

3. 研究の成果

3. 1 長周期地震動を予測する手法の高度化の検討等

(1) 研究の内容

(a) 研究の題目

長周期地震動を予測する手法の高度化の検討等

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	データセンター長	青井 真
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩

(c) 研究の目的

平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象として、これまでに提示されている長周期地震動予測地図をさらに短周期側に拡張するための改良方策などを踏まえて震源のモデル化を行い、長周期地震動シミュレーションを実施する。計算結果と地震動観測データとの比較により、具体的な震源パラメータの設定手法を提示する。

(2) 平成 24 年度の成果

(a) 研究の要約

平成 23 年東北地方太平洋沖地震を対象として、これまでに提示されている複数の震源のモデルを用いて長周期地震動シミュレーションを実施した。計算結果と地震動観測データとの比較により、周期 3~10 秒の地震動については「強震動生成域」をモデル化することでおおむね説明できることを示した。一方、さらに短周期側まで拡張するためには、震源パラメータのうち、すべり量分布の不均質性に加え、すべり速度時間関数を定義する時間に関するパラメータに不均質性を導入する必要があることを示した。

(b) 研究の成果

1) 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション

平成 23 年東北地方太平洋沖地震については、遠地地震波、地殻変動、津波、近地強震動など様々な観測記録を対象とした多くの震源モデルが提示されている。本検討ではそのうち、長周期地震動予測および広帯域地震動予測の対象となる、近地強震動記録を基に波形インバージョン法や経験的グリーン関数法により推定された震源モデル（前イベント震源モデル）を用いて、長周期地震動シミュレーションによって観測記録をどの程度再現できるかを確認した。

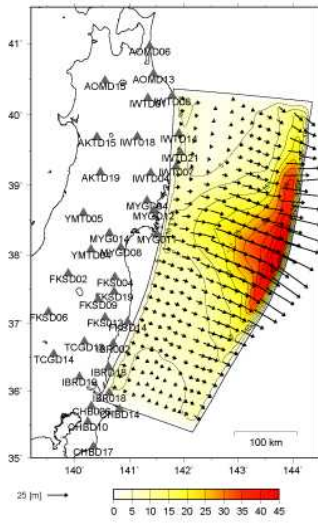
波形インバージョン法による震源モデルとして、鈴木・他（私信；以下、鈴木モデル）、経験的グリーン関数法による SMGA（強震動生成域）モデルとして、Asano and Iwata（2012；以下、浅野モデル）および川辺・他（2011；以下、川辺モデル）を用いて差分法により長周期地震動を計算した。差分法の概要は以下のとおりである。

- 地下構造モデル：全国 1 次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会、2012）
 - ◇ 第 1 層（Vs350m/s）の物性値を第 2 層（Vs500m/s）の物性値で置換
 - ◇ 地表付近の層厚 50m 以下の層を除去
- 格子間隔：不連続格子（Aoi and Fujiwara, 1999）
 - ◇ 水平方向 200m、深さ方向 100m（第 1 領域：深さ 0～8 km）
 - ◇ 水平方向 600m、深さ方向 300m（第 2 領域：深さ 8～70 km）
 - ◇ 格子数： $4248 \times 4248 \times 81 + 1416 \times 1416 \times 207 \approx 19$ 億格子
- Q 値の参照周期：5 秒
- 時間間隔：0.008333 秒（約 120 Hz）
- タイムステップ数：42000 ステップ（=350 秒間）

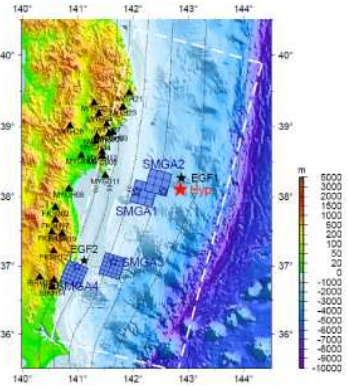
いずれのモデルも近地強震記録を用いているが、解析対象周期帯は、鈴木モデルは周期 8~100 秒、SMGA モデルは周期 0.1~10 秒である。鈴木モデルでは、すべりの大きな領域が震源よりも海溝寄りに推定されているのに対し、浅野モデル・川辺モデルでは、震源よりも陸側に SMGA が推定されており、解析周期帯によってモデルの特徴が異なっている（図 3.1-1）。鈴木モデルは、空間 5km、時間 3 秒の間隔でプレート境界面上に配置された約 20 万個の点震源（三角形型の震源時間関数）によって表されている。一方、SMGA モデルは、数枚の小断層で SMGA が構成されているが、差分法の計算では SMGA 内に約 500m 間隔で点震源（中村・宮武（2000）の震源時間関数）を配置した。SMGA モデルで設定されているパラメータは、図 3.1-2 に示している。

図 3.1-3 は、0.05~0.3Hz のバンドパスフィルターを施した速度波形と速度フーリエスペクトルである。図 3.1-3 に示した 8 地点のうち、前半の 4 地点は各モデルの推定に用いられた観測点である。鈴木モデルは断層面上の広い範囲から地震波が励起されており複雑な波形となっているが、SMGA モデルでは、特に岩手、宮城、福島において、各 SMGA からのパルス状の単純な波形となっている。また、鈴木モデル・川辺モデルでは、0.2Hz よりも高周波数側で観測スペクトルとの差が大きくなっており、特に、三角形型の震源時間関数を用いている鈴木モデルでは 0.2Hz 以上で振幅レベルの低減が顕著である。一方、浅野モデルでは 0.2Hz 以上で観測スペクトルとの対応がよい。

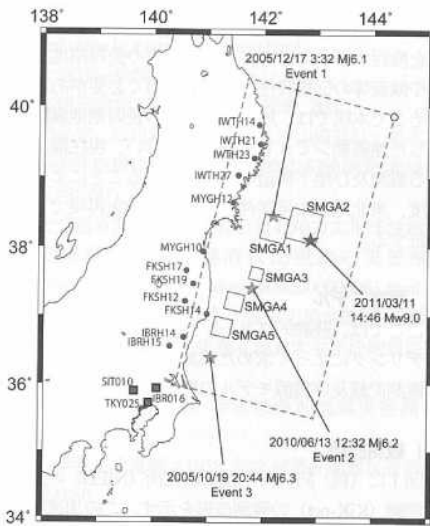
(a) 鈴木モデル



(b) 浅野モデル



(c) 川辺モデル



(d) 計算領域・出力地点

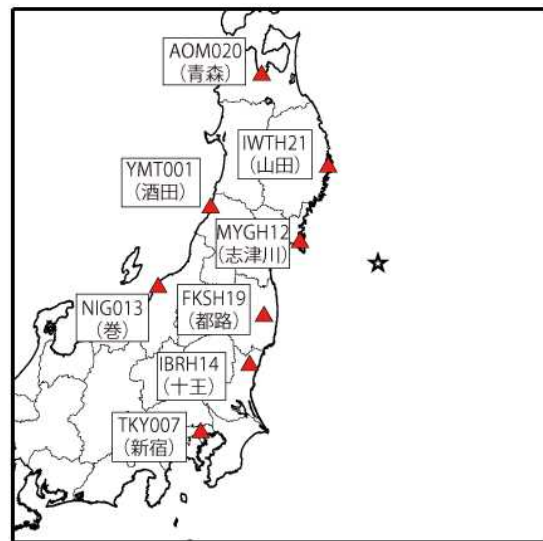


図 3.1-1 東北地方太平洋沖地震の長周期地震動計算に用いた震源モデル。(d) は、差分計算の対象領域と、波形出力地点を示している。

Table 3. The location of the rupture starting point and the rupture time relative to the origin time for each SMGA.

	Rupture starting point			Rupture time (s)
	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Depth (km)	
SMGA1	38.075	142.070	36.8	24.1
SMGA2	38.075	142.555	28.0	65.4
SMGA3	37.060	141.655	37.1	106.5
SMGA4	36.995	141.000	53.8	133.0

Table 4. Search range, grid interval, and estimated value of model parameters in the grid search.

		$l = w$ (km)*	τ (s)*	C	NSL**	NSW**	V_r (km/s)*
SMGA1 (EGF1)	Search range	5.0–15.0	1.0–3.0	5.0–15.0	1–3	1–3	2.8–4.0
	Interval	1.0	0.1	1.0	1	1	0.4
	Estimated value	12.0	2.3	12.0	2	3	4.0
SMGA2 (EGF1)	Search range			5.0–15.0	1–3	1–3	
	Interval			1.0	1	1	
	Estimated value			14.0	3	1	
SMGA3 (EGF2)	Search range	3.0–10.0	0.1–0.6	10.6	1–5	1–5	2.8–4.0
	Interval	0.5	0.02	fixed	1	1	0.4
	Estimated value	7.0	0.34	10.6	2	3	4.0
SMGA4 (EGF2)	Search range			4.0	1–5	1–5	
	Interval			fixed	1	1	
	Estimated value			4.0	1	3	

* l , w , τ and V_r denote the length, width, rise time, and rupture velocity of EGF1 and EGF2, respectively.

** NSL and NSW indicate the rupture starting subfault within SMGA in the strike and dip directions.

Table 5. Estimated parameters of SMGAs.

	N	C	Strike (°)	Dip (°)	L (km)	W (km)	S (km ²)	T (s)	M_0 (Nm)	$\Delta \sigma$ (MPa)	D (m)
SMGA1	3	12.0	195	13	36	36	1296	6.90	4.57×10^{20}	23.9	5.2
SMGA2	3	14.0	195	13	36	36	1296	6.90	5.33×10^{20}	27.8	6.1
SMGA3	5	10.6	198	17	35	35	1225	1.70	3.07×10^{20}	17.5	3.7
SMGA4	5	4.0	203	20	35	35	1225	1.70	1.16×10^{20}	6.6	1.4
Total							5042		1.41×10^{21}		

* L , W , S , T , M_0 , $\Delta \sigma$ and D denote the length, width, area, rise time, seismic moment, stress drop, and slip amount, respectively.

