

経験的なサイト特性および震源特性を用いた
高精度強震動予測手法の開発

2008年2月

愛知工業大学大学院工学研究科博士後期課程

生産・建設工学専攻

倉橋 奨

目次

第1章 序章	1
1.1 研究の背景と目的	
1.2 経験的サイト特性の評価に関する既往の研究	
1.3 断層運動のモデル化に関する既往の研究	
1.4 波形合成法について	
第2章 位相特性を考慮した経験的サイト特性の評価法の提案	8
2.1 はじめに	
2.2 フーリエ変換による経験的なサイト特性の評価手法	
2.3 位相特性を含めた経験的サイト特性の評価手法	
2.4 テスト波形による経験的サイト特性評価法の有効性の検討	
2.4.1 テスト波形の作成	
2.4.2 テスト解析による計算例の結果	
2.4.3 平均する数によるばらつきの変化	
2.5 実観測記録による適用例	
2.5.1 使用した観測点と地震記録	
2.5.2 観測記録による位相特性を考慮したサイト特性の評価	
2.5.3 実観測記録による経験的サイト特性の評価	
2.6 2003年十勝沖地震における適用例	
2.6.1 2003年十勝沖地震の震源モデル	
2.6.2 合成波形と観測波形の比較	
2.7 まとめ	
第3章 能登半島地震の震源モデルの構築	34
3.1 はじめに	
3.2 能登半島地震の概要	
3.3 観測記録	
3.4 経験的グリーン関数の選択方法	
3.5 震源モデルと合成波形の解析手順	
3.6 解析結果	
3.7 議論	
3.8 地震モーメントと全アスペリティ面積との比較	
3.9 まとめ	

第4章	2007年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築	50
4.1	はじめに	
4.2	新潟県中越沖地震の観測記録の特徴	
4.2.1	観測された最大加速度の距離減衰式	
4.2.2	観測記録の特徴	
4.3	震源のモデル化	
4.3.1	パルスの時間差によるアスペリティの位置の推定	
4.3.2	経験的グリーン関数のための余震の選定	
4.4	震源モデルと合成波形	
4.4.1	震源モデルの構築	
4.4.2	解析結果	
4.4.3	既往の研究との比較	
4.5	議論	
4.6	まとめ	
第5章	東南海地震と猿投高浜断層帯における強震動予測	82
5.1	はじめに	
5.2	東南海地震の概要	
5.3	強震動予測の解析概要	
5.4	海溝型の地震を用いた経験的サイト特性の評価	
5.4.1	経験的サイト特性の評価	
5.4.2	位相特性を考慮した経験的サイト特性	
5.5	東南海地震の震源モデル	
5.6	東南海地震における強震動予測波形	
5.7	議論	
5.8	猿投高浜断層帯の地震の概要	
5.9	内陸型の地震を用いた経験的サイト特性の評価	
5.10	猿投高浜断層帯地震の強震動予測波形	
5.10.1	震源モデルの構築	
5.10.2	合成波形結果	
5.11	議論	
5.12	まとめ	
第6章	結論	118
	謝辞	121
	参考文献	122

第1章 序章

1.1 研究の背景と目的

本研究では、将来発生する地震による被害の軽減を目的として、高精度な強震動予測の評価手法の開発をしたものである。地震による被害を軽減させるためには、その地震により対象地点がどのように揺れるのかを知ることが重要である。対象地点の揺れを示す簡便な指標としては、最大加速度、最大速度、震度などがあり、地震発生直後の対応可能なこと、被害想定や地震危険度地図（ハザードマップ）のように多くの地点における地震動の強さを評価可能なことなどにより多くの機会に有用されている。また、地震の規模と断層から対象地点までの距離の関係から最大加速度や最大速度などを推定する距離減衰式（例えば Fukushima and Tanaka, 1990 ; 司・翠川, 1999）が提案されている、これは、観測事実に基づいて統計処理された関係式であることから、対象地点における地震動の平均像の信頼性は高く、理論的予測結果の整合性の確認のためにも利用される。しかしながら、最大加速度、最大速度や震度などは、建物被害率との相関性が十分でないことが指摘されており（境・他, 2001 ; 境・他, 2002 ; 境・他, 2006）、地震被害を評価するための指標としては不十分である。

一方で、建物被害や建物の耐震性を正確に把握するためには、それらの挙動特性、つまり時刻歴応答を計算し評価する必要がある。時刻歴応答により、事前に塑性域の発生部位の推定が難しい構造に対して、弾性域から塑性域に至る崩壊の過程を追跡し、構造物がどこまで壊れるかの損傷範囲も含め把握できるからである。地震時の建物の動的挙動を計算する動的解析では、入力地震動として応答スペクトルあるいは時刻歴波形が用いられる。しかしながら、応答スペクトルは、1自由度振動系の最大応答値として定義されるため、非線形挙動を考慮した動的解析には適用できない。したがって、より精度よく動的挙動を把握するためには、入力地震動として時刻歴波形を用いる必要がある。

時刻歴波形の入力地震動を作成方法は、いくつか提案されている（日本建築学会, 1998）。その中で、1) 対象敷地条件と似た地点で得られた地震波形を使用する方法や、2) 標準的なスペクトルを考慮して地震波形を作成する方法は、比較的簡便であり一般的な方法である。しかしながら、これらの方法では、対象地点において実際に想定される位相特性を持った入力地震動とはならない。なぜなら、1) の方法は、対象地点とは別の地点の観測記録を用いていること、2) の方法は、一般的に位相特性はランダム位相を適用して作成されるからである。従来、地震動の揺れの特徴は、振幅特性のみが注目されていた。しかしながら、1995年兵庫県南部地震では、神戸市付近で震度7を観測し、多くの建物被害が発生した地域、いわゆる震災の帯では、木造建物などの固有周期と同周期の0.5~1秒のパルス波が到達したことが明らかとなっている（例えば、釜江・入倉, 1996 ; 長尾・川瀬, 1996）。つまり、対象地点に想定される位相特性を含めた入力地震動を把握しなければ、正確な建物被害などを把握できないことが示された。

さらに、北原・伊藤（2001）や北原・伊藤（2003）は、同一の弾性応答スペクトルを有する複数の地震波が構造物の弾塑性最大応答変位に与える影響を検証している。ここでは、同一応答スペクトルにランダム位相を考慮した模擬地震波 100 波を鋼製橋脚および RC 橋脚をモデル化し動的解析により最大応答変位を計算している。その結果、模擬地震波ごとに最大応答変位は、2~5 倍程度にばらついており、波形より建物の応答が異なることを明らかにしている。また、杉本・鬼丸（2005）は、同一応答スペクトルに、ランダム位相に加えて 1993 釧路沖地震、1995 年兵庫県南部地震で観測された地震動の位相特性を考慮した模擬地震波により、液状化する表層地盤のモデルに対する動的解析を実施し、地盤の液状化過程の違いを示している。各模擬地震波による地盤の液状化過程は、継続時間が短い波形である兵庫県南部地震の模擬地震波では、液状化過程が早く、一方で継続時間が長い釧路沖地震の模擬地震波は、液状化過程が遅いことから、地震波の包絡関数と繰り返し回数に大きく依存することを示している。以上の事から、対象地点における位相特性を考慮した地震動を計算する必要があることがわかる。

位相特性を考慮した地震動の評価法は、佐藤他（1999）、佐藤他（2000）、佐藤・室野（2001）、佐藤他（2002）などで提案されている。また、佐藤ほか（1996）では、群遅延時間を用いた経時特性評価のための基礎的研究がなされている。これらの方法は、大崎ら（1978）が示した、隣り合うフーリエ位相の差である位相差分分布と時刻歴波形の包絡形との類似性を用いて、位相特性をモデル化し時刻歴波形を作成したものである。この類似性は、和泉・勝倉（1983）により、フーリエ位相の周波数領域での傾き、すなわち群遅延時間の平均値と標準偏差により、時刻歴波形の重心位置と広がりを変現できることが数学的に示されている。しかしながら、佐藤他（1999）などが提案している時刻歴波形の作成手法は、主に地震の規模と震源距離を関数とした地震動の包絡形状を考慮したものであり、個々の地点の位相特性が考慮されたものではなかった。

対象地点の位相特性を考慮した地震動を予測するためには、震源特性、伝播経路特性、サイト特性のそれぞれの位相特性を考えなければならない。3つの特性の位相特性は、主に以下の要因が考えられる。震源特性は断層面の広がりへの影響、伝播経路特性は地震基盤内を伝播する影響、サイト特性は地盤構造の層境界による反射・屈折の影響である。ここで、規模の地震を考えれば断層の広がりへの影響は小さく、震源距離が短ければ伝播の位相は時間の平行移動のみの影響で表現できる。したがって、このような地震から位相特性を抽出することにより、サイト特性の位相特性を抽出することが可能である。一方で、断層広がりへの位相特性は、波形合成法（Irikura,1986）を適用することにより表現可能である。

経験的グリーン関数法は、グリーン関数として実記録の小地震を用いて波形合成する波形合成法のひとつである。この方法は、Hartzell（1979）によって小地震を足し合わせにより大地震を表現する方法が提案され、その後、入倉（1986）をはじめ Dan et al.(1989) や武村・池浦（1987）により改良がなされている。特に入倉（1986）は、Hartzell（1979）の方法を広帯域まで適用可能にさせたことにより、実地震への適用性が飛躍的に向上し、

最も高精度な広帯域における強震動予測可能な方法の一つとなった。特に、兵庫県南部地震以後、防災科学技術研究所による K-NET (Kinoshita, 1998), KIK-NET (青井他, 2000) 観測網により日本における地震観測点の整備が飛躍的に向上したことから、鳥取県西部地震 (池田他, 2002), 2003 年十勝沖地震 (Kamae and Kawabe, 2003), 2003 年宮城沖地震 (浅野他, 2003), 福岡県西方沖地震 (佐藤・川瀬, 2006), 能登半島地震 (倉橋他, 2007) など海溝型や内陸型およびスラブ内地震などの地震のタイプによらず、大きな地震の強震動の再現が行われ、その有効性が示されている。しかしながら、この手法では、グリーン関数としての適切な中・小地震記録が必ずあるとは限らず、この点は大きな弱点であった。

この弱点を克服する方法として、統計的グリーン関数法が提案された。この方法は、グリーン関数として人工的に作成した波形を用いる波形合成法である。人工的にグリーン関数を作成するためには、震源特性、伝播経路特性、サイト特性を計算する必要があり、その方法はいくつか提案されている。例えば、地震学的な震源モデルに基づき作成した統計的グリーン関数を用いる方法 (例えば、釜江ほか, 1991) や観測記録の統計的特性に基づき作成したグリーン関数を用いる方法 (佐藤他, 1994; 伊藤ほか, 2001) があり、S 波部分では観測記録と整合的なものが得られることが示されている。しかしながら、これらの方法では、グリーン関数の位相特性を乱数作成するため、実観測記録とは異なること、その与え方が任意的で不明瞭な面があることが指摘されている。このことから、古和田他 (1998) は、地震動の震源特性、伝播特性、サイト特性のそれぞれの位相特性を経験的に評価する方法を提案している。この方法は、波形の時間的な変動特性を直接関係している群遅延時間を観測から抽出しており、その実用性を明らかにしている。また、野津 (2005) は、十勝沖地震の本震波形と余震波形の位相がよく似ていることから、本震観測記録と余震観測記録のフーリエ位相さらには群遅延時間が類似していることを示し、観測点ごとに位相特性がよく合う余震を選出しグリーン関数とすることで、精度よく強震動が再現できることを示している。

以上のように、経験的なサイト特性を考慮した統計的グリーン関数および対象となる地震の震源特性を評価することにより、高精度な地震動の予測が可能であると考えられる。そこで、本研究では、まず、サイト特性について位相特性を含めた経験的なサイト特性の評価方法を提案する。さらに、震源特性すなわち、既往の研究で評価されている断層運動と強震動の生成を模擬した震源断層のモデル化について、能登半島地震と新潟県中越沖地震によりその有効性の検証を行った。これを組み合わせることで、高精度な強震動予測手法を可能とした。さらに、この手法を用いて、東南海地震と猿投高浜断層帯の地震の強震動の評価を行った。以下に、サイト特性の評価および断層モデルの評価における既往の研究をまとめ、さらに、強震動予測を行う波形合成法の考え方を示す。

1.2 経験的サイト特性の評価に関する既往の研究

地震動の特性のうち、対象点近傍のサイト特性は、対象地点ごとの特徴を決めるものであり、観測点ごとに異なる。一般的に地盤の増幅を表すサイト特性は、1985年ミチョアカン、メキシコ地震における、表層軟弱地盤による増幅により震源から約400km離れたメキシコ市で高層アパートなどに多大な被害が生じたことにより世界的に関心が高まった。サイト特性の評価方法には大きく分けて2つあり、一つは理論的に評価する方法である。この方法は、対象地点における地盤構造（P波速度、S波速度、密度、Q値などの物性地と各層の層厚）、特に速度構造をモデル化し、波動論により評価するものであり、モデルが正確であれば観測をよく満足するサイト特性が得られる。また、一度地盤をモデル化してしまえば、任意の地震による任意の地点の応答を計算でき、面的な予測も可能であり広範囲、多地点におけるサイト特性の評価には非常に有効な方法である。しかしながら、この方法の弱点は、精度の高い地盤モデルを作成するためには、深部から浅部および震源から対象地点までの広域の地盤データの構築が必要なことである。

一方で、地震観測記録がある場合、地震観測記録から観測点近傍のサイト特性を評価することができる。この場合、観測事実、つまり経験的なサイト特性を評価できることから、非常に有用である。経験的サイト特性の評価法は、多くの研究者により提案されている。例えば、露頭岩盤上の観測地点と対象地点の観測記録の比を、相対的な地盤特性とする方法（例えば、Kinoshita,1994；Aguirre, J. and K. Irikura,1997；Borcherdt,1970）がある。これは、露頭岩盤上の地点と対象地点が近い場合、両観測点における観測記録に含まれる震源特性と伝播経路特性は、ほぼ同様であると仮定し、観測記録の比をサイト特性とみなす方法である。同様の手法として、地表観測記録と地中観測記録の比をとる方法もある。これら方法は、非常に簡便な方法であるが、露頭岩盤や地中における観測点が多くないこと、岩盤の観測点でも少なからずサイト特性は存在すると考えられると、評価されたサイト特性は、露頭岩盤地点のサイト特性の影響が含まれるなどの弱点がある。別の方法として、回帰計算により震源特性・伝播経路特性・サイト特性の3つを分離する方法（スペクトルインバージョン）（岩田・入倉, 1986）が提案されている。この方法によりサイト特性を評価した事例として Kato et al.,(1992)や Tai et al.,(1992)があり、この手法の有効性が示されている。この手法は、震源特性とサイト特性および減衰を表現するQ値を最小二乗法により推定する方法である。この方法は、最小二乗法を用いることから、安定した答えを得るために多くの観測点と地震が必要である弱点がある。しかしながら、3つの特性が同時に推定することが可能であること、比較的簡便に評価できることなどから、多くの研究者により利用されている。この手法は、回帰計算を解くために拘束条件が必要であるため、一般的に露頭岩盤地点におけるサイト特性を全周波数帯域で自由表面の影響の2倍のみと仮定して計算されることが多い。したがって、露頭岩盤地点などの基準となる点との相対的なサイト特性として評価される。現在では、震源スペクトルを基準として用いる方法も提案されている（野津,2007）。

山本ら（1995）は地震観測記録から震源特性と伝播経路特性を除することで、サイト特性を評価する方法を提案しており、鶴来ら（1997）によりその手法の有効性が示されている。この手法は、震源特性と伝播経路特性とサイト特性が独立して評価されているため、絶対的なサイト特性の評価が可能であり、簡便かつ有効な手法である。Moya and Irikura（2003）では、震源スペクトルを ω^{-2} モデルに従うものと仮定して、サイト特性を評価している。

これらの方法は、条件の合う観測点において地震記録が観測されていれば、比較的簡便にサイト特性を評価することが可能である。しかしながら、ほとんどの手法は、振幅特性のみが評価対象となっており、位相特性については評価されていない。地震動は、振幅特性と位相特性で構成され、位相特性は、時刻歴波形を形作る重要な特性である。したがって、建物被害に影響を及ぼすパルス波の評価や、地震動の継続時間の情報を含んでいるため、現実的な地震動の評価のためには、経験的な位相特性を含めたサイト特性を評価すべきである。

Birgören and Irikura(2005)は、Meyer and Yamadaのウェーブレット(Meyer, 1989 ; Yamada and Ohkitani, 1991)を用いて、時間領域におけるサイト特性の評価手法を提案している。さらに、赤澤・入倉(2007)よりその適用性が検証されており、この手法は確立されつつある。Meyer and Yamadaのウェーブレットは、離散型ウェーブレット変換では直交性が保障された基底関数であり、フーリエ変換との関係がわかりやすい形で変換できる特徴があるが、連続ウェーブレット変換における直交性は保障されていないため、逆変換を考慮する場合は離散ウェーブレット変換を用いなければならない。離散ウェーブレットは、周波数により周波数の解析範囲が異なり、低周波ほど解像度が粗くなる弱点がある。一方で、フーリエ変換は全周波数において同幅の解像度を持っており、低周波でも解像度は落ちない。また、一般的に多く利用されているフーリエ変換による手法の提案することは重要であると考えられる。

1.3 断層運動のモデル化に関する既往の研究

地震動の特性の要素である震源断層の破壊過程は、断層運動と地震動の関係性の研究により明らかになりつつある。その研究の一つとして、観測記録と断層モデルから計算されたシミュレーション波形の比較により、最適な断層モデルを評価する方法が盛んに実施されてきた。その中でSomerville et.al., (1999)は、地殻内地震の地震動記録によりそれらの地震断層におけるすべり量分布を推定し、震源断層は不均質な部分、アスペリティが一定の関係にあることを明らかにした。Miyakoshi et.al. (2000)は、同じ規範に基づいて最近の地震についての分類を行い、内陸地震において同じ経験式上にあることを示している。このことは、強震動の生成には、断層面の不均質性のモデル化が重要であることを示している。入倉・三宅（2001）は、地震災害軽減のために必要とされる強震動は、工学的にも重要な広周波数帯域（0.1～10Hz）に対応したものでなければならないことを念頭に置き、

アスペリティ分布のような微視的パラメータを特性化してモデル化する方法を提案している。特に、今後発生する地震のすべりモデルを容易に作成できるようにアスペリティを長方形として定義している。Miyake et.al. (2003) は、この特性化された震源モデルのシミュレーション波形は、観測波形とよく一致することを示した。近年発生した鳥取県西部地震、十勝沖地震、中越地震などの地震においても多くの研究者により特性化震源モデルが構築されており、そのシミュレーション波形は観測波を満足するものであることが示されている(池田ほか, 2003; Kamae and Kawabe, 2006)。これらのことから特性化震源モデルの構築は、強震動予測に有効であることが示されつつある。特に、特性化震源モデルは、断層破壊の進行方向において、断層破壊で生じた波形が重ね合わされて大振幅の地震動が生成されるディレクティビティの効果も表現可能であることが知られている。兵庫県南部地震や福岡県西方沖地震ではその効果の影響を考慮したシミュレーション波形が観測波形と整合的であることが示されており(釜江・入倉, 1998; Kamae et.al., 2005)、兵庫県南部地震で被害の原因となった周期 1 秒のパルス波の生成要因がディレクティビティ効果であることも、特性化震源モデルの構築により明らかになっている。

1.4 波形合成法について

ここでは、経験的グリーン関数法および統計的グリーン関数法の波形合成法の手法について述べる。

Harzell(1978)により提案された小地震の観測記録を用いて大地震の強震動を合成する手法は、Irikura (1983) により、大地震と小地震における低周波と高周波の一定のスケールリング則が導入され、低周波から高周波の広帯域に対応可能になった。この方法は、大地震の断層面を分割することにより、震源の破壊伝播過程も再現され、ディレクティビティ効果も考慮された震源近傍にも有効な手法である。

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

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

ここで、 r_{ij} は大地震の断層面を N (相似比) で $N \times N$ に分割した時の小断層 ij の代表点か

ら観測点までの距離、 r は小地震から観測点までの距離、 t_{ij} は小断層 ij の破壊開始時間、 $*$

は畳み込み積分、 c は大地震と小地震の応力降下量の比である。また、 F は小地震のすべり関数を、大地震のすべり関数に変換するための関数である。この式は、小地震と大地震の断層面の相似比が $N \times N$ であった場合、小地震に大地震との応力降下量比とすべり関数を考慮したものを相似比分足し合わせることで、大地震が表現できることを示している。

ここで、 F は次式で与えられる。

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

$$\rightarrow \delta(t) + \frac{N-1}{\tau_l} B\tau_l, (n' \rightarrow \infty) \quad (2)$$

ここで、 δ はデルタ関数、 $B\tau_l$ は幅 τ_l (大地震のライズタイム) のボックスカー関数である。ここで n' は、小地震のすべり関数を N 等間隔配置することによる人工的な卓越周期を避けるために導入されたパラメータであり、 n' を大きくすると(2)式の下式に示したように、第2項の級数部分は幅 τ_l のボックスカー関数に収束する。

この式は、以下のような特徴がある。(2) 式をフーリエ変換すると、次式を得る。

$$F(\omega) = 1 + (N-1) \frac{\sin(\omega\tau_l/2)}{\omega\tau_l/2} \exp\left(i\omega\tau_l/2\right) \quad (3)$$

(3) 式より、低振動数 ($\omega \cong 0$) ではデルタ関数 (第一項) とボックスカー関数 (第二項) の寄与により $F = N$ となり、高振動数 $\omega \rightarrow \infty$ ではデルタ関数のみの寄与により $F = 1$ になることがわかる。すなわち、小地震のすべり関数を大地震のすべり関数に重ねあわす際、小地震の低振動数成分は大地震の全継続時間に渡って重ね合わせるが、小地震の高振動成分は大地震のすべり関数の開始時にデルタ関数として表現させることがわかる。高振動数の発生がすべり関数の開始時に集中することは動力的な震源モデルとも一致しており、物理的にも妥当性があると考えられる。さらに、(3) 式より、 F は低振動数では N に、高振動数では 1 になることから、(1)式から、大地震と小地震のスペクトル比は、低振動数では N^3 (断層長さ、幅、すべり時間に関してそれぞれ N 倍) に、高振動数では N^2 (断層長さ、幅に関して N 倍) のランダム和により N となり、(1) 式が ω^2 モデルによる震源のスケーリング則に従うことがわかる。

第2章 位相を考慮した経験的サイト特性の評価

2.1 はじめに

建造物の動的挙動や耐震性を把握するためには、多くの建造物の固有周期帯域である 1Hz 付近を含めた広帯域 (0.1~10Hz) における強震動の算出が必要である。特に、地表で観測される地震動は、震源特性や伝播経路特性だけでなく、対象地点近傍の地盤構造の影響を受けて特徴が大きく変化するため、地盤構造による増幅度の特性すなわち、サイト特性の把握が非常に重要である。本研究では、高精度な地震動予測を目的として、フーリエ変換による位相特性を含めた経験的サイト特性の評価手法を提案する。

2.2 経験的なサイト特性の評価手法

ここでは、フーリエ変換を用いた経験的サイト特性の評価手法の概説を説明する。地震動は、時間領域で考えると式(2-1)のように、震源特性、伝播経路特性、サイト特性のコンボリューションで表すことができる。周波数領域であれば積(式(2-2))で表現される。

$$F_i(t) = S_i(t) * P_i(t) * G(t) \quad (2-1)$$

$$F_i(f) = S_i(f) \cdot P_i(f) \cdot G(f) \quad (2-2)$$

ここで i は地震ごとの添え字を、 $*$ はコンボリューションを示す。また、 $S_i(f)$ は震源特性、 $P_i(f)$ は伝播経路特性、 $G(f)$ はサイト特性を示す。

震源特性 $S_i(f)$ は、 ω^{-2} 則に従うと仮定すると、

$$S_i(f) = Mo_i \frac{R_{\theta\phi} F_S P_{RTTN}}{4\pi\rho V_S^3} \frac{2\pi f}{1 + (f/f_{ci})^2} \quad (2-3)$$

と表せる (Brune, 1970)。ここで、 Mo_i : 地震モーメント、 $R_{\theta\phi}$: ラディエーションパターンの係数、 F_S : 自由地表面の影響による増幅、 P_{RTTN} : エネルギー分配の係数、 ρ : 密度(g/cm^3)、 V_S^3 : 媒質のS波速度を示す。

伝播経路特性 $P_i(f)$ は、幾何減衰と内部減衰を考慮した次式で示される。

$$P_i(f) = \frac{1}{R_i} \exp\left(\frac{-\pi R_i f}{Q(f) V_S}\right) \quad (2-4)$$

ここで、 R : 震源距離、 $Q(f)$: 周波数依存を考慮したQ値を示す。

以上で示される震源特性と伝播経路特性の積は、対象地点直下の地震基盤 ($V_S=3000\text{m/s}$) における地震動スペクトルに相当する。この手法でサイト特性の振幅特性を算出している山本ら(1995)や鶴来ら(1997)は、これを基準スペクトルや基盤スペクトルと呼んでいる。対象地点の地表における地震動スペクトルは、この基盤スペクトルにサイト特性を考慮したものであるため、サイト特性を算出は、式(2-5) に示されるように、地震観測スペクトルから基盤スペクトルを除することで可能となる。

$$|G(f)| = \frac{|Fi(f)|}{Si(f)Pi(f)} \quad (2-5)$$

この操作を複数の地震に対して行い、各地震から得られたサイト特性を平均することにより、対象地点における平均的なサイト特性が算出することができる。山本ら(1995)や鶴来ら(1997)では、幾何平均により平均的なサイト特性が算出している(式(2-6))。

$$|G_{ave}(f)| = \sqrt[N]{\prod_{i=1}^N G_i(f)} \quad (2-6)$$

ここで、Nは使用した地震の個数を示す。

2.3 位相特性を含めた経験的サイト特性の評価手法

山本ら(1995)や鶴来ら(1997)では、上記の方法により振幅特性のみのサイト特性を算出し、その有効性を示している。本研究では、振幅特性のみならず、位相特性を含めたサイト特性の算出を試みる。山本ら(1995)や鶴来ら(1997)は、地震ごとに算出されたサイト特性の平均化として幾何平均を用いているが、本研究は、幾何平均に加えて算術平均も行い、2つの平均操作によるサイト特性の算出手法の妥当性を検証する。

個々の地震記録から算出されたサイト特性を幾何平均する場合、その方法は、個々の地震におけるサイト特性の振幅特性と位相特性を計算し、それぞれを別々に平均することとなる。この際、フーリエ変換における数学的矛盾をなくすためには、振幅特性は幾何平均、位相特性は算術平均する必要がある。振幅特性と位相特性の平均操作は式(2-7)、式(2-8)で表現される。

$$g(f) = \sqrt[N]{\prod_{i=1}^N g_i(f)} \quad (2-7)$$

$$\phi(f) = \sum_{i=1}^N \frac{\phi_i(f)}{N} \quad (2-8)$$

ここで $g_i(f)$ は振幅特性、 $\phi_i(f)$ は位相特性を示す。

一方で、算術平均する場合は、個々の地震のフーリエ変換の実部と虚部の係数を平均し、その値から振幅特性と位相特性が計算される。この場合は、振幅特性は式(2-9)、位相特性は式(2-10)で示される。

$$g(f) = \frac{\sum_{i=1}^N (Ai \cos(f) \pm jBi \sin(f))}{N} \quad (2-9)$$

$$\phi(f) = \arctan \left(\frac{-\sum_{i=1}^N \frac{Bi}{N}}{\sum_{i=1}^N \frac{Ai}{N}} \right) \quad (2-10)$$

本研究では便宜的に、1番目の方法を幾何平均の方法、2番目の方法を算術平均の方法と呼

ぶことにする.

2.4 テスト波形による経験的サイト特性評価法の有効性の検討

2.4.1 テスト波形の作成

ここでは、2つの平均化手法の妥当性を確認するため、テスト波形によりサイト特性を算出する。観測された地震記録から震源特性と伝播経路特性を除いて得られるサイト特性 $g_i(f)$ は、個々の地震に共通するサイト特性 $s(f)$ と地震ごとに含まれるノイズ $n_i(f)$ の和で表現される。

$$g_i(t) = s(t) + n_i(t) \quad (2-11)$$

ここで、この考えを考慮して、幾何平均と算術平均によるサイト特性の算出結果を推定する。まず、幾何平均の場合、観測されたサイト特性すべてを平均するため、個々の地震に共通するサイト特性と地震後に含まれるノイズの両方とも含めた平均値が算出されることとなる。この場合、ノイズの影響により、個々の地震に共通するサイト特性つまりシグナルの位相が歪められる可能性が考えられる。

一方で、算術平均の場合、個々の地震に共通するサイト特性と地震ごとに含まれるノイズは別々で足し算されるため、シグナルの位相は保存されたサイト特性が算出されると考えられる。

この考えが妥当であるかを検証するため、ここでは、個々の地震に共通するサイト特性： $s(f)$ をSWEEP波、地震ごとに含まれるノイズ： $n_i(f)$ をランダム波として地震ごとのサイト特性 $g_i(f)$ を模擬し、2つの平均操作それぞれにおいて $s(f)$ が抽出可能であるかを検証する。

SWEEP波は、開始周期を1秒とし81.92秒間のデータを作成した。ただし、SWEEP波の区間は10~70秒までとし、それ以外の時間の振幅は0としている。ランダム波は、時間領域において乱数により作成した。テスト波形は、SWEEP波にパターンの異なるランダム波を合成して作成した。

図2-1に使用したSWEEP波とランダム波の時刻歴波形と、それらのフーリエスペクトルを示す。SWEEP波とランダム波のスペクトルレベルを比較すると、1~10HzではSWEEP波の振幅レベルがランダム波の振幅レベルよりも大きく、0.1~1Hzではランダム波の振幅レベルの方がSWEEP波の振幅レベルより大きい。したがって、今回のテスト解析では、低周波帯域ではランダム波がSWEEP波に比べて非常に大きいことに注意されたい。

図2-2には、SWEEP波とランダム波を合成した波形を示す。各合成波形とも、ランダム波のパターンの違いによりそれぞれ異なる波形を示しているが、10秒以降では、どの波形にも共通なSWEEP波が確認できる。

本研究では、このテスト波形10波を用いて幾何平均および算術平均を行った。図2-3、図2-4に、両操作により算出された振幅特性と群遅延時間を示す。ここで、群遅延時間と

は、フーリエ位相を円振動数で微分したもので、振動数軸上の傾きを表す値である、群遅延時間の平均値は成分波群の重心位置、分散は継続時間に対応していることが知られている(和泉・勝倉, 1983)。今回のテスト波形であるSWEEP波でその例を示す。図2-4の黒線は、SWEEP波の群遅延時間を示している。この図からSWEEP波の群遅延時間は、低周波から高周波に至り徐々に遅くなることがわかり、1Hzでは10秒、10Hzでは70秒程度である。これは、本研究で使用したSWEEP波(10秒から徐々に周期を短くなるよう設定)と調和的である。したがって、SWEEP波の10秒付近では1Hzの成分波群が集中しており、時間が経つにつれ高周波の成分波群が集中していることが読み取れる。今回のテスト解析の目的は、2つの平均操作により全地震のコヒーレント成分を抽出可能であるかどうかを検証することであるため、テスト解析の結果の群遅延時間は、全地震に共通するSWEEP波と整合することが望ましい。

2.4.2 テスト解析による計算例の結果

はじめに、振幅特性における両平均操作の比較では、ノイズの影響が大きい0.1~1Hzの周波数帯で違いが表れている。算術平均操作の振幅特性は、SWEEP波の振幅レベル付近となっているが、幾何平均操作はSWEEP波の振幅レベルよりも大きい。一方、1Hz~10Hzでは、SWEEP波、幾何平均操作、算術平均操作ともほぼ同じ値が算出されている。

次に、群遅延時間では、3Hz以下で両操作の違いが顕著に見られる。算術平均操作による群遅延時間は、1~3HzにおいてもSWEEP波の群遅延時間を中心として分布しており、SWEEP波と同様な位相が算出されていると期待される。一方で、幾何平均操作では、全体的にバラつきが大きく、特に1~3HzではSWEEP波の群遅延時間との差が大きい。また、1Hz以下を比較すると、算術平均操作の場合は、縦軸の時間全体に広がって分布しているが、幾何平均操作では、35秒~40秒付近に集中しているように見える。

以上のように算出された2つ平均操作の振幅特性と位相特性をフーリエ逆変換して時刻歴波形にしたものを図2-5に示す。両平均操作による時刻歴波形は、10秒以降で大きく異なる。幾何平均操作の計算波形は、テスト波形の全波形に共通していたSWEEP波 $S_i(f)$ が算出されていない。一方、算術平均操作のものは、若干の位相の乱れや振幅のばらつきがみられるものの、SWEEP波が抽出されていることがわかる。これは、算術平均操作は、個々の波形に含まれるインコヒーレント成分をキャンセルアウトし、コヒーレント成分を強調させている操作である一方、幾何平均は、コヒーレント成分とインコヒーレント成分のすべてを含めた成分を平均操作しているため、位相情報が崩れてしまった影響であると考えられる。図2-5下図には、0~40秒間のフーリエ逆変換した波形を示す、40秒間全体の波形を見ると、幾何平均の波形は30秒付近にSWEEP波のような波が評価されている。これは、図2-4で示した0.1~1.0Hzで35~40秒付近に群遅延時間が集中していたことと整合的である、幾何平均操作では、0秒から80秒にばらついた群遅延時間が平均されてこのような波形が評価されたと考えられる。

2.4.3 平均する数によるばらつきの変化

算術平均において平均する数の違いによるSWEEP波の抽出具合を比較する。図2-6に平均数を4個、8個、16個とした場合のフーリエ逆変換した時刻歴波形とフーリエスペクトルを、図2-7に各平均個数による群遅延時間を示す。

各平均数の時刻歴波形は、平均数が多いほど波形のノイズが小さくなり、群遅延時間に関しても、1~10Hzの間において、ばらつきが小さくなることがわかる。これは、平均数が増えることで、個々のテスト波形のノイズがキャンセルアウトされる回数が増えるためである。しかしながら、0.1~1.0Hzにおける群遅延時間は、平均数の数にもかからわず0~80秒の間にばらついており、ノイズレベルが大きい場合、16個の平均数でもノイズがキャンセルアウトされる影響が小さいことがわかる。

平均数の個数による群遅延時間のばらつきの評価と同様に、フーリエ逆変換して得られた時刻歴波形においても、平均する個数が多い方がよりノイズの少ないSWEEP波が抽出されていることがわかる。

2.5 実観測記録による適用例

2.5.1 使用した観測点と地震記録

ここでは、提案した手法を実地震動の記録による適用性を検証した。検証の対象観測点は、防災技術科学研究所のkik-net観測点のTKCH07, TKCH08, HDKH07, KSRH02の4地点とし、解析には、非線形の影響の少ない地中地震記録を用いた。解析に使用した地震は、2003年十勝沖地震の震源域付近で発生した余震において、震源特性が ω^{-2} 則に基づいていることを確認した6つの地震を選定した、使用した観測点と震央位置を図2-8に示す。

2.5.2 観測記録による位相特性を考慮したサイト特性の評価

はじめに、使用する個々の地震の震源特性を算出する。各地震の震源特性は ω^{-2} 則に従うものとし、地震モーメント M_0 は、F-netで推定された値を用いた。ただし、F-netにより M_0 が推定されていない地震に関しては、観測変位フラットレベルを目視で読みとり、Boore (1983) による次式により計算した。

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_S^3 \Omega R}{R_{\theta\phi} F_S} \quad (2-12)$$

ここで、 ρ は密度、 V_S はS波速度、 Ω は変位フラットレベル、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターンの係数、 F_S は自由表面の考慮を示す、本研究では、密度、S波速度、ラディエーションパターンの係数を、それぞれ、3.1g/cm³、4.0km/s、0.64とした、また、コーナー周波数は目視で読み取った。表1に各地震における地震モーメントとコーナー周波数を示す。

観測変位スペクトルから地震モーメントとコーナー周波数を目視により読み取る際、観測スペクトルにサイト特性が含まれていると読み取りの誤差の原因となる、そこで、今回は地中地震計がS波速度2800m/sの層に設置されているTKCH08 (大樹) の記録を用いること

で、誤差を少なくするようにした。伝播経路特性における媒質の Q_s 値は、佐藤・巽(2002)による東日本海溝性地震の関係式(式2-13)を適用した。ただし、佐藤・巽(2002)では、高周波から低周波まで式(2-13)で表現されているが、低周波数は地盤の減衰の周波数依存は少ないと考え、本研究では0.4Hzより低周波域では、周波数依存させないこととした。

$$\begin{aligned} Q_s(f) &= 114f^{0.9} & f \geq 0.4 \\ Q_s(f) &= 114 & f < 0.4 \end{aligned} \quad (2-13)$$

以上のように設定した震源特性と伝播経路特性を観測記録から除してサイト特性を算出した。ここで、算出したサイト特性の妥当性を確認するため、TKCH08地点における地震基盤から地表の経験的振幅サイト特性と、kik-netのボーリングデータからS波多重理論により計算した理論振幅サイト特性を比較した。図2-9にその比較の図を示す。算出された経験的な振幅サイト特性は、0.1~10Hzで確認できる第1次~第3次ピークおよび振幅は非常によく一致している。このことは、上記で評価した各地震の地震モーメントとコーナー周波数および伝播経路特性の評価が妥当的であったことを示唆している。

2.5.3 実観測記録による経験的サイト特性の評価

図2-10には、TKCH07における各地震のサイト特性の時刻歴波形を示す、図中に示した数値は震源距離を示しており、図の上方から震源距離の大きい順に並べている。各地震のサイト特性は、それぞれ異なった波形を示していることがわかる、特に震源距離による波形の違いは顕著である。震源距離の長いEQ1, EQ4は、長周期成分が卓越したものが算出されている一方で、震源距離の短いEQ2, EQ3, EQ6では、短周期成分が卓越したものが評価されている。震源距離が長い場合、地震波は伝播する間に高周波成分は減衰してしまうため、長周期成分が卓越するものと考えられることから、算出されたサイト特性の傾向は、このことと調和的である。図2-11には各地震から算出したサイト特性の群遅延時間を示す。これらは、波形に見られるほどの顕著な違いは見られないものの、震源距離の遠いEQ1やEQ4は若干ではあるが群遅延時間が遅くなる傾向となっている。

各地震から算出したサイト特性を算術平均する際、Birgören and Irikura (2005) や赤澤・入倉 (2007) において指摘されているように、S波到達時間の読み取りの精度が、位相情報の誤差評価に影響を与えるため、精度のよい読み取りとS波初動のセンスの評価が必要である。本研究では、地震波を分割して確率的なモデル化し、その変化の大きい部分をS波初動とした。この方法には、局所定常ARモデルのAIC(北川, 2005)を適用した。一方で、S波の立ち上がりが精度よく推定されていても、立ち上がりの方向(センス)が逆転していれば、それぞれの振幅はキャンセルアウトされてしまう。したがって、S波の立ち上がりの方向の評価も重要である。赤澤・入倉(2007)では、経験的サイト特性を示す時刻歴波形のフーリエスペクトルとの誤差を最小にすることで、平均化による損失を最小限に抑える方法を提案している。これは以下の考え方に基づくものと考えられる。波長の長い低周波帯域の波形を算術平均する場合、位相のずれによる振幅のキャンセルアウトの影響は少ない。したがって、算術平均を行った際に低周波帯域が極端に小さくなる場合、位相のセン

スが異なった地震波を算術平均していると考えられる。このことから、フーリエスペクトルとの誤差を最小にすることは、各地震の位相のセンスを合わせたことを意味する。本研究では地震の低周波成分の精度を考慮して、低周波成分の0.3~1.0Hzの範囲において、幾何平均したサイト特性との差が最小となるセンスの組み合わせを試行錯誤的に算出し、それを各地震の最適なセンスによるサイト特性とした。

図2-12には各地点のサイト特性の時刻歴波形を示す。各地点とも、S波初動で最大振幅が表れ徐々に減衰する波形形状となっており、期待される形状をもつサイト特性が評価されている。図2-13には、各地点のサイト特性のフーリエスペクトルを示す。図中の灰色線は、パワースペクトルから計算されたサイト特性である。算術平均によるサイト特性は、インコヒーレント成分がキャンセルアウトされているため、パワースペクトルによるサイト特性より過小評価になる傾向にある。

ここで、算出したサイト特性の適用性を確認するために、算術平均操作で得られたサイト特性に、使用した地震の震源特性と伝播経路特性を考慮して、地震波形を計算した。図には対象地点をTKCH07、対象地震をEQ3とした例を示す。計算された波形は、EQ3と整合しており、算出されたサイト特性は妥当的と確認できた。

2.6 2003年十勝沖地震における適用例

2.6.1 2003年十勝沖地震の震源モデル

ここでは、経験的サイト特性を考慮して作成した、震源断層から対象地点までのグリーン関数を作成し、そのグリーン関数を波形合成することにより、2003年十勝沖地震の強震動予測を行った。十勝沖地震の断層破壊過程のモデルは、いくつか構築されている。しかしながら、多くのモデルは、1Hz以下の低周波帯域の観測記録を用いて構築されたものであり、広帯域を網羅するものではなかった。一方で、経験的グリーン関数法により解析されたKamae and Kawabe (2006)の震源モデルは、0.2~10Hzの広帯域に適用される。そこで、今回は、Kamae and Kawabe(2006)のモデルを使用することとした。この震源モデルは、3つのアスペリティから成り立っており、経験的グリーン関数法により計算された合成波形は、振幅やパルスの位置など観測記録をよく再現されている。

要素地震は、十勝沖地震の震源特性、幾何減衰と内部減衰を考慮した伝播経路特性、そしてサイト特性の畳み込み積分で計算した。震源モデルと各アスペリティの位置を図2-14に、緒元を表2に示す。要素地震の震源特性は、Kamae and Kawabe(2006)で評価された値を使用した。2003年9月26日7時20分の余震の諸元は、面積16km²、地震モーメントを1.4E+17Nm、応力降下量を5MPaである。この小断層に従うと、本地震の3つのアスペリティの分割数Nは4~5、応力降下量比は4~6となった。

要素地震の波形合成には、Irikura(1986)による波形合成法を適用した。十勝沖地震全体の波形の合成は、各アスペリティにおいて計算を行い、各アスペリティの破壊開始点間の破壊伝播の時間差と破壊開始点と観測点におけるS波伝播の時間差を考慮して合成した。各アス

ペリティの破壊開始時間と位置は、Kamae and Kawabe(2006)と同様にしており、アスペリティ2およびアスペリティ3の破壊開始時間は、各アスペリティに破壊が到達後、それぞれ7秒と3秒後に破壊が開始するように設定した。また、背景領域の影響は考慮していない。

2.6.2 合成波形と観測波形の比較

各地点の加速度波形と速度波形のEW、NS成分の合成結果を図2-15に示す。合成波形は、加速度波形の包絡形状や速度波形に見られるパルスの到達時間、パルスの幅などは観測波形とよく一致している。しかしながら、全体的に振幅が過小評価となっている。これは、上記で示したように、算術平均によりインコヒーレント成分がキャンセルアウトされ振幅が過小評価されたためである。そこで、本研究では、サイト特性の位相特性は算術平均のものを、振幅特性に関してはパワースペクトルで幾何平均したものを使用し、インコヒーレント成分の過小評価を防いだ。

図2-16にインコヒーレント成分の過小評価を防いだ合成波形と観測記録の比較を示す。TKCH07、HDKH07の合成波形は、加速度波形のエンベロープや振幅、速度波形にみられるパルスの振幅、時間、幅なども観測波形とよく一致している。図2-17には、各地点の観測波と合成波のフーリエスペクトルを示す。TKCH07の0.5~1Hzにおいて、合成波のスペクトルが大きく卓越している。また、TKCH08のEW成分は、0.5Hz以下で過小評価となっている。しかし、スペクトル形状は整合しており、観測記録を満足する合成波形が評価できていると考えられる。

2.7 まとめ

本研究では、対象地点におけるサイト特性を算出する目的として、フーリエ変換による位相特性を含めた経験的サイト特性の評価手法を提案した。本章による結論を以下に示す。

- 1) 位相特性を考慮した経験的サイト特性をフーリエ変換により評価するためには、複素数領域において算術平均しなければならない。これは、算術平均することは、各地震におけるインコヒーレント成分をキャンセルアウトさせ、コヒーレント成分を強調したものである。
- 2) 本研究における経験的サイト特性の評価手法を実記録に適用した結果、各地点の地盤構造に調和的なサイト特性が評価された。特に、パルス的なサイト特性を持った地点や継続時間が長い地点など従来の振幅サイト特性では評価できなかった時間領域におけるサイト特性が評価された。
- 3) 観測記録から得られたサイト特性を用いてグリーン関数となる小地震を作成し、波形合成法 (Irikura, 1986) により2003年十勝沖地震の再現を試みた。その結果、スペクトル形状や加速度波形のエンベロープは概ね観測波形を満足した合成波形が評価された。また、速度記録によるパルスの振幅、到達時間、幅などが再現されており、本手法の有効性を示した。

各地点において経験的なサイト特性を評価することにより、より現実的強震動予測が可

能であることを示した。ただし、この手法は、インコヒーレント成分がキャンセルアウトされることにより、実記録のサイト特性よりも過小評価される。したがって、サイト特性を強震動評価に使用する際には、適切なインコヒーレント成分を考慮すべきである。

表2-1 経験的サイト特性の評価に使用した地震の地震モーメントとコーナー周波数, 地震モーメントは, F-net, コーナー周波数は観測変位スペクトルから読み取った.

