強震動予測手法に関するベンチマークテストと地震動への適用に関する研究

STUDY ON BENCHMARK TESTS FOR STRONG GROUND MOTION PREDICTION METHODS AND APPLICATION TO SEISMIC GROUND MOTION

松本　俊明
Toshiaki MATSUMOTO

Since the validity of the arithmetic precision of the Wavenumber integration method using a theoretical focus model for the parallel stratification foundation needs to be verified at this research, It aims at using for decision of the reliable input seismic ground motion for a design, and examination of the countermeasures against earthquake disaster of the building built near the active fault by the benchmark test and actual seismic ground motion simulation.

Keywords: Strong ground motion prediction methods, Theoretical methods, Benchmark tests, 2011 Fukushima Hamadori earthquake, Surface seismic fault
強震動予測手法、理論的手法、ベンチマークテスト、2011 年福島県浜通りの地震、地表断層

1. はじめに

充実した地震防災対策などを実現するうえで、対象建築物周辺の地震動強さを知ることは有益である。強震動予測手法を用いた設計用入力地震動策定は地震動強さに加えて地震動特性を知るうえでも非常に重要な役割を担っている。

近年、その強震動予測手法はレシピ [2]などとして体系化されつつある。しかし、同じ震源・観測点を対象としていながら用いる手法・計算コードにより得られた結果には大きな差異が生じることがある。

そこで本研究では、地震動研究者や実務者の参加を HP[22]などで募り、同じ条件下で様々な手法・計算コードの結果の相互比較を行い、その適用範囲やバラツキなどを検討する、「強震動予測手法に関するベンチマークテスト [5)6)22)]」（以下、ベンチマークテスト）を実施することで、強震動予測手法の計算精度の妥当性を検証し、信頼性の高い設計用入力地震動策定などに役立てることを目指す。さらに、2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震を対象に実観測記録の再現シミュレーション及び、特徴的な地震動である、地表断層近傍点で表れるステップ関数状の永久変位（以下、フリングステップ）の検討を行い、強震動予測手法の適用性を確認し、活断層近傍に建てられた建築物の今後の地震防災対策に役立てることを目指す。

なお、本研究で用いる強震動予測手法は、平行成層地盤を対象に理論的震源モデルを用いて地震波を計算する理論的手法の一つである波数積分法 [4]（以下、波数積分法）を使用する。

2. 理論的手法と断層震源モデルについて

本研究で筆者が用いる波数積分法や後述するベンチマークテストで他のチームが使用した薄層法、離散化波数法などは理論的手法や決定論的手法と呼ばれることがある手法に大別できる。それら本研究で扱う理論的手法は、震源の近距離から遠距離までの広帯域な強震動を高精度かつ簡易に計算できる利点がある。一方で対象地盤が平行成層地盤に限定されるため、シミュレーションの対象となるサイトが盆地などの地下構造の影響を顕著に受ける場合は、それが結果に反映されにくいという点がある。

図 1 には強震動予測に用いる断層震源モデルの概念図と主な震源パラメータを示す。断層震源モデルは通常矩形でモデル化され、その全体の形状や大きさを規定するパラメータを巨視的パラメータと呼ぶことがある。一方、断層面を小断層に分割し、その一つ一つのすべりの大きさや角度を規定するパラメータを微視的パラメータと呼ぶことがある。また、断層面上各点の滑りの時間変化を規定する関数をすべり速度関数などと呼ぶことがある。代表例にはレシピ [2]で採用されている中村宮武型関数 [3]などがある。本研究における震源モデルは図 1 に示すような断層震源モデルに従い決定する。

図 1　断層震源モデル概念図と震源パラメータ [1]

3. ベンチマークテスト結果

3.1 2010 年度までの結果

ベンチマークテストの実施要項や検討モデルの詳細は参考文献[5)6)22)]を参照されたい。

2009 年度から毎年 2 段階のステップが行われ 2010 年度までにはステップ 1 からステップ 4 が実施された。初年度である 2009 年度は一様地盤や 2 層地盤の点震源モデルを対象としたステップ 1 と 2 層地盤で横ずれ断層や逆断層の面震源モデルを対象としたステップ 2 を計算し検討した。結果としては基本的に実用上ほぼ同等の結果を得るが、地盤減衰のパラメータである Q 値の導入法の違いで、震源から遠方の観測点では波形の振幅だけでなく位相にも大きな影響を与えることを確認した。[5)]

