

工学的地震動予測のための震源モデルの
高度化と地盤の非線形性を考慮した
地震動評価技術に関する研究

(Upgraded source modeling for predicting
engineering strong ground motions
reflecting nonlinear site effects)

2013 年 3 月

池 田 隆 明

目 次

第1章 序論

1.1 研究の背景と目的	1
1.2 既往の研究	5
1.2.1 地震動予測手法	5
1.2.2 震源のモデル化技術	8
1.2.3 地盤が軟弱な地点に対する地震動予測手法	10
1.3 論文の構成	11
参考文献	13

第2章 経験的グリーン関数法を用いた内陸地殻内地震の震源のモデル化

2.1 経験的グリーン関数法	17
2.2 経験的グリーン関数法を用いた強震動の予測手順	23
2.3 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化手法	24
参考文献	25

第3章 経験的グリーン関数法による既往地震の震源のモデル化

3.1 2000年鳥取県西部地震 (Mj7.3)の震源モデルの構築	27
3.1.1 地震の概要	27
3.1.2 震源破壊過程	29
3.1.3 経験的グリーン関数として用いる余震記録	33
3.1.4 経験的グリーン関数として用いる余震の応力降下量の評価	37
3.1.5 震源のモデル化	41
3.1.6 震源周辺の強震動シミュレーション	49
3.1.7 まとめ	53
3.2 2004年新潟県中越地震 (Mj6.8)の震源モデルの構築	54
3.2.1 地震の概要	54
3.2.2 震源破壊過程	56
3.2.3 経験的グリーン関数として用いる余震記録	57

3.2.4 震源のモデル化	63
3.2.5 まとめ	69
3.3 2005年福岡県西方沖の地震 (Mj7.0)の震源モデルの構築	70
3.3.1 地震の概要	70
3.3.2 震源破壊過程	72
3.3.3 震源のモデル化	73
3.3.4 地盤が軟弱な地点における強震動評価	82
3.3.5 まとめ	84
3.4 2007年能登半島地震 (Mj6.9)の震源モデルの構築	85
3.4.1 地震の概要	85
3.4.2 震源破壊過程	87
3.4.3 震源のモデル化	88
3.4.4 地盤が軟弱な地点における強震動評価	100
3.4.5 まとめ	102
参考文献	103

第4章 工学的地震動予測のための震源のモデル化手法の高度化

4.1 概要	109
4.2 震源の特性化手法	111
4.2.1 巨視的断層パラメータ	111
4.2.2 微視的断層パラメータ	114
4.2.3 その他の震源特性	120
4.3 最適震源モデルと特性化震源モデルの比較	121
4.3.1 本研究で構築した最適震源モデルの整理	121
4.3.2 他の研究者が構築した最適震源モデルの整理	124
4.3.3 最適震源モデルと特性化震源モデルの比較	130
4.4 特性化震源モデルの高度化	142
4.4.1 地震モーメントと短周期レベルの関係	142
4.4.2 ライズタイムの評価	143
4.5 まとめ	150

参考文献	151
第5章 2011年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の地震時挙動	
5.1 概要	155
5.2 鉛直アレー地震観測の概要	157
5.3 地震計の設置方位の確認	161
5.3.1 設置方位の重要性	161
5.3.2 検討方法	161
5.3.3 検討結果	161
5.4 鉛直アレー地震観測地点での地震動記録	164
5.4.1 概要	164
5.4.2 2011年東北地方太平洋沖地震における観測記録	165
5.4.3 周辺の観測記録との比較	171
5.5 地震応答解析に基づく表層地盤の地震時挙動の検討	176
5.5.1 地盤モデルの作成	176
5.5.2 解析結果	177
5.6 まとめ	180
参考文献	181
第6章 経験的グリーン関数法の軟弱地盤への適用性の検討	
6.1 概要	183
6.2 検討方法	184
6.3 NIG019における検討	188
6.3.1 地盤のモデル化	188
6.3.2 地盤の非線形性を考慮した地震動評価	189
6.4 FKO006における検討	192
6.4.1 地盤のモデル化	192
6.4.2 地盤の非線形性を考慮した地震動評価	193
6.5 ISK005における検討	196
6.5.1 地盤のモデル化	196

6.5.2 地盤の非線形性を考慮した地震動評価	198
6.6 まとめ	201
参考文献	202
第7章 地盤の非線形性を考慮するためのスペクトル補正方法の検討	
7.1 概要	203
7.2 応答スペクトルの補正方法	204
7.3 スペクトル補正係数の評価方法	206
7.3.1 評価方法	206
7.3.2 地盤特性の評価指標	209
7.3.3 入力地震動レベルの評価指標	209
7.4 応答スペクトル補正係数のモデル化	210
7.4.1 地盤モデルの設定	210
7.4.2 入力地震動の設定	211
7.4.3 スペクトル補正係数のモデル化	212
7.4.4 スペクトル補正係数の検証	219
7.5 まとめ	223
参考文献	224
第8章 結論と今後の課題	
8.1 結論	225
8.2 今後の課題	231
謝辞	233
研究業績一覧	235

第1章 序論

1.1 研究の背景と目的

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震では、神戸市から西宮市にかけての海岸沿いの帯状の範囲と宝塚市と淡路島東北部の一部において震度7の強い揺れが生じ、家屋等の建築物の倒壊、道路・鉄道の損壊、港湾・海岸施設の損壊、斜面崩壊、地盤の液状化等の未曾有の被害が生じた。著者は当時大阪で地下鉄建設工事に従事していた関係で、地震発生の日後に被害調査のため被災地に入ったが、あらゆる構造物が被害を受けた惨状は現在でも強く記憶に残っている。

この地震では震源近傍を含む複数の地点で地震動が観測されている。構造物の被害が大きかった神戸市内では、継続時間は短い、非常に強い振幅を持つ周期1秒弱のパルス状の地震動が観測されており¹⁾、この地震動周期に近い固有周期を持つ多数の構造物が被害を受けたと考えられている。この特徴的な地震動は、震源断層中に存在した複数の強震動生成域から放射された波動が、断層面の破壊進行方向において重なり合う震源破壊の指向性効果（フォワードディレクティビティ効果）により増幅されたことに加え²⁾、当該地点が大阪盆地の境界部に位置していたことによる盆地端部から生成された表面波と鉛直下方からのS波との増幅的干渉の複合作用により生じたと考えられている³⁾。また海岸埋立地では、表層地盤の非線形挙動に支配された地震動が観測されている⁴⁾。我国では兵庫県南部地震と同様の内陸地殻内地震の危険度は依然として高く、内陸地殻内地震における地震被害を軽減するためには、このような特徴的な地震動を再現できる震源のモデル化手法と地盤の非線形性を考慮できる地震動の予測手法が必要である。

兵庫県南部地震の教訓を受け、地震被害を軽減するため様々な対策・対応が取られている。政策的な取り組みとしては、平成7年7月18日に「地震防災対策特別措置法」が施行され、地震に関する調査研究の推進のための体制の整備等が定められ、地震に関する調査研究の成果を国民や防災を担当する機関に伝達し活用する体制構築を担う機関として、文部科学省（設立当時は総理府）に地震調査研究推進本部⁵⁾が設置された。また、平成7年12月25日に「建築物の耐震改修の促進に関する法律（耐震改修促進法）」が施行され、現行の耐震基準を満たさない建築物について積極的に耐震診断や改修を進める施策が講じられた。同時に、各種構造物の設計基準の見直しが行われ、レベル2地震動や内陸型地震を想定した地震動が地震荷重として追加・規定された^{たとえば6)}。

これらの政策的な取り組みの下で、地震工学、地震学地震に関する調査研究やデータ蓄積が推進された。地震観測網については地震動記録の蓄積を目的に急進的に整備が行われ

た。防災科学技術研究所の地震観測網⁷⁾では全国に約 20km 間隔で地震計が配置され、web を通じて観測地震動の公開が行われている。このような努力により、その後発生した地震では震源近傍域の貴重な地震動データが得られている。深部地盤調査や活断層調査についても精力的に行われ^{8),9)}、地震動と同様に公開されている。これらの調査結果等に基づきいろいろな検討が行われ、全国地震動予測地図¹⁰⁾や長周期地震動予測地図¹¹⁾が整備されている。

地震動予測の研究も精力的に進められてきた。地震動予測の精度を向上させるためには、目的に応じた適切な地震動予測方法と震源のモデル化が必要である。地震動予測方法は、理論的方法、半経験的方法、経験的方法に大別することができる¹²⁾。線形場を仮定すると、地表の地震動は震源特性、伝播経路特性、サイト特性の積で評価される。理論的方法は全て理論的に評価し、経験的方法はすべて経験的に評価し、半経験的方法は一部を経験的に評価するものである。最近では、理論的方法と半経験的方法を組み合わせたハイブリッド法^{13),14)}により三次元的な地盤構造に起因する堆積層表面波などの影響も考慮できるようになってきた。深部地盤構造についての調査は近年精力的に行われてきており⁸⁾、地盤のデータが蓄積するにつれて全国的に展開可能な有用な方法になると考えられる。

想定する地震の震源（断層）付近で発生した小地震の記録が予測対象地点で得られている場合は、半経験的方法に分類される経験的グリーン関数法^{15),16)}が最も有効な方法である。観測記録を経験的グリーン関数に用いることにより、地震動予測に必要なサイト特性、伝播経路特性、震源特性の3つの特性のうち、伝播経路特性とサイト特性が自動的に評価できるという特徴を有する。以前は地震観測記録が少なく、経験的グリーン関数として適切な地震動記録を設定しにくいという課題があったが、前述のように兵庫県南部地震を契機として全国で強震動観測が多く機関において積極的に展開されてきており、この課題も解決されつつある。

精度の高い強震動予測を実現するための最重要課題は震源のモデル化であり、種々の研究が精力的に進められている^{17),18)}。震源の破壊過程については、Hartzell et al.¹⁹⁾の研究を嚆矢として強震動記録を用いたインバージョン解析手法が確立され、前述のように近年では良質な地震動データがたくさん観測されるようになったこともあり、大地震における断層面上の最終すべり量の分布などが報告されている^{たとえば20)}。

震源の不均質性を震源モデルに反映させるため、不均質性の定量化への取り組みが行われている。その一つとして、強震記録を用いた波形インバージョン解析結果から一定基準でアスペリティ（すべり量の大きい場所）を抽出する試みが Somerville et al.²¹⁾によって行われている。彼らは平均すべり量よりも 1.5 倍以上大きなすべりを有する領域をアスペリ

ティと定義し、アスペリティの面積やすべり量等の特性を統計解析し、アスペリティの面積と地震モーメント (M_0) とのスケーリング則を求めている。その後、Miyakoshi et al.²²⁾ は 1995 年以後の最近の大きい地震の解析結果を加えてもこのスケーリング則が有効であることを示している。この知見は、活断層から生成される地震動は、断層面積や平均すべり量よりも震源のすべり量の不均質性に影響を受けることを意味している。

入倉は構造物の被害に影響が強い周期 0.1 秒～10.0 秒の広帯域で地震動を高精度に予測する方法論を整理し、誰がやっても同じ答えが出るような強震動予測のレシピを提案している（以後、入倉レシピと呼ぶ）¹⁷⁾。入倉レシピは、①震源のモデル化、②地下構造・地盤構造のモデル化、③地震動のシミュレーション方法で構成されており、震源のモデル化については上記の特性化手法が取り入れられている。この手法は多くの研究者により高度化がはかられ、震源のモデル化手法として確立されている²³⁾。最新の知見や研究成果に基づき取りまとめられているため有効な方法であるが、既に発生した地震を対象とした経験則に基づくため、将来発生する地震に適用するためにはより多くの地震によって検証・修正を行い、高度化の努力を継続的に行う必要がある。

震源の不均質性を考慮した震源モデルを評価する手法として、釜江・入倉に代表される経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによる方法がある²⁾。この方法は、波形インバージョン結果を参考に断層面上のすべりの大きい場所に強震動生成域を配置し、強震動生成域のサイズ、地震モーメント、応力降下量、ライズタイム等のパラメータを定量化するものである。強震動生成域の形状を矩形とし、すべり量も均一にした単純なモデル化ながら、その後国内外で発生した複数の地震に適用され、その有効性が確認されている^{24),25),26),27)}。波形インバージョン解析による震源破壊過程は、長周期領域を対象としたものではあるが、既往の検討ではより短周期領域も含めた強震動予測が可能であるとしている。

筆者の研究も含め 2011 年東北地方太平洋沖地震以前までは、強震動生成域とアスペリティがほぼ一致すると考えられていたため、強震動生成域をアスペリティと表記していた。しかし、2011 年東北地方太平洋沖地震の波形インバージョン結果では、強震動生成域とすべりが大きい場所は明らかに相違が見られた^{28),29),30)}。そのため、本論文では筆者の研究においてアスペリティとしてきた表現を修正し、「強震動生成域」と正確に表現する。

1995 年兵庫県南部地震と 2000 年鳥取県西部地震は同じ内陸地殻内地震であり、地震規模も $M_j7.3$ と等しい。震源近傍の地震動もほぼ同程度であるが、鳥取県西部地震が山間部で発生したのに対し、兵庫県南部地震は大都市直下で発生したことから、被害の状況は全く異なる。そのため、地震動予測には大都市における地震被害を軽減する目的が科せられ

る。我国は南北に細長い島国であり、国土の75%を山地が占め、都市部のほとんどは沖積平野に発達している。沖積層は軟弱な地盤で構成されており、地震動は地盤の複雑な非線形挙動の影響を受ける。

2011年東北地方太平洋沖地震では震源から離れた関東地域でも比較的振幅が大きく、継続時間が長い地震動が発生した。地盤が軟弱な東京湾臨海部の埋立地では、地盤の非線形性に起因する特徴的な地震動が観測された³¹⁾。前述のように、地震動予測は線形場を仮定しているため、地盤が軟弱な地点については、現状の地震動予測手法を直接適用することが困難であるため、地盤の非線形性を考慮できる手法が要求される。さらに、地震被害想定のように広い範囲の多数の地点を対象として地震動予測を行う場合、地震動予測の目的に応じた簡易な評価手法が有効である。

本研究では、このような背景に基づき、強震動予測のための震源のモデル化技術の高度化を行う。土木・建築構造物の耐震設計および耐震検討において重要と考えられる周期0.1秒～10.0秒の地震動を工学的地震動と定義し、工学的地震動を高精度に評価するための震源モデルの高度化を行う。また、都市部の地震被害軽減を目的に、地盤が軟弱な地点での地震動予測手法についての提案を行う。

1.2 既往の研究

1.2.1 地震動予測手法

地震とは、地殻内での破壊（断層運動）に伴い波動が発生し、それが地震波として地表へと伝播し地面や構造物を振動させる自然現象であり、その時の揺れを地震動と呼ぶ。同一の地震でも各地で観測される地震動は異なる。それは地震が断層運動のため生成される波動は方向性を有するとともに断層運動は不均質性を伴うこと、震源から各地まで地震波が伝わる経路が異なること、さらに各地の地盤条件が異なるためである。断層運動の部分を震源特性、地震波が伝播する部分を伝播経路特性、地盤条件の部分をサイト特性と呼ぶ。線形場を仮定すると、地震動は3つの特性の積で表現される。図1-1に地震波の生成の様式図を示す。

地震動の予測手法としては、3つの特性の取り扱い方により、理論的方法、半経験的方法、経験的方法に大別することができる。

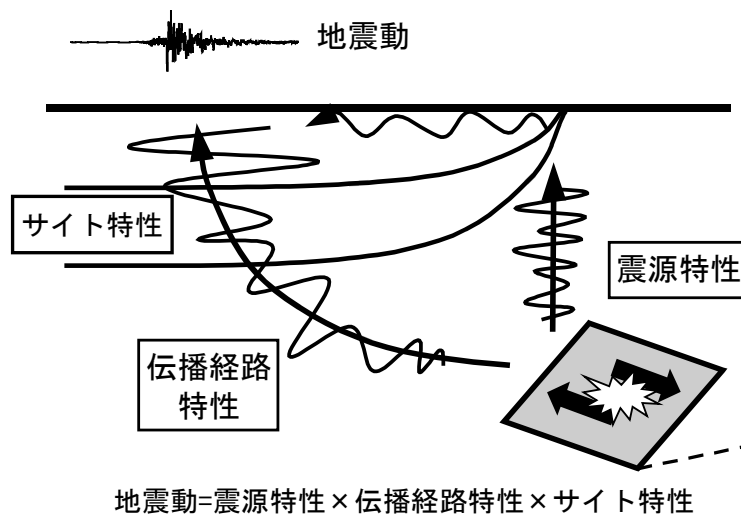


図 1-1 地震の発生と地震動の伝播の様子

(1) 理論的方法

地震動を断層運動のモデルと震源から放射された地震波が地中を伝播し地表面に到達するまでの波動伝播性状のモデルを理論的に表現し、地震動を計算する方法である。断層運動のモデルは断層モデルにより表現し、地震波の伝播経路特性とサイト特性は弾性波動論に基づき評価することが一般的である。三次元的な地盤構造の広がりを考慮するため、

地盤の増幅特性を含む地震波の伝播を有限要素法や差分法で計算する場合がある。現在はこれらの計算方法を含めて理論的方法と呼ばれることが多い。

この方法では、震源から地震動予測サイトまでの広い範囲が解析対象となり、地盤構造のモデル化とパラメータ設定が必要となる。また、三次元的な広がりの詳細に考慮するためには、多大なメモリと高機能な計算機環境が要求される。そのため現時点では、高振動数成分の地震動を評価するために必要な地盤構造のモデル化とパラメータ設定が困難なため、1秒以上のやや長周期帯の地震動予測を目的として実施される場合が多い。

(2) 半経験的方法

半経験的方法は、震源特性は理論的方法と同様に断層モデルで与えるが、伝播経路特性とサイト特性は、過去に発生した中小地震の記録を用いるものである。具体的には、地震の発震機構と伝播経路特性が想定地震と同じ中小地震による地震動をグリーン関数として考え、相似則に基づき重ね合わせて想定地震の地震動を評価するものである。線形場を仮定するとサイト特性も自動的に考慮される。すでに経験した地震の記録を用いることから、経験的グリーン関数法と呼ばれている。

中小地震により得られた地震動を重ね合わせて想定する大地震の地震動を求める方法は、Hartzell³²⁾により提案され、その後、大地震と小地震の相似則に基づく改良が Kanamori³³⁾、Irikura³⁴⁾によって行われた。さらに Irikura¹⁵⁾、入倉他¹⁶⁾、横井・入倉³⁵⁾、三宅他³⁶⁾は震源モデルのスケーリング則に従い大地震と小地震の応力降下量の違いを考慮した重ね合わせの定式化とすべり量の補正関数の改良を行っている。Irikuraの一連の研究の他にも、田中他³⁷⁾、吉川他³⁸⁾、Takemura and Takemura³⁹⁾や Dan et al.⁴⁰⁾が地震動の重ね合わせ方法を提案している。

経験的グリーン関数法は、適切な小地震動をグリーン関数として用いることにより、予測の難しい伝播経路特性やサイト特性を設定できるため、強震動予測手法としては極めて有効な方法である。しかしながら、適切な小地震動を設定することは困難であり、強震動予測への適用には課題があった。これに対し、釜江他⁴¹⁾は経験的グリーン関数法に用いる経験的グリーン関数の補正方法を提案しており、強震動予測問題への当該手法の適用性の向上が図られている。

(3) 経験的方法

経験的方法は、地震動を支配する3つの特性すべてを経験的に与えるものである。最も有名な手法が地震の規模と震央（震源）距離をパラメータとして地震動の最大振幅を評価

する距離減衰式である。震源破壊を考慮できないことや地震動の時刻歴波形は評価できないという課題はあるが、地震動の強さを示す指標を簡易に算出できるという特徴がある。我国における距離減衰式としては河角の研究⁴²⁾が嚆矢と考えられている。その後多くの研究者によって様々な改良が加えられ、地震のタイプを考慮できる距離減衰式も提案されている⁴³⁾。今後、地震観測記録が蓄積されることにより、距離減衰式の精度向上を含め研究が推進することが期待される。

経験的方法には時刻歴波形を評価できる方法も提案されている。釜江他⁴⁴⁾は経験的グリーン関数法において必要な中小地震による地震動（地震観測記録）が得られていない場合を想定し、これに代わるものとして震源スペクトルが ω^{-2} モデルに基づく Boore⁴⁵⁾の統計的波形作成法を適用した地震動評価手法を提案している。この方法は、統計的に作成された地震動を合成するため、統計的波形合成法と呼ばれている（統計的グリーン関数法と呼ばれる場合もある）。中小地震による地震動を任意の場所で設定できるため適用性が高いが、Boore の統計的波形合成法で得られる地震動には長周期成分（一般的には周期 1.0 秒以上）の精度が十分ではないため、統計的波形合成法により評価された地震動にも長周期成分の精度が十分ではないという課題がある。

(4) ハイブリッド法

ハイブリッド法は(1)～(3)にあげた地震動予測手法を組み合わせることで地震動を評価する方法である^{13),14)}。組み合わせは自由であるが、短周期成分の精度が十分ではない理論的方法と長周期成分の精度が十分ではない統計的グリーン関数法を組み合わせることが多く行われている。具体的には、想定する震源を対象とした地震動を理論的方法と経験的方法（統計的グリーン関数法）で算出し、マッチングフィルターをそれぞれの波形に適用した後、時刻歴波形を足し合わせる。そのため、短周期地震動と長周期地震動との接続周期の設定が重要である。

1.2.2 震源のモデル化技術

(1) 経験的グリーン関数法によるフォワードモデリング

既に発生した地震の震源モデルを評価する手法として、釜江・入倉に代表される経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによる方法がある²⁾。この方法は、波形インバージョン結果を参考に断層面上のすべりの大きい場所に強震動生成域を配置し、強震動生成域のサイズ、地震モーメント、応力降下量、ライズタイム等のパラメータを定量化するものである。モデル化の手順は以下のとおりである。

- ① 経験的グリーン関数として使用する小地震を選定し、小地震の震源パラメータを設定する。小地震は対象地震の余震を用いることが多い。
- ② 断層面上のすべり量の大きいところから短周期から長周期までの強震動が生成されると仮定し、そこに強震動生成域を設定する。
- ③ 経験的グリーン関数法により、強震動生成域からの強震動が支配的と考えられる震源近傍の観測地点での地震動をシミュレーションする。
- ④ 強震動生成域の位置や大きさを、観測波形に見られる特徴的な波形（フォワードディレクティビティ効果によるパルスなど）に着目し、その周期や振幅が一致するように調整する。
- ⑤ 合成波形の振幅は強震動生成域の応力降下量や f_{\max} の補正で調整する。
- ⑥ 必要に応じ、強震動生成域以外の背景領域もモデル化する。

強震動生成域の形状を矩形とし、強震動生成域内のすべり量も均質にした単純なモデル化ながら、その後国内外で発生した複数の地震に適用され^{24),25),26),27),36),46),47)}、その有効性が確認されている。

(2) 震源の特性化手法

統計的に断層面上でのすべりの不均質性を抽出する試みが行われている。Somerville et al.²¹⁾は、内陸地殻内地震の波形インバージョン結果からアスペリティを抽出し、その結果破壊域の面積やアスペリティの面積が地震モーメント (M_0) によってスケーリングされることを示した。その後、Miyakoshi et al.²²⁾は同様な方法により日本国内で発生した中規模地震において検討を行い、このスケーリング則が成り立つことを示している。さらに宮腰⁴⁸⁾は、1999年に相次いで発生したトルコ・コジャエリ地震と台湾・集集地震についても検討を行い、Somerville et al.が統計解析に用いた M_0 よりも大きい M_0 に対してもこのスケーリング則が成り立つことを示している。この結果は前述のフォワードモデリングでの検証事

例を背景として、既に将来の内陸地殻内地震や海溝型巨大地震の広帯域強震動予測のための特性化震源モデルに適用されている。

前述のように入倉は構造物の被害に影響が強い周期 0.1 秒～10.0 秒の広帯域で地震動を高精度に予測する方法論として入倉レシピを提案し、その中で不均質な震源過程を強震動生成域と背景領域で特性化する手法を構築している。

地震調査研究推進本部はこの研究を推進させ「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」として再構築している。全体構成としては入倉レシピの構成に④予測結果の検証が追加されている。入倉レシピと区別するため「地震本部レシピ」と呼ぶ。地震本部レシピでは、震源のモデル化についても最新の知見や研究成果に基づき取りまとめられているため、有用な資料であるが、既に発生した地震を対象とした経験則に基づいているため、将来発生する地震に広く適用するためには、今後も継続的な検討を行い、見直しが必要とされている。

1.2.3 地盤が軟弱な地点に対する地震動予測手法

経験的グリーン関数法は、適切な余震記録を経験的グリーン関数に用いることにより、地震動評価に必要なサイト特性、伝播経路特性、震源特性の3つの特性のうち、伝播経路特性とサイト特性が自動的に評価できるという特徴を有する。しかし、この方法では評価対象の地震動が、本震と余震の地震の相似則と震源スペクトルの相似則に基づき経験的グリーン関数の線形な重ね合わせで表現されるため、本震時において地盤の強い非線形性が生じる軟弱なサイトでは合成波形が過大評価となり、直接的な適用には限界がある。

経験的グリーン関数法の適用において地盤の非線形性を導入した方法はいくつか提案されている。野津⁴⁹⁾は地震動が地表に到達するまでに下方から直接伝播する地震動の他に、堆積層を何度も横切って伝播する地震動があると考え、多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法を提案し、堆積層のS波速度の低下率と減衰定数の増分を表現するパラメータを適切に設定できれば、非線形挙動を示した地震動を適切に表現できるとしている。しかし、現時点では最適な非線形パラメータをフォワードで設定することは容易ではないため強震動予測への適用は困難であるとしている。

大阪市では、1995年兵庫県南部地震の直後に「大阪市土木・建築構造物震災対策技術検討会」を発足させ、大阪市区に影響を及ぼす活断層に対する地震動想定が行われている⁵⁰⁾。ここでは、1秒以上の周期帯の地震動は三次元波動伝播解析から、1秒未満の周期帯は統計的波形合成法からそれぞれ算出し時刻歴上で加算するハイブリッド法により地表の地震動が算出されている。さらに評価地点の地盤特性を考慮するため、地表の地震動を地盤の線形解析により工学的基盤まで引き戻し、地盤の非線形性を考慮した地震応答解析により地表の地震動を再度評価している。この方法は地盤の非線形性を考慮する方法としては有用と考えられるが、実地震動を用いた検証が行われていないため、適用性については確認されていない。

1.3 論文の構成

本研究では、土木・建築構造物の耐震設計および耐震検討において重要と考えられる周期 0.1 秒～10.0 秒の工学的地震動を高精度に評価するための震源モデルの高度化と、都市部の地震被害軽減を目的に、地盤が軟弱な地点での地震動予測手法に関する検討を実施する。以下に論文構成を示す。

第2章～第4章は震源のモデル化手法の高度化について論じる。

第2章では、経験的グリーン関数法とそれを用いた震源のモデル化手法（フォワードモデリング）について、方法論を含めて既往の研究をレビューする。経験的グリーン関数法は、地震の震源スペクトルのスケーリング則（相似則）に基づいているため、それらについてもレビューする。

第3章では、日本国内で発生した規模の大きい内陸地殻内地震の震源モデルを経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングから構築し、M7クラスの内陸地殻内地震の震源のモデル化に関する様々な知見を得る。対象とする地震は2000年鳥取県西部地震（Mj7.3）、2004年新潟県中越地震（Mj6.8）、2005年福岡県西方沖の地震（Mj7.0）、2007年能登半島地震（Mj6.9）の4地震である。いずれも震源近傍域を中心に強い地震動が生じ、大きな被害が発生した地震である。

第4章では、震源のモデル化手法である特性化手法について、既往の研究・手法をレビューする。さらに、**第3章**において経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングで構築した4つの震源モデルに他の研究者が同様の方法で構築した12の震源モデルを加えた計16の震源モデルに対し、特性化手法で構築した震源モデル（特性化震源モデル）を比較・検討・検証し、地震動予測の高精度化のための特性化手法の高度化を行う。

第5章～第7章は、地盤が軟弱な地点への経験的グリーン関数法の適用に関して論じる。

第5章では、地盤が軟弱な地点の地震時挙動の例として、2011年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の埋立地の地震時挙動を当該地点で実施された鉛直アレー地震観測記録と地震応答解析結果から明らかにする。

第6章では、地盤が軟弱な地点に対する経験的グリーン関数法の適用方法を提案し、実地震記録を用いて有効性を明らかにする。適用方法としては、経験的グリーン関数法と地盤の地震応答解析法を組み合わせたものである。具体的には、経験的グリーン関数に用いる小地震動を、当該地点の地盤特性を考慮して工学的基盤まで引き戻し、工学的基盤で経験的グリーン関数法による波形合成を行い、作成された地震動を地盤の非線形性を考慮して再び地表まで引き上げるものである。この考え方は以前からあったが、実際の地盤・地

震に適用された例はなく、その有効性は検証されていなかった。対象地震は第3章で取り上げた2004年新潟県中越地震, 2005年福岡県西方沖の地震, 2007年能登半島地震である。

第7章では、地域地震被害想定のように予測範囲が広く対象地点も多い場合、全地点において非線形特性を含めた地盤モデルを構築することは困難である。そこで、簡易法として、予測対象を時刻歴波形から応答スペクトルに変更し、経験的グリーン関数法から直接的に評価される地震動の応答スペクトルに、予測地点の地盤特性と入力地震動レベルから設定される補正係数を乗じて地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルを評価する方法を提案した。応答スペクトルは地盤特性に応じてばらつくため、地盤の弾性固有周期で基準化した基準化周期で整理し、補正係数のモデル化を行った。また、地盤特性には地盤調査が十分ではない広域地震動予測問題への適用を考慮し、微動や微地形区分から設定することができる表層30mまでの平均S波速度(AVS₃₀)を適用した。提案手法を、第6章で検討した地盤が軟弱な地点に適用し、本手法の有効性を確認する。

第8章は以上の結論と今後の課題を整理する。

【参考文献】

- 1) 気象庁：強震観測, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/kyoshin/index.htm> (2012年11月13日閲覧)
- 2) 釜江克宏, 入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における地震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第500号, pp.29-36, 1997.
- 3) 入倉孝次郎：兵庫県南部地震の震源断層, 強震動と被害の特徴, 物理探査, 48, pp.463-489, 1995.
- 4) 吉田望：1995年兵庫県南部地震におけるポートアイランドの地震応答解析, 土と基礎, Vol. 43, No. 10, pp. 49-54, 1995.
- 5) 地震調査研究推進本部, <http://www.jishin.go.jp> (2012年11月13日閲覧)
- 6) (社)日本道路協会：道路橋示方書・同解説, V耐震設計編, 1996.
- 7) (独)防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net), <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (2012年11月13日閲覧)
- 8) 地震調査研究推進本部：交付金による地下構造調査, http://www.jishin.go.jp/main/p_chousakansoku02kozo.htm (2012年11月13日閲覧)
- 9) 地震調査研究推進本部：交付金による活断層調査, http://www.jishin.go.jp/main/p_chousakansoku02danso.htm (2012年11月13日閲覧)
- 10) 地震調査研究推進本部：全国地震動予測地図 (平成21年7月21日), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/index.htm (2012年11月13日閲覧)
- 11) 地震調査研究推進本部：長周期地震動予測地図, http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka04_choshuki.htm (2012年11月13日閲覧)
- 12) 理論地震動研究会：地震動, その合成と波形処理, 鹿島出版会, 1994.
- 13) 入倉孝次郎, 釜江克宏, Arben Pitarka.: 直下地震による強震動のハイブリッドシミュレーション, 日本地震学会講演予稿集, 1994年秋季大会, C26, 1994.
- 14) Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A.: A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, pp.357-367, 1998.
- 15) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp.151-156, 1986.
- 16) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会予稿集 Vol2, 1997.
- 17) 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, 第3回都

- 市直下地震災害総合シンポジウム, a-21, pp.125-128, 1998.
- 18) 壇 一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井 透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第 545 号, pp.51-62, 2001.
 - 19) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton: Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, pp.1553-1583, 1983.
 - 20) Sekiguchi, H. K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba: Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records, *Journal of Physics of the Earth*, 44, 473-487, 1996.
 - 21) Somerville, P. G., K. Irikura, K., 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 motion, *Seismological Research Letters*, 70, pp.59-80, 1999.
 - 22) Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata and K. Irikura: Source characterization of island earthquakes in Japan using source inversion results, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, 1850, 2000.
 - 23) 地震調査研究推進本部: 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 平成 21 年 12 月 21 日改定,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf (2010 年 10 月 10 日閲覧)
 - 24) 池田隆明, 釜江克宏, 三輪 滋, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 561 号, pp.37-45, 2002.
 - 25) 池田隆明, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価, 2005 年福岡県西方沖の地震と 2007 年能登半島地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, Vol. 76, No. 665, pp.1253-1261, 2011.
 - 26) Kamae, K., Ikeda, T. and Miwa, S.: Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake ($M_{JMA}=6.8$) by the forward modeling using the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, No.57, pp.533-538, 2005.
 - 27) Ikeda, T., Kamae, K., Miwa, S. and Irikura, K.: Source modeling and strong ground motion simulation for the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, *Proceedings of the 13th World*

- Conference on Earthquake Engineering*, No. 1289, 2004.
- 28) Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, and Teresa M. Rushing: Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B4311, doi:10.1029 / 2011JB009133, 2012.
 - 29) 釜江克宏, 川辺秀憲: 2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の震源のモデル化 (強震動生成域), <http://www.rrl.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku1/Tohoku-ver1-rev20110601.pdf> (2011年12月15日閲覧)
 - 30) Kurahashi S. and Irikura, K: Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, No.63, pp.571-576, 2012.
 - 31) 池田隆明, 小長井一男, 片桐俊彦: 鉛直アレー地震観測記録を用いた2011年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の地震時挙動の検討, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.68, No.4 (地震工学論文集第31-b), pp.138-151, 2012.
 - 32) Hartzell, S. H.: Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophysical Research Letters*, Vol. 5, No. 1, pp. 1-4, 1978.
 - 33) Kanamori, H.: A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 69, pp. 1645-1670, 1979.
 - 34) Irikura, K.: Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, Vol. 33, No. 2, pp.63-104, 1983.
 - 35) 横井俊明, 入倉孝次郎: 震源スペクトルの Scaling 則と経験的 Green 関数法, 地震第2輯, Vol.44, pp.109-122, 1991.
 - 36) 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 ($M_{JMA}6.5$) 及び5月13日 ($M_{JMA}6.3$) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震, 第2輯, Vol. 51, No.4, pp.431-442, 1999.
 - 37) 田中貞二, 吉沢静代, 坂上実, 大沢胖: 小地震記録の合成による強震動加速度特性の推定, 東京大学地震研究所彙報, No.57, pp.561-579, 1982.
 - 38) 吉川宗治, 北野剛人, 岩崎好規, 田居優: 余震などの小地震動記録による本震加速度波形の合成, 第20回土質工学研究発表会, pp.699-700, 1985.
 - 39) Takemura, M. and Ikeura, T.: A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: Simulation of strong ground motions during large earthquakes,

- Journal of Physics of the Earth*, No.36, pp.89-106, 1988.
- 40) Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka: A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear wave displacement, *Journal of Structural and Construction Engineering*, No.396, pp.27-36, 1989.
 - 41) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長: 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用入力地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 416 号, pp.57-70, 1990.
 - 42) 河角廣: 震度と震度階, 地震, 第 15 卷, pp. 6-12, 1943.
 - 43) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp. 63-70, 1999.
 - 44) 釜江克弘, 入倉孝次郎, 福知保長: 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, 1991.
 - 45) David M. Boore: Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of The Radiated Spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, No.6, pp. 1865-1894, 1983.
 - 46) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1994 年ノースリッジ地震(Mw=6.7)の震源モデル, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, pp.643-648, 1998.12.
 - 47) 釜江克宏, 入倉孝次郎: トルコ・コジャエリ, 台湾・集集地震の震源の特性化と強震動シミュレーション, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, pp.545-550, 2002.
 - 48) 宮腰研, 私信
 - 49) 野津厚: 非線形パラメタと有効応力解析を併用した強震動評価手法, 土木学会地震工学論文集, pp.114-122, 2007.
 - 50) 大阪市: 大阪市土木・建築構造物震災対策技術検討会報告書, 1997.

第2章 経験的グリーン関数法を用いた内陸地殻内地震の震源のモデル化

2.1 経験的グリーン関数法

経験的グリーン関数法とは、想定する大地震の断層面もしくは近傍で発生した小地震を、大地震の断層面上の地震と見なし、予測地点で得られた小地震での地震動を、大地震の断層面からの伝播経路特性と予測地点周辺の地下構造を含む地盤特性（サイト特性）の影響を含むグリーン関数と取扱い、大地震と小地震の相似則と震源スペクトルの相似則に基づき、小地震で得られた観測記録から大地震の強震動波形を合成するものである。この方法は、Hartzell¹⁾により提唱され、それ以来多くの研究者らによって震源スペクトルの相似則に基づく定式化の研究が行われている。

震源スペクトルの相似則として、Aki²⁾による「 ω^2 モデル」が知られている。(2-1)式および図2-1に ω^2 モデルにおける震源スペクトルを示す。

$$S(f) = \frac{M_0}{1 + (\omega/\omega_c)^2} = \frac{M_0}{1 + (f/f_c)^2} \quad (2-1)$$

ここで、 M_0 は地震モーメント、 f_c 、 ω_c はコーナー振動数、コーナー各振動数を示す。

(2-1)式の両辺に ω^2 を乗じて加速度震源スペクトル ($\omega^2 S(f)$) の式に置換すると(2-2)式となる。

$$\omega^2 S(f) = \frac{\omega^2 M_0}{1 + (\omega/\omega_c)^2} = \frac{(2\pi f)^2 M_0}{1 + (f/f_c)^2} = \frac{(2\pi)^2 M_0}{(1/f)^2 + (1/f_c)^2} \quad (2-2)$$

(2-1)式、(2-2)式より、 ω^2 モデルでは、 $S(f)$ は f が0に近づくと（長周期領域） M_0 に近づき、 $\omega^2 S(f)$ は f が ∞ に近づくと（短周期領域）一定値 ($=\omega_c^2 M_0$) に近づくとわかる。また、 f_c と M_0 の間には、応力降下量一定を意味する(2-3)式に示す関係が成立することも指摘されている。

$$M_0 \propto f_c^{-3} \quad (2-3)$$

Irikura^{3),4)}は、 ω^2 モデルに基づく波形の重ね合わせ法についての定式化を行い、1980年伊豆半島東方沖地震 (Mj6.7) と1983年日本海中部地震 (Mj7.7) に適用し、波形合成法の有効性を確認している。

一方、 ω^2 モデルは、(2-3)式のように応力降下量一定としているが、M7を超えるような大地震では多重震源を有する場合が多く、この関係が成立しない場合がある。また、地

震モーメントを一定としても、応力降下量はある幅を持ってばらつくとされており⁵⁾、経験的 Green 関数法にとって応力降下量は重要なパラメータであり、 ω^{-2} モデルを用いた強震動予測では、大地震と小地震の応力降下量の違いを補正することが重要である。

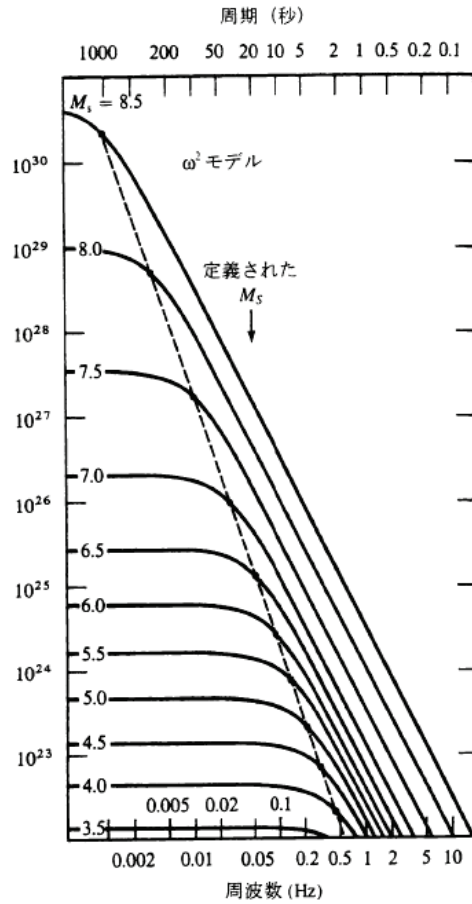



図 2-1 ω^{-2} モデルに従う震源スペクトルのスケーリング則


Irikura⁴⁾は震源モデルが ω^2 スケーリング則に従い、大地震と小地震の応力降下量の違いを考慮した経験的 Green 関数法の定式化を行っている。(2-4a) ~ (2-4c) 式に重ね合わせの式を、 2-2 に概念図を示す。

$$U(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \left(\frac{r_0}{r_{ij}} \right) F(t) * (C \cdot u(t)) \quad (2-4a)$$

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + \left(\frac{1}{n'} \right)^{(N_D-1)n'} \sum_{k=1}^{(N_D-1)n'} \delta \left\{ t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'} \right\} \quad (2-4b)$$


$$t_{ij} = \frac{(r_{ij} - r_0)}{V_s} + \frac{\xi_{ij}}{V_r} \quad (2-4c)$$

ここで、 $U(t)$ は大地震に対する予測地点での合成波形、 $u(t)$ は小地震における予測地点での観測波形である。 N_L と N_W は大地震と小地震の相似則に基づいた小断層の分割数、 r_0 は小地震の震源距離、 r_{ij} は大地震の断層面における分割小断層(i,j)と予測地点までの距離、 $F(t)$ は大地震と小地震のすべり速度関数の違いに関する補正関数で(2-4b)式で与えられる。 C は応力降下量の比(大地震/小地震)、 $*$ は“たたみこみ積分”を意味する。

n' は波形の重ね合わせの際に見られる見かけの周期性を除去するための再分割数(任意の整数)、 τ は大地震のライズタイムである。 N_D は大地震と小地震でのすべり量の比を示す( 2-2)。 t_{ij} は分割小断層(i,j)に対する破壊伝播と予測点までの距離の差による時間遅れで、(2-4c)式で表現される。ここで、 ξ_{ij} は破壊開始点と分割小断層(i,j)との距離、 V_r は断層の破壊伝播速度、 V_s は断層のせん断波速度である。

この方法では、合成波形のスペクトル振幅が、 $1/\tau$ (Hz) で落ち込みを持つことが指摘されたため、それを避けるための改良式が提案されている⁶⁾。(2-5)式に改良式を示す。

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + \left(\frac{1}{(1 - e^{-1})n'} \right) \times \sum_{k=1}^{(N_D-1)n'} \exp \left\{ -\frac{(k-1)}{(N_D-1)n'} \right\} \cdot \delta \left\{ t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'} \right\} \quad (2-5)$$

この改良は、(2-4b)式の第2項はBoxcar関数であるため、 $1/\tau$ の振動数で谷を持ち、合成地震動のスペクトル振幅も $1/\tau$ の振動数で落ち込むことから、これを緩和するため $\exp(-t/\tau)$ の指数関数で表し、0から τ までの積分値が N_D となるようにしている⁷⁾。 2-3に概念図を示す。

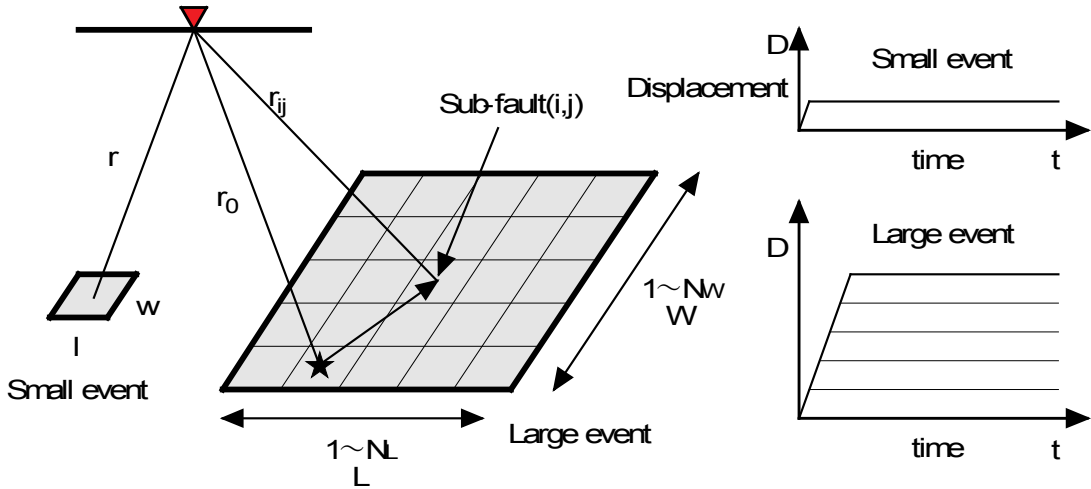
N は C と大地震と小地震の変位および加速度の震源スペクトルのフラットレベルの関係から設定される。

$$\frac{U_0}{u_0} = \frac{M_0}{m_0} = C \cdot N_L \cdot N_W \cdot N_D = CN^3 \quad (2-6a)$$

$$\frac{A_0}{a_0} = CN \quad (2-6b)$$

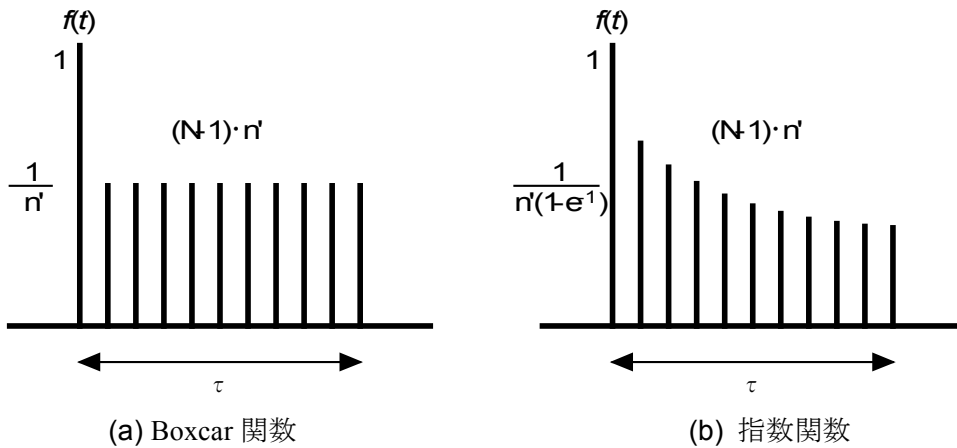
ここで、 U_0 と u_0 は大地震と小地震の震源変位スペクトルのフラットレベル、 M_0 と m_0 は大地震と小地震の地震モーメント、 A_0 と a_0 は大地震と小地震の震源加速度スペクトルのフラットレベルである。この関係を図2-4に示す。

図2-5に大地震と小地震の応力降下量が異なる場合の波形合成法の概念図を示す。大地震と小地震の応力降下量が一定の場合、小地震の f_c ($=f_{ce}$) は、大地震の f_c から ω^{-3} で低下するラインにのってくるはずであるが、応力降下量が異なる場合、図2-5中の M_0e-1 , M_0e-2 のようにラインから外れた位置となる。そこで、大地震と小地震の応力降下量の比 C を用いて小地震の震源編スペクトルを補正し、大地震と小地震が応力降下量一定の関係を満足させたのち、波形合成を行うことになる⁸⁾。



(a) 断層面上の空間的重ね合わせ (b) 破壊過程の時間的重ね合わせ

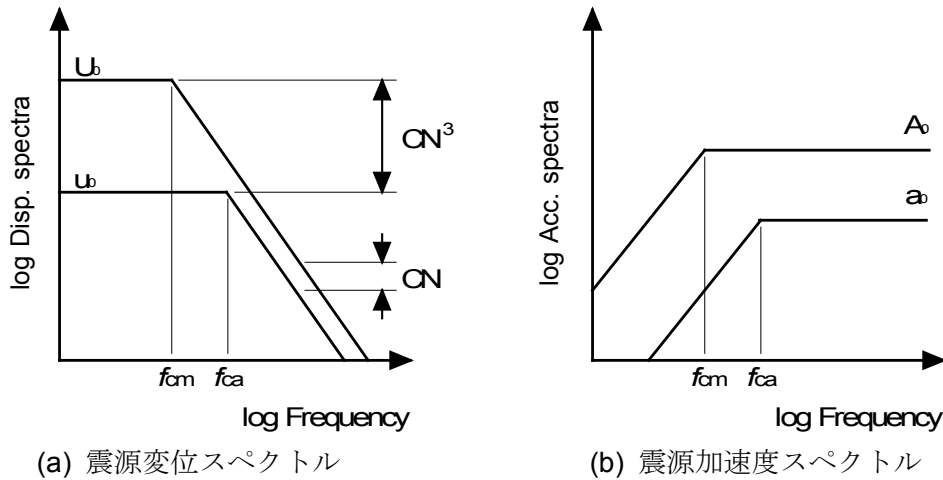
図 2-2 経験的グリーン関数法の方法



(a) Boxcar 関数

(b) 指数関数

図 2-3 すべりの重ね合わせ方法の修正



(a) 震源変位スペクトル

(b) 震源加速度スペクトル

図 2-4 小地震と大地震の応力降下量が異なる場合の震源スペクトルの概念図

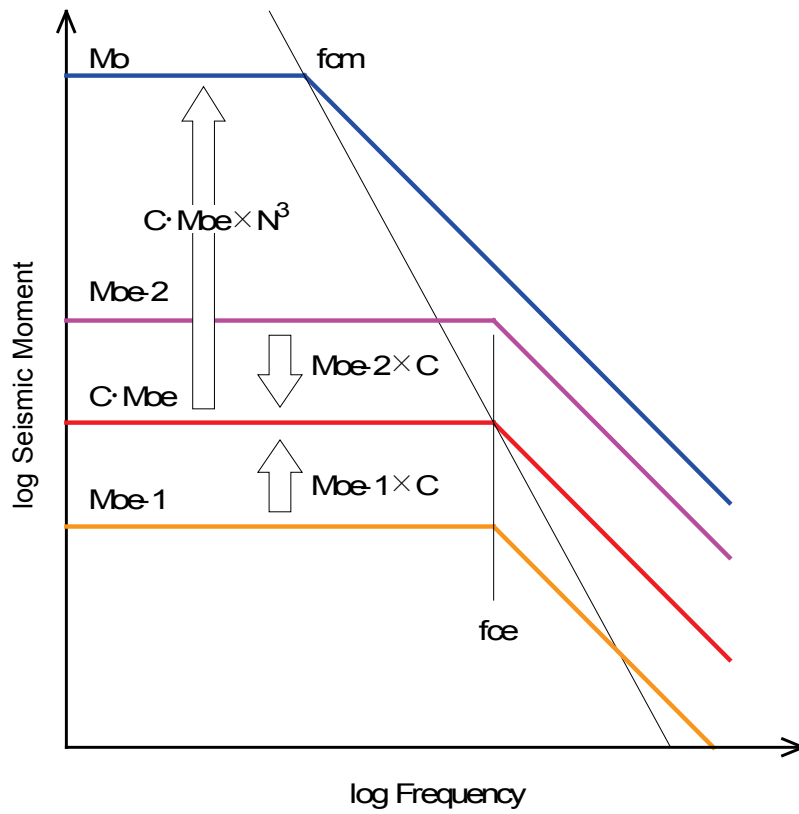


図 2-5 小地震と大地震の応力降下量が異なる場合の応力降下量の補正方法

2.2 経験的グリーン関数法を用いた強震動の予測手順

経験的グリーン関数法により強震動予測を行う場合には、以下の手順に従い実施する。

① 予測対象地震の設定

強震動の予測対象とする地震を設定し、その断層（震源）パラメータを設定する。設定するパラメータは、断層の位置、走向、傾斜、すべり角といった幾何学的な値の他、断層面の大きさ（長さ、幅）やすべり量、応力降下量といった静的な物理量、および断層の破壊伝播速度とすべり速度といった動的な物理量である。

② 経験的グリーン関数に用いる小地震とその震源パラメータの設定

経験的グリーン関数法では、経験的グリーン関数に用いる小地震は、強震動予測の対象となる大地震の震源の一部と考えられるため、震源が大地震の想定断層面内に存在し、かつ震源破壊過程が大地震と同一であることが望ましい。当然、小地震における地震動記録が強震動の評価地点で得られていることは言うまでもない。

経験的グリーン関数法は、大地震と小地震との地震の相似則（(2-7) 式）と ω^2 モデルに基づく震源スペクトルの相似則（(2-4) 式）に基づき、経験的グリーン関数の線形な重ね合わせで大地震における地震動を評価する。

$$\frac{L}{l} = \frac{W}{w} = \frac{D}{d} = N \quad (2-7)$$

ここで、 L と l は大地震と小地震の断層長さ、 W と w は断層幅、 D と d はすべり量、 N は重ね合わせ数である。そのため、重ね合わせ数を求めるためにも、小地震の震源パラメータを設定する必要がある。設定するパラメータは、断層面の大きさ（長さ、幅）と応力降下量である。前述の仮定から、破壊伝播速度とすべり速度は大地震と同じとなる。

③ 断層モデルの構築

大地震と小地震との地震の相似則に基づき、大地震の断層面を分割する。震源の不均質性を考慮する場合には、分割小断層の応力降下量を変化させる。その他のパラメータとして、ライズタイム等を設定する。

④ 波形合成

破壊開始点を設定し、小地震と大地震との応力降下量の比を補正し、(2-4) 式の震源変位スペクトルの相似則に従い、小地震の地震動波形を重ね合わせ、大地震での地震動を算出する。

2.3 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化手法

経験的グリーン関数法は前項で示したように、対象とする大地震と同じ震源断層内で発生した小地震を経験的グリーン関数として、検討対象地点で得られた地震動を小地震と大地震との地震の相似則と震源スペクトルの相似則に基づき線形で重ね合わせ、大地震が発生した場合の地震動を予測する方法である。

一方、高精度な強震動予測を実現するための最重要課題は震源のモデル化であり、特に断層面上でのすべりの不均質性を考慮した震源のモデル化手法に関する研究が精力的に進められている^{9),10),11),12)}。

釜江・入倉¹³⁾は、1995年兵庫県南部地震に対して、波形インバージョン結果を参考に断層面上のすべり量の大きいところにアスペリティを設定し、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによってアスペリティの大きさ、地震モーメント、応力降下量などのパラメータを定量化した(アスペリティモデル)。結果として、内陸地殻内地震に限定すると長周期地震動記録を使った波形インバージョン解析から求めたアスペリティモデルが短周期領域も含んだ広帯域強震動予測に有効であることを示した。同様な手法が1994年ノースリッジ地震、1999年トルコ・コジャエリ地震、1999年台湾・集集地震など^{14),15)}にも適用され、アスペリティモデルが検証されている。図2-6に釜江・入倉が推定した1995年兵庫県南部地震の震源モデルを示す。なお、前章で述べたように、アスペリティは強震動生成域と読みかえる必要がある。

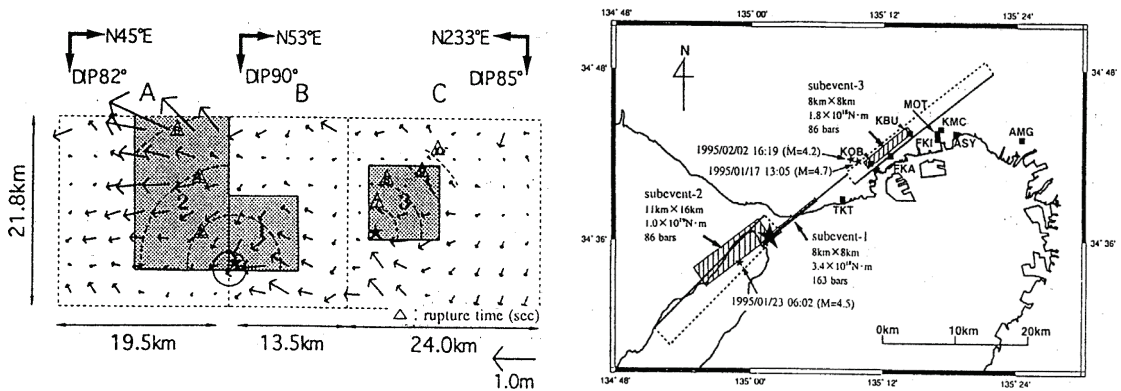


図 2-6 釜江・入倉による経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより推定された1995年兵庫県南部地震の震源モデル¹³⁾

【参考文献】

- 1) Hartzell, S. H., Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophysical Research Letters*, Vol. 5, No. 1, pp. 1-4, 1978.
- 2) Aki, K., Scaling law of seismic spectrum, *Geophysical Research Letters*, Vol. 72, No. 4, pp. 1217-1231, 1967.
- 3) Irikura, K., Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, Vol. 33, No. 2, pp.63-104, 1983.
- 4) Irikura, K., Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp.151-156, 1986.
- 5) Iwata, T. and Irikura, K., Source parameters of the 1983 Japan-Sea earthquake sequence, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 36, No. 4, 1988.
- 6) 入倉孝次郎, 香川, 関口春子:経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良 日本地震学会予稿集 Vol2, 1997.
- 7) 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎:経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日(M6.5)及び5月13日(M6.3)鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震第2輯, Vol.51, pp.431-442, 1999.
- 8) 横井俊明, 入倉孝次郎:震源スペクトルのScaling則と経験的Green関数法, 地震第2輯, Vol.44, pp.109-122, 1991.
- 9) 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, 第3回都市直下地震災害総合シンポジウム, a-21, pp.125-128, 1998.
- 10) 入倉孝次郎, 三宅弘恵, 岩田知孝, 釜江克宏:周期帯域に応じた強震動評価法の高精度化, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 第1回シンポジウム論文集, pp.89-96, 2002.
- 11) Somerville, P. G., K. Irikura, K., 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, No.1, pp.59-80, 1999.
- 12) 壇 一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井 透:断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第 545 号, pp.51-62, 2001.
- 13) 釜江克宏, 入倉孝次郎:1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における地震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36, 1997.

- 14) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1994年ノースリッジ地震($M_w=6.7$)の震源モデル, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.643-648, 1998.
- 15) 釜江克宏, 入倉孝次郎: トルコ・コジャエリ, 台湾・集集地震の震源の特性化と強震動シミュレーション, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.545-550, 2002.

第3章 経験的グリーン関数法による既往地震の震源のモデル化

3.1 2000年鳥取県西部地震 (Mj7.3)の震源モデルの構築¹⁾

3.1.1 地震の概要

2000年鳥取県西部地震は鳥取県と島根県の県境に近い鳥取県西部を震源とするMj7.3の地震である。震源深さは9kmと推定されている。余震分布およびメカニズム解等から、当該地震は北西-南東方向に走向を持つ左横ずれ断層と考えられている²⁾。

この地震では、鳥取県の境港市東本町と日野郡日野町根雨で震度6強を観測し³⁾、1995年兵庫県南部地震以降では、国内で最も規模の大きい地震であった。震源近傍では極めて大きい地震動が生成されたと考えられ、防災科学技術研究所の強震観測網 (K-NET, KiK-net)⁴⁾では、震源に近いKiK-net日野 (TTRH02)において $1,000\text{cm/s}^2$ を超える最大加速度振幅を有する地震動が観測された。それ以外でも、最大加速度振幅が 500cm/s^2 を超えた地震観測地点は9地点にのぼった。

1995年兵庫県南部地震に比べると震度の割には甚大な被害を被った住宅は少なかったが^{5),6)}、山間部には多くの崖崩れや地滑りを生じさせ、道路や鉄道の寸断といった被害が発生した。また、臨海部では埋立地や干拓地で液状化が発生し、港湾施設や農作物へ大きな被害を与え、被害総額は560億円を上回ると推定されている⁷⁾。

表3-1に地震の諸元を、図3-1に震央位置および周辺の地震観測地点を示す。KiK-net日野、KiK-net伯太 (SMNH01)が震源に極めて近い地震観測地点である。

表 3-1 2000 年鳥取県西部地震の諸元^{2),3)}

項目	内容
発生日時	2000/10/6 13:30:17.9
震央位置	35° 16.4'N, 133° 20.9'E
震源深さ	9km
規模	Mj7.3
最大震度	震度 6 強 <ul style="list-style-type: none"> ・鳥取県境港市東本町 ・鳥取県日野郡日野町根雨

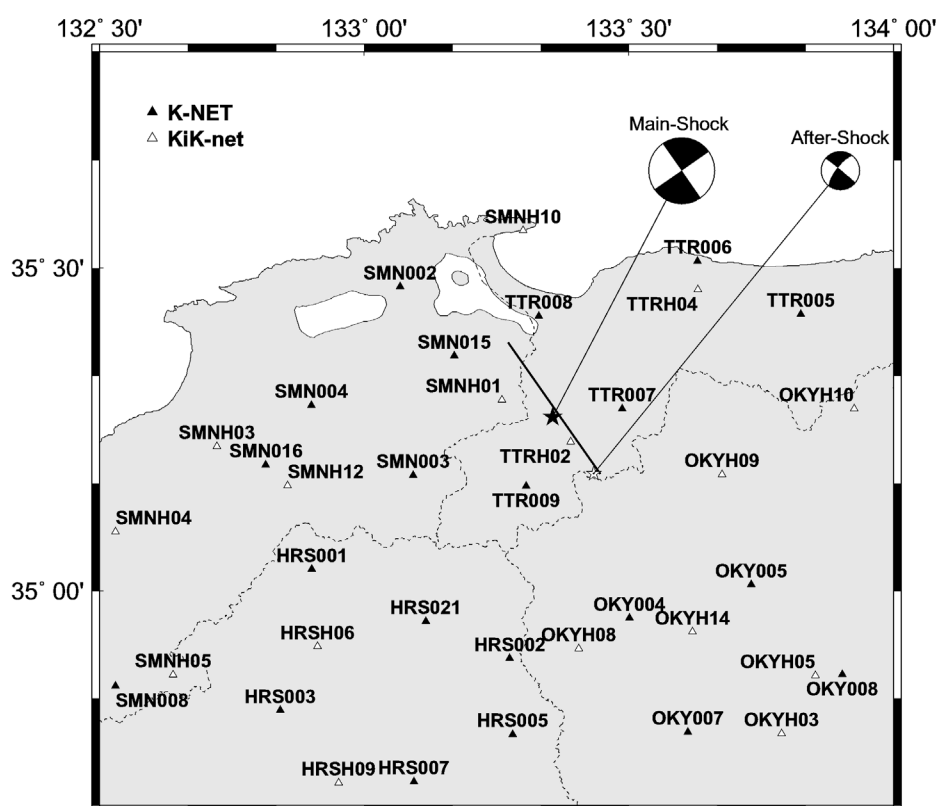


図 3-1 2000 年鳥取県西部地震の震央位置と周辺の地震観測地点，および経験的グリーン関数に用いる余震の震央位置

3.1.2 震源破壊過程

2000年鳥取県西部地震では、地震発生直後に関口・岩田⁸⁾、岩田・関口⁹⁾、堀川¹⁰⁾、井出¹¹⁾、Yagi and Kikuchi¹²⁾により震源の破壊過程が報告されている。いずれも、震源周辺のK-NET, KiK-net等により得られた地震動記録を用いた波形インバージョン解析により得られたものであり、複雑な震源の破壊過程が示されている。図3-2にすべり分布図を示す。これらの結果を比較すると、相互に異なる点が見られる。これは、波形インバージョン解析に用いたデータ、解析方法による差であると考えられる。

その後、関口・岩田モデルおよび岩田・関口モデル（以後、関口・岩田[2000]モデルと称す）は、①断層面を福山ら¹³⁾の高精度余震分布を参考に5枚のセグメントからなるモデルに変更し、②震源をHi-netの震源情報に基づき浅くし¹⁴⁾、③断層面上の浅い部分の拘束が十分ではなかった点を、すべりに感度の強い国土地理院によるGPSおよび水準測量による地殻変動データおよび最浅のサブフォールトのすべりを抑える拘束を加える、などの検討を加えることによって再評価されている¹⁵⁾（以後、関口・岩田[2001]モデルと称す）。関口・岩田[2001]モデルを図3-3に示す。すべり量の大きな領域の大部分は震源の南東側に見られ、かなり浅い部分にまでも広がっている。これに対して、震源付近のすべり量は小さいことがわかる。

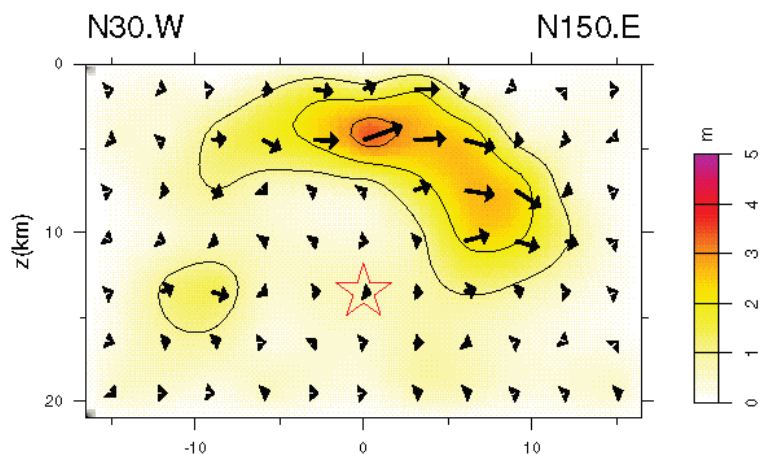
今回の震源付近では1989年、1990年、1997年に群発的地震活動(Mj5.1~Mj5.4)が発生しており、澁谷ら¹⁶⁾は余震の震央分布から今回の地震を含めた4回の地震は全て同じ地震断層の一部が活動したものとしている。また、以前の活動では断層運動の進展を妨げるバリアのようなものが存在し大地震に成長しなかったが、今回の地震では震源に対して比較的浅い部分が活動したため、断層運動が一気に進展しマグニチュードが7を超えるような大地震へと成長したとしている。これらの知見は、関口・岩田[2001]モデルのすべり分布と調和しており、関口・岩田[2001]モデルの信頼性は高いと考えられる。

また、今回の地震では明瞭な初期破壊が観測されている。梅田ら¹⁷⁾によれば、初期破壊は震源から出発し南東方向のやや深い方向に7kmすすみ、そこで第二の破壊（主破壊）が始まったとしている。さらに、平田ら¹⁸⁾は、初期破壊と主破壊の震源の再決定を行っており、主破壊開始点は震源の南東のすべり量が大きい領域の下部に位置しているとしている¹⁹⁾。その深さは、初期破壊開始点が約7kmであるのに対して、主破壊開始点は7.5~11kmの範囲にばらつくとしている²⁰⁾。図3-3に文献19)に示された初期破壊開始点(▽印)と主破壊開始点(△印)を示す。また主破壊開始点のばらつきの範囲を矢印で示す。

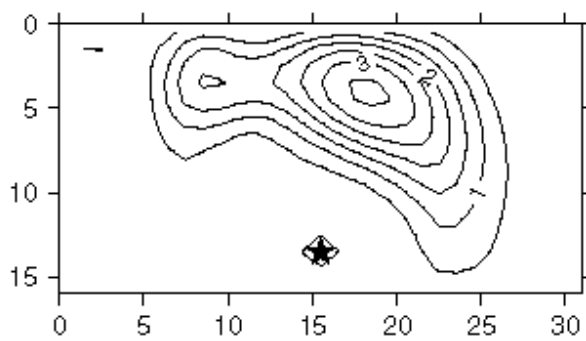
関口・岩田はインバージョン結果より、震源で始まった破壊はいったん主破壊開始点付近に移動し、そこから上向きおよび北西上向きに進む、つまり回り込んでいくような現象

があるとしている。従って、震源から破壊が同心円状に伝播すると考えた場合と異なる破壊伝播を示す。

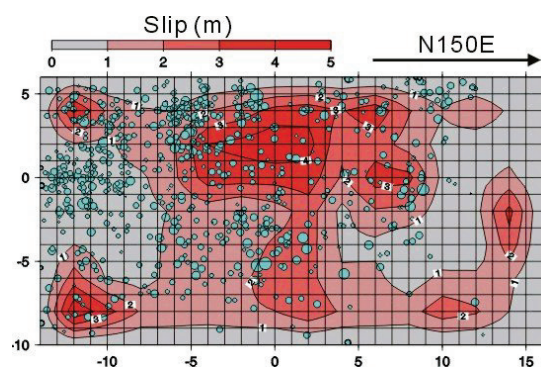
このように鳥取県西部地震の震源の破壊過程は複雑であるため、震源モデルの設定においてもこの破壊過程を参考とした。



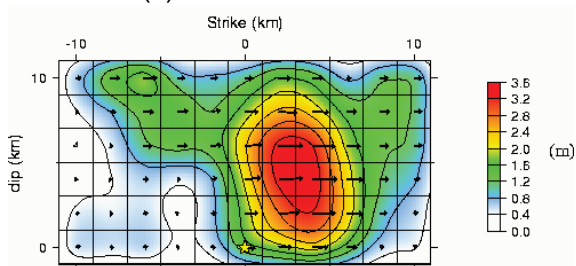
(a) 関口・岩田モデル[2000]^{8),9)}



(b) 堀川モデル¹⁰⁾



(c) 井出モデル¹¹⁾



(d) Yagi and Kikichi モデル¹²⁾

図 3-2 インバージョンによる震源モデルの比較

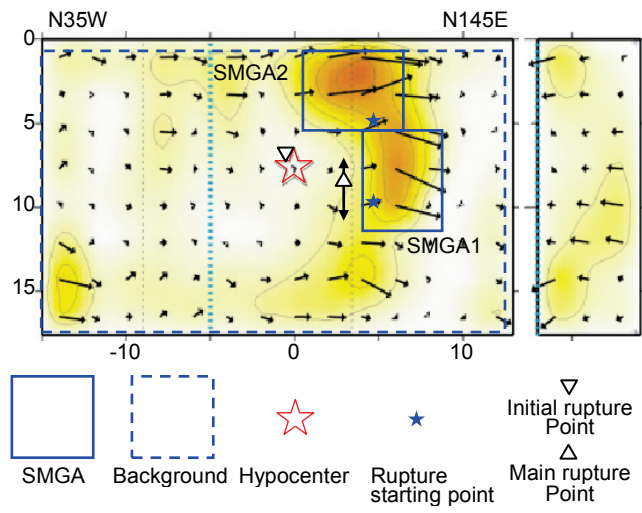


図 3-3 関口・岩田[2001]の震源モデル¹⁵⁾と本研究で提案する鳥取県西部地震の最適震源モデル

3.1.3 経験的グリーン関数として用いる余震記録

前述の通り、経験的グリーン関数法は、適切な小地震記録を経験的グリーン関数に用いることにより、地震動評価に必要なサイト特性、伝播経路特性、震源特性の3つの特性のうち、伝播経路特性とサイト特性が自動的に評価できるという特徴を有する。そのため、経験的グリーン関数法の特徴を活かすため、下記の条件を考慮して余震の中から小地震を選定する。

- ・震源が本震の断層面に近い場所に位置すること
- ・震源メカニズムが本震と類似すること
- ・多くの地震観測地点で観測記録が得られていること（特に震源近傍の地震観測地点での記録が得られていること）
- ・観測記録の長周期側有効周期が予測地震動で考慮すべき周期帯をカバーしていること

前述のように、Irikuraの波形合成法では、本震と余震の M_0 が大きく異なり分割数 N が大きくなると長周期側の精度が低下することから、地震規模がMj3.5～Mj4.5の余震を選定する。

図3-4に本震直後から2000年12月末までに発生したMj3.5～Mj4.5の余震の震央分布とメカニズム解を示す。メカニズム解はF-net²¹⁾の解析解である。該当する地震は8つであり、表3-2に各地震の諸元を示す。5地震が地震発生後2日以内に発生した余震である。

図3-5に各余震において地震動が観測された地震観測点を示す。地震発生後2日以内に発生した余震では、地震動が観測された地点が少なく、特に震源近傍のTTRH02での記録が得られていない。そのため、経験的グリーン関数として用いる地震としては適していないと考えられる。

地震発生から11日後の10月17日に発生したMj4.5の地震は、地震動が観測された地点が最も多く震源近傍のTTRH02やSMNH01を含め震源周辺の多くの観測地点での地震動が観測されている。そのため、本検討では10月17日22時16分のMj4.5の余震による記録を経験的グリーン関数として使用する。この余震では、半径約70km以内ではK-NETが21観測地点、KiK-netが15観測地点での記録が得られており、震源周辺の地震動を評価するには十分な点数と考えられる。

表3-3に余震の諸元を示す。地震モーメントとメカニズム解はF-netによる解析解である。応力降下量の設定については次項に述べる。

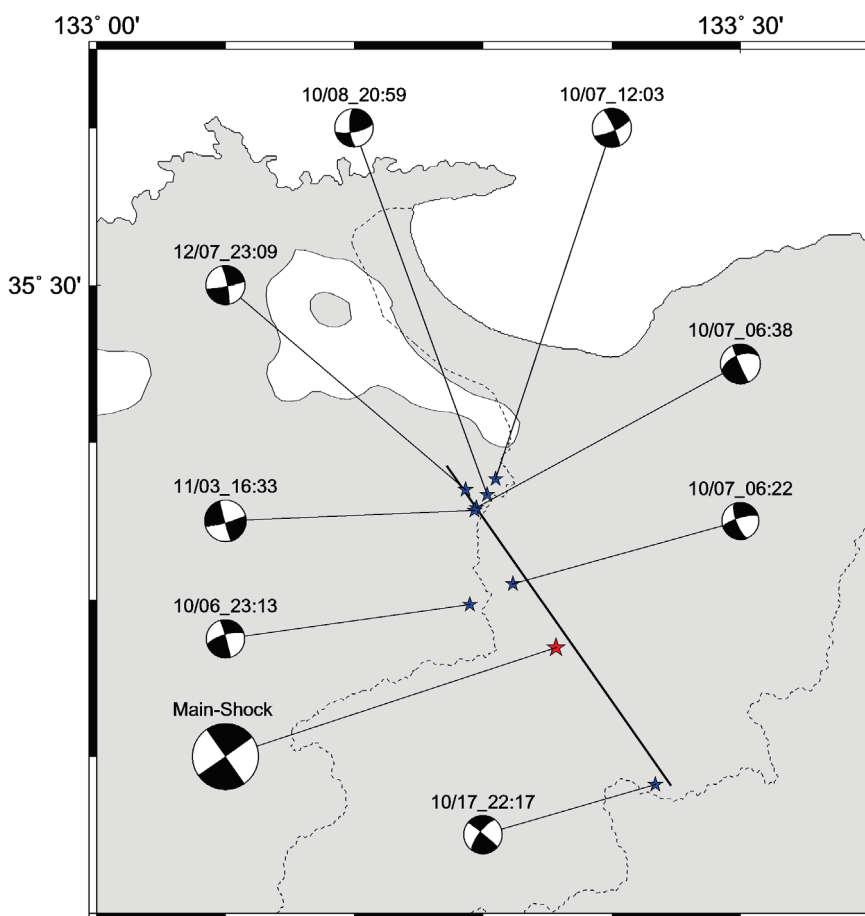


図 3-4 本震直後から 2000 年 12 月末までに発生した Mj3.5 以上の余震の震央分布とメカニズム解

表 3-2 本震直後から 2000 年 12 月末までに発生した Mj3.5 以上の余震の諸元

	Date/Time	Epicenter		Depth (km)	Mj	Num. of site	
		Latitude	Longitude			K-NET	KiK-net
Eq1	2000/10/06 23:13	35.29667	133.29000	7.0	4.2	6	26
Eq2	2000/10/07 06:22	35.31000	133.32333	8.0	4.1	11	19
Eq3	2000/10/07 06:38	35.35833	133.29500	8.0	4.4	10	29
Eq4	2000/10/07 12:03	35.37667	133.31000	9.0	4.3	15	27
Eq5	2000/10/08 20:59	35.36667	133.30333	8.0	4.2	12	21
Eq6 ○	2000/10/17 22:16	35.18200	133.43400	4.7	4.5	47	50
Eq7	2000/11/03 16:33	35.35667	133.29333	9.0	4.6	31	46
Eq8	2000/12/07 23:09	35.37000	133.28667	11.0	4.3	34	52

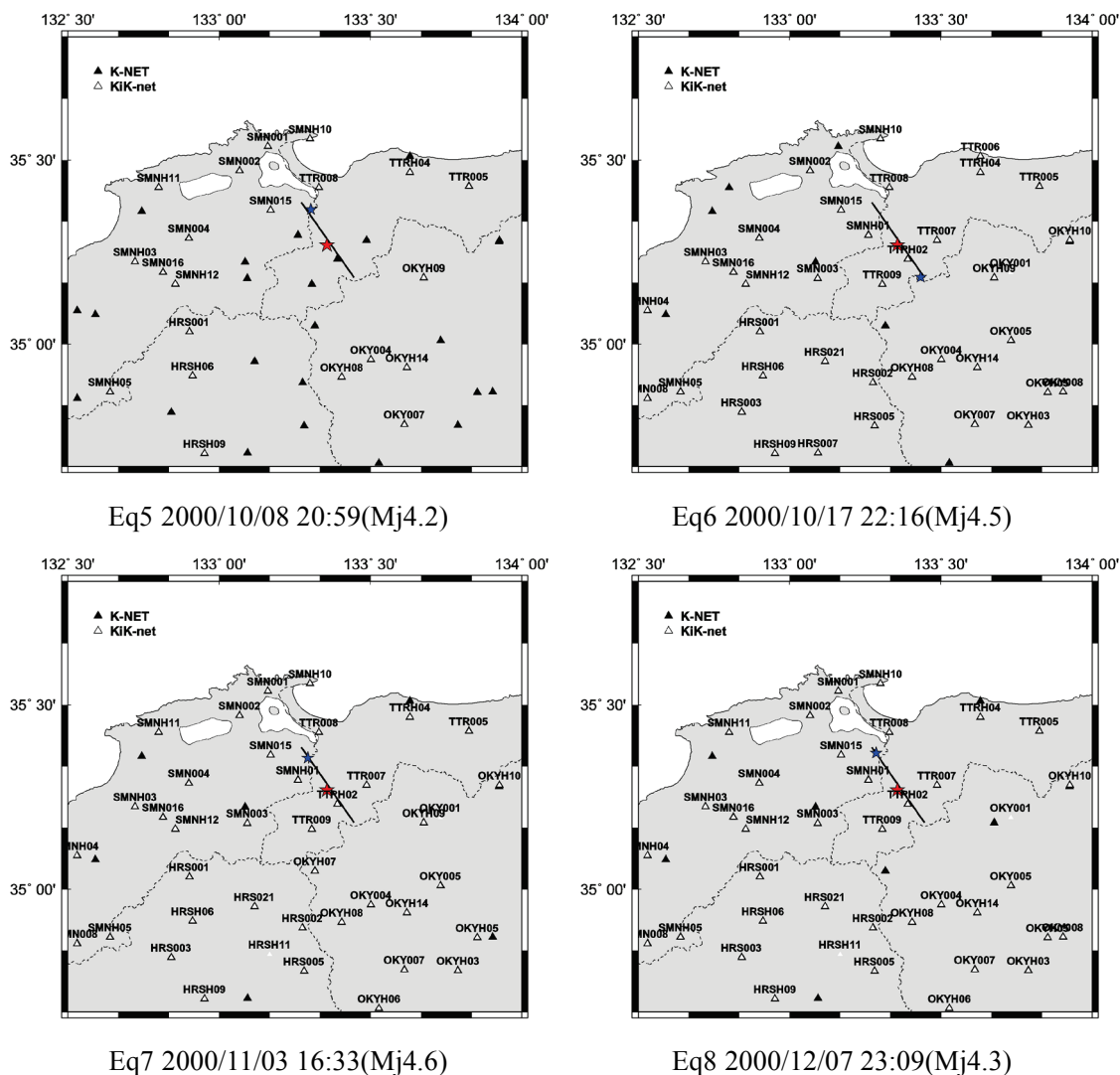


図 3-5(b) 本震発生後から 2000 年 12 月 31 日までに震源近傍で発生した Mj3.5~Mj4.5 の余震における地震動の観測地点

表 3-3 経験的グリーン関数に用いる余震の諸元

項目	内 容	
発生日時	2000/10/17 22:17	
震央位置	35.182N, 133.434'E	
震源深さ	km	4.7
規模	Mj4.5	
面積	km ²	1.44
地震モーメント	Nm	2.84×10^{15}
応力降下量	MPa	4.0

3.1.4 経験的グリーン関数として用いる余震の応力降下量の評価

前述のように、経験的グリーン関数法による強震動評価では、本地震と小地震の震源の相似則と震源スペクトルの相似則に基づき、経験的グリーン関数法の線形な重ね合わせで表現される。そのため、経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化手法では、経験的グリーン関数として用いる小地震の震源パラメータを適切に評価する必要がある。特に応力降下量は、大地震の応力降下量との比を用いて合成波形の振幅を補正するため、特に高い設定精度が要求される。

本検討では、以下の手順で小地震（余震）の応力降下量を算出した。

- ①線形場を仮定すると、(3-1)式で示すように、観測地震動スペクトル ($O(f)$) は、震源スペクトル ($S(f)$)、伝播経路特性 ($P(f)$)、サイト増幅特性 ($G(f)$) の積で表現できる。さらに、地盤が剛な地点での地震動に限定することにより $G(f)=1.0$ と見なし、震源スペクトルは (3-2) 式で表現できる。

$$O(f) = S(f) \times P(f) \times G(f) \quad (3-1)$$

$$S(f) = \frac{O(f)}{P(f)} \quad (3-2)$$

- ②震源近傍で地盤が剛な地震観測地点における観測記録を用い、幾何減衰と媒質の Q 値による減衰の補正を実施し、 S 波の震源変位スペクトルを算出する。
- ③余震の震源スペクトルが円形クラックを仮定した Brune^{22),23)} の ω^{-2} モデルに従う震源スペクトルで表現できると仮定し、震源スペクトルの低周波数領域の一定値を拘束条件として、Andrews の方法²⁴⁾により ω^{-2} モデルのコーナー振動数 (f_c) を読み取るとる。
- ④ (3-3) 式に示す Brune^{22),23)} の式に従い f_c から余震の震源面積の等価半径 r と応力降下量 ($\Delta\sigma_e$) を算出する。

$$r = \frac{2.34}{2\pi f_c} \beta \quad (3-3)$$

$$\Delta\sigma_e = \frac{7}{16} \frac{M_0 e}{r^3} \quad (3-4)$$

ここで、 $M_0 e$ は余震の地震モーメント、 β は断層のせん断波速度である。

応力降下量の算出に用いた余震記録は、震源近傍の KiK-net 日野 (TTRH02), 伯太 (SMHH02), 湯原 (OKYH09), 北房 (OKYH14) の地中観測波形とした。媒質の減衰の補正は (3-5) 式に示す Q 値特性²⁵⁾を使用した。

$$Q(f) = 150f \quad (3-5)$$

図 3-6 に TTRH02, SMNH01, OKYH09 および OKYH14 における観測波形と震源変位スペクトルを示す。震源変位スペクトルの計算では、波形全体を対象とせず、S 波部分のみを抽出した。対象とする範囲を表 3-4 に示す。

図 3-6 より $f_c = 2.0\text{Hz}$ と設定した。 $f_c = 2.0\text{Hz}$ とした場合の Brune の ω^2 モデル ((3-6) 式) から得られる震源変位スペクトルを図 3-7 中に赤色の実線で示す。

$$S(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (3-6)$$

ここで、 Ω_0 は低振動数側の変位スペクトルの一定値である。低振動数側および高振動数側の振動数領域は余震記録の精度により ω^2 モデルとの一致度は低いが、1~10Hz の範囲では、ほぼ ω^2 モデルとの一致度は高い。

$f_c = 2.0\text{Hz}$ として、(3-3) 式、(3-4) 式から応力降下量 ($\Delta\sigma_e$) を 4.0MPa と評価した。なお、 $\beta = 3.5\text{km/s}$, $M_0e = 2.84 \times 10^{15}\text{Nm}$ と仮定した。 M_0e は F-net の推定値である。

