第27回地盤震動シンポジウム(1999)

地域的特性を考慮した地震動予測

1999.10.25

社団法人　日本建築学会
構造委員会
振動運営委員会　地盤震動小委員会

The 27th Symposium of Earthquake Ground Motion (1999)

Strong Ground Motion Prediction Considering Regional Characteristics

October1999
Tokyo

Architectural Institute of Japan

第27回地盤震動シンポジウム（1999）
地域的特性を考慮した地震動予測

目　次

The 27th Symposium of Earthquake Ground Motion
(1999)

Strong Ground Motion Prediction
Considering Regional Characteristics

CONTENTS

1．主 旨 説 明

第２７回地盤震動シンポジウム1999
「地域的特性を考慮した地震動予測」
の開催にあたって
主旨説明

Preface

萩尾　堅治*
Kenji Hagio

地震動の地域的特性については、従来、歴史地震資料や地震記録をもとにした地域係数や地震の揺れやすさの指標などで表されてきましたが、阪神淡路大震災後の震源断層や地下構造の研究調査の進展とともに、これらの情報を反映したモデル化に基づく地震動予測として評価する機運が高まっています。また、耐震設計の実務面では、各地域の性能設計用地震動をいかに考えるかという目前の問題もあります。このような状況をふまえて、今回の地盤震動シンポジウムでは、「地域的特性を考慮した地震動予測」を課題として取り上げ、その現状と問題を整理し、今後の方向性について議論します。

地震動の地域的特性に関するこれまでの取り組みを振り返って見ると、「地震には地域ごとの癖があり、その癖をよく捉えて耐震検討に生かすことが肝要である。」、「大阪平野は二度ゆれる。」、「震源と伝播経路が同じであれば、異なる地震でも、観測波形は驚くほどよく似ていることがある。」、これらの指摘は、地震動はきわめて複雑な現象ではあるが必ずしも一過性のものに限られるわけではなく、地域に固有な特性が内在し、その地域的な特性がしばしば現象として現れることを示唆しているものと考えられます。このような地震動の地域的特性は、まず、被害事例や地域で観測された地震動記録の分析から経験的事象を整理する形でまとめられてきました。建築基準法施行令における地域係数、やや長周期地震動と深い地下構造との関係で論じられている鏡味(1978年)や、北川(1979年)の平野の揺れやすさの指標があげられます。一方では、１９６８年十勝沖地震、１９８５年メキシコ地震、１９９５年兵庫県南部地震における強震動特性の解明を目的とした深い地下構造の調査、シミュレーション解析にみられるように、深い地下構造を具体的にモデル化して地震動特性を検討するような地震動特性の解析的な評価がなされるようになってきています。また、最近のインバージョン解析の発展、観測網の充実、インターネットによるデータの公開、と迅速な情報交換を背景として、震源の断層破壊機構が次々と明らかにされるようになってきていますし、国の地震調査研究推進本部が進める活断層の調査により過去の断層活動の様子も明らかにされつつあります。

＊（財）原子力発電技術機構　原子力安全解析所主幹解析員、工学博士
Dr. of Eng., Senior chief engineer , Institute of Nuclear Safety , Nuclear Power Engineering Corporation

このように、当初、経験的に捉えられてきた地震動の地域的特性は、最近では、徐々に周辺の震源や深い地下構造といった空間的な条件との関係で解析的に捉えられ、地域的な特性として裏付けられるようになってきています。

今回のシンポジウムでは、このような地震動の地域的特性を直接的に明らかにして行く研究と実務の現状を午前の部で紹介することとし、震源、伝播経路、深い地下構造といった地域的地震動特性の要因および実務の現状についてとりあげます。午後の部では、地域的ごとに展開されている地震動予測のためのいくつかの取り組みを紹介し、これらをふまえて、今後の地震動予測に地域的な特性を考慮して行くことの重要性をあらためて考えるとともに、地域的特性を実務的な地震防災、耐震設計に生かして行く方向性について議論を深めることを期待しています。また、恒例の特別講演には、発足当初から昨年度まで、２８年の長きにわたり地盤震動小委員会の委員としてご活躍を頂いた鏡味洋史（北海道大学）先生をお招きし、地盤震動研究のこれまでと今後について、これまでの当事者とは少し違った立場から辛口の内容もふくめたお話をして頂く予定でおります。

建築基準法施行令では、地域係数Ｚが「その地方における過去の地震の記録に基づく震害の程度および地震活動の状況、その他地震の性状に応じて１．０から０．７までの範囲内において建設大臣が定める数値」（告示１９８０年）として示されており、これが現行基準で具体的に示されている地震動の地域性にかかわる唯一の規定ですが、阪神の事例や地震動の地域的な特性が明らかにされつつある研究の進展を考えると、地域性に対する配慮をこれだけで済ませるわけには行かないであろうと考えられます。現行基準を耐震安全性検討の Minimum Requirement と位置付けるならば、性能設計への移行に際して、地域的な地震動特性を地震動予測に如何に採りこんで行くべきかは、地盤震動にかかわる今後の研究と実務における切実な問題であります。

・現行の地域係数だけで地震動の地域的特性に対する配慮は事足りるのか

・地域的特性を考慮した地震動予測の研究の現状は、どこまで進んでいるのか

・地震防災、耐震設計に地域的特性を考慮した地震動を反映して行くための今後の方向は如何にあるべきか

など、総合討論では、いろいろな観点から講演者、シンポジウムにご参加頂く方々の忌憚のない討議を期待するとともに、国内、国外で度重なる地震災害の低減に今後の地盤震動研究を活かして行くための方向付けを、共に考えて行きたいと願う次第です。

（地盤震動小員会主査）

２．地震動予測に係わる調査・研究の動向

地域別の活断層・地下構造調査の現状

Survey of Active Faults and Crustal Structure

衣笠善博（東京工業大学）
Yoshihiro KINUGASA

シンポジューム「地域的特性を考慮した地震動予測」

・地域別の活断層・地下構造調査の現状

東京工業大学
衣笠善博

地震に関する基盤的調査観測計画

平成9年8月29日

地震調査研究推進本部

目次

（4）陸域及び沿岸域における活断層調査

1）基本的な考え方

活断層は過去に大規模な内陸地震の発生した痕跡であり、今後も繰り返し活動する可能性があるため、活断層の調査は内陸地震の発生を評価する上で重要である。

すなわち、活断層の位置を調査することは、内陸地震が発生する可能性のある場所を評価する上で有効である。また、活断層の過去の活動時期の調査は、内陸地震が発生する時期を長期的に評価する上で有効である。さらに、活断層の運動にともなう地震の規模は活動した活断層の長さ及び変位量に関係することから、それらを把握することは、内陸地震の規模を評価する上で有効である。

〈基盤的調査観測の対象活断層について〉

基盤的調査観測の対象活断層は、地震調査研究推進本部が「地震に関する基盤的調査観測等の計画について」の中で、効率的に活断層調査を実施することを目的として、以下の基準で選定したものである。

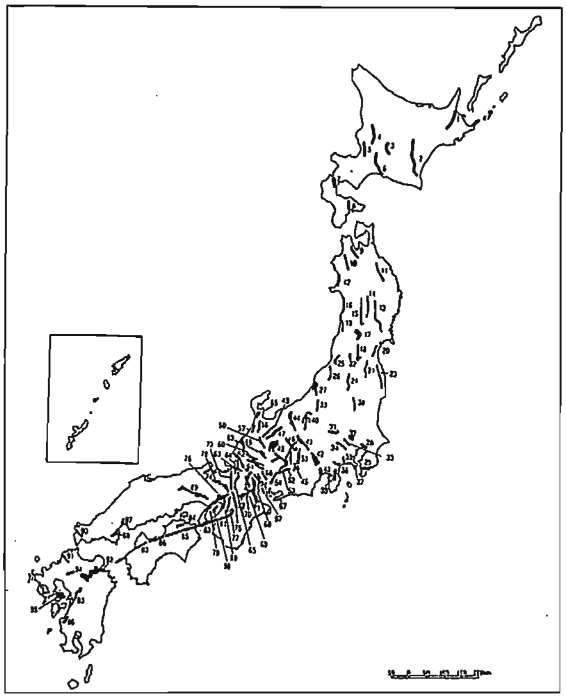
(基準)

「新編日本の活断層」(1991年、東京大学出版会)において、原則として、確実度IまたはII、かつ活動度AまたはB、かつ以下の基準のいずれかを満たすものの中から選択する。

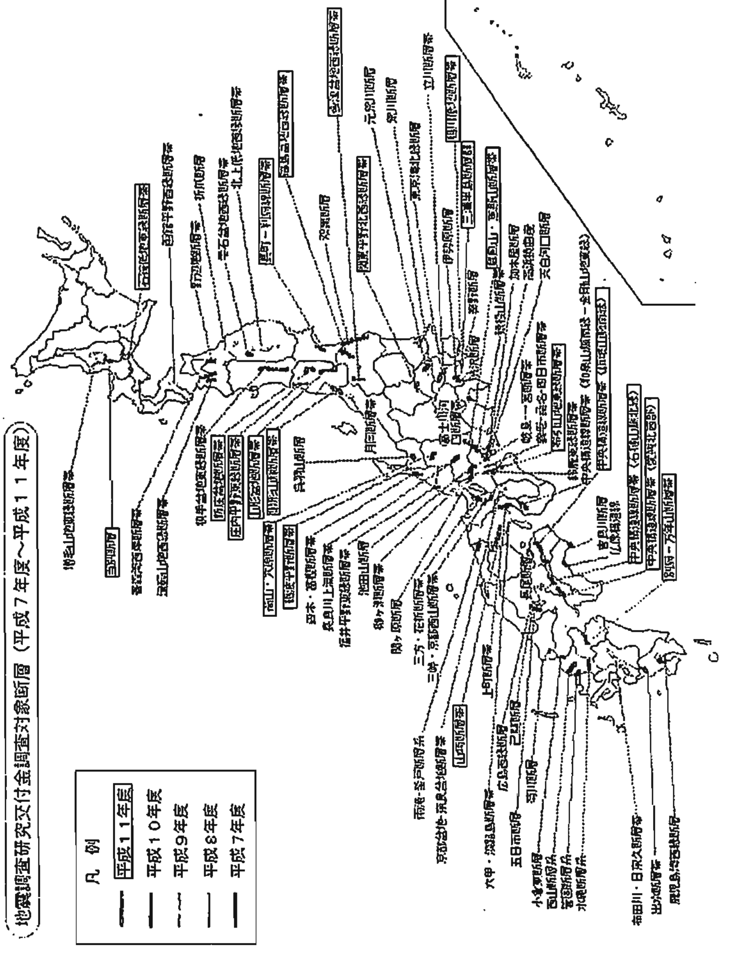
1)長さ20km以上のもの。

2)長さ10km未満の場合で、ほぼ同じ走向を有する複数の活断層が5km間隔以内に隣接して分布し、その全長が20km以上に及ぶ活断層帯(群)を形成するもの。

なお、既存の調査資料が乏しく、地質条件等により、選定基準としたデータそのものの再検討が必要な場合、または、陸域に分布する活断層で、海域への延長を含めると全長が20kmに及ぶ可能性が高い場合には、それらを考慮した。



付図2-10 基盤的調査観測の対象活断層(活断層の位置図)



我が国には、多数の活断層が分布する。これらの活断層の活動により将来発生すると考えられる地震を客観的に評価するためには、全国的に活断層についての基本的なデータを蓄積していくことが重要である。効率的に活断層調査を実施するためには、調査対象活断層を選定し、想定される地震の規模及び活動時期を評価するために必要な情報を得ることが重要である。

想定される地震の規模や発生の可能性等、地震発生についての長期的な評価を行うためには、次の調査を行う必要があると考えられる。

1）詳細な位置

2）平均変位速度

3）過去の活動時期（活動間隔及び最新活動時期）

4）１回の地震に伴う断層の変位量と長さ

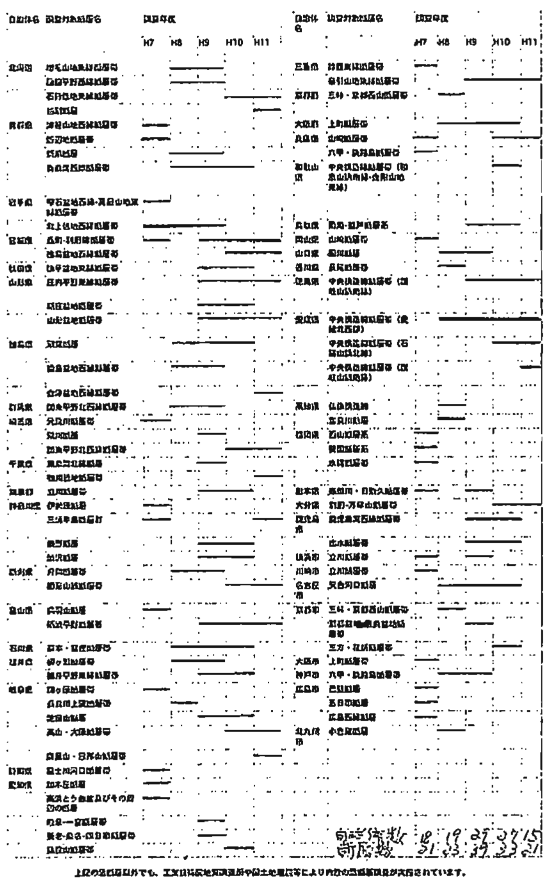
5）周辺の地下構造

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 —

平成１１年４月２３日

地震調査研究推進本部



地震調査研究交付金による活断層調査の特徴と問題点

１．地震の発生の評価

⇨ 場所，時期，規模

２．理学的調査研究

⇨ 工学的地震動予測との乖離

３．地方自治体ごとの個別的調査研究

⇨ 地震波は県境を越えて伝播する！

第３章　当面推進すべき地震調査研究

1．活断層調査、地震の発生可能性の長期評価、強震動予測等を統合した地震動予測地図の作成
（１）陸域及び沿岸域の地震の特性の解明と情報の体系化
（２）海溝型地震の特性の解明と情報の体系化
（３）地震発生可能性の長期確率評価
（４）強震動予測手法の高度化
（５）地下構造調査の推進
2．リアルタイムによる地震情報の伝達の推進
2．大規模地震対策特別措置法に基づく地震防災対策強化地域及びその周辺における観測等の充実
4．地震予知のための観測研究の推進

むすび

1．活断層調査、地震の発生可能性の長期評価、強震動予測等を統合した地震動予測地図の作成

地震調査委員会による地震活動の総合的な評価の一環として、主要活断層の活動間隔等の調査結果、地下構造に関する調査のデータ、地震発生可能性の長期確率評価と強震動予測手法を統合し、強い地震動の発生の確率的な予測情報を含む全国を概観した地震動予測地図を、関係機関の協力を得て作成する。このため、調査観測研究機関等において、関連する調査研究を進める。とくに、（１）陸域及び沿岸域の地震の特性の解明と情報の体系化、（２）海溝型地震の特性の解明と情報の体系化、（３）地震発生可能性の長期確率評価、（４）強震動予測手法の高度化、（５）地下構造調査を推進する。これらの地震調査研究については、それぞれの項目についての成果が部分的にでも明らかになった時点で、可能な範囲内で地震防災対策に活用していくことが望まれる。

（５）地下構造調査の推進

強震動予測のためには、地下構造、とくに地下における地震の波の伝わり方に関する情報が極めて重要である。より精緻な予測のため、人口稠密な平野部を中心として地下構造調査を推進する。この場合、弾性波探査等による調査を実施することが必要となるが、当面は、対象とする地域ごとに適切な手法や内容を検討しつつ、試行的に調査を進める。

また、基盤的調査観測計画に基づき設置されている高感度地震計の設置の際、観測孔掘削で得られたデータなど、関連するデータを有効に活用することが極めて重要であり、このため、関連データの集積を図る。

基盤的な調査は国が行うこととし、そのデータを必要とする関係者が広く活用できるよう、データベースを作成し、広く公開することが重要である。

さらに、地下構造探査のより効率的、効果的な新手法の研究を進める。

地震調査研究交付金による地下構造調査，現状

「当面は、対象とする地域ごとに適切な手法や内容を検討しつつ、試行的に調査を進める。」

⇨　平成１０年度から３カ年程度

⇨　試行的な調査が可能な地域

関東平野（千葉県・神奈川県・川崎市・横浜市）

濃尾平野（愛知県，平成１１年度から）

京阪神地域（京都市）

「地下構造探査のより効率的、効果的な新手法の研究を進める。」

地震調査研究交付金による地下構造調査，内容

「強震動予測のためには、地下構造、とくに地下における地震の波の伝わり方に関する情報が極めて重要である。」

⇨　構造探査と弾性波伝播速度

「弾性波探査等による調査を実施することが必要となるが、当面は、対象とする地域ごとに適切な手法や内容を検討しつつ、試行的に調査を進める。」

⇨　試行的．既存データとの比較検証

・既存資料の収集・整理・再解析

・屈折法弾性波探査

・Ｐ波反射法弾性波探査

・Ｓ波反射法弾性波探査

・微動アレー探査

・重力探査

・深井戸データとの比較検討

地震調査研究交付金による地下構造調査，今後の展開

「人口稠密な平野部を中心として地下構造調査を推進する。」

強震動予測における震源のモデル化

Modeling of Earthquake Source for Predicting Strong Ground Motion

久田嘉章*
Yoshiaki HISADA

The methodologies and applications are reviewed for predicting strong ground motions near earthquake source areas. First, the omega-squared model and the scaling law of the seismic source spectra are explained. Second, the semi-empirical method, the stochastic Green's function method, and the theoretical methods (the k-squared model, and the omega-inverse-squared model) are presented. Finally, the hybrid method, in which the semi-empirical / stochastic Green's function method for high-frequency waves and the theoretical method for low-frequency waves are combined, are explained together with their applications for strong motion simulations at broad-band frequencies.

1. はじめに

１９９４年ノースリッジ地震や１９９５年兵庫県南部地震などを契機として、活断層による震源近傍における強震動特性に関する知見は飛躍的に高まった。中でも震源近傍にて、断層面に直交する成分が卓越する長周期パルス波の存在が広く認知されたことは特筆すべきことであろう(forward directivity effects；例えば、久田、1995；纐纈、1996)。最近のトルコ・コジャエリ地震(1999/9/7)や台湾・集集地震(1999/9/21)の震源近傍における強震観測記録にも、周期２～５秒で卓越する明瞭な長周期パルス波が観測されており、今後の詳細な震源特性の解明が期待される。

本論文では、震源近傍における時刻歴波形を作成することを念頭に、震源のモデル化に関する最近の知見を紹介したい。震源近傍での強震動シミュレーションのコツは、低振動数領域(1Hz 程度以下)におけるコヒーレントな波動特性(永久変位や長周期パルス波など)と、高振動数領域(1Hz程度以上)におけるランダムな波動特性をいかに生成させ、重ね合わせるか、にある。その際、拠りどころとなる最も基本的な震源モデルはω2モデル(omega-squared model)と震源スケーリング則である。従って本論文では、始めに震源のモデル化と震源スペクトルの導入を紹介し、次いでω2モデルにおける震源スケーリング則、及び統計的震源モデルを説明する。さらに震源近傍での強震動予測を前提とした半経験的手法、統計的グリーン関数法、理論的手法、及びそれらの組み合わせであるハイブリッド手法による震源のモデル化、及び実用例を紹介する。なお強震動予測全般に関しては、優れたレビューは多く存在するので、そちらも合わせて参考にされたい(例えば、入倉、1994；香川、1998； 地震予知総合研究振興会、1998、1999；岩田・入倉、1998 など)。

2. 震源のモデル化と震源スペクトルの導入

図1に示すように長さ L、幅 W の矩形の断層面を想定し、破壊開始点から破壊フロントが伝播しているとする。任意点 Y における変位の i 方向成分(x、y、またはz)は、周波数領域において次式で表せる。

$$U_i(Y;\omega) = \int_0^L \int_0^W \left\{ \mu D(e_k n_j + e_j n_k) U^*_{ik,j} e^{i\omega t_r} \right\} dx dy \quad \cdots\cdots (1)$$

ここでωは円振動数、μは地盤のせん断剛性、D はすべり(食い違い変位)、n_j は断層面方線方向の単位ベクトル成分、e_k は滑り方向の単位ベクトル成分、U^*_{kj} はグリーン関数の j 方位微分であり、j, k, l に関しては総和規約を用いている。また t_r は破壊開始時間であり、ここでは平均の破壊開始時間と、それからのずれ量であるインコヒーレントな破壊開始時間に分ける(図1)。

$$t_r = \frac{r}{\overline{V}_r} + \Delta t_r(x,y) \qquad (2)$$

ここで、$\overline{V}_r$ は平均破壊伝播速度、Δt_r はインコヒーレントな破壊開始時間である。

次に、ω2モデルを理解するために震源スペクトルを

*工学院大学建築学科・助教授　Kogakuin University, Dept. of Architecture, Associate Prof.

導入する。グリーン関数に等方無限体の基本解を用い、遠方の点震源を仮定すると、(1)式は次式で表せる。

$$U_i(Y;\omega) = \frac{R_i}{4\pi\rho r\beta^3}M(\omega) \qquad (3)$$

ここで、Ri はラディエーションパターン、ρ は密度、β はせん断波速度、r は震源から観測点までの距離である。Mは震源スペクトルで、遠方変位場におけるスペクトル特性を規定する関数である。

$$M(\omega) = \mu\int_0^W \int_0^L V(x,y;\omega)\exp\{i\omega(t_\beta + t_r)\}dxdy$$

.... (4)

ここで V はすべり速度、t_β は破壊先端部のシグナルが観測点 Y まで到達する時間である。対象が低振動数であれば震源スペクトルは(4)式を解いて決定論的に評価することも可能である。しかし高振動数の場合は、振幅スペクトルを統計的に決め、ランダムな位相と組み合わせて評価した方が実用的である。このような統計的震源モデルの代表的なモデルがω2モデルである。

3. ω2 モデルによる震源スケーリング則、及び統計的手法による震源のモデル化

Aki(1967)によりω2 モデルと震源スケーリング則が提案されて以降、様々な統計的震源モデルが提案されている。ω2 モデルによる震源スケーリング則は、強震動予測を行う上で、平均的な震源モデルとして今後とも利用され続けるものと思われる。ここでは代表的なモデルとして Brune のω2 モデル(1970)を紹介し、Kanamori and Anderson(1975)のスケーリング則を用いて、ω2 モデルによる震源スケーリング則の基本的な性状を説明する。

Aki(1967)、Brune(1970)のω2 モデルによると、震源スペクトル(遠方場の変位スペクトル)は次式で表せる。

$$M(f) = \frac{M_0}{1+(f/f_c)^2} \qquad (5)$$

ここで、f は振動数、M_0は地震モーメント、f_cは応力降下量(⊿σ;または応力パラメータ)と地震モーメントで規定されるコーナー振動数であり、それぞれ次式で表せる。

$$M_0 = \mu DLW \qquad (6)$$

$$f_c = 4.9\times10^6\beta\left(\Delta\sigma/M_0\right)^{1/3} \qquad (7)$$

次に、Kanamori and Anderson(1975)によれば大地震と小地震の諸パラメータ間には近似的に次のスケーリング則が存在する(図2(a):三宅・他、1999)。

$$\frac{L_l}{L_s}\approx\frac{W_l}{W_s}\approx\frac{D_l}{D_s}\approx\frac{\tau_l}{\tau_s}\approx\left(\frac{M_{0l}}{M_{0s}}\right)^{1/3}\approx N \qquad (8)$$

$$\Delta\sigma_l \approx \Delta\sigma_s \qquad (9)$$

ここで、下付きの l が大地震、s が小地震であることを意味し、τ はライズタイム、N は相似比である。

(6)～(9)式を(5)式に代入し、大地震と小地震の震源スペクトル比を、低振動数と高振動数でそれぞれ計算すると次式を得る。

$$\frac{M_l(f)}{M_s(f)} = \begin{cases} \dfrac{M_{0l}}{M_{0s}} = N^3, & (f \ll f_{cl}) \\ \dfrac{M_{0l}}{M_{0s}}\left(\dfrac{f_{cl}}{f_{cs}}\right)^2 = \left(\dfrac{M_{0l}}{M_{0s}}\right)^{1/3} = N, & (f \gg f_{cs}) \end{cases}$$

.......................(10)

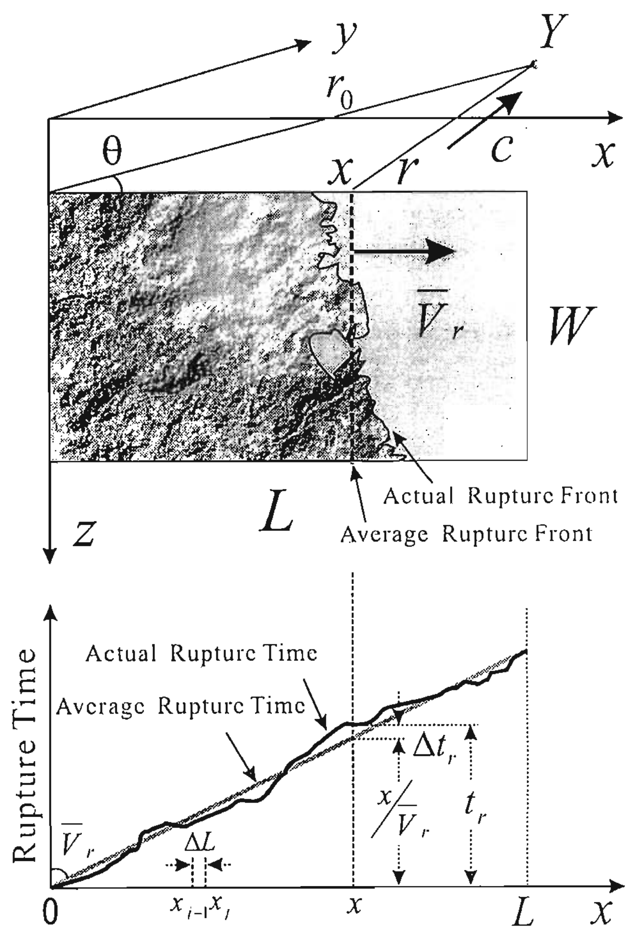


図1 震源のモデル化。ここでは簡単なため、1方向に破壊フロントが伝播するユニラテラルな1次元モデルを描いている。実際の破壊フロントは直線にはならず複雑な形状となる(上図)。そこで本モデルでは、破壊開始時間t_rは、平均破壊伝播速度($\overline{V}_r$)によるコヒーレントな値と、平均値からのずれであるインコヒーレントな値(Δt_r)に分けている(下図:Hisada, 1999 より)。

すなわち小地震と大地震の震源スペクトル比は、低振動数では N の3乗に、高振動数では N の1乗に比例する(図2(d))。

一方、(5)式に ω の2乗をかけると遠方場における加速度スペクトルとなるが、(5)式のままではf_cより高振動数では振動数に依存せず一定値になる(図2(e))。しかし実際に観測される加速度スペクトルは、ある高い振動数以降、振幅スペクトルが急減することが知られている。このコーナー振動数は Hanks(1982)により f_{max} と名付けられた。通常、f_{max} の導入は(5)式にハイカットフィルターをかけて用いる(例えば、Boore, 1983)。観測記録に見えるf_{max}の成因が震源によるのか、表層地盤によるサイト特性によるか、現在でも議論が分かれているのが現状である(例えば、木下、1988、に詳しい)。

<u>統計的震源モデル</u>：多くの観測記録から ω2モデルが経験的に成り立つことが確認されており(例えば、Houston and Kanamori, 1986)、ω2モデルを用いた震源モデルは<u>統計的震源モデル</u>と呼ばれている(例えば、入倉、1994)。通常、グリーン関数は(3)式に示されるように単純な幾何減衰(1/r)のみ考慮し、自由表面や表層地盤による増幅特性、及び周波数依存のラディエーションパターンなどを考慮した ω2モデルより振幅スペクトルを決め、ランダム位相により周波数領域における強震動を作成する。時刻歴波形は、フーリエ逆変換した波形に適当な振幅包絡関数(Boore 型、Jennings 型など)を乗じて作成し、もとの振幅スペクトルに収束するように時刻歴波形の振幅を決定する。統計的震源モデルを強震動予測に用いる場合、点震源を仮定し、ランダム位相を用いるなどの制約により、適用範囲は遠方震源を対象とした高振動数波の生成に限定される。代表的なモデルとして Boore のモデル(1983)がある。

4. 震源近傍における強震動予測に有効な各種震源のモデル化

4．1　半経験的手法と統計的グリーン関数法

<u>半経験的手法</u>：Hartzell(1978)によって提案された小地震の観測記録を用いて大地震の強震動を合成する手法(<u>半経験的手法</u>)は、Irikura(1983)により(8)式のスケーリング則が導入され、その後、ω2 モデルによる震源スケーリング則に従うように様々な改良が行われている(例えば、入倉(1994)や壇(1999)に詳しいレビューがあるので参照されたい)。この方法は大地震の断層面を分割することにより、震源の破壊伝播過程も再現され、directivity effects や hanging wall effects(逆断層や正断層タイプの地震にて、hanging wall 側の強震動が foot wall 側よりも大きくなる現象：Abrahamson and Somerville, 1996)なども再現され、震源近傍の強震動予測にも有効である。ここでは半経験的手法の代表的なモデルの一つである Irikura(1986)による手法、及びその物理的な背景を紹介し、その後、半経験的手法の応用である<u>統計的グリーン関数法</u>を説明する。

Irikura(1986)によれば、大地震時の変位波形 U(t)は、小地震時の変位波形 u(t)を用いて次式で表せる。

$$U(t)=\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N}\frac{r}{r_{ij}}F(t-t_{ij})*\{c\cdot u(t)\} \qquad (11)$$

ここで図2(a)に示すように、r_{ij} は大地震の断層面を N (相似比)で NxN に分割したときの小断層 ij の代表点から観測点までの距離、r は小地震から観測点までの距離、t_{ij}は小断層 ij の破壊開始時間、*は畳み込み積分、c は大地震と小地震の応力降下量の比である。また F は小地震のすべり関数を、大地震のすべり関数に変換するための関数で、次式で与えられる。

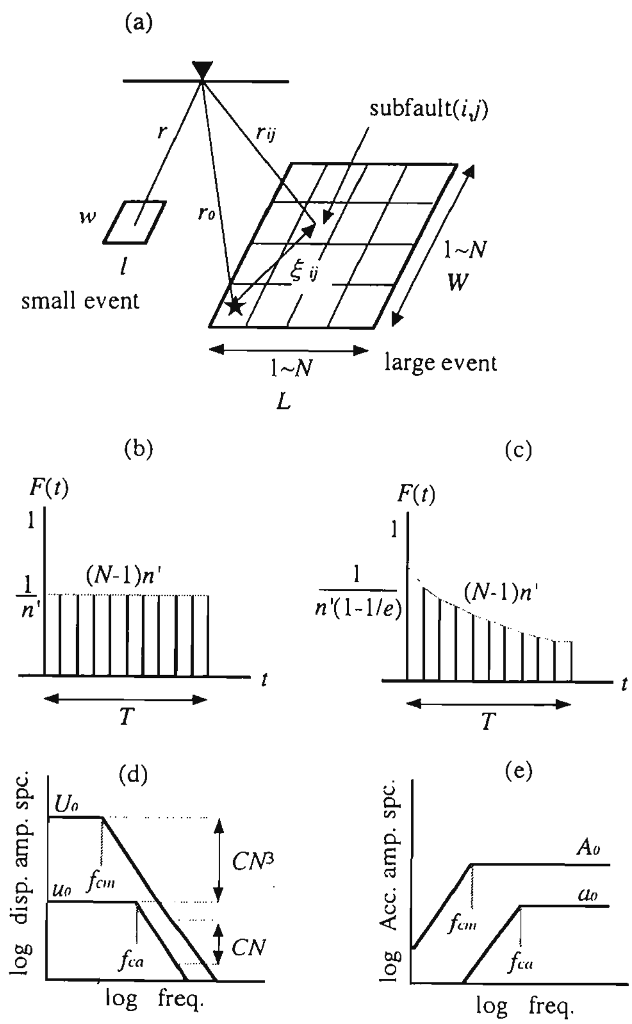


図2　ω2モデルによる震源のスケーリング則、及び Irikura(1996)による半経験的手法の説明図(三宅・他、1999、より)。

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta\left\{t - \frac{k-1}{(N-1)n'}\tau_l\right\}$$
$$\rightarrow \delta(t) + \frac{N-1}{\tau_l} B\tau_l(t), \quad (n' \rightarrow \infty) \tag{12}$$

ここで、δ はデルタ関数、$B\tau_l$ は幅 τ_l（大地震のライズタイム；図2ではT）のボックスカー関数である。ここでn'は、小地震のすべり関数をN個の等間隔に配置することによる人工的な卓越周期を避けるために導入されたパラメータである。n'を大きくすると(12)式の下式に示したように、第2項の級数部分は幅 τ_l のボックスカー関数に収束する（補遺Aに証明）。さらに、(12)式をフーリエ変換すると、次式を得る。

$$F(\omega) = 1 + (N-1)\frac{\sin(\omega\tau_l/2)}{\omega\tau_l/2}\exp\left(i\omega\tau_l/2\right) \tag{13}$$

(13)式より、低振動数（$\omega \fallingdotseq 0$）ではデルタ関数（第1項）とボックスカー関数（第2項）の双方の寄与によりF=Nとなり、高振動数（$\omega \rightarrow \infty$）ではデルタ関数のみの寄与によりF=1になることが分かる。すなわち、小地震のすべり関数を大地震のすべり関数に重ね合わす際、小地震の低振動数成分は大地震の全継続時間に渡って重ね合わせるが、小地震の高振動数成分は大地震のすべり関数の開始時にデルタ関数として集中させていることが分かる（図2(b)）。高振動数波の発生がすべり関数の開始時に集中することは、次章で述べるように動力学的な震源モデルとも一致しており、物理的にも妥当性があると考えられる。なお最近、三宅・他（1999）は、関数Fによるすべり関数が動力学的モデルにより近い形状になるように改良を試みている（図2(c)）。

一方、(11)式がω2モデルによる震源スケーリング則に従うことは次のように説明される。まず(13)式より、Fは低振動数では N に、高振動数では1になる。この結果と(11)式から、大地震と小地震のスペクトル比は、低振動数では N^3（断層長さ、幅、すべり時間に関してそれぞれ N 倍）に、高振動数では N^2（断層長さと幅に関して N 倍）のランダム和によりNとなり、前章の(10)式で説明した震源スケーリング則に従うことが確認できる。

統計的グリーン関数法： 一方、対象とする震源と観測点の組み合わせで理想的な小地震記録が得られることは稀である。このため、前章で説明した統計的手法により小地震の地震動を作成し、半経験的手法により大地震の強震動を構築する方法も有望であり、統計的グリーン関数法と呼ばれている（釜江、他、1991；地震予知総合研究振興会、1998）。統計的グリーン関数法では、任意の大きさの要素地震波を自在に作成することができるため、経験的手法でしばしば生じる、単一の小地震波を多数重ね合わせることによるスペクトルの人工的な落ち込みの問題なども避けることができる（入倉、1994）。

半経験的手法や統計的グリーン関数法では、(1)式におけるグリーン関数と震源のモデル化に関する明確な分離はされていない。すなわち、大地震の要素断層と小地震との詳細な破壊過程の違いは無視され、要素断層内の破壊過程は一種のランダム過程とし、小地震記録が要素断層内の代表点に配置される。従って要素断層の破壊過程が重要となる場合、例えば小さなアスペリティーから発生する長周期パルス波などコヒーレントな波動の再現などには困難な場合も予想される。加えて半経験的手法では、小地震記録には低振動成分を欠いている場合が多い。従って半経験的手法及び統計的グリーン関数法は、特に高振動数の強震動予測に優れた手法であると言える。低振動数における震源のモデル化、及び強震動予測には物理的な意味がより明快な理論的手法が適している。

4．2 理論的手法

理論的手法（または決定論的手法）による震源モデルには、動力学的震源モデル（Dynamic Source Model）と運動力学的震源モデル（Kinematic Source Model）がある。動力学的震源モデルでは、断層面及び対象領域周辺の変位・応力の混合境界値問題が、差分法などの数値解析手法によって解かれる（例えば、宮武、1998）。強震動波形だけでなく、断層面の破壊開始時間、すべり分布、すべり関数などはすべて結果として求まる。一方、運動力学的震源モデルでは、破壊開始時間、すべり分布、すべり関数などは既知量として与え、(1)式を用いて強震動を計算する。グリーン関数の計算は、平行成層地盤の場合は解析的手法が、不整形地盤の場合は差分法などの数値解析手法が用いられる。簡便さに加え、動力学的モデルや震源逆解析などから震源の動力学的パラメータデータの蓄積が進んでいることなどから、強震動予測には現在、運動力学的モデルが多用されている。本論文でも以下の説明は運動力学的モデルに限定する。

運動力学的震源モデル： 運動力学的な震源モデルはダブルカップル点震源に始まり、破壊伝播速度を考慮した線震源、一様破壊を仮定した面震源モデル（Haskell モデル、巨視的震源モデル）と発展し、現在では破壊過程の不均質さを考慮した非一様破壊モデル（アスペリティーモデル）が標準となっている。通常、必要な震源パラメータには、断層長さ、幅、走向角、傾斜角、及び断層面各点における滑り角度、最終すべり量、

すべり速度関数、破壊開始時間（または破壊開始点と破壊伝播速度）、である。最近は数多くの地震の震源逆解析により、震源のすべり分布などに関する多くのデータが蓄積されてきており、強震動予測に有用な情報を提供している。それを基にした統計解析なども行われており、周期1秒程度までの震源モデルの構築に有効である（Somerville 他、1999）。但し、データが揃っているのはマグニチュード7程度までの横ずれ断層タイプで、特にM7後半からM8クラスの強震動予測に必要な震源データは著しく不足しているのが現状である。

震源逆解析による震源パラメータを用いた震源のモデル化： 理論的手法により強震動予測を行う際、震源パラメータを決定する最も現実的な方法の一つは、対象となる地震に似た条件（マグニチュードや深さ、断層タイプなど）の過去の地震のパラメータを、そのまま用いることである（例えば、Heaton 他、1995）。但し、不確定性の大きなパラメータ（破壊開始点やアスペリティー分布など）は、パラメータスタディにより観測点に対する最悪条件などが調べられるのが通常である。ここで注意すべきことは、震源逆解析で得られたパラメータや対象周波数範囲を同じ条件のもとで使用としないと、本来得るべき結果と全く異なった結果を得る可能性があることである。例えば、兵庫県南部地震の震源逆解析に際し、Waldモデル（1995）では破壊フロントの伝播を滑らかに表現するために各小断層内で8点の積分点を配置しているが、Sekiguchi モデル（1996）では1点しか用いていない。従って例えば、Wald モデルの震源パラメータを用い、かつ各小断層内で1点の積分点を用いて強震動予測を行うと、破壊フロントが小断層単位で伝播することに起因する人工的な高振動数波動を励起してしまうことになる。

理論的手法による震源モデル構築するその他の方法は、過去の地震のパラメータを参考にしつつ、$\omega 2$モデルによる震源スケーリング則に従うという拘束条件で震源パラメータを決定する方法がある。震源逆解析で得られた諸パラメータ（すべり分布など）に自己相似などを仮定することによって、もともと逆解析モデルの持つ解像度の適用範囲外に外挿していくことも可能である。代表的なモデルとして、ここではk^2 モデルと$\omega 1^2$ モデル（または、修正k^2モデル）を紹介する。

k^2 モデル： k^2 モデル（k-squared model）は、最終すべりの断層面上での空間分布がk（空間波数）の2乗に逆比例すると仮定する（Herrero and Bernard. 1994、図3に1例を示す）。このモデルは、(9)式に示したように応力降下量が地震規模に依存しないことなどとも整合する。最近、Somerville 他（1999）は震源インバージョンによって得られたすべり分布を調べ、k2モデルに従うことを確認している。さらに図4(A)に示したように、k^2 モデルは破壊伝播速度を一定とし（(2)式でΔtr=0とする）、かつ様々な継続時間のボックスカー関数で構成されるすべり速度関数を仮定することにより、震源スペクトルが$\omega 2$モデルになることを示した（Bernard 他、1996）。震源スペクトルに占めるすべり速度関数の寄与（振幅スペクトル）は$\omega 0$（omega-constant）であるため、すべり分布とスムースな破壊伝播の寄与により$\omega 2$モデルを構築している。但し、実際には破壊伝播速度は図1に示したように不均質であることが知られており、破壊伝播速度を一定とすると高振動数を過小に評価してしまう。一方、すべり速度関数にボックスカー関数を用いるとすべり加速度が発散し、逆に高振動数を過大に評価してしまう。従ってk^2 モデルは物理的に妥当なモデルとは言えない。

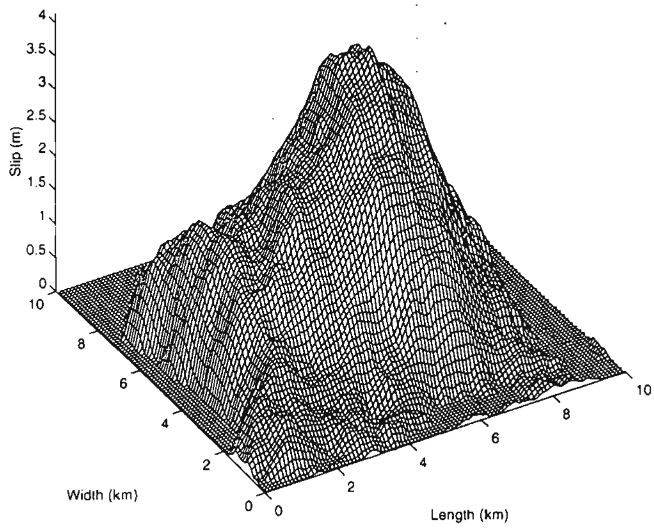


図3： k^2 モデルによる最終すべり分布の1例。(14)式と同様にL、W方向に無次元化波数に関する各モードのcos関数を重ね合わせて作成した。位相は各モードでランダムに発生させるが、基本モードは断層中央部で最大値になるようにしている。

$\omega 1^2$ モデル（修正k^2 モデル）： $\omega 1^2$ モデル（omega-inverse-squared model）は、k^2 モデルをより物理的に妥当にした$\omega 2$モデルである（Hisada, 1999）。図4(B)に示したように、まず、すべり分布はk^2 モデル同様にk（空間波数）の2乗に逆比例すると仮定する。一方、すべり速度関数は、岩石実験や動力学的モデルで調べられているように急峻な立ち上がりと比較的なだらかな尾部を持つ関数（Kostrov 型関数：Kostrov, 1964）とし、これを継続時間の異なる二等辺三角形の重ね合

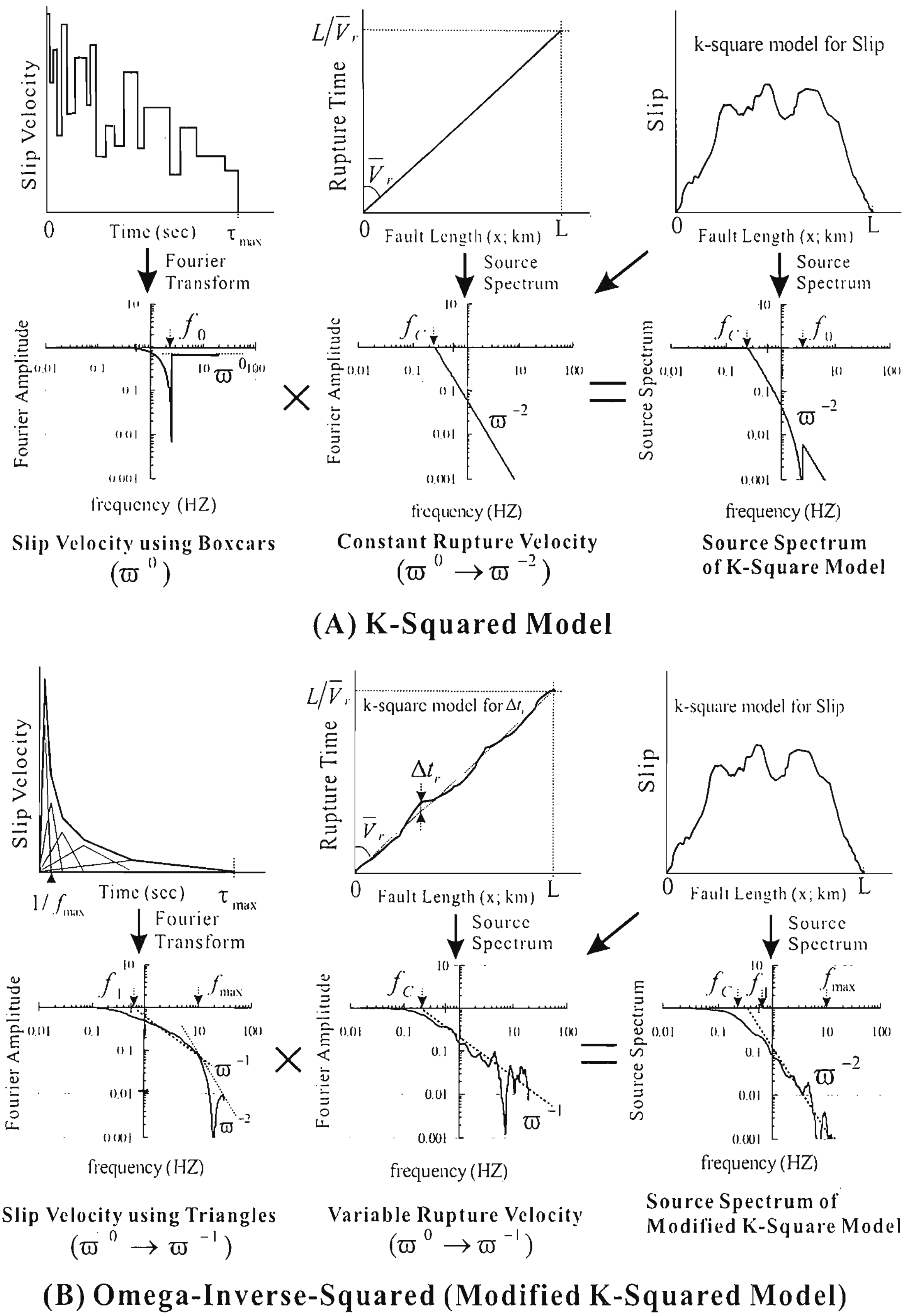


図4 k^2モデル(Bernard他、1996)及び$\omega 1^2$モデル(Hisada, 1999)による、震源スペクトルが$\omega 2$モデルになることの説明図。k^2モデル(上図(A))では、すべり速度関数による寄与を$\omega 0$モデルに、すべり及び破壊開始時間による空間変動の寄与を$\omega 2$モデルにしている。一方、$\omega 1^2$モデル(下図(B))では、すべり速度関数と、すべり及び破壊開始時間の空間変動の寄与をそれぞれ$\omega 1$モデルとしている。物理的には$\omega 1^2$モデルの方が現実に近い。

わせで構成する(図4(B)および図6を参照)。半経験的手法の項で説明したように、高振動数波はすべり速度関数の急峻な立ち上がり部分から励起されることに注意されたい。すべり速度関数の振幅スペクトルは、全継続時間で決まる振動数f_1と、三角形の最小の継続時間で決まる振動数 f_{max} の2つのコーナー振動数を持つ。2つのコーナー振動数の間で振幅はωに逆比例し(ω1モデル)、f_{max}より高振動数ではωの2乗に逆比例する。一方、破壊伝播速度には変化を持たせるため、すべり分布と同様に、(2)式の⊿trの空間分布をkの2乗に逆比例すると仮定する。この時、k^2 に分布するすべり分布と破壊開始時間の寄与による震源スペクトルはωに逆比例する(ω1モデル)。最終的な震源スペクトルは、この震源スペクトル(ω1モデル)とすべり速度関数(ω1モデル)の合積であるため、ωの2乗に逆比例することになる。すなわち図4(B)に図示したように、ω2モデルに占めるすべり速度関数の寄与と、すべり及び破壊開始時間の空間変動の寄与がそれぞれω1モデルであるため、このモデルをω1^2 モデルと呼ぶ。

理論的手法による震源モデルは、震源逆解析の解像度による制約(M7地震で周期1秒程度、M8地震で3秒程度)や、破壊フロントの連続性を保証するために断層面上に非常に多くの積分点を要すること、などから通常は、低振動数領域(1Hz程度以下)に限定される手法である。

4.3 ハイブリッド手法と1995年メキシコ地震への応用例

前2章で見てきたように、半経験的手法や統計的グリーン関数法は通常、1Hz程度以上の高振動数領域におけるランダム波形の合成に優れ、一方、理論的手法は 1Hz程度以下の低振動数領域におけるコヒーレントな波形の合成に優れている。そこで高振動数には前者を、低振動数には後者を用いて、両者を重ね合わせて広振動数帯域の波形合成を行う手法が開発され、ハイブリッド手法と呼ばれる(Kamae 他、1998;地震予知総合研究振興会、1998、1999)。

ハイブリッド手法には様々な応用例が報告されている(例えば、1995 年兵庫県南部地震には Kamae 他(1998); 1923 年関東地震には佐藤、他(1998) などがあり、特に理論的手法には差分法を用いて盆地地盤特性を考慮したグリーン関数が使用されている)。ここでは、一例として Hisada(1999)による 1985 年メキシコ地震(M=8)における震源域直上の強震記録の広振動数帯域における再現例を紹介する。

図5に対象となる震源域及び4箇所の観測点を示す。すべり分布は Mendoza and Hartzell(1989)を、地盤モデルは Somerville 他(1991)を用いた。グリーン関数は、観測点が震源直上にあることから全無限体の基本解を用い、表層の増幅率を乗じて評価した。

高振動数(0.5Hz～10Hz)には統計的グリーン関数法を用いた。⊿σ=100(bar)、fmax=10 Hz とし、各小断層ごとにBoore の点震源(1983)を用いて要素地震波を生成し、(11)式の Irikura の手法(1996)を用いて重ね合わせた(Vr=2.8 km/s とした)。但し、小断層からの要素波形を計算する際、継続時間は小断層の対角線長さを破壊伝播速度で割った値とした。

一方、低振動数(1Hz以下)では、ω1^2 モデルを用いた。図6に、用いたすべり速度関数とその振幅スペクトルを示す。fmax=10 Hz とし、6つの三角形を重ね合わせている(継続時間は 0.1, 0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 3.2 秒)。隣り合う三角形の面積比を√2 としているため、ピーク値の後、振幅は√tで減少し、Kostrov 型のすべり速度関数となっている。また図7には、コヒーレント(平均)な破壊開始時間とインコヒーレントな破壊開始時間(⊿tr)を示す。⊿trには、次式によるk2分布を用いた。

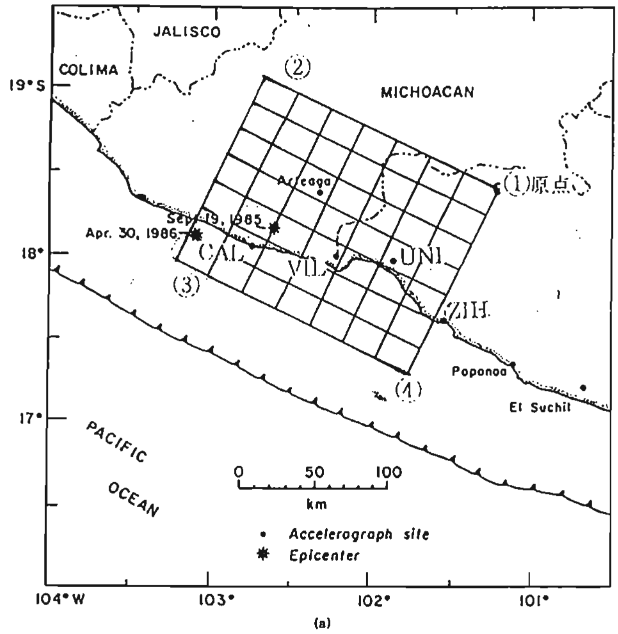
$$\Delta t_r(x,y)=\sum_{n=1}^{N}\sum_{m=1}^{M}\frac{4\cdot\Delta t}{\sqrt{1+(m^2+n^2)^2}}\times\cos\left(2\pi\cdot m\cdot\frac{x}{L}+\theta_{mn}\right)\cos\left(2\pi\cdot n\cdot\frac{y}{W}+\theta_n\right)\qquad(14)$$

ここで、mとnは無次元化波数、θ_{mn}、θ_n は0から2πまでのランダム数、⊿t は6秒とした。

上記の2手法で計算した波形はそれぞれ、0.5～1Hz間でクロスするフィルターをかけて重ね合わせた。図4に示した4観測点における観測と計算による加速度、速度、及び変位波形を図8(a)～(c)に、加速度フーリエスペクトルを図9に示す。観測された加速度波形に見られるディレクティビティー効果(破壊開始点に近い CAL で継続時間が長く、破壊伝播が近づくZIHで短い、など)が良く再現されている。また速度波形に見られる長周期パルス波や、変位波形にみられる傾斜関数状の永久変位などのコヒーレントな波形特性も比較的良く再現されている。さらに図9のフーリエスペクトルより、0～10 Hz間の広帯域で観測波の再現に成功している。

5. まとめと今後の課題

本論文では震源近傍での時刻歴波形を作成することを念頭におき、震源のモデル化に関する最近の知見をまとめた。まずω2モデルによる震源のスケーリング則を説明し、それを基礎とした経験的手法、統計的グリーン関数法、理論的手法、及びハイブリッド手法を説明し、



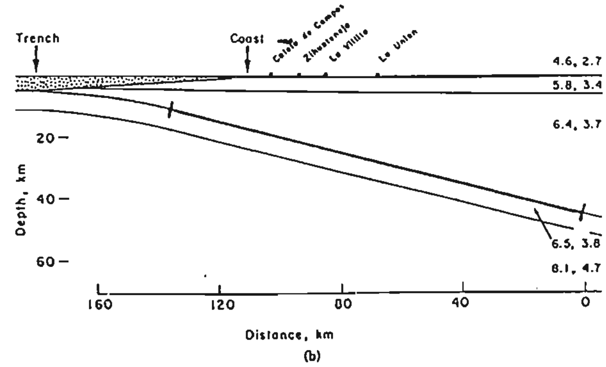
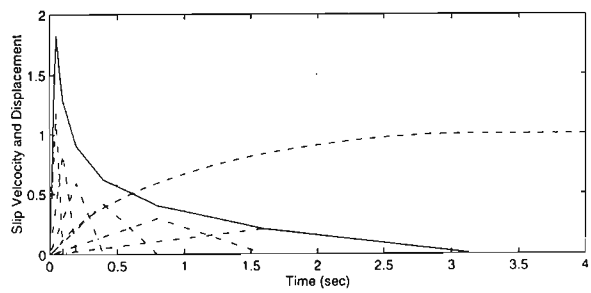
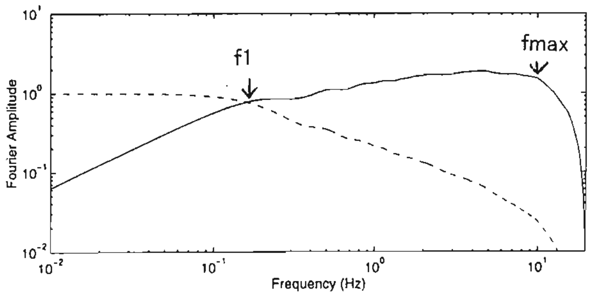


図5 1985年 Michoacan 地震の断層モデル、破壊開始点、及び観測点（右図）と、断面図（左図）。Somerville 他（1991）に加筆（Hisada, 1999）。

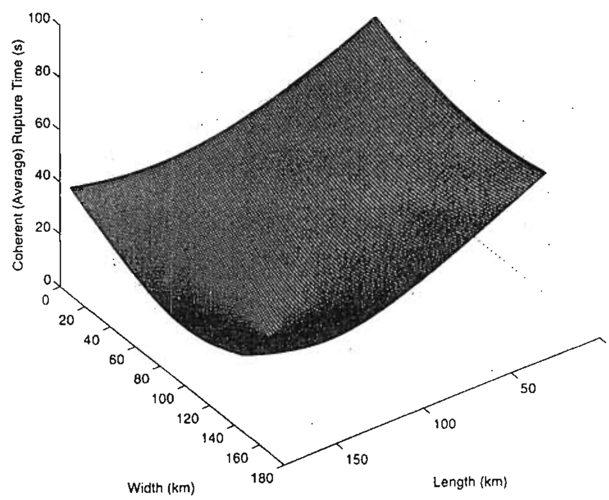


(a) すべり速度関数（実線）とすべり関数（破線）



(b) すべり速度関数（破線）とすべり加速度関数（実線）

図6 $\omega 1^2$ モデルによる1985年 Michoacan 地震の強震動シミュレーションに用いたすべり速度関数とすべり関数（上図）、及びフーリエ振幅スペクトル（下図）。すべり速度関数は、0.1, 0.2, 0.4, 0.8 1.6, 3.2 秒の継続時間を持つ6個の正三角形を重ねて構築した。隣りあう三角形の面積比を$\sqrt{2}$としたため振幅は$\sqrt{t}$で減少し、Kostrov 型関数となる。最大継続時間の約2倍の逆数が第1コーナー振動数（）を、最小継続時間0.1秒の逆数がfmaxとなり、その間は振動数の逆数に比例する（ω1モデル）。



