# 長周期地震動評価 2016 年試作版 —相模トラフ巨大地震の検討—

## 平成 28 年 10 月

地震調査研究推進本部 地震調査委員会

## 長周期地震動評価

## 2016 年試作版

## ―相模トラフ巨大地震の検討―

## 目 次

1.	はじ	ଷା	に	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	1	
2.	長周	期	地》	<b></b> 雲	動	12.	っ	い	τ	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	2	
3.	評価	手注	法	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	12	
4.	評価	結	果	•	•	-	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	24	
5.	課題	؛ ح	将	来	展]	望	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	65	
参考	文献	-	•	•	•	-	•	•	•	•	•	•	•	•	•	-	•	•	•	•	•	•	•	•	•	66	
付録	1	20	03	年	+	勝	沖	地	震	12	よ	る	長	周	期	地	震	動	ງの	評	価	i手	法	<i>с</i> ,	)杉	¢	
証・	••	•	•	•	•	-	•	•	•	•	•	-	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	-	•	•	A-	1
付録	2	関	東	地	域	の	浅	部	•	深	部	統	合	地	般	構	造	Ŧ	デ	ル	の	検	証	•	•	A-2	0
付録	3	長	周期	期	地	震	動	評	価	指	標	•	•	•	•	•	•	-	•	•	•	•	-	•	•	A-2	6
付録	:4	特	性	化	震	源·	ŧ	デ	ル	<b>^</b>	の	不	均	質	性	導	入	効	果	検	証	•	•	•	•	A-3	1
付録	5	詳	細調	評	価	結	果	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	A-3	7

### 1. はじめに

平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震(平成23年3月11日,*M*<sub>w</sub>9.0)では、各地で 長周期の揺れが長時間続き、震源断層に比較的近い東北・関東地方太平洋沿岸のみならず、 より広い地域に様々な被害・障害がもたらされました。地震動(地面の揺れ)の性質は、震 源断層面とその破壊の特徴や地震波が伝播する地下構造の特徴などに左右されます。それ故、 今回の地震の震源断層面が予め想定された複数の震源断層領域にまたがる広い領域に及ん だことや、そこで発生した長周期成分を多く含む地震波が堆積層の中で増幅されたことなど が、このような様々な被害・障害の原因となっていると考えられます。この地震では、必ず しも長周期地震動によるものとされる重大な被害は報告されていませんが、将来、新たな大 規模地震による長周期地震動が大きな被害を発生させる可能性もあります。

地震調査研究推進本部(以下「地震本部」と呼ぶ)が平成21年4月に策定、平成24年9 月に改訂した「新たな地震調査研究の推進について一地震に関する観測、測量、調査及び研 究の推進についての総合的かつ基本的な施策一」(以下「新総合基本施策」と呼ぶ)では、 当面10年程度に推進すべき地震調査研究の主要な課題として、長周期地震動の調査研究の 必要性が謳われました(地震本部,2012)。地震本部地震調査委員会強震動評価部会では、新 総合基本施策に先駆けて、平成19年度から、長周期地震動の予測手法とその予測結果の公 表方法について検討してきました。その結果、まずは、想定東海地震と東南海地震を対象と した関東地方から近畿地方にかけての長周期地震動予測地図および宮城県沖地震を対象と した東北地方中部から関東地方にかけての長周期地震動予測地図を「長周期地震動予測地図 2009年試作版」(地震調査委員会,2009;以下「2009年試作版」と呼ぶ)として公表し、続 いて、南海地震(昭和型)を対象とした中部地方西部から九州地方にかけての長周期地震動 予測地図を「長周期地震動予測地図 2012年試作版」(地震調査委員会,2012;以下「2012年 試作版」と呼ぶ)として公表しました。いずれも、工学的基盤面上での長周期地震動の予測 結果を地図にまとめたものです。但し、後述するように、これらの試作版は、史上最大級あ るいは想定最大級の地震を対象としたものではありません。

正確な長周期地震動予測のためには、対象地震の震源モデルと計算領域の地下構造モデル を高い精度で構築することが必要不可欠です。「2009年試作版」では、1944年東南海地震の 際に破壊されなかった駿河湾付近のプレート境界のみが単独で破壊することを想定した震 源モデル(想定東海地震モデル)、宮城県沖地震と東南海地震として対象地震としては最大 級ではありませんが比較的詳しい情報が得られている1978年宮城県沖地震と1944年東南海 地震の震源モデル(これらを「前イベント震源モデル」と呼ぶ)を用いて長周期地震動を計 算し、構築した地下構造モデルと地震動計算手法の妥当性を検証しました。更に、過去のイ ベント(発生した地震)の震源モデルが得られていない想定東海地震の「特性化震源モデル」 を新たに作成し、東南海地震によって検証した地下構造モデルを使用して、長周期地震動予 測地図を作成しました。また「2012年試作版」では、それまでの検討で得られた知見と課 題を整理した上で地下構造モデルの作成方法に改良を加え、従来よりも更に短周期側(周期 約2秒)に至るまで地震動を概ね再現できる地下構造モデルを作成し、南海地震(昭和型) の前イベント震源モデルによる長周期地震動予測地図を作成するとともに、構築した地下構 造モデルと地震動計算手法の妥当性を検証しました。

また、内閣府は2015年12月に「南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する 報告」を公表しています。この報告書では、南海トラフ沿いの巨大地震が発生した際に想定 される長周期地震動の地表の揺れの推計を、三大都市圏を含む関東から九州にかけての領域 (日本海側を除く)で実施し、その全体像を明らかにしました。さらに、長周期地震動が卓

(日本海風を除く)で実施し、その主体隊を明らかにしました。そうに、反向新地展動が準 越すると想定される三大都市圏において、地表の揺れを入力波として超高層建築物の揺れを 推計し、構造躯体への影響や室内における家具の移動・転倒、人の行動難度を評価し、必要 となる長周期地震動対策を取りまとめています。さらに、国土交通省では2016年6月に「超 高層建築物等における南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動への対策について」を とりまとめ、長周期地震動の対策の強化を地方公共団体等の関係団体あてに通知しています。

本検討では、多数の高層建物が集中する首都圏を対象に相模トラフ巨大地震の長周期地震動を評価しました。2011 年東北地方太平洋沖地震を踏まえて公表された相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)(地震調査委員会,2014)では、これまで考えられてきた固有地震モデルに固執することなく、想定し得る最大クラスも含めた地震の多様性を考慮した評価を試みるという方針が示されています。本検討では、これまでのような単一のシナリオ地震の評価ではなく、シナリオの多様性を考慮した評価を試みました。

今後、新総合基本施策に沿って新たな知見を反映させつつ、長周期帯域を含む広帯域地震 動の調査研究を推進していく予定です。

#### 2. 長周期地震動について

#### 2.1 長周期地震動とは

長周期地震動は、2003年十勝沖地震(平成15年9月26日, M 8.0)の際に、震央から約250km離れた苫小牧市内で発生した石油タンク火災(図2.1)や、翌年の2004年新潟県中越地震(平成16年10月23日, M 6.8)の際に、東京都心の高層建物で発生したエレベーターの故障(日本建築学会,2007)などの原因の一つとして注目され、地震動による被害を考える上で極めて重要な課題の一つとなっています。2011年東北地方太平洋沖地震では、首都圏で高層建物が揺れているのが肉眼で確認され、震源域から遠く離れた大阪市内の高層建物でも、長周期地震動の揺れによりエレベーターが停止したなどの影響が報告されています(例えば大阪府,2011;科学技術振興機構,2011)。例として、K-NET新宿で記録された地震動を図2.2に示します。



図 2.1 2003 年十勝沖地震で発生した長周期地震動による苫小牧の石油タンク火災。 左は総務省消防研究センター提供のタンク被災状況の航空写真。右は 2003 年十勝沖地震の 震央(星印)や震源域(黒格子)と苫小牧の位置関係を示した地図(Koketsu *et al.*, 2005)。



図 2.2 2011 年東北地方太平洋沖地震の水平地震動観測加速度波形とそれを積分して得られた速度・変位波形の例(上から順に、水平動南北成分の加速度・速度・変位波形、水平動 東西成分の加速度・速度・変位波形)。

長周期地震動が構造物に影響を与えるなど工学面でも注目されるようになったのは、歴史 的には 1968 年十勝沖地震 (*M*7.9) が初めてとされており、遡って 1964 年新潟地震 (*M*7.5) による石油タンク火災なども長周期地震動によるものと考えられています。世界的には、 1985 年にメキシコで発生したミチョアカン地震 (*M*8.1) で、震源から約 400km 離れたメキ シコシティにおいて、長周期地震動により高層建物が倒壊するなどの甚大な被害がもたらさ れたことも広く知られています (工藤, 2008; Koketsu and Miyake, 2008)。更に、2008 年 5 月 12 日に中国の四川省で発生した地震 (*M*<sub>w</sub>7.9)の際にも、長周期地震動により、震源から 1500 km 以上も離れた北京・上海・台北などでも高層建物が大きく揺れたとの報告がありま す (古村, 2008)。

長周期地震動とは、文字通り解釈すれば、長い周期の地震動(地震による地面や地中の揺 れ)です。海における波と同じように、地震波は地面や地中を伝わる波ということができま す。波が海を伝わっているときには、海面のある一点(船やブイなど)が揺れて見えるのと 同じように、地震波が伝わっているときにも、地面や地中のある一点が揺れます。この揺れ を地震動と呼んでいます。そして周期とは、ある地点が波の山となってから、一旦谷を経て 再び山になるまでの時間のことです(図 2.3)。地震動には、短い周期の波によるガタガタと した揺れと長い周期の波が伝わってゆったり繰り返す揺れが、同時に混ざっています。長周 期地震動は後者の揺れを指します。長い周期の波は短い周期の波に比べて減衰しにくく、海 の波のうねりのように、震源から遠くてもあまり弱くならずに伝わっていきます(図 2.3 の B)。また、長い周期の波は、深い地下構造の影響を受けやすい性質があります。特に、深 い地下構造が凹状で軟らかい地層がたまっているところ(堆積盆地)では、軟らかい地層に より揺れが増幅したり、表面波と呼ばれる地表に沿って伝わる波が発達したりして、揺れの 継続時間が長くなる傾向があります(図 2.3 の C)。高層建物、長大橋や石油タンクなど大 型構造物に影響を与える周期の長い揺れは、低層の建物に影響を与える周期の短い揺れとは 様相が異なります。このような長周期地震動の特徴を踏まえ、長周期地震動予測地図では、 「全国地震動予測地図」に示されたような揺れの強さ(振幅)の特性だけでなく、周期や継 続時間の特性も表現して提示しています(図 2.4)。



図 2.3 実際に感じる地震動と短周期および長周期地震動との関係。



図 2.4 長周期地震動評価と従来の地震動予測地図の違い。

ところで、周期が何秒より長い地震動を長周期地震動と呼ぶかについては、現在のところ 余り明確な定義がありません。大きな地震の近くで発生する継続時間は短いものの、振幅の 大きな揺れを含めるとすると、周期1秒程度を下限とすることが考えられます(Koketsu and Miyake, 2008)。一方で、建物が揺れやすい周期(固有周期)に着目し、大型構造物などに被 害を及ぼす地震動という観点から定義することも可能です。すなわち、前述の 2003 年十勝 沖地震の時に、苫小牧において周期約4秒以上の成分を多く含む地震動が発生し、特徴的な 被害をもたらしたことに基づけば、周期4秒以上を長周期地震動と呼ぶ(纐纈, 2006)とい う考え方も可能でしょう。また、一般的な高層建物の固有周期は2~3秒前後と言われてい ますので、それを下限とすることも考えられます。これらの考え方に対して、主要な都市圏 の立地する堆積盆地が揺れやすい周期を必ず含むように長周期地震動を定義するという考 え方もあります。中央防災会議(2008)によれば、想定東海地震や東南海地震、宮城県沖地 震の影響が及ぶ範囲にある大都市圏のうち、揺れやすい周期が最も短いのは、中京圏を含む 濃尾平野と仙台圏を含む仙台平野で、その周期はおよそ 3~4 秒前後に分布しています。

