

半経験的波形合成法による  
震源域における強震地動の推定

壇 一 男



①

半経験的波形合成法による  
震源域における強震地動の推定

壇 一男

目次

要旨(和文).....	(3)
要旨(英文).....	(9)
要旨(仏文).....	(14)
謝辞.....	(20)
第1章 序論.....	1
1.1 研究の目的.....	2
1.2 断層モデルに関する研究の概要.....	5
1.3 半経験的波形合成法に関する研究.....	17
1.4 まとめ.....	24
第1章の図.....	26
第1章の参考文献.....	48
第2章 実体波の震源スペクトルと波形の合成式.....	56
2.1 実体波の震源スペクトル.....	57
2.2 波形の合成式.....	64
2.3 既往の方法との理論的比較.....	68
2.4 まとめ.....	73
第2章の表と図.....	74
第2章の参考文献.....	86
第3章 1980年伊豆半島東方沖地震( $M_J$ 6.7)による強震地動の再現.....	87
3.1 地震の概要.....	88
3.2 観測記録と断層モデル.....	92
3.3 速度波形と加速度波形の合成.....	94
3.4 既往の方法による合成結果との比較.....	96

3.5 まとめ	98
第3章の表と図	100
第3章の参考文献	129
第4章 1976年中国唐山地震 ( $M_S$ 7.8) の震源域における強震地動の推定	132
4.1 地震の概要	133
4.2 遠方場の加速度波形の合成による最適断層モデルの選定	135
4.3 震源域における強震地動の推定	138
4.4 考察	140
4.5 まとめ	146
第4章の表と図	148
第4章の参考文献	201
第5章 複数の小地震記録を用いた合成結果の安定性の検討	203
5.1 検討に用いる小地震の断層パラメータの推定	204
5.2 変動要因の分析	208
5.3 複数の小地震記録を用いた波形合成法	213
5.4 1968年十勝沖地震 ( $M_J$ 7.9) への適用	215
5.5 まとめ	223
第5章の表と図	224
第5章の参考文献	287
第6章 結論	289
記号一覧	292
発表論文一覧 (Published Research Papers)	296
付録 1979年米国 Imperial Valley 地震 ( $M_L$ 6.6) の震源域における強震地動の再現	299

我が国における建築土木構造物は耐震的に設計されることが原則となっている。中でも、超高層ビルや原子力発電施設のように高度な安全性能の要求される構造物あるいは免震や制震等の装置を有する新しい構法の構造物は、設計される建物の基礎面あるいは基準となる地下のある基盤面においてその使用期間中に生じると予測される最強の地震動を想定し、それに対する構造物の応答を計算し、耐震性能を判定する方法が採られている。

この構造物の耐震設計に当たって必要な入力地震動の策定は、これまでに得られた強震記録や震災調査結果等に基づいて行われているが、より合理的な耐震設計を行うために必要なマグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震記録はほとんど含まれていない。本論文では、近年急速に進歩している断層モデルによる地震動推定法のうち、最も実用的な方法の一つである半経験的波形合成法を広周期帯域の地震波形に適用可能な方法に拡張し、その妥当性を検証した上で、マグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震地動をより定量的に評価することを目的としている。

ここでいう半経験的波形合成法とは、設計用入力地震動の策定の際に必要な巨大地震による強震地動を推定する際に、中小規模の地震による地動記録を経験的に得られたグリーン関数として波形を合成する方法である。この方法には、地震のマグニチュードと発生頻度の関係を示す Gutenberg and Richter 式に見られるように大地震に比べ中小地震は発生頻度が高いために数地あるいはその付近で記録される可能性がずっと高いこと、中小地震による地動記録にはすでに伝播経路および敷地付近の地形や地盤の震動特性が内含されているので震動特性が線形ならば地下構造を別途調査することなく大地震による強震地動を推定できることといった利点がある。

本論文は6つの章からなる。各章の概要を以下に述べる。



第1章では、はじめに研究の背景および目的について述べ、ついで提案する半経験的波形合成法の位置付けを明らかにするために既往の研究の整理を行った。整理した研究は本論文の基礎となる断層モデルに関する研究、および本論文に直接関係のある半経験的波形合成法に関する研究の2つに大きく分けて述べた。

第2章では、従来長周期の地震波形と短周期の地震波形では異なる考え方あるいは合成方法で中小地震の観測波形が重ね合わせられていたのを、大地震と小地震の震源スペクトルの相異を考えることで統一的に取り扱える方法を提案した。

ここで採用した震源スペクトルは、数多く提案されている震源スペクトルのうちS波についてはBruneによるもの、P波についてはS波の震源スペクトルをP波に拡張したHanks and Wyssによるものである。これらの震源スペクトルは観測記録を比較的良好に説明するといわれている $\omega^2$ モデルの1つであり、式の展開が容易であることにより、実用性を重視して採用したものである。また、採用した震源スペクトルは厳密な理論に基づいて導かれたものではないため、本文ではHaskellにより食い違い理論に基づいて数学的に厳密に解かれた矩形断層面の場合の震源スペクトルとの比較を行った。このHaskellモデルは、巨視的な断層パラメータの決定等に従来最もよく用いられている断層モデルである。

次に、模擬しようとする大地震を構成する要素断層の震源スペクトルとグリーン関数として用いる小地震の震源スペクトルがともに、上述の震源スペクトルで表されるとした場合に、波形の合成式がどのように記述されるかを示した。その結果、本方法では長周期の地震波形は大地震と小地震の平均食い違い量の比率を、短周期の地震波形は大地震と小地震の実効応力(単位断層面積から放出される短周期地震波と比例関係にある)の比率を考慮して、小地震の観測記録を重ね合わされることとなり、既往の方法を実効応力という物理量の導入に

より統一的に表現することが示された。また、本方法とはほぼ同時期に同じ目的で提案されたIrikuraの方法および武村・池浦の方法では長周期成分の合成を表す項におけるスムージング操作の物理的意味とその結果への影響が明白ではないこと、武村・池浦の方法では小地震自体を表現できないことを指摘した。

第3章では、提案した方法の妥当性を示すために、豊富なデータで震源過程が非常によく調べられている1980年伊豆半島東方沖地震( $M_J$  6.7)による御前崎における速度波形(卓越周期約10秒)と高田と川奈における加速度波形(卓越周期0.1~1秒)の再現を行った。いずれの波形も水平成分で、要素波形としては $M_J$  4.9の前震による記録波形を用いた。速度波形はIrikuraにより、加速度波形は田中・他により、基本的には断層パラメータ(断層の長さ、幅、平均食い違い量等)の相似則に立脚しているものの、それぞれ異なる考え方で再現されたものである。

計算の結果、御前崎の速度波形は最大振幅のみならず位相も非常によく再現されていること、高田および川奈の加速度波形は御前崎の場合ほどは位相の再現ができなかったものの、速度応答スペクトル(減衰定数5%)はほぼ完全に再現されていることが示された。

また、Irikuraおよび武村・池浦の半経験的波形合成法による計算を同一の条件で行い、各方法による合成結果を比較した。

その結果、本方法、Irikuraの方法および武村・池浦の方法の3つの方法で合成した御前崎における速度波形はほとんど同じ波形となり、方法による差はわずかであること、本方法により合成した高田および川奈における加速度波形はIrikuraの方法により合成した加速度波形とほとんど同じとなったが、武村・池浦の方法により合成した加速度波形とは少し異なり、これは本方法やIrikuraの方法が断層面上の短周期の発生効率を一律と仮定しているのに対し、武村・池浦の方法では正規乱数で与えていることによること、本方法による高田および川奈における速度応答スペクトルとIrikuraおよび武村・池浦の方法による速度応答スペクトルは、周期2秒前後を除いてほとんど一致しており、この周

期2秒前後における違いは前震記録から要素断層の波形を求めるときの補正法の違いであることが示された。

第4章では、マグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震地動の推定例として、1976年中国唐山地震( $M_S 7.8$ )の加速度波形の推定を行った。唐山地震は中国北東部に甚大な被害をもたらした。これをきっかけに中国における構造物の耐震設計は急速に発展した。この地震については、人的被害をはじめ、構造物や地盤の被害、震源メカニズム、地震活動、地殻構造などに関する多くの研究報告がある。しかしながら、より合理的な耐震設計を行うために必要な震源域における強震地動の推定については、地震学あるいは地震工学的な方法による研究はほとんど行われておらず、困難とされてきた。

本文ではまず、地震学の分野で行われた周期10秒以上の長周期地震波形の研究等により決定されている断層モデルの中から、震央距離154 kmの北京飯店および震央距離398 kmの馮村橋における第二余震( $M_S 6.9$ )による加速度記録を経験的グリーン関数として用いることにより、同じ観測点における本震による加速度記録を最もよく説明できる断層モデルを選定した。グリーン関数として用いた第二余震は、加速度波形が理論的に解析されている唯一の余震である。

次に、甚大な被害の原因を調べるために、震源域における強震地動を被災地域で得られた $M_S 5$ クラスの余震の加速度記録をグリーン関数に用いて計算し、最大加速度、震動継続時間、加速度応答スペクトルを指標にして既往の研究や強震記録と比較し、定量的に震動強度を評価した。

その結果、唐山地震の震源域における地動の推定最大加速度は震度やマグニチュードをパラメータとした経験式により推定される値と比べてやや大きい値であったこと、合成波の継続時間は同規模の地震と比べるとほぼ平均的な値であったこと、唐山地震の震源域における地動の推定加速度応答スペクトルは短周期に大きなパワーがあり、特に固有周期0.05~0.15秒で1,500 Gal以上の値であったことが示された。

一般に半経験的波形合成法では、グリーン関数としてどの中小地震の記録を用いるかによって合成結果が変動することが指摘されており、変動要因の分析および各要因による変動幅の評価は半経験的波形合成法を実際に構造物の耐震設計用入力地震動策定に適用する上で重要となる。そこで第5章では、1980年伊豆半島東方沖地震( $M_J 6.7$ )の前後に修善寺で観測された17の前・余震の加速度記録を用いて、合成結果の変動要因とその変動幅を調べた。

検討の結果、小地震のもつ位相のランダム性および波形合成の際の重ね合わせによる位相のランダム性に起因する変動幅が20~30%、小地震の震源スペクトルを $\omega^2$ モデルで表現することによる変動幅が30~40%、小地震の断層パラメータをマグニチュードで表現することによる変動幅が0~45%であることが示された。

次に、安定した結果を得ると同時に大地震に見られる破壊の不均質性を考慮するために、大地震の要素断層に複数の小地震を同時にあてはめる方法を考え、本震記録の再現を行った。その結果、変動幅は15~25%となり非常に安定した合成波形が得られた。更に、この複数の小地震記録を用いる波形合成法を、強震加速度記録の得られている地震のうち我が国では最大規模の1968年十勝沖地震( $M_J 7.9, M_S 8.1, M_W 8.2$ )に適用し、本方法の巨大地震への適用性を示した。

以上の成果から本論文で提案した半経験的波形合成法は、震源のメカニズム、伝播経路、構造物近傍の地盤特性が十分に反映され、特に耐震設計上問題となる大地震の震源域における強震地動特性が定量的に推定できる方法であることが示された。

今後更に予測の精度をあげるには、まず観測記録の蓄積が、そして大規模地震に対する多重震源解析等によるより詳細な断層モデルに関する研究の蓄積が必要である。また、現在の半経験的波形合成法では構造物近傍の地盤の非線形挙動を考慮していないため、特にウォーターフロント等の軟弱地盤においては

観測記録をそのまま要素波形として用いるわけにはいかず、構造物の支持層における地震観測および精度の高い地盤の非線形応答解析が必要である。

#### Abstract of the Dissertation

### Synthesis of Strong Ground Motion in Hypocentral Region by Semi-empirical Method

Kazuo Dan

In Japan, structures must be designed to be safe from strong earthquake motions. The earthquake resistance of important structures that require higher safety level, such as high-rise buildings or nuclear power plants, and of new-type structures, such as base-isolated structures or vibration-controlled structures, must be certified by means of a dynamic response analysis of those structures to the strongest earthquake ground motions expected during their life time.

The input earthquake ground motions should be determined for the earthquake resistant design of structures. Up to now, the estimation of the input motions has been carried out based on strong earthquake records and field investigations of the earthquake damaged areas. However, few strong ground motions have been recorded in the hypocentral regions of large earthquakes with magnitudes of about 8, although they provide better guidelines in earthquake resistant design of structures.

On the other hand, the semi-empirical method has become one of the most practical methods for the simulation of earthquake ground motions based on the fault model theory. The objectives of this dissertation are to improve the semi-empirical method for simulating the earthquake motions in the wide period range, to show the validity of the new method, and to estimate the strong ground motions in the hypocentral regions of large earthquakes with magnitudes of about 8 by the new method.

In the semi-empirical method, a large-event motion is synthesized by using a small-event record as a Green's function. The advantage of the method is that the probability of obtaining small-event records is much higher than that of



obtaining large-event records as shown by the relationship between the magnitude and the occurrence rate proposed by Gutenberg and Richter (1944) and that the investigation of the geological structures is not needed because the small-event records already include the effect of the propagation path, the geology and the soil near the construction field.

This dissertation consists of six chapters.

In Chapter 1, past researches on the fault models and the semi-empirical methods were summarized concerning the content of this dissertation to clarify the characteristics of a new synthesis method proposed in Chapter 2.

In Chapter 2, a new synthesis method was proposed in which the small-event record was modified in the frequency domain to represent the motions generated by each element fault of the large-event fault. In the past researches, the small-event records had been superposed differently for long-period components and for short-period components.

The *S*-wave source spectrum proposed by Brune (1970) and the *P*-wave source spectrum proposed by Hanks and Wyss (1972) were adopted in the new synthesis method. These source spectra were chosen because they represent the  $\omega$ -square model which has been reported to be a good model for illustrating the Fourier amplitudes of the records, and because they are easy to be handled mathematically. Since they had not been introduced from some exact physical models, they were compared with the source spectrum calculated based on Haskell model (1964), which has been used most frequently to determine the source parameters of earthquakes.

Consequently, the new synthesis method was described when the source spectra of the large-event and the small-event motions could be represented by the source spectra mentioned above. In the new method, the long-period components were superposed based on the difference in the seismic moments of the two events and the short-period components were superposed based on the difference in the effective stress which is proportional to the amplitude of the

short-period component generated from a unit fault area. The comparison of this method with other semi-empirical methods was also examined.

The 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki swarm earthquakes provided abundant data and its source mechanism has been investigated very well. Hence, in Chapter 3, the new synthesis method was applied to the earthquakes and the validity of the method was shown by simulating the velocity and acceleration motions obtained during the main shock.

The velocity motions were recorded at Omaezaki station whose predominant period was about 10 second, and the acceleration motions were recorded at Takada and Kawana stations whose predominant periods were from 0.1 to 1 second. All of the motions were horizontal. The magnitude of the large event (main shock) and the small event (foreshock) used as an empirical Green's function is 6.7 and 4.9, respectively. The velocity motions and the acceleration motions had been simulated previously by Irikura (1983) and by Tanaka *et al.* (1982), respectively, based on a similarity relation of source parameters (fault length, width, dislocation, etc), although they adopted different ways of superposition.

The present results showed that not only the peak values but also the phases of the velocity motions of Omaezaki station were simulated very well, and that the velocity response spectra of Takada and Kawana stations were simulated almost perfectly, although the phases of the acceleration motions were not simulated in detail as well as those of Omaezaki station.

In Chapter 4, the strong ground motions in the hypocentral region of the 1976 Tangshan, China, earthquake with a magnitude of 7.8 were estimated.

The 1976 Tangshan earthquake caused huge damage to the northeast China and it enhanced the development of earthquake-resistant design of structures in China. There have been many reports on this earthquake with regard to loss of life, damage to structures and grounds, the source mechanism, seismic activity, crustal structures, etc. However, few investigations have been performed to estimate the characteristics of the strong ground motions in the



hypocentral region by seismological or earthquake-engineering approaches.

First, the far-field acceleration motions of the main shock recorded at Beijing Hotel, 154 km away from the epicenter, and at Fengcun Bridge, 398 km away, were simulated by using the acceleration motions recorded at the respective stations during the second largest aftershock with a magnitude of 6.9. The appropriate fault models for the main shock were selected after the examination of 416 different models that were determined based on the results of researches on the records with periods longer than 10 second in seismological view point.

Next, the strong ground motions in the hypocentral region of the main shock were estimated by using the records of several small aftershocks with magnitudes of about 5 which had been observed in the damaged area.

In order to arrive at the reason for the huge damage which occurred during the earthquake, the peak ground accelerations, the durations and the acceleration response spectra of the synthesized motions were compared with those evaluated by empirical formulas that had been obtained from other large earthquakes.

The results showed that the estimated peak accelerations in the hypocentral region had slightly higher values than those estimated from several empirical formulas for the same magnitude and the same distances, that the durations of the synthesized motions were comparable to those of the recorded motions of other earthquakes with the same magnitude, and that the estimated acceleration response spectrum with a damping factor of 0.05 showed large power in the short-period range, especially over 1,500 Gal in the range of 0.05 to 0.15 second.

It is pointed out that the synthesized results vary depending on the choice of small events for Green's functions. The analysis of the factors of the variation and the evaluation of the each factor will become important in the application of the semi-empirical method to the estimation of the input ground motions for earthquake-resistant design of structures. In Chapter 5, the stability of the synthesized ground motions was examined by simulating the acceleration

motions recorded at Shuzenji during the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake with a magnitude of 6.7.

The syntheses were carried out by using the records from 17 foreshocks and aftershocks with magnitudes of 3.4 to 4.9. The *c.o.v.*'s (percentages of standard deviations to mean values) of the ratios of the synthesized peak ground accelerations, peak ground velocities and spectral intensities to the observed ones were found to be 40~80 %, which consisted of 20~30 % caused by the synthesis method itself, 30~40 % caused by the approximation of the source spectrum for each small event by the  $\omega$ -square model, and 0~70 % caused by the similarity relations used to obtain the source parameters ( $L$ ,  $W$ ,  $D$  and  $\sigma_c$ ) from the magnitude.

In addition, in order to obtain more stable synthesized results and to consider the heterogeneous fault rupture of large earthquakes, a new synthesis procedure was proposed, in which the small-event records were normalized with regard to the source size and then chosen randomly as Green's functions for each element of the fault plane of the main shock. The *c.o.v.*'s of the results by the present new procedure became 15~25 %, much more stable than the previous results. Furthermore, the validity of the new procedure to a huge earthquake was shown by simulating the acceleration motions obtained during the 1968 Tokachi-Oki earthquake with a magnitude of 7.9, which is one of the largest earthquakes recorded in Japan.

Finally it is concluded that the semi-empirical method proposed in this dissertation is powerful enough to generate input motions, which will be used for the earthquake-resistant design of structures. In order to obtain better accuracy of estimation, the acquisition of records and the detailed information on huge earthquakes, such as a multiple-event analysis, are further needed. Since the soil condition of the construction field is limited to be linear in the proposed method, the earthquake observation on base rocks and the accurate non-linear analysis of the soils are also necessary for the evaluation of the input motions especially in soft-soil areas, where many high-rise buildings will be expected to be constructed.

Synthèse des forts mouvements de terrain  
dans les régions hypocentrales par la méthode semi-empirique

Kazuo Dan

Au Japon, les constructions doivent être conçues pour résister aux forts tremblements de terre. La résistance aux tremblements de terre des constructions importantes nécessitant une plus grande sécurité, telles que les bâtiments élevés ou les centrales nucléaires, et des constructions de type nouveau, telles que les constructions à base isolée ou les constructions avec contrôle des vibrations, doit être homologuée par l'analyse de réponse dynamique des constructions aux mouvements des plus forts séismes qu'elles sont susceptibles de subir pendant leur durée de vie.

Les mouvements de terrain d'entrée doivent être déterminés pour l'analyse de réponse dynamique des constructions. Jusqu'à présent l'estimation des mouvements d'entrée a été basée sur les records des forts tremblements de terre et sur les enquêtes de terrain effectuées sur les zones dévastées par les séismes. Néanmoins, peu de forts mouvements de terrain ont été recordés dans les régions hypocentrales des grands séismes d'une magnitude d'environ 8, bien que ces forts mouvements de terrain fournissent de bonnes indications pour l'étude de la résistance des constructions aux tremblements de terre.

D'autre part, la méthode semi-empirique, basée sur la théorie des failles, est devenue une des méthodes les plus pratiques pour la simulation des mouvements de terrain. La présente dissertation se propose d'améliorer la méthode semi-empirique pour la simulation des mouvements aux séismes sur une étendue période, de démontrer la validité de cette nouvelle méthode et d'estimer, au moyen de cette méthode, les forts mouvements de terrain dans les régions hypocentrales des grands séismes d'une magnitude d'environ 8.

Dans la méthode semi-empirique, les mouvements des grands séismes sont

synthétisés à partir de records des mouvements des petits séismes, qui servent les fonctions de Green. L'avantage de cette méthode est que la probabilité d'obtenir des records des petits séismes est beaucoup plus haute que celle d'obtenir des records des grands séismes, ainsi que le montre la relation entre la magnitude et la fréquence d'occurrence proposée par Gutenberg et Richter (1944). Un avantage supplémentaire réside dans le fait que, les records des petits séismes comprenant des renseignements sur l'effet de la trajectoire de propagation et la nature des sols proches de la zone de construction, l'étude des structures géologiques n'est pas nécessaire.

Cette dissertation est composée de six chapitres.

Le chapitre 1 résume les recherches passées sur les modèles de failles et les méthodes semi-empiriques, permettant ainsi de faire apparaître les caractéristiques de la nouvelle méthode de synthèse proposée au chapitre 2.

Le chapitre 2 propose une nouvelle méthode de synthèse par laquelle les records des mouvements des petits séismes sont modifiés pour représenter les mouvements générés par chaque élément des grandes failles dans le domaine de la fréquence. Au cours des recherches passées, les records des mouvements des petits séismes sont superposés différemment en tant que composants pour les longues périodes et pour les courtes périodes.

Le spectre d'origine des ondes *S* proposé par Brune (1970) et le spectre d'origine des ondes *P* proposé par Hanks et Wyss (1972) ont été adoptés dans cette nouvelle méthode de synthèse. Ces spectres d'origine ont été choisis parce qu'ils représentent le modèle oméga au carré qui s'est avéré être un bon modèle pour illustrer les amplitudes Fourier des records, et parce qu'ils sont faciles à utiliser mathématiquement. N'ayant pas été introduits à partir de modèles physiques exacts, ils ont été comparés avec le spectre d'origine calculé à partir du modèle Haskell (1964), modèle le plus fréquemment utilisé pour déterminer les paramètres d'origine des séismes.

En conséquence, la nouvelle méthode de synthèse fut appliquée lorsque les



spectres d'origine des mouvements importants et ceux des faibles mouvements purent être représentés par les spectres d'origine mentionnés ci-dessus. Une comparaison de cette méthode avec d'autres méthodes semi-empiriques fut également effectuée.

Les séismes d'Izu-Hanto-Toho-Oki en 1980 ont fourni d'abondantes données et leur mécanisme d'origine a été très bien étudié. Le chapitre 3 décrit donc l'application de la nouvelle méthode de synthèse aux tremblements de terre, ainsi que la validité de cette méthode par simulation de la vitesse et de l'accélération des mouvements obtenus pendant la secousse principale.

Les mouvements de vitesse furent recordés à Omaezaki où la période prédominante fut d'environ 10 secondes, et les mouvements d'accélération furent recordés à Takada et Kawana où les périodes prédominantes s'échelonnèrent de 0,1 à 1 seconde. Tous ces mouvements furent horizontaux. La magnitude de la secousse principale et celle de la secousse préliminaire, qui servit la fonction de Green, furent les valeurs respectives de 6,7 et 4,9. Les mouvements de vitesse et les mouvements d'accélération avaient été respectivement simulés au préalable par Irikura (1983) et par Tanaka et ses collaborateurs (1982), simulations basées sur la relation de similarité des paramètres d'origine (longueur de la faille, largeur, dislocation, etc.), bien que différentes méthodes de superposition aient été adoptées.

Les présents résultats montrèrent que non seulement les valeurs maxima mais aussi les phases des mouvements de vitesse à Omaezaki furent simulées de manière très satisfaisante, et que les spectres de réponse de vitesse à Takada et Kawana furent simulés presque à la perfection, bien que les phases des mouvements d'accélération n'aient pas été simulées de manière aussi détaillée que celles à Omaezaki.

Le chapitre 4 présente une estimation des forts mouvements de terrain dans la région hypocentrale du séisme de Tangshan, Chine, en 1976 d'une magnitude de 7,8.

Le séisme de Tangshan en 1976 causa d'énormes dégâts dans le nord-est de

la Chine et il permit de faire progresser les études consacrées à la résistance des constructions aux tremblements de terre en Chine. Ce séisme fit l'objet de nombreux rapports recensant les pertes en vies humaines et les dégâts causés aux constructions et aux terrains, le mécanisme d'origine, l'activité sismique, les structures de l'écorce du globe, etc. Cependant, peu d'enquêtes basées sur une approche sismologique furent réalisées en vue d'évaluer les caractéristiques des forts mouvements de terrain dans la région hypocentrale.

En premier lieu, les mouvements d'accélération de la secousse principale recordés à l'Hôtel de Pékin, à 164 km de l'épicentre, et au pont de Fengcun, à 398 km de là, furent simulés en utilisant les mouvements d'accélération recordés à ces deux endroits pendant la deuxième secousse sismique secondaire d'une magnitude de 6,9. Les modèles de faille appropriés pour la secousse principale furent choisis après examen de 416 modèles différents déterminés en fonction des résultats des recherches effectuées sur les records comprenant des périodes de plus de 10 secondes d'un point de vue sismologique.

Ensuite, les forts mouvements de terrain dans la région hypocentrale de la secousse principale furent évalués en utilisant les records de plusieurs petites secousses sismiques secondaires d'une magnitude d'environ 5, qui avaient été observées dans la région dévastée.

Afin de comprendre la raison des énormes dégâts qui se produisirent pendant le tremblement de terre, les valeurs maxima, les durées et les spectres de réponse à l'accélération des mouvements synthétisés furent comparés avec ceux évalués par les formules empiriques et obtenus à partir d'autres grands séismes.

Les résultats montrèrent que les valeurs maxima estimées dans la région hypocentrale avaient des valeurs légèrement supérieures à celles estimées à partir de plusieurs formules empiriques pour la même magnitude et les distances similaires. Ils montrèrent que les durées des mouvements synthétisés étaient comparables à ceux des mouvements recordés lors d'autres séismes de la même magnitude, et que le spectre estimé de réponse à l'accélération avec un facteur d'amortissement de 0,05 était très puissant pour une courte période,

spécialement à plus de 1.500 Gal dans un domaine de 0,05 à 0,15 seconde.

Il faut noter que les résultats synthétisés varient en fonction du choix des mouvements des petits séismes, qui servent les fonctions de Green. L'analyse des facteurs de cette variation et l'évaluation de chaque facteur seront importantes dans l'application de la méthode semi-empirique à l'estimation des mouvements d'entrée lors de la conception en matière de résistance des constructions aux tremblements de terrain. La stabilité des mouvements de terrain synthétisés est examinée au chapitre 5 par la simulation des mouvements d'accélération recordés à Shuzenji pendant le séisme d'Izu-Hanto-Toho-Oki en 1980 d'une magnitude de 6,7.

Les synthèses furent effectuées à partir des records de 17 secousses préliminaires et séismiques secondaires du séisme, avec des magnitudes de 3,4 à 4,9. Les c.o.v. (pourcentages des déviations standards aux valeurs moyennes) pour les rapports des accélérations maxima du terrain, des vitesses maxima du terrain et des intensités spectrales avec les faits observés furent de 40 % à 80 %, dont une proportion de 20 à 30 % fut causée par la méthode de synthèse en elle-même, 30 à 40 % par l'approximation du spectre d'origine pour le mouvement de chaque petit séisme par le modèle oméga au carré, et 0 à 70 % par les relations de similarité utilisées pour obtenir les paramètres d'origine ( $L$ ,  $W$ ,  $D$  et  $\sigma_r$ ) à partir de la magnitude.

D'autre part, afin d'obtenir des résultats synthétisés stables et de considérer la rupture de faille hétérogène des grands séismes, un nouveau procédé de synthèse fut proposé, dans lequel les records des petits séismes sont normalisés en matière de la mesure d'origine, puis choisis arbitrairement en tant que les fonctions de Green pour chaque élément du plan de faille de la secousse principale. Les c.o.v. des résultats obtenus par ce nouveau procédé furent de 15 à 25 %, qui représentent des données plus stables que celles obtenues précédemment. En outre, la validité de ce nouveau procédé pour l'application à un grand tremblement de terre fut démontrée par la simulation des mouvements d'accélération obtenus au cours du séisme de Tokachi-Oki en 1968

d'une magnitude de 7,9, un des plus grands tremblements de terre recordés au Japon.

Enfin, on peut conclure que la méthode semi-empirique proposée dans cette dissertation est suffisamment puissante pour générer des mouvements d'entrée, et sera utilisée pour l'étude de la résistance des constructions aux tremblements de terre. Afin d'obtenir des évaluations plus précises, il est nécessaire d'acquérir dans le futur des records et des informations détaillées sur les grands séismes, telles que l'analyse des séismes multiples. Puisque la méthode proposée ne tenant compte que d'un état linéaire des sols à côté des constructions, l'observation de tremblements de terre survenant sur un sol rocheux et l'analyse précise non linéaire des sols sont également nécessaires pour les zones de terrain faible, où on prévoit la construction de nombreux bâtiments élevés.



## 謝 辞

本論文は筆者が東京大学大学院修士課程を終了後、清水建設(株)大崎研究室で7年間にわたって進めてきた研究をまとめたものです。

筆者が耐震設計検討用の入力地震動に関する研究を始めたのは、同工学部建築学科在学中の1982年、大崎順彦教授・神田順助教授の指導のもと、卒業論文のテーマとして模擬地震動に関する研究に取り組んだときです。その後修士課程では我が国の地震危険度マップに関する研究を神田順助教授の指導のもとに進め修士論文としてまとめることができました。このような関係で神田順助教授には、本論文を執筆するにあたって数年間にわたり懇切丁寧な御指導を頂きました。ここに心から感謝の意を表します。

地震動に関する研究の発展は観測記録の蓄積に負うところが大きく、本論文におきましても地震観測を行っておられる関係機関の多くの方々にお世話になりました。1980年伊豆半島東方沖地震および1968年十勝沖地震の記録については、村松郁栄岐阜大学名誉教授、入倉孝次郎京都大学教授、工藤一嘉博士をはじめとする東京大学地震研究所強震計観測センターの方々、(財)地震予知総合研究振興会の佐藤良輔東京大学名誉教授、運輸省港湾技術研究所の方々の御好意によっています。また、1976年中国唐山地震の記録は、筆者が1988年3月から7月まで中国黒竜江省哈爾濱市の国家地震局工程力学研究所に滞在したときに、同研究所の謝君斐所長、謝礼立副所長、袁一凡副教授、羅奇峰博士、同研究所北京強震観測センターの彭克中教授、李沙白副教授から頂いた御好意によっています。以上の方々から心から御礼を申し上げます。

文部省科学研究費補助重点領域研究の研究会にはオブザーバーとして参加させて頂き、地震学および地震工学の専門家の意見を拝聴し、有意義な討論を交わすことができました。研究会のメンバーであった菊地正幸横浜市立大学教授、泉谷恭男信州大学助教授、井上涼介茨城大学助教授、野田茂鳥取大学助教授、東京大学地震研究所の武尾実博士、および研究会のオブザーバーであった清水建設(株)の赤尾嘉彦氏に御礼を申し上げます。また、各種の半経験的波形

合成法を理解するにあたって、入倉孝次郎京都大学教授および鹿島建設(株)の武村雅之博士、池浦友則博士の両氏にはいろいろと御教示頂きました。ここに謝意を表します。

筆者の勤める清水建設(株)大崎研究室におきましては、幅広く研究および仕事に携わる環境を作って頂き常に暖かく見守って頂きました大崎順彦副社長(東京大学名誉教授)、山原浩室長、伊藤哲次応用工学グループ長、同研究室で断層モデルの学術的な指導と活発な意見交換を頂きました田中良二博士(元東京大学教授)、渡辺孝英博士、佐藤俊明博士に心から御礼を申し上げます。また、論文中の波形処理や作図は福島美光、石井透、片岡則子、藤井裕子、松下裕、佐藤智美の各氏とともに開発したコンピュータシステム(略称SEIS)で作成したものです。ここに記して謝意を表します。

1991年5月

壇 一男

## 第1章 序論

本章では、はじめに本論文の背景および目的を述べ、次に論文の位置付けを明らかにするために既往の研究の整理を行う。整理した研究は、本論文の基礎となる断層モデルに関する研究のうち震源に関する研究で、特に本論文に直接関係のある半経験的波形合成法に関する研究についてはより詳しく記述する。

### 1.1 研究の背景および目的

わが国の建築土木構造物は耐震的に設計されることが原則となっているが、これが最初に学問的研究の対象となったのは、1891年濃尾地震(明治24年)により明治初期に欧米より輸入された木造およびレンガ造の洋風建築が多くの被害を受けたときである。このとき、文部省に震災予防調査会が設けられ、地震ならびに耐震構造に関する研究が組織的に開始された。

構造物の耐震設計は、地震荷重の設定と構造物の耐力の算定に大きく2つに分けられる。このうち建築構造物の地震荷重の設定について法規上の取り扱いを歴史的にみると、1919年に公布された「市街地建築法」が関東地震後の1924年に改訂されたとき、耐震設計震度として0.1以上と定めたのが最初である。これは、地震の破壊力を震度という概念でとらえ、世界で初めて設計体系に導入した法律である。1950年に「市街地建築法」が廃止され「建築基準法」が公布されたとき、部材の許容応力度の変遷に伴って耐震設計震度は普通地盤で0.15、軟弱地盤で0.20へと変わった。その後、1952年には「建設省告示」で全国一律に耐震設計震度を0.15あるいは0.20とすることに對して、地域別の地震危険度を考慮した地域係数、地盤種と構造種との組み合わせで地震荷重を評価する地盤と構造種別による係数を導入して、将来予測される地震荷重により対応のつく形の設計震度が定められた。これらの考え方は、橋梁、水道施設、ダム、港湾施設といった土木構造物に対する地震荷重の設定にも用いられており、耐震設計震度としては建築構造物と同じく0.2前後の値を採用している。更に「建築基準法」では1981年の改訂に際して、地震動の特性と地盤および構造物の特性を総合化した応答スペクトルが採用された。現行の耐震設計は「許容応力度法」を基礎に、せん断力係数として一次設計すなわち機能限界状態に対しては0.2以上、二次設計すなわち終局限界状態に対しては1.0以上を用いることを基本としている。

一方、「建築基準法」の規定範囲外の建築構造物(高さ60mを超える超高層ビル、免震や制震等の装置を有する新しい工法の建築物等)や大型土木構造物

(高架橋、沈埋管トンネル、アーチダム、LNG地下タンク等)あるいは重要度の非常に高い構造物(原子力発電施設等)は、特別の耐震性能の検討が要求されている。これらの構造物の耐震設計に用いられる入力地震動の策定には、現在までに得られている知見の最も進んだ考え方が取り入れられるよう努力されており、構造物の耐力の算定は動的解析に基づいている。

現在設計用入力地震動として一般に考えられている手法は下の3つに大別される。すなわち

- ① 過去の比較的大きい地震の観測記録を設計用入力地震動として読み替える方法
- ② 過去の複数の地震記録を統計処理し、その特性を有する模擬地震波を設計用入力地震動として用いる方法
- ③ 震源のメカニズム、伝播経路、構造物近傍の地盤を考慮して、理論的に設計用入力地震動を設定する方法

である。実際の設計では、「建築基準法」の規定範囲外の建築構造物や大型土木構造物に対しては主に①の方法を、原子力発電施設に対しては主に①および②の方法をとっている。また、高架橋に対しては一部③の方法も適用されている。

①の方法は、実用上非常に扱いやすい実績も多い。アメリカ合衆国カリフォルニア州El Centroで1940年に記録された強震波形を最大速度値25 kineあるいは50 kine等として用いるのがその代表的な方法の一つであるが、地震発生のメカニズム、伝播経路の特性、構造物近傍地盤の特性が各数地固有のものとして十分に反映されているとは言いがたい。

②の方法では構造物近傍の地盤特性は別途検討されるため、①の方法より合理的な方法ではあるが、基本的に過去の複数の地震記録を統計処理し地震のマグニチュードと震源距離をパラメータにとっている。そのため、耐震設計上問題となる大地震の断層の面的な広がりが考慮されないこと、震災調査結果等により推定される巨大地震の震源域における強震動特性が考慮されているものの、マグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震記録がこれま



でほとんど得られていないため統計処理のデータに充分には含まれていない等の問題がある。

③の方法は研究レベルで断層モデルを用いて試みられ、固有周期の長い高架橋の入力地震動策定に用いられたことはあるものの、ほとんどの構造物の耐震設計で問題となる大規模地震の短周期地震波の計算には震源および地下構造の詳細な情報が必要となるため、実用的な手法を提案するに至っていない。また、②の方法を経験的に③の方法へ拡張し大地震の断層の面的な広がりを考慮する方法が提案されているが、この場合もマグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震記録が統計処理のデータに含まれていないという問題がある。

このような状況の中で、本研究は震源のメカニズム、伝播経路、構造物近傍の地盤特性が十分に反映され、特に耐震設計上問題となる大地震の震源域における強震動特性が推定できる方法を提案することを目的としている。

本論文では、③の方法のうち最も実用的な方法の一つである半経験的波形合成法をとりあげる。半経験的波形合成法とは、大地震による強震地動を推定する際に、中小規模の地震による地動記録を経験的に得られたグリーン関数として波形を合成する方法である。この方法には、地震のマグニチュードと発生頻度の関係を示す **Gutenberg and Richter** 式に見られるように大地震に比べ中小地震は発生頻度が高いために数地あるいはその付近で記録される可能性がずっと高いこと、中小地震による地動記録にはすでに伝播経路および敷地付近の地形や地盤の震動特性が内含されているので震動特性が線形ならば地下構造を別途調査することなく大地震による強震地動を推定できるといった利点がある。論文では、半経験的波形合成法を広周期帯域の地震波形に適用可能な方法に拡張し、その妥当性を検証した上で、マグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震地動をより定量的に評価する。また、得られる結果の変動要因と変動幅についても検討する。

## 1.2 断層モデルに関する研究の概要

断層モデルに関する研究は、大きく分けて震源に関する研究と波動伝播に関する研究の2つの面がある。本節ではこのうち震源に関する研究に主眼を置き、長周期地震波に関する研究、短周期地震波に関する研究および工学的応用に関する研究の3つに分けてその概要を述べる。

### (1) 長周期地震波に関する研究

地震の原因については、古代ギリシャ時代から様々な空想がなされてきた。地中雷、地下の火山爆発、可燃性物質(石炭、石油、硫黄など)の爆発、地下空洞の陥落、地下水が熱せられて生じた蒸気圧による岩石の破壊、マグマの急激な運動など、多くの説があった(宇津, 1984)<sup>1</sup>。

Reid (1910)<sup>2</sup> は、主に1906年4月18日のSan Francisco地震( $M_S$  7.8,  $M_W$  7.9)のときのSan Andreas断層付近の土地の水平移動量のデータに基づき、地震の起こり方を次のように説明した。地殻がたえず同じ方向から圧縮応力を受けているために地殻の岩石内には徐々にひずみが蓄積する。ひずみが大きくなりすぎると岩石はそれに耐えられなくなり、急速に破壊し断層面でずれを生じる。これが地震の発生である。地震が起こると、それまで岩石中に蓄えられていたひずみエネルギーが弾性波のエネルギーに変換され地震波として伝播する。地震の結果、ひずみエネルギーはいったん解放されるが、地殻応力のために再び時間とともに蓄積され、やがては次の地震を引き起こすというものである。この考えは弾性反発説(elastic rebound theory)と呼ばれている。これは地震の発震機構(メカニズム)を正しく把握した重要な考えであった。また、志田(1929)<sup>3</sup> は、1917年5月18日に静岡県中部で起こった天竜川地震( $M$  6.3)の際の地震計の記録を調べ、P波初動の方向が地理的に規則正しく分布していることを発見した(図1.1)。このP波初動の方向は地震の発震機構と密接な関係があり、Lamb(1904)<sup>4</sup> によれば震源に作用する力を仮定すると、一意的にP波やS波の初動の向きや大きさを計算によって求めることができる(図1.2)。

地震が急激な断層運動の結果起こるという弾性反発説が正しければ、図1.3



(a)に示すように、震源には1対の偶力(single couple force)が働いていると思われる。この場合、力は釣り合っているが、震源の回りのモーメントは釣り合っていない。これに対し Honda (1931)<sup>5</sup>は、図 1.3 (b)に示すように、力ばかりではなくモーメントも全体として釣り合うよう2対の偶力(double couple force)が働いているとする発震機構を考えた。これらをそれぞれI型およびII型の発震機構という。I型およびII型の発震機構に対するP波初動およびS波初動の向きと大きさを図 1.4 (Honda, 1962)<sup>6</sup>に示す。P波初動については、I型でもII型でも同じ形状を示すのに対し、S波初動については異なった形状を示す。図に示した地震波の方位特性をラディエーションパターン(radiation pattern)という。

地震の発震機構に関する問題については長い間議論が続いたが、Honda *et al.* (1965)<sup>7</sup>によるP波初動およびS波初動の記録の解析、Aki (1960a, 1960b)<sup>8</sup>、<sup>9</sup>や Brune (1960)<sup>10</sup>によるマントルレーリー波やマントルラブ波の記録の解析、および Maruyama (1963)<sup>11</sup>や Burridge and Knopoff (1964)<sup>12</sup>により理論的に示された断層に沿うせん断型の食い違いと2対の偶力との等価性により、II型の発震機構すなわち断層運動は2対の偶力が働いているのと同等であるという説が広く認められるようになった。

せん断型の食い違いと2対の偶力との等価理論により、Aki (1966)<sup>13</sup>は、 $M_0 = \mu S D$ で表せられる地震モーメントという量を定義した。ここに $\mu$ は震源における媒質の剛性率、 $S$ は断層面積、 $D$ は平均食い違い量である。地震モーメントは地震の規模を表す重要な物理量である。地震波形の解析等により地球の構造が明らかにされるにつれ、長周期の実体波や表面波の伝播および地球の自由振動が数学的に表現されるようになった。現在では、マグニチュードが約6以上の地震に対して、震源を点とみなした場合の震源の位置とそこに作用した地震モーメントの方向と大きさ(モーメントテンソル)がルーチンワークで求められるようになってきている(Dziewonski *et al.*, 1981, Kanamori and Given, 1981, Dziewonski *et al.*, 1983)<sup>14, 15, 16</sup>。図 1.5 に例として、Kanamori and Given (1981)<sup>15</sup>により計算された1978年6月12日宮城県沖地震( $M_J 7.4, M_S$

7.5)のマントルレーリー波( $R_2, R_3, R_4$ )と観測波形を示す。

一方、Ben-Menahem (1961)<sup>17</sup>は、有限の長さの断層上を一定の速度で破壊が進行する移動性震源(moving source)を考え、これにより励起される表面波を計算して、実際の長周期表面波の記録から断層の長さや破壊の伝播速度を見積る方法を示した。この方法により、Ben-Menahem and Toksoz (1962, 1963a, 1963b)<sup>18, 19, 20</sup>は周期70~330秒のマントルレーリー波( $R_2, R_3$ )とマントルラブ波( $G_1, G_2, G_3, G_4, G_5$ )の記録を解析して、1957年12月4日 Mongolian 地震( $M_S 8.0, M_W 8.1$ )の断層の長さを560 km、破壊速度を3.5 km/sec、1952年11月4日 Kamchatka 地震( $M_S 8.2, M_W 9.0$ )の断層の長さを700 km、破壊速度を3 km/sec、1958年7月10日 Alaska 地震( $M_S 7.9, M_W 8.2$ )の断層の長さを300~350 km、破壊速度を3~3.5 km/secと求めた。Haskell (1964)<sup>21</sup>は、断層モデルをその長さ、幅、食い違い量、食い違いの立ち上がり時間、および破壊伝播速度の計5個のパラメータで規定し、無限弾性体内に位置する長方形の断層上を食い違い破壊が進行するモデルを考え、このモデルにより励起される弾性波のうち遠方(far-field)で観測される地震波のエネルギーについて考察した。

その後、Aki (1966)<sup>13</sup>により1964年6月16日新潟地震( $M_S 7.5, M_J 7.5$ )の地震モーメント、解放されたひずみエネルギー、応力降下量などがマントルラブ波の解析から求められたり、Kanamori (1970a, 1970b)<sup>22, 23</sup>により1963年10月13日 Kurile Islands 地震( $M_S 8.1, M_W 8.5$ )や1964年3月28日 Alaska 地震( $M_S 8.4, M_W 9.2$ )のマントルレーリー波やマントルラブ波の記録のシミュレーションが行われたりして、次々と大地震の断層パラメータが決められていった。また、Aki (1968)<sup>24</sup>と Haskell (1969)<sup>25</sup>は、1966年6月27日 Parkfield 地震( $M_L 6.5$ )の際に断層のごく近傍(near-field)の観測点で得られた加速度記録を積分した変位波形と、断層モデルによって計算される理論波形を比較し、両者の主要動が概ね一致することを示した。Kanamori (1970a)<sup>22</sup>により計算された1963年10月13日 Kurile Islands 地震( $M_S 8.1, M_W 8.5$ )のマントルレーリー波とマントルラブ波の例を図 1.6 に示す。最大振幅の方位分布

は、図 1.4 に示したものと異なり、破壊の進行の影響を受けて対称性をくずしているのがわかる。これをディレクティビティ (directivity) という。また、Aki (1970a)\*24 により計算された 1966 年 6 月 27 日 Parkfield 地震 ( $M_L$  6.5) の変位波形を図 1.7 に示す。

以上のシミュレーションに用いられた断層モデルは、Haskell (1964)\*21 により規定され数学的な表示が与えられたことにより Haskell モデルと呼ばれている。また、長周期の表面波を説明する断層モデルあるいはその断層パラメータは、巨視的な断層モデルあるいは巨視的な断層パラメータと呼ばれている。Kanamori and Anderson (1975)\*26、Geller (1976)\*27、Sato (1979)\*28 等は、個々の地震に対して得られた巨視的な断層パラメータを整理し、断層パラメータ間の関係について調べた。これらの研究により示された結果は、地震の相似則 (村松・入倉, 1981)\*29 と呼ばれるもので、本論文でも断層パラメータの設定の際に用いている。

## (2) 短周期地震波に関する研究

(1) で述べた食い違い理論に基づく巨視的な断層モデルにより長周期の地震波形を十分に説明できるようになったと同時に、計算される短周期地震波のエネルギーは観測される値より非常に小さなものとなり、その励起は断層面の局所的な破壊の性質に大きく影響を受けていることも明らかとなった。現在のところ短周期地震波に関する断層モデルで決め手になるモデルはなく、お互いに少しずつ異なる考え方によって記述されている。そこで、ここではそれらの研究を、統計論的モデル、動力学的モデル、多重震源モデルの 3 つに分け、その代表的な研究について述べる。

### ① 統計論的モデル

Haskell (1966)\*30 は、食い違い時間関数 (断層面上の食い違い量を時間の関数として表したものの) の加速度の空間と時間に関する自己相関関数を考え、統計的な方法で地震波のエネルギーを考察した。Aki (1967)\*31 は、Haskell (1966)\*30 と同様なモデルを食い違い時間関数の速度に対して適用し、震源スペクトル (震源から放出された地震波のフーリエスペクトル) と表面波マグニチュードと

の関係について論じた。Haskell (1966)\*30 の統計モデルによる震源スペクトルは長周期領域では一定であるが、臨界周期より短い周期領域で周波数  $\omega$  の三乗の勾配で振幅が減少するので  $\omega^3$  モデルといわれる。それに対し、Aki (1967)\*31 が導いたモデルは、 $\omega$  の自乗の勾配で振幅が減少するので  $\omega^2$  モデルといわれる。更に、Aki (1972)\*32 は、観測された周期約 10 秒以下の短周期成分を説明するために、修正  $\omega^2$  モデルを提案した。小山 (1983)\*33 は、地震の発生過程が決定論的に記述できる破壊と不規則で決定論的には記述できない小破壊の重ね合わせで表現されるという考えに基づき、それから得られる震源スペクトルが Aki (1972)\*32 の修正  $\omega^2$  モデルと調和的であることを示している。

これらのモデルでは、震源から放出される短周期地震波のエネルギーの見積りや放射特性の考察には有用であるが、実際の強震動の推定では食い違い時間関数の自己相関関数をどのように与えるかがむずかしい。

### ② 動力学的モデル

Brune (1970)\*34 は、無限長の断層面に作用している実効応力 (断層面の一方ともう一方の間に実質的に作用している応力) が急激に解放されるときの断層面上の食い違い時間関数および円形断層により放出される S 波の遠方における表現式を近似的に求めた。Hanks and Wyss (1972)\*35 は、Brune (1970)\*34 の遠方場 S 波の震源スペクトルを与える式を P 波に拡張した。Sato and Hirasawa (1973)\*36 は、円形断層の中心から一定速度で円状に破壊が拡大し、各時刻における食い違い量が Eshelby (1957)\*37 によって求められている一様なせん断応力下の円形断層の食い違い分布になるようなモデルを考え、励起される P 波と S 波の震源スペクトルを計算した。

一方、Madariaga (1976)\*38 は、円形断層上の実効応力を設定し、この応力によりせん断破壊が生じたときの食い違い時間関数を差分法で数値的に求め、励起される地震波の震源スペクトルを計算した。Das and Aki (1977a, 1977b)\*39、\*40 は 2 次元せん断クラック上を破壊が進行するときの変位場と応力場を数値的に解き、更にせん断クラックの途中に高強度部分 (barrier) があるときの破壊



の進行の様子についても調べた。Madariaga (1977)<sup>\*41</sup>は既存のクラックが急激に動き始めることにより放出される弾性波を解析した。Mikumo and Miyatake (1978)<sup>\*42</sup>は、有限な初期せん断応力下の不均質な破壊強度分布を有する3次元断層モデルの動的破壊過程について調べた。また、Toki and Sawada (1986)<sup>\*43</sup>は、接続(Joint)要素を導入した三次元有限要素法により、断層面の破壊強度分布のみを与えて断層面の破壊過程および震源近傍の強震動を計算した。

これらの動力学的モデルは、短周期地震動を発生させる要因が複雑な断層運動であるという考えに物理的あるいは数学的な根拠を与えたが、断層面上で指定すべき応力条件や不均質性の分布については今後の研究課題として残されている。

### ③ 多重震源モデル

長周期表面波の解析から大まかな破壊の様子が推定できるようになったが、最近では震源過程をより詳しく見ようとする研究も盛んに行われている。

Wyss and Brune (1967)<sup>\*44</sup>は1964年3月28日 Alaska 地震 ( $M_S 8.4, M_W 9.2$ ) の長周期  $P$  波の変位波形 ( $\Delta = 40^\circ \sim 90^\circ$ ) の解析により、6つの要素地震の位置と発震時刻を同定した。また Kanamori and Stewart (1978)<sup>\*45</sup> は、1976年2月4日 Guatemala 地震 ( $M_S 7.5$ ) について、長周期表面波の解析により巨視的な断層モデルを決めたのち、長周期  $P$  波の記録を説明するよう10個の要素地震の位置、発震時刻およびその地震モーメントを同定した。この方法では、地震源をいくつかの時間的空間的に孤立した単純な破壊要素から成るとし、各要素を点震源としたときの理論波形が観測波形を最も良く説明するように各要素の断層パラメータ等を決めている。Kanamori and Stewart (1978)<sup>\*45</sup> により計算された1976年2月4日 Guatemala 地震 ( $M_S 7.5$ ) の多重震源の時系列 (source time series) および観測波形と理論波形の比較を図1.8に示す。

具体的な方法は異なるものの、同様な地震記録と考え方で、Kikuchi and Kanamori (1982)<sup>\*46</sup> は1976年2月4日 Guatemala 地震 ( $M_S 7.5$ ) の、Ruff and Kanamori (1983)<sup>\*47</sup> は1963年10月13日 Kurile 地震 ( $M_S 8.1, M_W 8.5$ )、1964

年3月28日 Alaska 地震 ( $M_S 8.4, M_W 9.2$ )、1965年2月4日 Aleutian 地震 ( $M_S 8.2, M_W 8.7$ ) の、Schwartz and Ruff (1985)<sup>\*48</sup> は1968年5月16日十勝沖地震 ( $M_J 7.9, M_S 8.1, M_W 8.2$ ) および1969年8月12日 Kurile 地震 ( $M_S 7.8, M_W 8.2$ ) の、Nabelek (1985)<sup>\*49</sup> は1980年10月10日 El Asnan 地震 ( $M_S 7.1$ ) の、Kikuchi and Kanamori (1986)<sup>\*50</sup> は1976年7月28日中国唐山地震 ( $M_S 7.8$ )、1976年11月24日 East Turkey 地震 ( $M_S 7.1$ )、1968年4月9日 Borrego Mountain 地震 ( $M_S 7.0$ ) の震源過程のインバージョンを行った。

一方、より短い周期の強震波形に適用した研究も行われている。Trifunac and Brune (1970)<sup>\*51</sup> は、1940年5月18日 Imperial Valley 地震 ( $M_S 7.1$ ) の強震加速度波形の解析により、13の要素地震の位置と発震時刻を同定し、各要素地震のローカルマグニチュードを求めた。Olson and Apsel (1982)<sup>\*52</sup> は1979年10月15日 Imperial Valley 地震 ( $M_L 6.6$ ) の加速度波形 (周期3~10秒) を用いて、Takao (1987)<sup>\*53</sup> は1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J 6.7$ ) の変位波形 (周期4秒以上) を用いて、各地震の震源過程をインバージョン法により調べた。Olson and Apsel (1982)<sup>\*52</sup> により計算された1979年10月15日 Imperial Valley 地震 ( $M_L 6.6$ ) の理論波形と観測波形の比較を図1.9に示す。

多重震源解析の対象となる地震波形は周期が数秒から数十秒の波形であり、構造物の方から見るといわゆる「やや長周期」またはそれよりも長い周期の領域にはいる。このような研究は現在まで行われてきた断層モデルに関する理論的研究の中でも最も耐震工学への応用が期待できるものであるが、実際の設計用入力地震動の策定では、震源および計算に用いる地下構造に関する詳細な情報の入手の難しさから、研究成果の応用には今後さらに研究の蓄積が必要であろう。

### (3) 工学的応用に関する研究

耐震工学における入力地震動の評価は、地震による揺れの強さ (震度・最大加速度値・速度応答スペクトル等) をマグニチュードと震源距離 (震央距離) で表す回帰式を用いることが多い。回帰式については、日本建築学会 (1983, 1987)<sup>\*64</sup>、<sup>\*65</sup> で簡潔にまとめられており、また回帰式の基礎となるマグニチュードの決

定方法及各種マグニチュード間の関係については宇津(1982)\*56により整理されているので具体的な説明は省く。ここでは、(1)と(2)で述べた断層モデルに関する研究における考え方や結果を観測記録等を用いて補正し、耐震工学における入力地震動の策定に応用した研究について述べる。

平沢・山本(1977)\*57は、断層面のすべり速度を支配する実効応力が断層面上で一定ではなくある確率分布をなしているという確率モデルを提案し、Sato and Hirasawa(1973)\*36の円形断層モデルによる理論解を用いて、短周期地震動のパワースペクトルや最大加速度値の期待値を求めた。この確率モデルでは、巨視的断層モデルによる短周期地震動の励起不足の問題が解決される反面、逆に地震モーメントが不足し長周期地震動が表現できない。そこで、Izutani(1981)\*58は、平沢・山本の確率モデルによる結果と従来の巨視的断層モデルによる結果( $\omega^2$ モデル)とを統合することを考え、1965年から1970年までに得られた松代群発地震の加速度記録を用いて、地震波の震源スペクトルと周期ごとの包絡関数を求めた。この方法により1978年6月12日宮城県沖地震( $M_J 7.4, M_S 7.7$ )の加速度波形のシミュレーションを行った(図1.10)。また、Suzuki and Hirasawa(1984)\*59は、平沢・山本(1977)\*57の確率モデルと同様に、巨視的な断層面を多くの異なる大きさの要素断層面に分け、全体としての破壊は従来通り進行させるが、要素断層内の局所的な応力降下量や破壊速度をランダムに変えて短周期地震波を励起させた。このとき、地震モーメントの不足分を補うために長周期パルスを導入した。この方法により1978年6月12日宮城県沖地震( $M_J 7.4, M_S 7.5$ )と1983年5月26日日本海中部地震( $M_J 7.7$ )の加速度波形のシミュレーションを行った。

Sato *et al.*(1979)\*60は、観測された加速度記録に種々のカットオフ周期を持つハイカットフィルターをかけ、巨視的な断層モデルであるHaskellモデルから理論的に得られる最大加速度・最大速度・最大変位との関係を求め、逆にHaskellモデルから得られる理論波形を補正することにより短周期地震動の最大値を推定することを試みた。また、石田(1982)\*61は、同様の考えで理論波形の短周期成分を逆フィルターを用いて持ち上げることで短周期地震動を表現

した。このときのフィルターは平均応力降下量の関数として数個の実地震による記録から統計的に定めている。

翠川・小林(1979)\*62は、地震動による構造物の応答波形の包絡関数が断層面の微小要素によるパルスの重ね合わせで構成されるものと仮定し、震源を点とみなしたときの地震基底(せん断波速度約3 km/sec以上)における入射波の速度応答スペクトルに関する実験式(翠川・小林, 1978)\*63を用いて各パルスの大きさを定め、これを破壊の生起時間や観測点までの波動伝播時間を考慮して累積した。また、これにSH波に関する地盤の増幅特性を乗じて地表での値を推定している。この方法を1923年9月1日関東地震( $M_J 7.9, M_S 8.2, M_W 7.9$ )に適用し、計算された最大加速度分布が実際の震度分布や被害分布を大局的に説明することを示した。

Joyner and Boore(1980)\*64は、Haskellモデルの5つのパラメータのうち破壊速度、食い違い量、食い違いの立ち上がり時間の3つが断層面の点ごとにランダムに変動するモデルを考え、そのうち食い違い量だけが変動するモデルを用いて1966年6月27日Parkfield地震( $M_L 6.5$ )の強震加速度波形のシミュレーションを行った。同様に、佐藤(1984)\*65は、岩石実験により得られた知見をもとに、断層の長さおよび幅方向への2種類の破壊速度、食い違い量、食い違いの立ち上がり時間の4つのパラメータが断層面の点ごとにランダムに変動するモデルを組立て、各種パラメータの感度解析を行った後、仮想東海地震に適用した。

以上述べた工学的なモデルは、従来の耐震工学では考慮されなかった震源の面的な広がりを入力地震動の評価に反映できる方法として非常に有用であるが、いくつかの問題点も残されている。まず、いずれの方法を用いる場合にも計算の対象とする地点およびその付近の地下構造に関する詳細な情報(評価したい地震波の波長よりも短い地下構造の情報)が必要であること、多数の観測記録の統計処理に基づいた方法ではデータに含まれていない大地震の震源域での地動の推定には十分な信頼性が保証されていないこと、確率モデルではパラメータの変動量をどの程度のものとして見積もれば実際の地震が表現できるか



について十分な適用例がないこと等である。

一方、Hartzell (1978)<sup>\*66</sup> は余震記録を本震のグリーン関数としてとらえ、1940年5月18日 Imperial valley 地震 ( $M_S$  7.1) の本震による強震記録を、同地震の余震記録をグリーン関数として重ね合わせることによって再現した。このときの断層モデルは、Trifunac and Brune (1970)<sup>\*51</sup> が多重震源解析で同定した要素地震の位置と発震時刻を用いているが、各要素地震による地動振幅とグリーン関数として用いた余震記録の振幅の比率は試行錯誤で決めた。このような中小地震の記録を経験的に得られたグリーン関数として大地震時の波形を合成する方法を、本論文では半経験的波形合成法と呼んでいる。半経験的波形合成法は、震源における複雑な破壊のしくみばかりでなく伝播経路の三次元的かつ微視的な不均質構造を中小地震の記録が既に内含しているため、それらの影響が大きい短周期地震動の予測には非常に有用な手法である。

Kanamori (1979)<sup>\*67</sup> は、Hartzell が試行錯誤で決めた大地震を構成する要素地震による地動振幅とグリーン関数として用いる小地震による地動振幅の比率をそれらの地震モーメントの比率とし、周期2~10秒のラブ波に適用した。

Hadley and Helmberger (1980)<sup>\*68</sup> は、Kanamori の方法により震源域における強震加速度地動を計算し、距離減衰式について考察した。Irikura (1983)<sup>\*69</sup> は、大地震と中小地震間の巨視的な断層パラメータの相似則に基づいて、小地震を重ね合わせる方法を提案し、1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J$  6.7) の速度波形を模擬した。同様な方法で、今川・三雲 (1982)<sup>\*70</sup> は1969年9月9日岐阜県中部地震 ( $M_J$  6.6) で記録された変位波形の模擬を試みたが、周期5~7秒程度の地震波の再現はできたものの、周期1~2秒の地震波の説明ができなかった。この原因として今川・三雲は断層の微視的な破壊過程の影響を考えた。飯田・伯野 (1983)<sup>\*71</sup> はビルの変位予測への応用を目的とし、Irikura (1983)<sup>\*69</sup> の方法に準拠し、1978年6月12日宮城県沖地震 ( $M_J$  7.4,  $M_S$  7.5) のときに鉄筋コンクリート9階建てビルの最上階で得られた水平加速度2成分を模擬した。また、山田・野田 (1986)<sup>\*72</sup> は、半経験的手法に正規モード法の考え方を導入して、本震と余震のラディエーションパターンとの相異および震源深さ

の違いによる表面波の励起の相異を補正する式を示し、更に食い違いの立ち上がり時間と破壊伝播速度が断層面上で変動する確率モデルを考えた。この方法により、1946年12月20日南海道地震 ( $M_S$  8.2,  $M_W$  8.1) が再び起こった場合に予測されるやや長周期地震動 (約2~20秒) を模擬し、長大橋梁の地震応答を予測した。

一方、田中・他 (1982)<sup>\*73</sup> は、短周期成分の卓越する加速度波形に適用することを目的とし、Irikura (1983)<sup>\*69</sup> の方法に便宜的な修正を加えて、1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J$  6.7) の加速度波形を模擬した。この田中・他の研究成果により、Kanamori (1979)<sup>\*67</sup> の研究以来小地震と大地震の地震モーメントの比率とされてきた小地震の記録の重ね合わせ数を、短周期成分の模擬では地震モーメントの比率の3分の2乗とすべきことが示された。Irikura (1986)<sup>\*74</sup> や Dan *et al.* (1987)<sup>\*75</sup> は長周期と短周期の地震波に対する小地震記録の重ね合わせ数の違いを震源スペクトルの  $\omega^2$  モデルと地震の相似則を用いて説明し、Irikura は時間領域で Dan *et al.* は周波数領域で重ね合わせ方に工夫をした。更に、Irikura は、震源スペクトルが  $\omega^2$  モデルで表せないときの合成方法についても記述した。また、武村・池浦 (1987)<sup>\*76</sup> は、地震波の短周期成分が断層のすべりの不均質性に大きく支配されているという考えに基づき、長周期成分は地震の相似則に従い、短周期成分は断層面上のすべりの不均質性を考慮した方法を提案した。

更に、より応用的な研究として、設計用入力地震動策定の立場から、中小地震記録のかわりに実際の地震記録を統計処理して得られる模擬地震動をグリーン関数に用いる研究も行われている。後藤・他 (1982)<sup>\*77</sup> は、表層地盤の非線形性を考慮して多くの加速度記録から工学的基盤 (せん断波速度約700 m/sec以上) における地震動のデータベースを作成し、これらをマグニチュードと震央距離によって回帰し、統計的な非定常スペクトルモデルを定めた。さらに、統計処理の結果から予測されるマグニチュード6の地震による地動を重ね合わせることによって、マグニチュード8クラスの大規模な断層破壊による断層付近での地震動の予測を試みた。このときの重ね合わせの数は統計処理した結果に基

づいている。土岐・他(1985)\*78は、自己回帰-移動平均(AR-MA)過程を適用して実地震記録から統計的に作成した小地震による地動をIrikura(1983)\*69の相似則にしたがって重ね合わせて、大規模地震の加速度波形を予測する手法を提案している。Dan *et al.*(1987)\*75は工学的基盤(せん断波速度約700 m/sec以上)におけるマグニチュード5クラスの地震の記録を統計処理し、得られた模擬地震動を経験的グリーン関数として1979年10月15日Imperial Valley地震( $M_L$  6.6)の震源域における地動を模擬した。このときの重ね合わせ数は震源スペクトルの $\omega^2$ モデルに基づいて決め、また表層地盤の振動特性は一次元波動理論によって評価している。なお、この論文は本研究の前段階として位置付けられるため、その方法および結果の概要を本論文の付録に述べている。Kamiyama(1987, 1988)\*79, \*80は、過去に得られた加速度強震計記録の統計解析から気象庁マグニチュードを媒介変数とした震源スペクトルの相似則を求め、不均質断層の破壊パターンを考慮して中小地震記録から大地震時の加速度波形を予測する手法を提案し、1983年5月26日日本海中部地震( $M_J$  7.7)や1978年6月12日宮城県沖地震( $M_J$  7.4,  $M_S$  7.5)に適用した。

最近では、中小地震記録をグリーン関数に用いて、大地震の震源過程をインバージョン法で調べる研究も行われている。Iida and Hakuno(1984)\*81は1968年5月16日十勝沖地震( $M_J$  7.9,  $M_S$  8.1,  $M_W$  8.2)の、Fukuyama and Irikura(1986)\*82は1983年5月26日日本海中部地震( $M_J$  7.7)の、福山・木下(1989)\*83は1987年12月17日千葉県東方沖地震( $M_J$  6.7)の、岩田・入倉(1989)\*84は1980年6月29日伊豆半島東方沖地震( $M_J$  6.7)のインバージョン解析を行っている。

以上述べた半経験的波形合成法は、この10数年間にその理論と応用についての研究が急速に進んだ断層モデルに関する研究の一つの分野である。これらの研究のうち、特に本論文に関係のあるHartzell(1978)\*66、Kanamori(1979)\*67、Irikura(1983)\*69、田中・他(1982)\*73、Irikura(1986)\*74、武村・池浦(1987)\*76の研究については次節で詳しく述べる。

### 1.3 半経験的波形合成法に関する研究

本節では半経験的波形合成法に関する研究のうち、はじめに長周期の地震波形を対象にした研究を、次に短周期の地震波形を対象にした研究について概説する。ここでいう長周期の地震波形とは、物理的には臨界周期よりも長い周期の地震波で、一般には数秒より長い周期の振幅が卓越する変位波形あるいは速度波形のことである。また、短周期の地震波形とは、逆に臨界周期より短い周期の地震波で、一般には数秒より短い周期の振幅が卓越する加速度波形のことである。

#### (1) 長周期の地震波形を対象にした研究

本項では、変位波形あるいは速度波形を対象とした半経験的波形合成法のうちHartzell(1978)\*66、Kanamori(1979)\*67、Irikura(1983)\*69の研究を説明する。

##### ① Hartzellの研究

Hartzell(1978)\*66は、グリーン関数を理論的あるいは数値的に求める代わりに、実際に観測された余震記録を用いて本震時の強震地動を模擬した。

広大な破壊面を有する大地震の震源はその断層面に分布する要素地震の集合で表され、その要素地震による地動は最も近くで起こった余震の地動で近似できるとする。このとき、本震が  $m$  個の要素地震(サブイベント)で構成され、その  $i$  番目の要素地震に対応する余震による波形を  $U_i(t)$  とおくと、本震による波形  $U(t)$  は下のよう書ける。

$$U(t) = \sum_{i=1}^m \{U_i(t) * Q_i(t)\} \cdot H(t - \tau_i) \quad (1.1)$$

ここに、\*は合積、 $Q_i(t)$ はスケールファクター、 $H(t - \tau_i)$ はHeavisideの単位ステップ関数、 $\tau_i$ は破壊の伝播と波動の伝播に要する時間である。

一方、 $U_i(t)$ は $S_i(t) * M_i(t) * R_i(t)$ と表せる。ここに、 $S_i(t)$ は震源時間関数、 $M_i(t)$ は媒質の波動伝播特性、 $R_i(t)$ は観測機器の振動特性である。要素地震に最も近くで起こった余震を用いた場合、本震および余震が同じ場所の同じ機器で観測されているならば、上の波動伝播特性 $M_i(t)$ 、観測機器の振動特

性  $R_i(t)$  は本震および余震の波形に共通である。したがって、スケールファクター  $Q_i(t)$  は震源時間関数  $S_i(t)$  に対する補正関数といえることができる。

Hartzell は、この方法を 1940 年 5 月 18 日 Imperial Valley 地震 ( $M_S 7.1$ ) の加速度記録を積分して求めた変位波形に適用した。図 1.11 は、Trifunac and Brune (1970)\*51 が同定した本震を構成する要素地震である。1A、1B、1C および 2 の要素地震ははじめの 30 秒間に、3 から 11 の要素地震 (余震) ははじめの 6 分間に起こっている。Hartzell は、1A、1B、1C の要素地震には 9 の余震を、2 の要素地震には 11 の余震を用いて、はじめの 30 秒間の変位波形を模擬した。このとき、スケールファクター  $Q_i(t)$  は試行錯誤で決めている。図 1.12 に、加速度波形を積分して求めた変位波形と、合成した変位波形を示す

