来るべき大地震とは何か -建物はどう対応すべきか?-What is the next big earthquake, and how buildings prepare for it?

久田嘉章

Yoshiaki HISADA

工学院大学 建築学部 まちづくり学科,教授,工学博士 School of Architecture, Kogakuin University, Professor, Doctor of Engineering (〒163-8677 新宿区西新宿 1-24-2, hisada@cc.kogakuin.ac.jp)

2011 年東北地方太平洋沖地震を受け、大地震の長期評価は従来の固有地震モデルから震源域の多様性を考慮する方向 に大きく変化した.多様性には南海トラフの M9 地震のように前例のない最大級の地震も含まれ、現行の耐震設計の 安全限界(倒壊)レベルを大きく凌駕する想定地震動も公開されている.一方で東北地方太平洋沖地震の強震動は、 M9 地震では継続時間は長くなるが、振幅等には上限があることも明らかになっている.本報告では南海・相模トラ フや活断層帯など様々なタイプの大地震に関する最近の知見と想定される強震動特性を説明し、必要となる建物の対 策を議論する.

2011 年東北地方太平洋沖地震,南海トラフ・相模トラフの巨大地震,活断層,強震動特性 2011 Great Tohoku Earthquake, Large Earthquakes along the Nankai and Sagami Troughs, Active Fault, Strong Ground Motion

1. はじめに

想定外の地震であった 2011 年東北地方太平洋沖地震 は、震源や強震動に関する重要な教訓を残した.まず巨 大地震の長期評価では、固有の震源域と発生確率を基礎 とする従来の固有地震モデルから、考えうる最大規模の 地震を含む多様性を考慮した震源モデルを考慮する必要 性が生じた.特に南海トラフの巨大地震では,前例のな いM9の地震を含めた長期評価結果が公表されており¹⁾, 今後は相模トラフ、日本海東縁部、長大な活断層帯など でも同様な評価が行われるはずである.一方,東北地方 太平洋沖地震の震源モデルは、50mにも達する断層すべ りが生じ、巨大津波の発生源となった海溝軸に近い領域 と、強震動を生成した陸域に近い領域が異なることも明 らかになった. さらに今回の超巨大地震では、強震動の 継続時間は非常に長いものの、振幅には上限を示し、建 物への破壊力も特に大きくはなかったことも特筆すべき である.

東北地方太平洋沖地震の教訓を踏まえて、南海トラフ や相模トラフの巨大地震、首都直下地震、活断層帯の地 震など最大級の地震による想定結果が次々に公開されて いる.特に南海トラフでは、巨大地震による津波と強震 動による被害想定に加え、様々な機関で長周期地震動の 評価も行われている.震源や地盤モデルの設定法には無 限の組み合わせが可能であり、なかには東京・大阪など で現行の耐震設計の安全限界レベルをはるかに超える計 算結果も公開されている²⁾.海溝型巨大地震に加えて、 首都直下地震や活断層帯の地震などの対策も重要であり、 想定される震源タイプや地盤条件によって、継続時間や 卓越周期など地震動特性は大きく異なることに注意すべ きである. 本報告では、はじめに2011年東北地方太平洋沖地震から得られた震源や強震動に関する教訓を整理し、次に南海トラフや相模トラフの巨大地震、首都直下地震、活断 層帯の地震など様々なタイプの地震に関する知見を紹介 する. さらに想定される強震動特性を説明し、最後に建 物はどう対応すべきか議論したい.

2. 大地震の震源像と長期評価

東北地方太平洋沖地震を契機に、大地震の震源像とその長期評価は大きな修正を迫られた.ここでは典型的な 大地震の例として、東北地方太平洋沖の地震、南海トラ フと首都直下地震を含む相模トラフの大地震を対象に、 その震源像や長期評価の現状と課題を紹介する.

2.1. 東北地方太平洋沖地震と巨大地震の長期評価

図1と表1に示されるように、東北地方の太平洋沖の 震源域における長期評価は、固有地震モデルに基づき、 各震源域で個別に評価されていた³⁾.例えば、宮城県沖 では過去200年間にM7.5前後の地震が6回、平均37.1 年間隔で繰り返し発生しており、今後30年間の発生確率 は99%と非常に高い確率で推定されていた.一方、福島 県沖ではM7.4前後の地震の発生間隔は400年以上で今 後30年間の発生確率は7%以下という評価であった.さ らに三陸沖中部はデータが無く、評価不能であった.し かしながら、2011年東北地方太平洋沖地震では、6つの 震源域が同時に破壊し、M9という超巨大地震となった. 従って固有な震源域と比較的安定した繰り返しサイクル があると考えられていた海溝型地震でも、単独の震源域 や連動した破壊など、多様性ある長期評価を行うことが 必要となった.



図1 三陸沖北部から房総沖における固有地震モデル3)

| 表1 | 三陸沖北 | 部かり | ら房総沖における固有地震モデル | • |
|-----|------|-------|-----------------------------|---|
| による | 長期評価 | (2011 | 年東北地方太平洋沖地震の前) ³ |) |

| 海 域 | 予想されるマ | ・グニチュード | 今後 30 年以内 の発生確率 | 平均発生間隔 |
|-----------|------------------|----------|--------------------|----------|
| 三陸沖北部 | M8.0 前後 | | $0.5\%{\sim}10\%$ | 約 97 年 |
| 三陸沖中部 | (過去に大地) | 農がなく評価不能 | 2) | |
| 三陸沖南部海溝寄り | M7.7 前後 | 連動時は | 80%~90% | 105 年程度 |
| 宫城県沖 | M7.5 前後 | M8.0 前後 | 99% | 37 年 |
| 福島県沖 | M7.4 前後(複数地震が続発) | | 7%程度以下 | 400 年以上 |
| 茨城県沖 | M6.7~M7.2 | | 90%程度以上 | 約21年 |
| 房総沖 | (過去に大地) | 霞がなく評価不能 | 2) | |
| 三陸沖北部から | M8.2 前後(津波地震) | | 20%程度 | 133 年程度 |
| 房総沖の海溝寄り | M8.2 前後(正断層型地震) | | $4\%{\sim}7\%$ | 400~750年 |

2.2. 南海トラフにおける大地震

南海トラフの長期評価として、最近、地震調査研究推進本部は新しい評価結果を発表した¹⁾. そこでは従来の 東海・東南海・南海地震の震源域を前提とする固有地震 モデルではなく、図2に示すように南海トラフ近傍の浅 い震源域、日本列島直下の深い震源域、日向灘の震源域 をも加えた広い領域を対象に多様性ある震源モデルを考 慮することになった. その結果、図3に示すように前例 のない M9 の超巨大地震を含め、広い震源域のなかで M8~9 クラスの地震で起きる確率が、今後30年で60~ 70%となっている.

