

ISSN 1346-7301

国総研研究報告 第15号

平成15年10月

国土技術政策総合研究所 研究報告

RESEARCH REPORT of National Institute for Land and Infrastructure Management

No.15

October 2003

想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究

片岡 正次郎・日下部 毅明・村越 潤・由村 敬一

Study on a Procedure for Formulating Level 2 Earthquake Motion Based on Scenario Earthquakes

Shojiro KATAOKA, Takaaki KUSAKABE, Jun MURAKOSHI and Keiichi TAMURA

国土交通省 国土技術政策総合研究所

National Institute for Land and Infrastructure Management
Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Japan

想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究

片岡 正次郎*
日下部 毅明**
村越 潤***
田村 敬一****

要 旨

現在、土木構造物の耐震設計においては、設計の合理化の観点から、将来発生する地震を想定地震として特定した上で、設計地震動を設定するという方向が指向されている。しかし、想定地震から地震動を推定する技術が確立されていないことから、実際にこのような手法が採用される事例は極めて限定的である。設計の自由度向上のためにも、実務的な地震動推定手法の確立が急がれている。

本報告は、将来発生する可能性のある地震を想定して震源モデルを設定し、その震源モデルをもとに地震動を推定する手法を提案したものである。また、その手法に基づくレベル2地震動の試算を行った結果を示している。

キーワード：レベル2地震動、震源モデル、統計的グリーン関数法、想定地震

*危機管理技術研究センター地震防災研究室主任研究官

**危機管理技術研究センター地震防災研究室長

***独立行政法人土木研究所構造物研究グループ上席研究員

****独立行政法人土木研究所耐震研究グループ上席研究員

Study on a Procedure for Formulating Level 2 Earthquake Motion Based on Scenario Earthquakes

Shojiro KATAOKA*
Takaaki KUSAKABE**
Jun MURAKOSHI***
and
Keiichi TAMURA****

Synopsis

It has been gradually accepted in recent years that scenario earthquakes should be specified and taken into account to set up design ground motions more appropriately for seismic design of public works. There are few cases, however, that scenario earthquakes are specified and taken into account in engineering practice because no practical procedures have been established for simulating strong ground motions due to the scenario earthquakes. Such procedures are also expected to improve freedom of the seismic design.

This report presents a procedure for modeling source fault of scenario earthquakes and simulating ground motions that is readily applicable to engineering practice. Level 2 earthquake motions evaluated by the procedure are also presented.

Key Words: Level 2 earthquake motion, source fault model, stochastic Green's function method, scenario earthquake

*Senior Researcher, Earthquake Disaster Prevention Division, Research Center for Disaster Risk Management

**Head, Earthquake Disaster Prevention Division, Research Center for Disaster Risk Management

***Team Leader, Structures Research Group, Public Works Research Institute

****Team Leader, Earthquake Disaster Prevention Research Group, Public Works Research Institute

まえがき

国土交通省（旧建設省）においては、1995年兵庫県南部地震により所管施設に甚大な被害が生じたことを踏まえ、耐震設計基準類の妥当性について検討を行い、必要と判断されたものについては耐震設計基準類の改訂等を進めてきた。さらに「構造物の耐震安全性向上に関する技術検討会」を設置し、耐震安全性向上に関する技術的課題を整理し、今後の調査研究の方向と目標について、専門家の検討を仰いだ。

また、平成10年度に策定された新道路技術五箇年計画では、地域性を考慮した地震動の評価及び次世代耐震設計技術が重点技術研究開発項目に位置づけられた。これは、地震動の評価を基礎とする耐震設計技術の一層の向上が求められていることに呼応するものである。

レベル2地震動に関しては精力的な研究が進められているが、依然として、一般土木構造物の耐震設計等において構造物の建設地点に影響を及ぼす震源断層を特定し、震源過程を想定した上で推定される地震動に基づいて設計地震動を設定する事例は限定的である。これは、地震の震源自体の特性及び震源パラメータの評価が定まっていないこと、種々の解析手法が提案されているものの設計実務への適用性が明らかにされていないこと、また、算定結果の妥当性を評価するための方法が確立されていないこと等によるものであると考えられる。

以上のような状況を踏まえ、一般土木構造物の耐震設計実務に反映することを前提とした上で、レベル2地震動の合理的な設定手法及び地震ハザードマップの作成法に関する技術的な検討を行うことを目的として、地震学、地質学、地震工学等の分野の専門家からなる「レベル2地震動の設定手法に関する技術検討会」を平成10年度に建設省土木研究所（当時）に設置した。その後、平成13年度には国土交通省国土技術政策総合研究所に移設し、平成14年3月まで8回にわたり審議を重ねてきた。

本報告は、本検討会での審議をふまえ、レベル2地震動の設定手法に関する研究を取りまとめたものである。本検討会の座長をお引き受けいただいた大町達夫東京工業大学教授をはじめ委員の方々には、ご多忙中にも関わらず本検討会にご参加いただき、貴重なご意見、ご助言等を賜った。ここに本検討会の委員名簿を記すとともに、深甚なる感謝の意を表するものである。

「レベル2地震動の設定手法に関する技術検討会」委員名簿

座長	大町 達夫	東京工業大学大学院総合理工学研究科教授
	岩崎 敏男	(財)建設技術研究所理事長
	釜江 克宏	京都大学原子炉実験所助教授
	川島 一彦	東京工業大学大学院理工学研究科教授
	神田 順	東京大学大学院新領域創成科学研究科教授
	中川 康一	大阪市立大学大学院理学研究科教授
	平石 久廣	明治大学理工学部建築学科教授
	翠川 三郎	東京工業大学大学院総合理工学研究科教授
	山崎 晴雄	東京都立大学大学院理学研究科教授

(敬称略、五十音順)

目次

まえがき

1. 緒言	1
1.1 本研究の背景と目的	1
1.2 本研究の位置づけ	1
1.3 本報告の構成	2
2. レベル2地震動設定の基本方針	2
3. 想定地震に基づく地震動の推定手法	3
3.1 はじめに	3
3.2 震源モデルの設定手法	3
3.2.1 緒言	3
3.2.2 内陸地震の場合	3
3.2.3 海溝性地震の場合	6
3.2.4 まとめ	7
3.3 地震動の推定手法	10
3.3.1 緒言	10
3.3.2 統計的グリーン関数の作成	10
3.3.3 地震動の重ね合わせ	12
3.3.4 まとめ	14
4. レベル2地震動の試算	15
4.1 はじめに	15
4.2 内陸地震をレベル2対象地震とした試算	15
4.2.1 強震記録との比較	15
4.2.2 想定地震によるレベル2地震動の試算	22
4.3 海溝性地震をレベル2対象地震とした試算	24
4.3.1 距離減衰式との比較	24
4.3.2 他の手法による推定地震動との比較	25
4.3.3 想定地震によるレベル2地震動の試算	28
5. まとめと今後の課題	30
謝辞	31
参考文献	31

1. 緒言

1. 1 本研究の背景と目的

現在、土木構造物の耐震設計においては、計画地点周辺で将来発生する可能性のある地震を想定地震として特定し、その地震動を推定した上で、設計地震動を設定するという方向が指向されている。特にレベル2地震動は、主として構造物の安全性照査に供されるものであり、大震災を食い止めるためにも地点ごとに周辺の地震環境、地盤構造に十分配慮して設定されることが望ましい。

近年、このような地点ごとの特性を反映した地震動の推定手法が発展してきている。特に1995年兵庫県南部地震以後は、工学での利用を目的とした研究も盛んである。道路橋示方書(日本道路協会, 2002)など設計基準類の性能規定化が進められており、設計地震動の設定においても上記のような最新の知見、技術を積極的に導入する環境が整備されつつある。

しかし依然として、一般土木構造物の耐震設計等において、構造物の建設地点に影響を及ぼす震源断層を特定し、震源過程を想定した上で推定される地震動に基づいて設計地震動を設定する事例は限定的である。これは、地震の震源自体の特性及び震源パラメータの評価が定まっていないこと、種々の解析手法が提案されているものの設計実務への適用性が明らかにされていないこと、また、算定結果の妥当性を評価するための方法が確立されていないこと等によるものであると考えられる。

以上のような背景から、本研究では想定地震に基づく地震動推定手法の実用性を向上させることにより、レベル2地震動の設定手法の確立に資することを目的としている。具体的には、設計実務に活用しやすい想定地震の震源モデルの設定手法及び地震動の推定手法を提案するとともに、レベル2地震動の試算を行うものである。

1. 2 本研究の位置づけ

特に強度の高い設計地震動に対する耐震設計では、構造物の塑性化を許容し、非線形挙動を考慮した動的応答解析等を行う場合が多いと考えられる。そのため、レベル2地震動を設定する際には、時刻歴波形まで得られる地震動推定手法を用いる必要がある。

過去に発生した地震については、経験的グリーン関数法(e.g. Irikura, 1986)、統計的グリーン関数法(e.g. 釜江・他, 1991)及びそれらと理論的手法のハイブリッド法(e.g. Kamae et al., 1998)が時刻歴波形を推定する手法としてよく用いられている。これらの手法を将来発生する地震に適用することを考えると、経験的グリーン関数法では、計画地点に強震計が設置されていない場合がほとんどであり、設置されていても適切な小地震記録が得られてい

ない可能性がある。また、理論的手法では、膨大な地盤構造データが必要であることに加え、震源時間関数を特定することも現時点では困難である。

統計的グリーン関数法による地震動の合成は従来、S波の加速度振幅スペクトルの統計モデル(Boore, 1983)から小地震による地震動を人工的に作成し、これをグリーン関数として地震基盤面で合成することで行われてきている(釜江・他, 1991; 壇・他, 2000; 片岡・田村, 2000)。この手法は、過去に得られた強震記録の統計的な性質に基づいてグリーン関数を設定するため、必要な情報量が比較的少なく、任意の地点に適用可能なこともあり、将来発生する地震を想定した地震動推定には有効な手法の一つであるといえる。その反面、例えば地震基盤面以浅の地盤構造及び表面波の影響評価や、位相特性を適切に設定することが困難であるというような課題もある。

そこで本報告では、小地震の規模と震源距離から工学的基盤面における加速度応答スペクトル(佐藤・他, 2002)を距離減衰式により推定し、それにフィッティングさせた地震動を統計的グリーン関数として用いる。これにより、平均的にはあるが、地震基盤面から工学的基盤面までの地盤構造及び表面波の影響を考慮することが可能となる。また、同様に小地震の規模と震源距離から工学的基盤面における加速度波形の包絡線(佐藤・他, 2002)を推定し、それにフィッティングさせることで統計的グリーン関数の位相特性を設定している。この場合でも、前述した既往の研究と同様に、位相特性の設定には課題がある。ただし、設計地震動を設定する際には、時刻歴波形が必要とされる場合においても、設計基準類との比較からはまず設計用応答スペクトルが議論の対象になるため、応答スペクトルによって小地震の地震動を規定する方が、位相特性の設定に鈍感で安定した結果が得られると考えられる。

上述の統計的グリーン関数法を用いて地震動の推定を行う際には、想定地震に対して静的・動的パラメータを含めた震源モデルを設定する必要がある。想定地震とは、将来発生し、計画地点に大きく影響を及ぼす可能性がある地震を特定したものであるが、将来発生する地震の震源モデルを設定する手法については研究途上であり、設計実務への導入は困難な段階である。本報告では、今までに提案されている手法(入倉・他, 2001; 壇・他, 2001)をもとに、実務的な観点から単純化を図った上で、上述の統計的グリーン関数法による地震動の推定を前提とした震源モデルの設定手法を提案する。さらにこれらの震源モデルの設定手法、地震動の推定手法を用いてレベル2地震動の試算を行う。

以上のことから、本研究は設計実務に活用しやすい震

源モデルの設定手法及び地震動の推定手法を提案することにより、対象地点の周辺で大地震の発生が予想される場合に、その地震の特性を反映したレベル2地震動の設定に資するものと位置づけられる。

1. 3 本報告の構成

本報告は、以下の5章より成っている。

第1章「緒言」では、本研究の目的と位置づけについて述べている。

第2章「レベル2地震動設定の基本方針」では、本報告におけるレベル2地震動の定義をはじめ、レベル2地震動を設定する際の基本方針を述べる。

第3章「想定地震に基づく地震動の推定手法」では、将来発生する可能性のある地震を想定して震源モデルを設定し、その震源モデルを用いて地震動を推定する手法を提案する。

第4章「レベル2地震動の試算」では、内陸地震と海溝型地震のそれぞれについて、第3章で示した手法に基づくレベル2地震動の試算を行った結果を示す。

第5章「まとめと今後の課題」では、本研究で得られた成果を総括して述べるとともに、今後の課題を整理する。

2. レベル2地震動設定の基本方針

本章では、次章以降に示す震源モデルの設定手法、地震動の推定手法の提案並びにレベル2地震動の試算に先立ち、本報告におけるレベル2地震動の定義をはじめ、レベル2地震動を設定する際の基本方針を述べる。今後、本報告で提案する手法等を用いて地点ごとにレベル2地震動を設定する場合には、これらの基本方針に十分留意する必要がある。

(1) レベル2地震動の定義

本報告におけるレベル2地震動の定義は、土木学会レベル2地震動研究小委員会(2001)と同様とする。すなわち、レベル2地震動とは構造物の耐震設計に用いる入力地震動で、現在から将来にわたって当該地点で考えられる最大級の強さをもつ地震動とする。

(2) レベル2対象地震とその選定

レベル2地震動は、当該地点周辺の地震環境を十分に考慮して設定する。そのために、まず当該地点で考慮すべきレベル2対象地震を選定し、その地震が発生した場

合の地震動を当該地点におけるレベル2地震動とする。

当該地点で考慮すべきレベル2対象地震は、過去の地震や活断層などに関する地震学的、地質学的な情報、地震発生確率や地震危険度を評価した結果等をもとに、これらを総合的に考慮した上で選定する。

(3) 地震動推定手法

レベル2地震動を用いた耐震設計においては、構造物の非線形挙動を考慮した動的応答解析等を行う場合が多いと考えられることから、時刻歴波形まで得られる地震動推定手法を用いるものとする。想定地震による地震動の時刻歴波形を推定する手法としては、経験的手法、半経験的手法、理論的手法及びこれらの組み合わせであるハイブリッド法があるが、強震記録や地盤構造など、入手可能な情報に基づいて、適切な地震動推定手法を用いるものとする。

例えば、想定地震の断層面付近で発生した小地震による強震記録が得られている場合には、経験的グリーン関数法により広い周期帯域における地震動を推定することが可能である。しかし、当該地点でそのような強震記録が得られていないことも考えられるため、本研究では、過去に得られた多数の強震記録の統計的性質に基づく地震動推定手法を提案する。本手法は統計的グリーン関数法の一つであるが、必要な情報量が少なく任意の地点に適用でき、(4)で述べるようなパラメータスタディが比較的少ない計算量で実行できるという特徴がある。

(4) 地震動の推定における不確定性

将来発生する地震については、震源断層の破壊過程を一意的に決定できないため、レベル2対象地震の震源モデルを様々に変化させて試算を行い、地震危険度を評価した結果等を合わせ、総合的に判断してレベル2地震動を設定する。その際、過去に発生した地震の震源モデルの統計的性質に基づいて種々の震源モデルを設定し、現実的な範囲でパラメータスタディを行うものとする。

上記の結果に基づいてレベル2地震動を設定する際に考慮する項目としては、地震発生確率とその推定精度、地震動強さの変動幅や推定精度、構造物の重要度や目標とする耐震性能等が挙げられる。ただし、これらの項目を全て考慮するかどうかについては、意見の分かれるところである。また、レベル2地震動の設定という技術的判断を行う際の基準も現時点では明確ではない。これらの課題については、今後、本研究で提示する手法を土木構造物の耐震設計実務に適用する過程も含め、検討を行っていく予定である。

3. 想定地震に基づく地震動の推定手法

3. 1 はじめに

本章では、内陸地震と海溝型地震のそれぞれについて将来発生すると想定する地震、すなわち想定地震の震源モデルの設定手法、並びに設定した震源モデルに基づく地震動推定手法を提案する。震源モデルについては、今までに提案されている手法(入倉・他, 2001; 壇・他, 2001)をもとに、実務的な観点から単純化を図った設定手法を提案する。また、地震動の推定手法については、必要な情報量が比較的少なく、任意の地点に適用可能な統計的グリーン関数法に基づく手法を提案する。

3. 2 震源モデルの設定手法

3. 2. 1 緒言

内陸活断層による地震(内陸地震とよぶ)と海溝などのプレート境界で発生する地震(海溝型地震とよぶ)では、例えば断層面積と地震モーメントの関係など、各断層パラメータ間の平均的關係が異なる。ここでは、内陸地震と海溝型地震に分けて、それぞれの地震が将来に発生する場合を想定した震源モデルの設定手法を示す。

3. 2. 2 内陸地震の場合

(1)断層面の位置(走向 ϕ , 傾斜角 δ)と断層長さ L を決定する。

対象地点周辺における活断層を活断層マップ等によって選定し、各断層セグメントの走向 ϕ と傾斜角 δ を決定する。また、同時に活動する可能性の高い断層セグメントの長さの合計を対象地震の断層長さ L とする。ここで、断層長さ L を設定する際には、松田・他(2000)による起震断層の表などを参考にすることができる。

(2)断層幅 W を決定する。

Shimazaki(1986)は、内陸地震の断層幅が上部地殻の地震発生層の層厚 H によって制限され、地震モーメント $M_0 = 7.5 \times 10^{25}$ [dyne·cm] を境にこれより地震モーメントが大きい地震では断層幅が頭打ちすると指摘している。武村(1998)はこの考えに基づき、日本の既往内陸地震について、 $M_0 < 7.5 \times 10^{25}$ [dyne·cm] では $W = 2/3L$, $M_0 \geq 7.5 \times 10^{25}$ [dyne·cm] では $W = 13$ [km] の平均的關係があるという結果を得ており、この $W = 13$ [km] が日本における平均

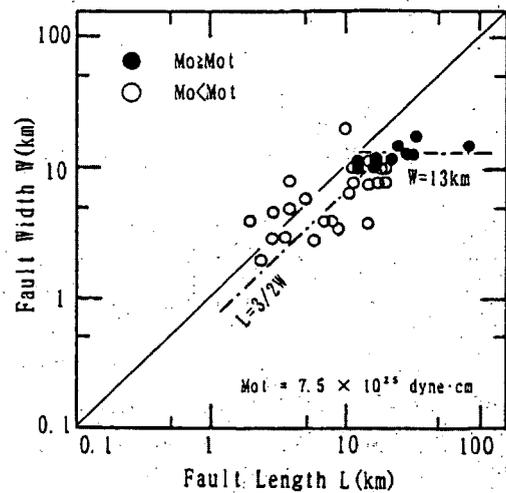


図-3.1 内陸地震の断層長さとの幅の関係(武村, 1998)