以上のように、長周期地震動の対象とする周期には様々な考え方があります。「2009年試 作版」では、計算上の制約などから周期 3.5 秒以上の地震動を工学的基盤上で計算し、周期 5秒、7秒および 10 秒を中心に長周期地震動予測地図を作成しました。しかし、前述の高層 建物の固有周期などを考えると、より短周期側も対象に含めることが長周期地震動予測地図 の工学的利用の促進につながると期待されます。そこで、「2012年試作版」では、計算対象 とする地震動の下限周期を試験的に約 2 秒まで拡張し、周期 3 秒、5 秒、7 秒、10 秒の長周 期地震動予測地図を作成しました。今回の長周期地震動評価では、特性化震源モデルの高度 化により、周期 2 秒までの帯域を更に高精度に評価しました。

#### 2.2 長周期地震動の影響

ここでは、一般的な生活空間を念頭に置いて、長周期地震動の影響について説明します。 まず、建築物への影響について示します。戸建住宅をはじめ低層のオフィスビル・マンショ ン等の建物の構造体には、今回の計算対象である周期2秒以上の長周期地震動は、ほとんど 影響しません。これに対し高層の建物には、その固有周期が長周期地震動の周期に一致する と、非常に大きな影響を与えると考えられています。これまでの実験や解析によれば、図 2.5 に示すように、一般的な高層建物の場合、その固有周期 T (秒) は階数を N とすれば、 概ね  $T = (0.049 \sim 0.082)N$ 、高さを H(m)とすると概ね  $T = (0.015 \sim 0.02)H$ となっています(日 本建築学会、2000)。また、大きく揺れる際には、固有周期は更に長めになる場合もあるとい われています。例えば、50 階建てで高さが 200m 程度の高層建物では固有周期が 3~4 秒程 度と見積もられ、実際に東京の臨海部に建つ 50 階建てのある高層建物では、振幅が小さい 常時微動では3秒程度ですが、東京で震度5強を観測した地震時には約3.7秒で、2割ほど 長めになっています(平田・他,2006)。なお、長周期地震動の強さに関しては、高層建物の 構造安全性を確かめるための構造計算に用いられる加速度応答スペクトルで定義された、極 めて稀に発生する地震動(平成12年建設省告示第1461号)の値を速度応答スペクトルに換 算すると、長周期帯域で80 cm/s 強(告示スペクトル)であることも参考になります(建設 省,2000;中野,2006)。



(日本建築学会,2000<sup>\*</sup>をもとに作成)。

ここで、高層建物とともに長い固有周期をもつとされる免震建物(図 2.6)への影響についても触れておきましょう。免震建物とは、例えば建物の基礎部と上部構造との間に免震装置を入れることによって、地震時に建物に伝わる揺れを低減する仕組みの建物です。一般に免震装置とは、地震時の(主に水平方向に対する)建物の揺れの周期を長くすることによって地盤の卓越周期から外す働きをするアイソレータと、揺れによるエネルギーを吸収して揺れを抑える働きをするダンパーとを組み合わせたものです。免震構造は、地震から建物を守る技術として近年脚光を浴びていますが、注意しなければいけない点があります。免震構造はもともと周期の短い低層建物用に開発された技術であるため、その機構上、通常の地震による短い周期の揺れを低減しやすい反面、長い周期の揺れは低減しにくい性質があります。結果として、長周期地震動に対しては免震装置の効果が小さくなる可能性があることに留意する必要があります。



<sup>(</sup>a)在来建物

一方、建築物以外の構造物への影響についてみますと、たとえば首都圏の代表的な長大道路橋は、部位や揺れ方によっても変わりますが、1~9 秒程度の固有周期があることが示されています(山本・他,2009)。また、大型の石油タンクでは、長周期地震動により内部の液体が揺らされるスロッシングと呼ばれる現象が起きることが、2003年十勝沖地震の時に再認識されました。この現象により液体があふれ、それが火災の原因の一つになったと考えられています。各種の評価式など(Housner, 1957;座間, 1985)を参考にすると、満液状態にある直径30mと60mの石油タンクのスロッシング固有周期は、それぞれ約7秒、約10秒となります。これらの長い固有周期を持つ長大橋や石油タンクなどと、前述した高層建物や免震建物などの建築物を合わせて、長周期構造物と呼ぶこともあります。

次に、長周期地震動による人体感覚に目を向けてみましょう。長周期地震動による人体感 覚については、風による振動を概ね何%の居住者が感じるかという居住性の観点での調査か ら評価することができます。それをグラフにしたのが図 2.7 です。これを見ると、周期 10 秒付近で揺れの速度が 20 cm/s の場合、90 %の人が揺れを感じることがわかります(日本建 築学会, 2004)。また周期 5~10 秒のゾーンでは、速度が 70~90 cm/s になるとやや不安を感 じるようになります。更に周期 5 秒付近では速度が約 150 cm/s 以上、周期 7 秒付近では速度 が 200 cm/s 以上になると、避難行動が困難になります(図 2.7 で「滞りなく行動できない」 の線を参照)(Takahashi *et al.*, 2007)。なお同図には、後述する高層建物の室内状況の説明に 関連して、住宅内の家具の転倒に関する調査結果を併記しています。これによると、周期 5

<sup>(</sup>b)免震建物

図 2.6 在来建物と免震建物(清水建設免制震研究会, 1999 に加筆)。

学会,2003)。



図 2.7 人体感覚・家具転倒に長周期地震動が及ぼす影響。

それでは、大きな長周期地震動に見舞われると、高層建物の室内はどうなるでしょうか。 図 2.8 に示した E-ディフェンスと呼ばれる実大三次元震動破壊実験施設(兵庫県三木市、 国立研究開発法人防災科学技術研究所所管)の 20 m×15 m の大きな震動台上に、30 階建物 の上層部 5 階を模した図 2.9 に示す試験体(固有周期約 3 秒)を載せて実物大の室内の状況 を再現し、長周期地震動により、室内でどのような現象が起こるのかを検証する実験が行わ れました(榎田・他, 2009)。この実験では、別途実施したシミュレーション解析をもとに、 この試験体が想定南海地震の長周期地震動(藤谷・他, 2007)による高層建物の上層階の揺 れの状況を再現するように、震動台を加振しました。試験体の床は周期約 3 秒で約 200 秒間 揺れ、その間の揺れの速度の最大値は約 230 cm/s、変位の最大値は約 1.3 m でした。なお、 想定東海地震による名古屋市内に建つ周期 3 秒の高層建物内での揺れを模擬した別の実験 では、速度と変位の最大値がそれぞれ約 500 cm/s と約 2 m にも及び、かつその揺れが 2 分余 りにわたり継続することが確認されました(福和・他, 2007)。これらの結果は、片道数 m の距離を僅か数秒間で往復する運動を数十回繰り返すことに相当します。このことからも、 長周期地震動による高層建物の揺れがいかに恐ろしいものであるかを容易に想像できます。





図 2.8 E-ディフェンスの概観図 (防災科学技術研究所, 2008b)。

図 2.9 試験体 (榎田・他, 2009 に追記)。

図 2.10 は、先の試験体において、オフィスを模した部屋の地震前と地震後の様子を示し ています。一般に、オフィスには収納能力があり背の高い書棚などがあります。この実験か ら、背の高い書棚は、治具などで床や壁に固定されていなければ転倒は免れないことが実証 されました。また、仮に書棚を固定していても、収納物の飛散を完全に防ぐことは容易では ありません。更に、ストッパーが効いていないキャスター付きの家具や100 kg にもおよぶ コピー機などの機器は、一度に最大 3m ほども大きく移動しました。長周期地震動は継続時 間が長くなることから、キャスター付きのコピー機などは、机や壁に何度も衝突しながらい ろいろな方向へ移動し続け、壁に穴を開ける状況も観察されました(榎田・他, 2009)。

図 2.11 は、先の試験体において、集合住宅のキッチン内を模した部屋が長周期地震動で 揺らされた後の様子を示しています。家具を固定した場合と固定していない場合とを再現し て実験しています。集合住宅でも、家具や収納物の振る舞いは基本的にはオフィスの場合と 同じです。キッチンでは、背の高い冷蔵庫や食器棚が転倒する可能性が非常に高く、またリ ビングでも、重いテレビが大きく移動してしまうことなどが実験で確認されました。

では、このような被害を軽減するためには、どのような対策を事前に講じておけば良いの でしょうか。図 2.11 の比較から、背の高い家具や大きく重い物については、種々の固定器 具などを用いて適切に固定することが有効であることが分かります。また、食器棚などでは、 たとえ棚を固定していても、中に入っている食器類や調理器具が落下・飛散する可能性が十 分にあります。このため、扉開放防止器具などを取り付けることも大切です。たとえ震源か ら遠く離れていても大きな地震により長周期地震動が発生すると家具や収納物などが突然 に凶器と化してしまうことをオフィスや各家庭でしっかり認識し、対策する必要があります。 しかしながら、日常生活の中では、万全な状態を維持し続けるのは難しいことも事実です。 そのため、物をできるだけ置かない比較的安全な部屋を予め決めておき、地震が来たらそこ に逃げ込むこと、最低限寝室は安全にしておくことなど、日常からオフィスや家庭で地震時 の対応を確認しておくことも対策の一つと考えられます。遠方の大きな地震による長周期地 震動の場合、通常の(短周期の)地震動に比べて、揺れ始めてから揺れが大きくなるまでに 多少時間がかかります。今後は、緊急地震速報の有効活用など、長周期地震動が生じる前の 退避行動などの対策についても検討を進めることが必要です。

なお、図 2.10 や図 2.11 に示した状況は、国立研究開発法人防災科学技術研究所兵庫耐震 工学研究センターのホームページから動画を入手できますので、ぜひ一度ご覧下さい (<u>http://www.bosai.go.jp/hyogo/research/movie/movie.html</u>、2016 年 9 月現在)。ご覧になると、 長周期地震動への対策を施す必要性がより一層ご理解いただけるでしょう。





図 2.10 オフィスの状況(左:加振前,右:加振後)(榎田・他,2009)。





図 2.11 集合住宅のキッチンの状況(左:家具転倒対策なし,右:対策あり) (榎田・他,2009)。

#### 3. 評価手法

#### 3. 1 震源モデル

相模トラフの地震については、東北地方太平洋沖地震の発生を踏まえた新たな相模トラフ 沿いの地震活動の長期評価(第二版)が平成26年4月に公表されています(地震調査委員 会、2014)。従来の長期評価は、同じ震源域で同程度の規模の地震が繰返し発生する「固有 地震」の考え方に基づいた評価でしたが、新しい評価では、過去に発生したことが確認され ていないものの、現在の科学的知見に基づいて起こり得る最大クラスの地震が評価されると ともに、様々なタイプ(規模)の地震が発生する多様性が考慮された評価となりました。こ のように、将来発生する地震として多様な震源モデル(シナリオ)が想定される中では、少 数の限られたシナリオのみを考慮した地震動の評価では不十分であり、ある地点に対して多 種多様な地震を考慮して大きな地震動に見舞われる危険度を評価する確率論的な地震動評 価の考え方が有効と考えられます。本検討では、対象とする地震として、相模トラフ沿いの マグニチュード8クラスの地震のうち、図3.1、図3.2で示した1923年大正関東地震を念頭 に置いた震源域「Tタイプ」(全国地震動予測地図 2014 年版付録-1 の 5.2.1.1 項のモデルに おける領域番号1および2、以下「T1タイプ」、「T2タイプ」と表記)と図 3.3、図 3.4 で示 した 1703 年元禄関東地震を念頭に置いた震源域「G タイプ」(同領域番号 6、7、以下「G1 タイプ」、「G2 タイプ」と表記)とを設定し、それぞれのタイプの地震に対して不確定性を 考慮した長周期地震動を評価しました。