Lavel	Origin time	Mo (Nm)	fc (Hz)	Mj
EQ1	2003/9/26 6:02	1.61E+17	0.60	5.5
EQ2	2003/9/26 7:20	6.24E+16	0.70	5.2
EQ3	2003/9/26 7:24	6.80E+15	1.20	4.6
EQ4	2003/9/26 11:35	5.02E+17*	0.40	5.8
EQ5	2003/9/27 17:06	1.02E+17*	0.60	5.2
EQ6	2003/9/28 9:23	3.95E+16*	0.80	5.0

表2-2 Kamae and Kawabe (2006) による十勝沖地震の震源モデルの緒元.

	Mo (Nm)	L(km)*w(km)	$\Delta\sigma$ (MPa)
ASP-1	1.99E+21	24*28	25
ASP-2	8.75E+19	20*20	25
ASP-3	6.43E+19	20*16	25

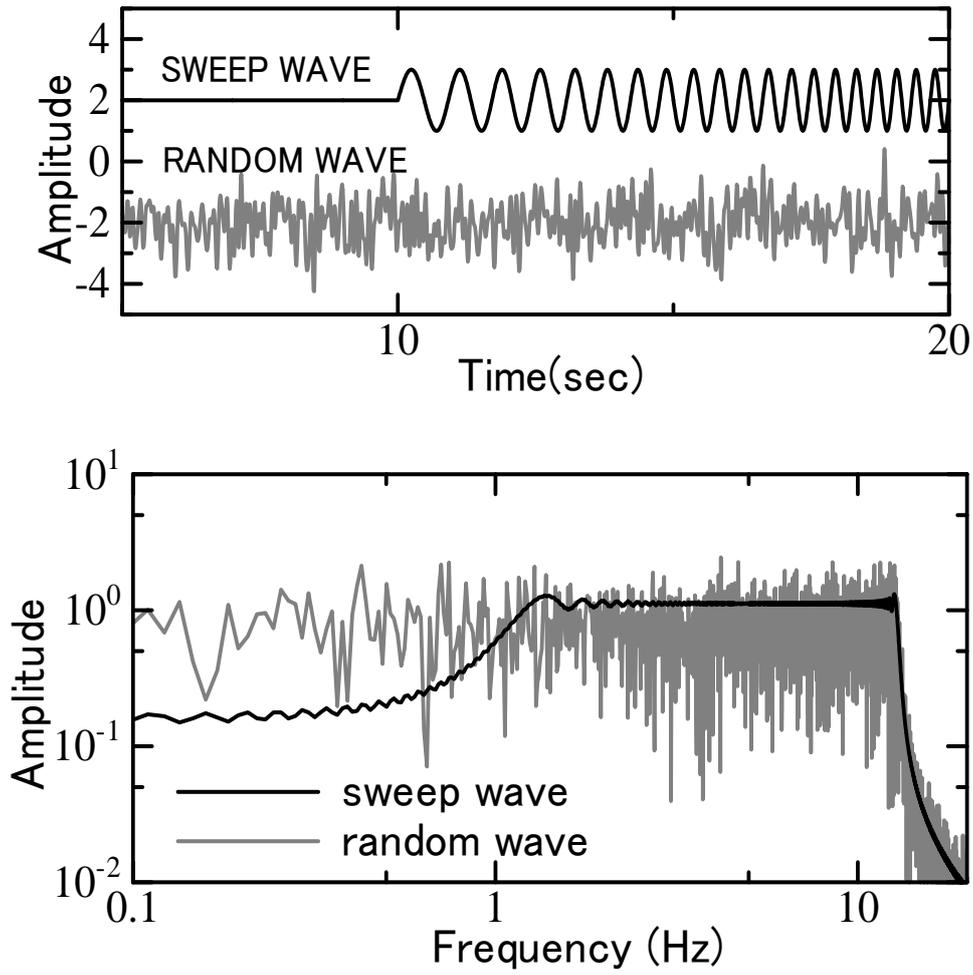


図2-1 テスト波形に用いたSWEEP波（黒線）とランダム波（灰色線）の波形とスペクトルの一例.

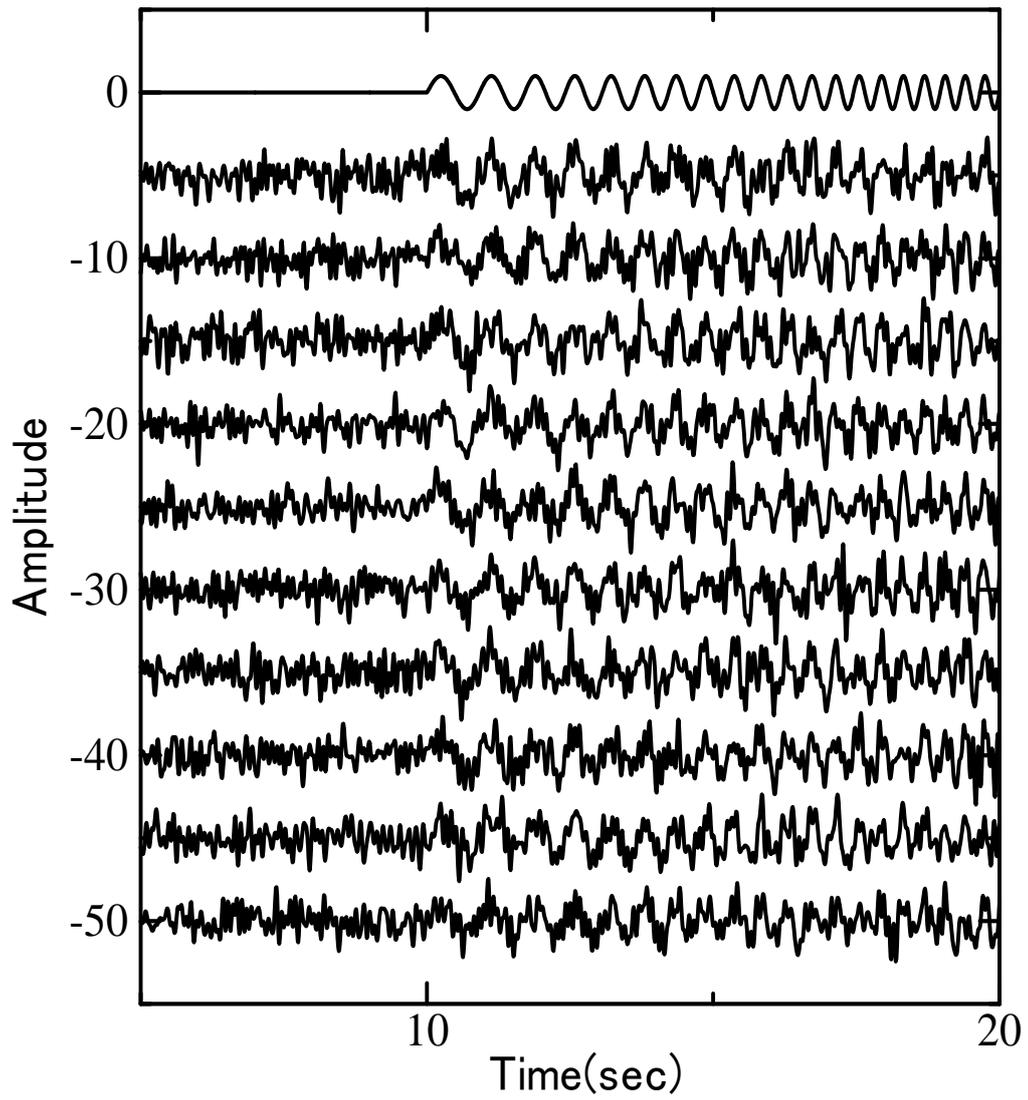


図2-2 テスト波形の用いたSWEEP波（一番上）とSWEEP波とランダム波の合成波形.

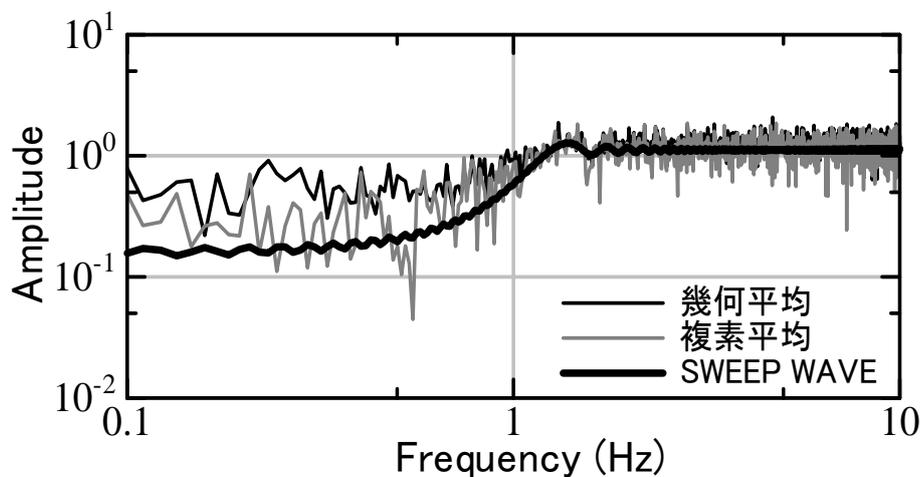


図2-3 テスト波形を幾何平均操作（黒細線）および複素平均操作（灰色線）したフーリエスペクトルおよびSWEEP波のフーリエスペクトル（黒太線）.

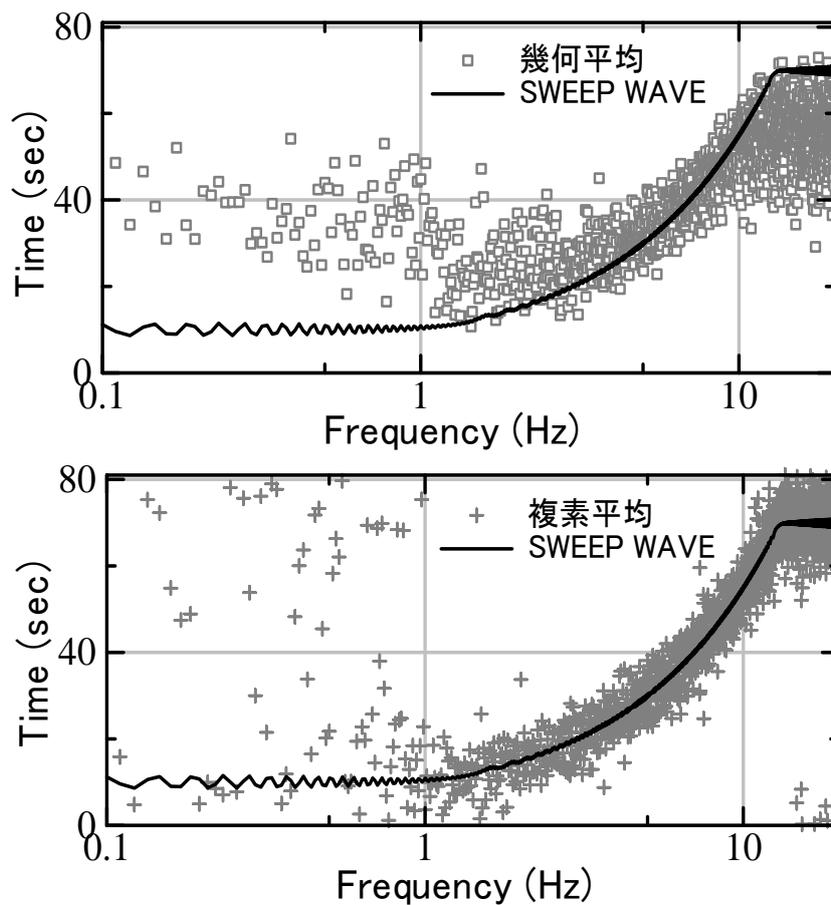


図2-4 テスト波形を幾何平均操作（上図）と複素平均操作（下図）した群遅延時間およびSWEEP波（黒線）の群遅延時間.

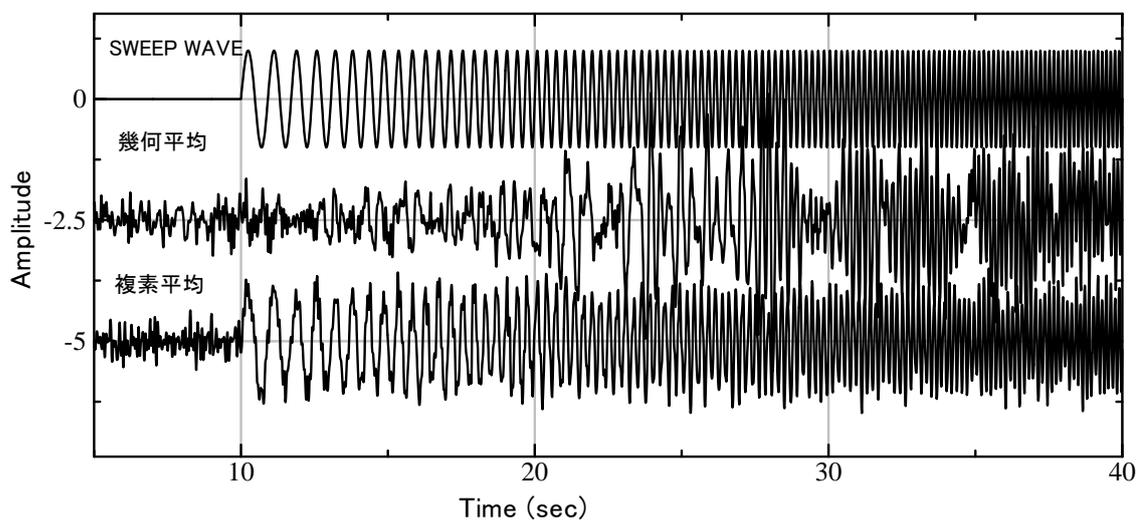
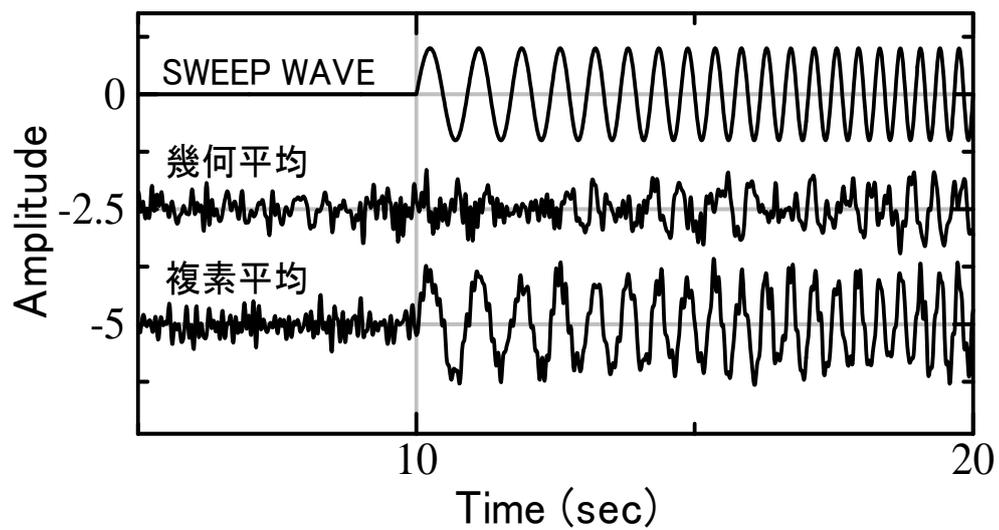


図2-5 テスト波形を幾何平均操作と複素平均操作しフーリエ逆変換した5秒~20秒までの波形およびSWEEP波（上図）と5秒~40秒までの波形およびSWEEP波（下図）.

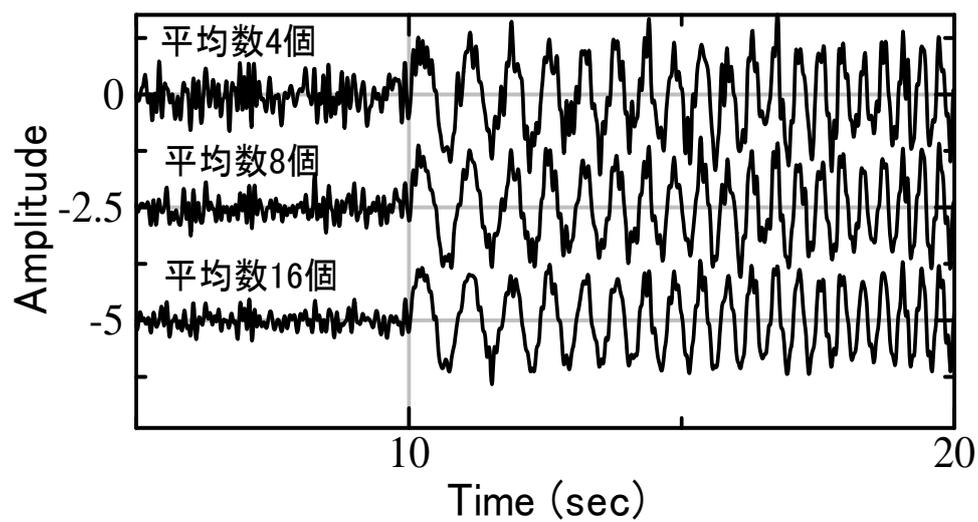


図2-6 テスト波形の平均個数の違いにより得られる波形の比較

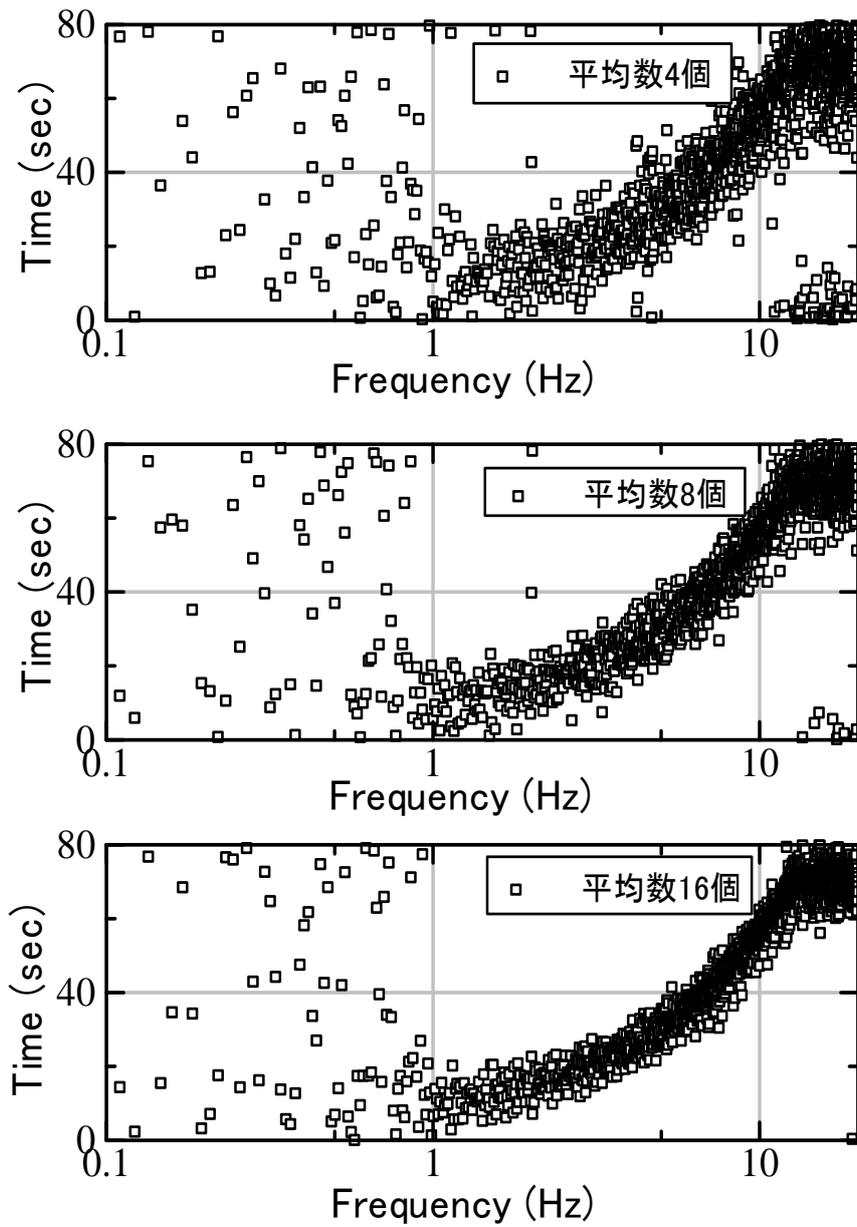


図2-7 テスト波形の平均個数4個，8個，16個による群遅延時間

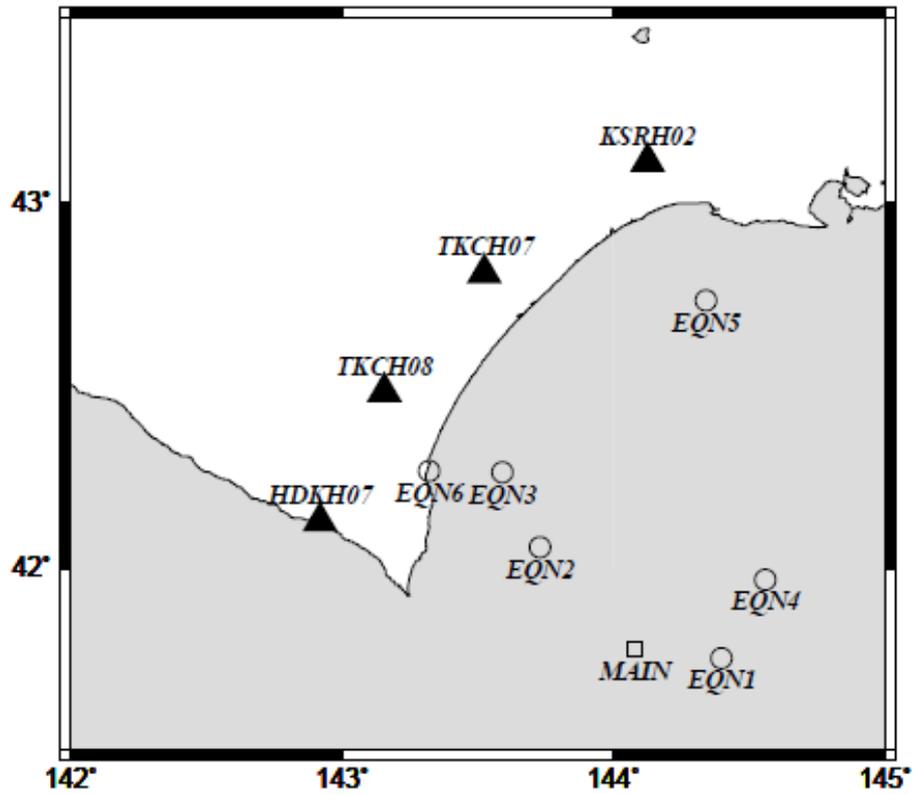


図2-8 経験的サイト特性の評価に使用した地震および本震の震央位置（○および□）と対象観測地点（▲），

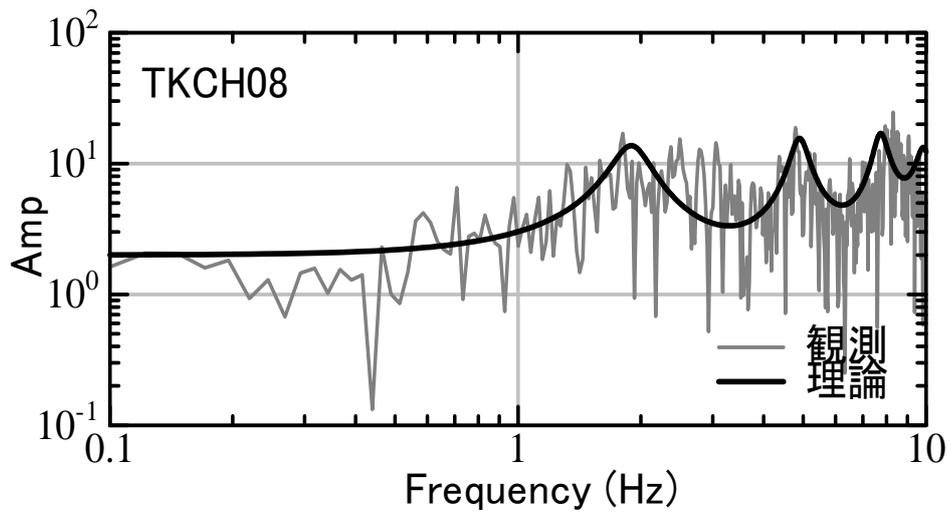


図2-9 TKCH08（大樹）における経験的サイト特性の振幅サイト特性（灰色）と防災科学技術研究所によるボーリングデータからS波多重理論で計算した理論サイト特性（黒線），

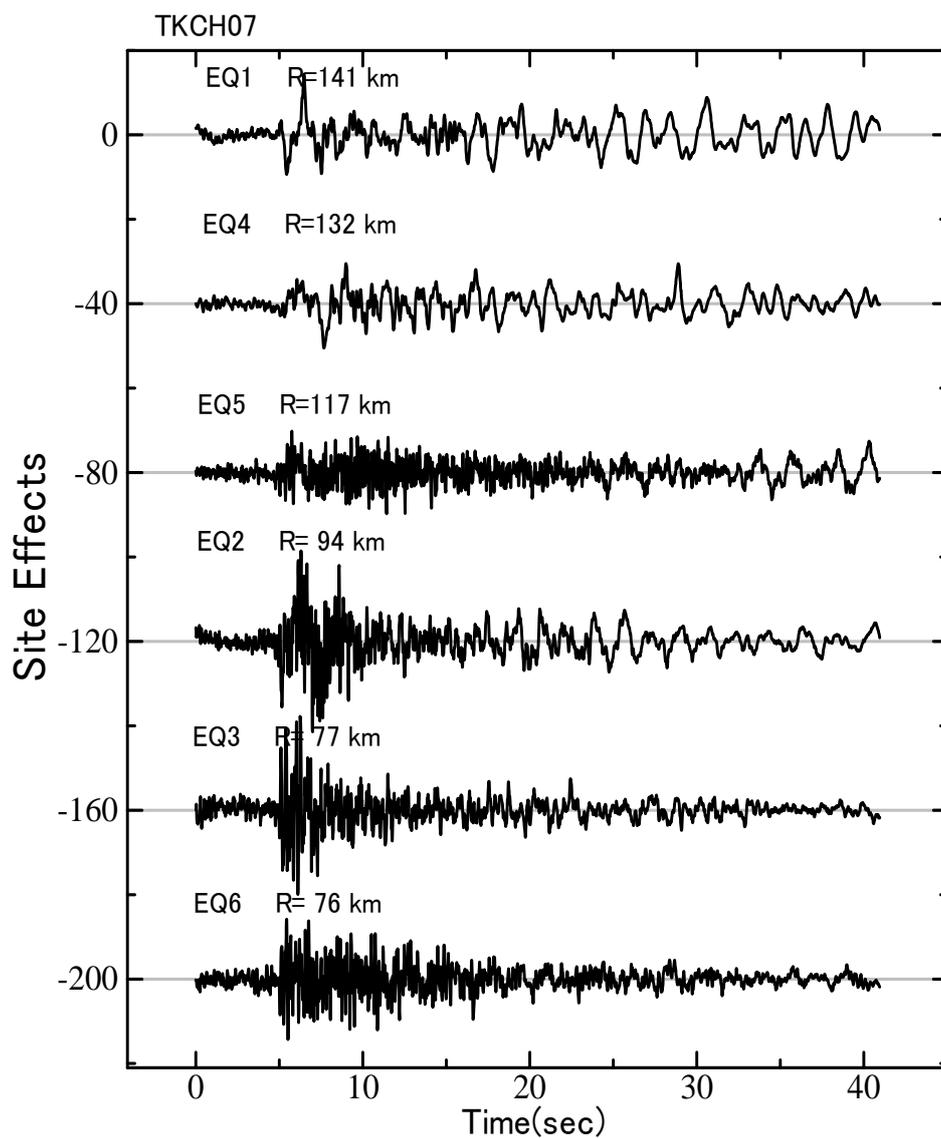


図2-10 TKCH07（似様）における経験的サイト特性に評価した6つの地震のサイト特性の時刻歴波形，上から震源距離の大きい順に表示している，

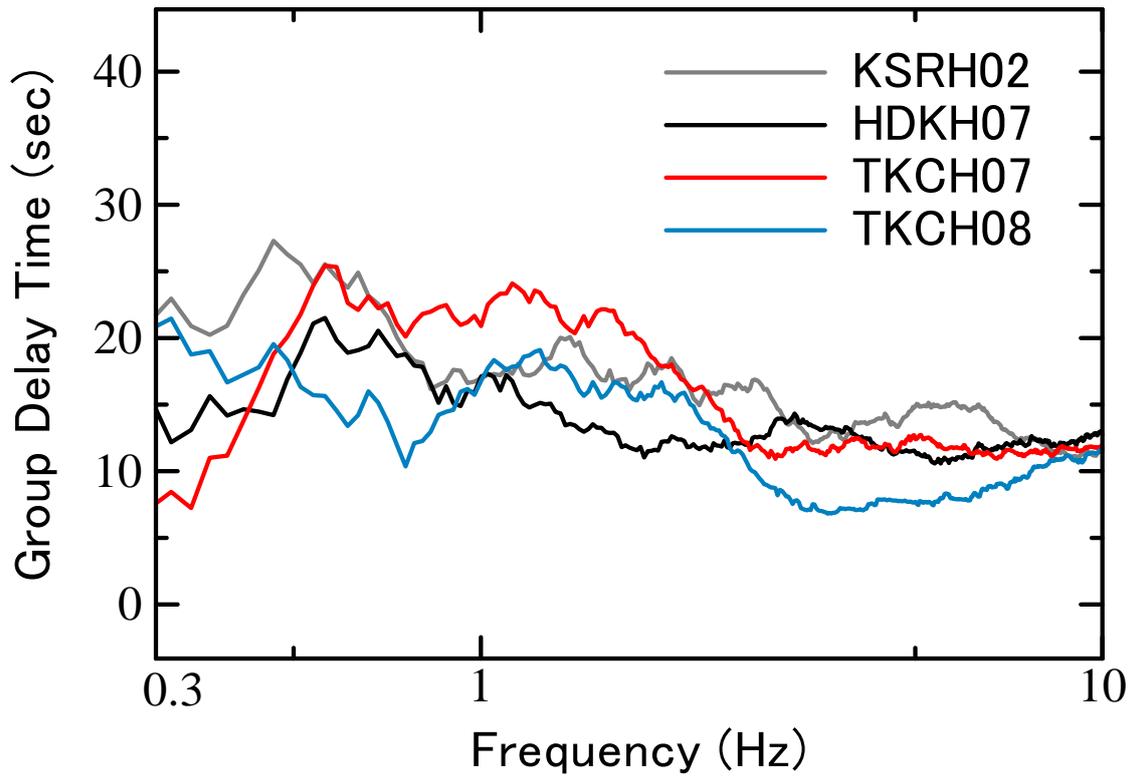


図2-11 各サイトの群遅延時間

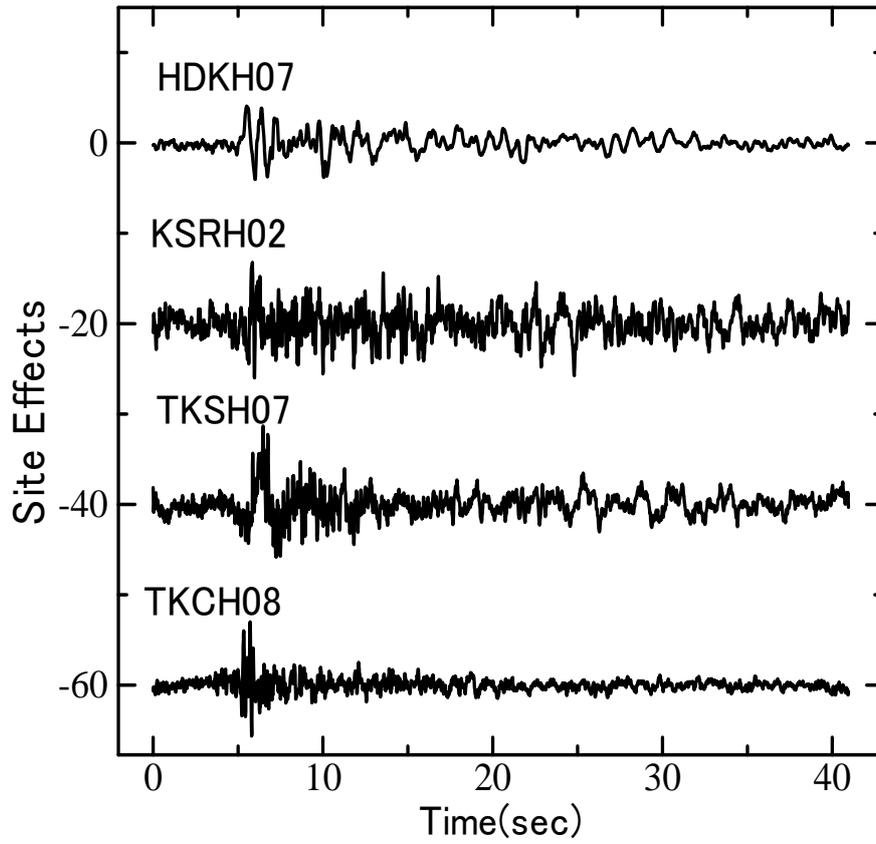


図2-12 各観測点で評価された経験的サイト特性の時刻歴波形

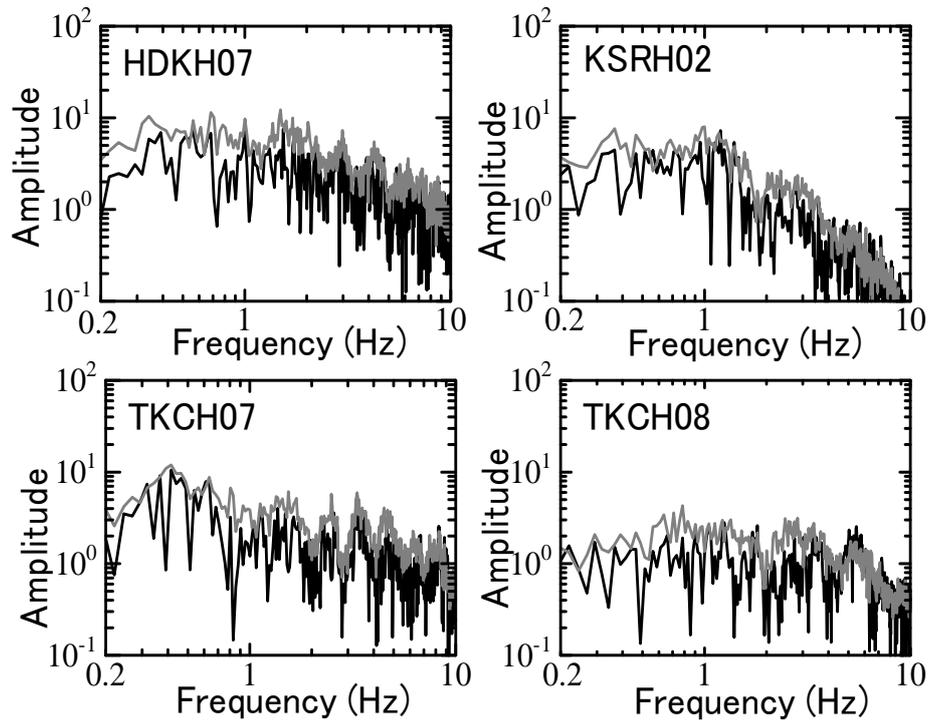


図2-13 各観測点における複素平均により評価された経験的サイト特性の振幅特性（黒線）とパワースペクトルから計算した経験的サイト特性の振幅特性（灰色線）

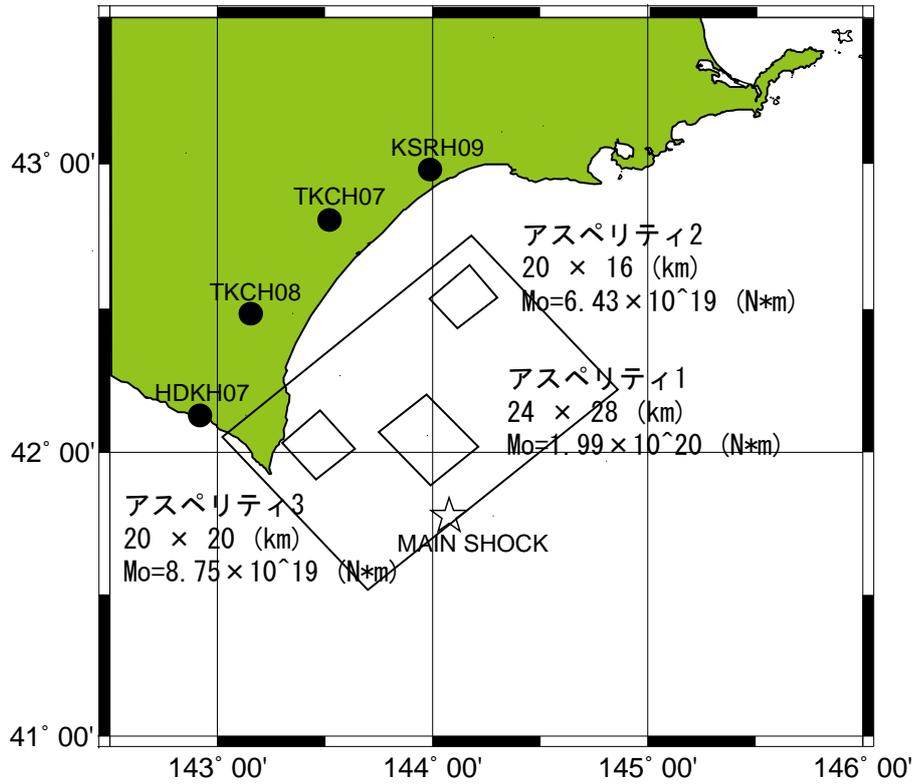


図2-14 Kamae and Kawabe (2006) による十勝沖地震の震源モデル，星印は本震の震源を示す，アスペリティは3つで構成されている（四角の領域）。