低振動数側のスペクトル一定値 (Ω_0) から (3-7) 式を用いて M_0e を算出した結果を表 3-3 に示す。

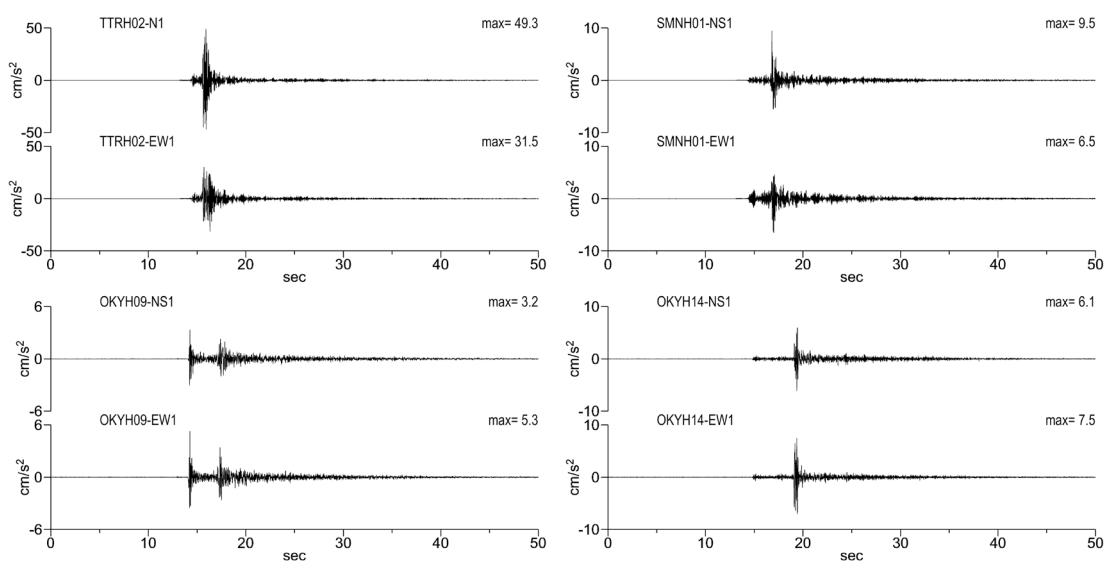
$$M_0e = 4\pi\rho r\beta^3 \frac{\Omega_0}{R_{\theta,\phi}} \quad (3-7)$$

ここで、 ρ は密度、 r は (3-3) 式から得られる震源の等価半径、 $R_{\theta,\phi}$ はラディエーションパターン係数である。本検討では $R_{\theta,\phi}$ は平均的な値 (=0.63) を使用した。

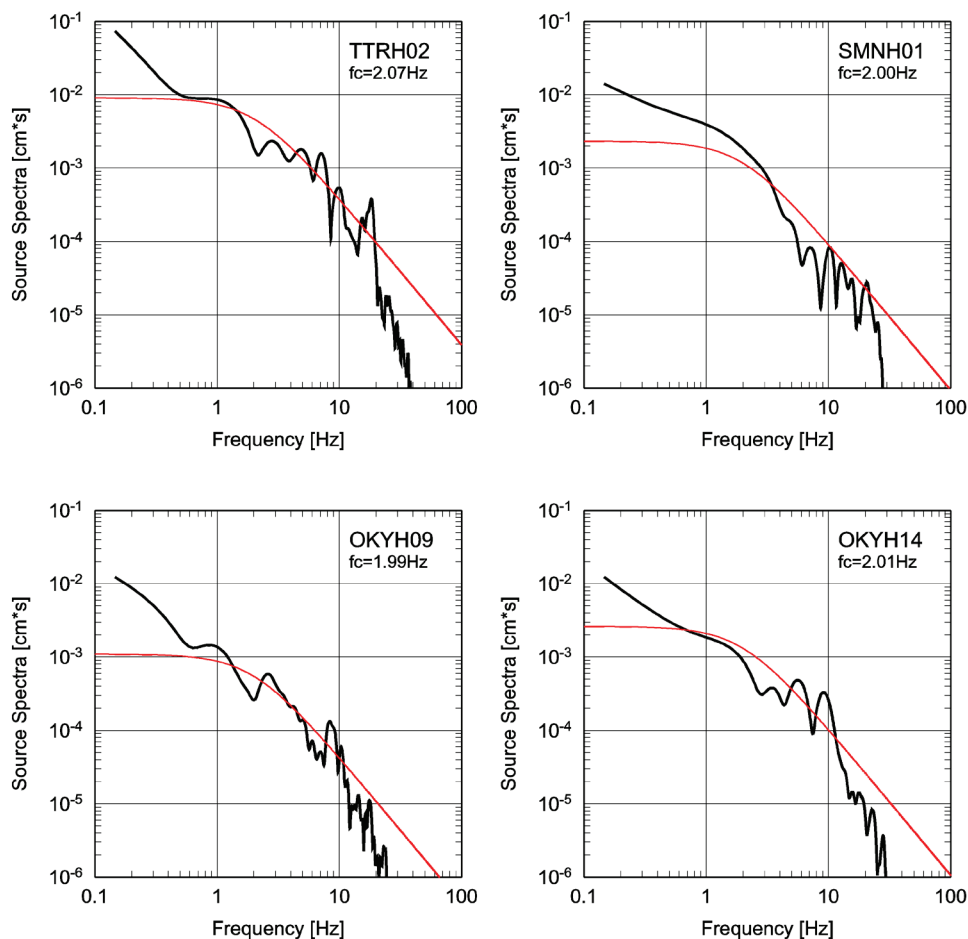
M_0e の範囲は $5.82 \times 10^{14} \sim 5.15 \times 10^{15}\text{Nm}$ とばらつく。震源に近い SMNH01 と TTRH02 の平均値を取ると $1.51 \times 10^{15}\text{Nm}$ となる。この値は F-net による M_0e よりやや小さめの値を示す。

表 3-4 震源変位スペクトルの低振動数側のスペクトル一定値から算出した余震の地震モーメント (M_0e)

観測地点	対象時間	M_0e (Nm)
SMNH01	16.5s~17.5s	1.10×10^{15}
TTRH02	15.5s~16.5s	1.92×10^{15}
OKYH09	17.0s~18.5s	5.82×10^{14}
OKYH14	18.75s~19.75s	5.15×10^{15}



(a) 加速度時刻歴波形



(b) 震源変位スペクトルと ω^{-2} モデルとのフィッティング

図 3-6 経験的グリーン関数として用いる余震（2000年10月17日22時17分）におけるTTRH02, SMNH01, OKYH09, OKYH14の観測加速度波形（地中）と震源変位スペクトル

3.1.5 震源のモデル化

関口・岩田[2001]モデルは最新の情報を用いてモデルの修正が行われており、その結果は過去の地震活動も含めた余震分布から今回の地震の破壊過程を推定した澁谷ら¹⁶⁾の知見とも調和的であり、信頼性が高いと考えられる。そのため、このモデルを初期モデルとして、フォワードモデリングにより最適震源モデルを構築する。

震源モデルの設定手順は以下の通りである。

- ① これまでに発生した内陸地殻内地震における震源モデルの検討結果から^{26),27),28)}、すべり量の大きいところから短周期から長周期までの強震動が生成されるとし、そこに強震動生成域を設定する。
- ② 強震動生成域の位置や大きさを、観測波形に見られる特徴的な波形（フォワードディレクティビティ効果によるパルスなど）に着目し、その周期や振幅が一致するように調整する。この際の観測波形は、強震動生成域からの強震動が支配的と考えられる震源近傍の観測地点での波形とする。
- ③ 合成波形の振幅は強震動生成域の応力降下量や f_{max} の補正で調整する。
- ④ 破壊伝播は関口・岩田のインバージョン結果を参考とする。
- ⑤ 強震動生成域以外の背景領域もモデル化する。
- ⑥ 地震波形と合成波形の比較は震源近傍の SMNH01, TTRH02, OKYH14 の3地点で実施する。

図 3-3、図 3-7 に設定した最適震源モデルを、表 3-5 に震源パラメータを示す。関口・岩田[2001]モデルは5つの断層セグメントを想定しているが、南西～北西にのびるブランチ部分の断層面を無視し、走向 N145E、傾斜角 90 度のひとつの断層面としてモデル化した。強震動生成域（Strong Motion Generation Area, SMGA と呼ぶ）は、すべり量の大きい震源の南東側の浅い部分と深い部分の二箇所に設定された。本論文では、深い方を SMGA1、浅い方を SMGA2 と呼ぶ。破壊領域から強震動生成域を除いた部分が背景領域である。

波形合成は、Irikura²⁹⁾の経験的グリーン関数法に、入倉ら³⁰⁾のすべり速度関数の補正式を適用した方法で実施した。破壊開始地点は、主破壊開始点を参考に、図 3-3、図 3-7 に示す SMGA1 内の★印から円状に広がるとし、破壊が SMGA2 内の★印に到達した後、再び円状に伝播すると仮定した。従って、SMGA2 内での破壊伝播様式は関口・岩田[2001]モデルと整合する。また、破壊伝播速度は関口・岩田[2001]モデルを参考に、SMGA1 内では 2.5km/s、SMGA2 内では 3.0km/s と仮定した³¹⁾。

SMGA1 の面積およびライズタイムは、フォワード側にあたる OKYH14 での地中速度波形に見られた周期約 1 秒程度のパルスを再現できるように試行錯誤を行い設定した。ライ

ズタイムは、0.4秒から1.0秒まで0.1秒刻みで変化させ、最も波形の一致度が高い値を設定した。

その結果、面積は4.8km×6.0km (28.8km²)、ライズタイムは0.6秒とした。なお、余震の面積(1.44km²)から断層の分割幅が1.2kmとなるため、強震動生成域の大きさはこの値の倍数に拘束される。同様にSMGA2はSMNH01の地中観測波形を対象に検討を行い、面積はSMGA1と同じ6.0km×4.8km (28.8km²)、ライズタイムは0.6秒とした、本震と余震の応力降下量の比(C)はSMGA1が7.0、SMGA2が3.5とし、強震動生成域の地震モーメントと応力降下量は(3-8)式、(3-9)式から設定した。

$$M_{0s} = M_{0e} \times C \times N_L \times N_W \times N_D \quad (3-8)$$

$$\Delta\sigma_s = \Delta\sigma_e \times C \quad (3-9)$$

ここで、 M_{0s} は強震動生成域の地震モーメント、 M_{0e} は余震の地震モーメント、Cは本震と余震の応力降下量の比、 N_L 、 N_W 、 N_D は波形合成における重ね合わせ数(N_L は断層長さの分割数、 N_W は断層幅の分割数、 N_D は滑り方向の分割数)、 $\Delta\sigma_s$ と $\Delta\sigma_e$ は強震動生成域と余震の応力降下量である。なお、設定された強震動生成域のライズタイムは1995年兵庫県南部地震の最適震源モデル²⁶⁾における値と同じである。

背景領域については、SMGA1内の★印から破壊が円状に広がると仮定し、強震動生成域と同様に震源変位スペクトルが ω^{-2} モデルに従う波形が生成されると考えて波形合成を行った。宮武によるダイナミックモデルの計算では³²⁾、アスペリティと背景領域での最大すべり速度の大きさは異なるものの、すべり速度関数の形状は似たものとなっている。アスペリティと強震動生成域が同じと考えると、この仮定は近似的に有効と考えられる。

背景領域の面積は、破壊域の面積を菊地・山中³³⁾の地震モーメントをSomerville et al.³⁴⁾の経験式に適用して求め、そこから強震動生成域の面積を減じて設定した。地震モーメントは、全地震モーメントから強震動生成域の地震モーメントを減じて設定した。応力降下量は強震動生成域と同様に設定した。破壊伝播速度はSMGA1と同じ2.5km/sとし、ライズタイムは断層パラメータのスケーリング則に基づき³⁵⁾、強震動生成域のライズタイムから2.04秒と仮定した。

表 3-5 最適震源モデルのパラメータ

項 目		内 容		
震央位置		35.26937N , 133.35669E		
走向, 傾斜, すべり角	deg.	145 , 90 , 0		
震源深さ	km	7.8		
地震モーメント	Nm	9.6×10^{18}		
破壊域の面積	km ²	464		
せん断波速度	km/s	3.5		

項 目		強震動生成域		背景領域
		SMGA1	SMGA2	
重ね合わせ数	km ²	28.8 (4.8×6.0)	28.8 (6.0×4.8)	406.1
上端深さ	deg.	5.6	0.8	0.8
地震モーメント	km	1.99×10^{18}	0.99×10^{18}	6.62×10^{18}
応力降下量	MPa	28	14	2.8
破壊伝播速度	km/s	2.5	3.0	2.5
ライズタイム	s	0.6	0.6	2.04

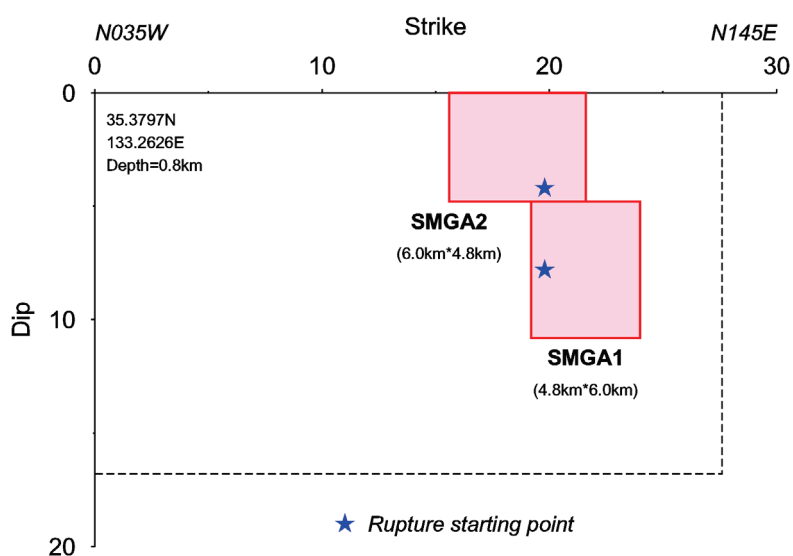


図 3-7 2000 年鳥取県西部地震の最適震源モデル

図 3-8(a)~(c)に SMNH01, TTRH02, OKYH14 の 3 地点における地中観測速度波形と合成速度波形とを比較して示す。図は上から観測波形、強震動生成域と背景領域をあわせた全体の合成波形、SMGA1 のみの合成波形、SMGA2 のみの合成波形、背景領域のみの合成波形、強震動生成域のみ(SMGA1+SMGA2)の合成波形である。

余震記録はその精度を考慮して、SMNH01 と OKYH14 では 0.125Hz~10.0Hz, TTRH02 では 0.3Hz~10.0Hz のバンドパスフィルター処理を行った。当初高周波遮断振動数 (f_{max}) を補正しない合成をしたところ、5Hz 付近以上の振動数領域における合成結果が大きめの評価となったため、本震と余震の f_{max} の補正を実施した。本震の f_{max} を Faccioli³⁶⁾の経験式で評価すると 5.5Hz となり、概ね整合したため、本検討では f_{max} をこの経験式から評価して補正した。ただし、佐藤³⁷⁾は鳥取県西部地震を対象に、KiK-net での観測波形を用いて f_{max} に関する検討を行っており、 f_{max} には明瞭な地震規模依存性は見られないという報告もある。本震と余震の震源放射特性の違いは、それぞれのセンスが異なる時のみ、補正係数を -1 とし、これを合成波形に乗じて補正した。

いずれの地点においても、断層破壊の指向性効果によるパルス状の波形が良く再現できている。特に、断層走向方向にあたる OKYH14 では主要動部の初期に見られる 1 秒程度のパルスが良く再現できている。最大値については多少ばらつきが見られ、TTRH02 では、上下方向は観測波形と合成波形との一致度は高いが、水平方向の合成波形は大きめの評価となっている。これは、兵庫県南部地震でのポートアイランドでの鉛直アレー観測波形などからわかるように、上下動に比べ水平動の方が地盤の非線形の影響を受けやすいため³⁸⁾と考えられる。TTRH02 の地中観測点は花崗岩中に設置されているが、 V_s は 790m/s と花崗岩としては小さく一様に風化が進んだ状態と考えられること^{39),40)}、地表付近の地盤は顕著な非線形性を示していることから⁴¹⁾、ここでの観測波形は地盤の非線形性の影響を受けている可能性が高いと考えられる。

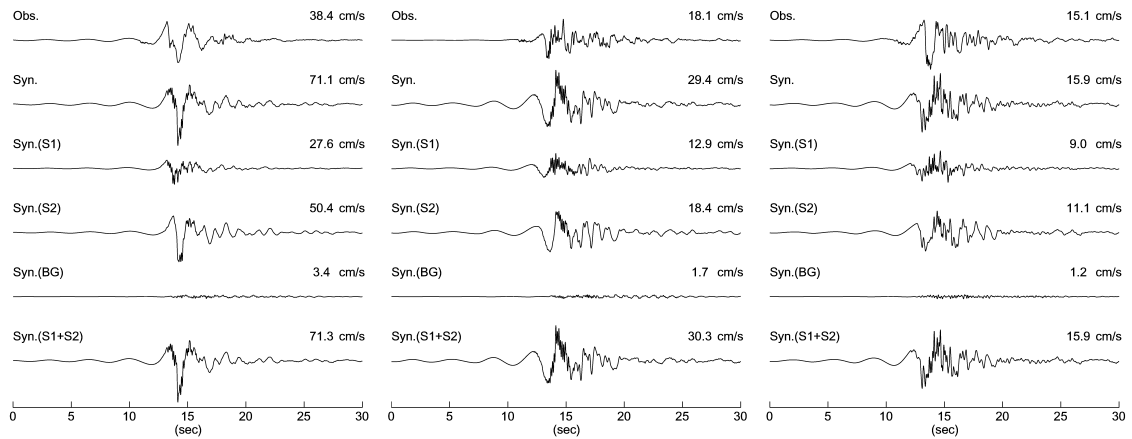
SMNH01 においては、NS 方向の一致度は波形、最大値ともに高いが、EW 方向および上下方向では最大値の一致度が低い。これは応力降下量の設定だけでは説明できなく、今回は符号のみで補正した本震と余震の震源放射特性の違いを補正することが重要であることを示唆するものと考えられる。

図 3-8(a)~(c)からわかるように、3 地点ともに全体の合成波形と強震動生成域のみを考慮した合成波形には大きな差異は見られず、背景領域の寄与は小さいことがわかる。図 3-9 には 3 地点での観測波形と強震動生成域のみを考慮した合成波形の NS 成分の変位フーリエスペクトルをそれぞれ比較して示す。一部の周波数帯域では小さめに評価しているもの

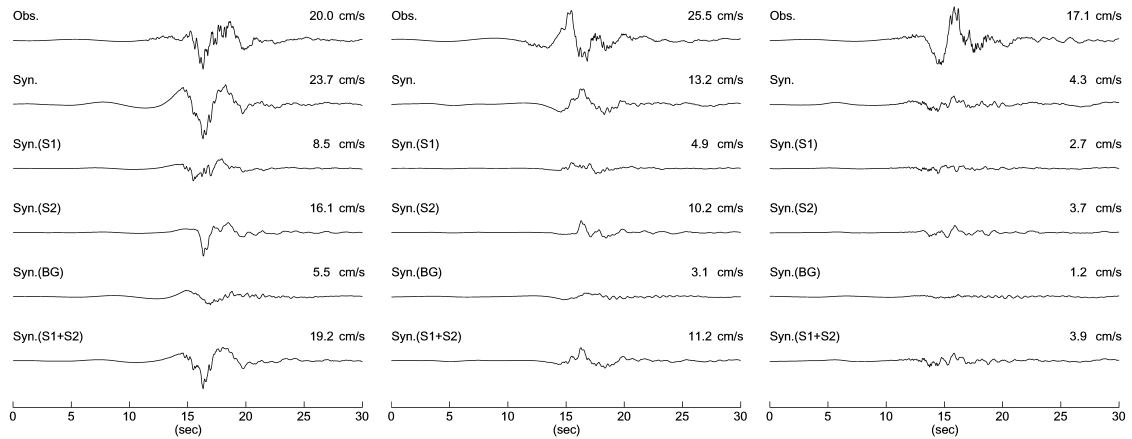
の、変位フーリエスペクトルは低周波から高周波までの広い周波数領域において概ね一致していると考えられる。

今回の最適震源モデルは、すべり量の大きい領域に強震動生成域を設定し、短周期地震動も長周期地震動もそこから生成されると考えて得られたものである。一方、松元・岩田⁴²⁾は経験的グリーン関数法を用いたエンベロップインバージョンから、断層面上での高周波地震動の生成過程の推定を行い、高周波発生強度の高い領域は波形インバージョンで得られたすべりの大きい領域の周囲に分布していることを示している。これは、高周波地震動は強震動生成域以外の部分からも多く放出されるということを意味しており、エンベロップインバージョンの精度がまだ十分ではないものの、震源モデルの構築にとっては重要な問題であり、今後の検討課題としたい。

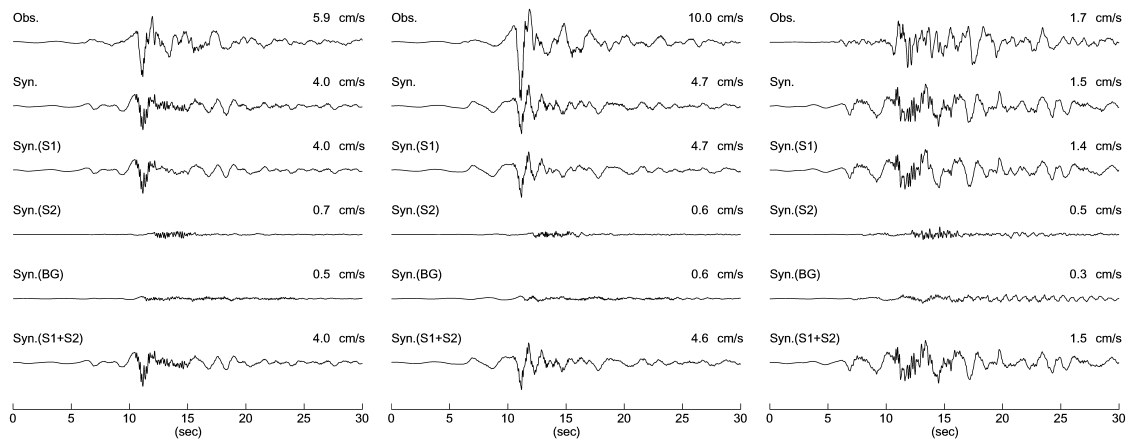
本検討では、破壊開始地点を梅田らの主破壊開始点を参考に震源の南東に位置する SMGA1 内に設定し、かつ SMGA2 も南東から北西に破壊伝播するように破壊開始点を設置することによって、関口・岩田[2001]モデルと整合させている。これに対して、通常考えられるような震源から同心円状に破壊伝播するとした場合の合成波形を図 3-10 に示す。フォワードとなる TTRH02 および OKYH14 では同程度の結果が得られるが、バックワードとなる SMNH01 にはパルス状の波形は再現できない。このことは、鳥取県西部地震の震源モデルでは、破壊伝播様式が複雑なため、これを適切に評価することが重要であることを示していると考えられる。



(a) TTRH02



(b) SMNH01



(c) OKYH14

図 3-8 TTRH02, SMNH01, OKYH14 における地中観測速度波形と合成速度波形との比較 (上から, 観測記録, 合成結果, SMGA1 のみ, SMGA2 のみ, 背景領域のみ, 強震動生成域のみの合成結果)

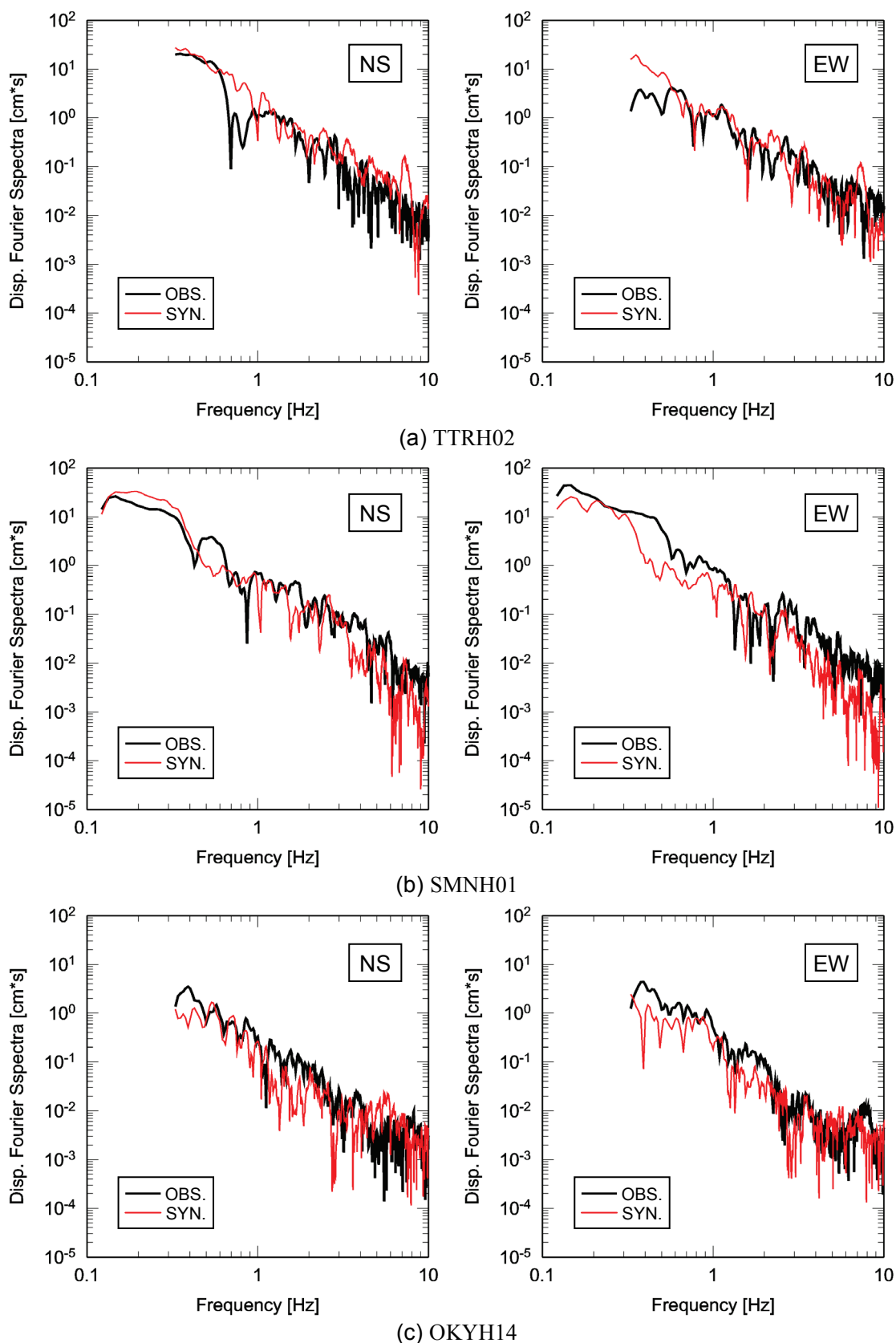


図 3-9 TTRH02, SMNH01, OKYH14 における地中観測波形と合成波形との変位フーリエスペクトルの比較

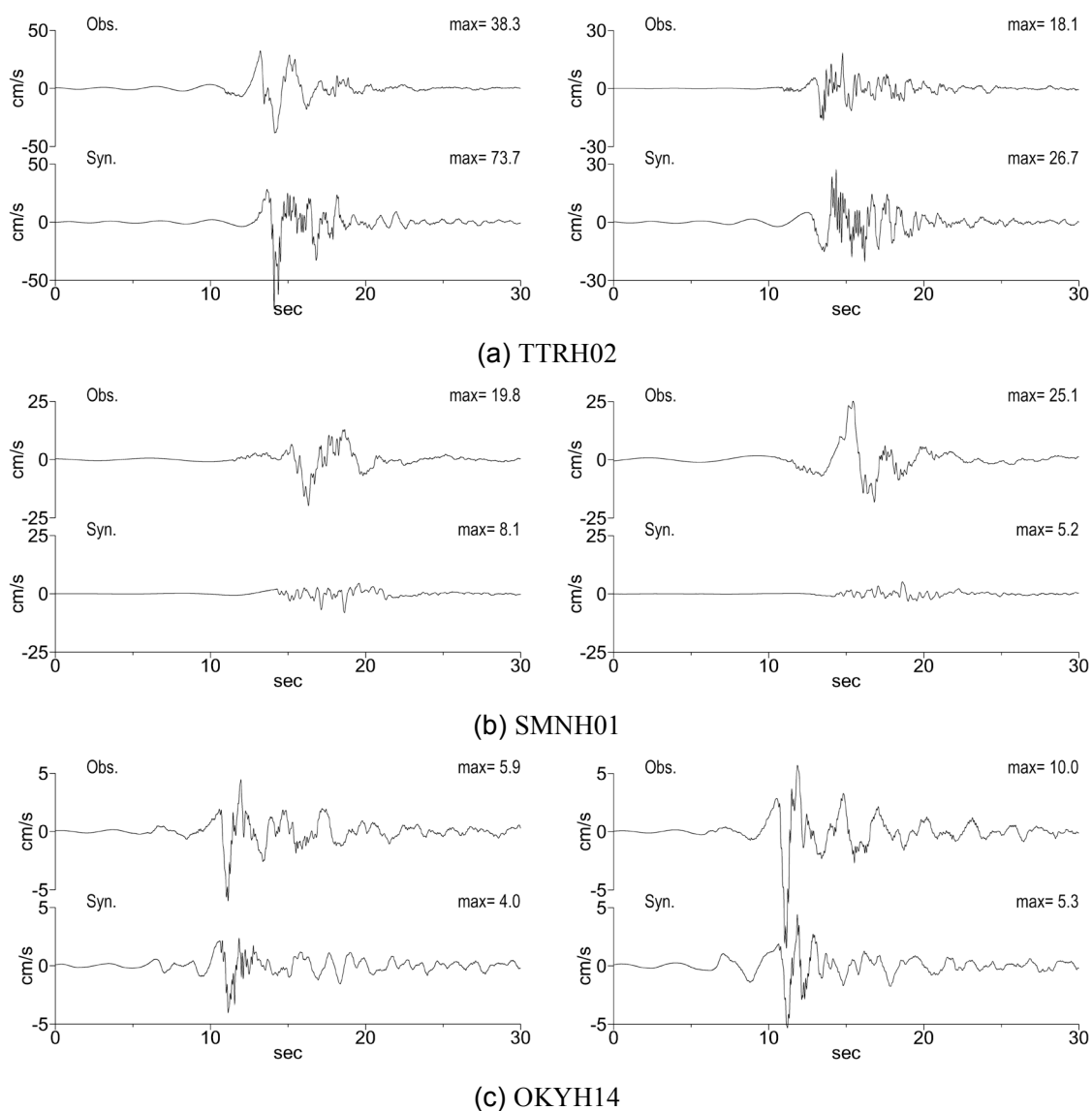


図 3-10 地中の観測速度波形と震源から同心円状に破壊伝播するとした場合の合成速度波形（強震動生成域のみを考慮）の比較

3.1.6 震源周辺の強震動シミュレーション

設定した最適震源モデルを用い、震源周辺の地震観測地点を対象に経験的グリーン関数法を用いた強震動シミュレーションを実施した。KiK-net は地中観測地点を対象とした。

図 3-11 に KiK-net の観測地点のうち、震源から少し離れた赤碕 (TTRH04)、岡山 (OKYH03)、口和 (HRSH06) の 3 地点における EW 成分の加速度と速度について、観測波形と合成波形とを比較して示す。余震記録にはそれぞれの波形の精度に基づきバンドパスフィルター (TTRH04 : 0.125Hz~10.0Hz, OKYH03, HRSH06 : 0.4Hz~10.0Hz) を作用させている。

各地点とも合成加速度波形の継続時間や包絡形状は観測波形と良く一致している。合成速度波形についても、長周期波形の位相や形状はよく再現できている。OKYH03 の観測波形には、OKYH14 よりも振幅は小さいが、フォワードディレクティビティ効果による同様のパルス状の波形が見られるが、これについてもよく再現できている。

最大加速度の再現精度は f_{max} の補正により高くなっているものの、最大速度はこれに比べるとやや低く、長周期成分の評価精度がやや低いことが考えられる。前述のように、震源近傍の観測点では、合成波形におよぼす背景領域の寄与は小さく、震源の近くに強震動生成域が見られることから、地震動は強震動生成域のみから生成される強震動によりほぼ説明できると考えられる。一方、図 3-11 に示すように、震源から離れた TTRH04 では、背景領域でのモーメント解放量が大きく、しかも強震動生成域と背景領域までの距離がほぼ等しくなることから背景領域から生成される長周期地震動の寄与が大きくなっている。

図 3-12(a), (b) に K-NET および KiK-net の観測地点における観測波形に対する合成波形 (強震動生成域のみを考慮した場合) の最大値の比 (合成/観測) を示す。各図の標準偏差は、K-NET の観測点が 0.57 と 0.52 (最大加速度と最大速度)、KiK-net が 0.32 と 0.31 であり (一つだけ大きくはずれた TTRH02 を除く)、KiK-net に比べ K-NET の方がばらつきが大きいことがわかる。これは、震源から半径 50km 程度の範囲では地表の最大加速度が概ね 200cm/s^2 を超えていることから⁴³⁾、地中の観測点である KiK-net に比べ、地表の観測点である K-NET の観測波形は地盤の非線形性の影響を大きく受けたためと考えられる。

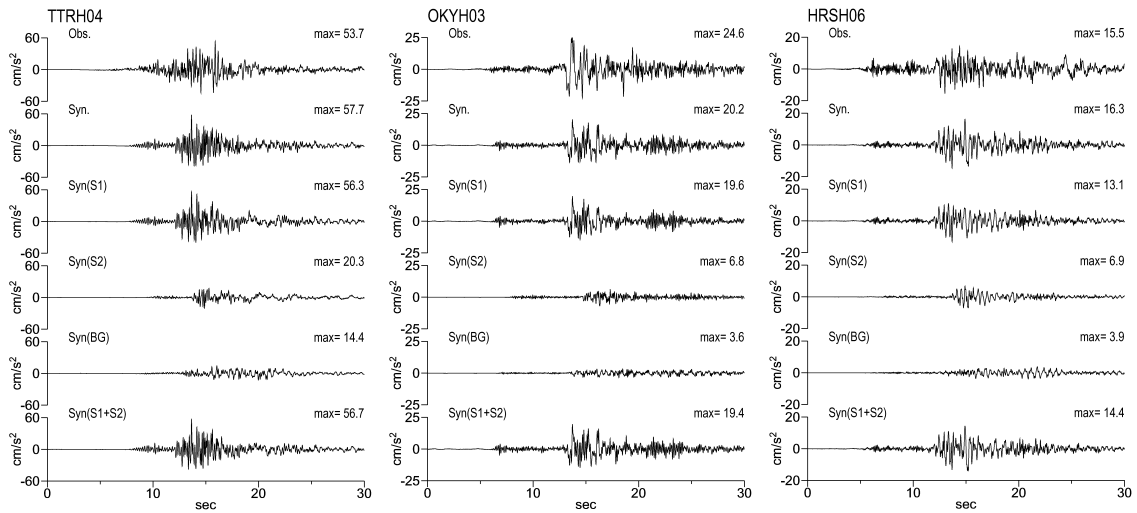
本検討では本震と余震の震源放射特性の違いは符号のみでしか考慮していない。そのため、前述のように SMNH01 で見られたような成分によって観測波形と合成波形の一致度が異なる現象は震源放射特性によるものと考えられる。釜江ら²⁶⁾は既往の震源放射特性に関する観測的な研究に基づき、本来周波数に依存しない震源放射特性について、その周波数依存性を考慮する方法を提案している。彼らは 0.5Hz 以下では理論的放射特性を示し、5Hz 以上では等方的になるとしている。ここでは、0.5Hz 以下 (2 秒以上) の長周期成分を対象

に、本震と余震のラディエーションパターン係数を理論的に求め、その比を補正係数とし、これを合成波形の最大値に乗じるという方法で震源放射特性の補正を行った。

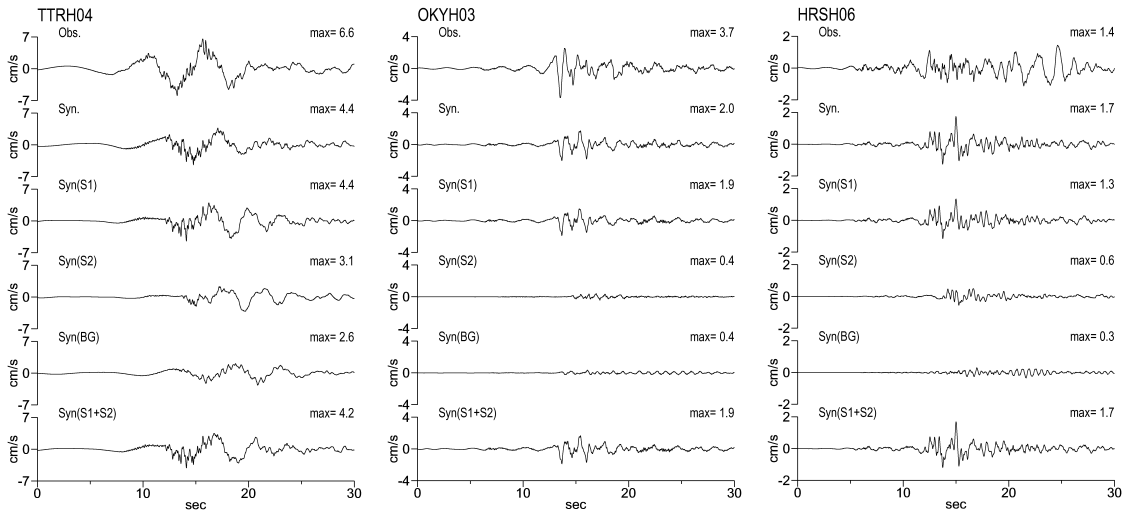
本震のラディエーションパターン係数は、一様なすべり角を想定して分割小断層毎に求められるが、**図 3-3**に示すように断層面のすべり角は一様ではないため、ここでは強震動生成域での平均値を使用した。この補正は、地震動におよぼす地盤の非線形性の影響が小さいと考えられる KiK-net の地中観測地点に対して実施した。

図 3-13(a),(b)に観測波形に対する合成波形の最大速度値の比と震央距離との関係を震源放射特性の補正前・後について、Radial 方向と Transverse 方向についてそれぞれ示す、合成波形は強震動生成域のみを考慮した場合である。

震源放射特性の補正を行わない場合、特に震源ごく近傍の観測点では最大値の比が大きくずれていることがわかる。これに対して、震央距離が伸びるにつれて最大値の比は一定値に近づいていることがわかる。これは、適切な余震を選択したこと、震央距離が遠くなることにより断層の広がりの影響が薄れ、点震源に近くなるためと考えられる。これに対して、震源放射特性の補正を行うことにより、震源に近い観測点での最大値の比が改善されており、補正の有効性を示唆するものとする。



(a) 加速度



(b) 速度

図 3-11 震源からやや離れた観測地点である TTRH04, OKYH03, HRSH06 における地中観測波形と合成波形との比較 (EW 成分)

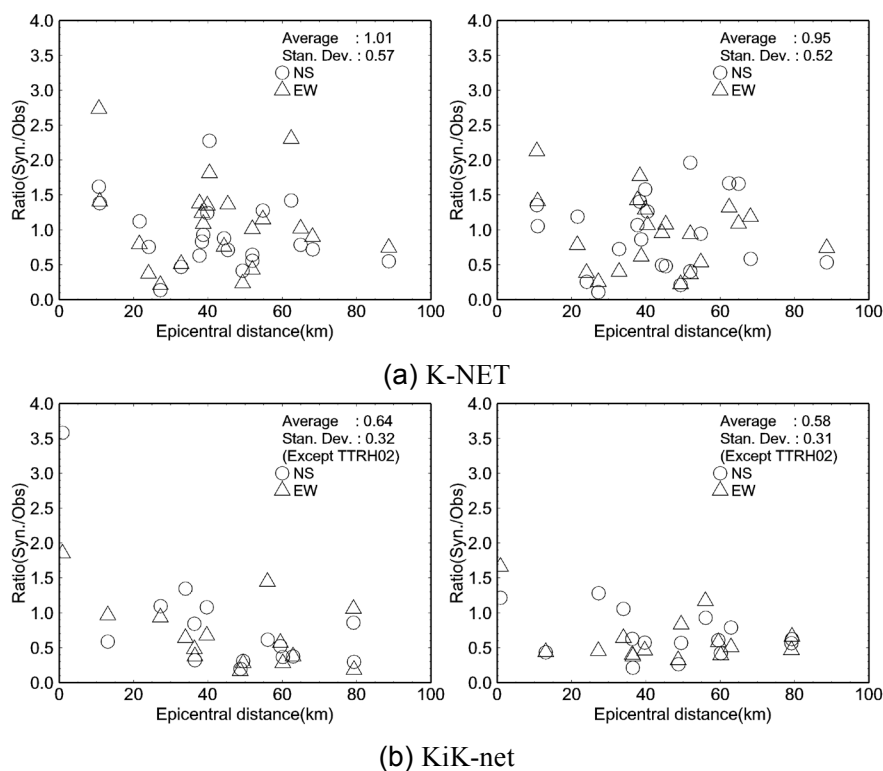


図 3-12 観測波形と合成波形（強震動生成域のみ）との最大値の比と震央距離との関係

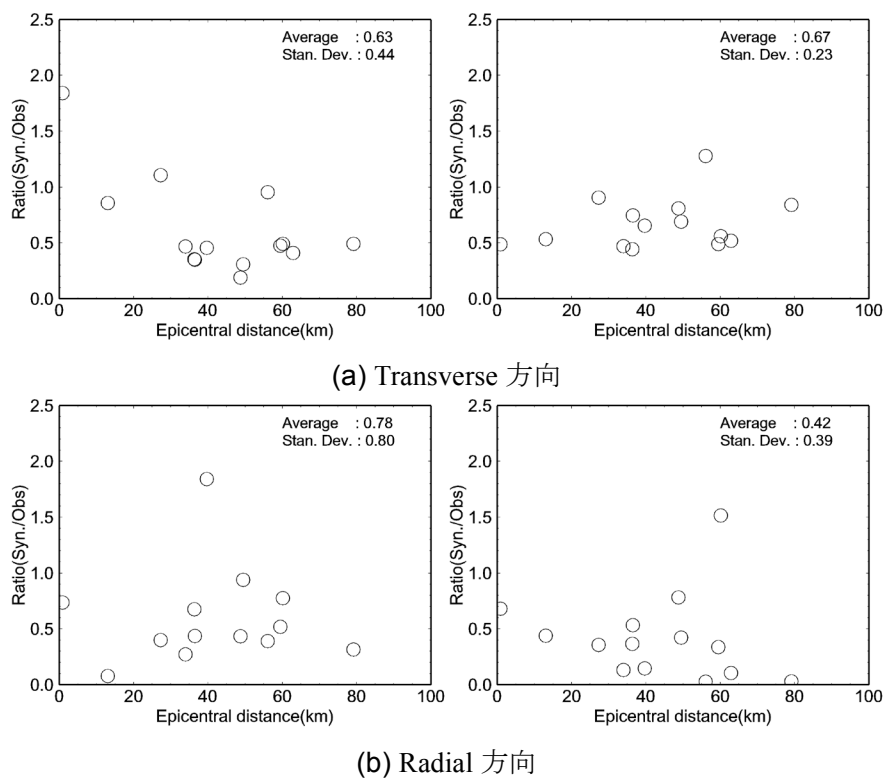


図 3-13 観測波形と合成波形（強震動生成域のみ）との最大値の比と震央距離との関係に及ぼす震源放射特性の影響

3.1.7 まとめ

2000年10月6日鳥取県西部地震の最適震源モデルを経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより構築した。その結果、二箇所（震源の南西側の浅い部分と深い部分）の強震動生成域と背景領域からなるモデルを提案した。

- (1) 震源ごく近傍の観測点の強震動は、震源の南西側の深い部分と浅い部分の二つの強震動生成域（Strong Motion Generation Area: SMGA）から生成される強震動によりほぼ説明できた。そのサイズ、地震モーメントおよび応力降下量は深い部分（SMGA1）が $4.8\text{km} \times 6.0\text{km}$, $1.99 \times 10^{18}\text{Nm}$, 28MPa , 浅い部分（SMGA2）が $6.0\text{km} \times 4.8\text{km}$, $0.99 \times 10^{18}\text{Nm}$, 14MPa である。
- (2) 震源から離れた地点では、強震動生成域以外の背景領域から生成される長周期地震動の影響が大きくなる。
- (3) 震源の破壊伝播様式は複雑であり、震源から破壊が同心円状に伝播すると考えた場合には、破壊伝播の方向が異なるため震源ごく近傍の SMNH01 での観測波形は再現できない。このことは、鳥取県西部地震では、震源の破壊過程が重要であったことを示唆するものと考えられる。また、将来の大地震を想定した強震動予測では、震源の破壊過程も重要なパラメータであると考えられる。
- (4) 構築した最適震源モデルを用いて震源周辺（震央距離約 70km 以内）の地震観測地点を対象に強震動シミュレーションを行った。その結果、加速度合成波形の継続時間や包絡形状、速度合成波形の位相や形状はよく再現できた。最大値の一致度は、KiK-net 観測地点に比べ K-NET 観測地点の方がばらつきは大きく、地盤の非線形性の影響を強く受けたためと考えられる。
- (5) 本震と経験的グリーン関数として用いた余震との震源放射特性の違いを考慮することによって、震源に近い観測点での最大値の一致度が改善され、震源放射特性の補正の有効性が示唆された。

3.2 2004年新潟県中越地震 (Mj6.8)の震源モデルの構築^{44), 45)}

3.2.1 地震の概要

2004年新潟県中越地震は新潟堆積盆地東縁の断層褶曲帯の中で発生した Mj6.8の地震である。余震の震央は北北東-南南西方向に長さ約30km, 幅約20kmに広く分布している。余震分布を詳細に分析すると, ①本震(2004年10月23日17時56分)を含む高角北西下がりの分布, ②本震直後に発生した Mj6.5の最大余震(10月23日18時34分)を含む①の余震分布と平行な分布, ③余震域の東端に位置し同年10月27日10時40分に発生した Mj6.1の余震を含む①, ②の余震分布とほぼ直交する分布の三種類が認められ, それぞれに対応した複数の断層面が推定されている⁴⁶⁾。本震の発震機構は北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型と考えられている。

この地震では, 1995年兵庫県南部地震以降初めて震度7が新潟県北魚沼郡川口町(現在, 長岡市)で観測された³⁾。それ以外にも震度6強が長岡市と小千谷市で, 震度6弱が長岡市, 十日町市, 刈羽村, 魚沼市で観測された。同様に, 震源近傍では極めて大きい地震動が観測され, 1Gを超える最大加速度の地震動が K-NET 十日町 (NIG021) と K-NET 小千谷 (NIG019) で観測された。前述のように規模の大きい余震も複数発生し, 震度6弱以上の揺れを観測した余震は4回発生している。

震源近傍を中心に大きな被害が発生した。住家は全壊3,175棟を含む122,667棟, 非住家は41,737棟が一部損壊以上の被害を受けた。特に, 震度7が観測された川口町では全壊率は40%を超え, 震度6強の小千谷市でも10%を超えている。また, 多くの場所で斜面崩壊等が発生し, 道路構造物には6,064箇所被害が発生した。河川にも229箇所の被害が発生した⁴⁷⁾。

表3-6に地震の諸元を, 図3-14に震央位置および周辺の地震観測地点を示す。

表 3-6 2004 年新潟県中越地震の諸元³⁾

項目	内容
発生日時	2004/10/23 17:56
震央位置	37.292N, 138.867E
震源深さ	13.1km
規模	Mj6.8
最大震度	震度 7 ・新潟県北魚沼郡川口町 (現在：長岡市)

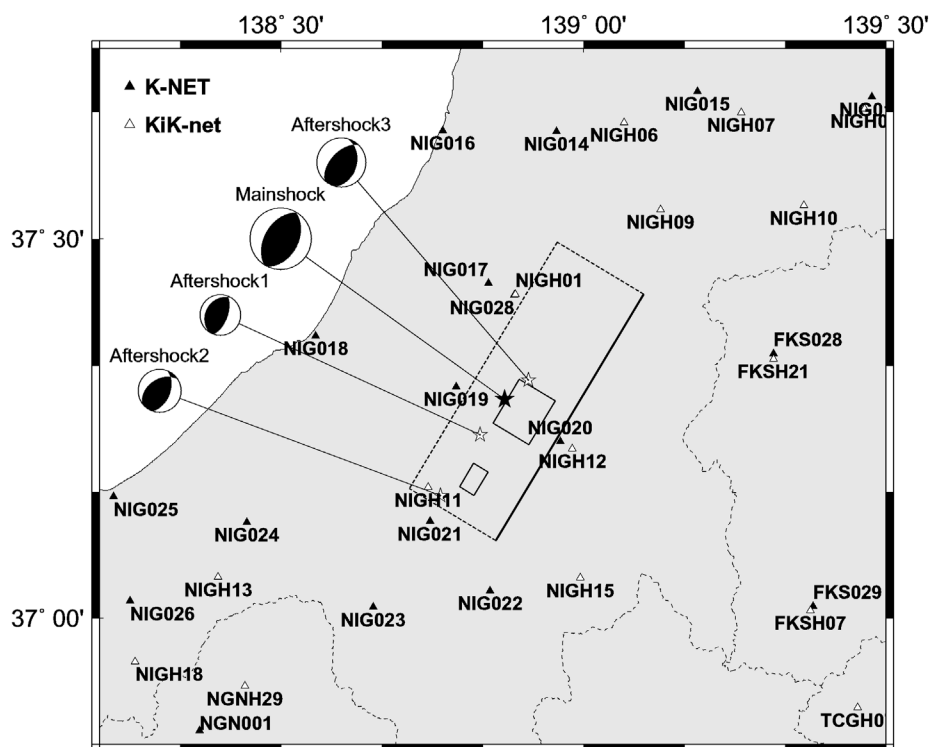
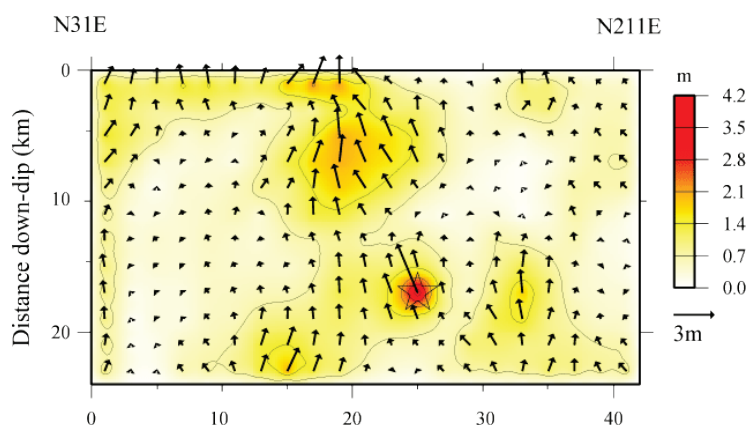


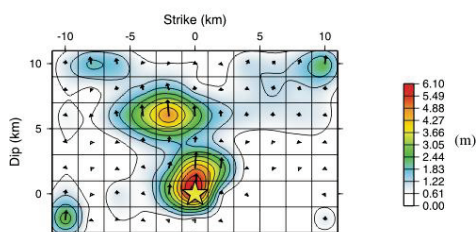
図 3-14 2004 年新潟県中越地震の震央位置と周辺の地震観測地点および経験的グリーン関数に用いる余震の震央位置

3.2.2 震源破壊過程

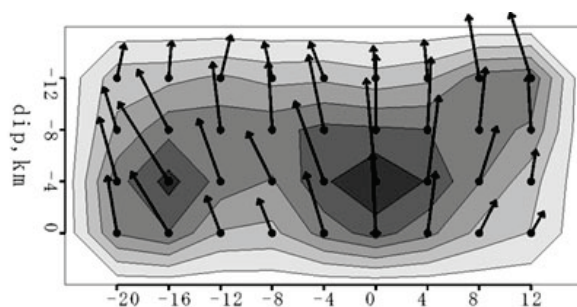
2004年新潟県中越地震では Honda et al.⁴⁸⁾, 八木⁴⁹⁾, 山中⁵⁰⁾等により震源の破壊過程が報告されている。いずれも、地震動記録を用いた波形インバージョン解析により得られたものであり、複雑な震源の破壊過程が示されている。図3-15にすべり分布図を示す。インバージョン解析の条件が異なるため、すべり分布には差異が見られるが、共通の特徴として震源近傍付近にすべり量が大きい領域が見られる。



(a) Honda et al.⁴⁸⁾



(b) 八木⁴⁹⁾



(c) 山中⁵⁰⁾

図3-15 2004年新潟県中越地震の震源破壊過程

3.2.3 経験的グリーン関数として用いる余震記録

2004年新潟県中越地震では複数の余震が発生している。図3-16に本震直後から2004年10月31日までに発生したMj4.0~5.5の地震の震源分布を示す。この余震の中から、震源メカニズムが本震と類似しており、さらに合成波形と観測波形の一致度を評価する地震観測地点で地震動が観測されている地震を経験的グリーン関数法として用いる余震とする。本検討では、震源を取り囲むようにK-NET長岡(NIG017)、K-NET小千谷(NIG019)、K-NET小出(NIG020)、K-NET十日町(NIG021)、K-NET塩沢(NIG022)の5地震観測地点を、合成波形と観測波形の一致度を評価する地震観測地点として設定した。

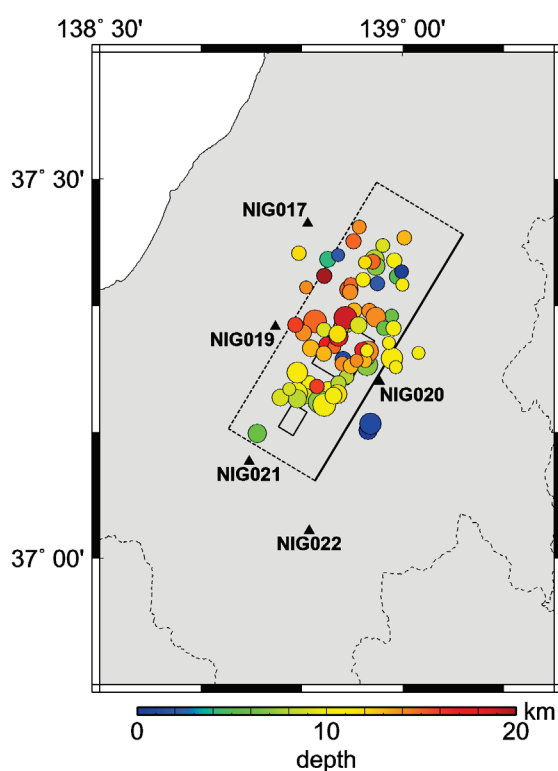


図 3-16 2004 年新潟県中越地震の余震の震源分布

その結果、5地点の地震観測地点で共通に地震動が観測された適切な余震が見当たらなかったことから、本検討では観測地点に応じて3つの余震を使い分けることとした。選定した余震は、2004年10月24日14時21分に発生したMj4.7の地震、2004年10月25日1時27分に発生したMj4.5の地震、そして2004年10月23日23時34分に発生したMj5.4の地震である。それぞれAftershock-1、Aftershock-2、Aftershock-3と呼ぶ。表3-7に余震とその諸元を、図3-14および図3-17に余震の震央を示す。本震と余震のメカニズム解は類似していることが分かる。

余震のパラメータは2000年鳥取県西部地震の検討と同様に震源周辺のKiK-netの地中観測記録から震源変位スペクトルを算出し、それぞれのコーナー周波数から評価した。検討に用いる地震観測点はAftershock-1が長岡(NIGH01)、下田(NIGH09)、六日(NIGH15)の3地点、Aftershock-2がNIGH09、牧(NIGH13)、NIGH15の3地点、Aftershock-3が加茂(NIGH06)、NIGH09、NIGH13、NIGH15の4地点である。

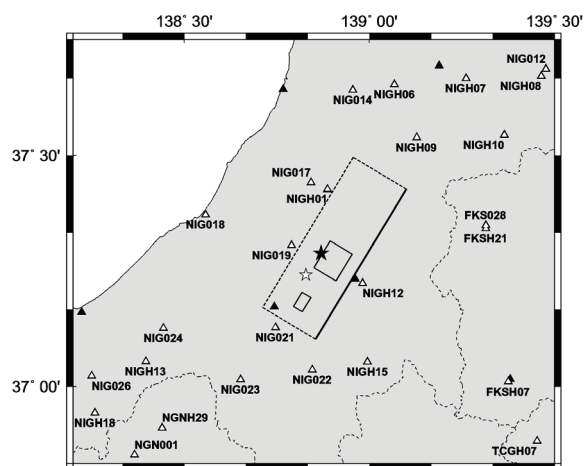
震源変位スペクトルの算定においては、幾何減衰と媒質のQ値($Q=21f^{0.89}$)^{51),52)}による減衰の補正を実施する。図3-18~図3-20に各地点における加速度時刻歴と震源変位スペクトルを示す。

Aftershock-1では、震源変位スペクトルから読み取った f_c はNIGH01が0.98Hz、NIGH09が0.93Hz、NIGH15が0.94Hzである。この f_c から(3-3)式と(3-4)式を用い応力降下量を算出すると2.51MPa、2.22MPa、21.6MPaとなるため、平均値の $\Delta\sigma_e=2.3\text{MPa}$ をAftershock-1の応力降下量とする。なお、(3-4)式で用いる M_0e はF-netの値($1.36\times 10^{16}\text{Nm}$)を、 β は3.5km/sとした。

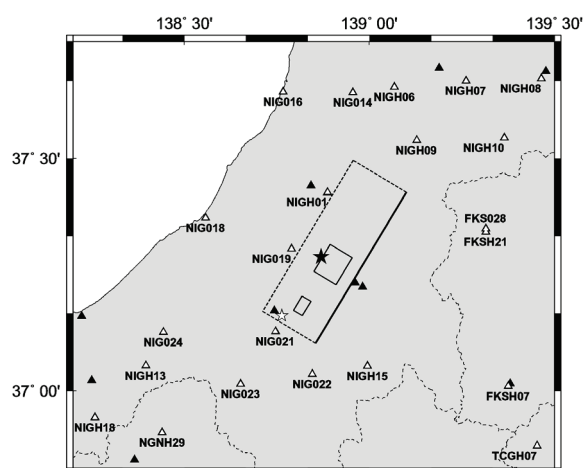
Aftershock-2、Aftershock-3についても同様の方法でパラメータを算出した。Aftershock-2の f_c はNIGH09が1.05Hz、NIGH13が1.07Hz、NIGH15が1.11Hz、Aftershock-3の f_c はNIGH06が1.09Hz、NIGH09が1.07Hz、NIGH13が1.11Hz、NIGH15が1.08Hzである。両地震とも M_0e はF-netの値(Aftershock-2= $4.16\times 10^{15}\text{Nm}$ 、Aftershock-3= $4.14\times 10^{16}\text{Nm}$)を使用した。

表 3-7 経験的グリーン関数に用いる余震の諸元

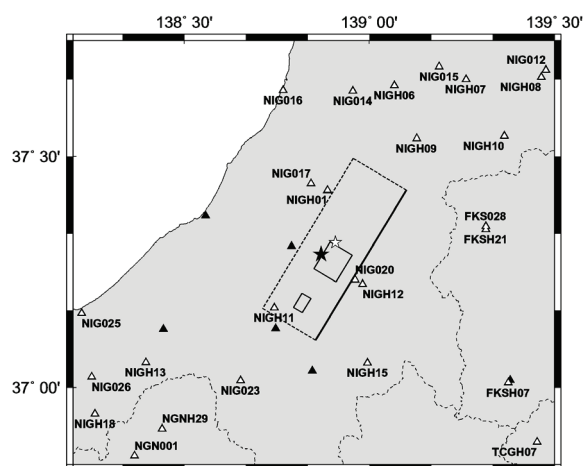
項目		Aftershock-1	Aftershock-2	Aftershock-3
発生日時		2004/10/24 14:21	2004/10/25 01:27	2004/10/23 23:34
震央位置		37.242N, 138.829E	37.162N, 138.764E	37.314N, 138.909E
震源深さ	km	11.5	6.3	19.9
規模	Mj	4.7	4.5	5.4
面積	km ²	6.0	4.5	4.5
地震モーメント	Nm	1.36×10^{16}	4.16×10^{15}	4.14×10^{16}
応力降下量	MPa	2.3	1.0	10.5



(a) Aftershock-1 (2004/10/24 14:21(Mj4.7))

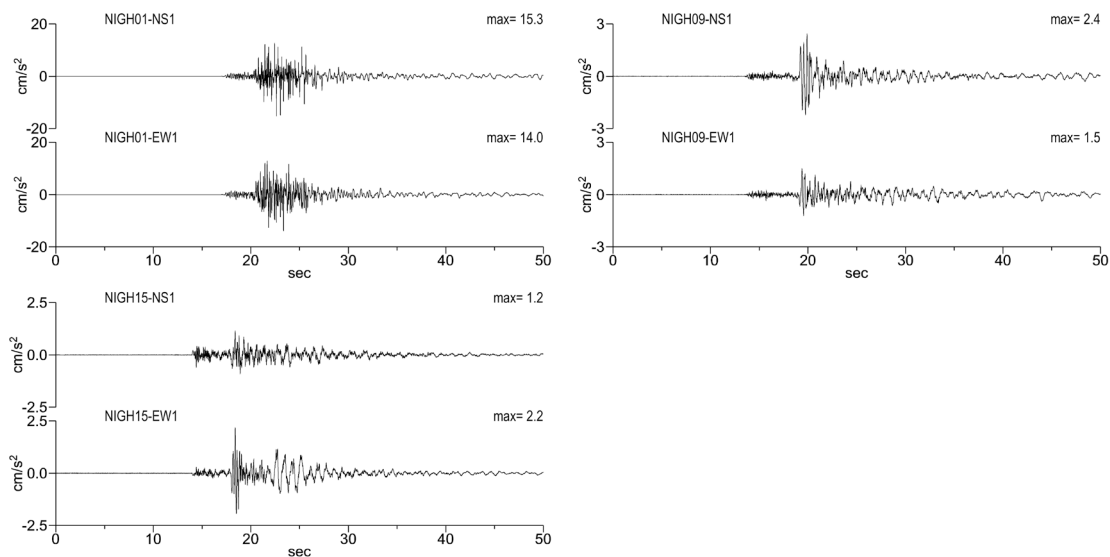


(b) Aftershock-2 (2004/10/25 01:27(Mj4.5))

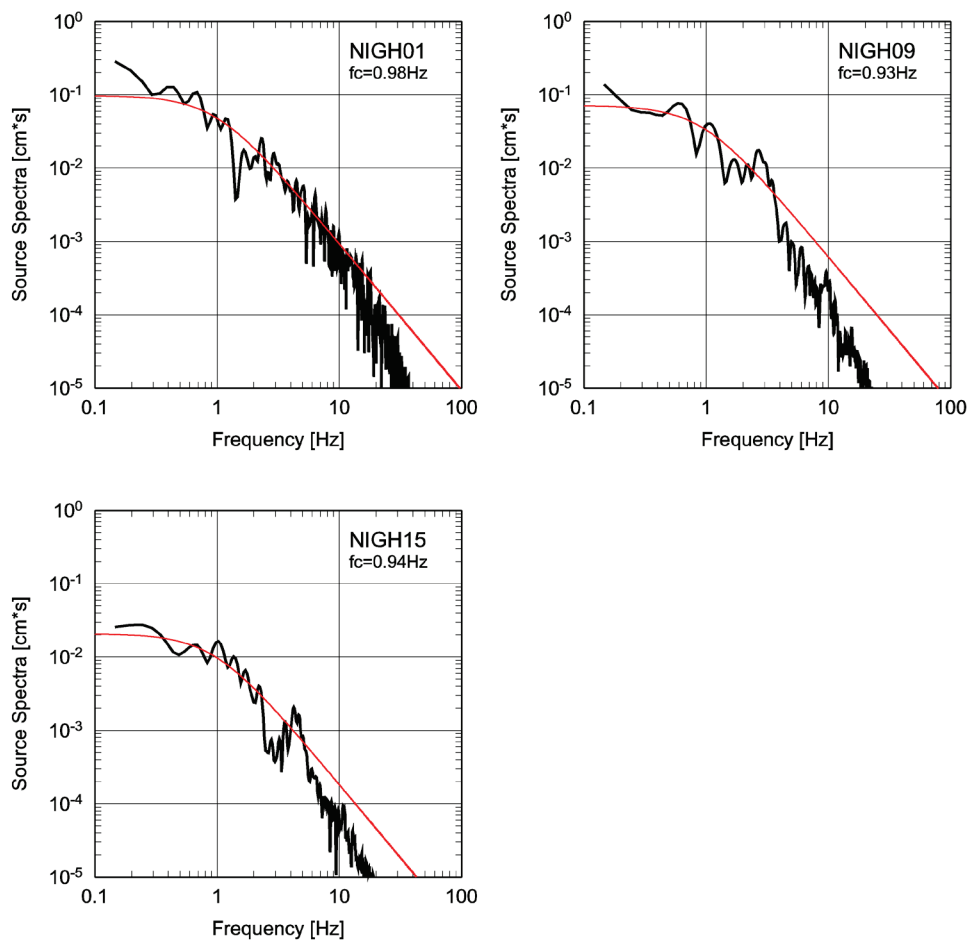


(c) Aftershock-3 (2004/10/23 23:34(Mj5.4))

図 3-17 本震の震央位置 (★) と経験的グリーン関数として使用する余震の震央位置 (☆) の関係, および余震で地震動が得られた K-NET および KiK-net 地震観測地点 (▲ は地震動が得られていない地震観測地点)

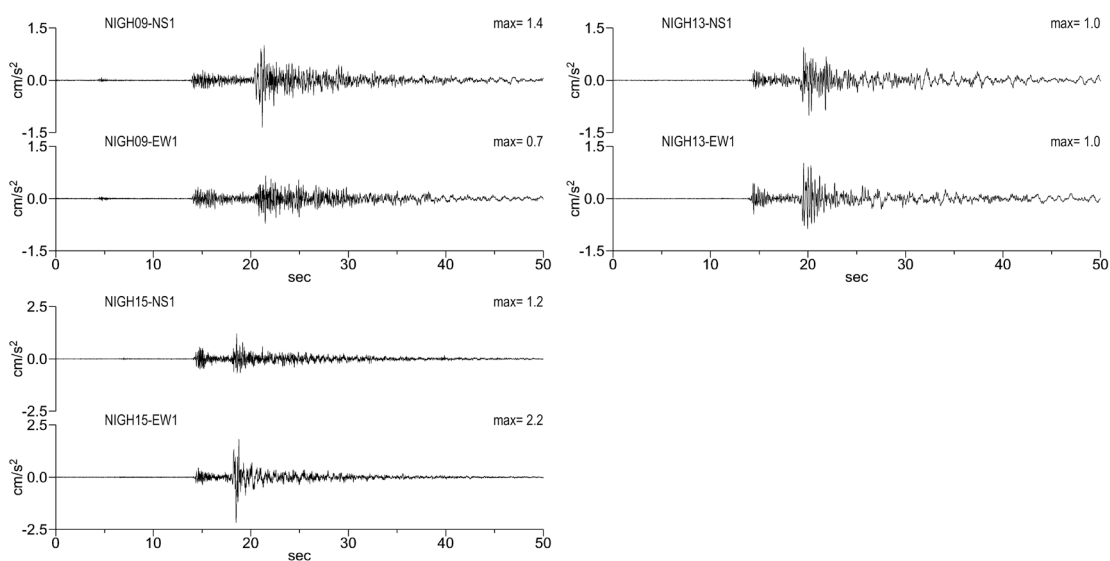


(a) 加速度時刻歴波形

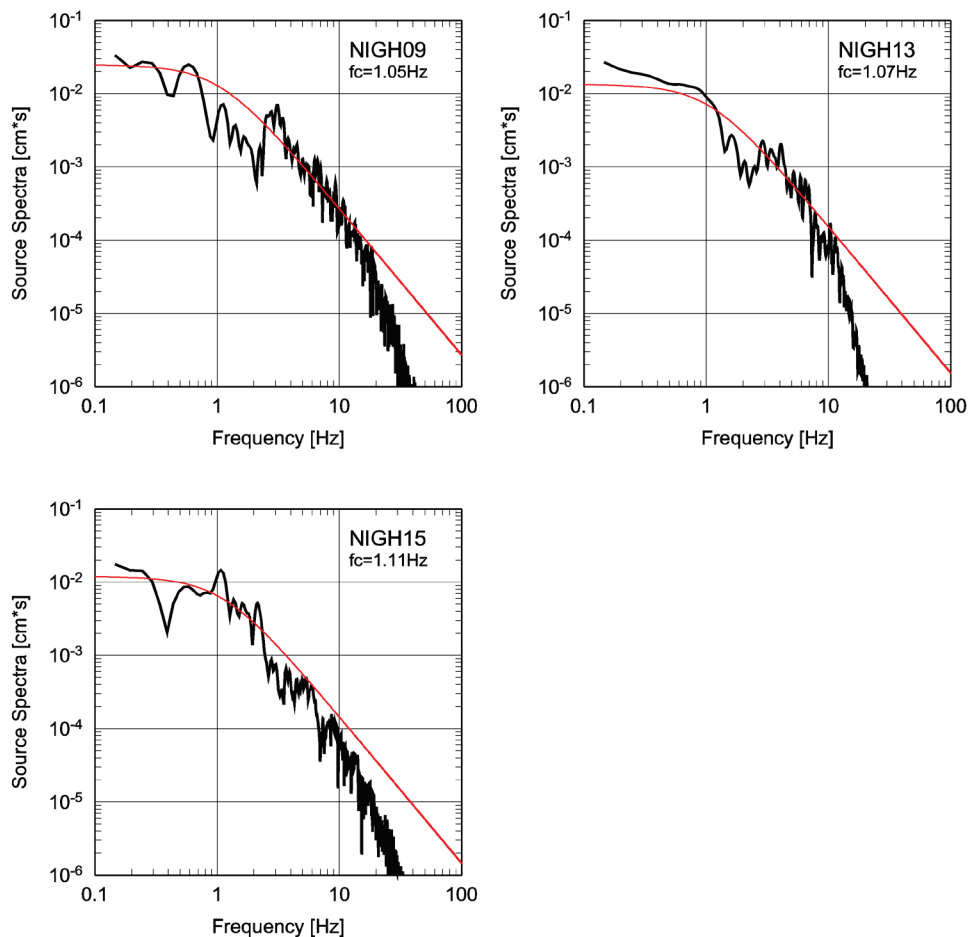


(b) 震源変位スペクトルと ω^{-2} モデルとのフィッティング

図 3-18 経験的グリーン関数として用いる余震 (2004 年 10 月 24 日 14 時 21 分) における NIGH01, NIGH09, NIGH15 の観測加速度波形 (地中) と震源変位スペクトル

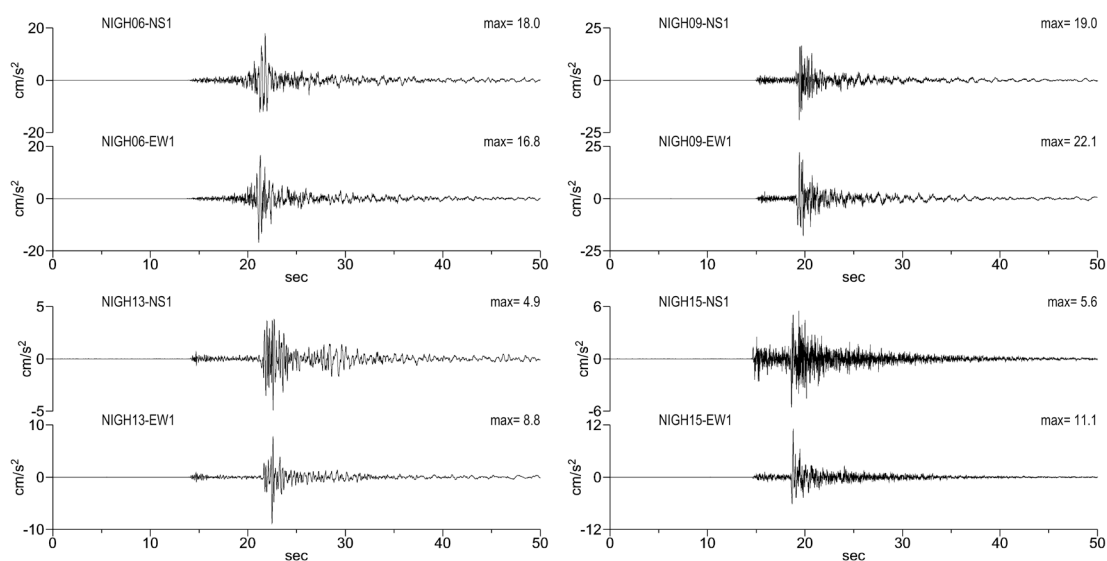


(a) 加速度時刻歴波形

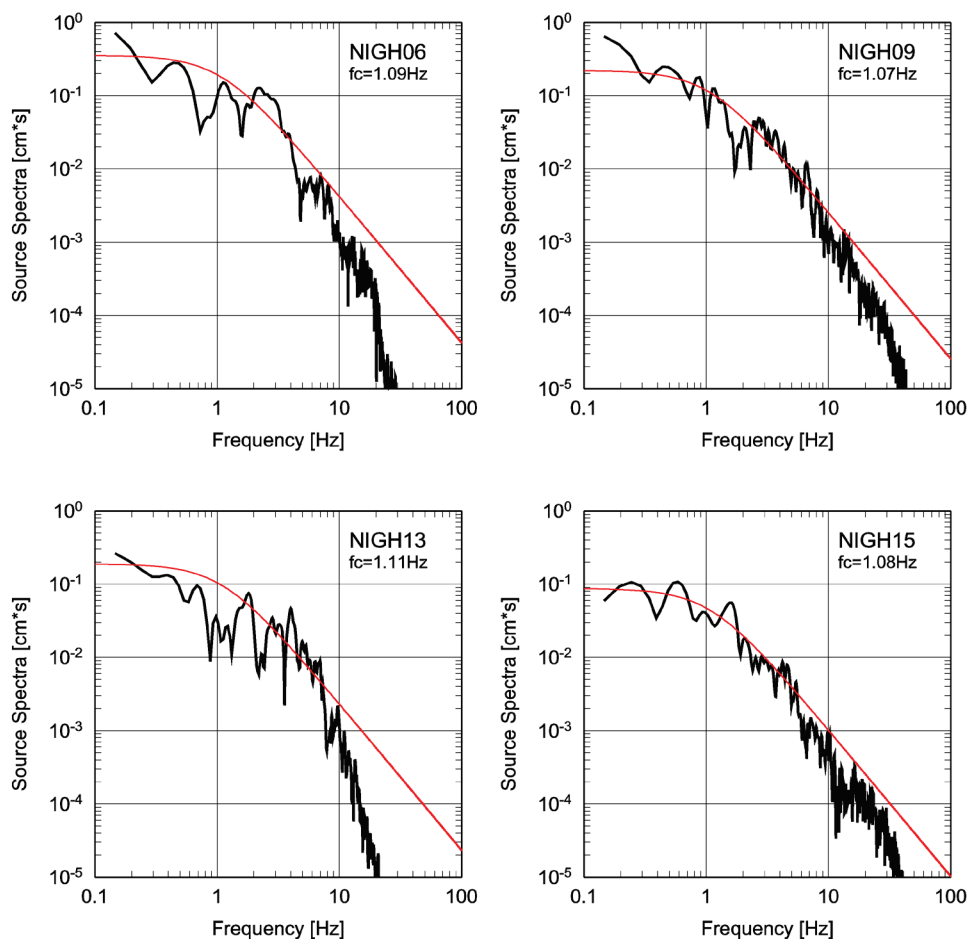


(b) 震源変位スペクトルと ω^{-2} モデルとのフィッティング

図 3-19 経験的グリーン関数として用いる余震 (2004 年 10 月 25 日 01 時 27 分) における NIGH09, NIGH13, NIGH15 の観測加速度波形 (地中) と震源変位スペクトル



(a) 加速度時刻歴波形



(b) 震源変位スペクトルと ω^{-2} モデルとのフィッティング

図 3-20 経験的グリーン関数として用いる余震 (2004 年 10 月 23 日 23 時 34 分) における NIGH06, NIGH09, NIGH13, NIGH15 の観測加速度波形 (地中) と震源変位スペクトル

3.2.4 震源のモデル化

震源近傍域の観測記録を使った経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより断層面上の強震動生成域の位置、大きさ、応力降下量を定量化する。この手順は、2000年鳥取県西部地震と同じである。

強震動生成域の位置や個数の初期モデルは、本多他などの波形インバージョン結果を参考に、震源近傍と震源の南側の二箇所とした。波形合成に際してはS波速度3.5km/s、破壊伝播速度はインバージョン解析結果を参考に2.0km/sと2000年鳥取県西部地震に比べるとやや小さい値とした。

観測波形と合成波形の一致度を評価する地震観測地点には、震源を四方から取り囲むようにNIG017, NIG019, NIG020, NIG021, NIG022の5地点とした。初期モデルを用いて上記の5観測地点に対して経験的グリーン関数法による波形合成を行い、観測波形の継続時間やパルス状の特徴的な波形が再現できるように、強震動生成域の位置や面積、ライズタイム等のパラメータ調整を実施した。

図3-21に最終的に決定した最適震源モデルを、表3-8に震源パラメータを示す。最適震源モデルは、震源近傍(SMGA1)及び震源の南西方向(SMGA2)に位置する2つの強震動生成域から構成されている。なお、全ての観測点で共通に観測された余震がなかったため、フォワードモデリングではNIG017ではAftershock-1をSMGA1及びSMGA2の合成に、NIG019, NIG021, NIG022ではAftershock-1をSMGA1, Aftershock-2をSMGA2の合成に、NIG020ではAftershock-3を使用した。

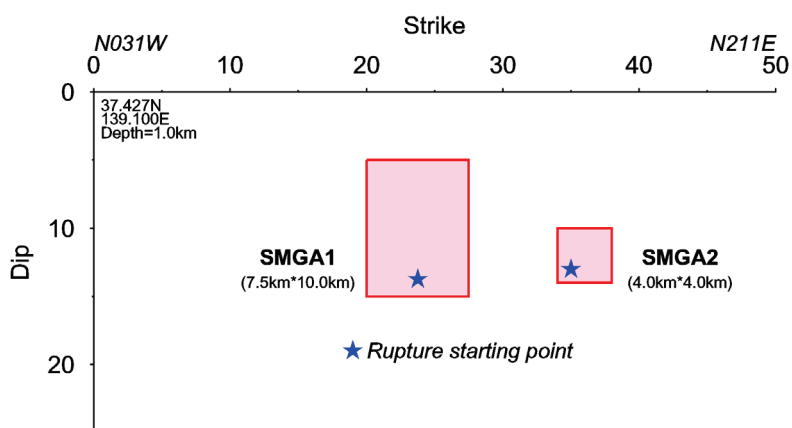


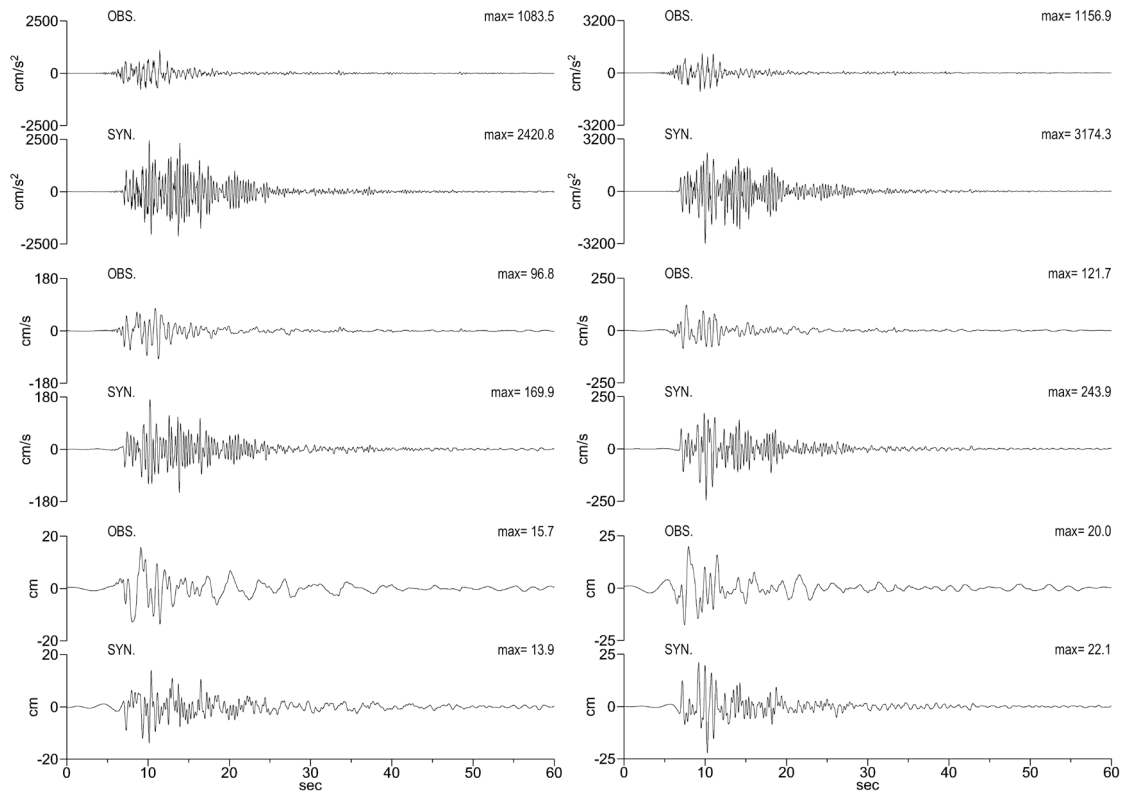
図 3-21 2004 年新潟県中越地震の最適震源モデル

表 3-8 最適震源モデルのパラメータ

項 目		内 容	
震央位置		37.292N , 138.867E	
走向, 傾斜, すべり角	deg.	212 , 93 , 47	
震源深さ	km	13.1	
地震モーメント	Nm	7.53×10^{18}	
せん断波速度	km/s	3.5	
項 目		強震動生成域	
		SMGA1	SMGA2
重ね合わせ数	km ²	75.0 (7.5×10.0)	16.0 (4.0×4.0)
上端深さ	km.	6.0	11.0
応力降下量	MPa	7.0	20.0
破壊伝播速度	km/s	2.0	2.0
ライズタイム	s	0.6	0.4

図 3-22 に NIG019 (震源断層面の西側：上盤側), 図 3-23 に NIG020 (震源断層面の東側：下盤側) における観測波形と合成波形の時刻歴波形および擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) を比較して示す. NIG020 では最大加速度がやや大きめであるが一致度は良好である. 一方, NIG019 では加速度や速度波形において合成結果が非常に過大評価となっている. 小千谷観測点では地盤の非線形化による影響が大きいことが既に指摘されており, 過大評価の原因が表層地盤における非線形効果によって説明可能かどうかの検討については後述する.

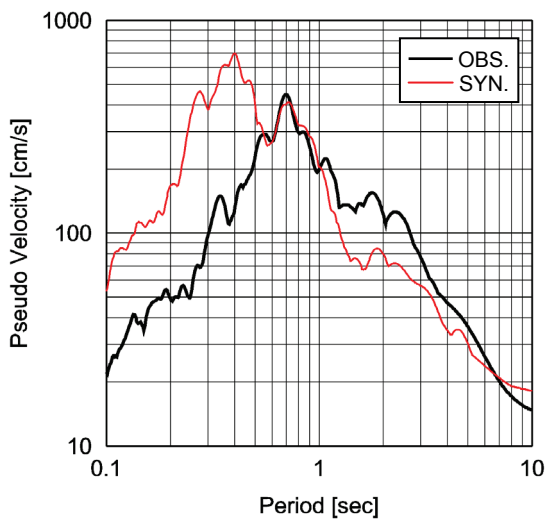
図 3-24 に NIG021 での比較を示す. 観測波形は非常に大きな加速度を示している. このような短周期地震動は波形インバージョンでは扱われておらず, その生成に関与する強震動生成域はインバージョン解析では特定されていない. そのため, 本検討では震源域の南方に小さな強震動生成域(SMGA2)を配置することによって, 両観測点における観測波形をほぼ再現性を高めている. NIG021 の表層地盤構造データによると, ごく表層を除いて岩盤が存在していることから, 観測地震動に見られる大きな振幅は表層地盤の非線形性の影響を受けたものではないと考えられる.



