

### 3.8.2 短周期強震動のスケーリングに関する研究

#### (1) 業務の内容

(a)業務題目：短周期強震動のスケーリングに関する研究

#### (b)担当者

James Mori (京都大学防災研究所 教授)

小林秀樹 (京都大学防災研究所)

泉谷恭男 (信州大学工学部 教授)

笹谷 努 (北海道大学理学研究科 助教授)

森川信之 ((独)防災科学技術研究所 研究員)

笥 楽磨 (神戸大学理学部 助手)

岩田知孝 (京都大学防災研究所 助手)

#### (c)業務の目的 (業務全般の基本的な目的)

運動学的震源インバージョンにおいては、周期 1 秒程度より長周期地震動を使った分析はなされているが、それより短周期側では、理論的グリーン関数構築の困難さから統計的な手法などをとらざるを得ない。この短周期地震動の生成に関しては、強震観測網データを用いた分析の蓄積が必要不可欠である。本項目では、広帯域の震源モデル作成を目的として、震源スペクトルレベル、特に短周期レベルのスケーリングに着目した分析を行う。この中では、強震観測データを用いた放射エネルギーのスケーリングに関する研究、震源スペクトルの抽出、短周期レベルに着目した、広帯域震源モデルに関する研究を行う。これらの分析結果をもとに、大地震に対する震源モデル構築方法についての検討を行うとともに、動力学的な研究成果とともに、その高精度化を計る。また、高震度域が広がる比較的浅いスラブ内地震は、内陸地殻内地震の震源特性とは異なることが指摘されているが、地殻内地震との比較において、これらの震源特性とモデル化を進めることも本研究項目では行う。

#### (d) 5 カ年の年次実施計画

平成 14 年度：放射エネルギーのスケーリング則

震源スペクトルの高精度スケーリング則

スラブ内地震の震源モデルに関する研究

平成 15 年度：地震スペクトルモデル構築のための分析

短周期地震波レベルのスケーリング則

震源の短周期生成過程に関する研究

平成 16 年度：地震発生環境による地震スペクトルモデルの構築

短周期地震波レベルのスケーリング則の高精度化

震源の短周期生成過程に関する研究

平成 17 年度：短周期地震動予測手法に関する研究

広帯域震源モデルの構築に関する研究

平成 18 年度：モデルの適用と改良

## (2)平成 14 年度成果

### (2 - 1)

Estimates of Radiated Energy for Moderate Shallow Earthquakes in Japan

James Mori and Hideki Kobayashi

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, JAPAN

#### ( a ) Purpose

The main purpose of this study is to investigate the scaling of radiated energy as a function of earthquake size for shallow earthquakes in Japan. This scaling is a currently a controversial issue and the data from Japan will be an important contribution to debate. The scaling of radiated energy is directly related to the problem of how to estimate the levels of high-frequency ground motions from large earthquakes. Also, whether or not the ratio of  $E_S$  to  $M_0$  increases with earthquake size has important implications for the mechanisms of earthquake ruptures and the differences between small and large earthquakes.

#### ( b ) Data

In this study we used 115 earthquakes from March 1997 through October 1999, plus the 2000 Tottori earthquake. These events were recorded on 905 K-NET sites, as shown in Fig. 1. The average stations spacing is about 25 km. The sensors are accelerometers and the systems have a good frequency response from about 0.01 to 30 Hz. The dynamic range of the recorders is 108 dB with a resolution of 15 mGal. These data are sampled at 100 Hz.

For the estimates of radiated energy 2 to 161 stations were used, for most cases there were data from 34 or more stations. For the events that occurred under or close to the main islands of Japan there is good azimuth coverage of the stations, however for the offshore events, the azimuthal coverage was usually much more limited.

#### ( c ) Method for Estimating Energy

In this study, we use the equations of Kanamori et al.(1993) to calculate the radiated energy. These assume that all the radiated energy is contained in the S wave since the ratio of  $E_S / E$  is about 4%. We use S waves and consider a station at distance ( ) from a point source and a sphere at a short distance  $r_0$  around the source..

$$E_S = 4\pi r^2 C_f^{-2} [r_0 q(r_0) / q(r)]^2 \rho_0 \beta_0 \int \sum v^2 dt$$

$C_f$  is the free surface amplification factor,  $\rho_0$   $\beta_0$  are the density and shear-wave velocity at the source, respectively.  $v(t)$  is the ground velocity recorded at the station. For the distance attenuation, the following function is used.

$$q(r) = cr^{-n} \exp(-kr).$$

Constants  $c$ ,  $n$ , and  $k$  were determined by fitting this function to the data. Since the attenuation relationship may vary with depth, the data were divided into three depth ranges, 0-10, 10-25, and 25-50 km. Constants were determined for each depth range. The attenuation curves are shown

in Fig. 2. The curves for the 10-25 and 25-50 km depths are very similar.