- Somerville et al. (1999)
- Miyakoshi (personal comm.)
- ⊙ low angle dip-slip fault
- Wells and Coppersmith (1994)

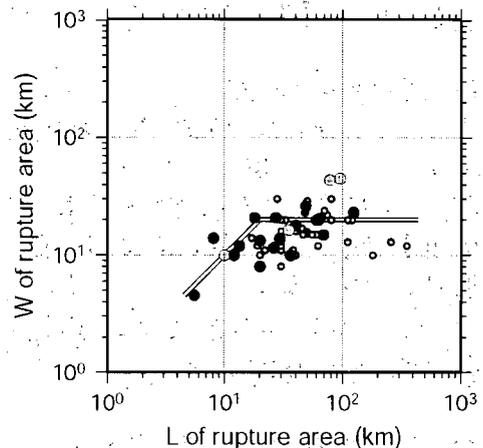


図-3.2 内陸地震の断層長さとの幅の関係(入倉・他, 2001 に加筆)

的な地震発生層の層厚に対応している(図-3.1)。

一方、入倉・他(2001)は、Somerville et al.(1999)が収集した15の内陸地震の震源モデル、Miyakoshi et al.(2000)が収集した7の内陸地震の震源モデル及びWells and Coppersmith(1994)が収集した内陸地震の震源パラメータから、 $L < 20$ [km] では $W=L$, $L \geq 20$ [km] では $W=H/\sin \delta$ とすることを提案している(図-3.2)。

ここでは安全側の評価として、 $L < H/\sin \delta$ では $W=L$, $L \geq H/\sin \delta$ では $W=H/\sin \delta$ とする。地震発生層の層厚 H は微小地震の発生範囲と対応している(Ito, 1999)。

(3)断層面積 S を計算する。

$S=L \times W$ によって求められる。

(4)地震モーメント M_0 を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから、

$$S [\text{km}^2] = 2.23 \times 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} [\text{dyne} \cdot \text{cm}] \quad (3.1)$$

の関係を得ているが、対象とした地震の中で最大の地震規模は $M_w=7.2$ であり、それより規模が大きい地震に対する適用性は確認されていない。一方、Well and Coppersmith (1994) による断層面積は、地震モーメントが大きい地震では Somerville et al. (1999) の関係と比較して系統的に小さくなっている (図-3.3)。このことから、入倉・他 (2001) は Shimazaki (1986) に従い、断層幅が飽和する $W=20[\text{km}]$ の地震 ($M_0 \geq 7.6 \times 10^{25} [\text{dyne} \cdot \text{cm}]$) について $S \propto M_0^{1/2}$ が成り立つと仮定し、

$$S [\text{km}^2] = 4.59 \times 10^{-11} \cdot M_0^{1/2} [\text{dyne} \cdot \text{cm}] \quad (3.2)$$

の経験的関係を得ている。

以上のことから、ここでは断層幅が飽和しない場合には式(3.1)、飽和する場合には式(3.2)を用いて、断層面積 S から地震モーメント M_0 を設定するものとする。

(5)平均くい違い量 D を計算する。

地震モーメント M_0 、せん断剛性率 μ 、断層面積 S から $D=M_0/(\mu S)$ によって求められる。日本の上部地殻の地震発生層におけるせん断剛性率はおよそ $3 \times 10^{11} [\text{dyne}/\text{cm}^2]$ であるが、活断層周辺における地下構造からせん断剛性率を求めることが望ましい。なお、 $\mu=3 \times 10^{11} [\text{dyne}/\text{cm}^2]$ とすると、密度 ρ と S 波速度 β は $\mu=\rho\beta^2$ より $\rho=2.6 [\text{g}/\text{cm}^3]$ 、 $\beta=3.4 [\text{km}/\text{s}]$ 程度となる。

(6)アスペリティの個数と面積を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから矩形アスペリティを抽出し、それぞれの震源モデルに平均 2.6 個のアスペリティがあり、平均的にはアスペリティの合計面積が全断層面積の 22% を占め、最大のアスペリティが同じく 16% を占めるという結果を得ている。

入倉・他 (2001) はこの結果から小さいアスペリティを除外し、平均は 2.1 個という結果を得た上で、各断層セグメントに 1 個または 2 個のアスペリティを置くことを提案しているが、1 個または 2 個のどちらを採用すべきかの根拠は現時点ではないとしている。

このアスペリティの面積 (大きさ) は推定地震動の卓越周期に大きな影響を及ぼす (釜江・入倉, 1997) ことか

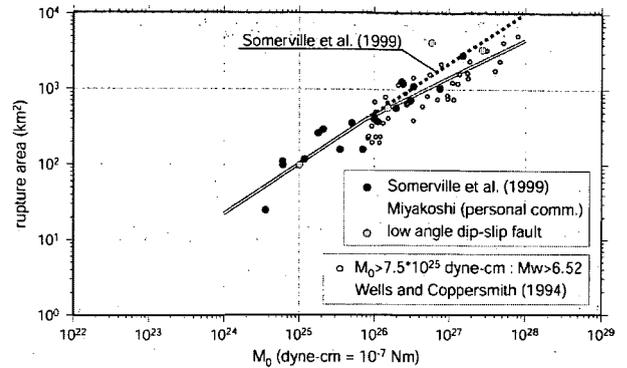


図-3.3 断層面積と地震モーメントの関係 (入倉・他, 2001 に加筆)

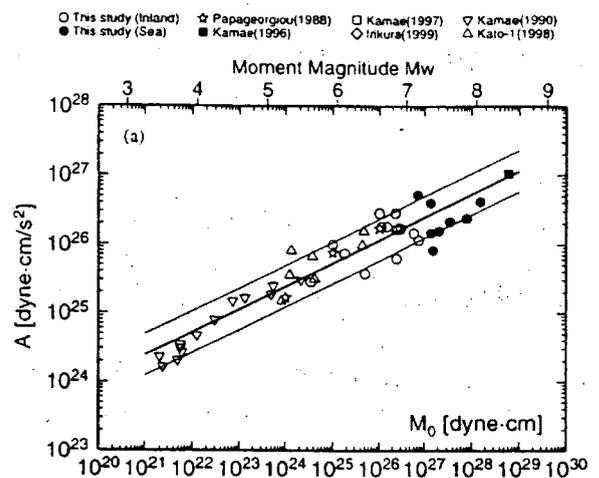


図-3.4 短周期レベルと地震モーメントの関係 (壇・他, 2001)

ら、ここでは各セグメントのアスペリティが 1 個の場合と 2 個の場合の両方を想定し、1 個の場合には全断層面積の 22%、2 個の場合には大きい方が 16%、小さい方が 6% を占めることとする。ただし、大きなセグメントについては、アスペリティが 3 個以上の場合も検討する必要がある。

なお、Somerville et al. (1999) はアスペリティの長さ と 幅の比がほぼ 1 になるとしていることから、アスペリティはなるべく正方形に近い形状をとるものとする。

(7)アスペリティと背景領域でのくい違い量と応力降下量を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから抽出した矩形アスペリティについて、アスペリティ内での平均すべり量 D_a が全断層面での平均すべり量 D の 2.01 倍になるという結果を得ている。

入倉・三宅 (2000) は応力降下量が円形クラックの静的破壊に関する式 (Eshelby, 1957) で算定でき、各アスペリティの応力降下量が等しく、アスペリティの地震モーメントと面積が自己相似の関係にある (アスペリティの面積が地震モーメントの 2/3 乗に比例する)、という仮定から、セグメントにアスペリティが 1 個の場合には $\sigma_a=9.6[\text{MPa}]$ 、2 個の場合には $\sigma_{a1} = \sigma_{a2}=12.6[\text{MPa}]$ とすることを提案している。その結果、アスペリティが 1 個の場合には $D_a=2.01D$ 、2 個の場合には大きい方が $D_{a1}=2.24D$ 、小さい方が $D_{a2}=1.37D$ のくい違い量になる。また、背景領域についてはアスペリティの個数に関わらず応力降下量 $\sigma_b=1.8[\text{MPa}]$ 、くい違い量 $D_b=0.72D$ となる。

一方、壇・他(2001)は過去に提案されている不均質な震源モデルから短周期レベル A (短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル) を算定し、その地震モーメントとの経験式

$$A[\text{dyne}\cdot\text{cm/s}^2]=2.46\times 10^{17}\times Mo^{1/3}[\text{dyne}\cdot\text{cm}] \quad (3.3)$$

を得ている (図-3.4)。そして、この短周期レベルに一致するような応力降下量を求めた結果、せん断剛性率 $3\times 10^{11}[\text{dyne}/\text{cm}^2]$ の場合に $12.6[\text{MPa}]$ という値を得ている。ただし、この場合のアスペリティは全断層面積の 35% を占めている。また、背景領域の応力降下量は $2.9[\text{MPa}]$ となっている。

以上のことから、ここではアスペリティの個数に関わらず、アスペリティでの応力降下量を $\sigma_a=13[\text{MPa}]$ とし、アスペリティが 1 個の場合には $D_a=2.01D$ 、2 個の場合には大きい方が $D_{a1}=2.24D$ 、小さい方が $D_{a2}=1.37D$ のくい違い量とする。また、背景領域については Boatwright (1988) のアスペリティモデルに関する検討を踏まえ、応力降下量 $\sigma_b=2.6[\text{MPa}]$ 、くい違い量 $D_b=0.72D$ とする。この場合、壇・他(2001)と同様に短周期レベルを算定すると、震源域での S 波速度 $\beta=3.4[\text{km/s}]$ の場合 $A[\text{dyne}\cdot\text{cm/s}^2]=2.5\times 10^{17}\times Mo^{1/3}[\text{dyne}\cdot\text{cm}]$ となり、壇・他 (2001) の式とほぼ同じ係数が得られる。

(8)破壊伝播速度 v 、立ち上がり時間 τ を決定する。

Somerville et al. (1999) は、収集した 15 の内陸地震の震源モデルから、破壊伝播速度については $2.4[\text{km/s}]$ から $3.0[\text{km/s}]$ の値を得ており、その平均値は $v=2.7[\text{km/s}]$ となっている。これは地震発生層における S 波速度 $\beta\sim 3.4[\text{km/s}]$ の約 0.8 倍である。

Day (1982) は、動力学モデルに基づく三次元差分法による断層破壊シミュレーションの結果から、幅 W が長さ L に対して十分小さい細長い断層について $\tau=0.5 W/v$ の近似的関係を得ている。ただし、中村・宮武(2000)も

表-3.1 内陸地震の震源モデルにおける立ち上がり時間と破壊伝播速度及びアスペリティ・背景領域の大きさと係数 α ($\tau=\alpha w/v$)

1995 年兵庫県南部地震 (山田・他, 1999)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ 1	0.4	2.8	4.8	0.23
アスペリティ 2	0.5	2.8	6.4	0.22
アスペリティ 3	0.6	2.8	11.2	0.15
アスペリティ 4	0.6	2.8	8.0	0.21
1997 年 3 月の鹿児島県北西部地震 (三宅・他, 1999)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ	0.5	2.5	6	0.21
1997 年 5 月の鹿児島県北西部地震 (三宅・他, 1999)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ	0.5	2.5	3	0.38
2000 年鳥取県西部地震 (池田・他, 2002)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ 1	0.6	2.5	4.8	0.31
アスペリティ 2	0.6	3.0	4.8	0.38
背景領域	2.04	2.5	16.8	0.30

同様のシミュレーションによって確認しているように、 τ は上式で得られる値よりも破壊開始点近くで 2 倍程度大きく、破壊停止点近くで 0.5 倍程度に小さくなる傾向がある。

半経験的波形合成では、 τ のおよそ 2 倍以上の周期をもつ地震動成分がコヒーレントに重ね合わされる。したがって、 τ が小さくなるほど、より短い周期の地震動成分がコヒーレントに重ね合わされるようになり、合成結果として大きな振幅をもつ地震動が得られる。

以上のことから、ここでは、ばらつきの範囲内で安全側に評価し、 $\tau=0.25 w/v$ とする。ここで、 w は個々のアスペリティ及び背景領域について、その長さの短い方を示す。表-3.1 は、既往の研究で得られた内陸地震の震源モデルにおけるこれらのパラメータをまとめたものであるが、比例定数 α は 0.5 よりも小さく、概ね 0.25 に近い値となっていることが分かる。

また、破壊伝播速度については、 $v=0.70\beta$ 、 $v=0.80\beta$ 、 $v=0.90\beta$ の 3 ケースを設定し、 τ についても $\tau=0.25 w/v$ から計算される 3 ケースを考慮するものとする。これにより、破壊伝播速度の不確実性ととも、アスペリティから発生するパルス波の周期の不確実性も考慮することができる。

(9)震源位置, アスペリティ位置を設定する.

事前に想定することは困難なため, 断層面内で系統的に設定する. ただし, 地表地震断層の変位が大きいところでは, その直下での震源断層のくい違いも大きい可能性が高いことや, アスペリティの下端から破壊が開始される場合が多い (Somerville et al., 1999) ことにも十分配慮して震源位置, アスペリティ位置を設定するものとする.

3. 2. 3 海溝型地震の場合

(1)断層面の位置 (走向 ϕ , 傾斜角 δ) と断層長さ L , 断層幅 W を決定する.

対象地点周辺における既往の海溝型地震を選定し, 提案されている震源モデル (e.g. 佐藤, 1989) や推定されているプレート境界の形状等をもとに, 断層面の走向 ϕ , 傾斜角 δ , 断層長さ L , 断層幅 W を決定する.

(2)断層面積 S を計算する.

$S=L \times W$ によって求められる.

(3)地震モーメント M_0 を決定する.

金森(1991)は, 海溝型地震の平均的な静的応力降下量を 3[MPa]として,

$$S[\text{km}^2]=1.88 \times 10^{-15} \cdot M_0^{2/3}[\text{dyne} \cdot \text{cm}] \quad (3.4)$$

の関係を得ている (図-3.5).

(4)平均くい違い量 D を計算する.

地震モーメント M_0 , せん断剛性率 μ , 断層面積 S から $D=M_0/(\mu S)$ によって求められる. 日本の海溝付近におけるせん断剛性率はおおよそ $5 \times 10^{11}[\text{dyne}/\text{cm}^2]$ であるが, 想定した断層面周辺におけるデータからせん断剛性率を求めることが望ましい. なお, $\mu=5 \times 10^{11}[\text{dyne}/\text{cm}^2]$ とすると, 密度 ρ と S 波速度 β は $\mu=\rho\beta^2$ より $\rho=3.1[\text{g}/\text{cm}^3]$, $\beta=4.0[\text{km}/\text{s}]$ 程度となる.

(5)アスペリティの個数と面積を決定する.

Somerville et al.(1998)は, 収集した海溝型地震の震源モデルから矩形アスペリティを抽出し, 平均的にはアスペリティの合計面積が全断層面積の 25% を占め, 最大のアスペリティが同じく 17% を占めるという結果を得ている.

ここではアスペリティが 1 個の場合と 2 個の場合の両方を想定し, 1 個の場合には全断層面積の 25%, 2 個の場合には大きい方が 17%, 小さい方が 8% を占めることとする. なお, 断層面が 2 つ以上に分かれている場合,

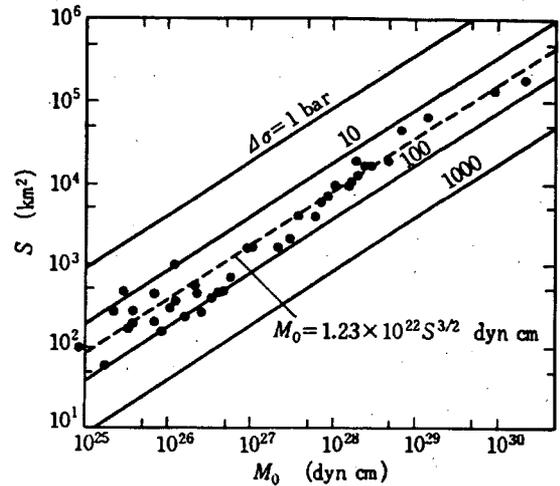


図-3.5 断層面積と地震モーメントの関係 (金森, 1991)

それぞれの断層面に 1 個ないし 2 個のアスペリティを想定することとする. ただし, 大きな断層面については, アスペリティが 3 個以上の場合も検討する必要がある. なお, ここでもアスペリティはなるべく正方形に近い形状をとるものとする.

(6)アスペリティと背景領域でのくい違い量と応力降下量を決定する.

Somerville et al. (1998) は, 収集した海溝型地震の震源モデルから抽出した矩形アスペリティについて, アスペリティ内での平均すべり量 D_a が全断層面での平均すべり量 D の約 2 倍になるという結果を得ている.

壇・他(2000)は前述の内陸地震と同様の方法で応力降下量を求めた結果, せん断剛性率 $5 \times 10^{11}[\text{dyne}/\text{cm}^2]$ の場合に 8.29[MPa] という値を得ている. ただし, この場合のアスペリティは全断層面積の 35% を占めている. また, 背景領域の応力降下量は 1.91[MPa] となっている.

ここでは, アスペリティを 2 個とした場合に, 内陸地震の場合と同様の方法でアスペリティと背景領域での応力降下量を求めた結果から, $\sigma_{a1} = \sigma_{a2} = 16[\text{MPa}]$ 及び $\sigma_b = 2.7[\text{MPa}]$ とし, アスペリティが 1 個の場合には $D_a = 2.0D$, 2 個の場合には大きい方が $D_{a1} = 2.22D$, 小さい方が $D_{a2} = 1.57D$ のくい違い量とする. また, 背景領域については応力降下量 $\sigma_b = 2[\text{MPa}]$, くい違い量 $D_b = 0.67D$ とする.

