HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	経験的グリーン関数法を用いた1994年三陸はるか沖地震の震源過程の推定
Author(s)	宮原, 昌一; 笹谷, 努
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 67, 197-212
Issue Date	2004-03-15
DOI	10.14943/gbhu.67.197
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14344
Type	bulletin (article)
File Information	67_p197-212.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 67, March 2004, pp. 197－212

経験的グリーン関数法を用いた1994年三陸はるか沖地震の震源過程の推定

宮原　昌一・笹谷　　努
北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2004年1月16日受理)

Estimation of Source Process of the 1994 Sanriku Haruka-oki Earthquake using Empirical Green's Function Method

Masakazu MIYAHARA and Tsutomu SASATANI
Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received January 16, 2004)

The 1994 Sanriku Haruka-oki earthquake (*Mw*7.7) is the first plate-boundary earthquake in Japan, from which a lot of strong motion records have been obtained by modern instruments. We construct an asperity source model of this event applying the empirical Green's function (EGF) method to these data; the asperity model explains broadband seismograms and acceleration spectra. We use an empirical S-wave travel time curve estimated from aftershock data to calculate the travel times from a fault segment to stations. This modification in the EGF method is necessary to modeling the 1994 Sanriku Haruka-oki earthquake with the large fault plane (145×104km^2) and the large distances (150 km～300 km) from a fault segment to stations.

We assume two initial asperity models based on the waveform inversion results (slip distributions) by Nagai et al. (2001) and Nakayama et al. (1997). The initial asperity models are modified by matching the synthetic broadband seismograms with the observed ones. The final model which shows the best agreement between the synthetic and observed broadband seismograms consists of two asperities. One is located at the center of the assumed fault plane and corresponds to the large slip area by Nagai et al. (2001). The other is located at the western part of the assumed fault plane and radiates strong high-frequency seismic waves from the small area.

I. はじめに

近年の波形インバージョン法の発達により，大地震の断層面上における，すべり量分布，破壊伝播様式などの震源過程が詳細に求められるようになってきた．しかしながら，通常の波形イン

バージョン法は，周期1秒以上の長周期地震波を対象としており，この手法は高周波数領域までにわたる波形解析には向いていない．一方，経験的グリーン関数法は，観測された小地震記録をグリーン関数として用いるため低周波数領域から高周波数領域までの波形解析が可能である．

これまでに，1995年兵庫県南部地震(釜江・入倉，1997)や，2000年鳥取県西部地震(池田・釜江，2002)など，さまざまな内陸地殻内地震に経験的グリーン関数法が適用され，震源過程が推定されてきた．それに比べ，プレート間地震については，経験的グリーン関数法に利用できる強震動記録が1994年三陸はるか沖地震の発生まで得られなかったため，本方法が適用される機会は少なかった．

三陸はるか沖地震の震源過程は，長周期地震波のインバージョンにより複数推定されている．しかし，広周波数帯域の地震波を説明することが可能な震源過程は未だ推定されていない．この地震により被害が集中した八戸における強震動記録では1 Hz以上の短周期が卓越しており，構造物等の被害を評価するうえで，広周波数帯域の波形解析は必要である．また，長周期地震波のインバージョンより推定された震源モデルはそれぞれ違う様相を示しており，どの震源モデルが良いのかは未解決である．このことを評価するためにも，広周波数帯域の地震波を説明するモデルを推定する事は必要である．

本研究では，経験的グリーン関数法を用いて1994年12月28日に発生した三陸はるか沖地震($Mw=7.7$)の震源過程を推定する．

II．三陸はるか沖地震について

1994年12月28日21時19分，三陸海岸東方沖の海底での三陸はるか沖地震が発生した．震度は八戸で震度6(烈震)，青森・盛岡で震度5(強震)を記録し，各地で建造物の被害や人的被害が発生した(長谷川，1995)．ハーバード大学等によるCMT解は低角逆断層型で，この地震が太平洋プレートの沈み込みに伴う地震であったことを示している．

本震の位置は，海溝軸に近かったが，破壊はそこから西方に拡がり，東西約150 kmの破壊域を形成した．年が明けて1月7日には最大余震が本震の破壊領域の西端で発生し，八戸を中心に再び被害が発生した（長谷川，1995)．

三陸はるか沖地震の震源過程についてはこれまでに数多くの研究がなされている．永井・他(2001)，Nakayama et al.(1997) は，長周期地震波の波形インバージョンにより震源過程を推定している．しかし，この2つの研究で推定された震源過程は，アスペリティの数，破壊伝播速度などにおいてそれぞれ違う様相を示している．Nakayama et al.(1997)は破壊領域西側に特異な高周波数震源の存在を指摘しており，この存在は他にも小菅・他(1995)の短周期地震波の走時の読み取りや，Nakahara et al.(1998)のエンベロープインバージョンによる研究によっても指摘されている．

これらの研究結果より，本震の破壊過程は以下のように推定されている．三陸はるか沖地震は，破壊が海溝近くの震源から西方に伝播しているが，最初の約20～25秒間には大きなすべりを起さ

なかった．その後，余震域中央部で，$Mw=7.5$ に相当する主破壊が発生し，モーメントの開放の45%はこの時になされた(武尾・他，1995)．そして，その約20秒後に短周期波を効果的に放出した破壊が余震域の西端で発生した．八戸に被害が集中した原因として，破壊が東から西に伝播した効果の他に，特異な高周波数震源が八戸に近かったことが考えられる．このように，三陸はるか沖地震の断層破壊は3つのステージからなることが分かっている．しかし，広周波数帯域にわたる地震波の解析からこの地震の震源過程を推定した研究はない．ここでは上述の研究成果を先見的情報として利用しながら，経験的グリーン関数法を用いてこの地震の主破壊の震源過程を明らかにし，長周期地震波のインバージョンより推定された複数の震源モデルをそれぞれ評価する．

III. データと解析手法

震源過程の詳細を解析するために，気象庁の観測点に展開されていた87型強震計(加速度計)記録を使用した．余震の観測記録の加速度スペクトルにおいて，0.3 Hz 以下の低周波数側で S/N 比が低いため，0.3～10 Hz のバンドパスフィルタを適用した波形を解析に使用した．