図 3.1-2 (1) Asano and Iwata (2012) による SMGA のパラメータ。論文より抜粋。

表 2 震源パラメータ

	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5
走行 (°)	195	195	195	195	195
傾斜角 (°)	13	13	13	13	13
面積 (km ²)	40×40	50×50	21×21	28×28	30×30
地震モーメント (N・m)	5.02×10^{20}	1.12×10^{21}	6.43×10^{19}	1.02×10^{20}	2.58×10^{20}
応力降下量 (MPa)	20.4	23.3	15.7	10.5	23.1
ライズタイム (s)	3.6	4.5	1.9	2.5	2.7
破壊開始時間 (s)	0.0	39.0	57.0	87.0	102.0
経験的グリーン関数 として用いた地震	2005/12/17 3:32 M6.1	2005/12/17 3:32 M6.1	2010/06/13 12:33 M6.2	2010/06/13 12:33 M6.2	2005/10/19 20:44 M6.3

図 3.1-2 (2) 川辺・他 (2011) による SMGA のパラメータ。論文より抜粋。

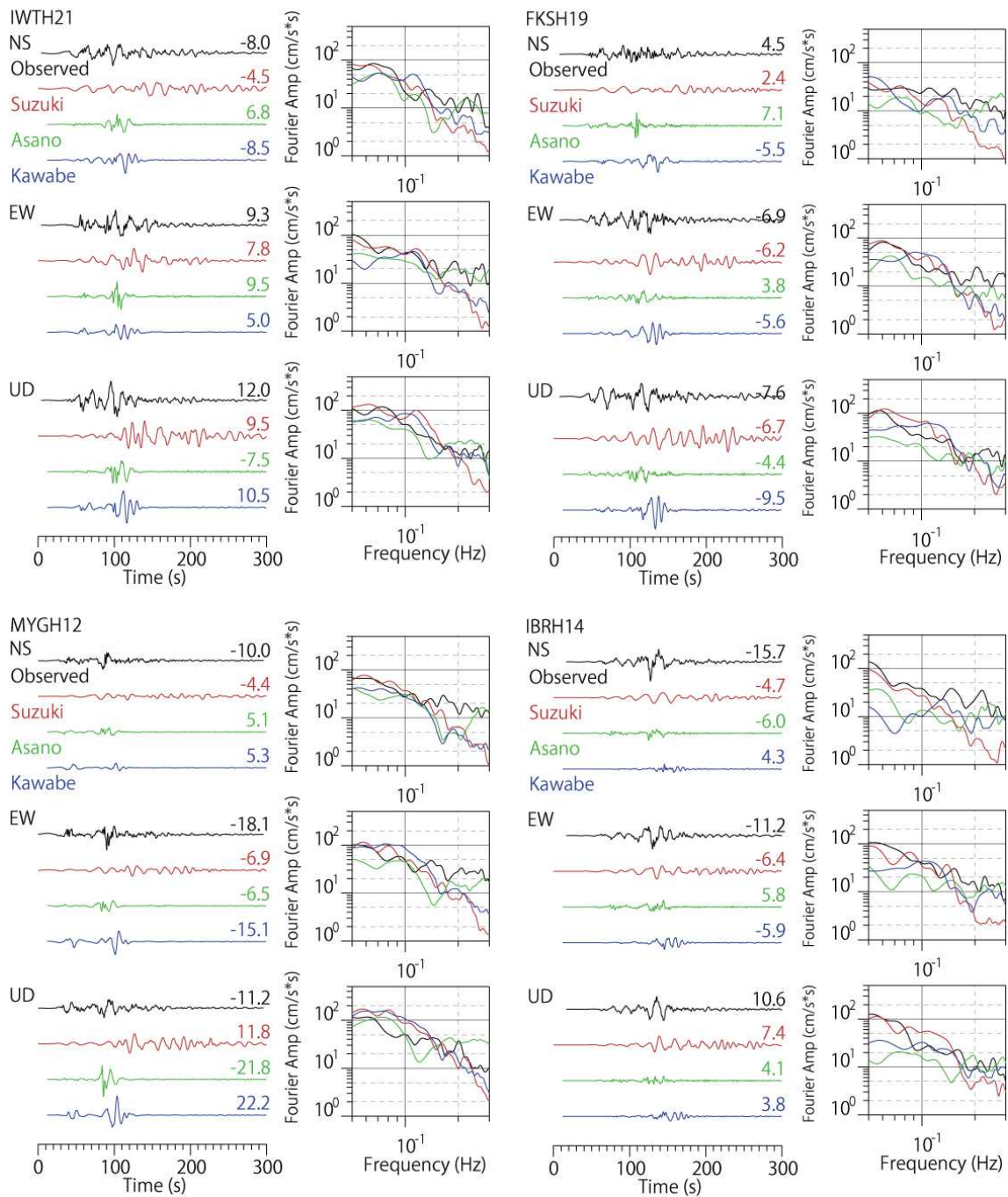


図 3.1-3 観測記録と計算結果による速度波形と速度フーリエスペクトルの比較。
 0.05~0.3Hz のバンドパスフィルターを掛けている。出力地点は図 3.1-1 (d) に
 示しており、これらは震源モデルの推定に使用された観測点である。スペクトル
 は、0.02Hz 幅の Parzen window で平滑化している。

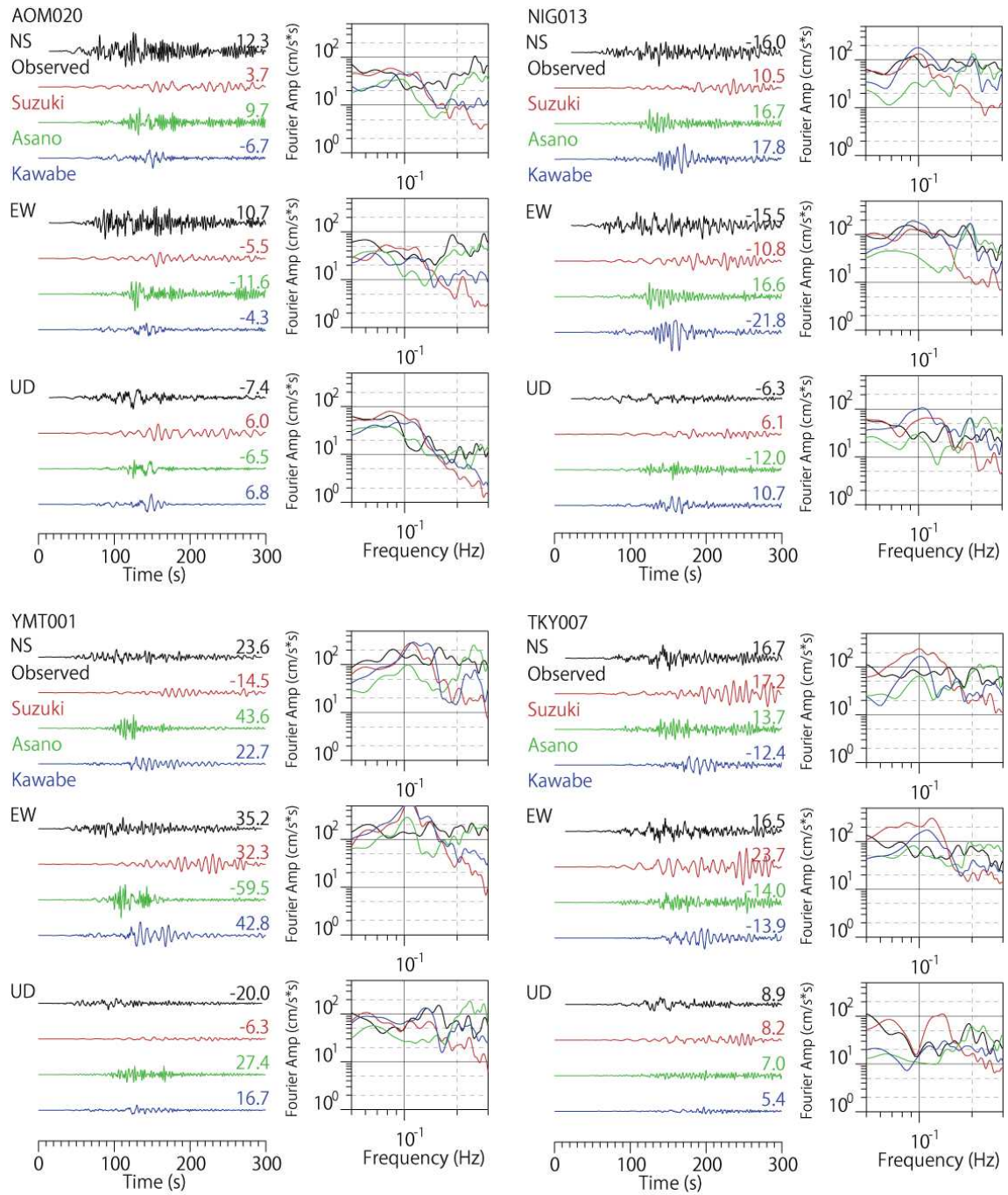


図 3.1-3 つづき。震源モデルの推定には使用されていない観測点。

より広域的に各モデルによる計算スペクトルと観測スペクトルとの一致度を見るために、約100地点の強震観測点を対象として、周期3~5秒(0.2~0.33Hz)、周期5~10秒(0.1~0.2Hz)、周期10~20秒(0.05~0.1Hz)の3つの帯域で観測と計算のフーリエスペクトル比の平均値を求めて地図上にプロットした(図3.1-4)。ここでは、水平2成分の合成スペクトルを用いて比を計算している。鈴木モデルは、周期10~20秒では関東地方でやや過大評価気味であるが全体としては観測値を良く再現している。ただし、周期5秒以下では過小評価である。浅野モデルでは、長周期側はやや過小評価となっているが、周期3~5秒では観測との差は小さい。一方で、川辺モデルでは、長周期側で観測との対応が良く、短周期側で過小評価気味である。図3.1-5には、図3.1-4に示した全観測点の個別のスペクトル比と、それらの平均を示している。スペクトル比は震源モデルによって、それぞれ特徴的な形状を示しており、これらは各震源モデルの特性を表していると考えられる。いずれの震源モデルも短波長不均質性は考慮されておらず、短周期成分が過小評価となっていると考えられるが、浅野モデルでは破壊伝播速度が大きいため短周期成分が大きくなっていると考えられる。また、SMGAモデルでは周期10秒程度より長周期側では過小評価となっており、本検討で対象としている周期20秒までの長周期地震動シミュレーションでは、SMGAだけでなく、鈴木モデルで推定されているような比較的浅い領域における大きなすべりも考慮して震源モデルを設定する必要がある。また、計算結果と観測記録との差異は主に震源モデルに起因していると考えられることから、本検討で用いる計算手法と地下構造モデルは概ね妥当であると考えられる。