アスペリティ(地震時に大きく滑る領域)配置は震源域内を網羅するように設定しました。 中央防災会議(2013)では浅部領域には強震動生成域を配置していませんが、本検討では、 G2 タイプの震源域については「浅部」の中央付近にもアスペリティを配置しました(図 3.4-1,2)。ただし2011年東北地方太平洋沖地震の震源インバージョンに関する研究(Suzuki et al., 2011)を参考に、「浅部」でのすべり速度関数は中村・宮武(2000)ではなく smoothed ramp 関数(継続時間は、「ライズタイム」と一致)としました。破壊開始点位置は各領域の隅角 部付近に設定し、浅部西端については1923年大正関東地震の震央、深部西端については浅 部西端に対応した位置としました。また、東側領域、西側領域それぞれの中央付近にも破壊 開始点を追加しました。アスペリティ面積と震源断層面積との比は、「中部」領域の20%(図 3.1~3.4の赤)を基本としていますが、2003年十勝沖地震を対象とした検証(地震調査委員 会強震動評価部会、2004)からこれまでの検討を踏まえて、「中部」領域の10%とする(図 3.1~3.4の緑)場合を追加しました。以上の方針に基づき設定されるケース数を表 3.1 に、 主な震源パラメータを表 3.2 に示します。

地雪ケノゴ	-	Г	G			
地長ダイブ	T1	T2	G1	G2		
① アスペリティ配置	6	6	6	12		
② アスペリティ面積	2	2	2	2		
③ 破壊開始点位置	5	5	8	8		
ケース数(①×②×③)	60	60	96	192		
歴史地震の例	1923 年大	正関東地震	1703 年元禄関東地震			

表 3.1 不確定性を考慮した計算ケース。



図 3.1 T1 タイプ(黒太線)における基本ケースのアスペリティ(赤および緑)と破壊開始 点(青の星印)。



図 3.2 T2 タイプ(黒太線)における基本ケースのアスペリティ(赤および緑)と破壊開始 点(青の星印)。



図 3.3 G1 タイプ(黒太線)における基本ケースのアスペリティ(赤および緑)と破壊開 始点(青の星印)。



図 3.4-1 G2 タイプ(黒太線)における基本ケースのアスペリティ(赤および緑)と破壊開 始点(青の星印)。



図 3.4-2 G2 タイプ(黒太線)における基本ケースのアスペリティ(赤および緑)と破壊開 始点(青の星印)。

表 3.2 主な震源パラメータ。

	地震タイプ		-	Г		G				
		Т	1	Т	2	G	61	G2		
断	f層面積 [km <sup>2</sup> ]	79	50	99	90	232	200	31500		
地	震モーメント	8.7E	+20	1.2E	+21	4.4E	+21	6.9E+21		
	[Nm]									
	Mw	7.	.9	8	.0	8	.4	8.5		
平	肉すべり量 [m]	2	.7	3.8		4	.6	5.4		
静	的応力降下量	3	.0	3	.0	3	.0	3.0		
	[MPa]									
存	波壊伝播速度	2	.7	2	.7	2	.7	2.7		
	[km/s]				1		T			
	面積 [km²]	1100	550	1100	550	1100	550	1100	550	
	すべり量 [m]	6.7	6.7	7.5	7.5	9.2	9.2	10.4	10.4	
	実効応力	14.8	29.7	18.6	37.2	14.8	29.7	14.8	29.8	
	[MPa]									
	面積 [km <sup>2</sup> ]	510	250	510	250	510	250	510	250	
	すべり量 [m]	4.5	4.5	5.1	5.1	6.2	6.2	7.0	7.0	
	実効応力	14.8	29.7	18.6	37.2	14.8	29.7	14.8	29.8	
ア	[MPa]									
ス	面積 [km <sup>2</sup> ]			_		2020	1010	2020	1010	
ペ	すべり量 [m]			—	—	12.4	12.4	14.0	14.0	
リ	実効応力	—	—	—	—	14.9	29.8	14.8	29.8	
テ	[MPa]									
イ	面積 [km <sup>2</sup> ]		—	—	—	1030	510	1030	520	
	すべり量 [m]			—	—	8.9	8.9	10.1	10.1	
	実効応力			—	—	14.9	29.8	14.8	29.8	
	[MPa]									
	面積 [km <sup>2</sup> ]			—	—			1700	850	
	すべり量 [m]				—			12.9	12.9	
	実効応力		—	—	—			14.8	29.8	
<u> </u>	[MPa]									
背	面積 [km <sup>2</sup> ]	6340	7150	8370	9180	18540	20870	25140	28320	
景	すべり量 [m]	1.9	2.4	4.2	2.7	3.2	4.0	3.8	4.7	
領	実効応力	2.2	3.9	1.2	4.5	1.6	2.9	1.4	2.5	
域 [MPa]										

※破壊伝播速度、すべり量については、不均質性(ゆらぎ)を考慮する基準の値

アスペリティや破壊開始点の配置は、可能性のあるあらゆる配置パターンを網羅している 訳ではありません。したがって、必ずしも個々のメッシュ単位で地震動の多様性を網羅して いる保証はありませんが、設定した配置から劇的に応答が変わるような配置パターンが無く、 ある程度マクロに見た場合には地震動の多様性が網羅されるような設定にしています。

特性化震源モデル(強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで現し た震源モデル)のように震源パラメータがアスペリティサイズ以下の不均質性を持たないモ デルを用いる場合、アスペリティサイズと破壊伝播特性によって規定される卓越周期よりも 短周期側の地震動が適切な量だけ生成されないため、特に巨大地震の場合には工学的に重要 な周期帯域の地震動が過小評価される可能性があることが指摘されています(例えば関ロ・ 吉見,2006)。この問題に対処するため、本検討では、関ロ・吉見(2006)の方法により震源破 壊過程に不均質性を導入しました。不均質性を与えるパラメータは、2003年十勝沖地震に よる長周期地震動の検証結果(付録1参照)から破壊伝播速度、すべり量およびすべり角と しました。不均質性は、表 3.3 に示す範囲で一様(分布に従う)乱数を用いて設定しました。 また、各計算ケースでは異なる乱数(初期値)を用いました。

パラメータ	考慮するゆらぎの範囲
すべり量の不均質性	±0.5D <sub>ave</sub> (D <sub>ave</sub> は平均すべり量)
破壊伝播速度の不均質性	±400m/s
すべり角の不均質性	$\pm 45^{\circ}$

表 3.3 震源破壊過程の不均質性の考慮。

#### 3.2 地下構造モデル

今回の長周期地震動評価では、対象とする周期の下限をこれまでの3.5秒から2秒まで拡張することを大きな目標としています。このため、長周期地震動の計算に用いる地下構造モデルは、こうした比較的短い周期帯域の地震動を評価できるように構築された、浅部・深部統合地盤構造モデル(先名・他,2015)を使用しています※。

このモデルの構築においては、まず、自治体等から収集したボーリングデータを用い、関 東全域において統一的な観点で地層の連続性を考慮した浅部地盤構造モデルを作成し、それ らと、深部地盤構造モデルである全国1次地下構造モデル(暫定版)との接続を行い、初期 浅部・深部統合地盤構造モデルが作成されています。

さらに、この初期モデルに対して、関東全域を対象に実施した、290 地点あまりの微動ア レイ探査の測定データと近傍の強震観測点での観測データを用いて速度構造のチューニン グが行われています。また、東京湾と陸域との接合では、埋め立て地など沿岸域のボーリン グデータに加え、海域の音波探査のデータを利用して工学的基盤面を設定し、東京湾と陸域 とが滑らかに接続したモデルを作成しています。

図 3.5 に、工学的基盤以深(S 波速度 Vs=350m/s 以深)の各速度層上面深度をそれぞれ示します。

※今回用いた浅部・深部統合地盤構造モデルは、総合科学技術・イノベーション会議の SIP (戦略的イノベーション創造プログラム)「レジリエントな防災・減災機能の強化」(管理法 人:JST)において作成されており、ここでは工学的基盤以深の構造を利用しています。



図 3.5 浅部・深部統合地盤構造モデルの各速度層 (Vs=350~3200 (m/s)) 上面深度。

#### 3.3 計算の概要

計算には三次元差分法(GMS:青井・他、2004)を用いています。計算に用いる浅部・ 深部統合地盤構造モデルでは工学的基盤以浅の浅部地盤がモデル化されていますが、差分法 の計算では浅部地盤の強震時の非線形性挙動を適切に評価することが難しいことや、浅部・ 深部統合地盤構造モデルでは既往のモデルに比べて工学的基盤面が適切に設定されている と考えられることから、浅部地盤をはぎ取った解放工学的基盤(Vs=350m/s 層)上での地震 動評価を行いました。表 3.4 の格子間隔で速度構造をモデル化しました。解析周期帯域は周 期 1.2 秒以上です。(計算領域は図 4.8 ほかの分布図参照)

		<u> </u>		
	速度構造モデル	(浅部・深部統合地	也盤構造モデル)	
+⁄7		第1領域	3,525 × 3,177 × 151	
	俗丁釵	第2領域	1,175 × 1,059 × 617	
	投っ間店	第1領域	100m(水平)、50m(鉛直)	
	俗士间喃	第2領域	300m(水平)、150m(鉛直)	
	山佐々川			

表 3.4 差分法による計算の概要

#### 計算条件

時間間隔(秒)	0.0041667 (=240Hz)
タイムステップ数	96,000(=400 秒)

#### 4. 評価結果

#### 4. 1 評価地点の速度時刻歴と速度応答スペクトル

長周期地震動評価の対象地域内の都県庁位置に加えて相対速度応答値が大きくなるいく つかの地点について、時刻歴とその減衰定数5%の相対速度応答スペクトルの例を示します。

図 4.1 には、それらの地点の位置、数字は標準地域メッシュを示します。図 4.2 および図 4.3 に、各地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速度時刻歴を示します。平均と標準偏差は対数軸上で計算しています。震源に近い 52397134(小田原市)や 53394294(あきる野市)は、ほぼ直達波のみですが、千葉県庁な どでは後続の地震波が見られます。

図 4.4 は、T タイプによる各評価地点の減衰定数 5%速度応答スペクトルで、実線が平均、 破線が平均+標準偏差、赤線は概ね告示スペクトルの速度一定領域の値に相当する 80cm/s を示しています。都県庁位置では平均で 80cm/s を超える都県はありませんが、その他の地 点では小田原市のように、特に短い周期で平均でも 80cm/s を越える地点があります。横田・ 他(1989)により復元された大正関東地震の観測記録(本郷)は、T1 タイプ 60 ケースによ る平均±標準偏差に概ね収まっています(詳細は付録 5 A-40 ページ付図 5.1-3 参照)。また、 Sato *et al.* (1999)によりシミュレーションされた大正関東地震の地震動の応答スペクトル(横 浜)と比較すると、周期4~7秒でやや大きめ、周期8~10秒ではやや小さめな結果でした。 図 4.5 は、G タイプによる同様の地図です。G タイプでは、千葉県、神奈川県や東京都で、 平均が 80cm/s 程度となっています。図 4.6 および図 4.7 は、各評価地点の減衰定数 5%最大 相対速度応答値の頻度分布(周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒)を表しています。別途行 った評価で、これらの分布は対数正規分布で近似できることを確認しており、アスペリティ の破壊が近づく方向や遠ざかる方向に進行するなどの多様性の設定がある程度適切であっ たことが確認できています。



図 4.1 都県庁位置およびその他の評価地点。



図4.2 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(群馬県庁)。



図4.2 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(栃木県庁)。



図4.2 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(茨城県庁)。







平均

図4.2 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(埼玉県庁)。





平均

図4.2 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(東京都庁)。







平均

図4.2 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(千葉県庁)。



Tタイプ



平均

図4.2 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(神奈川県庁)。







平均

図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(54385498、長野原町)。







平均

図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(54394091、前橋市)。







平均

図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(53395344、所沢市)。






平均

図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(53393362、八王子市)。





図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(53394294、あきるの市)。

平均



Tタイプ



図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(53390467、横浜市港南区)。







平均

図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(52397134、小田原市)。







平均

図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速 度時刻歴(52397447、逗子市)。







図4.3 減衰定数5%相対速度応答スペクトルが平均および平均+標準偏差に近いケースの速度時刻歴(52396742、富津市)。



※実線は平均、波線は平均+標準偏差、赤線は 80cm/s ※8 桁の数字は標準地域メッシュコード(第3次地域区画)