但し、この結果は大津波など早急に防災対策を行う必要性を踏まえた暫定値に近いことに注意が必要である. 最近では図2の巨大地震の発生モデルの再検討が進められており、今後、大きく修正される可能性がある.例えば、図2とは異なり、1854年安政東海地震は遠州海盆の 震源域、1944年昭和東南海地震は熊野海盆の震源域を中 心に発生し、両者の震源域は重ならないと指摘されている⁴⁾.また1498年明応地震の震源域は南海トラフではな く、アウターライズである南側の銭洲断層で生じた可能 性が指摘されている⁵⁾.さらに南海トラフでの M9 地震 の根拠とされる,約2000年前に発生した可能性のある超 巨大津波地震の是非についても様々な調査が行われてい る.さらに今後は、相模トラフや日本海東縁部、長大な 活断層帯などでも、考えうる最大規模の地震を含めた多 様性を考慮した評価法が行われるはずである.残念なが ら、これらの長期評価は物理モデルではなく、現在の知 見による歴史や地質学的なデータを用いた単純な確率モ デルによる結果に過ぎない.今後、新しい調査結果や仮 定するモデルにより、長期評価結果は大きく変わる可能 性があることに注意する必要がある.



図2 南海トラフで過去に起きた大地震の時空間分布¹⁾



図3 南海トラフ・相模トラフの地震の長期評価¹⁾

2.3. 相模トラフにおける巨大地震と首都直下地震

1923 年関東大震災を発生させた相模トラフにおける 巨大地震や首都直下地震は極めて社会的な重要性が高い 地震であるが、その震源像はよく分かっていない.ここ では首都直下地震や相模トラフの巨大地震の震源モデル や確率モデルに関する最近の知見を紹介する.

首都に壊滅的な被害を与えるような M7 級の首都直下 地震の発生確率は 30 年で 70%である, というのは大き な誤解である⁹. 表 2 には比較的データが整っている江 戸時代以降の M7 級以上の首都直下地震の一覧である⁷⁾. 首都直下地震の発生確率 30 年 70%の根拠は, 比較的に 信頼できる明治時代以降で, 首都圏での M7 前後の地震 は過去 119 年間(調査時点では 1885 年から 2004 年まで) に5回発生したデータに基づく(表 2 の確率欄の○の地 震⁸⁾. すなわち, 図 4 に示すように単純な確率モデル(ポ アソン過程)を用いると, 平均発生間隔(図中の T) が 23.8 年(119 年/5 回)での 30 年発生確率は約 72%となる.

但し、このモデルでは現在(2013年)までM7級の首都 直下地震は起こっていないので、現在の30年発生確率は 約69%に低下している(図4でT=25.6年).さらに地震 が今後30年間起こらないと、確率は約61%まで低下し てしまう(図4でT=31.6年).この発生確率の情報を天 気予報に例えてみると、「過去4カ月(119日)に5回の 台風が上陸したので、今後1カ月(30日)で台風が上陸 する確率は70%である」に近い.現在の天気予報では詳 細な観測データと物理モデルによる数値シミュレーショ ンにより精度の高い予測結果が公表されており、30年 70%という数値には実用的には殆ど意味がないことは明 らかである.この情報は震災対策の必要性を強調するた めの参考値に過ぎない.





さらに表2の被害地震を見ると、確率計算に用いた過 去5回の首都直下地震は、いずれも深さが50km程度よ り深く、フィリピン海プレートの上面には発生していない、このため、大きな震度や被害を生じてはいないこと に注意されたい.

表2の被害地震のうち,死者1000名以上を出したのは, 相模トラフの巨大地震である1703年元禄地震と1923年 大正関東地震,および過去最悪の首都直下地震である 1854年安政江戸地震のみである.安政江戸地震の震源深 さには諸説あるが,図5に示すように震度6強以上で大 きな被害を生じた地域は,地盤の軟弱な下町や谷底平野, 埋立地などに集中している¹⁰⁾.一方,震源モデルは異な るものの,図6に示すように最近の国や都の地震被害想 定では,東京23区域内ほぼ全域で震度6強以上となって いる¹¹⁾.従って,このような被害想定は前例のない最悪 想定に近い結果であることに注意が必要である.

| 畨号 | 確率 | 地域·名称 | 西暦 | 北緯 | 東経 | 深さ(km) | ブレート位置 | Μ | 被害摘要 |
|----|----|----------|------|-------|--------|--------|------------|------|-----------------------------------|
| 1 | | 江戸 | 1615 | 35.7 | 139.7 | | | 6.75 | 家屋が倒壊し,死傷多く,地割れを発生. |
| 2 | | 相模·駿河·伊豆 | 1633 | 35.2 | 139.2 | | | 7 | 小田原で民家の倒潰多く, 死150. 熱海に津波が襲来. |
| 3 | | 相模・江戸 | 1648 | 35.2 | 139.2 | | | 7 | 小田原城破損, 領内で潰家が多かった. 死1 |
| 4 | | 武蔵·下野 | 1649 | 35.8 | 139.5 | | | 7 | 川越で大地震, 町屋700軒ほど大破. 圧死多数. |
| 5 | | 元禄関東 | 1703 | 34.7 | 139.8 | | PHS上面 | 8.2 | 相模・武蔵・上総・安房で震度大. 壊家8千以上, 死2300以上 |
| 6 | | 相模·武蔵·甲斐 | 1782 | 35.4 | 139.1 | | | 7 | 小田原城破損,人家約800破損.江戸でも潰家や死者あり |
| 7 | | 小田原付近 | 1853 | 35.3 | 139.15 | | | 6.7 | 小田原領で潰家1千余, 死24. 山崩れが多かった. |
| 8 | | 安政江戸 | 1855 | 35.65 | 139.8 | | | 7.1 | 下町で被害大. 江戸町方で死4千余. 武家方には死約2600 |
| 9 | 0 | 明治東京 | 1894 | 35.7 | 139.8 | 50-80 | PHS内,PAC上面 | 7 | 東京・横浜の被害が大きかった.東京で死24.川崎・横浜で死7 |
| 10 | 0 | 茨城県南部 | 1895 | 36.1 | 140.4 | 75-85 | PAC内 | 7.2 | 被害範囲は関東東半分. 全潰53(家屋43, 土蔵10), 死6. |
| 11 | 0 | 竜ケ崎 | 1921 | 36 | 140.2 | 53 | PHS内 | 7 | 千葉・茨城県境付近に家屋破損・道路亀裂などの小被害 |
| 12 | 0 | 浦賀水道 | 1922 | 35.2 | 139.8 | 50 | PHS内 | 6.8 | 東京湾沿岸に被害があり、東京・横浜で死各1 |
| 13 | | 関東大震災 | 1923 | 35.3 | 139.1 | | PHS上面 | 7.9 | 死·不明10万5千余,住家全潰10万9千余,焼失21万2千余 |
| 14 | | 丹沢 | 1924 | 35.3 | 139.1 | | | 7.3 | 死19, 家屋全潰1200余. 特に神奈川県中南部に著しい被害 |
| 15 | | 西埼玉 | 1931 | 36.2 | 139.2 | | | 6.9 | 死16, 家屋全潰207(住家76, 非住家131). |
| 16 | 0 | 千葉県東方沖 | 1987 | 35.4 | 140.5 | 58 | PHS内 | 6.7 | 千葉県を中心に死2, 傷161. 住家全壊16, 一部破損7万余 |