三陸はるか沖地震は，プレート間地震で数多くの強震記録が得られた初めての地震であり，小地震(余震)記録も豊富にそろっている．本研究の経験的グリーン関数としては，想定断層面の中央部で発生した余震，想定断層西部で発生した余震，想定断層西端で発生した最大余震を候補とした．これらの余震のパラメータを Table. 1 に，本研究で解析に用いた観測点を Fig. 1 に示す．

小地震をグリーン関数として用いて大地震による強震動を合成する経験的グリーン関数法は，Hartzell(1978)により提唱され，それ以来多くの研究者により震源スペクトルの相似則に基づく定式化が試されてきた(Irikura，1986)．それらを基に数々の強震動シミュレーションが行われ，

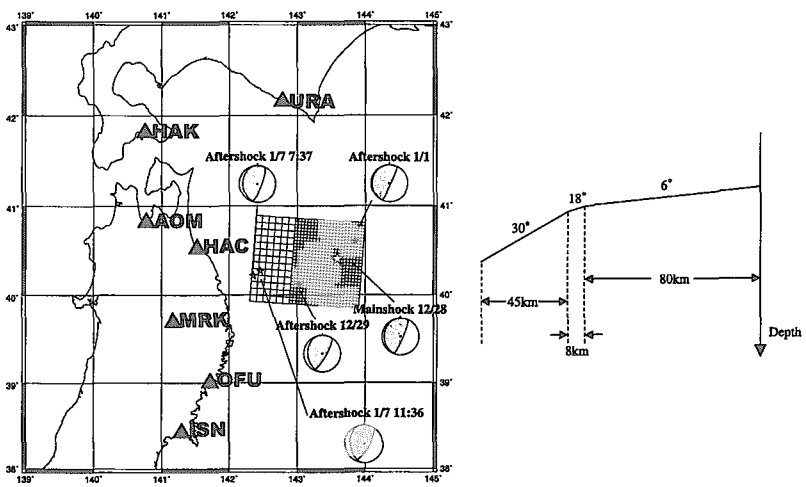

Fig. 1. Left: Location map showing epicenters of the main shock (☆) and aftershocks (★) used in this study. Strong motion stations (▲) and the assumed fault plane are also shown. The focal mechanisms are taken from the CMT solutions determined by Harvard University. Right: Vertical section of the fault plane.

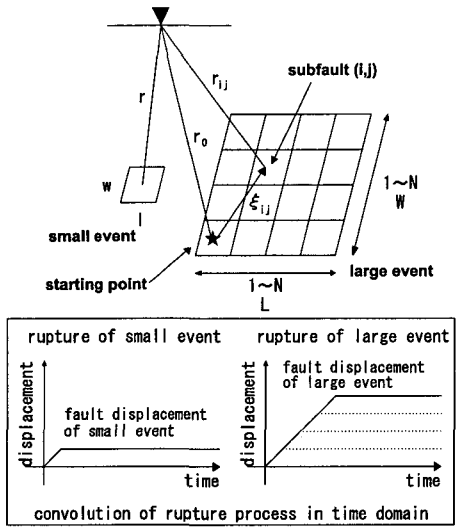

Fig. 2. Schematic illustrations of the empirical Green's function method (after Miyake et al., 1999).

Table 1. Aftershocks used in this study and their source parameters.

Aftershock of 12/29	
Date	1994/12/29 5:52
Latitude	40.115
Longitude	143.022
Depth	0
M_{JMA}	6.4
Strike(deg)	174/29
Dip(deg)	22/72
Rake(deg)	57/102
Seismic moment	$2.06*10^{25}$
Fault area(km^2)	16

Aftershock of 1/7 7:37	
Date	1995/1/7 7:37
Latitude	40.220
Longitude	142.308
Depth	48
M_{JMA}	7.2
Strike(deg)	179/22
Dip(deg)	21/70
Rake(deg)	69/98
Seismic moment	$3.33*10^{26}$
Fault area(km^2)	81

Aftershock of 1/7 11:36	
Date	1995/1/7 11:36
Latitude	40.276
Longitude	143.425
Depth	38
M_{JMA}	6.2
Strike(deg)	176/30
Dip(deg)	23/68
Rake(deg)	59/105
Seismic moment	$1.23*10^{25}$
Fault area(km^2)	16

多くの地震の震源過程の推定，経験的グリーン関数法の改良(入倉・他，1997)が行われてきた．Irikura(1986) の経験的グリーン関数法は，ω^{-2} 相似則(Aki 1967)に基づき，大地震と小地震の応力降下量の違う場合を考慮した波形合成法であり，以下の式で表現される (Fig. 2)．

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

$$t_{ij}=\frac{r_{ij}-r_0}{\beta}+\frac{\xi_{ij}}{V_R}+\varepsilon_{ij} \qquad (2)$$

$$F(t)=\delta(t)+\frac{1}{n'}\sum_{k=1}^{(N-1)n'}\delta\left[t-(k-1)\frac{\tau}{(N-1)n'}\right] \qquad (3)$$

ここで，$U(t)$は大地震に対する合成波形，$u(t)$は小地震の観測波形，*は畳み込み積分を意味する．$F(t)$は大地震と小地震のすべり速度関数の違いを表現した補正関数であり，τは大地震のすべりの立ち上がり時間，n'は離散化によって生じる人工的なノイズを対象とする周波数帯の外へずらすための任意の数である(横井・入倉，1991)．

Nは大地震(地震モーメントM_0)の断層面の長さ(L)と小地震(地震モーメントm_0)の断層面のそれ(l)との比，cは大地震の応力降下量($\Delta\sigma$)と小地震のそれ($\Delta\sigma_e$)との比であり，以下の式により定義される．

$$N=\frac{L}{l}=\left(\frac{M_0}{cm_0}\right)^{\frac{1}{3}} \tag{4}$$

$$c=\frac{\Delta\sigma}{\Delta\sigma_e} \tag{5}$$

(2)式は，破壊伝播による，各小断層の破壊開始時間のずれを考慮するものである．ここで，r_0は破壊開始点から観測点までの距離，ξ_{ij}は破壊開始点から小断層(i, j)までの距離，V_Rは破壊伝播速度である．また，ε_{ij}は小断層間隔と破壊伝播速度によって生じる周期性を防ぐためのランダムな数である．

(3)式の補正関数$F(t)$に関して，入倉・他(1997)は合成波形の振幅スペクトルが$1/\tau$で落ち込みを持つ事を避けるため，改良式を提案している．改良式を離散化した形で表現すると，

$$F(t)=\delta(t-t_{ij})+\frac{1}{n'(1-e^{-1})}\sum_{k=1}^{N}\left[\exp\left\{-\frac{k-1}{(N-1)n'}\right\}\cdot\delta\left\{t-t_{ij}-\frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'}\right\}\right] \tag{6}$$

