

強震動研究の到達点および今後の展望

入倉孝次郎（京都大学防災研究所）

強震動予測は、地震の発生場の応力蓄積、断層破壊過程、震源から地表面へ到る地震動の伝播、さらに構造物の動的応答と被害予測など、地質学、地形学、測地学、地震学、地震工学、地盤工学、土木・建築工学、防災学等々関連する多くの分野の研究成果を総動員してなされるものである。本論では、強震動評価に関する経験的、および理論的手法の到達点と予測科学としての問題点を総括し、これからの強震動予測研究の方向について述べる。

1. はじめに

日本の大都市の多くは地震危険度の高い活断層に囲まれている。将来大地震が発生したとき、どのような揺れが都市を襲うことになるかがわからなければ地震災害の軽減対策を進めることはできない。その意味で、強震動予測は地震に強い都市づくりのキーとなるものである。

従来の強震動予測は、起震断層の長さや代表的変位量から地震マグニチュードを推定(例えば、松田, 1975)し、地震動に関するマグニチュード - 距離の関係式(距離減衰式)から対象地域の最大加速度、最大速度、あるいは震度などを推定するものであった(例えば、Fukushima and Tanaka, 1990)。最近の1995年兵庫県南部地震、2000年鳥取県西部地震、2001年芸予地震、さらに1999年台湾・集集地震などの震災の経験から、このような強震動予測のみでは種々の異なる構造物の被害やその分布形状は説明できないことが明らかとなってきた。強震動は震源となる断層の性質と震源から観測点に至る地下構造により地域的に異なり、結果として構造物に対する破壊力の強い地震動が生じた地域で大きな被害が引き起こされることになる。木造家屋、低・中・高層の鉄筋コンクリート・鋼構造物、高架橋、ガスタンクなどの様々の構造物に対する地震動の破壊力を最大加速度や最大速度などの1つの指標で表すのは困難であり、それぞれの構造物・施設の動的耐震性を知るには地震動の時刻歴波形あるいはレスポンス・スペクトルの評価が必要となる(例えば、Hall and Heaton, 1995)。そのためには、震源断層の破壊過程および震源から対象地点までの地下構造による波動伝播特性に基づいた強震動の予測がなされねばならない。

地震危険度の高い活断層や沈み込み帯に起因して発生する地震などをシナリオ地震として想定して、それらの地震が発生したときにどのような強震動が引き起こされるか、それによりどのような被害が予測されるか、災害軽減のためにどのような準備対策が必要か、などの系統的な研究がなされ始めている。将来の大地震の災害軽減対策のキーとなる強震動予測を行なうには、図1に示されるような枠組みによる調査・観測、そしてそれらのデータ解析から得られる震源や波動伝播に関する高精度の情報が必要とされる(入倉, 2000)。すなわち、活断層や地震活動の調査に基づく活断層毎の地震危険度評価、過去の地震の地震動記録のインバージョン解析に基づく震源のモデル化、さらに地下構造調査や地震動観測によるグリーン関数の評価を総合して、各地の地震動の推定が可能となる。このようにして予測された地震動はこれまでに得られている強震動の関係式や歴史地震の被害分布などとの比較により、その有効性の検証がなされる必要がある。

強震動の予測のための震源モデルはこれまで運動学的手法で先見的に与え、地震動シミュレーションがなされてきた（例えば、入倉・三宅，2001；壇・他，2001）。この方法で与えられる断層面のすべり分布や破壊速度は物理的条件から検証されたものにはなっていない。そのため、予測結果の有効性は物理的には保証されないことになる。最近強震動観測ネットワークの充実に伴いより強震動記録を用いた波形インバージョンにより精度の高い断層破壊過程が推定されるようになった（例えば、Wald, et al; Sekiguchi et al., 2000）。さらに運動学的インバージョンで得られた断層すべり分布から震源断層における破壊強度や臨界すべりなどの動力学的パラメータの推定が可能となってきた（Bouchon et al., 1998）。それにより断層面に動力学的パラメータを与えて破壊の自発的な生成・伝播の動的シミュレーションも可能となりつつある。

本論では、第2節と3節で断層近傍での強震動について観測事実に基づく経験的關係式の現状および運動学的・動力学的手法による震源像と地震動の生成・伝播メカニズムの解明の到達点を概括する。次に第4節で強震動の予測のキー・パラメータであるアスペリティの推定の可能性を検討する。さらに第5節でこれからの強震動予測の方向についてその展望を述べる。

2．経験的方法による強震動評価

地震動の構造物に対する破壊力は地震動の最大加速度に比例すると考えられ、それを基に構造物の静的耐震設計法が構築されてきた。そのため、強震動の計器観測が行なわれるようになって以来、耐震工学の研究者は強震動の最大加速度値に最大の関心を払ってきた。最大加速度は地震の規模を表すマグニチュード、震源からの距離、表層地盤による増幅度、などをパラメータとして回帰式で表現できる、とする多くの研究がなされてきた。しかしながら、大きな地震の震源は点ではなく面的広がりを持ち、その震源の広がりには地震規模に依存するため、近地域では上のような単純化には問題がある。