表2 江戸時代以降の M7 級の首都直下の被害地震⁷⁾

(北緯 35-36.5°,東経 139-141°で M6.7 以上の地震)

注1:確率欄の〇は、発生確率(30年70%)の根拠となった過去の首都直下地震⁸⁾

注2:深さは文献^{6,9)}より

注3: プレート位置欄の PHS はフィリピン海プレート, PAC は太平洋プレート⁹



図5 1855 年安政江戸地震による都心部の震度分布¹⁰. 震度6強以上は谷底低地や埋立など軟弱な地盤に集中



図6 首都直下地震(東京湾北部地震, M7.3) による 推定震度分布(東京都¹¹⁾; 図中の四角が図5の範囲)

次に相模トラフの巨大地震や首都直下地震を含む様々 な震源モデルを紹介したい.図7に示すように、一般に フィリピン海プレートは相模トラフから関東平野北縁部 まで沈み込んでいるとされ、最近では首都圏直下におけ るプレートの上面の深さは従来のモデルより10km程度 浅いと見積もられている.さらに最近では、図8に示す ようにフィリピン海プレート上面でMw 8.6という考え うる最大級の震源モデルを想定し、それによる最悪条件 での地震動想定も行われている².





S1:大正地震の震源域,S1+S2:元禄地震の震源域 T1:S1の海溝寄りの領域,T2:S2の海溝寄りの領域 S3:S2・T2の東側の領域,D1:S1-S3よりも深い領域

一方,図7や図8に示すフィリピン海プレートが関東 平野の北縁深部まで沈み込むモデルは物理的に不自然で ある,という指摘がある¹³⁾.例えば、図9のように同プ レートは相模トラフに平行した北西~西北西向きに移動 し、かつ伊豆半島が陸のプレートに衝突している¹⁴⁾.さ らに、同プレートは軽い物性値であると言われており、 相模トラフから関東北部まで深く沈み込むような物理モ デルの構築は困難だと思われる.さらに表2に示したよ うに明治以降のM7級の首都直下地震も深さ50kmより 深い領域で発生しており、フィリピン海プレート上面に は生じていない.

次に首都直下の地震活動を見てみる. 図 10 と表 3 は, 図 7 の四角枠の領域における, 1997 年 10 月から現在 (2013 年 6 月) までの気象庁の一元化震源データ¹⁵による M3 以上の地震の深さの分布である.この期間の地震活動は,太平洋プレートの上面に相当する深さ 60 - 80 km に全体の 42%が集中している.一方,フィリピン海プレートの上面に相当する 0 - 40 km には,震源が集中する明瞭な領域は見られない.



図9 南海トラフ沿いの海底基準点の動き¹⁴



図 10 首都直下における 1997~2013 年の M3 以上の 地震の深さ分布(領域は図5の四角の枠内)

表3 図8の震源深さの頻度分布と割合

| 深さ(km) | 0-20 | 20-40 | 40-60 | 60-80 | 80-100 | 100- | 計 |
|--------|------|-------|-------|-------|--------|------|------|
| 地震数 | 86 | 175 | 138 | 403 | 72 | 92 | 966 |
| % | 8.9% | 18.1% | 14.3% | 41.7% | 7.5% | 9.5% | 100% |

図11に、気象庁の一元化震源データ(1997年10月以降)によるM2以上の地震の平面と断面の分布を示す. 断面図にはプレート境界(フィリピン海プレート上面を 点線、太平洋プレート上面を一点鎖線)を示している(図 7参照).図より、太平洋プレートの上面の近くには活発 な地震活動が見られる.一方、フィリピン海プレート上 面に相当する領域の一部にも地震活動が集中する領域が 見られるが、太平洋プレートのように明瞭ではない.

上記のような首都直下の震源像の様々な課題を説明す るために、図12に示すように、従来のモデルとは大きく 異なるプレート構造モデルが提案されている¹³⁾. それに よると首都直下の重い物性値を持つ海洋性プレートはフ ィリピン海プレートではなく、太平洋プレートから分離 したフラグメント(不連続ブロック)であるとされる. 過去の被害地震や最近の地震活動の集中域もフラグメン トの境界部などで発生したと解釈されている. 首都直下 の震源像の構築は、被害地震動や想定を考える上で非常 に重要であるにもかかわらず、不明な点や誤解が非常に 多いのが現状である. 今後、更なる調査研究が進むこと を期待したい.



図11 首都直下における M2 以上の地震の震央位置(上) と深さ分布¹⁵⁾(下).平面図のA1~B2の矩形内の地震 が対応する断面図にプロットしている.平面図の太い 矩形が,図7の矩形部分に相当



図12 首都直下地震を説明するプレート構造モデル¹³⁾

3. 巨大地震の震源モデルと強震動特性

本節では 2011 年東北地方太平洋沖地震で明らかになった震源モデルと観測された強震動の特徴を説明し、次に近年、南海トラフや相模トラフで想定されている超巨大地震の強震動計算の例を紹介する.

3.1. 東北地方太平洋沖地震の震源モデルと強震動

東北地方太平洋沖地震の震源モデルとして、図13(a) には周期 20 秒以上の長周期地震動から求められたすべ り分布¹⁶⁾を,同(b)には周期10 秒以下の強震動から同定 された震源モデル¹⁷⁾を示す.両者は大きく異なっており, 前者では最大すべり量が 50m に近い震源域は日本海溝 に近い浅い領域に集中し,周期20 秒以上の長周期地震動 や巨大津波の発生源となっている.一方,後者の強震動 の発生源(強震動生成域: Strong Motion Generation Area, SMGA と略記)は深さ20~30 km 程度より深く,比較的 小さな複数の領域で発生している.

