

第4章 地震

【告示】(地震動)

第十六条 レベル一地震動については、地震動の実測値をもとに、震源特性、伝播経路特性及びサイト特性を考慮して、確率論的時刻歴波形を適切に設定するものとする。

2 レベル二地震動については、地震動の実測値、想定される地震の震源パラメータ等をもとに、震源特性、伝播経路特性及びサイト特性を考慮して、時刻歴波形を適切に設定するものとする。

【解説】

(1) 地震動を設定する深度

レベル一地震動及びレベル二地震動の時刻歴波形を設定する深度を(2)で定める工学的基盤とすることを標準とする。なお、技術基準対象施設の性能照査において工学的基盤以外の深度における地震動の設定が必要な場合には、次元の地震応答計算等の方法により工学的基盤における地震動に基づいた当該深度における地震動を設定する。

(2) 工学的基盤

レベル一地震動及びレベル二地震動の設定に当たっては、工学的基盤を、それよりも下方にある全ての土層が以下のいずれかである土層の上面とする。

- ・岩盤
- ・標準貫入試験値(N値)が50以上の砂質土層
- ・軸圧縮強度が650[kN/m²]以上の粘性土層
- ・せん断波(S波)速度が300[m/s]以上の土層

(3) サイト特性

地震動の設定において考慮するサイト特性の設定に当たっては、対象港湾の区域内及びその周辺地域における地震動の実測値を適切に考慮する必要がある。

(4) 時刻歴波形

技術基準対象施設の性能照査に当たっては、必要に応じて、レベル一地震動及びレベル二地震動を、地震動の実測値に基づき、当該施設を設置する地点の地盤の特性を考慮して、工学的基盤における加速度、速度、又は変位の時刻歴波形として適切に設定する。

(5) レベル一地震動

① レベル一地震動

レベル一地震動は、地震動の再現期間を、対象港湾の周辺における個々の地震が定常ポアソン過程に従って過去の履歴に関わらず時間的に無作為に発生するものであるとの仮定の上で設定する。したがって、このレベル一地震動の定義は、東海・東南海・南海地震等のように過去の履歴を踏まえて近い将来の発生が懸念される地震であっても、その平均発生間隔がレベル一地震動の再現期間に比べてある程度長ければ、その地震による地震動をレベル一地震動として考慮しないことがある。

② 確率論的時刻歴波形

確率論的時刻歴波形とは、地震の発生確率を考慮した確率論的地震危険度解析により設定される地震動の時刻歴波形のことである。レベル一地震動としての確率論的時刻歴波形の設定に当たっては、地震動の周波数特性を適切に考慮するために、いずれの周波数成分においても再現期間が同一となる一様ハザードフーリエスペクトルに基づくことを標準とする。

(6) 再現期間

レベル一地震動の設定における一様ハザードフーリエスペクトルの再現期間は75年とすることを標準とする。

(7) レベル二地震動

① レベル二地震動

レベル二地震動の設定に当たっては、次の(i)から(vi)に掲げる想定地震の中から、それらの想定地震によりもたらされる地震動の最大振幅、周期、継続時間、構造物に与える影響の大きさ等を考慮して、レベル二地震動を設定するための地震を選定する。なお、想定地震の選定に当たっては、中央防災会議や地震調査研究推進本部等の国の機関における調査の結果、又は地域防災計画等を踏まえて総合的に判断する。

震源から放射される地震動の長周期成分は M_0 に比例して約 30 倍、短周期成分は M_0 の 1/3 乗に比例して約 3 倍となる。つまり、地震の規模が大きくなるにつれて、とりわけ長周期成分が大きくなることがわかる。地震動の長周期成分の影響を受けやすい長周期構造物（高層建築物や長大橋梁、石油タンク、免震構造物等）を検討の対象とする場合には、特にマグニチュードの大きな地震に注意する必要がある。

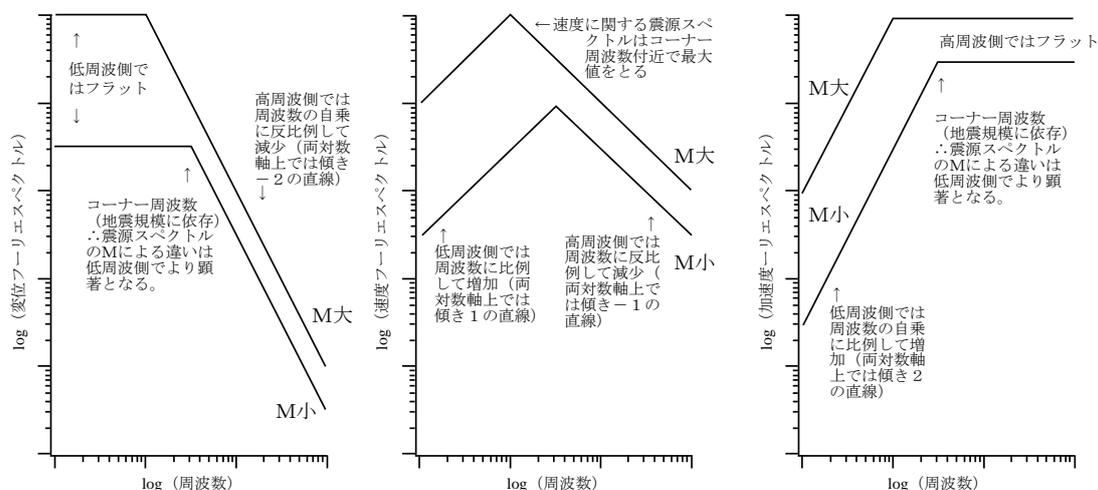


図-1.1.2 ω^2 モデルに従う変位、速度、加速度の震源スペクトル

(2) 指向性 (directivity)

大地震の震源は点ではなく、一定の広がりを持つ断層面である。破壊は断層面の一点で始まり、周辺に拡大していく。このとき、震源付近の S 波速度と破壊伝播速度は同程度であるという性質があるため、破壊伝播方向にある港湾では、断層面上で次々に解放された地震波のエネルギーがほぼ同時に到来するので大振幅となる。このことを地震動の指向性 (directivity) という。1995 年兵庫県南部地震の際、明石海峡下に始まった破壊が神戸市内に向かって伝播したことが、神戸市内で揺れが強かった一因であるとされている⁴⁾。このことに関連して、指向性の影響で大振幅となる領域では、断層の走向に直交する向きの揺れが強い傾向のあることが知られている⁵⁾⁶⁾⁷⁾⁸⁾。この性質を利用して、活断層の震源近傍に耐震強化バース等重要な係留施設を計画する際、想定される地震動の卓越方向に対して最も有利となるように係留施設を配置すれば、当該施設の地震時の被害を大幅に軽減することができる⁹⁾¹⁰⁾。具体的には、港湾の近くに将来地震を引き起こす恐れのある活断層があるとき、係留施設の法線方向が活断層に対して直交するように配置すればよい。もともとこのような配置がなされていたために、地震動の作用時に深刻な被害を免れた施設の例として、1995 年兵庫県南部地震の際の摩耶埠頭の耐震強化バースがある。このとき、神戸港の多くの施設では、数 m 程度の大変位が生じたのに対し、摩耶埠頭の耐震強化バースは、耐震性が強化されていたことに加え、震源断層である六甲-淡路断層系に対して直交する向きに配置されていたため、強い地震動の作用を免れ 1m 程度の変形にとどまった。