2 年目である 2010 年度の検討モデルにおける前年度との主な違いは、ステップ 3 の点震源モデルでは工学的基盤まで考慮した 4 層地盤モデルであることや、地表点震源を考慮したことであり、ステップ 4 では震源時間関数にレシピ[2)]に準拠した中村宮武型関数[3)]を用い、横ずれ断層モデルを断層面破壊伝播のパターンの違いによるモデルと、地表断層を考慮してフリングステップを評価するなど、より複雑に、実用的に設定されたモデルを計算した。結果は 2009 年度同様、基本的には実用上ほぼ同等の結果を得るが、深さ 0km が表現できない場合の地表点震源の扱いや、フリングステップを評価する際の Q 値の評価法などに注意を要することがわかった。[6)]

3.2 2011 年度の結果

ベンチマークテスト最終年度となる 2011 年度はさらに実用的なモデルが設定され、関東平野を地盤モデルの対象にして、関東平野内で発生した中小地震のシミュレーションとしてステップ 5 と大規模地震シミュレーションとしてステップ 6 を行う。それら検討モデル一覧を表 1 に示す。ステップ 5 は関東平野で発生した中小地震で、それぞれ T51 モデルは 1990 年神奈川県西部地震、T52 モデルは 1990 年伊豆大島近海の地震、T53 モデルは 1992 年東京湾の地震の計 3 モデルである。ステップ 6 は T61 モデルの 1923 年関東地震である。

地盤モデルは地震調査研究推進本部による長周期地震動予測地図 2009 年度試作版[8)]で用いられた関東平野の 3 次元深部地盤モデルを用い出力点直下の平行成層地盤を抽出してシミュレーションに使用する。

出力点は図 2、3 に示した関東平野内の 19 地点で、全点において計算をしたが本報では T51、T61 に関して表 2 の 4 出力点に絞って結果を述べる。同表には地盤密度（t/m^3）、P 波速度（m/s）、S 波速度（m/s）Q 値と 4 地点それぞれの各層上端深さを示す。4 地点の特徴として、KNO は震源（震源断層破壊開始点）近傍点であること、ASK は地震基盤（Vs=3200m/s）がごく浅いサイトである。また JSK と FUT は比較的震源から遠方のサイトであり、T61 モデルにおいて FUT は震源断層東側のすべり量が大きい場所に位置するサイトである。

それぞれの地震の概要と震源モデルであるが、T51 モデルの神奈川県西部地震は 1990 年 8 月 5 日 16 時 13 分に神奈川県西部付近で発生した地震で、気象庁マグニチュードは 5.1 の震源深さは 14km である。[13)]。その震源モデルパラメータ[11)]を表 3 に示す。モデル化された震源深さは 15.3km で、地震モーメントは 3.3×10^{16}Nm である。

表 1　2011 年度ベンチマークテスト検討モデル一覧

	ステップ 5			ステップ 6
モデル名	T51	T52	T53	T61
対象地震	1990 年神奈川県西部の地震（Mj5.1）	1990 年伊豆大島近海の地震（Mj6.5）	1992 年東京湾の地震（Mj5.7）	1923 年関東地震（Mj7.9）
震源（文献）	点震源（Sato, T. et al. 1998[11)]）	面震源（山田・山中, 2003）[12)]	点震源（山田・山中, 2003）[12)]	面震源（Sato, H. ほか, 2005）[10)]
地盤	関東平野の 3 次元深部地盤モデル[8)]を用い出力点直下の平行成層地盤を使用			
減衰	あり			
有効振動数	0～0.33 Hz（3.0 秒以上）			
出力点	19 地点（AIJ ディジタル強震データ集 1996 による観測記録[9)]）			