この場合, 壇・他(2000)と同様に短周期レベルを算定すると, 震源域での S 波速度 $\beta = 4.0[\text{km}/\text{s}]$ の場合 $A[\text{dyne} \cdot \text{cm}/\text{s}^2] = 4.1 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}[\text{dyne} \cdot \text{cm}]$ となり, 式(1.3)の係数 2.46×10^{17} よりも大きな値となる. これは, 海溝型地震

表-3.2 海溝型地震の震源モデルにおける立ち上がり時間と破壊伝播速度及びアスペリティの大きさと係数 α ($\tau = \alpha w/v$)

1946年南海地震 (釜江, 1996)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ1	3.0	2.5	40	0.19
アスペリティ2	3.0	2.5	28	0.27
1923年関東地震 (池田・他, 2000)				
	τ [s]	v [km/s]	w [km]	α
アスペリティ1	5.0	2.0	18	0.56
アスペリティ2	5.0	2.0	18	0.56

が内陸地震よりも応力降下量が大きい傾向があるという既往の研究(e.g. 佐藤・他, 1998; 加藤・他, 1998)と一致するものである。

(7)破壊伝播速度 v , 立ち上がり時間 τ を決定する。

内陸地震と同様に, 破壊伝播速度については, $v=0.70\beta$, $v=0.80\beta$, $v=0.90\beta$ の3ケースを設定し, τ についても $\tau = 0.25 w/v$ から計算される3ケースを考慮するものとする。表-3.2 は, 既往の研究で得られた海溝型地震の震源モデルにおけるこれらのパラメータをまとめたものである。1946年南海地震の震源モデルについては, 比例定数 α は 0.25 に近い値となっている。1923年関東地震の震源モデルについては α の値がやや大きくなっているが, このモデルでは長辺が短辺の2倍程度ある細長いアスペリティを仮定していることも関係していると考えられる。

(8)震源位置, アスペリティ位置を設定する。

事前に想定することは困難なため, 断層面内で系統的に設定する。ただし, 同じ場所で繰り返し発生する地震のアスペリティ位置には共通性があることや, アスペリティは震源から離れて位置する特徴がある(菊地・山中, 2001) ことにも十分配慮して震源位置, アスペリティ位置を設定するものとする。

3. 2. 4 まとめ

以上で得られた値と用いた関係式等をまとめて表-3.3 と表-3.4 に示す。なお, これらの関係式や得られた値などは, 現時点での地震学的知見に基づく平均的な震源モデル像を反映したものであり, 対象地域での地盤特性や地震発生特性等が分かっている場合には, それらを十分に活用するものとする。

表-3.3 内陸地震の震源パラメータの設定

パラメータ	設定値	備考
走向 ϕ , 傾斜角 δ	活断層マップ等	
断層長さ L [km]	同時に活動するセグメント長の合計	
断層幅 W [km]	$W = L$ ($L < H/\sin \delta$) $W = H/\sin \delta$ ($L \geq H/\sin \delta$)	入倉・三宅(2000). H : 地震発生層の層厚[km]
断層面積 S [km ²]	$S = L \times W$	
地震モーメント Mo [dyne·cm]	$S = 2.23 \times 10^{-15} \cdot Mo^{2/3}$ ($L < H/\sin \delta$) $S = 4.59 \times 10^{-11} \cdot Mo^{1/2}$ ($L \geq H/\sin \delta$)	Somerville et al. (1999) 入倉・他(2001)
平均くい違い量 D [cm]	$D = Mo / (10^{10} \times \mu S)$	μ : せん断剛性率[dyne/cm ²]
立ち上がり時間 τ [s]	$\tau = 0.25w/v$	Day(1982)の係数変更
破壊伝播速度 v [km/s]	$v = 0.70\beta, 0.80\beta, 0.90\beta$	β : S波速度[km/s]
アスペリティ面積 S_a [km ²]	$S_a = 0.22S$	Somerville et al. (1999)
アスペリティ (大) 面積 S_{a1} [km ²]	$S_{a1} = 0.16S$	Somerville et al. (1999)
アスペリティ (小) 面積 S_{a2} [km ²]	$S_{a2} = 0.06S$	Somerville et al. (1999)
アスペリティくい違い量 D_a [cm]	$D_a = 2.0D$	Somerville et al. (1999)
アスペリティ (大) くい違い量 D_{a1} [cm]	$D_{a1} = 2.24D$	入倉・他(2001)
アスペリティ (小) くい違い量 D_{a2} [cm]	$D_{a2} = 1.37D$	入倉・他(2001)
背景領域くい違い量 D_b [cm]	$D_b = 0.72D$	入倉・他(2001)
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	$\sigma_a = 13$	入倉・他(2001)
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	$\sigma_b = 2.6$	Boatwright(1988)から推定

表-3.4 海溝型地震の震源パラメータの設定

パラメータ	設定値	備考
走向 ϕ , 傾斜角 δ	既往地震等	
断層長さ L [km]	既往地震等	
断層幅 W [km]	既往地震等	
断層面積 S [km ²]	$S = L \times W$	
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	$S = 1.88 \times 10^{15} \cdot M_0^{2/3}$	金森(1991)
平均くい違い量 D [cm]	$D = M_0 / (10^{10} \times \mu S)$	μ : せん断剛性率 [dyne/cm ²]
立ち上がり時間 τ [s]	$\tau = 0.25w/v$	Day(1982)の係数変更
破壊伝播速度 v [km/s]	$v = 0.70\beta, 0.80\beta, 0.90\beta$	β : 震源域のS波速度 [km/s]
アスペリティ面積 S_a [km ²]	$S_a = 0.25S$	Somerville et al. (1998)
アスペリティ (大) 面積 S_{a1} [km ²]	$S_{a1} = 0.17S$	Somerville et al. (1998)
アスペリティ (小) 面積 S_{a2} [km ²]	$S_{a2} = 0.08S$	Somerville et al. (1998)
アスペリティくい違い量 D_a [cm]	$D_a = 2.0D$	Somerville et al. (1998)
アスペリティ (大) くい違い量 D_{a1} [cm]	$D_{a1} = 2.22D$	入倉・他(2001)
アスペリティ (小) くい違い量 D_{a2} [cm]	$D_{a2} = 1.57D$	入倉・他(2001)
背景領域くい違い量 D_b [cm]	$D_b = 0.67D$	入倉・他(2001)
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	$\sigma_a = 16$	入倉・他(2001)
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	$\sigma_b = 2.7$	Boatwright(1988)から推定

3. 3 地震動の推定手法

3. 3. 1 緒言

ここでは、レベル2地震動を設定する際に、3. 2の手順で設定したレベル2対象地震の震源モデルに基づいて、対象地点での地震動を推定するための計算手法を示す。

レベル2対象地震となるような比較的大規模な地震の場合、小地震の地震動を計算したのち、大規模な地震の震源モデルに従ってそれらを重ね合わせるにより、複雑な震源の破壊過程を考慮した地震動の推定を行うことができる。このとき、小地震の地震動はグリーン関数と呼ばれ、経験的手法、統計的手法、理論的手法あるいはそれらを組み合わせたハイブリッド法によって設定することが可能である。これらの手法にはそれぞれ対象とする周期帯域や必要なデータ等の特徴があるが、本報告では1. 2で述べたように、比較的必要なデータが少なく、任意の地点に適用できる手法である統計的グリーン関数法を用いる。

3. 3. 2 統計的グリーン関数の作成

K-NET観測点のうちI種地盤で得られた強震記録（水平2成分，S波初動部とそれ以降）から計算した水平面内での最大応答を目的変数，気象庁マグニチュード M_J と震源距離 X を説明変数として，ダミー係数を用いた二段階回帰分析により，I種地盤における地震動の加速度応答スペクトルの推定式を作成した。表-3.5に解析に用いた強震記録の一覧を示す。ここでは，地震のタイプ別の特性を反映するために，内陸地震と海溝型地震それぞれについて加速度応答スペクトルの推定式を作成した。ただし，海溝型地震については，強震記録が得られた地震が近畿・中国・四国地方になく，東日本（東経137度以東）と九州（東経132度以西）の地震の両方の強震記録が得られている観測点がないために，東日本と九州のデー

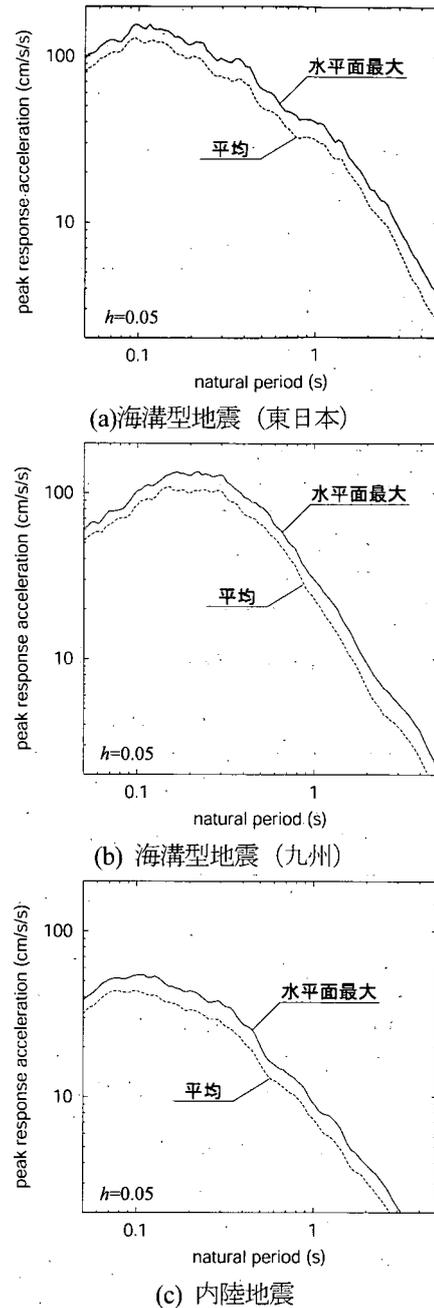


図-3.6 推定式に基づくS波速度700[m/s]相当の解放基盤面における加速度応答スペクトルの例 ($M_J=6.0$, 震源距離 $X=50$ [km])

表-3.5 解析に用いた強震記録

	海溝型地震 (東日本)	海溝型地震 (九州)	内陸地震
地震数	43	10	44
成分数	1498	444	2994
観測点数	308	67	468
M_J の範囲	5.0-6.4	5.0-6.6	4.5-6.5
震源距離の範囲(km)	37-200	45-200	4-200
震源深さの範囲(km)	0-60	32-54	0-23

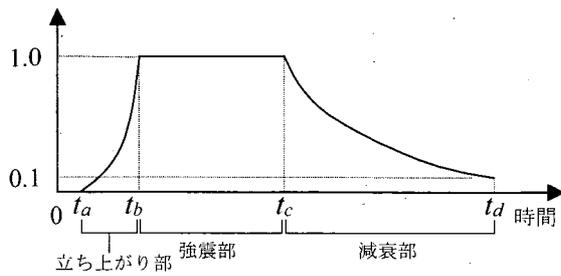


図-3.7 Jennings型包絡形

タが互いに独立となった。このため、これら2地域のデータセットで別々に回帰分析を行った。

上記のK-NET観測点のうち、地盤データにS波速度 $V_s=600[\text{m/s}] \sim 800[\text{m/s}]$ の層があり、その層よりも浅い地盤の固有周期が $0.05[\text{s}]$ よりも短い観測点を選択し、 $V_s=700[\text{m/s}]$ 相当の工学的基盤の観測点とした。表層地盤の固有周期が $0.05[\text{s}]$ よりも短い観測点を選択したのは、表層地盤による地震動の増幅が、ここで着目している $0.1 \sim 5[\text{s}]$ 程度の周期帯域の地震動に及ぼす影響を避けるためである。上述のダミー係数を用いた二段階回帰分析の際に、全ての観測点について地点補正係数が得られているため、選択した工学的基盤の観測点における地点補正係数の平均値を推定式に乗じることにより、 $V_s=700[\text{m/s}]$ 相当の工学的基盤における加速度応答スペクトル(減衰定数5%)の推定式を作成した。推定式は次式で表される。

$$\log S_a(T) = a(T)M_J - \log X + b(T)X + c(T) \quad (3.5)$$

ここで、 $S_a(T)$ は加速度応答スペクトル $[\text{cm/s}^2]$ 、 T は固有周期 $[\text{s}]$ 、 M_J は気象庁マグニチュード、 X は震源距離 $[\text{km}]$ 、 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $c(T)$ は固有周期ごとの回帰係数である。

これらの回帰係数は $0.05 \sim 10[\text{s}]$ の範囲において対数軸で等間隔な115の固有周期について求められている。小地震の地震動はこの推定式をもとに作成するため、本節で示す地震動の推定手法は、周期 $0.05 \sim 10[\text{s}]$ 程度の地震動成分を考慮したものといえる。

推定式に基づく加速度応答スペクトル(減衰定数5%)の例を図-3.6に示す。比較のため、水平2成分の平均をとった場合の推定式に基づく加速度応答スペクトルも示してあるが、水平面内での最大応答をとった場合の加速度応答スペクトルは、平均をとった場合の約1.3倍になっている。

この推定式から得られる加速度応答スペクトルにフイッティングさせた時刻歴波形を作成するには、位相特

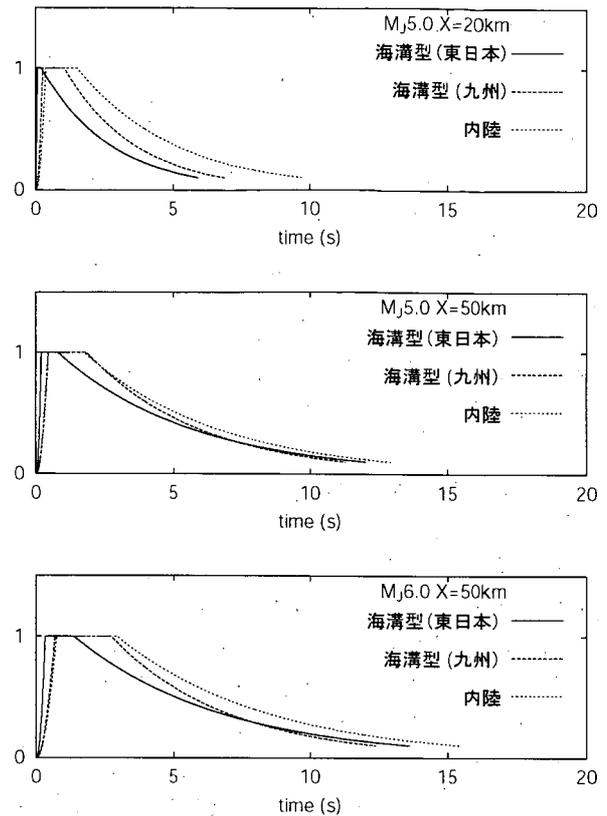


図-3.8 推定式に基づく加速度波形の振幅包絡線の例

性あるいは経時特性の情報が必要である。そのため、加速度応答スペクトルの推定式の作成に用いたものと同じ強震記録を用いて、佐藤・他(1994)の手法により、Jennings型包絡形でモデル化した加速度波形の振幅包絡線の推定式を作成した。Jennings型包絡形とは、図-3.7のように立ち上がり部(2次曲線)、強震部(定数)、減衰部(指数曲線)からなるものであり、次式で表される。

$$E(t) = \begin{cases} 0 & (0 \leq t \leq t_a) \\ \left\{ \frac{(t-t_a)}{(t_b-t_a)} \right\}^2 & (t_a < t < t_b) \\ 1 & (t_b \leq t \leq t_c) \\ \exp\{-\ln 10 \cdot (t-t_c)/(t_d-t_c)\} & (t_c < t \leq t_d) \end{cases} \quad (3.6)$$

この振幅包絡線についても、加速度応答スペクトルと同様に、地点補正係数の平均値を用いて $V_s=700[\text{m/s}]$ 層における振幅包絡線の推定式を作成した。得られた推定式は、式(3.6)の係数 t_a 、 t_b 、 t_c 、 t_d を次式で表すものである。

$$\begin{aligned} (t_c - t_b) &= 3(t_b - t_a) \\ \log(t_c - t_a) &= a_1 M_J + b_1 X + c_1 \\ \log(t_d - t_c) &= a_2 M_J + b_2 X + c_2 \end{aligned} \quad (3.7)$$

ここで、 a_1 、 b_1 などは回帰係数である。また、 t_a の設定は包絡形状に影響を与えないため、本報告で時刻歴波形を作成する際には0とした。

これらの推定式に基づく振幅包絡線の例を図-3.8に示すが、内陸地震の継続時間が海溝型地震と比較して長いこと、また地震のタイプによらずマグニチュードや震源距離が大きくなるほど継続時間が長くなっていることが分かる。

なお、ここで作成した加速度応答スペクトル及び加速度波形の振幅包絡線の推定式に関しては、佐藤・他(2002)により詳細に報告されている。

3. 3. 3 地震動の重ね合わせ

(1) 波形合成式

地震動の重ね合わせには、Irikura (1986) による波形合成法を修正した方法を用い、各アスペリティを独立した断層破壊イベントとみなした多重アスペリティモデルとして合成する。また、背景領域についても全断層面を一つの断層破壊イベントとみなして重ね合わせを行う。この合成法は、個々のアスペリティあるいは背景領域について次式のように表せる。

$$U(t) = \sum_{i=1}^{N_l} \sum_{j=1}^{N_w} F_{ij}(t) * c \cdot u_{ij}(t) \quad (3.8)$$

$$F_{ij}(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N_d-1)n'} \alpha_k \delta\left[t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N_d-1)n'}\right]$$

ここで、添字 i, j は小断層 (i, j) に対応するパラメータを意味しており、 N_l 、 N_w 、 N_d はそれぞれ断層長さ、断層幅、くい違い量に対する分割数、 $U(t)$ はアスペリティあるいは背景領域の地震動、 $u_{ij}(t)$ は小地震の地震動、すなわち統計的グリーン関数である。

また、 c はアスペリティあるいは背景領域と小地震の応力降下量の比である。アスペリティあるいは背景領域の応力降下量は表-3.3、表-3.4 で設定した値であり、小地震の応力降下量は、統計的グリーン関数を作成する際に用いる加速度応答スペクトルに対応する小地震の応力降下量である。ここでは経験的な関係から、3.2.3の加速度応答スペクトルの推定式について、海溝型地震(東日本)は20[MPa]、海溝型地震(九州)は15[MPa]、内陸地震は5[MPa]の応力降下量に対応するものとした。統計的グリーン関数の作成に用いる加速度応答スペクトルの推定式によって、小地震の応力降下量はこれらの値を使い分けることになる。

