

博士論文

震源特性の偶然的不確実性に起因する
地震動予測のばらつきに関する研究

引田 智樹

目次

第1章	序論	1
1.1	研究の背景と目的	1
1.2	既往研究の整理	3
1.2.1	地震動予測の方法に関する研究	3
1.2.2	断層パラメータの不確実性と地震動予測のばらつきに関する研究	5
1.2.3	観測記録を用いた地震動振幅のばらつきに関する研究	7
1.2.4	地震ハザード解析と地震動予測の不確実性に関する研究	8
1.3	論文の構成	11
第2章	震源特性の偶然的な不確実性による観測地震動振幅のばらつきの分析	13
2.1	はじめに	13
2.2	分析方法	14
2.3	データ	15
2.4	検討結果	23
2.4.1	ばらつきの大きさ	23
2.4.2	地震規模に対するばらつきの特徴	28
2.4.3	震源距離に対するばらつきの特徴	38
2.4.4	その他の特徴	47
2.5	まとめ	67
第3章	断層モデルによる地震動応答スペクトルの評価方法	69
3.1	はじめに	69
3.2	評価方法	69
3.2.1	各領域からのフーリエスペクトル振幅の評価	70
3.2.2	加速度時刻歴包絡形に基づく主要動区間の評価	73
3.2.3	主要動区間のフーリエスペクトルの評価	76
3.2.4	最大応答加速度分布の評価	76
3.3	統計的グリーン関数法との比較による評価結果の妥当性確認	78
3.4	断層パラメータの変動による予測地震動振幅のばらつきに関する基本性状	99

3.4.1	検討方法	99
3.4.2	加速度応答スペクトル評価結果	105
3.4.3	断層パラメータの変動が予測地震動振幅に与える影響	125
3.5	まとめ	136
第4章	震源特性の偶然的不確実性を考慮した地震動振幅のばらつきのシミュレーション	139
4.1	はじめに	139
4.2	断層パラメータの不確実性の条件	139
4.3	地震動振幅のばらつきのシミュレーション	149
4.3.1	評価条件	149
4.3.2	評価結果	154
4.4	大地震を対象とした地震動予測のばらつきの評価	165
4.4.1	評価条件	165
4.4.2	評価結果	166
4.5	まとめ	177
第5章	結論	179
	参考文献	185
	謝辞	193

第1章 序論

1.1 研究の背景と目的

特定の地震を対象とした地震動予測において、断層破壊のシナリオを仮定した断層モデルを用いて地震動予測を行う場面が増えている（例えば地震調査研究推進本部^[1]、以後は地震本部と略す）。このような断層モデルを用いた地震動予測では、断層面上のすべりの不均質性や破壊伝播の効果を考慮して、断層近傍における現実的な地震動を予測することができるため、その結果は特定の地震に対する構造物の耐震安全性検討のための地震外力に関する重要な情報となり得る。しかし、将来発生する地震の断層破壊が、事前に仮定した断層モデルと一致するとは限らないこと、断層モデルの条件が少し変われば、地震動予測結果が大きく変動する可能性があることから、一つのシナリオに基づいた予測のみでは不十分であることが指摘されている（日本建築学会^[2]）。そのため、多くの事例（例えば地震本部^[1]）では、対象となる地震に対し、震源特性の偶然的不確実性を考慮して断層破壊様式が異なる複数のシナリオを仮定した地震動予測を行っているが、それでも限られた数ケースの想定のみでは不確実性を十分に考慮したことにはならない。起こり得る可能性に十分配慮して、震源特性の偶然的不確実性による地震動予測のばらつきを把握することは、断層モデルを用いた地震動予測における重要な課題の一つである。

近年、地震動予測を目的とした断層モデルの設定に関して、過去の知見に基づいた平均的な断層モデルを設定する方法が提案されており（入倉・三宅^[3]、地震本部^[4]など）、多くの地震動予測で利用されている。これらの断層モデル設定方法を前提とした上で、断層パラメータの偶然的な変動による地震動予測結果のばらつきについて、地震動シミュレーションに基づいた研究が行われている（奥村・他^[5]、山田・他^[6]、糸井・他^[7]など）。これらの研究では、断層パラメータを変動させた断層モデルのサンプルを多数作成し、全サンプルに対する地震動予測を行って、震源特性の偶然的な不確実性に起因する地震動予測結果のばらつきを評価している。これらのモンテカルロ法に準じたアプローチは予測地震動振幅の分布を評価するための有効な手段の一つである。予測地震動振幅の分布から、振幅と発生確率の関係を議論することができるため、将来的には地震ハザード評価への活用が期待できる。しかし、これらの予測地震動振幅の分布評価における大きな課題として、検討にあたってどのような不確実性を考えるべきかが明確でないことが挙げられる。既往研究（奥村・他^[5]、山田・他^[6]、糸井・他^[7]）においても、どのような断層パラメータの変動を対

象とするか、また、その変動の条件をどう仮定するかについて、研究によって差異があり、結果として得られる地震動予測結果のばらつきにも大きな乖離が生じている。現状では、検討において与条件となる不確実性の考え方が明確でなく、ばらつきの定量的な評価に関して検討の余地がある。

また、計算方法にも課題がある。一般的に、モンテカルロ法を利用した頻度分布の評価には多くのサンプル数が必要である。特に大振幅地震動のような低頻度の事象が検討対象となる場合には、膨大な計算サンプル数が必要である。現在では、工学的に重要な短周期成分を含む広周期帯域の地震動予測を行う方法として統計的グリーン関数法（釜江・他^[8]、香川^[9]など）が多く利用されている。評価条件・計算環境にもよるが、統計的グリーン関数法によって、多数の断層モデルによる地震動予測を、多数の評価点に対して行うことは簡単ではない。今後、不確実性に関する詳細な検討や、低頻度の事象を対象とした検討を行うためには、さら多くの計算量が必要になると考えられ、多数サンプルの計算を効率的に行うための計算方法の工夫が必要である。

本研究の目的は、震源特性の偶然的な不確実性に起因する地震動予測のばらつきの評価に関して、上記の課題に対処した合理的な評価方法を提案すること、および提案法を利用して予測地震動振幅のばらつきを定量的に評価することである。上記の課題のうち、不確実性の考え方に関する課題については、地震観測記録に基づいて震源特性の偶然的な不確実性に起因する地震動振幅のばらつきの特徴を調査し、それらの観測事実と矛盾しない分布を得るために必要となる断層パラメータの変動の条件を明らかにする。また、計算方法の課題については、地震動応答スペクトルの評価を対象を絞り、仮定した断層モデルによる特定地点の地震動応答スペクトルの効率的な計算方法を提案し、それを活用して予測地震動振幅の詳細な分布評価を目指す。

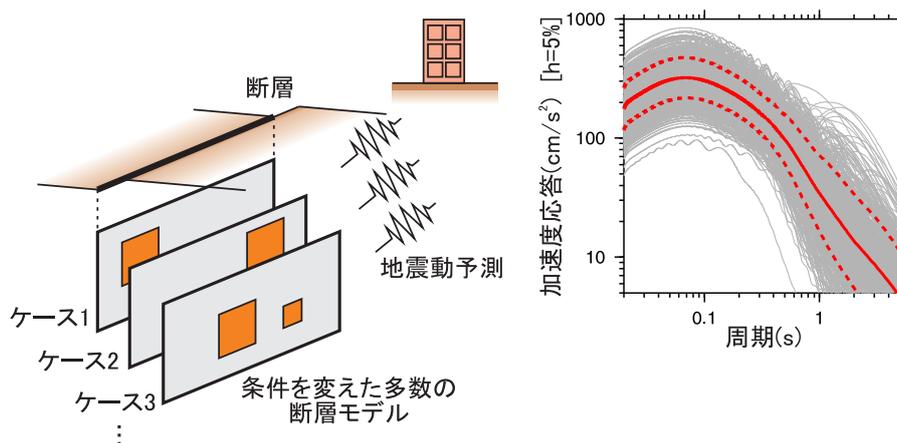


図 1.1: 震源特性の偶然的な不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつき評価のイメージ

1.2 既往研究の整理

本研究に関係する既往研究を整理するとともに、本研究で対象とする問題を整理する。

1.2.1 地震動予測の方法に関する研究

現在の地震動予測のための地震動計算方法は、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、およびハイブリッド合成法の4つに大別される（地震本部^[4]）。ハイブリッド合成法は半経験的手法により評価した短周期地震動と、理論的手法により評価した長周期地震動を組み合わせて広周期帯域の地震動を評価する手法であり、半経験的手法と理論的手法を併用した方法である。

経験的手法は地震動予測式あるいは距離減衰式と呼ばれる関数を用いた方法である。地震動予測式は多数の地震観測記録の回帰分析によって求められ、最大加速度や応答スペクトル振幅などの地震動強さを、マグニチュードや震源距離などを説明変数とする関数でモデル化する。国内の地震観測記録から作られた代表的な地震動予測式として司・翠川^[10]や Kanno et al.^[11]などが挙げられる。少ないパラメータによって平均的な地震動強さを簡便に予測できるという特徴があるが、通常は断層面上のすべりの不均質性や破壊伝播の効果を考慮した評価はできないため、断層破壊の影響を考慮した、震源近傍の現実的な地震動予測には適していない。

断層面上のすべりの不均質性や破壊伝播の効果を考慮した計算方法としては、半経験的手法、理論的手法による運動学的な断層モデルを用いた方法が一般的である。理論的手法は弾性波動論に基づいて媒質中の波動場を解析的あるいは数値的に解くことで地震動を評価する方法である。代表的な方法として三次元有限差分法（例えば Graves^[12]）が挙げられる。しかし、理論的手法によって周期数秒以下の短周期地震動を評価することは、計算コストの問題や詳細な地下構造モデルが必要となることから極めて困難である。現時点では、短周期地震動の予測手法として半経験的手法の適用が最も現実的と言える。半経験的手法には、経験的グリーン関数法（Hartzell^[13], Irikura^[14] など）と統計的グリーン関数法（釜江・他^[8], 香川^[9] など）がある。経験的グリーン関数法は、地震動の評価に必要なグリーン関数を数値計算により評価する代わりに、中小地震による地震観測記録で代用し、断層面の破壊過程に応じて重ね合わせる方法である。この方法では、経験的なグリーン関数として利用できる適切な中小地震の観測記録の存在が前提となるが、適切な観測記録が常に存在するとは限らないため、経験的グリーン関数法の適用には制限がある。一方、統計的グリーン関数法は、中小地震の観測記録の代わりに、統計的なスペクトル特性を与えた模擬地震波を用いて地震動を合成する方法であり、観測記録の有無に関わらず適用できることから、実務的な地震動予測では広く利用されている。

半経験的手法の有効性は、多くの地震観測記録のシミュレーションによって確認されている。特に 1995 年兵庫県南部地震以後は、国内の地震観測網の整備により、震源近傍の多数の観測記録を用いた検討が可能になり、経験的グリーン関数法、統計的グリーン関数法による地震動シミュレーションが盛んに行われるようになった。例として、Kamae and Irikura^[15] による 1995 年兵庫県南部地震のシミュレーション、三宅・他^[16] による 1997 年 3 月および 5 月の鹿児島県北西部地震のシミュレーション、池田・他^[17] による 2000 年鳥取県西部地震のシミュレーション、Kamae and Kawabe^[18] による 2003 年十勝沖地震のシミュレーション、山本・竹中^[19] による 2007 年新潟県中越沖地震のシミュレーション、川辺・釜江^[20] による 2011 年東北地方太平洋沖地震のシミュレーションなどが挙げられる。これらのシミュレーションでは、断層モデルとして、断層面上の地震波の放出が強い領域を抽出して、矩形領域により単純化した断層モデルが用いられている。断層面上の地震波放出の不均質性や断層破壊様式は震源近傍の地震動に大きな影響を及ぼすが、不均質性を単純化した断層モデルを用いたこれらのシミュレーションによって、震源近傍の観測地震動を良く再現できることが確認されており、短周期成分を含んだ広周期帯域の地震動シミュレーションに対して、このような震源のモデル化が有効であると考えられている。以降では、このような単純化した断層モデルを地震本部^[4] に倣い特性化震源モデルと呼ぶ。

Miyake et al.^[21] は国内の 12 個の内陸地震を対象として、経験的グリーン関数法による地震動シミュレーション結果と地震観測記録のフィッティングに基づいて、Kamae and Irikura^[15] と同様の震源のモデル化を行い、強震動生成領域 (strong motion generation area) と呼ぶ主要な地震波生成領域の位置や大きさの推定を行った。そして、強震動生成領域の大きさと地震規模の間に相関性があること、その関係が Somerville et al.^[22] による、不均質すべり分布から求められたアスペリティ面積と地震規模の関係と良く一致することを示した。このような地震規模に対する断層パラメータの特性は、与えられた地震規模に対して平均的な特性化震源モデルを設定するための重要な手掛かりとなる。入倉・三宅^[3]、Irikura^[23] は、地震規模と断層パラメータの経験的関係 (Somerville et al.^[22]、Wells and Coppersmith^[24]) に基づいて、地震動予測のための平均的な特性化震源モデルの構築方法を提案している。これにより、過去のデータに基づいた標準的な特性を持ち、断層破壊の不均質性を反映した断層モデルを簡単に設定できるようになり、想定地震に対する地震動予測において頻繁に利用されるようになった。地震本部^[4] では、このような断層モデルの設定方法に加えて、地下構造モデルの設定方法なども含めた地震動予測の方法論を「レシピ」としてとりまとめ、想定地震の地震動予測に適用している (地震本部^[1] など)。レシピ^[25] に基づく特性化震源モデルと統計的グリーン関数法を用いた過去の地震の短周期地震動のシミュレーション (地震本部^{[26][27][28]}) では、観測記録の応答スペクトルレベルを概ね再現する結果が得られており、予測手法の有効性がある程度確認されている。現在では、短周期地震動を対象とした実務的な地震動予測を行う場合に、特性化震源モデルと統計的グリーン関数法を用いた地震動予測の適用が一般的

となっている（内閣府^[29]、東京都^[30]など）。なお、レシピ^[4]による特性化震源モデルでは、すべりの大きな領域と強震動生成領域は一致した領域としてモデル化されており、単にアスペリティと呼ばれている。以降では、特に区別する場合を除いて、地震本部^[4]に倣い、断層モデル上の強い地震波を放出する領域のことをアスペリティという呼び方で統一する。

1.2.2 断層パラメータの不確実性と地震動予測のばらつきに関する研究

レシピ^[4]による特性化震源モデルは、強い地震波を放出するアスペリティと、その他の地震波をあまり放出しない背景領域によって構成されている。モデルを表現する主要なパラメータは断層面積、地震モーメント、短周期レベル、平均応力降下量、アスペリティの面積、アスペリティの応力降下量の6つである（壇・他^[31]）。これらのパラメータは、アスペリティモデルの力学特性を表す関係式（Madariaga^[32]、Boatwright^[33]）や円形クラックモデルの力学的特性を表す式（Eshelby^[34]）などに基づいて相互に関係付けられており、断層面積や地震モーメント等を与条件として、経験式と理論式によってその他のパラメータを求める手順がレシピ^[4]にまとめられている。

レシピ^[4]ではパラメータ間の経験式が重要な役割を果たしている。例えば、地殻内地震について、レシピ^[4]（（ア）の方法）では、断層面積と地震モーメントの経験式を利用して、与えられた断層面積から地震モーメントを設定する。このときの経験式は、地震規模に応じて Somerville et al.^[22]、入倉・三宅^[3]、Murotani et al.^[35]による経験式が使い分けられる。また、短周期レベルについては、壇・他^[36]の経験式を利用して地震モーメントから設定される。これらの経験式を用いて断層パラメータを設定するということは、過去の知見に基づいて平均的な断層パラメータを設定することにほかならない。しかし、これらの経験式の根拠になっているデータを見ると、当然ながら個々のデータにはばらつきがあり、一つの地震について見た場合に地震モーメントや短周期レベルの値が必ずしも経験式と一致しているわけではない。当然、将来発生する地震の断層パラメータに対してもこのようなばらつきは生じ得るため、これらの断層パラメータの不確実性による予測地震動の変動を把握しておくことは重要である。

また、上記の主要な断層パラメータの他にも、地震動予測にあたりアスペリティの位置や破壊開始点の位置を設定する必要がある。これらは断層破壊様式を特徴付ける重要なパラメータであり、震源近傍の地震動に大きな影響を及ぼす。現時点では、将来発生する地震のアスペリティの位置や破壊開始点の位置を、事前に十分な精度で予測することはできないため、地震動予測では、これらのパラメータの不確実性も考慮する必要がある。地震本部^[4]による想定地震の地震動予測では、アスペ

リティ位置、破壊開始点位置に関して、それらの不確実性を考慮して、条件が異なる数ケースのシナリオを仮定し、それぞれのシナリオに対する地震動予測を行っている。しかし、これら数ケースのシナリオによる検討だけで地震動予測の変動を十分に把握できるとは考え難く、より定量的な検討が必要である。

複数のシナリオを仮定した地震動予測の延長線上の検討として、より多数のシナリオを用いて予測地震動振幅の分布を評価する試みが行われている。奥村・他^[5]は、アスペリティの面積と位置、平均破壊伝播速度、破壊開始点位置の変動を対象として、統計的グリーン関数法と三次元有限差分法のハイブリッド法によるシミュレーションによって予測地震動振幅のばらつきの特徴を調べている。山田・他^{[6][37]}は、短周期レベル、アスペリティ位置、アスペリティの平均すべり量、平均破壊伝播速度、破壊開始点位置の変動を対象として、統計的グリーン関数法と三次元有限差分法のハイブリッド法によるシミュレーションによって予測地震動振幅のばらつきの特徴を調べている。糸井・他^[7]はアスペリティ面積、アスペリティの位置と個数、平均破壊伝播速度、破壊開始点位置の変動を対象として、統計的グリーン関数法によるシミュレーションによって予測地震動振幅のばらつきの特徴を調べている。香川^[38]は、地震モーメント、アスペリティ面積、アスペリティの位置と個数、平均破壊伝播速度、破壊開始点位置の変動を対象として、統計的グリーン関数法によるシミュレーションによって予測地震動振幅のばらつきの特徴を調べている。また、特性化震源モデルを用いた地震動シミュレーションとは異なるが、Ripperger et al.^[39]は、動力学的震源モデルに基づく地震動シミュレーションにより、初期応力の条件の違いを考慮した多数サンプルのシミュレーションを行い、予測地震動振幅のばらつきを調べている。これらのような、モンテカルロ法に準じたアプローチは、震源特性の不確実性によって生じる予測地震動振幅の分布を評価するための有効な手段と言える。結果として得られた予測地震動振幅の分布から、振幅と発生確率の関係を定量的に議論することができるため、将来的には地震ハザード評価への活用も期待できる。

しかし、上記のようなシミュレーションによる予測地震動振幅の分布評価の課題として、対象とする不確実性に対する考え方が明確ではないことが挙げられる。特性化震源モデルを用いた既往研究（奥村・他^[5]、山田・他^[6]、糸井・他^[7]、香川^[38]）を対象を絞って比較しても、それぞれ変動を考慮した断層パラメータに違いがあり、各パラメータの変動の条件にも違いがある。結果として、予測地震動振幅のばらつきにも大きな違いが生じている。地震動予測において震源特性の不確実性をどのように考えるべきか明確ではないため、現状では予測地震動振幅のばらつきの定量的な評価に問題がある。定量的な評価のためには、震源特性の不確実性として、どの断層パラメータの変動をどのように仮定すべきかを、合理的な根拠に基づいて示す必要がある。

また、多数サンプルのシミュレーション方法に関する問題もある。一般的に、モンテカルロ法を利用した頻度分布の評価には多くのサンプル数が必要である。特に大振幅地震動のように平均から大きく外れた低頻度の事象を対象とする場合、予測

地震動の分布のすそ野を適切に評価するために膨大なサンプル数の計算が必要である。評価条件・計算環境にもよるが、断層モデルの条件を変えた膨大なサンプル数の計算を、複数の評価点に対して行うことは簡単ではない。低頻度の事象を対象とした検討のためには、多サンプルの計算を効率的に行うための計算方法の工夫が必要である。

1.2.3 観測記録を用いた地震動振幅のばらつきに関する研究

地震動振幅のばらつきに関しては、平均的な地震動特性を表す地震動予測式に対する観測地震動振幅のばらつきを分析した多くの検討が行われている（Youngs et al.^[40], 翠川・大竹^[41]など）。このような観測事実に基づいて地震動振幅のばらつきの特徴を調べることは、予測地震動振幅のばらつきの妥当性を判断する上で重要である。

地震動予測式に対する観測地震動振幅のばらつきには様々な要因が含まれる。例えば、地震や観測点異なる様々な条件の観測記録を対象とする場合、地震動予測式に対する観測地震動振幅のばらつきには、観測点の違い、地震波伝播経路の違い、震源位置の違いによる影響が含まれることになる（Al Atik et al.^[42], Lin et al.^[43]）。このような様々な要因が混在するばらつきから、本研究で対象とする震源特性の偶然的な不確実性に起因するばらつきを分離して抽出することができれば、それは予測地震動振幅のばらつきの妥当性を検証するための重要な知見となる。

最近では、高密度な地震観測網の記録を利用して、観測地震動振幅のばらつきを要因毎に分離する試みが増えている。Anderson and Uchiyama^[44]は日本およびメキシコの強震記録を、Lin et al.^[43]、Sung and Lee^[45]は台湾の強震観測網の記録を、Villani and Abrahamson^[46]、Baltay et al.^[47]は米国西部の強震記録を利用し、統計解析に基づいてばらつきを要因毎に分離している。しかし、これらの研究では、必ずしも本研究で対象とする震源特性の偶然的な不確実性に起因するばらつきだけを分離しているわけではない。また、条件が異なる多数の観測記録を用いたばらつきの分離解析では、観測地震や観測点の数や分布、検討に用いる地震動予測式の特長や対象地域、解析方法・条件による分離の任意性の問題も生じる。

仮に、ある特定の断層において、想定する大地震が過去に多数回発生していて、その全てによって同一観測点で地震記録が得られていたとする。その場合の観測地震動振幅のばらつきは、特定の想定地震に対して、震源特性の変動によって生じるばらつきと見做すことができる。このようなばらつきは、特定の地震に対する地震動予測において考えるべき偶然的な不確実性を表すと考えることができる。このばらつきの大きさを観測記録から直接評価できれば良いが、現時点では、それができると理想的なデータセットが存在するわけではない。しかし、これと類似した分析として、ある程度の条件の違いを許容した上で、条件が近い観測記録だけを用いて地震動予測における偶然的な不確実性によるばらつきの大きさに関する検討が行われている。Morikawa et al.^[48]は、ほぼ同じ震源領域で発生した多数の地震による、

同一観測点の観測地震動振幅のばらつきを分析した。この場合、観測記録の地震波伝播経路はほぼ共通しているため、ばらつきの要因に、観測点、地震波伝播経路、震源位置の違いによる要因は含まれないと言える。ばらつきの大きな要因は、地震毎に震源から放射される地震動の違いであると考えられ、これは、地震毎の震源特性の違いを強く反映していると予想される。Morikawa et al.^[48]では、震源位置の違いと地震規模の違いの影響について検討の余地が残されているが、このような方法で、条件が同じ地震観測記録を丁寧に分析することで、震源特性の偶然的不確実性による地震動振幅のばらつきを抽出できる可能性がある。ただし、そのような検討が可能なのは、地震観測記録が充実している中小地震に対してであり、大地震については詳しい分析を行うための観測記録が十分に蓄積されているとは言えない。従って、観測地震動振幅のばらつきの分析だけでは、大地震に対する予測地震動振幅のばらつきを把握することについて課題が残る。

震源特性の不確実性を直接的に調べる手段として、過去の地震の断層パラメータの統計分析を行い、それらのばらつきを調べるという方法も考えられる。例えば、過去の地震の断層面積と地震モーメントの関係、地震モーメントと短周期レベルのデータから、平均的な経験式^{[22] [3] [35] [36]}に対する断層パラメータのばらつきを統計的に調べることは可能である。しかし、断層パラメータ自体が直接観測できる量ではなく、地震観測記録などから様々な解析によって推定された結果であることに注意が必要である。一つの地震であっても、解析方法や条件によって断層パラメータの推定値には違いが生じることからもわかるように、推定には何らかの評価誤差が含まれている。推定された断層パラメータのばらつきには、実際の震源特性としてのばらつきに加えて、解析方法や解析条件に起因する評価誤差が含まれるため、そのようなばらつきを地震動予測の際の断層パラメータの不確実性とみなすことは、地震動予測のばらつきを過大に評価することに繋がりがかねない。Cotton et al.^[49]は、断層パラメータの一つである応力降下量について、多数の地震に対して推定された応力降下量のばらつきが、観測地震動振幅から予想されるばらつきよりも過大となることを指摘しており、その原因が応力降下量の推定における、データセットや解析条件の違いによるものである可能性を述べている。これらのことから、過去の地震の断層パラメータの統計分析だけでは、合理的な予測地震動振幅のばらつきの評価には繋がらないと考えられる。

1.2.4 地震ハザード解析と地震動予測の不確実性に関する研究

地震動予測の不確実性を定量化することは、確率論的地震ハザード解析 (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA) において重要である。ここでは、最近のPSHAにおける不確実性の考え方を整理し、PSHAという観点から本研究で対象とする不確実性の位置付けを明確にする。

近年、PSHAでは地震動予測の不確実性を認識論的不確実性と偶然的な不確実性に分けて考えることの重要性が指摘されている（Anderson and Brune^{[50][51]}など）。認識論的不確実性は、データや知識の不足に起因する不確実性を表し、今後のデータの蓄積や知識の増加に伴って減らすことができる不確実性である^[52]。偶然的な不確実性は予測式の説明変数では表現しきれない、予測において避けられない偶然的な変動を表す^[52]。これらの不確実性を分離せずに、まとめて確率分布によって表現してPSHAに使用することは、低頻度事象のハザードを過大に評価する恐れがあることが指摘されており（Anderson and Brune^{[50][51]}など）、合理的なPSHAの方法論として、認識論的不確実性についてはロジックツリーを用いて表現する方法が提案されている（Bommer and Abrahamson^[53]など）。

認識論的不確実性と偶然的な不確実性の分類には曖昧さがあるが、本研究で対象とする不確実性を明確にするために、地震動予測の不確実性を大きく分類して図1.2に示す。地震動予測の不確実性には様々な要因が考えられるが、大きく分けると、1) 地盤増幅特性のモデル化に関する不確実性、2) 地震波伝播経路特性のモデル化に関する不確実性、3) 震源特性のモデル化に関する不確実性に分けられると考える。特定の地震による特定地点の地震動予測を考える場合には、対象となる評価点と地震波伝播経路は固定されるため、1)と2)の不確実性は、対象となる評価点の地盤増幅特性と、対象となる地震波伝播経路の減衰特性のモデル化誤差と言い換えることができ、ランダムに変動するような偶然的な不確実性とは言えない。このようなモデル化誤差については、仮に地震記録や物理探査等のデータが十分に存在すれば、より適切なモデル化が可能となり、誤差を減らすことができると考えられるため、これらの不確実性は認識論的不確実性と考えることができる。

3)の震源特性のモデル化に関する不確実性については、3a)地震規模・震源位置に依存した励起特性のモデル化に関する不確実性と、3b)将来発生する地震に対する震源特性の偶然的な不確実性に分けて考えることができる。3a)は地震規模・震源位置によって決まる震源特性に対するモデル化誤差と言い換えることができ、これは想定地震の規模・震源位置が与えられることによって対象となる特性が決まることから、3a)もランダムに変動するような偶然的な不確実性とは言えない。また、将来的に同じ震源位置で発生した多数の地震による地震記録が蓄積されれば、それらの知見からモデル化誤差を減少させることができるため、3a)も認識論的不確実性とみなせる。一方、3b)は、将来発生する地震の震源特性を事前に把握することができないという問題を含むものであり、偶然的な不確実性とみなすべきものである。3b)に加えて、1)~3)に分類できない要因が不明な不確実性があるとすれば、それらも含めたものを偶然的な不確実性と考えることができる。

本研究で対象とする不確実性は、上記のうちの3b)の不確実性である。PSHAにおいては、認識論的不確実性と偶然的な不確実性のそれぞれを適切に表現することが重要であるが、認識論的不確実性が今後の地震記録の蓄積によって小さくできる可能性があることを考慮すると、将来的には認識論的不確実性を除いてもなお残る偶

然的不確実性のモデル化がますます重要になることが予想される。通常、PSHAでは地震動予測の偶然的な不確実性は確率分布によって表現される。偶然的な不確実性の大きさはPSHAの結果に大きな影響を及ぼすため、これを適切に仮定することが重要になる。本研究は、この偶然的な不確実性を表す確率分布の合理的な評価に繋がる研究であると言える。

地震動予測の偶然的な不確実性に関する既往研究としては、前項で述べた観測地震動振幅のばらつきの分析による研究が挙げられる (Morikawa et al.^[48] など)。このようなアプローチで調べた偶然的な不確実性による地震動振幅のばらつきの大きさは、観測事実に基づく知見として重要性が高いが、観測記録の数や条件は限られているためあまり細かなばらつきの特徴を議論することは難しい。地震動予測の偶然的な不確実性に関する別の検討アプローチとして、不確実性の要因である震源特性の変動を考慮した地震動シミュレーションに基づく検討が位置づけられる。このような方法では物理的な根拠に基づいた予測地震動振幅の分布を評価することができる。応答スペクトルを考えた場合、ばらつきの周期特性や周期間相関性を適切に評価することができる可能性があり、より合理的な確率分布の評価に繋がる可能性が考えられる。以降では、観測記録の分析と地震動シミュレーションの両方のアプローチによって、偶然的な不確実性による予測地震動振幅のばらつきの特徴を把握するための検討を行う。

なお、本論文では値が一意に決まらずに変動することを表す単語として”不確実性 (Uncertainty)”と”ばらつき (Variability)”の2つを用いている。以降では、予測地震動振幅あるいは観測地震動振幅の変動は基本的に頻度分布として扱っており、これらの頻度分布で表される変動を”ばらつき”と表現する。また、予測地震動振幅のばらつきの要因となる断層パラメータの変動は、地震動シミュレーションでは確率分布で表しており、確率分布で表される変動を”不確実性”と表現して使い分けることにする。

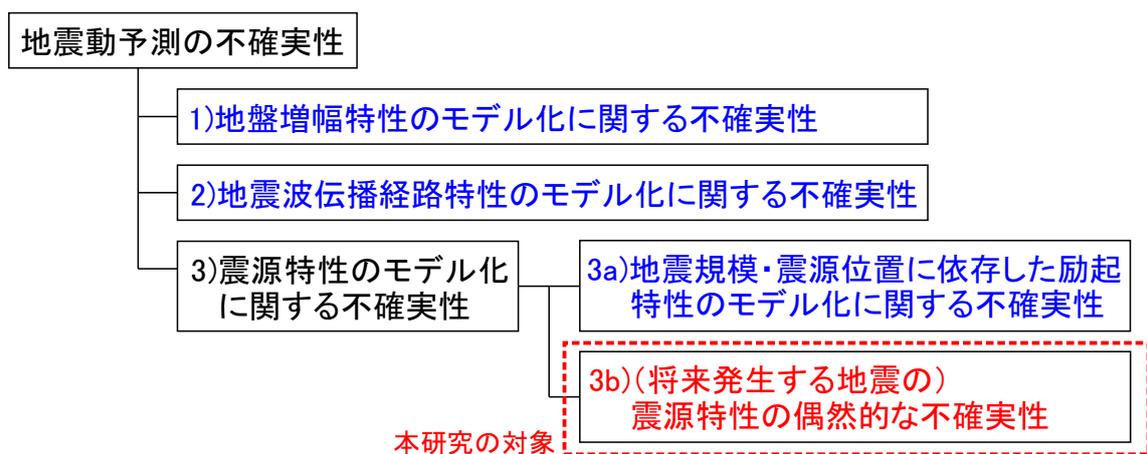


図 1.2: 本研究で対象とする地震動予測の不確実性

1.3 論文の構成

本論文は以下の5章で構成される。

第1章「序論」では、研究の背景と目的、既往研究との関係、本論文の構成を述べる。

第2章「震源特性の偶然的不確実性による観測地震動振幅のばらつきの分析」では、国内の地震観測記録の分析により、震源特性の偶然的不確実性に起因する地震動振幅のばらつきの特徴を調査する。

第3章「断層モデルによる地震動応答スペクトルの評価方法」では、断層パラメータを変動させた多数の断層モデルに対する地震動応答スペクトルを効率的に計算するための、応答スペクトルの評価方法を提案する。また、提案法を利用して、断層パラメータを変動させた多数の断層モデルに対する予測地震動振幅のばらつきを評価し、それらの基本的な特徴を把握する。

第4章「震源特性の偶然的不確実性を考慮した地震動振幅のばらつきのシミュレーション」では、断層パラメータの変動を考慮した予測地震動振幅のばらつきのシミュレーションを行い、第2章による観測地震動振幅のばらつきの特徴の再現を試みる。シミュレーションによって予測地震動振幅のばらつきが合理的に評価できることを検証した上で、大規模地震を対象とするばらつきのシミュレーションを行い、大地震に対する予測地震動振幅について、震源特性の偶然的不確実性によって、どの程度のばらつきが生じ得るかを予測する。

第5章「結論」では、本研究で得た知見をまとめる。

震源特性の偶然的不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつき評価に関する検討フローと本論文の構成のイメージを図1.3に示す。

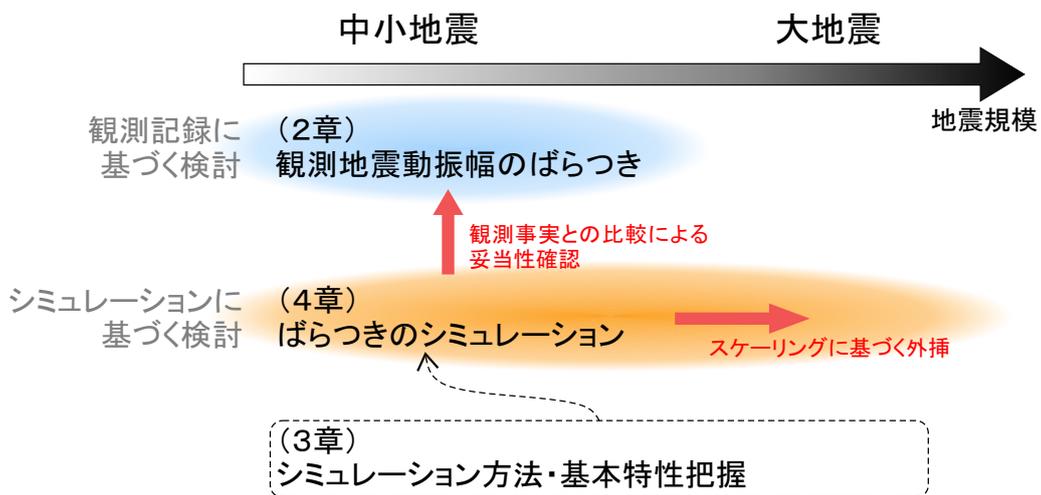


図 1.3: 震源特性の偶然的不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつき評価の検討フロー

第2章 震源特性の偶然的不確実性による観測地震動振幅のばらつきの分析

2.1 はじめに

本研究では、想定地震の地震動予測において、震源特性の偶然的不確実性による予測地震動振幅のばらつきを定量的に評価することを目的としている。このとき、ばらつきの評価結果の妥当性を検証するためには、過去の観測事実から予想される地震動振幅のばらつきとの整合性を確認することが重要である。本章では、国内の地震観測記録を用いて、観測地震動振幅のばらつきの分析を行い、震源特性の偶然的不確実性に起因する観測地震動振幅のばらつきの特徴を調べる。

本研究で対象とするばらつきは、図 1.1 の概念図のように、地震規模あるいは面積が既知の特定の断層で発生する地震の地震動予測を考えた場合に、断層パラメータの偶然的な不確実性によって生じる予測地震動振幅のばらつきである。仮に、ある特定の断層において、想定する大地震が過去に多数回発生していて、その全てによって同一観測点で地震記録が得られていたとすれば、それらの観測地震動振幅のばらつきを調べることで、地震毎の震源特性の違いによる観測地震動振幅のばらつきを把握できるはずである。現時点では、そのような理想的なデータセットは存在していないが、このような条件に近い観測記録を利用した近似的な検討は可能である。Morikawa et al.^[48] は、ほぼ同じ震源領域で発生した多数の地震による、同一観測点の観測地震動振幅のばらつきを分析している。この場合、観測記録の地震波伝播経路はほぼ共通しており、ばらつきの要因に、観測点、地震波伝播経路、震源位置の違いによる影響が含まれないと考えられる。ばらつきの大きな要因は、地震毎に震源から放射される地震動の違いであると考えられ、これは、地震毎の震源特性の違いを強く反映していると予想される。ただし、Morikawa et al.^[48] では検討に用いた観測記録の条件にやや幅があり、地震毎の地震規模の違い、記録毎の震源距離の違いを既存の地震動予測式を用いて補正していることから、必ずしも同一条件の地震記録だけを比較しているとは言い切れない。そのため、震源特性の偶然的不確実性とは別の要因がばらつきに混入している可能性も考えられる。本研究では、観測記録の条件の同一性についてより厳密な条件を設定し、条件が同じ地震（地震規

模、震源位置、震源メカニズムが一致する地震) による同一観測点の記録ペアを用いて、震源特性の偶然的不確実性に起因する観測地震動振幅のばらつきを評価する。

2.2 分析方法

地震規模、震源位置、震源メカニズムが同じ2地震による同一観測点の記録ペアを用いて観測地震動振幅のばらつきを評価する(図2.1)。このような記録ペアは、観測点、地震波伝播経路が共通しており、記録ペアの振幅差の主な要因は、同一条件の2地震の震源から放射される地震動の違いであると考えられる。つまり、2地震の震源特性の違いがばらつきの主な要因であると考えることができる。

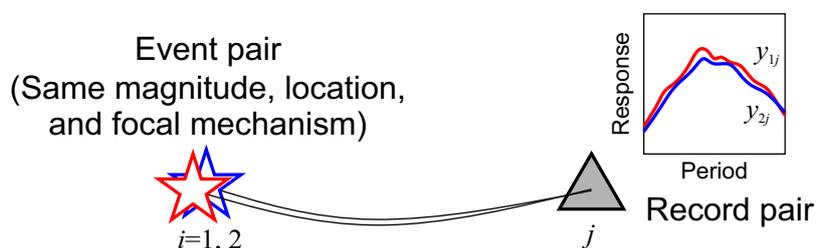


図 2.1: 検討対象とする記録ペアの概念図

分析にあたり、対象とするばらつきを次のように考える。

$$\ln y_{ij} = \mu_{ij} + \delta_{ij} \quad (2.1)$$

y_{ij} は地震 i による観測点 j での観測地震動振幅を表す。本研究では観測地震動振幅として、加速度応答スペクトル振幅 ($h=5\%$) を検討対象とする。地震 i の震源位置、地震規模、震源メカニズムと、観測点 j に対する伝播経路に対応した固有の平均振幅を μ_{ij} と仮定し、 μ_{ij} に対する観測地震動振幅の残差を δ_{ij} と定義する。この δ_{ij} が対象とするばらつきであり、多数の地震記録に対して平均が 0 となる分布を示すと考える。 δ_{ij} の標準偏差を σ と表し、以降では多数の記録ペアの分析から σ を評価する。なお、式 (2.1) に示す通り δ_{ij} は自然対数振幅の残差と定義しており、本研究では地震動振幅の自然対数振幅のばらつきを検討対象とする。以降の本論文中に示す標準偏差は特に断る場合を除いて、全て自然対数振幅の標準偏差を表す。

図 2.1 に示す同一条件の記録ペアについて、2地震 ($i = 1, 2$) による記録ペアの振幅を式 (2.1) に従って表現すると、

$$\begin{aligned} \ln y_{1j} &= \mu_{1j} + \delta_{1j} \\ \ln y_{2j} &= \mu_{2j} + \delta_{2j} \end{aligned} \quad (2.2)$$

である。地震と伝播経路の条件に固有の平均振幅 μ_{1j} と μ_{2j} は同一と見做せるため、この地震ペア k による観測点 j での記録ペアの対数振幅差を v_{kj} と定義すると μ_{ij} の項は相殺される。

$$v_{kj} = \ln y_{1j} - \ln y_{2j} = \delta_{1j} - \delta_{2j} \quad (2.3)$$

v_{kj} の分散 $V[v_{kj}]$ は次のように表され、多数の記録ペアから求めた v_{kj} の分散から σ を推定することができる。

$$V[v_{kj}] = 2\sigma^2$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{V[v_{kj}]}{2}} \quad (2.4)$$

後のデータの説明で述べる通り、本研究では様々な地震波伝播経路の記録ペアを使用する。それぞれの記録ペアの伝播経路は異なっており、 μ_{ij} 自体に差があるが、本研究ではそれぞれの平均振幅 μ_{ij} の評価を対象としておらず、 μ_{ij} に対するばらつきだけを評価の対象としている。地震動予測式に対する観測地震動振幅の残差の検討とは異なり、リファレンスとなる地震動予測式が不要であり、予測式自体のモデル化の問題は除外して議論することができる。

なお、式 2.4 では δ_{1j} と δ_{2j} が独立であることを仮定している。この仮定が厳密に成り立つかどうかは不明であるが、実際のデータ分析では、地震や観測点が異なる様々な条件の記録ペアを扱うことから、それらに共通して現れる相関性があるとは考えにくく、この仮定が極端に不適切であるとは思えない。もし、この妥当性を厳密に調べようとするならば δ_{1j} と δ_{2j} を適切に分離する必要がある。そのためには、ある特定の地震、地震波伝播経路について μ_{ij} を評価しなければならないが、それには条件が同じ記録が多数存在する必要があるため、現状では、厳密な妥当性の確認は困難である。

なお、本研究で対象とするばらつきは、観測地震動振幅のばらつきに関する既往研究^{[43][44][46][45][47]}において、偶然的不確実性によるばらつきに分類されるものと対応している。このときのばらつきの要因には観測点や伝播経路の違いによる影響や震源位置の違いによる影響が含まれないことから、これらのばらつきの標準偏差は single-path standard deviation とも呼ばれている^[43]。

2.3 データ

検討には国内の強震観測網 K-NET, KiK-net^[54] の地震記録を使用する。観測開始から 2014 年 12 月までに観測された地震記録の中から検討に用いる記録ペアを選択し

た。KiK-netの記録は地表記録と地中記録の両方とも検討対象とした。まず、全観測地震の地震諸元^[55]から、気象庁マグニチュード M_J が等しく、かつ震源位置間の距離が3 km以下の地震ペアを抽出した。ばらつきの分析では、一つの地震ペアに対して多数の観測点における記録ペアが存在することが望ましいことから、後述する条件を満たす記録ペアが10観測点に満たない地震ペアは対象から除外した。また、F-net^[56]によるCMT解が発表されている地震だけを対象とし、CMT解が大きく異なる地震ペアも対象から除外した。これらの地震による記録ペアのうち、震源距離が地震ペアの震源位置間距離の5倍以上かつ200 km以下で、地表最大加速度が 1 cm/s^2 以上の条件を満たす記録ペアを検討対象とした。震源距離が地震ペアの震源位置間距離の5倍以上という条件は、観測点が震源に近く、震源距離の違いやラディエーションパターンの違いによる影響が大きいと考えられる記録ペアを除外するために設定した。また、地表最大加速度が 1 cm/s^2 以上という条件を設けることで、ノイズの影響が大きいと思われる記録をある程度排除した。なお、別途、全記録の波形・スペクトル形状の確認を行い、記録の健全性が疑われる記録は対象から除いている。対象記録の中には最大加速度が 100 cm/s^2 を超える記録も含まれており、地盤の非線形応答の影響を受けた記録が混在している可能性がある。ただし、 100 cm/s^2 を超える記録の数は全体の記録数の約0.2%であり、震源距離が30 km以下の記録に限っても約1.7%に留まっており、ばらつきの標準偏差の評価に大きな影響はないと考えられる。

対象地震を地殻内地震と海溝型地震に分け、それぞれに対する条件に該当する記録ペアの震央分布と観測点分布を図2.2、図2.3に示す。地殻内地震では113地震ペアによる5736記録ペア、海溝型地震では583地震ペアによる33367記録ペアが条件に該当した。記録ペアの M_J と震源距離 X の関係と、 X と M_J それぞれに対するデータ数分布を図2.4、図2.5に示す。海溝型地震の記録ペア数は地殻内地震の記録ペア数の5倍以上多い。地殻内地震、海溝型地震ともに M_J が4前後のデータが多い点は共通しているが、海溝型地震では X が50 km以下の記録は少なく、 X に対するデータ数分布に大きな違いがある。

なお、 M_J が同じ地震という条件に関しては、 M_J が0.1刻みの値であるため、その半分の0.05程度の規模の違いを許容していることになり、このような違いもばらつきの要因の一部に含まれることになる。池浦・野田^[57]によれば、既往の地震動予測式^[58]のマグニチュード係数を考えると、 M_J が0.05異なることによる短周期成分の応答スペクトル振幅の違いは1.05倍程度と見積もることができ、 M_J の誤差の影響は限定的と考えられる。

地震ペアの例として、2000年10月7日6:38と2000年10月10日21:57に鳥取県西部で発生した $M_J4.4$ の2地震の震央位置とF-netによるメカニズム解を図2.6に示す。この地震ペアによるKiK-net佐田(SMNH03)における記録ペアの加速度波形(EW成分)と擬似速度応答スペクトル($h=5\%$)の比較を図2.7に示す。擬似速度応答スペクトルは水平2成分の対数平均振幅を表す。条件が同じ記録ペアの応答スペ

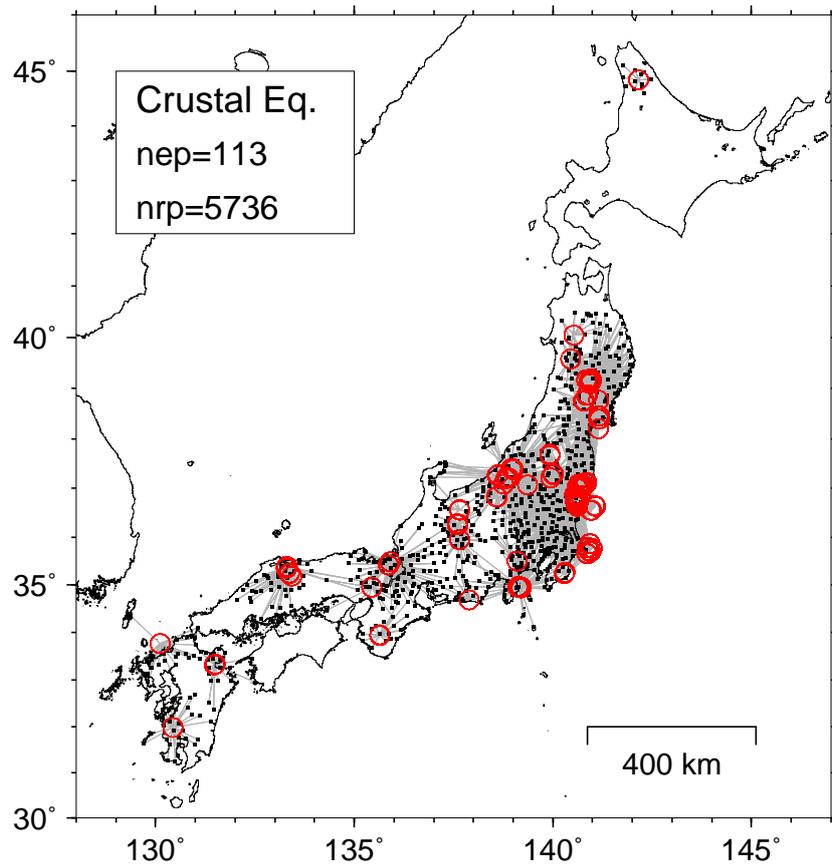


図 2.2: 記録ペアの震央分布と観測点分布 (地殻内地震)
 赤丸は震央位置、黒四角は観測点位置を示す。灰線は震央と観測点を直線で繋いだ経路を示す。nep は地震ペア数、nrp は記録ペア数を表す。

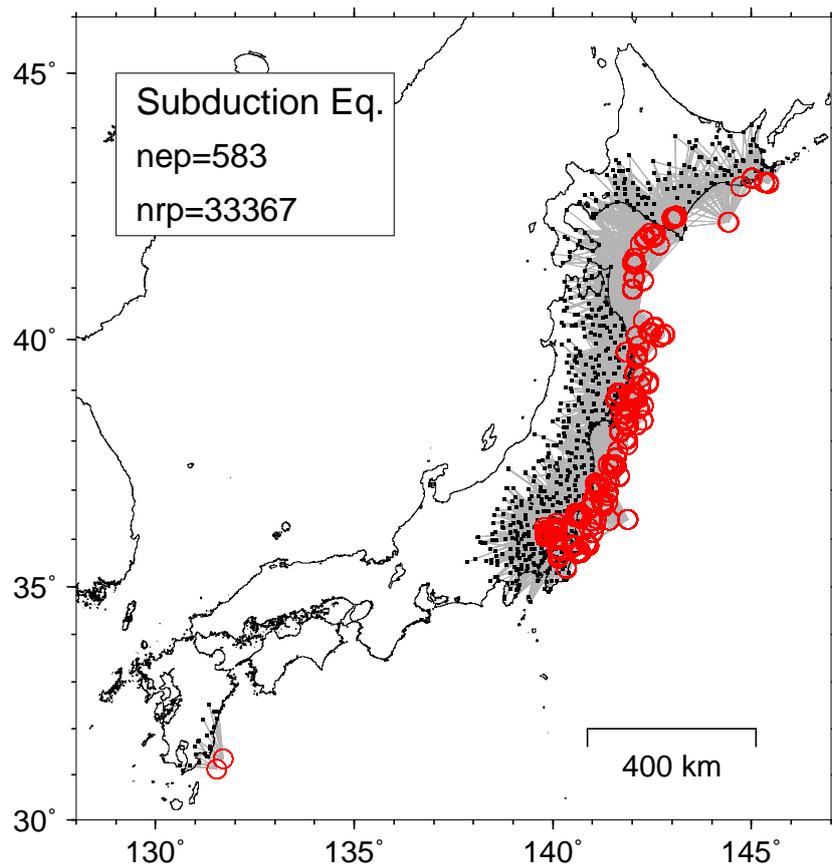


図 2.3: 記録ペアの震央分布と観測点分布（海溝型地震）
 赤丸は震央位置、黒四角は観測点位置を示す。灰線は震央と観測点を直線で繋いだ経路を示す。nep は地震ペア数、nrp は記録ペア数を表す。

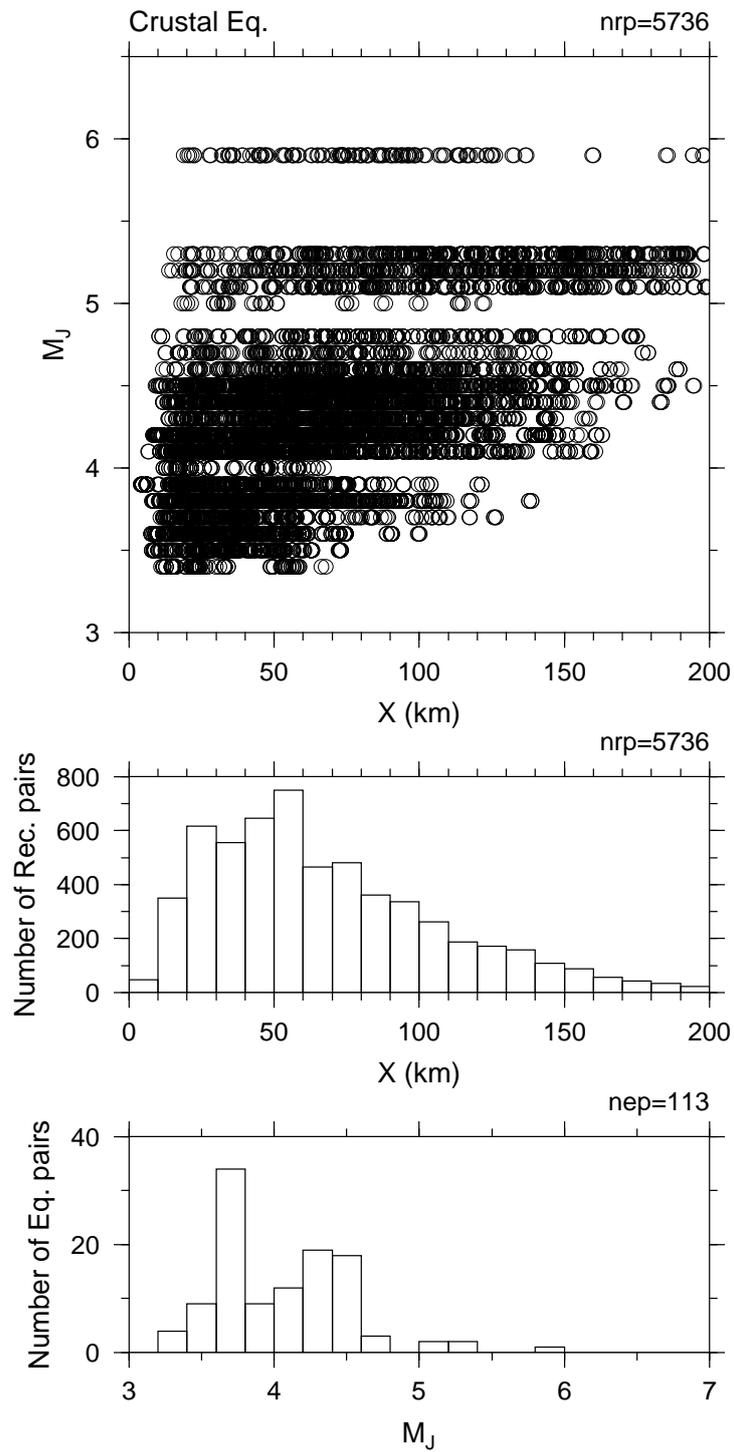


図 2.4: 記録ペアの地震規模 M_J と震源距離 X の関係とデータ数分布 (地殻内地震)
 上段に M_J と X の関係、中段に X に対するデータ数分布、下段に M_J に対するデータ数分布を示す。

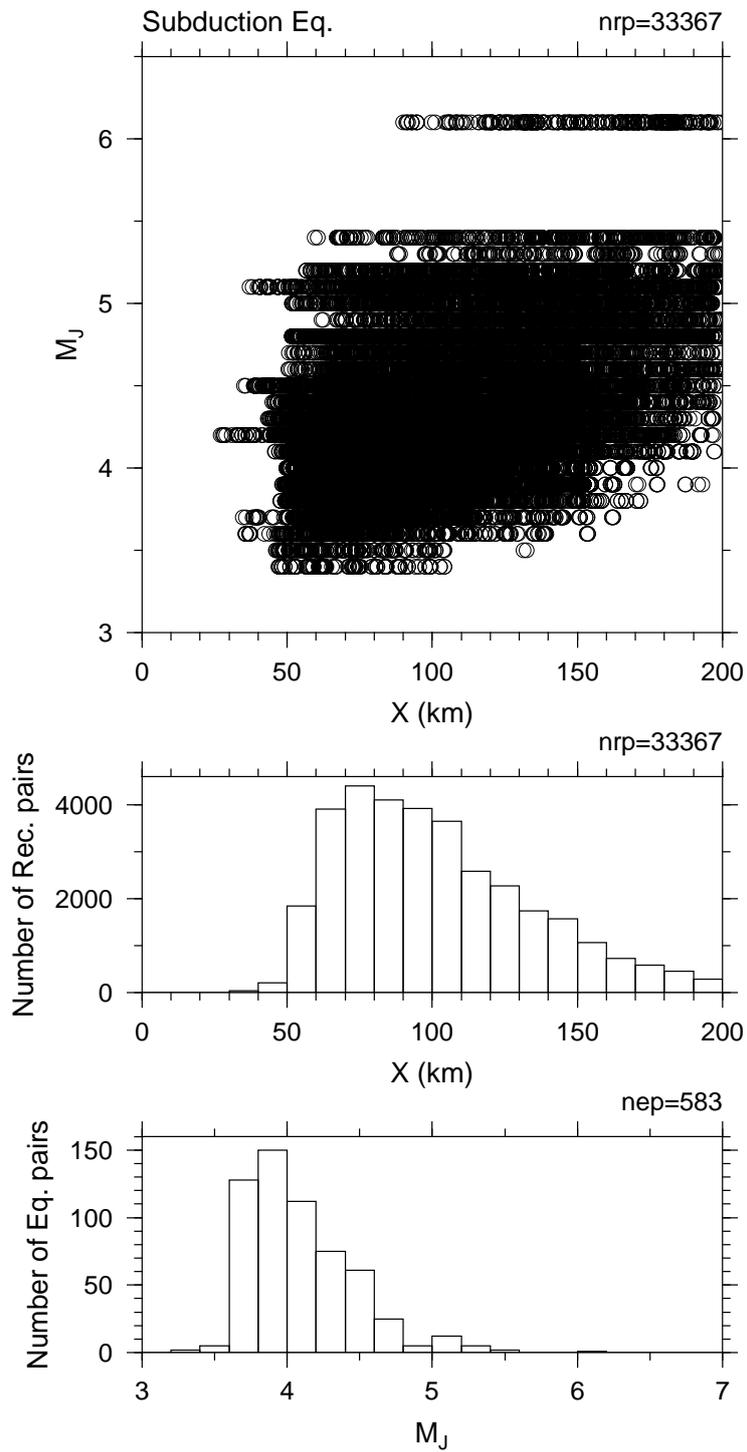


図 2.5: 記録ペアの地震規模 M_J と震源距離 X の関係とデータ数分布 (海溝型地震)
 上段に M_J と X の関係、中段に X に対するデータ数分布、下段に M_J に対するデータ数分布を示す。

クトル振幅は良く似た形状を示すことが多いが、図 2.7 に例のように振幅に多少の違いが生じることは珍しくない。以降では、観測地震動振幅として、加速度応答スペクトル ($h=5\%$) の水平 2 成分の対数平均振幅を対象として、条件が同じ記録ペアによる振幅のばらつきを調べた。加速度応答スペクトルは目視により設定した S 波到達時刻以降の波形を用いて計算し、ノイズの影響が小さいと判断した周期帯域の値のみを検討に用いることとした。

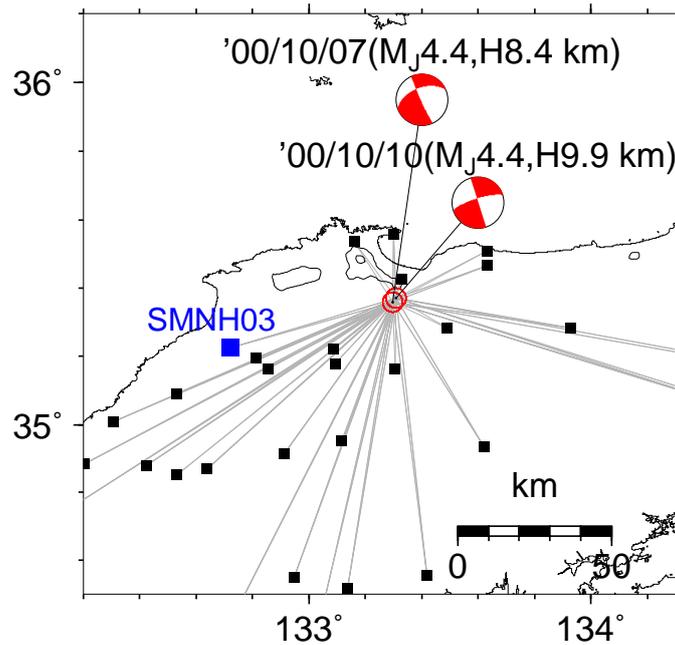


図 2.6: 地震ペアの例

地震規模、震源位置、震源メカニズムがほぼ同じ地震ペアの例を示す。赤丸は震央位置を示す。四角は 2 地震による記録ペアがある観測点位置を示す。震源メカニズムは F-net による。

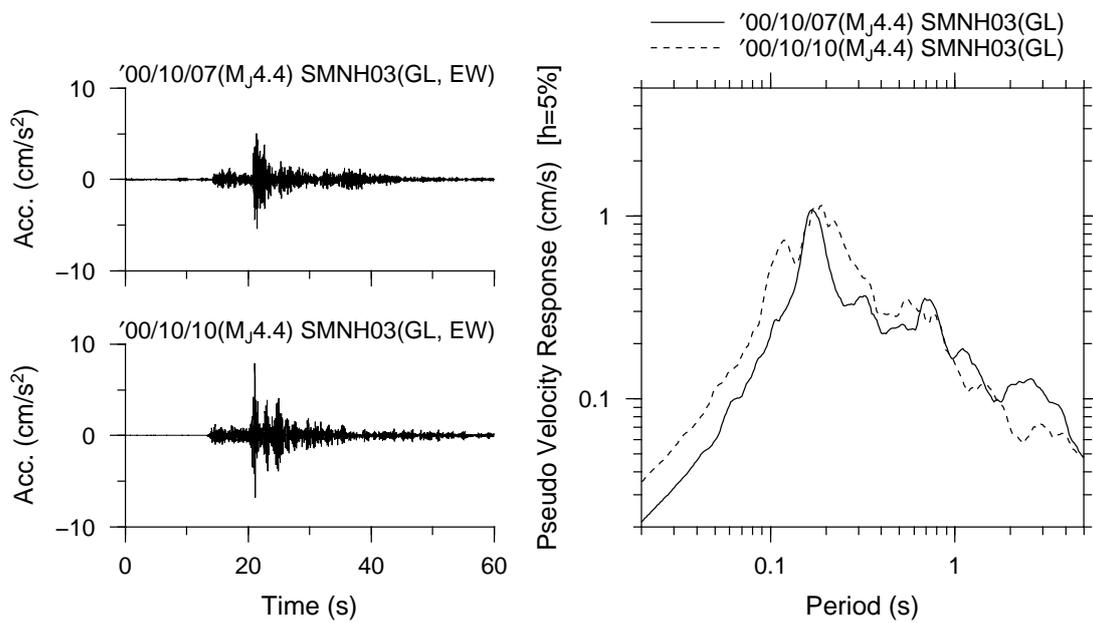


図 2.7: 記録ペアの例

図 2.6 の地震ペアによる KiK-net 佐田 (SMNH03) における記録ペアの例を示す。左に記録ペアの加速度波形 (地表 EW 成分)、右に記録ペアの水平 2 成分の平均擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) を示す。

2.4 検討結果

2.4.1 ばらつきの大きさ

全記録ペアの応答スペクトルの対数振幅差 v_{kj} の重ね書きを図 2.8 に示す。なお、以降では特に必要がある場合を除いてサフィックス k, j を省略して表す。 v の正負には意味がなく、ばらつきの大きさだけが問題であるため、図 2.8 では 1 つの記録ペアに対して符号が異なる 2 つの v を表示している。参考として、図 2.8 の右縦軸には振幅比を表す $\exp(v)$ のスケールを示している。以降の同様の図においても、右縦軸に振幅比のスケールを併記することとする。図 2.8 では、一部の周期帯域で振幅比が 10 倍を超える記録ペアがあるが、その数は僅かである。確認のため、4 つの周期ポイント（周期 0.02 秒、0.1 秒、0.5 秒、1 秒）における対数振幅差 v の頻度分布を図 2.9、図 2.10 に示す。これらからも、大部分の記録ペアの振幅比は倍半分程度に収まることが確認できる。

v のばらつきから式 (2.4) に基づいて評価した σ を図 2.11 に示す。 σ は海溝型地震よりも地殻内地震の方がやや大きい値であった。地震タイプによる違いに加えて、周期による変動もあるが、全体的にみれば σ は 0.3~0.45 程度の範囲の値であった。周期 0.2 秒前後では相対的に標準偏差が大きく、この周期成分のばらつきがやや大きい傾向がある。既存の最大加速度の地震動予測式（または最大加速度に相当する周期 0.01 秒程度の加速度応答スペクトル振幅の予測式）に対する観測地震動振幅のばらつきの標準偏差は 0.6~0.9 程度の場合が多いが^{[10][11][59]}、それらに対して図 2.11 の周期 0.02 秒における標準偏差は明らかに小さい。これは地震動予測式に対する観測地震動振幅のばらつきが、様々な認識論的不確実性の影響を含んでいるのに対して、本検討では認識論的不確実性による要因を除いた偶然的な不確実性によるばらつきだけを対象としているためと考えられる。なお、偶然的な不確実性を対象とした既往研究では、最大加速度または周期 0.01~0.02 秒の加速度応答スペクトル振幅の標準偏差として、0.34^[43]、0.35^[57]、0.36^[48]、0.41^[60]、0.44^[47] などの値（一部は図からの読取値）が報告されている。それぞれの研究で、対象とするデータや検討方法に違いがあり、ばらつきの要因が同じとは言いきれない可能性もあるため、厳密な比較は難しいが、大まかな標準偏差の大きさを比較する限り、図 2.11 の σ はこれらの結果と近い値を示している。

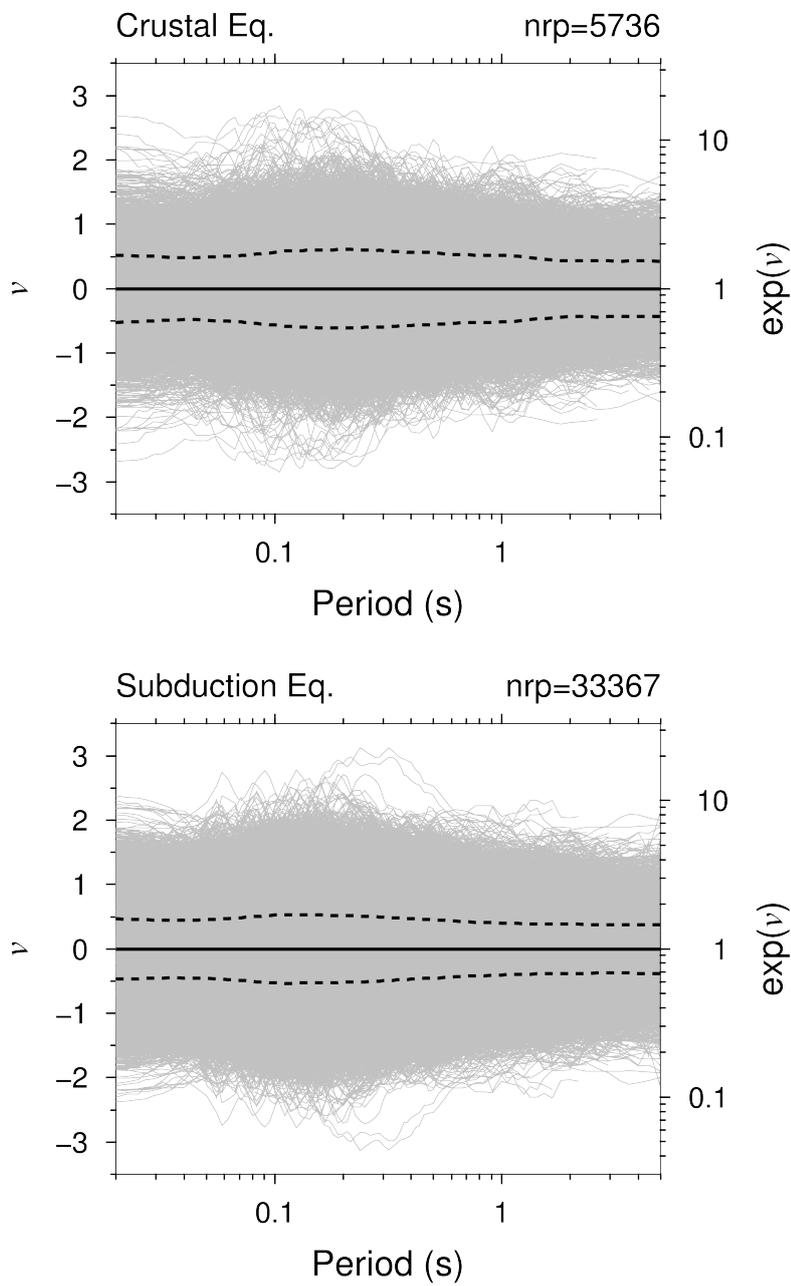


図 2.8: 全記録ペアの応答スペクトルの対数振幅差 ν の重ね書き
 上段は地殻内地震、下段は海溝型地震のデータを示す。灰実線は各記録ペアの ν 、
 黒実線はそれらの平均、黒破線は平均 \pm 標準偏差を表す。

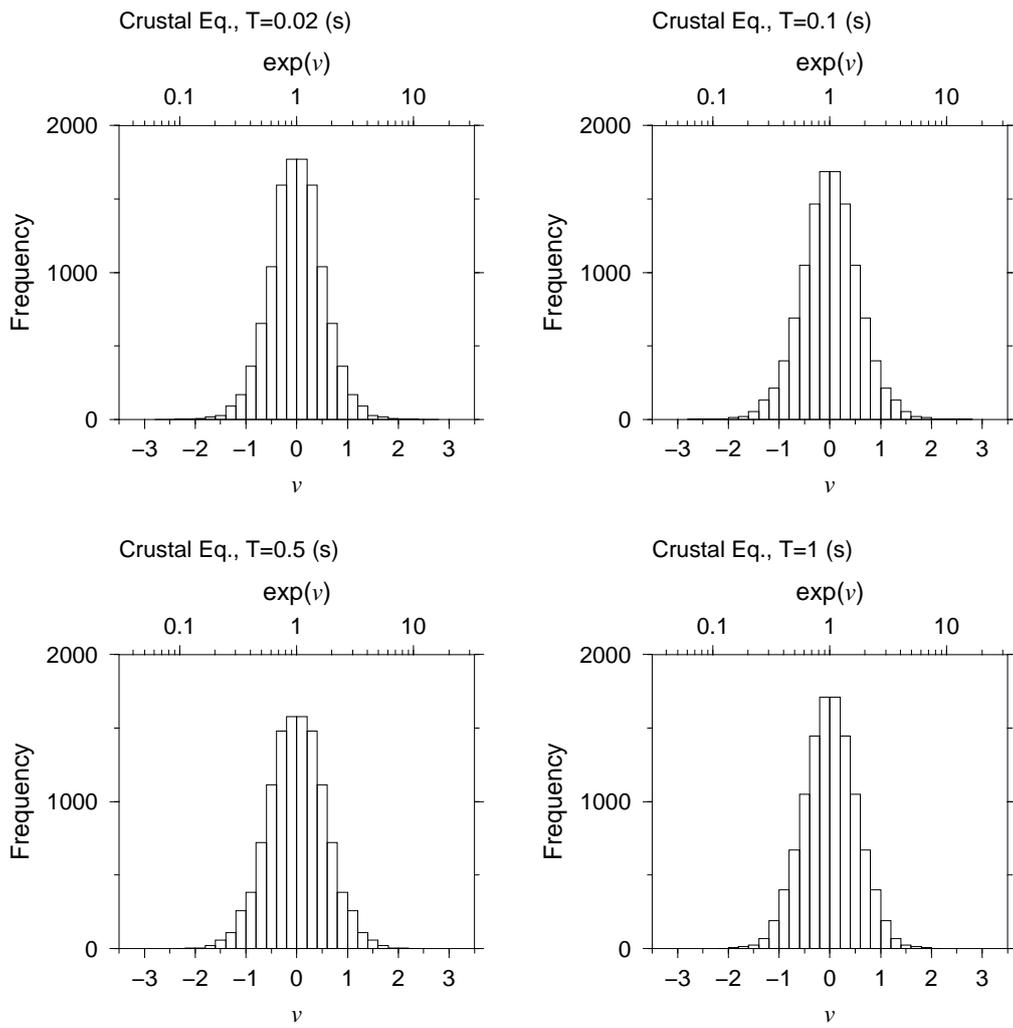


図 2.9: 対数振幅差 ν の頻度分布 (地殻内地震)