(3) アスペリティ

大地震の震源断層面上のすべりは一様ではなく不均質であることが明らかにされてきている。内陸地殻内地震において、震源断層面の中で特にすべりの大きい領域はアスペリティと呼ばれる。1995 年兵庫県南部地震の際に神戸市内で観測されたような強い地震動を説明するためにはアスペリティを考慮することが必要である⁴⁾。断層面上における最終滑り量の不均質な分布を表現するモデルとしては、最終滑り量を連続関数として表現するモデル (variable slip model) と、断層面上に矩形のアスペリティを複数配置し、その内部では滑り量などが一様であるとするモデル (特性化震源モデル) がある。ただし、海溝型巨大地震については、断層面上ですべりの大きい領域と強震動を生成する領域が一致しないことがわかってきている¹¹⁾。

また、2011 年東北地方太平洋沖地震を始めとする海溝型地震では、震源付近の観測点において、周期 1~数秒程度のパルス状の地震動が数多く観測されている^{11-1) 11-2) 11-3)}。これらを含め、工学的に重要性の高い周期帯域における波形の特徴を十分再現できるように設定された海溝型地震のための震源

モデルとして SPGA モデル^{11-1) 11-2)}がある。これは、海溝型地震の断層面上に、SPGA (Strong-motion Pulse Generation Area、強震動パルス生成域) と呼ばれる一辺が数 km 程度の領域を (複数) 配置した震源モデルである。

なお、設計津波を設定し、設計津波とそれに先行する地震動に対して性能を規定する場合、設計津波と組み合わせる地震動は、必ずしも、当該港湾で想定される最も強い地震動（レベル2地震動）ではない場合がある。例えば、ある港湾で、内陸活断層地震と海溝型地震の両者が想定され、内陸活断層地震に対してより強い揺れが想定されるものとする。このとき、内陸活断層地震は津波を伴わないので、内陸活断層地震による地震動の直後に津波が到来するといった状況を想定することは不合理であり、過大な投資につながる。そこで、レベル2地震動以外に、設計津波に先行する地震動を評価する必要のある場合がある。その場合の地震動の評価方法は、対象地震がレベル2対象地震から設計津波の原因となる地震に変更されるだけであって、以下に述べる評価方法はそのまま適用することができる。

1. 3. 3 震源パラメータの設定

レベル2地震動の評価に必要な震源パラメータには巨視的震源パラメータ（基準点位置、走向、傾斜、長さ、幅、面積、地震モーメント）、微視的震源パラメータ（アスペリティ等の数、面積、地震モーメント、ライズタイムなど）及びその他のパラメータ（破壊開始点、破壊伝播速度、破壊伝播様式）がある。それらのパラメータの意味するところを図-1.3.3に示す。震源パラメータは、以下に示す標準的な設定方法に従って設定するか、もしくは別途詳細な調査を行って設定する。

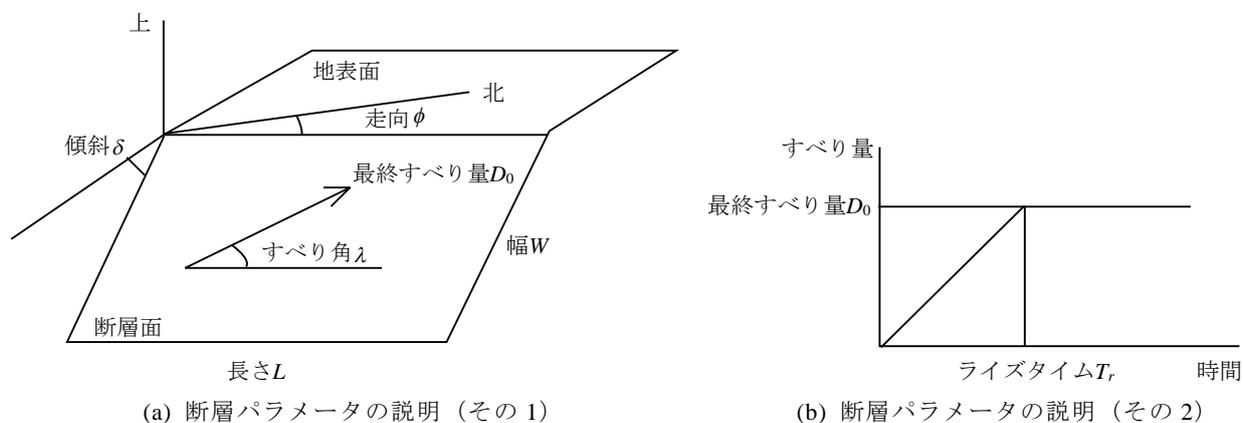


図-1.3.3 震源パラメータの意味

(1) 過去に大きな被害をもたらした地震の再来を想定する場合

海溝型地震などで、過去に大きな被害をもたらした地震の再来を想定する場合には、過去に実際に発生した地震（過去のイベントという）に関する資料を可能な限り活用することが望ましい。

巨視的震源パラメータについては、過去のイベントのパラメータが明らかにされている場合には、それらのパラメータを用いることができる。過去の多くの地震の巨視的震源パラメータについて文献35)に記載がある。地震モーメント M_0 と断層面積 S のうち、一方のみが与えられ他方を推定しようとする場合には、次式⁵⁷⁾⁵⁸⁾により推定することができる（式(1.3.1)と Eshery⁵⁹⁾による円形クラックの式を組み合わせると断層面全体の平均的な応力降下量は 3MPa となる。）。

$$S(\text{km}^2) = 1.88 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad (1.3.1)$$

微視的震源パラメータ（アスペリティ等の位置など）については、過去のイベント（地震）に関するデータの多寡に応じて異なる対応が必要となる。まず、波形データ等に基づいて過去のイベントの微視的震源パラメータがよく調べられている場合には、それらのパラメータを用いることができる。例えば 1923 年関東地震⁶⁰⁾の再来や 1968 年十勝沖地震⁴⁴⁾の再来、1978 年宮城県沖地震⁴⁴⁾の再来を考える場合がこれに相当する。次に、過去のイベントの波形データは残されていない場合、歴史資料から各地の震度がわかっているならば、その震度情報と整合するように設定された微視的震源パラメータを用い