## ② Kanamori の研究

Kanamori (1979)\*67 は、鉛直なストライクスリップ型の大地震の地震波形を、同じメカニズムの適切な規模の小地震の記録波形を用いて推定した。計算の対象とした地震は 1976 年 2 月 4 日 Guatemala 地震 ( $M_S 7.5$ ) と 1857 年 Fort Tejon 型の地震で、1968 年 4 月 9 日 Borrego Mountain 地震 ( $M_S 7.0$ ) のときに記録されたいくつかの変位波形の平均値をグリーン関数として用いた。

この方法は、Hartzell が試行錯誤で求めたスケールファクターを、観測記録が得られている地震と模擬しようとする要素地震 (サブイベント) の 2 つの地震の地震モーメントの比率、および鉛直なストライクスリップ型の地震で卓越するラブ波の距離減衰と放射特性の補正で与えたことに特長がある。

以下に、1976 年 2 月 4 日 Guatemala 地震 ( $M_S 7.5$ ) の Guatemala 市における合成波形の計算方法を述べる。

はじめに、図 1.13 に示す 4 箇所 (El Centro, San Diego, Colton, San Onofre) で記録された 1968 年 4 月 9 日 Borrego Mountain 地震 ( $M_S 7.0$ ) の変位波形 (SH 波) を、ラブ波の距離減衰と放射特性を表す式  $\cos 2\phi / \sqrt{d}$  を用いて、距離  $\Delta_0 = 50$  km で方位角  $\phi_0 = 0$  の値に基準化し、時間領域でこれらの単純平均をとり  $g_0(t)$  とおいた。図 1.14 に、基準化した変位波形とそれらを平均した変位波形を示す。図中、AVR は El Centro、San Diego および Colton の平均

値、AVR1 は San Onofre を加えた 4 地点の平均値である。

次に、図 1.15 に示す Guatemala 地震の  $i$  番目の要素地震による変位波形を求めるために、下式を用いて地震モーメントの補正を行った。

$$g_i(t) = \left( \frac{m_i}{m_0} \right) \sum_{j=1}^{n_i} g_0(t - \tau_j) \quad (1.2)$$

ここに、 $m_0$  は Borrego Mountain 地震の地震モーメントである。また、 $M_i$  を Guatemala 地震の  $i$  番目の要素地震の地震モーメントとすると、 $n_i$  は  $M_i / m_0$  に最も近い整数、 $m_i$  は  $M_i / n_i$  である。なお、 $\tau_j$  として Kanamori は、0、区間  $(0, n_i \tau]$  の乱数、 $j$  の 3 つの場合を考え、それぞれ Const. L モデル、R モデル、Const. D モデルと呼んだ。ただし、 $\tau$  は重ね合わせる際の時間遅れで、Borrego Mountain 地震の立ち上がり時間に相当する。

最後に、 $c$  を波の位相速度、 $m$  を Guatemala 地震の要素地震の数として、下式を用いて波形を合成した。

$$U(t) = \sum_{i=1}^m \left( \frac{\Delta_0}{\Delta_i} \right)^{1/2} \frac{\cos 2\phi_i}{\cos 2\phi_0} g_i \left[ t - \frac{1}{c} (\Delta_0 - \Delta_i) \right] \quad (1.3)$$

図 1.16 に合成例を示す。図は上から Const. L モデル、 $\tau = 3$  秒とした R モデル、 $\tau = 2$  秒とした R モデル、 $\tau = 3$  秒とした Const. D モデルであり、いずれもグリーン関数として図 1.14 の AVR を用いている。この方法による結果の是非は、実際に得られた記録がないため判断できないが、グリーン関数の計算を除いて全く理論的である。なお、時間領域で波形の単純平均をとりグリーン関数を求めることに関しては少々問題がある。

## ③ Irikura の研究

Irikura (1983)\*69 は Kanamori and Anderson (1975)\*26 や Geller (1976)\*27 によって見出されていた地震の相似則に基づき 1980 年 6 月 29 日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J 6.7$ ) の速度波形を再現した。

この相似則は、断層の長さ  $L$ 、幅  $W$ 、平均くい違い量  $D$ 、立ち上がり時間  $\tau$ 、地震モーメント  $M_0$  の 3 乗根の 5 つの量が比例関係にあるというものである。この関係を本震と余震の断層パラメータに適用すると、本震に関する量に



添字  $l$  を、余震に関する量に添字  $s$  を付して次のようになる。

$$n = \left( \frac{L_l}{L_s} \right) = \left( \frac{W_l}{W_s} \right) = \left( \frac{D_l}{D_s} \right) = \left( \frac{r_l}{r_s} \right) = \left( \frac{M_{0l}}{M_{0s}} \right)^{1/3} \quad (1.4)$$

従って、余震を、断層の長さ方向に  $L_s$  の間隔で  $n$  個、幅方向に  $W_s$  の間隔で  $n$  個、さらに、時刻軸上あるいはくい違い方向に  $t_s$  あるいは  $D_s$  の間隔で  $n$  個、総計  $n^3$  個重ね合わせれば、本震が模擬できる。このとき本震の地震モーメント  $M_0$  は保存される。

波形の合成式は、本震の速度波形を  $U_l(t)$ 、余震の速度記録を  $U_s(t)$ 、本震の断層面の  $(p, q)$  要素までの距離を  $r_{pq}$ 、余震の震源距離を  $r_s$ 、破壊の進行と波の伝播に要する時間を  $t_{pq}$  とおくと、下のように書ける。

$$U_l(t) = \sum_{p=1}^n \sum_{q=1}^n \sum_{k=1}^n \left( \frac{r_s}{r_{pq}} \right) U_s(t - t_{pq} - k t_s) \quad (1.5)$$

ただし、波は実体波と仮定し、放射特性の補正は考慮していない。

図 1.17 は、1980 年 6 月 29 日伊豆半島東方沖地震の本震と前・余震の震央位置および速度波形の得られている観測点の位置である。図 1.18 と図 1.19 はそれぞれ、清水市 (SMC) と御前崎 (OMM) における合成例である。各図の波形は、上から 6 月 30 日の余震 ( $M_J 4.9$ ) の速度波形、6 月 28 日の前震 ( $M_J 4.9$ ) の速度波形、それらを要素波形として合成した波形、6 月 29 日の本震 ( $M_J 6.7$ ) の速度波形である。このときの重ね合わせの個数は、速度記録の 10 秒付近のフーリエ振幅の比率から、 $6 \times 6 \times 6$  個としているが、断層の南半分は 6 月 30 日の余震を、北半分は 6 月 28 日の前震をそれぞれ  $3 \times 6 \times 6$  個ずつあてはめて合成している。

## (2) 短周期の地震波形を対象にした研究

ここでは、加速度波形を対象とした半経験的波形合成法のうち田中・他 (1982)\*73、Irikura (1986)\*74、武村・池浦 (1987)\*75 の研究を説明する。

### ① 田中・他の研究

前節で述べた Kanamori (1979)\*67 の Const. D モデルあるいは Irikura

(1983)\*69 の速度波形の合成方法では、要素波を重ね合わせる時、小地震の立ち上がり時間  $t_s$  が必要とする周期範囲内にある場合には  $t_s$  付近の波が強調された合成波形が得られる。

そこで田中・他 (1982)\*73 は、短周期成分の卓越する加速度波形に適用することを目的とし、小地震を断層の長さ、幅の 2 方向に地震モーメント比の 3 乗根ずつ重ね合わせる方法を提案した。

この方法は、本震の加速度波形を  $U_l(t)$ 、小地震の加速度波形を  $U_s(t)$  とすると、次のように表せる。

$$U_l(t) = \sum_{p=1}^n \sum_{q=1}^n \left( \frac{r_s}{r_{pq}} \right) U_s(t - t_{pq}) \quad (1.6)$$

田中・他は、この方法を 1980 年 6 月 29 日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J 6.7$ ) に適用した。図 1.20 に、本震と前・余震の震央および加速度波形の得られている観測点を示す。図 1.21 と図 1.22 に、要素地震に 6 月 28 日の前震 ( $M_J 4.9$ ) を用いて計算した根府川 (NBK) および川奈 (KWN) における合成例を示す。このときの重ね合わせの個数は、感度解析の結果から  $7 \times 7$  としている。

### ② Irikura の研究

Irikura (1983)\*69 は、上述したように地震の相似則に基づく速度波形の合成方法では、特定の短い周期で人工的なゴーストを有するため、加速度波形の合成では要素波をランダムに重ね合わせたりスムージングを施したりする方法を提案していた。

その後、上の田中・他の実用的な加速度波形の合成法を取り入れ、震源スペクトルが  $\omega^2$  モデル (Aki, 1967)\*31 に従うような地震に対し、長周期成分に対しては  $n^3$  個、短周期成分に対しては  $n^2$  個を時間領域で足し合わせる方法を提案し、短周期から長周期まで有効な合成法に改良した (Irikura, 1986)\*74。これを式で表すと下のようになる。

$$U_i(t) = \sum_{p=1}^n \sum_{q=1}^n \left(\frac{r}{r_{pq}}\right) U_q(t-t_{pq}) + \sum_{p=1}^n \sum_{q=1}^n \sum_{k=1}^{[n-1]m} \left(\frac{r}{r_{pq}}\right) \frac{1}{m} U_q\left(t-t_{pq}-k\frac{t}{[n-1]m}\right) \quad (1.7)$$

上式の第一項は、(1.6)式と同じで、短周期成分に対する合成を主に支配している。一方、第二項は、主に長周期領域の合成を支配する項であるが、スムージングを施しゴーストを避けながら、(1.5)式の  $k$  に関する和を一つ減らし、全体として地震モーメントが  $n^3$  倍となるようにしている。

Irikura は、この方法を 1983 年日本海中部地震の 6 月 9 日の余震 ( $M_J 6.1$ ) に適用した。図 1.23 に本震と余震の震央および観測点の位置を示す。図 1.24 は、深浦 (FKR) における合成例で、上から要素波に用いた 6 月 10 日の余震 ( $M_J 5.0$ ) の速度波形、合成波形、6 月 9 日の余震 ( $M_J 6.1$ ) の速度波形である。図 1.25 は、同じく加速度波形の合成例である。このときの  $n$  は 4 としている。

更に、Irikura は、5 月 26 日の本震 ( $M_J 7.7$ ) の記録については震源スペクトルが  $\omega^2$  モデルで説明できないため、断層面上で高強度部分と低強度部分を特徴的に有する specific barrier モデル (Papageorgiou and Aki, 1986)\*85 を導入し、本震を構成する高強度部分 (barrier) における局所応力降下量と余震の応力降下量の比を考慮して、合成を行っている。

### ③ 武村・池浦の研究

武村・池浦 (1987)\*76 は、地震波の短周期成分が断層のすべりの不均質性に大きく支配されていることを指摘し、すべり量は平均すべり量を平均値とする正規分布に従う確率変数で、大地震の要素地震 (サブイベント) ごとに変動する量として表した。

この考えに基づき、長周期成分は地震の相似則に従い、短周期成分は断層面上のすべりの不均質性を考慮した方法を提案した。ただし、この方法では、任意の大きさの要素地震を適用するわけにはいかず、模擬しようとする大地震の不均質領域 (断層パッチ) の大きさに相当するような適切な要素地震を選ぶ必要がある。

武村・池浦の方法を式で表すと次のようになる。

$$U_i(t) = \sum_{p=1}^n \sum_{q=1}^n \kappa_{pq} \left(\frac{r}{r_{pq}}\right) U_q(t-t_{pq1}) + \sum_{p=1}^n \sum_{q=1}^n \sum_{k=1}^n \left(\frac{r}{r_{pq}}\right) U_q(t-t_{pqk}) \quad (1.8)$$

上式の第一項はすべり量の変動部分を、第二項はその平均部分を表している。ここに  $\kappa_{pq}$  は平均値 0、標準偏差  $S_D$  の正規確率変数であり、 $S_D$  はすべりの不均質性を表すパラメータである。(1.7)式と同様、(1.8)式の第一項は短周期成分に対する合成を主に支配し、第二項は主に長周期領域の合成を支配する項である。なお、第二項の実際の計算は、Irikura (1983)\*69 のスムージングを施す方法を採用している。

武村・池浦は、この方法を 1983 年 5 月 26 日日本海中部地震 ( $M_J 7.7$ ) に適用した。図 1.26 は、計算に用いた本震の断層面 (E1+E2) と余震の震央位置、および観測点である。図 1.27 に、秋田港における加速度波形の合成例を示す。波形は、上から 5 月 26 日の本震 ( $M_J 7.7$ ) の加速度波形、6 月 9 日の余震 ( $M_J 6.1$ ) の加速度波形、および合成波形である。このときの  $n$  は 6、 $\kappa_{pq}$  の標準偏差は 1.6 としている。

その後 Takemura and Ikeura (1988)\*86 はこの方法を 1968 年 5 月 16 日十勝沖地震 ( $M_J 7.9, M_S 8.1, M_W 8.2$ )、1980 年 6 月 29 日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J 6.7$ ) をはじめとする日本の 8 つの地震に適用し、平均的には  $S_D$  として 1 程度を与えればよいと結論している。

#### 1.4 まとめ

本章では、研究の背景と目的および断層モデルに関する既往の研究のうち、長周期地震波に関する研究、短周期地震波に関する研究、工学的応用に関する研究について述べた。また、本研究に特に関係の深い半経験的波形合成法に関する研究については詳しく説明した。ここで、既往の研究の要点および既往の研究における本論文の位置づけを整理すると以下のようになる。

地震学の分野では、1960年代より、巨視的な断層モデルにより長周期の地震波が十分に説明できるようになったと同時に、短周期地震波の励起は断層面の不均質性に大きく影響を受けることも明らかとなった。

そこで、短周期地震波に関する断層モデルが数多く考えられているがそのうち、統計論的モデルでは短周期地震波のエネルギーの見積りや放射特性の考察には非常に有用であるが、強震波形そのものの推定は困難である。また、動力学的モデルでは、短周期地震動を発生させる複雑な断層運動に対する物理的根拠を与えたものの、断層面上で指定すべき応力条件や不均質性の分布については今後の研究課題として残されている。一方、震源過程をより詳しく見ようとする多重震源解析も盛んに行われているが、多重震源解析の対象となる地震波形は周期が数秒から数十秒の波形であり、構造物の方から見るといわゆる「やや長周期」またはそれよりも長い周期の領域にはいる。このような研究は現在まで行われてきた断層モデルに関する理論的な研究の中でも最も耐震工学への応用が期待できるものであるが、実際の設計用入力地震動の策定では、震源および計算に用いる地下構造に関する詳細な情報を得ることの難しさから、研究成果の応用には今後さらに研究の蓄積が必要であろう。

また、断層モデルにおける考え方や結果を観測記録等を用いて補正し、耐震工学における入力地震動の策定に応用しようとする工学的なモデルは、従来の耐震工学では考慮されなかった震源の面的な広がりを入力地震動の評価に反映できる方法として非常に有用であるが、いくつかの問題点も残されている。まず、いずれの方法を用いる場合にも計算の対象とする地点およびその付近の地下構造に関する詳細な情報(評価したい地震波の波長よりも短い地下構造の情

報)が必要であること、多数の観測記録の統計処理に基づいた方法ではデータに含まれていない大地震の震源域での地動の推定には十分な信頼性が保証されていないこと、確率モデルではパラメータの変動量をどの程度のものとして見積もれば実際の地震が表現できるかについて十分な実証例がないこと等である。

一方、中小地震記録をグリーン関数として本震波形を合成する半経験的波形合成法は、震源における複雑な破壊のしくみばかりでなく伝播経路の三次元的かつ微視的な不均質構造を中小地震の記録が既に内含しているため、それらの影響が大きい短周期地震動の予測には非常に有用な手法である。

この半経験的波形合成法において最も重要な点は、用いる小地震と模擬しようとする大地震あるいは大地震を構成する要素地震(サブイベント)の震源時間関数の相異の評価である。すなわち、長周期の地震波を合成するには、用いる地震と模擬しようとする地震の地震モーメントの比率だけの要素波を、適切な補正と時間遅れを考慮して重ね合わせればよい。これは、数十秒より長い周期の地震波の振幅レベルで地震モーメントが決定されることに対応しているといえる。一方、短周期の地震波を合成するには、いわゆる短周期地震波の発生効率といったものを考える必要があり、単位面積あたりの発生効率が大地震ともに同程度ならば、田中・他(1982)\*73の方法によればよい。

本研究は、地震波の周期による重ね合わせ数の違いを、統一的に説明しようとして始めたものであり、Irikura(1986)\*74や武村・池浦(1987)\*76の研究と目的と時期がほぼ一致している。従って、得られる合成結果は類似のものとなることが予想されるが、短周期地震波の発生のメカニズムそのものに不明点が多いため、基礎となる短周期地震波の発生メカニズムのとらえ方により式の展開が異なってくる。本論文は、この問題をできるだけ簡便な震源モデルで、しかも物理的に意味をもった値をパラメータとして解決しようとするものである。なお、本論文で提案する方法とIrikuraや武村・池浦の提案した方法との比較として、理論的な考察を2.3節で、適用例による考察を3.4節で行う。





図 1.1 1917年5月18日静岡縣中部天竜川地震 (M 6.3) の P 波初動分布  
[志田 (1929)\*3 より引用]

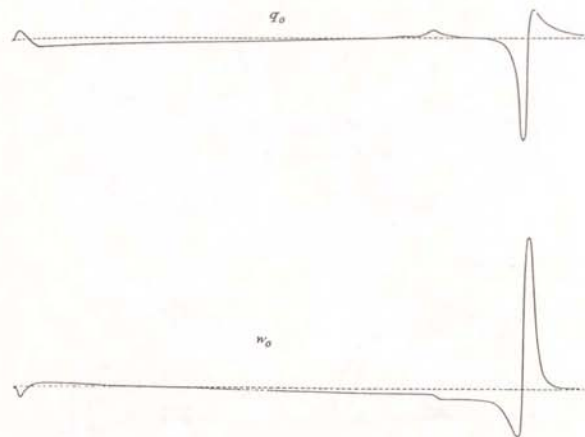


図 1.2 半無限媒質の表面に作用した単位衝撃力による弾性波  
[Lamb (1904)\*4 より引用]  
半無限媒質の表面で観測点から充分離れたある点に下向きに単位の衝撃力を加えたときに励起される上段は水平成分、下段は上下成分で、P 波と S 波およびレーリー波が明瞭に見られる (2次元問題)。

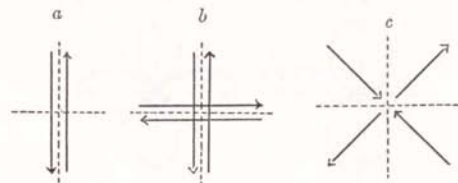


図 1.3 I 型の発震機構と II 型の発震機構  
[Honda (1931)\*5 より引用]  
a が I 型の発震機構で、b は II 型の発震機構である。c は II 型と力学的に等価な力の組合せである。

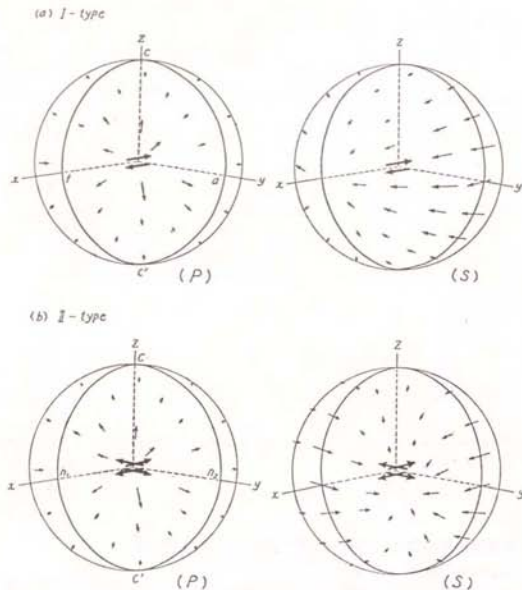


Fig. 2-13. Initial motion of P and S waves; (a) for the force system of type I, and (b) for that of type II. (1972)

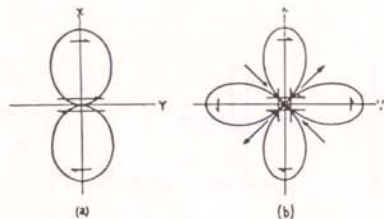


Fig. 2-14. Initial motion of S; (a) for a single couple (type I) and (b) for a double couple (type II). (BYERLY and STAUDER, 1958.)

図 1.4 P波初動とS波初動の向きと大きさ  
[Honda (1962)\*6より引用]

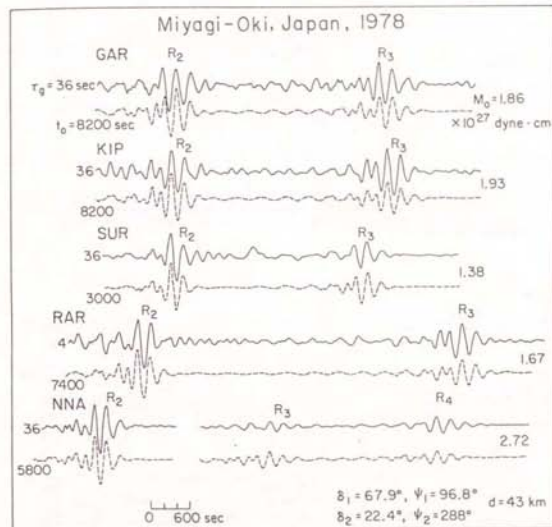


図 1.5 1978年6月12日宮城県沖地震 ( $M_1 7.4, M_2 7.7$ ) のマンテルレーリー波 ( $R_2, R_3, R_4$ )

[Kanamori and Given (1981)\*15より引用]

実線が観測波形で、破線は点震源による理論波形である。

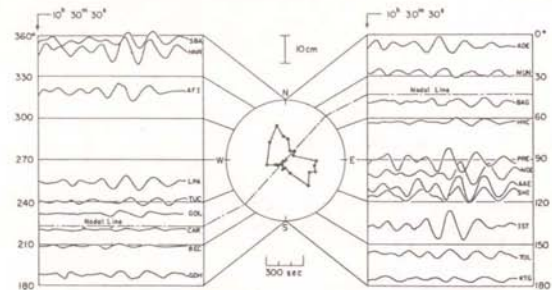


Fig. 1. Equalized Rayleigh waves ( $R_4$ ) for the Kurile Islands earthquake of October 13, 1963. All the seismograms are equalized to a distance of  $v/2$  (propagation distance of  $7\pi/2$ ). The vertical scale gives the trace amplitude on the standard 30-100 long-period seismograms with a magnification of 1500.

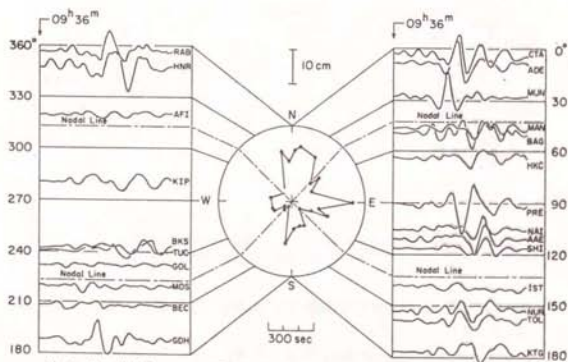


Fig. 2. Equalized Love waves ( $G_4$ ) for the Kurile Islands earthquake of October 13, 1963. (For explanations, see the caption for Figure 1.)

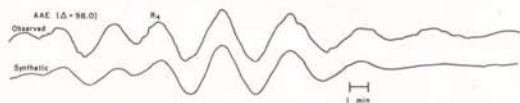


図 1.6 1963 年 10 月 13 日 Kurile Islands 地震 ( $M_s 8.1, M_w 8.5$ ) のマントルレーリー波 ( $R_4$ ) とマントルラブ波 ( $G_4$ ) の方位特性及び Haskell モデルにより計算された AAE 観測点におけるマントルレーリー波 ( $R_4$ ) と観測波形の比較

[Kanamori (1970a)\*22 より引用]

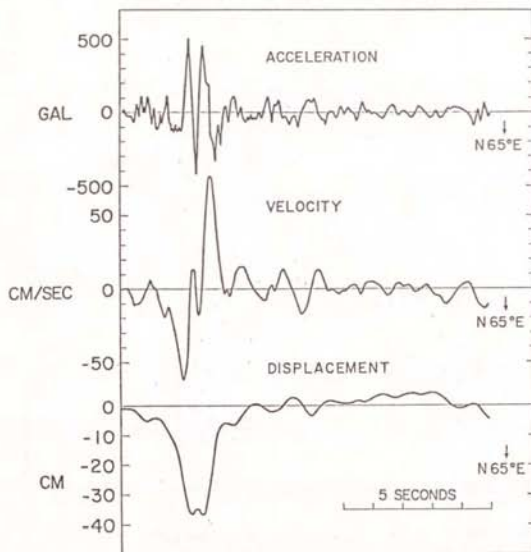


Fig. 3. Ground velocity and displacement obtained by integrating the perpendicular component accelerogram.

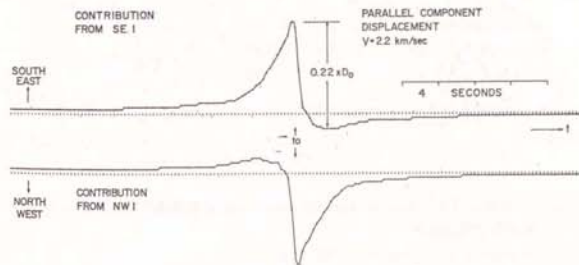


図 1.7 1966 年 6 月 27 日 Parkfield 地震 ( $M_L 6.5$ ) の強震記録と Haskell モデルにより計算された理論波形

[Aki (1968)\*24 より引用]



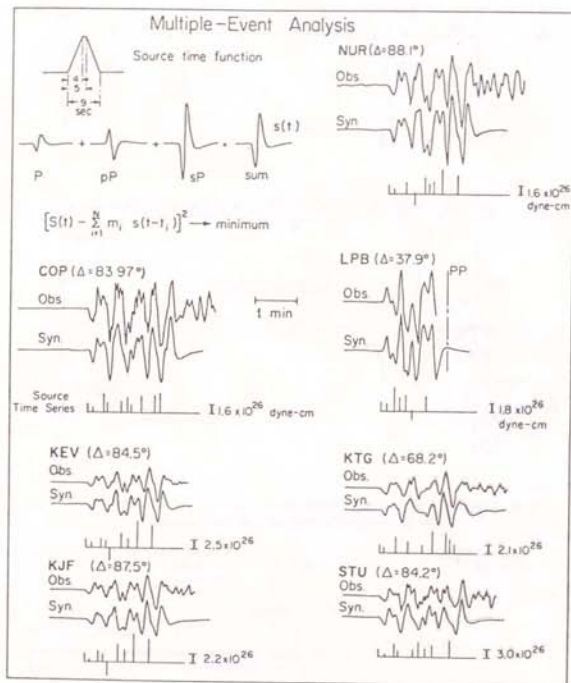


図 1.8 1976年2月4日 Guatemala地震 ( $M_s 7.5$ ) の多重震源の時系列および観測波形と理論波形  
 [Kanamori and Stewart (1978)\*45より引用]

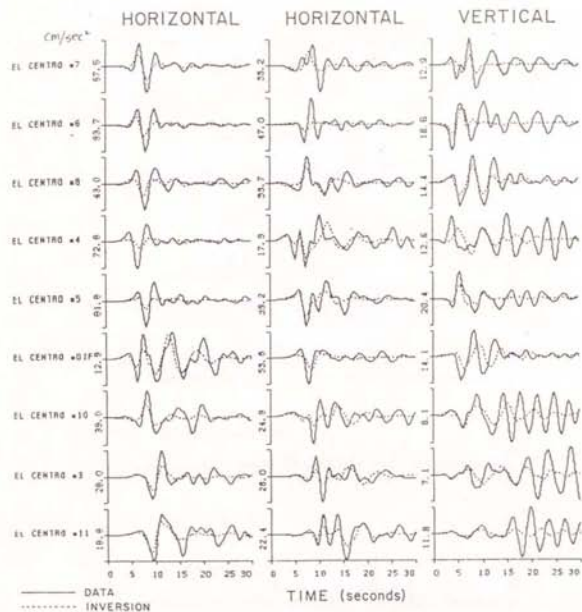


図 1.9 1979年10月15日 Imperial Valley地震 ( $M_L 6.6$ ) の計算加速度波形と観測加速度波形との比較  
 [Olson and Apsel (1981)\*52より引用]

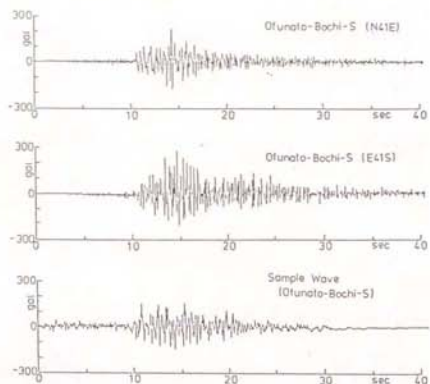


Fig. 11. Observed accelerograms and an example of synthetic accelerograms at Ofunato.

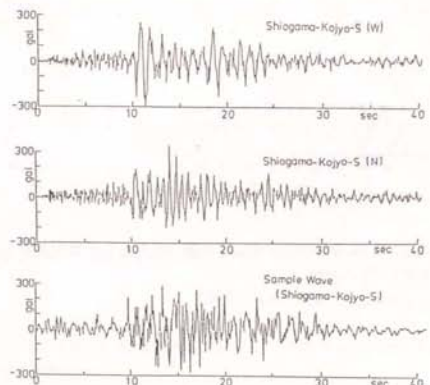


Fig. 12. Observed accelerograms and an example of synthetic accelerograms at Shigama.

図 1.10 1978年6月12日宮城県沖地震 ( $M_j 7.4$ ,  $M_s 7.7$ ) の計算加速度波形と観測加速度波形との比較 [Izutani (1981)\*58 より引用]

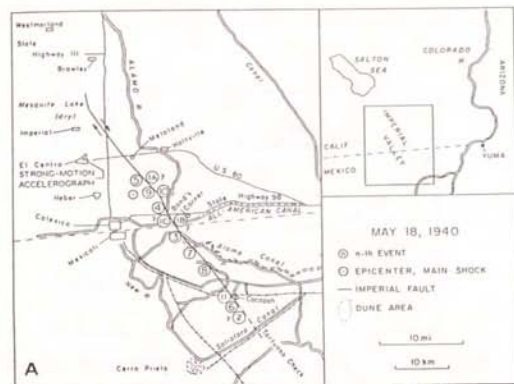


図 1.11 1940年5月18日 Imperial Valley 地震 ( $M_s 7.1$ ) を構成する要素地震 [Trifunac and Brune (1970)\*51 より引用]

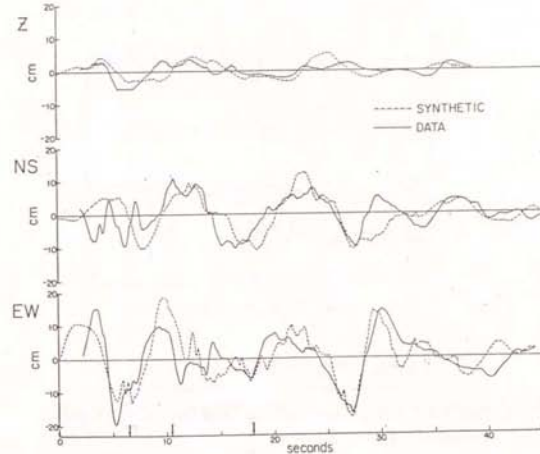


図 1.12 1940年5月18日 Imperial Valley 地震 ( $M_s 7.1$ ) の El Centro における変位波形と余震記録から合成した変位波形の比較 [Hartzell (1978)\*66 より引用]



図 1.13 1968年4月9日 Borrego Mountain 地震 ( $M_S 7.0$ ) の震央と変位波形の  
得られている4観測点の位置  
[Kanamori (1979)\*67より引用]

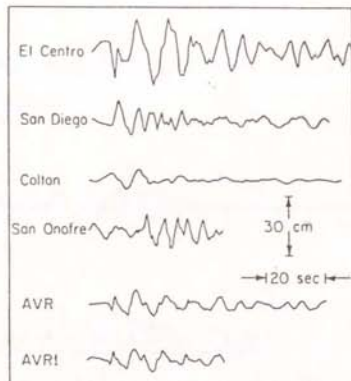


図 1.14 1968年4月9日 Borrego Mountain 地震 ( $M_S 7.0$ ) の変位波形  
[Kanamori (1979)\*67より引用]

AVR は El Centro、San Diego および Colton の平均値、AVR1 は 4 地点の平均値である。波形はいずれも SH 波で、振幅はラブ波の距離減衰と放射特性を用いて震央距離 50 km、方位角  $0^\circ$  の値に基準化してある。

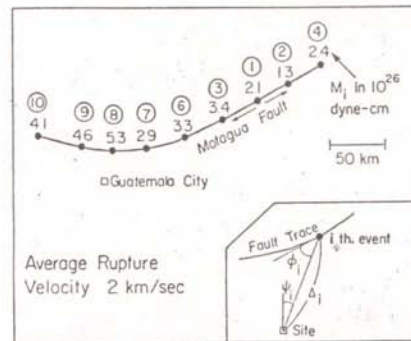


図 1.15 1976年2月4日 Guatemala 地震 ( $M_S 7.5$ ) を構成する要素地震  
[Kanamori (1979)\*67より引用]

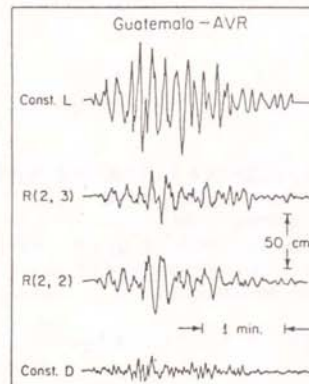


図 1.16 1976年2月4日 Guatemala 地震 ( $M_S 7.5$ ) の Guatemala 市における変位波形の合成例

[Kanamori (1979)\*67より引用]

波形は上から Const. L モデル、 $\tau = 3$  秒とした R モデル、 $\tau = 2$  秒とした R モデル、 $\tau = 3$  秒とした Const. D モデルであり、いずれもグリーン関数として図 1.14 の AVR を用いている。



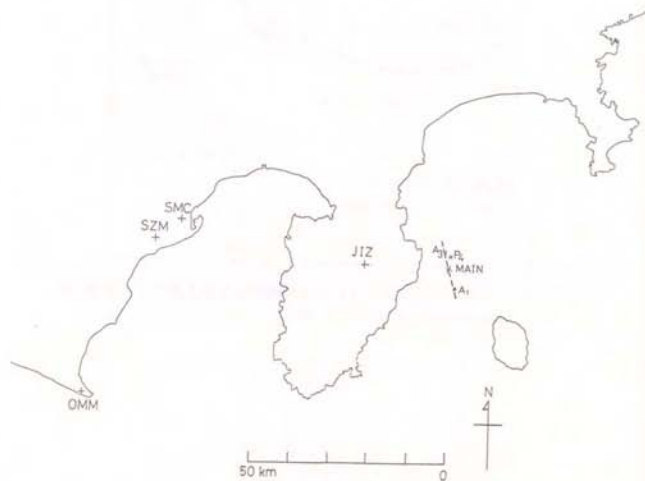


図 1.17 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震の本震と前余震の震央位置および速度波形の得られている観測点の位置

[Irikura (1983)\*69より引用]

図中、MAINは6月29日の本震 ( $M_J$  6.7)、P4は6月28日の前震 ( $M_J$  4.9)、A1は6月30日の余震 ( $M_J$  4.9)、A3は7月27日の余震 ( $M_J$  4.6)の余震の震央位置である。

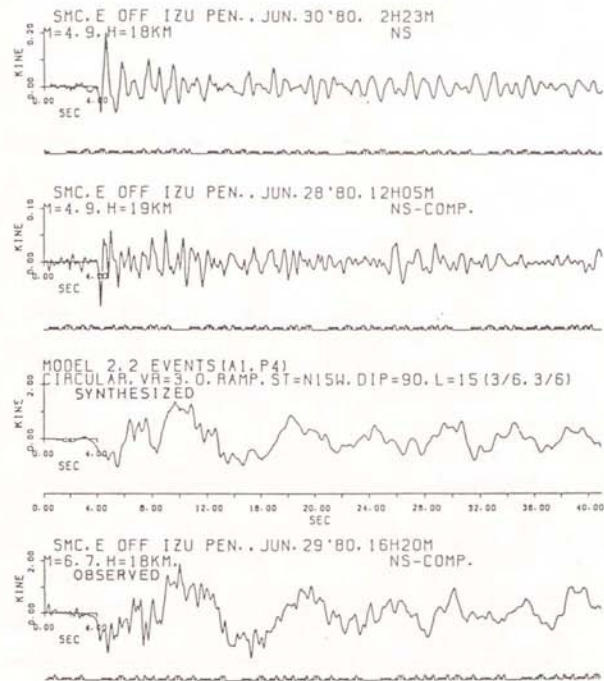


図 1.18 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J$  6.7)の清水市 (SMC)における速度波形の合成例

[Irikura (1983)\*69より引用]

波形は、上から6月30日の余震 ( $M_J$  4.9)の速度波形、6月28日の前震 ( $M_J$  4.9)の速度波形、それらを要素波形として合成した波形、6月29日の本震 ( $M_J$  6.7)の速度波形である。断層の南半分は6月30日の余震を、北半分は6月28日の前震をそれぞれ  $3 \times 6 \times 6$  個ずつあてはめて合成している。

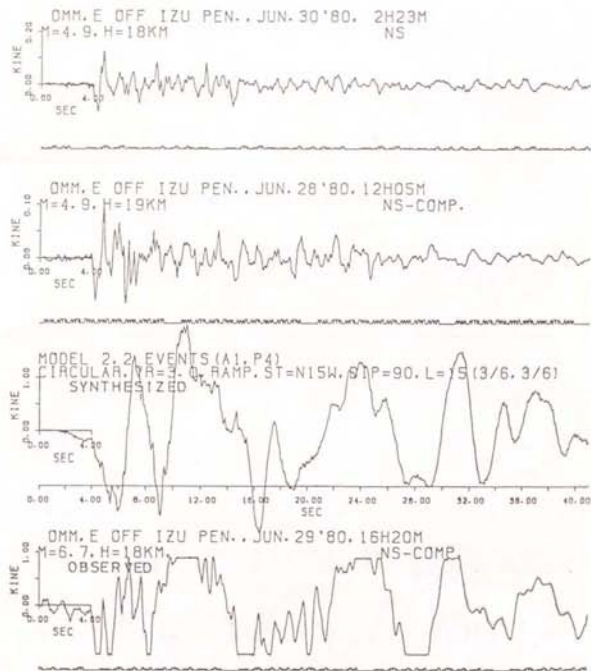


図 1.19 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J 6.7$ ) の御前崎 (OMM) における速度波形の合成例

[Irikura (1983)\*59より引用]

波形は、上から6月30日の余震 ( $M_J 4.9$ ) の速度波形、6月28日の前震 ( $M_J 4.9$ ) の速度波形、それらを要素波形として合成した波形、6月29日の本震 ( $M_J 6.7$ ) の速度波形である。断層の南半分は6月30日の余震を、北半分は6月28日の前震をそれぞれ  $3 \times 6 \times 6$  個ずつあてはめて合成している。



図 1.20 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震の本震と前・余震の震央位置および加速度波形の得られている観測点の位置

[田中・他(1982)\*73より引用]

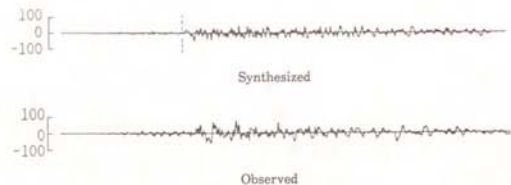


図 1.21 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J$  6.7) の根府川 (NBK) における加速度波形の合成例  
 [田中・他 (1982)\*73 より引用]  
 上の波形は6月28日の余震 ( $M_J$  4.9) の加速度波形を  $7 \times 7$  個用いて合成した波形、下の波形は6月29日の本震 ( $M_J$  6.7) の加速度波形である。

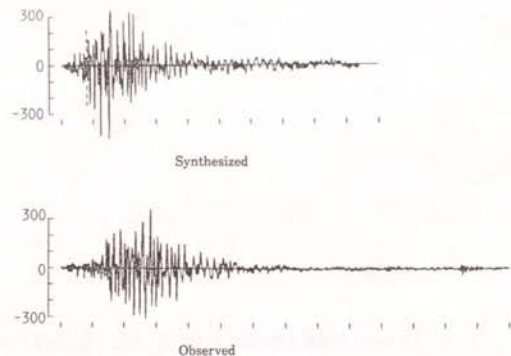


図 1.22 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J$  6.7) の川奈 (KWN) における加速度波形の合成例  
 [田中・他 (1982)\*73 より引用]  
 上の波形は6月28日の余震 ( $M_J$  4.9) の加速度波形を  $7 \times 7$  個用いて合成した波形、下の波形は6月29日の本震 ( $M_J$  6.7) の加速度波形である。

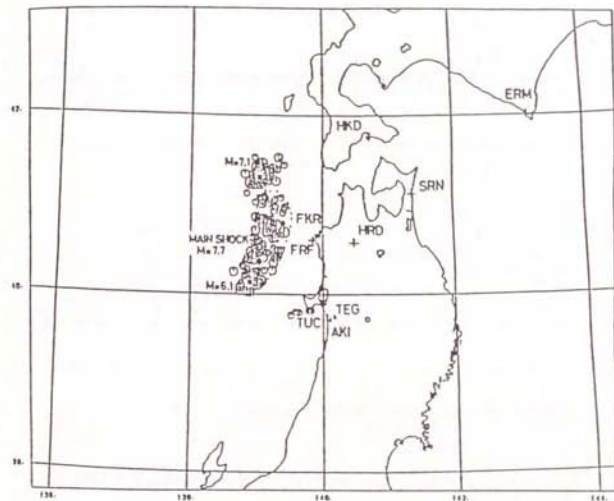


図 1.23 1983年5月26日日本海中部地震 ( $M_J$  7.7) の本震と余震の震央位置および記録の得られている観測点の位置  
 [Irikura (1986)\*74 より引用]



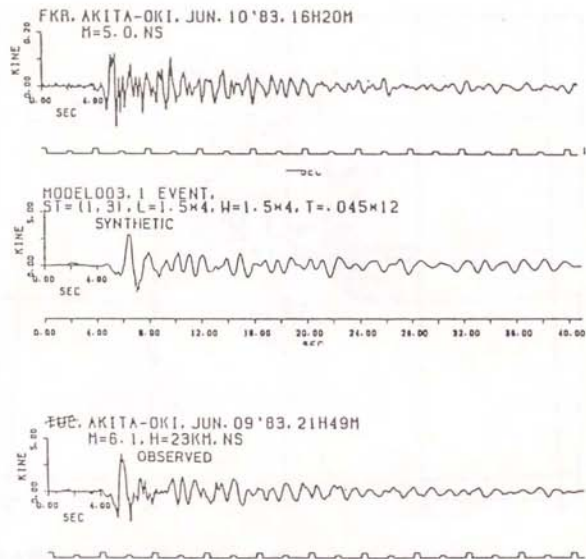


図 1.24 1983 年日本海中部地震の 6 月 9 日の余震 ( $M_j 6.1$ ) の深浦 (FKR) における速度波形の合成例

[Irikura (1986)\*74 より引用]

波形は、上から要素波に用いた 6 月 10 日の余震 ( $M_j 5.0$ ) の速度波形、合成波形、6 月 9 日の余震 ( $M_j 6.1$ ) の速度波形である。

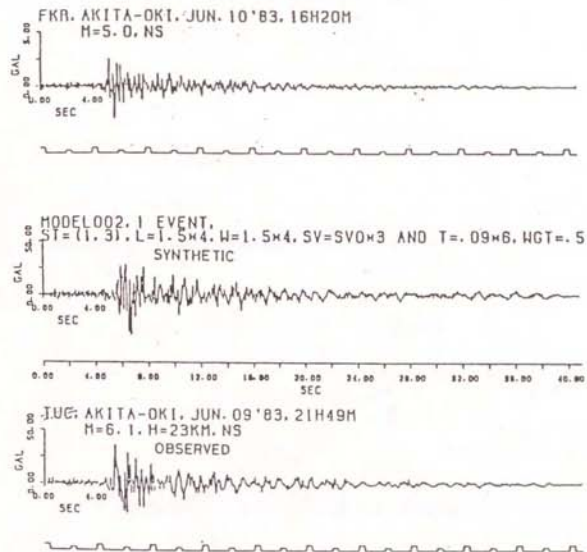


図 1.25 1983 年日本海中部地震の 6 月 9 日の余震 ( $M_j 6.1$ ) 深浦 (FKR) における加速度波形の合成例

[Irikura (1986)\*74 より引用]

波形は、上から要素波に用いた 6 月 10 日の余震 ( $M_j 5.0$ ) の加速度波形、合成波形、6 月 9 日の余震 ( $M_j 6.1$ ) の加速度波形である。

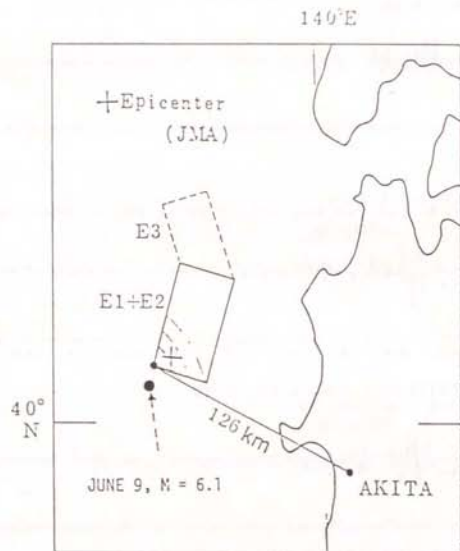


図 1.26 1983 年 5 月 26 日日本海中部地震の本震 ( $M_J 7.7$ ) の断層面 (E1+E2) と余震の震央位置および記録の得られている観測点の位置  
[武村・池浦 (1987)\*76 より引用]

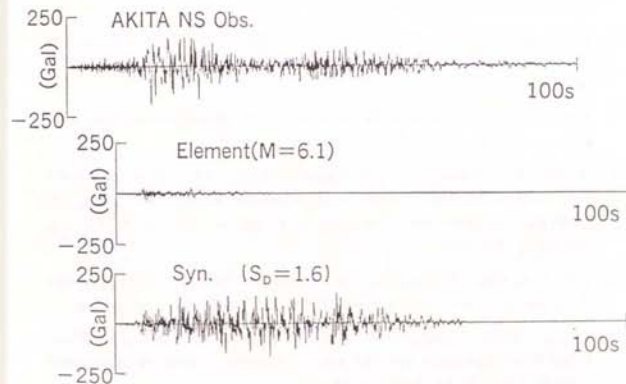


図 1.27 1983 年 5 月 26 日日本海中部地震 ( $M_J 7.7$ ) の秋田港における加速度波形の合成例

[武村・池浦 (1987)\*76 より引用]

波形は、上から 5 月 26 日の本震 ( $M_J 7.7$ ) の加速度波形、6 月 9 日の余震 ( $M_J 6.1$ ) の加速度波形、および合成波形である。

第1章の参考文献

- \*1 宇津徳治 (1984) : 地震学, 第2版, 共立出版, p.8.
- \*2 Reid, H. (1910) : The mechanism of the earthquake, The California earthquake of April 18, 1906, Report of the Earthquake Investigation Commission, Vol. 2, Carnegie Institution of Washington.
- \*3 志田順 (1929) : 地球及び地殻の剛性並びに地震動に関する研究回顧, 東洋学芸雑誌, Vol. 45, pp. 275-289.
- \*4 Lamb, H. (1904) : On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Vol. 203, pp. 72-92.
- \*5 Honda, H. (1931) : On the initial motion and the types of the seismograms of the North Idu and the Ito earthquakes, Geophysical Magazine, Vol. 4, No. 3, pp. 185-213.
- \*6 Honda, H. (1962) : Earthquake mechanism and seismic waves, Journal of Physics of the Earth, Vol. 2, No. 2, pp. 1-97.
- \*7 Honda, H., T. Hirasawa and M. Ichikawa (1965) : The mechanism of the deep earthquake that occurred South of Honshu, Japan, on February 18, 1956, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 43, pp. 661-669.
- \*8 Aki, K. (1960) : The use of Love waves for the study of earthquake mechanism, Journal of Geophysical Research, Vol. 65, No. 1, pp. 323-331.
- \*9 Aki, K. (1960) : Study of earthquake mechanism by a method of phase equalization applied to Rayleigh and Love waves, Journal of Geophysical Research, Vol. 65, No. 2, pp. 729-740.
- \*10 Brune, J. (1960) : Radiation pattern of Rayleigh waves from the Southeast Alaska earthquake of July 10, 1958, Publications of the Dominion Observatory, Ottawa, Vol. 24, No. 10, pp. 373-383.
- \*11 Maruyama, T. (1963) : On the force equivalents of dynamical elastic dislocation with reference to the earthquake mechanism, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 41, pp. 467-486.
- \*12 Burridge, R. and L. Knopoff (1964) : Body force equivalents for seismic dislocations, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 54, No. 6, pp. 1875-1888.
- \*13 Aki, K. (1966) : Generation and propagation of *G* waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the *G* wave spectrum, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 44, pp. 73-88.
- \*14 Dziewonski, A., T. Chou and J. Woodhouse (1981) : Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, Journal of Geophysical Research, Vol. 86, No. B4, pp. 2825-2852.
- \*15 Kanamori, H. and J. Given (1981) : Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 27, No. 1, pp. 8-31.
- \*16 Dziewonski, A., A. Friedman, D. Giardini and J. Woodhouse (1983) : Global seismicity of 1982 : centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 33, No. 2, pp. 76-90.
- \*17 Ben-Menahem, A. (1961) : Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 51, No. 3, pp. 401-435.
- \*18 Ben-Menahem, A. and M. Toksoz (1962) : Source mechanism from spectra of long-period seismic surface waves, 1. The Mongolian earthquake of December 4, 1957, Journal of Geophysical Research, Vol. 67, No. 5, pp. 1943-1955.
- \*19 Ben-Menahem, A. and M. Toksoz (1963) : Source mechanism from spectra of long-period seismic surface waves, 2. The Kamchatka earthquake of November 4, 1952, Journal of Geophysical Research, Vol. 68, No. 18, pp. 5207-5222.
- \*20 Ben-Menahem, A. and M. Toksoz (1963) : Source-mechanism from spectra of long-period seismic surface waves, 3. The Alaska earthquake of July 10, 1958, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 53, No. 5, pp. 905-919.
- \*21 Haskell, N. (1964) : Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 54, No. 6, pp. 1811-1841.



- \*22 Kanamori, H. (1970a) : Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies - Kurile Islands earthquake of October 13, 1963, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 5011-5027.
- \*23 Kanamori, H. (1970b) : The Alaska earthquake of 1964 : Radiation of long-period surface waves and source mechanism, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 5029-5040.
- \*24 Aki, K. (1968) : Seismic displacements near a fault, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 73, No. 16, pp. 5359-5376.
- \*25 Haskell, N. (1969) : Elastic displacements in the near-field of a propagating fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 59, No. 2, pp. 865-908.
- \*26 Kanamori, H. and D. Anderson (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, No. 5, pp. 1073-1095.
- \*27 Geller, R. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 66, No. 5, pp. 1501-1523.
- \*28 Sato, R. (1979) : Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 27, No. 5, pp. 353-372.
- \*29 村松郁栄・入倉孝次郎 (1981) : 東海地方における大地震の被害予測に関する研究, 文部省科学研究費, 自然災害特別研究研究成果, No. A-56-3, pp. 36-39.
- \*30 Haskell, N. (1966) : Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Part II. A statistical source model, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 56, No. 1, pp. 125-140.
- \*31 Aki, K. (1967) : Scaling law of seismic spectrum, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 72, No. 4, pp. 1217-1231.
- \*32 Aki, K. (1972) : Scaling law of earthquake source time-function, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 31, Nos. 1-3, pp. 3-25.
- \*33 小山順二 (1983) : 伝播性破壊確率モデルと地震の震源スベクトル, 地震, 第2輯, 第36巻, 第2号, pp. 225-235.
- \*34 Brune, J. (1970) : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- \*35 Hanks, T. and M. Wyss (1972) : The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 62, No. 2, pp. 561-589.
- \*36 Sato, T. and T. Hirasawa (1973) : Body wave spectra from propagating shear cracks, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 21, No. 4, pp. 415-431.
- \*37 Eshelby, J. (1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 241, pp. 376-396.
- \*38 Madariaga, R. (1976) : Dynamics of an expanding circular fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 66, No. 3, pp. 639-666.
- \*39 Das, S. and K. Aki (1977a) : A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 50, No. 3, pp. 643-668.
- \*40 Das, S. and K. Aki (1977b) : Fault plane with barriers : A versatile earthquake model, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, No. 36, pp. 5658-5670.
- \*41 Madariaga, R. (1977) : High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 51, No. 3, pp. 625-651.
- \*42 Mikumo, T. and T. Miyatake (1978) : Dynamical rupture process on a three dimensional fault with non-uniform frictions and near-field seismic waves, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 54, No. 2, pp. 417-438.
- \*43 Toki, K. and S. Sawada (1986) : Simulation of a fault rupture process and near field ground motion by the three-dimensional finite element method, *Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp. 169-174.
- \*44 Wyss, M. and J. Brune (1967) : The Alaska earthquake of 28 March 1964 : A complex multiple rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 57, No. 5, pp. 1017-1023.

- \*45 Kanamori, H. and G. Stewart (1978) : Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83, No. B7, pp. 3427-3434.
- \*46 Kikuchi, M. and H. Kanamori (1982) : Inversion of complex body waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 72, No. 2, pp. 491-506.
- \*47 Ruff, L. and H. Kanamori (1983) : The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 31, No. 3, pp. 202-230.
- \*48 Schwartz, Y. and L. Ruff (1985) : The 1968 Tokachi-Oki and the 1969 Kurile Islands earthquakes : Variability in the rupture process, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B10, pp. 8613-8626.
- \*49 Nabelek, J. (1985) : Geometry and mechanism of faulting of the body waves and comparison with field observations, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B14, pp. 12713-12728.
- \*50 Kikuchi, M. and H. Kanamori (1986) : Inversion of complex body waves - II, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 43, No. 3, pp. 205-222.
- \*51 Trifunac, M. and J. Brune (1970) : Complexity of energy release during the Imperial Valley, California, earthquake of 1940, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 60, No. 1, pp. 137-160.
- \*52 Olson, A. and R. Apsel (1982) : Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 72, No. 6, pp. 1969-2001.
- \*53 Takeo, M. (1987) : Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, No. 3, pp. 1074-1091.
- \*54 日本建築学会 (1983) : 地震動と地盤-地盤震動シンポジウム 10年の歩み- 丸善, pp. 62-81.
- \*55 日本建築学会 (1987) : 地震荷重-その現状と将来の展望, 丸善, pp. 407-433.
- \*56 宇津徳治 (1982) : 各種マグニチュード間の関係, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 57, pp. 465-497.
- \*57 平沢朋郎・山本清彦 (1977) : 震源の確率モデルと最大加速度の推定, 地震学会講演予稿集, 昭和52年度秋季大会, p. 142.
- \*58 Izutani, Y. (1981) : A statistical model for prediction of quasi-realistic strong ground motion, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 29, No. 6, pp. 537-557.
- \*59 Suzuki, Y. and T. Hirasawa (1984) : Strong motions from a stochastic model of faulting, *Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering*, San Francisco, Vol. II, pp. 481-488.
- \*60 Sato, R., T. Tanaka and Y. Suzuki (1979) : Estimations of short-period accelerations, velocities and displacements due to a fault model, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 27, No. 4, pp. 255-278.
- \*61 石田勝彦 (1982) : 強震地動スペクトル特性の評価に関する一考察, 日本建築学会論文報告集, 第314号, pp. 48-58.
- \*62 翠川三郎・小林啓美 (1979) : 地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定, 日本建築学会論文報告集, 第282号, pp. 71-81.
- \*63 翠川三郎・小林啓美 (1978) : 地震動の地震基盤からの入射スペクトルの性質, 日本建築学会論文報告集, 第273号, pp. 43-54.
- \*64 Joyner, W. and D. Boore (1984) : A stochastic source model for synthetic strong-motion seismograms, *Proceedings of the Seventh World Conference on Earthquake Engineering*, Istanbul, Vol. 1, pp. 1-8.
- \*65 佐藤良輔 (1984) : 断層運動における短周期挙動と入力地震波の推定, 文部省科学研究費, 自然災害特別研究研究成果, No. A-59-3, pp. 117-138.
- \*66 Hartzell, H. (1978) : Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophysical Research Letters*, Vol. 5, No. 1, pp. 1-4.
- \*67 Kanamori, H. (1979) : A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 69, No. 6, pp. 1645-1670.
- \*68 Hadley, M. and D. Helmberger (1980) : Simulation of strong ground motions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, No. 2, pp. 617-630.
- \*69 Irikura, K. (1983) : Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol. 33, Part 2, No. 298, pp. 63-104.

- \*70 今川一彦・三雲健(1982): Near-fieldでの地震波形と断層の破壊過程の一考察, 地震, 第2輯, 第35巻, 第4号, pp. 575-590.
- \*71 飯田昌弘・伯野元彦(1983): 中小地震の記録を使った地震時のビルの応答予測, 日本建築学会論文報告集, 第330号, pp. 56-65.
- \*72 山田善一・野田茂(1986): 南海トラフ沿いの巨大地震による長周期(約2~20秒)地震動の予測, 自然災害科学, Vol. 5, No. 1, pp. 31-55.
- \*73 田中貞二・吉沢静代・坂上実・大沢群(1982): 小地震記録の合成による強震動加速度特性の推定, 東京大学地震研究所報, Vol. 57, pp. 561-579.
- \*74 Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Symposium, pp. 151-156.
- \*75 Dan, K., T. Tanaka and T. Watanabe (1987): Simulation and prediction of strong ground motion in epicentral region of the 1979 Imperial Valley earthquake by semi-empirical method, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 373, pp. 50-62.
- \*76 武村雅之・池浦友則(1987): 震源の不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価, 地震, 第2輯, 第40巻, 第1号, pp. 77-88.
- \*77 後藤尚男・杉戸真太・亀田弘行・奥村俊彦(1982): 大規模断層破壊による地震動の推定, 京都大学防災研究所年報, 第25号, B-2, pp. 33-52.
- \*78 土岐憲三・佐藤忠信・清野純史・若林治郎(1985): 統計的手法による模擬地震波の最大加速度と断層の位置との関係について, 京都大学防災研究所年報, 第28号, B-2, pp. 1-11.
- \*79 Kamiyama, M. (1987): Earthquake source characteristics inferred from the statistically analyzed spectra of strong motions with aid of dynamic model of faulting, Structural Engineering and Earthquake Engineering (Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers), Vol. 4, No. 2, pp. 391s-400s.
- \*80 Kamiyama, M. (1988): Synthesis of strong motion accelerograms from small earthquake records by use of a scaling law of spectra, Structural Engineering and Earthquake Engineering (Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers), Vol. 5, No. 1, pp. 173s-182s.

- \*81 Iida, M. and M. Hakuono (1984): Study on complexity of large earthquakes, Structural Engineering and Earthquake Engineering (Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers), Vol. 1, No. 2, pp. 161s-171s.
- \*82 Fukuyama, E. and K. Irikura (1986): Rupture process of the 1983 Japan Sea (Akita-Oki) earthquake using a waveform inversion method, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 76, No. 6, pp. 1623-1640.
- \*83 福山英一・木下繁夫(1989): 1987年千葉県東方沖地震の破壊過程の推定 - 経験的グリーン関数を用いた解, 地震, 第2輯, 第42巻, 第1号, pp. 39-48.
- \*84 岩田知孝・入倉孝次郎(1989): トモグラフィ法による断層面上の不均質破壊過程の推定, 地震, 第2輯, 第42巻, 第1号, pp. 49-58.
- \*85 Papageorgiou, A. and K. Aki (1983): A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, No. 3, pp. 693-722.
- \*86 Takemura, M. and T. Ikeura (1988): A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: Simulation of strong ground motions during large earthquakes, Journal of Physics of the Earth, Vol. 36, No. 3, pp. 89-106.



