シリーズ「新・強震動地震学基礎講座」

（第 11 回）長周期地震動

強震動委員会　畑山　健（消防庁消防研究センター）

■「長周期地震動」という言葉について

「長周期地震動」とは，その名のとおり長周期成分に富んだ地震動のことであるが，強震動地震学及び地震工学でいうところのその周期範囲は，とくには定義されていない．それは研究者によって若干異なり，下限は 1 秒から数秒，上限は 10 数秒から 20 秒とされているようである．強震動地震学及び地震工学では，低層建築物等の一般的な構造物・施設の固有周期が 1 秒程度以下であることから，これらの構造物・施設のための入力地震動の研究は，周期 1 秒程度より短い周期の成分を主とする地震動について行われてきた．「長周期地震動」という言葉は，その周期よりも長い周期範囲に固有周期を持つ超高層建築物，免震構造物，大型石油タンク，長大橋梁等の構造物（本稿ではこれらを「長周期構造物」と呼ぶことにする）に耐震安全上の影響を及ぼしうる地震動を表現するための概念として存在している．このようなことから，「長周期地震動」の周期範囲は，それを考える上での対象構造物等によって変わってしかるべきものとも言える．

なお，地震学には，地震波の周期 20 秒程度以上の長周期の成分を使った解析による地球内部構造や震源過程の研究，いわゆる「長周期地震学」が大発展した時代があり，地震学では「長周期」という言葉は元々周期 20 秒以上のものを指していた．このことから，地震学でいう「長周期」と区別するため，強震動地震学及び地震工学の分野では上記周期範囲の地震動を指す言葉として，「やや長周期地震動」が使われた．「やや長周期地震動」という言葉が文献で初めて現れたのは，そういった地震動が国内で初めて研究者の注目を集めた 1968 年十勝沖地震（M_J7.9；M_J は気象庁マグニチュード）の際の八戸での強震記録を扱った嶋（1970）である．

わが国において「（やや）長周期地震動」に広く世間一般の関心が高まったのは，2003 年十勝沖地震（M_J8.0）の際に北海道苫小牧市内の製油所の大型石油タンクで発生した甚大なスロッシング被害（石油タンク 2 基での火災等）が発生してからであろう．この後の頃から，学会における調査検討活動や報道等を含めさまざまな場面において，「やや長周期地震動」よりも「長周期地震動」という言葉がよく用いられるようになった．本稿でも以後，「長周期地震動」と表記する．

「長周期地震動」を英語で表現する場合には，「long-period strong ground motion」と書くことがある．この表現は，1971 年 San Fernando 地震の強震記録を扱った Hanks（1975）に見られる．

■「長周期地震動」の発生条件

長周期構造物に影響を及ぼすような大振幅の長周期地震動にはおのずと発生条件がある．これはおおよそ次の 2 つにまとめることができるだろう．

(1) 規模の大きな（おおむね Mw7 程度以上）の地震が発生した際の震源断層近傍．

または，

(2) 規模の大きな地震が発生した際の厚い（km オーダー）堆積層が存在する堆積平野・堆積盆地上（震源からある程度（最長数百 km 程度）離れていてもよい）．

従来，長周期地震動といえば，もっぱら (2) の条件に該当するいわゆる「堆積層表面波」（後述）のことを指す向きが多かった．しかし，2016 年熊本地震本震の際に，震源断層ごく近傍の熊本県西原村において，「長周期速度パルス」とも呼ばれる強大な長周期成分を有する地震波がわが国においては初めて観測された．上述のとおり，長周期地震動とは長周期構造物に影響を及ぼしうる地震動のことと捉えるべきであるから，その地震波が表面波主体であるかどうかは関係ないはずである．西原村の震源断層ごく近傍で観測された地震動は，表面波主体であるとは考えにくく，「堆積層表面波」の範疇に入るものでないが，長周期地震動として見なされるべきものである．このようなことから，本稿では (1) も長周期地震動の発生条件とした．

以下，それぞれの発生条件について，観測事例を交えて解説する．

■規模の大きな地震が発生した際に震源断層近傍で観測される長周期地震動

図 1 に 2016 年熊本地震（M_J7.3）の際に西原村小森（Nishihara）で観測された地動速度波形，図 2 に同じく西原村小森で観測された地震動の疑似速度応答スペクトル（減衰 2%）を示す．西原村小森では，地動速度の最大振幅約 2.5 m/s，卓越周期約 3 秒の極めて大きな振幅のパルス状の地震波が観測された．図 2 には比較のため，石油タ