ることができる。その他のパラメータ（破壊開始点など）についても微視的震源パラメータと同様である。

活断層で発生する地震の場合、平均的な活動間隔が長いいため、過去のイベントを参考にできないことがほとんどであるが、例外として1995年兵庫県南部地震の再来を想定する場合などは、(2)活断層で発生する地震を想定する場合によらず上記の考え方によることができる。

なお、海溝型地震を対象とする場合には、波形データまたは震度情報に適合させる震源モデルとしてSPGAモデルを用いることができる。SPGAモデルの一例として、2011年東北地方太平洋沖地震の波形データに適合するように設定されたSPGAモデル¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾⁶¹⁻¹⁾⁶¹⁻²⁾を図-1.3.4に示す。

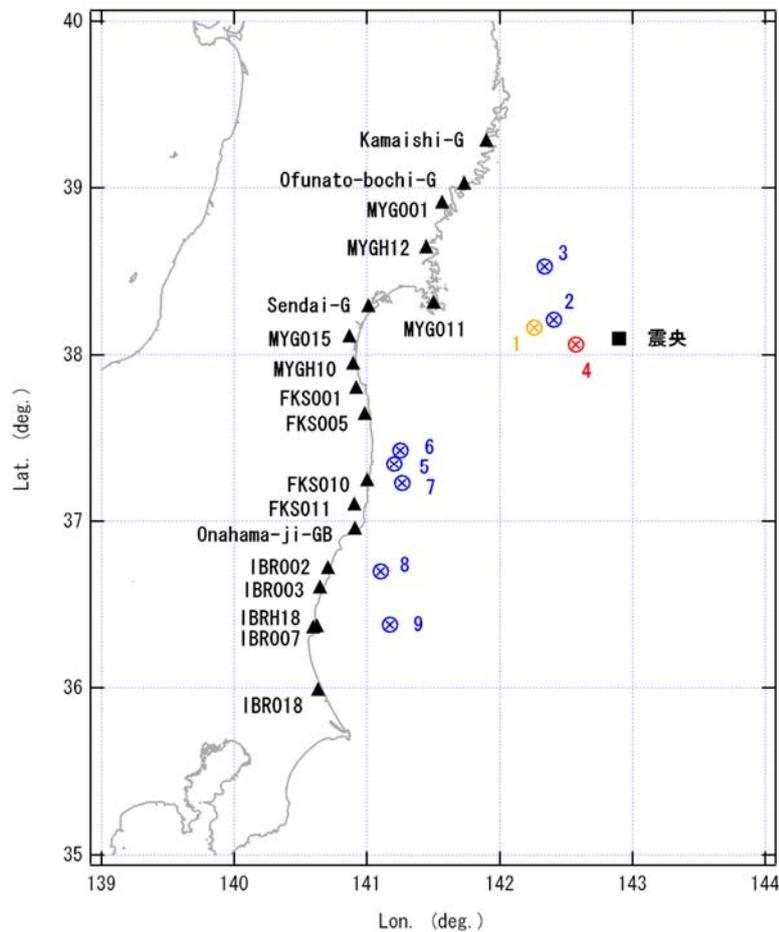


図-1.3.4 2011年東北地方太平洋沖地震を対象とするSPGAモデル¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾⁶¹⁻¹⁾⁶¹⁻²⁾

(2) 活断層で発生する地震を想定する場合

活断層で発生する地震の巨視的震源パラメータは次の考え方で定めることができる。まず、地質・地形・地理学的調査の結果に基づき、断層の走向 ϕ と傾斜角 δ を求める。また、同時に活動する可能性の高い断層セグメントの長さの合計を断層長さ L とする。傾斜角 δ が不明の場合、横ずれ断層であれば 90° 、高角逆断層であれば 60° 、低角逆断層であれば 30° 、高角とも低角とも記載のない逆断層であれば 45° とすることができる。活断層で発生する地震の断層幅 W は上部地殻の地震発生層の厚さ H によって制限されることから、 $L < H/\sin\delta$ の場合には $W=L$ 、 $L > H/\sin\delta$ の場合には、 $W=H/\sin\delta$ とすることができる⁵⁸⁾⁶²⁾。地震発生層の厚さ H が不明の場合20kmとすることができる。推定された断層長さ L と断層幅 W から断層面積 S が求まる。地震モーメント M_0 は断層面積 S から次の経験的關係式⁶³⁾により求めることができる。

$$S(\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad (1.3.2)$$

活断層で発生する地震の微視的震源パラメータは次の考え方で定めることができる。まず、アスペリティ総面積の全断層面積に占める割合は 22%とする⁵⁸⁾⁶²⁾⁶³⁾⁶⁴⁾⁶⁵⁾。アスペリティの個数は 1 個又は 2 個とする⁵⁸⁾。対象地震の規模が M7 以上の場合、アスペリティの個数は 2 個とする。アスペリティが 2 個の場合、アスペリティ面積の全断層面積に占める割合は大きい方が 16%、小さい方が 6%とする⁵⁸⁾⁶⁴⁾。アスペリティはなるべく正方形に近い形状をとるものとする⁵⁸⁾⁶³⁾。アスペリティにおける地震モーメントの全地震モーメントに占める割合は 44%とする⁵⁸⁾⁶³⁾⁶⁴⁾。アスペリティが 2 個の場合、アスペリティにおける地震モーメントの全地震モーメントに占める割合は大きい方が 36%、小さい方が 8%とする⁵⁸⁾⁶⁴⁾。アスペリティのライズタイム τ はアスペリティの幅 W_a と破壊伝播速度 V_r から次式⁵⁸⁾により定める。

$$\tau = (W_a/V_r)/4 \quad (1.3.3)$$

アスペリティの配置は、後述の破壊開始点との関係で、アスペリティ（のうちの一つ）の破壊が対象港湾に向かって進展するような配置とする。これは、指向性の影響により、アスペリティの破壊が進展する方向に向かって特に強い地震波が出ること、また、このようにして生成された強い地震波が1995年兵庫県南部地震の大被害に結びついたこと⁴⁾を考慮したものである。具体的には図-1.3.5に示す配置とする。アスペリティの中心点深さは10kmとする。

その他のパラメータのうち破壊開始点は、アスペリティ位置との関連で、図-1.3.5に示す位置とする。破壊伝播速度は震源付近のS波速度の80%⁵⁸⁾とする。破壊伝播様式は同心円状とする。