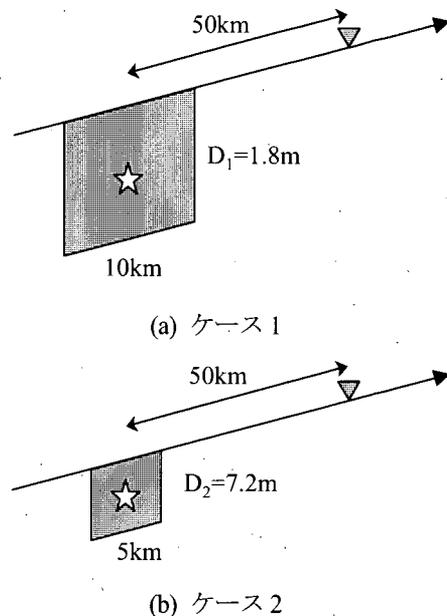


図-3.9 同じ地震モーメントをもつ2つのアスペリティ

τ はアスペリティあるいは背景領域の立ち上がり時間を表しており、表-3.3、表-3.4 で設定した値である。

$F_{ij}(t)$ はアスペリティあるいは背景領域と小地震の震源時間関数の違いを補正するフィルター関数であり、震源スペクトルのスケージング則を満足するために Irikura (1986) が導入したものである。また α_k は、Irikura (1986) のフィルター関数では合成波形の震源スペクトルが周期 τ で落ち込み、スケージング則と合わなくなることを避けるための係数 (入倉・他, 1997) である。

t_{ij} は重ね合わせの際の時間遅れであり、震源から小断層 (i, j) に破壊が到達するまでの時間と、小断層から地震波が対象地点に到達するまでの時間の和である。

(2) 分割数の設定に関する検討

式(3.8)を用いて小地震の地震動からアスペリティあるいは背景領域の地震動を合成するためには、小地震の地震モーメント M_{0e} とアスペリティあるいは背景領域の地震モーメント M_0 との間に次の関係が成り立つ必要がある。

$$M_{0e} = \frac{M_0}{c N_l N_w N_d} \quad (3.9)$$

Irikura (1986) による波形合成法では、大地震と小地震の断層長さ、断層幅、くい違い量に相似則が成り立つ、すなわち

$$N_l = N_w = N_d \quad (3.10)$$

と仮定されている。しかし、実際に発生している小規模な地震と、大規模な地震の震源モデルから抽出したアス

ペリティの間に式(3.10)の関係が成り立つ保証はなく、同じ地震モーメントでも、面積が大きく、くい違い量の小さいアスペリティや、面積が小さく、くい違い量の大きいアスペリティが存在するものと考えられる。そこで、以下のような検討を行い、式(3.10)の関係が成り立たない場合に分割数をどのように設定すればよいかについて検討した。

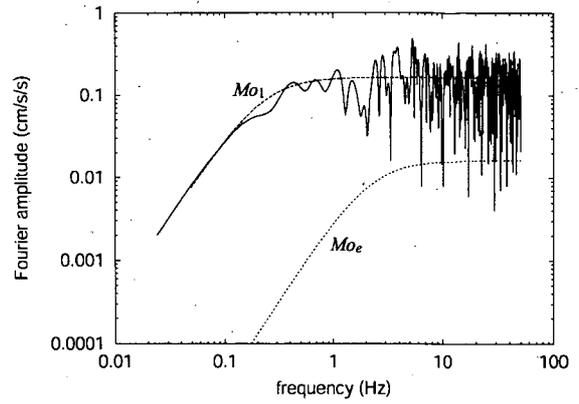
例として、図-3.9のような2つのケースを考える。ケース1のアスペリティは、 $L=W=10$ [km]の正方形で、くい違い量 D は円形クラックの式 (Eshelby, 1957)

$$\sigma = \frac{7\pi \mu D}{16 \lambda}, \quad \lambda = \sqrt{\frac{LW}{\pi}} \quad (3.11)$$

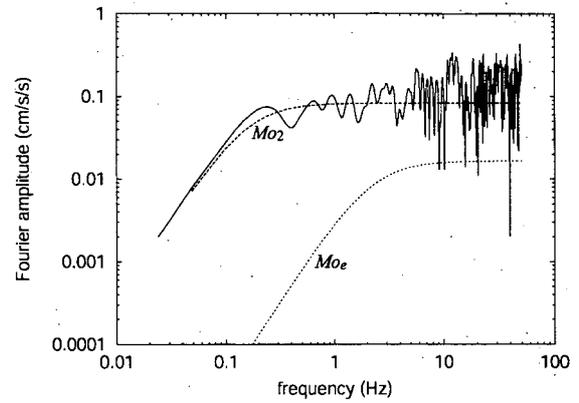
から求められる1.8[m]とする。ケース2のアスペリティは、 $L=W=5$ [km]の正方形で面積はケース1の1/4、くい違い量は7.2[m]でケース1の4倍、両者は同じ地震モーメントをもつとする。また、アスペリティの応力降下量は13[MPa]、地盤のS波速度は3.4[km/s]、密度は2.6[g/cm³]、破壊伝播速度は2.7[km/s]とする。ケース1とケース2のアスペリティの立ち上がり時間はそれぞれ0.6[s]、2.4[s]とし、両者ともアスペリティの中心から破壊が円形に広がるとする。

小地震による地震動がBrune(1970, 1971)の ω^{-2} モデルに従うとし、 $N_l=N_w=N_d=10$ として式(3.8)により合成した結果を図-3.10に示す。図中、 Mo_e は小地震のスペクトル、 Mo_1 と Mo_2 はそれぞれケース1とケース2のアスペリティによる地震動がBrune(1970, 1971)の ω^{-2} モデルに従う場合に予測されるスペクトルである。小地震はケース1のアスペリティと式(3.10)の関係が成り立っているため、図-3.10(a)のようにケース1では Mo_1 に沿った合成結果のスペクトルが得られるが、式(3.10)の関係が成り立たないケース2では、図-3.10(b)のように Mo_2 に沿った合成結果のスペクトルが得られず、高振動数で2倍程度の過大評価になっていることが分かる。これは、式(3.10)の関係が成り立たない場合には、推定地震動に基づいて設定した設計地震動が過大あるいは過小評価になることを意味しており、十分注意する必要がある。

図-3.11に、同じ小地震による地震動から、 $N_l=N_w=5$ 、 $N_d=40$ として式(3.8)によりケース2のアスペリティによる地震動を合成した結果を示す。小地震とアスペリティ間の相似則が満たされない場合でも、分割数を適切に設定することにより、目標とするスペクトルに沿った合成結果が得られていることが分かる。ただし、分割数を適切に設定するためには、小地震の断層長さ、断層幅、くい違い量の間関係式が必要となるが、小規模の地震については式(3.11)がよい近似を与えると考えられる。



(a) ケース1



(b) ケース2

図-3.10 $N_l=N_w=N_d=10$ として合成した結果

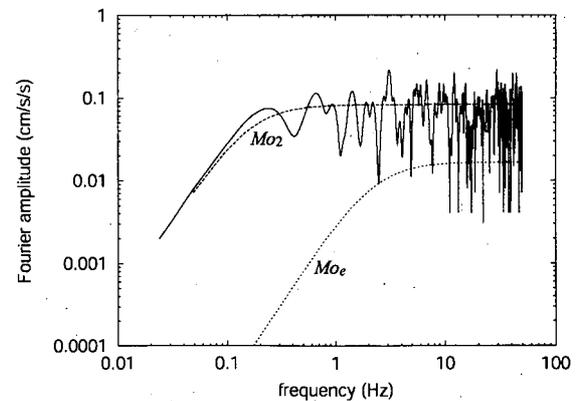


図-3.11 $N_l=N_w=5$ 、 $N_d=40$ として合成した結果 (ケース2)

以上の検討結果から、統計的グリーン関数法における分割数の設定手順は、予め適当な分割数 N_l 、 N_w を決定し、小地震の断層長さ l_e と幅 w_e を求め、式(3.11)から小地震のくい違い量 d_e を求め、 l_e 、 w_e 、 d_e から Mo_e を求め、 Mo と c から式(3.9)を用いて N_d を求めるというものになる。このようにして求められた N_d は一般に自然数にはならないが、自然数に近似すると結果的に Mo を過大評価あるいは過小評価するという問題が生じる。しか

し式(3.8)から分かるように、 N_l 、 N_w は自然数である必要があるが、 N_d は自然数である必要はなく、 $(N_d-1)n'$ が自然数であればよい。したがって、例えば $n'=10$ とすると、 N_d は小数点第一位まで設定することができ、上記のような問題を小さくすることができる。

3. 3. 4 まとめ

以上のことから、本報告での統計的グリーン関数法による具体的な地震動の推定手順は次のようになる。

(1)断層面を $N_l \times N_w$ の小断層に分割し、アスペリティの大きさ、場所を設定する。

設定した震源モデルの断層面を $N_l \times N_w$ の小断層に分割し、どの小断層をアスペリティとするかを設定する。

(2)アスペリティをさらに $N_l \times N_w$ の小断層に分割する。

(1)で設定したいくつかの小断層からなるアスペリティを、さらに $N_l \times N_w$ の小断層に分割する。アスペリティが複数ある場合には、それぞれについて同様に小断層に分割する。

(3)小地震の気象庁マグニチュード M_{je} を求める。

(2)で設定した N_l 、 N_w から小地震の断層面積、さらに地震モーメント M_{oe} を求め、地震モーメントと気象庁マグニチュードの関係式から、小地震の気象庁マグニチュード M_{je} を求める。

(4)小地震による地震動の加速度応答スペクトルと振幅包絡線を推定する。

3. 3. 2で述べた加速度応答スペクトルと振幅包絡線の推定式を用いて、小地震の気象庁マグニチュード M_{je} と各小断層から対象地点までの距離 R_{ij} から、各小断層の位置における小地震による地震動の加速度応答スペクトルを推定する。全断層面について共通の位相スペクトルを用いるために、振幅包絡線については、全断層面から対象地点までの平均距離 \bar{R} と M_{je} から推定する。

(5)小地震による地震動を作成する。

(4)で推定した加速度応答スペクトルと振幅包絡線に適合する地震動を作成する。ここでは、位相差分スペクトル法により振幅包絡線から位相スペクトルを求め、振幅スペクトルを調整することによって、推定した加速度応答スペクトルに適合する地震動を作成する。なお、(6)で設定する震源位置の影響は、(7)の地震動の重ね合わせ

の際に考慮することができるため、ここで作成する小地震による地震動には影響を与えない。

(6)震源位置を設定する。

事前に想定することは困難なため、断層面内で系統的に設定する必要がある。

(7)小地震による地震動を重ね合わせる。

各アスペリティと背景領域に式(3.8)を適用し、断層の破壊伝播と波動伝播による時間遅れ、小地震と大地震の応力降下量の差異を考慮した地震動の合成を行う。

4. レベル2地震動の試算

4. 1 はじめに

本章では、内陸地震と海溝型地震のそれぞれについて、3. に示した地震動推定手法にしたがってレベル2地震動を試算した結果を示す。内陸地震については強震記録が多数得られている2000年鳥取県西部地震をとりあげ、海溝型地震については関東地方におけるレベル2対象地震の1つと考えられる1923年関東地震を対象とする。

4. 2 内陸地震をレベル2対象地震とした試算

4. 2. 1 強震記録との比較

3. に示した地震動推定手法を用いて、2000年鳥取県西部地震によって生じた強震動のシミュレーションを行い、KiK-netの地表観測点で得られた強震記録と比較することにより、地震動推定手法の妥当性を検討する。

震源モデルとしては、経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングから提案されている最適震源モデル⁹⁾を用いる(図-4.1)。このモデルは、図-4.1(b)のように2つのアスペリティと背景領域からなっており、アスペリティ1内の★印からアスペリティ1と背景領域に円形に破壊が伝播し、アスペリティ1からの破壊がアスペリティ2内の★印に到達した時点で、そこからアスペリティ2に円形に破壊が伝播するという複雑な震源過程をもっている。震源パラメータは表-4.1に示すとおりである。

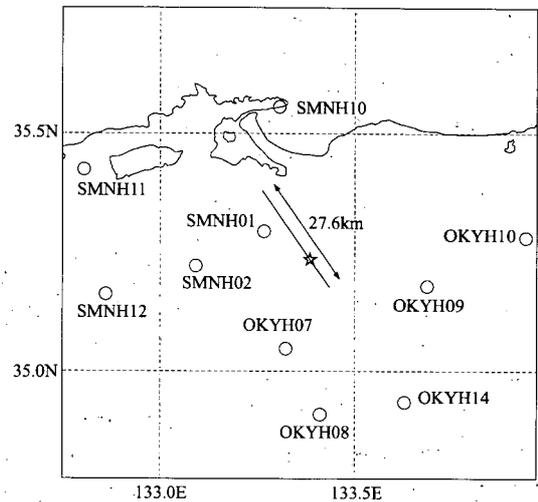
表-4.1 設定した2000年鳥取県西部地震の震源パラメータ

パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	145, 90
断層長さ L [km], 幅 W [km]	27.6, 16.8
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	9.6×10^{25}
平均くい違い量 D [cm]	63
破壊伝播速度 v [km/s]	2.5, 3.0
アスペリティ1 くい違い量 D_{a1} [cm]	209
アスペリティ2 くい違い量 D_{a2} [cm]	104
背景領域 くい違い量 D_b [cm]	49
アスペリティ1 応力降下量 σ_a [MPa]	28, 14
背景領域 応力降下量 σ_b [MPa]	2.8

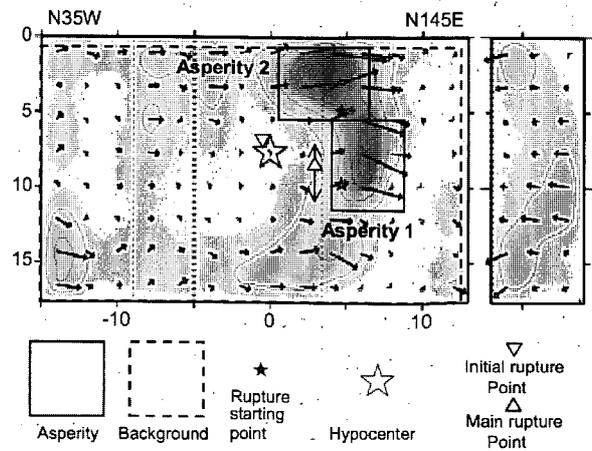
震源域のS波速度は3.5[km/s]、密度は2.7[t/m³]としている。また、断層面全体を1.2[km]×1.2[km]の小断層に分割し、アスペリティ1は4×5、アスペリティ2は5×4の小断層からなっているとしている。

ここでは3. 3. 2で述べた、内陸地震を対象としたS波速度700[m/s]相当の工学的基盤における地震動の加速度応答スペクトル及び包絡線の推定式を用いて統計的グリーン関数を作成した。したがって、計算される地震動も、S波速度700[m/s]相当の工学的基盤における地震動となる。しかし、同等な工学的基盤の観測点は限られているため、以下の条件で比較の対象とする観測点を選択した。

震央距離60[km]以内に位置するKiK-net観測点について、その地盤構造からS波速度500[m/s]以上の層を工学的基盤とみなし、それより浅い層(表層地盤と呼ぶ)の



(a) 断層面と試算地点の位置



(b) 抽出したアスペリティと背景領域

図-4.1 2000年鳥取県西部地震の震源モデル(池田・他, 2002)

一次卓越周期が0.2[s]よりも短い、あるいは表層地盤がない観測点を選択した。図-4.1(a)には選択した観測点の位置が示されている。表層地盤が存在する観測点については、強震記録に表層地盤の増幅が影響しているため、表層地盤の一次卓越周期に近い周期あるいはそれよりも短い周期では推定地震動との比較はできない。

これら KiK-net 観測点位置における地震動を推定した結果を強震記録と比較して図-4.2-1~4.2-10 に示す。図のキャプションには、観測点コード、断層面最短距離 R [km]、工学的基盤のS波速度 V_s [m/s]、表層地盤の一次卓越周期 T [s] を示した。ただし、 $T=0$ [s] はこの観測点では工学的基盤が地表面に現れていることを意味する。SMNH01 (図-4.2-1) については表層地盤の非線形性の影響が強いため、永野・他(2001)が逆解析で求めた地盤モデルを用いて $V_s = 573$ [m/s] の解放基盤面における地震動を算出したものを強震記録として、推定地震動と比較しているが、他の観測点については観測された強震記録をそのまま推定地震動と比較している。

これらの図によると、短周期成分の影響が大きい加速度波形では、工学的基盤以浅の地盤による短周期地震動の増幅のため、波形には一部を除いてあまりよい一致が見られない。一方、速度波形については、パルス波の振幅や位相がよく再現できている地点もある。加速度応答スペクトルは、どの地点についてもある程度の一致が見られる。ただし上述のように、表層地盤が存在する観測点については、表層地盤の一次卓越周期に近い周期で強震記録に大きなピークがあり、この周期帯域では強震記録と推定地震動の比較はできない。

上述のように逆解析で求めた地盤モデルを用いて算出した SMNH01 の強震記録については、推定地震動は時刻歴波形、加速度応答スペクトルとも比較的良好な一致を示している。また、SMNH01 の EW 成分、SMNH02 の NS 成分の強震記録に見られるやや大きい速度パルスが推定地震動で再現されているほか、加速度応答スペクトルについてもよく一致する結果が得られている。

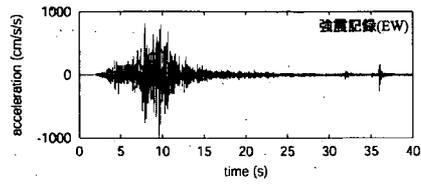
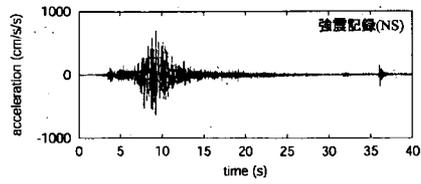
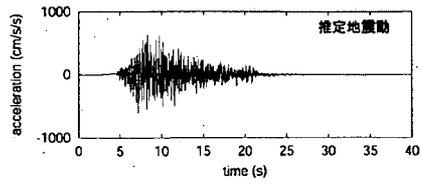
一方、SMNH10 の EW 成分のパルス波が推定地震動では再現されていない、OKYH09 の推定地震動に強震記録にはないパルスがある、OKYH07 や OKYH09 の推定地震動の後続波群が強震記録に見られない、といったような不一致もある。これらは震源モデルや統計的グリーン関数の位相のモデル化を改善する必要があることを意味するものと考えられる。

OKYH07、OKYH09、SMNH11 の加速度応答スペクトルについては、推定地震動がほぼ全周期帯域にわたって過大評価になっている。例えば OKYH07 での強震記録は、ほぼ同じ断層面最短距離である SMNH10 や SMNH02 よりもかなり振幅が小さい。ここで用いている統計的グリーン関数法では、震源域から工学的基盤面までの地盤構造の影響は、加速度応答スペクトル及び包絡線の推定式

