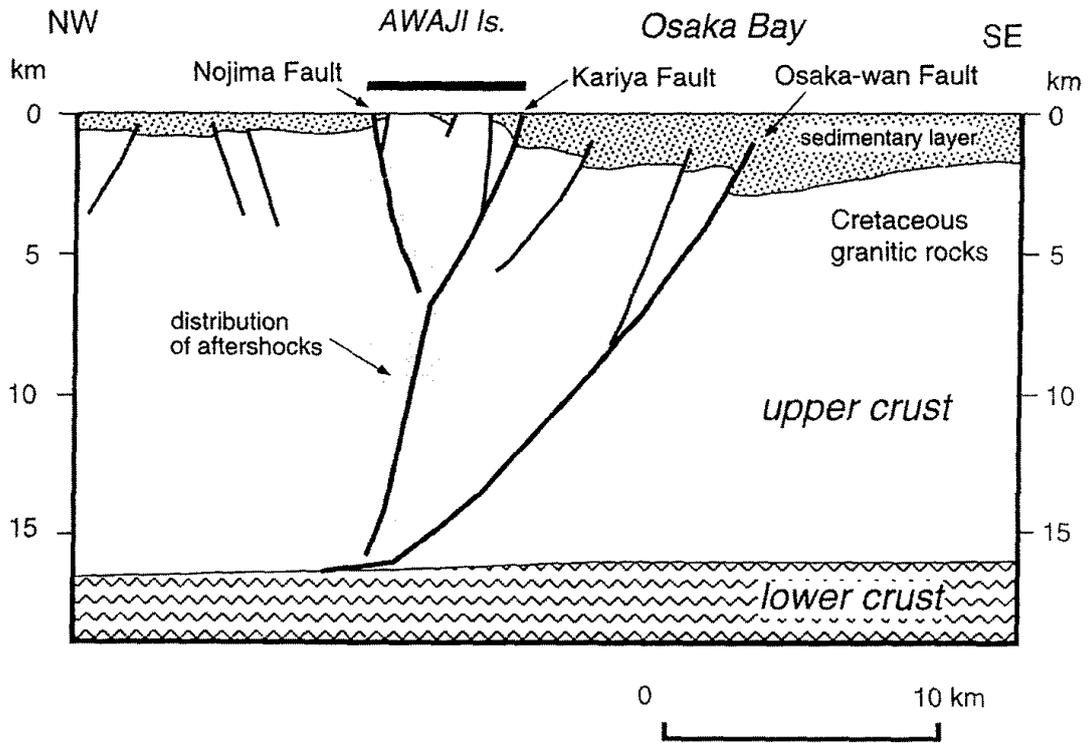


図 6.2-3 淡路島を横断する反射法地震探査断面の解釈図 (Sato et al, 1998)

### 6.3. 1954 年 Fairview Peak 地震・Dixie Valley 地震

1954 年 12 月 16 日に発生した地震であり，Fairview Peak 地震のおよそ 4 分後に Dixie Valley 地震が発生しており，これらの地震は連続的に発生したと考えられる．地表地震断層の分布は山岳地域の前面に発達する断層に沿って出現しており，非常に複雑で，不連続や屈曲，ステップ等が多く確認される．上下変位量は数～5m 程度に達する（Caskey et al., 1996）．Bell and Katzer (1990) は Dixie Valley 断層付近の変位様式や活動年代等を詳細に議論して，単純なセグメントモデルでは説明できないとしている．Hodgkinson et al. (1996a) や Hodgkinson et al. (1996b) では，測地学データを用いて断層モデルの推定や両地震の断層モデルの関係を議論している．

表 6.3- 1 に収集・整理した文献一覧を示す．

表 6.3- 1 Fairview Peak 地震・Dixie Valley 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Bell, John W. and Katzer, Terry	1990	Timing of late Quaternary faulting in the 1954 Dixie Valley earthquake area, central Nevada	Geology	18	7	622-625
Caskey, S. J. and Wesnousky, S. G. and Zhang, P. and Slemmons, D. B.	1996	Surface faulting of the 1954 Fairview Peak (Ms 7.2) and Dixie Valley (Ms 6.8) earthquakes, central Nevada	Bulletin of the Seismological Society of America	86	3	761-787, NP1-NP2
Hodgkinson, Kathleen M. and Stein, Ross S. and Marshall, Grant	1996	Geometry of the 1954 Fairview Peak-Dixie Valley earthquake sequence from a joint inversion of leveling and triangulation data	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	101	B11	25437-25457
Hodgkinson, Kathleen M. and Stein, Ross S. and King, Geoffrey C. P.	1996	The 1954 Rainbow Mountain-Fairview Peak-Dixie Valley earthquakes: A triggered normal faulting sequence	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	101	B11	25459-25471

## 6.4. 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)。

表 6.4- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.4- 1 San Fernando 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Bonilla, M.G. and Buchanan, J.M. and Castle, R.O. and Clark, M.M. and Frizell, V.A. and Gulliver, R.M. and Miller, F.K. and Pinkerton, J.P. and Ross, D.C. and Sharp, R.V. and Yerkes, R.F. and Ziony, J.I.	1971	Surface faulting	U.S. Geological Survey Profess Paper	733		55-76
[Division of Geological Planetary Sciences California Institute of Technology]	1971	Preliminary seismological and geological studies of the San Fernando, California, earthquake of February 9 1971	Bulletin of the Seismological Society of America	61		2 491-495
Kamb, B. and Silver, L.T. and Abrams M.J. and Carter, B.A. and Jordan, T.H. and Minster, J.B.	1971	Pattern of faulting and nature of fault movement in the San Fernando earthquake	U.S. Geological Survey Profess Paper	733		41-54
Lienkaemper, J. J. and Burford, R. O.	1985	No large afterslip in Little Tujunga Canyon following the 1971 San Fernando earthquake	Bulletin of the Seismological Society of America	75		2 627
Mikumo, Takeshi	1973	Faulting process of the San Fernando earthquake of February 9, 1971 inferred from static and dynamic near-field displacements	Bulletin of the Seismological Society of America	63	1	249-269
Sharp, R. V.	1975	Displacement on tectonic ruptures	Oakeshott, G. B., ed., earthquake of 9 February 1971 California Division of Mines and Geology Bulletin	196		187-194

## 6.5. 1979 年 Imperial Valley 地震

San Andreas 断層帯の南部に位置するこの地域では、地震が多く、1940 年にも同名の地震が発生している (Mw6.9) . 1979 年 10 月 15 日に発生した地震は Mw6.4 である. 地表地震断層は Imperial および Brawley 断層帯に沿って出現した (Sharp et al., 1982) . 一部の小規模な変位が Rico 断層で出現した. 断層が出現した地域はいずれも厚い第四紀層で構成されている. 測地学的なデータより、いくつかの断層モデルも推定されている (King and Thatcher, 1998 ; Langbein et al., 1983 ; Slade et al., 1984)

表 6.5- 1 に収集・整理した文献一覧を示す.

表 6.5- 1 Imperial Valley 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
King, N. E. and Thatcher, W.	1998	The coseismic slip distributions of the 1940 and 1979 Imperial Valley, California, earthquakes and their implications	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	103	B8	18069-18086
Langbein, J. and McGarr, A. and Johnston, M. J. S. and Harsh, P. W.	1983	Geodetic measurements of postseismic crustal deformation following the 1979 Imperial Valley earthquake, California	Bulletin of the Seismological Society of America	73	4	1203-1224
Larsen, Shawn and Reilinger, Robert	1991	Age constraints for the present fault configuration in the Imperial Valley, California: Evidence for northwestward propagation of the Gulf of California Rift System	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	96	B6	10339-10346
Sharp, R. V. and Lienkaemper, J. J. and Bonilla, M. G. and Burke, D. B. and Fox, B. F. and Herd, D. G. and Miller and D. M. and Morton, D. M. and Ponti, D. J. and Rymer, M. J. and Tinsley, J. C. and Yount, J. C.	1982	Surface faulting in the central Imperial Valley	U.S. Geological Survey Professional Paper	1254		119-143
Slade, Martin A. and Lyzenga, Gregory A. and Raefsky, Arthur	1984	Modeling of the surface static displacements and fault plane slip for the 1979 Imperial Valley earthquake	Bulletin of the Seismological Society of America	74	6	2413-2433

## 6.6. 1983 年 Borah Peak 地震

1983 年 10 月 28 日に発生した Borah Peak 地震は、Mw6.9 で、逆断層型の地震である。地表地震断層は Lost River 断層に沿って Warm Spring, Thousand Spring セグメントで発生した (Crone et al., 1987)。両セグメントの境界付近 (Willow Creek) では、今回の地震では変位が生じておらず、このギャップから北西方向への分岐断層で変位が見られ、Y 字型の地表地震断層の分布を呈す。Thousand Spring セグメントのほぼ中央部の Doublespring Pass Road では正断層の前面に局所的な圧縮場により形成された逆断層変位が生じた。正断層と逆断層との間には複雑なグラーベン構造が複数発達する。測地学的なデータより、いくつかの断層モデルも推定されている (Barrientos et al., 1987 ; Stein and Barrientos, 1985)

表 6.6- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.6- 1 Borah Peak 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Barrientos, Sergio E. and Stein, Ross S. and Ward, Steven N.	1987	Comparison of the 1959 Hebgen Lake, Montana and the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquakes from geodetic observations	Bulletin of the Seismological Society of America	77	3	784-808
Crone, Anthony J. and Machette, Michael N. and Bonilla, Manuel G. and Lienkaemper, James J. and Pierce, Kenneth L. and Scott, William E. and Bucknam, Robert C.	1987	Surface faulting accompanying the Borah Peak earthquake and segmentation of the lost river fault, central Idaho	Bulletin of the Seismological Society of America	77	3	739-770, NP1-NP2
Stein, Ross S. and Barrientos, Sergio E.	1985	Planar high-angle faulting in the basin and range: Geodetic analysis of the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	90	B13	11355-11366

## 6.7. 1987 年 Superstition Hills 地震

1987 年 11 月 24 日に発生した Superstition Hills 地震は, Mw6.7 の地震である. 12 時間前には Mw6.5 の地震が発生しており, 連動したと考えられる.

地表地震断層は Superstition Hills 断層に沿って出現した (Sharp et al., 1989 ; Williams and Magistrale, 1989) . 地震発生以後もクリープが継続しており, 変位の観測は 300 日以上にわたって行われた. 地表地震断層は 3 断層で構成され, 北部と中部の断層それぞれの中央付近で最大変位を示す.

この地震の 12 時間前には共役関係とされる Elmore Ranch 断層で地震が発生している. Hudnut et al. (1989) では, この地表地震断層の変位の詳細な報告をしている.

表 6.7- 1 に収集・整理した文献一覧を示す.

表 6.7- 1 Superstition Hills 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Hudnut, K. and Seeber, L. and Rockwell, T. and Goodmacher, J. and Klinger, R. and Lindvall, S. and McElwain, R.	1989	Surface ruptures on cross-faults in the 24 November 1987 Superstition Hills, California, earthquake sequence	Bulletin of the Seismological Society of America	79		2282-296
Hudnut, K. W. and Seeber, L. and Pacheco, J.	1989	Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills Earthquake Sequence, southern California	Geophysical Research Letters	16		2199-202
Hudnut, K. W. and Sieh, K. E.	1989	Behavior of the Superstition Hills fault during the past 330 years	Bulletin of the Seismological Society of America	79		2304-329
Hudnut, K. W. and Seeber, L. and Rockwell, T.	1989	Slip on the Elmore Ranch fault during the past 330 years and its relation to slip on the Superstition Hills fault	Bulletin of the Seismological Society of America	79		2330-341
Lindvall, Scott C. and Rockwell, Thomas K. and Hudnut, Kenneth W.	1989	Evidence for prehistoric earthquakes on the Superstition Hills fault from offset geomorphic features	Bulletin of the Seismological Society of America	79		2342-361
McGill, Sally F. and Allen, Clarence R. and Hudnut, Kenneth W. and Johnson, David C. and Miller, Wayne F. and Sieh, Kerry E.	1989	Slip on the Superstition Hills fault and on nearby faults associated with the 24 November 1987 Elmore Ranch and Superstition Hills earthquakes, southern California	Bulletin of the Seismological Society of America	79		2362-375
Sharp, R. V. and Budding, K. E. and Boatwright, J. and Ader, M. J. and Bonilla, M. G. and Clark, M. M. and Fumal, T. E. and Harms, K. K. and Lienkaemper, J. J. and Morton, D. M. and O'Neill, B. J. and Ostergren, C. L. and Ponti, D. J. and Rymer, M. J. and Saxton, J. L. and Sims, J. D.	1989	Surface faulting along the Superstition Hills fault zone and nearby faults associated with the earthquakes of 24 November 1987	Bulletin of the Seismological Society of America	79		2252-281.NP1-NP2
Williams, Patrick L. and Magistrale, Harold W.	1989	Slip along the Superstition Hills fault associated with the 24 November 1987 Superstition Hills, California, earthquake	Bulletin of the Seismological Society of America	79		2390-410

## 6.8. 1992 年 Landers 地震

1992 年 6 月 28 日に発生した Landers 地震は、Mw7.3 の横ずれタイプの地震である。San Andreas 断層の東側に分布するカリフォルニア断裂帯を震源としたものである。地表地震断層は Johnson Vally 断層，Homestead Valley 断層，Emerson 断層，Camp Rock 断層で出現した。各断層の境界部では，短い地表地震断層が幅広く分布する傾向にある。

Hernandez et al. (1997), Peltzer et al. (1994), Solomon et al. (2003) では InSAR を用いて測地学的な断層モデルの推定も行っている。

表 6.8- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.8- 1 Landers 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Ammon, Charles J. and Velasco, Aaron A. and Lay, Thorne	1993	Rapid estimation of rupture directivity: Application to the 1992 Landers (MS = 7.4) and Cape Mendocino (MS = 7.2), California earthquakes	Geophysical Research Letters	20		297-100
Bock, Y. and Wdowinski, S. and Fang, P. and Zhang, J. and Williams, S. and Johnson, H. and Behr, J. and Genrich, J. and Dean, J. and van Domselaar, M. and Agnew, D. and Wyatt, F. and Stark, K. and Oral, B. and Hudnut, K. and King, R. and Herring, T. and Dinardo, S. and Young, W. and Jackson, D. and Gurtner, W.	1997	Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Continuous measurements of regional crustal deformation between the 1992 Landers and 1994 Northridge earthquakes	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	102	B8	18013-18033
Campillo, Michel and Archuleta, Ralph J.	1993	A rupture model for the 28 June 1992 Landers, California, Earthquake	Geophysical Research Letters	20		8647-650
Freymueller, J. and King, N. E. and Segall, P.	1994	The co-seismic slip distribution of the Landers earthquake	Bulletin of the Seismological Society of America	84		3646-659
Hernandez, Bruno and Cotton, Fabrice and Campillo, Michel and Massonnet, Didier	1997	A comparison between short term (Co-Seismic) and long term (one year) slip for the Landers Earthquake: Measurements from strong motion and SAR interferometry	Geophysical Research Letters	24	13	1579-1582
Hough, S. E.	1994	Southern surface rupture associated with the M 7.3 1992 Landers, California, earthquake	Bulletin of the Seismological Society of America	84		3817-825
Hudnut, K. W. and Bock, Y. and Cline, M. and Fang, P. and Feng, Y. and Freymueller, J. and Ge, X. and Gross, W. K. and Jackson, D. and Kim, M. and King, N. E. and Langbein, J. and Larsen, S. C. and Lisowski, M. and Sheri, Z.-K. and Svarc, J. and Zhang, J.	1994	Co-seismic displacements of the 1992 landers earthquake sequence	Bulletin of the Seismological Society of America	84		3625-645
McGill, Sally F. and Rubin, Charles M.	1999	Surficial slip distribution on the central Emerson fault during the June 28, 1992, Landers earthquake, California	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	104	B3	4811-4833
Peltzer, Gilles and Hudnut, Kenneth W. and Feigl, Kurt L.	1994	Analysis of coseismic surface displacement gradients using radar interferometry; New insights into the Landers earthquake	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	99	B11	21971-21981
Rymer, Michael J.	2000	Triggered Surface Slips in the Coachella Valley Area Associated with the 1992 Joshua Tree and Landers, California, Earthquakes	Bulletin of the Seismological Society of America	90		4832-848

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Sieh, Kerry and Jones, Lucile and Hauksson, Egill and Hudnut, Kenneth and Eberhart-Phillips, Donna and Heaton, Thomas and Hough, Susan and Hutton, Kate and Kanamori, Hiroo and Lijie, Anne and Lindvall, Scott and McGill, Sally F. and Mori, James and Rubin, Charles and Spotila, James A. and Stock, Joann and Thio, Hong Kie and Treiman, Jerome and Wernicke, Brian and Zachariasen, Judith	1993	Near-Field Investigations of the Landers Earthquake Sequence, April to July 1992	Science	260	5105	171-176
Solomon, Sean C. and Baker, Victor R. and Bloxham, Jeremy and Booth, Jeffrey and Donnellan, Andrea and Elachi, Charles and Evans, Diane and Rignot, Eric and Burbank, Douglas and Chao, Benjamin F. and Chave, Alan and Gillespie, Alan and Herring, Thomas and Jeanloz, Raymond and LaBrecque, John and Minster, Bernard and Pitman, Walter C. and Simons, Mark and Turcotte, Donald L. and Zoback, Mary Lou C.	2003	Plan for living on a restless planet sets NASA's solid Earth agenda	Eos, Transactions American Geophysical Union	84	45	485-491
Spotila, James A. and Sieh, Kerry	1995	Geologic investigations of a "slip gap" in the surficial ruptures of the 1992 Landers earthquake, southern California	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	100	B1	543-559
Wyatt, F. K. and Agnew, D. C. and Gladwin, M.	1994	Continuous Measurements of Crustal Deformation for the 1992 Landers Earthquake Sequence	Bulletin of the Seismological Society of America	84	3	768-779

## 6.9. 1999 年 Kocaeli 地震

1999 年 8 月 17 日に発生した地震で、イズミット地震とも呼ばれる。Mw7.6 の地震であり、30 秒以上の長時間揺れ続けたといわれる。トルコイスタンブール近くで発生したため、1 万 7 千人以上の死者が発生した地震である。地表地震断層は北アナトリア断層帯に属する 5 つのセグメントで構成され、変位分布は各セグメントの中央部付近で最大となり、セグメント両端へ向かって小さくなる山型の分布を呈する。

表 6.9- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.9- 1 Kocaeli 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Barka, A. and Akyuz, H. S. and Altunel, E. and Sunal, G. and Cakir, Z. and Dikbas, A. and Yerli, B. and Armijo, R. and Meyer, B. and de Chabaliar, J. B. and Rockwell, T. and Dolan, J. R. and Hartleb, R. and Dawson, T. and Christofferson, S. and Tucker, A. and Fumal, T. and Langridge, R. and Stenner, H. and Lettis, W. and Bachhuber, J. and Page, W.	2002	The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 Izmit Earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault	Bulletin of the Seismological Society of America	92	1	43-60
Hartleb, Ross D. and Dolan, James F. and Akyuz, H. Serdar and Dawson, Timothy E. and Tucker, Allan Z. and Yerli, Baris and Rockwell, Thomas K. and Toraman, Erkan and Cakir, Ziya and Dikbas, Aynur and Altunel, Erhan	2002	Surface Rupture and Slip Distribution along the Karadere Segment of the 17 August 1999 Izmit and the Western Section of the 12 November 1999 Duzce, Turkey, Earthquakes	Bulletin of the Seismological Society of America	92	1	67-78
Hubert-Ferrari, A. and A. Barka and E. Jacques and S. Nalbant and B. Meyer and R. Armijo and P. Tapponniere and G. C. P. King	2000	Seismic hazard in the Marmara Sea following the 17 August 1999 Izmit earthquake	Nature	404		269-272
Le Pichon, X. and Villengor, A. M. C. and Demirbag, E. and Rangin, C. and Imren, C. and Armijo, R. and Gorur, N. and Cagatay, N. and Mercier de Lepinay, B. and Meyer, B. and Saatchilar, R. and Tok, B.	2001	The active Main Marmara Fault	Earth and Planetary Science Letters	192		4 595-616
Lettis, W. and Bachhuber, J. and Witter, R. and Brankman, C. and Randolph, C. E. and Barka, A. and Page, W. D. and Kaya, A.	2002	Influence of Releasing Step-Overs on Surface Fault Rupture and Fault Segmentation: Examples from the 17 August 1999 Izmit Earthquake on the North Anatolian Fault, Turkey	Bulletin of the Seismological Society of America	92	1	19-42
池田 安隆・Tolga KOMUT	2000	トルコ北西部コジャエリ地震(1999年8月17日)に伴う地表地震断層	活断層研究	2000	19	i-ii
遠田晋次・堤浩之・奥野充・Tamer Duman・Omer Emre・原口強・近藤久雄・杉戸信彦・中村俊夫	2002	トルコ北アナトリア断層,1999年8月イズミット地震に伴う地震断層の掘削調査	活断層研究	2002	21	iii-iv
吉岡敏和・粟田泰夫・佃栄吉・加藤碩一・エムレオメール・ドゥマンタメル Y.・エルカルタウフィック・ドアンアーメット	2000	トルコ・イズミット(コジャエリ)地震に伴う地震断層	地質ニュース	545		23-26
吉岡敏和・粟田泰夫・佃栄吉	2000	トルコ・イズミット(コジャエリ)地震に伴う地震断層	地質ニュース	545		1-2
粟田泰夫・須貝 俊彦・奥村 晃史・遠田 晋次・Omer Emre・Tamer Duman・原口 強・木下 博久・高田 圭太・古橋 大地	2001	トルコ北アナトリア断層,1999年8月イズミット地震・11月デュズジェ地震に伴う地表地震断層の掘削調査	活断層研究	2001	20	iii-vi
地質調査所・トルコ鉱物資源調査開発総局・粟田泰夫・吉岡敏和・佃栄吉・EMRE Omer・DUMAN Tamer・DUGAN Afmet	2000	1999年トルコ・イズミット(コジャエリ)地震の地表地震断層の調査結果	地震予知連絡会会報	63		564-568

## 6.10. 1999 年 Hector Mine 地震

1999 年 10 月 16 日に発生した、Mw7.1 の地震であり、10 月 15 日から続いた前震の後に発生した地震である。同地域では、1992 年にランダース地震が発生している。地表地震断層は Lavic Lake 断層および Bullion 断層の南半分で出現した。地表地震断層の北部・南部の堆積層部分では幅広く雁行状分布を呈し、中央部分は基盤岩部分で比較的連続性がよく、分布幅も狭くなる (Treiman et al., 2002)。変位分布も地表地震断層の中央部でほぼ最大を示し、山型の分布となる。

Jónsson et al. (2002) では、GPS と衛星データを組み合わせて、測地学的断層モデルを推定しているが、得られた断層モデルは Y 字型の 3 枚断層モデルとなっている。

表 6.10- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.10- 1 Hector Mine 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Agnew, D. C. and Owen, S. and Shen, Z. K. and Anderson, G. and Svarc, J. and Johnson, H. and Austin, K. E. and Reilinger, R.	2002	Coseismic Displacements from the Hector Mine, California, earthquake: Results from survey-mode global positioning system measurements	Bulletin of the Seismological Society of America	92	4	1355-1364
Cianetti, Spina and Giunchi, Carlo and Cocco, Massimo	2002	Mechanical coupling between the Landers and Hector Mine (California) fault systems	Geophysical Research Letters	29	18	16-1-16-4
Hudnut, K. W. and King, N. E. and Galetzka, J. E. and Stark, K. F. and Behr, J. A. and Aspiotes, A. and van Wyk, S. and Moffitt, R. and Dockter, S. and Wyatt, F.	2002	Continuous GPS Observations of Postseismic Deformation Following the 16 October 1999 Hector Mine, California, Earthquake (Mw 7.1)	Bulletin of the Seismological Society of America	92	4	1403-1422
Hudnut, K. W. and Borsa, A. and Glennie, C. and Minster, J.-B.	2002	High-Resolution Topography along Surface Rupture of the 16 October 1999 Hector Mine, California, Earthquake (Mw 7.1) from Airborne Laser Swath Mapping	Bulletin of the Seismological Society of America	92	4	1570-1576
Jacobs, Allison and Sandwell, David and Fialko, Yuri and Sichoich, Lydie	2002	The 1999 (Mw 7.1) Hector Mine, California, Earthquake: Near-Field Postseismic Deformation from ERS Interferometry	Bulletin of the Seismological Society of America	92	4	1433-1442
Jonsson, Sigurjon and Zebker, Howard and Segall, Paul and Amelung, Falk	2002	Fault Slip Distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements	Bulletin of the Seismological Society of America	92	4	1377-1389
Owen, S. and Anderson, G. and Agnew, D. C. and Johnson, H. and Hurst, K. and Reilinger, R. and Shen, Z.-K. and Svarc, J. and Baker, T.	2002	Early Postseismic Deformation from the 16 October 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake as Measured by Survey-Mode GPS	Bulletin of the Seismological Society of America	92	4	1423-1432
Treiman, Jerome A. and Kendrick, Katherine J. and Bryant, William A. and Rockwell, Thomas K. and McGill, Sally F.	2002	Primary Surface Rupture Associated with the Mw 7.1 16 October 1999 Hector Mine Earthquake, San Bernardino County, California	Bulletin of the Seismological Society of America	92	4	1171-1191

## 6.11. 1999 年 Duzce 地震

1999 年 11 月 12 日に発生した地震で、Mw7.2 である。同 8 月に発生した Kocaeli 地震の東側のセグメントに該当するものである。地表地震断層は Kocaeli 地震の地表地震断層と右ステップの雁行配列をなす。変位分布は大局的に、地表地震断層の中央部でほぼ最大となる (Akyüz et al., 2002)。

表 6.11- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.11- 1 Duzce 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Akyuz, H. S. and Hartleb, R. and Barka, A. and Altunel, E. and Sunal, G. and Meyer, B. and Armijo, R.	2002	Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Duzce Earthquake (M 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey	Bulletin of the Seismological Society of America	92	1	61-66
Hartleb, Ross D. and Dolan, James F. and Akyuz, H. Serdar and Dawson, Timothy E. and Tucker, Allan Z. and Yerli, Baris and Rockwell, Thomas K. and Toraman, Erkan and Cakir, Ziya and Dikbas, Aynur and Altunel, Erhan	2002	Surface Rupture and Slip Distribution along the Karadere Segment of the 17 August 1999 Izmit and the Western Section of the 12 November 1999 Duzce, Turkey, Earthquakes	Bulletin of the Seismological Society of America	92	1	67-78
Sahin, Muhammed and Tari, Ergin	2000	The August 17 Kocaeli and the November 12 Duzce earthquakes in Turkey	Earth, Planets and Space	52	10	753-757
原口 強・須貝 俊彦・粟田 泰夫・遠田 晋次・奥村 晃史・古橋 大地	2000	トルコ北西部デュズジェ地震(1999年11月12日)に伴う地表地震断層	活断層研究	2000	19	iii-iv
須貝俊彦・粟田泰夫・遠田晋次・Emre, O.・Dogan, A.・Ozlap, S.・原口強・木下博久・高田圭太・山口正秋	2001	北アナトリア断層系1999年デュズジェ地震断層の古地震調査	活断層・古地震研究報告	1		339-351
粟田 泰夫・須貝 俊彦・奥村 晃史・遠田 晋次・Omer Emre・Tamer Duman・原口 強・木下 博久・高田 圭太・古橋 大地	2001	トルコ北アナトリア断層,1999年8月イズミット地震・11月デュズジェ地震に伴う地表地震断層の掘削調査	活断層研究	2001	20	iii-vi