表 2　出力点一覧とその物性値

層番号	ρ (t/m3)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Qp=Qs	層上端深さ（m）			
					久野 (KNO)	浅川 (ASK)	地震研 (JSK)	富津 (FUT)
1	1.95	1800	500	500f*	0	0	0	0
2	2.05	2100	700	700f	－	－	－	－
3	2.1	2300	900	900f	152	6	406	260
4	2.15	2400	1000	1000f	－	－	－	－
5	2.25	3000	1500	1500f	384	51	1736	1426
6	2.3	3200	1700	1700f	－	－	－	－
7	2.45	4200	2400	2000f	616	－	－	－
8	2.6	5000	2900	2000f	676	－	－	－
9	2.65	5500	3200	2000f	1317	201	3067	3347
10	2.7	6000	3530	2000f	1798	7107	7830	6792
11	2.8	6700	3940	2000f	4494	17768	19575	16980

＊：f は振動数（Hz）、f=1 で記載の数値の Q になるように設定。

図 2　T51 モデル（神奈川県西部の地震）震源・出力点図

表 3　T51 モデル（神奈川県西部の地震）震源パラメータ

震源緯度（°）	35.2133
震源経度（°）	139.0998
震源深さ（km）	15.3
走行角（°）	215
傾斜角（°）	35
すべり角（°）	40
地震モーメント（Nm）	3.3×10^{16}

次に、T61 モデルである 1923 年関東地震は、1923 年 9 月 1 日に、フィリピン海プレートが北米プレートに沈み込む相模トラフ沿いに発生した気象庁マグニチュードは 7.9 と言われる海溝型巨大地震である[17)]。震源域は神奈川県の西部から、神奈川県全体を覆うように広がり東は千葉県房総半島まで達している。

図 3 には T61 モデルの震源断層モデルと検討出力点図を示す。図 3 中の「a」、「b」は図 4 中の「a」、「b」の位置が対応する。表 4 には震源断層モデルのパラメータを示し、さらに図 4 には震源断層の

各小断層における最終すべり量（m）分を示す。震源断層の長さは130km、幅は70km で、小断層は長さ方向に 10 個、幅方向は 7 個の70 個の点震源の集合でモデル化している。総地震モーメントは 9.94×10^{20}Nm である。破壊開始点が位置する神奈川県西部付近の小断層は大きなすべりを生じていることがわかる。このような場所をアスペリティと呼ぶことがあり、同様の場所が三浦半島付近にも存在する。震源断層モデルの破壊過程は破壊伝播速度 3.0km/s で西から東へ移動し、図 4 でみると図の右側の破壊開始点から同心円状に広がり左へ移動する。

図 3　T61 モデル（関東地震）震源断層・出力点図
a、b は図 4 中の a、b に対応。

表 4　T61 モデル（1923 年関東地震）震源断層パラメータ

震源断層長さ（km）	130
震源断層幅（km）	70
破壊開始点緯度（°）	35.3847
破壊開始点経度（°）	139.1144
破壊開始点深さ（km）	10.651
走行角（°）	294
傾斜角（°）	16
破壊伝播速度（km/s）	3.0
地震モーメント総和（Nm）	9.94×10^{20}

図 4　T61 モデル震源断層すべり量（m）分布
図中の矢印はすべりベクトル、☆や a、b はそれぞれ図 3 中の破壊開始点や a、b に対応。

以下より結果を示す。まず、表 5 に T51 と T61 モデルの参加チームとそれぞれが使用した手法を示す。「○」が参加を表し「－」は不参加を表す。「工学院」は筆者の計算結果を表す。参加チームは他に、東京理科大学の永野氏、港湾空港技術研究所の野津氏、京都大学防災研究所の浅野氏と地域地盤環境研究所の宮腰氏の合同チーム（以下、浅野・他または浅野）の合計 4 チームである。各参加チームの使用手法は表 5 のとおりである。図 5 には T51 モデルの観測波形と計算波形の速度波形 NS 成分の比較を示す。なお比較の際には 0.4Hz までのハイカットローパスフィルターを施している。図 5 の上段左から KNO、ASK、下段左から FUT、JSK で、それぞれの波形は基線をずらして上から観測波形、工学院、永野、野津、浅野・他を比較している。図中の+0.205 などという数値は正負の最大振幅を示している。