となる．本研究では補正関数$F(t)$として(3)式ではなく，(6)式を用いた．

以上の方法による波形合成では，半無限媒質を仮定し，(2)式においてS波速度を一定として計算している．内陸地殻内地震への本方法の適用においては断層面から観測点までの距離が短いためこの仮定に問題はないが，本研究のように断層面から観測点までの距離が150 km～300 kmと離れている場合には，S波速度一定という仮定には問題があると考えられる．

そこで，以下の実験を行い，この問題を検討した(Fig. 3)．今，仮想的に破壊域東端の余震(95/1/1；余震A）と西端の余震（95/1/7，7：37；余震B）が同時に発生したとする（これらの余震の震央はFig. 1に示されている)．Fig. 3の上段は，MRKにおけるこれらの余震による実際の観測記録をS波走時に従って重ねたものである(ただし，余震Aの振幅は，見やすいように拡大されている)．その中段は，余震AのS波の見かけ速度（震源距離／走時）を基に余震Bの走時を推定し，その分だけ余震Bの波形をずらして重ねたものである．また，下段は，逆に，余震Bの見かけ速度を基にして，余震Aの波形をずらして重ねたものである．この図から，見かけ速度は地震の位置によって異なっており，それを一定と仮定すると，走時のずれにより本来観測されるべき波形（上段）とは違った波形になることが分かる．これは，断層面のあるセグメントからの寄与が間違った時刻に現れることを意味している．よって，断層面から観測点までの距離が大きいプレート間地震の場合，経験的グリーン関数法において断層面全体にわたってS波速度を一定とすることには問題があると結論される．

そこで本研究では，(2)式のS波速度を一定と仮定せずに，断層面上で発生した余震による観測点までの走時から得られる曲線(Fig. 4)を基に，各セグメントから観測点までの走時を計算した．理想的には観測点毎に曲線を得ることが望ましいが，それを可能にするほど適切な余震記録が豊富でないため，ここでは全観測点について1つの曲線を用いて走時を計算した．近似曲線をFig. 4に示す．

ある断層モデルによるシミュレーションの優劣は変位波形，速度波形，加速度の包絡形状，お

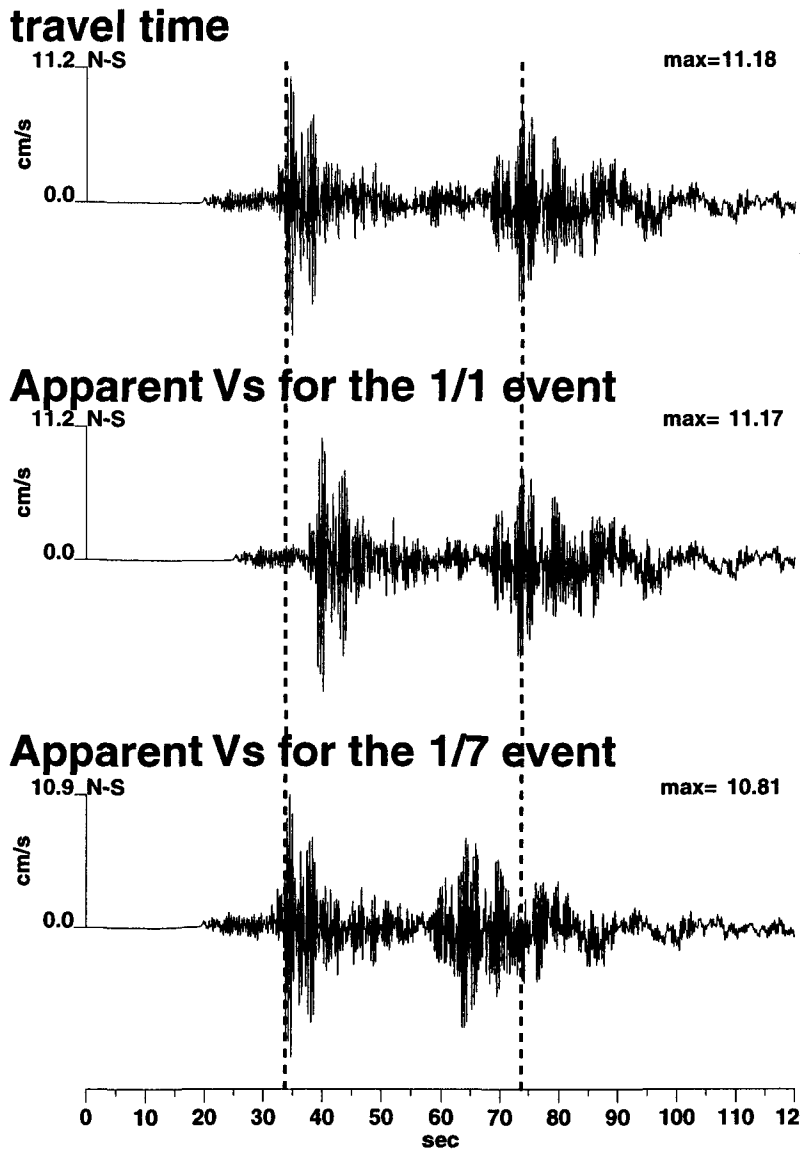

Fig. 3. Top: Synthetic waveform from two aftershocks (95/1/1 event and 95/1/7, 7:37 event) using observed S-wave travel times (vertical broken lines). Here we assume that the two events occurred at the same time. For the epicenters, see Fig. 1. Middle: Synthetic waveform using the apparent S-wave velocity for the 95/1/1event. Bottom: Synthetic waveform using the apparent S-wave velocity for the 95/1/7 event. This figure shows the different apparent velocity depending on the epicenter location. We conclude based on this figure that an assumption of the constant S-wave velocity in the empirical Green's function method is not appropriate for large interplate earthquakes.