問題の1つが震源距離をどう定義するかである。実際にはサイトから震源までの距離は1つの値で表せないが、経験的な指標として断層面とサイトの最短距離を震源距離とする定義がよく用いられる[例えば米国では Boore and Joyner (1982)、日本では Fukushima and Tanaka(1990)]。加速度のように短周期が卓越する地震動の強さはサイトにもっとも近い断層面で生成された地震動の影響を強く受けるので、断層面の最短距離を震源距離とするのは有効と考えられる。しかしながら、低角の逆断層のような場合に、上盤側と下盤側の地震動の大きさの顕著な違いが表現し難いなど、の問題が残されている。震源距離に対するもう1つの考えは、断層面でのスリップのエネルギー重心点からサイトまでの距離をとるものである[大野・他(1990)]。これは、断層全域から生成される短周期の地震動の振幅を推定する理論と整合性があり、低角断層の地震には、震源距離として等価震源距離は有効な指標となると考える。しかしながらこのような震源距離の操作のみでは震源の面内での破壊の伝播（指向性効果）による地震動の増大などの震源効果は表わすことはできない、などの問題は残る。

構造物の破壊力の指標として最大加速度を用いることにも問題がある。大きな被害をもたらした1995年の兵庫県南部地震(Mj7.3)のとき被害集中地域で観測された最大加速度は

高々800ガルであるが、1993年江差沖地震(Mj6.5)では震源から約18km離れた乙部町で約1600ガルの記録が得られ、さらに米国カルフォルニアの1994年ノースリッジ地震(Mw 6.7)のとき震央距離約6kmのタルサナで約1800ガルの記録が得られたが、両ケースとも軽微な被害しかなかった、など1gを越える高加速度でも殆ど被害がない例は数多く報告されている。

地震動の構造物に対する破壊力は、実際には加速度震動の最大値で決まるのではなく、むしろ最大速度の大きさに関係するとの考えが有力で(翠川・福岡, 1988)、最大加速度と同様の考えで最大速度についての経験的関係式が求められている(例えば, Midorikawa, 1993)。大地震が発生したとき災害軽減のための初動対応を目的として国土庁が作成した地震被害早期評価システムはこの考えを基に作られている。しかしながら、1999年に台湾に起こった集集地震では300 cm/sを越える最大速度を記録した観測点の周辺地域で被害はあまり大きくなかったのに対し、最大速度50~100 cm/sのところでは大きな被害があるなど、破壊力は最大速度のみでも表せない。地震動の破壊力は、地盤から入ってくる波に対する構造物の応答特性によって決まると考えられている。地震動が種々のサイズの異なる建物にどのような力を及ぼすかをわかりやすく示すために「応答スペクトル」という解析法(Housner, 1959)が作られた。最近では、応答スペクトルを地震規模、断層距離、地盤条件に加えて、断層タイプ、破壊伝播方向、低角断層では上盤と下盤の違いなどもパラメータに加えた回帰式も検討されている(例えば, Anderson and Silva, 1997; 大野・武村, 2002)。

強震動入力に対する構造物の実際の被害を考えるには、構造物が大きな変位を受けたとき弾塑性として振舞う非線形応答の検討が必要となる。地震動に対する構造物の応答は、入力地震動が小さいときは入力大きさに応じて応答が大きくなる、いわゆる線形的挙動を示すが、ある限度以上の入力に対して構造物は塑性化して固有周期が長くなるなどの非線形的応答を示し、さらに大きくなると局部的損傷、ついには破壊に至る(川瀬, 1998; 境・他, 1998)。構造物が破壊に至る過程を検証するには、入力地震動として応答スペクトルではなく時刻歴特性、すなわち波形を用いた動的応答解析が必要となる。

断層近傍の強震動記録はきわめて貴重なものである。日本では断層からの最短距離10km以内のような極近傍域での強震動や被害集中域における強震動の記録が得られたのは1995年の兵庫県南部地震のときが初めてである。それにより、断層破壊過程のみならず地震動の構造物に対する破壊力がどのような要素で決まるかなど大きな研究の進展がもたらされた。観測記録に基づく経験的強震動評価はいわば最終兵器であり今後ともその重要性は変わらない。日本では1995年以降強化された強震動ネットワークにより飛躍的に質の高い豊富な強震動記録が得られるようになった。今後強震動記録が蓄積されるに伴い、断層タイプ、震源の深さ、震源の地域性、伝播経路、地形・地理的特徴、など強震動を特徴付ける種々のパラメータを用いて不確定性の程度を考慮した応答スペクトルの回帰分析が可能となる。動力学震源モデルや現実的な地下構造・地盤に基づく理論的強震動評価と統合的な研究が必要とされている。

3. 理論的強震動予測

1) 運動学的方法による地震動評価

震源断層から生成される地震動の理論的計算の試みは Aki (1968)により 1966 年パークフィールド地震の断層極近傍での強震動記録の説明を目的としてなされた。完全無限、等方、均質媒質中の広がりをもつ有限断層面に一様なすべりを仮定して表現定理の解として表される地震動が波数積分法で計算され、数秒以上の長周期成分については観測記録にある程度一致する結果が得られることが明らかとなった。その後、同様の試みがなされ、媒質も平行な多層媒質を仮定することで少しずつ現実に近いものとなり(例えば, Bouchon, 1979; Olson and Aspel, 1982), 計算と観測がよく一致することがわかってきた。