各参加チームの計算結果は基本的に実用上ほぼ同等の結果を得たことを確認できる。また観測波形との比較の観点から述べると、震源近傍点である KNO と地震基盤のごく浅い ASK では震源からの直達実体波が卓越し継続時間の短い波形であることが確認でき、計算・観測波形とも一致度が高い。一方、JSK や FUT のように震源から遠方になるにつれて表面波の影響により比較的継続時間が長い計算波形を得られるが、観測波形の表面波を再現できているとは言えない。これは地盤モデルを平行成層と仮定しているため、盆地などの地下構造の影響を結果に反映できていないためである。

表 5　T51 モデルと T61 モデル参加チームと使用手法

参加チーム	工学院	永野	野津	浅野・他
使用手法	波数積分法	薄層法	離散化波数法	離散化波数法
T51	○	○	○	○
T61	○	○	－	○

図 5　T51 モデルの計算と観測の速度波形 NS 成分比較
（上段 KNO、ASK、下段 FUT、JSK。それぞれの波形は上から観測波形、工学院、永野、野津、浅野・他）

次に図 6 には T61 モデルの計算速度波形 NS 成分を示す。比較の際に用いたフィルターは先述と同じである。図 5 と同様の出力点の結果を示し、各図の波形は上から工学院、永野、浅野・他の順である。なお T61 モデルにおいては観測波形との比較を行っていない。

比較結果の傾向としては T51 と同様に一致度が高い。震源断層破

壊開始点近傍の出力点である KNO は比較的継続時間が短く振幅はやや大きい波形である。震源断層の破壊伝播が遠ざかる ASK では振幅の小さい波形であり、また地震基盤がごく浅いため実体波が卓越する波形であることがわかる。震源断層の東側のアスペリティ付近に位置し破壊伝播が近づく FUT は振幅の大きい波形であることがわかる。また、地震基盤が深く震源断層がもぐり込む側に位置する JSK は、振幅は比較的小さく震源断層からの地震波が表面波として励起されており継続時間の長い波形であることがわかる。

図 6　T61 モデルの計算と観測の速度波形 NS 成分比較
（上段 KNO、ASK、下段 FUT、JSK、それぞれの波形は上から、工学院、永野、浅野・他）

4. 実地震動シミュレーション

本研究で使用する波数積分法の計算精度の妥当性と適用範囲をベンチマークテストによって確認した。本研究ではさらに 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震（以下、浜通り地震）を対象に実地震動のシミュレーションを行った。本研究では、震源断層の周辺の K-net[20]、KiK-net[21]の観測速度波形との比較、さらに後述の井戸沢断層と湯ノ岳断層に沿って現れた特徴的な地震動であるフリングステップのシミュレーションを行い、断層近傍の地震動シミュレーションに特に有用な波数積分法の適用性を確認する。

対象とする浜通り地震は、2011 年 4 月 11 日 17 時 16 分に発生した、福島県浜通りを震源とする正断層型の活断層による地殻内地震である。気象庁マグニチュードは 7.0 で震源深さは 6km。福島県や茨城県では最大震度 6 弱が観測され、東京でも最大震度 4 が観測された。[13]また、この浜通り地震に伴い既知の活断層[18]である、井戸沢断層と湯ノ岳断層に沿って、それぞれ断層面をはさんで上端側である西側が沈下し、下端側である東側が隆起した地表断層が現れたことが報告されている。[19]

本研究のシミュレーションに用いる震源モデルは、引間による[14]、震源断層周辺の K-net[20]、KiK-net[21]の強震波形を用いて震源過程解析が行われたモデルである。その震源モデルとシミュレーションで検討する出力点のプロットを図 7 に示す。図 7 の左側は広域地図であり、右図が拡大図で震源断層と出力点を示す。右図中のそれぞれ「a」、「b」、「c」、「d」は図 8 中の「a」、「b」、「c」、「d」が対応する。