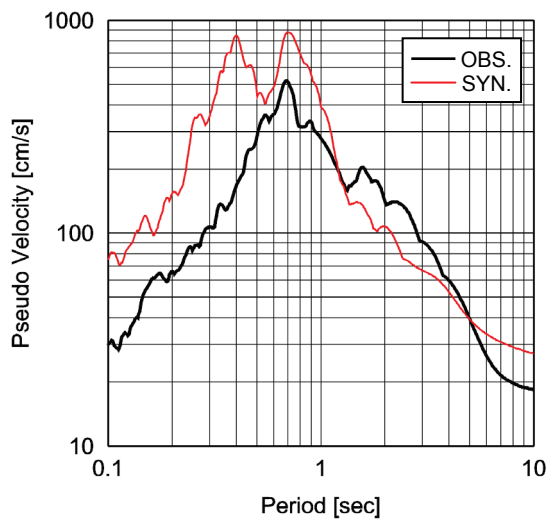
NS 方向

EW 方向

(a) 時刻歴波形



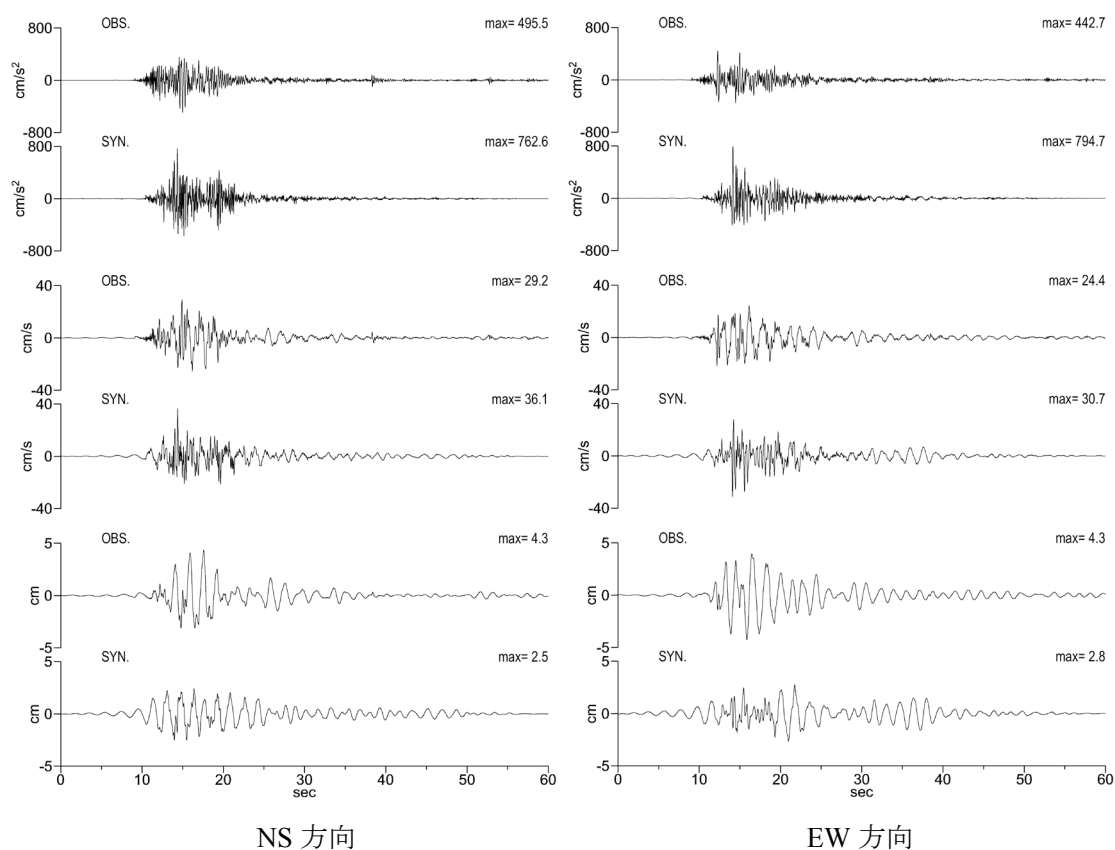
(a)NS 方向



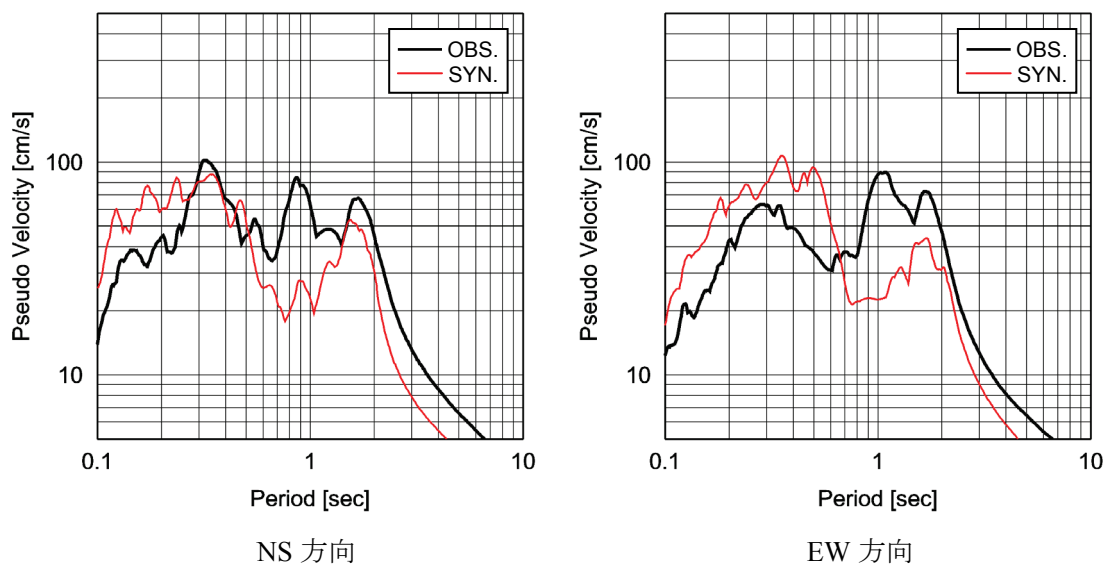
(b)EW 方向

(b) 擬似速度応答スペクトル(h=0.05)

図 3-22 KiK-net 小千谷 (NIG019) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較

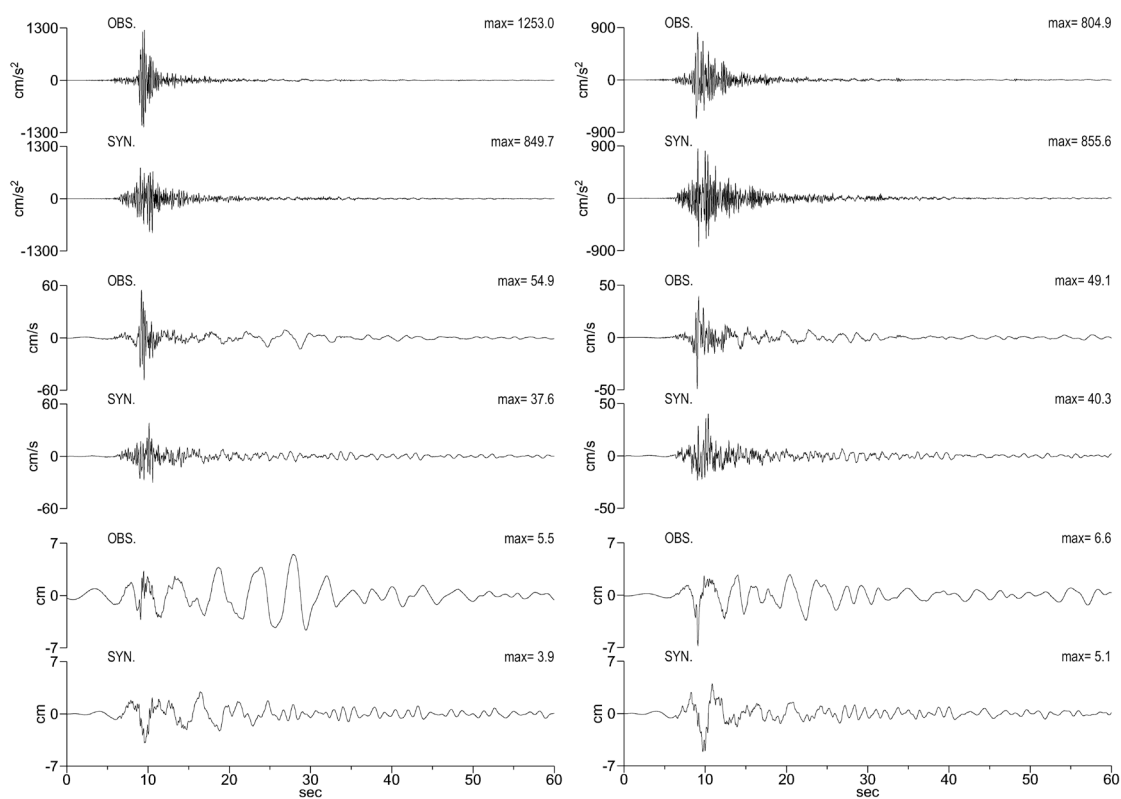


(a) 時刻歴波形



(b) 擬似速度応答スペクトル(h=0.05)

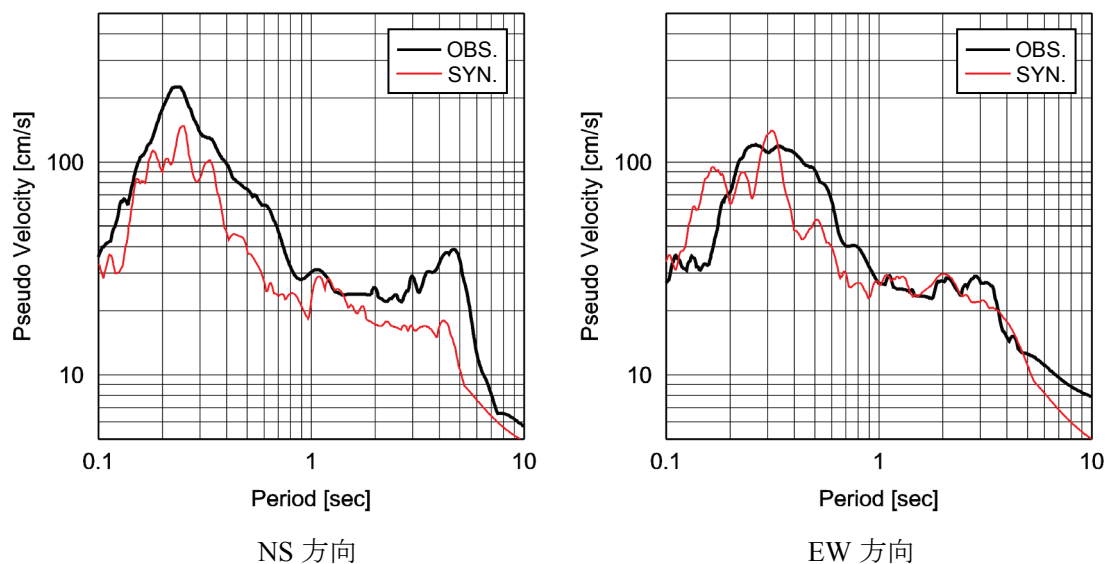
図 3-23 KiK-net 小出 (NIG020) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較



NS 方向

EW 方向

(a) 時刻歴波形



NS 方向

EW 方向

(b) 擬似速度応答スペクトル(h=0.05)

図 3-24 KiK-net 十日町 (NIG021) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較

3.2.5 まとめ

2004年10月23日新潟県中越地震の最適震源モデルを経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより構築した。その結果、二箇所（震源付近と震源の南側の部分）の強震動生成域からなるモデルを提案した。

- (1) 震源ごく近傍の観測点の強震動は、震源付近（SMGA1）と南側（SMGA2）の二つの強震動生成域のみから生成される強震動によりほぼ説明できた。そのサイズ、地震モーメントおよび応力降下量は、SMGA1が $7.5\text{km} \times 10.0\text{km}$ 、 $2.6 \times 10^{18}\text{Nm}$ 、7MPa、SMGA2が $4.0\text{km} \times 4.0\text{km}$ 、 $5.28 \times 10^{17}\text{Nm}$ 、20MPaである。
- (2) 構築した最適震源モデルを用いた経験的グリーン関数法により、震源近傍のNIG020とNIG021で観測された地震動を再現することができた。一方、地盤が軟弱なNIG019は観測記録を大きめに評価した。

3.3 2005年福岡県西方沖の地震 (Mj7.0)の震源モデルの構築⁵³⁾

3.3.1 地震の概要

2005年3月20日に福岡市の北西約25kmの玄界灘を震源とするMj7.0の地震が発生した。震源に近い福岡県福岡市、糸島市、佐賀県みやき町で震度6弱を観測したほか、福岡県、佐賀県、長崎県、大分県を含む九州北部の広い範囲で震度5弱を超える強い揺れを観測した。気象庁はこの地震を命名していないため、本論文では福岡県西方沖の地震と呼ぶ。

震源直上に位置する福岡市西区の玄海島では強い地震動が生成されたと考えられ、それに伴い家屋の全壊107棟、半壊46棟、一部損壊61棟という大きな被害が発生した。それ以外でも、福岡市東区志賀島、西区西浦、西区宮浦をはじめとする震源に近い農漁村を中心に家屋に被害が著しく、家屋の被害総数は全・半壊が496棟、一部損壊が4,756棟に達した。公共施設の被害も甚大で、海岸・港湾・漁港を中心に被害が生じるとともに、道路は法面崩壊、舗装隆起、陥没等により172か所で被害を受けた⁵⁴⁾。

過去にこの付近で発生した地震としては、1898年8月10日に発生した糸島地震 (M6.0) が知られている。糸島半島を中心に被害が発生し、住宅被害は73棟、土蔵・寺社破損が21と記録されている⁵⁵⁾。

福岡県西方沖の地震は、震源メカニズム解から、西北西—東南東の断層面による横ずれ断層型と推定されている。最大余震は3月22日15時55分に本震の震源の極近傍で発生したMj5.4の地震である。この地震を含め余震活動は活発で、そのほとんどは西北西—東南東の走向に沿って長さ約30kmの範囲で発生している⁵⁶⁾。

図3-25に震央位置とF-netによるメカニズム解を示す。また、表3-9に地震の諸元を示す。震源が海上のため近傍に地震観測地点がないことから、観測された地震動の最大値は 356cm/s^2 (K-NET平戸 (NGS001)) である。しかし、Miyake et al.は経験的グリーン関数法により震源直上の玄界島の地震動シミュレーションを行い、最大速度が 100cm/s を超える地震動が生成し、計測震度は6.6に達していたと推定しており⁵⁷⁾、震源近傍では極めて強い地震動が生成されたと考えられる。

表 3-9 2005年福岡県西方沖の地震の諸元³⁾

項目	内容
発生日時	2005/03/20 10:53
震央位置	37.73833N, 130.1750E
震源深さ	9.0km
規模	Mj7.0
最大震度	震度 6 弱 <ul style="list-style-type: none"> ・ 福岡県福岡市 <li style="padding-left: 20px;">糸島市 ・ 佐賀県三養基郡みやき町

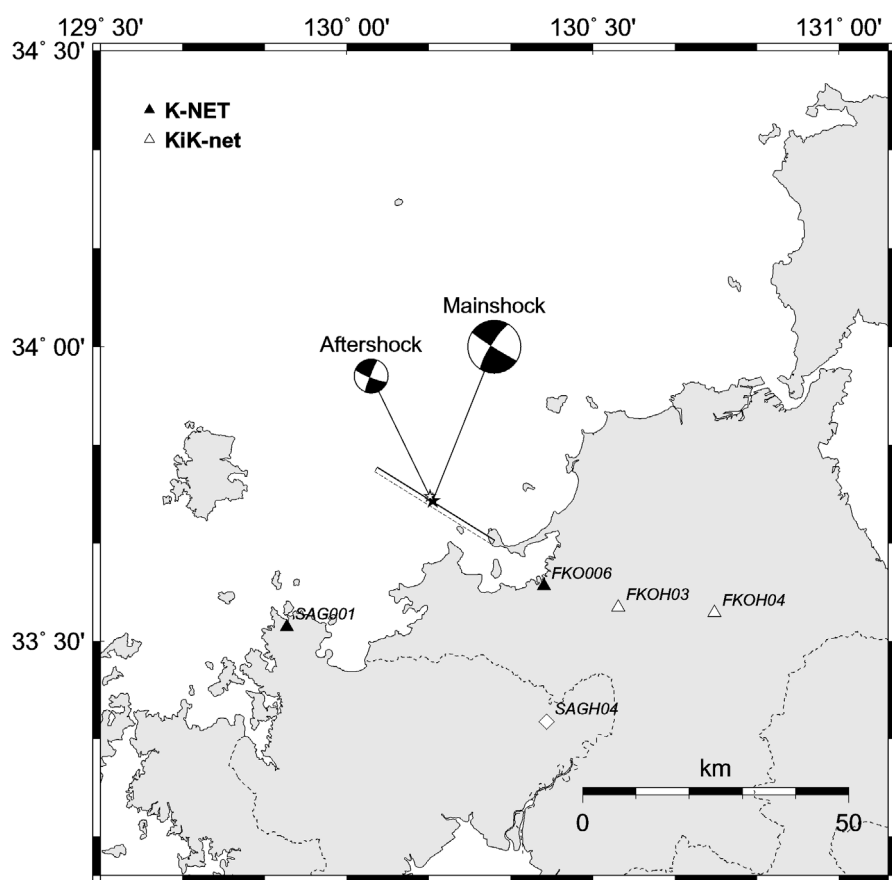


図 3-25 2005年福岡県西方沖の地震の震央位置と周辺の地震観測地点および経験的グリーン関数に用いる余震の震央位置

3.3.2 震源破壊過程

2005年福岡県西方沖の地震では Asano and Iwata⁵⁸⁾, Sekiguchi et al.⁵⁹⁾等により震源の破壊過程が報告されている。いずれも、地震動記録を用いた波形インバージョン解析により得られたものであり、複雑な震源の破壊過程が示されている。図 3-26 にすべり分布図を示す。双方のモデルとも、震源の南東側の浅い部分と深い部分に大きなすべり領域が見られる。

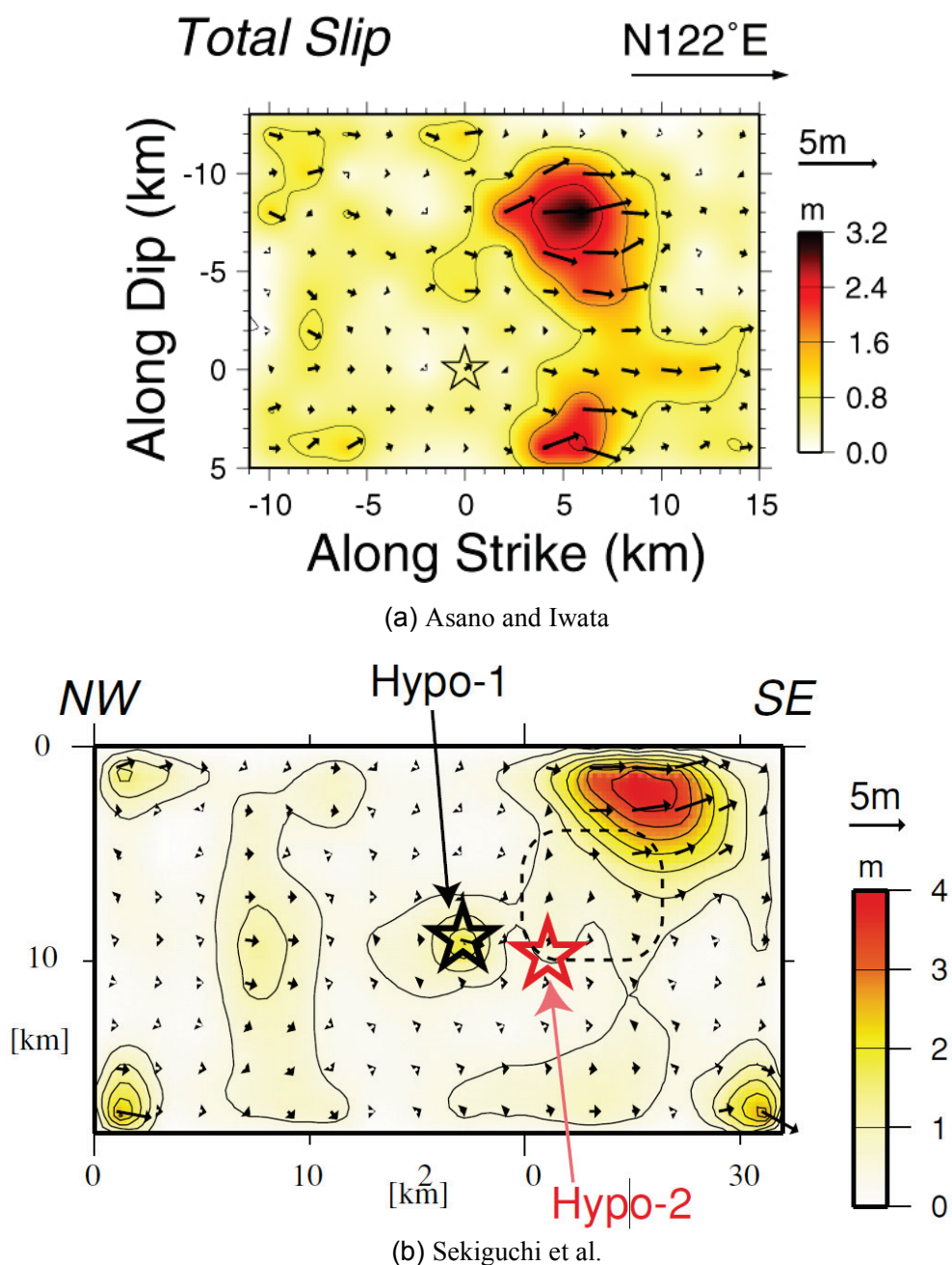


図 3-26 2005 年福岡県西方沖の地震の震源破壊過程

3.3.3 震源のモデル化

(1) 評価地点

K-NET 鎮西 (SAG001) および KiK-net 宇美 (FKOH03), KiK-net 嘉穂 (FKOH04) での観測地震動波形との一致度を拘束条件として震源のモデル化を行う。KiK-net の観測記録は地中観測記録を対象とする。SAG001 は K-NET の地震観測点であるが、地盤調査結果によると岩盤サイトの地震観測点と判断される。

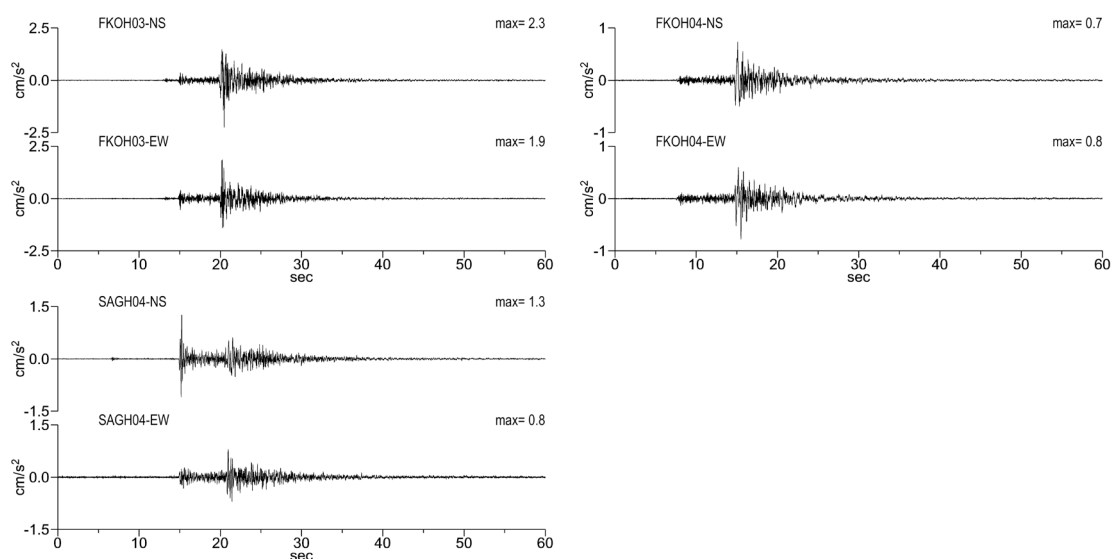
震源に最も近い地震観測点は K-NET 福岡 (FKO006) であるが、当該地点は地盤が軟弱なため、経験的グリーン関数法の直接的な適用が難しいと判断し、震源のモデル化のための拘束対象から除外する。図 3-25 に地震観測地点の位置を示す。FKOH03 と FKOH04 は震源断層の走向方向に位置する地震観測点である。

(2) 経験的グリーン関数として使用する余震と震源パラメータの設定

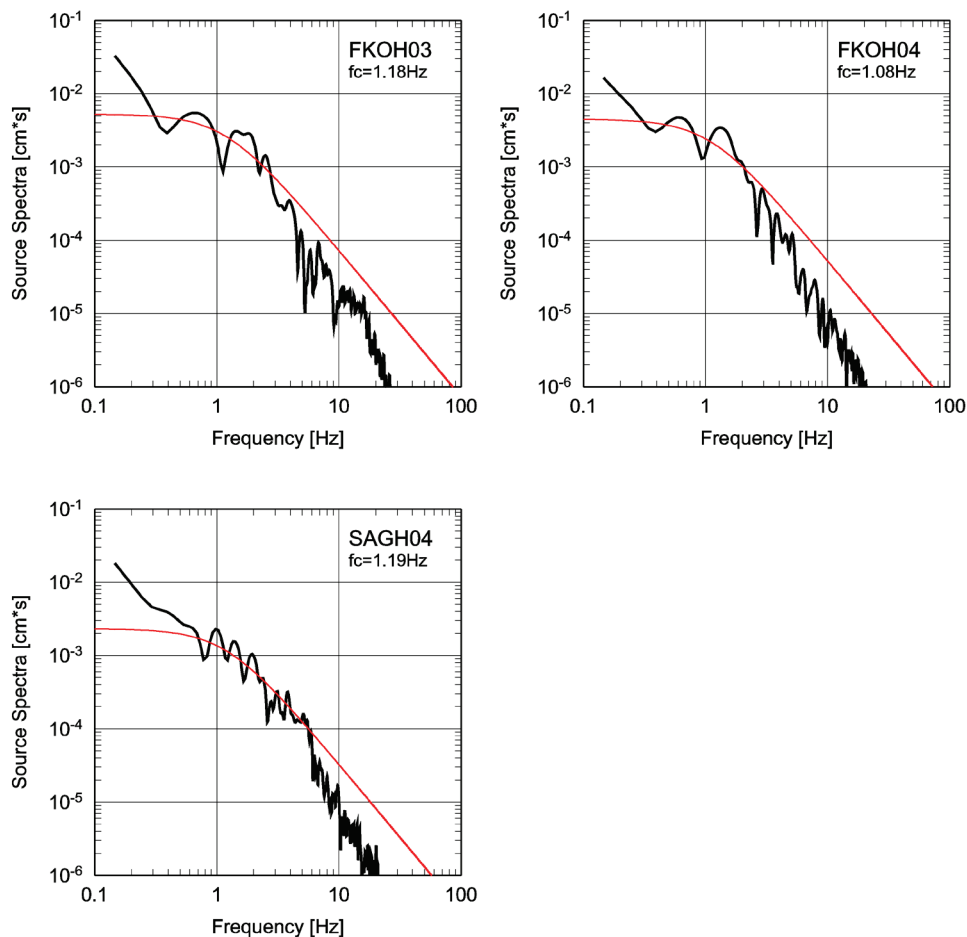
経験的グリーン関数には本震直後の同日 20 時 38 分に発生した Mj4.5 の余震記録を使用する。図 3-25 に余震の震央と F-net によるメカニズム解を示す。本震と余震のメカニズム解は類似していることがわかる。

余震の震源パラメータは、これまでと同様に震源周辺の KiK-net の地中観測記録から震源変位スペクトルを算出し、それぞれのコーナー周波数の平均値から評価する。検討に用いる地震観測点は、FKOH03, FKOH04, KiK-net 東脊振 (SAGH04) の 3 地点である。震源変位スペクトルの算定においては、幾何減衰と媒質の Q 値 ($Q=56f^{1.5}$)⁶⁰⁾による減衰の補正を実施する。図 3-27 に FKOH03, FKOH04, SAGH04 の 3 地点での加速度時刻歴と震源変位スペクトルを示す。

震源変位スペクトルから f_c を読み取ると、FKOH03 が 1.18Hz, FKOH04 が 1.08Hz, SAGH04 が 1.19Hz であり、平均すると $f_c=1.15\text{Hz}$ となる。この f_c を用いて、(3-3) 式、(3-4) 式から応力降下量を評価する。(3-4) 式に使用する地震モーメント (M_0e) は、震源変位スペクトルの低振動数領域の一定値から求めた値 ($5.6 \times 10^{15}\text{Nm}$) と F-net の値 ($2.17 \times 10^{15}\text{Nm}$) が異なるため、ここでは前者の値を使用した。S 波速度と破壊伝播速度はそれぞれ 3.5km/s と 2.5km/s とした。これらの値を用いて応力降下量を算出すると $\Delta\sigma_e=1.66\text{MPa}$ となる。表 3-10 に余震の諸元を示す。



(a) 加速度時刻歴



(b) 震源変位スペクトル

図 3-27 経験的グリーン関数として用いる余震（2005年3月20日20時38分）におけるKiK-net 宇美 (FKOH03), KiK-net 嘉徳 (FKOH04), KiK-net 東脊振 (SAGH04) の加速度時刻歴波形と震源変位スペクトル

表 3-10 経験的グリーン関数に用いる余震の諸元

項目	Aftershock	
発生日時	2005/03/20 20:38	
震央位置	37.7450N , 130.1700E	
震源深さ	km	11.0
規模	Mj	4.5
面積	km ²	4.00
地震モーメント	Nm	5.6×10 ¹⁵
応力降下量	MPa	1.66

(3) 震源モデルの構築

図 3-26 に示す震源破壊過程を参考に、断層面状に均質な強震動生成域を配置した初期モデルを作成し、経験的グリーン関数法により評価地点での地震動を合成し、観測波形を再現可能な最適震源モデルを構築する。なお、波形合成では、余震記録の長周期側有効周期を考慮し、0.2~10.0Hz のバンドパスフィルターを適用した。

合成波形と観測波形の一致度は (3-10) 式に示す残差 (以後、残差 R という) で評価し、残差 R が総合的に最小となるような強震動生成域の数、位置、大きさ、応力降下量等から構成される最適震源モデルを評価した。本検討では残差 R を、短周期領域 (R_S) と中・長周期領域 (R_L) に分け、R_S の評価には加速度波形のエンベロープ (包絡形) を用い、R_L の評価には 1.0Hz のローパスフィルターを作用させた変位波形を用いた。なお、エンベロープは加速度波形の絶対値をバンド幅 0.4 秒の移動平均により平滑化を行い算出した。具体的な手順としては、波形の位相の一致度を R_L に基づき照査し、その後 R_S による波形の最大値や継続時間の一致度を照査し、強震動生成域の各震源パラメータを評価した。

$$R = \frac{\sum_t (Obs - Syn)^2}{\left\{ \left(\sum_t Obs^2 \right) \left(\sum_t Syn^2 \right) \right\}^{0.5}} \quad (3-10)$$

ここで、Obs は観測結果、Syn は合成結果である。その結果、震源の南東側に強震動生成域を 1 個配置した最適震源モデルを構築した。図 3-28 に最適震源モデルを、表 3-11 に震源パラメータを示す。

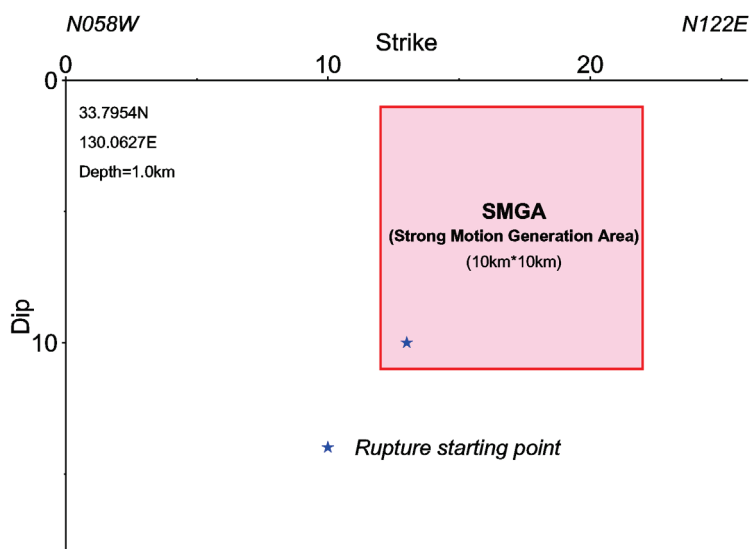


図 3-28 2005 年福岡県西方沖の地震の最適震源モデル

表 3-11 2005 年福岡県西方沖の地震の最適震源モデルのパラメータ

項 目	内 容	
断層面基準点	33.7954N , 130.0627E	
走向, 傾斜	deg.	N122E, 87
地震モーメント	Nm	7.8×10^{18}
せん断波速度	km/s	3.5
項 目	強震動生成域	
面積	km ²	100.0 (10×10)
上端深さ	km	1.0
応力降下量	MPa	13.3
破壊伝播速度	km/s	2.5
ライズタイム	s	0.6

図 3-29～図 3-31 に最適震源モデルを用いて合成した評価点での時刻歴波形と擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) を観測波形と比較して示す。

走向方向に位置する FKOH03 と FKOH04 の速度波形には、断層破壊の指向性効果によると考えられるパルス状の波形が高精度に再現できている。擬似速度応答スペクトルも広帯域で再現できている。SAG001 では加速度波形の包絡形状が再現できている。

図 3-32 に残差 R を示す。FKOH03 と FKOH04 の NS 成分の R_L は 0.47 と 0.25 である。 R_S の範囲は 0.35～0.45 である。

なお、残差 R は二つの波形の一致度を定量的に評価する指標として用いるが、あくまでも相対的な評価指標である。残差 R の性質として、Syn と Obs の位相が同じで振幅だけ α 倍異なる場合は、

$$R_L = R_S = \frac{(\alpha - 1)^2}{\alpha} \quad (3-11)$$

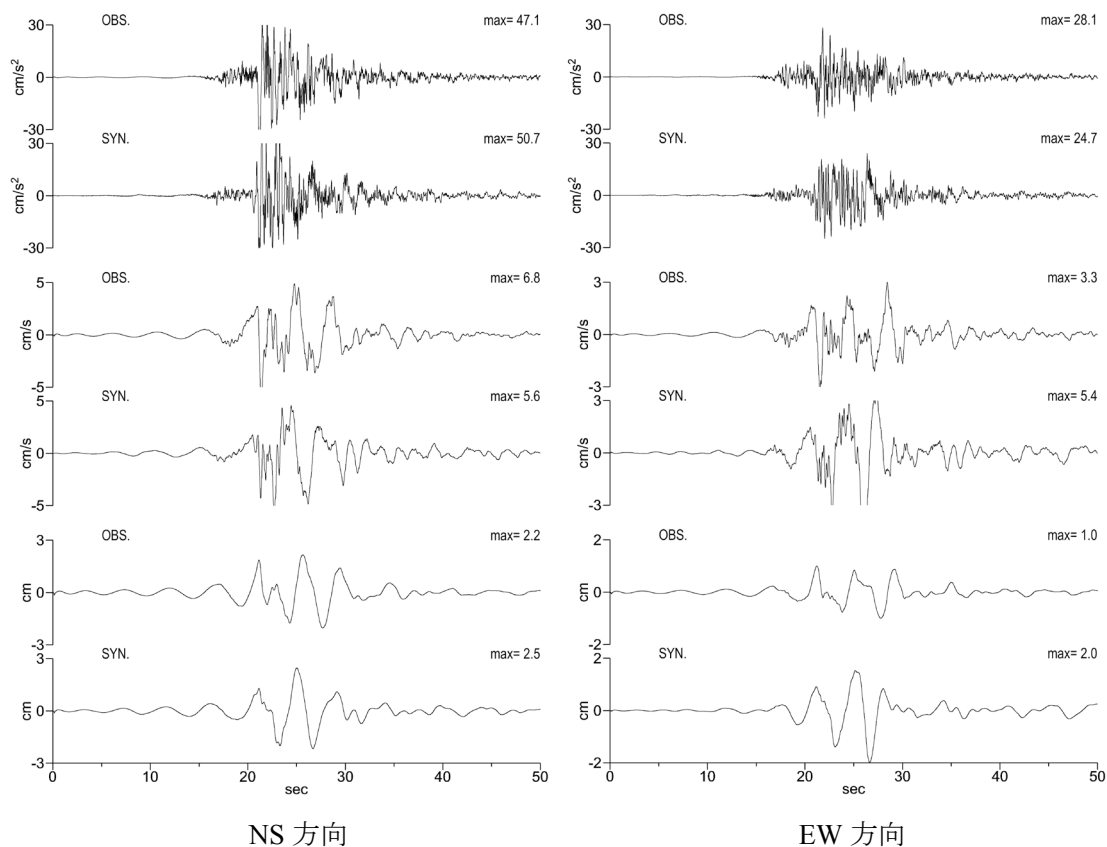
Syn と Obs の位相が逆で振幅が同じ時は

$$R_L = 4 \quad (3-12a)$$

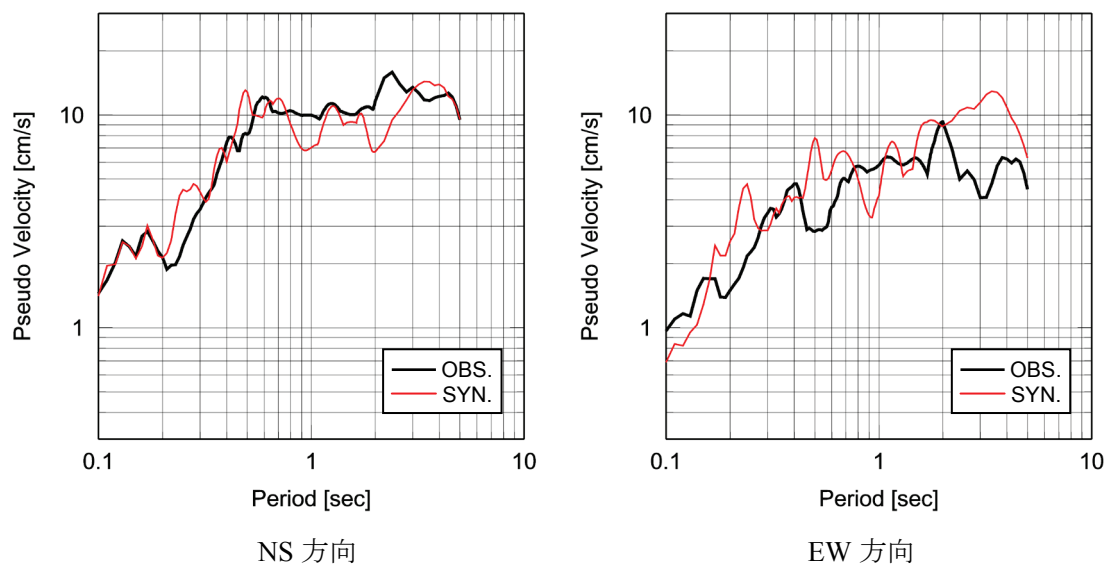
$$R_S = 0 \quad (3-12b)$$

となる。

酷似した波形の例として、2007 年新潟県中越沖地震における柏崎刈羽原子力発電所の 3 号機と 4 号機の原子炉建屋基礎版での地震動波形を用いて残差 R を算出する。図 3-33 に加速度および速度波形を示す。3 号機と 4 号機で観測された地震動の R_L と R_S はともに 0.1 以下となる。そのため、残差 R が 0.1 程度であれば、一致度が高いと判断できる。

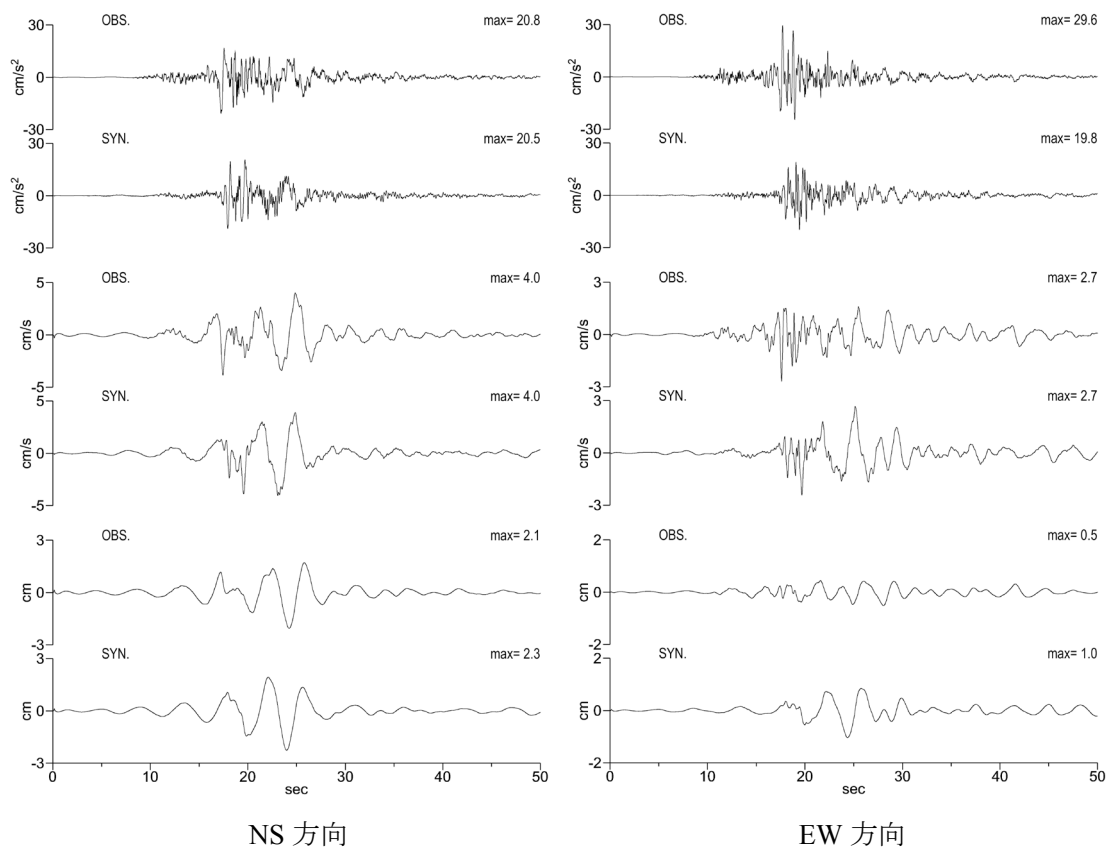


(a) 時刻歴波形の比較

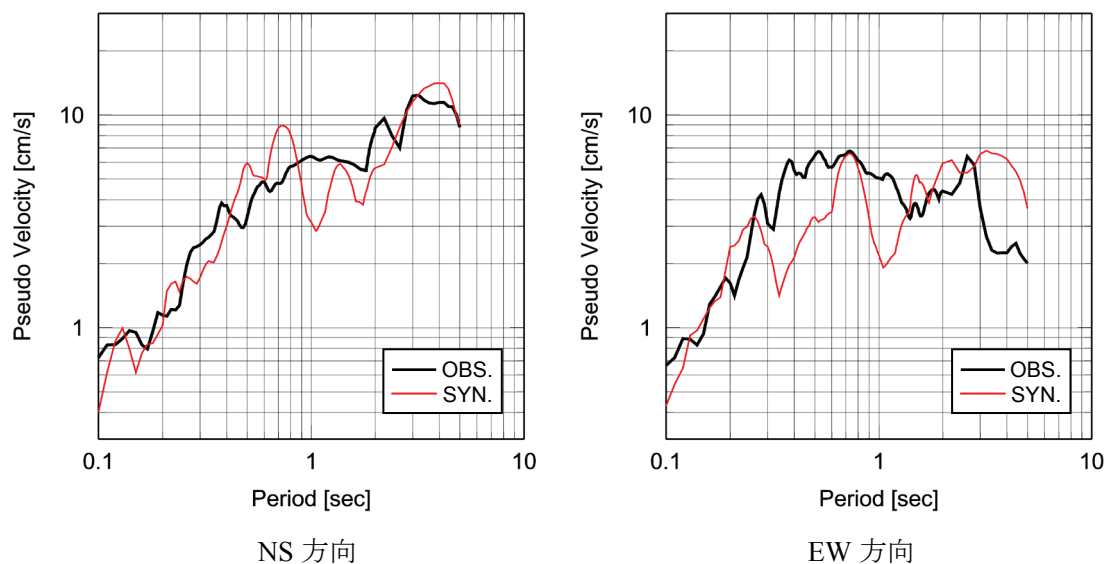


(b) 擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$)

図 3-29 KiK-net 宇美 (FKOH03) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較

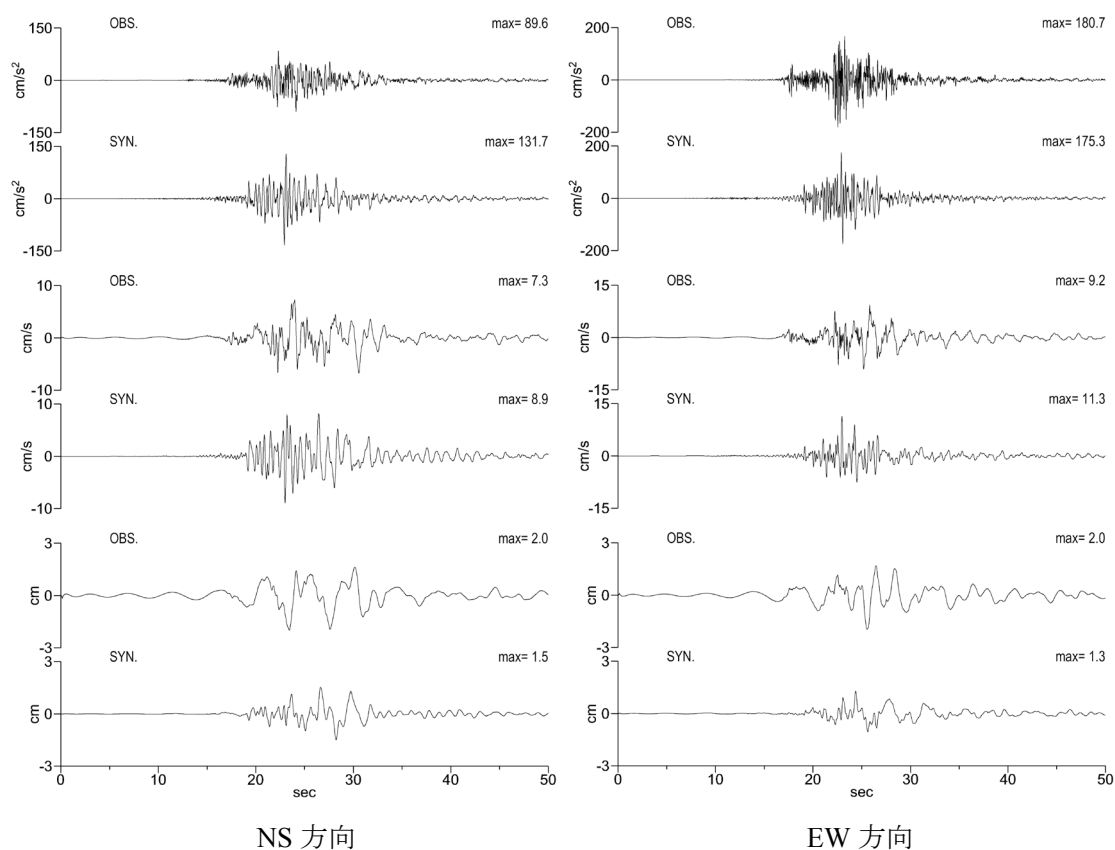


(a) 時刻歴波形の比較

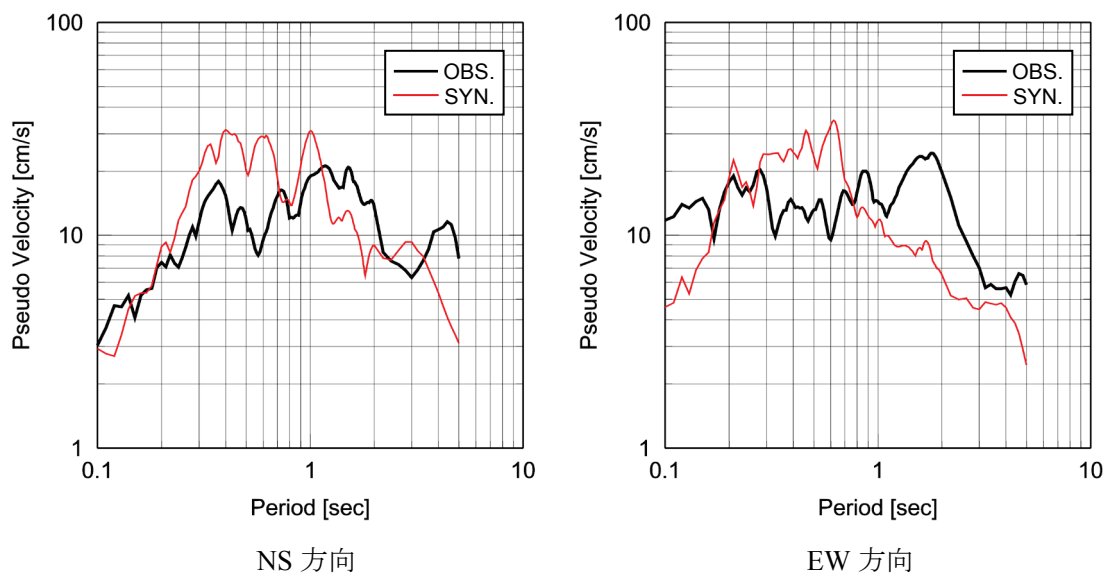


(b) 擬似速度応答スペクトル (h=0.05)

図 3-30 KiK-net 嘉穂 (FKOH04) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較



(a) 時刻歴波形の比較



(b) 擬似速度応答スペクトル (h=0.05)

図 3-31 K-NET 鎮西 (SAG001) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較

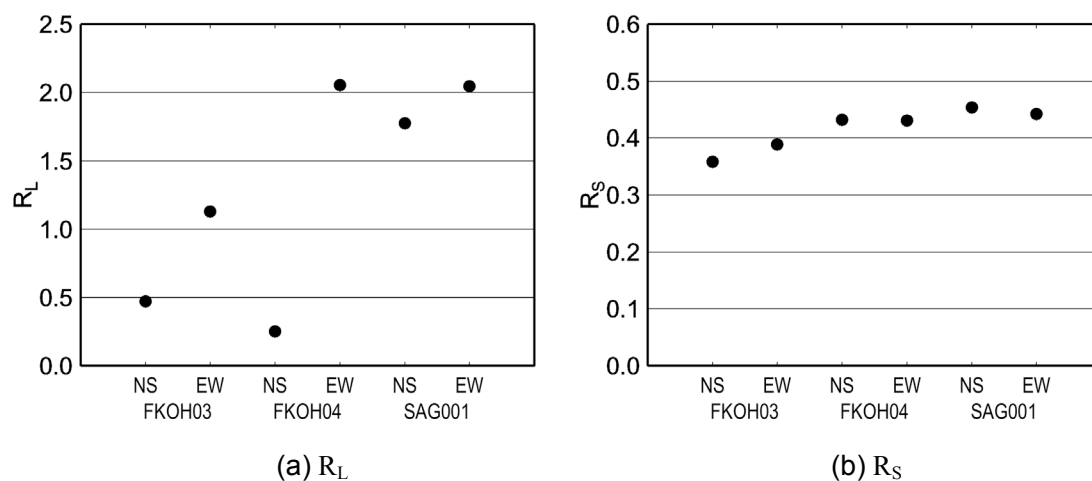


図 3-32 残差 R による観測地震動と合成地震動との一致度の評価

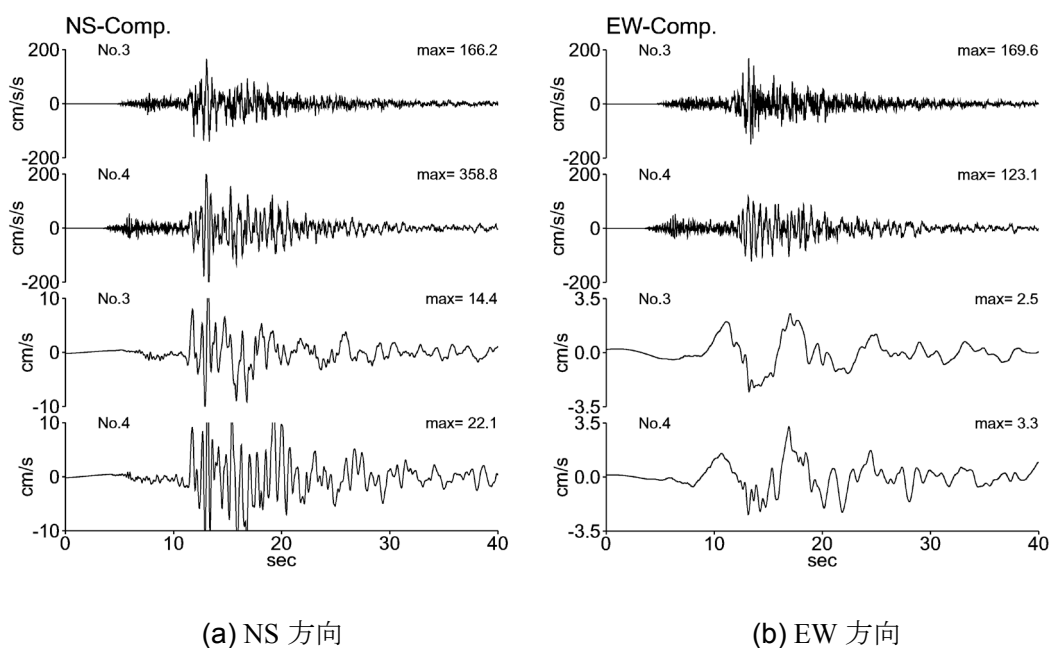
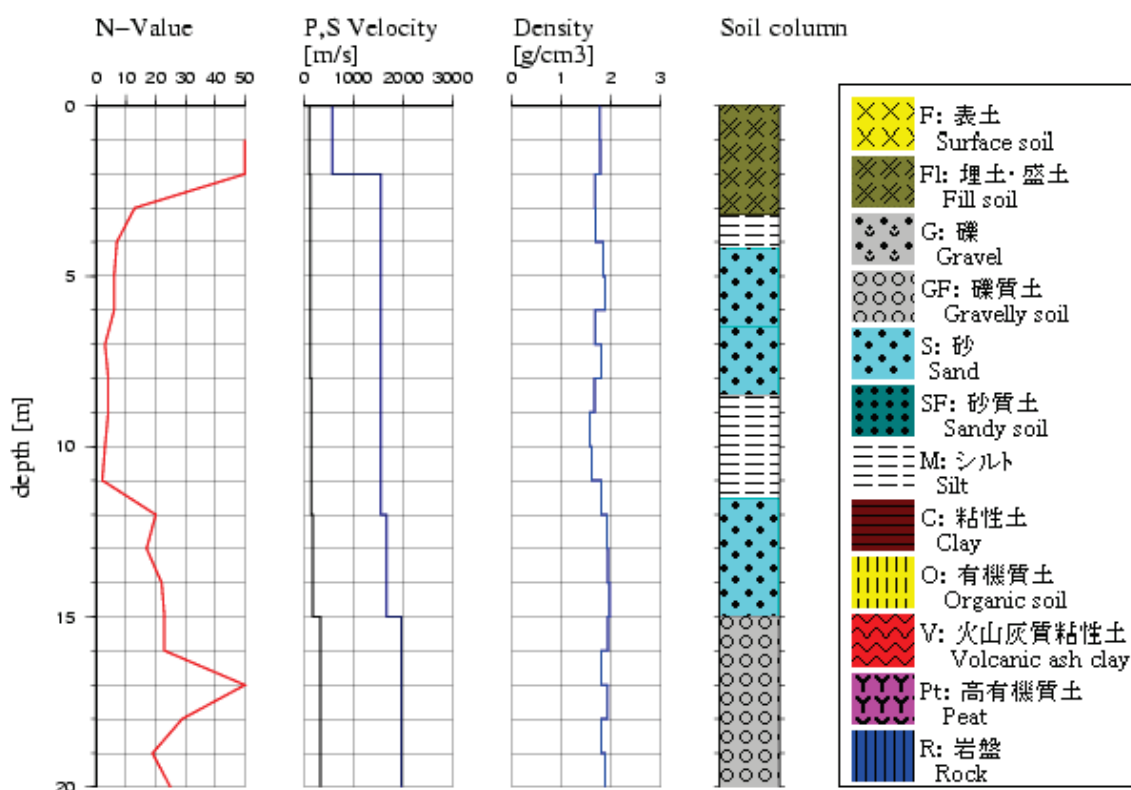


図 3-33 2007 年新潟県中越沖地震における東京電力柏崎・刈羽原子力発電所の 3 号機と 4 号機の原子炉建屋基礎版における波形の比較

3.3.4 地盤が軟弱な地点における強震動評価

地盤が軟弱な地点を対象とした場合の経験的グリーン関数法の適用性を検討するため、地盤が軟弱なFKO006を対象に波形合成を実施する。図3-34に当該地点の地盤調査結果を示す。地表付近はN値が高いが、G.L.-3m付近からN値が低下している。

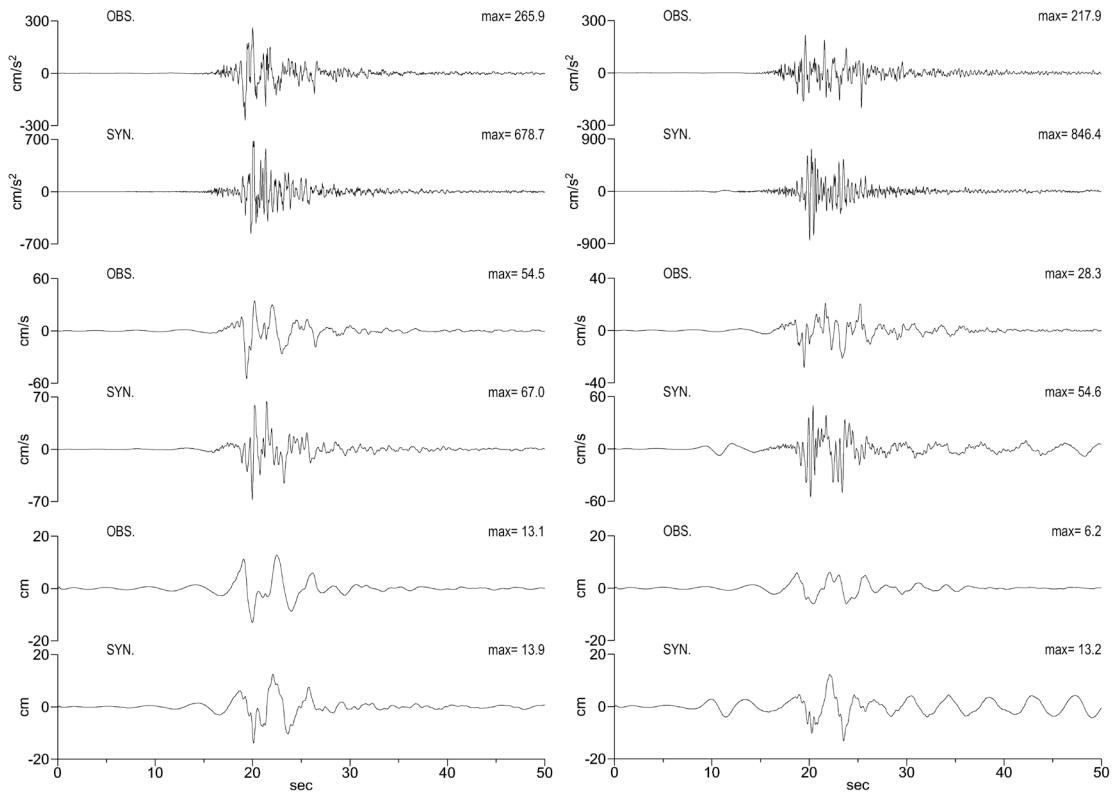
図3-35に合成結果と観測結果を比較して示す。合成結果は観測結果に対して大きめに評価しており、特に短周期領域を過大に評価している。



NIED 独立行政法人防災科学技術研究所

Copyright (c) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, All rights Reserved.

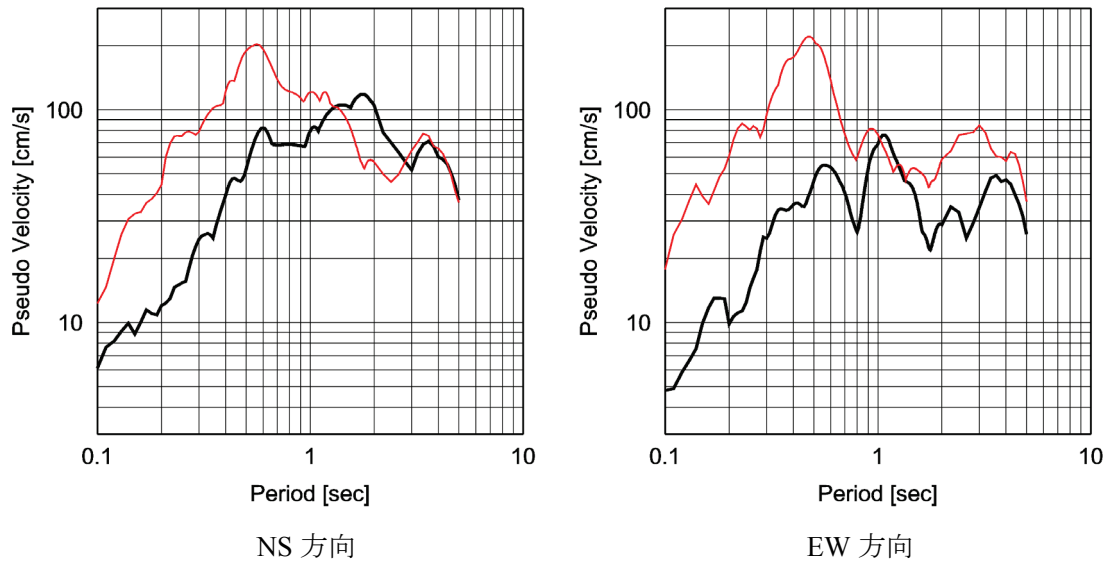
図3-34 K-NET 福岡 (FKO006) の地盤調査結果



NS 方向

EW 方向

(a) 時刻歴波形の比較



NS 方向

EW 方向

(b) 擬似速度応答スペクトル (h=0.05)

図 3-35 K-NET 福岡 (FKO006) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較

3.3.5 まとめ

2005年3月20日福岡県西方沖の地震の最適震源モデルを経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより構築した。その結果、震源の南東側に大きめの強震動生成域を配置したモデルを提案した。

- (1) 震源の南東側に1つの強震動生成域を配置した震源モデルを提案した。強震動生成域のサイズ、地震モーメントおよび応力降下量は $10\text{km} \times 10\text{km}$ 、 $2.17 \times 10^{18}\text{Nm}$ 、 13.3MPa である。
- (2) 震源近傍域の強震動は強震動生成域から生成された地震動だけで表現することができた。
- (3) 経験的グリーン関数法により、地盤が軟弱なK-NET福岡(FKO006)の地震動を評価した結果、2004年新潟県中越地震のNIG019地点と同様に、観測記録を大きめに評価した。

3.4 2007年能登半島地震 (Mj6.9)の震源モデルの構築⁵³⁾

3.4.1 地震の概要

2007年能登半島地震は同年3月25日に発生した能登半島西部を震源とする地震である。地震の規模はMj6.9であり、この地域でM6クラスの地震が発生したのは1993年2月7日に発生した能登半島沖地震 (Mj6.6) 以来である。地震の深さは約10km、発震機構解は西北西—東南東方向に圧縮軸をもつ横ずれ成分を含む逆断層型と推定されている⁶¹⁾。

震源近傍では強い揺れが生成され、石川県七尾市、輪島市、穴水町で震度6強が観測され、それ以外でも広い範囲で震度5弱以上を観測した。気象庁震度データベースの記録がある1924年以降では、石川県内で震度6以上が観測された最初の地震である。

震源近傍域で観測された地震動は大きく、K-NET 富来 (ISK006)、K-NET 穴水 (ISK005) では3成分合成でそれぞれ 945cm/s^2 、 903cm/s^2 の最大加速度が観測され、 300cm/s^2 を超える最大加速度が観測された地震観測点は7地点に達した。

余震活動は活発で、北東—南西方向に約40kmにわたり南東側に傾斜する面上で発生している。最大の余震は25日18時11分と26日7時16分に発生したMj5.3の地震である。25日の余震は余震域の東端付近で発生し、輪島市で震度5弱、26日の余震は余震域の西端付近で発生し、七尾市、輪島市、志賀町、穴水町で震度4を観測している。

この地震による被害も多数発生し、家屋被害は全壊686棟、半壊1,740棟、一部損壊26,955棟に達した。被害の大半は震源直上の輪島市で発生し、輪島市門前町では、旧河道上に建てられた家屋に多くの被害が見られた^{62),63)}。土木構造物も道路、橋梁、港湾施設等に被害が発生した。特に能登有料道路・能登自動車道は切土部分に斜面崩壊を中心とした多くの被害が発生した⁶⁴⁾。

図3-36に震央位置とF-netによるメカニズム解を示す。また、表3-12に地震の諸元を示す。

表 3-12 2007年能登半島地震の諸元³⁾

項目	内容
発生日時	2007/03/25 09:41
震央位置	37.2200N, 136.6850E
震源深さ	11.0km
規模	Mj6.9
最大震度	震度6強 ・石川県輪島市 七尾市 穴水町

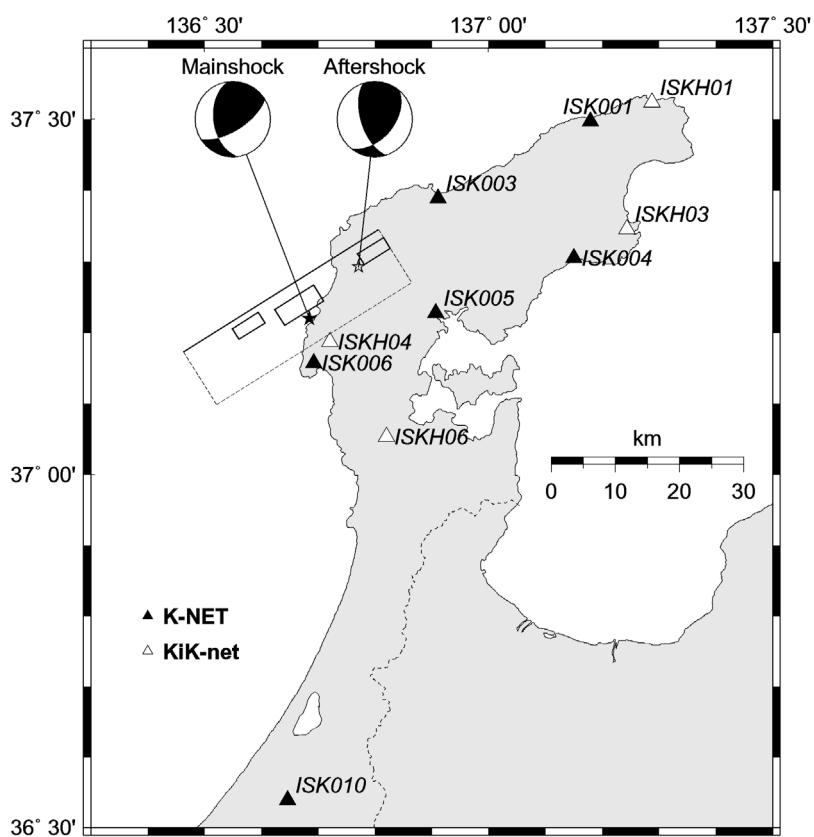
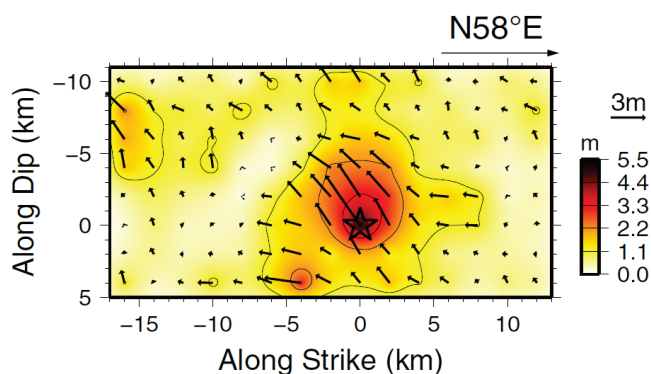


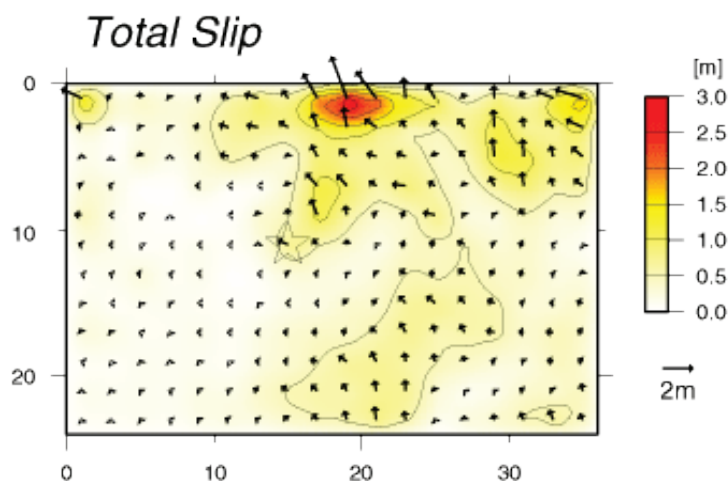
図 3-36 2007年能登半島地震の震央位置と周辺の地震観測地点および経験的グリーン関数に用いる余震の震央位置

3.4.2 震源破壊過程

2007年能登半島地震では Asano & Iwata⁶⁵⁾, 青井他⁶⁶⁾等により震源の破壊過程が報告されている。いずれも、地震動記録を用いた波形インバージョン解析により得られたものであり、複雑な震源の破壊過程が示されている。図3-37にすべり分布図を示す。解析に用いたデータや拘束条件が異なるため、すべり分布には差異が見られるが、震源付近にすべり量の大きい領域が見られること、震源北東にややすべりの大きい領域が見られること等の共通の特徴がある。



(a) Asano & Iwata⁶⁵⁾



(b) 青井他⁶⁶⁾

図3-37 2007年能登半島地震の震源破壊過程

3.4.3 震源のモデル化

(1) 評価地点

合成地震動との比較には, K-NET 大谷 (ISK001), K-NET 輪島 (ISK003), ISK006, K-NET 金沢 (ISK010), KiK-net 珠洲 (ISKH01) での観測地震動 (KiK-net は地中地震動) を使用した. K-NET の地震観測地点は本震時に地盤の非線形性による影響が少ない硬質地盤上の観測点を選定した. ISK004, K-NET 能都 (ISK005) は震源近傍の地震観測地点であるが, 2005 年福岡県西方沖の地震の K-NET 福岡 (FKO006) と同様に, 地震観測地点の地盤が軟弱なため除外した. 図 3-36 に各観測点の位置を示す. ISK003, ISK001, ISKH01 は震源断層の走向方向に位置する地震観測地点, ISK006 は震源ごく近傍の地震観測地点である.

(2) 経験的グリーン関数として使用する余震と震源パラメータの設定

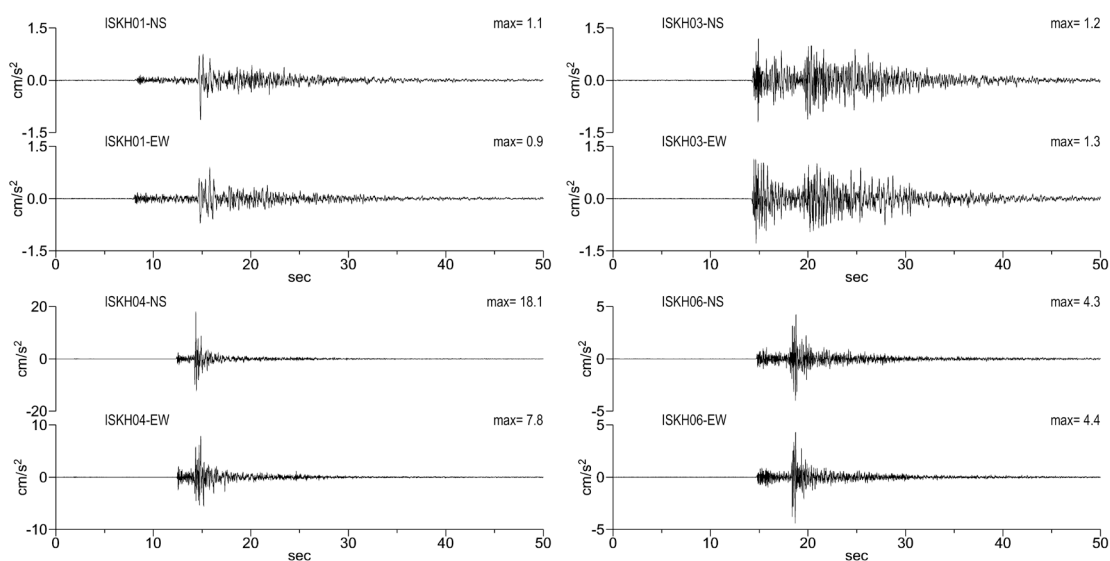
経験的グリーン関数には, 2007 年 3 月 25 日 15 時 43 分に発生した余震 (Mj4.5) の観測記録を使用した. 図 3-36 に余震の震央と F-net によるメカニズム解を示す. 本震の発震機構解は, 西北西—東南東方向に圧縮軸をもつ横ずれ成分を含む逆断層型と推定されているため, 同じタイプの発震機構を有する余震を選定した.

震源近傍の石川県内では本震において 14 地点の K-NET 観測点と 4 地点の KiK-net 観測点において地震動が観測されている. この余震では, K-NET 小松 (ISK011), K-NET 白峰 (ISK013), KiK-net 柳田 (ISKH02) の 3 観測点の地震動が得られていないだけで, その他の観測点での記録が得られている. そのため, 経験的グリーン関数法において震源近傍の地震動の再現が可能であり, 経験的グリーン関数法に適用する余震に適していると考えられる.

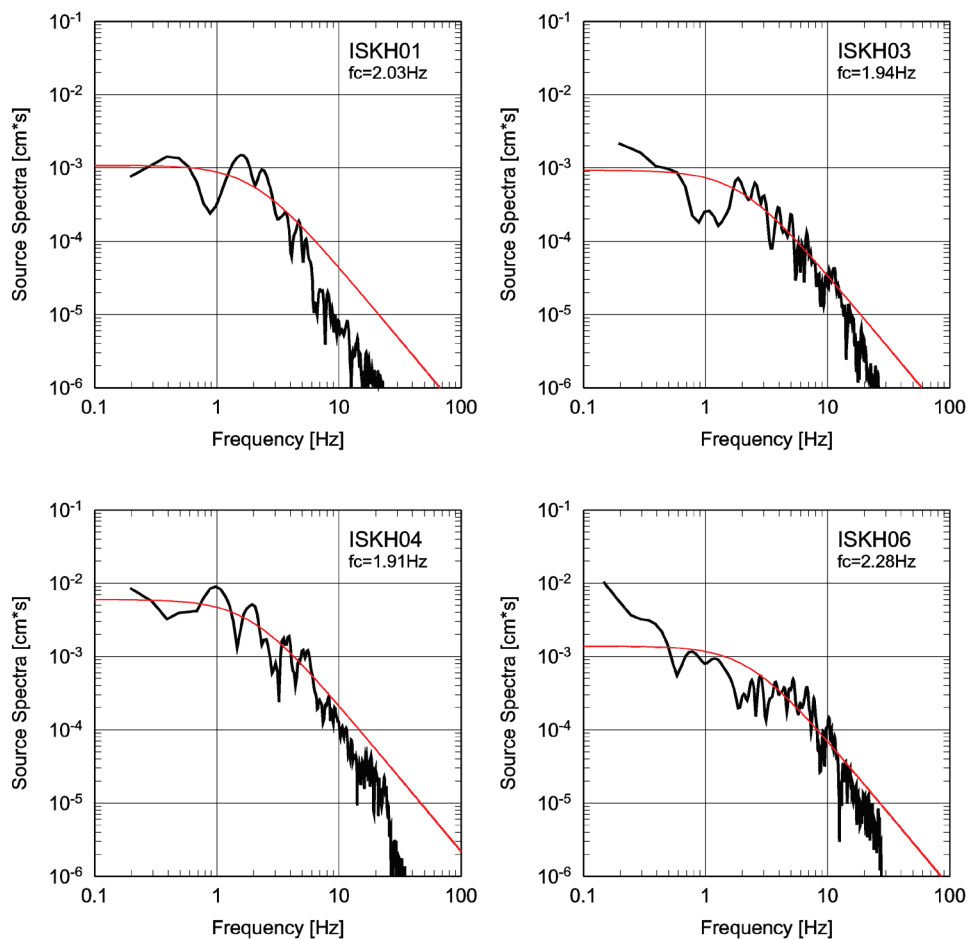
余震の震源パラメータはこれまでと同様に震源周辺の KiK-net の地中観測記録から震源変位スペクトルを算出し, それぞれのコーナー周波数の平均値から評価する. 検討に用いる地震観測点は, ISKH01, KiK-net 内浦 (ISKH03), KiK-net 富来 (ISKH04), KiK-net 志賀 (ISKH06) の 4 地点である. ISKH04 は震源ごく近傍の観測点であり, ISKH01 と ISKH03 は走向方向に位置する観測点である. 複数の地点での記録から震源パラメータを評価したのは, それぞれの観測記録に含まれるディレクティビティやラディエーションパターンの影響を可能な限り小さくするためである. 震源変位スペクトルの算定においては, 幾何減衰と媒質の Q 値 ($Q=30f^{1.2}$)⁶⁷⁾による減衰の補正を行った.

図 3-38 に評価地点での加速度時刻歴と震源変位スペクトルを示す. 震源変位スペクトルから読み取った 4 地点の f_c の平均値は 2.0Hz となる. この f_c の平均値を用いて (3-3) 式, (3-4) 式から応力降下量を評価する. (3-4) 式に使用する地震モーメント (M_{0e}) は F-net

の値 ($1.25 \times 10^{15} \text{Nm}$) を使用した。この値は震源変位スペクトルの低振動数領域の一定値からの算定値 ($1.32 \times 10^{15} \text{Nm}$) とほぼ一致している。S波速度と破壊伝播速度はそれぞれ 3.5km/s と 2.5km/s とした。これらの値を用いて応力降下量を算出すると $\Delta\sigma_e = 2.0 \text{MPa}$ となる。表 3-13 に余震のパラメータを示す。



(a) 加速度時刻歴



(b) 震源変位スペクトル

図 3-38 経験的グリーン関数として用いる余震 (2007年3月25日15時43分) における KiK-net 珠洲 (ISKH01), KiK-net 内浦 (ISKH03), KiK-net 富来 (ISKH04), KiK-net 志賀 (ISKH06) の加速度時刻歴波形と, 各地点で評価された震源変位スペクトル

表 3-13 経験的グリーン関数に用いる余震の諸元

項目	Aftershock	
発生日時	2007/03/25 15:43	
震央位置	37.2933N, 136.7717E	
震源深さ	km	9.0
規模	Mj	4.5
面積	km ²	1.44
地震モーメント	Nm	1.25×10^{15}
応力降下量	MPa	2.00

(3) 震源モデルの構築

震源のモデル化では、波形インバージョンの結果を参考に、すべり量の大きい場所に強震動生成域を配置した初期モデルを作成し、合成波形と観測波形の一致度を(3-8)式に示す残差 R で評価し、残差 R が総合的に最小となるような強震動生成域の数、位置、大きさ、応力降下量等から構成される最適震源モデルを評価した。残差 R の定義および考え方は3.3.4と同じである。

その結果、震源近傍の浅い部分 (SMGA1) とその西側 (SMGA2) および東側 (SMGA3) の3カ所に強震動生成域を配置した最適震源モデルを構築した。図 3-39 に最適震源モデルを示す。SMGA1 と SMGA3 は走向方向に位置する ISK001 と ISK003, SMGA2 は近傍の ISK006 の観測波形との一致度から定量化した。破壊は SMGA1 の中央最深部から円状に広がり、SMGA2, SMGA3 にそれぞれ破壊が到達した後、再びそれぞれが円状に破壊が伝播すると仮定した。強震動生成域から生成される地震動が支配的と考え、背景領域は考慮していない。震源モデルのパラメータを表 3-14 に示す。

Kurahashi et al.⁶⁸⁾, Yoshimi and Yoshida⁶⁹⁾, Maeda et al.⁷⁰⁾ は本検討と同様に経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化を行っている。詳細は原著に譲り、簡単に結果を紹介する。いずれも本モデルと同様に震源付近の浅い部分を含む2~3箇所に強震動生成域を配置しているが、SMGA2のような震源よりも西側に強震動生成域を配置したモデルはない。Kurahashi et al.は二番目の強震動生成域を SMGA3 に近い場所に配置し、走向方向の観測点での再現精度を向上させているが、震源近傍の ISK006 では加速度波形の継続時間等の再現性は十分ではない。震源付近の強震動生成域の応力降下量は 25.8MPa と本モデルの SMGA1 よりやや大きい。Yoshimi and Yoshida は震源付近とその東側に比較的大きめの強震動生成域を配置している。震源付近の強震動生成域の応力降下量は 9.44MPa で SMGA1 の半分程度である。このモデルにおいても ISK006 での再現性は低い。Maeda et al.は震源から東側に3つの強震動生成域を配置している。強震動生成域の応力降下量は最も大きく、

震源付近の強震動生成域は 46.9MPa と SMGA1 の 2 倍以上である. ISK006 では検討されていない.

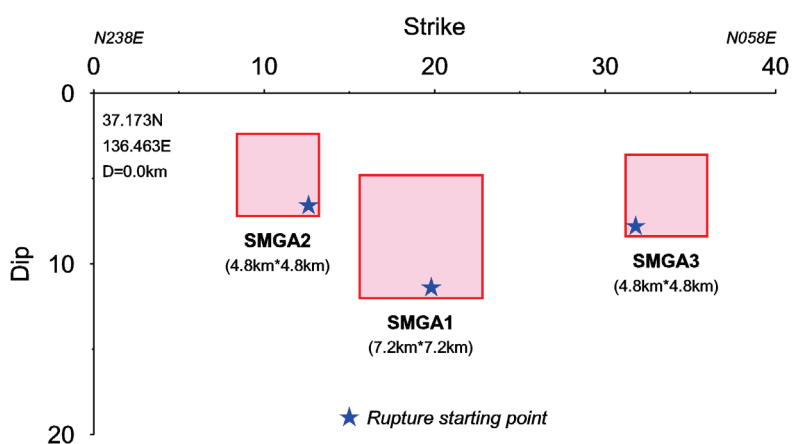


図 3-39 2007 年能登半島地震の最適震源モデル

表 3-14 2007 年能登半島地震の最適震源モデルのパラメータ

項目	内容		
断層面基準点	37.173N, 136.463E		
走向, 傾斜	deg.	N238E, 48	
地震モーメント	Nm	1.36×10^{19}	
せん断波速度	km/s	3.5	
項目	強震動生成域		
	SMGA1	SMGA2	SMGA3
面積	km ² 51.84 (7.2×7.2)	23.04 (4.8×4.8)	23.04 (4.8×4.8)
応力降下量	MPa	20.0	10.0
破壊伝播速度	km/s	2.5	
ライズタイム	s	0.6	0.5

図 3-40～図 3-42 に ISK001, ISK003, ISK006 の 3 地点における観測結果と合成結果の時刻歴波形と擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) の比較を示す. 走向方向に位置する ISK001 と ISK003 では観測波形の主要動に見られる断層破壊の指向性効果によるパルス状の波形が再現できている. ISK003 の EW 成分では, 観測波形の主要動の後に見られる表面波と考えられる振幅の大きい波群が再現できていない.