ここでの断層面でのすべり分布は、先見的情報として与えるもので、そのすべり分布が破壊過程に対する物理的条件を満足するものかどうかは考慮されないため、運動学的震源モデルと呼ばれるものである。

断層面のすべり分布と地表での地震動変位(或いは変位速度)の関係は表現定理により積分方程式で表せる。この関係を用いて、平行多層構造媒質中のダブル・カップル点震源からの地震動の数値解をグリーン関数として与え、断層近傍における強震動記録を用いて波形インバージョンにより断層すべり分布を推定することが可能となった(Hartzel and Heaton, 1983)。この震源インバージョンから得られるすべり分布も運動学的震源モデルとなる。

震源から地表まで地震波が伝播する媒質は一般に平行層構造ではない。とくに、震災を受ける側の都市域のある堆積盆地構造は水平成層構造で近似するのは困難な場合が多い。水平に変化する不規則構造を伝播する地震動を数値的に評価するため、波動場は境界法(境界要素法など)や領域法(差分法, 有限要素法など)による 3 次元波動場のシミュレーション手法が開発された。これらの計算法で構造物の被害に関係する周期 1~0.5 秒程度のやや短周期までの精度よい計算は現状のコンピューターでは必ずしも容易ではない。現在のところ有限差分法のみが WS レベルのコンピューターで計算時間および計算に必要なメモリー容量が許容範囲内で 3 次元シミュレーションが可能なものと考えられている。

有限差分法を用いて不規則媒質中の震源断層からの地震動のシミュレーションがいくつか試みられている(例えば, Graves, 1996)。有限差分法の数値計算は一般に均質な格子を用いてなされてきたが、震源域となる地殻浅部から地震動被害が引き起こされる可能性の高い堆積盆地まで媒質の速度が大きく変化する波動場を均質な格子を用いたシミュレーションは効率的ではない。一定の周波数の波動を考えると、一般に震源から基盤に到る領域では媒質速度が速いため波長が長い、堆積盆地では媒質速度が遅く波長が短い。不均質媒質を伝播する波動場を計算するとき一定精度を保障する格子間隔は最も遅い速度場での波長により決まってしまう。

そこで、計算精度を落とすことなく計算機に対する負担を軽減する計算方法として、深層構造では格子間隔を大きくし、地表付近で格子間隔を小さくする不連続格子を用いる方法(Aoi and Fujiwara, 1999)、および格子間隔を連続的に変化させる不等間隔格子を用いる

方法 (Pitarka, 1999) が提案されている . これらはそれぞれ異なる特長と欠点を持つ . 藤原・青井 (2002) はこれらの 2 つの方法を組み合わせることで双方の特徴を生かした不等間隔不連続格子による方法を提案している .

境界法の 1 つの境界要素法は解の精度が最も高いところから , 半円形や半楕円形など比較的単純なモデルを用いた波動場の解が 3 次元数値シミュレーションの計算精度のチェックに使われる . より複雑な地下構造にも適用可能とするため計算量のオーダーを減らす高速アルゴリズムの開発も試みられている (Fujiwara, 2000) .

最近の計算機および計算手法の急速な発達に伴い , 有限差分法が不均質で不規則媒質における強震動のシミュレーションに有効なことが観測記録と合成波形の比較から確かめられつつある . そこで , 有限差分法を用いて不均質・不規則媒質でのグリーン関数を計算して震源インバージョンを行う試みがなされている (Graves and Wald, 2001; Liu and Archuleta, 2001) . このインバージョンの有効性を検討するには , 不均質媒質におけるグリーン関数の計算精度のみならず , 不規則地下構造自体の推定精度 , のインバージョン結果への影響を吟味する必要がある . 地下構造を水平成層構造と仮定して計算されたグリーン関数は当然真のものではないが , 不規則構造に対して同程度の誤差を与えたとき , 震源インバージョン結果への影響がより大きくあらわれる , すなわち誤差が拡大されることが指摘されている (Graves and Wald, 2001) . このことは震源インバージョンの精度を高める上で地下構造の推定精度の向上が必要不可欠なことを示している .

2) 動力学震源モデルに基づく強震動評価

地殻内部に加わった力により先在する断層近傍に蓄えられた応力が解放され , それにより断層面に境にすべりが生じ , そして地震動が放射される . これが地震発生の動力学的な説明である . 震源域における応力とすべりの関係は動的弾性方程式によって表され , 破壊条件は断層面での摩擦構成則により支配される (Andrews, 1976; Day, 1982) . 断層破壊は , 断層面での破壊強度 , 臨界すべり , 応力降下量を与える初期条件および境界条件により , 自発的に伝播し , 終息する . その時 , 破壊過程は摩擦構成則のモデルに依存する . 断層破壊の自発的な伝播およびそれに伴う強震動の生成のシミュレーションは動的弾性方程式を境界積分法 (Boatwright and Quinn, 1986; Das and Kostrov, 1987) や有限差分法 (Virioux and Madariaga, 1982; Inoue and Miyatake, 1997) を用いて数値的に解くことでなされる .