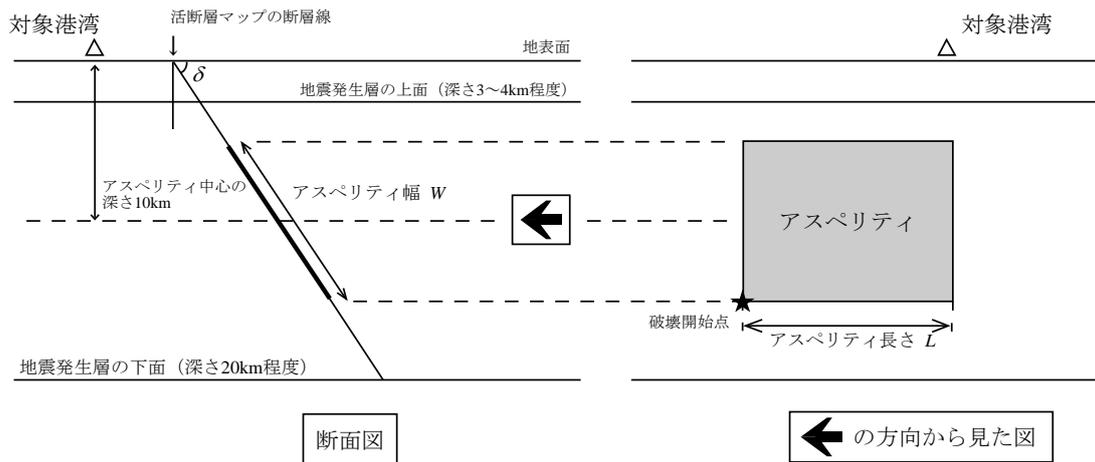


図-1.3.5 アスペリティと破壊開始点の配置

(3) 歴史地震を越える規模の海溝型巨大地震を想定する場合

2011年東北地方太平洋沖地震の発生をきっかけとして、他の地域においても、歴史地震を越える規模の海溝型巨大地震を想定した強震動評価が行われるようになってきた。その場合の震源モデルとしては、東北地方太平洋沖地震など既往の巨大地震への高い適用性が確認されているSPGAモデル¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾⁶¹⁻¹⁾⁶¹⁻²⁾を用いることができる。その微視的震源パラメータは、東北地方太平洋沖地震と同程度の規模の巨大地震を想定する場合には、東北地方太平洋沖地震のSPGAモデル(図-1.3.4)のパラメータを参照して設定することができる⁶⁵⁻¹⁾⁶⁵⁻²⁾。また、これとは異なる規模の巨大地震を想定する場合の微視的震源パラメータを設定するための経験式も提案されている¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾。歴史地震を越える規模の海溝型巨大地震を想定する場合には、歴史地震の震度分布からSPGAの位置を推定することができないため、SPGAの位置に不確実性があるという点に注意する必要がある。従って、文献⁶⁵⁻¹⁾⁶⁵⁻²⁾で行われているように、極めて多数のSPGA配置を検討する必要があるが、いずれかの配置を選択する必要がある。例えば、南海トラフの巨大地震(M_w 9.0)を想定する場合には、それら多数の検討ケースの中で、内閣府⁶⁵⁻³⁾の想定する震度分布と全体的に整合するレベルの地震動を採用する方法も考えられる。SPGAモデルによる震度分布と内閣府による震度分布の比較を行っている事例として文献⁶⁵⁻⁴⁾がある。

(4) M6.5の直下地震を想定する場合

地震モーメント M_0 は次式⁶⁶⁾によりマグニチュードから算定することができる。

$$\log M_0 = 1.17M + 17.72 \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} \quad (1.3.4)$$

よって、断層面積 S は式(1.3.2)より求めることができる。傾斜角 δ は 90° とすることができる。以下は(2)活断層で発生する地震を想定する場合と同様である。アスペリティの個数は1個とする。

1. 3. 4 サイト増幅特性の評価

サイト増幅特性については、レベル1地震動に準じて1. 2. 2 サイト増幅特性の評価によることができる。

1. 3. 5 強震波形計算

(1) 概要

震源特性・伝播経路特性・サイト特性を考慮した強震動評価手法として理論的手法と半経験的手法がある。このうち理論的手法は、震源から港湾に至る媒質を弾性体としてモデル化し、弾性波動論に基づいて港湾における地震動を評価する方法である。半経験的手法のうち経験的グリーン関数法は、発震機構や伝播経路を大地震と共有する中小地震の観測波形をグリーン関数とみなし、これを重ね合わせて大地震の波形を合成する方法である⁶⁷⁾⁶⁸⁾⁶⁹⁾。このとき用いるべき適切な中小地震記録が存在しない場合に、中小地震記録を人工的に作成してこれを重ね合わせる統計的グリーン関数法が提案されているが⁷⁰⁾、これも半経験的手法に分類される場合がある。この他、地震動の長周期成分を理論的手法で計算し、短周期成分を半経験的手法で計算して重ね合わせる広帯域ハイブリッド法がある⁷¹⁾。以

上の各手法のうち、理論的手法は、地下構造の比較的良くわかっている地域に適用した場合、およそ1秒より長い周期帯域において、観測される地震動を高精度で再現できることがわかっている⁷²⁾。しかしながら、地下構造情報の積極的な収集が図られているとはいえ⁷³⁾、理論的手法を適用できるほど地下構造が十分にわかっている地域は、非常に限定されているのが実状である。一方、半経験的手法のうち経験的グリーン関数法は、中小地震の記録に含まれる地下構造の影響が直接予測結果に反映される。また、同じく半経験的手法に分類される統計的グリーン関数法においても、強震記録に基づいてスペクトルインバージョン¹⁸⁾等の手法により評価したサイト増幅特性を予測結果に生かすための方法が提案されている⁷⁴⁾。以上のことを踏まえると、強震記録の蓄積が比較的進んでいる港湾では、地震動評価に半経験的手法を用いることが望ましい。地下構造の比較的良くわかっている地域では、理論的手法や広帯域ハイブリッド法を用いることができるが、その場合、地下構造モデルの妥当性を、強震記録の再現性の観点から事前に検証すべきである。