周期特性については, ISK003 では広帯域にわたって再現できているが, ISK001 では 0.5～1.0 秒の周期帯において再現性が悪くなっている. このような周期帯での部分的な不一致の原因を明らかにすることは困難であるが, 用いた余震記録によるバラツキではないかと考えられる.

震源に最も近い ISK006 では, 加速度波形の継続時間や 1 秒以下の擬似速度応答スペクトルは再現できているが, ISK001 や ISK003 に比べると一致度はやや劣る. 特に, 1 秒以上の長周期帯域での一致度が悪く, この原因として波形合成では震源放射特性の影響を考慮していないことが考えられる. そこで, 余震と本震 (強震動生成域) のラディエーションパターン係数 $R_{0,\phi}$ を比較した.

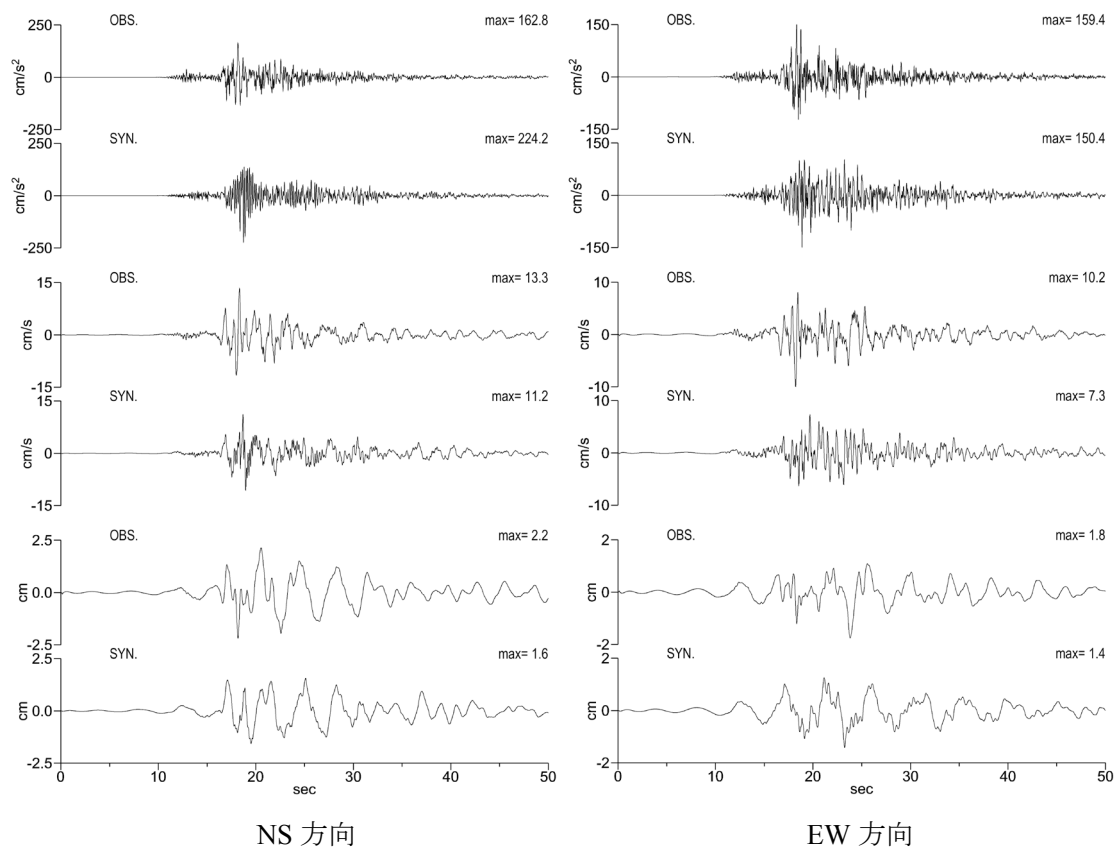
表 3-15 に ISK001, ISK003, ISK006 の余震と本震の $R_{0,\phi}$ を示す. 本震の $R_{0,\phi}$ は分割した要素断層ごとに $R_{0,\phi}$ を求め, それぞれの強震動生成域内の最大値と平均値として示した. 波形の一致度が高かった ISK001 と ISK003 は, 余震の $R_{0,\phi}$ と各強震動生成域の $R_{0,\phi}$ はほぼ同じであり, この地点に対してはラディエーションパターンの影響が小さいことがわかる. 一方, ISK006 は, 余震の $R_{0,\phi}$ が 0.08 (NS 成分) と 0.33 (EW 成分) であるのに対して, 当該地点の地震動への影響が大きい SMGA1 と SMGA2 の $R_{0,\phi}$ (最大値, 平均値) は, NS 成分で SMGA1 が (0.24, 0.12), SMGA2 が (0.33, 0.20), EW 成分で SMGA1 が (0.88, 0.67), SMGA2 が (0.55, 0.29) であり, 両成分とも本震の $R_{0,\phi}$ は余震の $R_{0,\phi}$ よりも有意に大きい. 結果として, 合成波形の長周期帯域が過小評価になったものと考えられる.

震源インバージョンでは, Asano and Iwata⁵⁸⁾ 以外には, 震源の西側にはすべり量の大きいエリアは見られないが, 本モデルでは ISK006 の観測波形の再現性を高めるために SMGA2 を設置した. 図 3-43 に SMGA1 と SMGA3 だけを考慮した場合の ISK003 と ISK006 の合成波形を, 観測波形および 3 つの強震動生成域を考慮した場合の合成波形と比較して示す. ISK003 は SMGA2 を無視してもほとんど結果には変化が見られないが, ISK006 では加速度波形の継続時間が観測記録に比べて短くなり, 波形の一致度は低下する. これは, SMGA2 は ISK003 に対してはバックワード側にあるため寄与は小さいが, ISK006 に対しては SMGA2 が必要な強震動生成域であることを示唆するものと考えられる.

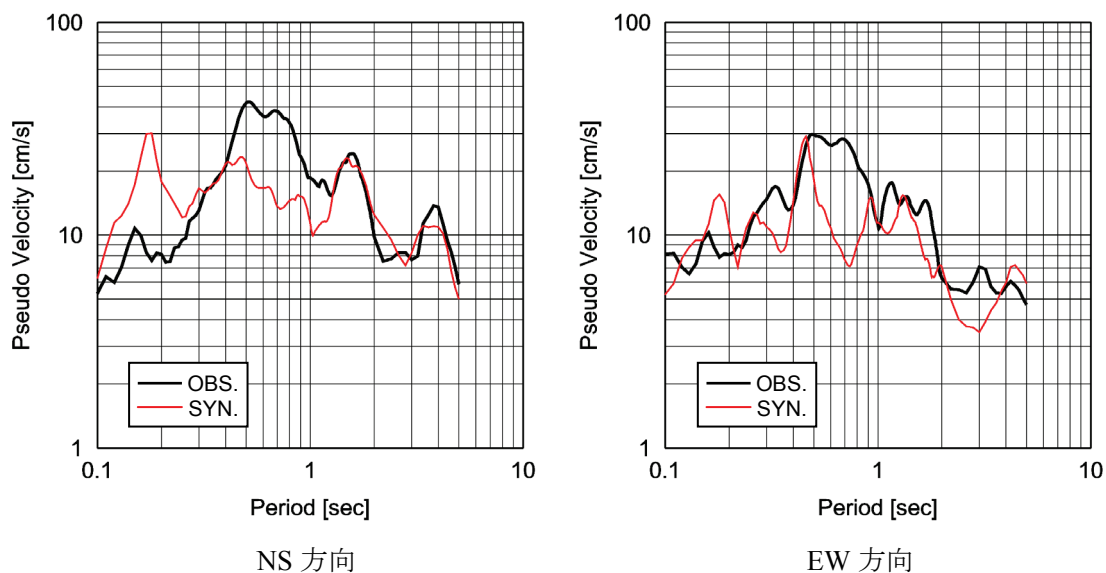
図 3-44 に R_L と R_S を示す。 R_L は 2.0 以下であり、特に目視における時刻歴波形の一致度が高かった ISK001 や ISHK01 では 1.0 以下である。 R_S は全地点で 0.5 以下となる。検討した 5 地点の中では ISK010 が最も低く R_S の最大値は 0.22 程度である。

表 3-15 余震と本震のラディエーションパターン係数

地点	成分	余震	SMGA1		SMGA2		SMGA3	
			平均	最大	平均	最大	平均	最大
ISK001	NS	0.51	0.55	0.53	0.56	0.54	0.58	0.56
	EW	0.28	0.30	0.29	0.31	0.31	0.28	0.27
ISK003	NS	0.32	0.50	0.44	0.53	0.51	0.53	0.45
	EW	0.35	0.29	0.27	0.32	0.31	0.27	0.26
ISK006	NS	0.08	0.24	0.12	0.33	0.20	0.11	0.07
	EW	0.33	0.88	0.68	0.55	0.29	0.22	0.10

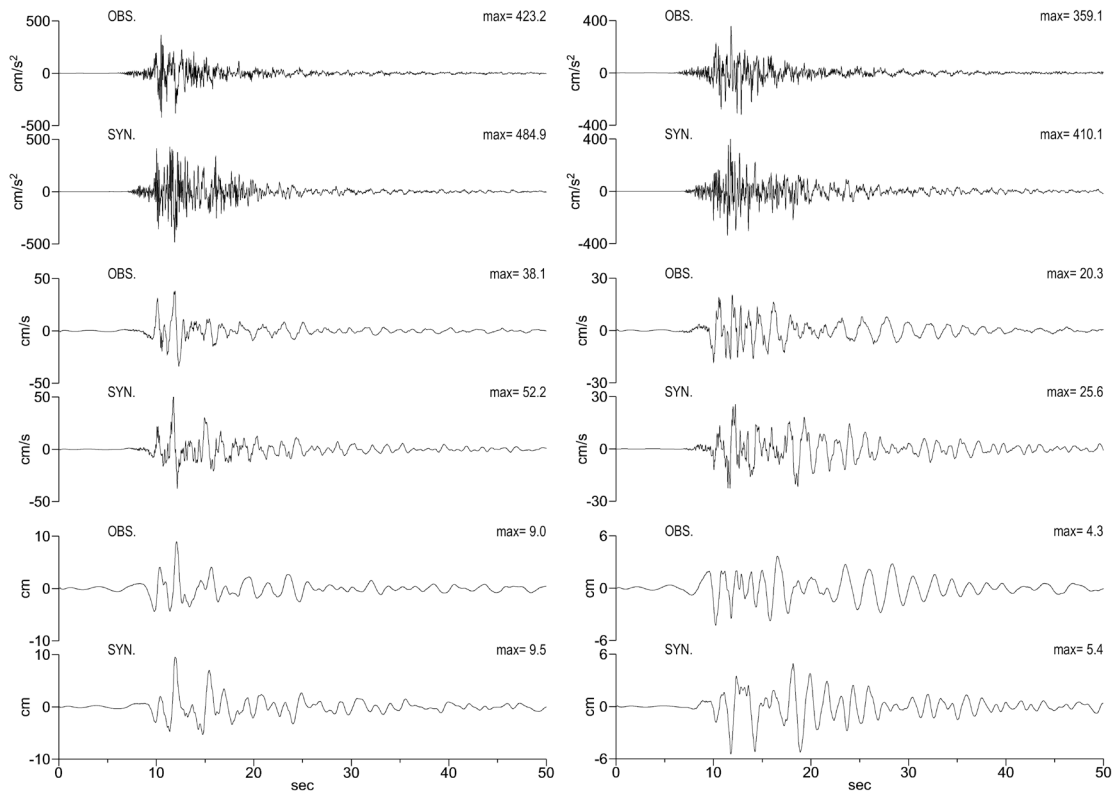


(a) 時刻歴波形の比較



(b) 擬似速度応答スペクトル (h=0.05)

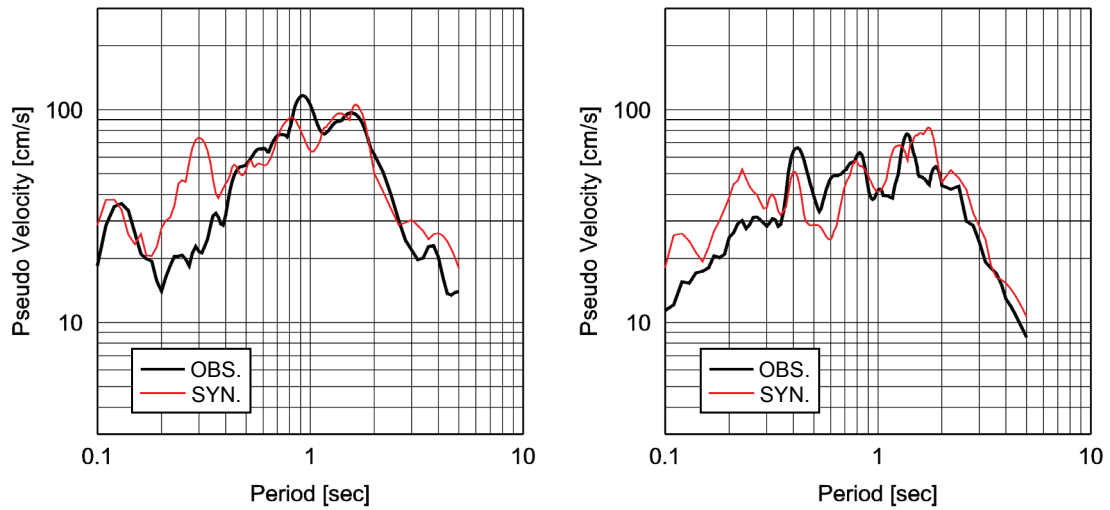
図 3-40 K-NET 大谷 (ISK001) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較



NS 方向

EW 方向

(a) 時刻歴波形の比較

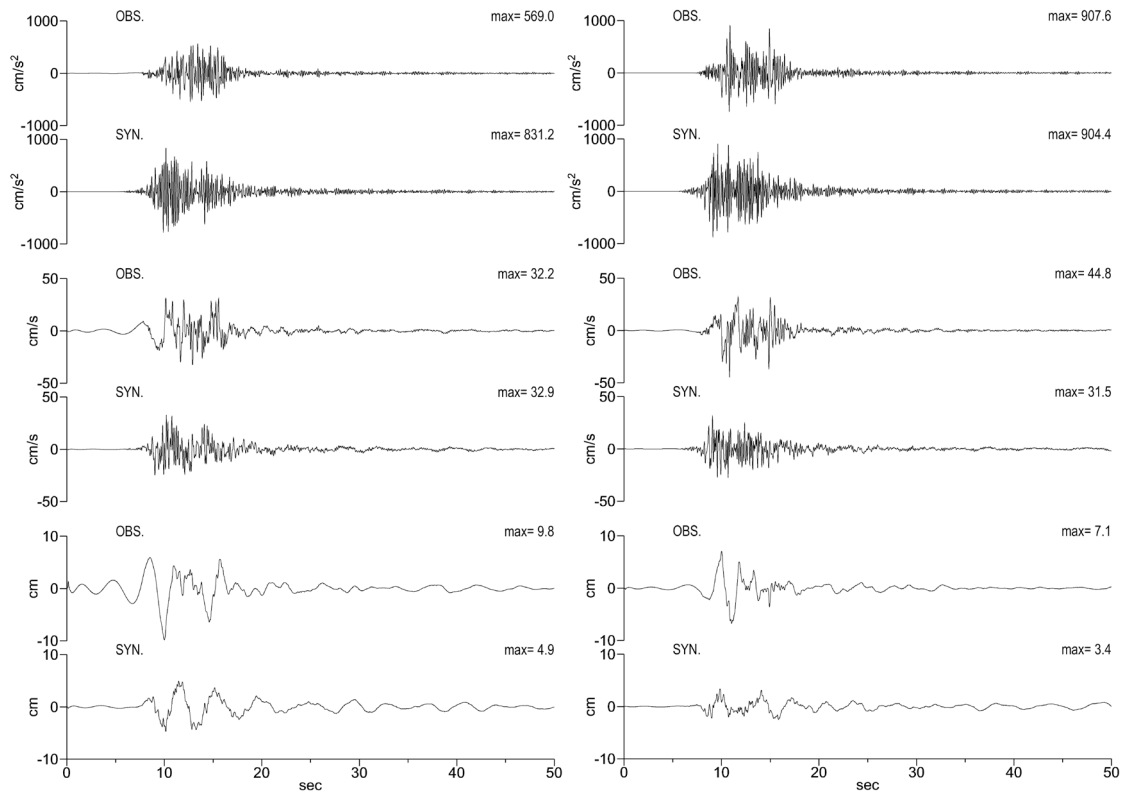


NS 方向

EW 方向

(b) 擬似速度応答スペクトル (h=0.05)

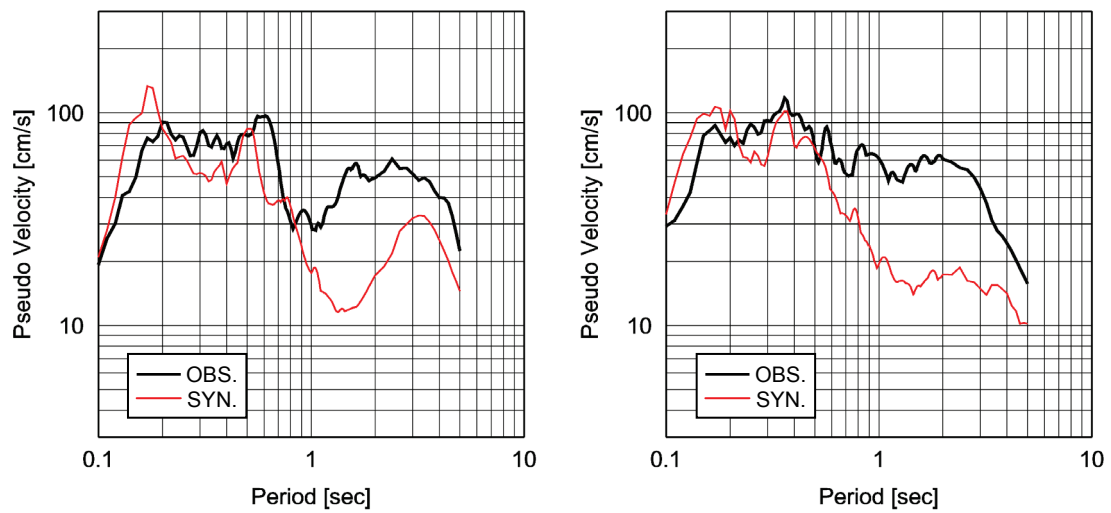
図 3-41 K-NET 輪島 (ISK003) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較



NS 方向

EW 方向

(a) 時刻歴波形の比較

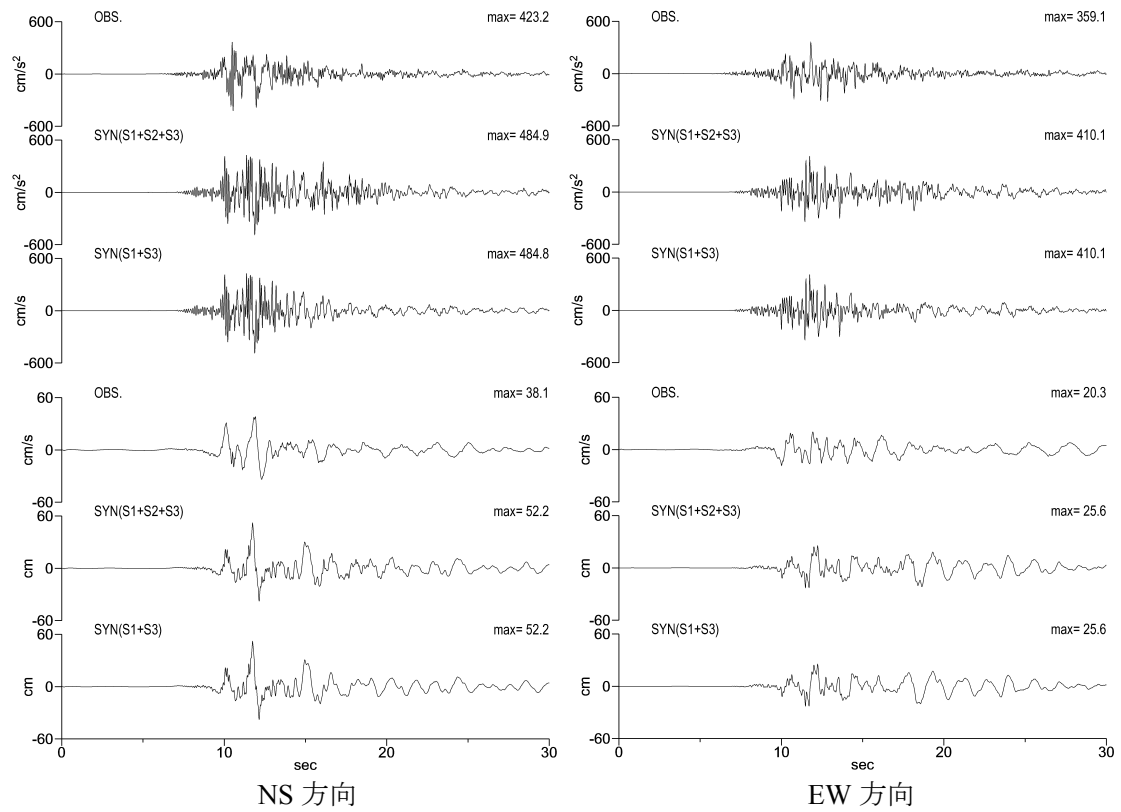


NS 方向

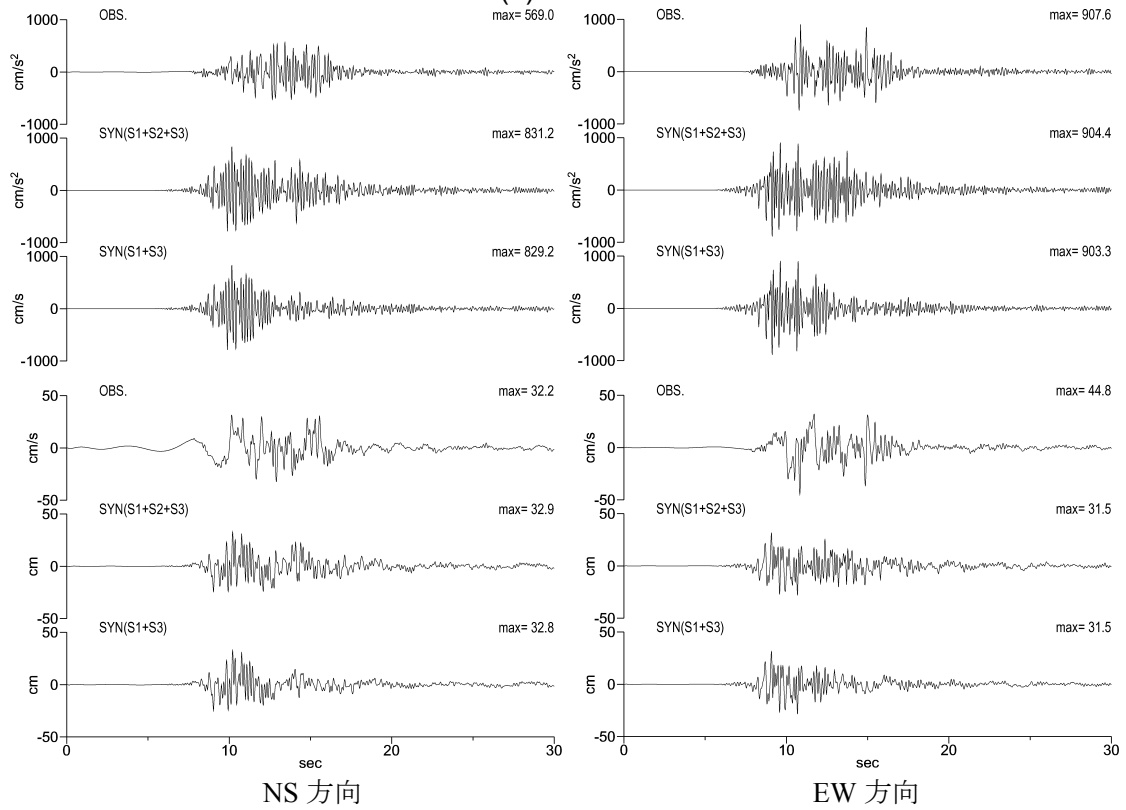
EW 方向

(b) 擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$)

図 3-42 K-NET 富来 (ISK006) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較



(a) ISK003



(b) ISK006

図 3-43 ISK003 と ISK006 における 3 つの強震動生成域を考慮した場合と SMGA2 を考慮しない場合との観測波形と合成波形の比較

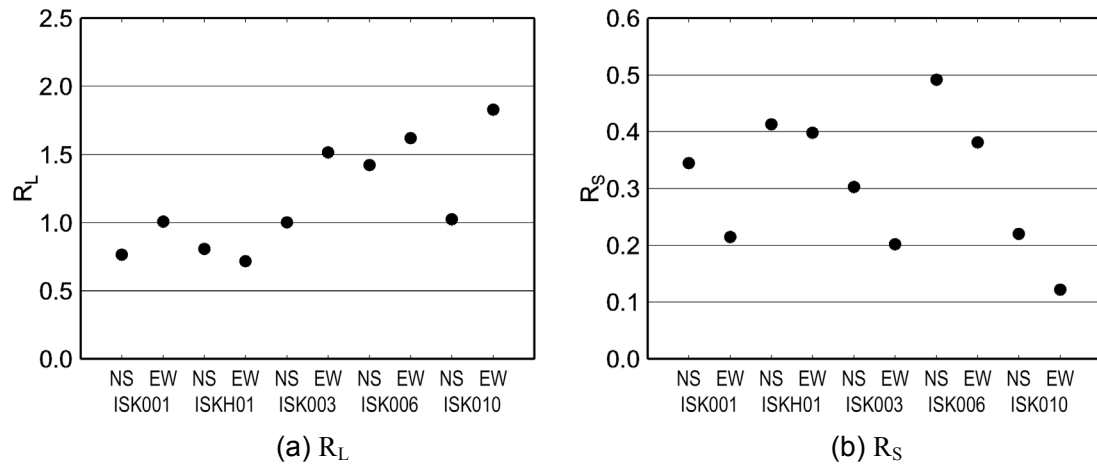
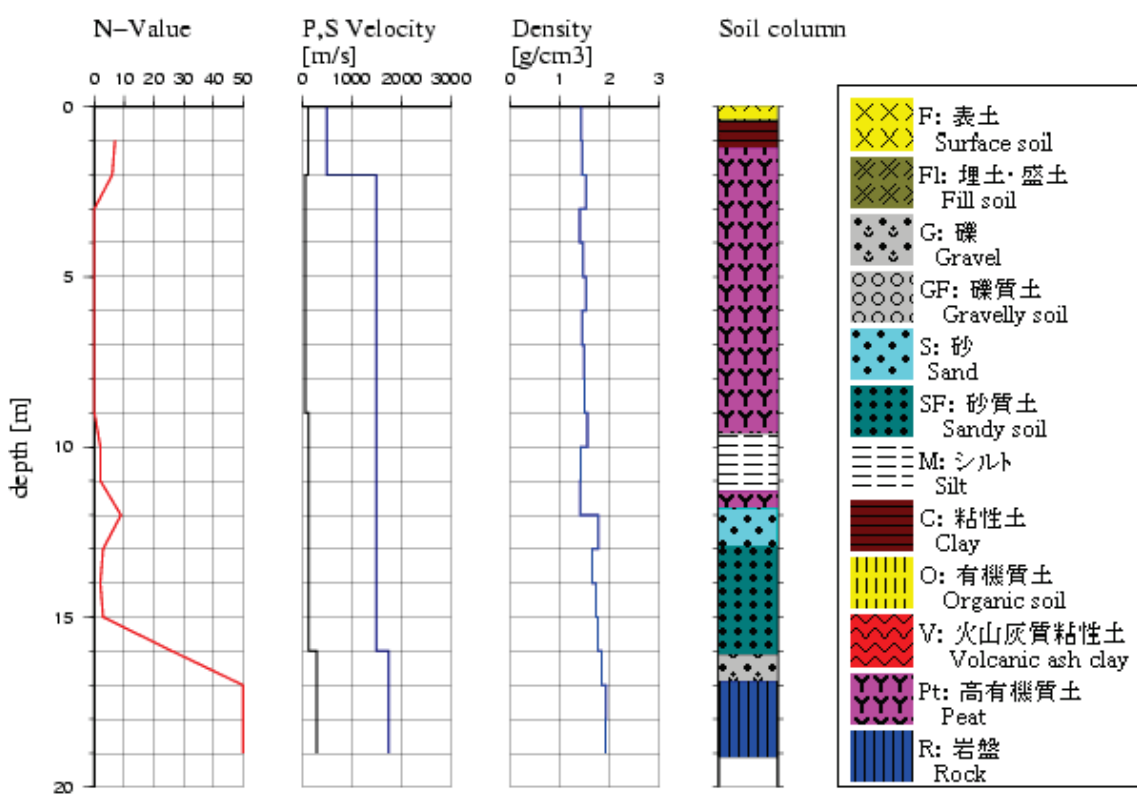


図 3-44 残差 R による観測地震動と合成地震動の一致度の評価

3.4.4 地盤が軟弱な地点における強震動評価

地盤が軟弱な地点を対象とした場合の経験的グリーン関数法の適用性を検討するため、地盤が軟弱な ISK005 を対象に波形合成を実施する。図 3-45 に当該地点の地盤調査結果を示す。地表付近から GL.-15m 付近までは極めて軟弱な地盤で構成されている。

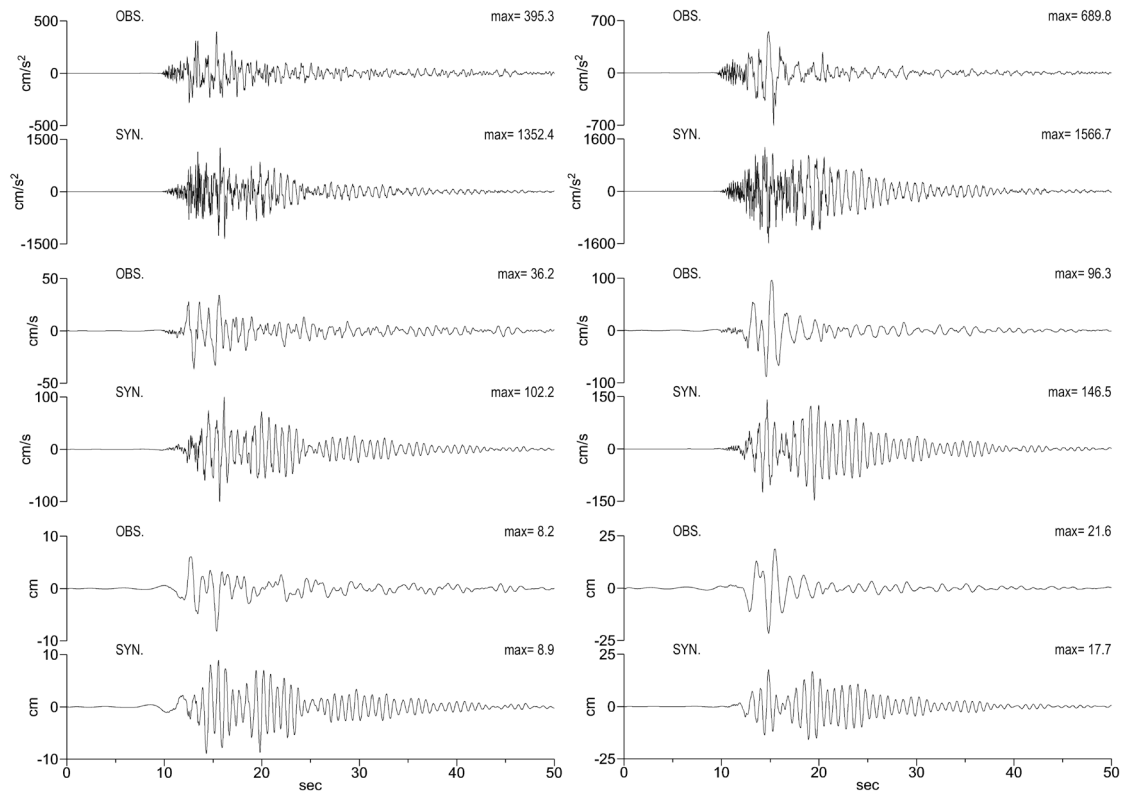
図 3-46 に合成結果と観測結果を比較して示す。合成結果は観測結果に対して大きめに評価しており、特に短周期領域を過大に評価している。この様子は、2005 年福岡県西方沖地震における K-NET 福岡 (FKO006) を対象とした評価と同じ傾向である。



NIED 独立行政法人防災科学技術研究所

Copyright (c) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, All rights Reserved.

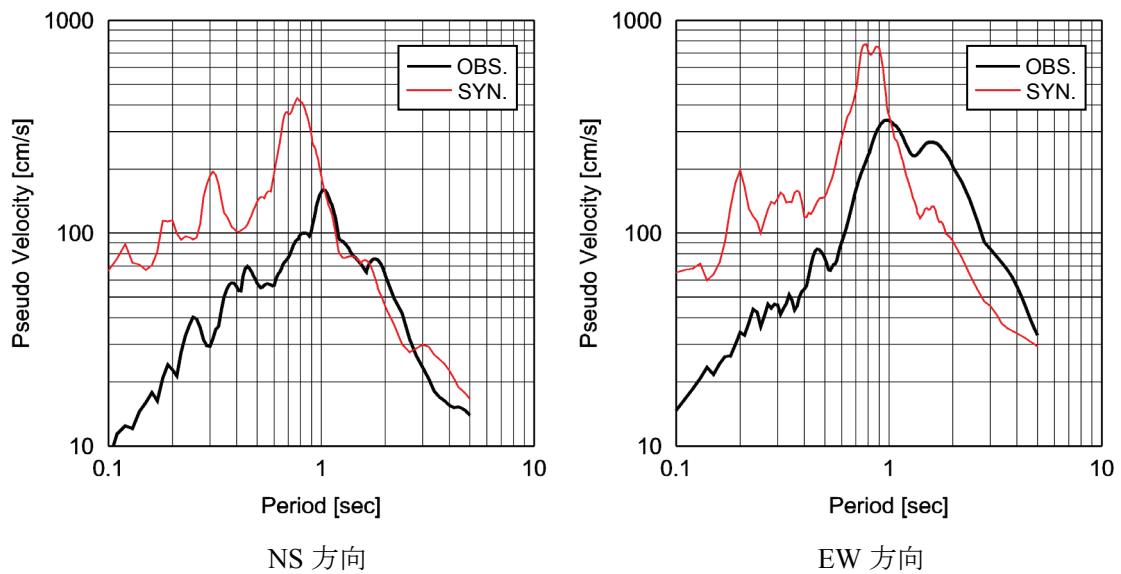
図 3-45 K-NET 穴水 (ISK005) の地盤調査結果



NS 方向

EW 方向

(a) 時刻歴波形の比較



NS 方向

EW 方向

(b) 擬似速度応答スペクトル (h=0.05)

図 3-46 K-NET 穴水 (ISK005) における観測結果と最適震源モデルを用いた合成結果の比較

3.4.5 まとめ

2007年3月25日能登半島地震の最適震源モデルを経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより構築した。その結果、3つの強震動生成域からなるモデルを提案した。

- (1) 震源よりもやや浅い付近 (SMGA1), SMGA1 の西側 (SMGA2) と東側 (SMGA3) の3箇所に強震動生成域を配置した震源モデルを構築した。強震動生成域のサイズ, 地震モーメントおよび応力降下量は, SMGA1 が $7.2\text{km} \times 7.2\text{km}$, $2.70 \times 10^{18}\text{Nm}$, 20MPa, SMGA2 が $4.8\text{km} \times 4.8\text{km}$, $8.0 \times 10^{17}\text{Nm}$, 20MPa, SMGA3 が $4.8\text{km} \times 4.8\text{km}$, $4.0 \times 10^{17}\text{Nm}$, 10MPa である。
- (2) 震源近傍域の強震動は強震動生成域から生成された地震動だけで表現することができた。2000年鳥取県西部地震, 2004年新潟県中越地震, 2005年福岡県西方沖地震, 本地震ともに, 震源近傍域の強震動は強震動生成域から生成された地震動だけで表現できている。そのため, 震源近傍域の強震動を予測するためには, 強震動生成域のモデル化が重要である。
- (3) 地盤が軟弱な K-NET 穴水 (ISK005) の地震動を評価した結果, 2004年新潟県中越地震の NIG019 地点, 2005年福岡県西方沖の地震の FKO006 地点と同様に, 観測記録を大きめに評価した。地盤が軟弱な地点の地震動評価では, 線形場を仮定した経験的グリーン関数法を直接的に適用することが困難であるため, 地盤の非線形性を考慮できる改良が必要である。

【参考文献】

- 1) 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, No.561, pp.37-45, 2002.
- 2) 気象庁: 平成 12 年 (2000 年) 10 月 6 日の鳥取県西部地震の余震活動について, 報道発表資料 (平成 12 年 10 月 7 日 16 時 00 分), 2000.
- 3) 気象庁: 震度データベース検索,
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/shindo_index.html (2012 年 11 月 13 日閲覧)
- 4) 防災科学技術研究所: 強震観測網, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (2012 年 11 月 13 日閲覧)
- 5) 林 康裕, 北原昭男, 平山貴之, 鈴木祥之: 2000 年鳥取県西部地震の地震動強さの評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 548 号, pp.35-41, 2001.
- 6) 翠川三郎, 藤本一雄: 2000 年鳥取県西部地震の震源域での地震動強さ, 日本建築学会構造系論文集, 第 549 号, pp.59-65, 2001.
- 7) 総務省消防庁: 災害情報, 平成 12 年 (2000 年) 鳥取県西部地震 (確定報),
<http://www.fdma.go.jp/bn/2002/detail/211.html> (2012 年 11 月 13 日閲覧)
- 8) 関口春子, 岩田知孝: K-net, KiK-net 地震記録を用いた断層破壊過程の推定,
<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.source.html> (2002 年 3 月 7 日閲覧)
- 9) 岩田知孝, 関口春子: 2000 年鳥取県西部地震の震源断層の実体, SEISMO, pp.5-7, 2001.3.
- 10) 堀川晴央: 2000 年鳥取県西部地震の断層モデル,
<http://www.gsj.go.jp/~horikawa/2000Tottori/source.html> (2002 年 3 月 7 日閲覧)
- 11) 井出 哲: 鳥取県西部地震の近地地震波による解析,
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ide/TTR/ttr1.html> (2002 年 3 月 7 日閲覧)
- 12) Yagi, Y. and M. Kikuchi: Source Rupture Process of the Tottori-ken Seibu earthquake of Oct. 6, 2000, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/tottori/> (2002 年 3 月 7 日閲覧)
- 13) 福山英一, William L. Ellsworth, Felix Waldhauser, 久保篤規: 2000 年鳥取県西部地震の詳細断層構造, 地球惑星関連学会合同大会, S3-007, 2001.
- 14) 関口春子, 岩田知孝: 2000 年鳥取県西部地震の震源過程と地震発生の場, 地球惑星関連学会合同大会, S3-006, 2001.
- 15) 関口春子, 岩田知孝: 震源過程が支配する震源近傍強震動—2000 年鳥取県西部地震—, 日本地震学会講演予稿集 2001 年度秋季大会, A73, 2001.
- 16) 澁谷拓郎, 中尾節郎, 西田良平, 竹内文朗, 渡辺邦彦, 梅田康弘: 2000 年鳥取県西部

- 地震に先行して発生した 1989 年, 1990 年および 1997 年の群発的地震活動, 地球惑星関連学会合同大会, S3-003, 2001.
- 17) 梅田康弘, 平田美佐子, 吉井弘治, 大見士朗, 伊藤潔: 2000 年鳥取県西部地震の初期破壊について, 地球惑星関連学会合同大会, S3-P001, 2001.
 - 18) 平田美佐子, 梅田康弘, 川方裕則, 伊藤潔: 2000 年鳥取県西部地震の初期破壊について(2), -初期破壊と主破壊の震源再決定とスペクトルー-, 日本地震学会講演予稿集, 2001 年度秋季大会, P129, 2001.
 - 19) 梅田康弘: 鳥取県西部地震の本震の初期破壊について,
http://www2.rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp/TOTTORI/syokihakai_j.html (2000 年 11 月 13 日閲覧)
 - 20) 平田美佐子: 私信
 - 21) 防災科学技術研究所: 広帯域地震観測網, <http://www.fnet.bosai.go.jp> (2012 年 11 月 13 日閲覧)
 - 22) Brune, J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol.75, pp.4997-5009, 1970.
 - 23) Brune, J. N.: Correction, *Journal of geophysical research*, Vol.76, p.5002, 1971.
 - 24) Andrews, D.J.: Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, *Geophysical monograph* 37, Maurice Ewing, Vol.6, pp.259- 267, 1986.
 - 25) 川瀬 博, 松島信一, 佐藤智美, 伏見 実, 巽 誉樹: JMA87 型強震計の観測記録に基づいた震源・伝播経路・サイトの各特性の分離, (その 1) 内陸浅発地震の場合, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 21101, 構造 II, pp.201-202, 1999.
 - 26) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36, 1997.
 - 27) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1994 年ノースリッジ地震(Mw=6.7)の震源モデル, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, pp.643-648, 1998.
 - 28) 釜江克宏, 入倉孝次郎: トルコ・コジャエリ, 台湾・集集地震の震源の特性化と強震動シミュレーション, 第 11 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.545-550, 2002.
 - 29) Irikura,K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp.151-156, 1986.12.
 - 30) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子: 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25, 1997.
 - 31) 関口春子: 私信
 - 32) 宮武 隆: 震源物理に基づく震源モデル, -強震動予測のために-, 月刊地球, 号外

- No.37, pp.42-46, 2002.
- 33) 菊地正幸, 山中佳子: 遠地実体波解析, 10月6日鳥取県西部の地震(M7.3), EIC 地震学ノート, No.93s, 2000.
- 34) Somerville, P. G., K. Irikura, K., 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, No.1, pp.59-80, 1999.
- 35) Irikura, K.: Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol.33, Part2, No.298, 1983.
- 36) Faccioli, E.: A study of strong motions from Italy and Yugoslavia in terms of gross source properties, *Geophysical Monograph*, 37, Maurice Ewing, AGU, Vol.6, pp.297-309, 1986.
- 37) 佐藤智美: KiK-net 強震記録を用いた鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及び f_{max} の検討, 日本地震学会講演予稿集 2001 年度秋季大会, A56, 2001.
- 38) 吉田 望, 中村 晋, 末富岩雄: 1995 年兵庫県南部地震における地盤の非線形挙動とその予測, 第 23 地盤震動シンポジウム, pp.39-52, 1995.
- 39) 吉中龍之進, 桜井春輔, 菊地宏吉編著: 岩盤分類とその適用, 岩盤工学体系[1], 土木工学社
- 40) 藤谷昌弘, 嶋田昌義, 小池 豊, 古田一郎: 地盤の変形特性把握のための室内試験と原位置試験の対比, 「地盤および土構造物の動的問題における地盤材料の変形特性—試験法・調査法および結果の適用—」に関する国内シンポジウム, 発表論文集, 社団法人土質工学会, pp.259-268, 1993.
- 41) 永野正行, 加藤研一, 武村雅之: 2000 年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定, -1995 年兵庫県南部地震との比較-, 日本建築学会構造系論文集, 第 550 号, pp.39-46, 2001.
- 42) 松元康広, 岩田知孝: 2000 年鳥取県西部地震(MJMA7.3)の断層面上の高周波(2~10Hz)地震波の生成過程の推定, <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/yasuhiro/tottori.html> (2012 年 11 月 13 日閲覧)
- 43) 防災科学技術研究所: K-NET, KiK-net による最大加速度分布, http://www.bosai.go.jp/ad/Jpn/news/tottori/tottori_k-net.html (2012 年 11 月 13 日閲覧)
- 44) Kamae, K., Ikeda, T. and Miwa, S.: Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake ($M_{JMA}=6.8$) by the forward modeling using the

- empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, Vol.57, pp.533-538, 2005.
- 45) 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋: 2004年新潟県中越地震(Mj6.8)の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会学術講演梗概集. B-2, 構造 II, pp.135-136, 2005.
- 46) 地震調査研究推進本部: 2004年の主な地震活動の評価, 新潟県中越地方の地震活動(平成16年新潟県中越地震), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/major_act/act_2004.htm (2012年11月13日閲覧)
- 47) 総務省消防庁: 平成16年(2004年)新潟県中越地震(確定報), <http://www.fdma.go.jp/data/010909231403014084.pdf> (2012年11月13日閲覧)
- 48) Honda, R., Aoi S., Morikawa, N., Sekiguchi, H., Kunugi, T. and Fujiwara, H.: Ground motion and rupture process of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, Vol.57, pp.527-532, 2005.
- 49) 八木勇治: 2004年10月23日新潟県中越地震の破壊の様子(暫定), <http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/20041023/Japan20041023-j.html> (2004年11月13日閲覧)
- 50) 山中佳子: 10月新潟県中越地方の地震(Mj6.8, Mj6.5, Mj6.1), EIC地震学ノート, No.154+, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC154a.html (2004年11月13日閲覧)
- 51) 畑山健, 工藤一嘉, 松島信一, 神原浩, 早川崇, 福喜多輝, 坂上実: 2004年新潟県中越地震の震源域における余震・微動観測とその記録を用いた分析(その3)余震記録を用いたサイト増幅特性の評価, 地球惑星科学連合大会, S079-P002, 2005.
- 52) 佐藤智美: 統計的グリーン関数の最大加速度・最大速度の距離減衰特性, 日本地震工学会論文集, 第7巻, 第6号, pp.1-16, 2007.
- 53) 池田隆明, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価, 2005年福岡県西方沖の地震と2007年能登半島地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, Vol.76, No.665, pp.1253-1261, 2011.
- 54) 総務省消防庁: 福岡県西方沖を震源とする地震(確定報), <http://www.fdma.go.jp/bn/2009/detail/554.html> (2010年10月10日閲覧)
- 55) 宇佐美龍夫: 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1987.
- 56) 地震調査研究推進本部: 2005年3月20日福岡県西方沖の地震の評価, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_fukuoka/ (2010年10月10日閲覧)
- 57) Miyake, H., Tanaka, Y., Sakaue, M., Koketsu, K. and Ishigaki, Y.: Empirical Green's function simulation of broadband ground motions on Genkai Island during the 2005 West Off Fukuoka

- Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.58, pp.1637–1642, 2006.
- 58) Asano, K. and T. Iwata: Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.58, pp.93-98, 2006.
- 59) Sekiguchi, H., S. Aoi, R. Honda, N. Morikawa, T. Kunugi, and H. Fujiwara: Rupture process of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, Vol.58, pp.37-43, 2006.
- 60) 佐藤智美, 川瀬博: 福岡県西方沖の地震と余震の強震記録のスペクトルインバージョン解析, 福岡県西方沖の地震の強震動と構造物被害の関係に関する調査研究, 平成17年度科学研究費補助金研究成果, pp.76-87, 2006.
- 61) 地震調査研究推進本部: 平成19年(2007年)能登半島地震の評価,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07mar_noto/ (2010年10月10日閲覧)
- 62) 総務省消防庁: 平成19年(2007年)能登半島地震(第49報),
<http://www.fdma.go.jp/bn/2009/detail/537.html> (2010年10月10日閲覧)
- 63) 土木学会・地盤工学会: 2007年能登半島地震被害調査報告書,
<http://www.jsce.or.jp/report/42/index.shtml> (2012年11月13日閲覧)
- 64) 飛田哲男, 後藤浩之, 豊岡亮洋, 高橋良和, 姜基天, 井合進: 速報 平成19年(2007年)能登半島地震被害調査速報, *自然災害科学*, Vol.26, No.1, pp.69-78, 2007.
- 65) Asano K. and T. Iwata: Source modeling of recent large inland crustal earthquakes in Japan and source characterization for strong motion prediction, *Proceedings of 14th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 03-01-0025, 2008.
- 66) 青井真, 関口春子, 森川信之, 先名重樹, 功刀卓: K-NET, KiK-netによる2007年3月25日能登半島地震の地震動・震源過程, 日本地球惑星科学連合2007年大会, Z255-P006, 2007.
- 67) 加藤研一, 池浦友則: 2007年能登半島地震が励起した大振幅地震動の発生要因—震源・伝播・地盤増幅率の観点から見た検討—, 日本建築学会大会学術講演梗概集(中国), pp.761-762, 2008.
- 68) Kurahashi S., K. Masaki and K. Irikura: Source model of the 2007 Noto-Hanto earthquake (Mw 6.7) for estimating broad-band strong ground motion, *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.89-94, 2008.
- 69) Yoshimi M. and K. Yoshida: Site amplification and strong ground motion of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated from aftershock observation, *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.161-167, 2008.

- 70) Maeda T., M. Ichiyanagi, H. Takahashi, R. Honda, T. Yamaguchi, M. Kasahara and T. Sasatani: Source parameters of the 2007 Noto Hanto earthquake sequence derived from strong motion records at temporary and permanent stations, *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.1011-1016, 2008.

第4章 工学的地震動予測のための震源のモデル化手法の高度化

4.1 概要

地震による災害軽減のためには、将来発生する地震における震源近傍の強震動を高精度に予測することが重要である。強震動予測の精度を向上させるためには、災害軽減の目的に応じた適切な強震動予測手法、予測対象地点・地域の地盤構造や地下構造のモデル化手法、そして対象とする地震の種別に応じた震源のモデル化手法が必要である。地震観測記録の蓄積とそれを用いた波形インバージョン解析等から、地震時の震源破壊は複雑で、時間的・空間的に不均質であることが明らかにされており、震源のモデル化手法には、このような複雑な震源破壊を考慮する必要がある。

入倉は地震災害軽減のために重要な周期 0.1 秒～10.0 秒の地震動（本論文では工学的地震動と定義）の予測を目的に、想定する地震の震源のモデル化、震源と対象地域を包含する地下構造・地盤構造のモデル化、地震動計算（シミュレーション）手法の設定に関する手続きを系統的に整理し、誰がやっても同じ答えが出るような標準化を目的とした「強震動予測のレシピ」（入倉レシピ）を提案している¹⁾。

震源のモデル化では、波形インバージョン結果により明らかにされた震源パラメータのスケーリング則²⁾等に基づき、震源断層全体の形状や規模を示す巨視的震源パラメータと震源断層の不均質性を示す微視的震源パラメータを設定する。巨視的震源パラメータは、震源断層の全破壊域の面積（ S ）と地震モーメント（ M_0 ）のスケーリング則に基づき、微視的震源パラメータは断層面上の強震動生成域の総面積（ S_s ）と地震モーメントとのスケーリング則に基づき特性化されている。

入倉レシピは前述の通り地震動予測手法の設定に関する手続きを規定したものであり、具体的な震源のモデル化手法（震源パラメータの設定方法）はその後の最新の研究成果を反映させて改訂されることが大前提となっている。

地震調査研究推進本部は、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（地震本部レシピ）の中で内陸型地震と海溝型地震の震源のモデル化手法を再構築している（以後、震源の特性化手法と呼ぶ）³⁾。最新の知見や研究成果に基づき取りまとめられているため、震源のモデル化に対しては有用な資料であるが、複数の地震に対して検証を行い、より精度の高いモデル化手法に改訂することが求められている。

本章では、前章においてフォワードモデリングで構築した最適震源モデルを用いて、震源の特性化手法の検証と高度化をはかる。さらに、震源の特性化手法はより多くの事例により検証することが望ましいため、日本国内で発生した内陸地殻内地震を対象に経験的グ

リーン関数法によるフォワードモデリングで構築された最適震源モデルを用いて検証を実施する。

具体的には、まず震源破壊の不均質性と地震動の振幅を支配する強震動生成域の総面積について検証を行う。震源の特性化手法では、強震動生成域の総面積は短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以後、短周期レベルと呼ぶ）から設定するため、最適震源モデルの地震モーメントと短周期レベルとの関係が、震源の特性化手法で取り入れられた経験的關係式を満足することを示す。

次に、ライズタイムの評価方法について検証を行う。震源の特性化手法におけるライズタイムの評価式は Day⁴⁾による理論式であり、フォワードモデリングで設定した最適震源モデルのライズタイムに比べ長い時間を与えることが知られている。そのため、フォワードモデリングの結果に基づき、ライズタイムの評価方法の提案を行う。

4.2 震源の特性化手法

地震本部レシピにおける震源の特性化手法³⁾を簡単に説明する。この方法では、震源パラメータを震源断層全体の規模や形状を示す巨視的断層パラメータ、震源断層の不均質性を示す微視的断層パラメータ、そして震源の破壊過程を示すその他の震源特性の3種類に分類している。

4.2.1 巨視的断層パラメータ

巨視的断層パラメータは、震源断層モデルの位置と構造（位置、走向、セグメント）、震源断層モデルの大きさ（長さ、幅）と深さおよび傾斜角、地震規模、震源断層モデルの平均すべり量の4種類を設定する。震源断層モデルの位置と構造以外は、過去の地震記録等や詳細な調査結果に基づき推定する場合と、地表の活断層の情報をもとに簡便化した方法で推定する場合の2種類に分類されるが、ここでは過去の地震記録等や詳細な調査結果に基づき推定する場合についてのみ示し、他方は文献3)に譲る。

(1) 震源断層モデルの位置と構造

地震調査委員会⁵⁾による長期評価結果で示された活断層位置図を参照して決定する。震源断層が平面的に屈曲している場合には、セグメントに分割する。長期評価結果がなされていない場合には、活断層調査結果^{たとえば6),7),8)}に基づき設定する。図4-1に震源断層モデルの模式図を示す。

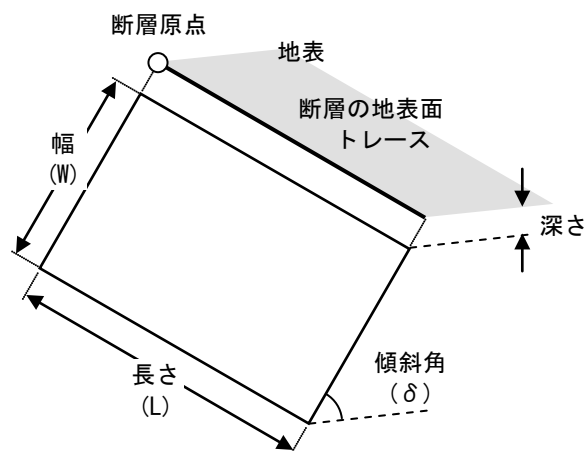


図 4-1 震源断層モデルの模式図

(2) 震源断層モデルの大きさ・深さ・傾斜角

震源断層モデルの長さ L (km) については、震源断層モデルの形状に基づき設定する。幅 W (km) については、(4-1) 式に示す入倉・三宅⁹⁾による関係式により設定する。

$$W = L \quad (L < W_{\max}) \quad (4-1a)$$

$$W = W_{\max} \quad (L \geq W_{\max}) \quad (4-1b)$$

ここで、 W_{\max} は震源断層モデルの幅の最大値で、当該地点における地震発生層の厚さ T_S (km, $T_S \leq 20$ km) と傾斜角 δ (°) により (4-2) 式で表される。

$$W_{\max} = \frac{T_S}{\sin \delta} \quad (4-2)$$

傾斜角 δ は反射法探査結果などから設定するが、それらの資料がない場合には、断層タイプにより、逆断層と生断層が 45° 、横ずれ断層が 90° とする。

(3) 地震規模 (地震モーメント)

Somerville et al.²⁾は (4-3a) 式に示す M_0 と S との関係性を提案している。この経験的関係式は、過去に発生した大地震の強震動記録を用いた震源インバージョン結果に基づいているが、用いたデータベースに M8 クラスの地震が含まれていない。そのため、入倉・三宅の提案⁷⁾に基づき、 M_0 が $7.5 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}$ 以上の場合には、Wells and Coppersmith¹⁰⁾等のデータに基づく (4-3b) 式を適用する。ただし、この式の適用範囲も $M_0 = 1.0 \times 10^{21} \text{N} \cdot \text{m}$ を上限とする。

$$M_0 = \left(\frac{S}{2.23 \times 10^{15}} \right)^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_0 < 7.5 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m}) \quad (4-3a)$$

$$M_0 = \left(\frac{S}{4.24 \times 10^{11}} \right)^2 \times 10^{-7} \quad (7.5 \times 10^{18} \text{N} \cdot \text{m} \leq M_0 \leq 1.0 \times 10^{21} \text{N} \cdot \text{m}) \quad (4-3b)$$

震源断層が複数のセグメントから構成される場合には、セグメントの面積の総和を震源断層の面積とする。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は、全てのセグメントで平均応力降下量が一定となるように、(4-4) 式で示すようにセグメントの面積の 1.5 乗の重みで配分する。

$$M_{0i} = \frac{M_0 \times S_i^{3/2}}{\sum S_i^{3/2}} \quad (4-4)$$

ここで、 M_{0i} は*i*番目のセグメントの地震モーメント、 S_i は*i*番目のセグメントの面積である。

(4) 震源断層モデルの平均すべり量

震源断層モデル全体の平均すべり量 D (m) は、地震モーメント M_0 (N・m) と震源断層の面積 S (km²) との経験的關係式から (4-5) 式で設定される。

$$D = \frac{M_0}{\mu \cdot S} \quad (4-5)$$

ここで、 μ は震源断層の剛性率 (N/m²) であり、密度 ρ (kg/m³) と S 波速度 β (km/s) により (4-6) 式で設定される。

$$\mu = \rho \cdot \beta^2 \quad (4-6)$$

4.2.2 微視的断層パラメータ

微視的断層パラメータは、強震動生成域の位置と個数、強震動生成域の面積、強震動生成域および背景領域の平均すべり量、強震動生成域および背景領域の実効応力（応力降下量）、高周波遮断振動数、平均破壊伝播速度、すべり速度時間関数、すべり角の8種類を設定する。

(1) 強震動生成域の位置と個数

起震断層の変位量分布を詳細に調査した最近の研究では、震源断層浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされており¹¹⁾、震源断層モデルの強震動生成域の位置を活断層調査から得られた1回の地震イベントによる変位量分布もしくは平均変位速度（平均的なずれの速度）の分布から設定する。しかしながらこの方法は震源断層深部の強震動生成域の位置が推定されないなど不確実性が高く、強震動生成域の位置の違いは強震動予測結果に大きく影響することがこれまでの強震動評価結果から明らかになっていることから、複数のケースを設定しておくことが望ましいとされている。

Somerville et al.²⁾は過去に発生した内陸地殻内地震の震源インバージョン結果を整理し、1地震当たり平均2.6個としている。想定する地震規模が大きくなるにつれて同時に動くセグメントが多くなり、強震動生成域の数も多くなる傾向にあり、Mwが7未満の2000年鳥取県西部地震（Mw6.8）と1995年兵庫県南部地震（Mw6.9）がそれぞれ2個と3個であるのに対し、Mwが7を超える1999トルコ・コジャエリ地震（Mw7.4）と1999年台湾・集集地震（Mw7.6）では5個と6個である^{12),13)}。これらの研究成果を参照し、状況に応じて1セグメントあたり1個か2個に設定するとされている。

(2) 強震動生成域の面積

強震動生成域の総面積 S_s (km²) は強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以下、短周期レベルと呼ぶ）と密接な関係があるため、震源断層モデルの短周期レベルから強震動生成域の総面積 S_s (km²) を設定する。

短周期レベルを直接的に評価することは困難であるため、(4-7)式に従い短周期レベルと地震モーメントとの経験的關係式から推定する¹⁴⁾。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad (4-7)$$

ここで、 A は短周期レベル ($\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2$) である。震源断層と強震動生成域の形状を便宜的に円形と仮定すると、強震動生成域の総面積の等価半径 r (km) は短周期レベルを用いて (4-8) 式により算出することができる。

$$r = \frac{7\pi}{4} \frac{M_0}{A \cdot R} \cdot \beta^2 \quad (4-8)$$

(4-8) 式は、ただ一つの強震動生成域を持つモデルに対する M_0 と A の理論的關係式から (4-9a) 式¹⁵⁾、(4-9b) 式¹⁴⁾により導かれている。

$$M_0 = \frac{16}{7} \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_s \quad (4-9a)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_s \cdot \beta^2 \quad (4-9b)$$

ここで、 R は断層面積に対する等価半径 (km)、 $\Delta\sigma_s$ は強震動生成域の応力降下量 (MPa) である。(4-9a) 式、(4-9b) 式は複数の強震動生成域を持つ場合にも拡張可能であり、強震動生成域が複数存在する場合の等価半径 r は (4-10) 式で表すことができる。

$$r = \sqrt{\sum_{i=1}^N r_i^2} \quad (4-10)$$

なお、波形インバージョン解析結果に対して一定基準で強震動生成域を抽出する検討が行われ、内陸地震による強震動生成域総面積の占める割合は断層総面積の平均 22%²⁾、15%~27%¹³⁾とされており、拘束条件にはならないが参考値としては有用である。

(3) 強震動生成域および背景領域の平均すべり量

強震動生成域全体の平均すべり量 D_s (m) は、震源断層全体の平均すべり量 D (m) の ξ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果^{2),16)}に基づき $\xi=2$ とされている。

$$D_s = \xi \cdot D \quad (4-11)$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b (m) は全体の地震モーメント M_0 ($\text{N}\cdot\text{m}$) から強震動生成域の地震モーメント M_{0s} ($\text{N}\cdot\text{m}$) を除いた背景領域の地震モーメント M_{0b} ($\text{N}\cdot\text{m}$) と面積 S_b (km^2) から (4-12c) 式で算出される。

$$M_{0s} = \mu \cdot D_s \cdot M_{0s} \quad (4-12a)$$

$$M_{0b} = \mu \cdot D_b \cdot M_{0b} \quad (4-12b)$$

$$D_b = \frac{M_{0b}}{\mu \cdot S_b} \quad (4-12c)$$

強震動生成域が複数ある場合、個々の強震動生成域の平均すべり量 D_{si} (m) は、個々の強震動生成域を便宜的に円形破壊面と仮定した場合の強震動生成域の面積 S_{si} (km^2) から算出される半径 r_i (km) との比が全ての強震動生成域で等しいと経験的に仮定し、(4-13a)式から算出される。

$$D_{si} = \frac{\gamma_i}{\sum \gamma_i} \cdot D_s \quad (4-13a)$$

$$\gamma_i = \frac{r_i}{r} \quad (4-13b)$$

(4) 強震動生成域および背景領域の応力降下量

強震動生成域の応力降下量 $\Delta\sigma_s$ (MPa) については (4-14) 式¹⁷⁾が提案されている。

$$\Delta\sigma_s = \frac{S}{S_s} \cdot \Delta\sigma \quad (4-14)$$

円形破壊が仮定できる規模の地震に対しては、震源断層全体の地震モーメントが面積の1.5乗に比例するため¹⁸⁾、(4-14)式と等価な式として(4-9a)式を変形し(4-15a)式、震源断層全体の応力降下量を表す(4-15b)式を得る。

$$\Delta\sigma_s = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{r^2 \cdot R} \quad (4-15a)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \quad (4-15b)$$

一方、長大な震源断層に対しては、円形破壊が仮定できないため、(4-15)式を適用することができない。この場合は(4-14)式から評価することになる。

(5) 高周波遮断振動数

地震調査委員会強震動評価部会¹⁹⁾において高周波遮断振動数 (f_{max}) を $f_{max}=6\text{Hz}$ ²⁰⁾および $f_{max}=13.5\text{Hz}$ ²¹⁾の2つのケースを想定・比較した結果, $f_{max}=6\text{Hz}$ のケースの方が既存の距離減衰式の対応が良いことが分かったため $f_{max}=6\text{Hz}$ が適用されている。

(6) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 V_r (km/s) は, 特にその震源域の詳しい情報がない限り地震発生層のS波速度 β (km/s) との経験式²²⁾を使用する。

$$V_r = 0.72 \cdot \beta \quad (4-16)$$

(7) すべり速度時間関数

中村・宮武の近似式²³⁾を適用している。各パラメータを(4-17)式に, すべり速度時間関数の概念図を図4-2に示す。(4-17)式中の ε と b は(4-18)式で定義される。

$$\frac{dD(t)}{dt} = \frac{2V_m}{t_d} \cdot t \cdot \left(1 - \frac{t}{2t_d}\right) \quad 0 < t < t_d \quad (4-17a)$$

$$\frac{dD(t)}{dt} = \frac{b}{\sqrt{t - \varepsilon}} \quad t_d < t < t_r \quad (4-17b)$$

$$\frac{dD(t)}{dt} = c - a_r(t - t_r) \quad t_r < t < t_s \quad (4-17c)$$

$$\frac{dD(t)}{dt} = 0 \quad t < 0 \text{ or } t > t_s \quad (4-17d)$$

$$\varepsilon = \frac{5t_b - 6t_d}{4 \left(1 - \frac{t_d}{t_b}\right)} \quad (4-18a)$$

$$b = 2V_m \cdot \frac{t_b}{t_d} \cdot \sqrt{t_b - \varepsilon} \cdot \left(1 - \frac{t_b}{2t_d}\right) \quad (4-18b)$$

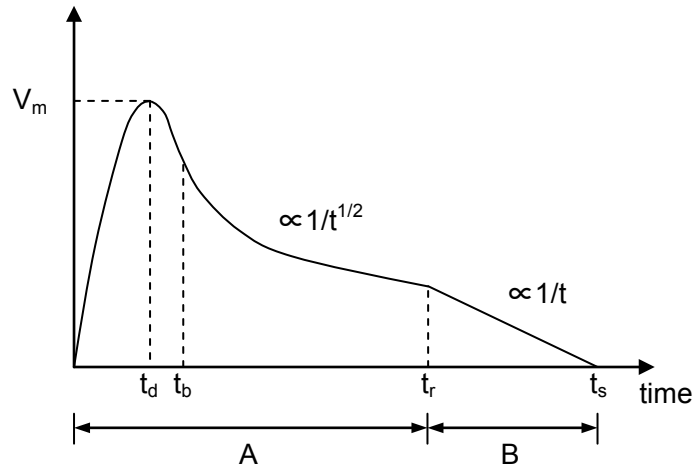


図 4-2 すべり速度時間関数の概念図

ここで、 c 、 a_r は係数、 $t_r:(t_s-t_r)=2:1$ で表される。この近似式を適用するためには以下の4つのパラメータが必要であり、それぞれ下記の方法で設定することになっている。

- t_d (s) : 最大すべり速度到達時間

$$t_d \cong \frac{1}{\pi \cdot f_{\max}} \quad (4-19)$$

- t_b (s) : すべり速度振幅が $1/\sqrt{t}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間
(4-17a) 式で最終すべり量を与えることにより自動的に設定される。
- t_r (s) : ライズタイム

$$t_r \cong \alpha \cdot \frac{W}{V_r} \quad (4-20)$$

ここで、 $\alpha=0.5$ 、 W は強震動生成域では強震動生成域の幅、背景領域では断層全体の幅となる。

- V_m (m/s) : 最大すべり速度振幅

$$V_m = \Delta\sigma \frac{\sqrt{2f_c \cdot W \cdot V_r}}{\mu} \quad (4-21)$$

ここで、 f_c はローパスフィルターのコーナー振動数で f_{\max} と同等とする。

(8) すべり角

すべり角 λ (°) については、「長期評価」で示されている場合にはその値を使用するが、資料が得られない場合には、断層のずれのタイプ（ずれの方向）により、逆断層=90°，正断層=-90°，左横ずれ断層=0°，右横ずれ断層=180° とする。

4.2.3 その他の震源特性

その他の震源特性として、破壊開始点と破壊形態の2種類を設定する。

(1)破壊開始点

活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化²⁴⁾に基づき破壊開始点の位置を推定するが、破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には必要に応じて複数のケースを設定するのが望ましい。

また、破壊開始点は強震動生成域の外部に存在する傾向にあるとされており^{2),25)}、強震動生成域の内部には設定しないようにする。深さについては内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるとされており²⁵⁾震源断層の下部に設定する。

(2)破壊形態

破壊開始点から放射状に破壊が進行していくものとする。異なるセグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。

セグメント間の破壊伝播時刻差については、セグメント間が連続している場合はそのまま連続的な破壊伝播を仮定し、セグメント間が連続せず離れている場合はセグメント間のS波の伝播を仮定して算出する。

4.3 最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

4.3.1 本研究で構築した最適震源モデルの整理

表 4-1 に第 3 章で構築した 2000 年鳥取県西部地震, 2004 年新潟県中越地震, 2005 年福岡県西方沖の地震, 2007 年能登半島地震における最適震源モデルを比較して示す.

2000 年鳥取県西部地震は余震分布等から震源域を設定しているため, 背景領域のパラメータも設定しているが, それ以外の地震については, 強震動生成域のみ設定している. 個々の強震動生成域の地震モーメント (M_{0si}) は, 経験的グリーン関数に用いた余震の地震モーメント (M_{0e}), 各強震動生成域と余震の応力降下量の比 (C_i), 重ね合わせ数 (N_{1i} , N_{2i} , N_{3i}) を用いて (4-22) 式より設定した. 2004 年新潟県中越地震は予測対象サイトにより余震が異なるため, 強震動生成域 1 に Aftershock-1, 強震動生成域 2 に Aftershock-2 を用いた場合の結果を示している.

$$M_{0si} = M_{0e} \times C_i \times N_{1i} \times N_{2i} \times N_{3i} \quad (4-22)$$

短周期レベルは (4-23) 式に従い算出した.

$$A = \sqrt{\sum_{i=1}^n (A_i^2)} \quad (4-23a)$$

$$A_i = 4\pi \cdot r_i \cdot \Delta\sigma_{si} \cdot \beta^2 \quad (4-23b)$$

ここで n は強震動生成域の個数, r_i は強震動生成域を円形断面とした場合の等価半径 (km) である.

強震動に大きく影響を与える微視的断層パラメータに着目し, 4 地震の最適震源モデルを整理・比較する.

強震動生成域の個数は, 2000 年鳥取県西部地震と 2004 年新潟県中越地震が 2 個, 2005 年福岡県西方沖の地震が 1 個, 2007 年能登半島地震が 3 個である. 地震モーメントと関連付けると, 地震モーメントが $10^{18}\text{N}\cdot\text{m}$ レベルでは 2 個, $10^{19}\text{N}\cdot\text{m}$ レベルでは 3 個となっている.

強震動生成域の面積は, 強震動生成域の総面積は, 2000 年鳥取県西部地震が約 60km^2 , それ以外の 3 地震が約 100km^2 である. 強震動生成域が一つしかない 2005 年福岡県西方沖の地震を除くと, 最も大きい強震動生成域の面積は 75km^2 である (2004 年新潟県中越地震).

強震動生成域の応力降下量は, 最も低いもので 7MPa (2004 年新潟県中越地震), 最も高いものは 28MPa (2000 年鳥取県西部地震) である.

Somerville et al.²⁾は波形インバージョン解析から、内陸地殻内地震の地震モーメント M_0 (dyne·cm) と断層総面積 S (km²) との関係が (4-24) 式で表されるとしている。

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \quad (4-24)$$

(4-24) 式と (4-15b) 式から内陸地殻内地震の平均応力降下量は 2.3MPa となる。

また、Somerville et al.²⁾はアスペリティの総面積 S_a (km²) および最も大きいアスペリティの面積 S_l (km²) と地震モーメント M_0 (dyne·cm) に関する自己相似の関係式として (4-25) 式を提案している。

$$S_a = 5.00 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \quad (4-25a)$$

$$S_l = 3.64 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3} \quad (4-25b)$$

前述のようにアスペリティと強震動生成域は厳密には異なるが、ここでは内陸地殻内地震を対象としていることから、アスペリティと強震動生成域は同じと考え、 $S_a=S_s$ 、 $S_l=S_{sl}$ とする。 S_{sl} は強震動生成域の中で最も大きい強震動生成域の面積である。

(4-24) 式、(4-25) 式より、強震動生成域の総面積 S_s (km²) および最大面積 S_{sl} (km²) と断層総面積 S (km²) との関係は (4-26) 式で表現される。

$$S_s = 0.215 \times S \quad (4-26a)$$

$$S_{sl} = 0.150 \times S \quad (4-26b)$$

$\Delta\sigma=2.3\text{MPa}$ として (4-14) 式に (4-26) 式を代入し強震動生成域の応力降下量を算出すると約 10.5MPa となる。この値と、最適震源モデルの強震動生成域の応力降下量を比較すると、最適震源モデルの応力降下量の方がやや大きく、平均応力降下量が妥当であれば、断層総面積に対する強震動生成域の総面積の割合は (4-25) 式で考えているより小さいと考えられる。強震動生成域のライズタイムは 0.4s~0.6s の範囲にあり、(4-20) 式で考えられている値よりも小さい。

表 4-1 2000 年鳥取県西部地震, 2004 年新潟県中越地震, 2005 年福岡県西方沖の地震, 2007 年能登半島地震の最適震源モデルの比較

			2000 年 鳥取県西部 地震	2004 年 新潟県中越 地震	2005 年 福岡県西方沖 の地震	2007 年 能登半島 地震		
地震規模	Mj		7.3	6.8	7.0	6.9		
断層基準点	°		35.3797N 133.2626E	37.292N 138.867E	33.7954N 130.0627E	37.173N 136.463E		
断層深さ	h	km	0.8	1.0	1.0	0.0		
断層走向	STR	°	145	211	122	238		
断層傾斜角	DIP	°	90	52	87	48		
断層の長さ	L	km	27.6	-	-	-		
断層の幅	W	km	16.8	-	-	-		
断層面積	S	km ²	463.7	-	-	-		
地震モーメント	M ₀	N・m	9.60×10 ¹⁸	7.53×10 ¹⁸	7.80×10 ¹⁸	1.36×10 ¹⁹		
S 波速度	β	km/s	3.5	3.5	3.5	3.5		
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.5	2.5	2.5	2.5		
短周期レベル	A	N・m/s ²	1.46×10 ¹⁹	8.72×10 ¹⁸	1.16×10 ¹⁹	1.56×10 ¹⁹		
強 体 震 動 生 成 域 背 景 領 域	全	面積	S _s	km ²	57.6	91.0	100.0	97.92
		地震モーメント	M _{0s}	N・m	2.98×10 ¹⁸	1.93×10 ¹⁸	5.6×10 ¹⁸	3.9×10 ¹⁸
	個	数			2	2	1	3
	1	面積	S _{s1}	km ²	28.8	75.0	100.0	51.84
		地震モーメント	M _{0s1}	N・m	1.99×10 ¹⁸	1.43×10 ¹⁸	5.6×10 ¹⁸	2.7×10 ¹⁸
		応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	28.0	7.0	13.3	20.0
		ライズタイム	τ _{s1}	s	0.6	0.6	0.6	0.6
	2	面積	S _{s2}	km ²	28.8	16.0	-	23.04
		地震モーメント	M _{0s2}	N・m	0.99×10 ¹⁸	0.50×10 ¹⁸	-	0.8×10 ¹⁸
		応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	14.0	20.0	-	20.0
		ライズタイム	τ _{s2}	s	0.6	0.4	-	0.5
	3	面積	S _{s3}	km	-	-	-	23.04
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	-	-	-	0.4×10 ¹⁸	
	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	-	-	-	10.0	
	ライズタイム	τ _{s3}	s	-	-	-	0.5	
背	面積	S _b	km ²	410.4	-	-	-	
景	地震モーメント	M _{0b}	N・m	6.62×10 ¹⁸	-	-	-	
領	応力降下量	Δσ _b	MPa	2.8	-	-	-	
域	ライズタイム	τ _b	s	2.04	-	-	-	

4.3.2 他の研究者が構築した最適震源モデルの整理

震源の特性化手法はより多くの事例により検証することが望ましいため、日本国内で発生した内陸地殻内地震を対象に経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングで構築された最適震源モデルを調査し、検討対象に加える。

表 4-2 に検討対象に加える地震と最適震源モデルの出典を示す。

表 4-2 震源の特性化手法の検討対象とする地震と最適震源モデル

地震	出典
1995 年兵庫県南部地震 (Mj7.3)	釜江・入倉(1997) ²⁶⁾
1997 年鹿児島県北西部の地震 (Mj6.5)	三宅他(1999) ²⁷⁾
2004 年新潟県中越地震 (Mj6.8)	板井・野津(2011) ²⁸⁾
2004 年留萌支庁南部の地震 (Mj6.1)	Maeda and Sasatani(2009) ²⁹⁾
2005 年福岡県西方沖の地震 (Mj7.0)	Suzuki and Iwata(2006) ³⁰⁾
	Miyake et al.(2006) ³¹⁾
2007 年能登半島地震 (Mj6.9)	Kurahashi et al.(2008) ³²⁾
	Maeda et al.(2008) ³³⁾
	Yoshimi and Yoshida(2008) ³⁴⁾
2007 年新潟県中越沖地震 (Mj6.8)	山本・竹中(2009) ³⁵⁾
	釜江・川辺(2008) ³⁶⁾
	入倉他(2008) ³⁷⁾

(1) 1995年兵庫県南部地震 (Mj7.3)

1995年兵庫県南部地震は1995年1月17日に明石海峡下を震源として発生し、神戸市、芦屋市、西宮市、宝塚市、北淡町、一宮町、津名町で震度7の揺れを観測した。この地域を中心に被害は甚大で、住家の全壊は10万棟を超え、道路・橋梁・河川にも多くの被害が発生した。

釜江・入倉²⁶⁾は波形インバージョン解析結果を参考に3つの強震動生成域 (SMGA) を設定している。表4-3(a)に震源モデルを示す。S_sは面積 (km²)、L_sとW_sは長さ (km) と幅 (km)、M_{0s}は地震モーメント (Nm)、Δσ_sは応力降下量 (MPa)、τはライズタイム (s)、V_rは破壊伝播速度 (km/s)、Aは短周期レベル (Nm/s) である。震源のS波速度βは3.5km/sである。強震動生成域全体の短周期レベルAは(4-23a)式に基づき算出した。

表4-3(a) 1995年兵庫県南部地震の最適震源モデル (釜江・入倉)²⁶⁾

SMGA	S _s (km ²)	L _s L(km)	W _s W(km)	M _{0s} (Nm)	Δσ _s (MPa)	τ (s)	V _r (km/s)	A (Nm/s)
1	64	8	8	0.34×10 ¹⁹	16.3	0.6	2.8	1.13×10 ¹⁹
2	176	11	16	1.00×10 ¹⁹	8.6	0.6	2.8	9.91×10 ¹⁸
3	64	8	8	0.18×10 ¹⁹	8.6	0.6	2.8	5.98×10 ¹⁸
total	304	-	-	1.52×10 ¹⁹				1.62×10 ¹⁹

(2) 1997年鹿児島県北西部の地震 (Mj6.5)

1997年鹿児島県北西部の地震は1997年3月26日に鹿児島県北部で発生した横ずれ断層である。この地震の約1.5カ月後の5月13日にほぼ同じ地域でMj6.1の地震が発生している。震源に近い阿久根市等で最大震度5強が観測された。

三宅他²⁷⁾は経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングにより、強震動生成域 (SMGA) を設定している。表4-3(b)に震源モデルを示す。βは3.1km/sとしている。応力降下量 (Δσ_s=7.29MPa) は文献38)に従い設定した。

表4-3(b) 1997年鹿児島県北西部の地震の最適震源モデル (三宅他)²⁷⁾

SMGA	S _s (km ²)	L _s L(km)	W _s W(km)	M _{0s} (Nm)	Δσ _s (MPa)	τ (s)	V _r (km/s)	A (Nm/s)
1	42	7	6	-	7.29	0.5	2.5	3.22×10 ¹⁸

(3) 2004 年新潟県中越地震 (Mj6.8)

坂井・野津²⁸⁾は対象地点のサイト増幅・位相特性を用いた統計的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングを用いて、4つの強震動生成域からなる最適震源モデルを設定している。表 4-3(c)に震源モデルを示す。βは 3.5km/s である。

本研究で構築した最適震源モデルに比べ、強震動生成域の面積が小さいことが特徴的で、SMGA1~3 が本研究の SMGA1 に相当するとしている。また、面積が小さいため、地震モーメントも小さく 10^{17} (Nm) レベルである。

表 4-3(c) 2004 年新潟県中越地震の最適震源モデル (坂井・野津)²⁸⁾

SMGA	S_s (km^2)	L_s L(km)	W_s W(km)	M_{0s} (Nm)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	τ (s)	V_r (km/s)	A (Nm/s)
1	2.0	2.0	1.0	1.50×10^{17}	129.2	0.09	2.8	1.59×10^{19}
2	19.5	6.5	3.0	7.20×10^{17}	20.4	0.27	2.8	7.81×10^{18}
3	12.0	4.0	3.0	4.00×10^{17}	23.4	0.27	2.8	7.05×10^{18}
4	12.25	3.5	3.5	2.40×10^{17}	13.6	0.31	2.8	4.15×10^{18}
total	-	-	-	1.51×10^{18}				1.95×10^{19}

(4) 2004 年留萌支庁南部の地震 (Mj6.1)

2004 年留萌支庁南部の地震は、2004 年 12 月 14 日に北海道留萌支庁の南部で発生した東南東-西北西方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震である。北海道苫前郡苫前町で震度 5 強の揺れが観測されている。この地震の南約 60km の地域では 1995 年 5 月 23 日に同様の破壊機構を有する Mj5.9 の地震が発生している。

Maeda and Sasatani²⁹⁾は経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングを用いて、2つの強震動生成域からなる最適震源モデルを設定している。表 4-3(d)に震源モデルを示す。βは 3.0km/s である。

表 4-3(d) 2004 年留萌支庁南部の地震の最適震源モデル (Maeda and Sasatani)²⁹⁾

SMGA	S_s (km^2)	L_s L(km)	W_s W(km)	M_{0s} (Nm)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	τ (s)	V_r (km/s)	A (Nm/s)
1	1.96	1.4	1.4	3.14×10^{16}	27.9	0.4	2.7	2.49×10^{18}
2	7.84	2.8	2.8	1.16×10^{17}	12.9	0.4	2.7	2.30×10^{18}
total	-	-	-	1.47×10^{17}				3.39×10^{18}

(5) 2005年福岡県西方沖の地震 (Mj7.0)

本研究でも最適震源モデルを設定した福岡県西方沖の地震に対しては2種類の最適震源モデルが設定されている。

表4-3(e)に Suzuki and Iwata³⁰⁾, 表4-3(f)に Miyake et al.³¹⁾の最適震源モデルを示す。いずれも SMGA は1つで, β は 3.5km/s である。Suzuki and Iwata のモデルはライズタイムが 1.96秒と長いことが特徴的である。

表 4-3(e) 2004年福岡県西方沖の地震の最適震源モデル (Suzuki and Iwata³⁰⁾)

SMGA	S_s (km ²)	L_s L(km)	W_s W(km)	M_{0s} (Nm)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	τ (s)	V_r (km/s)	A (Nm/s)
1	41.82	4.1	10.2	7.2×10^{18}	10.7	1.96	3.1	6.01×10^{18}

表 4-3(f) 1995年兵庫県南部地震の最適震源モデル (Miyake et al.³¹⁾)

SMGA	S_s (km ²)	L_s L(km)	W_s W(km)	M_{0s} (Nm)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	τ (s)	V_r (km/s)	A (Nm/s)
1	64	8	8	-	17.0	0.4	3.1	1.18×10^{19}

(6) 2007年能登半島地震 (Mj6.9)

本研究でも最適震源モデルを設定した福岡県西方沖の地震に対しては3種類の最適震源モデルが設定されている。

表4-3(g)に Kurahashi et al.³²⁾, 表4-3(h)に Maeda et al.³³⁾, 表4-3(i)に Yoshimi and Yoshida³⁴⁾の最適震源モデルを示す。Kurahashi and Irikura は β および SMGA2 の τ と V_r が記載されていなかったため, β は他の二つのモデルと同様に 3.5km/s, τ と V_r は SMGA1 と同じ 0.7s と 3.1km/s とした。

表 4-3(g) 2007年能登半島地震の最適震源モデル (Kurahashi et al.³²⁾)

SMGA	S_s (km ²)	L_s L(km)	W_s W(km)	M_{0s} (Nm)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	τ (s)	V_r (km/s)	A (Nm/s)
1	39.69	6.3	6.3	2.70×10^{18}	25.8	0.7	3.1	1.41×10^{19}
2	12.96	3.6	3.6	2.00×10^{17}	10.3	0.7	3.1	3.22×10^{18}
total		-	-	2.90×10^{18}				1.45×10^{19}

表 4-3(h) 2007 年能登半島地震の最適震源モデル (Maeda et al³³⁾)

SMGA	S _s (km ²)	L _s L(km)	W _s W(km)	M _{0s} (Nm)	Δσ _s (MPa)	τ (s)	Vr (km/s)	A (Nm/s)
1	27.0	-	-	2.71 × 10 ¹⁸	46.9	0.9	2.8	2.12 × 10 ¹⁹
2	15.2	-	-	1.14 × 10 ¹⁸	46.9	0.9	2.8	1.59 × 10 ¹⁹
3	27.0	-	-	2.17 × 10 ¹⁸	37.5	0.9	2.8	1.59 × 10 ¹⁹
total	69.2	-	-	6.02 × 10 ¹⁸				3.14 × 10 ¹⁹

表 4-3(i) 2007 年能登半島地震の最適震源モデル (Yoshimi and Yoshida³⁴⁾)

SMGA	S _s (km ²)	L _s L(km)	W _s W(km)	M _{0s} (Nm)	Δσ _s (MPa)	τ (s)	Vr (km/s)	A (Nm/s)
1	98.01	9.9	9.9	3.76 × 10 ¹⁸	46.9	0.6	2.8	8.12 × 10 ¹⁸
2	48.0	48.0	4.0	2.21 × 10 ¹⁸	37.5	0.5	2.8	9.39 × 10 ¹⁸
total	146.01	-	-	5.97 × 10 ¹⁸				1.24 × 10 ¹⁹

(7) 2007 年新潟県中越沖地震 (Mj6.8)

2007 年新潟県中越沖地震は、2007 年 7 月 16 日に新潟県上中越沖で発生した北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震である。この地震により新潟県と長野県で最大震度 6 強を観測し、震源周辺の柏崎市では家屋の倒壊などの被害が発生した。

この地震に対しては 3 種類の最適震源モデルが設定されている。表 4-3(j)に山本・竹中³⁵⁾、表 4-3(k)に釜江・川辺³⁶⁾、表 4-3(l)に入倉他³⁷⁾の最適震源モデルを示す。βは山本・竹中と釜江・川辺は 3.5km/s, 入倉他は 3.1km/s とした。釜江・川辺のβは不記載のため Vr との関係から推定した。

表 4-3(j) 2007 年新潟県中越沖地震の最適震源モデル (山本・竹中³⁵⁾)

SMGA	S _s (km ²)	L _s L(km)	W _s W(km)	M _{0s} (Nm)	Δσ _s (MPa)	τ (s)	Vr (km/s)	A (Nm/s)
1	20.25	4.5	4.5	7.03 × 10 ¹⁷	19.5	0.3	2.7	7.62 × 10 ¹⁸
2	36.0	6.0	6.0	1.27 × 10 ¹⁸	14.8	0.5	2.8	7.71 × 10 ¹⁸
3	36.0	6.0	6.0	1.67 × 10 ¹⁸	19.5	0.5	2.8	1.02 × 10 ¹⁹
total	92.25	-	-	3.64 × 10 ¹⁸				1.49 × 10 ¹⁹

表 4-3(k) 2007 年新潟県中越沖地震の最適震源モデル (釜江・川辺³⁶⁾)

SMGA	S_s (km ²)	L_s L(km)	W_s W(km)	M_{0s} (Nm)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	τ (s)	V_r (km/s)	A (Nm/s)
1	31.36	5.6	5.6	1.33×10^{18}	18.4	0.4	2.7	8.95×10^{18}
2	31.36	5.6	5.6	2.00×10^{18}	27.6	0.4	2.7	1.34×10^{19}
3	31.36	5.6	5.6	2.00×10^{18}	27.6	0.4	2.7	1.34×10^{19}
total	94.08			5.33×10^{18}				2.10×10^{19}

表 4-3(l) 2007 年新潟県中越沖地震の最適震源モデル (入倉他³⁷⁾)

SMGA	S_s (km ²)	L_s L(km)	W_s W(km)	M_{0s} (Nm)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)	τ (s)	V_r (km/s)	A (Nm/s)
1	30.25	5.5	5.5	1.69×10^{18}	23.7	0.5	2.2	8.88×10^{18}
2	30.25	5.5	5.5	1.69×10^{18}	23.7	0.5	2.2	8.88×10^{18}
3	25.40	5.04	5.04	1.02×10^{18}	19.8	0.45	2.2	6.80×10^{18}
total	146.01	-	-	4.40×10^{18}				1.43×10^{19}

4.3.3 最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

表 4-4(a)～表 4-4(h)に本研究で最適震源モデルを構築した 2000 年鳥取県西部地震, 2004 年新潟県中越地震, 2005 年福岡県西方沖の地震, 2007 年能登半島地震に加え, 表 4-2 で示した既往の研究で最適震源モデルが構築されている 1995 年兵庫県南部時, 1997 年鹿児島県北西部の地震, 2004 年留萌支庁南部の地震, 2007 年新潟県中越沖地震の 8 地震に対して構築した特性化震源モデルを最適震源モデルと比較して示す.