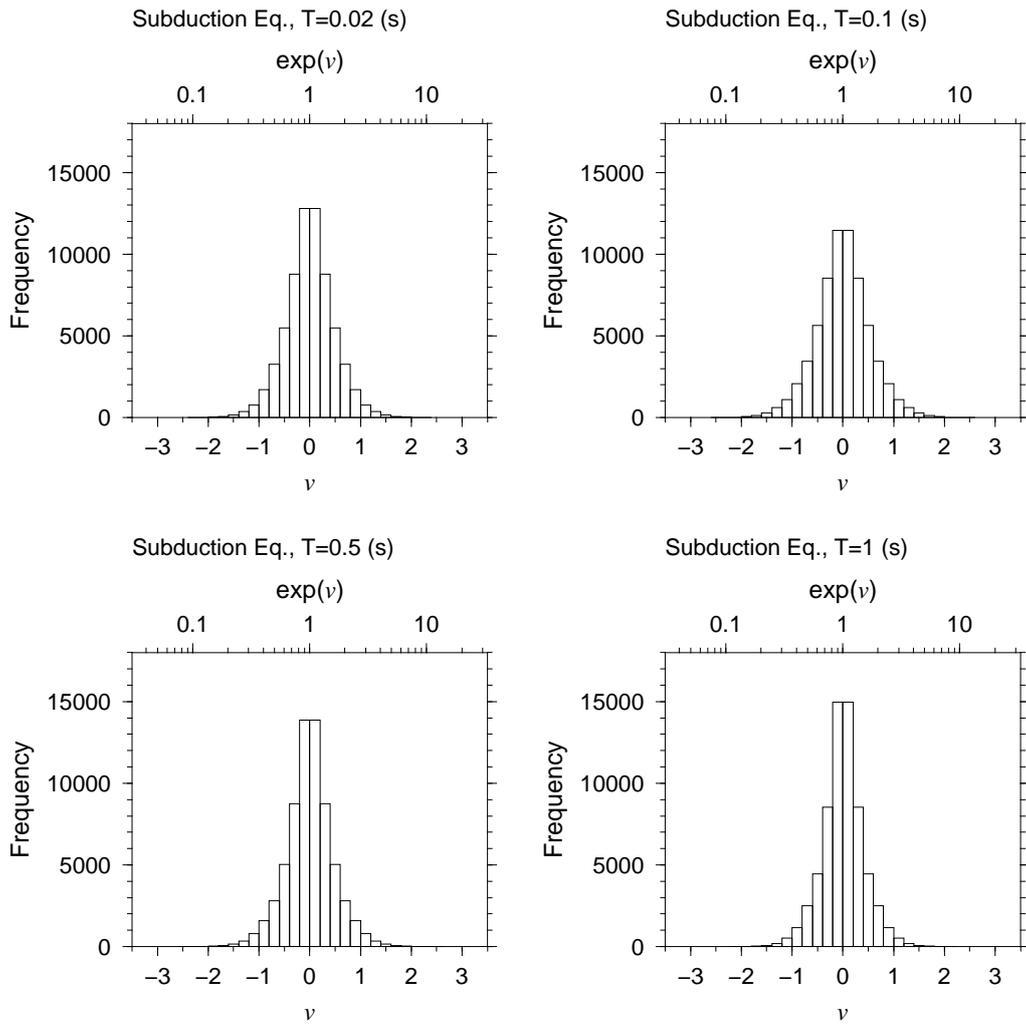


図 2.10: 対数振幅差 ν の頻度分布 (海溝型地震)

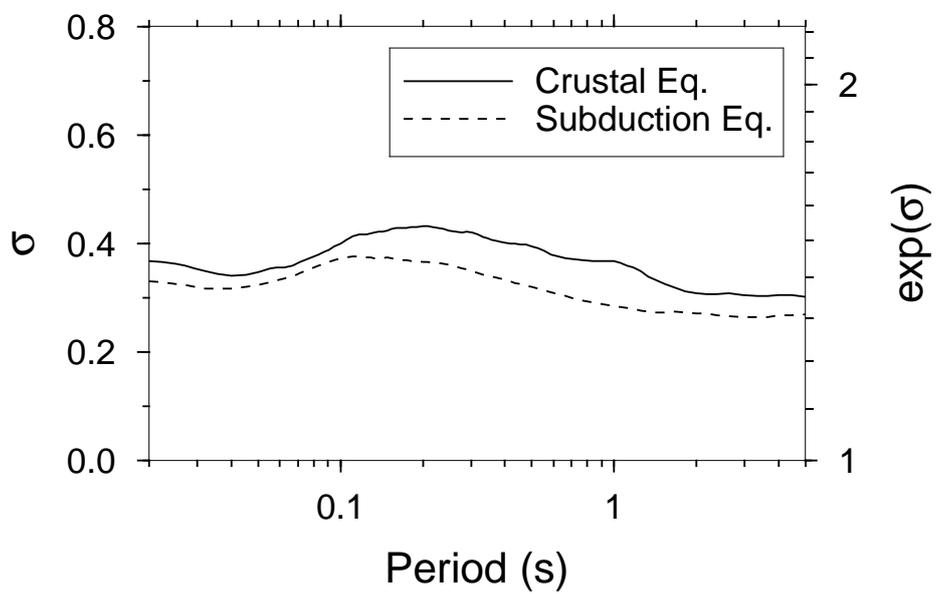


図 2.11: 全記録ペアから評価した標準偏差 σ
 実線は地殻内地震のデータによる評価結果、破線は海溝型地震のデータによる評価結果を示す。

2.4.2 地震規模に対するばらつきの特徴

検討に用いた記録ペアは、観測点・伝播経路が共通しているため、記録ペアの振幅の違いには2地震の震源から放射される地震動の違いが大きな影響を及ぼしていると考えられる。その場合、地震規模によってばらつきの傾向に違いが現れている可能性が考えられる。そこで、 M_J とばらつきの関係を調べた。

図2.12に地殻内地震の記録ペアによる対数振幅差 v と M_J の関係を示す。図には、例として4つの周期(0.02, 0.1, 0.5, 1秒)の振幅差を示している。赤線は M_J 範囲毎の v の標準偏差の幅を示しており、赤線を表示した M_J を中心として ± 0.2 の範囲のデータから評価した標準偏差を表している。なお、図2.12では、対象範囲内の地震ペア数が10以上となる範囲のみ標準偏差を表示した。地殻内地震については最大で $M_J 5.9$ までの地震ペアを使用しているが、 $M_J 4.7$ 以上の範囲は、ごく少数の地震ペアのデータで構成されており、特定の地震ペアの影響だけを示している可能性があるため、地震規模依存性の議論においては検討から除外する。これらのデータから評価した標準偏差 σ を図2.13に示す。これらと同様に、海溝型地震の記録ペアについて、対数振幅差 v と M_J の関係を図2.14に、標準偏差 σ と M_J の関係を図2.15に示す。図2.12、図2.14の v と M_J の図からは明瞭な関係性は認められない。図2.13、図2.15の σ と M_J の関係をみると、周期によっては M_J が大きいほど僅かながら σ が小さい傾向や、逆に σ が大きい傾向が見えるが、はっきりとした特徴は現れておらず、全周期で共通するような傾向は認められない。

全周期に対する違いを確認するために、図2.13、図2.15に示したものと同一 M_J 範囲毎の σ を、横軸を周期にして比較した結果を図2.16、図2.17に示す。図2.11の全データから評価した σ は、周期0.2秒付近で相対的に値が大きく、特定の周期のばらつきが大きいという特徴を示していた。図2.16、図2.17の M_J 範囲毎の σ についても、同様に周期0.2秒前後にピークが現れているが、そのピークは M_J が大きくなる程、長周期側にシフトする様子が確認できる。この場合、図2.13、図2.15のように特定の周期ポイントの σ だけを比較すると、周期ポイントによって σ と M_J の関係は異なって見える。

図2.16、図2.17から読み取った M_J 範囲毎の σ のピーク周期 T_p を図2.18に示す。図の赤丸と青丸が地殻内地震と海溝型地震に対する T_p を M_J 範囲の中央値に対してプロットしたものであり、左右のバーは対象データの M_J 範囲を表している。図2.18からも、地震規模が大きくなるほど T_p が長周期側に変化していることがわかる。

ばらつきの卓越周期が地震規模に応じて変化する要因については、地震毎の断層破壊様式の違いによる影響が考えられる。前述の通り、本検討で対象とするばらつきの要因として2地震の震源から放射される地震動の違いが大きいと考えられるが、例えば、2地震の断層破壊方向に違いがあれば、方位による地震動振幅の違いを生じさせ、それがばらつきの要因となる。このとき、地震動振幅の方位性は特に震源スペクトルのコーナー周波数に対応する周期で強く現れることが予想される(例え

ば Gallovic and Burjanek^[61]、図 2.19 参照)。そのため、地震規模に対するコーナー周波数の変化に応じて、ばらつきの卓越周期の変化が現れている可能性がある。コーナー周波数 ω_c は、平均的には地震モーメント M_0 の-1/3 乗に比例する^[62]。ここで、ばらつきの卓越周期 T_p が ω_c の逆数に比例すると仮定し、さらに M_0 と M_J の関係として武村^[63] の関係式を仮定すると、 T_p と M_J の関係として地殻内地震に対して $T_p \propto M_J^{0.39}$ 、海溝型地震に対して $T_p \propto M_J^{0.5}$ が得られる。これらの傾きを図 2.18 に破線で示した。記録ペアから評価した T_p と M_J の関係は、破線の傾きと大きな矛盾がなく、 M_J に対する T_p の変化は地震規模に対するコーナー周波数の変化と概ね整合していることがわかる。このことから、地震毎の断層破壊様式の違いが、ばらつきの卓越周期に影響を及ぼしている可能性が考えられる。また、ばらつきに卓越周期が現れ、地震規模に対する明瞭な特性が現れるということから、対象とするばらつきの要因の中で、地震毎の断層破壊様式の違いによる影響が大きい可能性がある。

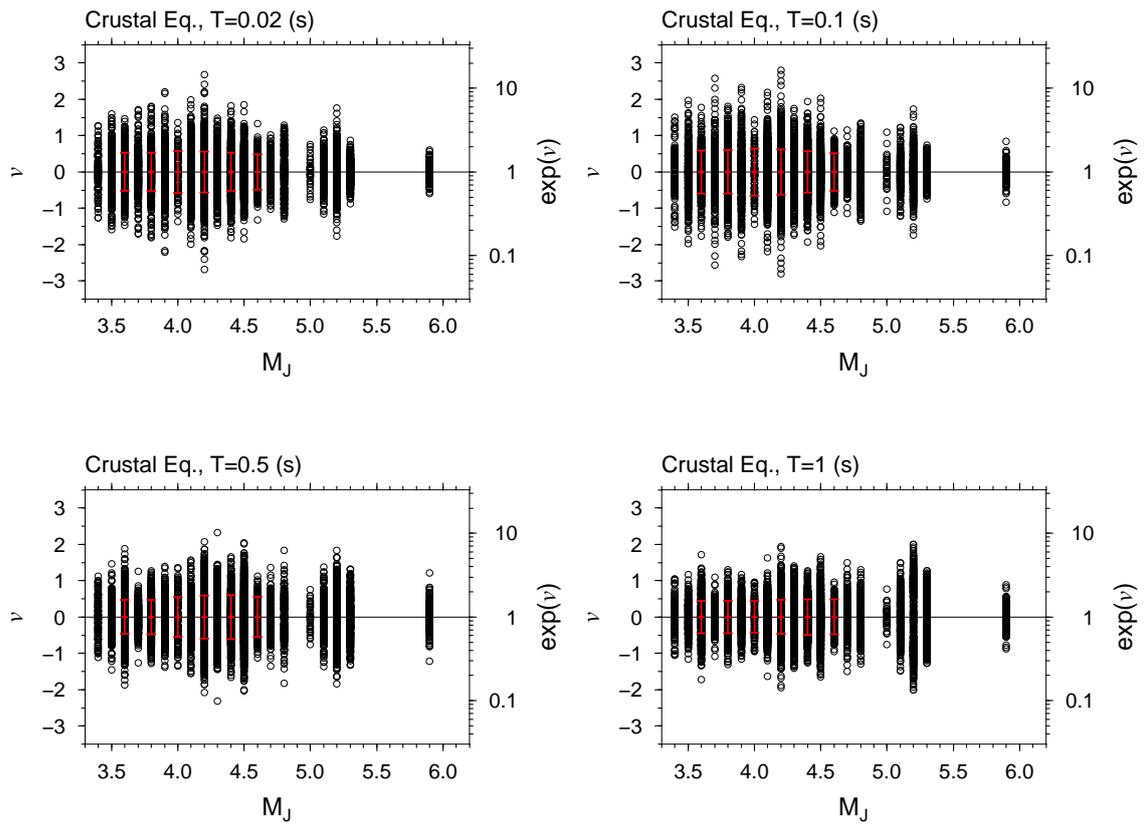


図 2.12: 記録ペアの対数振幅差 v と地震規模 M_J の関係 (地殻内地震)
 記録ペアの対数振幅差 v (周期 0.02, 0.1, 0.5, 1 秒) と M_J の関係を示す。赤線は $M_J \pm 0.2$ の範囲内の v から評価した標準偏差の幅を表す。標準偏差は対象範囲内の地震ペア数が 10 以上となる区間のみを表示している。

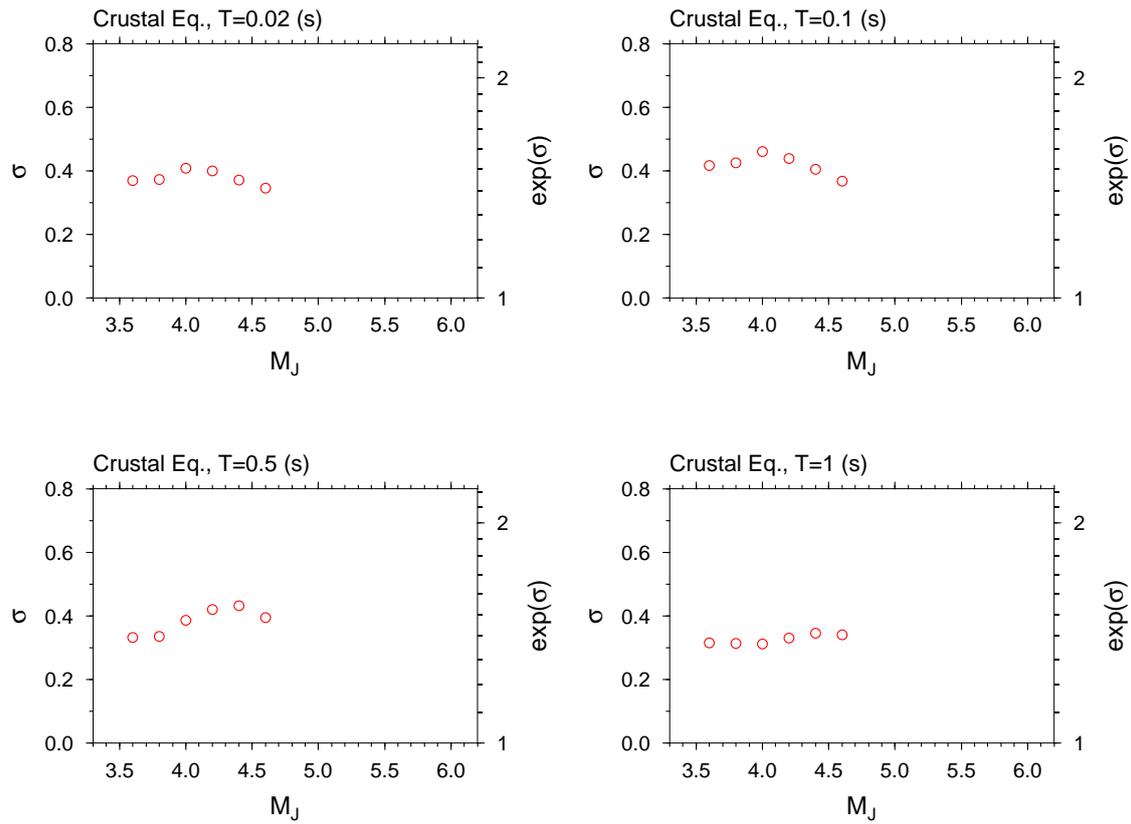


図 2.13: 標準偏差 σ と地震規模 M_J の関係 (地殻内地震)
 $M_J \pm 0.2$ の範囲毎に評価した標準偏差 σ と M_J の関係。 σ は対象範囲内の地震ペア数が 10 以上となる区間のみを表示している。

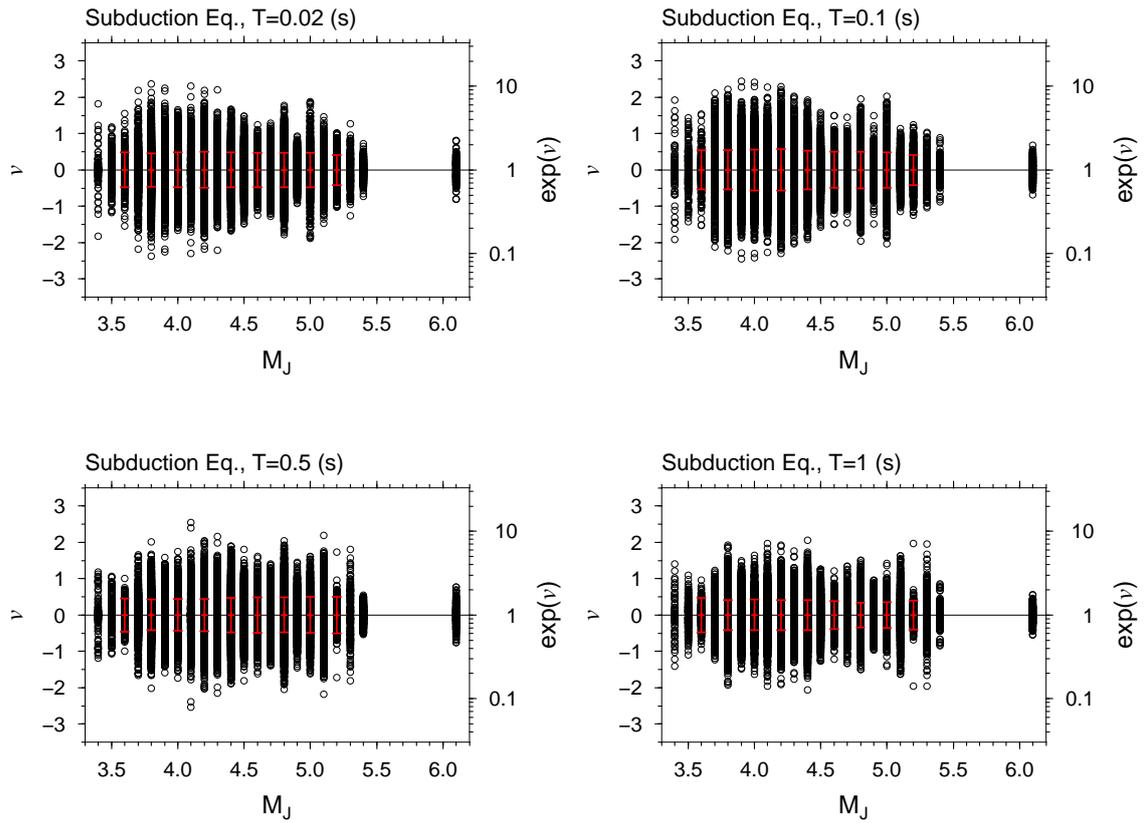


図 2.14: 記録ペアの対数振幅差 v と地震規模 M_J の関係 (海溝型地震)
 記録ペアの対数振幅差 v (周期 0.02, 0.1, 0.5, 1 秒) と M_J の関係を示す。赤線は $M_J \pm 0.2$ の範囲内の v から評価した標準偏差の幅を表す。標準偏差は対象範囲内の地震ペア数が 10 以上となる区間のみを表示している。

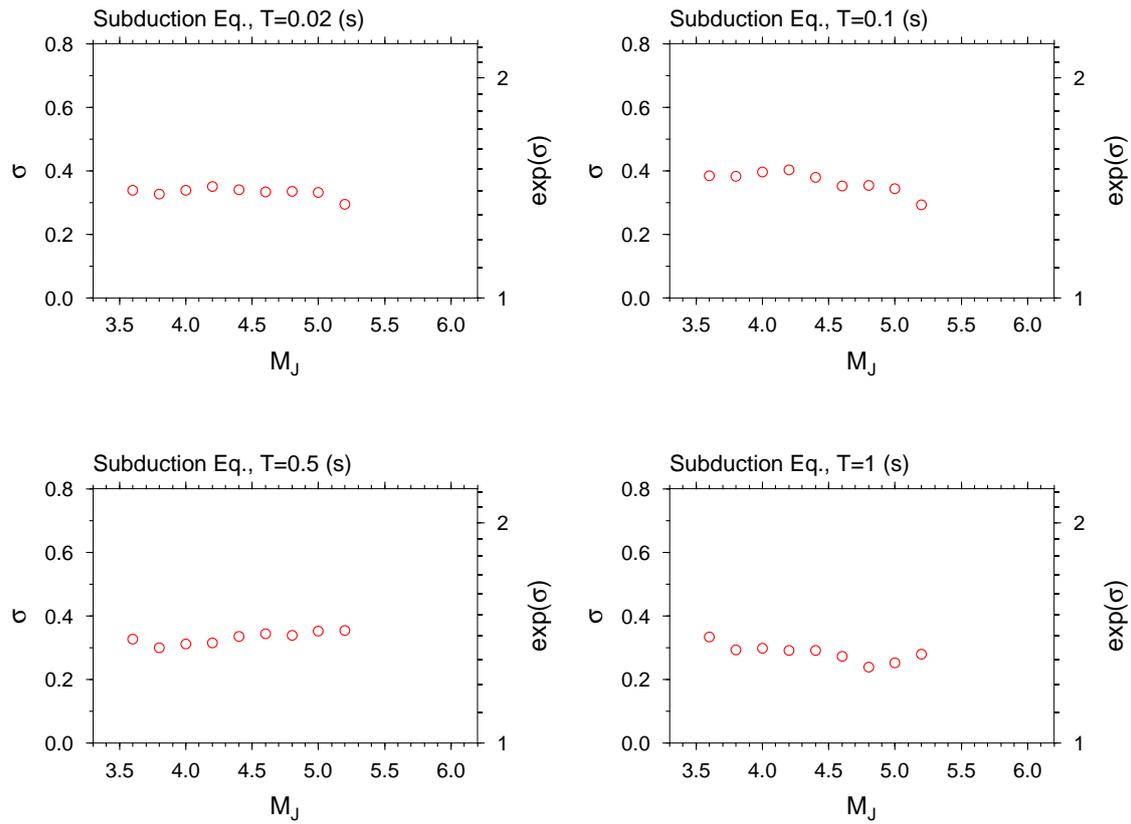


図 2.15: 標準偏差 σ と地震規模 M_J の関係 (海溝型地震)
 $M_J \pm 0.2$ の範囲毎に評価した標準偏差 σ と M_J の関係。 σ は対象範囲内の地震ペア数が 10 以上となる区間のみを表示している。

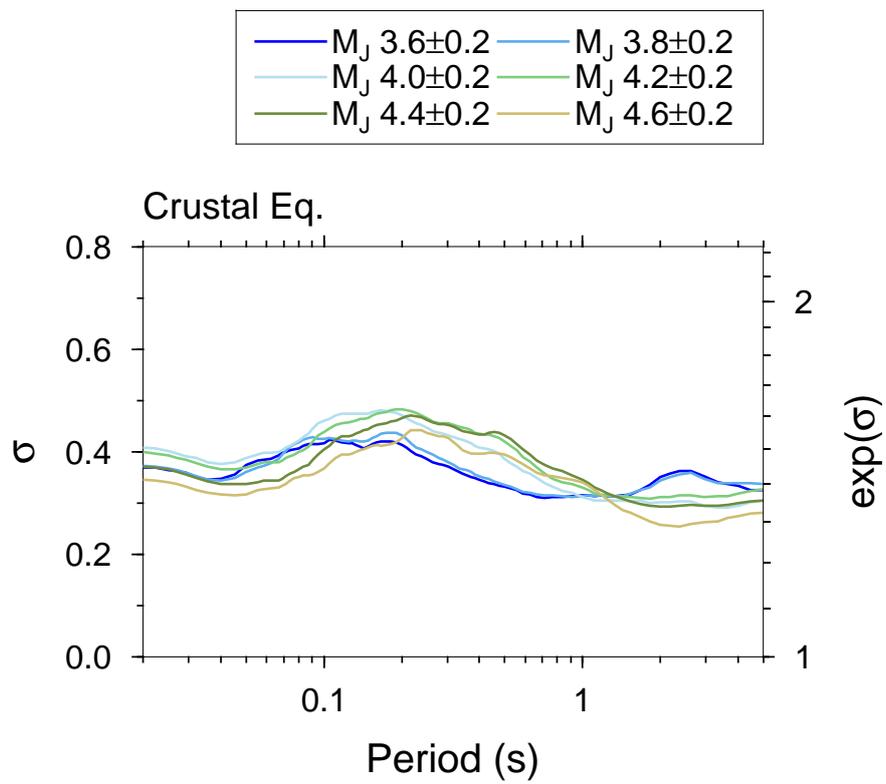


図 2.16: M_J 範囲毎に評価した標準偏差 σ の比較 (地殻内地震)

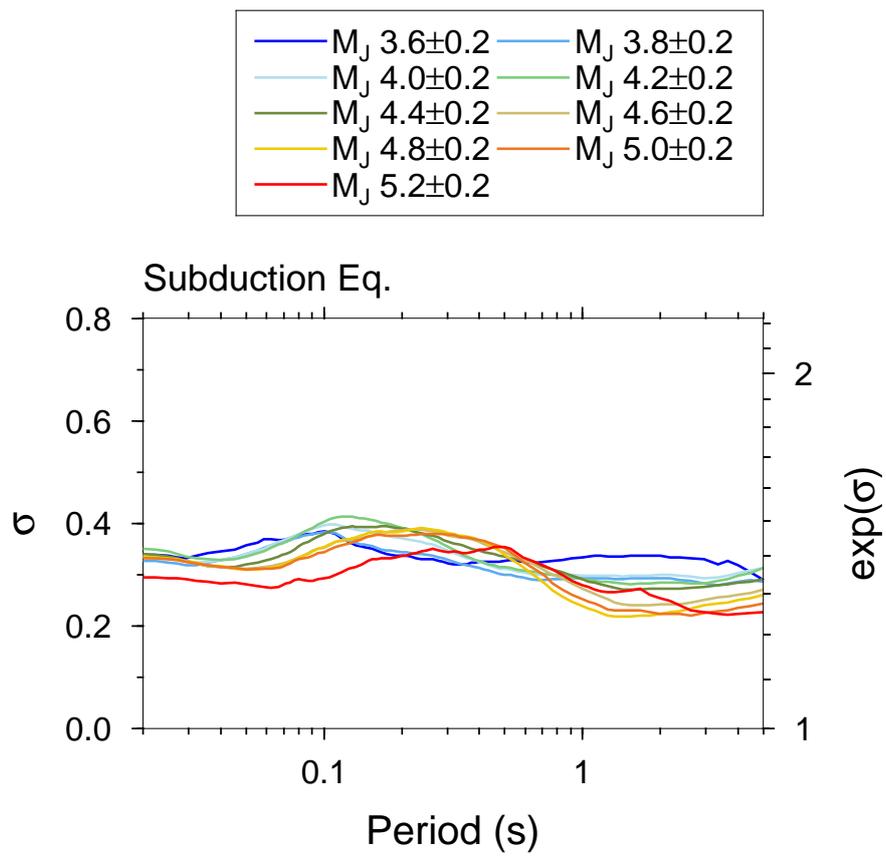


図 2.17: M_J 範囲毎に評価した標準偏差 σ の比較 (海溝型地震)

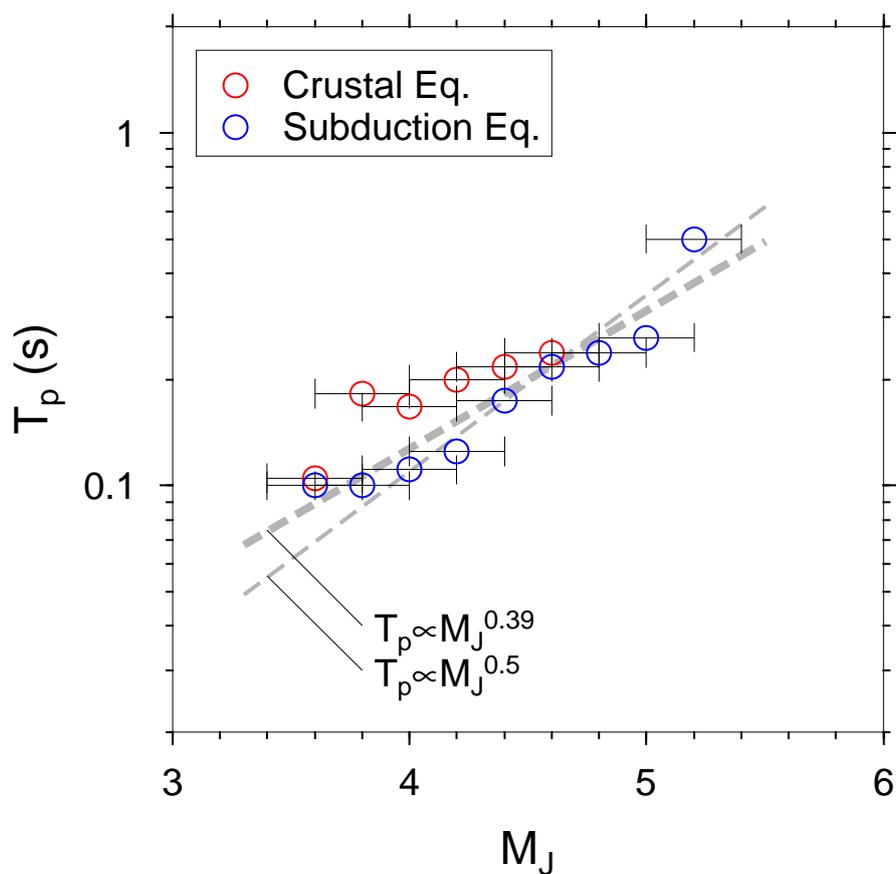


図 2.18: 標準偏差 σ の卓越周期 T_p と M_J の関係
丸印が M_J 範囲毎の標準偏差 σ の卓越周期 T_p を表す。左右のバーは評価対象の M_J 範囲を示している。破線は地震規模とコーナー周波数の相似則から予想される T_p と M_J の関係を表す。

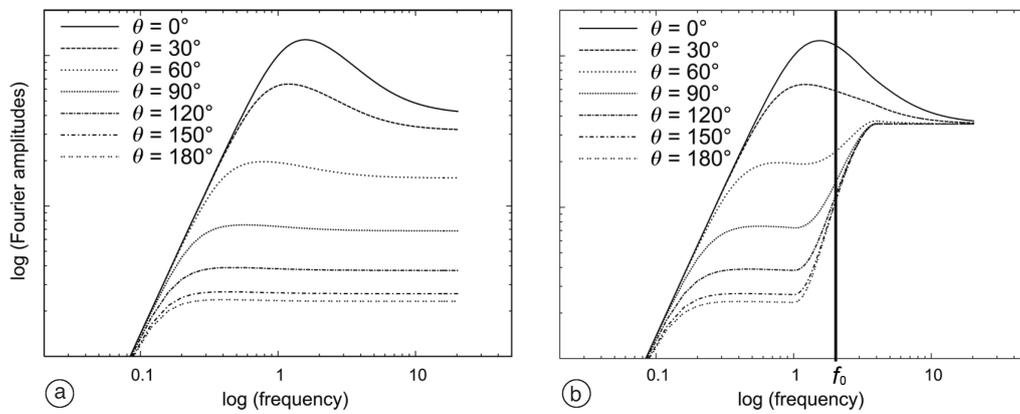


Fig. 4a,b. a) Theoretical acceleration source spectra of the k -squared model with k -dependent rise time for a line fault in the Fraunhofer approximation for various angles θ from the direction of rupture propagation (after Gallovic and Brokesova, 2004a). b) Same as a), but with formal spectral modification applied in this paper. Note that this figure is only schematic and we do not expect such sharp changes in the observed spectra. The transition could be smoother and/or would be masked by the oscillatory character of the Fourier spectra.

図 2.19: 既往研究 (Gallovic and Burjanek^[61]) による震源スペクトルのモデル例

2.4.3 震源距離に対するばらつきの特徴

次に震源距離 X に対するばらつきの特徴を調べた。図 2.20 に地殻内地震の記録ペアによる対数振幅差 v と X の関係を示す。図 2.20 には、例として 4 つの周期 (0.02, 0.1, 0.5, 1 秒) の振幅差を示している。記録ペアの震源距離 X は、2 記録の震源距離の幾何平均で代表させた。図中の赤線は距離範囲毎の標準偏差の幅を表しており、赤線を表示した X を中心として ± 10 km の範囲のデータを用いて標準偏差を評価した。また、同じ距離範囲毎のデータから評価した標準偏差 σ と X の関係を図 2.21 に示す。同様に海溝型地震の記録ペアについても、対数振幅差 v と X の関係を図 2.22 に、標準偏差 σ と X の関係を図 2.23 に示す。 v と X の関係、および σ と X の関係を見ると、地殻内地震の周期 1 秒に対する結果を除いて、 X が大きいほどばらつきが小さい傾向が認められる。

前項では、ばらつきの地震規模依存性に関する検討結果から、ばらつきの主要因の一つに地震毎の断層破壊様式の違いが考えられることを述べた。地震毎の断層破壊様式の違いによって、震源から放射される地震動の方位性に違いが生じ、それが記録ペアの振幅差の要因の一つになっていると考えられるが、このような地震動の方位性は、震源近傍では顕著であるが、遠方では伝播経路における地震波の散乱によって方位性が弱まることが指摘されている^[64]。遠方では方位性の違いが弱くなり、記録ペアの振幅のばらつきが小さくなっている可能性が考えられる。周期による距離依存性を比較すると、長周期成分よりも短周期成分の方が距離に対するばらつきの減少が明瞭であり、より波長の短い地震波が強く影響を受けていることから散乱の影響の可能性が考えられる。なお、地殻内地震の周期 1 秒のばらつきについては、図 2.20 の下段右側の図において X が 150 km~200 km の範囲の残差分布を見ると、 v が 0 付近に分布しておらず、やや特異な分布を示している。このように、地殻内地震については、周期 1 秒前後で、 X が 150 km~200 km 程度の範囲に限ってばらつきが大きい記録ペアが散見された。この要因は不明であるが、ばらつきが大きい記録ペアが分布する地域には偏りが見られ、ローカルな影響を受けている可能性がある。例えば、ある特定の地域において、周期 1 秒程度の表面波が励起しやすい構造的な特徴があるとして、僅かな入射条件の違いによって表面波の励起性状に違いが生じると考えると、2 地震の震源深さや震源位置の違いによって表面波の励起性状に違いが生じて、ばらつきが大きくなっているという可能性が考えられる。

ところで、検討に用いた記録ペアの地震規模と震源距離の関係 (図 2.4、図 2.5) を見ると、 M_J が小さい地震ペアでは X が小さい記録ペアが多く、 M_J が大きい記録ペアでは X が大きい記録ペアが多い傾向があり、記録ペアの震源距離と地震規模には弱い相関性がある。そのため、図 2.21、図 2.23 の σ と X の関係に、 M_J の違いが影響している可能性がある。その影響を確認するため、地震規模範囲毎の記録ペアを用いて σ と X の関係を比較した。地殻内地震と海溝型地震のデータそれぞれに対する比較結果を図 2.24、図 2.25 に示す。図 2.24、図 2.25 は、地震規模の違いが分か

りやすいように、同じ地震規模範囲のデータから評価した各距離範囲の σ を直線で結んで表示した。地震規模によって σ の大きさに違いがあるものの、 X が大きいほど σ が小さくなる傾向は共通しており、 σ の距離依存性は地震規模によらず現れていることがわかる。

図 2.21 と図 2.23 に示した地殻内地震と海溝型地震による σ と X の関係を重ね書きして図 2.26 に示す。周期 1 秒の X が 150 km~200 km の範囲を中心として、地殻内地震と海溝型地震による σ に差が認められるが、その点を除けば地震タイプによる σ の違いは小さい。特に、短周期成分では 2 つの地震タイプの σ は良く一致している。図 2.11 の全記録ペアから評価した σ は、海溝型地震よりも地殻内地震の方が大きい値を示していた。しかし、図 2.26 では、一部を除いて、地殻内地震と海溝型地震の σ に大きな違いは認められない。これは、図 2.11 の地震タイプによる σ の比較において、地殻内地震と海溝型地震に対する記録ペアの X に対するデータ数の分布の違いが影響していると考えられる。地殻内地震は、海溝型地震に比べて震源距離が小さい記録ペア数が多い。つまり、地殻内地震の方が相対的にばらつきが大きい震源近傍の記録が多いということであり、結果として全記録ペアから評価した σ については地殻内地震のデータから評価した σ の方が大きくなっていると考えられる。図 2.26 を見る限りは、少なくとも短周期成分に関しては、同じ距離範囲で比較すれば地震タイプによる σ の明瞭な違いは認められない。

偶然的不確実性による観測地震動振幅のばらつきに関して、 X が大きいほど σ が小さいという傾向は、Morikawa et al.^[48]によっても指摘されている。一方、地震動予測式に対する観測地震動振幅のばらつきのように、認識論的不確実性を含んだばらつきに対しては、必ずしも上記の距離依存性が現れるとは限らない。例えば、伝播経路の違いに起因する認識論的なばらつきは、震源距離が小さい狭い範囲よりも、震源距離が大きい広い範囲の記録を対象とした方が、広範囲の伝播経路特性の違いが影響することになるため、ばらつきが大きくなる可能性が考えられる。実際に、地震動予測式に対する観測地震動振幅のばらつきについて、遠方ほどばらつきが大きくなる傾向を指摘している研究がある（翠川・大竹^[41]）。ただし、対象とするデータの範囲や地域、検討に用いる地震動予測式にも依存すると考えられるため、必ずしも一般的な傾向であるとは言い切れない。本検討で示した σ の距離依存性は偶然的不確実性による観測地震動振幅のばらつきの特徴であって、認識論的不確実性を含んだ場合には、より複雑な性状を示すと考えられる。

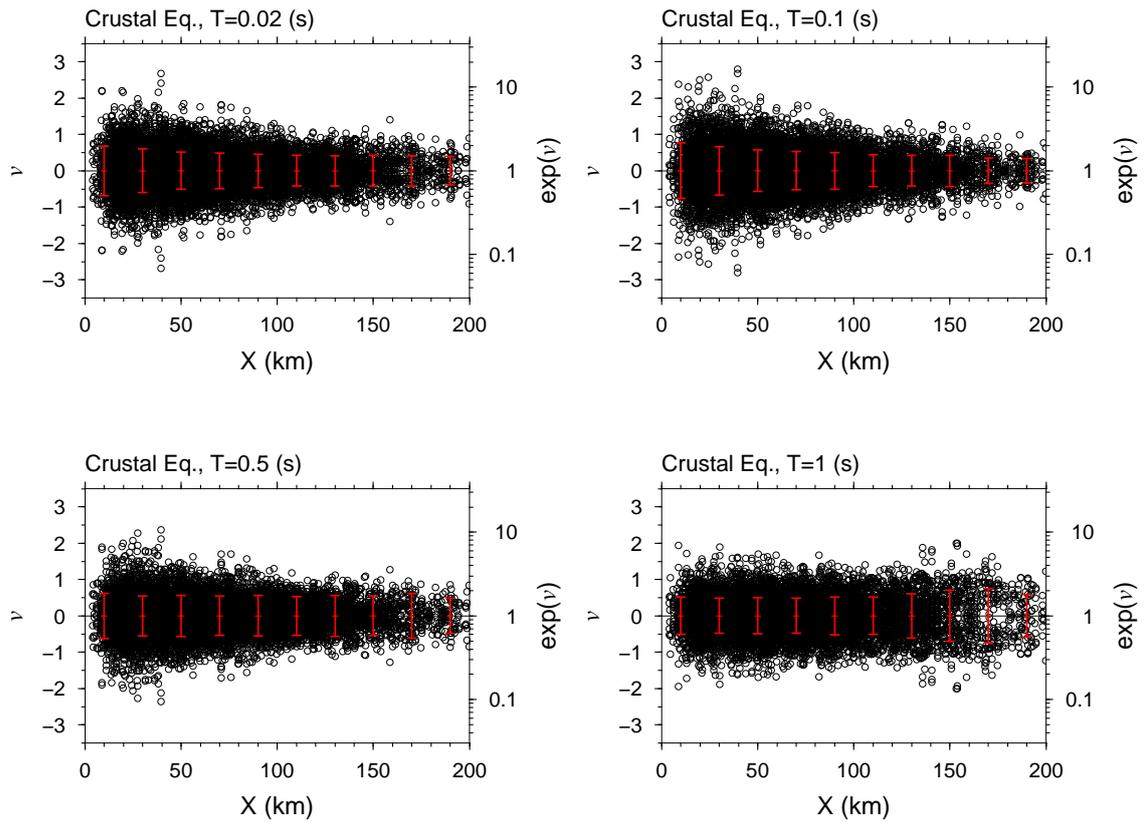


図 2.20: 記録ペアの対数振幅差 v と震源距離 X の関係 (地殻内地震)
 記録ペアの対数振幅差 v (周期 0.02, 0.1, 0.5, 1 秒) と X の関係を示す。赤線は $X \pm 10$ km の範囲内の v から評価した標準偏差の幅を表す。

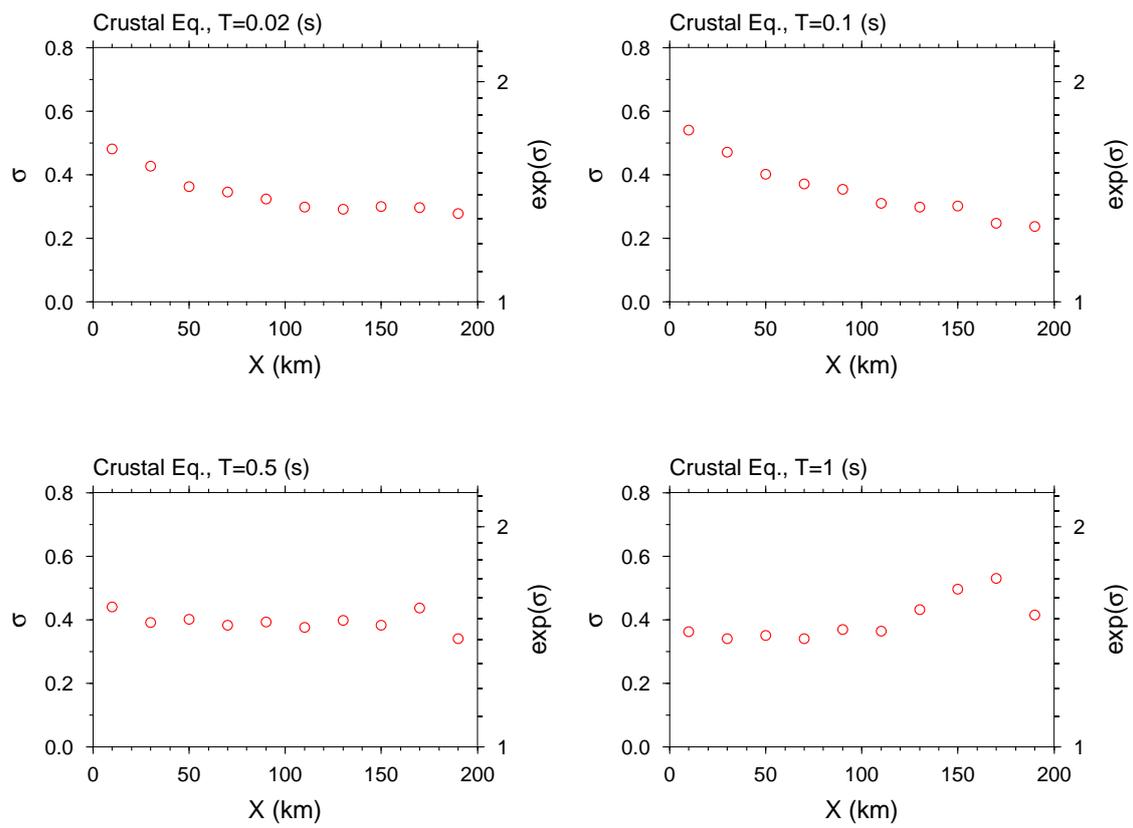


図 2.21: 標準偏差 σ と震源距離 X の関係 (地殻内地震)
 $X \pm 10$ km の範囲毎に評価した標準偏差 σ と X の関係を示す。

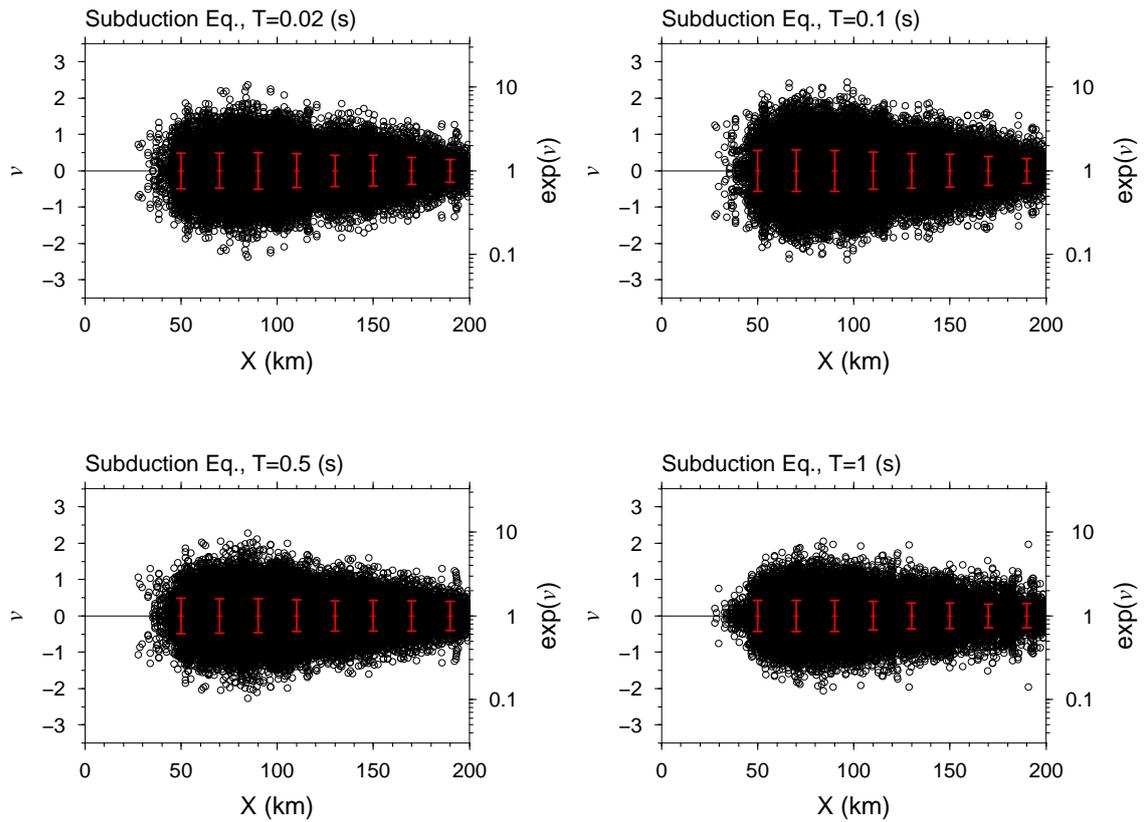


図 2.22: 記録ペアの対数振幅差 ν と震源距離 X の関係 (海溝型地震)
 記録ペアの対数振幅差 ν (周期 0.02, 0.1, 0.5, 1 秒) と X の関係を示す。赤線は $X \pm 10$ km の範囲内の ν から評価した標準偏差の幅を表す。

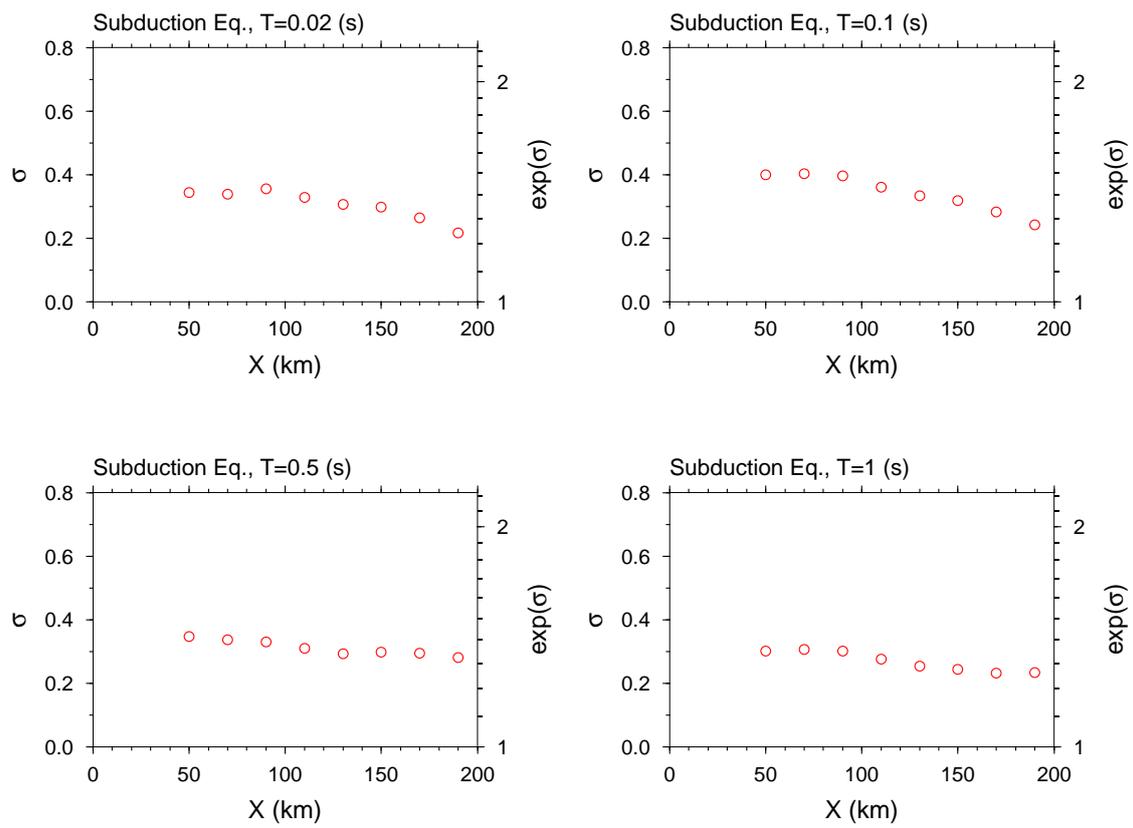


図 2.23: 標準偏差 σ と震源距離 X の関係 (海溝型地震)
 $X \pm 10$ km の範囲毎に評価した標準偏差 σ と X の関係を示す。

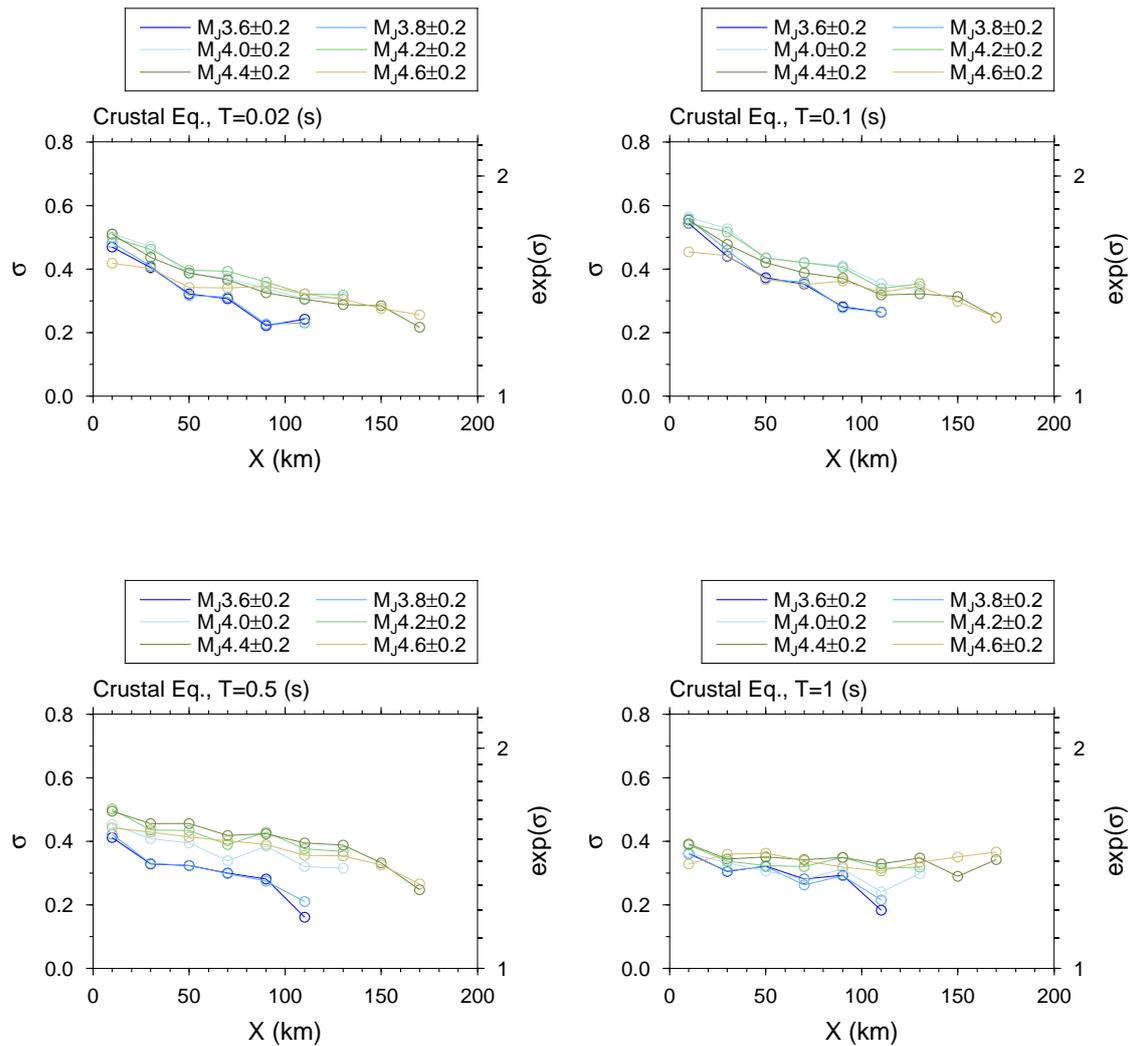


図 2.24: M_J 範囲毎に評価した標準偏差 σ と震源距離 X の関係 (地殻内地震)
 M_J 範囲毎、 $X \pm 10$ km 範囲毎に評価した標準偏差 σ を示す。同じ地震規模範囲の
 σ を直線で結んで表示している。

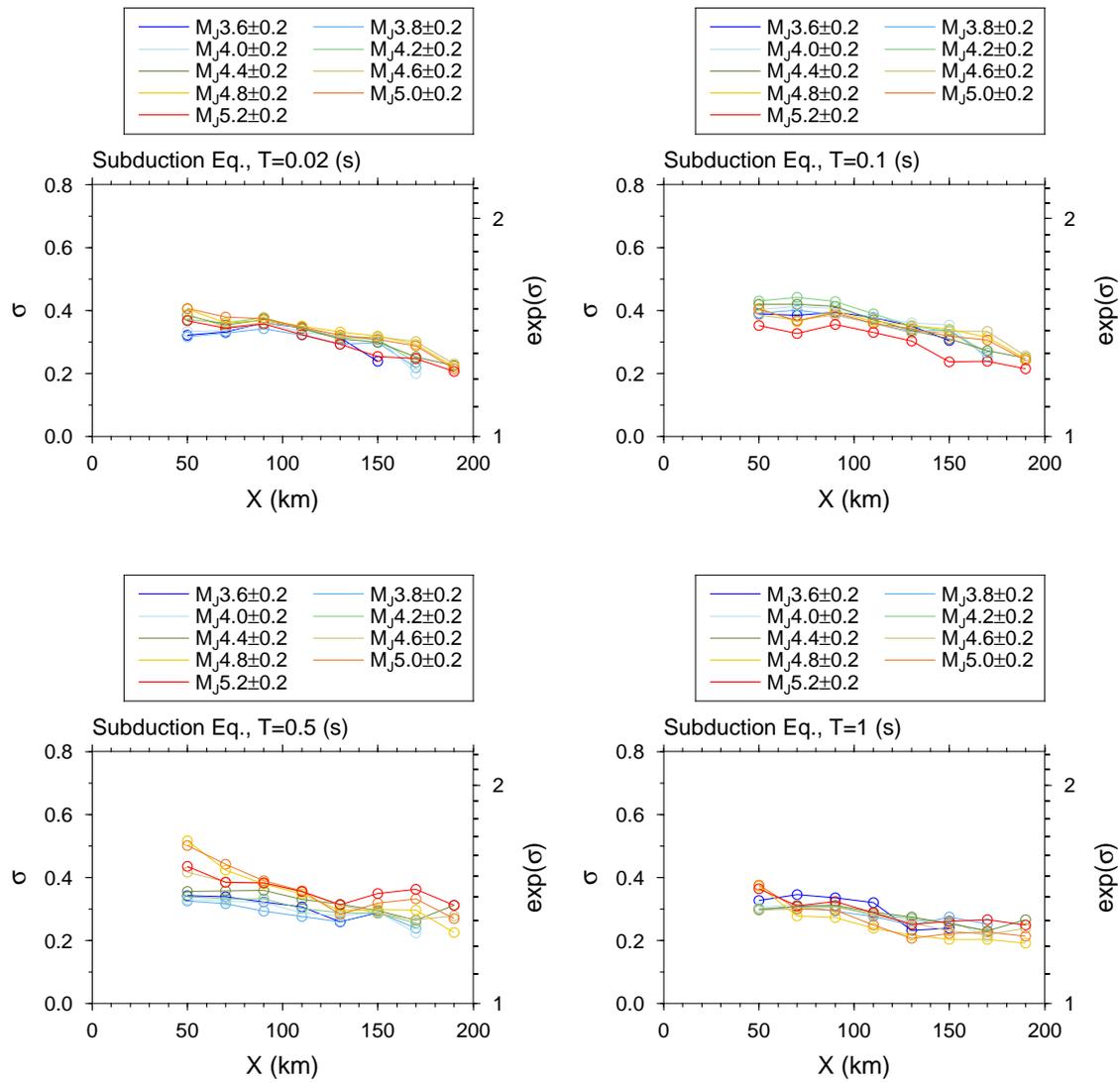


図 2.25: M_j 範囲毎に評価した標準偏差 σ と震源距離 X の関係 (海溝型地震)
 M_j 範囲毎、 $X \pm 10$ km 範囲毎に評価した標準偏差 σ を示す。同じ地震規模範囲の
 σ を直線で結んで表示している。

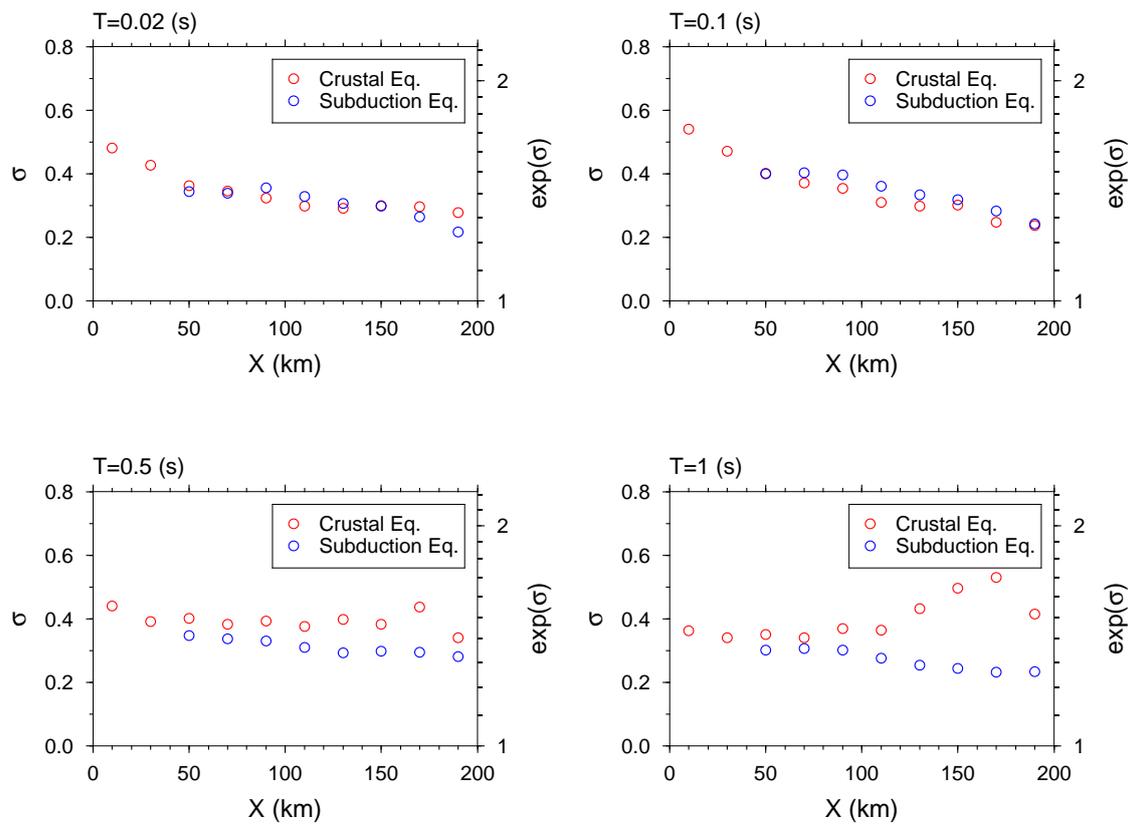


図 2.26: 地殻内地震と海溝型地震のデータによる等距離範囲の標準偏差 σ の比較
 $X \pm 10$ km 範囲毎に評価した標準偏差 σ の比較を表す。

2.4.4 その他の特徴

地震間と地震内のばらつきの分離

記録ペアのばらつきには2地震の震源から放射される地震動の違いが大きな影響を及ぼしていると考えられる。具体的には、震源位置、地震規模、震源メカニズムが同じ地震でも、地震によって地震モーメントや短周期レベルに僅かな違いがあり、震源励起特性に違いが生じている場合が考えられる。また、地震毎の断層破壊様式の違いによって特定の方向に対する地震動振幅に違いが生じている可能性も考えられる。このとき、震源励起特性の違いは、全ての観測点の記録ペアに対して共通した振幅の違いを生じさせると考えられる。一方、断層破壊様式の違いは方位によって影響が異なり、観測点毎に異なる違いを生じさせると考えられる。そこで、ばらつきの分析にあたり、地震毎に全観測点に共通してみられる残差成分と、それ以外の観測点毎に異なる残差成分を分離してばらつきの特徴を比較した。残差 δ_{ij} を地震 i による全観測点での δ_{ij} の平均である δb_i と観測点毎の残りの成分である δw_{ij} に分けて考え、それぞれの標準偏差を分離して評価した。ここでは、 δb_i を地震間の残差と呼び、その標準偏差を τ と表す。また、 δw_{ij} を地震内の残差と呼び、その標準偏差を ϕ と表す。

$$\delta_{ij} = \delta b_i + \delta w_{ij} \quad (2.5)$$

本研究では式2.1の平均振幅 μ_{ij} は評価の対象としておらず、 δ_{ij} も直接的には評価の対象としてない。 σ の評価と同様に標準偏差の評価だけを対象として、記録ペアを用いて τ と ϕ を分離して評価する。地震ペア k に対する多数の観測点($j = 1 \sim N_k$)の平均を u_k とすれば、地震毎の全観測点の δw_{ij} の平均はゼロとなることから、

$$u_k = \frac{1}{N_k} \sum_{j=1}^{N_k} v_{kj} = \delta b_{i1} - \delta b_{i2} \quad (2.6)$$

と表すことができる。式(2.6)の分散は以下のように表され、 u_k のばらつきを調べることで τ を推定できる。

$$V[u_k] = 2\tau^2$$

$$\tau = \sqrt{\frac{V[u_k]}{2}} \quad (2.7)$$

同様に、 u_k に対する各観測点の v_{kj} の差を w_{kj} と表すと、

$$w_{kj} = v_{kj} - u_k = \delta w_{i1j} - \delta w_{i2j} \quad (2.8)$$

となり、 w_{kj} のばらつきから ϕ が得られる。

$$V[w_{kj}] = 2\phi^2$$

$$\phi = \sqrt{\frac{V[w_{kj}]}{2}} \quad (2.9)$$

実際には、記録ペアによって観測点数に違いがあることから上記の分離には誤差が生じると考えられるが、実際の記録ペアから式 (2.7)、式 (2.9) を用いて評価した τ, ϕ は $\sigma^2 = \tau^2 + \phi^2$ の関係を概ね満足する結果となった。

全記録ペアから評価した τ, ϕ を σ と比較して図 2.27 に示す。地震間のばらつきの標準偏差 τ は周期による値の変化が少ない。地殻内地震と海溝型地震の差もそれほど大きくなく、概ね 0.2 程度の値となっていた。地震内のばらつきの標準偏差 ϕ は σ とほぼ同じ周期特性を示し、周期 0.1 秒、0.2 秒付近でばらつきが大きい特徴を示している。前項で述べた通り、断層破壊様式の違いによってばらつきの卓越周期が生じているとすれば、その影響は地震内のばらつきに現れるはずであり、それと整合した結果である。

σ と X の関係には、 X が大きいほど σ が小さい傾向が認められたが、 ϕ にも同じ傾向が認められる。図 2.21、図 2.23 と同様に X 範囲毎のデータから評価した ϕ を σ と比較して図 2.28、図 2.29 に示す。 X に対する ϕ の傾向は σ の傾向とほぼ同じであり、地殻内地震の周期 1 秒前後、 X が 150 km~200 km 程度の範囲を除けば、 X が大きいほど ϕ が小さい傾向が現れている。参考として、図 2.24、~図 2.26 と同じく、 M_J 範囲毎に評価した ϕ を図 2.30~図 2.32 に示す。いずれも、 X に対する ϕ の特徴は、 σ の特徴とほぼ一致している。図 2.27 において、海溝型地震の ϕ よりも地殻内地震の ϕ が大きいのは、 σ の大小関係と同じ理由で、地殻内地震の方が X が小さい記録ペアを多く含むためと考えられる。

なお、地震間のばらつきは式 (2.5) の δb_i で表されるように、地震 i に対して定義される残差のばらつきであるため、 τ は観測点 j には依存しない量である。しかし、実際の記録ペアは、地震ペアによって記録ペアの震源距離に対する分布に違いがあることから、式 (2.6) の u_k の評価において、記録ペアの震源距離の違いが影響を及ぼす可能性がある。 τ が震源距離によらず安定して評価できているかを確認するため、式 (2.6) の u_k の評価に使用する記録ペアの距離範囲の上限を最大値の 200 km から 10 km ずつ絞り、それぞれのデータから τ を評価して比較した。比較結果を図 2.33 に示す。データの距離範囲が小さく、データ数が少ない範囲においては、 τ の評価が安定していないが、データの震源距離範囲の上限が 70 km 以上であれば、 τ の評価結果はデータの距離範囲によらずほぼ安定している。この結果から、極端に狭い範囲の記録ペアだけを使わずに、ある程度広い範囲の記録ペアを使えば、地震ペアに

よって多少の距離範囲の違いがあっても、 τ の評価はそれほど変わらないと考えられ、 τ と ϕ の分離にも大きな影響を与えることはないと考えられる。

次に、図 2.13、図 2.15 と同じ M_J 範囲毎のデータから評価した τ と ϕ を σ と比較して図 2.34、図 2.35 に示す。さらに、図 2.16、図 2.17 と同様に M_J 範囲毎のデータから評価した全周期ポイントの τ と ϕ を図 2.36、図 2.37 に示す。図 2.36 と図 2.37 の ϕ は σ (図 2.16、図 2.17) とほぼ同じ周期特性を示しており、 M_J が大きいほど卓越周期が長周期側に移動する特徴が認められる。前項では、 σ の卓越周期の規模依存性は地震毎の断層破壊様式の違いによって生じている可能性があることを述べた。断層破壊様式の違いの影響は、主に地震内のばらつきに現れると考えられることから、 ϕ に σ と同じ規模依存性および距離依存性が現れることは前項の考察と矛盾していない。