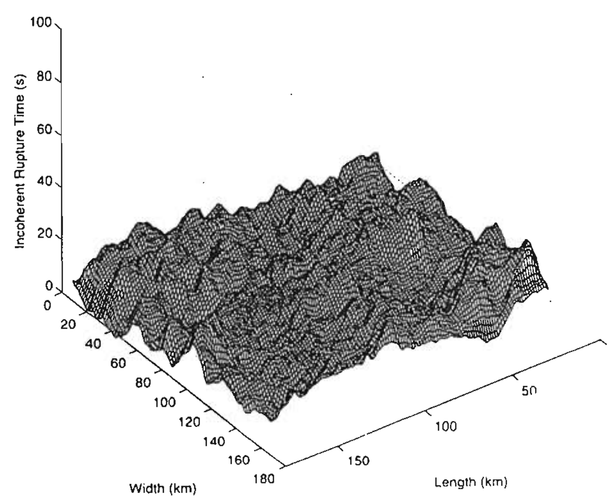


図7 コヒーレント（平均）破壊開始時間（上図）とインコヒーレントな破壊開始時間（下図、⊿tr）の断層面上の分布。

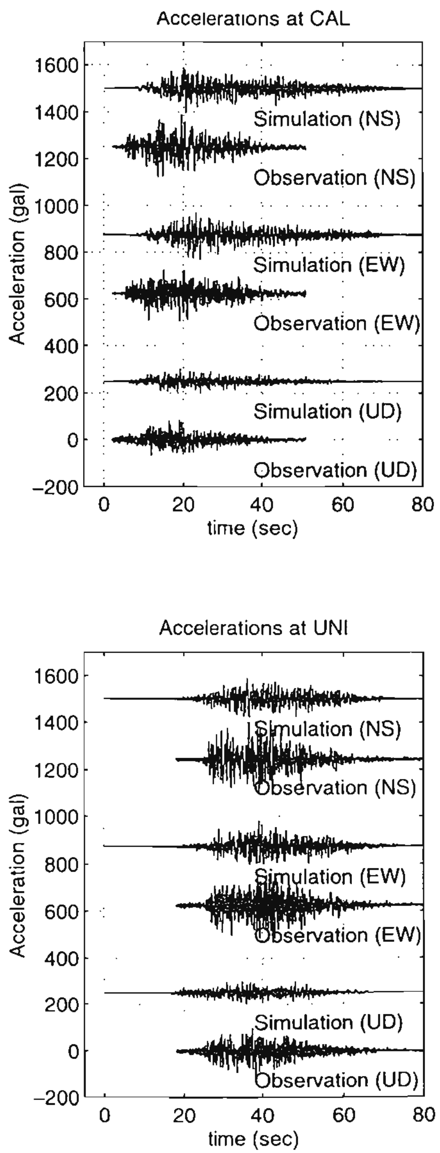


図8(a)　1985年 Michoacan 地震における震源直上の4観測点のシミュレーション及び観測された**加速度波形**の比較

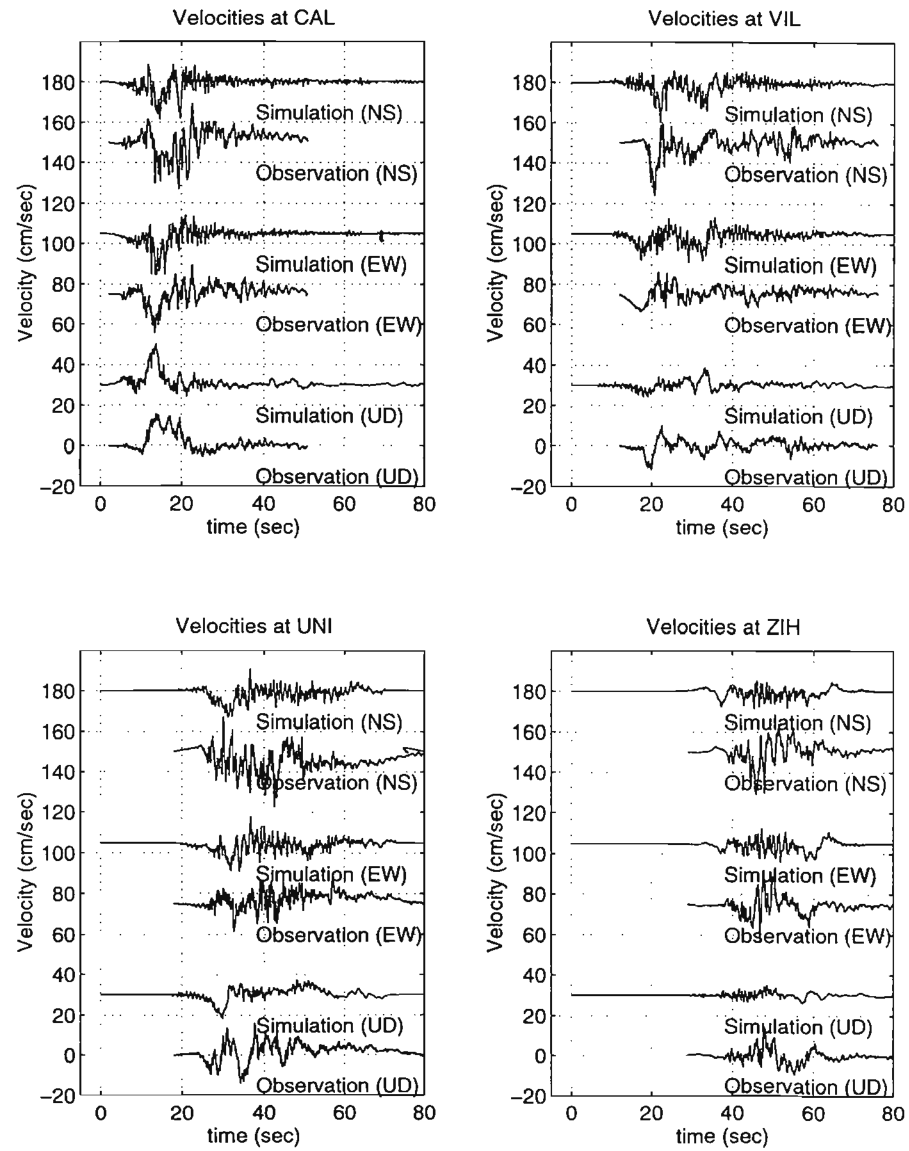


図8(b)　1985年 Michoacan 地震における震源直上の4観測点のシミュレーション及び観測された**速度波形**の比較

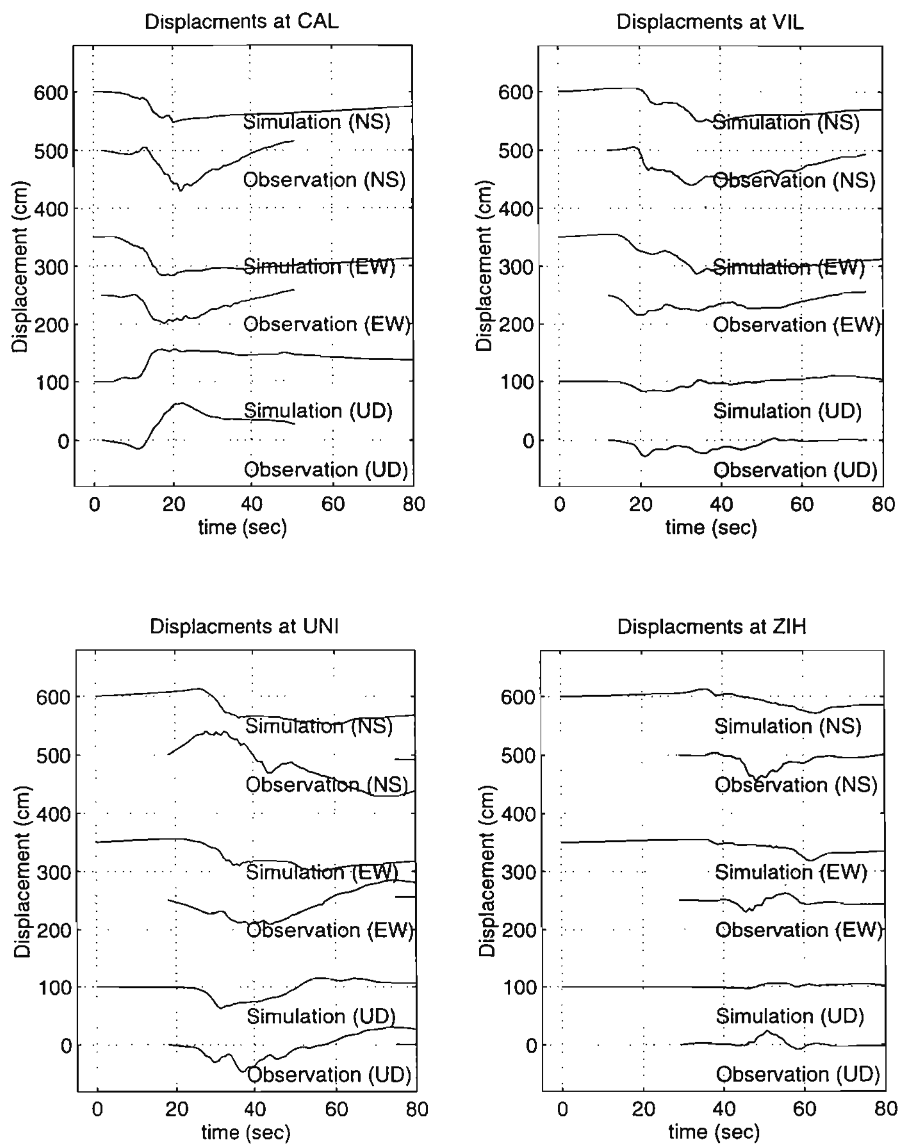


図8(c)　1985年 Michoacan 地震における震源直上の4観測点のシミュレーション及び観測された**変位波形**の比較

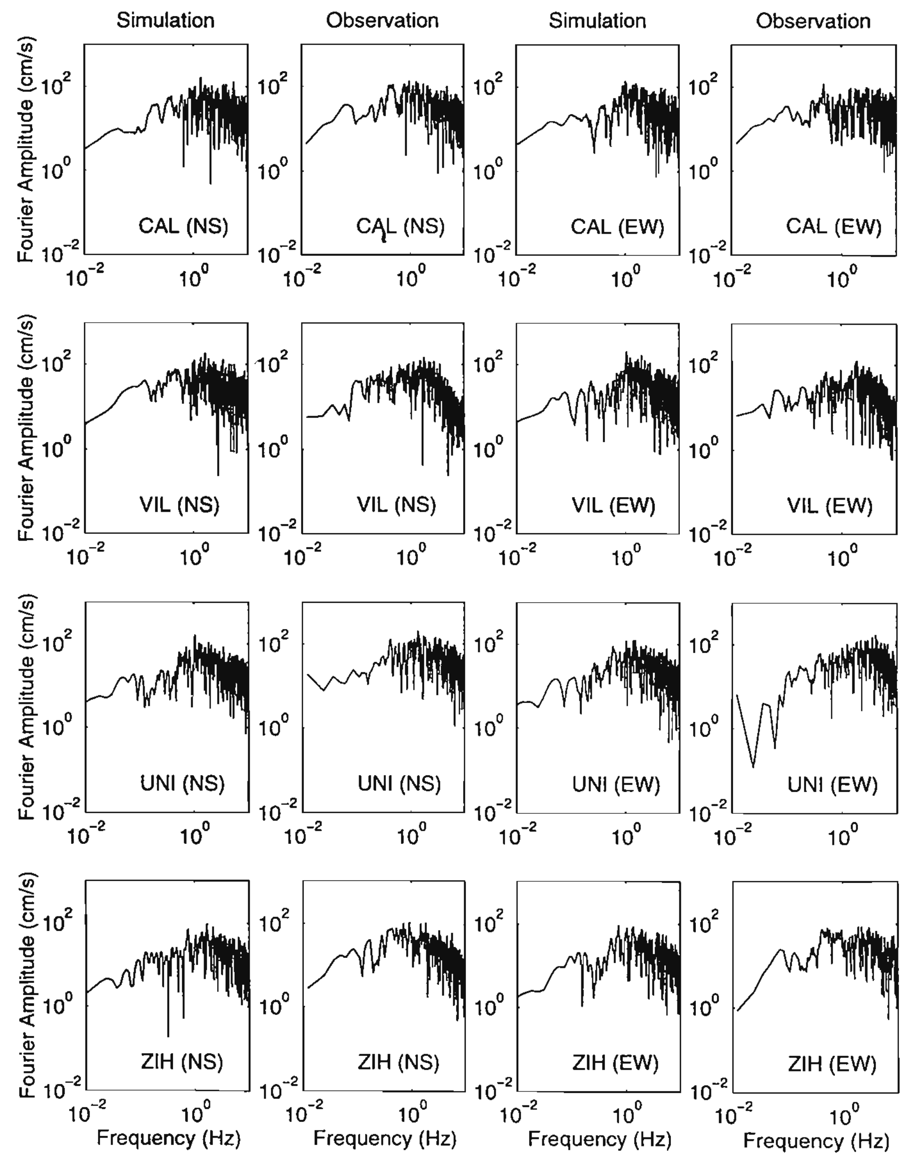


図9　1985年 Michoacan 地震における震源直上の4観測点のシミュレーション及び観測された**加速度フーリエ振幅スペクトル**の比較

具体例を紹介した。高振動数では経験的手法または統計的グリーン関数法が優れ、低振動数では理論的手法が優れているため、両者を組み合わせたハイブリッド手法が、現在では最も実用性の高い手法だと言える。

今後、より精度の高い震源のモデル化を行うためのいくつかの課題を記したい。まずは震源近傍における強震観測網の充実である。特にマグニチュード7後半から8クラスの震源近傍の強震動データは著しく不足しているのが現状である。震源パラメータは、今後とも実際に起こった地震の精度の高いデータが使用され続けると予想される。従って規模、深さ、断層タイプなどが異なる様々な地震の震源パラメータのデータベースを充実させることが最も重要である。兵庫県南部地震を契機として、K-Net やHi-Net に代表される全国レベルでのバックボーンとなる強震観測網が充実してきたので、今後は危険度の高いと判定された活断層の近傍での強震観測網の重点配備が望まれる。

震源近傍の強震観測記録の不足により、震源パラメータの構築に関しても、まだ不明な点が多いのが現状である。例えばすべりの大きい部分（アスペリティー）と高振動数の発生場所に関する関係も未だに明らかになっていない。通常のモデル化では、高振動数波動は断層面にベター面か、すべり量にほぼ比例させて発生させている。しかし実際には高振動数波動はアスペリティーからではなく、その周辺部から発生しているケースも報告されている（例えば、筧、他、1994）。

また震源深さの違いによる強震動発生のメカニズムの違いにも不明な点が多い。特に強い地震動を発生する場所（アスペリティー）の浅さの限界を把握することが重要である。経験上、アスペリティーの浅さ限界は10km程度であることが知られているが、その理由はまだ解明されていない。特に南関東地震や仮想東海地震のようにプレート境界の最浅部が陸地にかかっている場合、比較的深い地震のパラメータ（1995 年メキシコ地震など、図5の断面図を参照）をそのまま適用すると、当然ながら最浅部にて非常に大きな強震動が発生する。過去の構造物被害から推定された強震動分布とシミュレーション結果の比較などから、プレート境界の最浅部で過去に実際どれくらいの強震動を発生したのかを調べることも重要な課題である。

参考文献

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, pp.1217-1231.

Bernard, P., A. Herrero, and C, Berge (1996). Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, pp.1149-1160.

Abrahamson, N.A, and P.G. Somerville (1996). Effects of the Hanging Wall and Footwall on Ground Motions Recorded during the Northridge Effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, No.1B, pp.S93-S99.

Boore, D.M. (1983). Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions based on Seismological Models of Radiated Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, pp.1865-1894.

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

壇 一男 (1999). 強震動予測のための半経験的波形合成法に関する総合報告 － 震源のモデル化に着目して －、*ORI 研究報告. 99-01*, 大崎総合研究所.

Hanks, T.C. (1982). *fmax*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, pp.1867-1879.

Hartzell,S.H (1978). Earthquake Aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, No.1, pp.1-4

Heaton T.H., J.F. Hall、D.J. Wald, and M.W. Halling (1995). Response of High－Rise and Base－Isolated Buildings to a Hypothetical Mw 7. 0 Blind Thrust Earthquake、*Science*、**267**、pp.206-211.

Herrero, A. and P. Bernard (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, pp.1216-1228.

久田嘉章、山本俊六（1995）. ノースリッジ地震の地震動－類似点と相違点、*第 23 回地盤震動シンポジウム*、日本建築学会、pp.93-100.

Hisada, Y. (1999). A Physical Model for Constructing the Omega-Square Model – Modification of the K-Square Model including Spatial Variation in Slip Distribution, Slip Velocity, and Rupture Velocity –, accepted by *Bull. Seismo. Soc. Am.*

Hisada, Y. (1999). A Hybrid Method for Predicting Strong Ground Motions at Broad-Frequencies near M8 Earthquakes in Subduction Zones, Proc. 12 WCEE, New Zealand, (printing).

Houston, H. and H. Kanamori (1986). Source Spectra of Great Earthqaukes: Teleseismic Constraints on Rupture Process and Strong Motion, *Bull. Sesmo. Soc. Am.*, **76**, pp.19-42.

Irikura, K. (1983). Semi-EmpericalEstimation of Strong Ground Motions during Large Earthqaukes, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst., Kyoto Univ.*, **33**, Part 2, No.298, pp.63-104.

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

入倉孝次郎（1994）. 震源のモデル化と強震動予測、*地震*、第46巻、pp.495-512.

岩田知孝、入倉孝次郎（1998）、理論的強震動予測における震源のモデル化、*第26回地盤震動シンポジウム*、pp31-38.

地震予知総合研究振興会（1998、1999）. 強震動評価手法のレビューと事例的検討・報告書、財団法人・地震予知総合研究振興会・地震調査研究センター

筧 楽麿, 入倉孝次郎, 芝 良昭 (1994). 経験的グリーン関数法による 1993 年釧路沖地震の強震動波形

の合成．*京都大学防災研究所年報*，**37**，pp.217-223.

香川敬生、入倉孝次郎、武村雅之（1998）、強震動予測の現状と将来の展望、*地震*、第５１巻、pp339-354.

釜江克弘、入倉孝次郎、福知保長(1991)．地震のスケー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、第430号、pp.1-9.

Kamae. K., K. Irikura, and A. Pitarka (1998). A Technique for Simulating Strong Ground Motion using Hybrid Green's Function, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **88**, No.2, pp.357-367.

Kanamori, H., and O. Anderson (1975). Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **65**, pp.1073-1095.

木下繁夫(1988)．fmax 周辺の話題、*地震*、第41巻、pp.629-639.

纐纈一起(1996)、カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震、*科学*、Vol.66、No.2, 岩波書店、pp.93-98.

Kostrov, B. V. (1964). Self-similar problems of propagation of shear cracks, *J. Appl. Math. Mech*, **28**, 1077-1087.

Mendoza, C. and S. H. Hartzell (1989). Slip Distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near-Source and Teleseismic Constraints, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **79**, pp.655-669.

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(Mjma 6.5)及び5月 13 日(Mjma 6.3)鹿児島県北部地震の強震動シミュレーションと震源モデル、*地震*、第51巻、pp.431-442.

宮武 隆（1998）．震源のダイナミクスと強震動、理論的強震動予測における震源のモデル化、*第26回地盤震動シンポジウム*、pp39-46.

佐藤俊明、壇一男、R.W. Graves, and P.G. Somerville (1998). 1923 年関東大地震(Ms8.2)の断層の非一様すべり破壊を考慮した3次元差分法と半経験的手法のハイブリッドによる東京の広帯域強震動シミュレーション、*第10回日本地震工学シンポジウム*、Vol.1, pp.679-684.

Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba (1996). Minute Locatiing of Fault Plane and Source Process of the 1995 Hyogo-ken-Nanbu (Kobe), Japan, Earthquake from the Waveform Inversion of Strong Ground Motion, *J. Phys. Earth.*, **44**, pp.473-487.

Somerville. P.G., M. Sen. and B. Cohee (1991). Simulation of Strong Ground Motions Recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile Earthquakes. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **81**, pp.1-27.

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves. S. Sawada. D. Wald. N. Abrahamson. Y. Iwasaki. T. Kagawa. N. Smith, A. Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong motion. *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80.

Wald. D.A. (1995). A Preliminary Dislocation Model for the 1995 Kobe (Hyogo ken Nanbu), Japan, Earthquake Determined from Strong Motion and Teleseismic Waveforms, *Seismo. Res. Letters*, **66**, pp.22 28、

補遺A

(12)式に示したように、n' が無限大になると級数部分がボックスカー関数になることを証明する。ここでは、(12)式の級数部分をフーリエ変換し、これが(13)式の第2項になることを示す。(12)式の級数部をF2とすると、このフーリエ変換は次式となる。

$$F2 = \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \exp\{i\omega(k-1)\Delta\tau\} \qquad \text{(A1)}$$

$$\Delta\tau = \tau_l \Big/ (N-1)n' \qquad \text{(A2)}$$

ここで(N-1)n'を2の累乗、すなわち 2^M とする。次に(A1)式を展開し、因数分解することから次式を得る。

$$\begin{aligned} F2 &= \frac{1}{n'} \prod_{m=1}^{M} \left\{1 + \exp\left(i2^{m-1}\omega\Delta\tau\right)\right\} \\ &= \frac{1}{n'} \prod_{m=1}^{M} \left\{2\cos\left(2^{m-2}\omega\Delta\tau\right)\exp\left(i2^{m-2}\omega\Delta\tau\right)\right\} \\ &= \frac{1}{n'\sin\left(\omega\Delta\tau/2\right)} \sin\left(2^{M-1}\omega\Delta\tau\right)\exp\left(i\omega\Delta\tau\sum_{m=1}^{M} 2^{m-2}\right) \end{aligned}$$

次に n'(またはM)を無限大にすると、次式が成り立つ。

$$n'\sin\left(\frac{\omega\Delta\tau}{2}\right) \rightarrow \frac{\omega\tau_l}{2(N-1)},$$

$$\sin\left(2^{M-1}\omega\Delta\tau\right) \rightarrow \sin\left(\frac{\omega\tau_l}{2}\right),$$

$$\omega\Delta\tau\sum_{m=1}^{M} 2^{m-2} \rightarrow \frac{\omega\tau_l}{2}\left(\frac{1}{2^M}\sum_{m=1}^{M} 2^{m-1}\right) \rightarrow \frac{\omega\tau_l}{2}$$

従って、F2は次式に収束する。

$$F2 = (N-1)\frac{\sin(\omega\tau_l/2)}{\omega\tau_l/2}\exp\left(i\omega\tau_l \Big/ 2\right), \quad (n' \rightarrow \infty)$$

これは(13)式の第2項、すなわち幅 τ_l のボックスカー関数に等しい。

観測記録に基づく伝播経路の減衰評価

EVALUATION OF ATTENUATION CHARACTERISTICS ON SEISMIC WAVES BASED ON THE OBSERVED DATA

加藤研一*
Kenichi KATO

Evaluation of path effects on seismic waves is one of the most important issues in earthquake engineering. In this report, attenuation characteristics along the propagation path during earthquakes is reviewed, focusing on the observational study conducted after the 15th Symposium of Earthquake Ground Motion held in 1987. Regional variations caused by the path effects are also summarized and discussed.

1．はじめに

伝播経路の減衰評価に関する話題は，第 15 回地盤震動シンポジウム(1987)にて取り上げられており，当時の小委員会の主査を務められていた長橋純男先生が「地震動の減衰評価に関する最近の研究動向」と題して State of the art を述べられた。その際，「減衰に関わるテーマを研究することは泥沼中の泥沼に足を踏み入れるに等しく，卒論や修論のテーマにするには勇気を要する」と紹介されたことが，今でも印象に残っている。

さて，この指摘から既に 10 年以上が経過し，当時とは比較にならないほど強震観測ネットワークが充実した。また，震源近傍から遠距離に至る強震記録も飛躍的に蓄積されるなど，伝播経路の減衰を評価しやすい環境が整いつつある。その後，伝播経路の減衰に関して，どのような現象が観測され，何が明らかとなったのであろうか？減衰評価は今でも泥沼に足を踏み入れる問題なのであろうか？

これらの問いに答えることを目的とし，本稿では伝播経路の減衰評価に関する最近の研究動向，特に第 15 回シンポジウムで武村(1987)による詳細なレビュー以降に明らかとなった点について文献調査した。先ず，伝播経路の地域性の観測例を示した後，観測記録に基づく減衰の評価結果を紹介する。次に，伝播経路のモデリングに関する問題点を指摘し，地域性を考慮した地震動予測に関する今後の方向性について私見を述べる。

2．伝播経路が示す地域性の観測事例

2-1 震度分布に見られる特徴

地球内部を地震波が伝播する際に，媒質が均質であれば，震度分布の広がりは震央を中心とした同心円状になると予想される。しかしながら，過去の地震の震度分布は，必ずしも同心円状にならないことが古くから指摘されている（例えば，伊神，1975)。

宇佐美・他(1992)は 1926 年～1990 年に東北地方で発生した被害地震および最大震度 IV 以上の地震を対象に，震度分布からみた東北日本弧の減衰構造を示している。その際，震源とプレート境界およびアサイスミックフロントとの関係から地震を G1～G4 に分類し，各グループごとの震度分布の特徴を整理した。分類方法を図 1 a に，震度分布の代表例を図 1 b に示す。横線のハッチは震度 III 以上の地域を示し，その範囲に注目すると①太平洋側の地震(G1,G3)は南北に延びた震度分布となる。特に G1 については，震度 III 以上の西縁は火山フロント VF とほぼ一致し，VF をはさんだ両側で震度が急変する。②陸域の深い地震(G2)は，震央付近よりも遠い地域に高震度の分布が見られ，いわゆる異常震域を示す。③陸域の浅い地震(G4)の震度分布は同心円的な傾向を示す。これらの現象を統一的に説明するには，海溝から島弧の下へ沈み込んだ海洋プレートが高速度・低減衰であるのに対し，島弧の VF 付近から大陸側にかけての上部マントルが低速度・高減衰である必要があり，島弧下の大局的な深部構造モデルとして図 2 が提案されている（例えば，宇津，1977)。以

鹿島小堀研究室　主任研究員　博士(工学)

Senior Research Engineer, Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr. Eng.

上の観測事例から，震度分布が示す非同心円性は，日本列島下の減衰構造の地域性を反映した結果と解釈されている。

2-2 強震記録に見られる特徴

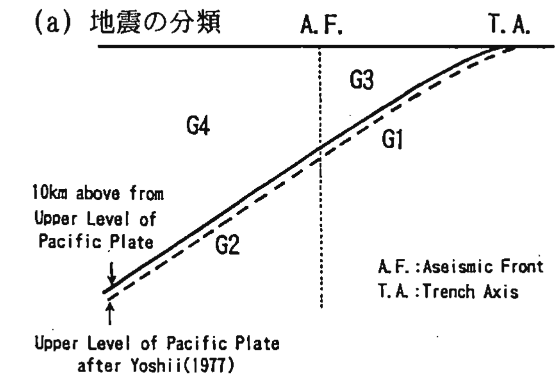
前節は震度に着目した大局的な伝播経路の地域性について述べた。ここでは，より詳細な地域性に着目した特殊事例を，強震記録に基づき紹介する。

・地殻内の浅い地震に見られる SmS 波

米国では地殻内の浅い地震が数多く発生するが，これらの地震動最大値はスムーズな距離減衰を示さない場合があり，伝播経路の影響と考えられている。例えば，図3は北米の地震を整理した Burger et al. (1987)の結果であるが，距離 100km 前後において地震動振幅が減少せずに，ほぼ一定となっている。Burger et al. (1987)によれば，震源から近い距離では直達S波が卓越するが，距離が離れるにつれてモホ面から全反射したS波(SmS)が卓越する地域が生じるためと解釈されており，数値解析からも確認されている。

この現象が着目されたのは，1989 年に発生した Loma Prieta 地震の際に，震源から 90～100km 離れた San Francisco や Oakland 地域で被害が発生したためと思われる。Somerville and Yoshimura (1990) による最大加速度値の距離減衰を図4に示す。図中の左が岩盤上の観測点，右が堆積層上の観測点に対応するが，いずれの地点においても震源から 90～100km の距離で振幅が減らない傾向にあり，モホ面から全反射したS波(SmS)の振幅が地震被害を増大させた一因と考えられている。

それでは，このような現象は常に生じるのであろうか？Mori and Helmberger (1996)は 1992 年 Landers 地震の余震記録から，SmS が励起される条件について興味深い結果を示している。彼らは断層面を南北に挟んでほぼ等距離に位置する 2 観測点 GSC と PFO の波形を比較した。観測点位置を図5aに示す。GSC では図5b に示すように震源距離 80～100km において SmS が励起され，その結果，最大速度値の距離減



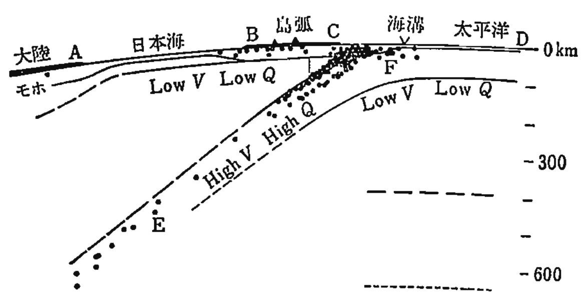


図2 島弧の大局的な深部構造モデル(宇津，1977)

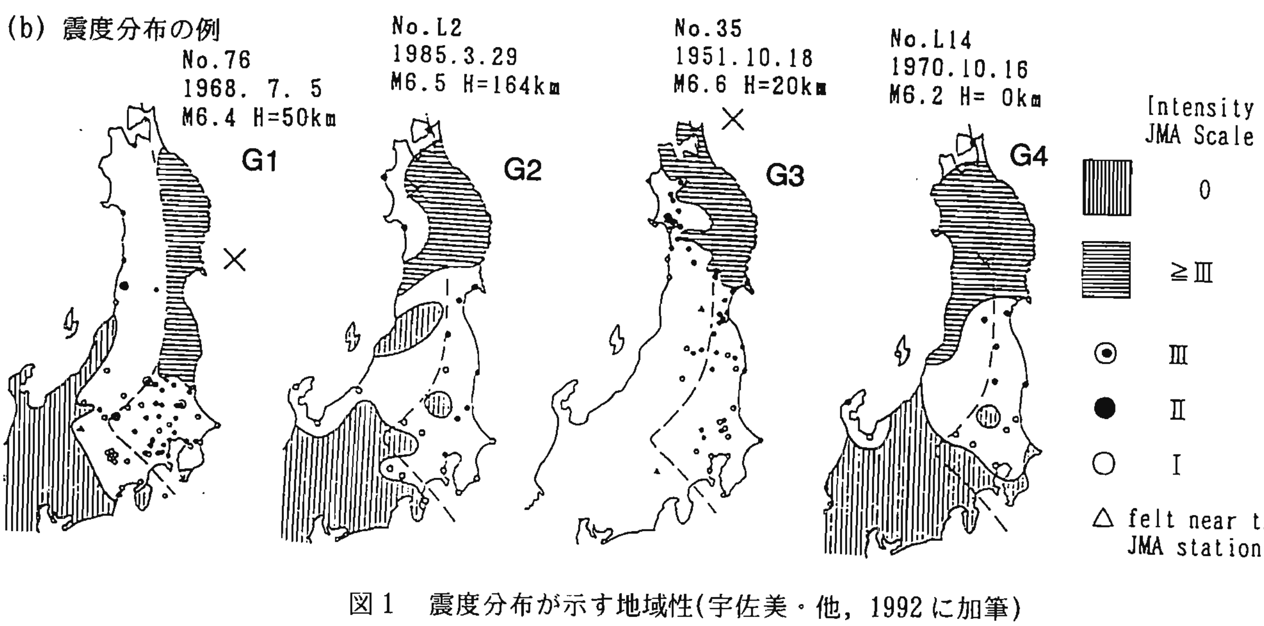


図1 震度分布が示す地域性(宇佐美・他，1992 に加筆)

衰は図５ｃ に示すように振幅の減少が見られない範囲がある。一方，PFO は距離に対してスムーズに振幅が減少している。この差を説明するために，震源から各観測点に至る地下構造をモデル化し，震源深さを 10km と仮定した Generalized ray theory による数値シミュレーションが行なわれている。結果を図５ｄに示す。GSC では SmS が強く励起されているのに対し，PFO ではその振幅が小さく，この差は地下構造，すなわち深さ 16km 以深に Vs=3.9km/s でモデル化したコンラット面が存在するか否かによるとされている。以上のように，SmS の励起と地下構造は深い関係にあるようだ。さて，日本国内で発生した地殻内地震に対し，SmS が強く励起された事例は見当らない。日本弧と北米大陸の地下構造の差によるのかもしれないが，SmS の影響により震源距離が遠くても地震被害が増大される可能性もあるため，伝播経路の地域性にとっては重要な問題である。

・1985 年 Michoacan 地震の新解釈：Lg 波の寄与

1985 年 Michoacan 地震では，震源から 400km 以上も離れたメキシコシティーで死者一万人を超える大災害が発生した。この原因として，周期 3～5 秒の卓越周期をもつ波動が数分間にわたって継続したことが挙げられ，メキシコシティー直下の軟弱地盤および大規模な地下構造の不整形性との関連から議論されてきた(例えば Kawase and Aki, 1989)。近年この解釈に加えて，伝播経路の特異性によりメキシコ盆地に到達する以前に既に入射波が長い波群を有していたとする指摘があり，その例を Furumura and Kennett (1998)に基づき紹介する。対象としたデータは 1995 年 Copara 地震の強震記録であり，観測点配置を図６ａに，速度波形を図６ｂに，速度振幅の距離減衰を図６ｃ に示す。これを見ると，震源距離約 200km あたりから速度振幅が徐々に大きくなると共に，継続時間も徐々に延びており，メキシコシティーに到達する直前には既に数十秒以上の波群を形成している。この波群は Lg 波と呼ばれ，地殻内を多重反射しながら伝播するトラップ S 波であり，大陸では多くの観測例がある。この観測事実を確かめるために，Furumura and Kennett (1998)は Pseudospectal 法による 2D および 3D シミュレーションを行った。結果を図６ｄ に示す。震源から放射された波動が沈み込む Cocos プレートに沿って大陸地殻内に誘導され，Sn 波に加えて大振幅の Lg 波が生成される過程が良く表現されている。計算波形の距離減衰も，図６ｃに示した観測結果の特徴を良く捉えている。

ここで気になるのが，日本の地震についても Lg 波が卓越する場合があるのかという点である。古村(1999)は Jarray 観測点の記録から日本における Lg 波の減衰・消失を検討しており，1998 年岐阜県の地震(M5.2，深さ 10km)の例を図７に示す。この地震の場合，震源距離 700km 以下で Lg 波に対応する波群が見られる。ただし，日本における Lg 波の減衰は大陸に比べて大きいことが指摘されており，地殻内の不

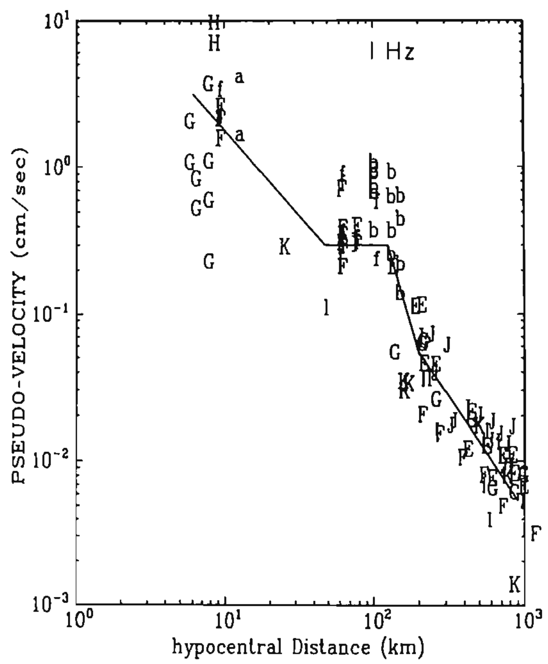


図３　北米東部の距離減衰特性
(Burger et al., 1987 に加筆)

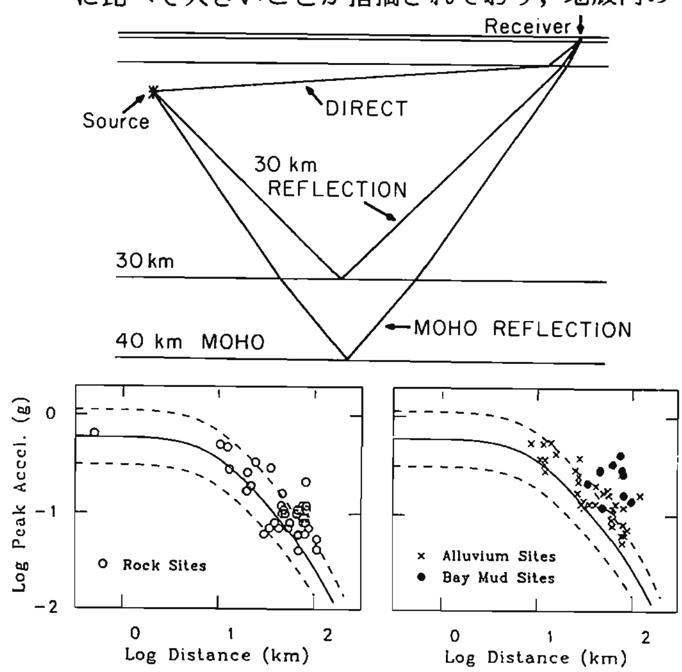
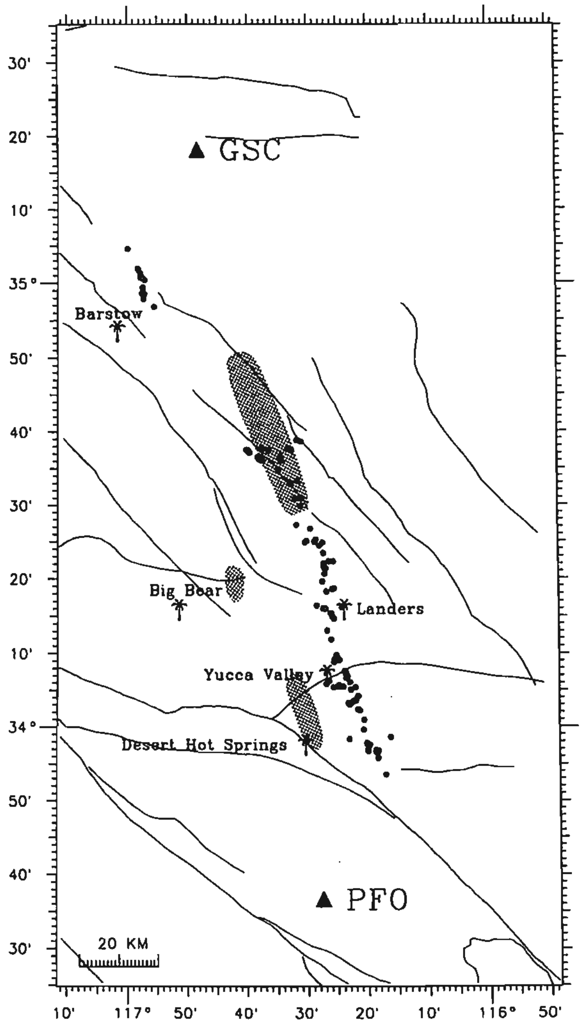
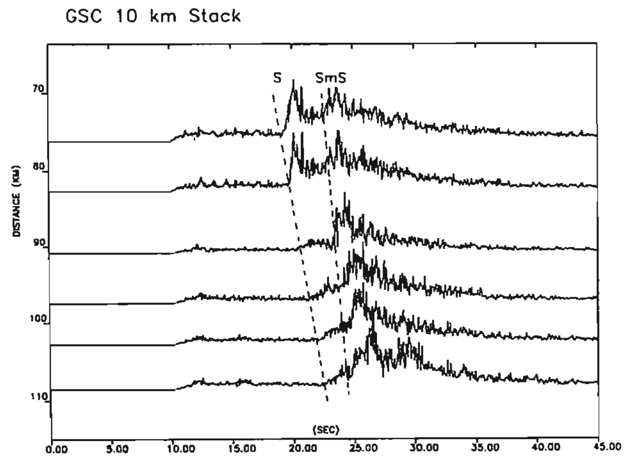


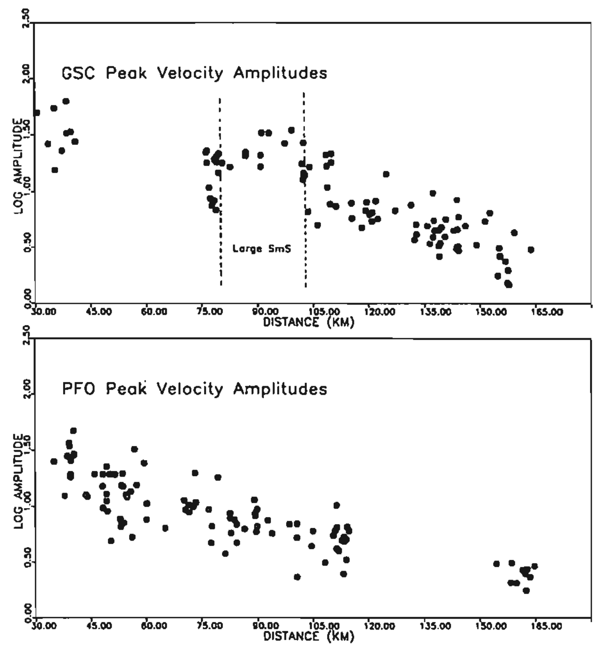
図４　1989 年 Loma Prieta 地震の距離減衰特性
(Somerville and Yoshimura, 1990)



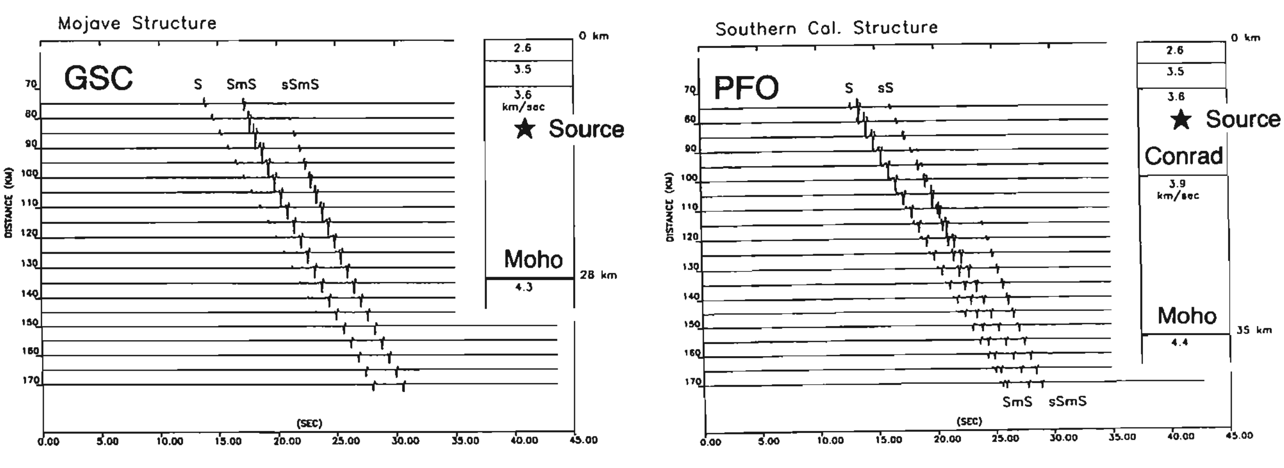
(a) 余震分布と観測点配置



(b) GSC に見られる SmS 波の励起



(c) 最大速度の距離減衰



(d) GSC(左図)および PFO(右図)における計算波計

図5　1992 年 Landers 地震における SmS 波の励起　(Mori and Helmberger, 1996 に加筆)

均質性や地殻・上部マントル間の速度コントラストの観点から差の原因が議論されている(古村,1999)。Michoacan 地震のメキシコシティーに代表されるように，Lg 波の励起は震源から遠い地域でも地震被害を拡大させる可能性があるため，伝播経路の地域性を考える際の重要な研究テーマである。

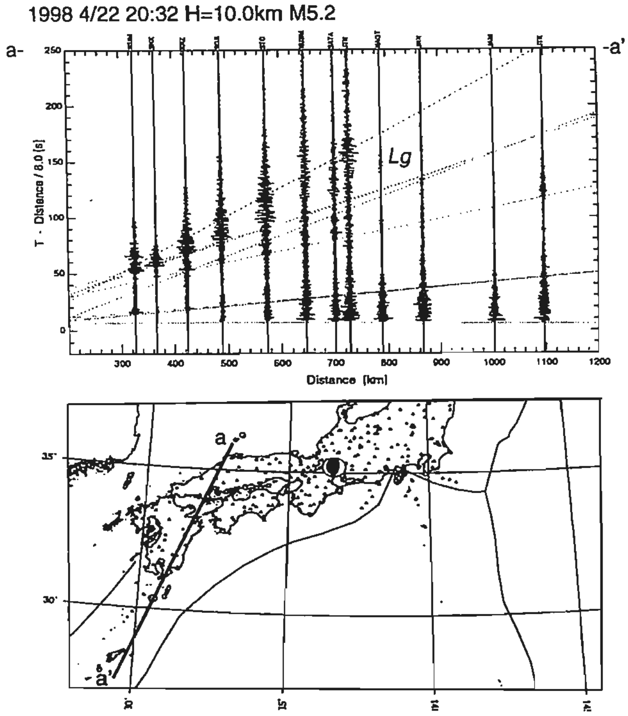
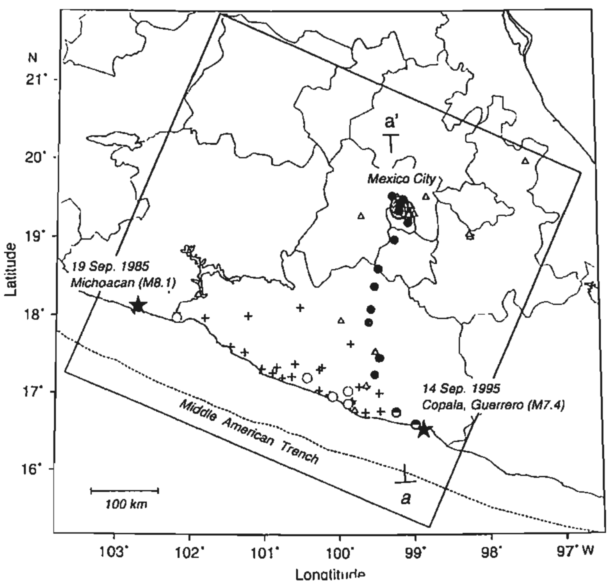
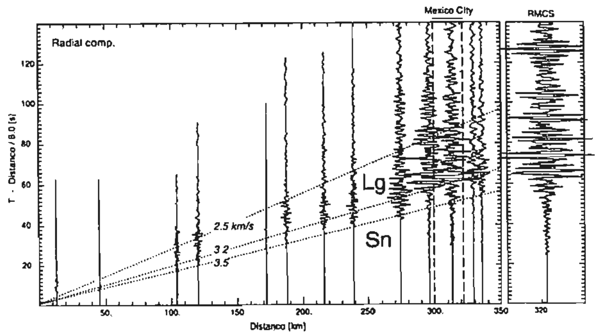


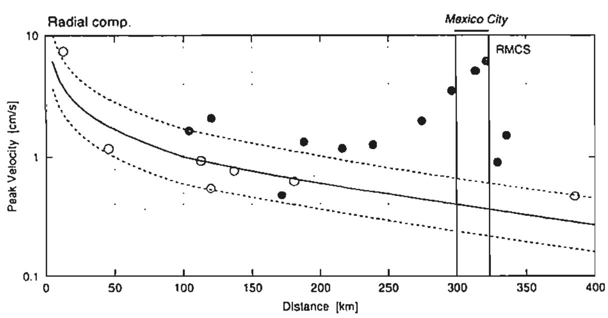
図7　日本における Lg 波の減衰・消失（古村,1999）



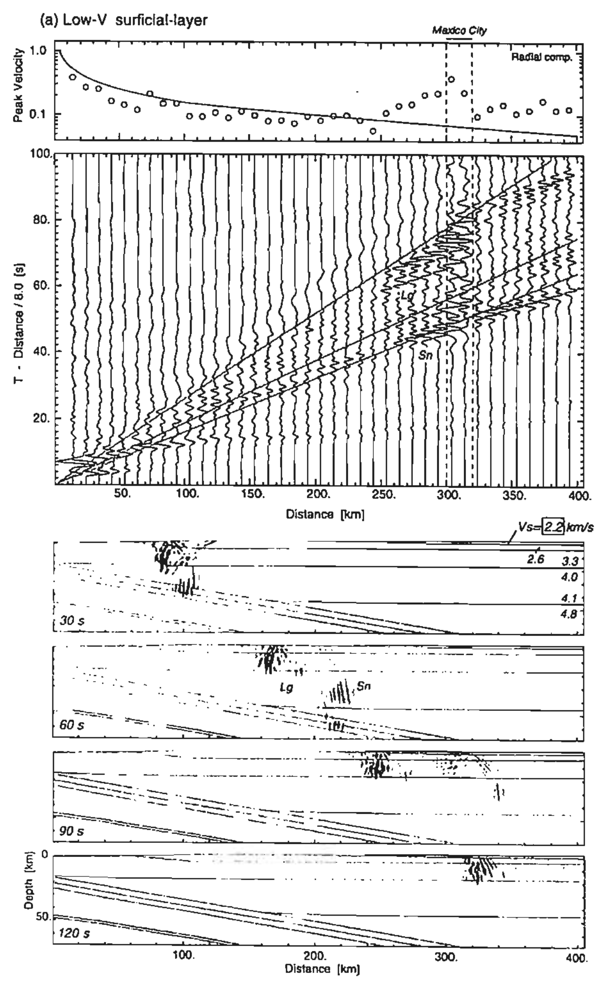
(a) 観測点配置



(b) 観測された速度波形



(c) 観測された速度振幅の距離減衰



(d) 2D シミュレーション結果

図6　1995 年 Copara 地震における Lg 波の寄与 (Furumura and Kennett, 1998)

3．観測記録に基づく伝播経路の減衰評価

前節は伝播経路が示す地域性の観測事例について整理した。ここでは，観測記録に基づく伝播経路の減衰評価例について示す。減衰評価に用いるデータは，震度分布，微小地震のコーダ波，P波パルス，強震動スペクトル等多岐にわたっている。このうち，コーダ波を用いた減衰評価は武村(1987)によるレビュー以後の新たな展開が少ないために割愛し，それ以外のデータを用いた評価例を紹介する。

3-1　震度分布から推定した3次元減衰構造

過去の地震の震度分布は必ずしも同心円状とはならず，日本列島下の減衰構造の地域性を反映していることは2節で述べた。震度分布が示すこれらの特徴を利用し，震度データのインバージョンから日本列島下の3次元減衰構造が推定されている。図8は中村・他(1994)の結果を示したものであるが，深さ30～60kmでは東北日本のVFより太平洋側においてHigh Q(低減衰)，日本海側においてLow Q(高減衰)が明瞭に見られ，先に示した島弧下の大局的な深部構造モデルと良く対応している。このアプローチは過去から現在に至る大量の震度データを利用できる反面，多くの仮定を用いていることに留意する必要がある。例えば，①経験量である震度から物理量Q値を推定している。②震度に与える地盤増幅の影響は一律2.0としている。③震度判定に寄与する周期成分を1.0Hzとしている。④Q値は振動数に依存しないと仮定している。この種の制約は震度データを用いる限りは避けられない。最近の研究によれば，K-NET等による強震動波形そのものを観測データとして用い，振動数領域で3次元減衰構造と地盤増幅率を同時にインバージョンする試みがある(中村・植竹，1999)。このアプローチが成功すれば，上に掲げた①～④の課題が解決されることになり，今後の動向が注目される。

3次元減衰構造のインバージョンは，空間方向のブロックサイズが約40×40×30kmと粗く，解像度の点からはまだまだ検討の余地がある。また，工学における強震動評価に適用するには，より簡便な手法

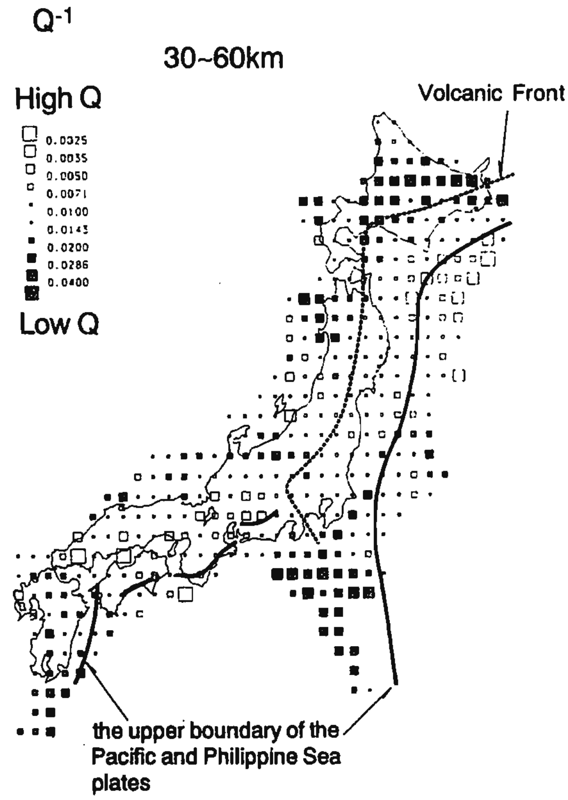
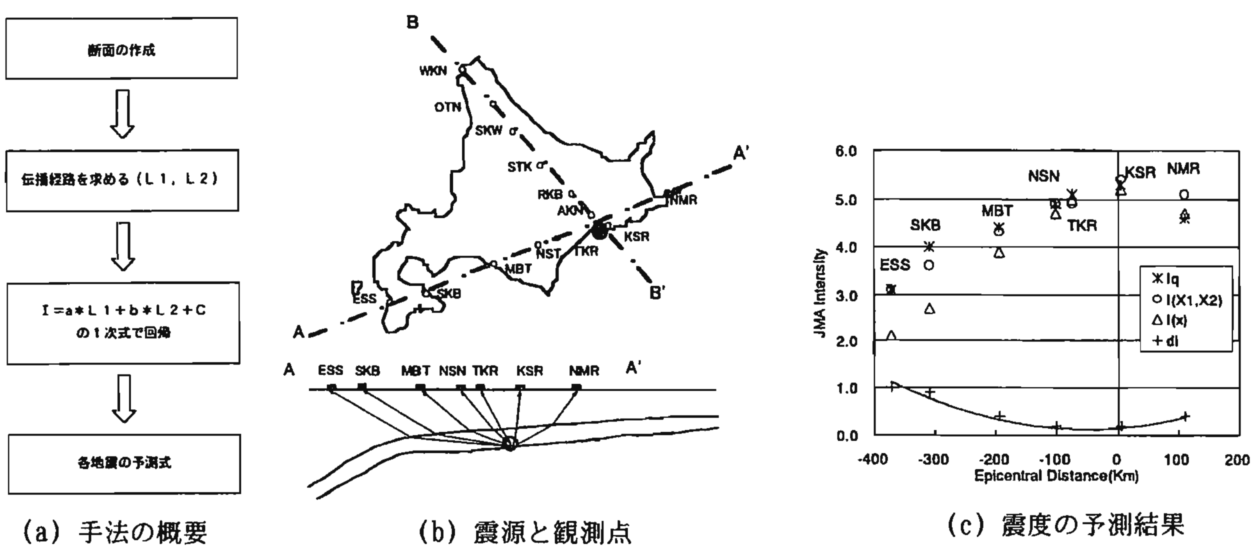


図8　震度分布から推定した3次元減衰構造（中村・他,1994)



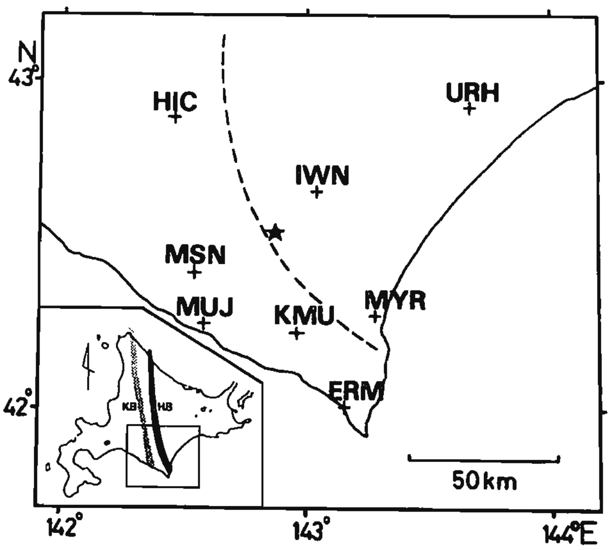
(a) 手法の概要　　(b) 震源と観測点　　(c) 震度の予測結果

図9　伝播経路の地域性を取り入れた震度分布の予測（高井・他，1999)

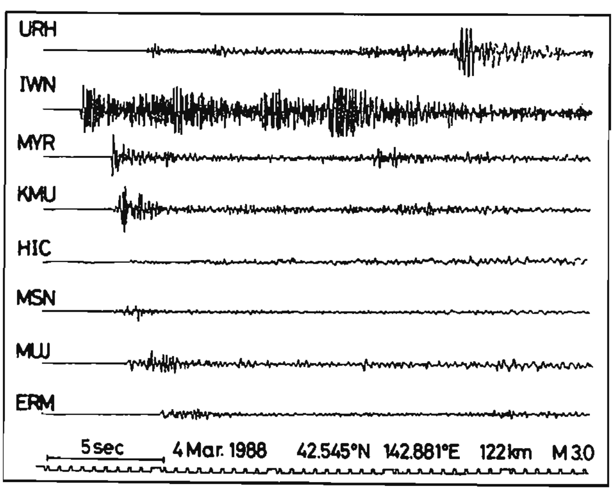
が望まれる。伝播経路の地域性を取り入れた簡便な震度分布の予測手法として高井・他(1999)が挙げられ，1993 年釧路沖地震に適用した例を図 9 に示す。この手法は，プレートの沈み込み形状と地震波速度を既往文献からアプリオリに与え，2 次元のレイトレーシングを用いて震源と観測点を結ぶ伝播経路を求める。その際，プレート内を通過する距離Ｌ１とプレート外を通過する距離Ｌ２を個別に求めている。震度Ｉの予測式は I＝aＬ１＋bＬ２＋c を用い，未知数 a，b，c は多観測点の震度データから最小自乗法により評価している。図 9c に示すように，震度の予測値は観測値を良く説明している。ここで特徴的なのは，従来の震度予測式が I＝aＸ＋c(例えば宇佐美・他，1992)の形を採用し，伝播経路の影響を震源距離Ｘのみで表現していたのに対し，高井・他(1999)はプレート内・外を通過する距離を陽な形で予測式に取り入れた点にある。先に述べたように，沈み込むプレートと上部マントルで減衰構造が異なることを考えると，妥当なモデリングと思われ，伝播経路の地域性が簡便な形で反映されている。

3-2　P 波のパルス幅から推定した 3 次元減衰構造

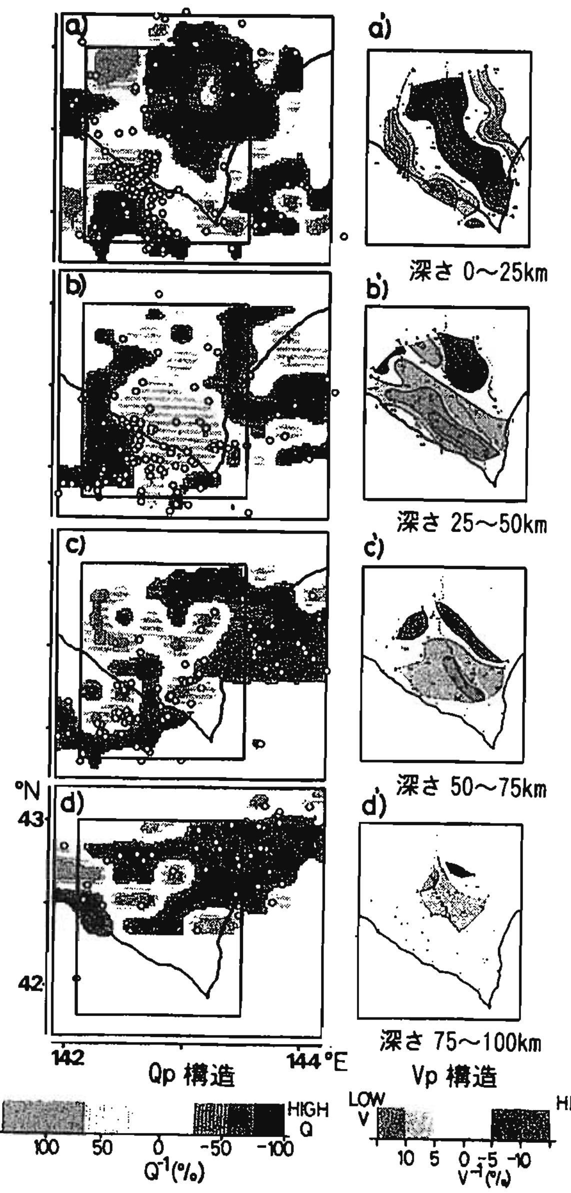
震源から射出された地震波は非弾性的媒質を伝播するにつれて減衰し，波形が変形する。古村・森谷(1990)はこの性質を利用し，震源から射出された P 波のパルス波と観測点で計測されたパルス波の幅の差が伝播経路の減衰に起因すると考え，3 次元減衰構造のインバージョンを行っている。対象とした地域は北海道日高地方であり，観測点配置を図 10a に，



(a) 観測点配置



(b) 観測波形の例



(c) 3 次元 Qp 構造

図 10　P 波のパルス幅から推定した 3 次元減衰構造(古村・森谷,1990 に加筆)

日高山脈直下の深さ 122km で発生した地震の波形例を図 10b に示す。観測点間の震源距離にほとんど差がないにもかかわらず，日高山脈の北東側に位置する IWN と MYR の P 波初動は鋭いパルスを示して高周波成分に富んでいるのに対し，南西側に位置する地点では立上りが鈍く低周波の波形を示している。このように，日高山脈周辺はかなり特異な減衰構造を有する地域である。インバージョン結果の Qp 構造を深さごとに図 10c に示す。図中の白丸は微小地震の震源分布を，右図は参考までに示された Vp 構造であり，Low-Qp 地域と低速度(Low-Vp) 地域がおよそ対応している。また，70km より浅い Low-Qp，Low-Vp 地域で地震が多く発生している。中村・他の震度データを用いたインバージョン(図８)に比べると，水平方向の分解能は向上しており，より狭い範囲の減衰構造の地域性を論じる場合は有効なアプローチである。ただし，ここで得られる減衰は Qp であり，工学上重要な Qs を推定するには何らかの変換をする必要がある。また，振動数に対して一定の減衰が仮定されている。

3-3　強震動スペクトルに基づく減衰評価

多地震・多地点の強震記録から，震源と観測点間を結ぶ地域の平均的な伝播経路の Q 値を評価する方法がある。近年，強震観測網の充実により観測記録が比較的容易に入手可能となったこともあり，多数の評価事例がある。

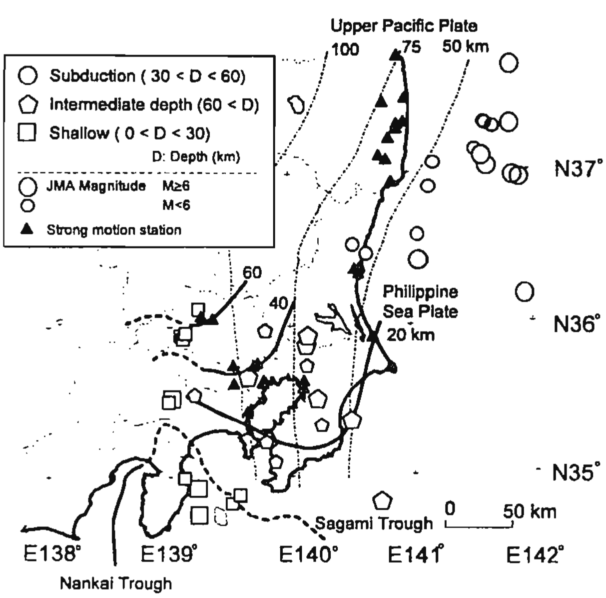
・スペクトルインバージョンに基づく減衰評価

S 波立上り以降のフーリエスペクトル $O_{ij}(f)$を，断層モデルの無限遠方近似解に幾何減衰および伝播経路の Qs(f)値による減衰効果と，観測点近傍の地盤増幅率 $G_j(f)$を考慮して(1)式の形でモデル化する(岩田・入倉，1986)。