なお、強震波形計算の結果が妥当であるかどうかの判断は、原則として、計算条件及び計算手順が本章の内容に合致しているかどうかの観点からなされるべきである。ただし、計算の結果を類似の条件で得られた強震記録と比較することは有用である。例えば内陸活断層の震源近傍という条件で計算された波形を1995年兵庫県南部地震や2004年新潟県中越地震の震源近傍での記録と比較することは一つの目安を与える。ただし、一般に地震動は震源特性やサイト特性に大きく依存するものであるから、それらの条件によっては、算定された地震動の振幅が既往の強震記録と大きく異なることはあり得る。既往の強震記録と振幅の大きく異なる算定結果が得られた場合には、震源特性の違い（地震の規模の違い）あるいはサイト特性の違いからその差を合理的に説明できないか検討し、合理的に説明できる場合にはその結果を採用する。合理的な説明が困難な場合には、入力ミスが無いかな等の検討を行う。このように、既往の強震記録との比較は、単純な誤りを防止するという観点から有用である。なお、既往の強震記録との比較を行う場合に、最大加速度による比較は避けた方がよい。これは、一般に地震動の最大加速度は2Hz以上の高周波成分の影響を受けやすいが、2Hz以上の高周波成分は港湾施設に対してあまり影響を及ぼさないため、最大加速度の比較を行っても、港湾施設に対して影響の大きい周波数帯域で計算結果を検証したことにはならないためである。一般に最大加速度よりは最大速度の方が良い指標となる。なお、1995年兵庫県南部地震及び2004年新潟県中越地震の際、震源近傍の平野部（地表）で観測された地震動の最大速度は100～150cm/s程度である。

(2) 統計的グリーン関数法

統計的グリーン関数法は、まず、小規模な地震による対象地点での地震動を評価し（これを統計的グリーン関数という）、これを重ね合わせることで、大地震による揺れを評価する手法である。具体的な手順としては次のようになる。

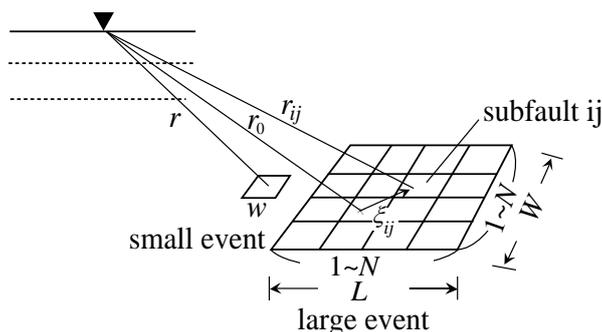


図-1.3.6 統計的グリーン関数法

まず、想定地震のアスペリティ等（の一つ）に注目し（図-1.3.6のlarge event）、これを $N \times N$ に分割し、分割後の各々の小断層と同じ面積の小地震（図-1.3.6のsmall event）を考える。小地震の震源特性式(1.3.5)及び伝播経路特性式(1.3.6)の積として、地震基盤における小地震波形（地震基盤における統計的グリーン関数）のフーリエ振幅を定める⁷⁵⁾。

$$S(f) = R_{\theta\phi} FS \cdot PRITIN \cdot \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \quad (1.3.5)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp(-\pi fr/QV_s) \quad (1.3.6)$$

ここに、

M_{0e} : 小地震の地震モーメント

f_c : 小地震のコーナー周波数

ρ : 地震基盤における媒質の密度

V_s : 地震基盤における媒質のS波速度

$R_{\theta\phi}$: ラディエーション係数

FS : 自由表面による増幅の効果 (=2)

$PRITIN$: 地震動のエネルギーが水平方向の2成分に分散する効果

r : 小地震の震源距離

Q : 伝播経路における媒質のQ値

活断層で発生する地震を対象とする場合、 $\rho=2.7\text{g/cm}^3$ 、 $V_s=3.5\text{km/s}$ とすることができる。 $R_{\theta\phi}$ としては全方位への平均値0.63を用いることができる。活断層で発生する地震の震源近傍（断層面からの距離が概ね10km以内）での地震動を推定する場合には、走向直交成分に対して $PRITIN=0.85$ 、走向平行成分に対して0.53とすることができる。これらの値は、活断層で発生する地震の震源近傍で、走向直交成分のフーリエ振幅が走向平行成分の約1.6倍⁸⁾となることを考慮して定めたものである。活断層で発生する地震による遠方での地震動を評価する場合、及び、それ以外の地震による地震動を評価する場合には、地震動のエネルギーが水平2成分に等しく分配されると仮定して $PRITIN=0.71$ とすることができる。いずれにしても $PRITIN$ は水平2成分の自乗和が1となるように設定する必要がある。表-1.3.1に $PRITIN$ の標準値を示す。

表-1.3.1 $PRITIN$ の標準値

	震源近傍	震源近傍以外
海溝型地震	0.71	0.71
内陸活断層地震	0.85 (走向直交成分) 0.53 (走向平行成分)	0.71
M6.5の直下地震	0.71	0.71

小地震の地震モーメント M_{0e} はアスペリティ等の地震モーメントを N^3 で除すことにより求めることができる。小地震のコーナー周波数 f_c はBrune⁷⁶⁾⁷⁷⁾の次式により求めることができる。

$$f_c = 0.66V_s/\sqrt{S_e} \quad (1.3.7)$$

ここに、

S_e : 小地震の破壊領域の面積

式(1.3.7)は「Bruneの式(36)」⁷⁶⁾そのものである。式(1.3.7)とEsheryby⁵⁹⁾による円形クラックの式を組み合わせると、コーナー周波数を地震モーメントと応力降下量の関数として表現する著名な式を導くことができる。式(1.3.6)において伝播経路における媒質のQ値は地域に応じて適切な値を用いる。地域毎に推定されているQ値の例として、東日本の海溝型地震に対して推定⁷⁸⁾されている $Q=114 f^{0.92}$ 、西日本の海溝型地震に対して推定⁷⁸⁾されている $Q=152 f^{0.38}$ 、東日本の内陸部に対して推定⁷⁸⁾されている $Q=166 f^{0.76}$ 、関西地方に対して推定⁷⁹⁾されている $Q=63.8 f^{1.00}$ 、鹿児島県・熊本県に対して推定⁸⁰⁾されている $Q=104 f^{0.63}$ 等がある。

以上により定まる地震基盤でのフーリエ振幅を満足するような波形をBoore⁷⁵⁾の方法又は野津・菅野⁴⁴⁾の方法で求め、これを地震基盤における統計的グリーン関数とする。