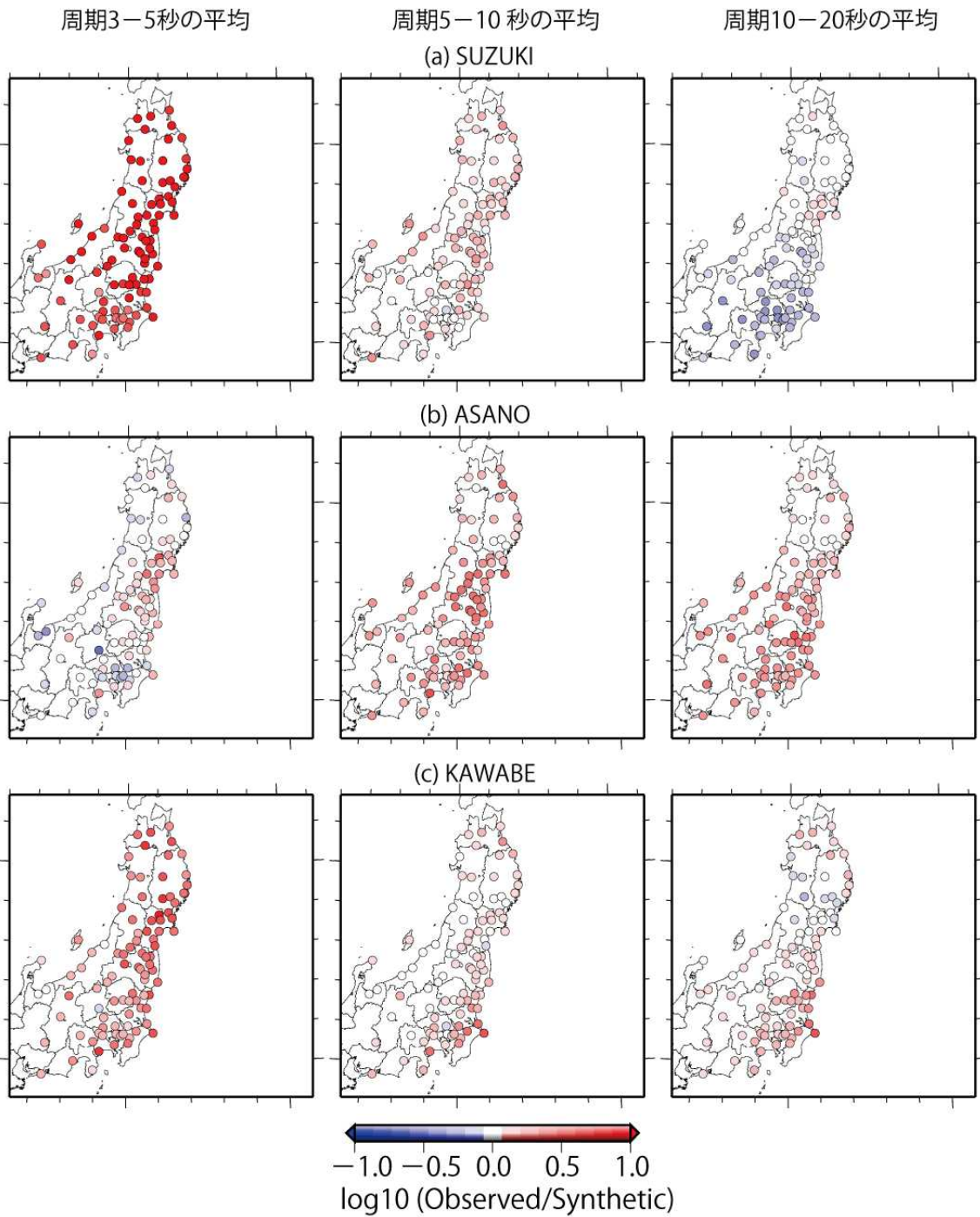


図 3.1-4 既往の震源モデルによる計算と観測のフーリエスペクトル比（観測/計算）の、周期 3~5 秒、5~10 秒、10~20 秒の平均値の分布。

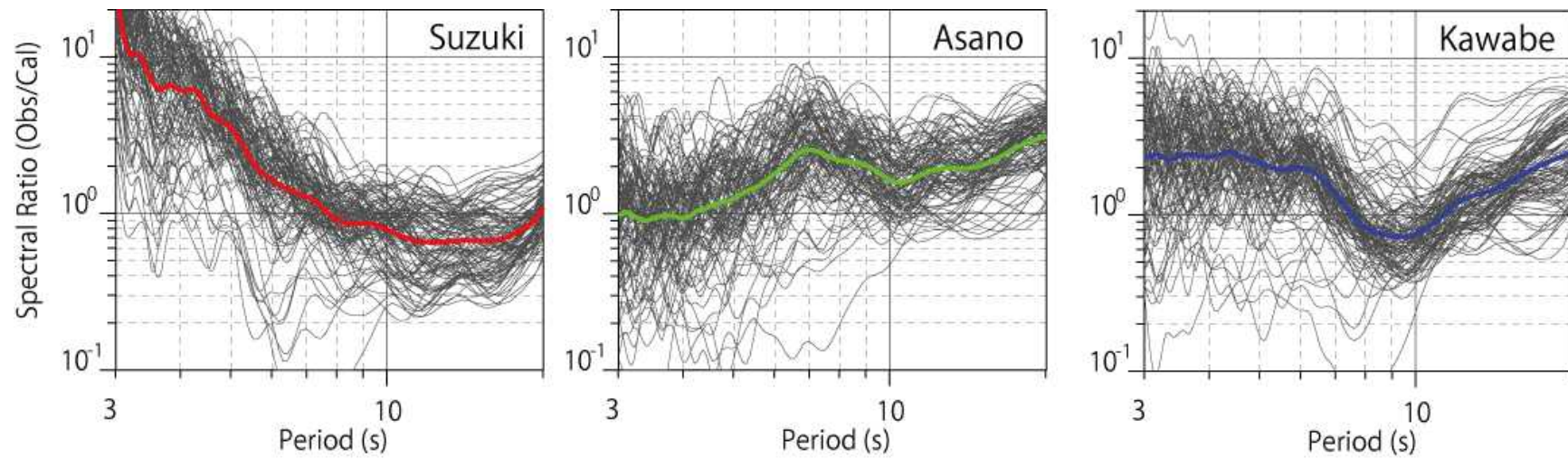


図 3.1-5 既往の震源モデルによる計算結果と観測記録のフーリエスペクトル比（観測/計算）。黒細線は個々の観測点のスペクトル比、太線はそれらの平均。

2) 震源不均質性を考慮した断層パラメータ設定手法の検討

1) では強震動生成域を従来示されている手法でモデル化することで、平成 23 年東北地方太平洋沖地震の周期 3~10 秒の観測記録をおおむね再現できることを示した。

一方、平成 23 年度の検討において、巨大地震を対象に特性化震源モデルを用いて理論的方法による地震動評価を実施する場合に、短周期の地震動振幅が低下する問題が生じることを解消するため、断層面全体を対象にしたすべり量や破壊開始時間に自己相似分布（例えば Hisada (2000, 2001) による $k\cdot 2$ モデル）を導入することがある程度有効であることが示されている。しかしながら、1) でも述べたように平成 23 年東北地方太平洋沖地震に関する以下のような様々な震源モデル

遠地記録インバージョン

- Yagi and Fukuhara (2011)
- Shao et al. (2011)

近地・強震記録インバージョン

- Suzuki et al. (2011)
- Yoshida ,Y. et al. (2011)

ジョイントインバージョン

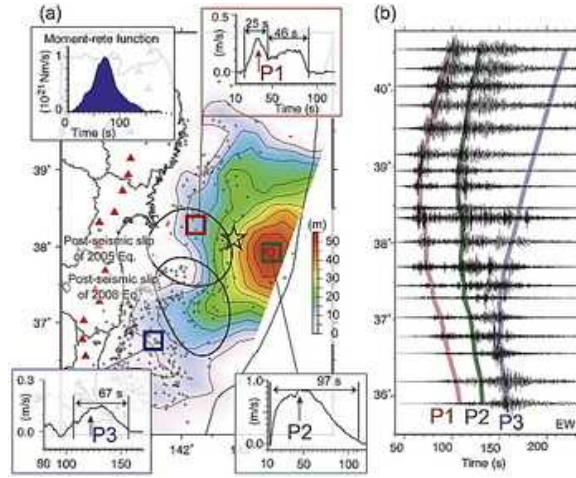
- Koketsu et al. (2011)

強震動生成領域の推定

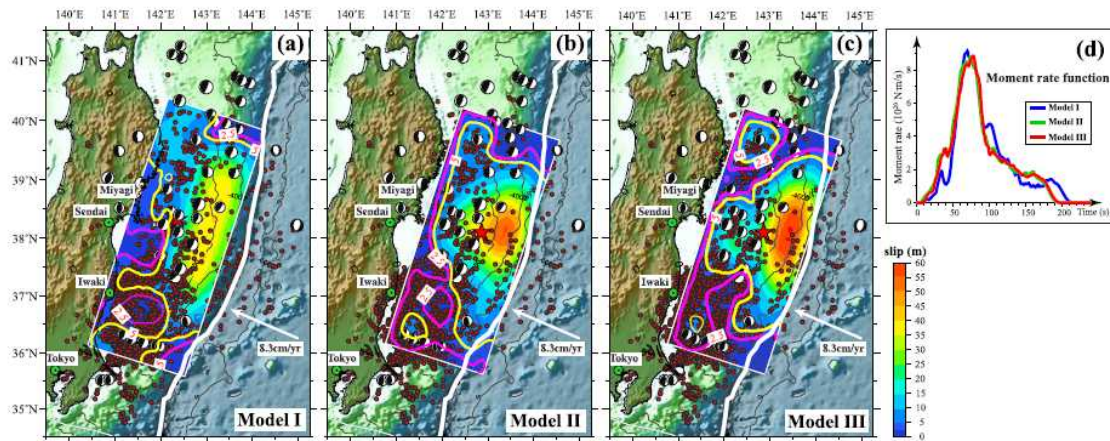
- Kurahashi and Irikura (2011)
- 川辺・他 (2011)