図 2.34、図 2.35 の ϕ と M_J の関係を見ると、 M_J に対する ϕ の変化は地震タイプ、周期によって違いがあり、共通した特徴は認められない。これは、 ϕ の卓越周期が M_J によって変化するため、周期を固定して比較した場合には、着目する周期ポイントによって M_J に対する ϕ の大小関係が変わるためと考えられる。一方、 τ と M_J の関係を見ると、地殻内地震では明瞭な傾向は認められないが、海溝型地震については、ほぼ全ての周期で M_J が大きいほど τ が小さい傾向が認められる。図 2.36、図 2.37 の τ の周期特性を見ると、 ϕ のような明瞭な周期特性を持つわけではなく、 ϕ に比べると周期による大小関係の変動は少ない。また、図 2.37 の海溝型地震の τ は広い周期範囲において、 M_J が大きいほど τ が小さい傾向が現れている。 τ は地震間の震源励起特性の違いを反映していると考えられることから、 M_J が大きいほど震源励起特性のばらつきが小さいということを示唆する可能性がある。なお、地殻内地震では τ と M_J の関係は不明瞭であるが、地殻内地震の地震ペア数は海溝型地震の 1/5 以下であり、 τ の評価精度が相対的に低い可能性が考えられる。なお、別途、 σ および ϕ, τ と震源深さの関係についても確認を行ったが、震源深さに対する明瞭な特徴は確認できなかった。例として、震源深さの分布範囲が広い海溝型地震について、震源深さ ± 5 km の範囲毎のデータから評価した σ, ϕ, τ と震源深さの関係を図 2.38 に示す。

翠川・大竹^[41]、Strasser et al.^[65] は地震動予測式のばらつきの特徴について、地震規模が大きいほどばらつきが小さい傾向があることを指摘している。これらの研究対象は認識論的不確実性を含んだばらつきの特徴であり、本研究で対象としている偶発的不確実性によるばらつきの特徴と比較することは難しいが、上記の海溝型地震の τ に見られる傾向は、これらの既往研究の傾向と整合している。

ϕ と τ には、上記で述べた距離依存性、規模依存性が見られることから、両者の大小関係は対象とするデータの震源距離や地震規模の範囲によって異なると考えられる。ただし、 $X < 100$ km 程度の範囲では、多くの場合 $\phi > \tau$ となっていた。震源に近い範囲においては、地震毎の震源励起特性の不確実性よりも、断層破壊様式の不確実性の方が、ばらつきに大きな影響を及ぼしている可能性がある。

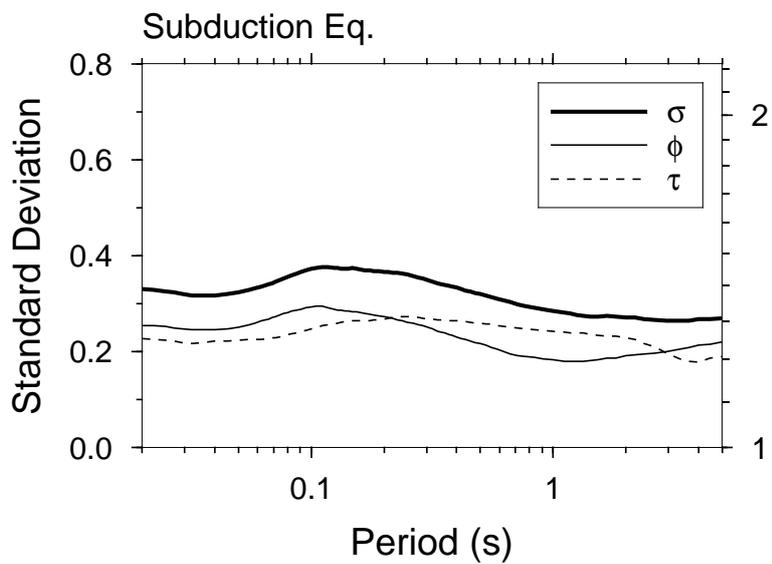
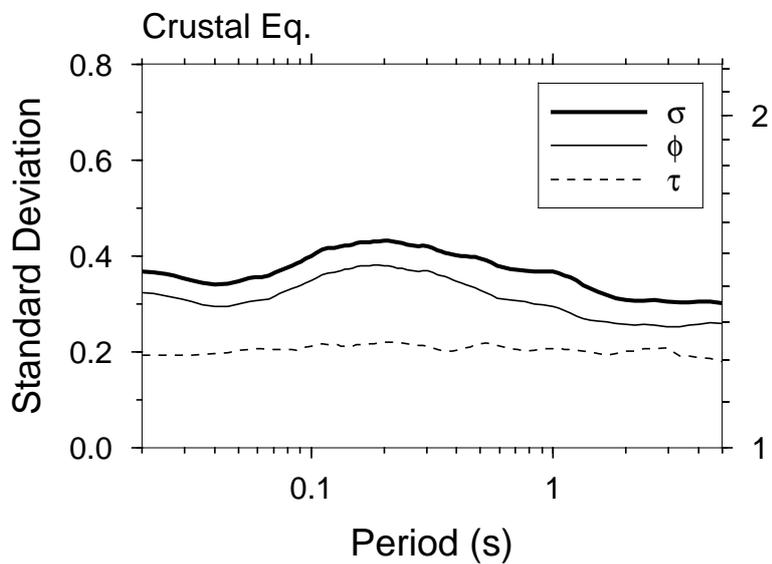


図 2.27: 全記録ペアから評価した標準偏差 σ, τ, ϕ の比較
 全記録ペアによるばらつき全体の標準偏差 σ 、地震間のばらつきの標準偏差 τ 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ 。上段は地殻内地震、下段は海溝型地震のデータによる評価結果を示す。

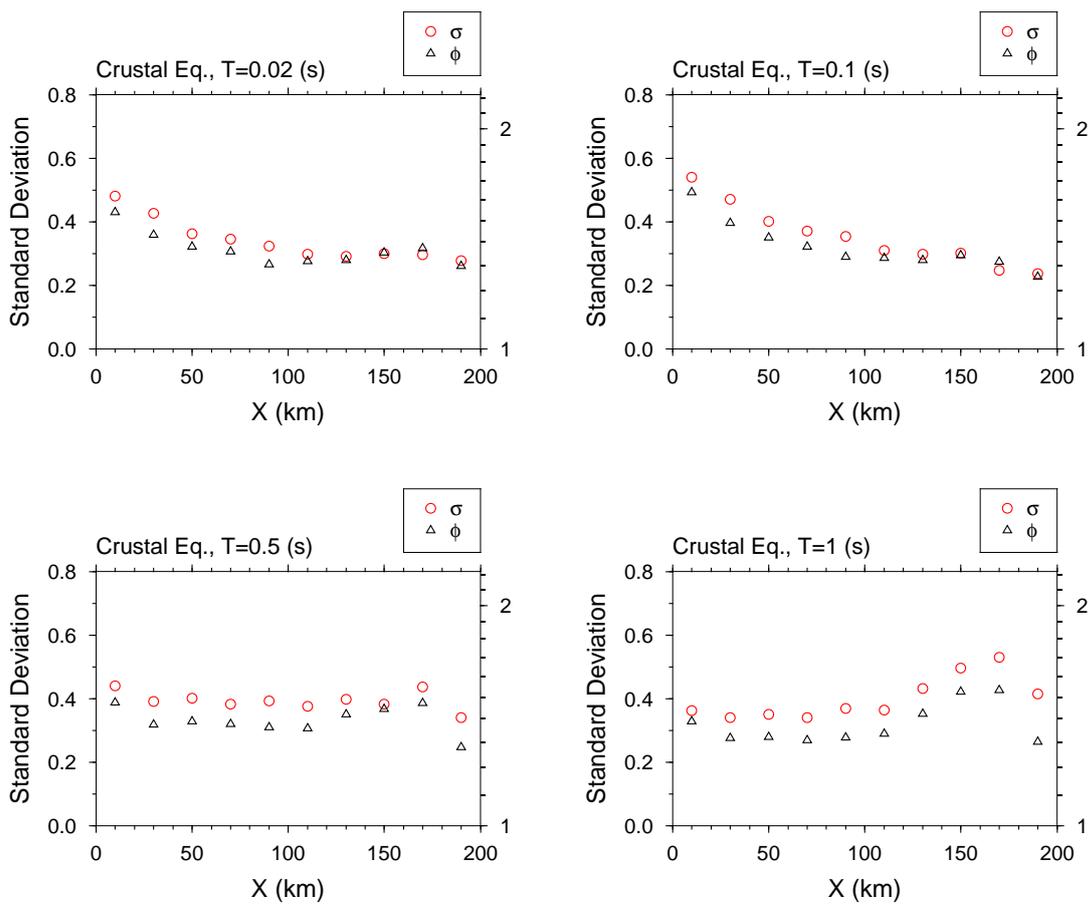


図 2.28: 標準偏差 σ 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と震源距離 X の関係 (地殻内地震)

$X \pm 10$ km の範囲毎に評価した標準偏差 σ と震源距離 X 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と X の関係を示す。

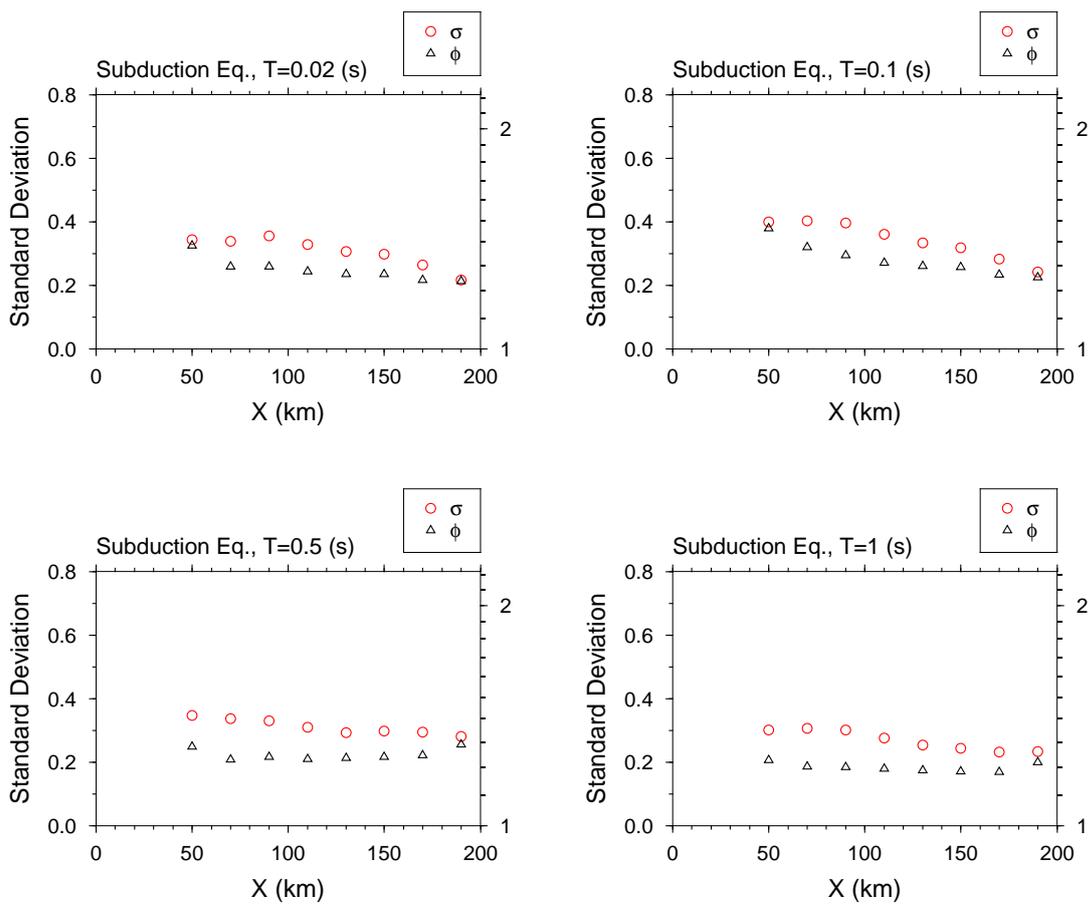


図 2.29: 標準偏差 σ 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と震源距離 X の関係（海溝型地震）

$X \pm 10$ km の範囲毎に評価した標準偏差 σ と震源距離 X 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と X の関係を示す。

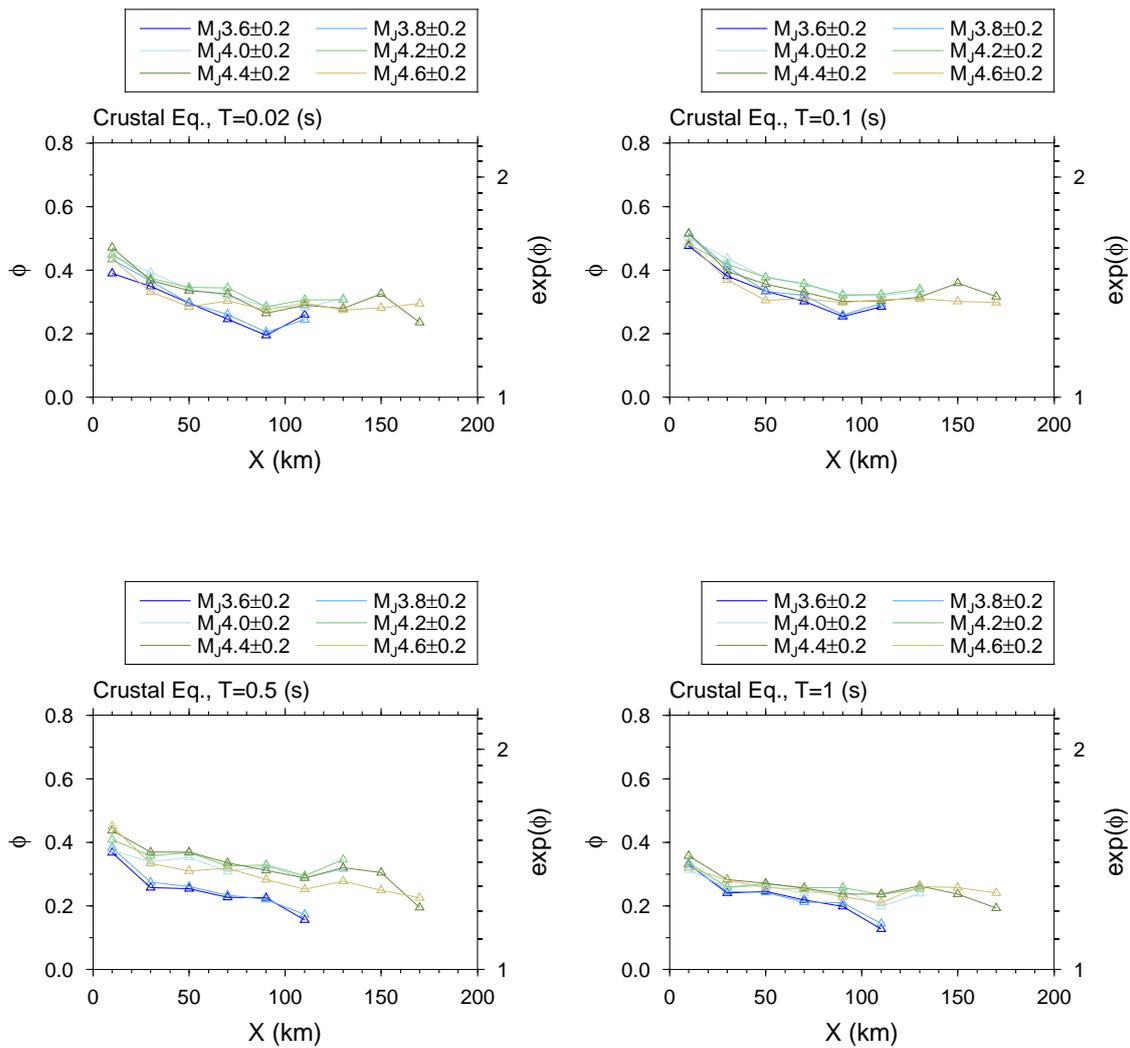


図 2.30: M_J 範囲毎に評価した地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と震源距離 X の関係 (地殻内地震)

M_J 範囲毎、 $X \pm 10$ km 範囲毎に評価した地震内のばらつきの標準偏差 ϕ を示す。同じ地震規模範囲の ϕ を直線で結んで表示している。

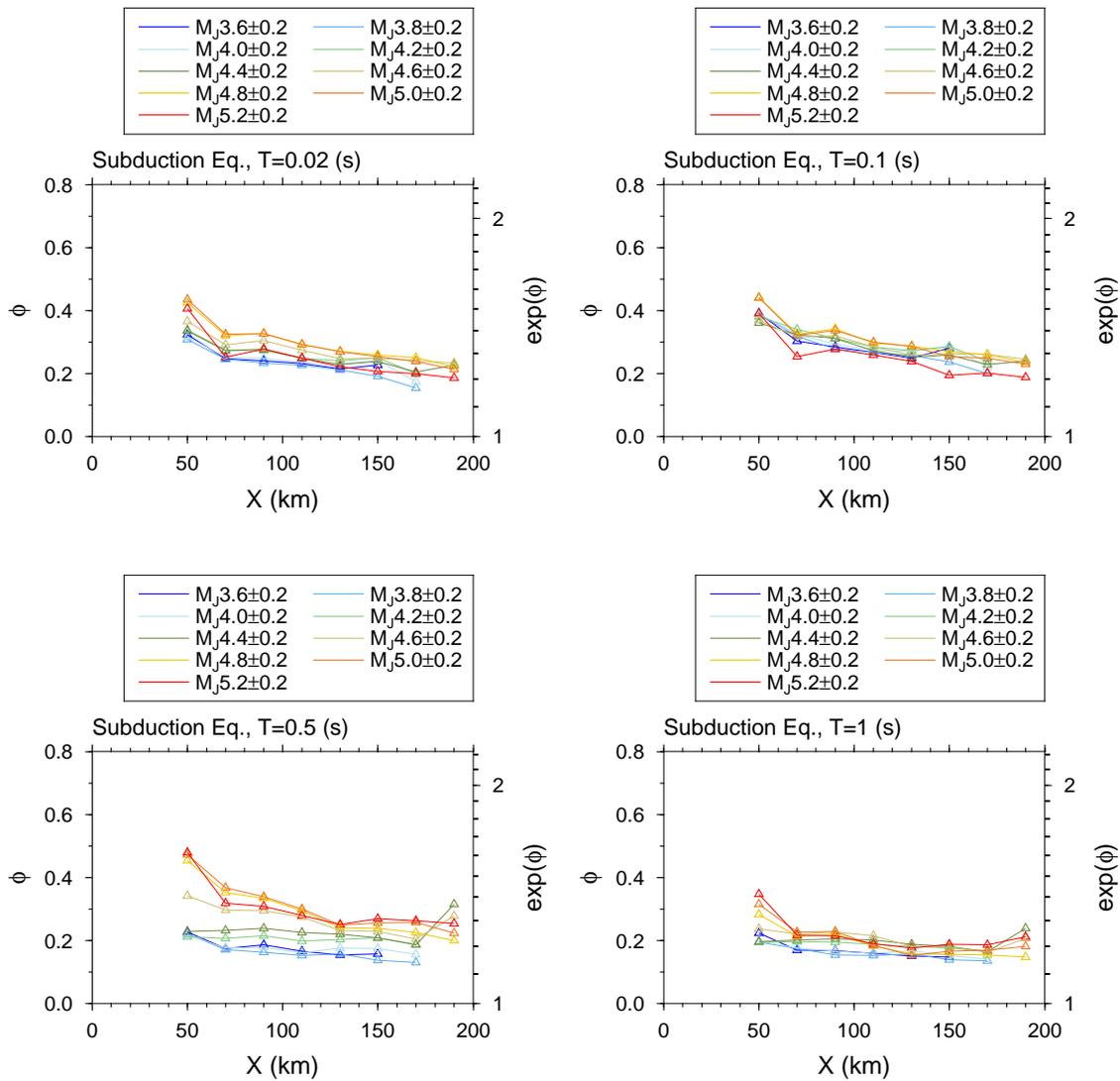


図 2.31: M_j 範囲毎に評価した地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と震源距離 X の関係 (海溝型地震)

M_j 範囲毎、 $X \pm 10$ km 範囲毎に評価した地震内のばらつきの標準偏差 ϕ を示す。同じ地震規模範囲の ϕ を直線で結んで表示している。

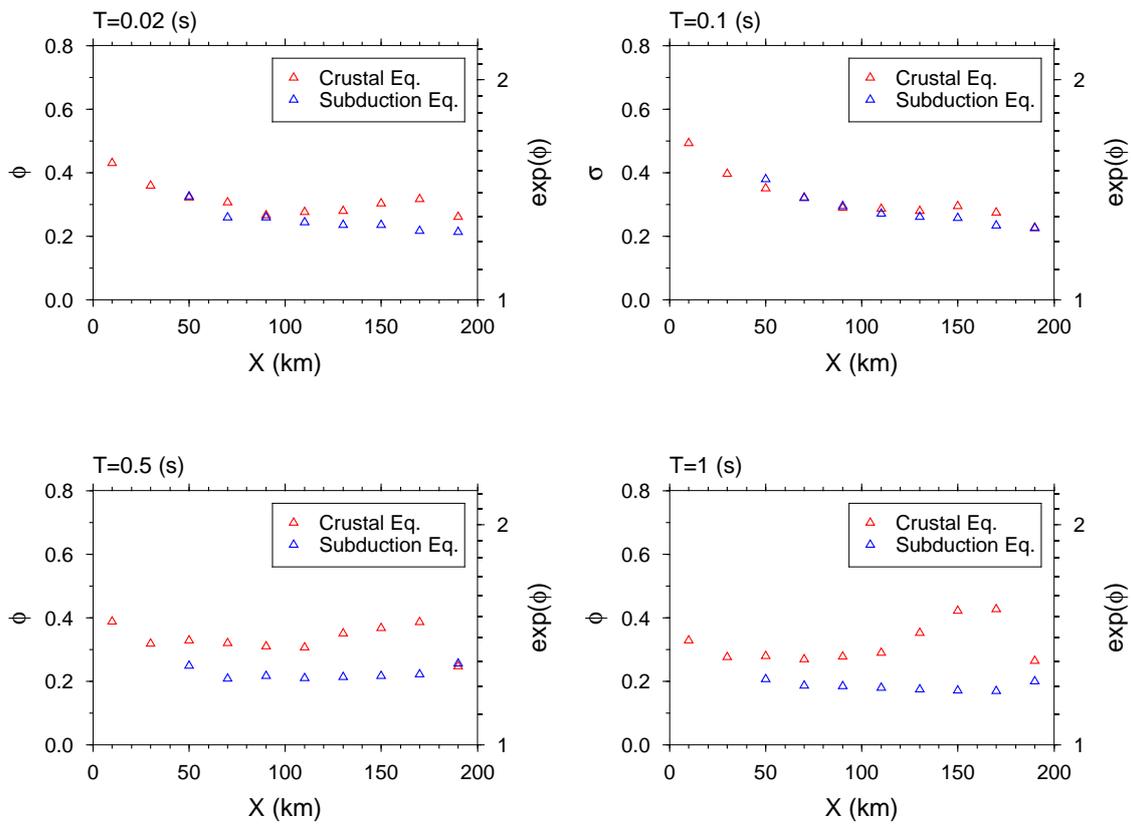


図 2.32: 地殻内地震と海溝型地震のデータによる等距離範囲の標準偏差 ϕ の比較
 $X \pm 10$ km 範囲毎に評価した地震内のばらつきの標準偏差 ϕ の比較を表す。

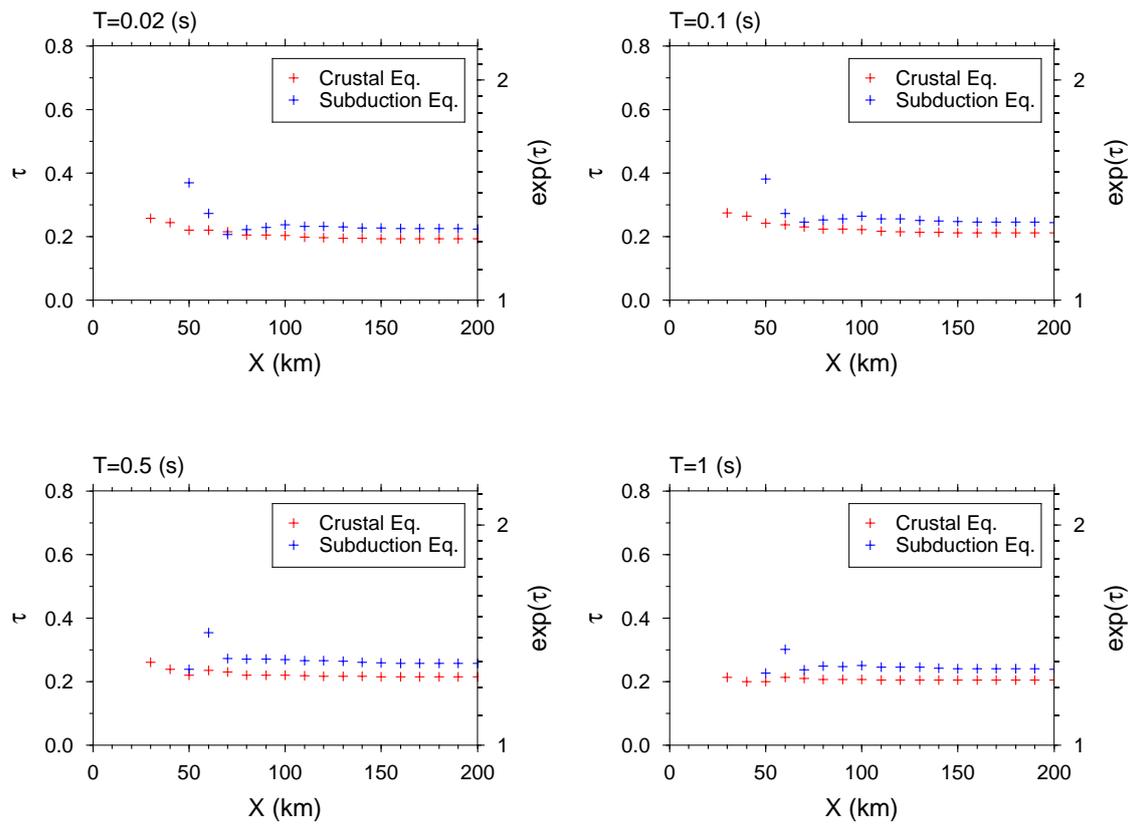


図 2.33: 地震間のばらつきの標準偏差 τ と評価に使用したデータの距離範囲の上限の関係

横軸は評価に使用した記録ペアの震源距離範囲の上限値を表す。それらのデータから評価した τ とデータの距離範囲の上限値の関係を示す。

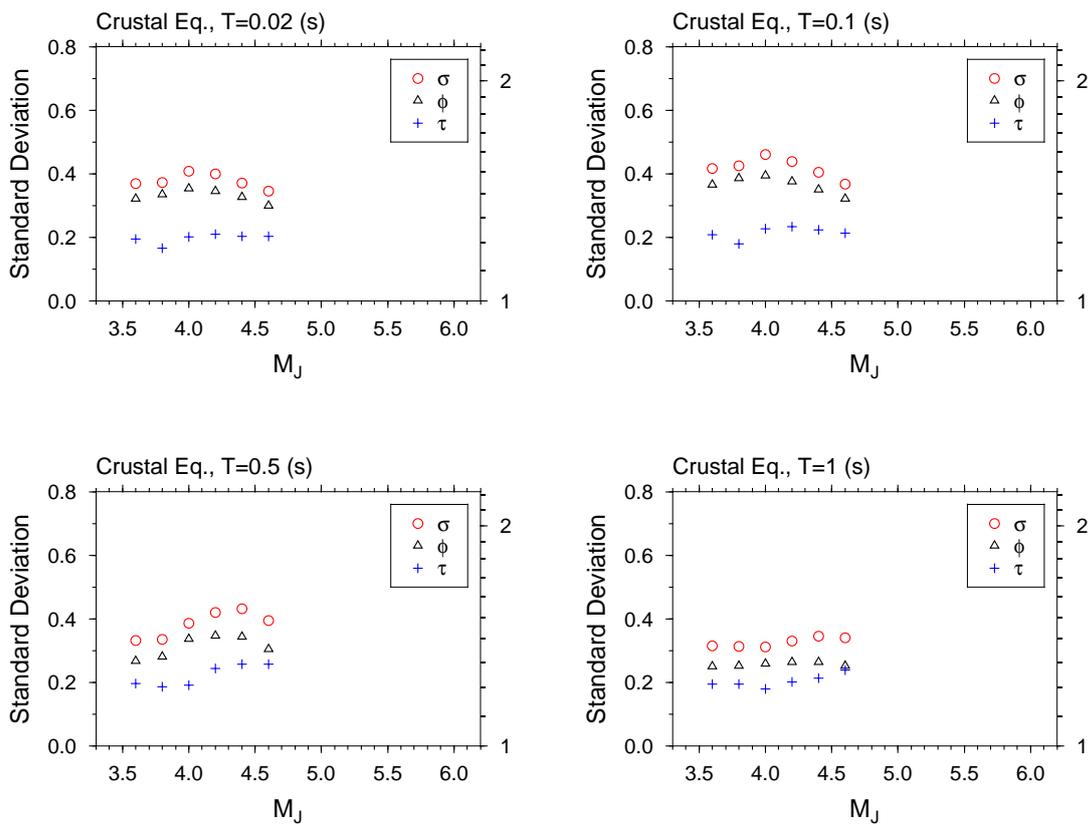


図 2.34: 地震規模 M_J と σ, τ, ϕ の関係 (地殻内地震)
 $M_J \pm 0.2$ 範囲毎に評価したばらつき全体の標準偏差 σ 、地震間のばらつきの標準偏差 τ 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ を示す。

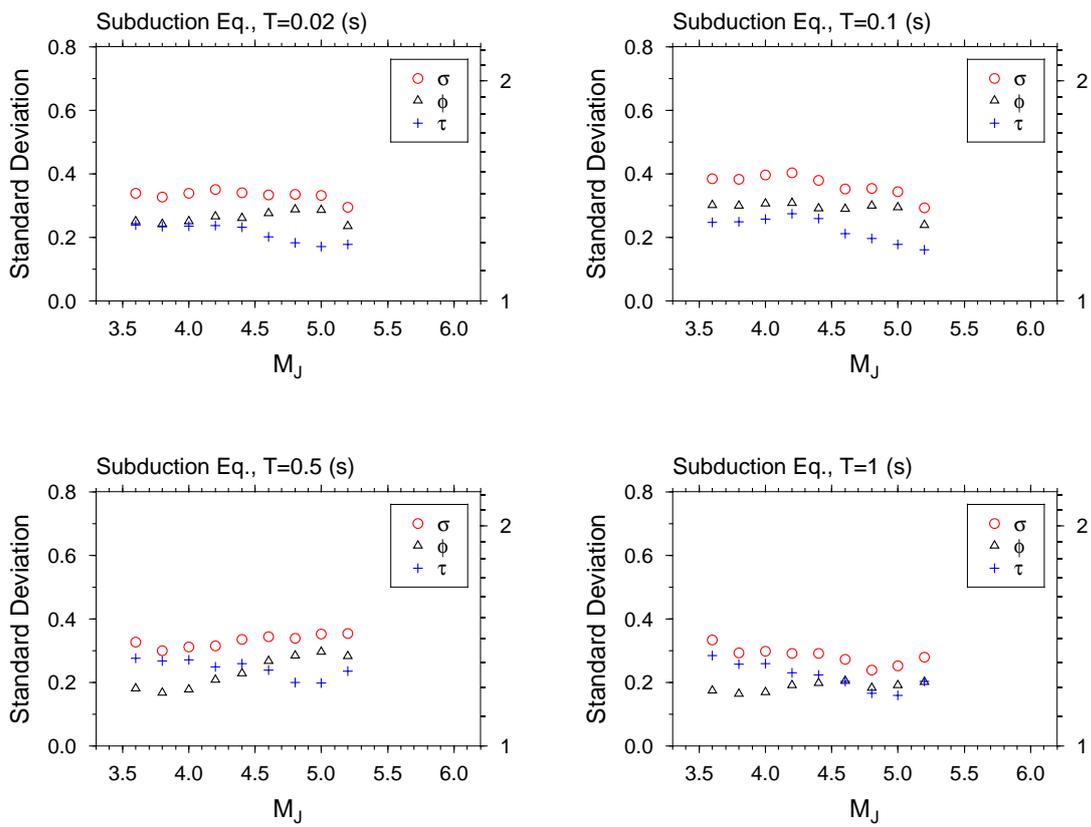


図 2.35: 地震規模 M_J と σ, τ, ϕ の関係 (海溝型地震)

$M_J \pm 0.2$ 範囲毎に評価したばらつき全体の標準偏差 σ 、地震間のばらつきの標準偏差 τ 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ を示す。

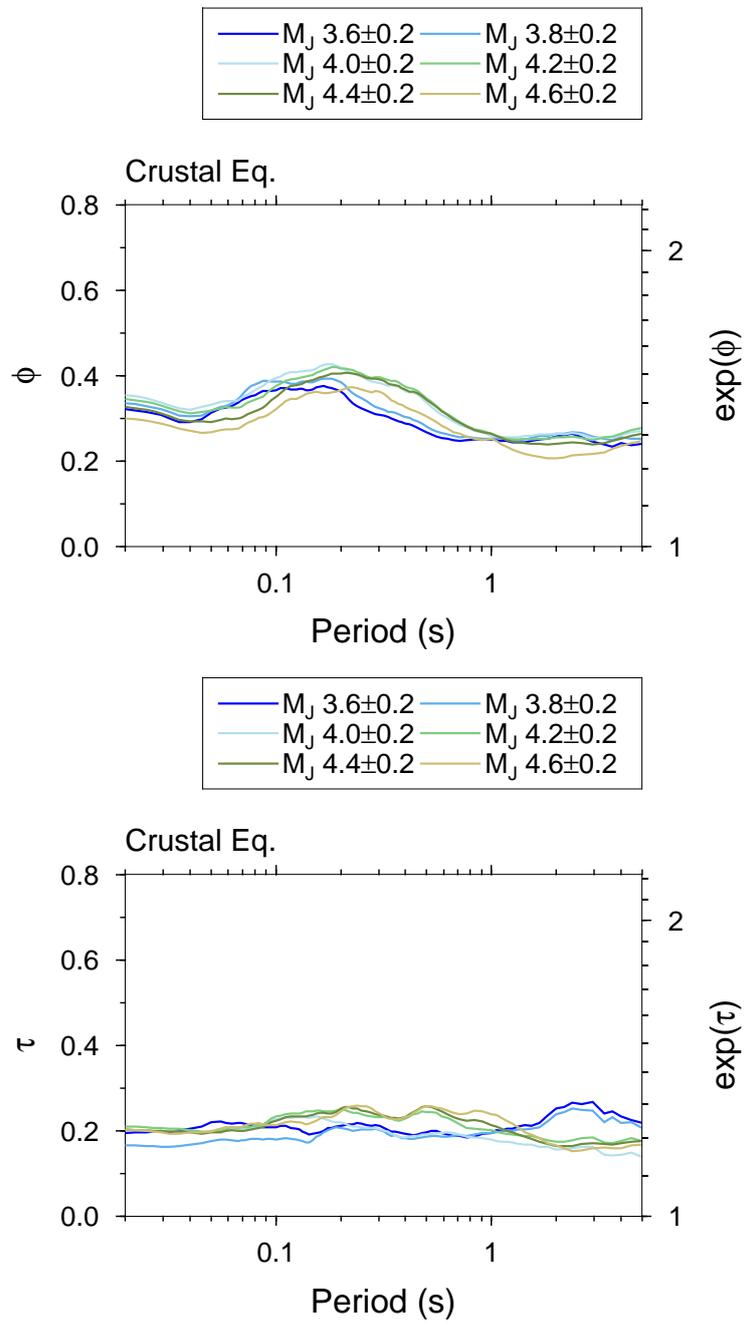


図 2.36: M_J 範囲毎の記録ペアから評価した ϕ と τ の比較 (地殻内地震)
 $M_J \pm 0.2$ 範囲毎に評価した地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と地震間のばらつきの標準偏差 τ をそれぞれ上段と下段に示す。

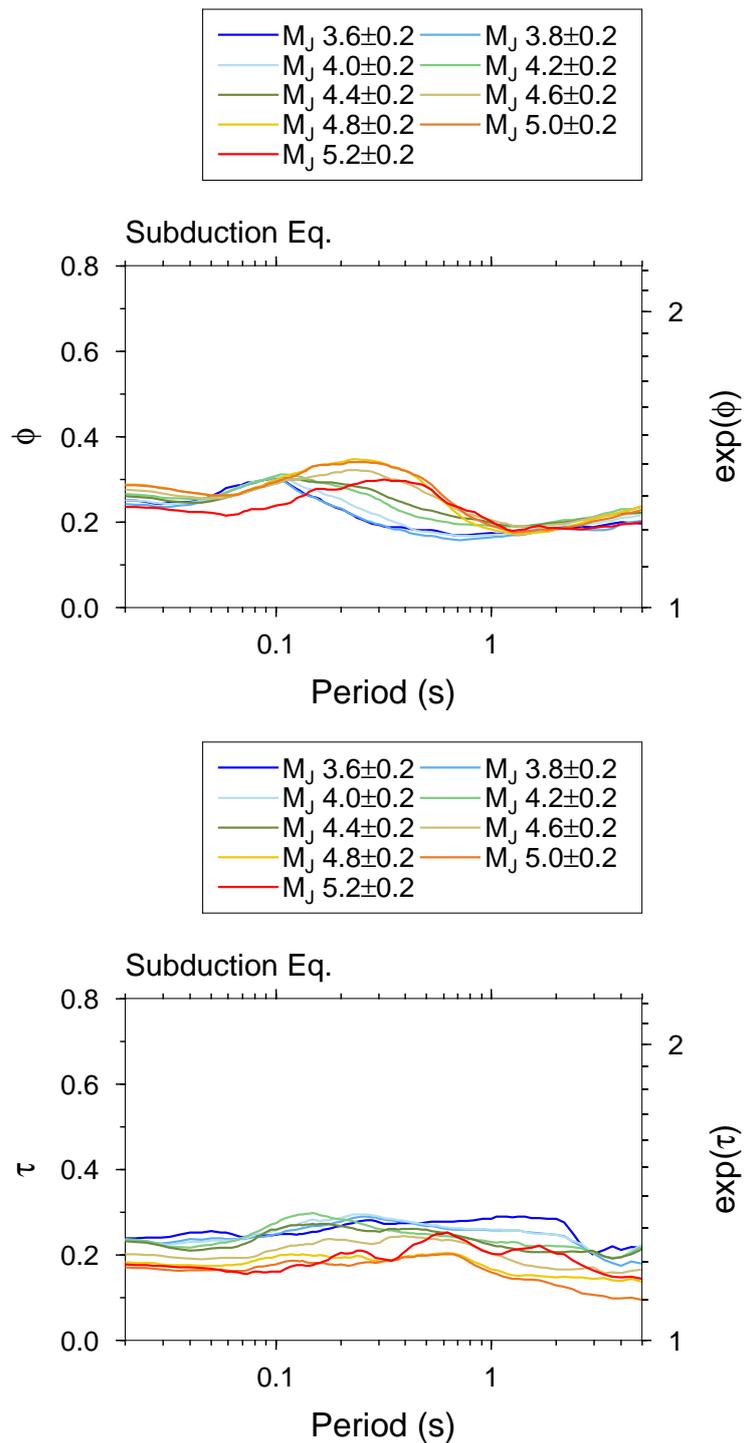


図 2.37: M_J 範囲毎の記録ペアから評価した ϕ と τ の比較 (海溝型地震)
 $M_J \pm 0.2$ 範囲毎に評価した地震内のばらつきの標準偏差 ϕ と地震間のばらつきの標準偏差 τ をそれぞれ上段と下段に示す。

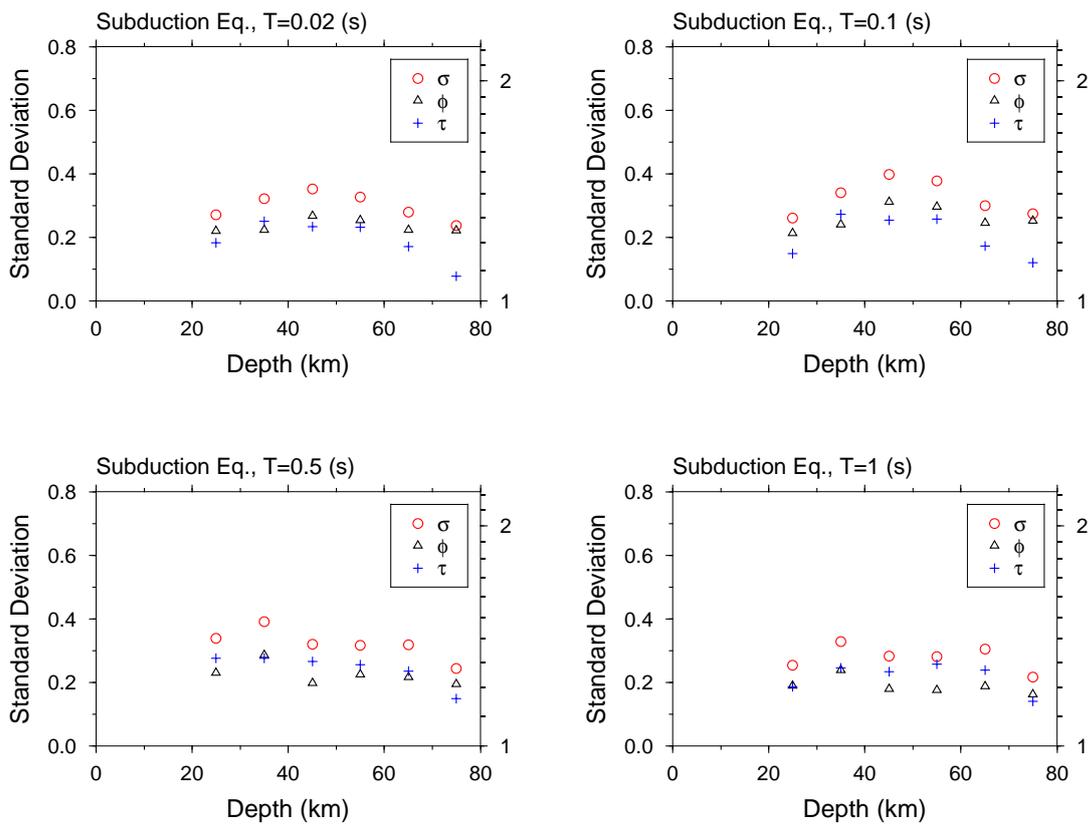


図 2.38: 震源深さと σ, τ, ϕ の関係 (海溝型地震)

震源深さ $\pm 5\text{km}$ 範囲毎に評価したばらつき全体の標準偏差 σ 、地震間のばらつきの標準偏差 τ 、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ を示す。

地震ペアの震源位置間の距離の影響

検討に用いたデータセットの構築にあたり、震源位置が同じ地震ペアの条件として、2地震の震源位置間距離 dx が 3 km 以下という条件を設けている。震源の位置に関して、震源決定の精度以上に細かい議論はできないことから、震源決定の精度を参考にして dx を設定すれば良いと考えられるが、震源決定の精度を正しく評価すること自体が難しい問題であり、明確な根拠に基づいて dx を設定することは難しい。検討において設定した dx の条件が必ずしも適切であるとは限らないため、 dx の条件による影響を確認した。全記録ペアから dx が 2 km 以下、および 1 km 以下の記録ペアを抽出し、それぞれのデータセットから σ を評価して、 dx の違いが σ の評価に及ぼす影響を調べた。 dx の条件が異なる3つのデータセットから評価した σ を比較して図 2.39 に示す。周期 0.2 秒程度よりも長周期成分では、 dx が小さいほど σ が小さい値を示しているものの、その違いは大きくない。また、短周期成分については、 dx の違いによる σ の差はほぼ無いと言える。図 2.39 から、 dx を更に小さくしてもばらつきの評価結果はそれほど大きく変わらないことが確認できる。

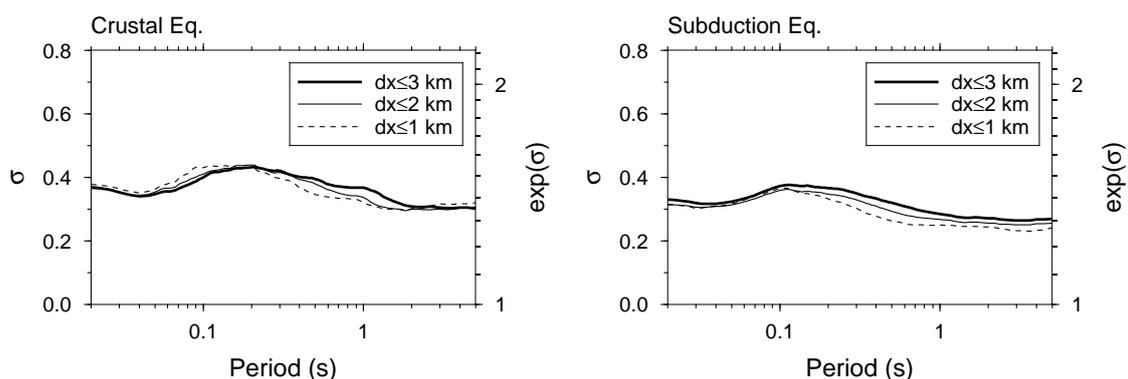


図 2.39: 地震ペアの震源位置間距離 dx の条件の違いによる標準偏差 σ の比較
地震ペアの震源位置間距離 dx が 3 km 以下、2 km 以下、1 km 以下のそれぞれのデータセットから評価した標準偏差 σ の比較。左が地殻内地震のデータによる評価結果を、右が海溝型地震のデータによる評価結果を示す。

振幅依存性

ばらつきの標準偏差 σ について、 X が大きいほど σ が小さい傾向が見られ、ばらつきが距離依存性を示すことを述べた。通常、地震動振幅は距離に応じて減衰するため、震源距離が大きい遠方では振幅レベルは小さい。震源距離と振幅レベルには相関性があることから、 X が大きいほど σ が小さいということは、振幅レベルが小さいほど σ が小さいという見方もできる。確認のため、周期 0.1 秒の振幅に着目し、記録ペアの対数振幅差 ν および標準偏差 σ と記録ペアの最大加速度振幅 A_{max} の関係を比較して図 2.40 に示す。上段に ν と A_{max} の関係を、下段に σ と A_{max} の関係を示し、地殻内地震と海溝型地震のデータによる結果をそれぞれ左右に並べて示している。記録ペアの A_{max} は水平 2 成分の最大加速度のうち大きい方を記録ペアについて幾何平均した値とした。 σ と A_{max} の関係を見ると、データの少ない分布の端を除けば A_{max} が大きいほど σ が大きい傾向が現れている。

X と A_{max} の影響を分離することは難しいが、簡易な比較として、全記録ペアのうち図 2.41 に網掛けして表示した範囲の、 X がほぼ同じ記録ペアと A_{max} がほぼ同じ記録ペアをそれぞれ抽出し、 X が同じ記録ペアから σ と A_{max} の関係を調べ、 A_{max} が同じ記録ペアから σ と X の関係を調べた。このとき、両者のデータセットの記録ペア数は、地殻内地震と海溝型地震のそれぞれで同程度となるような範囲を選択した。

周期 0.1 秒の振幅に対する標準偏差について、図 2.42 の上段に X がほぼ同じ記録ペアを用いて、 A_{max} の範囲毎に評価した σ を示す。また図 2.42 の下段に A_{max} がほぼ同じ記録ペアを用いて、 X の範囲毎に評価した σ を示す。上段の σ と A_{max} の関係を見ると、 A_{max} に対して σ は大きく変化していないように見える。一方、下段の σ と X の関係については、ばらつきはあるものの、 X が大きいほど σ が小さい傾向が現れている。図 2.42 からは、 σ は A_{max} よりも X に対して明瞭な変化を示すと考えられる。

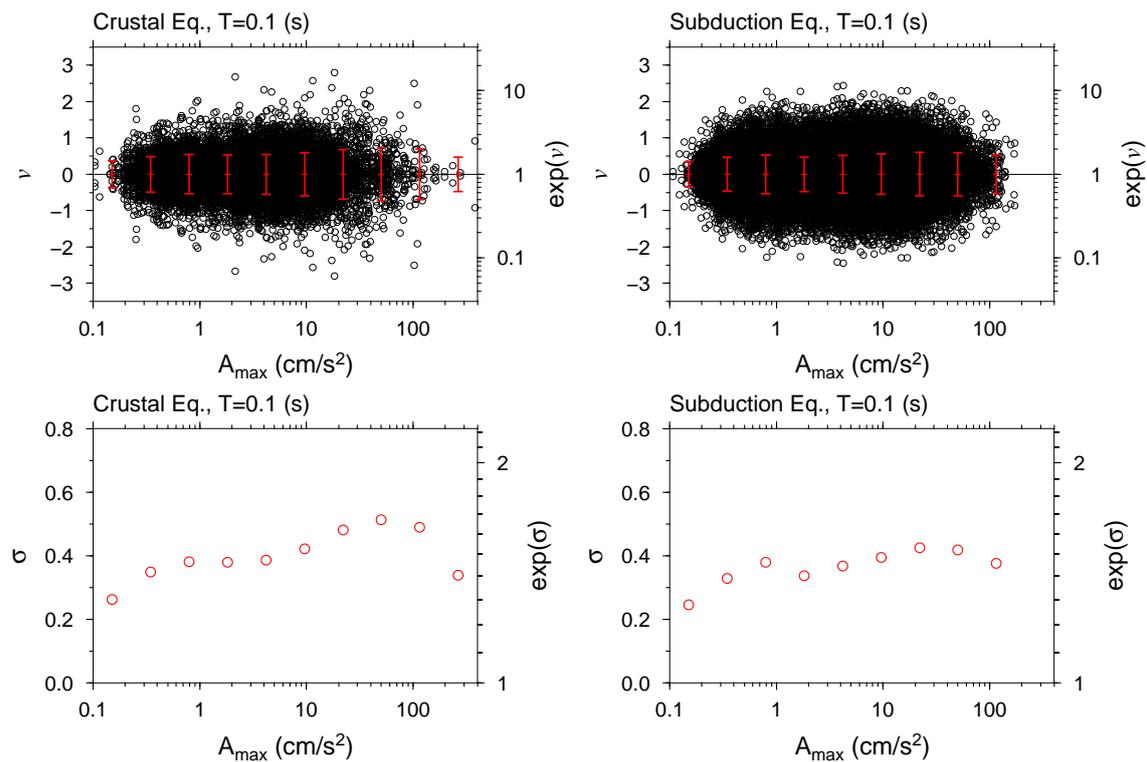


図 2.40: 対数振幅差 v および標準偏差 σ と最大加速度振幅 A_{max} の関係
 上段は周期 0.1 秒の加速度応答振幅の対数振幅差 v と最大加速度振幅 A_{max} の関係を示す。赤線は A_{max} を対数等間隔に分割した範囲の v の標準偏差の幅を示す。下段は A_{max} 範囲毎に評価した標準偏差 σ を示す。左列は地殻内地震のデータによる評価結果を、右列は海溝型地震のデータによる評価結果を示す。

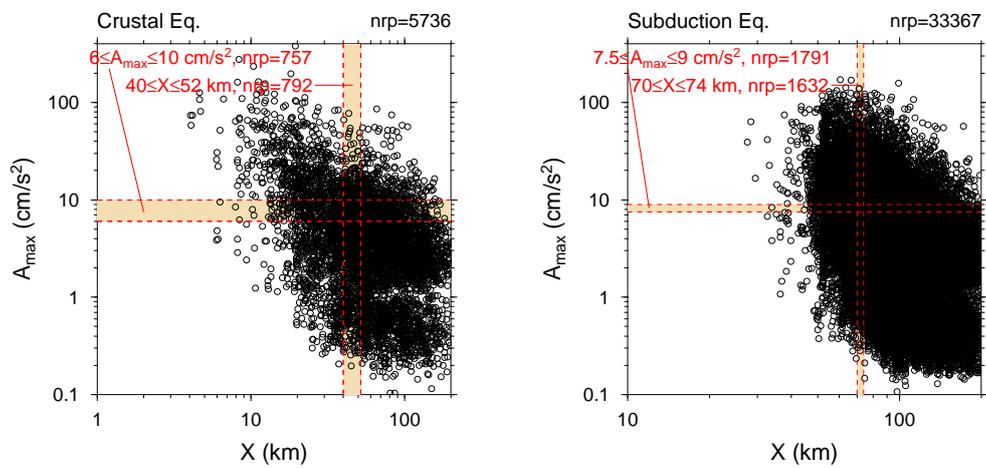


図 2.41: 震源距離 X および最大加速度振幅 A_{max} と標準偏差 σ の関係を検討するためのデータ抽出

記録ペアの震源距離 X と最大加速度振幅 A_{max} の関係を示す。左は地殻内地震のデータ、右は海溝型地震のデータを示す。網掛け範囲は X 、 A_{max} の影響検討に使用したデータ範囲を表す。

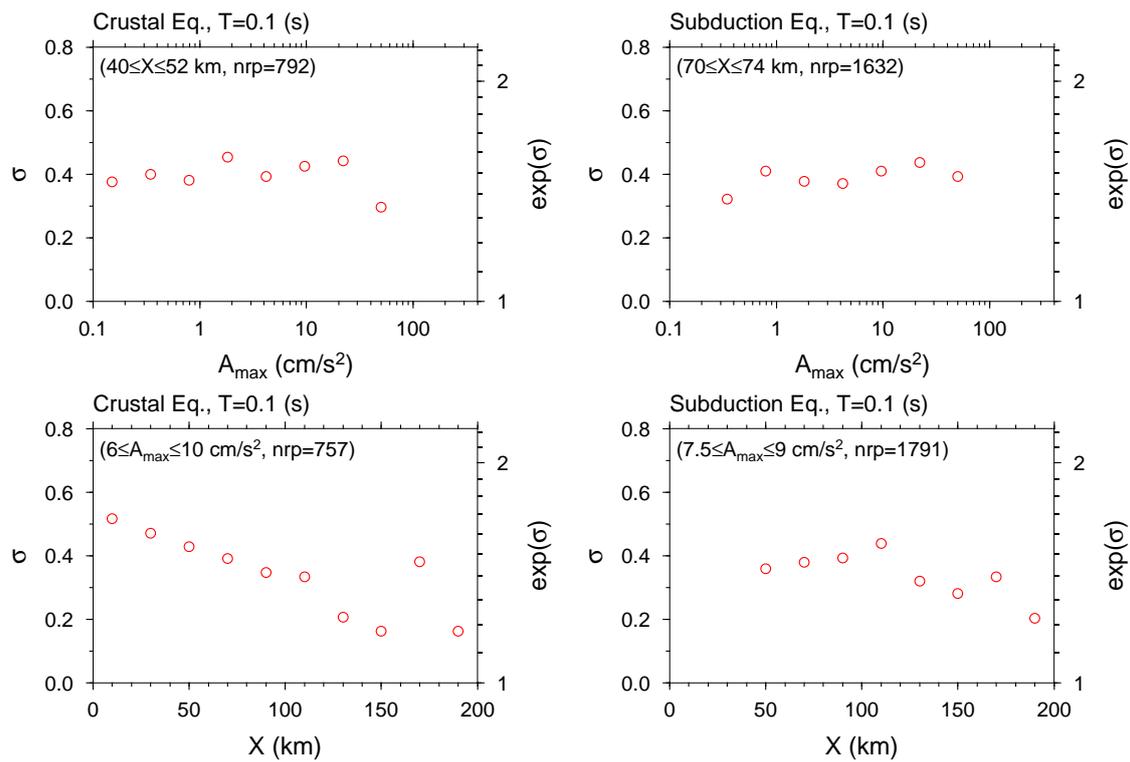


図 2.42: 標準偏差 σ と最大加速度振幅 A_{max} 、震源距離 X の関係
 上段はほぼ同じ震源距離の記録ペアを用いて最大加速度振幅 A_{max} の範囲毎に評価した周期 0.1 秒の振幅の標準偏差 σ を示す。下段はほぼ同じ A_{max} の記録ペアを用いて震源距離 X の範囲毎に評価した σ を示す。それぞれ左は地殻内地震のデータによる評価結果を、右は海溝型地震のデータによる評価結果を示す。

2.5 まとめ

地震規模、震源位置、震源メカニズムが同じ2地震による同一観測点の記録ペアの加速度応答スペクトル振幅 ($h=5\%$) のばらつきを分析し、震源特性の偶然的不確実性に起因する観測地震動振幅のばらつきの特徴を調べた。得られた知見を以下にまとめて示す。

- 全記録ペアから評価した地震動の自然対数振幅のばらつきの標準偏差 σ は、地震タイプ、周期によって変動があるものの0.3~0.45程度の値であった。
- 地震規模 M_J が大きいほど σ の卓越周期が長周期側に変化することがわかった。卓越周期の地震規模依存性は震源スペクトルのコーナー周波数の地震規模依存性と概ね整合すること、そのような特徴が地震内のばらつきに現れていることから、地震毎の断層破壊様式の違いが対象とする地震動振幅のばらつきに大きな影響を与えていると考えられる。
- 震源距離 X が大きいほど σ が小さい傾向が認められた。また、その傾向は短周期成分で顕著であった。断層破壊様式の違いによって生じる地震動の方位性の違いが、地震波伝播経路での散乱の影響によって、遠方では弱まることが影響していると考えられる。
- 地殻内地震と海溝型地震に対する σ を比較すると、地殻内地震の方が大きい値であった。これは、両者の地震ペアの震源距離に対する分布に違いがあるためと考えられる。 M_J 、 X が同じ条件であれば、地震タイプによる明瞭な違いは認められなかった。
- σ を地震間のばらつきの標準偏差 τ と、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ に分離したところ、海溝型地震では M_J が大きいほど τ が小さい傾向が認められた。地震間のばらつきが地震毎の震源励起特性の違いによって生じていると仮定すれば、 M_J が大きいほど震源励起特性のばらつきが小さいと考えることができる。

本検討で調べたばらつきは、想定地震に対する特定地点の地震動予測を考えた場合、サイト特性と伝播経路特性等が十分にモデル化された理想的な地震動予測ができたとしても、なお生じ得る予測の不確実性に対応するものである。地震動予測における偶然的不確実性として、この程度のばらつきを考慮する必要があると言える。このときのばらつきの要因に、サイト特性の違い、伝播経路の違いは含まれないことから、対象とするばらつきの主な要因は条件（地震規模、震源位置、震源メカニズム）が同じ地震の震源特性の不確実性であると考えられる。ばらつきが全くのランダムな特徴を示しておらず、ばらつきの卓越周期が地震規模に依存する特徴が認

められることから、対象とするばらつきの主な要因の一つが震源特性の不確実性であると考えられる。

なお、検討に使用したデータは M_J が4前後の地震によるものが中心であって、それよりも規模の大きな地震に対するばらつきの特徴が確認できていない点が課題である。以降では、大規模地震に対する予測地震動振幅のばらつきを評価するために、地震動シミュレーションに基づく検討を行った。

第3章 断層モデルによる地震動応答スペクトルの評価方法

3.1 はじめに

震源特性の偶然的な不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつきを把握するために、断層パラメータが異なる多数の断層モデルに対する地震動シミュレーションにより、予測地震動振幅の分布を評価することは有効な手段である。一般的に、このような方法で詳細な頻度分布を評価するためには多くのサンプル数が必要である。特に大振幅地震動のように平均から大きく外れた低頻度の事象を検討対象とする場合には、膨大なサンプル数の計算が必要である。評価条件・計算環境にもよるが、評価点が複数ある場合には十分なサンプル数の計算を、現実的な計算時間で済ませることは難しく、評価を行う上で障害となることがある。断層パラメータの変動による予測地震動振幅の分布を、短時間で精度良く評価するためには、多サンプルの計算を効率的に実施するための計算方法の工夫が必要である。

本章では、実際の地震動予測で多く利用されている統計的グリーン関数法 (Stochastic Green's Function Method、以下 SGFM と表現する) を用いた予測をターゲットとして、より効率的に地震動応答スペクトルを評価する手法を提案する。また、提案法を利用して、断層パラメータの変動を仮定した地震動シミュレーションを行い、予測地震動振幅のばらつきの基本的な特徴を把握する。

3.2 評価方法

短周期地震動は不確定なランダム性を示すことから、全てを物理的なモデルに基づいて決定論的に評価することは困難である。SGFM では、通常は要素波となる模擬地震動の作成において、乱数位相を用いてランダム波のサンプルを作成し、それらを合成して地震動を評価する。このとき、用いるサンプルによって評価結果に違いが生じることから、サンプルを変えた複数ケースの評価を行うといった手段がとられる。これは、SGFM を用いた地震動予測の計算量が多くなる要因の一つである。

一方、定常ランダム波による応答スペクトルの統計的性質については Carwright and Longuet-Higgins^[66] などによって理論的に調べられており、入力となる地震動のパワースペクトルが与えられれば、時刻歴応答計算を介さずに平均応答スペクトル

に対応する振動系の最大応答の期待値を評価することができる。Boore^{[67][68]} は地震波のフーリエ振幅特性、経時特性を仮定し、その特性に従うランダム波の平均応答スペクトルを Carwright and Longuet-Higgins^[66] による式を用いて、周波数領域で直接的に評価する方法を提案している。また、岡野・他^[69] は同様の方法を断層モデルを用いた地震動予測に適用し、平均応答スペクトルを評価する方法を提案している。これらの方法では、乱數位相を変えた複数のサンプルを用いた計算を必要とせずに、平均応答スペクトルを直接評価できるという特徴を持つ。ただし、これらの方法では平均応答スペクトルの評価だけを対象としており、応答スペクトルの分布自体を評価対象としていない。短周期地震動振幅の偶然的な不確実性を考える上では、乱數位相の影響も考慮して予測地震動振幅の分布を評価することが重要である。本章では、既往研究^{[67][68][69]} と同様にランダム波による振動系の最大応答評価の理論を利用して、時刻歴波形を介さずに周波数領域で直接的に応答スペクトルを評価する方法を検討する。その際、最大応答の期待値だけでなく分布形状を評価対象とした評価法の提案を目的とする。評価法のイメージを図 3.1 に示す。

提案する具体的な応答スペクトル評価のフローを図 3.2 に示す。以降は図中の各ステップに対応する内容に分けて、評価方法を説明する。これらの方法の妥当性については、後で SGFM による評価結果との比較を行い確認する。

短周期地震波のランダム性の表現方法

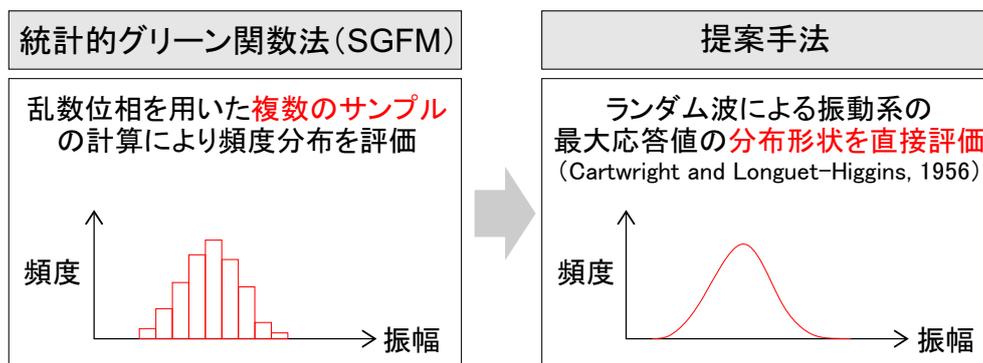


図 3.1: 応答スペクトル評価の効率化のイメージ

3.2.1 各領域からのフーリエスペクトル振幅の評価

提案手法では、断層モデルとして特性化震源モデルの適用を想定している。断層内の領域 i (単独のアスペリティまたは背景領域) による対象評価点における地震動の加速度フーリエスペクトル $F_i(\omega)$ が以下により表されると仮定する。

$$F_i(\omega) = \frac{R_i}{4\pi\rho\beta^3} \cdot S_i(\omega) \cdot E(\omega) \cdot \frac{1}{r_i} \cdot \exp\left[-\frac{\omega r_i}{2Q\beta}\right] \cdot G(\omega) \quad (3.1)$$

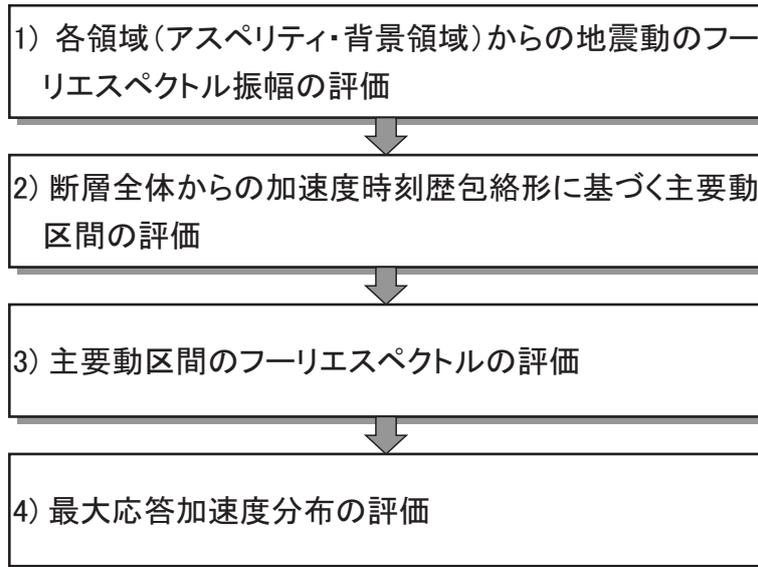


図 3.2: 応答スペクトル評価のフロー

R_i はラディエーションパターン係数、 ρ, β は媒質の密度と S 波速度である。 r_i は領域 i の重心から評価点までの距離、 Q は S 波に対する Q 値を表す。また、 $S_i(\omega)$ は加速度震源スペクトル、 $E(\omega)$ は高周波数の振幅を低減させるハイカットフィルタ、 $G(\omega)$ は地盤応答特性を表す。

加速度震源スペクトル $S_i(\omega)$ は、ディレクティビティを表現するために Savage^[70] のモデルを利用して以下のように仮定した。

$$S_i(\omega) = \frac{\omega^2 M_{0i} D_i}{\sqrt{1 + \omega^2 T_{ci}^2}} \cdot I_i(\omega) \quad (3.2)$$

式 (3.2) の $I_i(\omega)$ は後述する高周波数側の振幅を補正するための関数であり、 $I_i(\omega)$ を除いた項が Savage^[70] のモデルを表す。 M_{0i} は領域 i の地震モーメントである。 T_{ci} は $T_{ci} = 1/(1.078\omega_{ci})$ により与えられる。コーナー周波数 ω_{ci} は Brune^[71] に基づいて、 M_{0i} と領域 i の応力降下量または短周期レベルから算定する。 D_i はディレクティビティを表す関数であり、破壊形式がユニラテラルの場合は、

$$D_i = \left| \frac{\sin(\omega\tau_i/2)}{\omega\tau_i/2} \right| \quad (3.3)$$

$$\tau_i = \frac{L_i \{(\beta/v) - \cos\theta_i\}}{\beta} \quad (3.4)$$

バイラテラルの場合は、

$$D_i = \frac{\sqrt{(L_{0i}D_{0i})^2 + (L_{\pi i}D_{\pi i})^2 + 2L_{0i}L_{\pi i}D_{0i}D_{\pi i} - \cos\{\omega(\tau_{0i} - \tau_{\pi i})/2\}}}{L_{0i} + L_{\pi i}}$$

(3.5)

$$D_{0i} = \left| \frac{\sin(\omega\tau_{0i}/2)}{\omega\tau_{0i}/2} \right| \quad (3.6)$$

$$\tau_{0i} = \frac{L_{0i} \{(\beta/v) - \cos\theta_i\}}{\beta} \quad (3.7)$$

$$D_{\pi i} = \left| \frac{\sin(\omega\tau_{\pi i}/2)}{\omega\tau_{\pi i}/2} \right| \quad (3.8)$$

$$\tau_{\pi i} = \frac{L_{\pi i} \{(\beta/v) + \cos\theta_i\}}{\beta} \quad (3.9)$$

となる^[70]。 v は破壊伝播速度、 θ_i は破壊方向に対する評価点の方位、 $L_i, L_{0i}, L_{\pi i}$ は領域 i の長さに関するパラメータである（図3.3を参照）。本検討では、断層面上の破壊開始点から同心円状に破壊が拡がると仮定するが、破壊開始点が領域 i の外側にある場合は、破壊が領域 i に到達する最初の点を領域 i の破壊開始点とみなし、領域 i の破壊開始点から領域内部の破壊の伝播を考慮して、領域 i に対する L_i または $L_{0i}, L_{\pi i}$ を見積もった。具体的には、領域 i の破壊開始点が領域 i の端部にある場合は図3.3(a)のユニラテラルの場合を、領域 i の内部にある場合は図3.3(b)のバイラテラルの場合を当てはめ、破壊開始点と領域 i の重心を通る直線が領域 i を横切る長さを便宜的に図3.3における破壊領域の長さとして計算する。

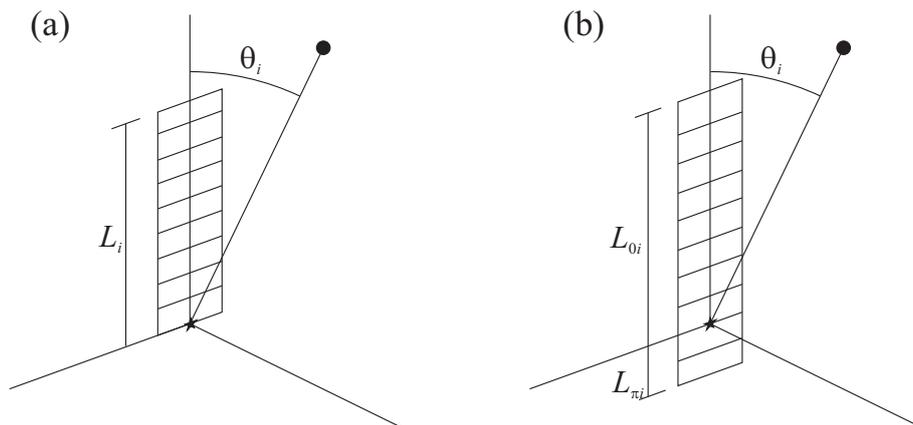


図 3.3: 評価点の方向と破壊領域の長さ

(a) 破壊がユニラテラルの場合、(b) 破壊がバイラテラルの場合

Savage^[70] のモデルは式 (3.2) 右辺の $I_i(\omega)$ を除いた項により表されるが、このとき、コーナー周波数よりも高周波数側の RMS 振幅 A'_i は、破壊形式がユニラテラルの場合には、

$$A'_i = \frac{\sqrt{2}M_{0i}}{\tau_i T_{ci}} \quad (3.10)$$

と求められ、 τ_i の逆数に比例した方位による振幅レベルの違いが現れる。同じく、バイラテラルの場合も、

$$A'_i = \frac{\sqrt{2}M_{0i}}{T_{ci}(L_{0i} + L_{\pi i})} \left(\frac{L_{0i}}{\tau_{0i}} + \frac{L_{\pi i}}{\tau_{\pi i}} \right) \quad (3.11)$$