図14には、地震動予測に重要な要素地震(小断層)の モーメントレイト関数(すべり速度関数と相似、遠方で の変位波形に相当)の例を示す。図の関数は周期20秒以 上の長周期地震動から同定された結果であり、12km×



(a) Yoshida ほかの震源モデル¹⁶⁾ (周期 20~200 秒)



(b) 川辺・釜江の震源モデル¹⁷⁾(周期 0.1~10 秒)
 図 13 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル

12 km の領域を持つ小断層での結果である. 逆解析では 単純な平行成層でのグリーン関数を用いており, 観測波 形の後続波形の一部をモーメントレイト関数で表現して いる可能性もある. しかしながら, 各関数は 70 秒以上と いう非常に長い継続時間での応力解放を示しており, 非 常に複雑な性状を示していることに注意されたい.

表4は、周期10秒程度以下の強震動再現のための震源 モデルの情報である.表には観測された強震動を再現す るために必要な強震動生成域(SMGA)の個数,対象と して周期帯域, SMGAの地震モーメント(M₀)の合計, それに対応するモーメントマグニチュード(Mw)を示 している. 周期5秒以下を対象とする野津ほか¹⁸⁾の Mw は7.2相当,周期10秒以下の Mw は8.0~8.1,周期20 秒以下では Mw が8.6程度である.いずれのモデルも Mw 9.1 (周期20秒程度以上の長周期地震動から決定) より,かなり小さい.すなわち,建築物を対象とする周 期帯域(周期5秒程度以下)では,すべり量の点では前 例のない"超巨大地震"ではない.



図 14 Yoshida ほかの震源モデル¹⁰による各小断層のモ ーメントレイト関数.上は断層面全体(図 13(a)に対応), 下は震源近くの拡大図.

表4 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした強震動 生成モデルの M₀と対応する Mw

| T | SMGA | 周期範囲 | 合計 M ₀ | Mw |
|----------------------|------|--------|---------------------------|-----|
| | 数 | (s) | (m•N) | 相当 |
| 野津ほか18) | 9* | 0.1-5 | 8. 1x10 ¹⁹ | 7.2 |
| 浅野・岩田 ¹⁹⁾ | 4 | 0.1-10 | $1.41 \mathrm{x} 10^{21}$ | 8.0 |
| 川辺・釜江 ¹⁷⁾ | 5 | 0.1-10 | 2.01×10^{21} | 8.1 |
| 入倉・倉橋 20) | 5 | 0.1-10 | $1.76 x 10^{21}$ | 8.1 |
| 佐藤 21) | 4 | 0.1-20 | 9. 62×10^{21} | 8.6 |

*注:野津ほかはSMGAではなく、強震動パルス生成域と命名

東北地方太平洋沖地震の観測地震波では,振幅の上限 やマグニチュードの頭打ち現象が確認されている.例え ば,気象庁マグニチュード(変位 M:固有周期6秒,減 衰定数 0.5 の変位波形相当の最大振幅で決定)では,そ の速報値(発生から3分後の14:49)はM7.9,暫定値(16 時)は M8.4 であった(最終的には広帯域地震計による 地震モーメントを求め, Mw 9.0 が確定²²). また距離減 衰式との比較の一例として, 図 15 は既往の距離減衰式 (司・翠川式)と, 観測された強震動の最大加速度と最 大速度との比較を示している²³. 図には東北地方太平洋 沖地震に加え, 2003 年十勝沖地震(Mj 8.0, Mw 8.2)の 観測値と,距離減衰式には Mw=9.1 と 8.2 の曲線も示し ていが,東北地方太平洋沖地震の観測値は十勝沖地震と ほぼ同程度であること,既往の距離減衰式では, Mw=9.1 を外挿すると振幅を過大評価している.



図 15 2011 年東北地方太平洋沖地震と 2003 年十勝沖地 震による距離減衰式(司・翠川式)との比較²³⁾

近年,このような M による頭打ちなど M9 地震にも対応可能な,様々な距離減衰式(最大振幅や応答スペクトル・経時関数など)やスケーリング則が提案されている^{24,26)}.震源スケーリング則の一例として図 16 は,地震モーメントと短周期レベル(加速度震源スペクトルにおける短周期の振幅レベル)である²⁶⁾.図より従来のスケーリング則の延長線上に東北地方太平洋沖地震(Mw 9)が位置しており,スケーリング則が成立している.スケーリング則と,加速度や速度の最大振幅には Mw による頭

打ちの両立とは矛盾しているようにも見えるが,実際に は SMGA は大地震ほど広い領域に分散するためだと思 われる. 今後,より詳細な検討が必要である.



図 16 太平洋プレート境界地震のスケーリング則²⁶⁾ (M₀と短周期レベルAの関係)

3.2. 南海トラフ・相模トラフの巨大地震と強震動評価

南海トラフや相模トラフの巨大地震による長周期地震動の評価例として,最近公開された文献を紹介する²⁾.

図17は南海トラフの超巨大地震の震源モデルと,東京 (都庁)で計算した長周期地震動(周期3秒以上)と5% 減衰の速度応答スペクトルである. 震源モデルの Mw は 9.2, 強震動生成域 (SMGA) の総面積は断層面積の 20% として,様々な大きさと配置での長周期地震動の計算を 実施している. 図のモデルでは, 深さ 10 km 以深で 20 km×20 km のサイズの SMGA (55 個) を分散配置し, さ らに深さ10km以浅では東寄りに大きなSMGAを配置し ている. SMGA の応力降下量やすべり量も様々な値を試 しており、20 km×20 km のモデルの最大値は、それぞれ 深部 SMGA で19.2 MPa と 28.4 m, 浅部 SMGA で 19.1 MPa と23.4 m である. すべり速度関数は, 深部では図 18 に 示す中村・宮武関数²⁷⁾を、浅部では中村・宮武型と箱型 (Boxcar) 関数を, それぞれ用いている. これらは図 14 の関数形とは大きく異なる単純な形状であることに注意 されたい. 破壊開始点は震源域の西・中央・東の3パタ ーンを設定し、破壊伝播は単純な一様な破壊(破壊伝播 速度は地盤の Vs に応じた一定値)を仮定している.地 盤モデルは全国1次地下構造モデル(暫定版、地震調査 研究推進本部,2012)を用い,計算は3次元差分法によ り対象周期を3秒以上で実施している.