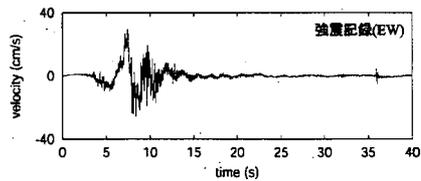
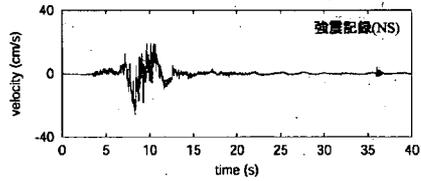
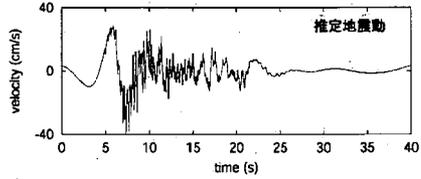
によって考慮されているため、平均化されたものとなっている。そのため、このような地盤構造の影響については、個々の地点の特性を反映したものとなっておらず、地点によっては過小あるいは過大評価になる可能性がある。しかし、工学的基盤よりも深い地盤構造の影響は、周辺の地盤構造や震源との位置関係によって大きく変化するため、観測点直下の一次元地盤構造のみから精度よく推定することは困難である。上記の3地点についても、直下の一次元地盤構造には増幅率が小さくなるような特徴はみられない。

なお、アスペリティから上記3地点の方向は、アスペリティのくい違い方向(走向に平行)と約45°の角度をなしており、これらの観測点はS波の放射特性の節に位置していることになる。ここでの地震動推定では放射特性を考慮していないため、放射特性の影響がある周期約0.5[s]以上の地震動成分については、このことも過大評価の一因であると考えられる。

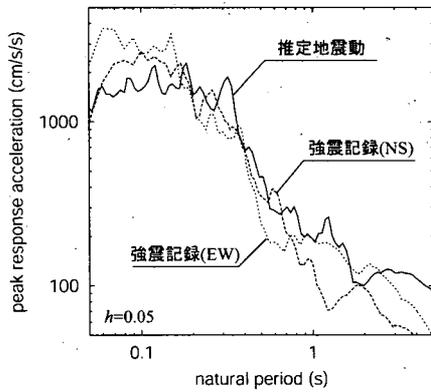
以上のように再現できていない部分はあるものの、特に加速度応答スペクトルについては、全般的に推定地震動は強震記録とよく程度一致している。推定地震動が過大評価の地点もあるが、これを改善するためには、広域にわたる詳細な地盤モデルの設定及び地震動の数値シミュレーション、もしくは対象地点での継続的な強震観測によるサイト特性の分析が必要となり、一般土木構造物の耐震設計においては困難な場合がほとんどである。ここで用いた統計的グリーン関数法では、新たな情報を取得することなく、実用的な精度をもって内陸地震の地震動を推定することが可能であり、一般土木構造物の耐震設計に用いるレベル2地震動を設定する際には有効な手法であるといえる。本節では2000年鳥取県西部地震の最適震源モデルを用いたが、次節では将来発生する地震を想定し、詳細な震源過程が不明な場合についても本手法の妥当性を検証する。



(a) 加速度波形

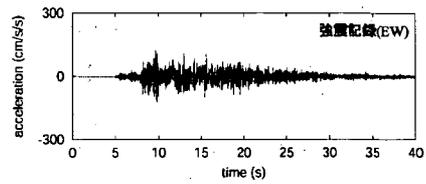
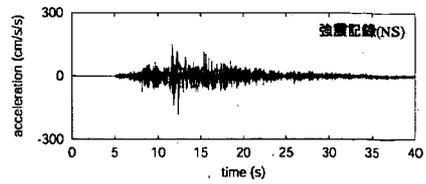
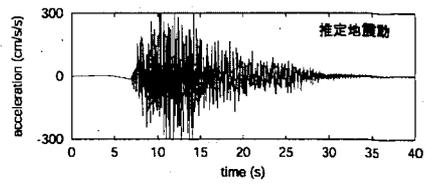


(b) 速度波形

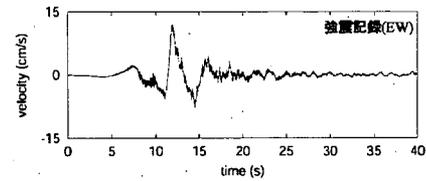
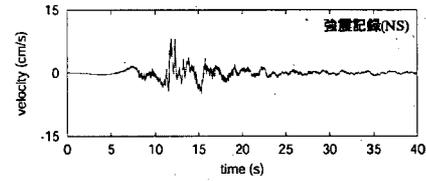
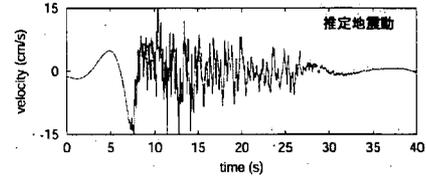


(c) 加速度応答スペクトル

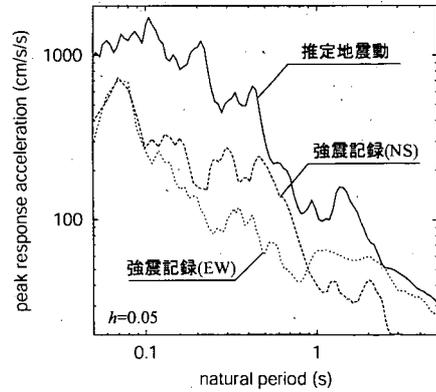
図-4.2-1 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH01, $R=6$ [km], $V_s=573$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

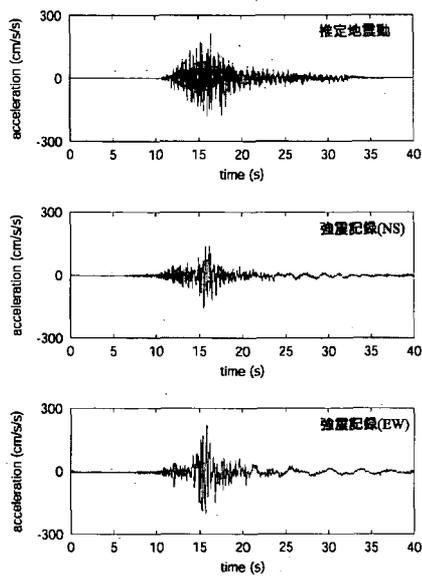


(b) 速度波形

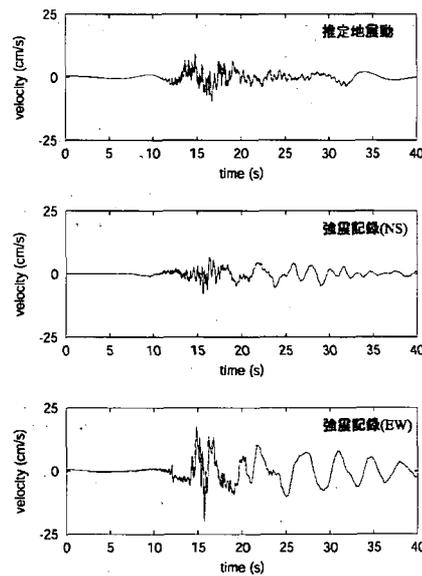


(c) 加速度応答スペクトル

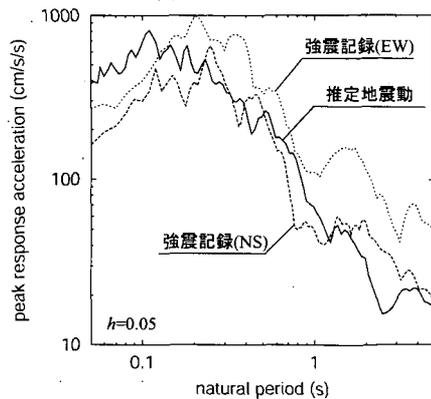
図-4.2-2 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH07, $R=18$ [km], $V_s=510$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

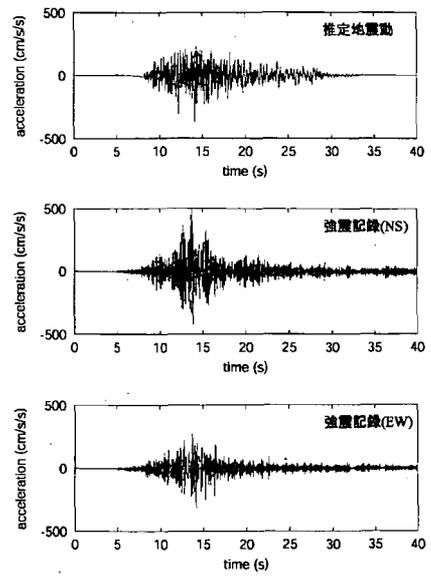


(b) 速度波形

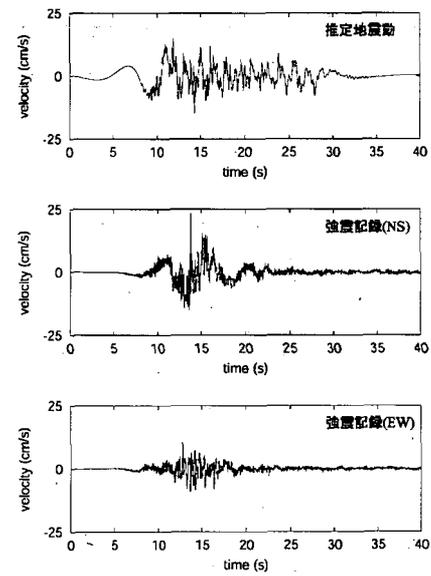


(c) 加速度応答スペクトル

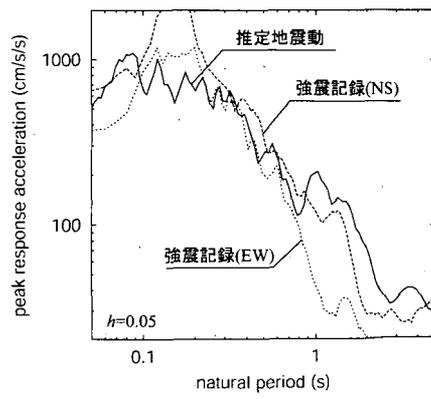
図-4.2-3 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH10, $R=20$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

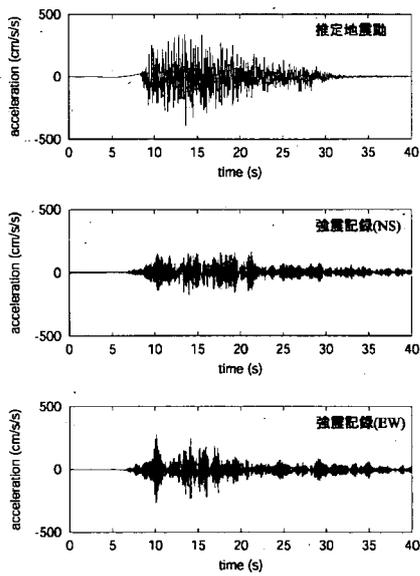


(b) 速度波形

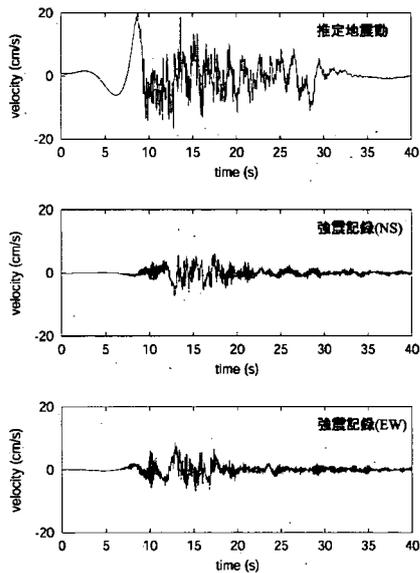


(c) 加速度応答スペクトル

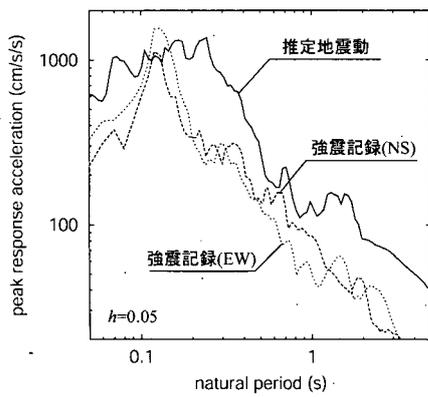
図-4.2-4 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH02, $R=23$ [km], $V_s=720$ [m/s], $T=0.15$ [s])



(a) 加速度波形

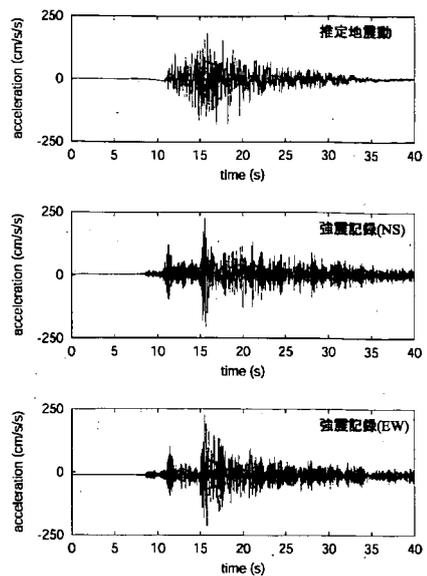


(b) 速度波形

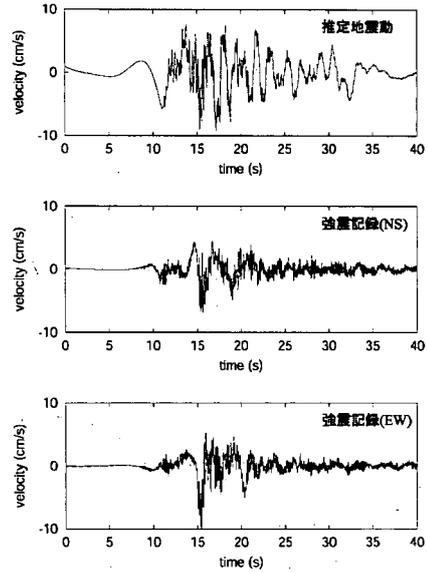


(c) 加速度応答スペクトル

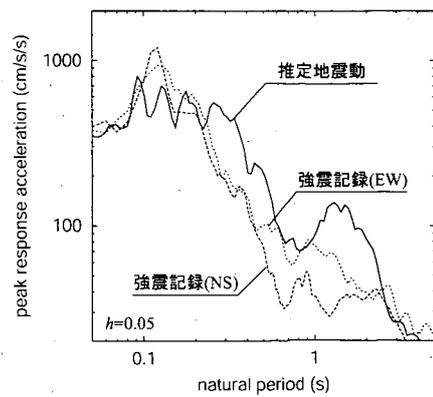
図-4.2-5 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH09, $R=23$ [km], $V_s=750$ [m/s], $T=0.18$ [s])



(a) 加速度波形

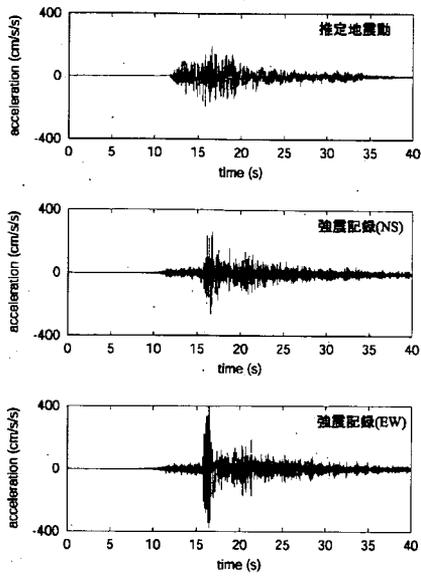


(b) 速度波形

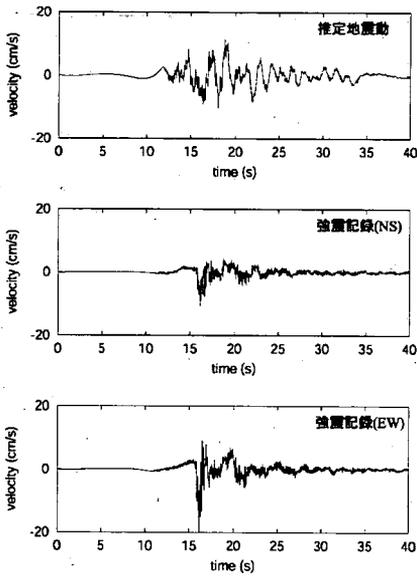


(c) 加速度応答スペクトル

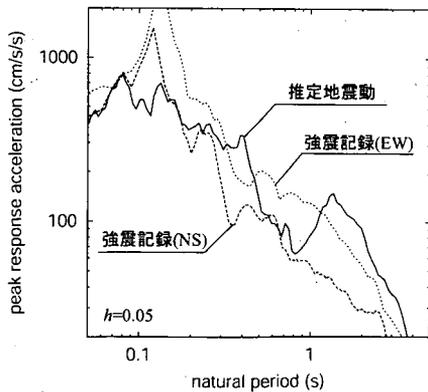
図-4.2-6 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH08, $R=31$ [km], $V_s=600$ [m/s], $T=0.06$ [s])