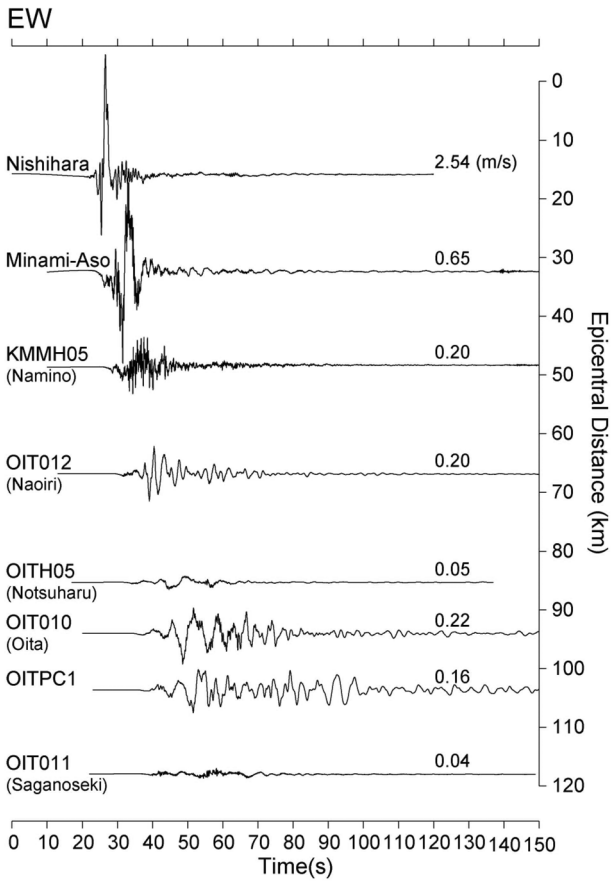

図 1　2016 年熊本地震（M_J7.3）の際に震源近傍から大分平野にかけて観測された地動速度波形（0.05–30 Hz）．Nishihara の波形の振幅の縮尺は，他の 1/3 としている．

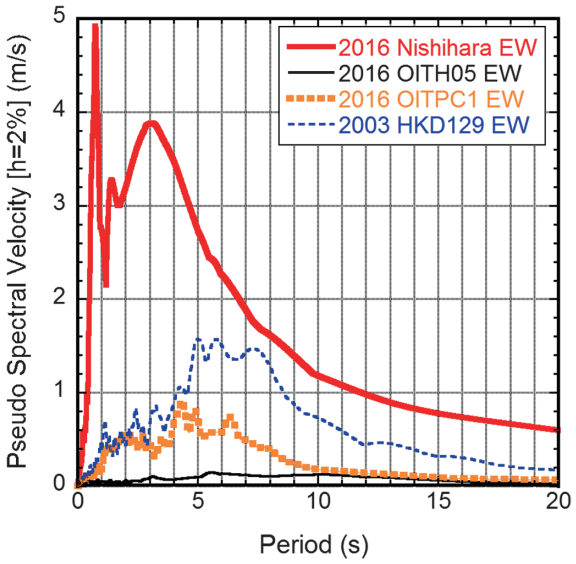

図 2　2016 年熊本地震（M_J7.3）の際に震源近傍から大分平野にかけて観測された地震動の疑似速度応答スペクトル（減衰 2%）．

ンクに甚大なスロッシング被害をもたらした 2003 年十勝沖地震の際の苫小牧市内（K-NET HKD129）での観測地震動のスペクトルも示した．この図が示しているように，震源断層ごく近傍の西原村小森で観測された地震動は長周期構造物に重大な影響を及ぼしうる長周期地震動であった．