の比較（図 3.1-6）からは、すべり量の大きな領域が海溝軸近くにあるのに対して、短周期地震動を発生させた領域（強震動生成域）は陸域に近く、すべり量の大きな領域内あるいはその周縁部に存在するとは言い難い。従って、すべり量の大きな領域と応力降下量の大きな領域がほぼ一対一に対応する従来の「レシピ」のような手法では、2011 年東北地方太平洋沖地震で見られたすべりの大きな領域と短周期の強震動を発生させた領域が異なるという特徴を組み込むことが難しい。そのため、さらなる短周期側への拡張のための震源モデル化手法の高度化についても検討を実施することとした。

Yagi and Fukuhara (2011) : 遠地記録



Shao et al. (2011) : 遠地記録



Koketsu et al. (2011) : 遠地・近地強震動・地殻変動・津波記録

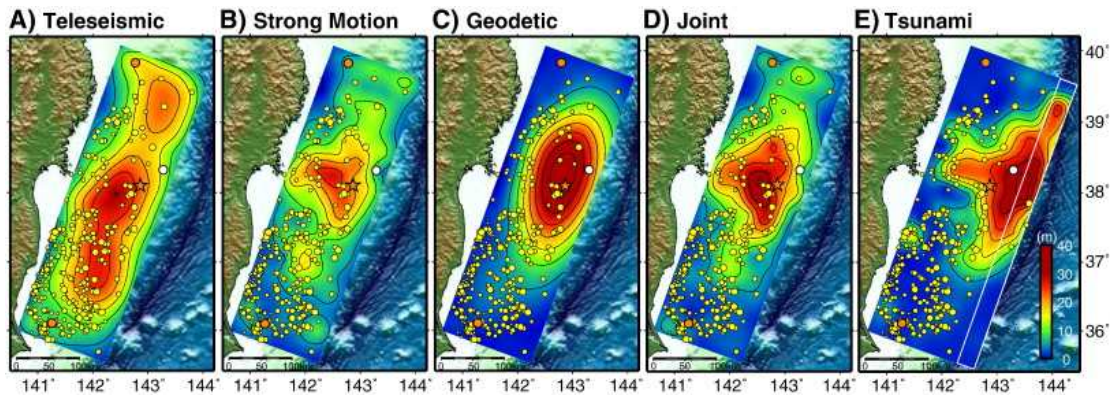
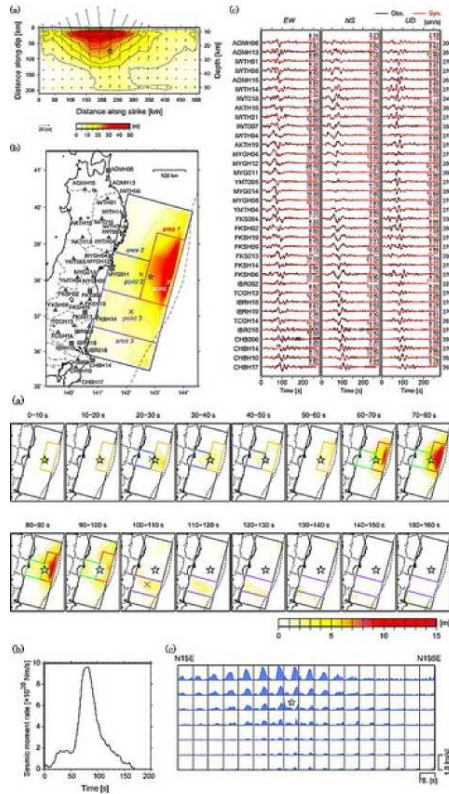
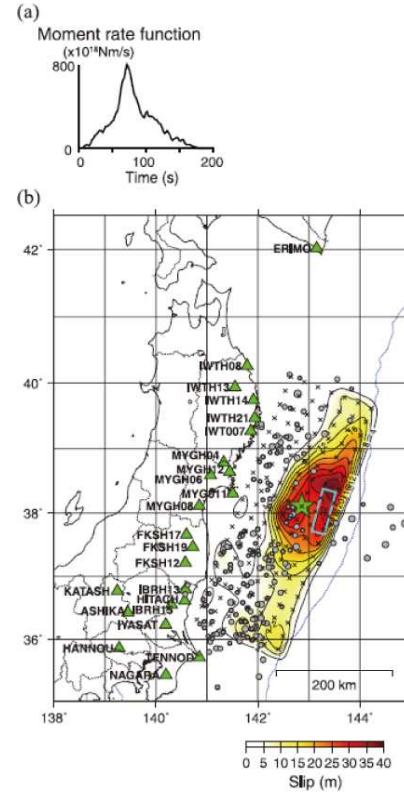


図 3.1-6 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの比較。

Suzuki et al. (2011) : 近地強震動記録



Yoshida et al. (2011) : 近地強震動記録



Kurahashi and Irikura (2011) : 強震動生成域

川辺・他 (2011) : 強震動生成域

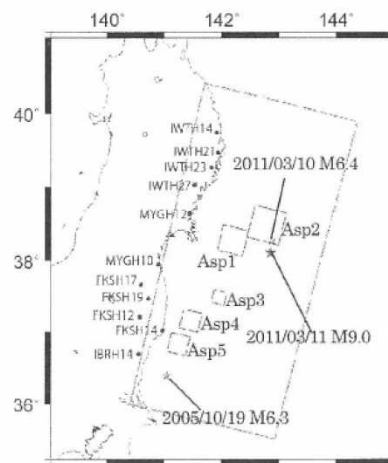
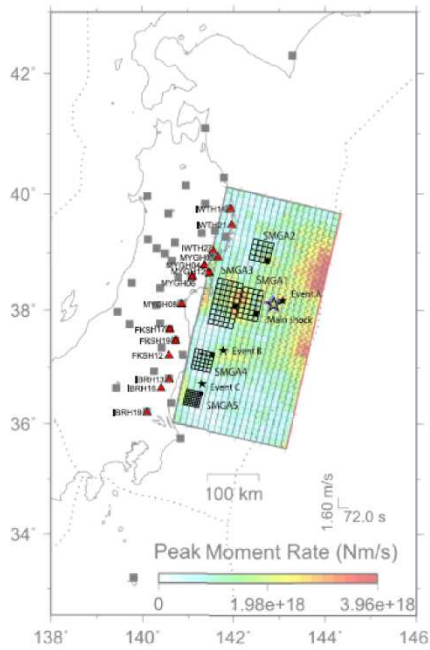


図 3.1-6 つづき。平成 23 年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの比較。

Schmedes et al. (2010) は、300 以上の動的破壊シミュレーション結果（横ずれ断層）を利用してすべり量や破壊伝播速度など震源パラメータ間の相関について詳しく分析している。残念ながら、Schmedes et al. (2010) の検討は本検討で目的とする巨大地震に対する適切な解析例とは言えないが、震源不均質性導入に際して考慮すべきパラメータ間の関係について多くの情報が含まれている。まずは Schmedes et al. (2010) による検討結果を列挙する。

- (1) 最終すべり量とローカルな破壊伝播速度とのあいだには相関は見られない。
- (2) 最終すべり量と立ち上がり時間とのあいだに相関が見られる。
- (3) 破壊伝播速度とすべり速度の最大値およびすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とのあいだに相関が見られる。
- (4) 破壊伝播速度、立ち上がり時間、すべり速度の最大値の確率密度関数は、破壊核からの距離に依存する関係にある。
- (5) 破壊エネルギーは破壊伝播速度を制御する唯一の要因ではない。すべり弱化摩擦構成則における関数の傾きが破壊伝播速度に大きな影響を与える。
- (6) クラック長（せん断破壊におけるすべり先端域での破損領域の長さに相当する量）は破壊核からの距離に応じて小さくなる。

Schmedes et al. (2010) は動的破壊シミュレーションによって得られた各要素のすべり速度時間関数の計算結果を図 3.1-7 に示すような解析的なすべり速度時間関数で近似することで、「立ち上がり時間 (rise time)」「すべり速度の最大値 (peak slip rate)」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間 (peak time)」といったパラメータ値を求めている。

上記の(1)から(3)をわかりやすく可視化した結果が、図 3.1-8 に示す各種パラメータ間に見られる空間相関係数のヒストグラムと図 3.1-9 に示す相関マトリクスとなる。得られた結果をより詳細に分析する。

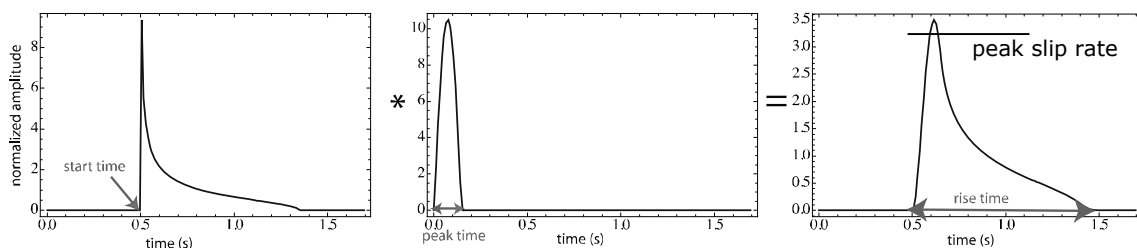


図 3.1-7 Schmedes et al. (2010) が動的破壊シミュレーション結果におけるすべり速度と時間の関係をモデル化するために利用した関数の形状。

- (1) 最終すべり量とローカルな破壊伝播速度とのあいだには相関は見られない。

この結果は、「すべり量分布と破壊伝播速度の分布に相関はない」「同様なすべり分布であっても、多様な破壊様式もしくは多様な地震動が生成される可能性がある」ことを示している。また、すべり量が破壊伝播速度をコントロールするパラメータにはなり得ないことも示している。後述するように、断層面上の破壊伝播速度の分布は非常に重要なパラメータになると考えられるが、従来の「レシピ」では想定されていないパラメータ設定項目である。従来の「レシピ」では破壊開始位置の多様性や破壊伝播速度を断層面全体で一様に変化させることは想定されているが、断層面内で破壊伝播速度を変化させることは想定されていない（波形合成法における破壊伝播速度のばらつきは単なる計算スキーム上の条件でありパラメータではない）。