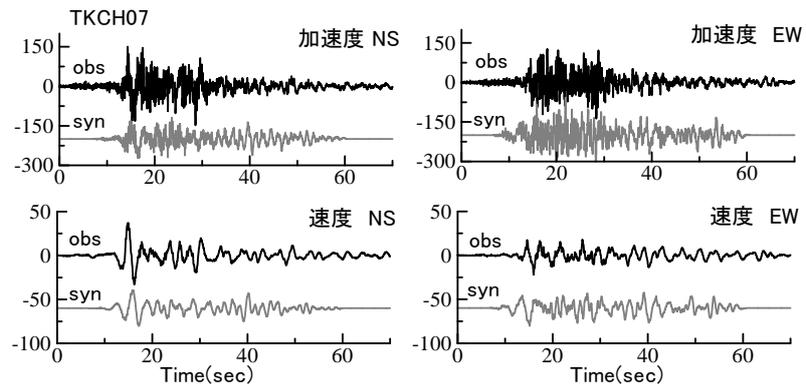


図2-15 各地震に共通なサイト特性を用いたグリーン関数の各地点における加速度波形と速度波形による観測波形（黒線）と合成波形（灰色線）の比較

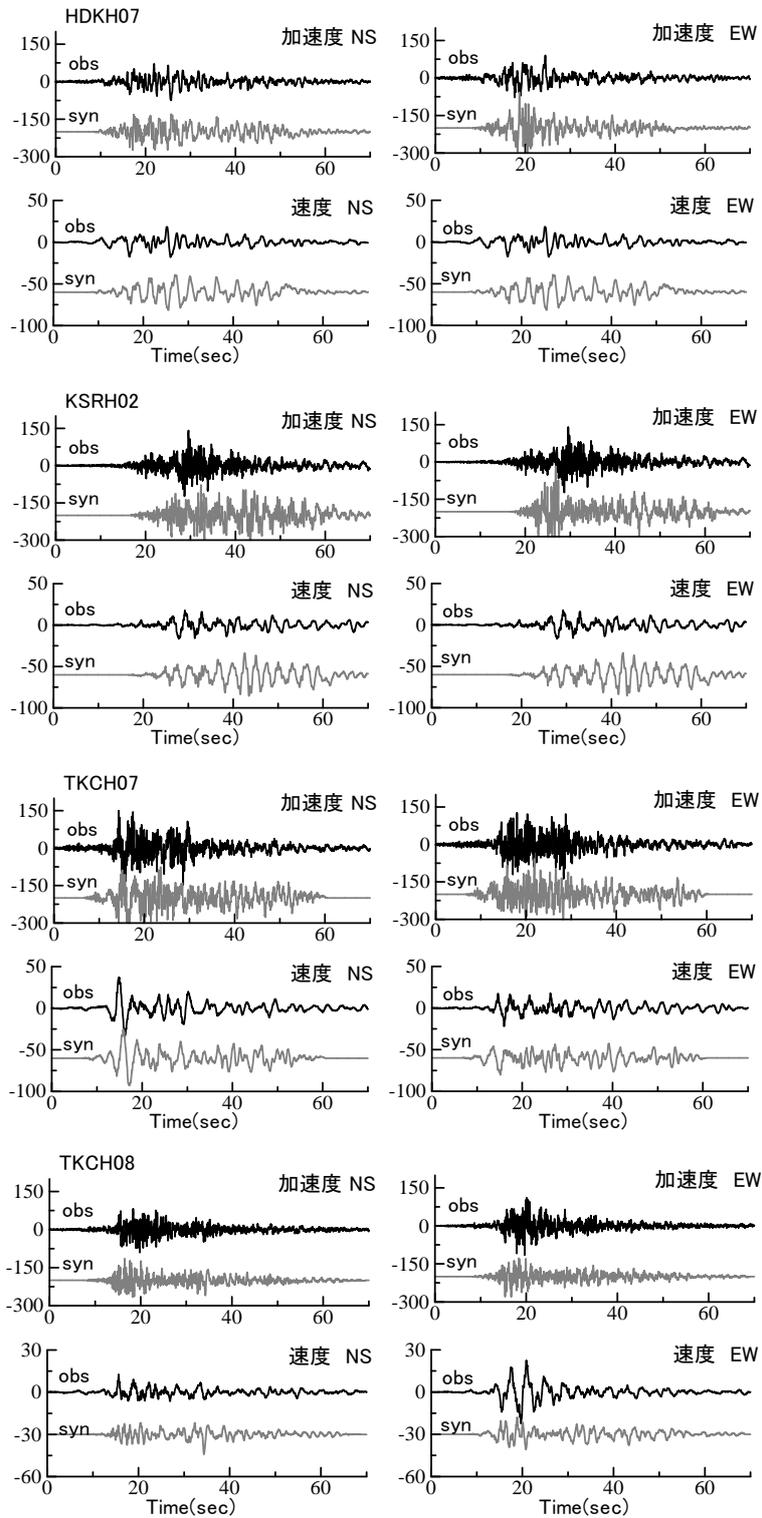


図2-16 振幅特性にパワースペクトルを用いたグリーン関数による各地点における加速度波形と速度波形による観測波形（黒線）と合成波形（灰色線）の比較

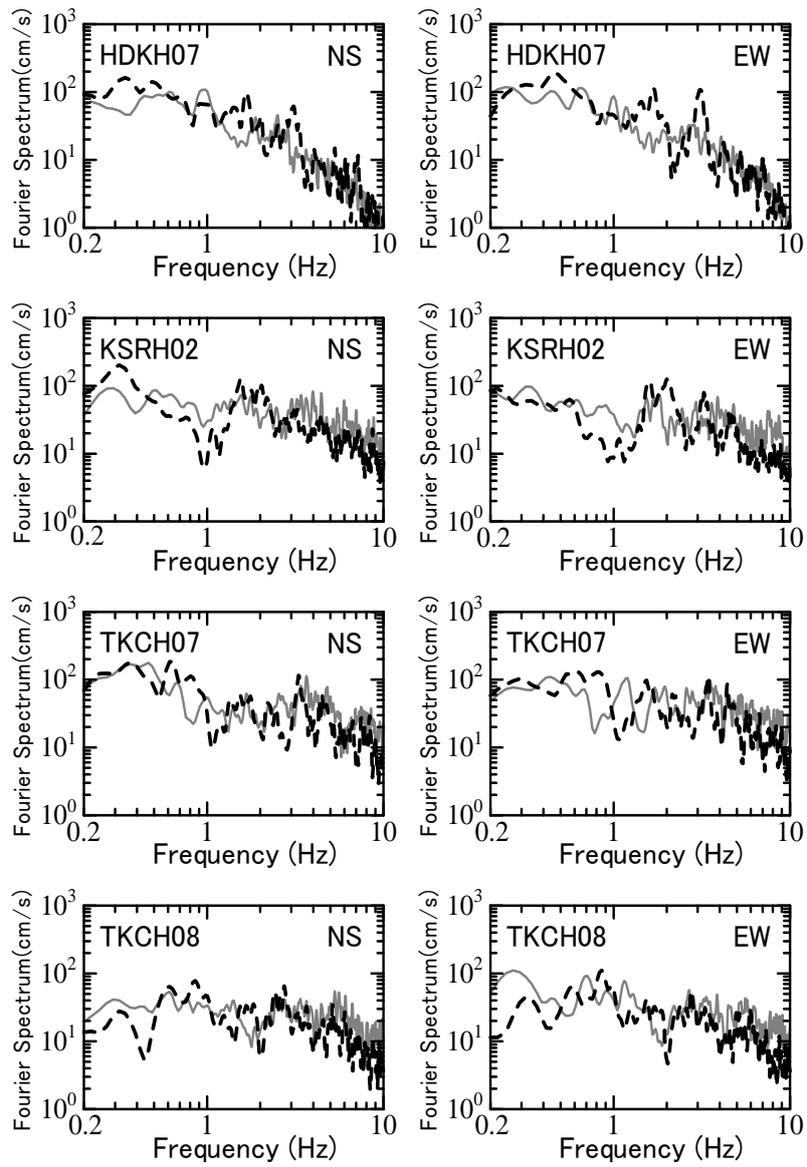


図2-17 各地点における観測波形（灰色線）と合成波形（黒鎖線）のフーリエスペクトルの比較，

第3章 能登半島地震の震源モデルの構築

3.1 はじめに

大地震により発生する地震動の被害軽減のためには、最大加速度や震度などの一つの値ではなく、時刻歴波形を把握する必要がある。地震動は、震源の破壊過程である震源特性、地殻内の伝播経路特性、対象地点近傍の地盤増幅度であるサイト特性の影響を受ける。前章では、3つの特性のうちサイト特性に注目し、経験的なサイト特性の評価手法を提案した。本章では、強震動予測に最も重要な特性である震源特性に注目した。強震動を予測するためには、断層運動をモデル化する必要がある。ここでは、能登半島地震の震源モデルを構築するとともに、すべり量の大きな場所と強震動の生成する場所との比較を行い、強震動予測レシピ（入倉・三宅，2001）の有効性の検証を行う。

3.2 能登半島地震の概要

2007年3月25日9時41分58秒（JST）に、能登半島の西方沖において能登半島地震が発生した。この地震の規模を示すマグニチュードはMj6.8、地震モーメントはMw6.7であった。最大震度は、輪島市、穴水町、七尾市で震度6強を観測しており、広い範囲で震度5弱以上の大きな震度が観測されている。この地震における死亡者は1人、建物の全壊棟数は300棟、半壊棟数は2000棟に達した（消防庁，2007）。

この地震によるCMT（Centroid moment tensor）解は、防災科学技術研究所（NIED）により走向は 58° 、傾斜角は 66° 、すべり角は 132° と推定されている（NIED,2007）。この地震による余震分布は、長さ25~30km、幅10~15kmと推定される（東大地震研究所，2007）。余震分布の傾斜方向は、CMT解の傾向と整合している。この地震断層は、能登半島北方西岸の活断層であることが知られており（片川ほか，2005）、断層の傾斜角はCMT解および余震分布と調和的である。この地震の被害が広い地域に見られる理由の一つとしては、能登半島の北側は上盤であったことが考えられる。その他の理由として、ディレクティブティの影響のような震源の破壊過程の関係が考えられる。地殻内の巨大地震による広帯域の強震動の評価のための震源モデルは、経験的グリーン関数法を用いた特性化震源モデルに基づいた合成波形と観測波形との比較から評価され、その有効性が示されている（例えば、釜江・入倉，1998；三宅ほか 2003）。彼らは、強震動が生成される強震動生成域と、応力が大きい部分と関係のあるアスペリティとが近似することを示した。本研究では、能登半島地震の破壊過程を推定して、上記の関係が利用できるかどうかの検証を試みた。強震動予測の関係と将来発生する巨大地震との危険度の評価を示すことは重要なことである。

3.3 観測記録

本研究では、能登半島に設置されているK-NET（NIED）の6観測点を対象とした。こ

の 6 地点は、震源のもっとも近傍に位置する ISK006 を含めた、破壊が進行したと考えられる能登半島北方の観測点 ISK001, ISK002, ISK003, ISK004, ISK005, ISK006 である。図 3-1 に K-NET 観測点の位置、本震および解析に用いた 2 つの余震の震央を示す。本震と余震の地震モーメントと震源メカニズムは、F-net の値を用いた (NIED, 2007)。それぞれの余震の震源断層の面積は、余震の観測記録を用いて計算した震源スペクトルから決めた。また、余震の応力降下量は、地震モーメントと断層面積との関係から計算した。これらの震源パラメータを表 1 に示している。解析に用いた周波数は、0.2~10Hz とした。

3.4 経験的グリーン関数の選択方法

能登半島地震では、この震源域内においていくつかの余震が発生している。しかしながら、経験的グリーン関数法を用いる場合には、グリーン関数となる余震を選択する必要がある。その条件を以下に示す。

- 1) 余震の震源は、本震のアスペリティの近くである。
- 2) 余震の放射特性は、本震の放射特性と似ている。

1) の条件は、経験的グリーン関数法は、本震と余震の伝播経路特性とサイト特性は近似しているという仮定で成立している事による。2) の条件は、余震の震源メカニズムは本震の震源メカニズムと似ている必要があるためである。2 つ目の条件は、余震の震源メカニズムが本震の震源メカニズムと必ずしも同じでないことを意味している。もし、観測記録において S 波が卓越しているならば、本震の震源メカニズムによる振幅特性は、余震が節でない限り補正が可能である。以上のことから、解析に用いるグリーン関数としてふさわしい余震は、2007 年 3 月 28 日 8:08 に発生した地震と 3 月 25 日 15:43 に発生した地震である。ここでは、便宜的にそれぞれの余震を Aftershock A と Aftershock B と呼ぶ。Aftershock A の震源位置は、本震とほぼ同じであり、条件 1) を満足している。しかしながら、震源メカニズムは本震と大きく異なっている。一方で、Aftershock B は、震源メカニズムは本震と似ており、条件 2) は満足しているものの、本震の震源と離れており、条件 1) が満足されていない。このように、2 の条件が同時に満足しない余震を採用する場合、最低条件として、本震または余震が節でないことが必要である。そこで、2 つの余震について、各観測点から震源スペクトルを計算し放射特性による影響を検証した。

震源スペクトルは、以下方法で推定した。まず、各地点におけるサイト特性を算出する。サイト特性は、 ω^{-2} モデルと仮定した震源特性と伝播経路特性を観測スペクトルから除することで算出した。そして、いくつかの地震から算出したサイト特性を平均することにより対象地点の平均的なサイト特性とした。ここで推定したい余震 (Aftershock A と Aftershock B) の震源特性は、この余震の観測スペクトルから伝播経路特性とサイト特性を除することで計算される。

1Hz 以下の低周波帯域では、放射特性は震源メカニズムに敏感であるが、高周波帯は伝播経路の影響により平滑化されることが知られている (釜江・入倉, 1990)。図 3-2 では、

Aftershock A の低周波領域における変位スペクトルの振幅は、ISK006 を除いてどの記録も 0.5~1.0Hz で同じレベルとなっている。この ISK006 の過小評価の原因は、S 波の放射特性が節であるためと考えられる。ISK006 地点は、震源近傍に位置している。震源近傍における観測記録は、震源の特性が直接影響されている可能性が高く、震源特性を評価するうえで重要である。よって、この余震をグリーン関数として使用することは適切ではない。一方で、Aftershock B の震源特性を見ると、ISK006 は過小評価されておらずまた、ISK001, ISK002, ISK03 もほぼ同レベルで評価されている。しかしながら、ISK004, ISK005 は過小評価されている。このことから、本研究では、ISK001, ISK002, ISK003, ISK006 は Aftershock B を、ISK004, ISK005 は Aftershock A を使用することとした。

3.5 震源モデルと合成波形の解析手順

本地震の震源モデルは、遠地実体波や近地観測波を用いた波形インバージョンにより推定されている（例えば青井・関口，2007；Horikawa,2007；Yamanaka, 2007）。これらのモデルの多くは、1Hz よりも低周波の記録が利用されている。しかしながら、工学的に評価するためには、0.1~10Hz の周波数帯における評価が重要であり、本研究においてもその周波数帯を含めた震源モデルの構築を目的としている。ここでは、広帯域における震源モデルの構築するための予備解析手順を以下に示す。

- (1) はじめに、断層分割数 N と応力降下量比 C を計算する。これらの関係は、対象地震と余震の変位観測スペクトルの低周波の比は CN^3 、加速度スペクトルにおける高周波のレベル比は、 CN と関係付けられるため、これらの比から N と C を計算することができる。一般的に、本震の震源面積は、 $N \times N$ のメッシュで区切られており、その一つが小地震の面積となる。 N と C の値以外は、経験的な情報から初期値を与える。
- (2) アスペリティの面積と個数を推定する。アスペリティを一つとする場合は、(1)で評価した N と C が使用される。面積は断層の分割数 N と小地震の断層の大きさの積で表される。一方で、複数のアスペリティを設定する場合は、試行錯誤で分配する。
- (3) 観測波と合成波の整合性を評価には、Miyake et al(1997)の fitting function を用いた。ここで評価されている評価関数は、変位波形と加速度の包絡形状の残差で評価される。グリッドサーチのパラメータは、破壊速度と小地震のメッシュサイズとした。最適モデルは、fitting 関数の最小の値を持ったモデルとした。

次に、グリッドサーチにより最適モデルの構築を行った。特性化震源モデルにより計算された合成波は、アスペリティの面積と応力降下量の 2 つのパラメータの影響を大きく受ける。ここで、アスペリティの面積は、断層の分割数の N^2 と小地震の面積と一致するメッシュサイズの積で計算される。観測記録と合成記録の残差を計算する場合、一つの観測点では、アスペリティサイズと破壊速度とのトレードオフにより、一意に決めることができ

ない。一方で、アスペリティの応力降下量は応力降下量比と小地震の応力降下量で評価され、さらに小地震の応力降下量は、余震の地震モーメントと断層面積で評価される。このことから、本研究では、ISK001, ISK002, ISK003, ISK006 の観測点においてアスペリティの面積、破壊速度と応力降下量をパラメータとして、グリッドサーチを行った。

3.6 解析結果

本研究では、震源モデルを構築するにあたり、Horikawa (2007) によるすべり量分布を参考にアスペリティの位置を推定した。Horikawa (2007) は、近地地震動記録を用いた波形インバージョンにより、すべり分布を構築している。ただし、1Hz 以下の低周波のみを用いたモデルである。

図 3-3 に本研究で推定した最適震源モデルを示す。また表 3-1 に震源パラメータをまとめて示す。アスペリティの長さ、幅、立ち上がり時間、破壊速度は、それぞれ、6.3km, 6.3km, 0.7 秒, 3.1km/s となった。破壊開始時間は、(4,7)であった。地震モーメントと応力降下量は $2.70 \times 10^{18} \text{Nm}$, 25.8MPa であった。アスペリティ位置は、Horikawa (2007) のすべり量の大きい場所と調和的であった。ISK001, ISK002, ISK003, ISK006 における合成波形と観測波形の比較を図 4 に示す。合成された速度波形や変位波形は観測波形にみられる顕著なパルスの振幅や時間位置、幅などが再現されており、震源モデルの妥当であるといえる。

次に、図 3-4 の ISK003 における合成波形を見ると、観測波形にみられる 2 つ目のパルスが再現されていないことがわかる。これは、震源断層面におけるアスペリティは、1 つではなく 2 つ以上あることを示唆している。しかし、ISK003 でみられる 2 つ目のパルスは、他の地点では明瞭に見られない。このことは、2 つ目のアスペリティは、ISK003 に近い位置に存在していると考えられる。それゆえ、ISK003 に近い位置にアスペリティを加えて設定して再び合成波形を計算した。2 つ目のアスペリティの最適モデルを構築する際、アスペリティ 1 をそのままにして、2 つ目のアスペリティのみを設定して解析を行った。さらに、破壊過程は、マルチハイポセンターモデルを採用した。2 つ目のアスペリティを設定した位置を図 3-3 に示す。アスペリティ 2 の位置は、震源から 12km 北東に位置しており、アスペリティの面積、地震モーメント、応力降下量は、 13km^2 , $2.0 \times 10^{17} \text{Nm}$, 10.3MPa であった。ISK001 と ISK003 における合成波形と観測波形の比較を図 5 に示す。ISK003 において、合成波形は、観測波形に見られる 2 つのパルスが、再現されており震源モデルの妥当性を示している。

3.7 議論

ここでは、得られた震源モデルが他の地点で整合的であることを確かめた。前章で確かめたように、ISK004 と ISK005 で観測された Aftershock B の震源スペクトルは、他の地点のものとは比べ過小評価になっていたことから、放射特性の節に当たる考え、解析を行わな

かった。そこで、Aftershock Aを経験的グリーン関数として用いて合成波形を計算した。アスペリティの大きさや応力降下量は、3.6で構築したものを適用した。計算された合成波形と観測波形の比較を図3-6に示す。ここでは、比較として、Aftershock Bを用いて合成した結果も示している。Aftershock Bをグリーン関数として用いた合成波形は、Aftershock Aをグリーン関数として用いた合成波形よりも過小評価となっている。これは、Aftershock BがISK004とISK005においては節方向であることと調和的である。

ISK005における合成結果は、変位波形に関して振幅は一致している。しかし、位相に関しては一致しているとは言い難い。これは、ISK005の浅部の地盤構造は非常にやわらかく、この地点の強震動記録は、地表に近い砂地盤の影響のために非線形の影響が現れている可能性がある。また、ISK004では、速度や変位は、観測を満足しないのに対し、加速度を概ね一致している。これは、観測機器のトラブルの原因も考えられる。

3.8 地震モーメントと全アスペリティ面積との比較

Somerville et al.(1999)は、波形インバージョンによりいくつかの地殻内地震によるすべり量分布を計算し、システムティックな統計的解析により、アスペリティの分布が一定のスケーリング則に従っていることを示した。宮腰(2002)は、1995年以後の大きな地震の解析を加えてもSomerville et al.(1999)が示したアスペリティの関係式が成り立つことを示している。そこで、能登半島地震のアスペリティの分布がスケーリング則とどのような関係になるのかを検証した。図3-7に地震モーメントと全アスペリティ面積との関係図に能登半島の結果を併記した図を示す。図は、宮腰(2003)の加筆したものであり、実線は過去の地震における平均的な応力降下量であることを示している。

能登半島地震の関係は、過去の地震におけるスケーリング則よりもアスペリティの面積が小さいことがわかる。これは、過去の地震の平均的な応力降下量よりも大きいことを意味している。

一方で、図3-8に、能登半島地震の広域における最大速度と司・翠川(1999)による距離減衰式における最大速度との比較を示す。図に示すように観測最大速度は、全体的に郷里減衰式よりも大きいことがわかる。これは、司・翠川で使用された地震と比較して応力降下量が大きいことを意味している。

このことから、本章で構築した震源モデルの妥当性が確認されたとともに、能登半島地震の応力降下量は、過去の地震と比較すると大きいと考えられる。

3.9 まとめ

本研究では、既往の研究で示されている、震源のすべり量の大きい場所と強震動が生成される場所の関係について、能登半島地震における検討を行った。ここでは、Horikawa(2007)によるアスペリティモデルと経験的グリーン関数法で評価した強震動生成域の関係を試みた。以下にその結果をまとめる。

- 1) 本章では、経験的グリーン関数法の考えに基づいて、経験的グリーン関数としてを用いる余震の選択を行った。その結果、観測地点ごとに適用可能な余震を適切に選択でき、より高精度な震源モデルが構築された。
- 2) 能登半島地震の観測波形は、2つの強震動生成域で表現可能であった。このモデルで合成された波形は、観測記録に見られた明瞭なパルスの振幅、位相の幅などが再現されている。しかしながら、比較的広域の地震動波形を考慮すると、本震の強震動生成域のメインは震源付近に構築されたアスペリティ1であった。
- 3) Horikawa(2007)による近地強震動記録を用いた震源インバージョンからのすべり量の大きな場所は、本章で構築した強震動生成域の場所と調和的であった。このことは、本震は、すべり量の大きな場所から強震動が生成されたことを意味する。これは、既往の研究で指摘された結果と調和的である。
- 4) 本震の地震モーメントと全アスペリティ面積の関係は、過去の地震と比較して、応力降下量が大きいことがわかった。一方で、本震の広域における最大速度と距離減衰式からの最大速度との関係とも調和的であることから、本章で構築した震源モデルの妥当性を示すとともに、本震の応力降下量が過去の地震の平均的なものよりも、大きいことが、観測記録からも読み取ることができる。

表 3-1 能登半島地震の本震と Aftershock A と Aftershock B の震源パラメータ.
Aftershock A と B の断層面積と応力降下量は、グリッドサーチを行う前のものと後のもの
を示している.

	Aftershock A	Aftershock B
Date	2007/3/28 08:08	2007/3/25 15:43
Latitude (deg)	37.222	37.294
Longitude (deg)	136.709	136.772
Depth (km)	13.3	8.9
Mw	4.6	4.0
Strike (deg)*	335/225	161/40
Dip (deg)*	62/56	60/48
Rake (deg)*	39/146	51/137
Seismic moment (N*m)*	1.03×10^{16}	1.25×10^{15}
Fault area (km ²)	2.2	1.0
Stress drop (MPa)	7.6	3.0
*Mechanisms by F-net		

表 3-2 グリッドサーチの解析範囲と解析間隔

	mesh size	rupture velocity	stress drop ratio	risetime
range of searching parameters	0.7-1.2 km	2.4-3.3 km/s	5.0-9.0	0.2-1.0 sec
interval of parameters for grid search	0.1 km	0.1 km/s	0.1	0.1 sec

表 3-3 本研究で評価した各アスペリティの震源パラメータ

	Mo (N*m)	L(km) × W(km)	$\Delta \sigma$ (MPa)
Asp-1	2.7×10^{18}	6.3×6.3	25.8
Asp-2	2.0×10^{17}	3.6×3.6	10.3

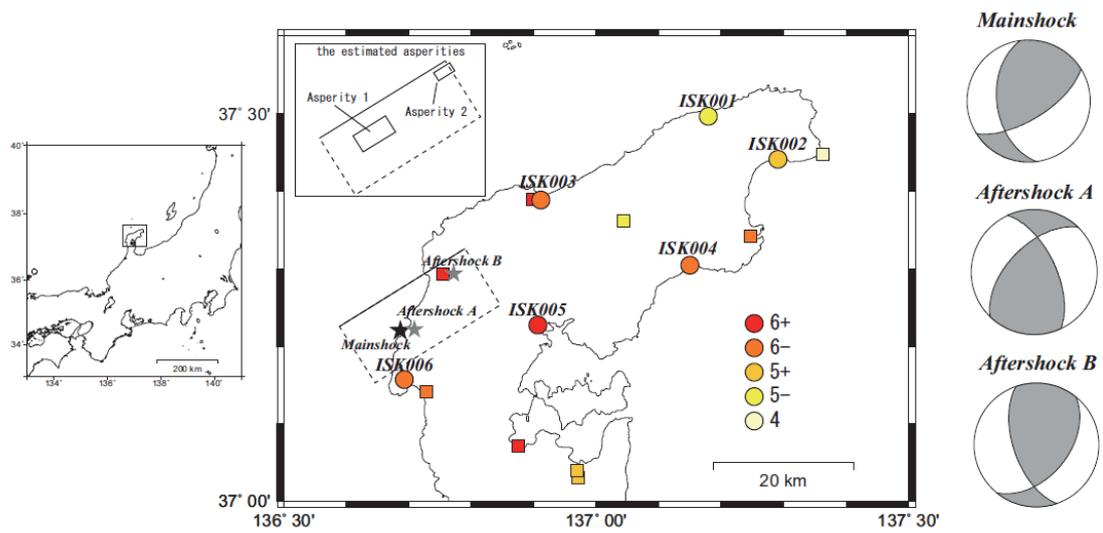


図 3-1 本研究の解析の用いた観測点 (丸), 解析に使用しなかった観測点 (四角) と本震と経験的グリーン関数に使用した余震の震央位置. 図中の色分布は, JMA 震度階を示す. また, 右図には本震と経験的グリーン関数に用いた余震の震源メカニズム (f-net) を示す.

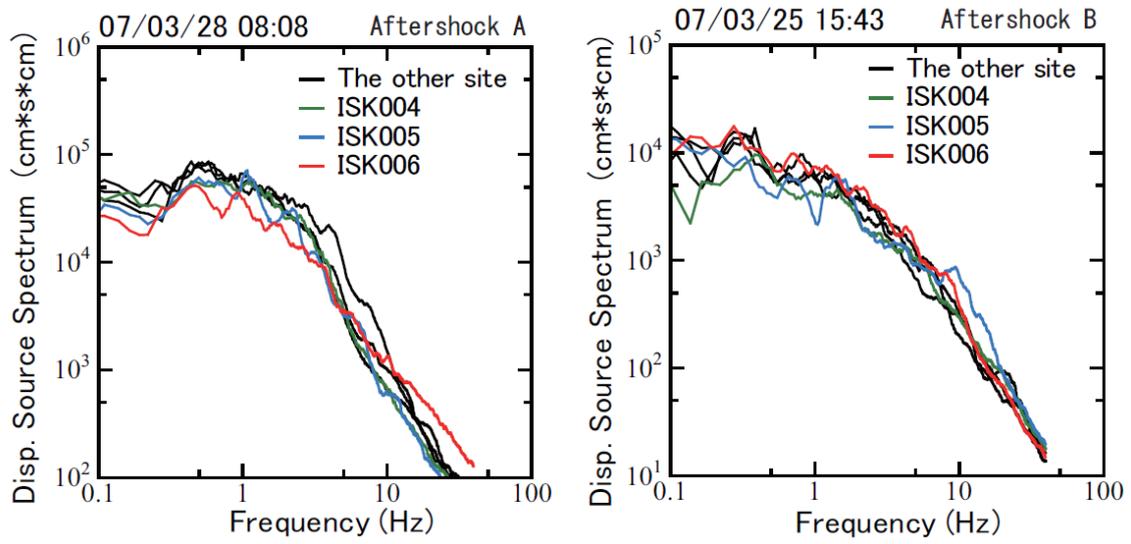


図 3-2 6 観測点の観測記録から評価した Aftershock A (左) と Aftershock B (右) の観測変位スペクトル.

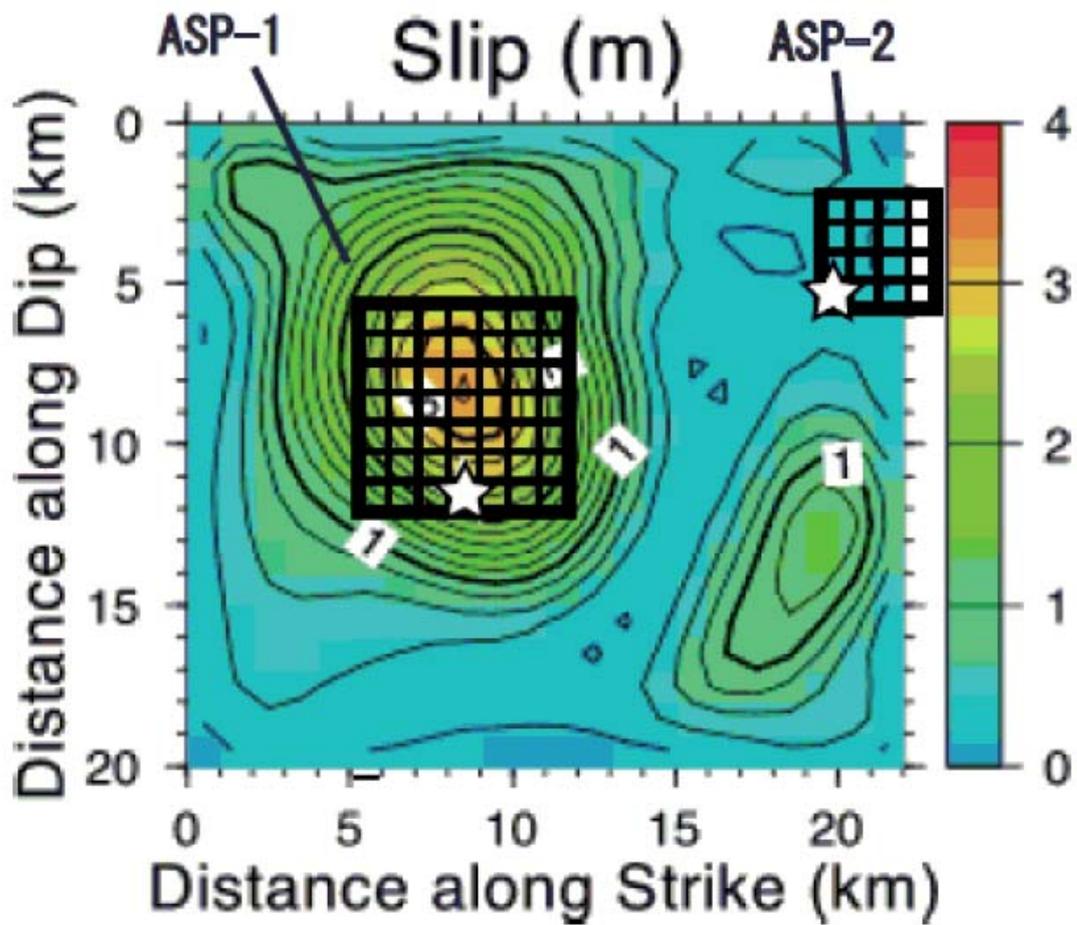


図 3-3 経験的グリーン関数法によるフォワードモデリングから評価された 2 つのアスペリティの震源モデル。本研究のアスペリティモデルは、近地強震動記録の波形インバージョンによるすべり分布（堀川，2007）のモデルと整合的である。図中の星印は破壊開始点を示す。

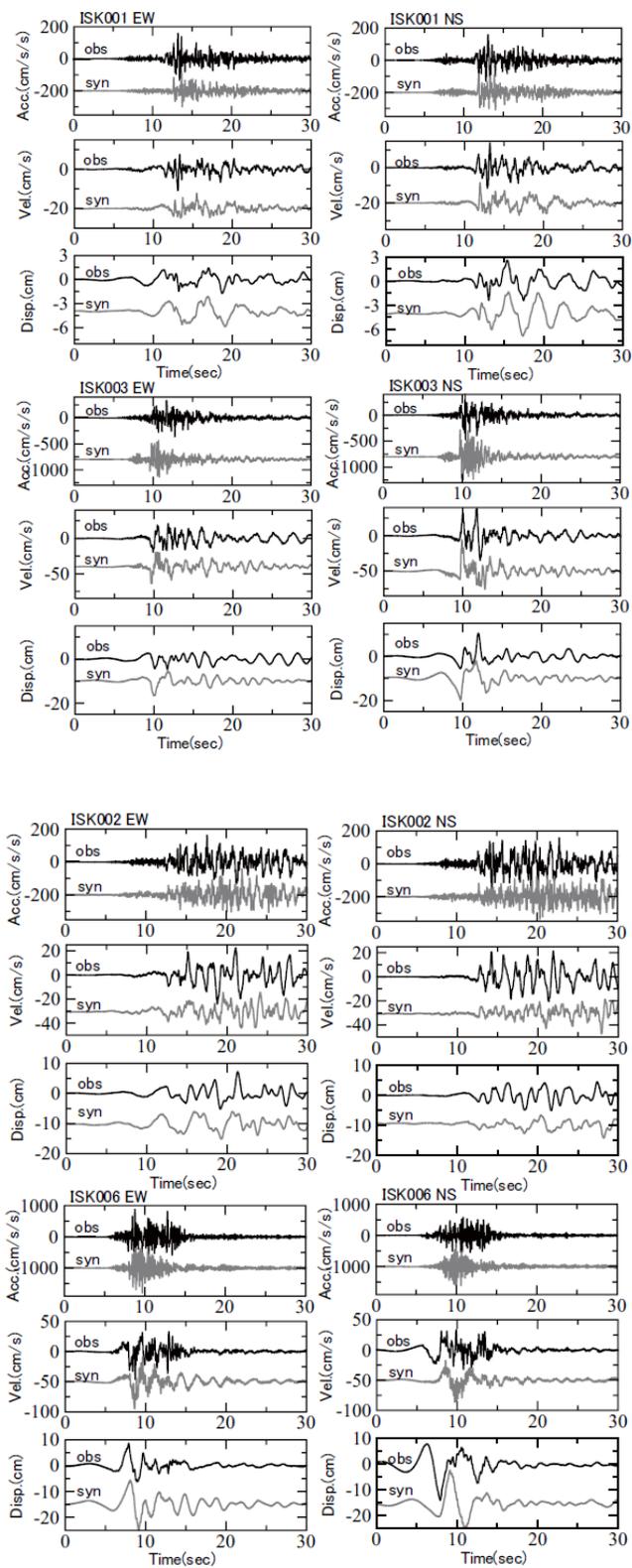


図 3-4 ISK001, ISK002, ISK003, ISK006 における観測記録と合成波形の比較. 合成波形は, Single asperity model から計算されたものである.

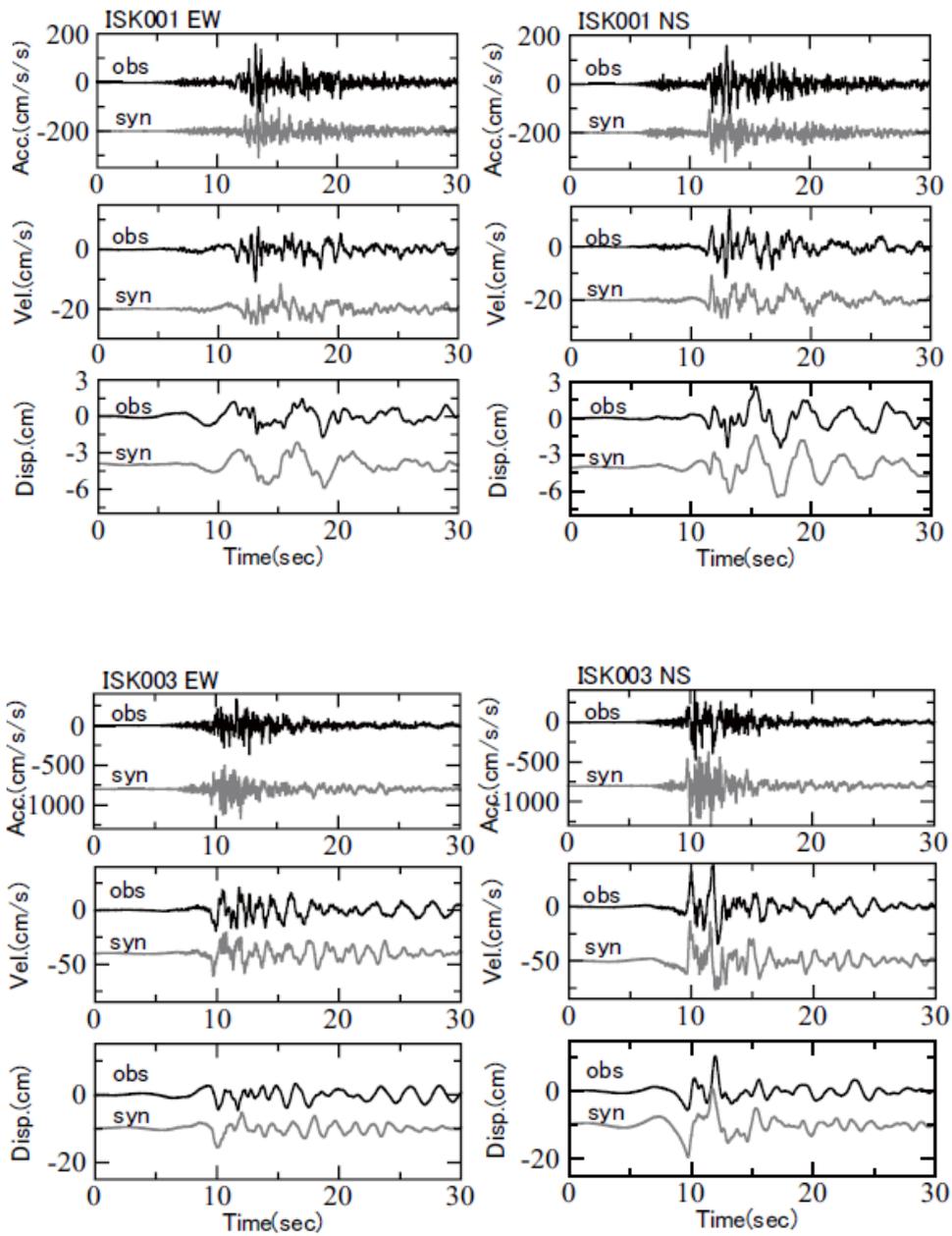


図3-5 ISK001, ISK003における観測記録と合成波形の比較. 合成波形は, Two asperity model から計算されたものである.