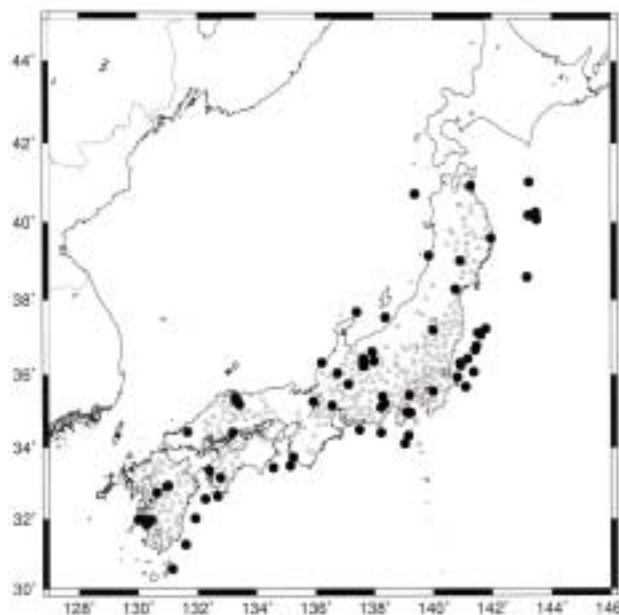


Figure 1. Events (circles) and K-NET stations (triangles) used in this study.

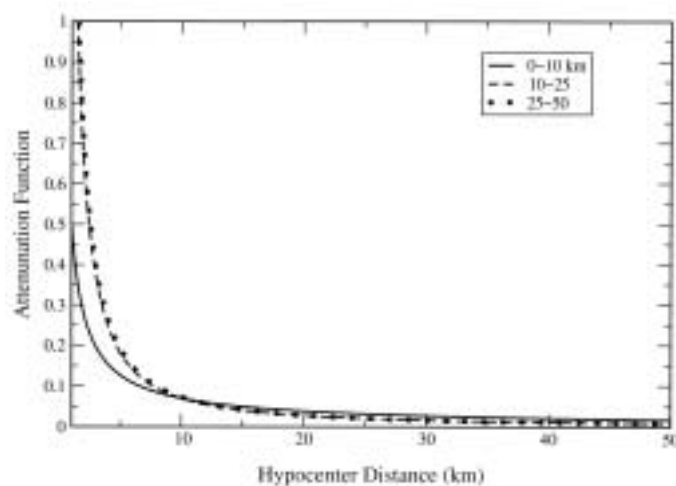


Figure 2. Attenuation relations for 3 depth ranges derived in this study.

#### ( d ) Station Corrections

In this study, the value of station corrections is an important factor for improving the quality of the results. There can be large amplitude effects at the stations which can effect our results. Site effects can cause amplitude differences of factor of 3 or greater. Since our energy estimate is based on the amplitude squared, this means it will change the radiated energy estimate by a factor of 9.

To calculate the station corrections, site were separated into hard (stiff) and soft sites by the average S-wave velocity in the upper 30m. Hard sites were defined as having average S-wave velocities of 500 m/sec or greater. Soft sites had average S-wave velocities of less than 500 m/sec. These average velocities were determined from the site information available for K-NET sites from their web page. The sites I categorized as stiff, roughly correspond to Class A and

B sites of the classification of strong-motion stations used by Boore et al. (1994). Radiated energies were calculated using only events that were recorded on 5 or more hard sites. Radiated energies were then calculated for all events at each station and compared to the 'hard site estimate. The ratio of the individual station estimate to the stiff site estimate, averaged over all earthquakes, is the station correction.

The distribution of the stations corrections for the K-NET sites is shown in Fig. 3. There are some correlations with the regional geology. Large station corrections in the Kanto plain may be due to amplifications from the large sediment thickness in that region. The area of southern Kyushu also shows large positive stations corrections. This may be due to amplifications on the thick volcanic sediments. The areas of central Japan generally show small amplitude that might be associated with hard sites in the central mountainous region.

Fig. 4 shows the results of the estimates of radiated energy with and without the stations corrections. It can be seen that the scatter in the data and the size of the error bar (one standard deviation) is significantly improved by including the station corrections.