また、Hisada (2000, 2001) における k-2 モデル導入手順においては、すべりの大きな場所では最速破壊フロントからの破壊開始遅れ時間が小さいという相関関係を仮定しているが、この仮定が必ずしも正しいとは言えないことも示している。

- (2) 最終すべり量と立ち上がり時間とのあいだに相関が見られる。

「すべりの大きな要素は立ち上がり時間が長くなる」ことを示している。図 3.1-9 に示す相関マトリクスを参考にすると、立ち上がり時間とすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間のあいだに弱いながらも正の相関が見られるので、「立ち上がり時間が長くなるとパルスのすべり速度時間関数にはなりにくいという傾向」も示すことができる。つまり、すべりの大きな要素において極めて短周期の地震動を生成することは想定しにくいということになる。

- (3) 破壊伝播速度とすべり速度の最大値およびすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とのあいだに相関が見られる。

「ローカルな破壊伝播速度が大きな要素ではすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間が短く、大きなすべり速度になる」ことを示している。図 3.1-9 に示す相関マトリクスにおける破壊伝播速度とすべり速度最大値の正の相関、破壊伝播速度とすべり速度時間関数のパルス部分の継続時間の負の相関を表している。つまり、「破壊伝播速度が大きな要素において短周期の地震動が生成されやすい」ことになる。

従来の「レシピ」における考え方に従う震源不均質性導入手法は、特性化震源モデルを対象に k-2 モデルを導入手順 (Hisada (2000, 2001) による k-2 モデル導入手順) によって断層面上のすべりに不均質性を付与した後に、それに対応する応力降下量を

1. Hisada (2000、2001) による手順そのままに破壊開始時間の分布に $k-2$ モデルを用いて、あるすべり速度時間関数を仮定した場合の応力降下量相当パラメータを算定する手法（しかし、この場合、応力降下量は結果として得られる値であって、モデルを設定するパラメータにはならない。）
2. すべり量分布から Ripperger and Mai (2004) の手法を用いて静的な応力降下量分布を算定し、その値を用いるという手法
3. Herrero and Bernard (1994) の手法を用いて、応力降下量分布のフーリエ振幅スペクトルが $k-1$ となるモデルを設定する手法

などの手法によって設定し、応力相当のパラメータによって短周期の強震動を発生させる領域とすることを想定していた。しかしながら、本検討における考察に従えば、ローカルな破壊伝播速度の分布を元に、すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とすべり速度最大値を設定し短周期の強震動を発生させる領域とすることを想定する方法が適切となる可能性が大きいと考えられる。

ローカルな破壊伝播速度の分布については、Schmedes et al. (2010) による検討結果の後半部分

- (4) 破壊伝播速度、立ち上がり時間、すべり速度の最大値の確率密度関数は、破壊核からの距離に依存する関係にある。
- (5) 破壊エネルギーは破壊伝播速度を制御する唯一の要因ではない。すべり弱摩擦構成則における関数の傾きが破壊伝播速度に大きな影響を与える。
- (6) クラック長（せん断破壊におけるすべり先端域での破損領域の長さに相当する量）は破壊核からの距離に応じて小さくなる。

や、Song et al. (2009) による震源パラメータ間の空間的コヒーレンスに関する検討（図 3.1-10）を参考に設定方法を開発する必要がある。断層面上のすべり分布が定義されれば、それをもとに様々なパラメータを設定できた従来の「レシピ」とは異なり、すべり分布とは独立した（Schmedes et al. (2010) によれば無相関である）ローカルな破壊伝播速度の分布と、それもとにした短周期強震動生成用のパラメータを設定する手法を開発することも可能であると考えられる。

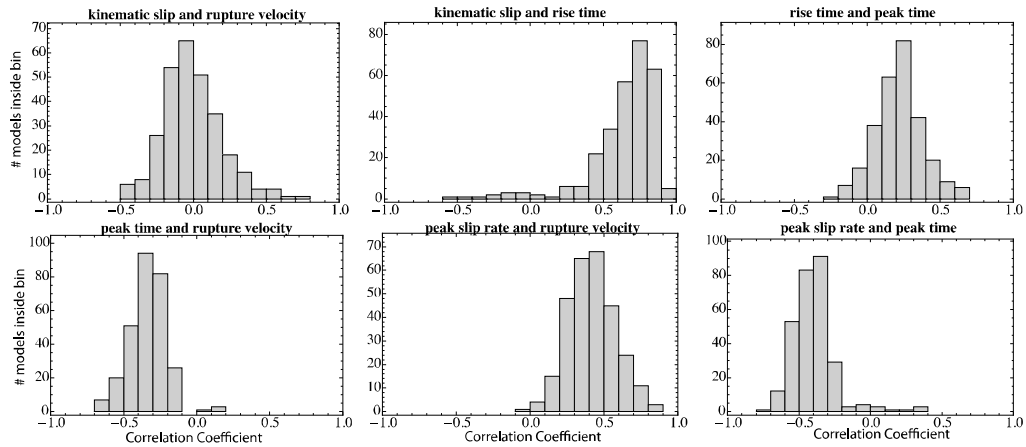


図 3.1-8 様々なパラメータ間で算定された空間相関係数のヒストグラム
(slip, rise time, rupture velocity, peak time, peak slip rate)

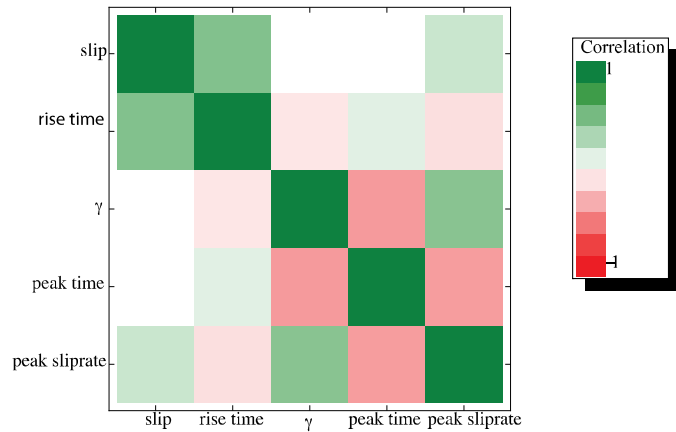


図 3.1-9 パラメータ間の相関マトリクス
(slip, rise time, γ vr/vs>, peak time, peak slip rate)

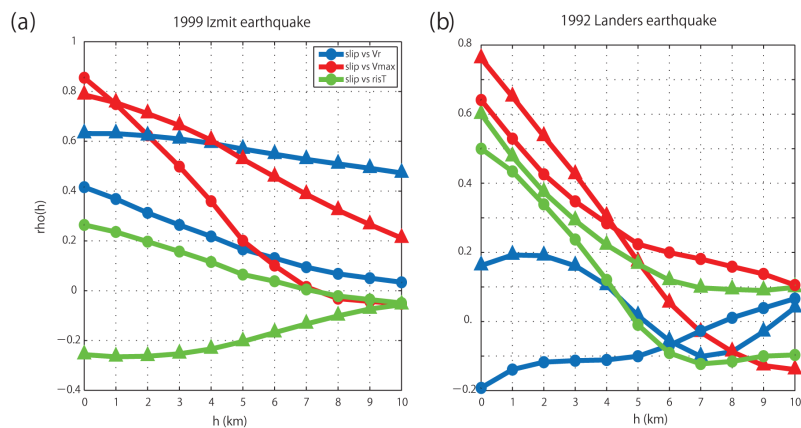


図 3.1-10 Song et al. (2009) による震源パラメータ間の空間的コヒーレンス検討結果
(slip, rise time, rupture velocity, peak slip rate)。

Schmedes et al. (2010) の検討から得られた結果をそのまま巨大地震に対して適用できるかどうかについては更なる検討が必要となるが、図 3.1-6 の震源モデルで示されている 2011 年東北地方太平洋沖地震で見られた

- ・ 長周期成分（主に周期 10～20 秒よりも長周期を対象）の解析から得られるすべりの大きな領域は海溝側に広い範囲に存在し、そこから短周期の強震動は生成されていない。
- ・ 短周期成分（周期 5～10 秒よりも短周期を対象）の解析から得られる強震動を発生させた領域は、長周期成分の解析から得られるすべりの大きな領域よりも陸側に点在しており、面積もかなり小さく推定されている。

という特徴が

長周期成分の解析に対しては

- 「すべりの大きな要素は立ち上がり時間が長くなる」
- 「立ち上がり時間が長くなるとパルスのなすべり速度時間関数にはなりにくいという傾向」

短周期成分の解析に対しては

- 「破壊伝播速度が大きな要素において短周期の地震動が生成されやすい」
- 「すべり量分布と破壊伝播速度の分布に相関はない」

という Schmedes et al. (2010) による検討結果を用いてある程度説明可能になると考えられる。このような解釈からすると、巨大地震に対して震源不均質性を導入することを考慮した断層パラメータ設定手法は、ローカルな破壊伝播速度の分布をもとに、すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間とすべり速度最大値を設定し、短周期の強震動を発生させる領域とすることを想定する方法が適切となる可能性が大きいと考えられる。

加えて、Schmedes et al. (2010) の検討は動的破壊シミュレーション結果のデータを利用した震源パラメータ相関関係整理であるため、そこで提示されているすべり速度時間関数を表現するためのパラメータ値である「立ち上がり時間 (rise time)」「すべり速度の最大値 (peak slip rate)」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間 (peak time)」といった値が実際に発生した地震の震源（震源インバージョン結果）において、どのような相関を有しているのか、追加検討しておく必要があると考えられる。そこで本検討では、Finite-Source Rupture Model Database (<http://www.seismo.ethz.ch/srcmod/>) に収録されているデータから