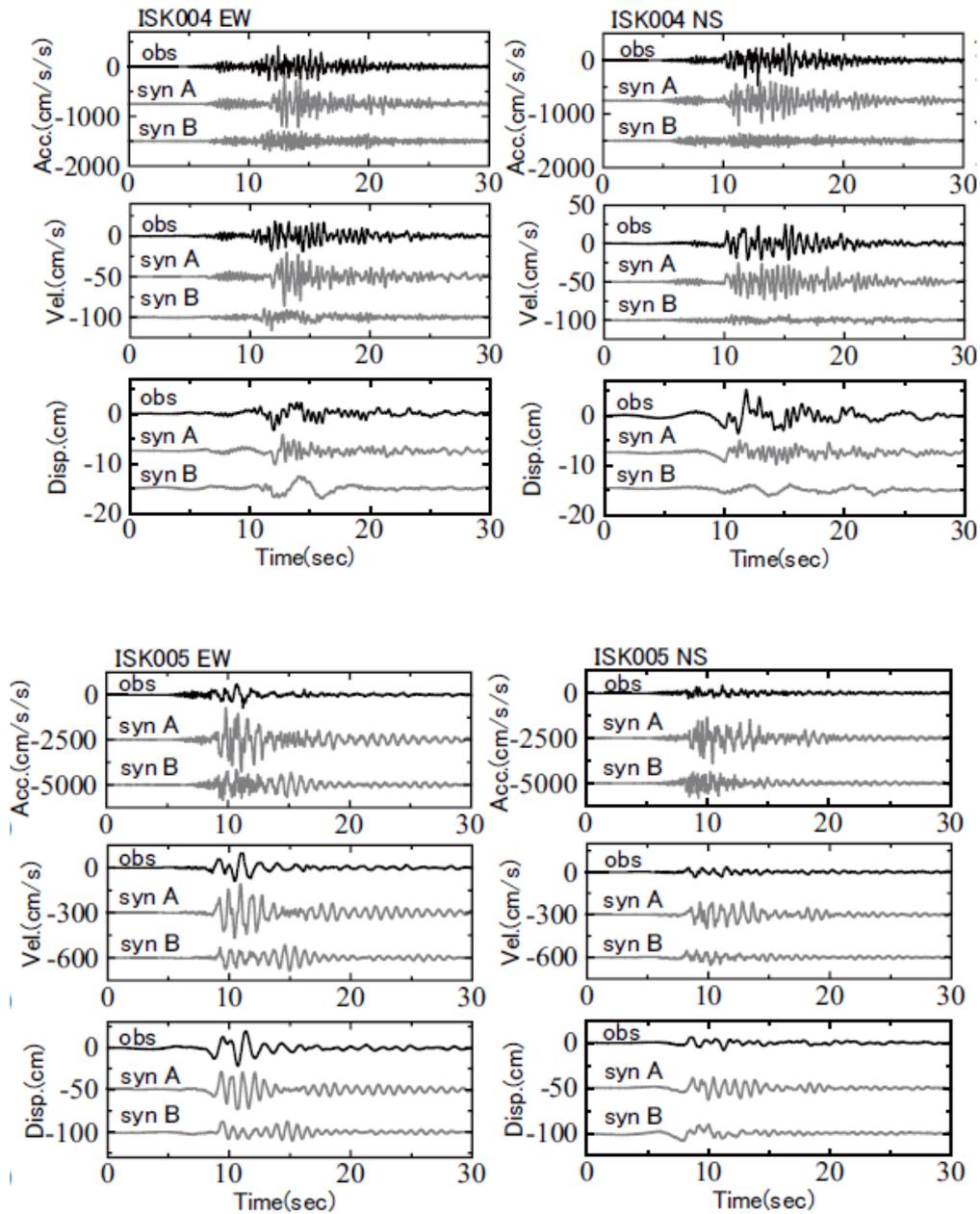


図 3-6 ISK004, ISK005 における観測記録と合成波形の比較. 合成波形は, Single asperity model から計算されたものである. 図中の Syn A と Syn B はそれぞれ, Aftershock A と Aftershock B を経験的グリーン関数として用いた合成波形を示す.

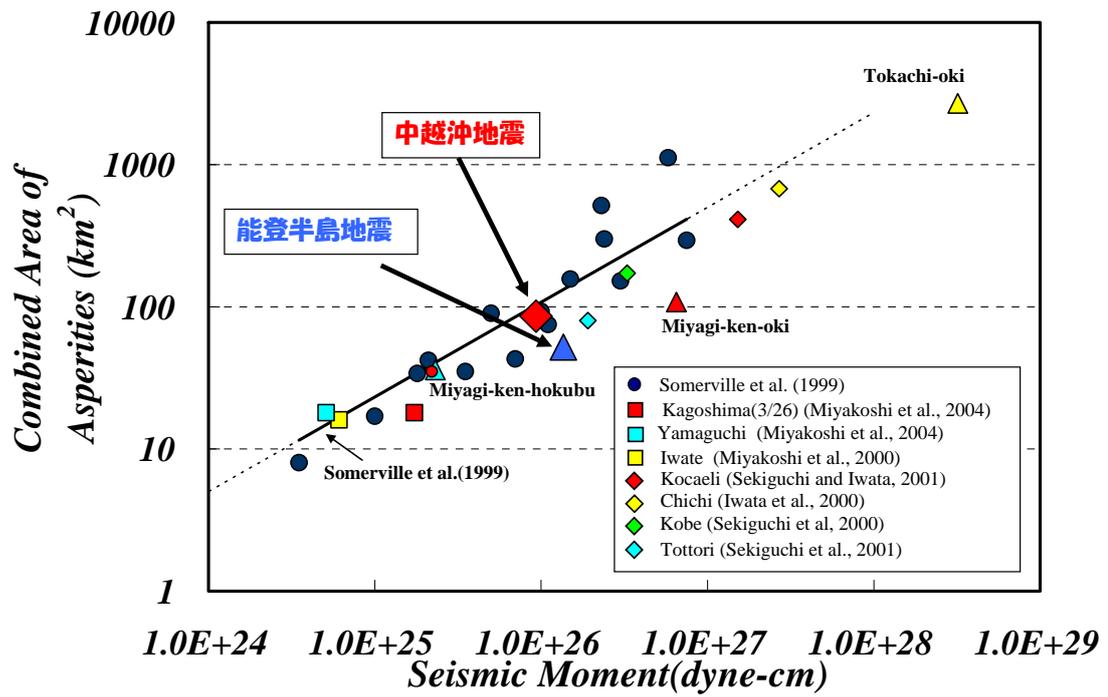


図 3-7 地震モーメントと全アスペリティ面積との関係. 青三角は, 能登半島地震の関係を示す. (宮腰 2003 に加筆).

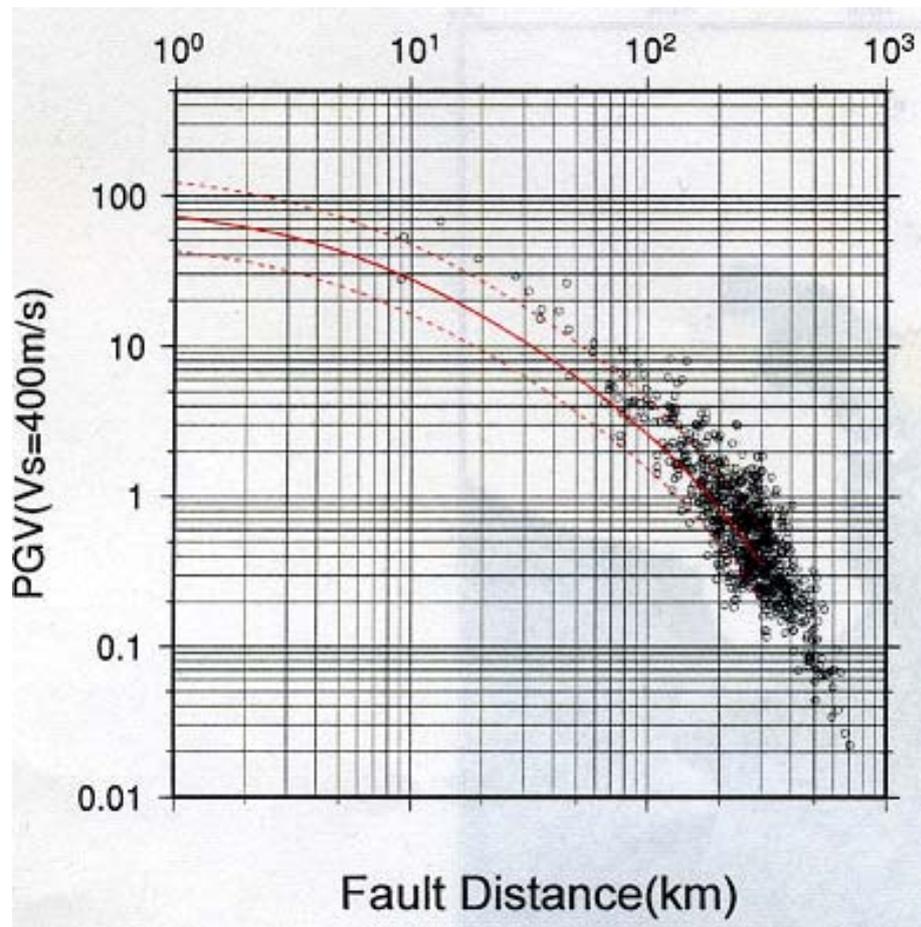


図 3-8 能登半島地震における広域の最大速度記録 (○) と司・翠川(1999)による最大速度 (赤線および赤実線) との比較.

第4章 2007年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築

4.1 はじめに

2007年7月16日10時13分に柏崎市沖約10kmを震源とする新潟県中越沖地震(Mj6.8)が発生した。この地震では、震源近傍の柏崎市や刈羽村および震源から約90km離れた長野県飯綱町で震度6強が観測され、人的被害は死者15人、住家被害は全壊1259棟、半壊5487棟(消防庁, 2007)が報告されている。特に、震度6強を観測した地域にあった柏崎刈羽原子力発電所(以下柏崎刈羽原発とする)では、微量の放射能漏れや敷地内の建物の火災、発電のための機器の被害が報告されている(東京電力, 2007)。ここで観測された地震動は、地表記録で最大加速度は約1200galを超え、S波速度が700m/sの層内に設置された地中地震計では、最大加速度は990galを超える非常に大きな地震動が観測され注目された。また、観測された波形には、2~3の明瞭なパルス波が観測されており、このパルスを生成した強震動生成域の場所についても注目された。このような特徴を持った地震波を生成した震源断層は、どのようなものだったのか。本研究では、震源近傍であった柏崎刈羽原発で観測された観測波を主として注目し、経験的グリーン関数法を用いて本震の強震動生成域の推定を行った。

本震におけるモーメントテンソル解は、F-netによれば南東傾斜と北西傾斜の断層面を持った逆断層型と推定されている(防災科学技術研究所, 2007)。本震の断層の傾斜面は、GPSや開口レーダーなどの地殻変動の記録(国土地理院, 2007)、遠地実体波や強震動を用いた波形インバージョンによる震源モデルの解析(例えば、堀川, 2007; 野津, 2007など)からは、明確な判断はされていない。しかしながら、海底地震計記録を用いた震源の再解析による余震分布(東大地震研, 2007)では、北東-南西方向の走行で南東傾斜である可能性が高いとされている。したがって、本研究では、本震の断層面の傾斜を南東傾斜と仮定して解析を行った。

4.2 新潟県中越沖地震の観測記録の特徴

4.2.1 観測された最大加速度の距離減衰式

はじめに、広域におけるK-NET観測点で観測された最大加速度と地震規模と断層最短距離の関係式である距離減衰式(司・翠川, 1999)から計算される最大加速度を比較した。距離減衰式に用いた震源モデルは、国土地理院(2007)と堀川(2007)によるものである。国土地理院(2007)では、南東傾斜と北西傾斜の断層面モデルや北東側と南西側の断層で傾斜角を変化させたモデルなど4つのモデルを提案しているが、ここでは国土地理院が最も妥当的であると判断している北東側は北西傾斜、南西側は南東傾斜のモデルを採用した。堀川(2007)では、北東側を北西傾斜、南西側を南東傾斜のモデル、北東側、南西側とも南東傾斜としたモデルの2つのモデルを提案している。ここでは、最適モデルとしている北東側、南西側とも南東傾斜のモデルを採用した。ただし、堀川モデルにおける震源モデルを詳細

に確定できる資料がないため、震源モデルを1面のモデルに置き換えている。図4-1に国土地理院と堀川モデルの震源モデルおよび2つのモデルの距離減衰式を示す。赤線は、司・翠川(1999)による $M_w=6.6$ 、震源深さ=10km、地震タイプ：地殻内地震とした距離減衰式を示す。2つのモデルによる距離減衰式と観測された最大加速度の関係は、震源距離が10km以上であればよく整合している。これは、本震が過去に発生した同規模の地震と比べて特別に大きなものではなく、平均的であったことを意味している。しかしながら、震源距離が約10kmである柏崎刈羽原発の記録は、距離減衰式よりも顕著に大きい。つまり、震源近傍では局所的に大きな地震動が襲った可能性が高いことが示唆される。

4.2.2 観測記録の特徴

柏崎刈羽原発およびK-NETで観測された震源近傍の記録には、いくつかの特徴が見られる。図4-2に、KKZ1G1(柏崎刈羽原発の1号機の地震小屋における地表記録)およびK-NETのNIG018(柏崎)、NIG019(小千谷)、NIG021(十日町)、NIG025(直江津)の加速度記録を示す。

観測記録の特徴の1つ目は、2~3個の明瞭なパルス波がみられることである。特に、KKZ1R2では、20秒、26秒付近に、NIG018(柏崎)では、19秒、21秒、24秒付近に見られる。周期約1秒~2秒程度の明瞭なパルス波が確認できる。これは、本震の震源断層に、パルスを生成するアスペリティが2~3個存在していることを示唆している。

特徴の2つ目は、柏崎刈羽原発とNIG018(柏崎)で観測されている2~3個のパルス波の振幅は、3番目のパルスが非常に大きいことである。これは、1番目のパルスを生成するアスペリティ(ASP1)と3番目のパルスを生成するアスペリティ(ASP3)では、その位置や規模などに違いがあることを示唆している。

特徴の3つ目は、柏崎刈羽原発の1号機と5号機において、各パルスによって振幅の大きさが異なることである。1番目のパルスの振幅は5号機の方が大きく、3番目のパルスは1号機の方が大きい。これは、ASP3の位置の条件または、1号機と5号機の地盤構造の違いなどの影響が考えられる。

このように、観測記録には3つの特徴が確認される。この特徴を用いることで、震源の特性を推定することが可能である。

4.3 震源のモデル化

4.3.1 パルスの時間差によるアスペリティの位置の推定

上記に示したように、本地震では、アスペリティの位置や規模の評価に結びつくような波形が観測されている。本研究では、これらの観測記録からアスペリティの位置の推定を試みた。アスペリティの位置の推定方法について示す。

まず、はじめに、アスペリティ1(ASP1)の位置を決定する。ASP1の場所は、S波初動の到達時間より推定する。その手法について説明する。模式図を図4-3に示す。

震源から観測点までの震源距離と平均S波速度により、S波伝播時間が計算される。

$$T_0 = \frac{R_1}{V_S} \quad (4-1)$$

もし、パルスを発生させたアスペリティが震源と同じ位置であれば、観測記録におけるパルスの到達時間と地震発生時間の差は、S波伝播時間 (T0) と一致する。一方で、それらの時間が一致しない場合、パルスを発生したアスペリティは、震源位置ではなく別の場所となり、そのS波伝播時間は、震源からアスペリティまでの破壊時間とアスペリティから観測点までのS波伝播時間の足し算 (T1) となる。

$$T_1 = \frac{r}{V_r} + \frac{R_2}{V_S} \quad (4-2)$$

このことから、観測記録から読み取ることができる T1 と計算される T0 の差から、アスペリティの位置を推定することが可能となる。

$$T_1 - T_0 = \frac{r}{V_r} + \frac{R_2}{V_S} - \frac{R_1}{V_S} \quad (4-3)$$

ただし、この方法では、観測記録からS波速度と破壊速度を推定する必要がある。そこで、観測記録からS波速度と破壊速度の推定を行った。

平均S波速度の推定には、2段階を踏んでおり、はじめに平均P波速度を推定した。はじめに、観測記録からP波到達時間を読み取る。この読み取りの際、まずP波到達前の2秒程度における常時微動の振幅の平均値を計算し、その平均値の10倍を超えた時間をP波到達時間とした。読み取りした観測記録は、上下動成分とした。これは、震源から観測点までの一般的な地盤構造（深いほど地盤が硬く、浅いほど柔らかい）を考えると、縦波であるP波は、上下動成分が卓越するからである。平均P波速度は、P波の伝播時間と震源距離から計算した。図4-4にP波の走時曲線を示す。この走時曲線では、震源距離40km付近で折れ曲がるように見える。ここでは、平均P波速度を計算するため、震源距離40kmより近い観測点と遠い観測で別々の関係式を構築した。その結果、震源距離40kmより近い観測点までの平均P波速度は、4.84km/s、遠い観測点の平均P波速度は5.6km/sとなった。

次に、P波伝播時間と初期微動継続時間の比と、平均P波速度と平均S波速度の比の関係から、平均S波速度を計算する。初期微動継続時間の計算に必要なS波のパルスの到達時間は、NS成分の観測記録を用いてAICにより読み取りを行った。図4-5にP波伝播時間と初期微動継続時間の関係式を示す。この関係式と平均P波速度からS波速度を計算した結果、震源距離40kmより近い観測点の平均S波速度は、2.7km/s、遠い観測点は、3.1km/sとなった。

一方で、破壊速度は、試行錯誤的に与えられた値を計算し、観測記録から計算されたT1とT0の差と、試行錯誤的に計算されたT1とT0の差の残差を計算し、最小となる破壊速度を最適なものとする事とした。図4-6に破壊速度と残差の関係を示す。その結果、残差は破壊速度2.1km/sで最小となったことから、ここでは破壊速度2.1km/sを採用する。

このように観測記録から推定した平均 S 波速度と破壊速度を使用することにより、S 波到達時間から震源の周りにおけるアスペリティの候補値を推定することができる。この計算を多くの地点で行うことで、各地点から計算されたアスペリティの候補値は、ひとつの場所で交差した。その地点がアスペリティの位置であると考えられる。図 4-7 に ASP1 の推定位置を示す。柏崎刈羽原発の観測記録を含めた各地点からの ASP1 の候補地点は、震源よりも南西方向で交差している。したがって、この位置が ASP1 であると推定される。

アスペリティ 2 (ASP2)、アスペリティ 3(ASP3)の位置に関しても、ASP1 の位置の推定方法とほぼ同様の考え方で場所の推定を行う。しかしながら、ASP2,3 から発生されたパルス 2 と 3 の立ち上がりは、パルス 1 に比べて散乱波などシグナルではない波の影響により明瞭でない。そこで、ここでは、パルス 1 とパルス 2, 3 のパルスの最大値の時間を読み取り、その時間差からパルス 1 との相対位置により、アスペリティの位置を推定した。以下にその方法を示す。

ここでは便宜的に、2つのアスペリティを仮定し、ASP1 の破壊開始点は震源と同様と仮定する。また、ASP1 と ASP3 の場所は異なるとする。そして、観測点 KKN1R2 で観測されたパルス 1 (P1)、パルス 3 (P3) は、それぞれの ASP1 および ASP3 から放射された地震波とする。図 4-8 には、この説明で仮定したアスペリティの位置と観測地点の模式図と観測波の模式波形を示す。

まず、震源である ASP1 が破壊すると、 R_1 km 離れた観測点 KKN1R2 では、以下の式から T_1 秒後に P1 が観測される。

$$T_1 = \frac{R_1}{V_s}$$

ここで、 V_s は S 波速度を示す。

一方で、ASP3 は、震源から ASP3 まで破壊が進行した後に破壊が始まり、 R_3 km 離れた観測点 A に T_3 秒後に P2 が到達する。

$$T_3 = \frac{r}{V_r} + \frac{R_3}{V_s}$$

ここで、 V_r は破壊速度、 r は ASP1 と ASP2 の距離を示す。

この式により、この P1 の観測時間 T_1 と P3 の観測時間 T_3 の時間差から ASP2 の相対的な位置を決定することができる。そして、多くの観測点により、適用することにより ASP2 の位置は一意に決めることができる。

図 4-9 に、本手法により推定した本地震の ASP2 の位置を、図 4-10 に ASP3 の位置を示す。その結果、ASP2 は、震源よりも若干沖であり断層面の浅い部分と評価され、ASP3 は、柏崎刈羽の西約 5km の位置に評価された。今回は、パルスの最大値で時間差を評価しているため、評価した地点が必ずしも各アスペリティの破壊開始点であるとは限らない。しかしながら、推定された位置付近にアスペリティが存在していると考えられる。

4.3.2 経験的グリーン関数のための余震の選定

柏崎刈羽原発を含めた震源近傍の観測点では、余震がいくつか観測されている。経験的グリーン関数法は、本震とグリーン関数とする余震の伝播経路特性およびサイト特性が共通する性質を利用する方法であるため、グリーン関数として用いる余震は、本震のアスペリティと同じ方向で発生したものをを用いることが望ましい。実際に、柏崎刈羽原発内の 1 号機と 5 号機における観測記録の振幅関係は、余震の発生位置により異なることが知られている。一例として、図 4-11 に柏崎刈羽原発の 5 号機から 1 号機における柏崎刈羽原発より北側で発生した 7 月 16 日 21 時 08 分の余震（以下 AFT1 とする）の観測波形を、図 4-12 に柏崎刈羽原発より南側で発生した 8 月 4 日 0 時 16 分の余震（以下 AFT2 とする）の観測波形を示す。柏崎刈羽原発を基準として北側で発生した余震は、1 号機よりも 5 号機の振幅が大きい。一方で、南側で発生した地震は 1 号機の方が大きいことがわかる。

一方で、図 4-13 には、柏崎刈羽原発の 1 号機から 5 号機における本震の観測記録を示す。1 号機と 5 号機の観測記録の振幅は、1 番目のパルスは 5 号機が大きいため、1 番目のパルスを生成した ASP1 は柏崎刈羽原発より北側にあると考えられる。これは、気象庁による一元化震源による結果と整合的である（気象庁、2007）。一方で、3 番目のパルスは 1 号機の方が 5 号機より大きいことがわかる。したがって、3 番目のパルスを生成した ASP3 は、柏崎刈羽原発より南側にあると考えられる。これは、4.3.1 で評価した結果と整合的である。さらに、ASP3 を評価するためには、南側で発生した余震を使用することが望ましいと考えられる。したがって、本研究では、ASP1 と ASP2 の合成に使用するグリーン関数には、北側で発生した AFT1 の余震を、ASP3 のためのグリーン関数には、南側で発生した AFT2 に発生した余震を使用することとした。

選定した余震の地震モーメント、断層面積、応力降下量は以下の方法で評価した。

- 1) 地震モーメントは、F-net の記録を用いる。ただし、F-net の記録がない場合は、震源変位スペクトルの低周波数領域の一定値を読み取り、次式より算出した。

$$M_0 = (4\pi\rho\beta^3/R_{\phi\theta}) \times \Omega$$

ここで M_0 は地震モーメント、 ρ は密度、 β は S 波速度、 $R_{\phi\theta}$ はラディエーションパターン係数の係数、 Ω は震源変位フラットレベルを示す。本研究では、密度、S 波速度、ラディエーションパターンはそれぞれ 2.7g/cm^3 、 2.7km/s 、 0.64 とした。

- 2) 断層面積、応力降下量は、震源変位スペクトルのコーナー周波数を読み取り、その値から次式により算出した。

$$r = 0.37\beta / fc$$

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3}$$

ここで fc はコーナー周波数、 $\Delta\sigma$ は応力降下量、 r は円形クラックモデルの半径を示

す。

ここで、地震モーメントは、AFT1はF-netの記録を、AFT2は、震源スペクトルから目視で変位フラットレベルを読み取り評価した。図4-14に各余震の観測変位スペクトルとコーナー周波数を、表1に余震の震源パラメータを示す。

4.4 震源モデルと合成波形

4.4.1 震源モデルの構築

本研究では、震源近傍の観測波形の記録から3つのアスペリティの位置を決め、震源の最適モデルを構築した。なお、各アスペリティ内のすべり量は一律と仮定した。背景領域は計算していない。各アスペリティの破壊開始点は、アスペリティごとに異なるマルチハイポセンターモデルを採用した。各アスペリティのサイズや応力降下量、破壊速度をパラメータとして波形合成を行い、観測波形との一致度から最適なモデルを構築した。

使用した観測点は、AFT2が観測されている地点であるKKZ1R2(1号機基礎マット)、KKZ5R2(5号機基礎マット)、KSHSG4(サービスホール最深地点)、NIG005(松ヶ崎)、NIG018(柏崎)、NIG019(小千谷)である。図4-15に本震と解析に用いた余震の震央位置および観測点を示す。今回使用した周波数範囲は0.3~10Hzである。しかしながら、AFT2は、地震の規模が小さく低周波の精度がよくない。柏崎刈羽地点の記録のうち、NS成分は、低周波域でノイズレベルが観測レベルよりも大きくなっていることをフーリエスペクトルから確認している。そこで、柏崎刈羽の1号機、5号機の基礎マット記録とサービスホールの記録のNS成分に関しては、0.5~10Hzの周波数範囲で解析することとした。

各アスペリティの大きさや破壊開始点の位置は、観測記録と合成記録の一致度を見ながら試行錯誤で決定した。

4.4.2 解析結果

図4-16に最適震源モデルを、表2に本震と解析に用いた余震の震源パラメータ、表3に震源モデルのパラメータを示す。破壊速度は、グリッドサーチにより2.7km/sが最適値となった。また、各アスペリティの大きさは、5.5×5.5km、5.5×5.5km、5.04×5.04kmとなり、それぞれのアスペリティの大きさはほぼ同じであった。応力降下量は、20~24MPaであり、ASP3は、他のアスペリティと比べてやや小さく評価された。深さは、それぞれ10km、8.3km、11.3kmとなった。図4-17に観測波形と合成波形の比較を示す。

合成波形を多くの観測地点で、観測波形とよく一致している。特に、柏崎刈羽の1号機と5号機のEW成分に関しては、第1~3パルスの加速度、速度、変位とも振幅、位相ともに非常によく一致していることがわかる。特に、観測記録から知られていた1号機と5号機における第3パルスの振幅の関係、つまり、5号機より1号機の方が振幅が大きいという関係は、合成波形でも満たしていることがわかる。これは、アスペリティの位置により使用した余震を変えたためであり、本震から放出されたアスペリティの場所に応じてグリーン関数となる余震を選定することの有効性を示している。

柏崎刈羽原発と反対側の観測点となる佐渡島の松ヶ崎 NIG005 の比較では、速度波形と変位波形に関しては、第 1～第 3 パルスが観測波形と概ね一致している。しかしながら、加速度記録は、第 3 パルスの合成波が非常に大きな値を示している。これは、余震の観測記録自体が大きな振幅になっていることが原因と考えられる。

4.4.3 既往の研究との比較

本震では、堀川(2007)により近地強震記録を用いた波形インバージョンによるすべり量分布が推定されている。そのすべり量分布と本研究による強震動生成域の比較図を図 4-18 に示す。堀川(2007)のすべり量の大きい場所は、概ね 3 つあり、震源から南西方向に存在している。この結果と強震動生成域の場所を重ね合わせた結果、堀川(2007)すべり量の大きい場所と強震動生成域の場所は調和的であった。これは、本震のすべり量の大きい場所で強震動が生成されたことを示しており、強震動予測レシピ(入倉・三宅,2001)による特性化震源モデルの考えである、「すべり量の大きい場所を強震動が生成するとしてモデル化する」との考えを支持する結果である。

図 4-19 には、本震における地震モーメントと全アスペリティ面積との関係図を示す。図は、宮腰(2003)に加筆した。本震は、過去の大地震のスケーリング則と調和的である。これは、本震の応力降下量が過去の大地震と比較して平均的であったことを意味している。

4.5 議論

上記で構築したアスペリティの妥当性の検討を行う。柏崎刈羽の 1 号機における NS 成分と EW 成分の加速度記録を図 4-20 に示す。パルス 3 は EW の方が大きいことがわかる。この結果を踏まえて、ASP3 の破壊開始点から柏崎刈羽 1 号機への放射特性を計算した。各アスペリティ 3 と柏崎刈羽の位置関係は図 4-15 から計算し、震央距離は 9.8km、方位角は 75° である。震源メカニズムは、 $str : 30^\circ$ 、 $dip : 40^\circ$ 、 $rake : 90^\circ$ としている。

図 4-21 に完全無限媒質を仮定したときのアスペリティ 3 から観測点方向への放射特性を示す。その結果、NS 成分は 0.16、EW 成分は -0.66 であった。パルス 3 の立ち上がり方向は、観測記録と調和的であり、推定されたアスペリティ 3 の位置は妥当的であると考えられる。しかしながら、振幅の絶対値に関しては、大きく異なっているが、観測記録には、放射特性以外にも振幅を変化される要因が考えられる。

また、ここでは、断層面を東大地震研による余震分布による値として震源モデルを構築したが、今後、断層面を変化させ、最適な断層面における震源モデルの構築の検討が必要である。

4.6 まとめ

本研究では、新潟県中越沖地震の震源モデルの構築を行った。

- 1) 経験的な距離減衰式と観測記録は、ほぼ整合的で特別な規模の大きい地震ではないと考えられる。しかしながら、断層最短距離 10 km 程度の震源からの極近傍観測点である、

柏崎刈羽原発と K-NET 柏崎の記録は、距離減衰式より過大であり、局所的な強震動が到達した可能性が示唆された。

- 2) 本地震の観測記録には、震源の破壊過程を示す特徴的なパルスが観測されており、そのパルスの時間差からアスペリティの位置を決定し、経験的グリーン関数法により震源モデルを構築した。
- 3) 評価された震源モデルは観測波形を再現可能なモデルである。各アスペリティとも約 $5 \times 5\text{km}$ の断層面積であり、応力降下量は $20 \sim 24\text{MPa}$ であった。
- 4) 堀川(2007)によるすべり量分布と本震の強震動生成域の場所を比較した結果、その場所は調和的であった。これは、本震は、すべり量の大きな場所から強震動が生成したことを意味しており、強震動予測レシピによる特性化震源モデルの構築手法の考えを支持する。
- 4) この地震の全アスペリティ面積と地震モーメントの関係は、既往の関係式とほぼ一致しており、全アスペリティの平均応力降下量は、過去の地震とほぼ同様で平均的であることを示している。
- 5) ASP3 から柏崎刈羽 1 号機への放射特性を計算し、観測記録の NS, EW 成分のセンスから ASP3 の位置の妥当性を示した。しかしながら、今後、断層面を変化させた解析により、最適な断層面における震源モデルの構築が必要である。

表 4-1 経験的グリーン関数法に使用した余震の震源パラメータ

	7月16日21:08	8月4日00:16
地震モーメント	5.21E+15Nm (F-net)	1.56E+14Nm
コーナー周波数	1.5Hz	4.0Hz
応力低下量	9.1MPa	2.2MPa
断層面積	1.24km ²	0.31km ²

表 4-2 新潟県中越沖地震の本震と経験的グリーン関数法に用いられた AFT1 と AFT2 の震源パラメータ。地震発生時間，震源位置は気象庁，モーメントマグニチュードと地震モーメントは F-net (NIED) を使用した。

	Mainshock	Aftershock(AFT1)	Aftershock(AFT2)
Origin time	07/07/16 10:13	07/07/16 21:08	07/08/04 00:16
Hypocenter	37.557, 138.609	37.509, 138.630	37.420, 138.537
Depth	12km	15.6km	13.1km
Mw	6.6	4.4	-
Mo	8.37E+16Nm	5.21E+16Nm	1.56E+14Nm

表 4-3 経験的グリーン関数法により評価した震源モデルの震源パラメータ。

	Rupture start point	Depth (km)	Mo (Nm)
ASP1	(4,3)	10.0	1.69×10^{18}
ASP2	(5,5)	8.3	1.69×10^{18}
ASP3	(4,7)	11.3	1.02×10^{18}
	L (km) × W (km)	$\Delta\sigma$ (MPa)	Risetime (second)
ASP1	5.5 × 5.5 (N : 5 × 5)	23.7	0.5
ASP2	5.5 × 5.5 (N : 5 × 5)	23.7	0.5
ASP3	5.04 × 5.04 (N : 9 × 9)	19.8	0.45

strike	dip	rake
30	40	90

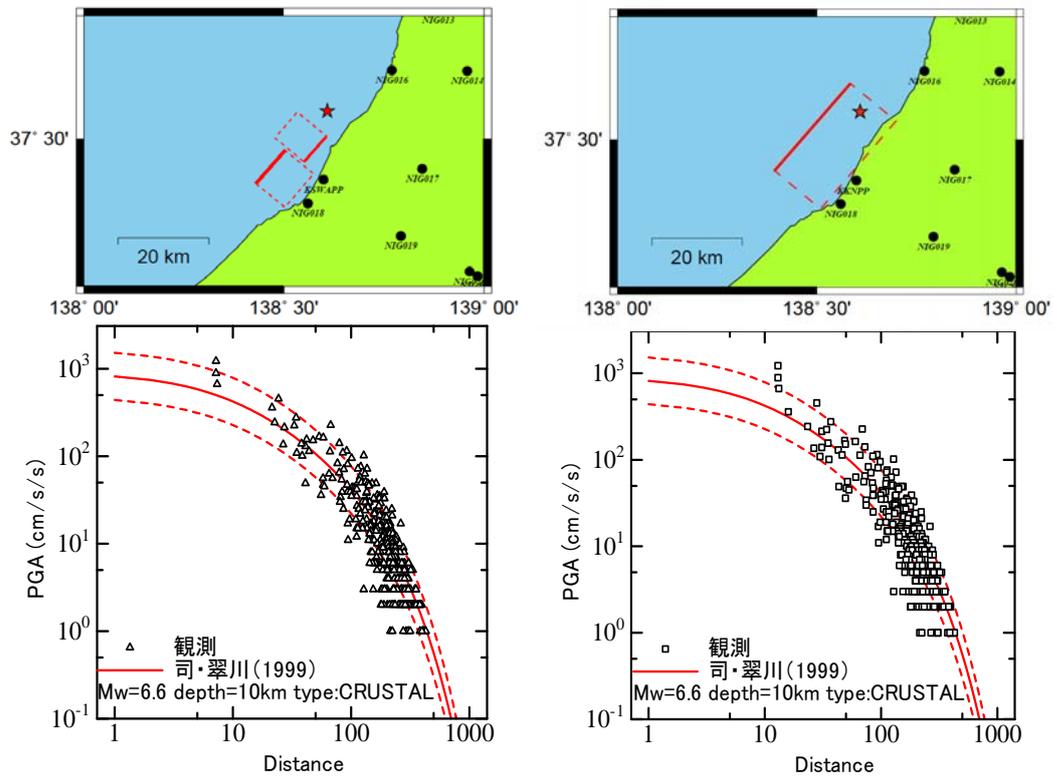


図 4-1 本震の最大加速度と司・翠川（1999）による経験的な距離減衰式との比較。使用したモデルは国土地理院（2007）（左）と堀川（2007）（右）とした。

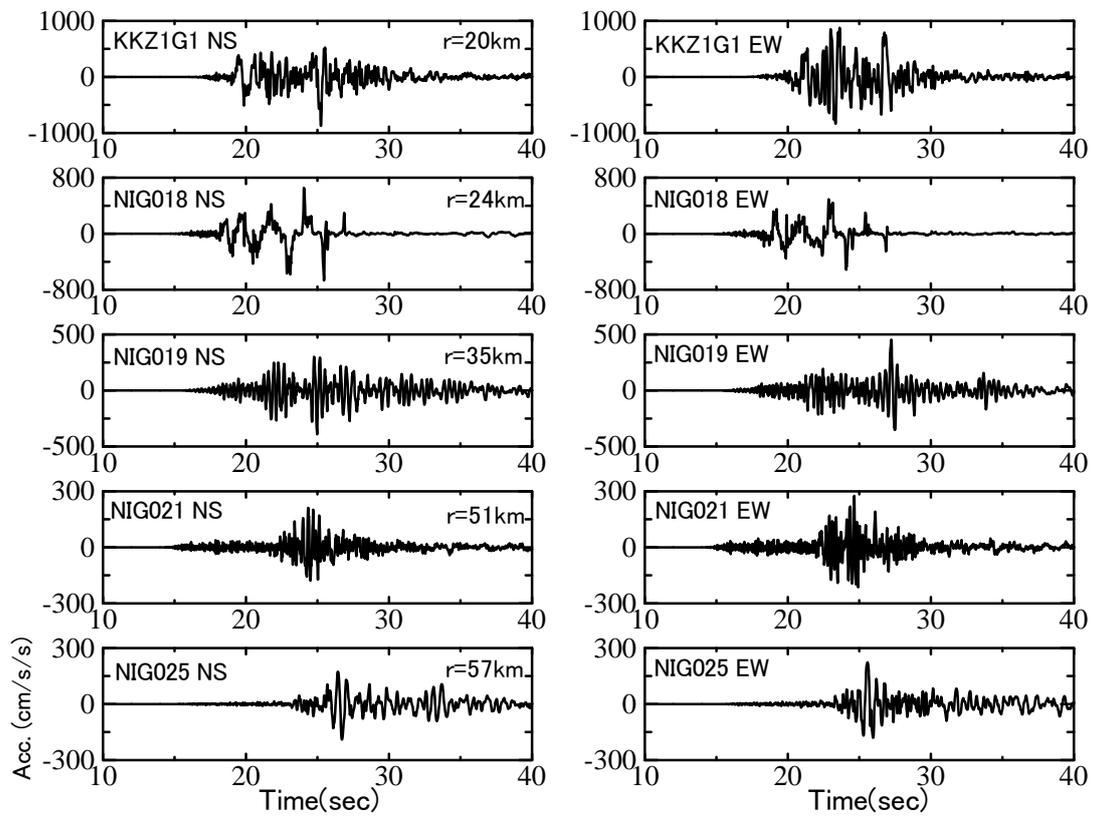


図 4-2 柏崎刈羽 1 号機基礎マット盤 (KKZ1R2), NIG018 (柏崎), NIG019 (小千谷), NIG021 (十日町) および NIG025 (直江津) における本震の観測記録の速度波形. 観測記録は, 上から震源距離の近い順に示している.