図 4.4 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(Tタイプ、都県庁位置)。



※実線は平均、波線は平均+標準偏差、赤線は 80cm/s ※8 桁の数字は標準地域メッシュコード(第3次地域区画) 図 4.4 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(Tタイプ、その他の地点)。



※実線は平均、波線は平均+標準偏差、赤線は80cm/s※8 桁の数字は標準地域メッシュコード(第3次地域区画)

図 4.5 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(Gタイプ、都県庁位置)。



※実線は平均、波線は平均+標準偏差、赤線は 80cm/s ※8 桁の数字は標準地域メッシュコード(第3次地域区画) 図 4.5 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(Gタイプ、その他の地点)。



図 4.6 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、都県庁位置)。



図 4.6 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、都県庁位置続き)。



図 4.6 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、都県庁位置続き)。



図 4.6 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、都県庁位置続き)。



図 4.7 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、その他の地点)。



図 4.7 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、その他の地点続き)。



図 4.7 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、その他の地点続き)。



図 4.7 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、その他の地点続き)。



図 4.7 各評価地点の減衰定数 5%最大相対速度応答値の頻度分布 (周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒、その他の地点続き)。

## 4.2 速度応答スペクトルと継続時間の分布図

図 4.8 に T タイプ、図 4.9 に G タイプ、それぞれの減衰定数 5%の最大相対速度応答値の 平均と平均+標準偏差の分布を示します。前節と同様に、平均と標準偏差は対数軸上で計算 し、表示は真数に戻しています。応答値の大きな領域は地震のタイプによらず継続時間が大 きな領域と対応しています。これは、今回の長周期地震動評価ではアスペリティや破壊開始 点の多様性を考慮しているため、様々なパターンが平均化された結果、ディレクティビティ などの震源の破壊過程による影響よりも地盤の影響が大きく現れたものと考えられます。ま た、黄色や赤で表示した特に大きな値を示す領域は、S 波速度 Vs=1,500m/s 層の上面の深さ が大きく変わる領域に対応しています。

図 4.10 に、T タイプと G タイプそれぞれの減衰定数 5%絶対速度応答スペクトルの平均と 平均+標準偏差の値から換算した長周期地震動階級(気象庁, 2013)の分布を示します。

図 4.11 に、T タイプと G タイプそれぞれの地震動速度時刻歴の継続時間の平均と平均+標準偏差の分布を示します。継続時間は、評価された速度時刻歴の最大振幅の 10%以上でかつ 5cm/s 以上の振幅を保持する時間と定義しています。図 4.8 ほかと同様に、平均と標準偏差は対数軸上で計算し、表示は真数に戻しています。平均で見ると、T タイプでは広いエリアで3分間程度、G タイプでは4分間程度の継続時間となっています。継続時間の長い領域は、図 3.5 の Vs=1,500m/s の層の上面が深くなっている領域に対応しています。



図 4.8 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Tタイプ)。



図 4.8 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Tタイプ続き)。



図 4.8 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Tタイプ続き)。



図 4.8 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Tタイプ続き)。







図 4.9 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Gタイプ続き)。



図 4.9 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Gタイプ続き)。



図 4.9 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Gタイプ続き)。



図 4.9 減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの分布(Gタイプ続き)。



図 4.10 長周期地震動階級の分布。



※最大振幅の 10%以上かつ 5cm/s 以上の継続時間 図 4.11 地震動速度時刻歴継続時間の分布。

#### 課題と将来展望

これまでの長周期地震動予測地図では対象とする周期は基本的に3.5秒以上としていまし た。これは、固有周期が3秒から13秒程度と言われる石油タンクを対象とした場合には十 分ですが、建築物を対象とした場合には30階から40階以上の超高層建物に限られていまし た。本検討では、対象となる構造物の範囲を拡大するために、地震動の計算周期の下限をこ れまでの3.5秒以上から1秒程度に拡張することを目指しました。「2012年試作版」では、 前イベント震源モデルを周期2秒まで拡張する方針が採用されましたが、特性化震源モデル については検討が行われていませんでした。そこで、本検討では、特性化震源モデルを周期 2秒まで拡張する新たな方針を取り入れました。対象周期拡張のため、震源モデルへのアス ペリティサイズ以下の不均質の導入と地下構造モデルの改良を行いました。前者の検証は 2003年十勝沖地震を用いて実施しましたが、この領域では地下構造モデルの精度および解 像度が十分ではないため、今回解析手法が検証された周期範囲は2秒以上となり、目標とし た1秒程度への拡張には至りませんでした。その他、以下のような課題も残されています。

- 今回の解析周期帯域は 1.2 秒以上ですが、2 秒より短い帯域の計算結果が十分な精度を 持つかは検証できておらず、周期2秒の応答値の精度向上については、今後の課題です。
- 今後、計算周期を1秒以上に拡張するためには、深部および浅部地下構造モデルの精度 および解像度の向上と観測記録の蓄積が必要です。加えて、地下構造モデルに関する課 題としては、地震波伝播における内部減衰の地域差や地盤物性の不均質性による散乱の 影響があります。
- ・ 震源モデルへの不均質導入手法の検証に使用した 2003 年十勝沖地震は、M8 クラスの地
   震としては断層近傍の観測記録が数多く得られている地震です。しかし、相模トラフの
   地震に比べると震源断層の位置が深く、相模トラフの地震のように震源断層から近い場
   合の検証が十分行われたとは言い難く、更なる検討が必要です。
- 本検討では、三次元差分法による計算は工学的基盤までです。こうした表層の地盤においても三次元効果があるとする指摘もありますが、その効果を考慮するためには、表層地盤を含めた地下構造全体を一体としてモデル化した差分法解析を行う必要があります。しかし、現在の計算資源では、本検討で扱うような広域の評価においてこうした解析を行うことは現実的ではなく、この点は将来の課題としました。
- 本検討では、シナリオの多様性を考慮した長周期地震動評価を試行しましたが、取り上 げた多様性は相対的に影響が大きいと思われる総アスペリティ面積と震源断層面積と の比、アスペリティ配置と破壊開始点のみです。その他の断層パラメータにもばらつき があり、それが計算結果に影響することは自明ですが、こうした多様性は考慮できてい ません。現在、個々のパラメータのばらつきを定量的に評価する知見はありませんが、 将来的には実現象のばらつきを説明できるように個々のパラメータのばらつきを設定 する方法を確立することが必要です。
- 上記に関連し、シナリオの多様性として取り上げた3つの要因についても、例えば複数

のアスペリティ配置の確からしさの差までは考慮できておらず、個々のシナリオの重み はすべて1としています。アスペリティや破壊開始点の配置により地震動の大きさは大 きく異なりますので、もし次回の相模トラフ M8 クラスの地震でも 1923 年大正関東地 震と同じアスペリティや破壊開始点の配置になる可能性が高いとすると、重みを 1:1 と した今回の評価結果では、例えば本来の地震動よりも小さな評価結果になっている地点 があることになります。今後はこのような知見を評価に盛り込むための取り組みが必要 です。

- 相模トラフ沿い巨大地震のような海溝型巨大地震の浅部の振る舞いとその多様性およびそれが強震動に及ぼす影響はまだ十分に解明されておらず、浅部のすべり速度時間関数は、強震動予測レシピで標準としている中村・宮武(2000)ではなく、smoothed ramp 関数を用いましたが、そのモデル化については今後の課題です。
- 本検討では地下構造モデルとして関東地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを用いましたが、地震本部では引き続き地下構造モデルの改良を行っています。
- 本検討で使用された地下構造モデルは、陸域と海域の調査結果に基づき構築されていま すが、陸域の観測記録を再現するように調整されています。海溝型地震の長周期地震動 は、陸域のみならず海域の地下構造モデルの影響も大きく受けるため、今後は海域の観 測記録も再現するような地下構造モデルの更新が望まれます。

今後は、上記課題の解決を目指し、震源モデルや数値計算手法の調査研究、地下構造モデルの改良を進めます。また、今回の成果を南海トラフ等他の海溝型地震や、同じ相模トラフでも長期評価により発生確率が高いとされている M7 クラスの地震による長周期地震動の評価に展開するとともに、長大な活断層による地震を対象とした長周期地震動についても取り組んでいきたいと考えています。

なお、4章でも述べましたように、今回試行したシナリオの多様性は、あくまでも当該領 域のマクロな地震動の多様性を表現することを狙ったものであり、個々のメッシュレベルの ミクロな検討には限界があることに留意願います。

# 参考文献(URL は 2016 年 9 月現在)

青井真・早川俊彦・藤原広行, 2004, 地震動シミュレータ: GMS, 物理探査, 57, 651-666.

Boore, D. M., 2010, Orientation-Independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic Intensity from Two Horizontal Components of Motion, Bull Seismol. Soc. Am., 100, 1830-1835.

防災科学技術研究所兵庫耐震工学研究センター,2008,実大三次元震動破壊実験施設(E-ディフェンス)パンフレット.

中央防災会議,2008,平成20年版防災白書.

中央防災会議,首都直下地震モデル検討会,2013,首都直下の M7 クラスの地震及び相模ト ラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書.

榎田竜太・長江拓也・梶原浩一・紀 暁東・中島正愛, 2009, 大振幅応答を実現する震動台実 験手法の構築と超高層建物の室内安全性, 日本建築学会構造系論文集, 74, 467-474.

- 藤谷秀雄・川辺秀憲・長江拓也・福山國夫・梶原浩一・中島正愛・城戸史郎, 2007, 想定南 海地震時の神戸市東遊園地における強震動予測と既往観測記録との比較:高層建物の非構 造部材・家具什器に関するE-ディフェンス振動実験-その2,日本建築学会大会学術講 演梗概集, B-2, 553-554.
- 福和伸夫・佐武直紀・原徹夫・太田賢治・飯沼博幸・鶴田庸介・飛田潤, 2007, 長周期構造 物の応答を再現するロングストローク簡易振動台の開発, 日本建築学会技術報告集, 13-25, 55-58.
- 古村孝志, 2008, 北京や上海でも大きく揺れた四川大地震の長周期地震動, CIDIR 研究レポ ート No.2, < http://cidir.iii.u-tokyo.ac.jp/active/kenkyu\_report02.html>.
- 平田裕一・井上芳生・長岡 徹・谷垣正治・山岸邦彰,2006,2005 年7 月 23 日に発生した千葉県北西部の地震における 50 階建超高層建築物の地震観測結果(応答特性とその評価(1),日本建築学会大会学術講演梗概集,B-2,149-150.
- Housner, G. W., 1957, Dynamic pressures on accelerated fluid containers, Bull. Seismol. Soc. Am., 47, 15–35.
- Iwaki, A, T. Maeda, N. Morikawa, S. Aoi, H. Fujiwara, 2016, Kinematic source models for long-period ground motion simulations of megathrust earthquakes: validation against ground motion data for the 2003 Tokachi-oki earthquake, Earth Planets Space, 68:95.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会,2004,2003 年十勝沖地震の観測記 録 を 利 用 し た 強 震 動 予 測 手 法 の 検 証 に つ い て , <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20041220tokachi.pdf>, 22pp.
- 地震調查委員会, 2009, 「長周期地震動予測地図」 2009 年試作版, <<u>http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\_choshuki/choshuki2009.pdf</u>>, 66pp.
- 地震調査委員会,2012,「長周期地震動予測地図」2012年試作版一 南海地震(昭和型)の検討 --,<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12\_choshuki/choshuki2012.pdf>,59pp.
- 地 震 調 査 委 員 会 , 2014, 相 模 ト ラ フ 沿 い の 地 震 活 動 の 長 期 評 価 (第二版), <<u>http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou\_pdf/sagami\_2.pdf</u>>, 83pp.
- 地震調査研究推進本部, 2012, 新たな地震調査研究の推進について-地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策-, <<u>http://www.jishin.go.jp/main/suihon/honbu12c/suishin120907.pdf</u>>, 54pp.
- 科学技術振興機構, 2011, 防災減災の科学 大都会の脅威 長周期地震動, サイエンスニュー ス, <http://sciencechannel.jst.go.jp/M110002/detail/M110002007.html>.
- 建設省,2000,建設省告示第千四百六十一号 超高層建築物の構造耐力上の安全性を確かめ るための構造計算の基準を定める件 平成12 年5 月.
- 気象庁,2013,長周期地震動階級および長周期地震動階級関連解説表について <a href="http://www.data.jma.go.jp/svd/eew/data/ltpgm\_explain/about\_level.html">http://www.data.jma.go.jp/svd/eew/data/ltpgm\_explain/about\_level.html</a>>.
- Koketsu, K., K. Hatayama, T. Furumura, Y. Ikegami, and S. Akiyama, 2005, Damaging long-period ground motions from the 2003 Mw 8.3 Tokachi-oki, Japan, earthquake, Seismol. Res. Lett., 76, 67–73.