(a) 加速度波形

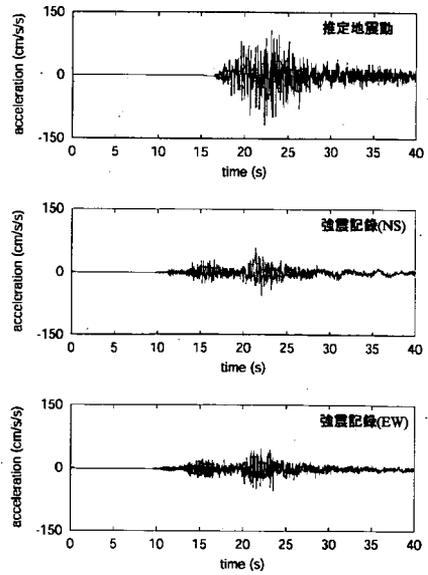


(b) 速度波形

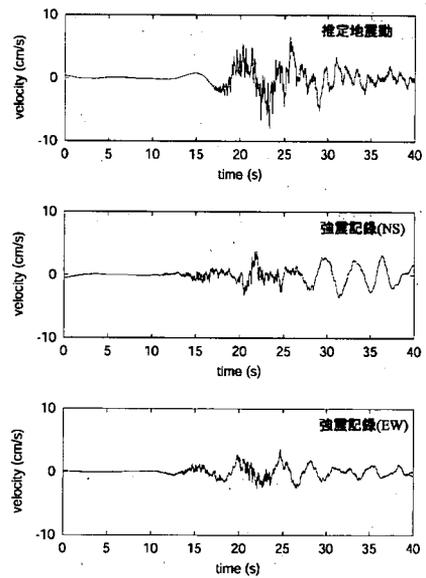


(c) 加速度応答スペクトル

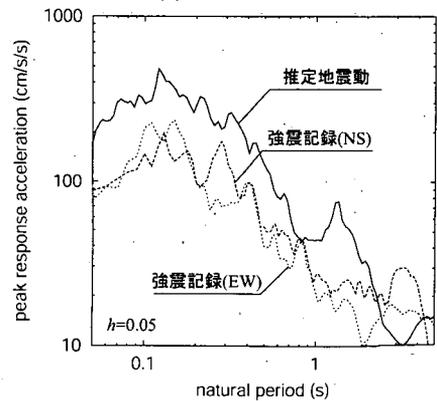
図-4.2-7 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH14, $R=33$ [km], $V_s=1200$ [m/s], $T=0.10$ [s])



(a) 加速度波形

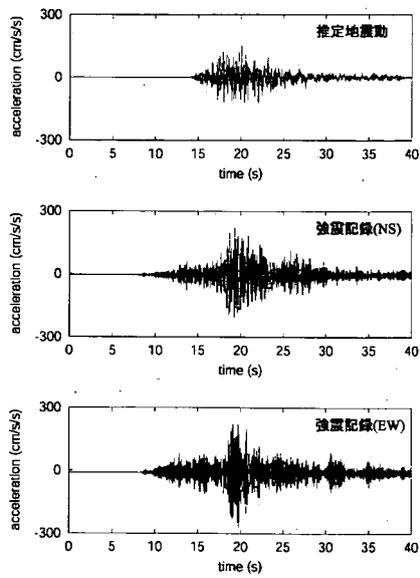


(b) 速度波形

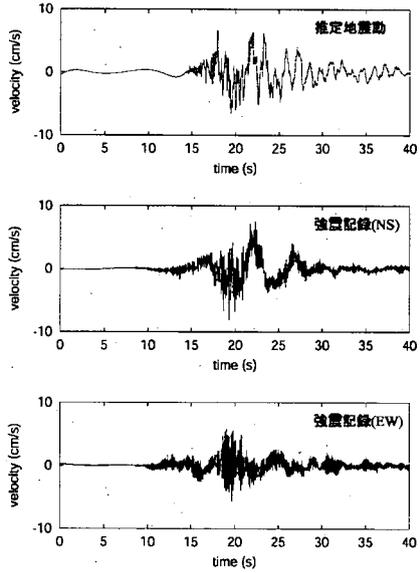


(c) 加速度応答スペクトル

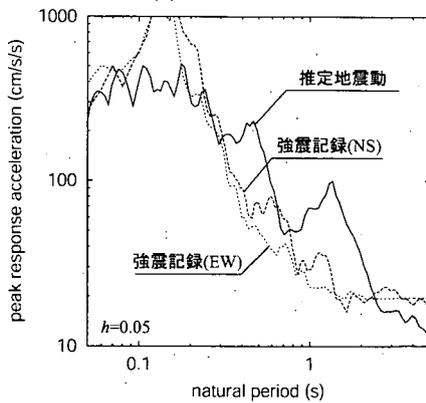
図-4.2-8 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH11, $R=43$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])



(a) 加速度波形

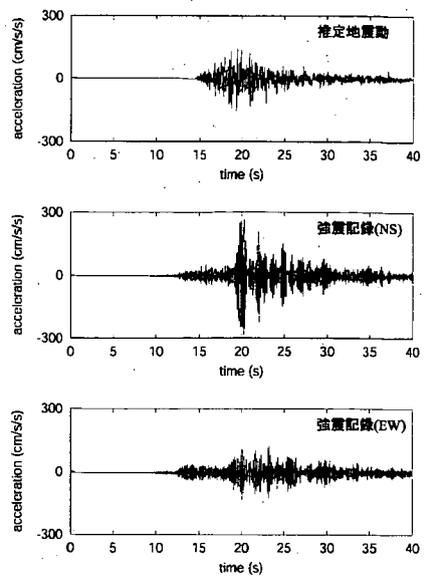


(b) 速度波形

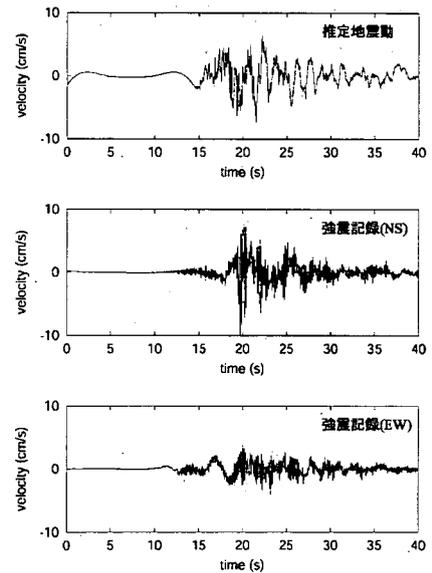


(c) 加速度応答スペクトル

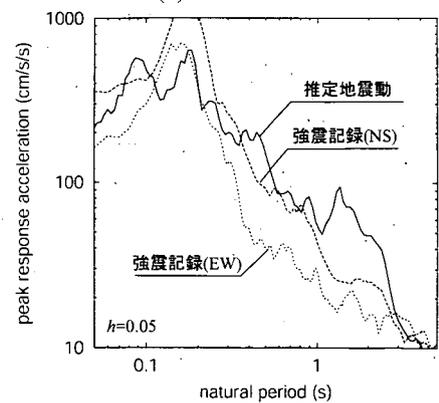
図-4.2-9 推定地震動と強震記録との比較 (SMNH12, $R=44$ [km], $V_s=1000$ [m/s], $T=0.13$ [s])



(a) 加速度波形



(b) 速度波形



(c) 加速度応答スペクトル

図-4.2-10 推定地震動と強震記録との比較 (OKYH10, $R=47$ [km], $V_s=940$ [m/s], $T=0.13$ [s])

4. 2. 2 想定地震によるレベル2地震動の試算

4. 2. 1では詳細な震源過程を既知とし、最適震源モデルを用いて2000年鳥取県西部地震の地震動を推定した。しかし、実際に内陸活断層による地震を想定してレベル2地震動を設定する際には、活断層の位置及び長さしか分からない場合がほとんどであり、そのような場合の震源モデルの設定手法は3. 2に示したとおりである。したがって、3. 2の手法を用いて設定した震源モデルを用いることにより、詳細な震源過程が不明な内陸地震を対象とした場合についても、地震動の推定精度を検証するとともに、震源モデルによる推定地震動の変動を把握しておく必要がある。

そこで、2000年鳥取県西部地震の断層面と同じ位置及び大きさをもつ内陸地震を想定し、4. 2. 1と同様にKiK-net観測点におけるレベル2地震動の試算を行う。断層面の位置及び大きさ以外のパラメータは、3. 2. 2に示した内陸地震の震源モデルの設定手法に従って定めた。設定したパラメータをまとめて表-4.2に示すが、地震モーメント以降の値は表-3.3に従って定められている。表-4.1に示した2000年鳥取県西部地震の震源モデルとの大きな違いは、アスペリティが1個の場合も対象とすること、アスペリティの応力降下量が全て同じであること、及び破壊伝播速度を3ケース考慮することである。

表-4.2 設定した想定内陸地震の震源パラメータ

パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	145, 90
断層長さ L [km], 幅 W [km]	27.6, 16.8
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	1.02×10^{26}
平均くい違い量 D [cm]	67
破壊伝播速度 v [km/s]	2.5, 2.8, 3.2
アスペリティくい違い量 D_a [cm]	133
アスペリティ(大)くい違い量 D_{a1} [cm]	149
アスペリティ(小)くい違い量 D_{a2} [cm]	91
背景領域くい違い量 D_b [cm]	48
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	13
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	2.6

3. 2. 2(9)に記したように、震源位置やアスペリティ位置を1つに決定することは困難なため、図-4.3に示す9ケースのアスペリティ位置、3ケースの震源位置を考慮するとともに、3ケースの破壊伝播速度を用いて、計81ケースの試算を行った。

その結果を加速度応答スペクトルで強震記録と比較して示したものが図-4.4である。この図によると、(b)OKYH07, (e)OKYH09, (h)SMNH11では、周期0.5秒以下の短周期領域において多くの推定地震動が強震記録を上回っているが、これらの地点では4. 2. 1でも同様に推定地震動が強震記録を上回っていることから、前述のように、地震動の推定において震源域から工学的基盤面までの地盤構造の影響が平均化されたものとなっていることが原因と考えられる。それ以外の地点については、平均的な震源パラメータを用いた、限られたケースの試算であるにも関わらず、表層地盤の影響がない周期帯域については、ほとんどの地点において強震記録は試算結果の変動幅に含まれていることが分かる。

したがって、ここで既知量として与えた走向、傾斜角、断層長さ、断層幅を地震発生前に特定することができる場合には、ここに示したような試算を行うことにより、適切な設計地震動を設定することが可能であると考えられる。ただし、図-4.4によれば、強震記録が変動幅の平均あるいは下限に位置する場合もあるが、(c)SMNH10のEW成分や(d)SMNH02のNS成分のように、表層地盤の影響がない周期帯域において変動幅の上限に位置する場合もある。そのため、レベル2地震動を設定する際には、現時点では変動幅の上限近くをとることにより安全性に配慮したレベル2地震動を設定する必要があると考えられる。

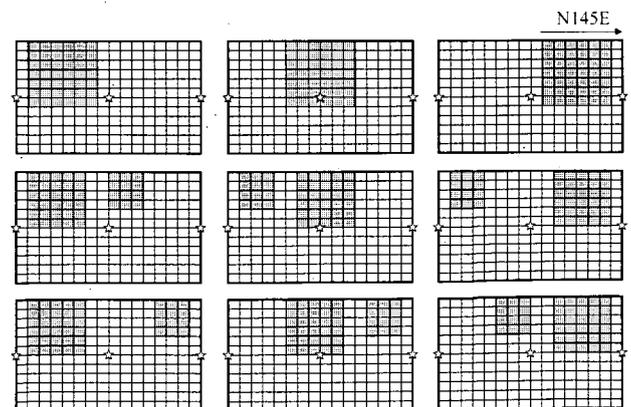
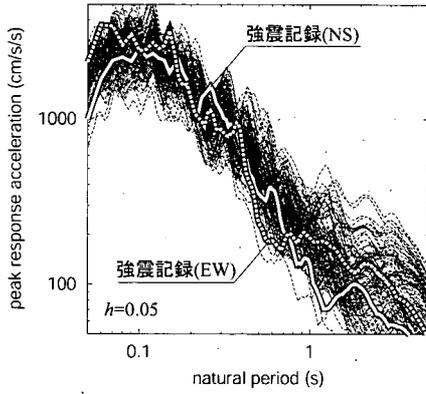
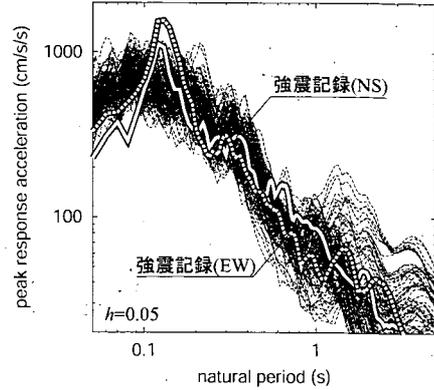


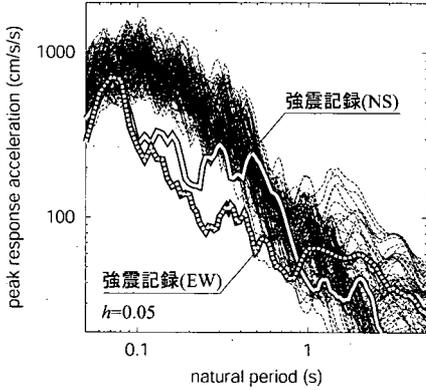
図-4.3 アスペリティ位置を変更した断層モデル (☆震源位置)



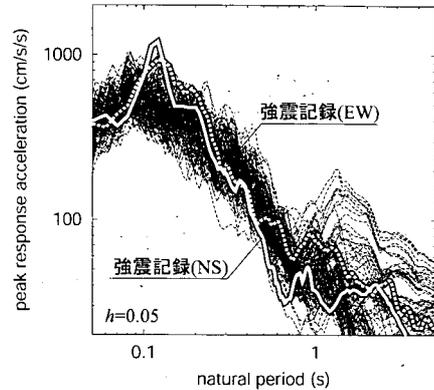
(a)SMNH01($R=6$ [km], $V_s=573$ [m/s], $T=0$ [s])



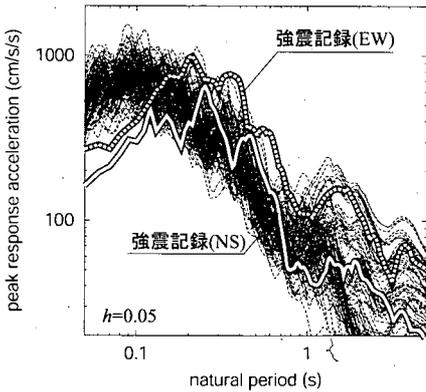
(e)OKYH09($R=23$ [km], $V_s=750$ [m/s], $T=0.18$ [s])



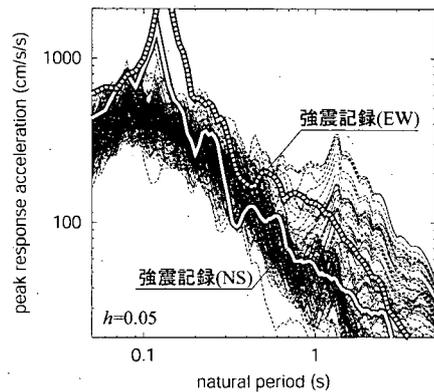
(b)OKYH07($R=18$ [km], $V_s=510$ [m/s], $T=0$ [s])



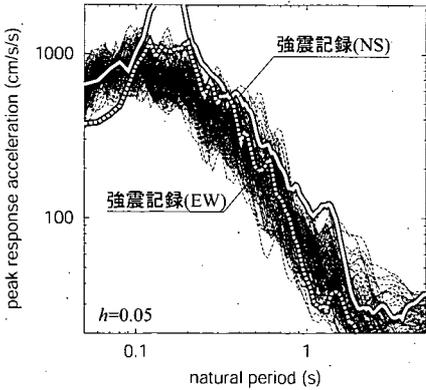
(f)OKYH08($R=31$ [km], $V_s=600$ [m/s], $T=0.06$ [s])



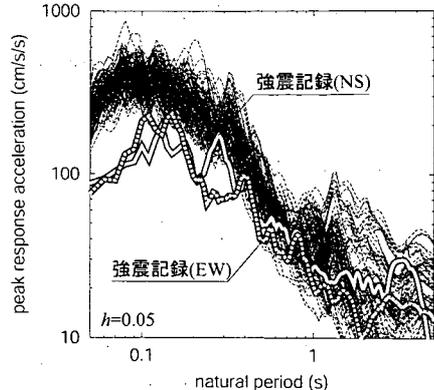
(c)SMNH10($R=20$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])



(g)OKYH14($R=33$ [km], $V_s=1200$ [m/s], $T=0.10$ [s])



(d)SMNH02($R=23$ [km], $V_s=720$ [m/s], $T=0.15$ [s])



(h)SMNH11($R=43$ [km], $V_s=500$ [m/s], $T=0$ [s])

図-4.4(1) 試算地震動と強震記録との比較

図-4.4(2) 試算地震動と強震記録との比較

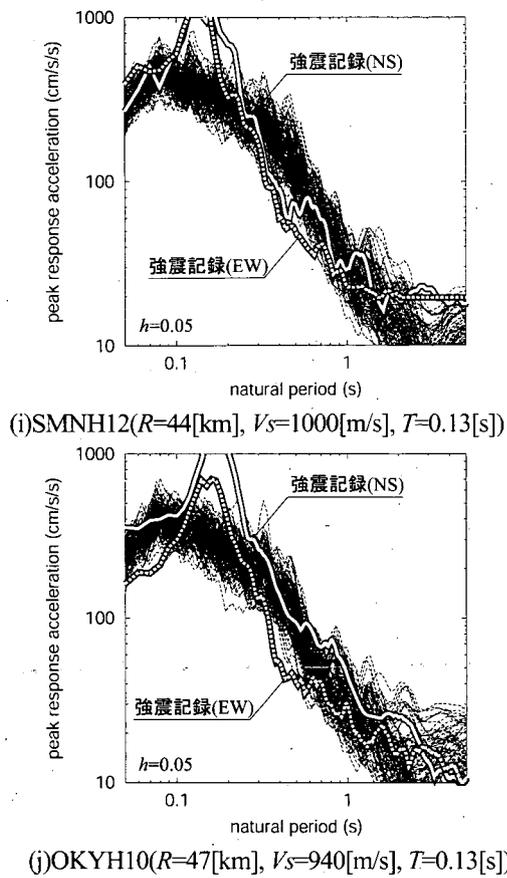


図-4.4(3) 試算地震動と強震記録との比較

4. 3 海溝型地震をレベル2対象地震とした試算

4. 3. 1 距離減衰式との比較

1923年関東地震を対象として地震動を推定し、最大加速度と最大速度を距離減衰式による推定値と比較することにより、海溝型地震を対象とした地震動推定の妥当性を検討する。Wald and Somerville(1995)が推定した1923年関東地震の震源モデルから、Somerville et al. (1999)の手順によりアスペリティを抽出した結果、図-4.5のように2つのアスペリティが抽出された。アスペリティにおけるくい違い量や破壊伝播速度はWald and Somerville(1995)による推定値に基づいて定めた。アスペリティの応力降下量は3. 2. 3で示した16[MPa]とする。設定したパラメータをまとめて表-4.3に示す。

図-4.5に示した範囲について、緯度・経度とも0.10°間隔に地震動の推定を行い、その最大加速度・最大速度と距離減衰式による推定値を比較したものが図-4.6である。最大加速度の距離減衰式は岩盤上の値に変換し、最大速度の距離減衰式は $V_s=700$ [m/s]相当層に変換して