## 6.12. 2002 年 Denali 地震

2002 年 11 月 3 日にアラスカで発生した地震で、Mw7.9 である。地表地震断層は西からこれまで認識されていなかった衝上断層，Denali 断層，Totschunda 断層からなる。変位は大局的に地表地震断層の中央よりも東寄りの部分で大きくなる傾向を示す。パイプラインが断層変位による破損を防止するために対策がなされており，これによって見事に被害を免れた事例として伝えられることが多い。

表 6.12- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.12- 1 Denali 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Biggs, Juliet and Buergmann, Roland and Freymueller, Jeffrey T. and Lu, Zhong and Parsons, Barry and Ryder, Isabelle and Schmalzle, Gina and Wright, Tim	2009	The postseismic response to the 2002 M 7.9 Denali Fault earthquake; constraints from InSAR 2003–2005.	Geophysical Journal International	176		2 353–367
Bilich, Andria and Cassidy, John F. and Larson, Kristine M.	2008	GPS seismology; application to the 2002 M (sub w) 7.9 Denali Fault earthquake.	Bulletin of the Seismological Society of America	98		2 593–606
Bufe, Charles G.	2004	Comparing the November 2002 Denali and November 2001 Kunlun earthquakes.	Bulletin of the Seismological Society of America	94		3 1159–1165
Carver, Gary and Plafker, George and Metz, Mike C. and Cluff, Lloyd and Slemmons, Burt and Johnson, Elden and Roddick, Jim and Sorensen, Steve	2004	Surface rupture on the Denali Fault interpreted from tree damage during the 1912 Delta River M (sub w) 7.2–7.4 earthquake; implications for the 2002 Denali Fault earthquake slip distribution.	Bulletin of the Seismological Society of America	94	6, Part B	58–71
Dolan, James F. and Haravitch, Ben D.	2014	How well do surface slip measurements track slip at depth in large strike-slip earthquakes; the importance of fault structural maturity in controlling on-fault slip versus off-fault surface deformation.	Earth and Planetary Science Letters	388		38–47
Elliott, Julie L. and Freymueller, Jeffrey T. and Rabus, Bernhard	2007	Coseismic deformation of the 2002 Denali Fault earthquake; contributions from synthetic aperture radar range offsets.	Journal of Geophysical Research	112	B6	
Fisher, Michael A. and Nokleberg, Warren J. and Ratchkovski, Natalia A. and Pellerin, Louise and Glen, Jonathan M. G. and Brocher, Thomas M. and Booker, John	2004	Geophysical investigation of the Denali Fault and Alaska Range Orogen within the aftershock zone of the October–November 2002, M = 7.9 Denali Fault earthquake.	Geology Boulder	32		3 269–272
Haeussler, Peter J. and Schwartz, David P. and Dawson, Timothy E. and Stenner, Heidi D. and Lienkaemper, James J. and Sherrod, Brian and Cinti, Francesca R. and Montone, Paola and Craw, Patricia A. and Crone, Anthony J. and Personius, Stephen F.	2004	Surface rupture and slip distribution of the Denali and Totschunda Faults in the 3 November 2002 M 7.9 earthquake, Alaska.	Bulletin of the Seismological Society of America	94	6, Part B	23–52
Lowey, Grant W.	1998	A new estimate of the amount of displacement on the Denali Fault system based on the occurrence of carbonate megaboulders in the Dezadeash Formation (Jura–Cretaceous), Yukon, and the Nutzotin Mountains Sequence (Jura–Cretaceous), Alaska.	Bulletin of Canadian Petroleum Geology	46		3 379–386
Schwartz, David P. and Haeussler, Peter J. and Seitz, Gordon G. and Dawson, Timothy E.	2012	Why the 2002 Denali Fault rupture propagated onto the Totschunda Fault; implications for fault branching and seismic hazards.	Journal of Geophysical Research Solid Earth	117	B11	
{U.S. Geological Survey}	2009	Data Series U S Geological Survey	<a href="http://pubs.usgs.gov/ds/422/">http://pubs.usgs.gov/ds/422/</a>			
Vallage, Amaury and Deves, Maud H. and Klinger, Yann and King, Geoffrey C. P. and Ruppert, Natalia A.	2014	Localized slip and distributed deformation in oblique settings; the example of the Denali Fault system, Alaska.	Geophysical Journal International	197		3 1284–1298

## 6.13. 2003 年 Bam 地震

2003 年 12 月 26 日にイラン東部で発生した地震で、Mw6.6 である。砂漠地域で、降雨の少ない乾燥地であることから、地表地震断層は非常に明瞭かつ、微小な変位までが観測された。特に植生に乏しいことから、人工衛星による InSAR の観測システムを使用した地表変位の検討などが行われ、成果を上げている。地表地震断層は東側の既存の衝上断層と、西側の新規の横ずれ断層と変位センスの異なる 2 条が出現した。震源域周辺の地質は第四紀の氾濫原堆積物で構成され、頻繁な土砂の再移動を伴う。このため、西側の横ずれ断層は事前に認識が困難な断層とされる。堆積層の厚さは Bam 郊外付近でおよそ 50m とされる。InSAR による解析でも、地表地震断層は検出されており、InSAR による変位分布はおよそ断層中央部で最大 1.2m 程度を呈する。しかし、実際のフィールドの観測では 0.2m 程度の変位量しか示しておらず、InSAR が変形を剪断帯で捉えているのに対して、野外ではそれらが個々であり、小さいものは測定されていないためという解釈になっている。

表 6.13- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.13- 1 Bam 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Binet, R. and Bollinger, L.	2005	Horizontal coseismic deformation of the 2003 Bam (Iran) earthquake measured from SPOT-5 THR satellite imagery.	Geophysical Research Letters	32	2	
Fialko, Yuri and Sandwell, David and Simons, Mark and Rosen, Paul	2005	Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit.	Nature London	435	7040	295-299
Fielding, Eric J. and Talebian, M. and Rosen, P. A. and Nazari, H. and Jackson, J. A. and Ghorashi, M. and Walker, R.	2005	Surface ruptures and building damage of the 2003 Bam, Iran, earthquake mapped by satellite synthetic aperture radar interferometric correlation.	Journal of Geophysical Research	110	B3	
Funning, Gareth J. and Parsons, Barry and Wright, Tim J. and Jackson, James A. and Fielding, Eric J.	2005	Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery.	Journal of Geophysical Research	110	B9	
Gonzalez, Pablo J. and Fernandez, Jose and Camacho, Antonio G.	2009	Coseismic three-dimensional displacements determined using SAR data; theory and an application test.	Pure and Applied Geophysics	166	8-9	1403-1424
Hoffmann, Joern and Roth, Achim and Voigt, Stefan	2005	Interferometric displacement and damage assessment for the 2003 Bam earthquake.	ESA SP	572		
Jonsson, Sigurjon and Mai, P. M. and Small, D. and Meier, E. and Salichon, J. and Giardini, D.	2005	Using SAR interferometry and teleseismic data to determine source parameters for the 2003 Bam earthquake.	ESA SP	572		

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Kenyi, Lado	2005	Estimation of Bam earthquake coseismic displacement using Envisat ASAR interferometric data.	ESA SP	572		
Kobayashi, Tomokazu and Tobita, Mikio and Suzuki, Akira and Noguchi, Yuku	2013	InSAR-derived coseismic deformation of the 2010 Southeastern Iran earthquake (M6.5) and its relationship with the tectonic background in the south of Lut Block.	Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan , Kokudo Chiriin Houkoku	60		
Okumura, Koji and Kondo, Hisao and Azuma, Takashi and Echigo, Tomoo and Hessami, Khaled	2004	Surface effects of the December 26th, 2003 Bam earthquake along the Bam Fault in southeastern Iran.	Bulletin of the Earthquake Research Institute , Tokyo Daigaku Jishin Kenkyusho Iho	79	3-4	29-36
Pirasteh, S. and Mahmoodzadeh, A. and Alam, M. and Nikouravan, B. and Rizvi, S. M. A.	2009	Probabilistic methods and study earthquakes aided by geoinformatics.	International Journal of Geoinformatics	5	4	
Stramondo, S. and Moro, M. and Tolomei, C. and Cinti, F. R. and Doumaz, F.	2005	InSAR surface displacement field and fault modelling for the 2003 Bam earthquake (southeastern Iran).	Journal of Geodynamics	40	2-3	347-353
Talebian, Morteza and Fielding, Eric J. and Funning, Gareth J. and Ghorashi, Manoucher and Jackson, James and Nazari, Hamid and Parsons, Barry and Priestley, Keith and Rosen, Paul A. and Walker, Richard and Wright, Tim J.	2004	The 2003 Bam (Iran) earthquake; rupture of a blind strike-slip fault.	Geophysical Research Letters	31	11	
Towhata, Ikuo and Abbas, Ghalandarzadeh and Habib, Shahnazari and Masoud, Mohajeri and Ali, Shafiee	2005	Seismic Behavior of Local Soil and Foundations in Bam City During the 2003 Bam Earthquake in Iran	Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo	79	3	69-80

## 6.14. 2009 年 Dusky Sound 地震

2009 年 7 月 15 日に発生した地震であり、Mw7.8 である。1929 年や 1931 年に発生した同地域の地震以降、非常に静穏であった地域で発生した地震である。フィヨルド地形の沿岸部付近で発生した地震で、GPS や InSAR、強震動データから断層モデルが得られている。また、津波の発生が報告されている。

表 6.14- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.14- 1 Dusky Sound 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Beavan, R. J. and Samsonov, S. and Palmer, N. G.	2009	Coseismic and early postseismic slip distribution of the 15 July 2009 Dusky Sound earthquake.	Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication	128A		
Clark, K. J. and Johnson, P. N. and Turnbull, I. M. and Litchfield, N. J.	2011	The 2009 M (sub w) 7.8 earthquake on the Puysegur subduction zone produced minimal geological effects around Dusky Sound, New Zealand.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	54	2	237-247
Fry, B. and Bannister, S. C. and Beavan, R. J. and Bland, L. and Bradley, B. A. and Cox, S. C. and Cousins, W. J. and Gale, N. H. and Hancox, G. T. and Holden, C. and Jongens, R. and Power, W. L. and Prasetya, G. and Reyners, M. E. and Ristau, J. and Robinson, R. and Samsonov, S. and Wilson, K. J. and GeoNet Team, NZL, New Zealand	2010	The M (sub w) 7.6 Dusky Sound earthquake of 2009; preliminary report.	Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering	43	1	24-40
Reyers, M and McGinty, Peter and Cox, Simon and Turnbull, Ian and O Neill, Tim and Gledhill, Ken and Hancox, Graham and Beavan, John and Matheson, Dion and McVerry, Graeme	2003	The Mw 7.2 Fiordland Earthquake of August 21, 2003: Background and Preliminary Results	BULLETIN-NEW ZEALAND SOCIETY FOR EARTHQUAKE ENGINEERING	36	4	233-248
Smith, Warwick D.	1986	Principal New Zealand earthquakes in 1985.	Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering	19	1	

## 6.15. 2010 年・2012 年 Canterbury 地震

2010 年 9 月 4 日にニュージーランドクライストチャーチ近郊で発生した地震であり、Mw7.1 である。港湾域における広範囲の住宅地が液状化による被害を受けた地震である。同地域では、その後も 2011 年 2 月 22 日に Mw6.1, 2012 年 12 月 23 日に 2 回にわたって地震が発生している（いずれも Mw5.8）。収集した文献は基本的に 2010 年の Canterbury 地震が大半であった。

表 6.15- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.15- 1 Canterbury 地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Almond, P. and Wilson, T. M. and Shanhun, F. and Whitman, Z. and Eger, A. and Moot, D. and Cockroft, M. and Nobes, D. C.	2010	Agricultural land rehabilitation following 2010 Darfield (Canterbury) earthquake; a preliminary report.	Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering	43	4	432-438
Bannister, S. C. and Gledhill, K.	2012	Evolution of the 2010-2012 Canterbury earthquake sequence.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	3	295-304
Beavan, J. and Samsonov, S. and Motagh, M. and Wallace, L. and Ellis, S. and Palmer, N.	2010	The Darfield (Canterbury) earthquake: geodetic observations and preliminary source model.	Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering	43	4	228-235
Beavan, R. J. and Samsonov, S. and Motagh, M. and Wallace, L. M. and Ellis, S. M. and Palmer, N. G.	2010	The Darfield (Canterbury) earthquake: geodetic observations and preliminary source model.	Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering	43	4	228-235
Beavan, R. John and Motagh, Mahdi and Fielding, Eric J. and Donnelly, Nic and Collett, Dave	2012	Fault slip models of the 2010-2011 Canterbury, New Zealand, earthquakes from geodetic data and observations of postseismic ground deformation.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	3	207-221
Campbell, J. K. and Pettinga, J. R. and Jongens, R.	2012	The tectonic and structural setting of the 4 September 2010 Darfield (Canterbury) earthquake sequence, New Zealand.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	3	155-168
Cubrinovski, M. and Robinson, K. and Taylor, M. and Hughes, M. and Orensse, R.	2012	Lateral spreading and its impacts in urban areas in the 2010-2011 Christchurch earthquakes.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	3	255-269
Davy, B. W. and Stagpoole, V. M. and Barker, D. H. N. and Yu, J.	2012	Subsurface structure of the Canterbury region interpreted from gravity and aeromagnetic data.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	3	185-191
Gledhill, K. R. and Ristau, J. and Reyners, M. E. and Fry, B. and Holden, C.	2010	The Darfield (Canterbury) earthquake of September 2010; preliminary seismological report.	Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering	43	4	215-221
Hornblow, Sharon and Quigley, M. C. and Nicol, A. and Van Dissen, R. J.	2013	Paleoseismology of the 2010 Mw 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake source, Greendale Fault.	Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication	136A		
Kailey, P. and Cubrinovski, M. and Robinson, K. and Dykstra, J.	2010	Field investigation of lateral spreading in Christchurch and Kaiapoi following the Canterbury earthquake, 4 September, 2010.	Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication	129A		
Khajavi, N. and Quigley, M. and McColl, S. T. and Rezanejad, A.	2012	Seismically induced boulder displacement in the Port Hills, New Zealand during the 2010 Darfield (Canterbury) earthquake.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	3	271-278
Langridge, R. M. and Berryman, K. R.	2005	Morphology and slip rates of the Hurunui section of the Hope Fault, South Island, New Zealand.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	48	1	43-57
Quigley, M. and Van Dissen, R. J. and Villamor, P. and Litchfield, N. J. and Barrell, D. J. A. and Furlong, K. and Stahl, T. and Duffy, B. and Bilderback, E. and Noble, D. and Townsend, D. B. and Begg, J. G. and Jongens, R. and Ries, W. and Claridge, J. and Klahn, A. and Mackenzie, H. and Smith, A. and Hornblow, S. and Nicol, R. and Cox, S. C. and Langridge, R. M. and Pedley, K.	2010	Surface rupture of the Greendale Fault during the Darfield (Canterbury) earthquake, New Zealand; initial findings.	Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering	43	4	236-242

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Quigley, M. and Van Dissen, R. and Litchfield, Nicola and Villamor, P. and Duffy, B. and Barrell, D. and Furlong, K. and Stahl, T. and Bilderback, E. and Noble, D.	2011	Surface rupture during the 2010 M (sub w) 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake; implications for fault rupture dynamics and seismic hazard analysis.	Geology Boulder	40	1	55-58
Sibson, R. H. and Ghisetti, F. C.	2011	Seismotectonic significance of conjugate "Andersonian" wrench faulting in the 2010-2011 Canterbury earthquake sequence.	Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication	130A		99-100
Van Dissen, R. J. and Litchfield, N. J. and Quigley, M. and Villamor, P. and Barrell, D. J. A. and Furlong, K. and Stahl, T. and Duffy, B. and Bilderback, E. L. and Noble, D. and Townsend, D. B. and Begg, J. G. and Jongens, R. and Ries, W. and Klahn, A. and Mackenzie, H. and Smith, A. and Nicol, R. and Cox, S. C. and Pedley, K. and Langridge, R. M.	2010	Surface rupture displacement on the Greendale Fault during the M (sub w) 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake, New Zealand.	Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication	129A		
Van Dissen, R. J. and Barrell, D. J. A. and Litchfield, N. J. and Villamor, P. and Quigley, M. and King, A. B. and Furlong, K. and Begg, J. G. and Townsend, D. B. and Mackenzie, H. and Stahl, T. and Noble, D. and Duffy, B. and Bilderback, E. and Claridge, J. and Klahn, A. and Jongens, R. and Cox, S. C. and Langridge, R. M. and Ries, W. and Dhakal, R. and Smith, A. and Hornblow, S. and Nicol, R. and Pedley, K. and Henham, H. and Hunter, R. and Zajac, A. and Mote, T.	2011	Surface rupture displacement on the Greendale Fault during the M (sub w) 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake, New Zealand, and its impact on man-made structures.	New Zealand Society for Earthquake Engineering Auckland, New Zealand.			
Villamor, P. and Litchfield, N. J. and Barrell, D. J. A. and Van Dissen, R. J. and Hornblow, S. and Quigley, M. and Levick, S. and Ries, W. and Duffy, B. and Begg, J. G. and Townsend, D. B. and Stahl, T. and Bilderback, E. and Noble, D. and Furlong, K. and Grant, H.	2012	Map of the 2010 Greendale Fault surface rupture, Canterbury, New Zealand; application to land use planning.	New Zealand Journal of Geology and Geophysics	55	3	223-230

## 6.16. 1998 岩手県内陸北部地震

越谷ほか（1998）や平野・澤（1998）により地表地震断層分布が得られている。  
表 6.16- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.16- 1 岩手県内陸地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
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・大槻憲四郎・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		9-20
海野徳仁・岡田知己・中村綾子・中島淳一・佐藤俊也・堀修一郎・河野俊夫・仁田交市・植木貞人・松澤暢・長谷川昭・浜口博之	1998	1998年9月3日岩手県雫石町に発生した地震(M6.1)の余震分布	活断層研究	17		1-8
地質調査所	1999	1998年9月3日岩手県内陸北部の地震に伴う地震断層(速報)	地震予知連絡会会報	61		65-67
平野信一・澤祥	1998	1998年岩手県内陸北部地震で現れた地表地震断層の詳細図[速報]	活断層研究	17		21-25

## 6.17. 2000 年鳥取県西部地震

この地震に関しては、地表地震断層が出現したかどうかの議論があるが、明瞭な断層は出現しなかったと考えられる。伏見ほか（2001）では震源断層と調和的な地表変位をもって地表地震断層としている。

表 6.17- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.17- 1 鳥取県西部地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹	2002	2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査	地震第2輯	54		557-573
遠田晋次	2002	2000年鳥取県西部地震の“地変”についての考察 -境界要素法による表層誘発すべりの可能性についての検討-	活断層研究	21		93-98
高田圭太・中田高・野原壯・原口強・池田安隆・伊藤潔・今泉俊文・大槻憲四郎・鷺谷威・堤浩之	2003	震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討 -中国地方を事例として-	活断層研究	23		77-91
鷺谷威・西村卓也・畑中雄樹・福山英一・L. ELLSWORTH	2002	2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル	地震第2輯	54	4	523-534
伏島祐一郎・関口春子・粟田泰夫・杉山雄一	2003	2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動の測地測量調査	活断層・古地震研究報告	3		157-162
伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・穴倉正展・井村隆介・小松原琢・佐々木俊法	2001	2000年鳥取県西部地震の地震断層調査	活断層・古地震研究報告	1		1-26
矢来博司・中川弘之・飛田幹男・村上亮・藤原智	2002	RADARSAT/SARデータ干渉処理による地殻変動検出の試み	地震第2輯	54	4	535-546

## 6.18. 2004 年新潟県中越地震

従来，活断層と認識されていなかった場所で地表地震断層が出現したとされる。  
表 6.18- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.18- 1 新潟県中越地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
宇根寛・佐藤浩・矢来博司・飛田幹男	2008	SAR干渉画像を用いた能登半島地震及び中越沖地震に伴う地表変動の解析	日本地すべり学会誌	45	2	125-131
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	457-461
丸山正・伏島祐一郎	2006	平成16年(2004年)新潟県中越地震に伴い地表に出現した地震断層	地球号外 2004年 新潟県中越地震	53		97-102
西村卓也	2010	測地観測によって明らかになった新潟県中越沖地震に伴う地殻変動と地震に同期した活褶曲の成長	活断層研究	32		41-48
渡辺満久・鈴木康弘・伊藤武男	2005	変動地形に基づく2004年中越地震の断層モデル	地震第2輯	58	3	297-307
鈴木康弘・渡辺満久・廣内大助	2004	2004年新潟県中越地震の地表地震断層	地学雑誌	113	6	861-870
鈴木康弘・渡辺満久	2006	新潟県中越地震にみる変動地形学の地震解明・地震防災への貢献-地表地震断層認定の本質的意義-	E-journal GEO	1	1	30-41

## 6.19. 2008 年岩手宮城内陸地震

2008 年 6 月 14 日に発生した地震で、Mj7.2 である。最大震度 6 強を記録した地震で、山地部で発生したため、土砂災害が多く発生した。

一連の地表変状の末端でいくつか変位が見られる。変位量はこれら末端のものが大きい傾向を示している。

表 6.19- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 6.19- 1 岩手・宮城内陸地震文献一覧

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
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	153-178
遠田 晋次・丸山 正・吉見 雅行・小俣 雅志・郡谷順英・山崎 誠	2009	2008年岩手・宮城内陸地震の地震断層と地質境界断層との関係-岩手県一関市巖美町産女川沿いの断層露頭-	活断層研究	30		47-53
丸山 正・遠田 晋次・吉見 雅行・小俣 雅志	2009	2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層沿いの詳細地形-地震断層・変動地形調査における航空レーザ計測の有効性-	活断層研究	30		1-12

## 6.20. まとめ

国内外で発生した地震の地表地震断層の変位に関連した文献収集・整理を行った。基本的に、地表地震断層の分布は複雑で、縦ずれ断層の方がより地形に沿って出現する 경우가多く、より複雑な分布形状を呈する。また、堆積層が厚い部分では断層帯はより幅広く出現し、基盤岩地域では出現する幅は狭くなる。さらに、断層変位が乗り移る箇所やセグメント境界でも、複雑な分布形態となる傾向にある。

変位量分布に関しても、出現した地表地震断層の中央部で必ずしも大きな変位を示すとは限らず、断層端部で最大変位を呈する地震も多い。



## 7. 断層変位距離減衰関数の構築

### 7.1. 主断層出現確率

国内の地震に関しては、高尾ほか (2013)により 2009 年まで整理されている。ここでは同じ基準で 2010 年から 2013 年まで該当する地震を選択し、主断層出現確率を求めた。選択された地震のリストを表 7.1-1 に、震央を図 7.1-1 に示す。

Youngs et al. (2003) に従って、整理した地震カタログにロジスティック回帰を適用した結果、以下の主断層出現確率  $P_{sr}$  が得られた。ここでは、高尾ほか(2013)に従って、断層タイプでは分けずに出現率を求めた。

$$P_{sr} = \frac{e^{f(M_w)}}{1 + e^{f(M_w)}}$$

$$f(M_w) = -28.45 + 4.28M_w$$

図 7.1- 2 に結果を示す。高尾ほか (2013) に比べて、主断層の出現率は若干低く求められた。

表 7.1-1 高尾ほか(2013)に追加した主断層出現確率算出のための地震

Date	Type	Mw	主断層の出現	name
2011/3/12	R	6.2		新潟県中部
2011/3/12	R	5.6		新潟県中部
2011/3/15	S	5.9		富士山系
2011/3/16	N	5.8		銚子近辺
2011/3/19	N	5.8		茨城県北部
2011/3/23	N	5.7		福島県東部
2011/4/11	N	6.6	○	福島県東部
2011/4/11	N	5.5		福島県東部
2011/4/12	S	6.3		銚子近辺
2011/4/12	S	5.9		福島県東部
2011/8/1	R	5.8		駿河湾南部
2012/3/14	N	5.8		銚子近辺
2013/2/25	S	5.8		栃木県北部
2013/4/13	R	5.8		淡路島海域
2013/4/17	S	5.8		三宅島近海
2013/9/20	S	5.4		福島県東部