震源過程解析[14]により求められた震源モデルは 2 つのセグメントからなり、それぞれ西側の井戸沢断層と東側の湯ノ岳断層である。それぞれの震源パラメータは表 6 に示した通りで、井戸沢断層が上端深さ 0km とモデル化されていることが特徴的であり、図 7 からもわかるように湯ノ岳断層は井戸沢断層にもぐり込むようにモデル化されている。

シミュレーションはまず、震源過程解析[14]に用いられた地点と同じ、図 7 右にプロットした K-net[20]、KiK-net[21]の全 10 地点を対象に行う。この検討により観測波形との整合性を確認し震源モデルの妥当性を確認する。なお紙面の都合上本報では FKS013 と IBRH14 の 2 地点について述べる。

a、b、c、d は図 8 中の a、b、c、d に対応。

図 7　震源モデルと検討出力点

図 8 には井戸沢断層と湯ノ岳断層それぞれのすべり量分布を示す。図中の☆印は震源断層の破壊開始点に対応するが、湯ノ岳断層は井戸沢断層にもぐり込んでいるので図 7 では湯ノ岳断層の破壊開始点は隠れている。井戸沢断層は断層面の浅部で大きなすべり量を生じていることがわかる。湯ノ岳断層の破壊開始点は、井戸沢断層の破壊開始点から破壊が始まって 8 秒遅れで破壊が始まるようにモデル化されている。

図 8　福島県浜通りの地震の震源断層すべり量(m)分布
右：井戸沢断層、左：湯ノ岳断層、矢印はすべりベクトル。☆や a、b、c、d はそれぞれ図 7 中の破壊開始点や a、b、c、d に対応。〇印の小断層近傍に地表断層近傍出力点を設定（図 10 対応）

表 6　浜通り地震の震源断層パラメータ

セグメント	井戸沢断層	湯ノ岳断層
震源断層長さ（km）	26	14
震源断層幅（km）	16	16
震源断層上端深さ（km）	0	2
震源断層下端深さ（km）	14.13	15.86
破壊開始点緯度（°）	36.9451	37.02831
破壊開始点経度（°）	140.678	140.6658
破壊開始点深さ（km）	5.70	9.79
走行角（°）	158	125
傾斜角（°）	62	60
破壊伝播速度（km/s）	2.8	2.8
地震モーメント総和（Nm）	7.84×10^{19}	3.56×10^{19}
全体地震モーメント総和（Nm）	1.14×10^{20}	

表 7 には本報で示す出力点の地盤物性値を示す。地盤モデルは引間の震源過程解析 [14]を参考にし、J-SHIS の深部地盤データ [7]を用いて出力点直下を抽出し、地震基盤以深は全出力点共通で福山他（1998）[16]の地盤モデルを結合してシミュレーションに使用する。特徴的であるのは地表断層近傍の検討地点は堆積層が薄く岩盤が厚い地盤モデルとなっている。

表 7　浜通り地震検討出力点の一部と物性値

層番号	ρ (t/m3)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Qp=Qs	層上端深さ（m）			
					K-net 古殿 (FKS013)	KiK-net 十王 (IBRH14)	井戸沢断層 上端側	井戸沢断層 下端側
1	1.9	1800	550	60f*	—	0	0	0
2	1.95	2000	650	100f	0	—	—	—
3	2.1	2400	950	100f	—	7	—	—
4	2.15	2600	1200	150f	3	14	—	—
5	2.25	3200	1500	150f	8	16	—	—
6	2.3	3400	1600	150f	—	20	—	—
7	2.35	3600	1800	150f	18	311	—	—
8	2.4	4000	2100	200f	27	315	—	—
9	2.5	5000	2700	200f	37	319	36	43
10	2.55	4600	2900	200f	96	346	97	99
11	2.65	5500	3200	300f	235	—	—	—
12	2.7	5700	3300	300f	330	702	210	205
13	2.75	6000	3400	300f	2449	2662	2443	2396
14	2.4	6000	3550	600f**	3000	3000	3000	3000
15	2.8	6700	3830	600f	18000	18000	18000	18000
16	3.2	7800	4460	600f	33000	33000	33000	33000
17	3.3	8000	4570	600f	100000	100000	100000	100000