## 第2章 実体波の震源スペクトルと波形の合成式

前章で述べたように、半経験的波形合成法において最も重要な点は、グリーン関数として用いる小地震と模擬しようとする大地震あるいはその大地震を構成する要素地震の震源時間関数の相異の評価である。

本章では、従来長周期の地震波形と短周期の地震波形では異なる考え方あるいは合成方法で中小地震の観測波形が重ね合わせられていたのを、大地震と小地震の震源スペクトルの相異を考えることで統一的に取り扱える方法を提案する。また、提案する半経験的波形合成法と既往の方法との関係について理論的な考察を加える。

## 2.1 実体波の震源スペクトル

本節では、短周期地震波の発生効率が断層面の実効応力で表され、かつ式の展開が容易な Brune の提案した遠方場 S 波および Hanks and Wyss の提案した遠方場 P 波の震源スペクトルについて説明を行う。Hanks and Wyss の遠方場 P 波の震源スペクトルは Brune の遠方場 S 波の震源スペクトルを P 波に拡張したものである。

また、本論文で用いる遠方場 S 波および P 波の震源スペクトルを、巨視的な断層パラメータの決定等に従来よく用いられている Haskell モデルによる震源スペクトルと比較し、これらの間の関係についても述べる。

### (1) 遠方場 S 波の震源スペクトル

Brune (1970)<sup>\*1</sup> の遠方場における S 波変位波形の近似式は、放射特性 (radiation pattern) を  $F^S$ 、震源のサイズを  $\lambda$ 、震源距離を  $r_0$ 、実効応力を  $\sigma_e$ 、剛性率を  $\mu$ 、S 波速度を  $\beta$ 、臨界周波数を  $\omega_c^S$  として、

$$U^S(t) = F^S \left( \frac{\lambda}{r_0} \right) \left( \frac{\sigma_e}{\mu} \right) \beta \left( t - \frac{r_0}{\beta} \right) \exp \left[ -\omega_c^S \left( t - \frac{r_0}{\beta} \right) \right] \quad (2.1)$$

と表せる。ただし  $t \geq r_0/\beta$  である。上式の Fourier 変換は  $j = \sqrt{-1}$  として

$$\Omega^S(\omega) = F^S \left( \frac{\lambda}{r_0} \right) \left( \frac{\sigma_e}{\mu} \right) \frac{\beta}{(\omega_c^S + j\omega)^2} \exp \left[ -j\omega \frac{r_0}{\beta} \right] \quad (2.2)$$

である。上式の絶対値は  $\omega=0$  で一定値、 $\omega$  が大きくなると  $\omega$  の自乗に反比例して小さくなるので  $\omega^{-2}$  モデルの一つである。

ここで、 $\omega_c^S$  を地震モーメントで表すことを考える。まず、(2.2) 式の  $\omega$  に 0 を代入して、下式を得る。

$$\Omega^S(0) = F^S \left( \frac{\lambda}{r_0} \right) \left( \frac{\sigma_e}{\mu} \right) \frac{\beta}{(\omega_c^S)^2} \quad (2.3)$$

一方、食い違い理論 (Aki and Richards, 1980)<sup>\*\*2</sup> によれば、断層面を  $S(\xi)$ 、断層面の食い違い時間関数を  $D(\xi, t)$ 、媒質の密度を  $\rho$  とすると、遠方場 S 波の理論解は下のようになる。ただし、 $*$  は時間微分を表し、 $r(\xi)$  は断層面上の

点 $\xi$ と観測点との距離である。

$$U^S(t) = \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \mu \left[ \int_S \dot{D} \left[ \xi, t - \frac{r(\xi)}{\beta} \right] dS(\xi) \right] \quad (2.4)$$

ここで、断層面の食い違い時間関数 $D(\xi, t)$ が、断層面上で $\xi$ によらず全く同形ならば、断層面上の点 $\xi$ が破壊する時刻を $T(\xi)$ として、(2.4)式は下のよう  
に書くことができる。

$$U^S(t) = \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \mu \left[ \int_S \dot{D} \left[ t - \frac{r(\xi)}{\beta} - T(\xi) \right] dS(\xi) \right] \quad (2.5)$$

上式のフーリエ変換は、 $\dot{D}(t)$ のフーリエ変換を $\dot{D}(\omega)$ と表すと下のようになる。

$$\begin{aligned} \dot{D}^S(\omega) &= \int_{\frac{r(\xi)}{\beta} + T(\xi)}^{\infty} \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \mu \left[ \int_S \dot{D} \left[ t - \frac{r(\xi)}{\beta} - T(\xi) \right] dS(\xi) \exp[-j\omega t] dt \right] \\ &= \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \mu \dot{D}(\omega) \left[ \int_S \exp \left[ -j\omega \left\{ \frac{r(\xi)}{\beta} + T(\xi) \right\} \right] dS(\xi) \right] \end{aligned} \quad (2.6)$$

$\omega$ に0を代入して、

$$\dot{D}^S(0) = \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \mu \dot{D}(0) \left[ \int_S dS(\xi) \right] \quad (2.7)$$

を得る。ここで、断層面の最終食い違い量を $D$ 、断層の面積を $S$ とすると、

$$\begin{aligned} \lim_{\omega \rightarrow 0} \dot{D}(\omega) &= \lim_{\omega \rightarrow 0} \int_0^{\infty} \dot{D}(t) \exp[-j\omega t] dt \\ &= \int_0^{\infty} \dot{D}(t) dt \\ &= D \Big|_0^{\infty} \\ &= D \end{aligned} \quad (2.8)$$

であるから、(2.7)式は下のようになる。

$$\begin{aligned} \dot{D}^S(0) &= \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \mu D S \\ &= \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} M_0 \end{aligned} \quad (2.9)$$

従って、(2.3)式と(2.9)式より、 $\omega_c^S$ は下のようになる。

$$\omega_c^S = 2\beta \left( \frac{n\lambda\alpha_e}{M_0} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.10)$$

以上より、(2.2)式は位相遅れの項を省略すると、下のよう  
に書ける。

$$\dot{\Omega}^S(\omega) = \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \frac{M_0}{\left( 1 + j \frac{\omega}{\omega_c^S} \right)^2} \quad (2.11)$$

(2.11)式および(2.10)式を、断層の長さ $L$ および幅 $W$ を用いて表すと、  
 $\lambda = \sqrt{LW}/n$ であるから、下のようになる。

$$\dot{\Omega}^S(\omega) = \frac{F^S}{4n\beta^3 r_0} \frac{\mu L W D}{\left( 1 + j \frac{\omega}{\omega_c^S} \right)^2} \quad (2.12)$$

$$\omega_c^S = 2\beta \left( \frac{\sigma_e}{\mu D} \right)^{\frac{1}{2}} \left( \frac{\pi}{LW} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.13)$$

ここで、実効応力が応力降下量に等しいとし、規模の異なる2つの地震につ  
いて、Kanamori and Anderson (1975)\*3による地震の相似則

$$\begin{aligned} n &= \frac{L_l}{L_s} = \frac{W_l}{W_s} = \frac{D_l}{D_s} \\ \sigma_{e,l} &= \sigma_{e,s} \end{aligned} \quad (2.14)$$

が成り立つとすると、臨界周波数 $\omega_c^S$ は断層の長さの逆数に比例する。こ  
こに、添字 $l$ は大地震、添字 $s$ は小地震に関する量であることを意味する。こ  
れを模式的に表すと、図2.1のようになる。また、大地震の遠方場S波の震源ス  
ベクトルと、小地震の遠方場S波の震源スペクトルの比率は図2.2のようにな  
り、低周波数領域で $n^3$ 倍、高周波数領域で $n$ 倍となる。

## (2) 遠方場P波の震源スペクトル

Hanks and Wyss (1972)\*4は、遠方場S波の震源スペクトルをP波の震源ス  
ベクトルに拡張した。(1)で述べた遠方場S波の震源スペクトルは $\omega^2$ モデル

の一つで、低周波数領域で変位スペクトルが一定、高周波数領域で加速度スペクトルが一定となる。従って、P波のスペクトルを考える場合、変位スペクトルが一定の領域の絶対値と加速度スペクトルが一定の領域の絶対値あるいはその遷移周波数である臨界周波数のうち、いずれか2つの値を決めればよい。

食い違い理論(Aki and Richards, 1980)\*2によれば、遠方場P波の理論解は下のようになる。

$$U^P(t) = \frac{F^P}{4\pi\rho a^3 r_0} \mu \int_S \dot{D} \left[ \xi, t - \frac{r(\xi)}{a} \right] dS(\xi) \quad (2.15)$$

ここで、(1)で行ったのと全く同じ計算を行うと、下式を得る。

$$\Omega^P(\omega) = \frac{F^P}{4\pi\rho a^3 r_0} M_0 \quad (2.16)$$

一方、Hanks and Wyss は、臨界周波数は地震波の伝播に際する干渉効果によるものなので波の伝播速度に比例すると考えた。これは、上の(2.15)式をHaskellモデルに対して展開した結果得られる後出の(2.26)式および(2.35)式に対応している。

以上の2点を満足するように(2.12)式と(2.13)式をP波に拡張すると下のようになる。

$$\Omega^P(\omega) = \frac{F^P}{4\pi\rho a^3 r_0} \frac{\mu L W D}{\left(1 + j \frac{\omega}{\omega_c^P}\right)^2} \quad (2.17)$$

$$\omega_c^P = 2a \left( \frac{\sigma}{\mu D} \right)^{\frac{1}{2}} \left( \frac{\pi}{L W} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.18)$$

図2.3に遠方場P波の震源スペクトルと遠方場S波の震源スペクトルの関係を示す。なお、大地震の遠方場P波の震源スペクトルと小地震の遠方場P波の震源スペクトルとの比率は、図2.2と同様の形状となる。

### (3) Haskellモデルによる震源スペクトルとの関係

Haskell(1964)\*5は、図2.4に示すような長さL、幅がWの断層面上(W ≪ 計算する地震波の波長)を、長さ方向にvの速度で破壊が進行するモデルを

考えた。

$L \ll r_0$  のとき(2.5)式の積分項は下のようになる。

$$W \int_0^L \exp \left[ -j\omega \left[ \frac{r_0 - \xi \cos\theta}{\beta} + \frac{\xi}{v} \right] \right] d\xi \\ = W L \frac{\sin \left[ \frac{\omega L}{2} \left( \frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{\beta} \right) \right]}{\frac{\omega L}{2} \left( \frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{\beta} \right)} \exp \left[ -j\omega \left[ \frac{r_0}{\beta} + \frac{L}{2} \left( \frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{\beta} \right) \right] \right] \quad (2.19)$$

一方、Brune(1970)\*1によれば、断層面に働く実効応力が

$$\sigma_e(t) = \sigma_e \exp[-t/\tau] \quad (2.20)$$

で与えられるとき、断層面の片側の変位は、

$$D_e(t) = \frac{\sigma_e}{\mu} \beta \tau \left[ 1 - \exp[-t/\tau] \right] \quad (2.21)$$

となる。 $D_+(t-\infty) = D/2$  だから

$$\tau = \frac{\mu D}{2\beta\sigma_e} \quad (2.22)$$

である。従って、 $D(\omega)$  は下のようになる。

$$D(\omega) = 2 \int_0^\infty \frac{\sigma_e}{\mu} \beta \exp \left[ -\frac{2\beta\sigma_e}{\mu D} t \right] \exp[-j\omega t] dt \\ = \frac{D}{1 + j \frac{\mu D}{2\beta\sigma_e} \omega} \quad (2.23)$$

以上より、遠方場S波の変位スペクトルは下のように表せる。

$$|\Omega^S(\omega)| = \frac{F^S}{4\pi\rho\beta^3 r_0} \mu W \left| \frac{D}{1 + j \frac{\mu D}{2\beta\sigma_e} \omega} \right| L \frac{\sin \left[ \frac{\omega L}{2} \left( \frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{\beta} \right) \right]}{\frac{\omega L}{2} \left( \frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{\beta} \right)} \\ = \frac{F^S}{4\pi\rho\beta^3 r_0} \mu W \frac{D}{\left[ 1 + \left( \frac{\omega}{\omega_D^S} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \frac{L}{\left[ 1 + \left( \frac{\omega}{\omega_L^S} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.24)$$

ここに、 $\omega_D^S$  および  $\omega_L^S$  は臨界周波数で、次式により与えられる。



$$\omega_D^S = \frac{2\beta\sigma_\epsilon}{\mu D} \quad (2.25)$$

$$\omega_L^S = \frac{2}{L\left(\frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{\beta}\right)} \quad (2.26)$$

(2.24)式は $\omega=0$ で

$$|\Omega^S(0)| = \frac{F^S}{4n\rho\beta^3 r_0} \mu LWD \quad (2.27)$$

となり一定値、 $\omega$ が $\omega_D^S$ や $\omega_L^S$ に比べて大きいところで

$$|\Omega^S(\omega)| = \frac{F^S}{4n\rho\beta^3 r_0} \mu LWD \frac{\omega_D^S \omega_L^S}{\omega^2} \quad (2.28)$$

となり $\omega$ の自乗に反比例する $\omega^{-2}$ モデルである。

ここで、Bruneの遠方場S波の震源スペクトルと比較するために

$$|\Omega^S(\omega)| = \frac{F^S}{4n\rho\beta^3 r_0} \frac{\mu LWD}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_0^S}\right)^2} \quad (2.29)$$

と書き、(2.12)式の $\omega_c^S$ と等価な臨界周波数 $\omega_0^S$ を求める。

$\omega_0^S$ は(2.27)式と(2.28)式の交点上にあるから

$$\frac{F^S}{4n\rho\beta^3 r_0} \mu LWD = \frac{F^S}{4n\rho\beta^3 r_0} \mu LWD \frac{\omega_D^S \omega_L^S}{(\omega_0^S)^2} \quad (2.30)$$

となる。従って $\omega_0^S$ は $\omega_D^S$ と $\omega_L^S$ の相乗平均

$$\omega_0^S = (\omega_D^S \omega_L^S)^{\frac{1}{2}} \quad (2.31)$$

で与えられることがわかる。

また、Geller(1976)\*6の論文から平均的な値として、 $v=0.72\beta$ を採り、 $\omega_L^S$ に関して $\theta$ を0から $\pi$ まで変えたときの平均値を求めると下のようになる。

$$\omega_L^S = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \frac{2}{L\left(\frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{\beta}\right)} d\theta = 2.1 \frac{\beta}{L} \quad (2.32)$$

従って(2.31)式は次式のように書くことができる。

$$\begin{aligned} \omega_0^S &= \left(\frac{2\beta\sigma_\epsilon}{\mu D}\right)^{\frac{1}{2}} \left(2.1 \frac{\beta}{L}\right)^{\frac{1}{2}} \\ &= 2.9\beta \left(\frac{\sigma_\epsilon}{\mu DL}\right)^{\frac{1}{2}} \end{aligned} \quad (2.33)$$

一方、同じくGellerの論文から平均的な関係として $L=2W$ を採ると(2.13)式は下のようによく書くことができる。

$$\omega_0^S = 3.2\beta \left(\frac{\sigma_\epsilon}{\mu DL}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.34)$$

以上の議論をP波について行うと同様の結果が得られ、S波およびP波の震源スペクトルを整理すると表2.1および表2.2のようになる。この表より、本論文で用いる遠方場S波および遠方場P波の震源スペクトルは、Haskellモデルによる平均的な震源スペクトルと対応しているということができる。

これまでのHaskellモデルに関する議論はすべて断層幅Wが計算する地震波の波長に比べて小さい場合のときのものであるが、構造物の耐震設計用の入力地震動の策定では短周期地震波を取り扱う問題が多い。この場合は、(2.24)式にもう一つ断層幅に関する臨界周波数が

$$\omega_W^S = \frac{2\beta}{W \cos\phi \sin\theta} \quad (2.35)$$

という形で入ってくる。従って断層幅を考慮する場合には $\theta=0^\circ$ か $\phi=90^\circ$ の方向でなければここで行ったHaskellモデルに関する議論は成り立たない。しかしながら、本項では3種類の臨界周波数を考えた震源スペクトルは $\omega_0^S$ モデルとなり、実際の地震波の短周期成分を説明できないため(Aki, 1967)\*7、 $W \rightarrow 0$ としたいわゆる線震源モデルを設定して比較した。

## 2.2 波形の合成式

本節では、模擬しようとする大地震を構成する要素断層の震源スペクトルと小地震の震源スペクトルがともに、前節で述べた震源スペクトルで表される時、波形の合成式がどのように記述されるかを示し、最後に合成式の特徴について述べる。

### (1) S波の合成式

前節の(2.12)式で表される遠方場S波の変位波形のフーリエ変換は、伝播経路の距離に対するQ値と、観測点近傍の振動特性 $HS(\omega)$ を考えると、下のようになる。

$$\Omega_s^S(\omega) = \frac{F^S}{4\pi\rho\beta^3 r} \frac{\mu L W D_s}{\left(1 + j \frac{\omega}{\omega_s^S}\right)^2} \left(1 - \frac{2n}{Q^S}\right)^{\frac{\omega r}{4n\beta}} H^S(\omega) \quad (2.36)$$

いま、模擬しようとする地震の断層の長さ $L$ 、幅 $W$ 、食い違い量 $D$ 、実効応力 $\sigma_e$ が、グリーン関数として用いる小地震のそれぞれ $a$ 、 $b$ 、 $c$ 、 $d$ 倍であるとすると、このとき小地震による変位波形のフーリエ変換は、添字 $s$ を付し、下のようになる。

$$\Omega_s^S(\omega) = \frac{F^S}{4\pi\rho\beta^3 r_s} \frac{\mu L_s W_s D_s}{\left(1 + j \frac{\omega}{\omega_{es}^S}\right)^2} \left(1 - \frac{2n}{Q^S}\right)^{\frac{\omega r_s}{4n\beta}} H^S(\omega) \quad (2.37)$$

$$\omega_{es}^S = 2\beta \left(\frac{\sigma_{es}}{\mu D_s}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{n}{L_s W_s}\right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.38)$$

一方、大地震の断層面を $a \times b$ 個に分割し、小地震の断層と同じ大きさの要素断層を考えると、 $(p, q)$ 番目の要素断層による波形のフーリエ変換は、食い違い量 $D$ が $c$ 倍、実効応力 $\sigma_e$ が $d$ 倍異なるだけであるから、(2.39)式および(2.40)式のように表せられる。ここに、放射特性 $FS$ 、剛性率 $\mu$ 、密度 $\rho$ 、S波速度 $\beta$ 、Q値 $QS$ 、観測点近傍の振動特性 $HS(\omega)$ は、大地震および小地震ともに共通とした。

$$\Omega_{pq}^S(\omega) = \frac{F^S}{4\pi\rho\beta^3 r_{pq}} \frac{\mu L_p W_p c D_p}{\left(1 + j \frac{\omega}{\omega_{ep}^S}\right)^2} \left(1 - \frac{2n}{Q^S}\right)^{\frac{\omega r_{pq}}{4n\beta}} H^S(\omega) \quad (2.39)$$

$$\omega_{ep}^S = 2\beta \left(\frac{d\sigma_{ep}}{\mu c D_p}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{n}{L_p W_p}\right)^{\frac{1}{4}} = \left(\frac{d}{c}\right)^{\frac{1}{2}} \omega_{es}^S \quad (2.40)$$

従って、 $(p, q)$ 番目の要素断層による波形のフーリエ変換は、小地震による変位波形のフーリエ変換を用いて、下式で表せる。

$$\Omega_{pq}^S(\omega) = d \left(\frac{r_s}{r_{pq}}\right) \left(\frac{\omega_{es}^S + j\omega}{\omega_{ep}^S \sqrt{d/c} + j\omega}\right)^2 \left(1 - \frac{2n}{Q^S}\right)^{\frac{\omega(r_{pq} - r_s)}{4n\beta}} \Omega_s^S(\omega) \quad (2.41)$$

上式をフーリエ逆変換して得られる要素断層による波形を $U_{pq}^S(t)$ とし、破壊開始時刻から破壊が $(p, q)$ 番目の要素断層に到達するまでの時間と $(p, q)$ 番目の要素断層から放出された地震波が観測点まで伝播するのに要する時間の和を $t_{pq}^S$ とすると、大地震による地動は下式で表せる。

$$U_t^S(t) = \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b U_{pq}^S(t - t_{pq}^S) \quad (2.42)$$

ここで、(2.14)式のKanamori and Anderson (1975)\*3による地震の相似則が成り立つとすると、 $a=b=c=n$ 、 $d=1$ である。従って、大地震によるスペクトル、大地震の $(p, q)$ 番目の要素断層によるスペクトル、および小地震によるスペクトルを模式的に表すと、図2.5のようになる。また、図2.6に示すように、大地震の $(p, q)$ 番目の要素断層によるスペクトルと、小地震によるスペクトルの比率は低周波数領域で $n$ 倍、高周波数領域で1倍となる。

### (2) P波の合成式

(1)の議論を全く同様に前節の(2.17)式で表せられる遠方場P波の変位波形のフーリエ変換について行くと、小地震による震源スペクトルと大地震の $(p, q)$ 番目の要素断層による震源スペクトルはそれぞれ次のようになる。

$$\Omega_s^P(\omega) = \frac{F^P}{4\pi a^3 r_s} \frac{\mu L_s W_s D_s}{\left(1 + j \frac{\omega}{\omega_{cs}^P}\right)^2} \left(1 - \frac{2\pi}{Q^P}\right)^{\frac{\omega r_s}{4\pi a}} H^P(\omega) \quad (2.43)$$

$$\omega_{cs}^P = 2a \left(\frac{\sigma_{cs}}{\mu D_s}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\pi}{L_s W_s}\right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.44)$$

$$\Omega_{pq}^P(\omega) = \frac{F^P}{4\pi p a^3 r_{pq}} \frac{\mu L_s W_s c D_s}{\left(1 + j \frac{\omega}{\omega_{cpq}^P}\right)^2} \left(1 - \frac{2\pi}{Q^P}\right)^{\frac{\omega r_{pq}}{4\pi a}} H^P(\omega) \quad (2.45)$$

$$\omega_{cpq}^P = 2a \left(\frac{d \sigma_{cs}}{\mu c D_s}\right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\pi}{L_s W_s}\right)^{\frac{1}{4}} = \left(\frac{d}{c}\right)^{\frac{1}{2}} \omega_{cs}^P \quad (2.46)$$

(2.45)式を(2.43)式で割ると下式が得られる。

$$\Omega_{pq}^P(\omega) = d \left(\frac{r_s}{r_{pq}}\right) \left(\frac{\omega_{cs}^P + j\omega}{\omega_{cs}^P \sqrt{d/c + j\omega}}\right)^2 \left(1 - \frac{2\pi}{Q^P}\right)^{\frac{\omega(r_{pq} - r_s)}{4\pi a}} \Omega_s^P(\omega) \quad (2.47)$$

上式をフーリエ逆変換して得られる要素断層による波形を  $U_{pq}^P(t)$  とし、破壊の進行と波の伝播に要する時間を  $t_{pq}^P$  とすると、大地震による地動は下式のようになる。

$$U_I^P(t) = \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b U_{pq}^P(t - t_{pq}^P) \quad (2.48)$$

### (3) 合成式の特徴

簡単のためにここでは距離補正の項を無視する。

はじめに、長周期地震波に対する合成についてみると、 $\omega \rightarrow 0$  のとき(2.41)式は下のようになる。

$$\Omega_{pq}^S(\omega) = c \Omega_s^S(\omega) \quad (\omega \rightarrow 0) \quad (2.49)$$

この式で得られる要素波形を(2.42)式によって時間領域で重ね合わせるわけで

あるが、 $\omega \rightarrow 0$  のとき各要素断層から伝播してくる地震波の到着時刻 ( $t_{pq}^S$ ) の差による打ち消し合いは少なく、大地震による地動  $U_I^S(t)$  のフーリエ変換を  $\Omega_I^S(\omega)$  とおくと下のようになる。

$$\Omega_I^S(\omega) = abc \Omega_s^S(\omega) \quad (\omega \rightarrow 0) \quad (2.50)$$

従って、本方法では、小地震の地動振幅と大地震の地動振幅の比率が小地震と大地震の地震モーメントの比率となっている。

また、短周期地震波に対する合成についてみると、 $\omega \rightarrow \infty$  のとき(2.41)式は下のようになる。

$$\Omega_{pq}^S(\omega) = d \Omega_s^S(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.51)$$

この式で得られる要素波形を(2.42)式で時間領域で重ね合わせると、位相差による打ち消し合いが起こり、大地震による地動のフーリエ変換は下のようになる。

$$\Omega_I^S(\omega) = \sqrt{ab} d \Omega_s^S(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.52)$$

最後に参考のために、Haskellモデルで考えてみると、断層面に働く実効応力が(2.20)式で表せるとき(2.41)式は下のように書き表せる。

$$\Omega_{pq}^S(\omega) = d \left(\frac{r_s}{r_{pq}}\right) \frac{\omega_{Ds}^S + j\omega}{\omega_{Ds}^S d/c + j\omega} \left(1 - \frac{2\pi}{Q^S}\right)^{\frac{\omega(r_{pq} - r_s)}{4\pi b}} \Omega_s^S(\omega) \quad (2.53)$$

$$\omega_{Ds}^S = \frac{2\beta \sigma_{cs}}{\mu D_s} \quad (2.54)$$

(2.41)式同様、この場合も、(2.49)式と(2.51)式は成立するが、前節の(3)でも述べたように、Haskellモデルでは震源スベクトルが $\omega$ -3モデルとなり短周期地震波のスペクトル振幅が説明できないため(Aki, 1967)\*7、本論文では(2.41)式の方を採用する。



### 2.3 既往の方法との理論的比較

本節では、前節で導出した波形の合成式を、これまでに提案されている半経験的波形合成法のうち代表的な Kanamori (長周期)、Irikura (長周期)、田中・他 (短周期)、Irikura (長周期および短周期)、武村・池浦 (長周期および短周期) の方法との関係について理論的な考察を加える。なお、本節では簡単のために距離補正の項は省略している。

#### (1) 本方法の整理

はじめに遠方場 S 波に対する本方法の特徴をまとめると下のようになる。

$$U_i^D(t) = \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b U_{pq}^D(t-t_{pq}) \quad (2.55)$$

$$U_{pq}^D(t) \leftrightarrow \Omega_{pq}^D(\omega) = d \left( \frac{\omega_{cs} + j\omega}{\omega_{cs} \sqrt{d} / \sqrt{c + j\omega}} \right)^2 \Omega_s(\omega) \quad (2.56)$$

$$\omega_{cs} = 2\beta \left( \frac{\sigma_{cs}}{\mu D_s} \right)^{\frac{1}{2}} \left( \frac{\pi}{L_s W_s} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.57)$$

$$\Omega_{pq}^D(\omega) = c \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow 0) \quad (2.58)$$

$$\Omega_{pq}^D(\omega) = abc \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow 0) \quad (2.59)$$

$$\Omega_{pq}^D(\omega) = d \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.60)$$

$$\Omega_{pq}^D(\omega) = \sqrt{ab} d \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.61)$$

#### (2) Kanamori および Irikura の方法との比較

Kanamori (1979)\*8 の方法では、小地震の重ね合わせ数を小地震と大地震の地震モーメントの比率としているので、本方法で  $\omega \rightarrow 0$  とした (2.58) 式あるいは (2.59) 式に対応している。Irikura (1983)\*9 による方法との比較も同様である。

#### (3) 田中・他 の方法との比較

田中・他 (1982)\*10 の方法では、小地震の重ね合わせ数に食い違い量の補正を施していないので、本方法で  $\omega \rightarrow \infty$  とした (2.60) 式の  $d=1$  とした場合である。

#### (4) Irikura の方法との比較

ここでは、小地震の応力降下量と大地震 (あるいは大地震を構成する要素地震) の応力降下量とが異なる場合の Irikura (1986)\*11 の方法を比較の対象とする。この方法は式で表すと (1.7) 式を変形して下のようになる。なお、(2.63) 式の右辺第二項 (主に長周期成分に対する合成を支配する項) では人工的なブーストを避けるためにスムージング操作を施しているが、その物理的な意味と合成結果への影響はこれまでのところ明らかにされていない。

$$U_i^I(t) = \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b U_{pq}^I(t-t_{pq}) \quad (2.62)$$

$$U_{pq}^I(t-t_{pq}) = d U_s(t) + \sum_{k=1}^{[cd-1]m} \frac{d}{m} U_s(t-k \frac{t}{[cd-1]m}) \quad (2.63)$$

$$t = \frac{\mu D_s}{2\beta \sigma_{sl}} \quad (2.64)$$

いま、 $U_s(t)$  のフーリエ変換を  $\Omega_s(\omega)$  とおくと、 $U_{pq}^I(t)$  のフーリエ変換  $\Omega_{pq}^I(\omega)$  は  $\Omega_s(\omega)$  を用いて下のよう表すことができる。

$$\Omega_{pq}^I(\omega) = d \left[ 1 + \frac{1}{m} \frac{\sin \left[ \frac{\omega t}{2} \right]}{\sin \left[ \frac{\omega t}{2(cd-1)m} \right]} \exp \left[ -\frac{j\omega}{2} \left( t - \frac{t}{(cd-1)m} \right) \right] \right] \Omega_s(\omega) \quad (2.65)$$

従って、 $\omega \rightarrow 0$  のとき、および  $\omega \rightarrow \infty$  のとき上式は下のようになり、

Irikura の方法は本方法と全く同じ特性を有するのがわかる。

$$\Omega_{pq}^I(\omega) = c \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow 0) \quad (2.66)$$

$$\Omega_{pq}^I(\omega) = abc \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow 0) \quad (2.67)$$

$$\Omega_{pq}^I(\omega) = d \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.68)$$

$$\Omega_{pq}^I(\omega) = \sqrt{ab} d \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.69)$$

具体例として、次に示すような断層パラメータの相似則 ( $a=b=c, d=1$ ) の成り立つ場合を考える。

$$\begin{aligned} \beta &= 3.8 \text{ km/sec} & \mu &= 4.0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2 \\ L_l &= 16 \text{ km} & L_g &= 16/6 \text{ km} & (a=6) \\ W_l &= 8 \text{ km} & W_g &= 8/6 \text{ km} & (b=6) \\ D_l &= 100 \text{ cm} & D_g &= 100/6 \text{ cm} & (c=6) \\ \sigma_{el} &= 30 \text{ bar} & \sigma_{es} &= 30 \text{ bar} & (d=1) \\ m &= 1000 \end{aligned}$$

この場合、 $\tau=1.75$ 秒である。このときの、比率  $\Omega_{pq}^I(\omega)/\Omega_g(\omega)$  を比率  $\Omega_{pq}^D(\omega)/\Omega_g(\omega)$  と比較して図 2.7～図 2.9 に示す。図 2.7 は各比率の絶対値についてのもの、本方法が滑らかに  $c(=6)$  から  $d(=1)$  へと変化しているのに対し、Irikura の方法は振動数  $1/\tau(=0.57)$  Hz で振動しながら  $c$  から  $d$  へ変化している。図 2.8 は各比率の位相角についてのもの、こちらも本方法は滑らかに  $0^\circ$  から  $1$  つの極小値を経て  $0^\circ$  へと変化しているのに対し、Irikura の方法は振動数  $1/\tau(=0.57)$  Hz で振動しながら  $0^\circ$  から  $0^\circ$  へと変化している。この Irikura の方法における  $1/\tau$  の振動特性は、食い違い時間関数を立ち上がり時間  $\tau$  の傾斜関数で表したことによるものである。図 2.9 は各比率を複素平面に描いたものである。 $\omega \rightarrow 0$  と  $\omega \rightarrow \infty$  で 2 つの方法は全く同じ点に収束しているものの、中間の周波数ではかなり性質が異なることがわかる。

もう一つの具体例として、下に示すような断層パラメータの相似則が成り立たない場合を考える。

$$\begin{aligned} L_l &= 16 \text{ km} & L_g &= 16/6 \text{ km} & (a=6) \\ W_l &= 8 \text{ km} & W_g &= 8/6 \text{ km} & (b=6) \\ D_l &= 100 \text{ cm} & D_g &= 100/8 \text{ cm} & (c=8) \\ \sigma_{el} &= 30 \text{ bar} & \sigma_{es} &= 30/1.33 \text{ bar} & (d=1.33) \\ m &= 1000 \end{aligned}$$

この場合も、 $\tau=1.75$ 秒である。このときの、比率  $\Omega_{pq}^I(\omega)/\Omega_g(\omega)$  を比率  $\Omega_{pq}^D(\omega)/\Omega_g(\omega)$  と比較して図 2.10～図 2.12 に示す。各図の特徴ははじめの例と同じである。

### (5) 武村・池浦の方法との比較

武村・池浦(1987)<sup>12</sup>による方法は、スムージング操作を考慮すると(1.8)式は下のようになる。

$$U_l^T(t) = \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b U_{pq}^T(t-t_{pq}) \quad (2.70)$$

$$U_{pq}^T(t-t_{pq}) = \kappa_{pq} U_s^T(t) + \sum_{k=1}^{cm} \frac{1}{m} U_s^T(t-h \frac{t}{cm}) \quad (2.71)$$

ここで  $U_s(t)$  のフーリエ変換を  $\Omega_s(\omega)$  とおくと、 $U_{pq}^T(t)$  のフーリエ変換  $\Omega_{pq}^T(\omega)$  は  $\Omega_s(\omega)$  を用いて下のように表すことができる。

$$\Omega_{pq}^T(\omega) = \left[ \kappa_{pq} + \frac{1}{m} \frac{\sin \frac{\omega \tau}{2}}{\sin \frac{\omega \tau}{2cm}} \exp \left[ -\frac{j\omega}{2} \left( \tau - \frac{\tau}{cm} \right) \right] \right] \Omega_s(\omega) \quad (2.72)$$

従って、 $\omega \rightarrow 0$  のとき、および  $\omega \rightarrow \infty$  のとき上式は下のようになり、本方法や Irikura の方法における  $d$  が  $\kappa_{pq}$  の標準偏差  $S_D$  には対応しているのがわかる。

$$\begin{aligned} \Omega_{pq}^T(\omega) &= \left[ \kappa_{pq} + \frac{1}{m} cm \right] \Omega_s(\omega) & (\omega \rightarrow 0) \\ &= \left[ \kappa_{pq} + c \right] \Omega_s(\omega) & (\omega \rightarrow 0) \end{aligned} \quad (2.73)$$

$$\Omega_l^T(\omega) = abc \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow 0) \quad (2.74)$$

$$\Omega_{pq}^T(\omega) = \kappa_{pq} \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.75)$$

$$\Omega_l^T(\omega) = \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b \kappa_{pq} \Omega_s(\omega) \exp[-j\omega \tau_{pq}] \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.76)$$

$$\left| \Omega_l^T(\omega) \right| = \sqrt{ab} S_D \Omega_s(\omega) \quad (\omega \rightarrow \infty) \quad (2.77)$$

ここに

$$S_D = \left[ \frac{1}{ab} \sum_{p=1}^a \sum_{q=1}^b (\kappa_{pq})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.78)$$

である。

具体例として前項のはじめの例と同様のモデルを考える。この方法の場合、 $\kappa_{pq}$ の与え方により結果が異なってくるので、 $\kappa_{pq}$ として1および-0.5の2つのケースを考えた。図2.13～図2.15には $\kappa_{pq}=1$ のケース、図2.16～図2.18には $\kappa_{pq}=-0.5$ のケースの比率 $\Omega_{pq}^T(\omega)/\Omega_S(\omega)$ を比率 $\Omega_{pq}^D(\omega)/\Omega_S(\omega)$ と比較して示す。武村・池浦の方法では、Irikuraの方法と同じく振動数 $1/t (=0.57)$  Hzで振動するが、 $\omega \rightarrow 0$ の点が本方法と一致するのは $\kappa_{pq}=0$ のときのみ、および $\omega \rightarrow \infty$ の点が本方法と一致するのは $\kappa_{pq}=1$ のときのみで、同時に一致することはない。また、図2.18に示した $\kappa_{pq}=-0.5$ のケースのように、 $\kappa_{pq}$ が負の場合は、本方法とはかなり差がでくる。

なお、 $a=b=c=d=1$ とした場合、本方法およびIrikuraの方法がグリーン関数に用いた元の記録に一致するのに対し、武村・池浦の方法ではいかなる $\kappa_{pq}$ を与えても元の記録に一致しないという矛盾点がある。

## 2.4 まとめ

本章では、長周期の地震波形と短周期の地震波形を、大地震と小地震の震源スペクトルの相異を考えることで統一的に取り扱える方法を提案した。

ここで採用した震源スペクトルは、S波についてはBruneによるもの、P波についてはS波の震源スペクトルをP波に拡張したHanks and Wyssによるものである。これらの震源スペクトルを、Haskellモデルによる震源スペクトルと比較したところ、Haskellモデルによる平均的な震源スペクトルと対応していることがわかった。

次に、模擬しようとする大地震を構成する要素断層の震源スペクトルと小地震の震源スペクトルがともに上の震源スペクトルで表されるとき、波形の合成式がどのように記述されるかを示した。本方法によれば、合成される地震動の振幅レベルと小地震による地震動の振幅レベルの倍率は、長周期地震波に対しては小地震と大地震の地震モーメントの比率、短周期地震波に対しては小地震と大地震の震源サイズ(断層の長さあるいは幅)の比率と実効応力の比率の積となる。

最後に、導出した波形の合成式とこれまでに提案されている半経験的波形合成法のうち代表的な方法との関係について理論的な考察を加えた。その結果、Kanamori (1979)\*8の方法およびIrikura (1983)\*9による方法は本方法で $\omega \rightarrow 0$ とした場合に対応していること、田中・他(1982)\*10の方法は本方法で $\omega \rightarrow \infty$ かつ $d=1$ とした場合に対応していること、Irikura (1986)\*11の方法は $\omega \rightarrow 0$ のときおよび $\omega \rightarrow \infty$ のとき本方法と全く同じ特性を有すること、武村・池浦(1987)\*12による方法で定義される断層のすべりの不均質性を表わす指標 $S_D$ は本方法やIrikura (1986)\*11の方法における $d$ とほぼ対応していることが明らかとなり、本方法は既往の方法を統一的に表現することが示された。また、Irikuraの方法および武村・池浦の方法は本方法とほぼ同時期に同じ目的で提案されたものであるが、これら2つの方法における長周期成分に対するスムージング操作の物理的意味とその結果への影響が明らかにされていないこと、および武村・池浦の方法では小地震自体を表現できないことを指摘した。



表 2.1 遠方場 S 波の震源スペクトル

本研究 (Brune, 1970)*1	$\Omega_s^S(\omega) = \frac{F_s^S}{4n\rho\beta^3r} \frac{\mu LWD}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c^S}\right)^2}$	$\omega_c^S = 3.2\beta \left(\frac{\sigma_c}{\mu DL}\right)^{\frac{1}{2}}$
線震源の Haskell モデル	$\Omega_s^S(\omega) = \frac{F_s^S}{4n\rho\beta^3r} \frac{\mu LWD}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_0^S}\right)^2}$	$\omega_0^S = 2.9\beta \left(\frac{\sigma_c}{\mu DL}\right)^{\frac{1}{2}}$

表 2.2 遠方場 P 波の震源スペクトル

本研究 (Hanks and Wyss, 1972)*2	$\Omega^P(\omega) = \frac{F^P}{4n\rho a^3r} \frac{\mu LWD}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c^P}\right)^2}$	$\omega_c^P = 3.2a \left(\frac{\sigma_c}{\mu DL}\right)^{\frac{1}{2}}$
線震源の Haskell モデル	$\Omega^P(\omega) = \frac{F^P}{4n\rho a^3r} \frac{\mu LWD}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_0^P}\right)^2}$	$\omega_0^P = 2.9a \left(\frac{\sigma_c}{\mu DL}\right)^{\frac{1}{2}}$

$$\Omega^S(\omega) \cdot 4n\rho\beta^3r / FS\mu L_s W_s D_s$$

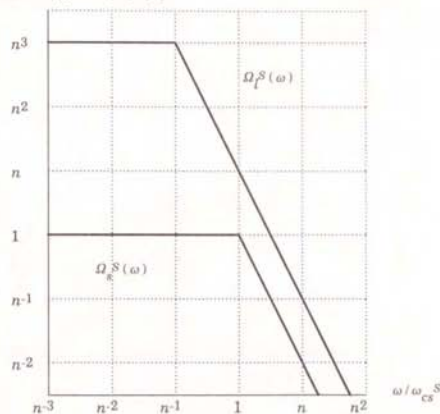


図 2.1 遠方場 S 波の震源スペクトルの概念図

添字の l は大地震、s は小地震によるスペクトルであることを示す。n については (2.14) 式を参照。

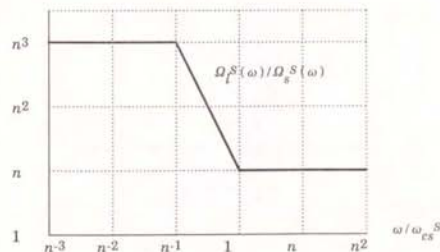


図 2.2 大地震と小地震の遠方場 S 波の震源スペクトルの比率

添字の l は大地震、s は小地震によるスペクトルであることを示す。n については (2.14) 式を参照。

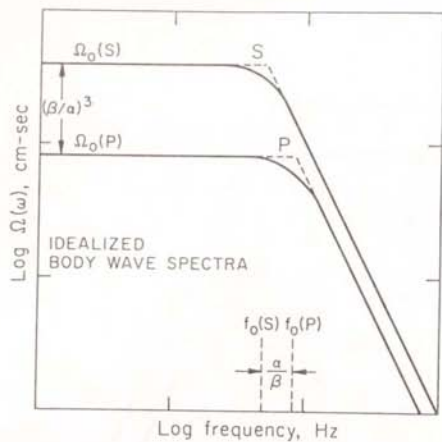


図 2.3 遠方場 P 波および S 波の震源スペクトルの比較  
[Hanks and Wyss (1972)\*2 より引用]

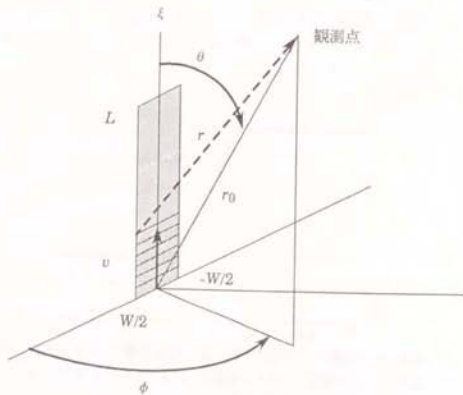


図 2.4 Haskell モデルの座標系

$$\Omega^S(\omega) \cdot 4\pi p \beta r / FS p L_s W_s D_s$$

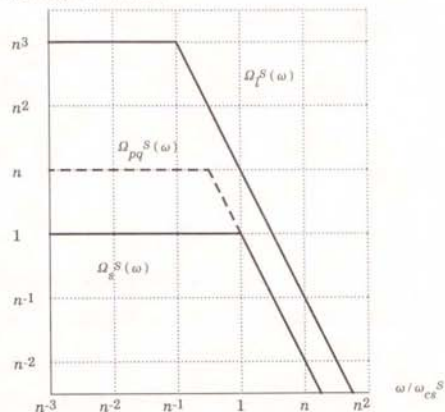


図 2.5 遠方場 S 波の震源スペクトルの概念図

添字の  $l$  は大地震、 $pq$  は大地震の  $(p, q)$  番目の要素断層、 $s$  は小地震によるスペクトルであることを示す。 $n$  については (2.14) 式を参照。

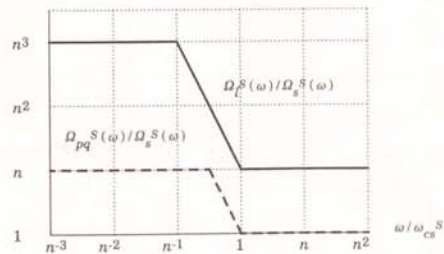


図 2.6 遠方場 S 波の震源スペクトルの比率

添字の  $l$  は大地震、 $pq$  は大地震の  $(p, q)$  番目の要素断層、 $s$  は小地震によるスペクトルであることを示す。 $n$  については (2.14) 式を参照。

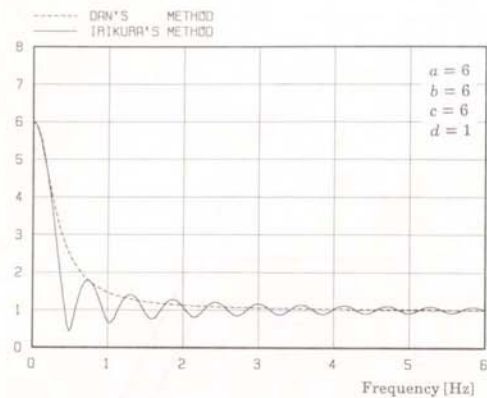


図 2.7 Irikura (1986)\*11 の方法:  $\Omega_{pq}^I(\omega) / \Omega_S(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_S(\omega)$  との比較 (絶対値)

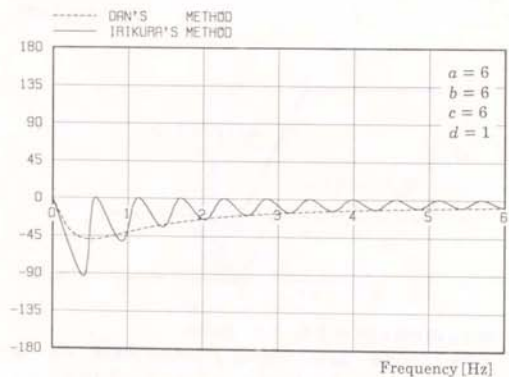


図 2.8 Irikura (1986)\*11 の方法:  $\Omega_{pq}^I(\omega) / \Omega_S(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_S(\omega)$  との比較 (位相角)

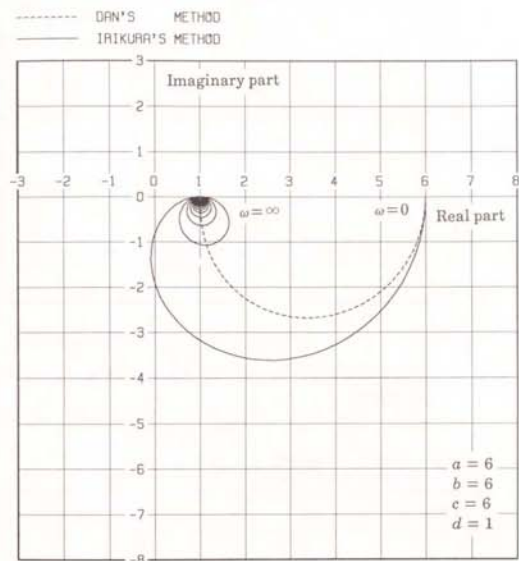


図 2.9 Irikura (1986)\*11 の方法:  $\Omega_{pq}^I(\omega) / \Omega_S(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_S(\omega)$  との比較 (複素平面)



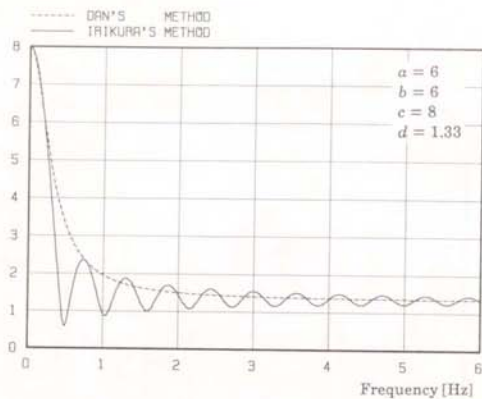


図 2.10 Irikura (1986)<sup>\*11</sup> の方法:  $\Omega_{pq}^I(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (絶対値)

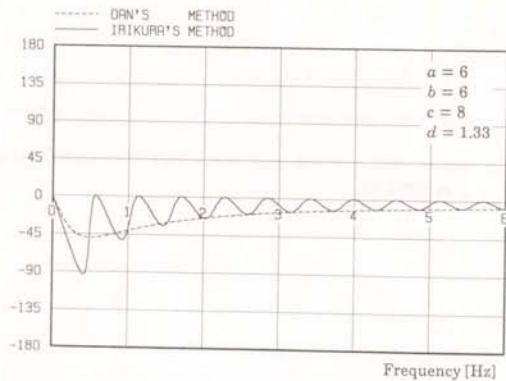


図 2.11 Irikura (1986)<sup>\*11</sup> の方法:  $\Omega_{pq}^I(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (位相角)

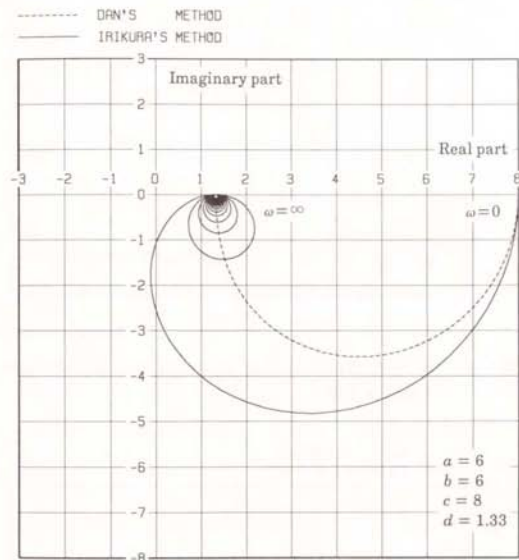


図 2.12 Irikura (1986)<sup>\*11</sup> の方法:  $\Omega_{pq}^I(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (複素平面)

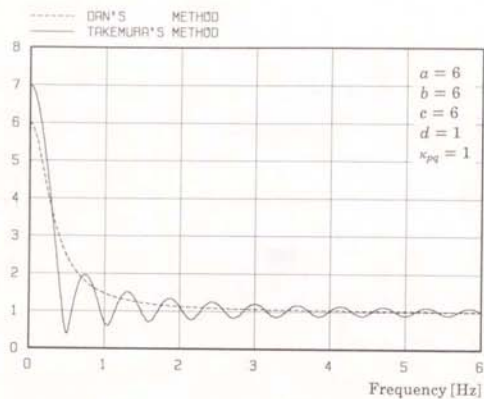


図 2.13 武村・池浦(1987)\*12 の方法:  $\Omega_{pq}^T(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (絶対値)

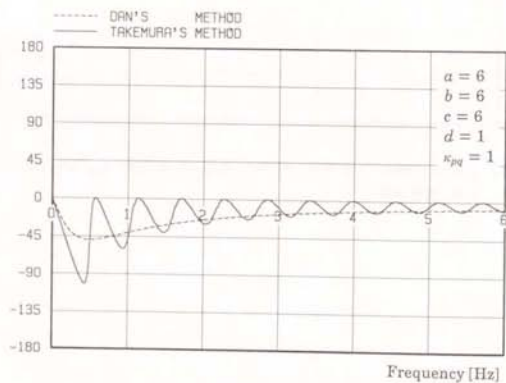


図 2.14 武村・池浦(1987)\*12 の方法:  $\Omega_{pq}^T(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (位相角)

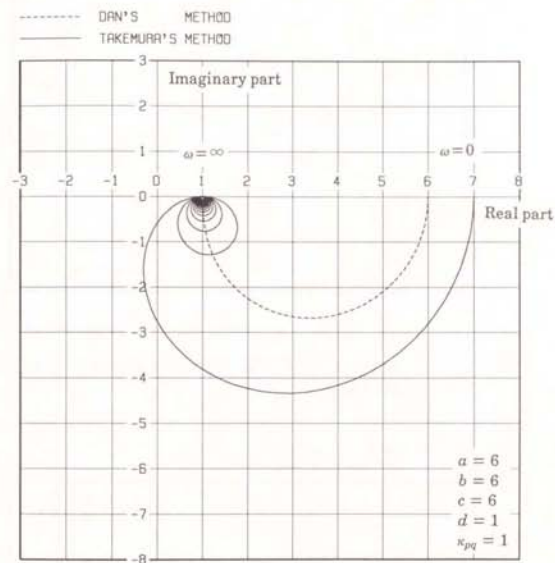


図 2.15 武村・池浦(1987)\*12 の方法:  $\Omega_{pq}^T(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (複素平面)

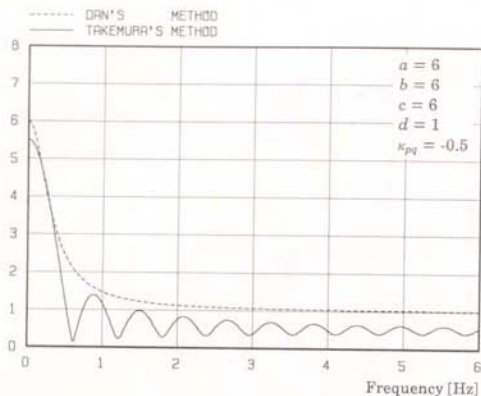


図 2.16 武村・池浦(1987)<sup>\*12</sup>の方法:  $\Omega_{pq}^T(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (絶対値)

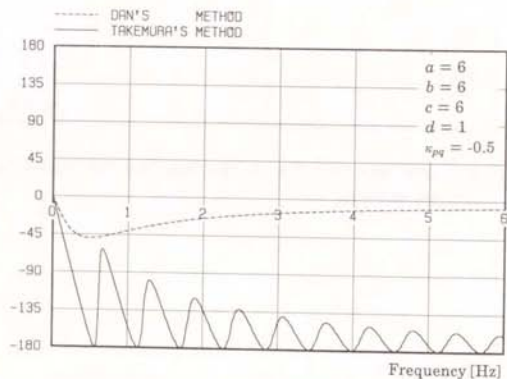


図 2.17 武村・池浦(1987)<sup>\*12</sup>の方法:  $\Omega_{pq}^T(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (位相角)

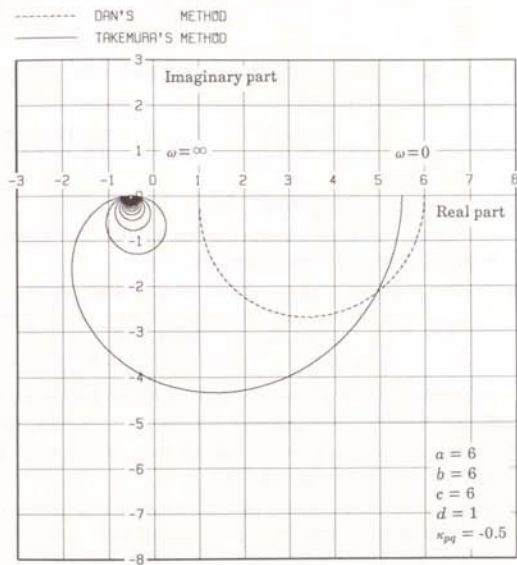


図 2.18 武村・池浦(1987)<sup>\*12</sup>の方法:  $\Omega_{pq}^T(\omega) / \Omega_g(\omega)$  と本方法:  $\Omega_{pq}^D(\omega) / \Omega_g(\omega)$  との比較 (複素平面)



第2章の参考文献

- \*1 Brune, J. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- \*2 Aki, K. and P. Richards (1980): *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco, p. 802.
- \*3 Kanamori, H. and D. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, No. 5, pp. 1073-1095.
- \*4 Hanks, T. and M. Wyss (1972): The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 62, No. 2, pp. 561-589.
- \*5 Haskell, N. (1964): Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 54, No. 6, pp. 1811-1841.
- \*6 Geller, R. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 66, No. 5, pp. 1501-1523.
- \*7 Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 72, No. 4, pp. 1217-1231.
- \*8 Kanamori, H. (1979): A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 69, No. 6, pp. 1645-1670.
- \*9 Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol. 33, Part 2, No. 298, pp. 63-104.
- \*10 田中貞二・吉沢静代・坂上実・大沢群 (1982): 小地震記録の合成による強震動加速度特性の推定, *東京大学地震研究所彙報*, Vol. 57, pp. 561-579.
- \*11 Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp. 151-156.
- \*12 武村雅之・池浦友則 (1987): 震源の不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価, *地震*, 第2輯, 第40巻, 第1号, pp. 77-88.

第3章 1980年伊豆半島東方沖地震 ( $M_J 6.7$ ) による地動の再現

本章では、第2章で提案した半経験的波形合成法の妥当性を示すため、豊富なデータで震源過程が非常によく調べられている1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J 6.7$ ) による御前崎における速度波形 (卓越周期約10秒) および高田と川奈における加速度波形 (卓越周期0.1~1秒) の再現を行う。いずれの波形も水平成分で、経験的グリーン関数としては  $M_J 4.9$  の前震による記録波形を用いる。速度波形は Irikura により、加速度波形は田中・他により、基本的には断層パラメータ (断層の長さ、幅、平均食い違い量等) の相似則に立脚しているものの、それぞれ異なる考え方で再現されたものである。

本文の内容としては、はじめに1980年伊豆半島東方沖地震に関する既往の研究の成果を整理することによりその概要を述べ、また観測記録と計算に用いる断層モデルおよび設定した震源スペクトルについて述べる。次に本方法によって得られた合成波形と速度応答スペクトルを本震によるものと比較することにより、本方法の妥当性を示す。最後に、Irikura および武村・池浦の提案した半経験的波形合成法により同じ条件で合成計算を行い、本方法による合成結果と比較する。

### 3.1 地震の概要

1980年6月29日に伊豆半島東方沖で $M_J$  6.7の地震が起こり、比較的近距离で多くの記録が得られた。なかでも、震央距離約12 kmの伊東市川奈での記録をはじめいくつかの強震記録は、震源近傍における強震地動の特性を示すものと考えられている(田中・他, 1980)\*1。この地震については多くの研究成果があり、ここでは本震および前・余震の震源位置決定に関する研究、理論地震波形を用いたインバージョンによる震源過程の推定に関する研究、半経験的波形合成法による波形の模擬と震源過程の推定に関する研究の大きく3つに分けてその概要を述べる。

#### (1) 本震および前・余震の震源位置決定に関する研究

茂木・望月(1980)\*2は、伊豆半島東方沖群発地震の最盛期に当たる6月28日から30日にかけて、測量船でハイドロホンによる震源域直上の高周波振動の測定を行った。その結果と、余震観測、S-P時間(S波とP波の到達時刻の差)、本震の発震機構を総合して、本震は、伊豆半島の東岸約8.5 kmの沖合に位置する、南北走向をもつ長さ20 km程度、深さ0あるいは数kmの鉛直断層の左横ずれ運動によるものと推定した。この結果は、気象庁(1980)\*3、唐鎌・他(1980)\*4、大竹・他(1980)\*5、石橋(1980)\*6等が地震観測から求めた余震の深さ10~20 kmと対応しないが、地震観測に基づいた余震の深さは地震計の配置や近くの速度構造に大きく支配され、個々の地震の震源深さの絶対量を議論するのは困難であるのに対して、高周波振動の測定結果の方は信頼できるとしている。

井元・他(1981)\*7は、伊豆半島を中心に関東・東海地方に展開されている微小地震観測網で記録された $M_J$  3.0以上の地震のP波初動および市川・望月(1971)\*8の速度構造によって、余震分布および発震機構を求めた。その結果、本震の震源位置は北緯34.90°、東経139.23°、深さ17.9 kmと求まり、余震分布は深さが14~20 kmで走向約N 15°W、傾斜角65°の東下がりの面を形成しており、主として横ずれ型発震機構の地震が発生していることがわかった。

一方、Matsu'ura(1983)\*9は、井元・他(1981)\*7と同様なデータ群および表面波の分散曲線と重力異常から求めた関東地方の水平多層構造モデル(Mikumo, 1966)\*10を用い、震源位置を再決定した。その結果、本震の震源位置は北緯34°53.5'、東経139°13.7'、深さ10.5 kmと求まり、余震のほとんどは深さ10 km以浅に分布していると推定した。これらの値は、礫探査データに基づいた観測点補正(Ishida and Asano, 1979)\*11を行って求めたものであり、推定誤差は1~2 kmと記している。また、余震分布から推定される本震の断層面は、断層長さ約20 km、幅8~10 km、走向N 20°W、傾斜角90°(鉛直断層)であり、上端は海底面付近に達していると述べている。

#### (2) 理論地震波形を用いたインバージョンによる震源過程の推定に関する研究

島崎(1980)\*12は、世界標準地震観測網等の遠地長周期地震記録と理論波形との比較により、本震断層を北からやや西向きの走向を有する左横ずれ断層で、深さを約8 km、地震モーメントを $5\sim 7 \times 10^{25}$  dyne-cmと推定した。

岡田(1980)\*13は、中伊豆の強震速度波形の初動部分を、Kawasaki *et al.*(1973, 1975)\*14, \*15によって定式化された半無限一様媒質に対する一般化線理論による理論地震波形と比較することにより、巨視的断層パラメータを求めた。それによれば、発震点は北緯34.95°、東経139.22°、深さ18 km、断層面は、走向N 4°W、傾斜角78°、すべり角0°(横ずれ断層)、断層長さ15 km、幅8 km、食い違い量2 m、立ち上がり時間1秒、破壊速度3 km/secと推定されている。このときの地震モーメントは $7.2 \times 10^{25}$  dyne-cm、応力降下量は48 barである。

山田・野田(1986)\*16は、岡田(1980)\*13の推定した地震モーメント $7.2 \times 10^{25}$  dyne-cm、およびIkami(1978)\*17、工藤・他(1978)\*18の研究に基づいて設定した水平多層地盤モデルを用いて、Olson *et al.*(1984)\*19の離散化波数有限要素法によって周期0.5秒以上の理論地震波形を計算し、川奈の加速度記録を2回積分した変位波形と比較することにより、最適な断層パラメータを推定した。その結果、Matsu'ura(1983)\*9の推定した約10 km以浅の浅い断層モデルより、井元・他(1981)\*7の推定した深い断層モデルの方が観測記録との整合

性がよいこと、および断層の長さ14 km、幅6.4 km、走向N10°W、傾斜角70°、すべり角0°(横ずれ断層)、立ち上がり時間1.0秒で、破壊は断層中央よりやや北側の深い部分から始まり3.0 km/secの速度で放射状に伝播するモデルが観測記録を最もよく再現すると述べている。

Takenaka (1987)<sup>\*20</sup> は、工藤・他(1978)<sup>\*18</sup>、佐々木・他(1983)<sup>\*21</sup>の研究に基づいて設定した水平多層地盤モデルを用いて、Olson *et al.* (1984)<sup>\*19</sup>の離散化波数有限要素法によって理論地震波形を周期3~20秒の範囲で計算し、震央距離60 km以内の5地点の強震変位波形と比較することにより、断層面上の地震モーメントの不均質性について論じた。計算に際しては、8個の要素断層から構成される長さ20 km、幅10 kmの鉛直断層で、下端中央から放射状に一樣に破壊が伝播する断層を仮定している。なお、発震点としてはMatsu'ura (1983)<sup>\*7</sup>の深さ10.5 kmの浅い震源を用いている。計算の結果、断層の走向はN5°W、立ち上がり時間2秒、破壊伝播速度3 km/sec、断層中央下端からの放射状の破壊の組合せが最適であり、断層面の北の部分の地震モーメント解放量は少なく北への破壊面の広がりが小さいとの結果を得ている。

Takeo (1988)<sup>\*22</sup> は、Kennett and Kerry (1979)<sup>\*23</sup>の伝達マトリックスとBouchon (1981)<sup>\*24</sup>の離散化波数法を用いて、減衰を考慮した水平多層地盤モデルによる理論地震波形を計算し、11地点の強震変位波形と比較することにより、断層面上の食い違い分布の不均質性、破壊伝播の非一様性について論じた。その結果、N10°Wの走向で長さ20 kmの鉛直左横ずれ断層が深さ12 km以浅に存在していること、食い違いの大きな部分は、断層中央下部の発震点付近と断層の南部付近に集中しており、全体の地震モーメントは $7 \times 10^{25}$  dyne-cmと推定されること、および破壊は断層中央から南の方に伝播し、約5秒遅れて北の浅い部分に広がっていることを指摘している。

### (3) 半経験的波形合成法による波形の模擬と震源過程の推定に関する研究

Irikura (1983)<sup>\*25</sup> は、井元・他(1981)<sup>\*7</sup>によってP波初動から求められた発震機構と余震分布に基づいて、断層の長さ15 km、幅7.5 km、走向N15°Wの鉛直横ずれ断層を採用して、小地震の速度記録を重ね合わせた波形と本震の

観測記録を比較することによって、断層下端中央から3.2 km/secで放射状に破壊が伝播するモデルを最適モデルとした。このモデルでは断層面は12~19 kmの深さに位置しており、中伊豆の速度記録のスペクトルから、立ち上がり時間を1秒と決めた。

田中・他(1982)<sup>\*26</sup> は、震源近傍における小地震の加速度記録から、半経験的波形合成法によって本震の加速度地動を再現している。このとき用いた断層モデルは、Ikirura (1983)<sup>\*25</sup>と同様なモデルであるが、断層の位置および発震点にはMatsu'ura (1983)<sup>\*9</sup>の結果を、その他のパラメータは岡田(1980)<sup>\*13</sup>のモデルに準拠しており、最適走向としてN5°Wを得た。

また、福山・入倉(1986)<sup>\*27</sup> は、1~5秒のフィルターを通した地震波形に半経験的波形合成法を応用することにより本震の震源過程のインバージョンを行い、走向N5°W、傾斜角70°、長さ15 km、幅7.5 kmの断層において、破壊の伝播は断層の下部で速いこと、地震モーメントは破壊の開始点付近で大きいこと等の傾向がみられることを指摘した。



### 3.2 観測記録と断層モデル

本節では、合成計算の対象とする観測記録と断層モデルおよび設定した震源スペクトルについて述べる。

#### (1) 観測記録

図 3.1 に 1980 年伊豆半島東方沖地震の震央および観測点の位置を示す。太い線は本震 ( $M_J$  6.7) の断層モデルで、星印はグリーン関数として用いた前震 ( $M_J$  4.9) の震央、黒い三角は観測点である。

御前崎 (北緯 34°36', 東経 138°13') では村松・入倉 (1982)<sup>28</sup> により速度波形が、高田 (北緯 35°17', 東経 139°11') と川奈 (北緯 34°57', 東経 139°08') では田中・他 (1980)<sup>11</sup> により加速度波形が記録されている。御前崎に設置されている地震計は速度型強震計 VS-100 で、振幅の信頼区間は  $5 \times 10^{-4}$  kine から 100 kine、振動数の信頼区間は 0.02 Hz から 20 Hz である。高田に設置されている地震計はデジタル強震計 DSA-1 で、振動数の信頼区間 0 Hz から 50 Hz、川奈に設置されている地震計はアナログ強震計 SMAC-B で、振動数の信頼区間 0.1 ~ 0.5 Hz から 10 Hz である。

観測記録はいずれも水平成分で、後出の合成結果とともに図 3.10 ~ 図 3.15 に示している。

#### (2) 断層モデル

1980 年伊豆半島東方沖地震の断層モデルを、3.1 節で述べた既往の研究のうち特に Irikura (1983)<sup>25</sup> のモデルを参考に表 3.1 のように設定した。これは Irikura の研究が本論文と同じく半経験的波形合成法により本震記録を模擬したことによるが、断層の位置は Matsu'ura (1983)<sup>9</sup> により再決定された地震の震源分布をもとに決めた。ここに、実効応力 ( $\sigma_e$ ) は応力降下量 ( $\Delta\sigma = 2\mu D/nW$ , Kanamori and Anderson, 1975)<sup>29</sup> に等しいと仮定した。

また地体構造の諸パラメータ (剛性率、S 波速度、密度、Q 値) は、既往の研究に用いられている値の中から後出のフーリエ振幅スペクトルおよびその比率をおおまかに説明できるものを選んだ。

図 3.2 に Matsu'ura により再決定された地震の震央および計算に用いる断層モデルを、図 3.3 にはその立面図を示す。本震の断層面は Irikura の研究と同じく  $6 \times 6$  に分割し、その各々に  $M_J$  4.9 の前震をあてはめる。また破壊の開始点は Matsu'ura の震源位置 (北緯 34°53.5', 東経 139°13.7', 深さ 10.5 km) とし、破壊は図中陰影で示したように円形状に速度 3.3 km/sec で広がるとした。

#### (3) 震源スペクトル

表 3.1 の断層パラメータを (2.36) 式に代入して得られる遠方場 S 波のスペクトルモデルと観測記録のフーリエ振幅スペクトルを図 3.4 ~ 図 3.9 の (a) に示す。ここに  $FS=1.0$ 、 $HS(\omega)=2.0$  (半無限媒質) とした。

各記録の卓越振動数について見ると、御前崎の本震の記録は約 0.1 Hz、前震記録は約 0.5 Hz、高田の本震および前震記録は 0.5 ~ 5 Hz、川奈の本震および前震記録は 1 ~ 10 Hz である。

各図に示した S 波のスペクトルモデルは既往の研究をもとに定めたパラメータ (表 3.1) から計算したものであり、観測記録のフーリエ振幅スペクトルに合うようなフィッティングを行っていない。従って図 3.4 および図 3.5 の御前崎の例では表面波の影響 (地震波の伝播経路の特性) と考えられるが、振動数 0.1 Hz 前後で観測記録のフーリエ振幅スペクトルの方が数倍大きくなっている。また図 3.6 および図 3.7 の高田の例では 0.5 ~ 5 Hz の振動数領域で、図 3.8 および図 3.9 の川奈の例では 1 ~ 10 Hz の振動数領域で観測記録の方がスペクトルモデルより大きくなっている。これは本震・前震双方についていえることであり、観測点固有の表層地盤の特性といえる。

一方、図 3.4 ~ 図 3.9 の (b) は、本震のスペクトルを前震のスペクトルで割った比率である。比率にした場合、上記の表面波の影響や観測点固有の表層地盤の特性が取り除ける。図より観測記録のフーリエ振幅スペクトルの比率はここで設定した遠方場 S 波のスペクトルモデルの比率では表現できていることがわかる。

### 3.3 速度波形と加速度波形の合成

本節では、計算の結果得られた合成波形、その積分波形および速度応答スペクトルを観測記録のものと比較し考察を行う。

#### (1) 速度波形と加速度波形の合成結果

各観測点における地震波形はいずれも水平成分であるため、はじめに(2.41)式により前震記録を本震の要素断層による波形に補正し、次に(2.42)式により本震の断層の長さと同幅方向に重ね合わせた。

図3.10に御前崎におけるNS成分の合成結果を示す。図は上の3つが、グリーン関数として用いた前震( $M_J$ 4.9)の速度記録、合成速度波形、本震( $M_J$ 6.7)の速度記録であり、下の3つはそれぞれの波形を振動数領域で積分した変位波形である。ただしグリーン関数として用いた速度記録および合成速度波形は0.025~0.05 Hzの間および10~20 Hzの間で滑らかに変化するコサイン型のバンドパスフィルターを通してている。また、合成速度波形は、観測波形と対応しやすく $\pm 1$  kineを越える部分を $\pm 1$  kineとしている。一方、図3.11には御前崎におけるEW成分の合成結果を示す。グリーン関数として用いた速度記録および合成速度波形は、NS成分と同じコサイン型のバンドパスフィルターを通してている。これらの合成結果から、合成速度波形および積分変位波形は最大振幅のみならず位相も観測記録のそれを十分再現していることがわかる。

図3.12と図3.13に高田におけるNS成分およびEW成分の合成結果を示す。波形はすべて0.1~0.2 Hzの間および20~40 Hzの間で滑らかに変化するコサイン型のバンドパスフィルターを通してている。NS成分、EW成分とも最大加速度および最大速度はうまく再現できているものの、御前崎の場合ほどは位相の再現ができていない。しかしながら全体的な経時変化、すなわち5秒から15に至って卓越している短周期成分が次第に消えている様子や、NS成分の積分波形に見られる6秒および20秒と25秒の顕著な位相の再現はうまくできている。

図3.14と図3.15に川奈におけるNS成分およびEW成分の合成結果を示

す。波形はすべて0.25~0.5 Hzの間および12~24 Hzの間で滑らかに変化するコサイン型のバンドパスフィルターを通してている。合成加速度波形および積分速度波形とも最大値は観測記録の最大値より若干大きくなっており、特に最大値の発生時刻が合成波の場合は2~3秒なのに対し観測記録ではNS成分が6秒前後、EW成分が4~5秒となっている。この不一致の原因は主に、破壊が断層面で一様であると仮定したことによるものと考えられ、よりよい再現のためには最大値を生じている時刻で卓越している周期0.4秒前後の成分に対して多重震源解析を行い、その結果を用いて断層破壊の不均一性を表現する必要がある。

#### (2) 速度応答スペクトル

図3.16と図3.17に高田におけるNS成分およびEW成分の速度応答スペクトル(減衰定数5%)を示す。図から、前震記録の速度応答スペクトルと本震記録あるいは合成波形の速度応答スペクトルとの比率は、約0.2秒より短周期で約6倍、周期5秒前後で約20倍であること、合成波形の速度応答スペクトルは観測記録の速度応答スペクトルをほぼ完全に再現していることがわかる。

図3.18と図3.19に川奈におけるNS成分およびEW成分の速度応答スペクトルを示す。川奈の波形は0.25~0.5 Hzの間および12~24 Hzの間で滑らかに変化するコサイン型のバンドパスフィルターを通してているので、これらの図で考察の対象となる周期帯域は約0.08秒から約2秒の間である。前震記録の応答スペクトルと本震記録あるいは合成波形の応答スペクトルとの比率は周期0.1秒で約6倍、周期1~2秒で7~8倍になっており、高田の合成結果同様、観測記録の速度応答スペクトルはほぼ完全に再現できていることがわかる。

### 3.4 既往の方法による合成結果との比較

本節では、(1.7)式で表せられる Irikura の提案した半経験的波形合成法および(1.8)式で表せられる武村・池浦の提案した半経験的波形合成法により同じ条件で合成計算を行い、本方法による合成結果と比較する。

#### (1) 断層モデル

計算に用いた断層モデルは3.2節で示したモデルと同じであるが、Irikuraの方法および武村・池浦の方法におけるパラメータは下のように入れた。

$$a=6 \quad b=6 \quad c=6 \quad d=1 \quad m=1,000$$

なお、Irikuraの方法における $\epsilon$ は1.75秒、武村・池浦の方法における $n_{pq}$ は平均値0、標準偏差1.0の正規乱数で実際の値を表3.2に示す。

#### (2) 合成速度波形および合成加速度波形の比較

図3.20と図3.21に3つの方法で合成した御前崎における速度波形を示す。図は上からグリーン関数として用いた前震( $M_J 4.9$ )の速度記録、本方法による合成速度波形、Irikuraの方法による合成速度波形、武村・池浦の方法による合成速度波形、および本震( $M_J 6.7$ )の観測速度波形である。NS成分、EW成分とも方法による差はほとんどないことがわかる。

図3.22と図3.23に3つの方法で合成した高田における加速度波形を、図3.24と図3.25に川奈における合成加速度波形を示す。これらの図から、本方法による合成結果はIrikuraの方法による合成結果よりも最大値が若干大きくなるもの、位相はほとんど同じとなっていること、武村・池浦の方法による合成結果は本方法やIrikuraの方法による合成結果とは少し異なっていることがわかる。これは、本方法やIrikuraの方法が断層面上の短周期の発生効率を一律と仮定しているのに対し、武村・池浦の方法では正規乱数で与えていることによる。

#### (3) 速度応答スペクトルの比較

図3.26～図3.29に本方法およびIrikuraの方法による合成加速度波形の速度応答スペクトルの比較を示す。図3.26と図3.27はそれぞれ高田のNS成

分、EW成分について、図3.28と図3.29はそれぞれ川奈のNS成分、EW成分についてのものである。

本方法による速度応答スペクトルとIrikuraの方法による速度応答スペクトルは、周期2～3秒を除いてほとんど一致している。この周期2～3秒における違いは、前震記録( $U_g$ )から要素断層の波形( $U_{pq}$ )を求めるときの補正法の違いであり、図2.7に見られる振動数0.4～0.5 Hzの落ち込みに対応している。

図3.30～図3.33に本方法および武村・池浦の方法による合成加速度波形の速度応答スペクトルの比較を示す。図3.30と図3.31はそれぞれ高田のNS成分、EW成分について、図3.32と図3.33はそれぞれ川奈のNS成分、EW成分についてのものである。

本方法による速度応答スペクトルと武村・池浦の方法による速度応答スペクトルは、Irikuraの方法による速度応答スペクトルと同様、周期1～3秒を除いてほぼ一致している。この周期1～3秒における違いも、前震記録( $U_g$ )から要素断層の波形( $U_{pq}$ )を求めるときの補正法の違いであり、図2.13や図2.16にみられる振動数0.5 Hz前後の落ち込みに対応している。



### 3.5 まとめ

本章では、第2章で提案した半経験的波形合成法の妥当性を示すため、豊富なデータで震源過程が非常によく調べられている1980年伊豆半島東方沖地震( $M_J 6.7$ )による御前崎における速度波形(卓越周期約10秒)と高田と川奈における加速度波形(卓越周期0.1~1秒)の再現を行った。いずれの波形も水平成分で、要素波形としては $M_J 4.9$ の前震による記録波形を用いた。また、Irikuraおよび武村・池浦の提案した半経験的波形合成法による計算を同一の条件で行い、本方法による合成結果と比較した。

その結果以下のことがわかった。

- (1) 半経験的波形合成法で最も重要な、大地震記録のフーリエ振幅スペクトルと小地震記録のフーリエ振幅スペクトルの比率が、ここで設定したスペクトルモデルの比率ではほぼ表現できた。
- (2) 御前崎の合成速度波形および積分変位波形は最大振幅のみならず位相も観測記録のそれを十分再現した。

高田の合成加速度波形および積分速度波形は御前崎の場合ほどは位相の再現ができなかったものの、最大値および全体的な経時変化はうまく再現できた。

川奈の合成加速度波形および積分速度波形は最大値が観測記録の最大値より若干大きくなり、特に最大値の発生時刻が異なった。この不一致の原因は主に、破壊が断層面で一様であると仮定したことによるものと考えられ、よりよい再現のためには最大値を生じている時刻で卓越している周期0.4秒前後の成分に対して多重震源解析を行い、その結果を用いて断層破壊の不均一性を表現する必要がある。

- (3) 高田および川奈の合成波形の速度応答スペクトルは観測記録の速度応答スペクトルをほぼ完全に再現した。
- (4) 本方法、Irikuraの方法および武村・池浦の方法の3つの方法で合成した御前崎における速度波形はほとんど同じ波形となり、方法による差はわずかであった。

本方法により合成した高田および川奈における加速度波形はIrikuraの方法により合成した加速度波形と比べて最大値が若干大きくなったものの、位相はほとんど同じであった。一方、武村・池浦の方法により合成した加速度波形は本方法やIrikuraの方法により合成した加速度波形とは少し異なった。これは、本方法やIrikuraの方法が断層面上の短周期の発生効率を一律と仮定しているのに対し、武村・池浦の方法では正規乱数で与えていることによる。

- (5) 本方法による高田および川奈における速度応答スペクトルとIrikuraの方法による速度応答スペクトルは、周期2~3秒を除いてほとんど一致した。この周期2~3秒における違いは、前震記録から要素断層の波形を求めるときの補正法の違いである。

また、武村・池浦の方法による高田および川奈における速度応答スペクトルは、Irikuraの方法による速度応答スペクトルと同様、周期1~3秒を除いてほとんど一致した。この周期1~3秒における違いも、前震記録から要素断層の波形を求めるときの補正法の違いである。