表現定理（本連載講座第 1 回の「強震動とは？」参照）からわかるように，震源断層近傍の地震動は，地震波が伝播する距離が短いため，震源特性，すなわち断層の破壊過程に支配されたものとなるであろう．一般に，規模の大きな地震は震源断層面上での破壊の継続時間が長い（震源断層面上各点でのすべりの継続時間が長いという意味でも，震源断層面上の破壊伝播の開始から終了までの時間が長いという意味でも）ことから，震源断層から射出される地震波には長周期成分が多く含まれる．そしてその射出波はすべり量が大きいがゆえに大振幅であり，震源断層近傍では距離減衰があまり起きない．従って，そこは長周期地震動が発生しやすい条件下にあると言える．さらに，観測点の位置と断層面の位置関係によっては断層面上の破壊伝播過程による指向性効果が生じることや，地表地震断層が出現するなど地表近くの浅い部分で大きな断層すべりが生じることの影響により，より大きな長周期地震動となることもありうる．

■規模の大きな地震が発生した際に厚い堆積層が存在する堆積平野・堆積盆地上で観測される長周期地震動

一般に地震波が硬い媒質（例えば岩盤）から柔らかい媒質（例えば堆積層）に入射すると地震波は増幅され，その増幅は媒質の性質や構造に応じて周期特性を持つことはよく知られているところである．上述のとおり，規模の大きな地震の震源断層から射出された地震波には，規模の小さな地震からのものに比べて多くの長周期成分が含まれており，このような地震波が堆積平野・堆積盆地（以降まとめて堆積盆地）に入射し，そこに厚い（km オーダーの）堆積層が存在する場合には，長周期成分も増幅され，堆積盆地上では長周期成分に富んだ地震動，すなわち長周期地震動が観測される．

地震の規模と長周期地震動の発生条件の関係は，震源（振幅）スペクトルを大局的に見た場合のものとして広く受け入れられている ω^{-2} モデルにより端的に理解できる．ω^{-2} モデルでは，地震波の射出強度は，コーナー周期よりも長周期側では地震モーメントに比例し，コーナー周期よりも短周期側では地震モーメントの 1/3 乗に比例する．これにより，一般的には規模の大きな地震は，小さな地震に比べて，射出される地震波が大きいとともに，それに含まれる長周期成分の割合が大きいということになる．このことか

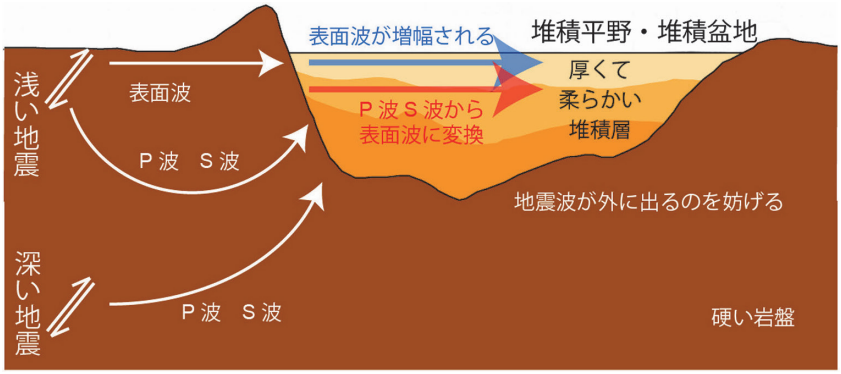

図 3　堆積層表面波が発生する仕組み.

ら，長周期地震動の発生条件としては地震の規模が大きいことがまず必要であることが理解できる.

堆積盆地における長周期地震動の発生の仕組みとしては，まず，長周期成分に富んだ実体波が堆積盆地内部の堆積層に下方向から入射し，重複反射の効果もあいまって長周期成分が増幅されるというものが考えられるが，これに加えて，次に述べる 2 種類の「堆積層表面波」と呼ばれるものの発生がその仕組みを特徴づけている（図 3）．その一つは，震源断層から射出された表面波が堆積盆地に入射し，堆積層によって増幅されたり，異なる種類の表面波または異なるモードに転換されたりしたものである．もう一つは，同じく震源断層から射出された実体波が，堆積盆地端部などに顕著に見られる横方向に不規則な媒質（水平成層構造ではない媒質）に入射し，そこで表面波を主成分とする 2 次的な地震波に変換されたものである．川瀬 (1993) は，前者を「盆地転換表面波」，後者を「盆地生成表面波」と呼んだ．今日，これらの言葉はあまり使われなくなったが，堆積盆地における長周期地震動発生の仕組みに関する概念整理には有用な言葉である.