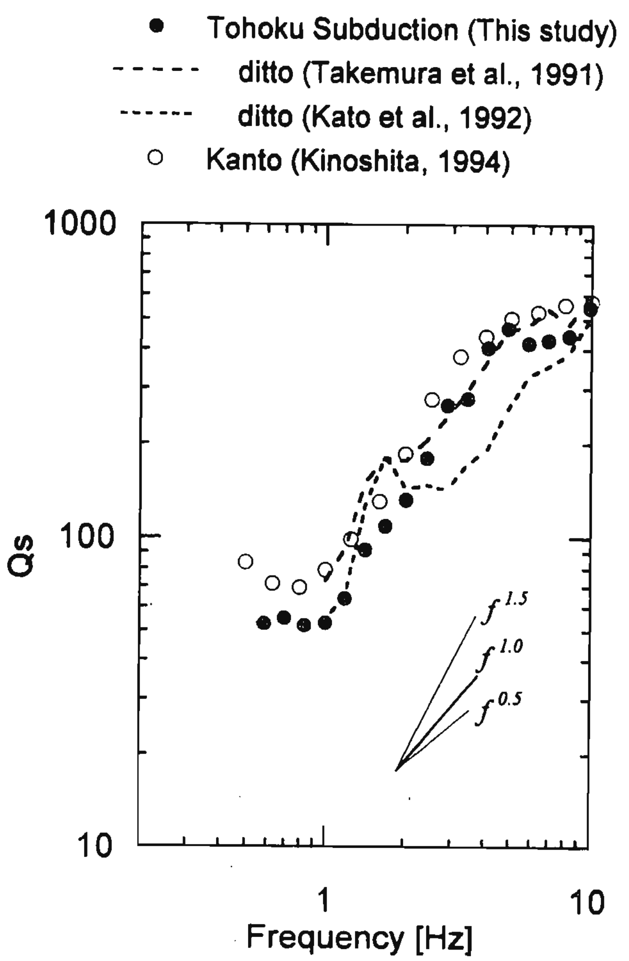
$$O_{ij}(f)=S_i(f)R_{ij}^{-\alpha}\exp\left(-\frac{\pi R_{ij} f}{V_s Q_s(f)}\right)G_j(f) \qquad (1)$$

$S_i(f)$は震源スペクトルを，R_{ij}は i 地震 j 観測点における震源距離を，Vs は媒質のせん断波速度をそれぞれ示す。αは幾何減衰項であり，実体波を対象にする場合は 1.0 と仮定されている。未知パラメータ S_i，G_j，Qs は観測波のフーリエスペクトルと(1)式の誤差の二乗和が最小になるように振動数ごとに決定される。即ち，観測スペクトルから震源・伝播経路・地盤の項が同時に分離され，地震工学において重要なこれら３要素を同一精度で評価できる利点がある。

この手法の原点は Andrews(1982)にあるが，その際，観測スペクトルは伝播経路スペクトルと呼ばれ



(a) 観測点配置



(b) Q 値の比較

図 11　スペクトルインバージョンの例(加藤・他,1998)

る$P_j(f)$を用いて以下の式でモデル化されていた。

$$O_{ij}(f) = S_i(f)P_j(f) \tag{2}$$

即ち，当初は伝播経路と地盤の項が陽な形で分離されておらず，$P_j(f)$の物理的な意味が曖昧であった。この問題は岩田・入倉(1986)が(1)式を用いてインバージョンの定式化をすることで解決され，その後多くの地域に適用された。例えば日本国内に限定しても，日本海中部地域(Iwata and Irikura, 1988)，東北地方太平洋岸 (Takemura et al., 1991; Kato et al., 1992 ; Satoh et al., 1997; 加藤・他, 1998)，関東地方(Kinoshita, 1994 ; 山中・他, 1998)，気象庁 87 型強震記録を用いた複数の地域(田居・他, 1994 ; 古和田・他, 1998)に対する適用例がある。

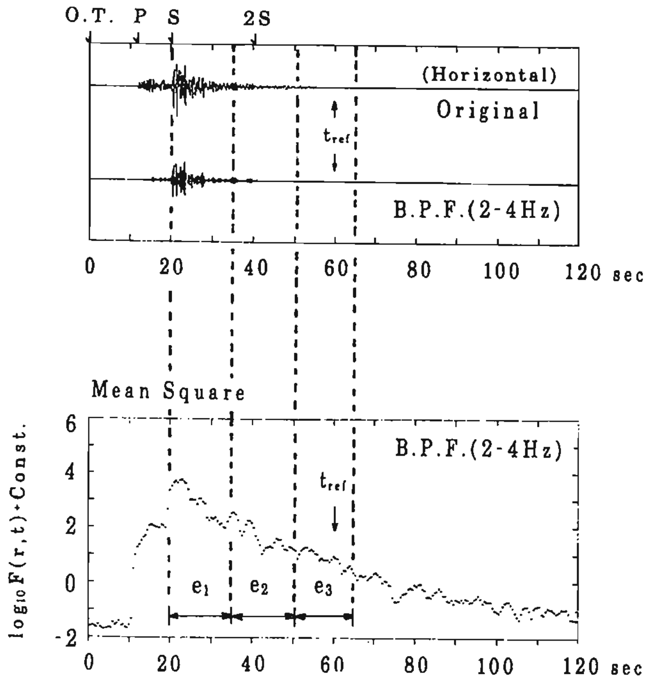
加藤・他(1998)は東北地方太平洋岸で得られた Q 値を，Kinoshita(1994)による関東地方の Q 値と比較しており，震央と観測点配置を図 11a に，Q 値の比較を図 11b に示す。図中の黒丸と白丸を比べると，両地域の Q 値の振動数依存性は約 $f^{1.0}$ と等しいが，東北の Q 値は関東に比べてやや小さく，伝播経路の減衰が大きいと推定される。なお，同じ東北地方太平洋岸を扱ったデータでも，①Takemura et al.(1991)，②加藤・他(1998)，③Kato et al.(1992)の順に Q 値が小さくなっている。これらのデータセットを比較すると，①は仙台の強震観測点など比較的震源距離が遠い記録が含まれているのに対し，③は福島県以南の観測点のみを用いている。従って，遠い観測点が含まれているデータほど，地殻およびプレート深部の high-Q の影響が含まれ，Q値が大きくなると予想される。

これらの解析で得られた Q 値は，設計用入力地震動評価によく用いられる応答スペクトルの距離減衰式の減衰項と一意に対応するため(武村・他, 1987)，地域性を考慮した地震動評価にとって重要な役割を果たす。今後，全国各地域で Q 値が評価されることが望まれるが，K-NET や 95 型震度計等の高密度強震観測網のデータを用いれば十分可能であり，今後の発展が期待される。

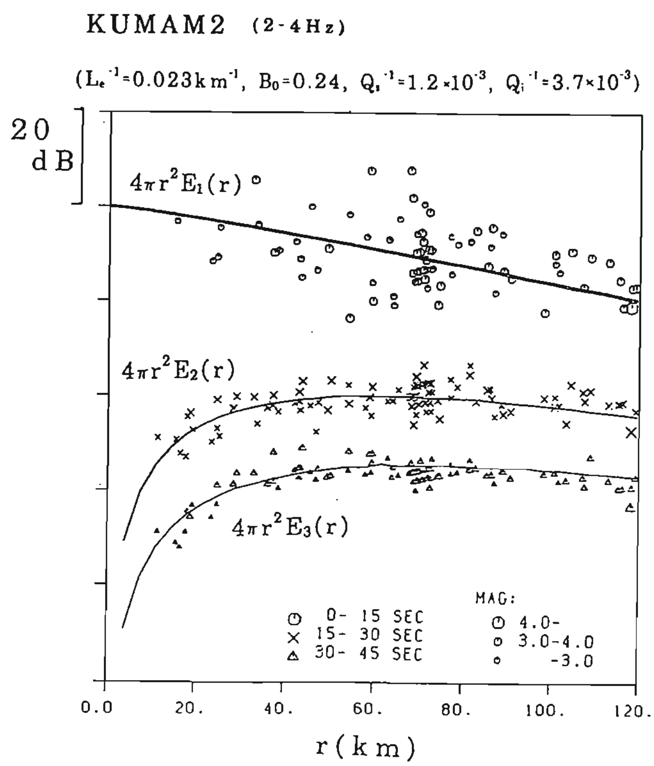
・Multiple lapse time window 法に基づく減衰評価

(1)式では，幾何減衰以外の要因で波動が減衰する現象をすべて Q 値で表現している。幾何減衰以外の要因として，波動のエネルギーが熱へと変換し失われることによる内部減衰(Intrinsic Q: Qi)と散乱による減衰(Scattering Q: Qs)が挙げられる。近年，観測記録から Qi と Qs を分離する試みがあり，その例を Hoshiba(1993)に基づき紹介する。

この方法は，図 12a に示すように地震波形を 3 つの部分 e1(直達波＋散乱波の early part)，e2(散乱波の middle part)，e3(散乱波の later part)に分け，



(a) 解析対象の 3 window



(b) 各 window の地震波エネルギーの時間積分値

図 12　伝播経路の Q 値を内部減衰 Qi と散乱減衰 Qs に分離した例 (Hoshiba、1993 に加筆)

各ウインドーの地震波エネルギーの時間積分 E1，E2，E3 を計算する。その際，図 12a に tref で示したコーダ波部分で地震動振幅を基準化することにより，震源の影響を相殺している。この計算を 1 観測点の多地震記録に適用し，震源距離の関数としてプロットした結果を図 12b に示す。等距離上の記号(○，×，△)の組みが 1 つの地震に対応している。震源距離に対する E1～E3 の減少の仕方は内部減衰 Qi や散乱減衰 Qs の割合に依存するため，これらの観測結果に最も良く適合する Qi と Qs をシミュレーション解析から評価し，その結果が図 12b の実線で示されている。この手法を日本国内の 16 観測点で得られた記録に適用した結果を図 12c に示す。Qs と Qi の振動数依存性は異なっており，1～2Hz では Qs と Qi は同程度であるが，高振動数になるほど Qi が支配的となっている。さらに，中部・関東・北海道では Qs による減衰が大きいのに対し，四国・近畿では小さい等の地域性も指摘され，テクトニクスとの関連から議論されている。

以上のように，Qs と Qi を分離することにより，伝播経路の減衰に関する物理的考察が深まると期待される。

4．伝播経路のモデリングに関する問題点

伝播経路のモデリングで気になる点は，幾何減衰項αをアプリオリに 1.0 と仮定して Q 値を評価する場合が多いことである。Kato et al. (1995)が南カリフォルニアのデータに対してスペクトルインバージョンを適用した結果を図 13 に示す。地盤増幅率の評価はα(図中の表現はγ)にほとんど依存しないが，Q 値はαの与え方により大きく変動するため，幾何減衰項は Q 値の評価にとって重要な意味を持つ。Frankel et al. (1990)は Q 値が振動数に対して一定という仮定の基ではあるが，αを 3 地域で評価している。その結果，ニューヨーク州と南アフリカではα=1.3，南カリフォルニアではα=1.9 が得られ，地域によってはα=1.0 の仮定が成り立たない可能性を示している。

以上のように，幾何減衰項の評価も今後の課題である。(1)式から明らかなように，幾何減衰項と Q 値はトレードオフの関係にあり，観測記録から両者を分離するには工夫が必要である。このことを可能にしたのが Ibanez et al. (1993)の二重スペクトル比法である。2 地震(Event 1, 2)に対して 2 観測点

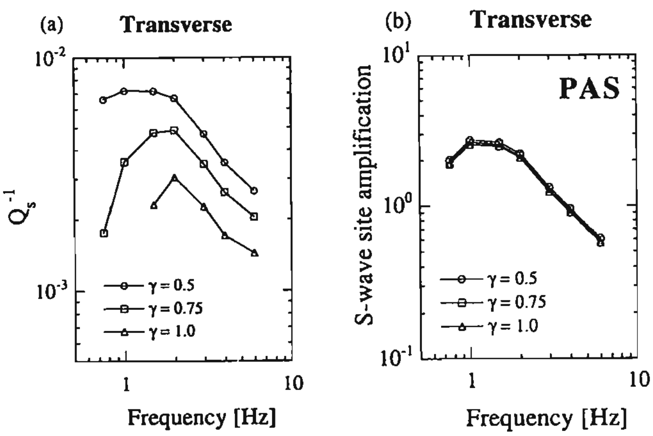
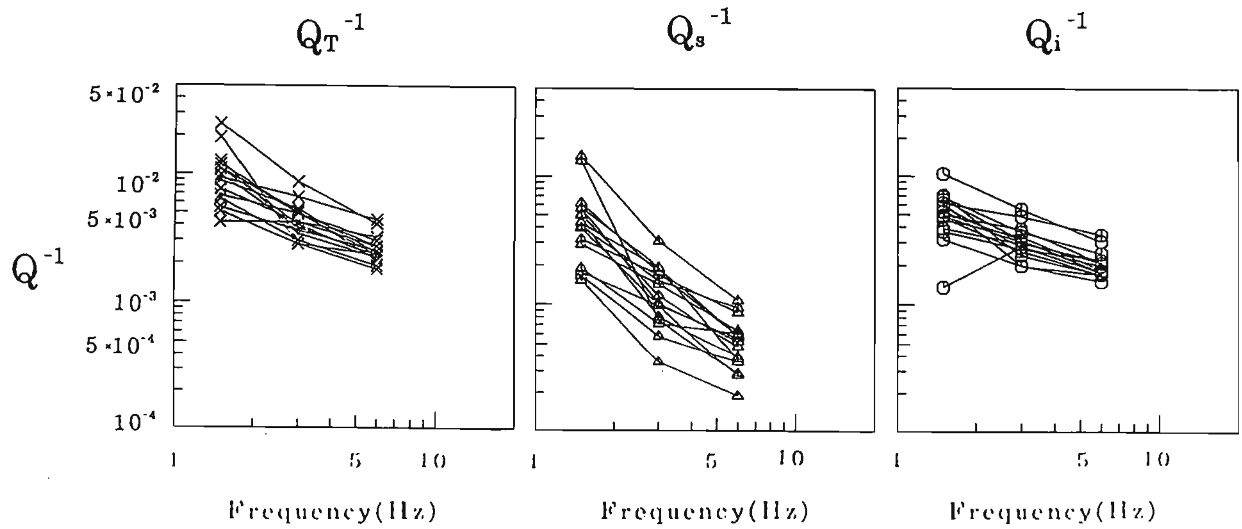


図 13　幾何減衰項γと Q 値のトレードオフの例 (Kato et al., 1995)



(c) Q 値を内部減衰 Qi と散乱減衰 Qs に分離した例

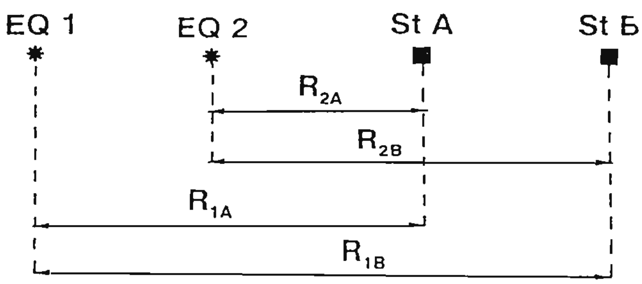
図 12　伝播経路の Q 値を内部減衰 Qi と散乱減衰 Qs に分離した例 (Hoshiba, 1993 に加筆)

(Station A, B)で共通に記録が得られていれば，(1)式より同一地震に対する 2 観測点の二重スペクトル比は震源特性と地盤増幅特性が相殺されて以下の式となる。

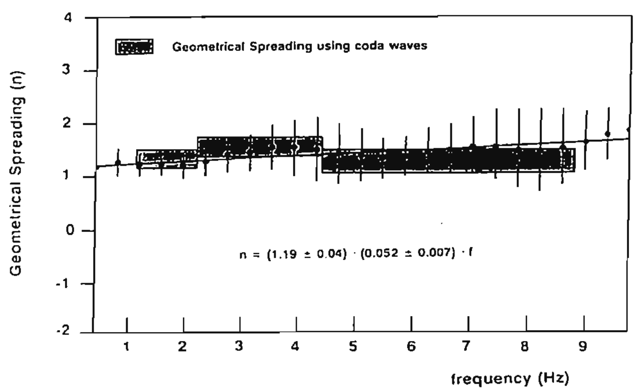
$$\frac{O_{1,A}O_{2,B}}{O_{1,B}O_{2,A}} = \left(\frac{R_{1,A}R_{2,B}}{R_{1,B}R_{2,A}}\right)^{-\alpha} \exp[-\frac{\pi f}{V_s Q}(R_{1,A}-R_{1,B}+R_{2,B}-R_{2,A})] \tag{3}$$

2 地震，2 観測点が図 14a に示すように一直線上に位置する場合は(3)式の exp[・]が 1.0 となり，Q 値とは無関係にαが評価される。また，振動数ごとに(3)式が得られるため，Frankel et al. (1990)のようにQ 値一定を仮定する必要がない。スペイン南部地域に二重スペクトル比法を適用した結果(Ibanez et al., 1993)を図 14b に示す。α=1.19+0.052f となり，αは 1.0 よりやや大きく，弱い振動数依存性を示している。

加藤(1999)は二重スペクトル比法を 1997 年鹿児島県北西部地震とその余震群による K-NET 記録に適用し，九州南西部の幾何減衰項を評価している。観測点配置を図 15a に示す。その際，図 14a の条件を満たす組み合わせが極端に少ないため，Ibanez et al. (1993)の条件を拡張し，観測点と震央が一直線上になくても両者の幾何学的な位置関係から(3)式右辺の exp[・]が 1.0 となるデータからαを評価した。ここで問題となるのは震源からの放射特性であるが，その方位依存性は高周波帯域ほど弱まるため(例えば Liu and Helmberger, 1985)，原論文の条件の拡張は妥当と判断している。結果を図 15b に示す。αの振動数依存性は弱く，1～20Hz の平均値はα=1.04 となり，球面波の幾何減衰係数 1.0 に近い値を示している。ここで得られた値が九州南西部に固有のものか，または日本全域にあてはまるかを明らかにすることは重要であり，他の地域への適用が望まれる。

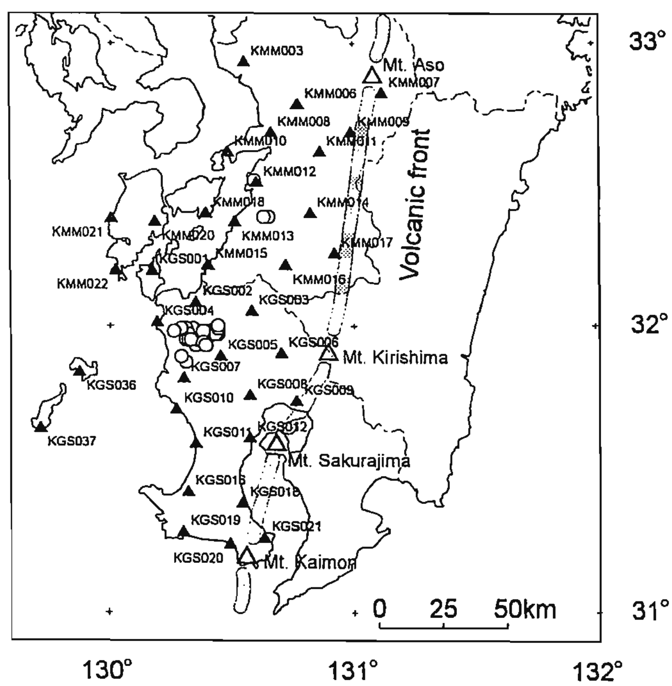


(a) 観測点と震源の配置

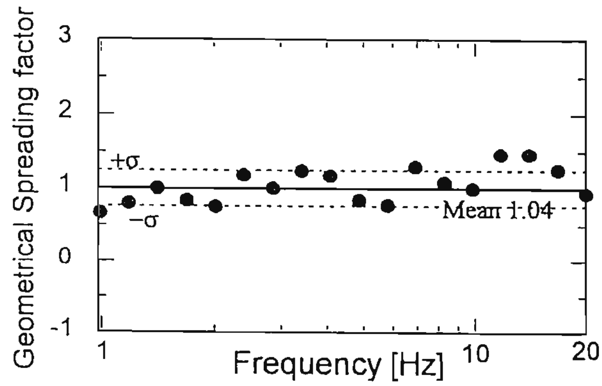


(b) スペイン南部地域の幾何減衰項

図 14 二重スペクトル比法の適用例 (Ibanez et al., 1993)



(a) 観測点と震源の配置



(b) 九州南西部の幾何減衰項

図 15 二重スペクトル比法の適用例(加藤，1999)

5. まとめ

地表の地震動は震源・伝播・地盤の合積として観測されている。従って，伝播経路の影響は震源特性と地盤増幅特性の板ばさみとなり，観測記録から分離しにくい点が伝播経路の減衰評価を難しくする要因と思われる。そのような要因があるにも関わらず，これまでレビューしてきたように，第15回シンポジウム(1987)以降に多くの研究成果が得られてきた。

今後，性能設計への移行に関連し，建築構造物の耐震設計に用いる地域係数が改正される予定である。この係数には地震の発生頻度や規模の地域性は考慮されているが，伝播経路の減衰は全国一律に扱われている。近い将来，減衰の地域性を設計に反映するためにも，観測記録に基づく減衰評価事例の蓄積が必要である。計算機の能力が今後益々進歩し，震源からサイトまでの一体解析が増加すると予想される。その際，伝播経路の速度・減衰構造が重要となるが，高密度強震観測ネットワークを活用すれば，3次元速度・減衰構造の構築が可能であろう。以上のように，伝播経路の減衰評価は決して泥沼ではなく，将来性のある重要な研究テーマと思われる。

謝辞 本報告をまとめるにあたり，鹿島小堀研究室の武村雅之博士には丁寧に原稿を読んでいただき，貴重な意見を得た。記して感謝致します。

参考文献

ANDREWS, D.J. (1982), Separation of source and propagation spectra of seven Mammoth Lakes aftershocks, *Proc. of Workshop 16, Dynamic characteristics of faulting, 1981, U.S. Geol. Sur. Open File Rep.* 82-591, 437.

BURGER, R. W., P. G. SOMERVILLE, J. S. BARKER, R. B. HERRMANN, and D. V. HELMBERGER (1987), The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern north America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 420-439.

FRANKEL, A., A. McGARR, J. BICKNELL, J. MORI, L. SEEBER, and E. CRANSWICK (1990). Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: measurements from New York state, South Africa, and southern California, *J. Geophys. Res.*, **95**, 17441-17457.

古村孝志・森谷武男 (1990), 日高山脈とその周辺の3次元Q構造, 地震2, **43**, 121-132.

FURUMURA, T and B. L. N. KENNETT (1998), On the nature of regional seismic phases – III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **135**, 1060-1084.

古村孝志 (1999), 不均質な地殻・上部マントルにおける地震波の伝播・減衰異常：Lg 波，平成 8-10 年度東京大学地震研究所特定共同研究(B)報告書, 81-85.

HOSHIBA, M. (1993), Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope, *J. Geophys. Res.* **98**, 15809-15824.

IBANEZ J. M., E. DEL PEZZO, G. ALGUACIL, F. DE MIGUEL, J. MORALES, S. DE MARTINO, C. SABBARESE, and A. M. POSADAS. (1993), Geometrical spreading function for short-period S and coda waves recorded in southern Spain, *Phys. Earth Planet. Inter.* **80**, 25-36.

伊神煇 (1975), 日本の火山前線下における地震波の減衰, 地震2, **28**, 61-73.

岩田知孝・入倉孝次郎 (1986), 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, **39**, 579-593.

IWATA, T. and K. IRIKURA (1988), Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence, *J. Phys. Earth*, **36**, 155-184.

KATO, K., M. TAKEMURA, T. IKEURA, K. URAO, and T. UETAKE (1992), Preliminary analysis for evaluation of local site effects from strong motion spectra by an inversion method, *J. Phys. Earth*, **40**, 175-191.

KATO, K., K. AKI, and M. TAKEMURA (1995), Site amplification from Coda waves: Validation and application to S-wave site response, Bull. *Seism. Soc. Am.*, **85**, 467-477.

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.

加藤研一 (1999), K-NET 強震記録の二重スペクトル比に基づく九州南西部の減衰評価, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 151-152.

KAWASE, H., and K. AKI (1989), A study of the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1361-1382.

KINOSHITA, S (1994), Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of southern Kanto area, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1387-1396.

古和田明・田居優・岩崎好規・入倉孝次郎 (1998), 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第514号, 97-104.

LIU H. L. and D. V. HELMBERGER (1985), The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: More evidence for an asperity, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 689-708.

MORI, J. and D. HELMBERGER (1996), Large-amplitude Moho reflections (SmS) from Landers aftershocks, Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1845-1852.

中村亮一・島崎邦彦・橘田俊彦 (1994),震度データトモグラフィーによる日本列島下の三次元減衰構造および広域震度予測, 地震2, **47**, 21-32.

中村亮一・植竹富一 (1999), 強震動波形を用いたスペクトル領域での三次元減衰構造及び地盤増幅インバージョン, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 167-168.

SATOH, T., H. KAWASE and T. SATO (1997), Statistical spectral model of earthquakes in the eastern Tohoku district, Japan, based on the surface and borehole records observed in Sendai, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 446-462.

SOMERVILLE, P. and J. YOSHIMURA (1990). The influence of critical Moho reflections on strong ground motions recorded in San Francisco and Oakland during the 1989 Loma Prieta earthquake, *Geophy. Res. Lett.* **17**, 1203-1206.

田居優・岩崎好規・入倉孝次郎・岡崎敦 (1994), JMA87 型記録による震源，伝播，サイトの地域特性の検討, 第9回日本地震工学シンポジウム, 751-756.

高井信雄・梅田浩士・岡田成幸 (1999), 地震波伝播経路を考慮した広域震度分布予測手法の開発, 日本建築学会北海道支部研究報告集, No.72, 89-92.

武村雅之 (1987), 地球内部における地震波の減衰と距離減衰式, 日本建築学会第15回地盤震動シンポジウム, 33-46.

武村雅之・太田外氣晴・稗圃成人 (1987), 地震動の平均応答スペクトルを評価する経験式の物理的基礎,日本建築学会構造系論文報告集, 第375号, 1-9.

TAKEMURA, M., K. KATO, T. IKEURA, and E. SHIMA (1991), Site amplification of S-waves from strong motion records in special relation to surface geology, *J. Phys. Earth.*, **39**, 537-552.

宇佐美龍夫・濱松音蔵・久本壮一・渡邊健・中村亮一・植竹富一 (1992), 震度分布からみた東北日本の地震の特性, 地震2, **45**, 339-351.

宇津徳治 (1977), 地震学, 共立出版.

山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和大 (1998), 表層の地盤特性を拘束条件にしたS波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価, 地震2, **51**, 193-202.

堆積地盤の速度構造と減衰の評価

ESTIMATION OF VELOCITY STRUCTURES AND ATTENUATION CHARACTERISTICS OF SEDIMENTARY LAYERS

小林 喜久二 *
Kikuji KOBAYASHI

The clarification of velocity structures and attenuation characteristics of sedimentary layers to the uppermost layer in the earth's crust is very important because the effects of the sedimentary layers on strong ground motions are considerably large. In this paper, first, the significance of the seismic bedrock defined as the uppermost layer in the earth's crust is investigated from a viewpoint of phenomena of earthquake ground motions. Next, two convenient methods for estimating S-wave velocity structures of deep sedimentary layers are introduced. One is an inversion of phase velocity of Rayleigh-waves obtained from microtremor array observations, the other an inversion of H/V spectral ratio in P-wave part of earthquake ground motions. Last, previous studies on Q values of sedimentary layers are reviewed, and the possibility of the formulation of Q values and the subjects for a future study are described.

1．はじめに

震源から発した地震波が地殻を伝播して堆積地盤に入射すると、堆積地盤内で地震波の重複反射が生じ、複雑な周期特性を呈するとともに振幅が大きく増幅される、また条件よっては表面波も大きく励起されることは本論であらためて事例を示すまでもなく、すでに周知の事実になっている。過去 26 回の地盤震動シンポジウムでは地盤震動に関わる広範囲の課題とともに、その間に発生した被害地震（1974 年伊豆半島沖地震に始まり 1995 年兵庫県南部地震に至る）についてもタイムリーに特集が組まれてきた。それらの資料を振り返るだけでも、上述のような観測事例あるいは解析事例は枚挙にいとまがなく、その都度、堆積地盤の震動特性の重要性が繰り返し指摘されている。

しかし、過去に数多くの観測・解析事例が蓄積され、地盤震動の基本的特性が理解されたとは言え、地盤震動の問題は依然大きな課題として存在している。それは言うまでもなく、地盤の震動特性が地域さらには場所に依存し、本来地点固有のものであるためである。すなわち極言すれば、地点ごとの地盤震動特性評価なしには地盤震動の根本的な解決はあり得ないからである。しかも、兵庫県南部地震で問題が明確になったように、盆地端部では条件によって地盤の２次元あるいは３次元的な効果が大きく(例えば Kawase,1996)、事は簡単ではない。

地盤の震動特性を明快に評価するためには、言うまでもなく地盤の速度構造と減衰が必要不可欠である。しかし、日本の主要な平野に限ったとしても堆積地盤の速度構造は十分には解明されておらず、減衰に至ってはさらに知見が少なく不明な点が多い。周知のように、常時微動を利用して地盤の震動特性そのものを直接的に評価しようとする研究が従来から数多く行われているが(例えば堀家,1993)、その重要性が現在も依然として変わらない理由のひとつには以上のような事情がある。しかし、基本はやはり地盤の速度構造と減衰である。現実的な地盤構造モデルに基づく強震動の数値シミュレーションも可能になりつつある現在(例えば Sato et al.,1999)、地盤構造の解明の重要性は従来にも増して大きい。現在、総理府に設置された地震調査研究推進本部(1997)により堆積平野の地下構造調査が実施されつつあるが、これを契機としてその気運を一過性のものに終わらせない地道な努力が今後必要である。

本論ではまず、地震基盤を取り上げた。地震基盤として周知のように S 波速度約 3km/s、P 波速度約 5km/s の地殻の最上層が考えられているが、その意義を観測事実からあらためて再確認するためである。次に、堆積地盤の速度構造評価として、ここでは深部地盤の簡便な S 波速度構造評価に内容を絞り、現在提案されている２つの方法を紹介し、また同一地点での両方法による評価結果の比較から評価上の留意点に触れた。最後に、減衰評価として、既往の研究結果を概観するとともに、減衰評価の今後の課題と可能性を示した。

2．地震基盤の意義

S 波速度約 3km/s、P 波速度約 5km/s の地殻の最上層を地震基盤とする考え方は現在では広く受け入れられている。地震基盤の概念が提案された経緯については例えば入倉(1983)に詳しく述べられているので参照されたいが、地震基盤という概念も設計でよく用いられる工学的

* 竹中工務店技術研究所　Research & Development Institute, Takenaka corporation

基盤と同様に工学的な要請により提案されたものである。その背景には長大構造物の増加によって周期 1 ないし 2 秒から 10 秒程度のやや長周期地震動の工学的重要性が増したということがある。あえて単純な捉え方をすると、工学的基盤以浅の地盤で増幅される周期成分が高々2 秒程度であるため、やや長周期地震動を評価する上でより深い地盤を考慮する必要があったということである。

地震基盤は以上のように工学的要請によって生まれたものであるため、それが提案された当時の諸般の事情を反映した便宜的な意味しかもっていないのか、という素朴な疑問が生じてくる。しかし、その後の研究で地震基盤が物理的にも重要な意味をもつことが明らかにされている。やや長周期の表面波に着目にしてその重要性を示唆した研究例として Yamanaka et al.(1989)による関東平野南西部での研究結果を図 1 に示す。ここには 1984 年長野県西部地震の際に神奈川県長津田と横浜で観測されたやや長周期 Transverse 成分の両地点間の平均群速度（黒丸）と、両地点の中間で実施された地下探査から推定された地盤モデル（右の Estimated Model）による Love 波基本モードの群速度曲線（実線）が示されている。地盤モデルは地震基盤を最下層とする 4 層モデルからなり、これに基づく計算値は周期 2 秒から 10 秒の観測値をよく説明していることが判る。

一方、実体波に着目して地震基盤の重要性を示唆した研究例として小林・他(1990)および阿部・他(1991)による地震動の上下/水平スペクトル振幅比を検討した例がある。図 2 に福島県大熊のデータを用いた阿部・他(1991)の研究結果を示す。(a)には初期微動部の上下/水平スペクトル振幅比の観測値（破線）と地震基盤面を入射位置と仮定した P 波入射による計算値（実線）が、また(b)には主要動部の上下/水平スペクトル振幅比の観測値（破線）と、地震基盤面を入射位置と仮定した SV 波入射による計算値（実線）が示されている。初期微動部および主要動部の観測値はいずれも地震基盤面を入射位置とする計算値によってよく説明されていることが判る。この結果はもう少し具体的に敷衍すると次のようになる。すなわち、初期微動部に現れる水平動成分は P 波が地震基盤以浅の堆積層内を伝播する過程で派生する S 波に起因し、一方、主要動部に現れる上下動成分は S 波が地震基盤以浅の堆積層内を伝播する過程で派生する P 波に起因しているということである。もちろん、震源から地震基盤面に P 波、S 波が到達するまでの間にまったく派生 S 波、派生 P 波が生成されないということではなく、比較して地震基盤以浅の堆積地盤内における派生波の方が圧倒的に勢力が大きいということになる。

また、増幅特性の観点から地震基盤の重要性を示唆した研究例として、小林・長橋(1976)および翠川・小林(1978)の先駆的な研究がある。最近では例えば加藤・他(1998)が岩田・入倉(1986)によるスペクトルインバージョン法から得られた地盤増幅率と地震基盤以浅の地盤モデルから計算される増幅率を比較し、図 3 に示すように両者が調和的であることを示している。

以上、引用例は少ないが、地震基盤の物理的な意味はこれらの研究例でも十分に理解されるところである。地震基盤は前述したように、当初やや長周期の地盤特性をカバーするために考えられ設定されたものであるが、短周期の実体波の性状を物理的に解釈する上でも重要である点に注意が必要である。したがって、地盤の震動特性を評価する際に地盤を深さ方向にどこまで調査すればよいか、という問いに対しては、望ましくは地震基盤までということになる。しかし、地震基盤の深さは東京を例にとると 2～3km と非常に深く、地震基盤に至る堆積地盤の調査は容易ではない。そのため、地震基盤という考え方はその重要性にも関わらず地域によっては概念に終わってしまう恐れも一方に秘めており、そのような事態を避けるためにも地震基盤までの地盤調査を今後各地で進める必要がある。

ところで、地震動評価は従来水平動成分を中心に行われてきたが、耐震設計上は上下動成分が無視できない場合もある。例えば大スパン構造物や免震建物などでは上下動成分に対する耐震安全性も十分に検討する必要があると言われている。しかし、現在設計用入力地震動として上下動成分の取り扱いは確立されているとは言い難い。建築研究所・日本建築センターの設計用入力地震動作成手法技術指針(案)(1992)では工学的基盤における設計用応答スペクトルとして上下動も規定しているが、水平動に比べるとその設定経緯は曖昧である。さらにこれに基づいて上下動の模擬地震動を作成する場合に水平動との位相関係をどうするかは非常に悩ましい問題である。しかし、前述の小林・他(1990)および阿部・他(1991)の研究結果によれば、基準地震動の定義位置を地震基盤とすることによって、振幅問題も位相問題もより合理的な評価が可能になる。従来抱えていた問題が地震基盤までの地盤構造の解明により解決できる一例である。

3．深部速度構造の評価

地震基盤に至るような地盤の速度構造調査が地震動特性解明のために始めて実施されたのは青森県八戸においてである(岡田,1971)。言うまでもなく、1968 年十勝沖地震の際に八戸港湾で得られた SMAC 記録に卓越した周期 2.5 秒の成因を究明するためである。その後、大都市が立地し地震防災上重要な地域である関東平野、大阪平野、濃尾平野で地震基盤に至る速度構造調査が実施された。そして記憶に新しい所では兵庫県南部地震に関連して実施された神戸・阪神間における詳細な調査である。これらの調査結果については堀家(1990)や纐纈(1993)ま

た岩田(1996)などに詳しいので参照されたいが、まだこれらの調査には次のような課題が残されている。第1に、屈折法ないしは反射法探査によって速度構造調査が主に行われているため、P 波速度構造のデータは蓄積されたが、地震動を評価する上でより重要となる S 波速度構造に関するデータはまだ少ないということである。第 2 に、P 波速度構造のデータが蓄積されたとは言え、信頼に足る3次元の地盤モデルを構築するためにはデータがまだ十分ではないということである。地震動を評価するためには浅部地盤の速度構造ももちろん重要であるが、ここではその評価が難しい深部地盤の S 速度構造評価に焦点を当てることにした。

3．1 S波速度構造の評価法

深部地盤の S 波速度構造を評価する方法として、深井戸における速度検層や S 波インパクタによる反射法探査などもあるが、ここでは簡便な方法で、方法論も固まっている微動を利用した方法と最近研究が進められている地震記録を利用した方法を紹介する。

(1) 微動を利用した評価法

前述したように、地下探査法として一般的な屈折法や反射法探査では S 波速度構造の評価が難しいため、微動を利用して S 波速度構造を評価する方法（微動探査法）が注目され、現在では地下探査法のひとつとして定着しつつある。この方法は微動のアレー観測から抽出される Rayleigh 波の位相速度を逆解析して S 波速度構造を推定する方法であり、Horike(1985)によってその基礎的方法論が確立された。その後、この方法による推定が各地で行われている。例えば、十勝平野については Matsushima & Okada(1990)、仙台平野については佐藤·他(1998)、また関東平野南西部については佐藤·他(1998)などがある。図 4 には佐藤·他(1998)による推定結果の一例として東京都夢の島と高尾間の結果を示す。ここには屈折法探査による結果との比較が行われており、微動探査法による結果が屈折法探査による結果と調和的であることが示されている。

微動探査法として最近 H/V スペクトルを利用した研究も試みられているが(例えば時松·他,1997)、上述の方法は基礎的方法論がすでに確立され実績も多く、実用化の段階にある探査法と言える。微動は測定が簡便で場所によらず常時観測することができ、また経費が従来の探査法に比べて少ないことが本探査法の大きな利点であることは言うまでもない。なお、山中·他(1995)は関東平野のように地震基盤が深い場合には周期の長い帯域で位相速度を精度よく抽出できないと、地盤構造の推定精度がよくないことを示している。長い周期帯域の位相速度を精度よく求めるためには、アレーのサイズを大きくすることが基本である。アレーの最大観測点間隔は求めたい最大波長の1/3程度が目安になっているが(宮腰,1995)、アレーサイズを大きくしても観測される微動そのものにその成分がなければどうしようもない。小林(1989)によると、気象条件のよくないときに、長周期微動のスペクトルは発生源である海洋波浪のスペクトル発達過程に対応して特に長周期域で大きく成長することが示されている。微動は通常気象条件が穏やかなときに観測されるが、長周期帯域での観測精度を上げるためには、観測に支障のない範囲において気象条件のよくない期間を狙った観測も効果的であると考えられる。

(2) 地震記録を利用した評価法

地盤の速度構造推定のために地震記録を積極的に利用した研究は以前にはほとんどなかったが、小林·他(1995)により、地震動初期微動部の水平/上下スペクトル振幅比を逆解析して深部の速度構造を推定する方法が提案された。この方法は前章でも述べた、初期微動部の水平/上下スペクトル振幅比が堆積地盤の P 波入射の伝達特性に大きく依存していることに着目した方法である。本方法の特長は第 1 に、S 波速度構造だけでなく、P 波速度構造も推定できる可能性があること、第2に、必要とするデータが地表 1 点で観測された中小地震の記録でよいため、地震記録がすでに蓄積されている地点ではあらたな観測を実施することなく解析が行えることである。その後、逆解析アルゴリズムとして本方法で利用されている遺伝的アルゴリズムに PS－P 時間（PS 変換波と直達 P 波の到達時間差）と速度構成の拘束条件が加えられ(小林·他,1998)、さらに先験的情報ではない地震基盤深さも拘束条件として組み込む工夫がなされ(Kobayashi et al,1999)、逆解析の精度の改善が図られている。図 5 に Kobayashi et al.(1999)による結果を示す。地震基盤に至る地盤構造が PS 検層により詳細に求められている福島県富岡での解析結果であり、逆解析から得られた S 波および P 波の速度構造モデルが PS 検層モデルとよく一致する結果が得られている。Kobayashi et al.(1999)はさらに第4紀層が厚く多層で堆積するような場合について第4紀層も未知数にした数値実験を行い、図6に示す結果を得ている。正解モデルでは第 4 紀層(厚さ 75m)を 9 層としているが、実際の問題では第 4 紀層の層数を特定するのは困難であるため、逆解析では第4紀層に対して4層が仮定されている。逆解析の精度はこの場合多少落ちるが、第4紀層が厚く堆積し、その情報がまったくない場合でも本方法が適用できる結果が得られている。

この方法は基礎的方法論がようやく固まった段階であり、今後、多地点の観測データを解析してその適用性をさらに確認する必要はあるが、以上のことからこの方法が地下探査法として利用できる可能性は十分にあると考えられる。前述した微動探査法は常時観測できる微動を利用するため、機動性のあることが特長であるが、これに対して、地震記録を利用するこの方法ではもちろんそ

のような機動性は期待できない。しかし、兵庫県南部地震以後、防災科学技術研究所や気象庁などによる新規観測点の増設に伴って、地震観測点は現在飛躍的に増加しており(例えば翠川,1996)、今後、本推定法の有用性が大きくなるものと考えられる。

3．2 異なる評価法による推定結果の比較

S 波速度構造の 2 つの評価法を以上に紹介したが、ここでは、これらの評価法による同一地点での推定結果を比較し、評価上の留意点について述べる。比較検討の例として取り上げるのは仙台地域である。佐藤·他(1998)は仙台市とその周辺の 5 地点で微動探査法により地震基盤に至る S 波速度構造の推定を行っており、そのうち 3 地点は仙台高密度アレー地震観測点 TRMA, OKIN, ARAH である(建築研究振興協会,1992)。そこで、これら 3 地点の地震記録を利用して地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法により各地点の速度構造を推定し、佐藤·他による推定結果との比較を行ってみた。なお、仙台高密度アレー地震観測点については小林·他(1997)により地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法による推定がすでに行われているが、ここではその結果を参考にして解析条件を多少変えている。

比較結果に入る前に、佐藤·他の解析条件を簡単にまとめておく。表層地盤構造については鉛直アレー観測記録から同定された S 波速度構造で固定し、深い地盤構造を推定している。ただし、未知変数は仙台地域に広く共通に分布していると仮定された 2 つの層の層厚である。各層の速度については既往の知見を参考に 1 層目は Vs=850m/s,Vp=2000m/s、2 層目は Vs=1700m/s,Vp=3300m/s、地震基盤は Vs=3500m/s, Vp=6100m/s と仮定されている。

これに対して、地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法では、表層地盤構造は佐藤・他と同様に鉛直アレー観測記録から同定された S 波・P 波速度構造で固定し、3 層を仮定した深部の地盤については S 波速度、P 波速度および層厚を未知変数にした（ただし 3 層目の地震基盤の P 波速度は 5.5km/s で固定)。

推定された速度構造の比較結果の一例として ARAH における結果を図 7 に示す。実線が地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法から得られたモデル、破線が佐藤・他により微動探査法から得られたモデルを表している。深部の第 1 層の速度については両者がおおむね一致しているが、それ以外は両者に違いがみられる。ちなみに地震基盤深さを比較すると、地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法では GL-660m、微動探査法では GL-550m となり、100m 程度の差がある。図 8 には図 7 の両速度構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モードの位相速度を比較して示す。1Hz 前後の振動数領域で両者の結果に少し差が現れている。観測された位相速度はこの図に示されていないが、その観測位相速度はもちろん微動探査法から得られたモデルによる計算値でよく説明されている。したがって地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法から得られたモデルでは 1Hz 前後の振動数領域における観測位相速度が十分に説明できていない。一方、図 9 には両速度構造モデルによる水平/上下スペクトル振幅比の計算値と観測値を比較して示した。地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法から得られたモデルは言うまでもなく観測値をよく説明しているが、微動探査法から得られたモデルは観測値をよく説明できないところがある。

TRMA および OKIN における比較結果の図は省略するが、両地点においても速度構造モデルに違いがみられた。また以上の ARAH と同様、微動探査法によるモデルは地震動の観測スペクトル振幅比がよく説明できないところがあり、逆に、地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法によるモデルは微動の観測位相速度がよく説明できないところがある結果となった。どちらのモデルがより実際に近いかは今後の課題としたいが、両モデルに違いがみられた理由として次のように考えている。第 1 に、佐藤·他は速度を固定し層厚のみを未知変数としているが、その速度の仮定に多少無理があるのではないかということである。しかしこれだけでは問題は解決しない。なぜなら、地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法によるモデルが微動の観測位相速度を十分に説明できないからである。そこで第 2 に、微動がアレー観測された水平数 km の範囲内でも仙台平野の深部地盤構造には無視できない不整形があるのではないかと考えている。水平成層構造が仮定できる場合には方法によらず相互矛盾しない結果が基本的に得られるはずだからである。いずれにしても、微動探査法はアレー観測した数 km 範囲の平均的構造を捕らえ、一方、地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析法は 1 地点の記録の実体波成分を利用するため、微動探査法より狭い範囲の構造を捕らえていることに留意が必要である。

逆解析の一般的な留意点としては、よく言われているように速度と層厚のトレードオフが回避できないこともあり、逆解析のフィッティングがよいだけでは解の信頼性が保証されないことである。しかし、逆解析はこのような問題を抱えてはいるが、深部の S 波速度構造を簡便に把握する有効な方法であることに替わりはない。今後、方法論としてそのような問題を回避する改良をさらに加えて解の精度を上げるとともに、また他のデータとの突き合わせを行うことによって、解の信頼性を確認することが重要である。

4．減衰の評価

堆積地盤の震動特性を評価する上で速度構造の重要性は言うまでもないが、減衰も同等に重要である。地盤減

衰の評価法のひとつに室内土質試験（動的変形試験）があるが、それから得られる地盤減衰には振動数依存性がほとんどないことが以前に示されている(原,1973)。しかし、中小地震の観測記録から小ひずみ領域の地盤減衰を評価すると、後述するように強い振動数依存性があり、それは地震波の散乱現象に起因していると考えられている。室内土質試験は地盤の非線形化に伴う履歴減衰を評価する有効な方法であるが、小ひずみ領域における実際の現象を解釈するためにはこの方法にも限界があることを示している。強震動を評価するときには地盤の非線形性に注意が向きやすい。しかし、地震波の散乱現象は強震時にも存在するはずであり、その意味で小ひずみ領域とは言え、中小地震の観測記録に基づく地盤減衰の評価は重要である。もちろん弱地震時と強震時では散乱現象の性状が異なる可能性もあり今後の課題であるが、少なくとも深部の地盤についてはその違いは大きくないことが推測される。以上のような理由から、ここでは中小地震記録に基づいて評価される地盤減衰に焦点を当てることにした。なお、以下には減衰の表現として Q 値を採用しているが、減衰定数 h とは $Q=1/2h$ の関係にある。

4．1　減衰の評価法と既往の研究結果

堆積地盤の減衰を評価する方法としては、1)鉛直アレー地震記録から求められる伝達関数を逆解析する方法(先駆的な研究として太田,1975)、2)基盤における入射波と地表面からの反射波の振幅比を用いる方法(木下,1983)、3)直達波と堆積層と基盤層の境界で発生する変換波の振幅比を利用する方法(小田・他,1977)などがある。1)の方法では、求められた伝達関数を 1 次元波動論に基づいて逆解析するのが一般的であり、逆解析時の Q 値モデルとして最近は振動数依存型の $Q=Q_of^n$(f:振動数，Qo,n:パラメータ)が仮定されることが多い。日本では地表・地中同時地震観測が広く行われているため、この方法による研究例が最も多い。2)の方法では、震源・伝播経路特性が入射波と反射波の比によって除去されることを利用している。解析に際しては入射波と反射波が時間的に分離していなければならず、このような条件は少なくとも地下数 100m 以上の深い地中記録でないと満足されない。そのため、この方法による研究例は数例程度である。3)の方法では、地表における直達波と変換波の振幅比を用いるため、上述の 2 方法のように地中記録を必要としない点に特徴がある。ただし、変換波が明瞭な記録でないとこの方法は使えないため、この方法による研究例も数が少ない。以上は地震記録を利用する方法であるが、爆破実験記録や PS 検層記録を利用する方法も試みられている。例えば、初動のパルス幅が Q 値に依存することに着目する方法(植竹,1987)などであるが、記録自体の振動数帯域が狭いため、振動数依存性の評価には適していない。

既往の研究結果として 1994 年までの主な研究で得られている S 波の Q^{-1} の結果が福島・翠川(1994)により整理されている。福島・翠川(1994)は既往の研究結果を(a)粘土、(b)シルト、(c)砂、(d)砂礫、(e)堆積岩(深さ 100m 以浅)、(f)堆積岩(深さ 100m 以深)の各土質に分類しており、図 10 には(a)粘土および(b)シルトの例を示す。10Hz 以下の振動数領域の結果は主に上述の 1)の方法で評価されたものである。ただし、評価例のなかには振動数に依存しない Q 値モデルに基づいて逆解析されたものもある。Q 値は各土質に分類してみても大きなばらつきが依然として残るが、結果の多くは土質によらず振動数とともに変化し、全般的に強い振動数依存性が認められている。ここで注意したいのは 1～2Hz 付近の領域では減衰定数に換算すると、平均的には約 10%の値を示していることであり、大ひずみ時における履歴減衰の値に匹敵することである。強震時には地盤の非線形化に伴う履歴減衰が表層地盤では大きくなるため、地盤の Q 値は軽視されがちであるが、上述のような Q 値の性状を考慮すると、強震動の評価においても地盤の Q 値は軽視できないと考えられる。P 波の Q 値については研究例が少なく、今後の課題であるが、S 波のそれと同様に振動数依存性があり、S 波の Q 値との間におおむね $Qp=Qs/2$ の関係のあることが示されている(阿部・他,1993，藤堂・他,1995)。

なお、リソスフェア（岩石圏）では以前から Q 値に振動数依存性が存在することが指摘され、散乱理論でその振動数依存性が説明できることが示されている(佐藤,1984)。堆積地盤については不均質な表層地盤モデルに基づく波動伝播の数値実験が行われており、不均質の存在によって Q 値に振動数依存性の現れることが確認されている(例えば Sato & Kawase,1992)。このようなことから、実測データから確認されている Q 値の振動数依存性は地盤の不均質性による散乱現象に起因していると考えるのが自然である。

4．2　地盤減衰のモデル化の可能性

既往の研究で得られている Q 値は以上に示したように大きなばらつきを示す結果となっている。その理由として、減衰を本質的に規定する地盤の物性や不均質性の地域性がもちろん考えられるが、それ以外に、解析上の問題もあると思われる。評価法としてよく用いられる伝達関数の逆解析法を例にとると、まず、実測データを解析する上で仮定せざるを得ない 1 次元波動論の適用性の問題がある。地表地形や層の境界に無視できないような不整形がある場合には 1 次元波動論の適用に自ずと限界があるからである(神田,1995)。次に、逆解析では得られた解が最適解であるかどうかがつねに問題となるが、既往の研究ではこのことが十分に吟味されていないようにみえる。また、高振動数になると内部減衰が支配的にな

るとの指摘があるが(武村·他,1993)、既往の研究ではほとんどこのことが考慮されておらず、ばらつきの一因として関係しているかもしれない。今後は以上のような問題に対して、これまで以上に注意を払って解析を行うべき段階にきていると考えられる。さらに、これまでの研究では地点ごとの事例解析が主で、汎用性のある Q 値モデルの可能性について研究された例はほとんどない。

このような問題意識をもって、最近地盤減衰のモデル化の可能性を検討した研究例として、多地点の伝達関数を一体同時に逆解析した小林·他(1999)と久家·他(1999)による一連の研究がある。小林・他(1999)では伝達関数の逆解析で基本的な条件となる Q 値の基本式として次の 2 つの基本式が仮定され、それらの適用性が検討されている。

$$\frac{1}{Q}=\frac{1}{Qof^{n}}+\frac{1}{Qi} \tag{1}$$

$$\frac{1}{Q}=\frac{1}{Vs}\left(\frac{1}{\alpha f^{n}}+\frac{1}{\beta}\right) \tag{2}$$

(1)式の右辺第 1 項は散乱減衰の項、第 2 項は内部減衰の項である。f は振動数で、Qo, Qi, n が未知変数となる。一方、(2)式の Vs は S 波速度(m/s)で、α, β, n が未知変数になる。(2)式は(1)式において Qo, Qi が Vs に比例すると仮定していることに相当する。各基本式の適用性の検討は、まず仙台高密度アレーの 3 地点の同時逆解析から粘土・シルトおよび砂の Q 値を各基本式に基づいて求め、次に関東地域の 2 地点でその Q 値の適用性をみることによって行われている。その結果、Vs を組み込んだ(2)式により得られた Q 値の方が関東地域の 2 地点の伝達関数もよく説明することができ、Q 値の基本式として(2)式により汎用性のあることが確認されている。久家(1999)はこの結果を踏まえて(2)式の基本式を採用し、粘土・シルトと砂の Q 値は小林·他(1999)の結果で固定して仙台高密度アレーの 7 地点の同時逆解析を行い、砂礫と堆積岩の Q 値を求めている。以上によって求められた各土質の Q 値モデルを図 11 に示す。また仙台 7 地点および関東 2 地点においてこれらの Q 値モデルによる伝達関数の計算値と観測値を比較した結果を図 12、図 13 に示す。各地点とも観測値は計算値によってよく説明されている。

地盤の減衰に大きな地域性がある場合には、地点ごとにその評価を行わないと、最終目標である強震動評価の高度化には到達できない。しかし以上のように、小林·他(1999)および久家·他(1999)により Q 値の汎用性のあるモデル化の可能性が示されており、地点ごとの評価という困難性は少なからず回避できるものと考えられる。Q 値の代表的な評価法については前述したが、それらの評価法のなかで鉛直アレー地震記録を利用した伝達関数の逆解析法は解析のしかたに注意すれば信頼性の高い減衰評価が可能であると考えられる。しかし、鉛直アレー観測は費用的に一般的な方法とは言い難い面があるため、現在までに多地点で蓄積されている鉛直アレー観測記録は貴重であり、その活用を図ることが大事である。ただし、地震基盤に至るような鉛直アレー観測記録は現在非常に少なく、深い地盤の Q 値の評価は今後の大きな課題である。

5. まとめ

本論ではまず、S 波速度約 3km/s、P 波速度約 5km/s の地殻の最上層で定義されている地震基盤の意義について地震動の現象面から考察し、堆積地盤における地震動の重要な諸特性が地震基盤の導入によって物理的に解釈できることから、地震基盤に至る地盤構造調査の重要性を再確認した。

次に、地震基盤に至る S 波速度構造の簡便な評価法として微動を利用した方法と地震記録を利用した方法を紹介した。これらの方法は本論でも述べたように利用にあたって注意すべき点もあるが、多地域の S 波速度構造評価を推進していく有効な方法であると考えられる。ただし、多地域を効率的に調査するには組織的な対応がどうしても不可欠であり、そのような点にも配慮すべき時期がきていると考えられる。

一方、地盤減衰については既往の研究結果を概観し、モデル化の可能性と今後の課題について述べた。地震動の数値シミュレーションはこれまでに数多くなされてきたが、振り返ってみると地盤減衰の与え方については設定根拠が曖昧な場合が多い。今後そのような状況を改善できるように、減衰データの蓄積とともにモデル化を意識した研究を促進する必要があるものと考えられる。

参考文献

阿部康彦·小林喜久二·大島豊·真下貢·小林啓美(1991), 地震動の上下動・水平動スペクトル振幅比の特性とその応用に関する研究 その 3, 日本建築学会大会術講演梗概集, 構造 I, 403-404.

阿部康彦·小林喜久二·天池文男(1993), 地盤の P 波減衰モデルに関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 I, 141-142.

入倉孝次郎(1983), 地震基盤, 「地震動と地盤」, 日本建築学会, 93-101.

岩田知孝·入倉孝次郎(1986), 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震, 第 2 輯, 第 39 巻, 579-593.

岩田知孝(1996), 大阪盆地の地下構造と地震動, 日本建築学会第 24 回地盤震動シンポジウム資料, 5-20.

植竹富一(1987), 首都圏の Qp 構造, 地震学会講演予稿集, No.1, 272.

太田裕(1973), 地震工学への最適化法の適用 1.八戸港湾 SMAC 設置点の地下構造の推定, 日本建築学会論文報告集, 第 229 号, 35-41.

岡田広(1971), 弾性波による八戸市の基盤探査, 北海道大学地球物理学研究報告, 第26号, 147-167.
小田仁・佐藤魂夫・山本清彦・平沢朋郎・三塚隆(1977), 地表付近におけるS波の減衰, 地震, 第2輯, 第30巻, 275-282.
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, 第2輯, 第51巻, 123-138.
Kawase,H.(1996),The cause of the damage belt in Kobe:"The Basin-edge effect", Constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, Seismo.Res.Lett.,67, No.5,25-34.
神田克久(1995), 不整形な層境界を有する地盤の増幅特性, 日本建築学会構造系論文集, 第514号, 119-126.
木下繁夫(1983), 表層地盤の減衰特性に関する考察, 土木学会論文報告集, 第330号, 15-25.
久家英夫・小林喜久二・植竹富一・真下貢・小林啓美(1999), 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その4, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造II, 255-256.
建築研究所・日本建築センター(1992), 設計用入力地震動作成手法技術指針(案), 平成4年3月.
建築研究振興協会(1992), 高密度強震観測事業に関する調査研究報告書(平成3年度).
纐纈一起(1993), 基盤構造の探査, 地震, 第2輯, 第46巻, 351-370.
小林喜久二(1989), やや長周期微動の基礎的性質と地下構造推定への応用, 日本建築学会第17回地盤震動シンポジウム資料, 19-30.
小林喜久二・阿部康彦・天池文男(1990), 地震動の上下成分と水平成分の振幅関係に関する考察, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造I, 309-310.
小林喜久二・阿部康彦・植竹富一・真下貢・小林啓美(1995), 地震動初期微動部の上下動・水平動スペクトル振幅比の逆解析,日本建築学会大会学術講演梗概集,構造II, 307-308.
小林喜久二・佐藤吉之・植竹富一・真下貢・小林啓美(1997), 地震観測記録を利用した仙台地域における深部地下構造の推定 その2, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造II, 185-186.
小林喜久二・植竹富一・真下貢・小林啓美(1998), 地震動初期微動部の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析による深部地盤構造の推定法, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1,1083-1088.
小林喜久二・久家英夫・植竹富一・真下貢・小林啓美(1999), 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その3, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造II, 253-254.
Kobayashi,K., T.Uetake,M.Mashimo and H.Kobayashi(1999), Estimation of deep underground velocity structures by inversion of spectral ratio of horizontal to vertical component in P-wave part of earthquake ground motion, 12th World Conf.Earthq.Eng.(in submitted).
小林啓美・長橋純男(1976), 地表で観測された地震動の周期特性から求めた地盤の増幅特性と地震基盤における地震動の性質, 日本建築学会論文報告集, 第240号, 79-92.
Sato,T and H.Kawase(1992), Finite element simulation of seismic wave propagation in near-surface random media, International Symp. Effects of Surface Geol. on Seism. Motion, Vol.I,257-262.
Sato,T., R.W.Graves and P.G.Somervill(1999),Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake(Mj5.1) and the great 1923 Kanto earthquake(Ms 8.2) in Japan, Bull.Seism.Soc. Am.,Vol.89, 579-607.
佐藤智美・川瀬博・松島信一・杉村義広(1998), アレー微動観測に基づく仙台市とその周辺地域での地下深部S波速度構造の推定, 日本建築学会構造系論文集, 第503号, 101-108.
佐藤春夫(1984), リソスフェアにおける地震波の散乱と減衰－ランダムな不均質構造による一次散乱理論, 国立防災科学技術センター研究報告, 第33号, 101-186.
佐藤浩章・山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大(1998), やや長周期微動のアレイ観測による関東平野南西部のS波速度構造の推定, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1,1211-1216.
地震調査研究推進本部(1997), 地震に関する基盤的調査観測等の計画について, 平成9年8月24日.
武村雅之・池浦友則・高橋克也・石田寛・大島豊(1993), 堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第446号, 1-12.
藤堂正喜・羽鳥敏明・千葉修・髙橋克也・武村雅之・田中秀朗(1995), 堆積地盤における上下地震動特性とQp構造, 日本建築学会構造系論文集, 第475号, 45-54.
時松孝次・新井洋・浅香美治(1997), 微動観測から推定した神戸市住吉地区の深部S波速度構造と地震動特性, 日本建築学会構造系論文集, 第491号, 37-45.
原昭夫(1973), 地盤の動力学的性質とその応用 その1. 地盤の動力学的性質(ストレン・レイト, レベルによる粘性土の力学的性質の変化), 日本建築学会第2回地盤震動シンポジウム資料, 33-39.
福島美光・翠川三郎(1994), 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的なQ^{-1}値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, 第460号, 37-46.
Horike,M.(1985), Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized area, J.Phys.Earth, Vol.33, 59-96.
堀家正則(1990), 大阪平野の地下構造とその地震動の特徴,日本建築学会第18回地盤震動シンポジウム資料, 37-44.
堀家正則(1993), 微動の研究について, 地震, 第2輯, 第46巻, 343-350.
Matsushima,T. and H.Okada(1990), Determination of deep geological structure under urban areas, Busturi-Tansa, Vol. 43,21-33.
翠川三郎・小林啓美(1978), 地震動の地震基盤からの入射波スペクトルの性質, 日本建築学会論文報告集, 第273号, 17-28.
翠川三郎(1996), 最近の強震計ネットワークについて－阪神大震災以降の動向について,建築防災,'96.12,12-16.
宮腰研(1995), 微動探査法による表面波位相速度推定の基礎的研究, 北海道大学大学院理学研究科学位論文.
Yamanaka,H., K.Seo and T.Samano(1989), Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, Bull. Seism.Soc.Am., Vol.79,631-644.
山中浩明・古屋伸二・野澤貴・佐々木透・髙井剛(1995), 関東平野におけるやや長周期微動のアレイ観測－東京都江東地区におけるS波速度構造の推定－, 日本建築学会構造系論文集, 第478号, 99-106.