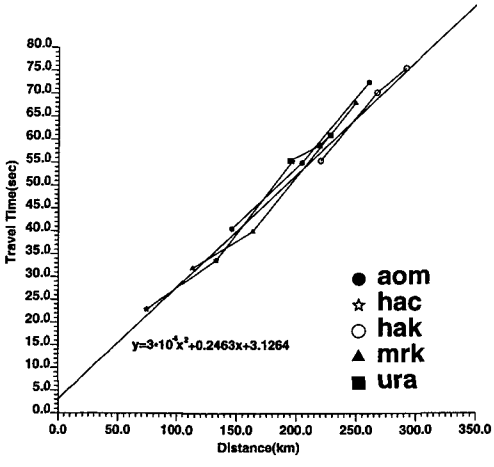

Fig. 4. Tentative travel time curve of S-waves used in this study. This curve is estimated based on observed travel times at several stations from a few aftershocks. For the aftershock epicenters and the station locations, see Fig. 1.

よび継続時間の一致度を重視しながら目視によって評価した．さらに，合成波形と観測波形の一致度を表す次のような評価関数を導入して最適解を見つける際の参考にした(三宅・他，1999)．

$$residual\ \ values=\frac{\sum_t(u_{obs}-u_{syn})^2}{\left\{\left(\sum_t u_{obs}^2\right)\left(\sum_t u_{syn}^2\right)\right\}^{\frac{1}{2}}}+\frac{\sum_t(a_{env,obs}-a_{env,syn})^2}{\left(\sum_t a_{env,obs}\right)\left(\sum_t a_{env,syn}\right)} \tag{7}$$

第 1 項は観測波形(u_{obs})と合成波形(u_{syn})との変位の残差で低周波数領域の一致度を示し，第 2 項は加速度波形の包絡線の残差で高周波数領域の一致度に対応する．(7)式の値が 0 に近づくほどシミュレーションが広い周波数範囲で成功している事を表す．これを各観測点の成分毎に求め，その平均値，標準偏差をもとにしてシミュレーションの結果を評価した．

IV. 断層モデル，震源パラメータ

三陸はるか沖地震は沈み込むプレート境界で発生したため，角度の違う 3 つの断層面を仮定した(Fig. 1)．断層面積が大きいことを考慮し，経験的グリーン関数には，想定断層面の中央付近で発生した余震と，西部で発生した余震，西端で発生した最大余震を候補とした(Fig. 1)．これらの余震のコーナー周波数 f_0 などの震源パラメータは，以下の式で表される M_0 と f_0 の関係式(Sato et al., 1997) から求めた．

$$\log M_0=-3\log f_0+24.17\pm0.17 \tag{8}$$

確認のために Mahdavian and Sasatani (1996)による，同様の関係式を使って検証を行っている．ここでの M_0 は Harvard CMT カタログの値を用いた．

小断層の面積については円形断層を仮定した場合の Sato and Hirasawa(1973)による関係式から求めた．

$$f_0 = \alpha \frac{Vs}{a} \tag{9}$$

ただし，αは震源でのS波速度と破壊伝播速度との関係により決まる定数であり，ここでは$Vr=0.8Vs$における0.28を用いた．aは震源断層の半径である．またVsには，この地域の海底地下構造探査から求められた3.0 km/secを用いた(Suyehiro et al., 1994)．

三陸はるか沖地震の震源モデルは，長周期地震波形のインバージョンから永井・他（2001）とNakayama et al.(1997)によりすでに推定されている．しかし，これらのモデルはかなり異なっている（Fig. 8参照）．永井・他モデルでは，すべりの大きな領域（以後これをアスペリティと言う）が一つであるが，Nakayama et al. モデルでは少なくとも二つのアスペリティが存在している．ここでは，これらのモデルを初期モデルとして解析を進める．また，破壊様式として，二つの場合を想定する．一つは，破壊が本震の震源から円形に伝播する場合（Fig. 5のCase 1, Case 2），もう一つは，各アスペリティで新たに破壊が開始し，円形に伝播する場合である（Fig. 5のCase 3, Case 4）．ここでは，前者の破壊様式をモードA，後者をモードBと呼ぶ．さらに，Nakayama et al.（1997）が指摘している破壊域西側の特異な高周波数震源（これをアスペリティHと呼ぶ）の存在が必要かどうかを検討するために，それを置いた場合（Fig. 5のCase 2, Case 4）とない場合（Fig. 5のCase 1, Case 3）についてシミュレーションを行う．永井・他モデルとNakayama et al. モデルそれぞれに対して，破壊様式の違い，アスペリティHの有無を考慮し，4つのケースについてシミュレーションを実施する（Fig. 5）．

小地震を経験的グリーン関数として用いる場合，その地震の破壊過程が単純であることが必要である．観測された強震動記録には，地盤構造による応答が含まれているため，これから小地震の破壊過程を検討することは困難である．そこで，ここでは，IRISの遠地記録をもとに小地震の破壊過程を検討した．Fig. 6に，二つの余震（94/12/29と95/1/7, 11：36）によるANTO観測点におけるP波変位波形を示す．94/12/29余震のP波には二つのパルスが見られるが，95/1/7, 11：36余震のP波はきわめてシンプルな一つのパルスのみである．この検討から，94/12/29余震は多重震源からなり，これを経験的グリーン関数としてもちいることは適切でないことが分かる．解析の当初には，94/12/29余震を経験的グリーン関数として波形合成を行っていたが，すべての観測点で観測波形に合わせることが極めて困難であった．これは，適切でない余震記録を経験的グリーン関数に用いたことによると考えられる．

V．解析結果・議論

解析は，永井・他(2001)のモデル，Nakayama et al(1997)のモデルをそれぞれ初期モデルとし，アスペリティの位置，破壊伝播速度などはトライアンドエラーで再決定を行った．想定した各ケースにおける(7)式の評価をFig. 7に示す．

永井・他（2001）の震源モデルを初期モデルとして得られたアスペリティモデルをFig. 8(a)に示す．また，各ケースにおける観測波形と合成波形との比較例をFig. 9に示す．Fig. 9においては，