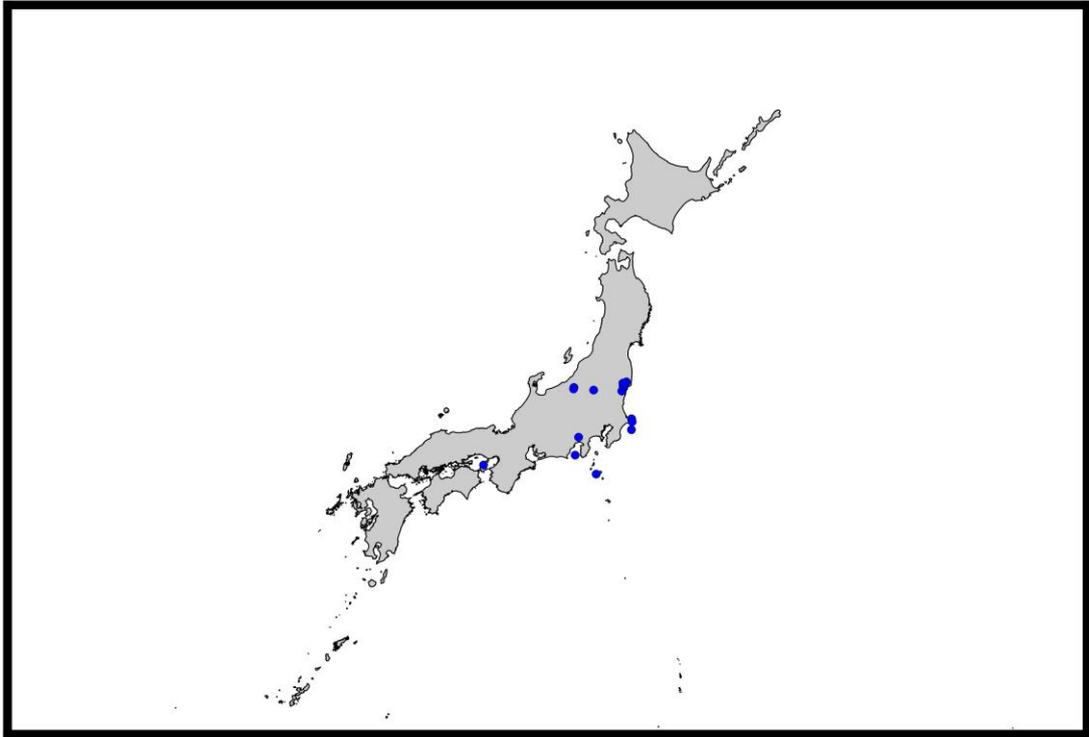


図 7.1-1 高尾ほか(2013)に追加した主断層出現確率算出のための地震

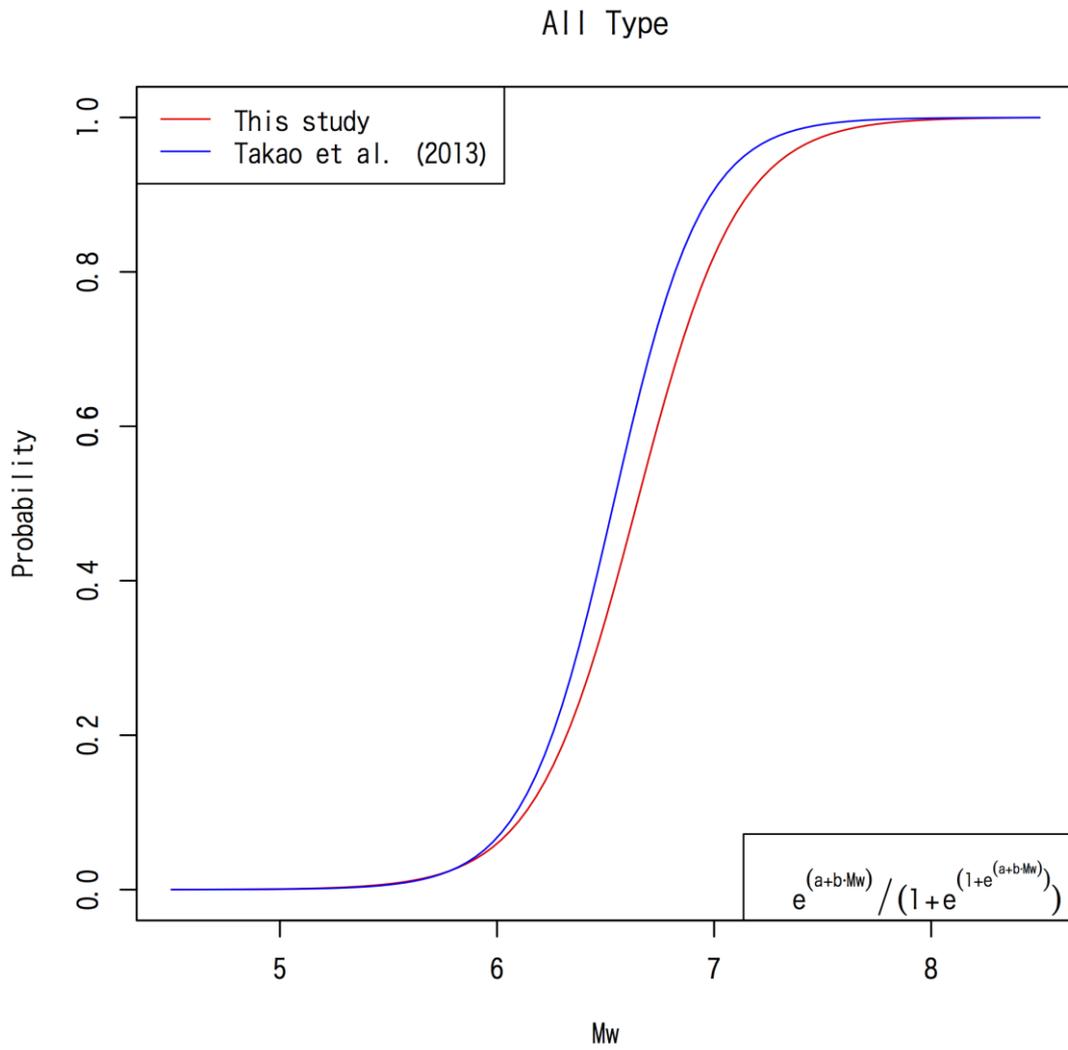


图 7.1-2 主断層出現確率

## 7.2. 国内逆断層変位データの整理

断層変位距離減衰式を求めるために、表 7.2- 1 に示す対象地震に関して、地表地震断層の変位情報を収集し、Youngs et al. (2003)に従って主断層・副断層に区分を行った。その際、一般社団法人 原子力安全推進協会による断層変位の考え方(図 7.2- 1)を参考に文献中に「副次的」、「2 次的」等の記載のある変位は「副断層」による変位とした。バックスラストや共役的な断層は「分岐断層」として副断層に含めなかった。整理した結果を図 7.2- 2 から図 7.2- 8 に示す。

1939 年男鹿地震(図 7.2- 7)では、主断層は海域であり(例えば今泉, 1977)地表地震断層分布(大塚, 1939; 萩原ほか, 1939)のみで詳細な変位地点・変位量情報は不明なため、データの整理にとどめた。

1918 年大町地震(図 7.2- 8)では、断層モデルの再解釈を行った鷺谷(2003)によれば、主断層は東傾斜で、より西側に分布しており、坪井(1922)で報告された地変はその変位センスから考えて分岐断層に相当する可能性がある。このため、断層変位距離減衰式には用いなかった。

表 7.2- 1 検討対象地震

地震名	主断層	副断層	断層タイプ
2008岩手宮城内陸地震	○	○	R
2004新潟県中越地震	○	×	R
2000鳥取県西部地震	○	○	S
1998岩手宮城内陸地震	○	×	R
1995兵庫県南部地震	○	○	S
1984長野県西部地震	×	○	S
1978伊豆大島近海地震	○	○	S
1974伊豆半島沖地震	○	○	S
1959弟子屈地震	○	×	S
1945三河地震	○	○	R
1943鳥取地震	○	○	S
1939男鹿地震	×	○	R
1938屈斜路地震	○	○	S
1930北伊豆地震	○	○	S
1927北丹後地震	○	○	S
1925但馬地震	○	○	S
1918大町地震	○	×	R
1896陸羽地震	○	○	R
1891濃尾地震	○	○	S

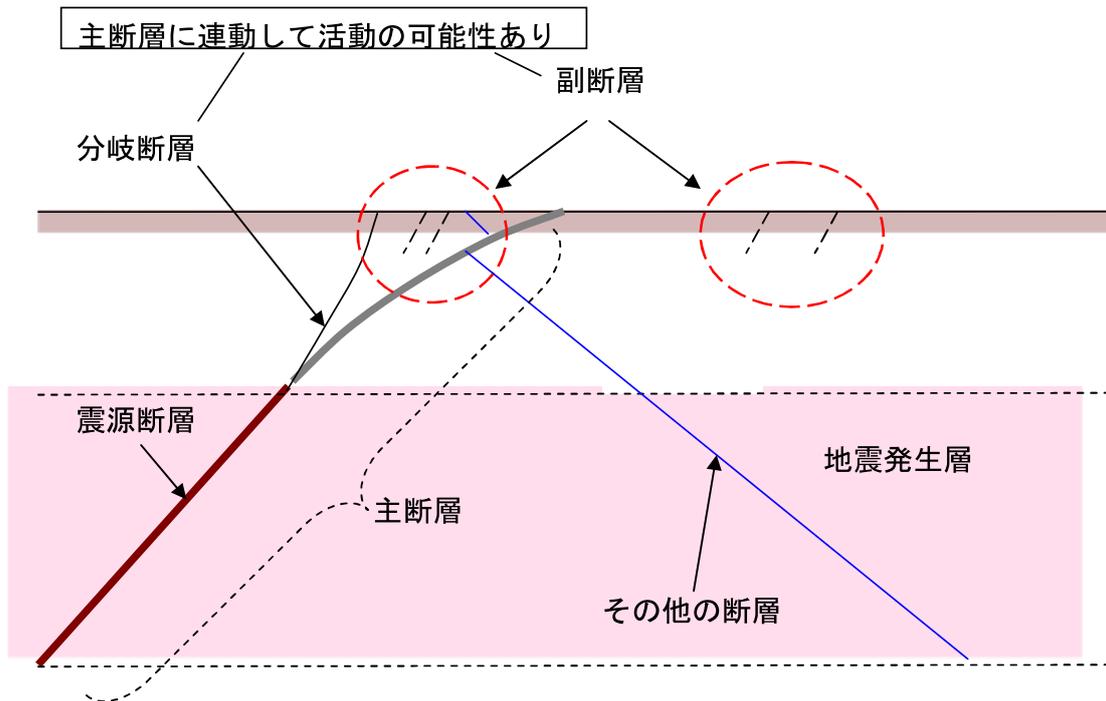


図 7.2-1 主断層・分岐断層および副断層（一般社団法人 原子力安全推進協会）

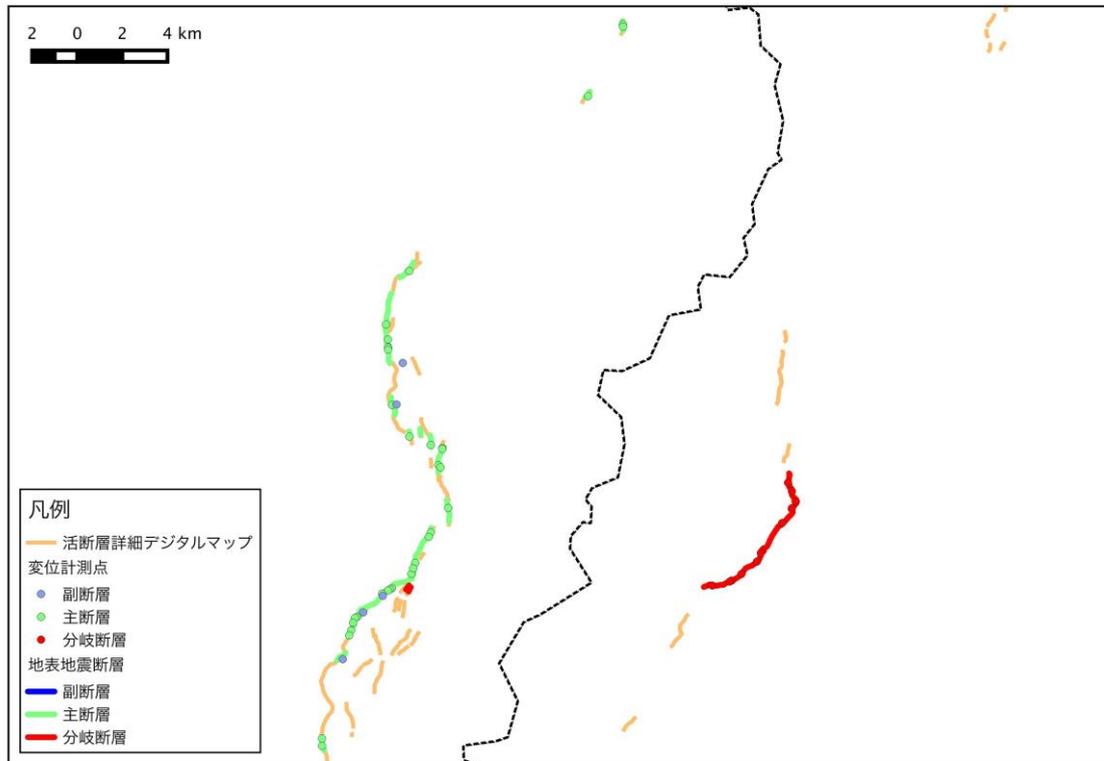


図 7.2-2 1896 年陸羽地震

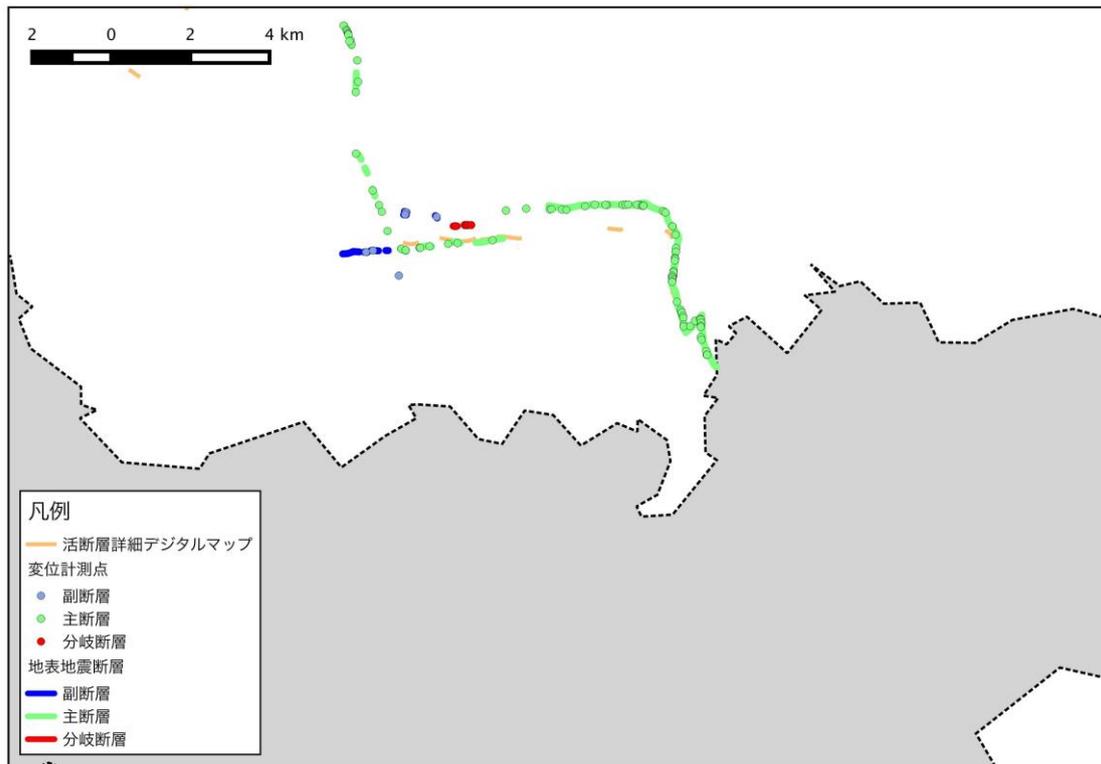


図 7.2-3 1945 年三河地震

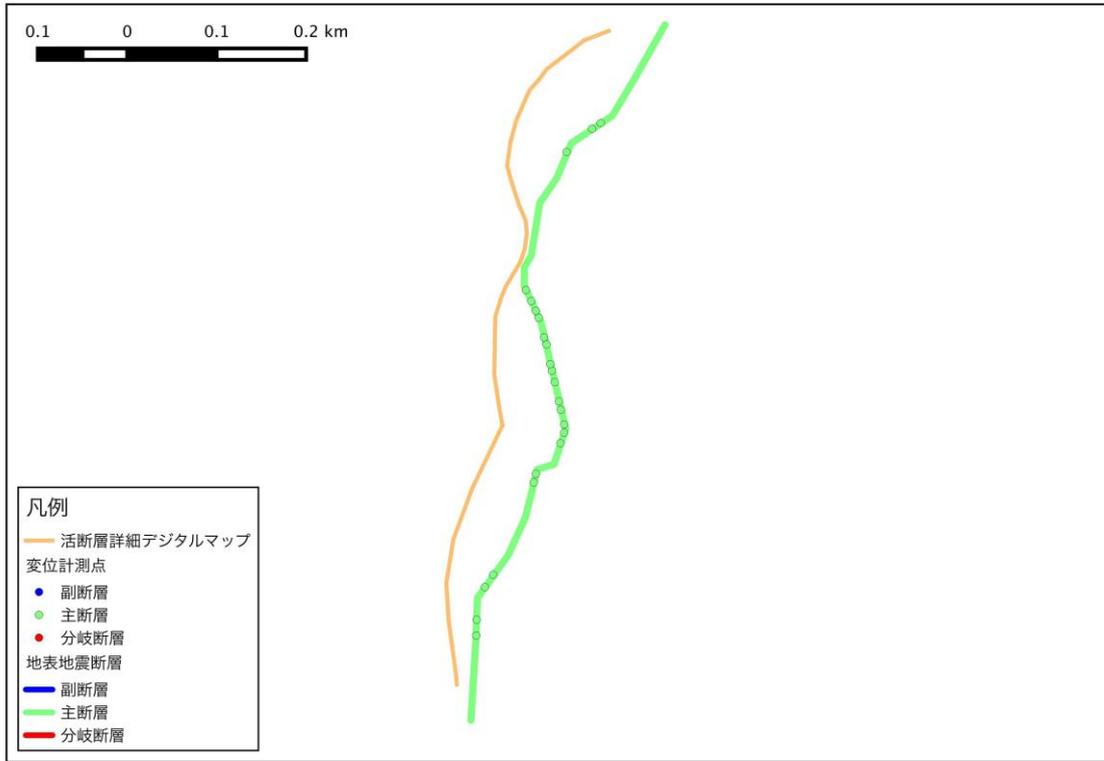


図 7.2- 4 1998 年岩手県内陸北部地震



図 7.2- 5 2004 年中越地震

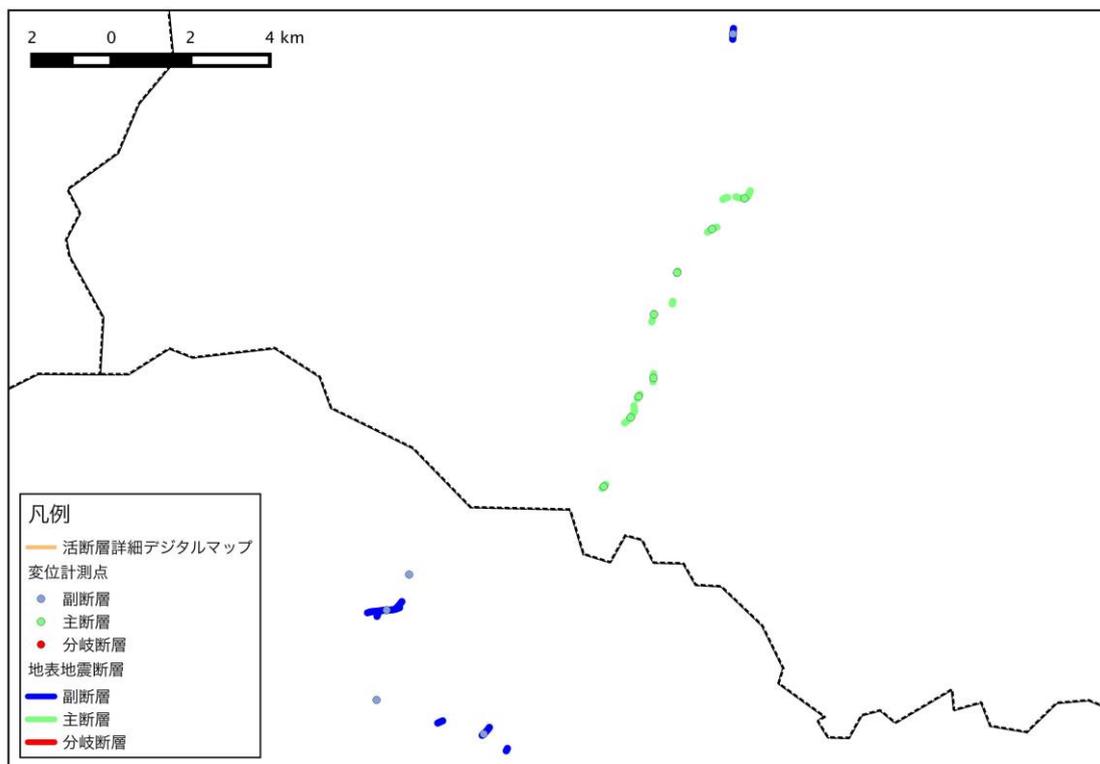


図 7.2- 6 2008 年岩手・宮城内陸地震

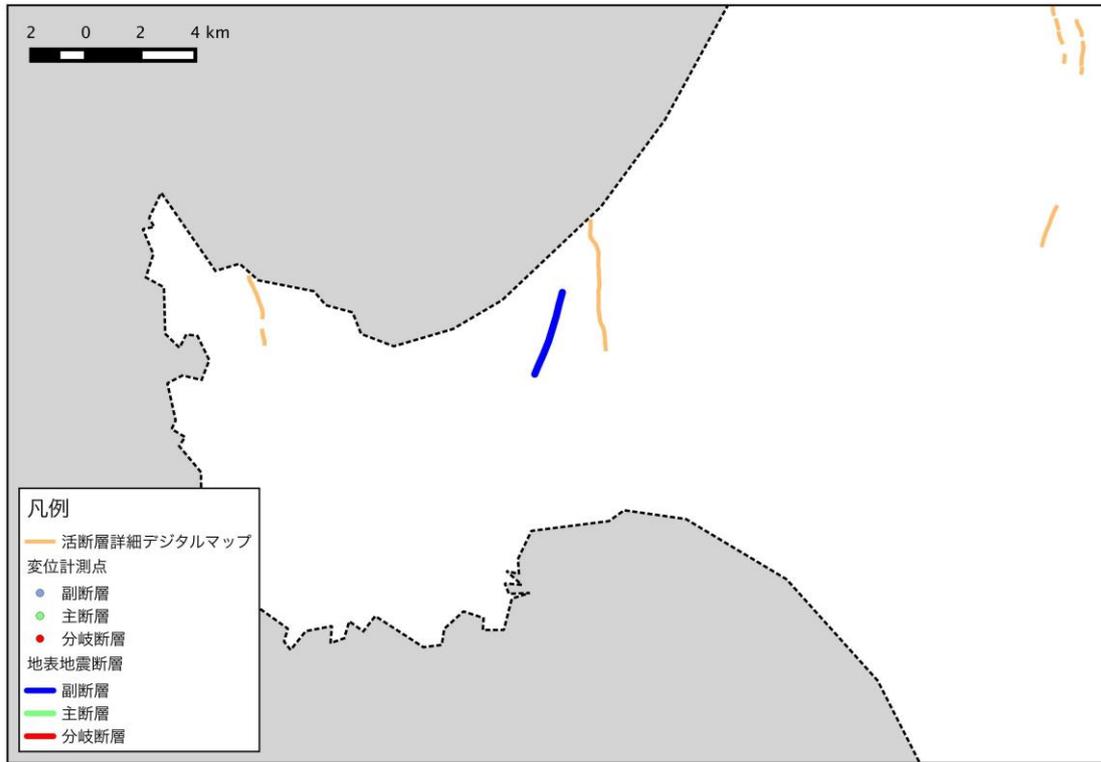


図 7.2- 7 1939 年男鹿地震

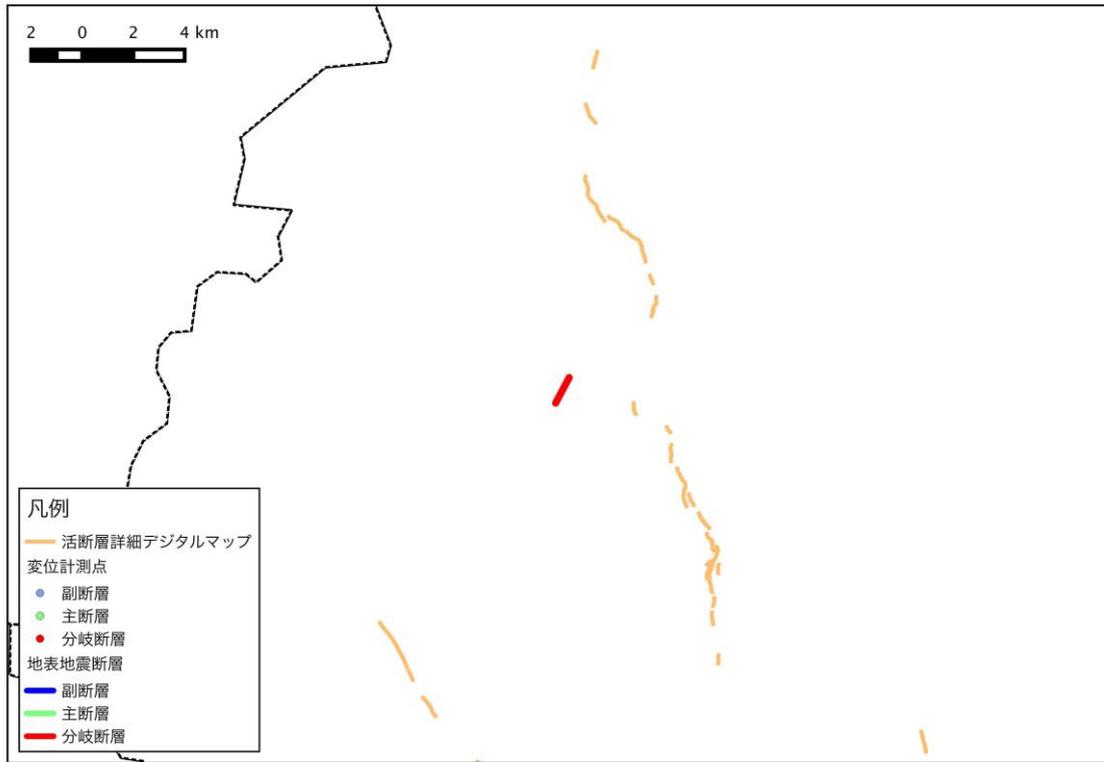


図 7.2- 8 1918 年大町地震

### 7.3. 主断層における断層変位距離減衰式

各地震の主断層における変位分布を図 7.3- 1 から図 7.3- 5 に示す。これらのデータに対して、フィッティングを行い、断層変位距離減衰式を構築する。手法は Youngs et al. (2003)に従った。

最大変位で正規化した場合、以下で示すベータ分布を用いた。

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

$$a = \exp(1.7561 - 10.719 x/L + 19.782(x/L)^2),$$

$$b = \exp(1.3015 - 11.573 x/L + 23.787(x/L)^2), y = D/MD$$

ここで、 $a \cdot b$  は形状パラメータである。

平均変位で正規化した場合、以下で示されるガンマ分布を用いた。

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

$$a = \exp(3.3085 - 10.9679 x/L + 15.8603(x/L)^2),$$

$$b = \exp(-2.5007 + 5.5969 x/L - 6.9775(x/L)^2), y = D/AD$$

ここで、 $a$  は形状母数、 $b$  は尺度母数である。

これらのガンマ関数・ベータ関数のパラメータは、正規化した変位データを  $x/L=0.05$  毎に区切り、それぞれの区間データに対して分布をあてはめ、形状等のパラメータを推定し、それを上記の 2 式による回帰分析を行って求めた。

さらに、Petersen et al. (2011)のように、Bi-Linear と 2 次関数での回帰分析も行った。以下に求めた関数を示す。Bi-Linear 関数に関しては、関数が一定値になる境界を求めるために、 $x/L$  を 0.01 から 0.49 の範囲で 0.01 毎に最小二乗法で Bi-Linear 関数を求め、両関数の交点を再推定し、モデル予測値と実際のデータとの残差平方和が最も小さくなった点を採用した。その結果、最大変位で正規化した場合は線形関数部分、平均変位量で正規化した場合は、定数部分となった。