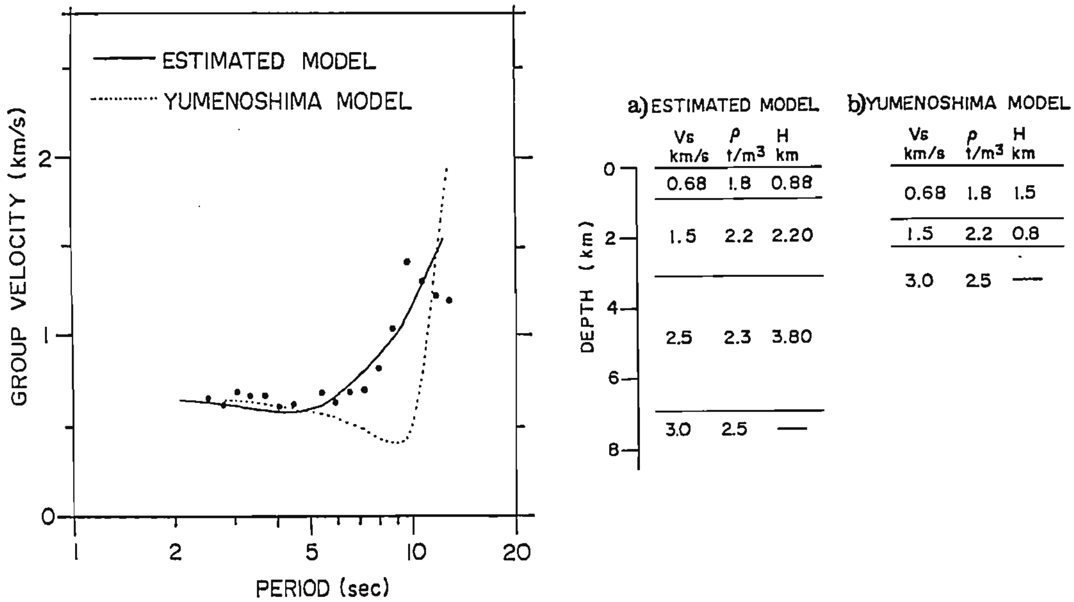
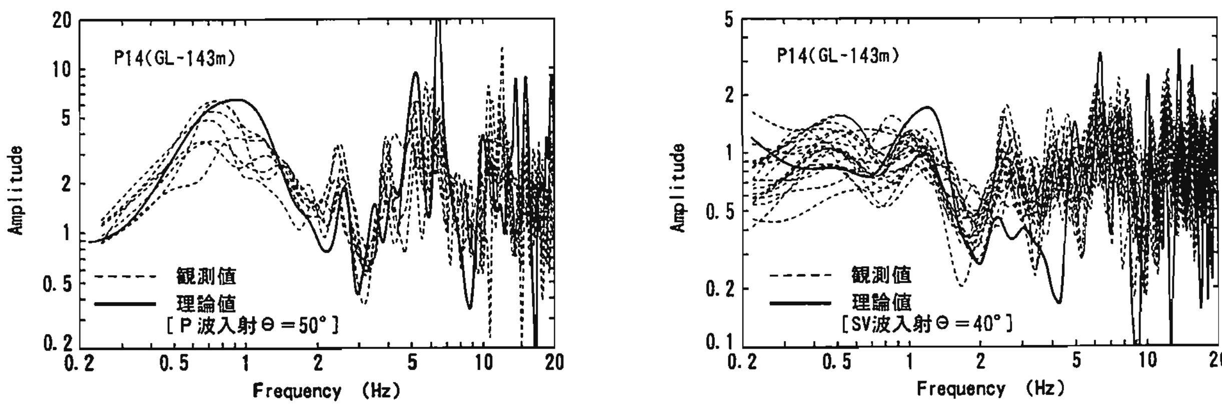


図１ 長津田－横浜間の Love 波群速度の観測値と計算値の比較(Yamanaka et al.,1989)



(a) 初期微動部　　　　(b) 主要動部

図２ 地震動の上下/水平スペクトル振幅比の観測値と計算値の比較(阿部･他,1991)

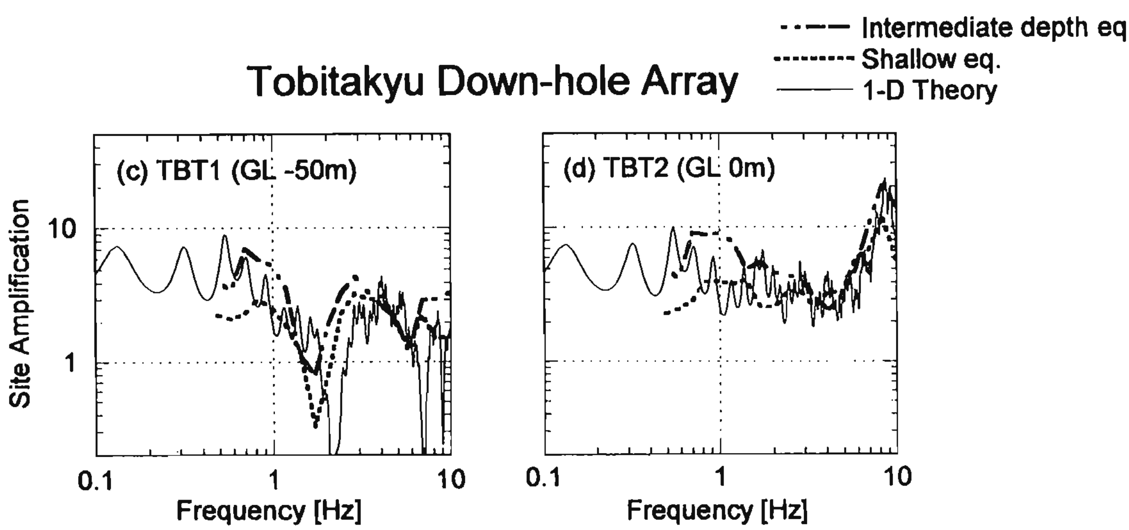


図３ スペクトルインバージョンから得られた地盤増幅率とＳ波理論増幅率の比較(加藤･他,1998)

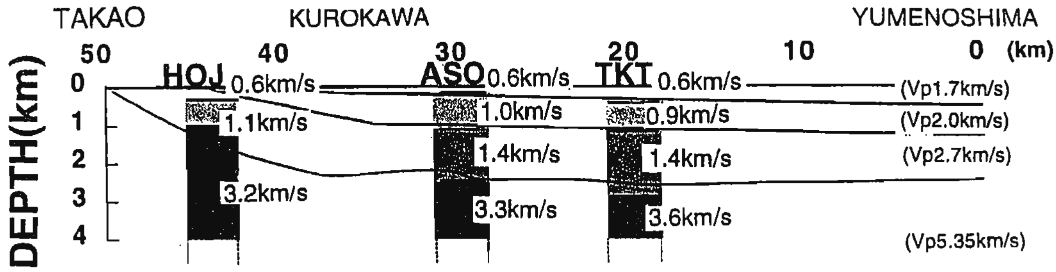
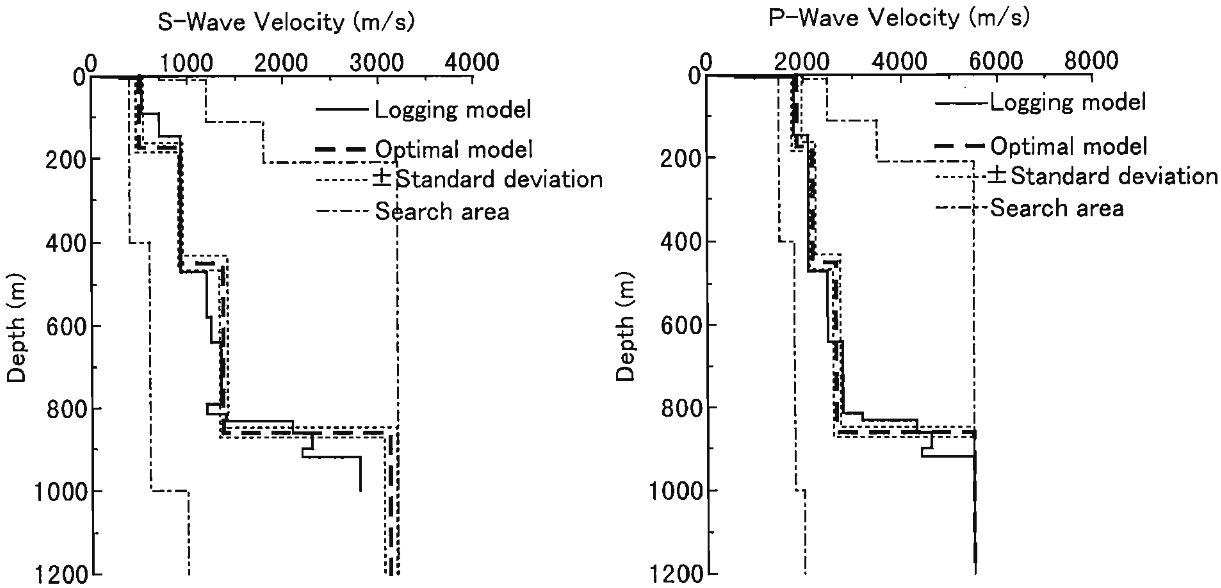
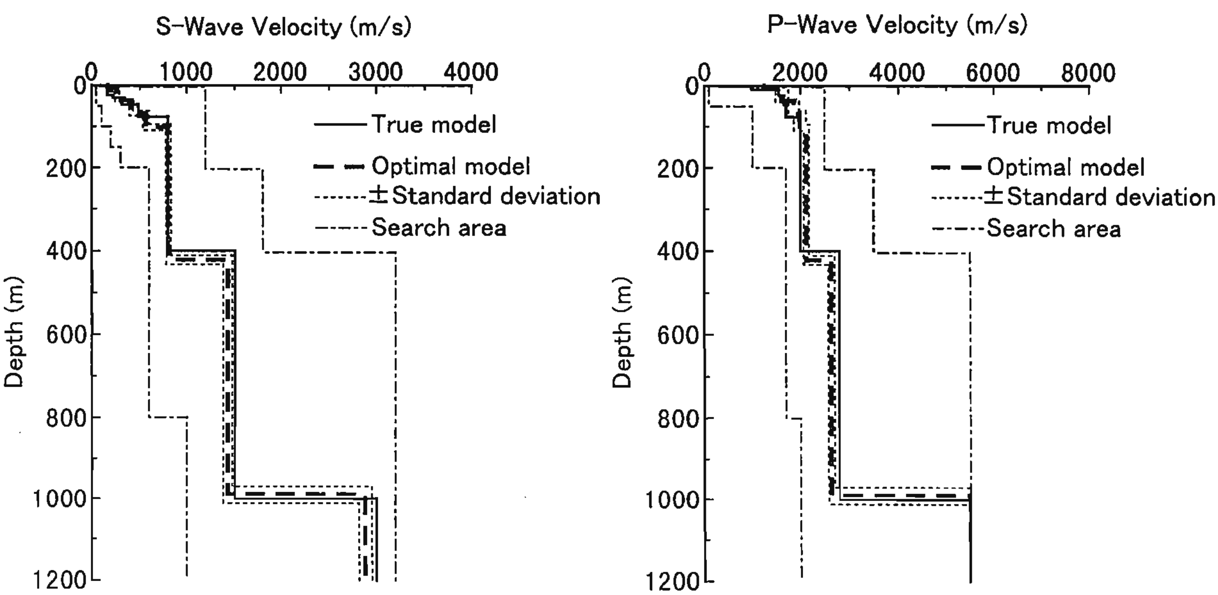


図 4　微動の位相速度の逆解析によるＳ速度構造モデルと屈折法探査によるＰ速度構造モデルの比較（佐藤・他,1998）



(a) S-wave velocity profile　　**(b) P-wave velocity profile**

図 5　富岡における地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析による速度構造モデルとPS検層モデルの比較(Kobayashi et al.,1999)



(a) S-wave velocity profile　　**(b) P-wave velocity profile**

図 6　第 4 紀層も未知数にした地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析の数値実験(Kobayashi et al.,1999)

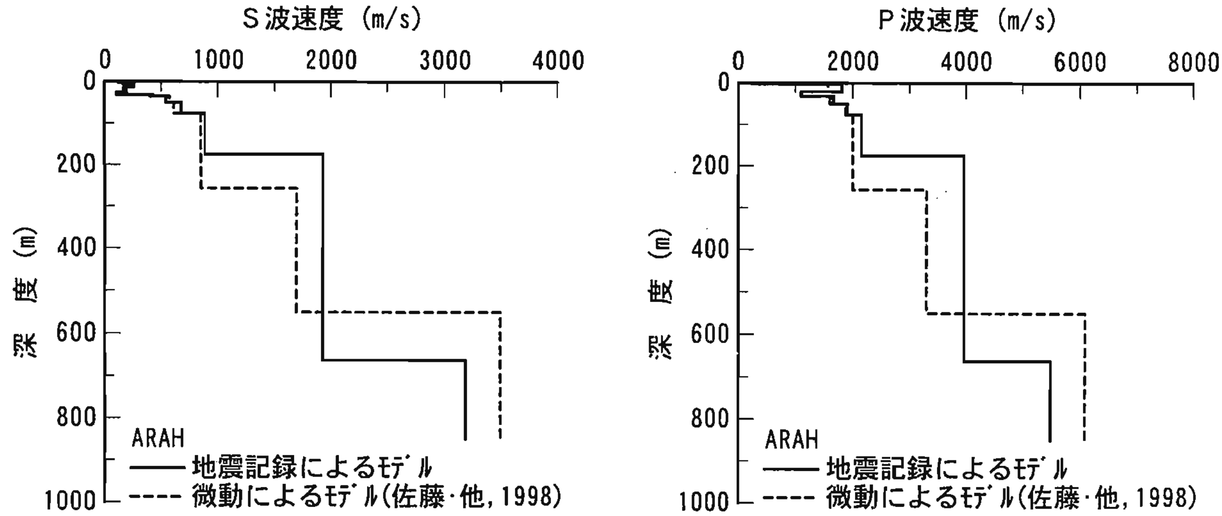


図 7 微動の位相速度の逆解析による速度構造モデル(佐藤・他,1998)と地震動の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析による速度構造モデルの比較

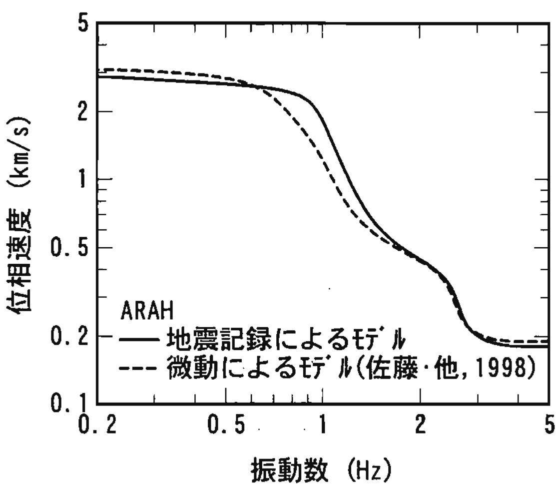


図 8 Rayleigh 波基本モードの位相速度の比較

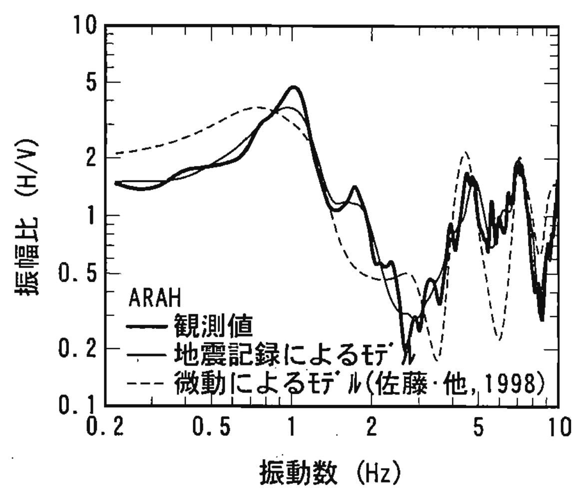


図 9 地震動の水平/上下スペクトル振幅比の比較

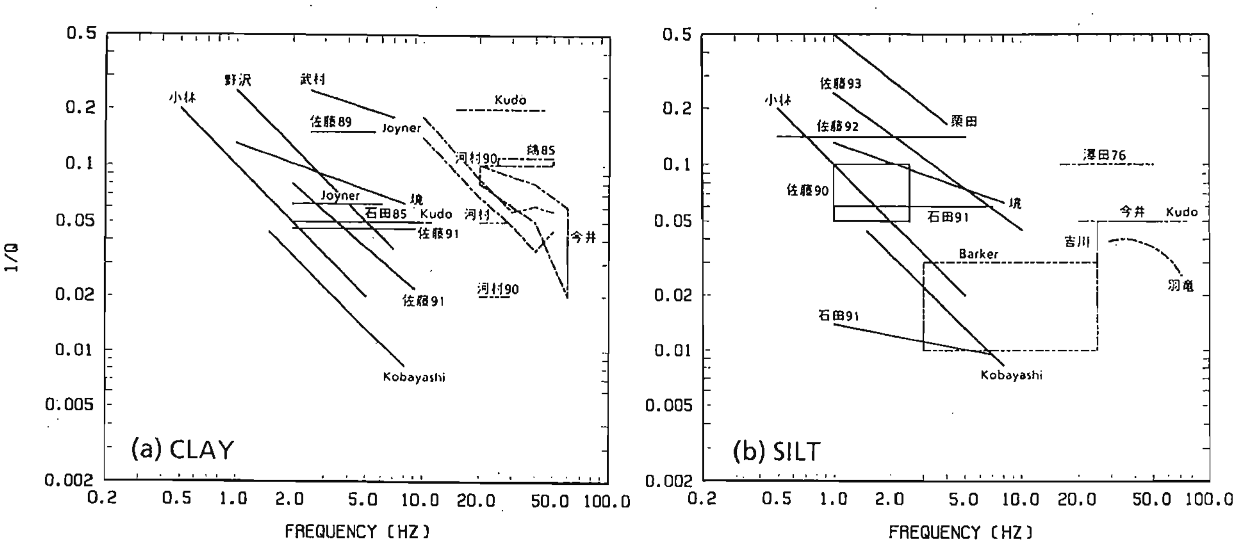
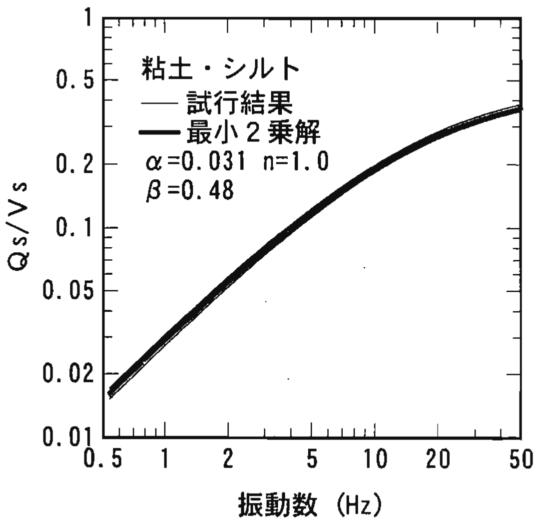
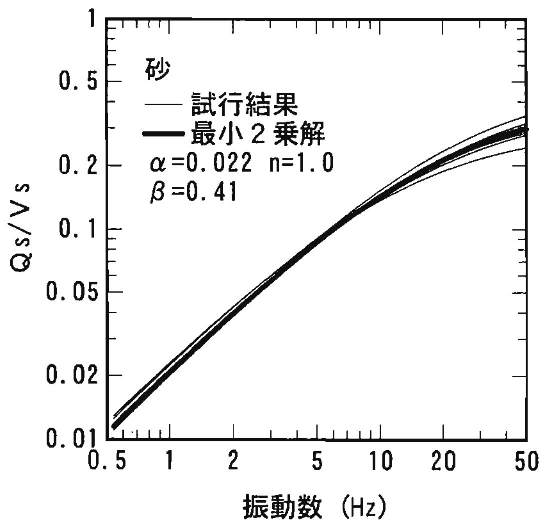
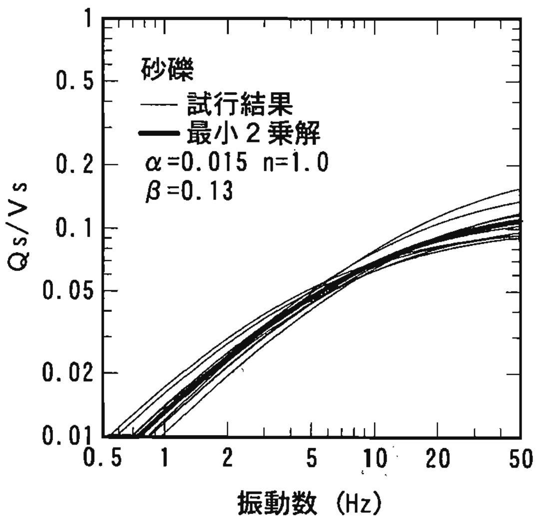
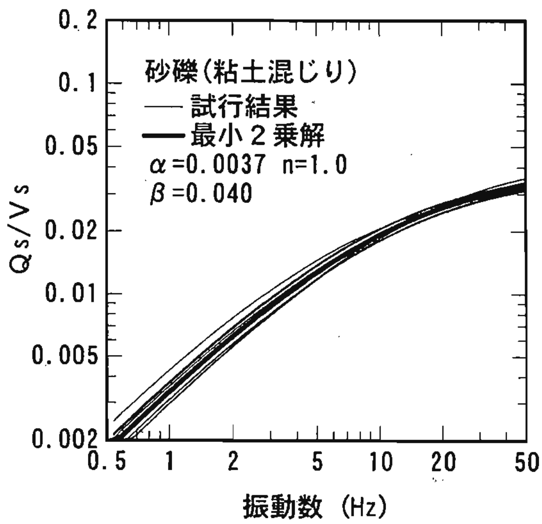


図 10 堆積地盤の Q 値の既往の研究結果(福島・翠川,1994)









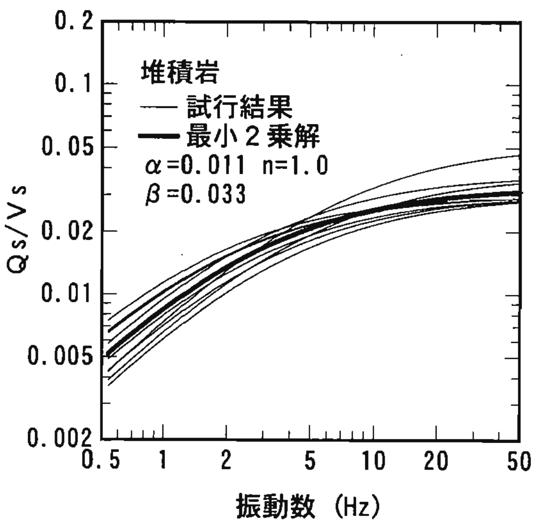


図 11 仙台高密度アレー7 地点の伝達関数の同時逆解析から得られた各土質の Qs 値(小林・他,1999 及び久家・他,1999)

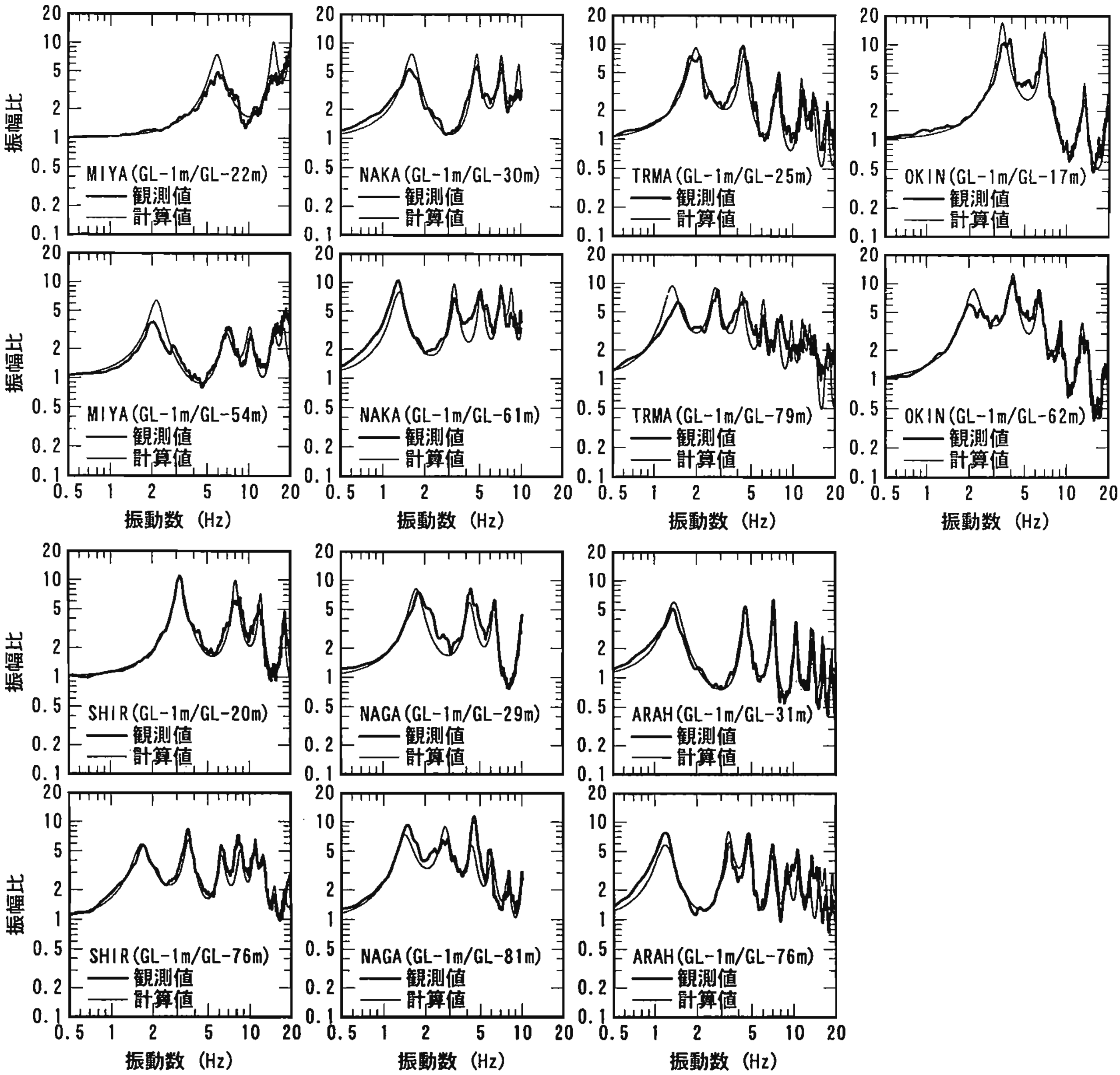


図 12 仙台 7 地点における伝達関数の観測値と計算値の比較(久家･他,1999)

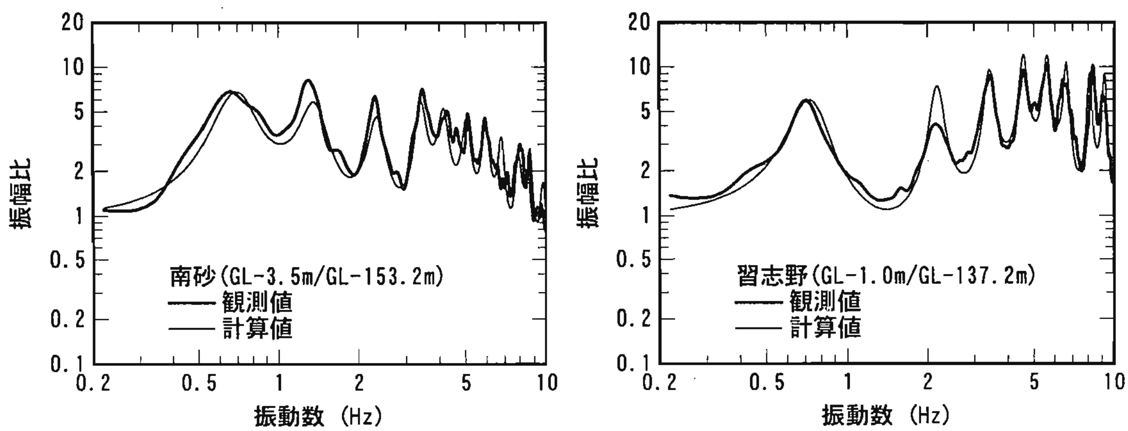


図 13 関東 2 地点における伝達関数の観測値と計算値の比較(小林･他,1999)

実務における応用上の課題

PRACTICAL APPLICATION STUDIES

前田寿朗（大成建設技術研究所）
Toshiro MAEDA,
Technology Research Center, Taisei Corp.

After the 1995 Hyogo-ken-Nanbu Earthquake, the local characteristics required for the design ground motion tend to imply the locality of the earthquake source mechanism and deep subsurface structure, rather than shallow subsurface structure formerly considered with artificial earthquake motion conform to design spectra at the engineering base-rock. In these days, deep subsurface model with irregular bedrock containing fault rupture heterogeneity is the most advanced model, however, necessary information is vast and not easy to obtain. In this article, the Kannawa-Kozu-Matsuda fault in Kanagawa prefecture is studied to exemplify the importance of long period ground motion induced by forward rupture directivity to structures with several seconds natural period , such as base isolated structures; and the necessity of stochastic aseismic design approach in terms of uncertainty of ground motion induced by the variety of source rupture starting points at least.

1．はじめに

1998 年より建築基準法において設計の性能規定化が施行され，具体的な方法論が整備されつつある．従来より日本建築センターでの評定取得が必要であった，超高層および免震等の特殊な構造物は従来同様に個別の検討が必要であり，建設地の地域的特性を考慮した設計用入力地震動に対して安全性を確認することとなるであろう．

現状の設計用入力地震動に関して，エルセントロ，タフト，八戸のいわゆる高層評定用標準３波は，同一基準の入力に対する構造物の性能確認の意味合いが強い．また，東京湾臨海部での検討結果を包含する，主として関東地震のシミュレーションに基づくセンター波（模擬地震動）の利用も，震源や深い地下構造の地域性の重要性が示されるにつれて，その使用頻度が下がる傾向にある．

地域的特性を考慮した設計用入力地震動を作成する各種手法の中でも，震源破壊の不均質性と深い地下構造の不整形性を取り入れられる手法に関心が移りつつあるが，それらの利用にはいろいろな情報に恵まれる必要がある．それらの情報は，先立つ講演における「地域別の活断層・地下構造調査の現状」，「地震予測における震源のモデル化」，「観測結果に基づく伝播経路の減衰評価」，「堆積地盤の速度構造と減衰の評価」等の研究成果の充実にしたがって得られていくものと考えられる．

中でも総理府地震調査推進研究本部による活断層調査に基づく将来の活動予測は，地震の発生しやすさと規模に関する情報を与えている点で，設計用入力地震動の作成に与える影響が大きい．現在までに評価されている活断層は，糸魚川－静岡構造線の牛伏寺断層，富士川河口断層帯，神縄―国府津・松田断層帯であり，いずれもマグニチュード８程度の大地震が，現在を含む今後数百年以内に発生するであろうと予想されている．

以下においては，まず一般的に行われているであろう設計用入力地震動作成の流れを概観する．つぎに，上述の神縄―国府津・松田断層帯を事例として，設計用入力地震動の作成に関する課題を抽出する．最後に，マグニチュード８クラスの大地震の震源近傍において，設計用入力地震動を作成する状況に直面したときの，設計可能性に関して議論を行う．これらの検討は仮想の地震および建物に関するものであり，ここでは定性的な議論を目指している．

2．設計用入力地震動作成の流れ

構造設計における設計用入力地震動の使用目的は，建設地の地域的特性を考慮した設計用入力地震動に対して，設計した建物の安全性能を確認することにある．免震評定においては，設計用地震動の最大地動変位・速度・加速度をトリパータイト表示し，建物の実効周期との関係で地震動をカテゴリー分けし，カテゴリー別に上部構造・免震層・基礎が具備すべき性能を，許容応力度や終局強度等により定義する方法がとられている．以下に設計手順を①～③で示し，図１にその流れを示す

①予備解析質点系モデルによる応答解析等により，ベースシアー係数と層せん断力係数の当たりをつけ，上部構造の断面算定を行う．

②設計用立体フレームモデルの弾塑性水平力漸増載荷解析を行い，上部構造各層の復元力特性と終局強度を求める．

③この復元力特性を用いた設計用質点系モデルの応答解析により，層せん断力，層間変形角，免震層の層間変位を求め，設定した性能を満たすことを確認する．

設計用入力地震動は③において使用される．その作成に用いられる強震動予測の現状の方法について，香川他（1998）は最大地動の距離減衰式から震源断層モデルを用いた理論的手法までの表1に示す4種類の分類を示した．また，その将来展望として，経験の無い事象を扱いうる震源断層モデルと地盤構造モデルを用いた強震動予測の実用化への期待とともに，現状における予測結果のばらつきの大きさを考慮して，過去の実績に基づく経験的な手法との併用の必要性を述べている．また，入倉他（1999）は，地震学の研究成果を系統的に取り入れて，活断層を想定したシナリオ地震の震源のモデル化およびグリーン関数の与え方について，将来を考えた議論を展開している．

実際に設計用入力地震動を作成する場合には，建設地の地震環境（地震地体構造）と，使用できる情報の質と量にしたがって，表1の中の手法のいずれかあるいは複数を使用した検討を行う．具体的には，周辺の活断層および歴史地震の分布とそれらに関する既往の研究成果，深部および浅部の地質構造，周辺の地震観測記録等を調べることとなる．表1に，これらの手法を用いる上で必要となる情報をまとめる．

3．国府津・松田断層帯における事例検討

設計用入力地震動の作成事例として，活動予測がなされている神縄—国府津・松田断層帯を対象とした検討を行う．まず，同断層帯から発生する地震像について文献調査結果をまとめ，震源断層モデルを構築する．つぎに，深部地下構造に関する文献調査結果をまとめ，やや長周期地震動を検討するための地盤モデルを作成する．続いて，これらのモデルを使用して3次元差分解析によりやや長周期地震動を，また統計的グリーン関数法により短周期成分を含む強震動を計算し，RC3階建て免震構造モデルの応答評価を行う．

3．1　発生しうる地震の評価

従来より参照される機会の多かった松田（1990）を参照して神縄—国府津・松田断層帯からの地震の検討を行ったとすると，陸上の25kmにわたる断層に対してM7.2を想定して，入力地震動を作成したのではないかと思われる．その後，山崎（1993）や松田（1993）は，大磯海岸に比べて房総南端を隆起させない再来期間 2000 年強と予想された大磯型関東地震の活動の中心に国府津・松田断層があり，その活動の本質はプレート境界での巨大スラストの活動と考えた．また，同断層は，海域では大正の関東地震で活動しなかったとされている相模トラフの相模湾中央部の真鶴海丘以北の部分に連続し，陸域では大正型関東地震で沈降した丹沢山地の長期的な隆起を説明するための丹沢地震にも関係するとされた．（図2）

地震調査推進本部の予測は，プレート境界の巨大スラストの活動と考えたこれらの説に立脚しており，トレンチ調査での最新の活動時期に関する知見で補強されている．したがって，これらの議論を追う限り，神縄—国府津・松田断層帯を中心として真鶴海丘から丹沢山地を活動範囲とする，変位量 10m 程度，マグニチュード8程度の地震が，現在を含む今後数百年以内に発生すると考えて，神奈川県西部では設計用入力地震動を想定する必要がある．神奈川県（1999）による地震被害想定調査においても，この予測に基づいて同断層帯による想定結果が参考に示されている．そこでは，県内のほとんどが震度6以上，湘南地域から小田原市，さらに県西部の山地部にかけて震度7が想定されている．

3．2　震源断層モデルの作成

前述の知見にしたがって，神縄—国府津・松田断層帯が活動したときの震源断層モデルを想定する．基本的にプレート境界のM8クラスの地震であるとの想定より，大正の関東地震の断層モデルを参照し，上縁が国府津・松田断層にほぼ一致し，断層面がフィリピン海プレートの推定等深線と調和的な，佐藤編（1989）中の Ando（1974a）モデルを基本とした．同モデルは丹沢山地の南麓でとまっているため，走向方向山側に 10km 分長さを延長した．図3に示す神奈川県の検討で参考に設定されたモデルは，神縄断層と国府津・松田断層それぞれについて震源断層を設定しているが，ここではそれらをまとめて図4に示すひとつの断層面でモデル化した．

Somerville 他（1993）は，地殻内地震のすべりモデルのスケーリング則を，波形インバージョン結果の統計解析により検討しているが，プレート境界の地震についての検討例は少ない．ここでは，大正の関東地震の遠地および測地データの Wald and Somerville（1995）のインバージョン結果を参照して震源のモデル化を試みた．図5に示すインバージョン結果からは，小田原直下の深い部分と，三浦半島直下の比較的浅い部分ですべり量が大きく，2つのアスペリティが構成されている．前者は右横ずれ的な成分が卓越し，後者は浅部で逆断層的な成分が卓越し，野澤他（1995）の点震源のモデル化ではそれぞれのレークは 110 度および 162 度とされている．大磯型地震の想定根拠が，房総半島に比べて大磯海岸を隆起させる地震の存在推定であり，丹沢地震が丹沢山地を隆起させる地震の存在推定であること，また国府津・松田断層の変位が上下成分について確認されていることから，前述の断層面の上縁位置で国府津・松田断層を中心とする範囲に，大正の関東地震の三浦半島直下のアスペリティを設定することとした．

３．３　地盤モデルの作成

深部地下構造モデルを作成するには，屈折法探査，反射法探査，深層ボーリング，微動アレー観測，重力異常等の測定の既往研究成果を総合して使用するのが一般的である．Sato et al（1999）はこれらの情報に基づいて関東平野の精緻な地下構造モデルを作成し，関東地震を対象とした３次元差分解析を行った．そこでは相模湾を含む地域もモデル化されており，重力異常解析結果，屈折法探査結果，海域の反射法探査結果が参照されている．小田原の位置する足柄平野では ESG のブラインド解析が行われたが，それに先立って屈折法探査，反射法探査がなされている．その後も，地震観測記録や微動アレー観測に基づく検討により，小田原周辺での深部地下構造が検討されている．

ここでは，吉村・前田（投稿中）と同様に，領木（1999）によるモデル計算で得られた西南日本の広域重力異常を，河野・古瀬（1989）のブーゲー異常より差し引くことにより局所重力異常を評価し，基盤深さが既知の点での基盤深さとの線形関係を回帰解析により求めた．基盤深さ既知点には，鈴木（1996）で使用された先新第三紀層に達した深層ボーリング，Higashi and Kudo（1992）の屈折法探査結果，成田・工藤（1998）による足柄平野東南部の地下構造推定結果，神野他（1998）の微動アレイ観測による地下構造推定モデル，植竹・工藤（1998）による足柄平野の深部構造モデル，西澤他（1991）による相模湾の反射法探査結果を使用した．足柄平野周辺では，Vs=2.8km/s，Vp=5.5km/s の層を，相模湾内では同様な Vp を有する層を地震基盤とみなした．図６に基盤深度と残差重力異常の回帰関係を，図７に推定された基盤深度分布を示す．地震基盤以浅には３層の堆積層を想定し，足柄平野各地の地下構造モデルを参照して，表２の物性の層が表中の層厚比で存在するとした．

３．４　建物モデルの作成

検討に使用したモデルは，RC 造３階建ての免震構造を多質点等価せん断系でモデル化したものである．上部構造の階高 4m，基準階重量 1000ton，最上階重量 1500ton，１次周期 0.24 秒，瞬間剛性比例型減衰 3%，Ai 分布の地震外力に対して各層の層間変形角一定となる剛性分布を採用した．復元力特性は剛性低下型トリリニア型とし，標準せん断力係数 C_0=1.0，構造特性係数 Ds=0.3 として振動特性係数 Rt を考慮して各層の保有耐力を設定した．弾性限界せん断力を保有耐力の 0.3 倍，第２剛性を初期剛性の 0.3 倍とした．免震装置の復元力特性はバイリニア型とし，周期 1.2 秒に対応する初期剛性を持たせ，相対変位約 2cm に剛性の折れ点を設定し，第２剛性を周期 4.5 秒に対応させた．図８にこれらの復元力特性を示す．

３．５　やや長周期地震動に対する応答

３．３で設定した地盤モデルを用いて神奈川県西部の各点における地動速度を検討する．図７に示す長さ 39km 幅 30km のアスペリティ（走向 315 度，傾角 30 度）を設定し，前田他（1998）と同様にレーク 110 度，破壊時間関数を継続時間５秒のスムーズドランプ関数，破壊伝播速度 2.7km/s として，M_0=3×10^27dyne　cm を均等に約 1km ピッチで格子点に割り当てて，北西端より南東に向かってユニラテラルに破壊する震源モデルを作成した．モデル化範囲は水平面内で 62.5km×62.5km 深さ 22.5km であり，格子間隔 250m は最小 Vs650m/s に対して周期２秒以上の計算を有効とする．

以上の計算で得られた不整形地盤モデルの最大速度分布と，３．６で使用する足柄平野付近で想定した平均的な成層構造モデル（表２）による最大速度分布を図９に示す．いずれもディレクティビティ効果を反映して破壊進展方向で大きな速度値を示し，水平・上下成分ともにおおよそアスペリティの破壊進行側上縁付近で 200kine 程度の最大値を生じている．不整形な基盤構造モデルの計算結果では，破壊の進展していく基盤の深い部分に最大速度の大きな範囲が限定される傾向にある．

大きな速度を示す ENOS および HIRA での速度・加速度波形を図 10 に示す．このようなディレクティビティによるやや長周期成分の卓越する地震動が，長周期構造物に多大な影響を与えうることは，カリフォルニアの地震に関して Heaton et al.（1995）にも述べられており，久田・山本（1995）や纐纈（1995）は同様な視点より兵庫県南部地震とカリフォルニアの地震の比較を行っている．

３．６　短周期を含む地震動に対する応答

短周期を含む地震動を評価するために，統計的グリーン関数法による計算を行った．Dan et al.（1999）に示されている Wald and Somerville（1995）の関東地震のインバージョン結果の最大すべり量の分布に，Somerville 他（1993）の基準を適用してアスペリティを抽出すると，三浦半島直下のアスペリティは３．５でやや長周期地震動を計算したアスペリティに１要素を幅方向深部に追加した 39km×40km の領域となる（図５）．その範囲での平均すべり量は 501cm であり，ρ=2.6 t/cm^3，Vs=3.4km/s として，地震モーメントは 2.35×10^27dyne·cm，円形断層の応力降下量は$\Delta\sigma$=93bar となる．

同アスペリティを4×4分割した 9.75km×10km のサブフォールトですべり量 125cm の要素地震を４個時間方向に重ね合わせることとする．要素地震の地震モーメントは M_0=3.66×10^25dyne.cm，応力降下量$\Delta\sigma$=93bar である．グリーン関数は Boore にしたがって，

上記のρ, Vs, M_0, $\Delta\sigma$, ならびに$R_{\Theta\Phi}$=0.63, Fs=2, PRTITN=0.71, fmax=10Hz, s=4, Q=300を用いて作成した. グリーン関数の合成法はIrikura (1986) に倣った.

パラメトリックな検討を行うために, 4×4のサブフォールトの中心より破壊伝播速度2.7km/sでラディアルな破壊をする16ケース, 各鉛直列要素より水平方向にバイラテラルに破壊する4ケース, 各水平列要素より上下方向にバイラテラルに破壊する4ケースの計24ケースの破壊パターンを設定した. 地震動の計算位置は図7に示す18地点である. 各地点での詳細な検討を意図していないので, 地震基盤以浅の構造には表2の構造を各地点一律に使用し, 線形計算により工学的基盤相当での地震動の想定を行った.

図11に地震基盤と地表での最大加速度・最大速度ならびに免震層の層間変位の関係を示す. 地震基盤での最大加速度は100galから700gal程度, 工学的基盤相当での最大加速度は200galから1200gal程度, 同最大速度は30kineから170kine程度に分布する. 免震層の層間変位は10cmから100cm程度に分布し, 地表での最大加速度よりも最大速度との相関が高い傾向にある.

図12にそれぞれの地点別に層間変位の頻度分布を示す. 同図より, アスペリティから離れた地点 (YUGA, ABUR) では層間変位は20cm付近にきわめて集中しているのに対し, アスペリティ直上付近に位置する地点 (HADA, ATSU, HIRA, TOTS, MACH) では20cmから100cmに幅広く分布する傾向にあり, それらの中間での地点では中間的な傾向が認められる.

断層面の設定位置には任意性が高く, また地震基盤から工学的基盤までの構造を各地点で同一としていることから, 各地点各ケースの検討結果がある地点での地震動ばらつきを与えると考えて, 全地点全ケースの層間変位の累積分布を見ると (図13), 40cmを超えるケースが20%, 50cmでは10%程度であることがわかる. また, アスペリティ直上付近の点 (ENOS, ATSU, HADA, HIRA, MACH, TOTS) の6点に限った累積分布からは40cmを超えるケースが50%, 50cmで30%, 60cmで20%となる. 比較的大きな層間変位が得られたATSUのみでは40cmを越えるケースが80%, 50cmで60%, 60cmで30%となるが, 同地点で免震層の無い場合を計算すると層間変形角が1/50を超えるケースが100%となり, 大破に相当する変形が生じている.

3. 7. 震源近傍での構造物の設計

地域特性を考慮した設計用入力地震動に対して設計した建物の安全性能を確認する多くの場合, 設定したアスペリティ上に複数の発震点を設定し, 建設地に最大の地震動を生じるケースを選択する. また, 経験的および半経験的手法を使用する場合には, 位相特性に複数の乱数のセットを使用して, 建物の応答に及ぼす影響を検討する場合もある. いずれにしても発生しうる多くの可能性の一部について検討を行わざるを得ないが, 通常は安全側であることを期待して対象とする地震動の平均像よりも大き目のサンプルについて検討することが多い.

現状においては, 兵庫県南部地震に代表されるマグニチュード7クラスの地震の震源近傍においても, なんとか一般的な手法と上述の考え方で設計が可能であった. 新耐震の規定に素直に従った建物の多くが大破・倒壊を免れている事実や, 観測記録を入力とした設計的検討結果が, おそらくは現状の方法論に関して設計者に自信を与えているものと思われる.

上述の事例は, 多数の中小地震のシミュレーションによって妥当性を確かめた地盤モデルでもなく, 定説に従った震源断層モデルでもなく, 差分と統計的グリーン関数のプログラムの妥当性のみを確認している結果である. しかしながら, もしも大正の関東地震の主要なアスペリティが海岸線付近ではなく陸域直下にあったならば, 他の多くの計算例にも見られる東京湾から房総半島中部・南部にかけての大速度の地震動が, 陸上の多くの地点で得られたであろうことは想像に難くない.

そのようなマグニチュード8クラスの地震の主要なアスペリティが陸域直下に存在したときに, どのような入力を想定した設計を行い, どのような性能基準で満足すべきであるかは困難な議論である. 上述のように, 一般に低層のRC構造物が大破する可能性よりも, 免震構造物の免震層が過大な変形を受ける可能性は小さいが, 逆に断層の破壊過程にしたがって大速度のやや長周期地震動が励起され, たまたまその地点に免震構造物があった場合には, きわめて大きな層間変位を受ける可能性がある.

現状において地震動の十分なサンプル集団を発生することは困難であるが, 例えばある地域に想定建物を建築したときに, 支配的な地震像の発生確率が50年間に5%と評価され, その地震像のサンプル波によって層間変位60cm以上となる確率が20%であって, 今後50年間で層間変位60cm以上となる確率は1%程度であろうという推論に従った設計可能性を, 論じることはできないであろうか. もちろん, そのような大破相当の可能性を含めた設計体系を可能とするには, 一般建築物も含めて最悪を想定した時の建物の挙動を正確に予測し, その場合のフェイルセーフ機構の付加が不可欠となる.

4. まとめ

本稿においては, 神縄−国府津・松田断層帯の事例を示すことにより, 従来よりカリフォルニアで指摘されているやや長周期地震動の免震構造物等への影響, ならび

に短周期を含む地震動による免震層の層間変位のばらつきを論じた．現状で行われているマグニチュード７クラスの震源近傍での不利な地震動に関する建物性能確認の手続きは，マグニチュード８クラスの直下の地震に適用しがたいことを述べ，終局挙動の正確な予測とフェイルセーフ機構の付加を前提とした，確率的な荷重評価による設計体系の必要性を示唆した．

建物の破壊を除外しない手続きはSRMにおいて用いられており，同様に安全限界での破壊確率を含む限界状態設計法も提案されている．道のりは長いが，現在を含む今後数百年以内にマグニチュード８程度の大地震が近傍で発生する可能性が高い地域では，入倉他（1999）が提唱するような地震学の研究成果を系統的に取り入れた設計用入力地震動を，限界状態設計法に適用することが特に望まれると思われる．そのような地震動を発生するには妥当な震源モデルと地盤モデルが不可欠であり，それらの調査結果および研究成果を利用しやすくするためのデータベースの構築が真に望まれる．

＜参考文献＞

Boore, D. M.：Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, BSSA, Vol.73, No.6, 1865-1894, 1983.

Dan, K. and Sato, T.：A Semi-empirical Method for Simulating Strong Ground Motions Based on Variable-Slip Rupture Models for Large Earthquakes, BSSA, Vol.89, No.1, 36-53, 1999.

Heaton, T. H., Hall, J. F., Wald, D. J., and Halling, M. W.：Responses of High-Rise and Base-Isolated Buildings to a Hypothetical Mw 7.0 Blind Thrust Earthquake, Science, Vol.267, 206-211, 1995.

Higashi, S. and Kudo, K.：Polarization and Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis for the Strong-Motion Array Data in Ashigara Valley, Japan, J. Phys. Earth, Vol.40, 5-25, 1992.

久田嘉章，山本俊六：ノースリッジ地震の地震動－類似点と相違点，第23回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，1995.

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

入倉孝次郎，香川敬生，釜江克宏，関口春子：強震動予測のためのレシピ，1999年地球惑星科学合同大会，Sg-013，1999.

香川敬生，入倉孝次郎，武村雅之：強震動予測の現状と将来の展望，地震，第2輯，Vol.51，No.3，339-354，1998.

神奈川県地震被害想定調査委員会：神奈川県地震被害想定調査報告書一概要版一，1999.

神野達夫，工藤一嘉，高橋正義，坂上実，植竹富一，笹谷努，凌甦生，岡田廣：微動アレイ観測による足柄平野の地下構造探査，地球惑星科学合同大会，B87，1998.

河野芳輝，古瀬慶博：100万分の1日本列島の重力異常図，東京大学出版会，1989.

纐纈一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，阪神・淡路大震災と地震の予測（深尾良夫・石橋克彦編），岩波書店，1996.

前田寿朗，内山泰生，吉村智昭，池田能夫，七井慎一：3次元差分法による関東平野の波動伝播解析－関東地震における2つのサブイベントに関する検討－，日本建築学会大会学術講演梗概集，175-176，1998.

松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，地震研究所彙報，Vol.65，289-319，1990.

松田時彦：相模湾北西部地域の地震テクトニクス，地学雑誌，Vo.102，No.4,354-364，1993

成田章，工藤一嘉：強震記録を用いた足柄平野地下構造の推定，地球惑星科学合同大会，P153，1998.

西澤あずさ，金澤敏彦，岩崎貴哉，島村英紀：海底地震探査による相模湾地域の上部地殻構造(2)，地震学会秋期大会予稿集，217，1991.

野澤貴，武村雅之，池浦友則，山中浩明：地震動のやや長周期成分からみた1923年関東地震の震源特性　その1 岐阜測候所観測記録のシミュレーション，地震，第2輯，第48巻，第3号，331-340，1995.

領木邦浩：西南日本の3次元深部構造と広域重力異常，地震，第2輯，第52巻，51-63，1999.

佐藤良輔編：日本の地震断層ﾊﾟﾗﾒﾀｰ・ﾊﾝﾄﾞﾌﾞｯｸ，鹿島出版会，1989.

Sato, T., Graves, R. W., and Somerville, P. G.：Three-Dimensional Finite-Difference Simulations of Long-Period Strong Motions in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake (MJ5.1) and the Great 1923 Kanto Earthquake (Ms8.2) in Japan, BSSA, Vol.89, No.3, 579-603, 1999.

Somerville, P.G.，入倉孝次郎，澤田純男，岩崎好規，田居優，伏見実：地震断層のすべり変位量の空間分布の検討，第22回地震工学研究発表会，291-294，1993.

鈴木宏芳：江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造，防災科学技術研究所研究報告，第56号，77-123，1996.

植竹富一，工藤一嘉：遠距離大規模地震記録を用いた足柄平野の広周波数帯域地震応答，地震，第2輯，第50巻，397-414，1998.

山崎晴雄：南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動，地学雑誌，Vol.102,No.4，365-373，1993.

Wald, D. J. and Somerville, P.G.：Variable-Slip Rupture Model of the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and Body-Waveform Analysis, BSSA, Vol.85, No.1, 159-177, 1995.

吉村智昭，前田寿朗：重力異常を用いた3次元地盤モデルの構築と地震波伝播シミュレーション，日本建築学会構造系論文報告集，投稿中.