となり、同様に方位性が現れることになる。通常、SGFM では要素地震のコーナー周波数 ω_e よりも高周波数側では、波形がインコヒーレントに足し合されるため、 ω_e よりも高周波数側における振幅の方位性は不明瞭になる。その効果を擬似的に表現するために、式 (3.2) では二次のバターワースフィルタ特性を利用した補正関数 $I_i(\omega)$ によって高周波数側では方位によらず一定の振幅レベル $A_i = \omega_{ci}^2 M_{0i}$ となるように振幅を補正した。

$$I_i(\omega) = \exp \left[\ln \left(\frac{A_i}{A'_i} \right) \cdot \frac{(\omega/\omega_e)^2}{\sqrt{1 + (\omega/\omega_e)^4}} \right] \quad (3.12)$$

式 (3.2) の震源スペクトルの模式図を図 3.4 に示す。図は方位の異なる 2 地点に対する見かけの震源スペクトルの例を示したものであり、図 3.4(a) が式 (3.2) 右辺の $I_i(\omega)$ を除いた項に対応し、図 3.4(b) が $S_i(\omega)$ に対応するスペクトル振幅を示している。この震源スペクトルのモデルを利用して、SGFM による波形合成の効果を近似的に再現した評価を行う。

3.2.2 加速度時刻歴包絡形に基づく主要動区間の評価

振動系の最大応答は、総入力エネルギーよりも単位時間あたりの入力エネルギーの影響が大きいことが知られている (例えば秋山・宮崎^[72])。従って、最大応答を評価するためには、入力地震動のうち、最大応答を生じさせる主要動区間における入力エネルギーを適切に評価することが重要である。本研究では、予測地震動の主要動区間を次の方法で評価する。

まず、断層内の領域 i からの加速度時刻歴波形の包絡形状 $w_i(t)$ を Boore^[67] に従って仮定する。

$$w_i(t) = a \cdot t^b \cdot \exp(-ct) \cdot H(t) \quad (3.13)$$

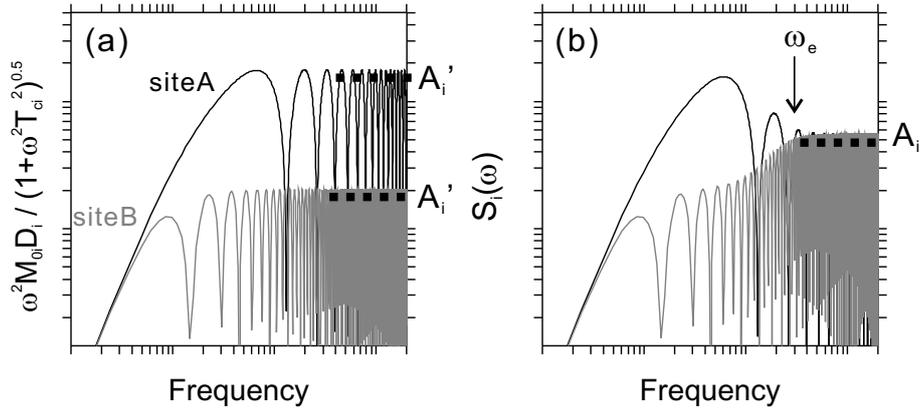


図 3.4: 震源スペクトルモデル化の模式図

(a) 式 (3.2) 右辺の $I_i(\omega)$ を除いた項、(b) 式 (3.2) による $S_i(\omega)$

$$a = \left(\frac{e}{\epsilon T_{wi}} \right)^b \quad (3.14)$$

$$b = \frac{-\epsilon \ln \eta_w}{1 + \epsilon (\ln \epsilon - 1)} \quad (3.15)$$

$$c = \frac{b}{\epsilon T_{wi}} \quad (3.16)$$

$H(t)$ は unit step function を表す。 e はネイピア数を表す。係数 ϵ および η_w は Boore^[67] に倣い $\epsilon = 0.2$ 、 $\eta_w = 0.05$ と仮定する。継続時間を表す T_{wi} は以下を仮定した。

$$T_{wi} = \frac{\xi_i}{v} + \frac{(r_{ei} - r_{si})}{\beta} + tr_i \quad (3.17)$$

ξ_i は領域 i の破壊開始点から破壊が最後に到達する点までの距離を表す。 r_{ei} は破壊が最後に到達する点から評価点までの距離、 r_{si} は破壊開始点から評価点までの距離を表す。 tr_i はライズタイムを表す。なお、破壊が最後に到達する点は、便宜的に領域 i の上端のうち破壊開始点から最も遠い点とみなして計算する。式 (3.13) の包絡形状は最大振幅が 1 に規準化されたものであるため、これに最大加速度 $A_{max,i}$ を乗じて領域 i による加速度包絡形 $W_i(t)$ を計算した。

$$W_i(t) = A_{max,i} \cdot w_i(t) \quad (3.18)$$

この $A_{max,i}$ は、式 (3.1) に基づいて評価したパワースペクトルと後述する式 (3.36) を用いて評価した周期 0.02 秒の最大応答加速度値を与えることとする。

各領域からの加速度包絡形を、各領域の破壊開始時刻を考慮して重ね合わせることで、断層全体からの加速度包絡形を評価する。短周期地震動の評価に主眼を置いて各領域からの加速度包絡形状の二乗和平方根（SRSS）により断層全体からの加速度包絡形 $W_T(t)$ を評価する。

$$W_T(t) = \sqrt{\sum_{i=1}^K \{W_i(t - dt_i)\}^2} \quad (3.19)$$

K は領域の数、 dt_i は領域 i の破壊開始時間遅れを表す。図 3.5 にこの加速度包絡形のモデル化の模式図を示す。

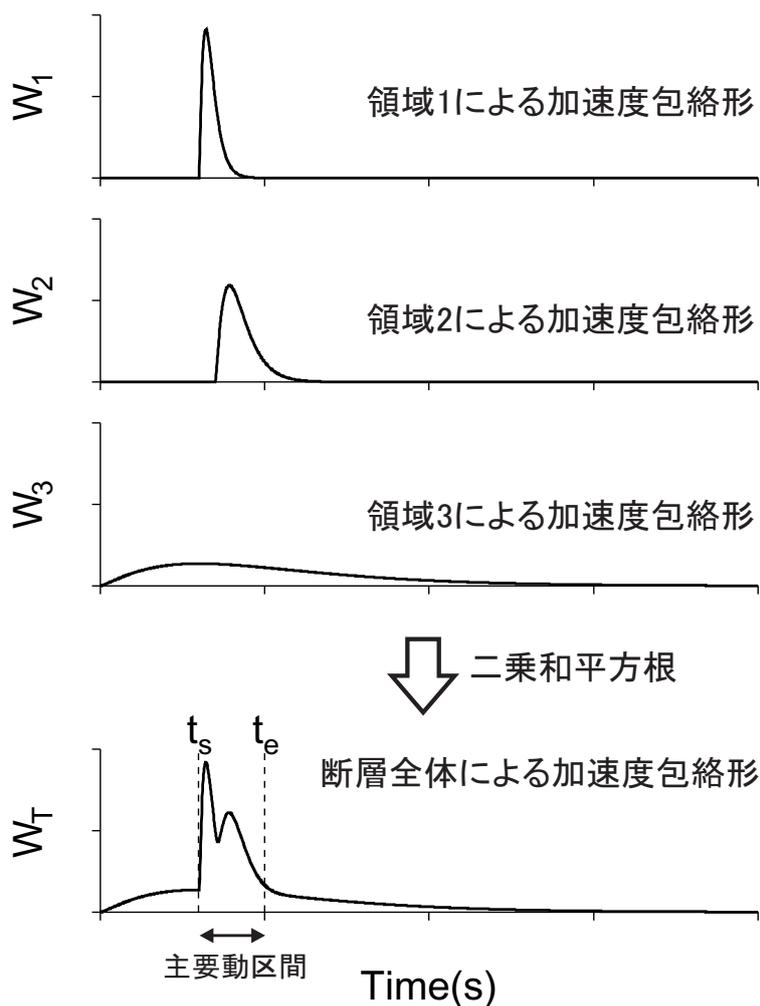


図 3.5: 加速度包絡形状モデル化の模式図

パーセバルの定理より、加速度波形振幅の二乗累積値は入力エネルギーを周波数領域で積分した値に相当する。本研究では、式 (3.18) により求められる断層全体からの加速度包絡形 $W_T(t)$ について、加速度波形振幅の二乗累積値 $P(t)$ が全時間長か

ら計算される値の5%となる時刻を t_s 、95%となる時刻を t_e とし、 $t_s \sim t_e$ の区間を主要動の継続時間 $T_d (= t_e - t_s)$ と定義した。

$$P(t) = \int_0^t \{W_T(t)\}^2 dt \quad (3.20)$$

ただし、このような評価方法だと、同程度の振幅の2つの包絡形が時間軸上で大きくずれて重なるような場合は、主要動の継続時間が過大に評価されてしまい、後の最大応答加速度の評価に悪影響を及ぼす。そこで、式(3.19)による加速度包絡形の評価に際して次の条件を考慮することにした。まず、各領域のうち、最大加速度振幅 $A_{max,i}$ が最大となる領域を調べ、評価点に対する寄与が最も大きい領域 j を特定する。領域 j からの包絡形 $W_j(t)$ と、その他の領域 i からの包絡形 $W_i(t)$ の時間差が一定以上の場合には、最大応答に対する領域 i の寄与は小さいと考え、 $W_i(t) = 0$ と置き換えることにする。具体的には、 $W_i(t)$ の最大振幅生起時刻 $t_{mi} = \epsilon T_{wi} - dt_i$ と $W_j(t)$ の最大振幅生起時刻 t_{mj} が $|t_{mi} - t_{mj}| > \epsilon T_{wi}$ となる場合は、領域 i の寄与を無視して $W_i(t) = 0$ と置き換える条件を設定した。

3.2.3 主要動区間のフーリエスペクトルの評価

地震動のフーリエ振幅スペクトルは、地震動の総入力エネルギーを速度に換算したエネルギースペクトル（加藤・秋山^[73]）に相当する（桑村・他^[74]）。振動系の最大応答は総エネルギー入力よりも、単位時間あたりの入力エネルギーとの関係が強いため、最大応答に寄与する主要動区間における単位時間あたりの入力エネルギーの評価が重要となる。そのための、主要動区間における地震動のフーリエスペクトル振幅 $F_T(\omega)$ を、岡野・他^[69] を参考に、加速度包絡形状における主要動区間の振幅に基づいて、各領域からの寄与のSRSSによって以下のように評価した。

$$F_T(\omega) = \sqrt{\sum_{i=1}^K \{\alpha_i |F_i(\omega)|^2\}} \quad (3.21)$$

$$\alpha_i = \frac{\int_{t_s}^{t_e} \{W_i(t - dt_i)\}^2 dt}{\int_0^\infty \{W_T(t)\}^2 dt} \quad (3.22)$$

上記の α_i は各領域からのフーリエスペクトルの二乗振幅のうち、主要動区間に寄与する比率を表す。

3.2.4 最大応答加速度分布の評価

加速度フーリエスペクトル振幅が $F_T(\omega)$ で与えられるランダム波による一質点系加速度応答の最大値を Carwright and Longuet-Higgins^[66] の方法を利用して評価する。

加速度応答波形の RMS 振幅 σ_T に対する最大値 S_a の比を η と表す。

$$\eta = \frac{S_a}{\sigma_T} \quad (3.23)$$

$$\sigma_T = \sqrt{\frac{m_0}{T_{rms}}} \quad (3.24)$$

m_0 は加速度応答の 0 次のスペクトルモーメントであり、次数を k として以下で表される。

$$m_k = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \left\{ \omega^k \cdot |H_a(\omega, \omega_0, h)|^2 \cdot |F_T(\omega)|^2 \right\} d\omega \quad (3.25)$$

$$|H_a(\omega, \omega_0, h)|^2 = \frac{\omega_0^4 + 4h^2\omega_0^2\omega^2}{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4h^2\omega_0^2\omega^2} \quad (3.26)$$

式 (3.24) では Boore^[68]、Liu and Pezeshk^[75] に倣い、長周期成分の最大応答評価精度を改善するために補正した継続時間 T_{rms} を用いた。

$$T_{rms} = T_d + T_0 \left(\frac{\gamma^n}{\gamma^n + \zeta} \right) \quad (3.27)$$

$$T_0 = \frac{1}{\omega_0 h} \quad (3.28)$$

$$\gamma = \frac{T_d}{T_0} \quad (3.29)$$

$$\zeta = \sqrt{2\pi \left(1 - \frac{m_1^2}{m_0 m_2} \right)} \quad (3.30)$$

式 (3.27) の n は文献により異なる値を適用した事例が見られるが、本研究では、SGFM との比較検討に基づいて $n = 1$ と仮定して適用した。

Carwright and Longuet-Higgins^[66] によれば、最大値に対応する η の累積確率分布関数 $U(\eta)$ は以下によって求めることができる。

$$U(\eta) = [1 - q(\eta)]^{N_e} \quad (3.31)$$

$$q(\eta) = \frac{1}{2} \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\eta}{\sqrt{2\mu}} \right) + \sqrt{1 - \mu^2} \cdot \exp \left(-\frac{1}{2}\eta^2 \right) \cdot \left\{ 1 + \operatorname{erf} \left(\frac{\eta\sqrt{1 - \mu^2}}{\sqrt{2\mu}} \right) \right\} \right] \quad (3.32)$$

$$\sqrt{1 - \mu^2} = \frac{N_z}{N_e} \quad (3.33)$$

$$N_z = \frac{T_d}{\pi} \sqrt{\frac{m_2}{m_0}} \quad (3.34)$$

$$N_e = \frac{T_d}{\pi} \sqrt{\frac{m_4}{m_2}} \quad (3.35)$$

ここで、 N_e は応答加速度波形の時間 T_d におけるピーク数の期待値、 N_z はゼロ線を正の勾配で横切る回数の期待値である。式 (3.32) の erf は誤差関数である。式 (3.31) に基づいて最大値 S_a の累積確率分布を計算する。以上の方法により、乱数位相を変えた多数サンプルの計算に拠らずに、応答スペクトルの確率分布を直接的に求めることができる。以降では、上記の提案手法を Random Vibration Theory Method (RVTM) と呼ぶ。

なお、 N_z が大きい高周波数成分については、 η の期待値は近似的に以下となる^[66]。

$$E[\eta] \approx \left[\sqrt{2 \ln N_z} + \frac{0.5772}{\sqrt{2 \ln N_z}} \right] \quad (3.36)$$

3.3 統計的グリーン関数法との比較による評価結果の妥当性確認

提案手法 (RVTM) の妥当性を確認するため、条件が異なる複数の断層モデルを用いて RVTM と SGFM による地震動応答スペクトル評価の比較を行った。表 3.1 と図 3.6 に示す計 7 ケース (case1-1, 1-2, 1-3, 1-4, 2-1, 2-2, 2-3) の断層モデルを仮定し、図 3.7 に示した 3 地点 (A, B, C) における評価結果の比較を行った。

case1-1~1-4 はアスペリティが 1 個の場合であり、case1-1 を基本として、アスペリティ位置と破壊開始点位置を変えたケース (case1-2)、アスペリティサイズを小さくしたケース (case1-3) と大きくしたケース (case1-4) を対象とした。case2-1~

2-3 はアスペリティが2個の場合であり、それぞれアスペリティ位置と破壊開始点位置を変えたケースを対象とした。評価対象はS波振幅として、ラディエーションパターン係数は0.63と仮定した。地盤モデルはS波速度3.4 km/sの半無限一様媒質を仮定し、Q値を $Q = 100f^{0.7}$ と仮定した。 $f_{max} = 10\text{Hz}$ と仮定して、 f_{max} よりも高周波数側はハイカットフィルタ $E(f) = 1 / [1 + \{\omega / (2\pi f_{max})\}^2]$ により振幅を低下させた。これらは、SGFMとRVTMに対して共通の条件である。SGFMによる評価では、各小断層に対応する要素地震波をBoore^[67]の方法に従い乱数を用いて作成した。また、断層分割数による影響を避けるために、入倉^[76]に従い各小断層の破壊時刻に乱数による揺らぎを導入するとともに、小断層の地震モーメント、ライズタイムの設定に引田^[77]によるモデル化方法を適用した。

全ケースに対する加速度応答スペクトル ($h=5\%$) の評価結果を図3.8～図3.14に示す。各図は3つの評価点に対するSGFMとRVTMによる評価結果を重ね書きして示している。実線が平均振幅を、破線が平均±標準偏差を示している。SGFMについては、要素地震波の乱数位相と各小断層の破壊時刻の乱数による揺らぎを変えた計50サンプルの計算を行い、それらの応答スペクトルの対数振幅から平均と標準偏差を評価している。RVTMは式(3.31)によって得られる確率分布から平均と標準偏差を数値計算により求めた。図3.8～図3.14を見ると、いずれのケース、評価点についても短周期成分に関しては、SGFMとRVTMの評価結果が良く一致している。SGFMでは、どのケースでも破壊伝播効果の違いによって評価点Aと評価点Bの応答スペクトル振幅には違いが生じており、RVTMでもその違いが良く再現されている。一方で、長周期成分についてはSGFMとRVTMの評価結果に若干の違いが生じている。

短周期成分では、標準偏差の幅も良く再現されているように見える。加速度応答振幅の分布形状の対応をより詳しく確認するために、case1-1とcase2-1を例として、SGFMによる評価については追加で450サンプルの計算を行い、計500サンプルの計算結果から加速度応答振幅の頻度分布を評価した。そして、その頻度分布と、RVTMで評価した確率分布の形状を比較した。case1-1について、周期0.02秒、0.1秒、0.5秒、1秒における加速度応答振幅の分布形状の比較を図3.15～図3.18に示す。また、case2-1について同じ比較を図3.19～図3.22に示す。それぞれの図は、SGFMによる加速度応答振幅の頻度分布を棒グラフで示しており、赤線でRVTMで評価した確率分布形状を示している。なお赤線の振幅は、全体のレベルが頻度分布と対応するように振幅に一定倍率を乗じて表示した。どちらのケースについても、短周期成分の振幅については、RVTMによる確率分布形状が、SGFMによる頻度分布の形状を良く再現している。一方で、長周期成分の振幅については、ばらつきがやや過小評価の傾向が認められる。

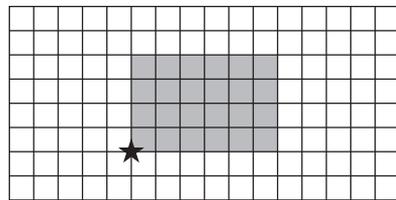
以上のSGFMとの比較結果から、短周期成分の評価に限っては、RVTMを用いた評価結果はSGFMの多数サンプルの計算結果をほぼ再現しており、簡易な計算でありながら十分な精度を持つと考えられる。特に、SGFMでは乱数の影響による評価

結果の頻度分布を把握するために多数の計算サンプルを必要とするが、RVTMでは一度の計算で加速度応答振幅の分布形状が得られるというメリットがある。RVTMを、断層パラメータの不確実性の影響検討に適用すれば、従来よりも多数のサンプル数の計算が可能であるため、不確実性の影響に関してより詳細な分析ができるようになると考えられる。長周期成分の評価精度については課題があるが、本研究で目的とする断層パラメータの不確実性の影響検討にRVTMを適用するにあたり、長周期成分の評価精度が大きな問題となるかどうかを次項で確認した。

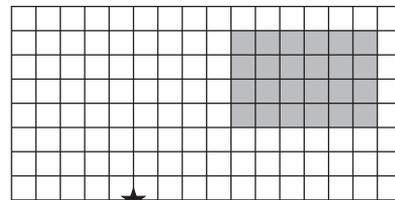
表 3.1: 検討用断層モデルの断層パラメータ一覧

	パラメータ	単位	case1-1	case1-2	case1-3	case1-4
全体	地震モーメント	Nm	1.47E+19			
	断層長さ	km	32			
	断層幅	km	16			
	面積	km ²	512			
	剛性率	N/m ²	3.12E+10			
	S波速度	km/s	3.4			
	平均破壊伝播速度	km/s	2.4			
アスペリティ	面積	km ²	96	60	140	
	地震モーメント	Nm	5.53E+18	3.37E+18	7.86E+18	
	応力降下量	MPa	16	26.5	11.3	
背景領域	面積	km ²	416	452	372	
	地震モーメント	Nm	9.13E+18	1.13E+19	6.84E+18	
	応力降下量	MPa	2.8	4.4	2.4	

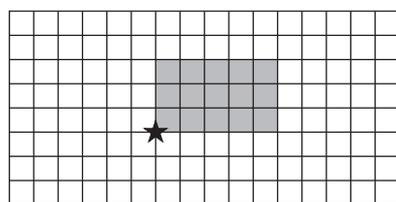
	パラメータ	単位	case2-1	case2-2	case2-3
全体	地震モーメント	Nm	1.47E+19		
	断層長さ	km	32		
	断層幅	km	16		
	面積	km ²	512		
	剛性率	N/m ²	3.12E+10		
	S波速度	km/s	3.4		
	平均破壊伝播速度	km/s	2.4		
アスペリティ1	面積	km ²	64		
	地震モーメント	Nm	4.09E+18		
	応力降下量	MPa	16		
アスペリティ2	面積	km ²	36		
	地震モーメント	Nm	1.44E+18		
	応力降下量	MPa	16		
背景領域	面積	km ²	412		
	地震モーメント	Nm	9.13E+18		
	応力降下量	MPa	2.8		



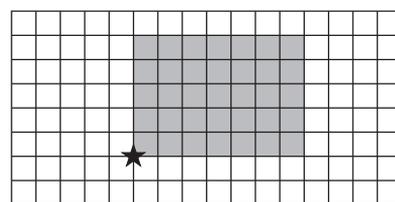
case1-1



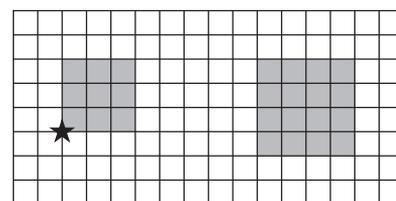
case1-2



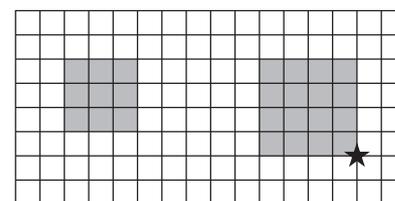
case1-3



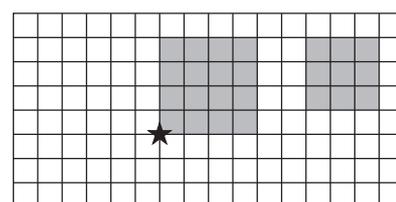
case1-4



case2-1



case2-2



case2-3

図 3.6: 検討用断層モデルのアスペリティ位置と破壊開始点位置
 灰色網掛けがアスペリティを表す。星印は破壊開始点を表す。

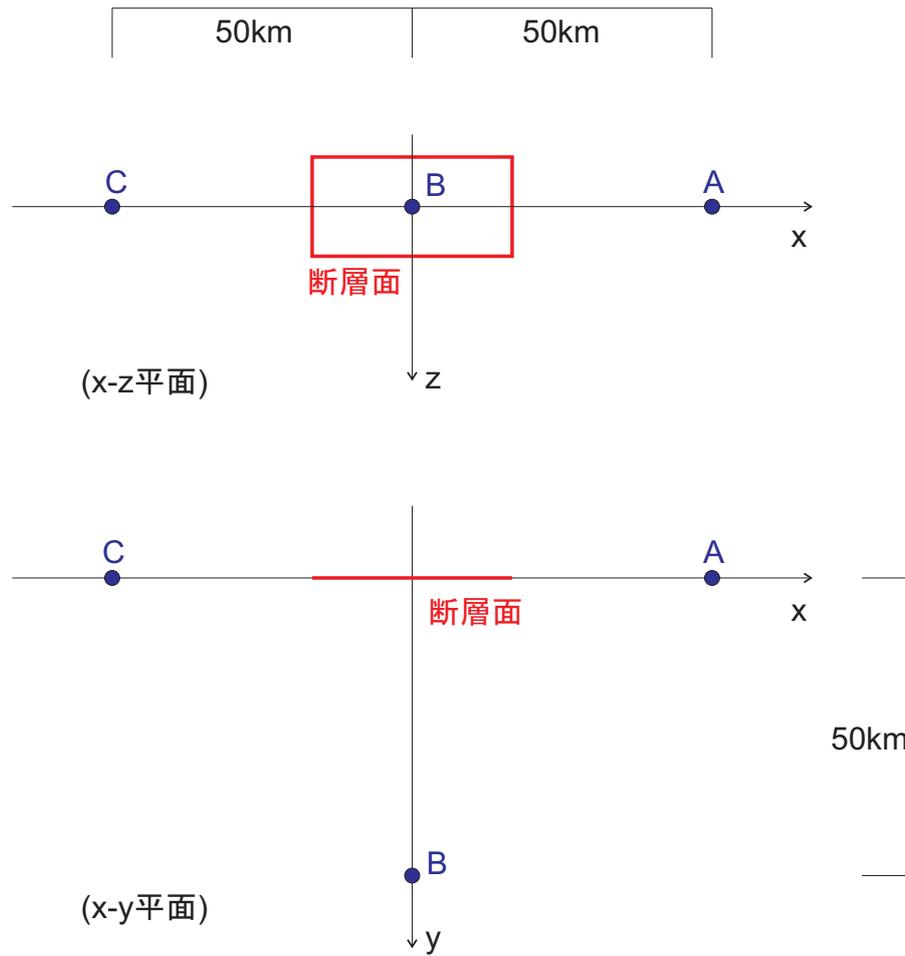


図 3.7: 断層面と地震動評価位置

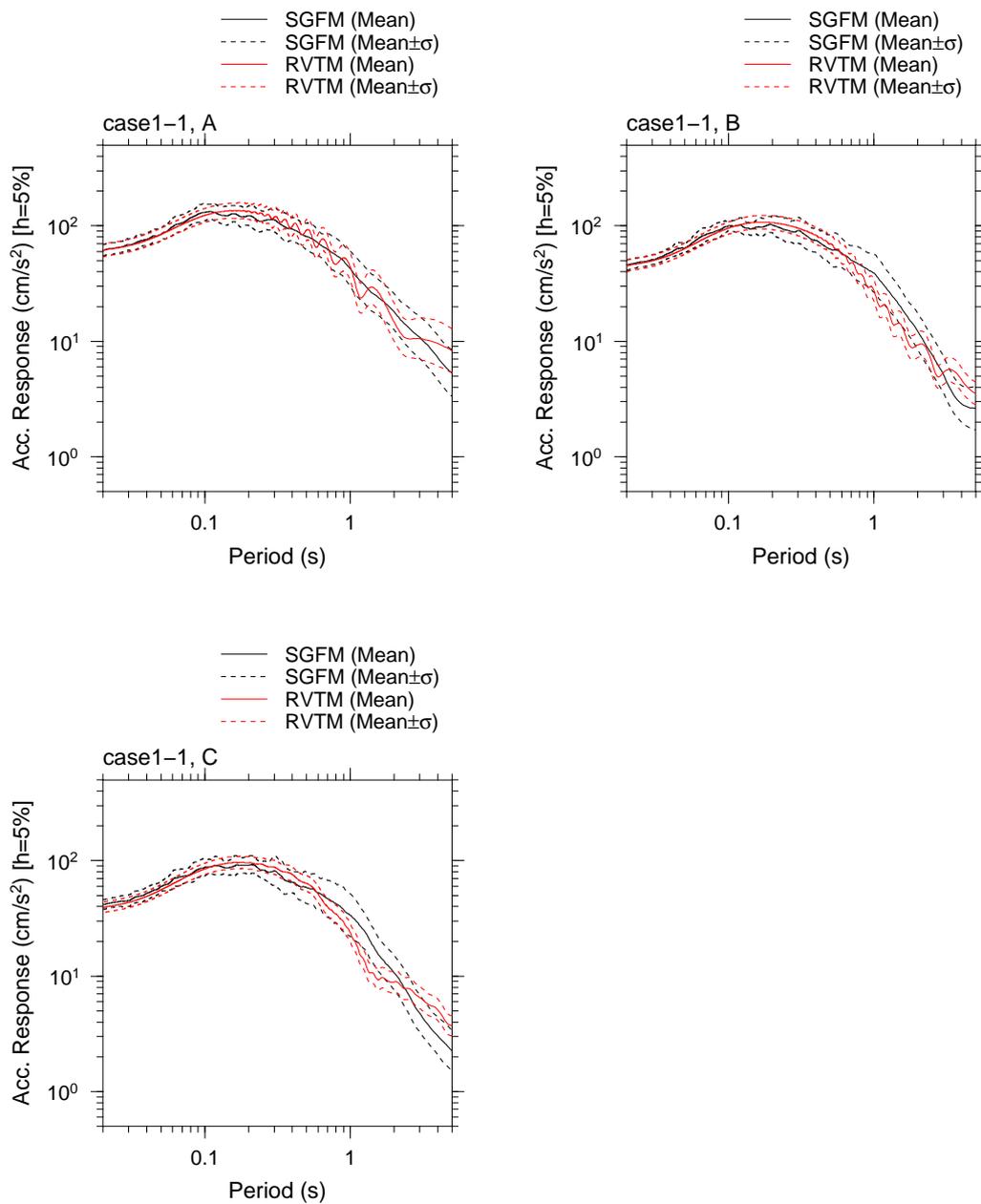


図 3.8: 加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果の比較 (case1-1)
 case1-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における評価結果の比較。黒と赤がそれぞれ SGFM と RVTM による評価結果を表し、実線が平均スペクトルを点線は平均±標準偏差を表す。

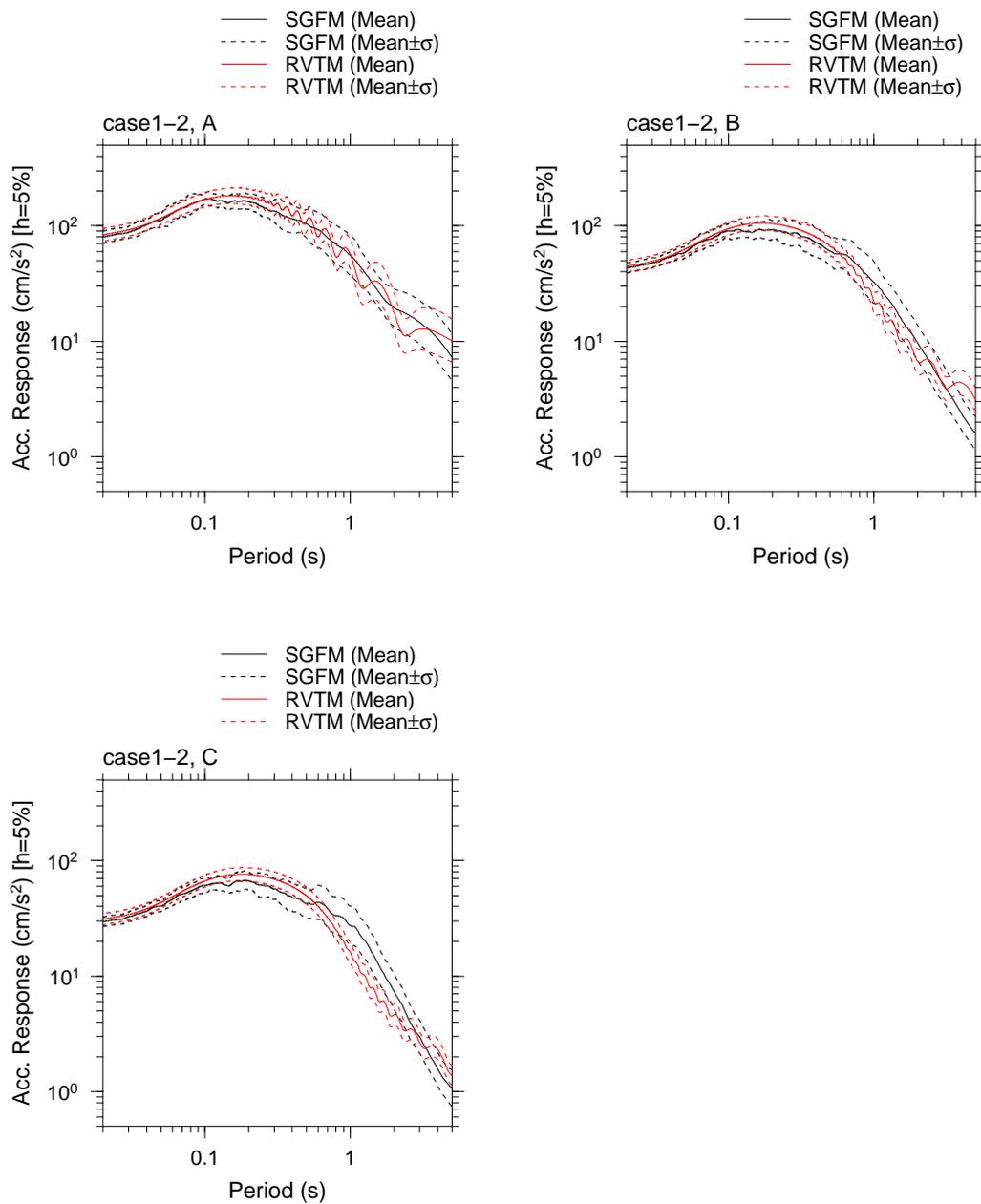


図 3.9: 加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果の比較 (case1-2)
 case1-2 の 3 つの評価点 (A, B, C) における評価結果の比較。黒と赤がそれぞれ SGFM と RVTM による評価結果を表し、実線が平均スペクトルを点線は平均±標準偏差を表す。

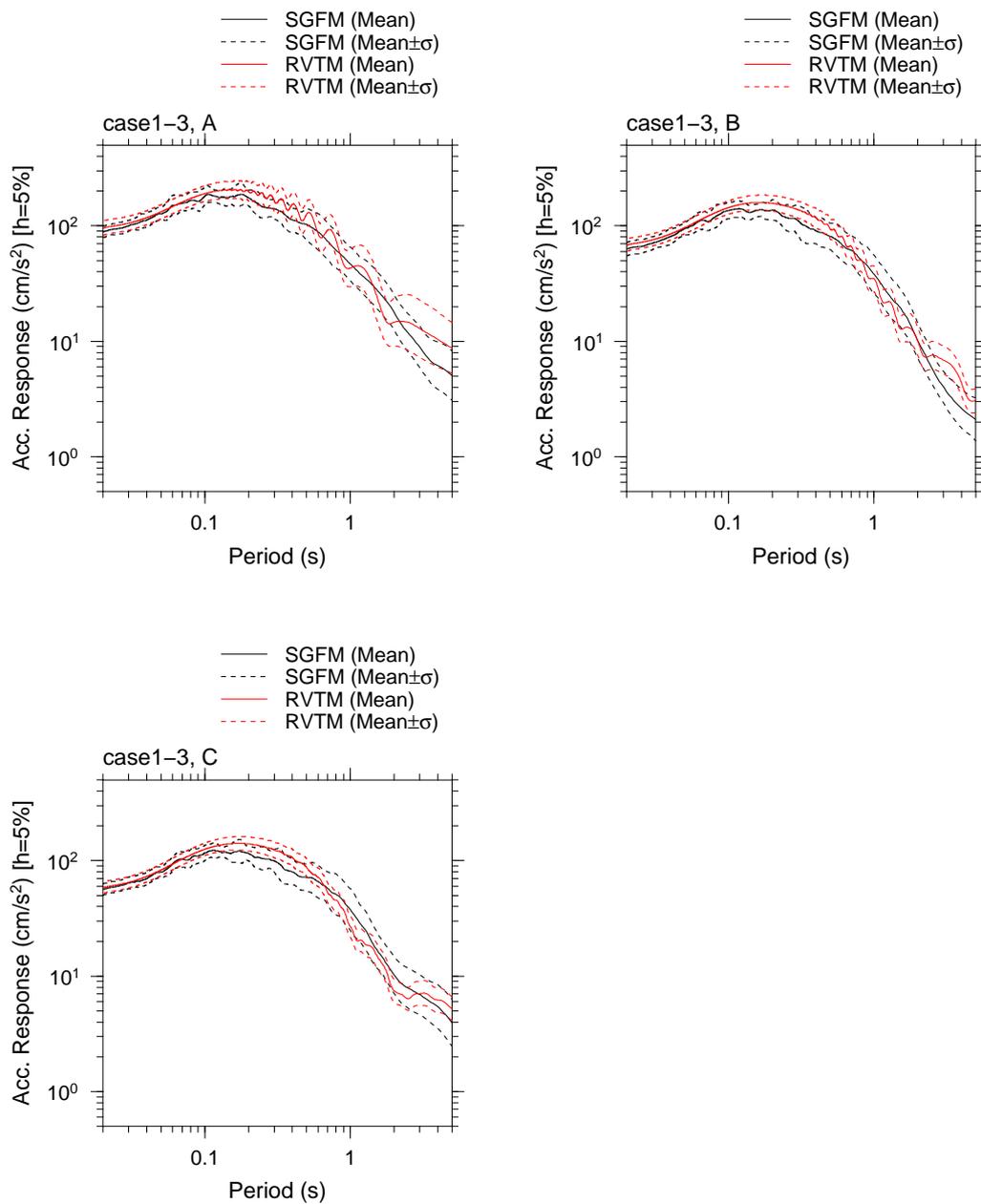


図 3.10: 加速度応答スペクトル (h=5%) 評価結果の比較 (case1-3)
 case1-3 の 3 つの評価点 (A, B, C) における評価結果の比較。黒と赤がそれぞれ SGFM と RVTM による評価結果を表し、実線が平均スペクトルを点線は平均±標準偏差を表す。

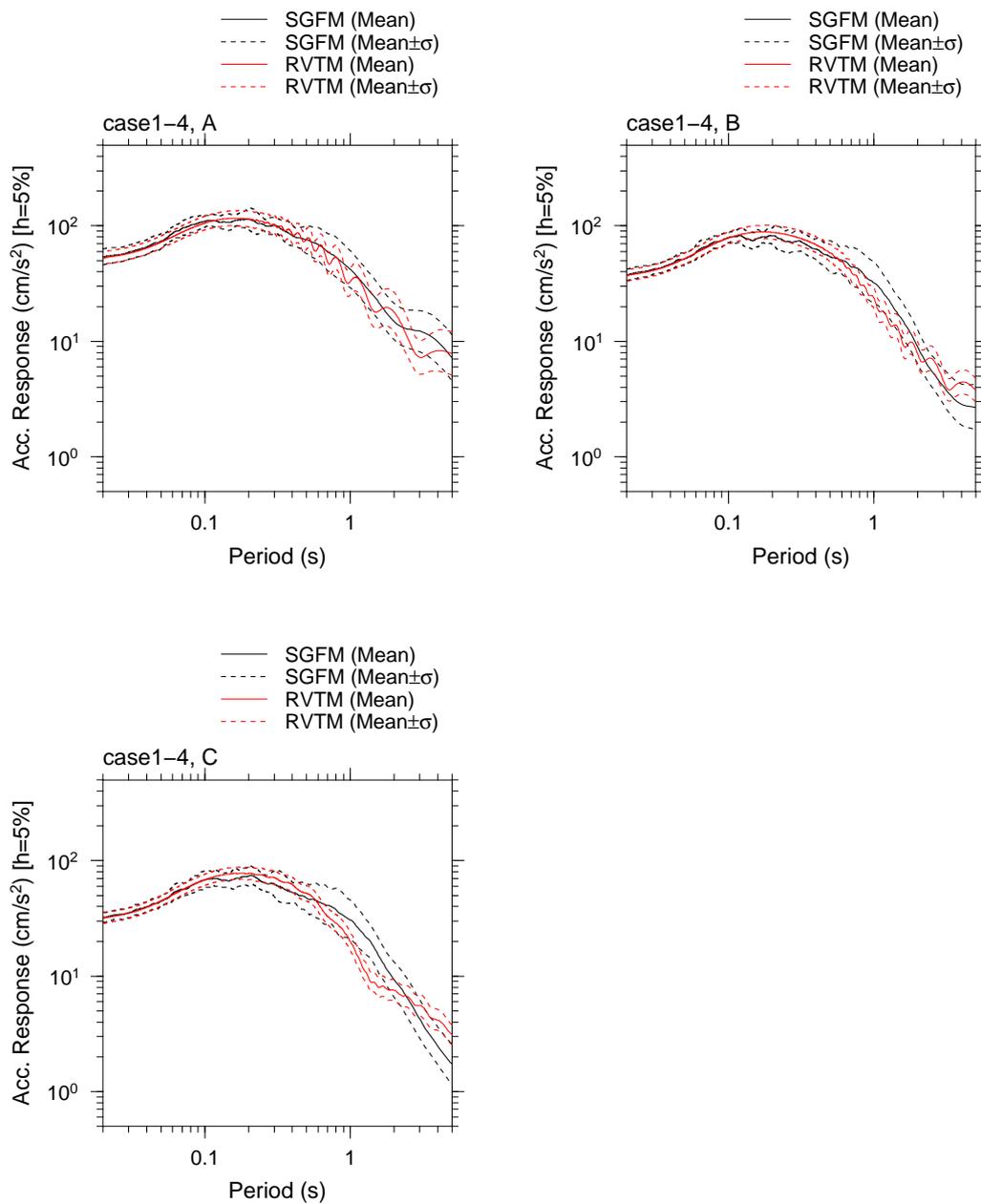


図 3.11: 加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果の比較 (case1-4)
 case1-4 の 3 つの評価点 (A, B, C) における評価結果の比較。黒と赤がそれぞれ SGFM と RVTM による評価結果を表し、実線が平均スペクトルを点線は平均±標準偏差を表す。

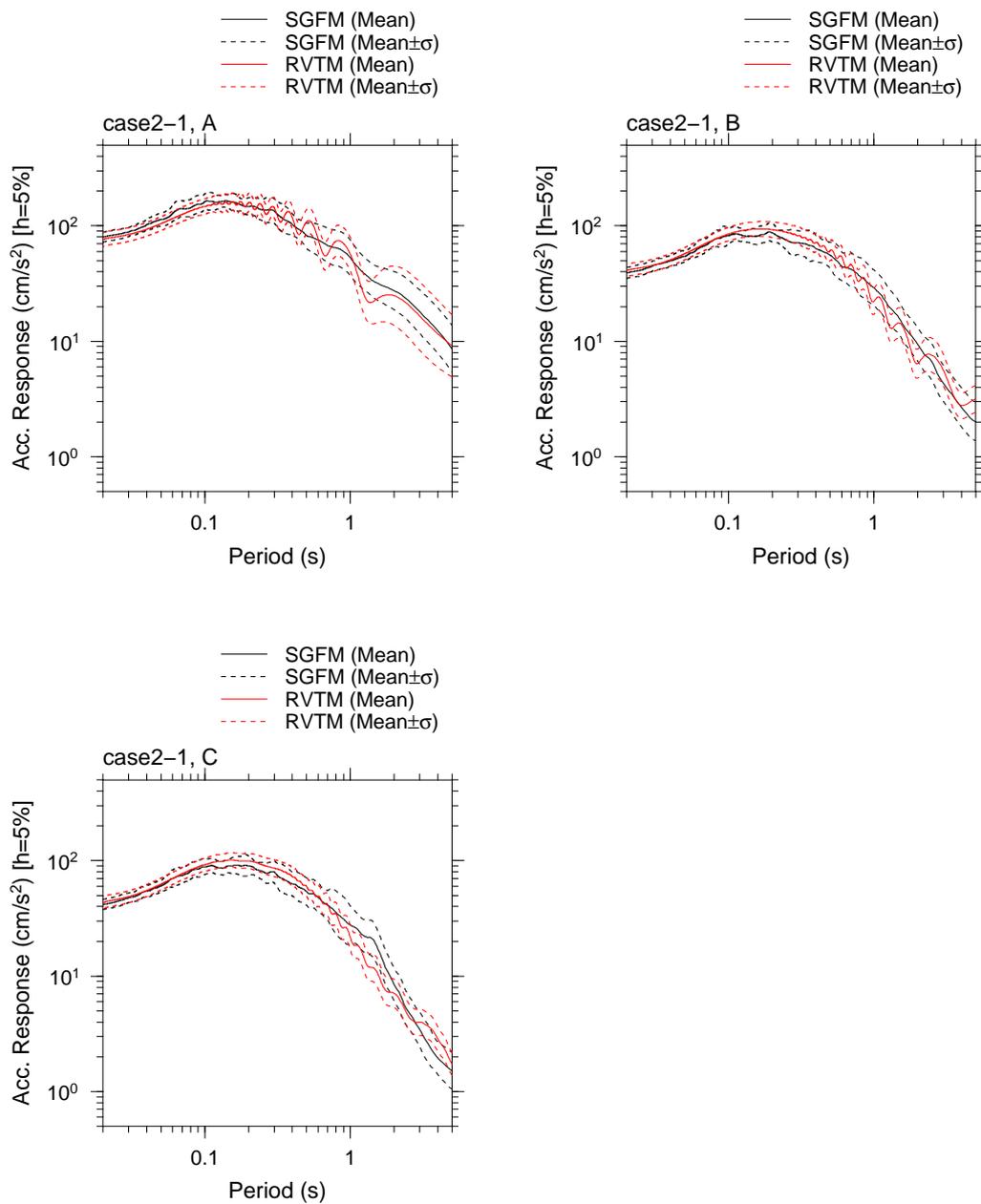


図 3.12: 加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果の比較 (case2-1)
 case2-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における評価結果の比較。黒と赤がそれぞれ SGFM と RVTM による評価結果を表し、実線が平均スペクトルを点線は平均±標準偏差を表す。

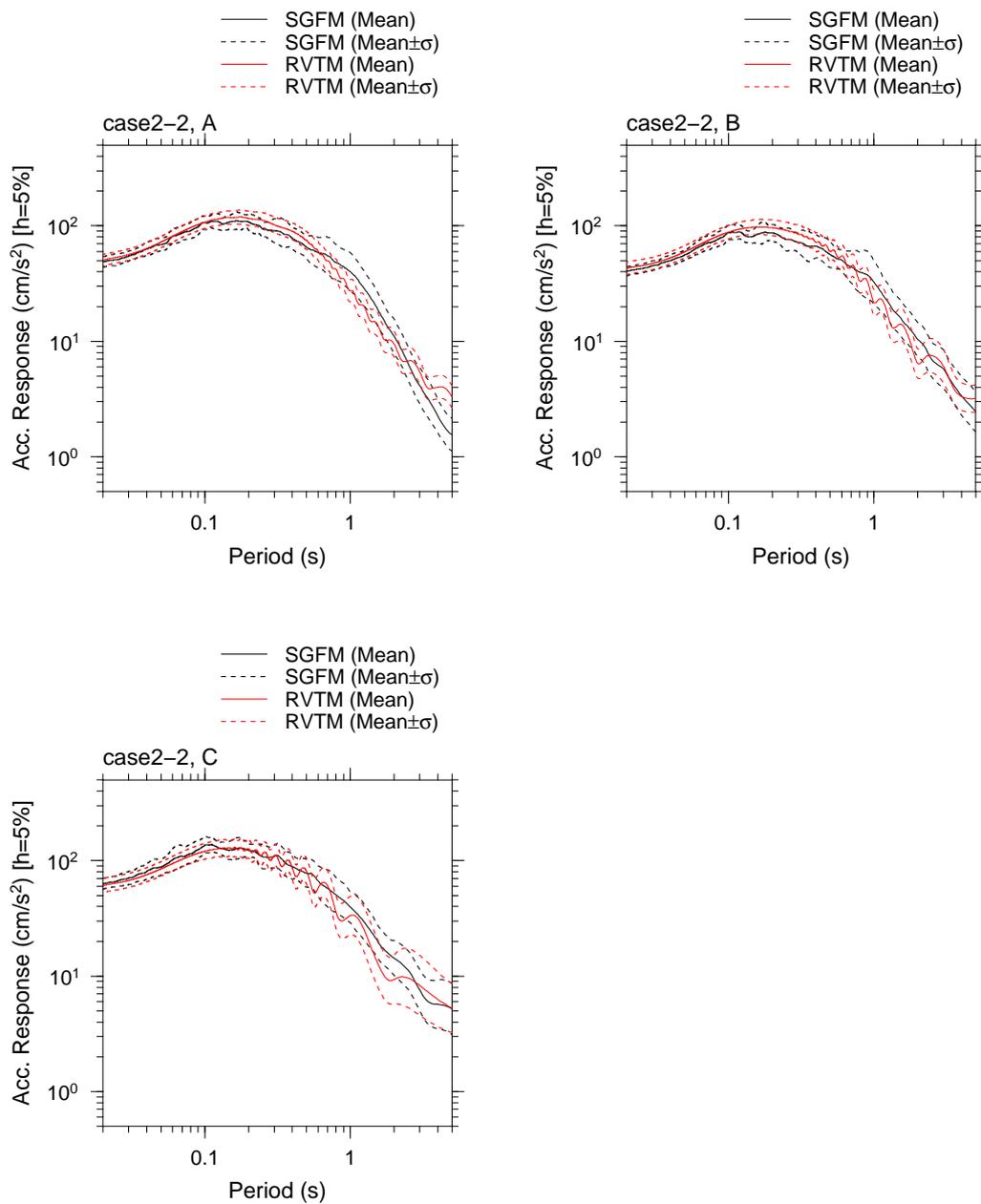


図 3.13: 加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果の比較 (case2-2)
 case2-2 の 3 つの評価点 (A, B, C) における評価結果の比較。黒と赤がそれぞれ SGFM と RVTM による評価結果を表し、実線が平均スペクトルを点線は平均±標準偏差を表す。

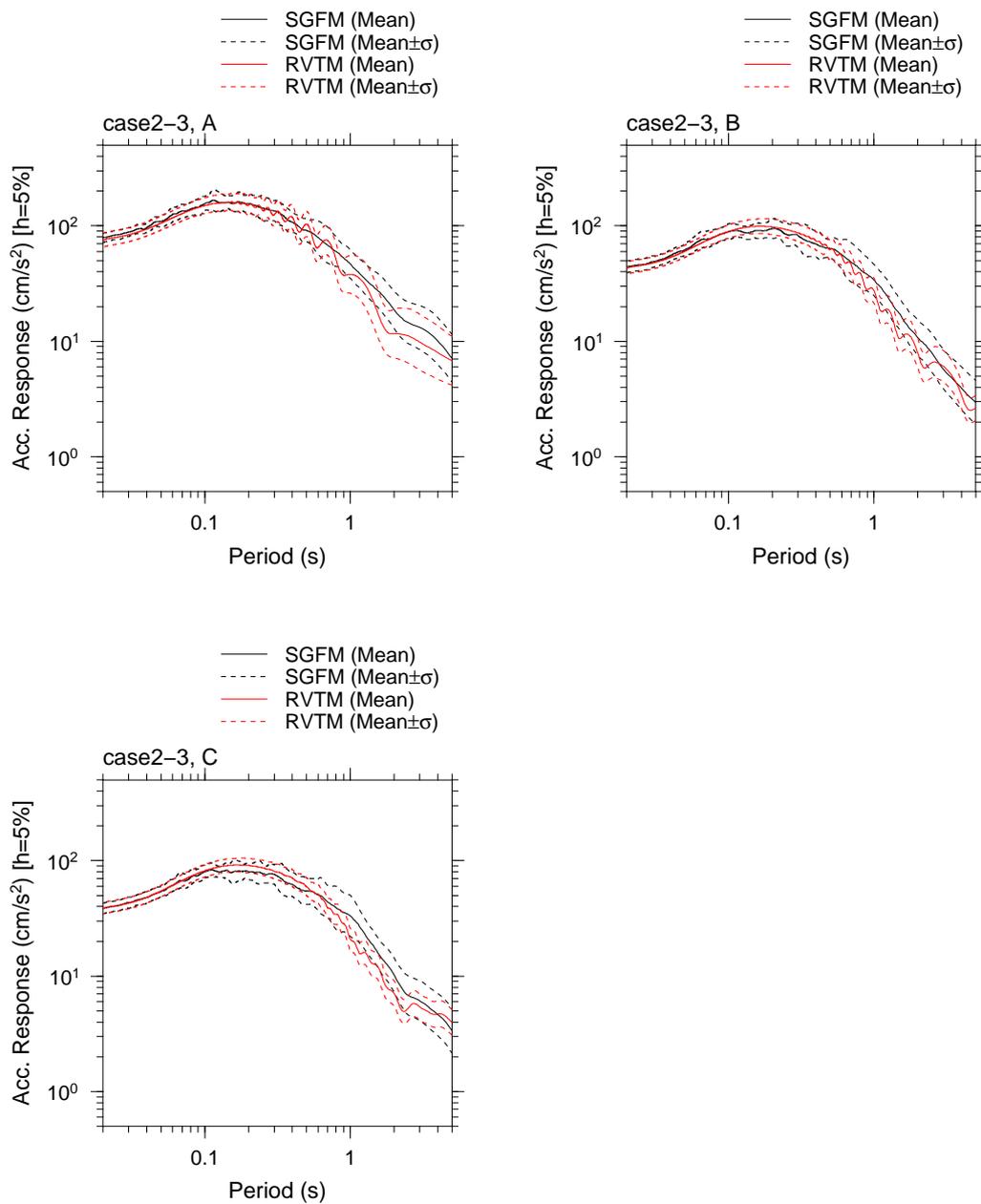


図 3.14: 加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果の比較 (case2-3)
 case2-3 の 3 つの評価点 (A, B, C) における評価結果の比較。黒と赤がそれぞれ SGFM と RVTM による評価結果を表し、実線が平均スペクトルを点線は平均±標準偏差を表す。

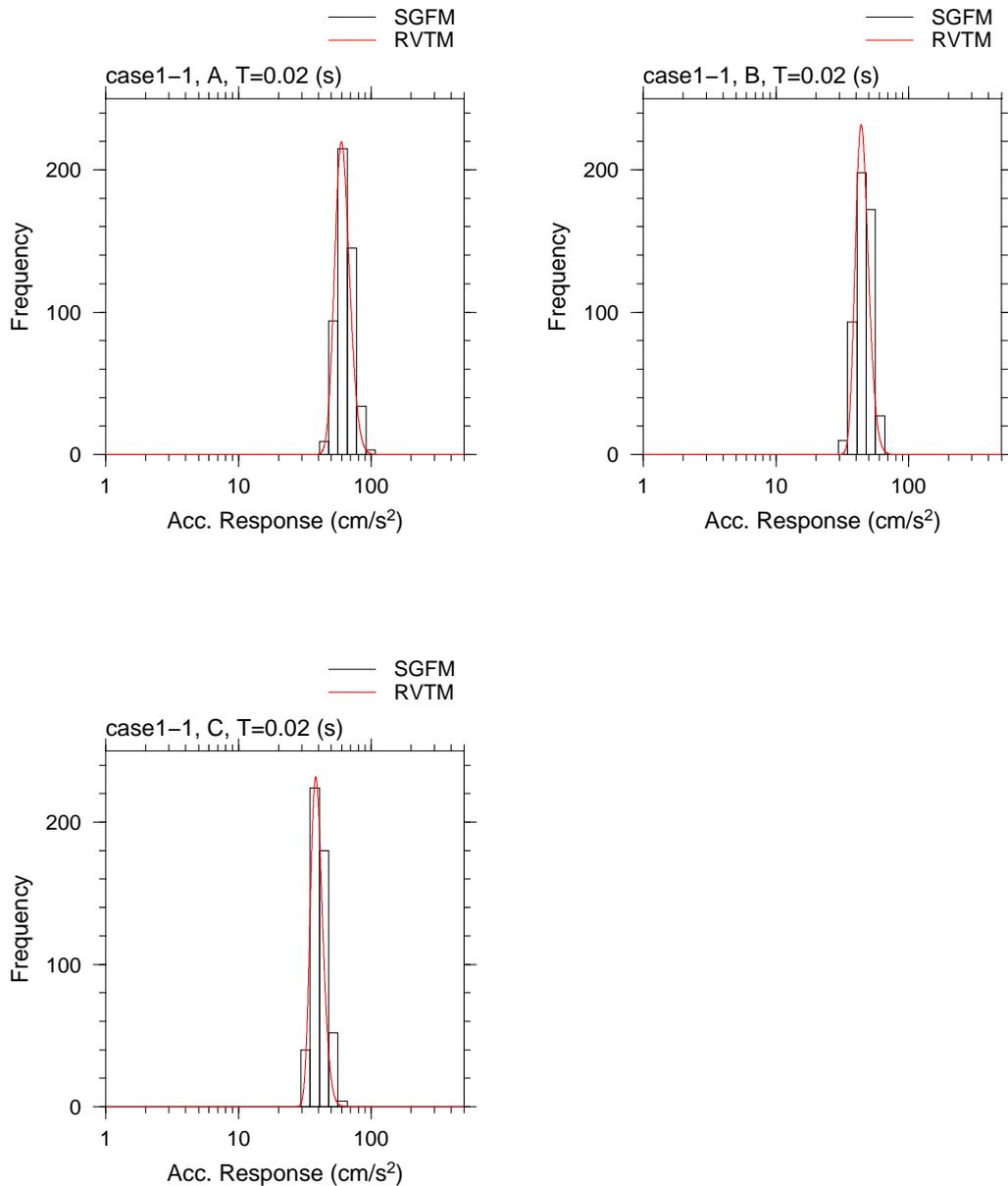


図 3.15: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case1-1, 周期 0.02 秒)
 case1-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 0.02 秒の加速度応答振幅の評価結果の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

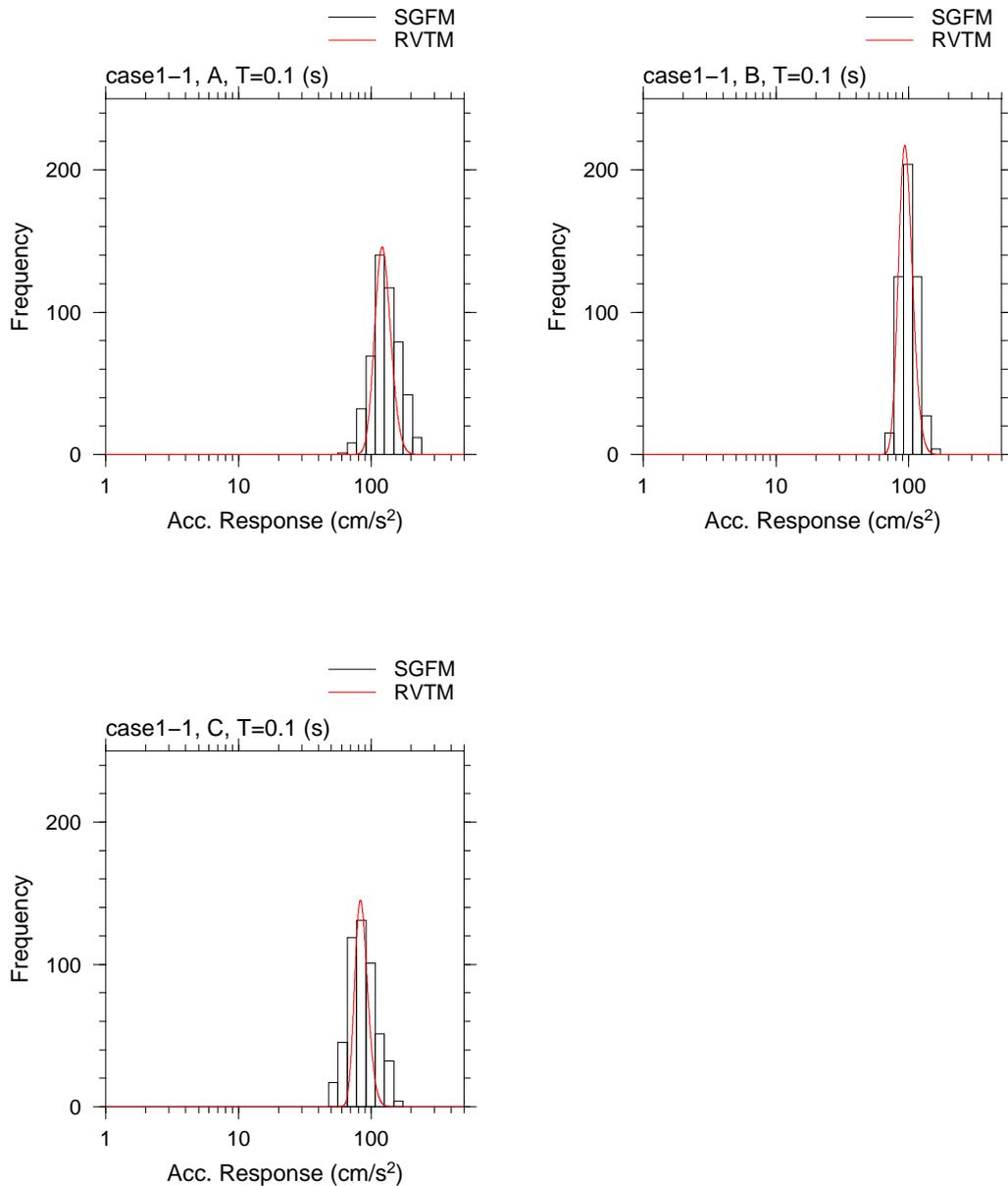


図 3.16: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case1-1, 周期 0.1 秒)
 case1-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 0.1 秒の加速度応答振幅の評価結果の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

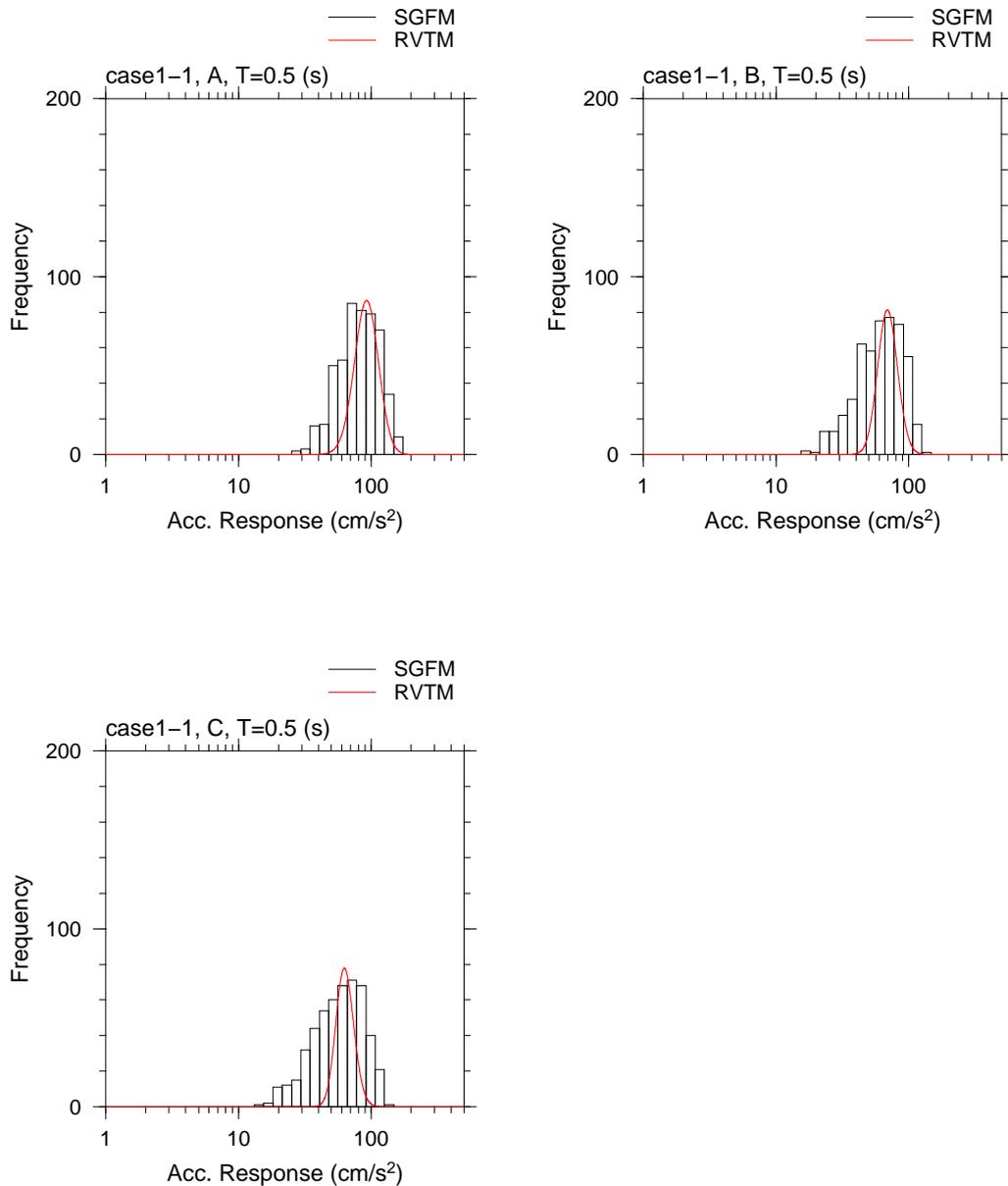


図 3.17: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case1-1, 周期 0.5 秒)
 case1-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 0.5 秒の加速度応答振幅の評価結果の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

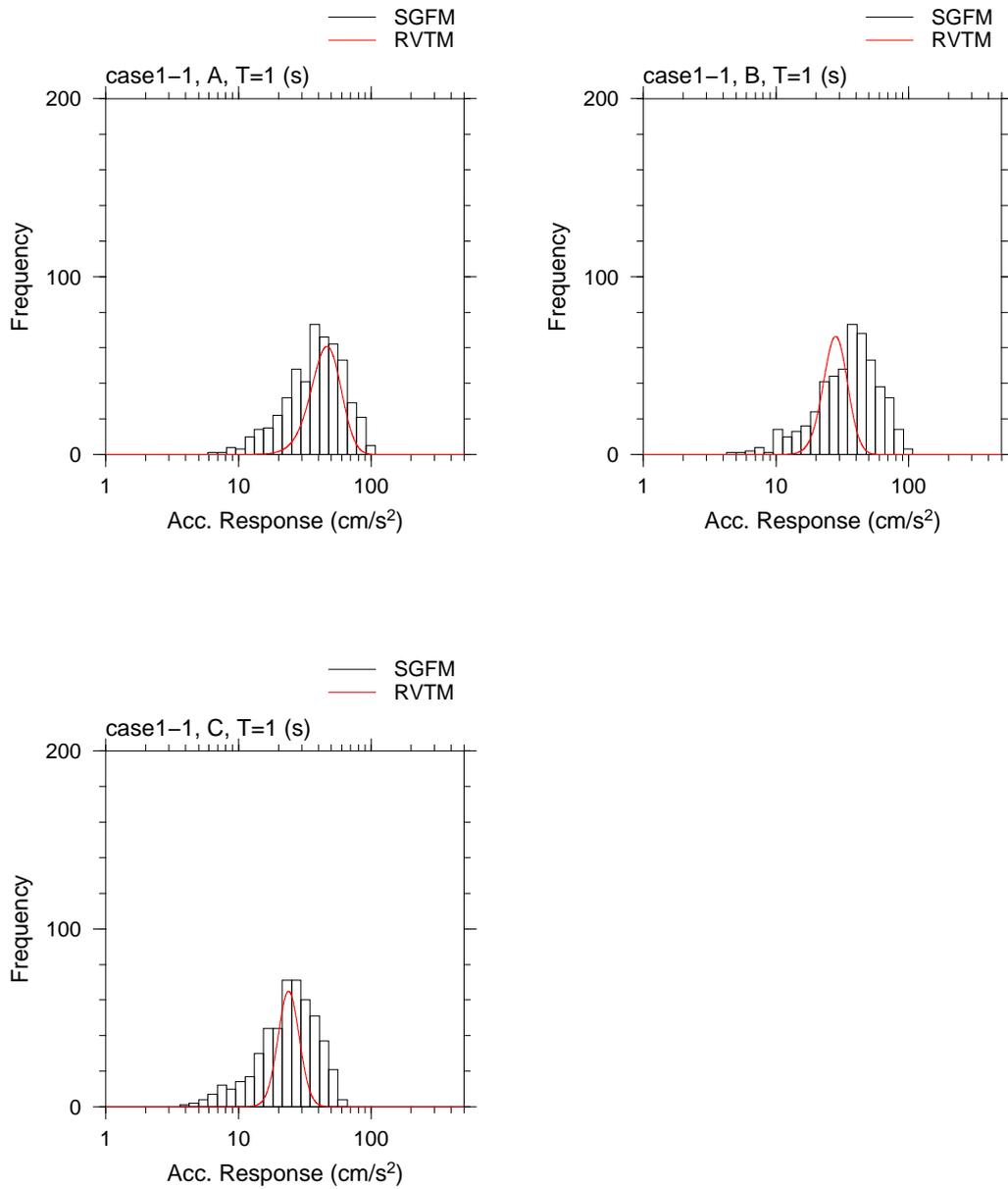


図 3.18: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case1-1, 周期 1 秒)
 case1-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 1 秒の加速度応答振幅の評価結果の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