最大変位で正規化した場合：

$$\ln(D/MD) = -0.4643 x/L - 0.4280 \quad (\sigma = 0.6787)$$

$$\ln(D/MD) = 4.0906(x/L)^2 - 2.9366 x/L - 0.3187 \quad (std. error = 0.6759)$$

平均変位で正規化した場合：

$$\ln(D/AD) = 0.0184 (\sigma = 0.5616)$$

$$\ln(D/AD) = 5.9982(x/L)^2 - 3.1040 x/L + 0.1633 (\text{std. error} = 0.5531)$$

図 7.3- 6 に最大変位，図 7.3- 7 に平均値で正規化したデータに対して求めた距離減衰式をプロットしたものを示す。また，図 7.3- 8・図 7.3- 9 に Bi-Linear 関数で構築した距離減衰式と 1 $\sigma$  を示した。

断層変位分布や構築した距離減衰式をみても，PFDHA で一般的に考えられている断層中央部 ( $x/L=0.5$ ) に向かって変位量が明瞭に増大する傾向はみられない。平均変位で正規化した場合は，トレンドはみられず，最大変位で正規化した場合，逆傾向が推定された。逆断層型の主断層における PFDHA を実施した Moss and Ross (2011) における断層変位距離減衰式にはそのような傾向はみられない。最大変位で正規化した場合，ベータ分布の形状パラメータに 2 次式を採用すると，データとの適合性も改善されたが，平均変位量で正規化した場合は，推定されたガンマ分布では，あまりデータを説明できていない。Moss and Ross (2011) では，同じケースでワイブル分布を用いている。

一方，国内断層変位データに対して PFDHA を行った高尾ほか (2013) では，断層長 10km よりも短いものに対しては距離減衰に明瞭な変化がみられないとされる。7.7 節で異なるデータセットでの予察的検討結果を示したが，あまり大きな差異はみられない。

6 章での断層変位データ取りまとめにおいても，例えば 1999 年集集逆地震でも，1896 年陸羽地震のように，断層端部に近い方がより変位量大きい傾向を示すものもある。

実データの拡充の観点からは，今回対象とした国内逆断層の条件では，今後，大幅なデータ数の増加は期待できない。同一断層タイプの国外事例を取り入れるか，高尾ほか (2013) のように，国内といった地域を限定して断層タイプに依存しないデータセットを用いるか，などの選択肢が挙げられる。いずれにしても，8 章のようなハザード評価に与える影響を考慮しながら検討を進める必要がある。距離減衰式も，数値シミュレーションによる結果を参考にしながら，適した関数を検討する必要がある。

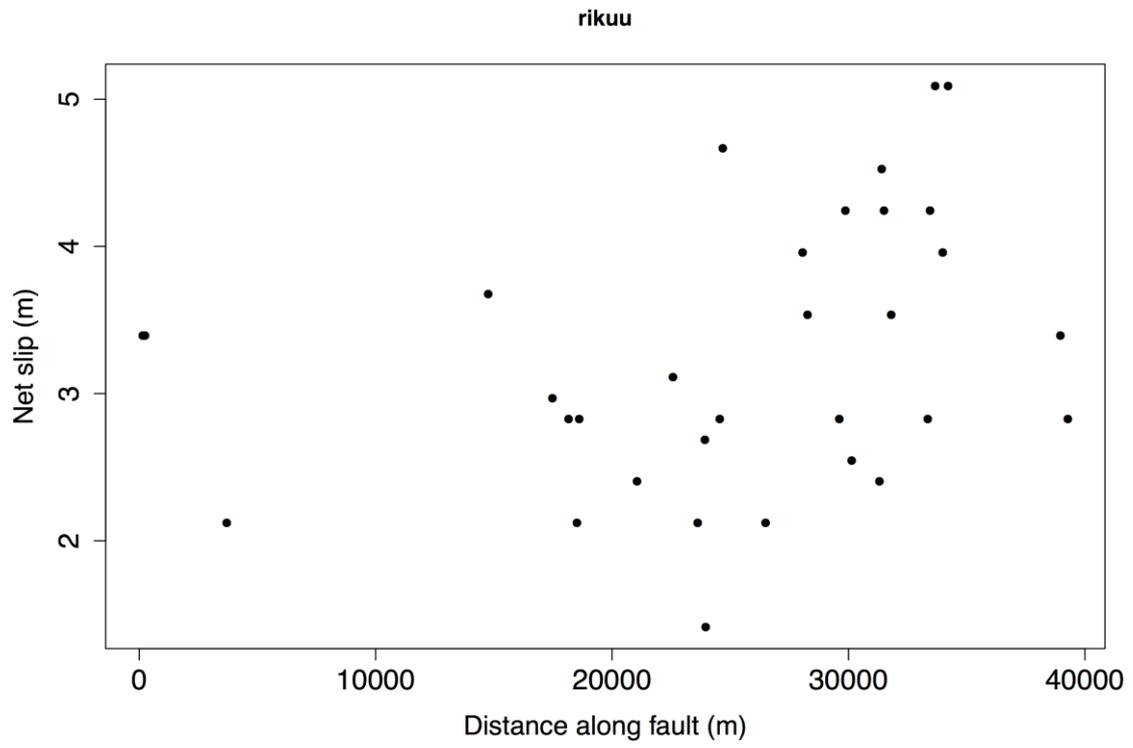


图 7.3- 1 1896 年陸羽地震主断層变位分布

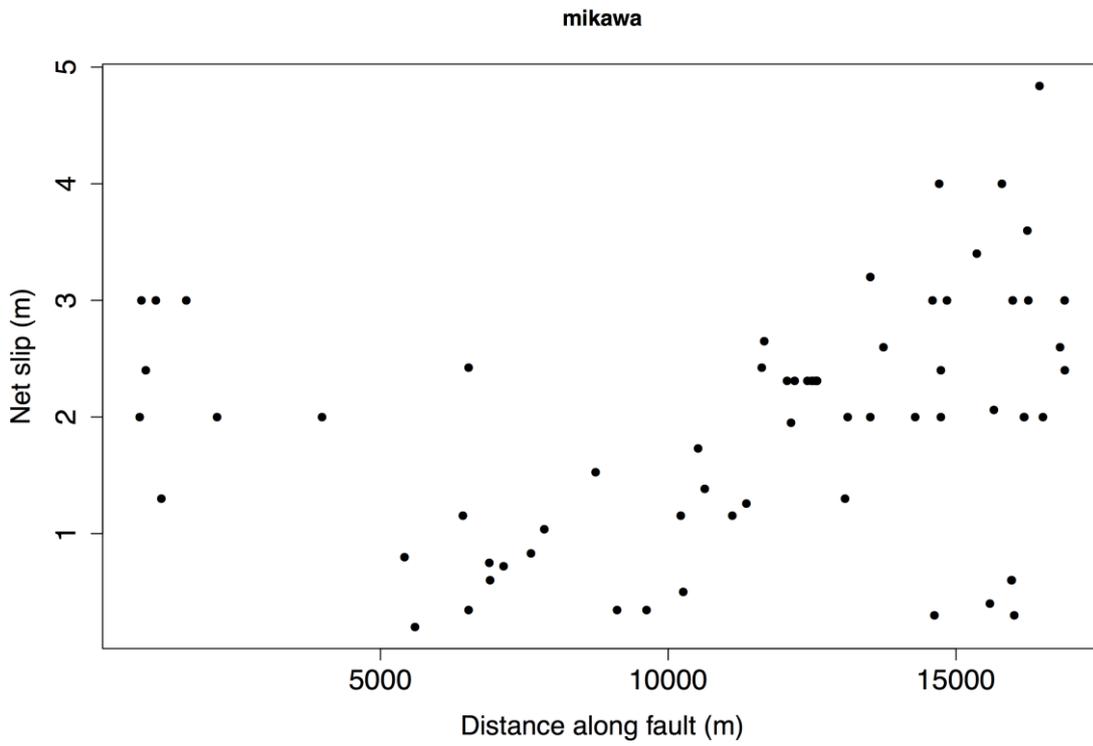


图 7.3-2 1945 年三河地震主断層变位分布

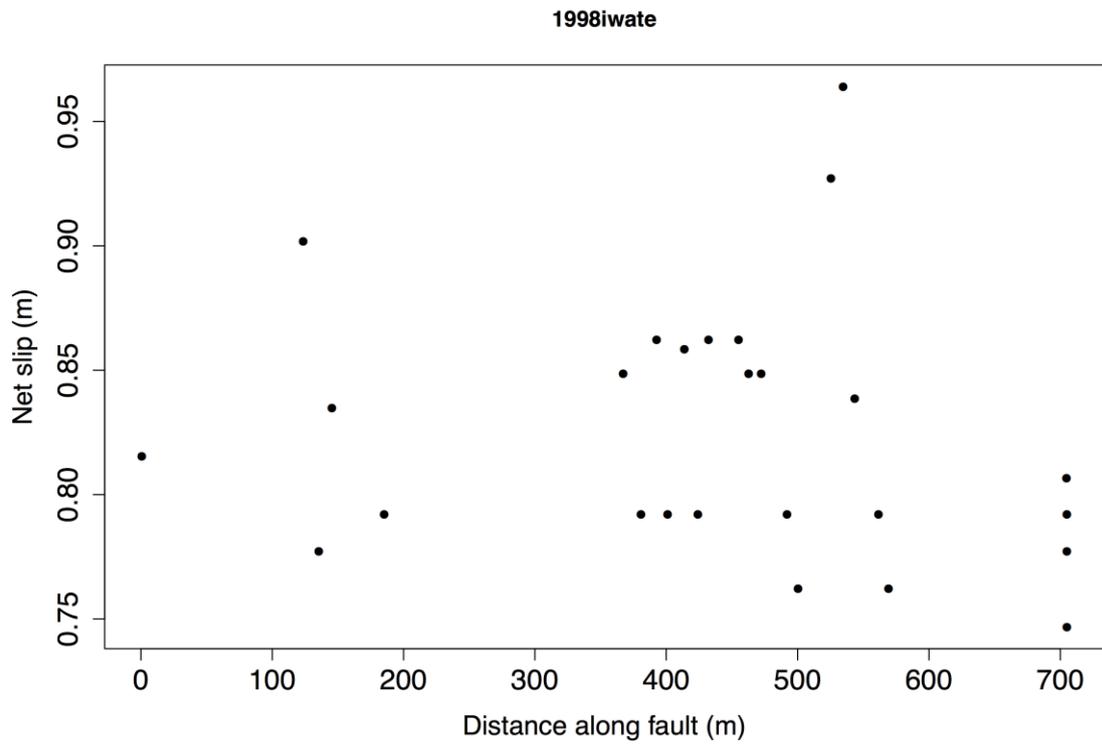


图 7.3-3 1998 年岩手県内陸北部地震主断層変位分布

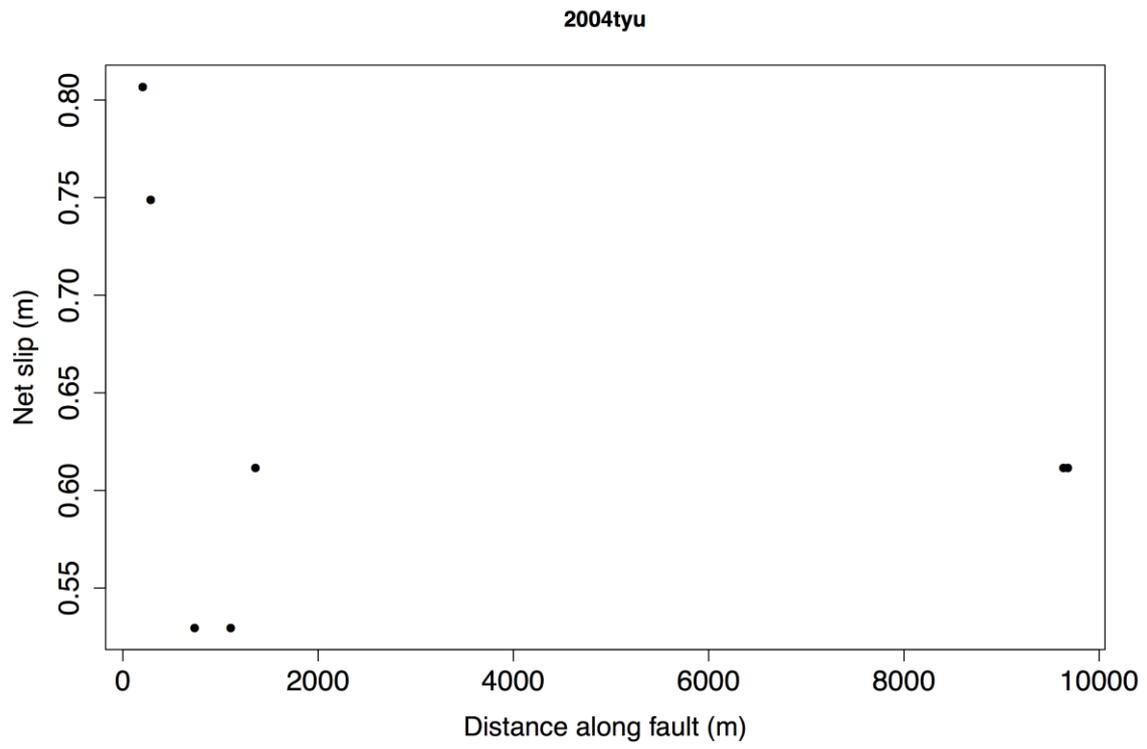


图 7.3- 4 2004 年中越地震主断層变位分布

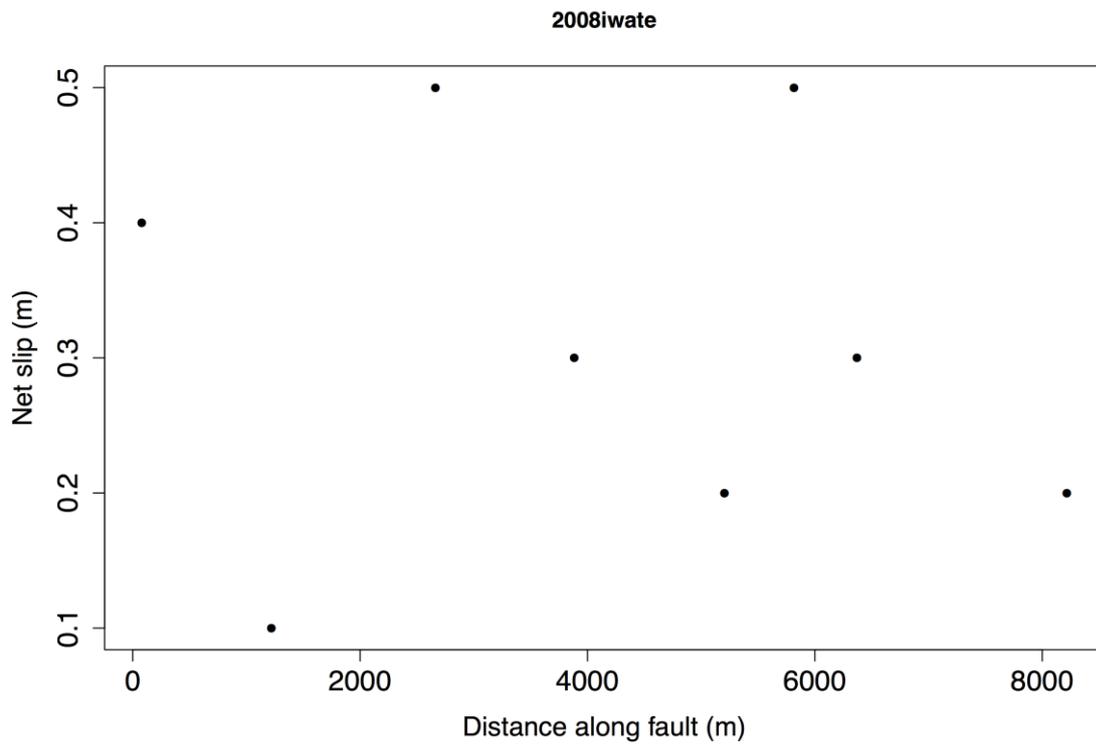


图 7.3-5 2008 年岩手・宫城内陸地震主断層变位分布

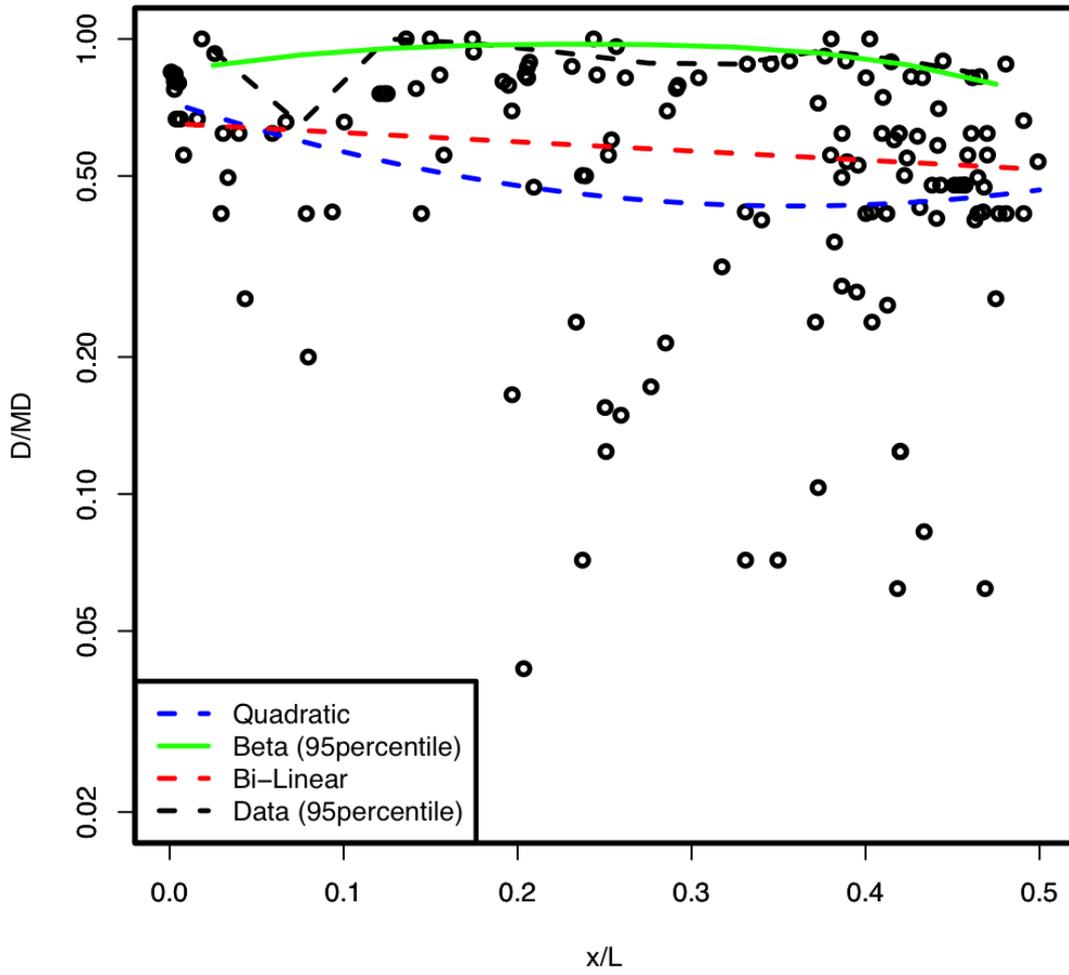


図 7.3- 6 最大変位で正規化した場合の断層変位距離減衰式

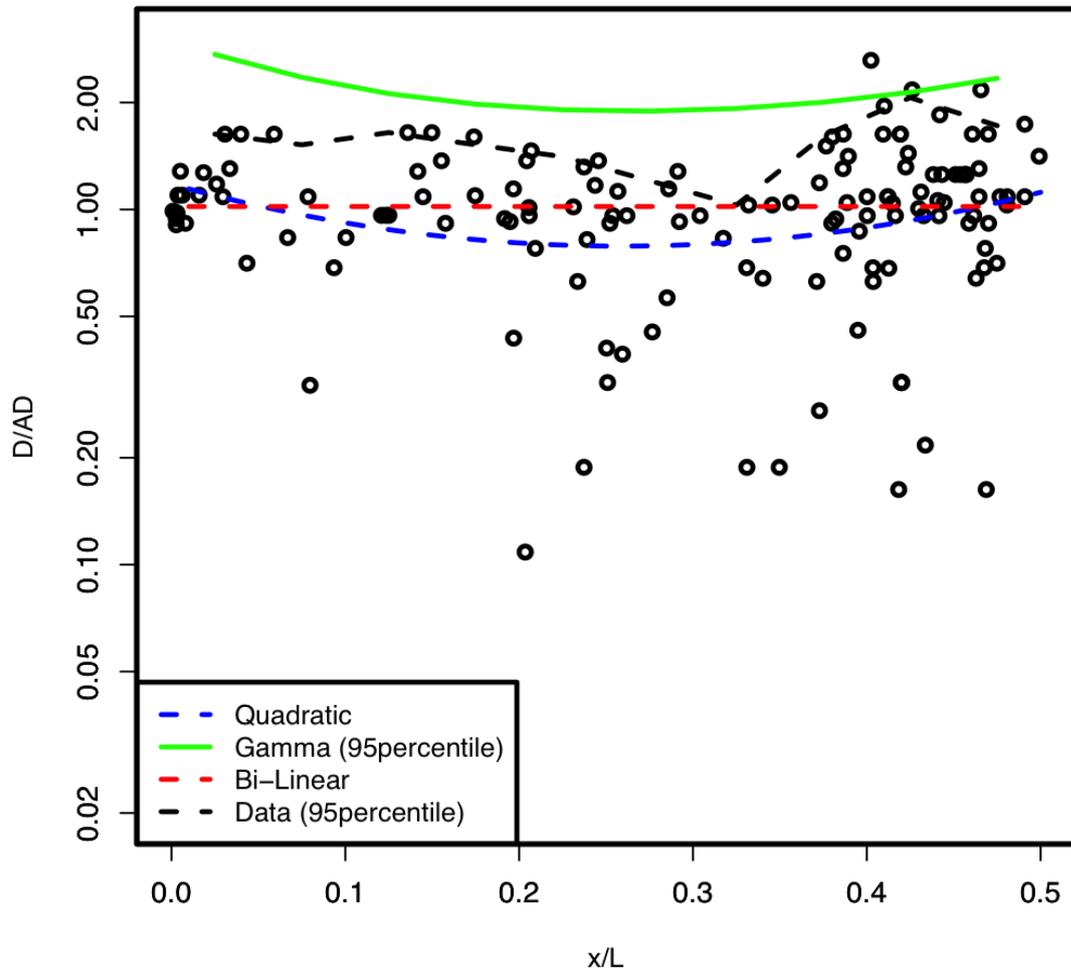


図 7.3-7 平均変位で正規化した場合の断層変位距離減衰式

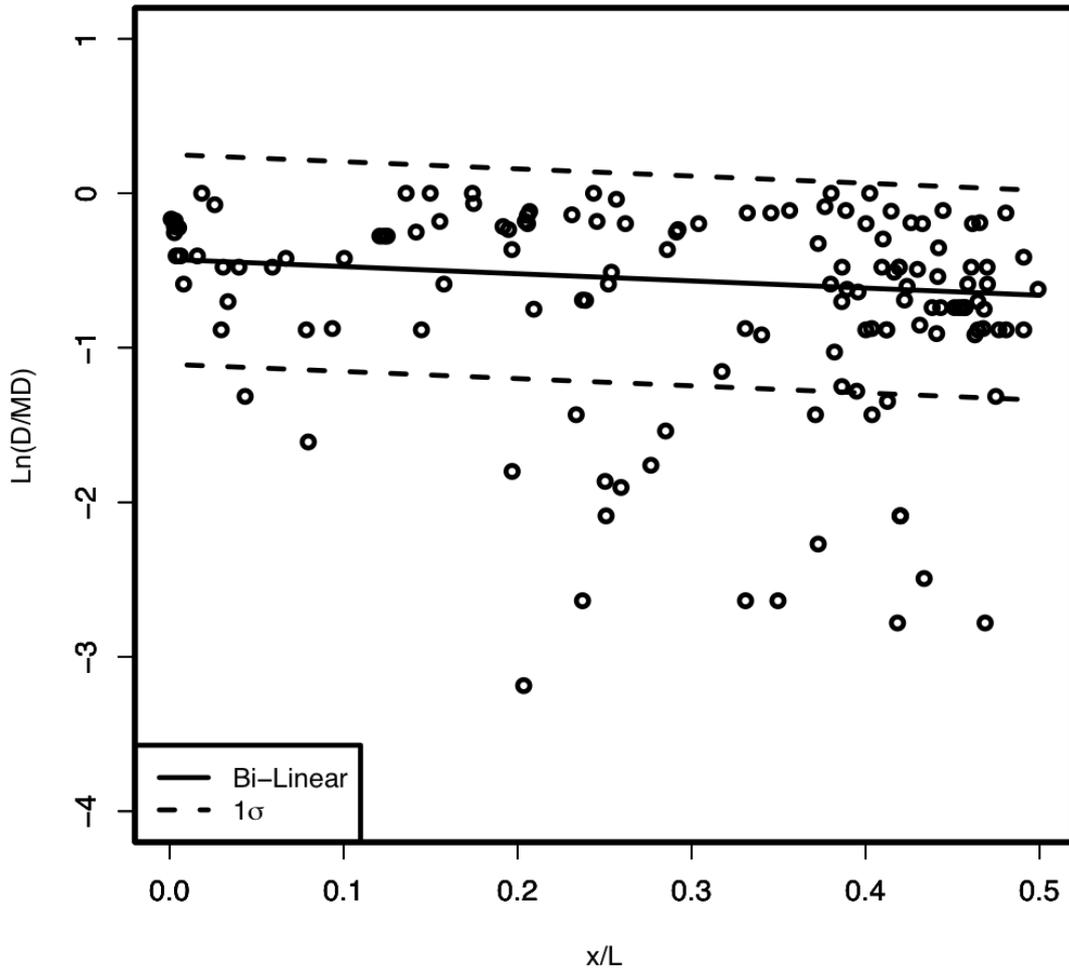


図 7.3- 8 最大変位で正規化した場合の断層変位距離減衰式 (Bi-Linear 関数)