次に、地表における小地震波形（地表における統計的グリーン関数）を求める。その際、堆積層が地震動の振幅と位相の双方に及ぼす影響（サイト特性）を考慮する。具体的には以下の方法⁷⁴⁾で算定することができる。先に述べたように、一般に地震動の振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で、地震動の群遅延時間は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の和で与えられる¹⁾。

$$O(f) = S(f)P(f)G(f) \quad (1.1.1 \text{参照})$$

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (1.1.2 \text{参照})$$

いま、規模と震源距離の十分に小さな地震が対象サイトで観測されている場合、その記録の群遅延時間は、時間軸上での平行移動の分を除けば、ほぼ式(1.1.2)の右辺第三項、すなわちサイト特性を表現していると考えられる。そこで、先に求めた地震基盤での統計的グリーン関数をいったんフーリエ変換し、振幅を $G(f)$ 倍し、さらに、上記の条件を満足する記録を周波数領域で振幅1に調整して乗じ、フーリエ逆変換したものを地表における統計的グリーン関数とする。このことを具体的に式で書くと次のようになる。

$$A(f) = A_b(f) G(f) \frac{O_s(f)}{|O_s(f)|} \quad (1.3.8)$$

ここに、

- $A(f)$: 地表における統計的グリーン関数のフーリエ変換（複素数）
- $A_b(f)$: 地震基盤における統計的グリーン関数のフーリエ変換（複素数）
- $G(f)$: サイト増幅特性（地震基盤～地表）（実数）
- $O_s(f)$: 対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換（複素数）

なお、このとき用いる対象地点の中小地震記録は、対象サイトへの入射角ができるだけ対象地震と類似したものを用いることが望ましい。それにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

以上の方法で地表における統計的グリーン関数を評価する場合、あらかじめサイト増幅特性 $G(f)$ を評価しておく必要がある。サイト増幅特性を求めるにあたって主に二つの考え方がある。一つは観測された地震動から何らかの方法でS波部分を抜き出し、その増幅特性を求める考え方である¹⁸⁾。もう一つは、S波だけでなく表面波も解析対象として、波形後半まで含めたフーリエスペクトルの増幅特性を求める考え方である²³⁾。いずれの立場をとるかは目的にもよるが、S波のみならず表面波の寄与も考慮して強震動予測を行う場合には後者の立場をとる必要がある。特に、上述の方法を用いることを前提に考えると、現地で取得された中小地震記録の群遅延時間にはS波の寄与と表面波の寄与が渾然一体となっていることから、振幅についても両者の寄与を考慮することが必要となる。

アスペリティ等からの地震動は、地表における統計的グリーン関数を次式⁸¹⁾により重ね合わせることで算定できる（図-1.3.6）。この重ね合わせを行うことにより、破壊伝播方向で揺れの強い指向性の効果が考慮される。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) f(t) * u(t-t_{ij}) \quad (1.3.9)$$

$$f(t) = \delta(t) + \left\{ 1/n' / (1-e^{-1}) \right\} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[e^{-(k-1)/(N-1)/n'} \delta\{t - (k-1)\tau / (N-1)/n'\} \right] \quad (1.3.10)$$

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / V_s + \xi_{ij} / V_r \quad (1.3.11)$$

ここに、

$U(t)$: アスペリティ等からの地震動

$u(t)$: 地表における統計的グリーン関数

$f(t)$: 大地震と小地震の滑り速度時間関数の違いを補正するための関数

r : 小地震の震源距離

r_{ij} : ij 要素から対象地点までの距離

N : 分割数 (図-1.3.6)

τ : ライズタイム

n' : 波形の重ね合わせの際に現れる見かけの周期性を除去するための整数

r_0 : アスペリティ等の破壊開始点から対象地点までの距離

ξ_{ij} : 破壊開始点から ij 要素までの距離

V_S : 地震基盤の S 波速度

V_r : 破壊伝播速度

アスペリティ等が複数あるときには、各アスペリティ等について同様の作業を行い、各アスペリティ等からの寄与を加え合わせるにより、地表における (線形時の) レベル 2 地震動を算定する。最後に、表層地盤の地震応答計算により、工学的基盤におけるレベル 2 地震動 (2E 波) を算定する。背景領域からの寄与は一般的な港湾施設の性能照査が目的の場合には無視しても差し支えない。

上記の算定の過程で、いったん地表における (線形時の) レベル 2 地震動が算定されるが、これは大地震時の表層地盤の非線形挙動の影響を含まないため、一般には過大評価となっていることに注意が必要である。本来の地表におけるレベル 2 地震動を算定するためには、いったん工学的基盤におけるレベル 2 地震動を求めた後で、表層地盤の非線形挙動を考慮した地震応答計算により、あらためて求めることが一般的である。

なお、ここで述べた強震波形計算手法により既往の大地震記録の再現を試みた事例が文献 44) で紹介されている。また、ここで述べた強震波形計算手法による計算プログラムが CD-ROM⁴⁴⁾ で公開されている。

(3) 経験的グリーン関数法

経験的グリーン関数法は、対象地震の震源断層のそばで発生した小地震の記録が対象地点で取得できている場合に、これを重ね合わせるにより、大地震による対象地点の揺れを評価する方法である。このとき重ね合わせに用いられる小地震記録は経験的グリーン関数と呼ばれる。対象地点で取得された記録には伝播経路特性とサイト特性の影響が自然に含まれているため、それらに関する評価を行うこと無しに、大地震による揺れを精度良く評価できる点が大きな特徴であるが、対象地点で適切な小地震記録が取得できていない場合には適用できない。また、以下に述べるように、やや専門的配慮を必要とする事項もある。

波形の重ね合わせには、統計的グリーン関数法の式 (1.3.9) ~ 式 (1.3.11) をほぼそのまま用いることができる。ただし式 (1.3.9) については、小地震の特性を適切に反映できるよう、補正係数 C を含む次式に置き換える必要がある⁸¹⁾。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) f(t) * (Cu(t-t_{ij})) \quad (1.3.12)$$

重ね合わせに関連するパラメータ N と C は次式を満足するように定める。

$$\begin{aligned} M_{0a}/M_{0e} &= CN^3 \\ S_a/S_e &= N^2 \end{aligned} \quad (1.3.13)$$

ここに、

M_{0a} : アスペリティ等の地震モーメント

M_{0e} : 小地震の地震モーメント

S_a : アスペリティ等の面積

S_e : 小地震の破壊領域の面積

以上からわかるように、経験的グリーン関数法の適用にあたっては、小地震のパラメータを適切に見積もる必要がある。小地震の地震モーメント M_{0e} については CMT 解²⁰⁾ (例えば防災科学技術研究所の F-net によるもの) を参考にすることができる。小地震の破壊領域の面積 S_e は、小地震のコーナー周波数 f_c から式(1.3.7)により求めることができる。小地震のコーナー周波数を求めるには、近傍で発生した規模の異なる地震とのスペクトル比をとる方法⁸²⁾を用いることができる。