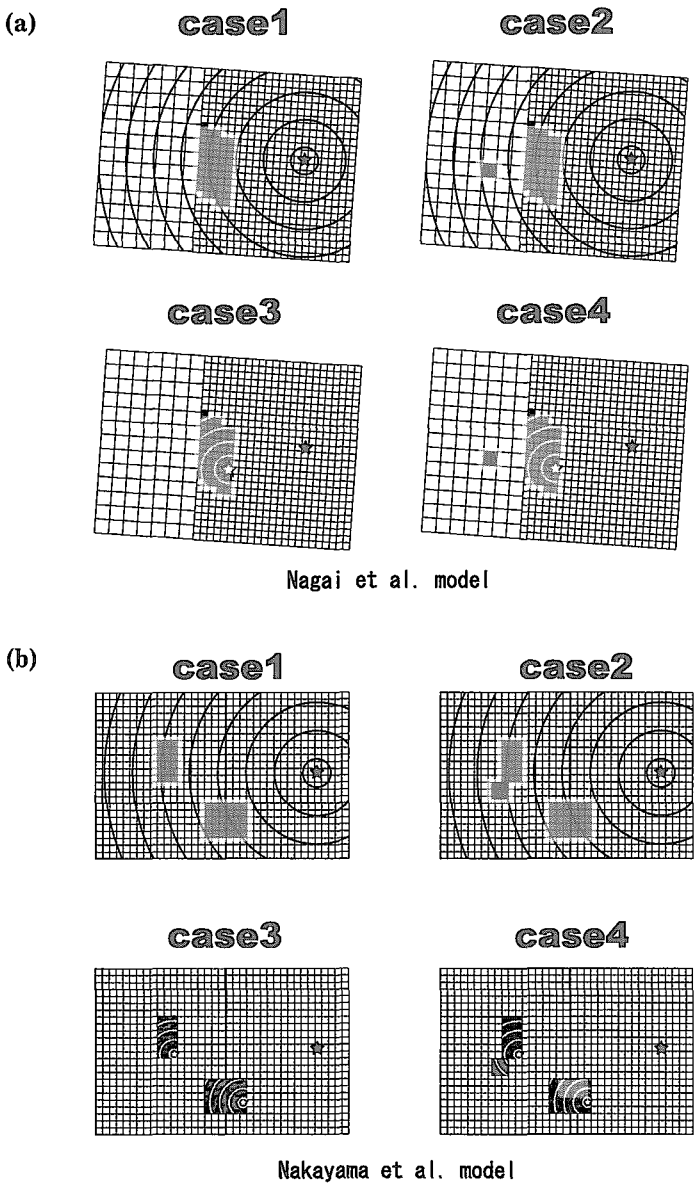

Fig. 5. Four cases considered in this study taking into account different rupture modes and existence of a special asperity (AH: a high-frequency source). Case 1: circular rupture mode and no existence of the AH, Case 2: circular rupture mode and existence of the AH, Case 3: nucleation of rupture on each asperity and no existence of the AH, and Case 4: nucleation of rupture on each asperity and existence of the AH. (a) Asperity models based on Nagai et al. (2001) source model. (b) Asperity models based on Nakayama et al. (1997) source model. Hatched areas indicate asperities and the rupture modes are also shown. A solid star is the epicenter of the main shock and an open star is nucleation point of rupture on the asperity.

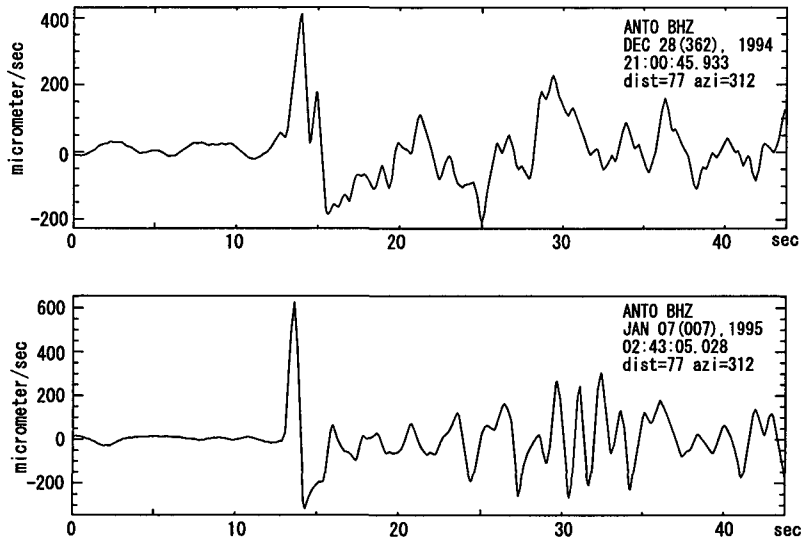

Fig. 6. Comparison between IRIS P-wave displacements from two aftershocks. Upper: 94/12/29 aftershock. Lower: 95/1/7, 11:36 aftershock. Note that two P-wave pulses exist on the 94/12/29 record.

震源から見て北側，西側，南西側のURA, HAC, OFUでの両波形の比較を示している．破壊伝播速度は，トライアンドエラーの結果，2.4 km/secと得られた．Fig. 7とFig. 9から，以下のことが分かる．破壊様式としては，モードA（円形破壊）よりもモードBの方が小さなresidualとなる．また，アスペリティHを考慮した方が，residualの平均値もその分散も小さくなっている．Fig. 9の波形の比較を見ると，アスペリティHの存在が，HACの特徴的な波形を説明するのに必要であることが分かる．

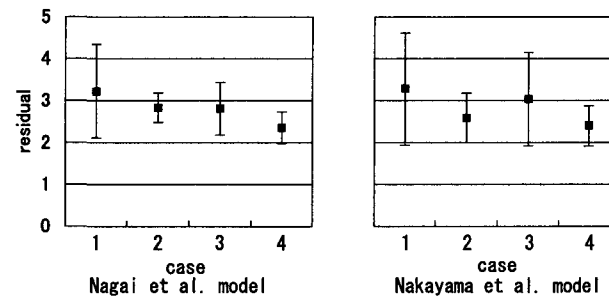

Fig. 7. Average residual values (■) and their standard deviations (vertical bars) for four source models. Left: based on Nagai et al. (2001) source model. Right: based on Nakayama et al. (1997) source model.