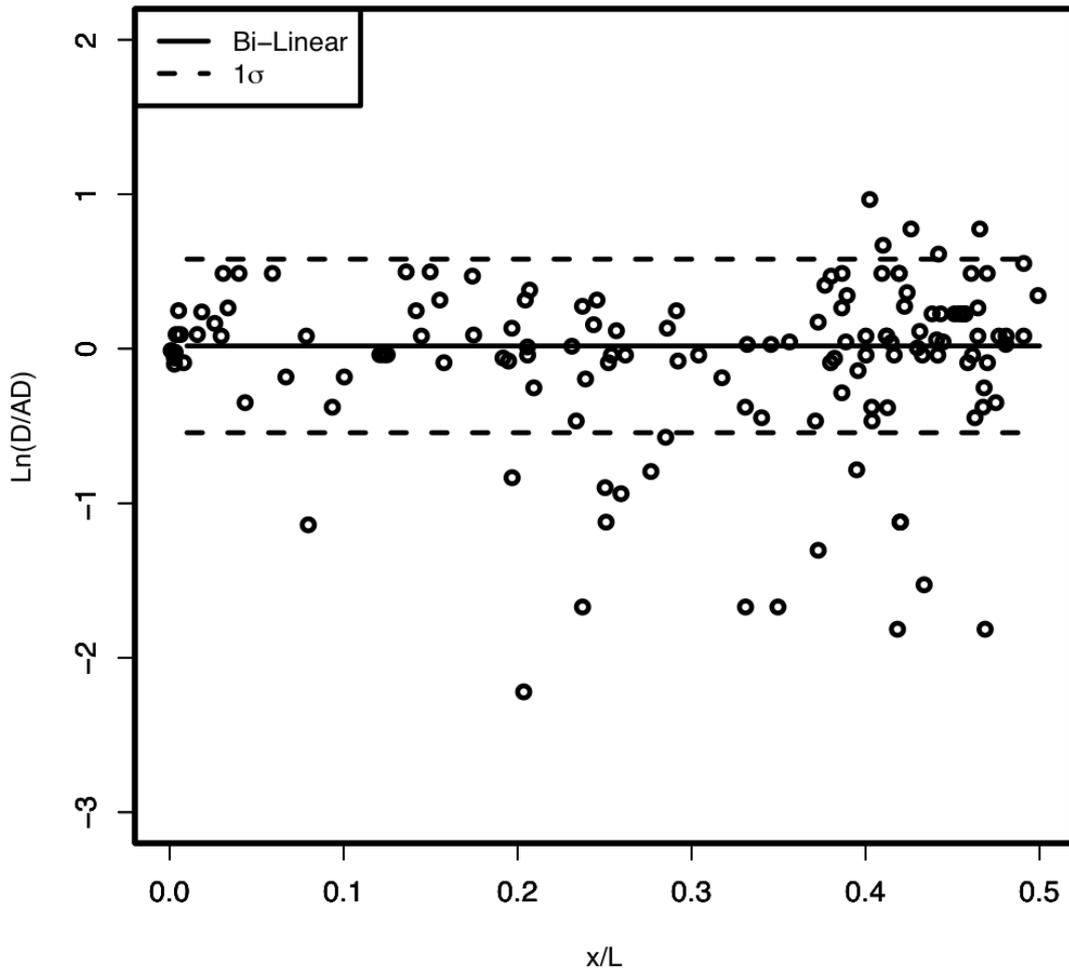


図 7.3-9 平均変位で正規化した場合の断層変位距離減衰式 (Bi-Linear 関数)

## 7.4. 副断層における断層変位距離減衰式

整理した変位情報から、副断層に対して、最も近い主断層線からの距離を GIS 上にて求めた。横軸を全断層長で、変位量 (D) を変位の最大変位 (MD) および平均変位 (AD) で正規化した結果に対して、以下のようにして断層変位距離減衰式を構築した。

Petersen et al. (2011) では指数関数が最も回帰が良い結果が得られている。ここでは Petersen et al. (2011) の指数関数と Youngs et al. (2003) の以下の関数の両方で回帰分析を行った結果、Youngs et al. (2003) の方がよりよく回帰したため、以下の式を採用した (図 7.4-1)。

$$\begin{aligned} D/MD &= 0.4195e^{-1.7778r} \text{ (std. error = 0.4729)} \\ D/AD &= 0.7100e^{-1.6662r} \text{ (std. error = 0.7409)} \end{aligned}$$

同様に、90 パーセンタイルを求めると (図 7.4-2) ，

$$\begin{aligned} D/MD &= 1.8028e^{-3.1012r} \\ D/AD &= 2.8844e^{-3.1012r} \end{aligned}$$

正断層を取り扱った Youngs et al. (2003) では、上記回帰分析を断層の上盤側と下盤側に区分して行った。ここでは、データ数が少ないことから、上盤側・下盤側に区別していない。しかしながら、正断層では上盤側の方が、データ分布も多く、変位量も大きい結果が得られている。逆断層の副断層は、検討事例も少ないため、データの蓄積ともに、上盤側・下盤側を区分した距離減衰式の整備が必要である。

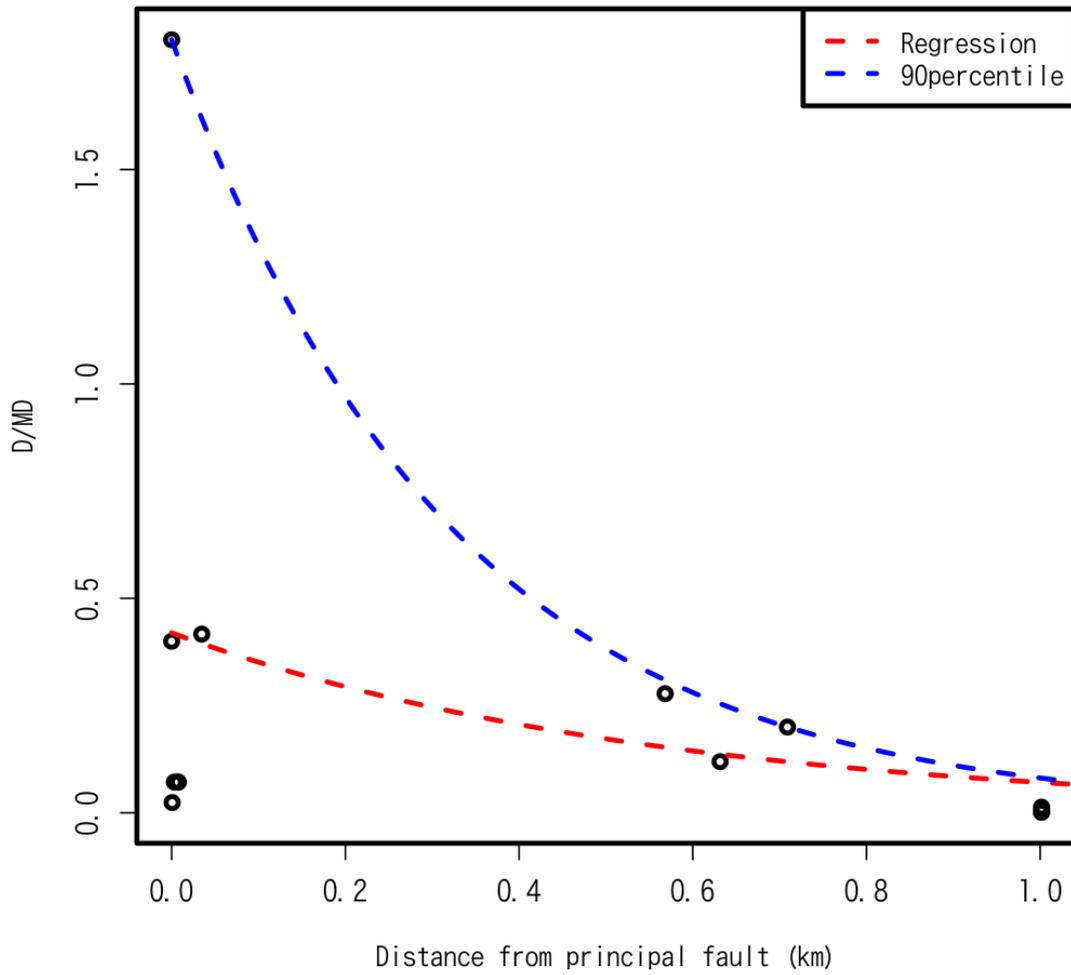


図 7.4-1 最大変位で正規化した副断層の距離減衰式.

横軸は主断層からの最短距離.

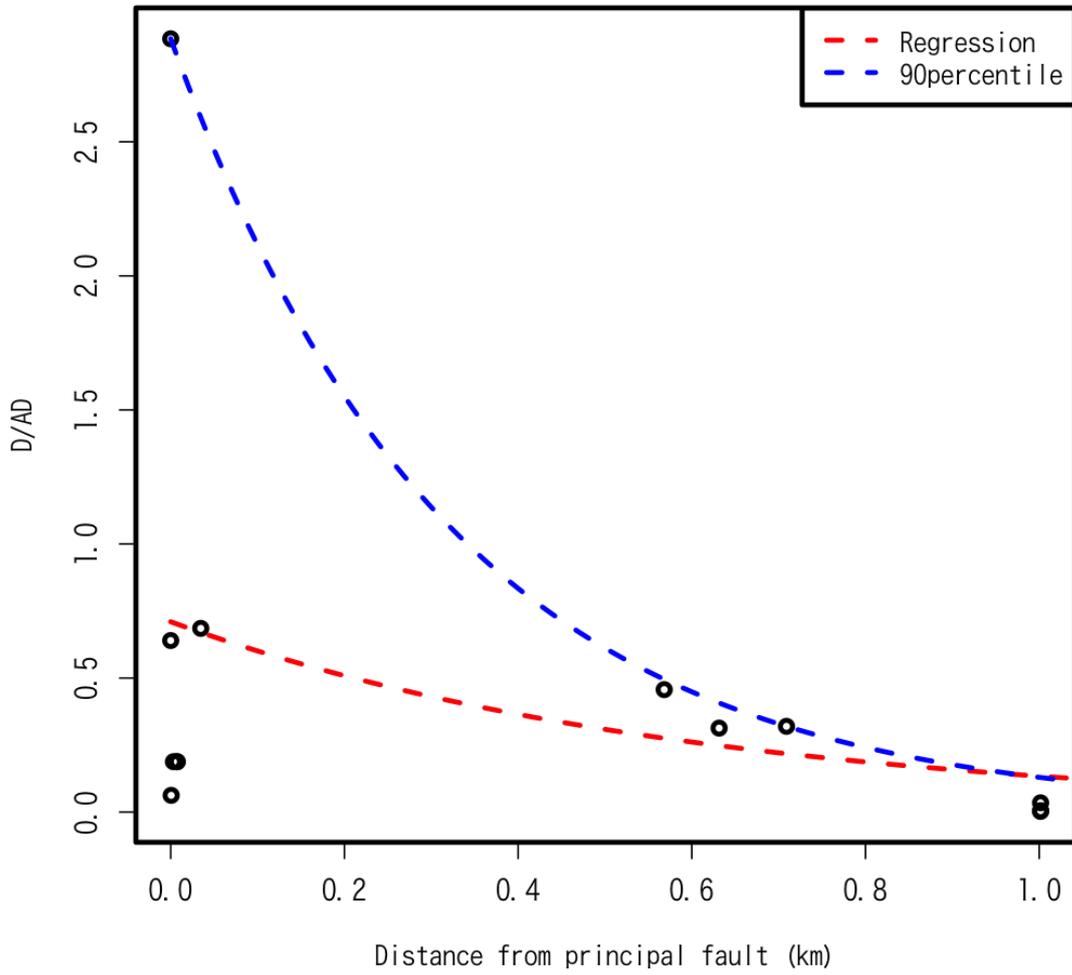


図 7.4-2 平均変位で正規化した副断層の距離減衰式.

横軸は主断層からの最短距離.

## 7.5. 副断層出現率

Youngs et al. (2003) に従い, 500m×500m のグリッドを設定し, 副断層が含まれるグリッドとそうでないグリッドを整理した. 主断層からの距離に対して, 上記 2 種類のグリッドの比率を算出して求めた.

得られたグリッドの比率に対して高尾ほか (2013) , Petersen et al. (2011) で用いられている副断層出現率を求める関数を当てはめた結果, 以下の式が得られた.

$$P_d = \frac{\exp(-4.9499 - 0.9514 \ln(r - 0.3924))}{1 + \exp(-4.9499 - 0.9514 \ln(r - 0.3924))}$$
$$P_d = 0.0130r^{-2.0953}$$

減衰式では変位量の情報が無ければ使用できなかったデータでも, ここでは変位の有無だけなので解析に使用した. そのため, 副断層の距離減衰式よりも広い範囲でのデータセットとなった.

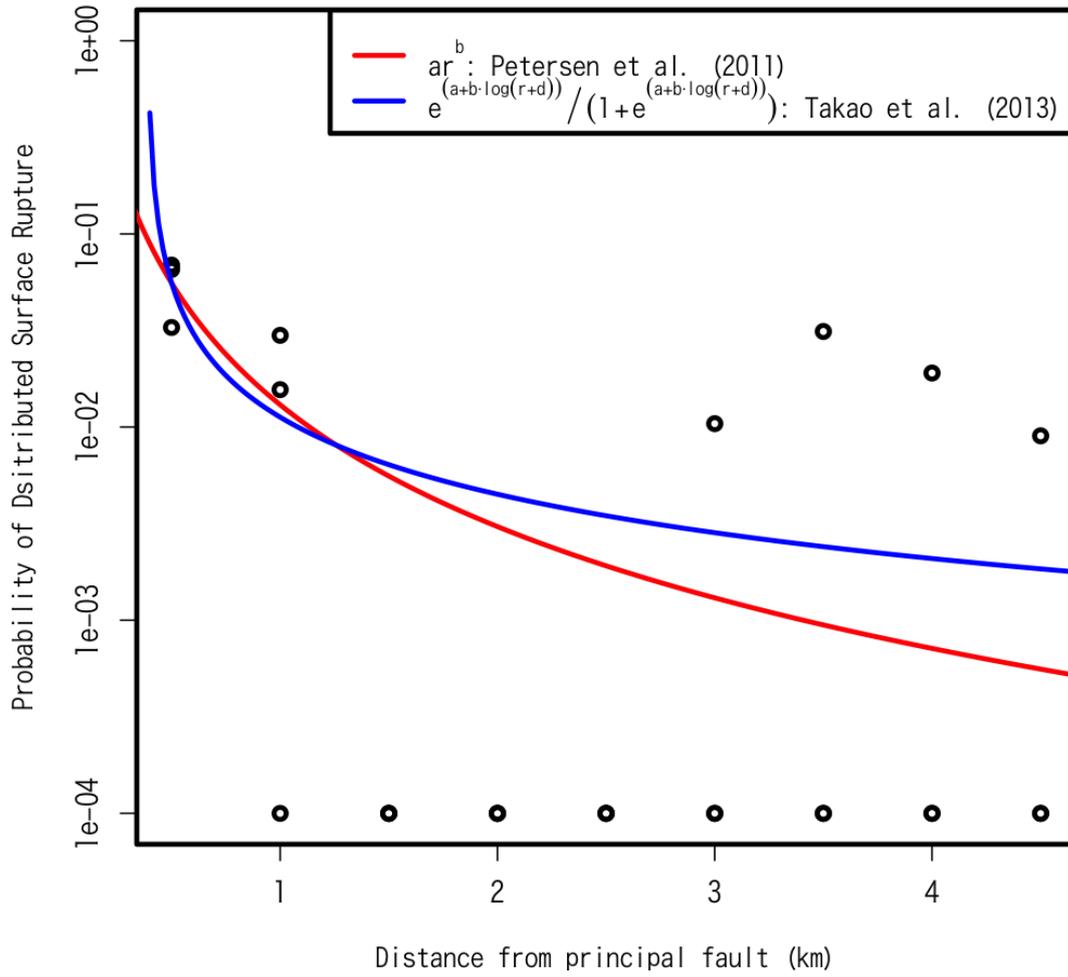


图 7.5-1 副断層出現率

## 7.6. まとめ

国内逆断層変位データを整理して、主断層・副断層における変位減衰式を構築した。今回の検討では、バックスラストを構成する変位もみられた。この識別には、地震時の変位センスが重要であり、また、地下でそれぞれの断層がどのような関係になっているのかといった情報も必要である。これには高精度な数値シミュレーション結果も有効と思われる。昨年度の横ずれ断層の成果も合わせると、主断層・副断層の識別には、変位量・変位方向といった詳細な変位情報、震源断層情報に加え、地下構造情報が必要である。

今回構築した国内逆断層のデータセットからは、同じ国内の主断層では横ずれ断層と比較して、断層位置に対する明瞭な変化は得られなかった。副断層では、主断層近傍の変位量は逆断層の方が比較的大きいが、データ数の制限から、主断層からの広がりや横ずれ断層ほど広くはない。既存研究における正断層の検討結果では、上盤側の方がデータ分布も多く、変位量も大きい結果が得られている。逆断層の副断層は、検討事例も少ないため、データの蓄積とともに、上盤側・下盤側を区分した距離減衰式の整備が必要である。

高精度な PFDHA 実施のためには、より多くの検討事例・データの蓄積が必要不可欠である。今後追加するデータの選択基準として、断層タイプもしくは検討地域（テクトニックセッティング）が挙げられるが、ハザード評価に与える影響も考慮して検討を進める必要がある。構築する距離減衰式の関数にしても同様である。

## 7.7. 付録：データセットの違いによる断層変位距離減衰式

国内断層変位を対象として PFDHA を行った高尾ほか (2013) によれば，地表地震断層長が 10km 以上にならないと断層変位と断層上での位置との関係がみられないとされる．ここでは，整理した全データの距離減衰式を検討する前に，地表地震断層長が 10km 以上で，副断層も含む 1896 年陸羽地震，1945 年三河地震，2008 年岩手・宮城内陸地震整理時に，平均変位量で正規化を行ったデータに対する予察的検討結果について示す．図 7.7-1 から図 7.7-3 に用いたデータを示す．

距離減衰式の評価として，今回検討する中で最も単純な 2 次曲線を適用した結果，以下の関係式が得られた (図 7.7-4) ．

$$D/AD = -0.9381(x/L)^2 - 1.0004x/L + 0.8228 \text{ (std. error} = 0.6704)$$

また，断層変位距離減衰式に複数の回帰分析を適用した Petersen et al. (2011) では，変位量に対して対数を適用している．このため変位量が 0 ものを除外した結果では，以下の関係式が得られた (図 7.7-5) ．

$$D/AD = 6.8340(x/L)^2 - 2.9037x/L + 1.2995 \text{ (std. error} = 0.5479)$$

地表地震断層長が 10km 以上でも，今回対象とした国内逆断層の変位データでは，主断層に関して既存研究にみられるような断層中央部に向かって変位量が増加する傾向は認められなかった．