特性化震源モデルの構築においては, まず地震モーメントを気象庁の CMT 解³⁹⁾もしくは防災科学技術研究所の F-net⁴⁰⁾から設定し, 震源断層の総面積を設定した. 剛性率の算出に用いる基盤密度は全て 2.7t/m^3 と仮定した.

表 4-4(a) 1995 年兵庫県南部地震 (Mj7.3) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化震源モデル		
			釜江・入倉 (1997) ²⁶⁾	最適震源モデル	
断層面積	S	km ²	670.4	1,308	
地震モーメント	M ₀	N・m	2.50×10 ¹⁹	2.50×10 ¹⁹	
剛性率	μ	N/m ²	3.31×10 ¹⁹	3.31×10 ¹⁹	
平均すべり量	D	m	1.13	0.58	
平均応力降下量	Δσ	MPa	3.51	1.29	
S 波速度	β	km/s	3.5	3.5	
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.52	2.8	
短周期レベル	A	N・m/s ²	1.55×10 ¹⁹	1.88×10 ¹⁹	
全 面積	S _s	km ²	173.8	304.0	
体 平均すべり量	D _s	m	2.27	1.51	
地震モーメント	M _{0s}	N・m	1.3×10 ¹⁹	1.52×10 ¹⁹	
応力降下量	Δσ _s	MPa	13.5	-	
強 震	1 面積	S _{s1}	km ²	86.9	176.0
	平均すべり量	D _{s1}	m	2.67	1.72
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	7.63×10 ¹⁸	1.00×10 ¹⁹
	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	13.5	8.6
	ライズタイム	τ _{s1}	s	1.85	0.6
動 生	2 面積	S _{s2}	km ²	43.5	64.0
	平均すべり量	D _{s2}	m	1.88	1.61
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	2.70×10 ¹⁸	3.40×10 ¹⁸
	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	13.5	16.3
	ライズタイム	τ _{s2}	s	1.31	0.6
成 域	3 面積	S _{s3}	km ²	43.5	64.0
	平均すべり量	D _{s3}	m	1.88	0.85
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	2.70×10 ¹⁸	1.80×10 ¹⁸
	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	13.5	16.3
	ライズタイム	τ _{s3}	s	1.31	0.6
域	4 面積	S _{s4}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-
	ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-

※地震モーメントは気象庁の CMT 解³⁹⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて 3 個とする

※特性化震源モデルの面積比は、2:1:1 とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

表 4-4(b) 1997 年鹿児島県北西部の地震 (Mj6.5) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化	最適震源モデル	
			震源モデル	三宅他 (1999) ²⁷⁾	
断層面積	S	km ²	129.5	-	
地震モーメント	M ₀	N・m	1.40×10 ¹⁸	1.40×10 ¹⁸	
剛性率	μ	N/m ²	2.59×10 ¹⁰	2.59×10 ¹⁰	
平均すべり量	D	m	0.42	-	
平均応力降下量	Δσ	MPa	2.31	-	
S 波速度	β	km/s	3.1	3.1	
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.23	2.5	
短周期レベル	A	N・m/s ²	5.93×10 ¹⁸	3.22×10 ¹⁸	
全 面積	S _s	km ²	11.9	42.0	
体 平均すべり量	D _s	m	0.84	9.18	
地震モーメント	M _{0s}	N・m	2.58×10 ¹⁷	1.00×10 ¹⁹	
応力降下量	Δσ _s	MPa	25.3	7.3	
強 1	面積	S _{s1}	km ²	11.9	42.0
	平均すべり量	D _{s1}	m	0.84	9.18
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	2.58×10 ¹⁷	1.00×10 ¹⁹
	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	25.3	7.3
震 2	面積	S _{s2}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s2}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	-	-
動 3	面積	S _{s3}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s3}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	-	-
生 4	面積	S _{s4}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-
成 域	面積	S _{s4}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-
	ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-

※地震モーメントは F-net⁴⁰⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて 1 個とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

表 4-4(c) 2000 年鳥取県西部地震 (Mj7.3) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化	最適震源モデル	
			震源モデル	本研究	
断層面積	S	km ²	415.4	463.0	
地震モーメント	M ₀	N・m	9.60×10 ¹⁸	9.60×10 ¹⁸	
剛性率	μ	N/m ²	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	
平均すべり量	D	m	0.70	0.63	
平均応力降下量	Δσ	MPa	2.76	2.35	
S 波速度	β	km/s	3.5	3.5	
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.52	2.8	
短周期レベル	A	N・m/s ²	1.13×10 ¹⁹	1.46×10 ¹⁹	
全 面積	S _s	km ²	78.3	57.60	
体 平均すべり量	D _s	m	1.40	1.56	
地震モーメント	M _{0s}	N・m	3.64×10 ¹⁸	2.98×10 ¹⁸	
応力降下量	Δσ _s	MPa	14.7	-	
強 震	1 面積	S _{s1}	km ²	52.2	28.8
	平均すべり量	D _{s1}	m	1.56	2.09
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	2.69×10 ¹⁸	1.99×10 ¹⁸
	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	14.7	28.0
動 生	2 面積	S _{s2}	km ²	26.1	28.8
	平均すべり量	D _{s2}	m	1.1	1.04
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	9.50×10 ¹⁷	9.90×10 ¹⁷
	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	14.7	14.0
成 域	3 面積	S _{s3}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s3}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	-	-
域	4 面積	S _{s4}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-
ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-	

※地震モーメントは F-net⁴⁰⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて 2 個とする

※特性化震源モデルの面積比は、2:1 とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

表 4-4(d) 2004 年新潟県中越地震 (Mj6.8) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化震源モデル		最適震源モデル	
			本研究	坂井・野津 (2011) ²⁸⁾		
断層面積	S	km ²	367.9	-	-	
地震モーメント	M ₀	N・m	7.53×10 ¹⁸	7.53×10 ¹⁸	7.53×10 ¹⁸	
剛性率	μ	N/m ²	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	
平均すべり量	D	m	0.62	-	-	
平均応力降下量	Δσ	MPa	2.60	-	-	
S 波速度	β	km/s	3.5	3.5	3.5	
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.52	2.0	2.8	
短周期レベル	A	N・m/s ²	1.04×10 ¹⁹	8.72×10 ¹⁸	-	
全 面積	S _s	km ²	64.0	91.0	45.8	
体 平均すべり量	D _s	m	1.24	0.64	1.00	
地震モーメント	M _{0s}	N・m	2.63×10 ¹⁸	1.93×10 ¹⁸	1.51×10 ¹⁸	
応力降下量	Δσ _s	MPa	15.0	-	-	
強 震	1 面積	S _{s1}	km ²	42.6	75.0	2.0
	平均すべり量	D _{s1}	m	1.38	0.58	2.27
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	1.94×10 ¹⁸	1.43×10 ¹⁸	1.50×10 ¹⁷
	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	15.0	7.0	-
	ライズタイム	τ _{s1}	s	1.30	0.6	0.09
動 生	2 面積	S _{s2}	km ²	21.3	16.0	19.5
	平均すべり量	D _{s2}	m	0.97	0.94	1.12
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	6.87×10 ¹⁷	5.00×10 ¹⁷	7.20×10 ¹⁷
	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	15.0	20.0	-
ライズタイム	τ _{s2}	s	0.92	0.4	0.27	
成 域	3 面積	S _{s3}	km ²	-	-	12.0
	平均すべり量	D _{s3}	m	-	-	1.01
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	-	-	4.00×10 ¹⁷
	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	-	-	-
ライズタイム	τ _{s3}	s	-	-	0.27	
域	4 面積	S _{s4}	km ²	-	-	12.25
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-	0.59
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-	2.40×10 ¹⁷
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-	-
ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-	0.31	

※地震モーメントは F-net⁴⁰⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて2個とする

※特性化震源モデルの面積比は、2:1とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

表 4-4(e) 2004 年留萌支庁南部の地震 (Mj6.1) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化	最適震源モデル	
			震源モデル	Maeda and Sasatani (2009) ²⁹⁾	
断層面積	S	km ²	60.2	-	
地震モーメント	M ₀	N・m	4.44×10 ¹⁷	4.44×10 ¹⁷	
剛性率	μ	N/m ²	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	
平均すべり量	D	m	0.22	-	
平均応力降下量	Δσ	MPa	2.31	-	
S 波速度	β	km/s	3.5	3.0	
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.16	2.7	
短周期レベル	A	N・m/s ²	4.04×10 ¹⁸	3.39×10 ¹⁸	
全 面積	S _s	km ²	4.8	9.80	
体 平均すべり量	D _s	m	0.61	0.62	
地震モーメント	M _{0s}	N・m	7.17×10 ¹⁶	1.47×10 ¹⁷	
応力降下量	Δσ _s	MPa	28.8	-	
強 1	面積	S _{s1}	km ²	3.2	2.0
	平均すべり量	D _{s1}	m	0.68	0.66
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	5.3×10 ¹⁶	3.14×10 ¹⁶
震	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	28.8	27.9
	ライズタイム	τ _{s1}	s	0.42	0.4
動 2	面積	S _{s2}	km ²	1.6	7.8
	平均すべり量	D _{s2}	m	0.48	0.61
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	1.87×10 ¹⁶	1.16×10 ¹⁷
生	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	28.8	12.9
	ライズタイム	τ _{s2}	s	0.29	0.4
成 3	面積	S _{s3}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s3}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	-	-
	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	-	-
域 4	ライズタイム	τ _{s3}	s	-	-
	面積	S _{s4}	km ²	-	-
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-
応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-	
ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-	

※地震モーメントは F-net⁴⁰⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて2個とする

※特性化震源モデルの面積比は、2:1とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

表 4-4(f) 2005 年福岡県西方沖の地震 (Mj7.0) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化		最適震源モデル		
			震源モデル	本研究	Suzuki and Iwata (2006) ³⁰⁾	Miyake et al. (2006) ³¹⁾	
断層面積	S	km ²	374.5	-			
地震モーメント	M ₀	N・m	7.80×10 ¹⁸	7.80×10 ¹⁸	7.80×10 ¹⁸	7.80×10 ¹⁸	
剛性率	μ	N/m ²	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	
平均すべり量	D	m	0.63	-	-	-	
平均応力降下量	Δσ	MPa	2.62	-	-	-	
S 波速度	β	km/s	3.5	3.5	3.5	3.5	
破壊伝播速度	Vr	km/s	2.52	2.5	3.15	3.1	
短周期レベル	A	N・m/s ²	1.05×10 ¹⁹	1.16×10 ¹⁹	6.01×10 ¹⁸	1.18×10 ¹⁹	
体	全 面積	S _s	km ²	65.9	100.0	41.8	64.0
	平均すべり量	D _s	m	1.27	1.69	5.21	-
	地震モーメント	M _{0s}	N・m	2.76×10 ¹⁸	5.60×10 ¹⁸	7.20×10 ¹⁸	-
	応力降下量	Δσ _s	MPa	14.9	13.3	10.7	17.0
強	1 面積	S _{s1}	km ²	65.9	100.0	41.8	64.0
	平均すべり量	D _{s1}	m	1.27	1.69	5.21	-
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	2.76×10 ¹⁸	5.60×10 ¹⁸	7.20×10 ¹⁸	-
	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	14.9	13.3	10.7	17.0
震	ライズタイム	τ _{s1}	s	1.61	0.60	1.96	0.40
	2 面積	S _{s2}	km ²	-	-	-	-
	平均すべり量	D _{s2}	m	-	-	-	-
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	-	-	-	-
動	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	-	-	-	-
	ライズタイム	τ _{s2}	s	-	-	-	-
	3 面積	S _{s3}	km ²	-	-	-	-
	平均すべり量	D _{s3}	m	-	-	-	-
成	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	-	-	-	-
	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	-	-	-	-
	ライズタイム	τ _{s3}	s	-	-	-	-
	4 面積	S _{s4}	km ²	-	-	-	-
域	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-	-	-
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-	-	-
	ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-	-	-

※地震モーメントは F-net⁴⁰⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて1個とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

表 4-4(g) 2007 年能登半島地震 (Mj6.9) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化		最適震源モデル			
			震源モデル	本研究	Kurahashi et al. (2008) ³²⁾	Maeda et al. (2008) ³³⁾	Yoshimi and Yoshida (2008) ³⁴⁾	
断層面積	S	km ²	494.5	-				
地震モーメント	M ₀	N・m	1.36×10 ¹⁹	1.36×10 ¹⁹	1.36×10 ¹⁹	1.36×10 ¹⁹	1.36×10 ¹⁹	
剛性率	μ	N/m ²	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	
平均すべり量	D	m	0.83	-	-	-	-	
平均応力降下量	Δσ	MPa	3.01	-	-	-	-	
S 波速度	β	km/s	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.52	2.5	3.1	2.7	2.7	
短周期レベル	A	N・m/s ²	1.26×10 ¹⁹	1.56×10 ¹⁹	1.45×10 ¹⁹	3.14×10 ¹⁹	1.24×10 ¹⁹	
全 面積	S _s	km ²	104.7	97.9	52.7	69.2	146.0	
体 平均すべり量	D _s	m	1.67	1.20	1.67	2.63	1.24	
地震モーメント	M _{0s}	N・m	5.79×10 ¹⁸	3.90×10 ¹⁸	2.90×10 ¹⁸	6.02×10 ¹⁸	5.97×10 ¹⁸	
応力降下量	Δσ _s	MPa	14.2	-	-	-	-	
強 1	面積	S _{s1}	km ²	52.3	51.8	39.7	27.0	98.0
	平均すべり量	D _{s1}	m	1.96	1.57	2.06	3.03	1.16
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	3.39×10 ¹⁸	2.70×10 ¹⁸	2.70×10 ¹⁸	2.71×10 ¹⁸	3.76×10 ¹⁸
震	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	14.2	20.0	25.8	46.9	9.4
	ライズタイム	τ _{s1}	s	1.44	0.6	0.7	0.9	0.6
動 2	面積	S _{s2}	km ²	26.2	23.0	13.0	15.2	48.0
	平均すべり量	D _{s2}	m	1.38	1.05	0.47	2.27	1.39
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	1.20×10 ¹⁸	8.00×10 ¹⁷	2.00×10 ¹⁷	1.14×10 ¹⁸	2.21×10 ¹⁸
生	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	14.2	20.0	10.3	46.9	15.6
	ライズタイム	τ _{s2}	s	1.01	0.50	0.7	0.9	0.5
成 3	面積	S _{s3}	km ²	26.2	23.0	-	27.0	-
	平均すべり量	D _{s3}	m	1.38	0.52	-	2.43	-
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	1.20×10 ¹⁸	4.00×10 ¹⁷	-	2.17×10 ¹⁸	-
域 4	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	14.2	10.0	-	37.5	-
	ライズタイム	τ _{s3}	s	1.01	0.5	-	0.9	-
域 4	面積	S _{s4}	km ²	-	-	-	-	-
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-	-	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-	-	-	-
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-	-	-	-
	ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-	-	-	-

※地震モーメントは F-net⁴⁰⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて3個とする

※特性化震源モデルの面積比は、2:1:1とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

表 4-4(h) 2007 年新潟県中越沖地震 (Mj6.8) における最適震源モデルと特性化震源モデルの比較

パラメータ	記号	単位	特性化震源モデル	最適震源モデル			
				山本・竹中 (2009) ³⁵⁾	釜江・川辺 (2008) ³⁶⁾	入倉他. (2008) ³⁷⁾	
断層面積	S	km ²	408.9	-	-	-	
地震モーメント	M ₀	N・m	9.30×10 ¹⁸	9.30×10 ¹⁸	9.30×10 ¹⁸	9.30×10 ¹⁸	
剛性率	μ	N/m ²	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	3.31×10 ¹⁰	
平均すべり量	D	m	0.69	-	-	-	
平均応力降下量	Δσ	MPa	2.74	-	-	-	
S 波速度	β	km/s	3.5	3.5	3.5	3.5	
破壊伝播速度	V _r	km/s	2.52	2.8	2.7	2.2	
短周期レベル	A	N・m/s ²	1.11×10 ¹⁹	1.49×10 ¹⁹	2.10×10 ¹⁹	1.82×10 ¹⁹	
全 面積	S _s	km ²	76.3	92.3	94.1	85.9	
体 平均すべり量	D _s	m	1.38	1.19	1.71	1.19	
地震モーメント	M _{0s}	N・m	3.49×10 ¹⁸	3.64×10 ¹⁸	5.33×10 ¹⁸	3.38×10 ¹⁸	
応力降下量	Δσ _s	MPa	14.7	-	-	-	
強 1	面積	S _{s1}	km ²	38.1	20.3	31.4	30.3
	平均すべり量	D _{s1}	m	1.62	1.05	1.28	1.69
	地震モーメント	M _{0s1}	N・m	2.04×10 ¹⁸	7.03×10 ¹⁷	1.33×10 ¹⁸	1.69×10 ¹⁸
震	応力降下量	Δσ _{s1}	MPa	14.7	19.5	18.4	23.7
	ライズタイム	τ _{s1}	s	1.23	0.3	0.4	0.5
動 2	面積	S _{s2}	km ²	19.1	36.0	31.4	30.3
	平均すべり量	D _{s2}	m	1.15	1.07	1.93	1.69
	地震モーメント	M _{0s2}	N・m	7.22×10 ¹⁷	1.27×10 ¹⁸	2.00×10 ¹⁸	1.69×10 ¹⁸
生	応力降下量	Δσ _{s2}	MPa	14.7	14.8	27.6	23.7
	ライズタイム	τ _{s2}	s	0.87	0.5	0.4	0.5
成 3	面積	S _{s3}	km ²	19.1	36.0	31.4	25.4
	平均すべり量	D _{s3}	m	1.15	1.40	1.93	1.21
	地震モーメント	M _{0s3}	N・m	7.22×10 ¹⁷	1.67×10 ¹⁸	2.00×10 ¹⁸	1.02×10 ¹⁸
域 4	応力降下量	Δσ _{s3}	MPa	14.7	19.5	27.6	19.8
	ライズタイム	τ _{s3}	s	0.87	0.5	0.4	0.45
域 4	面積	S _{s4}	km ²	-	-	-	-
	平均すべり量	D _{s4}	m	-	-	-	-
	地震モーメント	M _{0s4}	N・m	-	-	-	-
	応力降下量	Δσ _{s4}	MPa	-	-	-	-
	ライズタイム	τ _{s4}	s	-	-	-	-

※地震モーメントは F-net⁴⁰⁾の値を使用する

※特性化震源モデルの強震動生成域の個数は最適震源モデルと合わせて3個とする

※特性化震源モデルの面積比は、2:1:1とする

※最適震源モデルの平均すべり量は、剛性率からの計算値である

(1) 短周期レベルの比較

図 4-3 に最適震源モデルの短周期レベルと特性化震源モデルの短周期レベルとの関係を示す。●印が本研究の結果で、□印は文献 26)~37)による既往の研究結果である。中央の破線は 1:1 の関係を示し、一点鎖線は 2 倍と 0.5 倍の関係を示す。

本研究で構築した最適震源モデルの短周期レベルと特性化震源モデルの短周期レベルとの関係は良好で、特性化震源モデルで最適震源モデルの短周期レベルを再現できている。既往の研究結果についてはややばらつきがあるものの、その範囲は 2 倍~0.5 倍の範囲にほぼ収まっており、最適震源モデルの短周期レベルは既往の特性化手法でほぼ再現できていると考えられる。

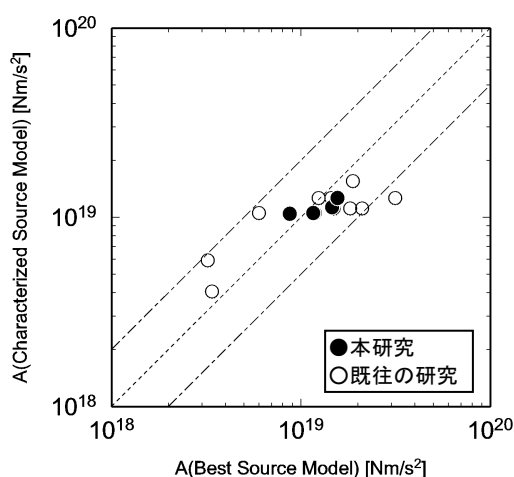


図 4-3 最適震源モデルと特性化震源モデルの短周期レベルの比較

(2) 強震動生成域の総面積の比較

図 4-4 に最適震源モデルの強震動生成域の総面積と特性化震源モデルの強震動生成域の総面積との関係を示す。凡例は図 4-3 と同じである。

特性化震源モデルにおいて強震動生成域の面積が小さい 1997 年鹿児島県北西部の地震の 1 事例を除くと、図 4-3 に示す短周期レベルの関係と同様に、強震動生成域の総面積の関係についてもばらつきの範囲は小さい。特に、本研究で構築した 4 つの最適震源モデルに対しては特性化震源モデルとの対応は良好である。そのため、最適震源モデルの強震動生成域の総面積は既往の特性化手法でほぼ再現できていると考えられる。

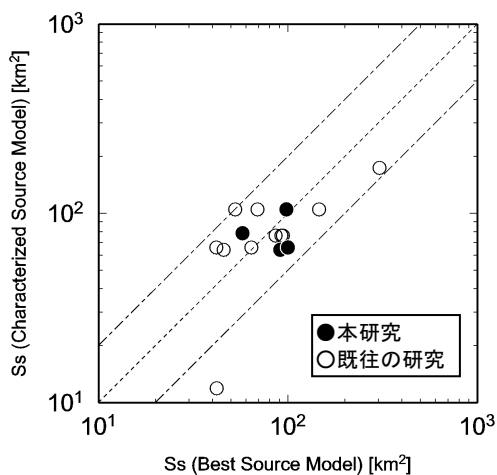


図 4-4 最適震源モデルと特性化震源モデルの強震動生成域の総面積の比較

(3) ライズタイムの比較

図 4-5 に最適震源モデルのライズタイムと特性化震源モデルのライズタイムの関係を示す。最適震源モデルの短周期レベルと強震動生成域の総面積は震源の特性化手法でほぼ再現することができたが、ライズタイムについては大きな差がみられる。特性化震源モデルは強震動生成域の大きさに依存してライズタイムが大きくなるものの、最適震源モデルのライズタイムは、強震動生成域の大きさに対する影響は鈍く、特性化震源モデルのライズタイムの方が大きい値を与える。

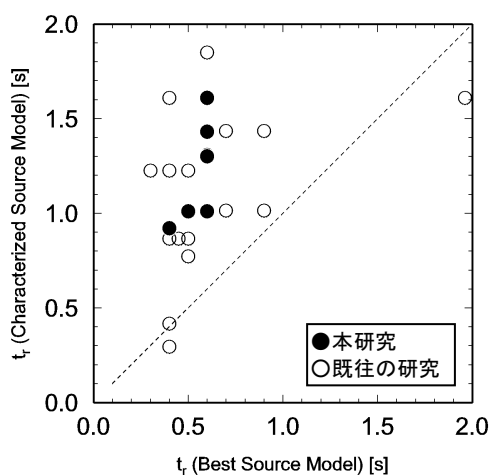


図 4-5 最適震源モデルと特性化震源モデルのライズタイムの比較

震源の特性化手法では、図4-2に示すようなすべり速度時間関数を想定している。この図ではライズタイムはすべり速度が最大値に達した後、 $1/\sqrt{t}$ に比例するKostrov型関数ですべり速度振幅が低下するまでの時間としている。図4-6に特性化手法における2005年福岡県西方沖の地震におけるすべり時間関数を示す。周期0.1秒～10.0秒という地震学にとっては比較的短周期領域と考えられる地震動を再現するためのライズタイムとしては、より短い時間を定義すべきであると考えられる。

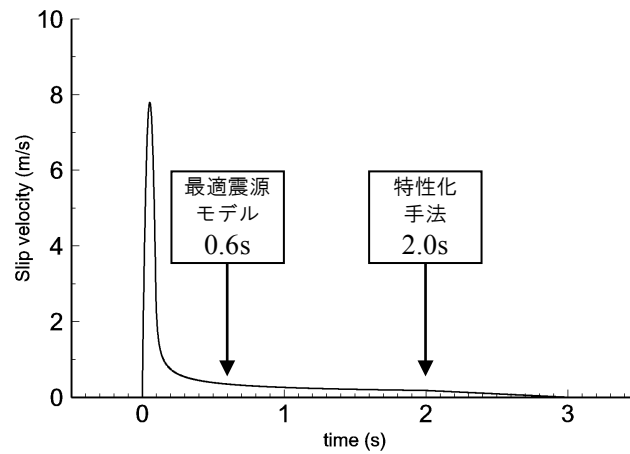


図4-6 震源の特性化手法における2005年福岡県西方沖の地震のすべり速度時間関数とライズタイムの関係

4.4 特性化震源モデルの高度化

4.4.1 地震モーメントと短周期レベルの関係

強震動生成域の総面積と強震動生成域の応力降下量は工学的地震動に大きく影響を及ぼすことが過去の地震を対象とした強震動シミュレーションから指摘されている。そのため、特性化震源モデルを用いて工学的地震動を高精度に予測するためには、強震動生成域の総面積と応力降下量を適切に推定する必要がある。

震源の特性化手法では、強震動生成域の応力降下量は、平均応力降下量と強震動生成域の総面積と断層総面積との関係から算出されるため、結果的には強震動生成域の総面積の評価が重要となる。

強震動生成域の総面積は(4-8)式に従い、断層総面積、せん断波速度、地震モーメントと短周期レベルとの関係(比)で評価されるため、地震モーメントと短周期レベルとの関係が適切に評価されていることが重要である。そこで、特性化震源モデルで用いている地震モーメントと短周期レベルとの関係式について検証を行う。

図4-7に4地震に対する最適震源モデルの地震モーメントと短周期レベルの関係を、特性化手法で用いられているスケーリング則^{(14),(41)}と比較して示す。細い破線はスケーリング則の0.5倍と2.0倍を示す。図には、表4-4に示した内陸地殻内地震のフォワードモデリングによる結果も併せて示す。図からわかるように、今回評価した4地震の最適震源モデルを含め、地震モーメントと短周期レベルの関係は既往のスケーリング則で表現できている。

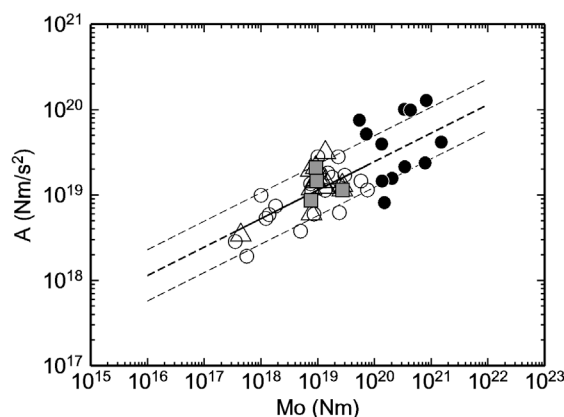


図4-7 地震モーメント(M_0 :Nm)と短周期レベル(A : Nm/s^2)との関係

4.4.2 ライズタイムの評価

図4-5に示したように、最適震源モデルのライズタイムと、特性化震源モデルのライズタイムには大きな差異がみられた。ここでは、まずライズタイムの設定が合成地震動（予測地震動）に及ぼす影響を検討し、その結果を踏まえて工学的地震動の予測に最適なライズタイムの評価方法の検討を行う。

(1) ライズタイムが合成地震動に及ぼす影響

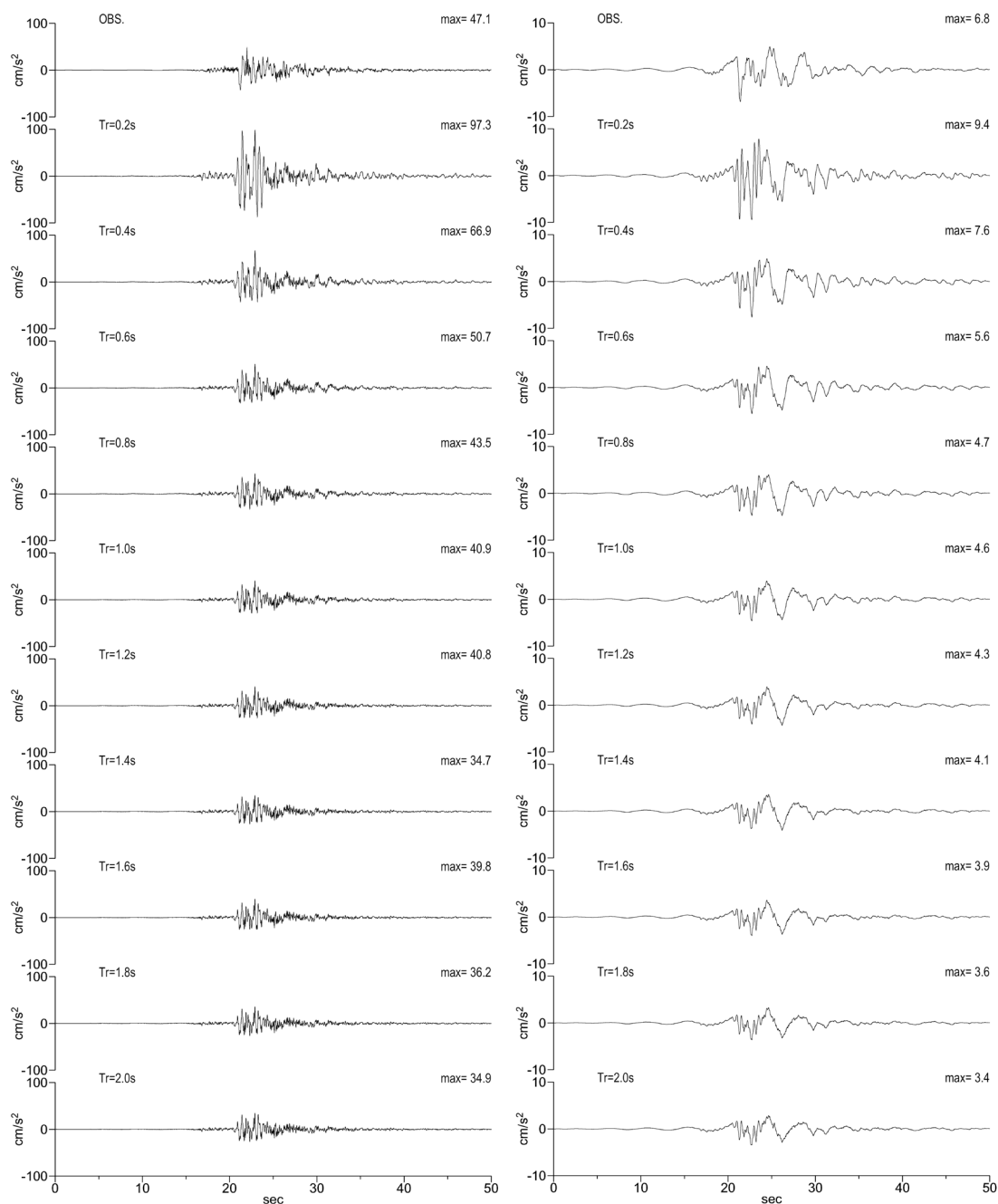
ライズタイムをパラメータとして地震動評価を行い、観測地震動と比較することによりライズタイムが合成地震動に及ぼす影響を検討する。対象とする地震は2005年福岡県西方沖の地震とし、評価地点は震源断層の走向方向に位置するKiK-net宇美(FKOH03)とする。この地震は、強震動生成域が一つであり、ライズタイムの影響を直接評価することが可能と考えられる。

表4-4(f)からわかるように、震源の特性化手法に基づくライズタイムは2.0秒であるのに対し、本研究で設定した最適震源モデルのライズタイムは0.6秒であり、約3倍以上の差異がある。

図4-8にライズタイムを0.2秒～2.0秒まで0.2秒刻みで変化させた場合のFKOH03におけるNS方向の加速度時刻歴と速度時刻歴を観測地震動と比較して示す。ライズタイム0.6秒が最適震源モデルであり、加速度時刻歴および速度時刻歴とも観測地震動を再現できている。ライズタイムが0.6秒よりも短くなると振幅が大きくなり、ライズタイムを0.2秒にするとライズタイムが0.6秒の場合に比べ、加速度振幅は約2倍となる。ライズタイムが0.6秒よりも長くなるにつれ振幅は小さくなる。震源の特性化手法設定されるライズタイム2.0秒では、加速度振幅は約0.7倍、速度振幅は0.6倍に低下する。

図4-9に擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) について、合成地震動と観測地震動を比較して示す。ライズタイムが短い場合、合成地震動の応答スペクトルは観測地震動に比べ1秒以下の短周期領域で大きめに評価している。ライズタイムが長くなるにつれ、約0.7秒以下の短周期領域の応答スペクトルには大きな変化はないが、それよりも長い周期帯の応答スペクトルは振幅が低下する様子が見られる。

上記の結果より、ライズタイムの設定は合成地震動に大きく影響を及ぼし、影響を受ける周期帯は工学的地震動の帯域であることが分かった。そのため、工学的地震動の高精度化のためには、ライズタイムの評価方法の高度化が必要である。



(a) 加速度時刻歴

(b) 速度時刻歴

図 4-8 ライズタイムが合成地震動の時刻歴波形（加速度，速度）に及ぼす影響
（2005年福岡県西方沖の地震，FKOH03地点，NS成分）

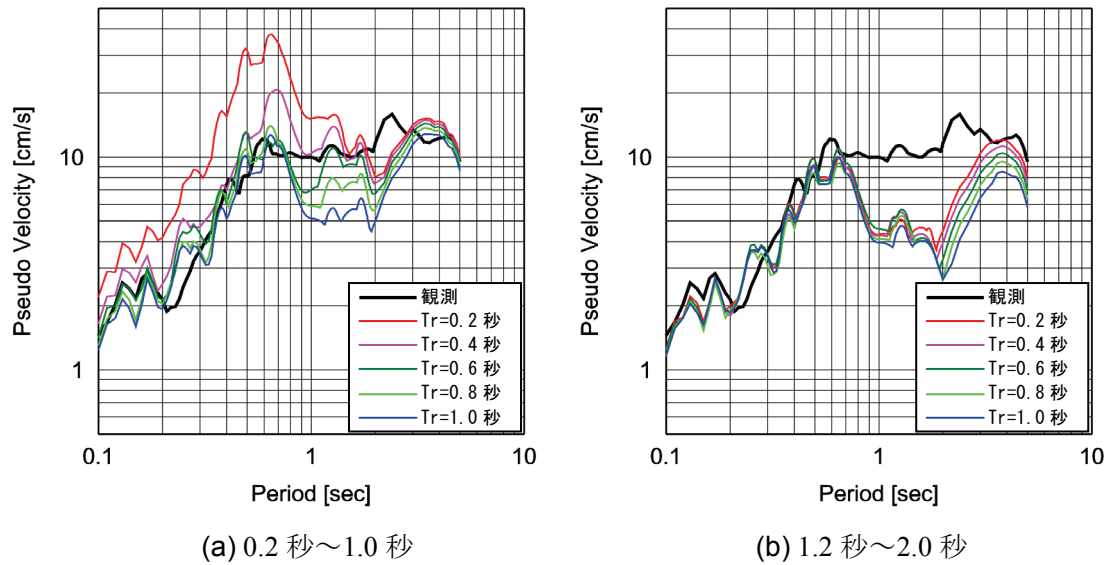


図 4-9 ライズタイムが合成地震動の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) に及ぼす影響 (2005 年福岡県西方沖の地震, FKOH03 地点, NS 成分)

(2) ライズタイムの評価

震源の特性化手法では、ライズタイムは(4-20)式で表される。そのため、破壊伝播速度が一定であるとすれば、ライズタイムは強震動生成域の幅に依存して長くなる。図4-10に表4-3で示す最適震源モデルのライズタイムと強震動生成域の大きさとの関係を示す。対象とする地震の規模はMj6.1～Mj7.3である。震源の特性化手法では強震動生成域の幅については詳細な規定がないため、強震動生成域が正方形であると仮定し面積の1/2乗を幅とした場合、および短辺と長辺を幅とした場合の3種類について示す。図中の計算式は、ライズタイムの最大値と最小値を除外して算出した近似式である。

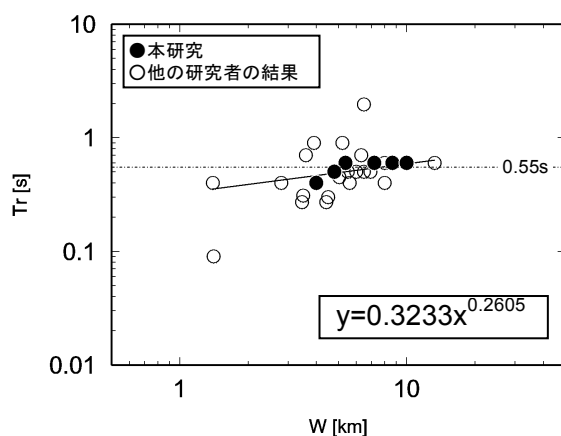
いずれの関係とも、強震動生成域の長さが大きくなるにつれ、ライズタイムは大きくなる傾向を示すが、その程度は小さい。そのため、Mj6.1～Mj7.3の地震規模の震源モデルに対しては、ライズタイムは強震動生成域の幅に依存させず一定値を与えても問題ないと考えられる。ライズタイムの設定値としては、最適震源モデルのライズタイムの平均値=0.55秒を提案する。図4-10からわかるように、他の研究者が構築した最適震源モデルのライズタイムにはかなりばらつきがある。そのためこの値については、今後最適震源モデルの精度を検証した上で再評価が必要である。

ライズタイムについてさらに検討を追加する。震源の特性化手法では、ライズタイムは強震動生成域の幅の他、破壊伝播速度と定数 α から算出される。図4-10は破壊伝播速度の影響が含まれていないため、破壊伝播速度の影響を考慮し、定数 α のばらつきについて検討する。図4-11に強震動生成域の幅Wと α の関係を、図4-12に α の頻度分布を示す。 α の母数は36である。Wは強震動生成域が正方形であると仮定している。

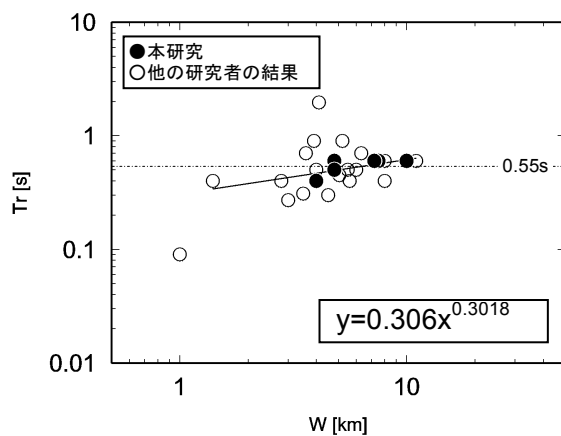
図4-11からWと α の関係はWが小さいほど α が大きいように見えるが、図4-12からわかるように α が0.35を超えるのは全体の20%以下であり、大半は0.15～0.25の範囲におさまる。 α が0.35以下を対象とした場合のWと α の関係を図4-13示す。図中の直線は近似直線である。やや右下がりの傾向が見られるが、近似直線の傾きは-0.0087と小さいため、 α はWに依存せず一定値としても問題ないと考えられる。本検討では、 α の設定値として、 α の平均値($\alpha_{ave}=0.21$)に近い $\alpha=0.2$ を提案する。

Mj6.1～Mj7.3の地震の強震動生成域のライズタイムについて検討を行った。ライズタイムを強震動生成域の幅や破壊伝播速度に依らず一定値とする(提案値： $t_r=0.55$ 秒)考えると、震源の特性化手法の評価式を用い、強震動生成域の幅と破壊伝播速度を考慮した上で定数 α の値を設定する(提案値： $\alpha=0.2$)考え方は相反した考え方とも思えるが、この地震規模の範囲では強震動生成域の大きさや破壊伝播速度のばらつきの範囲は大きくないと考えられることから、どちらの考え方を用いても結果的に同一のライズタイムを与えること

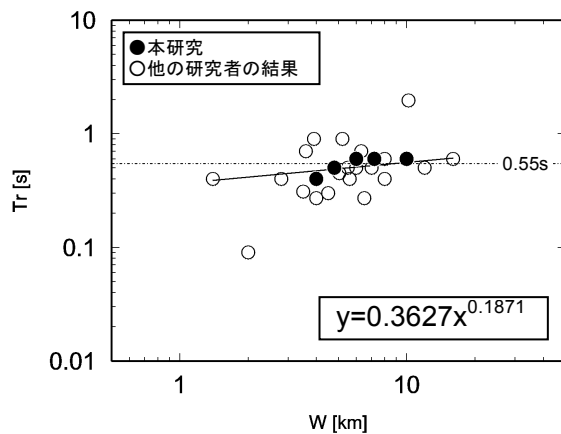
になる。図 4-8 および図 4-9 に示すようにライズタイムの設定は強震動の評価結果に大きく影響を与えることから、設定方法の高度化が要求される。最適震源モデルの精度を確認するとともに、その他の地震の最適震源モデルを構築し、より多くのデータを用いて再評価を行う必要がある。



(a) W を強震動生成域の 1/2 乗とした場合 ($W = \sqrt{Sa}$)



(b) W を強震動生成域の短辺長さとした場合



(c) W を強震動生成域の長辺長さとした場合

図 4-10 最適震源モデルのライズタイムと強震動生成域の大きさとの関係 (図中の式はライズタイムの最大値と最小値を除外して算出した近似式)

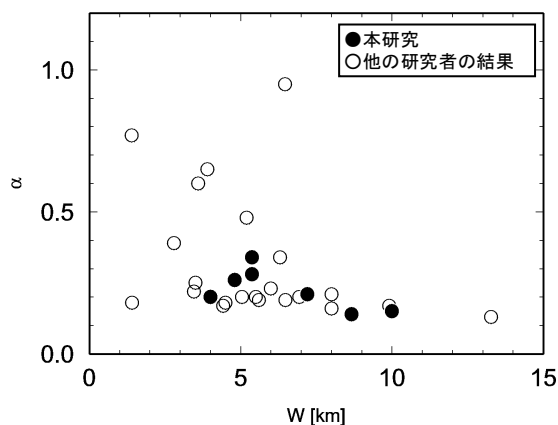


図 4-11 最適震源モデルから算出した α と強震動生成域の幅との関係

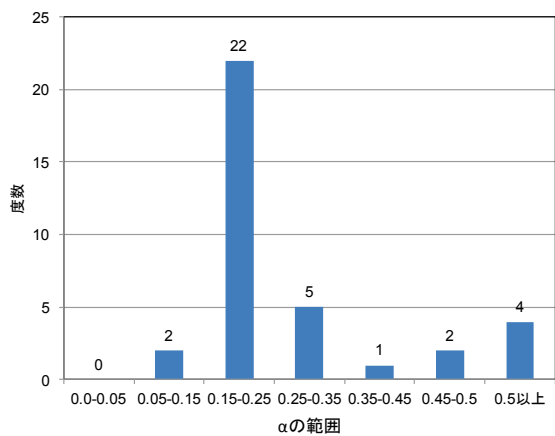


図 4-12 最適震源モデルから算出した α の頻度分布

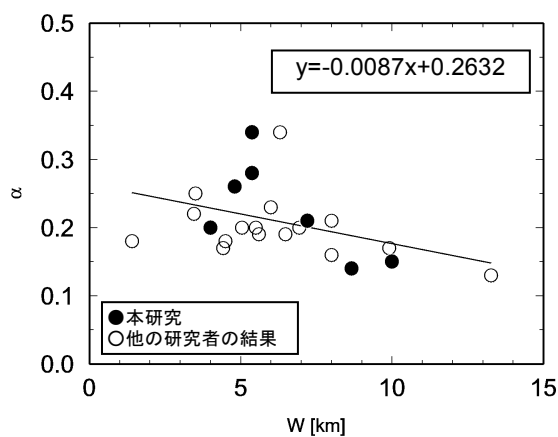


図 4-13 最適震源モデルから算出した α と強震動生成域の幅との関係
(α が 0.35 以下の範囲)

4.5 まとめ

将来発生する地震に対する強震動予測の高精度化を目的に、震源の特性化手法に着目し、工学的地震動予測のための震源のモデル化手法の高度化のための検討を行った。以下に得られた結果を示す。

- (1) 本研究で構築した4つの地震（2000年鳥取県西部地震，2004年新潟県中越地震，2005年福岡県西方沖の地震，2007年能登半島地震）の最適震源モデルに加え，日本国内で発生した内陸地殻内地震を対象にフォワードモデリングで構築された12の最適震源モデルを用い，最適震源モデルと特性化震源モデルの比較を実施した。検討に用いた地震は8地震で地震の規模の範囲はMj6.1～Mj7.3である。その結果，強震動生成域の短周期レベルと総面積は特性化震源モデルでほぼ再現できた。一方，ライズタイムは特性化震源モデルの方が長い値を与えるため，ライズタイムの評価方法の高度化が必要である。
- (2) 最適震源モデルの地震モーメントと短周期レベルの関係は，特性化震源モデルで用いられている地震モーメントと短周期レベルのスケーリング則に従うことが確認された。
- (3) ライズタイムの設定が強震動に及ぼす影響について検討した結果，ライズタイムが最適値よりも短い場合は地震動の振幅を大きめに，長い場合は小さめに評価することがわかった。
- (4) 最適震源モデルにおける強震動生成域のライズタイムと強震動生成域の幅との関係を検討した結果，ライズタイムは強震動生成域の幅に依存し長くなる傾向が見られたが，その程度は小さく一定値で評価しても問題ないと考えられた。ライズタイムの設定値としてライズタイムの平均値である0.55秒を提案した。
- (5) 現行の震源の特性化手法におけるライズタイムの評価式に用いられている係数 α の最適化について検討を行った。その結果，検討に用いた地震規模の範囲であれば， $\alpha=0.2$ を採用することにより，最適震源モデルのライズタイムをほぼ再現できることがわかった。

【参考文献】

- 1) 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, 第3回都市直下地震災害総合シンポジウム論文集, pp.125-128, 1998.
- 2) Somerville, P. G., K. Irikura, K., 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 motion, *Seismological Research Letters*, 70, pp.59-80, 1999.
- 3) 地震調査研究推進本部: 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 平成21年12月21日改定, 2009.
- 4) Steven M. DAY: Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: Rectangular faults with fixed rupture velocity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, No.72, pp.705-727, 1982.
- 5) 地震調査委員会, 地震調査研究推進本部: 地震に関する評価,
http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka.htm
- 6) 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.
- 7) 国土地理院: 1:25,000 都市圏活断層図
- 8) 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.
- 9) 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, No.110, pp.849-875, 2001.
- 10) Wells, D.L. and K.J. Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, No.84, pp.974-1002, 1994.
- 11) 杉山雄一, 関口春子, 栗田泰夫, 伏島祐一郎, 下川浩一: 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「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」研究成果報告書, pp.119-129, 2002.
- 12) Iwata, T., H. Sekiguchi, and K. Miyakoshi: Characterization of source processes of recent destructive earthquake inverted from strong motion records in the dense network, *Proceedings of US-Japan Joint Workshop and third grantees meeting for US-Japan Cooperative Research on Urban Earthquake Disaster Mitigation*, pp.53-59, 2001.
- 13) 宮腰 研, 関口春子, 岩田知孝: すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「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」研究成果報告書, pp.99-109, 2001.
- 14) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算出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, No.545, pp.51-62, 2001.
- 15) Boatwright, J.: The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, No.78, pp.489-508, 1988.
 - 16) 石井 透, 佐藤俊明: 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の面積とモーメントの関係, 日本地震学会 2000 年秋季大会予稿集, B09, 2000.
 - 17) Madariaga, R.: On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, 84, pp. 2243-2250, 1979.
 - 18) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, 376-396, 1957.
 - 19) 地震調査委員会強震動評価部会: 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部, 中部)を起震断層と想定した強震動評価手法(中間報告)(平成13年5月25日公表), 2001.
 - 20) 鶴来雅人, 香川敬生, 入倉孝次郎, 古和田明: 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 103, 1997.
 - 21) 佐藤智美, 川瀬 博, 佐藤俊明: 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, No.462, pp.79-89, 1994.
 - 22) Geller, R.J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.66, pp.1501-1523, 1976.
 - 23) 中村洋光・宮武 隆: 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震 2, Vol.53, pp.1-9, 2000.
 - 24) 中田 高, 島崎邦彦, 鈴木康弘, 佃 栄吉: 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, No. 107, pp.512-528, 1998.
 - 25) 菊地正幸, 山中佳子: 既往大地震の破壊過程=強震動生成域の同定, サイスマ, Vol.5, No.7, pp.6-7, 2001.
 - 26) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36, 1997.
 - 27) 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた 1997 年 3 月 26 日 (M6.5) 及び 5 月 13 日 (M6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震第 2 輯, 51, pp.431-442, 1999.
 - 28) 坂井公俊, 野津厚: 2004 年新潟県中越地震の特性化震源モデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動シミュレーション, 日本地震工学会論文集, 第 11 巻, 第 3 号, pp.40-58, 2011.

- 29) Maeda, T. and Sasatani, T.: Strong ground motions from an Mj6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan: the 2004 Rumoi earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.61, pp.689–701, 2009.
- 30) Suzuki, W. and Iwata, T.: Source model of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake estimated from the empirical Green's function simulation of broadband strong motions, *Earth Planets Space*, Vol.58, pp.99–104, 2006.
- 31) Miyake, H., Tanaka, Y. Sakaue, M., Koketsu, K. and Ishigaki, Y.: Empirical Green's function simulation of broadband ground motions on Genkai Island during the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.58, pp.1637–1642, 2006.
- 32) Kurahashi, S, Masaki, K. and Irikura, K.: Source model of the 2007 Noto-Hanto earthquake (Mw 6.7) for estimating broad-band strong ground motion, *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.89–94, 2008.
- 33) Maeda, T., Ichiyanagi, M., Takahashi, H. and Honda, R.: Source parameters of the 2007 Noto Hanto earthquake sequence derived from strong motion records at temporary and permanent stations, *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.1011–1016, 2008.
- 34) Yoshimi, M. and Yoshida, K.: Site amplification and strong ground motion of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated from aftershock observation, *Earth Planets Space*, Vol. 60, pp.161-167, 2008.
- 35) 山本容維, 竹中博士: 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源のモデル化, 地震第 2 輯, 第 62 巻, pp.47-59, 2009.
- 36) 釜江克宏, 川辺秀憲: 2007 年新潟県中越沖地震 (Mj6.8) の震源のモデル化と強震動シミュレーション,
http://www.rii.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/niigata_chuetsuoki_5/chuetsuoki_20080307.pdf
- 37) 入倉孝次郎, 香川敬生, 宮腰研, 倉橋奨: 2007 年新潟県中越沖地震の強震動, 一なぜ柏崎刈羽原子力発電所は想定以上の破壊的強震動に襲われたのか? -,
http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/cyuetsu_080319.pdf
- 38) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation, Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bulletin of the Seismological Society of America*, No.93, pp.2531-2545. 2003.
- 39) 気象庁: 気象庁の発震機構解, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/index.html>
- 40) 防災科学技術研究所: 広帯域地震観測網 (F-net) , <http://www.fnet.bosai.go.jp>
- 41) 壇一男, 武藤真菜美, 石井やよい, 阿比留哲生: 内陸地震の断層タイプ別にみた各種

マグニチュードの関係とそれに基づく断層モデルの設定と強震動の試算, 日本建築学会構造系論文集, No.650, pp.741-750, 2010.

第5章 2011年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の地震時挙動

5.1 概要

2011年3月11日に発生した2011年東北地方太平洋沖地震（以後、東北地方太平洋沖地震）では、東北から関東にかけての太平洋沖合の広い範囲が震源域と考えられ、震源破壊の不均一性や、それに伴う震源破壊の指向性効果等により、震源近傍のみならず広い範囲で継続時間が長く、場所によっては複数の大きな振幅を有するような特徴的な地震動が発生した^{1),2)}。

震源から離れた関東地域でも比較的振幅が大きい地震動が観測され、東京都での最大震度は震度5強であった。気象庁震度データベース³⁾の記録がある1926年以降において、島嶼部を除く東京都内で震度5強が観測された地震は、2005年7月23日の千葉県北西部の地震（Mj6.0）に次いで2度目であるが、千葉県北西部の地震では足立区の1地点だけで震度5強が観測されたのに対し、東北地方太平洋沖地震では12自治体（9区2市1村）の計16地点で観測された。被害状況も大きく異なり、東京都内の住家被害を比較すると、千葉県北西部の地震では一部損壊が4棟だけであったのに対し⁴⁾、東北地方太平洋沖地震では全壊13棟、半壊190棟、一部損壊4,016棟と比較できない被害が発生した⁵⁾。そのため、東京都およびその近傍の地域に対しては、1926年以降で最も被害が大きかった地震と考えられる。

東京都およびその周辺地域では液状化による被害が多発した。液状化は東京湾臨海部の埋立地の他、内陸部の旧河道部や新しい埋立地、造成地でも多数発生し^{6),7),8)}、埋設された上下水道やガスなどのライフライン、戸建て住宅などに大きな被害を与えた。千葉県浦安市では、全壊10棟、半壊33,621棟、一部損壊4,922棟の住家被害が発生したが⁵⁾、その多くは液状化を含む表層地盤の非線形挙動が原因と想定される。

東京湾臨海部には住宅の他、重要な社会基盤施設やエネルギー施設等が集中していることから、将来発生する地震に備え十分な防災・減災対策が必要である。その検討の一つとして、当該地域における1926年以降の最大地震である東北地方太平洋沖地震における地震動特性や、地震時に生じる表層地盤の非線形挙動等を実観測記録から明らかにすることは重要と考えられる。

東京大学生産技術研究所小長井研究室では東京都江東区内の東京地下鉄東西線、有楽町線上の2か所で鉛直アレー地震観測を実施しており、その内、新木場の観測点では工学的基盤相当の地盤を含めた複数の深度での地震観測が行われている（以後、新木場鉛直アレー⁹⁾）。当該地点では、地盤調査により地盤構造や地盤の非線形特性のデータが得られて

おり、東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の記録も複数観測されている。さらに、周辺に設置された防災科学技術研究所¹⁰⁾と東京都港湾局¹¹⁾の地震観測地点での記録を併用することも可能であり、前述の課題を明らかにするための条件が揃っている。

本論文では、まず新木場鉛直アレーについて、地震観測システムを含めた概要を紹介する。次に、鉛直アレー記録の分析や観測記録を用いた地盤の地震応答解析を行うとともに、観測点周辺の地震動記録も使用し、東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部における地震時挙動特性と表層地盤の非線形特性の検討結果を報告する。なお本論文では、工学的基盤（せん断波速度（ V_s ）が400m/s以上の基盤）よりも浅い地盤を表層地盤と表示する。

5.2 鉛直アレー地震観測の概要

本論文で取り上げる新木場鉛直アレーは、東京湾岸の地下鉄沿線で1976年から実施されている地震観測システムの一観測点である。図5-1に地震観測地点を示す。当該地点は、昭和36年以降から昭和45年にかけて浚渫土砂により埋め立てられている^{12),13),14)}。図5-2に当該地点の地盤調査から得られた地盤柱状図およびせん断波速度を示す。

G.L.-7mまでが浚渫の埋立土のため、旧海底面はG.L.-7mと考えられる。G.L.-7m～G.L.-14.5mは有楽町層上部層（Yu層）、G.L.-14.5m～G.L.-37.2mは有楽町層下部層（Yl層）が堆積している。Yu層は粒径均一な細砂により構成されているがシルトが混入するため、標準貫入試験結果（以後、N値）はN=6～24とばらつく。Yl層はシルトを主体としており、N値はN=2～7と小さく軟弱である。

G.L.-37.2m以深は更新統の七号地層（Na-1層）、七号地層基底層（Na-2層）、東京礫層（Tog層）、東京層（To層）、江戸川層（Ed層）となっている。Na-1層の層厚は16.3mでシルトは混入するが細砂が卓越している。層の上部ならびにシルト層以外ではN値が大きい。その下のNa-2層は砂を若干混入した腐植質シルト層であるが、N=30とN値は比較的大きい。G.L.-56.0m～G.L.-60.8mのTog層は密に締まった砂礫層でありN>50である。To層（G.L.-60.8m～G.L.-72.8m）の上部は細・中砂で構成されN値も高いが、下部は砂混りシルト層となりN値は30程度となる。最下層のEd層はTog層と同様に硬く締まった砂礫層でありN値もN>50と大きくVsも400m/sに達しており、本地点での基盤層（工学的基盤）と考えられている。

工学的基盤以浅の地盤の一次卓越周期を(5-1)式に基づきせん断波速度から算出すると1.53秒となる。Tは一次固有周期（s）、Nは表層地盤の層数、 H_i と V_{S_i} は各層の層厚（m）とせん断波速度（m/s）である。

$$T = 4 \sum_{i=1}^N \frac{H_i}{V_{S_i}} \quad (5-1)$$

図5-3に当該地域周辺の想定地質縦断図¹⁵⁾を示す。当該地点周辺の地盤は、G.L.-30m付近までは水平成層に近いが、それよりも深くなると地盤構造が複雑になっている。特に、新木場鉛直アレー観測点の西側には、古東京川により作られたとされる埋没谷が見られ、七号地層の堆積厚さが東側に比べて20m程度厚くなっている。

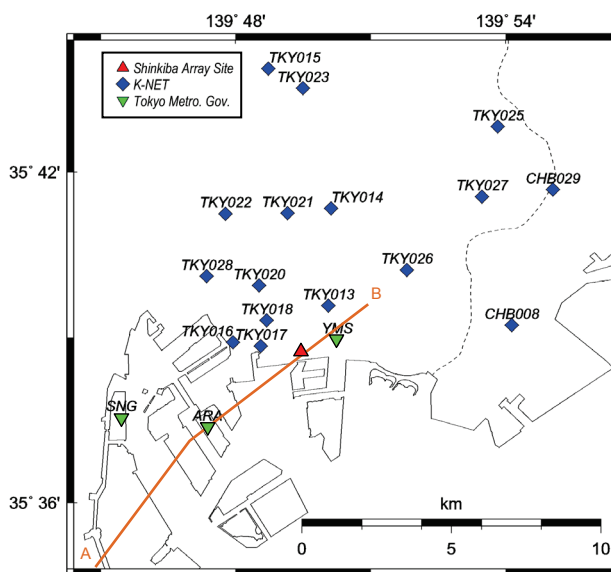


図 5-1 新木場鉛直アレー地震観測地点 (▲) および周辺の K-NET¹⁰⁾ (◆) および東京都港湾局¹¹⁾ (▼) の地震観測地点 (橙色の線は図-3 に示す想定地質縦断面図の位置)

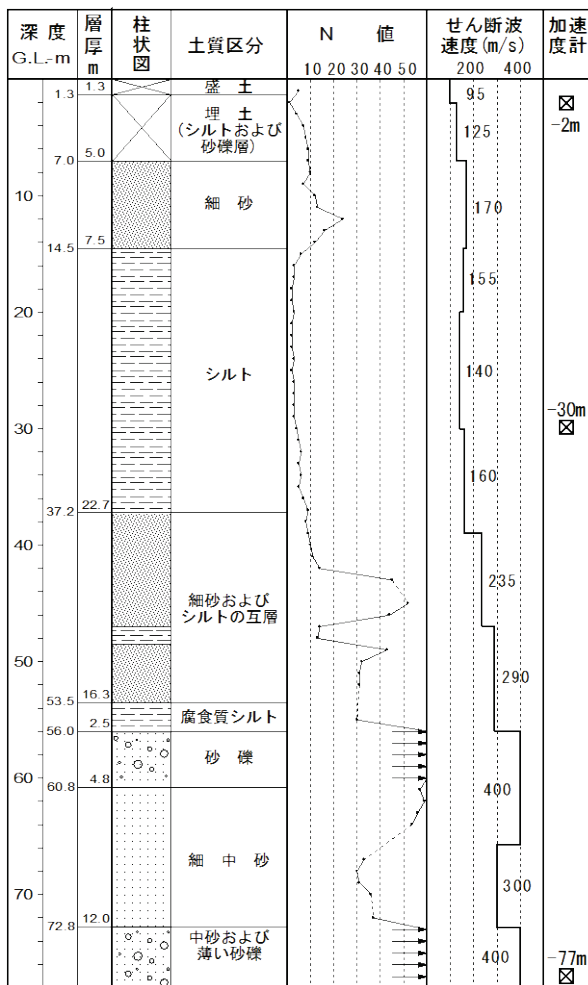


図 5-2 新木場鉛直アレー地震観測地点の地盤柱状図および地震計の設置位置

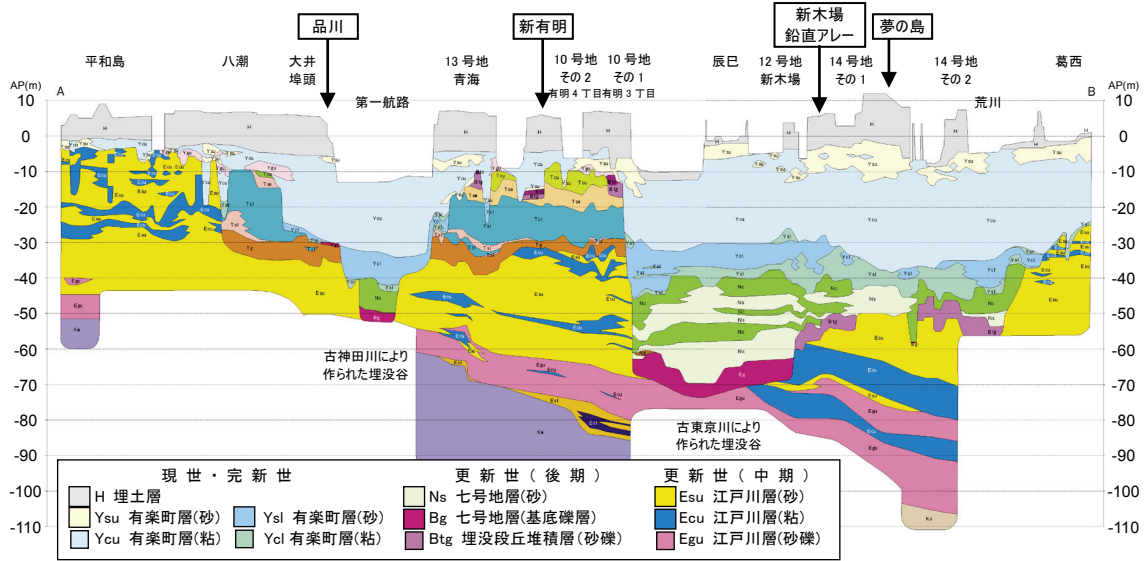


図 5-3 新木場鉛直アレー地震観測地点周辺の想定地質縦断図 (文献 15)に加筆・修正)

2011年3月15日に筆者らが実施した現地調査では、地震観測地点から約350m程度離れた新木場駅周辺で、大量の噴砂が確認され、液状化の発生が認められたが、地震観測地点では噴砂は確認されなかった¹⁶⁾。図5-4に国土交通省・地盤工学会が実施した新木場周辺の液状化調査結果を示す⁷⁾。最も近い噴砂・噴水地点とは約120mしか離れていないが、液状化範囲は地震観測点の東側の道路よりも東側に限定されており、地震観測地点周辺では噴砂・噴水は確認されていない。これらの調査結果から、新木場鉛直アレー観測点では液状化は発生していないと想定される。

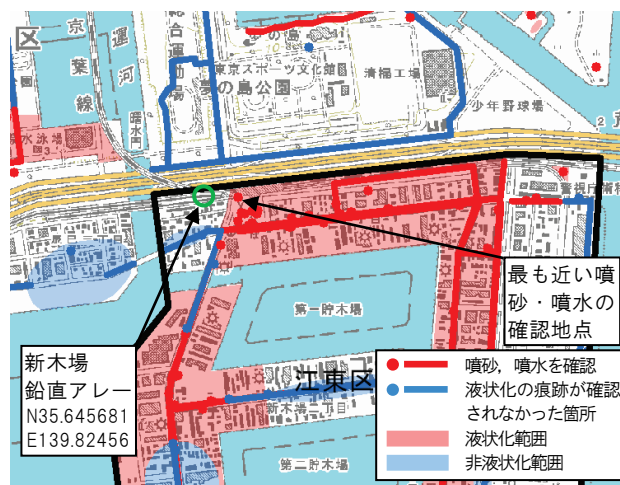


図 5-4 新木場鉛直アレー地震観測地点周辺の液状化調査結果 (文献 7)に加筆・修正)

図5-4からわかるように、当該地点周辺では液状化範囲は明瞭に区分されている。この地域では、場所によって埋立時期や材料が異なることから^{12),13)}、表層地盤を構成する地盤材料の違いが原因と推測されるが、今後詳細な検討が必要である。

地震計は(株)東京測振社製のSA-355CT (TypeA)であり、G.L.-2m (地表)、G.L.-30m (中間)、G.L.-77m (工学的基盤)の三深度に埋設されている。水平二成分と鉛直成分の計三成分の加速度を同時に観測することができる。観測可能な最大加速度は $\pm 2,000\text{cm/s}^2$ である。G.L.-77mの地震計において水平方向は 2cm/s^2 以上、鉛直方向は 1cm/s^2 以上の加速度を観測した際に、遅延時間30秒を含む地震動が記録される。

当初地震計はG.L.-2m、G.L.-30m、G.L.-74mの三深度に設置されていたが、1986年に実施した地震観測地点の移設に伴い最深部の地震計の設置深度がG.L.-76mに変更された。その後、1999年に地震計の老朽化によりG.L.-2mとG.L.-77mの地震計を更新している。

地震計は水平二軸が磁石方位のN-S方向、E-W方向と一致することを目標に設置されている。当該地点の磁気偏角は $6^\circ 53'$ のため¹⁷⁾、目標通り地震計が設置されていたとすると、地震計のN方向は真北に対して西側に $6^\circ 53'$ 傾いていることになる。地震計における加速度時刻歴の符号は、変位波形で一旦N側に向かいS側に反転する場合をN方向の加速度の+、同様に変位波形で一旦E側に向かいW側に反転する場合をE方向の加速度の+としている。この考え方は、変位波形を2回微分した際の符号の反転を無視したことになる。さらに、防災科学技術研究所のK-NET¹⁰⁾やKiK-net¹⁰⁾の符号と反転することから、本論文では加速度の符号を反転させて使用する。

5.3 地震計の設置方位の確認

5.3.1 設置方位の重要性

鉛直アレー地震観測記録を使用して、地盤の地震時挙動などの評価を行う場合、地震計の設置方位のずれが検討結果に大きく影響を及ぼす場合があるため、設置方位の確認と補正が重要となる¹⁸⁾。

地震計をボアホールに埋設する際、方位を直接測定することが困難なため、十分慎重に設置したとしても、特に深い深度に埋設する地震計には設置誤差が生じる可能性が高い。最深部 (G.L.-35m) の地震計に 64 度の設置誤差が生じていた例もあり¹⁹⁾、鉛直アレー地震観測記録を使用する際には、各地震計同士の設置方位の関係を把握することは重要である。

5.3.2 検討方法

鉛直方向に設置された二つの地震計で同じ地震を観測した場合、地震動が鉛直下方から入射すると仮定すると、地震計の設置方位の差と地震波の到達時間を適切に補正するとほぼ同じ地震動が観測されると考えられる。短周期成分は地盤構造などによる地震動の散乱や逸散の影響を受け二つの地震動記録には差が出やすいが、長周期成分はその影響が小さいと考えられる。そこで、長周期成分が卓越する変位波形を使用し、変位時刻歴の水平軌跡を相互に比較することにより、三つの地震計の相対的な関係を検討する。さらに地震計同士の振幅の差を用いた客観的評価を行い、二つの結果から総合的に設置方位誤差を評価する。

検討には、振幅の大きい波形として東北地方太平洋沖地震の本震記録と、本震直後の 15 時 15 分に発生した茨城県沖を震源とする Mj7.7 の余震記録を使用する。

設置方位誤差は水平二軸と鉛直軸の三軸で生じる可能性があるが²⁰⁾、本検討では特に誤差が生じやすい鉛直軸まわり（水平方向）のみを対象とする。なお、ここでいう設置方位誤差は、最も浅い地点に設置された G.L.-2m の地震計との相対誤差である。一般的にはこの程度の深度に設置された地震計には設置方位誤差はないと考えられるが、設置方位ずれが確認された例もある^{18),19)}。地震計の設置方位については、地震計を設置する技術者の技量によって精度にばらつきがあるため、今後絶対的な設置方位の検討が必要である。

5.3.3 検討結果

図 5-5(a) に変位時刻歴の振幅が比較的大きい時間帯での水平軌跡を比較した結果の一例を示す。変位波形は、加速度波形にバンド幅 0.1Hz~0.5Hz のバンドパスフィルターを作用させた後、フーリエ積分を二度実施して算出した。

G.L.-2m の水平軌跡と G.L.-30m の水平軌跡との差異は小さいが、G.L.-2m と G.L.-77m との水平軌跡には明瞭な差異が見られる。変位時刻歴の振幅が大きい時間帯を複数抽出し、軌跡中心と水平軌跡が反転する点との角度を読み取り、水平軌跡のずれ角度を算出する。その結果、G.L.-2m の水平軌跡に対する二つの地震計の水平軌跡のずれ角度は、G.L.-30m が時計回りに2度～4度、G.L.-77m が時計回りに31度となった。

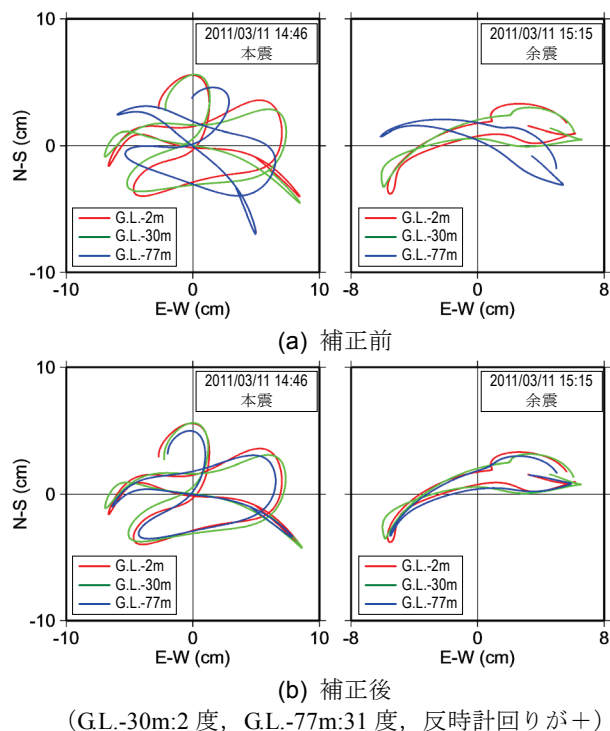


図 5-5 3 深度の地震計で観測された変位時刻歴の水平軌跡の比較

変位時刻歴の水平軌跡を比較する方法では、評価結果に客観性が乏しいため、地震計同士の振幅の差を用いた客観的評価を行う。具体的には、基準とする地震計 (G.L.-2m) での水平動記録を (x_a, y_a) 、誤差を検討する地震計 (G.L.-30m および G.L.-77m) での水平動記録を (x_b, y_b) とすると、二つの水平動は地盤の増幅特性による振幅の差 (A)、地震計の設置方位の差 (θ : 反時計まわりを正) および時間差 (Δt) を用いて (5-2) 式で表現されると考え、最適な A, θ , Δt を評価する。この方法は前田他²¹⁾に振幅の差の評価を付与したものである。水平動には、前述の変位波形を使用した。

$$\begin{pmatrix} x_a(t+\Delta t) \\ y_a(t+\Delta t) \end{pmatrix} \cong A \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_b \\ y_b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_b'(t) \\ y_b'(t) \end{pmatrix} \quad (5-2)$$

A, θ , Δt の最適値は, $x_a(t+\Delta t)$ と $x_b'(t)$, $x_b(t+\Delta t)$ と $y_b'(t)$ の相関係数が最大となるように, Aは0.5~2.0の範囲で0.02間隔, θ は ± 90 度の範囲で1度間隔, Δt は ± 0.5 秒の範囲を0.01秒間隔でグリッドサーチを行った. その結果, θ の最適値はG.L.-30mは反時計回りに2度, G.L.-77mは反時計回りに31度となった. θ は誤差を検討する地震計から見た基準とする地震計との角度のため, 変位水平軌跡の比較によるずれ量と整合している.

変位時刻歴の水平軌跡の比較および客観的評価結果から総合的判断し, G.L.-2mの地震計に対する地震計の設置誤差は, G.L.-30mの地震計は反時計回りに2度, G.L.-77mの地震計は反時計まわりに31度とする.

図5-5(b)にG.L.-30mとG.L.-77mの地震計の設置誤差を補正した場合の水平軌跡を示す. 三つの地震計の水平軌跡は, ほぼ重なっていることがわかる.

本章で使用するG.L.-30mとG.L.-77mの地震観測記録については, この設置誤差を補正している. また, その他の補正として, 全ての記録に対して前述した符号の補正, 基線補正を行っている. 基線補正の補正量は, 遅延時間を考慮して初動5秒の平均値とし, 全ての時間帯に対して同一の補正量を使用して実施している. なお, G.L.-2mの地震計の絶対的な設置方位が確認されていないため, 本論文では計測軸を方位で表示せず, N-S方向をY方向, E-W方向をX方向と表示する.