地震動は断層面にせん断破壊が発生 , 動的に進行し , 終息する過程で生成される . 断層面で破壊の生成・伝播過程がゆっくりと進行したときは地震は生じても構造物に被害をもたらすような強震動は生成されないが , 大きな津波だけが生じたり , もっとゆっくりした過程で地震が生じたときは「ゆっくり地震」といわれるような GPS など測地的なデータでのみ検知される (Kawasaki, et al., 2001) .

3) 動力学震源モデルとしてのアスペリティ・モデル

強震動記録を用いた震源インバージョンの解析結果から強震動を説明する震源モデルは

不均質すべり分布であることがわかってきた (Somerville et al.,1999). 震源断層面の中ですべりの大きい領域はアスペリティと呼ばれ地震時に応力降下量が大きくアスペリティ以外の領域はすべりが小さく従って応力降下量も小さいと推定される (Das and Kostrov, 1986).

中村・宮武(1999)は震源断層面に応力降下の大きいアスペリティと応力降下のない背景領域を想定して、動力学震源モデルの破壊過程のシミュレーションを行っている。その結果を基にアスペリティ領域でのすべり時間関数の形状を求めた。このすべり時間関数が応力降下量の関数として近似的に与えられれば、運動学的手法で動力学震源過程のシミュレーションと等価な強震動の計算が可能となる。アスペリティのすべり速度時間関数は Kostrov (1964)型に似た形状で、最大すべり速度の大きさは応力降下量に比例、ライズタイムはアスペリティ・サイズで決まる。震源断層内でアスペリティ以外の領域、すなわち背景領域では応力降下をゼロとしてもすべりを許しているのでアスペリティでのすべりに伴って受動的にすべりを生じ、結果としてアスペリティ部に比べて小さいけれども背景領域からも地震動が生成される。宮武 (2002) は運動学的に強震動を計算するには背景領域においても仮想的な応力降下 (実効応力) を想定する必要があるとし、背景領域でのすべり速度時間関数の最大すべり速度はアスペリティ部の 20 ~ 30% とすると良いとしている。

Mai and Beroza(2002a; 2002b)も震源断層での不均質すべりを想定した動力学的震源モデルに基づく強震動の計算を行っている。彼らは震源インバージョンによる断層面でのすべりの空間的相関が相関距離 a をもつフォン・カルマン関数で表され、相関距離 a は地震モーメント M_0 のべき乗に比例することを見出した。この関係は Somerville et al. (1999)にほぼ対応する。彼らはこれらのスケールリング則に基づき不均質なすべり分布をランダム関数を用いて生成し、それを基に動力学的パラメータを推定、そして擬似動力学的に震源を特性化して運動学的方法を用いて地震動シミュレーションを行っている。ここでの地震動評価は周期 1 秒よりも長周期に限られる。Guatteri et al. (2002)は、長周期地震動を上記の擬似動力学的シミュレーションで求め、短周期地震動に対しては破線理論を用いて運動学的にシミュレーションを行う、いわゆるハイブリッド法で広帯域強震動の評価を行っている。

4. アスペリティの検出は可能か

強震動評価を行うには震源断層の巨視的断層パラメータのみならず微視的断層パラメータ推定の重要性が明らかになってきた (例えば、入倉・三宅, 2002)。これは菊地 (1991) が地震記録のインバージョン解析を基に地震の震源が微細構造を有するとする考えと基本的に同じである。山中・菊地 (2001) は、三陸沖に繰り返し起こる沈み込み地震の低倍率地震計で得られた波形記録の解析により、すべり分布はいつも特定の領域で大きいことを明らかとした。彼らはさらに東南海地震や日向灘地震についても同様の傾向を見出している (菊地・山中, 2001)。永井・他 (2001) は三陸沖の大地震の震源過程と余震分布の比較から余震が大地震時のアスペリティ領域の周辺に集中していることを示し、余震分布がより信頼性あるアスペリティの位置の情報を提供することを明らかにした。菊地・山中(2001) は三陸沖では 3 つのアスペリティが見出されること、そして 1968 年十勝沖地震ではすべて

破壊したが、1989年と1994年の地震ではそれぞれ1つのアスペリティしか破壊しなかった可能性が高く、地震のシナリオは必ずしも同じではない、ことを指摘している。これらのことは、プレート境界地震は一般的に大地震時の不均質なすべり量のパターンには再現性があること、すなわち同じアスペリティが繰り返し破壊している可能性が高いことを意味するものと考えられ、シナリオ地震の強震動予測にとっても重要な研究成果である。

古い記録を用いた震源インバージョンはアスペリティの同定に極めて重要ではあるが、数秒よりも長周期の変位記録を用いつ使用できる観測点も少ないため、推定されたアスペリティのサイズや位置は強震動予測に必要な周期帯域について十分な分解能のある解とするのは困難である。また過去の大地震の記録がないと適用できないなどの問題がある。