経験的グリーン関数法を適用する際の他の注意点としてラディエーション係数の問題がある。震源からの地震波のラディエーション係数は理論上方位依存性があり²⁰⁾⁸³⁾、小地震のメカニズム(走向・傾斜・滑り角)によっては、観測点がたまたまラディエーション係数の谷に相当していることも考えられる。その場合、得られた記録をそのまま重ね合わせると、大地震による揺れを過小評価してしまう可能性がある。したがって、採用する小地震のメカニズムには十分に注意を払う必要がある。

以上のように、経験的グリーン関数法による地震動の評価には専門的な判断を要する部分も少なくないため注意が必要である。

1. 3. 6 表層地盤の地震応答計算

表層地盤の地震応答計算については、1. 2. 4 表層地盤の地震応答計算の例によることができる。ただし、レベル2地震動の作用時には、表層地盤のひずみレベルが特に大きくなる傾向があるので、解析手法の選定には特に留意する必要がある。

1. 4 施設の性能照査で考慮する地震動の空間的変動

構造物の占める範囲内において、地盤の水平方向の不均質性が著しい場合には、それによって地震動の空間的変動もたらされる場合がある。したがって、構造物の占める範囲内において、地盤条件の水平方向の不均質性を適切に評価し、不均質性が著しい場合には、その影響を考慮して地震動の空間的変動を評価することが望ましい。その際、工学的基盤面よりも下方における地盤の水平方向の不均質性の影響も考慮することが望ましい。地盤の水平方向の不均質性が著しい場合に、地震動の空間的変動を評価するための具体的方法としては、複数地点に設置された地震計の記録をもとに、1. 3.

5 強震波形計算(2)及び(3)に述べた方法で複数地点の地震動を評価する方法が最も有効である他、地下構造が十分把握できている場合には、有限要素法・有限差分法などの適切な数値解析手法により評価することもできる。なお、やや専門的な話題であるが、1. 3. 5 強震波形計算(2)で述べた方法を適用する場合、複数地点で評価された地震動の位相差の物理的意味が失われないよう、十分注意する必要がある。1. 3. 5 強震波形計算(2)に述べた方法で評価された地震動の位相差の物理的意味が失われる場合としては、複数地点の地震基盤における統計的グリーン関数が個別に評価され、かつ、統計的グリーン関数の位相にランダムネスが含まれる場合⁷⁵⁾や、式(1.3.8)で用いる中小地震記録の時間軸の原点が地点間でずれている場合(例えばトリガー時刻が地点間で異なる場合)などが考えられる。前者に対する対処方法として、あまり距離の離れていない2点では、地震基盤における統計的グリーン関数を同一としておくなどの方法が考えられる。

地盤条件の水平方向の不均質性が著しくない場合にも上記の考え方は適用できるが、以下に述べるようにより簡便な考え方も適用できる。

地盤条件の水平方向の不均質性が著しくない場合、水平方向の波動伝播効果が地震動の空間的変動の主たる要因となる。波動伝播効果により生じる地盤のひずみ $\varepsilon(\omega)$ は地動速度の振幅 $v(\omega)$ と見かけの波動伝播速度 $c(\omega)$ の関数である。ここに、 ω は角周波数である。

$$\varepsilon(\omega) = v(\omega)/c(\omega) \quad (1.4.1)$$

- 10)国土交通省港湾局，独立行政法人港湾空港技術研究所：港湾計画のための地震動の方向性ハンドブック，CD-ROM，2003
- 11)Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, K.D. Koper, A.R. Hutko, L. Ye, H. Yue and T.M. Rushing: Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *J. Geophys. Res.*, Vol.117, B04311, 2012
- 11-1) 野津厚，山田雅行，長尾毅，入倉孝次郎：海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその生成域のスケーリング，日本地震工学会論文集，Vol.12, No.4, pp.209-228, 2012
- 11-2) 野津厚，長尾毅：海溝型巨大地震による地震動の予測のための震源パラメーターの経験式—強震動パルスの生成に着目して—，港湾空港技術研究所資料 No.1257, 2012
- 11-3)Kurahashi, S. and K. Irikura : Short-period source model of the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.103, pp.1373~1393, 2013
- 12)Street, R., R. Herrmann and O. Nuttli : Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol.41, pp.51~63, 1975
- 13)工藤一嘉：強震動予測を中心とした地震工学研究のあゆみ，地震2，Vol.46, pp.151~159, 1993
- 14)土田肇，井合進：建設技術者のための耐震工学，山海堂，1991
- 15)Kinoshita, S. : Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309~332, 1998
- 16)Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, S. : New strong-motion observation network: KiK-net, *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 329, 2000
- 17)大崎順彦：新・地震動のスペクトル解析入門，鹿島出版会，1994
- 18)岩田知孝，入倉孝次郎：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，Vol.39, pp.579~593, 1986
- 19)山田雅行・野津厚・長尾毅：スペクトルインバージョンにおける岩盤サイトの選定に関する一考察，地球惑星科学関連学会2004年合同大会予稿集（CD-ROM），2004
- 20)Aki, K. and P.B. Richards : *Quantitative Seismology, Second Edition*, University Science Books, 2002
- 21)野津厚，佐藤陽子，菅野高弘：羽田空港の地震動特性に関する研究（第2報）スペクトルインバージョンによるサイト特性，港湾技術研究所報告 Vol.42 No.2, pp.251~283, 2003
- 22)野津厚，長尾毅：スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性，港湾空港技術研究所資料 No.1112, 2005
- 23)鶴来雅人，田居優，入倉孝次郎，古和田明：経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討，地震2，Vol.50, pp.215~227, 1997
- 23-1)長尾毅，平松和也，平井俊之，野津厚：高松港における被害地震の震度再現に関する研究，海洋開発論文集，第22巻，pp.505-510, 2006
- 23-2)長尾毅，山田雅行，野津厚：常時微動H/Vスペクトルを用いたサイト増幅特性の経験的補正方法に関する研究，構造工学論文集Vol.56A, pp.324-333, 2010
- 23-3)長尾毅，山田雅行，野津厚：堆積層が薄い地点におけるサイト増幅特性の簡易評価法の検討，土木学会論文集A1（構造・地震工学）[特]地震工学論文集，Vol.66, No.1, pp.1-11, 2010
- 23-4)長尾毅，山田雅行，野津厚：深い盆地構造におけるサイト増幅特性に対する入射角の影響に関する研究，構造工学論文集Vol.54A, pp.247-255, 2008
- 24)長尾毅，森下倫明，野津厚：レベル1地震動の評価におけるサイト特性の影響に関する研究，海洋開発論文集 第22巻，2006
- 25)長尾毅，平松和也，平井俊之，野津厚：高松港における被害地震の震度再現に関する研究，海洋開発論文集 第22巻，2006
- 26)森伸一郎，俵司：常時微動測定による松山平野の三次元地盤構造の推定，構造工学論文集 Vol.47A, pp.529~538, 2001
- 27)足立雅樹，川名太，長尾毅，紺野克昭：常時微動観測を用いた名古屋港のS波速度構造に関する検討，第27回地震工学研究発表会，CD-ROM，2003
- 28)山中浩明，山田伸之：微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築，物理探査第55巻 第1号，pp.53~65, 2002
- 29)佐藤智美，川瀬博，松島信一：微動とS波，P波， coda から求められる地盤特性の違いとその理論的解釈，地震2，Vol.51, pp.291~318, 1998
- 30)長尾毅，山田雅行，野津厚：深層地盤構造を考慮した臨海部のゾーニング手法に関する研究，海洋開