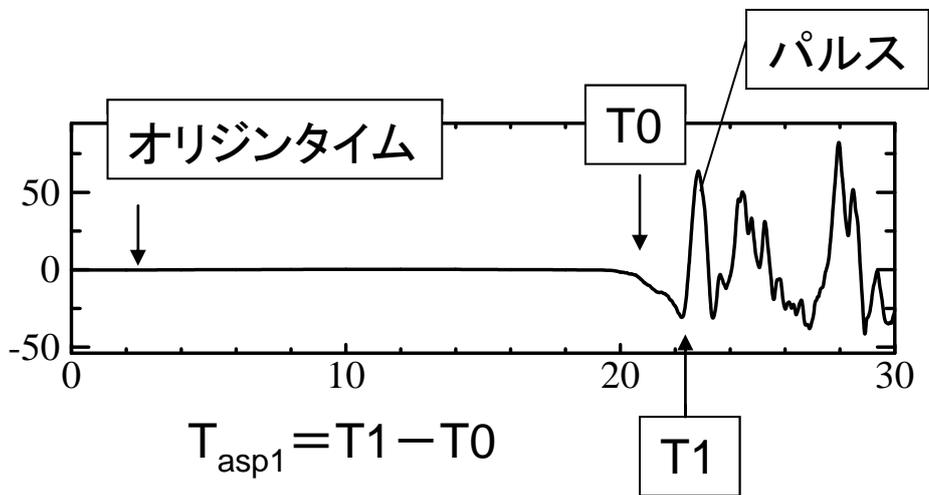
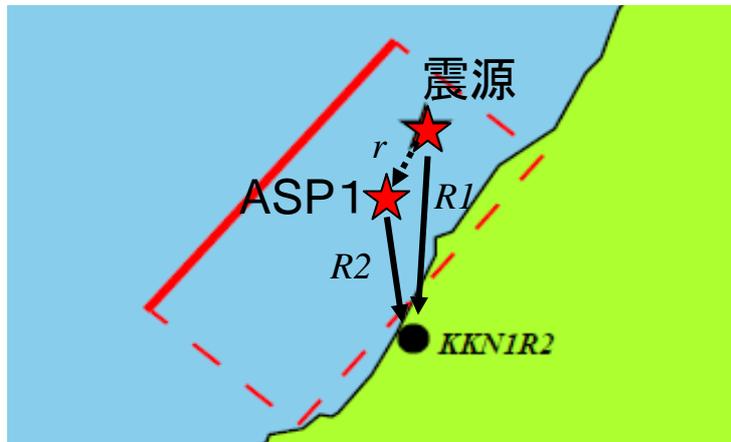
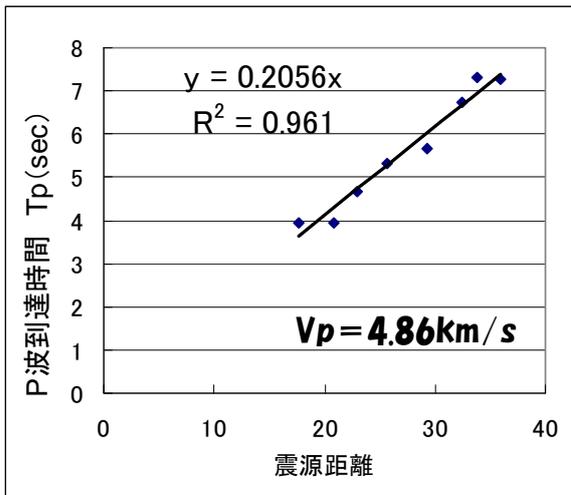
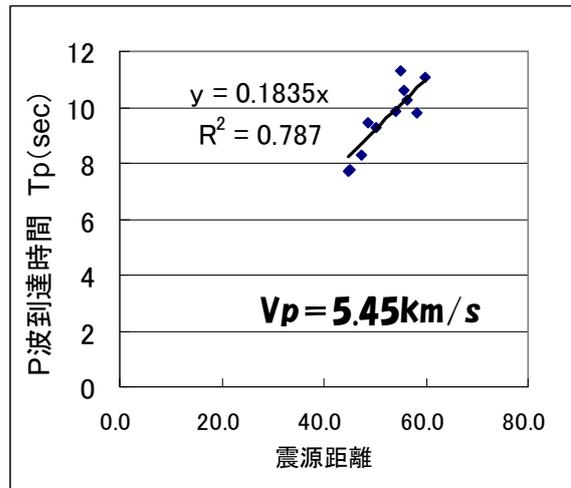


図 4-3 アスペリティ 1 の位置を推定する方法の模式図.



震源距離 17~40km



震源距離 40~80km

図 4-4 震源距離と P 波到達時間の関係図. 左:震源距離 40km 以内の記録を用いた関係,
右:震源距離 40~80km の記録を用いた関係

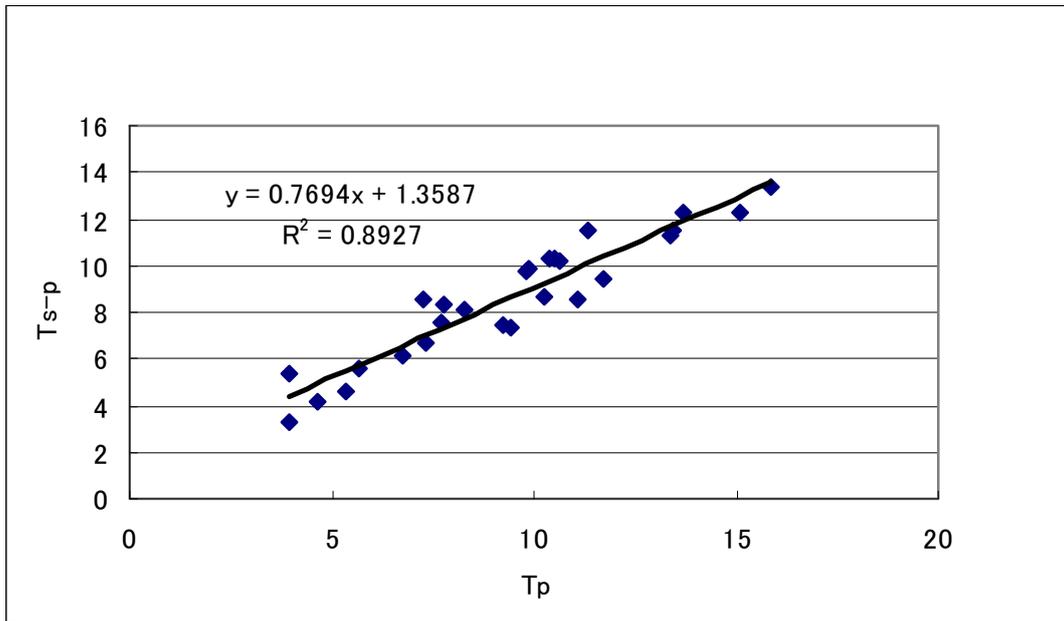


図 4-5 本震記録における P 波伝播時間と初期微動継続時間との関係.

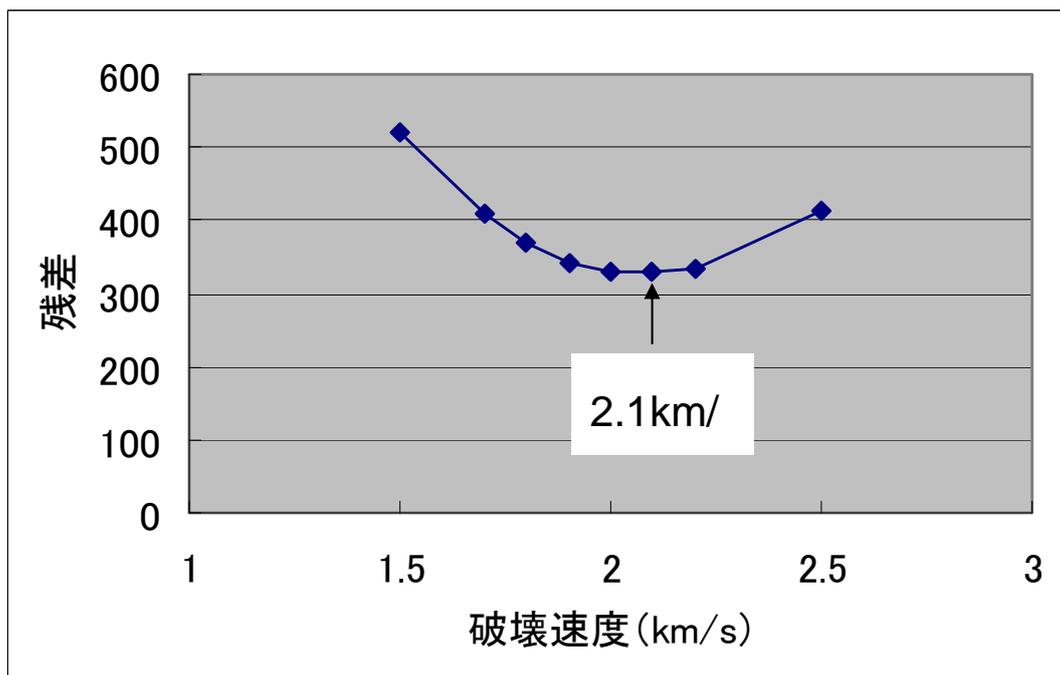


図 4-6 グリッドサーチによる破壊速度の推定値. 破壊速度が 2.1km/s の時, 残差が最小となった.

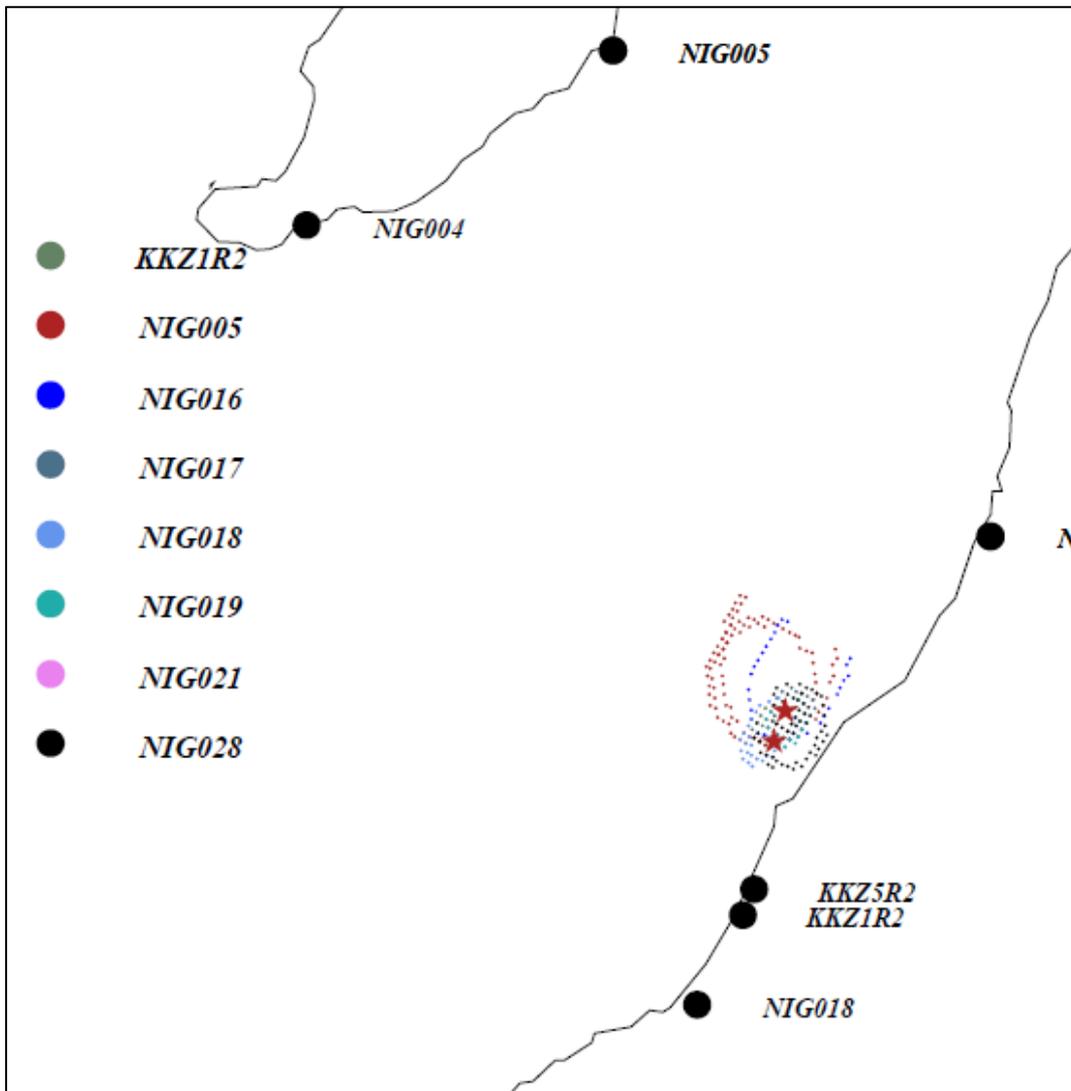


図 4-7 震源からの S 波速度到達時間とパルス 1 の立ち上がり時間の時間差から推定されたアスペリティ 1 の位置.

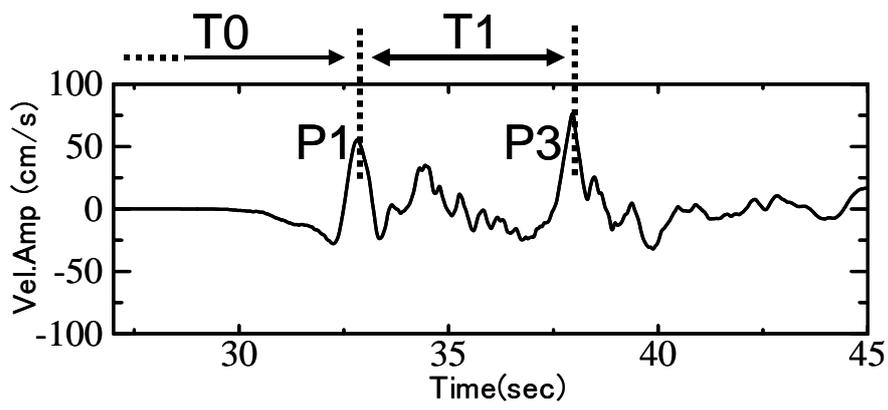
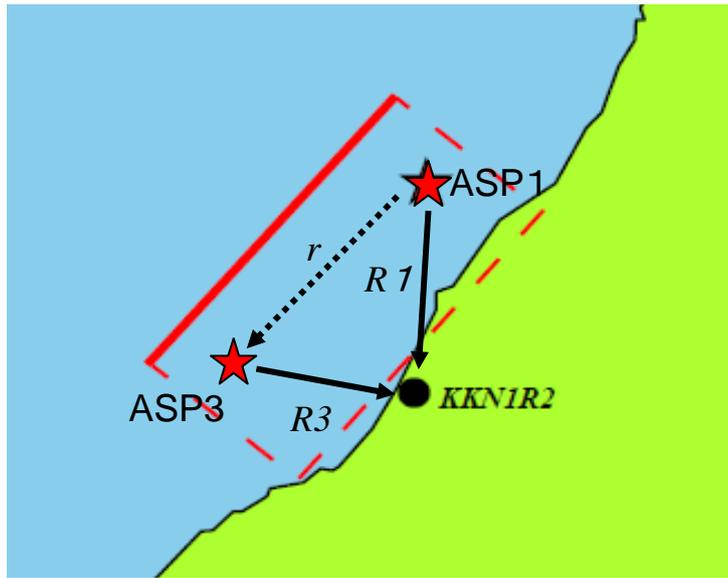


図 4-8 パルスの時間差からアスペリティ位置を推定する方法の模式図.

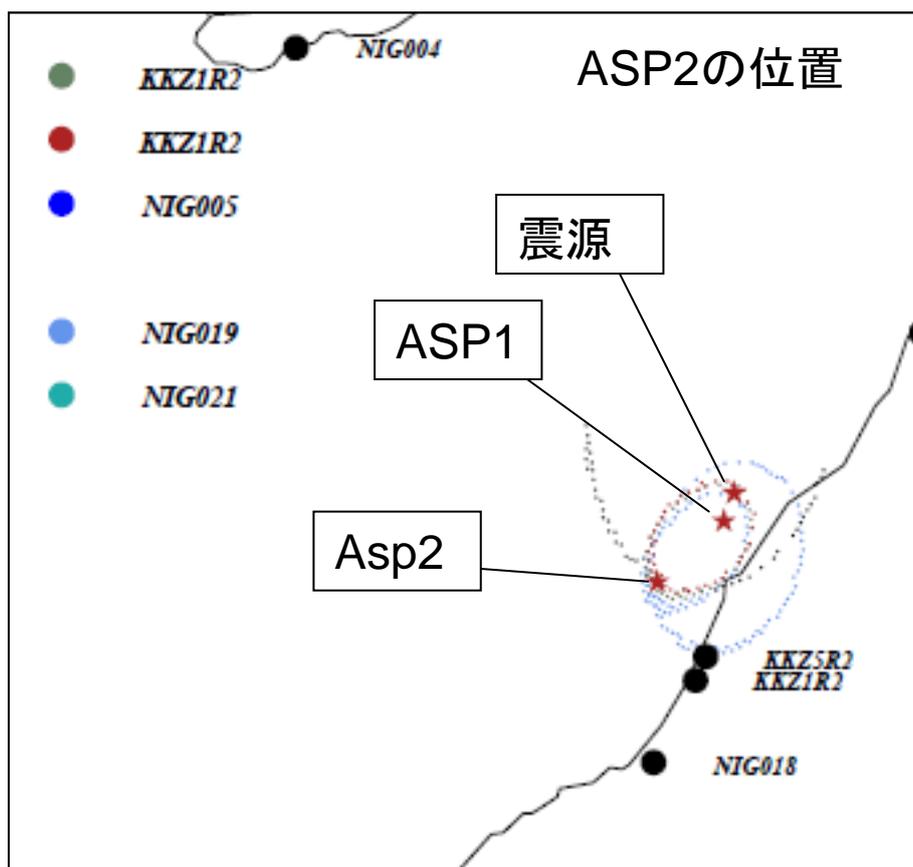


図 4-9 観測波形の時間差から決定したアスペリティ 2 の位置. 解析には, KKZ1R2, KKZ5R2, NIG005, NIG019, NIG021 の観測点を使用した.

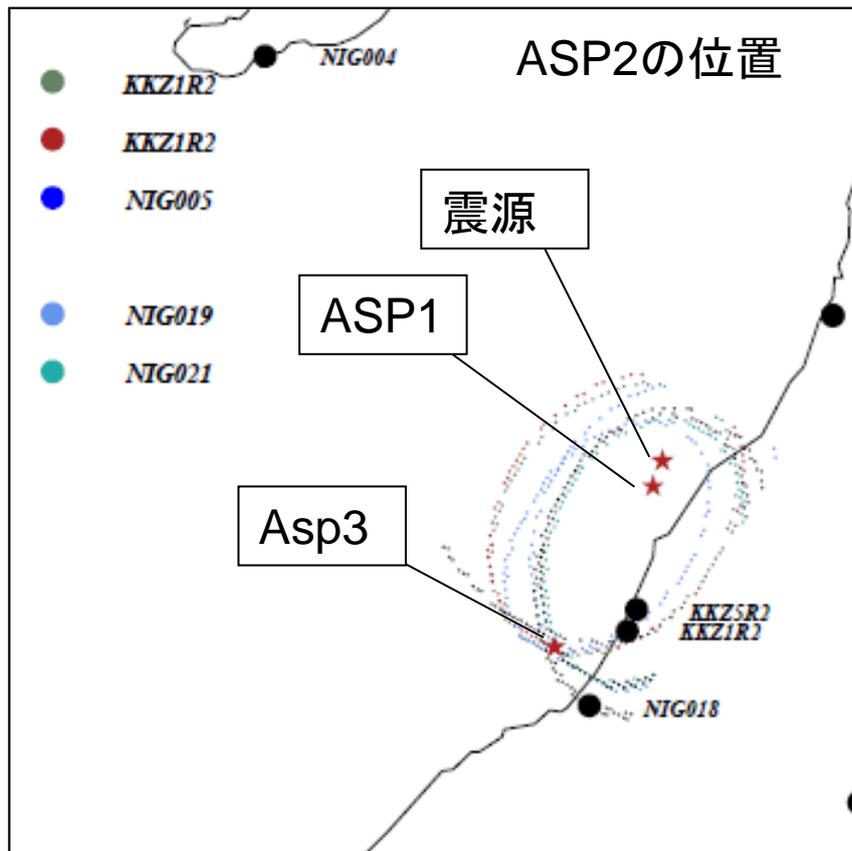


図 4-10 観測波形の時間差から決定したアスペリティ 3 の位置. 解析には, KKZ1R2, KKZ5R2, NIG005, NIG019, NIG021 の観測点を使用した.

07/07/16 21:08 速度波形

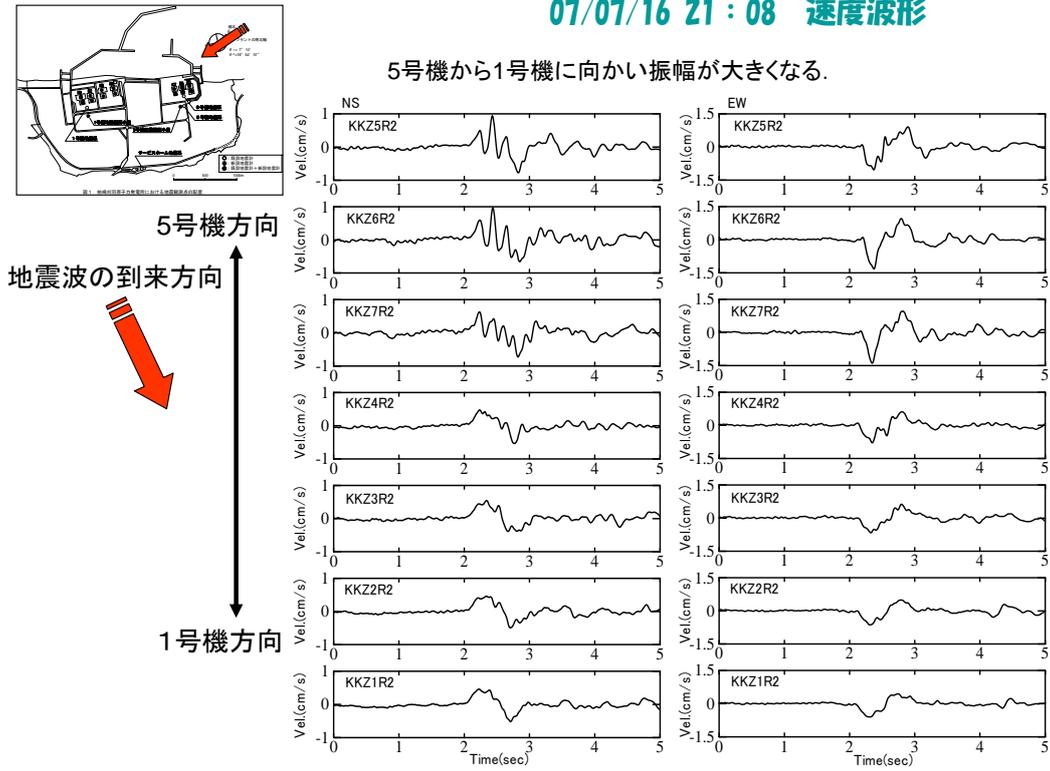


図 4-11 柏崎刈羽原子力発電所の原子炉建屋基礎マット盤における 7 月 16 日 21 時 08 分の余震 (AFT1) 観測記録。上から 5 号機, 6 号機, 7 号機, 4 号機, 3 号機, 2 号機, 1 号機の記録を示している。

07/08/04 00:16 速度波形

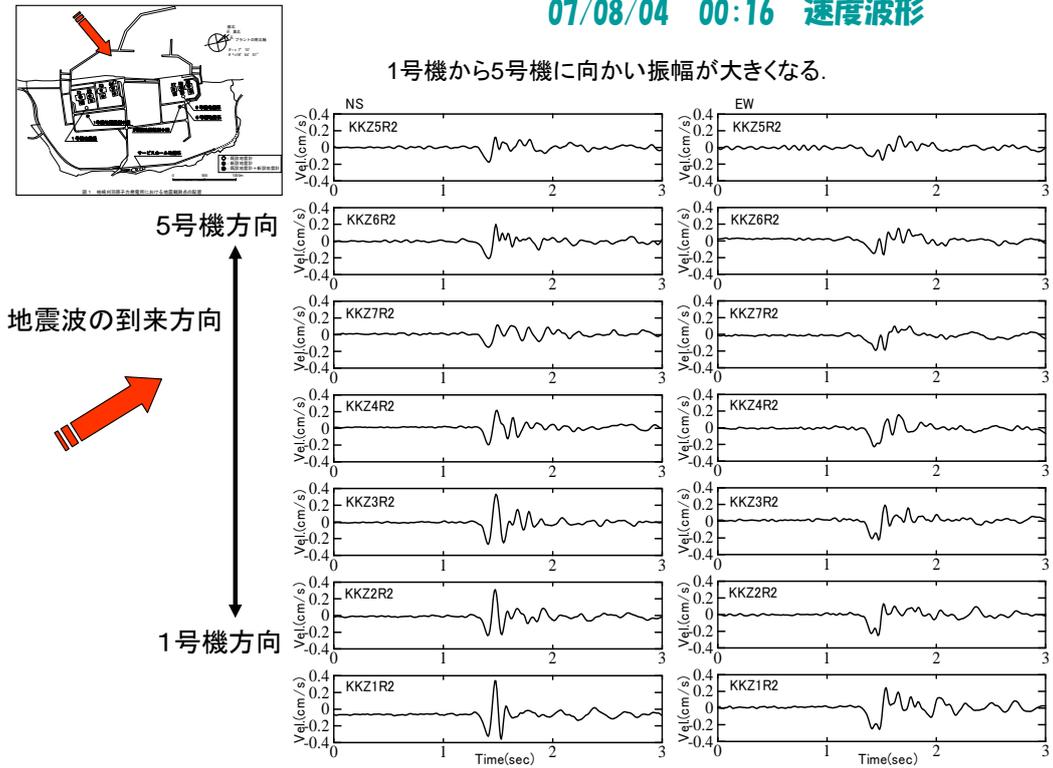
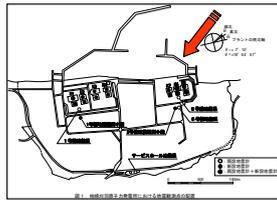


図 4-12 柏崎刈羽原子力発電所の原子炉建屋基礎マット盤における 8 月 4 日 0 時 16 分の余震 (AFT2) 観測記録. 上から 5 号機, 6 号機, 7 号機, 4 号機, 3 号機, 2 号機, 1 号機の記録を示している.



07/07/16 10:13 本震 速度波形

3つ目のパルスは5号機から1号機に向かい振幅が大きくなる.

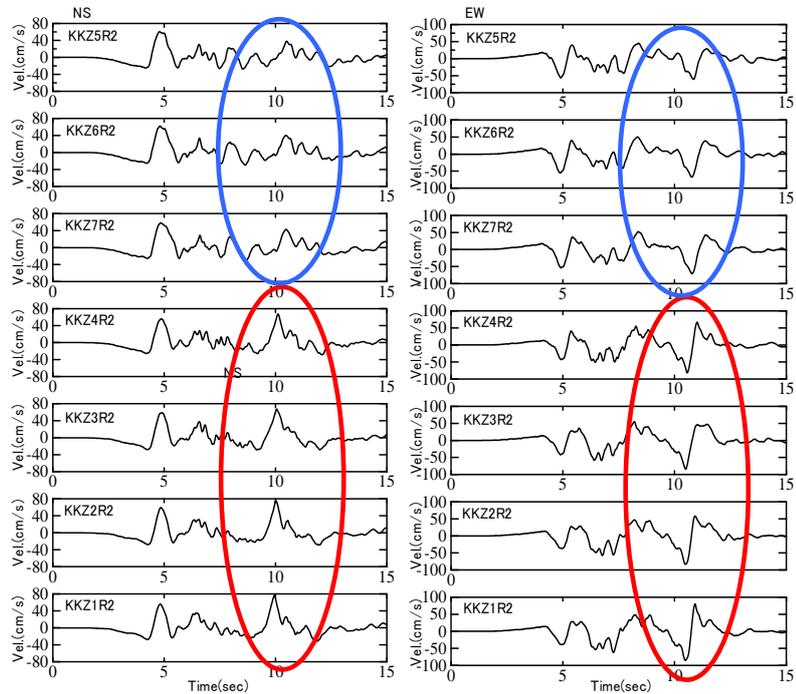
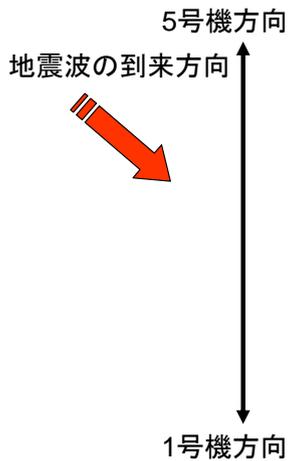
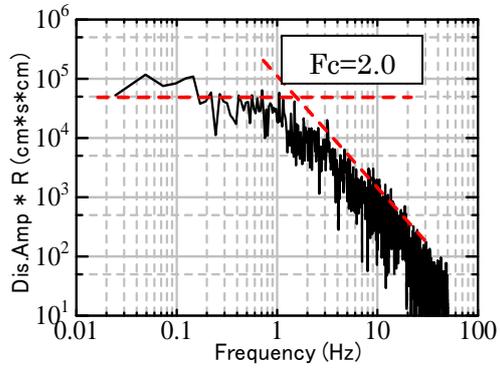


図 4-13 柏崎刈羽原子力発電所の原子炉建屋基礎マット盤における本震の観測記録. 上から 5号機, 6号機, 7号機, 4号機, 3号機, 2号機, 1号機の記録を示している. 5,6,7号機 (青丸) と 1,2,3,4号機 (赤丸) では, 振幅の特徴が異なる.

7月16日 21:08の余震



8月4日 00:16の余震

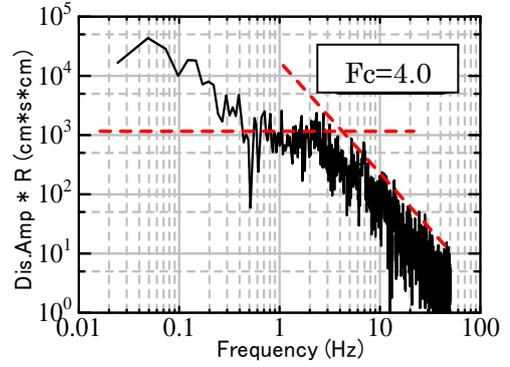


図 4-14 経験的グリーン関数法に用いた余震の観測変位スペクトル. 変位フラットレベルは F-net の地震モーメントから計算された値であり, ω^{-2} の線およびフラットレベルは目視により評価した.

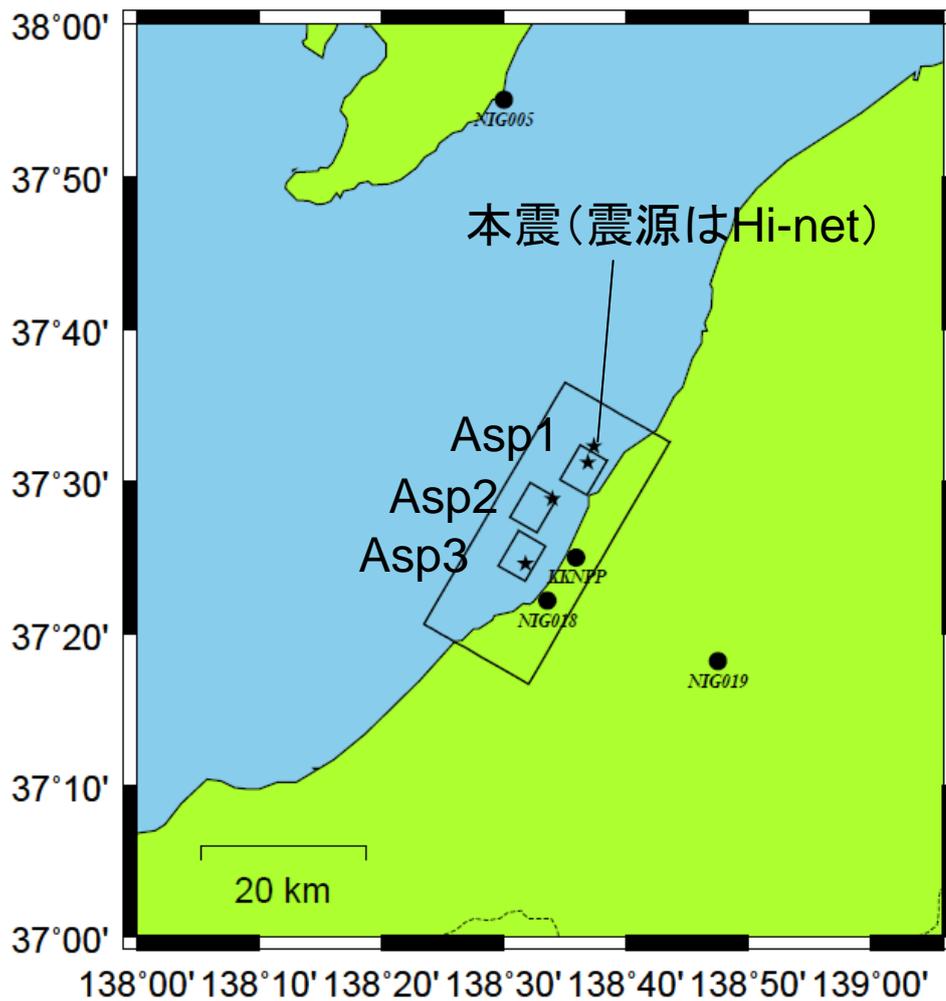


図 4-15 経験的グリーン関数法により評価された震源モデルと使用した観測点および本震，使用した余震の震央位置．図中の赤い星印は各アスペリティの破壊開始点を示す．

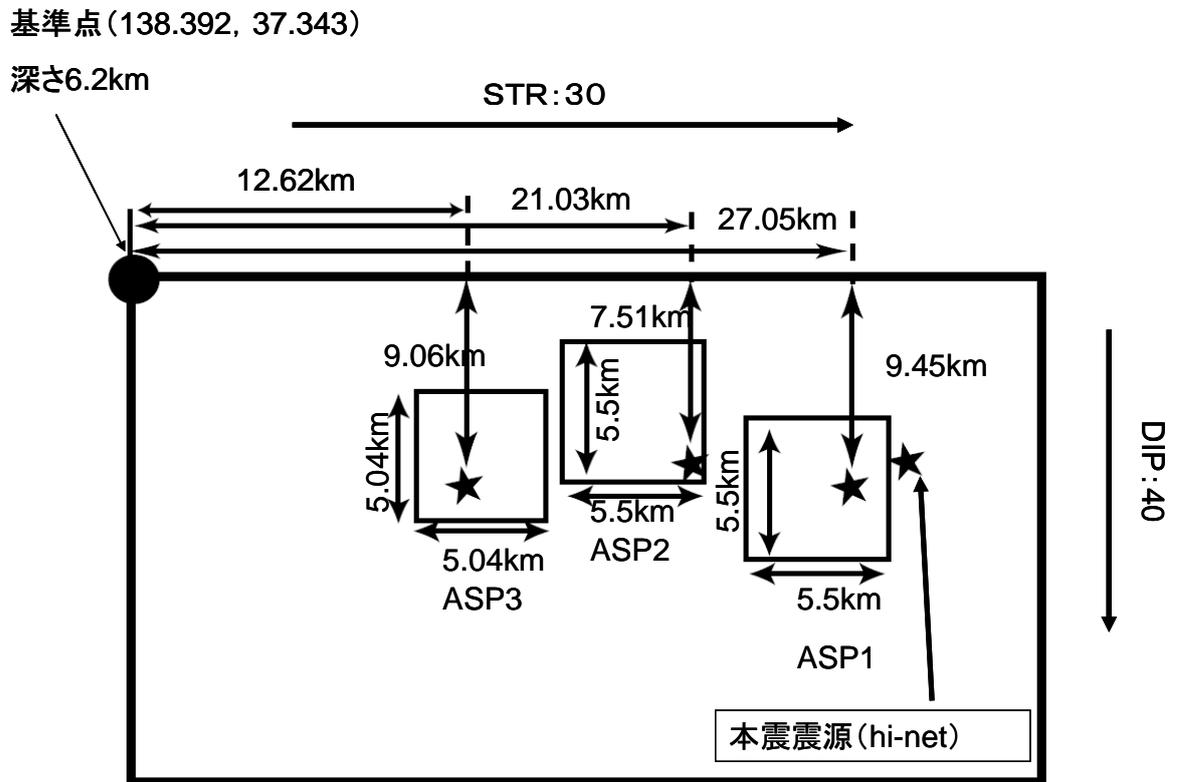


図 4-16 本研究で評価された震源モデルのパラメータ. 星印は各アスペリティの破壊開始点を示す.

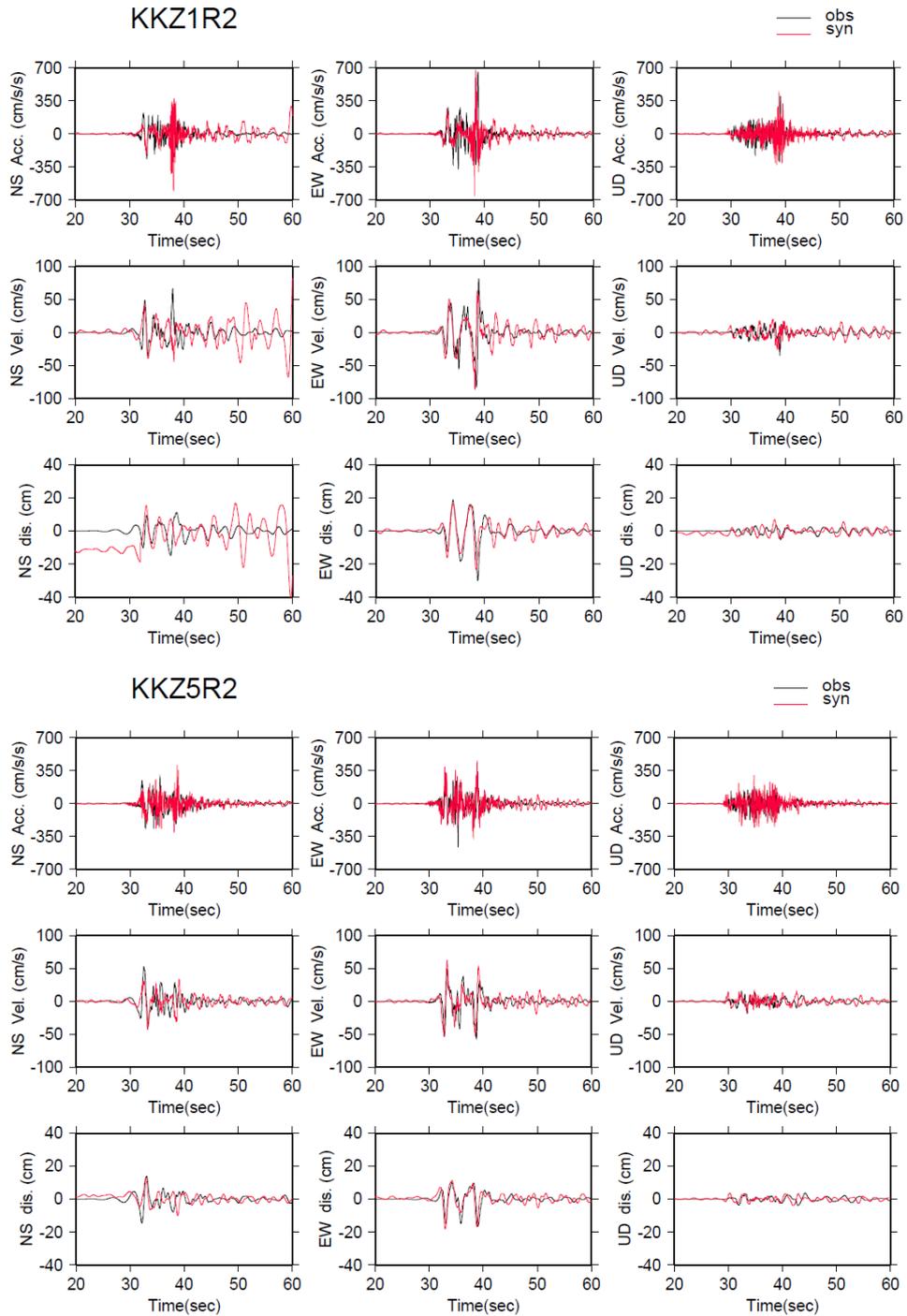


図 4-17 評価した震源モデルによる合成波形（赤線）と観測波形（黒線）の比較。各観測点の図は、上から加速度，速度，変位波形，左から NS 成分，EW 成分，UD 成分を示す。

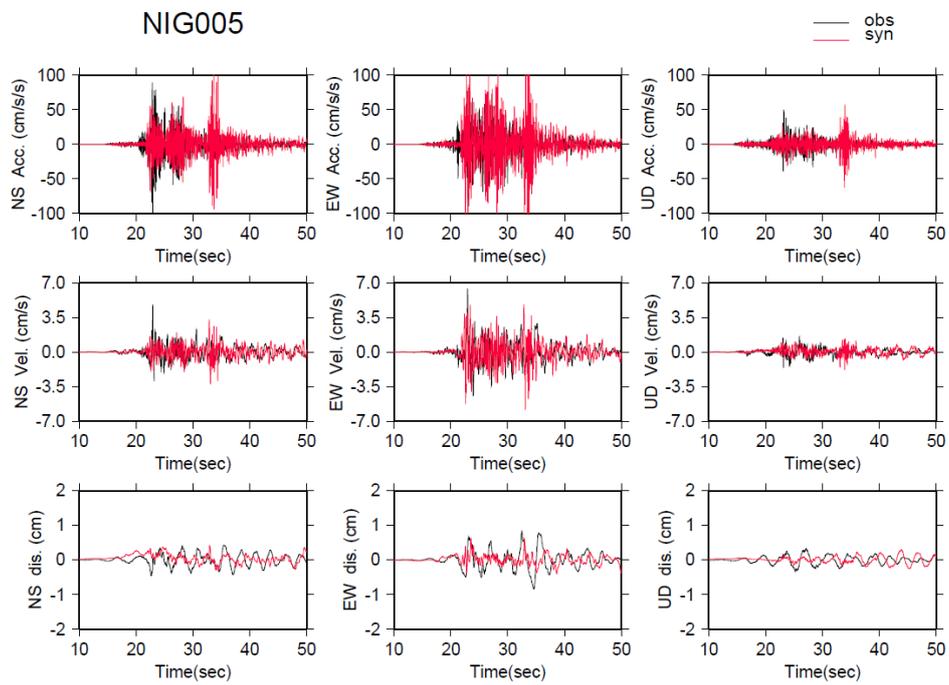
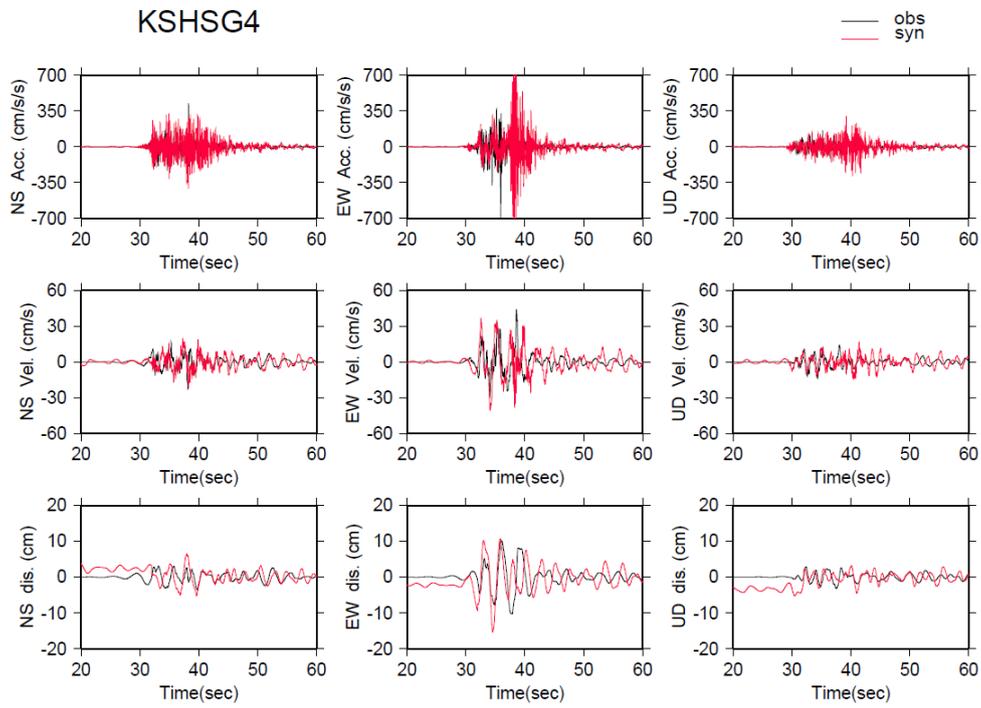


図 4-17 続き

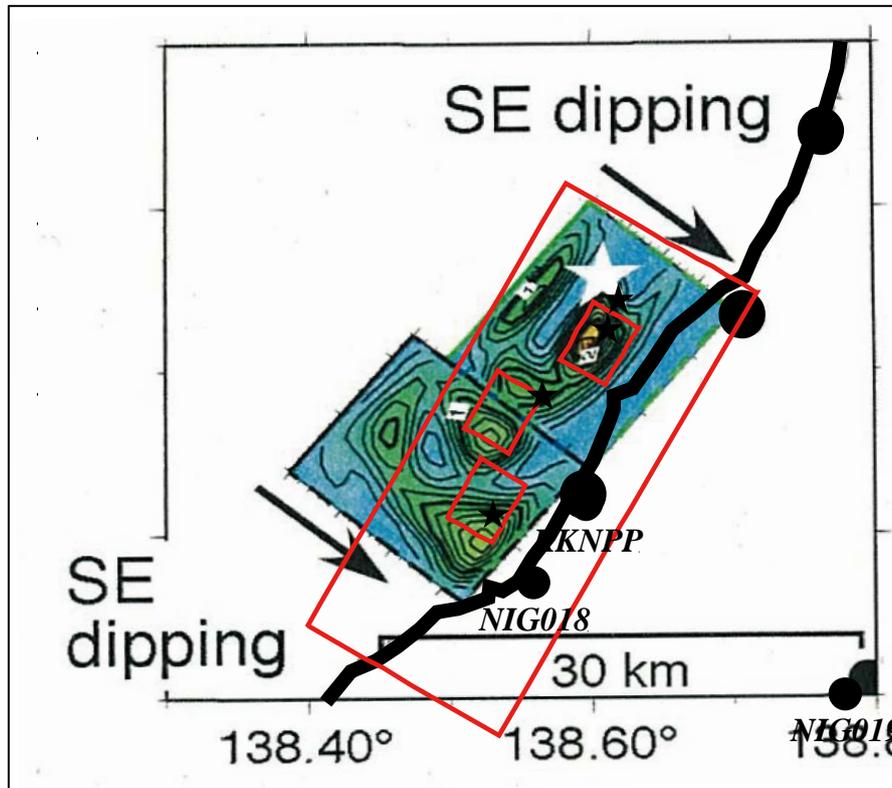


図 4-18 堀川(2007)による近地強震動記録を用いた波形インバージョンによるすべり量分布と本研究による強震動生成域の場所の比較. コンターが堀川(2007)によるすべり量分布, 赤色の四角が本研究の強震動生成域を示す.