纐纈一起, 2006, 地下構造と長周期地震動, 日本地震工学会誌, No.4, 12-15.

- Koketsu, K. and H. Miyake, 2008, A seismological overview of long-period ground motion, J. Seismol., 12, 133–143.
- 工藤一嘉,2008, 地震に伴う諸現象と災害, 藤井敏嗣・纐纈一起(編)「地震・津波と火山の 事典」, 丸善,46-60.
- 中村洋光・宮武隆, 2000, 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,1-9.
- 中野時衛, 2006, 建物設計用地震荷重の変遷と最新動向, NTT Building Technology Institute 2006,1-9.
- 日本建築学会, 2000, 建築物の減衰, 日本建築学会, 131-143.
- 日本建築学会, 2003, 非構造部材の耐震設計施工指針・同解説および耐震設計施工要領, 日本 建築学会, 322pp.
- 日本建築学会, 2004, 建築物の振動に関する居住性能評価指針・同解説[2004 改訂], 日本建築 学会, 132pp.
- 日本建築学会,2007,長周期地震動と建築物の耐震性,日本建築学会,358-360.
- 大阪府総務部, 2011, 咲洲庁舎の安全性等についての検証結果, <a href="http://www.pref.osaka.jp/otemaemachi/saseibi/bousaitai.html">http://www.pref.osaka.jp/otemaemachi/saseibi/bousaitai.html</a>.
- Sato, T., R. W. Graves, and P. G. Somerville, 1999, Three-dimensional finite difference simulation of long-period strong motion in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (MJ 5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (Ms 8.2) in Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 579–607.
- 関ロ春子・吉見雅行, 2006, 広帯域地震動予測のための海溝型巨大地震アスペリティモデルのマルチスケール不均質化,月刊地球/号外 No. 55, 103-109.
- 先名重樹・若井淳・神薫・前田宜浩・松山尚典・藤原広行,2015,強震動評価のための関東 地域における浅部・深部統合地盤モデルの構築,日本地震工学会・大会-2015,4-37.
- 清水建設免制震研究会, 1999, 耐震・免震・制震がわかる本, 彰国社, 48pp.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi and T. Kunugi, 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, Geophys. Res. Lett., 38, L00G16.
- Takahashi, T., M. Sadahiro, T. Suzuki, T. Saito, T. Azuhata, K. Noguchi, and C. Minowa, 2007, Shaking table test on indoor human performance limit in strong motion for high-rise buildings, Proc. 8PCEE, Paper No.131.
- 山本泰幹・藤野陽三・矢部正明,2009, 地震観測された長大吊構造系橋梁の動的特性と動的 解析モデルによる再現性,土木学会論文集 A Vol.65 No.3,738-757.

横田治彦・片岡俊一・田中貞二・吉沢静代, 1989, 1923 年関東地震のやや長周期地震動 – 今村式2倍強震計記録による推定,日本建築学会構造系論文報告集,第401号, 35-45.

座間信作, 1985, 1983 年日本海中部地震による苫小牧での石油タンクの液面揺動について, 消防研究所報告, No.60, 1-10.

## 付録1 2003年十勝沖地震による長周期地震動の評価手法の検証

1.1 はじめに

本長周期地震動評価では、対象となる構造物の幅を広げるため、これまでの長周期地震動 予測地図試作版(地震調査委員会,2009,2012)でも評価周期の拡張を試みてきました。本検 討では、2012年試作版で3秒程度までに拡張できた評価周期下限を1~2秒程度まで拡張す ることを目指しています。そのためには、震源モデル、地下構造モデル、解析手法それぞれ に課題があります。震源モデルにおいては、現行の震源断層を特定した地震の地震動予測手 法(「レシピ」)(地震調査委員会,2016)に基づく特性化震源モデルを用いてマグニチュード 8クラス以上の巨大地震を差分法などの理論的手法で計算すると、アスペリティもしくは強 震動生成域の大きさによって決まる周期より短い周期の強震動成分が不足し、当該周期帯域 の地震動が過小評価されるという課題が挙げられます。この課題に対しては、アスペリティ の大きさ以下の破壊過程の不均質性を特性化震源モデルに対して導入する方法が提案され ています(例えば、関口・吉見,2006)。

ここでは、震源近傍で観測記録が得られている M8 クラスの地震である 2003 年十勝沖地 震を対象として、差分法計算の広帯域化を実現するうえでの震源モデルに関する課題解決の 手法として関ロ・吉見(2006)を検証しました。検証作業では、差分法計算結果と観測記録と を比較することで、長周期地震動ハザード評価を行う上で適切な不均質性を導入するパラメ ータや不均質さの度合いを確認し、相模トラフのハザード評価における震源モデル設定に利 用しました。なお、本検討は Iwaki *et al.* (2016) に基づきます。

付図 1.1 の右側に示しますように、波形インバージョンによるモデル(Model 0)を基に 設定した特性化震源モデル(Model C)と、特性化震源モデルに対して関ロ・吉見(2006) の手法で破壊過程に不均質性を付与した不均質モデル(Model H1~H3)を用いました。

## 1.2 震源モデル

【インバージョンモデル(Model 0)】

インバージョンモデルには、Aoi *et al.* (2008) によるすべり分布モデルを用います(付図 1.2)。ただし、このモデルの解析対象周期は 2.5 秒以上(0.4Hz 以下)であり、3.3 秒以上(0.3Hz 以下)の地震動(速度波形、フーリエスペクトル)を再現できているとしています。

【特性化震源モデル (Model C)】

この検討は強震動レシピ自体の検証ではなく短周期成分改善手法の検証であるため、ここ での特性化震源モデルはレシピを基本としながらも、それに縛られることなく、以下のパラ メータに関して幅を持たせて設定しました(付表 1.1)。なお、アスペリティの平均すべり量 は断層全体の平均の 2.2 倍(Murotani *et al.*, 2008)、すべり角はインバージョンモデルにおけ る平均的な値(127°)とし、震源時間関数は中村・宮武(2000)を用います。

・震源断層面積に対するアスペリティの総面積比:20%を基本として試行錯誤的に設定。

アスペリティの位置・個数:付図 1.3 の 3 パターンを試行。

・各アスペリティの実効応力:レシピを基本として、試行錯誤的に設定。

・破壊伝播速度:0.72Vsを基本として、試行錯誤的に設定。多重震源モデル。

特に振幅が卓越している 5-10 秒の周期帯域(0.1-0.2Hz)でより観測に近いモデルを試行錯 誤的に選択しました(付表 1.2)。また、以下の検討では、Model C8 を特性化震源モデルと して用いることとしました。

【不均質モデル (model H1~H3)】

特性化震源モデル Model C のすべり量、破壊伝播速度、すべり角に対して、関ロ・吉見(2006) の手法に従いマルチスケール不均質を与えます。スケールの数は7個とし (n = 1, 2, ..., 7)、 半径  $r_n$ のパッチを断層面上でランダムな位置に $m_n$  個配置します。最も大きいスケール (n = 1) でパッチ半径  $r_1$ は約 10 km に設定します。このn = 1におけるパッチ面積は、アスペ リティサイズとおおよそ同じ面積となります。n番目のスケールの半径はn-1番目のパッチ の半径の 1.5<sup>-1</sup> (=2/3) 倍とします。また、パッチの個数 $m_n$  は、パッチ面積の合計がアス ペリティ総面積にほぼ等しくなるように決めます。

(1) すべり量: Model H1

各パッチの内部のすべり量に  $\pm 0.5D_{ave}/(1.5^{n-1})$  の揺らぎを与えます ( $D_{ave}$ は平均すべ り量)。ここで、すべり量の揺らぎの大きさはそのスケールでのパッチの半径に比例さ せます。さらに、不均質性を付与する前後で断層面全体の平均すべり量が不変となるよ うに全体のすべり量を調節します。なお、関ロ・吉見 (2006) では、Mai and Beroza (2002) で示された過去の地震の震源モデルの統計分析結果から抽出されたすべり量分布の波 数スペクトルの特徴に合うように、波数の増大に応じて $k^{-1.75}$  (k は波数) に比例して 減少するようにすべり量を調整していますが、本検討ではすべり量分布の波数スペクト ルの特性が $k^{-1.75} \sim k^{-2}$ に近いことを確認し、すべり量の調整までは行っていません。

(2) 破壞伝播速度: Model H2

すべり量と同じパッチを用いて、各パッチ内で破壊伝播速度 Vr に揺らぎを与えます。 揺らぎの大きさを±400m/s以下とします。不均質な破壊伝播速度の分布を決めたのち、 破壊開始点から順にその場の破壊伝播速度を用いて隣接する点の破壊時刻を計算して いき、破壊時刻分布を決めます。求められた最終すべり量や破壊伝播速度に基づき、中 村・宮武(2000)のすべり速度時間関数を再設定します。

(3) すべり角: Model H3

すべり量や破壊伝播速度に揺らぎを与えたパッチと同じサイズ・個数のパッチを配置し、 パッチ内のすべり角を127±45°の範囲で一様乱数を用いてランダムに決めます。


付図 1.1 検討の流れ。



付図 1.2 震源断層面上のすべり量分布(Aoi *et al.*, 2008 の Figure2 および Figure 6 より抜 粋)。

巨視的断層		微視的断層	f層 アスペリティ面積比 20%							
パラメータ		パラメータ	A1	A2	A3	背景領域				
震源断層面積 [km <sup>2</sup> ]	21038	面積 [km²]	1098	2561	549	16831				
地震モーメント M <sub>0</sub>	2 095 1 21	地震モーメント	2 565 120	1 075 1 01		0.000 + 01				
[Nm]	3.900+21	M <sub>0</sub> [Nm]	3.30E+20	1.27 =+21	1.200+20	2.235+21				
すべり量D [m]	2.02	すべり量D <sub>a</sub> , D <sub>b</sub>	5.01	7.65	2 54	2.04				
	2.92	[m]	5.01	7.00	5.54	2.04				
応力降下量	2.40	実効応力	16.0	16.0	16.0	1 40				
$\Delta\sigma$ [MPa]	3.18	$\Delta\sigma_a$ , $\Delta\sigma_b$ [MPa]	10.0	10.0	10.0	1.48				

付表 1.1 特性化震源モデル Model C の震源パラメータ(基本)。

※Model C は、Model 0 のすべり速度時間関数を規定する 2.5 秒幅時間窓ごとの地震モーメント解放量が保持されるように設定されています。そのため、地震モーメントは Model 0 の 地震モーメント(3.4×10<sup>21</sup> Nm)よりも大きくなっています。



付図 1.3 Model 0 の地震モーメント解放量分布と Model C のアスペリティ配置パターン (左から順に P1, P2, P3)。

各震源パラメータに対する不均質性の強さは、震源スペクトルのω<sup>-2</sup>モデルとすべり量波 数スペクトルの k<sup>-2</sup>モデル、および観測フーリエスペクトルとの整合性から決めました(付 表 1.3 参照)。

特性化モデル ケース	アスペリティ パターン (付図 1.3)	アスペリティ 面積比	破壊伝播速度 Vr	Δσa レシピとの 比 A1, A2, A3		
C1	D1	20.9/	3240 m/s (0.72Vs)	1 倍		
C2	PI	20 %	3600 m/s (0.8Vs)	1 倍		
C3	D2	10.9/	3240 m/s (0.72Vs)	1 倍		
C4	F2	10 %	3600 m/s (0.8Vs)	1 倍		
C5			2240 m/s (0.72)/s	1 倍		
C6	D2	20 %	5240 11/5 (0.7275)	1, 2, 2.5 倍		
C7	٢3		2600  m/c (0.8)/c)	1 倍		
C8			5000 m/s (0.6VS)	1, 2, 2.5 倍		