＜謝辞＞

本稿作成時における建物モデルと地震動作成に関して，大成建設技術研究所飯塚崇文氏ならびに吉村智昭氏のご協力に感謝します．

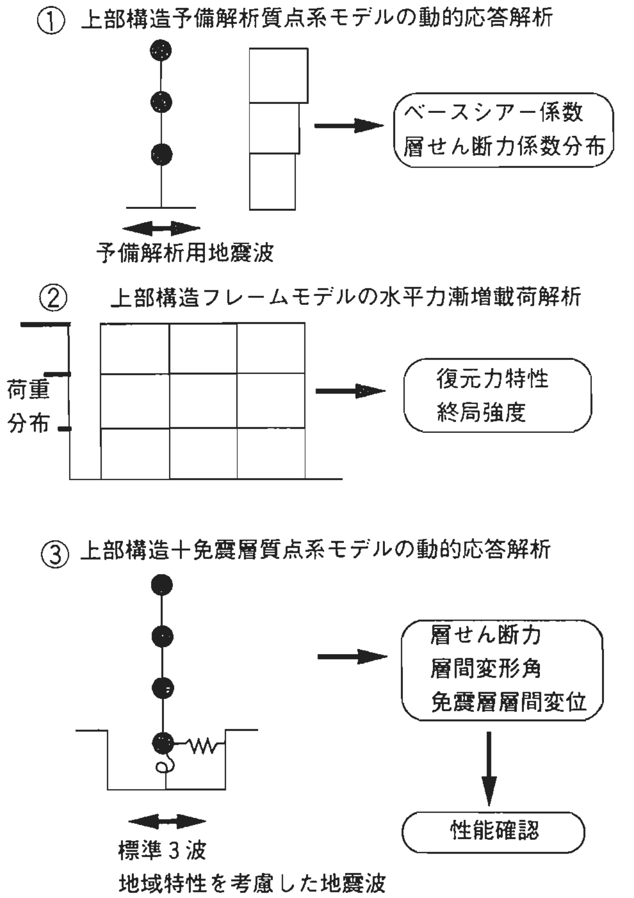


図1　設計における入力地震動の使用

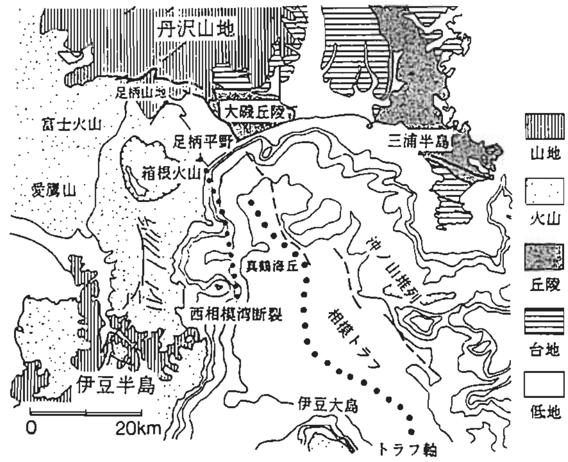


図2　国府津・松田断層とその周辺地域の概観（山崎 1993）

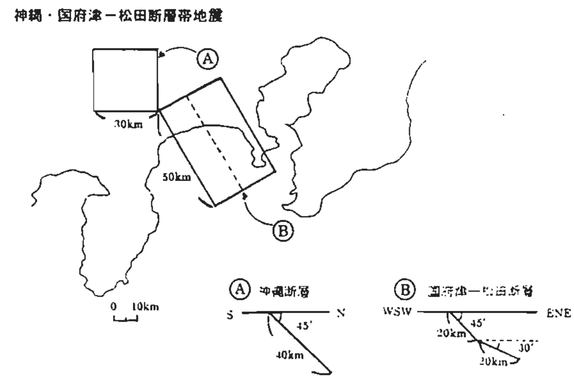


図3　神縄－国府津・松田断層帯のモデル化例（神奈川県 1999）

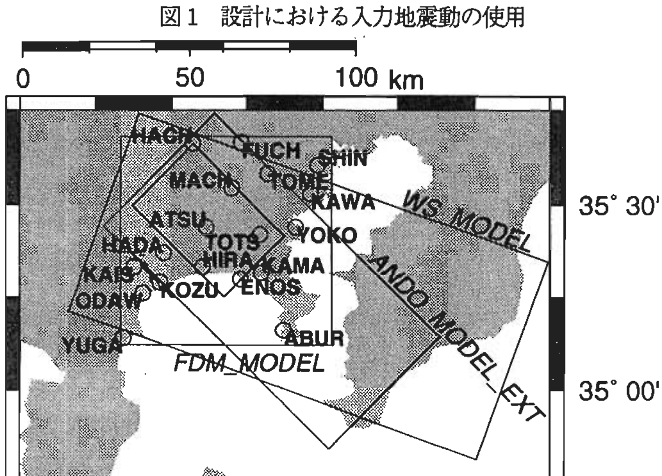


図4　断層面地表投影と計算点

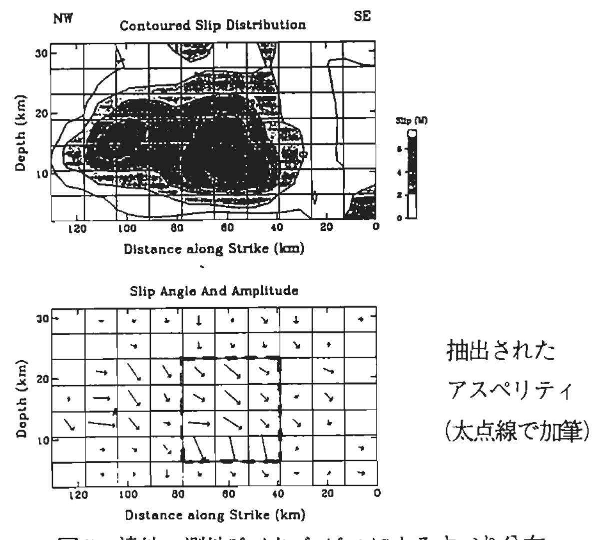


図5　遠地・測地ﾃﾞｰﾀｲﾝﾊﾞｰｼﾞｮﾝによるすべり分布
(Wald and Somerville1995)

表1　現状用いられている強震動評価手法（香川 1998 を参照）

	出力	内容	利用する上で必要な情報
手法1	最大値	観測記録の最大値を回帰して，マグニチュードと震源（震央）距離から最大値を求める	活断層，歴史地震，震源断層面，検討地点の地盤種別
手法2	（応答）スペクトル	周期毎の地震動強さを（応答値で）回帰し，マグニチュードと震源（震央）距離から（応答）スペクトルを求める	活断層，歴史地震，震源断層面，検討地点の地盤種別，模擬地震動包絡形・位相，表層地盤モデル
手法3	（応答）スペクトル	大地震の断層面を小地震に区分し，経験式に基づくそれらの寄与を断層破壊に従って重ね合わせる	活断層，歴史地震，断層モデル，模擬地震動包絡形・位相，表層地盤モデル
手法4	波形	想定断層に起因する想定地点における小地震観測記録を断層破壊過程に従って重ね合わせる	活断層，歴史地震，（不均質）断層モデル，観測記録，地震モーメント比，応力降下量比
手法5	波形	数値的に作成した小地震記録を断層破壊過程に従って重ね合わせる	活断層，歴史地震，（不均質）断層モデル，基盤物性，地震モーメント，応力降下量，深部地下構造モデル，表層地盤モデル

表2 地盤物性

	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (t/m³)	Q	層厚比	成層層厚 (m)
第1層	1900	650	1.8	50	0.1	260
第2層	2800	1300	2.2	100	0.4	1040
第3層	4200	2400	2.5	200	0.5	1300
第4層	5500	2800	2.5	200	-	6500
第5層	6150	3100	2.7	300	-	-

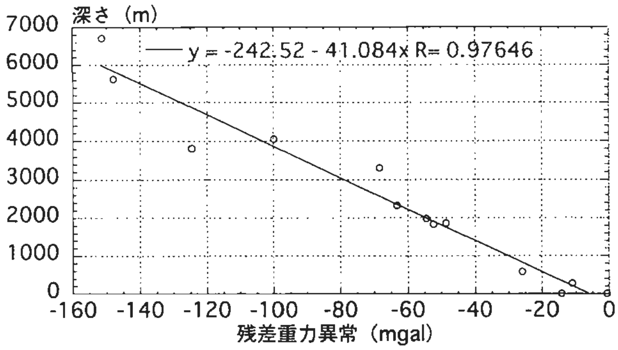


図6 基盤深度と残差重力異常の回帰関係

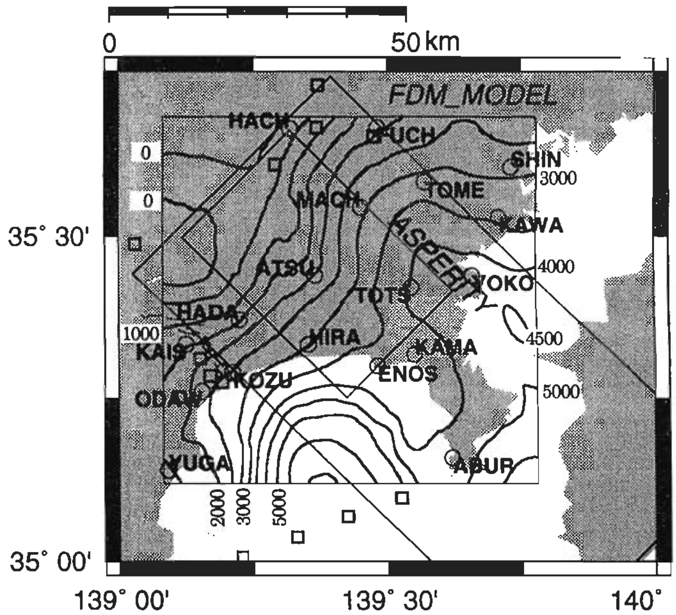


図7 推定された基盤深度 [m] (コンター間隔500m, □基盤深度参照点)

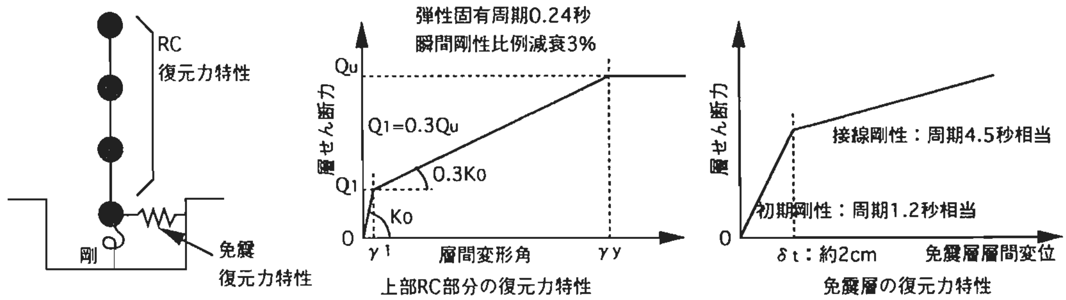


図8 建物モデルの復元力特性

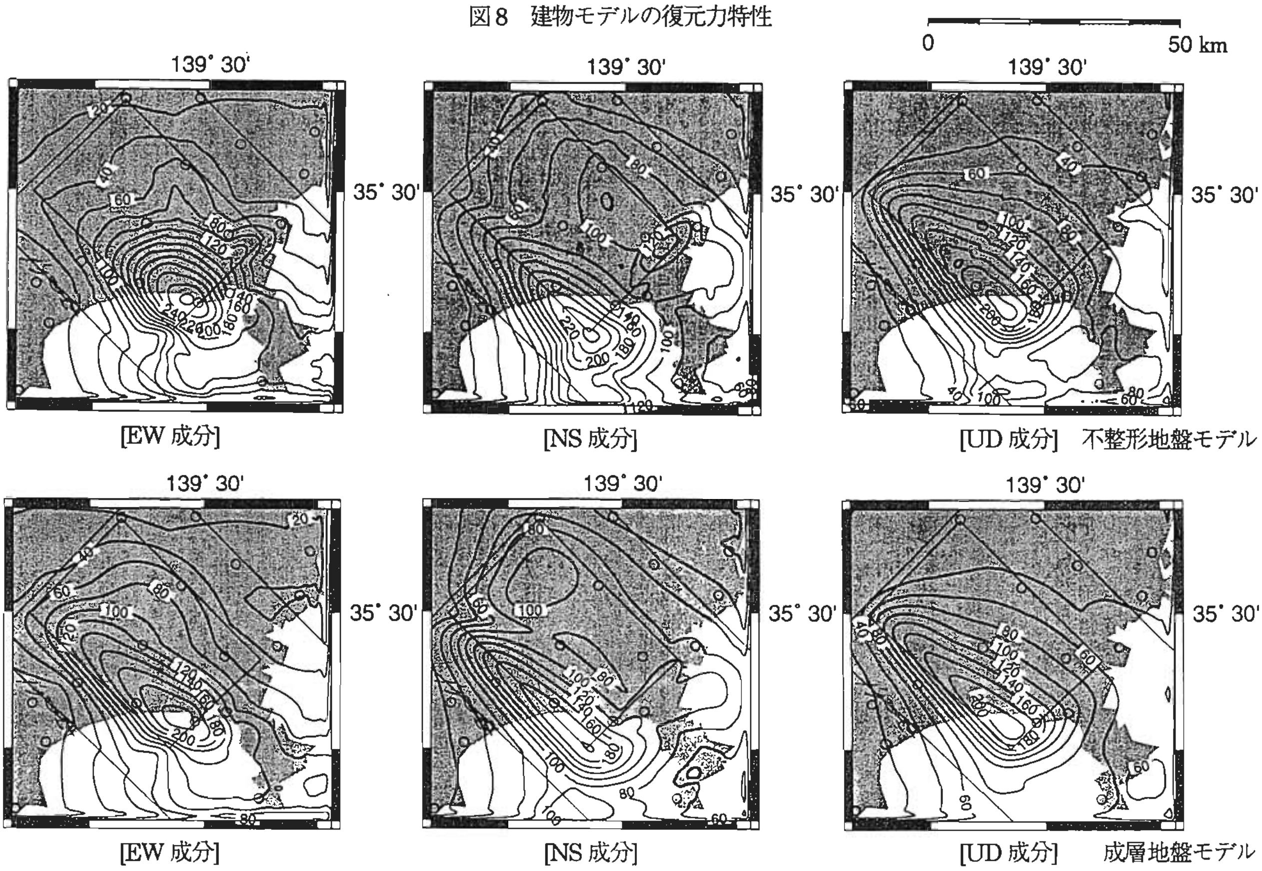
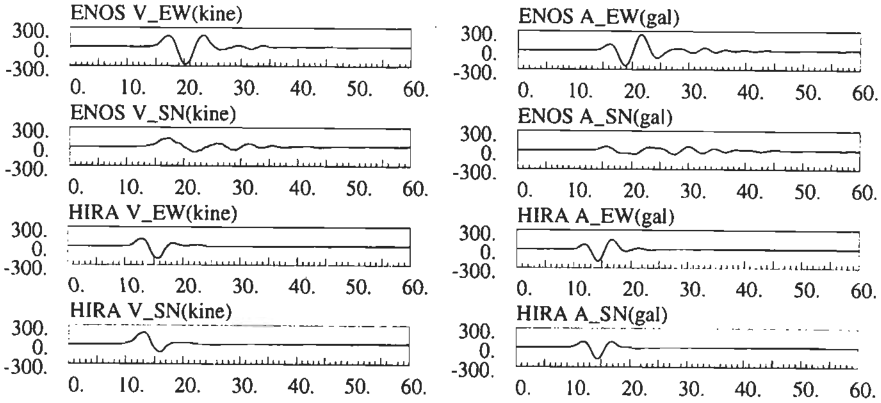
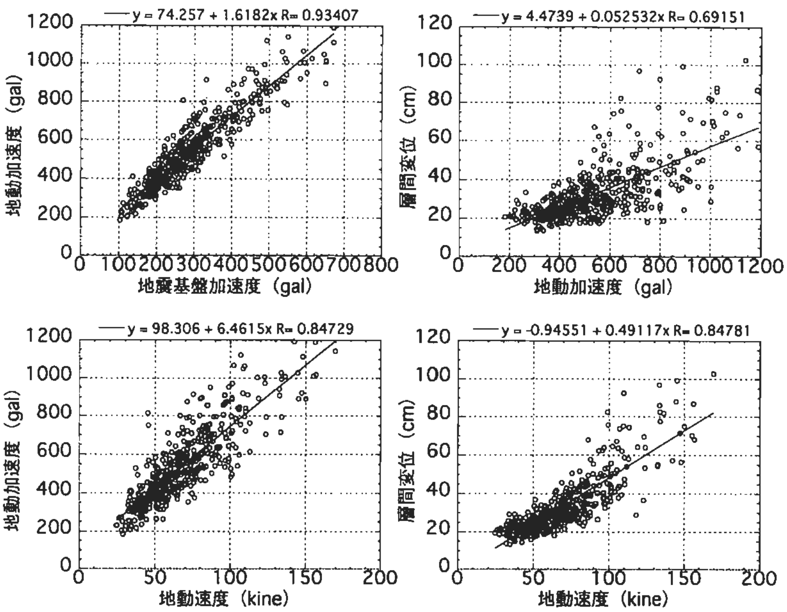


図9 差分解析による最大速度分布 [kine] (上段：不整形地盤モデル，下段：成層地盤モデル)



(a) 地動速度　　(b) 地動加速度

図 10　差分解析による地動速度，地動加速度



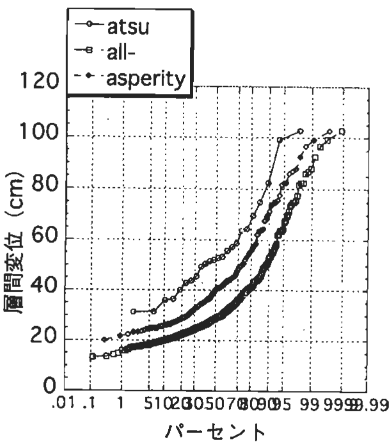


図 13　統計的ｸﾞﾘｰﾝ関数法による免震層層間変位の非超過累積相対頻度分布

図 11　統計的ｸﾞﾘｰﾝ関数法による基盤加速度，地動加速度，地動速度，免震層層間変位の最大値

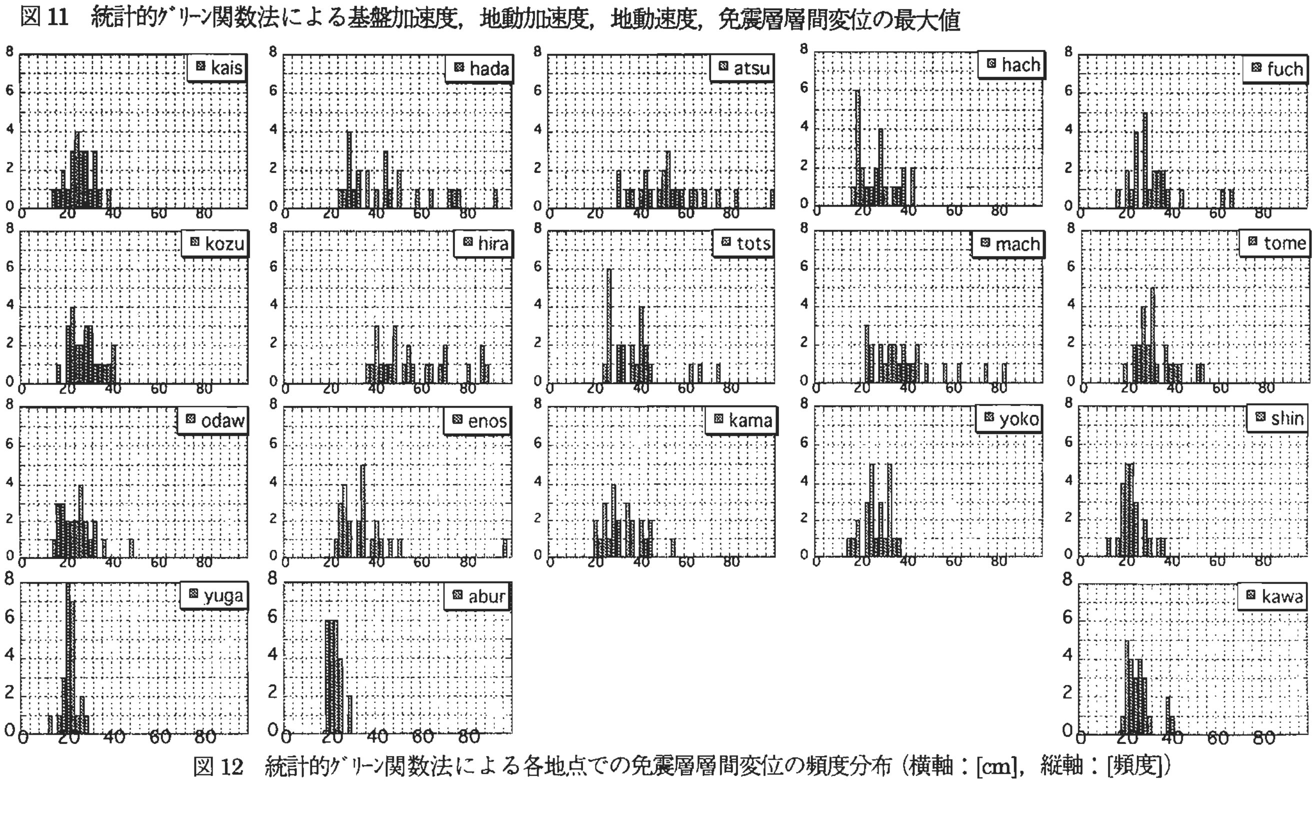


図 12　統計的ｸﾞﾘｰﾝ関数法による各地点での免震層層間変位の頻度分布（横軸：[cm]，縦軸：[頻度]）

3．特 別 講 演

地盤震動研究をふりかえって

Review of Studies on Earthquake Ground Motions

鏡味　洋史＊
Hiroshi KAGAMI

The author had been contributed to the Research Subcommittee on Earthquake Ground Motion as a member since 1971 of its establishment and retired from the member in March of 1999. The committee requested me to review the activities of the committee from 1971 to 1999 and this paper was prepared as a special lecture note. The committee has been organised annual symposium on "Earthquake Ground Motion" and it is continued to the 27th symposium of 1999. The title of this time symposium is "Strong Ground Motion Prediction Considering Regional Characteristics". Therefore, in this paper, review of the Committee and the Symposiums are summarised focusing to regional characteristics.

1. はじめに

地盤震動小委員会が発足したのは1971年であり、翌1972年から地盤震動シンポジウムを開催しており今回27回目を迎える。筆者は1971年の発足以来、委員として努めさせて頂き1999年３月まで、実に28年間の長きに亘ってお世話になった。今回のシンポジウムは、第23回からテーマとしてきた「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」も26回の「その４：総括」を以って一応のまとめを行なっており、今後の方向性を模索するテーマとなっている。筆者は昨年度を以って、ようやく小委員会から身を引かせて頂いた。今回は一般聴衆として参加さて頂く積もりをしていたが、萩尾新主査始め、シンポジウム企画のタスクグループのメンバーから、地盤震動研究のまとめをやれという大きな課題を戴いてしまった。委員を28年間もしておきながら、何もしないで、すんなり辞めるわけにはいかないとのことである。

本小委員会の発足は1971年であり、超高層の建物が立ち始め、地震応答解析に地震動記録が不可欠であり、それらの特に長周期成分の特性が重要となってきていた。1968年には十勝沖地震が発生し、八戸港湾で記録された2.5秒で卓越する地震動が深い地盤と関りを持つことが指摘され、地盤震動研究の重要性が認識され始めた時期であった。多治見先生を主査として地盤震動小委員会が発足し、筆者も委員の一人に加えさせて頂いた。筆者は大学卒業後５年の若輩もので、最年少者であった。主査も２代目の太田外気晴、長橋純男、北川良和、瀬尾和大と諸先輩方に引き継がれ、本年４月からは萩尾堅治主査の新体制のもとで活動が継続されている。主査の交代や委員の交代期の機会を逸し本年３月まで続けさせて頂いた。その時点では最年長者になってしまっていた。

今回のシンポジウムの表題は「地域的特性を考慮した地震動予測」であり、筆者に与えられた課題は地盤震動の28年間の活動を踏まえて、総括を行えというものである。地盤震動小委員会での活動は毎年開催されているシンポジウムと１０年ごとの節目に刊行してきた出版物とに集約されている。これらを改めて眺め直し、筆者なりのまとめと今後への課題を整理して見る。今回のシンポジウムのメインテーマとなっている「地域的特性」がこれまでのシンポジウムでどのように議論されてきたのか私見を交えて考察してみたい。

＊　北海道大学大学院工学研究科　　Graduate School of Engineering, Hokkaido University

2.　地盤震動小委員会の２８年間の歩み

2.1　小委員会の発足

地盤震動小委員会は振動分科会の傘下に1971年度に設置され、6月4日に第1回の小委員会が開催された。発足時の委員構成（敬称略）は、

主査：多治見宏（日大）
幹事：小林啓美（東工大）
　　　山原浩（清水研）
委員：太田裕（東大震研）
　　　鏡味洋史（東工大）
　　　北川良和（建研）
　　　古藤田喜久雄（早大）
　　　坂本功（建研）
　　　田中貞二（東大震研）
　　　角田智彦（大林技研）
　　　山崎裕（建研）

であり、数名が追加された。

委員会では地盤震動に関係する話題を持ち寄り議論することから始められた。委員会活動のアウトプットとして地盤震動関係の用語集を編集することが企画され、毎回の委員会の一部の時間を割いて用語カードを準備し議論を進めた。もう一つの企画としてシンポジウムの開催が提案され、1972年8月に開催された。シンポジウムが好評であったことから第2回が1973年の11月に開催され、資料集が刊行されることとなった。シンポジウムを継続する一方で用語集の編集作業は進まなくなり、何時の間にか立ち消えとなってしまったようである。

シンポジウムは毎年行われ地盤震動小委員会の活動を示すものとして定着した。１０年を経た時点でこれまでの成果を集大成し出版物として刊行することになり「地盤と地震動」が1983年に刊行された。また、さらに10年を経た段階で改訂した刊行物を出そうということになった。10周年の刊行物の単なる改訂ではなく新たに英文で刊行し、海外に対しても成果を広めようということになった。その後、しばらく続いた被害地震の静穏期を破り釧路沖地震を皮切りに被害地震が続発し、1995年兵庫県南部地震へと連なる。これらの地震は得られた強震記録も多く地盤震動にとってこれまでの研究が問われることとなり、これらの地震を対象としたシンポジウムが続けられた。表1に地盤震動シンポジウムのテーマ一覧を掲げる。ここでは、地盤震動小委員会の活動を２つの出版物の刊行時期で３区分し概観してみる。

2.2　第1旬年「地盤と地震動」刊行まで

先述のように第1回目のシンポジウムは1972年に開催された。表題と講演題目を以下に示す。

第1回　建築物の設計に考慮すべき地震動
- 強震動の観測値（村松郁栄）
- いわゆる長周期問題について（太田裕）
- 耐震設計に用いるべき地震動の強さについて　－加速度のもつ意味について－（小林啓美）
- 地震力をうける建物の耐力および変形性能　（和泉正哲）
- 応答解析に用いられている地震動（多治見宏）

最初のシンポジウムのテーマは「建築物の設計に考慮すべき地震動」であった。このテーマはその後もしばしば取上げられており、最も関心度の高いいわば究極のテーマである。当時は高層建築が建て始められた時期であり地震動を入力させた応答解析が盛んに行われていた。しかし、強震記録も少なくいわゆるエルセントロ・タフトが多用されていた。そのような状況の中、入力地震動には地域・地盤特性を考慮すべきであり、長周期の入力評価が先決であるとして上記テーマが取上げられた。

第2回は「ストレンレベル」という当時としては耳慣れないキーワードでのシンポジウムであった。

表1　地盤震動小委員会の歩みと地盤震動シンポジウム

年	小委員会	シンポジウム	話題とした被害地震
1971	発足(6.4)		
1972		第1回「建築物の設計に考慮すべき地震動」(1972.8.31)	
1973		第2回「ストレン・レベルによる地震動」(1973.11.30)	
1974			74.5.9伊豆半島沖
1975		第3回「地盤による観測地震波とその考察ー1974年伊豆半島沖地震についての報告ー」(1975.1.14)	
1976		第4回「強震動におけるやや長周期成分についてー耐震設計用地震動の再検討ー」(1976.1.20)	
1977		第5回「地盤種別と地震動」(1977.2.18)	
1978		第6回「地盤震動研究の現状と展望」(1978.3.28)	78.6.12宮城県沖
1979		第7回「最近の被害地震に見られる地盤震動の諸問題」(1979.3.27)	
1980		第8回「地震危険度研究に関する最近の動向」(1980.3.28)	
1981		第9回「構造物の耐震性能を考慮した入力地震動研究の諸問題」(1981.4.3)	
1982		第10回「設計用入力地震動研究の現状と展望」(1982.4.6)	82.3.21浦河沖
1983	「地震動と地盤」刊行	第11回「地震動研究の蓄積とその活用」(1983.7.15) 「地盤震動と耐震設計の現状」(1983.7.19)(共催:近畿支部)	83.5.26日本海中部
1984		第12回「地盤震動にかかわる今日の課題ー日本海中部地震をめぐってー」(1984.6.26)	
1985		第13回「地震観測のあり方とその利用」(1985.7.9)	85.9.19メキシコ
1986		第14回「メキシコ地震を探るー日本の事例と比較してー」(1996.7.11)	
1987		第15回「地盤における地震動の減衰評価」(1987.8.27)	87.12.17千葉県東方
1988		第16回「地盤条件が地震動に与える影響ー観測記録からの考察ー」(1988.7.14)	
1989		第17回「微動の工学的利用についてーその現状と可能性ー」(1989.7.13)	
1990		第18回「やや長周期地震動ー現時点で予測はどこまで可能かー」(1990.7.13)	
1991		第19回「都市直下の地震と地盤震動」(1991.7.26)	
1992		第20回「地震動予測:設計のための地震動予測をめざして」(1992.12.11)	
1993	英文版刊行	第21回「釧路沖地震ー蘇る過去の教訓と今日的課題」(1993.11.19)	93.1.15釧路沖
1994		第22回「地盤震動研究の新たな展開ー面的・即時的評価への取組みー」(1994.10.31)	94.1.17ノースリッジ
1995		第23回「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」(1995.10.13)	95.1.17兵庫県南部
1996		第24回「その2ー大阪平野について考える」(1996.10.13)	
1997		第25回「その3ー震源域での強震動評価と耐震設計について考える」(1997.10.31)	
1998		第26回「その4ー総括:強震動予測の将来展望」(1998.10.22)	
1999		第27回「地域的特性を考慮した地震動予測」(1999.10.25)	

「ストレンレベル」は人によりそのバックグランドにより対象、イメージが大きく異なり、委員会で活発な議論がなされた。震源での破壊過程の問題、地震動振幅の限界、地盤の非線形の問題、などが議論された。

第3回は1974年度中に開催されたが年を越して75年1月に開催された。「地盤における観測地震波」をテーマとし1974年5月9日の伊豆半島沖地震の際、東京を始め各地で記録された強震記録をもとに地盤特性が議論された。地震断層について、強震観測のあり方についても報告されている。また、巻末には各地の観測記録が収録されている。

第4回は「やや長周期成分」に着目し耐震解析用地震動の再検討と銘打っている。設計者サイドからの問題提起、震源物理学を出発点とし設計用地震動と結びつけようとする「耐震工学上考慮すべき周期の上限と下限」の提案が最初に示された。具体的な強震記録として設計に用いられてきた、エルセントロ・タフト、大阪201などと1968年十勝沖地震の八戸での記録、関東地震の記録などを通じての議論がなされた。

第5回は「地盤種別」をキーワードに地盤特性の類型化が議論された。また、気象庁1倍強震計の記録の統計解析から、やや長周期に着目した日本全国各地の揺れ易さの評価が示された。

第6回は「地盤震動研究の現状と展望」と題し、地震基盤、長周期地動、最大地震動、地中地震観測、地震波種別の識別についての研究レビューが行われ、これを受けて震源から構造物への流れの中での今後の展望が議論された。

第7回は「最近の被害地震」おもに、1978年6月の宮城県沖地震を題材に問題提起がなされた。地盤条件の違いから強震動特性に大きな差異が生ずることが示され地盤震動研究の重要性が示された。

第8回は「地震危険度」について最近の動向が議論された。地震発生危険度から被害(リスク)評価まで含めた幅広い議論で、仙台市、川崎市の事例についても示された。

第9回は「建築物の耐震性能」をキーワードに構造サイドからの入力地震動の問題の提起がなされ、これを受ける形で入力評価の問題点が研究サイドから提起された。

第10回は「設計用地震動研究の現状と展望」と題してまとめが行われた。地震観測、地震動予測、模擬地震動に関する基調報告があり、設計的立場と研究的立場からパネルディスカッションが行われた。

第11回は「地震動研究の蓄積とその活用」と題してシンポジウムが行われた。数年に亘って執筆・編集を進めてきた「地震動と地盤－地盤震動シンポジウム10年の歩み－」がようやく刊行された。この出版物の内容に沿ってのシンポジウムとなった。同様のシンポジウムは近畿支部との共催で大阪で「地盤震動と耐震設計の現状」と題して行われた。パネルディスカッション「大阪地盤と耐震設計」が行われ、大阪の既往の被害地震と大阪における耐震設計の考え方が示された。

2.3 第2旬年「Earthquake Motion and Ground Condition」刊行まで

出版物「地盤と地震動」の刊行の後、新たな第2期への出発を迎えるが、1983年6月には日本海中部地震の発生をみ地盤震動にも大きな問題を投げかけた。1984年の第12回シンポジウムでは新たな第2期の出発を意識し「地盤震動の今日の課題」をかかげ日本海中部地震をめぐってのシンポジウムとした。震源過程からの議論となり、長周期の地動による新潟で石油タンクの溢流の問題、秋田県における事前のマイクロゾーニングの地震による検証などが議論の中心となった。

第13回は「地震動観測」をキーワードに地盤震動研究にとっての地震観測の意味、地震観測記録から何を学びとるのか、観測はどうあるべきかの議論が

活発に行われた。米国における1989年インペリアルバレー地震、1983年コーリンガ地震の記録についての紹介もなされた。

1985年にはメキシコ地震が発生し、震源から300km以上も離れたメキシコシテイで中層の建物を中心に甚大な被害をもたらした。また、市内では長周期の卓越する強震記録が複数得られた。第14回のシンポジウムでは「メキシコ地震」を日本の事例と比較し行われた。メキシコ盆地特有の湖の埋め立てによる表層の超軟弱な地盤の問題もあるが、盆地構造特有の問題として議論が行われた。メキシコ盆地の盆地構造と強震動の関係を解析的あるいは微動を用いた観測的な研究などが示され議論が行われた。また、日本における場合との比較として、大阪平野、濃尾平野、京都盆地、石狩平野、手賀沼、静岡などの例が示された。

第15回では「減衰」をキーワードに地殻から表層まで、それぞれの場面での減衰問題を一括してシンポジウムが持たれた。地震動の距離減衰、地盤の減衰の観測による評価、震度分布に表れる減衰の地域的相違、地盤の非線形との関係などが議論された。

第16回は「地盤条件が地震動に与える影響」をテーマに観測記録からの考察を行っている。日本における代表的な強震記録を中心に地盤条件に関する研究のレビューが行われた。また、1987年千葉県東方沖地震の強震記録をもとに「何を観測できたか」が多方面から提示され議論された。地中地震記録や地盤ひずみの記録などについても議論が行われた。

第17回は「微動の工学的利用」をテーマに、これまで断片的に議論がなされていた微動観測について系統的に議論するシンポジウムがもたれた。まず、微動研究の歴史的背景から現状までのレビューが行われ、微動の工学的利用の可能性、限界についての議論がなされた。特別講演（長田甲斐男）では常時微動観測の長年の成果が話された。

第18回はまた「やや長周期」の問題に立ち戻り、現時点での予測の可能性が議論された。関東平野と大阪平野が対比して議論された。これらの議論が後の兵庫県南部地震における地盤震動の際の議論につながっている。

第19回は「都市直下地震」をテーマに行われた。1991年が濃尾地震の１００周年にあたることから問題提起がなされ、活断層の問題、断層近傍での地震動が議論された。特別講演（村松郁栄）では、長年の濃尾地震研究から「濃尾地震の教訓」が話された。

第20回は「地震動予測」をテーマに総括的なシンポジウムがもたれた。これは第２期の出版物である「Earthquake Motion and Ground Condition」の刊行を機に総括を行ったものである。特別講演（表俊一郎）では「原子炉構造物の入力地震動」の考え方が述べられた。

2.4 第３旬年「1995年兵庫県南部地震」による検証を経て

英文の出版物の刊行以降、地盤震動にとっては、また新しい出発になった。そのような折、1987年の千葉県東方沖地震以降の静穏期を破って1993年釧路沖地震が発生した。釧路沖地震をテーマに第21回シンポジウムが行われた。釧路気象台では800galを越える大加速度の強震記録が得られた。しかし、気象台の正面の古い木造住家は殆ど被害を受けなかったなど、加速度の割には被害は軽微であった。気象台での記録についての議論は1962年の広尾沖地震の際にも同様の議論がなされた。この地震では釧路市の被害は極く軽微なものであった、にも係わらず気象台では300gal を越える加速度記録が得られ、当時としては最大級の加速度記録であり応答計算に多用されていたエルセントロ・タフトの最大加速度を上回るものであり、大きな問題とされた。観測計器の設置条件の問題、局所的な地盤の問題、強震記録の周期特性の問題から地震動の破壊能の問題まで幅広く議論された（科研報告書、1969）。1998年の加速

度はそれを遥かに上回るもので広尾沖地震での問題が再燃することになった。第21回シンポジウムでは「蘇る過去の教訓と今日的課題」を副題に広尾沖地震との対比で議論が進められた。また、釧路沖地震の震源は107kmと深く、発生メカニズムからはプレート境界の地震ではなく太平洋プレートそのものの破壊によるものであること、被害地震としては深さから従来考慮されていなかったこと、が特徴的であり注目すべき地震であった。また、シンポジウムでは前年度に発足した地震防災システム検討小委員会（地震災害委員会傘下）との共催で行われ、後半は地震防災を中心に行われた。積雪寒冷地の厳冬期の地震、休日の夜の地震など、地震の発生条件との関係での特徴が議論された。

第22回のシンポジウムでは「地盤震動研究の新たな展開」と題して、新しい方向性を探ることとなった。キーワードとして「面的・即時的評価」が掲げられ、前者はサイスミックゾーネイション、後者はリアルタイム地震防災として今後の研究課題が議論された。特別講演（太田裕）では面的・即時的評価の役割と期待が述べられた。

釧路沖地震以降、1993年北海道南西沖地震、1994年北海道東方沖地震、1994年三陸はるか沖地震とマグニチュードの大きな被害地震が立て続けに起こり、地盤震動に対して様々な問題を提起した。しかし、1995年1月には兵庫県南部地震が発生し、1923年関東地震以来の大規模な震災となり、地盤震動にとっても多くの問題を提起することになった。北海道南西沖地震から三陸はるか沖地震については地盤震動に大きな問題を投げかけたにもかかわらず、兵庫県南部地震の発生によって余り議論されることなく兵庫県南部地震の問題に全力が投じられることになった。

第23回のシンポジウムからは「兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」と題し4年に亘って行われた。23回は兵庫県南部地震で何が起こったのかを中心に現状認識が行われた。そして、他の地震との対比が行われた。中でも福井地震は同じ様な内陸地震であり震度7を新たに定義させた地震であること、福井地震以降日本では本格的な内陸直下の地震を受けていなかったことから、真っ先に比較されるべき地震である。特別講演（小林啓美）では福井地震の調査経験から最新の解析まで含め「福井地震と兵庫県南部地震の地震動強さの比較」がなされた。

第24回は「その2：大阪平野について考える」では大阪平野の地盤震動問題を中心に議論が進められた。特別講演（鳥海勲）では、大阪での長年の地震観測から地震動の尾部に表れる「あとゆれ」について講演がなされた。

第25回は「その3：震源域での強震動評価と耐震設計について考える」では耐震設計サイドからの要求に地盤震動がどう答えるべきかの視点で進められた。特別講演（志賀敏男）では宮城県沖地震の際提案された志賀マップなど建物群としての取り扱いが示された。

第26回は「その4：総括」で強震動予測の現状と課題が議論された。特別講演（松田時彦）では「活断層からの地震予測情報」について現状と問題点が示された。

第27回は「地域特性を考慮した地震動予測」と題して開催される。また、第3期の出版物の刊行の議論が始まったところである。

3． 地域的特性はどのように議論されたか

3.1 地盤震動と地域特性

地盤震動・地震動予測の問題は一般論もさりながら地域を特定した地域問題となることが多い。地盤震動シンポジウムにおいても地域特性は重要なキーワードとして議論されてきた。また、被害地震の強震動記録に学ぶ点も多く、これらも地域特性の問題として議論されている。扱われている地域は日本の地域が多いが外国の例もしばしば登場している。地

域を限定してのシンポジウムは、被害地震の発生を機にしばしば企画されている。これらを列挙すると

第３回　1974年伊豆半島沖地震
第７回　1978年宮城県沖地震
第12回　1983年日本海中部地震
第14回　1985年メキシコ地震
第16回　1987年千葉県東方沖地震
第19回　1891年濃尾地震
第21回　1993年釧路沖地震
第23-26回　1995年兵庫県南部地震

このほかに、シンポジウム全体のテーマとはならなかったが、それぞれのテーマと絡めて発表されたものに、1923年関東地震、1933年三陸沖地震、1948年福井地震、1962年広尾沖地震、1963年越前岬沖地震などがある。一方、海外の地震についてもカルフォルニアの1940年および1979年のインペリアルバレー地震、1983年コーリンガ地震、1994年ノースリッジ地震があげられる。また、1976年トルコ・チャルドラン地震、1976年中国・唐山地震なども取り上げられている。

強震記録の解析、地域特性の議論は東京を中心とする関東圏での議論が多い。例えば、第３回の伊豆半島沖地震の記録の紹介も大半が首都圏におけるものであった。

一方、これに対し、大阪圏についてもしばしば取り上げられている。常に東京圏との対比で議論されているのが特徴的である。1976年の第４回の「耐震解析用地震動の再検討」において東京との対比で大阪の震動特性が議論されている。第14回ではメキシコ盆地との対比で再度議論されている。さらに第18回の「やや長周期地震動－予測はどこまで可能か」において大阪平野の地下構造と地震動が議論されている。このような背景のもと1995年の兵庫県南部地震を迎えることとなった。第23回から４回に亘って兵庫県南部地震をメインテーマにシンポジウムが続けられたが、なかでも第24回は「その２－大阪平野について考える」ではこれまでの大阪を対象とした研究を踏まえて活発な議論がなされた。

他の地域については被害地震との関係で、1968年十勝沖地震の八戸、1978年宮城県沖地震の仙台、1983年日本海中部地震の秋田・新潟などの事例が報告されている。他には、石狩平野、京都盆地が取り上げられているに過ぎない。設計に対するニーズ、研究者の偏在もあるが、もう少し全国をカバーできる視点が必要であろう。

地域特性の問題をサイスミックゾーネイションの流れのなかで考察してみる。ここでは、地震発生危険度、伝播経路、地盤構造、構造物・社会的背景に大別して地域特性の果たす役割、これまでの議論、今後の課題を探ってみる。

3.2 地震発生危険度

地震発生危険度、いわゆるサイスミシテイの評価は地域特性の問題に他ならない。これまでのシンポジウムでは1980年の第８回「地震危険度研究に関する最近の動向」で議論された。ここでは耐震規定における地域係数の問題、既往の地震発生資料に基づく危険度の評価の問題、いわゆる「河角マップ」に代表される地震統計に基づく危険度評価が議論された。再来年数が１００年前後の海溝で発生するプレート間地震についてはこれらは統計にのり易いが、内陸の再来年数の長い活断層に起因するプレート内地震については資料の時間的制約から統計にのりにくい。活断層の問題が議論されたのは第３回の伊豆半島沖地震の時であるが、本格的に議論されたのは1991年の第19回「濃尾地震１００周年」が初めてである。1995年兵庫県南部地震を契機に活断層の問題がクローズアップされ、シンポジウムでも、23回には「活断層に基づく地震予測」が26回の特別講演では「活断層からの地震予測情報－現状と問題点」が

なされ、今後の大きな課題の一つなっている。

各都道府県や政令指定都市を中心に被害想定が進められている。被害想定の出発点は想定地震の設定である。従来はプレート境界の海溝型の巨大地震を考えることが多かったが、1995年兵庫県南部地震の発生は都市直下の内陸地震の重要性を再認識させることになり、都市直下の地震の想定を追加し被害想定を見直すことが日本全国で行われるようになった。従来からも、既往の内陸地震による被害を被っている場合、明瞭な活断層が都市周辺にある場合には想定地震としていたが、多くの場合兵庫県南部地震を契機に想定地震に追加されることになった。活断層の系統的な調査は活断層研究会によって実施され「日本の活断層、1982」として刊行されている。兵庫県南部地震以降は主要な活断層について「活断層調査」が実施されるようになり、断層位置の確定、活動の履歴から活動度の評価が従前にも増して進められることになった。しかし、大規模な断層調査の行われている地域は限られており、また活断層図に記載されている断層は地表の地形・地質の不連続などから認められるもので、堆積層の下部に潜在する断層については不明の場合が多い。大都市の多くは平野や盆地の堆積地盤上に立地しており、平野の下に潜在する断層の適切な評価が重要な課題となっている。都道府県と政令指定都市の地震被害想定の実態を損害保険料率算定会がまとめている（損害保険料率算定会、1998）。そのなかの想定地震についてのまとめによると、一部の算定中の県を除いて、どの地域も想定地震を設定しており、それらから地域特性を読み取ることができる。プレート間の地震については、大半が過去の地震を参考に取り上げられている。例えば、南海地震については1946年の発生以来50年余が経過しており、そろそろ再来が懸念されている。直接、震源域となる高知県や和歌山県はもとより、四国、中国、近畿の各府県で想定地震として取り上げられている。内陸の活断層に基づく地震の想定は、既知の活断層の状況によって大きく異なる。過去の地震発生が明らかにされている場合には、断層位置、長さ、すなわち規模が確定的に想定しやすい。活断層が地域内に複数存在するが場合には、活動度の評価、主要都市への影響などを勘案し想定地震が決められる。さらに、潜在断層が特定できない場合についても断層を想定することが行われる。県の予測の場合、地震による影響の一番大きい地震ということで県庁の直下に想定地震を考える場合が多い。このように想定地震の設置にも地域差が見られる。これは、日本列島のプレートテクトニクスを反映しているが、一方では地下探査の進捗状況を表わしていることにもなる。

3.3 伝播経路

伝播経路における地域性は内部減衰特性として表れてくる。地震動評価にとっては重要な地震動の距離減衰式に関する研究、実験式の構成は多い。それらの式では、マグニチュード、震源距離、媒質の内部減衰、地盤特性がパラメータとして考えられるが、媒質の内部減衰の地域特性の考慮は意外に少なかった。第15回のシンポジウムは「減衰」を横断的に取扱ったもので、距離減衰式の構成、広域の震度分布の歪みから減衰の地域特性を抽出、などが議論された。距離減衰式については第20回のシンポジウムでも再度議論されており、伝播経路の地下構造のQ値構造との関りが指摘されている。日本を取巻く伝播経路のQ値の地域性の把握とこれに基づく距離減衰式の構築は今日的課題である。

3.4 地盤構造

地盤構造の地域性については地盤震動研究の根幹をなす部分である。先述のように地域の地盤特性は多く議論されているが、その大半は東京を中心とする首都圏で、これに次いで大阪圏であり、他の地域は断片的であり日本全国をカバーするには至ってお

らず今後の大きな問題であろう。

日本全国の地盤の地域性を統一的に議論したものは意外に少ない。初期の第4回の「地盤種別と地震動」で議論されている。気象庁の観測点では観測点ごとの地盤による揺れやすさを経験的に求めており、それにより振幅の補正を行っていることが紹介されている。また、気象庁1倍強震計の記録の統計処理により全国気象官署の揺れやすさを求め、やや長周期での揺れやすさの分布が示された。第14回の「メキシコ地震を探る」では表層の軟弱地盤の問題に焦点があてられ、日本全国の軟弱地盤とその震動特性が論じられている。

地盤震動の問題は、地盤のモデル化から始められる。地盤を地表からどの部分までを考えモデル化するかが問題となる。この問題を解決するために地震基盤という概念が考えられてきた。地震基盤として通常それ以深では波の伝播速度が大きく変化しない最上層がとられ具体的にはS波速度3km/sec程度の層を地震基盤としている。地盤震動では、その上の堆積層の震動問題を考えることとなる。このような基盤までの深度は首都圏では2～3km、大阪平野では2km程度である。新潟や石狩平野ではさらに深く数km 以上となっている。このような地震基盤までの探査は首都圏や大阪、濃尾平野など限られた地域でしか実施されておらず詳細が不明な地域が多かった。兵庫県南部地震以降、反射法などによる地下深部探査が各所で行われるようになり断片的ではあるが日本全国の深層地盤構造が明らかにされつつある。

地盤の震動問題ではごく表層の地盤のみが考えられることが多い。これは、一つには表層地盤のデータの蓄積がはるかに多いことであり、一つは地盤による増幅の問題が第1近似的には表層の柔らかさ、すなわちS波の伝播速度の地震基盤に対するコントラストで決まることから表層にのみが着目されることによる。後者の応用例として、表層地質のみから増幅度を求める東京都の例、国土数値情報などを利用する際に表層地質のみで増幅度を算定する方法などを上げることができる。これらの方法はあくまで第1近似であり、地盤震動を考える際には、地震基盤まで遡って考える姿勢が肝要ではなかろうか。

3.5 構造物

構造物の地域性についてはシンポジウムでは正面から議論はされなかったが、釧路沖地震の議論のなかでは北海道の木造建築物が他の地域に比べて、開口部が少ない、屋根が軽い、凍上防止から基礎が深い、など耐震的であるというという議論はなされた。構造物の地域特性についてさらに突っ込んだ議論が必要であろう。

構造物の地域性は耐震法規の地域係数から当然設計震度が異なり、表れているはずである。建築基準法では地域係数を1.0の標準からサイスミシテイーに応じて、0.9、0.8、沖縄については0.7となっており建築物の耐震性に当然地域差が含まれる。また、多雪地域には積雪荷重が地震荷重に加算されており、地域特性に反映されている。地域係数の根拠、すなわち地震発生危険度評価の問題点については3.2で述べたところである。

次に、構造種別ごとに地域性を見てみる。木造については棟数も多く地震被害統計にものりやすいことから古くから議論が多い。物部(1933)は木造住家の集落ごとの倒壊率を地震動強さとの累積正規分布で表わし、地域性を平均的な強さと均一性とで評価する方法を示している。1891年濃尾地震以降の地震について地震動強さ倒壊率の関係が整理されており、地域性が議論されている。木造構造物の耐震性能の地域性について定性的に違いを指摘するのは容易であるが、定量的に議論するのは難しい。地震動強さの評価、被害（倒壊・全壊・大破など）の定義およびその時代変遷、建築物の時代変化などが大きく、地域性のみの分離が難しいからである。

鉄筋コンクリート造の場合は木造に比べ件数も少

なく、かつ各建物が個別に設計思想を持って建設されていることで、被害統計から地域性を抽出することがさらに難しい。近年既存建物の耐震診断が多くなされ既存の建物の耐震性の分布が明らかにされつつある。これらのデータから例えば、SI値の分布の地域性を論じた研究は多い。

その他、建物の構法、材料、施工法など地域性は多く見られる。積雪寒冷地では釧路沖地震の際議論された問題のほか、寒中施工の問題、結露による腐朽、凍害の問題など多くがある。一方、沖縄ではRCの住宅が普及するなかでコンクリートの素材の問題などを抱えている。また、西日本では蟻害による腐蝕の問題も大きい。雑誌「建築防災」の1999年6月号では「地域特性と防災」が特集され、これらの問題が議論されている。定量化は難しい問題であるが今後の大きな課題であろう。

また、村上處直らのグループでは、日本全体の地震被災危険度を地震発生から構造物、都市構造まで幅広くとりいれたマクロなゾーネイションを行なっている（村上・他、1999）。

4　むすび

以上、小論では地盤震動小委員会と地盤震動シンポジウムの２８年間の歩を振り返り、今回のテーマである「地域特性」を考えて見た。６月にこの「大テーマ」を頂きお引き受けした時点では締切まで十分な時間があった筈であるが、結局のところ時間不足になり定性的な指摘に留まってしまった。

シンポジウムの課題の多くは発生した被害地震を題材に進められることが多かった。テーマの選定としては安直であるとの批判もあったが、地震のたびに問題が提起され研究が伸展して来たことも事実である。一方、これまでの26回のシンポジウムを通して眺めてみると、被害地震で新たに提起された問題を先取りしてシンポジウムで議論してきた項目も少なからずある。例えば兵庫県南部地震では都市直下の地震の問題がクローズアップされた。シンポジウムでは第19回に「都市直下の地震」を正面から取上げるなど以前より議論してきた。大阪の地盤震動問題についても折りに触れ話題にして来た。今回のシンポジウムテーマは「地域的特性」であるが、これを機会に東京・大阪以外の地域以外の問題も是非考えて頂きたい。

この２８年間、小委員会の諸先輩を始め現委員の方々に至るまで多くの方々にお世話になった。紙面を借りて御礼申し上げる次第である。

参考文献

（地盤震動シンポジウム以外の文献）

活断層研究会（編）(1982). 日本の活断層、分布図と資料、東京大学出版会.

建築防災協会(1999). 特集：地域特性と防災、建築防災６月号.

物部長穂(1933). 土木耐震学、常盤書房.

文部省科研報告書(1969). 広尾沖地震における釧路の強震記録と構造物の被害について、130pp.

村上處直・他(1998). 地震被災危険度のマクロゾーネイション（３）、都市直下地震災害シンポジウム論文集、３、17-24.

損害保険料率算定会(1998). 地震被害想定資料集、地震保険調査報告、28.

４． 地域的特性を反映した地震動予測の事例紹介

名古屋圏における地震動予測のための地盤・微動・地震動データの活用

Effective Use of Soil, Microtremor and Seismic Observation Data for Estimation of Seismic Ground Motion in Nagoya Area

福 和 伸 夫

Nobuo FUKUWA

In this paper, the present state of the Nagoya City related to the prediction of seismic ground motion is reported. First, the characteristics of the regional area is discussed. Then, by looking back on the history of disasters occurred in Nagoya City, the earthquakes to be considered in the Nagoya area are discussed. Next, the recent movements related to the seismic ground motion prediction in the Nagoya region after Hyogo-ken Nanbu Earthquake are introduced. Finally, the database construction and the data open using WWW of the soil data, microtremor data and strong-motion record are introduced. And the several studies using these data are presented. These are the dynamic soil modeling at arbitrary point in Nagoya City, the district grouping based on soil data, microtremor data and strong ground motion data, and the study on the relation between deep soil structure and seismic observation data from the macroscopic view point.

1．はじめに

兵庫県南部地震から約５年が経過し、地域の防災意識も低下し、地方自治体の防災関連予算や人員の削減が進行しつつある。こういった中で発生したトルコや台湾の地震被害は、改めて地震防災の重要性を認識させ、地域特性を考慮した地震動評価の大事さを痛感させる。本資料では、名古屋圏を中心とした地震動評価に関わる最近の動向について報告する。また、本シンポが「地域」を主題とした地震動予測の議論の場であることを少し曲解し、筆者が日頃感じている地域の問題点を私見も取り混ぜて最初に紹介させていただく。少し筆の走りすぎがある点はご容赦頂ければ幸いである。

最近、地域の地震防災と、個々の建物の耐震設計・耐震診断／改修にどっぷり漬かった生活をして感じるのは、両者の距離の大きさである。基本にする知識やデータの多くは共通しているが、①視点の違い＝地域防災的なマクロな視点と個別建物の耐震設計というミクロな視点、②対象者の違い＝防災における一般市民・防災行政担当者と耐震設計における建築主・設計者、③評価項目の違い＝都市全体の物的・人的被害・社会的影響と個別建物の部材応力、④責任部局の違い＝消防防災部局と建築部局、などが原因して両者は相容れない場合が多い。兵庫県南部地震以降、中央省庁の補助の下、自治体を中心に多数の施策が展開され、様々な知見とデータが蓄積されてきた。本来は、これらは、連続性をもって関係するあらゆる分野に利用されることが望ましい。しかし、驚くほどその成果は共有化されていない。縦割（部局間、研究分野間）と横割（国・県・市町村、研究者・技術者・行政官の間）の壁がその原因である。が、不思議なことに、地域では働き手不足のため、筆者ら数少ない研究者が多くのプロジェクトに共通に参画し、著者らが両者の間を取り持つ場面に出くわす。地域は、社会が小さいので、我々が主導してプロジェクトを作り出すことも行いやすい。故に、地域は、様々な融合が可能な場とも言え、また個々の研究者の行動が市民の安全に直接的に貢献しやすい場でもある。マクロからミクロ、ハードからソフト、研究から設計・行政施策、事前から事後といった連続性を確保した研究の可能性を持っている。

近年、地域防災計画の基本となる地震被害想定、リアルタイム地震被害予測における域内の揺れの予測、耐震設計の性能設計化を睨んだサイト特性を考慮した地震荷重評価など、地域に根ざした地震動評価の重要度が高まってきている。従来、トップダウン的に一部の地域を中心に集中的に研究が行われ先進的な研究成果が得られてきたが、防災・耐震設計業務に関わる実務家の意識と研究者の意識のギャップは大きく、地域では寧ろ全体の底上げを支援するボトムアップ研究が必要であるように思う。このためには、地震動評価に関わる基礎データを構築することと現在の地震工学的知見を咀嚼して実務技術者に伝えることが必要であり、これが、われわれ地方の研究者の技術者への説明責任だと感じられる。

2．地域の特性

地域毎の正確な地震動予測は、地域の安全を向上させる上で重要であるのは論を待たないが、地震動予測を行うには様々な環境を整える必要がある。このためには、地域の特性を理解しておいた方が良い。以下では、本題

名古屋大学先端技術共同研究センター　CCRAST, Nagoya University

からは少し離れて、地域の持っている特質を考察し、地域における地震動予測推進のための作戦を考えてみる。

地域の防災を考える上でネックとなるのは、①人、②データ、③情報、④行政、⑤防災意識、⑥マスコミ、⑦土地勘、にある。地域は技術者の絶対量が少なく、かつ実務者比率が極めて高い。JSCAの地方会員の数や構造士の数を見てみると一目瞭然である。研究を推進すべき拠点も少なく、建築学科を有する大学がない県も多い。建築学科があっても、大学規模が小さいため防災や地震工学を担う研究者がいない場合も多い。このため、人的資源は特定行政庁に限られがちとなっている。まずは、地域での防災の核となる人材の養成が必要であり、地域毎に都市問題を扱う研究機関を設立することが望ましい。

地方では地震動予測に必要な基礎データも質・量ともに不足している。兵庫県南部地震以降、強震観測状況は改善されつつあるが、地盤データや地域の地震関連の文献資料の数は限られる。まずは、基礎データを作り込むと共に、既存データを有効活用できる枠組みを作っていくことが必要である。地方自治体や大学がリーダーシップをとって継続的に調査を実施することが望まれる。

地方では研究会や講演会などが開催される機会は稀で、研究グループや勉強会を作るだけの人数が集まりにくい。このため、最新の情報を得る機会が少ない。従って、地方においては大学の役割が大きく、大学の公開講座や社会人教育制度の活用や、建築学会などの講習会の全国行脚などが期待される。

地方は実利的・保守的な体質を持っており、安全・環境よりも振興が優先され、ソフトよりもハード（箱物）指向が強い。このため、自治体の防災関連の予算や人も少ない。参考のために名古屋市（地方とは言えないかもしれないが）と横浜市の防災予算の一例を表１に示す。被害予測システムの構築予算と耐震診断の補助事業の規模を示している。首長のリーダーシップでトップダウン的に動いた都市と、そうではない都市との差が著しい。

防災施策の基本は総合調整機能にあるが、自治体の各部局は異なる中央省庁を向いており、部局間の縦割が存在し、隣接県間・市町村間の風通しも悪い。国・県・市町村の意識の差も大きく横割も存在する。このため、小規模な市町村が防災的に空白地帯になりがちである。蛇足であるが、筆者も、名古屋圏を中心に、県と市のレベルで、防災部局の被害想定や被害予測システム作り、建築部局の指導行政と営繕行政の耐震診断・改修、震後対策、街作りなど多くの業務に携わったが、その中身は共通部分の多いものであった。地方の人的資源の少なさを考えると縦割・横割を是正し効率よく問題に対処することが大切であり、特に建築・防災部局との連携が重要である。場合によっては、地方では、自治体の施策に参画する機会が多い大学人が、人間ネットを介して縦割・横割の改善を図ることが近道かもしれない。

もう一つの地方の特質は、市民の防災に対する関心の低さである。自治体が一般市民に提供する防災情報が不足しており、防災教育を通した市民の防災意識向上の施策が不足がちであること、市民の自治体に対するお上意識の強さなどが原因していると思われる。

防災意識が向上しないもう一つの原因はマスコミにもある。地方紙やTV地方局は、自治体行政に対峙しにくいようで、防災・環境政策に関する論陣を張ることは稀である。マスコミが地域の地震危険度に関して分かりやすく情報提供し、市民の防災意識を高めることが、自治体を動かし、防災施策を推進する力となると思われる。

地方の地力不足のため、地震被害想定を中央の方々に依存する場合が多い。現状はやむを得ないことではあるが、防災の基本は土地勘にある。大都市の被害想定用に開発した手法を地方に準用すると、実感とは随分異なった結果を出す場合もある。被害想定に先立って、地域内を巡り土地勘を養うこと、或いは、土地勘のある防災技術者を地域で育成していくことの必要性が感じられる。

以上、地方的性格を多くもっている大都市名古屋に住む大学人の一人として、地域を考える際の私見を紹介してみた。防災に関わる中央と地方との温度差を縮めると共に、地域の地力を底上げし（ボトムをアップ）、性能設計を睨んで技術者が行政を動かしていく（ボトムからアップ）地道な努力が、地域の防災には必要であると感じられる。同時に、大都市圏の優れた研究者が地方の立場にたって地方を支援していくことも必要であろう。

３．名古屋圏の特徴

名古屋圏は表2に示すように過去100年強の間に濃尾地震、東南海地震、三河地震と３つの被害地震を経験し、かつ伊勢湾台風も体験した災害経験の多い地域である。残念なことに、濃尾地震が早く発生しすぎ関東大地震の印象が強いこと、東南海地震と三河地震が戦時中に起こったこと、伊勢湾台風の被災の印象が強いこと、駿河湾の東海地震のネーミングの問題などがあいまって、当地域は地震に対する警戒心が意外なほど低い。本年は伊勢湾台風４０周年を記念した防災フェアが開催されるが、東南海地震・三河地震の50周年、濃尾地震100周年は兵庫

表1　防災施策の横浜市と名古屋市の比較

		横浜	名古屋
人　口 面　積		323万人 435.25km²	210万人 326.37km²
システム	予算	17億円 （維持費6000万円）	1.7億円 （維持費1000万円要求中）
	センター	3	1＋東邦Ｇ＋名大
	地震計	150 地中は９	16＋23（東邦Ｇ＋名大） 地中は2＋1（名大）
	ＰＳ検層	150	2＋1（名大）
	メッシュ	50m	500m
木造耐震診断 RC予備診断		全額補助・H7-9：約6000件 20万円を負担	半額補助・H8-9：136件 ―

県南部地震発生前であったため余り話題に上らなかった。一方で、濃尾地震が震災予防協会設立の、伊勢湾台風が災害対策基本法制定の契機となり、名古屋圏の災害が我が国の防災研究・施策のきっかけを作っており、考えてみると誠に運の悪い地域である。以下では、３つの被害地震を通して名古屋圏の特徴を考えてみる。

濃尾地震は根尾谷断層を中心とした内陸活断層による最大級の地震であり、兵庫県南部地震に比べ遙かに広い地域で震度７相当の揺れが生じた。この地震では岐阜測候所長の井口竜太郎氏が震裂波動線と称した３つの帯状強震域が現れ、東から震裂波動線第一、第二、第三と呼んだ（図1 参照）[1]。従来、第二は岐阜ー一宮線に、第三は大藪ー津島線に対応すると考えられていたが、最近の活断層調査では断層の存在は認められないとしている[2]。第二の震裂波動線の東には浅発微小地震の巣や微小重力の急変位置があり、第三の震裂波動線の西には図2 [3]のように養老断層が位置する。これらの事は、震裂波動線の生成と深部地盤構造との関連を想像させる。また、井関弘太郎博士は、かねて「最劇震帯が沖積層の層厚と無関係に濃尾平野を縦断」しており、「最劇震帯の解明が重要」であり、「このような現象は濃尾平野に限られるはずのものではない」と述べている[4]。1998年岐阜三重県境地震でも震裂波動線第三の近くで液状化が発生している（岐阜新聞：1998年4月23日）。なお、養老断層・桑名断層の活断層調査[5]は、1586年天正地震において6mの垂直ズレが発生した可能性を指摘しており、当地域は根尾谷断層以外にもM8クラスの地震を起こすポテンシャルがあることが分かる。濃尾平野が濃尾傾動地塊により形成され、養老断層に2ｋｍに及ぶ基盤段差を有すること、高低差最大1100mの伊勢湾断層の存在が確認された[6]ことは、活断層を対象とした地震動予測の必要性を示唆する。なお、厚く堆積層が存在する濃尾平野直下については不明な点が多く、早期の調査が待たれる。

東南海地震は南海トラフで発生する典型的なプレート境界型地震であり、百年前後の再来期間で南海地震とペアで発生している。過去３回の地震では、東海地震と南海地震の発生間隔は、昭和は2年、安政は31時間、宝永はほぼ同時であり、何れも東海地震が先んじている。ちなみに、地震発生時は戦争末期であり、「天災に怯まず復旧。（中略）強震を感じて被害を生じたところもある。（中略）一億戦友愛を発揮した頼もしい風景が織りなされている」（中部日本新聞：1944年12月8日）のように報じられた。既に地震発生から５５年が経過しており、東南海地震の震源域がそれまでの東海地震より小さかったことから、駿河湾だけでなく遠州灘以西も含んだ地震像も考える必要があると思われる。また南海トラフでの巨大地震発生の数十年前から内陸活断層による被害地震が多く発生すると言われていること[7]は気になる点である。

三河地震は東南海地震の1ケ月後に活動度C級の深溝断層で発生し、断層上盤側での被害が顕著であった。この地震も戦争末期に発生したことから、十分な情報がない。濃尾地震や福井地震との構造線上の関連や、東南海地震発生によるストレス変化との関連などが議論されている。三河地震タイプの活断層については、現状の調査では見いだすことが困難であるが、次の南海トラフでの地震の後に発生する可能性が否定できず、何処で起こってもおかしくない地震として考慮すべきものであろう。

表2　名古屋圏の過去100年強の間の自然災害

	発生日	M	死者等	全壊家屋
濃尾地震	1891年10月28日	8.0	7,273	142,177
東南海地震	1944年12月7日	7.9	1,223	26,130
三河地震	1945年1月13日	6.8	2,306	5,539
伊勢湾台風	1959年9月26日	-	5,098	833,965

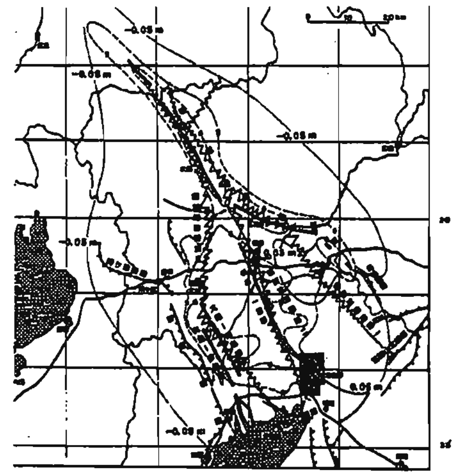


図1　濃尾地震における震裂波動線[1]

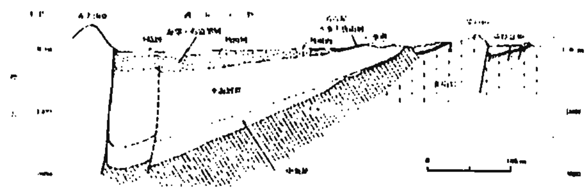


図2　濃尾傾動地塊と養老断層[3]