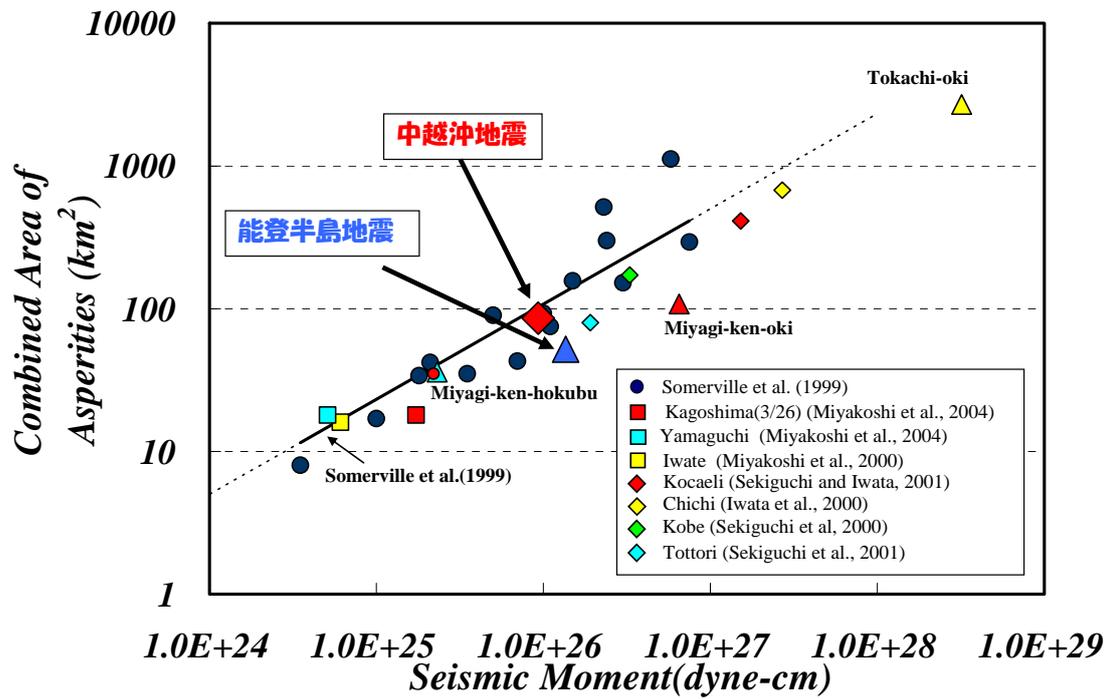


図 4-19 本震における地震モーメントと全アスペリティ面積との関係.

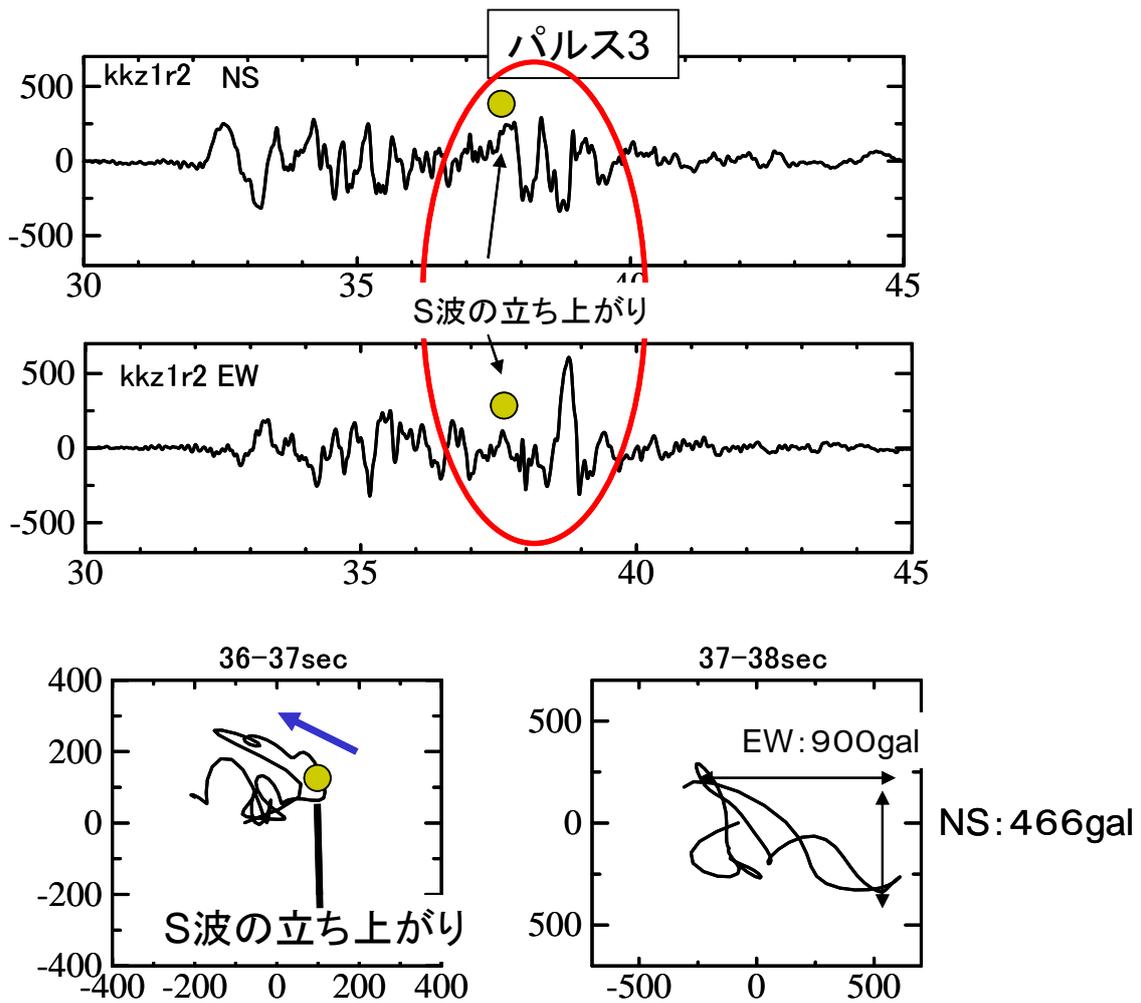


図 4-20 柏崎刈羽原子力発電所 1 号機基礎マツにおける本震記録の NS 成分 (上図) と EW 成分 (中図) の加速度波形. 下図は, パルス 3 のオービットを示す.

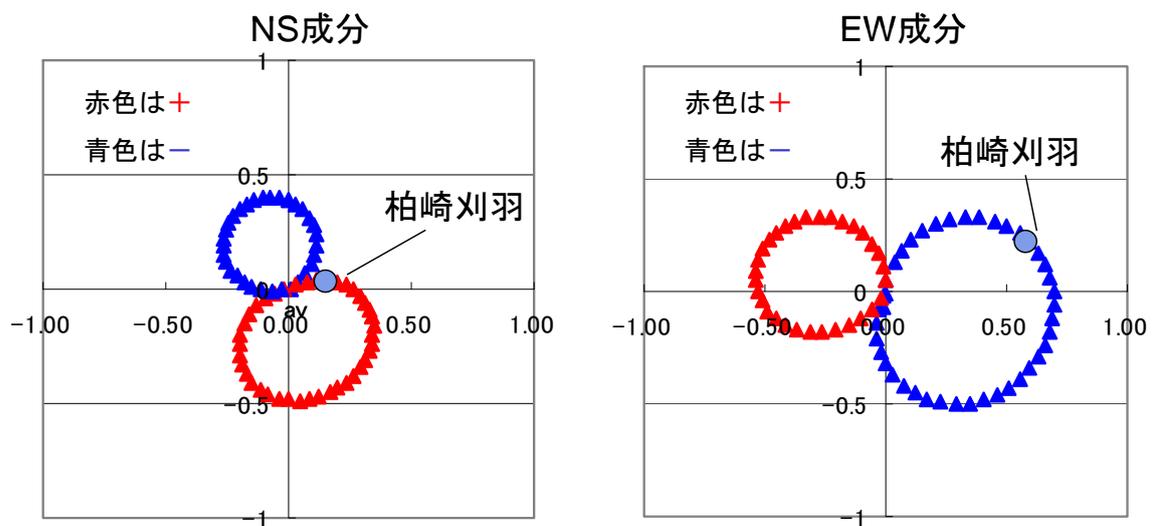


図 4-21 アスペリティ 3 から柏崎刈羽原発への S 波放射特性. 左図 : NS 成分, 右図 : EW 成分. 柏崎刈羽原発は, 北から 75 度の方位にある.

第5章 東南海地震と猿投高浜断層帯地震における強震動予測

5.1 はじめに

本章では、日本有数の産業集積地域である東海地方において、大きな揺れが襲うと考えられる東南海地震と猿投高浜断層帯地震において、第2章で提案した経験的サイト特性の評価手法および第3章・第4章で検証した断層運動のモデル化手法を用いた、高精度強震動予測手法による強震動の予測を行った。東南海地震と猿投高浜断層帯地震に対する被害想定は、中央防災会議や地震調査研究推進本部、愛知県など行われている。それらによる予測震度は、両地震とも震度5弱～7であり、非常に大きな揺れが襲うと推定されている。このような大きな揺れに対して構造物の倒壊などの被害を軽減するためには、対象地点においての想定される揺れを予測することが重要である。

ここでは、はじめに、愛知県内の地震観測点を対象として、位相特性を考慮した経験的サイト特性を算出した。次に、震源特性に関して、東南海地震では中央防災会議で評価された震源モデル（中央防災会議，2003）を、猿投高浜断層帯地震では強震動予測レシピ（入倉，2004）に沿って評価した震源モデルを使用した。これらから、震源断層から対象地点までのグリーン関数となる小地震を作成し、波形合成法（Irikura, 1986）により東南海地震および猿投高浜断層帯地震の強震動を作成している。

5.2 東南海地震の概要

静岡県の駿河湾から四国の太平洋沿岸には、南海トラフと呼ばれる陸のプレートとフィリピン海プレートの境界の存在が知られている。日本の太平洋側に広く分布する南海トラフでは、地震の発生する場所により東海地震、東南海地震、南海地震に分けられ、そのうち愛知県に大きな被害をもたらす地震は、紀伊半島南東部から渥美半島沖のプレート境界で発生する東南海地震である。東南海地震は、過去の地震記録から周期的に繰り返し発生していることが知られており、地震調査研究推進本部による長期評価によれば、過去の東南海地震の平均発生間隔は111.6年、最新の発生した東南海地震は1944年12月7日であった。したがって、現在では、平均発生間隔の約半分を経過したことになり、次の発生の危険性が迫っている（地震調査研究推進本部，2003）。

図5-1に過去に発生した南海トラフの地震（東海地震、東南海地震、南海地震）の震度分布を示す（地震調査研究推進本部，2003）。これらの地震による愛知県の震度は、渥美半島、三河地方の南側の一部の地点で震度7が観測されている。大局的な震度は、愛知県の南側では震度5～6、北側では震度4～5であり、過去の3つの地震の震度分布の傾向は概ね同じである。したがって、将来発生する東南海地震においても、愛知県の南側では、北側より大きな地震動が襲う可能性が高く、特に一部の地点では、震度7の大きな強震動が襲うと考えられる。

5.3 強震動予測の解析概要

東南海地震の強震動を予測する手順を以下に示す。

- 1) 対象観測点において観測された個々の地震記録から、サイト特性を算出する。
- 2) 得られたサイト特性を複素数平面上で算術平均し、全地震に共通したサイト特性を抽出する。
- 3) 一方で、東南海地震の震源特性を表す断層モデルを設定する。本研究では、中央防災会議で推定されたモデル（地震調査研究推進本部，2003）を使用した。ただし、このモデルでは、アスペリティの場所やメカニズムが細かく設定されているため、ここでは、面積と地震モーメントが同じになるような正方形として設定しなおした。
- 4) 3) の断層モデルにおいて設定されたアスペリティをある大きさに分割し、その1つの小断層から発生する地震をグリーン関数となる小地震として、その小断層の地震モーメントと面積および2) で算出したサイト特性により小地震を作成する。
- 5) アスペリティごとに4) で作成した小地震を合成（Irikura, 1986）し、アスペリティからの強震動を計算する。そして、各アスペリティ間の距離およびアスペリティと観測点の距離を考慮した時間を考慮して、各アスペリティから計算された計算波形を足し合わせたものが、東南海地震における強震動波形とする。

5.4 海溝型の地震を用いた経験的サイト特性の評価

5.4.1 経験的サイト特性の評価方法

位相特性を考慮した経験的なサイト特性の評価手法は、2章で示した手法と同様である。はじめに、経験的サイト特性に用いるための、各余震の震源スペクトルを推定する。震源スペクトルは、次式で表現される。

$$S(f) = \frac{1}{(1 + f/f_c)} \quad (5-1)$$

ここで、 $S(f)$ は震源スペクトル、 f_c はコーナー周波数を示す。

コーナー周波数は、観測記録のフーリエスペクトル（ここでは、観測スペクトルと呼ぶ）から目視で推定する。しかしながら観測スペクトルは、

$$O(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \quad (5-2)$$

で表されることから理解されるように、伝播経路特性 $P(f)$ とサイト特性 $G(f)$ の影響が含まれているため、震源スペクトルのコーナー周波数を読み取る際に誤差が生じる。そこで、ここではサイト特性の影響がほとんどないと考えられる基盤内に設置された観測点の記録を用い、誤差を少なくする改善を図った。愛知県内の KIK-NET の AICH04（安城）の地中観測点は、地下約 1000m に設置され、その層の S 波速度が 3300m/s であることから、サイト特性の影響は少ないと考えられる。ここでは、この地点の記録からコーナー周波数を読み取った。伝播経路特性は、幾何減衰と内部減衰を考慮した次式により評価した。

$$P(f) = \frac{1}{X} \exp\left(\frac{-\pi f X}{Q_s(f) V_s}\right) \quad (5-3)$$

ここで、 X は震源距離、 V_s は S 波速度、 $Q_s(f)$ は媒質の Q 値を示す。Q 値は、東海・東南海沖における深さ 60km 以下の海溝型地震の強震動記録からスペクトルインバージョンに基づき推定された次式（佐藤，2007）を用いた。

$$Q(f) = 392 f^{0.37} (\geq 1\text{Hz}) \quad (5-4)$$

$$Q(f) = 392 (< 1\text{Hz}) \quad (5-5)$$

1Hz 以下では、1Hz での Q 値で一定と仮定する。

コーナー周波数は、観測変位フラットレベルと ω^{-2} のレベルの交点を目視で読み取るが、その際の変位フラットレベルは、F-net による地震モーメントから次式で計算した。

$$M_0 = (4\pi\rho\beta^3 / R_{\phi\theta}) \times \Omega \quad (5-6)$$

Ω は変位フラットレベルを示す。

各地震の観測変位フラットレベルと、上式から計算される変位フラットレベルとは整合的であることを確認している。各地震の諸元と地震モーメントおよびコーナー周波数を表 5-1 にまとめた。

位相特性を含めた経験的サイト特性を評価するためには、上記で計算した震源スペクトルと伝播経路特性を観測スペクトルから除し、個々の地震から得られたサイト特性を複素数平面上で算術平均した。

$$G_i(f) = \frac{F_i(f)}{S_i(f)P_i(f)} \quad (5-7)$$

$$G(f) = \sqrt[N]{\prod_{i=1}^N G_i(f)} \quad (5-8)$$

5.4.2 位相特性を考慮した経験的サイト特性

経験的サイト特性の算出に用いた地震は、1) 東南海地震の震源域付近で発生し、2) 発生した震源深さが 20~60km、3) 震源スペクトルが ω^{-2} 則に当てはまるものを条件として、6 個の地震を選定した。図 5-2 に東南海地震の震源域と経験的サイト特性に用いた地震と対象とした観測点の位置を示す。

図 5-3 に経験的サイト特性の振幅特性を、図 5-4 に時刻歴波形の一例を示す。振幅特性の図には、本研究で算出したサイト特性（赤線）に加えて、野津・長尾（2005）によるスペクトルインバージョンにより推定したサイト特性（青線）を併記している。本研究で算出したサイト特性は、野津・長尾（2005）のサイト特性と比較して、周波数帯域によっては若干の差異がみられるものの、卓越周波数や大局的な振幅は調和的である。

サイト特性の振幅特性および時刻歴波形は、地点ごとに特徴のあるものが算出されている。例えば、AICH06 や AICH12 の振幅特性は、1.5~2.0Hz が顕著に卓越しており、時刻歴波形に関しても、その周波数の特徴をもった波形が示されていることがわかる。一方で、

AICH09 地点の振幅特性では、特別に卓越したピークがなく、同様に時刻歴波形においても AICH06 や AICH12 とは形状が異なり、目に見えるパルスが表現されていないことがわかる。これらは、各地点において観測された地震に共通なサイト特性が表現された結果であり、その地点の特徴が表現されたものと考えられる。

観測点によっては、算出に使用する地震が観測されていない地点が存在する。本研究で正在しているサイト特性の評価法は、各地震から推定されたサイト特性を足し合わせるにより、インコヒーレント成分をキャンセルアウトさせ、地震ごとに共通するサイト特性を強調させる方法である。したがって、地震数が少ないとその効果の意味がなくなる。そこで、今回は使用する地震の数が 3 つ以上ある地点を使用した。また、使用した地震の中には、規模が小さく低周波においてシグナルよりもノイズの影響が大きくなる地震がいくつかある。そこで、本研究では、各地点の各地震のフーリエスペクトルを確認し、有効である低周波成分までを使用することとした。その結果、AIC009, AIC014, AICH07, AICH12, AICH21 では 0.5~10Hz, それ以外の観測点では 0.3~10Hz の範囲で解析することとした。各地点において使用した地震を表 5-2 に示す。

今後、サイト特性の算出に使用可能な地震が発生した場合は、それに応じてサイト特性の算出をしておし、精度を向上させることが望ましい。

5.5 東南海地震の震源モデル

本研究では、想定東南海地震の震源モデルとして中央防災会議で評価されたもの（中央防災会議、2003）を使用した。中央防災会議における東南海地震の震源モデルは、4 つのアスペリティで構成されている。1 つのアスペリティはいくつかの小断層で構成されている。そして、小断層ごとに震源メカニズムや深さが設定されており、非常に複雑なモデルが構築されている。ここでは計算を簡便にするため、各アスペリティの面積、地震モーメント、応力降下量が同じになるように正方形に設定しなおした。図 5-2 に本研究で用いた震源モデルの図を、表 5-3 に各アスペリティの諸元を示す。図中の☆印は破壊開始点を示しており、破壊はアスペリティ 1 ~ アスペリティ 4 に向かって進行すると仮定した。

東南海地震の強震動の波形を計算する際、背景領域は考慮しないこととした。それは、第 3, 4 章で検証したように、断層面のすべり量の大きい場所から強震動が生成されると考えられ、背景領域による強震動の影響は少ないと考えられるからである。東南海地震の全体の強震動波形は、各アスペリティで計算された波形を、アスペリティ間の距離と各アスペリティと観測点の距離から計算される遅延時間を考慮して足し合わせるマルチハイポセンターモデルを採用した。

波形合成に必要なグリーン関数は、作成する小地震（今回は、各アスペリティで、ある小断層に分割したうちの一つの断層）に相当する震源特性を ω^{-2} 則として仮定し、伝播経路特性および前章で作成した位相特性を考慮したサイト特性を周波数領域で掛け算し、フーリエ逆変換により作成した。中央防災会議の震源モデルは、各小断層で応力降下量が一

定であるため、地震モーメントと断層面積により震源パラメータが確定する。伝播経路特性の Q 値は式 (5-4) を採用した。以上の工程を経てグリーン関数を作成し波形合成を行った。ここで、考慮する周波数範囲は、サイト特性において評価したように、観測点により $0.3\sim 10\text{Hz}$ または $0.5\sim 10\text{Hz}$ の範囲とした。

5.6 東南海地震における強震動予測波形

図 5-5 に各地点で計算された合成波形の加速度波形と速度波形を示す。AIC016, AICH06, AICH09, AICH21 では、最大加速度が 1500gal 、最大速度が 100cm/s を超える非常に大きな地震動が算定されている。この値は、川瀬 (2001) や (松島・川瀬, 2000) で推定されている、兵庫県南部地震において被害集中域の推定地動レベルである $90\sim 100\text{cm/sec}$ を越えており、非常に大きな地震動になることが推測される。一方で、想定断層から遠い AICH07 では、最大加速度が約 260gal 、最大速度が約 9cm/s と算定されており、地点により評価された地震動の大きさが異なり、観測点において特徴をもった強震動が算出されている。

各地点の波形形状は、多くの観測点で 2 つの包絡形状を持っている。2 つの包絡形状のうち早く到達する 1 つ目の包絡形状の波形は、破壊開始点である潮岬沖から愛知県の南側までに設定されている ASP1~ASP3 までの影響である。2 つ目の包絡形状は、渥美半島沖に推定されている ASP4 の影響である。AICH21 地点では、ASP1~3 までの地震動が到達してから 20 秒程度後に ASP4 からの地震動が到達している。一方で、ASP4 に近い地点の AICH09、および ASP4 に最も遠い濃尾の地点の観測点の AICH10, AICH13 では、概ね 1 つの包絡形状で構成されている。このように、各アスペリティの位置と観測点の位置により、各アスペリティから発生した地震動が到達する時間が異なることにより、個々の地点に特徴を持った地震動が計算されていることがわかる。

図 5-6 には、1944 年に発生した東南海地震における建物被害率から推定された震度分布 (飯田, 1976) と、本研究で計算した合成波形の計測震度を示す。震源断層に近い AIC014, AIC016, AICH06, AICH09, AICH12, AICH21 では震度 7、多くの地点で震度 6 弱以上と非常に大きな震度が算出され、東南海地震の発生時には、非常に大きな強震動が襲うと考えられる。しかしながら、飯田(1976)の震度分布と本研究の震度分布を比較すると、本研究の震度は、全体的に過大評価となっている。これは、中央防災会議における震源モデルは安政の東海地震を基としたモデルであり、1944 年の東南海地震とは異なるからと考えられる。

5.7 議論

ここでは、大きな地震動が評価されている観測点について考察する。大きな地震動が算出されている AIC014, AIC016, AICH06, AICH09, AICH12, AICH21 は、いずれも震源域から距離が近い。しかしながら、AIC017 に関しては震源距離が近くても最大加速度は

1500gal に達しなかった。特にこの地点の震度は、震度 6 強であり一ランク小さい。ここで、AIC014, AIC016, AIC017, AICH06, AICH09, AICH12, AICH21 におけるアスペリティ 3 からの最短断層距離を比較すると、AIC017 は他地点よりも震源距離は短い。したがって、断層からの距離のみが強震動の大きさを支配しているわけではないことがわかる。一方で、各地点のサイト特性の大きさを比較すると、AIC017 は他の地点よりも顕著に小さいことがわかる。このように、個々の地点におけるサイト特性の評価は強震動の大きさに影響されるため、サイト特性の大きさは地震動の大きさに重要な要素となる。

また、中央防災会議(2003)では、S 波速度が 700m/s である工学基盤上における地震波形を計算している。そこで、AICH04 における工学基盤上での計算波形に、防災科学技術研究所によるボーリングデータから理論サイト特性を考慮して地表の地震波形を計算し、本研究で評価した合成波形を比較した。その比較を図 5-7 に示す。両者の地震波形は、S 波部分の包絡形状や振幅などよく整合している。しかしながら、両者で異なっている部分は、S 波が到達した後の部分である。中央防災会議の計算波形では、S 波到達後すぐに減衰していることがわかる。しかしながら、実際の S 波到達以後は、伝播経路による散乱波や地盤構造の境界付近で発生する反射や屈折などの影響により振幅は小さいながらも震動は続くと考えられる。その点で、本研究の地震波形は、その後続波も考慮されていることがわかる。これは、経験的なサイト特性を考慮したことにより、伝播経路特性やサイト特性による実際に発生された震動が表現できているためと考えられる。したがって、より高精度な強震動波形が計算できていると考えられる。

5.8 猿投高浜断層帯の地震の概要

ここからは、猿投高浜断層帯地震について行った強震動予測について述べる。猿投高浜断層帯は、屏風山・恵那山断層帯および猿投山断層帯の区分のひとつであり、猿投高浜断層帯の諸特性は、地震調査研究推進本部により評価されている(地震調査研究推進本部, 2000)。その評価結果を表 5-4 に、断層帯の図 5-8 を示す。本断層帯は、愛知県の中央部を縦断しており、この断層帯により地震が発生した場合、名古屋市や豊田市に大きな被害が発生すると考えられる。そして、最新活動は約 1 万 4 千年前頃、平均活動間隔は 4 万年程度であり統計的な計算でいえば地震発生確率はほぼ 0%であるが、平均活動間隔の信頼度は低く、地震発生の危険性がほとんどないとは言い切れない。したがって、この地震の強震動評価は必要不可欠である。本震の強震動予測は、東南海地震の強震動予測で行った手法と同じである。ただし、震源モデルについては、中央防災会議で推定されたモデルではなく、強震動予測レシピ(入倉, 2004)に従い設定した。

5.9 内陸型の地震を用いた経験的サイト特性の評価

本震の強震動予測を行う対象観測点は、愛知県内の K-NET と KIK-NET 観測点とした。経験的サイト特性を評価する際、使用する地震は東南海地震とは変え、愛知県内で発生した震源深さが 20km である内陸地震の余震を用いることとした。この理由として、猿投高浜断層帯の地震は、観測点に非常に近いところで発生すること、海溝型と発生メカニズムが異なる内陸型の地震であることなど、東南海地震の特徴と異なることが考えられるためである。ここで使用した余震と観測点の諸元を図 5-9 と表 5-5 に示す。また、伝播経路特性の媒質の Q 値も東南海地震とは変えており、佐藤他 (2007) による内陸型地震の全国平均の値を用いた。

$$Q(f) = 40f^{1.0} (\geq 1\text{Hz}) \quad (5-9)$$

$$Q(f) = 40 (< 1\text{Hz}) \quad (5-10)$$

表 5-6 にはサイト特性の評価に使用した地震表を示す。図 5-10 に評価した振幅特性、図 5-11 に時刻歴のサイト特性を示す。

5.10 猿投高浜断層帯地震の強震動予測波形

5.10.1 震源モデルの構築

猿投高浜断層帯の震源モデルは、地震調査研究推進本部による長期評価で推定されている震源断層の位置、震源メカニズム、断層の長さ幅から、入倉 (2004) による強震動予測レシピに基づいて構築した。強震動予測レシピは、震源断層の全破壊域の面積と地震モーメントの関係に基づいた巨視的パラメータおよび、震源断層内のアスペリティの総面積を地震モーメントの関数として与え、断層内のアスペリティ分布を与える微視的パラメータにより震源モデルを構築する方法を示したものである。このレシピにより構築される震源モデルの有効性は、いくつかの地震で示されており、本研究でも第 3, 4 章で示している。しかしながら、このレシピでは、アスペリティの位置や数については言及されておらず、その与え方は任意である。そこで、本研究では、被害が危惧される豊田市への影響が大きくなるような震源モデルを作成することとした。そのために、北側のセグメントを 2 つのセグメント分け、分割されたセグメントの南側のアスペリティを大きくし、破壊の進行方向が豊田市へ向かうように設定した。本研究で設定した猿投高浜断層帯のアスペリティの数は 3 つとし、この断層帯の破壊開始は、一番大きなアスペリティからとした。図 5-9 に構築した震源モデルを、表 5-6 に震源モデルの諸元を示す。

5.10.2 合成波形結果

強震動予測のために用いた波形合成法 (Irikura, 1986) に必要な、震源断層から対象地点までのグリーン関数となる小地震には、サイト特性のほかに震源特性と伝播経路特性が必要である。ここでは、小アスペリティの大きさが一番大きいアスペリティ 1 うち、長さ方向を 5 個、幅方向を 5 個に分割するモデルを考え、その小断層に対応する地震モーメントおよび小断層の面積から計算されるコーナー周波数により、震源特性を評価した。この

際震源特性は ω^{-2} 則に従うとした。アスペリティ 2 とアスペリティ 3 に対応する震源モデルは、アスペリティ 1 で評価した震源モデルと同様としている。その結果、アスペリティ 2 の分割数は、長さ、幅とも 3 個、アスペリティ 3 の分割数は 4 個となった。ここで計算した震源特性と 5.9 で評価したサイト特性を考慮した小地震を作成し、波形合成法により強震動の波形の計算を行った。

図 5-10 に算出された合成波形を示す。震源断層に近い AIC004, AICH04, AICH05 などでは、最大加速度 1500gal を超えた非常に大きな地震動が算出されている。最大速度は、100cm/s 程度が算出されている。この値は、東南海地震において断層に近い地点において算出された強震動と同程度の大きさであり、また、最大速度に関しては、(川瀬, 2000) で推定している兵庫県南部地震の被害集中域と同程度の大きさであった。

ここで計算された強震動の波形形状は、どの地点も 1 つの包絡形状をしており、大きな震動を与える時間は、東南海地震よりも短く 10~15 秒程度であった。また、地点ごとの特徴では、AIC012 地点の速度波形は、周期 1 秒程度のパルス波が明瞭に見えている。また AICH04 でも同様なパルス波がみられ、各地点に特徴のある強震動が算出されている。

図 5-11 には、本研究で評価した地震動波形から計算した計測震度(数値)を、中央防災会議で算出されている震度分布(色による表記)に併記した。本研究の震源モデルと中央防災会議の震源モデルでは、評価する方法が異なりアスペリティの位置や大きさが若干異なるので、厳密な評価とはいえないが、どちらの評価も断層に沿った地点では震度が大きく、豊橋がある東三河や奥三河では震度 4 から 5 であり、調和的である。

5.11 議論

猿投高浜断層帯では観測された記録がないため、合成波形の妥当性の評価として、マグニチュードと断層最短距離との関係で評価される距離減衰式との比較を行った。距離減衰式には、司・翠川(1999)を用いた。その結果を図 5-12 に示す。合成波形の最大加速度は、距離減衰式とおおむね整合的である。しかしながら、10km 以内の最大加速度は、ほとんどの地点で過大評価となっている。この原因としては、本手法は、線形領域における強震動予測である。しかしながら、実際には観測点近傍のごく浅い地盤の非線形による影響を受ける。したがって、本手法における強震動予測波形に関して過大評価になっている可能性がある。これは、この手法の適用限界であり、今後は地盤の非線形効果を導入した評価が必要と考える。

ここでは、東南海地震と猿投高浜断層帯の地震とを比較し考察する。

東南海地震と猿投高浜断層帯の地震波形では、S 波部分の継続時間が大きく異なることがわかる。猿投高浜断層帯地震は、S 波部分の継続時間が短く 15 秒程度で振幅が減少する傾向にあるのに対し、東南海地震は、30 秒以上揺れが続いている。この傾向は、過去の発生した地震と整合的であり、例えば、海溝型地震の 2003 年十勝沖地震では、地点によっては 50 秒の継続時間が続いたのに対し(畑山, 2006)、内陸型地震である能登半島地震や中越

沖地震では10秒程度で揺れが収まる傾向にある。この原因は、東南海地震や十勝沖地震は、内陸型の地震より地震規模が非常に大きいため、震源断層面積が大きく破壊過程に時間がかかることから長周期成分が卓越すること、海溝型地震は海側で発生するため、内陸型の地震よりも震源距離が大きくなり、波の散乱の影響で波の到達に時間差が起きることが考えられる。したがって、本解析で得られた東南海地震と猿投高浜断層帯の地震の継続時間の違いは、過去の観測事実と調和的な結果である。

5.12 まとめ

本章では、第2章で提案した位相特性を考慮した経験的サイト特性の評価手法を用いて、今回強震動予測を対象とした愛知県内のK-NET、KIK-NET観測点における経験的サイト特性を算出した。また、第3、4章で有効性を示した特性化震源モデルを用いて、東南海地震と猿投高浜断層帯における地震の強震動評価を行った。

- 1) 中央防災会議(2003)において想定されている東南海地震の震源域に近い6個の地震を用いて、経験的サイト特性を算出した結果、各地点に特徴的なサイト特性が評価された。特に、1~2Hz付近でサイト特性が卓越している地点では、サイト特性の時刻歴波形でもパルスが顕著に表現されており、地盤構造に応じたサイト特性が算出された。
- 2) 1)で算出したサイト特性を用いて、震源断層から対象地点までのグリーン関数となる小地震を作成し、中央防災会議で想定された震源モデルによって波形合成した結果、観測地点とアスペリティの位置により波形形状は異なる波形が計算された。これは、アスペリティの位置と観測点の位置との関係による結果であり、対象地点における特徴的な波形を計算されていることを示している。
- 3) 猿投高浜断層帯の地震では、入倉(2004)の強震動予測レシピにより震源モデルを構築した。強震動波形は、各地点で波形形状の異なるものが計算されており、東南海地震同様、アスペリティの位置と観測点の位置との関係により、対象地点における特徴的な波形を計算された。
- 6) 司・翠川(1999)の距離減衰式と合成波形の最大加速度を比較した結果、断層最短距離が遠い地点は距離減衰式と整合的であったが、近いところは過大評価となった。原因のひとつとして、この計算方法には、非線形効果が考慮されていないため、過大評価されている可能性が指摘できる。したがって、今後、非線形効果を考慮した計算を実施する必要がある。

表 5-1 経験的サイト特性の評価に使用した地震の諸元と地震モーメントおよびコーナー周波数

Lavel	Origin time	Latitude(deg)	Longitude(deg)	Depth(km)
EQ1	01/11/17 05:34	34.5908	137.0000	35.3
EQ2	03/01/19 04:50	33.8760	137.2410	44.6
EQ3	03/01/23 21:42	33.9040	137.2710	34.5
EQ4	03/10/28 13:31	34.4050	136.7970	33.3
EQ5	03/12/18 03:02	34.2220	136.4070	36.6
EQ6	04/01/06 14:50	34.2160	136.7140	37.5

Lavel	Origin time	コーナー周波数	地震モーメント
EQ1	01/11/17 05:34	4.00	2.89e+14
EQ2	03/01/19 04:50	0.50	1.34e+17
EQ3	03/01/23 21:42	1.50	4.43e+15
EQ4	03/10/28 13:31	4.00	5.27e+14
EQ5	03/12/18 03:02	5.00	3.94e+14
EQ6	04/01/06 14:50	1.00	6.74e+16

表 5-2 経験的サイト特性に使用した地震の一覧

観測点	周波数範囲	EQ1	EQ2	EQ3	EQ4	EQ5	EQ6
AIC004	0.3～10Hz	○			○		○
AIC009	0.5～10Hz	○			○		○
AIC014	0.5～10Hz	○			○		○
AIC016	0.3～10Hz	○	○	○	○	○	○
AIC017	0.3～10Hz		○	○			○
AICH04	0.3～10Hz	○	○	○	○	○	○
AICH05	0.3～10Hz	○	○	○		○	○
AICH06	0.3～10Hz	○		○			○
AICH07	0.3～10Hz	○			○		○
AICH09	0.3～10Hz	○	○	○	○		○
AICH10	0.3～10Hz	○			○		○
AICH12	0.5～10Hz	○	○	○	○	○	○
AICH13	0.3～10Hz		○		○		○
AICH21	0.5～10Hz				○	○	○

表 5-3 東南海地震の震源モデルの主なパラメータ

S 波速度(km/s)	3.8
密度 (g/cm ³)	2.8
破壊伝播速度(km/s)	2.7
ライズタイム(sec)	5.6

	アスペリティ 1	アスペリティ 2	アスペリティ 3	アスペリティ 4
面積	1308 km ²	1107	1107	402
地震モーメント	4.26E+20Nm	3.31 E+20 Nm	3.31 E+20 Nm	7.27 E+20 Nm
応力降下量	22MPa	22 MPa	22 MPa	22 MPa