一般に堆積盆地と周辺岩盤のインピーダンス比は大きいため，これらの「堆積層表面波」は，いったん転換・生成されると，盆地端部等でくりかえし反射されるなどして盆地内を長時間にわたって伝播し続け，その結果盆地内の地震動はなかなか減衰しない．すなわち，これらの「堆積層表面波」を主成分とする長周期地震動は継続時間が長い.

図 1 には，「盆地転換表面波」の観測事例も示されている．この図には，震源断層近傍から大分平野までの区間に直線状に並んでいる観測点で記録された速度波形が描かれている．OITH05 が大分平野に入る直前の観測点であるが，この地点には厚い堆積層はない．この地点で観測されている地震波は，震源断層が浅く震源から遠方であるため表面波主体であると考えられる．OIT010 と OITPC1 が大分平野内の観測点である．大分平野は，厚さ最大 3.5 km に達する厚い堆積層が存在する堆積盆地であるとされている．大分平野内では，振幅が大きく，長周期成分を主体とする地震動が長時間継続している．この地震動の主成分は，OITH05 で観測されている表面波を入射波とする「盆地転換表面波」と考えられる．図 2 には，OITH05 と OITPC1 での地震動の疑似速度応答スペクトルも示されている．大分平野内では，長周期成分が大きく増幅されていることがこれを見てもわかる．「盆地転換表面波」を主体とする長周期地震動の観測事例はこれに限らず数多くある．関東平野，濃尾平野，大阪平野，勇払平野，新潟平野など厚い堆積層を有する堆積盆地では，規模の大きな地震が発生した際には，もちろん振幅の大小はあるが，「盆地転換表面波」が常態的に発生しているものと考えられる.

図 4 は「盆地生成表面波」の観測事例である．これは，1993 年 10 月 12 日に東海道南方沖，深さ 391 km で発生した M_J6.9 の深発地震の際の大阪平野内（OSA）と大阪平野東縁部にある生駒山地上（ISK）における速度波形である．ISK では，ほぼ直達 P 波と直達 S 波のみからなる単純な地震動が観測されている．一方，OSA では，堆積層によって増幅された直達 S 波到着から約 30 秒後にそれよりも大きな振幅の地震波が観測されている．その周期は 3 秒程度の長周期である．この地震波は，大阪平野東端部の平野と生駒山地の境界付近で直達 S 波入射後に発生し，平野内を西方向に伝播してきた表面波であることが解明された (Hatayama et al., 1995)．すなわち，ISK で観測されている直達 S 波を入射波とする「盆地生成表面波」である．「盆地生成表面波」も，この事例に限らず，規模の大きな地震が発生した際には，堆積盆地端部などで常態的に発生しているのであろう．しかし，多くの場合，堆積盆地への入射波が実体波のみであることはなく，堆積盆地内では，「盆地転換表面波」と「盆地生成表面波」が混ざったものが観測されるのが通常である．図 4 の地震動は振幅が小さく，到底構造物に影響を及ぼしうるものではないが，「盆地生

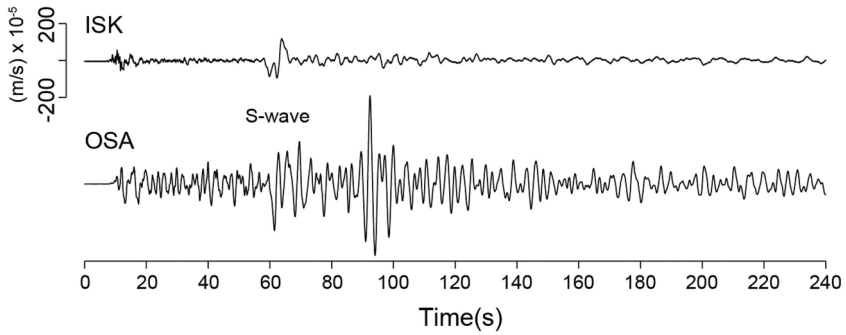

図 4　1993 年 10 月 12 日に東海道南方沖，深さ 391 km で発生した M_J6.9 の深発地震の際に大阪堆積盆地内と周辺岩盤上で観測された地動速度波形（NS 成分）.