以上のように、名古屋地域は規模の大きな活断層によるM8クラスの地震、南海トラフのプレート境界型巨大地震、これに引き続くM7クラスの活断層性地震の３つの地震像を想定する必要が有り、地震動予測に際しては深部地盤の不整形性の考慮も大事になる。過去の被害地震の経験から、当地域は我が国で最も地震危険度が高い場所だと思われるが、データ不足のためか地震調査研究推進本部の長期的地震発生確率は高くない[8]。また、堆積平野に覆われた名古屋市直下のことも良く分かっておらず調査不十分の段階にある。現在、当地では、中部国際空港、万国博覧会、第二東名、首都移転などの巨大プロジェクトが進行中であるが、近くに多くの活断層が存在していることは念頭に入れておくべきであろう。

４．兵庫県南部地震以降の地震動予測に関わる主な動き

（１）活断層調査（愛知県・名古屋市・地質調査所等）

愛知県[2,9-10]、名古屋市[11]、地質調査所[5]により主要な活断層の調査が行われ結果が公表されている。これに加え、海上保安庁水路部が伊勢湾断層、東濃地震科学研究所が屏風山断層、電力中央研究所が深溝断層の調査を実施している。1997年時点の調査結果は、図3に示す活断層を対象に「愛知県活断層アトラス」としてまとめられ一般にも頒布されている[12]。これらによれば、養老・桑名断層が1586年天正地震に活動した可能性や、天白河口断層が第四紀後期には活動していないこと、伊勢湾断層の存在などが確認されており、従来、伏在断層と考えられていた濃尾平野内の幾つかの活断層については断層の存在について否定的な見解が示されている。

（２）堆積平野の深部地盤構造調査（愛知県）

1999年度より2ヶ年にわたって科学技術庁の補助の下、愛知県が濃尾平野の深部地盤構造調査を実施する。本年は、名古屋市北部の養老山地（南濃町）～西春日井郡の東西約30kmを反射法と屈折法により探査し、来年度は上記側線上の貝殻山貝塚で700～800mのボーリングを行いVSPを実施する。さらに、名古屋市内を含む南北・東西の測線での反射法探査も実施される見込みである。図4は、現存する濃尾平野内の深部ボーリングと既往の屈折法と反射法の測線を示したものである。関東平野に比べ調査点の少なさが分かる。図5は名古屋大学理学部の志知龍一教授による重力異常の測定結果であり、養老断層、伊勢湾断層、名古屋市中央部などに重力の急変場所が存在することが分かる。

（３）地盤環境情報システム（名古屋市）

名古屋市環境保全局公害課では、環境庁の補助を受けて名古屋市内25000本のボーリングデータのデータベース化を行い、GIS上でデータ利用できる地盤環境情報システムを本年３月に完成させた。データやシステムは未だ公開されておらず、今後のデータ開示が期待される。　このシステムの構築以前の段階での名古屋市内の浅部地盤データ状況は図6に示す通りであり、ＰＳ検層データは約100本、ボーリングデータは最新名古屋地盤図[3]作成時に電子化された４２００本が存在する。また、愛知県下では13000本余りであり、データ密度は名古屋市の1/10程度である。愛知県のデータは愛知県建設技術研究所が情報提供している。以上のことから、名古屋市内ではＮ値に基づく地震動予測がある程度可能なのに対し、愛知県下の場合はより簡略的な方法を考えることが必要となる。

（４）強震観測

表3と図6～7に東海３県下及び濃尾平野の強震観測状況を示す。東海３県下には約500の強震観測点が存在し、$60km^2$に1地点程度の密度でカバーしている[13]。これに対して、濃尾平野地域（愛知県西部）は、３県下の観測密度の4倍程度、名古屋市内は10倍程度の密度となっている。この地域の主たる観測機関は愛知・岐阜・三重県、名古屋市、気象庁、科技庁、東邦ガス、名大、愛工大、豊橋技科大であり、兵庫県南部地震後に整備されたものが多い。このうち岐阜県のみが波形の収録ができないシステムである。名古屋市と東邦ガスは早期地震被害予測用で、東邦ガ

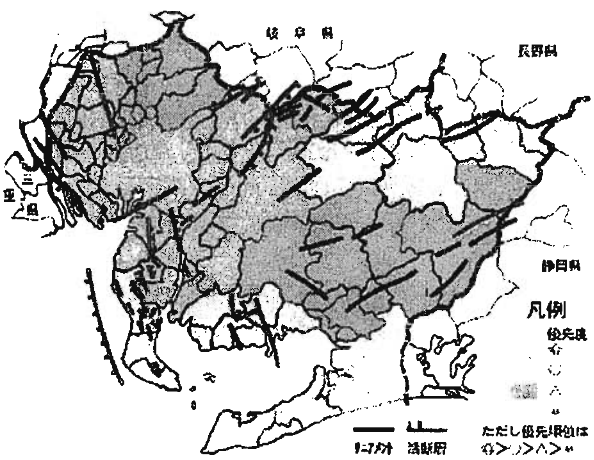


図３　愛知県内の活断層マップ[12]

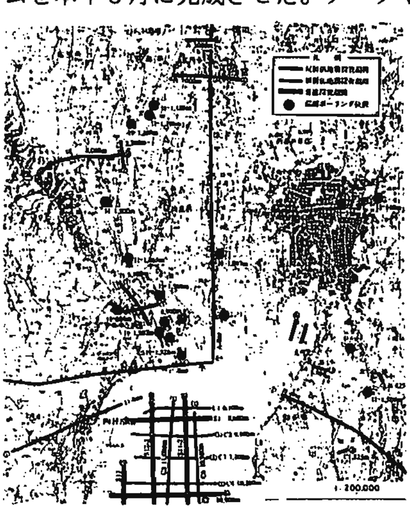


図４　濃尾平野の既往深部地盤調査
（応用地質中部支社より受領）


図５　濃尾平野の重力異常分布
（名大理・志知龍一教授より受領）

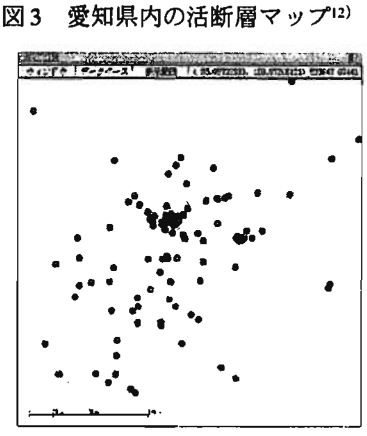


図６　名古屋市内の浅部地盤データ
（丸：PS検層、点：標準貫入試験）

スはSI値等の集約情報のみを無線送信し、水平成分のみの観測で刻時精度は確保していない。全体として地中観測、地盤データ、データ転送、刻時精度、設置条件などに不十分な点が多い。昨年より、半公的な観測機関（愛知県・名古屋市・中電・東邦ガス・愛工大・名大）が集まって名古屋地域地震観測研究会（名震研）を発足させ活動を始めている。また、本年夏より、名古屋市内で温泉ボーリングを活用した基盤岩位置での地震観測が始められている[14]。

（５）常時微動計測（名大・豊田高専）

愛知県周辺では名大[15]と豊田高専[16]により多数の微動データが獲得されている。現段階はH/Vスペクトルなどを用いた簡易な分析が行われている段階であるが、濃尾平野内の周期特性は概ね明らかになりつつある。参考までに図9に名古屋市内の微動観測点とやや長周期域の周期分布を示す。今後、強震観測を補完する形での利用が考えられる。

（６）地震被害想定（名古屋市・愛知県）

名古屋市消防局防災部では濃尾・東南海・想定東海の3地震に対する被害想定を実施し、被害数と共に地震動予測結果を公表しており、地震動レベル設定の参考になる[17]。また、愛知県建築部では耐震改修計画に資するために、東南海地震に対する地震動予測と建物被害推定を行っている[18]。結果については基礎データも含めて公開すべく準備を進めている。なお、愛知県総務部では平成７年に東海地震の被害想定を実施したが[19]、その後の進展はない。市と県の被害想定結果はhttp://www.chiyoda-fire.co.jpでも公開されている。

（７）早期地震被害予測システム（名古屋市・三重県・東邦ガス・名大）

名古屋市、三重県、東邦ガス[20]で早期地震被害予測システムが作られ運用されている。名古屋市のシステムは東邦ガスと名大の地震計も利用している。その他、名大[21]~[22]でも被害予測・環境振動用のシステムが稼働している。

（８）設計用入力地震動の策定（愛知県設計用入力地震動研究協議会）

最新の地盤調査・強震観測記録・活断層調査結果を踏まえた設計用入力地震動を策定すべく、地元設計者や建設会社から出資金を募って愛知県設計用入力地震動研究協議会の設立準備中であり、本年11月に発足予定である。

（９）地域の研究会

兵庫県南部地震以降、強震観測に当たっている研究者による「名古屋地域地震観測研究会（名震研）」、理学と工学の研究者の交流の場の「東海地域地震火山研究会（JKK）」、地元構造設計者を含めた「地震防災に関する名大先端研フォーラム」を定期的に開催し、研究交流の場を形成し始めている。

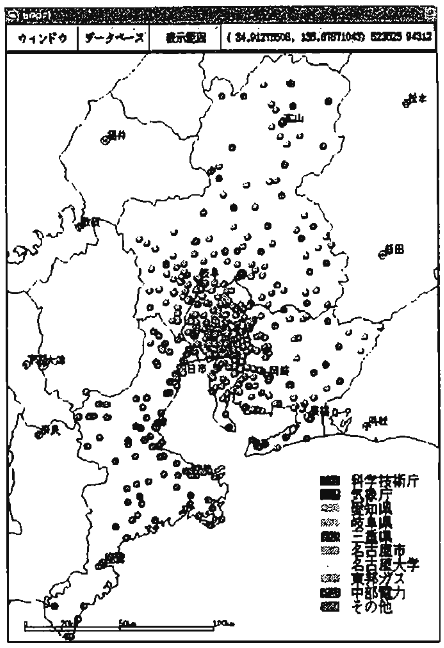


図７　東海３県下の機関別の強震観測点

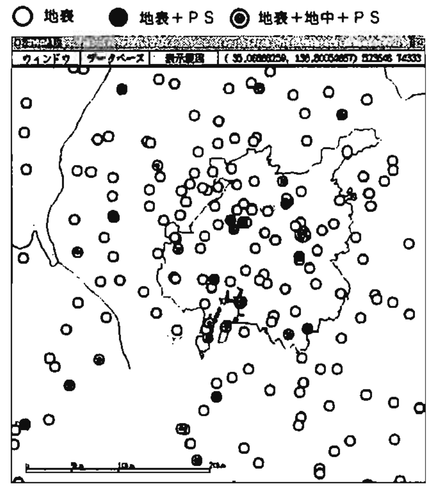


図８　濃尾平野の強震観測点と観測条件

表３　東海３県下の主要な強震観測機関一覧

		計測震度	Max(a)	波形(b)	観測点数	地盤(c)	備考
愛知県		○	3C	▲	79	−	
岐阜県		○	*	−	99	−	
三重県		○	3C	▲	72	−	
名古屋市		○	3C	▲	16	2点○	地中2
気象庁	愛知	○	3C	○	24	−	
	岐阜	○	3C	○	11	−	
	三重	○	3C	○	10	−	
K-NET	愛知	−	3I	○	18	○	
	岐阜	−	3I	○	26	○	
	三重	−	3I	○	17	○	
運輸省港湾技術研究所		−	3I	○	7		地中2
名古屋大学		−	3I	○	4	1点○	地表14, 地中5, 8建物
豊橋技術科学大学		−	3I	○	5		
愛知工業大学		−	3I	△	4	1点○	
東邦ガス		−	2C	△	102	−	SI値、UDなし
中部電力		−	3I	○	8	○	地中4
名古屋市高速道路公社		○	3C	△	3		SI値
清水建設		−	3I	○	1		建物基礎
大成建設		−	3I	○	2		建物基礎
竹中工務店		−	3I	△	2		建物基礎
建設省建築研究所		−	3I		1		

(a)加速度最大値：3C・・三成分合成、3I・・3成分別々、2C・・2成分合成、*・・詳細不明
(b)▲・・波形記録のダウンロードに人間の操作必要、△は観測点に行く必要あり
(c)地盤情報：PS検層、ボーリングなど

図９　名古屋市内の常時微動観測点と
やや長周期の周期分布

4．名古屋圏のデータの現状と活用事例

（1）既存地盤データのコンパイルと活用

先にも述べたように、名古屋圏の地盤データの現状については、名古屋市に限れば比較的数がそろっており、地盤データに基づく地震動予測がある程度可能な状況にある。深部地盤のデータは少ないが、県・市の地震被害想定用に既存データをコンパイルして作成した深部地盤構造等高線が存在する。また、ボーリングデータは125mメッシュデータとして市域の1/4程度を覆うデータがある。したがって、データがない地点についても地層境界深さの等高線などを補間すれば地盤構造を概略推定できる。PS検層データなどの速度・密度構造に関わるデータも不足しているが、速度データとN値データなどとの回帰式を作ることにより、ある程度の動的地盤モデルの作成は可能である。そこで、名古屋市内で利用可能な殆どの地盤データを補間・コンパイルして、市内任意断面の地盤構造を推定したり、回帰式に基づいて速度・密度構造を推定したりして、インタラクティブに地盤の伝達特性を分析できる地理情報システムを作成し、ウェブ上で公開し始めている[23~24]。図10はその表示例である。

また、これらのデータを用いて地震動を評価する地理情報システムを別途作成し、地域の設計者の方々に、周辺の活断層や歴史地震の発生状況、簡単な距離減衰式に基づく地震動評価、地震危険度解析を実体験してもらえる環境を整え、評価結果のばらつきや地震動評価ポイントをシステムを使いながら体得してもらっている[25]。

図11は、国土数値情報の地形分類、地震基盤の推定深度分布、沖積層厚さの分布を示しており、図中の境界線は、これらの地盤データに基づいて名古屋市内の地盤区分をしてみたものである。各々、An：第三紀層が表層に分布し地震基盤の浅い東部丘陵地北部、As：第三紀層が表層に分布する東部丘陵地南部、B：中央部の洪積台地、C：北部の沖積地盤、D：地震基盤が深い西部の沖積地盤、E：地震基盤が最も深い南西部の埋立・干拓地、F：南部の埋立・干拓地、を表している。

（2）常時微動データの公開と活用

図9に示したように、筆者らは3年ほどかけて市内341箇所において、同一の条件下で常時微動実測を実施し、市

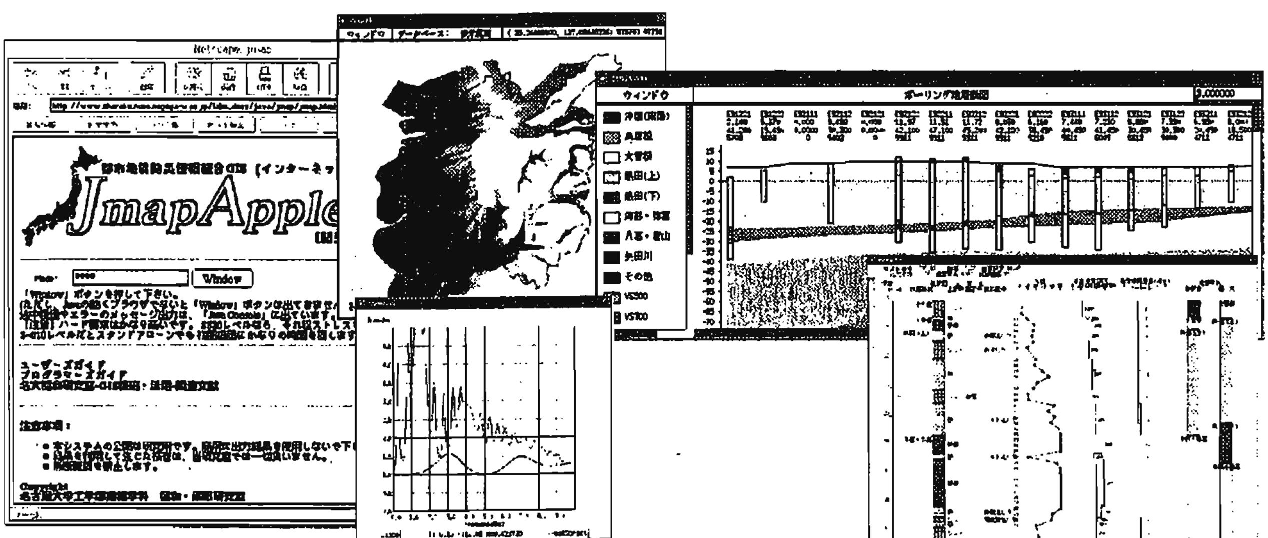
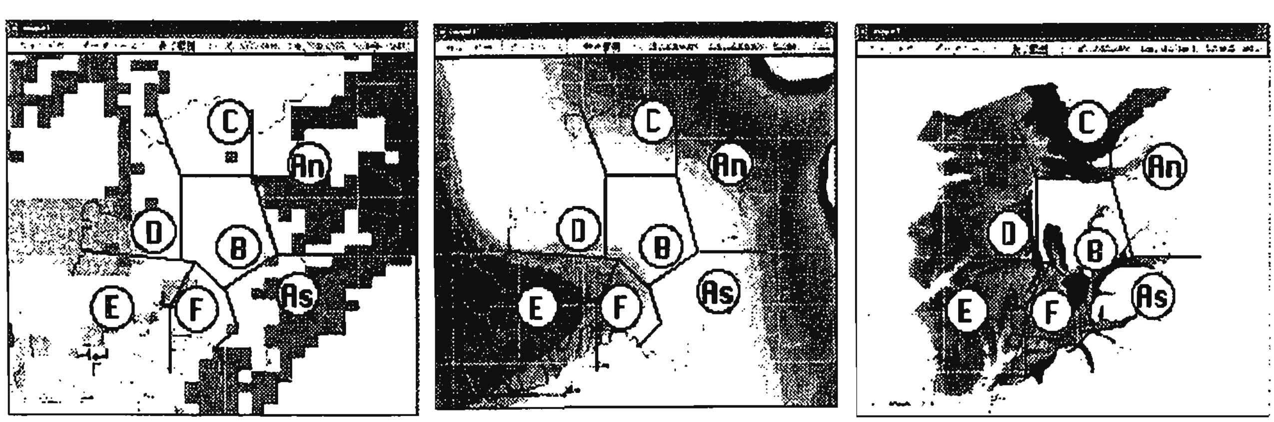


図10　地盤データ活用地理情報システム（http://www.sharaku.nuac.nagoya-u.ac.jp/）



(a)国土数値情報の地形分類　(b)地震基盤の推定深度分布　(c)沖積層厚さ分布

図11　地盤データに基づく名古屋市の地盤区分

内の周期特性を調べてきた。名古屋市内であれば500m以内に観測点が存在する密度である。個々の記録については、図12に示すようにウェブ上で公開しており、計測場所の見取り図、近接地点のボーリングデータ、推定伝達関数、原波形、フーリエスペクトル、H/Vスペクトルなどを開示している。図13は観測で得られたやや長周期域の周期と、前項に示した地盤モデルにより求めた地震基盤以浅の周期とを比較したもので、両者は概ねよく対応している。このことから、図9に示した周期分布は深部地盤構造を反映したものであると考えられる。ちなみに、名古屋市内の高層建物や免震建物はやや長周期域の卓越周期が3〜4秒の場所に集中しており、設計用入力地震動を考える上で重要である。最近では、名古屋市内で免震建物を計画する設計者が当ウェブページを利用して下さり、やや長周期域の周期特性を念頭においた設計事例が増えてきた。

若松ら[26)]が大阪で実施した方法に倣って、微動のH/Vスペクトルの形状に着目し、図14のようにカテゴリー分類し、市内における分布を調べてみた。図のように洪積台地に位置するBグループを除くと地盤分類との対応が良い。また2次のピークが明確に認められるカテゴリー⑥・⑦は、名古屋市西部の沖積地盤が厚く堆積する地域に存在し、この振動数は海部弥富累層と呼ばれる洪積層（Vs=500m/s程度の地層）からの振動数との対応が認められている[27)]。

（３）強震観測データのコンパイルと活用

先に述べたように名震研の活動の一環として、1998年4月22日岐阜三重県境地震（M5.4、震源深さ10km、養老の地震と呼ぶ）を対象に東海３県下の地震動データを収集し、データの一部を公開している。図15は震源の位置とメカニズム解を示す。養老断層は逆断層であり、震源は養老断層面上に位置する。図

図 12　微動観測記録のウェブ上での公開

16はウェブを介した収集データの公開例であり、クリッカブルマップ上で観測点を選択することにより、加速度・速度・変位波形、応答スペクトル、地震動主要動から求めたH/Vスペクトルなどを参照できる。また、収集した記録の最大値は、図17に示すように震源近傍まで既往の距離減衰式[28)]と整合した結果を与えている。

図18は、市内約60地点の地震動記録の加速度フーリエスペクトル形状に基づいてグルーピングしたものを地盤分類と重ね書いたものであり、図のように、地震動のスペク

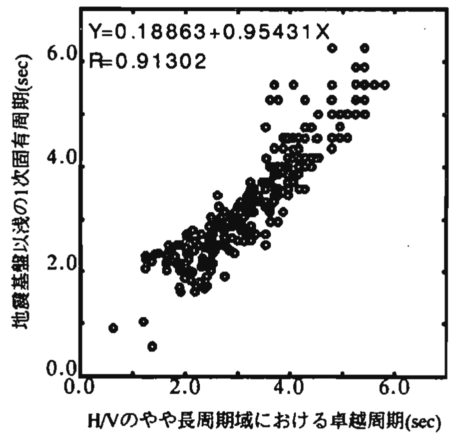


図13　やや長周期域におけるH/Vスペクトルの卓越周期と地震基盤以浅の1次固有周期との相関

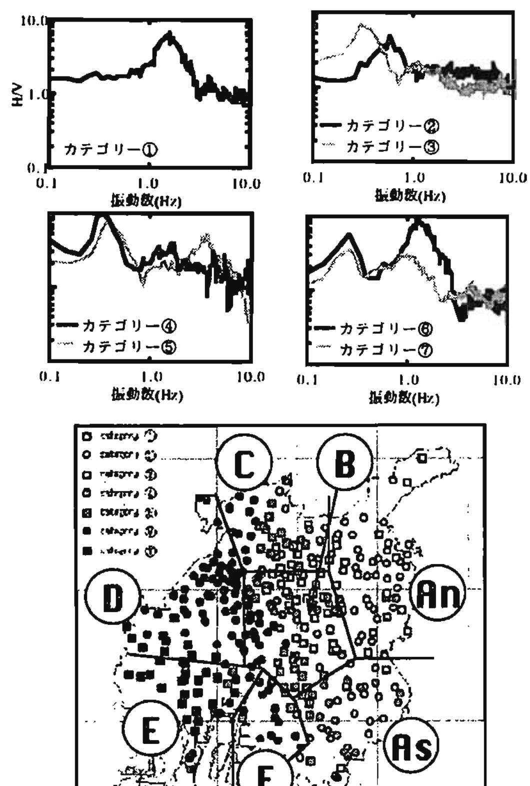


図14　微動H/Vスペクトルのカテゴリー分類と名古屋市内のカテゴリー分布

トル特性は地盤分類と概ね良く対応している。ただし、周期特性を表すには若干の細分化が必要であることも分かる。

地盤分類、微動に基づく震動特性の分類、強震動の周期特性に基づく分類の相互関係を表4に示す[29]。表のように各々の対応関係はよく、名古屋市内の震動特性は7ブロック程度で代表できそうであり、設計用入力地震動の策定単位の選定に当たって参考になると考えられる。

図19に濃尾平野を東西に跨いで、養老から名古屋市東部丘陵に至る測線上の速度応答波形、フーリエスペクトル、主要動部から求めた地震動H/Vスペクトル、常時微動のH/Vスペクトルを示す。距離と共に波形が分散し、後続に長周期波形が付加されている。フーリエスペクトルには堆積層深さに応じた長周期の卓越が認められる。H/Vスペクトルは、長周期領域では地震動と微動とよく似た周期特性を示しているが、短周期では地震動の場合にのみ卓越が認められる。

図20に刻時精度がある記録のみを用いて求めたS波到達時刻をコンター図の形で示す。図

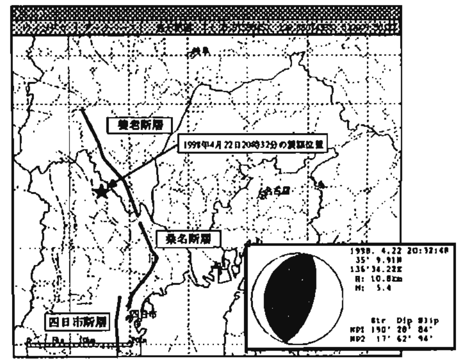


図15 1998年養老の地震の震源とメカニズム解（名大・理）

表4 1998年養老の地震の震源とメカニズム解（名大・理）

		地震動									微動H/Vスペクトル						
		A0'	An'	As'	B'	C'	Dn'	Ds'	E'	F'	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
地盤	An	○	○								○	○	○				
	As		○	○		○						○	○	○	○		
	B			○	○	○	○						○	○	○	○	
	C		○		○								○	○	○	○	
	D						○	○								○	
	E							○	○							○	○
	F							○		○						○	

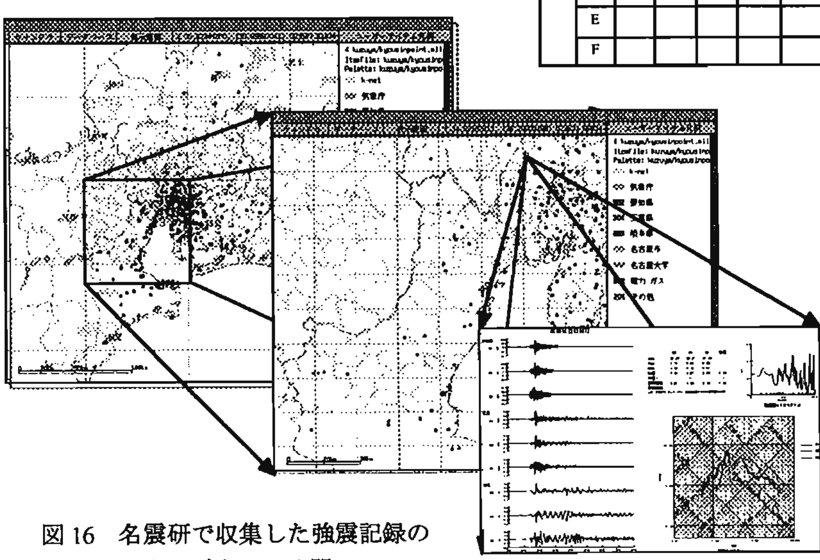


図16 名震研で収集した強震記録のウェブ上での公開

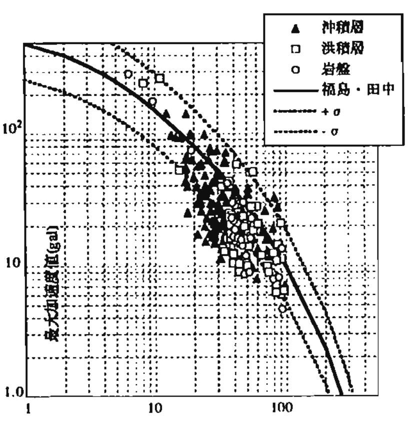


図17 1998年養老の地震の最大加速度の距離減衰特性

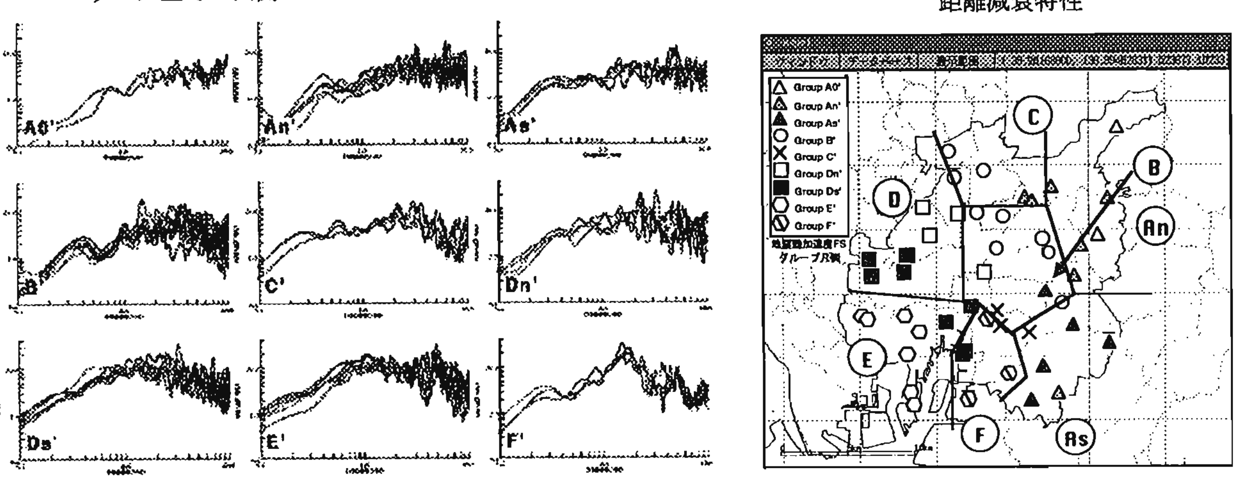


図18 強震記録のフーリエスペクトルに基づくグルーピングと名古屋市内の地盤区分

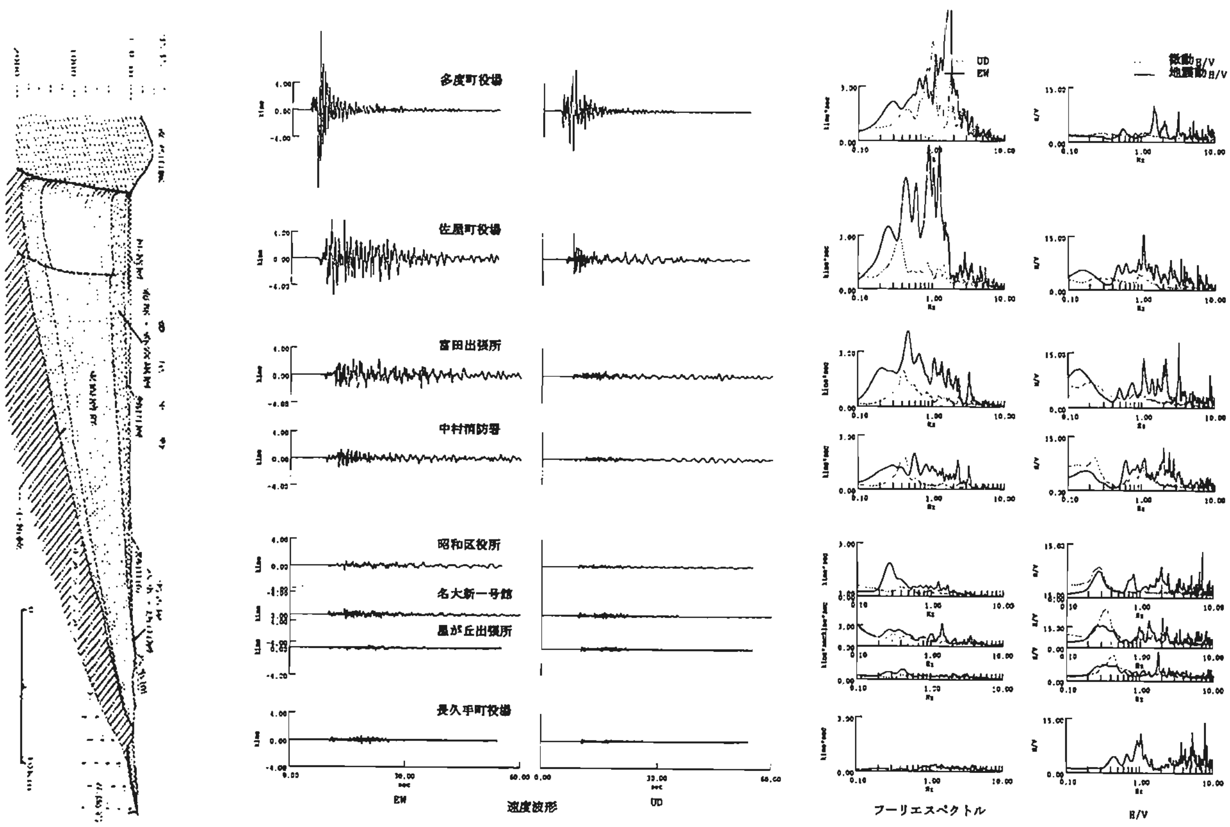
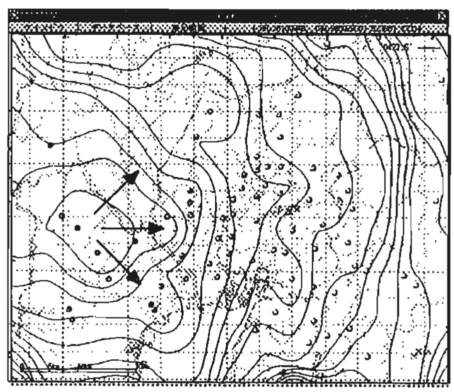


図19 1998年養老の地震における濃尾平野東西断面の水平・上下速度波形、フーリエスペクトル、H/Vスペクトル



(a) 1998年養老の地震

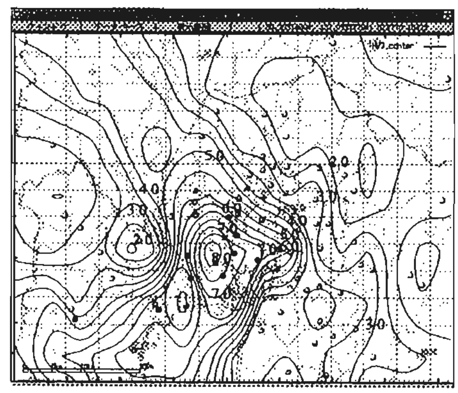
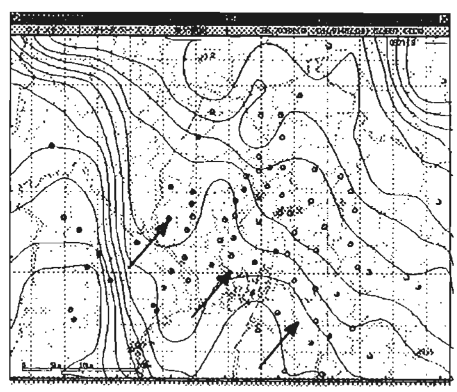


図21 地震動の主要動のH/Vスペクトルから求めた周期



(b) 1999年和歌山の地震

図20 S波到達時刻のコンター図（間隔は1秒）

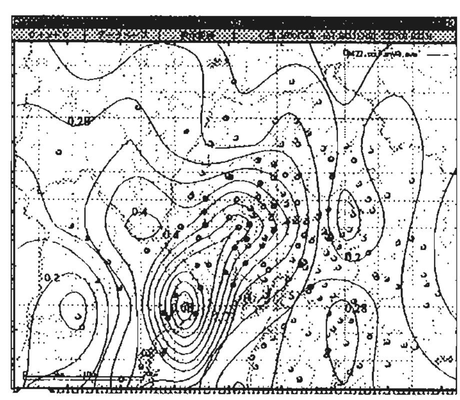


図22 水平最大速度と最大加速度から求めた等価周期

には1999年8月21日の和歌山の地震（M5.5、震源深さ70km）の結果も合わせて示す。両地震共に堆積層厚の大きい濃尾平野に到達すると伝播速度が遅くなっているが震源深さによって伝播性状に差異が認められる。今後、平野の深部地盤構造との関連での分析が必要である。

図21は1998年養老の地震の地震動H/Vスペクトルから求めたやや長周期域の卓越周期分布である。得られた周期分布は既往の地震基盤の深度分布や微動から得られた周期分布と比較的良い対応を示している。

図22は水平動の最大速度と最大加速度の比から求めた周期 $T=2\pi(V_{max}/A_{max})$ を示したものである。沖積地盤の名古屋市南西部で周期が長く現れている。

以上のように、微動記録や強震記録は濃尾平野の地盤性状を反映した結果となっている。しかし、未だ観測点の数は十分でなく震裂波動線などの局所的な地盤の増幅特性の説明をできる状況には至っていない。そこで、仮想的に図23のような2次元地盤モデルを想定し、表5に示す震源パラメータを用いて工学的基盤位置相当の解放基盤応答を求めた結果を図24に示す[30]。図のように養老断層から平野部に入った所に局所的に地盤応答が大きくなる場所が存在する。

5．まとめ

名古屋圏を中心に、地域の地震動予測を行うに当たっての地域としての課題、データ等の準備状況、周辺動向をまとめると共に、筆者らが試行している地盤データ・微動データ・強震観測データのデータベース化、ウェブ公開、並びに若干の分析例を紹介した。今後数年で、地震動予測に必要な有益な資料が整うことが予想され、地域の設計用入力地震動策定のための協議会も設立される予定である。地域の防災力の向上や耐震設計の性能設計化に寄与できるよう、既存資料の活用と新たなデータの構築、地震動予測技術の向上を行うと共に、適切な地震情報の提供を通して、設計者・一般市民への啓発活動を推進していきたい。

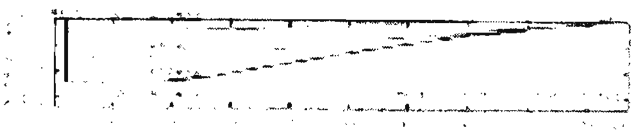


図23 濃尾平野の東西断面モデル

表5 仮想養老地震の震源パラメータ

Strike	Dip	Rake	Length	Width	Seismic Moment
N333°E	90°	90°	30km	20km	2.96E+26 dyne*cm
Magnitude	**Rise Time**	**Rupture Type**		**S wave vel.**	**Rupture Vel.**
6.8	3.0 sec	radial		3.3 km/s	2.5 km/s

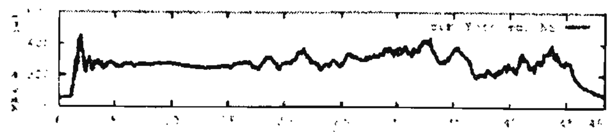


図24 仮想養老地震に対する最大加速度予測結果

参考文献

1)馬場千児他：濃尾地域の深部地盤構造把握の必要性と展望,「都市地震防災地盤図」に関するシンポジウム, 全国地質調査業協会連合会, pp.85-115, 1999
2) 愛知県：尾張西部地域活断層調査報告書, 1998
3)土質工学会中部支部：最新名古屋地盤図, 1988
4) 井関弘太郎：濃尾地震（1981）にみられた濃尾平野の活断層, 名古屋大学文学部研究論集, No.16, pp.231-243, 1966
5) 須貝俊彦他：桑名断層・四日市断層の活動履歴調査, 平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査書, pp.75-90, 1998
6) 建設省中部地方建設局・水資源開発公団中部支社：長良川河口堰調査報告書（第一巻）, 1995
7) 尾池和夫：活動期に入った地震列島, 岩波書店, 1995
8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会：長期的な地震発生確率の評価手法及びその適用例について, 1998
9) 愛知県：知多北部・衣浦東部地域活断層調査報告書, 1997
10)愛知県：尾張北東部・西三河北西部地域活断層調査報告書, 1999
11) 名古屋市：天白河口断層に関する調査報告書（概要版）, 1999
12) 愛知県防災会議地震部会：愛知県活断層アトラス, 1997
13) 福和伸夫他：地域における強震観測の実態分析と活性化の試み～1998年養老の地震に対する名古屋地域強震観測研究会の取り組み～, 第4回都市直下地震災害総合シンポジウム, 1999
14) 沢田義博他：名古屋市山王における温泉ボーリングを利用した地震観測, 物理探査学会, 1999
15) 西阪理永他：常時微動計測に基づく名古屋市地盤の震動特性に関する研究、第10回日本地震工学シンポ, pp.835-840, 1998
16) 今岡克也他：微動の水平上下スペクトル比と震源特性を考慮した震度分布に関する研究, 建築学会構造系論文集, 第519号, pp.47-54, 1999
17)名古屋市防災会議地震対策専門委員会：名古屋市地震被害想定調査報告書, 名古屋市防災会議, 1997、同修正版, 名古屋市, 1999
18) 愛知県：地盤に対応した建築物の地震被害低減策検討調査報告書, 1999
19) 愛知県防災会議地震部会：愛知県東海地震被害予測調査全体報告書, 1995
20) 高坂政道他：都市ガス導管の地震被害推定システム, 第10回日本地震工学シンポジウム, pp.3507-3512, 1998
21) 福和伸夫他：オンライン強震観測・地震被害想定・振動実験システムの構築, 日本建築学会技術報告集, 第3号, pp.41-46, 1996
22) 福和伸夫他：学内LANの利用による環境振動モニタリングシステム, 日本建築学会技術報告集, 第5号, pp.158-162, 1997
23) 福和伸夫他：GISを用いた既存地盤資料を活用した都市域の動的地盤モデル構築、日本建築学会技術報告集, 第9号, 1999
24）石田栄介他：JAVAによる都市防災情報統合GISのインターネットへの展開、日本建築学会技術報告集, 第5号, pp.287-291, 1997
25) 福和伸夫他：地震動評価地理情報システム'QuSE'の構築、日本建築学会技術報告集, 第6号, pp.225-229, 1998
26) 若松邦夫他：微動からみた大阪平野の地盤震動特性, 第24回地盤震動シンポジウム、pp.21～34、1996
27) 中村仁他：地盤構造推定へのH/Vスペクトルの適用性に関する研究　その2名古屋市の地盤構造の推定、日本建築学会大会学術講演梗概集構造II, pp.249-250, 1999
28)福島美光：断層近傍まで適用可能な最大加速度の距離減衰式の導出と改訂、清水建設研究報告、1996
29) 飯田正憲他：強震記録、微動記録、地盤資料に基づいた名古屋市の地盤振動性状の総合的分析　その1～2、日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造II, pp.221-224, 1999
30) 田中清和他：濃尾平野の深部不整形構造が地震動増幅特性に及ぼす影響、第10回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.863-868, 1998

仙台地域の地盤構造を考慮した強震動評価と予測

STRONG GROUND MOTION ESTIMATION AND PREDICTION IN SENDAI AREA CONSIDERING UNDERGROUND STRUCTURE

源栄　正人*1
Masato MOTOSAKA

Geological ground conditions in Sendai area are first described to estimate strong ground motions characteristics for the hypothetical earthquakes. Ground motion characteristics in Sendai during the 1998.9.15 near-source earthquake are then discussed in relation to structural damage distribution. Ground motion amplifications due to surface geology are characterized to determine the zoning factor for seismic design of building structures. A methodology based on the random response theory is described to evaluate stochastic property of ground motions including energy response of SDOF system. As an example analysis, RMS and energy response characteristics are addressed for the near-source earthquake caused by Nagamachi-Rifu fault.

1．はじめに

仙台地域では長町―利府断層による直下型地震や金華山沖の海洋型地震に対する地震防災のために地震動予測が行われており、構造物の耐震設計の立場からも地盤条件を反映した地震荷重のゾーニングの必要性も高まっている。

ここでは、まず仙台地域の強震動評価において重要となる地盤構造について、表層地質・地形と深部地盤構造を概説する。1998.9.15 仙台直下の地震による地震動と被害の関係を 1978 年宮城県沖地震の場合と比較して示す。また、構造物の耐震設計における地震荷重ゾーニングのための基礎資料として、表層地質の違いにより地震動がどの程度異なるかを検討するのに仙台地域における所要耐力分布図の作成例を示す。最後に、懸念されている長町―利府断層による直下型地震に対する地震動予測として、震源断層の不均質性に関するランダム性を考慮して地震動の統計的性質（RMS 応答やエネルギー応答）を理論的に評価する方法とこれを用いた解析例を示す。

2．仙台市の地盤構造

(1) 表層地質・地形

仙台地域の概略の地形を図１に示す。表層地質は図２に長町―利府構造線に直交する地質断面図 (図中の観測点位置は東北工大強震観測アレーSmall-Titan の観測点)を示す。長町―利府構造線を境に急変し、東側は沖積扇状地、沖積平野となっている。仙台駅を中心とする市街地中心部は河岸段丘となっている。この段丘を取り囲むように八木山、青葉山などの丘陵地が存在している。

仙台地域の表層地質は「宮城県地震地盤図」に纏められている [1]。これは宮城県が地域防災対策のための基礎資料

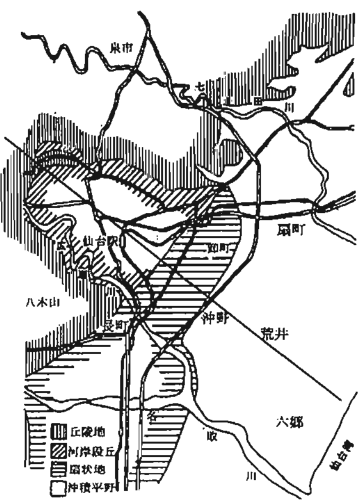


図１　仙台地域の概略地形・地質

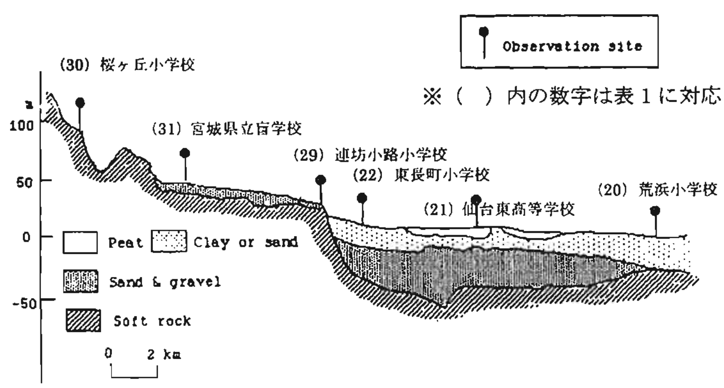


図２　長町－利府断層直交断面

*1 東北大学大学院工学研究科災害制御研究センター　Disaster Control Research Center, Graduate School of Engineering, Tohoku University

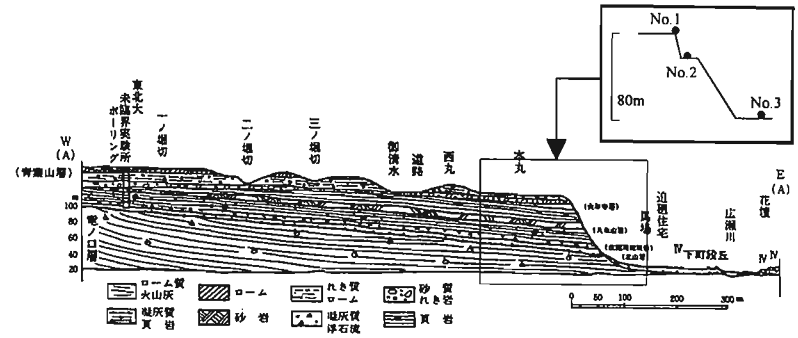


図３　青葉山付近の EW 断面

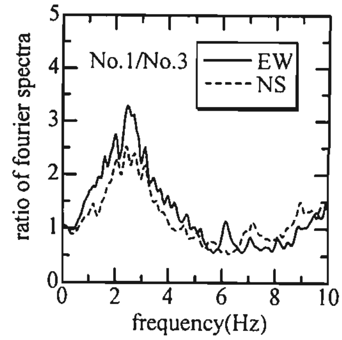


図４　崖の上下のスペクトル比

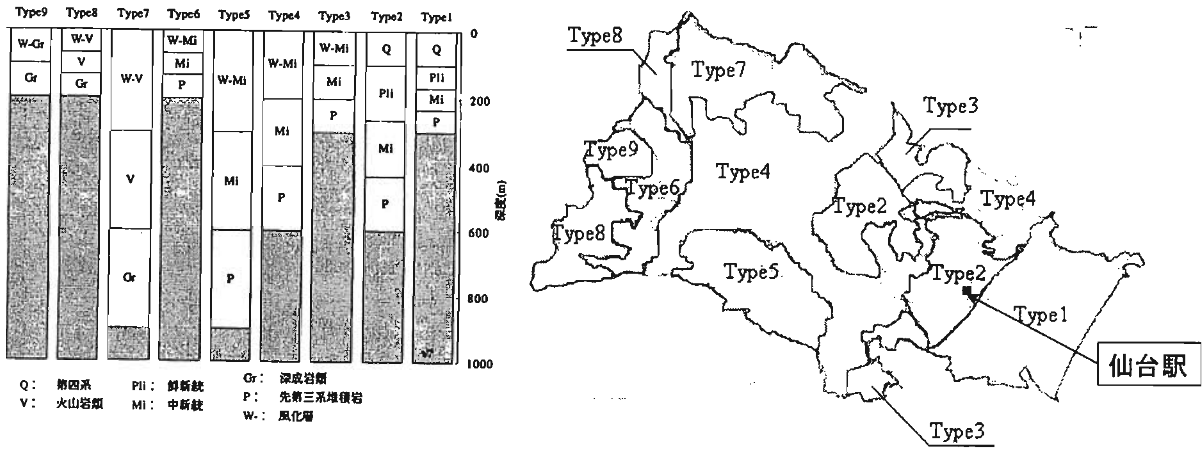


図５　地震被害想定で用いている深部地盤構造

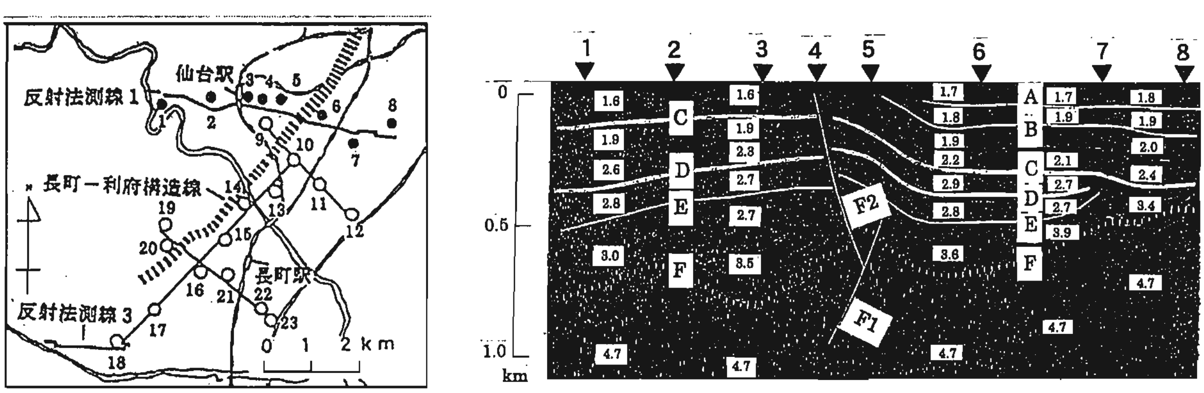


図６　反射法探査による深部 P 波速度構造（側線 1）

とすべく昭和 54 年から 5 年あまりの歳月をかけて、県内全域を対象に地形・地質の分布状況と地震被害発生の危険度を明らかにしたものであり、県内各地から収集した約 9000 本の地盤ボーリング資料に基づいている。この「宮城県地震地盤図」に基づいて地域の地震被害想定のために、500m s 四方のﾒｯｼｭ（宮城県）[2)]や 250mﾒｯｼｭ（仙台市）[3)]毎に表層地盤をモデル化したデータベースができている。地盤の非線形性についても各種土質について独自に行った動的せん断試験により、剛性と減衰の歪依存特性を求め、応答解析に取り入れられるようになっている。

図３には代表的な丘陵地として青葉山の仙台城本丸跡を通る東西断面を示す[4)]。仙台城本丸跡付近は崖地形になっており崖下の追廻住宅とのレベル差は約 80m である。図４には微動観測に基づく仙台城本丸跡崖地形の上（伊達政宗騎馬像付近）と下（追廻バレーボールコート付近）のスペクトル比を示す[5)]。この地形における増幅は崖に直交する方向の成分が大きく、2.5Hz 付近で最大となり約３倍のスペクトル比となっている。

(2)　深部地盤構造

仙台地域の深部地盤構造については必ずしもよくわかっているわけではない。宮城県や仙台市の地震被害想定[2)] [3)]では宮城県内おける３点の深層ボーリングデータと重力異常によるデータに基づいて決定されている。図５には仙台市の被害想定で用いている深部地盤モデルを示す[3)]。

9タイプの深部地盤構造に分類されており、仙台駅付近の基盤深さは600mとしている。

最近の深部構造に関する情報としては宮城県により実施された長町―利府断層帯における反射法探査 [6]の結果や仙台市太白区の愛宕神社付近における温泉ボーリングのデータ [7]が報告されている。

宮城県による反射法探査は長町―利府構造線を跨ぐ3測線（北部、中央部、南部）で行われ、中生代の利府層までの深さとそれ以浅のP波速度構造が推定されている [6]。この反射法探査で得られている深部構造は断層線上では北から南に向かって基盤深度が深くなっていること、また、中央部では海岸線に近づくにつれて基盤深度が浅くなっている。図6には仙台市中央部の片平から卸町に至る反射法探査測線におけるP波速度構造を示す。なお、図中の番号は著者らが微動観測を実施した位置 [8]を示している。仙台駅付近における利府層上面までの深さは 750m程度である。南部における深部構造は断層付近で基盤深さが西から東に向かって急傾斜している。

仙台駅とそれほど距離のない愛宕神社付近における温泉ボーリングは1200m地点まで掘られており、古生層（割山層）までの深さは約800mと報告されている [7]。

一方、仙台高密度強震観測アレーなどの観測点におけるアレー微動観測や仙台高密度強震観測アレー観測記録のPS変換波 [10]やH/Vスペクトル比 [11]を用いた基盤深さの検討結果が報告されている。

このように、仙台地域の深部地盤構造は部分的には良くわかってきているが全体を把握するには至っていないのが現状である。

3．1998年9月15日の仙台直下の地震における地震動特性と建物被害

(1) 地震概要及び地震動分布

1998年9月15日仙台市近郊の内陸において直下型地震（M=5.0）が発生した。気象庁およびK-netによる各地の震度を図7に示す。この図には今回の地震の震源ばかりでなく、1978年宮城県沖地震の震源を宮城県の被害想定 [2]で対象としている長町―利府断層を対象とした直下型地震と金華山沖の海洋型地震の断層面とともに併せて示している。今回の地震の震源は長町―利府断層の断層面のほぼ中央に位置しており、長町―利府断層の断層面の一部が破壊したとされている。防災科学研究所による地震のメカニズム解よりこの地震は北西落ちの典型的な逆断層であり、地震モーメントは3.19×10^{23}dyne・cmであった。東北大学の地震観測による余震域の大きさは3kmx3km程で本震の震央はこの余震域の南西端部と報告されている [12]。

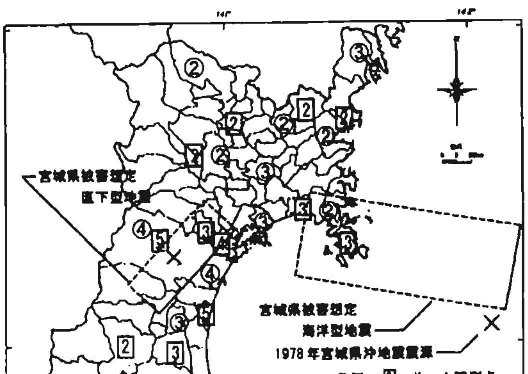


図7　各地の震度

この地震における強震観測記録は仙台高密度アレー [13]、K-net、及び、東北工大強震観測アレー（Small-Titan） [14]など、仙台地域の約40地点で得られている。これらの強震動の最大値を表2に示す。地動加速度が450ｶﾞﾙを超える観測記録が東北大学工学部（計測震度で5強）と七北中学校（同5弱）で得られている。観測記録の特徴としては、1)0.5秒以下の短周期成分が卓越していること、2)断層直交方向に近いEW方向成分が卓越した方向性のある地震動 [15]であったこと、3)最大地動の空間分布は仙台市中心部で小さく、周辺の丘陵地で大きい値を示したことである。

表1　強震観測点における地震動最大値と計測震度

観測点		震央距離*1 (km)	最大加速度(gal)［最大速度(kine)］ NS	EW	UD	計測震度	震度階	備考
(1) 東北大学建設系	1F	9.5	138 [7.8] *2	451 [20.9]	121 [5.3]	5.21	5強	SMAC-MD
(2) 仙台合同庁舎	B2F	11.4	85 [3.6] *3	144 [5.1]	64 [1.8]	3.84	4	SMAC-MD
(3) 宮城野小学校	GL	15	125 [3.1]	142 [3.6]	83 [1.4]	3.79	4	仙台高密度アレー
(4) 中野小学校	GL	22.2	135 [—]	154 [—]	67 [—]	—	—	仙台高密度アレー
(5) 玉川中学校	GL	21.7	37 [1.3]	28 [1.4]	32 [1.7]	3.01	3	仙台高密度アレー
(6) 折立小学校	GL	7.4	264 [9.7]	196 [10.4]	109 [3.3]	4.66	5弱	仙台高密度アレー
(7) 榴岡小学校	GL	12.9	69 [2.8]	113 [5.3]	43 [1.3]	3.81	4	仙台高密度アレー
(8) 鶴巻小学校	GL	19.1	92 [4.8]	99 [4.3]	55 [1.1]	4.10	4	仙台高密度アレー
(9) 沖野小学校	GL	16.7	135 [6.4]	154 [6.9]	66 [1.7]	—	—	仙台高密度アレー
(10) 四郎丸小学校	GL	18.9	118 [4.7]	122 [2.7]	213 [10.7]	—	—	仙台高密度アレー
(11) 鶴谷小学校	GL	13.5	55 [1.5]	80 [3.4]	29 [1.2]	—	—	仙台高密度アレー
(12) 長町小学校	GL	14.0	130 [7.2]	177 [7.7]	104 [2.9]	—	—	仙台高密度アレー
(13) 作並小学校	GL	10.6	240 [8.7]	151 [8.1]	100 [3.8]	4.66	5弱	K-net
(14) 東北大学免震試験建屋	GL	9.5	242 [—]	342 [—]	224 [—]	—	5強	清水・東北大共同研究
(15) 中野中学校	1F	19.2	91 [—] *4	124 [—]	55 [—]	3.96	4	SMAC-M
(16) 郡山市営住宅	1F	15.3	74 [—]	113 [—]	44 [—]	3.93	4	SMAC-M
(17) 尚絅女学院短大	GL	14.5	178 [7.3]	232 [9.0]	66 [2.0]	4.69	5弱	東北工大アレー
(18) 柳生中学校	GL	17.0	145 [6.5]	301 [10.4]	120 [3.5]	4.60	5弱	東北工大アレー
(19) 東四郎丸小学校	GL	19.7	125 [4.8]	224 [8.0]	88 [2.1]	4.30	4	東北工大アレー
(20) 荒浜小学校	GL	21.9	157 [3.1]	155 [2.7]	45 [1.4]	3.70	4	東北工大アレー
(21) 仙台東高等学校	GL	18.3	98 [6.3]	166 [7.2]	57 [1.8]	4.57	5弱	東北工大アレー
(22) 東長町小学校	GL	15.5	163 [9.0]	184 [10.5]	137 [3.5]	4.86	5弱	東北工大アレー
(23) 太白小学校	GL	10.6	— [—]	373 [9.9]	156 [3.8]	—	—	東北工大アレー
(24) 栗生小学校	GL	5.7	325 [8.9]	395 [11.1]	149 [3.6]	4.70	5弱	東北工大アレー
(25) 東北工大香澄町	GL	11.2	— [—]	160 [9.5]	172 [4.8]	—	—	東北工大アレー
(26) 東北工大二ツ沢	GL	13.3	109 [4.3]	130 [8.3]	80 [4.6]	4.46	4	東北工大アレー
(27) 七郷中学校	GL	18.4	103 [3.5]	193 [6.7]	33 [1.4]	4.18	4	東北工大アレー
(28) 仙台工業高等学校	GL	15.2	193 [4.5]	184 [4.9]	62 [1.3]	4.03	4	東北工大アレー
(29) 連坊小路小学校	GL	13.4	87 [3.0]	112 [3.7]	71 [1.3]	3.71	4	東北工大アレー
(30) 桜丘小学校	GL	8.0	179 [5.7]	312 [10.1]	67 [1.7]	4.09	4	東北工大アレー
(31) 宮城県立盲学校	GL	10.9	113 [3.3]	139 [5.2]	48 [1.6]	3.99	4	東北工大アレー
(32) 南光台東小学校	GL	13.4	70 [2.5]	156 [6.6]	48 [1.9]	3.65	4	東北工大アレー
(33) 高砂小学校	GL	17.9	66 [2.7]	148 [4.9]	43 [1.2]	3.94	4	東北工大アレー
(34) 多賀城第二中学校	GL	19.5	118 [4.6]	114 [5.5]	51 [1.2]	4.40	4	東北工大アレー
(35) 岩切中学校	GL	16.2	169 [6.8]	249 [9.6]	72 [2.0]	4.49	4	東北工大アレー
(36) 七北田中学校	GL	11.7	391 [9.1]	455 [14.5]	154 [2.6]	4.55	5弱	東北工大アレー
(37) シティビル仙台第一	GL-1.5	13.6	134 [—] *5	185 [—]	87 [—]	—	—	東北電力・大林組
(38) 泉電力ビル電算棟	GL	9.6	114 [—]	84 [—]	59 [—]	—	—	東北電力・東日本興業
(39) 高層建物A	1F	10.3	96 [—] *6	164 [—]	72 [—]	—	—	
(40) 高層建物B	1F	18.6	32 [—] *7	45 [—]	71 [—]	—	—	