*：f は振動数(Hz)、f=1 で記載の数値の Q になるように設定。

**：14 層目以深は福山他 1998[16] を結合。Qs=300f。

図 9 には FKS013、IBRH14 における観測と計算の速度波形 NS 成分の比較を示す。比較の際には 0.03Hz から 0.8Hz のバンドパスフィルターを施した。波形はそれぞれ基線をずらして比較し、上が観測波形で下が計算波形である。計算波形は概ね観測波形と良く一致しており、波数積分法における震源モデルの妥当性を確認した。

次に、図 10 に井戸沢断層における地表断層近傍での検討出力点を示す。図 10 左が井戸沢断層の拡大図で、右が地表断層近傍での検討出力点の拡大図である。なおこの検討は井戸沢断層単体で検討である。検討する対象地点として井戸沢断層の浅部ですべり量の大きかった地点（図 8 中○印検討地点近傍の小断層）で地表断層に直交するように上盤側と下盤側にそれぞれ、地表断層との最短距離を遠い方から順に 1000m、900m、・・・、200m、100m と 10 点ずつ 100m 間隔で合計 20 点の出力点を設けた。この検討で、波数積分法の適用範囲をさらに追及する。なおこの 20 地点のうち本報では f1（下盤側 100m）、h1（上盤側 100m）の速度波形と変位波形を示す。

図 9　福島県浜通りの地震における観測と計算の速度波形 NS 成分の比較（左 FKS013、右 IBRH14、それぞれ波形は上が観測波形、下が計算波形）

図 10　井戸沢断層における地表断層近傍出力点

図 11　井戸沢断層における地表断層近傍点での速度波形（左）と変位波形（右）上段から順に f1（下盤側 100m）、h1（上端側 100m）。波形はそれぞれ断層平行成分 FP(N22W)、断層直交成分 FN(N68E)、上下成分(UD)を示す。各成分の方向は図 10 参照。

図 11 には井戸沢断層におけるフリングステップを検討した結果を示す。波形はすべて左列に速度波形、右列に速度波形を 1 回積分した変位波形を示し、0.8Hz までのハイカットローパスフィルターを施している。図の上段から順に f1、h1 地点である。それぞれ波形の成分は、図 10 に示すように断層面に平行な成分 FP(N22W)と断層面に直交する成分 FN(N68E)である。

図 11 の左列の速度波形を見ると、すべての地点において時刻約 3 秒から約 6 秒の 3 秒間という短時間で最大速度に達する衝撃的なパルス波が確認できる。これは当該地点近傍の小断層の滑り速度関数に酷似している。また、このパルス波は UD 成分で顕著で、下盤側の f1 地点では FN 成分にも顕著に表れており、断層面の破壊伝播の指向性がうかがえる。

一方、図 11 右列の変位波形を見ると、f1 地点では FN 成分と UD 成分に顕著な永久変位が確認できる。また FP 成分でも他の 2 成分に比べ小さいが永久変位が現れている。h1 地点では UD 成分に明瞭に永久変位が現れており、FP 成分にも小さいが観察できる。下盤側、上端側それぞれが隆起、沈下していることがシミュレーションによっても確認できる結果となった。さらに下盤側、上端側それぞれの FP 成分からは右横ずれを被っていることがわかり、当該地点近傍の小断層のすべり角の影響が結果に表れた。先述の滑り速度関数の議論と合わせると、速度波形と変位波形の双方の側面からこのような場合の検討結果は、小断層のパラメータに依存する傾向にあることが分かった。

5. まとめと今後の研究方針

本研究では、まず、ベンチマークテストによって平行成層地盤を対象とした理論的震源モデルによる波数積分法の計算精度の妥当性の検証を行った。その結果、各参加チーム間で基本的には実用上ほぼ同等の結果を得ることができ、波数積分法の計算精度の妥当性を確認した。一方で観測波形との比較において、シミュレーション結果は波形後続の表面波の評価がうまくできない傾向にあり、平行成層地盤を対象とした場合の大きな留意点である。ベンチアークテストは今後、使用した計算データ、計算ソフト、マニュアルなどを HP[22] 上に公開する予定であり、多くの設計者が適切な設計用入力地震動を用いることのできる一つの指標になることを目指す。