- ・ すべり速度時間関数が複数のタイムウィンドウで定義されている。
- ・ 断層面の幾何学的な形状変化（分岐や折れ曲がり）の影響が小さい。

という観点により

1989 年 Loma Prieta 地震

1994 年 Northridge 地震

2000 年 Tottori 地震

2005 年 West Off Fukuoka Prefecture 地震

の 4 地震を選択し、これに Honda et al. (2004) による

2003 年 Tokachi-oki 地震

のデータを加えた合計 5 地震の震源インバージョン結果を利用して、すべり速度時間関数を表現するための震源パラメータ間に見られる相似則についての検討を実施した。

震源インバージョン結果の要素断層ごとの（最終）すべり量とすべり速度最大値との関係を示した結果を図 3.1-11 に示す。当然のことではあるが、すべり量とすべり速度最大値とのあいだには直接的な相関は無く、従来の「レシピ」のように、断層面上のすべり量分布を元にすべり速度最大値というパラメータを決定していくというような手順を取ることはできないことがわかる。図 3.1-11 (a)では両軸を線形軸としているが、対数軸とした図 3.1-11 (b)を見ると、それぞれの地震の規模による違いをうまく考慮すれば、パラメータ間の関係を解明していくことが可能であると考えられる。

すべり量とすべり速度最大値との関係を見るには「時間」の次元を持つパラメータが足りない。それが Schmedes et al. (2010) による検討における「立ち上がり時間 (rise time)」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間 (peak time)」といったパラメータに相当するものと考えられる。そこで、パラメータ抽出に用いた要素断層ごとのすべり速度時間関数（時間軸を持つデータ）まで巻き戻してデータの整理を実施することにした。先述した 5 地震に対する震源インバージョン結果における要素断層ごとのすべり速度時間関数形状を図 3.1-12 に示す。図中の赤線がすべり速度最大値で正規化したすべり速度時間関数、青線が最終すべり量で正規化したすべり時間関数となっている。

動力学的なスケーリング則を満たす Tinti et al. (2005) による Regularized Yoffe function (図 3.1-13) では、すべり速度時間関数の最大値 V_{peak} が漸近的に

$$V_{\text{peak}} = 1.04 D_{\text{max}} / (T_{\text{ACC}}^{0.54} \tau_R^{0.47}) \quad (3.1-1)$$

ここに

- D_{\max} : 最終すべり量
 τ_R : オリジナルの Yoffe function における立ち上がり時間
 (Schmedes et al. (2010) における rise time とほぼ同値)
 T_{acc} : すべり加速度が正値をとり続ける時間
 (Schmedes et al. (2010)における peak time とほぼ同値)

という関係式で表される。この式を

$$1.04 D_{\max} / V_{\text{peak}} = (T_{\text{ACC}}^{0.54} \tau_R^{0.47}) \quad (3.1-2)$$

< (3.1-1) 式から >

$$1.04 D_{\max} / V_{\text{peak}} \cong (T_{\text{ACC}}^{0.5} \tau_R^{0.5}) \quad (3.1-3)$$

< (3.1-2) 式をべき乗が 1/2 乗になるように表現 >

のように近似すると

$$(D_{\max} / V_{\text{peak}})^2 \cong (1/1.04)^2 T_{\text{acc}} \tau_R \quad (3.1-4)$$

なる関係を得ることができる。震源インバージョン結果から Regularized Yoffe function における τ_R 、 T_{acc} に相当する値を定義して抽出するのは非常に難しいということは、震源インバージョン結果のすべり速度時間関数の形状を見れば明らかである。しかしながら、すべり速度時間関数を表現するための震源パラメータ間に見られる相似則を得るという本検討の目的から、非常に大まかな定義ではあるが

- ・ 最終すべり量の 5%に達する時間から 95%に達する時間までを T_{rd} と定義し、これを τ_R に相当する時間パラメータとする (Schmedes et al. (2010) における rise time に相当)。
- ・ 最終すべり量の 5%に達する時間からすべり速度が最大となる時間までを T_{sd} と定義し、これを T_{acc} に相当する時間パラメータとする (Schmedes et al. (2010) における peak time に相当)。

という 2 つの時間に関するパラメータを算定し、それらを用いることとした。図 3.1-12 における時間軸上の青破線が最終すべり量の 5%に達する時間および最終すべり量の 95%に達する時間を示し、時間軸上の赤破線がすべり速度が最大となる時間を示している。

このように定義された T_{rd} および T_{sd} が

$$(D_{\max} / V_{\text{peak}})^2 \cong C T_{\text{sd}} T_{\text{rd}} \quad (3.1-5)$$

ここに

C : 定数

なる関係に近似可能かどうか、調べた (図 3.1-14)。震源インバージョン結果のすべり速度時間関数の形状は Regularized Yoffe function で表現される理想的な関数形状からかけ離れているケースが多いため、ばらつきが非常に大きくなってしまっているが、地震規模依存を考慮したパラメータ間の関係として見れば、比例関係が存在すると判断して問題ないと考えられる。

図 3.1-11 に示したすべり量とすべり速度最大値との関係図からは読み取れなかったパラメータ間の関係が、すべり速度時間関数の「立ち上がり時間」「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」を導入することによって、(ばらつきはあるものの、ある数値の幅において) 推定することができるという可能性を示すことができた。また、図 3.1-14 (b) および図 3.1-14 (c) に示すように、すべり速度が最大となる時間が関数の前半部に発生するケース ($T_{ad}/T_{rd} \leq 0.5$) と、すべり速度が最大となる時間が関数の後半部に発生するケース ($T_{ad}/T_{rd} > 0.5$) とでは異なる性状を有しているため、Regularized Yoffe function で表現される理想的な関数形状と震源インバージョン結果のすべり速度時間関数形状との差異に関する精査も必要になってくると考えられる。

図 3.1-14 に示した関係から地震規模依存の部分を取り除くことが可能かどうか、さらに検討を進めた結果、断層全体のサイズ (や要素断層のサイズ) と関係があると考えられるすべり速度時間関数の「立ち上がり時間」を利用するという手法を採用することとした。そこで、(3.1-5) 式を

$$\left[(D_{\max} / V_{\text{peak}}) / T_{rd} \right]^2 \cong C T_{ad} / T_{rd} \quad (3.1-6)$$

のように変形し、この式両辺のパラメータ間の関係を図化した結果を図 3.1-15 に示す。本検討で用いた 5 つの地震に対する震源インバージョン結果のデータがすべて同じオーダーを持つデータとしてプロットされていることがわかる。

以上、震源インバージョン結果を用いてすべり速度時間関数を表現するための震源パラメータ間に見られる相似則についての検討を実施した。結果として (3.1-6) 式両辺のパラメータ

- $(D_{\max} / V_{\text{peak}}) / T_{rd}$
- T_{ad} / T_{rd}

ここに

D_{\max} : 最終すべり量

V_{peak} : すべり速度時間関数の最大値

- T_{rd} : τ_R に相当する時間パラメータ
「立ち上がり時間」に相当
- T_{ad} : T_{acc} に相当する時間パラメータ
「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」に相当

でデータを整理することによって地震規模によらない断層パラメータ間の関係や、すべり速度時間関数形状決定手法を提案できる可能性が示された。動力的なスケーリング則を満たす **Regularized Yoffe function** に見られるパラメータ間の関係 ((3.1-1) 式) からスタートした震源インバージョン結果に関する単純なデータ整理であったが、本検討で用いた 5 つの地震に対する震源インバージョン結果がすべて同じオーダーの関係として表現することができた。

以上の検討及び平成 23 年度の検討を踏まえると、海溝型巨大地震を対象とした広帯域地震動予測のための震源モデル化手法高度化の方向性として、

- ・ 従来の「レシピ」におけるすべり量の大きな領域は長周期の地震動を発生させる領域とし、それに加えて、ローカルな破壊伝播速度の分布をもとに設定された、すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間が短く、すべり速度最大値が大きな領域を短周期の地震動を発生させる領域とする。
- ・ すべり量と、破壊伝播速度、すべり速度時間関数を定義する時間に関するパラメータ、それぞれに適切な不均質性を導入する。

が考えられる。このような観点から強震動予測手法（「レシピ」）を以下のように改良していくことを提示する。

1. 従来の「レシピ」に従って、アスペリティ／背景領域におけるすべり量分布を定義する。
2. Hisada (2000, 2001) による手順に従って、断層面上のすべりに不均質性を付与する。
3. 要素断層ごとのすべり速度時間関数の「立ち上がり時間」分布を定義する。
4. 要素断層ごとの「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」分布を定義する。

手順 1 および手順 2 に関しては、震源不均質性に関する検討でも述べたように、実地震の震源インバージョンデータを利用したすべり量分布の複雑さの直接的な解析例からも、 ω^{-2} のべき乗則に従う地震波のスペクトルをモデル化するという観点からも、断層面上のすべり量分布に k^{-2} の不均質性を導入する手法を採用することが妥当であると考えられる。

しかしながら、手順 3 および手順 4 で定義すべきすべり速度時間関数の時間に関するパラメータ設定手法に関しては、未だ適切な手法を提示できていない。手順 3 における要素断層ごとの「立ち上がり時間」について、その平均的な値は断層全体のサイズ（あるいは、要素断層のサイズ）からある程度推定することが可能であるが、その断層面上の不均質性を定義することは難しいと考えられる。手順 4 における要素断層ごとの「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」についても同様である。また、これらの時間に関するパラメータは断層面上のローカルな破壊伝播速度の分布と相関があるので、断層面上に適切な不均質性を付与した破壊伝播速度分布を定義することに大きく関係している。今後も震源インバージョン結果のデータや動的破壊シミュレーション結果を利用した分析・検討を進めていく必要があると考えられる。