最近 GPS 観測の充実により非地震性すべりの推定の研究が進んでいる。将来の大地震の震源域内でアスペリティ以外の領域では地震前にゆっくりとしたすべりを生じている可能性が高いと考えられる。プレート境界におけるカップリング状態を研究することによりアスペリティのサイズと位置の検出が可能になることになる（例えば、西村・他、2000）。しかしながら、これはいわば超長周期の波形のインバージョンに相当するもので、現状では十分な分解能でアスペリティの検出は困難である。

非地震性のすべりの推定に相似地震の震源分布を用いる研究が米国のサンアンドレアス断層(Nadeau and Johnson, 1998)や三陸沖(五十嵐・他, 2000)において試みられている。相似地震は、非地震性すべり領域に囲まれた小さなアスペリティの繰り返し破壊によるもの、と考えられている。相似地震は、カップリングの強い領域では発生せず、大きなアスペリティの周囲で発生していることが明らかになってきている。相似地震は通常マグニチュード1～3程度のものなので、原理的にはGPSよりも高分解能でアスペリティ領域を特定できるはずである。

Matsumura (1997) は想定東海地震の震源域における地震活動と微小地震の震源メカニズムから固着域の推定を行った。アスペリティは地震時にすべり量の大きいところから推定されているが、これは地震前に断層面の固着が強いところ(すなわちカップリングが強いところ)で、地震時の応力解放により結果として大きなすべりを生じると考えられる。従って固着域とアスペリティは同じものを指していることになる。固着域に発生する地震は水平方向に圧縮軸をもつ震源メカニズム、すなわちプレート境界のすべりには無関係な震源メカニズムを持つものに対して、沈み込み帯に沿って固着域の下側および上側に発生する地震は降斜圧縮型および降斜伸張型の震源メカニズムとなることを示した。この研究は震源域が特定されれば微小地震の震源メカニズムの分布からアスペリティ領域の推定の可能性があることを示唆している。

上記に述べたGPSによるカップリングの強さや微小地震の震源メカニズムからの固着域の推定結果、すなわちアスペリティのマッピングは、過去の地震の記録が残っている地域については山中・菊地(2001)によるアスペリティ・マップと比較することで検証が可能と考えられる。

上で述べた研究は主としてプレート境界に起こる海溝型地震を対象としてなされている。

内陸の活断層に起因する地震は繰り返し間隔が長いため、過去に起こった地震の震源インバージョン結果を直接的に用いるということは不可能である。活断層に起因する地震のモデル化に適用可能な方法の研究が必要である。

地震調査委員会の強震動評価部会では、特定の活断層を対象として強震動予測のモデル化においては、以下のような手続きでアスペリティを設定している。活断層調査資料から、断層セグメントを推定し、断層セグメントごとに地表すべりの大きいところに対応する地中部分にアスペリティを設定する。各セグメントに設定するアスペリティの数は1つまたは2つで、アスペリティの面積の総和は Somerville et al., (1999) の経験的關係式から決められる。アスペリティの深さは地震発生層の内部 (Ito, 1999) とする。アスペリティが地表すべりの大きいところにあるとするのは 1992 年ランダース地震に対する震源インバージョンによるすべり分布と地表変位の関係 (Wald and Heaton, 1992) や 1999 年コジャエリ地震や 1999 年台湾・集集地震でも同様の結果 (杉山・他) から確かめられている。

新たな試みとしては以下のような準備的研究をあげることができる。

Nishigami (2000) は米国の中部カルフォルニアのサンアンドレアス断層系に発生している微小地震のコーダ波を用いて断層系に沿って散乱帯の分布を調べ、散乱帯 (強い散乱波を生成する領域) が断層セグメントの境界に分布することからアスペリティ領域は散乱帯と散乱帯の間に存在すると考えた。アスペリティ領域では、地震活動が低く散乱も弱いことを見出している。このようにして検出されたいくつかのアスペリティのなかに 1989 年ロマップリエタ地震や 1984 年モルガンヒル地震の震源域が含まれる。分解能は現在のところ 5 km なので強震動予測に直接的な適用はまだ困難である。

Wyss et al. (2000) は南カルフォルニアのサンハシントーエルシノア断層帯の地震活動と 6 個の歴史地震の震源域の関係を研究した。半径 5 ~ 20 km に発生する地震活動のマグニチュード頻度分布から b 値, a 値, およびローカルな再起時間 $T_L(M)$ の極小値のマッピングを行った。そして $T_L(M)$ の極小値の位置が歴史地震の震源域によく一致することを見出した。 $T_L(M)$ の絶対値そのものはあまり意味がなく相対値で議論している。また $T_L(M)$ の極小値は a 値の極大値の分布より b 値の極小値の分布によく対応する。Oncel and Wyss (2000) はこの方法を 1999 年コジャエリ地震の震源域に適用したところ $T_L(M)$ の極小値が地震時のアスペリティ領域にほぼ一致することが確かめられた、としている。