付表 1.2 検討した特性化震源モデルのケース。

付表 1.3 特性化震源モデル C8 に対し、検討したマルチスケール不均質モデル。

不均質	すべり量	Vr	すべり角	エI 米H	
モデル	ゆらぎ	ゆらぎ	ゆらぎ	白し安义	
Model H1		なし	なし	すべり量と Vr	
Model H2	±0.5D		なし	合わせて5通り	
Model H2	エ0.5D <sub>ave</sub>	±400 m/s	107° ± 15°	5通り×すべり角	
			1 <i>21</i> ±43	5 通り=25 通り	

## 1.3 地震動の計算

上記震源モデルと Aoi et al. (2008) による三次元地下構造モデルを用いて、三次元差分法 (GMS;青井・他,2004)により工学的基盤(Vs=500m/s)上の地震動を計算しました。計算 範囲と、比較に使用する観測点を付図 1.4 に示します。対象周期は周期 2 秒以上としました。



付図 1.4 計算範囲と比較を行う観測点(◆)と震源断層面積(四角枠)および破壊開始点 (★)の位置。

1.4 解析結果

**付**図 1.5 に観測記録(付図 1.4 の観測点のうち、KKWH08、TKCH04、TKCH08、TKCH07 の 4 点)と、それに対応する各震源モデルによる計算波形を示します。上から、観測記録、 インバージョンモデル (Model 0)、不均質モデル (Model H1, H2, H3)、特性化震源モデル

(Model C)のそれぞれについての速度波形です。Model 0 は観測波形を用いたインバージョンによる最適解であるため、観測波形との一致は良いです。この最適解から各震源パラメータを特性化して作成した Model C による計算波形は長周期成分(10 秒程度)の大振幅の再現性は良いが、短周期成分がほとんど見られず過小評価になっていることが分かります。 Model C に、すべり量の不均質を考慮(Model H1)し、さらに破壊伝播速度のゆらぎを加え

(Model H2)、すべり角のゆらぎも考慮(Model H3)した震源モデルに対する計算波形には 短周期成分が含まれており、観測波形との一致が良くなっていることがわかります。

付図 1.6 に不均質モデル (Model H3)、インバージョンモデル (Model 0)、特性化震源モ デル (Model C)のそれぞれについて、付図 1.4 に示した全観測点における観測記録に対す る計算波形の速度フーリエスペクトルの比(水平2成分合成)の平均と標準偏差を示します。 ここで、Model H3 については 25 通りの乱数を用いたモデルの平均と標準偏差をとったもの を示しています。

Model C では、周期 10 秒以下(0.1Hz 以上)でスペクトル比が 1 を下回り、過小評価の 傾向が見られ、特に周期 5 秒(0.2Hz)付近でスペクトル比の平均が 0.5 を下回るなど、か なり過小評価となっています。これは、渡辺・他(2008)でも指摘されている通り、特性化 によってインバージョンモデルの持つすべり量、すべり角、破壊伝播様式等の複雑さが単純 化された影響によるものと言えます。一方 Model H3 では、周期 2-20 秒(0.05-0.5 Hz)の 帯域で観測記録の倍半分の範囲にほぼ収まっており、過小評価が改善されています。Model H3 は、特性化震源モデルに不均質性を導入したことにより全体としてインバージョンモデ ルに近い地震動レベルが得られており、さらにインバージョンの対象範囲外である周期 2-3 秒(0.3-0.5 Hz)の帯域でも観測記録と同等に近い値をとっています。

特性化震源モデルに対する不均質性の導入の効果を直接比較するため、Model H2 および Model H3 による計算波形と Model C に対する計算波形とのフーリエスペクトル比を観測点 ごとに付図 1.7 に示します。周期 10 秒以上(0.1Hz 以下)はほぼ 1 となっているのに対して、 それよりも短周期側では観測点ごとに程度の違いはあるものの、不均質モデルの振幅が大き くなっていることが分かります。

参考として、観測点ごとのフーリエスペクトル比(シミュレーション/観測)を付図 1.8 に示します。Model C では周期 3-5 秒 (0.2-0.3Hz)の帯域においてシミュレーション結果 の振幅が大幅に過小評価となっている観測点(例えば、HKD100、HDKH02、TKCH08)も 見られますが、Model H3 ではそれらの点における計算精度が改善されていることが分かり ます。

以上より、不均質性の付与により、地震動振幅に改善効果が見られたと言えます。



付図 1.5 観測記録と計算による速度波形の比較。上から観測波形(黒)、Model 0(水色)、
Model H1, H2, H3(緑)、Model C(赤)に対する計算波形(Iwaki et al. (2016)より)。



付図 1.6 観測記録に対する速度フーリエスペクトルの比(水平 2 成分合成)の対象観測点の平均(実線)と標準偏差(破線)。



付図 1.7 観測点ごとの Model H2(赤:5モデル)および Model H3(緑:25モデル)の Model C に対する速度フーリエスペクトル比の平均(実線)と標準偏差(破線)(Iwaki et al. (2016)に一部追加)。



付図 1.7 観測点ごとの Model H2 (赤:5モデル)および Model H3 (緑:25モデル)の Model C に対する速度フーリエスペクトル比の平均(実線)と標準偏差(破線)(つ づき)。



付図 1.8 観測点ごとの Model H3(黒実線:25 モデルの平均、点線:標準偏差)、Model 0
(青)、Model C(赤)の観測記録に対する速度フーリエスペクトル比(Iwaki et al.
(2016)に一部追加)。



付図 1.8 観測点ごとの Model H3(黒実線:25 モデルの平均、点線:標準偏差)、Model 0
(青)、Model C(赤)の観測記録に対する速度フーリエスペクトル比(つづき)。

#### 1.5 震源モデルの単純化によるシミュレーション波形への影響

不均質性パラメータのシミュレーション波形に対する影響を見るため、付図 1.1 の左側の 手順に従って単純化した以下の震源モデルについても検討を行いました。

(1) すべり角: Model S1

インバージョンモデルの平均的なすべり角 127°に固定したモデル。

(2) 震源時間関数: Model S2

Model S1 の中ですべりの大きい要素断層に対するすべり時間関数の中から、その立ち 上がりが急峻で Kostrov 関数に近いものを一つ選び、すべての要素断層のすべり速度関 数をその形に統一したモデル。その際、各要素断層のすべり量と最大すべり速度に達す る時間は保持します。

(3) 破壊伝播形状: Model S3

Model S2のすべり時間関数の形を保ったまま Vr=3600 m/s で同心円状に破壊させたモデル。

(4) 特性化: Model C

前節参照。

速度波形の比較を付図 1.9 に示します。Model S2 から Model S3 になるところで、観測波 形に見られる比較的短周期(10 秒以下)のパルス的な波の再現性が著しく低下しているこ とが分かります。また、Model 0 から Model S1 において同様な波の再現性が著しく低下する 場合も多く見られます(例えば、TKCH07 や HKD108 の NS 成分)。すなわち、すべり角お よび破壊伝播形状(破壊伝播速度)の不均質性が地震動の特性に大きく影響しています。従 って、長周期地震動評価においてこれらの不均質性を考慮することが望ましいと考えられま す。



付図 1.9 震源モデルの単純化による速度波形の比較(Iwaki et al. (2016)に一部追加)。



付図 1.9 震源モデルの単純化による速度波形の比較(つづき)。



付図 1.9 震源モデルの単純化による速度波形の比較(つづき)。

#### 1.6 まとめ

2003年十勝沖地震を対象に、特性化震源モデル(Model C)に、すべり量・破壊伝播速度・ すべり角についてマルチスケール不均質性を導入した不均質モデル(Model H1-H3)を作成 し、長周期地震動シミュレーション(周期 2-20 秒)を行い、観測記録と比較しました。そ の結果として、以下のことが確かめられました。

- ① Model C において、アスペリティ配置、アスペリティの実効応力、破壊伝播速度を試行錯誤的に変えました結果、破壊伝播速度を「レシピ」よりもやや速く(Vr=0.8Vs)、アスペリティの実効応力を大きく(「レシピ」の2倍程度)することで、観測記録(周期 5-10 秒)をより良く説明できました。
- ② しかしながら、Model C では、依然として周期 2-10 秒で過小評価となりました。
- ③ Model H3 では、Model C での過小評価が大幅に改善しました。

また、インバージョンモデル(Model 0)から特性化モデルまで単純化したモデル(Model S1-S3)による検討結果から、

④ 破壊伝播様式(速度)の不均質性が地震動の特性に最も大きな影響を及ぼしており、
次いで、すべり角の不均質性も大きく影響していることが確かめられました。

④については、渡辺・他(2008)と同様の結論となりました。

このことから、周期2秒程度以上を対象とした長周期地震動評価において震源破壊過程の 不均質性を導入することが有効であることを確認しました。また、設定した不均質性のパラ メータとその強さ(揺らぎの範囲)がおおむね妥当であることが確かめられました。

一方で、観測記録をよく説明するアスペリティの実効応力としては、「レシピ」による設 定値の2倍程度の大きな値が得られました(上記①)。このことは、2003年十勝沖地震の観 測記録から推定されている加速度震源スペクトルの短周期レベルが、壇(2001)によるプレ ート間地震の関係によって求まる値の2倍程度となっており、宮城県沖地震の短周期レベル と同等であること(森川・他,2007)と整合しています。ただし、十勝沖地震や宮城県沖地 震のアスペリティが比較的深い(40-50km)ことが原因である可能性もあり、震源域が比 較的浅いフィリピン海プレートの地震に対してもこの知見をそのまま取り込むことの妥当 性については更なる検討が必要です。

#### 参考文献

青井真・早川俊彦・藤原広行, 2004, 地震動シミュレータ: GMS, 物理探査, 57, 651-666.

- Aoi, S., T. Kunugi, H. Fujiwara, Trampoline effect in extreme ground motion, Science, 322, 727-730, doi:10.1126/science. 1163113, 2008.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透, 2001, 断層の非一様すべり破壊モデルから算定され る短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, 51-62.

- Iwaki, A, T. Maeda, N. Morikawa, S. Aoi, H. Fujiwara, 2016, Kinematic source models for long-period ground motion simulations of megathrust earthquakes: validation against ground motion data for the 2003 Tokachi-oki earthquake, Earth Planets Space, 68:95.
- 地震調查委員会, 2009, 「長周期地震動予測地図」 2009 年試作版, <<u>http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\_choshuki/choshuki2009.pdf</u>>, 66pp.
- 地震調査委員会, 2012, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版— 南海地震(昭和型)の検討 —,<<u>http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12\_choshuki/choshuki2012.pdf</u>>, 59pp.
- 地震調査委員会,2016,全国地震動予測地図2016年版 別冊 震源断層を特定した地震の強 震動予測手法(「レシピ」), <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16\_yosokuchizu/recipe.pdf>, 46pp.
- Murotani, S., H.Miyake, K.Koketsu, 2008, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth Planets Space, 60, 987–991.
- Mai, P.M., G.C.Beroza, 2002, A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, J. Geophys. Res., 107, 2308.
- 森川信之・藤原広行・河合伸一・青井真・切刀卓・石井透・早川譲・本多亮・小林京子・ 大井昌弘・先名重樹・奥村直子, 2007, 2003 年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測 手法の検証, 防災科学技術研究所研究資料, 第 303 号.
- 中村洋光・宮武隆, 2000, 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, 1-9.
- 関ロ春子・吉見雅行, 2006, 広帯域地震動予測のための海溝型巨大地震アスペリティモデルのマルチスケール不均質化,月刊地球/号外 No. 55, 103-109.
- 渡辺基史・藤原広行・佐藤俊明・石井透・早川崇,2008, 断層破壊過程の複雑さが強震動予 測結果に及ぼす影響とその支配的パラメータの抽出-2003年十勝沖地震に対する検討-, 地震 第2輯,60,253-265.