成表面波」のみを取り出して観測できるのは，このような深発地震に限られることから，「盆地生成表面波」の純粋な観測事例として示した.

周辺山地等との境界に近い堆積盆地内側の端部では，盆地境界付近で発生し，盆地内部に伝播した「盆地生成表面波」等（「等」には「盆地生成回折波」と呼ばれるものが含まれる）と盆地内部の堆積層に下から入射した実体波が増幅的干渉を起こし，局所的に揺れが大きくなる地帯が出現するという現象が発生しうる．この増幅的干渉は「エッジ効果」や「盆地端部効果」と呼ばれる．本稿で言っている長周期地震動の周期帯域の下限ぎりぎり，もしくはそれよりも短い周期帯域に関係することになるが，1995 年兵庫県南部地震（M_J7.3）の際に生じた「震災の帯」の成因の一つとして，この「エッジ効果」が考えられている（Kawase, 1996）.

震源断層からある程度離れた厚い堆積層が存在する堆積盆地上で観測される長周期地震動で，長周期構造物に影響を及ぼすような大振幅のものを考えると，その主成分は震源断層から射出される表面波を源とする「盆地転換表面波」と考えられる. このことから, こうした長周期地震動は, (1) 震源断層が浅い地震で大きく発生する（震源断層が浅いほうが大きな表面波が励起されるから），(2) 数百 km 程度離れた遠い地震でも大きなものが観測される（表面波の距離減衰は実体波に比べて弱いから），(3) 震源断層から見た方位特性がある（震源断層における表面波射出強度の方位特性に影響されるから）等の一般的性質を有することとなる.

■おわりに

長周期地震動の影響を受ける長周期構造物は，一般の構造物に比べて減衰が小さく，地震応答の周期選択性が強いという性質を有している．すなわち，対象構造物の地震ハザード評価には高い地震動予測精度が求められることを意味する．大振幅の長周期地震動をもたらす規模の大きな地震の震源スペクトルのコーナー周期は，ちょうど長周期地震動の周期帯域にあることからもわかるように，それは震源断層の複雑な破壊過程の影響を強く受ける．また，長周期地震動の予測においては，予測対象地点が存する堆積盆地全体による影響のみならず，ときに数百 km にも及ぶ震源断層から予測対象堆積盆地までの長い伝播経路の影響を考慮する必要がある．高精度の長周期地震動予測にはこれらすべてを適切にモデル化する必要があり，今後の研究に期待されるところ大である.

編集担当の干場充之委員と岩田知孝委員のご助言のおかげで，原稿を大きく改善できました．記して感謝申し上げます.

参考文献

川瀬，1993，地震 2，171–190.

Kawase, 1996, Seismo. Res. Lett., **67**, No. 5, 25–34.

Hanks, 1975, Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 193–225.

Hatayama, Matsunami, Iwata and Irikura, 1995, J. Phys. Earth, **43**, 131–155.

嶋，1970，第 3 回日本地震工学シンポジウム，277–284.

（第 12 回）経験的／統計的グリーン関数法

強震動委員会　芝　良昭（電力中央研究所）

1. はじめに

強震動地震学は，理学と工学の境界領域に位置し，特に耐震設計や防災の分野と密接な関係がある．建物や橋梁のような人工構造物の耐震性能を求めたい場合，対象構造物の固有周期付近における地震動の振る舞いを知ることが決定的に重要である．これら人工構造物の固有周期はおおむね 0.1 秒（低層建築物）から 20 秒程度（大型貯蔵タンク，長大橋など）の範囲に分布することから，強震動地震学では第一義的に，このような比較的短周期の地震動を適切に評価・予測することが求められる．なお，ここで言う短周期とは，遠地地震記録などを主体的に扱うような地震学の立場から見ると短周期ということであって，工学や防災の立場から見ると周期 1 秒以上の地震動は高層ビルなど特殊な構造物にしか影響しないので，（相対的に）長周期という位置づけになる．実際，地震本部の長周期地震動予測地図や気象庁の長周期地震動階級という名称は後者の立場に拠るものである．