Nakayama et al. (1997)の震源モデルを初期モデルとして得られたアスペリティモデルをFig. 8(b)に，また，各ケースにおける観測波形と合成波形との比較をFig. 9に示す．破壊伝播速度は，傾斜角の異なる3枚の断層面（Fig. 1）の東側から1.8 km/sec, 2.4 km/sec, 3.0 km/secと得られた．residualの値（Fig. 7），及び観測波形と合成波形の一致の程度は，上に述べた永井・他モデルを初期モデルとした場合と似ている．ただし，residualの分散は，永井・他モデルを初期モデル

とした場合よりも大きな値となっている．これは，各観測点での波形の一致度が永井・他モデルに基づく結果よりも若干悪いことを示している．

以上の解析から，観測されたすべての波形を十分に説明するためには，アスペリティHが必要であることが分かった．特に，それは，HACでの波形の説明に欠かせない（しかし，HACでの

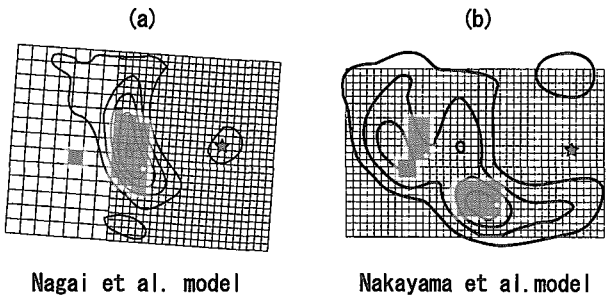

Fig. 8. Comparison of our asperity model with slip distribution on the fault plane estimated from waveform inversion. (a) Nagai et al. (2001) source model and (b) Nakayama et al. (1997) source model.

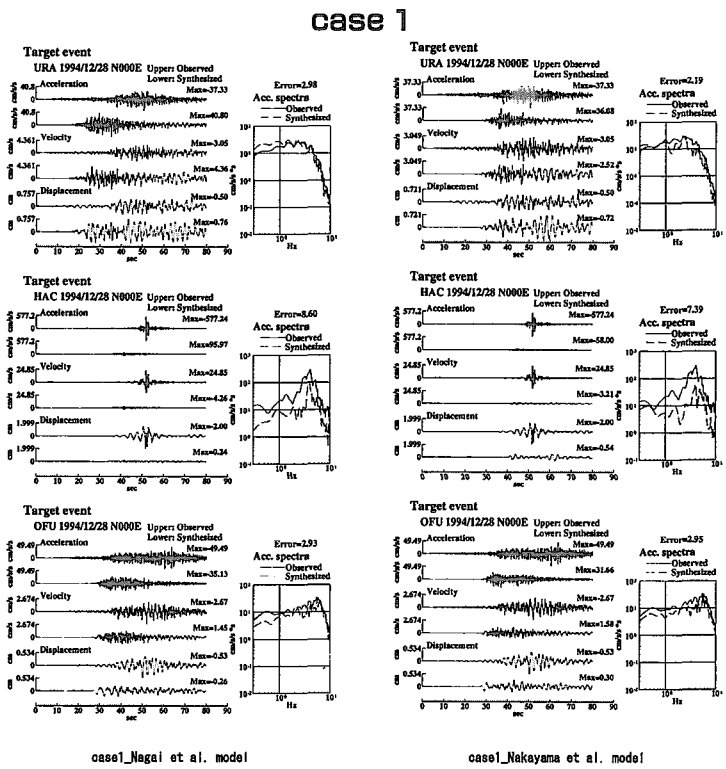

Fig. 9. Comparison between observed waveforms and synthetic ones at URA , HAC and OFU. A comparison of acceleration spectra is also shown. The synthetic waveforms are calculated based on Nagai et al. (2001) source model (see Fig. 5(a)) and Nakayama et al.(1997) source model (see Fig. 5(b)).