発論文集 第 21 卷, pp.951~956, 2005

- 31)長尾毅, 山田雅行・野津厚: フーリエ振幅と群遅延時間に着目した確率論的地震ハザード解析, 土木学会論文集 No.801/I -73, pp.141-158, 2005
- 32)宇津徳治: 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885-1980 年, 地震研究所彙報 Vol.57, pp.401~463, 1982
- 33)活断層研究会編: [新編]日本の活断層-分布図と資料, 東京大学出版会, 1991
- 34)中田高, 今泉俊文編: 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002
- 35)佐藤良輔編: 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989
- 36)Yoshida, N. and S. Iai: Nonlinear site response and its evaluation and prediction, The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, 1998
- 37)International Organization for Standardization: ISO23469, Bases for design of structures - Seismic actions for designing geotechnical works, 2005
- 38)Shnabel, P.B., J. Lysmer and H.B. Seed: SHAKE, A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC72-12, University of California at Berkeley, 1972
- 39)Lysmer, J., T. Udaka, C.F. Tsai and H.B. Seed: FLUSH, A computer program of approximate 3-D analysis of

- soil-structure interaction problems, Report No. EERC75-30, University of California at Berkeley, 1975
- 40)吉田望：実用プログラム SHAKE の適用性，軟弱地盤における地震動増幅シンポジウム発表論文集，土質工学会軟弱地盤における地震動増幅と被害に関する研究委員会，pp.14～31，1994
- 41)杉戸真太，合田尚義，増田民夫：周波数依存性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察，土木学会論文集 493/II-27，pp.49～58，1994
- 42)吉田望，末富岩雄：DYNEQ：等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム，佐藤工業(株)技術研究所報，pp.61～70，1996
- 43)Iai, S., Y. Matsunaga and T. Kameoka : Strain space plasticity model for cyclic mobility, Soils and Foundations, Vol.32, pp.1～15, 1992
- 44)野津厚，菅野高弘：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法－内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討－，港湾空港技術研究所資料 No.1120，2006
- 45)Iai, S., T. Morita, T. Kameoka, Y. Matsunaga and K. Abiko: Response of a dense sand deposit during 1993 Kushiro Oki earthquake, Soils and Foundations, Vol.35, pp.115～132, 1995
- 46)沿岸開発技術研究センター：埋立地の液状化対策ハンドブック（改訂版），1997
- 47)Imai, T. and K. Tonouchi : Correlation of N value with S wave velocity and Shear Modulus, Proc. 2nd ESOPT, 1982
- 48)善功企，山崎浩之・梅原靖文：地震応答解析のための土の動的特性に関する実験的研究，港湾技術研究所報告 Vol.26 No.1，pp.41～113，1987
- 49)上部達生，土田肇，倉田栄一：大型混成式防波堤の強震記録に基づく水-構造物連成系の地震応答解析，港湾技術研究所報告 Vol.22 No.2，pp.289～326，1983
- 50)一井康二，井合進，森田年一：有効応力解析によるケーソン式岸壁の被災原因分析，土木学会，阪神・淡路大震災に関する学術講演会論文集，pp.397～404，1996
- 51)国生剛治，桜井彰雄，江刺靖行：三軸試験装置を用いた微小ひずみから大ひずみまでの土質動的試験法の開発と砂の物性試験への適用，第14回土質工学研究発表会発表講演集，pp.513～516，1979
- 52)薄井治利，風間基樹，稲富隆昌：初期せん断剛性の拘束圧依存性が等価線形地震応答解析結果に及ぼす影響について，土質工学会，地盤と土構造物の地震時の挙動に関するシンポジウム発表論文集，pp.219～224，1989
- 53)国立天文台編：理科年表（平成19年），2006
- 54)宇佐美龍夫：最新版日本被害地震総覧[416]-2001，東京大学出版会，2003
- 55)土木学会：土木構造物の耐震設計法等に関する第3次提言と解説，2000
- 56)武村雅之：日本列島における地殻内地震のスケーリング則-地震断層の影響および地震被害との関連，地震2，Vol.51，pp.211～228，1998
- 57)金森博雄編：地震の物理，岩波書店，1991
- 58)片岡正次郎，日下部毅明，村越潤，田村敬一：想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告 No.15，2003
- 59)Esherby, J.D. : The determination of an elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, Proc. Roy. Soc. Lond., Ser. A 241, pp.376～396, 1958
- 60)Wald, D.J. and P.G. Somerville : Variable-slip rupture model of the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: geodetic and body-waveform analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, pp.159～177, 1995
- 61)野津厚：東北地方太平洋沖地震を対象とするスーパーアスペリティモデルの提案，日本地震工学会論文集 Vol.12, No.2, pp.21-40, 2012
- 61-1)野津厚，若井淳：強震動を対象とした2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル，港湾空港技術研究所報告 Vo.51, No.1, pp.23-53, 2012
- 62)入倉孝次郎：強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法－，京都大学防災研究所年報 No.47A，2004
- 63)Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Vol.70, pp.59～80, 1999
- 64)入倉孝次郎，三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌 Vol.110, No.6, pp.849～875, 2001

- 65)入倉孝次郎，三宅弘恵：予測のための震源のモデル化，月刊地球号外 No.37，pp.213～223，2002
- 65-1) 野津厚：南海トラフの地震 ($M_w9.0$) を対象とした SPGA モデルによる強震動評価事例，土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) Vol.69, No.4, pp.I_872-I_888, 2013
- 65-2) 野津厚，若井淳：南海トラフの地震 ($M_w9.0$) を対象とした強震動評価への SPGA モデルの適用，港湾空港技術研究所資料 No.1271, 2013
- 65-3) 内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会：南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告)，http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/1st_report.pdf, 2012
- 65-4) 野津厚，若井淳，長坂陽介：表層地盤の非線形挙動を考慮した 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション，港湾空港技術研究所資料 No.1284, 2014
- 66)武村雅之：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係，地震 2, Vol.43, pp.257～265, 1990