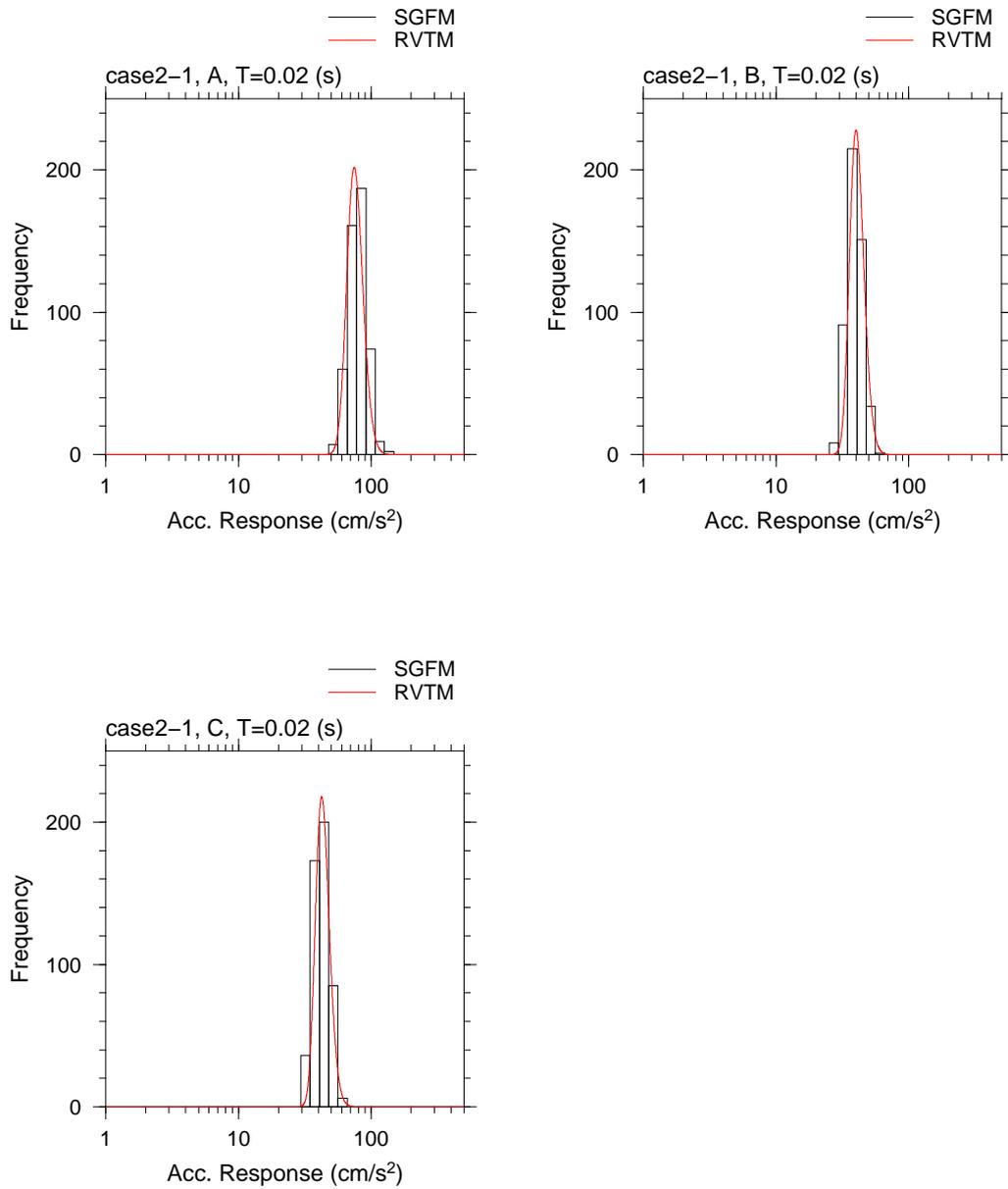


図 3.19: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case2-1, 周期 0.02 秒)
 case2-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 0.02 秒の加速度応答振幅の評価結果の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

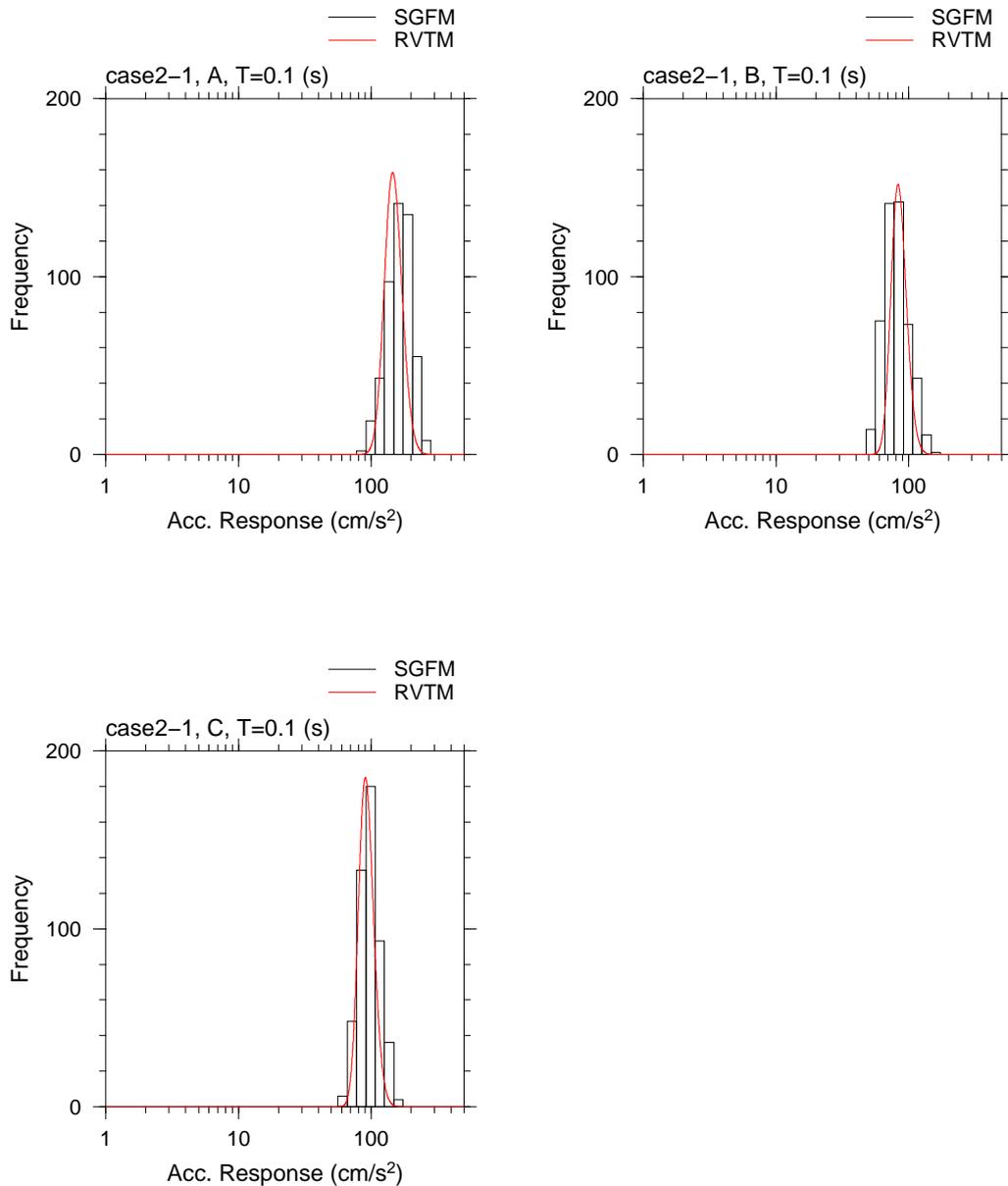


図 3.20: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case2-1, 周期 0.1 秒)
 case2-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 0.1 秒の加速度応答振幅の評価結果
 の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評
 価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

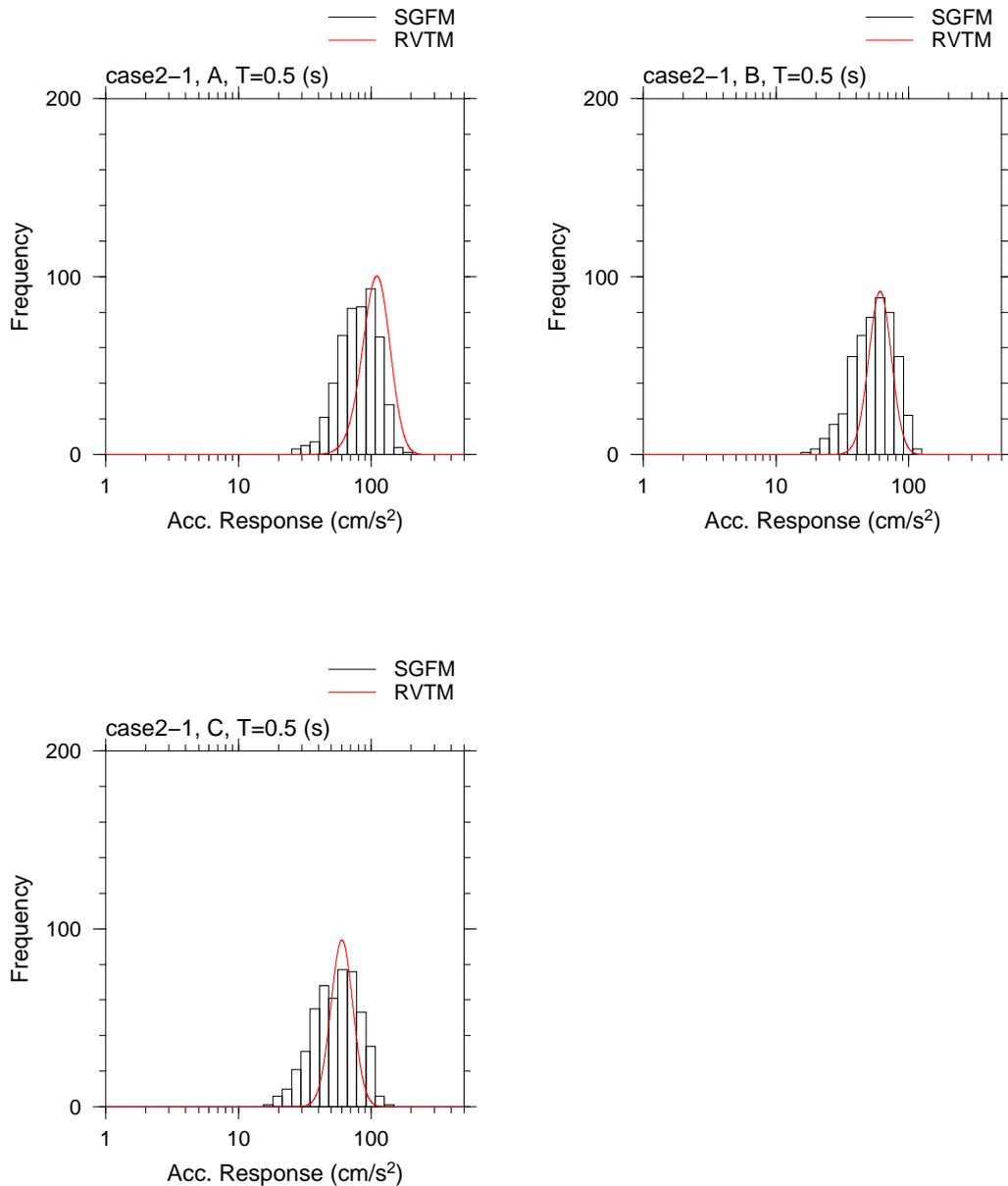


図 3.21: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case2-1, 周期 0.5 秒)
 case2-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 0.5 秒の加速度応答振幅の評価結果
 の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評
 価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

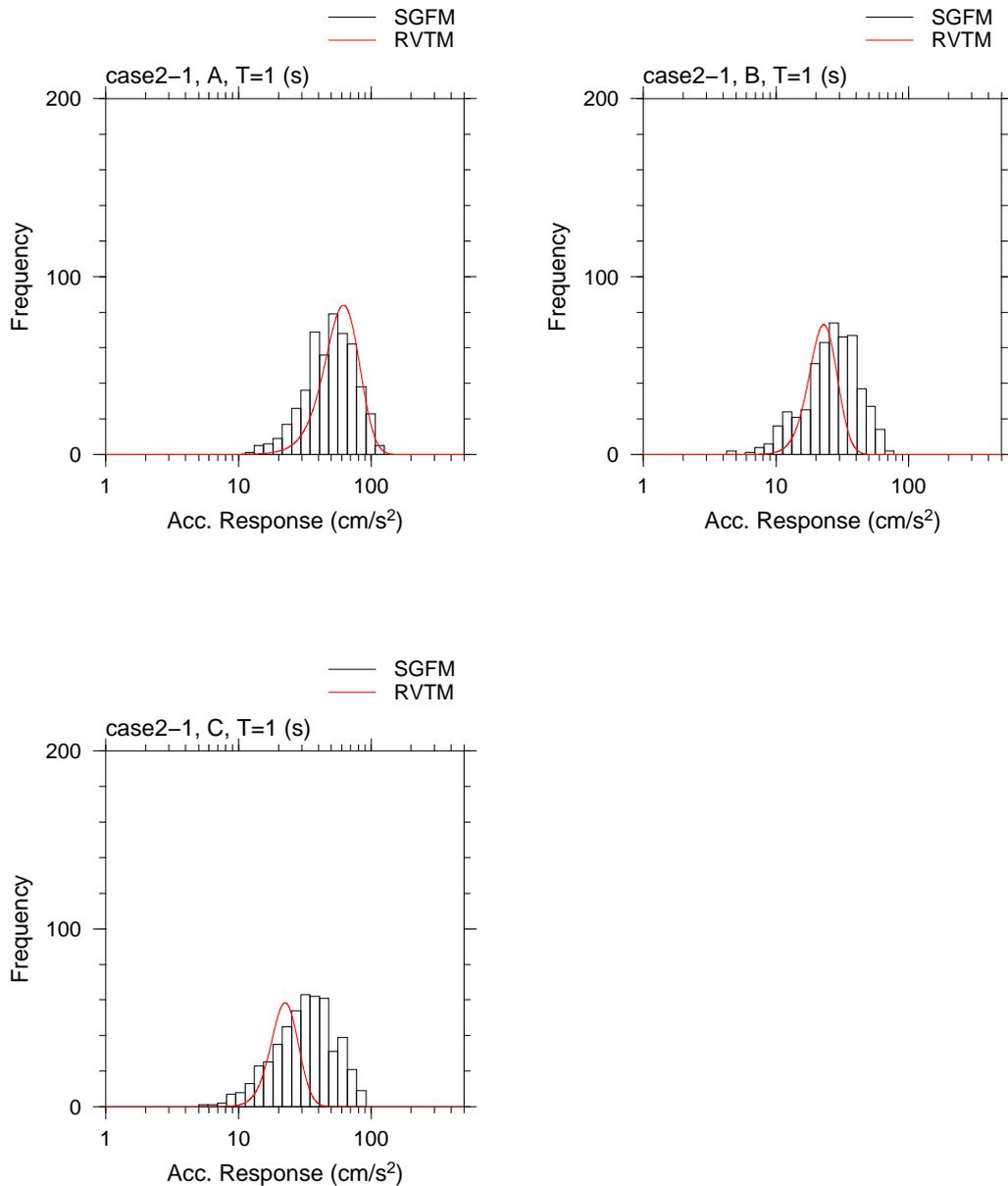


図 3.22: 加速度応答振幅 ($h=5\%$) の分布形状の比較 (case2-1, 周期 1 秒)
 case2-1 の 3 つの評価点 (A, B, C) における周期 1 秒の加速度応答振幅の評価結果の比較。棒グラフが SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

3.4 断層パラメータの変動による予測地震動振幅のばらつきに関する基本性状

RVTMを利用して断層パラメータの変動が地震動応答スペクトル予測結果に与える影響について基礎的な検討を行う。例として、マグニチュード7クラスの横ずれ断層の地震を想定した地震動予測を考え、レシピ^[4]に従って断層パラメータを設定する。このとき、将来発生する地震の断層パラメータを事前に正確に予測することはできないため、断層パラメータが不確実な量であると考えて、それらの偶然的な変動が応答スペクトル予測結果に与える影響について検討する。

3.4.1 検討方法

長さ32 km、幅16 km、上端深さ2 km、傾斜角90°の断層面（図 3.23）を仮定して、レシピ^[4]の（ア）の方法で断層モデルを設定する。このとき、地震モーメント、短周期レベル、アスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度のパラメータについて不確実性を考慮する。地震モーメントと短周期レベル、平均破壊伝播速度については、経験式に基づいて平均的な値を設定するが、実際の地震では、これらの値が必ずしも平均に一致するわけではないため、経験式に対する偶然的な不確実性を考慮する。また、アスペリティ位置と破壊開始点位置は、これらの位置を事前に特定することは困難であるため、それらの位置の不確実性を考慮する。不確実性を考慮した断層パラメータを表3.2にまとめて示す。不確実性が考えられる断層パラメータはこれらに限定されるわけではないが、特性化震源モデルの適用を前提とした場合、地震動予測結果に与える影響が大きい主なパラメータの不確実性として表3.2に挙げたものが考えられ、同様の既往研究^{[5][6][37][71][38]}においてもこれらとほぼ同じか、これらのうちの一部のパラメータに着目した検討が行われている。なお、アスペリティと背景領域の面積、地震モーメント、応力降下量、ライズタイムは、全体の地震モーメント、短周期レベルに応じてレシピ^[4]に従って従属的に変化させ、地震モーメント、短周期レベルに応じて微視的な断層パラメータも変動するモデルを検討対象としている。

対象とする断層パラメータの不確実性は表3.2に示す条件を仮定した。地震モーメント M_0 と短周期レベル A は、 $\ln M_0$ と $\ln A$ が二次元正規分布に従うと仮定した。このとき、平均値は入倉・三宅^[3]、および壇・他^[36]の関係に従って、断層面積に基づいて設定した。 $\ln M_0$ の標準偏差は0.75と仮定した。これは、壇・他^[78]のTable.1に示される12地震の断層面積 S 、地震モーメント M_0 のデータを用いて、 $\ln S$ と $\ln M_0$ の平均的な関係に対する $\ln M_0$ の標準偏差を評価した結果である。 $\ln A$ の標準偏差については、 $\ln A$ と $\ln M_0$ の平均的な関係が $A \propto M_0^{1/3}$ に従うと考え、 $\ln M_0$ の標準偏差の1/3の値である0.25とした。また、 $\ln M_0$ と $\ln A$ の相関係数は壇・他^[78]のデータから

評価した値である 0.63 と仮定した。アスペリティ位置については、アスペリティが断層面内に収まるように一様ランダムに分布すると仮定した。なお、本検討では単純な条件としてアスペリティは 1 個、形状は正方形と仮定する。破壊開始点についても、断層面内に一様ランダムに分布すると仮定した。平均破壊伝播速度 v は正規分布に従うと仮定した。平均値は Geller^[79] に従い、S 波速度 β の 0.72 倍 ($v/\beta = 0.72$) と仮定し、 v/β の標準偏差は山田・他^[6] による 0.078 と仮定した。これらの条件設定の妥当性について検討の余地があるが、予測地震動振幅のばらつきに関する定性的な特徴、各パラメータの変動が予測地震動に及ぼす相対的な影響度の把握を目的として、仮に表 3.2 に示す条件を用いた検討を行った。

上記の条件に従う断層モデルを 500 サンプル作成した。サンプル数の妥当性については後述するが、予測地震動振幅の平均および標準偏差などの基本統計量を安定して評価するために、500 サンプル程度は必要であると判断した。作成した断層モデルの M_0 と A の関係を図 3.24 に示す。本検討では、 $\ln A$ の標準偏差を $\ln M_0$ の標準偏差の $1/3$ と仮定しているため、 M_0 と A の平均的な関係は $A \propto M_0^{1/3}$ に従っている。図 3.24 の網掛けした範囲については、レシピ^[4] に従ってパラメータを設定すると、アスペリティ面積が断層面積の半分を超え、背景領域のすべり量が負の値となる。本検討ではそれらのケースは検討対象から除外した。全断層モデルの M_0 、 A 、および v/β の頻度分布を図 3.25 に示す。また、アスペリティ位置と破壊開始点位置の例を図 3.26 に示す。

全断層モデルに対して、複数の評価点での地震動応答スペクトルを RVTM により評価する。断層面に対する評価点の位置を図 3.27 に示す。評価点は、断層面内で一様すべりを仮定した場合の等価震源距離^[80] が、等しくなるように同心円状に配置し、それを複数の距離範囲に対して配置した。このうち、評価点 1, 4, 8, 11 の 4 地点については、評価手法の比較のため、SGFM による評価も行った。評価対象は S 波振幅として、ラディエーションパターン係数は 0.63 と仮定した。地盤モデルは S 波速度 3.4 km/s、密度 2.7 g/cm³ の半無限一様媒質を仮定し、Q 値を $Q = 100f^{0.7}$ と仮定した。また、 f_{max} を 6 Hz と仮定し、それよりも高周波数側の振幅を低下させた。SGFM の評価では小断層サイズを 2 km × 2 km とし、アスペリティ面積は、それらで表現できる最も近い大きさに置換して表現した。SGFM では、各小断層に対応する要素地震波を Boore^[67] の方法に従い、乱数を用いて作成した。このとき、1 つの断層モデルに対して乱數位相を変えた 10 波の要素地震波を用いて、それぞれに対する評価を行った。従って、SGFM による評価では断層モデル 500 個 × 要素地震波 10 波 = 計 5000 回の計算を行った。波形合成にあたっては断層分割数の影響を排除するために、入倉^[76] に従い、各小断層の破壊時刻に乱数による揺らぎを導入するとともに、各小断層の地震モーメント、ライズタイムの設定に引田^[77] によるモデル化方法を適用した。RVTM による評価では SGFM による評価条件と等価となる条件を設定した。

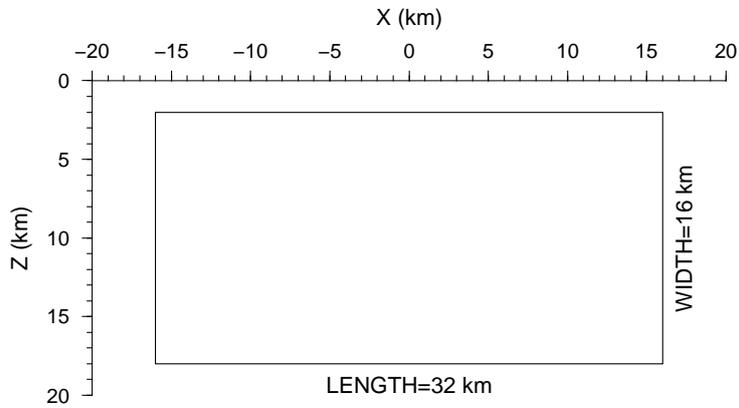


図 3.23: 検討対象断層面形状

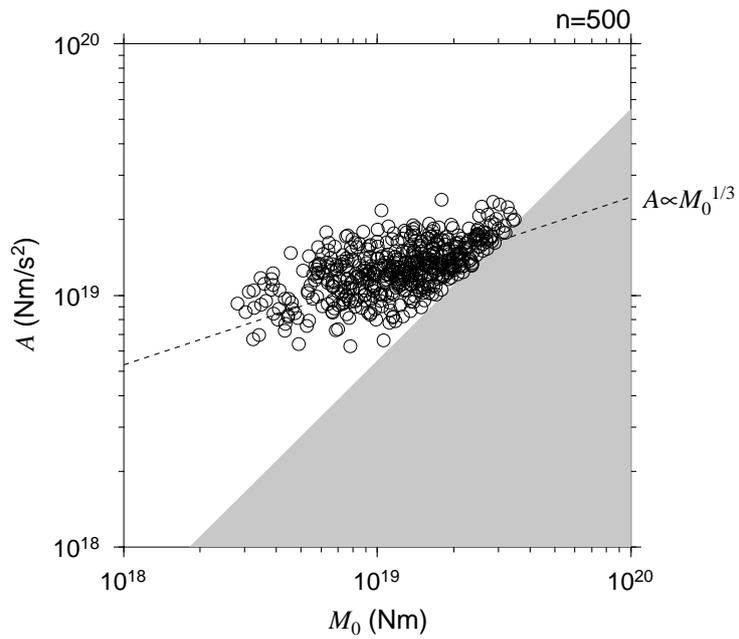


図 3.24: 作成した断層モデルサンプルの地震モーメントと短周期レベル
 500 サンプルの断層モデルの地震モーメント M_0 と短周期レベル A の関係を示す。
 破線は M_0 と A の平均を通り $A \propto M_0^{1/3}$ の傾きを持つ直線を表す。灰色の網掛けの
 領域はレシピに従ってアスペリティ面積を設定した時、アスペリティ面積が断層面
 積の 50% を超える領域を示す。

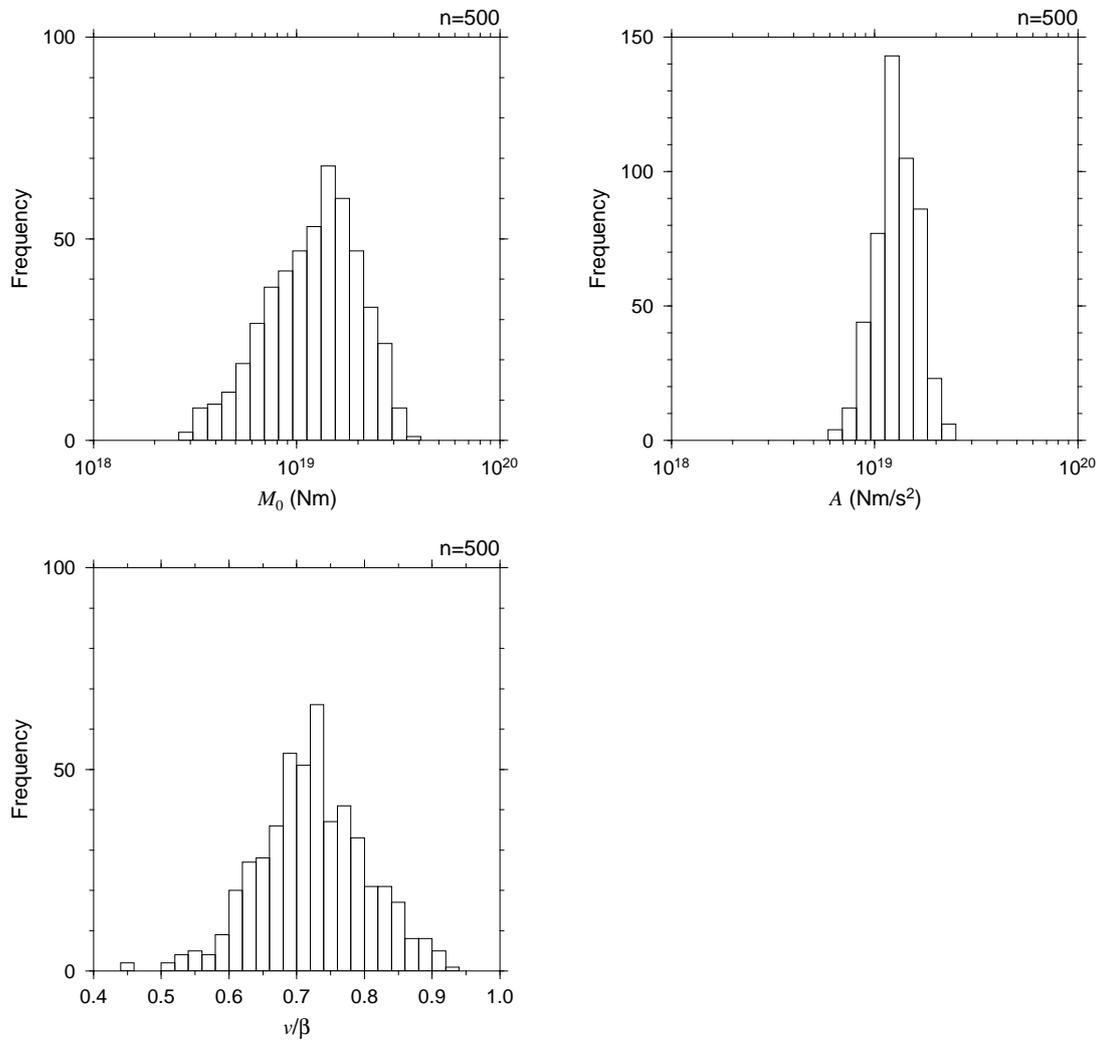


図 3.25: 地震モーメント、短周期レベル、平均破壊伝播速度の頻度分布
 500 サンプルの断層モデルのパラメータの頻度分布。左上は地震モーメント M_0 の
 頻度分布。右上は短周期レベル A の頻度分布。左下は S 波速度 β に対する平均破壊
 伝播速度 v の比の頻度分布を表す。

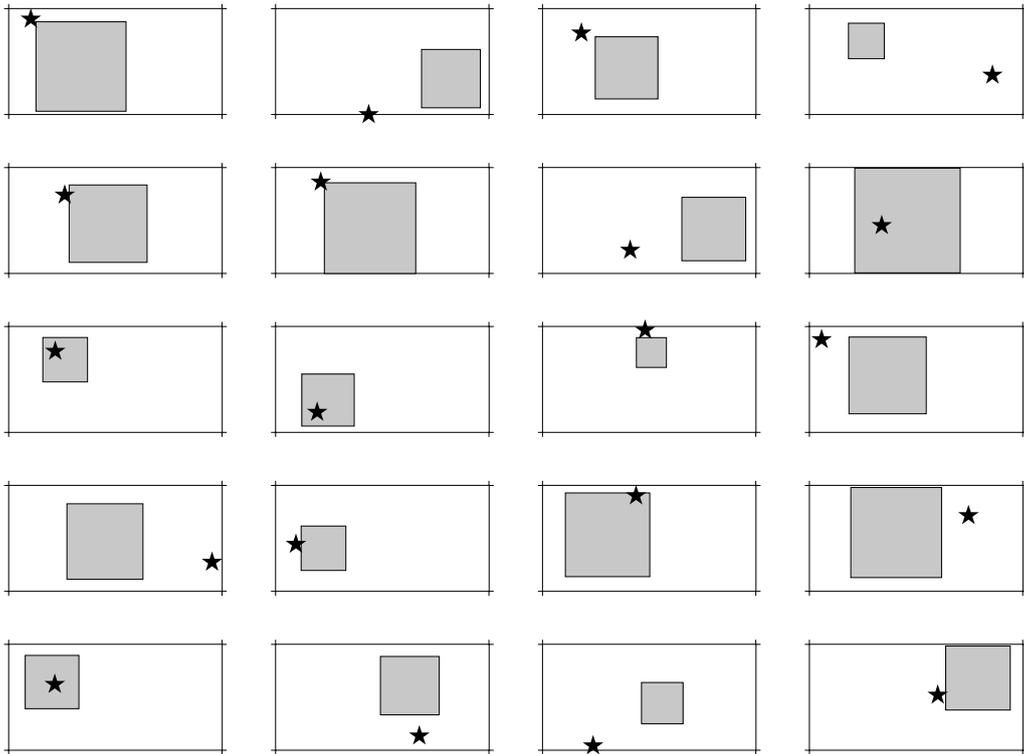


図 3.26: 作成した断層モデルサンプルのアスペリティ位置と破壊開始点位置の例
 500 サンプルの断層モデルのうち 20 サンプルの断層モデルのアスペリティ位置と
 破壊開始点位置を示す。灰色網掛けがアスペリティを、星印が破壊開始点位置を
 示す。

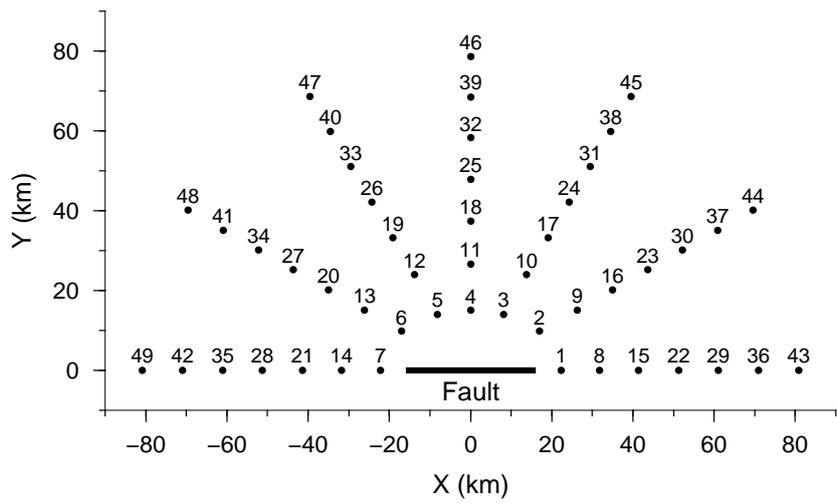


図 3.27: 断層面と評価点位置

表 3.2: 不確実性を考慮した断層パラメータ

	パラメータ	不確実性の条件
震源励起特性 に係る主要な断 層パラメータ	地震モーメント M_0	二次元正規分布 ($\ln M_0, \ln A$ に対して) $\ln M_0$ の平均: $E[\ln M_0] = \ln(1.46) + 19 \ln(10)$ (入倉・三宅, 2001) $\ln A$ の平均: $E[\ln A] = \ln(1.29) + 19 \ln(10)$ (壇・他, 2001) $\ln M_0$ の標準偏差: 0.75 (壇・他, 2003のデータから評価した値) $\ln A$ の標準偏差: 0.25 ($\ln M_0$ の標準偏差の1/3) $\ln M_0$ と $\ln A$ の相関係数: 0.63 (壇・他, 2003のデータから評価した値)
	短周期レベル A	
断層破壊様式 に係る断層パラ メータ	アスペリティ位置	断層面内に一様分布
	破壊開始点位置	断層面内に一様分布
	平均破壊伝播速度 v	正規分布 (v/β に対して) v/β の平均: 0.72 (Geller, 1976) v/β の標準偏差: 0.078 (山田・他, 2007)

3.4.2 加速度応答スペクトル評価結果

例として、評価点 1, 4, 8, 11 における評価結果について、RVTM で評価した全断層モデルに対する平均加速度応答スペクトル ($h=5\%$) を図 3.28 に示す。図 3.28 の灰線は、各断層モデルに対して式 (3.31) によって表される最大加速度応答の累積確率分布関数から求められる平均加速度応答スペクトルを表している。ここで、断層モデル j による最大加速度応答の累積確率分布関数を $U_j(\eta)$ と表すと、全断層モデルによる最大加速度応答の累積確率分布関数 $\bar{U}(\eta)$ は以下によって評価した。

$$\bar{U}(\eta) = 1 - \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \{1 - U_j(\eta)\} \quad (3.37)$$

N は断層モデル数を表し、この場合は 500 である。 $\bar{U}(\eta)$ から評価した平均加速度応答スペクトルと、平均±標準偏差を図 3.28 の黒実線と黒破線で表示している。

同じ評価点 1, 4, 8, 11 における、SGFM で評価した全断層モデルに対する平均加速度応答スペクトル ($h=5\%$) を図 3.29 に示す。SGFM では各断層モデルに対して乱数位相を変えて作成した要素地震波 10 波を用いた評価を行っており、断層モデル 500 個×要素地震波 10 波=計 5000 回の計算を行っている。図 3.29 の灰線は、各断層モデルに対する要素地震波 10 波による評価結果の平均を表している。黒実線と黒破線は、評価結果 5000 波の平均応答スペクトルと、平均±標準偏差を示している。RVTM と SGFM による平均応答スペクトルと平均±標準偏差の比較を図 3.30 に示す。個々の断層モデルに対する平均応答スペクトルの評価結果については、評価手法によって違いが生じる場合も見られたが、全ての断層モデルに対する評価結果の平均と平均±標準偏差を比較する限りは、手法による違いは小さいと言える。評価点 1, 4, 8, 11 のそれぞれにおける RVTM と SGFM の評価結果について、周期 0.02 秒、0.1 秒、0.5 秒、1 秒の加速度応答振幅の分布形状を比較して図 3.31～図 3.34 に示す。図 3.31～図 3.34 は SGFM による評価結果 5000 波の頻度分布を棒グラフで表示している。赤線は式 (3.37) に基づいて評価した RVTM による確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたものである。RVTM と SGFM による評価結果は概ね良い対応を示しており、RVTM は SGFM の評価結果を概ね再現している。前項で示した特定の断層モデルに対する RVTM と SGFM の比較 (図 3.15～図 3.22) では、周期 0.5 秒や周期 1 秒の長周期成分では RVTM と SGFM による分布形状に違いが見られたが、図 3.31～図 3.34 では長周期成分の分布形状も比較的良い一致を示している。特定の断層モデルに対する手法間の評価誤差に比べて、断層パラメータの不確実性による地震動振幅の変動の方がはるかに大きいことから、断層パラメータの不確実性による影響検討に適用する限りは図 3.15～図 3.22 に見られた評価誤差が大きな問題になることは無いと考えられる。これらの結果から、断層パラメータの不確実性による予測地震動振幅の分布評価に対して、RVTM は十分に適用可能な方法であると判断できる。以降では RVTM による評価結果に基づいて、断層パラメータの変動が予測地

震動振幅に与える影響について考察する。なお、SGFMでは図3.31～図3.34の頻度分布を得るために5000サンプルの計算を要するが、RVTMでは500個の断層モデルに対する500回の計算によって、SGFMによる頻度分布と同等の確率分布形状を推定できている。RVTMは計算量の面でメリットがあるだけでなく、確率分布形状が数値的に評価できることから、地震ハザード解析のような確率論的な検討に対して親和性が高い評価手法であると言える。

代表的な評価点における、加速度応答スペクトル評価結果の平均、標準偏差を比較して図3.35～図3.38に示す。図3.35と図3.36は断層走向に対する方向が同じで、距離が異なる4つの評価点における評価結果を比較したものである。図3.37と図3.38は断層面からの距離（断層面上で一樣すべりを仮定した時の等価震源距離^[80]）が同じで、断層走向に対する方向が異なる4つの評価点における評価結果の比較である。まず、各図の左側に示す平均応答スペクトルに着目すると、当然ながら距離が遠いほど平均応答スペクトルは小さくなっている（図3.35、図3.36）。また、断層面からの距離が同じであれば、断層走向に対する方向に拠らず、平均応答スペクトルは同程度であった（図3.37、図3.38）。個々の断層モデルによる評価結果は、破壊開始点位置やアスペリティ位置に応じて破壊進行方向やアスペリティ付近で地震動振幅が大きくなるため、断層面からの距離が同じ場所でも同じ振幅になるとは限らない。しかし、破壊開始点位置やアスペリティ位置が異なる多数の断層モデルに対する地震動予測結果の平均については、個々の断層モデルに応じた違いは平均化されるため、断層面からの距離が同じ評価点ではほぼ同じ平均振幅になると考えられる。なお、図3.37の断層面に近い評価点（1, 2, 3, 4）で振幅に僅かな違いが生じているのはアスペリティの影響と考えられる。4つの評価点は断層面上で一樣すべりを仮定した時の等価震源距離が同じとなるように配置されている。評価に用いた500サンプルの断層モデルではアスペリティ位置をランダムに配置しているが、アスペリティは断層面内に収まるようにランダムに配置されるため、多数の断層モデルサンプルによる平均すべり量分布は断層面上で一樣にはならず、断層端部で小さくなる分布形状となる。つまり、一樣すべりの条件に基づいて設定した4つの評価点の配置は厳密に距離の影響が同じとなる配置ではないと言え、断層近傍の地震動評価結果にその違いが現れていると考えられる。遠方ではこのような違いは目立たなくなるため、図3.38では評価点に拠らず平均応答スペクトルはほぼ一致している。

次に、応答スペクトルの標準偏差を比較する。評価点毎に標準偏差の大きさに違いがあるが、長周期成分で標準偏差が大きい周期特性を持つ点は評価点に拠らず共通している。長周期成分のばらつきが大きい要因の一つは、検討において仮定した不確実性の条件と考えられる。評価において仮定した断層パラメータの不確実性のうち、地震モーメントの不確実性と、短周期レベルの不確実性は、それぞれ地震動振幅の長周期成分、短周期成分の評価結果に対する影響が大きい。本検討では、地震モーメントの標準偏差を、短周期レベルの標準偏差の3倍と仮定しており、地震モーメントのばらつきを相対的に大きく設定している。そのため、地震動評価結果

の長周期成分のはばらつきが相対的に大きくなっていると考えられる。また、もう一つの原因として、対象とする断層モデルの震源スペクトルのコーナー周波数が平均的に 0.5 Hz 程度（周期 2 秒程度）となっており、この周期付近ではアスペリティ位置や破壊開始点位置などの断層破壊様式の不確実性により、震源から放射される地震動振幅の方位による違いが大きくなるため、ばらつきが大きくなっていると考えられる。長周期成分においてばらつきが大きくなるという周期特性は、第 2 章における観測地震動振幅の偶然的な不確実性によるばらつきの特徴とは整合しておらず、単純に表 3.2 のような地震モーメントと短周期レベルの不確実性を仮定しただけでは、観測事実に見られる特徴と整合したばらつきにはならないことがわかった。

各評価点の標準偏差の違いを見ると、図 3.37、図 3.38 より、断層走向に対する方向によって標準偏差に違いが見られ、特に断層走向の延長線上にある評価点では標準偏差が大きい傾向がある。また、図 3.35 より、断層走向方向の評価点では距離が近いほど標準偏差が大きい傾向が見られるが、図 3.36 の断層走向に直交する方向の評価点では距離による標準偏差の違いは小さい。各方向の標準偏差の違いには、断層破壊様式の不確実性が大きく影響している。断層走向方向の評価点では、破壊開始点位置が近くにあるか遠方にあるかによって破壊伝播効果が異なり、予測地震動振幅に大きな違いが生じる。また、アスペリティ位置が近くにあるか遠方にあるかによっても地震動振幅に大きな違いが生じる。一方、断層走向に直交する方向の評価点では、破壊伝播効果の影響が現れ難く、幾何学的にアスペリティ位置の違いによる振幅の変動が小さいと考えられる。このように破壊様式の不確実性の影響が、評価点位置による標準偏差の違いを生じさせていると考えられる。

図 3.35～図 3.38 だけでは評価点による評価結果の違いが分かり難いため、より多数の評価点を対象として応答スペクトルの評価を行い、評価結果の平均と標準偏差の空間分布図を作成した。周期 0.02 秒、0.1 秒、0.5 秒、1 秒の振幅に対する平均と標準偏差の水平面上のコンター図を図 3.39～図 3.42 に示す。図中の白線が断層面の位置を表す。図の範囲内に 2 km 間隔で評価点を置き、全ての評価点における評価結果から平均と標準偏差を求め、それらのコンター図を示している。なお、コンター図の作成にあたっては断層モデルのサンプル数を追加して、計 10000 サンプルの断層モデルに対する評価を行った。これは、より安定した基本統計量（平均、標準偏差）の空間分布を把握するための措置である。断層モデル数の影響について、評価点 1 における周期 0.02 秒の振幅に対する評価を例として、評価結果の平均、標準偏差と断層モデル数の関係を図 3.43 に示す。図は横軸が断層モデル数を表し、それぞれの断層モデル数に対して評価した平均と標準偏差をプロットしている。断層モデル数が少ないと、平均および標準偏差が安定して求められないが、断層モデル数が多くなれば評価結果が安定してくる様子が確認できる。断層モデル数がどれだけ必要かを断定することは難しいが、図 3.43 を見る限り、500 以上であれば平均と標準偏差の評価に大きな問題はないと考えられる。ただし、実際に 500 個の断層モデルの結果から図 3.39～図 3.42 のコンター図を作成したところ、やや左右非対称な分布

形状となり、500個の断層モデルに依存すると考えられる傾向が見られた。そこで、10000 サンプルの計算を実施して分布形状を確認したところ、10000 サンプルの評価結果からはほぼ左右対象な、滑らかな分布形状が得られた。定性的な特徴は500 サンプルの計算結果でも大きく変わるわけではないが、図 3.39～図 3.42 のコンター図のように評価点毎の平均、標準偏差の細かい差異を見ようとした場合には、より多くのサンプル数による評価が必要となる。

図 3.39～図 3.42 の平均振幅のコンター図を見ると、いずれも断層を中心として同心円状の分布形状を示している。個々の断層モデルに対する予測地震動振幅の空間分布は、それぞれのアスペリティ位置や破壊開始点位置に応じた分布形状を示すが、全断層モデルに対する平均については個々の断層モデルによる影響が平均化され、単純な同心円状の分布に収束している。また、標準偏差は断層走向の延長線上で大きく、特に断層端部付近で局所的に大きな値となる。これは、断層破壊様式の不確実性の影響と考えられ、断層端部付近では破壊開始点位置やアスペリティ位置によって予測地震動振幅が大きく変動するためである。標準偏差については、断層面からの距離が同じでも評価点の位置によって値に違いがある。断層パラメータの不確実性が予測地震動振幅のばらつきに与える影響は、断層面に対する評価点の位置によって異なると言え、これは断層パラメータの不確実性の影響に関する重要な特徴の一つである。

断層端部付近では、断層面に近いことで予測地震動振幅の平均が大きいことに加えて、ばらつきが大きいことから大きな振幅が生じる可能性が高いことがわかる。一方、断層に直交するような位置では、平均振幅が同程度でもばらつきが小さく、地震ハザードという観点では大きな違いがある。断層パラメータの不確実性の影響を考える場合に、断層面に対する評価点の位置関係を考慮することは非常に重要である。

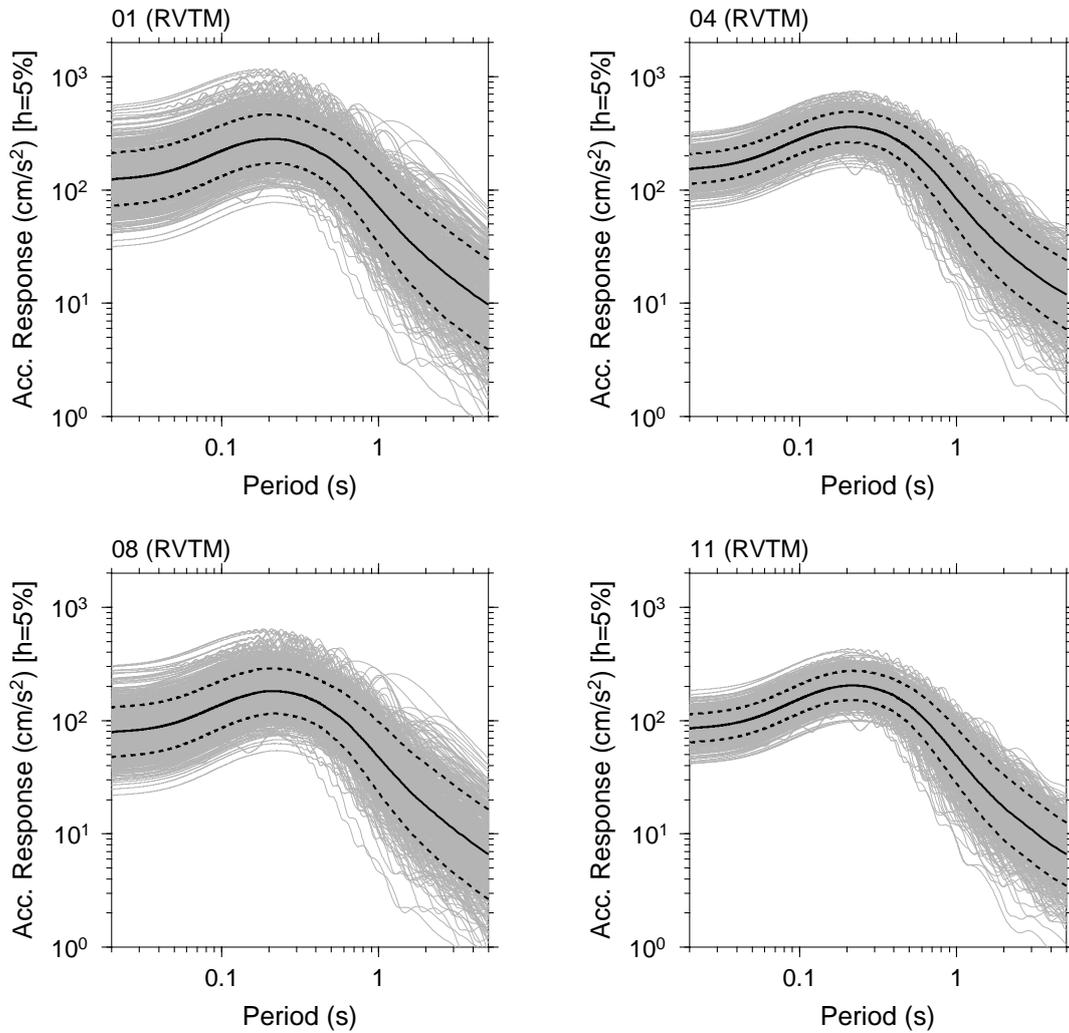


図 3.28: 全断層モデルに対する平均加速度応答スペクトルの評価結果 (RVTM)
 4 評価点における全断層モデルに対する RVTM による平均加速度応答スペクトル評価結果の重ね書きを示す。左上の番号が評価点番号を表す。黒実線は全評価結果の平均スペクトルを、黒破線は平均±標準偏差を表す。

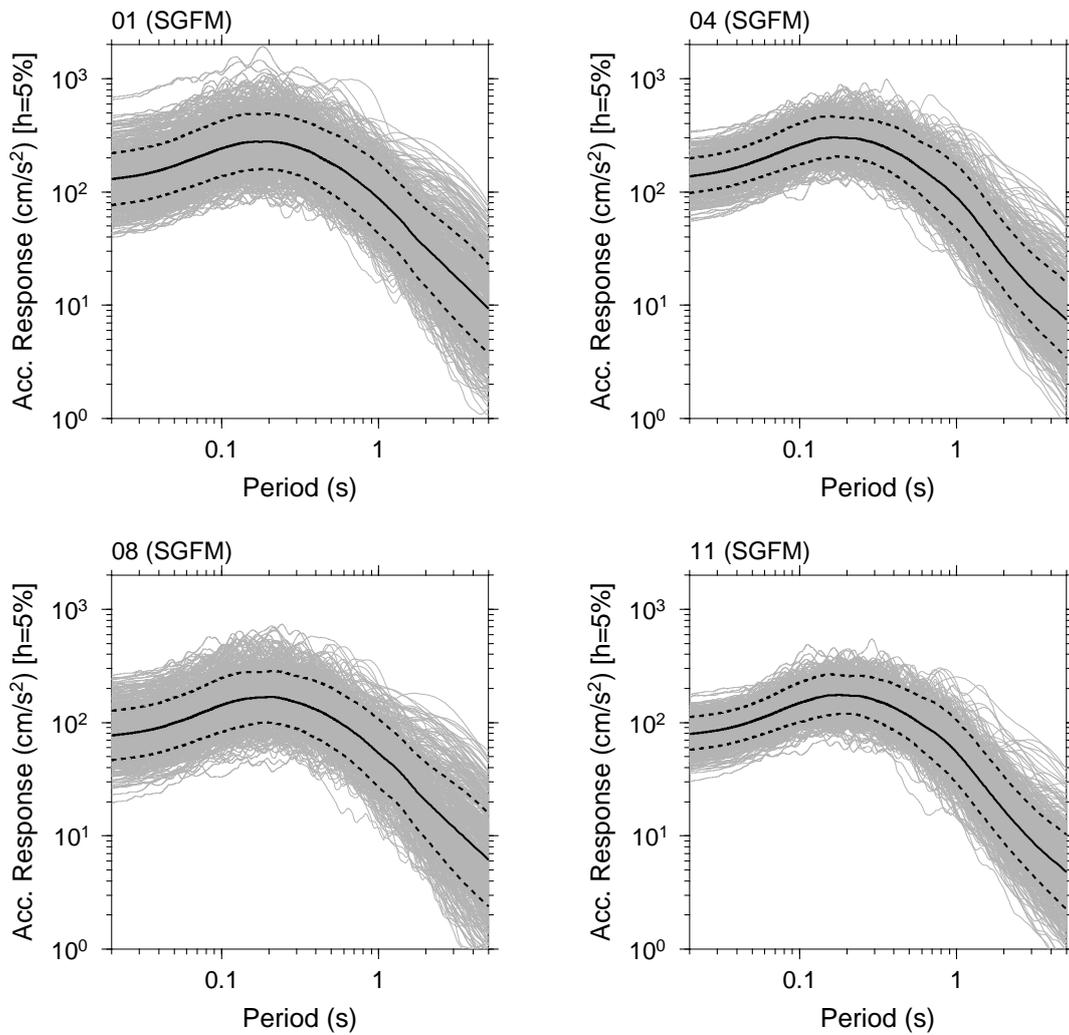


図 3.29: 全断層モデルに対する平均加速度応答スペクトルの評価結果 (SGFM)
 4 評価点における全断層モデルに対する SGFM による平均加速度応答スペクトル評価結果の重ね書きを示す。左上の番号が評価点番号を表す。黒実線は全評価結果の平均スペクトルを、黒破線は平均±標準偏差を表す。

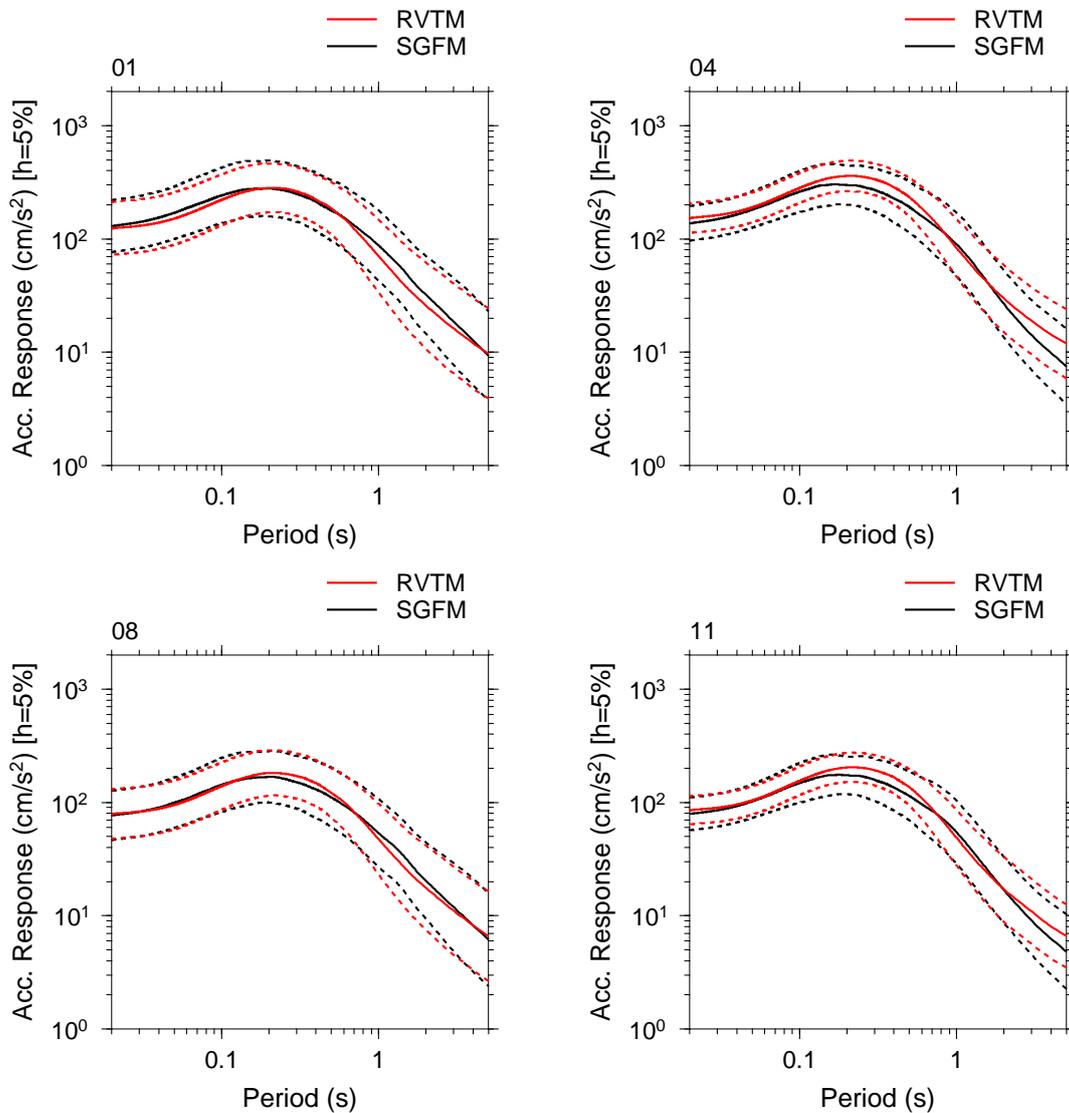


図 3.30: SGFM と RVTM による平均加速度応答スペクトルの評価結果の比較
 4 評価点における SGFM と RVTM による平均加速度応答スペクトル評価結果の比較を示す。左上の番号が評価点番号を表す。黒が SGFM の評価結果、赤が RVTM の評価結果を表す。それぞれ実線が平均を、破線が平均±標準偏差を表す。

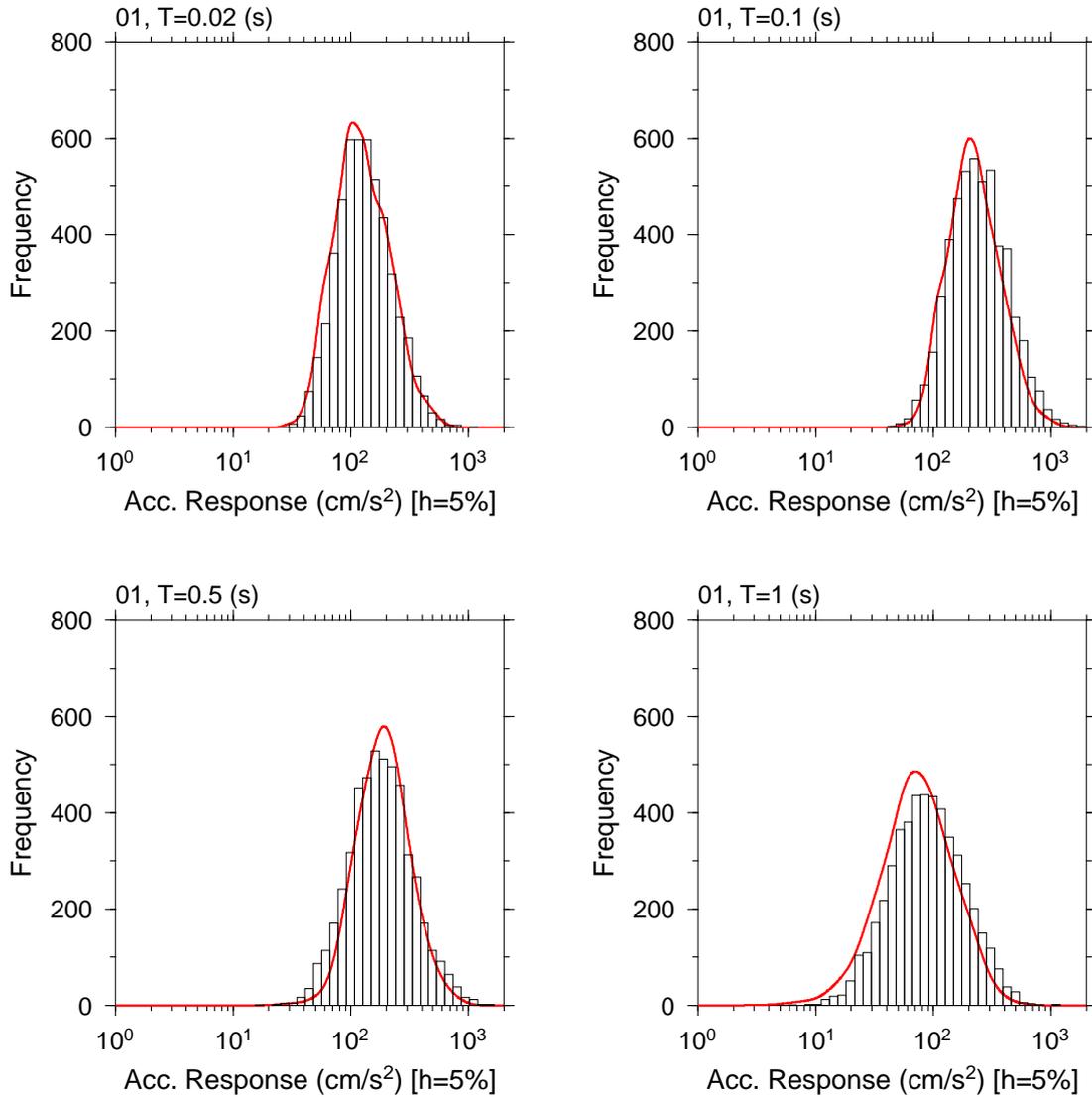


図 3.31: SGFM と RVTM による加速度応答振幅評価結果の分布の比較 (評価点 1)
 評価点 1 における 4 つの周期 (0.02 秒, 0.1 秒, 0.5 秒, 1 秒) の加速度応答振幅評価結果の分布の比較。棒グラフは SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

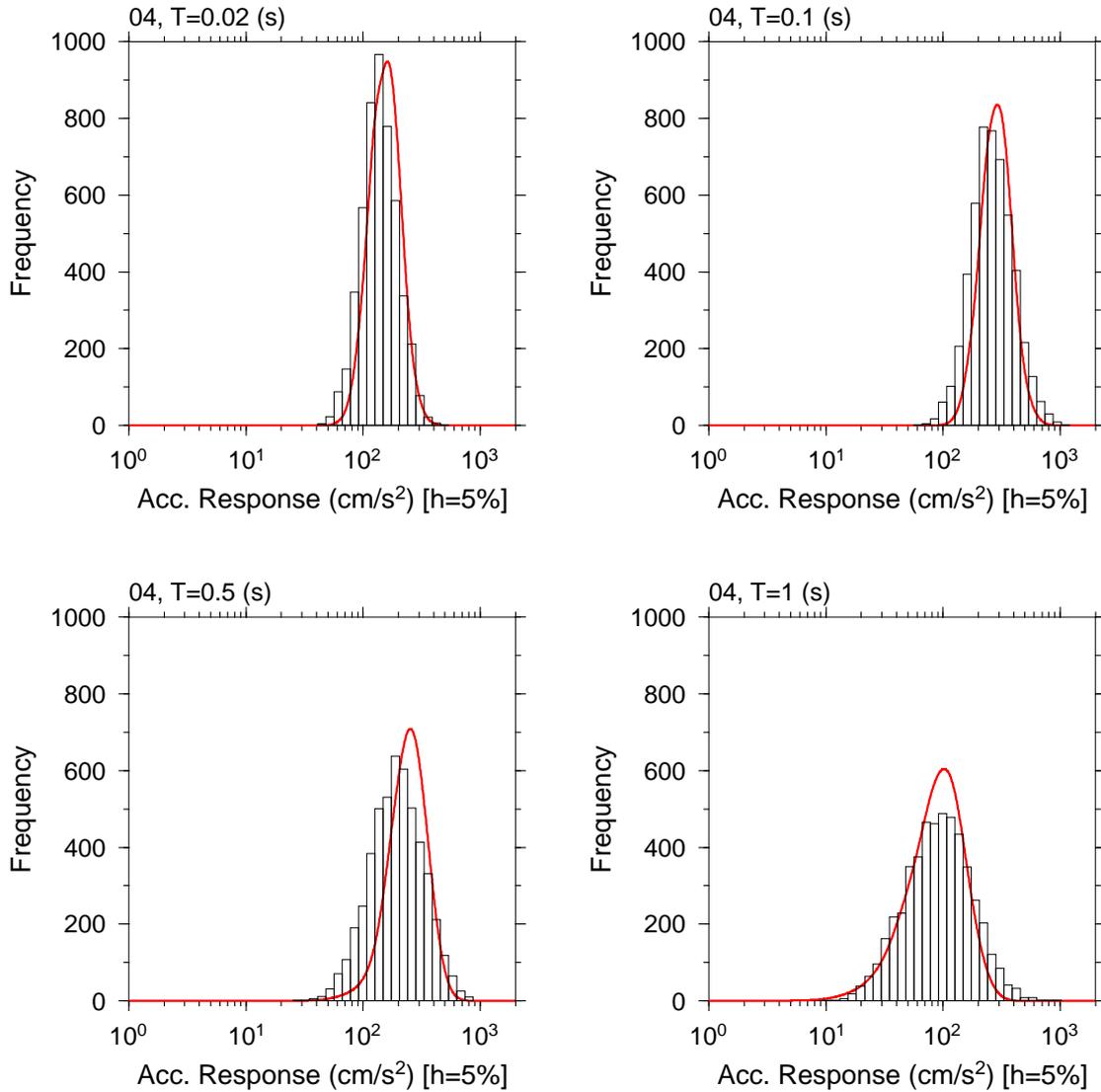


図 3.32: SGFM と RVTM による加速度応答振幅評価結果の分布の比較 (評価点 4)
 評価点 4 における 4 つの周期 (0.02 秒, 0.1 秒, 0.5 秒, 1 秒) の加速度応答振幅評価結果の分布の比較。棒グラフは SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

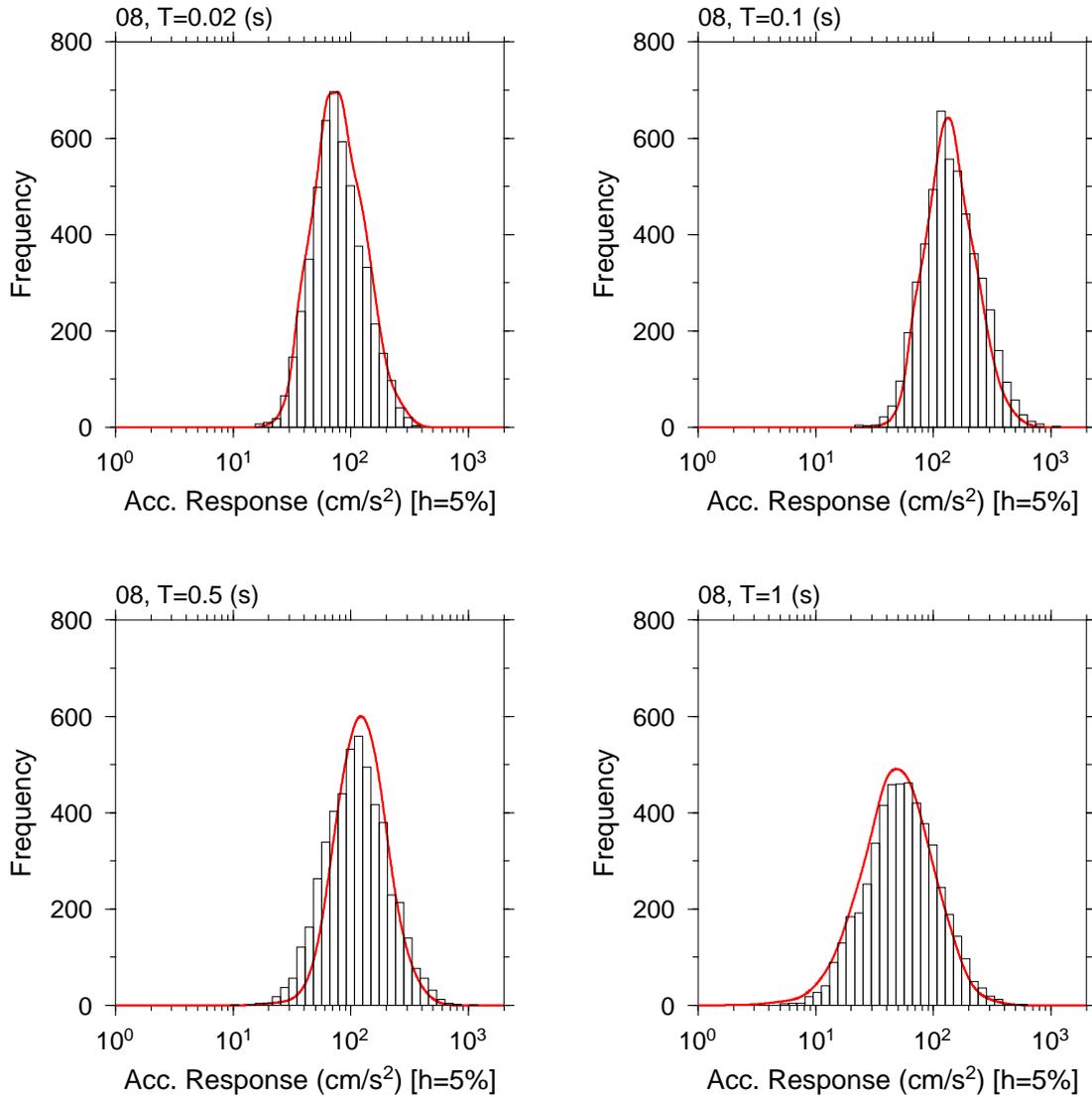


図 3.33: SGFM と RVTM による加速度応答振幅評価結果の分布の比較 (評価点 8)
 評価点 8 における 4 つの周期 (0.02 秒, 0.1 秒, 0.5 秒, 1 秒) の加速度応答振幅評価結果の分布の比較。棒グラフは SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