表 3.1 計算に用いた 1980 年伊豆半島東方沖地震の断層モデル

		前震	本震
震源時間		6月28日12時05分	6月29日16時20分
北緯		34°55.3'N	34°53.5'N
東経		139°13.8'E	139°13.7'E
震源深さ	[km]	11.6	10.5
マグニチュード	$M_J$	4.9	6.7
断層長さ	$L$ [km]	2.7 (16/6)	16
断層幅	$W$ [km]	1.3 (8/6)	8
食い違い量	$D$ [m]	0.17 (1/6)	1
地震モーメント	$M_0$ [dyne-cm]	$2.4 \times 10^{23}$	$5.1 \times 10^{25}$
実効応力	$\sigma_e$ [bar]	30	30
臨界振動数	$\omega_c/2\pi$ [Hz]	0.79	0.13
震源距離 (御前崎)	$r$ [km]	100.7	99.2
震源距離 (高田)	$r$ [km]	42.0	45.0
震源距離 (川奈)	$r$ [km]	15.1	15.3
地体構造			
剛性率	$\mu$ [dyne/cm <sup>2</sup> ]	$4.0 \times 10^{11}$	
S波速度	$\beta$ [km/sec]	3.8	
密度	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	2.8	
Q値	$Q$	250	

表 3.2 比較のために武村・池浦の方法で合成したときに与えた  $\kappa_{pq}$  の値N15°W S15°E

-0.54	1.54	-1.29	-0.22	2.88	-0.39
-0.54	0.06	-0.12	-0.37	0.28	-1.68
-0.62	-1.31	0.04	0.88	0.57	-0.56
-1.98	-0.15	0.98	-2.50	0.17	0.21
0.37	1.31	1.11	1.04	0.49	0.35
0.35	-0.91	1.03	1.10	-0.65	1.02

計算機が発生したデータの平均値=0.04  
(計算機に与えた平均値=0.0)

計算機が発生したデータの標準偏差=0.90  
(計算機に与えた標準偏差=1.0)

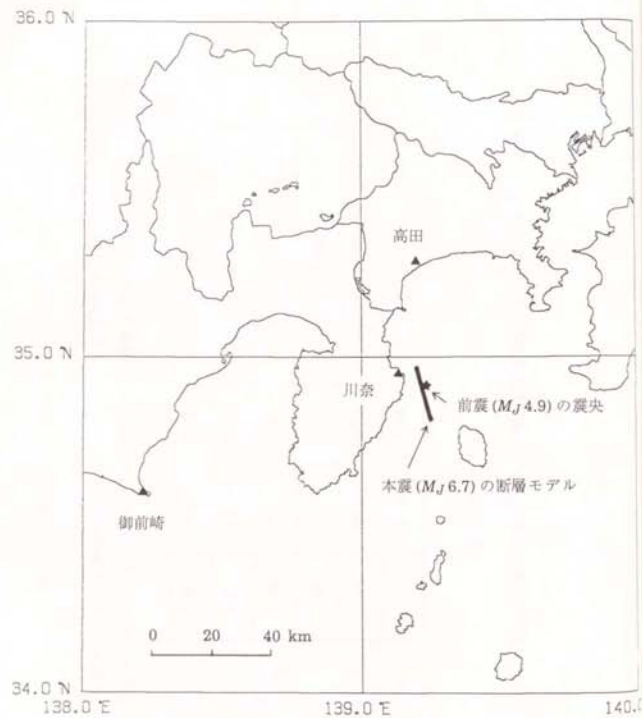


図 3.1 1980 年伊豆半島東方沖地震の震央および観測点の位置  
御前崎では速度波形が、高田と川奈では加速度波形が記録されている。

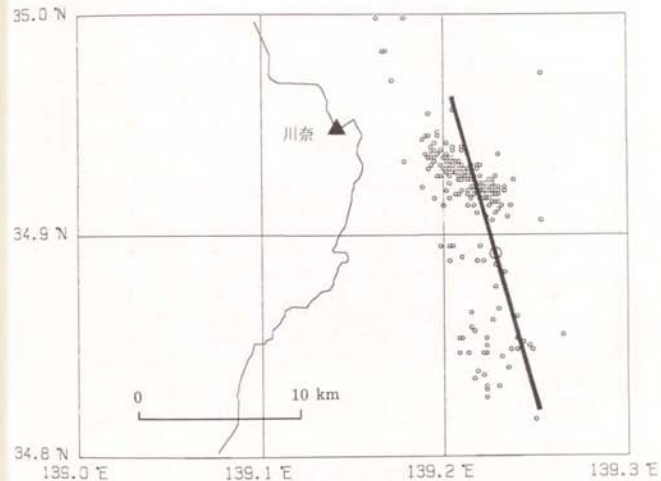


図 3.2 1980 年伊豆半島東方沖群発地震の震央および計算に用いた断層モデル  
[データは Matsu'ura (1983)<sup>9</sup>による]



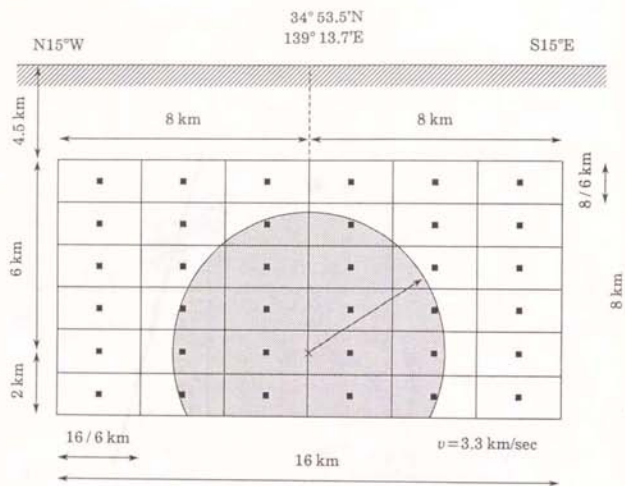


図 3.3 計算に用いた断層モデル

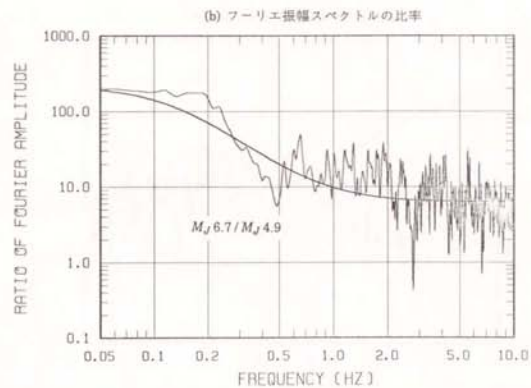
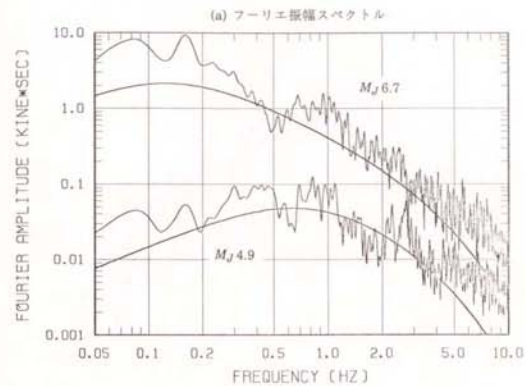


図 3.4 御前崎における速度記録(NS成分)のフーリエ振幅スペクトル、スペクトルモデル、およびその比率

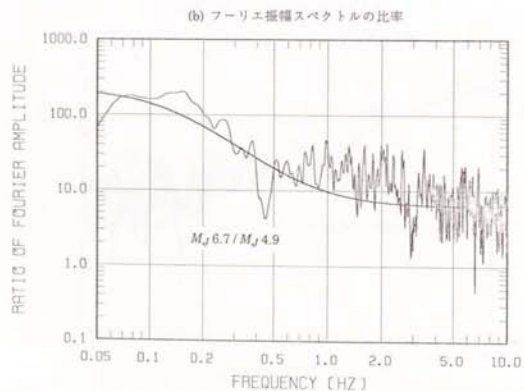
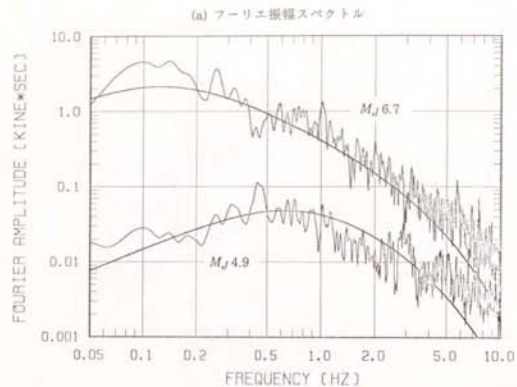


図 3.5 御前崎における速度記録 (EW 成分) のフーリエ振幅スペクトル、スペクトルモデル、およびその比率

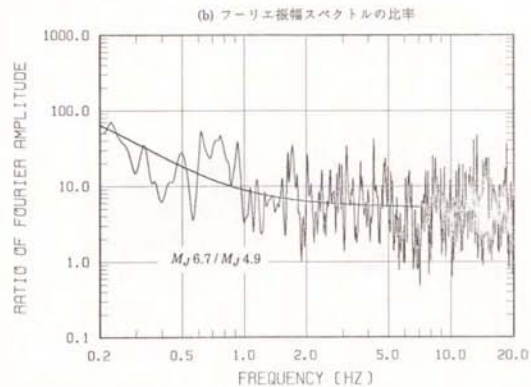
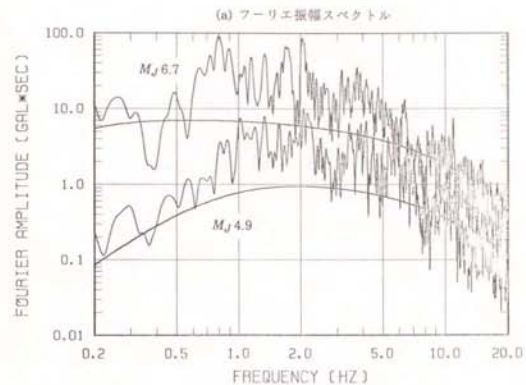


図 3.6 高田における加速度記録 (NS 成分) のフーリエ振幅スペクトル、スペクトルモデル、およびその比率

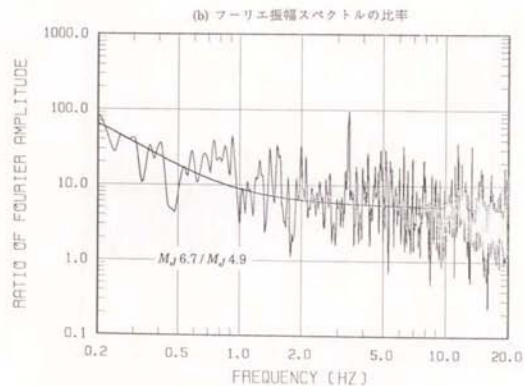
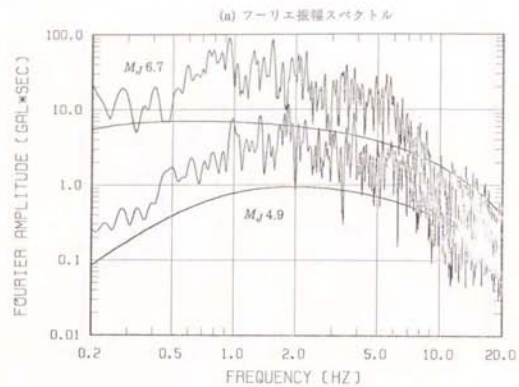


図 3.7 高田における加速度記録(EW成分)のフーリエ振幅スペクトル、スペクトルモデル、およびその比率

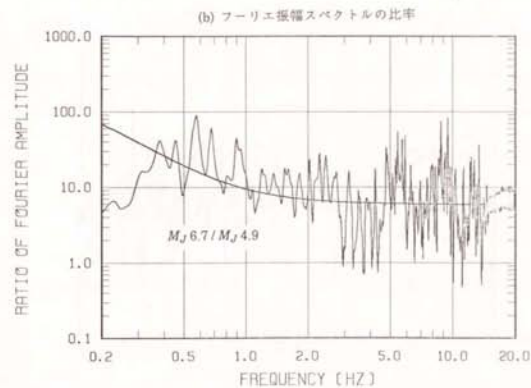
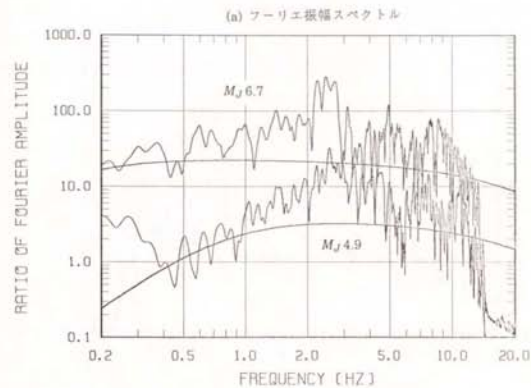


図 3.8 川奈における加速度記録(NS成分)のフーリエ振幅スペクトル、スペクトルモデル、およびその比率



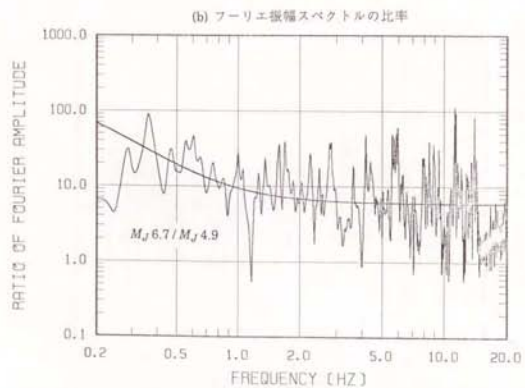
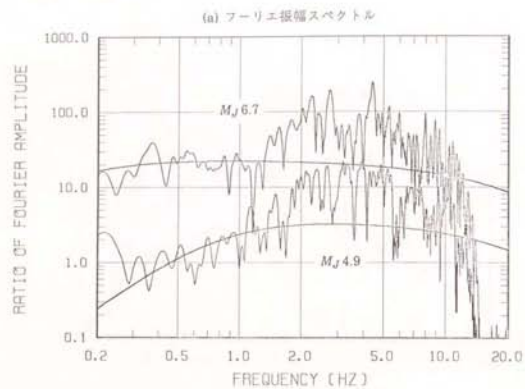


図 3.9 川奈における加速度記録 (EW 成分) のフーリエ振幅スペクトル、スペクトルモデル、およびその比率

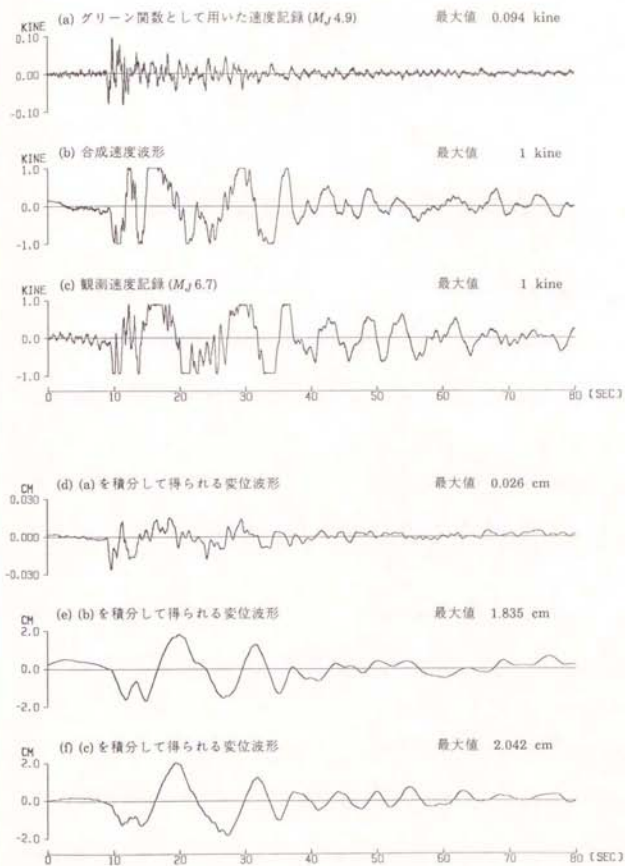


図 3.10 御前崎における合成結果の比較 (NS 成分)

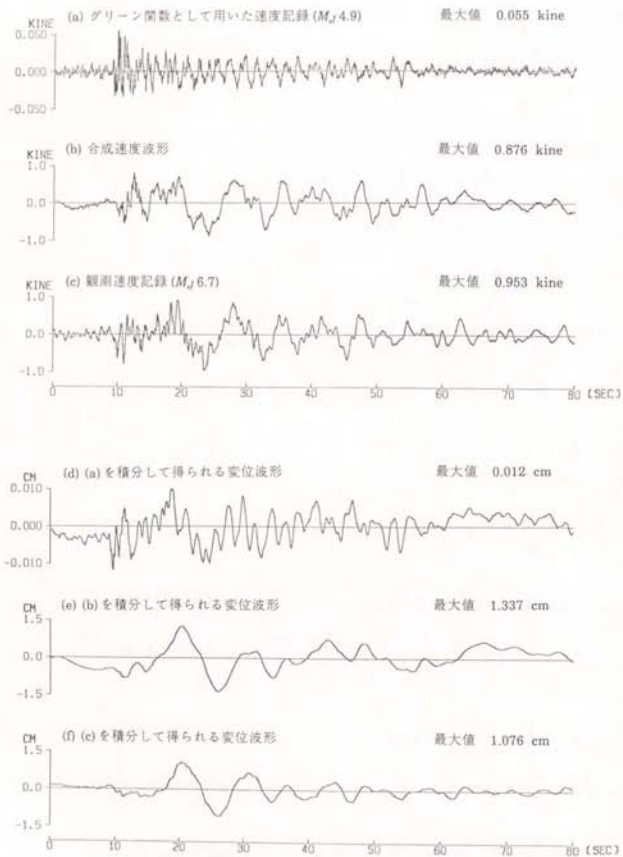


図 3.11 御前崎における合成結果の比較 (EW 成分)

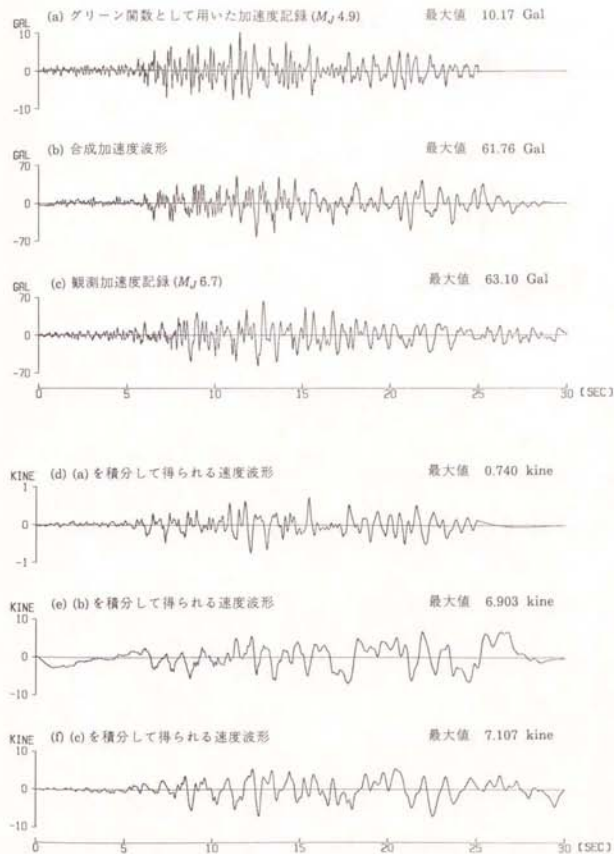


図 3.12 高田における合成結果の比較 (NS 成分)

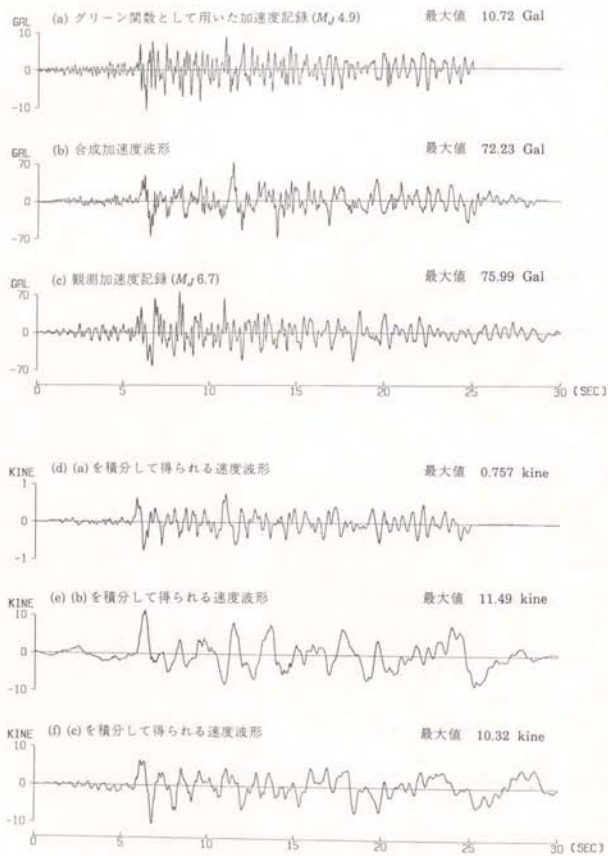


図 3.13 高田における合成結果の比較 (EW成分)

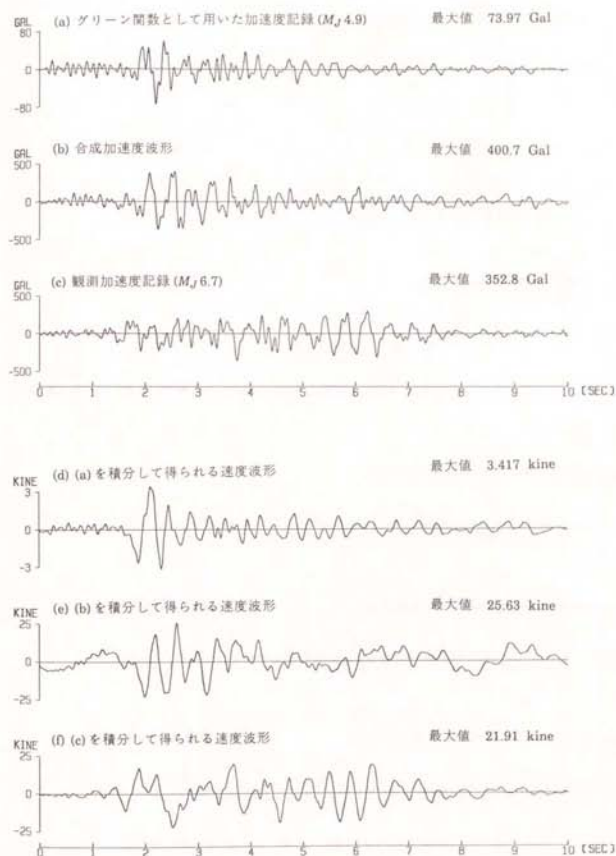


図 3.14 川奈における合成結果の比較 (NS成分)



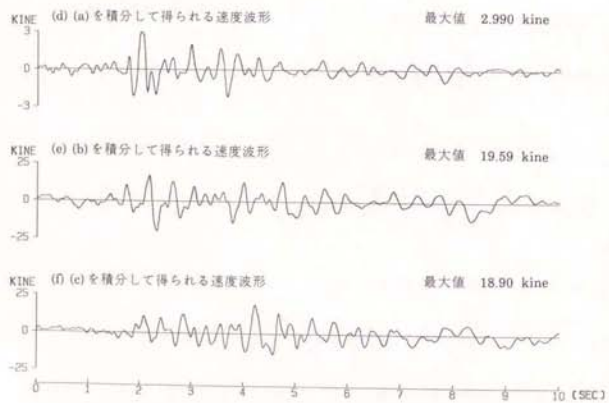
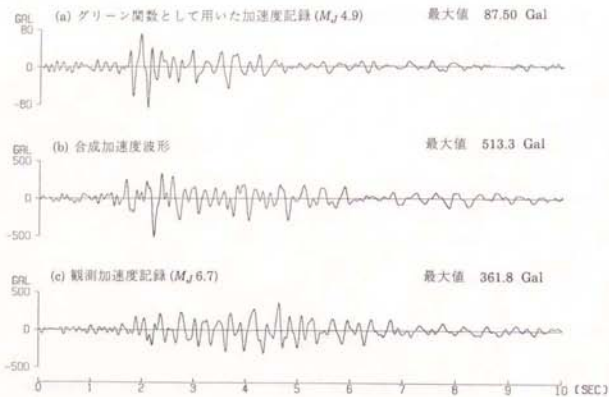


図 3.15 川奈における合成結果の比較 (EW成分)

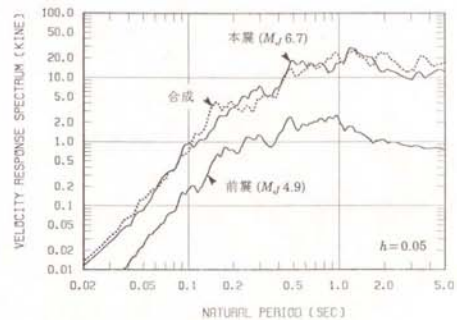


図 3.16 高田における速度応答スペクトルの比較 (NS成分)

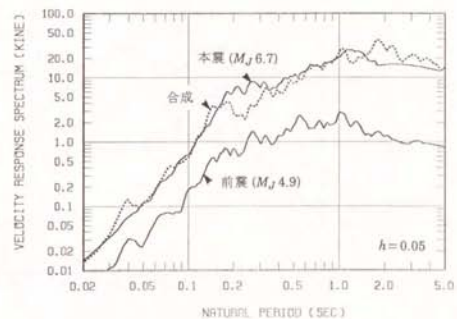


図 3.17 高田における速度応答スペクトルの比較 (EW成分)

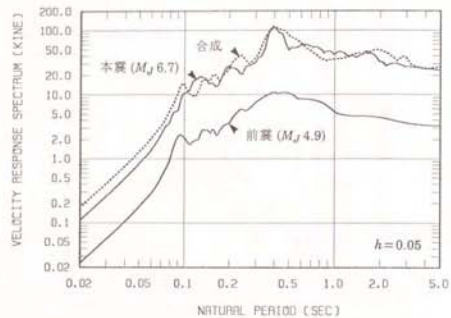


図 3.18 川奈における速度応答スペクトルの比較 (NS 成分)

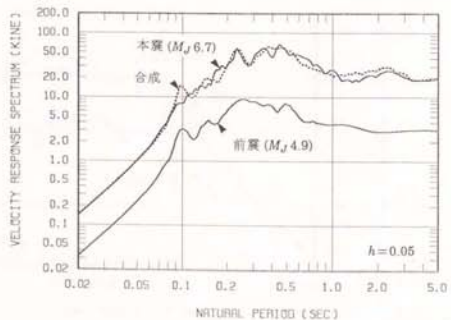


図 3.19 川奈における速度応答スペクトルの比較 (EW 成分)

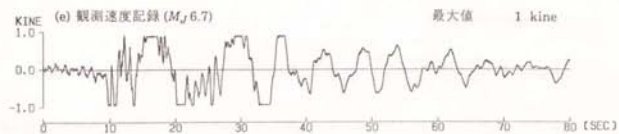
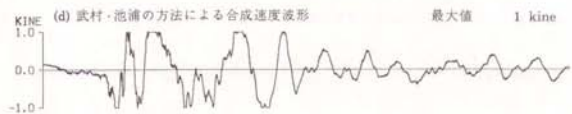
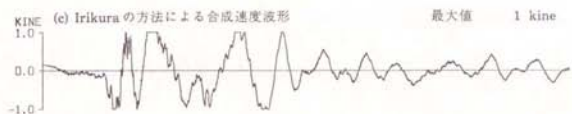
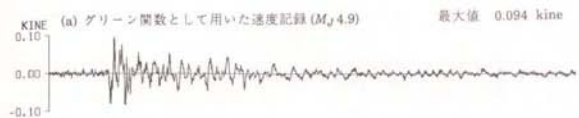


図 3.20 各種合成法による御前崎における速度波形の合成結果の比較 (NS 成分)

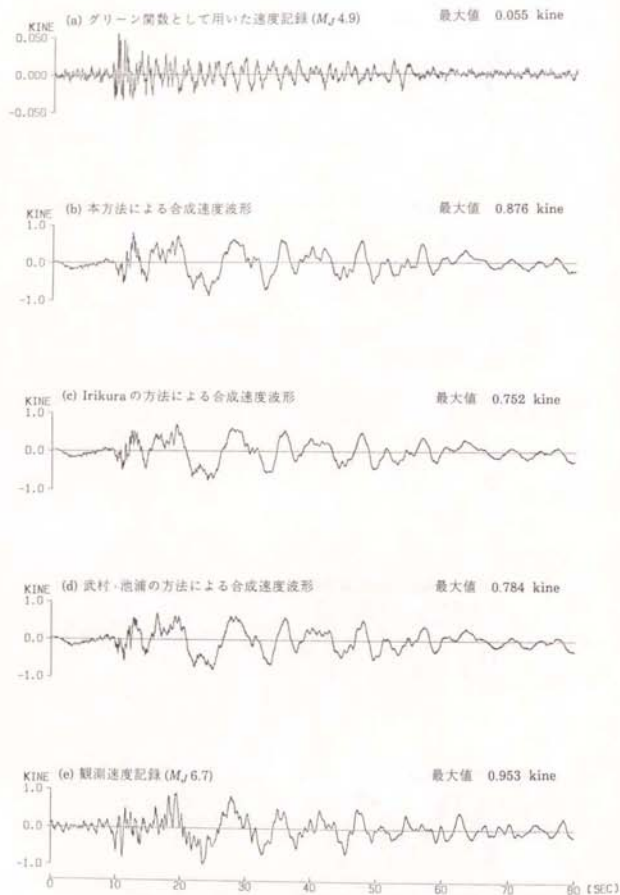


図 3.21 各種合成法による御前崎における速度波形の合成結果の比較 (EW 成分)

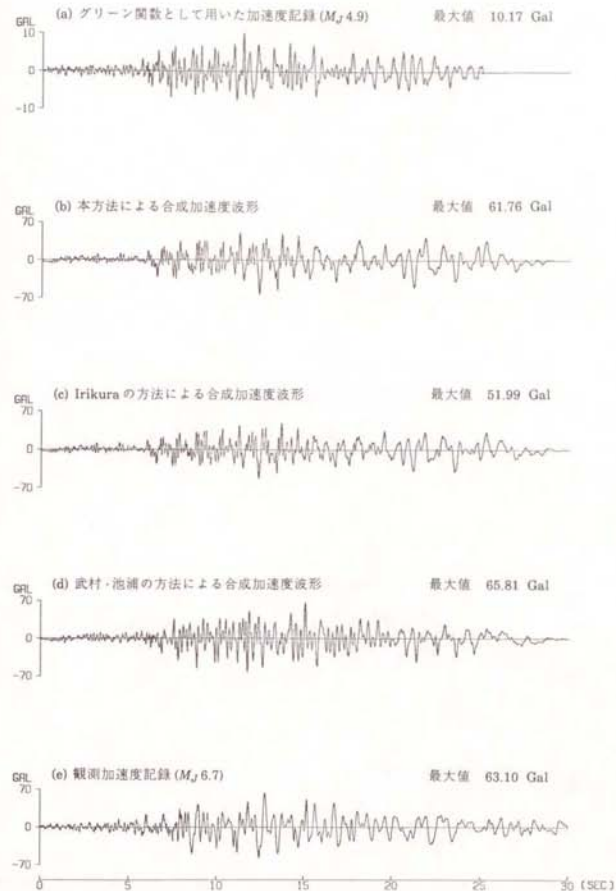


図 3.22 各種合成法による高田における加速度波形の合成結果の比較 (NS 成分)



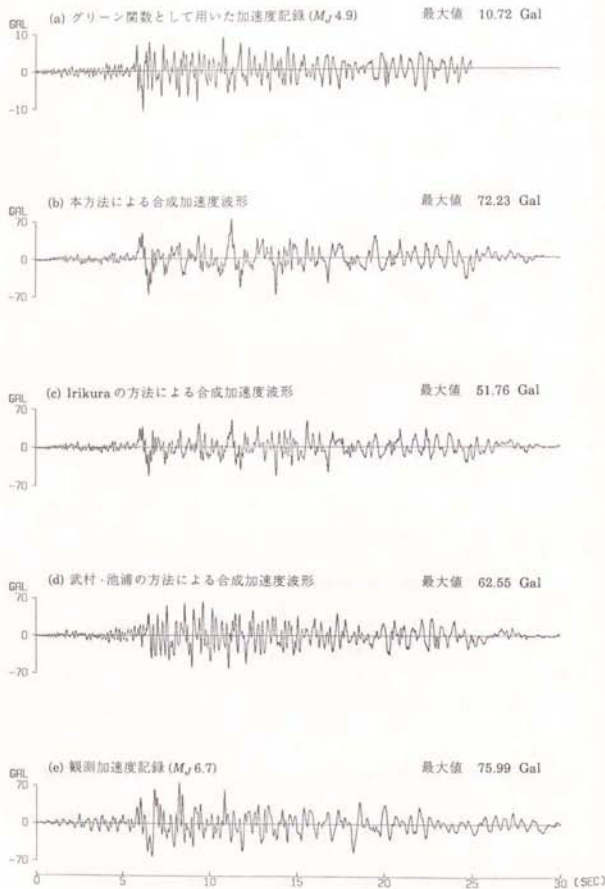


図 3.23 各種合成法による高田における加速度波形の合成結果の比較 (EW成分)

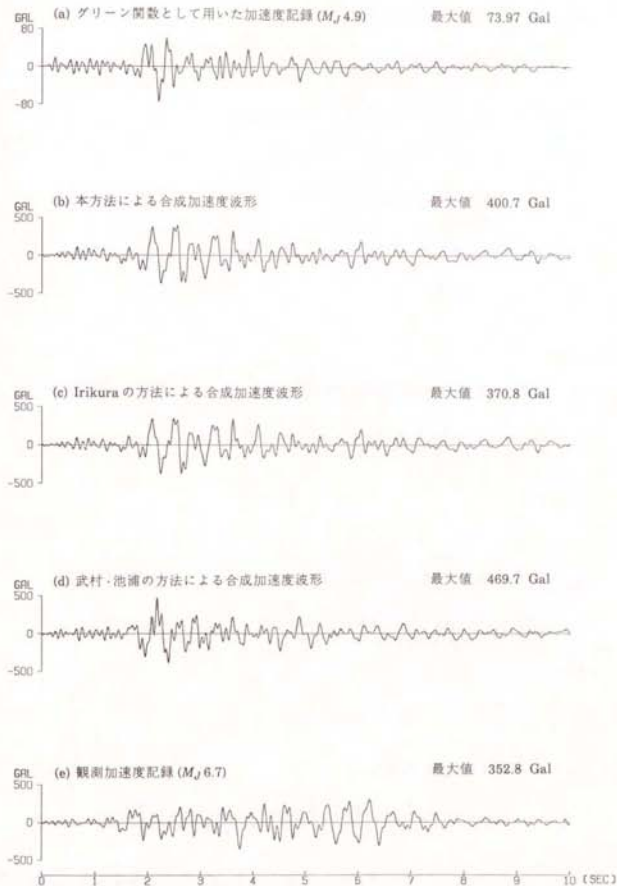


図 3.24 各種合成法による川奈における加速度波形の合成結果の比較 (NS成分)

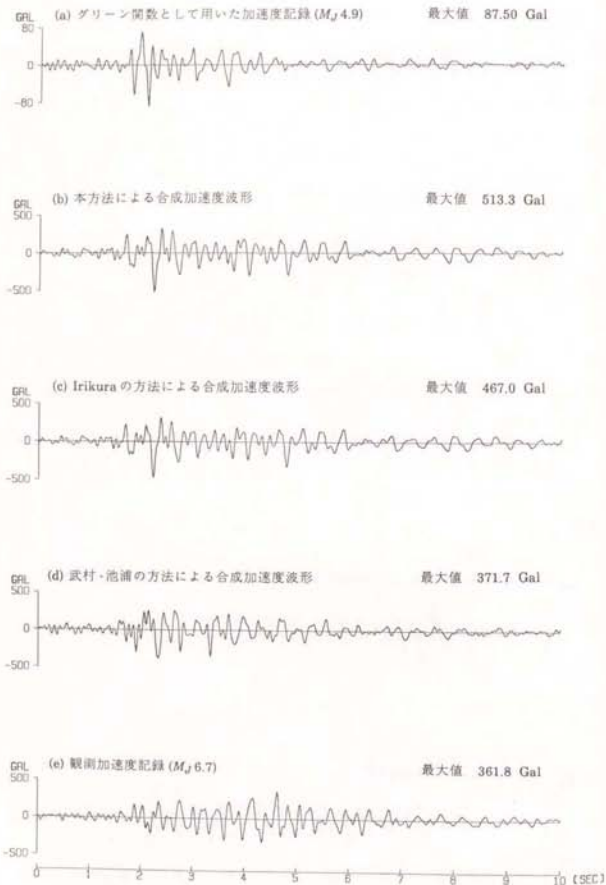


図 3.25 各種合成法による川奈における加速度波形の合成結果の比較 (EW 成分)

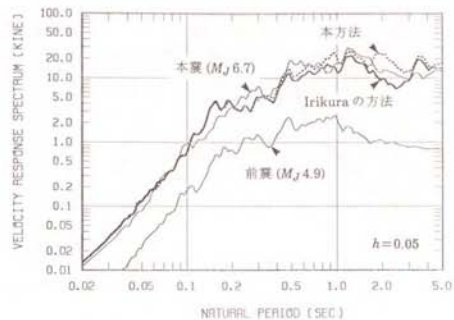


図 3.26 本方法および Irikuraの方法による高田における速度応答スペクトルの比較 (NS 成分)

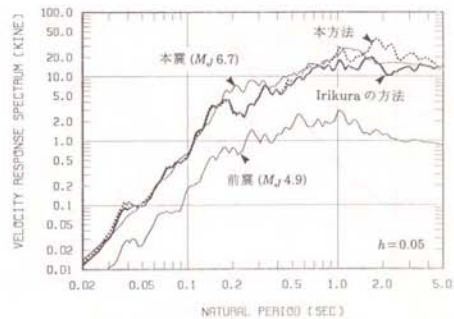


図 3.27 本方法および Irikuraの方法による高田における速度応答スペクトルの比較 (EW 成分)

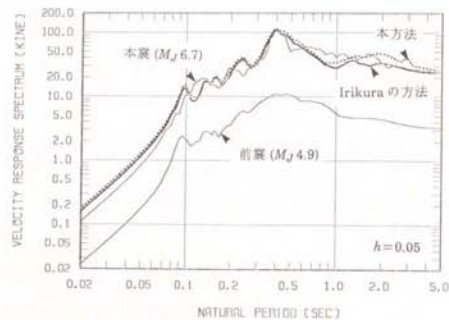


図 3.28 本方法および Irikura の方法による川奈における速度応答スペクトルの比較 (NS 成分)

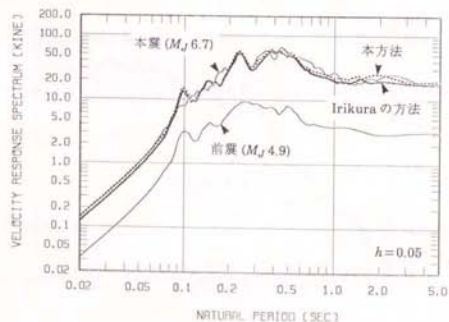


図 3.29 本方法および Irikura の方法による川奈における速度応答スペクトルの比較 (EW 成分)

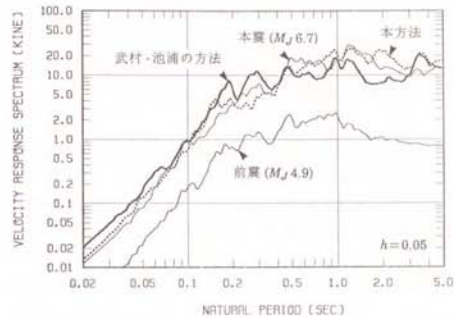


図 3.30 本方法および 武村・池浦の方法による高田における速度応答スペクトルの比較 (NS 成分)

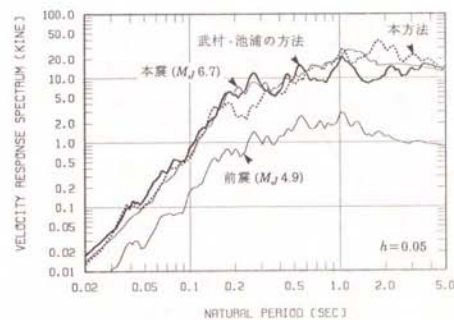


図 3.31 本方法および 武村・池浦の方法による高田における速度応答スペクトルの比較 (EW 成分)

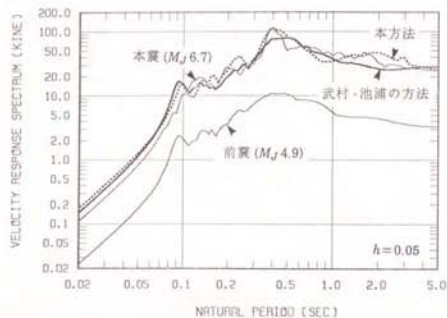


図 3.32 本方法および武村・池浦の方法による川奈における速度応答スペクトルの比較 (NS成分)

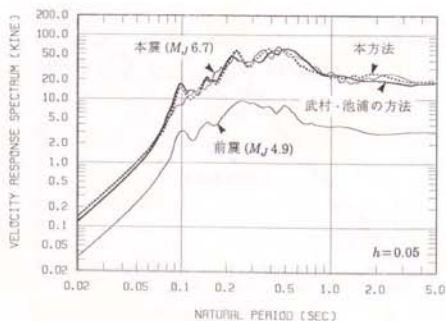


図 3.33 本方法および武村・池浦の方法による川奈における速度応答スペクトルの比較 (EW成分)

### 第3章の参考文献

- \*1 田中貞二・坂上実・大沢胖・吉沢静代(1980): 1980年伊豆半島東方沖地震および同群発地震の加速度強震記録と最大加速度データ, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 55, pp. 1043-1064.
- \*2 茂木清夫・望月裕峰(1980): 1980年伊豆半島東方沖地震の震源直上でのハイドロホンによる高周波振動の観測とそれによる地震断層の位置の推定, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 55, pp. 1017-1041.
- \*3 気象庁地震課地震予知情報室(1980): 伊豆半島東方沖の群発地震について, 地震学会講演予稿集, 昭和55年度秋季大会, p.1.
- \*4 唐謙郁夫・荻野泉・神定健二・津村建四朗・高橋正義・瀬川律子(1980): 1980年伊豆半島東方沖の群発地震について, 地震学会講演予稿集, 昭和55年度秋季大会, p.3.
- \*5 大竹政和・井元政二郎・石田瑞穂・大久保正・岡田義光・笠原敬司・立川真理子・松村正三・山水史生・浜田和郎(1980): 伊豆半島東方沖の地震(1980年6月29日)とその前後の地震活動, 地震学会講演予稿集, 昭和55年度秋季大会, p.4.
- \*6 石橋克彦(1980): 1980年伊豆半島東方沖群発地震の観測(1)6月29日16時20分の地震(M6.7)直後の余震分布, 地震学会講演予稿集, 昭和55年度秋季大会, p.6.
- \*7 井元政二郎・唐謙郁夫・松浦律子・山崎文人・吉田明夫・石橋克彦(1981): 1980年伊豆半島東方沖群発地震活動の発震機構, 地震, 第2輯, 第34巻, pp. 481-493.
- \*8 市川政治・望月英志(1971): 近地地震用の走時表について, 気象研究所研究報告, 第22巻, 3/4, pp. 229-290.
- \*9 Matsu'ura, R. (1983): Detailed study of the earthquake sequence in 1980 off the east coast of the Izu Peninsula, Japan, Journal of Physics of the Earth, Vol. 31, No.1, pp. 65-101.
- \*10 Mikumo, T. (1966): A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 44, pp. 965-1007.
- \*11 Ishida, M. and S. Asano (1979): A new seismicity map in the Kanto district, Japan, Journal of Physics of the Earth, Vol. 27, No.6, pp. 435-453.
- \*12 鳥崎邦彦(1980): 1980年伊豆半島東方沖地震の断層パラメーター, 地震学会講演予稿集, 昭和55年度秋季大会, p.8.



- \*13 岡田義光(1980): 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震の震源過程, 地震学会講演予稿集, 昭和55年度秋季大会, p.9.
- \*14 Kawasaki, I., Y. Suzuki and R. Sato (1973): Seismic waves due to a shear fault in a semi-finite medium, Part I: Point source, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 21, No.3, pp. 251-284.
- \*15 Kawasaki, I., Y. Suzuki and R. Sato (1973): Seismic waves due to a shear fault in a semi-finite medium, Part II: Moving source, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 23, No.1, pp. 43-61.
- \*16 山田善一・野田茂(1986): 離散型波数有限要素法を用いた地震動のシミュレーション, *自然災害科学*, Vol. 5, No. 2, pp. 35-60.
- \*17 Ikami, A. (1978): Crustal structure in the Shizuoka district, central Japan as derived from explosion seismic observations, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 26, No.3, pp. 299-331.
- \*18 工藤一嘉・座間信作・柳沢馬住・嶋悦三(1978): 伊豆半島におけるS波地下構造の推定, *東京大学地震研究所彙報*, Vol. 53, pp. 779-792.
- \*19 Olson, A., J. Orcutt and G. Frazier (1984): The discrete wavenumber/finite element method for synthetic seismograms, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 77, No.2, pp. 421-460.
- \*20 Takenaka, H. (1987): Strong-motion modeling of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake by inversion method, *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series VII (Geophysics)*, Vol. 8, No.2, pp. 155-172.
- \*21 佐々木俊二・沢田義博・矢島浩・江刺靖行・桜井彰雄(1983): 多層媒質中の断層運動による地震波のシミュレーション, 電力中央研究所報告, 研究報告: 383003, 電力中央研究所土木技術研究所.
- \*22 Takeo, M. (1988): Rupture process of the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake deduced from strong motion seismograms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No.3, pp. 1074-1091.
- \*23 Kennett, B. and N. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 57, No.3, pp. 557-583.
- \*24 Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No.4, pp. 959-971.

- \*25 Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol. 33, Part 2, No. 298, pp. 63-104.
- \*26 田中貞二・吉沢静代・坂上実・大沢幹(1982): 小地震記録の合成による強震動加速度特性の推定, *東京大学地震研究所彙報*, Vol. 57, pp. 561-579.
- \*27 福山英一・入倉孝次郎(1986): 1980年伊豆半島東方沖地震の震源過程, 地震学会講演予稿集, 昭和61年度秋季大会, p.82.
- \*28 村松郁榮・入倉孝次郎(1982): 大地震の強震動を予測する方法について, *自然災害科学*, Vol. 1, No. 1, pp. 29-43.
- \*29 Kanamori, H. and D. Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, No. 5, pp. 1073-1095.

#### 第4章 1976年中国唐山地震 ( $M_S 7.8$ ) の震源域における強震地動の推定

本章では、マグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震地動の推定例として、1976年中国唐山地震 ( $M_S 7.8$ ) の加速度波形の推定を行う。

ここではまず、地震学の分野で行われた周期10秒以上の長周期地震波形の研究等により決定されている断層モデルの中から、震央距離154 kmの北京飯店および震央距離398 kmの馮村橋における第二余震 ( $M_S 6.9$ ) による加速度記録を経験的グリーン関数として用いることにより、同じ観測点における本震による加速度記録を最もよく説明できる断層モデルを選定する。グリーン関数として用いる第二余震は、加速度波形が理論的に解析されている唯一の余震である。

次に、甚大な被害の原因を調べるために、震源域における強震地動を被災地域で得られた  $M_S 5$  クラスの余震の加速度記録をグリーン関数に用いて計算し、最大加速度、震動継続時間、加速度応答スペクトルを指標にして既往の研究や強震記録と比較し、定量的に震動強度を評価する。

#### 4.1 地震の概要

本節では、地震による被害および巨視的断層モデルに関する既往の研究の概要について述べる。

##### (1) 被害の概要

1976年7月28日3時42分(現地時間)、中国北東部の河北省唐山市を、 $M_S 7.8$ の強い地震が襲った。この地震により唐山市は壊滅的な被害を受け、死者数は242,000人、重傷者数は164,000人にのぼった。この惨事は、有史上死者数83万人以上を伴った1556年陝西地震につぐ大きな震災である。中国国家地震局(SSB, 1982)<sup>\*1</sup>によると、最も激しく揺れたところで震度11 ( $MM$  震度階11)にはは相当、震度の説明は表4.1を参照)であった。また、震度10以上の地域の面積は370 km<sup>2</sup>で唐山市の58.7%、震度9以上の地域の面積は1,800 km<sup>2</sup>で唐山市全域をおおい、その近郊の地方に及んだ(図4.1～図4.3)。

この地震により被害を受けた地域は30,000 km<sup>2</sup>にのぼり、中国全土の3分の1で揺れを感じた。唐山市では、建築土木構造物の94%、工業施設の80%が崩壊あるいは大きな被害を受けた。これらの構造物は、ごくわずかの工業施設が震度7の耐震設計を施されていた以外は、地震に対する配慮が全くされていなかった。

このように唐山地震は中国北東部に甚大な被害をもたらし、これをきっかけに中国における構造物の耐震設計は急速に発展した。この地震については、人的被害をはじめ、構造物や地盤の被害、震源メカニズム、地震活動、地殻構造などに関する多くの研究報告がある。しかしながら、より合理的な耐震設計を行うために必要な震源域における強震地動の推定については、地震学あるいは地震工学的な方法による研究はほとんど行われておらず、困難とされてきた。

##### (2) 断層モデルに関する既往の研究の概要

図4.4に、本震および  $M_L 5$  以上の余震の震央位置を示す(河北省地震局, 1980)<sup>\*2</sup>。余震は長さ約150 km、幅約40 kmの帯状に分布している。

Butler *et al.* (1979)<sup>\*3</sup> は、長周期  $P$  波初動の押し引き分布およびマントル

レーリ波 ( $R_3$ ) とマントルラブ波 ( $G_3$ ) を解析して、断層の走向  $N20^\circ E$ 、傾斜角  $80^\circ$ 、すべり角  $-175^\circ$ 、断層の長さ  $140 \text{ km}$ 、地震モーメント  $1.8 \times 10^{27} \text{ dyne-cm}$  を得た (図 4.5)。このときの断層の長さは余震分布より推定し、破壊は断層の中央から 2 方向 (bilateral) へ  $2.5 \text{ km/sec}$  の速度で広がるとしている。なお、断層の幅を  $15 \text{ km}$  と仮定して、平均食い違い量を  $2.7 \text{ m}$ 、応力降下量を約  $30 \text{ bar}$  と推定した。

Zhang *et al.* (1980)\*4 は、長周期  $P$  波 (周期  $10 \sim 100$  秒) のフーリエ振幅スペクトルを解析して、断層の走向  $N30^\circ E$ 、傾斜角  $90^\circ$ 、すべり角  $-180^\circ$ 、地震モーメント  $1.24 \times 10^{27} \text{ dyne-cm}$  を得た (図 4.6)。ただし、断層の長さは北東へ  $70 \text{ km}$ 、南西へ  $45 \text{ km}$ 、破壊速度は北東へ  $2.4 \text{ km/sec}$ 、南西へ  $3.0 \text{ km/sec}$  としている。また、断層幅として  $24 \text{ km}$  を得ているので、平均食い違い量は  $1.36 \text{ m}$ 、応力降下量は  $12 \text{ bar}$  と推定した。

Ishikawa *et al.* (1983)\*5 は本震と、本震の 15 時間後に発生した  $M_S 7.1$  の最大余震の間に起こった余震の震央分布より、本震の断層の長さを  $90 \text{ km}$  と推定した。

#### 4.2 遠方場の加速度波形の合成による最適断層モデルの選定

本節では、次節で行う震源域における強震地動の推定に必要な短周期地震波用の断層モデルを選定するために、長周期地震波の研究により求められた巨視的断層モデルと調和する範囲で、断層パラメータを少しずつ変え、遠方場の加速度波形の合成を行い、最適モデルを選定する。

##### (1) 観測記録

本震および  $M_S 6.9$  の第二余震の加速度波形が Beijing Hotel (北京飯店, 北緯  $39^\circ 51'$ , 東経  $116^\circ 20'$ ) の地下室と Fengcun Bridge (馮村橋, 北緯  $37^\circ 23'$ , 東経  $114^\circ 26'$ ) の地表面で記録されているため (図 4.4)、本研究ではこの余震の記録をグリーン関数として、本震の加速度波形の再現を行った。いずれの記録波形も、有効振数帯域  $0.5 \sim 35 \text{ Hz}$  の RDZ1-12-66 型強震計で記録されたものである (IEM, 1986)\*6。図 4.7 ~ 図 4.10 に、Beijing Hotel および Fengcun Bridge で記録された本震と余震の加速度波形のフーリエ振幅スペクトル、およびその比率を示す。フーリエ振幅スペクトルの比率は、周波数が  $0.5 \sim 1 \text{ Hz}$  で約 2、 $2 \sim 35 \text{ Hz}$  で 3 ないし 4 である。なお、本震の震源位置は北緯  $39^\circ 38'$ 、東経  $118^\circ 11'$ 、深さ  $11 \text{ km}$ 、第二余震の震源位置は北緯  $39^\circ 17'$ 、東経  $117^\circ 50'$ 、深さ  $17 \text{ km}$  であり (河北省地震局, 1980)\*2、観測された本震と第二余震の加速度波形は合成結果とともに図 4.13 ~ 図 4.16 に示している。

##### (2) 断層モデルの設定

図 4.11 は、中国国家地震局 (1982)\*1 の推定した断層線である。この図と、本震発生から最大余震発生までの 15 時間に起こった余震の震央分布から、図 4.12 に示すように、本研究では断層位置を本震および  $M_S 7.1$  と  $M_S 6.9$  の最大および第二余震の震央位置により決め、断層の長さは  $N61.0^\circ E$  の方向へ  $45 \text{ km}$ 、 $S37.8^\circ W$  の方向へ  $45 \text{ km}$  とした。これは図 4.4 に示した余震分布の広がりより狭い断層モデルを設定したことになっているが、図 4.4 の方は  $M_S 7.1$  の最大余震および  $M_S 6.9$  の第二余震に伴う  $M_L 5$  クラスの余震をも含んでいるためである。



また、断層の幅は22.5 kmと15 kmの2通りを考え、地震モーメントは前項で述べた Butler *et al.* (1979)<sup>3</sup>と Zhang *et al.* (1980)<sup>4</sup>の結果と調和するよう、 $0.1 \times 10^{27}$  dyne-cm きざみで  $1.0 \sim 2.2 \times 10^{27}$  dyne-cm、破壊速度は0.1 km/sec きざみで2.0~3.5 km/secの間で変化させた。ここに、断層は鉛直、剛性率は  $3.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>、S波速度は3.5 km/sec、Q値は500、破壊様式は震源を中心とする同心円状とした。表4.2はパラメータを整理したものであるが、短周期領域において $\omega^2$ モデルにより期待される本震波形のフーリエ振幅スペクトルと余震波形のフーリエ振幅スペクトルの比率 $\sqrt{ab}d$ は、図4.7~図4.10に示した加速度記録から求まる比率を包含している。設定したモデルの総数は、幅が2通り、地震モーメントが13通り、破壊速度が16通りであるので、 $2 \times 13 \times 16 = 416$ となる。

### (3) 要素地震の断層パラメータ

Ishikawa *et al.* (1983)<sup>5</sup>によれば、 $M_S$  6.9の余震の地震モーメントは  $5.2 \times 10^{25}$  dyne-cmであり、強震加速度記録を積分して求めた変位波形の解析を行った Yuan *et al.* (1986)<sup>7</sup>によれば、メカニズムは本震とはほぼ同じ横ずれ断層で、そのエネルギー放出中心の大きさはおよそ7.5 km  $\times$  7.5 kmである。従って、この余震の平均くい違い量( $D = M_0/\mu LW$ )は264 cm、実効応力( $\sigma_e = 2\mu D/nW$ )は78.5 barと求まる。ここに、実効応力( $\sigma_e$ )は応力降下量( $\Delta\sigma$ )に等しいと仮定した。

### (4) 遠方場加速度波形の再現

上述した416通りのモデルを用いて、遠方場における加速度波形を合成した結果、最大加速度値および震動継続時間の再現性のよいものとして、地震モーメント  $2.0 \sim 2.1 \times 10^{27}$  dyne-cm (破壊速度2.3 km/sec) および、地震モーメント  $1.6 \sim 1.8 \times 10^{27}$  dyne-cm (破壊速度2.5 km/sec) が得られた。ただし、断層の幅はいずれも15 kmである。グリーン関数として用いた余震の実効応力は78.5 bar、上述の最適モデルの実効応力は50.3ないし66.0 barであるので、本震と余震の短周期地震波の発生効率(単位断層面当たりの放出エネルギー)はあまり

違わなかったと考えられる。

図4.13~図4.16には、グリーン関数として用いた余震記録、Butler *et al.*による断層モデルを用いたときの合成結果、Zhang *et al.*による断層モデルを用いたときの合成結果、および最適なモデルの一例として、断層幅15 km、地震モーメント  $2.0 \times 10^{27}$  dyne-cm、破壊速度2.3 km/secのときの合成結果を示す。ただし、Butler *et al.*による断層モデルとしては、断層幅15 km、地震モーメント  $1.8 \times 10^{27}$  dyne-cm、破壊速度2.5 km/secのモデルを、Zhang *et al.*による断層モデルとしては、断層幅22.5 km、地震モーメント  $1.2 \times 10^{27}$  dyne-cm、破壊速度2.7 km/secのモデルを対応するモデルとした。また、図4.17~図4.20にはそれぞれの加速度波形を周波数領域で積分して得られる速度波形を、図4.21~図4.24には速度応答スペクトル(減衰定数5%)を示す。

SN成分についてみると、推定最大加速度値はButler *et al.*による断層モデルではBeijing Hotelで58.5 Gal、Fengcun Bridgeで16.1 Galであるのに対し、Zhang *et al.*による断層モデルでは28.4 Galおよび5.12 Galである。実際の最大加速度値は、Beijing Hotelで55.5 Gal、Fengcun Bridgeで15.9 Galであるから、Butler *et al.*の断層モデルは非常によい結果を与えているのに対し、Zhang *et al.*の断層モデルはおよそ3分の1の大きさしか与えていない。実際にはグリーン関数として用いる余震のスペクトルモデルにより結果も変わってくるが、この二つの例は、長周期地震波の解析により得られた断層諸元を用いて短周期の地震波を推定するときには、十分な注意が必要であることを示している。特に、地震モーメントと断層長さが一定ならば、応力降下量は断層幅の自乗に反比例するため、断層幅は本方法の合成結果にかなりの影響を及ぼすことがわかる。

一方、最適なモデルによる最大加速度値はBeijing Hotelで51.4 Gal、Fengcun Bridgeで16.1 Gal、震動継続時間はそれぞれ約25秒と約30秒であり、加速度波形はよく再現されているといえる。また、スペクトル特性も全体としてはよく再現されており、長周期地震波の解析で得られた断層パラメータの範囲で、短周期地震波に対する最適モデルが得られていることがわかる。



#### 4.3 震源域における強震地動の推定

本節では、前節で得られた短周期地震波用の断層モデルに、被災地域で得られた  $M_S$  5クラスの余震の加速度記録をグリーン関数として適用して、震源域における強震地動を推定する。

##### (1) 本震の断層モデル

前節では、 $M_S$  6.9の余震記録を用いて、比較的遠方(北京飯店  $\Delta=154$  km および馮村橋  $\Delta=398$  km)における本震の加速度波形を合成した。その結果、本震の断層の長さは震源から  $N61.0^\circ E$  の方角へ  $45$  km、 $S37.8^\circ W$  の方角へ  $45$  km、幅は  $15$  km、地震モーメントは  $1.6 \sim 2.1 \times 10^{27}$  dyne-cm、破壊速度は  $2.3 \sim 2.5$  km/sec のモデルが適切であることがわかった。また、断層は鉛直右横ずれ型、煤質の剛性率は  $3.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>、S波速度は  $3.5$  km/sec、Q値は  $500$  とし、破壊は震源より同心円状に広がるものとした。

本節では、最適モデルの1例として地震モーメント  $2.0 \times 10^{27}$  dyne-cm、破壊速度  $2.3$  km/sec を選んだ。このとき、平均くい違い量は  $423$  cm、応力降下量は  $62.9$  bar となる。

##### (2) 観測記録

本震発生後ただちに、被災地において臨時の余震観測が始められ、5つの観測点で35地震 ( $M_L$  3.5~5.8) の約100記録が得られた。記録のほとんどは、振動数帯域  $0.5 \sim 35$  Hz の RDZ1-12-66型強震加速度計で記録されたものである (IEM, 1986)\*5。

図4.25に5つの臨時観測点を三角印で示す。発表された震度は Tangshan Cement Mill (CM, 北緯  $39^\circ 38' 30''$ , 東経  $118^\circ 11' 29''$ ) で11、Tangshan Airfield (AR, 北緯  $39^\circ 39' 33''$ , 東経  $118^\circ 08' 17''$ ) で10、Qianan (QI, 北緯  $39^\circ 57' 21''$ , 東経  $118^\circ 43' 52''$ ) と Changli (CH, 北緯  $39^\circ 45' 29''$ , 東経  $119^\circ 05' 44''$ ) で7、Yutian (YU, 北緯  $39^\circ 53' 02''$ , 東経  $117^\circ 44' 54''$ ) で6である。小さい白丸は、グリーン関数に用いた余震の震央で、その  $M_S$  は中国国家地震局 (1982)\*1 と Zhang et al. (1980)\*4 で異なっているため、各余震に対して2つの値を示して

おいた。なお、#3の余震は  $M_L$  しか発表されていないので (河北省地震局, 1980)\*2、唐山地区の  $M_S$  と  $M_L$  の関係から  $M_S$  の上限値と下限値を  $4.6$  と  $4.2$  と仮定した。また、#1、#2、#4の余震の震源深さは決定されていないため、本震の震源深さと同じ  $11$  km を仮定した。

各余震の断層パラメータを決めるため、 $M_S$  と  $M_0$  の関係を本震と主な余震のデータを使って最小自乗法で求め、 $\log M_0 = 1.5 M_S + 15.5$  を得た。図4.26は、使ったデータと得られた回帰直線である。一方、実効応力としては、 $M_S$  6.9の余震の実効応力と等しく  $78.5$  bar であると仮定したとき、および本震の断層モデルの実効応力と等しく  $62.9$  bar であると仮定したときの2通りを考えた。断層の長さは幅の2倍 (Geller, 1976)\*8、実効応力と応力降下量は等しいと仮定し、 $M_S$  と  $\sigma_e$  だけから他のすべての断層パラメータ ( $M_0, L, W, D$ ) を決めた。本震およびグリーン関数に用いる余震の断層パラメータを表4.3に示す。

図4.27~図4.31に、各臨時観測点に対してグリーン関数として用いるのに最も適していると思われる記録を示す。記録は、本震の断層面上あるいはその近傍で発生した余震による記録のうち S/N 比のよいものを選択した。図4.32~図4.36にはまた、各波形のフーリエ振幅スペクトルと、上で求めた断層パラメータを (2.36) 式に代入して得られる遠方場 S 波のスペクトルモデルを示す。ここに  $FS=1.0$ 、 $HS(\omega)=2.0$  (半無限煤質) とした。スペクトルモデルはいずれも  $M_S$  が2通り、実効応力が2通りであるから4本存在する。図から、余震記録のフーリエ振幅スペクトルは図示した4本のスペクトルモデルでは包含されていることが分かる。なお、ここでは観測記録に合うような Q 値として  $1,000$  を採用した。

##### (3) 震源域における強震地動の合成結果

図4.37~図4.46には、各観測点における合成波形 (4ケース) をグリーン関数として用いた余震記録とともに示す。波形は、基礎補正のため  $0.3 \sim 0.6$  Hz の間でコサイン関数で滑らかに変化するローカットフィルターを用いて、長周期成分を除去している。

#### 4.4 考察

本節でははじめに、提案した方法を震源域に適用したことから、観測記録を遠方場近似することによる誤差のおおまかな評価式を導く。次に、推定した強震地動について、最大加速度、震動継続時間、加速度応答スペクトルを指標にして、既往の研究や強震記録と比較し、定量的に地震動特性を評価する。最後に、遠方場近似による誤差と震源スペクトルの設定による変動幅との比較を行う。

##### (1) 遠方場近似の誤差評価

ダブルカップル力により励起される地震波のうち、遠距離項 (far-field term) におけるトランスバース成分のフーリエ振幅スペクトルは下のようになる (Aki and Richards, 1980)\*9。

$$U^{FF}(t) = 0 \quad (4.1)$$

$$U^{FS}(t) = \frac{1}{4np\beta^3 r} (\cos 2\theta \cos \phi \bar{\theta} - \cos \theta \sin \phi \bar{\phi}) M_0(t - \frac{r}{\beta}) \quad (4.2)$$

一方、中距離項 (intermediate-field term) におけるトランスバース成分のフーリエ振幅スペクトルは下のようになる。

$$U^{IP}(t) = -\frac{2}{4npa^2 r^2} (\cos 2\theta \cos \phi \bar{\theta} - \cos \theta \sin \phi \bar{\phi}) M_0(t - \frac{r}{a}) \quad (4.3)$$

$$U^{IS}(t) = \frac{3}{4np\beta^2 r^2} (\cos 2\theta \cos \phi \bar{\theta} - \cos \theta \sin \phi \bar{\phi}) M_0(t - \frac{r}{\beta}) \quad (4.4)$$

ここで、遠距離項におけるトランスバース成分のフーリエ振幅スペクトルを  $\Omega^F(\omega)$ 、中距離項におけるトランスバース成分のフーリエ振幅スペクトルを  $\Omega^I(\omega)$  とおくと下のようになる。

$$\Omega^F(\omega) = \frac{1}{4np\beta^3 r} (\cos 2\theta \cos \phi \bar{\theta} - \cos \theta \sin \phi \bar{\phi}) \omega M_0(\omega) \exp \left[ -j\omega \frac{r}{\beta} \right] \quad (4.5)$$

$$\begin{aligned} \Omega^I(\omega) = & -\frac{2}{4npa^2 r^2} (\cos 2\theta \cos \phi \bar{\theta} - \cos \theta \sin \phi \bar{\phi}) M_0(\omega) \exp \left[ -j\omega \frac{r}{a} \right] \\ & + \frac{3}{4np\beta^2 r^2} (\cos 2\theta \cos \phi \bar{\theta} - \cos \theta \sin \phi \bar{\phi}) M_0(\omega) \exp \left[ -j\omega \frac{r}{\beta} \right] \end{aligned} \quad (4.6)$$

中距離項におけるスペクトル  $\Omega^I(\omega)$  と遠距離項におけるスペクトル  $\Omega^F(\omega)$  と

の比の絶対値をとると次のようになる。

$$\left| \frac{\Omega^I(\omega)}{\Omega^F(\omega)} \right| = \left| -\frac{2\beta}{ra} \left( \frac{\beta}{a} \right)^2 \exp \left[ -j\omega \left( \frac{r}{a} - \frac{r}{\beta} \right) \right] + \frac{3\beta}{ra} \right| \leq \frac{11\beta}{3ra} \quad (4.7)$$

ここに、 $a = \sqrt{3}\beta$  としている。(4.7)式により、観測記録を遠方場近似することによるおおまかな誤差が評価できる。

##### (2) 最大加速度

各観測点に対してグリーン関数として用いた余震の震源スペクトルとして、2種類の地震モーメントと2種類の実効応力を設定したので、各観測点の各成分 (SN成分およびEW成分) に対して4通りの結果が得られる。表4.3に合成波形の最大加速度とその平均値および平均値±標準偏差の範囲を示す。

ここに、最大加速度の分布としては下に示す対数正規分布を仮定している。

$$P(a) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} qa} \exp \left[ -\frac{(\ln a - p)^2}{2q^2} \right] \quad (4.8)$$

2つのパラメータ  $p$  と  $q$  は下の式で与えられる。

$$p = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln A_i \quad (4.9)$$

$$q^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\ln A_i - p)^2 \quad (4.10)$$

$A_i$  は合成波形の最大値で  $n$  は今の場合8である。表4.3の合成波形の最大加速度の平均値および平均値±標準偏差の範囲は  $[\exp(p-q), \exp(p), \exp(p+q)]$  を示したものである。表には後述の Kanai (1983)\*10 および Fukushima and Tanaka (1990)\*11 による式を用いて推定した値も示している。

はじめに、いくつかの理論的研究が破壊の進行している断層面そのものの動きについて行われているので、そのうちの1つである、下に示す Brune (1970)\*12 の提案した断層のごく近傍の最大加速度を与える式を用いて、唐山地震の震源域の最大加速度を求めてみる。

$$A_{\max} = \frac{2a_v}{\rho\beta\Delta t} \quad (4.11)$$

ここに、 $\sigma_p$  は断層面に働いている実効応力、 $\rho$  は密度、 $\beta$  は S 波速度、 $\Delta t$  は考察の対象としている周期である。今の例の場合、 $\sigma_p=62.9$  bar、 $\rho=2.9$  gram/cm<sup>3</sup>、 $\beta=3.5$  km/sec、 $\Delta t=0.1\sim 0.2$  秒とすると、断層のごく近傍の最大加速度は 620~1,240 Gal と求まる。