# 付録2 関東地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの検証

浅部・深部統合地盤構造モデルを用いて差分法による地震動シミュレーションを行いました。本検討の計算には、浅部・深部統合地盤構造モデルの下部に、全国1次地下構造モデル (暫定版)の上部地殻第2層(Vs=3400m/s)以深の層を結合した構造モデルを用いていま す(付表 2.1)。

山地

# 付表 2.1 本検証で用いる地下構造

モデルの各層物性値。

層番号	P波速度	S波速度	密度	Qs	
	m/s	m/s	g∕m3		
1	1600	350	1850	70	
2	1600	400	1850	80	
3	1700	450	1900	90	
4	1800	500	1900	100	
5	1800	550	1900	110	
6	2000	600	1900	120	
7	2100	700	2000	140	
8	2100	750	2000	150	
9	2200	800	2000	160	1
10	2300	850	2050	170	Ĭŀ
11	2400	900	2050	180	略
12	2500	1000	2100	200	변출
13	2500	1100	2150	220	
14	2700	1300	2200	260	3統
15	3000	1400	2250	280	記
16	3200	1500	2250	300	50
17	3400	1600	2300	320	部
18	3500	1700	2300	340	浅
19	3700	1900	2350	380	
20	3800	2000	2400	400	
21	4000	2100	2400	400	
22	4000	2100	2400	400	
23	5000	2700	2500	400	
24	4600	2900	2550	400	
25	5500	3100	2600	400	
26	5500	3200	2650	400	
27	5800	3400	2700	400	د
28	6400	3800	2800	400	ド
29	7500	4500	3200	500	玉玉
30	5000	2900	2400	200	満近
31	6800	4000	2900	300	Ř
32	8000	4700	3200	500	て 地
33	5400	2800	2600	200	년 1 20
34	6500	3500	2800	300	国
35	8100	4600	3400	500	1.1



低地·台地

丘陵地

※ Qs 値は、Qs=Vs/5 として
設定しました。
※ ■は陸域でモデル化されて

付図 2.1 計算に使用するモデルの概念図。 赤点線より深部を計算に使用します。

※ ■は陸域でモデル化されて いる主要な層。

今回の計算では、以下の地下構造モデルを使用してそれぞれを比較しました。

(1) 浅部・深部統合地盤構造モデル(Vs=350m/s 層より上部層を取り除いたモデル)

(2) 全国1次地下構造モデル(暫定版)

水平 70m×鉛直 35m のグリッド間隔で差分格子を作成しました(付表 2.2)。Q 値はS 波速度の 1/5 とし、参照周期を3秒としました。計算の対象とした地震は付図 2.2 に示している5つの震源であり、関東地方の1都6県(東京都、群馬県、栃木県、茨城県、埼玉県、千葉県、神奈川県内の K-NET と KiK-net の 197 観測点に対して波形を計算しました。比較の対象とする観測記録は、浅部・深部統合地盤構造モデルの浅部地盤構造モデルに基づいて補正し、解放工学的基盤上で観測された波形として計算波形と直接比較できるようにしています。



付図 2.2 計算に用いた気象庁による地震の諸元と F-net による震源メカニズム解。

付表 2.2	計算の概要。
--------	--------

					構	造モデ	・ル			
	格子	サイズ	(m)			時間間隔(秒)				
	第1領域			第1領域				第2領域		
	dx1	dy1	dz1	nx1	ny1	nz1	nx2	ny2	nz2	
	70	70	35	3789	4146	231	1263	1382	400	0.003125
※第	[2領域	の格子+	ナイズは	は第1領:	域の3倍	Ė.				

※第2 頃域の指すり1 ×16 第1 頃域の5 回。

※震源位置は気象庁、震源メカニズム解と地震モーメントは F-net による。

差分法の計算結果の評価については、ここでは、観測記録(data)に対する計算記録(model)の再現性を評価する GOF (goodness-of-fit)の指標として、

$$GOF = \frac{1}{n} \sum \ln(\text{data/model})$$

を用います。ここで、nは観測点における記録(地震)数です。ただし、記録として、水平 2成分のフーリエスペクトルのベクトル合成値を用います。今回の地下構造モデルが、全国 1 次地下構造モデル(暫定版)から改善しているかどうかを GOF と分散値(S.D.)

S. D. = 
$$\sqrt{\frac{1}{n}} \sum \{\log_{10}(\text{data/model})\}^2$$

を用いて評価しました。5 地震197 地点の観測点に対する観測記録(data)と計算記録(model) の合致度を付図 2.3~付図 2.5 にそれぞれ示します。付図 2.3、2.4 は、縦軸が浅部・深部統 合地盤構造モデル、横軸が全国 1 次地下構造モデル(暫定版)に対する合致度を示します。 付図 2.3 は、各観測点に対する GOF の絶対値を 5 地震に対して平均をとり、その値をプロ ットしています。GOF は data と model の比を対数で示したものであるため、0 に近い程、 合致度が高くなります。付図 2.4 は各観測点で 5 地震に対してどのくらい観測波形と違いが あるかを分散値で示しているため、やはり値が小さい程、モデルが観測値を良く再現してい ると考えています。平均値も分散値も、全体的に浅部・深部統合地盤構造モデルに対する値 は、全国 1 次地下構造モデル(暫定版)よりも値が小さくなっています。特に、2~10 秒の 帯域で浅部・深部統合地盤構造モデルは合致度が高くなっているといえます。付図 2.5 は、 各震源に対して、縦軸が理論値、横軸が観測値の振幅(最大速度)を観測点ごとに比をとり 比較しました。黒で示す対角線上に近い程、最大速度値が一致していることを示しています。 全体的に浅部・深部統合地盤構造モデルとの比較(赤)の方が対角線上に近く、比のばらつ きも小さくなっています。



付図 2.3 5 つの地震と K-NET, KiK-net 観測点(197 地点)における全国 1 次地下構造モデ ル(暫定版)と浅部・深部統合地盤構造モデルに対して計算した理論波形と観測波形の GOF の絶対値で平均をとり、比較(左上から 1~10 秒(全体)、1~2 秒、2~5 秒、5~10 秒)。



付図 2.4 5 つの地震と K-NET, KiK-net 観測点(197 地点)における全国 1 次地下構造モデル(暫定版)と浅部・深部統合地盤構造モデルに対して計算した理論波形と観測波形の分散 値(S.D.)の比較(左上から 1~10 秒(全体)、1~2 秒、2~5 秒、5~10 秒)。



付図 2.5 K-NET,KiK-net 観測点(197 地点)における、各震源(右下)による地震観測記録による最大速度(OBS PGV)と、差分法計算結果における最大速度(SIM PGV)との比較(青点:全国1次地下構造モデル(暫定版)赤点:浅部・深部統合地盤構造モデル)。

## 付録3 長周期地震動評価指標

これまでの長周期地震動予測地図では通常の全国地震動予測地図で用いている地動最大 速度や震度ではなく、最大速度応答を評価指標としました。これは主に構造設計の中で使わ れる指標で、地震動が、ある固有周期を持つ構造物に入力された時に構造物が応答する最大 速度を表しており、地震動の構造物への影響の大きさを見積もるために使われます。

本検討では、この速度応答を計算する時に、地震動水平方向成分の RotD50 という数値を 用いました。地震動を地震計で計測する場合、通常は NS、EW の二方向の地震動を計測し ますが、一般には建物の向きとこの方向が合致している訳ではありません。見る方向が変わ れば地震動の値は変わりますので、長周期地震動の評価指標としては見る方向に依存しない 指標が適切な場合があります。RotD50 は、方向により異なる最大応答値を大きさの順に並 べ、その中央値をとった指標です。米国の南カリフォルニア地震センター(SCEC: Southern California Earthquake Center, https://www.scec.org/, 2016 年 9 月現在)で実施されている広帯 域地震動予測手法の妥当性検証のために構築が進められているオープンソースのプロジェ クトである SCEC Broadband Platform (BBP, http://scec.usc.edu/scecpedia/Broadband Platform, 2016 年 9 月現在)や、同じく米国西海岸の地震動予測式を研究開発するプロジェクトである NGA-West2 (http://peer.berkeley.edu/ngawest2/, 2016 年 9 月現在)でも、同じくこの指標が使わ れています。

付図 3.1 に、2011 年東北地方太平洋沖地震の水平二方向の観測記録の速度応答スペクトルの幾何平均(GM)、中央値 RotD50、最大値 RotD100 の試算結果を示します。試算に用いたのは、K-NET 八王子の観測記録です。RotD50 の性質を調べるために、K-NET の観測記録のうちノイズの影響を除いた NS, EW 両方が 5Gal 以上の 540 地点の記録を分析しました。

二方向幾何平均に対する RotD50 の比率の平均と標準偏差を付図 3.2 に示します。比率の 対数をとり、その平均と標準偏差を求めた上で真数に戻してプロットしています。比の平均 から、両者の差は 1%から 2%と、ごくわずかであること、ばらつきもそれほど大きくない ことがわかります。RotD50 は中央値であるため、個々の方向の地震動成分は、その半数が この値よりも大きいことになります。そのため、その分布に関する情報を示しておくことが 重要です。ここでは、水平成分を回転させて求めた最大値 RotD100 と RotD50 との比の分布 を付図 3.3 および付図 3.4 に周期ごとに示しました。RotD100 と RotD50 との比の平均は 1.2 程度、Boore (2010)で示されているように、比の最大値は√2となっています。RotD100/RotD50 の固有周期ごとの分布を付図 3.5 に示します。

### 参考文献

Boore, D. M., 2010, Orientation-Independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic Intensity from Two Horizontal Components of Motion, Bull Seismol. Soc. Am., 100, 1830-1835.



水平二方向の応答スペクトルの幾何平均(GM)、中央値 RotD50、最大値 RotD100

付図 3.1 2011 年東北地方太平洋沖地震の K-NET 八王子での観測記録による RotD50 等の 試算結果。



付図 3.2 速度応答スペクトル(減衰定数 5%)の RotD50 と二方向幾何平均との比の平均 と標準偏差(対数軸上で計算し真数に変換)。



付図 3.3 速度応答スペクトル(減衰定数 5%)の RotD100/RotD50 の分布。



付図 3.4 速度応答スペクトル(減衰定数 5%)の RotD100 と RotD50 との比の平均と標準 偏差(対数軸上で計算し真数に変換)。



付図 3.5 速度応答スペクトル(減衰定数 5%)の固有周期ごとの RotD100 と RotD50 との 比の分布(赤線は平均、緑線は平均+標準偏差)。

# 付録4 特性化震源モデルへの不均質性導入効果検証

不均質性を与えた効果を確かめるため、1923年大正関東地震に最も近いタイプである (No.1、P1、h1)の特性化震源モデルに対して20通りの乱数による不均質を付加した震源 モデルを用いた計算結果のばらつきを検討しました。関東地方1都6県(東京都、群馬県、 栃木県、茨城県、埼玉県、千葉県、神奈川県)の都県庁位置の速度応答スペクトルを付図 4.1 に示します。赤線が20ケースの不均質モデルの結果、黒線は不均質性を付加する前の特 性化震源モデルによる結果です。前述の通り不均質性付加の目的は、短い周期帯域における 地震動の過小評価改善が目的ですが、付図4.1では地点ごとのばらつきはあるものの、おお むね想定した通りの改善効果が表れています。付図4.2 には20ケースの平均値と平均+標 準偏差(対数をとり平均と標準偏差を計算した後で真数に戻した値)を示していますが、短 い周期帯域ほどばらつき(標準偏差)は大きくなっています。また、同図には不均質モデル と均質モデルの最大振幅値の比の平均も示していますが、短い周期帯ほど不均質性により振 幅が大きくなっていることがわかります。付図4.3 に東京都庁と神奈川県庁の時刻歴の比較 の例を示します。以上のことから、当初の目的通り、震源モデルに不均質を与えることで短 い周期帯域の過小評価傾向が改善されていることがわかります。