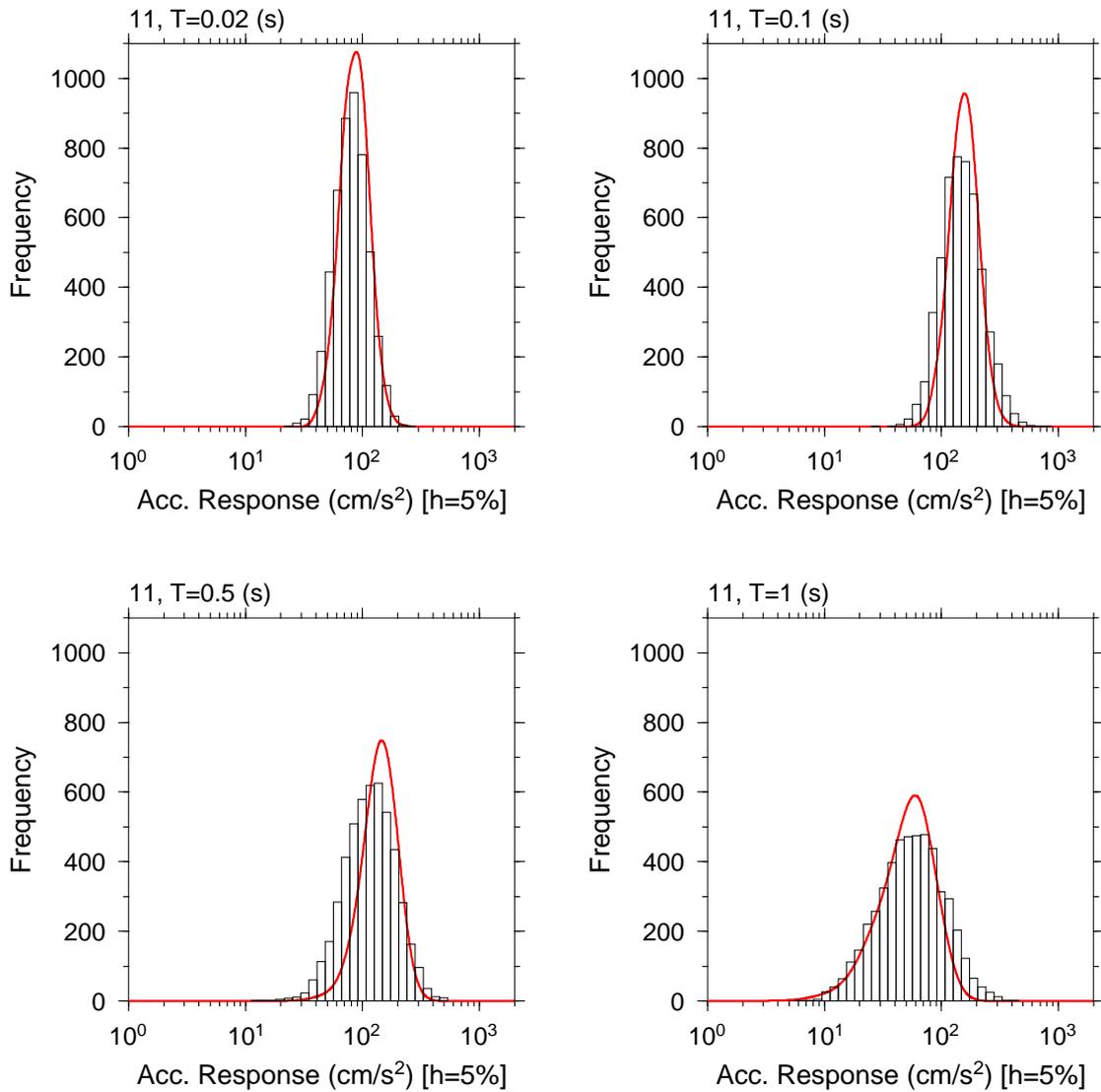


図 3.34: SGFM と RVTM による加速度応答振幅評価結果の分布の比較 (評価点 11)
 評価点 11 における 4 つの周期 (0.02 秒, 0.1 秒, 0.5 秒, 1 秒) の加速度応答振幅評価
 結果の分布の比較。棒グラフは SGFM による評価結果の頻度分布を表す。赤線は
 RVTM で評価した確率分布形状を振幅を定数倍して重ね書きしたもの。

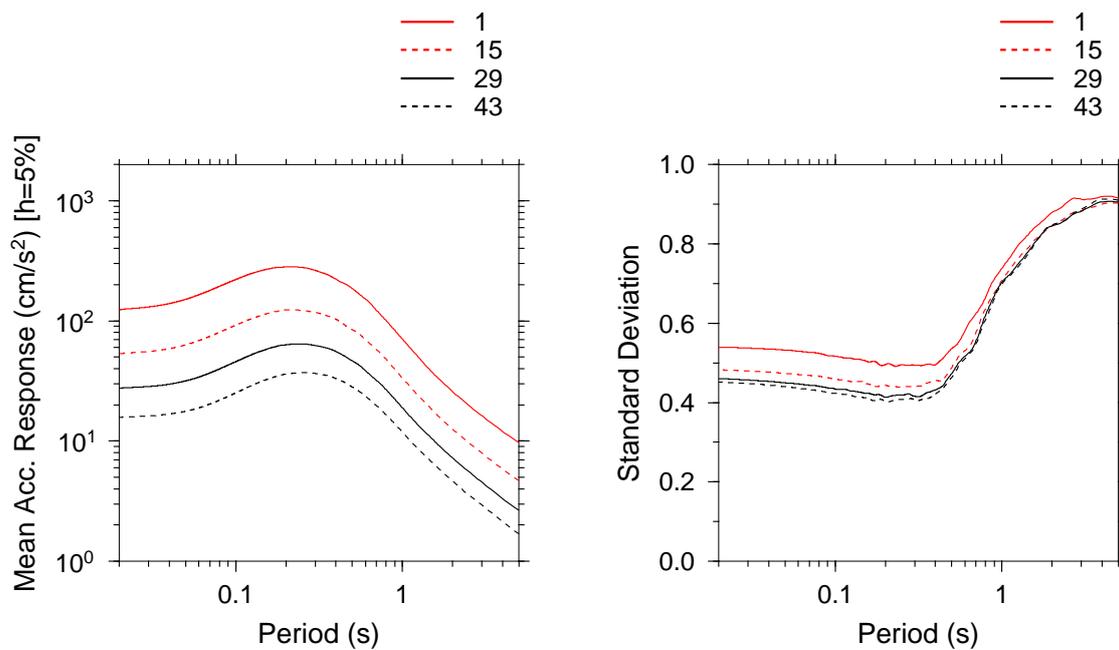
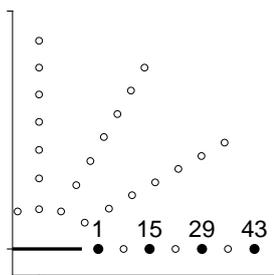


図 3.35: 評価点位置による平均加速度応答スペクトルと標準偏差の比較
 4 評価点における評価結果の比較。左が平均加速度応答スペクトルの重ね書きを示す。右は標準偏差の重ね書きを示す。

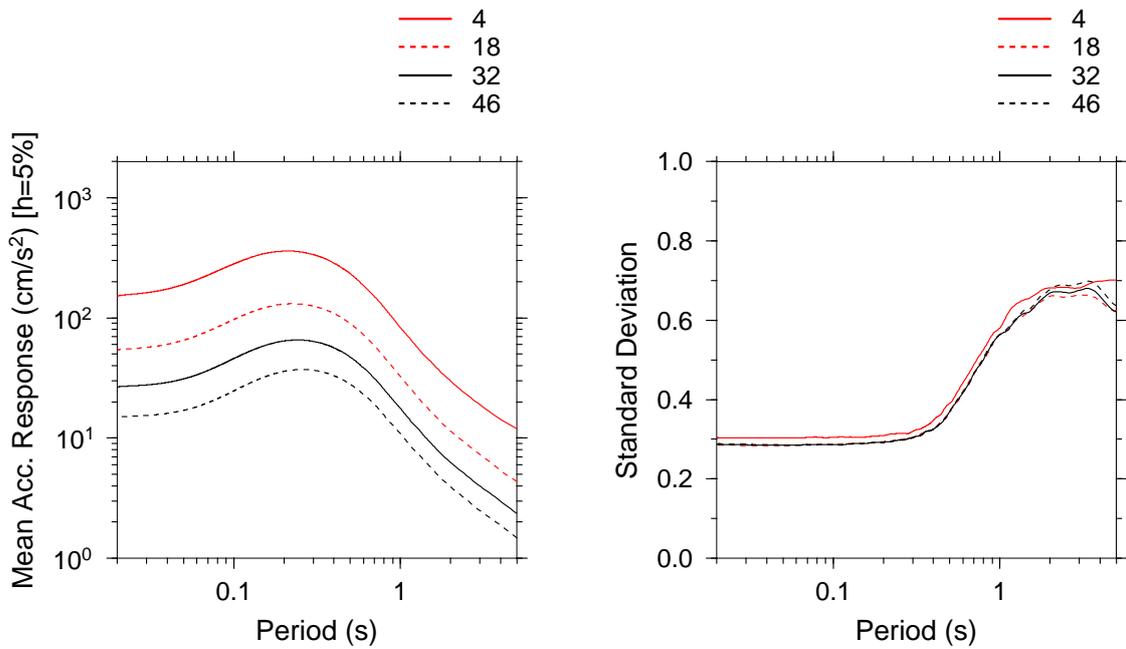
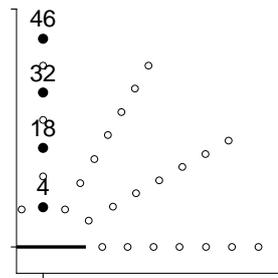


図 3.36: 評価点位置による平均加速度応答スペクトルと標準偏差の比較
 4 評価点における評価結果の比較。左が平均加速度応答スペクトルの重ね書きを示す。右は標準偏差の重ね書きを示す。

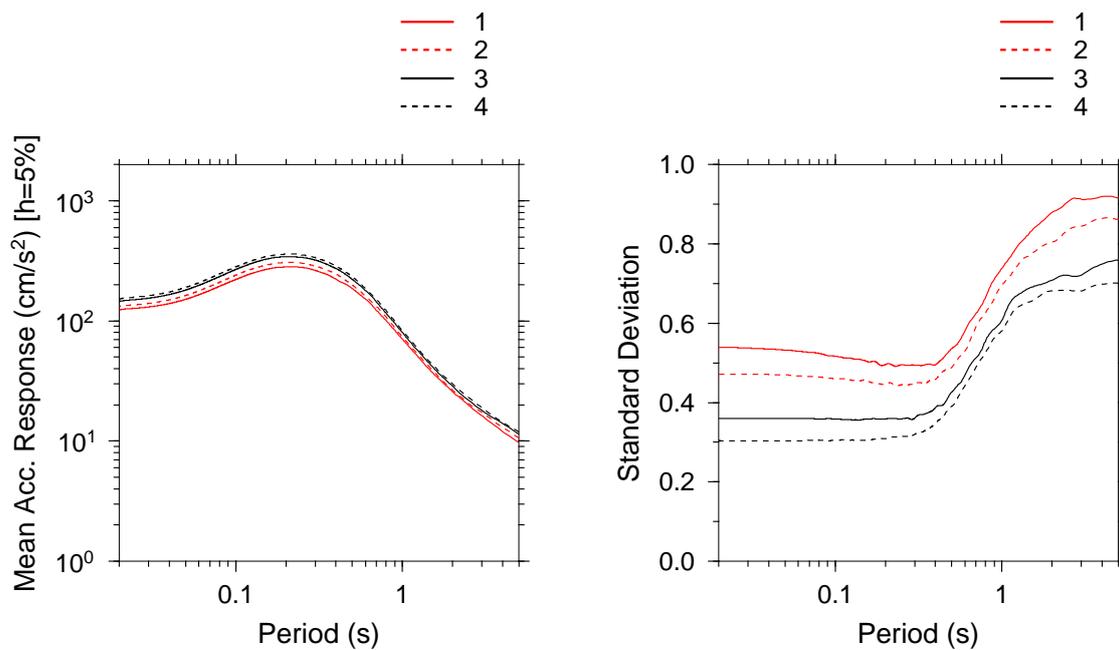
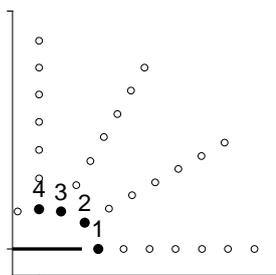


図 3.37: 評価点位置による平均加速度応答スペクトルと標準偏差の比較
 4 評価点における評価結果の比較。左が平均加速度応答スペクトルの重ね書きを示す。右は標準偏差の重ね書きを示す。

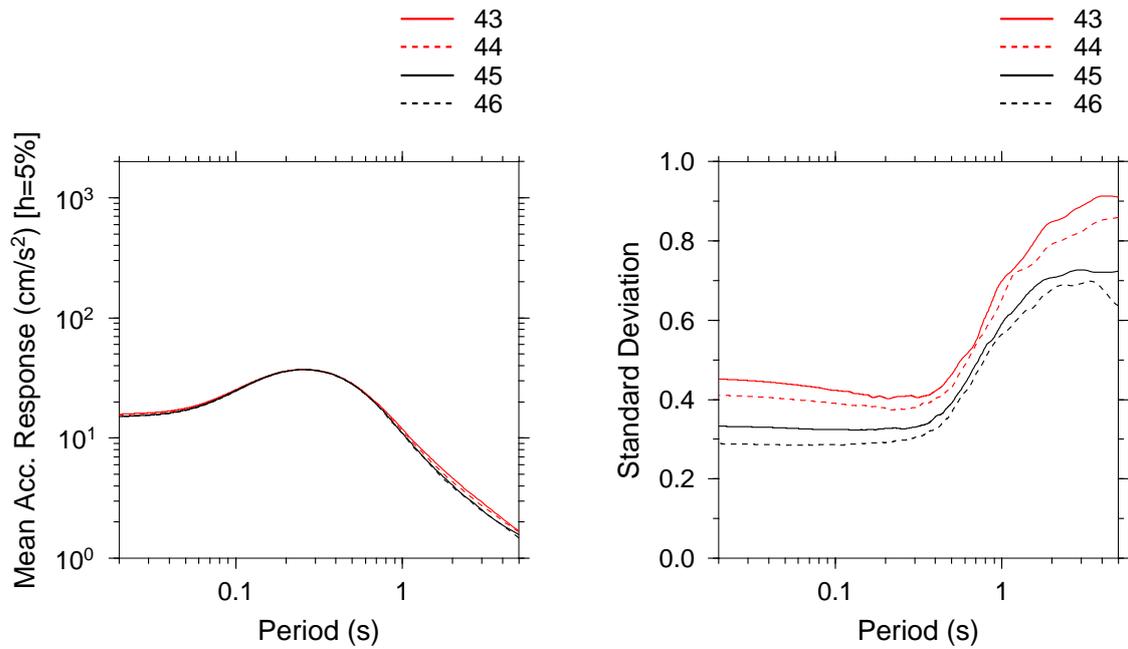
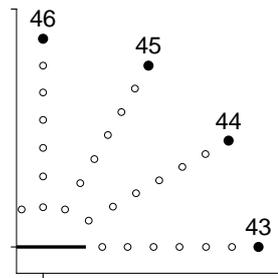


図 3.38: 評価点位置による平均加速度応答スペクトルと標準偏差の比較
 4 評価点における評価結果の比較。左が平均加速度応答スペクトルの重ね書きを示す。右は標準偏差の重ね書きを示す。

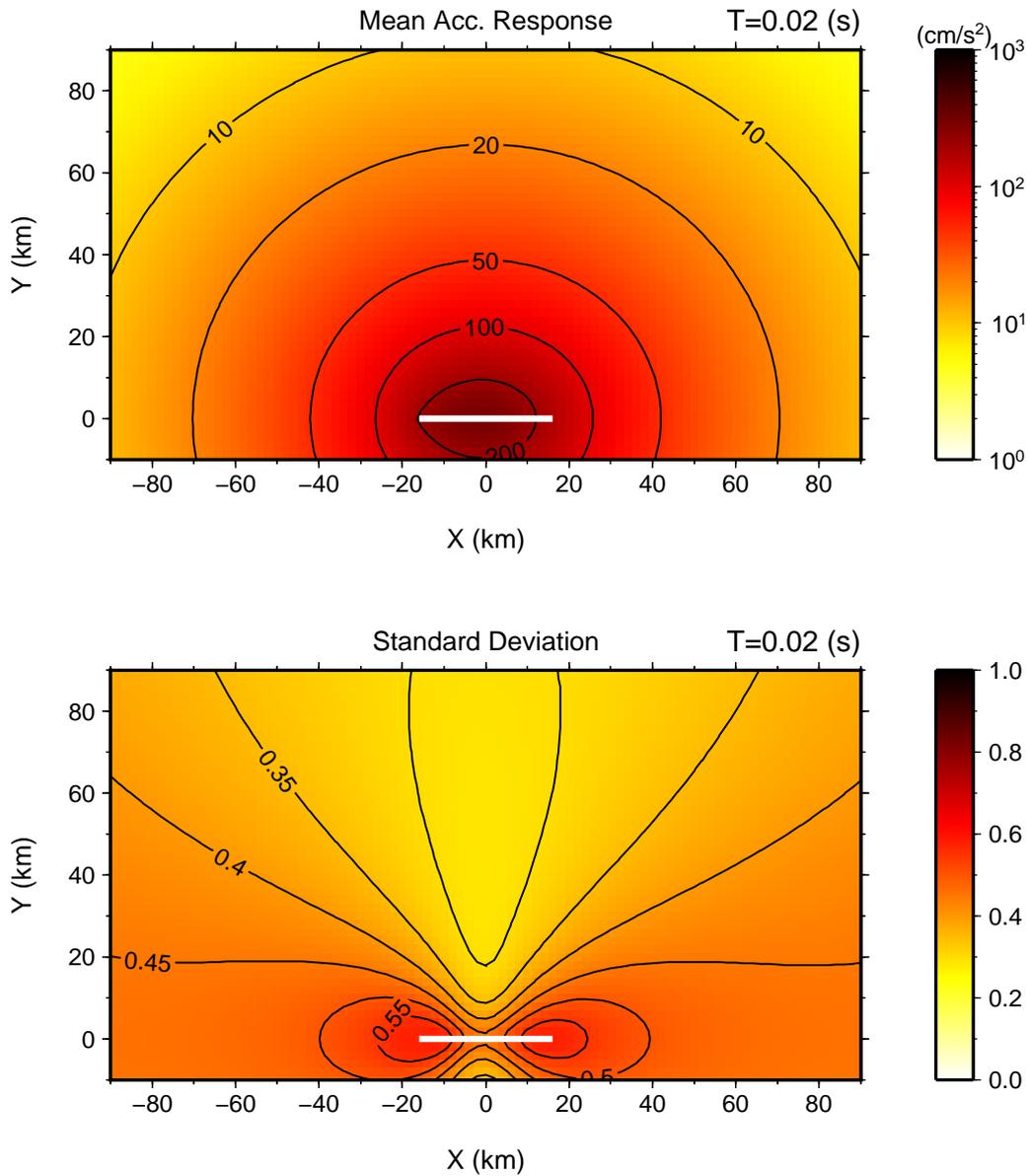


図 3.39: 平均加速度応答振幅と標準偏差の空間分布（周期 0.02 秒）
 上が各地点における周期 0.02 秒の平均加速度応答振幅のコンター図を示す。下は各
 地点における標準偏差のコンター図を示す。白線は断層面の位置を示す。

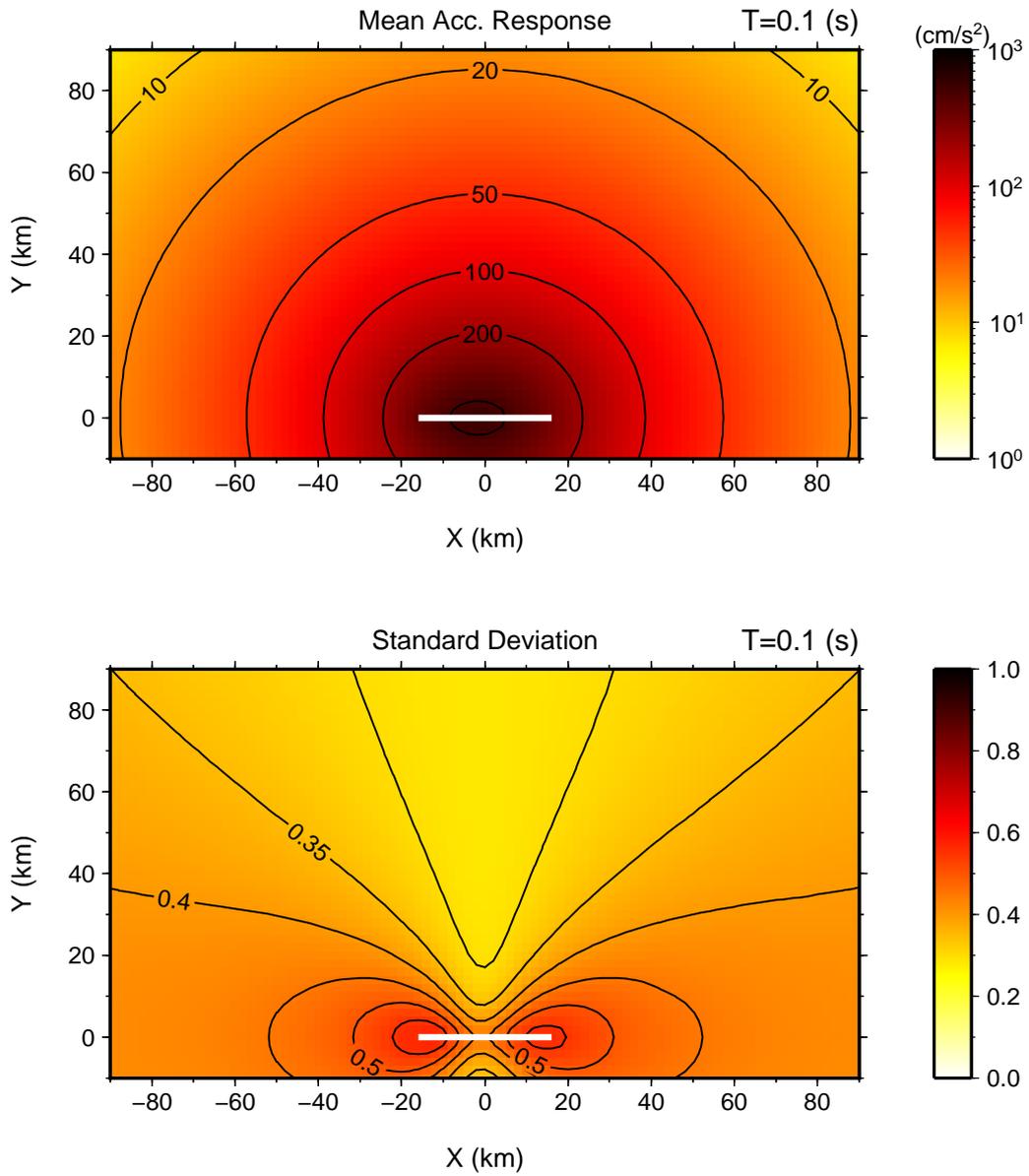


図 3.40: 平均加速度応答振幅と標準偏差の空間分布 (周期 0.1 秒)
 上が各地点における周期 0.1 秒の平均加速度応答振幅のコンター図を示す。下は各
 地点における標準偏差のコンター図を示す。白線は断層面の位置を示す。

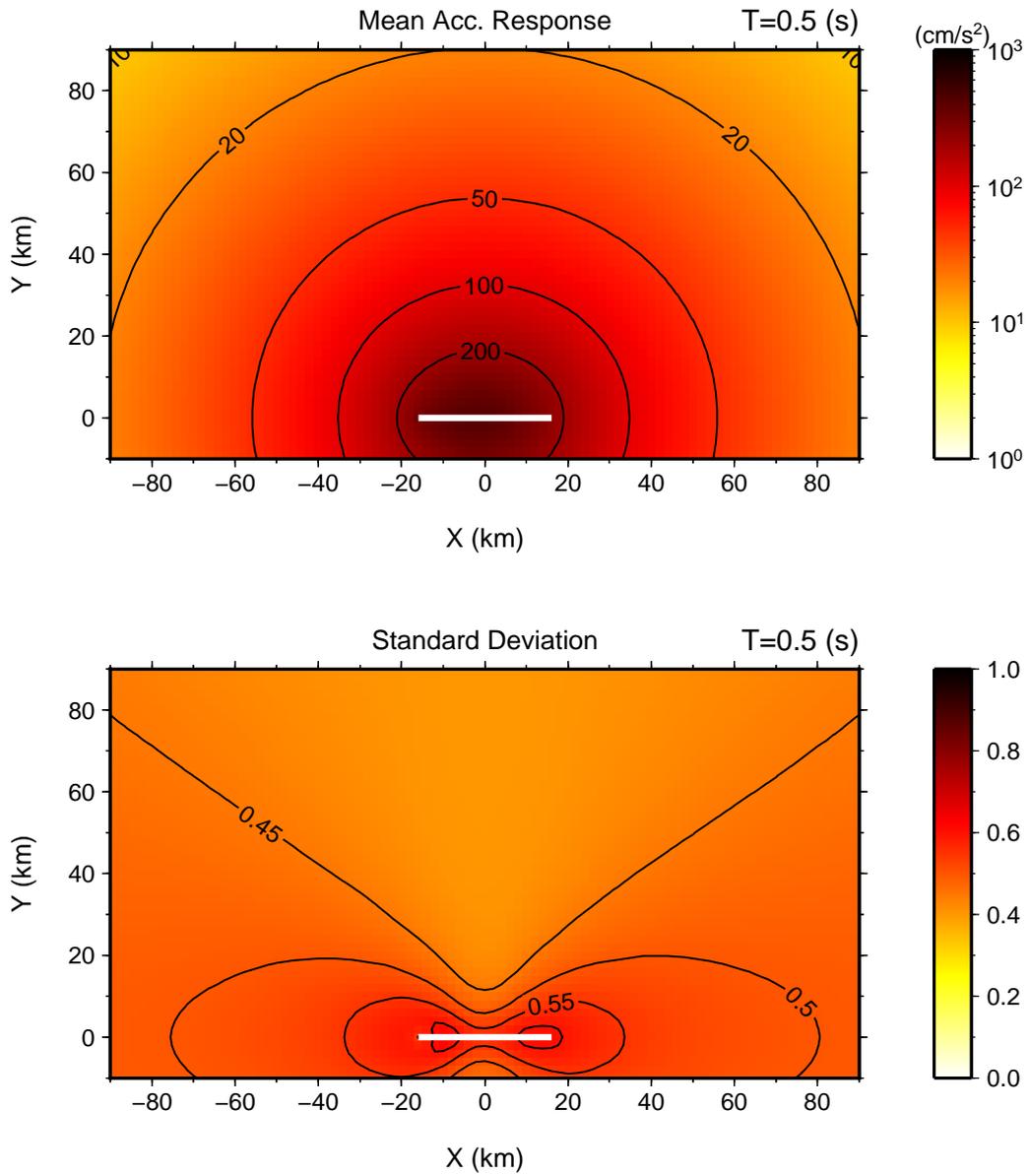


図 3.41: 平均加速度応答振幅と標準偏差の空間分布 (周期 0.5 秒)
 上が各地点における周期 0.5 秒の平均加速度応答振幅のコンター図を示す。下は各
 地点における標準偏差のコンター図を示す。白線は断層面の位置を示す。

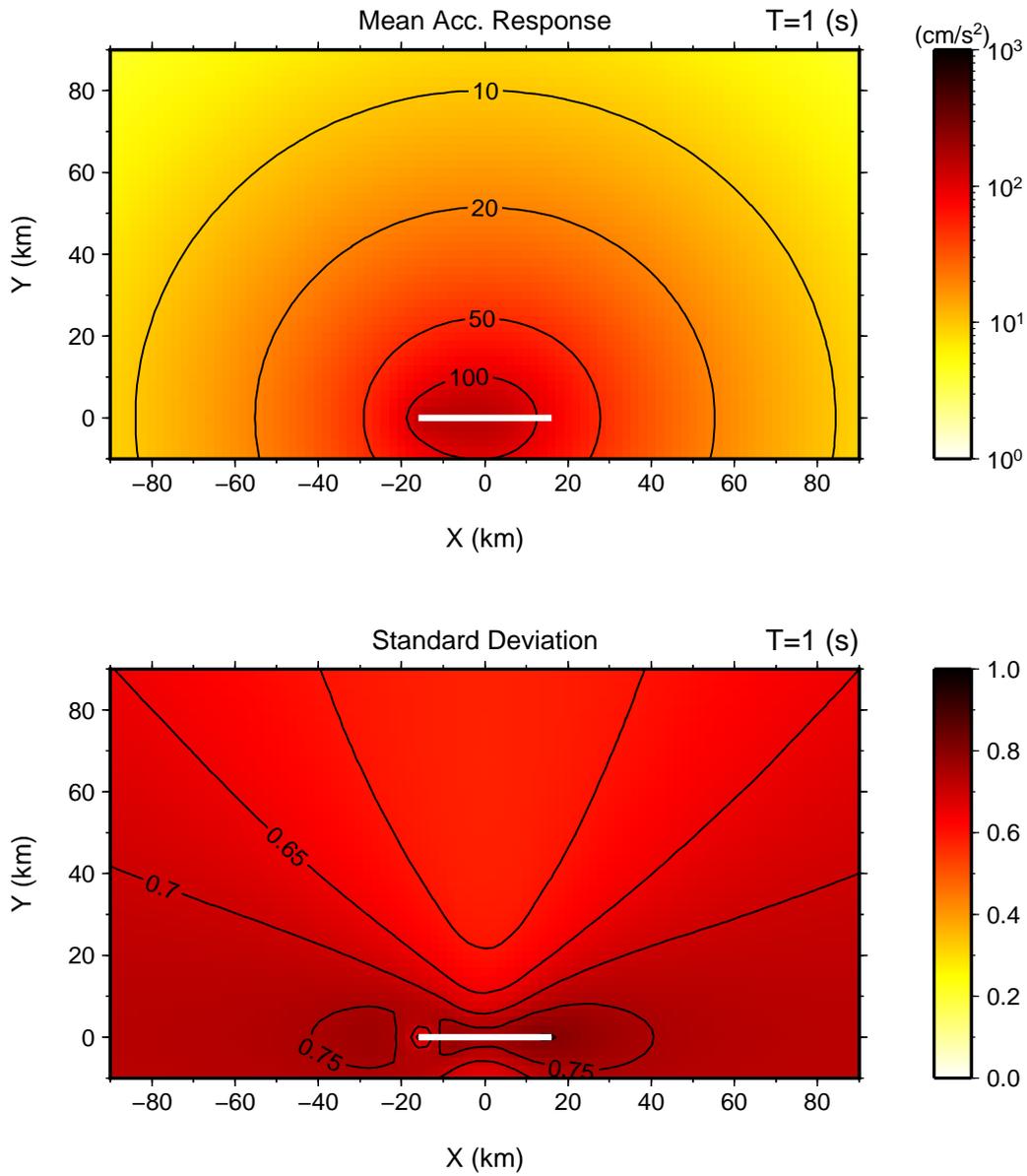


図 3.42: 平均加速度応答振幅と標準偏差の空間分布 (周期 1 秒)
 上が各地点における周期 1 秒の平均加速度応答振幅のコンター図を示す。下は各地点における標準偏差のコンター図を示す。白線は断層面の位置を示す。

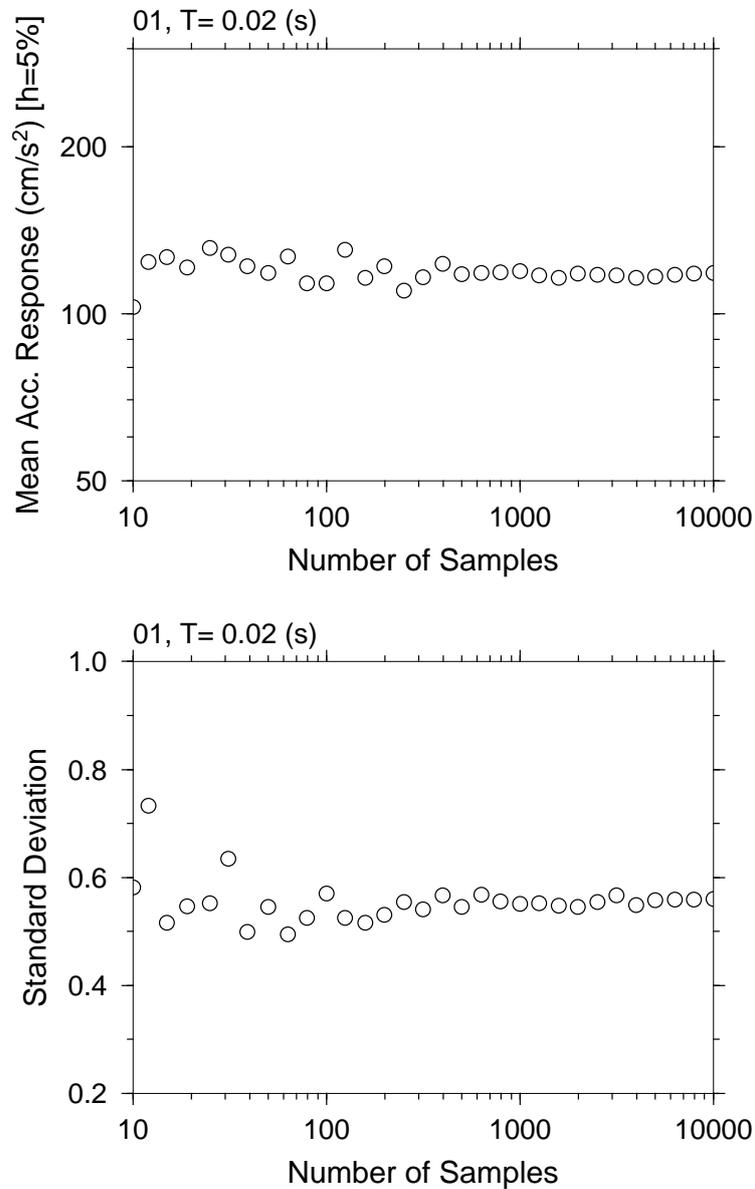


図 3.43: 断層モデルサンプル数と加速度応答振幅評価結果の平均と標準偏差の関係 (評価点 1、周期 0.02 秒)

断層モデルのサンプル数と評価点 1 における周期 0.02 秒の加速度応答振幅の評価結果の関係を示す。上は平均加速度応答振幅の比較、下は標準偏差の比較を示す。

3.4.3 断層パラメータの変動が予測地震動振幅に与える影響

以上の検討で不確実性を考慮した断層パラメータは表 3.2 の 5 つ（地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、アスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度 v ）である。各断層パラメータの変動が、予測地震動振幅のばらつきを生じさせている。このとき、それぞれの断層パラメータが予測地震動振幅のばらつきに与える影響を明らかにすることは重要である。そこで、各断層パラメータの変動が予測地震動振幅のばらつきに与える影響について多変量解析により検討した。断層パラメータのうち、アスペリティ位置と破壊開始点位置については、そのままでは扱い難いため、アスペリティ中心から評価点までの距離 X_a と、破壊開始点から評価点までの距離 X_{hyp} を用いてそれらの影響を検討した。

まず、各断層パラメータと予測地震動振幅の関係を確認する。評価点 1 と評価点 4 の評価結果を例として、500 個の断層モデルそれぞれに対する周期 0.02 秒と 1 秒の平均加速度応答振幅と各断層パラメータの関係を図 3.44～図 3.47 に示す。各図はそれぞれの断層パラメータを横軸にとり、各断層モデルに対する対象周期の平均加速度応答振幅を縦軸にとって両者の関係をプロットしている。図の左下には比較した 2 変数間の相関係数を示す。図 3.44 の評価点 1 における周期 0.02 秒の予測地震動振幅について見ると、予測地震動振幅は A および X_a との間に強い相関性が認められる。 A が大きければ予測地震動の短周期成分の振幅も大きいため、両者には正の相関性が認められる。 X_a については、アスペリティが近い、すなわち X_a が小さいほど予測地震動振幅は大きくなるため負の相関が現れている。その他に、 X_{hyp} に対しては、破壊開始点が遠方にあり破壊が評価点に近づく場合、すなわち X_{hyp} が大きい場合に予測地震動振幅が大きくなるため、やや弱いものの正の相関性が現れている。図 3.45 の周期 1 秒の振幅についても類似の傾向が認められるが、 M_0 に対する相関性が明瞭に現れている点が周期 0.02 秒の場合とは異なっている。評価点 4（図 3.46、図 3.47）については、評価点 1 と比較して X_a 、 X_{hyp} との相関性が不明瞭である点が大きく異なっている。

図 3.44～図 3.47 の比較は、個々の断層パラメータと予測地震動振幅の 2 変数の関係のみを見たものであり、各断層パラメータの相対的な影響度は 2 変数間の相関係数のみでは決まらない。そこで、各断層パラメータの相対的な影響を比較するため、重回帰分析による多変量解析を行った。

評価点毎、周期毎に以下のモデルを仮定して重回帰分析を行った。

$$\ln y = a_1 \ln M_0 + a_2 \ln A + a_3 X_a + a_4 X_{hyp} + a_5 v \quad (3.38)$$

y は各断層モデルに対して評価した対象周期ポイントの平均加速度応答振幅 ($h=5\%$) を表す。 y を目的変数として、5 つの断層パラメータ (M_0 、 A 、 X_a 、 X_{hyp} 、 v) を説明変数とみなす。 $a_1 \sim a_5$ は各説明変数に対応する偏回帰係数を表す。評価点 1 と 4 を例として、説明変数間の相関性の確認結果を図 3.48、図 3.49 に示す。図 3.48、図 3.49

において各パラメータは平均0、標準偏差1に標準化した上でプロットしている。各図中下には対象とする2変数の相関係数を赤字で表示している。また、各変数間の相関係数行列の逆行列の要素（分散拡大要因）の逆数であるトレランス（Tolerance）を図中に表示する。本検討では、 M_0 とAの間に表3.2に示した相関性を仮定しているため、両者の間に相関性が認められるが、その他のパラメータは独立に扱っており、相関性は無いことが確認できる。 M_0 とAの相関性はそれぞれの偏回帰係数の評価に悪影響を及ぼす恐れがある。一般的にはトレランスが0.1を下回る場合は共線性の影響が問題になると判断されることが多いが、図3.48、図3.49によればトレランスは0.1よりも十分に大きい値を示しており、偏回帰係数の評価に大きな問題はないと考えられる。

目的変数と説明変数は全て標準化した上で回帰分析を行って標準偏回帰係数を評価した。評価点1、4、8、11に対する標準偏回帰係数を図3.50に示す。図3.50は評価点毎に標準偏回帰係数 $a_1 \sim a_5$ を比較して示している。標準偏回帰係数の大きさは、各断層パラメータの変動が予測地震動振幅の変動に与える相対的な影響の大きさを表す。評価点に共通した特徴として、Aの標準偏回帰係数が短周期成分で大きく、 M_0 の標準偏回帰係数が長周期成分で大きいという特徴が見られる。Aと M_0 の変動が、予測地震動振幅の短周期成分、長周期成分の変動に大きな影響を及ぼしていると言える。なお、 M_0 の標準偏回帰係数は短周期成分では負となっている。これは、Aが固定された条件において M_0 が変動した場合、 M_0 が大きくなるとアスペリティ面積が大きくなり、主要動の継続時間が長くなるために短周期成分の最大振幅が小さくなるという現象を反映したものである。レシピ^[4]の適用を前提とした場合、 M_0 は予測地震動振幅の短周期成分に対して負の相関を示す。

各断層パラメータの影響を比較するため、係数の大きさだけに注目して図3.50の標準偏回帰係数の絶対値を比較して図3.51に示す。各係数の大小関係は、周期によって異なっている。また、評価点によっても異なっている。つまり、各断層パラメータの影響度が、周期や評価点によって異なることを示している。各評価点で共通する特徴として、予測地震動の短周期成分に対してAの影響が大きく、長周期成分に対して M_0 の影響が大きいことを既に述べたが、それに加えて、評価点1および8などの断層走向の延長線上にある評価点では、 X_a および X_{hyp} の偏回帰係数が、その他の評価点と比較して大きく、これらの評価点では断層破壊様式の違いの影響が大きい。これらの結果から、断層破壊様式の不確実性（破壊開始点位置、アスペリティ位置、平均破壊伝播速度の不確実性）が予測地震動振幅のばらつきに与える影響は、断層端部付近の特定の評価点において強く現れることがわかった。一方、震源励起特性の不確実性（地震モーメント、短周期レベルの不確実性）が予測地震動振幅に及ぼす影響は評価点によらず共通しており、全評価点に対するばらつきの大きさを左右する重要な要因となっていることがわかった。

上記の比較は着目した断層パラメータが予測地震動振幅の変動に与える相対的な影響を比較したものであって、実振幅のばらつきに対しては、個々の断層パラメータ

タの分散の違いが重要となる。実際のばらつきに対する影響が、必ずしも図 3.51 に見られる相対的な比率で決まっているわけではないが、 X_a 、 X_{hyp} の分散は断層面の大きさと評価点の位置関係が決まれば、ある程度限定されることに対して、 $\ln M_0$ 、 $\ln A$ の分散の根拠は曖昧である。この点からも、地震動シミュレーション結果のばらつきに対して地震モーメント、短周期レベルの不確実性をどのように設定するかが重要なポイントになると考えられる。

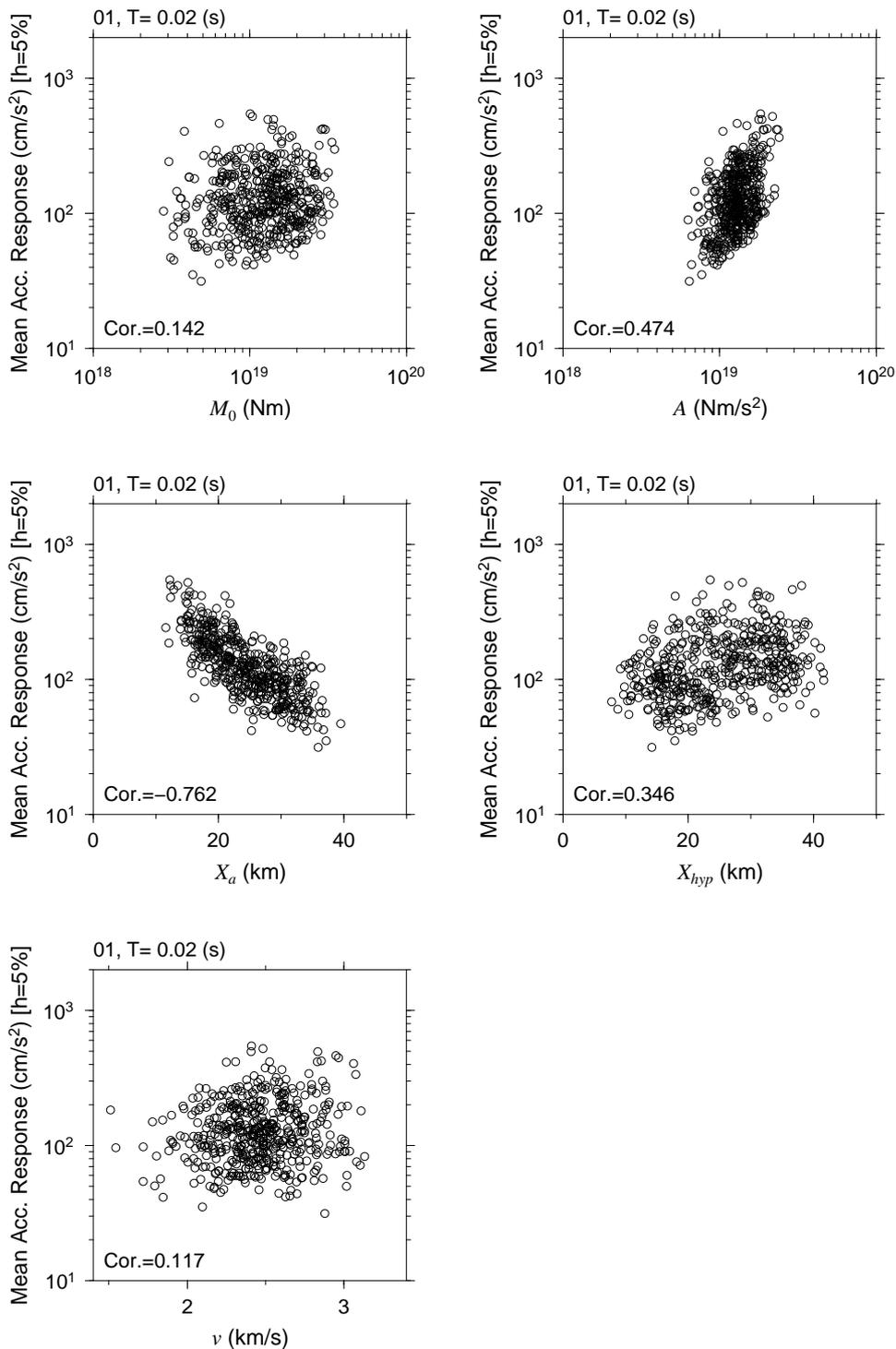


図 3.44: 断層パラメータと平均加速度応答振幅の関係 (評価点 1、周期 0.02 秒)
 500 サンプルの地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、アスペリティからの距離 X_a 、
 破壊開始点からの距離 X_{hyp} 、平均破壊伝播速度 v と、評価点 1 における周期 0.02 秒
 の平均加速度応答スペクトルの関係。図中左下に相関係数を示す。

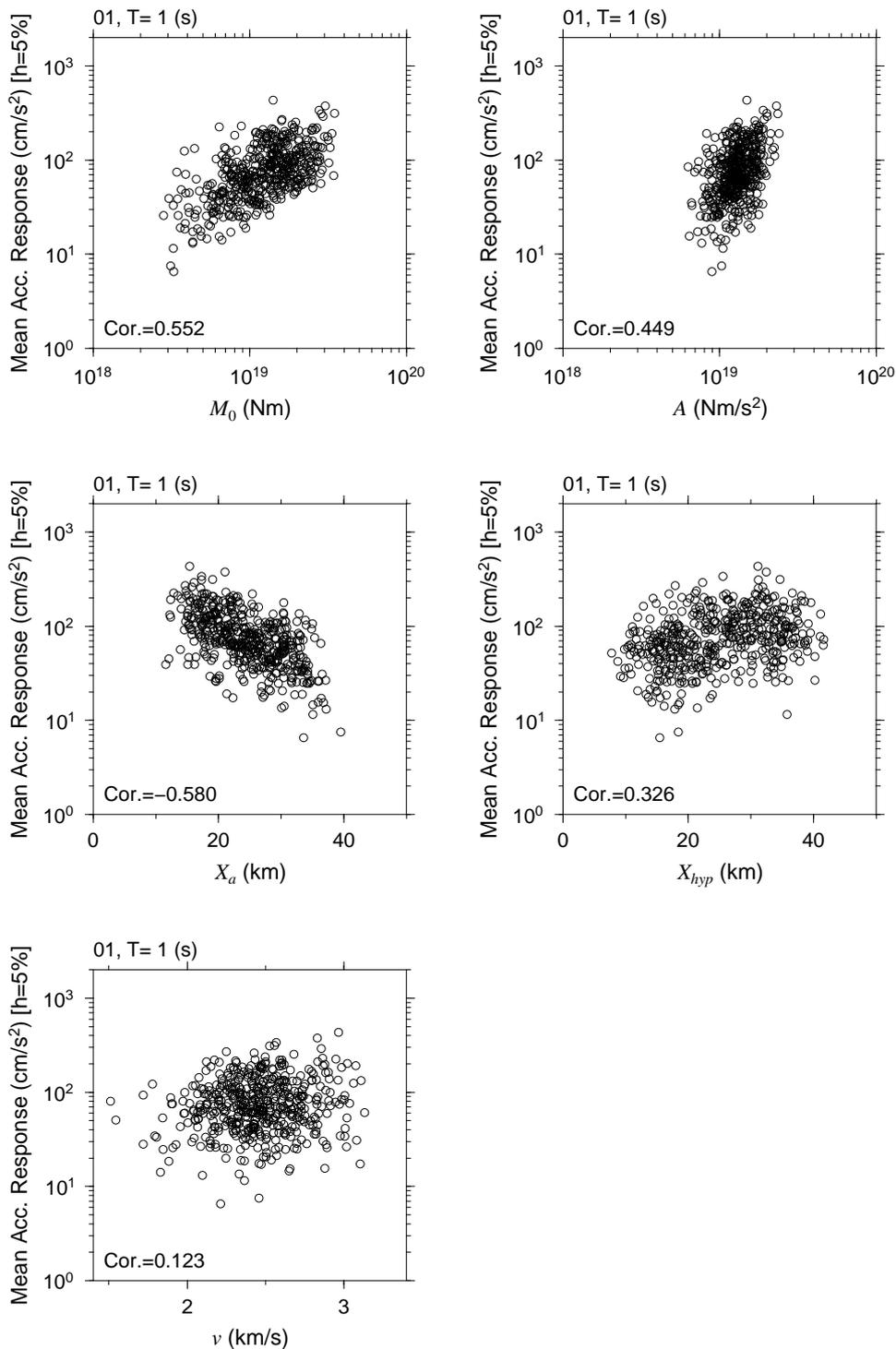


図 3.45: 断層パラメータと平均加速度応答振幅の関係 (評価点 1、周期 1 秒)
 500 サンプルの地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、アスペリティからの距離 X_a 、
 破壊開始点からの距離 X_{hyp} 、平均破壊伝播速度 v と、評価点 1 における周期 1 秒の
 平均加速度応答スペクトルの関係。図中左下に相関係数を示す。

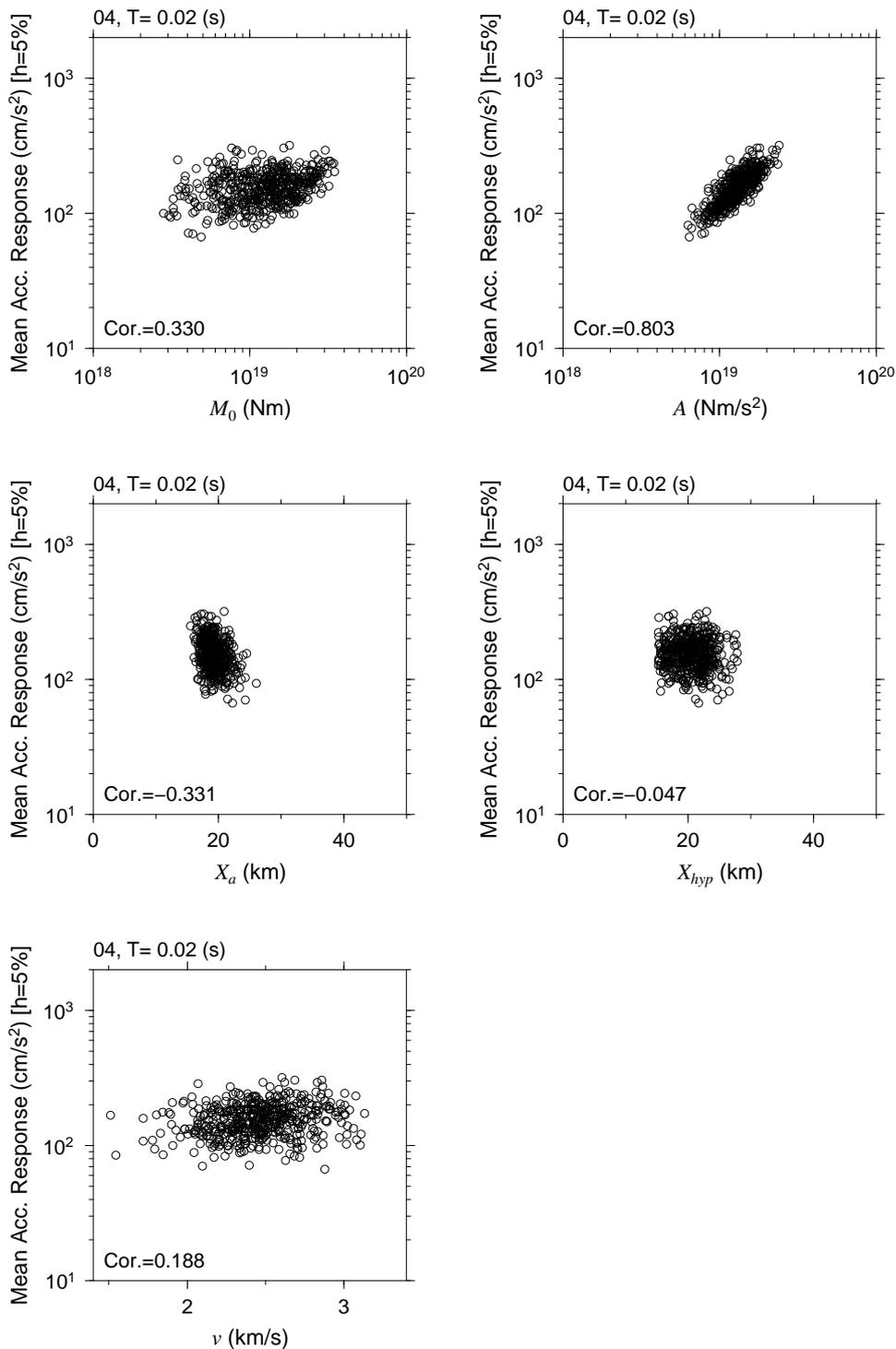


図 3.46: 断層パラメータと平均加速度応答振幅の関係（評価点4、周期0.02秒）
 500 サンプルの地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、アスペリティからの距離 X_a 、
 破壊開始点からの距離 X_{hyp} 、平均破壊伝播速度 v と、評価点4における周期0.02秒
 の平均加速度応答スペクトルの関係。図中左下に相関係数を示す。

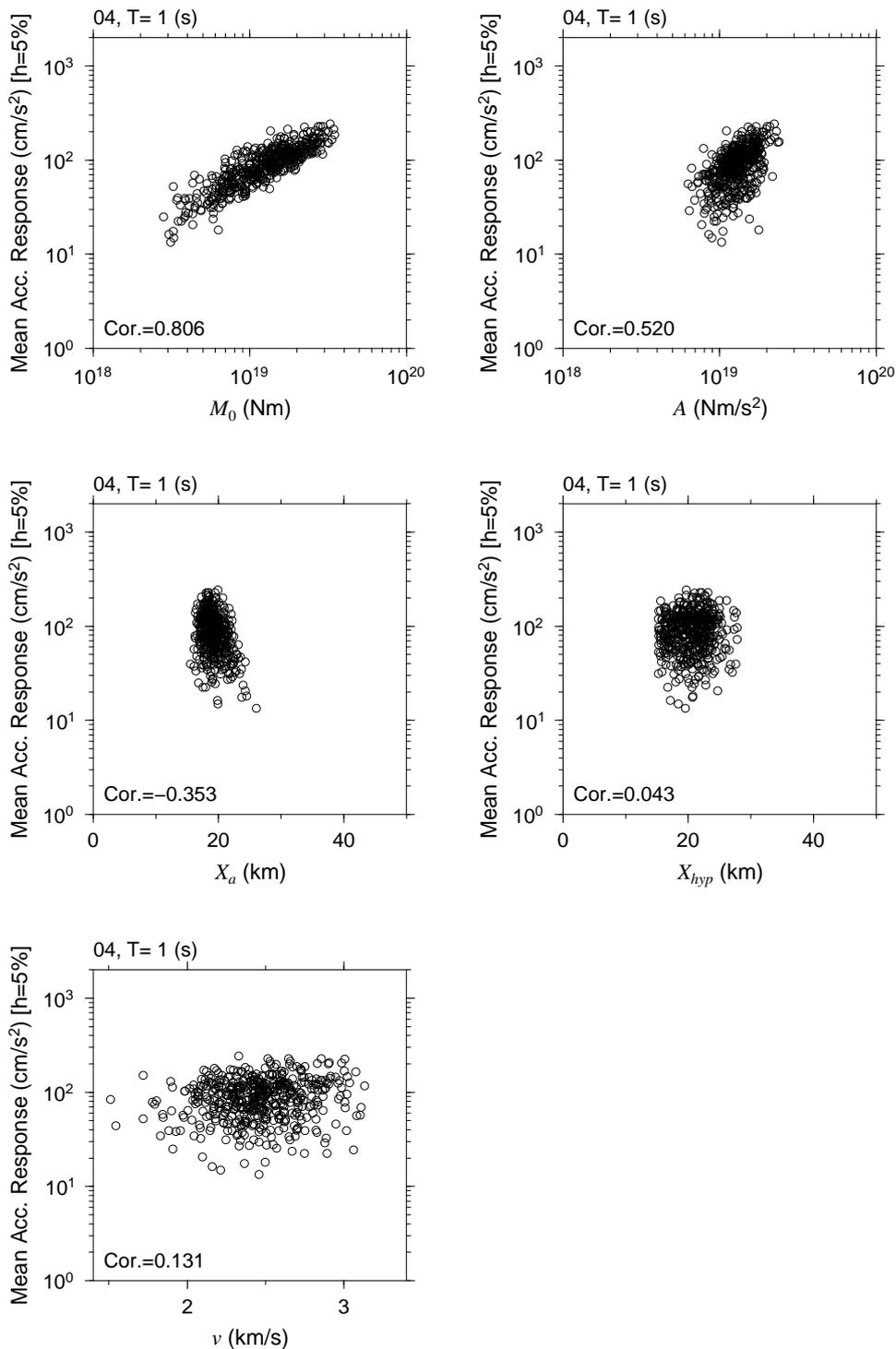


図 3.47: 断層パラメータと平均加速度応答振幅の関係（評価点4、周期1秒）
 500 サンプルの地震モーメント M_0 、短周期レベル A 、アスペリティからの距離 X_a 、
 破壊開始点からの距離 X_{hyp} 、平均破壊伝播速度 v と、評価点4における周期1秒の
 平均加速度応答スペクトルの関係。図中左下に相関係数を示す。

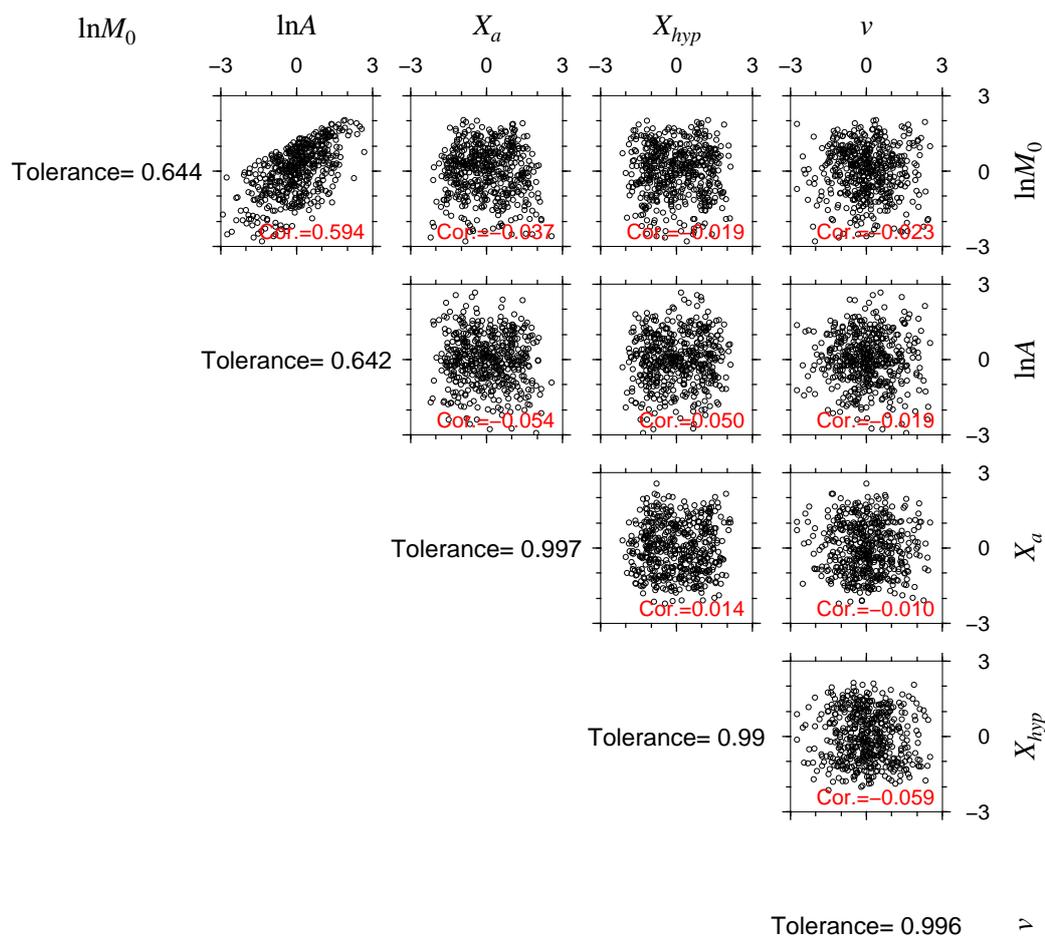


図 3.48: 断層パラメータ間の関係 (評価点 1)

断層パラメータ間の関係を示す。各パラメータは標準化して示す。図中の赤字はパラメータ間の相関係数を表す。また、各パラメータのトレランスを枠外に表示している。

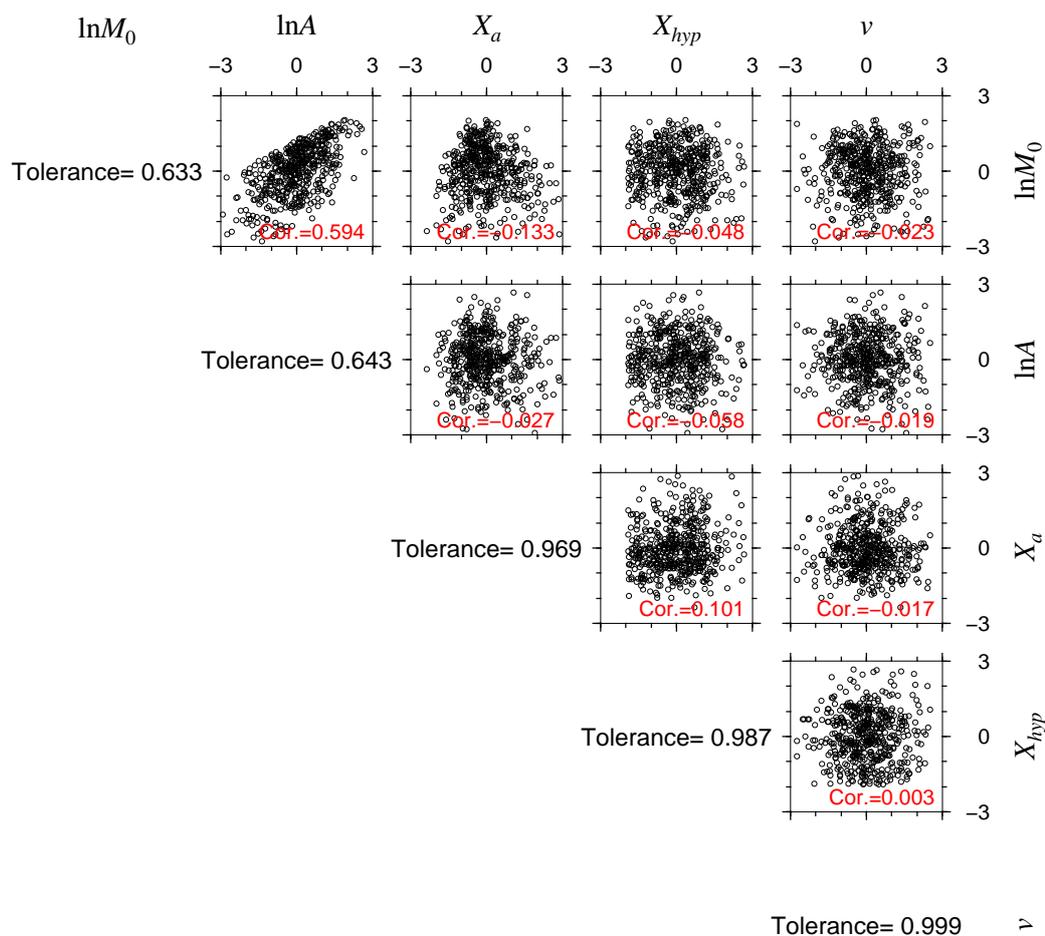


図 3.49: 断層パラメータ間の関係 (評価点 4)
断層パラメータ間の関係を示す。各パラメータは標準化して示す。図中の赤字はパラメータ間の相関係数を表す。また、各パラメータのトレランスを枠外に表示している。

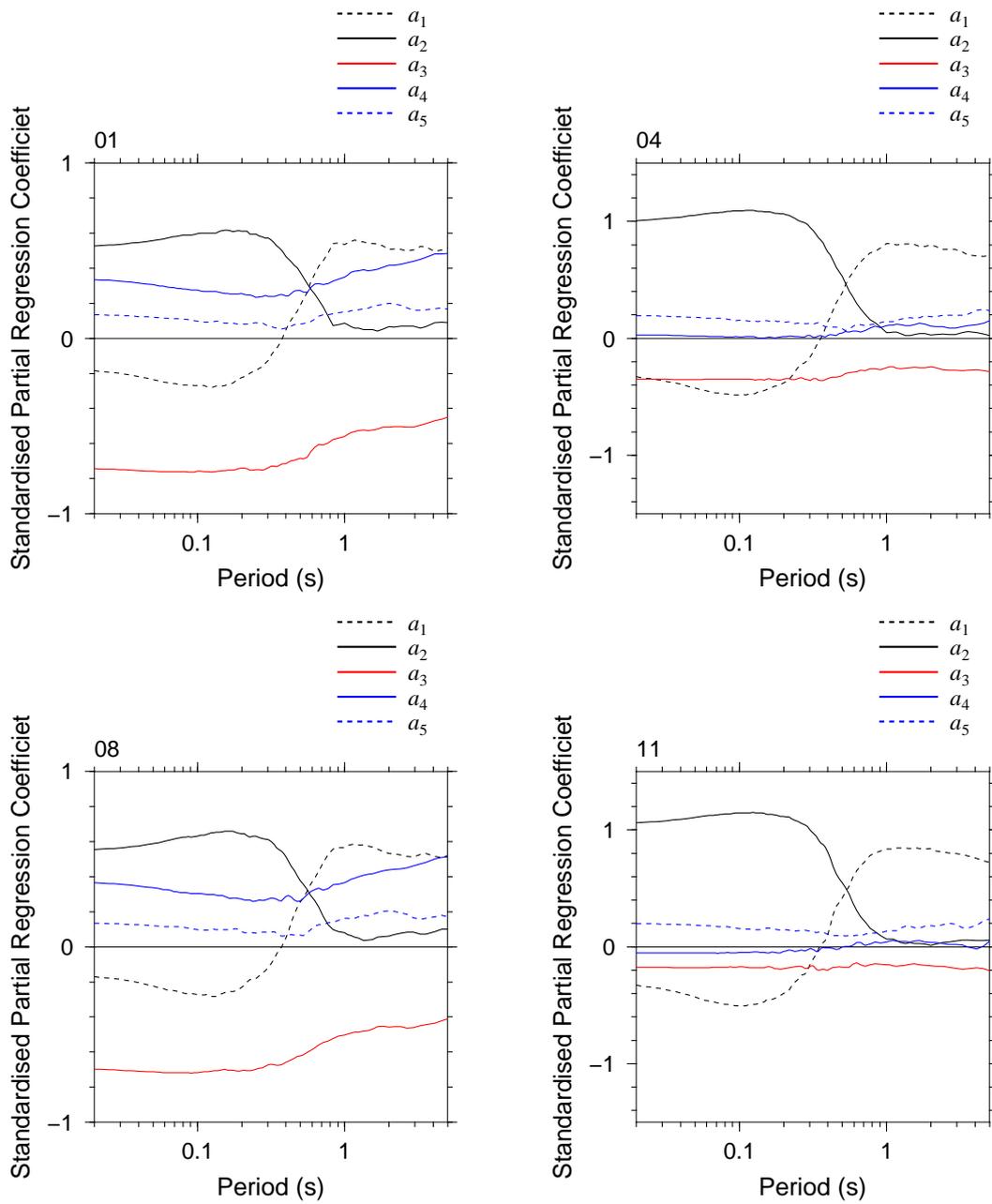


図 3.50: 標準偏回帰係数の比較

評価点 (1,4,8,11) における標準偏回帰係数を比較して示す。回帰モデル：

$$\ln y = a_1 \ln M_0 + a_2 \ln A + a_3 X_a + a_4 X_{hyp} + a_5 v$$

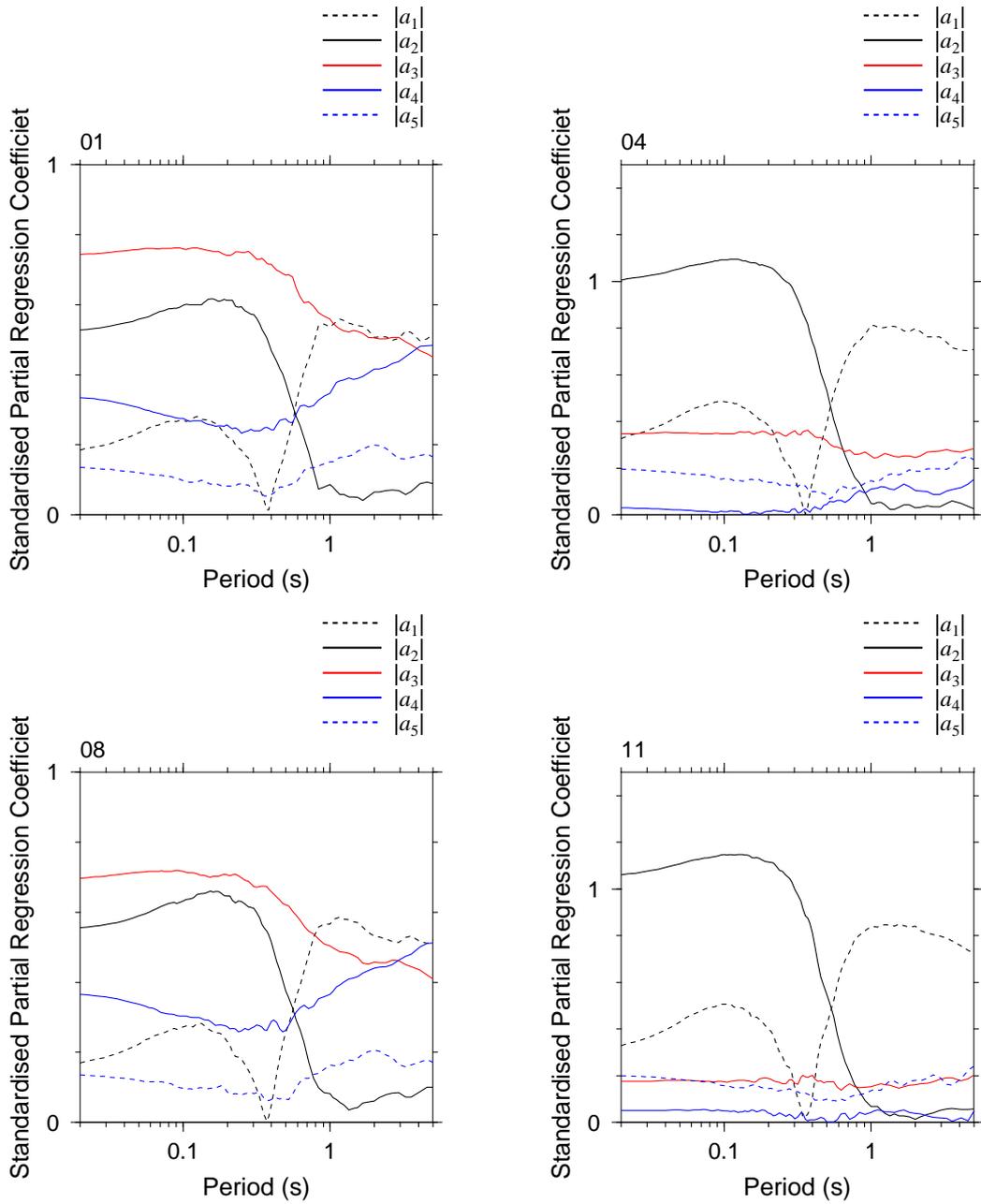


図 3.51: 標準偏回帰係数の絶対値の比較
 評価点 (1,4,8,11) における標準偏回帰係数の絶対値を比較して示す。回帰モデル：

$$\ln y = a_1 \ln M_0 + a_2 \ln A + a_3 X_a + a_4 X_{hyp} + a_5 v$$

3.5 まとめ

断層モデルを用いた地震動予測において、ランダム振動論を利用して地震動応答スペクトルを効率的に評価する手法を提案した。断層パラメータの不確実性を考慮した多サンプルの地震動シミュレーションに適用した結果、提案手法による予測地震動の応答スペクトル分布はSGFMによる評価結果をほぼ再現することを確認した。提案手法はSGFMよりも計算量が少なく済むという利点があり、多数の断層モデルに対する地震動シミュレーションに適した手法である。