一方、Kanai (1983)\*10 は下式で示される震度 (MM 震度階) と最大加速度の関係を得ている。

$$A_{max} = 1.6 \times T_G^{-1.9} \times 10^{0.18 I_{MM}} \quad (4.12)$$

ここに  $A_{max}$  は最大加速度 (Gal)、 $T_G$  は観測点における卓越周期 (秒)、 $I_{MM}$  は震度である。Kanai の扱ったデータの範囲は、 $A_{max}$  30~330 Gal、 $T_G$  0.2~0.9 秒、 $I_{MM}$  5.75~8 である。発表された震度は、CM で 11、AR で 10、QI と CH で 7、YU で 6 であるので、観測点における卓越周期を図 4.32~図 4.36 より 0.2 秒とすると、(4.12) 式によれば、CM で 1,238 Gal (外挿)、AR で 818 Gal (外挿)、QI と CH で 236 Gal、YU で 156 Gal と求まる。

また、1940 年 Imperial Valley 地震 ( $M_S$  7.1) の記録以来、300 Gal を超える多くの強震記録がマグニチュード 7 クラスの地震の震源域で観測されている。中でも典型的な強震記録は、1966 年 Parkfield 地震 ( $M_S$  6.4)、1971 年 San Fernando 地震 ( $M_S$  6.6)、1979 年 Imperial Valley 地震 ( $M_S$  6.9) の震源域で観測された記録である。このような震源域で観測された強震記録を含むデータに対して、Joyner and Boore (1981)\*13、Campbell (1981)\*14、Fukushima and Tanaka (1990)\*11 等は距離減衰式を求めた。Fukushima and Tanaka の研究によれば、 $A_{max}$  (Gal) を水平成分の最大値、 $R$  (km) を観測点と断層面との最短距離とすると下のような関係がある。なお、この式の標準偏差は 0.21 である。

$$\log_{10} A_{max} = 0.41 M_S - \log \left[ R + 0.032 \times 10^{0.41 M_S} \right] - 0.0034 R + 1.30 \quad (4.13)$$

上式による各観測点における推定最大加速度を平均値および平均値±標準偏差の形で表 4.3 に示す。

一方、日本においては、地震の震源域における強震地動の研究が、多くの研

究者によって行われてきた。岡本 (1968)\*15 は、マグニチュード 5.0~8.4 の範囲で加速度の上限值と下限値をそれぞれ 12M<sup>2</sup> (Gal) と 6M<sup>2</sup> (Gal) とした。この結果は、14 の地震について、墓石や組積構造物などの挙動、家屋の被害の程度、強震観測記録等の現地調査に基づいたものである。表・その他 (1978)\*16 はマグニチュード 6.5~7.3 の 4 つの地震の震源域の最大加速度値を推定し、マグニチュードが 7 を超える地震では加速度の上限值は 500~600 Gal であることを示した。Hisada *et al.* (1978)\*17 は現地調査の研究結果を考慮して、震源域の岩盤敷地における平均的な最大加速度値として 9M<sup>2</sup> を提案した。従って、林・阿部 (1984)\*18 による気象庁マグニチュード  $M_J$  と表面波マグニチュード  $M_S$  の関係式  $M_J = 0.79 M_S + 1.44$  を用いると、地震の震源域の最大加速度値の下限値、平均値、上限値の範囲として [347.520-693] が得られる。

以上の比較から、唐山地震の震央域における地動の最大加速度は、震度やマグニチュードをパラメータとした経験式により推定される値と比べてやや大きい値であったといえる。

### (3) 震動継続時間

本論文では (4.14) 式で示される Jennings *et al.* (1968)\*19 の包絡関数を考え、最小自乗法によりパラメータ  $t_a$ 、 $t_b$ 、 $t_c$ 、 $A$  および  $B$  を決めた (壇・渡辺, 1989)\*20。

$$E(t) = \begin{cases} 0 & 0 \leq t \leq t_a \\ A(t-t_a)^2/(t_b-t_a)^2 & t_a \leq t \leq t_b \\ A & t_b \leq t \leq t_c \\ A \exp(-B(t-t_c)) & t_c \leq t \leq t_d \end{cases} \quad (4.14)$$

このとき継続時間は、包絡関数の振幅が強震部分の 10 分の 1 になる時間を  $t_d$  とし、 $t_d - t_a$  で定義した。図 4.47 は地震波の継続時間とマグニチュードとの関係で、黒丸と破線は Hisada and Ando (1976)\*21 から引用したもの、白丸は 1971 年 San Fernando 地震 ( $M_S$  6.6) の Pacoima Dam (PD)、1979 年 Imperial Valley 地震 ( $M_S$  6.9) の Bonds Corner (BC) および 1985 年 Michoacan 地震 ( $M_S$



8.1)のLa Union (LU)における記録に関する結果である。図より、合成波の継続時間は、同規模の地震と比べるとほぼ平均的な値であることがわかる。

#### (4) 加速度応答スペクトル

各観測点についての要素記録と合成波形の加速度応答スペクトル(減衰定数5%)を図4.48~図4.52に示す。いずれのスペクトルも短周期に大きなパワーがあり、特に固有周期0.05~0.15秒で、CMは2,000 Gal以上、ARは1,500 Gal以上の値となっている。

一方、図4.53~図4.58は、断層に近いCMとARの応答スペクトルを、代表的な強震記録であるPD、BCおよびLUの応答スペクトルと比較したものである。固有周期0.05~0.15秒でPDやBCのスペクトルより高くなっているが、0.2~0.8秒ではPDやBCの半分、LUの2倍となっている。このような短周期領域に大きなパワーがみられるという傾向はグリーン関数として用いた要素地震の特性であるが、1種類の余震記録を用いたわけではないので、この周期特性は唐山地区に共通のものであると考えられる。

以上より、非常に強い地震力が短周期構造物に作用したことがわかる。

#### (5) 遠方場近似による誤差と震源スペクトルの設定による変動幅との比較

対数正規分布の変動係数(標準偏差の平均値に対する百分率)は下のように表示することができる。

$$\left[ \exp(q^2) - 1 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.15)$$

表4.4からグリーン関数として用いる要素地震のモデル化による各観測点の結果の変動係数を求めるとCMで47%、ARで41%、QIで22%、CHで16%、YUで28%となる。

一方、観測記録を遠方場の実体波として扱うことによる誤差は(4.7)式で表えられる。今、 $r$ として本震の断層面までの最短距離を、 $\omega$ として卓越振動数の1~20 Hzを代入すると、近似による誤差の限界はCMで41~2.0%(ここに41%は1 Hzに、2.0%は20 Hzに対応する)、ARで30~1.5%、QIで13~0.63%、

CHで5.2~0.26%、YUで4.4~0.22%となる。以上の遠方場近似による誤差の限界が変動係数の2倍(平均値+2×標準偏差)のところに位置していると仮定すると、それぞれの百分率の半分が変動係数ということになる。このとき、グリーン関数として用いる要素地震の震源スペクトルの設定による結果の変動と観測記録に対し遠方場近似を行うことによる結果の変動の和を、変動係数の自乗和の平方根で略算すると、CMで51~47%、ARで44~41%、QIで23~22%、CHで16%、YUで28%となる。

以上より、本例の場合、震源域における観測記録を遠方場の式で表現することによる誤差は、グリーン関数として用いる要素地震のモデル化による変動幅に対して非常に小さいことがわかる。



#### 4.5 まとめ

本章では、マグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震地動の推定例として、1976年中国唐山地震 ( $M_S$  7.8) の加速度波形の推定を行った。

ここではまず、地震学の分野で行われた周期10秒以上の長周期地震波の研究等により決定されている断層モデルの中から、震央距離154 km および398 km における第二余震 ( $M_S$  6.9) による加速度記録を経験的グリーン関数として用いることにより、同じ観測点における本震による加速度記録を最もよく説明できる断層モデルを選定した。グリーン関数として用いた第二余震は、加速度波形が理論的に解析されている唯一の余震である。

次に、震源域における強震地動を、被災地域で得られた  $M_S$  5クラスの余震の加速度記録をグリーン関数に用いて計算し、最大加速度、震動継続時間、加速度応答スペクトルを指標にして既往の研究や強震記録と比較し、定量的に震動強度を評価した。

その結果以下のことがわかった。

- (1) 周期10秒以上の長周期地震波の解析により得られた断層諸元と調和するような多くの断層モデルを設定して、遠方場における加速度波形を合成した結果、最大加速度値および震動継続時間の再現性のよいものとして、地震モーメント  $2.0 \sim 2.1 \times 10^{27}$  dyne-cm (破壊速度 2.3 km/sec) および、地震モーメント  $1.6 \sim 1.8 \times 10^{27}$  dyne-cm (破壊速度 2.5 km/sec) が得られた。ただし、断層の幅はいずれも15 kmである。

このとき、グリーン関数として用いた第二余震の実効応力は78.5 bar、上述の最適モデルの実効応力は50.3ないし66.0 barであるので、本震と第二余震の短周期地震波の発生効率(単位断層面当たりの放出エネルギー)はあまり違わなかったと考えられる。

- (2) 長周期地震波の解析により得られた断層諸元を用いて短周期の地震波を推定するときには、十分な注意が必要である。特に、地震モーメントと断層長さが一定ならば、応力降下量は断層幅の自乗に反比例するため、断層幅は本方法の合成結果にかなりの影響を及ぼす。

- (3) 最適モデルによる加速度波形および積分速度波形は、遠方場における観測記録をよく再現した。また、加速度応答スペクトル(減衰定数5%)も全体としてはよく再現された。
- (4) 唐山地震の震源域における地動の推定最大加速度は、震度やマグニチュードをパラメータとした経験式により推定される値と比べてやや大きい値であった。
- (5) 合成波の継続時間は、同規模の地震と比べるとほぼ平均的な値であった。
- (6) 唐山地震の震源域における地動の推定加速度応答スペクトルは短周期に大きなパワーがあり、特に固有周期0.05~0.15秒で1,500 Gal以上の値となった。これは震源域にあったレンガ造などの短周期構造物に非常に強い地震力が作用したことを示している。
- (7) 本例の場合、震源域における観測記録を遠方場の式で表現することによる誤差は、グリーン関数として用いる要素地震の震源スペクトルのモデル化による変動幅に対して非常に小さい。
- (8) 被災地における余震の臨時観測は、本震時の地動を推定するのに非常に有用である。

表 4.1 唐山地震の震度の決定に用いられた基準  
[中国国家地震局(1982)\*1より引用]

唐山地震震度划分表				
标 志	房 屋	烟囱、桥梁、铁轨	地 面 破 坏	人的感觉和器物的反应
十一度	各类房屋基本倒塌，个别严重破坏	独立砖烟囱从根部折断倒塌；桥梁普遍严重毁坏；铁轨发生大段强烈蛇曲，并接合在一起	有规模较大的地震裂缝带，地下管道严重破坏	有的人有上跳、失重的感觉，器物有十分显著的位置移
十 度	二类房基本倒塌；三类房大多数倒塌或严重破坏	独立砖烟囱普遍从下部折断；桥梁多数毁坏；铁轨呈蛇形弯曲	分布有地震裂缝带，或其两端的牵引带、尖灭带；地下管道破坏	人感到强烈震动和摇动，器物有明显位移
九 度	一类房许多倒塌，大多数破坏；二类房许多倒塌；三类房少数倒塌；许多破坏	高大砖烟囱从中部折断；桥梁毁坏；铁路呈轻微的蛇曲	地基沉降；公路、铁路路基变形；个别地势较陡的山坡产生崩塌和倒石地；少数地区出现喷水冒砂	人感到强烈震动；行进中的自行车摔倒；器物翻倒并位移
八 度	一类房许多倒塌，大多数破坏；二类房少数倒塌，许多破坏；三类房少数破坏，个别倒塌	高大砖烟囱一般在中上部折断，普遍产生裂缝；铁轨有轻微弯曲	地基沉降，路面呈微波起伏，河堤产生较大裂缝；南部平原区出现大面积喷水冒砂	人有强烈的感觉，行动困难；器物局部位移，有的翻倒
七 度	一类房少数倒塌，许多破坏；二类房少数破坏；三类房少数破坏，局部倒塌	高大砖烟囱个别错位，掉头或顶部折断	沿海砂基液化区大面积积水冒砂，路基沉降，河堤产生裂缝	人的感觉强烈，但可站立，并能逃出屋外；少数器物有位移

表 4.2 最速断層モデル選定のためのパラメトリックな断層モデル

$M_0$	[ $\times 10^{27}$ dyne-cm]	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2
$L$	[km]	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
$W$	[km]	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5	22.5
$D$ 1)	[cm]	141	155	169	183	197	211	225	240	254	268	282	296	310
$\sigma_g$ 2)	[bar]	14.0	15.4	16.7	18.1	19.5	20.9	22.3	23.7	25.1	26.5	27.9	29.3	30.7
	$\sqrt{abd}$ 3)	1.06	1.17	1.28	1.38	1.49	1.60	1.70	1.81	1.91	2.02	2.13	2.23	2.34
$M_0$	[ $\times 10^{27}$ dyne-cm]	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2
$L$	[km]	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
$W$	[km]	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0
$D$ 1)	[cm]	212	233	254	275	296	317	339	360	381	402	423	444	466
$\sigma_g$ 2)	[bar]	31.4	34.6	37.7	40.9	44.0	47.2	50.3	53.4	56.6	59.7	62.9	66.0	69.2
	$\sqrt{abd}$ 3)	1.96	2.16	2.35	2.55	2.75	2.94	3.14	3.34	3.53	3.73	3.92	4.12	4.32

1)  $D = M_0/\mu LW$ 。ただし  $\mu = 3.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>。

2)  $\sigma_g$  は、ストライクスリップ断層の応力降下量と等しいとした。

3)  $a$ 、 $b$  および  $d$  は  $M_S$  7.8 の本震の断層モデルとグリーン函数として用いる  $M_S$  6.9 の余震の断層モデルの  $L$ 、 $W$  および  $\sigma_g$  の比率である。 $\sqrt{abd}$  はフーリエ振幅スペクトルを  $\omega$  モデルで表したときの、短周期領域における本震加速度波形のフーリエ振幅スペクトルと余震加速度波形のフーリエ振幅スペクトルの比率である。

表 4.3 本震およびグリーン関数として用いる余震の断層パラメータ

	震源位置	$M_S$	$M_0$ <sup>1)</sup> [dyne-cm]	$L$ <sup>2)</sup> [km]	$W$ <sup>3)</sup> [km]	$D$ <sup>4)</sup> [cm]	$\sigma_c$ <sup>5)</sup> [bar]
本震		7.8	$2.0 \times 10^{27}$	90	15	423	62.9
余震 #1 (Jul. 31)	北緯 39° 41'	5.0	$1.0 \times 10^{23}$	1.48	0.74	26.1	78.5
	東経 118° 27'			1.59	0.80	22.5	62.9
	深さ 11 km	5.5	$5.6 \times 10^{23}$	2.63	1.32	46.4	78.5
				2.83	1.42	40.0	62.9
余震 #2 (Aug. 8)	北緯 39° 48'	5.1	$1.4 \times 10^{23}$	1.66	0.83	29.3	78.5
	東経 118° 32'			1.79	0.89	25.2	62.9
	深さ 11 km	4.8	$5.0 \times 10^{22}$	1.18	0.59	20.7	78.5
				1.27	0.63	17.9	62.9
余震 #3 (Aug. 15)	北緯 39° 44'	4.2	$6.3 \times 10^{21}$	0.59	0.29	10.4	78.5
	東経 118° 20'			0.63	0.32	9.0	62.9
	深さ 10 km	4.6	$2.5 \times 10^{22}$	0.93	0.47	16.5	78.5
				1.01	0.50	14.2	62.9
余震 #4 (Aug. 31)	北緯 39° 50'	5.5	$5.6 \times 10^{23}$	2.63	1.32	46.4	78.5
	東経 118° 42'			2.83	1.42	40.0	62.9
	深さ 11 km	5.6	$7.9 \times 10^{23}$	2.95	1.48	52.0	78.5
				3.18	1.59	44.9	62.9
地下構造	剛性率 密度	$\mu$ $3.5 \times 10^{11}$ $\rho$ 2.9	dyne/cm <sup>2</sup> gram/cm <sup>3</sup>	S 波速度 Q 値	$\beta$ 3.5 km/sec Q 1,000		

1)  $\log M_0 = 1.5M_S + 15.5$ 。 2)  $L = 2W$ 。 3)  $W = \sqrt{3} \sqrt{M_0 / (\rho v_s)}$ 。 4)  $D = M_0 / \mu L W$ 。 5) 78.5 bar は遠方場のシミュレーションでグリーン関数として用いた余震の実効応力から、62.9 bar は本震の実効応力から採用したものである。

表 4.4 1976 年中国唐山地震の震源域における推定最大加速度

観測点	距離 1) [km]	震度	最大加速度 (SN 成分) <sup>2)</sup> [Gal]	最大加速度 (EW 成分) <sup>2)</sup> [Gal]	範囲 <sup>3)</sup> [Gal]	Kanai <sup>4)</sup> Fukushima <sup>5)</sup> [Gal] [Gal]
CM	5.0	XI	(685 562 1,703 1,900)	(753 571 1,067 1,177)	[611-952-1,483]	1,238 [336-546-885]
AR	6.9	X	(505 670 1,081 1,139)	(404 551 1,034 1,188)	[512-762-1,135]	818 [320-520-843]
QI	16.1	VII	(294 451 377 493)	(252 409 320 422)	[297-369-457]	236 [257-417-676]
CH	39.4	VII	(108 123 133 155)	(103 142 149 164)	[114-133-156]	236 [159-257-417]
YU	46.8	VI	(121 170 221 238)	(139 156 252 266)	[143-188-248]	156 [138-224-364]

- 断層面からの最短距離。
- 各観測点での 4 通りの結果は、グリーン関数に用いた余震に対する 2 種類の地震モーメントと 2 種類の実効応力の設定に対応している。
- 範囲は、対数正規分布を仮定したときの、SN 成分および EW 成分合計 8 通りの平均値および平均値±標準偏差である。
- (4.12) 式で示される Kanai (1983)\*<sup>10</sup> による推定値。
- (4.13) 式で示される Fukushima and Tanaka (1990)\*<sup>11</sup> による推定値。

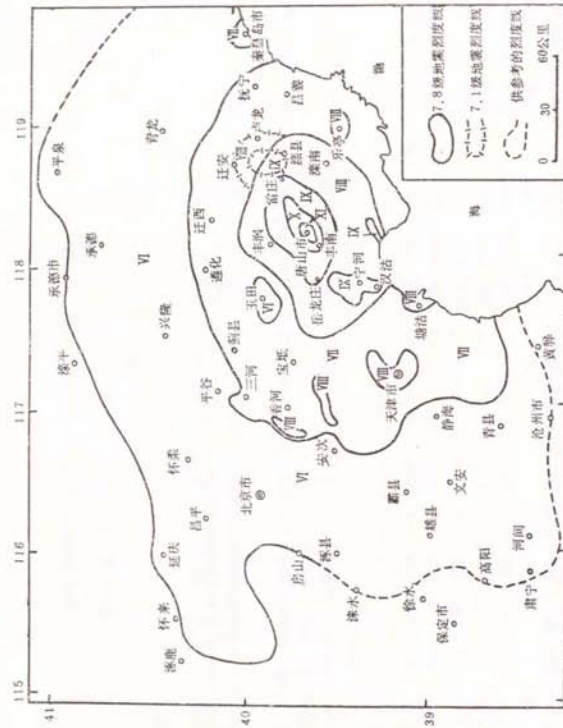


图 4.1 1976年中国唐山地震 (Ms 7.8) 的震度分布  
[中国国家地震局 (1982)\*1 より引用]



图 4.2 1976年中国唐山地震 (Ms 7.8) 的震度分布 (唐山市扩大图)  
[中国国家地震局 (1982)\*1 より引用]





图 4.3 唐山地震に伴う地割れの分布  
[中国国家地震局(1982)\*1より引用]

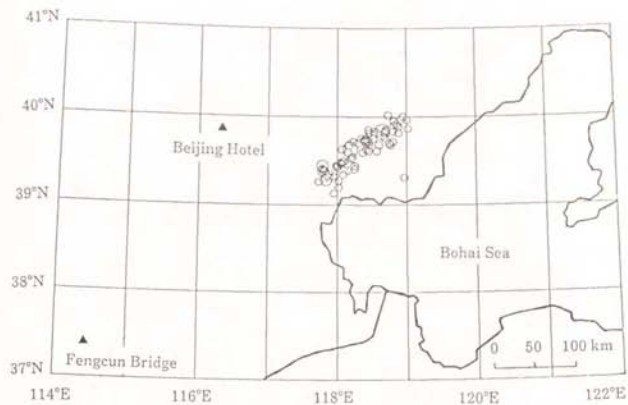


图 4.4 本震および  $M_L 5$  以上の余震の震央位置  
[河北省地震局(1980)\*2より引用]

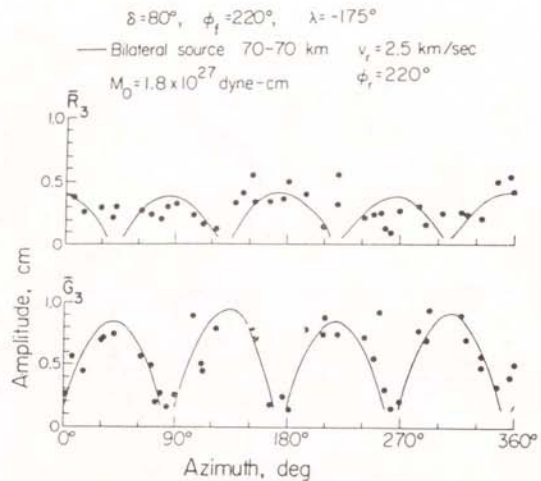


図 4.5 唐山地震によるマンテルレーリー波 ( $R_3$ ) およびマンテルラブ波 ( $G_3$ ) の振幅データと断層モデルから得られる振幅値の比較 [Butler *et al.* (1979)\*3 より引用]  
 点が観測値で、実線は理論値である。

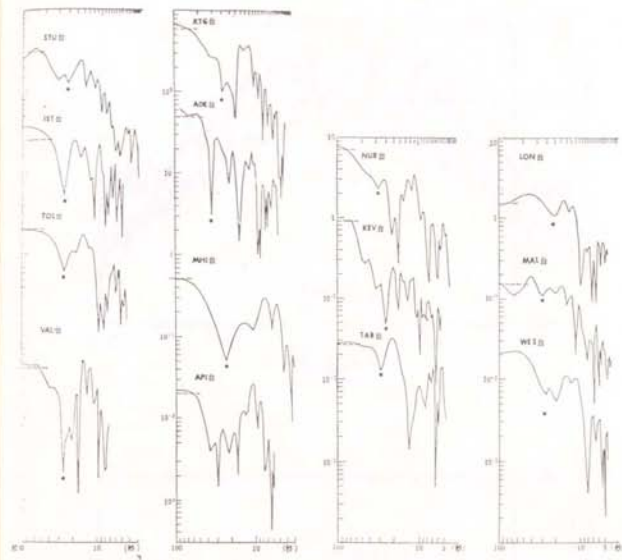


図 4.6 長周期 P 波のフーリエ振幅 [Zhang *et al.* (1980)\*4 より引用]

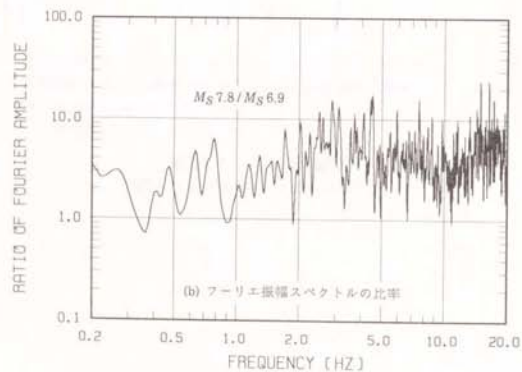
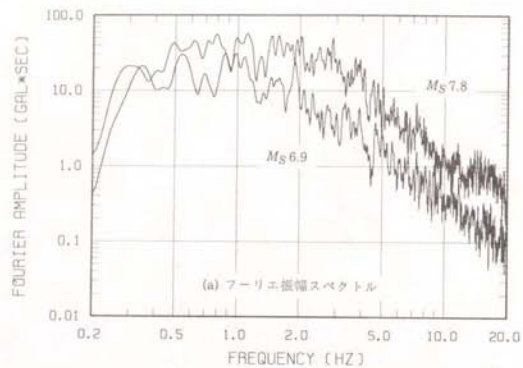


図 4.7 Beijing Hotel における加速度記録 (SN 成分) のフーリエ振幅スペクトルとその比率

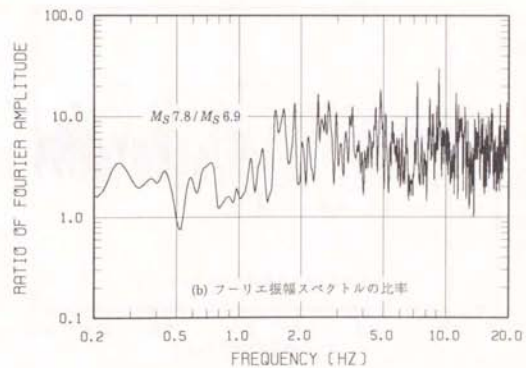
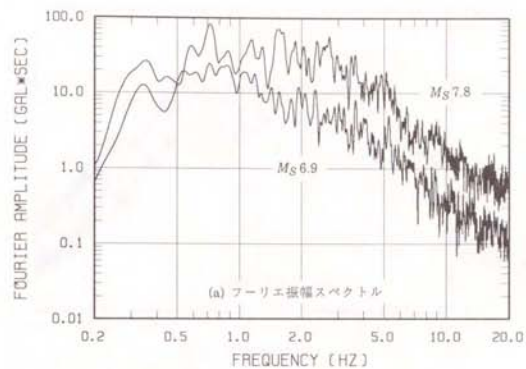


図 4.8 Beijing Hotel における加速度記録 (EW 成分) のフーリエ振幅スペクトルとその比率

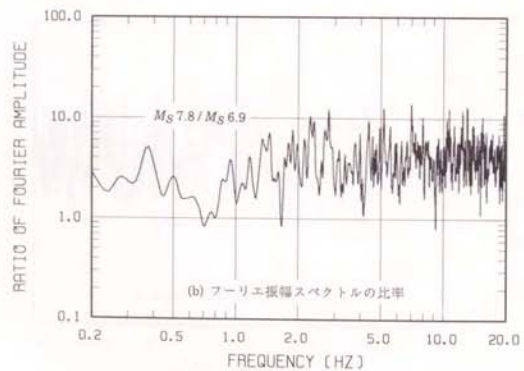
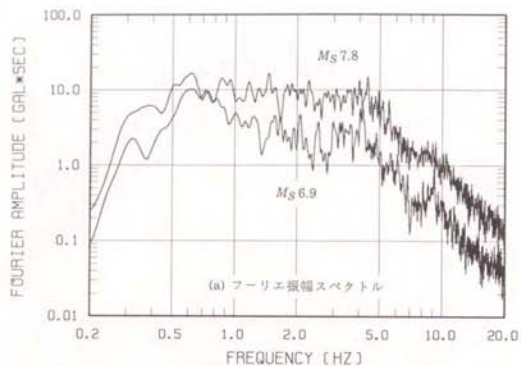


図 4.9 Fengcun Bridge における加速度記録 (SN 成分) のフーリエ振幅スペクトルとその比率

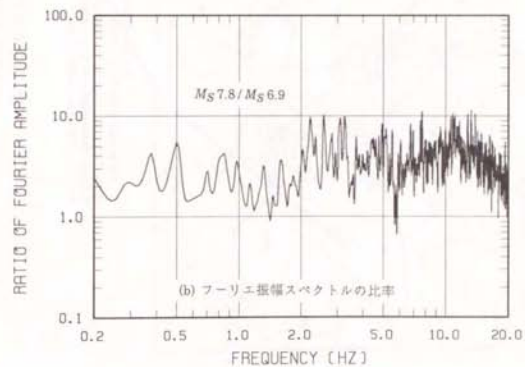
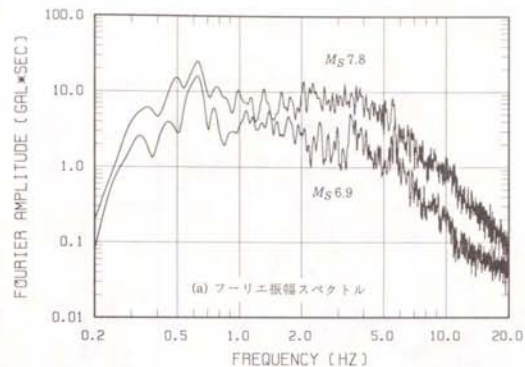


図 4.10 Fengcun Bridge における加速度記録 (EW 成分) のフーリエ振幅スペクトルとその比率



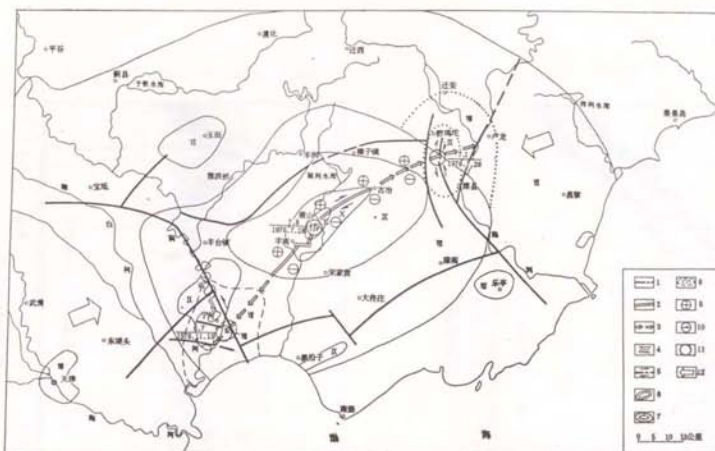


图3.33 唐山地震发震构造分析图  
 1. 与发震构造有关的断裂；2. 发震断裂；3. 按照7.8级地震发生时的破裂发展方向；4. 地裂缝剪切带；5. 平移断裂；6. 7.8级地震烈度线；7. 7.1级地震烈度线；8. 6.9级地震烈度线（据天津地震局资料）；9. 地震时地面积区；10. 地震时地面积区；11. 地震震中；12. 区域应力场中主压应力方向

图4.11 唐山地震の推定断層  
 [中国国家地震局(1982)\*1より引用]

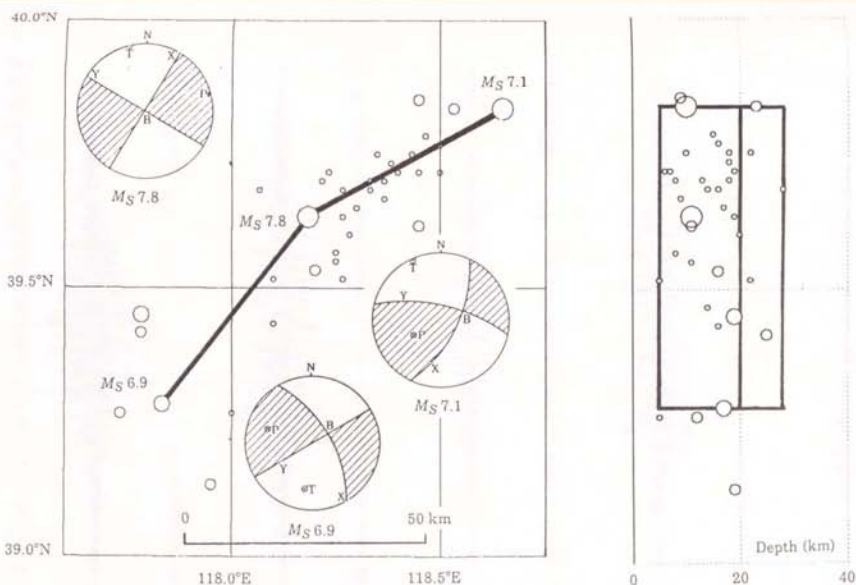


图4.12 本震 ( $M_S 7.8$ ) 発生から最大余震 ( $M_S 7.1$ ) 発生までの15時間に起こった余震の震央分布  
 実線は本研究で設定した断層モデルの地表面への投影である。震央位置は河北省地震局(1980)\*2による。

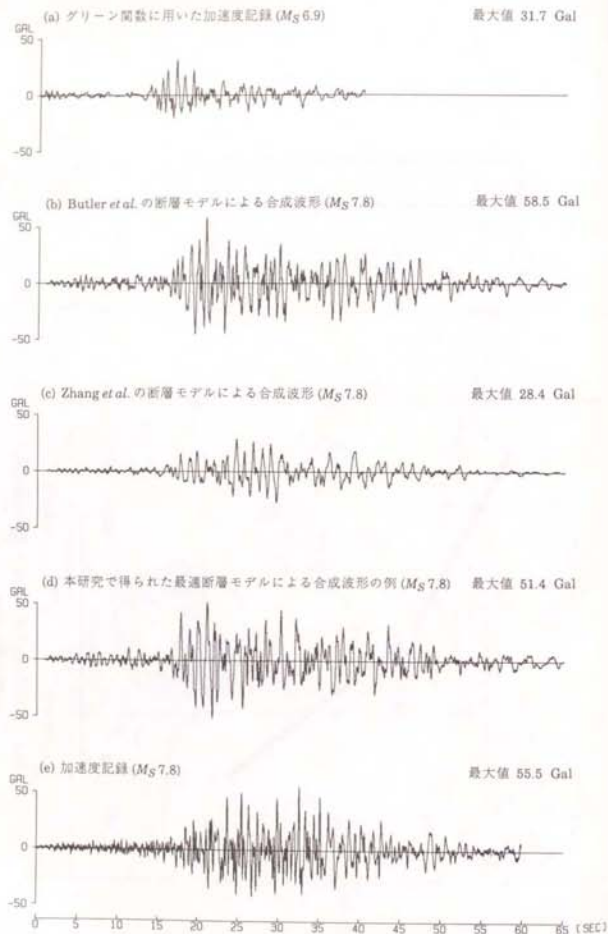


図 4.13 Beijing Hotel における合成結果 (加速度, SN 成分)

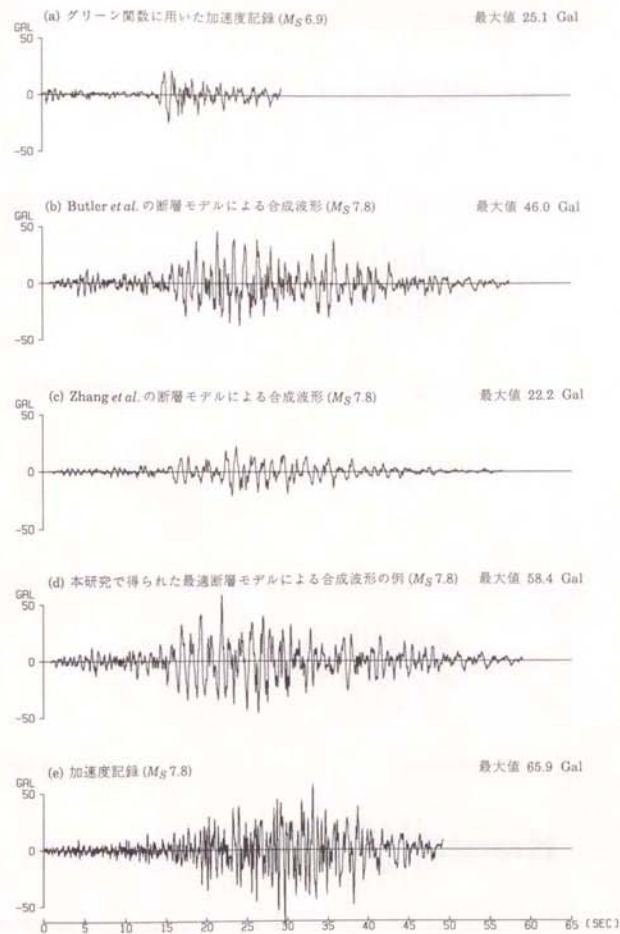


図 4.14 Beijing Hotel における合成結果 (加速度, EW 成分)

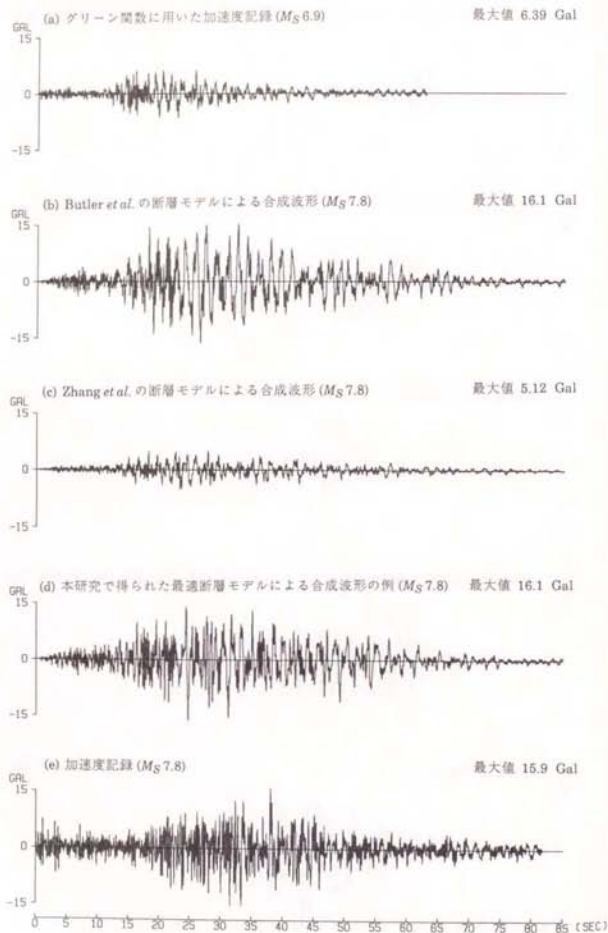


図 4.15 Fengcun Bridge における合成結果 (加速度, SN 成分)

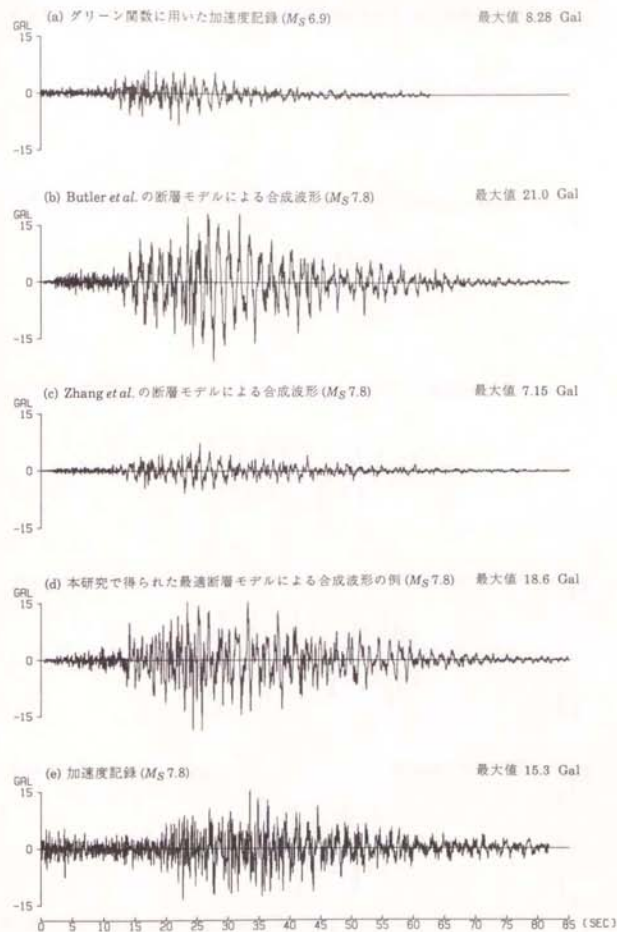


図 4.16 Fengcun Bridge における合成結果 (加速度, EW 成分)

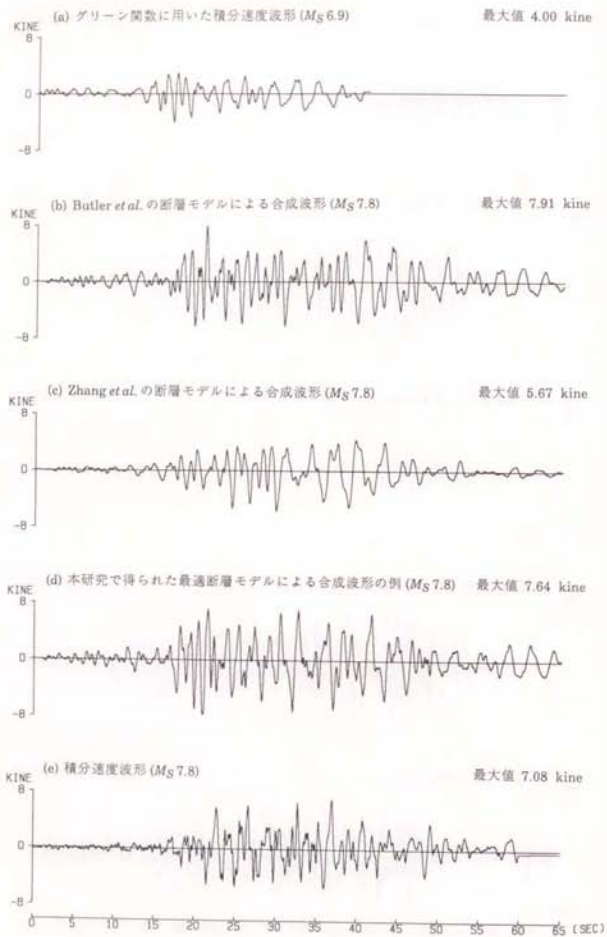


図 4.17 Beijing Hotel における合成結果 (速度, SN 成分)

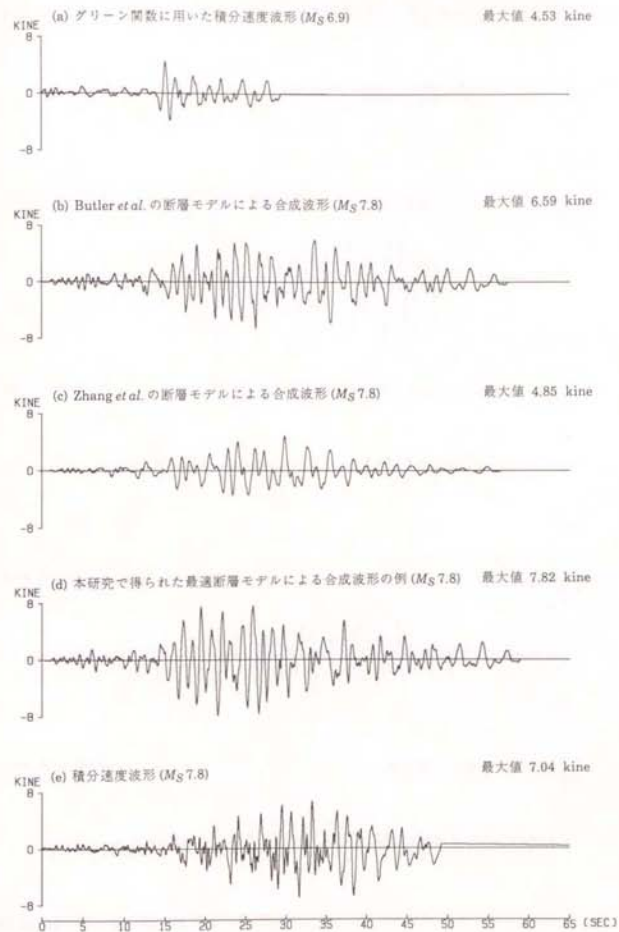


図 4.18 Beijing Hotel における合成結果 (速度, EW 成分)



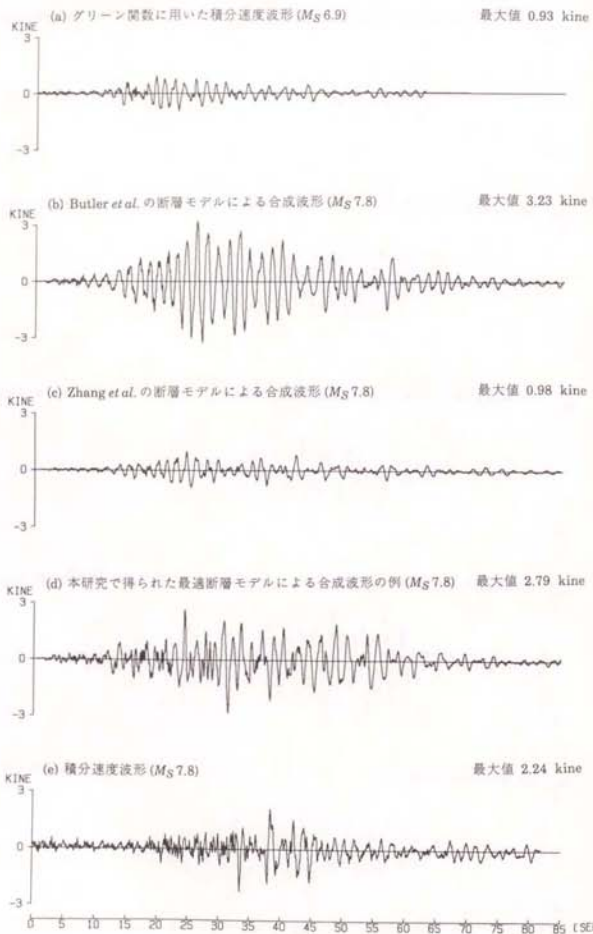


図 4.19 Fengcun Bridge における合成結果 (速度, SN 成分)

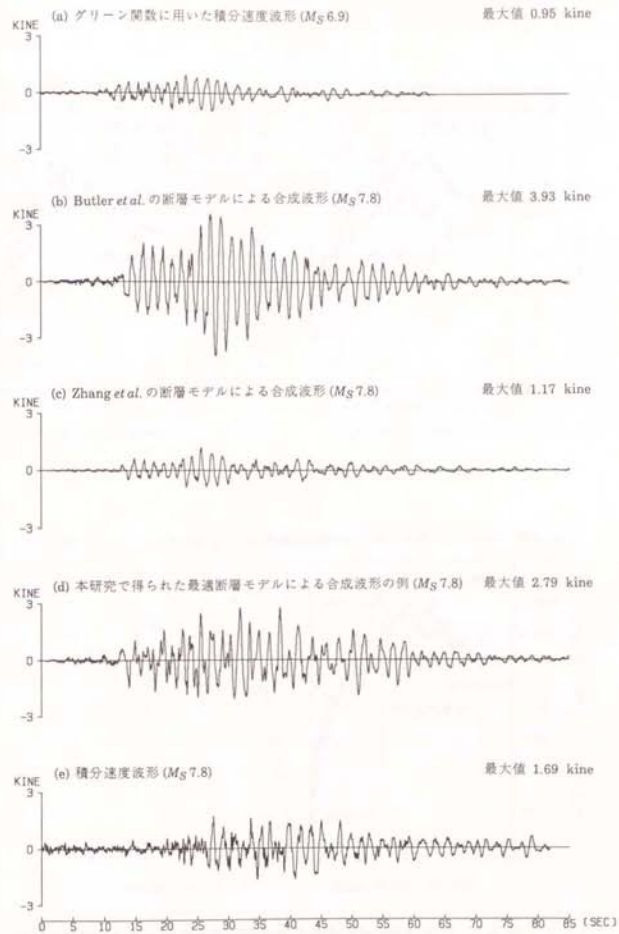


図 4.20 Fengcun Bridge における合成結果 (速度, EW 成分)

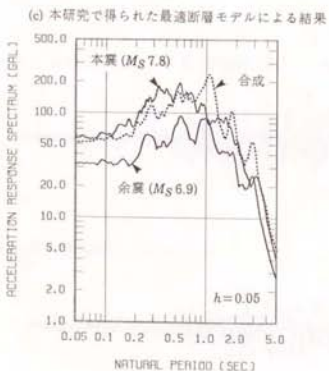
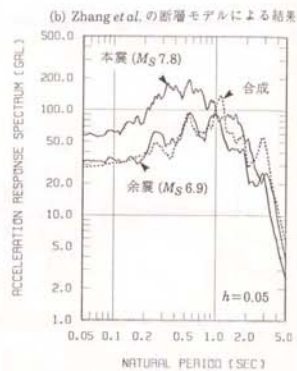
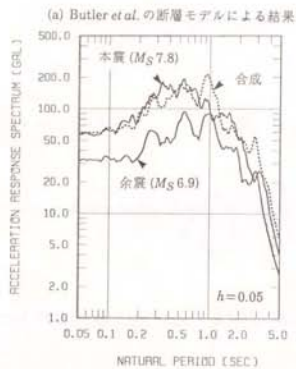


図 4.21 Beijing Hotel における加速度応答スペクトルの比較 (SN 成分)

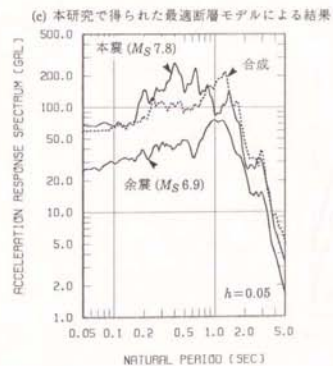
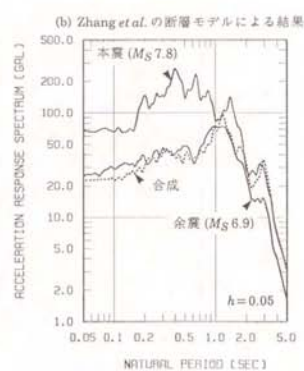
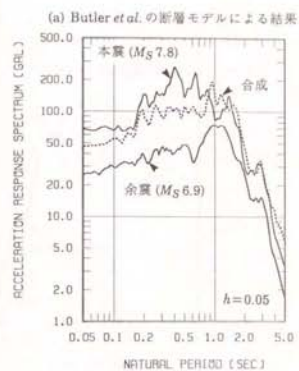


図 4.22 Beijing Hotel における加速度応答スペクトルの比較 (EW 成分)

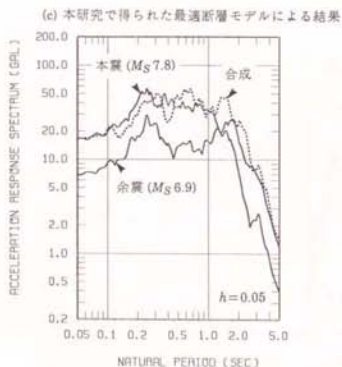
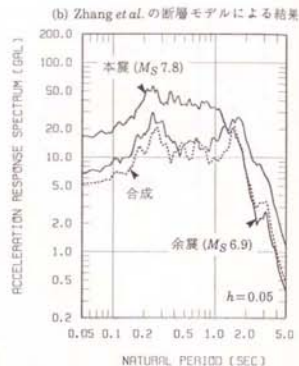
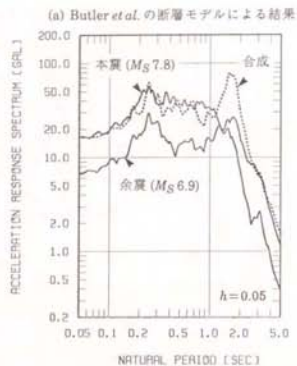


図 4.23 Fengcun Bridge における加速度応答スペクトルの比較 (SN 成分)

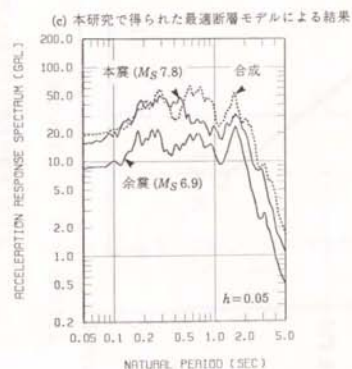
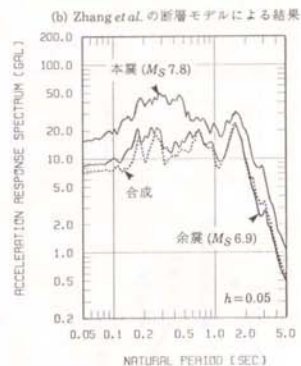
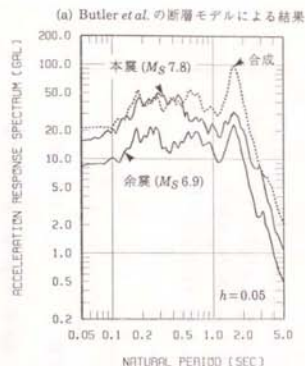


図 4.24 Fengcun Bridge における加速度応答スペクトルの比較 (EW 成分)

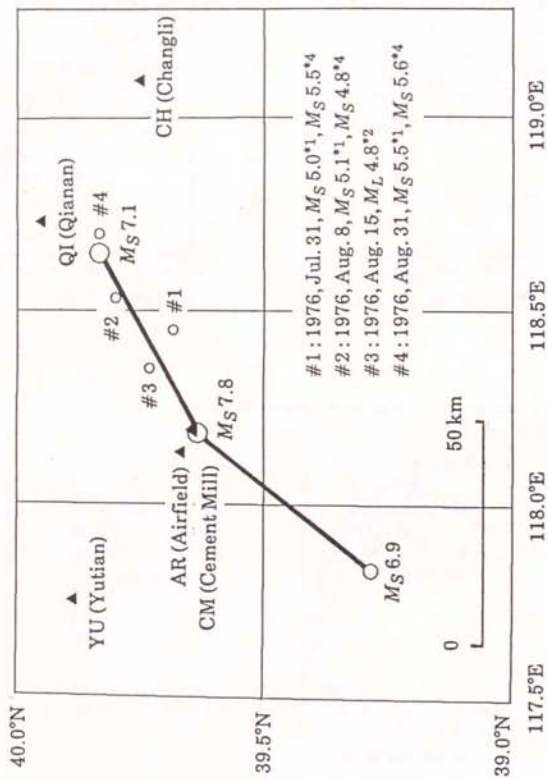


図 4.25 本震の断層モデル (太い実線)、余震の臨時観測位置 (黒三角) および余震の震央位置 (白ぬき丸)

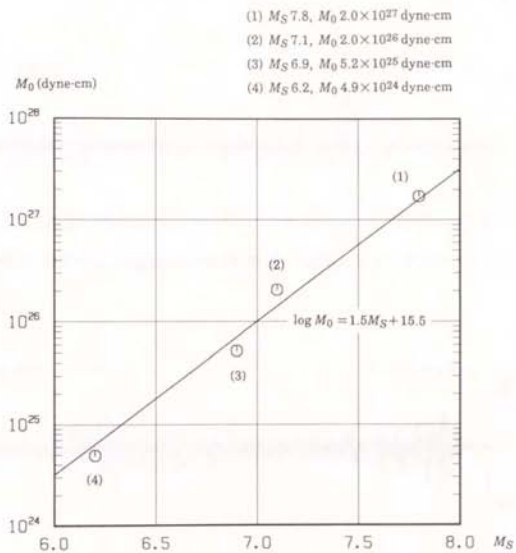


図 4.26 唐山地震の本震および主な余震の表面波マグニチュード ( $M_S$ ) と地震モーメント ( $M_0$ ) の関係



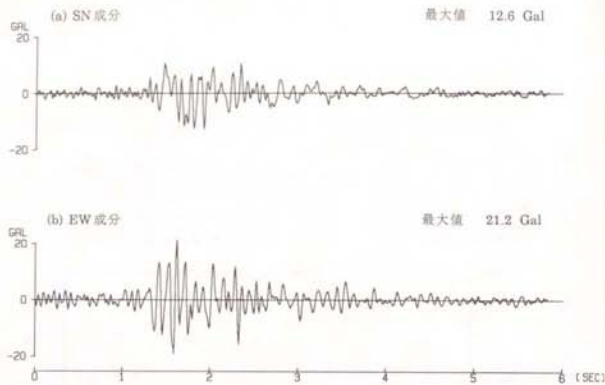


図 4.27 CM でグリーン関数に用いた観測記録 (Aug. 15, 震源距離 18.8 km)

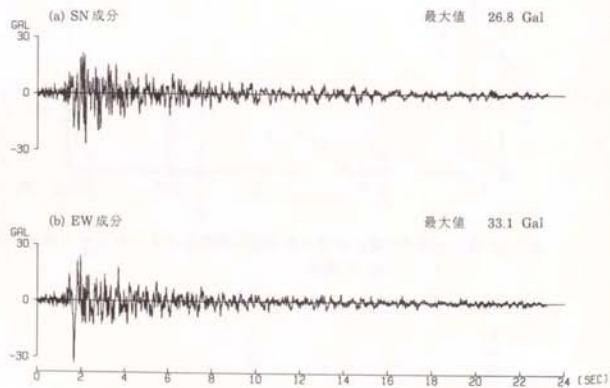


図 4.28 AR でグリーン関数に用いた観測記録 (Jul. 31, 震源距離 29.1 km)

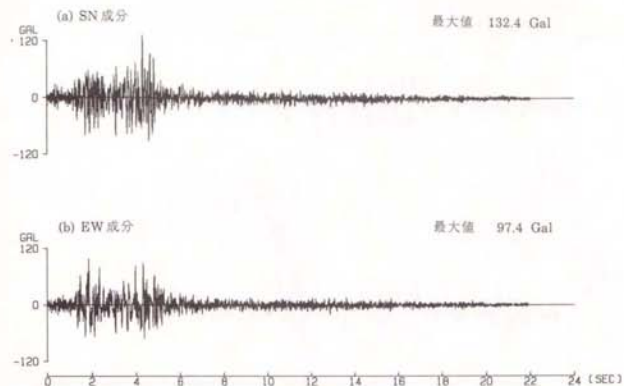


図 4.29 QI でグリーン関数に用いた観測記録 (Aug. 31, 震源距離 17.7 km)

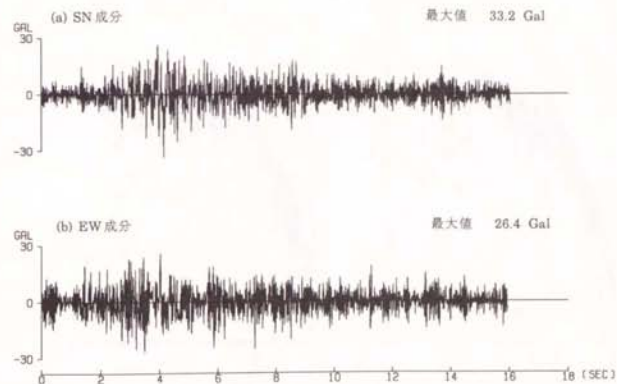


図 4.30 CH でグリーン関数に用いた観測記録 (Aug. 31, 震源距離 36.6 km)

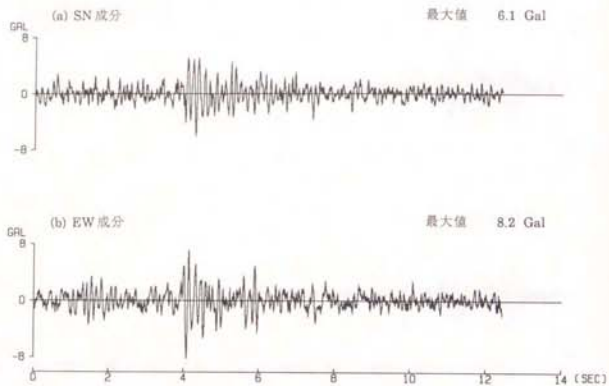


図 4.31 YU でグリーン関数に用いた観測記録 (Aug. 8, 震源距離 68.7 km)

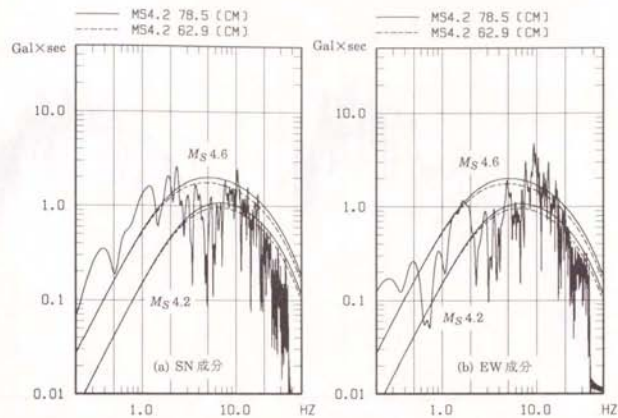


図 4.32 CM における観測記録のフーリエスペクトルとスペクトルモデル

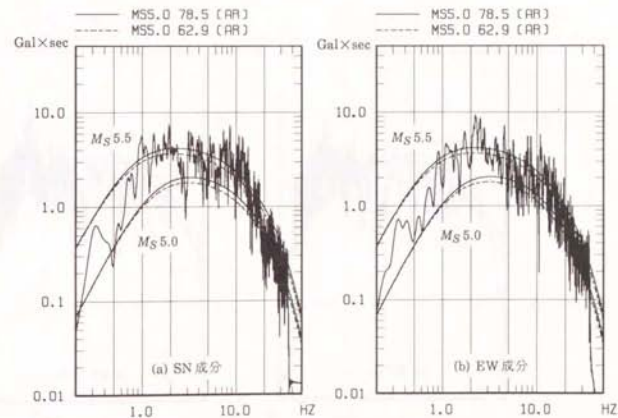


図 4.33 AR における観測記録のフーリエスペクトルとスペクトルモデル

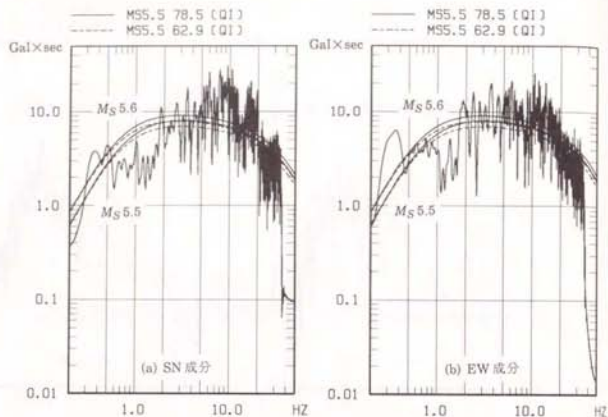


図 4.34 Q1における観測記録のフーリエスペクトルとスペクトルモデル

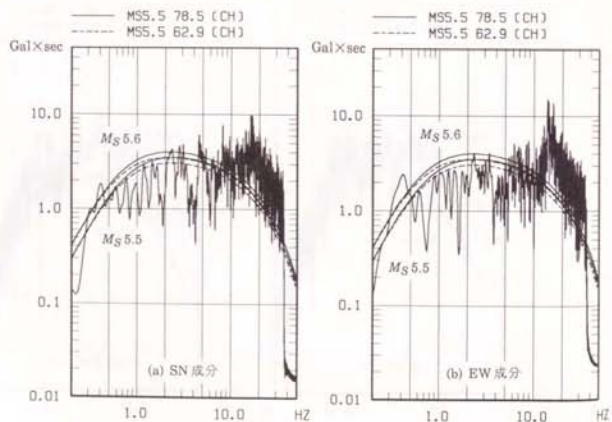


図 4.35 CHにおける観測記録のフーリエスペクトルとスペクトルモデル

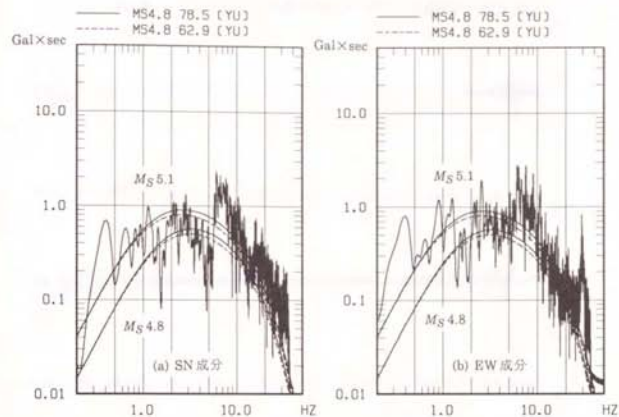


図 4.36 YUにおける観測記録のフーリエスペクトルとスペクトルモデル

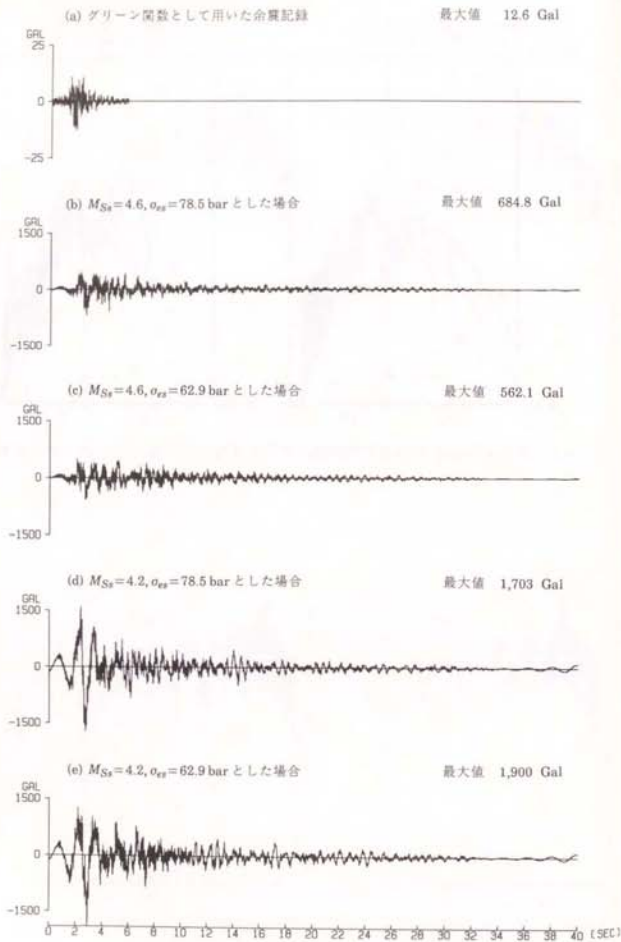


図 4.37 CM における合成加速度波形 (SN 成分, 最短距離 5.0 km)

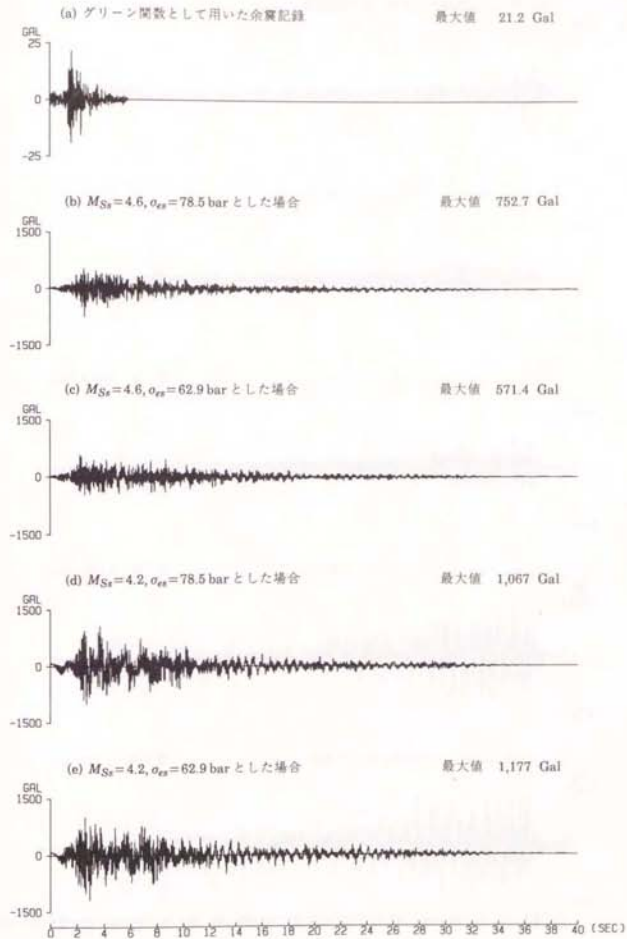


図 4.38 CM における合成加速度波形 (EW 成分, 最短距離 5.0 km)



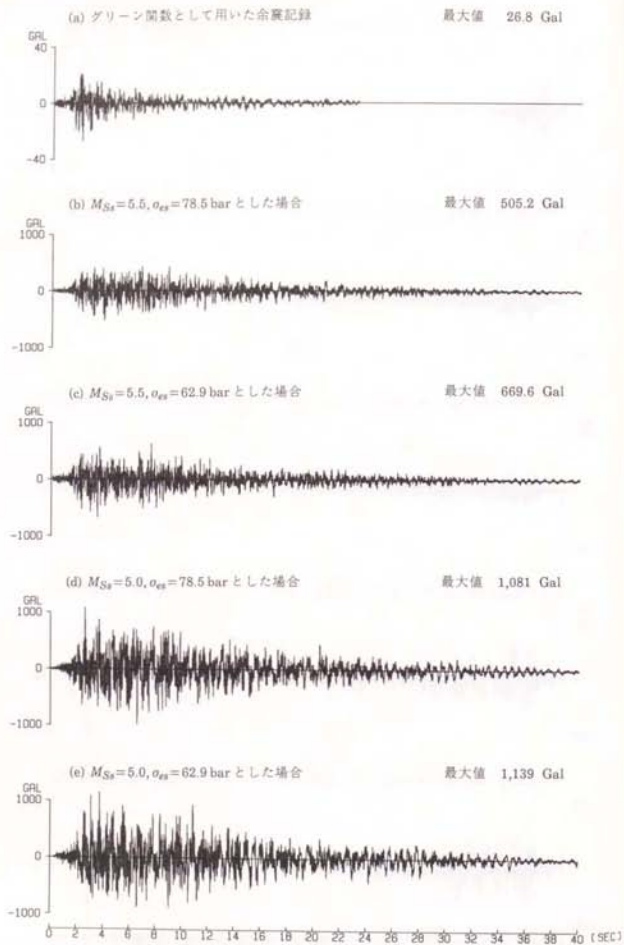


図 4.39 ARにおける合成加速度波形(SN成分, 最短距離 6.9 km)