表 5-4 地震調査委員会による諸特性の評価（信頼度は相対的な信頼度を表している）

断層帯の位置 および形状	北東端	(緯度, 経度) : (35.25, 137.20)	◎
	屈曲点	(緯度, 経度) : (35.00, 136.97)	◎
	南東端	(緯度, 経度) : (34.87, 137.05)	◎
	長さ	約 51km	◎
	一般走向	N40° E (北東端—屈曲点)	◎
		N25° W (屈曲点—南東端)	◎
	傾斜	約 50-80° (地表付近)	○
	幅	不明	
	西側隆起の逆断層	◎	
断層帯の過去の活動	平均的なずれの速度	0.1m/千年程度 (上下成分)	△
	最新の活動	約 1 万 4 千年前頃	◎
	平均活動間隔	4 万年程度	△
断層帯の将来の活動	活動区間	断層帯全体で 1 区間	○
	地震の規模	マグニチュード 7.7 程度	○

表 5—5 経験的サイト特性に使用した余震の諸元

Origin time	Latitude(deg)	Longitude(deg)	Depth(km)
99/09/24 14:33	34.7138	137.1328	12.5
01/09/27 18:14	34.8643	137.1285	15.8
01/12/25 20:10	34.7087	137.1397	12.3
03/07/09 02:14	34.9100	136.8460	17.5
03/11/11 07:54	34.8360	137.0370	11.0
06/12/19 18:33	35.2620	137.2600	14.9

Origin time	コーナー周波数	地震モーメント
99/09/24 14:33	2.00	3.47e+14
01/09/27 18:14	2.00	2.25e+15
01/12/25 20:10	3.50	1.38e+14
03/07/09 02:14	4.00	1.00e+15
03/11/11 07:54	5.00	1.84e+14
06/12/19 18:33	3.50	1.66e+15

表 5-6 経験的サイト特性に使用した地震

観測点	周波数範囲	EQ1	EQ2	EQ3	EQ4	EQ5	EQ6
AIC004	0.5~10Hz		○		○	○	○
AIC009	0.5~10Hz		○		○		○
AIC010	0.5~10Hz	○	○	○	○	○	○
AIC011	0.5~10Hz		○		○		○
AIC012	0.5~10Hz	○	○	○	○	○	○
AIC014	0.5~10Hz	○		○	○	○	○
AIC015	0.5~10Hz		○		○		○
AIC017	0.5~10Hz	○	○	○	○		○
AIC018	0.5~10Hz			○			
AICH04	0.5~10Hz		○	○	○	○	○
AICH05	0.5~10Hz	○	○	○	○		○
AICH06	0.5~10Hz	○	○		○	○	
AICH09	0.5~10Hz	○		○	○	○	
AICH10	0.5~10Hz		○		○	○	
AICH12	0.5~10Hz	○	○	○	○	○	
AICH13	0.5~10Hz				○	○	○
AICH18	0.5~10Hz				○	○	○

表 5-7 東南海地震の震源モデルの主なパラメータ

S 波速度(km/s)	3.4
密度 (g/cm ³)	2.7
破壊伝播速度(km/s)	2.4
ライズタイム(sec)	0.6

表 5-8 東南海地震の震源モデルの微視的パラメータ

	北東端-屈曲 点	屈曲点-南東 端
走向	218	153
傾斜角	60	
上端(km)	3	
下端(km)	20	
深さ(km)	17	
幅(km)	19.6	
長さ(km)	35	16
断層面積(km ²)	687	314
総断層面積(km ²)	1001	
地震モーメント(dyne・cm)	5.58E+26	
地震規模	-	
S 波速度(km/s)	3.4	
破壊伝播速度(km/s)	2.4	
平均すべり量	-	
平均応力降下量(MPa)	1.87	
加速度震源スペクトルレベル(dyne・cm/s ²)	2.02E+26	
アスペリティの面積(km ²)	156.516	
	107.41	49.10
平均応力降下量(MPa)	12.0	12.0
地震モーメント(dyne・cm)	5.47E+25	1.69E+25
加速度震源スペクトルレベル(dyne・cm/s ²)	9.34E+25	6.32E+25
面積(km ²)	78.1	
平均応力降下量(MPa)	12.0	
地震モーメント(dyne・cm)	3.40E+25	
加速度震源スペクトルレベル(dyne・cm/s ²)	7.97E+25	
	5	

面積(km ²)	29.3	
平均応力降下量(MPa)	12.0	
地震モーメント(dyne・cm)	7.80E+24	
加速度震源スペクトルレベル(dyne・cm/s ²)	4.88E+25	
	3	
面積(km ²)		49.1
平均応力降下量(MPa)		12.0
地震モーメント(dyne・cm)		1.69E+25
加速度震源スペクトルレベル(dyne・cm/s ²)		6.32E+25
		4
地震モーメント		4.86E+26
面積(km ²)		845
面積(km ²)		3.000
平均応力降下量(MPa)		12.00
地震モーメント(Nm)		2.56E+16
コーナー周波数		1.3

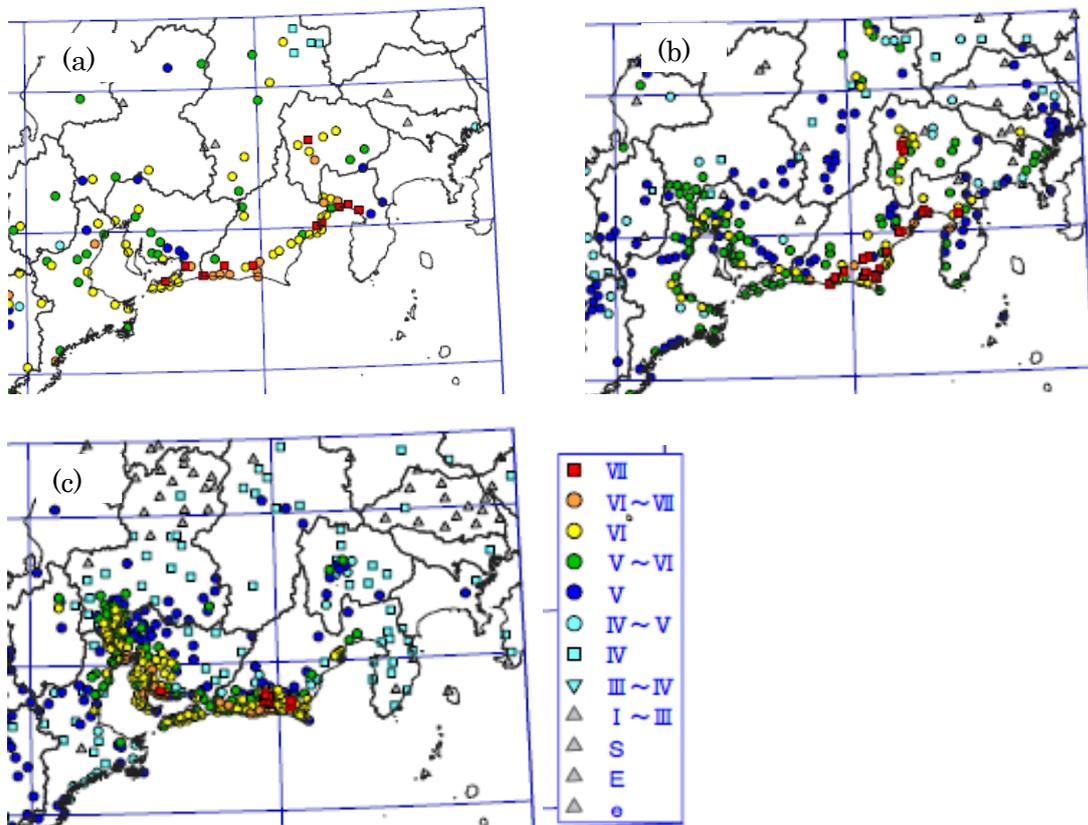


図 5-1 過去に発生した南海トラフの地震における東海地方の震度分布. (a)1701 年宝永地震, (b)1854 年安政の東海地震, (c)昭和東南海地震の震度分布

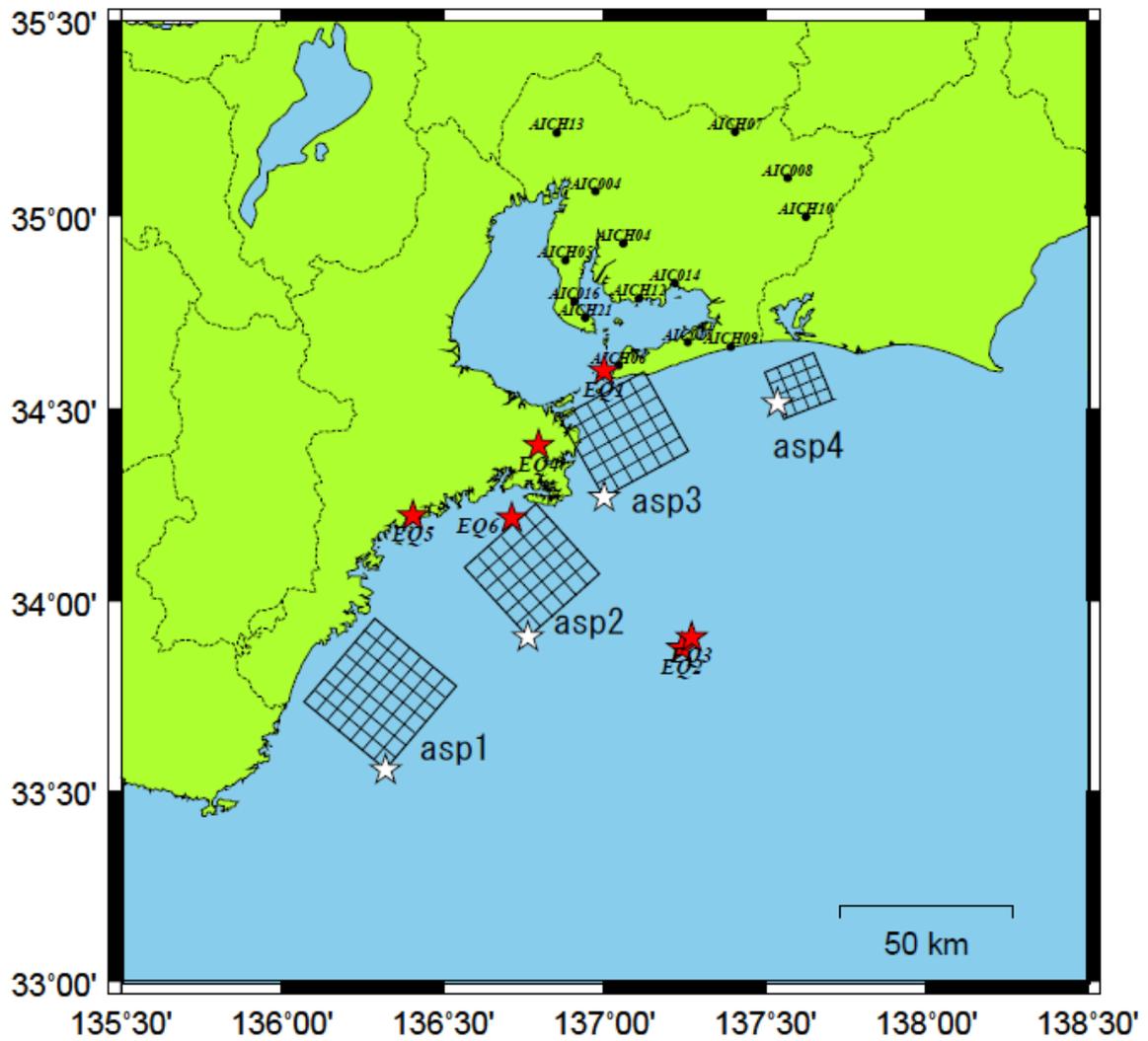


図 5-2 東南海地震の震源域と経験的サイト特性に使用した地震の震央位置と対象とした K-NET と KIK-NET 観測点の位置.

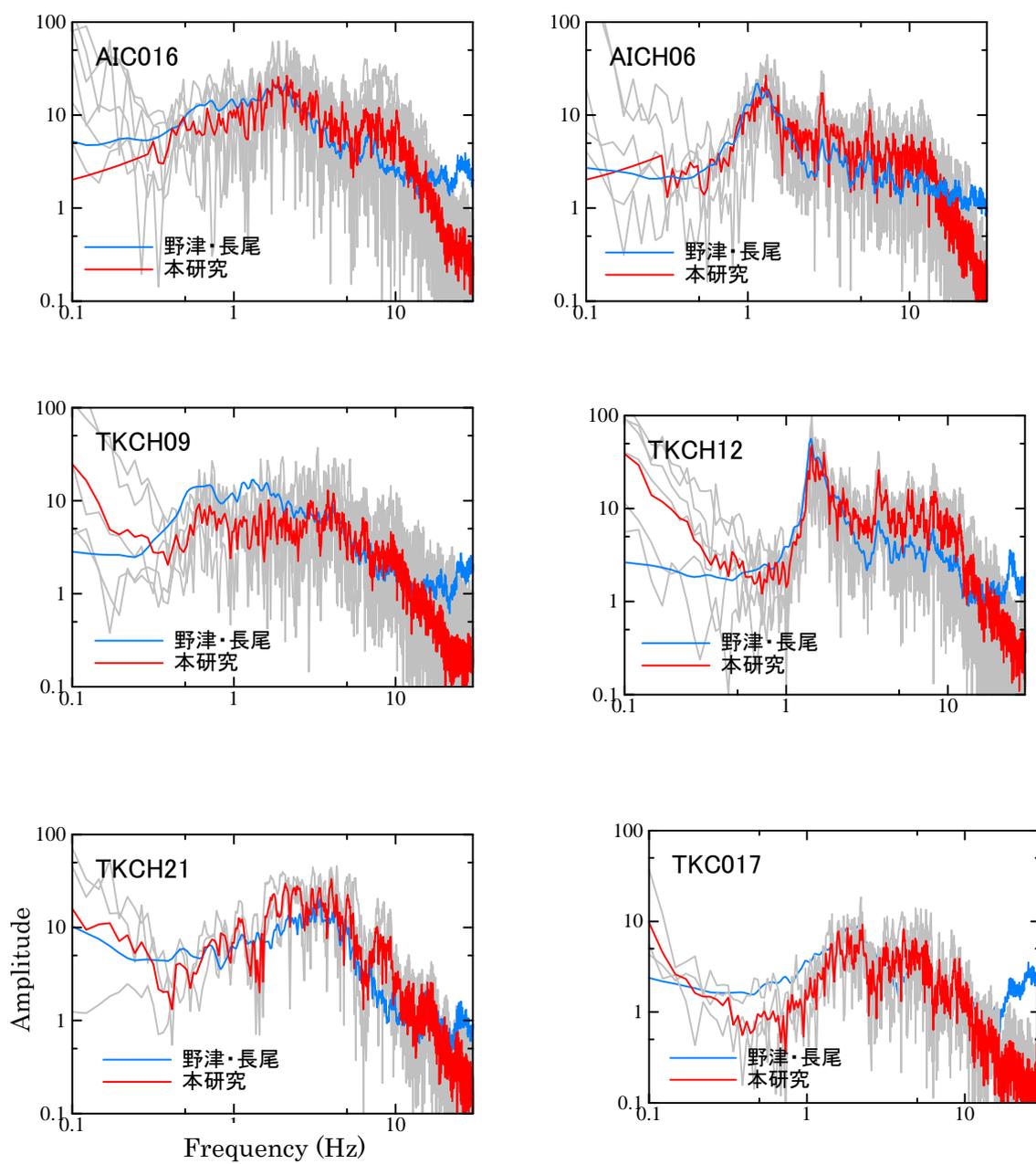


図 5-3 経験的サイト特性の振幅特性. 赤線は本研究によるサイト特性を示す. 青線は, 野津・長尾によるスペクトルインバージョンから推定されたサイト特性を示す.

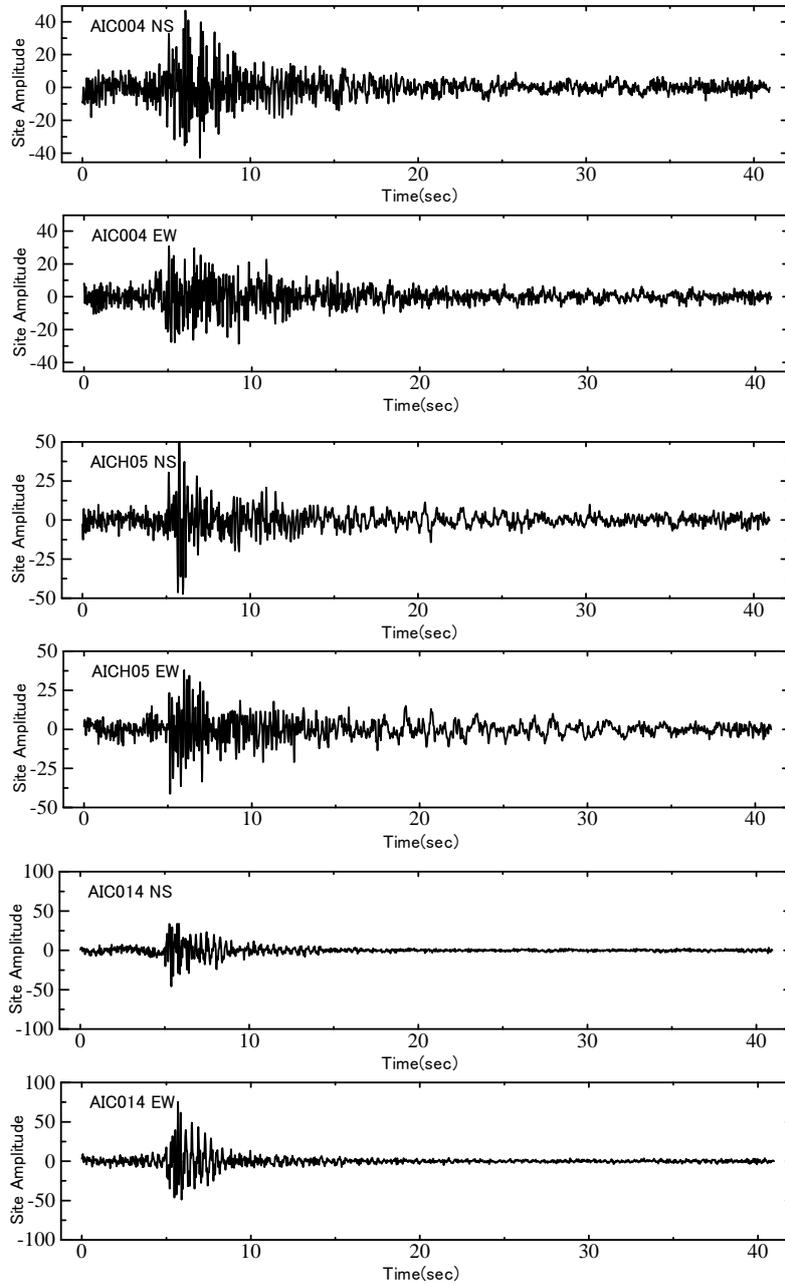


図 5-4 経験的サイト特性の時刻歴波形の一例

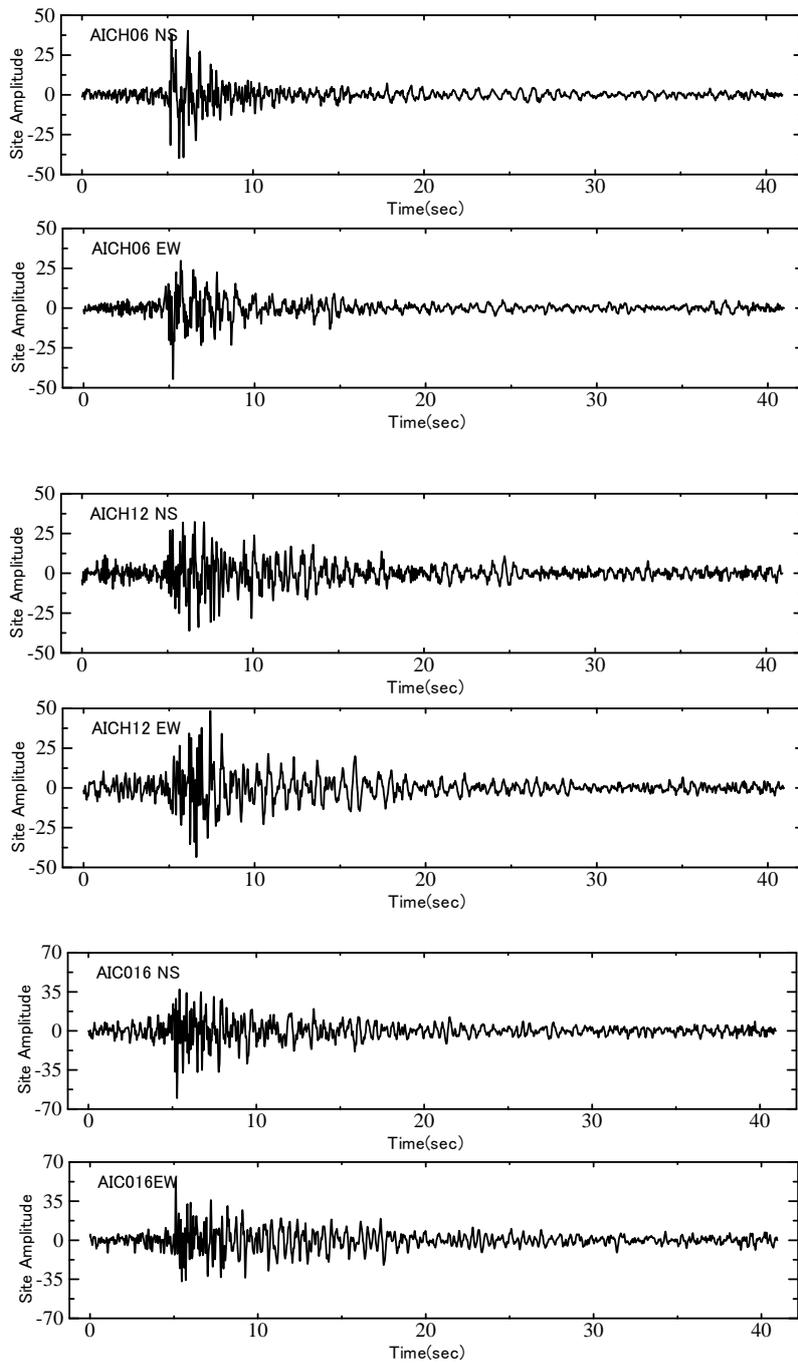


図 5-4 経験的サイト特性の時刻歴波形のつづき

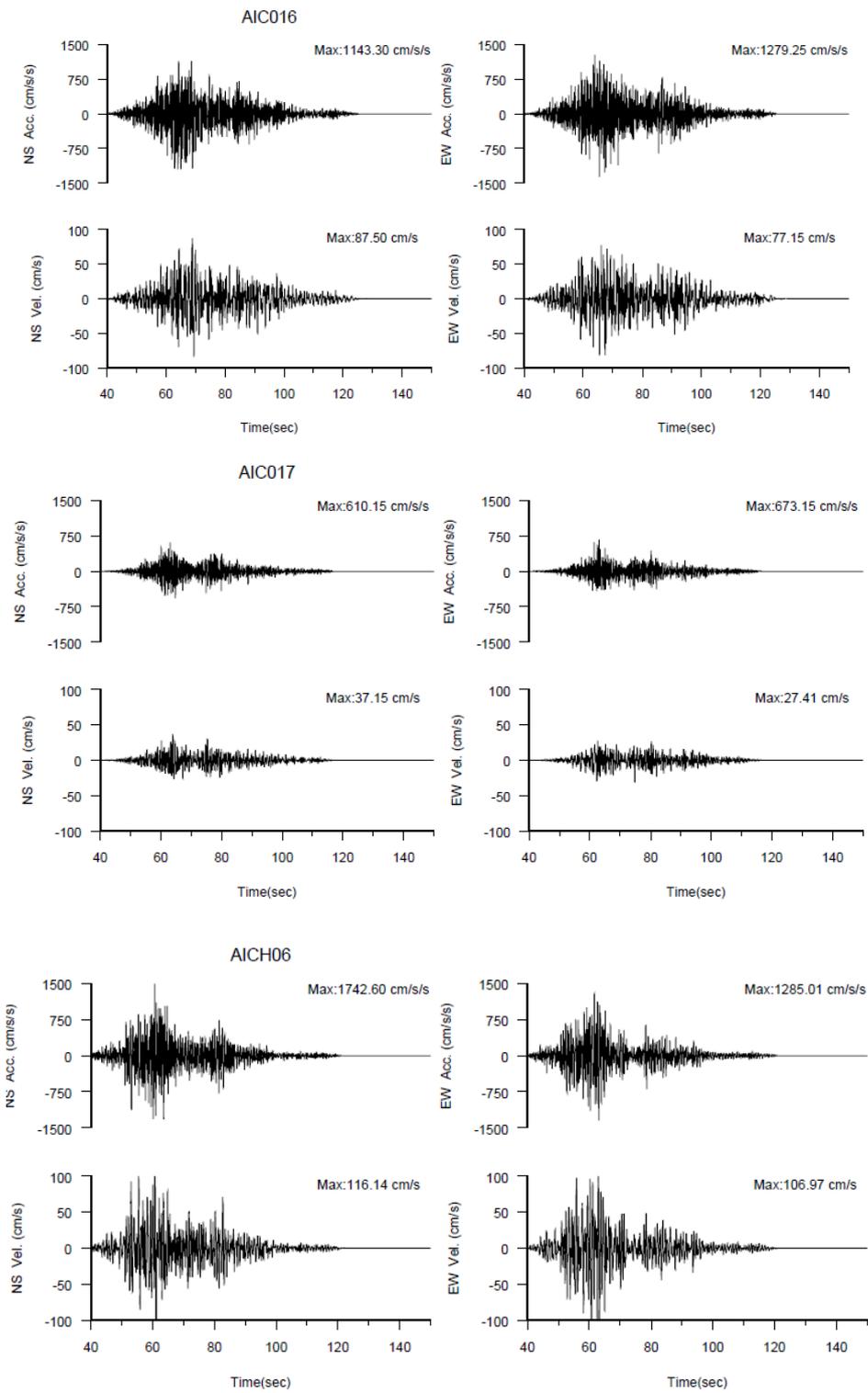


図 5—5 本研究における東南海地震の計算波形

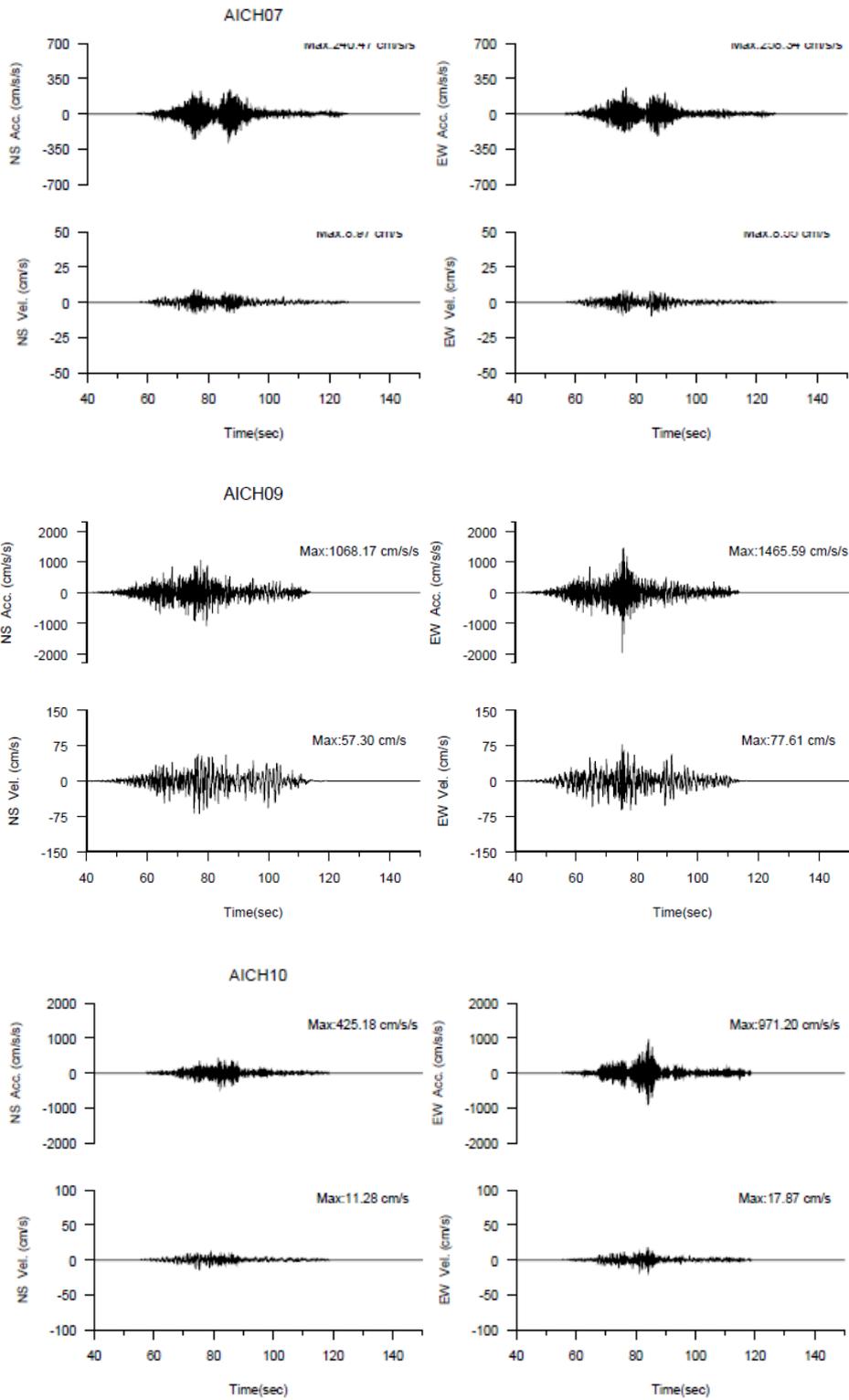


図 5—5 本研究における東南海地震の計算波形つづき

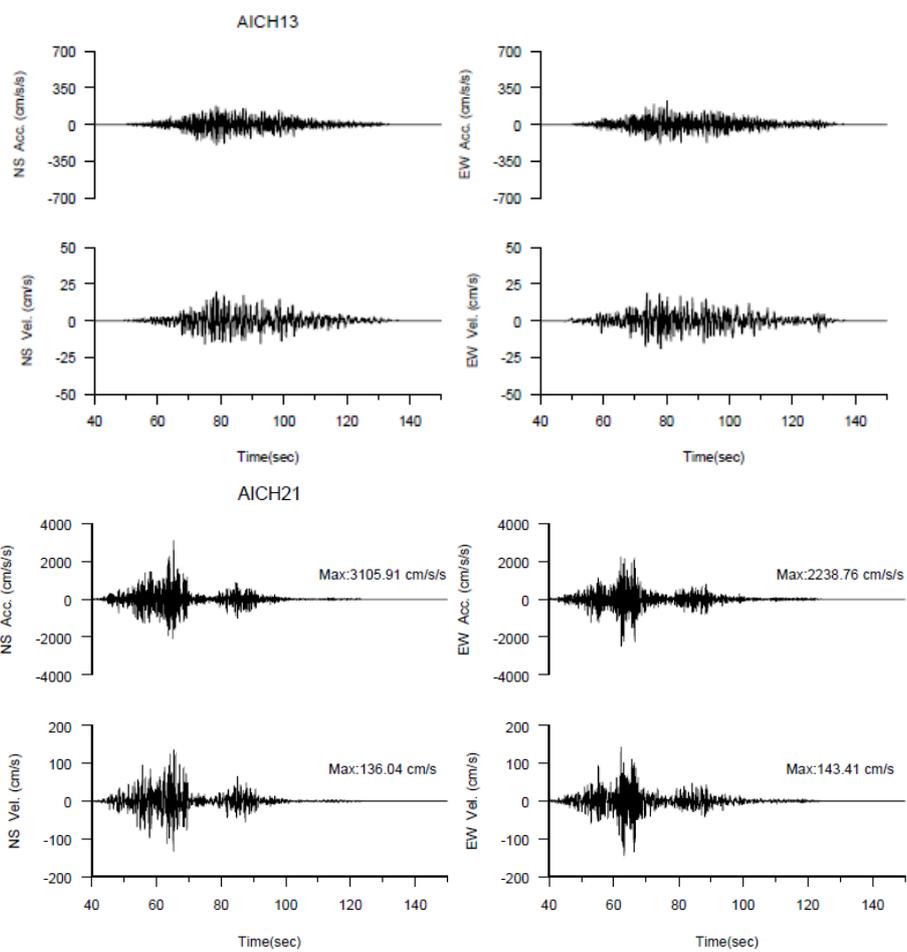


図 5—5 本研究における東南海地震の計算波形のつづき

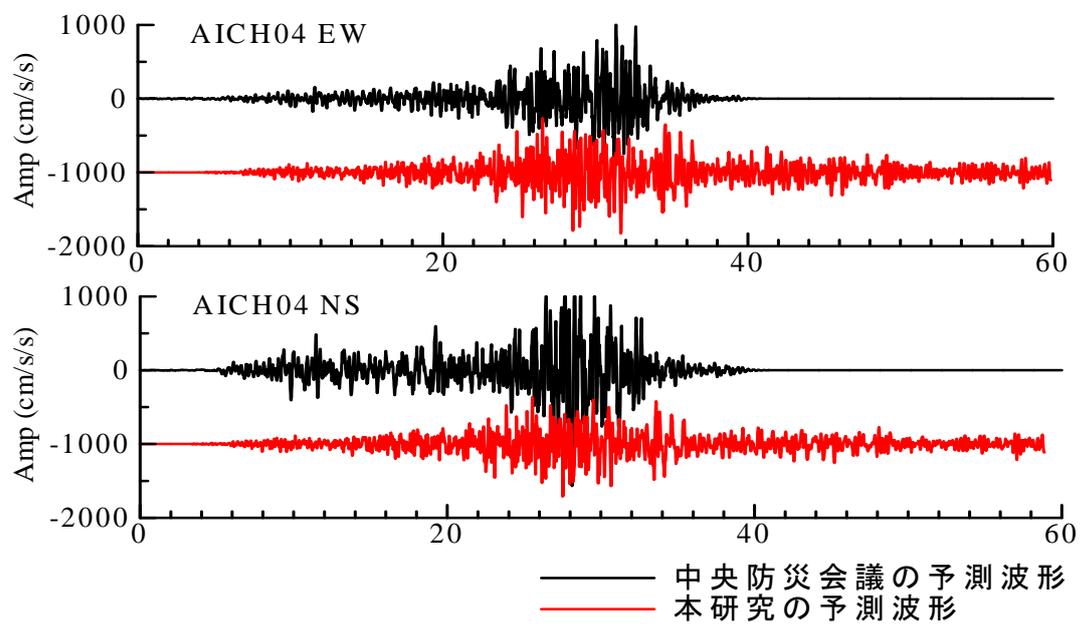
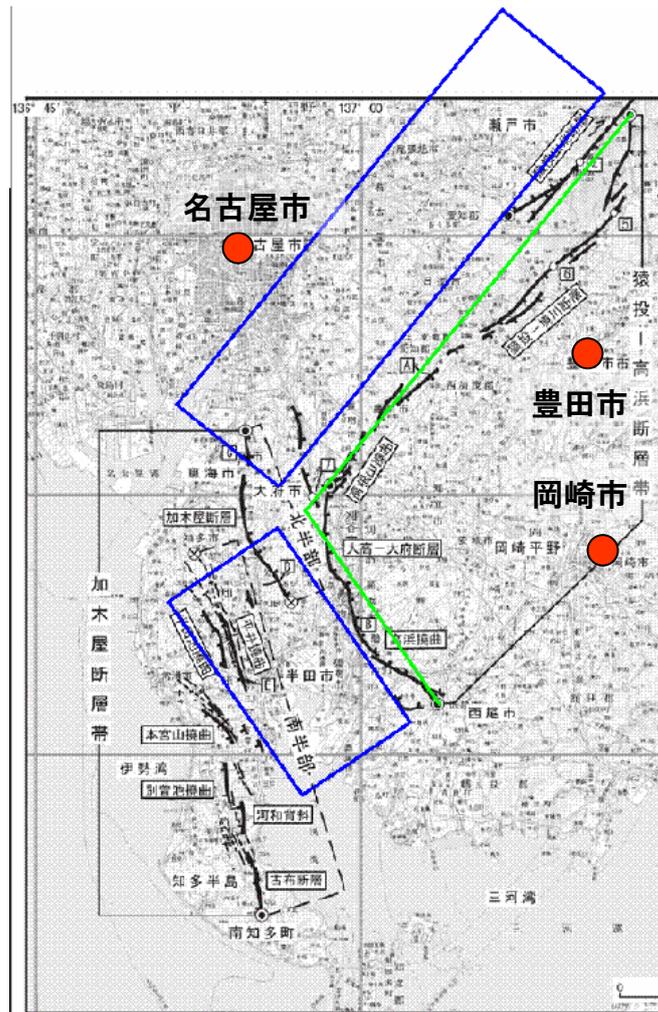


図 5-7 中央防災会議により評価された地震動波形と本研究による予測波形



緑線：地表トレース 青線：逆断層

図 5-8 猿投高浜断層帯の地表トレース (中央防災会議, 2006)

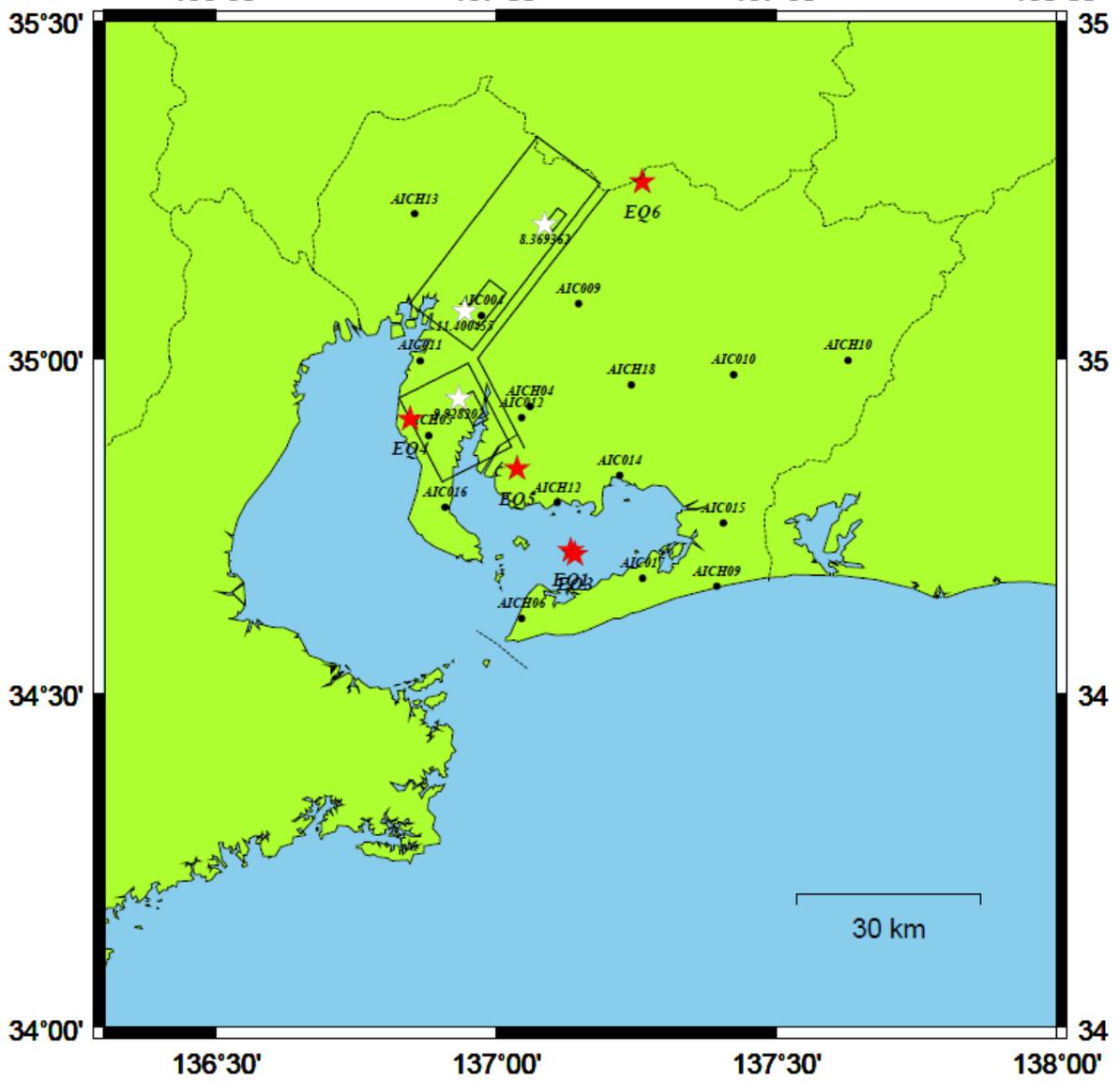


図 5-9 猿投高浜断層帯の震源モデルと観測地点

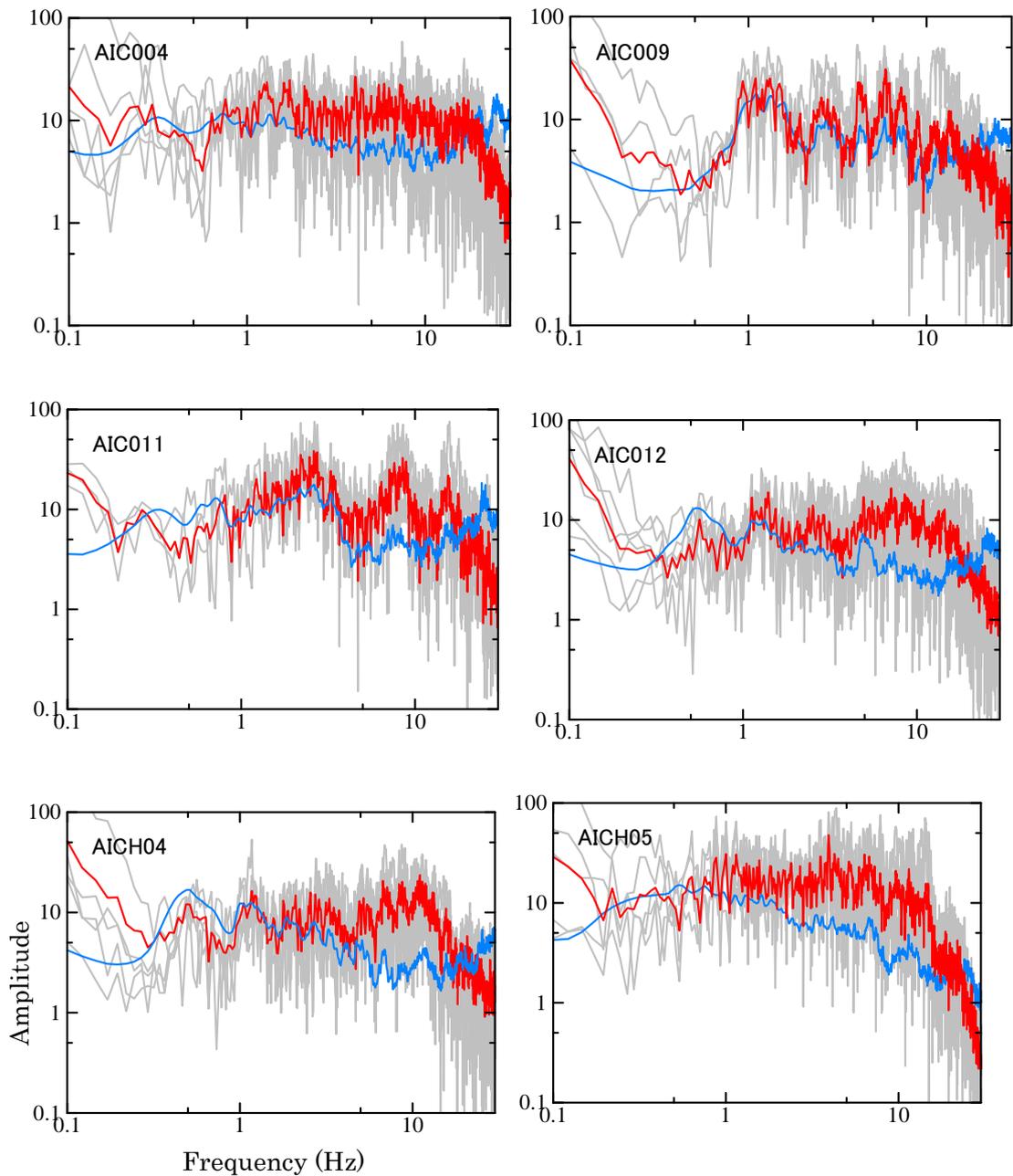


図 5—10 猿投高浜断層帯付近で発生した地震を用いた経験的サイト特性. 赤線は本研究で評価したサイト特性, 青線は, 野津・長尾 (2005) のサイト特性を示す.