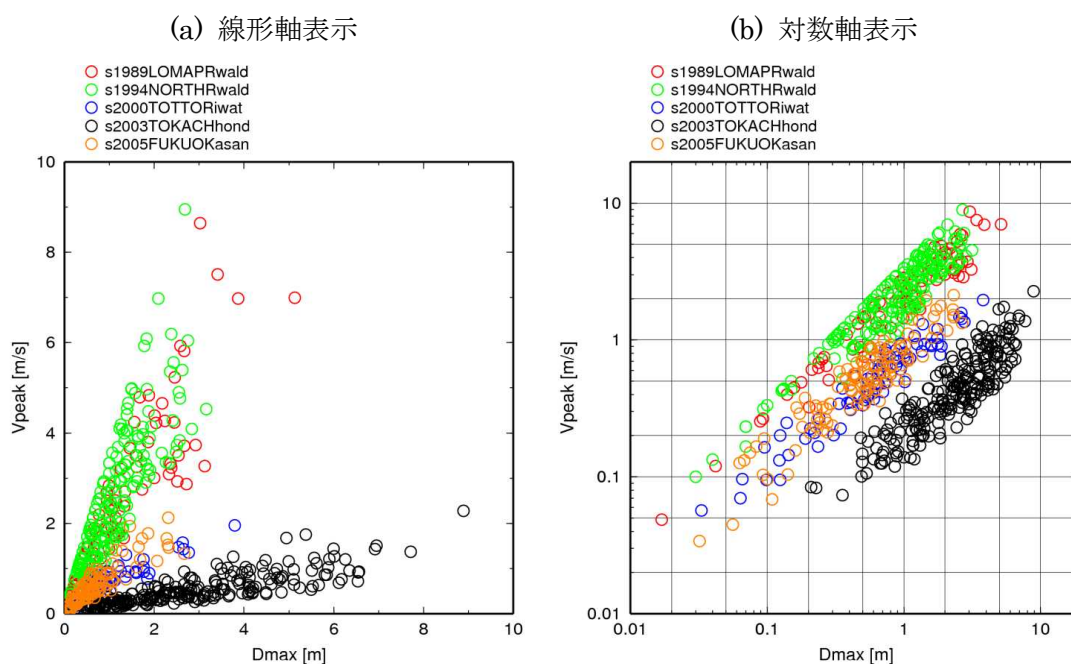


図 3.1-11 震源インバージョン結果におけるすべり量とすべり速度最大値との関係。

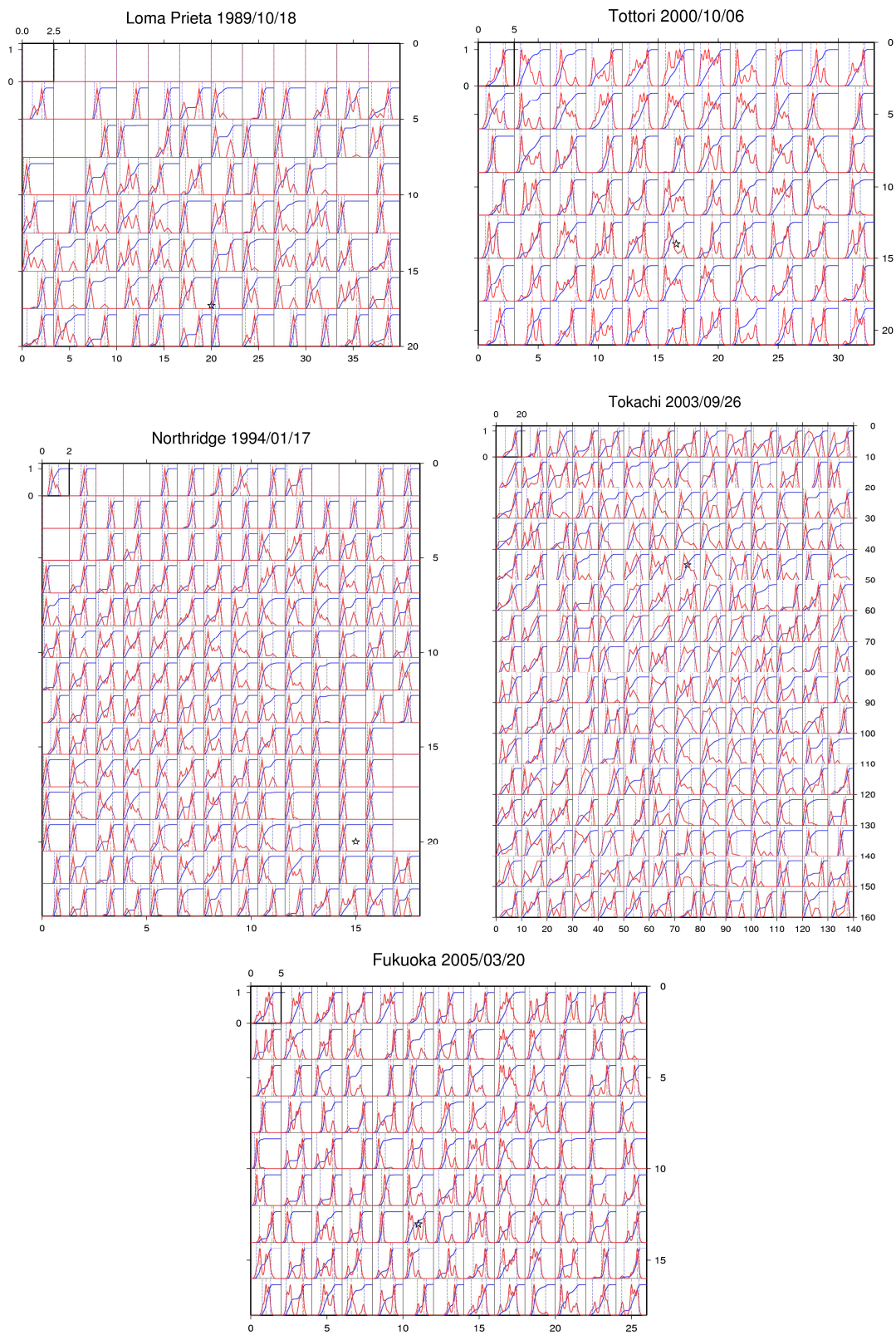


図 3.1-12 5 地震のすべり速度時間関数とすべり時間関数。

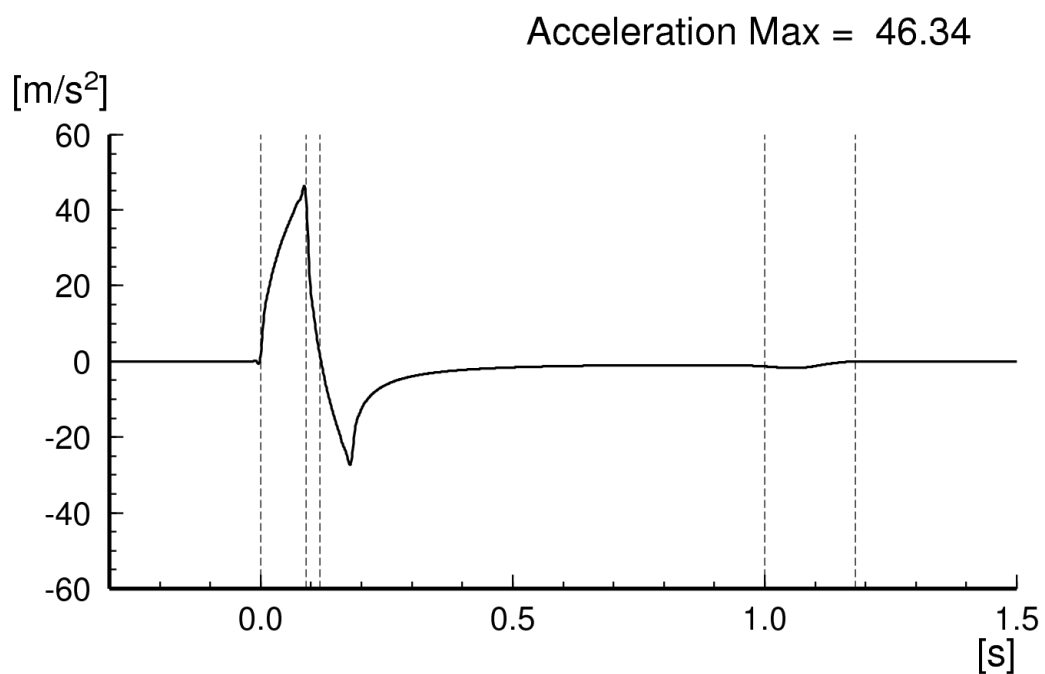
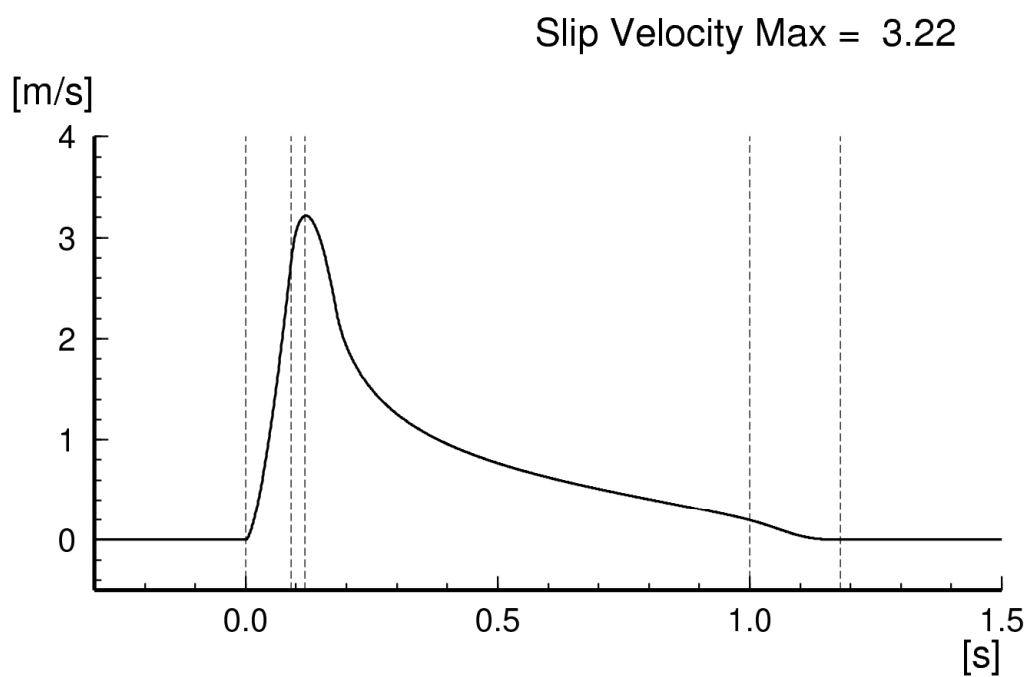
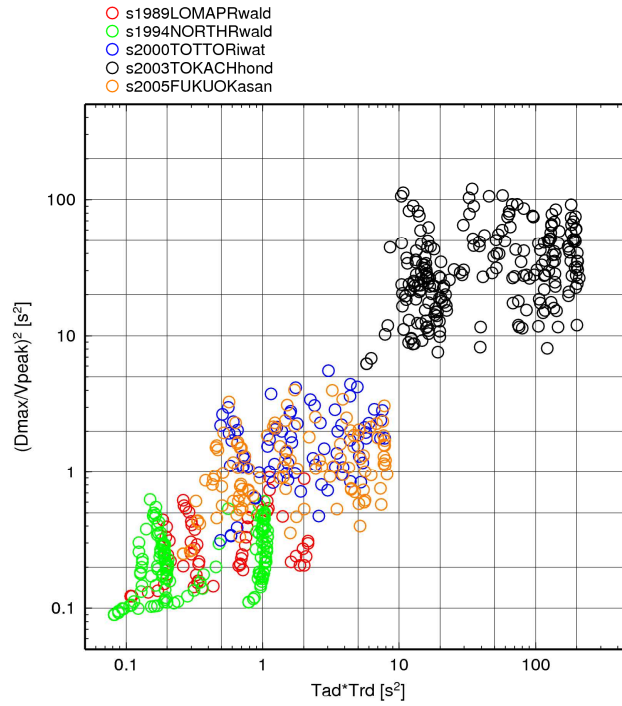
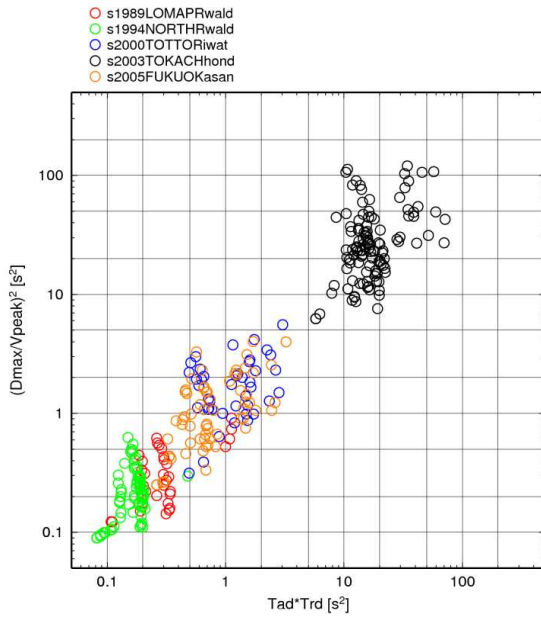