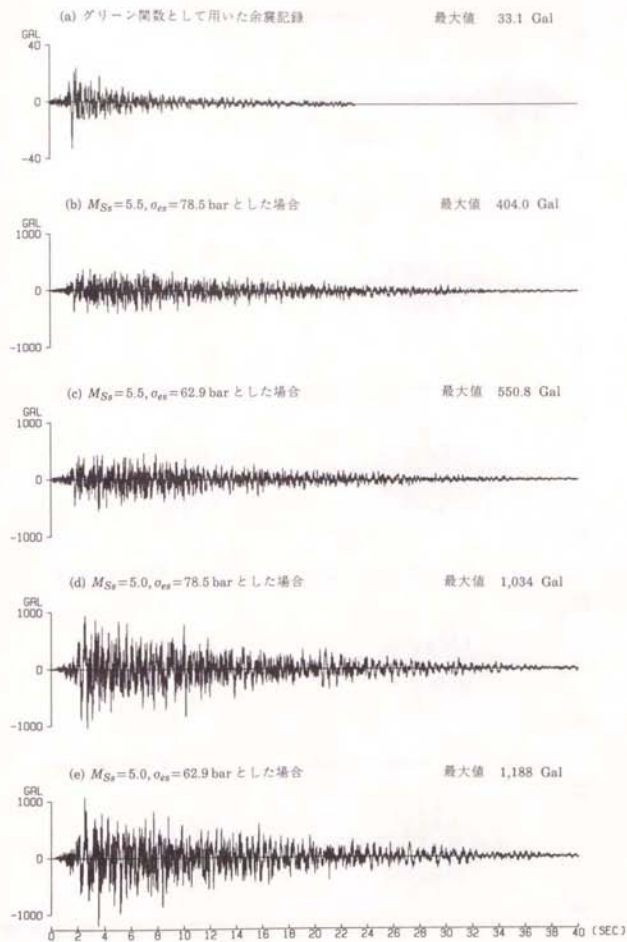


図 4.40 ARにおける合成加速度波形(EW成分, 最短距離 6.9 km)

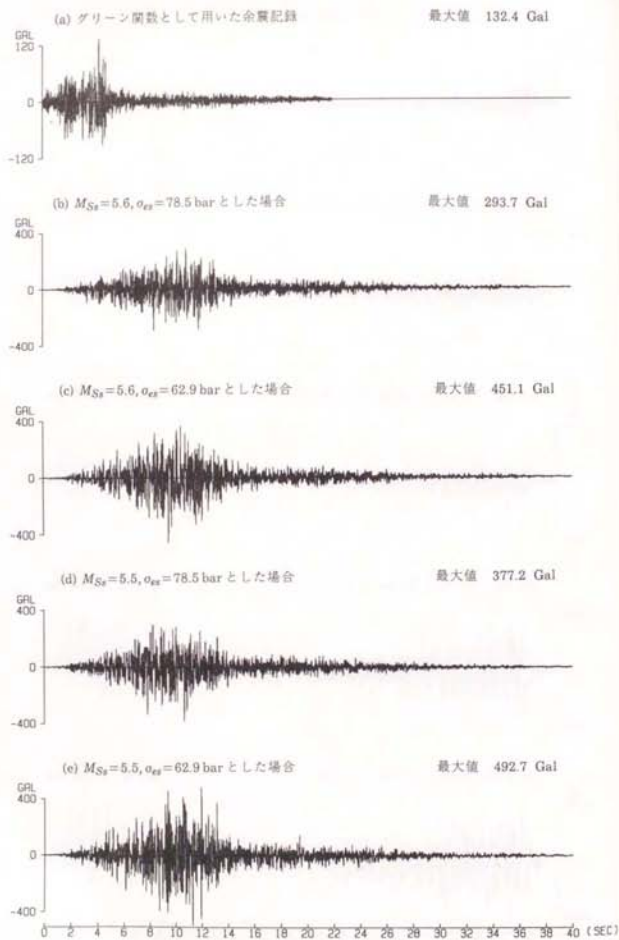


図 4.41 Q1 における合成加速度波形 (SN 成分, 最短路程 16.1 km)

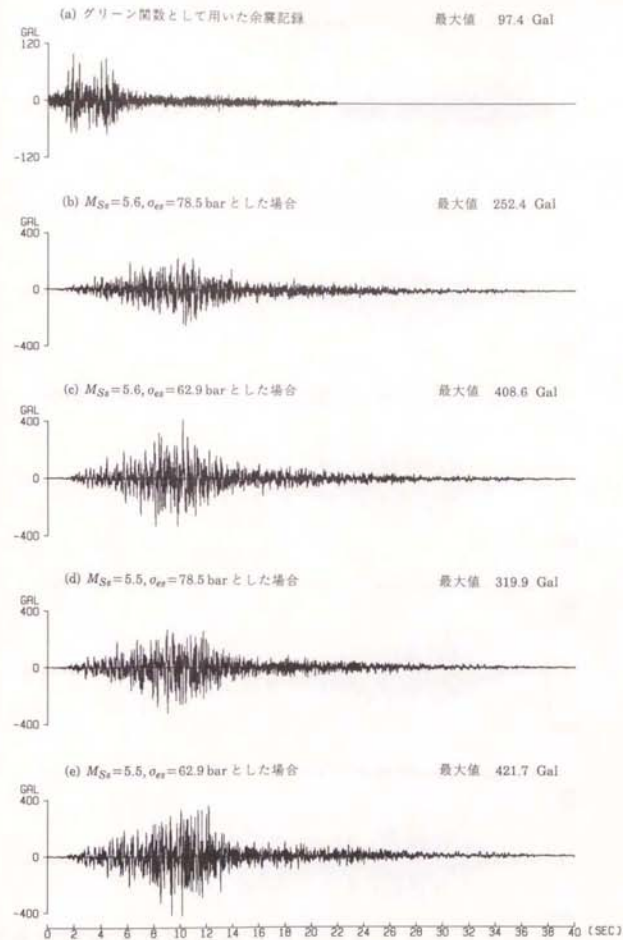


図 4.42 Q1 における合成加速度波形 (EW 成分, 最短路程 16.1 km)

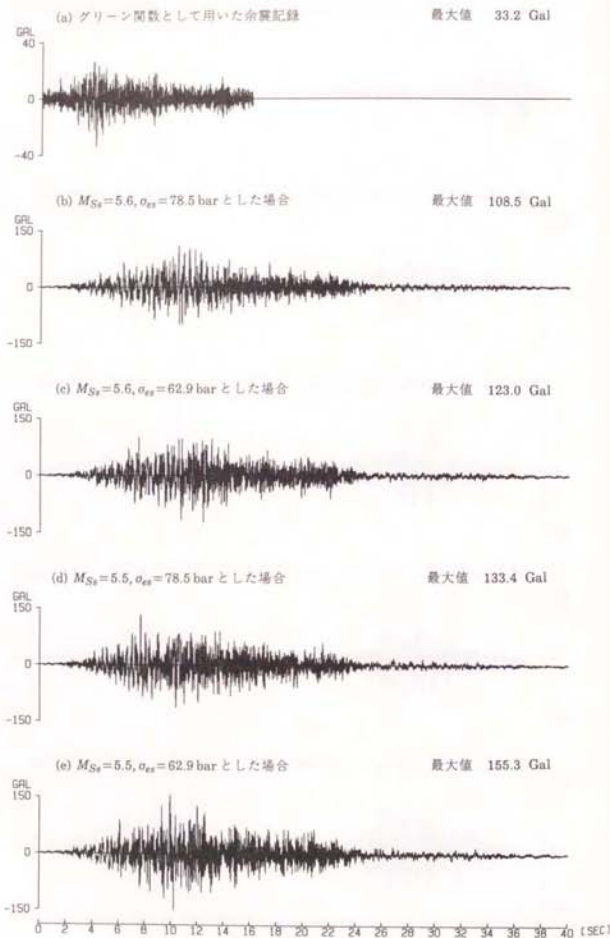


図 4.43 CH における合成加速度波形 (SN 成分, 最短距離 39.4 km)

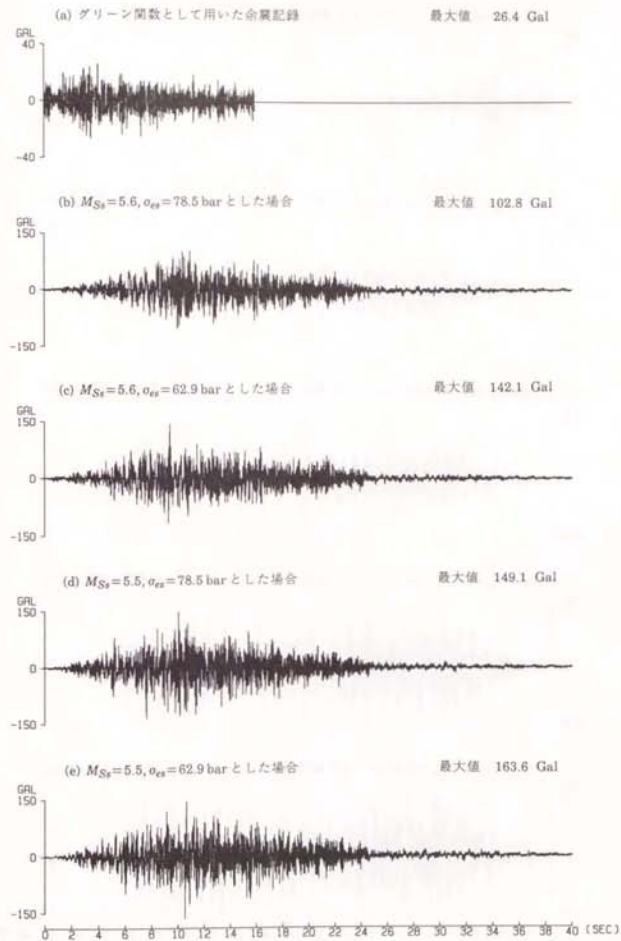


図 4.44 CH における合成加速度波形 (EW 成分, 最短距離 39.4 km)

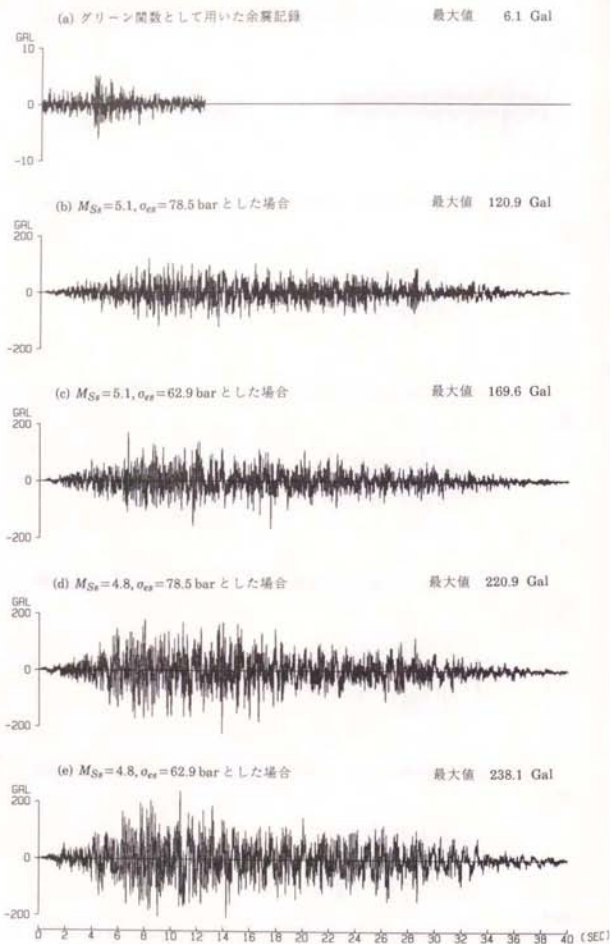


図 4.45 YU における合成加速度波形 (SN 成分, 最短距離 46.8 km)

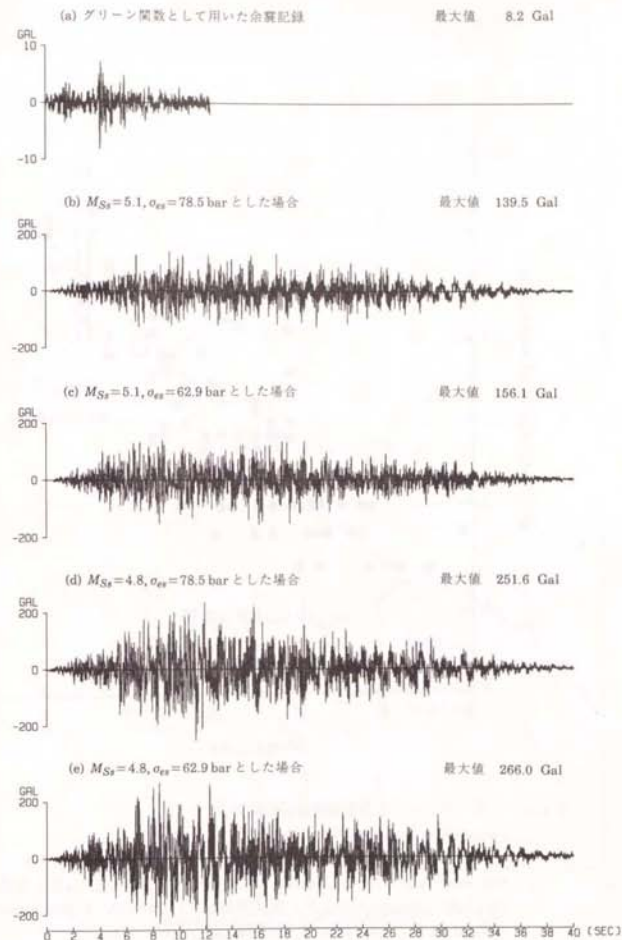


図 4.46 YU における合成加速度波形 (EW 成分, 最短距離 46.8 km)



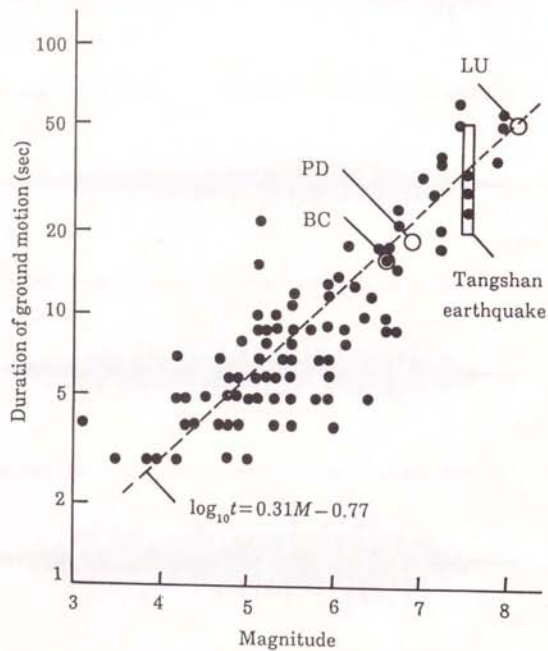


図 4.47 マグニチュードと震動継続時間の関係

[Hisada and Ando (1976)\*14 に加筆]

白丸で示した値は、PD が 1971 年 San Fernando 地震 ( $M_S$  6.6) の Pacoima Dam での加速度記録、BC が 1979 年 Imperial Valley 地震 ( $M_S$  6.9) の Bonds Corner での加速度記録、LU が 1985 年 Michoacan 地震 ( $M_S$  8.1) の La Union での加速度記録のものである。

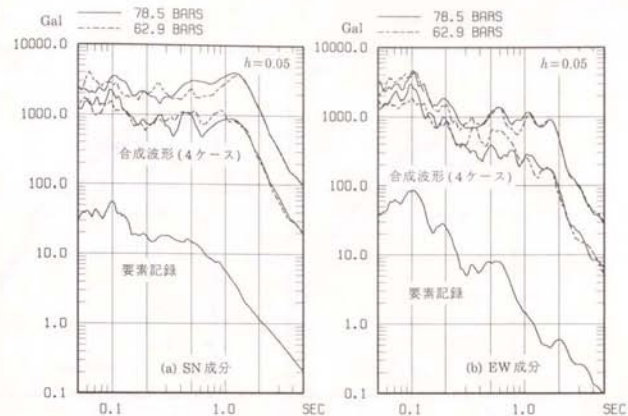


図 4.48 CM における推定加速度応答スペクトル

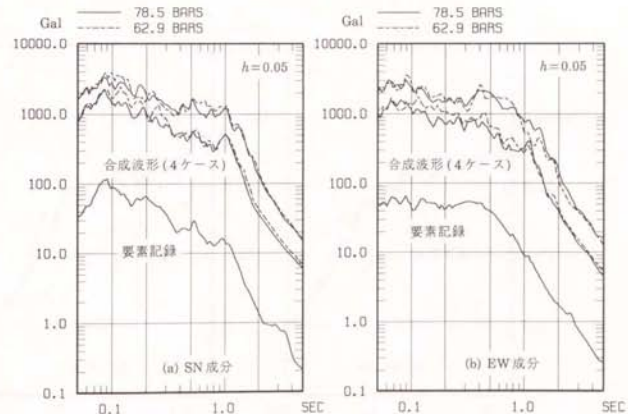


図 4.49 AR における推定加速度応答スペクトル

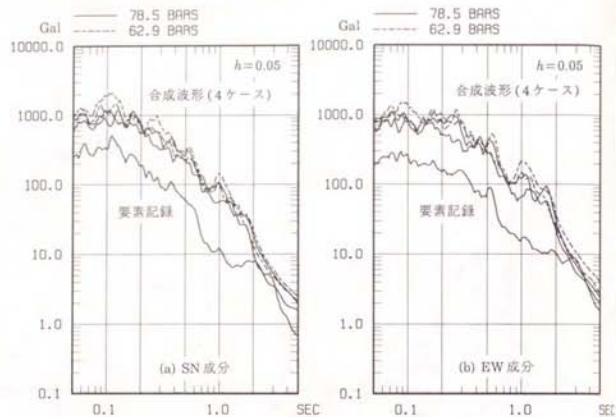


図 4.50 QI における推定加速度応答スペクトル

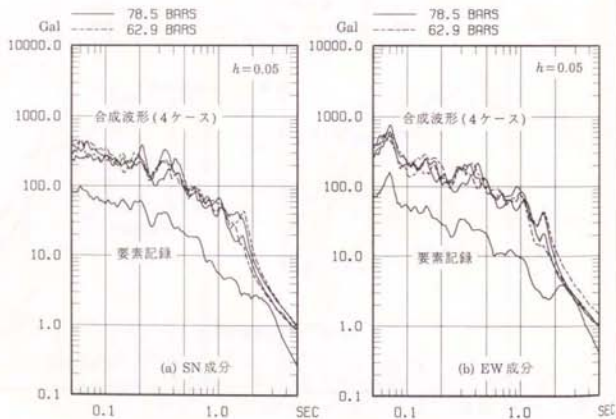


図 4.51 CH における推定加速度応答スペクトル

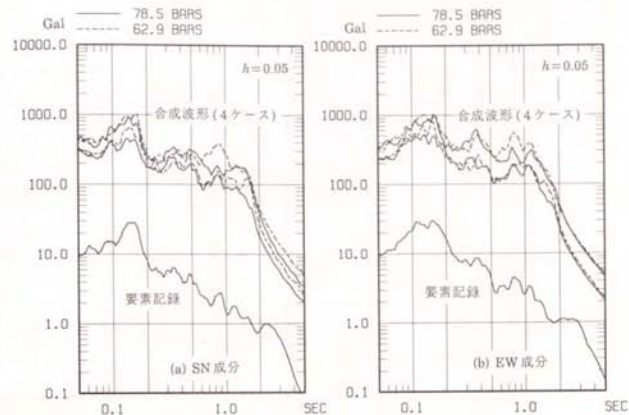


図 4.52 YU における推定加速度応答スペクトル

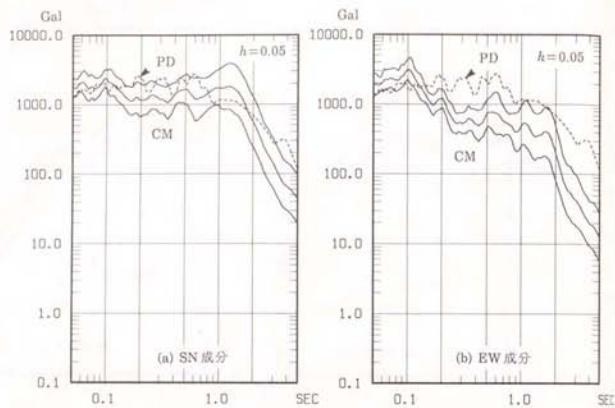


図 4.53 CM における推定加速度応答スペクトル (実線: 平均値および平均値±標準偏差) と PD における加速度応答スペクトル (点線) との比較

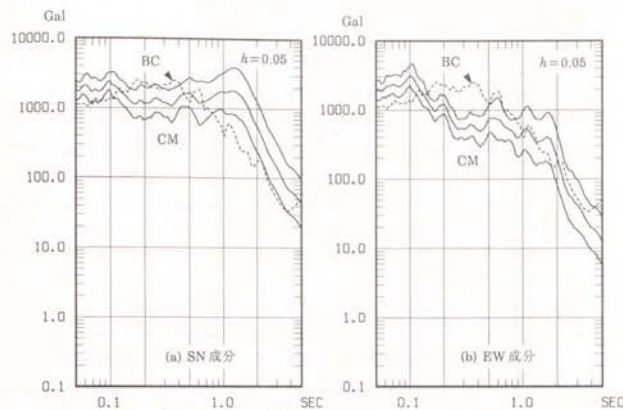


図 4.55 CM における推定加速度応答スペクトル (実線: 平均値および平均値±標準偏差) と BC における加速度応答スペクトル (点線) との比較

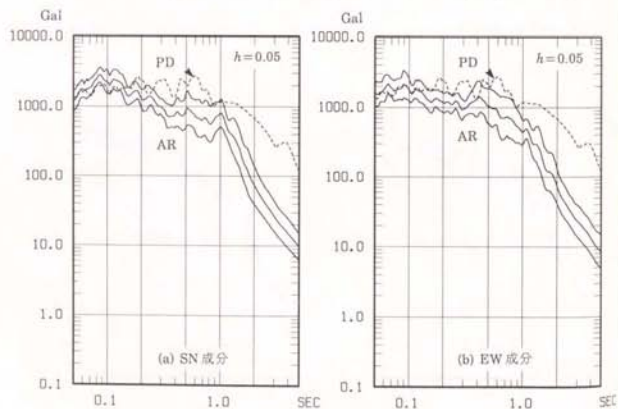


図 4.54 AR における推定加速度応答スペクトル (実線: 平均値および平均値±標準偏差) と PD における加速度応答スペクトル (点線) との比較

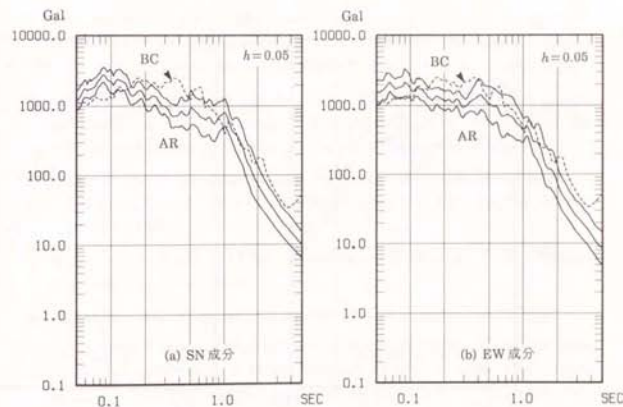


図 4.56 AR における推定加速度応答スペクトル (実線: 平均値および平均値±標準偏差) と BC における加速度応答スペクトル (点線) との比較



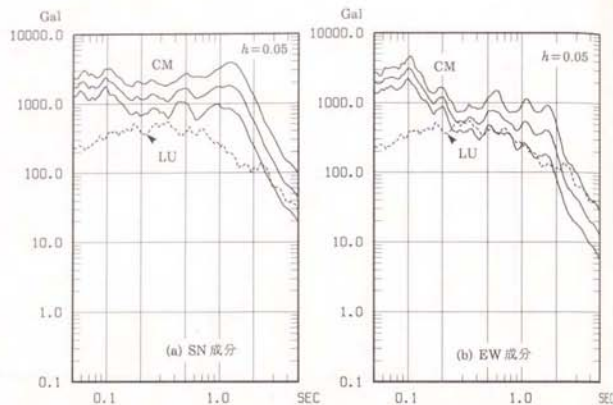


図4.57 CMにおける推定加速度応答スペクトル(実線:平均値および平均値±標準偏差)とLUにおける加速度応答スペクトル(点線)との比較

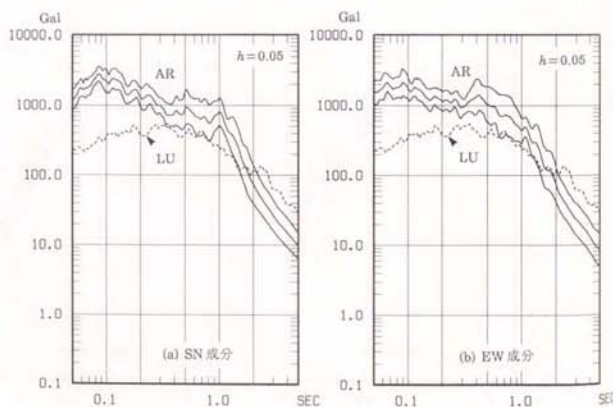


図4.58 ARにおける推定加速度応答スペクトル(実線:平均値および平均値±標準偏差)とLUにおける加速度応答スペクトル(点線)との比較

#### 第4章の参考文献

- \*1 State Seismological Bureau, China (1982) : The 1976 Tangshan earthquake, Earthquake Press (in Chinese).
- \*2 Seismological Bureau of Hebei Province, China (1980) : List of Tangshan earthquakes (in Chinese).
- \*3 Butler, R., G. Stewart and K. Kanamori (1979) : The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake—a complex sequence of interplate events, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 69, No. 1, pp. 207-220.
- \*4 Zhang, Z., Q. Li, J. Gu, Y. Jin, M. Yang and W. Liu (1980) : The fracture processes of the Tangshan earthquake and its mechanical analysis, Acta Seismologica Sinica, Vol. 2, No. 2, pp. 111-129 (in Chinese).
- \*5 Ishikawa Y., C. Zhu and T. Cao (1983) : On some characteristics of strong aftershocks of the 1976 Tangshan, 1975 Haicheng and 1976 Yanyuan—Ninglang earthquakes, Acta Seismologica Sinica, Vol. 5, No. 1, pp. 15-30 (in Chinese).
- \*6 Institute of Engineering Mechanics, State Seismological Bureau, China (1986) : Corrected digital accelerograms of Tangshan earthquake, Report on Strong Earthquake Motion Records in China, Vol. 1, No. 2 (in Chinese).
- \*7 Yuan, Y., S. Yoshizawa and Y. Osawa (1986) : Strong ground motion simulation of the 1976 Ninghe, China earthquake, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 61, pp. 97-127.
- \*8 Geller, R. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, No. 5, pp. 1501-1523.
- \*9 Aki, K. and P. Richards (1980) : Quantitative Seismology, W. H. Freeman and Company, San Francisco, p. 81.
- \*10 Kanai, K. (1983) : Engineering seismology, University of Tokyo Press.
- \*11 Fukushima, Y. and T. Tanaka (1990). A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 80, No. 4, pp. 757-783.



- \*12 Brune, J. (1970) : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- \*13 Joyner, W. and D. Boore (1981) : Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 6, pp. 2011-2038.
- \*14 Campbell, K. (1981) : Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 6, pp. 2039-2070.
- \*15 岡本舜三 (1968) : 耐震構造設計者のための日本列島大地震図譜, オーム社.
- \*16 表俊一郎・三宅昭春・橋橋秀衛 (1978) : 震源域における地震動最大加速度, 日本建築学会学術講演梗概集 (北海道), 構造系, pp. 549-550.
- \*17 Hisada, T., Y. Ohsaki, M. Watabe and T. Ohta (1978) : Design spectra for stiff structures on rock, *Proceedings of the 2nd International Conference on Microzonation*, Vol. III, San Francisco.
- \*18 林保彦・阿部勝征 (1984) : 気象庁データにもとづく  $M_S$  決定法, Vol. 37, pp. 429-439.
- \*19 Jennings, C., W. Housner and C. Tsai (1968) : Simulated earthquake motions, *Earthquake Engineering Research Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena.*
- \*20 壇一男・渡辺孝英 (1989) : 地震波形の包絡関数に関する一考察, 日本建築学会学術講演梗概集 (九州), B, 構造 I, pp. 773-774.
- \*21 Hisada, T., and H. Ando (1976) : Relation between duration of earthquake motion and magnitude, *Kajima Institute of Construction Technology.*

## 第5章 複数の小地震記録を用いた合成結果の安定性の検討

一般に半経験的波形合成法では、グリーン関数としてどの中小地震の記録を用いるかによって合成結果が変動することが知られており、変動要因の分析および各要因による変動幅の評価は半経験的波形合成法を実際に構造物の耐震設計用入力地震動策定に適用する上で重要となる。

そこで本章では、はじめに1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 ( $M_J$  6.7)の前後に修善寺で観測された17の前・余震の加速度記録を用いて、合成結果の変動要因とその変動幅を調べる。次に、安定した結果を得ると同時に大地震に見られる破壊の不均質性を考慮するために、大地震の要素断層に複数の小地震を同時にあてはめる方法を考え、本震記録の再現を行う。最後にこの複数の小地震記録を用いる波形合成法を、強震加速度記録の得られている地震のうち我が国では最大規模の1968年5月16日十勝沖地震 ( $M_J$  7.9,  $M_S$  8.1,  $M_W$  8.2)に適用し、本方法の巨大地震への適用性を示す。

### 5.1 検討に用いる小地震の断層パラメータの推定

本節では、半経験的波形合成法による合成結果の変動幅とその要因を調べるための準備として、グリーン関数に用いる小地震の断層パラメータを、加速度記録のフーリエ振幅から推定する。

#### (1) 小地震記録

本章で用いた小地震記録は、1980年6月29日伊豆半島東方沖地震の前後に修善寺(東経138°58′、北緯34°58′)で観測された8つの前震と9つの余震である。強震計はS波速度500 m/secの地下36 mの位置に設置されており、水平動2成分、上下動1成分が得られている。なお、各方向の加速度記録はあらかじめ直達P波の到着時刻から直達S波の到着時刻直前までのP波部分と、直達S波の到着時刻以降のS波部分に分けた。

表5.1にMatsu'ura(1983)\*1により決定された発震時、震源位置、気象庁マグニチュード、震源距離および加速度波形の最大値を示す。小地震のマグニチュードは3.4~4.9、震源距離は21.9~29.6 km、最大加速度は0.82~13.8 Galである。

図5.1に、各小地震の震央位置を黒丸で、修善寺観測点の位置を四角印で、本震の断層面の地表面への投影線を太い直線で示す。17地震のうち断層面の南寄りが発生したのが2地震、北寄りが発生したのが15地震である。

#### (2) 小地震の断層パラメータの推定方法

波形合成に必要な小地震の断層パラメータ( $L, W, D, \sigma_p$ )は、 $\omega^2$ 震源スペクトルモデルに基づき、断層パラメータのわかっている本震(表3.1参照)のS波震源スペクトルモデルと小地震のS波震源スペクトルモデルの比率から決定する。

本震のS波の震源スペクトルモデルおよび小地震のS波の震源スペクトルモデルは、それぞれに添字*l*と*s*をつけて(2.36)式より次のようになる。

$$|\Omega_l^S(\omega)| = \frac{F_l^S}{4\pi\beta^3 r} \frac{\mu L_l W_l D_{ll}}{(\omega_{cl}^S)^2 + \omega^2} \left(1 - \frac{2\pi}{Q^S}\right)^{\frac{1}{2}} |H^S(\omega)| \quad (5.1)$$

$$(\omega_{cl}^S)^2 = 4\beta^2 \left(\frac{\sigma_{el}}{\mu D_l}\right) \left(\frac{\pi}{L_l W_l}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.2)$$

$$|\Omega_s^S(\omega)| = \frac{F_s^S}{4\pi\beta^3 r} \frac{\mu L_s W_s D_{ss}}{(\omega_{cs}^S)^2 + \omega^2} \left(1 - \frac{2\pi}{Q^S}\right)^{\frac{1}{2}} |H^S(\omega)| \quad (5.3)$$

$$(\omega_{cs}^S)^2 = 4\beta^2 \left(\frac{\sigma_{es}}{\mu D_s}\right) \left(\frac{\pi}{L_s W_s}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.4)$$

小地震の震源距離は、図5.1に示すように小地震の震源が本震の震源域に位置していることから、ここでは本震の震源距離と等しいとしている。

ここで以下の3つの重要な仮定をする。

- (i) 各地震の発震機構は本震の発震機構と同じである。
- (ii) 小地震の*L*と*W*の比は大地震のそれと同じである。
- (iii) 実効応力と応力降下量は等しい。

この3つの仮定を式で表すと次のようになる。

$$F_l^S = F_s^S \quad (5.5)$$

$$L_l = 2W_l, L_s = 2W_s \quad (5.6)$$

$$\sigma_{el} = \frac{2\mu D_l}{\pi W_l}, \sigma_{es} = \frac{2\mu D_s}{\pi W_s} \quad (5.7)$$

上の5つの式を(5.1)式から(5.4)式に代入して(5.1)式と(5.3)式の比率をとると下のようになる。

$$R(\omega) = \frac{|\Omega_l^S(\omega)|}{|\Omega_s^S(\omega)|} = \left(\frac{\lambda_l}{\lambda_s}\right) \left(\frac{\sigma_{el}}{\sigma_{es}}\right) \left(\frac{(\omega_{cs}^S)^2 + \omega^2}{(\omega_{cl}^S)^2 + \omega^2}\right) = \left(\frac{D_l}{D_s}\right) \left(\frac{4\sqrt{2/\pi} \beta^2 W_s^2 + \omega^2}{4\sqrt{2/\pi} \beta^2 W_l^2 + \omega^2}\right) \quad (5.8)$$

上式において未定パラメータは*W<sub>s</sub>*と*D<sub>s</sub>*の2つであるから、異なる2つの振動数*f<sub>1</sub>*と*f<sub>2</sub>*における比率*R<sub>1</sub>*および*R<sub>2</sub>*が与えられればよい。ここでは比率*R<sub>1</sub>*と*R<sub>2</sub>*を異なる振動数の区間 [*f<sub>1</sub>*/1.5, 1.5*f<sub>1</sub>*] および [5 Hz, 10 Hz] の相乗平均

として計算した。この場合5 Hzと10 Hzの相乗平均をとると $f_2$ は7.07 Hzとなる。実際の計算ではこの平均化操作を3成分(NS,EW,UD)のS波部分に適用した。

### (3) 推定した断層パラメータとその相似則

表5.2に中心振動数 $f_1$ 、比率 $R_1$ および $R_2$ 、推定した小地震の断層パラメータ( $L, W, D, \sigma_e$ )を示す。地震波形は加速度計で記録されていることより後述の図5.2や図5.3に見られるように、長周期成分の精度が十分ではないので、表にはその信頼限界を $f_{cut}$ で示している。また、地震モーメント $M_0$ と臨界振動数 $f_c S = \omega_c S / 2\pi$ については、Takemura *et al.* (1990)\*2の推定値があるのであわせて示している。本研究で得られた値とTakemura *et al.*の得ている値とでは最大2倍程度の差があるものの、Takemura *et al.*は長周期領域および短周期領域のフーリエ振幅スペクトルの絶対値により断層パラメータを決定しているのでその決定の任意性を考えると両者はよい一致を示しているといえる。

第3章でグリーン関数として用いた前震は地震番号5の地震であり、参考のためにここで得られた断層パラメータと第3章で設定した断層パラメータを比較すると下のようになる。

	$L$	$W$	$D$	$\sigma_e$	$M_0$
第3章	2.67 km	1.33 km	16.7 cm	30.0 bar	$2.37 \times 10^{23}$ dyne-cm
第5章	2.81 km	1.40 km	13.0 cm	23.6 bar	$2.05 \times 10^{23}$ dyne-cm

これらの値より本震の臨界周期より長い長周期地震波の模擬に関しては $1.05 \times 1.05 \times 0.78 = 0.86$ 倍、前震の臨界周期よりも短い短周期地震波の模擬に関しては $\sqrt{1.05 \times 1.05 \times 0.79} = 0.83$ 倍となることが予測できるが、いずれも15%程度の差であり、第3章で設定した断層パラメータとここで得られた断層パラメータは整合している。

図5.2および図5.3に地震番号1( $M_J$  3.4)および地震番号13( $M_J$  4.1)による加速度記録のフーリエ振幅スペクトルと推定した震源スペクトルを示す。図には、NS-EW-UDの3成分のS波部分のスペクトルとUDのP波部分のスペクトル、およびそれらと本震によるスペクトルとの比率を示す。ここにP

波速度 $\alpha$ は6.58 km/sec ( $\alpha = \sqrt{3\beta}$ )とした。また、表5.2に示した長周期成分の信頼限界 $f_{cut}$ は各図のUD成分のP波部分のフーリエ振幅から決めたものであり、その位置を矢印で示す。

表5.2に示した本震および前前・余震の断層パラメータに最小自乗法を適用すると次に示す $M_J$ 、 $\log M_0$ および $\log L$ の関係が得られる。

$$\log M_0 [\text{dyne-cm}] = 1.22 M_J + 17.43 \quad (5.9)$$

$$\log L [\text{km}] = 0.319 \log M_0 - 6.91 \quad (5.10)$$

ここで、 $L = 2W$ 、 $M_0 = \mu LWD$ および $\sigma_e = [2\mu D]/[nW]$ の関係を用いると下に示す $\log M_0$ 、 $\log D$ および $\log \sigma_e$ の関係が得られる。

$$\log D [\text{cm}] = 0.361 \log M_0 - 7.48 \quad (5.11)$$

$$\log \sigma_e [\text{bar}] = 0.042 \log M_0 + 0.137 \quad (5.12)$$

図5.4の丸印は表5.2に示した断層パラメータで、各図の実線は(5.9)式~(5.12)式で表せられる相似則である。 $M_0$ と $M$ および $L$ のデータは最小自乗法で得られた直線であらうま表されているが、 $M_0$ と $D$ のデータはバラツキが大きくなっている。一方、 $M_0$ と $\sigma_e$ のデータは相関がないように見えるが、このことは $\sigma_e$ が震源サイズとは無関係であることを意味している。

一方、Sato (1979)\*3は、(5.13)式~(5.16)式に示すマグニチュード5以上の浅い地震についての断層パラメータの相似則を提案している。

$$\log M_0 [\text{dyne-cm}] = 1.5 M_J + 16.2 \quad (5.13)$$

$$\log L [\text{km}] = \frac{1}{3} \log M_0 - 7.28 \quad (5.14)$$

$$\log D [\text{cm}] = \frac{1}{3} \log M_0 - 6.80 \quad (5.15)$$

$$\log \sigma_e [\text{bar}] = 15.4 \quad (5.16)$$

ここで $\sigma_e$ を求めるにあたって、 $L = 2W$ 、 $\mu = M_0/LWD$ および $\sigma_e = [2\mu D]/[nW]$ の関係を用いている。図5.4にSatoの提案した関係を破線で示す。破線はここで得られた関係と非常によく一致しているのがわかる。



## 5.2 変動要因の分析

本節では、半経験的波形合成法による合成結果の変動幅を、合成法自体による変動幅、小地震の震源スペクトルを $\omega^2$ モデルで表現することによる変動幅の2つに分けて調べ、最後に入力地震動の策定への応用という観点から、小地震の断層パラメータをマグニチュードを説明変数とする関係式(断層パラメータの相似則)で求めることによる変動幅を調べる。

### (1) 合成方法による変動幅

小地震記録のフーリエ振幅スペクトルは厳密に $\omega^2$ モデルで表現されるものではないので、ここではまず地震番号13( $M_J$  4.1)の観測記録に含まれる振動特性を標準的なものとして考え、その他のすべての小地震記録を $\omega^2$ モデルに基づいて補正し震源スペクトルの相互関係が完全に $\omega^2$ モデルに従う準理論的な波形を作成し、それをグリーン関数として用いることにする。地震番号13の観測記録を標準的なものとして考えた理由は、ここで用いる前・余震のマグニチュードの平均値が4.1であること、3つの $M_J$  4.1の小地震のうち後出の表5.6～表5.8に示す合成結果が最もよいことによる。実際にはここで問題にしているのは合成結果の変動幅であり、どの観測記録を標準的なものとして考えるかは合成結果の平均値にしか影響しない。

地震番号*i*の地震の観測記録のフーリエスペクトル $\Omega_i(\omega)$ が、 $\omega^2$ モデルで表せられる部分 $O_i(\omega)$ と $\omega^2$ モデルからのずれ分 $E_i(\omega)$ (伝播経路や数地近傍の振動特性を含む)の2つに大きく分けることができるとすると、観測記録のフーリエスペクトル $\Omega_i(\omega)$ は次のように書くことができる。

$$\Omega_i(\omega) = O_i(\omega) E_i(\omega) \quad (5.17)$$

地震番号13の地震については次のようになる。

$$\Omega_{13}(\omega) = O_{13}(\omega) E_{13}(\omega) \quad (5.18)$$

今、震源から出た波動は地震番号*i*の震源スペクトル特性を、 $\omega^2$ モデルからのずれ分は地震番号13の特性を有する地震波を考えると、地震番号*i*の地震に対する準理論的な波形のフーリエ振幅スペクトル $|G_i(\omega)|$ は次のようになる。

$$\begin{aligned} |G_i(\omega)| &= |O_i(\omega)| |E_{13}(\omega)| \\ &= \frac{|O_i(\omega)|}{|O_{13}(\omega)|} |\Omega_{13}(\omega)| \end{aligned} \quad (5.19)$$

ここでフーリエ逆変換して波形を求めるには位相の情報が必要となるが、今の場合位相はもとの波形と同じ位相 $\phi_i(\omega)$ になるように与える。これを式で書くとな次のようになる。

$$G_i(\omega) = \frac{|O_i(\omega)|}{|O_{13}(\omega)|} |\Omega_{13}(\omega)| \exp[-j\phi_i(\omega)] \quad (5.20)$$

上式ですべての小地震記録を準理論的な波形に処理し、S波部分は(2.41)式と(2.42)式を用いて、P波部分は(2.47)式と(2.48)式を用いて合成した。

図5.5に一例として地震番号1( $M_J$  3.4)のNS方向の記録を用いた場合の合成結果を示す。図は上の3波が加速度波形で上から(5.20)式で処理した準理論的な波形、合成波形、本震の観測波形で、下の3波はそれらを振動数領域で積分した速度波形である。図5.6と図5.7にはそれぞれEW方向、UD方向の合成結果を示す。波形はいずれも0.5～1 Hz( $f_{cut}/2 \sim f_{cut}$ )の間でコサイン関数で変化するローカットフィルターを通してている。図5.8には速度応答スペクトル(減衰定数5%)の比較を示す。

また図5.9～図5.12にはもう一つの例として地震番号13( $M_J$  4.1)の記録を用いた場合の合成結果および速度応答スペクトルを示す。波形は0.25～0.5 Hz( $f_{cut}/2 \sim f_{cut}$ )の間でコサイン関数で変化するローカットフィルターを通してている。

17地震のすべてに対する合成結果をまとめると表5.3～表5.5のようになる。表5.3はNS成分、表5.4はEW成分、表5.5はUD成分についてのもの、ここでは合成波形と観測波形の一致の程度を最大加速度(PGA)、最大速度(PGV)、スペクトル強度(SI)を指標として用いた。SIはHousner(1965)<sup>4</sup>の提案した式を参考に、次式のように定義した。

$$SI = \int_{0.1}^{f_{cut}} S_{uv}(T) dT \quad (5.21)$$



ここに  $S_0(T)$  は周期  $T$  における速度応答スペクトル (減衰定数 5%)、 $f_{cut}$  は表 5.2 に示した長周期成分の信頼限界である。

表 5.3～表 5.5 より本論文で用いている波形合成法自体による結果の変動幅は 20～30% であることがわかる。

ここでいう波形合成法自体による結果の変動幅とは (5.20) 式からわかるように小地震のもつ位相のランダム性および合成式である (2.42) 式と (2.48) 式からわかるように重ね合わせによる位相のランダム性に起因するものである。これら 2 種の位相のランダム性の制御は本合成法では考慮していないことから上のような呼び方をしている。

## (2) 小地震の震源スペクトルを $\omega^2$ モデルで表現することによる変動幅

大地震の断層面における食い違い時間関数がすべての点と時刻で知られており、かつ小地震の断層面における食い違い時間関数が知られているならば、地震波形は完全に再現できるはずである。しかしながら現実には、食い違い時間関数を求めることは非常に難しく、本研究ではこれを  $L$ 、 $W$ 、 $D$ 、 $\sigma_0$  の 4 つのパラメータを用いた  $\omega^2$  モデルで表現している。5.1 節で求めた小地震の断層パラメータは、小地震の食い違い時間関数の近似式を与えるものである。

そこで、ここではこの近似による結果の変動への影響を評価する。方法は、準理論的な波形となるような処理を行わないことを除いては前項と全く同じである。

図 5.13～図 5.16 に例として地震番号 1 ( $M_J 3.4$ ) の記録を用いた場合の合成結果、図 5.17～図 5.20 にはもう一つの例として地震番号 15 ( $M_J 4.5$ ) の記録を用いた場合の合成結果を示す。地震番号 1 の記録を用いた場合の合成結果は、前項の準理論的な波形となるような処理を行った場合の合成結果とほとんど同じになっている。

合成結果をまとめると表 5.6～表 5.8 のようになる。表より合成結果の変動幅は 40～50% であることがわかる。これらの変動幅は、合成方法自体による変動幅と小地震の震源スペクトルを  $\omega^2$  モデルで表現することによる変動幅との和に対応するものであるから、表 5.6～表 5.8 の変動幅の自乗と表 5.3～表

5.5 の自乗との差の平方根が、小地震の震源スペクトルを  $\omega^2$  モデルで表現することによる変動幅である。各々の原因による変動幅を表 5.15 にまとめているが、それによれば震源スペクトルを  $\omega^2$  モデルで近似することによる変動幅は 30～40% である。

## (3) 小地震の断層パラメータをマグニチュードで表現することによる変動幅

前項および前々項では、表 5.2 の断層パラメータを直接用いて波形合成を行ったが、ここではより応用的な観点から、小地震の断層パラメータをマグニチュードを説明変数とする関係式で与えて合成を行い、その変動幅を評価する。

合成の方法は前項と全く同じであるが、小地震の断層パラメータは Sato (1979)<sup>3</sup> により提案されている (5.13)～(5.16) 式で与えた。

図 5.21～図 5.24 に例として地震番号 1 ( $M_J 3.4$ ) の記録を用いた場合の合成結果、図 5.25～図 5.28 にはもう一つの例として地震番号 15 ( $M_J 4.5$ ) の記録を用いた場合の合成結果を示す。この場合、重ね合わせの個数等は下のようになり、本項における合成結果と前項における合成結果では、地震番号 1 の記録を用いた場合 6～8 割の差、地震番号 15 の記録を用いた場合 2 割程度の差となる。

地震番号		$a$	$b$	$c$	$d$	$abc$	$\sqrt{abd}$
1	本項	23	23	30.9	1.27	16,346	29.2
	前項	24	24	50.0	1.95	28,800	46.8
15	本項	7	7	11.6	1.64	568	11.5
	前項	7	7	14.1	1.95	691	13.7

合成結果をまとめると表 5.9～表 5.11 のようになり、合成結果の変動幅は 40～80% 程度となる。この変動幅は合成方法自体による変動幅と小地震の震源スペクトルを  $\omega^2$  モデルで近似することによる変動幅および断層パラメータの相似則を用いることによる変動幅の和であるから、断層パラメータの相似則を用いることによる変動幅のみを求めると、表 5.15 に示しているように  $PGA$  に関しては 0% 程度、 $PGV$  および  $SI$  に関しては 35～65% 程度となる。これ

は、ここで用いた方法によるPGAの推定の精度は説明変数が $L$ 、 $W$ 、 $D$ 、 $\sigma_e$ のいずれかの2つの場合とマグニチュードのみの1つの場合とでは変化しないことを意味しているが、PGAの変動幅とPGVおよびSIの変動幅の差の原因は明らかではない。

### 5.3 複数の小地震記録を用いた波形合成法

本節では、震源パラメータを $\omega$ -2モデルで表すことによる変動幅と断層パラメータをマグニチュードを説明変数とする関係式で与えることによる変動幅を最小にするために、大地震の要素断層に複数の小地震を同時にあてはめる方法を考え、観測記録の再現を行う。

#### (1) 震源サイズの補正

本論文で提案した波形合成法では大地震の要素断層は等サイズのため、マグニチュードの異なる小地震記録を同時にグリーン関数として用いるためにはまず震源の大きさを揃えなければならない。

ここで大地震の要素断層と同じ大きさの小地震を目標地震と呼ぶこととし、この目標地震と各小地震の断層の長さ、幅、食い違い量、実効応力の比をそれぞれ $a$ 、 $b$ 、 $c$ 、 $d$ とおくと、目標地震によって励起されるS波およびP波のフーリエ変換は、小地震記録のフーリエ変換を用いて次のように表すことができる。

$$\Omega_n^S(\omega) = \left(\frac{r_s}{r_n}\right) \sqrt{ab} d \left( \frac{\omega_{cs}^S + j\omega}{\omega_{cs}^S \sqrt{d} / \sqrt{ab} \sqrt{c} + j\omega} \right)^2 \left(1 - \frac{2n}{Q}\right)^{\omega(r_n - r_s) / 4n\beta} \Omega_s^S(\omega) \quad (5.22)$$

$$\Omega_n^P(\omega) = \left(\frac{r_s}{r_n}\right) \sqrt{ab} d \left( \frac{\omega_{cs}^P + j\omega}{\omega_{cs}^P \sqrt{d} / \sqrt{ab} \sqrt{c} + j\omega} \right)^2 \left(1 - \frac{2n}{Q}\right)^{\omega(r_n - r_s) / 4n\alpha} \Omega_s^P(\omega) \quad (5.23)$$

ここに添字 $n$ は目標地震に関する量であることを表す。上式による小地震記録の目標地震への正規化は、基本的にはフーリエ振幅に対してのもので継続時間についてのものではない。従って正規化の処理を行うことによる悪影響を最小限におさえるには、目標地震の大きさとしては、記録が得られている小地震の大きさの平均値を採用した方がよい。

小地震のマグニチュードの平均値は4.1、従って、(5.13)式と(5.14)式および $L_n = 2W_n$ から目標地震の断層の大きさは $L_n = 1.48$  km、 $W_n = 0.74$  kmとなり、本震の断層面は $11 \times 11$ に分割されることになる。また異なるグリーン関

数が17種類あるので、同じグリーン関数を8回を越えて用いないように本震の断層面に割り当てた。

## (2) 合成結果

前節で得た変動幅と比較するために、グリーン関数を本震の断層面に割り当てる際の乱数の組合せを17通りに変化させ、17の合成結果を得た。

図5.29にNS成分の合成結果の一例を示す。図は上から最大加速度値が平均値+標準偏差に最も近いもの、平均値に最も近いもの、平均値-標準偏差に最も近いもの、および本震の加速度記録である。また下の3波は上の3波を振動数領域で積分して得られた速度波形である。図5.30と図5.31にはそれぞれEW成分、UD成分の合成結果を示す。波形はいずれも0.5~1Hzの間でコサイン関数で変化するローカットフィルターを通してている。また、図5.32~図5.34には速度応答スペクトル(減衰定数5%)を示す。これらの図より最大値、経時特性、スペクトル特性がよく再現されていることがわかる。

表5.12~表5.14に合成結果をまとめて示す。これより、合成結果の変動幅は15~25%であり、非常に安定した結果が得られていることがわかる。

## 5.4 1968年十勝沖地震( $M_J 7.9$ )への適用

本節では、前節で提案した方法の巨大地震への適用性を調べるために、強震加速度記録の得られている地震のうち我が国では最大規模の1968年5月16日十勝沖地震( $M_J 7.9, M_S 8.1, M_W 8.2$ )に適用する。計算の対象とした地震記録は、宮古と室蘭における加速度記録(卓越周期0.1~7秒)である。

### (1) 被害の概要と地震源に関する既往の研究

1968年5月16日9時49分(日本時間)、青森・岩手県の太平洋側沖合約100kmの位置でマグニチュード7.9の大規模な地震が発生した。地震の位置は北緯 $40^{\circ}41'1''$ 、東経 $143^{\circ}35'3''$ (気象庁技術報告,1969)\*5である。

1968年十勝沖地震は、東北地方東部および北海道西部に震度5の揺れをもたらし、さらに同日10時20分頃から、地震に伴って発生した津波が3~5mの高さとなって三陸沿岸に押し寄せた。北海道・青森県・岩手県を中心として、鉄道、一般住宅、道路、堤防、地下埋設施設の被害が多く見られ、なかでも鉄筋コンクリート造建物のうち壁量の少ない建物の柱がせん断破壊し、構造上の問題や地盤との関係が見直されるようになった。強震動による災害は青森県に多く、宇佐美(1987)\*6によれば、県東部の火山灰地帯に前日までに100mm以上の雨が降り地すべりを誘発したこと、および初動S波からやや遅れて顕著な波が本州に近い部分で発生した(長宗,1969)\*7ことがその原因として考えられている。

長宗(1969)\*7は、北海道および東北地方北部の観測点における強震記録に、S波初動にやや遅れて振幅の大きい顕著な波が現れていることを指摘し、これを最初の破壊(本震の震央)から約107km西方の地点で45秒後に発生したS波として説明した。この波の振幅は、最初の破壊点から出たS波の振幅に比べはるかに大きなものであった。

十勝沖地震のこのような特徴を反映して多重震源解析が盛んに行われており、以下に述べる震源過程の推定に関する研究はこのような多重震源解析に関するものがほとんどである。



Kanamori (1971)\*8 は、長周期  $P$  波初動およびマントルレーリー波 ( $R_3$ ) とマントルラブ波 ( $G_3$ ) の記録から発震機構を求め、断層の走向  $N336^\circ E$ 、傾斜角  $20^\circ$ 、すべり角  $38^\circ$ 、地震モーメント ( $M_0$ )  $2.8 \times 10^{28}$  dyne-cm、震源深さ 33 km を得た。断層面の位置と大きさは、本震から 24 時間以内の余震域の広がりから推定し、断層長さ ( $L$ ) として 150 km を、断層幅 ( $W$ ) として 100 km を採用した。また、マントルレーリー波 ( $R_3$ ) およびマントルラブ波 ( $G_3$ ) の理論計算では、破壊は南端から北へ向かって 3.5 km/sec の速さで広がるとした。以上の値から、平均食い違い量 ( $D = M_0/\mu L W$ ) および応力降下量 (縦ずれ断層の場合  $\Delta\sigma = [16\mu D]/[3\pi W]$ ) として 410 cm および 32 bar を得ている。ここに、剛性率 ( $\mu$ ) として  $4.5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> を用いている。

Fukao and Furumoto (1975)\*9 は、Kanamori (1971)\*8 の推定した断層モデルを仮定して、多重震源解析を行った。まず長周期  $P$  波の記録の初動から 25 ~ 35 秒後に初動と同じ向きの立ち上がりを示す顕著な相が見られることから、それらの相対位置を同定し、第 2 震は第 1 震 (破壊開始点) から見て南に  $57 \pm 4$  km 離れた点で  $31.5 \pm 0.16$  秒後に発生したと推定した。次に国内の強震計記録で初動から約 45 秒後に見られる顕著な相に対応する第 3 震の位置を同定し、第 1 震の西南西約 93 km に発生したと推定した。第 2 震、第 3 震とも断層面のほぼ端に位置し、第 1 震から南および西へ約 2 km/sec で破壊が伝播したように見えると述べている。一方、マントルラブ波 ( $G_2, G_3, G_4$ ) の記録から破壊伝播方向を北向き、破壊伝播速度を 3.5 ~ 4.5 km/sec と見積った。また到着時刻差から主破壊は第 1 震から見て南へ 80 km 離れた点から北西へ 4 km/sec で伝播したものと結論した。

Aida (1978)\*10 は、Kanamori (1971)\*8 の推定した断層モデルおよびそれを北西へ 28 km 移動した 2 つのモデルを設定して津波のシミュレーションを行い、沿岸数か所の検潮所における津波記録と比較し、到着時刻の点から後者を選択した。

Iida and Hakuno (1984)\*11 は、半経験的波形成法を用いて室蘭・青森・八戸・宮古の 4 観測点における強震加速度記録 (NS・UD 成分) を再現することによ

り、本震の破壊過程を推定した。要素波形として用いた小地震は 1972 年 3 月 20 日に震源域の西方で発生した  $M_J 6.5$  の地震である。得られた結果から破壊伝播は大局的には北方向へ進行しているものの、短周期領域の地震波形を説明するには大変に複雑な破壊伝播を考えるべきであると述べている。

Mori and Shimazaki (1984, 1985)\*12, \*13 は、室蘭・青森・八戸・宮古における強震加速度記録に見られる 2 つの顕著な短周期の相の発生位置と時刻とを、遠方で得られた  $P$  波の記録 (周期 2.5 ~ 6.5 秒) を解析することにより同定した。その結果、第一の短周期波源は最初の破壊点から見て 39 秒後の西へ 97 km の位置に、第二の短周期波源は同じく 68 秒後の北西へ 148 km の位置にあると推定した。また、地震モーメントの空間分布を求めるために、震源域を 40 km 間隔のグリッドに分割し、その各々の深さをプレートの沈み込み構造に対応させて設定した後、気象庁 1 倍強震計で記録された周期 10 ~ 25 秒のレーリー波を用いてインバージョン解析を行った。その結果、破壊速度が速く北部でのモーメント解放が大きいモデルと破壊速度が速く北部でのモーメント解放が小さいモデルの 2 つが得られたが、津波波源域での推定海底変動量との比較から前者を選択した。なお、ここで得られたモーメント分布の和は  $4.7 \times 10^{27}$  dyne-cm となり Kanamori (1971)\*8 の得た  $2.8 \times 10^{28}$  dyne-cm よりずっと小さいが、これは周期 25 秒より短い部分しか見ていないためであり、全体としてはより長周期部分の寄与を加えて考える必要があると述べている。

Kikuchi and Fukao (1985)\*14 は、震源を同一の発震機構と食い違い時間関数を有する複数の点震源の集合体とみなし、観測されている長周期  $P$  波にこの方法を適用し多重震源解析を行った。その結果によれば、破壊は余震域の中央あたりで始まり、はじめの 40 秒ほどは深部のやや南にサブイベントが集中し、その後破壊は北方へ伝播した。最大のサブイベントは震源域北西端の約 40 km の位置に初期破壊の 45 秒後から 19 秒間に生じ、70 ~ 80 秒後には断層面全体の破壊がほぼ終了した。これより最大サブイベントの地震モーメントおよび応力降下量を  $5.3 \times 10^{27}$  dyne-cm および 200 bar、全体の地震モーメントおよび破壊伝播速度を  $2.3 \times 10^{28}$  dyne-cm および 0.9 km/sec と見積もった。全体の地



震モーメントは Kanamori (1971)\*8 の得た値とよく一致しているものの、最大イベント部の応力降下量は断層面全体の平均応力降下量 32 bar より遥かに大きくなっている。

Schwartz and Ruff (1985)\*15 は、Kanamori (1971)\*8 による発震機構および Ruff and Kanamori (1983)\*16 による多重震源解析法を長周期  $P$  波の記録に適用することにより、震源時間関数を推定した。得られた震源時間関数から、主破壊の開始に対応した相と急激な停止に対応した相を同定し、それらの各観測点での到着時刻差の方位分布から各イベント間の相対的な発生時刻と位置を求めた。主破壊の開始に対応した相は初期の破壊点から見て南方へ  $87 \pm 14$  km の位置で  $30.2 \pm 0.587$  秒後に、主破壊の急激な停止は主破壊の開始点から見て北北西へ  $168 \pm 19$  km の位置で  $36.6 \pm 0.697$  秒後に発生したと推定した。以上の結果から断層長さを 168 km、破壊伝播方向を北北西、破壊伝播速度を 4.6 km/sec、平均食い違い量を 3 m と見積った。

佐竹 (1988)\*17 は、津波波形をインバージョン解析することにより、断層面上の食い違い量分布を推定した。得られた結果より、食い違い量は断層面北西部で大きくなっており、これは地震波のインバージョンによる結果と調和していると述べている。

## (2) 中規模地震の観測記録と断層パラメータ

経験的グリーン関数として用いた中規模地震の震央位置および宮古観測点 (北緯  $39^{\circ}38'$ , 東経  $141^{\circ}58'$ ) と室蘭観測点 (北緯  $42^{\circ}19'$ , 東経  $140^{\circ}58'$ ) の位置を図 5.35 に示す。図 5.36 には宮古で観測された加速度記録を示す。これらの記録の地震のマグニチュードと震央距離は ( $M_J 7.4$ , 213 km)、( $M_J 7.4$ , 166 km)、( $M_J 6.1$ , 110 km) である。また、図 5.37 には室蘭で観測された加速度記録を示す。地震のマグニチュードと震央距離は ( $M_J 7.4$ , 196 km)、( $M_J 7.1$ , 137 km)、( $M_J 7.1$ , 201 km) である。

半経験的波形合成法では模擬すべき大地震と同一の震源位置で同一の発震機構を有する中小地震の記録を経験的グリーン関数として用いるべきであるが、ここで選んできた地震は模擬の対象である 1968 年十勝沖地震の震源域に発生し

た地震のみではない。これは以下に述べるような理由による。

- ① 計算の対象とする周期領域の地震波は観測点近傍の地形や地盤の影響を大きく受け、その特性を有した中小地震記録ならばグリーン関数として用いることができる。
- ② 震源の大きさはマグニチュードで相対的にスケールアップされている。
- ③ 上記 2 点を考慮して、Dan et al. (1987)\*18 は工学的基盤 (せん断波速度約 700 m/sec 以上) におけるマグニチュード 5 クラスの地震記録を統計処理し、得られた模擬地震動を経験的グリーン関数として 1979 年 10 月 15 日 Imperial Valley 地震 ( $M_L 6.6$ ) の震源域における地動を模擬した。このとき重ね合わせ数は震源スペクトルの  $\omega^{-2}$  モデルに基づいて決め、表層地盤の振動特性は一次元波動理論によって評価し、良好な結果を得ている (詳しくは付録参照)。
- ④ ここで選んできた地震の震央距離は各観測点から十勝沖地震の断層面までの距離とはほぼ対応しており、距離補正は比較的少なくてすむ地震である。

上述の中規模地震の断層パラメータの設定には、前節までに用いた Sato (1979)\*3 の提案したマグニチュード 5 以上の浅い地震についての断層パラメータの相似則を用いる。

$$\log M_0 [\text{dyne cm}] = 1.5 M_J + 16.2 \quad (5.24)$$

$$\log L [\text{km}] = \frac{1}{3} \log M_0 - 7.28 \quad (5.25)$$

$$\log D [\text{cm}] = \frac{1}{3} \log M_0 - 6.80 \quad (5.26)$$

$$\log \sigma_p [\text{bar}] = 47.0 \quad (5.27)$$

ここで  $\sigma_p$  を求めるにあたって、 $L=2W$  および  $\sigma_p = [16\mu D]/[3\pi W]$  の関係を用いている。 $\sigma_p$  が (5.16) 式と異なる値となっているのは (5.16) 式が上端解放の矩形の横ずれ断層についての式によるものに対し、(5.27) 式は前項で述べた Kanamori の用いた式と整合するよう上端閉鎖の矩形の横ずれ断層についての式によるものだからである。なお、このとき剛性率  $\mu = M_J/LWD$  は  $4.58 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> を用いていることになる。

計算に用いた中規模地震の断層パラメータを表 5.16 に示す。

### (3) 断層モデルの設定

前項で述べたように、地震源に関する研究の多くは多重震源解析であるがいずれも Kanamori (1971)\*8 の断層モデルを基本としており、その多くが断層面西側の中央部に最大の短周期地震波源を置いている。一方、破壊の伝播速度に関しては解析モデルによる差が大きく、0.9~4.5 km/sec となっている。そこで本論文では前項で述べた断層モデルのうち、基本的には Kanamori (1971) の提案したモデルを採用することとし、破壊伝播速度は 2.0~3.8 km/sec の間で 0.2 km/sec ごとに覚えて計算することとした。

計算に用いた断層パラメータを表 5.17 に示す。表中  $L$ 、 $W$ 、 $M_0$  は Kanamori (1971) より引用したもので、 $D$  と  $\sigma_e$  は  $D=M_0/\mu LW$  および  $\sigma_e=(16\mu D)/(3\pi W)$  による。また地体構造のパラメータは前出の表 5.16 と同じ値としたが、 $Q$  値は観測記録のフーリエ振幅スペクトルの振動数に対する減衰率と合うように定めた。

### (4) 震源の大きさの基準化

前節で述べた複数の小地震記録を用いた波形合成法を適用するにあたって目標地震(大地震の要素断層と同じ大きさの小地震)を設定しなければならない。ここでは(2)で示した中規模地震のマグニチュードの平均が 7.08 であることから、(5.24)式~(5.27)式により断層面を分割するのに最も適した長さ幅として 50 km × 25 km (3×4 分割)を選んだ。このときのマグニチュードと食い違い量は 7.16 および 151 cm である。目標地震の断層パラメータを表 5.17 に示す。

### (5) 合成結果および考察

破壊伝播速度を 2.0~3.8 km/sec の間で 0.2 km/sec ごとに覚えて 10 通りの計算を行った。また各観測点の NS 成分と EW 成分の各々に対し、11 通りの乱数組を用いてグリーン関数の割当て方を変えた。最適な破壊伝播速度として(4.14)式で定義される波形の包絡形の継続時間が最も観測記録をよく説明するものを選んだ。

図 5.38 に宮古のみ、室蘭のみ、宮古および室蘭の両方の波形に対する継続時間比(合成波形/観測波形)の誤差を示す。このときの誤差の値は宮古のみ、室蘭のみの波形に対しては

$$\epsilon_i = \left[ \frac{1}{22} \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^{11} \left( \frac{DUR_{ijk}}{DUR_{io}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.28)$$

である。ここに  $DUR$  は継続時間  $t_d - t_a$  で、 $i$  は観測点、 $j$  は成分、 $k$  は乱数組、 $o$  は観測記録に関する添字である。また宮古および室蘭の両方の波形に対しては

$$\epsilon = \left[ \frac{1}{44} \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^{11} \left( \frac{DUR_{ijk}}{DUR_{io}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.29)$$

である。

図 5.38 から、宮古の合成波形は破壊伝播速度 2.4 km/sec のときが最も適合度が高く、室蘭の波形は 2.6~2.8 km/sec のときが最も適合度が高いことがわかり、両方の合成波形では 2.6 km/sec のときが最も適合度が高い。

図 5.39 に破壊伝播速度 2.6 km/sec のときの宮古における NS 成分の合成波形と観測記録を示す。合成波形は乱数組により 11 波得られているが、そのうち加速度最大値が平均値+標準偏差のもの、平均値のもの、平均値-標準偏差のものを示している。図から積分速度波形も含めて合成波形の方が最大値が若干大きく継続時間が短めであることがわかる。図 5.40 には、同じく宮古における EW 成分の結果を示す。EW 成分の場合も NS 成分の場合と同じく、積分速度波形も含めて合成波形の方が最大値が大きく継続時間が短いことがわかる。一方、図 5.41 に示す室蘭における NS 成分は観測速度波形の 45 秒付近に見られる特異相を除いては非常によく模擬されているものの、図 5.42 に示す EW 成分に関しては最大値が小さく継続時間が長い。

図 5.43 と図 5.44 には宮古における合成波形と観測波形の速度応答スペクトルの比較を示す。NS 方向の合成波形の速度応答スペクトルが 0.2 秒より短い周期帯域で大きめになっている以外は模擬結果は非常によく、特に EW 成分は全

周期帯域で良好な結果となっている。一方、図 5.45 に示した室蘭における NS 成分の速度応答スペクトルの比較では、1 秒より長い周期帯域で差が大きく、5 秒で合成波形は 15 kine 程度、観測記録は 30 kine 程度となっている。これは図 5.41 の積分速度波形の最大値に対応するもので、速度応答スペクトルの差は観測記録の特異相の表現ができていなかったことによる。図 5.46 に示した EW 成分の速度応答スペクトルは 0.1 秒より短周期および 2 秒より長周期で明らかに合成波形の速度応答スペクトルは過小になっており、平均値の場合その周期帯域で半分程度の値となっている。

以上述べた宮古および室蘭における波形の最大値・継続時間・速度応答スペクトルおよび宮古と室蘭の断層面に対する相対位置により、Kanamori (1971)\*8 の示した断層位置を北へ少し移動した方がよりよい結果を与えたと考えられる。また、本節 (1) で述べたように短周期地震波用の多重震源モデルを取り入れれば更によりよい結果が得られると考えられるが、ここでは工学的な予測問題への適用の観点から第一次近似的な断層モデルを用いた。

## 5.5 まとめ

本章では、半経験的波形合成法による結果(最大加速度、最大速度、スペクトル強度)の変動要因の分析および各要因による変動幅の評価を行った。その結果次のことが明らかとなった。