周期 1 秒以下の短周期地震動の評価・予測における問題は，いわゆる理論的手法，あるいは決定論的手法による計算が困難，という点にある．波形計算に必要な震源過程や波動伝播のモデル化においては，いずれも計算対象となる波長のサイズに応じた空間分解能が必要とされる．現状では計算機能力の問題もさることながら，主にこうした震源断層や地震波伝播媒質のモデル化精度の観点から，周期 1 秒程度以下の短周期地震動を，差分法をはじめとした理論的手法で定量的に解くことはきわめて困難であると考えられる．このため，特に工学分野では既往の観測記録に基づき，最大加速度や応答スペクトルなど構造物の応答に影響する強震動指標を統計的に抽出するいわゆる経験式を構築することによって，耐震設計における入力地震動の高度化を図ってきた. このような方法論は経験的手法と総称され，経験式の多くは，震源距離に対する強震動レベルの変化を表す形で定式化され，距離減衰式あるいは地震動予測式（Ground Motion Prediction Equation ; GMPE）と呼ばれる．経験的手法は数少ないパラメータで平均的な地震動の振る舞いを予測できることから扱いが簡便であり，また既往の地震記録から大きく乖離しない安定的な予測結果が得られるという利点がある．反面，観測記録が少ない大地震の震源近傍などでは，過去の記録に依拠する経験的手法の適用は困難になる．震源近傍では大加速度の地震動が観測される可能性が高く，耐震工学や地震防災の観点からも精度のよい強震動予測が要請される．

経験的グリーン関数法は，モデル化が困難な短周期地震動特性を規定する諸条件のうち，震源から観測点に至る地震波の伝播経路特性に相当するグリーン関数を，余震のような経路をほぼ等しくする小地震の観測記録で「経験的に」代用しようとするものであり，Hartzell（1978）のアイディアに端を発する．小地震記録の重ね合わせによって大地震の強震波形をシミュレートできれば，評価可能な周波数帯域は事実上，小地震記録の S/N 比のみに依存する．震源近傍の地震記録であれば，小地震でも広帯域で十分な S/N 比が期待できるため，経験的グリーン関数法は経験的な手法が不得手とする震源近傍の強震動評価に対する有効な手法といえる．ただし，経験的グリーン関数はあくまでも地震波の伝播経路を経験的に表すものであり，大地震の震源過程については別途規定する必要がある．つまり，「小地震の重ね合わせ」とは震源過程の定式化に他ならない．本稿では主に Irikura（1986）に基づいて，経験的グリーン関数法による波形合成のプロセスを解説する．

2. 経験的グリーン関数法の定式化

図 1 に経験的グリーン関数法の模式図を示す．経験的グリーン関数として用いる地震記録の震源断層（以下では要素地震とする）は，波形合成の対象となる大地震（以下では目標地震とする）の震源断層の近傍に位置し，観測点までの地震波の伝播経路を共有するものと仮定する．またここでは説明を単純化するため，目標地震と要素地震は同一の応力降下量を持つものとする．目標地震の震源断層は要素地震の震源断層サイズで等間隔のセルに分割され，各セルから要素地震波が放射されるものとして，断層面上の破壊伝播と各セルから観測点までの距離に応じた時間差と，距離減衰の違いを考慮して要素地震波を重ね合わせる．あわせて目標地震と要素地震のすべり関数の違いについても補正を加える．このとき，目標地震の断層分割数やすべり量の補正の設定根拠として，震源のスケーリング則が用いられる．既往地震の解析結果から，地震の規模（地震モーメント M_0）といくつかの震源パラメータの間には次式のような関係が統計的に成り立つことが知られている．

$$\frac{L}{l}=\frac{W}{w}=\frac{D}{d}=\frac{T}{\tau}=\left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1/3}$$

ここで L, W, D, T はそれぞれ断層長，断層幅，すべり量，ライズタイムで，大文字と小文字は規模の異なる地震を表す．上記の関係式に基づけば，目標地震の断層分割数は長さ方向と幅方向のそれぞれで，要素地震とのモーメント比