例題として、マグニチュード7クラスの地殻内地震の断層面を仮定し、断層パラメータのうち、地震モーメント、短周期レベル、アスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度の不確実性を仮定して、500サンプルの断層モデルを作成し、全断層モデルによる予測地震動振幅を評価した。これらの結果から、断層パラメータの不確実性を考慮した地震動シミュレーション結果に関して以下の特徴があることがわかった。

- 予測地震動振幅の平均値は、断層面を中心として同心円状に減衰する空間分布形状を示す。個々の断層モデルによる予測地震動の空間分布は、それぞれの断層破壊様式の特徴を反映した形状となるが、条件が異なる多数の断層モデルの平均振幅については、個々の断層モデルの影響が平均化され、単純な空間分布形状になる。
- 予測地震動振幅の標準偏差は断層端部付近で大きく、断層走向に直交する方向では小さい空間分布形状を示す。これは、アスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度の不確実性が予測地震動振幅のばらつきに与える影響が断層面に対する評価点の位置によって異なるためであり、断層端部付近において最も大きな影響が生じるためである。
- 各断層パラメータの不確実性が予測地震動振幅に及ぼす相対的な影響度は評価点の位置、対象周期によって異なる。ただし、予測地震動振幅の長周期成分のばらつきには地震モーメントの不確実性が大きな影響を及ぼしており、短周期成分のばらつきには短周期レベルの不確実性が大きな影響を与えていることは、評価点によらず共通した特徴である。これらは全評価点に対するばらつきの大きさを左右する重要な要因となっていることがわかった。断層端部付近の評価点では、これらにアスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度の不確実性の影響も加わってばらつきが大きくなる。

断層面に対する評価点の位置によって予測地震動振幅の標準偏差の大きさが異なることは断層パラメータの不確実性の影響に関する重要な特徴の一つである。なお、例題による全評価点に対する予測地震動振幅の標準偏差の大きさ、周期特性は、第2章で地震観測記録から評価したばらつきの標準偏差と大きく異なっている。ただ

し、地震動シミュレーションにおいて仮定した地震モーメントおよび短周期レベルの不確か性の条件を適切に設定することで、地震観測記録から評価した標準偏差の大きさを再現できる可能性が考えられる。

第4章 震源特性の偶然的不確実性を考慮した地震動振幅のばらつきのシミュレーション

4.1 はじめに

第2章では観測地震動振幅のばらつきに対して、震源特性の偶然的不確実性が要因となっている可能性が高いことがわかった。そうだとすれば、第3章で行った震源特性の偶然的不確実性を仮定した地震動シミュレーションによって、観測地震動振幅に見られるばらつきの特徴を再現できると考えられる。そのためには、与条件となる断層パラメータの不確実性の条件を適切に設定する必要がある。本章では、まず、第2章で使用した観測記録を用いて主要な断層パラメータの不確実性の条件を推定する。その条件に基づいて、震源特性の不確実性を仮定した地震動シミュレーションを行い、シミュレーション結果のばらつきと第2章の観測地震動振幅のばらつきの特徴を比較し、地震動シミュレーションによるばらつき評価の妥当性を確認する。そして、同じ不確実性の条件を仮定してマグニチュード7クラスの大地震を想定した地震動シミュレーションを行い、観測記録の分析だけでは把握できない大地震に対する地震動振幅のばらつきを評価する。

4.2 断層パラメータの不確実性の条件

第3章の地震動シミュレーションと同様に、震源励起特性の不確実性として地震モーメント、短周期レベルの不確実性を考慮し、断層破壊様式の不確実性として破壊開始点位置、アスペリティ位置、平均破壊伝播速度の不確実性を考慮する。これらの断層パラメータの変動の大きさが、予測地震動振幅のばらつきの大きさをコントロールすることになる。破壊開始点位置とアスペリティ位置の変動の大きさについては、断層面の大きさが決まることによってある程度限定される。一方、地震モーメント、短周期レベルの変動については、これらを拘束する明確な根拠がなく、検討の余地がある。第3章の検討結果から、震源励起特性の不確実性（地震モーメント、短周期レベルの不確実性）が予測地震動振幅に与える影響は評価点によらず共通しており、全評価点に対するばらつきの大きさを左右する重要な要因となっている

ることがわかっており、地震動シミュレーションによって観測事実と矛盾しないばらつきを評価することを考えた場合、地震モーメント、短周期レベルの不確実性の条件を適切に与えることが重要であると言える。

そこで、第2章で使用した記録ペアを用いて、条件が同じ2地震（震源位置、地震規模、震源メカニズムが同じ2地震）の地震モーメント、短周期レベルのばらつきを調べた。地震ペア k （対応する2地震を $k1, k2$ と表す）による観測点 j の記録ペアのフーリエスペクトル振幅を y_{k1j}, y_{k2j} と表し、記録ペアの対数振幅差を v_{kj} と表す。

$$v_{kj} = \ln y_{k1j} - \ln y_{k2j} \quad (4.1)$$

このとき、記録ペアのフーリエスペクトル振幅比は $\exp(v_{kj})$ である。例として、図2.6に示した地震ペアによる全観測点の記録ペアのフーリエスペクトル振幅比に対応する v_{kj} を図4.1に示す。フーリエスペクトルは、水平2成分のS波立ち上がり時刻以降の区間（ $M_J4.5$ 未満では8秒間、 $M_J4.5$ 以上 5.5 未満では10秒間、 $M_J5.5$ 以上では15秒間）を用いて計算し、バンド幅 0.2 Hz の Parzen Window を用いて平滑した振幅の水平2成分の幾何平均を用いた。灰実線が全観測点の記録ペアのフーリエスペクトル振幅比を表す。各記録に対してノイズの影響が少ないと判断した周波数帯域の振幅のみを検討に使用することとし、図4.1では有効範囲の値だけを表示している。地震ペア k による記録ペアが存在する観測点数を N_k とすると、赤実線で表す平均フーリエスペクトル比に対応する u_k は、

$$u_k = \frac{1}{N_k} \sum_{j=1}^{N_k} v_{kj} \quad (4.2)$$

となる。このとき、平均フーリエスペクトル比は対象とする2地震の震源スペクトルの比と見做すことができる。震源スペクトルが ω^{-2} モデルに従うと考えれば、震源スペクトル比の短周期成分は2地震の短周期レベル（ A_{k1}, A_{k2} ）の比を表す。従って、 u_k の短周期成分の平均振幅を \bar{u}_k と表すと、

$$\bar{u}_k \approx \ln A_{k1} - \ln A_{k2} \quad (4.3)$$

が成り立つ。全ての地震ペアに対して \bar{u}_k を評価し、そのばらつきを調べることで、条件が同じ2地震の短周期レベルの標準偏差 $\sigma_{\ln A}$ を評価することができる。

$$V[\bar{u}_k] = 2\sigma_{\ln A}^2$$

$$\sigma_{\ln A} = \sqrt{\frac{V[\bar{u}_k]}{2}} \quad (4.4)$$

地震モーメントに対しては、2地震の F-net による地震モーメント推定結果 (M_{0k1} , M_{0k2}) を利用して、条件が同じ2地震の地震モーメントの標準偏差 $\sigma_{\ln M_0}$ を評価した。

$$\sigma_{\ln M_0} = \sqrt{\frac{V [\ln M_{0k1} - \ln M_{0k2}]}{2}} \quad (4.5)$$

図 4.2 に全地震ペアについて、地震ペアの震源スペクトル比に対応する u_k の重ね書きを示す。なお、以降ではサフィックス k を省略して表す。 u の正負には意味がなく、ばらつきの大きさだけが問題であるため、1つの地震ペアに対して符号が異なる2つの u を表示している。 u の周期 0.05 秒~0.1 秒 (周波数 10 Hz~20 Hz) の帯域の平均振幅 \bar{u} を求め、 M_J に対してプロットした結果を図 4.3 に示す。図は上段に地殻内地震のデータに対する結果を、下段に海溝型地震のデータに対する結果を示している。赤線は M_J 範囲毎のデータの標準偏差の幅を示しており、 $M_J \pm 0.2$ の範囲のデータから評価した \bar{u} の標準偏差を示している。なお、対象範囲内の地震ペア数が 10 以上となる範囲のみ標準偏差を表示した。 M_J 範囲毎の \bar{u} のばらつきから式 (4.4) に従って、条件が同じ2地震の短周期レベルのばらつきの標準偏差 $\sigma_{\ln A}$ を推定した結果を図 4.4 に示す。赤丸で示す地殻内地震のデータによる評価結果は $\sigma_{\ln A}$ と M_J の関係は不明瞭であるが、青丸で示した海溝型地震のデータによる評価結果については、 M_J が大きいほど $\sigma_{\ln A}$ が減少する傾向が現れている。地殻内地震と海溝型地震の結果を平均的に見れば、図中の破線で示した、

$$\sigma_{\ln A} = \frac{1}{17} (-0.9M_J + 7.4) \quad (4.6)$$

に従う関係が認められる。

次に、地震ペアの地震モーメントの比 M_{0k1}/M_{0k2} と M_J の関係を図 4.5 に示す。赤線は図 4.3 と同じ M_J 範囲毎のデータの標準偏差の幅を示している。これらの標準偏差から式 (4.5) に従って、条件が同じ2地震の地震モーメントのばらつきの標準偏差 $\sigma_{\ln M_0}$ を推定した結果を図 4.6 に示す。図 4.6 からは、地殻内地震と海溝型地震のどちらについても、 M_J が大きいほど $\sigma_{\ln M_0}$ が小さい傾向が現れており、平均的に図中の破線で示した、

$$\sigma_{\ln M_0} = \frac{1}{17} (-1.7M_J + 13.1) \quad (4.7)$$

に従う関係が認められる。 $\sigma_{\ln M_0}$ については、F-net による地震モーメントを用いて検討を行っており、 $\sigma_{\ln A}$ に対する記録ペアの分析とは独立に求められているが、どちらも M_J が大きいほどばらつきが小さくなる傾向が現れている。

Shearer et al.^[81] は多数の地震に対する推定応力降下量のばらつきが、地震規模が小さいほど大きいことを示し、その原因として規模の小さい地震に対する応力降下量の推定精度の影響を指摘している。図 4.4 でも地震規模が大きいほど短周期レベル

のばらつきが小さいという傾向が認められたが、本研究では偶然的不確実性によるばらつきだけを対象としている違いがあるため、同じ要因によるものであるかは不明である。しかし、観測地震動振幅の地震間のばらつきが、地震毎の震源励起特性の違いによって生じていると仮定すれば、図4.4および図4.6に示す短周期レベル、地震モーメントのばらつきの規模依存性を考えないと、観測事実を説明することはできない。なお、短周期レベルと地震モーメントのばらつきの相関係数は、短周期レベルの比と地震モーメントの比の相関係数から評価することができる。地震ペアの短周期レベル比と地震モーメント比の関係を図4.7に示す。両者の相関性は不明瞭であったが、全データについてみれば相関係数0.35となる弱い相関性を示すことがわかった。

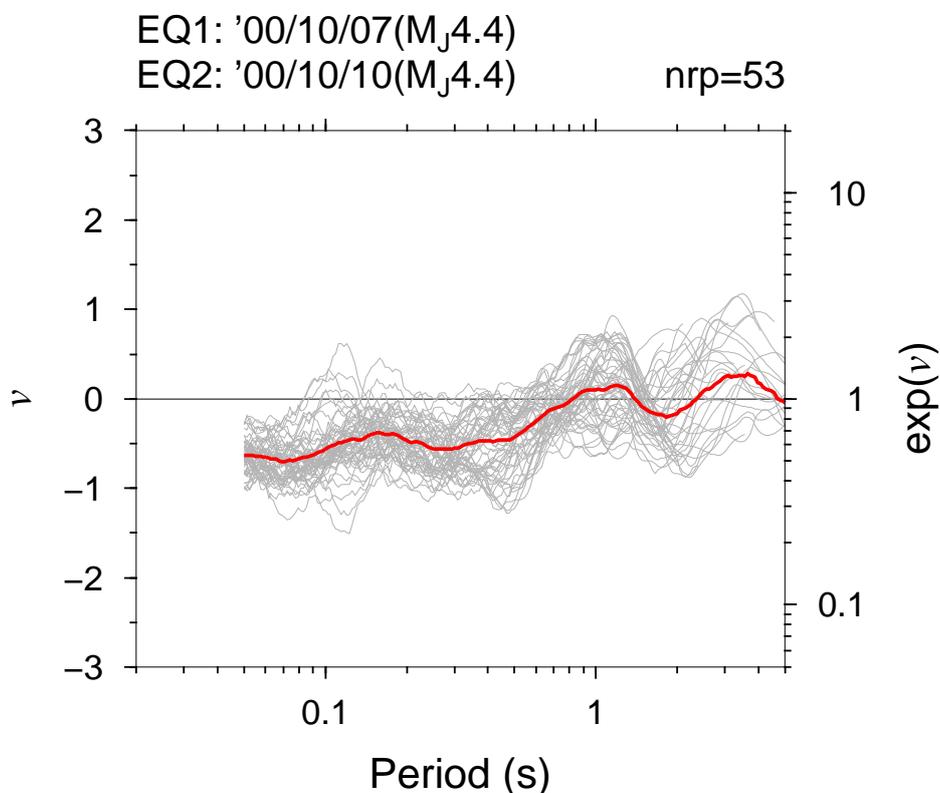


図4.1: 地震ペアによる全観測点の記録ペアのフーリエスペクトル振幅比の例
図2.6の地震ペアによるフーリエスペクトル振幅比 ($\exp(v)$) を表す。 v はフーリエスペクトル振幅比の自然対数値に対応する。灰実線が観測点毎の記録ペアによるフーリエスペクトル振幅比を表し、赤実線が全観測点の平均フーリエスペクトル振幅比を表す。

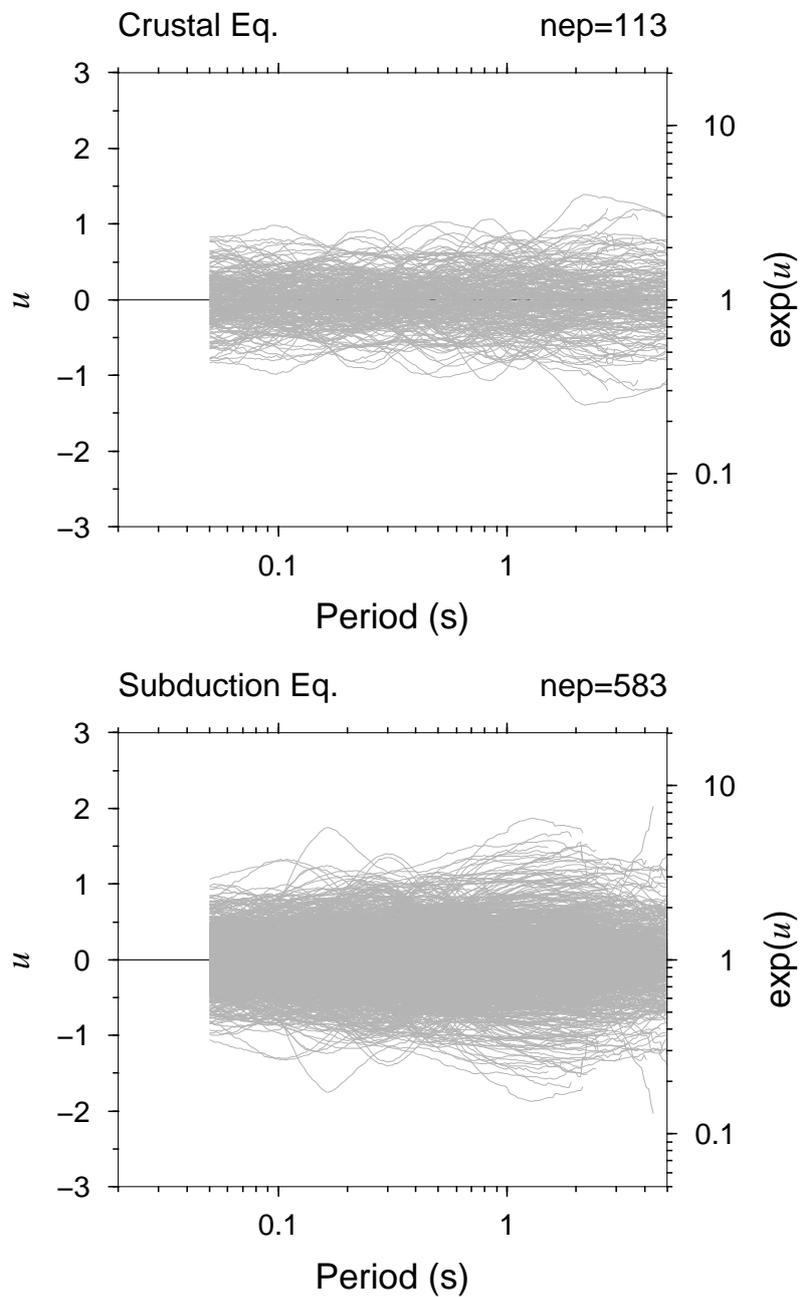


図 4.2: 全地震ペアに対する地震の震源スペクトル比の重ね書き
地震ペアの震源スペクトル比に対応する u の重ね書きを表す。地殻内地震に対する
結果を上段に、海溝型地震に対する結果を下段に示す。

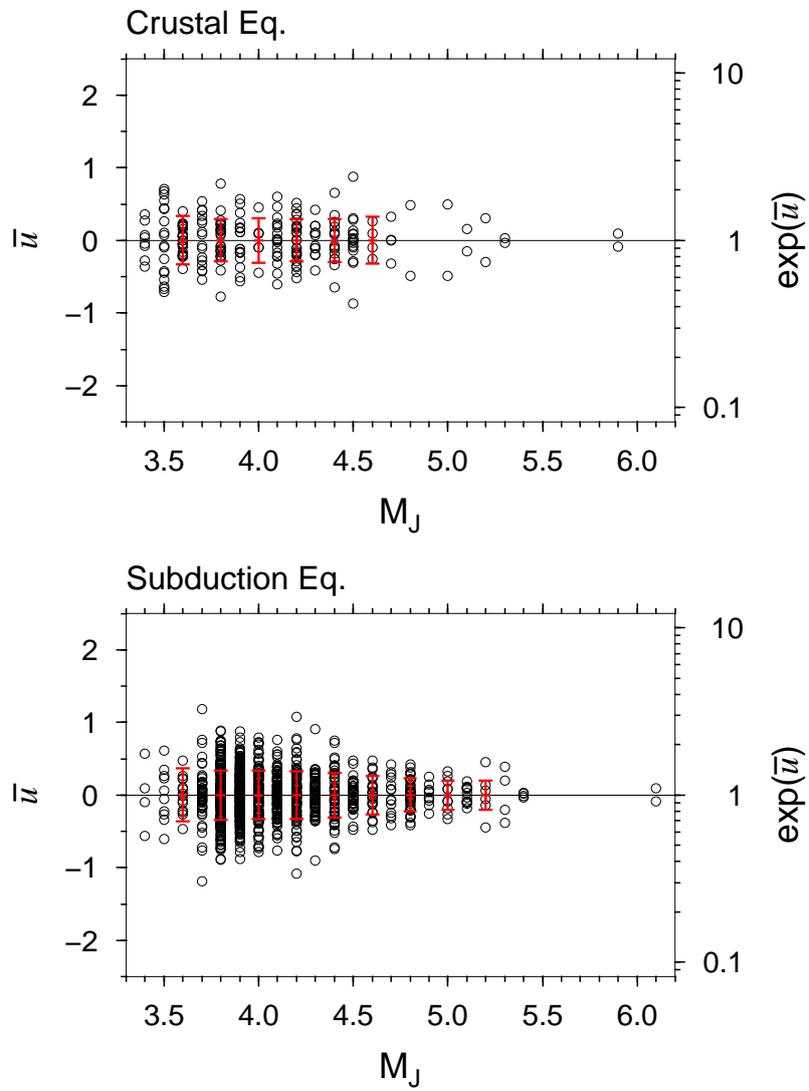


図 4.3: 地震ペアの短周期レベルの比と地震規模 M_J の関係
 2 地震の短周期レベルの比に対応する \bar{n} と M_J の関係を、地殻内地震について上段に、海溝型地震について下段に示す。赤線は $M_J \pm 0.2$ の範囲内のデータから評価した標準偏差の幅を表す。標準偏差は対象範囲内の地震ペア数が 10 以上となる区間のみ表示。

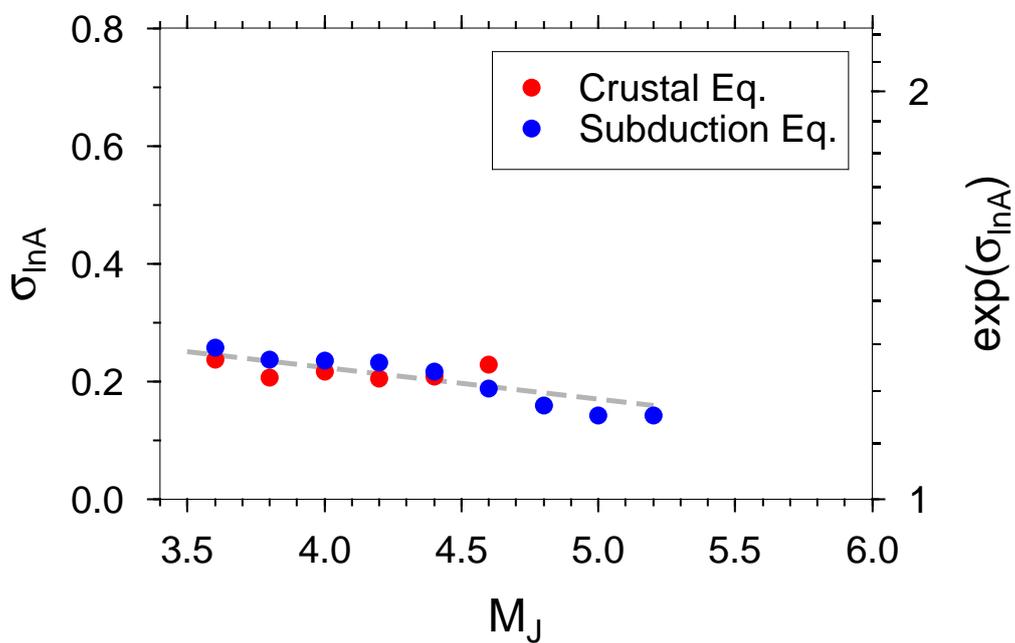


図 4.4: 条件が同じ 2 地震の短周期レベルのばらつきの標準偏差 $\sigma_{\ln A}$
 赤丸と青丸はそれぞれ地殻内地震、海溝型地震のデータによる評価結果を示す。破
 線は M_J に対する $\sigma_{\ln A}$ の平均的な関係 $\sigma_{\ln A} = (-0.9M_J + 7.4)/17$ を表す。

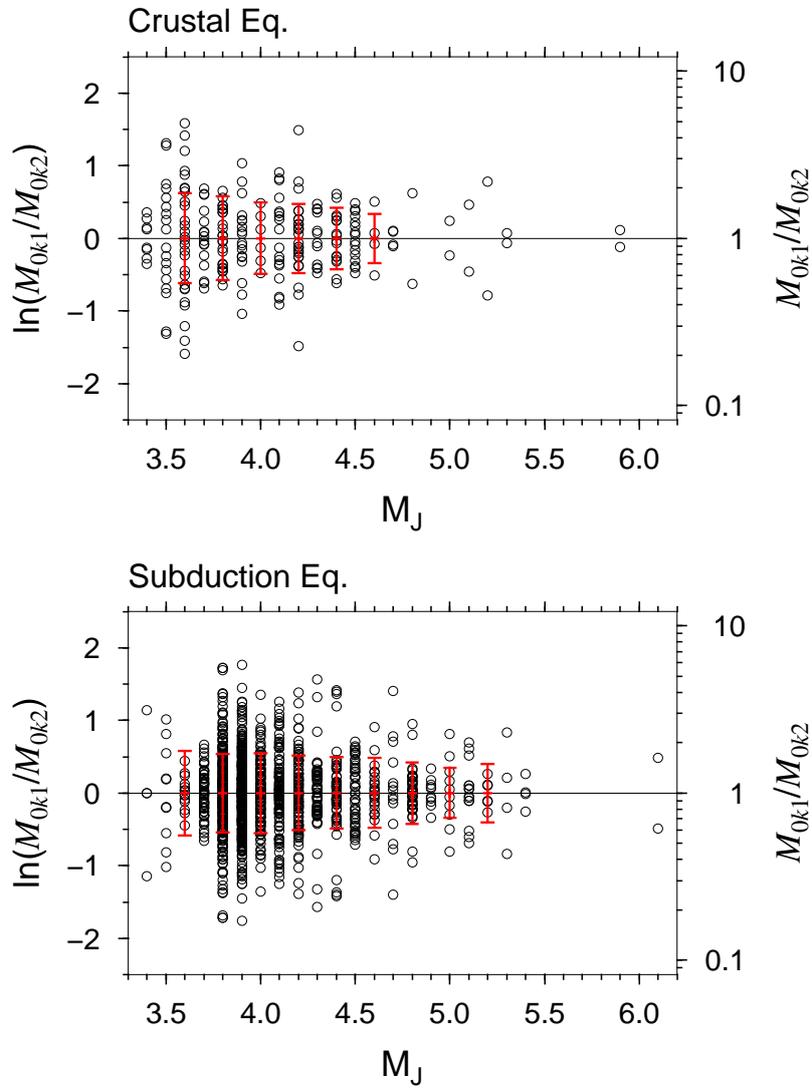


図 4.5: 地震ペアの地震モーメントの比と地震規模 M_J の関係
 2 地震の地震モーメントの比 M_{0k1}/M_{0k2} と M_J の関係を地殻内地震について上段に、
 海溝型地震について下段に示す。赤線は $M_J \pm 0.2$ の範囲内のデータから評価した
 標準偏差の幅を表す。標準偏差は対象範囲内の地震ペア数が 10 以上となる区間
 のみ表示。

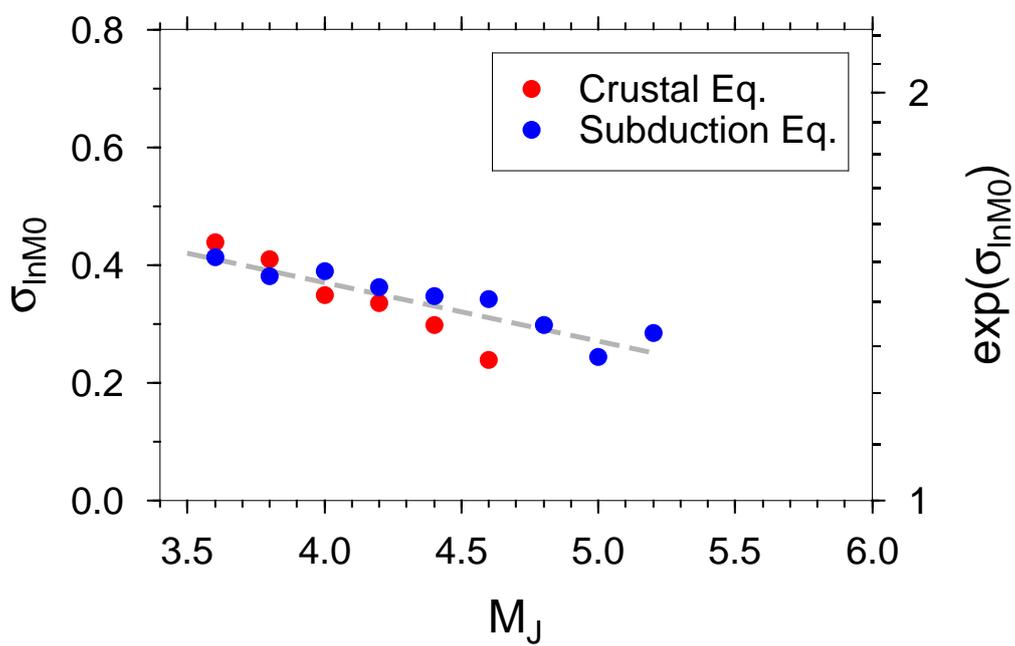


図 4.6: 条件が同じ 2 地震の地震モーメントのばらつきの標準偏差 $\sigma_{\ln M_0}$ 。赤丸と青丸はそれぞれ地殻内地震、海溝型地震のデータによる評価結果を示す。破線は M_J に対する $\sigma_{\ln M_0}$ の平均的な関係 $\sigma_{\ln M_0} = (-1.7M_J + 13.1)/17$ を表す。

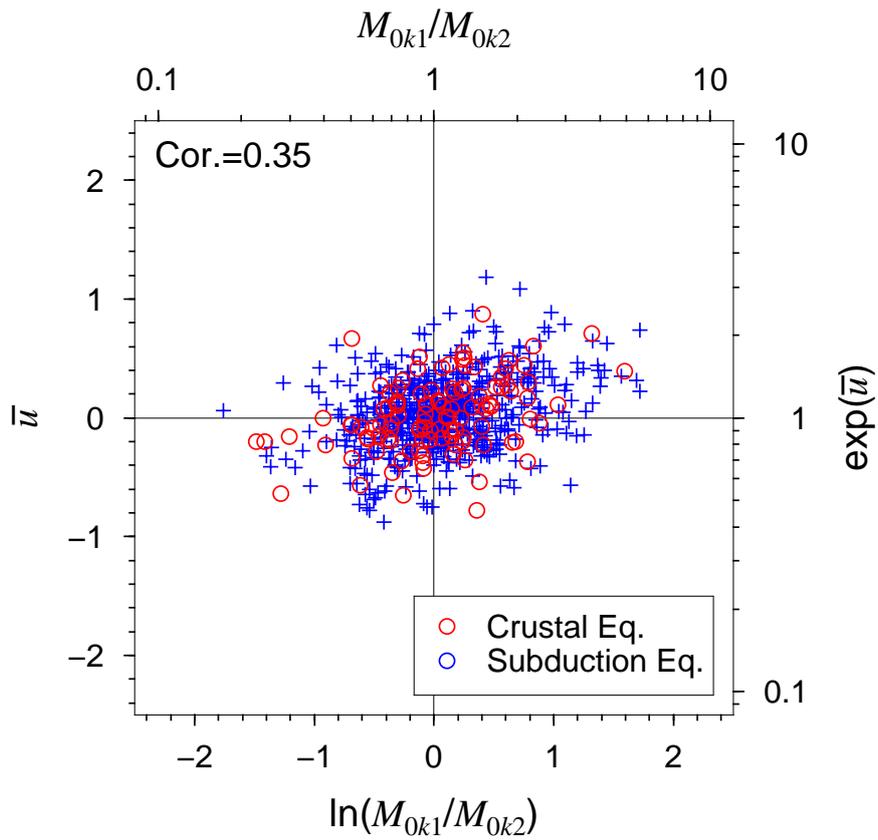


図 4.7: 地震ペアの短周期レベル比と地震モーメント比の関係
 地震ペアの短周期レベルの比 $\exp(\bar{u})$ と地震モーメントの比 M_{0k1}/M_{0k2} の関係を示す。赤が地殻内地震、青が海溝型地震のデータを示す。

4.3 地震動振幅のばらつきのシミュレーション

前項では、条件が同じ地震ペアの分析から、短周期レベル、地震モーメントのばらつきの標準偏差が式(4.6)、式(4.7)によって表現できることがわかった。この結果を用いて断層パラメータの不確実性の条件を仮定し、第3章で行った断層パラメータの不確実性を考慮した地震動評価を行うことで、観測地震動振幅のばらつきの特徴を再現できる可能性がある。そこで、観測地震動振幅の分析で検討に用いた中小規模の地震を想定し、断層パラメータの不確実性を考慮した地震動評価により、地震動振幅のばらつきのシミュレーションを行った。

4.3.1 評価条件

観測地震動振幅のばらつきの分析に用いた記録ペアは M_J が 3.4~6.1 の地震によるものであるが、 M_J 範囲毎に分けると、十分な数の地震ペアに基づいてばらつきが評価できるのは、地殻内地震では M_J が 3.6~4.6 程度、海溝型地震では 3.6~5.2 程度の範囲である。そこで、 M_J が 3.6~5.2 までの範囲を対象として、3.6~5.2 を 0.2 刻みで分けた各 M_J の地震を想定した地震動振幅のばらつきのシミュレーションを行った。

まず、各規模の M_J に対して、 M_J と地震モーメント M_0 の経験式 $\log M_0 = 1.17M_J + 10.72$ (武村^[63]、 M_0 の単位は Nm) を用いて地震モーメントの平均値を設定する。この平均地震モーメントに対応する断層面積 S を地震本部による内陸地殻内地震のレシピア^[4]に従って設定した。各地震規模に対する平均地震モーメント $E[M_0]$ と、断層面積 S を表 4.1 の 2 列目、5 列目に示す。断層面積 S に対して、断層長さ L と断層幅 W の比を 2:1 と仮定したときの L, W を表 3, 4 列目に示す。これらの断層面の大きさの例を図 4.8 に示す。断層上端深さは 2 km と仮定し、傾斜角 90 度の断層面を仮定した。

これらの断層面を条件として、地震動評価のための断層パラメータを設定する。その時に、主要な断層パラメータ(地震モーメント、短周期レベル、アスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度)の不確実性の条件を仮定し、条件に従う断層モデルをそれぞれ 500 サンプル作成して地震動評価を行った。仮定した不確実性の条件を表 4.2 に示す。地震モーメント M_0 と短周期レベル A は、 $\ln M_0$ と $\ln A$ が二次元正規分布に従うと仮定した。地震モーメントの平均値は表 4.1 の $E[M_0]$ を用いた。短周期レベルの平均値は壇・他^[36]の経験式を用いて、地震モーメントの平均値に応じて設定する。地震モーメントと短周期レベルの標準偏差は、条件が同じ 2 地震による地震モーメントと短周期レベルのばらつきの検討結果を用いて式(4.7)、式(4.6)により M_J に応じて設定することとした。なお、 $\ln M_0$ と $\ln A$ の相関係数は条件が同じ 2 地震の断層パラメータの分析結果(図 4.7)から 0.35 と設定した。各地震規模に対する地震モーメントと短周期レベルの平均と標準偏差を表 4.1 の 5~8

列にまとめて示す。アスペリティ位置はアスペリティが断層面内に収まるように一様ランダムに分布すると仮定した。このとき、アスペリティ個数は1個、形状は正方形と仮定した。破壊開始点位置についても、断層面内に一様ランダムに分布すると仮定した。平均破壊伝播速度 v は正規分布に従うと仮定した。平均は片岡・他^[82]を参考にS波速度 β に対して $v/\beta = 0.8$ と仮定し、 v/β の標準偏差は山田・他^[6] による値を丸めた0.1と仮定した。

第2章の観測地震動振幅のばらつきの分析結果では、遠方の観測点では相対的にばらつきが小さい傾向が認められ、その原因として伝播経路での地震波の散乱の影響が考えられることを述べた。ただし、実際の地震動評価では震源近傍での評価が重要となるため、本検討では散乱の影響が問題となる遠方の評価は対象とせず、震源近傍でのばらつきのシミュレーションを対象として、直接的に散乱の効果を考慮しないで評価を行った。観測地震動振幅のばらつきとの比較においては、観測データは散乱の影響が少ないと考えられる震源近傍のデータのみを用いる。ただし、あまりデータを絞るとデータ数が少なくなり過ぎるため、 $X < 80$ kmの範囲のデータを比較に用いた。ばらつきのシミュレーションにおいては同程度の範囲内における複数の評価点に対してシミュレーションを行い、それら全ての評価結果から震源近傍における平均的なばらつきの大きさを評価し、観測地震動振幅のばらつきと比較した。断層面に対する評価点位置を図4.9に示す。

表4.2の条件に従う断層モデルのサンプルを乱数により500個作成し、それら全てに対する地震動評価を行い、予測地震動振幅のばらつきを評価した。評価対象は加速度応答スペクトル ($h=5\%$) とし、第2章に示した提案手法 (RVTM) を用いて位相のランダム性を考慮して最大加速度応答振幅の分布を評価した。なお、評価はS波振幅を対象とし、ラディエーションパターン係数は0.63と仮定した。地盤モデルはS波速度3.4 km/s、密度2.7 g/cm³の半無限一様媒質を仮定し、Q値を $Q = 100f^{0.7}$ と仮定した。本検討では予測地震動振幅のばらつきだけを検討対象とすることから、主に平均値の変動に影響を与えると考えられる地盤モデル、Q値は単純な条件を設定している。また f_{max} を6 Hzと仮定し、それよりも高周波数側の振幅を低下させた。RVTMによる評価のパラメータの一つである式(3.12)の ω_e は、SGFMにおいて断層面を 20×10 に分割した場合の小断層サイズに対応するコーナー周波数を設定し、断層サイズに応じた破壊伝播効果を考慮できるように設定した。なお、評価における加速度波形の包絡形状のモデルにおいて、第2章では地震動の継続時間を式(3.17)で表している。式(3.17)は震源での破壊継続時間だけを考慮したものであるが、実際に観測される地震波の継続時間は波動伝播経路における複雑な影響により継続時間が伸びることが知られている。式(3.17)では、観測記録と比較した時に継続時間を過小評価することになり、この誤差がRVTMによる加速度応答振幅の評価に影響を与える。これは平均振幅だけでなくばらつきの評価にも影響を与えるため、ばらつきのシミュレーションでは、伝播経路の影響による継続時間の伸びを考慮した現実的な継続時間を用いる必要がある。そこで、Boore and Thompson^[83] によ

る伝播経路の影響による継続時間のモデル D_P を利用して、式 (3.17) に D_P を加えた継続時間を用いて評価を行った。 D_P のモデルを図 4.10 に示す。 D_P は断層最短距離 R_{rup} をパラメータとしてモデル化されており、断層最短距離が大きいほど継続時間が長くモデル化されている。本検討では断層最短距離を対象領域（アスペリティまたは背景領域）の重心から評価点までの距離と読み換えて適用した。

表 4.1: 検討用断層モデルの断層パラメータ一覧

各地震規模 M_J に対する断層面積 S 、断層長さ L 、断層幅 W 、地震モーメントの平均 $E[M_0]$ 、地震モーメントの標準偏差 $\sigma_{\ln M_0}$ 、短周期レベルの平均 $E[A]$ 、短周期レベルの標準偏差 $\sigma_{\ln A}$ を示す。

M_J	S (km ²)	L (km)	W (km)	$E[M_0]$ (Nm)	$\sigma_{\ln M_0}$	$E[A]$ (Nm/s ²)	$\sigma_{\ln A}$
3.6	0.93	1.37	0.68	8.551E+14	0.41	5.030E+17	0.24
3.8	1.34	1.63	0.82	1.466E+15	0.39	6.020E+17	0.23
4.0	1.91	1.96	0.98	2.512E+15	0.37	7.204E+17	0.22
4.2	2.74	2.34	1.17	4.305E+15	0.35	8.622E+17	0.21
4.4	3.92	2.80	1.40	7.379E+15	0.33	1.032E+18	0.20
4.6	5.62	3.35	1.68	1.265E+16	0.31	1.235E+18	0.19
4.8	8.05	4.01	2.01	2.168E+16	0.29	1.478E+18	0.18
5.0	11.52	4.80	2.40	3.715E+16	0.27	1.768E+18	0.17
5.2	16.51	5.75	2.87	6.368E+16	0.25	2.116E+18	0.16

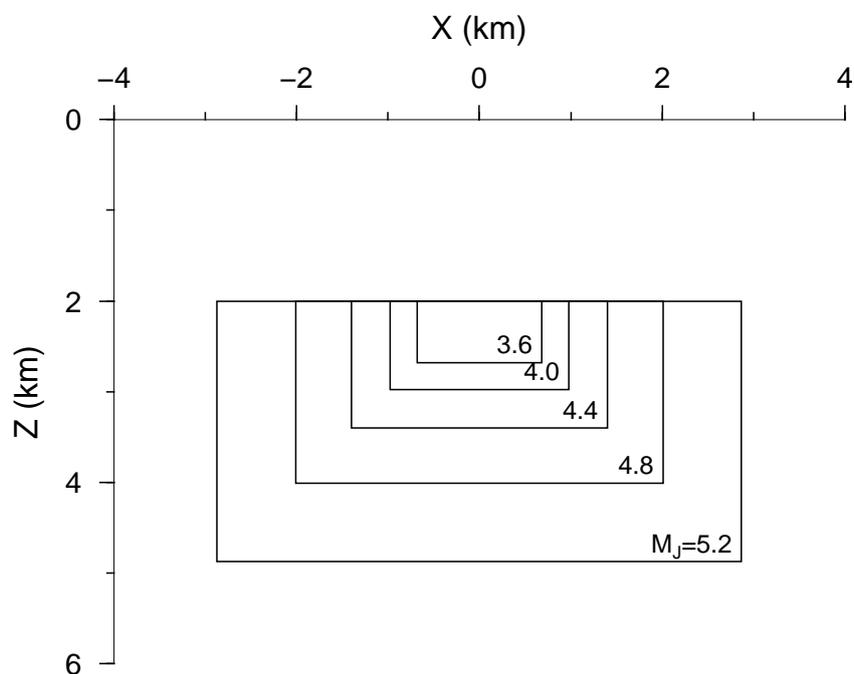


図 4.8: 各地震規模に対する断層面の大きさの例

表 4.2: 断層パラメータの不確実性の条件

	パラメータ	不確実性の条件
震源励起特性 に係る主要な断層 パラメータ	地震モーメント M_0	二次元正規分布 ($\ln M_0, \ln A$ に対して) $\ln M_0$ の平均: $E[\ln M_0] = \ln(10) \cdot (1.17M_J + 10.72)$ (武村, 1990) $\ln A$ の平均: $E[\ln A] = 1/3 \cdot E[\ln M_0] + \ln(2.46) + 37/3 \cdot \ln(10)$ (壇・他, 2001) $\ln M_0$ の標準偏差: $\sigma_{\ln M_0} = (-1.7M_J + 13.1)/17$ ($M_J \leq 5.2$) $\sigma_{\ln M_0} = 0.25$ ($M_J > 5.2$) $\ln A$ の標準偏差: $\sigma_{\ln A} = (-0.9M_J + 7.4)/17$ ($M_J \leq 5.2$) $\sigma_{\ln A} = 0.16$ ($M_J > 5.2$) $\ln M_0$ と $\ln A$ の相関係数: 0.35
	短周期レベル A	
断層破壊様式 に係る断層パラ メータ	アスペリティ位置	断層面内に一様分布
	破壊開始点位置	断層面内に一様分布
	平均破壊伝播速度 v	正規分布 (v/β に対して) v/β の平均: 0.8 (片岡・他, 2003を参照) v/β の標準偏差: 0.1 (山田・他, 2007による値をまるめた値)

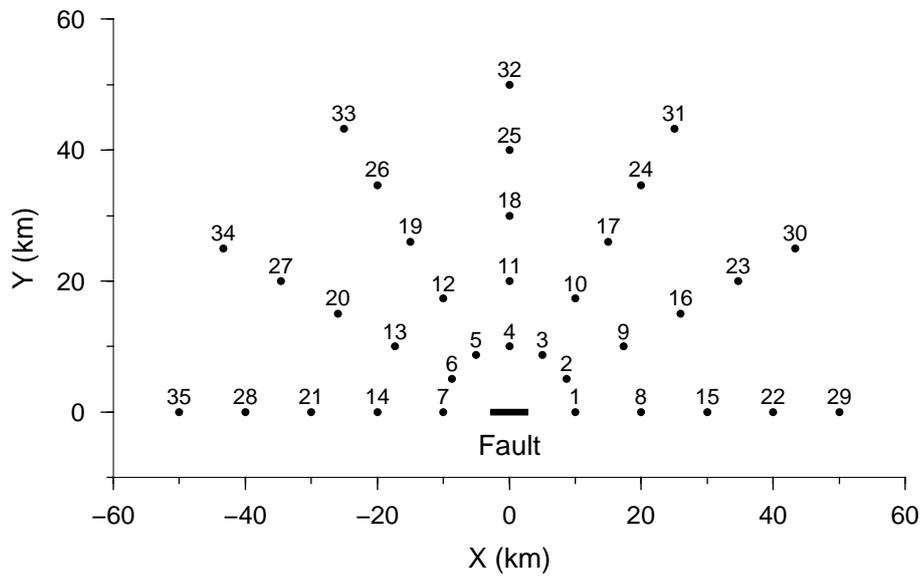


図 4.9: 評価点位置

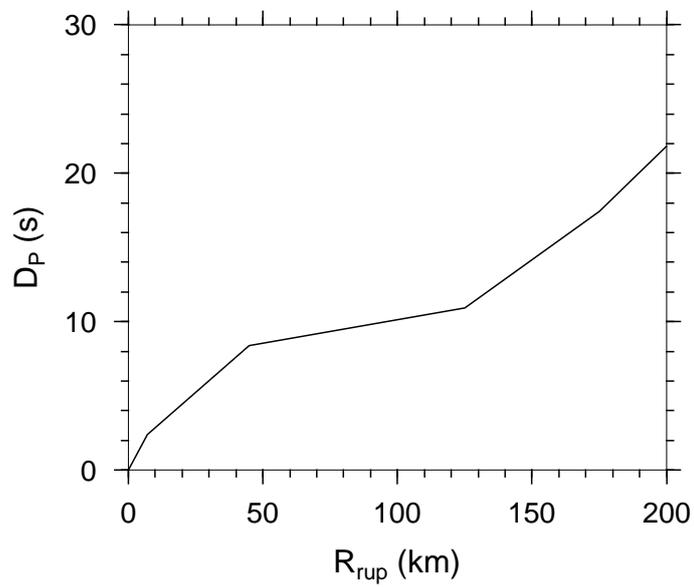


図 4.10: 伝播経路の影響による継続時間のモデル (Boore and Thompson^[83])
 D_P が伝播経路の影響による継続時間の伸びを表す。 R_{rup} は断層最短距離を表す。

4.3.2 評価結果

評価結果の例として、 $M_J3.6$ のケースの評価点1における加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果を図4.11に示す。図は500個の断層モデルそれぞれに対してRVTMで評価した最大加速度応答振幅分布の平均を灰実線により重ね書きして示している。全断層サンプルから式(3.37)により評価した分布による平均振幅と平均±標準偏差の幅を黒実線、黒破線により表示する。この標準偏差のみを図4.12に示す。図4.13に $M_J3.6$ に対する評価の各評価点に対する標準偏差を示す。黒線が各評価点における標準偏差を表し、赤線が全評価点に対する標準偏差を表している。同様に、全ての M_J に対する標準偏差の評価結果を図4.14～図4.17に示す。評価点毎の予測地震動の平均振幅に対するばらつきは全て断層パラメータの違いによって生じている、ここでは平均振幅に対するばらつきだけに着目して図4.13～図4.17に赤線で示した全評価点に対する標準偏差と、観測地震動振幅の分析から求めたばらつきの標準偏差を比較する。

シミュレーション結果のばらつきの標準偏差と、観測地震動振幅のばらつきの標準偏差の比較を図4.18に示す。地殻内地震に対するデータが十分に存在する M_J 範囲の結果を比較することとし、シミュレーション結果については $M_J3.6\sim 4.6$ の評価結果を用い、観測地震動振幅の分析結果については $M_J \pm 0.2$ の幅を持たせて3.4～3.8の範囲の結果を用いて比較した。観測地震動振幅については $X < 80$ kmのデータを比較対象とした。多少の違いはあるもののシミュレーション結果の標準偏差は、観測地震動振幅のばらつきの標準偏差と同程度の大きさとなっている。値の違いは大きくても±0.1に収まる程度であった。周期0.1秒から0.2秒程度でややばらつきが大きいという特徴もある程度再現されているように見える。表4.2の断層パラメータの不確実性を仮定したときの予測地震動振幅のばらつきは観測地震動振幅のばらつきの大きさを概ね再現することが確認できた。

$M_J3.6\sim 5.2$ までの各地震規模に対するシミュレーション結果の標準偏差を比較して図4.19に示す。 M_J 毎の標準偏差を比較すると、標準偏差が卓越する周期に違いが見られ、 M_J が大きいほど標準偏差の卓越周期が長周期側にシフトしている。観測地震動振幅のばらつきの周期特性(図2.16、図2.17)と比較すると、形状に多少の違いが認められるが、標準偏差の卓越周期の位置および地震規模に対する変化の傾向は一致している。図4.19の M_J 毎の標準偏差が最大となる卓越周期 T_p を読み取った結果を図4.20に示す。赤四角が各地震規模に対するシミュレーション結果の標準偏差から読み取った T_p と M_J の関係を示している。丸印は観測地震動振幅から評価した M_J 範囲毎の標準偏差の卓越周期(図2.18)を示している。ばらつきの卓越周期と M_J の関係は観測とシミュレーションが良く対応している。第2章では、このようなばらつきの卓越周期の規模依存性は、地震規模毎の断層サイズに応じた断層破壊様式の不確実性が影響している可能性を指摘した。実際に地震規模に応じた断層の拡がり、その中での破壊様式の不確実性を考慮したシミュレーションによ

て、ばらつきの卓越周期の規模依存性が良く再現できることがわかった。断層破壊様式の不確実性は観測地震動振幅のばらつきに大きな影響を与えており、予測地震動振幅のばらつきを考えるにあたって、断層破壊様式の不確実性を考慮することは重要であると考えられる。

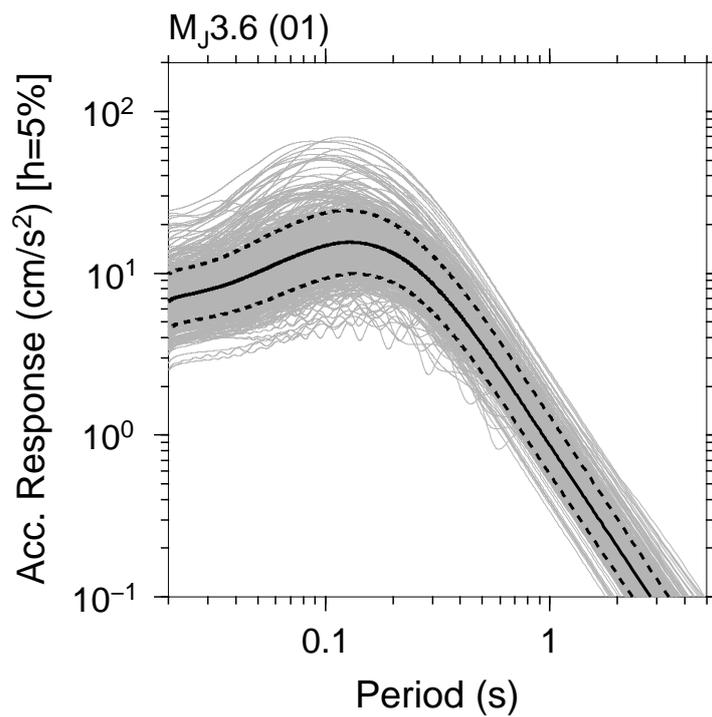


図 4.11: 加速度応答スペクトル評価結果の例 ($M_J3.6$ 、評価点 1)
 $M_J3.6$ の地震を対象としたときの評価点 1 における加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果を示す。灰実線は 500 サンプルの断層モデルに対するそれぞれの平均加速度応答振幅を示す。黒実線は全断層サンプルから評価した加速度応答振幅分布の平均、黒破線は平均 \pm 標準偏差を表す。

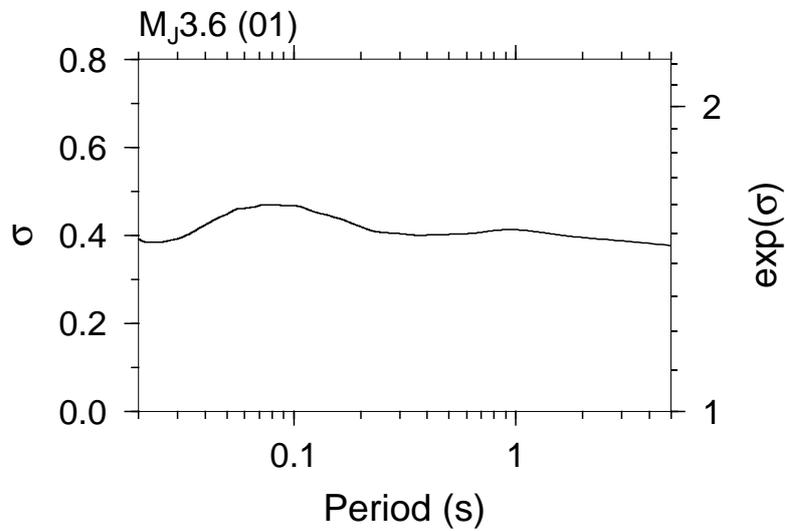


図 4.12: ばらつきの標準偏差の評価結果の例 ($M_J3.6$ 、評価点 1)
 $M_J3.6$ の地震を対象としたときの評価点 1 における断層モデル 500 サンプルによる
 加速度応答スペクトル ($h=5\%$) 評価結果のばらつきの標準偏差を表す。

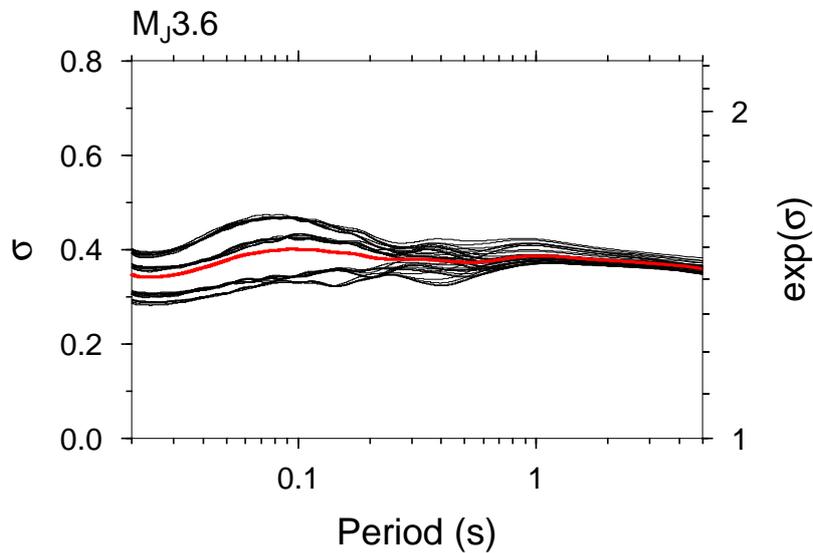


図 4.13: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J3.6$)
 $M_J3.6$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。黒線は各評価
 点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

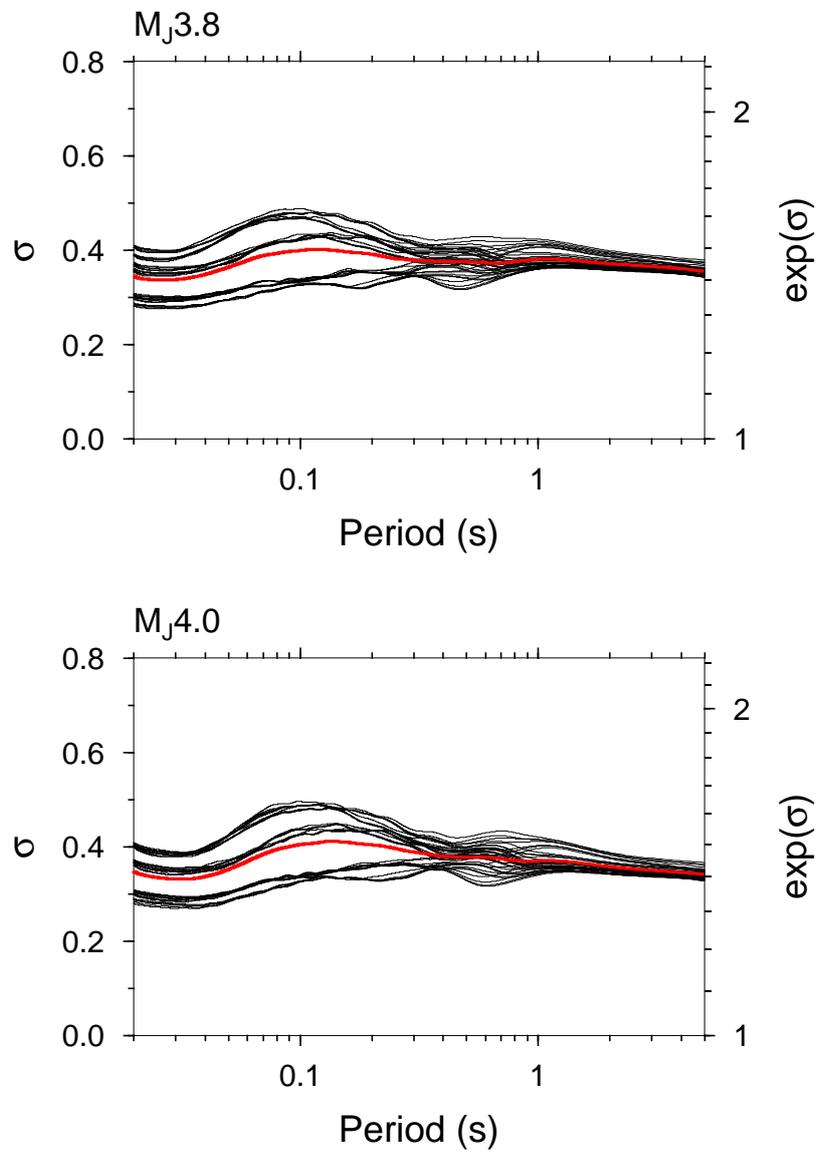


図 4.14: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J3.8$, $M_J4.0$)
 $M_J3.8$ および $M_J4.0$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

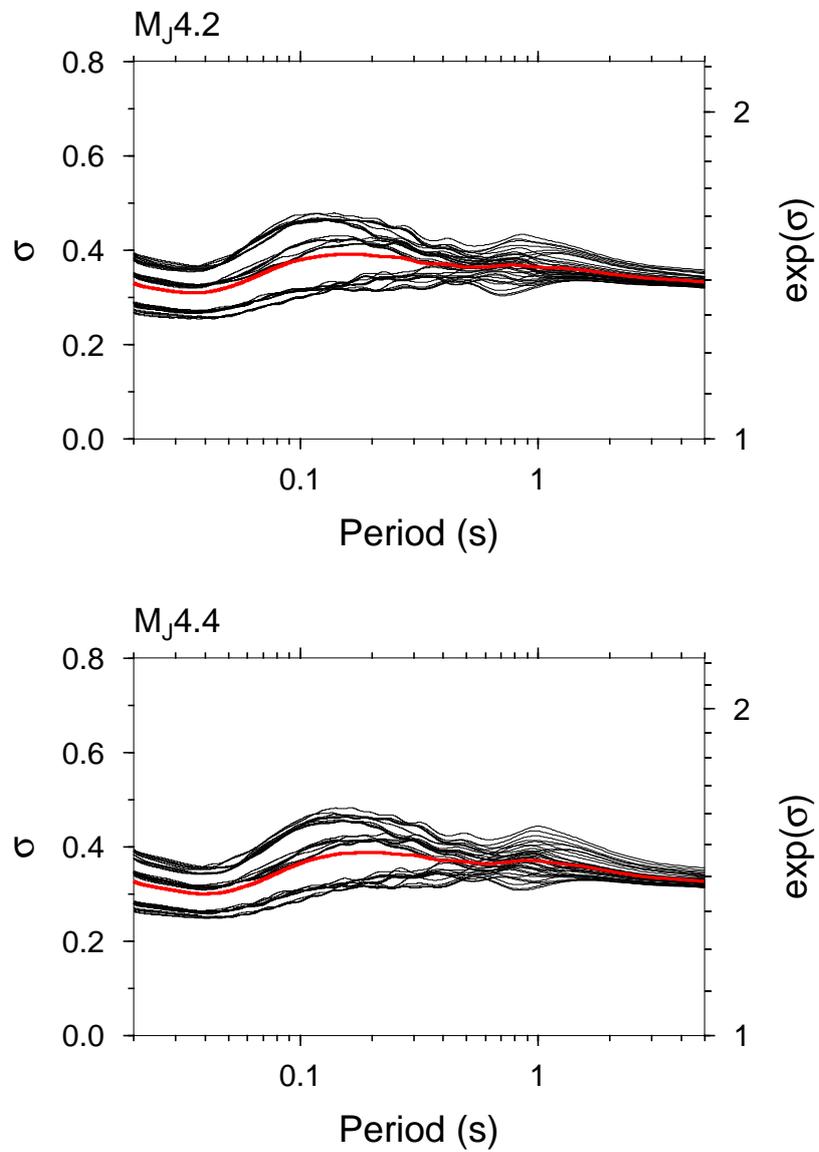


図 4.15: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J4.2$, $M_J4.4$)
 $M_J4.2$ および $M_J4.4$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

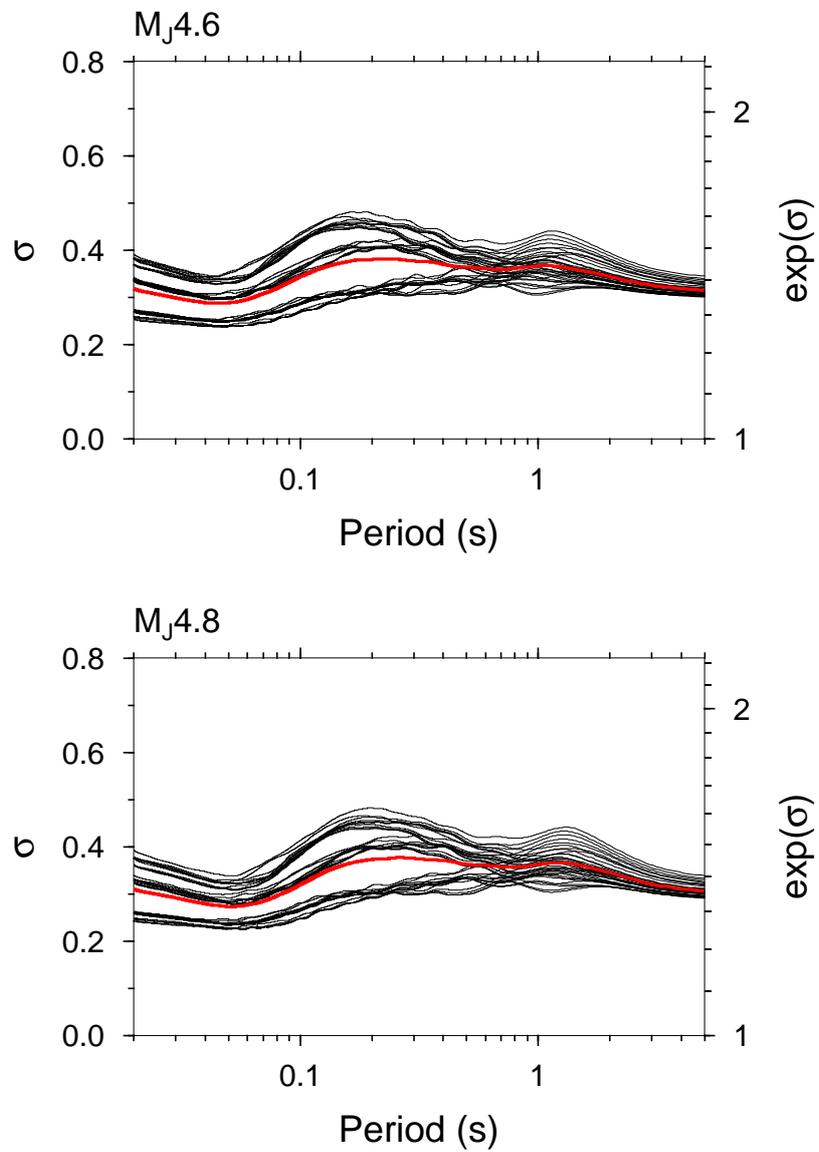


図 4.16: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J4.6$, $M_J4.8$)
 $M_J4.6$ および $M_J4.8$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

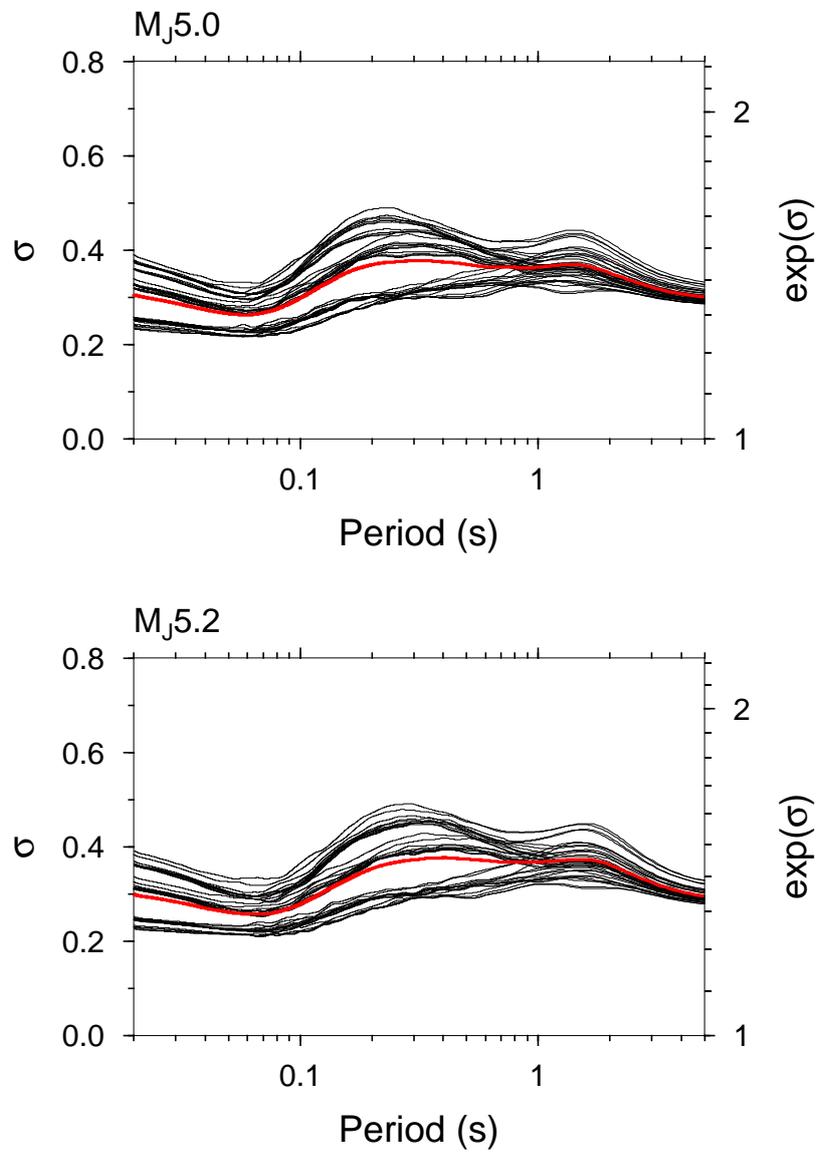


図 4.17: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_j5.0$, $M_j5.2$)
 $M_j5.0$ および $M_j5.2$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

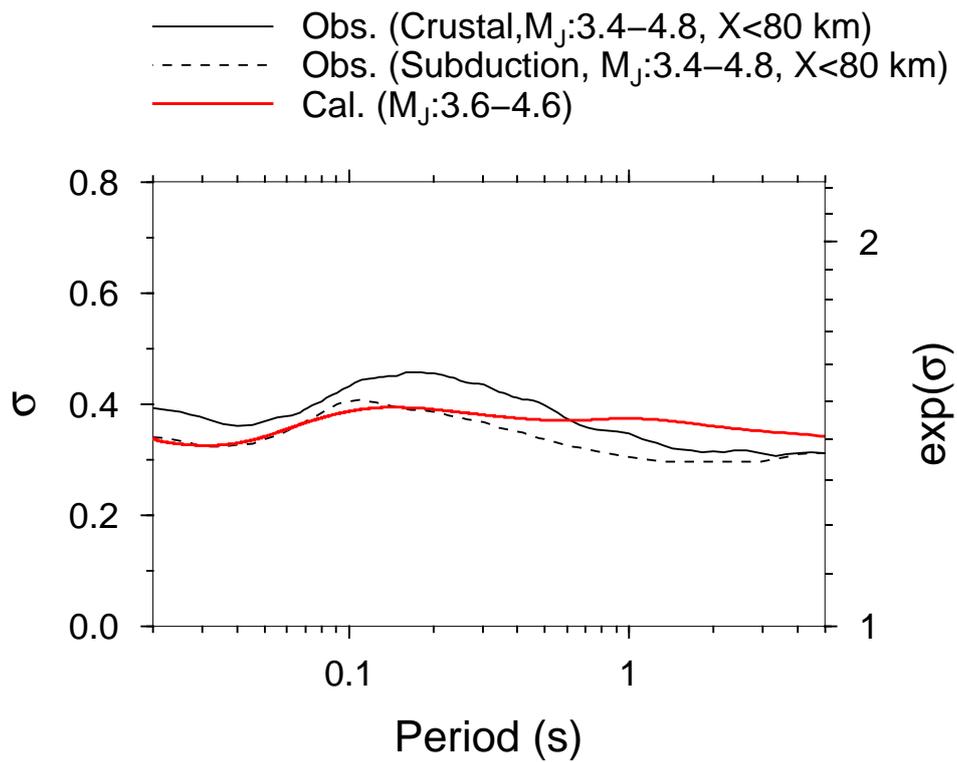


図 4.18: シミュレーション結果と観測地震動振幅の標準偏差の比較
 赤線は M_j 3.6~4.6 を対象としたシミュレーション結果による標準偏差を示す。黒
 実線、黒破線はそれぞれ地殻内地震と海溝型地震のデータ (M_j 3.4~4.8, $X < 80$ km)
 から評価した観測地震動振幅の標準偏差を示す。