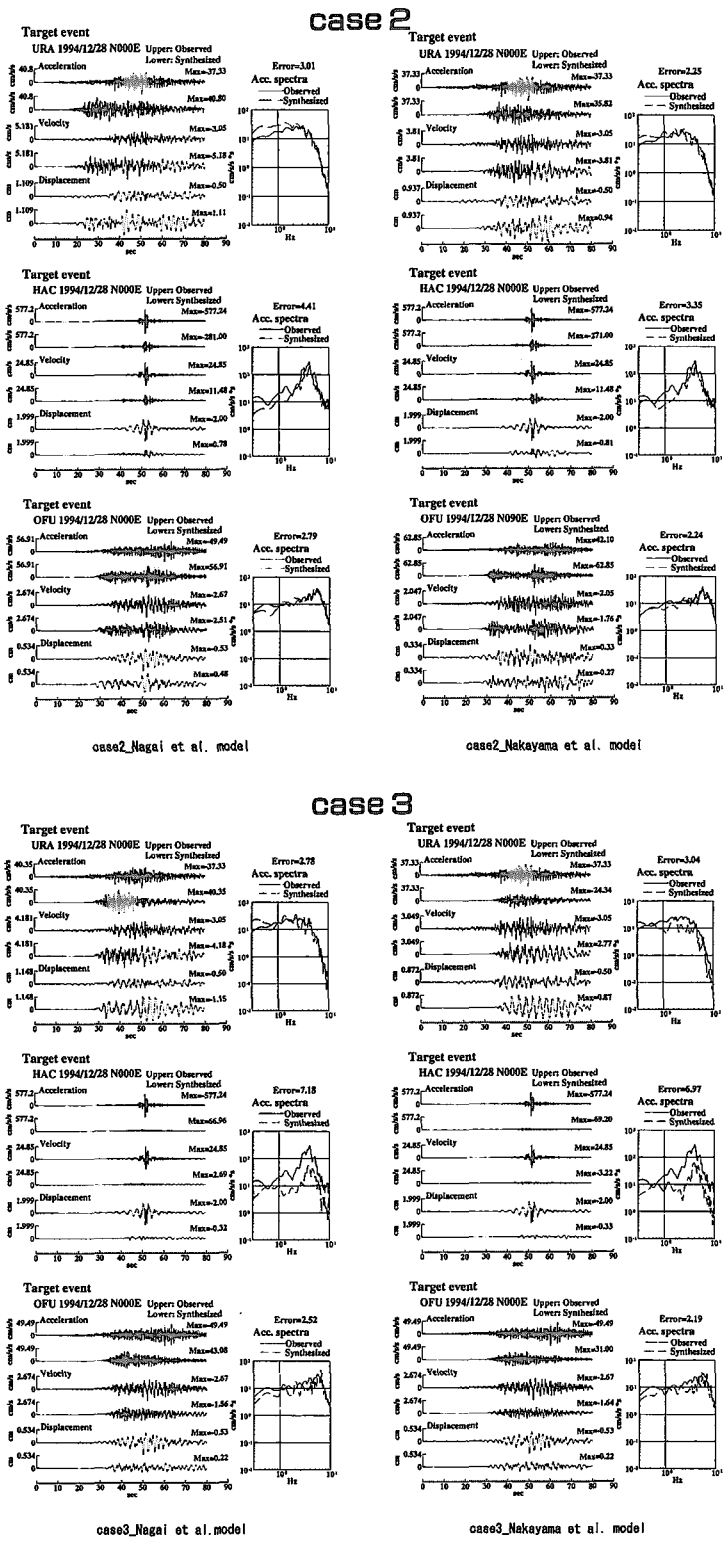

Fig. 9. continued

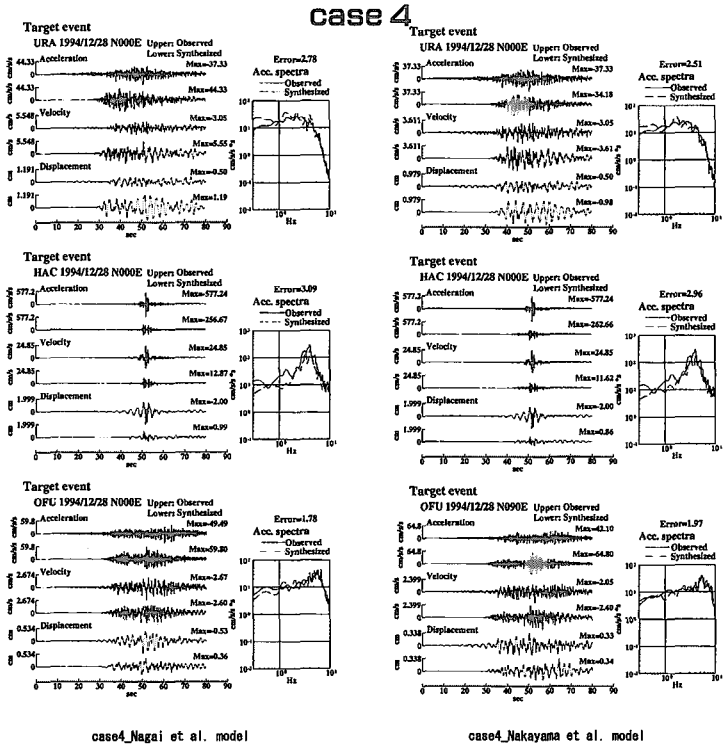

Fig. 9. continued

合成波形と観測波形との一致は十分とは言えない)．ここでは，アスペリティ H のグリーン関数として，最大余震 (1995/1/7，7：37； M 7.2) の記録を利用している．この地震は，グリーン関数として用いるにはあまりに大きいものである．そのため，このアスペリティは，分割した一つのセグメントで代表されており，その破壊様式等についての考察はできない．また，ここで推定されたアスペリティ H の位置は，Nakayama et al. (1997) によって推定された位置よりも南南東に約 52 km ずれている (Fig. 8(b))．

今回の解析では，永井・他 (2001) の震源モデルを初期モデルとした Case 4 が最小の residual と分散を示した (Fig. 7)．この解析結果における全速度波形を Fig. 10 に，アスペリティモデルの震源パラメータ，震源全体における平均の値とみなせるグローバルなパラメータを Table 2 に示す．

断層面西側アスペリティと断層面中央部アスペリティの応力降下量は同じであるのにもかかわらず，面積は 1/10 となっている．このことは，断層西部から高周波数成分が励起したとする Nakayama et al. (1997) の研究と調和的である．

Nakayama et al. (1997) は，高周波放射の原因として，短い距離での急激なスリップ量の変化か，あるいはストッピングフェーズのどちらかとしている．本研究ではストッピングフェーズを考慮せずに八戸の高周波数パルスが合成できたので，高周波放射の原因としては前者の急激なスリップ量の変化が考えられる．しかし，本研究で高周波数の合成に使用した余震の規模が大きいため，このアスペリティの破壊過程について詳細に見ることができず，断定は出来ない．