同様に，副断層の距離減衰式は以下のように求められた (図 7.7-6) ．

$$D/AD = 0.7839e^{-0.7604r} \text{ (std. error} = 0.8307)$$

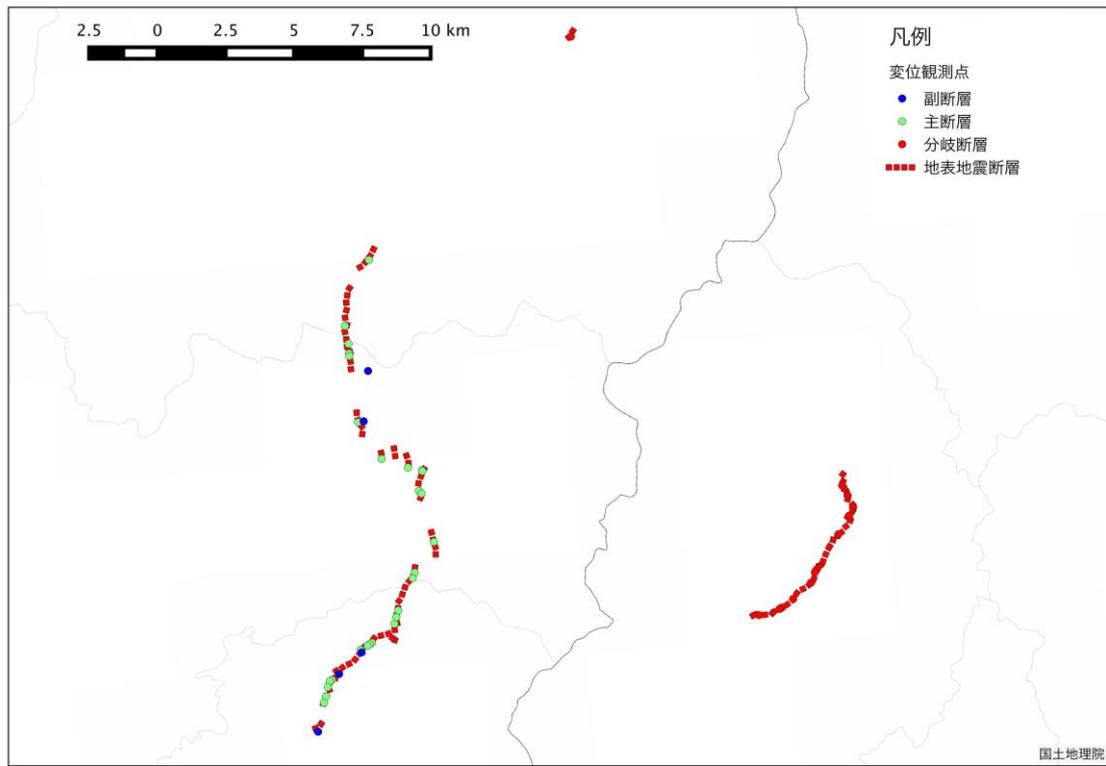


図 7.7-1 予察的検討で用いた 1896 年陸羽地震データ

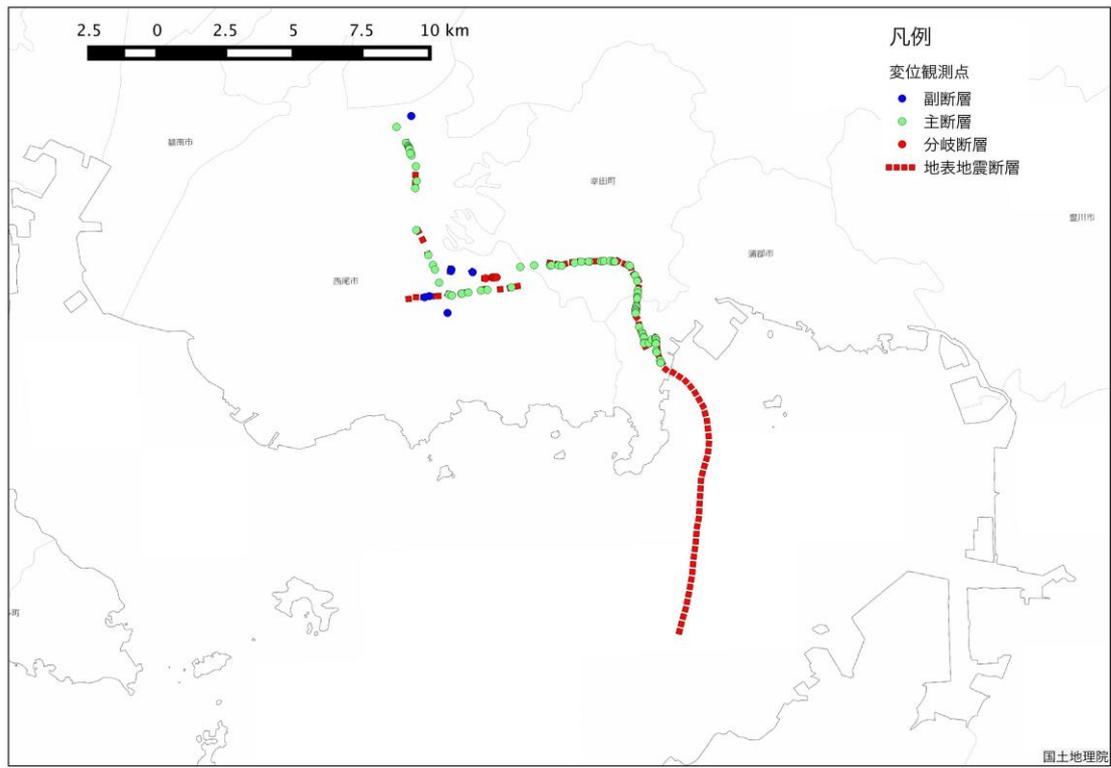


図 7.7-2 予察的検討で用いた 1945 年三河地震データ

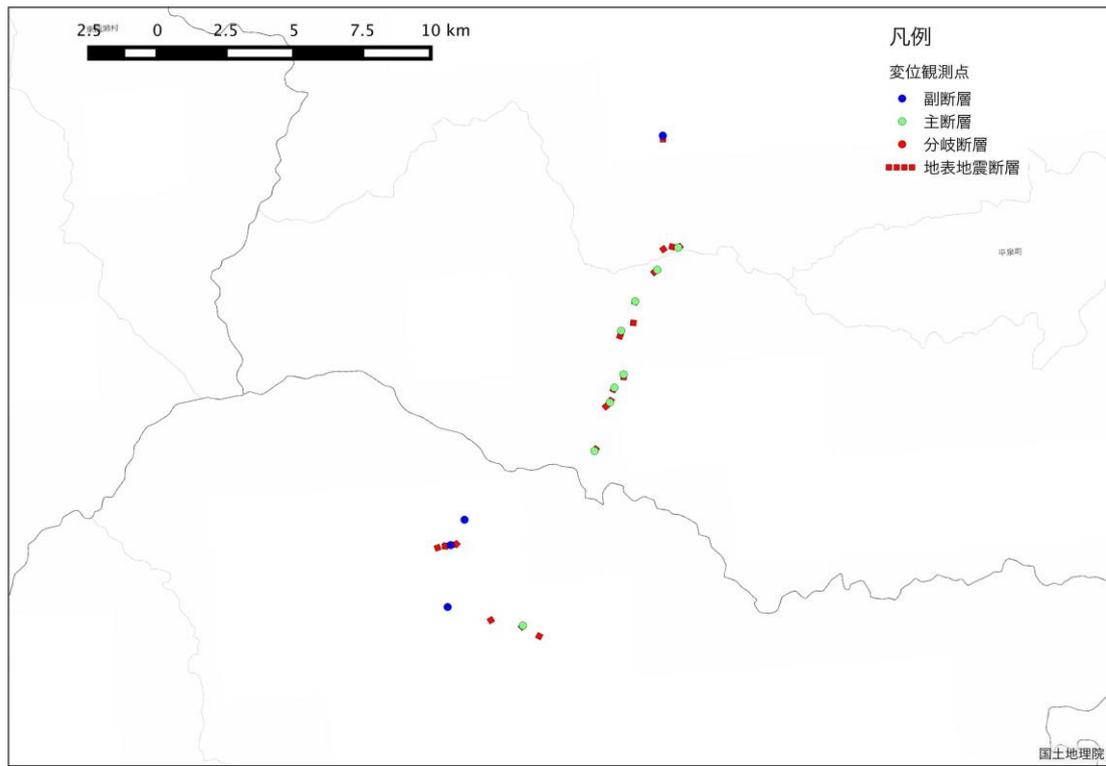


図 7.7- 3 予察的検討で用いた 2008 年岩手・宮城内陸地震データ

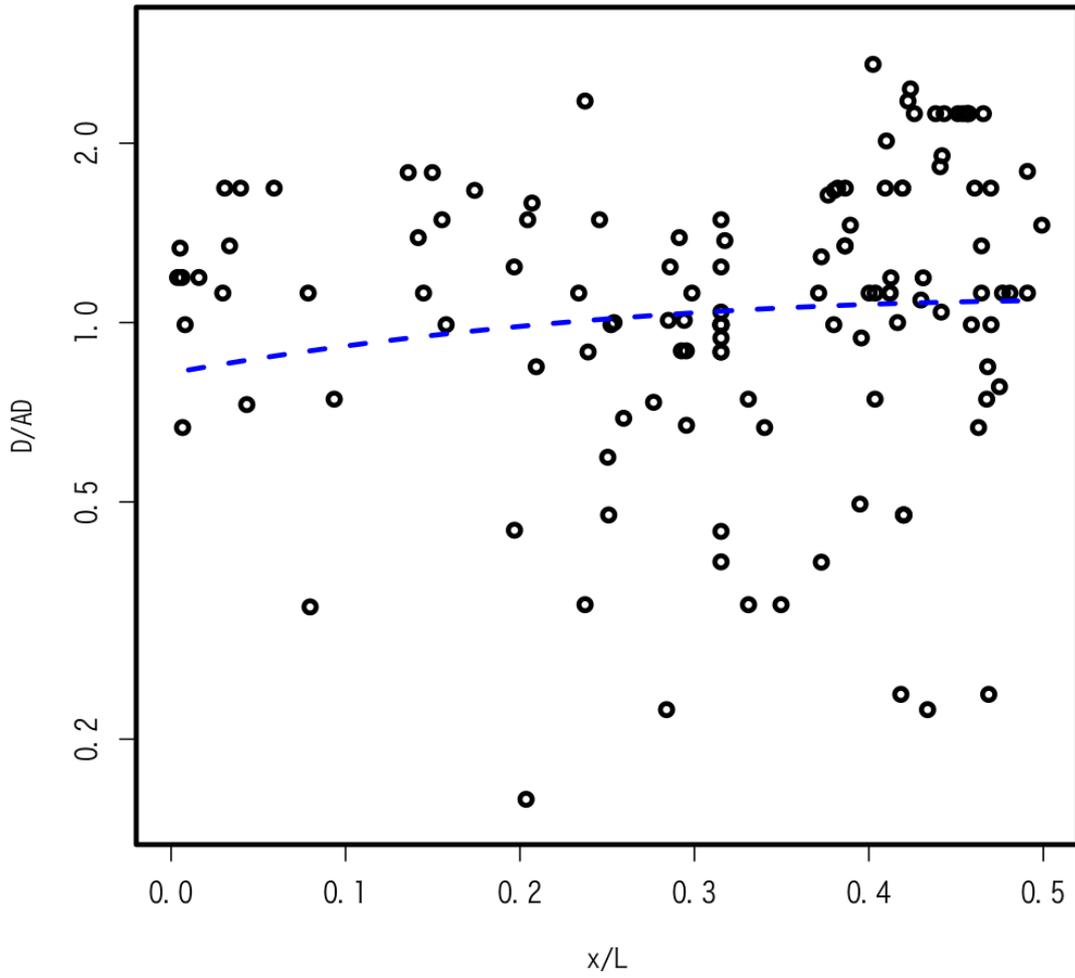
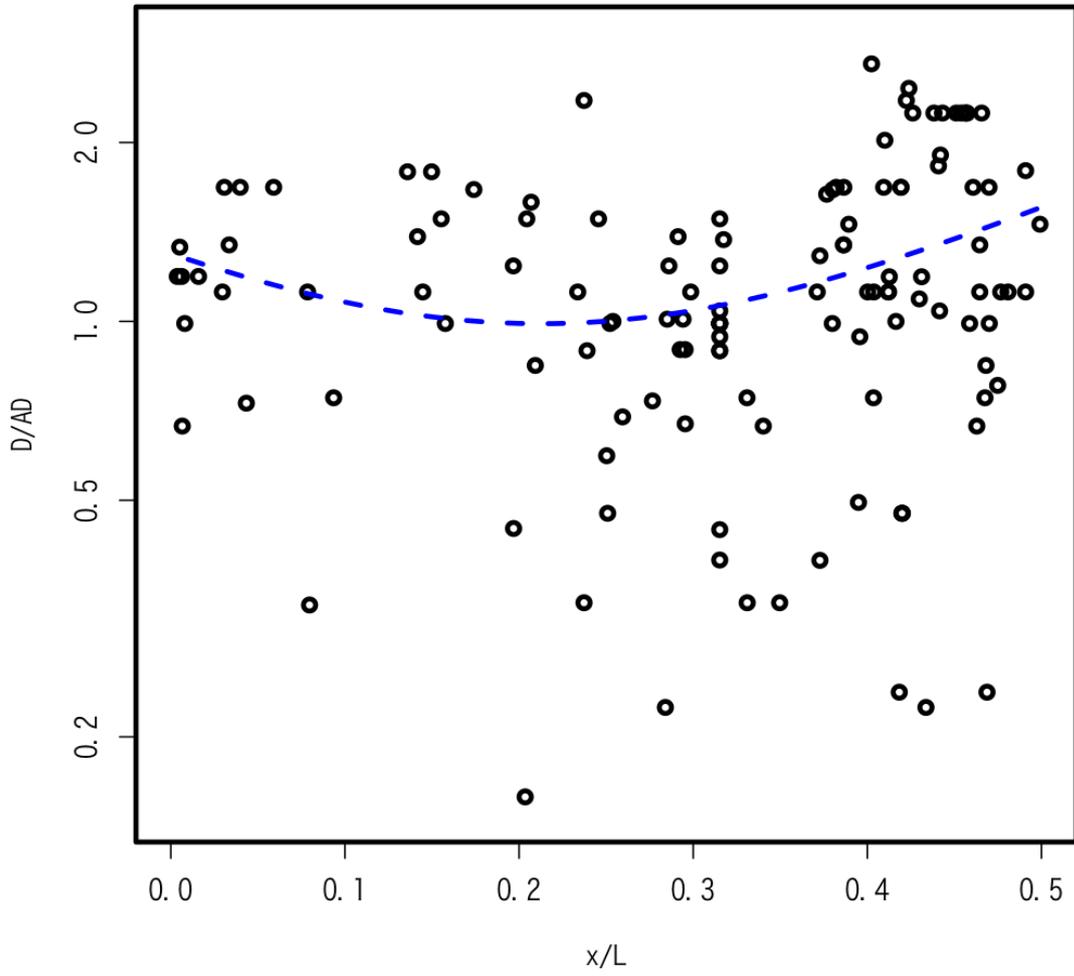


図 7.7-4 主断層変位距離減衰式 (平均変位量で正規化)



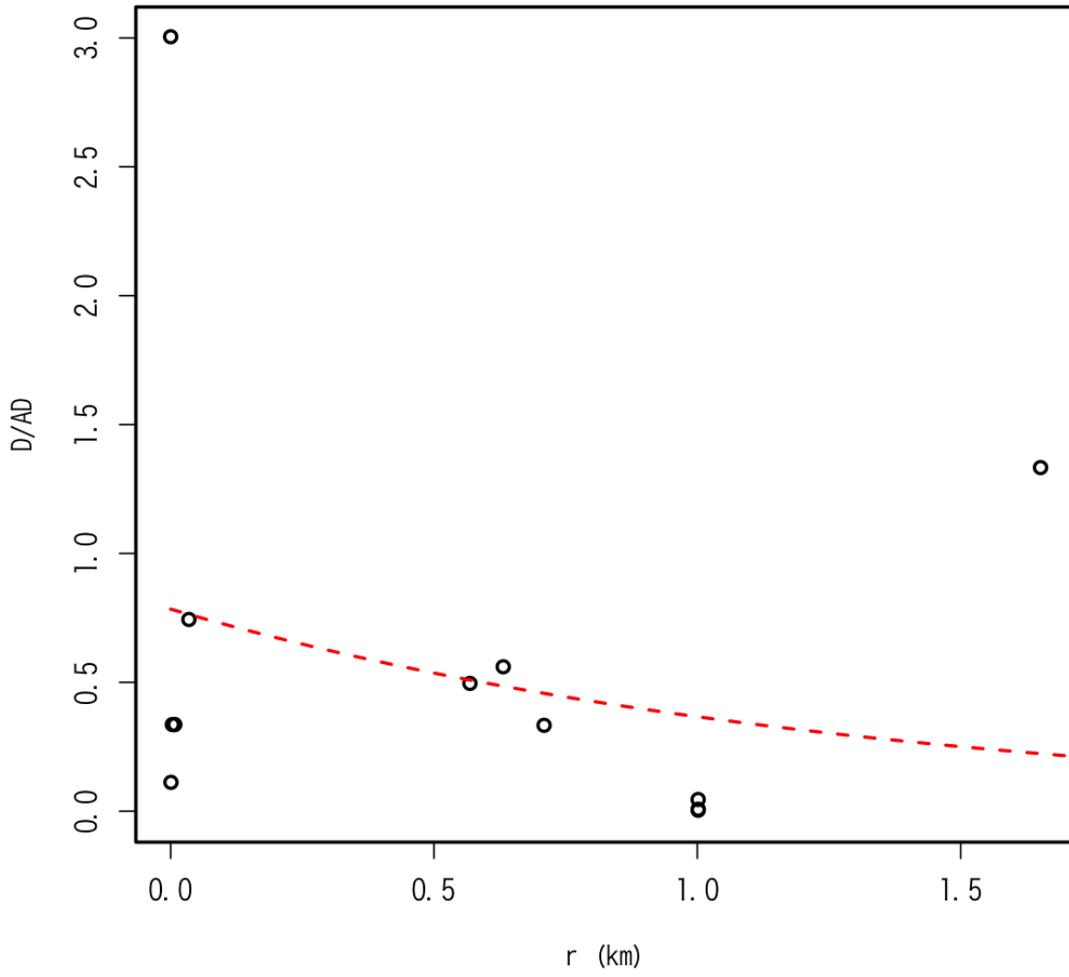


図 7.7-6 副断層変位距離減衰式 (平均変位量で正規化)

## 7.8. 文献

- MOSS Robb Eric S., ROSS Zachary E. (2011) Probabilistic fault displacement hazard analysis for reverse faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 4, pp. 1542-1553.
- PETERSEN Mark D., DAWSON Timothy E., CHEN Rui, CAO Tianqing, WILLS David P.; Frankel Arthur D. Petersen Mark D., DAWSON Timothy E., CHEN Rui, CAO Tianqing, WILLS Christopher J., SCHWARTZ David P., FRANKEL Arthur D. (2011) Fault displacement hazard for strike-slip faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 2, pp. 805-825.
- 鷺谷威 (2003) 1918年大町地震の震源断層モデル：水準測量データの再検討と関連データの総合的解釈に基づく新たなモデル, *地震*. 2 輯, 56, 2, pp. 199-211.
- 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.
- 坪井誠太郎 (1922) 信州大町地震調査概報, *震災豫防調査會報告*, 98, pp. 13--21.
- YOUNGS Robert R., ARABASZ Walter J., ANDERSON R. Ernest, RAMELLI Alan R., AKE Jon P., SLEMMONS David B., MCCALPIN James P., DOSER Diane I., FRIDRICH Christopher J., SWAN Frank H., ROGERS Albert M., YOUNT James C., ANDERSON Laurence W., SMITH Kenneth D., BRUHN Ronald L., KNUEPFER Peter L. K., SMITH Robert B., DEPOLO Craig M., O'LEARY Dennis W., COPPERSMITH Kevin J., PEZZOPANE Silvio K., SCHWARTZ David P., WHITNEY John W., OLIG Susan S., TORO Gabriel R. (2003) A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA), *Earthquake Spectra*, 19, 1, pp. 191-219.



## 8. 断層変位ハザードの検討解析

### 8.1. はじめに

本章では、日本国内の横ずれ断層に関する断層ハザード評価のケーススタディとして、確率論的断層変位ハザード解析のための試算結果を紹介する。昨年度とりまとめを行った断層変位データセットを使用した。このデータセットに対する評価として、断層変位ハザードのための2種類のモデル（Petersen et al., 2011：横ずれ地震に関する枠組みとして紹介されたモデル、および高尾ほか, 2013：国内地震のための方法として開発されたモデル）を検討した。後者のモデルは Youngs et al. (2003) が用いた形式、すなわちベータ分布およびガンマ分布を用いて断層変位距離減衰式の統計的特徴を記述したものをを用いている。

### 8.2. 国内横ずれ断層データセットに基づく関係

昨年度業務でとりまとめた国内横ずれ断層変位データセットおよび Petersen et al. (2011) のデータ間の系統的差違を考慮して、日本のデータセットのみに基づいた関係および両方のデータを含む関係の導出を行った。高尾ほか (2013) と同様のガンマ分布およびベータ分布を選択したが、日本のデータであっても  $I/L > 0.3$  では比較的平坦な曲線を示唆しているため、 $\ln(D/AD)$ 間の関係については一次形式および二次形式の両方を検討した。近似の方法としては、最初に関数の平均値を決め、次いで 5, 15, 85, および 95 パーセンタイル曲線への近似を満たすようにパラメータ  $a$  および  $b$  の組合せを見つけることとした（それぞれ平均値  $a$ ,  $b$  または  $a/(a+b)$  による拘束を受ける）。最終結果は図 8-1 および図 8-3 中に示すが（また、図 8-2 および図 8-4 では Petersen et al. (2011) のデータと比較した）、ここでは二次形式の近似結果を示す。パラメータは以下のとおりである。

平均変位スケーリング：

$$a = \exp\left(0.5 + 2.23\frac{l}{L} - 4.71\left(\frac{l}{L}\right)^2\right)$$
$$b = \exp\left(-1.15 + 1.6\frac{l}{L} - 0.15\left(\frac{l}{L}\right)^2\right)$$

最大変位スケーリング：

$$a = \exp\left(0.7 - 0.81\frac{l}{L} - 1.25\left(\frac{l}{L}\right)^2\right)$$
$$b = \exp\left(2.1 - 3.84\frac{l}{L} - 1.0\left(\frac{l}{L}\right)^2\right)$$

国内横ずれ断層の関係（図 8-1・図 8-3）は Petersen et al. (2011) データ（図 8-2・図 8-4）に対する満足できる近似を与えない。断層面から離れた変形については、国内横ずれ断層のデータは範囲が限られ、したがって Petersen et al. (2011) からの既存の関係に対しこのデータを比較し（図 8-5）、ほぼ一致していることが分かった。したがって、全モデルに対し Petersen et al. (2011) の分布モデルを利用した。

### 8.3. 兵庫県南部地震における検証

表 8-1 のように設定したロジックツリーに基づき、淡路島で起こった 1995 年兵庫県南部地震のテストケースを計算した（図 8-6）。図 8-7 に断層面上および断層面から離れた変位ハザードを示す。また、変位ハザード曲線を図 8-8 に示すが、国内横ずれ断層および高尾ほか (2013) モデルおよび Petersen et al. (2011) モデル間に顕著な開きがある。一般に、国内横ずれ断層および高尾ほか (2013) の関係は、Petersen et al. (2011) の関係よりも高いハザードを与える。Petersen et al. (2011) の関係は断層端に向かって急激に減衰するのに対し、日本のデータはそうでないことに起因する。

## 8.4. 文献

- Coppersmith, K. J., & Youngs, R. R. (2000). Data needs for probabilistic fault displacement hazard analysis. *Journal of Geodynamics*, 29(3), 329–343.
- Moss, R. E. S., & Ross, Z. E. (2011). Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis for Reverse Faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(4), 1542–1553. doi:10.1785/0120100248
- Petersen, M. D., Dawson, T. E., Chen, R., Cao, T., Wills, C. J., Schwartz, D. P., & Frankel, A. D. (2011). Fault Displacement Hazard for Strike-Slip Faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(2), 805–825. doi:10.1785/0120100035
- 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.
- Youngs, R. R., Arabasz, W. J., Anderson, R. E., Ramelli, A. R., Ake, J. P., Slemmons, D. B., et al. (2003). A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA). *Earthquake Spectra*, 19, 191.

表 8-1 ハザード試算に用いたロジックツリー

region	weight	model	weight	scaling	weight
Japanese	2/3	JNES (this)	2/3	AD	1/2
				MD	1/2
		Takao	1/3	AD	1/2
				MD	1/2
US (Global)	1/3	Petersen (bi)	1/3	AD	1/2
				Mag	1/2
		Petersen (qu)	1/3	AD	1/2
				Mag	1/2
		Petersen (el)	1/3	AD	1/2
				Mag	1/2