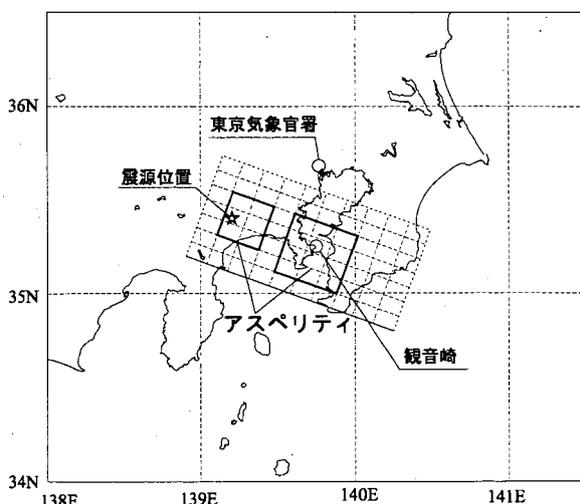


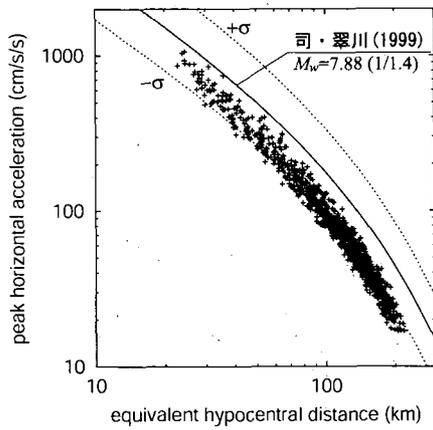
図-4.5 地震動の推定に用いた1923年関東地震の断層モデル

表-4.3 設定した1923年関東地震の断層パラメータ

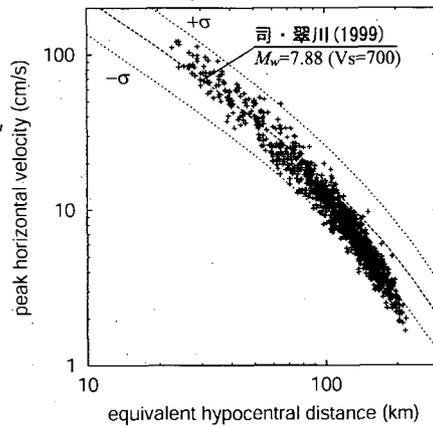
パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	290, 25
断層長さ L [km], 幅 W [km]	130, 70
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	8.42×10^{27}
平均くい違い量 D [cm]	240
破壊伝播速度 v [km/s]	3.0
アスペリティ(大) くい違い量 D_{a1} [cm]	480
アスペリティ(小) くい違い量 D_{a2} [cm]	480
背景領域くい違い量 D_b [cm]	157
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	16
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	2

いる(司・翠川, 1999)。また、両者とも等価震源距離(広がりをもつ断層面を等価な点震源に置換したときの震源距離)を距離の指標とした距離減衰式を用いている。

この図によると、最大加速度、最大速度の両者とも、震源距離が大きくなるにしたがって推定値は距離減衰式よりも小さくなる傾向がある。比較の対象とした距離減衰式では、回帰式中の震源距離 X の係数が既往の研究をもとに-0.002に固定されている(司・翠川, 1999)。一方、ここで統計的グリーン関数の作成に用いた加速度応答スペクトルの距離減衰式では、同じ震源距離 X の係数が固



(a) 最大加速度



(b) 最大速度

図-4.6 1923年関東地震の推定地震動と距離減衰式の比較

有周期ごとに求められているが、東日本の海溝性地震についてはおよそ -0.004 となっている(佐藤・他, 2002)。この係数は地震波の伝播経路における散乱や地盤の粘性による減衰の大きさを表しており、本研究の方がより大きい減衰を仮定しているため、震源距離が大きい場合に推定値が距離減衰式よりも小さくなっていると考えられる。

最大加速度の推定値は、震源距離が大きい場合だけでなく、震源近傍でも距離減衰式より小さくなっている。最大加速度の距離減衰式は岩盤上の値に変換したものであるが、地震動を推定した $V_s=700$ [m/s]の層とは異なる可能性がある。ただし、最大速度については同じ $V_s=700$ [m/s]の層で比較しており、震源近傍では推定値と距離減衰式がよく一致する結果が得られている。

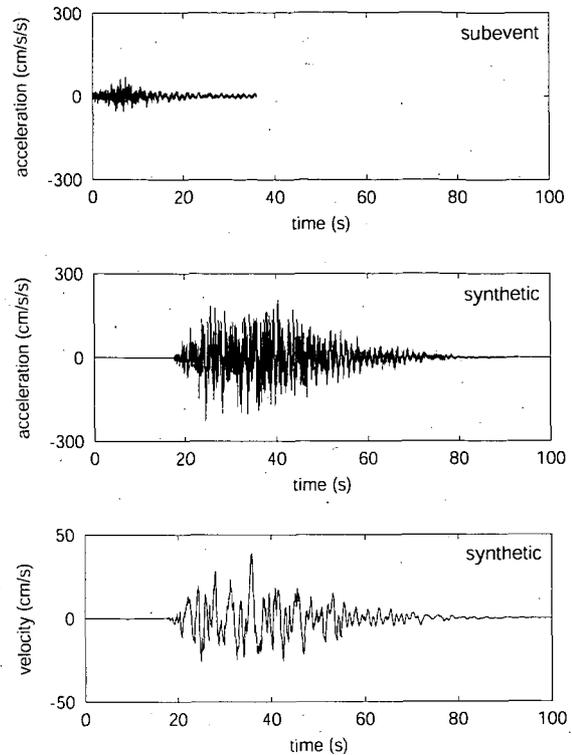


図-4.7 東京気象官署の工学的基盤における推定地震動の加速度・速度波形(上段:小地震の地震動の加速度波形,中段:合成した地震動の加速度波形,下段:合成した地震動の速度波形)

4. 3. 2 他の手法による推定地震動との比較

1923年関東地震の際には、短周期成分まで信頼できる強震記録は得られていないが、近年、複数の研究グループが、震源モデルを用いた地震動の推定手法により、1923年関東地震による地震動の推定を試みている。

壇・他(2000)は、地震基盤におけるS波主要動の統計的グリーン関数を、Boore(1983)の統計モデルに基づいて作成し、それを重ね合わせることで、東京気象官署(35.683N, 139.767E)の工学的基盤($V_s=600$ m/sの層)における地震動を推定した。その結果、最大加速度 242 (cm/s^2)、最大速度 30.9 (cm/s)の推定地震動を得ている。

池田・他(2000)は、1989年に伊豆半島近海で発生した地震(M5.7)による観測波形(上記東京気象官署から約1.5kmの地点で得られた)を工学的基盤($V_s=700$ m/sの層)に引き戻したものを経験的グリーン関数として、そ

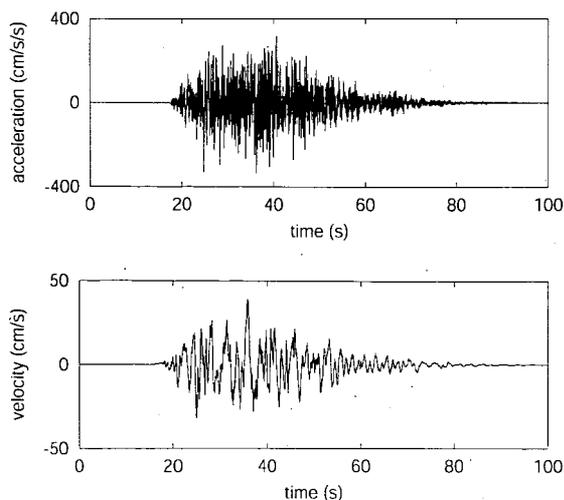


図-4.8 東京気象官署の地表面における推定地震動 (加速度・速度波形)

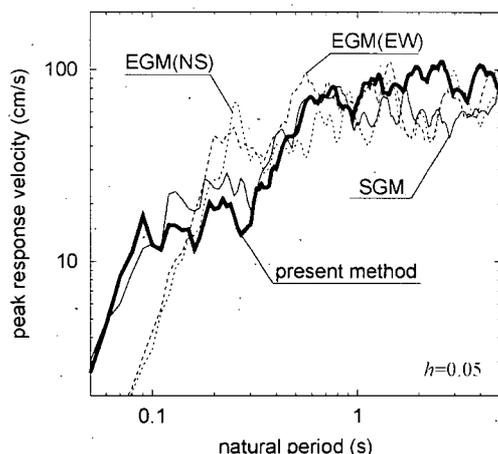


図-4.9 東京気象官署の地表面における推定地震動の速度応答スペクトルの比較

れを重ね合わせることで地震動を推定した。その結果、最大加速度 $351(\text{cm/s}^2)$ 、最大速度 $42.9(\text{cm/s})$ の推定地震動を得ている。

提案手法により、4.3.1と同じ1923年関東地震の震源モデルを用いて、東京気象官署の位置での工学的基盤 ($V_s=700[\text{m/s}]$ の層) における地震動を推定した結果を図-4.7に示す。推定地震動の最大加速度は $227[\text{cm/s}^2]$ 、最大速度は $38.9[\text{cm/s}]$ であり、上記の既往の研究による結果と同程度の値になっている。

また、壇・他(2000)と同様に、東京気象官署における地盤構造モデルを用いて、工学的基盤における地震動から地表面の地震動を推定した。図-4.8にその加速度波

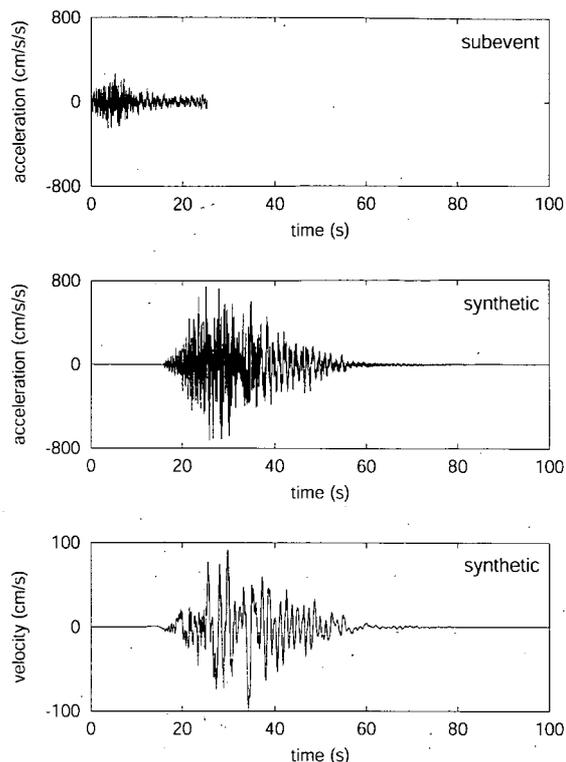
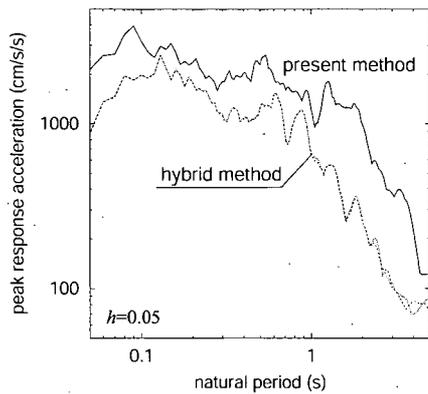


図-4.10 観音崎の工学的基盤における推定地震動の加速度・速度波形 (上段: 小地震の地震動の加速度波形, 中段: 合成した地震動の加速度波形, 下段: 合成した地震動の速度波形)

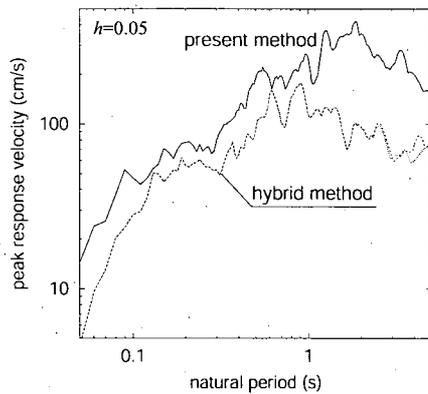
形と速度波形を示す。また、図-4.9は、その速度応答スペクトルを壇・他(2000)による地表面での推定地震動と比較したものである。図中のSGMは上述の統計的グリーン関数法による結果、EGMは1990年神奈川県西部地震 ($M_j=5.1$) の東京気象官署における加速度記録を経験的グリーン関数として1923年関東地震の地震動を推定した結果である。この図によると、提案手法による推定地震動は壇・他(2000)と比較して、固有周期 $0.2[\text{s}]$ 付近でやや小さいが、全体的にはよく一致していることが分かる。

提案手法により観音崎 (35.250N , 139.750E) の工学的基盤 ($V_s=700\text{m/s}$ の層) における地震動を推定した結果を図-4.10に示す。この地震動に一次元地盤の増幅率をかけて地表面 (S 波速度 $420[\text{m/s}]$) における地震動を算出し、統計的グリーン関数法と三次元差分法のハイブリッド法 (建設省土木研究所, 2000) による推定地震動と比較したものが図-4.11、図-4.12である。

図-4.12によれば、短周期において両者の加速度応答スペクトルのレベルはほぼ一致しているが、提案手法に



(a) 加速度応答スペクトル

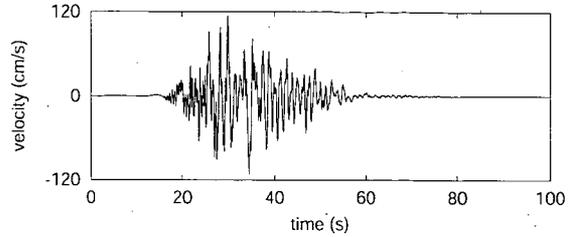
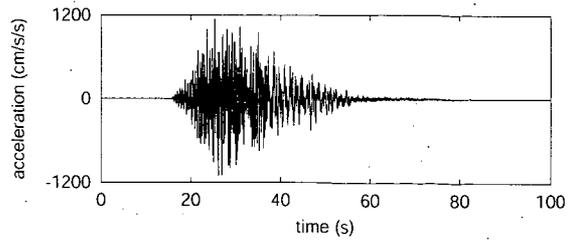


(b) 速度応答スペクトル

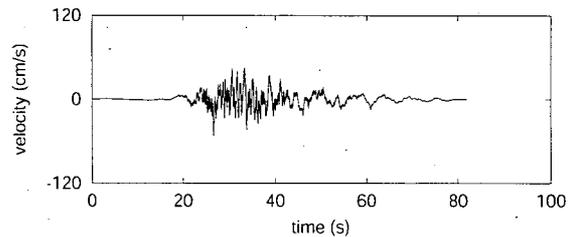
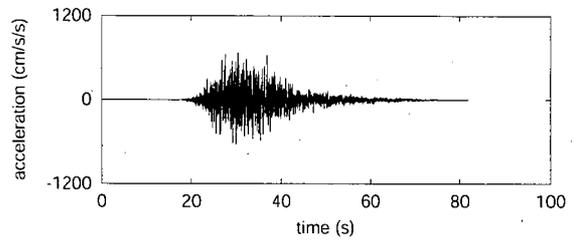
図-4.12 観音崎の地表面における推定地震動の加速度・速度応答スペクトルの比較

よる推定地震動の方がやや大きい。この違いは、3.3.2で述べたように、提案手法では水平面内での最大応答をもとにした加速度応答スペクトルを用いて統計的グリーン関数を作成しているため、推定地震動の振幅が水平2成分の平均をとった場合の約1.3倍となることから説明できる。また、1秒以上の長周期領域では提案手法による結果の方がかなり大きくなっているが、ハイブリッド法による推定地震動の周期4秒以下はS波の加速度振幅スペクトルモデル(Boore, 1983)に基づく統計的グリーン関数法で計算されたものであり、周期4秒以下の表面波の影響が無視されていることが主な原因と考えられる。

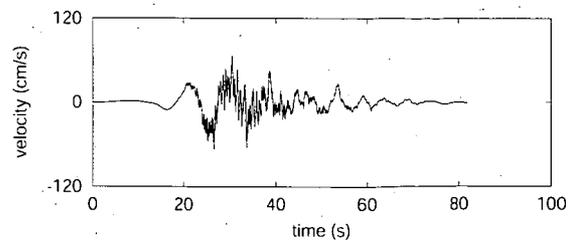
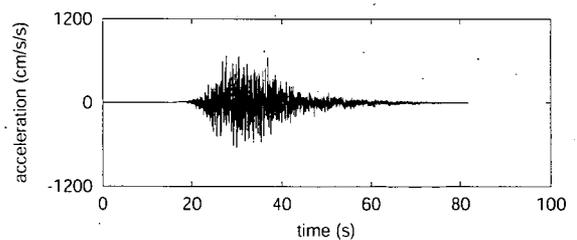
以上のように、提案手法による推定地震動の最大速度は同じ地盤条件で比較した最大速度の距離減衰式に良く一致しており、既往の研究結果とも応答スペクトルがよく一致する結果が得られている。ただし、図-4.11に示したように、ハイブリッド法による推定地震動の速度波形には、周期約8秒の大きな振幅の波が見られるが、提案手法による推定地震動には見られない。これは三次元



(a) 提案手法



(b) ハイブリッド法(NS)



(c) ハイブリッド法(EW)

図-4.11 観音崎の地表面における推定地震動(加速度・速度波形)の比較

差分法で計算されたものであり、この波を再現するためには、広域にわたる詳細な地盤モデルの設定及び地震動の数値シミュレーションが必要となる。このように再現できていない部分はあるものの、ここで用いた統計的グリーン関数法では、新たな情報を取得することなく、実用的な精度をもって海溝型地震の地震動を推定することが可能であり、一般土木構造物の耐震設計に用いるレベル2地震動を設定する際には有効な手法であるといえる。

4. 3. 3 想定地震によるレベル2地震動の試算

4. 3. 1及び4. 3. 2では詳細な震源過程を既知として1923年関東地震の地震動を推定した。しかし、実際に海溝型地震を想定してレベル2地震動を設定する際には、過去に発生した地震やプレート構造から推定した震源断層の位置及び大きさしか分からない場合がほとんどであり、そのような場合の震源モデルの設定手法は3. 2に示したとおりである。したがって、3. 2の手法を用いて設定した震源モデルを用いることにより、詳細な震源過程が不明な海溝型地震を対象とした場合についても、地震動の推定精度を検証するとともに、震源モデルによる推定地震動の変動を把握しておく必要がある。