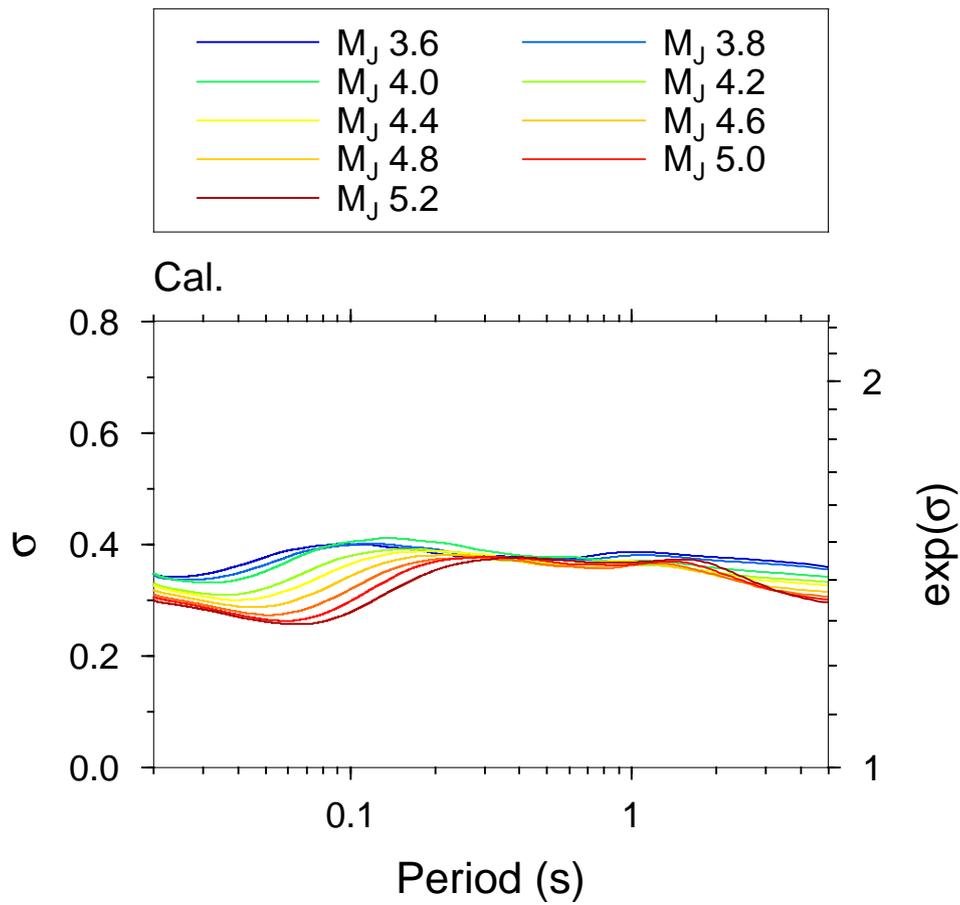


図 4.19: 地震規模毎のシミュレーション結果の標準偏差
 各地震規模に対するシミュレーション結果の標準偏差を重ね書きして示す。

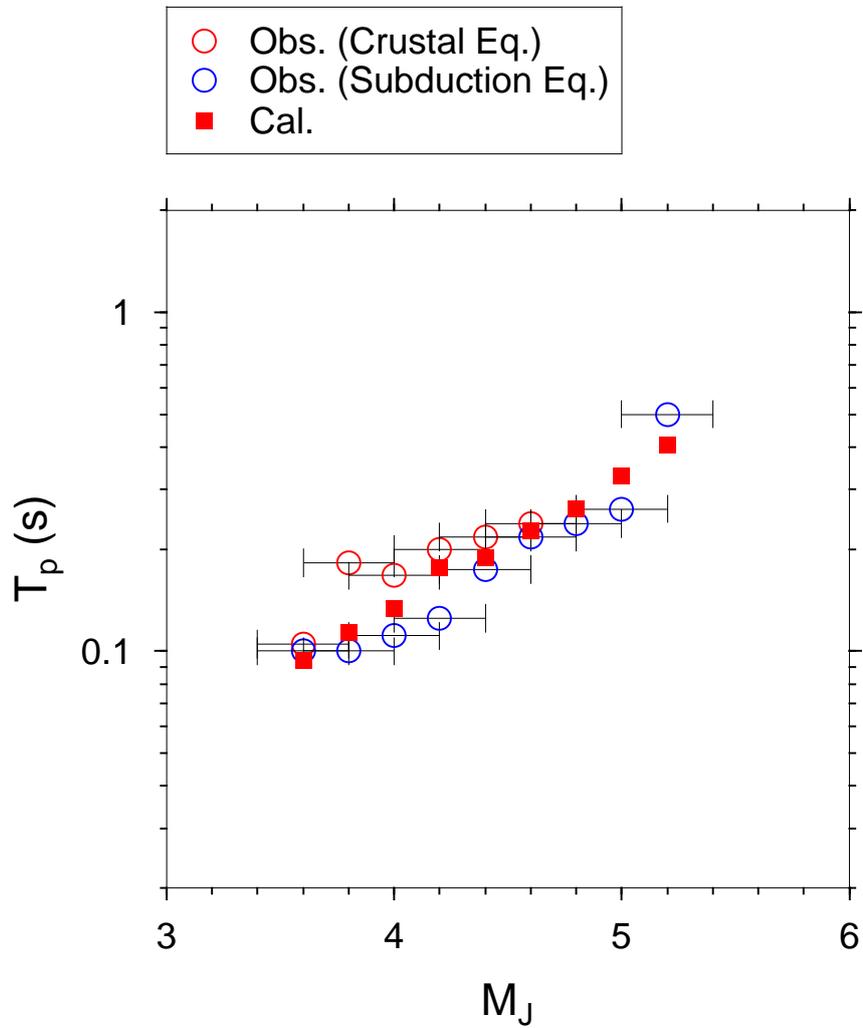


図 4.20: 標準偏差の卓越周期 T_p と M_J の関係
 赤四角が各地震規模に対するシミュレーション結果の標準偏差の卓越周期を表す。
 丸印は M_J 範囲毎の観測地震動振幅の標準偏差の卓越周期を示す。左右のバーは評
 価対象の M_J 範囲を示している。

4.4 大地震を対象とした地震動予測のばらつきの評価

表 4.2 の断層パラメータの不確実性を仮定したシミュレーションによる予測地震動振幅のばらつきは観測地震動振幅のばらつきの大きさを概ね再現することを確認した。表 4.2 の不確実性の条件は、ばらつきに関する観測事実と矛盾しない結果を与えるという点で合理性のある条件と言える。この条件に基づいて、さらに規模の大きな地震を想定したばらつきのシミュレーションを実施した。

4.4.1 評価条件

M_J が 5.4~7.0 までの範囲を 0.2 刻みで分けた各 M_J の地震を対象としたシミュレーションを行った。断層パラメータの条件、評価条件は前項と同じである。前項では $\ln M_0$ と $\ln A$ の標準偏差を、式 (4.7)、式 (4.6) に従って M_J に応じた値として設定した。ただし、式 (4.7)、式 (4.6) はいずれも M_J が 5.2 以下のデータから求めた結果である。図 4.4、図 4.6 において、より規模の大きな地震を考えた時に $\sigma_{\ln A}, \sigma_{\ln M_0}$ が M_J の増加に応じてそのまま直線的に減少するかどうかは確認できていない。仮に直線的に減少するならば、 M_J が 7.0 を超えるレベルでは $\sigma_{\ln A}, \sigma_{\ln M_0}$ が極端に小さくなり、現実的ではないと考えられる。そこで、 $M_J > 5.2$ の地震に対する検討を行う場合には、 $\sigma_{\ln A}, \sigma_{\ln M_0}$ は $M_J > 5.2$ では一定の値を仮定し、 $\ln M_0 = 0.25, \ln A = 0.16$ と設定した。各地震規模に対する断層面積と、地震モーメントと短周期レベルの平均と標準偏差を表 4.3 に示す。また、地震規模に対する断層面の例を図 4.21 に示す。

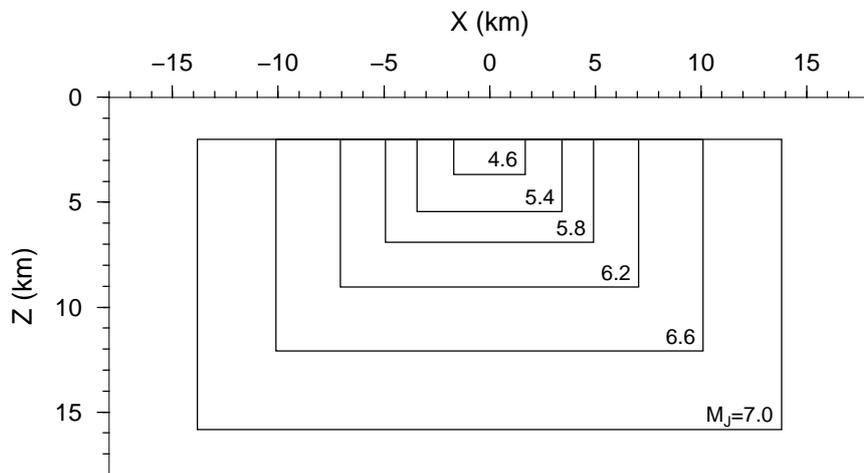


図 4.21: 各地震規模に対する断層面の大きさの例

表 4.3: 検討用断層モデルの断層パラメーター一覧

各地震規模 M_J に対する断層面積 S 、断層長さ L 、断層幅 W 、地震モーメントの平均 $E[M_0]$ 、地震モーメントの標準偏差 $\sigma_{\ln M_0}$ 、短周期レベルの平均 $E[A]$ 、短周期レベルの標準偏差 $\sigma_{\ln A}$ を示す。

M_J	S (km ²)	L (km)	W (km)	$E[M_0]$ (Nm)	$\sigma_{\ln M_0}$	$E[A]$ (Nm/s ²)	$\sigma_{\ln A}$
5.4	23.64	6.88	3.44	1.091E+17	0.25	2.533E+18	0.16
5.6	33.86	8.23	4.11	1.871E+17	0.25	3.031E+18	0.16
5.8	48.49	9.85	4.92	3.206E+17	0.25	3.627E+18	0.16
6.0	69.44	11.79	5.89	5.495E+17	0.25	4.341E+18	0.16
6.2	99.46	14.10	7.05	9.419E+17	0.25	5.195E+18	0.16
6.4	142.44	16.88	8.44	1.614E+18	0.25	6.217E+18	0.16
6.6	204.00	20.20	10.10	2.767E+18	0.25	7.440E+18	0.16
6.8	292.17	24.17	12.09	4.742E+18	0.25	8.904E+18	0.16
7.0	382.27	27.65	13.83	8.128E+18	0.25	1.066E+19	0.16

4.4.2 評価結果

各地震規模に対する評価結果について、評価点毎の標準偏差の重ね書きを図 4.22～図 4.26 に示す。赤線は全評価点に対する標準偏差を表す。各地震規模のシミュレーション結果による全評価点に対する標準偏差を比較して図 4.27 に示す。図 4.27 では前項の M_J 3.6～5.2 に対する結果も含めて、 M_J 3.6～7.0 までの全ての結果を示している。それぞれの M_J に対する標準偏差を比較すると、規模に応じて周期特性が変化する様子が確認できる。標準偏差が最大となる周期は M_J が大きいほど長周期側にシフトしている。これは地震規模毎の断層面の大きさに応じたコーナー周波数の変化に伴い、断層破壊様式の不確実性の影響が強く現れる周期が変化するためである。 M_J 3.6～5.2 の範囲ではこの卓越周期の変化が観測事実と良く対応することを図 4.20 により確認している。 M_J 3.6～5.2 程度の中小規模の地震に対しては、ばらつきの卓越周期は 0.1 秒～0.4 秒程度であるが、 M_J が大きくなるとともに卓越周期が変化し、 M_J 7.0 ではばらつきの卓越周期が周期 2 秒程度になることがわかった。なお、 $M_J > 5.2$ では、卓越周期における標準偏差の大きさが次第に大きくなっている。これは、断層面積が大きくなることによって、破壊開始点位置、アスペリティ位置の変動幅が大きくなり、それに伴って振幅の変動が大きくなることを反映していると考えられる。以上から、 M_J 7.0 の地震に対する地震動予測を考えた場合、長周期成分では予測地震動振幅のばらつきが相対的に大きくなると考えられる。一方、周期 0.2 秒程度よりも短周期成分については、 $M_J > 5.2$ の範囲では標準偏差の変化は小さく、

$M_J7.0$ の場合でも概ね 0.35 程度の値となっていた。

第 2 章では、条件が同じ記録ペアの分析に基づいて観測地震動振幅のばらつきを調べているが、 $M_J > 5.2$ の範囲では条件に当てはまる記録ペアが十分に存在しないため、規模が大きい地震に対するばらつきの特徴を観測記録に基づいて調べることはできていない。従って、中小地震を対象とした検討と同様に、ばらつきのシミュレーション結果の妥当性を観測事実との比較に基づいて確認することはできない。直接的な妥当性の確認とはならないものの、参考のために、より規模が大きな地震記録を用いて観測地震動振幅の偶然的不確実性によるばらつき検討した既往研究 (Morikawa et al.^[48]) との比較を行った。Morikawa et al.^[48] はほぼ同じ震源域で発生した複数の地震 ($M_W 5.5 \sim 7.5$) による同一観測点の観測記録を用いて、地震動予測式^[11] に対する観測地震動振幅のばらつきを調べている。扱っているばらつきの中に、リファレンスとしている地震動予測式のモデル化に起因する誤差が含まれている可能性が否定できないため、本研究第 2 章における観測記録の分析で対象としているばらつきと厳密には対応していない可能性があるものの、共通点は多いと考えられるため、参考までに比較を行った。Morikawa et al.^[48] によるばらつきの標準偏差と、 $M_J 5.6 \sim 7.0$ に対するシミュレーションによる標準偏差を比較して図 4.28 に示す。Morikawa et al.^[48] による標準偏差は論文中の図から読み取った値である。地震規模の範囲および対象とする震源距離範囲が厳密に対応していないため、定量的な比較に議論の余地があるものの、標準偏差の振幅や周期特性は非常に良く対応している。このことから、本検討におけるばらつきのシミュレーション結果は、実現象と比較して極端に乖離するものではないと考える。

地震動振幅のばらつきの卓越周期の地震規模依存性には、断層破壊様式の不確実性が影響しているが、この場合、断層破壊様式の不確実性の影響は断層面と評価点の位置関係によって大きく異なることを第 3 章で述べた。図 4.27 などの標準偏差は全評価点に対する平均的な標準偏差を示しているが、評価点毎に見た場合には評価点によって大きな違いが生じている (図 4.22 ~ 図 4.26)。そこで、より多数の評価点を対象として応答スペクトルの評価を行い、評価結果の標準偏差の空間分布図を作成した。例として $M_J 7.0$ を対象としたシミュレーションにおける、周期 0.1 秒および周期 2 秒の加速度応答振幅に対する標準偏差の空間分布を図 4.29 に示す。図中の白線が断層面の位置を表す。図の範囲内に 2 km 間隔で評価点を置き、全ての評価点における評価結果から平均と標準偏差を求め、それらのコンター図を示している。コンター図の作成にあたっては、第 3 章の検討結果から評価点毎の標準偏差の細かい差を把握するために、より多くの断層モデルのサンプル数が必要であると考えられるため、断層モデルを追加して計 10000 サンプルの断層モデルを用いて標準偏差を評価している。図 4.29 から、断層面に対する評価点の位置によって標準偏差には大きな違いが生じていることがわかる。断層端部付近では標準偏差が大きく、周期 2 秒では 0.7 を超える大きなばらつきが生じている。評価対象となる断層面と評価点の位置関係のみから、評価点における標準偏差の大きさを単純に予測することは

難しいため、評価点毎に断層面との位置関係を考慮した地震動シミュレーションを行ってばらつきを評価する必要があると考える。その手段として、本研究で適用した方法が有効であると言える。

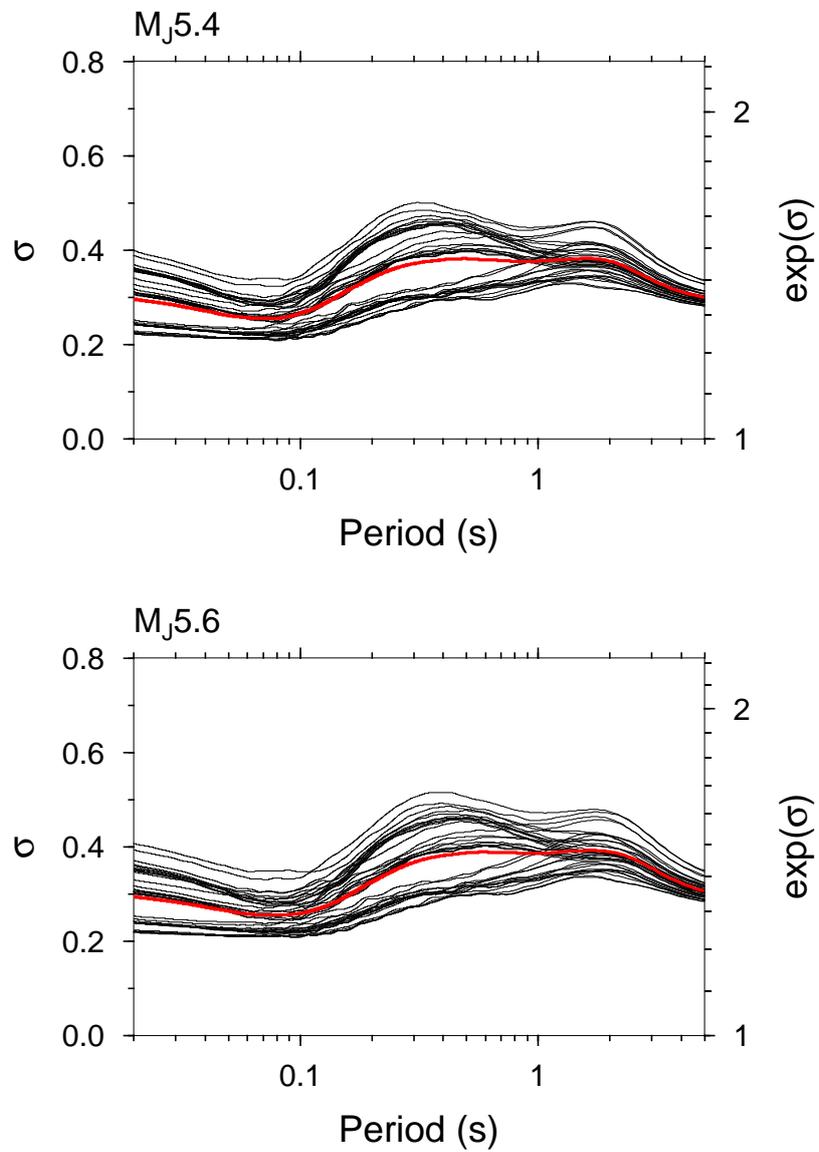


図 4.22: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_j5.4$, $M_j5.6$)
 $M_j5.4$ および $M_j5.6$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

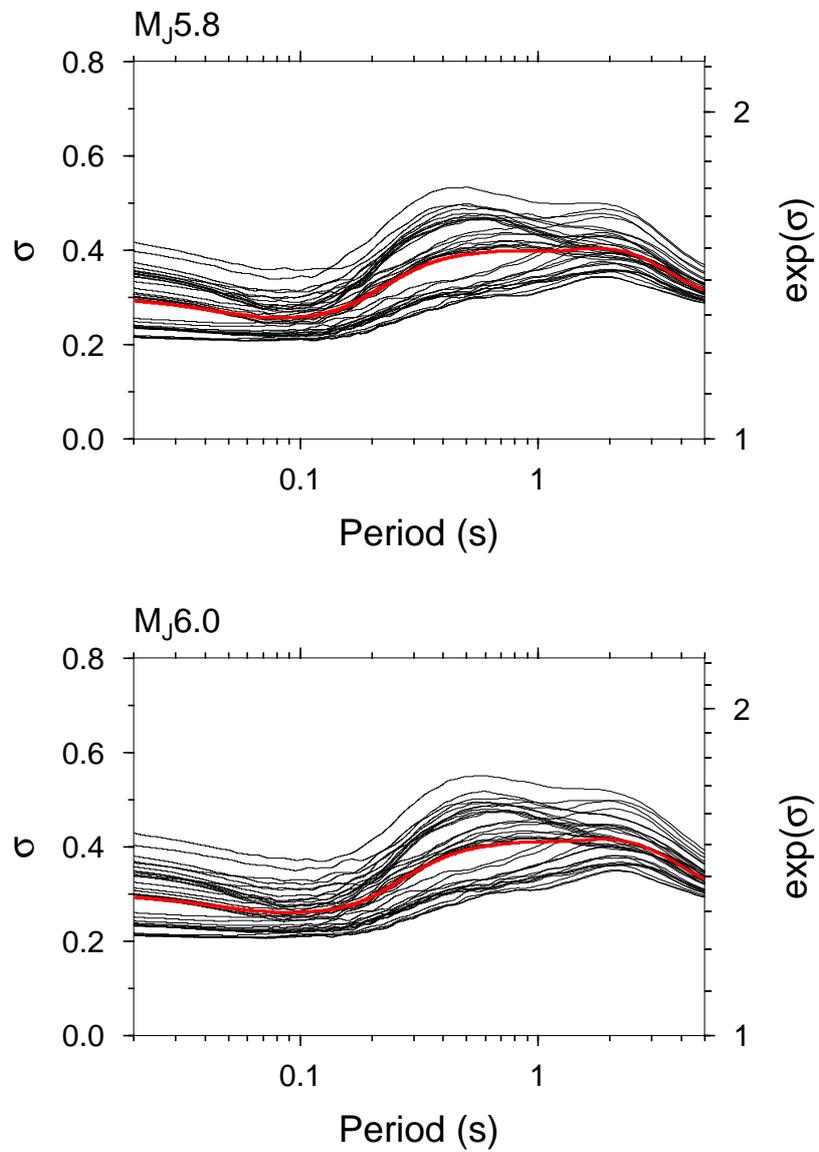


図 4.23: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J5.8$, $M_J6.0$)
 $M_J5.8$ および $M_J6.0$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

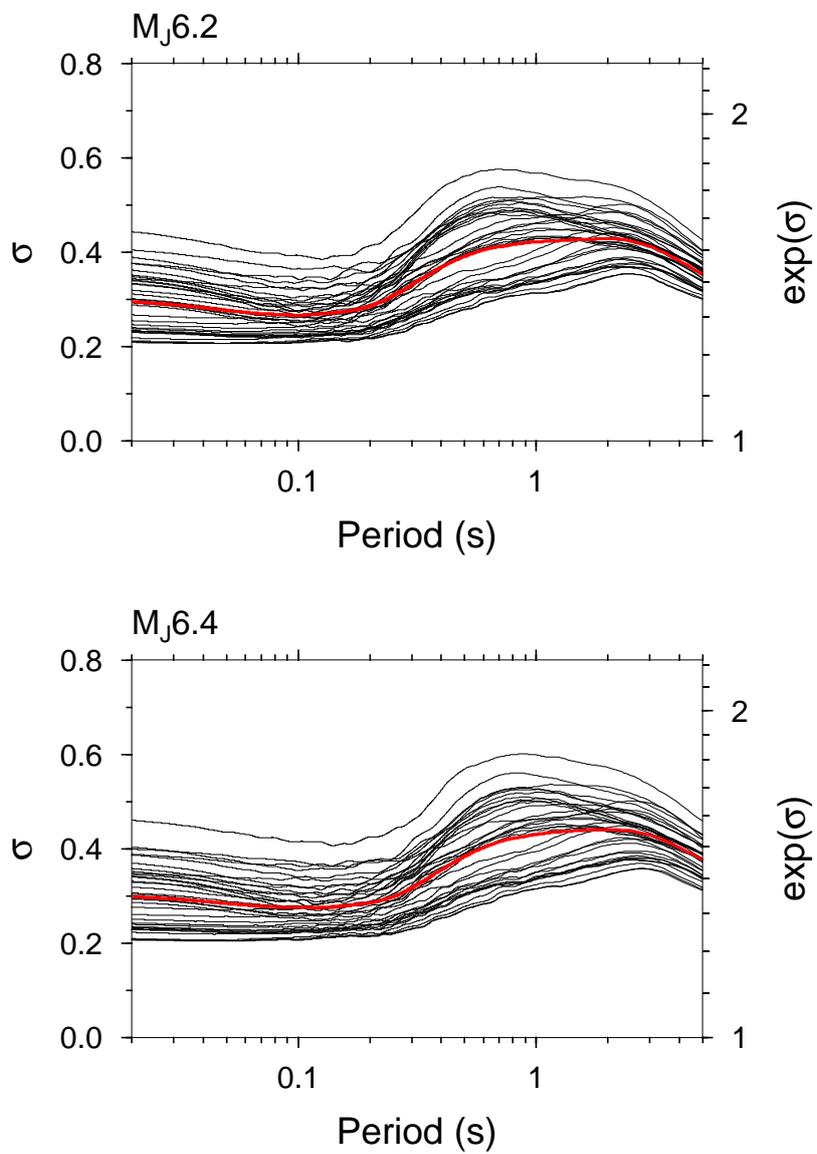


図 4.24: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J6.2$, $M_J6.4$)
 $M_J6.2$ および $M_J6.4$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

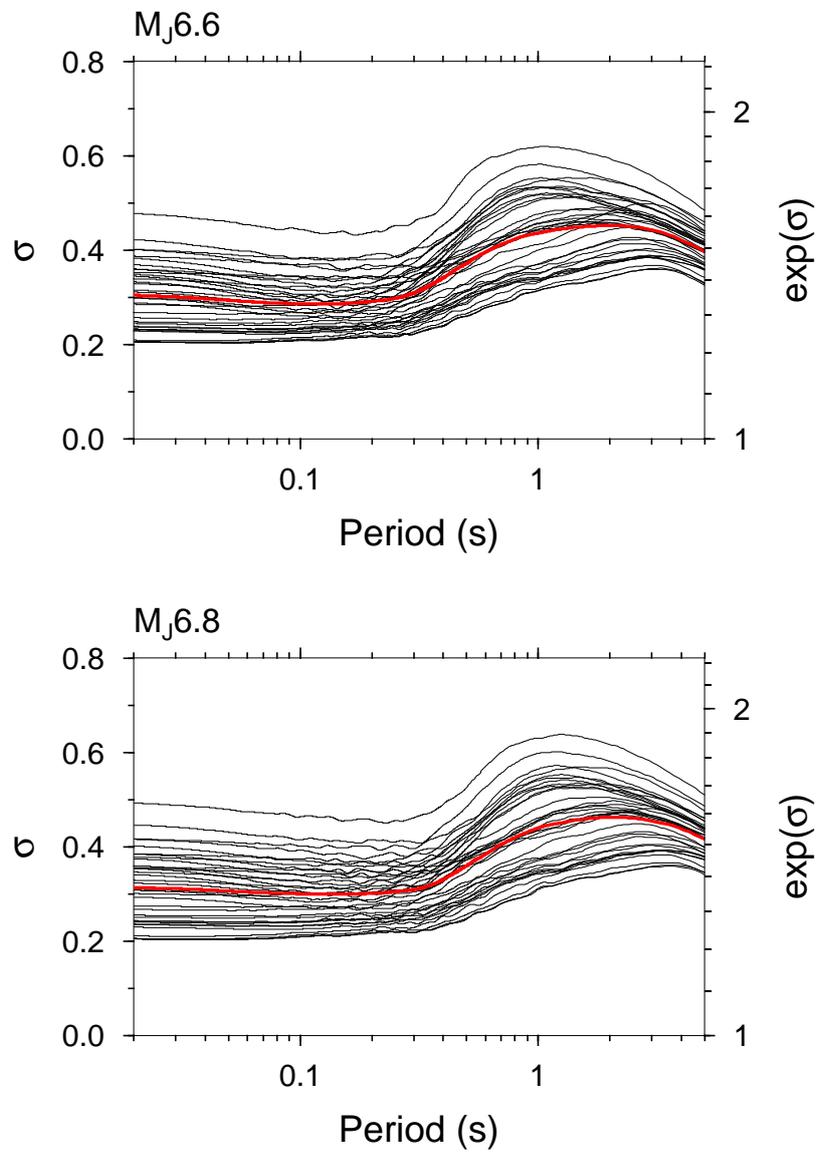


図 4.25: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J6.6$, $M_J6.8$)
 $M_J6.6$ および $M_J6.8$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。
 黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

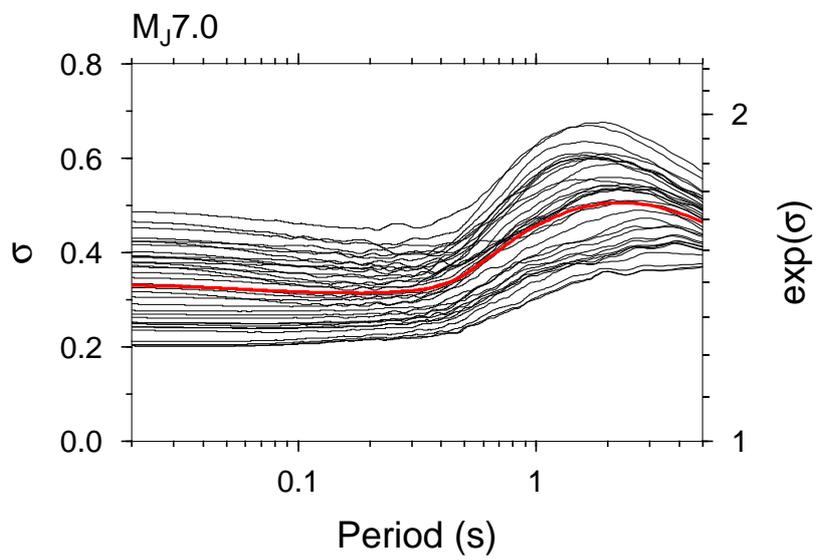


図 4.26: シミュレーション結果の標準偏差 ($M_J7.0$)
 $M_J7.0$ の地震を対象としたシミュレーションによる標準偏差を示す。黒線は各評価点の標準偏差、赤線は全評価点に対する標準偏差を示す。

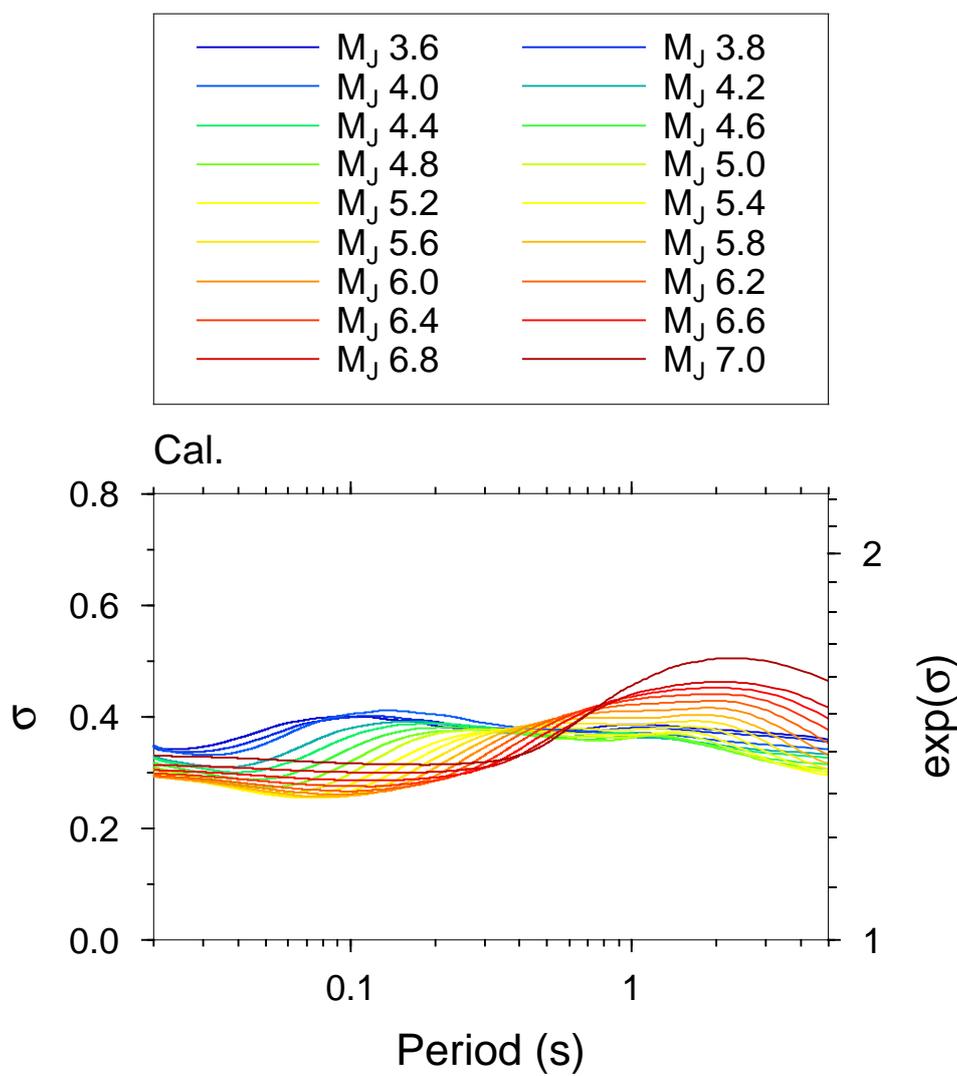


図 4.27: 地震規模毎のシミュレーション結果の標準偏差
 各地震規模に対するシミュレーション結果の標準偏差を重ね書きして示す。

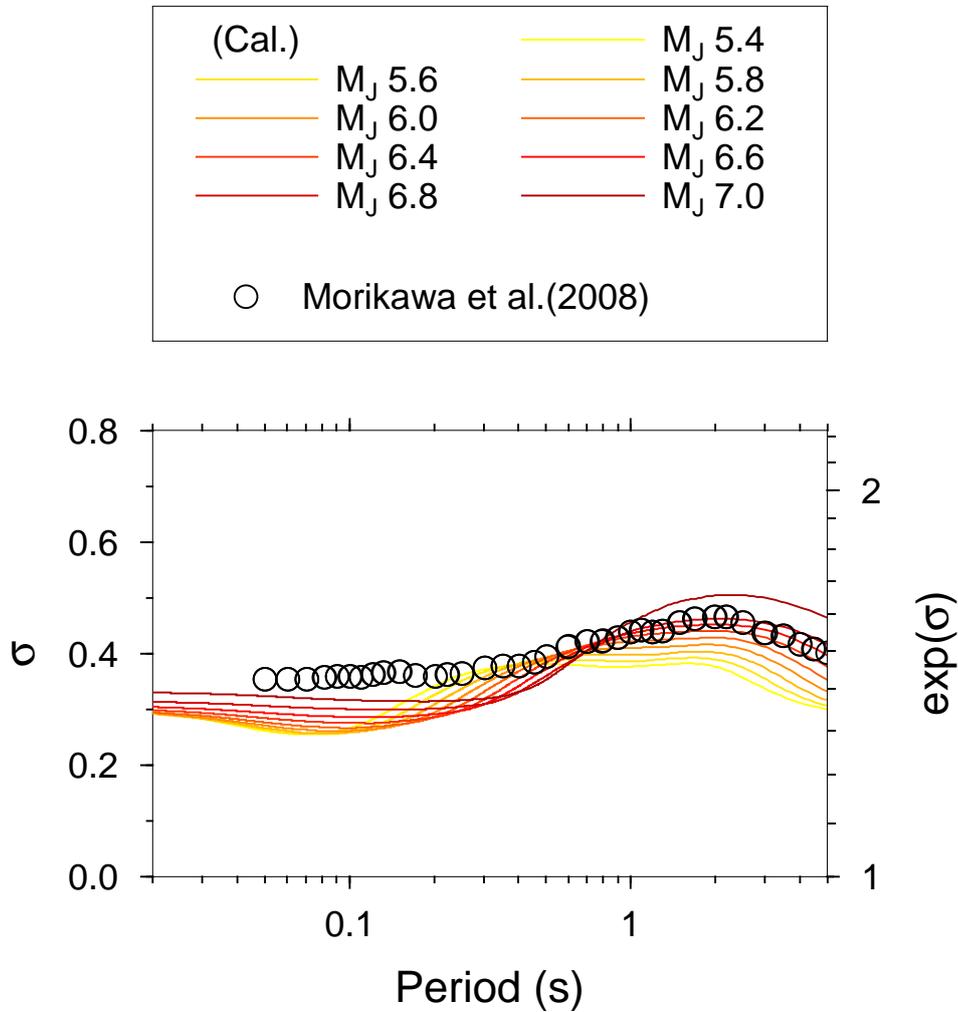


図 4.28: 偶然的不確実性によるばらつきの標準偏差に関する既往研究との比較
 色線は M_J 5.6~7.0 に対するシミュレーション結果の標準偏差を示す。丸印は
 Morikawa et al.^[48] により国内の M_W 5.5~7.5 の地震記録から評価された偶然的不確
 実性によるばらつきの標準偏差を表す。

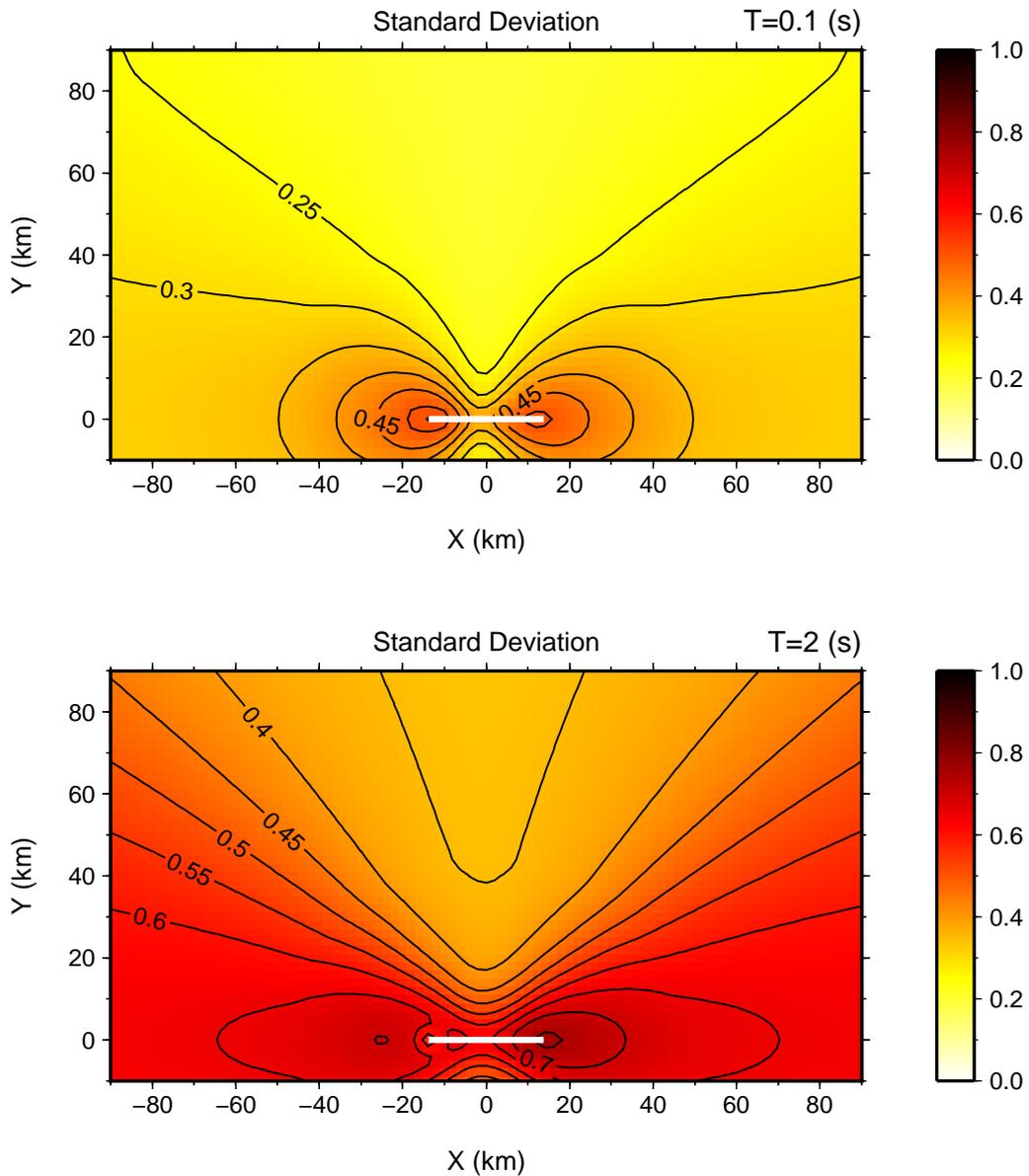


図 4.29: シミュレーション結果の標準偏差の空間分布の例 ($M_J7.0$)
 M_J に対するシミュレーション結果による標準偏差のコンター図を示す。上段は周期 0.1 秒の加速度応答振幅の標準偏差、下段は周期 2 秒の加速度応答振幅の標準偏差を示す。

4.5 まとめ

想定地震の地震動予測において、断層パラメータの不確実性を考慮した地震動シミュレーションに基づいて、予測地震動振幅のばらつきを把握することを目的とした検討を実施した。結果を以下にまとめる。

- 観測事実と矛盾しない合理的なばらつきを評価するために重要となる地震モーメント、短周期レベルの不確実性の条件を観測記録を用いて調べた。地震規模、震源位置、震源メカニズムが同じ2地震の地震モーメント、短周期レベルのばらつきの標準偏差を調べた結果、地震規模が大きいほど標準偏差が小さい傾向があることがわかった。記録ペアの地震間のばらつきが地震毎の震源励起特性の不確実性によって生じていると考えれば、観測地震動振幅のばらつきを説明するためには、地震モーメント、短周期レベルの不確実性の規模依存性を考える必要がある。
- 地震モーメントと短周期レベルの不確実性および、断層破壊様式の不確実性を考慮した地震動シミュレーションを行い、観測地震動振幅のばらつきを評価した。 $M_J3.6\sim 5.2$ の地震を対象とした震源近傍でのばらつきの評価結果は、観測地震動振幅のばらつきの特徴を良く再現することを確認した。観測事実と矛盾しない地震動振幅のばらつきを評価するという目的において、仮定した断層パラメータの不確実性の条件が妥当であると判断できる。
- 断層パラメータの不確実性の条件を用いて、より規模が大きな地震を想定した予測地震動振幅のばらつきの評価を行った。規模が大きくなると、ばらつきの卓越周期が長周期側に変化し、 $M_J7.0$ では周期2秒程度のばらつきが卓越することがわかった。その場合の周期2秒における全評価点に対する予測地震動振幅の標準偏差は0.5程度であった。一方、卓越周期よりも短周期成分の標準偏差は地震規模による変化が相対的に小さく0.3~0.35程度の値であった。
- 想定される大地震に対する地震動予測において、震源特性の偶然的な不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつきは、短周期成分のばらつきに比べて長周期成分のばらつきを相対的に大きく見積もる必要があると言える。ばらつきの大きさは想定する地震の断層面の大きさ、形状、および断層面に対する評価点の位置によって異なるため、ばらつきを定量的に評価するためには断層パラメータの不確実性を考慮した多サンプルの地震動シミュレーションが有効である。

本章で示した断層パラメータの不確実性を仮定した地震動シミュレーションによって、地震動振幅のばらつきについて、観測事実と大きく矛盾しないばらつきを評価することができることを示した。しかし、観測記録から評価した偶然的な不確実性によるばらつきの要因が必ずしも明らかになったわけではないため、ばらつきの要因

とシミュレーションで仮定した不確実性の対応について、今後、より詳細な分析を行う必要があると考える。ばらつきの特徴についても、標準偏差に着目して比較を行っているが、分布形状の対応などについて課題が残されている。現状では、観測記録の数や条件に限りがあるため、観測記録に基づいて分布形状などの詳細な議論を行うことが難しいが、将来的に様々な条件の観測記録が増えることによって、より詳細な分析が可能になると思われる。

第5章 結論

本論文では、想定地震の地震動予測において、震源特性の偶然的不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつきを評価することを目的として、地震観測記録の解析と地震動シミュレーションによる検討を実施した。結論を以下にまとめる。

第1章「序論」では、想定地震の地震動予測において、震源特性の偶然的不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつきを考慮することの重要性を述べた。予測地震動振幅のばらつきを評価する方法として、断層パラメータの不確実性を考慮した多数サンプルの地震動シミュレーションが挙げられるが、不確実性の条件が明らかでないためにばらつきの定量的評価に課題があること、および多数サンプルの地震動シミュレーション方法に課題があることを述べた。これらの課題を解決し、震源特性の偶然的不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつきを定量的に評価することが本研究の目的である。

第2章「震源特性の偶然的不確実性による観測地震動振幅のばらつきの分析」では、震源特性の偶然的不確実性に起因する地震動振幅のばらつきの特徴を地震観測記録に基づいて検討した。地震規模、震源位置、震源メカニズムが同じ2地震による同一観測点の記録ペアの加速度応答スペクトル振幅 ($h=5\%$) の違いに着目した分析を行い、地震毎の震源特性の違いに起因すると考えられる観測地震動振幅のばらつきを抽出した。得られた知見を以下に示す。

- 全記録ペア評価した地震動応答スペクトルの自然対数振幅のばらつきの標準偏差 σ は、地震タイプ、周期によって変動があるものの0.3~0.45程度の値であった。
- 地震規模 M_J が大きいほど σ の卓越周期が長周期側に変化することがわかった。卓越周期の地震規模依存性は震源スペクトルのコーナー周波数の地震規模依存性と概ね整合すること、そのような特徴が地震内のばらつきに現れていることから、地震毎の断層破壊様式の違いが対象とする地震動振幅のばらつきに大きな影響を与えていると考えられる。
- 震源距離 X が大きいほど σ が小さい傾向が認められた。また、その傾向は短周期成分で顕著であった。断層破壊様式の違いによって生じる地震動の方位性

の違いが、地震波伝播経路での散乱の影響によって、遠方では弱まることが影響していると考えられる。

- 地殻内地震と海溝型地震による σ を比較すると、地殻内地震の方が大きい値であった。これは、両者の地震ペアの震源距離に対する分布に違いがあるためと考えられる。 M_J 、 X が同じ条件であれば、地震タイプによる明瞭な違いは認められなかった。
- σ を地震間のばらつきの標準偏差 τ と、地震内のばらつきの標準偏差 ϕ に分離したところ、海溝型地震では M_J が大きいほど τ が小さい傾向が認められた。地震間のばらつきが地震毎の震源励起特性の違いによって生じていると仮定すれば、 M_J が大きいほど震源励起特性のばらつきが小さいと考えることができる。

対象としたばらつきは、想定地震に対する特定地点の地震動予測を考えた場合、サイト特性と伝播経路特性等が十分にモデル化された理想的な地震動予測ができたとしても、なお生じ得る予測の不確実性に対応するものである。地震動予測における偶発的不確実性として、この程度のばらつきを考慮する必要があると言える。このときのばらつきの要因に、サイト特性の違い、伝播経路の違いは含まれないことから、対象とするばらつきの主な要因は条件（地震規模、震源位置、震源メカニズム）が同じ地震の震源特性の不確実性であると考えられる。ばらつきが全くのランダムな特徴を示しておらず、ばらつきの卓越周期が地震規模に依存する特徴が認められることから、対象とするばらつきの主な要因の一つが震源特性の不確実性であると考えられる。なお、検討に使用したデータは M_J が4前後の地震によるものが中心であり、より規模の大きな地震に対するばらつきの特徴が確認できていない点が課題である。

第3章「断層モデルによる地震動応答スペクトルの評価方法」では、断層パラメータの不確実性を考慮した多数サンプルの地震動シミュレーションを効率的に行うために、ランダム振動論を利用して地震動応答スペクトルの分布を評価する方法を提案した。断層パラメータの不確実性を考慮した地震動シミュレーションに適用した結果、提案手法による予測地震動の応答スペクトル分布は統計的グリーン関数法（SGFM）による評価結果をほぼ再現することを確認した。提案手法はSGFMよりも計算量が少なくて済む利点があり、多数の断層モデルに対する地震動シミュレーションに適した手法である。例題として、マグニチュード7クラスの地殻内地震の断層面を仮定し、地震モーメント、短周期レベル、アスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度の不確実性を考慮した地震動シミュレーションを行った。これらの結果から、断層パラメータの不確実性を考慮した地震動シミュレーション結果に関して以下の特徴があることがわかった。

- 予測地震動振幅の平均値は、断層面を中心として同心円状に減衰する空間分布形状を示す。個々の断層モデルによる予測地震動の空間分布は、それぞれの断層破壊様式の特徴を反映した形状となるが、条件が異なる多数の断層モデルの平均振幅については、個々の断層モデルの影響が平均化され、単純な空間分布形状になる。
- 予測地震動振幅の標準偏差は断層端部付近で大きく、断層走向に直交する方向では小さい空間分布形状を示す。これは、アスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度の不確実性が予測地震動振幅のばらつきに与える影響が断層面に対する評価点の位置によって異なるためであり、断層端部付近において最も大きな影響が生じるためである。
- 各断層パラメータの不確実性が予測地震動振幅に及ぼす相対的な影響度は評価点の位置、対象周期によって異なる。ただし、予測地震動振幅の長周期成分のばらつきには地震モーメントの不確実性が大きな影響を与えており、短周期成分のばらつきには短周期レベルの不確実性が大きな影響を与えていることは、評価点によらず共通した特徴である。これらは全評価点に対するばらつきの大きさを左右する重要な要因となっていることがわかった。断層端部付近の評価点では、これらにアスペリティ位置、破壊開始点位置、平均破壊伝播速度の不確実性の影響も加わってばらつきが大きくなる。

断層面に対する評価点の位置によって予測地震動振幅の標準偏差が異なることは断層パラメータの不確実性の影響に関する重要な特徴の一つである。なお、例題による全評価点に対する予測地震動振幅の標準偏差の大きさ、周期特性は、地震観測記録から評価したばらつきの標準偏差と大きく異なっていた。観測事実と矛盾しないばらつきを評価するためには、地震モーメントおよび短周期レベルの不確実性の条件を適切に設定することが重要であることがわかった。

第4章「震源特性の偶然的な不確実性を考慮した地震動振幅のばらつきのシミュレーション」では、断層パラメータの不確実性を考慮した予測地震動振幅のばらつきのシミュレーションを行い、観測事実との比較に基づいてばらつきのシミュレーション結果の妥当性を確認した。また、大規模地震に対するばらつきのシミュレーションを行い、震源特性の偶然的な不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつきを評価した。得られた知見を以下に示す。

- 観測事実と矛盾しない合理的なばらつきを評価するために重要となる地震モーメント、短周期レベルの不確実性の条件を、観測記録を用いて調べた。地震規模、震源位置、震源メカニズムが同じ2地震の地震モーメント、短周期レベルのばらつきの標準偏差を調べた結果、地震規模が大きいほど標準偏差が小さい傾向があることがわかった。記録ペアの地震間のばらつきが地震毎の震源励起

特性の不確実性によって生じていると考えれば、観測地震動振幅のばらつきを説明するためには、地震モーメント、短周期レベルの不確実性の規模依存性を考える必要があると言える。

- 地震モーメントと短周期レベルの不確実性および、断層破壊様式の不確実性を考慮した地震動シミュレーションを行い、観測地震動振幅のばらつきを評価した。 M_J 3.6~5.2の地震を対象とした震源近傍でのばらつきの評価結果は、観測地震動振幅のばらつきの特徴を良く再現することを確認した。観測事実と矛盾しない地震動振幅のばらつきを評価するという目的において、仮定した断層パラメータの不確実性の条件が妥当であると判断できる。
- 断層パラメータの不確実性の条件を用いて、より規模が大きな地震を想定した予測地震動振幅のばらつきの評価を行った。規模が大きくなると、ばらつきの卓越周期が長周期側に変化し、 M_J 7.0では周期2秒程度のばらつきが大きくなることがわかった。その時の周期2秒における全評価点に対する予測地震動振幅の標準偏差は0.5程度であった。一方、卓越周期よりも短周期成分の標準偏差は地震規模による変化が相対的に小さく0.3~0.35程度の値であった。
- 想定される大地震に対する地震動予測において、震源特性の偶然的な不確実性に起因する予測地震動振幅のばらつきは、短周期成分のばらつきに比べて長周期成分のばらつきを相対的に大きく見積もる必要があると言える。ばらつきの大きさは想定する地震の断層面の大きさ、形状、および断層面に対する評価点の位置によって異なるため、ばらつきを定量的に評価するためには断層パラメータの不確実性を考慮した多サンプルの地震動シミュレーションが有効である。

以上の知見は、想定地震に対する確率論的地震動評価において活用することできると考える。確率論的地震動評価では、偶然的な不確実性に起因する地震動振幅のばらつきを対数正規分布などの確率分布によって表現することが多いが、合理的な評価を行うためには、ばらつきの特徴を適切に反映した確率分布を仮定することが重要となる。観測記録の分析結果から、偶然的な不確実性による地震動振幅のばらつきは、地震規模に応じた特徴の違いを示すことがわかった。このような特徴を考慮することが、より現実的な確率論的地震動評価に繋がると考え、ばらつきの特徴を適切に考慮するための具体的な手段の一つが、本論文で示した断層パラメータの偶然的な不確実性を考慮した地震動シミュレーションであると言える。ばらつきの要因を考慮したシミュレーションを行うことで、物理的な根拠に基づいた現実的な予測地震動振幅の分布を得ることが可能であり、観測事実として確認されたばらつきの規模依存性を表現することも可能となる。このようなシミュレーションによる予測地震動振幅のばらつきは、仮定する断層パラメータの不確実性の条件に依存するため、その条件の合理性が問題となるが、本研究で仮定した条件は、中小地震を対

象とした検討により観測事実と大きく矛盾しないばらつきが評価可能であるという点について合理性が確認されている。このようなシミュレーションでは、物理的な断層破壊の条件の変動による結果として生じる、断層面と評価点の位置に依存したばらつきの違いや、応答スペクトルのばらつきの周期間相関性をも考慮することができる。地震動予測の偶然的不確実性が、主に震源特性の偶然的不確実性を反映しているとすれば、その結果として生じる地震動振幅のばらつきの特徴を考慮することによって、より合理的な確率論的地震動評価に繋がると考えられる。

本論文では、地震動予測における偶然的不確実性のみを検討対象としているが、確率論的地震動評価では、偶然的不確実性に加えて認識論的不確実性も適切に考慮した評価を行う必要がある。認識論的不確実性をどのように考慮するかということも大きな問題であり、認識論的不確実性も含めた包括的な不確実性の定量化が将来の課題である。認識論的不確実性については、今後の地震観測記録の蓄積あるいは物理探査等の調査結果の蓄積によって新たな知見が増えることによって、より適切な地震動予測モデルの構築を通じて地震動予測の不確実性を減らすことが可能と考えられる。そのためには、高密度な地震観測を長期に渡って維持していくとともに、増え続ける膨大な観測記録から震源位置や地震波伝播経路に応じた詳細な地震動特性を明らかにしていく努力が必要と考える。

参考文献

- [1] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 全国地震動予測地図 2016 年版, 2016. http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2016/ (参照 2017-09-30)
- [2] 日本建築学会, 最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法, 2009.
- [3] 入倉孝次郎, 三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.849-875, 2001.
- [4] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」), 2017. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf (参照 2017-09-30)
- [5] 奥村俊彦, 佐藤俊明, 石井透, P. Somerville, R. Graves, N. Collins, 断層パラメータの変動に伴う地震動のばらつきに関する基礎的検討, 土木学会地震工学論文集, Vol.28, pp.1-6, 2005.
- [6] 山田雅行, 先名重樹, 藤原広行, 強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～震源パラメータのバラツキについて～, 日本地震工学会論文集, Vol.7, No.1, pp.43-60, 2007.
- [7] 糸井達哉, 翠川三郎, 鬼頭順三, 三浦弘之, 内山康生, 坂本成弘, 統計的グリーン関数法で評価した地殻内地震の応答スペクトルのバラツキ, 日本地震工学会論文集, Vol.9, No.1, pp.128-142, 2009.
- [8] 釜江克宏, 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 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集, Vol., No.430, pp.1-9, 1991.
- [9] 香川敬生, ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, Vol.4, No.2, pp.21-32, 2004.
- [10] 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, No.523, pp.63-70, 1999.

- [11] Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima, A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, pp.879-897, 2006.
- [12] Graves, R. W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.86, No.4, pp.1091-1106, 1996.
- [13] Hartzell, S. H., Earthquake aftershocks as Green's functions, Geophysical Research Letters, Vol.5, No.1, pp.1-4, 1978.
- [14] Irikura, K., Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proceedings of 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp.151-156, 1986.
- [15] Kamae, K. and K. Irikura, Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.88, No.2, pp.400-412, 1998.
- [16] 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.
- [17] 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, Vol.67, No.561, pp.37-45, 2002.
- [18] Kamae, K. and H. Kawabe, Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ($M_{JMA} = 8.0$) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space, Vol.56, No.3, pp.323-327, 2004.
- [19] 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, Vol.62, No.1, pp.47-59, 2009.
- [20] 川辺秀憲, 釜江克宏, 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集, Vol.13, No.2 (特集号), pp.75-87, 2013.
- [21] 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, Vol.93, No.6, pp.2531-2545, 2003.

- [22] Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol.70, No.1, pp.59-80, 1999.
- [23] Irikura, K., Predicting strong ground motions with a "Recipe", *東京大学地震研究所彙報*, Vol.81, No.3-4, pp.341-352, 2006.
- [24] 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*, Vol.84, No.4, pp.974-1002, 1994.
- [25] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 2009. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf (参照 2017-09-30)
- [26] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証について, 2002. <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20021031tottori.pdf> (参照 2017-09-30)
- [27] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について, 2004. <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20041220tokachi.pdf> (参照 2017-09-30)
- [28] 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について, 2008. <http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20080411fukuoka.pdf> (参照 2017-09-30)
- [29] 内閣府首都直下地震モデル検討会, 首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, 2013. http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/pdf/dansoumodel_01.pdf (参照 2017-09-30)
- [30] 東京都防災会議, 首都直下地震等による東京の被害想定報告書, 2012. <http://www.bousai.metro.tokyo.jp/taisaku/1000902/1000401.html> (参照 2017-09-30)
- [31] 壇一男, 具典淑, 入江紀嘉, アルズペイマサマン, 石井やよい, 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への応用, *日本建築学会構造系論文集*, Vol.76, No.670, pp.2041-2050, 2011.

- [32] Madariaga, R., On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, Vol.84, No.B5, pp.2243-2250, 1979.
- [33] Boatwright, J., The seismic radiation from composite models of faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.78, No.2, pp.489-508, 1988.
- [34] Eshelby, J. D., The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, Vol.241, No.1226, pp.376-396, 1957.
- [35] Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa, Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.172, No.5, pp.1371-1381, 2015.
- [36] 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*, Vol.66, No.545, pp.51-62, 2001.
- [37] 山田雅行, 先名重樹, 藤原広行, 強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～逆断層と横ずれ断層の比較～, *土木学会地震工学論文集*, Vol.29, pp.104-113, 2007.
- [38] 香川敬生, 多数の断層破壊シナリオによる強震動のばらつき分布, *土木学会論文集 A1(構造・地震工学)*, Vol.71, No.4, pp.I_191-I_197, 2015.
- [39] Ripperger, J., P. M. Mai, and J.-P. Ampuero, Variability of near-field ground motion from dynamic earthquake rupture simulations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.98, No.3, pp.1207-1228, 2008.
- [40] Youngs, R. R., N. Abrahamson, F. I. Makdisi, and K. Sadigh, Magnitude-dependent variance of peak ground acceleration, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol.85, No.4, pp.1161-1176, 1995.
- [41] 翠川三郎, 大竹雄, 地震動強さの距離減衰式にみられるバラツキに関する基礎的分析, *日本地震工学会論文集*, Vol.3, No.1, pp.59-70, 2003.
- [42] Al Atik, L., N. Abrahamson, J. J. Bommer, F. Scherbaum, F. Cotton, and N. Kuehn, The variability of ground-motion prediction models and its components, *Seismological Research Letters*, Vol.81, No.5, pp.794-801, 2010.

- [43] Lin, P. S., B. Chiou, N. Abrahamson, M. Walling, C. T. Lee, and C. T. Cheng, Repeatable source, site, and path effects on the standard deviation for empirical ground-motion prediction models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.101, No.5, pp.2281-2295, 2011.
- [44] Anderson, J. G. and Y. Uchiyama, A Methodology to improve ground-motion prediction equation by including path corrections, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.101, No.4, pp.1822-1846, 2011.
- [45] Sung, C.-H. and C.-T. Lee, A new methodology for quantification of the systematic path effects on ground-motion variability, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.106, No.6, pp.2796-2810, 2016.
- [46] Villani, M. and N. A. Abrahamson, Repeatable site and path effects on the ground-motion sigma based on empirical data from Southern California and simulated waveforms from the cybershake platform, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.105, No.5, pp.2681-2695, 2015.
- [47] Baltay, A. S., T. C. Hanks, and N. A. Abrahamson, Uncertainty, variability, and earthquake physics in ground-motion prediction equation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.107, No.4, pp.1754-1772, 2017.
- [48] Morikawa, N., T. Kanno, A. Narita, H. Fujiwara, T. Okumura, Y. Fukushima, and A. Guerpinar, Strong motion uncertainty determined from observed records by dense network in Japan, *Journal of Seismology*, Vol.12, No.4, pp.529-546, 2008.
- [49] Cotton, F., R. Archuleta, and M. Causse, What is sigma of the stress drop?, *Seismological Research Letters*, Vol.84, No.1, pp.42-48, 2013.
- [50] Anderson, J. G., and J. N. Brune, Methodology for using precarious rocks in Nevada to test seismic hazard models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.89, No.2, pp.456-467, 1999.
- [51] Anderson, J. G., and J. N. Brune, Probabilistic seismic hazard assessment without the ergodic assumption, *Seismological Research Letters*, Vol.70, No.1, pp19-28, 1999.
- [52] 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 森川信之, 先名重樹, 工藤暢章, 大井昌弘, はお憲生, 若松加寿江, 石川裕, 奥村俊彦, 石井透, 松島信一, 早川讓, 遠山信彦, 成田章, 「全国地震動予測地図」作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第336号, 2009.

- [53] Bommer, J. J., and N. Abrahamson, Why do modern probabilistic seismic hazard analyses lead to increased hazard estimates, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.96, No.6, pp.1967-1977, 2006.
- [54] 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/> (参照 2015-07-30)
- [55] 気象庁, 地震月報 (カタログ編) , <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html> (参照 2015-07-30)
- [56] 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/> (参照 2015-07-30)
- [57] 池浦友則, 野田静男, 同一地点における地震動応答スペクトルのばらつきー地震規模と震源距離がそれぞれ等しい強震記録ペアの分析ー, *日本地震工学会論文集*, Vol.5, No.3, pp.12-30, 2005.
- [58] 高橋克也, 武村雅之, 藤堂正喜, 渡辺孝英, 野田静男, 様々な岩盤上での強震動応答スペクトルの予測式, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, pp.547-552, 1998.
- [59] Zhao, J. X., X. Liang, F. Jiang, H. Xing, M. Zhu, R. Hou, Y. Zhang, X. Lan, D. Rhoades, K. Irikura Y. Fukushima, and P. G. Somerville, Ground-motion prediction equations for subduction interface earthquakes in Japan using site class and simple geometric attenuation functions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.106, No.4, pp.1518-1534, 2016.
- [60] Atkinson, G. M., Single-station sigma, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.96, No.2, pp.446-455, 2006.
- [61] Gallovic, F. and J. Burjanek, High-frequency directivity in strong ground motion modeling methods, *Annals of Geophysics*, Vol.50, No.2, pp.203-211, 2007.
- [62] Aki, K., Scaling law of seismic spectrum, *Journal of Geophysical Research*, Vol.72, No.4, pp.1217-1231, 1967.
- [63] 武村雅之, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震*, 第 2 輯, Vol.43, No.2, pp.257-265, 1990.
- [64] Takemura, S., T. Furumura, and T. Saito, Distortion of the apparent S-wave radiation pattern in the high-frequency wavefield: Tottori-Ken Seibu, Japan, earthquake of 2000, *Geophysical Journal International*, Vol.178, No.2, pp.950-961, 2009.

- [65] Strasser, F. O., N. A. Abrahamson, and J. J. Bommer, *Sigma: Issues, insights, and challenges*, *Seismological Research Letters*, Vol.80, No.1, pp.40-56, 2009.
- [66] Cartwright, D. E. and M. S. Longuet-Higgins, *The statistical distribution of the maxima of a random function*, *Proc. of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Science*, Vol.237, No.1209, pp.212-232, 1956.
- [67] Boore, D. M., *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.
- [68] Boore, D. M., *Simulation of ground motion using the stochastic method*, *Pure appl. Geophys.*, Vol.160, No.3-4, pp.635-676, 2003.
- [69] 岡野創, 加藤研一, 森川淳, *統計的グリーン関数法による平均的応答スペクトルの直接評価*, *日本建築学会論文集*, Vol.77, No.673 pp.351-360, 2012.
- [70] Savage, J. C., *Relation of corner frequency to fault dimensions*, *Journal of Geophysical Research*, Vol.77, No.20, pp.3788-3795, 1972.
- [71] Brune, J. N., *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*, *Journal of Geophysical Research*, Vol.75, No.26, pp.4997-5009, 1970.
- [72] 秋山宏, 宮崎光生, *エネルギー入力増分に着目した応答予測*, *日本建築学会, 免震構造設計指針*, pp.88-92, 1989.
- [73] 加藤勉, 秋山宏, *強震による構造物へのエネルギー入力と構造物の損傷*, *日本建築学会論文報告集*, No.235, pp.9-18, 1975.
- [74] 桑村仁, 秋山宏, 桐野康則, *フーリエ振幅スペクトルの平滑化による地震入力エネルギーの評価*, *日本建築学会構造系論文報告集*, No.442, pp.53-60, 1992.
- [75] Liu, L., and S. Pezeshk, *An improvement on the estimation of pseudoresponse spectral velocity using RVT method*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.89, No.5, pp.1384-1389, 1999.
- [76] 入倉孝次郎, *震源のモデル化と強震動予測*, *地震, 第2輯*, Vol.46, No.4, pp.495-512, 1994.
- [77] 引田智樹, *矩形クラックモデルを利用した統計的グリーン関数法による地震動評価*, *日本地震工学会論文集*, Vol.12, No.1, pp.62-79, 2012.

- [78] 壇一男, 渡辺基史, 宮腰淳一, 既存のスペクトルインバージョン結果と震源インバージョン結果から推定されるアスペリティの実効応力と断層タイプおよび深さとの経験的關係, 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2回シンポジウム論文集, pp.99-108, 2003.
- [79] Geller, R. J., Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.66, No.5, pp.1501-1523, 1976.
- [80] Ohno, Susumu, T. Ohta, T. Ikeura, and M. Takemura, Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, *Tectonophysics*, Vol.218, No.1-3, pp.69-81, 1993.
- [81] Shearer, P. M., G. A. Prieto, and E. Hauksson, Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California, *Journal of Geophysical Research*, Vol.111, No.B6, B06303, 2006.
- [82] 片岡正次郎, 日下部毅明, 村越潤, 田村敬一, 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, 第15号, 2003.
- [83] Boore, D. M. and E. M. Thompson, Path Durations for use in the stochastic-method simulation of ground motions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.104, No.5, pp.2541-2552, 2014.
- [84] Wessel, P. and W. H. F. Smith, New improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, pp.579, 1998.

謝辞

本論文をまとめるにあたり、指導教員を引き受けて下さった東京大学地震研究所の瀨瀬一起教授には終始的確なご指導、ご助言を賜りました。深く御礼申し上げます。東京大学大学院工学系研究科の高田毅士教授、楠浩一准教授、糸井達哉准教授、新領域創成科学研究科の本田利器教授には貴重なご意見をいただきました。東京大学地震研究所の三宅弘恵准教授には、ばらつきの分析やシミュレーションについて多くのアドバイスをいただきました。深く御礼申し上げます。

修士課程の指導教員であった元東京大学地震研究所の工藤一嘉先生には、現在の職場である鹿島建設株式会社において入力地震動評価の研究開発に携わるきっかけを作っていただきました。研究職への自身の適正に不安がありましたが、修士課程の2年間に工藤先生の下で学んだことが役立ち、何とか今日まで続けることができました。東京大学地震研究所の先輩であり、現在でもお会いする機会が多い植竹富一博士、神野達夫教授、中村洋光博士、津野靖士博士には何度も論文作成に対する励ましをいただきました。深く御礼申し上げます。

本論文は、鹿島建設株式会社において筆者がこれまで積み重ねてきた研究が基礎となっています。鹿島建設技術研究所の池浦友則博士には約17年間に渡りご指導をいただき、多くの示唆に富んだアドバイスをいただきました。鹿島建設技術研究所の鈴木康嗣博士、永田茂博士、笠松健太郎氏、鹿島建設原子力部の釜田正毅博士、藪内耕一氏、株式会社小堀鐸二研究所の加藤研一博士、石田寛博士、大塚康弘博士、池田孝博士、元木健太郎博士、渡辺哲史博士、友澤裕介氏、鈴木文乃氏、東京京装コンピュータ株式会社の山川健一氏には様々な便宜を凶っていただき、業務を続けながら論文をまとめることができました。深く御礼申し上げます。

本論文では防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET, KiK-net）による観測記録と広帯域地震観測網（F-net）によるCMT解を利用しました。図の作成に Generic Mapping Tools^[84] を利用しました。関係各位に感謝いたします。