- (1) 小地震のもつ位相のランダム性および波形合成の際の重ね合わせによる位相のランダム性に起因する変動幅は 20~30% である。
- (2) 震源スペクトルを  $\omega^2$  モデルで近似することによる変動幅は 30~40% である。
- (3)  $\omega^2$  モデルに用いる断層パラメータ(断層長さ・断層幅・平均食い違い量・実効応力)をマグニチュードを説明変数とする断層パラメータの相似則で求めることによる変動幅は、最大加速度が 0% 程度、最大速度およびスペクトル強度が 35~65% である。これは、ここで用いた方法による最大加速度の推定の精度は説明変数が  $L$ 、 $W$ 、 $D$ 、 $\sigma_0$  のいずれかの 2 つの場合とマグニチュードのみの 1 つの場合とでは変化しないことを意味しているが、PGA の変動幅と PGV および SI の変動幅の差の原因は明らかではない。

次に以上の結果に基づき、震源スペクトルを  $\omega^2$  モデルで近似することによる変動幅と断層パラメータをマグニチュードのみから求めることによる変動幅を最小にするため、および大地震に見られる破壊の不均質性を擬似的に取り入れるために、大地震の要素断層に複数の小地震を同時にあてはめる方法を考えた。その結果、変動幅は 15~25% となり非常に安定した合成波形が得られた。

最後に上記の方法を強震加速度記録の得られている地震のうち我が国では最大規模の 1968 年十勝沖地震に適用し、良好な合成結果を得た。このことから本章で示した方法によれば安定した合成結果が得られ、またマグニチュードのみをパラメータとして計算ができるため応用上優れていることが示された。



表 5.1 計算に用いた 1980 年伊豆半島東方沖地震およびその前・余震の震源諸元と  
修善寺で記録された加速度波形の最大値

地震番号	発震時#1			震源位置#1			$M_J$	震源距離		最大加速度		
	月	日	時:分	東経	北緯	深さ [km]		[km]	NS [Gal]	EW [Gal]	UD [Gal]	
1	6	25	18:45	139° 12.2'	34°55.4'	11.5	3.4	24.8	2.09	3.05	1.27	
2	6	27	5:55	139° 13.5'	34°54.8'	11.3	4.6	26.6	9.50	9.41	6.52	
3	6	27	6:06	139° 13.2'	34°55.9'	10.4	4.9	25.4	7.24	9.49	13.4	
4	6	28	11:57	139° 13.7'	34°55.3'	10.9	3.6	26.5	1.35	0.89	0.82	
5	6	28	12:05	139° 13.8'	34°55.3'	11.6	4.9	27.0	13.8	10.1	7.31	
6	6	28	12:08	139° 13.3'	34°55.3'	10.7	3.8	25.9	2.47	2.25	1.84	
7	6	29	0:27	139° 13.2'	34°55.4'	10.5	3.6	25.7	2.78	3.56	2.93	
8	6	29	1:47	139° 13.8'	34°55.2'	11.6	4.1	27.0	2.20	2.18	1.76	
本震	6	29	16:20	139° 13.7'	34°53.5'	10.5	6.7	27.3	74.1	73.4	45.9	
9	6	29	16:36	139° 13.2'	34°55.6'	9.7	4.1	25.3	3.72	4.89	2.26	
10	6	29	19:22	139° 11.8'	34°55.6'	5.2	3.9	21.9	1.50	2.14	0.88	
11	6	30	2:23	139° 14.2'	34°50.9'	10.1	4.9	29.6	6.59	5.30	5.55	
12	6	30	2:43	139° 14.4'	34°51.2'	9.1	4.6	29.3	3.31	2.35	1.71	
13	7	6	14:19	139° 12.8'	34°55.2'	9.2	4.1	24.7	3.30	3.57	1.93	
14	7	6	15:17	139° 12.6'	34°55.5'	10.5	4.0	24.8	1.23	1.90	1.49	
15	7	7	19:54	139° 13.0'	34°55.3'	10.9	4.5	25.6	10.7	8.21	6.44	
16	7	22	5:00	139° 12.0'	34°56.1'	9.1	3.5	23.2	1.47	2.06	1.68	
17	7	22	5:56	139° 12.1'	34°55.9'	9.0	3.5	23.4	1.57	2.70	1.47	

#1 Matsu'ura (1983)\*1 より引用。

表 5.2 1980 年伊豆半島東方沖地震およびその前・余震の断層パラメータ

地震番号	$M$	$f_1$ [Hz]	$R_1$ #1	$R_2$ #2	$L$ [km]	$W$ [km]	$D$ [cm]	$\sigma_c$ [bar]	$M_0$ [dyne-cm]	$M_0^\dagger$ [dyne-cm]	$f_c S^{\#3}$ [Hz]	$f_c S^\dagger$ [Hz]	$f_{cut}$ [Hz]
1	3.4	1.00	323.	36.9	0.696	0.348	3.24	23.7	3.13E21	7.2E21	3.1	2.4	1.00
2	4.6	0.50	92.6	14.8	1.78	0.889	6.95	19.9	4.40E22	5.3E22	1.2	1.8	0.50
3	4.9	0.33	43.2	13.0	3.81	1.91	7.75	10.4	2.25E23	1.2E23	0.57	1.0	0.33
4	3.6	1.00	266.	96.4	1.56	0.781	1.08	3.51	5.26E21	9.5E21	1.4	1.5	1.00
5	4.9	0.33	41.8	7.8	2.81	1.40	13.0	23.6	2.05E23	2.8E23	0.77	1.0	0.33
6	3.8	0.50	155.	38.7	2.35	1.18	2.63	5.68	2.91E22	2.7E22	0.92	1.4	0.50
7	3.6	1.00	194.	20.4	0.660	0.330	5.94	45.8	5.17E21	1.0E22	3.3	2.4	1.00
8	4.1	0.50	261.	31.3	1.50	0.750	3.32	11.3	1.49E22	3.1E22	1.4	1.5	1.00
本震	6.7	—	—	—	16.0	8.0	100.	30.0	5.12E25	5.0E25	0.13	0.24	—
9	4.1	0.33	205.	19.9	1.93	0.965	5.14	13.6	3.83E22	—	1.1	—	0.50
10	3.9	0.33	138.	41.2	3.80	1.90	2.44	3.28	7.04E22	4.6E22	0.57	1.0	0.33
11	4.9	0.33	35.0	14.5	4.81	2.41	6.90	7.31	3.20E23	3.3E23	0.45	0.8	0.33
12	4.6	0.33	122.	25.3	3.00	1.50	4.00	6.79	7.20E22	7.3E22	0.72	1.4	0.33
13	4.1	0.50	170.	29.1	1.85	0.927	3.53	9.70	2.43E22	3.3E22	1.2	1.4	0.50
14	4.0	0.50	289.	49.0	1.84	0.921	2.10	5.80	1.42E22	8.3E21	1.2	1.8	1.00
15	4.5	0.33	82.5	11.8	2.40	1.20	8.63	18.3	9.95E22	7.7E22	0.90	1.3	0.50
16	3.5	1.00	295.	35.6	0.723	0.361	3.31	23.3	3.46E21	—	3.0	—	1.00
17	3.5	1.00	200.	42.6	1.06	0.529	2.54	12.2	5.70E21	6.4E21	2.0	1.9	1.00

#1 振動数区間  $[f_1/1.5, 1.5f_1]$  における本震地震記録のフーリエ振幅に対する小地震記録のフーリエ振幅の比率の相乗平均。#2 振動数区間  $[5 \text{ Hz}, 10 \text{ Hz}]$  における本震地震記録のフーリエ振幅に対する小地震記録のフーリエ振幅の比率の相乗平均。#3 S 波の臨界振動数 ( $\omega_c S/2\pi$ )。† Takemura et al. (1990)\*2 より引用。



表 5.3 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(準理論波形をグリーン関数として用いた場合, NS 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	59.9	80.5	0.74	4.91	4.10	1.20	9.6	9.9	0.97
2	4.6	85.2	76.2	1.12	6.51	6.20	1.05	24.1	23.9	1.01
3	4.9	84.3	74.5	1.13	6.54	7.01	0.93	37.6	37.3	1.01
4	3.6	95.0	80.5	1.18	7.36	4.10	1.80	16.0	9.9	1.61
5	4.9	74.2	74.5	1.00	8.72	7.01	1.24	50.5	37.3	1.35
6	3.8	61.8	76.2	0.81	5.39	6.20	0.87	23.0	23.9	0.97
7	3.6	74.2	80.5	0.92	5.45	4.10	1.33	10.3	9.9	1.03
8	4.1	50.5	80.5	0.63	3.58	4.10	0.87	8.5	9.9	0.86
9	4.1	52.0	76.2	0.68	4.67	6.20	0.75	16.3	23.9	0.68
10	3.9	60.2	74.5	0.81	7.08	7.01	1.01	36.5	37.3	0.98
11	4.9	83.6	74.5	1.12	7.45	7.01	1.06	44.7	37.3	1.20
12	4.6	78.3	74.5	1.05	5.42	7.01	0.77	35.0	37.3	0.94
13	4.1	90.2	76.2	1.18	5.86	6.20	0.95	25.2	23.9	1.06
14	4.0	49.7	80.5	0.62	3.95	4.10	0.96	8.1	9.9	0.82
15	4.5	72.7	76.2	0.95	6.28	6.20	1.01	28.1	23.9	1.18
16	3.5	63.2	80.5	0.79	3.67	4.10	0.90	7.6	9.9	0.77
17	3.5	50.9	80.5	0.63	2.99	4.10	0.73	6.4	9.9	0.64
			平均値	0.90		平均値	1.03		平均値	1.00
			変動係数	22%		変動係数	25%		変動係数	23%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.4 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(準理論波形をグリーン関数として用いた場合, EW 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	57.7	66.0	0.87	3.96	3.01	1.32	7.3	8.0	0.92
2	4.6	80.7	72.3	1.12	6.23	4.18	1.49	20.6	19.2	1.07
3	4.9	67.8	71.1	0.95	3.80	4.17	0.91	26.0	26.0	1.00
4	3.6	91.0	66.0	1.38	4.22	3.01	1.40	9.0	8.0	1.13
5	4.9	70.2	71.1	0.99	5.76	4.17	1.38	33.4	26.0	1.28
6	3.8	52.2	72.3	0.72	4.03	4.18	0.96	19.2	19.2	1.00
7	3.6	44.7	66.0	0.68	2.67	3.01	0.89	6.4	8.0	0.80
8	4.1	50.7	66.0	0.77	2.00	3.01	0.67	5.5	8.0	0.69
9	4.1	48.2	72.3	0.67	2.78	4.18	0.67	13.8	19.2	0.72
10	3.9	49.7	71.1	0.70	3.89	4.17	0.93	22.5	26.0	0.87
11	4.9	79.2	71.1	1.11	6.42	4.17	1.54	32.0	26.0	1.23
12	4.6	78.4	71.1	1.10	4.08	4.17	0.98	29.2	26.0	1.12
13	4.1	84.0	72.3	1.16	6.09	4.18	1.46	19.8	19.2	1.03
14	4.0	66.6	66.0	1.01	3.32	3.01	1.10	6.6	8.0	0.83
15	4.5	69.1	72.3	0.96	5.12	4.18	1.23	22.2	19.2	1.16
16	3.5	40.4	66.0	0.61	2.31	3.01	0.77	4.9	8.0	0.62
17	3.5	60.6	66.0	0.92	2.52	3.01	0.84	5.4	8.0	0.68
			平均値	0.92		平均値	1.09		平均値	0.95
			変動係数	22%		変動係数	26%		変動係数	21%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.5 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(準理論波形をグリーン関数として用いた場合, UD 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]		最大速度#2 [cm/sec]		スペクトル強度#3 [cm]				
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	30.4	47.2	0.64	1.81	2.59	0.70	4.3	5.5	0.79
2	4.6	41.9	46.1	0.91	2.75	2.50	1.10	10.6	10.9	0.98
3	4.9	45.4	46.0	0.99	2.78	2.60	1.07	18.7	15.5	1.20
4	3.6	54.4	47.2	1.15	3.07	2.59	1.19	5.8	5.5	1.05
5	4.9	59.5	46.0	1.29	4.01	2.60	1.54	19.8	15.5	1.28
6	3.8	46.1	46.1	1.00	2.94	2.50	1.17	11.4	10.9	1.05
7	3.6	30.0	47.2	0.64	1.66	2.59	0.64	4.0	5.5	0.72
8	4.1	25.6	47.2	0.54	1.64	2.59	0.63	3.4	5.5	0.63
9	4.1	28.6	46.1	0.62	1.82	2.50	0.73	7.8	10.9	0.72
10	3.9	30.1	46.0	0.65	2.35	2.60	0.90	14.0	15.5	0.90
11	4.9	52.3	46.0	1.14	3.45	2.60	1.32	20.0	15.5	1.29
12	4.6	48.3	46.0	1.05	4.40	2.60	1.69	23.2	15.5	1.50
13	4.1	41.6	46.1	0.90	2.63	2.50	1.05	10.6	10.9	0.97
14	4.0	31.0	47.2	0.66	2.11	2.59	0.82	4.3	5.5	0.78
15	4.5	47.3	46.1	1.03	2.73	2.50	1.09	11.8	10.9	1.08
16	3.5	29.5	47.2	0.63	1.58	2.59	0.61	3.5	5.5	0.65
17	3.5	42.3	47.2	0.90	1.73	2.59	0.67	4.3	5.5	0.78
			平均値	0.87		平均値	0.99		平均値	0.96
			変動係数	26%		変動係数	32%		変動係数	25%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.6 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(観測波形をグリーン関数として用いた場合, NS 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]		最大速度#2 [cm/sec]		スペクトル強度#3 [cm]				
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	62.8	80.5	0.78	4.43	4.10	1.08	8.3	9.9	0.84
2	4.6	167.	76.2	2.19	8.15	6.20	1.31	34.2	23.9	1.43
3	4.9	134.	74.5	1.80	8.71	7.01	1.24	55.1	37.3	1.48
4	3.6	134.	80.5	1.67	7.66	4.10	1.87	16.2	9.9	1.63
5	4.9	105.	74.5	1.41	14.0	7.01	2.00	89.2	37.3	2.39
6	3.8	83.7	76.2	1.10	6.40	6.20	1.03	27.1	23.9	1.14
7	3.6	65.8	80.5	0.82	5.08	4.10	1.24	9.5	9.9	0.95
8	4.1	43.4	80.5	0.54	2.11	4.10	0.52	6.2	9.9	0.63
9	4.1	61.1	76.2	0.80	4.52	6.20	0.73	17.5	23.9	0.74
10	3.9	58.5	74.5	0.79	7.77	7.01	1.11	45.3	37.3	1.22
11	4.9	109.	74.5	1.46	6.87	7.01	0.98	43.9	37.3	1.18
12	4.6	78.1	74.5	1.05	4.86	7.01	0.69	27.4	37.3	0.74
13	4.1	90.2	76.2	1.18	5.86	6.20	0.95	25.2	23.9	1.06
14	4.0	38.2	80.5	0.48	2.70	4.10	0.66	5.8	9.9	0.59
15	4.5	86.0	76.2	1.13	7.10	6.20	1.15	30.8	23.9	1.29
16	3.5	50.2	80.5	0.62	2.82	4.10	0.69	6.0	9.9	0.61
17	3.5	49.5	80.5	0.62	2.42	4.10	0.59	5.5	9.9	0.56
			平均値	1.08		平均値	1.05		平均値	1.08
			変動係数	43%		変動係数	38%		変動係数	43%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.7 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(観測波形をグリーン関数として用いた場合, EW 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	67.8	66.0	1.03	2.70	3.01	0.90	5.8	8.0	0.73
2	4.6	147.	72.3	2.03	9.62	4.18	2.30	30.5	19.2	1.59
3	4.9	122.	71.1	1.72	7.22	4.17	1.73	44.1	26.0	1.70
4	3.6	159.	66.0	2.40	6.09	3.01	2.03	11.4	8.0	1.42
5	4.9	80.7	71.1	1.14	9.34	4.17	2.24	55.1	26.0	2.12
6	3.8	73.5	72.3	1.02	3.81	4.18	0.91	18.1	19.2	0.94
7	3.6	47.2	66.0	0.72	2.61	3.01	0.87	5.5	8.0	0.69
8	4.1	40.4	66.0	0.61	1.73	3.01	0.58	4.3	8.0	0.54
9	4.1	47.3	72.3	0.66	2.68	4.18	0.64	12.8	19.2	0.67
10	3.9	58.1	71.1	0.82	5.04	4.17	1.21	25.6	26.0	0.99
11	4.9	81.6	71.1	1.15	6.23	4.17	1.49	42.9	26.0	1.65
12	4.6	73.2	71.1	1.03	4.43	4.17	1.06	29.5	26.0	1.13
13	4.1	84.0	72.3	1.16	6.09	4.18	1.46	19.8	19.2	1.03
14	4.0	66.8	66.0	1.01	2.97	3.01	0.99	5.3	8.0	0.67
15	4.5	103.	72.3	1.43	6.09	4.18	1.46	22.3	19.2	1.17
16	3.5	38.6	66.0	0.59	1.54	3.01	0.51	3.7	8.0	0.46
17	3.5	83.4	66.0	1.26	2.32	3.01	0.77	4.4	8.0	0.55
			平均値	1.16		平均値	1.24		平均値	1.06
			変動係数	42%		変動係数	44%		変動係数	45%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.8 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(観測波形をグリーン関数として用いた場合, UD 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	36.4	47.2	0.77	1.55	2.59	0.60	3.5	5.5	0.65
2	4.6	77.7	46.1	1.69	4.79	2.50	1.91	17.2	10.9	1.58
3	4.9	80.0	46.0	1.74	4.06	2.60	1.56	22.0	15.5	1.42
4	3.6	109.	47.2	2.32	4.67	2.59	1.80	8.0	5.5	1.46
5	4.9	59.7	46.0	1.30	3.92	2.60	1.50	26.0	15.5	1.68
6	3.8	44.8	46.1	0.97	2.87	2.50	1.15	10.3	10.9	0.95
7	3.6	21.0	47.2	0.45	1.25	2.59	0.48	3.3	5.5	0.60
8	4.1	30.7	47.2	0.65	1.61	2.59	0.62	4.2	5.5	0.76
9	4.1	29.5	46.1	0.64	1.79	2.50	0.71	7.5	10.9	0.69
10	3.9	26.3	46.0	0.57	1.58	2.60	0.61	10.5	15.5	0.68
11	4.9	62.2	46.0	1.35	2.39	2.60	0.92	19.1	15.5	1.23
12	4.6	44.6	46.0	0.97	3.41	2.60	1.31	17.0	15.5	1.10
13	4.1	41.6	46.1	0.90	2.63	2.50	1.05	10.6	10.9	0.97
14	4.0	22.4	47.2	0.48	1.18	2.59	0.46	2.8	5.5	0.51
15	4.5	58.8	46.1	1.28	3.71	2.50	1.48	14.6	10.9	1.34
16	3.5	25.0	47.2	0.53	1.12	2.59	0.43	2.9	5.5	0.54
17	3.5	41.0	47.2	0.87	1.76	2.59	0.68	3.4	5.5	0.62
			平均値	1.03		平均値	1.02		平均値	0.99
			変動係数	49%		変動係数	47%		変動係数	39%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。



表 5.9 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(Sato による断層パラメータの相似則を用いた場合, NS 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	106.	80.5	1.32	7.66	4.10	1.87	13.8	9.9	1.39
2	4.6	87.3	76.2	1.15	4.33	6.20	0.70	16.5	23.9	0.69
3	4.9	85.9	74.5	1.15	5.42	7.01	0.77	34.0	37.3	0.91
4	3.6	41.5	80.5	0.52	2.71	4.10	0.66	5.6	9.9	0.57
5	4.9	141.	74.5	1.89	13.1	7.01	1.87	63.3	37.3	1.70
6	3.8	102.	76.2	1.33	11.3	6.20	1.82	45.0	23.9	1.88
7	3.6	104.	80.5	1.29	5.63	4.10	1.37	11.3	9.9	1.14
8	4.1	34.1	80.5	0.42	1.47	4.10	0.36	4.5	9.9	0.45
9	4.1	73.2	76.2	0.96	6.82	6.20	1.10	28.2	23.9	1.18
10	3.9	125.	74.5	1.68	30.9	7.01	4.40	176.	37.3	4.71
11	4.9	88.6	74.5	1.19	6.18	7.01	0.88	32.9	37.3	0.88
12	4.6	29.3	74.5	0.39	3.65	7.01	0.52	18.2	37.3	0.49
13	4.1	53.8	76.2	0.71	4.90	6.20	0.79	24.2	23.9	1.01
14	4.0	24.9	80.5	0.31	1.22	4.10	0.30	3.1	9.9	0.31
15	4.5	92.0	76.2	1.21	7.55	6.20	1.22	32.6	23.9	1.37
16	3.5	72.7	80.5	0.90	3.95	4.10	0.96	8.3	9.9	0.84
17	3.5	80.8	80.5	1.00	6.05	4.10	1.48	11.9	9.9	1.20
			平均値	1.02		平均値	1.24		平均値	1.22
			変動係数	42%		変動係数	75%		変動係数	79%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.10 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(Sato による断層パラメータの相似則を用いた場合, EW 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	126.	66.0	1.91	4.95	3.01	1.65	9.5	8.0	1.19
2	4.6	79.1	72.3	1.09	5.50	4.18	1.32	19.1	19.2	1.00
3	4.9	79.6	71.1	1.12	4.46	4.17	1.07	26.9	26.0	1.04
4	3.6	44.3	66.0	0.67	1.98	3.01	0.66	4.4	8.0	0.55
5	4.9	118.	71.1	1.66	9.14	4.17	2.19	36.6	26.0	1.41
6	3.8	88.9	72.3	1.23	9.11	4.18	2.18	35.3	19.2	1.84
7	3.6	106.	66.0	1.60	4.49	3.01	1.49	8.2	8.0	1.03
8	4.1	32.5	66.0	0.49	1.26	3.01	0.42	3.1	8.0	0.39
9	4.1	72.2	72.3	1.00	6.41	4.18	1.53	25.3	19.2	1.32
10	3.9	63.8	71.1	0.90	17.1	4.17	4.10	108.	26.0	4.17
11	4.9	77.5	71.1	1.09	5.03	4.17	1.21	32.2	26.0	1.24
12	4.6	27.2	71.1	0.38	2.83	4.17	0.68	18.8	26.0	0.72
13	4.1	47.9	72.3	0.66	3.88	4.18	0.93	19.4	19.2	1.01
14	4.0	43.0	66.0	0.65	1.20	3.01	0.40	2.6	8.0	0.32
15	4.5	111.	72.3	1.53	6.53	4.18	1.56	23.8	19.2	1.24
16	3.5	56.4	66.0	0.85	2.15	3.01	0.72	5.1	8.0	0.64
17	3.5	67.0	66.0	1.02	3.73	3.01	1.24	7.2	8.0	0.90
			平均値	1.05		平均値	1.37		平均値	1.18
			変動係数	40%		変動係数	63%		変動係数	71%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。



表 5.11 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(Sato による断層パラメータの相似則を用いた場合, UD 成分)

地震番号	M	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
		合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	3.4	59.0	47.2	1.25	2.07	2.59	0.80	5.7	5.5	1.03
2	4.6	61.2	46.1	1.33	3.33	2.50	1.33	10.6	10.9	0.98
3	4.9	52.3	46.0	1.14	2.58	2.60	0.99	13.9	15.5	0.90
4	3.6	33.5	47.2	0.71	1.67	2.59	0.65	3.8	5.5	0.69
5	4.9	85.6	46.0	1.86	5.16	2.60	1.98	23.4	15.5	1.51
6	3.8	60.1	46.1	1.30	5.34	2.50	2.13	22.6	10.9	2.08
7	3.6	65.3	47.2	1.38	2.39	2.59	0.92	5.4	5.5	0.98
8	4.1	24.1	47.2	0.51	1.22	2.59	0.47	3.1	5.5	0.57
9	4.1	38.7	46.1	0.84	2.56	2.50	1.02	12.8	10.9	1.17
10	3.9	27.2	46.0	0.59	7.67	2.60	2.94	45.4	15.5	2.93
11	4.9	60.5	46.0	1.32	2.15	2.60	0.83	14.1	15.5	0.91
12	4.6	23.7	46.0	0.52	1.96	2.60	0.75	9.9	15.5	0.64
13	4.1	27.1	46.1	0.59	2.28	2.50	0.91	10.0	10.9	0.92
14	4.0	12.8	47.2	0.27	0.90	2.59	0.35	1.8	5.5	0.33
15	4.5	63.3	46.1	1.37	3.92	2.50	1.57	15.7	10.9	1.44
16	3.5	36.5	47.2	0.77	1.67	2.59	0.65	4.3	5.5	0.78
17	3.5	45.5	47.2	0.96	1.68	2.59	0.65	4.8	5.5	0.88
			平均値	0.98		平均値	1.11		平均値	1.10
			変動係数	42%		変動係数	59%		変動係数	55%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.12 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(複数の小地震記録を同時に用いた場合, NS 成分)

ケース番号	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]			最大速度#2 [cm/sec]			スペクトル強度#3 [cm]		
	合成	観測	比率	合成	観測	比率	合成	観測	比率
1	62.8	80.5	0.78	2.47	4.10	0.60	5.9	9.9	0.59
2	71.6	80.5	0.89	2.38	4.10	0.58	5.4	9.9	0.54
3	92.6	80.5	1.15	4.93	4.10	1.20	8.9	9.9	0.90
4	60.9	80.5	0.76	3.37	4.10	0.82	6.7	9.9	0.67
5	63.8	80.5	0.79	3.60	4.10	0.88	7.6	9.9	0.77
6	72.1	80.5	0.90	2.98	4.10	0.73	5.7	9.9	0.57
7	55.2	80.5	0.69	3.32	4.10	0.81	8.3	9.9	0.84
8	73.9	80.5	0.92	3.61	4.10	0.88	8.0	9.9	0.81
9	64.5	80.5	0.80	3.18	4.10	0.78	6.9	9.9	0.70
10	62.2	80.5	0.77	3.10	4.10	0.76	7.3	9.9	0.73
11	74.1	80.5	0.92	3.06	4.10	0.75	6.5	9.9	0.66
12	88.8	80.5	1.10	4.26	4.10	1.04	9.6	9.9	0.97
13	83.0	80.5	1.03	5.81	4.10	1.42	13.4	9.9	1.35
14	61.6	80.5	0.77	4.19	4.10	1.02	8.9	9.9	0.90
15	77.7	80.5	0.97	4.79	4.10	1.17	11.5	9.9	1.16
16	75.0	80.5	0.93	3.60	4.10	0.88	7.5	9.9	0.75
17	59.3	80.5	0.74	3.45	4.10	0.84	8.3	9.9	0.83
		平均値	0.88		平均値	0.89		平均値	0.81
		変動係数	15%		変動係数	24%		変動係数	25%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.13 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(複数の小地震記録を同時に用いた場合, EW 成分)

ケース番号	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]		最大速度#2 [cm/sec]		スペクトル強度#3 [cm]	
	合成	観測	合成	観測	合成	観測
1	68.3	66.0	2.51	3.01	5.3	8.0
2	60.6	66.0	2.24	3.01	5.0	8.0
3	75.6	66.0	4.13	3.01	7.6	8.0
4	54.8	66.0	3.03	3.01	5.4	8.0
5	64.4	66.0	2.73	3.01	5.5	8.0
6	68.5	66.0	3.07	3.01	6.0	8.0
7	61.0	66.0	3.00	3.01	6.7	8.0
8	59.3	66.0	3.74	3.01	6.5	8.0
9	68.3	66.0	2.63	3.01	5.8	8.0
10	70.3	66.0	3.16	3.01	5.9	8.0
11	60.4	66.0	2.61	3.01	4.6	8.0
12	87.5	66.0	4.42	3.01	8.1	8.0
13	69.7	66.0	3.75	3.01	8.4	8.0
14	59.8	66.0	3.37	3.01	7.3	8.0
15	56.9	66.0	3.29	3.01	7.2	8.0
16	83.9	66.0	3.64	3.01	5.9	8.0
17	63.6	66.0	3.08	3.01	6.8	8.0
	平均値	1.04	平均値	1.06	平均値	0.80
	変動係数	13%	変動係数	18%	変動係数	17%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.14 合成波形と観測波形の最大加速度・最大速度およびスペクトル強度の比較  
(複数の小地震記録を同時に用いた場合, UD 成分)

ケース番号	最大加速度#1 [cm/sec <sup>2</sup> ]		最大速度#2 [cm/sec]		スペクトル強度#3 [cm]	
	合成	観測	合成	観測	合成	観測
1	44.5	47.2	1.72	2.59	3.5	5.5
2	42.9	47.2	2.25	2.59	4.3	5.5
3	45.1	47.2	2.83	2.59	5.0	5.5
4	46.1	47.2	1.90	2.59	3.7	5.5
5	53.2	47.2	1.69	2.59	3.9	5.5
6	39.2	47.2	1.61	2.59	3.6	5.5
7	47.4	47.2	2.66	2.59	5.3	5.5
8	68.4	47.2	2.95	2.59	5.0	5.5
9	43.5	47.2	2.16	2.59	4.4	5.5
10	67.9	47.2	2.76	2.59	5.3	5.5
11	37.1	47.2	1.32	2.59	3.5	5.5
12	49.7	47.2	3.06	2.59	5.0	5.5
13	44.4	47.2	2.28	2.59	4.8	5.5
14	45.6	47.2	1.97	2.59	4.8	5.5
15	56.8	47.2	2.93	2.59	4.9	5.5
16	56.8	47.2	2.71	2.59	5.3	5.5
17	38.7	47.2	1.69	2.59	3.6	5.5
	平均値	1.03	平均値	0.87	平均値	0.81
	変動係数	18%	変動係数	24%	変動係数	15%

#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.15 合成結果の変動要因と変動幅

		最大加速度#1	最大速度#2	スペクトル強度#3
合成方法による変動幅	NS 成分	22 % (0.90)	25 % (1.03)	23 % (1.03)
	EW 成分	22 % (0.92)	26 % (1.09)	21 % (0.95)
	UD 成分	26 % (0.87)	32 % (0.99)	25 % (0.96)
合成方法と $\omega^2$ 震源スペクトルモデルによる変動幅	NS 成分	43 % (1.08)	38 % (1.05)	43 % (1.08)
	EW 成分	42 % (1.16)	44 % (1.24)	45 % (1.06)
	UD 成分	49 % (1.03)	47 % (1.02)	39 % (0.99)
$\omega^2$ 震源スペクトルモデルによる変動幅	NS 成分	37 %	29 %	36 %
	EW 成分	36 %	35 %	40 %
	UD 成分	42 %	34 %	30 %
合成方法と $\omega^2$ 震源スペクトルモデルおよび断層パラメータの相似則による変動幅	NS 成分	42 % (1.02)	75 % (1.24)	79 % (1.22)
	EW 成分	40 % (1.05)	63 % (1.37)	71 % (1.18)
	UD 成分	42 % (0.98)	59 % (1.11)	55 % (1.10)
断層パラメータの相似則による変動幅	NS 成分	0 %	65 %	66 %
	EW 成分	0 %	45 %	55 %
	UD 成分	0 %	36 %	39 %
複数の小地震記録を用いた場合の変動幅	NS 成分	15 % (0.88)	24 % (0.89)	25 % (0.81)
	EW 成分	13 % (1.04)	18 % (1.06)	17 % (0.80)
	UD 成分	18 % (1.03)	24 % (0.87)	15 % (0.81)

カッコ内は平均値。#1 S 波部分の最大加速度値。#2 S 波部分の最大速度値。#3 P 波および S 波部分のスペクトル強度。

表 5.16 グリーン関数として用いた中規模地震の断層パラメータ

発震時間	1968 年	1978 年	1982 年	1982 年	1983 年	
	5月16日	6月12日	3月21日	6月1日	6月21日	
	19時39分	17時14分	11時32分	5時13分	15時25分	
北緯	41°25'N	38°09'N	42°04'N	38°41'N	41°16'N	
東経	142°51'E	142°10'E	142°36'E	142°20'E	139°00'E	
震源深さ	[km]	40	40	40	6	
マグニチュード	$M_J$	7.5	7.4	7.1	6.2	7.1
地震モーメント#1	$M_0$ [dyne-cm]	$2.82 \times 10^{27}$	$2.00 \times 10^{27}$	$7.08 \times 10^{26}$	$3.16 \times 10^{25}$	$7.08 \times 10^{26}$
断層長さ#2	$L$ [km]	74.1	66.1	46.8	16.6	46.8
断層幅#3	$W$ [km]	37.1	33.0	23.4	8.30	23.4
食い違い量#4	$D$ [m]	2.24	2.00	1.41	0.501	1.41
実効応力#5	$\sigma_e$ [bar]	47.0	47.0	47.0	47.0	47.0
臨界周期	$2a/\omega_c$ [sec]	20.0	17.8	12.6	4.47	12.6
震源距離(宮古)	$r$ [km]	215.5	170.3	-	117.2	-
震源距離(室蘭)	$r$ [km]	189.8	-	143.4	-	200.9
地体構造						
剛性率	$\mu$ [dyne/cm <sup>2</sup> ]	$4.58 \times 10^{11}$				
S 波速度	$\beta$ [km/sec]	4.0				
密度	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	2.86				

#1  $\log M_0 = 1.5M_J + 16.2$  による。#2  $\log L = \frac{1}{3} \log M_0 - 7.28$  による。#3  $W = L/2$  による。#4  $\log D = \frac{1}{3} \log M_0 - 8.80$  による。#5  $\sigma_e = [16\mu D]/[3nW]$  による。

表 5.17 計算に用いた1968年十勝沖地震および目標地震の断層パラメータ

1968年5月16日9時49分		目標地震
発震時間		
北緯	40°41±1'N	-
東経	143°35±3'E	-
震源深さ	[km]	7.16
マグニチュード	$M_J$	50 (150/3)
断層長さ	$L$ [km]	150#1
断層幅	$W$ [km]	100#1
地震モーメント	$M_0$ [dyne-cm]	2.8×10 <sup>28</sup> #1
食い違い量	$D$ [m]	4.08#2
実効応力	$\sigma_e$ [bar]	31.7#3
臨界周期	$2\pi/\omega_c$ [sec]	50.1
震源距離(宮古)	$r$ [km]	175.3#4
震源距離(室蘭)	$r$ [km]	218.9#4

地体構造

剛性率	$\mu$ [dyne/cm <sup>2</sup> ]	4.58×10 <sup>11</sup>
S波速度	$\beta$ [km/sec]	4.0
密度	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	2.86
Q値	Q	1,000

#1 Kanamori (1971)'8 による。#2  $D = M_0 / \mu L W$  による。#3  $\sigma_e = [16 \mu D] / (3 \pi W)$  による。  
 #4 断層面中心からの距離。

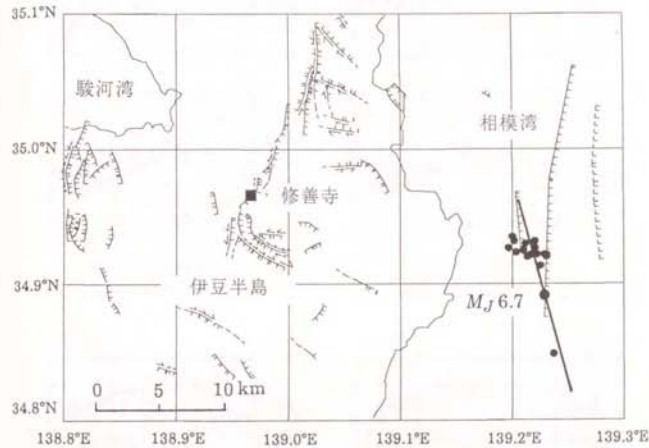


図 5.1 計算に用いた1980年伊豆半島東方沖地震およびその前・余震の震央位置  
 太線は本震の断層面の地表面への投影、黒い四角は観測点(修善寺)である。



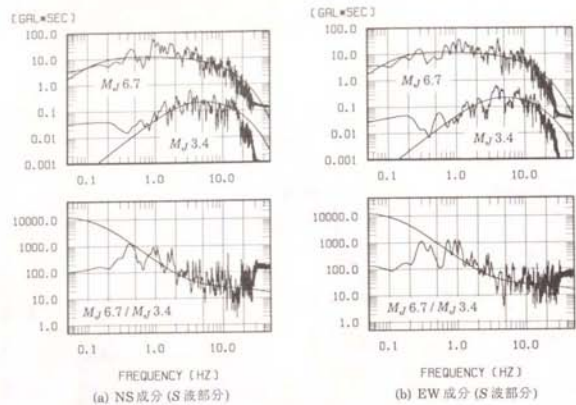


図 5.2 No. 1 の地震の観測記録のフーリエ振幅スペクトルおよび本震記録のフーリエ振幅スペクトルとの比率

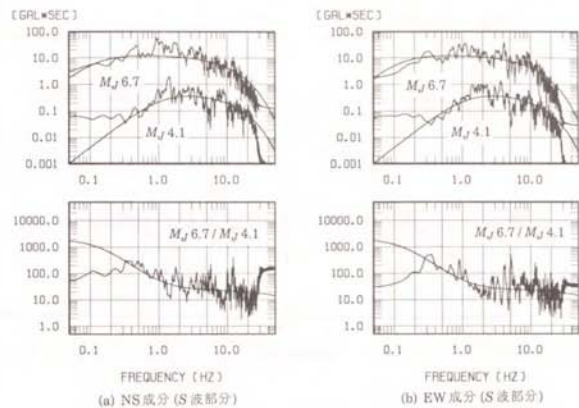


図 5.3 No. 13 の地震の観測記録のフーリエ振幅スペクトルおよび本震記録のフーリエ振幅スペクトルとの比率

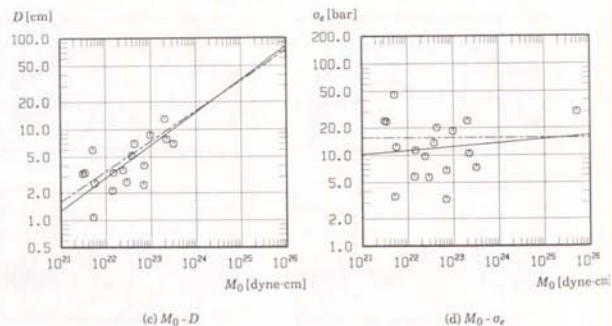
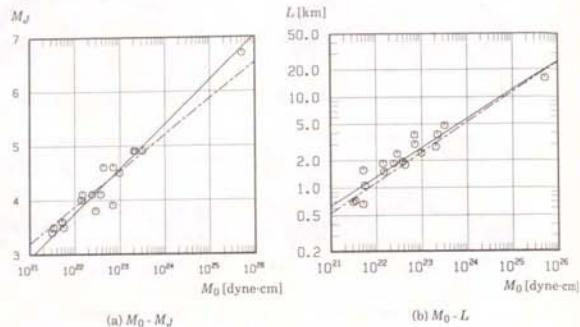


図 5.4 震源パラメータ相互間の関係

実線は本研究で最小自乗法により得られた関係、破線はマグニチュードがほぼ5以上の浅発地震に対して得られた関係(Sato, 1979)\*3である。

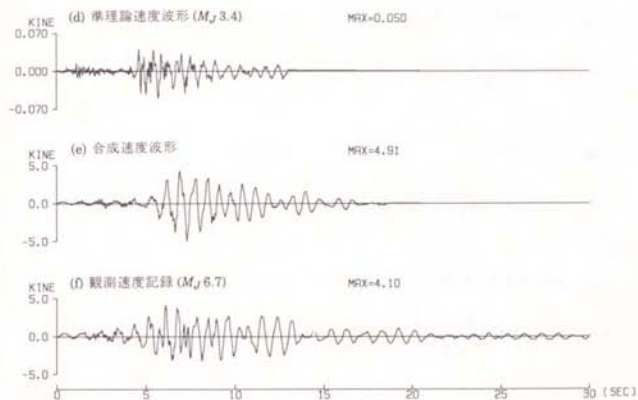
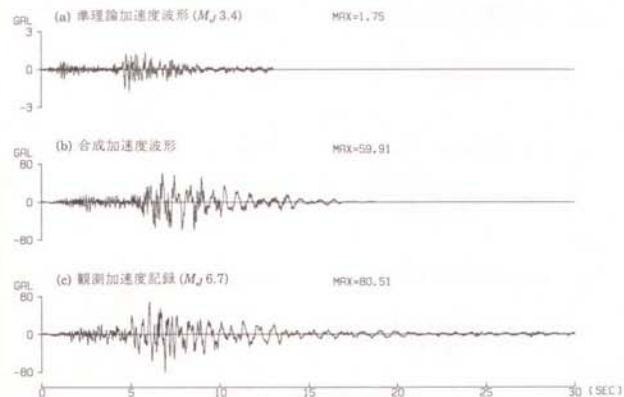


図 5.5 No. 1 の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (NS 成分)

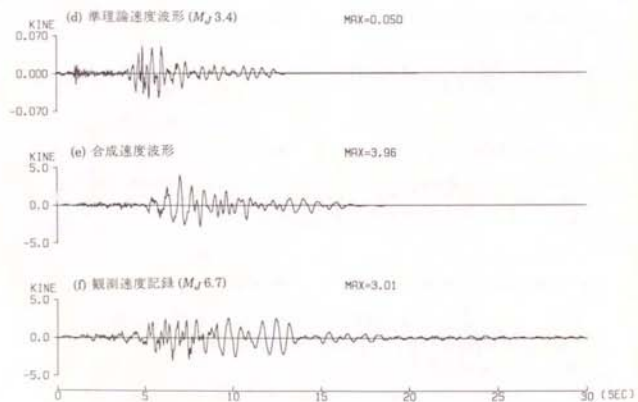
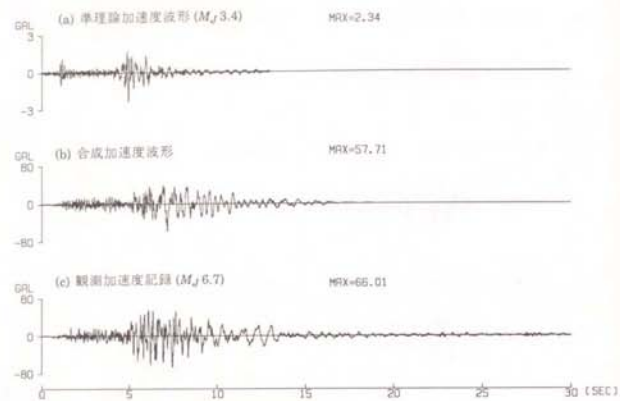


図 5.6 No. 1 の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分)

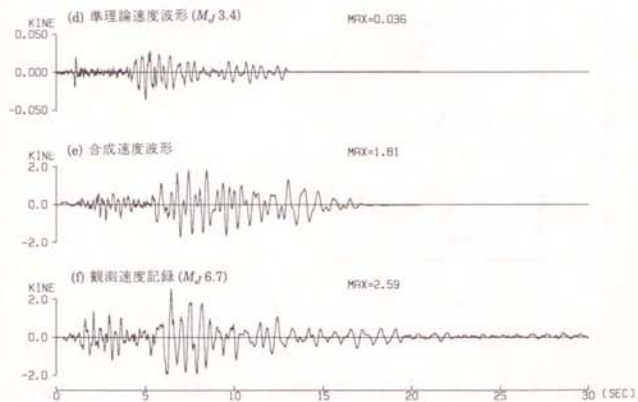
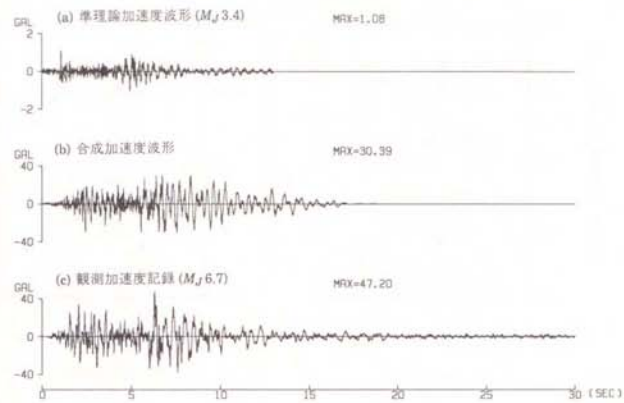
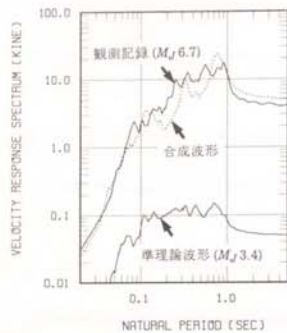
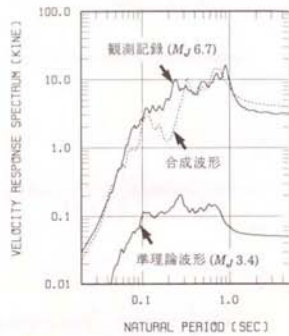


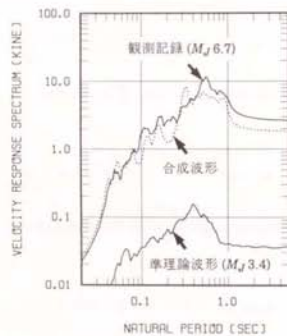
図 5.7 No. 1 の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分)



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

図 5.8 No. 1 の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (速度応答スペクトル, 減衰定数 5%)

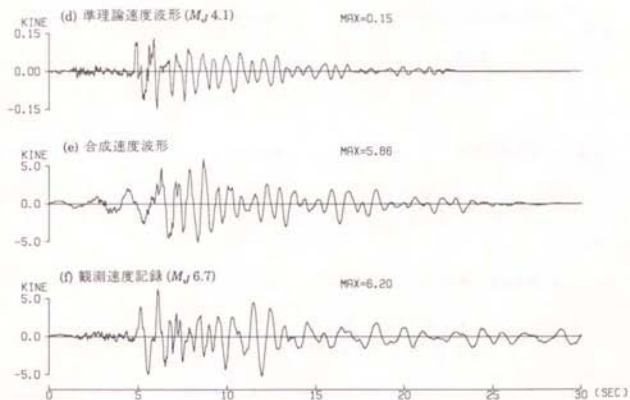
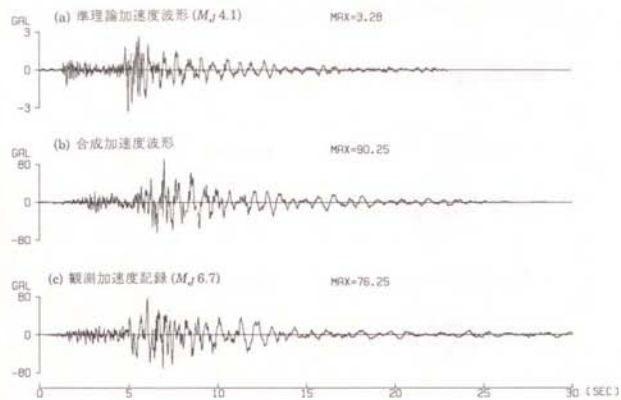


図 5.9 No. 13 の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (NS成分)



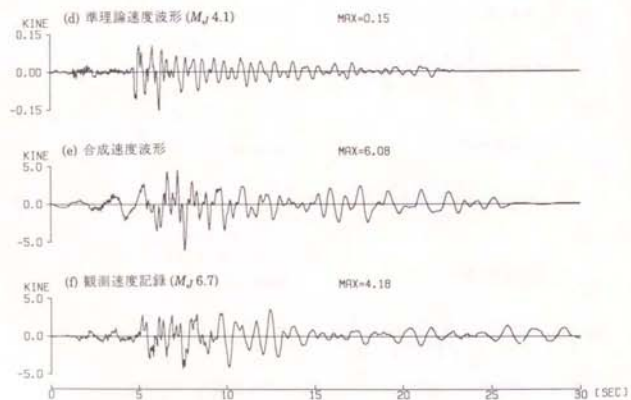
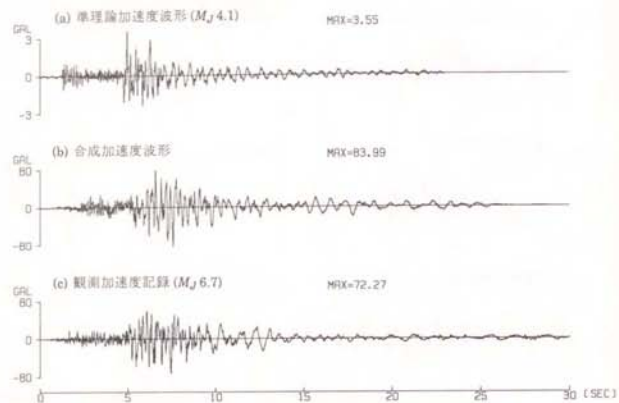


図 5.10 No. 13 の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分)

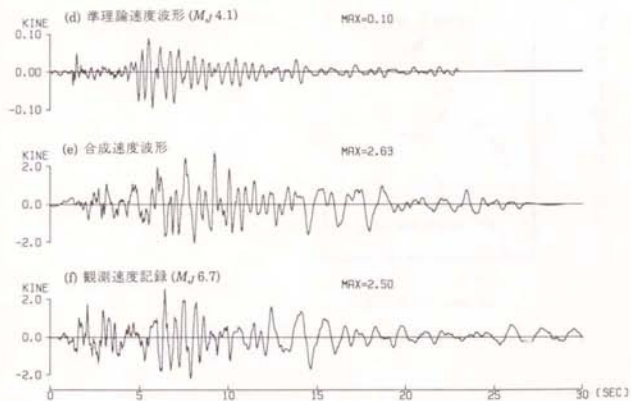
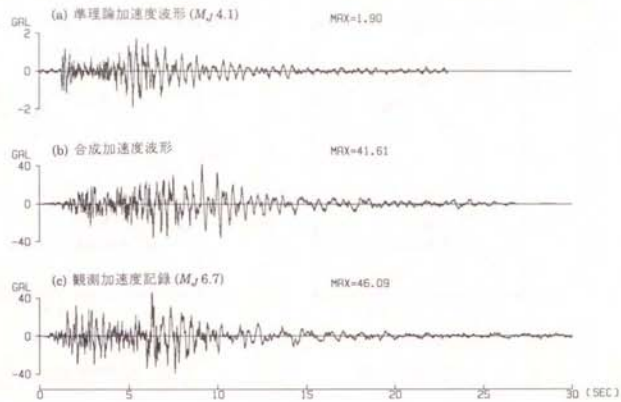
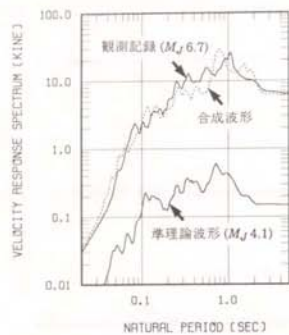
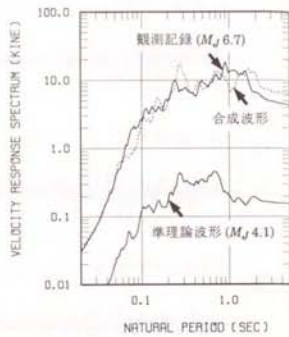


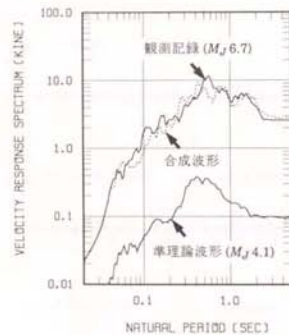
図 5.11 No. 13 の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分)



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

図 5.12 No. 13の地震の準理論波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (速度応答スペクトル, 減衰定数 5%)

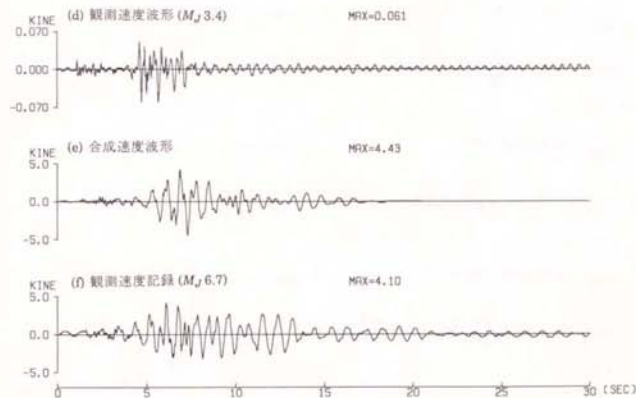
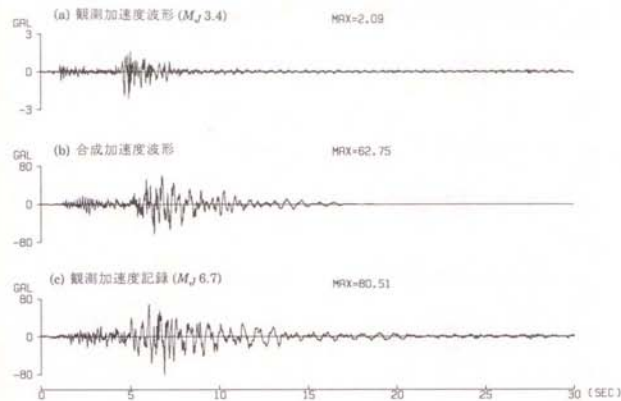


図 5.13 No. 1の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (NS成分)

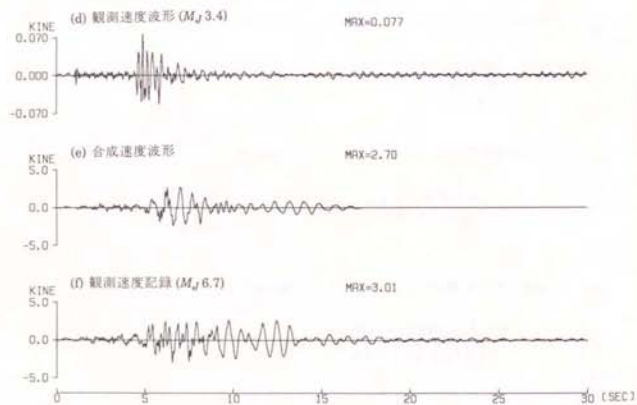
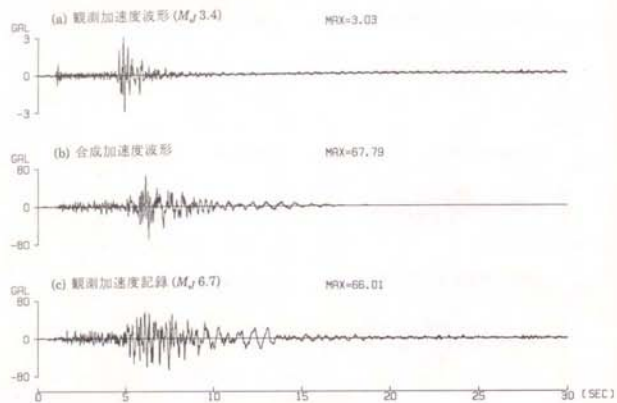


図 5.14 No. 1 の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分)

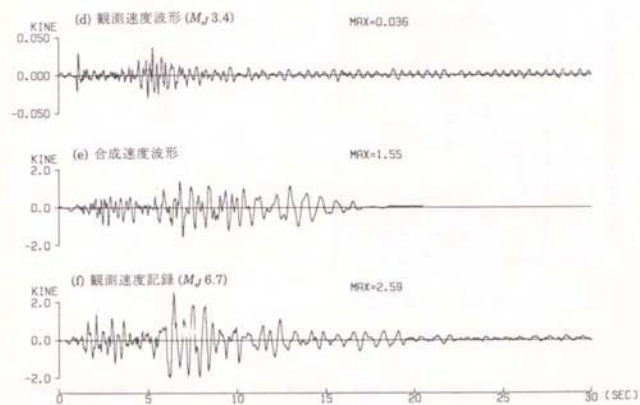
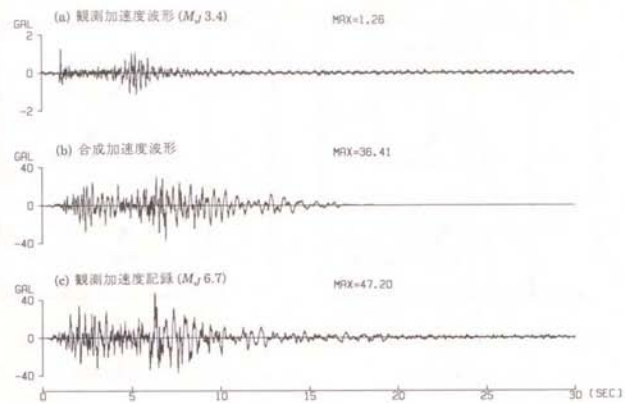
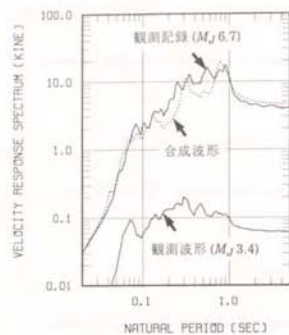
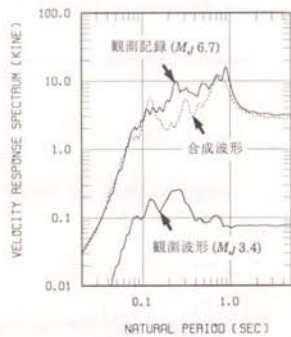


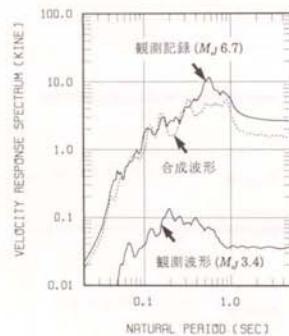
図 5.15 No. 1 の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分)



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

図 5.16 No. 1の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合(速度応答スペクトル, 減衰定数5%)

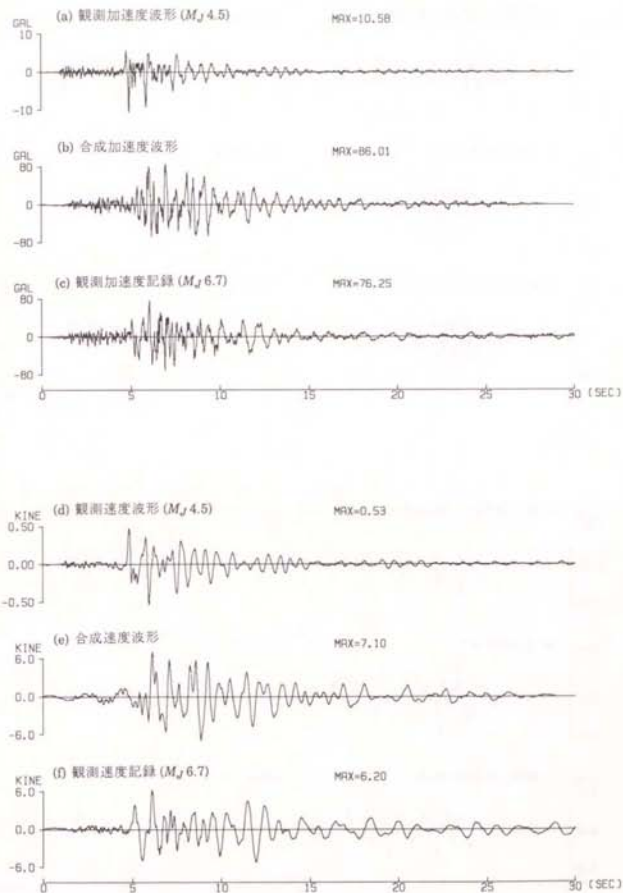


図 5.17 No. 15の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合(NS成分)



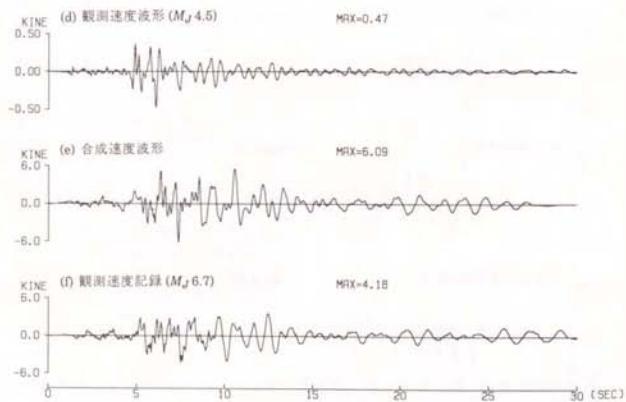
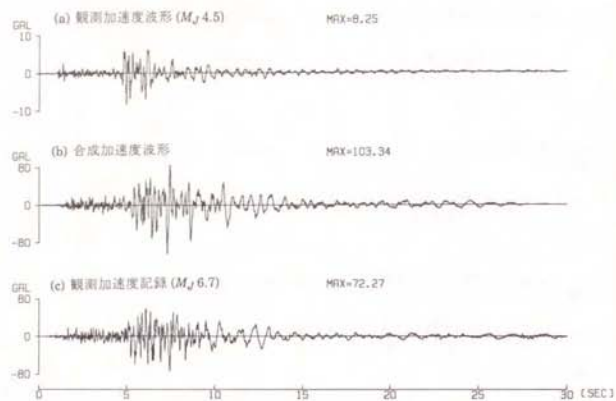


図 5.18 No. 15 の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分)

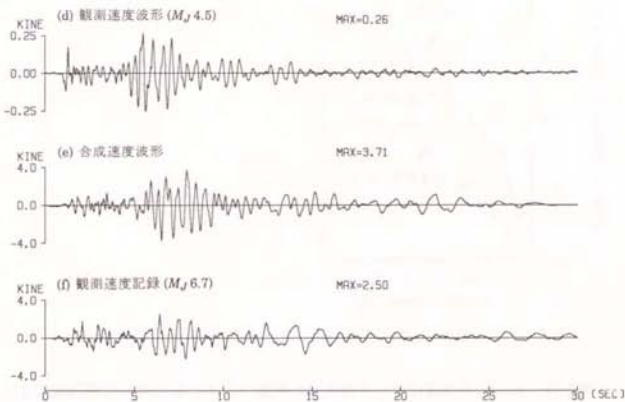
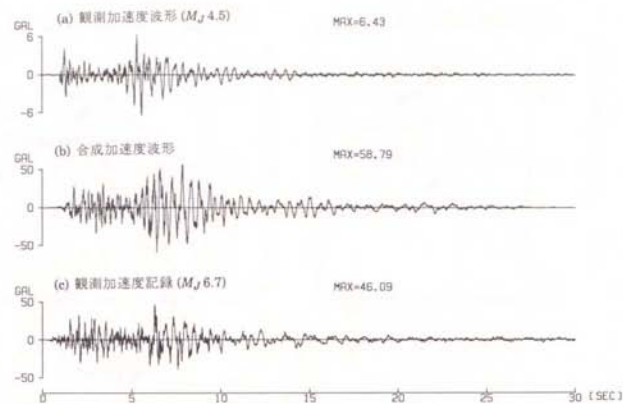
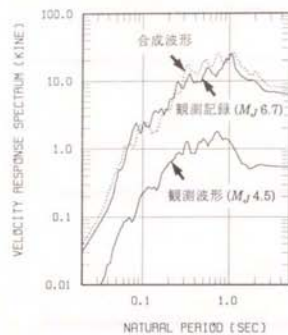
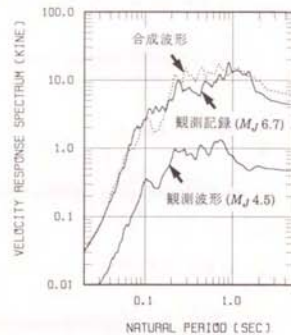


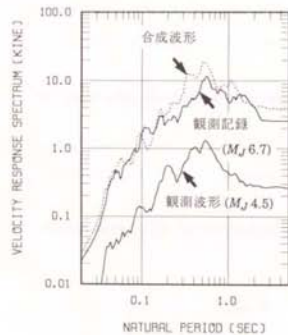
図 5.19 No. 15 の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分)



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

図 5.20 No. 15の地震に対して推定した断層パラメータを用いて観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合(速度応答スペクトル, 減衰定数5%)

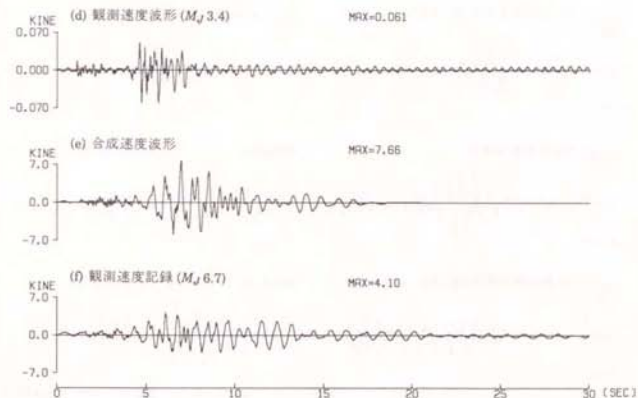
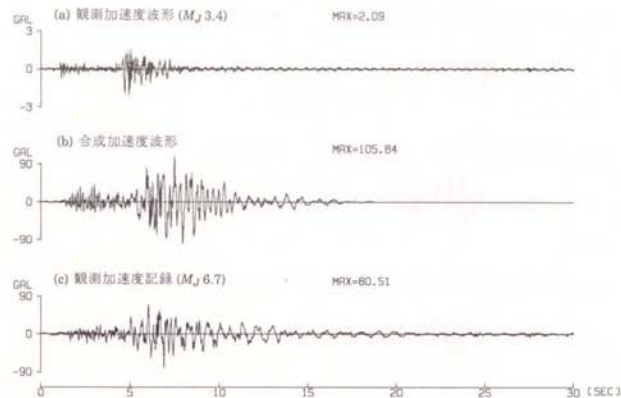


図 5.21 Satoによる断層パラメータの相似則を用いてNo. 1の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合(NS成分)

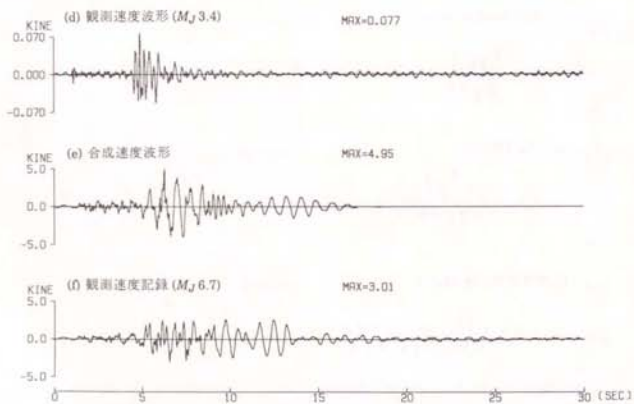
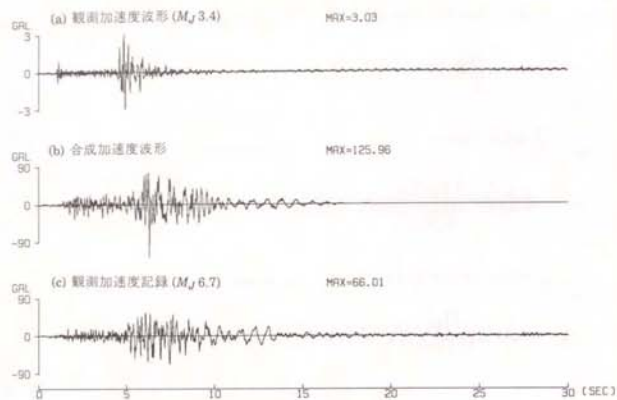


図 5.22 Sato による断層パラメータの相似則を用いて No. 1 の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分)

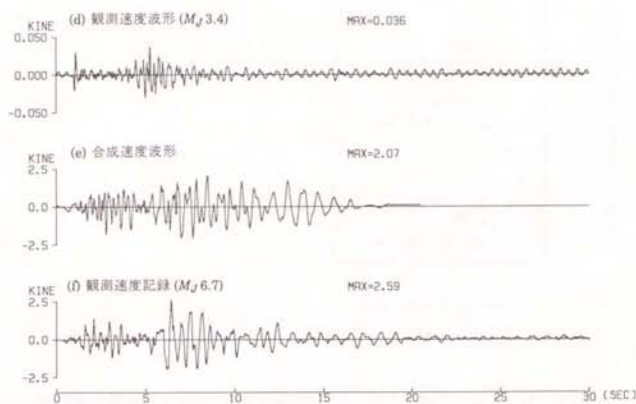
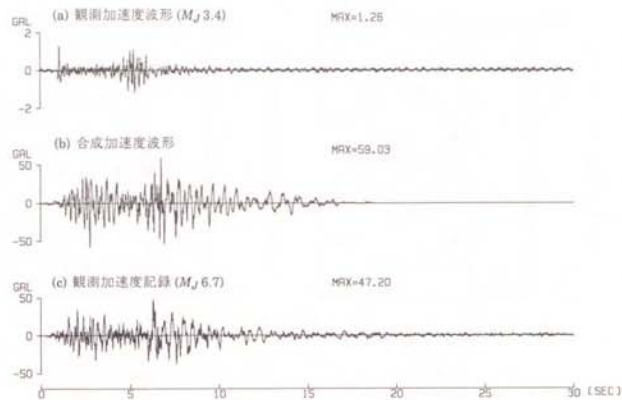
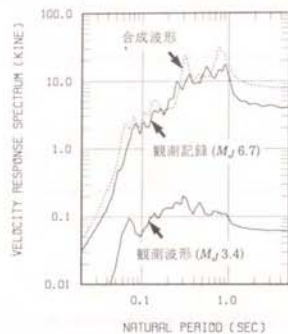
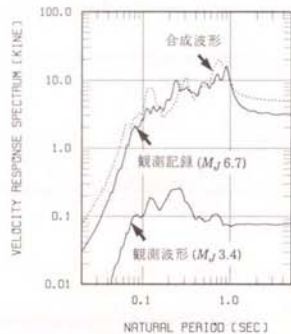