そこで、1923年関東地震の断層面と同じ位置及び大きさをもつ海溝型地震を想定し、4. 3. 2と同様に東京気象官署及び観音崎におけるレベル2地震動の試算を行う。断層面の位置及び大きさ以外のパラメータは3. 2. 3に示した海溝型地震の震源モデルの設定手法に従って定めた。設定したパラメータをまとめて表-4.4に示すが、地震モーメント以降の値は表-3.4に従って定められている。表-4.3に示した1923年関東地震の震源モデルとの大きな違いは、アスペリティが1個の場合も対象とすること、地震モーメントがより大きいこと、及び破壊伝播速度を3ケース考慮することである。

3. 2. 3(8)に記したように、震源位置やアスペリティ位置を1つに決定することは困難なため、図-4.13に示す9ケースのアスペリティ位置、5ケースの震源位置を考慮するとともに、3ケースの破壊伝播速度を用いて、計135ケースの試算を行った。

その結果を加速度応答スペクトルで1923年関東地震の推定地震動と比較して示したものが図-4.14及び図-4.15である。1923年関東地震の推定地震動は、図-4.7及び図-4.10に示した地震動である。これらの図によれば、1923年関東地震の推定地震動は、試算結果の変動幅に含まれていることが分かる。したがって、ここで既知量として与えた走向、傾斜角、断層長さ、断層幅を地震

表-4.4 設定した海溝型地震の断層パラメータ

パラメータ	設定値
走向 ϕ [deg], 傾斜角 δ [deg]	290, 25
断層長さ L [km], 幅 W [km]	130, 70
地震モーメント M_0 [dyne·cm]	1.06×10^{28}
平均くい違い量 D [cm]	303
破壊伝播速度 v [km/s]	2.6, 3.0, 3.3
アスペリティ(大)くい違い量 D_{a1} [cm]	673
アスペリティ(小)くい違い量 D_{a2} [cm]	476
背景領域くい違い量 D_b [cm]	202
アスペリティ応力降下量 σ_a [MPa]	16
背景領域応力降下量 σ_b [MPa]	2.7

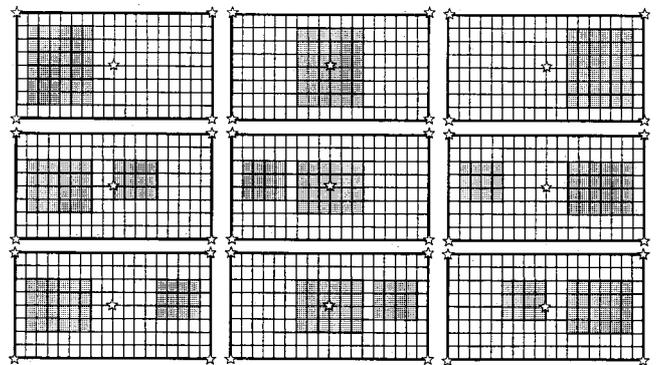
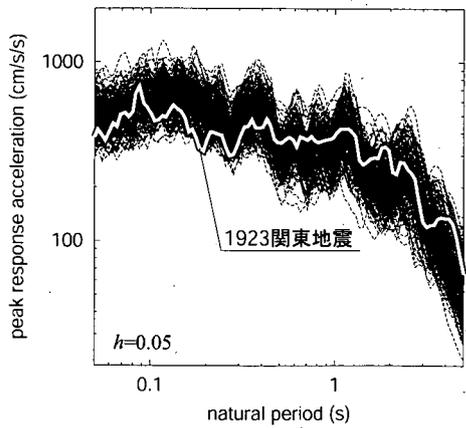
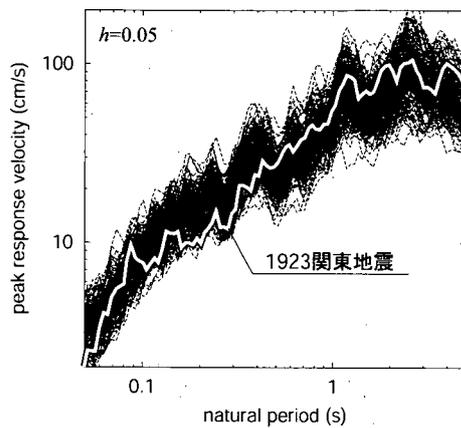


図-4.13 アスペリティ位置を変更した断層モデル (☆震源位置)

発生前に特定することができる場合には、ここに示したような試算を行うことにより、適切な設計地震動を設定することが可能であると考えられる。しかし、観音崎については、1923年関東地震の推定地震動は変動幅の上限に近いスペクトルとなっている。これは図-4.5からも明らかのように、1923年関東地震の際にはアスペリティが観音崎の直下に存在していたことによるものである。したがって、レベル2地震動の設定にあたっては、震源モデルの設定によって推定地震動が大きく変動することや、その変動幅の上限に近い強震動を発生させるようなケースが実際に発生し得ることに十分注意しなければならない。現時点では変動幅の上限近くをとることにより、安全性に配慮したレベル2地震動を設定する必要があると考えられる。

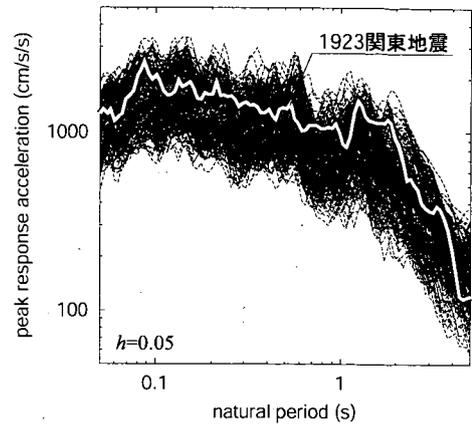


(a) 加速度応答スペクトル

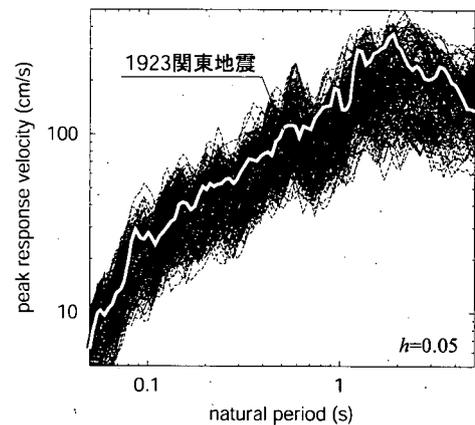


(b) 速度応答スペクトル

図-4.14 試算したレベル2地震動と1923年関東地震の推定地震動との比較（東京気象官署）



(a) 加速度応答スペクトル



(b) 速度応答スペクトル

図-4.15 試算したレベル2地震動と1923年関東地震の推定地震動との比較（観音崎）

図-4.16 は、図-4.15 に示した観音崎における試算結果と地震危険度解析により算出した100年超過確率2, 5, 10%の加速度応答スペクトルを比較したものである。これらの地震危険度に対応する加速度応答スペクトルは、Takahashi et al.(2000) による加速度応答スペクトルの距離減衰式（地盤条件：rock site）を用い、過去の地震記録、活断層及びプレート境界地震を考慮した地震危険度解析手法（中尾・他, 2003）によって算出した。この図によると、地震危険度に対応する加速度応答スペクトルは、どの超過確率でも地震動の変動幅に含まれている。したがって、本研究で提案した手法により試算した地震動の上限近くをとれば、発生位置を予め特定できない地震についても確率論的に十分配慮したレベル2地震動を設定することが可能と考えられる。

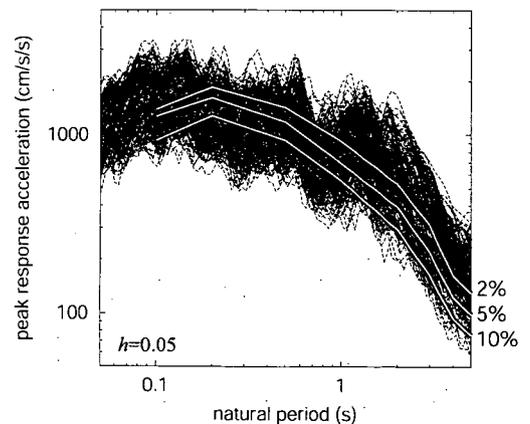


図-4.16 試算したレベル2地震動と地震危険度解析結果（100年超過確率2, 5, 10%）の比較（観音崎）

5. まとめと今後の課題

本報告では、設計実務に活用しやすい想定地震の震源モデルの設定手法及び地震動の推定手法を提案するとともに、提案手法に基づくレベル2地震動の試算を行った結果を示した。

まず、震源パラメータ間の関係式やアスペリティに関する最新の知見をもとに、内陸地震と海溝型地震のそれぞれについて震源モデルの設定手法を示した。研究事例が少ないアスペリティの大きさや応力降下量の設定についても、適宜判断を行った上で設定手法に取り入れることにより、最新の知見に基づく実用的な手法を提案した。

次に、設定した震源モデルを用いて統計的グリーン関数法により地震動を推定する手法を示した。ここでは統計的グリーン関数を作成するために、K-NET観測点のうちI種地盤で得られた強震記録（水平2成分、S波初動部とそれ以降）を用いて加速度応答スペクトルと振幅包絡線の推定式を作成した。地震のタイプ別の特性を反映するために、内陸地震と海溝型地震それぞれについての推定式を作成した。また、地点補正係数の平均値をこれらの推定式に乗じることにより、S波速度700[m/s]層における加速度応答スペクトルと振幅包絡線の推定式を作成した。この推定式から算出した加速度応答スペクトルと振幅包絡線にフィッティングさせることで統計的グリーン関数を作成し、震源モデルに従って重ね合わせることで対象地震の地震動を推定することができる。ここで提案した地震動の推定手法は、対象地震の震源破壊過程に加え、地震基盤で浅地の地盤構造や表面波の影響も取り入れ、工学的基盤における地震動を推定するための実務的な手法と考えられる。

最後に、提案した震源モデルの設定手法、地震動の推定手法を用いて、想定したレベル2対象地震に対するレベル2地震動の試算を行った。内陸地震への適用例として、2000年鳥取県西部地震の震源モデルを用いた地震動の推定を行い、再現できなかった観測点はあるものの、強震記録の加速度応答スペクトルと全般的によく一致する結果を得るとともに、表層地盤の影響がない周期帯域では、強震記録の加速度応答スペクトルが、81ケースの震源モデルを用いた推定地震動の変動幅に含まれることを確認した。

海溝型地震への適用例として、1923年関東地震の震源モデルを用いた地震動の推定を行い、時刻歴波形など再現できなかった部分はあるものの、最大速度の距離減衰式及び既往の研究による推定地震動の加速度応答スペクトルとよく一致する結果を得た。1923年関東地震の推定

地震動の加速度・速度応答スペクトルおよび地震危険度解析により得られた100年超過確率2, 5, 10%に対応する加速度応答スペクトルは、135ケースの震源モデルを用いた想定関東地震の推定地震動の変動幅に含まれることを確認した。

これらのことから、本報告の手法を用いて将来発生が予想される内陸地震、海溝型地震の地震動を推定することにより、過去の強震記録や既往の研究結果とも整合のとれたレベル2地震動を設定することができると考えられる。

また、これらの検討を行う過程で明らかとなった今後の課題としては、以下のような事項が挙げられる。

①震源パラメータ評価

将来発生する地震を対象とした震源パラメータの設定手法については、最近になって研究が始められたばかりである。特に、アスペリティの位置、大きさ、応力降下量などは推定地震動に大きな影響を及ぼすパラメータであるため、地震調査研究推進本部等における最新の調査研究を十分にとり入れる必要がある。

②位相特性の評価

本報告では、加速度波形の振幅包絡線をモデル化することにより小地震の位相を設定したが、特に断層のごく近傍においてはフィッティングが困難であり、また振幅包絡線の推定式のばらつきも大きい。今後は、群遅延時間によるモデル化等による位相特性の評価法についても検討する必要がある。

③放射特性の評価

将来発生する地震については、断層面上でのすべり方向を予測することは一般に困難であるため、本報告では放射特性を評価することなく地震動の推定を行った。しかし、最近になって、GPSによる観測データに基づき、南海地震や南海地震についてはすべり方向が6°の幅で推定される（地震調査研究推進本部、2001）ような例もある。したがって、放射特性を考慮することにより、将来発生する地震による地震動をより精度良く推定することができる可能性があるため、今後、本報告に示した地震動推定手法にも取り入れていく必要がある。

④深部地盤構造の影響評価

本報告した地震動推定手法においては、震源域から対象とする工学的基盤面までの地盤構造の影響は、加速度応答スペクトルの推定式によって考慮されているため、平均化されたものとなっている。しかし、1995年兵庫県南部地震のいわゆる震災の帯については、深部地盤構造が大きく影響していることが指摘されて

おり、地盤構造が複雑な地点における地震動を推定するためには、補正係数や理論的手法の適用等について、今後検討していく必要がある。

⑤レベル2地震動の設定

2. でも述べたように、将来発生する地震については、震源断層の破壊過程を一意的に決定できないため、本報告でも震源モデルを様々に変化させてレベル2地震動の試算を行った。また、地震危険度解析結果との比較も行っているが、試算した地震動に幅があるなかで、レベル2地震動を設定する際の基準は現時点では明確ではない。これらの点については、今後も継続して総合的な検討を行っていく必要がある。

謝辞

本研究の実施に当たっては、国土交通省国土技術政策総合研究所に設置された「レベル2地震動の設定手法に関する技術検討会（座長：大町達夫東京工業大学教授）」において、ご指導、ご助言を賜った。また、本研究では防災科学技術研究所によるK-NET、KiK-net強震記録を使用した。ここに記して、深甚なる謝意を表する。

参考文献

Boatwright, J. (1988): The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.

Boore, D. M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894.

Brune, J. N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.

Brune, J. N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*, 76, 5002.

壇一男・佐藤俊明 (1998): 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.

壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000): 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 ($M_{max}7.9$) の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530, 53-62.

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, 545, 51-62.

Day, S. M. (1982): Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 705-727.

土木学会レベル2地震動研究小委員会 (2001): レベル2地震動の明確化に向けて, 土木学会論文集, 675/I-55, 15-25.

Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Royal Soc. of London, Series A*, 241, 376-396.

池田隆明・三輪滋・釜江克宏・入倉孝次郎 (2000): 1923年関東地震を想定した東京での地震動評価, 土木学会第55回年次学術講演会講演概要集, I-B, 606-607.

池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎 (2002): 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 561, 37-44.

Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.

入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 (1997): 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, B25.

入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・宮腰研・香川敬生 (2001): 周期帯域に応じた強震動評価法の高精度化, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 平成12年度科学技術振興調整費研究成果報告書, 209-233.

地震調査研究推進本部 (2001): 南海トラフの地震の長期評価について, *SEISMO*, Vol. 5, No. 11, pp. 7-12.

片岡正次郎・田村敬一 (2000): 断層モデルを用いた震源近傍における地震動の推定, 土木技術資料, Vol. 42, No. 8, pp. 44-49.

加藤研一・武村雅之・八代和彦 (1998): 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, *地震* 2, 51, 123-138.

釜江克宏 (1996): 1946年南海地震のシミュレーション, 第24回地盤震動シンポジウム, 81-90.

釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991): 地震のスケールリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 430, 1-9.

釜江克宏・入倉孝次郎 (1997): 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 500, 29-36.

Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A. (1998): A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's

- function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 357-367.
- 金森博雄 (1991): 地震の物理, 279p., 岩波書店.
- 菊地正幸・山中佳子 (2001): 既往大地震の震源過程=アスペリティの同定, *サイスモ*, 5, 6-7.
- 建設省土木研究所 (2000): 広帯域におけるレベル2地震動の試算, 第4回レベル2地震動の設定手法に関する技術検討会資料.
- 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり (2000): 日本陸域の主な起震断層と地震の表-断層と地震の地方別分布関係一, *活断層研究*, 19, 33-54.
- 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999): 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 (M_{JM} 6.5) 及び5月13日 (M_{JM} 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, *地震* 2, 51, 431-442.
- Miyakoshi, K., Kagawa, T., Sekiguchi, H., Iwata, T. and Irikura, K. (2000): Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.*, 1850, 8p. (CD-ROM)
- 永野正行・加藤研一・武村雅之 (2001): 2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定-1995年兵庫県南部地震との比較-, *日本建築学会構造系論文集*, 550, 39-46.
- 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すべり速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-9.
- 中尾吉宏・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003): 確率論的な地震ハザードマップの作成手法, *国土技術政策総合研究所研究報告*, 16, 37p.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994): ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, *日本建築学会構造系論文集*, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・松島信一 (1998): 1996年8月秋田・宮城県境付近の地震群の K-NET 強震記録から推定した震源・伝播・サイト特性, *地震* 2, 50, 415-419.
- 佐藤智美・片岡正次郎・奥村俊彦 (2002): K-Net 強震記録に基づく工学的基盤における加速度応答スペクトルと経時特性の推定式の検討, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp.615-620.
- Shimazaki, K. (1986): Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthquake Source Mechanics, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 37, 209-216.
- 司宏俊・翠川三郎 (1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 523, 63-70.
- Somerville, P. G., Sato, T. and Ishii, T. (1998): Characterizing subduction earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *American Geophysical Union 1998 Fall Meeting*, F658.
- Somerville, P. G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Letters*, 70, 59-80.
- Takahashi, T., Kobayashi, S., Fukushima, Y., Zhao, J. X., Nakamura, H. and Somerville, P. G. (2000): A spectral attenuation model for Japan using strong motion data base, *Proc. 6th Int. Conf. on Seismic Zonation*, 6p. (CD-ROM)
- 武村雅之 (1990): 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震* 2, 43, 257-265.
- 武村雅之 (1998): 日本列島における地殻内地震のスケールリング則-地震断層の影響および地震被害との関係-, *地震* 2, 51, 211-228.
- 山田雅行・平井俊之・岩下友也・釜江克宏・入倉孝次郎 (1999): 兵庫県南部地震の震源モデルの再検討, *日本地震学会講演予稿集*, 秋季大会, A14.
- Wald, D. J. and Somerville, P. G. (1995): Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 159-177.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

国土技術政策総合研究所研究報告

RESEARCH REPORT of N I L I M

N o . 1 5

October 2003

編集・発行 © 国土技術政策総合研究所

本資料の転載・複写の問い合わせは

〒305-0804 茨城県つくば市旭1番地

企画部研究評価・推進課 TEL029-864-2675