図 17 は、東京(都庁,開放工学的基盤)において最大の速度振幅を示した速度波形(20×20モデル)と、全て



図 17 南海トラフの最大級地震による東京の想定長周期 地震動²

Period (s)



図18 中村・宮武型のすべり速度関数27)

の計算結果の速度応答スペクトル(NS 成分)を示す. 速度波形の最大振幅は、深部・浅部ともに中村・宮武関 数を使用した場合は263 cm/s,浅部に箱型関数では232 cm/s である.速度応答スペクトルではモデル間の結果に 大きなばらつきを示しているが、いずれの結果も80 cm/s を凌駕している.最大の振幅値は20×20モデル(震源 は中央)で現れており、平均で500 cm/sを超え、周期3 秒や10秒では1000 cm/s に近い値となっている.



図 19 相模トラフの巨大地震を対象にした震源断層モデルと最大速度振幅の分布図の例²⁾. 左図は 1923 年大正関 東地震の震源モデル(破壊開始点は西側W)、右図は最大級の震源モデル(同、中央南側C)



図 20 相模トラフの巨大地震による東京(都庁)における長周期地震動の計算例. 左図は破壊開始点が西側 W の場合、右図は破壊開始点が中央南側 C の場合の NS 成分の速度波形、下図は対応する速度応答スペクトル(全ての NS・EW 成分)である²⁾

次に<u>相模トラフ</u>を対象とした長周期地震動の計算例を 紹介する²⁾. 震源モデルは図8および図19に示すように, 1923年関東地震の震源域(CS1, Mw 7.9),1703年元禄関 東地震の震源域(CS12, Mw 8.3),さらには海溝軸や首都 直下の深部,東側の領域まで拡大した Mw 8.6の最大級 の地震(CST123D, Mw 8.6)の3種である.破壊開始点は 1923年関東地震と同様な西側(W),断層域中央南部(C), および首都直下の深部西端(WD)と東端(CD)の4点を仮 定しているSMGAは10×10km²,20×20km²,30×30km² の3種で合計面積は総面積の20%とし,すべり速度関数 は中村・宮武関数²⁷⁾,破壊伝播速度は破壊開始点から一 定速度としている.SMGAや背景領域でのすべり量はス ケーリング則で地震規模に応じて増大させ,CS1で最大 7.5 m,CS12で10.3 m,CST123Dで最大16.3 m である.

計算例として、図 19 に CS1 (大正関東ケース、破壊開 始点はW)と、CST123D (最大級ケース、破壊開始点は C)による最大速度の分布図である.また図 20 は東京(都 庁、TKY)での速度波形(NS 成分)と速度応答スペク トル(全成分)を示す.CS1では速度波形の最大振幅が 46 cm/s,応答スペクトルも告示の安全限界(80 cm/s)と 同程度の振幅レベルであるが、CST123Dでは、速度波形 の最大振幅が 361 cm/s,応答スペクトルも周期により最 大で 1000 cm/s に近い値を示している.4 つの破壊開始点 のうち、断層域中央南部(C)で振幅が大きくなるのは 断層破壊の伝播が観測点に近づく指向性効果による.

南海トラフや相模トラフで最大級の震源モデルを仮定 した場合,非常に大きな長周期地震動を示しているが, その現実性や工学的な適用に際しては慎重な議論が必要 である.特に単純な震源・地盤モデルを用いると,破壊 伝播が近づくサイトで一般に過大な振幅を示す傾向があ ることに注意すべきである.まず震源モデルに関して, すべり時間関数として図18の中村・宮武関数を巨大地震 に用いるには単純すぎると思う. 強震動予測手法「レシ ピ」28)を用いた具体的な検討例として、図21に最大級地 震(CST123D)の 30×30 km²の SMGA のすべり速度・ 変位関数を示す。この例では、すべり速度の立ち上がり は約0.05秒 (tr=1/π·fmax, fmax=6Hzを仮定)で11m/s の最大速度に達し、最大で350 m/s²(約35G)の加速度 を超えている. 実際の計算では周期3秒以下の短周期成 分はフィルターでカットするが、短周期の強震動はすべ り初動部に集中することには変わりはない. 実際の震源 モデルとして、長周期ではあるが東北地方太平洋沖地震 の結果(図 14)は、小断層のモーメントレイト関数 70 秒以上の長い継続時間でモーメントが解放されている. この小断層サイズは12 km×12 km なので, Vr=2.7 m/s の破壊伝播では6秒程度で破壊フロントが通過する.従 って、図21のような単純なすべり関数では、図14のモ ーメントレイト関数の再現は不可能である.

さらに震源断層における破壊伝播も、一定の破壊伝播 速度(Vr=2.7 km/s)を仮定した非常に単純なモデルであ る.図21の単純なすべり関数を用いた場合,破壊伝播が 近づく観測点では短時間の初動パルスが重なるため,振 幅は非常に大きくなる.実際,文献²⁾では,CS1 震源モ デルによる破壊が不規則に伝播するケースも計算してい る.その結果,不規則破壊は単純破壊に比べて振幅が約 1/2 まで低減すると報告している.今後,設計用地震動 など工学的適用を前提として超巨大地震をモデル化する には,複雑な破壊過程の導入が不可避であると思う.

さらに,使用した地盤モデルも現実のモデルに比べて, 特に短周期側で単純すぎる可能性がある.数値計算では 地盤モデルとして3次元盆地構造を用いるが,各層は一 様な物性であり,層境界の形状も滑らかである.小地震 の観測記録である適切な経験的グリーン関数を用いれば, 点震源に近い小さなSMGAの重ね合わせで,巨大地震の 強震動の長く複雑な継続時間を再現できるという指摘も ある¹⁸.一般に,数値計算では長周期地震動の長い継続 時間を再現するために,経験的な小さな地盤減衰(大き なQ値)を用いるが,現実には不均質な地盤構造による 散乱などで長い継続時間が生じている可能性がある.

今後,理学的な見地から様々な最大級地震による最悪 想定の強震動予測の結果が公表されると思われる.その 結果が工学分野でより有効に活用されるためには,両者 が緊密に連携することが必須であると思う.



(b) 初動部を拡大したすべり速度(左)と加速度(右)
図 21 強震動予測手法「レシピ」²⁸⁾による相模トラフの アスペリティー・SMGAにおけるすべり関数例(fmax=6 Hz,最終すべり 16.3 m,最大すべり速度 11.03 m/s, Vr= 2700 m/s, b=0.053 秒, tr=5.56 秒, ts=8.33 秒, 記号は図 18 を参照)

3.3. 活断層や首都直下地震など震源近傍の強震動

最後に、活断層などの震源断層の近傍の特徴的な強震 動特性を紹介する.震源近傍に発生する最も破壊力ある 強震動は指向性パルスであり、さらに地表地震断層の直 上では断層すべりに起因するフリングステップも観測さ れる²⁹.これらの強震動はランダム位相を前提とする標 準波(告示波)とは大きく異なる特性を持ち、建物に大 きな被害をもたらす可能性がある.