アスペリティをいかに同定するかの研究はまだ始まったばかりである。実際に特定の活断層を対象とした強震動予測のモデル化では、上記の方法はまだ使われていない。シナリオ地震に応じて種々の方法を組み合わせた震源域におけるアスペリティの研究が必要とされている。

おわりに

今後の強震動予測のあるべき姿を以下にまとめる。

1) 我々は強震動予測を行うための枠組み (図 1) を提案した。強震動評価のための震源のモデル化のため巨視的断層パラメータに加えて微視的断層パラメータの推定が必要とさ

れる。

2) 震源のモデル化のため、活断層の調査研究から、断層セグメント構造、地表すべり分布、断層幾何形状、等の情報の総合判断により、破壊開始がどこで始まりどこでとまるか(中田・他, 1998)、歴史地震の調査研究から、アスペリティの位置とその再現性、GPS 観測研究から、バックスリップや非地震性すべりの推定、および地震活動の解析からb値や再起時間の極小値の分布、および個々の地震の震源メカニズムの分布、等の研究から将来の地震のアスペリティの大きさ、数、位置、などの推定が可能となる、ことが期待される。一方で、2000年鳥取県西部地震のように地震規模が大きいのに地震前に震源を特定できない地震を対象とした活断層調査手法の再検討が必要とされている。地表調査だけでなくフラワー構造の調査など反射法探査等による地下構造探査がキーとなる、と思われる。

3) 地震動の伝播特性(グリーン関数)の評価のため、地殻浅部の不均質構造および堆積盆地構造など、地下構造の決定精度の向上が必要とされる。これまでの震源インバージョンでは水平成層構造を仮定してグリーン関数の評価がなされていたが、短周期地震動のための震源モデル化には短周期で高精度のグリーン関数の計算が必要となる。そのためには地下構造の決定精度とあわせて、3次元地震波動伝播シミュレーションの高精度化が必要である。計算機技術の進歩に対応して不等間隔不連続格子有限差分法や領域分割型ボクセル有限要素法の開発研究(藤原・青井, 2002)が重要となる。

4) 断層近傍における強震動波形シミュレーションの精度向上には運動学的震源モデルから動力的震源モデルへの震源像の転換が必要となる。運動学的震源モデルは震源の物理を必ずしも満足しないモデルのため、シミュレーション結果の有効性の検証は観測記録との比較でしかできないが、動力的震源モデルは演繹的に震源の物理に基づく検証が可能となる。

5) これからの広帯域強震動の予測は、長周期地震動は動力学震源パラメータを設定して破壊過程と地震動生成を同時に動力的シミュレーション(例えば、宮武, 2002)、短周期地震動は確率的震源モデルと半経験的グリーン関数による運動学的シミュレーション(例えば、Irikura, 1986)を結びつけてハイブリッド手法(例えば、入倉・釜江, 1999)で行う、のが最も実用的でかつ効率的と考えられる。2つの手法で求められる地震動について接続周期をどこにとるか(Kamae et al., 1998)は今後の重要な検討課題である。基本的には動力的シミュレーションによる合成波形がどの程度の短周期領域までの観測記録を説明できるか、の検証が重要となる。決定論的な強震動シミュレーションの有効性と限界についての議論が必要とされている。

謝辞

本稿をまとめるにあたって三宅弘恵氏から貴重なコメントを得たことを感謝します。

参考文献

- Abrahamson, N. and W. J. Silva, (1997): Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western north american earthquakes: a summary of recent work, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 94-128.
- Aki, K. (1968): Seismic displacement near a fault, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24271-24282.
- Andrews, D. L. (1976): Rupture propagation with finite stress in antiplane strain, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3575-3582.
- Aoi, S. and H. Fujiwara (1999): 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 918-930.
- Boatwright, J. and Quin (1986): The seismic radiation from a 3D dynamic model of a complex rupture process, In Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C.H. eds.: *Earthquake Source Mechanics*, AGU, Washington, D.C., 97-109.
- Boore, D. M. and W. B. Joyner (1982): The empirical prediction of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, S43-S60.
- Bouchon, M., Sekiguchi, H., Irikura, K., and Iwata, T. (1998): Some characteristics of the stress field of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24271-24282.
- Bouchon, M. (1979): Predictability of ground displacement and velocity near an earthquake fault: An example: The Parfield earthquake of 1966, *J. Geophys. Res.* **84**, 6149-6159.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 断層非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, **545**, 51-62.
- Das, S. and B. V. Kostrov (1986). Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, In Das, S., J. Boatwright, and C.H. Scholz, eds.: *Earthquake Source Mechanics*, AGU., Washington D.C., 91-96.
- Das, S. and Kostrov, B.V. (1987): On the numerical boundary integral equation method for three-dimension dynamic shear crack problems, *J. Appl. Mech.*, **54**, 99-104.
- Day, S. M. (1982): Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: the effect of nonuniform prestress, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 512-522.
- Fujiwara, H. (2000): The fast multipole method for solving integral equations of three-dimensional topography and basin problems, *Geophys. J. Int.*, **140**, 198-210.
- 藤原広行・青井 真 (2002): 理論的グリーン関数の最適計算手法に関する研究, 第1回地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究シンポジウム論文集, 53-56.
- Fukushima, Y. and T. Tanaka (1990): A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 757-783.
- Graves, R. W. (1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
- Graves, R.W. and D. J. Wald (2001): Resolution analysis of finite fault source inversion using one- and three-dimensional Green's functions 1. Strong motions, *J. Geophys. Res.*, **106**, 8745-8766.