図 3.1-13 Regularized Yoffe function の関数形状例と各パラメータ間の関係。

(a) 全データ



(b) Tad/Trd が 0.5 以下のデータを抽出



(c) Tad/Trd が 0.5 より大きいデータを抽出

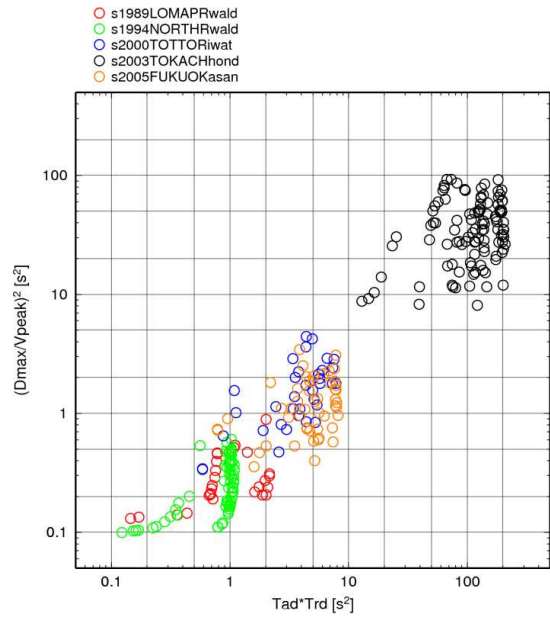


図 3.1-14 すべり量/すべり速度最大値比 (D_{max}/V_{peak}) とすべり速度時間関数における時間に関するパラメータ値 ($Tad \cdot Trd$) との関係。

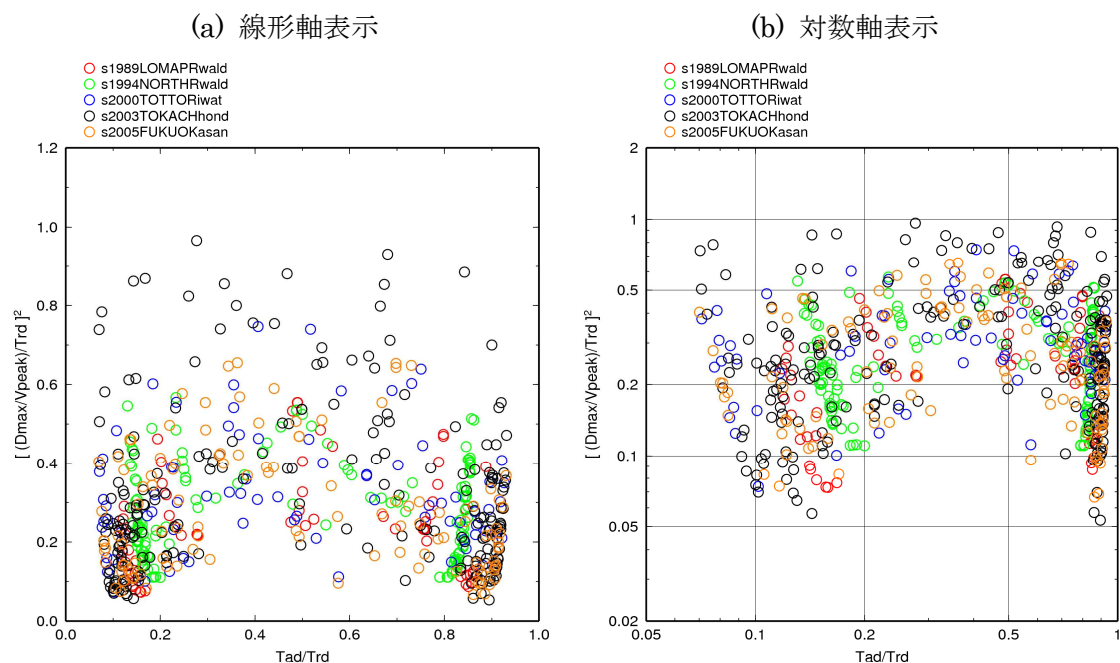


図 3.1-15 図 3.1-14 に示したパラメータ関係を更に無次元化し地震の規模依存排除を試みたパラメータ間関係図。

(c) 結論ならびに今後の課題

東北地方太平洋沖地震の既往研究の震源モデルに基づく検討により、周期 10 秒以下の地震動については強震動生成域をモデル化し、中村・宮武（2000）の震源時間関数を用いることで概ね観測記録を説明できた一方で、周期 20 秒までを対象とした長周期地震動シミュレーションでは、強震動生成域だけではなくプレート境界浅部の大きなすべりも考慮する必要性を示した。

一方、従来の「レシピ」からの自然な拡張という観点から、すべり量と応力降下量の不均質性について既往の検討結果を考察し、震源モデルへの不均質性導入手法について検討した結果、以下の 4 つの手順

1. 従来の「レシピ」に従って、アスペリティ／背景領域におけるすべり量分布を定義する。
2. Hisada (2000, 2001) による手順に従って、断層面上のすべりに不均質性を付与する。

3. 要素断層ごとのすべり速度時間関数の「立ち上がり時間」分布を定義する.
4. 要素断層ごとの「すべり速度時間関数のパルス部分の継続時間」分布を定義する.

を提示した。ただし、手順 3 および手順 4 で定義すべきすべり速度時間関数の時間に関するパラメータ設定手法に関しては、未だ適切な手法を提示できていない。また、本検討で分析に利用したデータの地震規模範囲を超えるマグニチュード 9 クラスの巨大地震に対して、本検討で得られた結果を適用していくことが可能かどうか更なる検討も必要である。

(d) 引用文献

- 1) Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 918-930, 1999.
- 2) Hisada, Y., A Theoretical Omega-Square Model Considering Spatial Variation in Slip and Rupture Velocity, *BSSA*, 90, 387-400, 2000.
- 3) Hisada, Y., A Theoretical Omega-Square Model Considering Spatial Variation in Slip and Rupture Velocity. Part 2: Case for a Two-Dimensional Source Model, *BSSA*, 91, 651-666, 2001.
- 4) Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, K. Kunugi, and H. Fujiwara, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of the K-NET and KiK-net, *Earth Planet. Space* 56, 317-322, 2004.
- 5) 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏, 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル, 2011 年日本地震学会秋季大会, B22-05, 2011.
- 6) Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka, and T. Okada, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.* 310, 480-487, 2011.
- 7) Kurahashi, S. and K. Irikura, Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planet. Space* 63, 571-576, 2011.
- 8) Mai, M., <http://www.seismo.ethz.ch/srcmod/>, 2007.
- 9) 中村洋光・宮武隆, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-11, 2000.
- 10) Schmedes, J., R. J. Archuleta, and D. Lavalley'e, Correlation of earthquake source parameters inferred from dynamic rupture simulations, *J. Geophys. Res.*, 115, B03304, doi:10.1029/2009JB006689, 2010.
- 11) Shao, G., X. Li, C. Ji, and T. Maeda, Focal mechanism and slip history of the 2011

- Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planet. Space* 63, 559–564, 2011.
- 12) Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136, 2011.
 - 13) Song, S. G., A. Pitarka, and P. Somerville (2009) : Exploring spatial coherence between earthquake source parameters, *BSSA*, 99, 4, pp. 2564-2571.
 - 14) Tinti E., E. Fukuyama, A. Piatanesi, and M. Cocco, A kinematic source-time function compatible with earthquake dynamics, *BSSA*, 95, 1211-1223, 2005.
 - 15) Yagi, Y. and Y. Fukahata, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, L19307, doi:10.1029/2011GL048701, 2011.
 - 16) Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki, Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planet. Space* 63, 565–569, 2011.