*1東北大学による震源情報に基づき、地図上から算定した。　*2NSはN202E、EWはN292E，*3NSはN162E、EWはN252E，*4NSはN021E、EWはN111E，*5NSはN014E、EWはN104E，*6NSはN201E、EWはN291E，*7NSはN163E、EWはN253E

図8に最大地動の空間分布としてEW方向の最大加速度分布図を示す。図9には東北大学工学部建設系研究棟における桁行き方向（N202E）の波形及び加速度応答スペクトルを宮城県沖地震の場合と比較して示す [15]。0.5秒以下の周期成分のスペクトル値は宮城県沖地震の場合の約2倍となっている。

(3)建物被害分布

この地震により仙台市の丘陵地にある東北大学工学部や東北工業大学では中低層ＲＣ構造物に被害が出たことは既に報告済みである[16)]。特に東北大学では、1978年の宮城県沖地震では被害を受けなかった旧基準法によって設計された低層ＲＣ造建物において「短柱」のせん断破壊等の被害が生じた。被害は断層直交方向にほぼ等しい桁行方向の地震力により生じている。これらの被害状況は地震観測記録の特徴と良く対応していることを示した[16)]。

ここでは、仙台市が地震直後に行った市内70校の小中学校の建物被害調査結果（詳細は文献 16）参照）に基づく被害の空間分布と地震動分布との関係について示す。図10は、これらのうち、壁などの建物の構造的な被害が比較的大きかった見られる学校の分布をプロットし、宮城県沖地震の際における被害校の分布と比較したものである。この図より、今回の地震による被害校の分布は図２に示した地震動の空間分布と良く対応しており丘陵地で被害が大きいこと、宮城県沖地震の際の被害分布は今回の地震の場合と比べて東側によっており、被害分布は両者でかなり異なることが分かる。今回の直下型地震で丘陵地の地震動が大きかったのは仙台城跡の崖地形の増幅特性から推定されるように0.5秒以下の周期成分が主成分であったために増幅したことに起因すると思われる。地震による被害分布の違いがあるのは基盤に入射する震源・伝播経路の影響を含んだ地震動特性の違い（ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞと震源距離が異なると地震動のスペクトル特性が異なる）が地盤構造を反映した地震動増幅特性に違いを生じさせていることが原因の一つであると推定される。

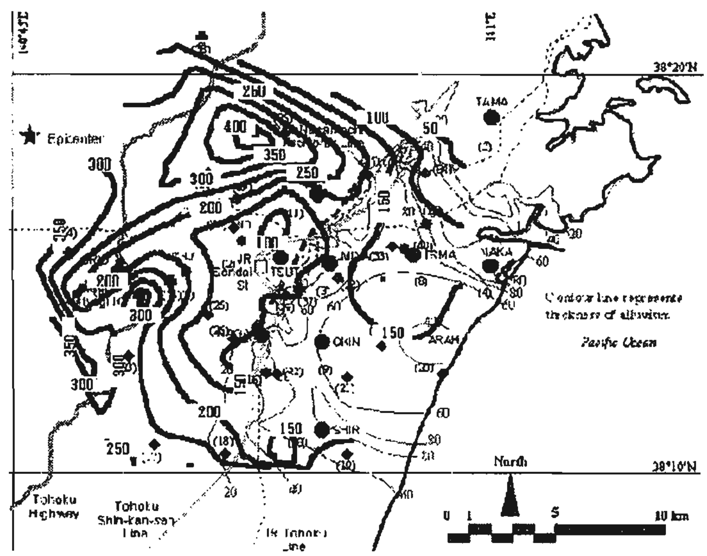


図８　最大加速度の空間分布

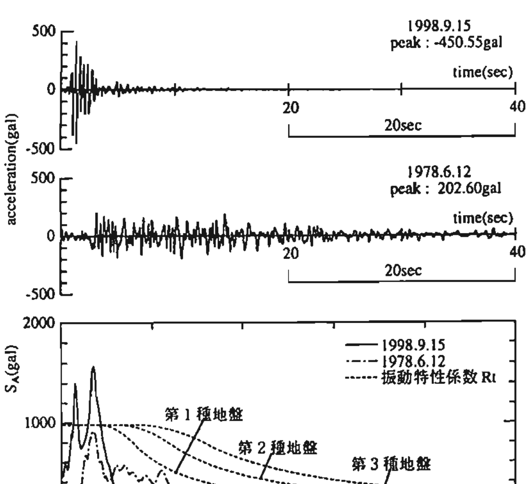


図９　今回の地震と1978年宮城県沖地震における強震観測記録の比較

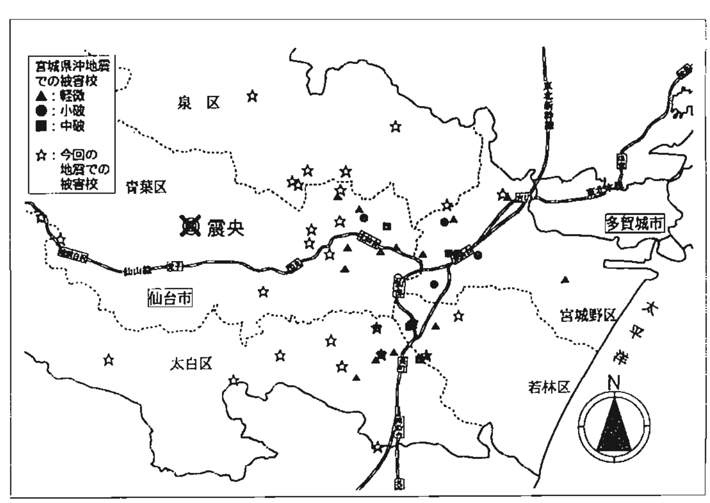


図 10　宮城県沖地震の被害校と今回の地震の被害校との比較

4．表層地質の違いによる地震動と所要耐力分布

(1) 検討内容

都市構造物の耐震設計や地震時の建物被害想定において、表層地盤の増幅特性を考慮した地震荷重のゾーニングは耐震工学における重要な問題である。このような背景のもとに、ここでは仙台地域における地盤特性を考慮し、RC 構造物を対象とした所要耐力（最大塑性率を一定の範囲内に収めるために必要な構造物の耐力）が場所によりどの程度の違いを生じるのか検討する[17]。本検討では、工学基盤を第 4 紀層基底面（第 3 紀層上面）とする。

(2) 検討手法

表層地盤モデルのデータベース[1]に基づき、表層地盤の増幅特性を等価線形解析による 1 次元波動論に基づき評価する。このデータベースでは、水平方向のメッシュは 500×500(m)であり、鉛直方向は 5(m)毎に地盤物性値を与えている。地盤の物性値は仙台市における地震被害想定[3]で用いている各地盤種別に対するものとし、これらを組み合わせ作成された 189 通りの表層地盤モデルを用いる。深部地盤構造について V_s は全て 700(m/s)とした。入力波はセンター波[18]のレベル 1 と 2 を用い、工学基盤に入力し表層の増幅特性を調べる。入力波の最大加速度はそれぞれ、207.3 , 355.7(gal)である。図 11 にはレベル 1 地震動の波形と応答スペクトルを示す。降伏ベースシアー係数（以下 C_B と呼ぶ）を求める構造物は、復元力特性を Takeda 型モデル,1 質点系とし、質点の質量は単位質量とし、粘性減衰は降伏時剛性比例型(h=0.03)を用い基礎固定とする。これらの条件のもとで、初期周期 T_0 を 0.3,0.5,1.0(s)、応答最大塑性率 μ を 2,3,4 とした 9 ケースの計算を行った。

(3) 検討結果

解析結果の一例としてレベル 1 に対する地表最大加速度を図 12 に、初期周期 0.5 秒に対する所要耐力の空間分布を図 13 に示す。なお、初期周期 0.5 秒の場合に、基礎にレベル 1 の基準地震動を入力したときの所要耐力は μ =2 で、0.29、μ =4 で 0.20 である。全体的に見て、長町-利府断層の南東側で増幅率が大きいことが分かる。また、増幅率の分布形状がレベルによって違うのは、地盤の非線形挙動の影響と応答スペクトル形状の違いによるものであるが、最大加速度よりも C_B の方がレベルの違いによる分布形状の違いが大きいことが分かる。ここで C_B の具体的な増幅率を見てみると、T_0=0.5(s)の場合ではレベル 1 で 0.9〜1.6 程度となっており、地盤における増幅率の影響が大きいことが分かる。なお、レベル 2 では 0.9〜2.2 程度であり、増幅率が 1 よりも小さい場所があることが分かっている。

また、同じ T_0 であっても塑性率によって増幅率が違うのは、塑性化に伴い構造物の周期が長くなり、構造物の周期が地盤の卓越周期の領域から離れるためである。逆に塑性化後の周期が地盤の卓越周期に近くなる場合では、増幅率は更に大きくなると考えられる。

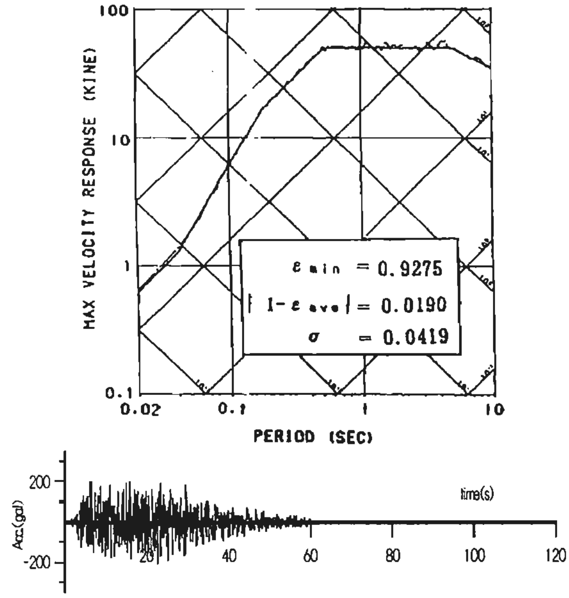


図 11 基準地震動の波形と応答スペクトル

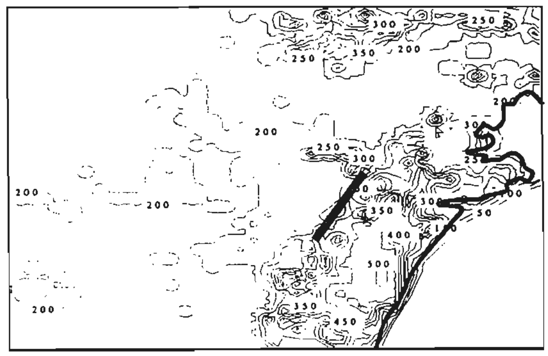


図 12 最大加速度分布（単位:gal)

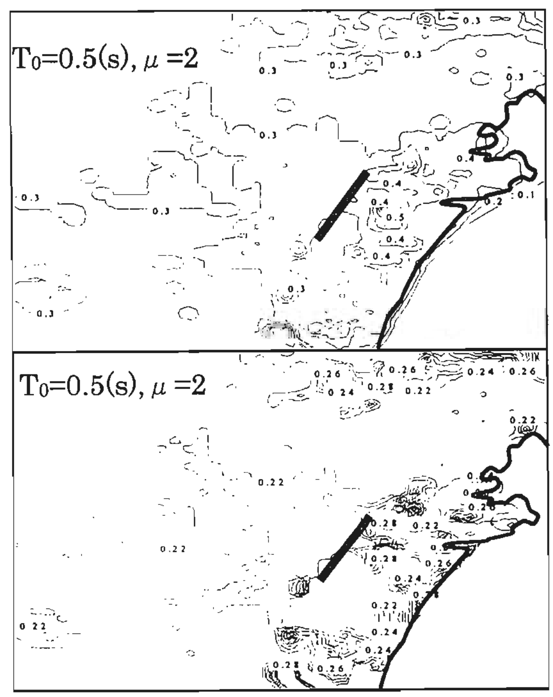


図 13 所要耐力の空間分布

5．長町—利府断層を想定した強震動予測

(1) 検討内容

短周期地震動の評価は地盤構造や震源過程に関する情報の不足などから理論的方法により決定論的に行うことは必ずしも容易ではなく、波形合成法による半経験的評価が良く用いられている。波形合成法では、震源断層の不均質すべり分布のランダム性を考慮する場合[19]や要素地震波にランダム位相により人工的に作成した小地震動波形を用いる場合[20]には確率量が入る評価となる。ここでは構造物の動的信頼性評価のための入力地震動評価という工学的立場から、これらのランダム性に対する合成波の統計的性質をランダム応答理論に基づいて評価する方法について示す。また、この方法による解析例として長町—利府断層による地震を対象地震として合成波およびエネルギー応答を評価する[21]。この場合、要素地震は 1998 年 9 月 15 日に発生した宮城県南部の地震(M5.0)を対象として、要素地震波の確率論モデルを設定する。

(2) 解析方法

非定常ランダム応答理論による評価を行うため要素地震波(加速度波)$x(t)$を包絡関数 $w(t)$と平均値 0 の確率過程 $f_s(t)$により $x(t)=w(t)f_s(t)$と表現し、これらの包絡関数と確率過程は Boore(1983)[22]に基づいて設定する。波形合成は Takemura and Ikeura(1988)[19]に従って不均質すべり分布を仮定して行なう。観測点における合成波 $\alpha(t)$は対象地震と要素地震の相似則によって定まる断層面とすべり方向に関して要素地震波を足しあわせることで求めることができる（記号の詳細は文献 21），23)を参照)。すなわち、

$$\alpha(t)=\sum_{j=1}^{n}\sum_{k=1}^{n}\sum_{l=1}^{n}\frac{R_e}{R_{jk}}\int_0^t\delta(t-t_{jk}-\tau_l-u)x(u)du + \sum_{j=1}^{n}\sum_{k=1}^{n}\kappa_{jk}\frac{R_e}{R_{jk}}\int_0^t\delta(t-t_{jk}-u)x(u)du \tag{1}$$

ここに、n は対象地震と要素地震の相似比、添字 j, k, l はそれぞれ断層の走向方向、傾斜方向およびすべり量に関する足し合わせの指標、$\delta(\cdot)$はデルタ関数である。R_e, R_{jk} はそれぞれ要素地震の震源距離と小要素 jk から観測点までの（震源）距離を表している。また、t_{jk} は破壊伝播時間と震源から観測点までの伝播時間で決まる時間で、τ_l はすべり方向の足し合わせに関する時間遅れである。κ_{jk} はすべりの不均質分布を表現するランダム変数であり、期待値 0、分散 σ^2 の互いに独立な正規ランダム変数から与えられる。Takemura and Ikeura(1988)[19]はこのすべりの不均質性の度合いを表す S_D という指標を導入している。S_D の値が大きいほど不均質の度合いが大きい。S_D の値は日本の強震記録のシミュレーションより 0.7～1.5 で平均的には 1.0 になる[19]。なお、(1)式の n が十分大きい時、$S_D^2=\sigma^2$ になる。

(1)式の右辺第一項は$x(t)$を除きすべて確定項であるので、先に足しあわせることが可能である。記述を簡単にするため、断層の走向方向と傾斜方向に関する総和をひとつにまとめる。要素地震の確率過程 $f_s(t)$とすべりの不均質性に関する確率変数 κ_j とが互いに独立であると仮定し、$E[\kappa_j]=0$ であることを考慮すると、(1)式の 2 乗平均応答は次式で表される。

$$E[\alpha(t)^2]=\frac{1}{(2\pi)^2}\int_{-\infty}^{\infty}\tilde{e}(\omega,t)\tilde{e}^*(\omega,t)S(\omega)d\omega + \sum_{j=1}^{n^2}\frac{R_e^2}{R_j^2}\frac{\sigma^2}{(2\pi)^2}\int_{-\infty}^{\infty}e(\omega,t-t_j)e^*(\omega,t-t_j)S(\omega)d\omega \tag{2}$$

ここで、＊は共役を表し、

$$\tilde{e}(\omega,t)=\int_0^t w(u)\tilde{\delta}(t-u)e^{i\omega u}du \tag{3}$$

$$e(\omega,t-t_j)=\int_0^t w(u)\delta(t-t_j-u)e^{i\omega u}du \tag{4}$$

である。(2)式右辺の第 1 項と第 2 項はそれぞれ平均すべりと偏差すべりを表している。この 2 乗平均応答の平方根をとることにより加速度合成波の 2 乗和平方根応答（RMS 加速度応答）が評価できる。なお、(2)式の数値計算は FFT を用いて効率良く行なうことができる[24]。

ここで、線形 1 自由度系のエネルギー応答の期待値を誘導する。地動(加速度) $\alpha(t)$に対する運動方程式を

$$\ddot{y}(t)+2h\omega_0\dot{y}(t)+\omega_0^2y(t)=\alpha(t) \tag{5}$$

で表す。 (17)式をエネルギー積分して期待値をとると

$$\frac{1}{2}\left\{E\left[\dot{y}(t)^2\right]+\omega_0^2E\left[y(t)^2\right]\right\}+2h\omega_0\int_0^tE\left[\dot{y}(t)^2\right]dt=\int_0^tE\left[\alpha(t)\dot{y}(t)\right]dt \tag{6}$$

となる。左辺の第一項と第二項はそれぞれ振動エネルギーの期待値 $E(t)$と減衰エネルギーの期待値 $D(t)$で右辺は地震動によるエネルギー入力の総量の期待値 $L(t)$を表している。したがって、$E[y(t)^2]$と $E[\dot{y}(t)^2]$を求めれば $L(t)$が評価でき、$L(t)$よりエネルギー応答の期待値 V_E(t)が次式で計算できる。

$$V_E(t)=\sqrt{2L(t)} \tag{7}$$

$E[y(t)^2]$と $E[\dot{y}(t)^2]$はランダム応答理論により前述の方法と同様に評価することができる。

(2) 対象地震および評価地点

対象地震は仙台市が地震被害想定を行なった想定地震のひとつである長町—利府断層による地震である[3]。長町—利府断層の想定震源断層モデルは仙台市(1996)[3]により設定した。なお、この地震のマグニチュードは 7.2 と想定されている。要素地震は前述の 1998 年 9 月 15 日仙台直下の地震（M5.0）であり、対象地震との相似比は n=10 である。ここでは数多い強震観測点のうち表層地盤が硬い観測点で、地盤の影響を比較的受けにくい仙台高密度アレーの玉川（TAMA）で観測された強震記録を対象とする。ここではこの TAMA と仙台市片平から卸町に至る反射法測線沿いの 8 地点[7]の地震動を評価する。これらの点では反射法探査[6]や微動観測[8]に基づいて基盤面の深さが推定されている。仙台市による長町—利府断層の位置、要素地震の震央位置、TAMA および 8 地点(①～⑧)の位置を図 14 に示す。なお、TAMA と宮城県南部の地震の震源距離は 25.2km である。

(3) 長町—利府断層による地震動の合成

図 15 には TAMA における S_D=0.7、1.0、1.5 の場合の RMS 加速度応答を比較して示す。振幅は S_D=1.0 の場合に比べ S_D=0.7 では 0.76 倍、S_D=1.5 では 1.43 倍となった。この振

幅の変化は(2)式右辺第 2 項の偏差すべりの影響による。

図 16 には地震基盤における仙台市内の RMS 加速度分布を S_D=1.0 の場合について示す。この図より、最大値の分布は断層上端中央付近が最も大きくなっており、断層から直交方向に距離が離れるに従って値は小さくなる。断層平行方向では距離が同じ場合、値はほとんど変わらない。

図 17 には仙台市片平から卸町に至る長町—利府断層を横切る線上にある 8 点の第 3 紀層上端における RMS 加速度応答の最大値を示す。なお、8 点において推定されている基盤深さより浅い部分をすべて第 3 紀層と仮定し、S 波速度 700m/s と 1300m/s の 2 層に等分割した。この図より、各点の最大値はほぼ S_D に比例して大きくなる。断層面の直上にある①から⑤の点では観測点が断層上端に近づくにつれ最大値が大きくなっている。また、断層面の直上にない⑥から⑧の点では断層から観測点が遠ざかるにつれて最大値が小さくなる。RMS 加速度応答の最大値が最も大きいのは断層の直上で断層上端に近い⑤の点で S_D が 0.7～1.5 の場合 280～350gal になっている。なお、最大加速度値の期待値はランダム応答理論によると RMS 加速度応答の最大値の 3～4 倍になる点に留意したい。

(4) 評価地震動によるエネルギー応答

図 18 には③の地点(仙台駅前)における固有周期 0.5 秒と 2.0 秒の 1 自由度系の構造物 (減衰 5%) に地震動が入力した場合のエネルギー応答 $V_E(t)$ を S_D=0.7,1.0 および 1.5 で比較して示す。固有周期が 0.5 秒の場合は S_D=0.7 から 1.5 と大きくなると応答量はほぼ S_D に比例して大きくなることが分かる。一方、固有周期が 2.0 秒と長くなると S_D が大きくなっても応答量の変化は少なく S_D=0.7 と S_D=1.5 とで応答量はほとんど変わらない。これは、すべり分布の不均質性が変化しても長周期領域の地震動は変化せず、短周期領域の地震動が S_D に応じて変化するためである。最大振幅は S_D=1.0 時、固有周期が 0.5 秒と 2.0 秒でそれぞれ 240cm/s、800cm/s になり、かなり大きな値になった。これは観測点がマグニチュード 7.2 の断層の真上で、破壊の進行方向に位置していることなどが原因しているものと考えられるが、構造物の入力地震動評価の際には断層面のすべりの不均質性など断層モデルの設定には詳細な検討が必要となろう。

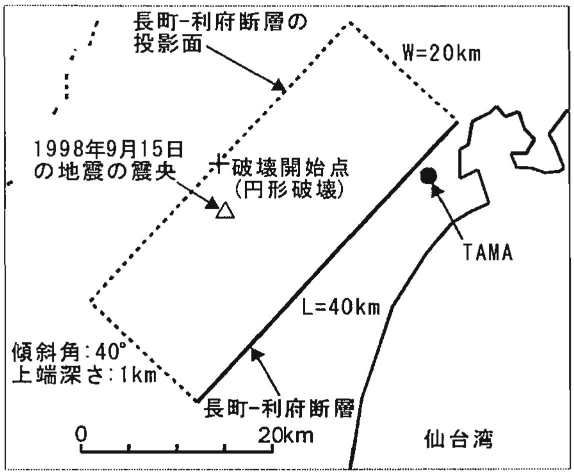


図 14　対象地震と地震動評価地点

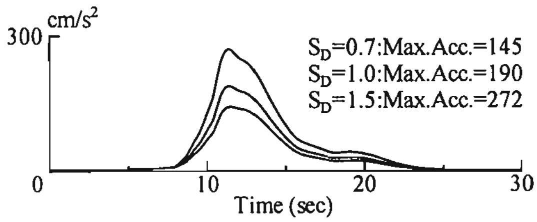


図 15　TAMA における RMS 加速度応答

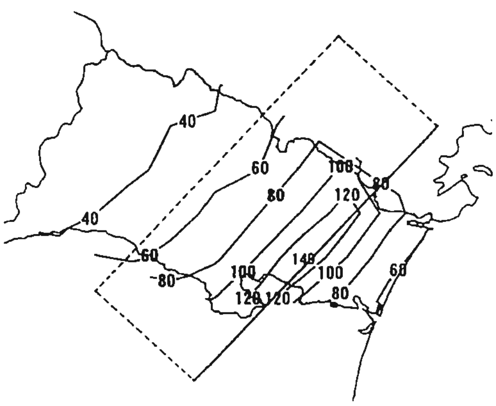


図 16　基盤における RMS 加速度応答の最大値

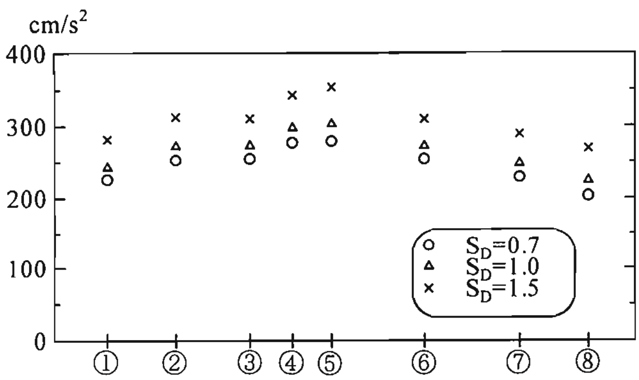


図 17　第 3 紀層上面における RMS 加速度応答の最大値

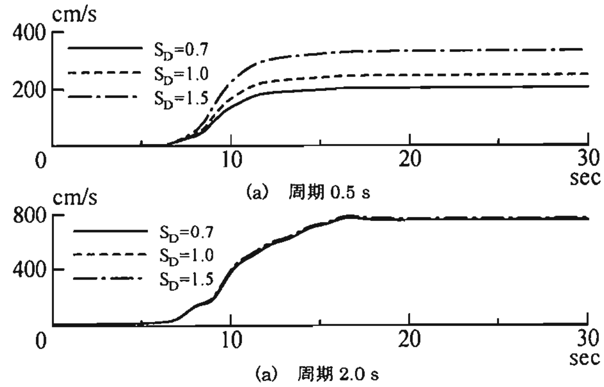


図 18　異なる S_D に対するエネルギー応答（③地点）

6. まとめ

ここでは仙台地域を対象に、地盤構造について表層地質と深部地盤構造を概説するとともに、1998年9月15日の仙台直下の地震における地震動と建物の関係を宮城県沖地震と比較しながら示した。また、構造物の耐震設計における地震荷重ゾーニングの立場から表層地質の違いによる地震動特性として、地震動の強さ,構造物の周期,塑性率の違いに対する所要耐力の空間分布を検討し、C_B 値で 2倍強の違いがあることを示した。さらに、将来懸念されている直下型地震や海洋型地震に対する地震動予測として、震源断層の不均質性を考慮した地震動の統計的性質を非定常ランダム応答理論により評価する方法をエネルギー応答の評価も含めて示した。この方法により、構造物の耐震設計で用いられるエネルギー応答スペクトルを、最近の波形合成法に基づいた地震動評価において断層の不均質すべりのランダム性を考慮して理論的に評価することが可能となる。

謝辞

本稿をまとめるに当たり、鹿島小堀研究室の釜田正毅氏、東北大学大学院生の岩崎智哉君、戸越逸人君の多大なる協力を頂いた。ここに深く感謝いたします。

参考文献

1) 宮城県：宮城県地震地盤図作成調査報告書、1985年
2) 宮城県・応用地質株式会社：宮城県地震被害想定調査業務報告書、平成9年3月
3) 仙台市：平成7年度仙台市防災都市づくり基本計画策定基礎調査報告書、平成8年3月
4) 奥津春男、大仙台圏の地盤・地下水、宝文堂、昭和48年
5) 戸越逸人、源栄正人、微動観測に基づく仙台城本丸跡崖地形における地盤振動特性、第 18 回自然災害学会学術講演集、1999年10月
6) 宮城県：長町—利府断層帯に関する調査業務報告書（物理探査)、平成8年3月
7) 盛合禧夫、上野春雄：仙台市内における先デボン紀層と温泉の新発見および地すべりとの関連について、地すべり第 34巻、第3号、9-16、1997年
8) 源栄正人・他、地震学会秋季大会　予稿集、B50、1997
9) 佐藤智美、川瀬博、松島信一、杉村義広、アレー微動観測に基づく仙台市とその周辺地域での地下深部S波速度構造の推定、日本建築学会構造系論文集、第503号、pp.101-108、1998年
10) 佐藤、小林、植竹、中村、小林、地震観測記録を利用した仙台地域における深部地下構造の推定—その1PS変換波の検討、日本建築学会学術講演集、1997年9月
11) 小林、佐藤、植竹、真下、小林、地震観測記録を利用した仙台地域における深部地下構造の推定—その2水平／上下スペクトル振幅比の逆解析、日本建築学会学術講演集、1997年9月
12) 岡田、海野、松沢、長谷川：1998年9月15日仙台近郊の地震（M5.0）の震源過程、地球惑星科学関連学会、1999年合同大会
13) Kitagawa, Y., I. Okawa and T. Kashima : Dense Strong Motion Earthquake Seismometer Array at Site with Different Topographic and Geologic Conditions in Sendai, Proc. 9th WCEE, Vol. II, pp.215-220, 1988.
14) 神山真：アレー観測システム Small-Titan とその記録の一例、日本建築学会東北支部構造部会資料、1998年10月
15) 源栄正人、柴田明徳、敦賀隆史：1998年9月15日の宮城県南部の直下型地震における仙台地域の地震動特性と構造物被害、東北地域地区災害科学研究、第35巻、55-60頁、平成11年3月
16) 日本建築学会東北支部構造部会:1998年9月15日仙台市近郊の直下型地震被害調査報告、1999年6月
17) 岩崎智哉、源栄正人、表層地質のデータベースを用いた仙台地域の地震時所要耐力空間分布、第 18 回自然災害学会学術講演集、1999年10月
18) 設計用入力地震動作成手法技術指針（案）,建設省建築研究所,平成3年
19) Takemura, M., and T. Ikeura (1988) Journal of Physics of the Earth, Vol.36, pp.89-106.
20) 釜江克宏・他 (1991)日本建築学会構造系論文集、第 430 号、pp.1-9.
21) 釜田正毅、源栄正人、柴田明徳、震源断層の不均質すべりを考慮した地震動のエネルギー応答特性評価、第4回直下地震総合シンポジウム（投稿中）
22) Boore, D. M. (1983) Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.73, No.6, pp.1865-1894.
23) 釜田正毅、源栄正人、柴田明徳、ランダム応答理論に基づく短周期地震動の統計的評価法—震源断層の不均質性が地震動の共分散応答に及ぼす影響、日本建築学会構造系論文集（投稿中）
24) Perotti, F. (1990) Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.19, pp.513-527.

地震動予測に与える断層パラメータの影響
～札幌市域におけるケーススタディ～
EFFECTS OF FAULT PARAMETERS ON GROUND MOTION SEVERITY EVALUATION
- CASE STUDY IN THE SAPPORO URBAN AREA -

岡田成幸
Shigeyuki OKADA

Sapporo region has difficulties to specify the source parameters of near field earthquakes affected the populated area. It is necessary to investigate the influence of indefinite parameters upon the risk assessment. In this paper, an importance of the plural estimation of seismic damages by probable earthquakes is enforced. Paying attention to the difficulties of taking measures against all of the cases on estimated damages, the author gives examples of the rule of making decision about the priority of mitigation plans from the point of view of earthquake engineering and political science.

1．はじめに

地震動予測にはその目的別に大きく二つのタイプがあるであろう。点としての情報と面としての情報である。

構造物建設に代表されるように、その立地点における地震動強さが予め必要な場合、要求される入力情報は耐震設計に必要な地震動波形あるいはスペクトル（点情報）である。

一方、防災行政たとえば、防災対策優先地域の抽出・防災資源の地域内有効配備計画・延焼防止に関する地区内不燃領域率設定等の都市防災計画にとり必要な情報は、行政管轄内の地震動強度の面的差違、すなわち地震動に関する地域内分布（面情報）である。この場合、管轄内全域における地震動波形が要求されることはあまりない。むしろ、地震動をたとえば、最大加速度・速度、震度等々のように一指標化し、その地域差（分布）が対策のための情報として重要となる。

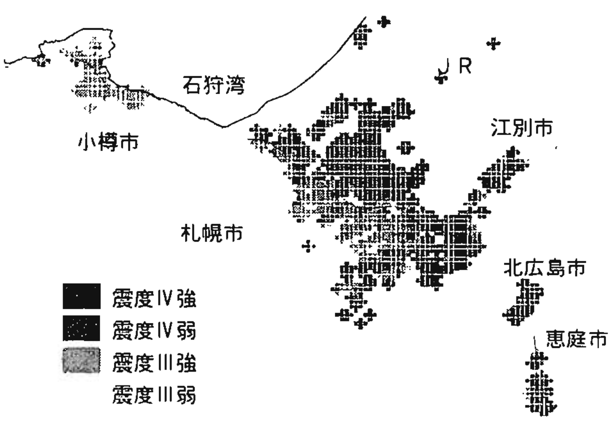


図1　1993年釧路沖地震の札幌市震度分布図

自ずと両者で地震動予測手法・要求精度は異なる。

1995年阪神・淡路大震災後、各自治体では地域防災計画の見直しが始まっている。その前提とし、当該地域の地震動入力・地震被害評価が各自治体防災委員を中心に行われている。筆者も札幌市の防災専門委員として当該地域の被害評価に関わり、後者の立場からのアドバイスを行ってきた。本論では、その委員会を通じて明らかとなった札幌市の問題点を記し、本シンポジウムの話題提供とする。従って、防災行政の観点が色濃く出ることを予め断っておく。

2．札幌市における問題点の特異性と一般性

札幌市の既存防災計画においてターゲットとしてきた地震は、近距離地震としての石狩湾地震（1834年；M6.8）、日本海側のプレート境界に発生する積丹半島沖地震（1940年；M7.0）・北海道南西沖

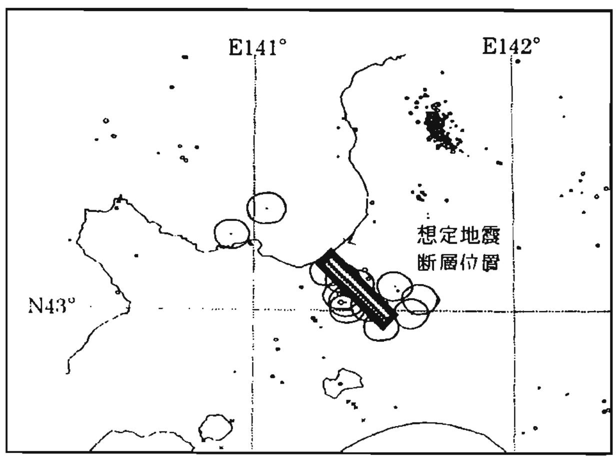


図2　札幌市付近の有感地震の震央分布(1900～1996)
（○：有感地震の震央位置。文献[2]を基に作成）

北海道大学大学院工学研究科都市環境工学専攻　Graduate School of Engineering, Hokkaido University

地震（1993 年；M7.9)、日本海側のプレート内に発生する後志積丹沖地震（1792 年；M6.9)・留萌西方沖地震（1947 年；M7.0）である。今回の見直しは、直下地震の検討である。

札幌市はこれまでいくつかの被害地震を経験してきているが、その殆どは震源距離が 100km 以上と大きく、そのため、札幌市域内の震度分布は表層地盤の分布に大きく影響を受けている。図 1 は 1993 年釧路沖地震の際のアンケートによる詳細震度分布図であるが、表層地質との相関性は極めて高い。すなわち、札幌市の震度分布は、震源・伝播経路に関する不確定性は殆ど問題とならず、地盤特性が決定要因であった。札幌住民の地震動の理解もほぼこれに則っており、地震で揺れやすいのは市北東部、揺れにくいのは市中南部というものである。札幌市防災部においても、直下地震を想定した場合の注目点は評価被害全数にあったようであり、震度・被害分布はそれほど重きを置いてはいなかった。従って、直下地震を想定した被害評価方法も、ありそうな震源パラメータを一つに絞り込み、それに対する被害評価を行うことを前提に、進められていた。

札幌市は厚い堆積層で覆われており、活断層を市街地直下に特定することはできない。活断層図[1]を見ても、活断層の疑いのあるリニアメント（確実度Ⅲ）すら、札幌市及びその周辺部に認めることはできない。しかしながら、図２に見られるとおり、1905 年以降の札幌市付近の有感地震の震央分布図には、明らかに札幌市直下に地震の集中域が見られ、小樽沖から日本海の地震活動帯へ地震帯を形成していると考えられる。笠原[2]は同図及び北海道大学付属地震予知観測地域センター資料による最近の地震活動をもとに、長さ 20km、幅 10km、滑り量 1m 程度の断層（気象庁マグニチュード 6.5）が、同図中の長方形で示す領域内での発生を示唆している。札幌市域内での地震観測点が少ないこと、また、交通振動等による観測ノイズが大きいことなどから、直下地震に対する震源パラメータはこれ以上絞り込めないのが、札幌市の現状である。このような状況下で防災対策上重要な被害評価検討は、震源パラメータの不確定性により、地震動入力分布にどれだけ任意性が加わるのかを把握することであろう。

中尾・他[3]は断層パラメータの設定が地震動の絶対値・応答スペクトルに与える影響を議論している。しかし防災行政上、より重要となる地域内分布への影響を議論したものはない。札幌市防災委員会において大きく取り上げられたのは、この点に関してである。

震源パラメータを一意に決めがたいという不確定性の問題は、札幌市の例のように当該地域に影響する直下地震断層が不明である場合以外にも、東京都のように大きな被害をもたらすと思われる断層が複数存在する場合、また、多くの場合がそうであるように、断層位置が確定されていたとしても、破壊開始点・破壊方向・破壊形式などの断層の動きに関するパラメータは容易に特定できないし、さらに、パラメータには本質的に仮定しないと設定できないものもある。仮に断層パラメータがよく調べられたとしても、計算手法により結果が相当の幅を持つという指摘もある[3]。地域内分布結果に与える感度解析は、一般性の高い重要な問題である。

３． 震源パラメータの不確定性を議論する防災対策上の意義

３．１方法

地域の地震動入力の分布を求める手法として自治体等で広く用いられている Kobayashi and Midorikawa[4]をここでは基本におく。また、被害の分布に関しては、本研究の目的が被害の詳細を求めることではなく、震源パラメータの設定不確定性が被害分布に与える影響の大きさを把握し、問題点を指摘することにあるので、被害評価方法は簡便なものとする。

札幌市の表層を 500m 区画で分割し、この区画ごとの震度を計算することを試みる。今、区画番号を i で表す Kobayashi and Midorikawa の方法は地域の地震基盤面（S 波速度が 3km/秒の層）における最大入射加速度あるいは速度を求める方法であり、この方法による基盤面（区画 i 直下における）の最大速度を本論では V^B で表す。札幌市では過去の地震より、表層地質の影響を考慮した以下の震度分布算定式が得られている[5]。

$$I_i = I_i^S + \begin{pmatrix} 0.756 & \text{シルト層} \\ 0.682 & \text{泥炭層} \\ 0.550 & \text{火山噴出物層} \\ 0.540 & \text{砂混じりシルト層} \\ 0.449 & \text{粘土混じりシルト層} \\ 0.344 & \text{現河川堆積物層} \\ 0.226 & \text{扇状堆積物層} \\ 0.104 & \text{火山岩層} \\ 0.050 & \text{砂礫層} \\ 0.004 & \text{岩錐} \end{pmatrix} \tag{1}$$

ここに、I_iは区画 i における地表面震度、I_i^Sは地表面の影響を取り去った標準地盤震度（札幌市域の平均震度）である。I_i^Sは Kobayashi and Midorikawa の方法によって求めた基盤面最大速度 V_i^Bに、標準地盤／基盤最大速度比（地盤増幅率）αを乗じて、Muramatu[6]による最大速度－震度換算式を流用した以下の式により求めることとする。

$$I_i^S = 2\times\left(\log\left(\alpha\times V_i^B\right)+1.4\right)-0.5 \tag{2}$$

最大速度比αは 1993 年北海道南西沖地震の際の札幌市の詳細震度分布より求める。すなわち、北海道南西沖地震の際の区画 i におけるアンケート震度を I_i とし、(1)式の右辺第２項（表層地質による震度補正値）を $\delta_{i,j}$ とし（但し、jは表層地質区分)、Muramatu により最大速度に換算すると、以下となる。

$$\log V_i^S = \frac{I_i - \delta_{i,j} + 0.5}{2} - 1.4 \tag{3}$$

ここに、V_i^Sは標準地盤最大速度である。北海道南西沖地震の震源パラメータを用い、Kobayashi and Midorikawa により V_i^Bを計算する。各区画ごとに V_i^Sと V_i^Bを求め、比の平均値を求めると最大速度比α 2.8 が求まる。この値を(1)式より地表面（シルト層）最大速度と基盤面最大速度比に変換すると 6.1 となる。翠川[7]は基盤における最大速度振幅に対する地盤増幅度を求めている。彼によれば地盤種別が完新統（沖積層）で 7.5 であり、更新統（洪積層）で 5.3 である。上値とほぼ調和し、α値の妥当性を示唆している。

ここでは被害として震動による木造住家被害を扱う。上記により求められた震度分布に、住家の被害関数（Vulnerability 関数）を用いて、被害率に換算し、被害棟数を算定する。

３．２感度解析の意義

札幌市を例に、想定される直下地震の震源パラメータの不確定性

を定め、その範囲内で震源パラメータを複数与え上記方法で地震動及び被害分布を求めるわけであるが、その解析意義について若干の補足をする。

結果は容易に想像がつく。Kobayashi and Midorikawa の方法では、与えることができる震源パラメータは、幾何学的パラメータとしての断層位置・深さ・断層長さ・断層幅・傾斜角等であり、運動力学的パラメータとしては立ち上がり時間・断層破壊開始点・破壊方向・破壊伝播速度等である。札幌市の場合、このうち確定できるのは、断層長さ・断層幅ぐらいのものである。この場合、断層位置、傾斜角のような幾何学的パラメータが地震動入力分布を大きく支配するはずである。しかし問題は、どのようなパラメータが結果に影響するのかということではない。重要なことは、その地域において防災計画を立てる場合、震源パラメータのような仮定に基づく不確定性を無視し得るのかどうか、防災計画にどのような影響があるのかを知っておくことであろう。対象地域が変われば、それらの影響の程度は当然変わってくる。シミュレーション結果が地域を越えて一般性を引き出すわけではない。結果はあくまで、当該地域だけに限ったものである。しかしあえて本論でこの問題を議論するのは、想定地震の震源パラメータを絞り込んで被害評価し、その結果を唯一確定的なものとの前提で防災計画を立案する危険性をデモンストレーションすること、そして不確定性に関し、札幌市では防災計画立案上どのようなことを考えたのかを示しておきたかったからである。

4. パラメータの不確定性が地震動入力及び分布に与える影響

前章で述べた手法に従って札幌市の震度分布及び被害分布を評価する。Kobayashi and Midorikawa を基本においた方法で変化させ得る震源パラメータのうち、震源深さ・立ち上がり時間・破壊伝播速度は地震動の大きさには影響するものの地域分布への影響は小さいのは自明である。本論ではまずこれらについて検討し、次いで分布に影響するパラメータについて検討する。

4.1 地震動入力の大きさに影響するパラメータ

遠距離地震と直下地震の場合の地域の算定震度を比較し、札幌市において直下地震を想定する場合に上記震源パラメータの設定にどの程度の配慮が必要かをシミュレーションした。ここで比較検討対象とした遠距離地震は、1993年北海道南西沖地震相当とし、各パラメータの設定の揺らぎの幅を直下地震と同程度にして計算し、その影響の大きさを比較する。検討のための標準の設定パラメータと、設定の揺らぎ幅は表1のとおりである。また、直下地震の断層位置は想定される図2の範囲内とし、地表面からの最浅位置を図3に示す6カ所とした。

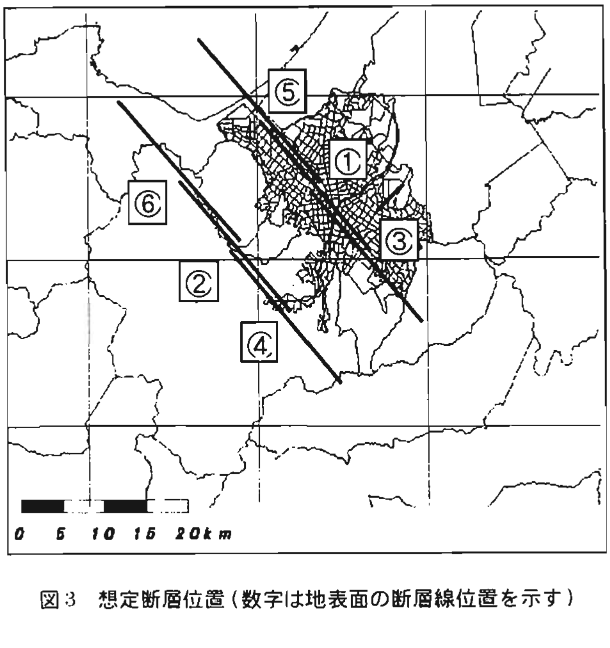


図3 想定断層位置（数字は地表面の断層線位置を示す）

表1 検討のための震源パラメータ一覧

パラメータ	単位	想定直下地震		遠距離地震	
		標準設定	揺らぎ幅	標準設定	揺らぎ幅
断層長さ	km	20		120	
断層幅	km	10		25	
変位量	m	1		4	
断層面分割数		12×12		15×5	
破壊開始点					
立上り時間	秒	1.1	±75%	4.5	±75%
傾斜角	°	45		55	
深さ	km	1	1～26	4.3	1～26
S波速度	km/秒	3.5		3.4	
破壊速度	km/秒	2.3	±30%	2.9	±30%
断層位置		図3①		N42.53° E139.45°	

4.1.1 震源深さの影響

直下地震・遠距離地震共に浅発地震を想定する。札幌市域における地震基盤面までの平均的な深さは1kmであるので、断層最浅部の深さを1km～26kmまで5kmずつ深くしていき、札幌市域の最大震度の変化をみる。震源決定の深さ方向の誤差は10km程度であるので、遠距離地震の場合の不確定誤差範囲としてもほぼ妥当であろう。図4は横軸に断層最浅部までの深さ、縦軸に計算された最大震度をとり、遠距離地震と直下地震を比較してみたものである。震央距離で約200km離れている遠距離地震は、深さが25km変化しても最大震度に与える影響は0.1程度と小さい。それに対し直下地震は、深くなるほど最大震度は小さくなり、1.4の違いが生じた。震源深さを変えても最大震度を与える地域はいつも同じであるが、絶対値の違いは無視できない。最小の場合、地域の最大震度はⅣ程度であり、物的被害の危険性はそれほど大きくないが、最大の場合（震源位置最浅）、震度は5.7（気象庁震度Ⅵ弱）を越え、住家全壊被害も予想される。直下地震の場合、深さの設定不確定性が震度分布に与える影響は無視できなく、遠距離地震以上に慎重な扱いが必要なことが分かる。

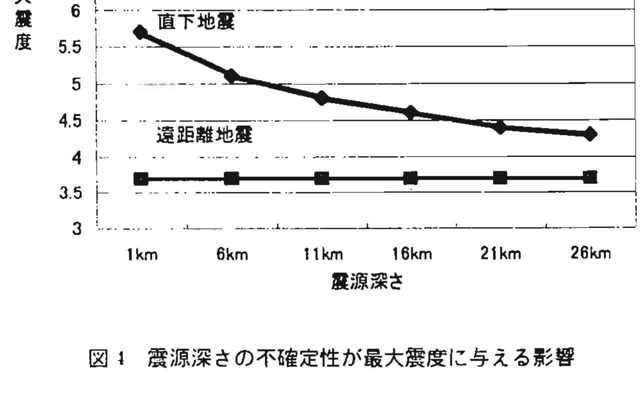


図4 震源深さの不確定性が最大震度に与える影響

4．1．2立ち上がり時間の影響

立ち上がり時間（rise time）とは断層内の破壊領域が破壊を開始してから破壊終了に要するまでの時間のことであり、一般的には地震動スペクトルの短周期側のコーナー周期に影響する。しかし、Kobayashi and Midorikawa の方法では、その影響は波の継続時間に吸収されてしまっており、その影響は定かではない。前出の文献[3]より立ち上がり時間の設定誤差範囲を最大±75%とし計算した。直下地震の場合、立ち上がり時間の短い方が最大震度で 0.2 程度大きくなったに過ぎず、遠距離地震では最大震度の変化は認められなかった。立ち上がり時間の工学的取り扱いにおける影響の少なさは、他の論文でも指摘されているところである。小地震の合成による半経験的地震動評価手法による検討でも、応答スペクトルに与える揺らぎも±10%程度であり[3]、立ち上がり時間の地震動への影響は小さいと考えられる。

4．1．3破壊伝播速度の影響

前出の文献[3]より不確定性±30%で変化させ、市域内の最大震度を比較する。結果を図5に示す。両地震とも破壊伝播速度の増加に伴い震度は大きくなり、この場合、遠距離地震で 0.2、直下地震で 0.6 の違いが認められる。直下地震は破壊伝播速度の影響をより大きく受けることが分かり、設定に際し注意を要する。

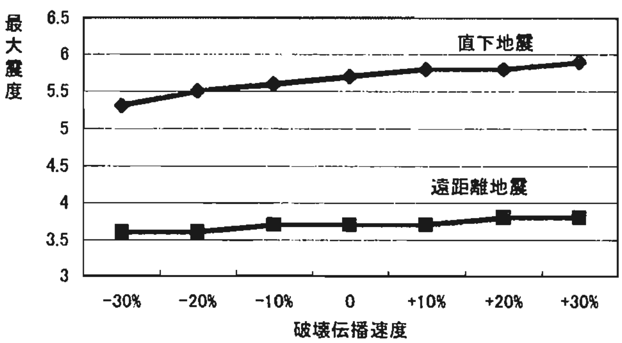


図5　破壊伝播速度の不確定性が震度分布に与える影響

4．2分布に影響するパラメータ

札幌市で想定される直下地震について、破壊開始点・断層傾斜角・断層位置を検討する。傾斜角は 45°、90°、135° の3ケースを、破壊開始点は断層の南端及び北端に2ケースを、断層位置は図3に示す6ケースを、合計 36 のケースについて震度分布及び住家被害・人的被害について算定し、影響を調べた。不確定性の幅は想定されているものをそのまま採用した。破壊形式はエネルギー集中の大きな一方向破壊を採用する。

分布図は紙幅の都合上、割愛する（発表時に OHP で示す予定）。総括表を表2に示す。札幌市は図6に示す行政区に分割されており、被害計算に当たり図中細線で示したゾーン（道路境界線）区分を行い、ゾーン単位で木造被害を計算した。表はパラメータを変化させた 36 ケースについての行政区ごとの木造全壊棟数である。

図7は木造住家被害棟数の最大を与える地震と最小被害のそれとの被害分布比較である。全壊・半壊・一部破損を含めた全被害棟数の最も多いものを最大被害地震（地震コード：EQ13）とし、最小被害地震（地震コード：EQ33）と比較すると、全壊（2,569／1）・半

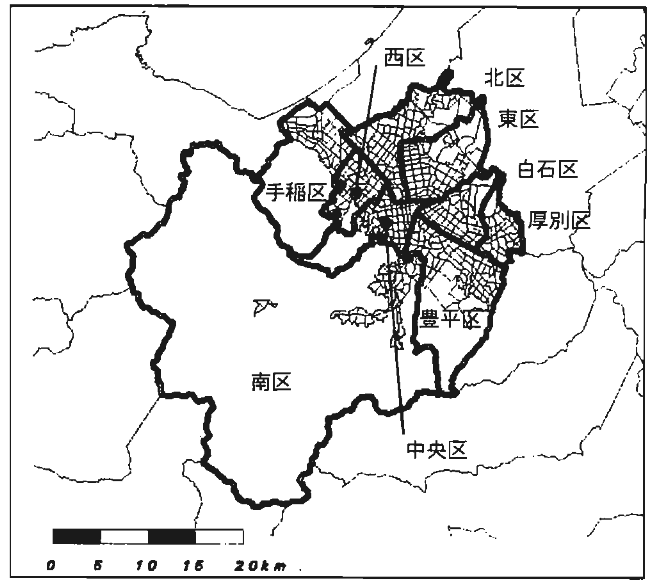


図6　札幌市のゾーン区分と行政区

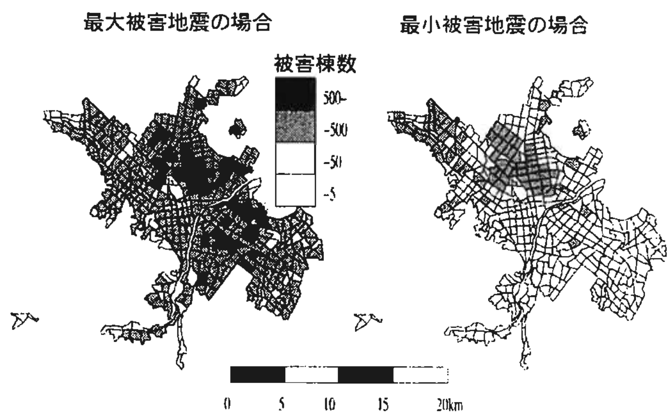


図7　最大被害地震と最小被害地震の被害分布比較（住居被害）

壊（27,791／3,582）・一部破損（77,799／9,550）を含めた全被害棟数(108,159／13,133)で 8.2 倍の違いがあり、被害量は全く異なる。被害分布にも大きな違いが見て取れ、最大被害地震は市街地全体に全壊被害が発生しており、被害棟数が 500 棟を超える潰滅ゾーンは 50 を超えている。また死者も全市的に発生する。一方、最小被害地震では木造住家被害は市北西部に偏在しかつ死者も発生しないなど、被害分布・様相に相当の違いが認められる。

5．防災計画上配慮すべきこと

前章より、震源パラメータの設定不確定性は直下地震に、より大きく影響することが理解できた。遠距離地震の場合、地震動に与えるその影響は小さいためそれほど不確定性に注意を払うことのなかった震源深さ・破壊伝播速度についても、直下地震の場合は無視し得ないことが判明した。想定される揺らぎの範囲内で、震源深さはより浅い方がまた破壊伝播速度はより早いほうが当該地域の最大震度は大きくなり、これへの対策を行使することは、防災計画上 max-min の判断原理（最悪状況下での損失最小化）に立つことを意

味し、防災への前提状況は設定しやすい。また、地震規模（マグニチュード）に関係する断層長さ・幅・滑り量等は、その地域で過去に出現したものにある程度の安全率を見込んで想定するなどの防災上の配慮は可能である。しかし断層破壊開始点や傾斜角、断層位置の違いは直下地震の場合震度の分布を大きく変えてしまい、安易な設定は誤った防災計画を誘導してしまう。地域防災計画の基本資料となるべき想定震度分布・被害分布を一意に決めがたい可能性がありながら、何らかの判断基準に則って一つに絞って被害評価を行い、それをターゲットに防災対策を立案しているのが、しかしながら現実である。

札幌市においては、以上のパラメータの不確定性の範囲内においてシミュレーションした結果が、以後の対策に如何に影響するかを検討し、防災計画の一助とした。

（検討 1） 過去に経験してきた地震動分布と異なる分布を与える可能性の検討

■ 新知見：

札幌市における近年の地震による市域内震度分布は、いずれも市北東部（北区・東区・白石区）の軟弱地盤地帯及び市南東部（豊平区）の未固結火山灰層が広がる地区で大きく、被害もそこに集中している。しかし直下地震の場合、それらの地区よりも通常揺れないとされている地盤条件の良い中央区・西区・手稲区の方が被害の大きい場合も想定されることを示している（地震コード：EQ15、EQ30、EQ3）。地盤特性よりも震源特性が被害分布を左右する場合もあり得る。

■ 理由：

札幌市の場合、断層位置に関する不確定量が大きいため、パラメータの変動による地域差が極めて顕著に現れた。

■ それへの対策：

1． 遠距離地震を想定地震とした場合、震源パラメータの設定不確定性による当該地域への震度および被害分布に与える影響は比較的少なく、地震動入力は安定している。すなわち、震央距離と当該地域の地盤条件がそれらの分布性状を決定づけている。これに対する防災対策は単一の固定的シナリオで対応可能であろう。

2． 一方、直下地震は震度分布・被害分布に、震源パラメータの設定不確定性が大きく影響する。すなわち、様相の異なる複数の被害パターンについてそれぞれに防災対策シナリオを準備しておく必要性を顕示している。また、これまで地震では揺れなかった地域の住民に危険性を周知する必要がある。

（検討 2） 被害量が安定している地域と不安定な地域が存在する可能性の検討

■ 新知見：

図8は各行政区に最大被害を与える地震を選別し、その被害量をプロットしたものである。同図によると、パラメータの変動に伴い被害量も大きく変動する地域（北区、東区、白石区）と安定した地域（南区、厚別区）とあるのが分かる。

■ 地盤条件との関係：

変動の激しい地域は、軟弱な地盤が広く広がった地域に一致しており、逆に被害量が安定した地域は堅固な地盤が広がっている。

■ それへの対策：

1． 被害量が安定している地域は、固定的被害シナリオで対応が可能である。備蓄・避難所・人的配備計画は比較的容易である。

表2 震源パラメータと行政区別木造全壊被害棟数一覧

地震コード	傾斜角	破壊開始点	断層位置	中央区	北 区	東 区	白石区	豊平区	南 区	西 区	厚別区	手稲区	全 市
EQ 1	45	南端	①	30	703	727	189	26	0	113	1	91	1,882
EQ 2	90	〃	〃	43	386	293	47	19	0	140	0	120	1,050
EQ 3	135	〃	〃	134	317	174	20	48	11	272	0	219	1,195
EQ 4	45	北端	〃	64	393	792	662	356	17	56	75	2	2,419
EQ 5	90	〃	〃	92	201	333	315	316	34	67	30	4	1,393
EQ 6	135	〃	〃	214	152	203	209	379	117	156	18	17	1,456
EQ 7	45	南端	②	16	64	38	4	7	7	88	0	99	316
EQ 8	90	〃	〃	0	2	0	0	0	1	5	0	32	40
EQ 9	135	〃	〃	0	0	0	0	0	5	0	0	15	20
EQ10	45	北端	〃	53	26	54	55	97	147	36	5	7	479
EQ11	90	〃	〃	0	0	4	3	15	78	0	0	0	100
EQ12	135	〃	〃	0	0	0	0	2	80	0	0	0	82
EQ13	45	南端	③	113	377	981	628	319	12	73	54	12	2,569
EQ14	90	〃	〃	143	264	502	293	263	25	89	14	15	1,610
EQ15	135	〃	〃	266	230	357	195	334	96	142	5	21	1,646
EQ16	45	北端	〃	1	0	87	278	204	4	0	58	0	632
EQ17	90	〃	〃	0	0	16	87	151	9	0	17	0	279
EQ18	135	〃	〃	9	0	4	38	202	48	0	6	0	308
EQ19	45	南端	④	91	103	132	44	63	122	84	0	16	656
EQ20	90	〃	〃	3	17	25	5	3	56	12	0	6	126
EQ21	135	〃	〃	1	1	2	0	0	62	2	0	1	69
EQ22	45	北端	〃	0	0	0	1	32	63	0	0	0	96
EQ23	90	〃	〃	0	0	0	0	1	25	0	0	0	26
EQ24	135	〃	〃	0	0	0	0	0	32	0	0	0	32
EQ25	45	南端	⑤	1	195	65	0	0	0	13	0	52	326
EQ26	90	〃	〃	0	58	6	0	0	0	12	0	75	151
EQ27	135	〃	〃	1	26	0	0	0	0	40	0	159	227
EQ28	45	北端	〃	71	793	909	163	44	3	167	6	59	2,236
EQ29	90	〃	〃	92	443	454	112	40	7	199	3	82	1,431
EQ30	135	〃	〃	166	348	301	61	48	16	331	0	167	1,461
EQ31	45	南端	⑥	0	3	0	0	0	0	2	0	56	61
EQ32	90	〃	〃	0	0	0	0	0	0	0	0	9	9
EQ33	135	〃	〃	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
EQ34	45	北端	〃	73	108	137	44	24	16	132	0	70	604
EQ35	90	〃	〃	3	13	30	7	2	7	18	0	15	95
EQ36	135	〃	〃	1	0	4	1	0	9	4	0	2	21

2．　軟弱地盤地域は被害の見積もりが難しく、地域内における詳細な被害分布評価が必要となる。複数の被害シナリオを用意する必要がある。また、被災地域としての備蓄計画と同時に被災が小さい場合の他地域支援としての役割も計画しておく必要がある。

前章のシミュレーションより、パラメータの不確定性により地震動及び被害の分布が大きく変動することが示されたが、これを単に評価の誤差として扱い得るのか、それとも分布状況から防災上無視し得ないケースとして想定地震の一つとして扱うのべきなのかを検討した。以下の判断規準は一般的に議論しており、ここで検討しなかったものも含んでいる。コロンの後の英数字は、表２の地震コードを意味する。

（検討 3）　地震工学的あるいは都市計画的観点からの重要地震の抽出

■　規準Ａ：物的最大被害を与えるケース
1．　被害量（被害額）最大となるケース：
2．　住民被害最大となるケース：EQ13（住居被害最大）
3．　住民生活被害（ライフライン被害）最大となるケース：
4．　地域被害（基幹産業施設被害）最大となるケース：

■　規準Ｂ：間接被害最大を与えるケース
1．　人的被害が最大となるケース：EQ28
2．　火災延焼が最大となるケース：EQ28
3．　後続被害が最大となるケース：

■　規準Ｃ：これからの都市計画への情報として開発計画区の被害予測
1．　人口増加地域の被害が最大となるケース：EQ3、EQ30
2．　都市計画重点地域の被害が最大となるケース：EQ4

（検討 4）　防災対策上対応パターンが大きく異なるケースの抽出（防災行政的観点１）

■　規準Ａ：被害分布の偏りにより、被災地域と支援地域に分かれる。
1．　全市的に被害が広がるケース：EQ15
2．　被害量が際だった地域が複数あるケース：EQ30
3．　被害が市の一部に集中するケース：EQ4、EQ13、EQ28

（検討 5）　行政対応のとりにくいケースの抽出（防災行政的観点２）

■　規準Ａ：市の中枢施設が集中している地域が被災する場合
1．　防災中枢施設集中地区が被災するケース：EQ15
2．　政経情報中心地区が被災するケース：EQ15
3．　地域基幹産業施設集中地域が被災するケース：札幌市は該当なし
4．　商業中心地区が被災するケース：EQ15
5．　住宅集中地区が被災するケース：

■　規準Ｂ：市の危険地域が被災する場合
1．　産業危険施設が被災するケース：札幌市は該当なし
2．　指定危険地域が被災するケース：EQ15（指定急傾斜地）
3．　歓楽密集地域が被災するケース：EQ15
4．　旧市街地が被災するケース：EQ4（人口密集地区、道路狭隘）

■　規準Ｃ：迅速対応が難しい地域が被災する場合
1．　遠隔地が被災するケース：EQ10
2．　被災により交通アクセスに難を生じるケース：EQ4
3．　災害弱者の多い地域が被災するケース：EQ3（高齢者家族）、EQ4（転出入者多）

（検討 6）　各行政区において被害最大を与えるケース（防災行政的観点３）

■　規準Ａ：札幌市は広いので、各行政区レベルで対応シナリオを準備することも必要である。

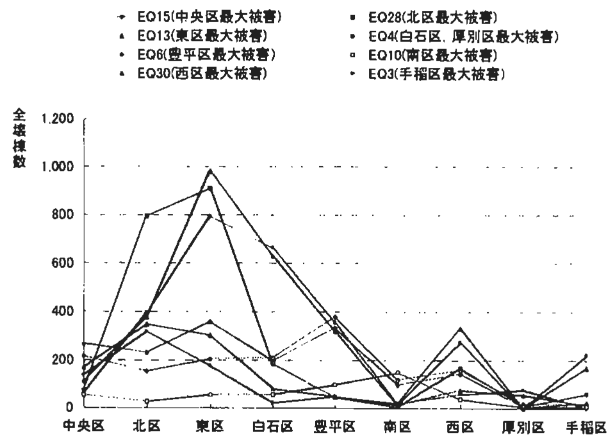


図８　想定地震別にみた各行政区の木造住家全壊棟数

６．おわりに

以上、札幌市で検討した直下地震想定と問題点について述べた。本来、前章で指摘した地震動は札幌市にとり、それぞれ特徴のある被害であり、全て対策の対象として検討すべきである。震源パラメータ不確定性に伴う誤差として切り捨て、平均的なパラメータについてのみ被害評価し防災対策を立案するのは的はずれであることが分かる。

複数の被害パターンの検討が地域防災計画立案の正論であることを述べてきたが、実務的な立場からは当面の標的をどう設定すべきかという、対策優先度選択問題が浮上してくる。地域行政体が抱える防災資源（人的・物的・経済的）は有限であり、防災計画にもある優先度を考慮することが実行性のあるものとなるからである。仮に、全被害パターンについて対策シナリオが準備できるとしても、計画実施は年度単位であり、優先順位づけは避けられない問題である。すなわち、複数の想定被害から一定のルールで優先的に対策を講じるケースを選択していくことが実務上必要である。札幌市は検討の結果、種々の問題を抱えながらも、地域に最大被害を与える地震（EQ13）と種々の中枢施設が集中している中央区における被害が一番大きい地震（EQ15）を当面の想定地震に位置づけた。この正否については発表時の議論とする。本研究の遂行に当たり、北海道立寒地住宅研究所・戸松誠氏の協力を得たことを付記する。

参考文献　1．活断層研究会編(1991)　2．笠原:札幌の地震,北海道新聞社(1996)．3．中尾・他:断層パラメータの設定が推定地震動に与える影響,日本地震工学シンポ(1998)．4．Kobayashi and Midorikawa：A semi-empirical method for estimating response spectra of near-field ground motions with regard to fault rupture, Proc. of the 7th European Con. Earthq. Eng., (1982)．5．岡田・他:高密度震度調査にもとづく地域内震度予測式の構成,建築論文報告集,(1985)．6．Muramatu:Expectation of maximum of earthquake motion within 50 years throughout Japan, Sci. Rep. Gifu Univ., (1966)．7．翠川:関東平野を対象とした震度分布予測,構造工学論文集(1997)．

1948年福井地震(M_{JMA}=7.1)時の強震動評価と強震動予測

SIMULATION OF STRONG GROUND MOTION DURING THE 1948 FUKUI EARTHQUAKE (M_{JMA}=7.1) BASED ON A HETEROGENEOUS SOURCE MODEL AND HYBRID SIMULATION TECHNIQUE

釜江克宏

Katsuhiro KAMAE

We simulate strong ground motions during the 1948 Fukui earthquake, Japan with the JMA magnitude 7.1 based on a heterogeneous souce model and the hybrid simulation technique. Most of the source models have been assumed to have uniform slip distribution on rectangular fault plane. Such models could generate ground motions only available longer than several seconds, underestimating shorter period motions (＜1 sec) of engineering interest. We assume two source models of reverse (Model-1) and normal (Model-2) types with a heterogeneous slip distribution on fault plane based on the self-similar scaling relationships of seismic moment versus asperity areas and slips by [Somerville et al.,1999]. Simulations have been carried out by the hybrid scheme combined the 3-D Finite Difference Method with the stochastic simulation technique. Large ground motions from both models, are spread over the Fukui basin, although peak velocity distributions are slightly difference each other. Area over 30% collapse ratio during the Fukui earthquake correspond to those with peak velocity over 60 cm/sec for Model-1 and over 80 cm/sec for Model-2. The level of the peak velocity in the areas with more than 30% collapse ratio are estimated to be over 80 cm/sec based on the previous studies by [Moroi et al.,1998] and [Miyakoshi and Hayashi,1998]. From this result and the comparison of pseudo velocity response spectral level with those within the damage belt during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, we conclude that the damage distribution during the Fukui earthquake is well explained by Model-2.