# JNES

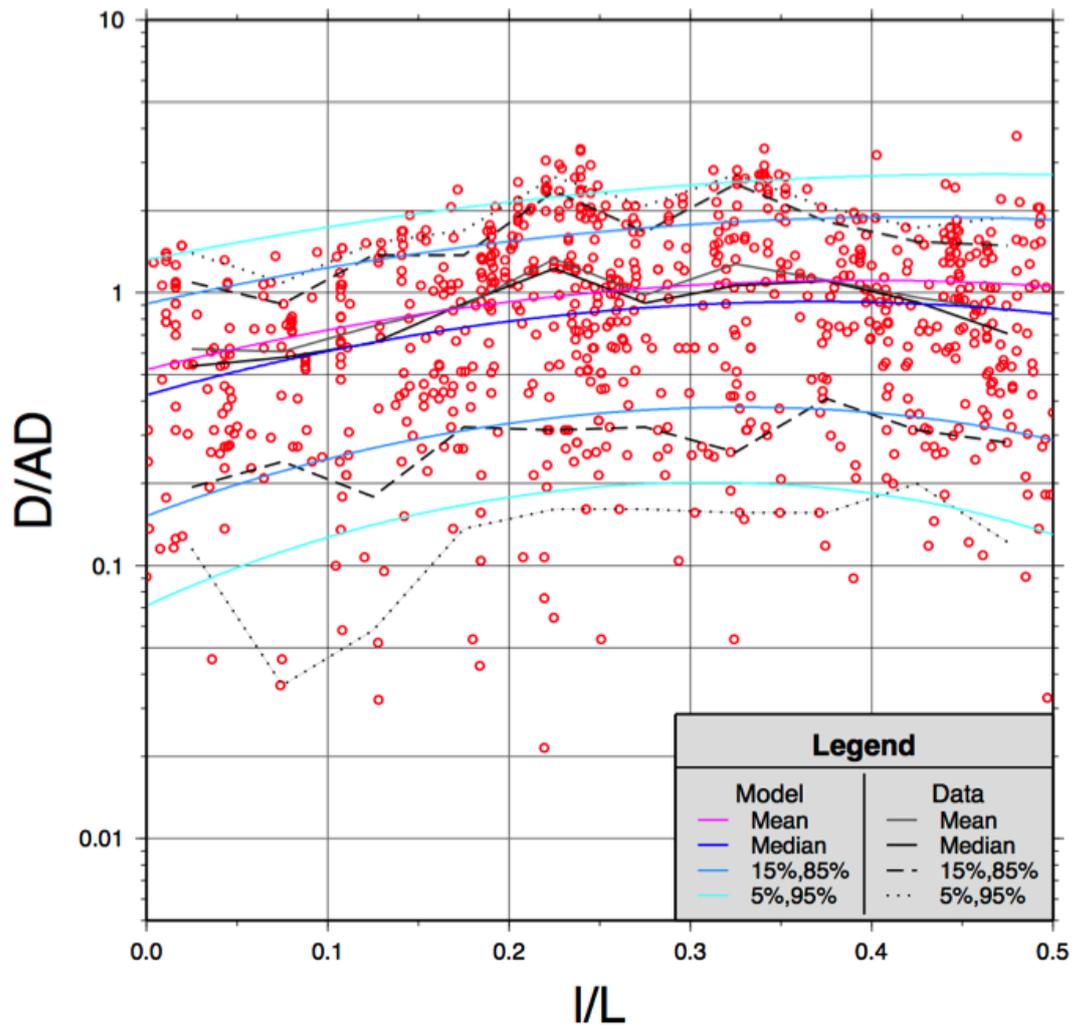


図 8-1 国内横ずれ断層における断層変位分布とフラクタル（平均変位で正規化）

# Petersen

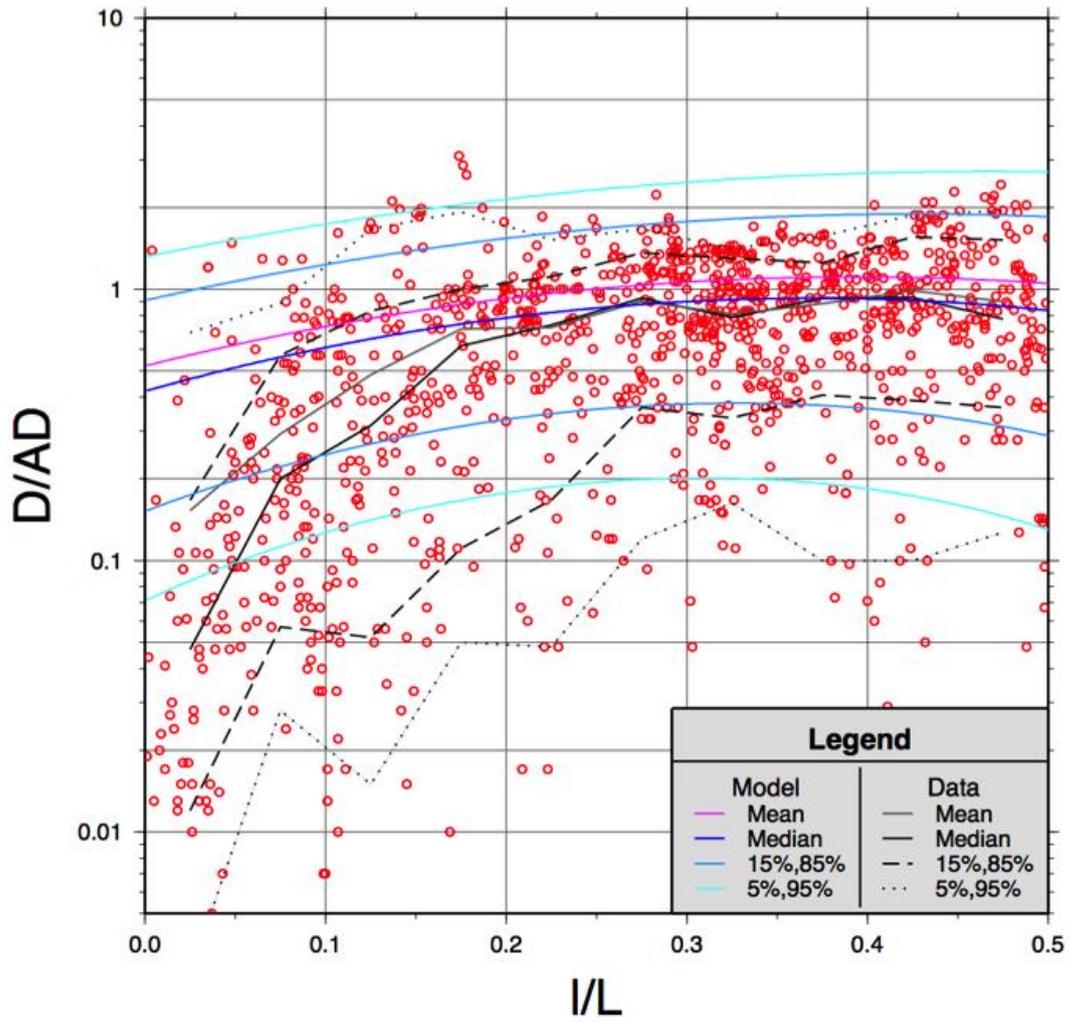


図 8-2 Petersen et al. (2011) データにおける断層変位分布とフラクタル（平均変位で正規化）

# JNES\_MD

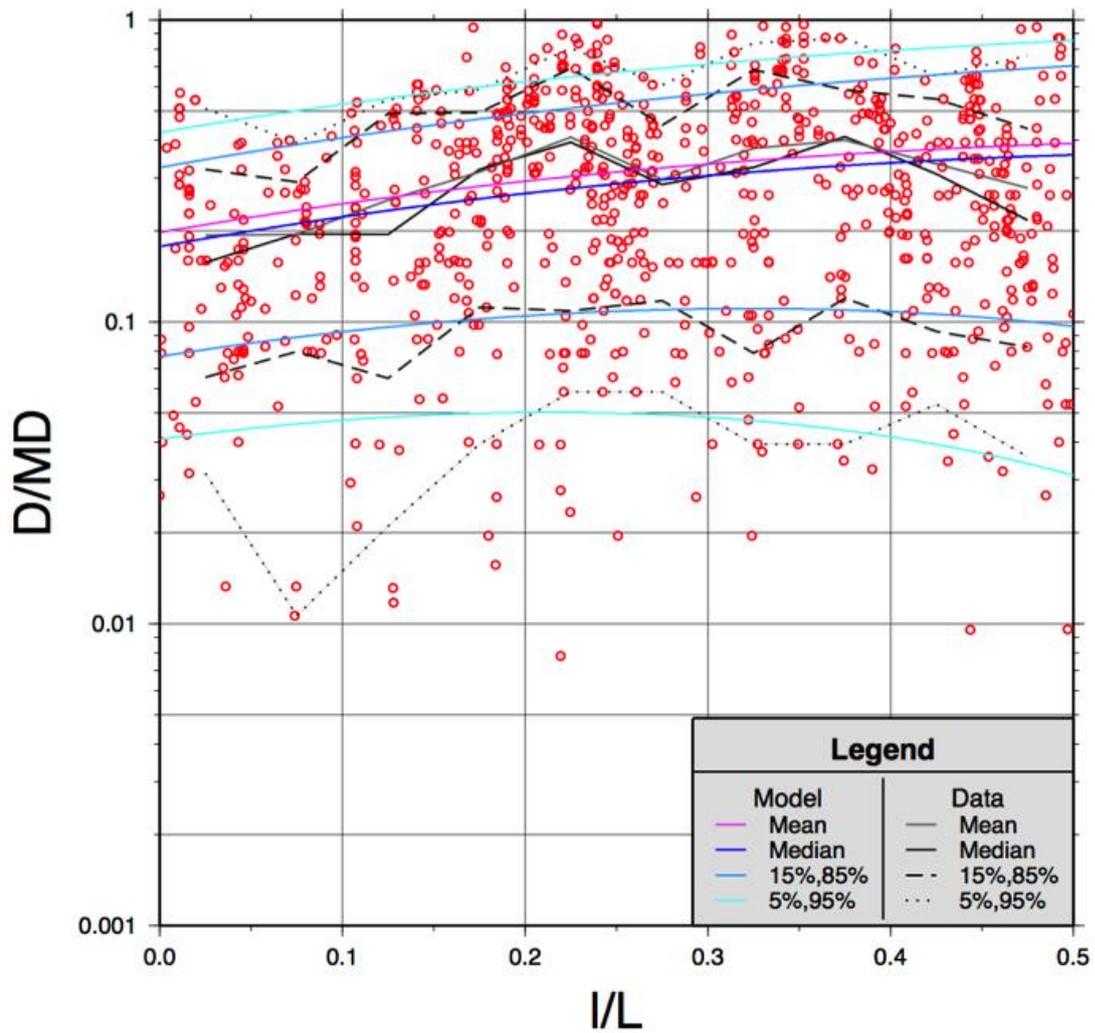


図 8-3 国内横ずれ断層における断層変位分布とフラクタイル（最大変位で正規化）

# Petersen\_MD

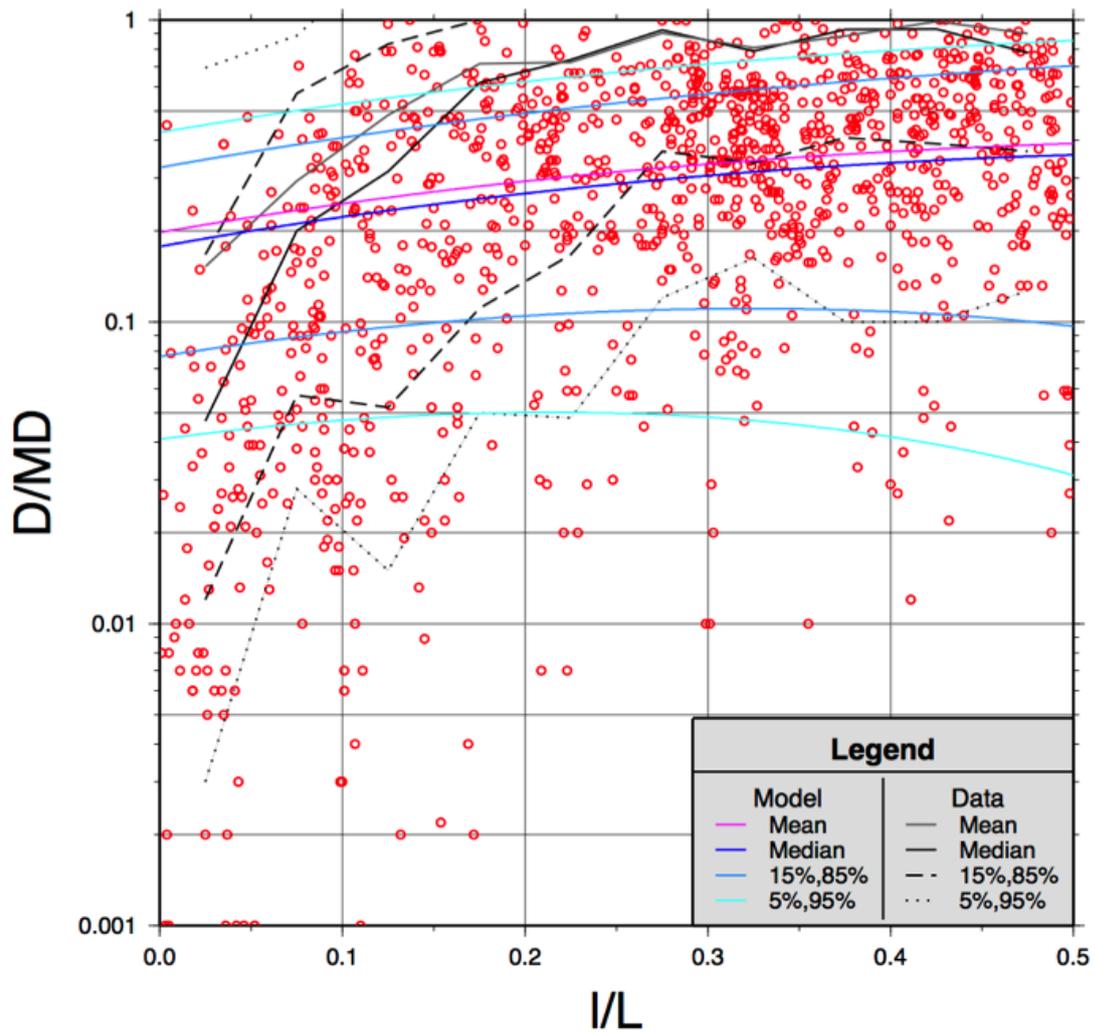


図 8-4 Petersen et al. (2011) データにおける断層変位分布とフラクタイル（平均変位で正規化）

# Distributed faulting

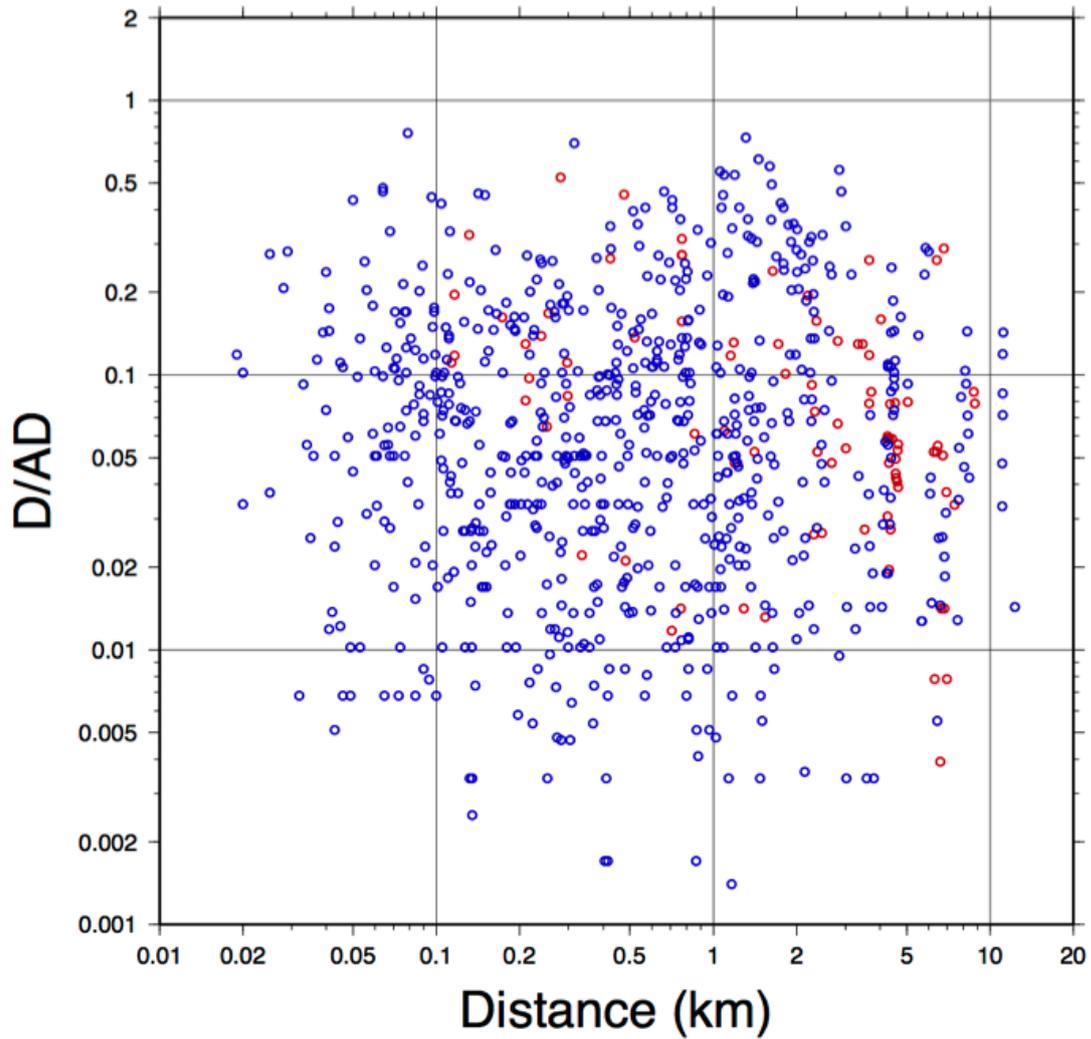


図 8-5 Petersen et al. (2011) および国内横ずれ断層による副断層変位と主断層からの最短距離との関係

青丸が Petersen et al. (2011), 赤丸が国内横ずれ断層データを示す.

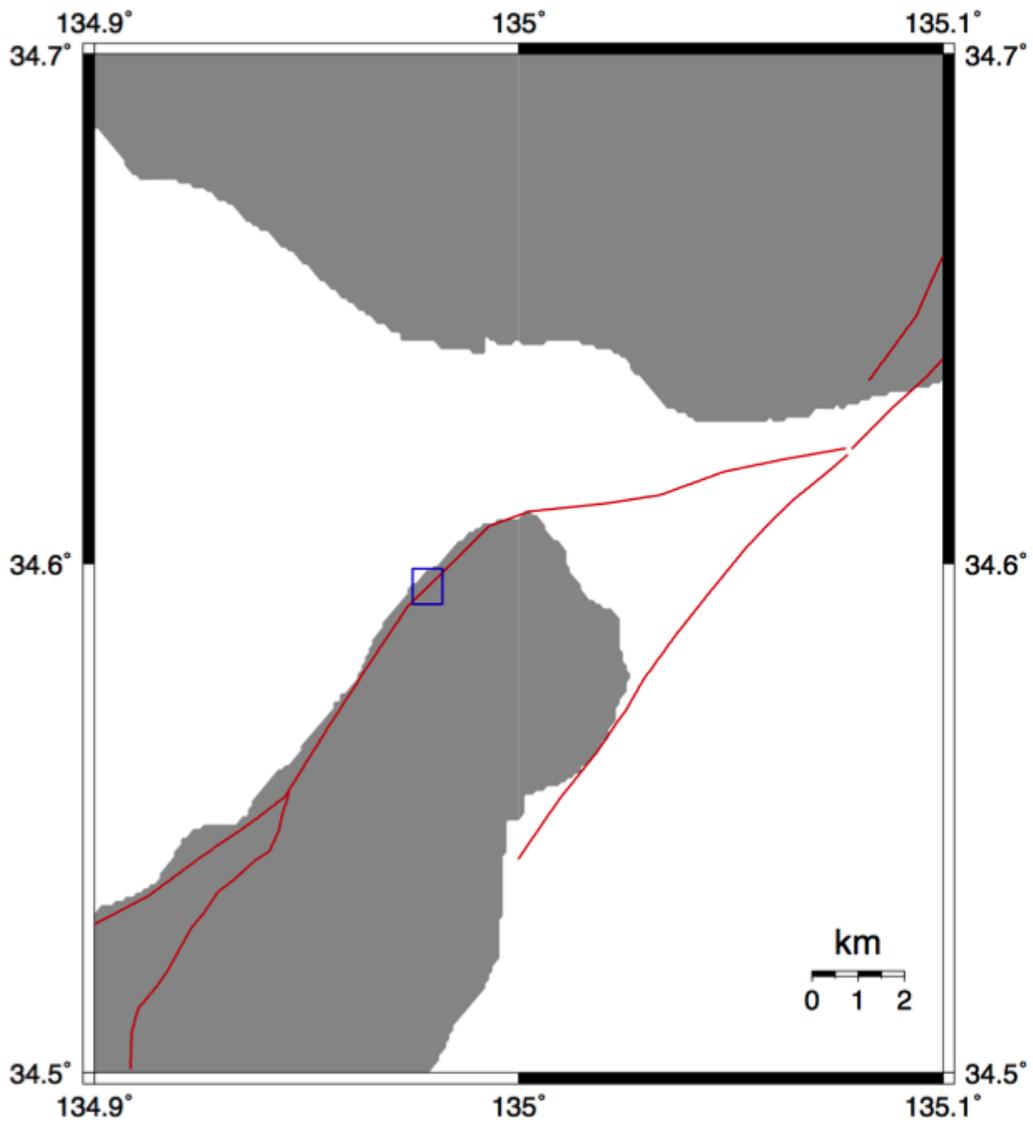


図 8-6 ハザード試算エリア

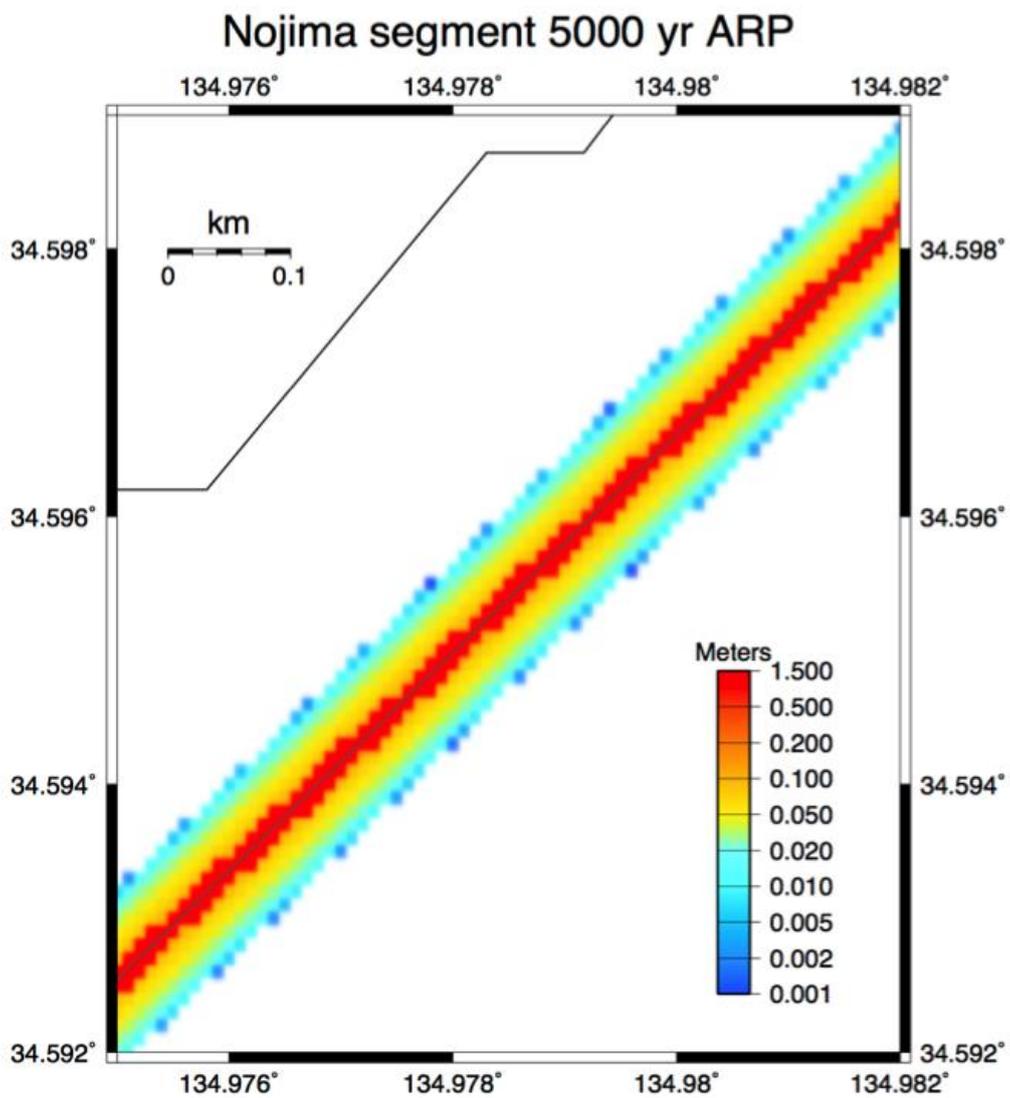


図 8-7 平均再現間隔 5000 年の時のハザード試算結果  
 解析グリッド間隔は 10m.

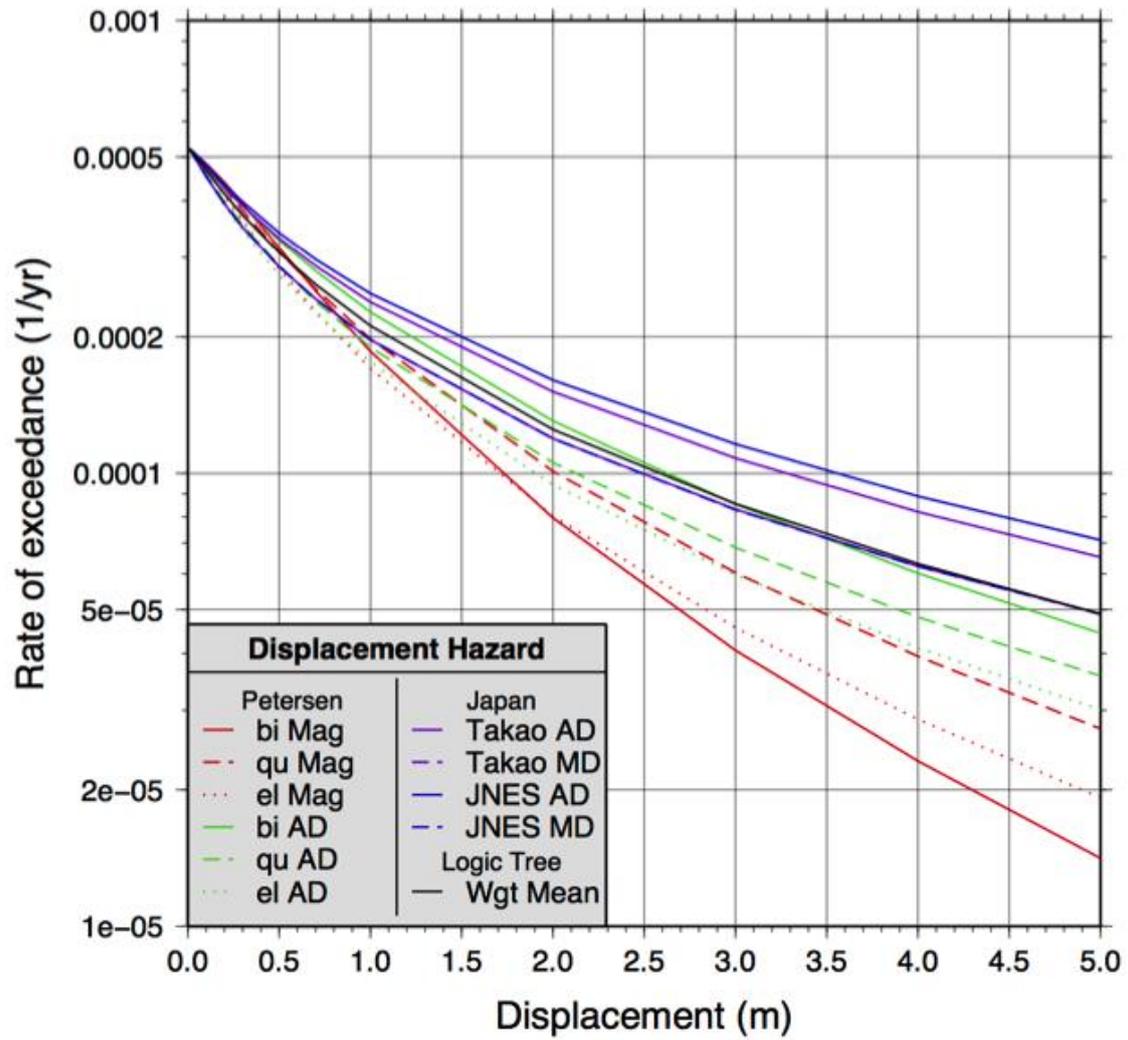


図 8-8 異なる断層変位距離減衰式によるハザード曲線

## 9. 国内外の最新知見収集

表 9-1 に国内外の最新知見収集のために参加した学会を示す。

表 9-1 情報収集のために参加した学会一覧

学会	期間	開催地
AOGS 2014	2014 7/28-8/1	札幌
2ECEES	2014 8/24-8/29	イスタンブール
地質学会	2014 9/13-9/15	鹿児島
地震学会 秋季大会	2014 11/24-11/26	新潟
地震工学シンポジウム	2014 12/4-12/6	千葉
AGU fall meeting	2014 12/15-12/19	サンフランシスコ

### 9.1. AOGS 2014

AOGS は札幌で開催され、津波やハザード、古地震や活断層研究に加えて気候変動などの研究発表が多い。地質学的な要素が強い分、地震活動や活断層を総合的に取り扱う研究が多くみられた。表 9.1- 1 に収集・整理した文献一覧を示す。

表 9.1- 1 AOGS 2014 関連文献リスト

Author	Year	Title	Journal	Page
Tadashi MARUYAMA	2014	Identification of Concealed Sections of Active Faults Based on Examination of LiDAR-derived High-resolution Topography and Paleoseismic Trenching: Examples from the Isurugi and Horinji Faults, Central Japan	AOGS 2014 abstract	SE211-D3-PM2-RD-001
Mario Juan AURELIO, Jeremy RIMANDO, John Dale DIANALA, Kristine Joy TAGUIBAO, Al Emil BERADOR, Armando LUCERO JR.	2014	Seismotectonics of the M6.9 6 February 2012 E. Negros and M7.2 15 October 2013 Earthquakes, Central Philippines: Implications to Earthquake Hazard Assessment of Regions Affected by Previously Unmapped Active Faults	AOGS 2014 abstract	SE211-D3-PM2-RD-002
John Dale DIANALA, Mario Juan AURELIO, Jeremy RIMANDO, Kristine Joy TAGUIBAO	2014	Stress Transfer of Two Successive Large Earthquakes in Central Philippines	AOGS 2015 abstract	SE211-D3-PM2-RD-003
Chung-Han CHAN, Yih-Min WU	2014	The Behaviors of the Subsurface Seismicity in Central Taiwan: Response to Stress Evolution Following the 1999 Mw7.6 Chi-chi Earthquake	AOGS 2016 abstract	SE211-D3-PM2-RD-004
Shinji TODA	2014	Current Issues for Long-term Forecast of Shallow Crustal Earthquakes in Japan	AOGS 2017 abstract	SE211-D3-PM2-RD-005
Koji OKUMURA	2014	Prevailing Geologic Records over Historic Records on Large Earthquakes: Case Studies in Japan and Turkey	AOGS 2018 abstract	SE17-D4-PM2-RD-001
Tamer Yiğit DUMAN, Hasan ELMACI, Şeyda OLGUN, Selim OZALP, Akın KÜRÇER, Alican KOP, Tolga ÇAN, Volkan ÖZAKSOY, Meryem KARA, Ersin ÖZDEMİR, Özgül UYANIK, Çağrı UYGUN GÜLDOĞAN, Ayhan YAVUZOĞLU, Eylem YURTSEVEN, Ömer EMRE	2014	The Paleoseismological Research Project of Turkey: Southern Marmara Region	AOGS 2019 abstract	SE17-D4-PM2-RD-002
Yukari MIYASHITA	2014	Paleoseismic Investigation of the Yunodake Fault, Fukushima Prefecture, Japan	AOGS 2020 abstract	SE17-D4-PM2-RD-003
Aiming LIN, Gang RAO, Maomao WANG	2014	Great Palaeoearthquakes and the Decline of the Sanxingdui and Jinsha Civilizations, Sichuan Plain, Central China	AOGS 2021 abstract	SE17-D4-PM2-RD-004
Yu WANG, Soe Thura TUN, Yu-Nung LIN, Saw NGWE KHAING, Mark SIMONS, Myo THANT, Nyunt HTAY, Yin Myo Min HTWE, Than MYINT, Kerry SIEH	2014	Integrated Surface Rupture Survey of the March 2011 Mw 6.8 Tarlay Earthquake	AOGS 2022 abstract	SE17-D4-PM2-RD-005
Jiun-Yee YEN, Neng-Ti YU, Pei-Ling WANG, Li-Hung LIN, Chin-Hsing LIU	2014	Investigating Paleotsunami in Taiwan: Preliminary Results from Northern and Eastern Taiwan	AOGS 2022 abstract	SE17-D5-AM1-RD-013

## 9.2. 2CEES

ライフラインにおける地震ハザード解析関連のセッションでは、断層を横断する埋設管に対して、断層変位を PFDHA を用いて評価し、埋設管に対する数値シミュレーション結果と組み合わせ、歪ハザード曲線を求めた。PFDHA を適用する際には、地震発生頻度、地震規模、最大変位・平均変位のパラメータに関して Logic Tree を適用して解析を行った。地震工学のポスターセッションでは、遠心載荷装置を用いた逆断層の模型実験結果が発表されていた。要旨では砂・粘土を用いた結果が示されていたが、ポスターでは、砂・粘土の互層による実験結果も示されていた。単体の試料を用いた結果とは異なる挙動が示されていた。表 9.2-1 に収集・整理した文献一覧を示す

表 9.2-1 2CEES 関連文献リスト

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Norman A. Abrahamson and Julian J. Bommer	2005	Probability and Uncertainty in Seismic Hazard Analysis	Earthquake Spectra	21	2	603-607
Andr R. Barbosa and Joel P. Conte and Jack W. Baker and Jos I. Restrepo	2000	Vector-valued probabilistic seismic hazard analysis (VPSHA)	Proceedings of the 7th U.S. National Conference on Earthquake Engineering			
Julian J. Bommer and Frank Scherbaum	2008	The Use and Misuse of Logic Trees in Probabilistic Seismic Hazard Analysis	Earthquake Spectra	24	4	997-1009
Mohammad DAVOODI and Mohammad Kazem JAFARI and Fatemeh AHMADI	2014	Behavior of piles group Crossing Faults	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-3
Mehdi Ghaffari and Navid Ganjian	2014	BEHAVIOUR OF IMMERSED TUNNELS UNDER THE DEFORMATION OF OVERBURDEN SOIL INDUCED BY LONGITUDINAL THRUST FAULTING	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-3
Levent GLEN and EMME WP 2 Team	2014	EARTHQUAKE MODEL OF THE MIDDLE EAST (EMME) PROJECT: ACTIVE FAULTS AND SEISMIC SOURCES	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-3
Mohammad KHOSHINI and Abbas SOROUSH and Mahda MORTAZAVI ZANJANI	2014	STABILITY OF EMBANKMENT DAMS SUBJECTED TO FAULTING	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-3
Indranil KONGAR and Tiziana ROSSETTO and Sonia GIOVINAZZI	2014	SEISMIC FRAGILITY OF UNDERGROUND ELECTRICAL CABLES IN THE 2010-11 CANTERBURY (NZ) EARTHQUAKES	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-11
Aiwen LIU and Shiro TAKADA and Qiumei HE	2014	THE FAILURE PERFORMANCE OF THAMES WATER PIPELINE AT FAULT CROSSING IN KOCAELI EARTHQUAKE	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-3