- Guatteri, M., P.M. Mai, G.C. Beroza, and J. Boatwright (2002): Strong ground motion prediction from stochastic-dynamic source models, submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Hall, J. F. and T. H. Heaton (1995): Near-source ground motion and its effects on flexible buildings, *Earthquake spectra*, **11**, 569-605.
- Hartzell, S.H. and Heaton T.H. (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1553-1583.
- Housner, G. W. (1959): Behavior of structures during earthquakes, *J. Eng. Mechanics Div., Proc. American Soc. Civil. Eng.*, 109-129.
- 五十嵐俊博・松澤 暢, 長谷川昭 (2000): 東北日本弧に発生する相似地震群の時空間分布, 日本地震学会秋期講演予稿集, A47 .
- Inoue, T. and T. Miyatake (1998): 3D simulation of near-field strong ground motion based on dynamic modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 1445-1456.
- Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- 入倉孝次郎 (2000): 阪神・淡路大震災を起こしたものは何であったのか, 岩波書店 科学, 70, 42 - 51 .
- 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, **52**, 129-150.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849 - 875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2002): 予測のための強震動予測, 号外地球 37 号(印刷中).
- Ito, K. (1999): Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, **306**, 423-433.
- Kamae, K., Irikura, K., and Pitarka, A. (1998): A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 357-367.
- 川瀬博 (1998): 震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能—1995 年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶ—, 第 10 回日本地震工学シンポジウムパネルディスカッション資料集, 29-34.
- Kawasaki, I., Y. Asai, and Y. tamura (2001): Space-time distribution of intraplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench, *Tectonophysics*, **330**, 267-283.
- 菊地正幸 (1991): 震源の微細構造, 地震 2, **44**, 301 - 314 .
- 菊地正幸・山中佳子 (2001): 既往大地震の破壊過程 = アスペリティの同定, サイモ 5 - 7, 6 - 7 .
- Kostrov. B.V. (1964): Self-similar problems of propagation of shear cracks, *J. Appl. Math. Mech.*, **28**, 1077-1087.
- Liu, P. and R.J. Archuleta (2001): A single planar finite fault model of the 1999 M7.7 Chi-chi Taiwan

- earthquake: Derived from the inversion of near-field strong ground motions, *Seismological Res. Let.*, **72**, 235.
- Mai P. M. and G. C. Beroza (2002a): A spatial random-field model to characterize complexity in earthquake slip, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Mai P. M. and G. C. Beroza (2002b): A hybrid method for calculating near-source, broad-band seismograms: application to wstrong motion prediction, submitted to *Phys. Earth Planet. Interior*.
- Matsumura, S. (1997): Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, *Tectonophysics*, **273**, 271-291.
- 松田時彦 (1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 **2**, 269-284.
- 翠川三郎・福岡知久 (1988): 気象庁震度階と地震動強さの物理量との関係, 地震 **2**, 223-234.
- Midorikawa, S. (1993): Preliminary analysis for attenuation of peak ground velocity on stiff site, *Proc. The International Workshop on Strong Motion Data*, **2**, 39-48.
- 宮武 隆 (2002): 震源物理に基づく震源モデル - 強震動予測のために -, 号外地球 **37**号, .
- Nadeau, M. and Johnson, L. R. (1998): Seismological studies at Parkfield VI: moment-release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 790-814.
- 中村洋光・宮武隆 (2000): 断層近傍強震動シミュレーションのために滑り速度時間関数の近似式, 地震 **2**, **53**, 1-10.
- 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉 (1998): 活断層はどこから割れ始めるのか? 活断層の分岐形態と破壊伝播方向, 地学雑誌, **107**, 512-528.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究, 地震 **2**, **54**, 281-298 .
- Nishigami, K. (2000): Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the segmentation, *J. Geophys. Res.*, **105**, 7983-7998.
- 西村 宗・安藤雅孝・宮崎真一(1999): 南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南東向き運動について, 地震第 **2** 輯, **51**, 443-456.
- 大野 普, 太田時気晴, 池浦友則, 武村雅之 (1990): 海外震源近傍記録の回帰分析による地震動スペクトル評価, 第 **8** 回日本地震工学シンポジウム (1990) 論文集, 295-300 .
- 大野 普・武村雅之 (2002): スペクトル・モデルによる経験的強震動予測, 号外地球 **37**号, .
- Olson, O. and O. Aspel (1982): Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1969-2001.
- Oncel, A. O. and M. Wyss (2000): The major asperities of the 1999 Mw=7.4 Izmit earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it, *Geophys. J. Int.*, **143**, 501-506.
- Pitarka, A.. (1999): 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68.
- 境有紀・南忠夫・壁谷澤寿海 (1998): 地震動の性質と建物被害との関係, 構造工学論文集, 44B.
- Sekiguchi, H., Irikura, K., and Iwata, T. (2000): Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 974-1002.