1. はじめに

50年前に福井市およびその周辺地域に大災害をもたらした1948年福井地震は福井市近郊を走る活断層に起因する内陸地震で、いわゆる都市直下地震の1つであった。この地震の規模は気象庁マグニチュード(M_J)7.1で、兵庫県南部地震(M_J 7.2)とほぼ同じであった。この地震は戦後の混乱期に起こったにもかかわらず、全国の地震学、地震工学の研究者により、発生直後から余震観測、断層・地盤調査、被害調査がなされ、詳細な報告書が出版されている[北陸震災特別委員会(1951)]。最近福井県が出版した「よみがえる福井震災」[谷口(1998)]は生々しい被害の実態および困難な中の調査の様子を教えてくれる。この地震の後、震度7が新しく定義され、1995年兵庫県南部地震に初めて適用された。家屋全壊率が30%以上の地域はほぼ福井平野全体に広がっており(長さ約30km幅約12km)、この被害の広がりは1995年兵庫県南部地震に比べてはるかに大きく、被害の元となった破壊力のある強震動が広い領域に生じていたのではないかと想像される。

1995年兵庫県南部地震では日本ではじめて大被害が生じた地域で強震動が記録された。それにより断層破壊の前方伝播による指向性効果により生成される長周期パルスの存在と盆地端部効果による増幅が大きな衝撃的な震動を生じ構造物を破壊に至らしめたことがわかってきた[例えば、Irikura et al.(1996); Kawase(1996)]。しかし、福井地震のときの強震動がどのようなものであったかに関する研究は殆どなされていない。その理由は震源域近傍で地震動が全く記録されていないことにある。日本の多くの都市が活断層に囲まれていることを考えると福井地震の強震動の検討は重要である。

兵庫県南部地震以後、活断層を対象とした強震動予測をいかに行うべきかについて、震源のモデル化や強震動のシミュレーション手法等に関する研究が精力的に進められている。入倉・他(1999)は強震動予測のレシピとして、地形・地質学的成果や地震学的成果を取り入れ、活断層を対象とした強震動予測がどうあるべきかを提案している。ここではこの強震動予測のレシピに従い、福井地震時の強震動評価を試み、その有効性を震源近傍域の被害分布との比較から検証を行う。また、強震動予測の観点から福井平野を対象に、震源のモデル化が強震動特性に与える影響を若干検討する。なお、詳細な結果については入倉・釜江(1999)に報告されて

京都大学原子炉実験所

Research Reactor Institute, Kyoto University

いる。

2. 震源断層のモデル化

2.1 強震動予測のレシピに従った震源のモデル化

活断層を考慮した強震動予測がどのように行われるべきかの一つの答えとして、入倉・他(1999)は強震動予測のレシピとして震源のモデル化から強震動シミュレーションまでの流れを示した。特に震源のモデル化をいかに行うべきかが非常に重要な課題であり、レシピでは活断層の地形・地質学的な情報や活断層調査結果が一つの情報源となる可能性も示唆している。しかし現時点ではそれらの情報からだけでは震源モデルの構築は困難であり、特に福井地震のような起震断層が厚い堆積層の直下にあったとされる場合にはその位置や破壊過程には不確定性が内在する。我々は地震規模が大きくなると、断層面でのすべりは不均質であることを過去の地震の解析から学んだ。またそうした解析結果の統計的処理により、震源の経験的モデル化が研究されている(Somerville et al.,1999)。ここではこの経験的モデル化の手法を適用し、以下に示す情報を基に震源のモデル化を試みた。強震動評価と予測では利用可能な情報源が異なるため、個々の情報源を区別して示した。

強震動評価
強震動予測

・断層パラメター
(規模、位置、長さ、走向、傾斜角、破壊様式)
↑
活断層調査、*地質学的調査結果(地震後)*、
インバージョン解析結果

・断層面の幅(断層の上限、下限)
↑
地震発生層(微小地震活動)

・不均質震源モデル
↑
アスペリティの特化(Somerville et al.,1999 など)、
インバージョン解析結果

・破壊開始点
↑
活断層の形状(中田・他,1998 など)、
地震発生層の下限分布(Ito,1998 など)
震源位置

2.2 断層モデル

日本の地震断層パラメター・ハンドブック[佐藤(1989)]によると福井地震の震源モデルについて前述のKanamori(1973)、吉岡(1974)および長谷川(1986)によるものが載せられている。Kanamori(1973)は地割れ線分布と余震域の広がりから震源断層を、L = 30km,W = 13kmと推定し、三角点の水平変動データと震源から約155km離れた京大阿武山地震観測所での佐々式強震計による変位記録を用いて震源メカニズムは垂直左横ずれ断層で、地震モーメント(Mo)は3.3×10^{26}dyne・cmと推定している。震源は2つのサブイベントからなる多重震源で、はじめのイベントの約9秒後に4倍の大きさの第2イベントが生じたとしている。主たる被害はこの第2イベントによると考えられる。しかし、均質等方の完全無限媒質を仮定した単純な長方形震源断層モデルを用いた計算のため波形の一致は必ずしもよくない。その後、吉岡(1974)は余震分布が地割れ線の東側に偏在すること、上下の地殻変動が東側隆起を示す、等から、断層面は垂直でなく傾斜角約80°を仮定して、理論地殻変動と観測データの比較から断層モデルの最適解としてすべり角26°で地震モーメント3.2×10^{26}dyne・cmと推定した。長谷川(1986)は断層面を8枚の小断層に分けそれぞれ断層パラメターを未知数として地殻変動データの非線形インバージョン解析を行っているが、仮定された断層面積が小さいため地震モーメント(Mo=1.8×10^{26}dyne・cm)がやや小さいが平均的な傾斜角やすべり角は吉岡の結果とほぼ一致する結果を得ている。

1998年秋の地震学会で福井地震50周年を記念して行われた特別セッションでは、震源モデルの再検討結果が発表された。菊地・他(1999)は、阿武山に加えて、豊岡、亀山、岐阜の低倍率変位計の記録を用いて波形インバージョンを行い、走行170°、傾斜角70°、すべり角−10°、地震モーメント2.0×10^{19}Nmの解を得ている。これは西落ちの正断層成分を持つもので先に述べた吉岡や長谷川の結果とは異なっている。彼らの解は、主要なずれは2つのイベントからなり、はじめのイベントが小さく、2番目のイベントが最大のずれを生じたとし、2つのイベントのモーメント比が約1:3、破壊はおおむね北から南へ伝播したと報告した。鷺谷(1999)は、水平および上下地殻変動データのインバージョン解析を地割れ分布に対応する福井地震断層(長さ約30km)だけが動いたと仮定したとき地震モーメントが2.37×10^{19}Nm、左横ずれが卓越して最大すべりは6mと推定した。彼はこの主断層から3km離れて平行する副断層(長さ約

7km)も動いた可能性を指摘し、その場合地震モーメントは2.89×10^{19} Nmとなるとしている。

以上のように、この地震の震源断層メカニズムに関しては大きく分けると2つの異なったモデルが報告されている。1つは地殻変動データを基にした吉岡(1974)による東上がりの逆断層モデル、もう1つは近距離での低倍率地震計記録に基く菊地・他(1999)による西下がりの正断層モデルである。そこでここでは強震動の計算のため上記2つのモデルを想定する。モデル1は逆断層モデルで、吉岡(1974)に従い走行方向 345°、傾斜角 80°、すべり角 26° を想定する。モデル2は菊地・他(1999)に従い、走行方向170°、傾斜角70°、すべり角 -10° を想定する。

2.3 不均質震源モデル

最近20年ほどの間に, マグニチュード6以上の内陸地震に対して線形波形インバージョンを用いて信頼性のある断層すべりが少しづつ明らかになってきた。これらの結果は断層すべりは決して断層面上に一様ではなく不均質であることを示すものであった。Somerville et al.(1999)はこれらの震源モデルの体系的な特性を見出すための統計的解析をおこなった。

解析により求められた全断層面積S、最大アスペリティーの面積 Sm、およびアスペリティーの面積の総和Sa、と地震モーメントの関係は

$S(km^2) = 2.23\times10^{-15}\times Mo^{2/3}(dyne\cdot cm)$ (1)

$Sm(km^2) = 3.64\times10^{-16}\times Mo^{2/3}(dyne\cdot cm)$ (2)

$Sa(km^2) = 5.00\times10^{-16}\times Mo^{2/3}(dyne\cdot cm)$ (3)

のようにあらわされる。全断層面積Sとアスペリティーの面積SmとSaとも地震モーメントMoに対して両対数座標上で傾きは2/3となっている。このことは、全断層面積、最大アスペリティーの面積、およびアスペリティーの面積の総和が地震モーメントをパラメターとして自己相似型のモデルを仮定していることに対応する。

ここで定義されたアスペリティの領域やすべり量が強震動評価に有効かどうかは、認定したアスペリティーの分布を想定してフォーワード・モデリングで強震動を合成して観測と比較することにより吟味する必要がある[例えばKamae and Irikura(1998)]。上のようなアスペリティーの定義の有効性の検証はSomerville et al.(1999)ではなされていない。その検証も本研究の目的の1つである。地震モーメントは、これまでの解析結果で1.8×10^{19} Nmから3.3×10^{19} Nmに広がっている。ここでは、モデル1とモデル2とも、地震モーメントとしてそれらの値の中間に近い2.6×10^{19} N・mを仮定する。全断層面積(S)、最大アスペリティの面積(Sm)、アスペリティ面積総和(Sa)は震源インバージョン結果の解析により求められた地震モーメントとの関係式(1)～(3)より与えられる。また、ここでのアスペリティーのサイズは1995年兵庫県南部地震とほぼ同じなので、ライズタイムも同じ0.6秒を採用する。表1に震源パラメターをまとめて示す。

上記のようにSomerville et al.(1999)の経験的関係式に基くと、平均的震源モデルとして、全断層面積、アスペリティの面積、そこでのモーメント解放量、などが与えられるが、断層の長さや幅、断層面内での各アスペリティーの位置は与えられない。内陸の活断層に起因するマグニチュードが7以上になると地震発生層の幅に近くなることが知られている[例えば, Ito(1990)]。ここでは断層の幅Wは微小地震の震源分布から推定される地震発生層の厚さとし、断層長さLは全断層面積S(=LW)に一致するように決めることとする。平野(1998)の福井地震断層周辺の微小地震の震源分布についての詳細な研究を参照すると、地震発生の深さ限界は約17 km、一方Ito(1998)による浅さ限界は約2 km想定されるので、ここでは断層幅は深さ2 kmから17 kmと仮定する。全震源断層域に対応する長さは約60 kmとなる。断層面内での各アスペリティーの位置は、菊地・他(1999)のイベントAとBのほぼ重心(Centroid)位置に対応させて図1のように定める。すなわち、第2イベント(12×12 km²)が福井地震でもっとも被害の集中した地域の直下(深さ3-15km)、第1イベント(7×8 km²)は北側の深いところ(深さ7－15 km) に存在した(図2)と仮定する。破壊は北から南へ進行し、第1イベントと第2イベントの発進時刻の差も菊地・他(1999)を参考に7秒とする。破壊の開始点はこれまでの研究結果を参考に地震発生層の最下部(例えばIto(1990)参照)、破壊速度は一定(Vr=2.8 km/s)を仮定する。このようにして想定された震源モデルの有効性が計算された強震動と被害分布の比較から検証される。

3. 強震動シミュレーション手法

最近数値シミュレーション手法の発達により、震源断層モデルを仮定し、震源域から対象地域に到る地下構造を考慮して、震源で生成され地層中を伝播する地震動を理論的に求める方法が開発されてきた。この方法は、強震動記録を用いて波形インバージョンにより断層破壊過程推定のために利用され、断層面上のすべり分布が精度よく求められるようになった。しかしながら、こ

の場合理論波形の計算には簡単化された平行多層構造が仮定され、解析に有効な地震記録の周期範囲は1秒以上の長周期帯域のみである。構造物被害には一般に0.1－10秒の広い周期帯域の強震動が関係していると考えられる。そのため、震源インバージョンに用いられる地震動推定方法をそのまま強震動の予測に適用することはできない。現実的な強震動の推定でこれまでもっとも成功している手法は、想定する断層近傍に発生した小地震の記録を用いて大地震の強震動を推定する、いわゆる経験的グリーン関数法[例えばIrikura(1986)]と考えられる。しかしながら、この方法も、一般には適切な小地震記録がない場合が多くいつでも使えるわけではない。最近震源断層モデルと震源域を含む3次元構造が与えられたとき、3次元有限差分法(3D-F.D.M.)を用いて1秒より長周期の地震動の計算が可能になってきた[例えば, Graves(1996), Pitarka et al.(1998)]。しかしながら、周期1秒より短周期の地震動を理論的に計算するに十分な詳細地下構造を広域にわたって決定するのはいまだ困難であり、さらにその数値シミュレーション手法も確立しているとはいえない。そこで本研究では図3に示されるハイブリッド法を用いて震源近傍の強震動合成を試みる。長周期(1秒以上)は、3D-F.D.M.を用い、対象とする大地震の断層面を適当な小断層に分割し、各小断層にベル型関数であらわされるすべり速度時間関数を想定し、3次元の地下構造を考慮して直接的に大地震の地震動のシミュレーションを行う。一方、短周期(1秒以下)については、はじめに小地震からの地震動を、震源特性としてω^2モデルを仮定し、伝播経路特性とサイト特性を考慮して確率的手法でシミュレーションを行い[Boore(1983)]、次に、経験的グリーン関数法と同様の手続きで小地震記録を足しあわせて断層面全体からの地震動合成を行う、いわゆる統計的波形合成法[釜江・他(1991)]を用いる。長周期地震動と短周期地震動は、両者の震源関数の足し合わせがω^2モデルに対応するようにフィルター処理をした後、時間領域で足しあわされて、広周期帯域の強震動が合成される。

4. 地下構造のモデル化

福井県により平成9年度から福井平野の地下構造が福井県地域の活断層調査の一環として主として山地と平野部の境界付近で反射法やボーリングなどの探査手法を組み合わせて調べられている[荒井(1998)]。山中・他(1998)は福井平野の沖積および洪積層を含む地震基盤にいたる深層堆積層の構造を微動アレイ観測を用いて推定している。これらの深層堆積層構造をコンパイルして、表層地形を考慮して福井平野の3次元地下構造の推定を行った。図4の左図に示される西南西－東北東の測線a－a'とb－b'、北北西－南南東の測線c－c'とd－d'における速度構造断面がFig.6の右図に示される。A層が深部堆積層に対応し、S波速度600 m／s、P波速度2,000m／s、堆積層の最深部の深さは240mで、基盤部はB、C、Dの3つの層を考え、S波速度はそれぞれ2.0 km/s 、3.2 km/s, 3.5km/sとする。長周期地震動(1秒以上)を求めるための3次元地下構造はこのモデルを用いた。

短周期の地震動を評価するときには各サイトで直下の地盤構造を平行多層構造と仮定してサイト増幅特性の計算を行う。地盤構造としては図4に示されたA, B, C, Dの深層堆積層の上に沖積層に対応するより低速度の表層が考慮された。各サイトの表層厚さの空間分布は若松・野畑(1998)が微動のH/Vの特性から推定したものを用いた。公表されたボーリング資料を参考に、表層のS波速度、P波速度、密度、およびQ値はそれぞれ300 m/s、1,600m/s、1.8 g/cm^3、30と仮定された。

5. 結果

1948年福井地震による福井平野における強震動が3章で述べた震源断層モデルを4章での地下構造を考慮してハイブリッド法を用いて計算される。長周期成分のシミュレーションは3次元差分法を用いて、グリッド間隔0.1 km、周波数分解限界1.2Hzでなされた。震源断層は1 km ×1 kmの小断層に分割され(図2)、各小断層は1つの等価な点震源として、断層面内での破壊伝播による適当な遅れ時間で地震動を生成するとして、シミュレーションがなされる(例えば、Pitarka et al.,1998)。短周期のシミュレーションは、各アスペリティーに1つ1 km ×1 kmの断層面積と適切な応力降下量をもつ小地震を考え、伝播媒質のQによる減衰、サイト直下の1次元地盤構造を考慮した増幅特性を考慮した統計的グリーン関数を計算し、その足しあわせにより評価される。Q値は近畿地方のJMA87強震計のデータを用いて決められた150f(川瀬・他, 1999)を用いた。

震源断層として想定されたモデル1とモデル2は、地震モーメント、全断層面積、断層面内アスペリティーの相対位置などの断層パラメターは同じで、地表断層(Surface fault trace)の位置も一致するが、断層メカニズムが異なる。モデル1は東あがりの逆断層に対し、モデル2は西さ

がりの正断層である。

これらの震源モデルでストレス・ドロップは2つのアスペリティーでそれぞれ186と 113 barsであるが、アスペリティー以外での断層面でのストレス・ドロップは約19 barである。ここではアスペリティー部分のみのモーメント解放を仮定したときの強震動の大きさとその空間分布について述べる。1995年兵庫県南部地震の震源近傍の強震動はアスペリティーのみのすべりを想定して計算される合成波形でよく説明できることが示されている[Kamae and Irikura(1998)]。詳細な結果（波形など）やアスペリティー以外でのモーメント解放も加えたときの強震動との比較などは入倉・釜江(1999)に譲り、ここでは2つのモデルによる最大速度などの空間分布の違いや被害との比較を示す。

モデル1に対して計算された断層直交成分および断層平行成分の最大速度の空間分布が図5の(a)と(b)に示される. これらのコンター図の領域は図1の(a)に示した破線領域に対応する。断層直交成分は最大アスペリティーの南端付近が最大で、大振幅域はその南方に広がり、一方断層平行成分は最大アスペリティーの両側で大振幅となる様子が視覚的に読み取れる。1995年の兵庫県南部地震に対する強震動のシミュレーション結果(例えばPitarka et al.(1998)は最大振幅域が震源断層と地表との交線から1-2 km堆積層側に寄ったところであった。一方ここでの結果は、最も大きな速度振幅は断層直上に位置している。これは兵庫県南部地震のときは震源断層が盆地と山地の境界に位置していたのに対して、ここでは震源断層は堆積層の直下の伏在断層を仮定しているからである。

断層直交成分と断層平行成分のベクトル合成の最大値を最大速度値としてその空間分布が図6(a)に示される。また水平2成分の波形記録から計算された計測震度が図6(b)に示される。気象庁の定義によると計測震度は3成分(水平2成分と垂直成分)の記録を用いて計算されるが、ここでは水平成分2成分記録のみから推定している。実際上、横ずれの卓越する震源メカニズムを想定しているので垂直成分の影響は小さいと考えられる。

図6の(a)と(b)に示される領域は図1(a)で破線で囲まれた領域に対応する。計測震度7は殆ど現れず、福井平野の全壊率30%の地域(図1(a)には全壊率30%のコンターはないので20%と40%の中間を30%と考える)は最大速度60cm/sにほぼ対応し、そしてそこでの計測震度は震度6弱と評価される。

宮腰・林(1998)は、1995年兵庫県南部地震の建物被害から推定された地震動の最大速度に関する林・宮越(1997)の関係式から震度7地域は最大速度100 cm/s以上であるという結果を報告している。一方諸井他(1998)は1948年福井地震の全壊率30%を与える地震動強さは1996年兵庫県南部地震の全壊率10%に相当するとしている。兵庫県南部地震の全壊率10%の地域の最大速度は宮腰・林(1998)によると約80cm/s となる。これらの結果が正しいとすると、ここでのモデル1による強震動は若干過小評価と考えられる。

西さがりの正断層を想定したモデル2に対する合成速度波形の断層直交成分および断層平行成分の最大速度の分布は図7の(a)および(b)に示される。モデル2では震源断層の上盤側に福井平野中心部が位置することになるため、平野全体に大きな速度振幅の強震動が広がっている。断層直交成分は破壊伝播の前方指向性効果のため最大アスペリティーの先端付近で最大速度振幅170cm/sとなる。断層平行成分は断層面の上盤側に大きな速度振幅の震動が広がり、最大で約227cm/sとなる。岩盤上の地震動の最大速度はモデル1と同様約35cm/sである。

断層直交成分と断層平行成分のベクトル合成の最大値を最大速度値としてその空間分布が図8(a)に示される。また水平2成分の波形記録から計算された計測震度が図8(b)に示される。計測震度はモデル1の場合と同じの方法で計算された。モデル1に対する計測震度マップでは震度7の領域は現れなかったが、モデル2に対するマップでは震度7、すなわち計測震度6.5以上、の領域が福井平野の中心部に現れる。図8の(a)で最大速度160 cm/s以上の地域が(b)で計測震度7と評価される地域にほぼ対応するように見える。しかしながら、計測震度7は兵庫県南部地震でも殆ど記録されたわけでもないので、震度7と震度6強の違いは相対的な大きさの違い以上の意味はないと考える。ここではむしろ全壊率と最大速度の関係に注目する。図1の(a)の全壊率30%の領域は、図8(a)に示される計算された地震動の最大速度の80-100 cm/sのコンターにほぼ対応し、図8(b)で計測震度としてはほぼ震度6強と評価された領域に対応する。ここでの最大速度値は先に述べたように宮越・林(1998)による1995年兵庫県南部地震の時の全壊率10%以上の地域の最大速度値にほぼ対応する。

モデル2に対して計算された福井平野の強震動の疑似速度レスポンス・スペクトルが1995年兵庫県南部地震の時の観測値と図9で比較される。図中太実線は断層直交成分の中で最大速度値を与える合成波形のレス

ポンス・スペクトル、太破線は断層平行成分の中で最大速度となる合成波形のレスポンス・スペクトルを示す。岩盤サイトの合成波形のレスポンス・スペクトルは二点鎖線で示される。
比較のため、1995年兵庫県南部地震の時「震災の帯」内に位置する鷹取(TKT)での強震動観測記録および東灘区の福池小学校(FKI)での再現波形の疑似速度レスポンス・スペクトルが図9に細実線と細破線で示される。この結果は福井地震のとき福井平野で生じた強震動は兵庫県南部地震の「震災の帯」での強震動をやや上回る応答特性を有していたことを示唆している。卓越周期は堆積層の卓越周期やアスペリテイサイズによるパルス周期とほぼ一致する。

6. 震源断層の位置及び震源メカニズムが強震動分布に与える影響

以上の結果は1948年福井地震時の被害分布との照査から強震動を再現したものである。ここでは福井平野を対象とし、震源断層の位置やその震源メカニズム(主として破壊様式)の違いが平野内での強震動分布に与える影響をいくつかのケースについて調べた。宮武(1999)でも福井地震を対象として震源過程によって地震動の震動卓越方向が変化するとして、建築物や墓石などの倒壊、転倒方向との関係を議論している。ここではまず、起震断層として福井地震のシミュレーションに際して想定した福井平野直下にある福井地震断層と、その東約3kmのところに想定されている福井東側断層(平野東縁下部:地表面traceを図4に示してある)を考えた。両者の走行、傾斜角は前述の吉岡モデルを仮定し、破壊様式として純粋な左横ずれ及び逆断層を仮定した。震源パラメータは前述の第2アスペリテイの各値を用いた。発震点はアスペリテイの北端最下部と中央最下部を想定した。表2に仮定したモデルとその緒元を示す。図10に3次元FDMによって計算された各モデルの断層直行方向及び断層平行方向の最大速度分布を示す。これらの図から強震動分布は震源の位置、破壊様式及び破壊開始点によってそれぞれ異なった特性を示し、特にDirectivityが強震動分布に与える影響は顕著である。これらの結果は強震動予測が Source Specific に行われるべきであることを示唆している。もちろん、地盤構造(深層地盤構造も含めて)に基づく Site Specific に行われるべきである。

7. まとめ

1948年福井地震のときの強震動推定のための震源のモデル化を行った。地震モーメントは、これまで地殻変動データや近地の強震変位記録などから推定され報告されている値の中間的な値2.6×10^{26} dyne・cmと考え、Somerville et al.(1999)によるアスペリティに対するスケーリング則を適用して、標準的な不均質断層モデルが想定された。震源断層面として、吉岡(1974)に基く逆断層モデル(モデル1)と菊地・他(1999)に基く正断層モデル(モデル2)が採用された。断層面内の主要なアスペリティーは、菊地・他(1999)に従い大小2つで、はじめに小さいアスペリティーが破壊し、次に最大アスペリティが破壊したと考える。それぞれのアスペリティーの領域の広がり、およびそこからのモーメント解放量はSomerville et al.(1999)にしたがって想定された。また、強震動はハイブリッド法で計算された。モデル1(逆断層モデル)に対して、推定された平野部での強震動の最大速度は約150cm/sで、計測震度7の地域は殆どない。家屋の全壊率が30%以上の地域での最大速度が60 cm/s以上となり、そこでの計測震度として震度6弱と評価される。モデル2(正断層モデル)を想定したとき平野部での強震動の最大速度は200cm/sを越えるところが現れ、最大速度160cm/s以上の地域がほぼ計測震度7に対応する。家屋の全壊率が30%以上の地域での最大速度が80 cm/s以上となり、そこでの計測震度として震度6強と評価される。
1948年福井地震のときの全壊率30 %の地域は1995年兵庫県南部地震の時の木造家屋の全壊率10 %の地域に対応する[諸井他(1998)]という結果を参考にすると、福井地震のとき全壊率30%の地域の強震動の最大速度は80 cm/s以上[宮越・林(1998)]と考えられる。こうした結果を参考にすると、モデル1に対する福井平野中心部の強震動は若干過小評価と考えられるが、モデル2に対する強震動の最大速度は兵庫県南部地震の観測からの推定値とよく一致する。この結果は、地震モーメントと震源断層の幾何学的形状が適切に与えられれば、Somerville et al.(1999)による断層すべりの不均質モデルが強震動予測に有効なことを示している。また、強震動の最大速度の大きい領域は福井平野のほぼ全域に広がっており、1995年兵庫県南部地震のときにの「震災の帯」のような震源断層に平行した帯状の被害集中域は現れない。これは、福井地震の震源断層は厚い堆積層の下にあったため、非常に広い領域で振幅の大きい強震動が生成されたためと考えられる。このことは被害予測を行うためには震源のモデル化と同時に

想定する震源断層を取り巻く堆積層の3次元構造の把握が重要なことを示している。

文献

荒井克彦, 1998, 福井平野東縁断層帯調査報告, 日本地震学会講演予稿集, A05.

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.

Graves, R. W.,1996, Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106.

長谷川洋平, 1986, 非線形インバース法を用いた測地データの解析：内陸型地震の断層モデル, 東京大学理学系研究科地球物理学専門課程修士論文.

林康裕・宮越淳一, 1997, 1995年兵庫県南部地震の建物被害に基く最大地動速度に関する考察, 日本建築学会構造系論文報告集, 502, 61-68.

北陸震災調査特別委員会, 1951, 福井地震震害調査報告, II建築部門, 287pp.

Ito, K., 1998, Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, submitted to Tectonophysics.

釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長, 1991, 地震のスケーリング則に基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.

Kamae, K. and K. Irikura, 1998, Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 400-412.

Kanamori, H., 1973, Mode of strain release associated with major earthquake in Japan, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1, 213-239.

Kawase, H., 1996, The cause of the damage belt in Kobe. “The basin-edge effect,” constructive interference of the direct S wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, Seism. Res. Lett., 67, 25-35.

川瀬 博・松島信一・佐藤智美・伏見 実・巽 誉樹, 1999, JMA87型強震計の観測記録に基いた震源・伝播経路・サイトの各特性の分離, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 1999.

菊地正幸・中村 操・山田 真・伏見 実・巽 誉樹・吉川一光, 1999, 1948年福井地震の震源パラメタ-1倍強震計記録の解析, 地震2,第52巻,第1号,121-128.

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

Irikura, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, A. Pitarka, and K. Kamae , 1996, Lesson from the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake: why were such destructive motions generated to buildings ?, Journal of Natural Disaster Science, 18-2, 99-127.

入倉孝次郎・釜江克宏,1999,1948年福井地震の強震動－ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現－, 地震2,第52巻,第1号,129-150.

入倉孝次郎・香川敬生・釜江克宏・関口春子,1998, 強震動予測のためのレシピ,第3回都市直下地震災害総合シンポジウム論文集,125-128.

宮越淳一・林康裕, 1998, 被災データに基づく木造建物群の耐震性能評価, 第3回都市直下地震災害総合シンポジューム論文集, 315-318.

宮武 隆, 1999, 1948年福井地震の強震動—建築物・墓石等の転倒方向と震源過程, 地震2,第52巻,第1号,151-160.

諸井孝文・武村雅之・宮村正光, 1998, 1995年兵庫県南部地震による住家全壊率と気象庁震度の関係, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sm-034.

Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi, 1998, Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 428-440.

鷺谷 威, 1999, 1948年福井地震(M=7.1)に伴う地殻変動と震源断層モデル, 地震2,第52巻,第1号,111-120.

佐藤良輔(編著), 1989, 日本の地震断層パラメター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390pp.

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.

谷口任志, 1998, 「よみがえる福井震災」全2巻, 福井県.

山中浩明・栗田勝実・瀬尾和大・小嶋啓介・佐藤浩章・宮越 研・赤澤隆士・坂上 実・高橋正義, 1998, 福井平野における微動アレイ観測と地震観測, 日本地震学会講演予稿集, A11.

吉岡直人,1974,地震の発生機構と地殻変動及び津波,東京大学理学系研究科地球物理学専門課程修士論文.

若松邦夫・野畑有秀, 1998, 福井平野の地下構造と1948年福井地震の被害―その1微動H/Vの特性と推定地下構造―, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 227-228.

表1 福井地震に対して評価された震源パラメーター覧

Parameters	Estimates	Comments
Strike・Dip・Rake	(1) 345°・80°・26°	Yoshioka (1974)
	(2) 170°・70°・-10°	Kikuchi et al. (1999)
Seismic Moment (M_0)	2.6×10^{19} (N*m)	＊1
Number of Asperities	2	Kikuchi et al.(1998)
Rupture Area (S)	908 km^2	Somerville et al. (1999)
Combined Area of Asperities (S_a)	204 km^2	Somerville et al. (1999)
Area of Largest Asperity (S_{a2}) (No.2 Asperity)	148 km^2 (12km×12km)	Somerville et al. (1999)
Area of Another Asperity (S_{a1}) (No.1 Asperity)	56 km^2 (7km×8km)	S_{a1}=Sa-S_{a2}
Seismic Moment of No.2 Asperity (M_{02})	8.3×10^{18} (N*m)	$M_{02}=M_0\times S_{a2}/S\times2.0$
Seismic Moment of No.1 Asperity (M_{01})	3.2×10^{18} (N*m)	$M_{01}=M_0\times S_{a1}/S\times2.0$
Stress Drop of No.2 Asperity	113 (bars)	$\Delta\sigma=7/16\times M_{0x}/r^3$
Stress Drop of No.1 Asperity	186 (bars)	
Average Slip of No.2 Asperity	1.7 (m)	$\mu=3.3\times10^{11}$ (dyne/cm^2)
Average Slip of No.1 Asperity	1.7 (m)	
Rise Time	0.6 (sec)	Kamae and Irikura (1998)

＊ 1: Average of M_0 estimated by Kanamori (1973) and Kikuchi et al. (1998)

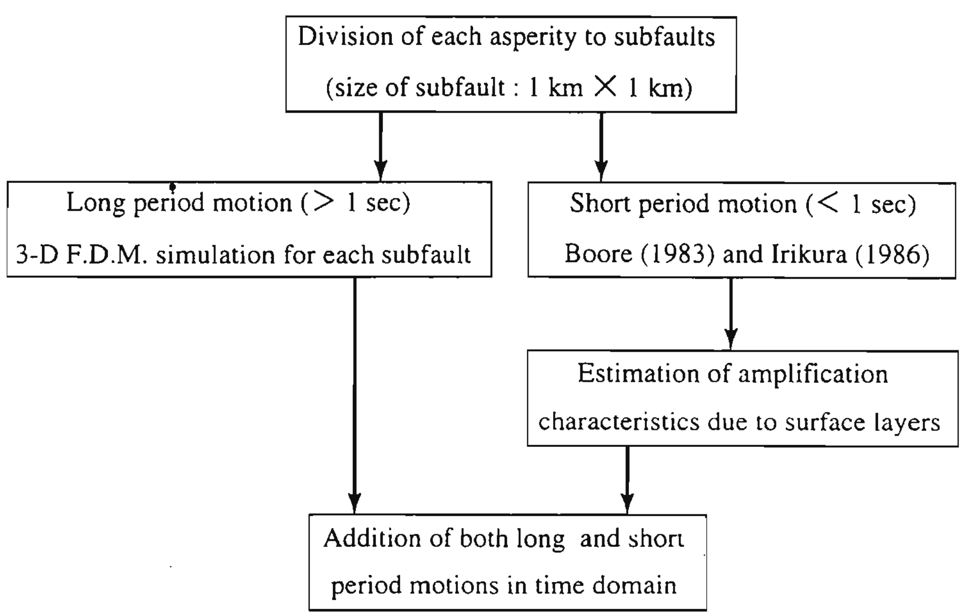
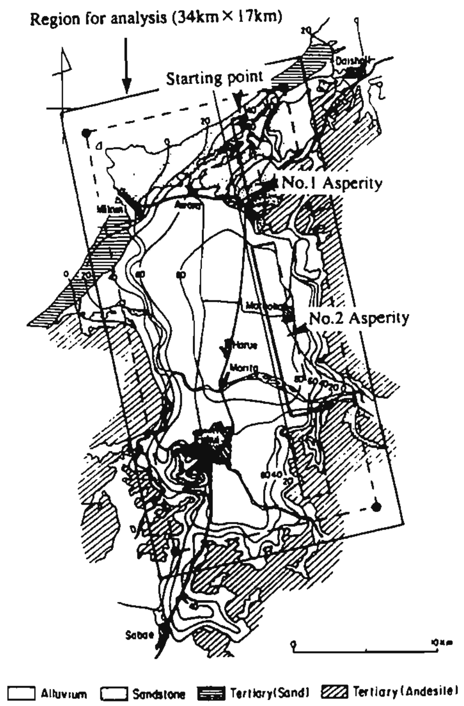
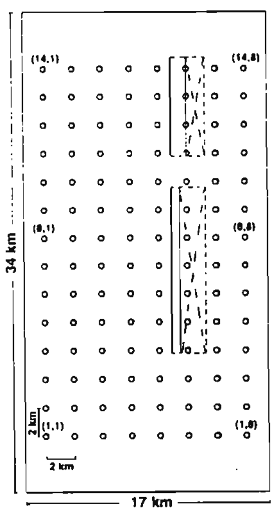


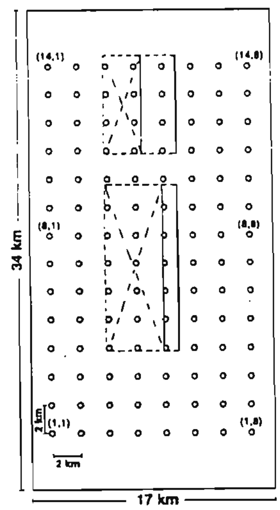
図3 ハイブリッド法による強震動シミュレーション



(a)



(b)



(c)

図1　福井平野と解析領域：(a)における破線領域は後述する最大速度や計測震度分布を示すコンター領域である。また、同図にはModel-1の断層モデルと2つのアスペリティの位置が示されている。図中のコンターは福井地震時の被害率（全壊率）分布である。(b),(c)図はそれぞれModel-1,Model-2におけるアスペリティの位置及び計算地点を示す。

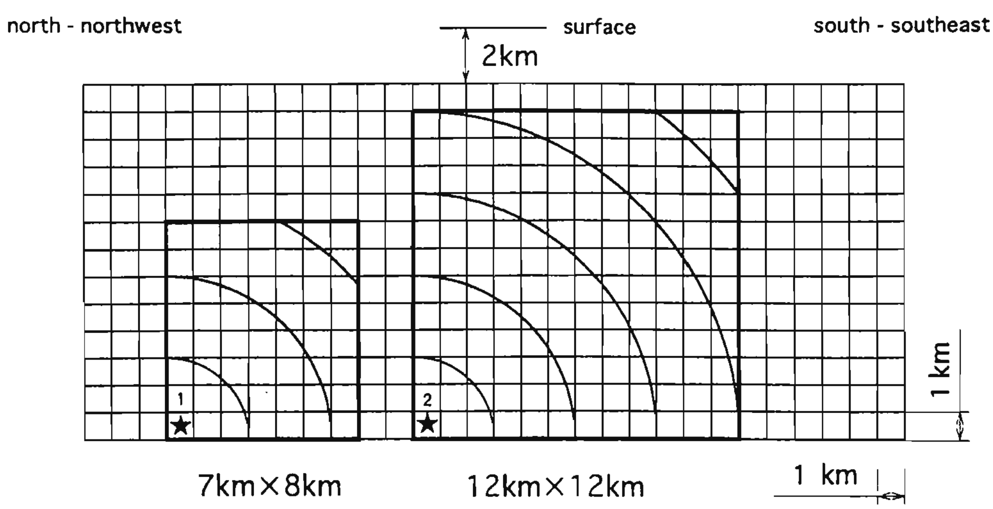
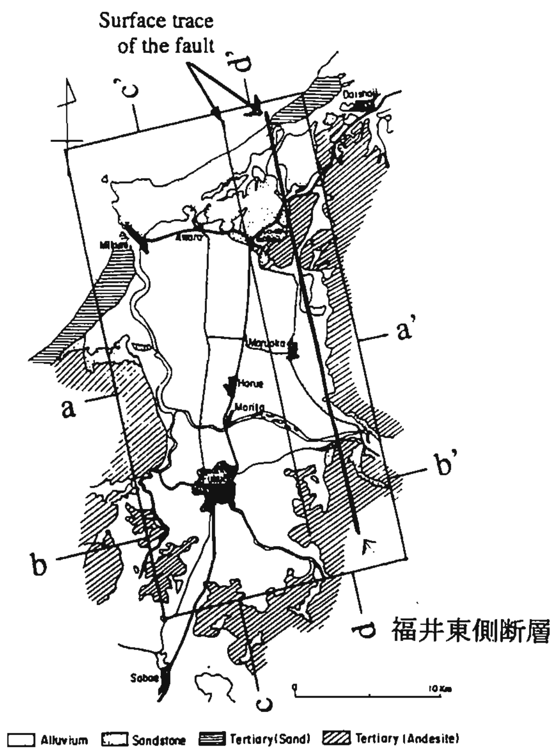
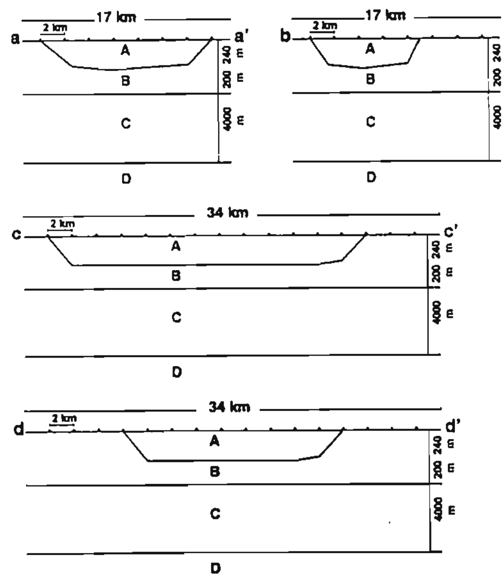


図2　震源モデル：破壊は左の小さなアスペリティの★印から始まり、円状に広がり、7秒後に右のアスペリティ（主破壊）の★印から再び破壊が円状に広がると仮定した。地震動は2つのアスペリティのみから放射されると仮定した。





	Vs (m/sec)	Vp (m/sec)	ρ(g/cm³)	Qs
A	600	2000	1.8	50
B	2000	3700	2.4	150
C	3200	5500	2.6	250
D	3500	6100	2.7	400

図4 福井平野の3次元地盤モデル: 左図における2本の断層の地表面トレースは福井地震断層と6章に示す福井東側断層を示す。ハイブリッド法による短周期地震動を求める際には右図のAに最表層としてVs=300m/s、厚さ30m程度の層を考慮した。

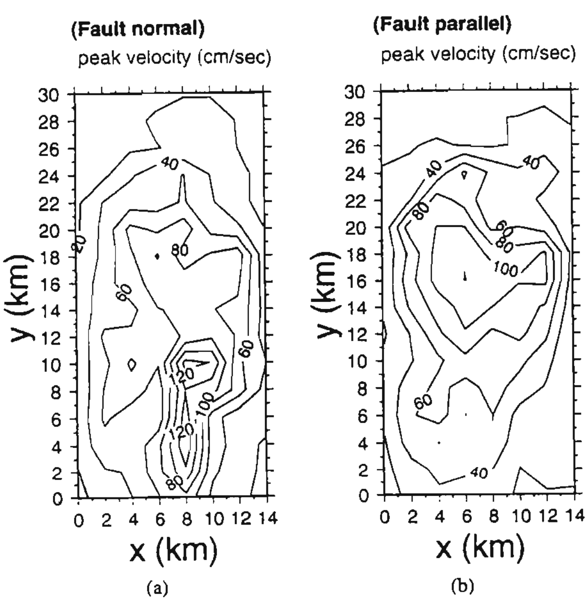


図5 Model-1による最大速度分布

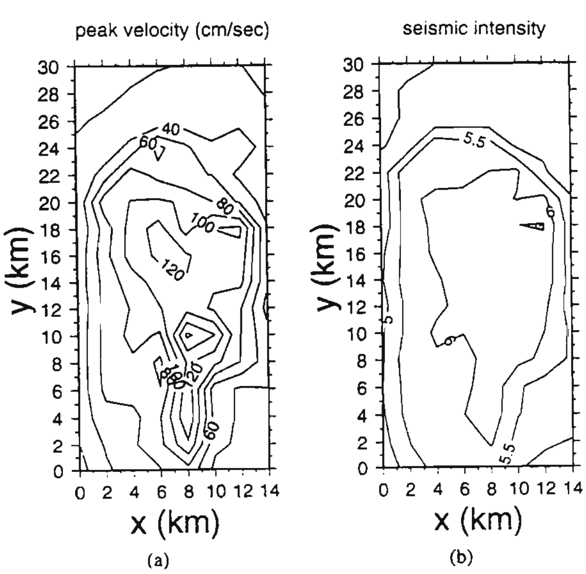


図6 Model-1における水平2成分のベクトル合成波の最大速度分布(左)と計測震度分布(右)

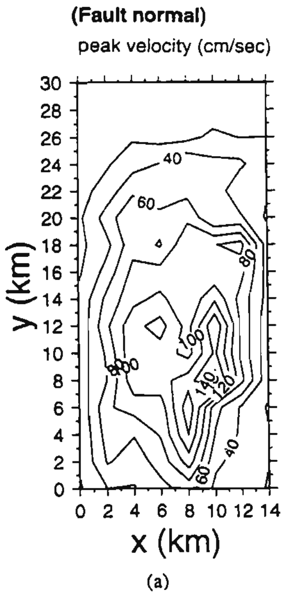


図7 Model-2による最大速度分布

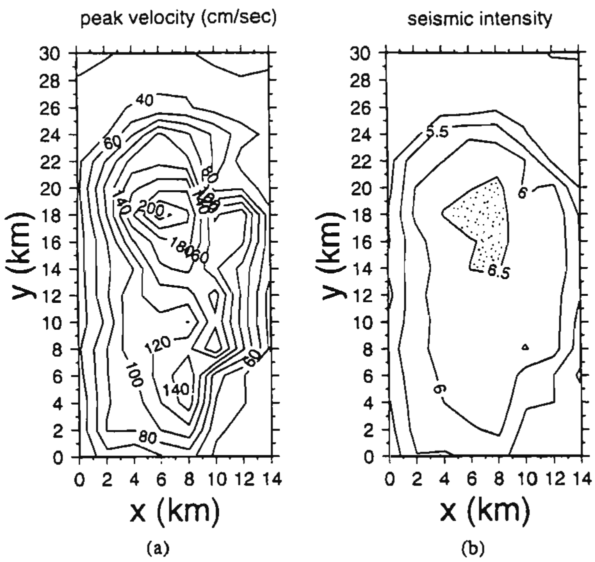


図8 Model-2における水平2成分のベクトル合成波の最大速度分布（左）と計測震度分布（右）

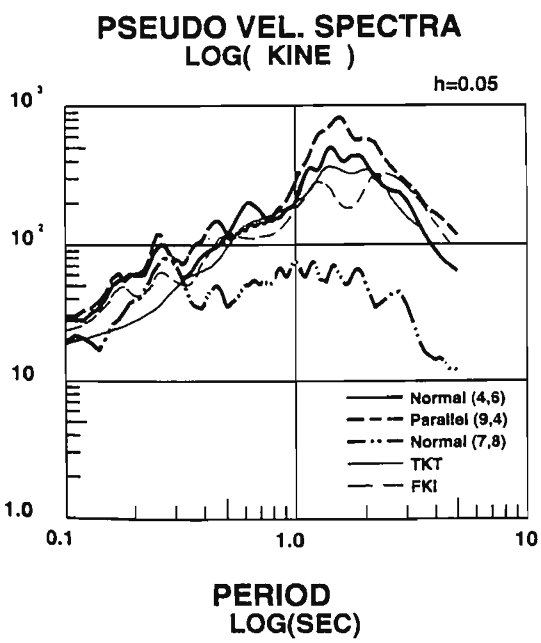


図9 Model-2 におけるシミュレーション波形の速度擬似応答スペクトル：太実線；図1の(c)における(4,6)地点の断層直交成分、太破線；(9,4)地点の断層平行成分、2点鎖線；岩盤上の(7,8)地点の断層平行成分、細実線、細破線は兵庫県南部地震時の鷹取、福池小学校（東灘）での観測及びシミュレーション波形によるものである。

	断層位置	破壊様式	発震点
ケース 1	福井j地震断層	逆断層	最北端最下部
ケース 2	福井地震断層	逆断層	中央最下部
ケース 3	福井地震断層	左横ずれ断層	最北端最下部
ケース 4	福井地震断層	左横ずれ断層	中央最下部
ケース 5	福井東側断層	逆断層	最北端最下部
ケース 6	福井東側断層	逆断層	中央最下部
ケース 7	福井東側断層	左横ずれ断層	最北端最下部
ケース 8	福井東側断層	左横ずれ断層	中央最下部

表2 想定した震源モデル

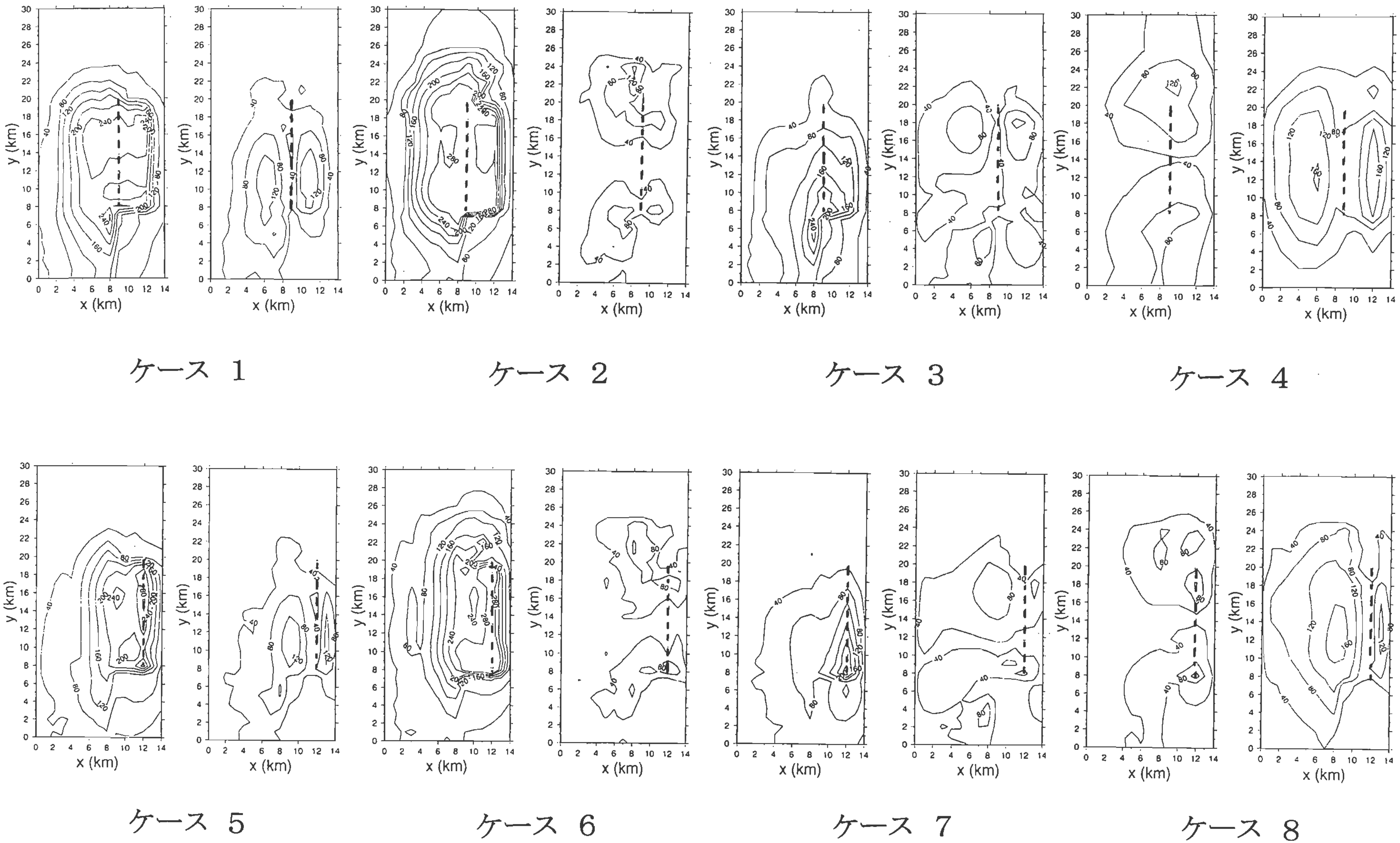


図10 表2の条件によってシミュレーションされた理論地震動(0.1～1.0Hz)の最大速度分布 (cm/sec)
それぞれのケースで左は断層直交成分、右は断層平行成分である。
図中の破線は断層面の地表トレースである。

資　　料

附　图

第26回地盤震動シンポジウム

構造委員会 振動運営委員会 地盤震動小委員会

標記シンポジウムが、1998年10月22日（木）に建築会館ホールにて約200名の参加者を集めて開催された。司会は、午前：**加藤研一（鹿島建設）・檜橋秀衛（九州産業大学）**、午後：**荏本孝久（神奈川大学）・小山信（建設省建築研究所）**、総合討論：**萩尾堅治（原子力発電技術機構）・小林喜久二（竹中工務店）・芝良昭（電力中央研究所）**が担当した。以下に概要を紹介する。

最初に、地盤震動小委員会主査の**瀬尾和大（東京工業大学）**より、過去３年間の「兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」をテーマとするシンポジウムを総括し、強震動予測の現状と将来について考えたい、との主旨説明があった。

午前の部「兵庫県南部地震から学んだこと」では、３編の話題提供があった。

纐纈一起（東京大学）は「兵庫県南部地震の強震動特性と震源過程」と題して、断層メカニズムとディレクティビティによる断層直交成分の卓越と、バックワード側でのばらけたパルスの連続が強震動に関する新たな知見であったことを指摘し、すべり量と応力の関係、アスペリティと地震モーメントの回帰関係を新たな研究例として紹介した。

川瀬博（九州大学）は「強震動特性と地下構造」と題して、二次元解析でのエッジ波と直達波の干渉を説明した後、三次元解析における周期１秒のパルスを発生できる震源モデルの必要性と盆地端部の三次元形状による波動の集中を示し、やや短周期領域における震源と地盤構造の影響を設計用地震動に反映する必要性を主張した。

藤堂正喜（戸田建設）は「強震動特性と構造物の応答」と題して、構造形式を問わず1982年以降の建物の性能向上は顕著であるが、RCの６階建て以下とSRCの７～12階建ての被害が大きかったこと、また建物の被害シミュレーションから推定された最大速度の平均は90 kineであり、非構造壁および地下室のモデル化が重要であることを述べた。

昼食休憩後、**松田時彦（西南学院大学）**は特別講演「活断層からの地震予測情報—現状と問題点」において、地震調査研究推進本部の活動成果として、糸魚川-静岡構造線、神縄-国府津・松田断層、富士川河口断層のいずれも数百年以内にM（マグニチュード）８クラスの地震を起こすと考えられているが、活断層調査からは数百年程度の活動時期の予測が限度であり、実社会での時間の長さとのずれが調査結果の応用を難しくしていると述べた。

午後の部「強震動予測の現状と課題」では、震源、地下構造、入力地震動の３テーマで８編の話題提供があった。

岩田知孝（京都大学）は「理論的強震動予測における震源のモデル化」と題して、活断層調査結果の断層破壊パラメータ設定への応用について、地質学による地表地震断層と地震学の断層パラメータの比較、動力学的モデルによる破壊終端の形状、不均質断層モデルのスケーリング則の各研究を紹介した。

宮武隆（東京大学）は「震源のダイナミクスと強震動」と題して、運動学的モデルで通常用いられている単純なすべり関数では不十分であること、ならびに断層面の応力解放をモデル化する動力学的モデルによる、主としてディレクティビティ効果に着目した数値実験結果を紹介した。

堀家正則（大阪工業大学）は「深部地下構造探査とモデル化」と題して、屈折法探査で得られるなめらかな形状の三次元の深部地下構造モデルでは、詳細な地盤モデルによる複雑な表面波の発生を扱えないことを示し、関東平野では密な屈折法測線および反射法とPS検層の併用によるモデル化範囲と分解能の改善の必要性を、神戸では密な探査結果から計画的に統一モデルが得られていない現状への憂慮を述べた。

佐藤俊明（清水建設）は「堆積盆地とやや長周期地震動評価」と題して、キャリブレーションを行った地盤モデルに不均質断層モデルを用いた関東地震の三次元差分解析結果を示し、M８クラスの地震の断層破壊伝播効果が卓越する場所では震源の効果のみでおおよその地震動評価ができるが、卓越しない場所では三次元構造に依存した堆積層上の表面波の反映も必要であると述べた。

吉田望（佐藤工業）は「地盤の非線形性と液状化」と題して、地盤調査に基づくモデル化においては内在する誤差に注意が必要であること、また一般に等価線形から全応力、有効応力へと解析が進むにつれて精度は向上するが、過去の適用性を考慮した手法の選択が重要であり、実務的には等価線形解析が安全側の結果を与えがちで適用範囲が広いことを述べた。

若松邦夫（大林組）は「望まれる強震観測網」と題して、兵庫県南部地震以降の観測ネットワークによる記録の蓄積と地震動分布の把握を示し、さらに密な観測点配置、建物-地盤系の観測、記録および観測点情報の国家ベースの組織的な公開への期待、を述べた。

香川敬生（大阪土質試験所）は「強震動評価手法」と題して、兵庫県南部地震の神戸の強震動生成過程を震源特性と地盤構造の観点から整理し、今後望まれる地盤構造と震源特性を反映した設計手法において、動的な断層パラメータに代表されるパラメータの不確かさを小さくする研究と、地道な強震記録の蓄積と地盤モデル改良の必要性を述べた。

北川良和（広島大学）は「設計用入力地震動をどう捉えるか」と題して、兵庫県南部地震の重要な観測事実を設計へ取り込むために、累積エネルギー立上り時間や歪速度の影響を含む、入力地震動の新しい尺度の必要性を述べた。

最後に、地盤震動小委員会幹事の山田真（早稲田大学）が、兵庫県南部地震で示された耐震設計上のインパクトを性能設計への移行の契機とし、より合理的な設計用入力の研究を課題として委員会活動を進めていきたいと結んだ。

●前田寿朗／大成建設技術研究所

第27回地盤震動シンポジウム（1999）
地域的特性を考慮した地震動予測

1999年10月

編　集
著作人　社団法人　日 本 建 築 学 会

〒108-8414　東京都港区芝5丁目26番20号
TEL　03-3456-2051
FAX　03-3456-2058

印刷所　有限会社　健 心 社

シンポジウム資料　AIJ-9910-03000