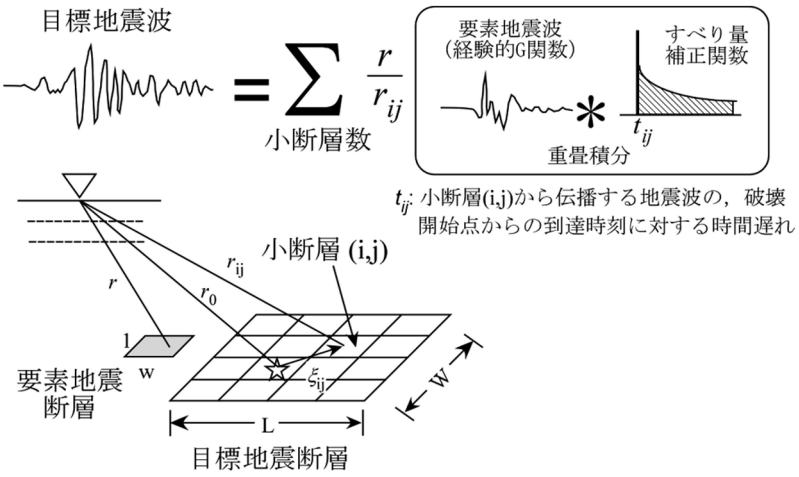

図 1　経験的グリーン関数法の模式図．すべり量補正関数の形状は入倉・他（1997）に従った．

の 1/3 乗を与えればよいことになる．また，すべり量の補正についても，定量的には要素地震の振幅をモーメント比の 1/3 乗倍することになるが，Irikura（1986）ではあわせて震源スペクトルの相似則を満たすことを条件に加えている．Aki（1967）が提唱した ω^{-2} モデルでは，変位震源スペクトル振幅は低周波数側で地震モーメントに漸近し，高周波数側では（角）周波数 ω の −2 乗で減衰する．さらに両者が接続するコーナー周波数は断層長の −1 乗，すなわち地震モーメントの −1/3 乗に比例する．このとき，変位震源スペクトルに ω^2 を乗じて得られる加速度震源スペクトルは，コーナー周波数よりも高周波数側で平坦な特性を有するが，その振幅はコーナー周波数の規模依存性を反映して地震モーメントの 1/3 乗に比例することになる．結局，相似則として ω^{-2} モデルを仮定した場合，目標地震と要素地震の震源スペクトル比は，長周期側で地震モーメント比に，短周期側ではその 1/3 乗に一致しなければならない．Irikura（1986）は上記の条件を満たすように，要素地震と目標地震それぞれのすべり関数の違いを補正する関数を提案するとともに，1983 年日本海中部地震の本震と大きい余震の強震記録を対象に，それぞれ，より規模の小さい余震記録を経験的グリーン関数として用いた波形合成を行って良好な再現結果を得た．

先述のように，経験的グリーン関数法は主として工学的に重要な短周期地震動の予測・評価への適用を期待されている．短周期地震動の場合，波形の重ね合わせがランダムになることから，特に統計的な特性である振幅スペクトルが精度よく再現されることが重要となる．この点からも，震源の相似則に適合した広帯域スペクトル特性を担保しつつ，大地震の強震波形を合成可能な Irikura（1986）の定式化は有用であり，経験的グリーン関数法は耐震設計における入力地震動の策定をはじめとした工学的な実務面でも広く用いられるようになった．

なお ω^{-2} モデルは，遠地項実体波（P 波または S 波）の震源スペクトルを説明するためのモデルであり，震源近傍の地震動評価では無視できない近地項や中間項の寄与は含まれていない．しかしながら，遠地項の寄与は震源距離のみならず波数との積に依存して大きくなることから，波数が大きくなる短周期地震動では比較的震源に近い地点においても遠地項が卓越する．一方で長周期地震動の合成に対しては，近地項，中間項を考慮できる差分法をはじめとした理論的手法の適用が可能であり，経験的グリーン関数法や，後述の統計的グリーン関数法と組み合わせたハイブリッド法により，最終的に震源近傍の強震波形を得ることができる．

3. 不均質震源への拡張

震源パラメータのスケーリング則は，統計的には有意に成り立つものの，パラメータの分布には一定のばらつきが存在する．またすべり量 D については断層面上で一定値をとるという暗黙の仮定がなされている．すべり量が空間的に非一様な不均質震源の場合，経験的グリーン関数法では震源の応力降下量を制御パラメータとして定式化される．応力降下量はひずみ降下量（断層長さの次元とすべり量の比）に比例するので，同一面積の断層ですべり量が異なる場合はすべり量と応力降下量が比例する．一方でスペクトルのコーナー周波数は変わらないため，応力降下量の補正は結局，要素地震の全周期帯域に対して目標地震との応力降下量比 C を一律に乗じることに相当する．これは要素地震の波形を一律に C 倍することに等しい．また応力降下量比は目標地震の断層面上の異なる地点で独立に設定することができるので，原理的にはそのまま不均質震源に拡張可能である．例えば Kamae and Irikura（1998）は，