付図 4.1 不均質モデル(赤線、20 ケース)と均質モデル(特性化震源モデル:黒線)の速度応答 スペクトル(減衰定数 5%)の比較。



スペクトル(減衰定数 5%)の比較(つづき)。



付図 4.2 上段、中段:不均質モデル(20 ケース)の速度応答スペクトル(周期 2、3、5、7、10 秒)の平均値と平均+標準偏差の空間分布。 下段:不均質モデルと均質モデル(特性化震源モデル)の速度応答スペクトル比の平均値の分布。

東京都庁	NS			EW	UD				
	0 100 200	300 400	0 100	200 300 400	0 100	200 300 400			
特性化震源		-27.23 (cm	/s)	10.57		-6.30			
不均質1	-11/WWWWWWWW	-26.18		18.52		8.57			
不均質2		26.31	-Wind Marken and and	13.68		-6.50			
不均質3		23.83		15.28		-9.85			
不均質4		-21.39	-White was a second	20.46		-7.26			
不均質5		-20.06		-28.64		-10.73			
不均質6	-NMMMM	-30.95	-Ny the transmission	18.53		10.15			
不均質7	-WWW.mww	-28.56		14.46		-7.75			
不均質8	-MM+H++++++++++++++++++++++++++++++++++	-24.35	- Mylyphalapharman	21.88		-9.76			
不均質9		-27.69	- Marthy Harrowson	-17.74		-7.46			
不均質10		-24.82	wyposta	-17.96		-7.85			
不均質11		-27.42	-Warden	19.06		-9.93			
不均質12		-20.89	-Margania	14.98		-7.21			
不均質13	-WWW1NWardson	24.03	- follower and the second seco	13.73		9.04			
不均質14	-www.	20.28	- Marina	17.64		-6.69			
不均質15	-1/WWW.HMAN	-29.87	- Munkumann	27.62	างกับส <del>ี่ประส</del> ังสามารถการสามาร	-9.40			
不均質16	-1414/401110p++	-21.42		14.43	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	-7.81			
不均質17		-22.65		45.03		-15.66			
不均質18	-m/WWs/waharanan	-28.46		53.79	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	-12.56			
不均質10		-25.75	-Witchenkommenorm	14.93		-10.02			
不均質20	-wWww.www.a	-24.12		23.65		9.71			
	0 100 200 Time (s)	300 400	۲۰۰۰۰۰۰۰ 0 100 Ti	200 300 400 me (s)	0 100	200 300 400 Time (s)			

付図 4.3-1 不均質モデル(20 ケース)と均質モデル(特性化震源モデル)の時刻歴の比較 (東京都庁位置;数値は最大速度振幅(cm/s))。

神奈川県庁		NS			EW				UD		
	0 100	200	300 400	0	200 300	400 	0	100	200	300	400
寺性化震源	-NMannaman		<u>19.15</u> (c	:m/s)_/ <sub>\\\\\</sub> \\ <sub>\\</sub> \\\		<u>25.25</u>	<u> </u>	<b>9,40%</b> , 19,000, 1000, 19,0000			-7.59
不均質1	- mppplppppm		-18.90	-tyleystermoursen		30.72		lath viar - and a constant			11.18
不均質2	- MWW Marsher al parson		26.84	-hithe warman		23.75		and the party of the second			8.49
不均質3			19.25	-fut and when when me		23.86		<b></b>			-9.13
不均質4	-WMAAnerson		-23.56	Myprovinements	-	23.21		<u></u>			8.21
不均質5	- MHppmm		25.74	-hphysion	***	28.84		(d.P., s		-	13.03
不均質6	- Weller	**	24.50	-Apply to Management	***	30.10	Urine	14+10-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-			-9.84
不均質7		1,50,50 1,50 0,000	21.61	-hyllipharenews	-	19.79		(			7.42
不均貝7	-W/Maharenan		-18.15	-1/1404400000000000000000000000000000000		23.93	<b>-</b> \shi	∰rlet-oglernennen,eleron	Altronom (1997)		-8.39
不均質0	-VH4VH14mlmanar	<b>\$144.141.514</b>	-19.50	-1 Marton Mission		30.46		yl <b>a</b>			-9.86
不均質10	-WyWW		-19.04	-11/Web. Marine		23.38				-	10.46
不均質11			-22.81	-1, Hy Martin Martin		23.73		W			-9.41
不均質11	-Ny has some men		21.77	Morrison	-	24.27		1934			6.74
下均頁12	-VALARAN MALAN	****	22.15	-14/4yrsina		19.98		1p.4p.1-104-0-1		-	10.15
个均頁13	-hydrifferranianin		20.18	-hyrymmene		23.87		K-19-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1-1			-9.47
个均貝14		**	32.74			21.36		<b>10</b> -10-10-10-10-10-10-10-10-10-10-10-10-10-			8.55
个均頁15	-Wheelerman	****	18.53	- Warmon	\$185.8.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4.4	24.15		<b> +8</b> [********			12.29
个均貨16	-W/W/Warnerson		17.78	-d/4.0pmic.mar		26.87		k			10.22
个均質17	- Walt Million mouse and	likelan militari utalam ananan dara manana	25.51	-mlumm		36.04		And the second second		-	11.88
不均質18	-1 hill		28.04		-	24.76					12.00
不均質19	- Maller - North	****	52.11	- April		62.01	-+.41	liferancies work was worked			11.61
个均質20				(())))))))))))))))))))))))))))))))))))							
	0 100	200 200 Time (s)	300 400	0 100	200 300 Time (s)	400	0	100	200 Time (s)	300	400

付図 4.3-2 不均質モデル(20 ケース)と均質モデル(特性化震源モデル)の時刻歴の比較 (神奈川県庁位置;数値は最大速度振幅(cm/s))。

#### 付録5 詳細評価結果

本文に掲載しなかった評価結果の詳細図を補足して示します。

付図 5.1~5.4 には、地震タイプごと(順に、T1、T2、G1、G2 タイプ)のシナリオ群を用 いた各評価地点での長周期地震動の減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの平均と平均+標 準偏差を示しています。それぞれの図の枝番の1(例えば付図 5.1-1)には都県庁位置、2(例 えば付図 5.1-2)には都県庁位置以外で特に大きな応答値となった地点を掲載しています。 付図 5.1-3 は、参考として T1 タイプの多様なシナリオの一つの事例として位置付けられる 1923 年大正関東地震の東京・本郷での観測記録による復元波形(横田・他, 1989)の減衰定 数 5%速度応答スペクトルと本検討の T1 タイプのシナリオ群(60 ケース)により本郷で評 価された地震動の減衰定数 5%相対速度応答スペクトルの平均と平均+標準偏差を比較し て示しています。

付図 5.5 および付図 5.6 には、T および G タイプを用いた減衰定数 5% 擬似速度応答スペクトルの平均と平均+標準偏差を示しています。

付図 5.7 および付図 5.8 には、T および G タイプを用いた減衰定数 10%エネルギースペクトルの平均と平均+標準偏差を示しています。

付図 5.9~5.12 には、地図上に周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒で測定した減衰定数 5% 相対速度応答スペクトル振幅を平均と平均+標準偏差の分布を示しています。順に T1、T2、G1、G2 タイプを用いた結果です。

付図 5.13 および付図 5.14 には、地図上に周期 2~10 秒で1 秒加算周期ごとに測定した減 衰定数 5%相対速度応答スペクトル振幅を平均と平均+標準偏差の分布を示しています。そ れぞれ T および G タイプを用いた結果です。

付図 5.15~5.18 には、同様に、周期 2 秒、3 秒、5 秒、7 秒、10 秒の減衰定数 5% 擬似速度 応答スペクトルの平均と平均+標準偏差の分布を示しています。順に T1、T2、G1、G2 タ イプを用いた結果です。

### 参考文献

横田治彦・片岡俊一・田中貞二・吉沢静代, 1989, 1923 年関東地震のやや長周期地震動 – 今村式2倍強震計記録による推定,日本建築学会構造系論文報告集,第401号, 35-45.

# 1. 応答スペクトル

1. 1 地震タイプごとの減衰定数 5%の相対速度応答スペクトル



付図 5.1-1 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(T1 タイプ、都県庁位置)。


付図 5.1-2 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(T1 タイプ、その他の地点)。



シナリオ群(60 ケース)に対する各応答スペクトルと観測記録の比較 ※黒線は横田ら(1989)により復元された大正関東地震の観測記録。



本郷

60 ケースに対する結果の平均および標準偏差との比較

※実線は平均(対数)、波線は平均±標準偏差(対数)。

赤線は80cm/s。

青線は横田ら(1989)により復元された大正関東地震の観測記録。

付図 5.1-3 減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(T1 タイプ、本郷、EW 成分)。



付図 5.2-1 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(T2 タイプ、都県庁位置)。



付図 5.2-2 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(T2 タイプ、その他の地点)。



付図 5.3-1 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(G1 タイプ、都県庁位置)。



付図 5.3-2 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(G1 タイプ、その他の地点)。



付図 5.4-1 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(G2 タイプ、都県庁位置)。



付図 5.4-2 各評価地点の減衰定数 5%相対速度応答スペクトル(G2タイプ、その他の地点)。



付図 5.5-1 各評価地点の減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル(Tタイプ、都県庁位置)。



付図 5.5-2 各評価地点の減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル(Tタイプ、その他の地点)。



付図 5.6-1 各評価地点の減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル(Gタイプ、都県庁位置)。



付図 5.6-2 各評価地点の減衰定数 5%擬似速度応答スペクトル (G タイプ、その他の地点)。

1. 3 減衰定数 10%エネルギースペクトル



※実線は平均(対数)、波線は平均+標準偏差(対数)。 付図 5.7-1 各評価地点の減衰定数 10%エネルギースペクトル(Tタイプ、都県庁位置)。



※実線は平均(対数)、波線は平均+標準偏差(対数)。 付図 5.7-2 各評価地点の減衰定数 10%エネルギースペクトル(Tタイプ、その他の地点)。



※実線は平均(対数)、波線は平均+標準偏差(対数)。 付図 5.8-1 各評価地点の減衰定数 10%エネルギースペクトル(G タイプ、都県庁位置)。



※実線は平均(対数)、波線は平均+標準偏差(対数)。 付図 5.8-2 各評価地点の減衰 10%エネルギースペクトル(Gタイプ、その他の地点)。

- 2. 分布図
- 2.1 地震タイプごとの減衰定数5%の相対速度応答スペクトル



付図 5.9 相対速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値と平均+標準偏差の分布 (T1 タイプ)。



付図 5.10 相対速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値と平均+標準偏差の分布 (T2タイプ)。



付図 5.11 相対速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値と平均+標準偏差の分布 (G1タイプ)。



付図 5.12 相対速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値と平均+標準偏差の分布 (G2タイプ)。

2. 2 減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトル



付図 5.13-1 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布 (Tタイプ)。



平均(対数、周期5秒) 平均+標準偏差(対数、周期5秒) 付図 5.13-2 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布(Tタイプ続き)。



平均(対数、周期7秒) 平均+標準偏差(対数、周期7秒) 付図 5.13-3 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布(Tタイプ続き)。



平均(対数、周期9秒) 平均+標準偏差(対数、周期9秒) 付図 5.13-4 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布(Tタイプ続き)。



付図 5.14-1 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布 (G タイプ)。



付図 5.14-2 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布(Gタイプ続き)。



付図 5.14-3 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布 (G タイプ続き)。



付図 5.14-4 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布 (G タイプ続き)。



平均(対数、周期 10 秒) 平均+標準偏差(対数、周期 10 秒) 付図 5.14-5 減衰定数 5%擬似速度応答スペクトルの分布(G タイプ続き)。

## 2.3 地震タイプごとの減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトル



付図 5.15 擬似速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値(上段)と平均+標準偏差(下 段)の分布(T1タイプ)。



付図 5.16 擬似速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値(上段)と平均+標準偏差(下 段)の分布(T2タイプ)。



付図 5.17 擬似速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値(上段)と平均+標準偏差(下 段)の分布(G1タイプ)。



付図 5.18 擬似速度応答スペクトル(周期2秒、3秒、5秒、7秒、10秒;減衰定数 5%)の平均値(上段)と平均+標準偏差(下 段)の分布(G2タイプ)。