- Shimazaki, K. (1986): Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface, *In* Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C.H. eds.: *Earthquake Source Mechanics*, AGU, Washington, D.C., 209-216.
- Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A. (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, **70**, 59-80.
- 杉山雄一・関口春子・栗田泰夫 (2002): 活断層情報と不均質震源特性との関係, 第1回地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究シンポジウム論文集, 37-42.
- Virieux J. and R. Madariaga (1982): Dynamic faulting studied by a finite difference method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 345-369.
- Wald, D.J., Helmberger, D.V., and Heaton, T.H. (1991): Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong motion and broadband teleseismic data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1540-1572.
- Wald D.J. and Heaton, T.H. (1994): Spatial and temporal distribution of slip of the 1992 Landers, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 668-691.
- Wyss, M., D. Schorlemmer, and S. Wiemer (2000): Mapping asperities by minima of local recurrence time: San Jacinto-Elsinore fault zones, *J. Geophys. Res.*, **105**, 7829-7844.
- 山中佳子・菊地正幸 (2001): 日本付近のアスペリティマップ 東北編, 地球惑星科学関連学会 2001 合同大会, Sy-005.

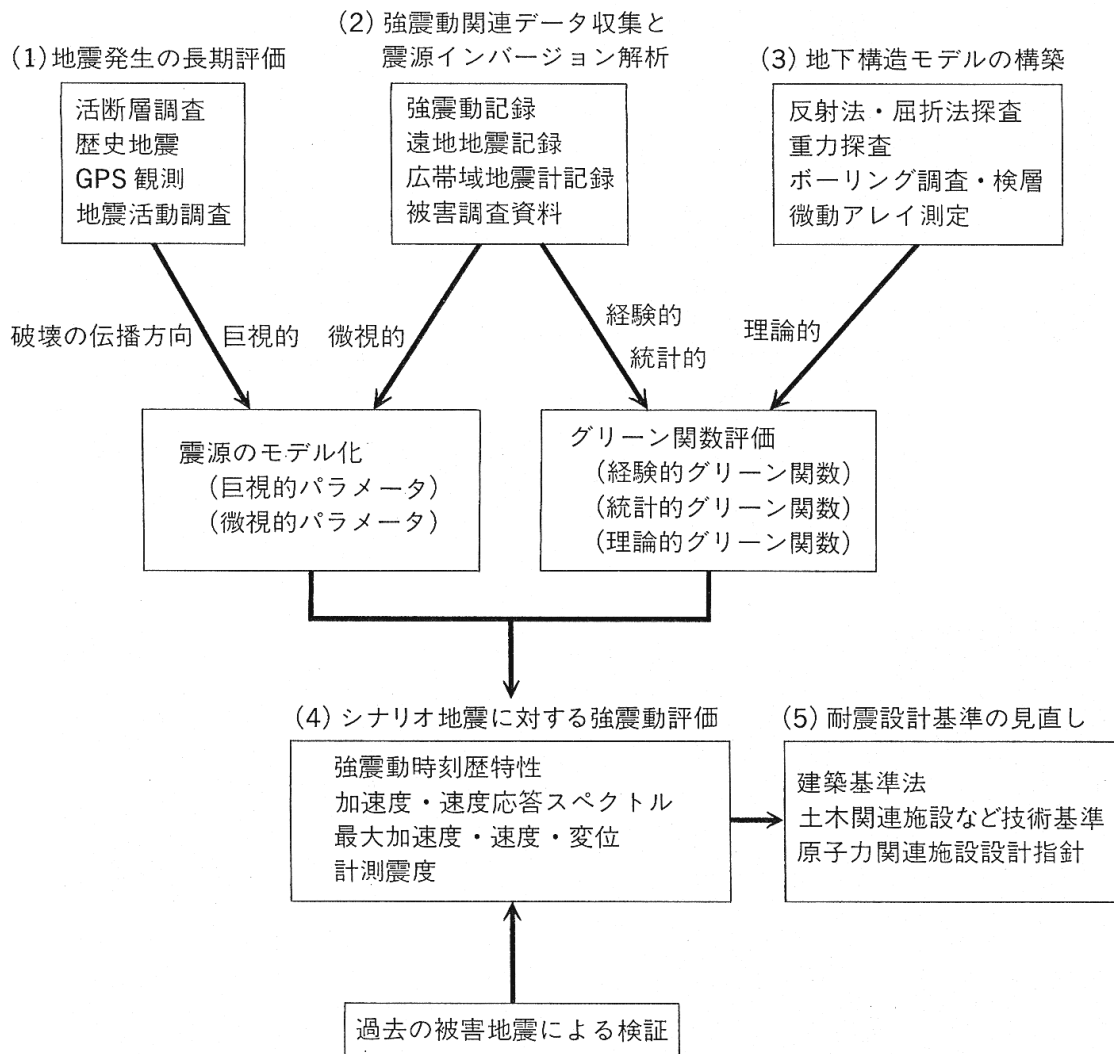


図1 . シナリオ地震に対する強震動予測の枠組み