5.4 鉛直アレー地震観測地点での地震動記録

5.4.1 概要

1999年2月に地震観測システムを更新した後に観測された地震動記録を紹介する。1999年2月から2011年6月までに166地震による地震動が観測されている。東北地方太平洋沖地震は多数の余震が発生したことから、69地震が本震以降に発生した地震である。図5-6に地震動を観測した地震の震央分布を示す。規模の大きい地震は太平洋側の沈み込み帯で発生している。表5-1に各深度における水平二方向の最大加速度の範囲を示す。最大加速度が小さい地震動がほとんどであるが、東北地方太平洋沖地震（最大加速度 115.7cm/s^2 ）を含め3地震でG.L.-2mの最大加速度が 50cm/s^2 を超える記録が観測されている。

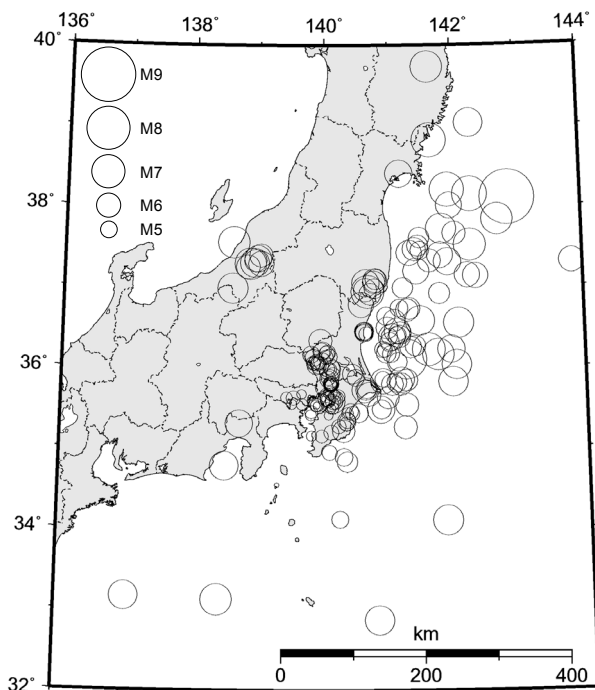


図5-6 新木場鉛直アレー地震観測点で地震動を観測した地震の震央分布（北緯32度～40度，東経136度～144度の範囲）

表5-1 観測された地震動の最大加速度の範囲

最大加速度の範囲	G.L.-2m	G.L.-30m	G.L.-77m
$0\text{ cm/s}^2 \sim 5\text{ cm/s}^2$	77	120	145
$5\text{ cm/s}^2 \sim 10\text{ cm/s}^2$	61	28	16
$10\text{ cm/s}^2 \sim 20\text{ cm/s}^2$	17	14	2
$20\text{ cm/s}^2 \sim 25\text{ cm/s}^2$	6	1	0
$25\text{ cm/s}^2 \sim 50\text{ cm/s}^2$	2	2	3
$50\text{ cm/s}^2 \sim 100\text{ cm/s}^2$	2	1	0
$100\text{ cm/s}^2 \sim 150\text{ cm/s}^2$	1	0	0

5.4.2 2011年東北地方太平洋沖地震における観測記録

表 5-2 に東北地方太平洋沖地震で観測された地震動の最大値を示す。図 5-7 に水平方向の地震動の時刻歴波形を、図 5-8 に加速度応答スペクトル ($h=5\%$) を示す。図 5-7 の時間軸の原点は 2011 年 3 月 11 日 14 時 47 分 03 秒である。速度波形および変位波形は、加速度波形にバンド幅 0.1Hz~10.0Hz のバンドパスフィルターを作用させた後、フーリエ積分により算出した。なお、G.L.-30m の上下方向の記録は、観測機器の不具合により得られていない。

G.L.-2m の加速度波形では、計測開始後 60 秒付近で S 波が到達したと考えられ振幅が大きくなる。120 秒付近から約 40 秒間大きい振幅が継続し、振幅は徐々に小さくなるが、 $5\text{cm/s}^2 \sim 15\text{cm/s}^2$ の振幅の波形が観測終了時まで継続する。

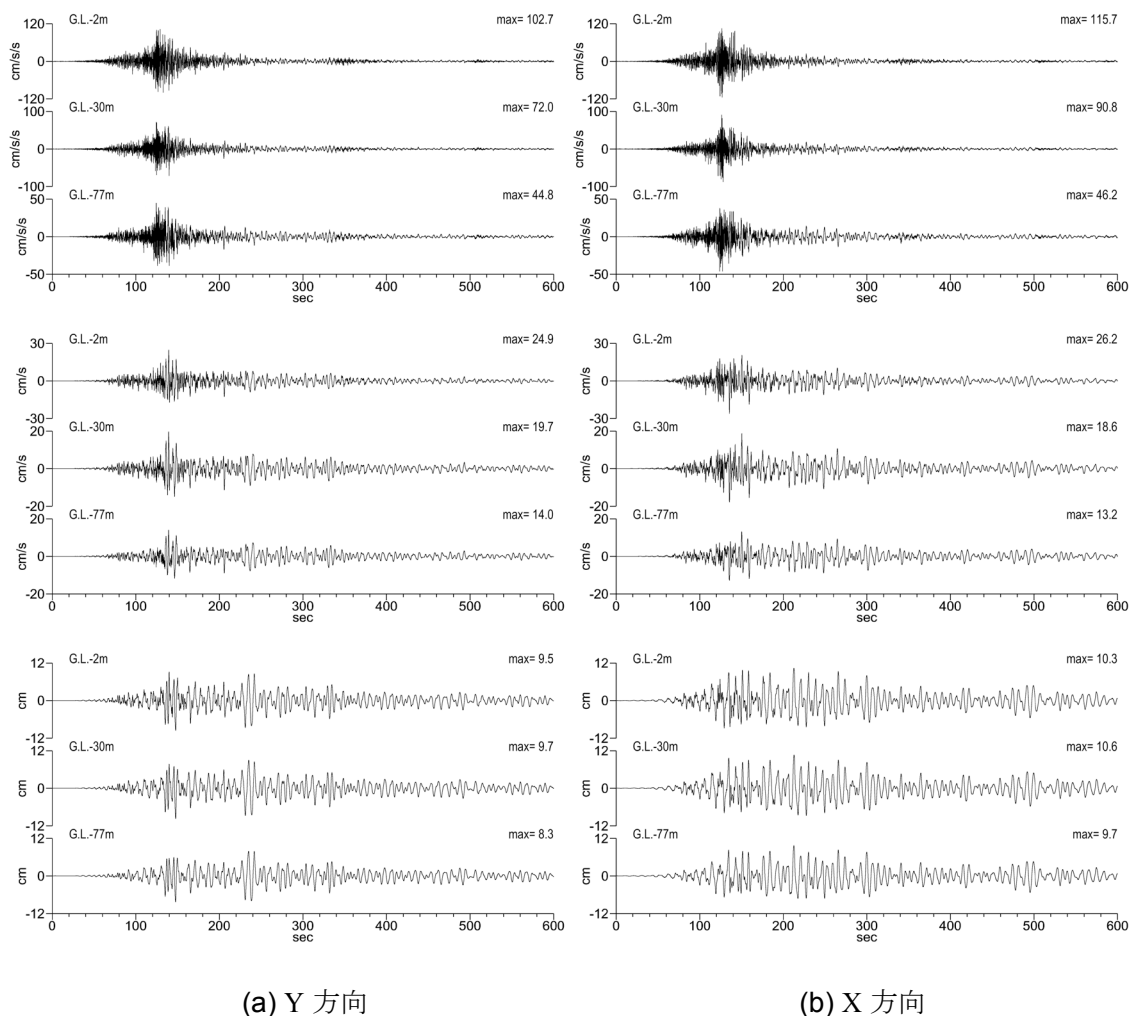


図 5-7 2011 年東北地方太平洋沖地震において観測された地震動の時刻歴波形

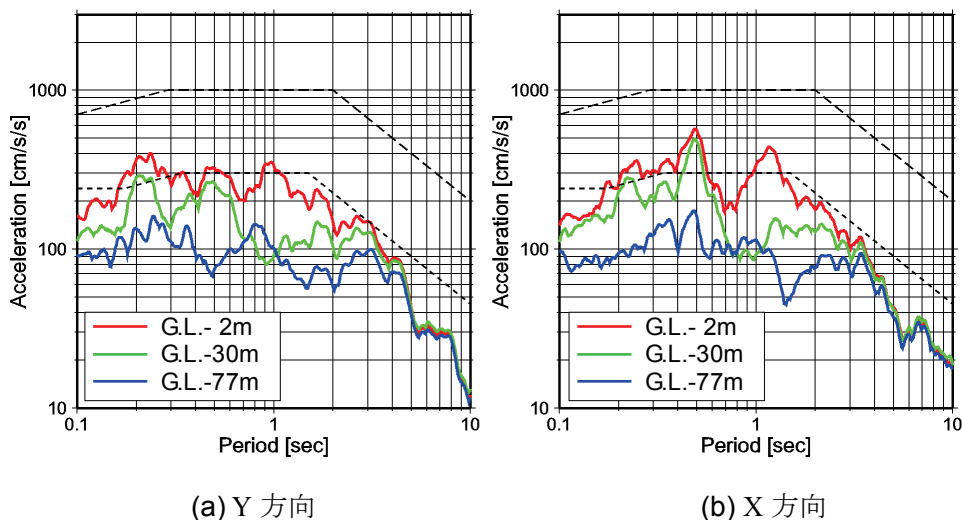


図 5-8 2011 年東北地方太平洋沖地震において新木場鉛直アレーで観測された地震動の加速度応答スペクトル(h=5%)

表 5-2 2011 年東北地方太平洋沖地震において新木場鉛直アレーで観測された地震動の最大値と G.L.-77m の最大値に対する最大値の比

設置 深度 G.L.	方向	加速度 (cm/s^2)		速度 (cm/s)		変位 (cm)	
		最大値	比	最大値	比	最大値	比
-2m	Y	102.7	2.3	24.9	1.8	9.5	1.1
	X	115.7	2.5	26.2	2.0	10.3	1.1
	合成 ^{***}	126.8	2.5	26.5	1.9	10.6	1.1
	上下	60.4	2.2	6.6	1.4	3.5	1.1
-30m	Y	72.0	1.6	19.7	1.4	9.7	1.2
	X	90.8	2.0	18.6	1.4	10.6	1.1
	合成 ^{***}	96.9	1.9	20.0	1.4	11.2	1.2
	上下	-*	-	-*	-	-*	-
-77m	Y	44.8	-	14.0	-	8.3	-
	X	46.2	-	13.2	-	9.7	-
	合成 ^{***}	51.1	-	14.2	-	9.7	-
	上下	27.4	-	4.8	-	3.2	-

※観測機器の不具合により欠測
 ※※合成は水平二方向の合成値

変位波形は加速度波形と異なる形状を示す。120秒付近から大きな振幅を示すのは加速度波形と同じであるが、その後振幅は小さくならず340秒付近まで長周期成分が卓越する振幅の大きな波形が継続する。この波形には方向性が見られ、Y方向は220秒～250秒と320秒～340秒の二箇所大きな振幅が見られるのに対し、X方向では、ほぼ同一の振幅が継続している。

図5-9に震源から新木場鉛直アレー観測点間をほぼ直線で結ぶKiK-netの地中観測点(IBRH14, IBRH17)で得られた加速度波形と変位波形を新木場鉛直アレー観測点(G.L.-77m)の記録と並べて示す。時間軸の原点は14時46分47秒である。図中の矩形は釜江・川辺²⁾が提案する5つの強震動生成域であり、関東地方の地震動はSMGA5が支配的とされている。大きな加速度振幅が継続する時間は3地点ともほぼ同じであるが、大きな変位振幅が継続する時間は異なり、IBRH14とIBRH17では加速度振幅が小さくなるとともに変位振幅も小さくなるのに対し、新木場鉛直アレー観測点では加速度振幅が低下した以降にも大きな変位振幅が継続する。そのため、新木場鉛直アレー観測点で観測された振幅の大きい変位波形の後半部分(加速度振幅が小さくなった以降)は、震源から生成された波形ではなく二次的に生成された波形であると考えられる。

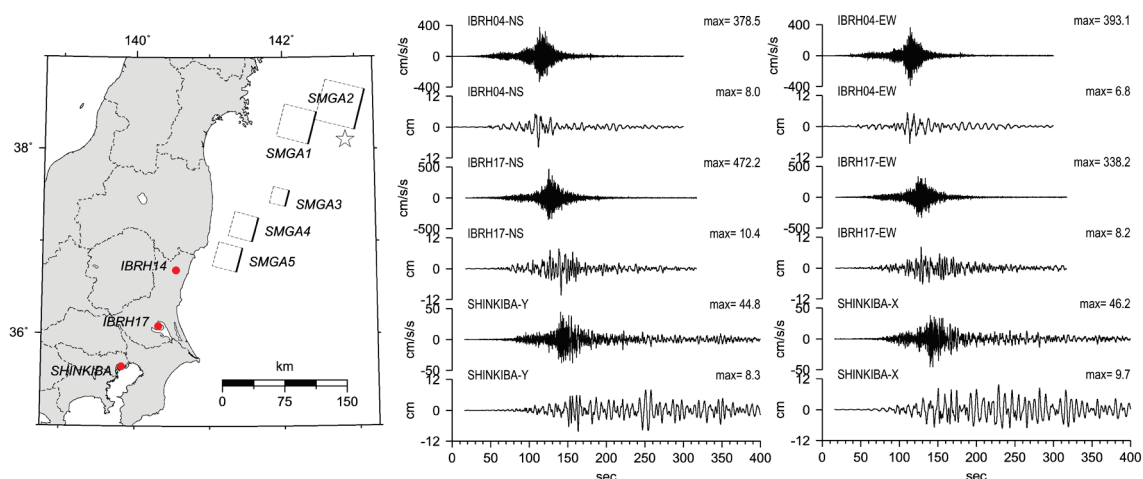


図5-9 2011年東北地方太平洋沖地震におけるIBRH14, IBRH17, 新木場鉛直アレー観測点での地中観測記録の変位波形の比較

観測された地震動を、加速度振幅が大きい0~200秒間(区間A)と、振幅が小さくなった200~600秒間(区間B)に分け卓越周期を比較する。図5-10にG.L.-2mとG.L.-77mでの擬似速度応答スペクトル(h=5%)を示す。G.L.-77mでは、区間AではY方向は3.0~4.5秒付近、X方向は3.3秒付近にピークが見られるのに対し、区間BではY方向は7.5秒付近、X方向は4.2秒付近と6.8秒付近にピークが見られ、5秒以上の周期帯の最大応答スペクトルは区間Bの応答スペクトルでほぼ与えられている。G.L.-2mの擬似速度応答スペクトルも同様の傾向を示す。

関東地方では盆地状の深部基盤構造²²⁾の影響により、長周期成分が卓越する表面波が発生することが知られている²³⁾。2007年新潟県中越沖地震では約7秒が卓越する長周期地震動が東京都内で観測されている²⁴⁾。この卓越周期は区間Bの卓越周期とほぼ整合する。

以上より、新木場鉛直アレーで観測された地震動の後半部分（区間 B）は、関東地方の盆地構造に起因して生成された表面波と考えられる。区間 A と区間 B のスペクトル振幅の最大値が全区間（0～600 秒間）の擬似速度応答スペクトルとなるが、区間 A と区間 B のスペクトル形状から、周期 5～6 秒の間にスペクトルの落ち込みが生じる。そのため、スペクトルの落ち込み周期よりも長い周期帯は表面波のスペクトル特性を示すものと考えられる。図 5-3 に見られるように、新木場鉛直アレー観測点の表層地盤の構造は複雑であり、より深い地盤構造も平面的に複雑であることから²²⁾、Y 方向と X 方向の変位波形の違いは、当該方向における地盤構造の差異が表れたものと考えられる。

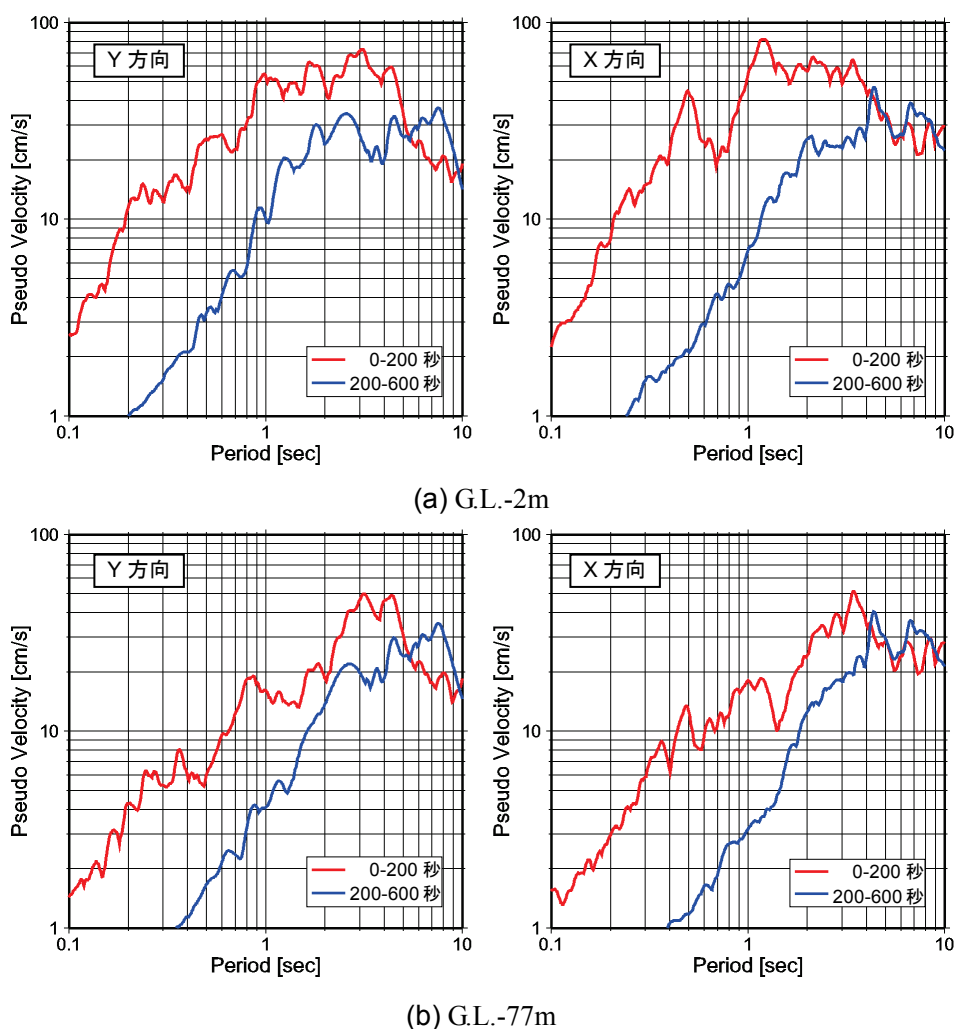


図 5-10 2011 年東北地方太平洋沖地震において観測された G.L.-2m と G.L.-77m の地震動の擬似速度応答スペクトル(h=5%)

図5-8中の短い破線と長い破線は、道路橋示方書²⁵⁾で規定された道路橋の耐震性能の照査に用いるレベル1地震動とレベル2地震動の標準加速度応答スペクトルである（Ⅲ種地盤，タイプI，以後，標準スペクトル）。標準スペクトルの規定位置と地震計の設置位置が異なるため，観測地震動の加速度応答スペクトルとの相対比較を行う。G.L.-2mの地震動の加速度応答スペクトルは，レベル2地震動の標準スペクトルよりも小さい。レベル1地震動の標準スペクトルと比較すると，部分的な周期帯では観測地震動の加速度応答スペクトルが上回るが，ほぼ同程度である。そのため，加速度応答スペクトルから判断すると，東北地方太平洋沖地震におけるG.L.-2mの地震動はレベル1地震動を少し上回る強度であったと考えられる。

G.L.-30mの加速度応答スペクトルは，約0.8秒よりも長い周期帯ではG.L.-77mの加速度応答スペクトルに近いが，それよりも短い周期帯では振幅が大きくなり約0.6秒よりも短い周期帯ではG.L.-2mの加速度応答スペクトルに近くなる。また，約5秒を超える周期帯では，3深度の加速度応答スペクトルはほぼ同一となっている。この結果は，G.L.-30mの最大加速度はG.L.-77mに比べ1.9倍増幅しているが，最大変位は1.2倍の増幅にとどまっていることと整合する。

図5-11にG.L.-77mに対するG.L.-2mの伝達関数（フーリエスペクトル比）を比較的小さい地震動の伝達関数と比較して示す。小さな地震動としては，G.L.-77mでの最大加速度が 2cm/s^2 以下である2010年5月9日に発生した東京都23区の地震（Mj3.8）を使用した。伝達関数は，バンド幅0.2HzのParzenウィンドウで平滑化している。

Y方向とX方向の伝達関数の一次卓越振動数は，Mj3.8の地震が0.78Hzと0.83Hzであるのに対して，東北地方太平洋沖地震では0.75Hzと0.74Hzに低下しており，地盤の非線形化によりせん断剛性が低下したと考えられる。弱震動の場合，Y方向の方がX方向に比べ卓越振動数が低く，強震時の卓越振動数との差が小さい。また，Y方向の弱震記録の伝達関数には1Hzを超えたあたりに小さな増幅が見られ，X方向とは異なる伝達特性を示す。同様の傾向は，データによりばらつきは見られるが他の弱震動の伝達関数にも見られることから，せん断ひずみが小さい領域では表層地盤の挙動特性には方向性があると考えられる。

地盤の地震時挙動が工学的基盤を基底とした1次モードが卓越すると仮定し，1/4波長則から(5-3)式を誘導し卓越振動数の低下からせん断剛性の低下量を推定すると，本震時の地盤のせん断剛性は，Y方向が初期せん断剛性の0.9倍程度，X方向が0.8倍程度となる。なお， G^* はせん断剛性の低下率， G_s と G_w は強震時と弱震時のせん断剛性， f_s と f_w は強震時と弱震時の卓越振動数である。

$$G^* = \frac{G_s}{G_w} = \left(\frac{f_s}{f_w} \right)^2 \quad (5-3)$$

同様に各深度の変位波形から地震計設置間での最大相対変位を算出し、地震計間の距離で除することにより、地盤の最大せん断ひずみを推定する。表 5-3 に最大相対変位とそれから推定した最大せん断ひずみを、図 5-12 にせん断ひずみの時刻歴波形を示す。G.L.-2m～G.L.-30m の最大せん断ひずみは 10^{-3} に近いが、G.L.-30m～G.L.-77m の最大せん断ひずみはその 2/3 程度である。また、せん断ひずみの時刻歴波形からわかるように、最大レベルのせん断ひずみは長時間継続せず限定的に発生する。比較的大きいせん断ひずみが発生している 100～300 秒間のせん断ひずみの平均値（絶対値）は G.L.-2m～G.L.-30m が 1.6×10^{-4} と 2.2×10^{-4} ，G.L.-30m～G.L.-77m が 1.1×10^{-4} と 1.5×10^{-4} となる。粘土や砂等の土質材料は 10^{-4} 程度のひずみレベルから明瞭な降伏（非線形性）を示すとされている²⁶⁾ことから、東北地方太平洋沖地震において新木場鉛直アレー観測点の地盤に生じた平均的なせん断ひずみは、地盤の非線形性を大きく生じさせるレベルではなかったと考えられる。

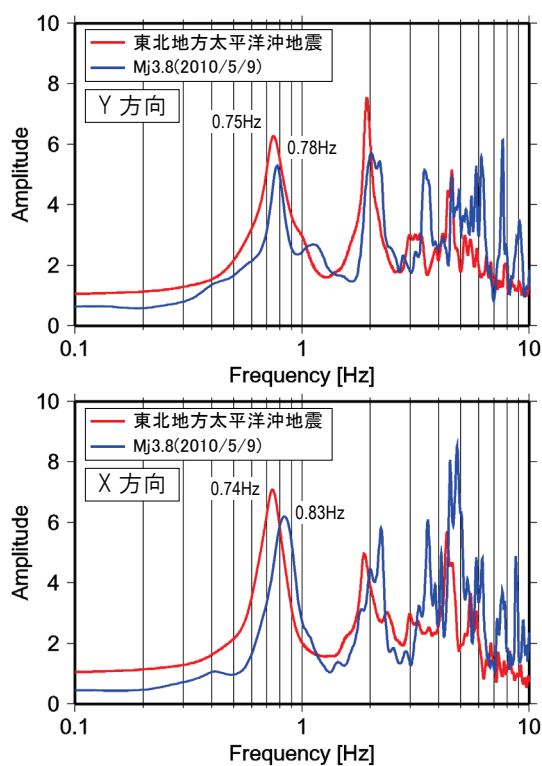


図 5-11 2011年東北地方太平洋沖地震と小地震（Mj3.8）との伝達関数（G.L.-2m/G.L.-77m）の比較

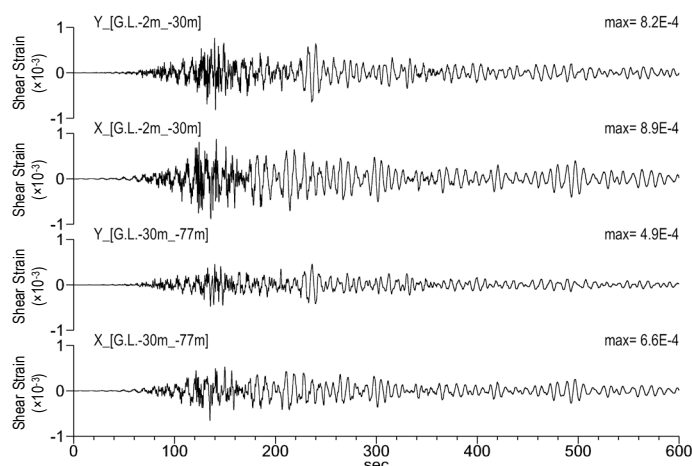


図 5-12 地震観測記録から算出した地震計間の地盤のせん断ひずみの時刻歴波形

表5-3 地震観測記録から算出した地震計間の相対変位と推定した最大せん断ひずみ

地震計		最大相対変位(cm)		最大せん断ひずみ	
上端	下端	Y方向	X方向	Y方向	X方向
-2m	-30m	2.30	2.49	8.2×10^{-4}	8.9×10^{-4}
-30m	-77m	2.25	3.05	4.9×10^{-4}	6.6×10^{-4}

5.4.3 周辺の観測記録との比較

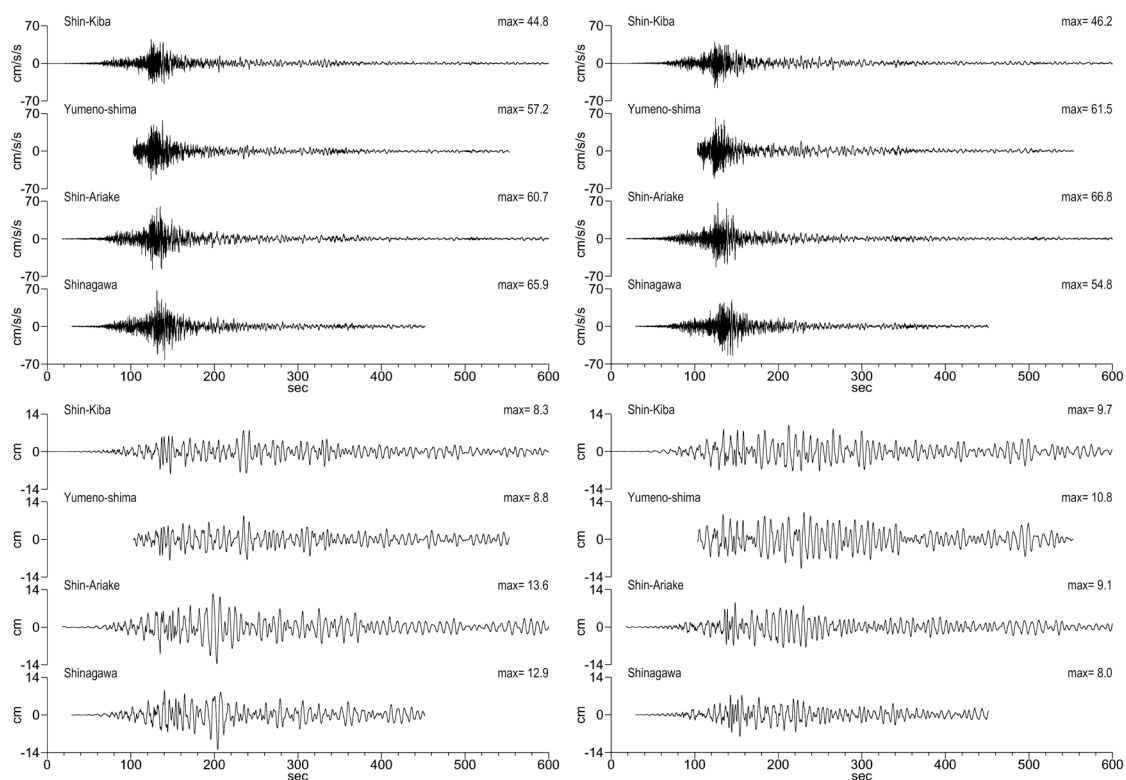
鉛直アレー地震観測地点の近傍には、防災科学技術研究所の K-NET と東京都港湾局の地震観測点が設置されている。東京都港湾局の地震観測は、本地震観測と同様に鉛直アレー地震観測であり、基盤での地震動が観測されている。図 5-1 に観測地点を、表 5-4 に観測地点の諸元を示す。これらの地点で観測された地震動記録を使用し、新木場鉛直アレー観測点周辺の地震時挙動（工学的基盤および地表）を検討する。

図 5-13 に東京都港湾局の夢の島観測点、新有明観測点、品川観測地点での基盤における水平方向の加速度および変位波形を新木場鉛直アレー観測点での観測記録とあわせて示す。時間軸の原点は図 5-7 と同じく 2011 年 3 月 11 日 14 時 47 分 03 秒である。夢の島観測点では、残念ながら地震動の前の部分の記録が得られていない。また、図 5-14 に地震動の擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) を示す。基盤地震計の設置深度は、夢の島観測点が G.L.-89.48m、新有明観測点が G.L.-75m、品川観測点が G.L.-36m である。

表5-4 新木場鉛直アレー観測点近傍の地震観測点の諸元と新木場鉛直アレー観測点との距離と方位角

観測網	観測地点	北緯 (deg.)	東経 (deg.)	距離 (km)	方位角 (deg.)
K-NET	TKY013	35.6596	139.8343	1.8	29.7
	TKY017	35.6474	139.8093	1.4	277.9
東京都 港湾局	夢の島	35.6493	139.8377	1.3	71.3
	新有明	35.6229	139.7897	4.0	231.3
	品川	35.6258	139.7578	6.4	250.0

※方位角: 新木場鉛直アレー観測点から他の観測地点を見た場合の北からの角度



(a) Y 方向

(b) X 方向

図 5-13 工学的基盤における新木場鉛直アレー観測点とその周辺で観測された地震動の時刻歴波形の比較

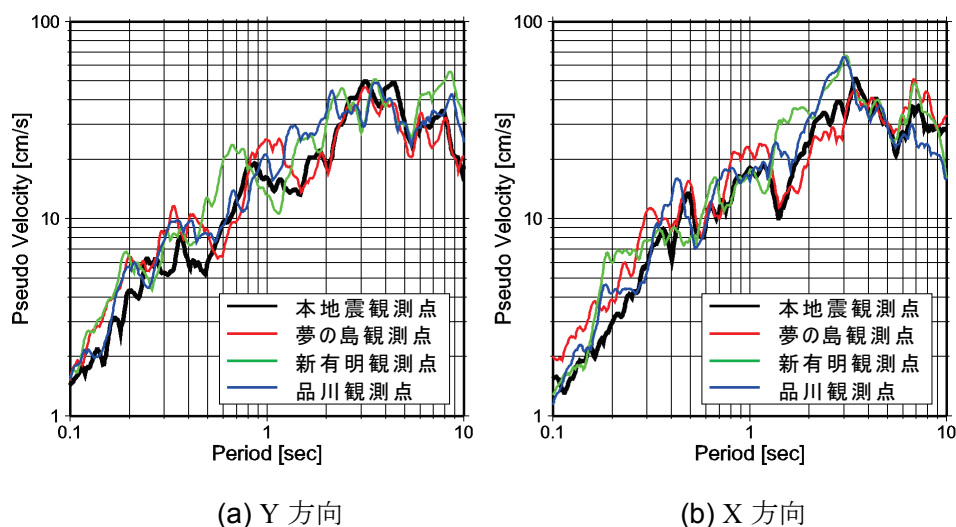


図 5-14 工学的基盤における新木場鉛直アレー観測点とその周辺で観測された地震動の擬似速度応答スペクトル($h=5\%$)の比較

基盤における加速度波形の包絡形状は4地点ともほぼ同じである。東京都港湾局の三つの観測地点の最大加速度の範囲は、 $54.8\text{cm/s}^2 \sim 66.8\text{cm/s}^2$ であり、新木場鉛直アレー観測点に比べ1.2~1.5倍程度大きい。

変位波形についてはいずれの地点でも長周期成分の卓越が見られ、新木場鉛直アレー観測点と同様に加速度振幅が低下した以降に大きな変位振幅が継続する。擬似速度応答スペクトルには、新木場鉛直アレー観測点と同様に、周期5~6秒の間にスペクトル振幅の落ち込みが見られる。観測点によりばらつきはあるものの、それよりも長い周期帯での卓越周期は新木場鉛直アレー観測点とほぼ同じく6~8秒である。そのため、夢の島観測点、新有明観測点、品川観測点の基盤地震動にも、表面波による長周期地震動が含まれていたと考えられる。

変位波形の形状はいずれの地点でも方向により形状が異なる。地点別に比較を行うと、X (EW) 方向は観測地点による大きな差異は見られないが、Y (NS) 方向については差異が見られる。夢の島観測点は新木場鉛直アレー観測点に近いことからほぼ同様の形状を示し、220秒以降に振幅が大きくなる傾向も類似している。これに対し、やや離れた新有明観測点と品川観測点では、新木場鉛直アレー観測点と異なり約200秒付近に大きな変位振幅が見られる。図5-3からわかるように、新木場鉛直アレー観測点と新有明観測点、および品川観測点との地盤構造には差異が見られる。具体的には、まずこの地域は全体的に西から東にかけて緩やかに地盤構造が傾斜しており、この傾斜はさらに深い深度 (GL.-1.0~1.1km 付近の $V_s=1.4\text{km/s}$ の基盤面) まで継続する²³⁾。話を表層地盤に戻すと、新木場鉛直アレー観

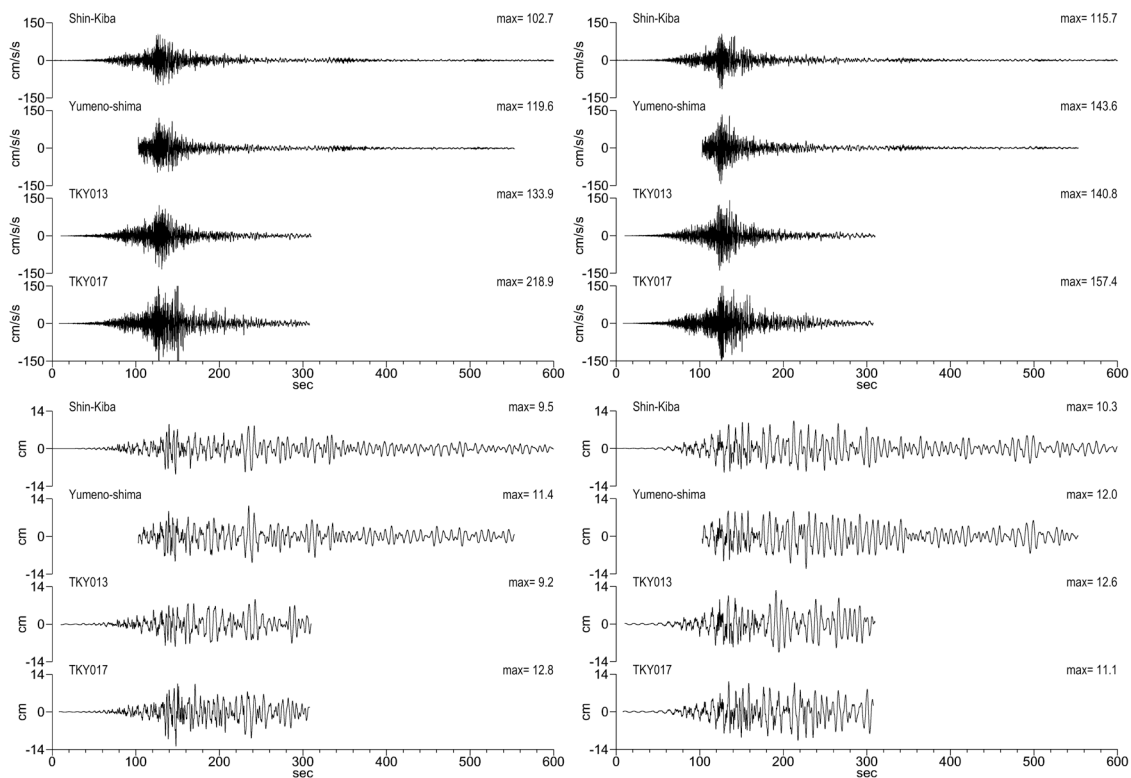
測点と夢の島観測点の地盤構造はほぼ同じであるが、新有明観測点との間には古東京川により作られたとされる埋没谷があり、直下の地盤構造にも上部有楽町層の層厚に違いが見られる。さらに新有明観測点と品川観測点との間には古神田川により作られたとされる埋没谷がある。このように、4地点間の距離は最大で6.4kmであるが、表層地盤の構造には差異が見られること、深部地盤構造も成層構造ではないこと²²⁾等から、各地点で観測された表面波には差異が見られ、さらに同一地点においても方向性があらわれたと考えられる。

図5-15に東京都港湾局の夢の島観測点、K-NETのTKY013(砂町)、TKY017(辰巳)での地表における水平方向の加速度および変位波形を新木場鉛直アレー観測点の観測記録とあわせて示す。時間軸の原点は図5-7、図5-13と同じである。また、図5-16に地震動の擬似速度応答スペクトル($h=5\%$)を示す。

本地震観測点に近い夢の島観測点とTKY013では、加速度および変位波形は類似しているが、振幅はこれら二つの観測点の方が大きい。TKY017の最大加速度はさらに大きく、NS方向は、新木場鉛直アレー観測点の2倍程度である。さらに主要動部の後半の約150秒付近に比較的大きな振幅が見られる。このような形状は、他の観測記録には見られないため、震源特性の影響とは考えにくい。また、TKY017の周辺には地震動に影響を及ぼすような構造物は見られないことから、TKY017周辺の地下構造や地盤特性に起因する現象と推測される。

擬似速度応答スペクトルについても、最大加速度が大きいTKY017はスペクトル振幅も大きく、特にNS方向では2秒以下の周期帯で大きな振幅を示す。擬似応答スペクトルには周期5~6秒の間にスペクトル振幅の落ち込みが見られる。それよりも短い周期帯のスペクトル振幅が大きいため目立たないが、周期6~8秒付近に表面波によると考えられる卓越が見られる。

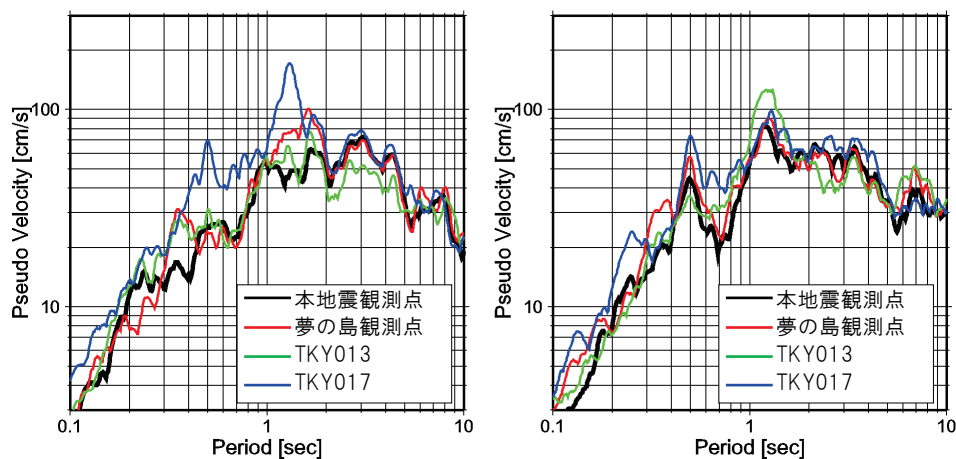
いずれの地震観測点についても現時点では噴砂や噴水が確認された報告はない。また、観測加速度波形には密な砂質地盤が液状化した際に見られるサイクリックモビリティによるパルス状の波形や、主要動以降に急激にせん断剛性が低下し卓越周期がのびるような形状も見られない。そのため、地震観測地点は液状化していないと考えられる。



(a) Y 方向

(b) X 方向

図 5-15 地表における新木場鉛直アレー観測点とその周辺で観測された地震動の時刻歴波形の比較



(a) Y 方向

(b) X 方向

図 5-16 地表における新木場鉛直アレー観測点とその周辺で観測された地震動の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較

5.5 地震応答解析に基づく表層地盤の地震時挙動の検討

5.5.1 地盤モデルの作成

新木場鉛直アレー観測点を対象に地震応答解析を行い、地盤の地震時挙動を推定する。観測記録から推定した地盤に生じる最大せん断ひずみは 10^{-3} 程度のため、地震応答解析法には等価線形解析 (SHAKE²⁷⁾) を使用する²⁸⁾。等価線形解析に使用する有効ひずみ係数 (α) は、 α を 0.3~0.8 まで 0.05 刻みで変化させ、観測最大値を地震応答解析で再現できる値として $\alpha = 0.4$ を採用した。

地盤調査結果に基づき、表 5-5 に示す地盤モデルを構築した。解析対象範囲は地震計の設置深度である G.L.-77m までとし、その間を土質種別や PS 検層結果に基づき 13 層に分割した。動的変形特性試験は 9 深度から採取した試料に対して実施されている。分割層内で動的変形特性試験が行われていない場合には、同様の地盤の結果を適用する。図 5-17 に動的変形特性を示す。なお、解析では解析層厚を 1.0m 以下として、各層を再分割している。

表5-5 鉛直アレー地震観測地点の地盤モデル

層 No.	土質名称	深度(G.L.-m)		密度 (t/m ³)	せん断波速度 (m/s)	せん断剛性 (kN/m ²)	動的変 形特性
		上端	下端				
1	盛土	0	2.0	1.80	95	16245	①
2	埋土	2.0	7.0	1.85	125	28906	①
3	細砂	7.0	14.5	1.85	170	53465	②
4	シルト	14.5	20.0	1.70	155	40843	③
5	シルト	20.0	30.0	1.55	140	30380	④
6	シルト	30.0	39.0	1.60	160	40960	④
7	細砂	39.0	43.2	1.85	235	102166	⑤
8	細砂	43.2	47.0	1.90	235	104928	⑤
9	シルト	47.0	48.5	1.70	290	142970	⑧
10	細砂	48.5	56.0	1.90	290	159790	⑥
11	砂礫	56.0	65.7	1.95	400	312000	⑦
12	中砂	65.7	72.8	1.75	300	157500	⑧
13	砂礫	72.8	77.0	2.00	400	320000	線形
14	工学的基盤	77.0	-	2.00	400	320000	

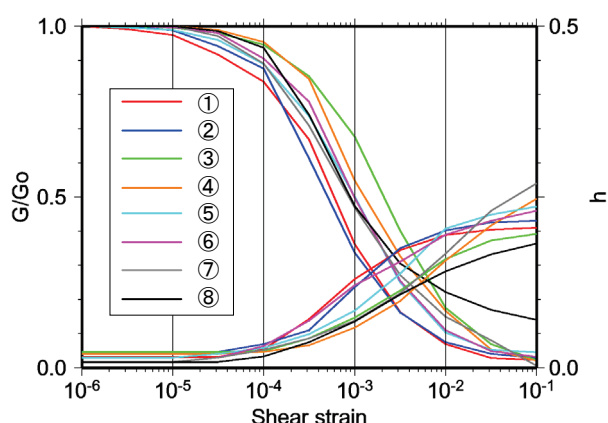


図 5-17 地震応答解析に用いた動的変形特性

5.5.2 解析結果

図 5-18 に Y 方向の最大加速度，最大相対速度，最大相対変位，最大せん断ひずみ，せん断剛性の低下率 (G/G_0) の深度分布を示す。相対速度と相対変位は G.L.-77m に対する相対値である。 G/G_0 は収束剛性から算出した。最大加速度，最大相対速度，最大相対変位には観測結果を●印で示す。解析結果は G.L.-2m および G.L.-30m の観測結果を概ね再現できている。せん断ひずみの深度分布図には，観測記録から推定した G.L.-2m～G.L.-30m，G.L.-30m～G.L.-77m の最大せん断ひずみを示す。解析から得られた最大せん断ひずみは各層のせん断剛性によって変化するためばらつくが，G.L.-2m～G.L.-30m，G.L.-30m～G.L.-77m の平均値は 6.6×10^{-4} と 4.8×10^{-4} であり，観測記録から求めた最大せん断ひずみとほぼ整合する。

図 5-19 に地震応答解析から評価した G.L.-2m と G.L.-30m の加速度波形，速度波形，変位波形を観測波形とあわせて示す。加速度波形では，150 秒～160 秒間など観測波形の振幅を大きめに評価する時間帯もあるが，包絡形状を含め全体的な形状は概ね観測波形を再現できていると考えられる。速度波形および変位波形については，振幅や位相は比較的高い精度で再現できている。

図 5-20 に G.L.-2m と G.L.-30m における擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) を観測記録と解析結果を比較して示す。両深度とも 2 秒より長い周期帯では解析結果は観測記録を再現できている。1.0～2.0 秒の周期帯では，両深度とも解析結果と観測記録には差異が見られ，非線形特性を含む解析モデルに課題が見られる。このように特定の周期帯には課題があるものの，解析結果は観測記録の擬似速度応答スペクトルの全体的な傾向は再現できている。

以上の検討結果より，東北地方太平洋沖地震における新木場アレー観測点の地震動は，地震応答解析（等価線形解析）でほぼ再現できると考えられる。

解析結果に基づき、東北地方太平洋沖地震における新木場アレー観測点の表層地盤の地震時挙動の検討を行う。せん断ひずみは G.L.-20m～G.L.-39m のシルト層で最も大きく生じており全層にわたってほぼ 10^{-3} を超える。せん断ひずみの最大値は 1.3×10^{-3} で G.L.-30m と G.L.-39m 付近で生じているが、このレベルのせん断ひずみは地盤に顕著な非線形性を与えるものではなく、せん断剛性の低下率も 0.7 倍程度である。

G.L.-7m までの埋土層および G.L.-7m～G.L.-14.5m の細砂層に生じる最大せん断ひずみは、最大でも 5×10^{-4} 程度であり地震観測地点で液状化が確認されていないことと整合する。

線形材料を仮定した層を除くせん断剛性の低下率の範囲は 0.71 倍～0.93 倍、平均は 0.83 倍となる。この値は、観測記録から推定した Y 方向のせん断剛性の低下率 (0.9 倍) と比べ大きくずれていない。

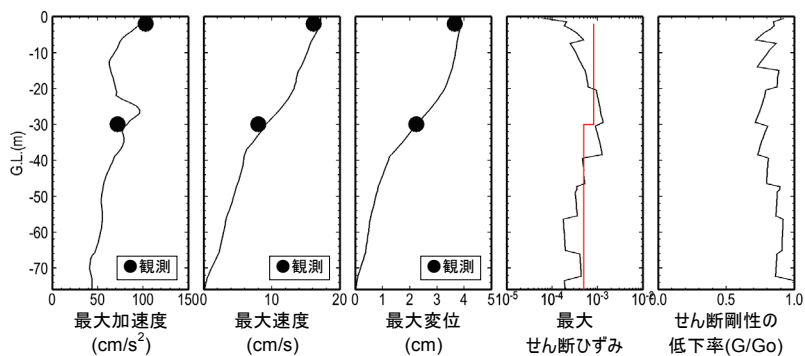


図5-18 地震応答解析による最大応答値の深度分布 (最大せん断ひずみ中の赤線は、観測記録から算出した最大せん断ひずみ)

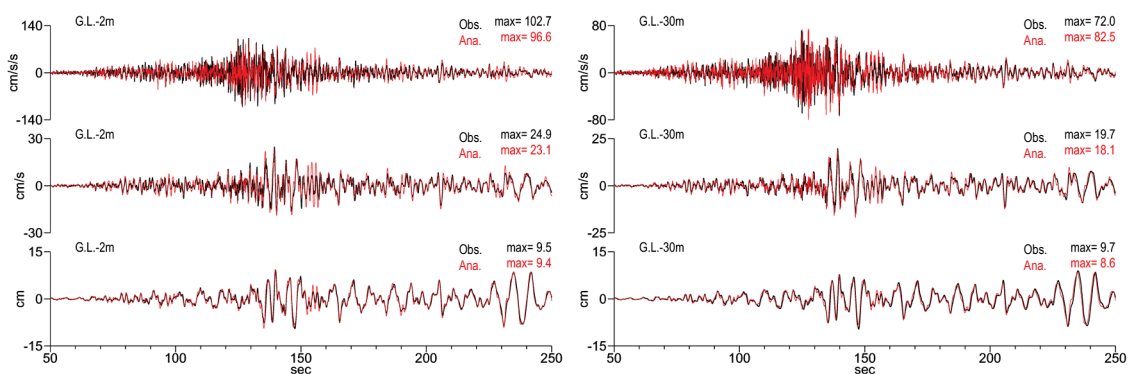


図 5-19 観測記録と解析結果との時刻歴波形の比較 (G.L.-2m, G.L.-30m, Y 方向)

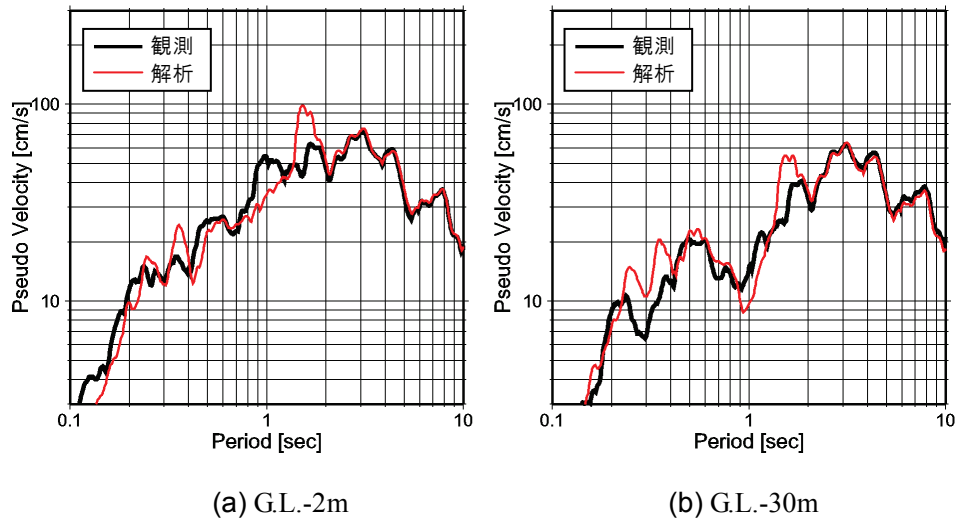


図5-20 G.L.-2mおよびG.L.-30mにおける観測記録と解析結果との擬似速度応答スペクトル (h=5%) の比較 (Y方向)

5.6. まとめ

- (1) 東北地方太平洋沖地震での水平方向の最大加速度は G.L.-2m で 126.8cm/s^2 , G.L.-77m の基盤層（江戸川層：更新統）では 51.1cm/s^2 であった。G.L.-2m の地震動の加速度応答スペクトル ($h=5\%$) は、道路橋の耐震性能の照査に用いるレベル1地震動の標準加速度応答スペクトルを少し上回る強度であった。
- (2) 東北地方太平洋沖地震での地震動には、長周期成分（6秒～8秒）の卓越が見られ、関東地方の盆地構造に起因する表面波と考えられた。この長周期成分の卓越は G.L.-77m での地震動でも同様に見られた。また、変位波形には方向性が見られ、深部地盤構造の影響が反映していると考えられた。
- (3) 新木場鉛直アレー観測点の周辺に位置する東京都港湾局の鉛直アレー観測点で得られた基盤の地震動にも表面波に起因する長周期成分の卓越が見られた。新有明地点と新木場鉛直アレー観測点は約 4km しか離れていないが、波形には差異が見られ、比較的近い範囲でも表面波の生成状況が異なる場合があることが分かった。
- (4) 観測記録から東北地方太平洋沖地震において地盤に生じた最大せん断ひずみと、せん断剛性の低下率を推定した結果、最大せん断ひずみは G.L.-2m～G.L.-30m では $8\sim 9\times 10^{-4}$ レベル、G.L.-30m～G.L.-77m では $5\sim 7\times 10^{-4}$ レベルであった。またせん断剛性の低下率は初期せん断剛性に対して 0.8 倍程度となった。
- (5) 等価線形解析法で地盤の地震時挙動を評価した結果、振幅の大きい時間帯では加速度波形の再現性がやや低下したが、それ以外の時間帯での加速度波形や速度波形、変位波形は観測波形を再現できた。また、平均的な最大せん断ひずみやせん断剛性の低下率も観測記録から得られた値と整合したことから、地震応答解析により地盤の地震時挙動が表現できると考えられた。
- (6) 地震応答解析では地盤に生じる最大せん断ひずみは、最大で 1.3×10^{-3} レベルであり、地盤は地震時に著しい非線形性は示していなかったと考えられる。G.L.-7.0m～G.L.-14.5m の細砂層に生じたせん断ひずみは 5×10^{-4} レベルと小さく、地震観測地点で液状化が確認されていないことと整合する結果となった。

【参考文献】

- 1) Furumura, T., Takemura, S., Noguchi, S., Takemoto, T., Maeda, T., Iwai, K. and Padhy, S.: 2011, Strong Ground Motions from the 2011 Off- the Pacific- Coast- of- Tohoku, Japan (Mw=9.0) Earthquake Obtained from a Dense Nation-wide Seismic Network, *Landslides*, Vol.8, No.3, pp.333-338, 2011.
- 2) 釜江克宏, 川辺秀憲: 2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の震源のモデル化 (強震動生成域), <http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku1/Tohoku-ver1-rev20110601.pdf> (2011.11.25閲覧)
- 3) 気象庁: 震度データベース, http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/shindo_index.html (2011.11.25閲覧)
- 4) 総務省消防庁: 千葉県北西部を震源とする地震 (確定報), 2005年 10月 17日, <http://www.fdma.go.jp/bn/2005/detail/388.html> (2011.11.25閲覧)
- 5) 総務省消防庁: 平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) (第141報: 訂正), 2011年 11月 29日, <http://www.fdma.go.jp/bn/2011/detail/691.html> (2011.12.7閲覧)
- 6) 三輪滋, 沼田淳紀, 筒井雅行, 本山寛, 池田隆明: 2011年東北地方太平洋沖地震における関東地方の液状化被害調査, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.68, No.4, pp.I_1250-I_1265, 2012.
- 7) 国土交通省関東地方整備局, 地盤工学会: 東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明報告書, 2011.
- 8) Konagai, K., Kiyota, T., Kyokawa, Y. and Katagiri, T.: Map of soil subsidence in Urayasu, Chiba, caused by the March 11th 2100 East Japan Earthquake, 1-4., <http://konalab.main.jp/east-japan-eq/> (2011.11.25閲覧)
- 9) Konagai, K., Kiyota, T., Kyokawa, Y. and Katagiri, T.: Downhole seismometer arrays near liquefied Tokyo Bay Area and landslides in the upper stream reach of Abukuma River, Field Survey Report, <http://konalab.main.jp/east-japan-eq/> (2011.9.24閲覧)
- 10) 防災科学技術研究所: 強震観測網, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (2012.11.13閲覧)
- 11) 東京都港湾局: 港湾局地震観測所で観測した地震動について[速報], <http://www.kouwan.metro.tokyo.jp/business/kisojoho/jishindou.html> (2011.9.24閲覧)
- 12) 遠藤毅: 東京臨海域における埋立地造成の歴史, 地学雑誌, 113(6), pp.785-801, 2004.
- 13) 東京都地質調査業協会: 特集: 東京湾, 技術ノート, No.37, http://www.kanto-geo.or.jp/tokyo_note/No37.pdf (2011.11.25閲覧)

- 14) 国土地理院：国土変遷アーカイブ空中写真閲覧，<http://archive.gsi.go.jp/airphoto/>
(2011.11.25閲覧)
- 15) 東京都港湾局：新版 東京港地盤図, 2001.
- 16) Konagai, K., Shibuya, K., Eto, C. and Kiyota, T.: map of soil subsidence in urayasu, chiba, caused by the march 11th 2011 east-japan earthquake, <http://konalab.main.jp/east-japan-eq/>
(2011.11.25閲覧)
- 17) 国土地理院：磁気偏角を求める，<http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/geomag/index.html> (2011.11.25
閲覧)
- 18) 佐藤暢彦，片山恒雄：地中地震計の埋設方位の推定，第17回地震工学研究発表会講演
概要集, pp.115-118, 1983.
- 19) 西本聡，江川拓也，池田隆明，三輪滋，上明戸昇：苫小牧液状化アレー観測における
地震計の設置誤差の再検討，土木学会論文集A, Vol.63, No.4, pp.667-672, 2007.
- 20) 山崎文雄，鹿林，片山恒雄：アレー観測における地震計設置誤差の評価，土木学会論
文集，No.432, I-16, pp.231-240, 1991.
- 21) 前田宜浩，笹谷努，高井伸雄，清水学：北海道内のKiK-net観測点における地表地震計
の設置方位の推定，北海道大学地球物理学研究報告, No.68, pp.141-152, 2005.
- 22) 中央防災会議：首都直下地震対策専門調査会（第12回），地震ワーキンググループ報告
書，資料2-2, 2004.,
<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/shutochokka/12/index.html> (2011.11.25閲覧)
- 23) 久田嘉章：堆積盆地のやや長周期地震動，
<http://www.mmjp.or.jp/kyosindo/kisokoza/kisokoza04.html> (2011.11.25閲覧)
- 24) 古村孝志，武村俊介，瀨瀬一起，三宅弘恵：新潟県中越沖地震－強震動と長周期地
震動－，<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/furumura/07Chuetsu/index.htm> (2011.11.25閲覧)
- 25) (社) 日本道路協会：道路示方書・同解説V耐震設計編, 2002.
- 26) 吉田望：地盤の地震応答解析，鹿島出版会, 2010.
- 27) Schnabel, P. B., Lysmer, J. and Seed, H. B. : SHAKE A computer program for earthquake
response analysis of horizontally layered sites, *Report No. EERC75-30*, University of California,
Berkeley, 1975.
- 28) 西本聡，池田隆明：異なるレベルの入力地震動を用いた地盤の地震応答解析による等
価線形解析法の適用性に関する検討，土木学会論文集A1 (構造・地震工学), Vol. 68, No.
4, pp. I_383-I_394, 2012.

第6章 経験的グリーン関数法の軟弱地盤への適用性の検討

6.1 概要

経験的グリーン関数法^{1),2)}は、適切な小地震記録を経験的グリーン関数に用いることにより、地震動評価に必要なサイト特性、伝播経路特性、震源特性の3つの特性のうち、伝播経路特性とサイト特性が自動的に評価できるという特徴を有する。しかし、この方法では評価対象の地震動が、大地震と小地震の地震の相似則と震源スペクトルの相似則に基づき経験的グリーン関数の線形な重ね合わせで表現されるため、大地震時において地盤の強い非線形性が生じる軟弱なサイトでは合成波形が過大評価となり直接的な適用には限界がある。

そこで、軟弱な地点を対象に、地震被害と相関が高いS波主要動の再現性に焦点を絞り、地盤の非線形性の考慮が必要なサイトでの経験的グリーン関数法の適用性について検討する。地震観測網の整備が急速に進み地震観測地点が増え、経験的グリーン関数法による地震動評価の機会が増えることを想定した場合、地盤の非線形性が考慮できる手法への拡張は重要である。

6.2 検討方法

前章で示したように、軟弱な地盤は強震時に非線形性を示すことが知られており、地表における地震動を精度よく評価するためには、地震時に地盤に生じる非線形性を考慮することが要求される。

経験的グリーン関数法は、強震時の地震動を大地震と小地震の相似則と震源スペクトルの相似則に基づき、経験的グリーン関数を線形状態で重ね合わせるため、小地震時に地盤に生じた非線形形状のまま強震動を評価することになる。そのため、岩盤サイトのように地盤が硬質で大地震時でも小地震時と同程度の非線形状態しか示さないような地点では、精度よく地震動を評価することができるが、大地震時に顕著な非線形性を示すような軟弱な地点では、小地震時と大地震時の地盤の非線形性が異なり、地震動の予測精度が低下する。

そこで、地盤が軟弱な地点では、地盤の非線形性を受ける地表面で地震動を合成せず、地盤の非線形性が小さい硬質な基盤面で地震動を合成し、別途地盤の非線形性を考慮した地盤の地震応答解析を行い、地表面の地震動を算出する方法を適用する。

この方法は、個別地点のサイト特性の違いを考慮する方法として既往の強震動予測に適用されているが³⁾、実地震に適用しその有効性については検証されていない。そこで、第3章において経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより最適震源モデルの構築を行った2004年新潟県中越地震、2005年福岡県西方沖の地震、2007年能登半島地震の3地震において、地震時に地盤の非線形化が生じたであろう観測点を対象に当該手法を適用し、その有効性を検証する。

検討対象は、2004年新潟県中越地震がK-NET小千谷(NIG019)、2005年福岡県西方沖の地震がK-NET福岡(FKO006)、2007年能登半島地震がK-NET穴水(ISK005)の3地点とする。3地点の地震動を経験的グリーン関数法により評価したところ、観測地震動を過大に評価することが明らかになっている(図3-34、図3-47、図3-54)。

地盤の非線形性の考慮は以下の手順で実施する。まず、対象地点の地盤モデルを作成し、地表で観測された小地震記録をせん断波速度が400m/s以上の工学的基盤に引き戻す。本検討では、比較的規模が大きい小地震(Mj4.3~Mj4.7)の観測地震動を使用しており、この観測地震動にも地盤の非線形性の影響が含まれている可能性も否定できないため、地盤の非線形性を考慮して引き戻し計算を実施する⁴⁾。工学的基盤に引き戻された地震動を経験的グリーン関数として波形合成を行い、地盤の非線形性を受けていない基盤レベルでの地震動を合成する。その後、表層地盤の非線形特性を考慮した地盤の地震応答解析を行い地表の地震動を評価する。

既往の方法では、地表面で一旦地震動を合成し、線形解析で基盤まで引き戻し、再度地盤の非線形性を考慮して地表面の地震動を求めているが、前述のように小地震記録に含まれる地盤の非線形性を考慮するため、本検討では経験的グリーン関数法による波形合成は基盤面において実施する。地盤の地震応答解析には、地盤の応力～ひずみの非線形特性に修正 RO モデル⁵⁾を用いた逐次積分型の全応力非線形解析を使用した。本検討の手順を図 6-1 に示す。この方法では、野津が指摘する多重非線形効果を考慮することはできないが、被害との相関が高い S 波主要動の地盤の非線形効果については考慮できると考えられる。

図 6-2～図 6-4 に検討対象地点の地盤調査結果を示す。NIG019 は地盤柱状図だけをみると比較的硬質な地盤と考えられるが、表層の 4m のせん断波速度は 150m/s であり、その下の層のせん断見速度と比較すると大幅に小さい。FKO006 は G.L.-3.2m～G.L.-11.5m までは N 値が低い砂質土から構成されている。ISK005 も同様に G.L.-15m 程度まで N 値が極めて低い高有機質土やシルトで構成されている。3 地点とも、震源近傍域に位置するため、大地震時には強い地震動が生成され地盤は強い非線形性を示したと想定される。

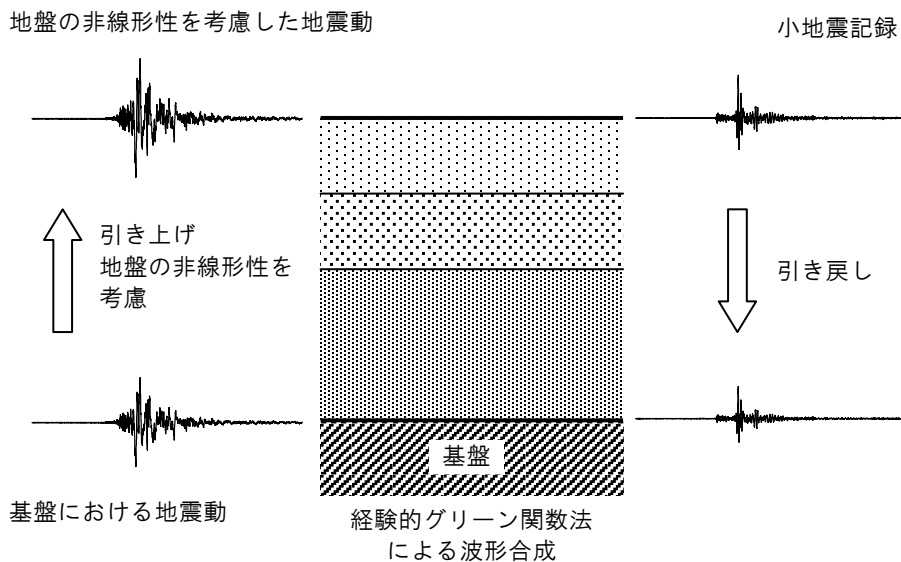


図 6-1 経験的グリーン関数法による地盤の非線形性を考慮した地震動評価方法の概念図

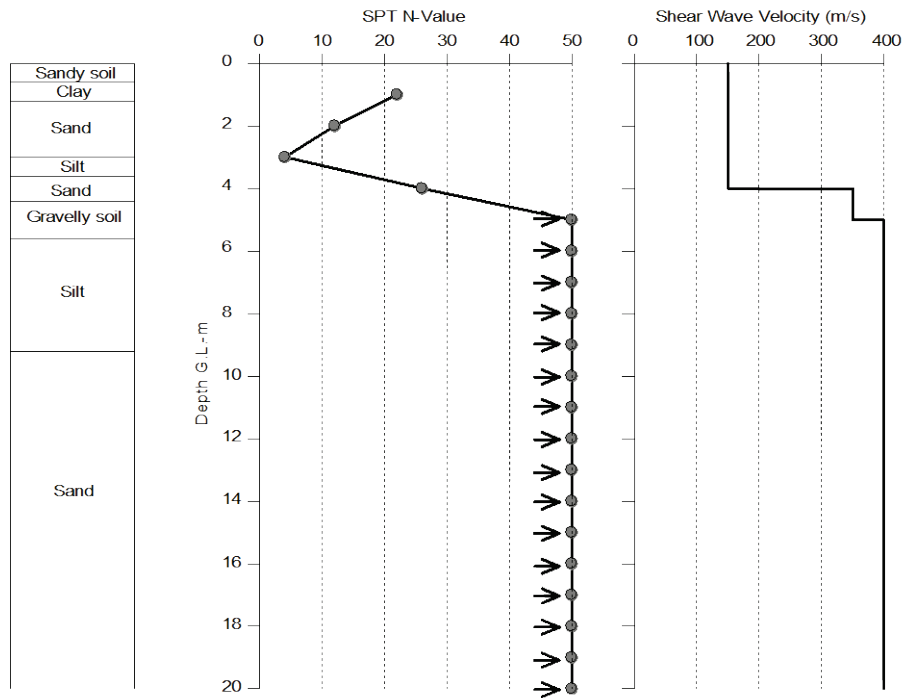


図 6-2 K-NET 小千谷 (NIG019) の地盤調査結果

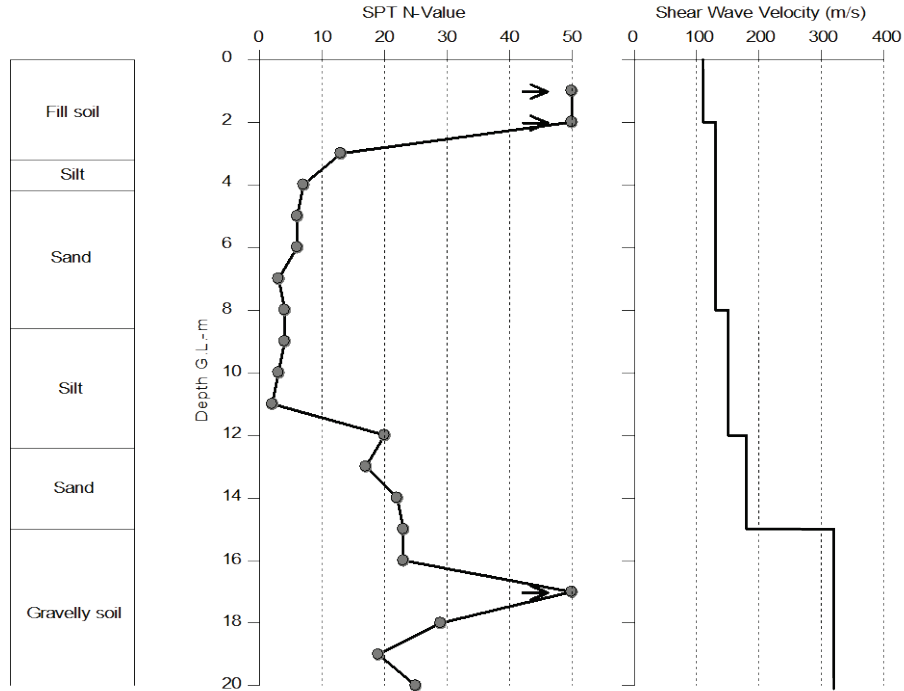


図 6-3 K-NET 福岡 (FKO006) の地盤調査結果

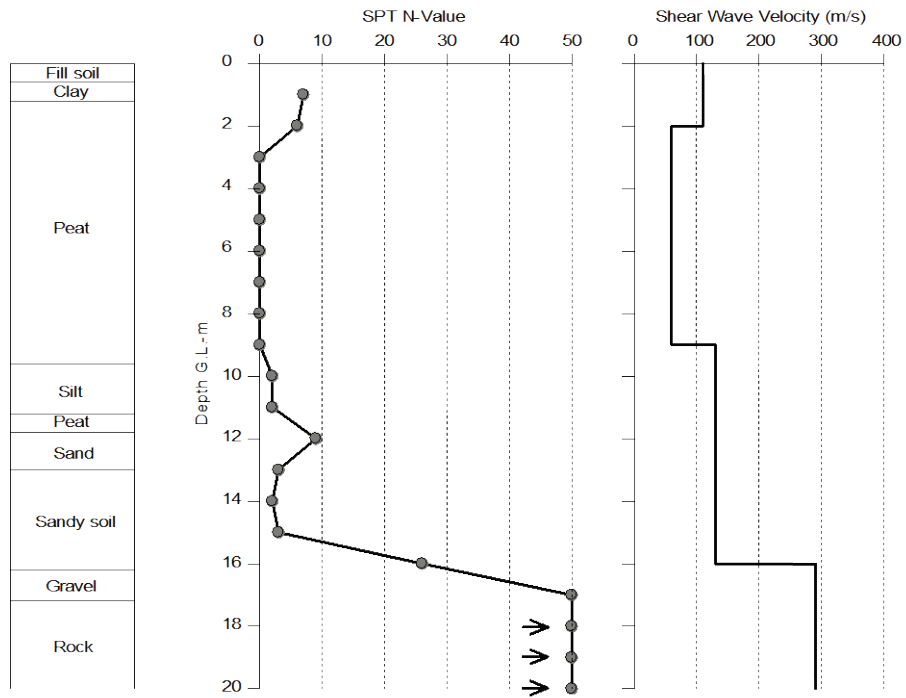


図 6-4 K-NET 穴水 (ISK005) の地盤調査結果

6.3 NIG019 における検討

6.3.1 地盤のモデル化

K-NETの地盤調査結果, 藤川他の地盤調査結果⁶⁾を基本として初期地盤モデルを構築し, 当該地点で計測した微動の水平方向と鉛直方向のスペクトル比(以下, 微動 H/V スペクトル比と言う)と地盤モデルから算出した Rayleigh 波の基本モードの水平方向と鉛直方向の振幅比(以下, 理論 H/V スペクトル比と言う)との一致度を拘束条件として地盤モデルの高精度化をはかった。

表 6-1 に NIG019 の地盤モデルと非線形パラメータを示す。地盤の非線形特性のパラメータは藤川他⁶⁾の知見に基づき設定した。図 6-5 に微動 H/V スペクトル比と理論 H/V スペクトル比とを比較して示す。微動 H/V スペクトル比はバンド幅 0.2Hz の Parzen ウィンドウで平滑化している。NIG019 の地盤モデルから算出される理論 H/V スペクトル比と微動 H/V スペクトル比はほぼ一致している。

表 6-1 NIG019 の地盤モデル

No.	土質	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	修正 RO モデル	
					$\gamma_{0.5}$	h_{max}
1	盛土	0.8	1.70	60	8.85×10^{-4}	0.22
2	旧表土	1.0	1.70	60	8.85×10^{-4}	0.22
3	有機質土	1.0	1.10	50	1.37×10^{-2}	0.18
4	砂礫	2.7	2.50	180	1.26×10^{-4}	0.22
5	砂礫	3.5	2.50	300	1.26×10^{-4}	0.22
6	砂礫	6.0	2.50	580	1.26×10^{-4}	0.22
7	堆積岩	5.0	1.80	350	1.26×10^{-4}	0.22
8	砂礫	3.5	2.00	640	1.26×10^{-4}	0.22
9	堆積岩	8.5	1.90	410	1.26×10^{-4}	0.22
基盤	堆積岩	-	1.90	510	-	-

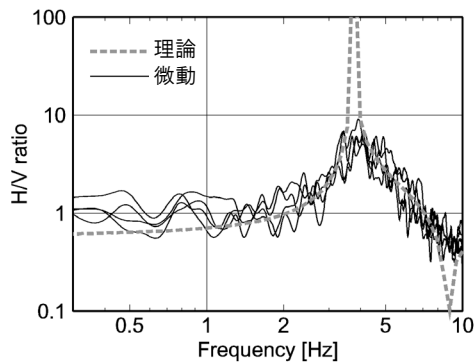


図 6-5 NIG019 における微動の H/V スペクトル比と地盤モデルから算出した Rayleigh 波の基本モードの理論 H/V スペクトル比との比較

6.3.2 地盤の非線形性を考慮した地震動評価

表 6-1 の地盤モデルを用いて小地震波形を G.L.-32m の基盤層まで引き戻し、基盤層において波形合成を行い、合成波形を G.L.-32m の基盤層に入力し、表層地盤の非線形性を考慮した地震応答解析を行い地表の地震動を作成した。

図 6-6 に地盤の最大加速度，最大せん断ひずみを示す。ほぼ全層にわたって 0.1%程度以上のせん断ひずみが生じている。比較的せん断波速度が高い層にもせん断ひずみが生じていることがわかる。

図 6-7 に観測波形と合成波形の比較を，図 6-8 に擬似速度応答スペクトルの比較を示す。なお，本章における擬似速度応答スペクトルは全て減衰定数 0.05 の結果である。両図には地盤の非線形性の影響を評価するため，地表面の記録をそのまま使った合成地震動も併せて示す。地盤の非線形特性を考慮することにより，観測地震動の再現性は向上している。特に短周期領域は大幅に改善され，短周期成分が卓越する加速度は振幅・包絡形状ともに観測地震動を再現できている。擬似速度応答スペクトルでも，1 秒以下の周期領域が改善され広帯域にわたって観測地震動の周期特性が再現できている。

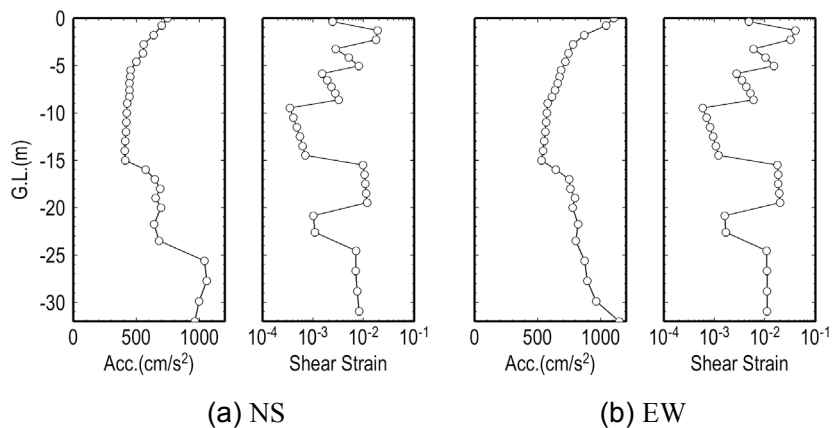


図 6-6 NIG019 の地盤の地震時挙動（最大値の震度分布）

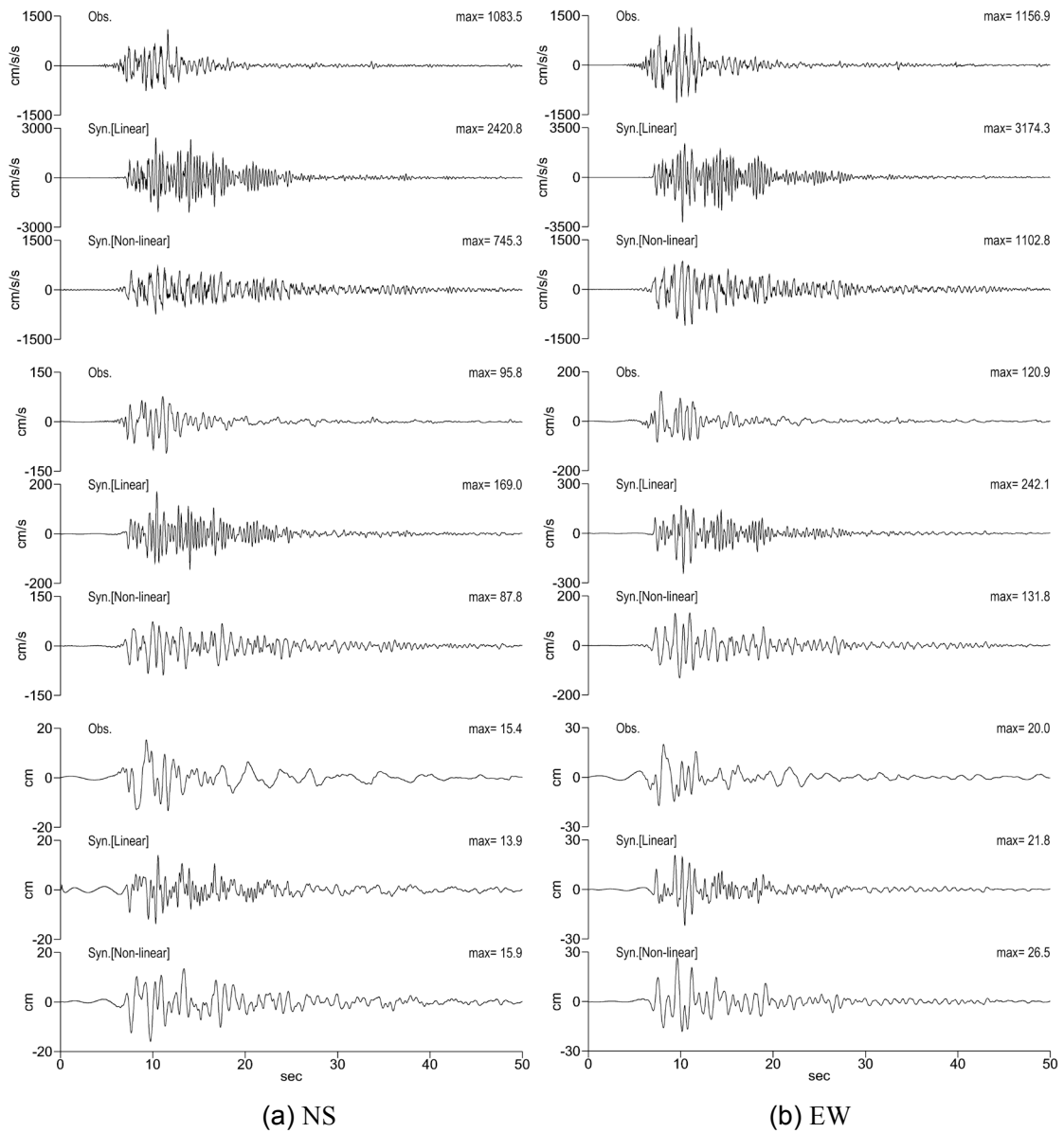


図 6-7 NIG019 における観測地震動と合成地震動の時刻歴波形の比較（地盤の非線形性を考慮しない場合と考慮した場合）

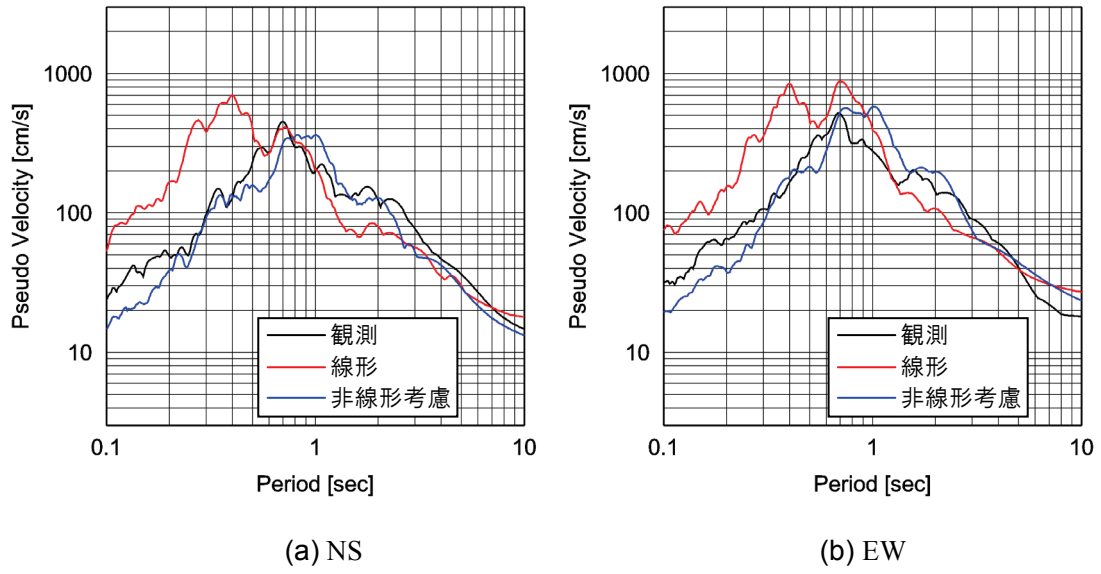


図 6-8 NIG019 における観測地震動と合成地震動の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) の比較 (地盤の非線形性を考慮しない場合と考慮した場合)

6.4 FK0006 における検討

6.4.1 地盤のモデル化

K-NET の地盤調査結果, Sato and Kawase⁷⁾, 山田他⁸⁾の知見を基本として初期地盤モデルを構築し, 当該地点で計測した微動 H/V スペクトル比と地盤モデルから算出した理論 H/V スペクトル比が一致するように地盤モデルを調整し, 地盤モデルの高精度化をはかった。

表 6-2 に構築した FK0006 の地盤モデルを示す。図 6-9 に微動 H/V スペクトル比と理論 H/V スペクトル比とを比較して示す。FK0006 の地盤モデルから算出される理論 H/V スペクトル比と微動 H/V スペクトル比はほぼ一致している。FK0006 では地盤の非線形特性が得られていないため, 修正 RO モデルのパラメータは文献 9) に基づき設定した。

表 6-2 FK0006 の地盤モデル

No.	土質	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	Vs (m/s)	修正 RO モデル	
					$\gamma_{0.5}$	h_{max}
1	表土・粘性土	2.0	1.75	110	4.34×10^{-4}	0.28
2	表土・粘性土	1.2	1.75	130	4.34×10^{-4}	0.28
3	シルト	1.0	1.70	130	1.06×10^{-3}	0.25
4	砂質土	2.3	1.85	130	4.34×10^{-4}	0.28
5	砂質土	2.0	1.80	130	4.34×10^{-4}	0.28
6	シルト	3.0	1.70	150	1.06×10^{-3}	0.25
7	砂質土	3.5	1.95	180	4.34×10^{-4}	0.28
8	砂礫	10.0	1.95	320	4.34×10^{-4}	0.28
基盤	岩盤	-	2.20	1,000	-	-

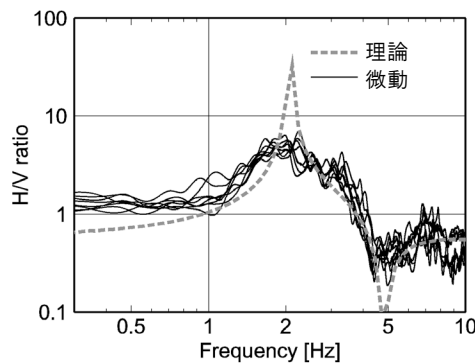


図 6-9 FK0006 における微動の H/V スペクトル比と地盤モデルから算出した Rayleigh 波の基本モードの理論 H/V スペクトル比との比較

6.4.2 地盤の非線形性を考慮した地震動評価

表 6-2 の地盤モデルを用いて地盤の非線形性を考慮した地震動評価を実施した。図 6-10 に地盤の最大加速度，最大せん断ひずみを示す。ほぼ全層にわたって 0.1%以上のせん断ひずみが生じており，その中でも G.L.-4m～G.L.-15mの地盤は顕著である。

図 6-11 に観測波形と合成波形の比較を，図 6-12 に擬似速度応答スペクトルの比較を示す。両図には地盤の非線形性の影響を評価するため，地表面の記録をそのまま使った合成地震動も併せて示す。地盤の非線形特性を考慮することにより，観測地震動の再現性は向上している。特に短周期領域は大幅に改善され，短周期成分が卓越する加速度は振幅・包絡形状ともに観測地震動を再現できている。擬似速度応答スペクトルでも，1秒以下の周期領域が改善され広帯域にわたって観測地震動の周期特性が再現できている。

図 6-13 に残差 R による一致度を示す。地盤の非線形性を考慮しなくとも長周期成分が卓越する変位波形の再現性が高かったため，中・長周期領域の指標である R_L に大きな変化は見られないが，地盤の非線形性の影響を大きく受ける短周期領域の指標である R_S は 0.5 以下と最適震源モデルの拘束に用いた 3 地点と同程度にまで改善されている。

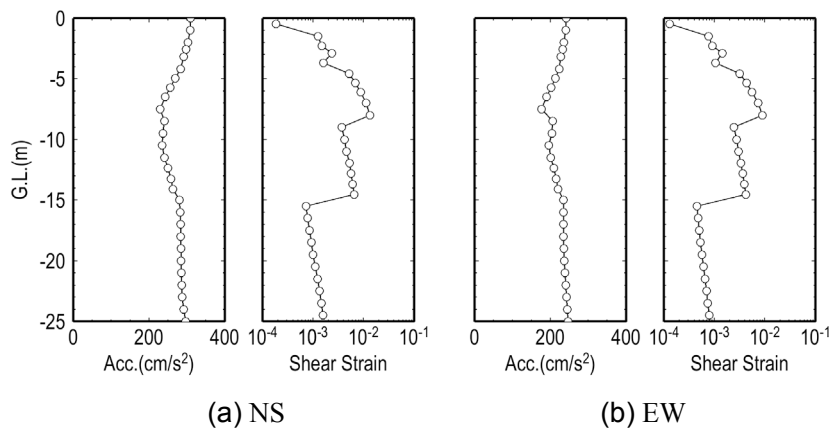


図 6-10 FKO006 の地盤の地震時挙動（最大値の深度分布）

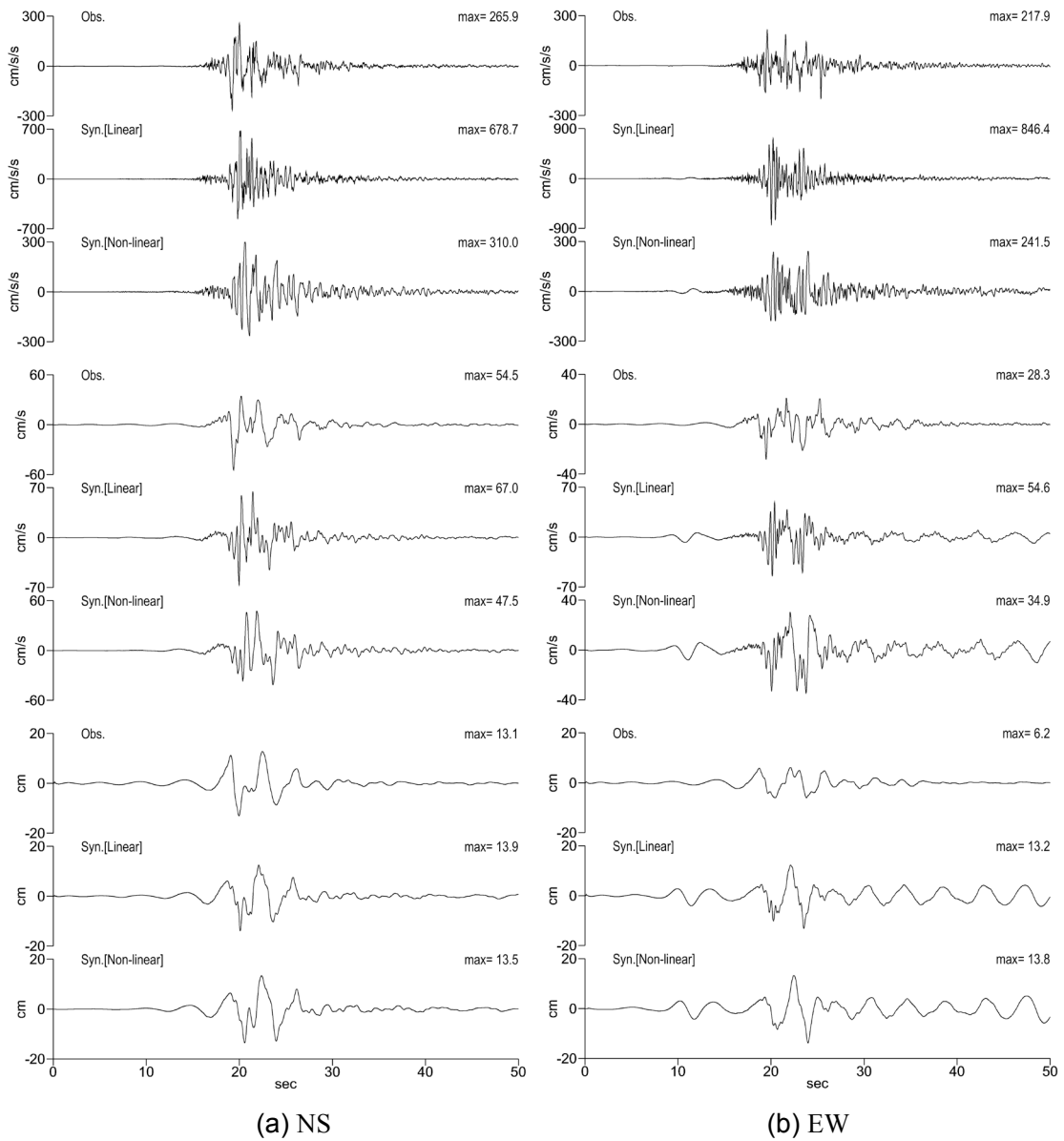


図 6-11 FKO006 における観測地震動と合成地震動の時刻歴波形の比較 (地盤の非線形性を考慮しない場合と考慮した場合)