強震記録等に基づいて推定された1995年兵庫県南部地震の不均質震源断層すべり分布を，3つのすべりの大きい領域に対応する矩形サブイベントでモデル化し，各サブイベントにそれぞれ大きさの異なる一様な応力降下量を仮定して，経験的グリーン関数法により震源域の強震記録を再現した．

強震動予測という立場からは，既往の被害地震で観測された広帯域強震記録から震源モデルを推定し，主要な震源パラメータの統計的な特徴を抽出するというアプローチも重要である．強震記録から震源における短周期地震動の励起特性を求めるには，同じく短周期帯域で精度のある地震波伝播経路特性を用いる必要があり，ここでも経験的グリーン関数は有力なツールとなりうる．Kamae and Irikura（1998）では試行錯誤的な手法で震源モデルを構築したが，Shiba and Irikura（2005）は経験的グリーン関数法と最適化手法の一種である焼きなまし法を組み合わせた震源モデル推定法を提案している．

4. 統計的グリーン関数法

これまで述べてきたように，経験的グリーン関数法は周期0.1秒程度までの短周期領域を含めた波形合成法として発展してきた．特に観測記録が少なく，また震源断層の広がりを考慮する必要がある震源近傍の広帯域強震動評価においては，経験的手法を補完する有力な手法といえる．しかしながら経験的グリーン関数法では，グリーン関数として用いることのできる適切な小地震記録が必要であり，観測点のない地点や，地震活動度が低く記録が得られない地域に対しては同手法を直接適用することができない．特に地震防災のように，面的な地震動予測が必要な場合においては，この問題が顕在化する．そこで小地震記録そのものを人工的に作成し，震源の破壊過程に応じた波形合成を行う手法が統計的グリーン関数法として提案された（釜江・他，1991）．統計的グリーン関数法では，位相特性はランダムとし，ω^{-2}モデルに従う振幅スペクトルと経験的に求められた波形の包絡形状を同時に満たすように小地震記録が合成される．さらに経験的グリーン関数では自動的に含まれているQ値などの伝播経路特性や，評価地点の地下構造に基づく地盤応答特性を別途設定し，グリーン関数に反映させる．特に地盤応答特性の評価では，地震基盤以浅の速度構造の推定精度が計算波形の精度に直結するため，物理探査や微動計測をはじめとする地下構造調査の充実が重要となってくる．一方で，震源過程の反映については経験的グリーン関数法と同様の定式化が可能であり，別途構築されたシナリオ地震の特性化震源モデルを直接適用できるという利点がある．

5. おわりに

周期1秒以下の短周期地震動に対し，有限の大きさを持つ断層の震源過程を反映しつつ波形合成をするための手法として経験的・統計的グリーン関数法を取り上げ，その特徴について概観した．今後，海溝型巨大地震や内陸活断層地震を対象とした強震動予測が社会的にもまた工学的にもますます重要となってくると考えられる．強震観測網の充実による基礎データの拡充とともに，強震動予測手法についても改良が重ねられることによって，確度の高い強震動予測による社会への貢献が期待される．

謝辞

編集担当の干場充之委員，岩田知孝委員からは本稿を改善するための非常に有益なご指摘をいただきました．記して感謝いたします．

参考文献

Aki, 1967, J. Geophys. Res., **72**, 1217–1231.

Hartzell, 1978, Geophys. Res. Lett., **5**, 1–4.

Irikura, 1986, Proc. 7th Japan Conf. Earthq. Eng., 151–156.

入倉・他，1997，日本地震学会講演予稿集，2，B25.

釜江・他，1991，建築学会構造系論文集，**430**，1–9.

Kamae and Irikura, 1998, Bull. Seism. Soc. Am., **88**, 400–412.

Shiba and Irikura, 2005, Earth Planets Space, **57**, 571–590.