浜通りの地震におけるシミュレーションは震源断層周辺の強震観測記録との比較を行い、精度よく観測波形を再現することができた。そして、本報における地表断層近傍点での検討の場合、震源特性として地表断層直下の小断層が結果に影響している傾向にあることを確認した。

今後は、地表断層の現地測量調査 [19]との変位量の整合性を確認すると同時に、現地建物被害調査 [15]が行われた地点や、事前に想定されていた活断層の位置 [18]において強震動シミュレーションを試み、活断層近傍に建設されている建物の地震防災対策の検討に役立てられることを目標とする。

参考文献

1) 久田嘉章　他　著：建築の振動応用編第 6 章、あさくら出版
2) 地震調査研究推進本部　地震調査委員会：付録　震源断層を特定した地震の強震動予測手法「レシピ」、平成 20 年 4 月 11 日
3) 中村洋光　他：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式、地震 2 第 53 巻 pp.1-9 2000
4) 例えば　久田嘉章：成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法、日本建築学会構造系論文報告集　第 501 号、pp.49-56、1997
5) 久田嘉章　他：強震動予測手法に関するベンチマークテスト：理論的手法の場合（その 1）、日本建築学会技術報告集、第 17 巻　第 35 号、pp.43-48、2011
6) 久田嘉章　他：強震動予測手法に関するベンチマークテスト：理論的手法の場合（その 2）、日本建築学会技術報告集、第 18 巻　第 38 号、pp.101-106、2012
7) 地震ハザードステーション（J-SHIS）：深部地盤データ、2009 http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/JSHIS2/download.html?lang=jp
8) 地震調査研究推進本部：長周期地震動予測地図 2009 年度試作版、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/dat/index.htm
9) 日本建築学会・強震観測小委員会：ディジタル強震データ集、建築雑誌 4 月号、1996
10) Sato, H. et al, Earthquake source fault beneath Tokyo, Science, 309, pp.462-464, 2005
11) Sato, T. et al, Estimates of regional and local strong motions during the great 1923 Kanto, Japan, earthquake (Ms 8.2). Part 1: Source estimation of a calibration event and modeling of wave propagation paths, Bull. Seismo. Soc. Am., Vol.88, No.1, pp.183-205, 1998
12) 山田伸之　他：関東平野における近い構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション、地震 2 第 56 巻 pp.111-123 2003
13) 気象庁ホームページ：http://www.jma.go.jp/jma/index.html
14) 引間和人：2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震（Mj7.0）の強震波形による震源過程解析―強震波形による 2 枚の断層面の推定とその連動―、日本地震学会 2011 年度秋季大会、講演予稿集 P.210 2011
15) 久田嘉章　他：2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震による地表断層近傍の建物被害調査、日本地震学会 2011 年度秋季大会、講演予稿集 P.211 2011
16) 福山英一　他：オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定、地震 2 第 51 巻 pp.149-156 1998
17) 山中浩明　編著、武村雅之　他　著：地震の揺れを科学する みえてきた地震動の姿、東京大学出版会、p.156 2006
18) 中田高　他　編：活断層デジタルマップ、東京大学出版会、2002
19) 例えば、丸山正　他：2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴い井戸沢断層に沿って出現した地震断層の緊急現地調査報告、産業技術総合研究所報告書、2011（調査年月日 2011 年 4 月 17 日）
http://unit.aist.go.jp/actfault-eq/Tohoku/report/idosawa/idosawa.pdf
20) 防災科学技術研究所：強震ネットワーク K-net
http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/
21) 防災科学技術研究所：基盤強震観測網 KiK-net
http://www.kik.bosai.go.jp/kik/
22) ベンチマークテストホームページ：
http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/test/home.htm

謝辞

本研究は，文部科学省・私立大学戦略的研究基盤形成支援事業「工学院大学総合研究所・都市減災研究センター」による助成、及び、同省・科学研究費補助金・基盤研究（B）「設計用入力地震動作成のための強震動予測手法の適用と検証」による研究助成を受けました。防災科学技術研究所 K-net、KiK-net の強震観測記録を使用しました。