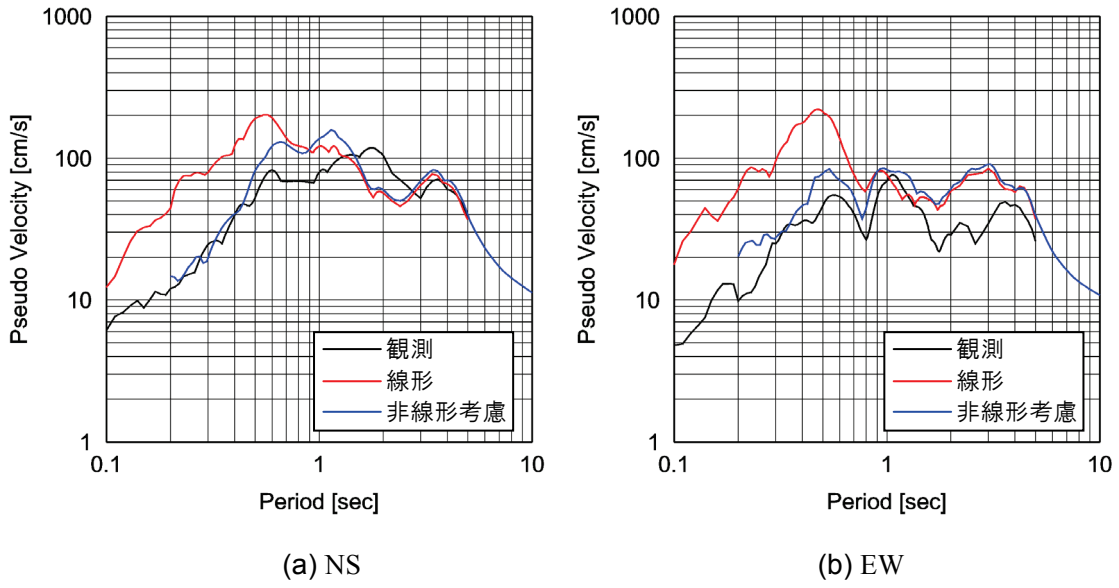


図 6-12 FKO006 における観測地震動と合成地震動の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) の比較 (地盤の非線形性を考慮しない場合と考慮した場合)

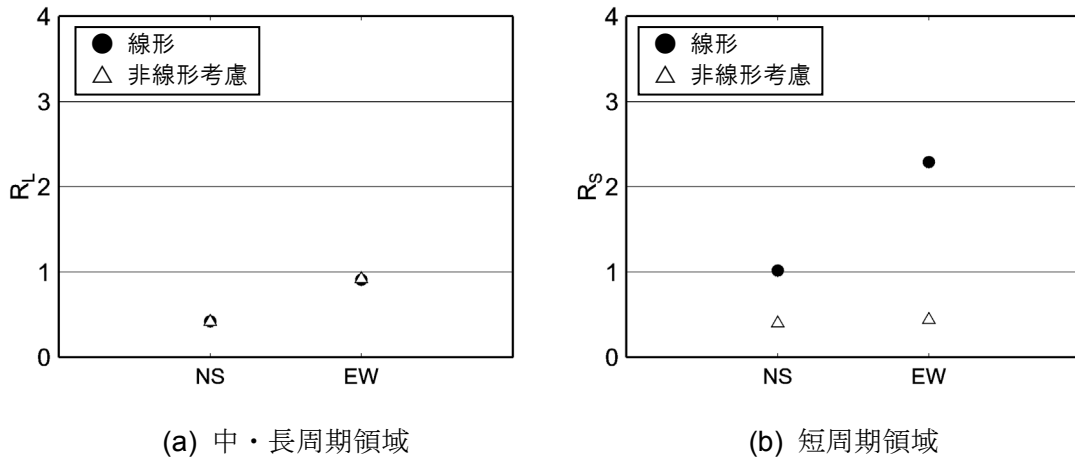


図 6-13 FKO006 における残差 R による一致度の評価

6.5 ISK005 における検討

6.5.1 地盤のモデル化

K-NET の地盤調査結果を基本として初期地盤モデルを構築し、当該地点の微動 H/V スペクトル比と理論 H/V スペクトル比が一致するように地盤モデルを調整し、地盤モデルの高精度化を行った。

表 6-3 に初期地盤モデルを示す。工学的基盤は G.L.-19.0m とし密度は 2.1t/m^3 、せん断波速度は 400m/s とした。それ以外の層の物性値は地盤調査結果に基づき設定した。図 6-14 に ISK005 で観測した微動 H/V スペクトル比と、初期地盤モデルから算出された理論 H/V スペクトル比を重ねて示す。微動 H/V スペクトル比はバンド幅 0.2Hz の Parzen ウィンドウで平滑化している。微動 H/V スペクトル比と理論 H/V スペクトル比との一致度は高く、地盤の 1 次固有周期と考えられる 1.4Hz 付近の卓越も再現されている。そのため、以下の検討ではこの初期地盤モデルを使用した。

鈴木他¹⁰⁾、浅野他¹¹⁾は、地震時に G.L.-2m～G.L.-9m にかけて存在する高有機質土で顕著な非線形性を示したとしており、当該層の非線形特性の設定が重要である。当該層については文献 10) に掲載されている繰り返し三軸試験に基づく動的変形特性を、その他の土層については、粘性土層と砂質土層に区分し、文献 9) に示された非線形特性に基づき非線形パラメータを設定した。表 6-3 に非線形パラメータを示す。

表 6-3 ISK005 の地盤モデル

No.	土質	層厚 (m)	密度 (t/m^3)	Vs (m/s)	修正 RO モデル	
					$\gamma_{0.5}$	h_{\max}
1	表土・粘性土	2.0	1.45	120	1.00×10^{-3}	0.20
2	高有機質土	7.0	1.50	60	4.59×10^{-3}	0.21
3	シルト	3.0	1.50	130	4.59×10^{-3}	0.21
4	砂質土	4.0	1.75	130	1.00×10^{-3}	0.20
5	岩盤	3.0	1.90	290	1.00×10^{-3}	0.20
基盤	岩盤	-	2.10	400	-	-

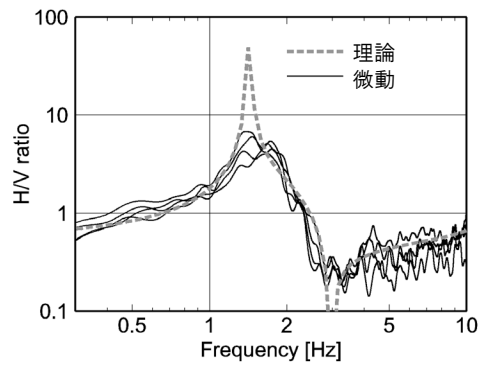


図 6-14 ISK005 における微動の H/V スペクトル比と地盤モデルから算出した Rayleigh 波の基本モードの理論 H/V スペクトル比との比較

6.5.2 地盤の非線形性を考慮した地震動評価

表 6-3 の地盤モデルを用いて地表での観測地震動を G.L.-19m の工学的基盤に引き戻し、波形合成を実施し、地盤の非線形性を考慮した地震応答解析により地表面での地震動を評価した。

図 6-15 に地盤の最大加速度，最大せん断ひずみ，せん断剛性の最大低下率を示す。全層にわたって大きなせん断ひずみが生じており，G.L.-2m～G.L.-9m の高有機質土層では1%を超える。それに伴い，地盤のせん断剛性も低下しており，前述の高有機質土層と G.L.-12m～G.L.-16m の砂質土層では初期状態の 0.3 倍程度まで低下している。

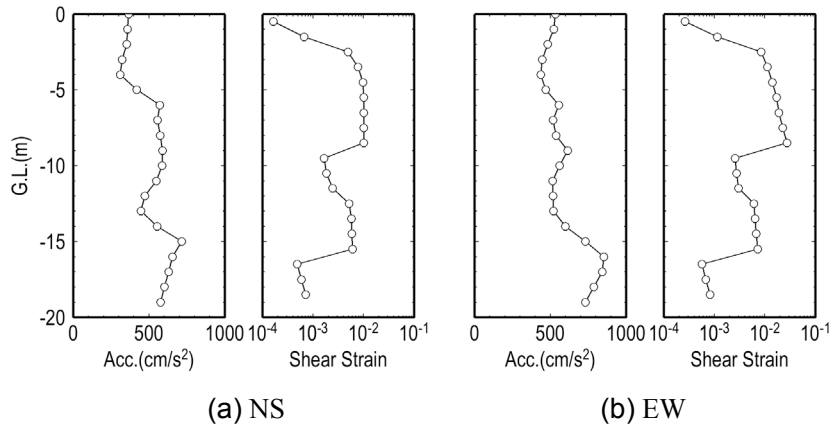


図 6-15 ISK005 の地盤の地震時挙動（最大値の深度分布）

図 6-16 に観測波形と合成波形の比較を，図 6-17 に擬似速度応答スペクトルの比較を示す。両図には地盤の非線形性の影響を評価するため，地盤の非線形性を考慮しない合成地震動もあわせて示す。地盤の非線形性を考慮することにより，過大に評価していた加速度および速度波形は大幅に改善され，最大振幅は観測地震動と同程度となっている。周期特性にも改善が見られ，擬似速度応答スペクトルは広帯域で両者はほぼ一致している。

図 6-18 に残差 R を示す。△印が非線形性を考慮した場合，●印が考慮しない場合である。ISK005 の EW 成分の R_L を除き，非線形性を考慮することにより一致度は改善され，最適震源モデルの拘束に用いた 5 地点と同程度となっている。特に地盤の非線形性の影響を受けやすい短周期領域の一致度が大幅に改善されている。

一方，主要動以後の波形については地盤の非線形性を考慮しても観測波形に比べて振幅を大きめに評価している。筆頭著者が地震直後に実施した地震被害調査では ISK005 地点の周辺では噴砂などの液状化の痕跡は確認されていないが¹²⁾，鈴木他¹⁰⁾は観測地震動による検討から粘性土層の過剰間隙水圧が上昇したことを指摘している。地盤に生じる非線

形性は、せん断ひずみに依存するものと、間隙水圧に依存するものの二種類があり、本検討では後者の間隙水圧に依存する非線形性は考慮していないことが、主要動以降の波形を大きめに評価した原因と考えられる。

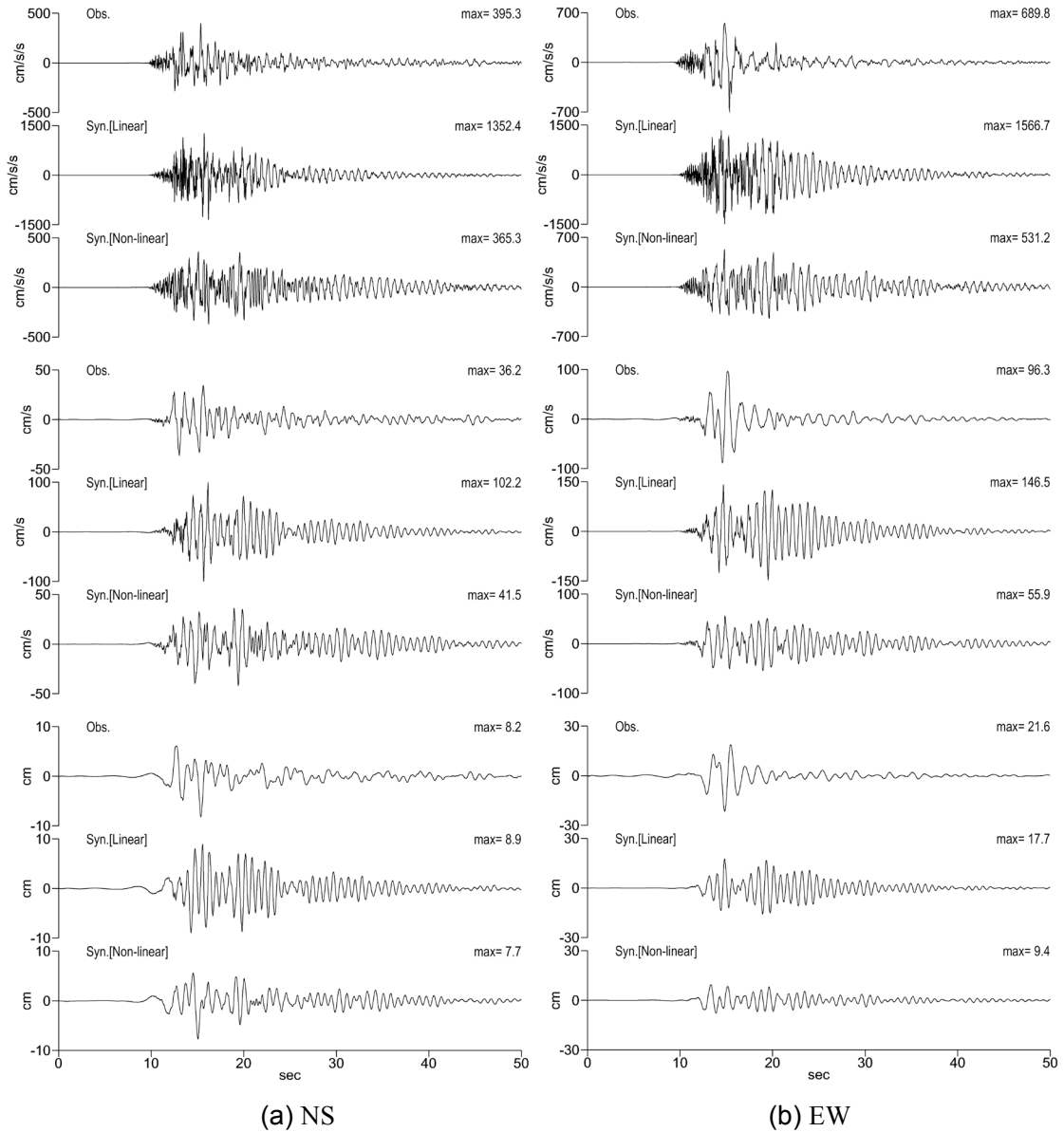


図 6-16 ISK005 における観測地震動と合成地震動の時刻歴波形の比較（地盤の非線形性を考慮しない場合と考慮した場合）

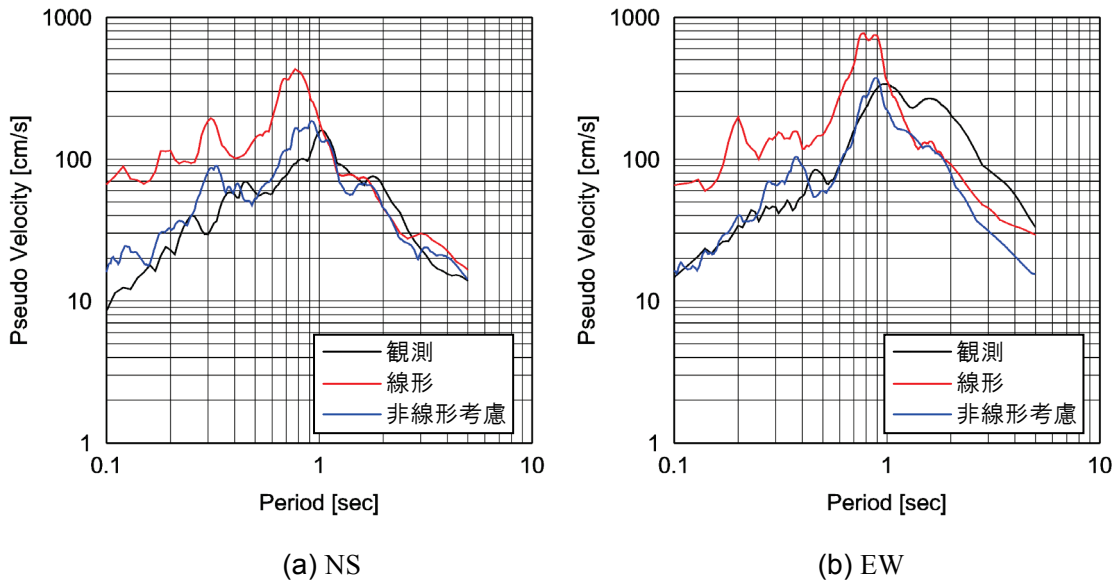


図 6-17 ISK005 における観測地震動と合成地震動の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) の比較 (地盤の非線形性を考慮しない場合と考慮した場合)

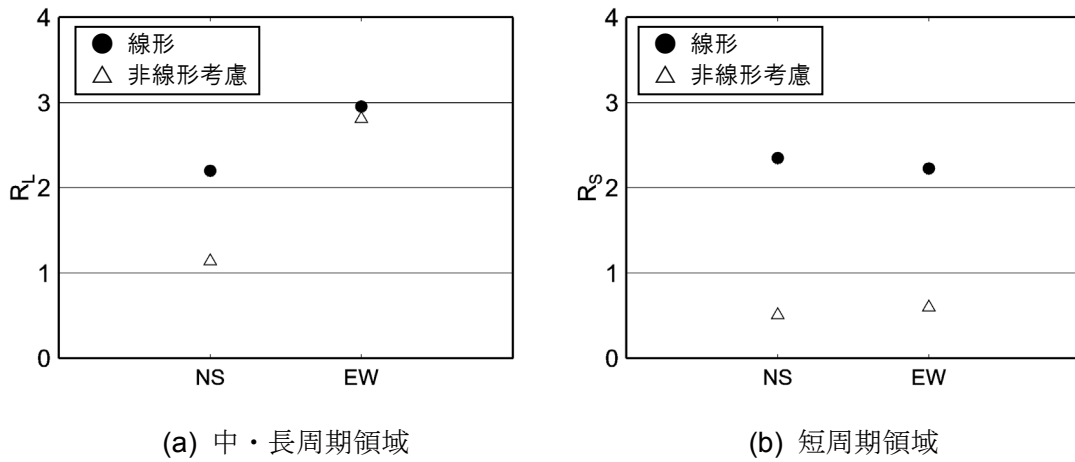


図 6-18 ISK005 における残差 R による一致度の評価

6.6. まとめ

経験的グリーン関数法の適用範囲の拡大を目的に、直接的な適用が困難であった地盤が軟弱な地点に対する適用方法を検討した。以下に得られた結果を示す。

- (1) 経験的グリーン関数法で地盤の軟弱な地点の強震動予測を行うため、経験的グリーン関数法と地盤の地震応答解析を組み合わせる方法を適用した。この方法は、経験的グリーン関数に用いる小地震動を、当該地点の地盤特性を考慮して工学的基盤まで引き戻し、工学的基盤で経験的グリーン関数法による波形合成を行い、作成された地震動を地盤の非線形性を考慮して再び地表まで引き上げるものである。
- (2) 経験的グリーン関数法の直接的な適用では観測記録を過大に評価した 2004 年新潟県中越地震における K-NET 小千谷 (NIG019)、2005 年福岡県西方沖の地震における K-NET 福岡 (FKO006)、2007 年能登半島地震における K-NET 穴水 (ISK005) の強震動評価に適用し、観測記録をほぼ再現することができた。
- (3) 本方法の基本的な考え方については以前から提案され、強震動予測問題に適用されていたが、その有効性の確認は行われておらず、本研究において実際の観測記録を用いて有効性が確認された。
- (4) 本方法については、今後検討事例を増やし、様々な地震動や地盤に対する有効性を確認する必要がある。

【参考文献】

- 1) Irikura, K., Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp.151-156, 1986.
- 2) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子: 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会予稿集 Vol2, 1997.
- 3) 大阪市: 大阪市土木・建築構造物震災対策技術検討会報告書, 1997.
- 4) 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, No.493/II-27, pp.49-58, 1994.
- 5) 龍岡文夫, 福島伸二: 砂のランダム繰返し入力に対する応力～歪関係のモデル化について(1), 生産研究, 30巻, 9号, pp. 56-359, 1978.
- 6) 藤川智, 先名重樹, 藤原広行, 大井昌弘: 2004年新潟県中越地震の強震観測点における表層地盤の地震動増幅, 日本地震工学会論文集, 第6巻, 第3号, pp.27-42, 2006.
- 7) Satoh, T. and Kawase, H.: Simulation of strong motions in Fukuoka City during the 2005 West Off Fukuoka Prefecture Earthquake with special reference to thick Quaternary sediment, Earth, Planets and Space, 58, pp.105-110, 2006.
- 8) 山田伸之, 山中浩明, 元木健太郎: 福岡市中央区天神地区の表層地盤のS波速度構造, 地震, 第2輯, No.62, pp.109-120, 2009.
- 9) 日本建築学会: 建物と地盤の動的相互作用を考慮した応答解析と耐震設計, pp.442-444, 2006.
- 10) 鈴木比呂子, 時松孝次, 新井洋, 翠川三郎: 2007年能登半島地震におけるK-NET穴水・JMA輪島の強震記録から推定した粘性土地盤の非線形性状, 日本建築学会構造系論文集, Vol. 74, No. 645, pp. 2003-2010, 2009.
- 11) 浅野公之, 岩田知孝, 岩城麻子, 栗山雅之, 鈴木亘: 地震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町における地盤振動特性, 地震, 第2輯, No.62, pp.121-135, 2009.
- 12) 沼田淳紀, 上明戸昇, 三輪滋, 池田隆明: 2007年能登半島地震における液状化, 土木学会地震工学論文集, Vol.29, No.1486, pp.20-29, 2007.

第7章 地盤の非線形性を考慮するためのスペクトル補正方法の検討

7.1 概要

前章では、経験的グリーン関数法の適用範囲の拡大を目的に、地盤が軟弱な地点に対する経験的グリーン関数法の適用方法の検討を実施した。経験的グリーン関数として用いる小地震記録を地盤の非線形性が小さいと考えられる工学的基盤面まで引き戻し、工学的基盤面で経験的グリーン関数法により波形合成を行い、地盤の非線形性を適切に考慮した地震応答解析手法により地表面の地震動を算出することにより、実地震記録を用いて地盤の非線形性を考慮した地震動が評価可能であることを実証した。

この方法では、対象とする地点が有する地盤の非線形特性を詳細に評価できるという長所を有するが、評価地点毎に地震応答解析が必要なため、地域防災計画のように予測範囲が広域で対象地点が多い場合には、各地点に対して十分に精度を有する非線形性を含む地盤のモデル化が困難であるとともに、検討に多大な労力と時間を要すること等の要因から現実的ではない。そのため、地震動予測の目的を満足する精度を有する簡略的な方法が期待される。

構造物の設計入力地震動の基準では、入力地震動の強度特性を応答スペクトルで定義するものがある^{1),2)}。そのため、応答スペクトルを予測対象とすることも強震動予測において有効である。そこで、本研究では、予測対象を応答スペクトルとし、経験的グリーン関数法を直接適用して評価した地震動の応答スペクトル（地盤の非線形性が考慮されていない応答スペクトル）から、地盤の非線形特性を考慮した地表地震動の応答スペクトルを算出するための、応答スペクトルの補正方法を検討等する。ここでは、前章で示す地盤の地震応答解析法を組み合わせる方法を詳細法、本章で示す方法をスペクトル補正法と呼ぶ。なお、本章で示す応答スペクトルは減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルとする。

7.2 応答スペクトルの補正方法

経験的グリーン関数法により地震動を直接評価する場合、地盤の非線形状態は経験的グリーン関数として用いる小地震時と同じ状態を想定している。小地震時に地盤に生じる非線形性は小さいことが想定され、工学的基盤の応答スペクトルはほぼ弾性時の地盤の増幅特性により地表に伝達されると考えられる。一方、大地震時には地盤が軟弱な地点では、地盤は強い非線形性を示し、せん断剛性の低下を引き起こすため、地盤の増幅特性は弾性時の増幅特性に比べ、短周期成分の増幅率が低下し、増幅特性のピーク周期が長周期側に移動する。

地盤の非線形性を考慮した応答スペクトル ($S_{NL}(t)$) と考慮しない応答スペクトル ($S_L(t)$) との比は、地盤が非線形時の増幅特性 ($A_{NL}(t)$) と地盤の線形時の応答スペクトルの増幅特性 ($A_L(t)$) との比で評価できる ((7-1) 式)。添字 i は地盤特性、添字 j は入力地震動レベルを意味する。 $A_L(t)$ は入力地震動レベルに依存しないため、添字 j が付与されていない。

(7-1) 式を変形し (7-2) 式を得る。(7-2) 式からわかるように、地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルは、地盤の非線形性を考慮しない応答スペクトル、つまり経験的グリーン関数法により直接評価した地震動から求めた応答スペクトルに、地盤特性と入力地震動レベルに依存する応答スペクトルの増幅特性の比 (非線形/線形) を乗じることで算出できる。つまり、応答スペクトルの増幅特性の比が応答スペクトルの補正係数となる。ここでは、応答スペクトルの増幅特性の比をスペクトル補正係数と呼び、 $CA(t)_{i,j}$ で表記する ((7-3) 式)。

$$\frac{S_{NL}(t)_{i,j}}{S_L(t)_{i,j}} = \frac{A_{NL}(t)_{i,j}}{A_L(t)_i} \quad (7-1)$$

$$S_{NL}(t)_{i,j} = S_L(t)_{i,j} \times \frac{A_{NL}(t)_{i,j}}{A_L(t)_i} \quad (7-2)$$

$$CA(t)_{i,j} = \frac{A_{NL}(t)_{i,j}}{A_L(t)_i} \quad (7-3)$$

図 7-1 に第 6 章で検討した 3 地点 (K-NET 小千谷 (NIG019), K-NET 福岡 (FKO006), K-NET 穴水 (ISK005)) における地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルと考慮しない応答スペクトル、そしてその二つから逆算したスペクトル補正係数を示す。この 3 地点のスペクトル補正係数は周期 1 秒以上の周期帯ではほぼ 1.0 であり、周期 1.0 秒未満の周期帯では急激に補正係数が低下し、周期 0.4 秒以下ではほぼ一定値をとるような傾向が見られる。

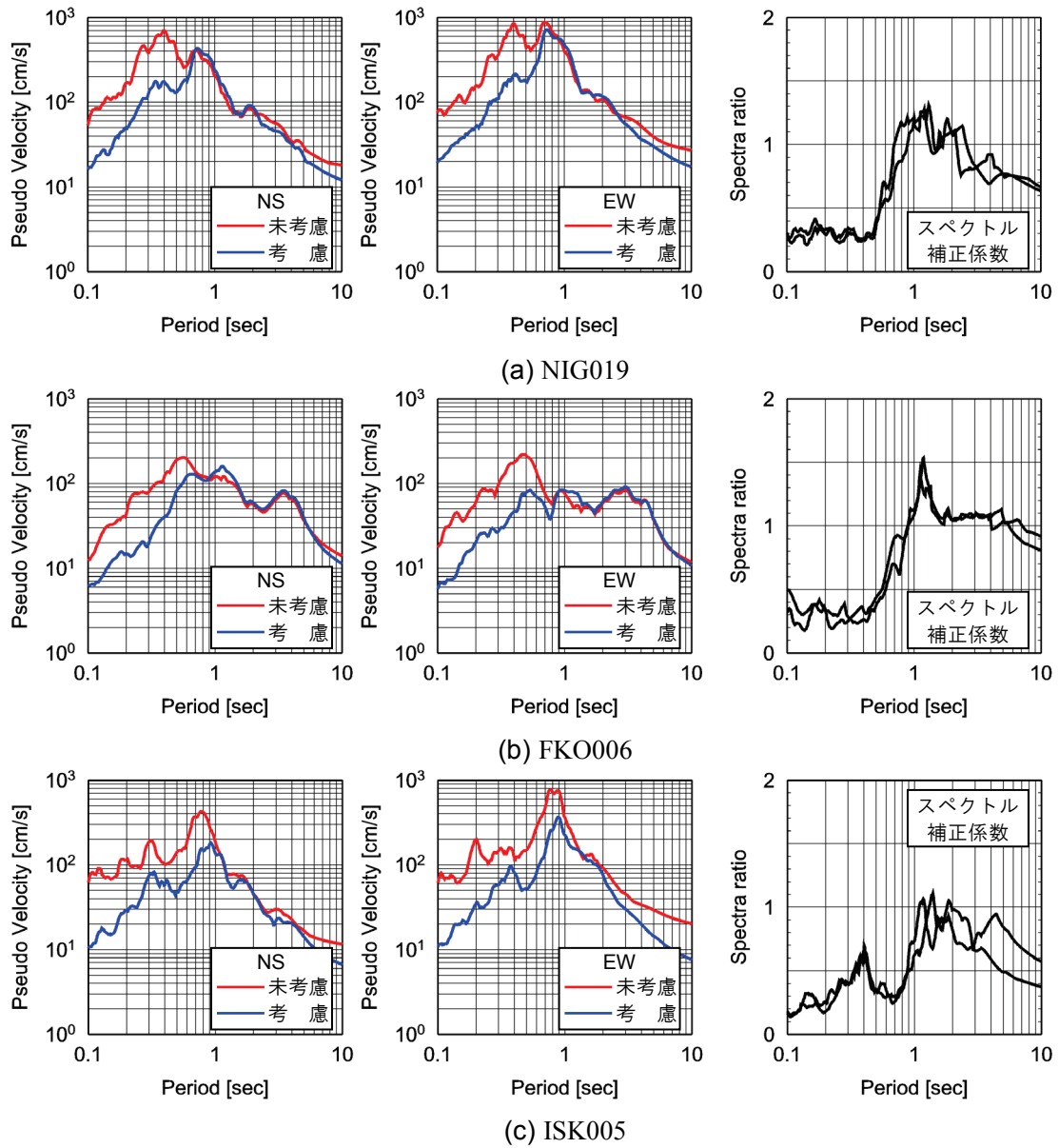


図 7-1 K-NET 小千谷 (NIG019), K-NET 福岡 (FKO006), K-NET 穴水 (ISK005) における経験的グリーン関数法で評価した地震動（地盤の非線形性を考慮しない地震動）と地盤の非線形性を考慮した地震動の擬似速度応答スペクトル（ $h=0.05$ ）の比較、および二つの擬似速度応答スペクトルから逆残したスペクトル補正係数

7.3 スペクトル補正係数の評価方法

7.3.1 評価方法

図7-2に地盤の非線形性を考慮しない場合とした場合の応答スペクトルの増幅特性について模式的に示す。地盤特性*i*を有する地盤モデルを想定した場合、地盤の非線形性を考慮しない場合の応答スペクトルの増幅特性 ($A_L(t)_i$) は、工学的基盤で設定した入力地震動レベル*j*の地震動の応答スペクトル ($S_B(t)_j$) と地盤の線形地震応答解析で得られた地表の地震動の応答スペクトル ($S_L(t)_{i,j}$) から (7-3a) 式に従い算出することができる。同様に、地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルの増幅特性 $A_{NL}(t)_{i,j}$ も地盤の非線形地震応答解析で得られた地表の地震動の応答スペクトル ($S_{NL}(t)_{i,j}$) から (7-3b) 式に従い算出することができる。そのため、地盤モデルと入力地震動を複数設定し線形および非線形地震応答解析を行い、(7-4) 式に従い $CA(t)_{i,j}$ を算出し、統計処理することにより $CA(t)_{i,j}$ のモデル化が可能と考えられる。

$$A_L(t)_i = \frac{S_L(t)_{i,j}}{S_B(t)_{i,j}} \quad (7-3a)$$

$$A_{NL}(t)_{i,j} = \frac{S_{NL}(t)_{i,j}}{S_B(t)_{i,j}} \quad (7-3b)$$

$$CA(t)_{i,j} = \frac{A_{NL}(t)_{i,j}}{A_L(t)_i} = \frac{S_{NL}(t)_{i,j}}{S_L(t)_{i,j}} \quad (7-4)$$

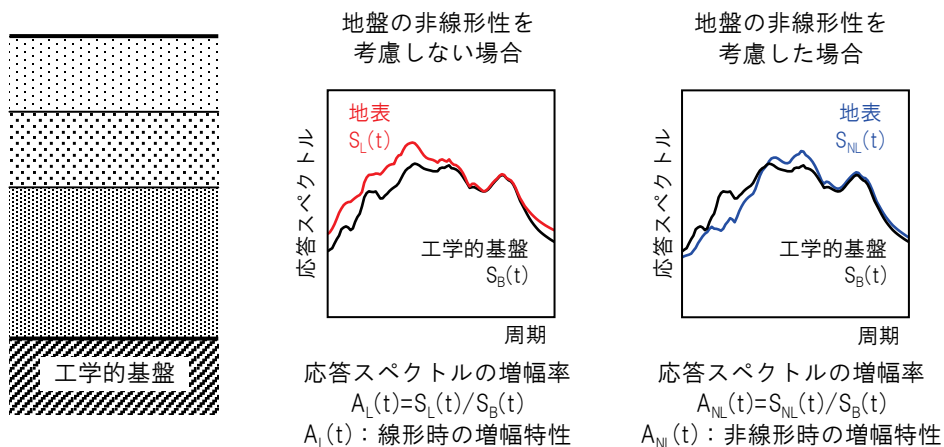


図7-2 地盤の非線形性を考慮しない場合とした場合の応答スペクトルの増幅特性

図 7-3 に図 7-1 に示す 3 地点の応答スペクトル補正係数を重ねて示す。図からわかるように、3 地点の地盤特性が異なるため、応答スペクトル補正係数はばらつき、モデル化が困難である。

そこで、図 7-3 の横軸を各地点の弾性固有周期で基準化した基準化周期 (Normalized period) で再整理したものを図 7-4 に示す。各地点の固有周期は各地点の地盤モデル (表 6-1, 表 6-2, 表 6-3) に基づき、NIG019 が 0.51 秒, FKO006 が 0.55 秒, ISK005 が 0.79 秒とした。図 7-4 からわかるように、横軸を基準化周期として、3 地点の地盤特性を基準化することにより、応答スペクトル補正係数はモデル化が可能と考えられる。

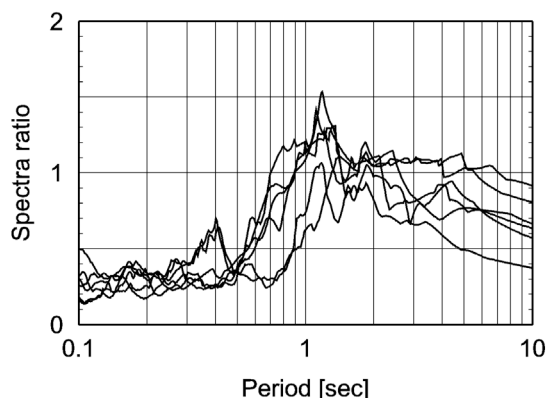


図 7-3 K-NET 小千谷 (NIG019), K-NET 福岡 (FKO006), K-NET 穴水 (ISK005) におけるスペクトル補正係数 (横軸: 周期)

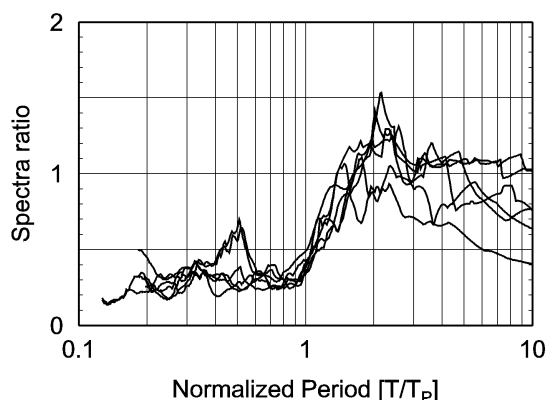


図 7-4 K-NET 小千谷 (NIG019), K-NET 福岡 (FKO006), K-NET 穴水 (ISK005) におけるスペクトル補正係数 (横軸: 基準化周期)

図7-4よりスペクトル補正係数の形状を分析すると、ある基準化周期までは一定の値をとり、そこから別の基準化周期迄の間で増加し、その後再び一定の値となっている。本研究では、このスペクトル補正係数の形状を図7-5のように簡略的にモデル化する。スペクトル補正係数は、基準化周期 T_1 までは一定の値 (CA_1) をとる。そこから基準化周期 T_2 の間で大きくなり、 T_2 を超えると再び一定の値 (CA_2) となる。

前述の通り、スペクトル補正係数は地盤特性と入力地震動レベルに依存すると考えられることから、 T_1 、 T_2 、 CA_1 、 CA_2 も地盤特性と入力地震動レベルにより決定され则认为られる。そのため、次節において、地盤の地震応答解析によるパラメータスタディを行い、 T_1 、 T_2 、 CA_1 、 CA_2 の評価方法を検討する。

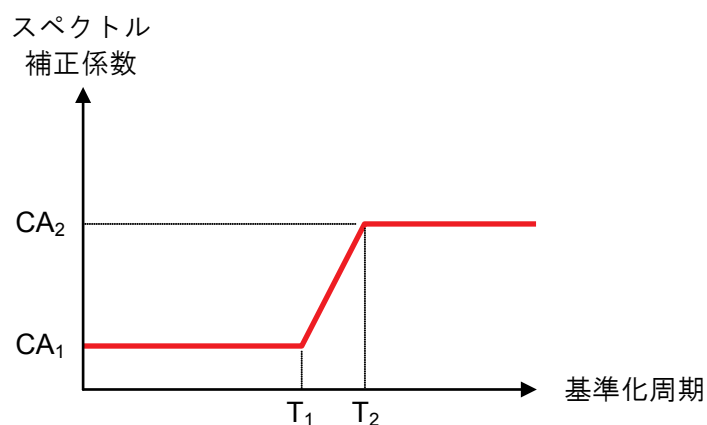


図7-5 スペクトル補正係数のモデル化

7.3.2 地盤特性の評価指標

地盤構造は局所的に複雑な場合があり、近傍地点においても地盤構造が異なることが指摘されている³⁾。そのため、地盤特性を正確に評価するためには地盤調査や室内土質試験結果に基づく詳細な地盤構造や物性値等が必要である。

一方、地震被害想定などのように広域範囲の地盤特性を評価する方法として、表層のS波速度により地盤の増幅特性を近似する研究が行われており、地盤の増幅特性は地表から深さ30mまでの平均S波速度(AVS₃₀)と相関があることが指摘されている^{4),5)}。AVS₃₀の評価方法についても研究が行われ、長尾・紺野は微動から⁶⁾、翠川・松岡⁷⁾は国土数値情報⁸⁾の地形分類情報等に基づく推定方法が提案されている。その他多くの研究者が地盤調査を行うことなく広域に与えられたデータからAVS₃₀の推定精度の向上に取り組んでいる^{9),10),11),12)}。そのため、地盤特性の評価指標としてAVS₃₀を使用する。(7-5)式にAVS₃₀の計算方法を示す。d_kとV_{s_k}はk番目の層の厚さ(m)とせん断波速度(m/s)である。

$$AVS_{30} = \frac{30}{\sum \frac{d_k}{V_{s_k}}} \quad (7-5)$$

7.3.3 入力地震動レベルの評価指標

地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルは、入力地震動レベルに依存するため、入力地震動の評価指標が必要である。しかし、本課題に対して既知の情報は経験的グリーン関数法により直接的に評価された地盤の非線形性を考慮しない地表面の地震動のみであり、工学的基盤への入力地震動レベルは未知である。そこで、地盤の非線形性を考慮しない地震動から算出された応答スペクトルの最大値を入力地震動レベルの指標として適用する。

7.4 応答スペクトル補正係数のモデル化

7.4.1 地盤モデルの設定

地盤モデルは砂質土と粘性土の三層構造とし、 AVS_{30} を100m/sから300m/sまで10m/s刻みで合計21モデルを設定する。各層の層厚は10mとする。せん断波速度は2層目の砂質土層のせん断波速度 V_{s2} を AVS_{30} と同一とし、1層目のせん断波速度 V_{s1} は2層目の0.8倍とする。3層目のせん断波速度 V_{s3} は地盤モデルの AVS_{30} を満足するように(7-6)式から設定する。地盤の密度は標準的な値として1層目の粘性土層が $1.70t/m^3$ 、2層目の砂質土層が $1.90t/m^3$ 、3層目の粘性土層が $1.80t/m^3$ とし、 AVS_{30} に依らず同一とする。表7-1に地盤モデルを示す。地盤の非線形特性は砂質土と粘性土の平均的な値¹³⁾を使用する。

$$V_{s3} = \frac{10 \times AVS_{30}}{7.5} \quad (7-6)$$

表7-1 地盤モデルの物性

Model No.	AVS_{30} (m/s)	1層目(粘性土)	2層目(砂質土)	3層目(粘性土)
		$H_1=10m$ $\rho=1.70t/m^3$ $V_{s1}(m/s)$	$H_2=10m$ $\rho=1.90t/m^3$ $V_{s2}(m/s)$	$H_3=10m$ $\rho=1.80t/m^3$ $V_{s3}(m/s)$
1	100	80	100	133
2	110	88	110	147
3	120	96	120	160
4	130	104	130	173
5	140	112	140	187
6	150	120	150	200
7	160	128	160	213
8	170	136	170	227
9	180	144	180	240
10	190	152	190	253
11	200	160	200	267
12	210	168	210	280
13	220	176	220	293
14	230	184	230	307
15	240	192	240	320
16	250	200	250	333
17	260	208	260	347
18	270	216	270	360
19	280	224	280	373
20	290	232	290	387
21	300	240	300	400

7.4.2 入力地震動の設定

入力地震動は道路橋示方書・同解説V耐震設計編に規定された内陸地殻内地震を想定したタイプII地震の加速度応答スペクトルに準拠した地震動と、建設省告示1461号に規定された極めて稀に発生する地震の加速度応答スペクトルに準拠した地震動を使用する。いずれも地震動の位相特性には、1995年兵庫県南部地震において神戸海洋気象台で観測された地震動(NS成分)を使用する。地震動はそのまま使用せず、最大加速度を 100cm/s^2 から $1,000\text{cm/s}^2$ まで 100cm/s^2 刻みで調整する。前者を道示波、後者を告示波と呼ぶ。図7-6、図7-7に最大加速度を調整する前の入力地震動の加速度時刻歴と応答スペクトルを示す。

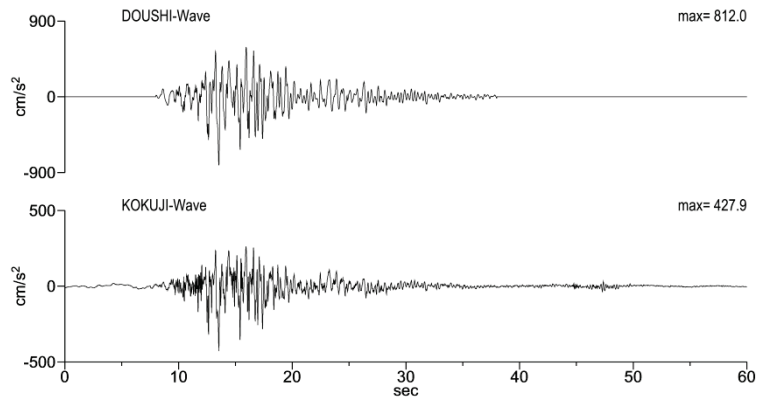


図7-6 検討に用いる入力地震動（原波）の加速度時刻歴波形

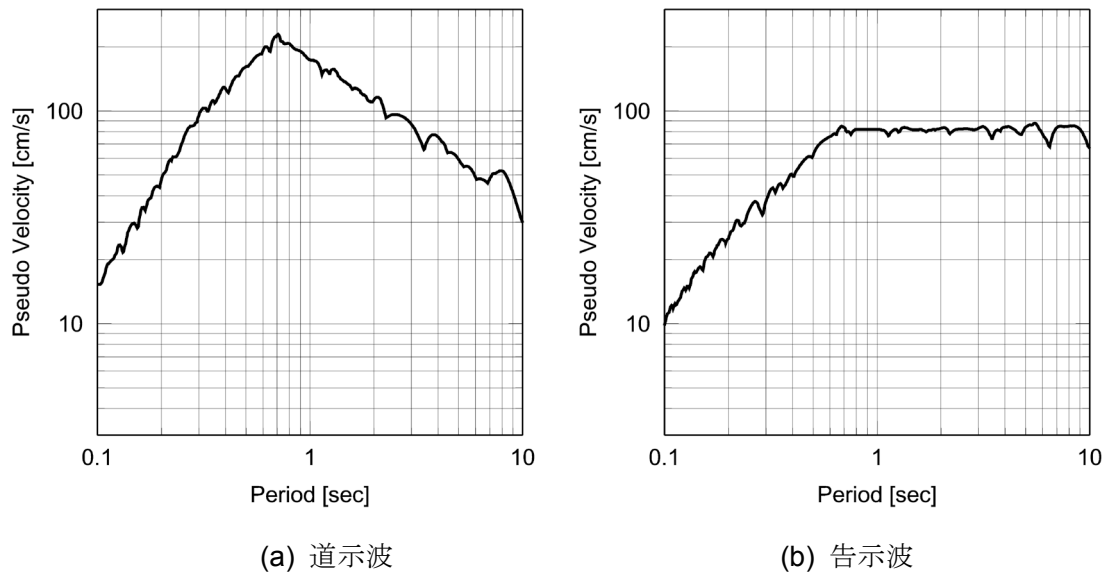


図7-7 検討に用いる入力地震動（原波）の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$)

7.4.3 スペクトル補正係数のモデル化

図7-8(a),(b), 図7-9(a),(b)に道示波と告示波を入力した場合の地盤の非線形性を考慮した場合の応答スペクトルと考慮しない応答スペクトルおよびスペクトルの比を示す。横軸は基準化周期である。AVS₃₀は100m/s, 150m/s, 200m/s, 250m/s, 300m/sの5種類である。

図7-8(a),(b), 図7-9(a),(b)からわかるように、T₁はほぼ0.9~1.0, CA₂はほぼ1.0~1.2の範囲にある。そこで、本検討では簡略化のため、T₁=0.9, CA₂=1.1として、T₂およびCA₁を設定する。

図7-10, 図7-11にAVS₃₀は100m/s, 150m/s, 200m/s, 250m/s, 300m/sにおけるT₂と入力地震動指標（地盤の非線形性を考慮しない場合の応答スペクトルの最大値）、CA₂と入力地震動指標との関係を示す。

この図より、T₂と入力地震動指標、CA₂と入力地震動指標との関係式を構築した。関係式を図7-10, 図7-11中に赤色の実線で示す。また、(7-7)式, (7-8)式に關係式を示す。

$$T_2 = a1 \times PVRS_{max} + b1 \tag{7-6}$$

$$CA_1 = a2 \times PVRS_{max} + b2 \tag{7-7}$$

PVRS_{max}は入力地震動指標、a1, b1, a2, b2はAVS₃₀およびPVRS_{max}に依存する係数で表7-2に示す。

表7-2 T₂およびCA₁と入力地震動指標との關係式に用いる係数

AVS ₃₀	PVRS _{max} (cm/s)	a1	b1	PVRS _{max} (cm/s)	a2	b2
100	100-1000	1/18	4/9	100-1000	0	0.2
	1000-	0	6	1000-	0	0.1
150	0-3000	5/2900	24/29	100-2000	0	0.2
	3000-	0	6	2000-	0	0.1
200	100-900	3/1600	13/16	100-250	-1/750	8/15
	900-	0	2.5	250-	0	0.2
250	100-700	1/1200	11/12	100-300	-3/2000	23/20
	700-1000	1/300	-5/6	300-	0	0.2
	1000-	0	2.5	-	-	-
300	100-800	1/1600	15/16	100-300	-3/2000	23/20
	800-	0	1.5	300-	0	0.2

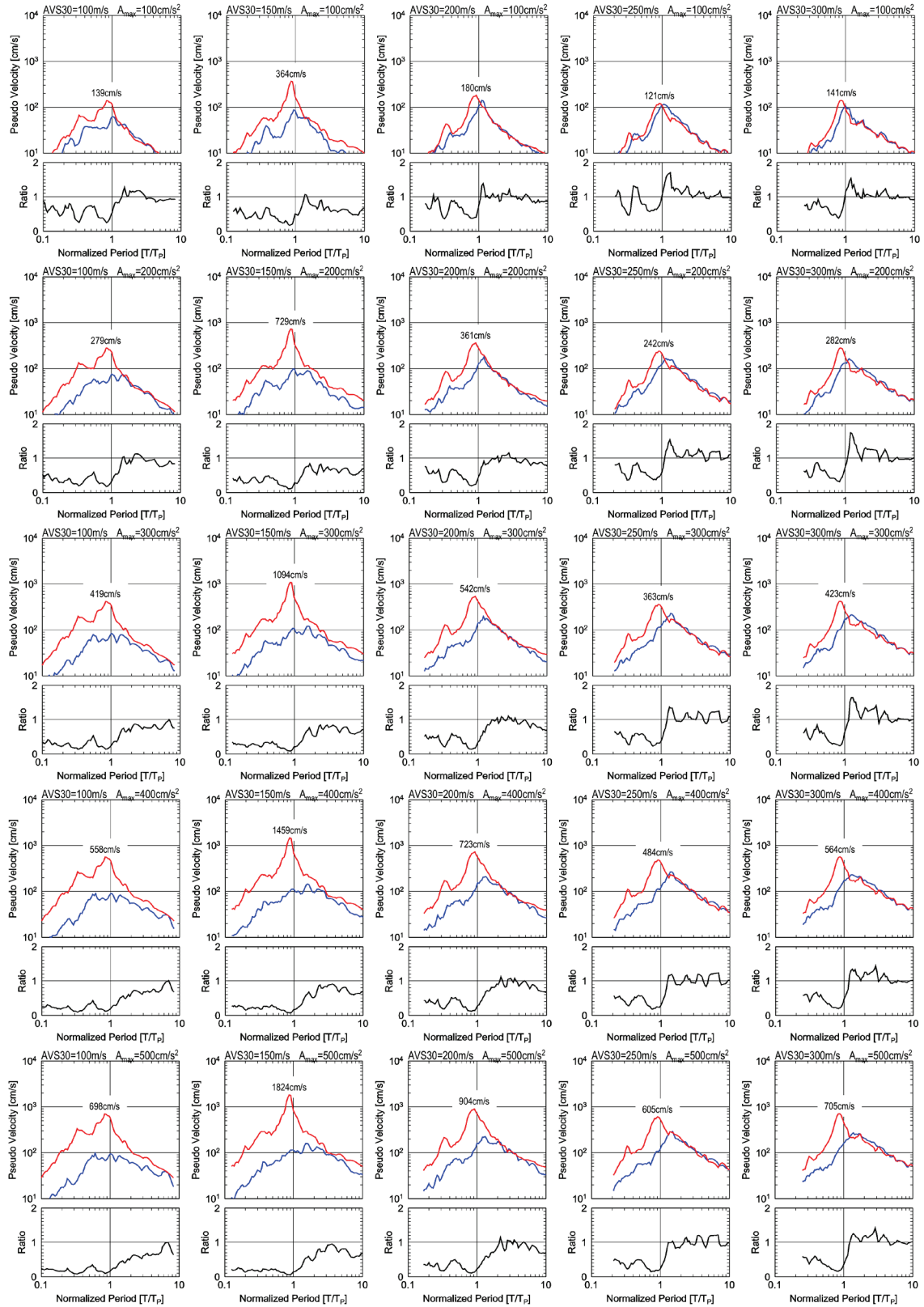


図 7-8(a) 地盤の非線形性を考慮した場合としない場合の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) とスペクトル補正係数の比較 (赤線: 地盤の非線形未考慮, 青線: 地盤の非線形考慮, 道示波, 最大加速度 $100\text{cm/s}^2 \sim 500\text{cm/s}^2$)

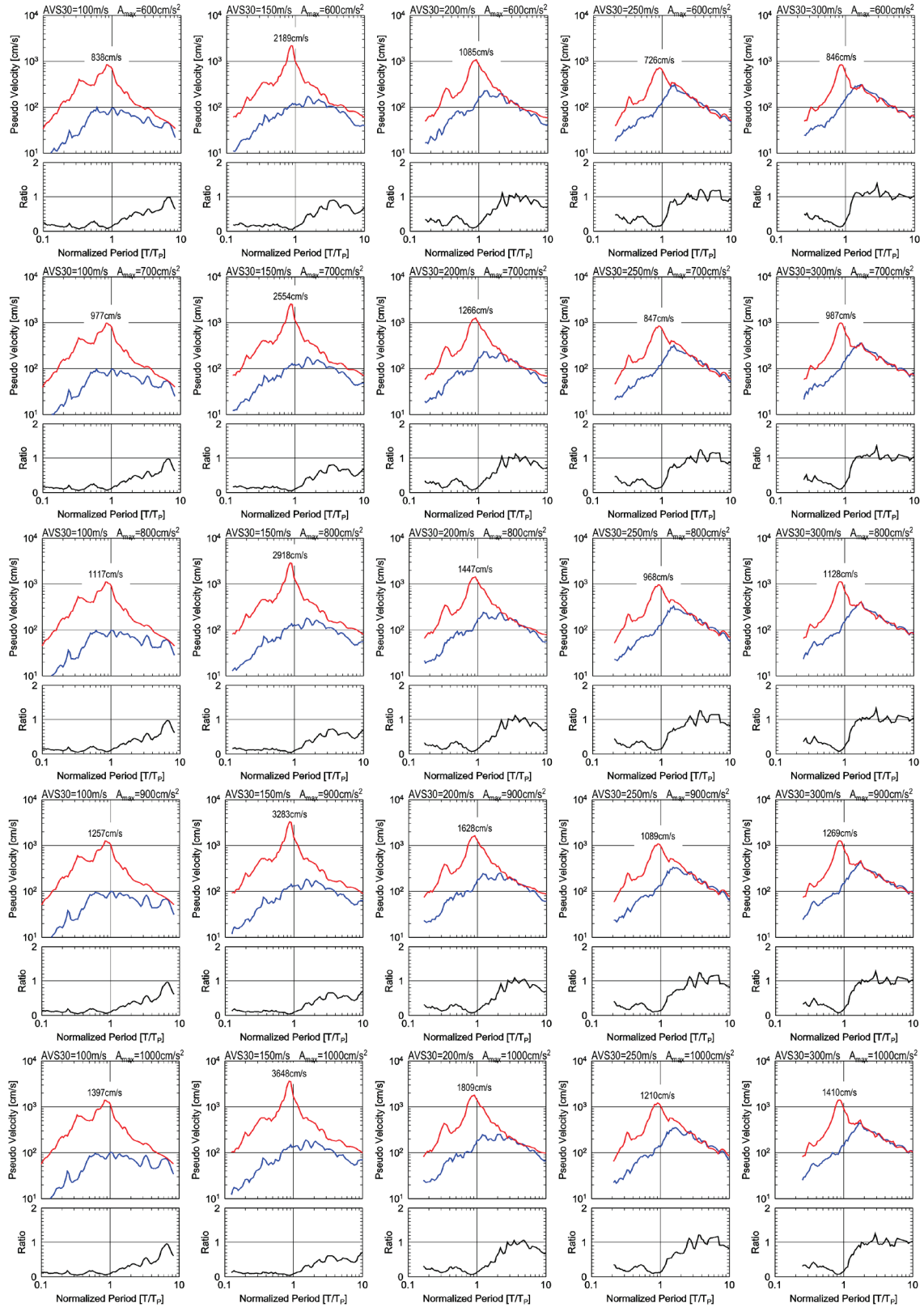


図 7-8(b) 地盤の非線形性を考慮した場合としない場合の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) とスペクトル補正係数の比較 (赤線：地盤の非線形未考慮, 青線：地盤の非線形考慮, 道示波, 最大加速度 $600cm/s^2 \sim 1000cm/s^2$)

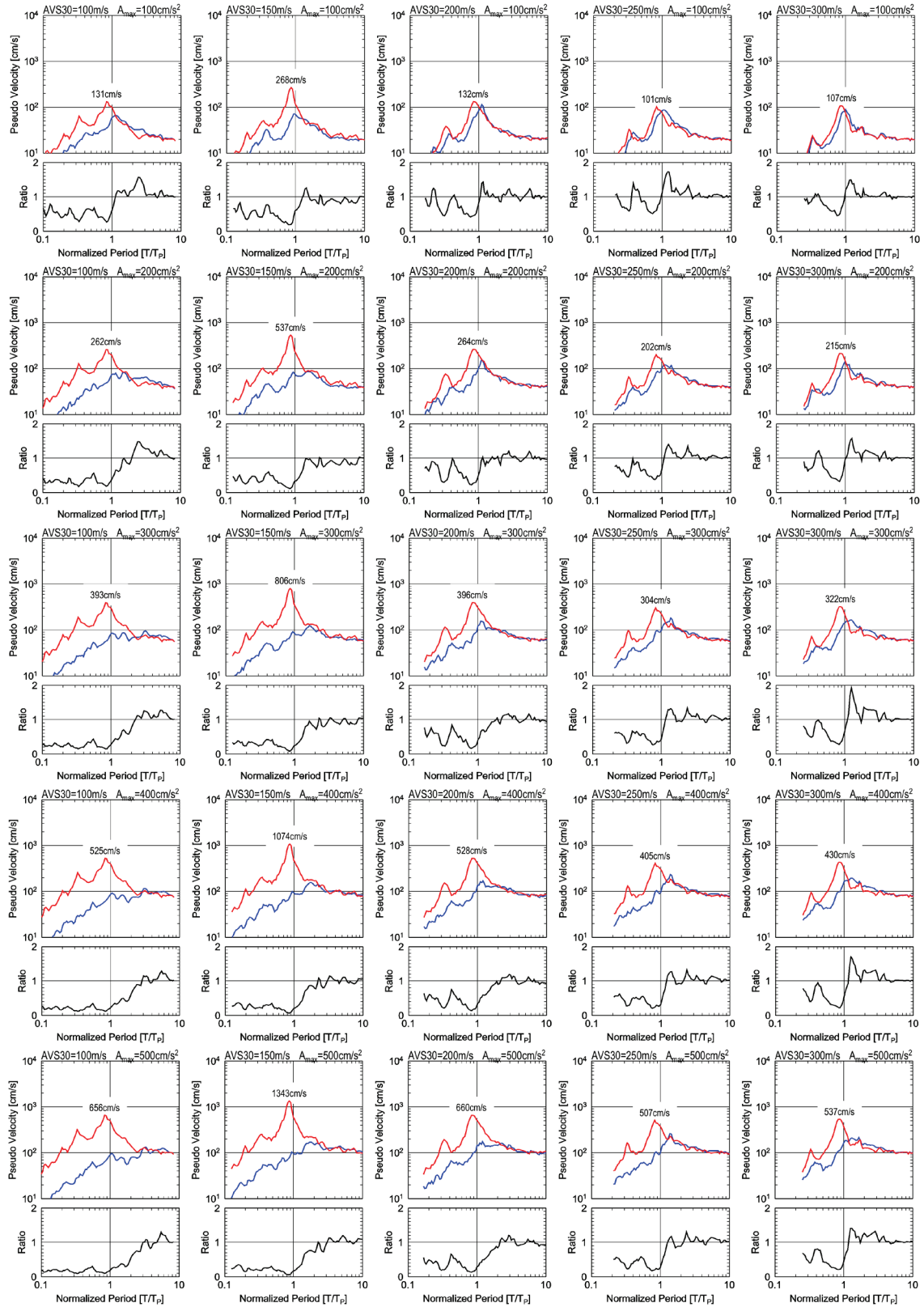


図 7-9(a) 地盤の非線形性を考慮した場合としない場合の擬似速度応答スペクトル($h=0.05$)とスペクトル補正係数の比較 (赤線：地盤の非線形未考慮, 青線：地盤の非線形考慮, 告示波, 最大加速度 $100\text{cm/s}^2 \sim 500\text{cm/s}^2$)

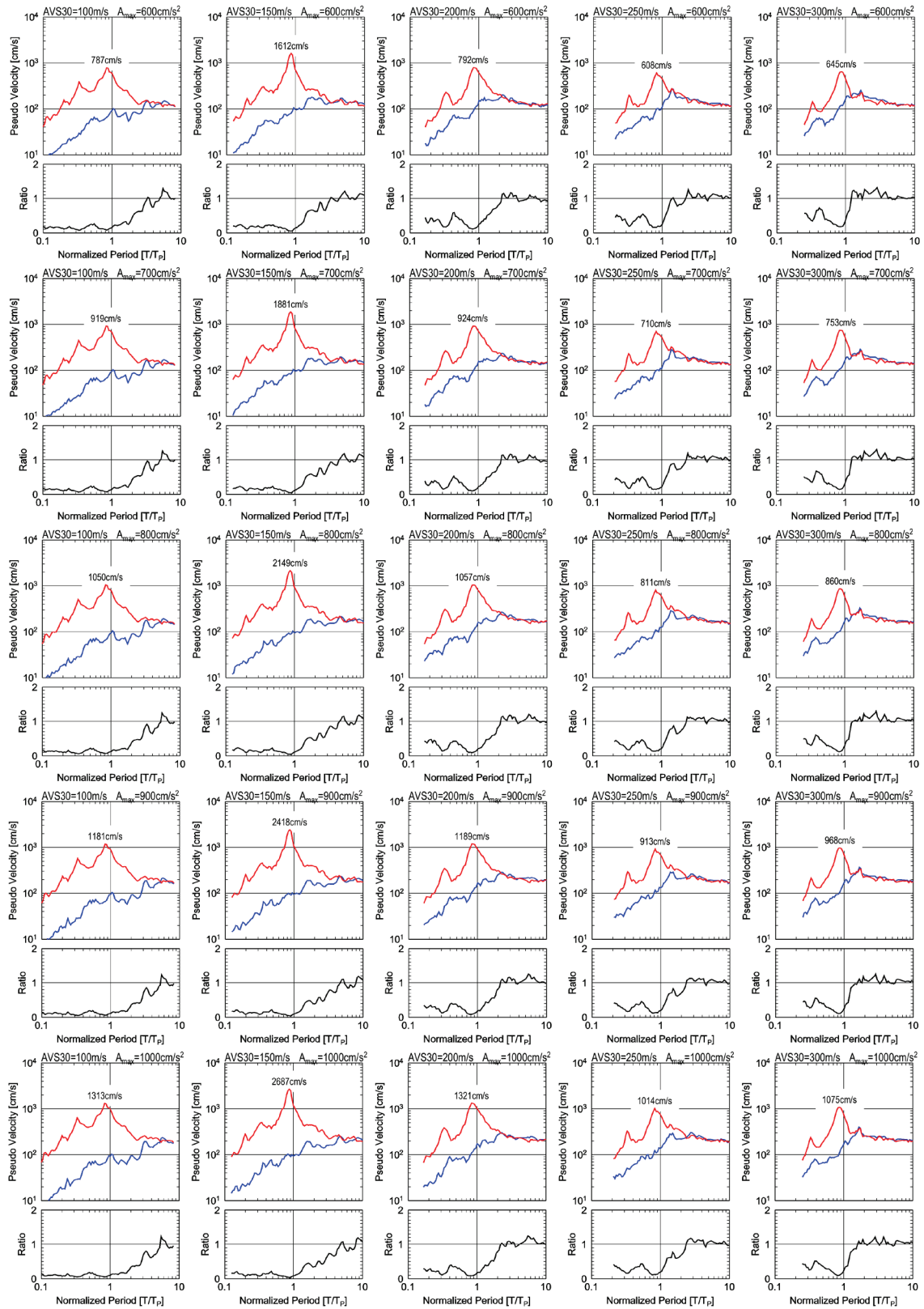


図 7-9(b) 地盤の非線形性を考慮した場合としない場合の擬似速度応答スペクトル($h=0.05$)とスペクトル補正係数の比較 (赤線：地盤の非線形未考慮, 青線：地盤の非線形考慮, 告示波, 最大加速度 $600\text{cm/s}^2 \sim 1000\text{cm/s}^2$)

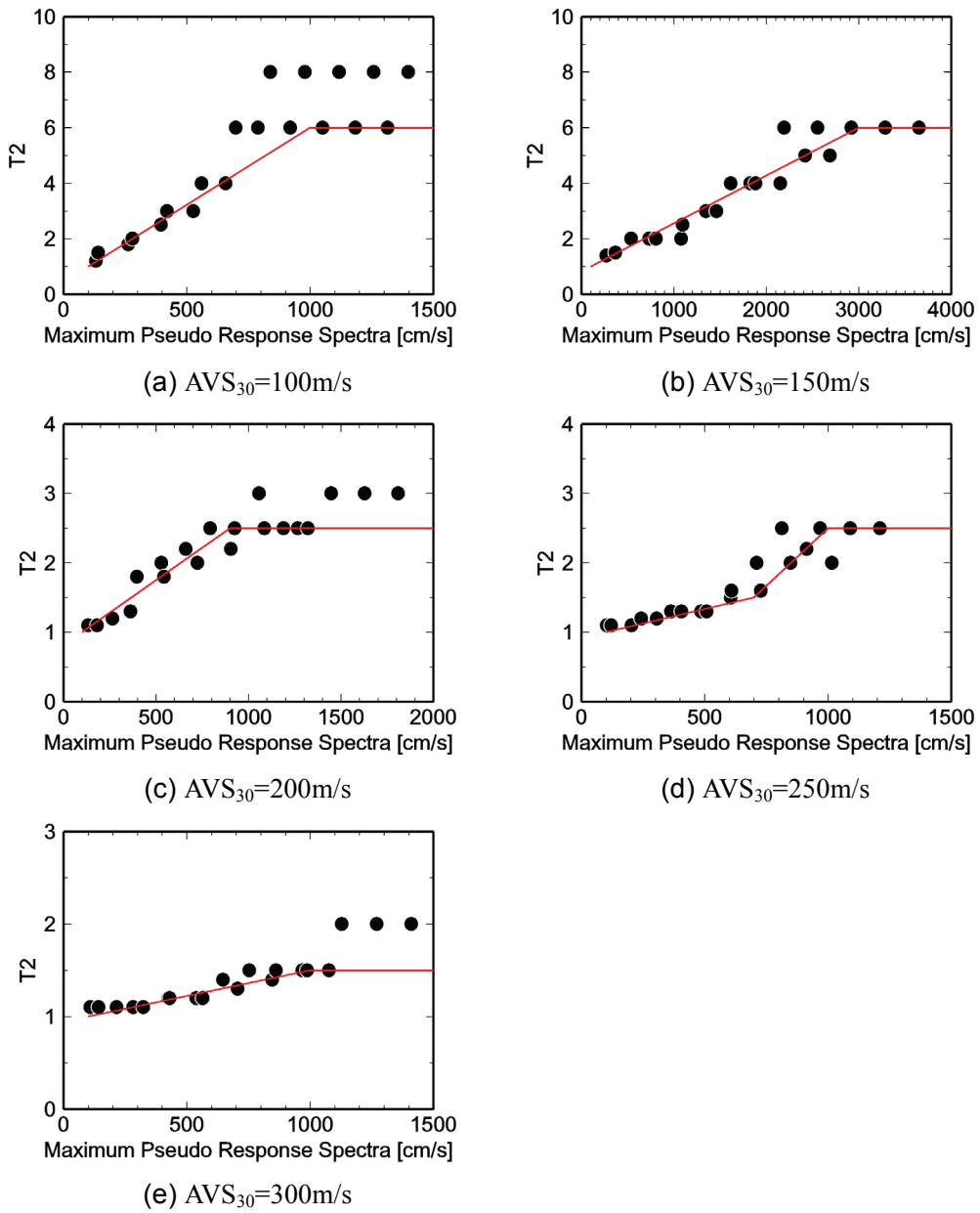


図 7-10 T_2 と入力地震動指標（地盤の非線形性を考慮しない場合の応答スペクトルの最大値）との関係

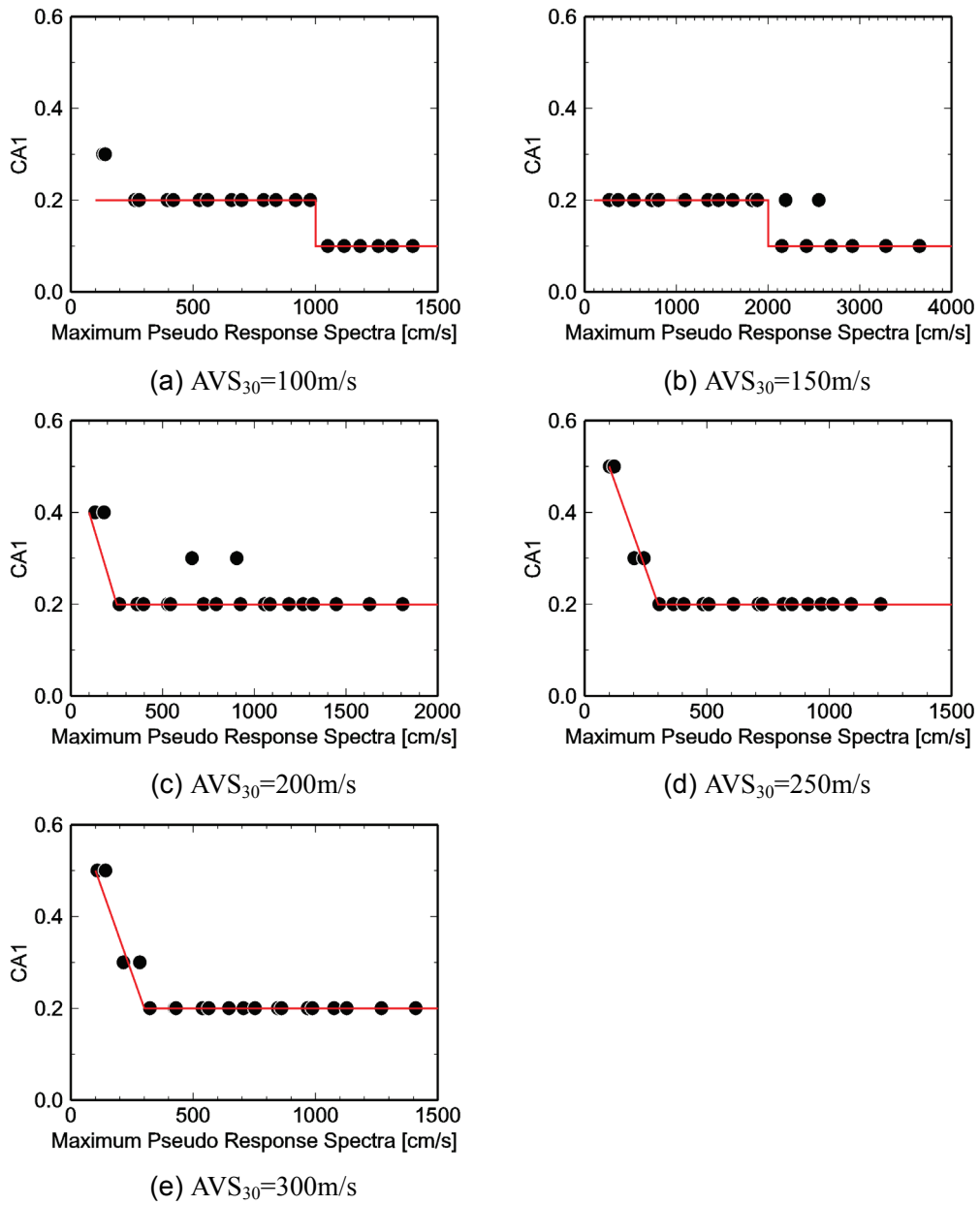


図 7-11 CA_1 と入力地震動指標（地盤の非線形性を考慮しない場合の応答スペクトルの最大値）との関係

7.4.4 スペクトル補正係数の検証

(7-6) 式, (7-7) 式で示した応答スペクトルの補正方法について, 地盤の非線形性を考慮する必要があると考えられる NIG019, FKO006, ISK005 に適用し, 妥当性の検証を行う。

表 7-3 に NIG019, FKO006, ISK005 における T_1 , T_2 , CA_1 , CA_2 を示す。(7-4) 式, (7-5) 式は $AVS_{30}=100\text{m/s}$, 150m/s , 200m/s , 250m/s , 300m/s の場合しか示されていないため, ここでは各地点の AVS_{30} の値に応じて線形補間から各定数を設定した。

図 7-12 に推定したスペクトル補正係数と, 地盤の非線形性を考慮した地震動と考慮しない地震動から算出した応答スペクトルの比を比較して示す。FKO006 はやや T_2 を小さめに評価していること, 本検討では CA_1 を一定としたため ISK005 では T_1 よりも小さい基準化周期で見られる増幅が再現できていないこと等の差異がみられるが, 定性的には本手法でスペクトルの低下の状況をほぼ再現できていると考えられる。

図 7-13 に地盤の非線形性を考慮しない応答スペクトルから本手法を用いて補正・推定した地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルを示す。本手法で補正した応答スペクトルは, 観測波形のスペクトルをほぼ再現できている。

図 7-14 に詳細法とスペクトル補正法で地盤の非線形性を考慮した場合の地表の応答スペクトルを比較して示す。スペクトル補正法で地盤の非線形性を評価した応答スペクトルは地盤の非線形性を地震応答解析で詳細に評価した応答スペクトルをほぼ再現できている。

表 7-3 NIG019, FKO006, ISK005 におけるスペクトル補正係数

	AVS_{30}	方位	$PVRS_{\max}$	T_1	T_2	CA_1	CA_2
NIG019	245	NS	698	0.9	1.6	0.20	1.1
		EW	879	0.9	2.1	0.20	1.1
FKO006	209	NS	203	0.9	1.2	0.28	1.1
		EW	221	0.9	1.2	0.25	1.1
ISK005	133	NS	430	0.9	2.0	0.20	1.1
		EW	775	0.9	3.0	0.20	1.1

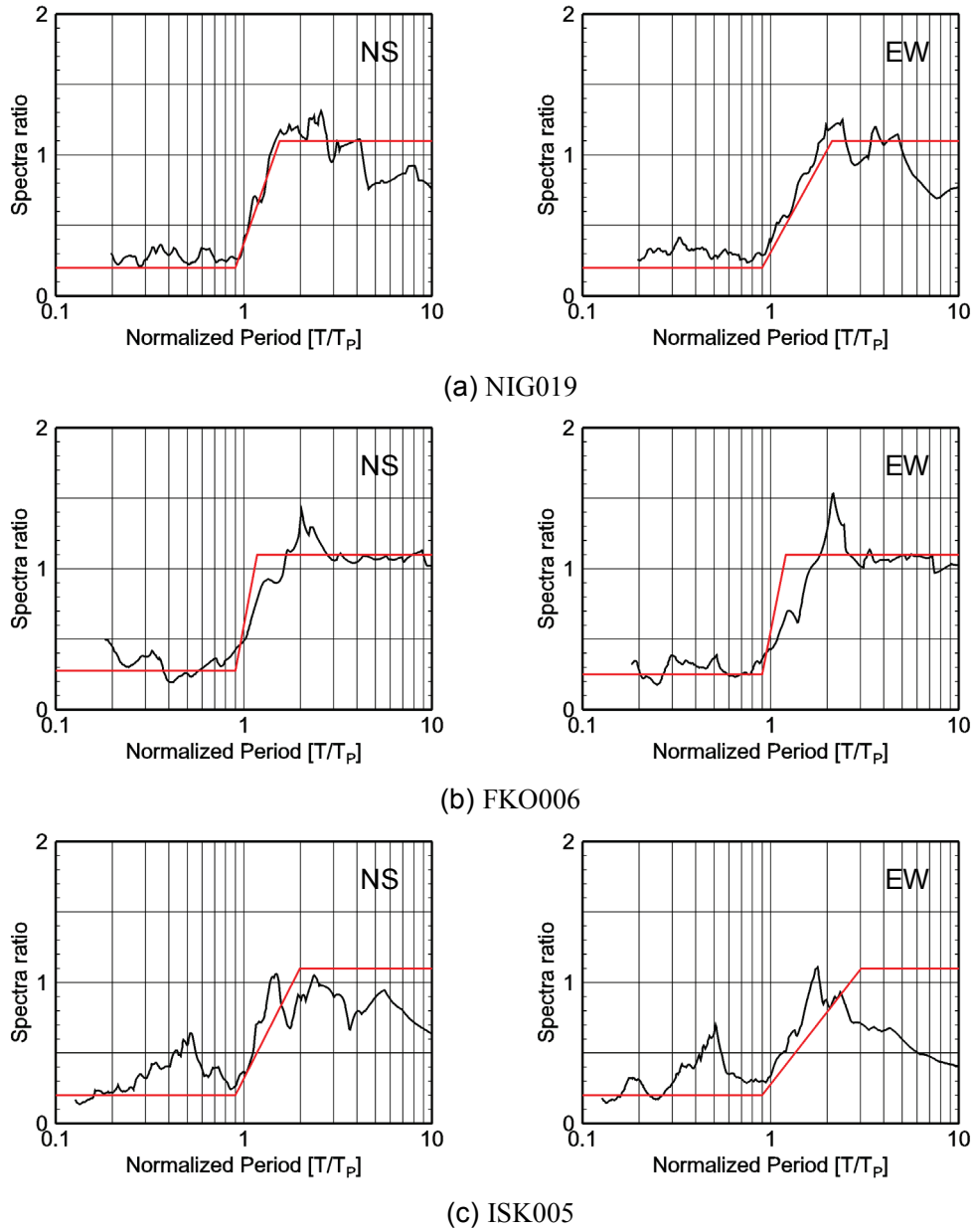
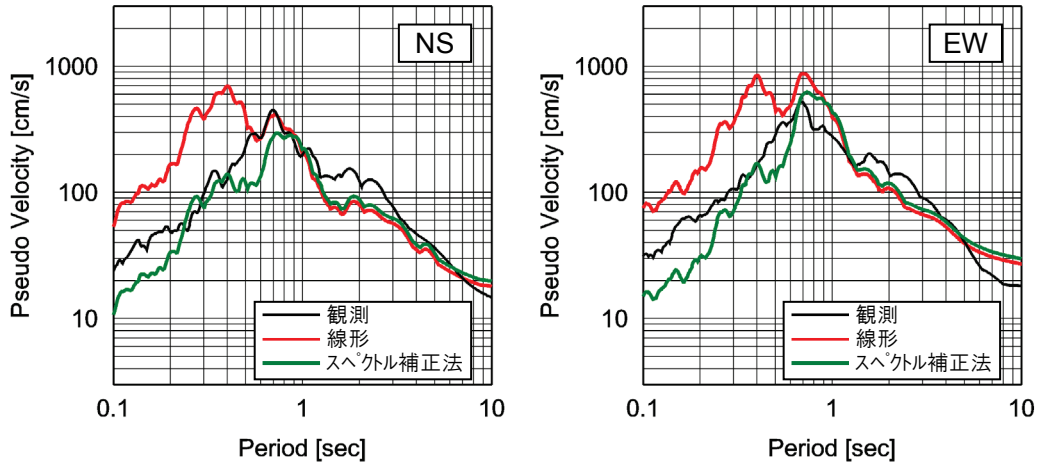
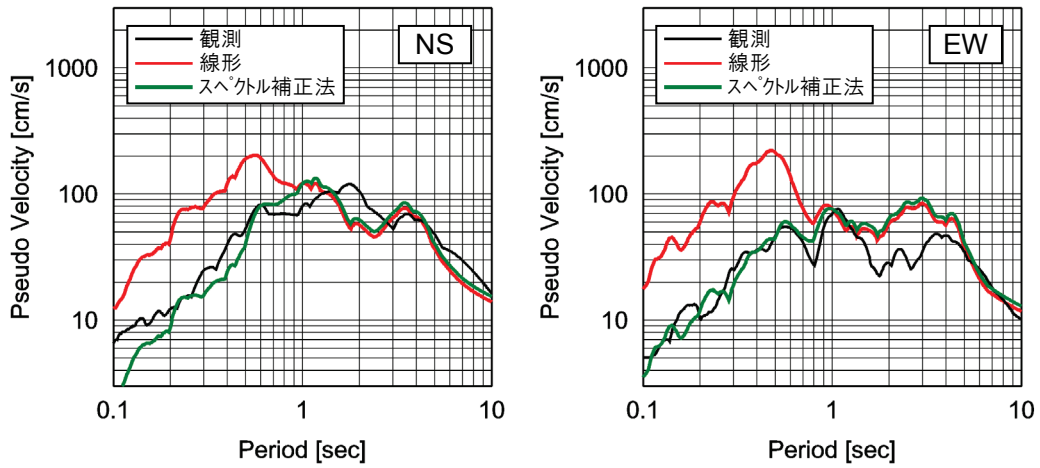


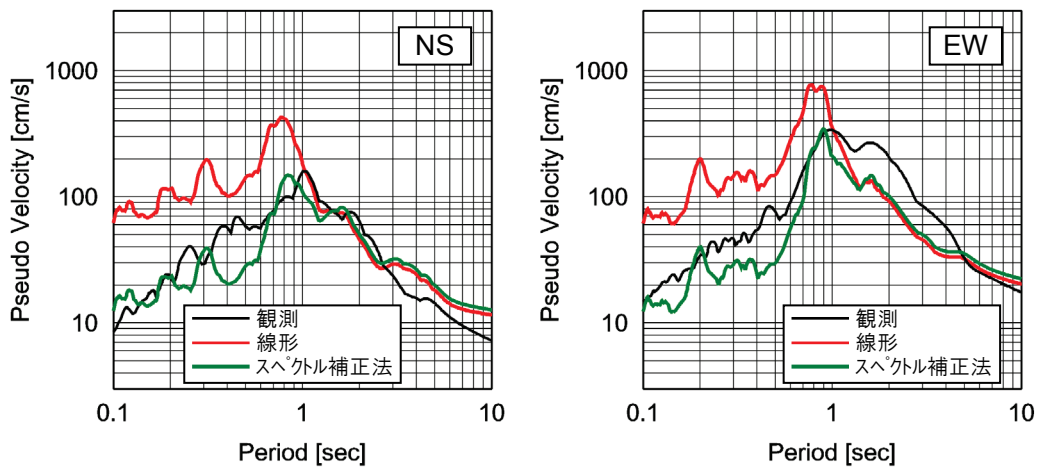
図 7-12 NIG019, FKO006, ISK005 における地盤の非線形性を考慮した地震動と考慮しない地震動から算出した応答スペクトルの比および本手法で推定したスペクトル補正係数



(a) NIG019

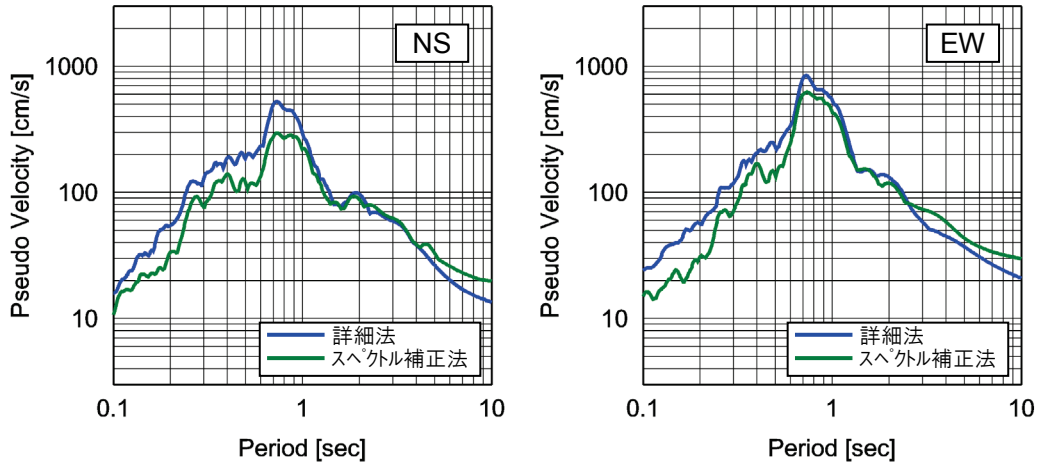


(b) FKO006

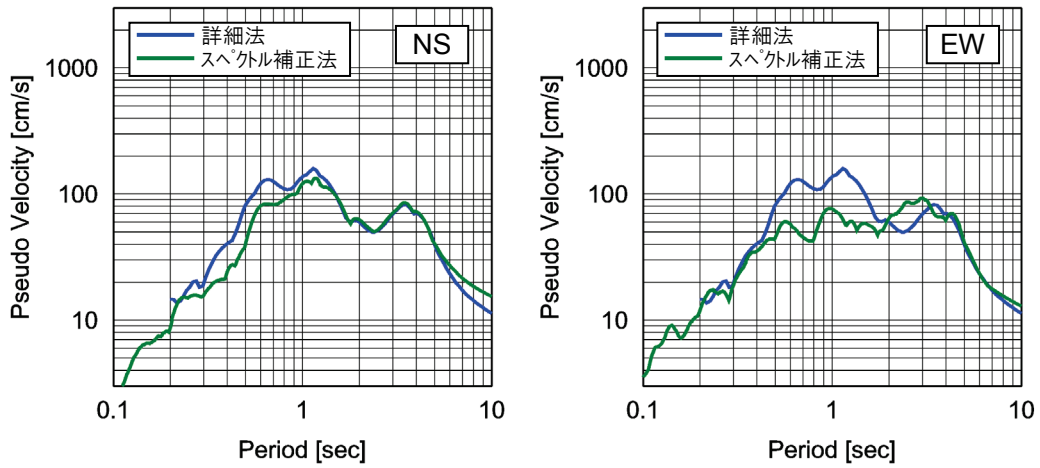


(c) ISK005

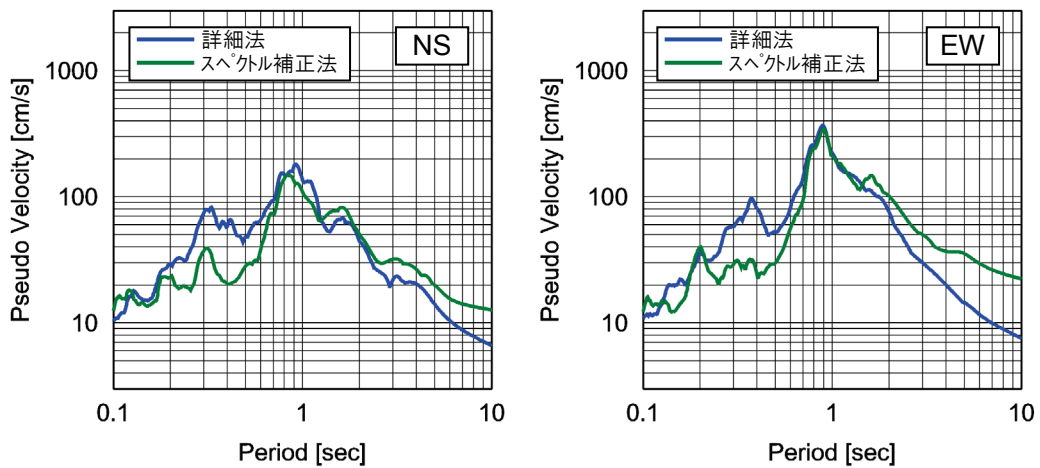
図 7-13 本手法（スペクトル補正法）を用いて推定した地盤の非線形性を考慮した地震動の擬似速度応答スペクトル ($h=0.05$) の比較



(a) NIG019



(b) FKO006



(c) ISK005

図 7-14 本手法（スペクトル補正法）と詳細方法で地盤の非線形性を考慮した擬似速度応答スペクトル（ $h=0.05$ ）の比較

7.5 まとめ

地盤が軟弱な地点に対する経験的グリーン関数法の適用性の向上を目的に、地震被害想定のように強震動予測の範囲が広域で予測対象サイトが多い場合を想定し、簡易な方法で地盤の非線形性を考慮する方法を検討した。以下に得られた結果を示す。

- (1) 予測対象を応答スペクトルとし、経験的グリーン関数法から直接的に評価される地震動の応答スペクトルに補正係数を乗じることにより、地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルを評価する方法（スペクトル補正法）を提案した。
- (2) 応答スペクトルの補正係数は、経験的グリーン関数法から直接的に評価される地震動の応答スペクトルの最大値と対象地点の地盤特性により設定する。
- (3) 地盤特性は表層 30m の平均 S 波速度（ AVS_{30} ）とする。地盤の AVS_{30} は微動や微地形区分などから設定することができるため、地盤調査が十分ではない広域地震動予測問題にも適用可能である。
- (4) 検討対象地点の応答スペクトルはその地点の地盤特性の影響を受けるため、補正係数のモデル化には地盤特性というパラメータが要求されるが、応答スペクトルの周期軸を地盤の弾性固有周期で基準化した基準化周期を使用することにより、地盤特性を消去することができ、スペクトル補正法に用いる応答スペクトルの補正係数の簡易モデル化に大きく貢献した。
- (5) 当該手法を、2004 年新潟県中越地震における K-NET 小千谷（NIG019）、2005 年福岡県西方沖の地震における K-NET 福岡（FKO006）、2007 年能登半島地震における K-NET 穴水（ISK005）に適用した結果、地盤の非線形性を地震応答解析で詳細に評価する方法（詳細法）と同程度の応答スペクトルを再現することができ、本手法が有効であることが確認された。

【参考文献】

- 1) (社)日本道路協会：道路橋示方書・同解説V耐震設計編，2012.
- 2) 建設省：建設省告示第1461号，官報（平成12年5月31日），2000.
- 3) 三輪滋，池田隆明，綾部孝之，沼田淳紀：2000年鳥取県西部地震における境港市の地盤の地震時挙動，土木学会構造工学論文集，Vol.48A，pp.445-455，2002.
- 4) 翠川三郎：地震断層と地盤条件を考慮した地表面最大加速度・最大速度分布の推定，第8回地盤震動シンポジウム，pp.59-64，1980.
- 5) Midorikawa, S., Matsuoka, M. and Sakugawa, K.: Site Effects on Strong-motion Records Observed during the 1987 Chiba-Ken-Toho-Oki, Japan Earthquake, Proceedings of the 9th Japan Earthquake Engineering Symposium, Vol.3, pp.85-90, 1994.
- 6) 長尾 毅，紺野克昭：常時微動アレー観測に基づく表層地盤の平均 S 波速度推定精度に関する研究，土木学会論文集，No.696/I-58，pp.225-235，2002
- 7) 翠川三郎，松岡昌志：国土数値情報を利用した地震ハザードの総合的評価，物理探査，Vol.48，No.9，pp.519-529，1995.
- 8) 国土庁計画・調整局：国土情報シリーズ8 国土数値情報(改訂版)，大蔵省印刷局，1992.
- 9) 久保智宏，久田嘉章，柴山明寛，大井昌弘，石田瑞穂，藤原広行，中山圭子：全国地形分類図による表層地盤特性のデータベース化，および，面的な早期地震動推定への適用，地震2，Vol.56，No.1，pp.21-37，2003.
- 10) 藤本一雄，翠川三郎：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定，日本地震工学会論文集，Vol.3，No.3，pp.13-27，2003.
- 11) 若松加寿江，松岡昌志，久保純子，長谷川浩一，杉浦正美：日本全国地形・地盤分類メッシュマップの構築，土木学会論文集，No.759/I-67，pp.213-232，2004.
- 12) 松岡昌志，若松加寿江，藤本一雄，翠川三郎：日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定，土木学会論文集，No.794，I-72，pp.239-251，2005.
- 13) 日本建築学会：建物と地盤の動的相互作用を考慮した応答解析と耐震設計，pp.442-444，2006.