Continued on next page

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Vasileios E. MELISSIANOS and Charis J. GANTES	2014	EARTHQUAKE INDUCED UPHEAVAL BUCKLING OF BURIED PIPELINES WITH FLEXIBLE JOINTS	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-3
Vasileios E. MELISSIANOS and Dimitrios VAMVATSIKOS and Charis J. GANTES	2014	SEISMIC RISK ASSESSMENT OF BURIED PIPELINES AT ACTIVE FAULT CROSSINGS	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-12
Mojtaba Moosavi and Mohammad Kazem Jafari	2014	INVESTIGATION OF REVERSE FAULT RUPTURE - SHALLOW FOUNDATION INTERACTION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-9
Pengpeng NI and Ian D. MOORE and W. Andy TAKE	2014	NORMAL FAULT INDUCED GROUND DEFORMATIONS AND THE ASSOCIATED BENDING RESPONSE OF BURIED PIPELINES	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-3
Prodromos N. PSARROPOULOS and Andreas ANTONIOU and Yiannis TSOMPANAKIS	2014	EARTHQUAKE-RELATED GEOHAZARDS AND SEISMIC DESIGN OF PIPELINES	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-11
Boris G. TARASOV	2014	FAN-STRUCTURE DYNAMIC SHEAR RUPTURE MECHANISM GENERATED IN INTACT HARD ROCKS AT HIGHLY CONFINED COMPRESSION	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-12
Selcuk TOPRAK and Engin NACAROGLU and Thomas D. O'ROURKE and A. Cem KOC and Masanori HAMADA and Misko CUBRINOVSKI and Sang-Soo JEON	2014	PIPELINE DAMAGE ASSESMENT USING HORIZONTAL DISPLACEMENTS FROM AIR PHOTO AND LIDAR MEASUREMENTS IN AVONSIDE AREA, CHRISTCHURCH, NZ	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-10
zge ZLFCAR and Can ZLFCAR	2014	DYNAMIC ANALYSIS OF BURIED PIPELINE COMPONENTS	Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology			1-12

### 9.3. 地質学会

断層変位における地震ハザードの招待講演では，台湾における地震の変位に関連した取り組みの紹介があった．いわゆる変位の主部では，断層トレースから離れると，変位もなく，建物も損傷が見られない一方で，断層端部で雁行する部分などは，変位幅並びに変位量も大きくなることがある．このため，予想される変位の形態に応じてハザード評価を行う必要性が指摘されていた．表 9.3- 1 に収集・整理した文献一覧を示す．

表 9.3- 1 地質学会関連文献リスト

Author	Year	Title	Journal	Volume	Number	Pages
Choi, Jin-Hyuck and Jin, Kwangmin and Enkhbayar, Dandar and Davvasambu, Battogtokh and Bayasgalan, Amgalan and Kim, Young-Seog	2012	Rupture propagation inferred from damage patterns, slip distribution, and segmentation of the 1957 MW8.1 Gobi-Altay earthquake rupture along the Bogd fault, Mongolia	Journal of Geophysical Research: Solid Earth	117	B12	n/a-n/a
Young-Seog Kim and Jin-Hyuck Choi	2014	Surface ruptures and earthquake hazards	The 121th Annual Meeting of the Geological Society of Japan			128-128
Young-Seog Kim and David C.P Peacock and David J Sanderson	2004	Fault damage zones	Journal of Structural Geology	26	3	503 - 517
Young-Seog Kim and David J. Sanderson	2005	The relationship between displacement and length of faults: a review	Earth-Science Reviews	68	3-4	317 - 334

## 9.4. 地震学会

測地，強震動，津波・テクトニクス，活断層，地震発生 の物理などを中心とした発表の中で，特に本研究に関連のあるものは，近年急速に発達する GPS などを用いた測位方法による，広域の地震活動時の地表変位情報についての発表と地殻内部構造の検討（Vp/Vs など）の情報と地震活動との相互関係についての発表，および活断層にともなう古地震研究などである。

GPS などのセッションでは，GRACE（Gravity Recovery and Climate Experiment）衛星を用いた重力時間変化の測定と地下物質の移動についての検討がなされ，地震による微小な重力変化でも観測が可能であり，今後の地震による物理的な変化を受け取ることが可能である。また，福島県浜通り地震における地表変位も，余効地殻変動を GPS で検討するなどの成果が発表された。このほかにも，長野県神城地震の速報情報を GPS や地震活動で発表されるなど有用な情報が得られた。

古地震では，濃尾地震に関する被害状況について，GIS を用いたデータ整理を行い，南部の岐阜 - 一宮線付近では表層地盤の緩い地域に被害が集中しており，決して直下の活断層が活動したと考えなくても説明できるなどの発表があった。リストを表 9.4-1 に示す。

表 9.4-1 地震学会関連文献リスト

Author	Year	Title	Journal	Number	Page
日置幸介・田中優作・松尾功二	2014	GRACE地震学・重力時間変化と地震	日本地震学会講演予稿集	A11-09	7
堀草子・青木陽介・加藤照之・宮下芳	2014	GPS観測に基づく2011年4月11日福島県浜通り地震(Mw6.6)の余効地殻変動	日本地震学会講演予稿集	A11-10	7
鷺谷威・関根秀太郎	2014	日本海東縁ひずみ集中帯における東北沖地震後の地殻変動	日本地震学会講演予稿集	A11-11	8
三浦哲・太田雄策・飯沼卓史・出町知嗣・立花憲司・佐藤俊也・大園真子	2014	東北地方太平洋沖地震後の奥羽脊梁山脈沿いの余効ひずみ異常域	日本地震学会講演予稿集	A21-01	12
芝崎文一郎・武藤潤・松本拓巳・飯沼卓史・大園真子	2014	東北日本弧の3次元レオロジー構造と2011年東北沖地震後の粘弾性変形過程	日本地震学会講演予稿集	A21-02	13
水藤尚・小林知勝・川元智司	2014	新潟-神戸ひずみ集中帯新潟県中部の詳細地殻変動分布とその成因に関する考察	日本地震学会講演予稿集	A21-04	14
道家涼介・原田昌武・里村幹夫・宮岡一樹	2014	GPS データによる伊豆衝突帯北東縁部の剪断変形帯	日本地震学会講演予稿集	A21-05	14
加藤直子・佐藤比呂志・石山達也	2014	地震探査からみた新潟堆積盆地東縁の活断層と震源断層	日本地震学会講演予稿集	C21-01	76
石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・今泉俊文・白石和也・阿部進・斎藤秀雄・河合展夫・稲葉充・川本友久・小平千尋	2014	新潟堆積盆地の活断層の構造的な特徴	日本地震学会講演予稿集	C21-02	77
阿部信太郎・荒井良祐	2014	高田平野西縁断層帯海域延長部に分布する断層の活動性について	日本地震学会講演予稿集	C21-05	78

Author	Year	Title	Journal	Number	Page
岡村行信・井上卓彦・阿部信太	2014	山陰沖から九州北方沖の第四紀断層	日本地震学会講演予稿集	C21-06	79
青柳恭平・木村治夫・阿部信太郎	2014	稠密地震観測による奥羽脊梁山地の地震波速度構造(2)―断層破壊の地殻構造的な規制要因―	日本地震学会講演予稿集	C21-07	79
木村治夫・青柳恭平・盛俊介・小池太郎	2014	横手盆地東縁断層帯(南部)大森山断層の P 波浅層反射法地震探査	日本地震学会講演予稿集	C21-08	80
遠田晋次・丸山正・奥村晃史・小俣雅志	2014	活動履歴からみた糸魚川―静岡構造線活断層系のセグメンテーション	日本地震学会講演予稿集	C21-09	80
藤原治・藤野滋弘・小松原純子・守田益宗・行谷佑一	2014	浮島ヶ原(富士市)での掘削調査による富士川河口断層帯の活動履歴の再検討	日本地震学会講演予稿集	C21-10	81
木股文昭・松多信尚	2014	1891 年濃尾地震災害の再検討(2) 全家屋全潰の地域	日本地震学会講演予稿集	C21-11	81
鹿倉洋介	2014	定常的隆起と地震時の小規模な隆起による海岸段丘と時間予測モデル: 喜界島のケース	日本地震学会講演予稿集	C21-12	82
吉村令慧・米田格・小川康雄	2014	広帯域 MT 法による中央構造線断層帯周辺のイメージング	日本地震学会講演予稿集	B31-10	61
飯高隆・橋間昭徳・五十嵐俊博・岩崎貴哉・加藤愛太郎・濃尾地震断層域合同地震観測グループ	2014	濃尾地震断層域におけるレシーバ関数解析結果に基づく地殻構造のモデリング	日本地震学会講演予稿集	B31-11	61
関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博	2014	長岡地域における地震波速度構造および減衰構造について	日本地震学会講演予稿集	B31-12	62
才田悠人・中島淳一	2014	中部日本の三次元 P 波減衰構造と島弧マグマ活動	日本地震学会講演予稿集	B32-01	62
岩田晃治・川方裕則・土井一生	2014	二重スペクトル比を用いた立山火山下の地震波減衰構造の推定	日本地震学会講演予稿集	B32-02	63

## 9.5. 地震工学シンポジウム

地震工学シンポジウムでは、地震活動に関連する研究報告をはじめ、土木構造物や建築構造物に至るまでの地震工学に関連する報告が行われた。特に活断層情報と強震動評価に関するセッションは本研究に直接関係するような議論もあり、有用であった。また、本研究には直接関係はないが津波災害に関する研究などの報告も多数あり、防災という意味での研究分野も大きく取り込んだ形でのシンポジウムであった。リストを表 9.5- 1 に示す。

表 9.5- 1 地震工学シンポジウム関連文献リスト

Author	Year	Title	Journal	Vol.	Number	Page
神山 眞・小出英夫・澤田康次・秋田 宏・千葉則行	2014	GPS観測による地震時地盤ひずみと地震被害との関係	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		G013-Thu-1	897-906
佐藤浩章・栗山雅之・東 貞成・岡崎 敦	2014	地震波干渉法による表面波の分散性データを用いた若狭湾地域の深部地盤構造の推定	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		053-Thu-PM1-2	955-963
入江紀嘉・松本良一郎・壇一男・鳥田晴彦	2014	地震発生層より浅い部分から放出される地震動の定量的評価	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		G018-Thu-1	1072-1081
藤堂正喜・小穴温子・壇一男	2014	内陸地震のアスベリティモデルの設定に用いる断層の面積の評価方法が強震動に及ぼす影響	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		G018-Thu-4	1100-1109
吉岡敏和・宮本富士香	2014	活断層データベースの強震動評価への活用	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		052-Fri-AM-1	1496-1499
栗田泰夫	2014	横ずれ型地震断層の活動セグメント毎に見た変位量分布の特徴	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		052-Fri-AM-2	1500-1505
壇一男入江紀嘉・具 典淑・島津奈緒未・鳥田晴彦	2014	長大な逆断層による内陸地震の断層モデルのパラメータの設定方法の提案	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		052-Fri-AM-3	1506-1515
壇一男・藤堂正喜・小穴温子・石井 透・藤原広行・森川信之	2014	内陸の長大な断層におけるアスベリティの動的応力降下量の不均質性の考慮と強震動予測への適用	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		052-Fri-AM-4	1516-1525
入倉孝次郎・宮腰 研・釜江克宏	2014	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	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		052-Fri-AM-5	1526-1535
香川敬生	2014	多数の断層破壊シナリオによる強震動の空間分布の変動特性	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		052-Fri-AM-6	1536-1541
藤井弘章	2014	1995年兵庫県南部地震による淡路島北部のため池堤体被害の多変量解析結果に対する定性的な地震学的解釈の試み	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		052-Fri-AM-7	1542-1551
室谷智子・佐竹健治・藤井雄士郎	2014	プレート境界で発生するM9クラス巨大地震のスケーリング則	地震工学シンポジウム 論文集 (CD)		051-Sat-PM1-3	2812-2820

## 9.6. AGU Fall Meeting

AGU においては、多数の他分野にわたる研究報告が行われた。特に他学会と異なり、口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くらべて格段に多い。その中から、変位情報に関連する研究をピックアップして情報を収集した。特に、Napa 地震に関連するものは、独立したセッションが設けられており、有用な情報を収集することができた。

その他にも、古地震や活断層、強震動や地殻変動など多くのセッションとポスター発表があったが、すべてを上げると相当な数になるので、特に有用と思われる内容について、表 9.6-1 に示す。

表 9.6- 1 AGU fall meeting 関連文献リスト

Author	Year	Title	Journal	Page
C C Trexler, A E Morelan III, M E Oskin	2014	Rapid Mapping of Surface from the South of Napa Earthquake	AGU fall meeting abstract	S31G-01
S B DeLong, A Pickering, K M Scharer, K W Hudnut, J J Lienkaemper	2014	Afterslip-dominated surface rupture in the M6.0 South Napa Earthquake as constrained by structure-from-motion analysis and terrestrial laser scanning	AGU fall meeting abstract	S31G-02
J R Murray, J L Svarc, F F Pollitz, M Floyd, G Funning, I A Johanson	2014	Coseismic and postseismic deformation due to the South Napa earthquake inferred from modeling of Global Positioning System data	AGU fall meeting abstract	S31G-03
A'Donnellan, J W Parker, B Hawkins, S Hensley, C E Jones, S E Owen, A W Moore, J Wang, M E Pierce, J B Rundle	2014	Combined UAVSER and GPS Estimates of Fault Slip for the M6.0 South Napa Earthquake	AGU fall meeting abstract	S31G-04
S Wei, R W Graves, K W Hudnut, T Wang, Y Fu, D V Helmberger	2014	The 2014 Mw6.1 South Napa Valley earthquakes, an energetic event with shallow asperities and rapid postseismic slip	AGU fall meeting abstract	S31G-05
T Cedric, M Adams, C Ji, R J Archuleta	2014	Rupture characterization of the 2014 Napa Valley earthquake from 3 different perspectives	AGU fall meeting abstract	S31G-06
A J Rodgers, D S Dreger, A Pitarka, A Petersson, I A Johanson	2014	Seismic Simulations of the August 24, 2014 South Napa and Nearby Earthquakes to investigate the Effect of rupture details and Three-Dimensional structure on Ground motion and static displacements	AGU fall meeting abstract	S31G-07
R Catchings, M Goldman, G W Slad, C Criley, J H Chan, R P Fay, W Fay, J F Svitek	2014	Continuity of the West Napa Fault Zone Inferred from Aftershock Recordings on Fault-Crossing Arrays:	AGU fall meeting abstract	S31G-08
K W Hudnut, C L Glennie, B A Brooks, D L Hauser, T Ericksen, J Boatwright, A Rosinski, T E Dawson, T P Mazzanti	2014	Near-Field Deformation Associated with the South Napa Earthquake (M 6.0) Using Differential Airborne LiDAR	AGU fall meeting abstract	S33F-4896
N Wagner, N Sitar, J Bray	2014	Ground Deformation in the Very Near Fault	AGU fall meeting abstract	S33F-4897
J J Lienkaemper, B A Brooks, S B DeLong, C J Domrose, C M Rosa	2014	Surface slip associated with the 2014 South Napa, California earthquake measured on alignment arrays:	AGU fall meeting abstract	S33F-4898
A T Lutz, C S Hitchcock, A	2014	Post-Earthquake Characterization of Surface Displacements and Spatial Variation of Deformation Kinematics near the Southern End of the Recent West Napa Fault Rupture: A T Lutz, C S Hitchcock	AGU fall meeting abstract	S33F-4899
B A Brooks, K W Hudnut, C L Glennie, T Ericksen	2014	Near-Field Deformation Associated with the M6.0 South Napa Earthquake Surface Rupture	AGU fall meeting abstract	S33F-4900
D J Ponti, T E Dawson, D P Schwartz, B A Brooks, S B DeLong, S Hecker, K W Hudnut, K I Kelson, J J Lienkaemper, C S Prentice, C M Rosa, R S Rubin, G G Seitz, R R Sickler, J R Wesling	2014	Surface Fault Rupture from the M6.0 South Napa Earthquake of Aug. 24, 2014	AGU fall meeting abstract	S33F-4901
J R Elliott, T J Wright, A J Elliott, P J González, A J Hooper, Y Larsen, P Marinkovic, M Plain, R J Walters	2014	Co- and post-seismic deformation for the 2014 Napa Valley Earthquake from Sentinel-1A interferometry	AGU fall meeting abstract	S33F-4902
M B Yikilmaz, D L Turcotte, L H Kellogg, J B Rundle	2014	Tectonic Setting of 24 August, 2014 M = 6.0 South Napa Earthquake	AGU fall meeting abstract	S33F-4932

## 10. ヒアリング

検討内容について、京都大学理学研究科の竹村恵二教授および鳥取大学工学研究科の香川敬生教授にヒアリングを実施した。以下に各ヒアリングでいただいたご意見などを示す。

### 10.1. 京都大学理学研究科 竹村教授におけるヒアリング

日時：2015年3月2日 京大に於いて

#### (1) PFDHA に関する今年度の研究の概要説明

今年度の研究について、主旨、KKE 担当のシミュレーションの部分の研究概要および全体の研究の概要を登柳氏より行った。また、GRI 担当の PFDHA 研究に関する取りまとめ状況を井上氏より説明した。

#### (2) 議論

以下の議論がなされた。

<数値解析について>

- ・永久変位が止まった時点初期条件として断層変位の計算を行う。その時の計算で永久変位が計算されたら、更にその永久変位を次の初期条件として、断層変位の計算を行う、などの時間的な繰り返しが考慮・検討できた方が良い。
- ・表層の計算において、境界条件の取り方が難しい問題となる。考慮すべき組合せは際限がない。最終的に求められているものをきちんと抑え、その目標に対しどのような選択をするのか、プロセスをしっかりと組み立てて検討していくことが大事となる。
- ・ローラー面拘束の部分はこのようなモデルとして作るのではなく、盆地の形状を考慮して、基盤がお椀状になっているようにモデルを作った方が良い。
- ・最終的には3次元でのモデルを作成して検討してほしい。3次元での計算であること、永久変位の積み重ねによる累積性のある変位が見られること、境界を適切にモデル化できること、がまず大事となる。
- ・計算モデルの地層境界について。実際は直線ではなく凸凹なので、地表の変位も幅をもつと考えられるが、十分に表現できるように工夫してほしい。実際の自然界を再現するために、地層を100レイヤー程度作って計算してみてもどうか？  
地層構造を考える際に大方は層毎に  $V_s$  値が階段状に変化する物性を考えるが、深度依存性を考え、深度に対し連続的な  $V_s$  の変化があった場合などの結果の変化など検討しても良いのでは。  
もし、深度に対し連続的に変化させた場合と階段状に変化させた場合で結果が変わらないなどあれば、計算条件の与え方の方針としてわかるものがあると考ええる。

<変位データの整理について>

- ・主断層の出現率についてのグラフデータについては、「World Wide」をエリア別に分けて示してみた方が良いのではないか？日本だけが特異というより、サブダクションゾーンの近傍などは、類似するように思う。また、母集団の数が最終的な検討時の確率を示すのであるから、関係者が納得できるだけのデータ数を準備する必要がある。
- ・横ずれ断層よりも、逆断層は同一地表断層を利用して変位が出にくい傾向もあるので、正規化したデータがばらついて傾向が出にくいのはある意味当たり前かもしれない。
- ・テクトニックセッティングが一緒であれば（地震発生層の厚さなど）、逆断層も横ずれ断層も一緒にして数を増やした方が良いかもしれないので、いろいろと検討する必要がある。
- ・富山大学の楠本先生がこのような関係のシミュレーションをしているので、一度じっくりと議論するとよい。

## 10.2. 鳥取大学工学研究科 香川教授におけるヒアリング

日時：2015年2月26日 鳥取大に於いて

(1) PFDHA に関する今年度の研究の概要説明  
今年度の研究について、PFDHA 研究に関する取りまとめ状況を井上氏より説明した。

### (2) 議論

以下の議論がなされた

- ・確率論的断層変位ハザードに対する、 $M_w$  vs 確率 に関する回帰曲線について
  - ⇒ 日本の逆断層の地震は  $M_w$  の小さな地震が多いので、全体に今回のとりまとめの結果は高尾ほか (2013) よりも下方にシフトしている。データの偏り（ばらつき）の評価をどのようにすべきか？
  - ⇒ 回帰曲線の作成についてもロジックツリーでの検討を実施する必要があるのではないだろうか？
  - ⇒ 地震の選択基準についても、西日本と東日本で特徴が異なる。これらも含めてロジックツリーにするべきではないか？
- ・変位データの整理について
  - ⇒ 変位データについて、活断層とどれだけ離隔がある地震断層までを主断層とするか？いくつか試行錯誤をしてみればどうか？
  - ⇒ 図中には断層面の傾きなどを明記した方が理解しやすい
  - ⇒ 断層延長上にみられる変位、特に間にギャップのあるものについては、どれまでを主断層とするか？いくつかの可能性を含めて検討をしてみてもどうか？
  - ⇒ 断層長を  $1/2$  に折り返して検討する方法は、既存論文に追随した形であるが、震源（震央）部で折り返して正規化する方が、検討データについての考察がしやすすくないか？
- ・確率減衰関数について（主断層について）

⇒ 断層の破壊開始点(震央)からデータを正規化して検討した方が考察がしやすすくないか？

⇒ 横ずれ断層データについても同様に検討してみてはどうか？

・ 確率減衰関数について(副断層について)

⇒ 横軸(主断層からの離隔)が0のところは基本的に主断層であるべきデータではないか？

⇒ データが少ないことについては、もう少し増加できないか？

・ 地震断層の出現率について

⇒ 日本の場合、地震発生層がほぼ一定であるので、大陸地殻の地域ほどバリエーションが少ない可能性がある。よって、逆断層と横ずれ断層を一つにして検討しても問題が無いかもしれない。合わせて一度検討してみてもよいのでは？

⇒ もし、一つにする場合は、東日本と西日本に分けて考えてみてもよいかもしれない。

・ 全体的な検討について

⇒ 主断層と副断層の定義を明言すべきである。

⇒ 実際に工学的にどのように活用するのか？設計というより、立地条件の評価に使うのか？

⇒ それぞれのデータのゆらぎについて議論し、それぞれの評価結果について吟味して何が有効が情報なのかを考える必要がある。



## 11. 事業のまとめ

本事業は、断層変位や地震動に対する原子炉施設安全設計の審査に資するため、断層変位評価手法等の整備を行うことを目的とし、決定論的評価手法の整備および確率論的評価手法の整備の両面で検討を実施した。

決定論的評価手法の整備では、

1. 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地震動記録に関する文献調査と、地震動記録の収集・整理
2. 震源モデルの作成と収集データの比較検討
3. 粒子法および個別要素法を用いた表層断層破壊シミュレーションの検討

を実施した。

また確率論的評価手法の整備では、

1. “逆断層”を対象とした国内の地表変位データ・活断層情報・震源断層情報の収集、および地表変位を伴う活断層と震源断層の関係の検討や地表断層の評価に必要な調査手法の整理・主断層と副断層の認定手法の検討
2. “逆断層”を対象とした確率論的断層変位における断層変位距離減衰式の検討
3. 横ずれタイプの主断層・副断層における断層変位距離減衰式を用いたハザード計算を実施した。

本事業で実施した各検討の結果について以下に示す。

### (1) 決定論的評価手法の整備

- ・ 国内外の地震データの収集と整理においては、地表に明瞭な変位が出現した地震動を対象に、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・整理した。
- ・ 震源モデルの作成と収集データの比較においては、1999年集集地震を対象に既往の震源インバージョン解析や特性化震源モデルを用いて、長周期（概ね2-10秒）を説明できる特性化震源モデル、短周期（概ね0.1-2秒）を説明できる特性化震源モデルの構築を行い、収集データと比較することでそのモデルの妥当性を検証した。

また、統計的(Stochastic)動力学モデルを用いて数値的に大地震時の震源断層近傍における断層変位および地震動を解析し、観測波形データや経験的な地震動予測式との比較を行った。解析によって得られた合成地震動は経験的な地震動予測式と調和的であったことを確認した。このことは、観測データから評価することができない震源の影響が大きい地震動に関しての本質的理解につながると考えられる。今後は過去の地震と調和的な合成地震動のデータベースを構築し、さらに合成地震動と観測地震動を用いてハイブリッド的に物理モデルに基づく強震動予測式の開発を考えている。これは、記録データが少なく、かつ地震動が震源特性の影響が大きい震源極近傍では非常に有用となると考えられる。

- ・ 表層断層破壊シミュレーションの検討においては、文献調査および試解析を実施した結果から、表層地盤や地表の断層変位を評価するにあたり、大変形解析に対する粒子法

の適用性が高く、また個別要素法と組み合わせることにより不連続面の接触計算にも適用が可能であることを示した。

## (2) 確率論的評価手法の整備

- ・国内外で発生した地震の地表地震断層の変位に関連した文献収集・整理を行った。基本的に、地表地震断層の分布は複雑で、縦ずれ断層の方がより地形に沿って出現する場合が多く、より複雑な分布形状を呈する。また、堆積層が厚い部分では断層帯はより幅広く出現し、基盤岩地域では出現する幅は狭くなる。さらに、断層変位が乗り移る箇所やセグメント境界でも、複雑な分布形態となる傾向にある。変位量分布に関しても、出現した地表地震断層の中央部で必ずしも大きな変位を示すとは限らず、断層端部で最大変位を呈する地震も多い。
- ・今回の検討では、バックスラストを構成する変位もみられた。この識別には、地震時の変位センスが重要であり、また、地下でそれぞれの断層がどのような関係になっているのかといった情報も必要である。これには高精度な数値シミュレーション結果も有効であると思われる。昨年度の横ずれ断層の成果も合わせると、主断層・副断層の識別には、変位量・変位方向といった詳細な変位情報、震源断層情報に加え、地下構造情報が必要である。

今回構築した国内逆断層のデータセットからは、同じ国内の主断層では横ずれ断層と比較して、断層位置に対する明瞭な変化は得られなかった。副断層では、主断層近傍の変位量は逆断層の方が比較的大きいが、データ数の制限から主断層からの広がりや横ずれ断層ほど広くはみられない。既存研究による正断層の検討結果では、上盤側の方がデータ分布も多く、変位量も大きい結果が得られている。逆断層の副断層は、検討事例も少ないため、データの蓄積とともに、上盤側・下盤側を区分した距離減衰式の整備が必要である。

高精度な PFDHA 実施のためには、より多くの検討事例・データの蓄積が必要不可欠である。今後追加するデータの選択基準として、断層タイプもしくは検討地域（テクトニックセッティング）が挙げられるが、ハザード評価に与える影響も考慮して検討を進める必要がある。構築する距離減衰式の関数にしても同様である。

- ・日本国内の横ずれ断層に関する断層ハザード評価ケーススタディとして、確率論的断層変位ハザード解析の試算結果を紹介した。データとして、昨年度とりまとめた断層変位データセットを用いた。

今回設定したロジックツリーに基づき、淡路島で起こった 1995 年兵庫県南部地震のテストケースを計算した結果、国内横ずれ断層および高尾ほか (2013) モデルおよび Petersen et al. (2011) モデル間に顕著な開きがあった。一般に、国内横ずれ断層および高尾ほか (2013) の関係は、Petersen et al. (2011) の関係よりも高いハザードを与える。Petersen et al. (2011) の関係は断層端に向かって急激に減衰するのに対し、日本のデータはそうでないことに起因する。