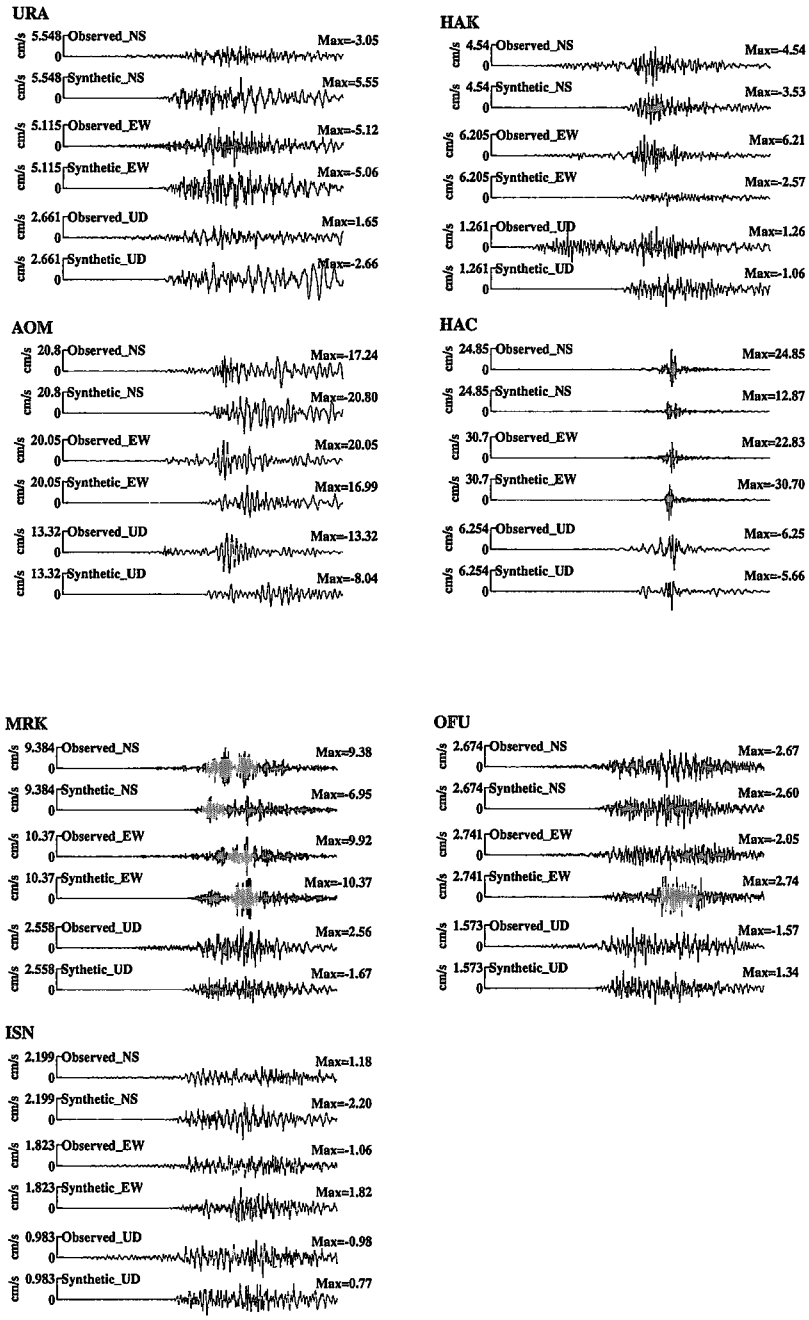

Fig. 10. Comparison between observed waveforms and synthetic ones at all stations. The comparison is made for three component velocity seismograms. The synthetic waveforms are calculated based on Nagai et al. (2001) source model (see Fig. 8(a)).

Table 2. Asperity source parameters of the 1994 Sanriku Haruka-oki earthquake. The parameters for the Main shock are taken from Nagai et al. (2001).

	Mainshock	asperity 1	asperity H
S	$6700km^2$	$800km^2$	$81km^2$
M_0	$4.7*10^{27}$	$2.4*10^{27}$(51.8%)	$2.8*10^{26}$(5.9%)
$\Delta\sigma$	20bar	540bar	540bar
D	1.2m	4.7m	5.4m

武尾・他(1995)は，中央部でのモーメント開放量が本震の45%であるとしている．このことは中央部のモーメント開放量が51.8%とする本研究の解析結果と調和的である．

VI. 結　　論

以上の解析から明らかになった1994年三陸はるか沖地震の震源過程をまとめると次の様になる．

三陸はるか沖地震の震源過程は3つのステージからなる．まず第1ステージとして初期破壊過程がある．このステージは海溝軸に近い断層面の浅いところから始まり，およそ24秒間継続する．この間には大きなすべりや地震モーメント開放はほとんど発生していない．次に第2ステージとして，断層面中央部アスペリティでの主破壊が始まり，この時に全モーメントの約52%が開放される．そして第3ステージとして，断層面西側アスペリティで高周波を強く励起した破壊が発生する．断層面中央部アスペリティと断層面西側アスペリティでの破壊の応力降下量は同じ値を示しているが，断層面西側アスペリティの方が破壊領域が狭く，スリップ量が急激に変化したため，高周波を励起したと考えられる．

八戸での大振幅の高周波パルスは断層面中央部アスペリティの破壊のみでは説明できない．八戸には断層面西側アスペリティの破壊からの寄与が卓越しており，このことが八戸を中心とした被害の原因となっていると推測される．

これまでの長周期波形インバージョン法による三陸はるか沖地震の震源過程の推定では，断層面中央部アスペリティの破壊と高周波数を励起した断層面西側アスペリティの破壊を一元的に扱う事が出来なかった．これは，この断層面西側アスペリティの破壊によって生じた地震波の周波数帯が，波形インバージョン法による解析の対象となる周波数帯を外れているためである．本研究では経験的グリーン関数法を用いる事により，広い周波数帯域で解析が可能となり断層面西側アスペリティの破壊も含めた震源過程を推定する事が出来た．そして長周期地震波形インバージョン法から求められた複数存在する震源過程のうち，永井・他(2001)を初期モデルとした震源過程がより適していることがわかった．

謝辞　本研究を行うにあたり，気象庁の記録を使用させていただきました．そして，防災科学技術研究所の森川博士から経験的グリーン関数のプログラムを提供していただきました．ここに

謝意を表します．本研究は，文部科学省振興調整費による「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」の一環として行われたものです．

参考文献

Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217−1231.

Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys, Res.*, **75**, 4997−5009.

Brune, J. N., 1971. Correction(to Brune(1970), *J. Geophys, Res.*, **76**, 5002.

釜江克宏・入倉孝次郎, 1997. 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, **500**, 29−36.

池田隆明・釜江克宏, 2002. 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, **561**, 37−45.

Hartzell, S. H., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys Res. Lett.*, **5**, 1−4.

長谷川昭, 1995. 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究の概要, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究(平成6年文部省科学研究費研究成果報告書), 1−9.

Irikura, K., 1986. Prediction of strong accerelation motions using empirical Green's function. *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151−156.

入倉孝次郎・香川敬生・関口春子, 1997. 経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会公演予稿集, No. 2, B25.

小菅正裕・今西和俊・佐藤魂夫・田中和夫・佐藤裕, 1995. 三陸はるか沖地震の本震・余震のメカニズム解と本震の破壊過程, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究(平成6年文部省科学研究費研究成果報告書), 79−87.

Mahdavian, A. and T. Sasatani, 1996. S-wave spectra from strong motion seismograms: Source parameters and site response, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **10**, 1−19.

森川信之, 2001. 巨大スラブ内地震の震源特性に関する研究, 北海道大学博士論文.

三宅弘恵・岩倉知孝・入倉孝次郎, 1999. 経験的グリーン関数を用いた1997年3月26日 (M_{JMA}=6.5) および5月13日(M_{JMA}=6.3)鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震2, **51**, 431−442.

永井理子・菊地正幸・山中佳子, 2001. 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究−1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地の比較, 地震2, **54**, 267−280.

Nakahara, H., and T. Nishimura, and H. Sato, and M. Ohtake, 1998. Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation on the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake (Mw=7.7), *J. Geophys. Res.*, **103**, 855−867.

Nakayama, W., and M. Takeo, 1997. Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 918−931.

Sato, T., and H. Kawase, and T. Sato, 1997. Statistical spectral model of earthquake in the eastern Tohoku district, Japan, based on the surface and borehole records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 446−492.

Sato, T., and T. Hirasawa, 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, **21** 415−431.

Suyehiro, K., and A. Nishizawa, 1994. Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northreastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22331−22347.

武尾実・井出哲・吉田康宏, 1995. 近地強震動記録を用いた1994年三陸はるか沖地震の震源過程の解析, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究(平成6年文部省科学研究費研究成果報告書), 73−77.

横井俊明・入倉孝次郎, 1991. 震源スペクトルのScaling則と経験的Green関数法, 地震2, **44**, 109−122.