第8章 結論と今後の課題

8.1 結論

本研究では、土木・建築構造物の耐震設計および耐震検討において重要と考えられる周期0.1秒～10.0秒の工学的地震動を高精度に評価するための震源モデルの高度化と、都市部の地震被害軽減を目的に、地盤が軟弱な地点での地震動予測手法に関する研究を実施した。以下に結論を示す。

第2章～第4章は震源のモデル化手法の高度化について論じた。

第2章では、本研究の基本となる経験的グリーン関数法による強震動予測技術を取り上げ、方法論を含めて既往の研究をレビューした。また、本手法を用いた震源のモデル化手法（フォワードモデリング）についても説明を行った。経験的グリーン関数法は、地震の震源スペクトルのスケーリング則（相似則）に基づいているため、それらについてもレビューした。

第3章では、日本国内で発生した規模の大きい4つの内陸地殻内地震を対象に、経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングにより最適震源モデルを構築した。対象とする地震は2000年鳥取県西部地震（Mj7.3）、2004年新潟県中越地震（Mj6.8）、2005年福岡県西方沖の地震（Mj7.0）、2007年能登半島地震の4地震で、いずれも震源近傍域を中心に強い地震動が生じ、大きな被害が発生した地震である。

(1)2000年鳥取県西部地震（Mj7.3）

- ・ 震源ごく近傍の観測点の強震動は、震源の南西側の深い部分と浅い部分の二つの強震動生成域（Strong Motion Generation Area: SMGA）からの強震動によりほぼ説明できた。強震動生成域のサイズ、地震モーメントおよび応力降下量は、深い部分（SMGA1）が4.8km×6.0km、 1.99×10^{18} Nm、28MPa、浅い部分（SMGA2）が6.0km×4.8km、 0.99×10^{18} Nm、14MPaである。
- ・ 震源から離れた地点では、強震動生成域以外の背景領域から生成される長周期地震動の影響が大きくなる。
- ・ 震源の破壊伝播様式は複雑であり、震源から破壊が同心円状に伝播すると考えた場合には、破壊伝播の方向が異なるため震源ごく近傍のKiK-net 伯太（SMNH01）での観測波形は再現できない。このことは、鳥取県西部地震では、震源の破壊過程が重要であったことを示唆するものと考えられる。そのため、将来の大地震を想定した強震動予

測手法の高度化のためには、破壊開始点や震源の破壊過程も重要なパラメータであると考えられる。

- ・ 構築した最適震源モデルを用いて震源周辺（震央距離約 70km 以内）の地震観測地点を対象に強震動シミュレーションを行った。その結果、加速度合成波形の継続時間や包絡形状、速度合成波形の位相や形状を再現できた。最大値の一致度は、KiK-net 観測地点に比べ K-NET 観測地点の方がばらつきは大きく、地盤の非線形性の影響を強く受けたためと考えられる。
- ・ 本震と経験的グリーン関数として用いた余震との震源放射特性の違いを考慮することによって、震源に近い観測点での最大値の一致度が改善され、震源放射特性の補正の有効性が示唆された。

(2)2004 年新潟県中越地震 (Mj6.8)

- ・ 震源ごく近傍の観測点の強震動は、震源付近 (SMGA1) と南側 (SMGA2) の二つの強震動生成域からの強震動によりほぼ説明できた。強震動生成域のサイズ、地震モーメントおよび応力降下量は、SMGA1 が $7.5\text{km} \times 10.0\text{km}$, $2.6 \times 10^{18}\text{Nm}$, 7MPa, SMGA2 が $4.0\text{km} \times 4.0\text{km}$, $5.28 \times 10^{17}\text{Nm}$, 20MPa である。
- ・ 構築した最適震源モデルを用いた経験的グリーン関数法により、震源近傍の K-NET 小出 (NIG020) と K-NET 十日町 (NIG021) で観測された地震動を再現することができた。一方、表層部分に軟弱な層を含む K-NET 小千谷 (NIG019) では観測記録を大きめに評価した。

(3)2005 年福岡県西方沖の地震 (Mj7.0)

- ・ 震源の南東側に 1 つの強震動生成域を配置した震源モデルを提案した。強震動生成域のサイズ、地震モーメントおよび応力降下量は $10\text{km} \times 10\text{km}$, $2.17 \times 10^{18}\text{Nm}$, 13.3MPa である。
- ・ 震源近傍域の強震動は強震動生成域から生成された地震動だけで表現することができた。
- ・ 経験的グリーン関数法により、地盤が軟弱な K-NET 福岡 (FKO006) の地震動を評価した結果、観測記録を大きめに評価した。特に短周期領域を過大に評価しており、地盤の非線形性を考慮していないことが原因と考えられる。

(4)2007 年能登半島地震 (Mj6.9)

- ・ 震源よりもやや浅い付近 (SMGA1), SMGA1 の西側 (SMGA2) と東側 (SMGA3) の 3 箇所が強震動生成域を配置した震源モデルを構築した。強震動生成域のサイズ、地震モーメントおよび応力降下量は、SMGA1 が $7.2\text{km} \times 7.2\text{km}$, $2.70 \times 10^{18}\text{Nm}$, 20MPa,

SMGA2 が $4.8\text{km} \times 4.8\text{km}$, $8.0 \times 10^{17}\text{Nm}$, 20MPa, SMGA3 が $4.8\text{km} \times 4.8\text{km}$, $4.0 \times 10^{17}\text{Nm}$, 10MPa である。

- SMGA2 は震源近傍の観測点 (ISK006) の記録を再現するために設置した。
- 震源近傍域の強震動は強震動生成域から生成された地震動だけで表現することができた。
- 地盤が軟弱な K-NET 穴水 (ISK005) の地震動を評価した結果、観測記録を大きめに評価した。

また、4つの地震の震源のモデル化を通じ以下の事項が明らかになった。

- 2000年鳥取県西部地震、2004年新潟県中越地震、2005年福岡県西方沖地震、2007年能登半島地震ともに、震源近傍域の強震動は強震動生成域から生成された地震動だけで表現できている。そのため、震源近傍域の強震動を予測するためには、強震動生成域のモデル化が重要である。震源から離れた地点の地震動を予測するためには、背景領域のモデル化が必要である。
- 2004年新潟県中越地震、2005年福岡県西方沖地震、2007年能登半島地震ともに、地盤が軟弱な地点では、合成結果が観測記録を大きめに評価した。そのため、地盤が軟弱な地点の地震動評価では、線形場を仮定した経験的グリーン関数法を直接的に適用することが困難であるため、地盤の非線形性を考慮できる改良が必要である。

第4章では、震源のモデル化手法である特性化手法について、既往の研究・手法である入倉の強震動予測のためのレシピ（入倉レシピ）と入倉レシピに基づき地震調査研究推進本部が構築したレシピ（地震本部レシピ）をレビューした。さらに、第3章において経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングで構築した4つの震源モデルに他の研究者が同様の方法で構築した12の震源モデルを加えた計16の震源モデルに対し、地震本部レシピの特性化手法で構築した震源モデル（特性化震源モデル）を比較・検討・検証し、地震動予測の高精度化のための特性化手法の高度化のための検討を行った。以下に得られた結果を示す。

- 最適震源モデルの強震動生成域の短周期レベルと総面積は特性化震源モデルでほぼ再現できた。一方、ライズタイムは特性化震源モデルの方が長い値を与えることがわかった。
- 最適震源モデルの地震モーメントと短周期レベルの関係は、特性化震源モデルで用いられている地震モーメントと短周期レベルのスケーリング則に従うことが確認された。

- ・ ライズタイムの設定が強震動に及ぼす影響について検討した結果、ライズタイムが最適値（最適震源モデルのライズタイム）よりも短い場合は地震動の振幅を大きめに、長い場合は小さめに評価することがわかった。そのため、ライズタイムの評価方法の高度化が必要である。
- ・ 最適震源モデルにおける強震動生成域のライズタイムと強震動生成域の幅との関係を検討した結果、ライズタイムは強震動生成域の幅に依存し長くなる傾向が見られたが、その程度は小さく一定値で評価しても問題ないと考えられた。ライズタイムの設定値としてライズタイムの平均値である 0.55 秒を提案した。
- ・ 震源の特性化手法（地震本部レシピ）においてライズタイムの評価式に用いられている係数 α の最適化について検討を行った。その結果、検討に用いた地震規模の範囲であれば、 $\alpha=0.2$ を採用することにより、最適震源モデルのライズタイムをほぼ再現できることがわかった。

第5章～第7章は、地盤が軟弱な地点への経験的グリーン関数法の適用に関して論じた。

第5章では、地盤が軟弱な地点の地震時挙動の例として、2011年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の埋立地の地震時挙動を当該地点で実施された鉛直アレー地震観測記録と地震応答解析結果から明らかにした。以下に得られた結果を示す。

- ・ 東北地方太平洋沖地震での水平方向の最大加速度は G.L.-2m で 126.8cm/s^2 、G.L.-77m の基盤層（江戸川層：更新統）では 51.1cm/s^2 であった。G.L.-2m の地震動の加速度応答スペクトル（ $h=0.05$ ）は、道路橋の耐震性能の照査に用いるレベル1地震動の標準加速度応答スペクトルを少し上回る強度であった。
- ・ 東北地方太平洋沖地震での地震動には、長周期成分（6秒～8秒）の卓越が見られ、関東地方の盆地構造に起因する表面波と考えられた。この長周期成分の卓越は G.L.-77m での地震動でも同様に見られた。また、変位波形には方向性が見られ、深部地盤構造の影響が反映していると考えられた。
- ・ 新木場鉛直アレー観測点の周辺に位置する東京都港湾局の鉛直アレー観測点で得られた基盤の地震動にも表面波に起因する長周期成分の卓越が見られた。新有明地点と新木場鉛直アレー観測点は約 4km しか離れていないが、波形には差異が見られ、比較的近い範囲でも表面波の生成状況が異なる場合があることが分かった。
- ・ 観測記録から東北地方太平洋沖地震において地盤に生じた最大せん断ひずみと、せん断剛性の低下率を推定した結果、最大せん断ひずみは G.L.-2m～G.L.-30m では $8\sim 9\times$

10^{-4} レベル, G.L.-30m~G.L.-77m では $5\sim 7\times 10^{-4}$ レベルであった。またせん断剛性の低下率は初期せん断剛性に対して 0.8 倍程度となった。

- 等価線形解析法で地盤の地震時挙動を評価した結果, 振幅の大きい時間帯では加速度波形の再現性がやや低下したが, それ以外の時間帯での加速度波形や速度波形, 変位波形は観測波形を再現できた。また, 平均的な最大せん断ひずみやせん断剛性の低下率も観測記録から得られた値と整合したことから, 地震応答解析により地盤の地震時挙動が表現できると考えられた。
- 地震応答解析では地盤に生じる最大せん断ひずみは, 最大で 1.3×10^{-3} レベルであり, 地盤は地震時に著しい非線形性は示していなかったと考えられる。G.L.-7.0m~G.L.-14.5m の細砂層に生じたせん断ひずみは 5×10^{-4} レベルと小さく, 地震観測地点で液状化が確認されていないことと整合する結果となった。

第6章では, 経験的グリーン関数法の適用範囲の拡大を目的に, 地盤が軟弱な地点に対する経験的グリーン関数法の適用方法を提案し, 実地震記録を用いて有効性を明らかにした。以下に得られた結果を示す。

- 経験的グリーン関数法で地盤の軟弱な地点の強震動予測を行うため, 経験的グリーン関数法と地盤の地震応答解析を組み合わせる方法を適用した。この方法は, 経験的グリーン関数に用いる小地震動を, 当該地点の地盤特性を考慮して工学的基盤まで引き戻し, 工学的基盤で経験的グリーン関数法による波形合成を行い, 作成された地震動を地盤の非線形性を考慮して再び地表まで引き上げるものである。
- 経験的グリーン関数法の直接的な適用では観測記録を過大に評価した 2004 年新潟県中越地震における K-NET 小千谷 (NIG019), 2005 年福岡県西方沖の地震における K-NET 福岡 (FKO006), 2007 年能登半島地震における K-NET 穴水 (ISK005) の強震動評価に適用し, 観測記録をほぼ再現することができた。
- 本方法の基本的な考え方については以前から提案され, 強震動予測問題に適用されていたが, その有効性の確認は行われておらず, 本研究において実際の観測記録を用いて有効性が確認された。
- 本方法については, 今後検討事例を増やし, 様々な地震動や地盤に対する有効性を確認する必要がある。

第7章では、地盤が軟弱な地点に対する経験的グリーン関数法の適用性の向上を目的に、地震被害想定のように強震動予測の範囲が広域で予測対象サイトが多い場合を想定し、簡易な方法で地盤の非線形性を考慮する方法を検討した。以下に得られた結果を示す。

- 予測対象を応答スペクトルとし、経験的グリーン関数法から直接的に評価される地震動の応答スペクトルに補正係数を乗じることにより、地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルを評価する方法（スペクトル補正法）を提案した。
- 応答スペクトルの補正係数は、経験的グリーン関数法から直接的に評価される地震動の応答スペクトルの最大値と対象地点の地盤特性により設定する。
- 地盤特性は表層30mの平均S波速度（AVS₃₀）とする。地盤のAVS₃₀は微動や微地形区分などから設定することができるため、地盤調査が十分ではない広域地震動予測問題にも適用可能である。
- 検討対象地点の応答スペクトルはその地点の地盤特性の影響を受けるため、補正係数のモデル化には地盤特性というパラメータが要求されるが、応答スペクトルの周期軸を地盤の弾性固有周期で基準化した基準化周期を使用することにより、地盤特性を消去することができ、スペクトル補正法に用いる応答スペクトルの補正係数の簡易モデル化に大きく貢献した。
- スペクトル補正法、2004年新潟県中越地震におけるK-NET小千谷（NIG019）、2005年福岡県西方沖の地震におけるK-NET福岡（FKO006）、2007年能登半島地震におけるK-NET穴水（ISK005）に適用した結果、地盤の非線形性を地震応答解析で詳細に評価する方法（詳細法）と同程度の応答スペクトルを再現することができ、本手法が有効であることが確認された。

8.2 今後の課題

本研究では工学的地震動を高精度に評価するための震源モデルの高度化と経験的グリーン関数法を地盤が軟弱な地点に適用するための方法に関して様々な検討を行い前節に示す成果を得た。得られた成果の更なる発展・高度化，精度向上のためには解決すべき課題が残されている。以下に今後の課題を示す。

工学的地震動予測のための震源モデルの高度化について

(1) 震源のモデル化手法の更なる高度化

本研究では，限定された地震と震源モデルに基づき検討を実施したため，得られた成果は検討に用いた地震の範囲に限定される。そのため，研究成果の一般化を目的に，発生地点，震源メカニズム，地震規模等が異なる様々な地震に対して同様の検討を行い，研究成果の検証ならびに震源のモデル化手法の高度化を行う必要がある。

(2) 海溝型地震への対応

本研究では，内陸地殻内地震を対象に震源のモデル化手法の高度化を行った。我国では依然として規模の大きい海溝型地震が発生する可能性が高いため，同様の検討を海溝型地震に対しても実施し，震源のモデル化手法の高度化をはかる必要がある。

(3) 構造物の地震時応答を指標とした強震動評価技術

強震動予測では地震動の時刻歴波形や応答スペクトルの再現性を指標として震源のモデル化手法を含めた強震動予測技術が論じられている。予測された強震動は最終的に構造物の耐震設計や耐震評価等に用いるため，構造物の応答に重要な周期特性や継続時間等に着目した強震動予測技術の検討が必要である。

地盤の非線形性を考慮した地震動評価技術について

(1) 経験的グリーン関数法の軟弱地盤への適用事例の蓄積

経験的グリーン関数法と地盤の地震応答解析を組み合わせた方法により，地盤が軟弱な地点に対する経験的グリーン関数法の適用性拡大をはかった。実地震記録を用いた検証事例が少ないため，より多くの事例を蓄積し，問題点の抽出や精度の検証が行い，一般的な方法へ発展させていく必要がある。

(2) スペクトル補正法に用いるスペクトル補正係数の高精度化

経験的グリーン関数法により評価される地盤の非線形性を考慮しない地震動の応答スペクトルに地盤特性と地震動特性から設定されるスペクトル補正係数を乗じて地盤の非線形性を考慮した応答スペクトルを算出する方法を提案した。スペクトル補正係数

は、3層構造を有する地盤モデルを想定したパラメータスタディから設定したため、本手法の一般化、精度の向上、技術的検証を目的に、より複数の地盤特性を有する地盤を対象に同様の検討を行う必要がある。

(3) スペクトル補正法の統計的グリーン関数法への適用

広範囲の地震動評価では統計的グリーン関数法が用いられることが多い。統計的グリーン関数法も経験的グリーン関数法と同様に、地盤は線形状態を仮定している。そこで、スペクトル補正法を統計的グリーン関数法に適用できるように検証解析を行う必要がある。

謝辞

本論文を取りまとめるにあたり，論文審査の主査をお引き受けいただくとともに，多くの教えとご助言，ご指導，激励をいただきました東京大学生産技術研究所 小長井一男教授に深く感謝いたします。小長井先生は私が長岡技術科学大学に在学していた時の恩師であり，25年前にも修士論文の指導教官としてご指導を賜りました。大学修了後も，国内外で発生した地震の被害調査や地震被害復興支援活動等を一緒に行う機会を与えていただきました。2004年新潟県中越地震では，科学技術振興調整費プロジェクトのメンバーに加えていただき，地震被害データアーカイブスの構築に従事させていただきました。2005年パキスタン・カシミール地震では，合計8回現地に行きさせていただきました。現地調査や防災教育を含めた復興支援活動に関与する機会を与えていただきました。それらの活動を通じ，小長井先生の積極的な研究姿勢，発想力，行動力，発信力等に影響を受けたことは言うまでもありません。このような経験を積むうち，小長井先生のもとで地震工学をテーマとした学位論文執筆が私の研究目標となりました。

論文審査の副査をお引き受けいただいた京都大学 入倉孝次郎名誉教授，京都大学原子炉実験所 釜江克宏教授，東京大学生産技術研究所 目黒公郎教授，東京大学生産技術研究所 清田 隆准教授に感謝いたします。入倉先生，釜江先生には，経験的グリーン関数法をはじめとする各種波形合成法，震源のモデル化手法等の地震動評価技術について，懇切丁寧にご指導をいただきました。また，私が初めて筆頭著者として執筆した2000年鳥取県西部地震の震源モデルと強震動シミュレーションをテーマとした査読付論文では，共著者として論文の執筆方法や査読者意見への対応方法についても細かく御指導いただきました。目黒先生，清田先生には地震動評価手法やスペクトル補正方法等について貴重なご意見を頂くとともに，論文全体について有用な議論をしていただきました。目黒先生の地震防災・災害軽減に関するお考えには共感するものがあり，本研究の実施に大きく影響を与えました。清田先生には，土質力学・地盤工学の観点から多くの意見とご指導をいただきました。

本論文は地震動評価と地盤震動に関する研究成果を取りまとめたもので，研究を行うにあたり，多くの研究グループ，研究者の皆様からご指導，ご協力を頂きました。特に若手地震工学研究者の会およびOBを含む会員の皆様に感謝いたします。毎年開催されるセミナーでの議論は極めて有用で，学術的な知識の他，研究に対する姿勢を多くの会員の皆様から学ばせて頂きました。この研究会を通じて交流を持たせていただいた芝浦工業大学紺野克昭教授には微動解析プログラムをご提供いただくとともに，評価方法についてご指導をいただきました。また，京都大学原子炉実験所の上林宏敏准教授，川辺秀憲助教，京都

大学防災研究所の関口春子准教授，(財)地域地盤環境研究所の宮腰 研博士，(独)港湾空港技術研究所の野津 厚博士，清水建設(株)の壇 一男博士には，震源のモデル化や強震動評価技術について貴重なご意見を頂くとともに有用な議論をさせていただきました。

本研究では(独)防災科学技術研究所のK-NET，KiK-net，F-netのデータ，東京都港湾局の地震観測記録，東京大学生産技術研究所小長井研究室と東京地下鉄株式会社からは新木場での地震観測記録等の貴重なデータを使用させていただきました。

本研究は，飛島建設株式会社で実施したもので，飛島建設株式会社と役員およびOBの皆様へ感謝をいたします。伊藤寛治代表取締役社長，富松義晴元代表取締役社長(現社友)，池原年昭元代表取締役社長(現社友)，篠部正博前代表取締役社長(現特別顧問)には，研究の機会を与えていただいたことを感謝申し上げます。井上義博代表取締役副社長，田代美樹男審議役には民間企業の研究者としての役割を教わりました。海外の地震被害調査では，執行役員佐藤新一郎支店長，鈴木智治元部長，鮫島博巳所長，児玉裕之部長，山本省吾所長，大串哲也所長をはじめ国際支店の皆様へ大変お世話になりました。

所属する技術研究所および協力会社の皆様へ感謝をいたします。執行役員技術研究所長三輪 滋博士，副所長小林薫博士，主席研究員沼田淳紀博士，設計グループ寺澤正人部長には，私が飛島建設株式会社に入社以来，多くの技術的アドバイスをいただきました。第二研究室の副主任研究員高瀬裕也博士には専門分野は異なるものの，研究者として幅広く有用な議論をさせていただきました。目黒千恵子女史には本論文を含め多くの執筆論文の査読，校正を手伝っていただきました。また，企画知財室の筒井雅行室長，松尾和男知財担当部長，沼田和夫管理担当部長，染谷京子女史，藤間律子女史，第一研究室の松元和伸室長，副主任研究員松田浩朗博士，桃木昌平副主任研究員，第二研究室の内田季延グループリーダー，上席研究員小林真人博士，坂崎友美研究員，第三研究室の知久倫子女史，(有)TNSの田口勝夫代表取締役，野口和幸取締役，染谷昇取締役に，様々な面において数多くのご協力を頂きました。

その他，多くの方々に御指導，御協力をいただきました。全ての皆様のお名前を挙げることはできませんが，あらためて感謝を申し上げます。

最後に，研究活動を温かく見守り，応援してくれた妻和佳，長女まゆみ，次女ひとみに感謝いたします。

2013年3月

池田隆明

研究業績（1988年4月～2013年3月）

1. 論文（全文査読論文）

- 1) 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, No.561, pp.37-45, 2002.
- 2) 池田隆明, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価, 2005年福岡県西方沖の地震と2007年能登半島地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, No.665, pp.1253-1261, 2011.
- 3) 池田隆明, 小長井一男, 片桐俊彦: 鉛直アレー地震観測記録を用いた2011年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の地震時挙動の検討, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.68, No.4, pp.I_138-I_151, 2012.
- 4) 池田隆明, 小長井一男, 片桐俊彦, 清田隆: 2011年東北地方太平洋沖地震で液状化が発生した東京都江東区新木場の液状化強度の推定, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol.69, No.4, pp.I_678-I_687, 2013.

2. 論文（全文査読論文：共著）

- 1) 古和田明, 前田昇, 森伸一郎, 池田隆明, GUAN B : 1995 年兵庫県南部地震における軟弱地盤上の RC 超高煙突の非線形挙動, 日本建築学会構造系論文集, No.512, pp.67-74, 1998.
- 2) 三輪滋, 池田隆明, 沼田淳紀, 綾部孝之 : 2000 年鳥取県西部地震における境港市の地盤の地震時挙動, 構造工学論文集 A, Vol.48A, No.2, pp.445-455, 2002.
- 3) 西川純一, 林宏親, 江川拓也, 三輪滋, 池田隆明, 森伸一郎 : 異なる 2 つの地盤における液化化アレー観測と記録の分析, 土木学会論文集, No.703, pp.327-343, 2002.
- 4) 三輪滋, 池田隆明, 小堤治, 岡由剛, 井合進 : 初期応力状態を考慮した有効応力解析による鋼矢板岸壁の地震被害の評価, 構造工学論文集 A, Vol.49A, No.1, pp.369-380, 2003.
- 5) 手嶋康博, 幸左賢二, 田崎賢治, 池田隆明 : 台湾集集地震で被災した石囲橋の損傷要因分析, コンクリート工学年次論文集, Vol.25, No.2, pp.1237-1242, 2003.
- 6) 田崎賢治, 幸左賢二, 池田隆明, 小郷政弘 : 台湾集集地震で被災した PC 斜張橋(集鹿大橋)の詳細分析, 構造工学論文集, Vol.50A, No.2, pp.487-494, 2004.
- 7) Miwa, S., Ikeda, T. and Sato, T.: Damage process of pile foundation in liquefied ground during strong ground motion, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 26, 2-4, pp.325-336, 2006.
- 8) K. Kamae, T. Ikeda, and S. Miwa :Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake (MJMA=6.8) by the forward modeling using the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, 57, pp.533-538, 2005.
- 9) 西本聡, 江川拓也, 池田隆明, 三輪滋, 上明戸昇 : 苫小牧液化アレー観測における地震計の設置誤差の再検討, 土木学会論文集 A, Vol.63, No.4, pp.667-672, 2007.
- 10) 佐藤京, 西弘明, 上明戸昇, 池田隆明 : 北海道の地震動観測記録を用いた表層地盤の増幅度推定, 構造工学論文集 A, Vol.54, No.07-03, 2008.
- 11) 西本聡, 橋本聖, 池田隆明, 三輪滋, 上明戸昇 : 地震観測記録を用いた軟弱地盤上の道路盛土の地震時挙動分析, 土木学会論文集 C, Vol.64, No.4, pp.802-812, 2008.
- 12) Konagai, K., Fujita, T., Ikeda, T. and Takatsu, S.: Tectonic deformation buildup in folded mountain terrains in the October 23, 2004, Mid-Niigata earthquake, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 29, 2, pp.261-267, 2009.

- 13) Konagai, K., Takatsu, S., Kanai, T., Fujita, T., Ikeda, T. and Johansson, J.: Kizawa tunnel cracked on 23 October 2004 Mid-Niigata earthquake: An example of earthquake-induced damage to tunnels in active-folding zones, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 29, 2, pp.394-403, 2009.
- 14) Sattar, A., Konagai, K., Kiyota, T., Ikeda, T. and Johansson, J.: Measurement of debris mass changes and assessment of the dam-break flood potential of earthquake-triggered Hattian landslide dam, *Landslides*, 2010.
- 15) Kiyota, T., Sattar, A., Konagai, K., Kazmi, Z. A., Okuno, D. and Ikeda, T.: Breaching failure of a huge landslide dam formed by the 2005 Kashmir earthquake, *Soils & Foundations*, 51 (6), pp.1179-1190, 2011.
- 16) 高瀬裕也, 池田隆明, 佐藤貴志, 今井清史, 尾中敦義, 阿部隆英, 久保田雅春: コンクリート系構造物の耐震補強に用いる高いせん断耐力と剛性を持つ新たな接合要素のせん断抵抗性能の基礎的検証-鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震補強用シヤキーに関する研究-, 日本建築学会構造系論文集, No.681, pp.1727-1736, 2012.
- 17) 西本聡, 池田隆明: 異なるレベルの入力地震動を用いた地盤の地震応答解析による等価線形解析法の適用性に関する検討, 土木学会論文集 A1(構造・地震工学), Vol.68, No.4, pp.I_383-I_394, 2012.
- 18) 三輪滋, 筒井雅行, 本山寛, 池田隆明, 沼田淳紀: 2011年東北地方太平洋沖地震における関東地方の液状化被害調査, 土木学会論文集 A1(構造・地震工学), Vol.68, No.4, pp.I_1250-I_1265, 2012.
- 19) 高瀬裕也, 池田隆明, 和田俊良, 篠原保二: 繰り返しせん断力を受ける接着系あと施工アンカーの力学モデル, 日本建築学会構造系論文集, No.682, pp.1915-1924, 2012.

3. 論文（査読なし論文，シンポジウム講演集等）

- 1) 池田隆明，森伸一郎，三輪滋，西川純一，林宏親，谷口啓二郎：液状化アレー観測記録に対する等価線形法の適用性，土木学会地震工学研究発表会講演論文集，Vol.24，第一分冊，pp.125-128，1997.
- 2) 池田隆明，三輪滋，西川純一，林宏親，江川拓也：非線形解析による過剰間隙水圧が上昇した地盤の地震時挙動の検討，土木学会地震工学研究発表会講演論文集，Vol.25，第一分冊，pp.329-332，1999.
- 3) 池田隆明，釜江克宏，三輪滋，入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた 2000 年 10 月 6 日鳥取県西部地震の震源の特性化と強震動シミュレーション，土木学会地震工学研究発表会講演論文集，Vol.26，pp.373-376，2001.
- 4) 池田隆明，三輪滋，釜江克宏，入倉孝次郎：ハイブリッド法による 2000 年鳥取県西部地震の強震動シミュレーション，日本地震工学シンポジウム論文集，Vol.11，第 1 分冊，pp.579-582，2002.
- 5) 池田隆明，小長井一男，片桐俊彦：2011 年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の鉛直アレー地震観測記録，第 31 回地震工学研究発表会講演論文集，1-192，2011.
- 6) 池田隆明，小長井一男，片桐俊彦，清田隆：2011 年東北地方太平洋沖地震で液状化が発生した東京都江東区新木場の液状化強度の推定，第 32 回地震工学研究発表会講演論文集，2-351，2012.

4. 論文（査読なし論文，シンポジウム講演集等：共著）

- 1) 森伸一郎，滝本幸夫，戸早孝幸，武藤正人，池田隆明：液状化地盤における杭基礎構造物の動的相互作用と液状化解析の適用性，土質工学会シンポジウム発表論文集，pp.173-180，1990.
- 2) 森伸一郎，滝本幸夫，武藤正人，戸早孝幸，池田隆明：地盤-構造物連成系に対する有効応力液状化解析の適用性，日本地震工学シンポジウム論文集，Vol.8, No.1, pp.801-806, 1990.
- 3) 谷口啓二郎，西川純一，林宏親，森伸一郎，三輪滋，池田隆明：液状化アレー観測地点における近接道路盛土の影響，土木学会地震工学研究発表会講演論文集，Vol.24, 第一分冊，pp.121-124, 1997.
- 4) 林宏親，西川純一，谷口啓二郎，池田隆明，三輪滋，森伸一郎：液状化アレー観測記録を用いた地盤の地震時挙動の検討，日本地震工学シンポジウム論文集，Vol.10, 第1分冊，pp.1217-1222, 1998.
- 5) 三輪滋，池田隆明，原田尚幸，高津忠，水取和幸，大岡弘：兵庫県南部地震により被災した埋立地盤に建つ鋼管杭基礎構造物の被害の検討，日本地震工学シンポジウム論文集，Vol.10, 第2分冊，pp.1757-1762, 1998.
- 6) 林宏親，西川純一，江川拓也，三輪滋，池田隆明：地震観測記録にもとづく表層地盤の地震動増幅特性の検討，土木学会地震工学研究発表会講演論文集，Vol.25, 第一分冊，pp.277-280, 1999.
- 7) 三輪滋，池田隆明：液状化の発生した地盤の地震時挙動に関する検討，土木学会地震工学研究発表会講演論文集，Vol.25, 第一分冊，pp.333-336, 1999.
- 8) 大西靖和，藤井俊二，尻無浜昭三，難波伸介，伊勢本昇昭，八幡夏恵子，池田隆明，佐藤靖彦，立川博啓：兵庫県南部地震における液状化・側方流動に関する研究，建築研究報告，No.138, pp.15,17-184, 2000.
- 9) 三輪滋，池田隆明，寺沢正人：液状化に伴う地盤の流動に関する流動量・影響範囲の簡易評価，日本地震工学シンポジウム論文集，Vol.11, 第1分冊，pp.869-874, 2002.
- 10) 田崎賢治，幸左賢二，阿部弘典，池田隆明：台湾集集地震で被災した集鹿大橋(PC斜張橋)の詳細分析，プレストレストコンクリートの発展に関するシンポジウム論文集，Vol.12, pp.653-656, 2003.

- 11) 佐藤成, 一井康二, 西山誠治, 大島貴充, 井上陽介, 佐藤誠一, 池田隆明, 荒木繁雄, 兵頭武士: 地中埋設管の液状化時浮上量の FEM による予測精度について, 地盤工学シンポジウム論文集, Vol.48, pp.225-232, 2003.
- 12) 三輪滋・池田隆明: 液状化が生じた地盤のせん断剛性・ひずみレベルの評価と基礎構造の応答評価への適用, 土木学会地震工学論文集, Vol.27, No.274, 2003.
- 13) 阿部弘典, 幸佐賢二, 田崎賢治, 池田隆明: 台湾集集地震における PC 斜張橋の地震被害分析, 近年の被害地震におけるコンクリート構造物の耐震性能評価に関する研究委員会報告書・論文集, pp.419-426, 2004.
- 14) 西本聡, 江川拓也, 三輪滋, 池田隆明: 2003 年十勝沖地震における苫小牧液状化アレ一観測記録の特徴, 地盤工学シンポジウム論文集, Vol.50, pp.21-28, 2005.
- 15) 沼田淳紀, 上明戸昇, 三輪滋, 池田隆明: 2007 年能登半島地震における液状化, 第 29 回土木学会地震工学論文集, pp.20-29, 2007.
- 16) 小長井一男, JOHANSSON Jorgen, 池田隆明, 高津茂樹, 池田隆明, 高津茂樹, 松島亘志: 2007 年 7 月 17 日新潟県中越沖地震による被害と被災地の地質・地盤, 土木学会誌, Vol.92, No.9, pp.50-53, 2007.
- 17) 三輪滋, 筒井雅行, 本山寛, 池田隆明, 沼田淳紀: 2011 年東北地方太平洋沖地震における関東地方の液状化被害調査, 第 31 回地震工学研究発表会講演論文集, 6-191, 2011.
- 18) 西本聡, 池田隆明: 異なるレベルの入力地震動を用いた地盤の地震応答解析, 第 31 回地震工学研究発表会講演論文集, 2-194, 2011.
- 19) 高瀬裕也, 池田隆明, 鈴木武志, 阿部隆英, 久保田雅春, 妹尾嘉章: 増幅機構付制震装置で耐震補強された 10 階建高層住宅建築物の補強効果に関する考察, 日本建築学会技術報告集, Vol.18, No.39, pp.535-540, 2012.

5. 学会発表（海外）

- 1) Ikeda, T., Miwa, S. and Oh-Oka, Hi.: A study on damage to steel pipe pile foundation on reclaimed land during Hyogo-Ken-Nanbu earthquake, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 2136, 2000.
- 2) Ikeda, T., Miwa, S.: Effect of Soil Improvement on the Residual Displacement of Caisson-Type Quay Walls During the Earthquake, *Proceedings of the Year 2000 GEOTECHNICS Geotechnical Engineering Conference*, 2000.
- 3) Ikeda, T., Kamae K., Miwa, S. and Irikura, K.: Source modeling and strong ground motion simulation for the 1999 chi-chi, Taiwan earthquake, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1289, 2004.
- 4) Ikeda T., Konagai, K. and Takatsu, S.: The Construction of Earthquake Damage Data Archives for Earthquake Disaster Mitigation, *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1066, 2008.
- 5) Ikeda T., Konagai, K. and Katagiri, T.: Earthquake Behavior of the Surface Layer at Tokyo Bay Area during the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake Using the Downhole Array Observation Records, One year after the 2011 Great East Japan Earthquake, *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the Giant Earthquake*, 2012.
- 6) Ikeda T., Konagai, K., Katagiri, T. and Kiyota, T.: Earthquake record from down-hole array observation in Tokyo bay area during the 2011 off the pacific coast of Tohoku earthquake, *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1678, 2012.

6. 学会発表（海外：共著）

- 1) Hayashi, H., Nishikawa, J., Egawa, T., Miwa, S. and Ikeda, T.: Ground seismic behavior from liquefaction array observation, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 517, 2000.
- 2) Miwa, S., Ikeda, T. and Oh-Oka, H.: A study on seismic behavior of liquefied ground using strong motion array records of the 1995Hhyogoken-Nanbu earthquake, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1325, 2000.
- 3) Sato, T., Ikeda, K., Kaneko, T., Ikeda, T. and Miwa, S.: Design input ground motion based on regional seismicity, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 850, 2004.
- 4) Konno, H., Sato, T., Okada, S., Ikeda, K., Ikeda, T. and Miwa, S.: nno, Takashi Satoh, Shin'ya Okada, Kenji Ikeda, Takaaki Ikeda, Shigeru Miwa: Evaluation of amplification characteristics of subsurface ground for setting design input ground motion, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 875, 2004.
- 5) Miwa, S., Terazawa, M., Ikeda, T. and Shimamoto, E.: Effect of rigidity of non-liquefied layer on liquefaction-induced lateral flow, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1438, 2004.
- 6) Takeshima, Y. Sawada, S., Iai, S., Ichii, K., Ozutsumi, O., Adachi, M., Yoshida, A., Ikeda, T., Ootsuka, N. and Umeki, Y.: Modeling of drainage behavior for dynamic effective stress analysis by undrained condition, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 3146, 2004.
- 7) Nishimoto, T., Miwa, S. and Ikeda, T.: Strong motion records at the tomakomai liquefaction array during the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Proceedings of the 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, No.471, 2006.
- 8) Nishimoto, Ikeda, T., Kamiakio, N. and Miwa, S.: Investigation of Seismic Behavior of a Road Embankment on Soft Ground Based on Earthquake Observation Records, *Proceedings of the 4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, No.1335, 2007.
- 9) Sato, T., Nishi, H., Ikeda, T., Kamiakito, N. and Takada, A.: Study on Acceleration Response Spectra for Seismic Design Based on Observed Records in Hokkaido, Japan, *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 0053, 2008.
- 10) Nishi, H., Sato, T., Ishikawa, H., Ikeda, T. and Kamiakito, N.: Study on Design Input Motion

- for Seismic Design in Consideration of Local Site Characteristics in Hokkaido, Japan, *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 0054, 2008.
- 11) Konagai, K., Fujita, T., Ikeda, T. and Takatsu, S.: Landform Changes in an Active Folding Zone Induced by the October 23, 2004, Mid Niigata Earthquake, Japan, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1001, 2008.
 - 12) Konagai, K., Johansson, J., Ikeda, T., Takatsu, S., Izutsu, T., Nomura, F., and Tomiyasu, Y.: Geological Conditions and Soil Deformations in the July 17, 2007, Chuetsu Off-Shore Earthquake, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 1002, 2008.
 - 13) Kamiakito, No., Sato, T., Nishi, H., Ishikawa, H. and Ikeda, T.: Estimation of Site Amplification Factors Using Strong Motion Records of by Hokkaido, *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, No. 115, 2008.
 - 14) Nishimoto, S., Egawa, T. and Ikeda, T.: An Examination of Seismic Responses of Soft Grounds and a Highway Embankment in 2003 Tokachi-Oki Earthquake, *Proceeding of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, 2012.
 - 15) Z. A. Kazmi, Konagai, K. and Ikeda, T.: Physical and Numerical Study of Debris Flows from Dolomite Slopes Exposed in the 2005 Kashmir Earthquake, Pakistan, *Proceeding of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, 2012.
 - 16) Takase, Y., Ikeda, T., Yagisawa, Y., Sato, T., Imai, K., Onaka, A., Itadani, H., Abe, T. and Kubota, M.: Development of Shear-key Consisted of Steel Disk and Anchor Bolt for Seismic Retrofitting, *Proceeding of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, 2012.

7. 学会発表, 報告 (国内)

- 1) 池田隆明, 森伸一郎, 関真一: 地盤の非線形性が高層建築物の地震時応答に及ぼす影響 (その2 地盤の地震時応答評価における非線形全応力解析と非線形有効応力解析), 日本建築学会学術講演梗概集 B 構造 1, pp.477-478, 1992.
- 2) 池田隆明, 三輪滋, 森伸一郎: 中層 S 造建築物の地震観測と地震時の挙動特性, 日本建築学会関東支部研究報告集 構造系, Vol.63, pp.29-32, 1993.
- 3) 池田隆明, 森伸一郎: 幅広地下構造物の簡易な耐震計算法の提案, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第1部, Vol.48, pp.428-429, 1993.
- 4) 池田隆明, 三輪滋, 森伸一郎: 中層 S 造建築物の地震時の挙動特性, 日本建築学会学術講演梗概集 B 構造 1, pp.489-490, 1993.
- 5) 池田隆明, 増田浩司, 小林延房, 鈴木忠好, 荒井幸夫, 峯谷明, 川端義勝: 既設地下鉄構造物のアンダーピニング 大阪市地下鉄心斎橋駅 その1 アンダーピニングの設計, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第6部, Vol.52, pp.370-371, 1997.
- 6) 池田隆明, 三輪滋, 高津忠, 原田尚幸: 兵庫県南部地震における埋立地盤の地震時挙動の検討 その3 液状化した地盤の地震応答解析, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.33, No.2-1, pp.879-880, 1998.
- 7) 池田隆明, 三輪滋, 高津忠, 原田尚幸: 二次元有効応力解析による護岸近傍地盤の側方流動変形量の検討, 日本建築学会学術講演梗概集 B-1 構造 1, pp.583-584, 1998.
- 8) 池田隆明, 三輪滋, 西川純一, 林宏親, 谷口啓二郎: 地震観測記録を用いた道路盛土の地震応答解析, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第3部, Vol.53, pp.244-245, 1998.
- 9) 池田隆明, 三輪滋, 西川純一, 林宏親, 江川拓也: 地表付近に埋設された地震計の設置方位の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.34, 2分冊の2, pp.1899-1900, 1999.
- 10) 池田隆明, 三輪滋: 液状化を考慮した等価線形解析による埋立地盤における液状化時の挙動の評価, 日本建築学会学術講演梗概集 B-1 構造 1, pp.811-812, 1999.
- 11) 池田隆明, 三輪滋: ケーソン式岸壁の残留変形におよぼす地盤改良効果の検討, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第3部, Vol.54, pp.338-339, 1999.
- 12) 池田隆明, 三輪滋, 沼田淳紀: 二次元有効応力解析法によるケーソン式岸壁の地震応答解析, とびしま技報 土木, No.49, pp.164-171, 1999.
- 13) 池田隆明, 三輪滋, 大野孝二, 西川純一, 林宏親, 江川拓也: 有効応力解析による SCP 改良地盤と未改良地盤の地震時挙動の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.35, 2分冊の2, pp.2395-2396, 2000.

- 14) 池田隆明, 三輪滋, 大野孝二, 入倉孝次郎, 釜江克宏: 1923年関東地震における東京都心部での地震動評価, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.159-160, 2000.
- 15) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1923年関東地震を想定した東京での地震動評価, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第1部, Vol.55, pp.606-607, 2000.
- 16) 池田隆明, 三輪滋, 沼田淳紀: 二次元有効応力解析によるケーソン式護岸の残留変形におよぼす地盤改良効果の検討, とびしま技報 土木, No.50, pp.42-49, 2000.
- 17) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第1部, Vol.56, pp.110-111, 2001.
- 18) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法による2000年鳥取県西部地震における震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.145-146, 2001.
- 19) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 2000年鳥取県西部地震の震源モデルの再検討, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.37, 2001.
- 20) 池田隆明, 釜江克宏, 三輪滋, 入倉孝次郎, ハイブリッド法による強震動シミュレーション 2000年鳥取県西部地震, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.137-138, 2002.
- 21) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: ハイブリッド法を用いた2000年鳥取県西部地震の強震動シミュレーション, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.57, 部門1,I-898, pp.1795-1796, 2002.
- 22) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 特性化震源モデルにおける震源パラメータのばらつきが合成波形に及ぼす影響, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.14, 2002.
- 23) 池田隆明, 小堤治, 井合進, 沢田俊一, 竹島康人, 梅木康之: 非排水有効応力解析によるドレーン工法改良地盤のモデル化に関する検討 (その2) 入力地震波の振動数とレベルの影響, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.38, 2分冊の2, pp.2039-2040, 2003.
- 24) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 川辺秀憲, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法の合成結果に及ぼす経験的グリーン関数の影響, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.153-154, 2003.
- 25) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 2003年7月26日宮城県北部の地震(Mj6.2)の震源のモデル化とレシピの検証, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, A081, 2003.
- 26) 池田隆明, 沼田淳紀, 幸左賢二, 山口栄輝, 庄司学: 1999年台湾集集地震で被災した

- 橋梁構造物の建設地点と近傍の地震観測地点における地震動特性の検討, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.58, I-284, pp.567-568, 2003.
- 27) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 強震動予測のレシピを用いた 2003 年 7 月 26 日宮城県北部の地震(Mj6.2)の強震動シミュレーション, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.517-518, 2004.
 - 28) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 内陸地殻内地震のための特性化震源モデルの検証, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.49, 2004.
 - 29) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1999 年台湾・集集地震の震源モデルの検討, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.59, I-212, pp.423-424, 2004.
 - 30) 池田隆明, 三輪滋, 岡田慎哉・佐藤京: プレート内地震を想定した釧路地域の地震動評価, 平成 16 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.61, I-9, 2005.
 - 31) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏: 2004 年新潟県中越地震(Mj6.8)の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.135-136, 2005.
 - 32) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 凌甦群: 表面波探査法(SWS)を用いた K-NET 長岡および K-NET 小千谷の表層地盤特性の検討, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.60, I-251, pp.499-500, 2005.
 - 33) 池田隆明, 佐藤京, 西弘明, 大槻政文 北海道の地域特性を考慮した設計入力地震動の検討 その 2: サイト特性を用いた設計用標準加速度応答スペクトルの検討, 平成 17 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.62, I-2, 2006.
 - 34) 池田隆明, 上明戸昇, 佐藤京, 岡田慎哉: 北海道の地震活動度を考慮した設計入力地震動の検討-サイト特性を考慮した標準加速度応答スペクトルの検討-, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.61, I-056, pp.111-112, 2006.
 - 35) 池田隆明, 佐藤京, 西弘明, 上明戸昇, 柴田登: 北海道の地域特性を考慮した設計入力地震動の検討 (地震観測記録に基づく、設計応答スペクトルの検討), 平成 18 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.63, A-44, 2007
 - 36) 池田隆明, 小長井一男, 井筒剛司, 高津茂樹: 鐘楼の挙動調査による 2007 年能登半島地震における輪島市門前町地域の強震方向の推定, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.62, I-508, pp.1011-1012, 2007.
 - 37) 池田隆明: 地震災害軽減のための地震被害データアーカイブスの構築, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.731-732, 2008.
 - 38) 池田隆明, 小長井一男, 高津茂樹, 釜江克宏: 2007 年能登半島地震(Mj6.9)の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.63, I-174,

pp.347-348, 2008.

- 39) 池田隆明, 那仁満都拉, 佐藤京, 西弘明: 北海道における早期地震防災情報に関する検討 -海溝型地震に対する緊急地震速報の有効性-, 平成 20 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.65, A-33, 2009.
- 40) 池田隆明, 高瀬裕也: 海溝型地震に対する緊急地震速報の有効性 -宮城県沖地震に対する検討-, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.197-198, 2009.
- 41) 池田隆明, 沼田淳紀, 小長井一男, 高津茂樹, JOHANSSON Joergen: パキスタン北部地震の震源近傍地点における微動計測, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.64, I-223, pp.445-446, 2009.
- 42) 池田隆明, 高瀬裕也, 佐藤京, 西弘明: 北海道における長周期地震動に関する検討 (その 1: 2003 年十勝沖地震における長周期地震動の発生状況), 平成 21 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.66, A-62, 2010.
- 43) 池田隆明, 高瀬裕也, 阿部良洋, 守研二: 増幅機構付き制震装置で耐震補強された仙台市役所本庁舎の地震観測, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.13-14, 2010.
- 44) 池田隆明, 沼田淳紀, 小長井一男, 高津茂樹: 微動アレー観測を用いたパキスタン北部地震の震源近傍地点の地盤構造調査, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.65, I-321, pp.641-642, 2010.
- 45) 池田隆明, 高瀬裕也, 鈴木幸一, 平原芳郎, 加島秀康, 榊原修, 木村龍司, 阿部良洋, 守研二: トグル制震構法で耐震改修された仙台市役所本庁舎の地震観測, とびしま技報, No.59, pp.77-80, 2010.
- 46) 池田隆明, 高瀬裕也, 佐藤京, 西弘明: 経験的グリーン関数法による地震動評価 (野幌丘陵断層帯の地震を想定した地震動評価: その 3), 平成 22 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.67, A-37, 2011.
- 47) 池田隆明, 久保田雅春, 高瀬裕也, 阿部隆英, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 山本憲一郎, 尾中敦義, 板谷秀彦: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震改修用接合部材の開発-その 1 接合部材の概要-, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.615-616, 2011.
- 48) 池田隆明, 高瀬裕也, 小長井一男, 釜江克宏: 地震観測記録を用いた地盤の非線形特性の推定, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.66, I-479, 2011.
- 49) 池田隆明, 高瀬裕也, 佐藤一彦, 鈴木武志: 増幅機構付制震装置で耐震補強された建築物の補強効果の検証(その 2:地震応答解析による建物の地震時挙動からの推定), 日本地震工学会大会梗概集, Vol.8, pp.214-215, 2011.

- 50) 池田隆明, 高瀬裕也, 妹尾嘉章, 阿部良洋, 船木尚己, 守研二, 佐々木清, 鈴木幸一 :
平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震における仙台市役所本庁舎のトグル制震
補強効果の確認, とびしま技報, No.60, pp.81-85, 2011.
- 51) 池田隆明, 小長井一男, 片桐俊彦, 清田隆 : 地盤の非線形地震応答解析による 2011
年東北地方太平洋沖地震における東京湾臨海部の地震時挙動の検討, 土木学会年次学
術講演会講演概要集, Vol.67, I-232, 2012
- 52) 池田隆明, 高瀬裕也, 妹尾嘉章, 佐々木清 : 増幅機構付制震構法による仙台市役所本
庁舎の耐震補強効果の検証, 日本建築学会大会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概
集, No.21513, 2012.

8. 学会発表・報告（国内：共著）

- 1) 小長井一男, 田村重四郎, 池田隆明: 擬似三次元地盤モデルによる井筒基礎側方地盤剛性の評価, 関口春子: 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, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第1部, Vol.43, pp.1026-1027, 1988.
- 2) 森伸一郎, 池田隆明, 滝本幸夫, 長谷川昌弘: 1987年千葉県東方沖地震で生じた噴砂のコンシステンシー特性, 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.24, No.2-1, pp.267-270, 1989.
- 3) 滝本幸夫, 森伸一郎, 武藤正人, 戸早孝幸, 池田隆明: せん断土槽による砂地盤の振動台実験, 土木学会地震工学研究発表会講演概要, Vol.20, pp.301-304, 1989.
- 4) 森伸一郎, 滝本幸夫, 武藤正人, 戸早孝幸, 池田隆明: 液状化解析の適用性に関する研究(その1 解析手法と実験手法), 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.25, No.2-1, pp.987-990, 1990.
- 5) 武藤正人, 滝本幸夫, 森伸一郎, 戸早孝幸, 池田隆明: 液状化解析の適用性に関する研究(その3) 地盤の実験と解析, 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.25, No.2-1, pp.995-998, 1990.
- 6) 戸早孝幸, 滝本幸夫, 森伸一郎, 武藤正人, 池田隆明: 液状化解析の適用性に関する研究(その4) 地盤-構造物連成系の実験と解析, 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.25, No.2-1, pp.999-1002, 1990.
- 7) 森伸一郎, 池田隆明, 松島健一: 幅広地下構造物と周辺地盤の地震時挙動, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第1部, Vol.45, pp.1174-1175, 1990.
- 8) 森伸一郎, 池田隆明: 緩い飽和砂地盤における過剰間隙水圧の応答に対する実験と解析の比較 その1: 加速度と過剰間隙水圧, 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.26, No.2-1, pp.953-956, 1991.
- 9) 森伸一郎, 池田隆明: 緩い飽和砂地盤における過剰間隙水圧の応答に対する実験と解析の比較 その2: せん断応力・せん断ひずみと過剰間隙水圧, 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.26, No.2-1, pp.957-960, 1991.
- 10) 森伸一郎, 池田隆明, 松島健一, 立花秀夫: 幅広地下構造物の地震時挙動と地震荷重, 土木学会地震工学研究発表会講演概要, Vol.2, pp.473-476, 1991.
- 11) 森伸一郎, 滝本幸夫, 武藤正人, 戸早孝幸, 池田隆明: 地盤の振動台実験と液状化解析, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第3部, Vol.45, pp.636-637, 1990.

- 12) 森伸一郎, 池田隆明: 緩い飽和砂地盤の地震時過剰間隙水圧の発生・上昇の特性, 土木学会地震工学研究発表会講演概要, Vol.21, pp.201-204, 1991.
- 13) 森伸一郎, 滝本幸夫, 武藤正人, 戸早孝幸, 池田隆明: 地盤-構造物連成系の液状化解析システムの開発, とびしま技報 建築, No.24, pp.83-96, 1991.
- 14) 森伸一郎, 池田隆明: 杭基礎構造物と動的応答に及ぼす液状化の影響に関する振動台実験と解析, 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.27, No.2-1, pp.1097-1100, 1992.
- 15) 森伸一郎, 池田隆明: せん断土槽を用いた振動台実験における緩い飽和砂地盤の応答の再現性, 土質工学研究発表会発表講演集, Vol.27, No.2-1, pp.1139-1142, 1992.
- 16) 森伸一郎, 池田隆明, 関真一, 松島健一: 東京湾臨海埋立地における地盤の液状化解析, 日本建築学会関東支部研究報告集 構造系, Vol.62, pp.53-56, 1992.
- 17) 森伸一郎, 池田隆明, 関真一: 地盤の非線形性が高層建築物の地震時応答に及ぼす影響 (その1 地盤の地震時応答評価における等価線形解析と非線形全応力解析), 日本建築学会学術講演梗概集 B 構造 1, pp.475-476, 1992.
- 18) 森伸一郎, 池田隆明: 地震時液状化の際の杭基礎構造物の動的応答に及ぼす非線形相互作用バネ特性の影響, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第1部, Vol.47, pp.158-159, 1992.
- 19) 三輪滋, 武藤正人, 森伸一郎, 関宝琪, 池田隆明: 非線形一次元解析法による足柄平野での地震動予測 その1 強震動のブラインド予測, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第1部, Vol.47, pp.842-843, 1992.
- 20) 森伸一郎, 池田隆明, 三輪滋: 中層 S 造建築物の地震観測と地震時の挙動特性, とびしま技報 建築, No.26, pp.113-125, 1993.
- 21) 三輪滋, 池田隆明, 藤井俊二, 伊勢本昇昭: 兵庫県南部地震における液状化で被災した杭基礎建物の調査と解析 その2:埋立まさ土の液状化特性, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.32, No.2-1, pp.921-922, 1997.
- 22) 古和田明, 前田昇, 森伸一郎, 池田隆明, BAOQIG: 超高 RC 煙突の地震観測による弱-強震動下の挙動特性 その1 分析の方針と最大加速度の伝達特性, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.351-352, 1997.
- 23) 古和田明, 前田昇, 森伸一郎, 池田隆明, 沼田淳紀: 超高 RC 煙突の地震観測による弱-強震動下の挙動特性 その2 地盤の固有振動数と非線形特性の考察, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.353-354, 1997.

- 24) 古和田明, 前田昇, 森伸一郎, 池田隆明, 前川康雄: 超高 RC 煙突の兵庫県南部地震に対する設計モデルの検証 その 1 地震記録の特徴と煙突の安全性, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.357-358, 1997.
- 25) 古和田明, 前田昇, 森伸一郎, 池田隆明, 沼田淳紀: 超高 RC 煙突の兵庫県南部地震に対する設計モデルの検証 その 2 伝達関数に関する考察, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.359-360, 1997.
- 26) 古和田明, 前田昇, 森伸一郎, 池田隆明, 沼田淳紀: 超高 RC 煙突の兵庫県南部地震に対する設計モデルの検証 その 3 加速度応答時刻歴に関する考察, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.361-362, 1997.
- 27) 増田浩司, 池田隆明, 小林延房, 峯谷明, 荒井幸夫, 鈴木忠好, 川端義勝: 既設地下鉄構造物のアンダーピニング 大阪市地下鉄心斎橋駅 その 2 アンダーピニングにおける計測管理, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第 6 部, Vol.52, pp.372-373, 1997.
- 28) 増田浩司, 池田隆明, 小林延房, 鈴木忠好: 大阪市営地下鉄 7 号線の駅舎新設工事における地下鉄 1 号線のアンダーピニング, とびしま技報 土木, No.47, pp.98-117, 1997.
- 29) 三輪滋, 池田隆明, 鬼丸貞友: 兵庫県南部地震における埋立地盤の地震時挙動の検討 その 2 液状化したまさ土層に生じたひずみの検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.33, No.2-1, pp.877-878, 1998.
- 30) 染谷昇, 沼田淳紀, 森伸一郎, 三輪滋, 池田隆明: 1997 年鹿児島県北西部地震の液状化地点と噴砂の物理特性, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.33, No.2-1, pp.891-892, 1998.
- 31) 谷口啓二郎, 西川純一, 林宏親, 池田隆明, 三輪滋, 森伸一郎: 液状化アレー観測における盛土形状の影響, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.33, No.2-1, pp.911-912, 1998.
- 32) 三輪滋, 池田隆明, 原田尚幸, 高津忠: 兵庫県南部地震により被災した埋立地盤に建つ鋼管杭基礎の地震時挙動に関する検討, 日本建築学会学術講演梗概集 B-1 構造 1, pp.567-568, 1998.
- 33) 沼田淳紀, 三輪滋, 池田隆明, 森伸一郎: 1997 年鹿児島県北西部地震における液状化の特徴と K-NET 川内の地震動増幅特性, 自然災害科学研究西部地区部会報, No.22, pp.161-166, 1998.
- 34) 林宏親, 西川純一, 谷口啓二郎, 三輪滋, 池田隆明: 地盤・盛土の地震時挙動に影響を与える地盤改良効果, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第 3 部, Vol.53, pp.274-275, 1998.

- 35) 沼田淳紀, 池田隆明, 三輪滋, 森伸一郎, 西原征司, 永井裕規, 長谷部聡 : 1997 年鹿児島県北西部地震における被害調査, とびしま技報 土木, No.48, pp.148-149, 1998.
- 36) 林宏親, 西川純一, 江川拓也, 三輪滋, 池田隆明 : 地震計の方位誤差が地震時地盤挙動の評価に与える影響, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.34, 2 分冊の 2, pp.1901-1902, 1999.
- 37) 三輪滋, 池田隆明 : 等価線形解析による液状化した地盤における地震動の評価, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.34, 2 分冊の 2, pp.1965-1966, 1999.
- 38) 沼田淳紀, 三輪滋, 池田隆明 : ケーソン式岸壁の変形に対するスペクトル強度による評価, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.34, 2 分冊の 1, pp.23-24, 1999.
- 39) 三輪滋, 池田隆明 : 等価線形解析による液状化した埋立地盤の地震時挙動の評価, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第 1 部, Vol.54, pp.194-195, 1999.
- 40) 大野孝二, 三輪滋, 池田隆明, 西川純一, 林宏親, 江川拓也 : 地震観測記録に基づく道路盛土地盤の地震時挙動の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.35, 2 分冊の 2, pp.1639-1640, 2000.
- 41) 石倉克真, 佐藤靖彦, 大塚夏彦, 大竹省吾, 池田隆明, 井合進, 森浩章 : 有効応力解析による SCP 改良地盤の事例にもとづくモデル化の検討 その 2 六甲アイランドにおける SCP 改良地盤の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.35, 2 分冊の 2, pp.2399-2400, 2000.
- 42) 三輪滋, 池田隆明 : 応答変位法による液状化・側方流動が杭に及ぼす影響の評価, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第 1 部, Vol.55, pp.910-911, 2000.
- 43) 林宏親, 西川純一, 江川拓也, 三輪滋, 池田隆明 : 鉛直アレー地震動観測記録に基づく表層地盤の非線形特性の評価, 土木学会年次学術講演会講演概要集 第 3 部, Vol.55, pp.252-253, 2000.
- 44) 嶋本栄治, 沼田淳紀, 染谷昇, 三輪滋, 池田隆明, 大野孝二 : 2000 年鳥取県西部地震における液状化, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.36, 2 分冊の 2, pp.2149-2150, 2001.
- 45) 三輪滋, 池田隆明, 大野孝二 : 2000 年鳥取県西部地震における米子市の軟弱埋立地盤の地震時挙動の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.36, 2 分冊の 2, pp.2163-2164, 2001.
- 46) 三輪滋, 池田隆明, 綾部孝之, 長谷川昌弘 : 2000 年鳥取県西部地震における境港港湾地盤の地震時挙動の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.36, 2 分冊の 2, pp.2165-2166, 2001.

- 47) 三輪滋, 池田隆明, 綾部孝之, 長谷川昌弘: 2000年鳥取県西部地震における境港市の近接した3地点の地盤の地震時挙動の比較, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.36, 2分冊の2, pp.2339-2340, 2001.
- 48) 三輪滋, 池田隆明, 沼田淳紀, 嶋本栄治, 綾部孝之, 長谷川昌弘: 2000年鳥取県西部地震における境港港湾地域の地盤条件と液状化, 土木学会年次学術講演会講演概要集第3部, Vol.56, pp.224-225, 2001.
- 49) 三輪滋, 大野孝二, 嶋本栄治, 池田隆明: 2000年鳥取県西部地震における米子市の軟弱埋立て地盤の液状化, 土木学会年次学術講演会講演概要集第3部, Vol.56, pp.226-227, 2001.
- 50) 三輪滋, 池田隆明, 寺沢正人: 液状化に伴う地盤の流動の影響範囲の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.37, 2分冊の2, pp.2017-2018, 2002.
- 51) 三輪滋, 寺沢正人, 池田隆明: 液状化に伴う地盤の流動量の簡易評価に関する検討, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.57, 部門3, III-538, 2002.
- 52) 竹島康人, 沢田俊一, 小堤治, 井合進, 池田隆明, 佐藤誠一, 梅木康之: 非排水有効応力解析によるドレーン改良地盤のモデル化に関する検討 (その1) モデル化手法と大型振動台実験の検証解析, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.38, 2分冊の2, pp.2037-2038, 2003.
- 53) 田崎賢治, 幸左賢二, 庄司学, 池田隆明, 台湾・集集地震で被災した長庚大橋の桁-橋台間衝突力, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.58, I-046, 2003.
- 54) 三輪滋, 池田隆明, 佐藤忠信: 杭基礎構造物の動的相互作用ばねと付加質量の評価式の適用性の検討, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.39, 2分冊の2, pp.1809-1810, 2004.
- 55) 西本聡, 江川拓也, 林宏親, 三輪滋, 池田隆明: 2003年十勝沖地震における苫小牧液状化アレー観測の地震動記録の分析, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.39, 2分冊の2, pp.2007-2008, 2004.
- 56) 三輪滋, 池田隆明, 佐藤忠信: 杭基礎構造物の動的相互作用ばねと付加質量の応答におよぼす感度の検討, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.59, I-052, 2004.
- 57) 三輪滋, 沼田淳紀, 池田隆明, 柴田登, 大槻政文, 貫洞悟: 2003年十勝沖地震における被害調査と地震動, 地盤工学会北海道支部技術報告集, No.44, pp.171-180, 2004.
- 58) 西本聡, 江川拓也, 林宏親, 三輪滋, 池田隆明: 2003年十勝沖地震における液状化アレー観測記録, 地盤工学会北海道支部技術報告集, No.44, pp.217-226, 2004.

- 59) 佐藤京, 岡田慎哉, 西弘明, 池田隆明, 三輪滋, 金子孝吉: 北海道の地震活動度を考慮した地震危険度評価, 平成 16 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.61, I-8, 2005.
- 60) 三輪滋, 池田隆明, 佐藤京, 石川博之, 岡田慎哉: 地震危険度評価のための北海道のサイト増幅特性, 平成 16 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.61, I-10, 2005.
- 61) 原田政彦, 川神雅秀, 國松博一, 石川博之, 三田村浩, 池田隆明: 北海道における活断層を対象とした既設道路橋の耐震補強優先度評価に関する一検討, 平成 16 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.61, I-11, 2005.
- 62) 西本聡, 江川拓也, 三輪滋, 池田隆明: 苫小牧液状化アレーで観測された 2003 年十勝沖地震の地震動, 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.40, 2 分冊の 2, pp.2167-2168, 2005.
- 63) 釜江克宏, 池田隆明, 三輪滋: 2005 年福岡県西方沖の地震(Mj7.0)の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.137-138, 2005.
- 64) 佐藤京, 西弘明, 池田隆明, 三輪滋, 金子孝吉: 地域の地震活動度を考慮した地震危険度評価-北海道の地震危険度評価-, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.60, I-646, 2005.
- 65) 佐藤京, 池田隆明, 石川博之, 柴田登: 北海道の地域特性を考慮した設計入力地震動の検討 その 1: 観測記録を用いた設計用標準加速度応答スペクトルの検討, 平成 17 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.62, I-1, 2006.
- 66) 三輪滋, 佐藤京, 池田隆明, 金子孝吉, 岡田慎哉: 北海道の地震動観測値によるサイト特性設定の試み, 平成 17 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.62, I-3, 2006.
- 67) 西本聡, 三輪滋, 池田隆明: 苫小牧液状化アレーで観測された 2003 年十勝沖地震の地震動の特徴, 地盤工学会北海道支部技術報告集, No.46, pp.255-260, 2006.
- 68) 佐藤京, 石川博之, 西弘明, 池田隆明, 柴田登: 北海道の地震活動度を考慮した設計入力地震動の検討-観測記録を用いた標準加速度応答スペクトルの検討-, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.61, I-057, 2006.
- 69) 佐藤京, 池田隆明, 上明戸昇, 石川博之: 建造物の被害と相関の高い被害指標の検討, 平成 18 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.63, A-40, 2007.
- 70) 三輪滋, 上明戸昇, 佐藤京, 石川博之, 池田隆明: 北海道の地震動観測記録によるサイト特性設定の試み (その 1: 平均 S 波速度の深度条件によるばらつき), 平成 18 年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.63, A-45, 2007.

- 71) 上明戸昇, 佐藤京, 池田隆明, 西弘明: 北海道の地震動観測記録によるサイト特性設定の試み (その2 地形区分を考慮したサイト特性の修正), 平成18年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.63, A-46, 2007.
- 72) 田中創, 小長井一男, 井筒剛司, 高津茂樹, 池田隆明: 能登半島地震で発生した道路崩壊に関する一考察(能登有料道路の事例), 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.62, I-507, 2007.
- 73) 小長井一男, 井筒剛司, 中埜良昭, 池田隆明, 高津茂樹: 2007年3月25日能登半島地震による門前町道下地区の家屋被害と舗装の亀裂, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.62, I-509, 2007.
- 74) 藤田智弘, 小長井一男, 池田隆明, 高津茂樹: 活褶曲地帯の被害地震による地盤変動の抽出と防災への適用, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.62, I-510, 2007.
- 75) 高津茂樹, 原忠, 高田嘉典, 小長井一男, 池田隆明: 種々の試験結果に基づく地すべり面の把握(2004年新潟県中越地震で発生した旧山古志村寺野地区の地すべりを対象として), 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.62, III-002, 2007.
- 76) 上明戸昇, 沼田淳紀, 三輪滋, 池田隆明: 2007年能登半島地震における液状化地点とその特徴, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.62, III-043, 2007.
- 77) 上明戸昇, 池田隆明, 佐藤京, 西弘明: 北海道の地域特性を考慮した表層地盤増幅度の精度向上の試み, 平成19年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.64, A-23, 2008.
- 78) 小長井一男, 池田隆明, 高津茂樹: 活褶曲地帯の地震防災対策のための地震被害データアーカイブスの構築, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.63, I-255, 2008.
- 79) 三輪滋, 池田隆明, 児玉裕之, 鮫島博巳, 鈴木智治, 大串哲也, 土屋芳弘: 海外における自然災害に対する復旧・復興支援活動, とびしま技報, No.57, pp.104-115, 2008.
- 80) 佐藤京, 西弘明, 高瀬裕也, 池田隆明: 地震被害マップを用いた橋梁構造物の地震被害の推定 その1 地震被害マップ作成のアルゴリズム, 平成20年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.65, A-43, 2009.
- 81) 上明戸昇, 高瀬裕也, 池田隆明, 西弘明, 佐藤京: A-44 地震被害マップを用いた橋梁構造物の地震被害の推定 その2 被害マップの特徴と震源が異なる場合の想定被害の検証, 平成20年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.65, A-44, 2009.
- 82) 矢部有紀, 品川航太郎, 水上一輝, 高橋英臣, 紺野克昭, 松本泰孝, 池田隆明, 那仁満都拉, 凌甦群: 常時微動観測を用いたSCP工法による地盤改良の評価法に関する基礎的研究, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.64, I-324, 2009.

- 83) 高瀬裕也, 渡邊康之, 松本泰孝, 池田隆明, 前田智広, 那仁満都拉: 緊急地震速報の一活用方法の提案とその建設現場への導入事例, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.64, VI-178, 2009.
- 84) 奥野大輔, 清田隆, 龍岡文夫, 小長井一男, SATTAR A., 池田隆明: パキスタン地震により発生したダムの沈下メカニズムの研究, 地盤工学会関東支部発表会発表講演集, Vol.6, pp.85-89, 2009.
- 85) 高瀬裕也, 池田隆明, 那仁満都拉, 渡邊康之, 松本泰孝, 前田智広: 早期地震防災システムの開発と現場への適用, とびしま技報, No.58, pp.69-72, 2009.
- 86) 高瀬裕也, 池田隆明, 佐藤京, 西弘明: 北海道における長周期地震動に関する検討 (その2: K-NET 苫小牧における長周期地震動の生成特性), 平成21年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.66, A-63, 2010.
- 87) 奥野大輔, 奥水健一, 清田隆, 小長井一男, SATTAR A., 池田隆明: 一面せん断試験による風化泥岩の強度変形特性に及ぼす飽和化の影響 (2005年パキスタン・カシミール地震で形成された天然ダムの安定性評価), 地盤工学研究発表会発表講演集, Vol.45, No.2, pp.1643-1644, 2010.
- 88) 板谷秀彦, 岡功治, 佐藤貴志, 山本憲一郎, 高瀬裕也, 池田隆明: 高いせん断耐力を期待する新型ディスクアンカーの開発 その1 開発の経緯と新型ディスクアンカーの概要, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.163-164, 2010.
- 89) 佐藤貴志, 山本憲一郎, 高瀬裕也, 池田隆明, 岡功治, 久保田雅春: 高いせん断耐力を期待する新型ディスクアンカーの開発 その4 せん断耐力評価の検討, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.169-170, 2010.
- 90) 川口頌太, 紺野克昭, 池田隆明: SCP工法による地盤改良の常時微動を用いた評価法, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.65, I-350, 2010.
- 91) 久保田雅春, 阿部隆英, 池田隆明, 高瀬裕也, 前川康雄: 850kN油圧ダンパーの開発-トグル制震装置用大型ダンパー-, とびしま技報, No.59, pp.81-86, 2010.
- 92) 阿部隆英, 久保田雅春, 池田隆明, 奥平毅, 近藤正, 後藤隆之, 高瀬裕也: SRC構造建築物におけるあと施工アンカーの付着性能実験から設計・施工対策まで-湿式コアドリルを用いた注入型あと施工アンカー-, とびしま技報, No.59, pp.97-106, 2010.
- 93) 佐藤京, 西弘明, 池田隆明, 高瀬裕也: 野幌丘陵断層帯の地震履歴と地震動の分析 (野幌丘陵断層帯の地震を想定した地震動評価その1), 平成22年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.67, A-35, 2011.

- 94) 高瀬裕也, 池田隆明, 佐藤京, 西弘明: 道路橋梁構造物に対する被害推定 (野幌丘陵断層帯の地震を想定した地震動評価: その2), 平成22年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol.67, A-36, 2011.
- 95) 妹尾嘉章, 池田隆明, 高瀬裕也, 阿部良洋, 船木尚己, 守研二: トグル制震構法で耐震補強された仙台市役所本庁舎の地震観測-その1 2011年東北地方太平洋沖地震における地震動記録-, 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, pp.43-44, 2011.
- 96) 佐藤貴志, 八木沢康衛, 今井清史, 山本憲一郎, 池田隆明, 久保田雅春, 高瀬裕也, 阿部隆英, 板谷秀彦, 尾中敦義: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震改修用接合部材の開発-その2 単体基礎実験-, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.617-618, 2011.
- 97) 尾中敦義, 板谷秀彦, 池田隆明, 久保田雅春, 高瀬裕也, 阿部隆英, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 山本憲一郎: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震改修用接合部材の開発-その3 間接接合部実験-, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.619-620, 2011.
- 98) 高瀬裕也, 阿部隆英, 池田隆明, 久保田雅春, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 山本憲一郎, 尾中敦義, 板谷秀彦: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震改修用接合部材の開発-その4 耐力評価式の構築-, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.621-622, 2011.
- 99) 板谷秀彦, 尾中敦義, 池田隆明, 久保田雅春, 高瀬裕也, 阿部隆英, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 山本憲一郎: アンカーボルト併用型鋼製シヤキーを用いた架構実験-その1 実験概要とその結果-, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.655-656, 2011.
- 100) 阿部隆英, 高瀬裕也, 久保田雅春, 池田隆明, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 山本憲一郎, 尾中敦義, 板谷秀彦: アンカーボルト併用型鋼製シヤキーを用いた架構実験-その2 補強架構耐力の評価方法-, 日本建築学会学術講演梗概集 C-2 構造 4, pp.657-658, 2011.
- 101) 佐藤京, 西弘明, 池田隆明, 高瀬裕也: 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震における北海道の地震動特性, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.66, I-477, 2011.
- 102) 沼田淳紀, 三輪滋, 池田隆明, 釜江克宏, 小長井一男: 2011年東北地方太平洋沖地震における関東地域の地震動と液状化に影響を及ぼした強震動生成域を対象とした地震規模の推定, 日本地震工学会大会梗概集, Vol.8, pp.94-95, 2011.

- 103) 高瀬裕也, 池田隆明, 久保田雅春, 阿部隆英, 佐藤一彦: 増幅機構付制震装置で耐震補強された建築物の補強効果の検証 (その1: 建築物の状況調査), 日本地震工学会大会梗概集, Vol.8, pp.212-213, 2011.
- 104) 高瀬裕也, 阿部隆英, 池田隆明, 久保田雅春, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 尾中敦義, 板谷秀彦: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用するシヤキーを用いた間接接合工法の開発, とびしま技報, No.60, pp.91-100, 2011.
- 105) 高瀬裕也, 池田隆明: ソフト的側面から地震被害リスクの軽減に寄与する震度情報伝達システムの開発, とびしま技報, No.60, pp.153-154, 2011.
- 106) 高瀬裕也, 池田隆明, 和田俊良, 篠原保二: 接着系あと施工アンカーのダウエルモデル, 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol.67, V-244, 2012.
- 107) 三輪滋, 池田隆明: 2012年3月14日の千葉県東方沖の地震による液状化: 日本建築学会大会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概集, No.20238, 2012.
- 108) 板谷秀彦, 尾中敦義, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 池田隆明, 久保田雅春, 阿部隆英, 高瀬裕也: アンカーボルト併用型鋼製シヤキーを用いた補強壁架構実験 その1 実験概要とその結果, 日本建築学会大会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概集, No.23075, 2012.
- 109) 高瀬裕也, 池田隆明, 久保田雅春, 阿部隆英, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 尾中敦義, 板谷秀彦: アンカーボルト併用型鋼製シヤキーを用いた補強壁架構実験 その2 破壊メカニズムの推定と耐力評価, 日本建築学会大会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概集, No.23076, 2012.
- 110) 田代和広, 池田隆明, 久保田雅春, 阿部隆英, 高瀬裕也, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 尾中敦義, 板谷秀彦: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震改修用接合部材の開発 その5 適用範囲を拡大するための検証, 日本建築学会大会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概集, No.23078, 2012.
- 111) 佐藤貴志, 八木沢康衛, 今井清史, 池田隆明, 高瀬裕也, 阿部隆英, 久保田雅春, 尾中敦義, 板谷秀彦: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震改修用接合部材の開発 その6 軽量コンクリートへの適用, 日本建築学会大会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概集, No.23079, 2012.
- 112) 尾中敦義, 板谷秀彦, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 池田隆明, 久保田雅春, 阿部隆英, 高瀬裕也: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用した耐震改修用接合部材の開発 その7 低強度コンクリートへの適用, 日本建築学会大会学術講演梗概集・建築デザイン発表梗概集, No.23080, 2012.

- 113) 坂崎友美, 小林真人, 池田隆明, 櫻井臣央: リニューアル工事騒音 建物内伝搬予測システムの開発, とびしま技報, No.61, pp.53-60, 2012.
- 114) 高瀬裕也, 阿部隆英, 池田隆明, 久保田雅春, 八木沢康衛, 佐藤貴志, 今井清史, 尾中敦義, 板谷秀彦: 鋼製ディスクとアンカーボルトを併用するシヤキーを用いた間接接合工法の開発 その 2: 軽量コンクリート, 低強度コンクリートおよび増設耐震壁への適用, とびしま技報, No.61, pp.97-105, 2012.
- 115) 高瀬裕也, 池田隆明, 阿部隆英, 久保田雅春, 鈴木武志, 妹尾嘉章, 佐藤一彦: トグル制震装置で耐震補強された10階建集合住宅建築物の補強効果, とびしま技報, No.61, pp.77-84, 2012.