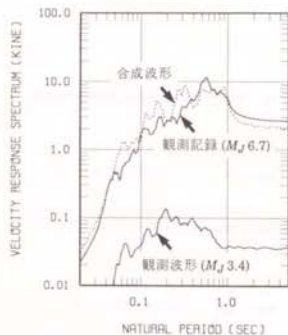
図 5.23 Sato による断層パラメータの相似則を用いて No. 1 の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分)



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

図 5.24 Sato による断層パラメータの相似則を用いて No. 1 の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (速度応答スペクトル, 減衰定数 5%)

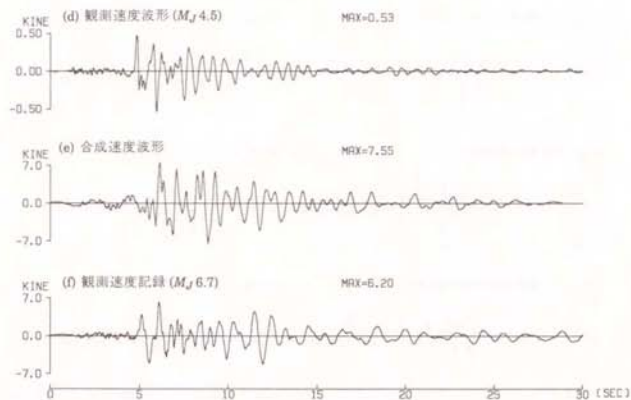
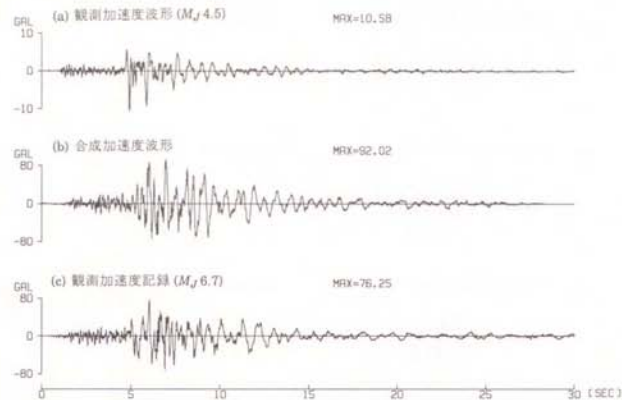


図 5.25 Sato による断層パラメータの相似則を用いて No. 15 の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (NS 成分)



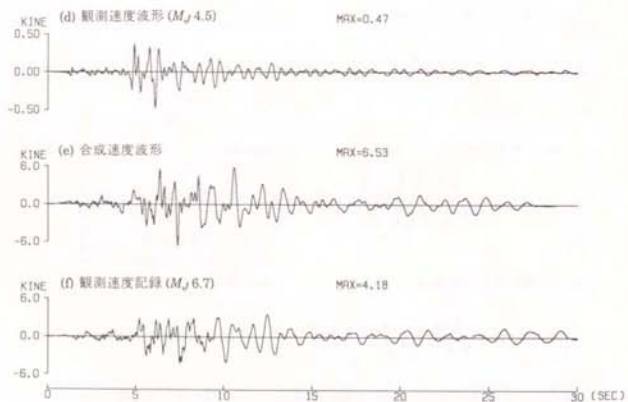
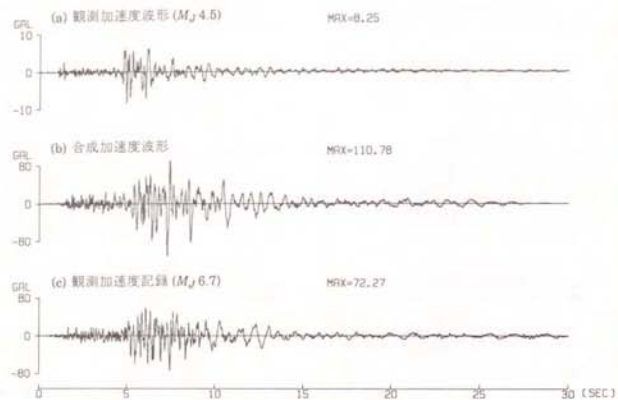


図 5.26 Sato による断層パラメータの相似則を用いて No. 15 の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分)

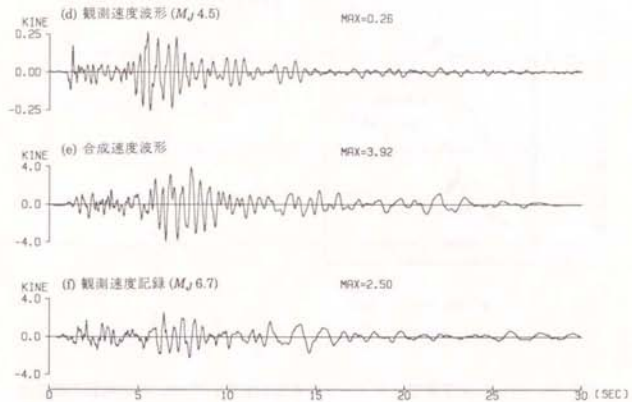
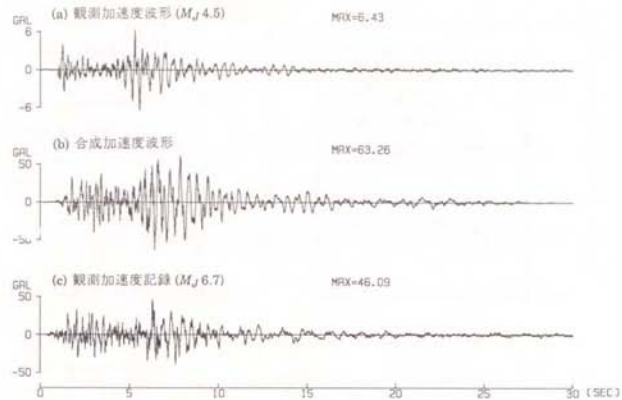
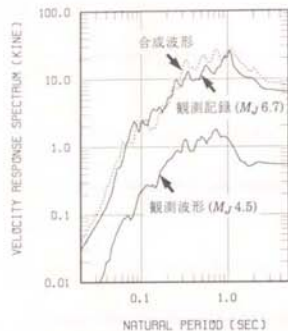
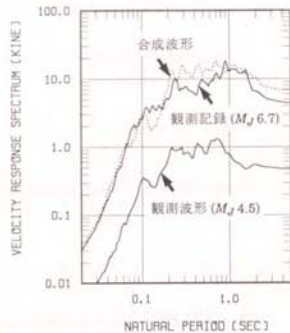


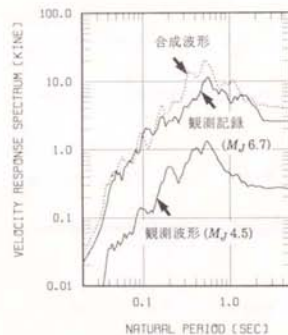
図 5.27 Sato による断層パラメータの相似則を用いて No. 15 の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分)



(a) NS成分



(b) EW成分



(e) UD成分

図 5.28 Sato による断層パラメータの相似則を用いて No. 15 の地震の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (速度応答スペクトル, 減衰定数 5%)

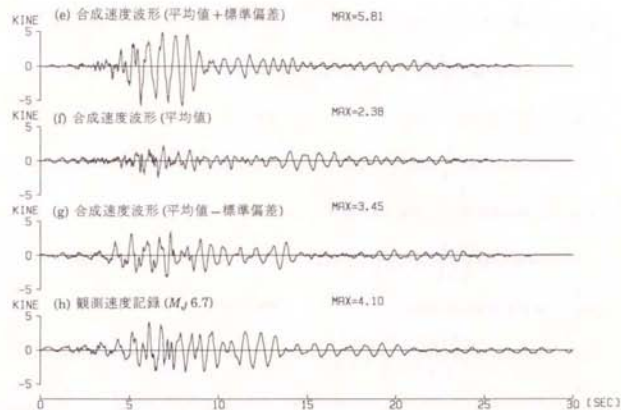
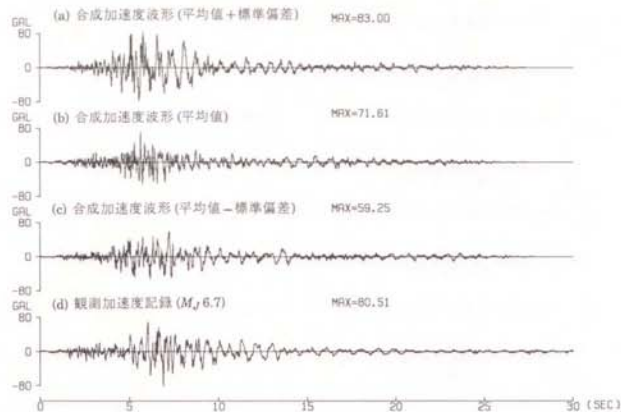


図 5.29 Sato による断層パラメータの相似則を用いて複数の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (NS成分)

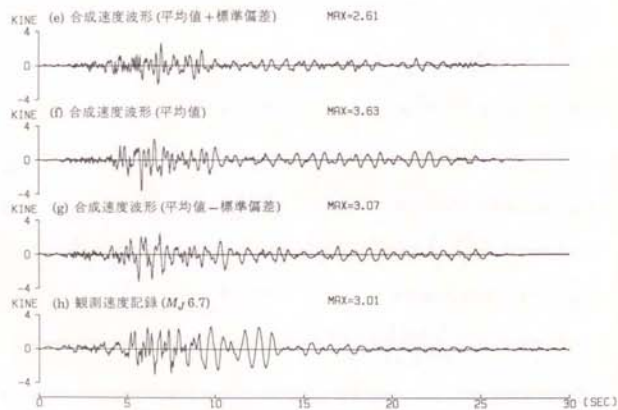
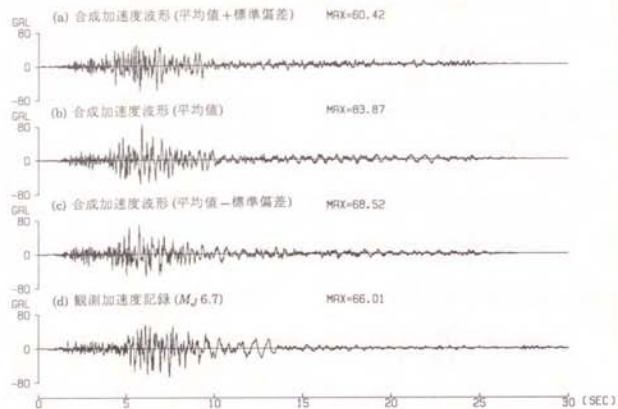


図 5.30 Sato による断層パラメータの相似則を用いて複数の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分)

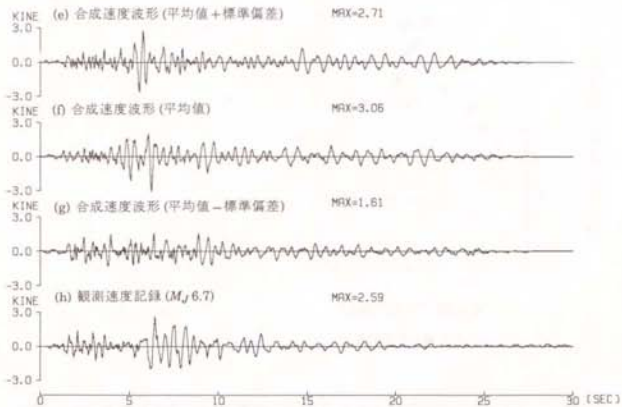
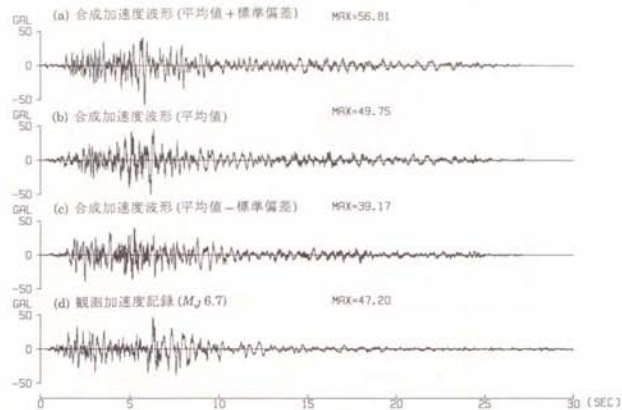
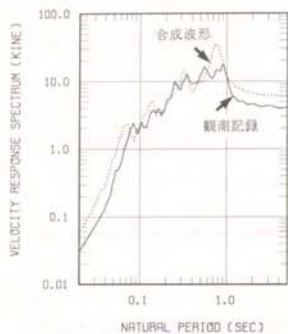
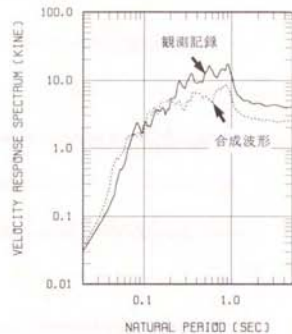


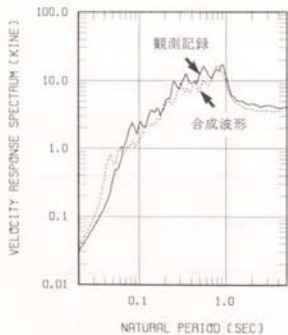
図 5.31 Sato による断層パラメータの相似則を用いて複数の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分)



(a) 平均値+標準偏差

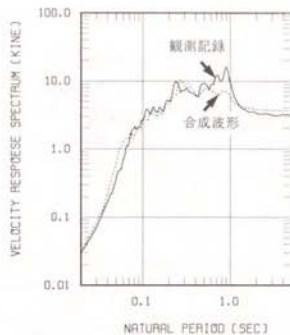


(b) 平均値

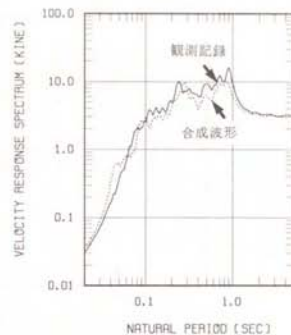


(c) 平均値-標準偏差

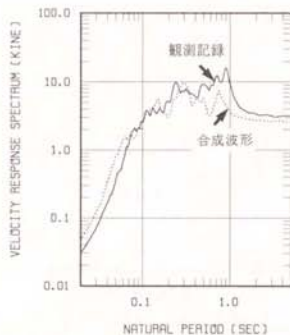
図 5.32 Sato による断層パラメータの相似則を用いて複数の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (NS 成分, 速度応答スペクトル, 減衰定数 5%)



(a) 平均値+標準偏差



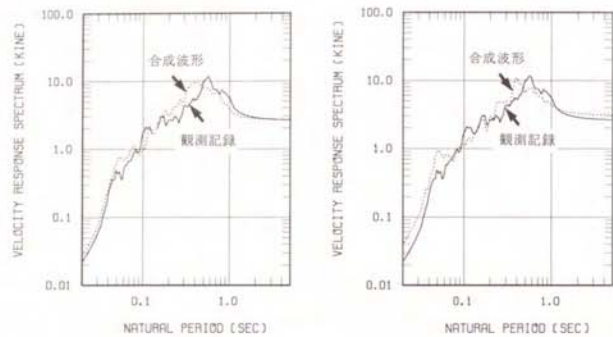
(b) 平均値



(c) 平均値-標準偏差

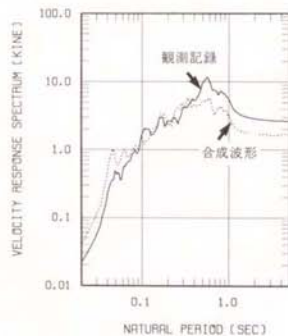
図 5.33 Sato による断層パラメータの相似則を用いて複数の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (EW 成分, 速度応答スペクトル, 減衰定数 5%)





(a) 平均値 + 標準偏差

(b) 平均値



(c) 平均値 - 標準偏差

図 5.34 Sato による断層パラメータの相似則を用いて複数の観測波形を経験的グリーン関数として合成した場合 (UD 成分, 速度応答スペクトル, 減衰定数 5%)

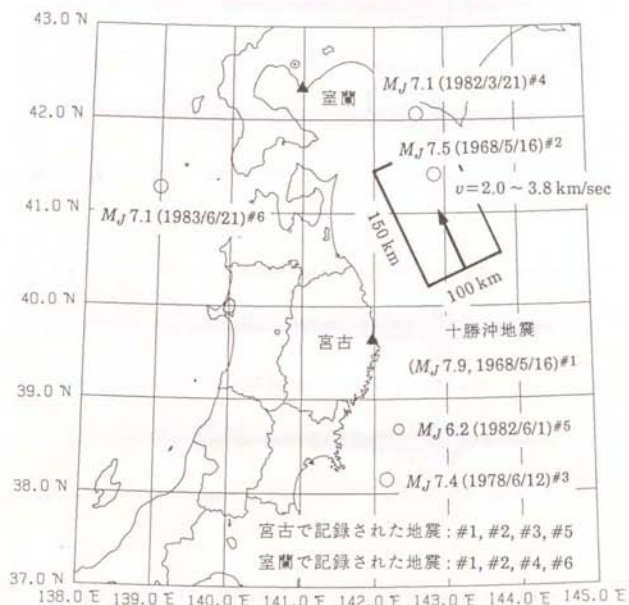


図 5.35 1968 年十勝沖地震の断層モデルと経験的グリーン関数として用いた地震の震央位置

三角は観測点(宮古・室蘭)である。

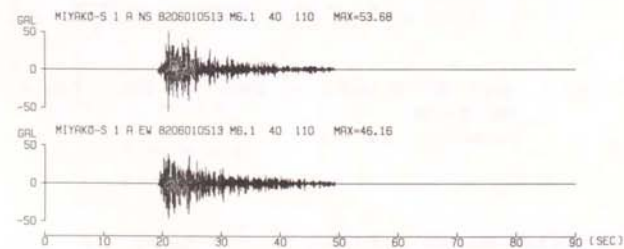
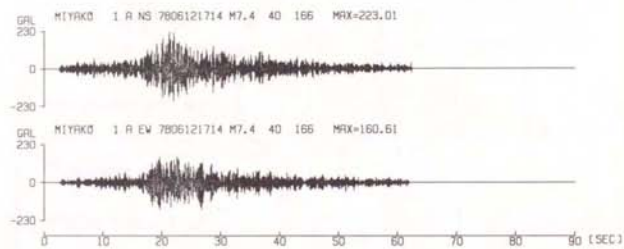
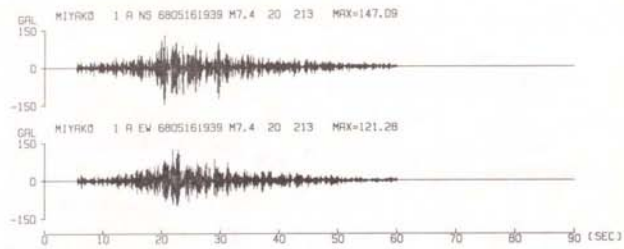


図 5.36 経時的グリーン関数として用いた地震記録(宮古)

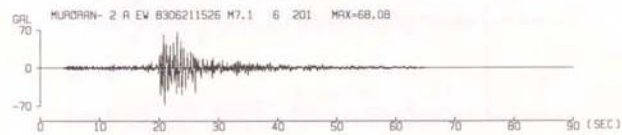
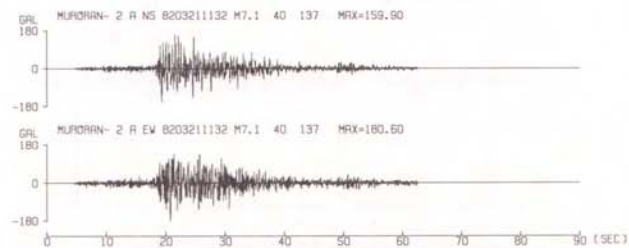
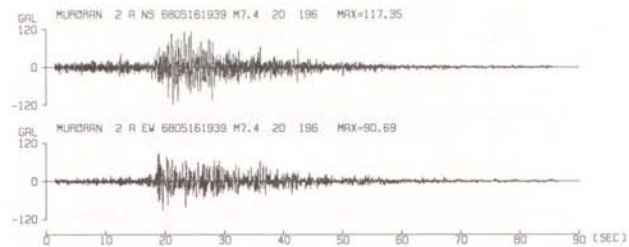


図 5.37 経時的グリーン関数として用いた地震記録(室蘭)

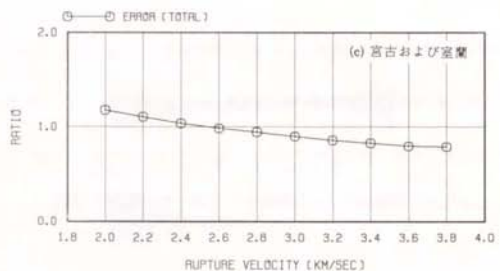
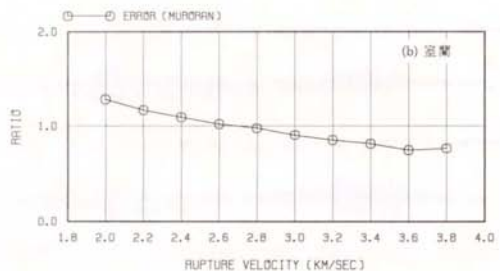
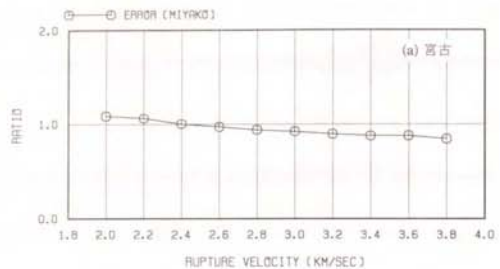


図 5.38 破壊伝播速度と継続時間比(合成波形/観測記録)の比較

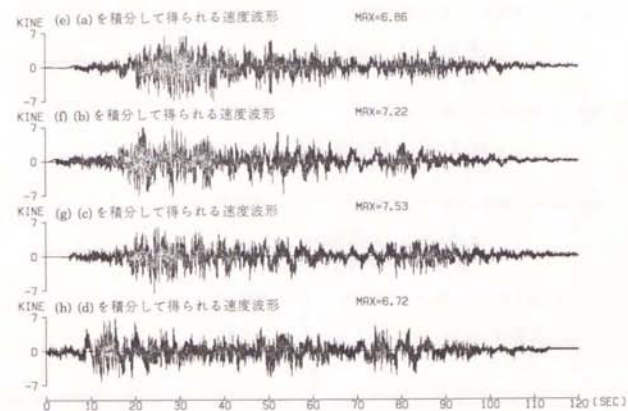
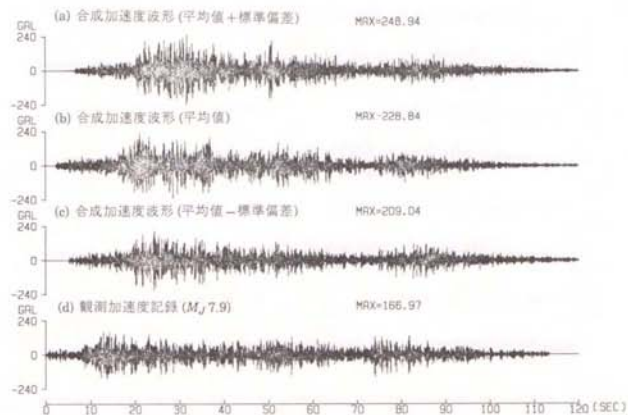


図 5.39 合成波形と観測記録の比較(宮古, NS 成分)

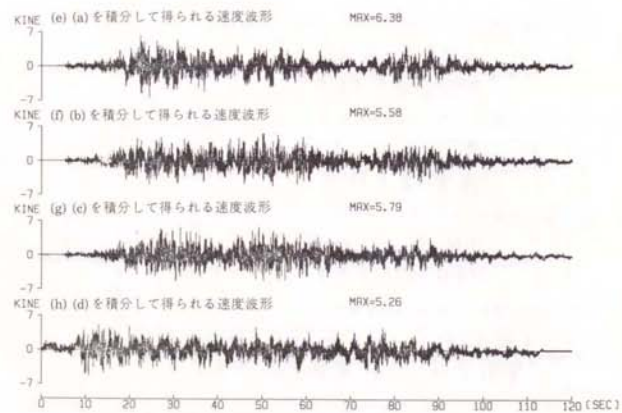
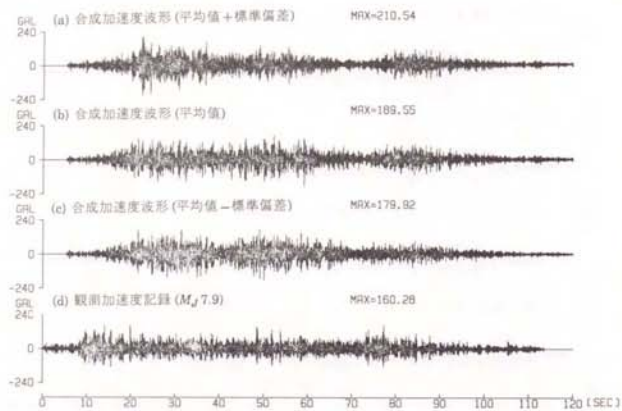


図 5.40 合成波形と観測記録の比較(宮古, EW 成分)

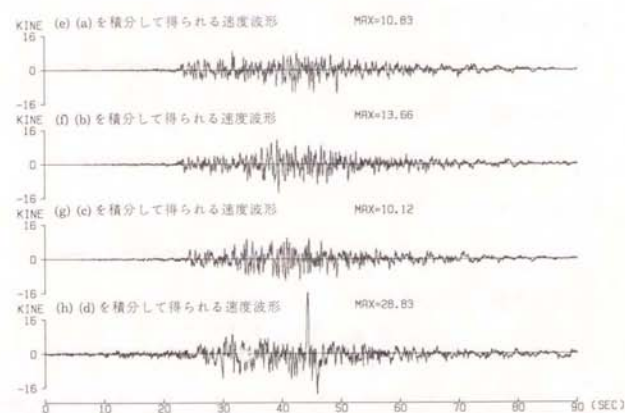
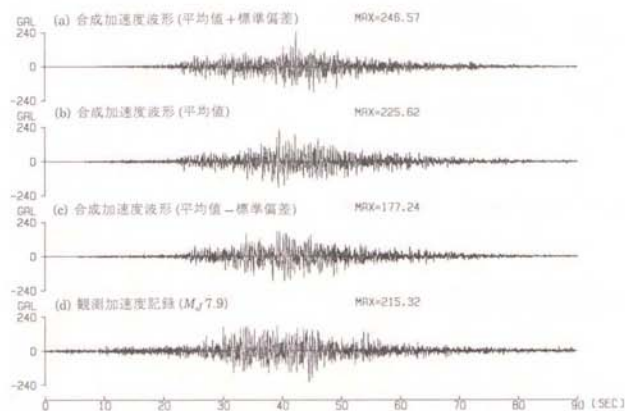


図 5.41 合成波形と観測記録の比較(室蘭, NS 成分)



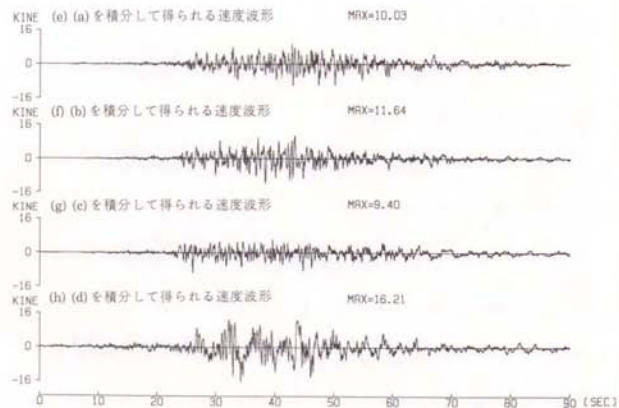
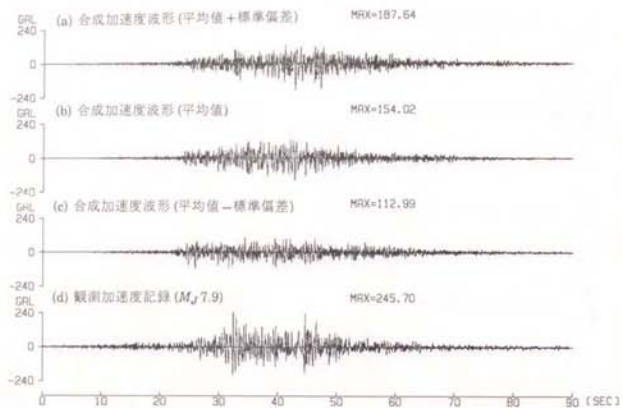
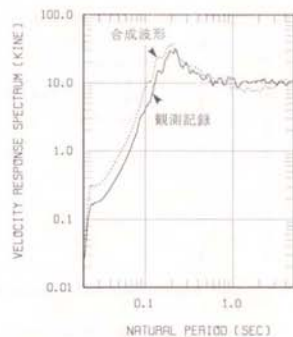
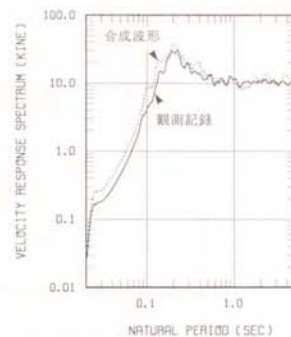


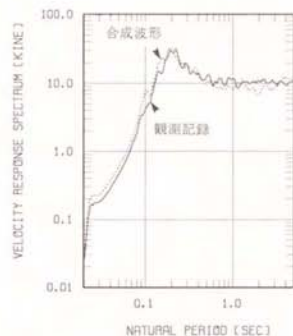
図 5.42 合成波形と観測記録の比較 (室蘭, EW 成分)



(a) 平均値 + 標準偏差

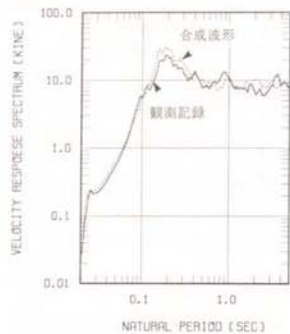


(b) 平均値

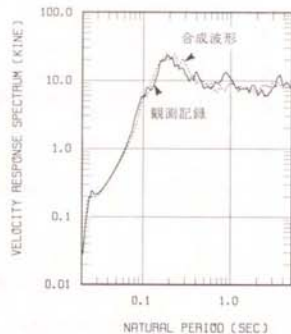


(c) 平均値 - 標準偏差

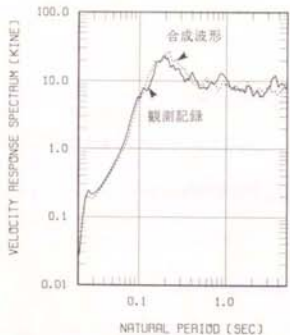
図 5.43 合成波形と観測記録の速度応答スペクトルの比較 (宮古, NS 成分, 減衰定数 5%)



(a) 平均値+標準偏差

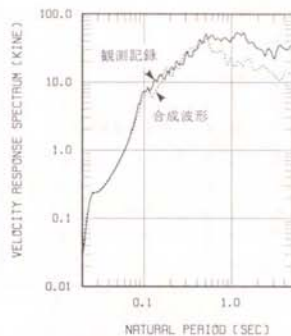


(b) 平均値

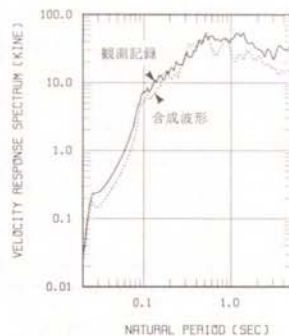


(c) 平均値-標準偏差

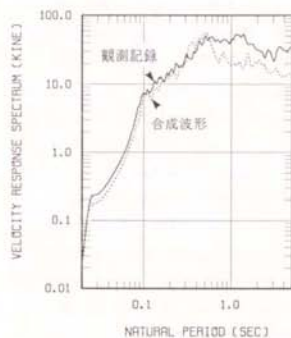
図 5.44 合成波形と観測記録の速度応答スペクトルの比較 (宮古, EW 成分, 減衰定数 5%)



(a) 平均値+標準偏差

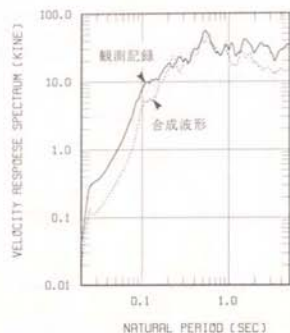


(b) 平均値

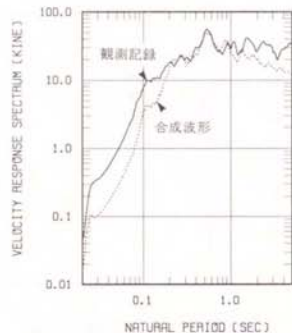


(c) 平均値-標準偏差

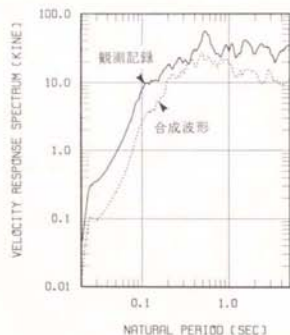
図 5.45 合成波形と観測記録の速度応答スペクトルの比較 (室蘭, NS 成分, 減衰定数 5%)



(a) 平均値 + 標準偏差



(b) 平均値



(c) 平均値 - 標準偏差

図 5.46 合成波形と観測記録の速度応答スペクトルの比較(室蘭, EW成分, 減衰定数5%)

第5章の参考文献

- \*1 Matsu'ura, R. (1983) : Detailed study of the earthquake sequence in 1980 off the east coast of the Izu Peninsula, Japan, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 31, No.1, pp. 65-101.
- \*2 Takemura, M., T. Ikeura and R. Sato (1990) : Scaling relations for source parameters and magnitude of earthquakes in Izu Peninsula region, Japan, *Tohoku Geophysical Journal (The Science Reports of the Tohoku University, Series 5)*, Vol. 32, Nos. 3, 4, pp. 77-89.
- \*3 Sato, R. (1979). Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 27, No.5, pp. 353-372.
- \*4 Housner, G. W. (1965) : Intensity of earthquake ground shaking near the causative fault, *Proceedings of the Third World Conference on Earthquake Engineering*, Vol. 1, III, New Zealand, pp. 94-109.
- \*5 気象庁 (1969) : 1968年十勝沖地震調査報告, 気象庁技術報告, 第68号, p. 3.
- \*6 宇佐美龍夫 (1987) : 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会.
- \*7 長宗留男 (1969) : 大地震生成の過程 (1968十勝沖地震および1963年エトロフ高沖の地震), 地震, 第2輯, 第22巻, 第2号, pp. 104-114.
- \*8 Kanamori, H. (1971) : Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, Vol. 12, No. 1, pp. 1-13.
- \*9 Fukao, Y. and M. Furumoto (1975). Fore shocks and multiple shocks of large earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 10, No.4, pp. 355-368.
- \*10 Aida, I. (1978). Reliability of a Tsunami source model derived from fault parameters, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 26, No.1, pp. 57-73.
- \*11 Iida, M. and M. Hakuno (1984) : Study on complexity of large earthquakes, *Structural Engineering and Earthquake Engineering (Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers)*, Vol. 1, No. 2, pp. 161s-171s.
- \*12 Mori, J. and K. Shimazaki (1984) : High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motion records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 74, No.5, pp. 1529-1544.

- \*13 Mori, J. and K. Shimazaki (1985) : Inversion of intermediate-period Rayleigh waves for source characteristics of the 1968 Tokachi-Oki earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B13, pp. 11374-11382.
- \*14 Kikuchi, M. and Y. Fukao (1985) : Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes—the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 37, No. 4, pp. 235-248.
- \*15 Schwartz, Y. and L. Ruff (1985) : The 1968 Tokachi-Oki and the 1969 Kurile Islands earthquakes : Variability in the rupture process, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B10, pp. 8613-8626.
- \*16 Ruff, L. and H. Kanamori (1983) : The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 31, No. 3, pp. 202-230.
- \*17 佐竹健治 (1988) : 津波から求めた 1968 年十勝沖地震の断層面上の不均質性, 地震学会講演予稿集, 昭和 63 年度春季大会, p.14.
- \*18 Dan, K., T. Tanaka and T. Watanabe (1987) : Simulation and prediction of strong ground motion in epicentral region of the 1979 Imperial Valley earthquake by semi-empirical method, *Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan)*, No. 373, pp. 50-62.

## 第 6 章 結論

本章では、本論文で得られた成果を要約し、残された課題について述べる。

第 1 章では、はじめに研究の背景および目的について述べ、ついで研究の位置付けを明らかにするために断層モデルに関する既往の研究のうち、長周期地震波に関する研究、短周期地震波に関する研究、工学的応用に関する研究について述べた。また、本研究に特に関係の深い半経験的波形合成法に関する研究については詳しく説明した。

第 2 章では、従来長周期の地震波形と短周期の地震波形では異なる考え方あるいは合成方法で中小地震の観測波形が重ね合わされていたのを、大地震と小地震の震源スペクトルの相異を考えることで統一的に取り扱える方法を提案した。

第 3 章では、提案した方法の妥当性を示すために、豊富なデータで震源過程が非常によく調べられている 1980 年伊豆半島東方沖地震 ( $M_J$  6.7) による御前崎における速度波形 (卓越周期約 10 秒) と高田と川奈における加速度波形 (卓越周期 0.1~1 秒) の再現を行った。いずれの波形も水平成分で、要素波形としては  $M_J$  4.9 の前震による記録波形を用いた。

その結果、御前崎の合成速度波形は最大振幅のみならず位相も観測記録のそれを非常によく再現した。また、高田の合成加速度波形は御前崎の場合ほどは位相の再現ができなかったものの、最大値および全体的な経時変化はうまく再現できた。一方、川奈の合成加速度波形は最大値が観測記録の最大値より若干大きくなり、特に最大値の発生時刻が異なった。この不一致の原因は主に、破壊が断層面で一様であると仮定したことによるものと考えられる。なお、高田および川奈の合成波形の速度応答スペクトルについては観測記録の速度応答スペクトルをほぼ完全に再現した。



第4章では、マグニチュード8クラスの巨大地震の震源域における強震地動の推定例として、1976年中国唐山地震( $M_S$ 7.8)の加速度波形の推定を行った。

はじめに、地震学の分野で行われた周期10秒以上の長周期地震波形の研究等により決定されている断層モデルの中から、震央距離154 kmの北京飯店および震央距離398 kmの馮村橋における第二余震( $M_S$ 6.9)による加速度記録を経験的グリーン関数として用いることにより、同じ観測点における本震による加速度記録を最もよく説明できる断層モデルを選定した。グリーン関数として用いた第二余震は、加速度波形が理論的に解析されている唯一の余震である。その結果、最大加速度値および震動継続時間の再現性のよいものとして、地震モーメント $2.0 \sim 2.1 \times 10^{27}$  dyne-cm(破壊速度2.3 km/sec)および、地震モーメント $1.6 \sim 1.8 \times 10^{27}$  dyne-cm(破壊速度2.5 km/sec)が得られた。このとき、断層の幅はいずれも15 kmであり、グリーン関数として用いた第二余震の実効応力は78.5 bar、上述の最適モデルの実効応力は50.3ないし66.0 barであるので、本震と第二余震の短周期地震波の発生効率(単位断層面当たりの放出エネルギー)はあまり違わなかったと考えられる。

次に、甚大な被害の原因を調べるために、震源域における強震地動を被災地域で得られた $M_S$ 5クラスの余震の加速度記録をグリーン関数に用いて計算し、最大加速度、震動継続時間、加速度応答スペクトルを指標にして既往の研究や強震記録と比較し、定量的に地震動特性を評価した。その結果、唐山地震の震源域における地動の推定最大加速度は震度やマグニチュードをパラメータとした経験式により推定される値と比べてやや大きい値であったこと、合成波の継続時間は同規模の地震と比べるとほぼ平均的な値であったこと、唐山地震の震源域における地動の推定加速度応答スペクトルは短周期に大きなパワーがあり、特に固有周期0.05~0.15秒で1,500 Gal以上の値であったことがわかった。これより震源域においてはレンガ造などの短周期構造物に非常に強い地震波が作用したことが明らかとなった。

第5章では、本方法の耐震設計用入力地震動策定への応用の観点から、合成結果(最大加速度、最大速度、スペクトル強度)の変動要因の分析および各要因による変動幅の評価を行った。その結果、小地震のもつ位相のランダム性および波形合成の際の重ね合わせによる位相のランダム性に起因する変動幅は20~30%であること、震源スペクトルを $\omega^2$ モデルで近似することによる変動幅は30~40%であること、 $\omega^2$ モデルに用いる断層パラメータ(断層長さ・断層幅・平均食い違い量・実効応力)をマグニチュードを指標にした断層パラメータの相似則で求めることによる変動幅は、最大加速度が0%程度、最大速度およびスペクトル強度が35~65%であることが明らかとなった。

また、震源スペクトルを $\omega^2$ モデルで近似することによる変動幅と断層パラメータをマグニチュードを指標にした相似則で求めることによる変動幅を最小にするため、および大地震に見られる破壊の不均質性を擬似的に取り入れるために、大地震の要素断層に複数の小地震を同時にあてはめる方法を考えた。その結果、変動幅は15~25%となり非常に安定した合成波形が得られた。更に、この方法を強震加速度記録の得られている地震のうち我が国では最大規模の1968年十勝沖地震に適用し、良好な合成結果を得た。

以上の成果から本論文で提案した半経験的波形合成法は、震源のメカニズム、伝播経路、構造物近傍の地盤特性が十分に反映され、特に耐震設計上問題となる大地震の震源域における強震動特性が推定できる方法であることが示されたと思う。今後更に予測の精度をあげるには、まず観測記録の蓄積が、そして大規模地震に対する多重震源解析等によるより詳細な断層モデルに関する研究の蓄積が必要である。また、現在の半経験的波形合成法では構造物近傍の地盤の非線形挙動を考慮していないため、特にウォーターフロント等の軟弱地盤においては観測記録をそのまま要素波形として用いるわけにはいかず、構造物の支持層における地震観測および精度の高い地盤の非線形応答解析が必要である。

記号一覧

英文字

- $a$  : 大地震と小地震の断層長さの比  
 $b$  : 大地震と小地震の断層幅の比  
 $c$  : 大地震と小地震の平均食い違い量の比  
 $D$  : 断層面上の平均食い違い量  
 $D(\xi, t)$  : 断層面上の位置 $\xi$ の時刻 $t$ における食い違い量  
 $D_+(t)$  : 時刻 $t$ における断層面の片側の食い違い量  
 $d$  : 大地震と小地震の実効応力の比  
 $E(t)$  : 地震波形の包絡関数  
 $E(\omega)$  : 観測記録のフーリエ変換値と $\omega^2$ モデルとの残差  
 $F$  : 放射特性  
 $G(\omega)$  : 震源スペクトルが $\omega^2$ モデルに従う準理論的な波形のフーリエ変換値  
 $H(\omega)$  : 観測点近傍の振動特性  
 $j$  : 虚数単位( $\sqrt{-1}$ )  
 $L$  : 断層の長さ  
 $M$  : 宇佐美(1987)\*1によるマグニチュード  
 $M_J$  : 気象庁マグニチュード  
 $M_L$  : Richter(1935)\*2によるローカルマグニチュード  
 $M_S$  : 1897年から1912年まではAbe and Noguchi(1983)\*3による表面波マグニチュード、1913年から1980年まではAbe(1981)\*4による表面波マグニチュード  
 $M_W$  : Kanamori(1977)\*5によるモーメントマグニチュード  
 $M_0$  : 地震モーメント  
 $n$  : 大地震と小地震の地震モーメントの比の3乗根(大地震と小地震の断層長さ、幅および平均食い違い量の比)  
 $O(\omega)$  :  $\omega^2$ モデルで表される震源スペクトル

- $Q$  : 媒質の $Q$ 値  
 $r$  : 断層と観測点の距離  
 $r_0$  : 震源距離  
 $r(\xi)$  : 断層面上の位置 $\xi$ から観測点までの距離  
 $S$  : 断層面積  
 $S(\xi)$  : 断層面  
 $SI$  : スペクトル強度  
 $T(\xi)$  : 断層面上の位置 $\xi$ が破壊する時刻  
 $t$  : 時間  
 $t_{pq}$  : 破壊開始時刻から破壊が大地震の断層面の $(p, q)$ 番目の要素断層に到達するまでの時間と、その要素断層から放出された地震波が観測点まで伝播するのに要する時間の和  
 $U(t)$  : 地震波形  
 $v$  : 断層の破壊速度  
 $W$  : 断層の幅

ギリシャ文字

- $a$  : 媒質の $P$ 波速度  
 $\beta$  : 媒質の $S$ 波速度  
 $\Delta$  : 震央距離(度)  
 $\Delta\sigma$  : 応力降下量  
 $\theta$  : Haskellモデルの座標系(断層の破壊方向と観測点の方向のなす角)  
 $x_{pq}$  : 武村・池浦の方法において、断層面上の破壊の均一性を与えるパラメータ  
 $\lambda$  : 震源のサイズ(円形断層の場合はその半径、矩形断層の場合は $\sqrt{LW_0}$ )  
 $\mu$  : 剛性率  
 $\xi$  : 断層面上に取った座標  
 $\pi$  : 円周率

- $\rho$  : 媒質の密度  
 $\sigma_e$  : 実効応力  
 $\sigma_e(t)$  : 時刻  $t$  における実効応力  
 $\phi(\omega)$  : 観測記録のフーリエ位相スペクトル  
 $\Omega(\omega)$  : 観測もしくは理論による変位波形のフーリエ変換値  
 $\omega$  : 角周波数  
 $\omega_c$  :  $\omega^2$  モデルの臨界角周波数  
 $\omega_D$  : Haskell モデルの食い違いの項に現れる臨界角周波数  
 $\omega_L$  : Haskell モデルの断層長さの項に現れる臨界角周波数  
 $\omega_W$  : Haskell モデルの断層幅の項に現れる臨界角周波数  
 $\omega_0$  :  $\omega_D$  と  $\omega_L$  の相乗平均

肩文字

- D : 本方法による量  
 F : Far field (遠方場) の項  
 I : Irikura の方法による量  
 I : Intermediate field (中距離) の項  
 P : P 波に関する量  
 S : S 波に関する量  
 T : 武村・池浦の方法による量

足文字

- I : 大地震に関する量  
 n : 目標地震 (震源サイズの異なる複数の小地震をグリーン関数として用いる場合の大地震の要素断層) に関する量  
 pq : 大地震の断層面の ( $p, q$ ) 番目の要素断層に関する量  
 s : 小地震に関する量

参考文献

- \*1 宇佐美龍夫 (1987): 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会.  
 \*2 Richter, C. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 25, No. 1 pp. 1-32.  
 \*3 Abe, K. and S. Noguchi (1983): Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897 - 1912, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 33, No. 1 pp. 1-11.  
 \*4 Abe, K. (1981): Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 - 1980, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 27, No. 1 pp. 72-92.  
 \*5 Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol. 82, No. 20 pp. 2981-2987.

1. Dan, K., Y. Akao, T. Watanabe and T. Tanaka (1985) : Simulation and prediction of strong ground motions near an earthquake fault, The 23rd General Assembly of International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI), Abstracts, Vol. 2, p. 455.
2. 大崎順彦・杉山信夫・柴田泰彦・壇一男・渡辺孝英・田中貞二(1985): 1979年 Imperial Valley 地震の調査および解析, その3余震記録を用いた本震地動の再現, 日本建築学会大会学術講演梗概集(東海), B, 構造 I, pp. 7-8.
3. Dan, K., T. Watanabe, H. Yokota and S. Kataoka (1986) : Estimation of strong ground motion near earthquake fault (The 1979 Imperial Valley earthquake and the 1983 Coalinga earthquake), 第7回日本地震工学シンポジウム, pp. 139-144.
4. Dan, K., T. Tanaka and T. Watanabe (1987) : Simulation and prediction of strong ground motion in epicentral region of the 1979 Imperial Valley earthquake by semi-empirical method, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 373, pp. 50-62.
5. 壇一男・渡辺孝英・田中貞二(1987): Brune の遠方場 S 波の近似式に基づく波形合成法, 地震学会講演予稿集, No. 2, p. 129.
6. 壇一男・渡辺孝英・田中貞二(1987): 遠方場 S 波の近似式と地震の相似則に基づく地震波形の合成(その1: スベクトルモデル), 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), B, 構造 I, pp. 459-460.
7. 渡辺孝英・壇一男・田中貞二(1987): 遠方場 S 波の近似式と地震の相似則に基づく地震波形の合成(その2: 地震波形の合成), 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), B, 構造 I, pp. 461-462.
8. Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka (1988) : A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate source spectrum for far-field shear wave, Proceedings of Ninth World Conference on Earthquake Engineering, Vol. II, pp. 733-738.
9. Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka (1989) : A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 396, pp. 27-36.
10. Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka (1989) : Estimation of strong ground motions in epicentral region of the 1976 Tangshan, China, earthquake ( $M_S$  7.8) by semi-empirical method, Sino-Japan Conference on Seismological Research, pp. 222-225.
11. Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka (1989) : Synthesis of far-field accelerograms from the 1976 Tangshan, China, earthquake ( $M_S$  7.8) by semi-empirical method, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 403, pp. 35-44.
12. 壇一男・渡辺孝英・田中貞二・佐藤良輔(1989): 多数の小地震記録を経験的グリーン関数として用いた大地震波形の合成, 地震学会講演予稿集, No. 2, p. 6.
13. 壇一男・渡辺孝英(1989): 地震波形の包絡関数に関する一考察, 日本建築学会大会学術講演梗概集(九州), B, 構造 I, pp. 773-774.



14. Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka (1990): Estimation of strong ground motion in epicentral region of the 1976 Tangshan, China, earthquake ( $M_S$  7.8) by semi-empirical method, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 407, pp. 23-33.
15. 壇一男・渡辺孝英・田中貞二・佐藤良輔 (1990): 遠方場  $P$  波および  $S$  波の近似式に基づく半経験的波形合成法, 地震学会講演予稿集, No. 1, p. 109.
16. 壇一男・渡辺孝英 (1990): マグニチュードの異なる複数の地震記録をグリーン関数に用いた半経験的波形合成法, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (中国), B, 構造 I, pp. 261-262.
17. 壇一男・渡辺孝英・田中貞二 (1990): 半経験的波形合成法による大地震の震源域における強震地動の推定 - 1976 年中国唐山地震 ( $M_S$  7.8) の例 -, 第 8 回日本地震工学シンポジウム, pp. 241-246.
18. Dan, K., T. Watanabe, T. Tanaka and R. Sato (1990): Stability of earthquake ground motion synthesized by using different small-event records as empirical Green's functions, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 80, No. 6, pp. 1433-1455.
19. 壇一男・田村和夫・渡辺孝英・杉山武 (1991): 強震時の地盤挙動を考慮した半経験的波形合成法による入力地震動評価, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (東北), B, 構造 I, pp. 347-348.

付録 1979 年米国 Imperial Valley 地震 ( $M_L$  6.6) の震源域における強震地動の再現

ここでは本論文のより深い理解のために、本文中には章を設けて記述していないものの本研究の前段階として位置付けられる下の論文の概要について述べる。

Dan, K., T. Tanaka and T. Watanabe (1987): Simulation and prediction of strong ground motion in epicentral region of the 1979 Imperial Valley earthquake by semi-empirical method, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of the Architectural Institute of Japan), No. 373, pp. 50-62.

1. 序

震源域あるいは断層近傍における強震地動の推定手法の開発は、地震学および地震工学の分野で共通の研究課題となっている。特に、原子力発電施設の耐震設計で考慮すべき地震の一つにマグニチュード 6.5 程度の直下型地震があり、震源域における地震動の予測は特に重要であるが、我が国ではこの種の観測記録は皆無に近い。

1979 年米国 Imperial Valley 地震は震源域で多数の強震記録が得られた唯一の地震である。そこで、余震記録をグリーン関数とする波形合成法を適用して本震地動の再現を試み合成手法の妥当性を検証するとともに、余震記録のような適切な観測記録の得られていない場合にグリーン関数として模擬地震動を用いることを考え、この手法による強震動予測の可能性を検討した。

2. 1979 年米国 Imperial Valley 地震

1979 年 10 月 15 日、カリフォルニア南部の Imperial 断層の活動によって発生した  $M_L=6.6$  の地震は、米国とメキシコ合衆国の国境で過去 10 年間に起こった地震のうち最も大きい規模であった。USGS (米国地質調査所) によれば、この地震により El Centro 市内および周辺地域で構造物がかなりの被害を

受け、負傷者は73名、被害金額は2,100万ドルと報告されている。

本震の加速度波形は断層に直交して配置された El Centro Array を含む周辺の22観測点で得られ、特に断層から10 km 以内の7観測点では0.5gを越える最大加速度が記録された。また多数発生した余震のうち、本震から約3分後の $M_L=5.2$ の余震は16観測点で記録されている。震源域におけるこれらの強震記録は、その質と数において世界最初のものである。

### 3. 断層モデル

本震および余震の震央、地表に現れた断層線および本震と余震を共に記録した15観測点の位置を図1に示す。波形合成に用いる本震と余震の断層面の大きさは断層パラメータの相似則を用いて決めた。図2はローカルマグニチュード $M_L$ 、断層の長さ $L$ 、幅 $W$ 、地震モーメント $M_0$ の関係を示し、図中の直線は他の研究者により得られている下式で引いた線である。

$$\log M_0 \text{ [dyne-cm]} = 1.5 M_L + 16.0 \quad (1)$$

$$\log L \text{ [km]} = 1/3 \log M_0 - 7.3 \quad (2)$$

$$\log W \text{ [km]} = 1/3 \log M_0 - 7.6 \quad (3)$$

上式から本震( $M_L=6.6$ )の地震モーメントは $M_0=7.9 \times 10^{25}$  dyne-cm、断層の長さとは幅は20 km および10 km と求まる。同様に $M_L=5.2$ の余震は $M_0=6.3 \times 10^{23}$  dyne-cmで、断層面の大きさは4 km  $\times$  2 km と求まる。したがって、図3に示すように本震の断層面を5 $\times$ 5に分割しそれぞれに余震を点震源として与え、次項に示す方法で本震地動を合成した。

本震の震源(深さ10 km)が断層下端にあるとすると断層の傾斜角は82°となり、断層面を地表面に投影すると図4に示す矩形のようになる。

### 4. 合成方法

長周期地震波の解析等から求まる断層パラメータのうち断層の長さ、幅、平均食い違い量は、上の(2)式や(3)式あるいは本文(1.4)式で示されるように地震モーメントの3乗根に比例することが経験的相似則として知られている。入倉はこの相似則に基づき、本文(1.5)式を用いて速度波形を合成した。一方、田

中・他はいくつかの理由から周期1秒程度以下の短周期地震波に対して、断層面積の違いのみを考慮した本文(1.6)式を用いて加速度波形を合成した。

長周期地震波は入倉の方法、短周期地震波は田中・他の方法によればよいことは、震源スペクトルとして $\omega^2$ モデルを考えればよいことに対応している。そこで本論文では長周期地震波および短周期地震波ともに適用できる方法として以下のような合成方法を考えた。

田中・他の方法により得られる合成波形を $u(t)$ とおき、震源時間関数として傾斜関数を仮定すると、入倉の方法により得られる合成波形 $f(t)$ は下のように書ける。

$$f(t) = \sum_{k=0}^{n-1} u(t - k\tau_0) \quad (4)$$

このフーリエ変換 $F(\omega)$ は下ようになる。

$$\begin{aligned} F(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{k=0}^{n-1} u(t - k\tau_0) \exp[-i\omega t] dt \\ &= U(\omega) \frac{\sin[\omega \tau / 2]}{\sin[\omega \tau_0 / 2]} \exp\left[\frac{-i\omega(\tau - \tau_0)}{2}\right] \end{aligned} \quad (5)$$

ここに $i$ は $\sqrt{-1}$ 、 $U(\omega)$ は $u(t)$ のフーリエ変換、 $\tau$ は本震の立ち上がり時間、 $\tau_0 [= \tau/n]$ は余震の立ち上がり時間である。

$F(\omega)$ と $U(\omega)$ の比率は下ようになる。

$$\frac{F(\omega)}{U(\omega)} = \frac{\sin[\omega \tau / 2]}{\sin[\omega \tau_0 / 2]} \exp\left[\frac{-i\omega(\tau - \tau_0)}{2}\right] \quad (6)$$

上式は $\omega = 4n/(r - r_0)$ で任意の自然数 $n$ に対し1となり同時に位相を表す項も0となるから、ここでは長周期と短周期の境界振動数として $\omega = 4n/(r - r_0)$ を採用し、これよりも長周期領域では入倉の方法を、短周期領域では田中・他の方法によることとした。実際の計算では $\tau$ として1秒、 $\tau_0$ として0.2秒としているので、境界振動数は2.5 Hzとなる。

### 5. 余震記録を用いた合成結果

計算に際して、破壊速度を0.1 km/sec刻みで2.0~2.7 km/sの範囲で動かし最適な破壊速度として2.1 km/secを得た。またS波速度としては3.3 km/secを

採用した。

本震の観測波形および合成波形の比較を図5、7、9に、両者の速度応答スペクトル(減衰定数5%)の比較を図6、8、10に示す。加速度波形の比較は上から、余震記録、合成波形、本震記録である。El Centro Array No. 3の例(図5および6)では観測波形に見られる2つに分かれた波群は再現されていないものの最大加速度値、震動継続時間、波形包絡形状および速度応答スペクトルはよく一致している。震央に近い Bonds Cornerの例(図7および8)では速度応答スペクトルの一致は充分ではないが最大加速度値や包絡形はよく再現されている。特に、最大加速度約100 Galの余震記録から約800 Galの本震地動が10%以下の誤差で求められている。断層西側の国境に近い Calexico(図9および10)の場合、加速度波形、速度応答スペクトルともにその特徴がきわめて良く表現されている。

断層中央部から約20 km以内の15観測点における水平30成分に対する合成結果の最大加速度値および Housner の定義によるスペクトル強度を求めると、それぞれ図11および図12のようになる。図中の2本の線は観測記録に対する誤差が±30%の範囲を示している。図から、最大加速度については150~760 Galの広い範囲で全体の80%が、スペクトル強度については全体の約70%が上記の誤差範囲内に入っていることがわかる。

## 6. 模擬地震動の作成

以上の検討から、余震の実記録による波形合成は本震地動の諸特性をかなりよく再現できることがわかった。そこで、余震記録の代わりに模擬地震動を用いた波形合成による強震動予測の可能性について検討した。

模擬地震動は露頭岩盤上で採られた加速度記録をベースに作成し、合成波形を計算した後に、一次元波動論により観測点の表層地盤の振動特性を考慮して地表の地震動を推定した。加速度記録のデータベースは表1に示すように、マグニチュード5前後、震央距離30 km以下の7地震による水平14成分である。実体波の距離減衰を仮定し、各記録を震央距離15 kmに基準化して求めた平均速度応答スペクトルを図13に実線で示す。Jennings型の包絡関数を用い

て作成した模擬地震動を図14に、その速度応答スペクトルを図13に点線で示す。

## 7. 模擬地震動による本震地動の推定

地表の地震動を計算する際に必要な観測点の地盤構造は現地で行われたS波の検層結果を参照し、鉛直入射するS波の重複反射を考えた。また、地盤のQ値はS波速度の1/15と仮定した。

El Centro Array No. 3、Bonds Corner および Brawley の3観測点における  $M=6.6$  の地震に対する予測波形と観測波形、および速度応答スペクトル(減衰定数5%)の比較をそれぞれ図15~20に示す。El Centro Array No. 3の予測例(図15)では、最大加速度、継続時間、包絡形、スペクトル特性などがいずれも良く表現されている。Bonds Corner(図17)は震央に近く破壊が遠ざかる位置関係にあるので、継続時間が伸びる特徴が見られ最大加速度も妥当な値といえる。一方、破壊が近づく位置にある Brawley(図19)では反対の特徴を示し、包絡形も継続時間が短い蕨形である。また、最大振幅もよく推定できている。速度応答スペクトルはいずれの例でもほぼ満足すべき一致が得られた。なお、0.5~1秒の周期帯域で推定した速度応答スペクトルのレベルが小さい傾向にあるが、これは模擬地震動の作成に用いたデータセットの性質に帰すべきものと思われる。

## 8. 結論

直下型中規模地震の震源域における強震地動の予測に対する波形合成法の適用性を検討する目的で、1979年 Imperial Valley 地震の加速度記録の再現を行った。合成には断層パラメータの相似則を用い、重ね合わせの個数は、長周期成分では地震モーメントに比例し、短周期成分ではその2/3乗に比例するようにした。これは地震学的知見とも調和し、合成結果は断層近傍における加速度波形の特徴をよく再現するものであった。

更に、適切な小地震記録が得られていない場合の強震動予測に対する波形合成法の応用を考え、露頭岩盤上で定義される模擬地震動をグリーン関数として



合成を行った。その結果、表層地盤の増幅特性が適切に評価されるならば本方法による強震動予測は実用性があるとの結論を得た。

以上述べた論文では、波形の合成方法としては境界振動数  $\omega = 4\pi(t - \tau_0)$  より長周期領域では入倉の方法、それより短周期領域では田中・他の方法によっている。この方法によると特定の振動数すなわち  $2\pi t$  (ラジアン) および  $4\pi t$  (ラジアン) で 0 となること、境界振動数を数式上の理由により与えており物理的な意味付けが明白ではない等の問題点がある。この 2 つの問題点を解決するために考案したのが本文中第 2 章で導いた合成方法である。

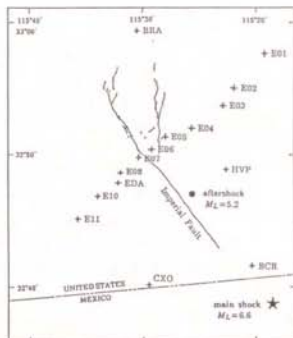


図 1 1979 年 Imperial Valley 地震の地震断層と強震計設置位置

右下の星印は本震 ( $M_L 6.6$ ) の震央位置、中央の黒丸は余震 ( $M_L 5.2$ ) の震央位置、黒線は Imperial 断層の地表に現れた部分である。プラス印は本震・余震の両方が記録されている 15 観測点で、本研究で波形合成を行ったところである。

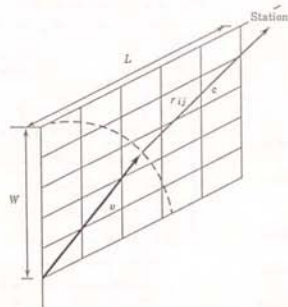


図 3 波形合成に用いた断層モデルと断層分割

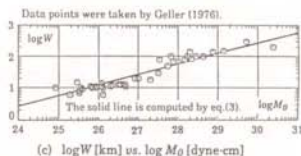
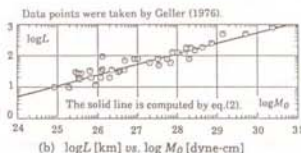
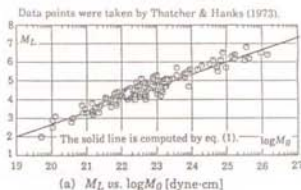


図 2  $M_L$ 、 $L$ 、 $W$  と  $M_0$  の関係

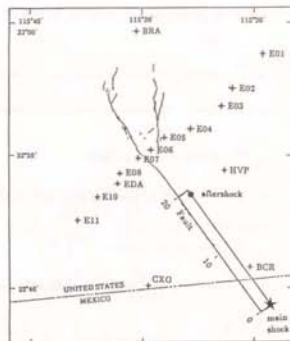


図 4 断層面の地表面への投影図



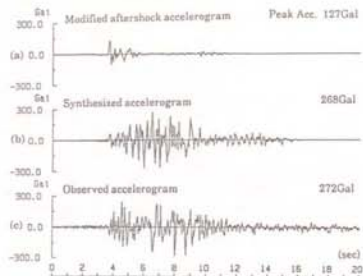


図5 El Centro Array No. 3 の加速度波形の比較 (140°成分)

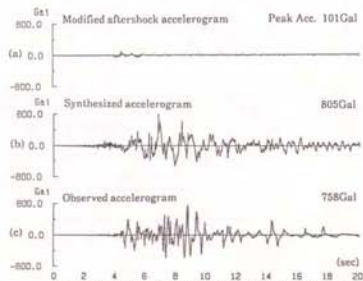


図7 Bonds Corner の加速度波形の比較 (230°成分)

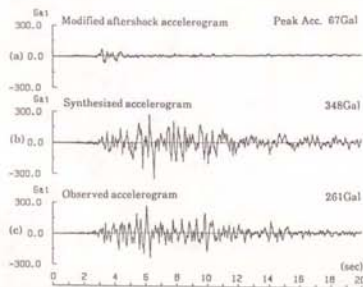


図9 Calexico の加速度波形の比較 (225°成分)  
- 306 -

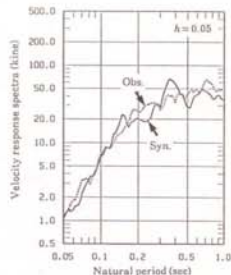


図6 El Centro Array No. 3 の速度応答スペクトルの比較 (140°成分)

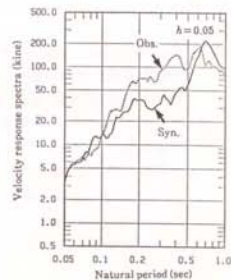


図8 Bonds Corner の速度応答スペクトルの比較 (230°成分)

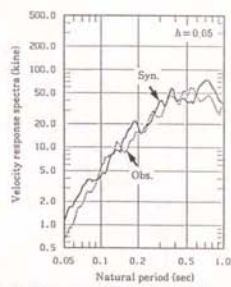


図10 Calexico の速度応答スペクトルの比較 (225°成分)

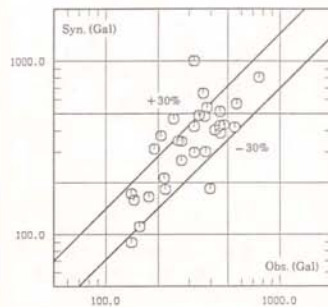


図11 合成波形と観測記録の最大加速度値の比較

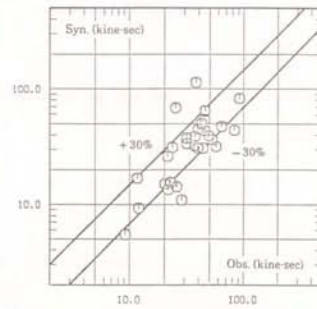


図12 合成波形と観測記録のスペクトル強度の比較

表1 平均速度応答スペクトル (M5.2、震央距離 15 km 相当) を求めるのに用いた露頭岩盤上で得られた加速度記録

Magnitude	Epicentral distance (km)	Peak acceleration (Gal)	
		NS	EW
5.3	15	64.4	68.0
5.3	12	81.8	102.8
5.4	4	204.2	402.5
4.7	6	220.5	87.8
4.5	6	286.8	89.6
4.9	5	157.6	218.4
4.8	30	25.2	27.0

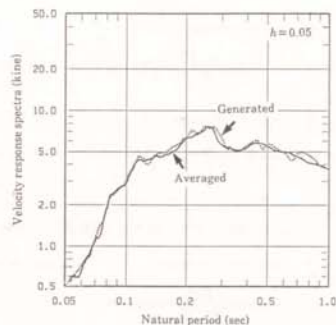


図13 平均速度応答スペクトル

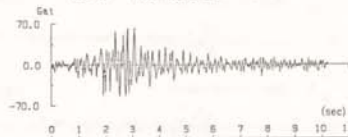


図14 スペクトルフィッティングで作成した模擬地震動 (M5.2、震央距離 15 km 相当)

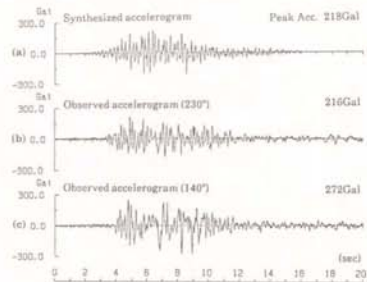


図 15 El Centro Array No. 3 の加速度波形の比較

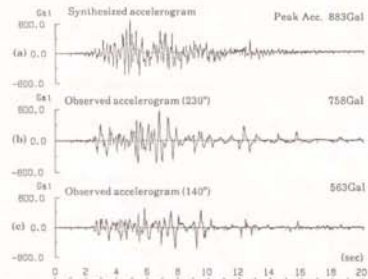


図 17 Bonds Corner の加速度波形の比較

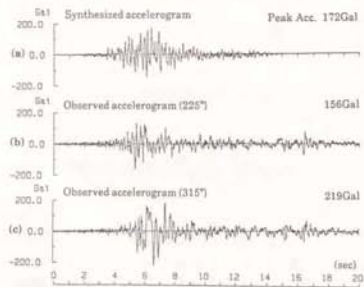


図 19 Brawley の加速度波形の比較

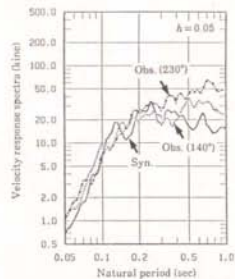


図 16 El Centro Array No. 3 の速度応答スペクトルの比較

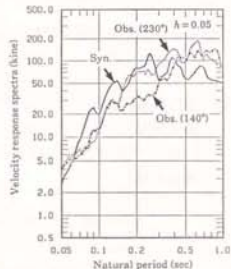


図 18 Bonds Corner の速度応答スペクトルの比較

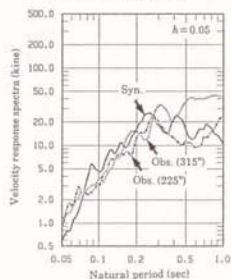


図 20 Brawley の速度応答スペクトルの比較