<u>指向性パルス</u>は,活断層など浅い震源断層の近傍で観 測されるパルス状の強震動であり,1995年兵庫県南部地 震の震災の帯で見られたように建物を倒壊させる非常に 大きな破壊力を持っている.図22は横ずれ断層を真上か ら見た図であり,太線で示した断層面において破壊伝播 が左から右に伝播する場合である.断層破壊を点で仮定 すると,その力系はダブルカップル(2組の偶力)と等 価であるため,図のようなS波の放射特性を持つ震源が 右向きに移動する.放射特性により断層面から少し離れ ると振幅が0になる領域が現れることに注意されたい.

一方、断層面の近くの観測点では放射特性で最大振幅と なり、断層面に直交する成分が大きくなる.よって観測 点Bのように断層破壊が進行する断層面に近い観測点で は、破壊の伝播速度とS波の伝播速度が近い値であるた め、断層の各点から発生するパルス状の地震動が短時間 で建設的に重ね合わさり、大振幅の破壊力ある地震動と なる.この地震動は断層破壊の進行方向において、断層 面に近い直交成分の観測点に現れるという指向性を持つ ために指向性パルスと呼ばれている.一方、破壊伝播が 遠ざかる観測点Aでは、断層各点から発生する地震動は、 長い継続時間でばらばらに重ね合わされるため、振幅の 小さなランダム的な波となる(1940年インペリアルバレ 一地震で観測されたエルセントロ波は代表例).

図 23(a)に示すように逆断層の場合,指向性パルスが 観測されるには、断層面が高角、かつ破壊が断層底部か ら上方に伝播する条件が必要である. この場合, 断層面 の延長上に近い観測点Aでは断層面の直交方向に指向性 パルスが発生する.一方、断層面の延長上から外れてい る観測点B,あるいは、同図(b)の低角逆断層における観 測点Cでは、仮に断層面の直上であっても、S波の放射 特性で振幅が0になる領域(図22参照)に該当するため、 指向性パルスは発生しにくく、一般にランダム波が卓越 する. 従って低角逆断層が想定されている首都直下地震 や東海地震などでは、一般に震源断層の直上でも建物を 倒壊させるような破壊力ある指向性パルスにはなりにく いことに注意されたい. さらに、断層面から 10~20 km 程度以上離れると、一般にパルス波の卓越周期にも依存 するが地盤の不均質さ等によりパルス波のコヒーレント 性は崩れ、ランダム特性が卓越する.

指向性パルスは, 震源断層のうちアスペリティー(または強震動生成領域 SMGA)と呼ばれる領域から発生する. 一般に震源規模が大きくなるとアスペリティーは大

きくなるため,指向性パルスは長周期化する傾向がある. 大地震における SMGA のモデル化は大きな課題であり, 単純なすべり関数(中村-宮武関数など)を単純な破壊(一 様破壊など)で重ね合わせると,震源近傍では単純かつ 非常に大きな振幅の指向性パルスとなる.しかしながら 現実の地震のすべり関数や破壊過程は複雑であり,その ような単純な大振幅のパルスは知られていない.強震動 を作成する際,特に理論・数値的手法では震源や地盤モ デルが単純になる傾向があるが,指向性パルスが現れる 可能性のあるサイトでは十分に注意する必要がある.



図 22 断層の近傍で発生する指向性パルスの説明図 (横ずれ断層を上から見た図)



<u>フリングステップ</u>は、地表地震断層が出現した場合、 その近傍で観測される断層すべりによる永久変形を伴う ステップ関数状の大振幅の変位波形のことである²⁹. 横 ずれ断層では、断層面を挟んで水平方向に逆向きのすべ りによるフリングステップが生じる.一方,逆断層では、 断層面を挟んで下盤は沈下、上盤は上昇する向きに生じ る.一般に下盤は平野側、上盤は山地側であるが、フリ ングステップによる変位は上盤側で非常に大きくなる. 地表断層のすべりによる永久変位は距離の2乗に逆比例 する大きな距離減衰を示すため、大きな振幅は地表断層 のごく近傍で現れる現象である²⁹. 逆断層によるフリン グステップの典型例は1999 年台湾・集集地震において地 表地震断層の直上に位置する石岡で観測された波形である.短周期成分は大きくないものの,10m近い変位振幅 が観測されている.この地震は逆断層であるため、上盤 側で地盤傾斜などの大規模な地盤変状が生じ、大きな建 物被害が生じた.一般にフリングステップは長周期で卓 越し,特に逆断層では断層直上の上盤側地盤が破壊され、 大きな地盤傾斜を生じる.従って、危険度の高いと評価 されている活断層が建設サイトのごく近傍に位置する場 合、免震建築ではなく、耐震建築として大変位や地盤傾 斜に備えるという選択も考慮すべきである³⁰.

地表地震断層による国内の被害例として、2011年福島 県浜通り地震 (Mj7.0) を紹介する³¹⁾. この地震では, 最 大 2m を超えるすべり量の地表地震断層が出現し、多大 な建物被害が発生した. 正断層の地震であるが, 距離減 衰式による検討から逆断層の地震と比べて特に地震動が 弱くはなかったことを確認されている. 地表断層のごく 近傍において建物の悉皆調査が行われており、表5に示 すように建物の大きな被害は地表断層の直上による地盤 変状(断層すべりや地盤傾斜)に起因し、強震動による 甚大な被害は殆ど見られなかった. 断層の近傍で推定さ れる震度も6弱から5強程度であった³¹⁾.特に写真1に 示すように地表地震断層の直上の建物では、最大で80 cmにも達する断層すべり変位により、大きな変形や傾斜 による被害が生じたが、耐震性に劣る1棟の寺院の山門 を除き、倒壊した建物はなかった. フリングステップは 理論手法により容易に計算することが可能であり、規模 の大きな活断層近傍の重要施設では、今後はサイト波と して考慮すべきである²⁹⁾.