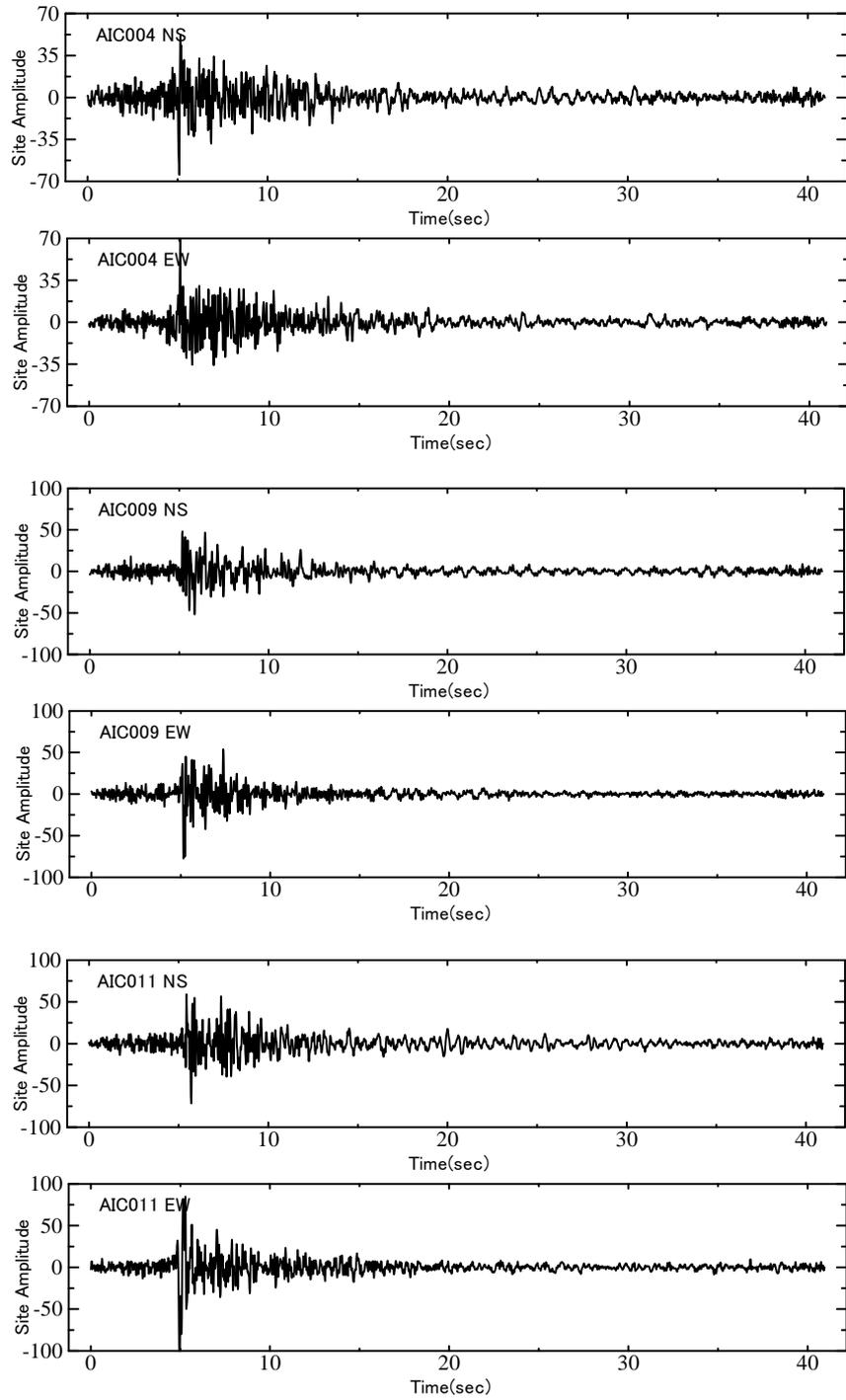


図 5-11 猿投高浜断層帯付近で発生した地震を用いた時刻歴サイト特性

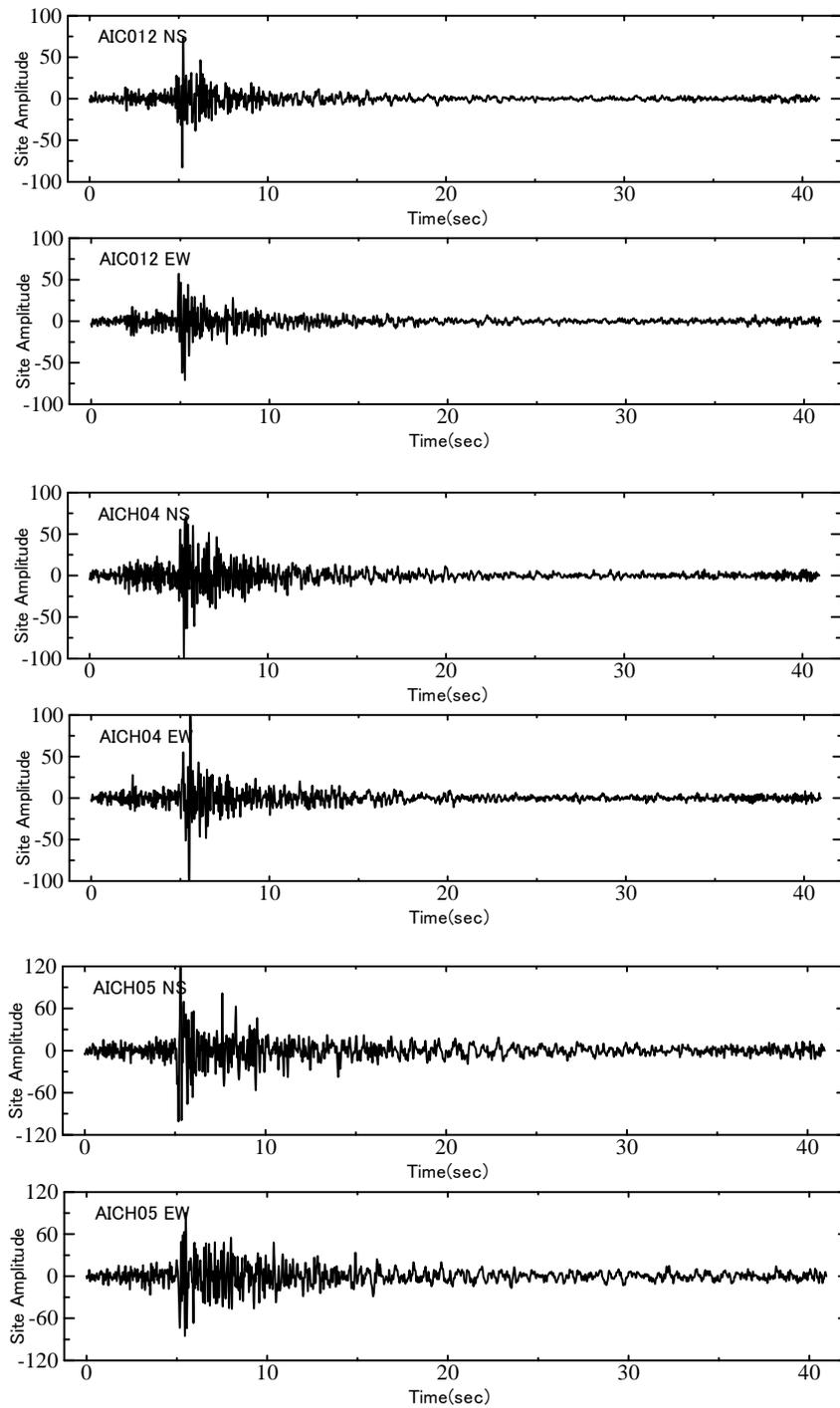


図 5-11 猿投高浜断層帯付近で発生した地震を用いた時刻歴サイト特性のつづき

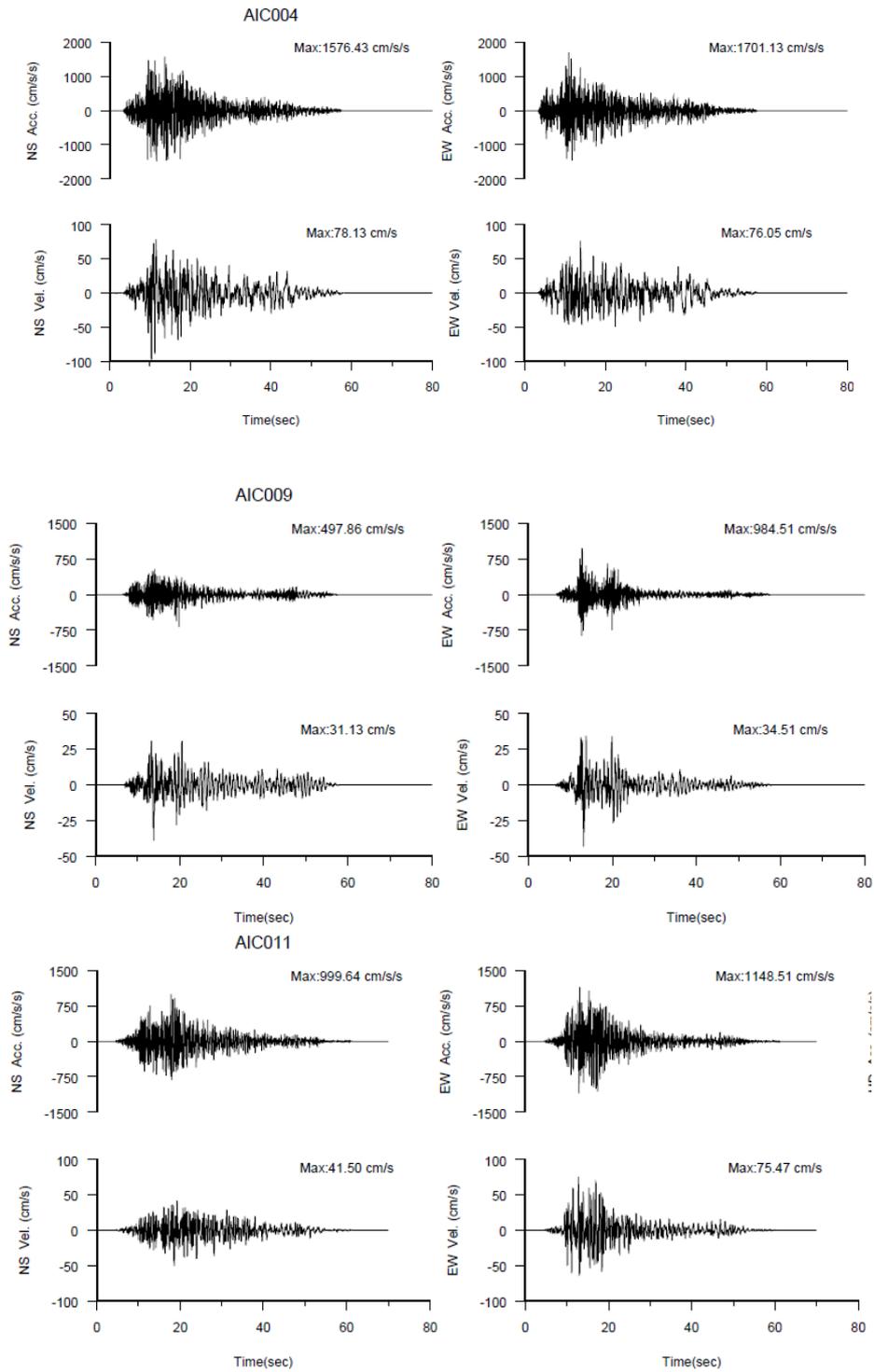


図 5-12 猿投高浜断層帯による合成波形

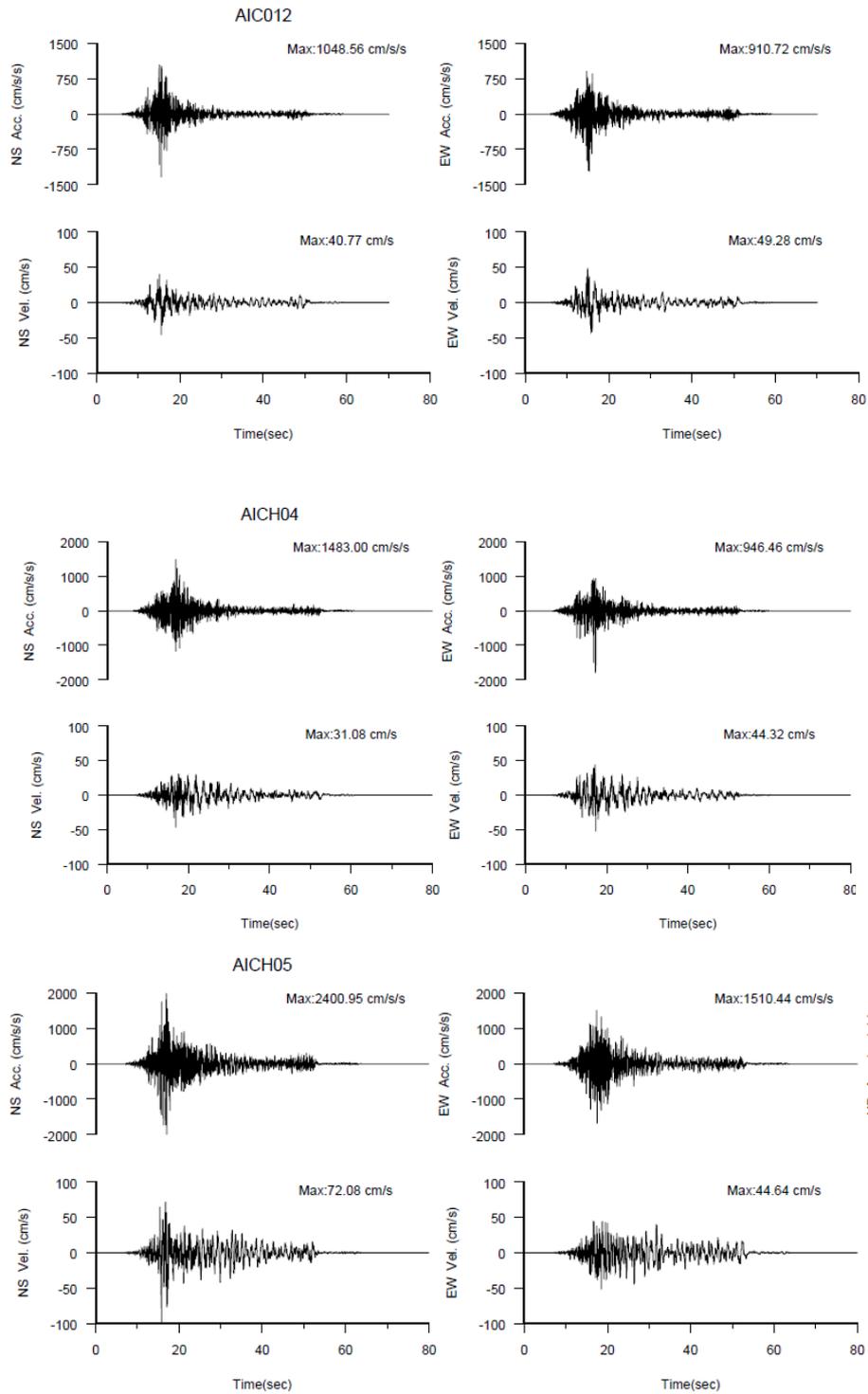


図 5-12 猿投高浜断層帯による合成波形のつづき

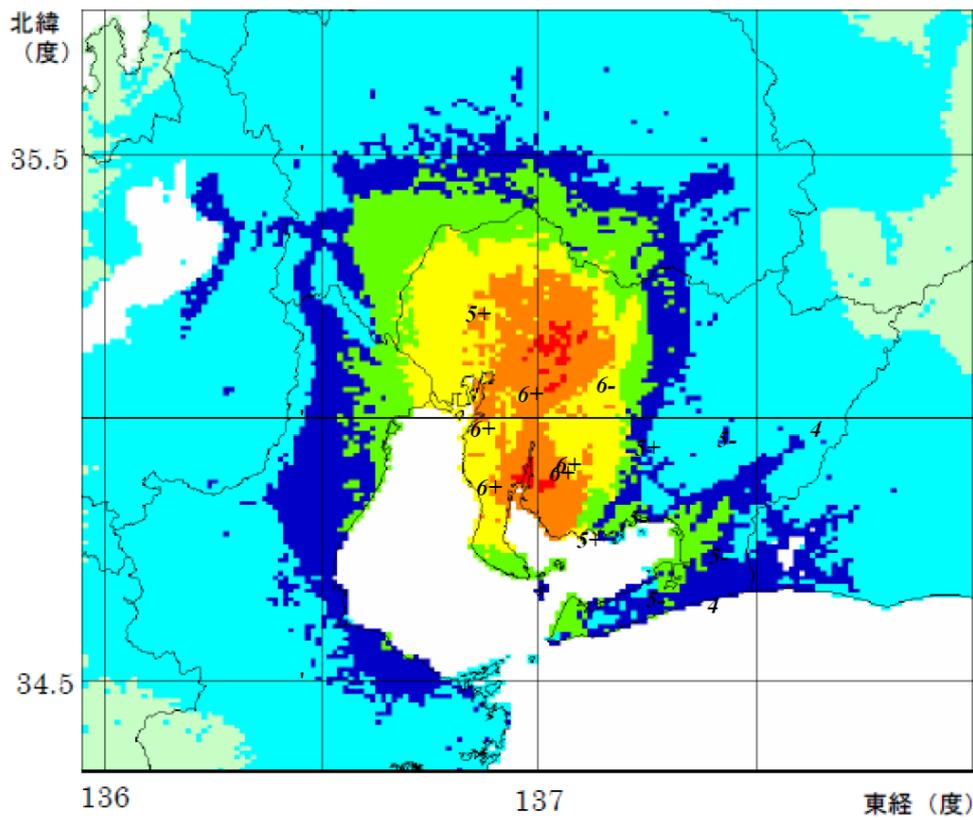


図 5-13 中央防災会議で評価されている震度分布（背景の色の分布）と本研究の震度（数値）

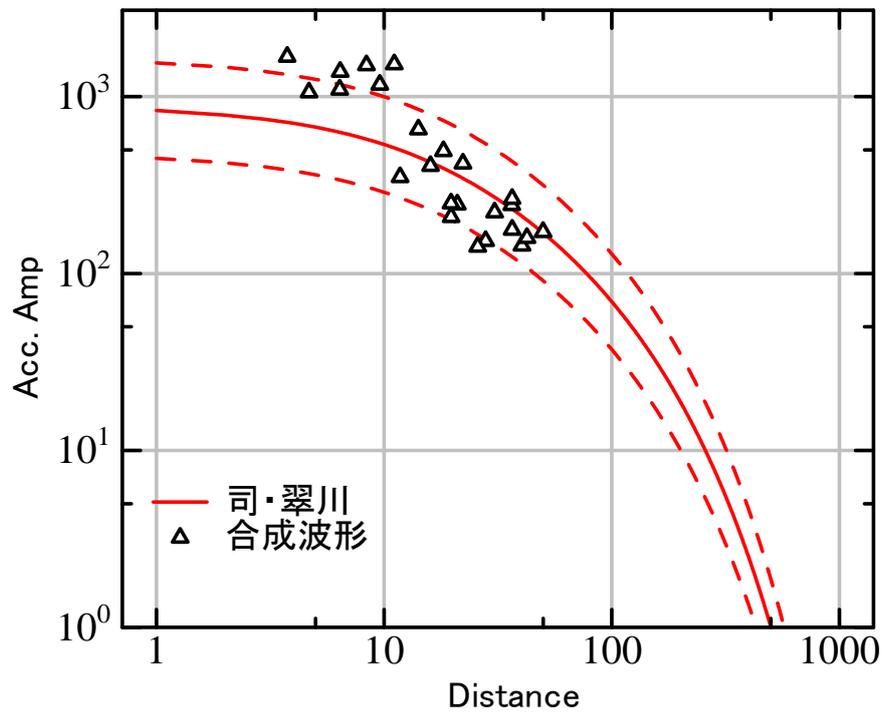


図 5-14 合成波形の最大加速度と距離減衰式 (司・翠川, 1999)

第 6 章 結論

将来発生する大地震のための被害軽減には、地震が発生したときに対象地点がどのように揺れるかを評価する必要があることから、本研究では、高精度な強震動を評価するための手法を提案した。この章では、各検討項目の結果を取りまとめると共に全体を通しての結論を述べる。

第 2 章では、位相特性を考慮した経験的サイト特性の評価手法を提案した。地点ごとの特徴を示すサイト特性は、高精度な強震動を予測するために重要な要素である。本研究では、観測記録を用いた経験的なサイト特性を評価した。さらに、振幅特性のみの評価ではなく、位相特性を含めたサイト特性を評価することにより、高精度なサイト特性の評価を行った。この章で明らかになったことを以下にまとめる。

- 1) 観測されたサイト特性は、共通するものと共通しないものを含んでいることから、本研究では、共通するものを抽出することで、経験的なサイト特性を算出した。共通するものを抽出するためには、各観測記録から得られるサイト特性を幾何平均すると、共通する位相特性を抽出できず、複素平面上で算術平均しなければならないことを明らかにした。
- 2) この手法を 2003 年十勝沖地震が観測された地点において適用したところ、各地点で、振幅、パルスの形状、継続時間の異なるそれぞれ特徴を持ったサイト特性が算出され、その有効性を確認した。
- 3) 2) で得られたサイト特性を含んだグリーン関数を作成し、2003 年十勝沖地震の震源モデルにより波形合成し、強震動予測を行った結果、計算波形は、観測波形と同様な振幅、パルスが評価されており、観測波を再現されていることを示した。
- 4) ここで提案した手法によるサイト特性は、観測された地震に共通なものであり、インコヒーレント成分であるノイズはキャンセルアウトされている。したがって、通常の地震よりも過小評価になることを示した。ここでは、振幅特性をパワースペクトルで評価することで、過小評価の改善を図った。

第 3 章では、能登半島地震により、震源の断層破壊過程の評価手法とその有効性について検証した。既往の研究では、すべり量の大きな場所（アスペリティ）と強震動が生成される場所（強震動生成域）が近似することが知られていることから、能登半島地震におけるその関係の適用性を検証した。

- 1) 経験的グリーン関数は、1. 本震のアスペリティと余震の震源位置が近いこと、2. 本震と余震の放射特性が近似していることが余震の採用として条件である。ここでは、その条件に合う余震を評価・検証し、地点ごとに余震を選定することにより、高精度な計算波形の評価を試みた。その結果、計算波形は、観測波形の振幅、パル

スなどと整合したことを示した。

- 2) 断層破壊が進行する方法に当たる観測地点(ISK003)には、2つの顕著なパルスが見られた。このことから、2つのアスペリティを設定し解析を実施した。その結果、能登半島地震は、2つのアスペリティモデルで表現でき、一つは震源付近、もう一つは、震源の東側と推定された。しかしながら、2つめのアスペリティは規模が小さく、震源付近のアスペリティが本震の強震動を支配している。
- 3) 能登半島地震の地震モーメントと全アスペリティ面積の関係は、過去の地震のスケールリングとはずれ、全アスペリティ面積は小さかった。これは、アスペリティの平均応力降下量が多いことを示している。しかしながら、広域の速度記録と経験的な距離減衰式を比較すると、断層距離が短い地点は過大評価となっている。これは、震源の応力降下量が大きかったと考えられる。したがって、本研究で評価した震源モデルと観測記録とは整合しており、震源モデルは妥当的であると判断できる。

第4章では、2007新潟県中越沖地震における断層運動のモデル化手法の検証を行った。この地震では、広域の最大加速度が、経験的距離減衰式による最大加速度と調和的であったことから、本震の規模は平均的なものであると考えられた。しかしながら、震源近傍の観測点では、距離減衰式による最大加速度よりも大きく評価された。また観測記録には明瞭なパルス波が観測されており、観測記録の特徴に注目された。そこで、本研究では、経験的グリーン関数法によりその震源モデルの構築を試みるとともに、既往の研究によるすべり量分布と強震動生成域の場所の比較し、断層運動のモデル化手法の検証を行った。

- (1) 震源近傍で観測された地震動に見られるいくつかのパルス波の時間差からパルスの放出源となるアスペリティの位置を推定した。その結果、アスペリティ2は、アスペリティ1より南西側で浅い地点、アスペリティ3はアスペリティ2より南東側で深く、陸側に近い地点と推定された。
- (2) 経験的グリーン関数法は、本震のアスペリティに近い余震を用いることが望ましい。本研究では、柏崎刈羽原子力発電所内で観測された1号機と5号機の記録の振幅の関係から、適切な余震を選定した。その結果、計算波形は、観測波形の振幅、パルスなどと整合したことを示した。
- (3) 推定された3つのアスペリティモデルから計算されたシミュレーション波形は、観測波とよく一致しており、推定したモデルが妥当性を確認した。各アスペリティの面積は約 $5 \times 5 \text{ km}^2$ で、応力降下量は、 $20 \sim 24 \text{ MPa}$ と推定された。
- (4) 既往の研究によるすべり量分布によるすべり量の大きな場所と強震動生成域の場所を比較した結果、その場所は調和的であった。このことから、本震は、すべり量の大きな場所から強震動が生成されたことを意味している。
- (4) アスペリティ3から柏崎刈羽原子力発電所へのS波放射特性を計算し、アスペリテ

イ 3 の位置の妥当性の検証を行った。その結果、S 波放射特性による NS と EW 成分のセンスは、観測記録のセンスと調和的であった。このことから、アスペリティ 3 の位置は妥当である判断できる。

第 5 章では、第 2 章から 4 章までに示した、高精度な伝播経路特性とサイト特性および震源特性の推定方法を用いて、産業が集積している東海地方に発生が危惧されている、東南海地震と猿投高浜断層帯地震における強震動予測を行った。

- (1) 対象とした愛知県内の K-NET および KIK-NET 観測地点において、位相特性を含めた経験的サイト特性を評価した結果、各地点において振幅やパルスなどの特徴をもったサイト特性を算出した。
- (2) 東南海地震の強震動予測に用いた震源モデルには、中央防災会議で推測されたモデルを採用した。その結果、震源域に近い 5 つの観測で震度 7 が予測され、大きな地震動が襲うと予測された。ただし、本手法では、地盤の非線形応答を考慮していないことから、実記録より過大評価となっている可能性があり、今後は、非線形特性を考慮した予測が必要である。
- (3) 猿投高浜断層帯地震による強震動予測に用いた震源モデルは、強震動予測レシピに従って作成した。経験的な距離減衰式の最大加速度と比較したところ、比較的断層最短距離が長い地点は調和的であるが、近い地点は過大評価されていることがわかった。この原因としては、地盤の非線形の評価を取り入れていないためであると考えられる。非線形性に関しては、ここで開発した手法の適用限界であるため、今後非線形性を取り入れた手法の開発も必要である。

以上、本研究では、高精度な強震動評価手法の開発を目的として、経験的サイト特性の評価手法の提案および震源特性のモデル化の有効性の検証を行った。そして、東南海地震と猿投高浜断層帯地震において強震動予測を行った。本研究で示したように、いくつかの小地震の記録が存在すれば、その地点におけるサイト特性を評価することができ、実際に想定される地震動を評価することが可能である。したがって、多くの地点で観測が行われ、地震観測記録のデータ蓄積が進むことにより、地震被害の軽減に繋がることが期待される。

謝辞

本論文は、防災科学技術研究所による K-NET, KiK-net, 東京電力株式会社による地震観測記録を使用させていただきました。

震源情報は、防災科学技術研究所 Freesia Project による広域地震動波形を用いたメカニズム解析結果および高感度地震観測網 Hi-net, 気象庁による結果を使用させていただきました。

また、一部の図の作成には GMT(Wessel and Smith,1998)を使用させていただきました。記して感謝いたします。

本研究を進めるにあたり、愛知工業大学工学部都市環境学科 正木和明教授には、終始熱心なご指導を賜りました。また、愛知工業大学地域防災研究センター 入倉孝次郎客員教授には、終始懇切かつ熱心なご指導を賜りました。特に、入倉孝次郎客員教授には、基礎的な考え方から懇切丁寧にご指導いただくとともに、叱咤激励していただいたことにより、本論文をまとめることができました。心より感謝し、厚くお礼申し上げます。

また、東京大学地震研究所 三宅弘恵博士には経験的グリーン関数法のプログラムを提供していただきました。そして、京都大学原子炉実験所 釜江克宏教授、地域地盤環境研究所 香川敬生博士、宮腰研博士、独立法人産業技術総合研究所 堀川晴央博士、独立法人港湾空港技術研究所 野津厚博士には、研究についての議論およびアドバイスをいただきました。ここに、関係者各位に深く感謝を表します。

参考文献

- Aki, K., Scaling relation of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231. 1967.
- 赤澤隆士, 入倉孝次郎, Meyer-Yamada のウェーブレットを利用した非定常地盤増幅特性の経験的評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 615 号, p.101, 2007.
- 青井真, 小原一成, 堀貞喜, 笹原敬司, 岡田義光, 基盤強震観測網 (KiK-net), 強震加速の最新情報, 日本地震学会ニュースレター, 12(3), 31-34, 2000.
- 青井真, 関口春子, 近地地震動記録による能登半島地震の震源インバージョン (暫定版) : [//www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/noto070325/](http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/noto070325/), 2007.
- 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎, 2003 年 5 月 26 日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, *地震*, 第 57 巻, 171-185, 2004
- Aguiree, J., K. Irikura, Nonlinearity, liquefaction, and velocity variation of soft soil layers in Port Island, Kobe, during the Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.87, pp.1244-1258,1997
- Birgören, G. and Irikura,K., Estimation of site response in time domain using the Meyer-Yamada wavelet analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1865-1894,1983.
- Brune, J.N., Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes,*J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009, 1970
- Boore, D.M.,Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983
- 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, AIJ*,396, 27-36, 1989
- Fukushima, Y, T. Tanaka, A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.80, pp.757-783, 1990
- 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 earthquake. *Bull. Seim. Soc. Am.*, 73, 1553-1583, 1979
- 伊藤茂郎, 久原寛之, 川瀬博, K-NET データから抽出した地震動の統計的性質とそれらを用いた波形合成用グリーン関数の生成, 日本建築学会構造系論文集, 543, pp.37-44, 2001
- 和泉正哲, 勝倉裕, 地震動の位相情報に関する基礎的研究, 日本建築学会構造系論文報告書, 第 327 号, pp.20-26, 1983
- Irikura, K., Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp.151-156. 1986

- 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, 110(6), 849-875, 2001
- 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, 37-45, 2002.11.
- 岩田知孝, 入倉孝次郎, 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震 2, 39, 579-593, 1986
- 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) のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告書, 416, pp.57-70, 1990.
- 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長, 地震のスケーリング側に基づいた大地震時の強震動予測-統計的波形合成法による予測-, 日本建築学会構造系論文報告書, 430, pp.1-9, 1991.
- Kamae, K. and K. Irikura, Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 400-415, 1998.
- Kamae, K., H. Kawabe, Source modeling of recent large subduction earthquakes in Japan, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006, 34
- Katagawa, H., M. Hamada, S. Yoshida, H. Kadosawa, A. Mitsuhashi, Y. Kono, and Y. Kinugasa, Geological development of the west sea area of the Noto peninsula district in the Neogene tertiary to quaternary, central Japan, Journal of Geography, 114, 791-810, 2005.
- Kato, K., M. Takemura, T. Ikeura, K. Urao and T. Uetake, Preliminary analysis for evaluation of local site effects from strong motion spectra by an inversion method, J. Phys. Earth, 40, 175-191, 1992
- 北川源四郎, 時刻歴解析入門, 岩波書店, 2005
- 北原武嗣, 伊藤義人, 地震波の位相特性が鋼製及び RC 橋脚の最大応答変位に与える影響, JCROSSAR2003 論文集, 671-678, 2003
- 北原武嗣, 伊藤義人, 同一応答スペクトルを有する模擬地震波群による弾塑性応答の変動性に関する研究, コンクリート工学年次論文集, Vol.23, No.3, pp.1237-1242, 2001.
- Kinoshita, S., Kyoshin Net (K-NET), Seism. Res. Lett., 69, 309-332, 1998
- Kinoshita, S. Frequency -dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.84, pp.1387-1396, 1994
- 国土地理院, 文部科学省 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2007
- 地震調査研究推進本部, 海溝型地震の長期評価
http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_kaiko.htm, 2003
- Meyer, Y., Orthonormal wavelet, in Wavelets, Springer, pp.21-37, 1989.
- 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 (Mjma6.5) 及び 5 月 13 日 (Mjma6.3) 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, 第51巻, pp.431-442, 1999
- Miyake, H., T. Iwata, K. Irikura, Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, pp.2531-2545. 2003
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura, Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.*, Auckland, New-Zealand, 8p, 2000
- Moya, A., and K. Irikura, Estimation of site effects and Q factor using a reference event, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol.93, No.4, pp.1730-1745, 2003
- 防災科学技術研究所, Seismic Moment Tensor Catalogue, <http://www.fnet.bosai.go.jp>, 2007
- 大崎順彦, 岩崎良二, 大川出, 政尾亨, 地震波の位相特性とその応用に関する研究, 第5回日本地震工学シンポジウム, pp.201-208, 1978.
- 境有紀, 吉岡伸吾, 額額一起, 壁谷澤寿海, 1999年台湾集集地震に基づいた建物日がを予測する地震動の破壊力指標の検討, 日本建築学会構造系論文集, 第549号, 43-50, 2001.11.
- 境有紀, 額額一起, 神野達夫, 建物被害率の予測を目的とした地震動の破壊力指標の提案, 日本建築学会構造系論文集, 第555号, 85-91, 2002.5.
- 境有紀, 中村友紀子, 大槻俊典, 小杉慎司, 2004年新潟県中越地震で発生した地震動と建物被害の対応性, 日本建築学会構造系論文集, 第601号, 69-73, 2006.3.
- 佐藤忠信, 室野剛隆, 西村昭彦, 観測波に基づく地震動の位相スペクトルのモデル化, 土木学会論文集, No.640/I-50,119-130, 2000.
- 佐藤忠信, 室野剛隆, 西村昭彦, 震源・伝播・地点特性を考慮した地震動の位相スペクトルのモデル化, 土木学会論文集, No.612/I-46,201-213, 1999.
- 佐藤忠信, 室野剛隆, 位相情報を用いた地震動のシミュレーション法, 土木学会論文集, No.675/I-55,113-123, 2001.
- 佐藤忠信, 室野剛隆, 川西智浩, 位相特性に着目した観測地震動の内挿-集集地震(1999)の観測記録を用いて-, 土木学会論文集, No.710/I-60,225-234, 2002.
- 佐藤智美, 佐藤俊明, 植竹富一, 菅原良次, 群遅延時間を用いたやや長周期地震動の経時特性評価のための基礎的研究, 日本建築学会構造系論文集, 第480号, 57-65, 1996
- 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明, 観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 463, pp.27-37, 1994
- 佐藤智美, 川瀬博, 経験的グリーン関数法に基づく2005年福岡県西方沖地震の特性化震源モデルの推定, 第12回日本地震工学シンポジウム,
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70,59-80,1999

- 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，96，1999.
- 杉本三千雄，鬼丸貞友，地震波の位相特性が杭基礎構造物の損傷に及ぼす影響，日本建築学会技術報告書．第 22 号，175-178，2005.12.
- 総務省消防庁，2007，<http://www.fdma.go.jp>.
- Tai, M., Y Iwasaki and M. Oue, Separation of source, propagation and local site effects from accelerographs and its application to predict strong ground motion by summing small events, Proc. 10th World Conference on Earthq. Eng., 2, 747-750. 1992
- 武村雅之・池浦友則，震源の不均一すべりを考慮した半経験的地震動評価，地震 2，40，77-88.1987.
- 鶴来雅人，田居優，入倉孝次郎，古和田明，経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討，地震，第 2 輯，第 50 卷，pp.215-227，1997.
- 東京大学地震研究所，2007 年能登半島地震合同余震観測による震源分布，
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/noto20070325/yochiren/coco.html>，2007
- 東京電力株式会社，2007，<http://www.tepco.co.jp>.
- 野津厚，経験的グリーン関数を用いた 2003 年十勝沖地震の波形インバージョン解析，海溝型巨大地震を考える-広帯域強震動の予測-シンポジウム論文集，土木学会・日本建築学会，pp.29-34，2005
- 野津厚，南西諸島における強震記録を対象としたスペクトルインバージョン—震源スペクトルを拘束条件として—，第 62 回年次学術講演会公演概要集，1-530，2007
- 堀川晴央，文部科学省 地震調査研究推進本部 地震調査委員会，2007
- Horikawa, H., 2007 年能登半島地震の破壊過程 (第二報)，
<http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/notohanto/hakaikatei2.html>，2007
- Yamada, M. and Ohkitani, K., Orthonormal wavelet analysis of turbulence, Fluid Dyn. Res. 8, pp.101-115, 1991.
- 山本みどり，岩田知孝，入倉孝次郎，釧路地方気象台における強震動と弱震動に対するサイト特性の評価，地震，第 2 輯，第 48 卷，pp.341-351，1995.
- Yamanaka, Y., EIC 地震学ノート，185，
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/seismo Note/2007/EIC185.html>，2007