4. 来るべき大地震と建物の対応

前例の無い最大級地震とそれによる最悪地震動に対し て建物の震災対策はどうすべきか考察したい. まず建物 への設計用・検証用地震動として想定地震動の扱いを表 6に示す.一般に設計用地震動は、レベル1(数十年に一 度程度の稀に発生する地震動)とレベル2(数百年に一 度程度のきわめて稀に発生する地震動)の2段階で評価 する. さらに最近では、建物の耐震余裕度の検証用とし て、数千年以上の再現期間に相当する地震力を設定する 場合がある(例えば文献³²⁾,表6ではレベル3としてい る). これは、1995年兵庫県南部地震など再現期間の長 い活断層に対応する必要性があることや、従来のレベル 2 の地震動(最大速度 50 cm/s など)を凌駕する観測記録 が多数得られていること、さらには近年では多くの建物 で震災後の業務・生活継続や速やかな復旧を可能とする など、建物への高い耐震性能への要望があり、免震や制 振などより高い耐震性能を持つ建物が建設可能であるこ と、などの理由による.一方、前章にみたような最大級 地震による最悪想定の地震動は、科学的な根拠により可 能性があるレベル3の地震動にも収まらない. そこで, 表6ではレベル4として、再現期間などが評価不能な地



図 24 2011 年福島県浜通り地震の地表地震断層, および,強震観測点と建物調査地点

表 5 2011 年福島県浜通り地震における地表地震断層と 調査建物の位置関係と,外観目視による被害度の関係³¹⁾

| 被害度 | 直上 | 上盤 | 下盤 | 不明 | 合計 |
|-----|-----|----|-----|-----|-----|
| D0 | 0 | 27 | 67 | 2 | 96 |
| D1 | 1 | 24 | 42 | 4 | 71 |
| D2 | 1 | 1 | 5 | 0 | 7 |
| D3 | 0 | 1 | 4 | 0 | 5 |
| D4 | 6 | 1 | 2 | 2 | 11 |
| D5 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| 合計 | 9 | 54 | 120 | 8 | 191 |
| 全壊率 | 78% | 2% | 2% | 25% | 6% |

注:D0 (無被害),D1 · D2 (一部損壊),D3 (半壊), D4 (全壊),D5 (倒壊)



写真1 2011 年福島県浜通り地震における地表地震断層 の直上における建物被害³¹⁾

震として位置づけている.

ところで、地震対策用の地震レベルに関しては様々な 定義があるため、社会に向けた情報発信には注意が必要 である。例えば津波対策として最近ではレベル1とレベ ル2が用いられている。前者は発生頻度が数十~百年程 度に一回程度の高い津波で、原則として防潮堤などハー ド対策により生命・財産を守る対策を目標とする。一方、 後者は数百年から千年に1回程度の最大クラスの津波で、 ハードだけでなく避難等によるソフト対策と併用し、被 害低減対策を目標としている。一般にレベル1とレベル 2 は土木施設では慣用的に用いられている。住民にとっ て建築と土木、津波の対策において異なる用語が用いる のは混乱のもととなるため、今後は建築分野でも十分な 議論のうえ、社会に分かりやすく説明する必要がある。

表 6 最悪想定地震を踏まえた建物の耐震性検討用の地 震動の設定例

| 地震動 レベル | レベル1 | レベル2 | レベル3 | レベル4 |
|------------|-----------|--------------|----------------------|-----------------|
| 再現 期間 | まれに 発生 | 極めてま れに発生 | 可能性 あり | 評価不能 |
| (目安) | 数十年 | 百年以上 | 千年以上 | |
| 想定 地震 | 中地震 | 大地震 | 活断層帯 巨大地震 | 超巨大地震 (最悪想定) |
| 震度 | 5相当 | 6相当 | 7相当 | — |
| 地震動 策定例 | 告示波 | 告示波 サイト波 | 割増した 告示波, サイト波 | サイト波 |
| 地震動 の扱い | 設計用 | 設計用 検証用 | 設計用 検証用 | 検証用 |

レベル2を凌駕する地震動に対して、免震・制振建物 のような付加価値の高い建物は、どのように対応が考え られるか検討したい. 最も望ましくない対応は、無視す る、諦める、である.オーナー・住民にとって最大級の 地震で建物がどうなるのかは最重要な関心であり、構造 技術者には説明責任がある.一方,最も望ましい対応は、 公的機関による震源モデルなどを参照に、震源・地盤特 性に応じたサイト波を独自に策定することである. この 作業を行う中で、公的機関よりレベル2を凌駕する地震 動が公表されていても、それがどのような仮定とモデル で作成されているのか明確になり、より現実的かつ説得 力ある地震動を提示できる可能性がある. 但し、複雑な 設定条件でのサイト波を独自に策定できる事業者は限ら れており、さらに設計や施工を担当する同じ事業者が地 震動を策定することや、事業者ごとに異なる結果となる ことなどに対し、疑問の声が出る可能性がある.

他の対応として,信頼と実績ある第三者機関(コンサ ルなど)に依頼する,あるいは地域ごとに協議会や協会 を通じ,専門家・関係者のコンセンサスを得たサイト波 を策定し,地域の共通波として使用する方法が考えられ る.後者に関しては、東海・東南海地震や活断層帯地震 を対象とした愛知県設計用入力地震動研究協議会による サイト波³³⁾や、上町断層帯地震を対象とした(社)日本建 築構造技術者協会関西支部による設計用地震動や耐震設 計指針³⁴⁾、などが公表されている.今後は、最新の知見 を踏まえて同様な試みが各地で行われることが望まれる. その際、用いた仮定やモデル・手法、および結果の評価 基準など、全て公表することが重要である.

一方,建物の構造的な対応として,仮にレベル2を凌 駕する地震動が想定された場合,可能な限り層崩壊を生 じないような様々な工夫が求められる.例えば損傷制御 設計やキャパシティデザインなど,重要度の低い部材を 損傷させ,かつ容易に損傷度の確認と部材交換を可能と する設計法が必要になると思う.

さらに建物に要求されている耐震性能は年々高くなっ ており、現在では構造体だけでなく、非構造部材・内外 装材・設備・ライフライン施設、什器やオフィス機器な ど類室内の安全対策や継続使用・早期復旧の性能も同時 に考慮する必要がある。例えば、今年の3月に東京都で は帰宅困難者対策条例を施行するなど、大地震でも建物 内に留まり、帰宅困難者や避難民にならない対策が求め ている³⁵⁾.大都市の建物には地震後の機能継続性も求め られており、建築基準法を守るだけでは全く対応できな いのが現状である。このためには、構造・非構造部材・ 設備機器の耐震性強化などハード面での対策では不十分 であり、建物の被災度を速やかに判定するモニタリング システムや、防災センターや自衛消防組織等による災害 対応(クライシスマネジメント)などソフト面での対策 も併せて導入する必要がある。

5. おわりに

本報告では 2011 年東北地方太平洋沖地震の教訓を背 景とした近年の巨大地震や強震動に関する知見を紹介し た.理学分野では、従来の固有地震モデルに代わり、最 大級の地震を含む多様性ある震源モデルを採用し、現行 の設計基準(レベル2)を凌駕する強震動も次々に公表 している. 但し、用いているデータには不確かな情報も 含まれており、新しい知見で、今後、大きく評価結果が 変わる可能性がある.一方、工学分野では、建設サイト の設置条件や建物の重要度に応じて、最大級の地震動に 対するハード・ソフト両面からの効果的な対応が求めら れている. 今後, 理学的な見地による知見が工学分野で 有効に活用され、より次元の高い耐震性能の建物を実現 するには、両者が緊密に連携することが必須である. さ らに、想定される地震とそれによる建物の被害を説明し、 建物全体から室内まで効果的な対策を考案できるのは, 建設業界では構造技術者であると思う. 建物の構造計算 を行うだけでなく、人の生活の安全性を担う専門家とし て,近年,その役割はますます重要になっている.

謝辞

本報告は、佐藤智美氏(大崎総合研),司 宏俊氏(東京大学), 気象庁の中村雅基氏・相澤幸治氏には貴重な資料・データの提 供を頂きました.また文科省・科研費・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」の研究 助成と、日本建築学会・地盤震動小委員会、及び、工学院大学・ 総合研究所・都市減災研究センターとの連携のもと行われた.

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部:南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版), 2013.5
- 防災科学技術研究所:長周期地震動予測地図作成支援事業 (平成24年度成果報告書),2013.3
- 3) 地震調査研究推進本部:三陸沖から房総沖にかけての地震 活動の長期評価について,2009.3
- 4) 瀬野徹三:南海トラフ巨大地震 その破壊の様態とシリーズについての新たな考え ,地震, 64, pp.97-116, 2012
- 5) 中田高ほか:南海トラフ南方の銭洲断層と1498年明応地震, 日本地球惑星科学連合大会, S-SS35, 2013.5
- 6) 瀬野徹三:首都圏直下型地震の危険性の検証 -本当に危険 は迫っているのか?-,地學雑誌・特集号,116巻,3/4号, pp.370-379,2007
- 7) 理科年表, 国立天文台編, 丸善株式会社, 2013
- 8) 地震調査研究推進本部:相模トラフ沿いの地震活動の長期 評価, 2004
- 9) 東京大学地震研究所:3.3.4 過去地震の類別化と長期評価の 高度化に関する調査研究,首都直下地震防災・減災特別プロジェクト,首都圏でのプレート構造調査,震源断層モデル等の構築等,平成23年度成果報告書,2012.3
- 中村 操ほか:1855 年安政江戸地震の被害と詳細震度分布, 歴史地震,第26号, pp.33-64,2011
- 11) 東京都: 首都直下地震等による東京の被害想定, 2012.4
- 12) 弘瀬冬樹:フィリピン海スラブ上面のコンター, http://www.mri-jma.go.jp/Dep/sv/2ken/fhirose/index.html
- 13) 遠田晋次: 首都直下で想定される地震像について, 第40回 地盤震動シンポジウム, pp.113-118, 2012.11
- 14) 海洋研究開発機構:南海トラフにおける海底地殻変動観測 結果,http://www.jamstec.go.jp/donet/rendou/report/search07.html
- 15) 気象庁: 地震・火山月報 (カタログ編), CD-ROM, 2012.8
- 16) Yoshida, K./₹ħ³: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, Earth Planets Space, 63, pp.577–582, 2011
- 17) 川辺秀憲, 釜江克宏: 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集 第13 巻, 第2 号 (特集号), pp.75-87, 2013
- 18) 野津厚: 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの提案,日本地震工学会論文集, 第12巻,第2号,pp.21-40,2012.5
- Asano, K. and T. Iwata : Source model for strong ground motion generation in 0.1-10Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol.64, pp.1111–1123, 2012

- 20) Irikura, K. and S. Kurahashi: Strong Ground Motions during the 2011 Pacific Coast Off Tohoku, Japan Earthquake, One Year after 2011 Great East Japan Earthquake -International Symposium on Engineering Lessons Learned from the Giant Earthquake-, 2012.2
- 21) 佐藤智美:経験的グリーン関数法に基づく 2011 年東北地 方太平洋沖地震の震源モデル-プレート境界地震の短周期 レベルに着目して-,日本建築学会構造系論文集,第77巻, 第675号, pp.695-704, 2012.5
- 22) 干場充之:気象庁でのマグニチュード決定および緊急地震 速報:東北地方太平洋沖地震でのパフォーマンスと課題, 日本地震工学会誌,第16号, pp.6-9, 2012.3
- 23) Si, H.: Attenuation Characteristics of Peak Ground Motion during the 2011 Tohoku, Japan, Earthquake, Seism. Res. Letter, Vol82, No3, pp.460, 2011
- 24) Si, H.(まか: Preliminary Analysis of Attenuation Relationship for Response Spectra on Bedrock Based on Strong Motion Records Including the 2011 MW9.0 Tohoku Earthquake, 10th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, Japan, 2013.3
- 25) 森川信之, M9 に対応した新しい距離減衰式, 第40 回地盤 震動シンポジウム, pp.37-44, 2012.11
- 26) 佐藤智美ほか:長周期地震動の経験式の改良と 2011 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,日 本地震工学会論文集 第12 巻,第4 号(特集号),pp.354-373, 2012
- 27) 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時間関数の近似式,地震,第53巻,第1号, pp.1-9,2000
- 28) 地震調査研究推進本部,震源断層を特定した地震の強震動 予測手法(「レシピ」), 平成21年改訂, http://www.jishingo.jp/main/chousa/09 yosckuchizu/g furoku3.pdf
- 29) Hisada, Y. and J. Bielak: A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bull. Seism. Soc. America, Vol.93, No.3, pp.1154-1168, 2003
- 30) 久田嘉章:活断層と建築の減災対策,活断層研究, No.28, pp.77-87, 2008
- 31) 久田嘉章ほか:2011 年福島県浜通り地震の地表断層近傍の 建物被害調査,日本地震工学会論文集,第12巻,第4号, pp.104-126,2012
- 32) 日本建築構造技術者協会: JSCA 性能メニュー解説版, 2007
- 33) 福和伸夫:地域協働による濃尾平野の強震動評価,「地震調 査研究の地震防災への活用」-活断層調査・地盤構造調査 は地震防災にどう活かされたか?-, 震災対策技術展 2003.1
- 34) 多賀謙蔵ほか:上町断層帯地震に対する設計用地震動ならびに設計法に関する研究(その1~10),日本建築学会大会 講演梗概集,2011.8
- 35) 久田嘉章:「逃げる対策」から「逃げない対策」へ, 自主防 災, 東京防災救急協会, No.234, pp.6-9, 2013.7