#### ( e ) Results and Scaling of Radiated Energy

The main purpose of this study was to determine the radiated energy of earthquakes and investigate the relation as a function of earthquake size. Fig. 4 shows the estimates of radiated energy for shallow earthquakes plotted as a function of seismic moment. Moment were taken from the F-net (National Institute for Earthquake Science and Disaster Prevention) webpage. The data are plotted along with lines that shows constant apparent stress from 0.1 to 100 Mpa. Over this limited magnitude range, it is difficult to see if there is a systematic departure from constant stress drop scaling. These results are consistent with the results from estimates of radiated energy for similar sized earthquakes in California (Kanamori et al., 1993, Mori et al., 2003). This means that if large earthquakes from California are added, there would be an apparent increase of the ratio of radiated energy to moment, as a function of earthquake size. However, to see if this apparent departure from constant stress drop scaling is observed for earthquakes in Japan, further data from smaller and larger earthquakes are needed.

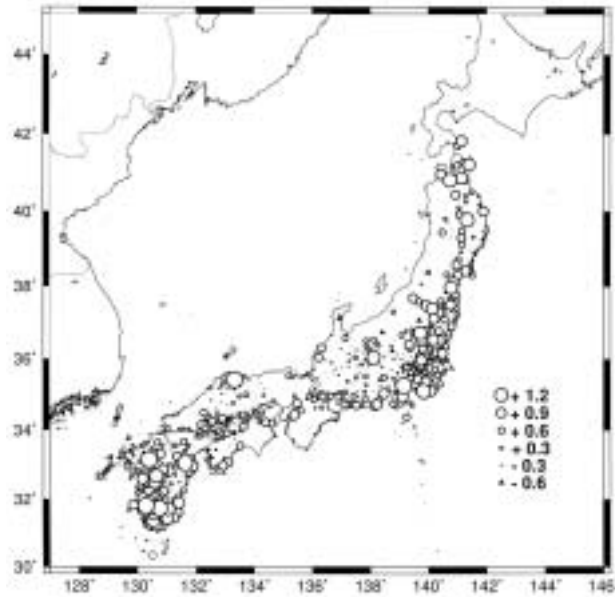


Figure 3. Station corrections derived in this study.

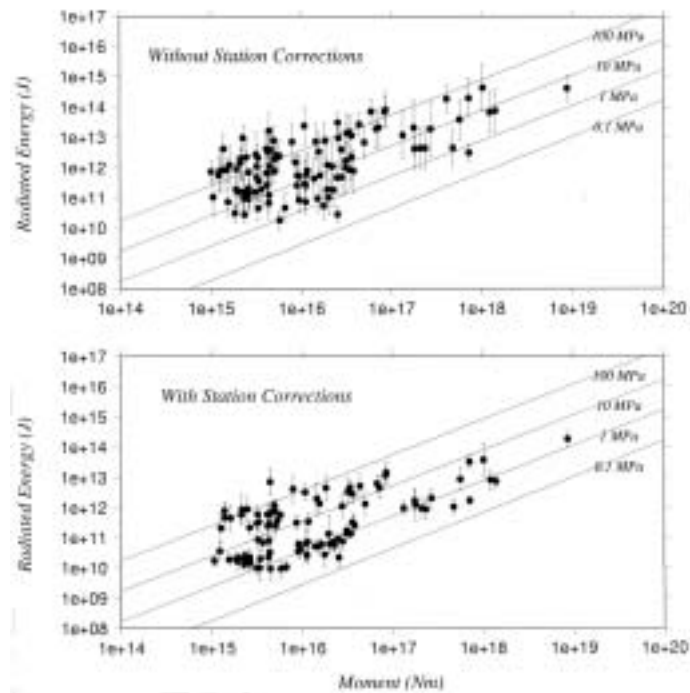


Figure 4. Estimates of radiated energy as a function of earthquake moment. Upper plot shows the results without stations corrections. Lower plots shows the results including station corrections.

( f ) Conclusions

Including the effect of station corrections reduces the uncertainty and the overall value of the radiated energy estimate. The energy estimates show a large amount of scatter over the moment range from  $10^{15}$  to  $10^{18}$  Nm. Over this limited size range, it is difficult to make clear conclusions

about whether or not there is a departure from the constant apparent stress drop scaling for shallow earthquakes in Japan. Further data analyses from smaller and larger events is need to clarify this issue.

( g ) References

- 1) Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal: Estimation of response spectra and peak accelerations from western north American earthquakes: an interim report part 2 *U.S. Geol. Surv. Open-file Report*, 94-127, 1994.
- 2) Kanamori, H., J. Mori, E. Hauksson, T. H. Heaton, L. K. Hutton, and L. M. Jones: Determination of earthquake energy release and  $M_L$  using TERRAscope, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 330-346, 1993.
- 3) Mori, J., R. E. Abercrombie, and H. Kanamori: Stress drops and radiated energies of aftershocks of the 1994 Northridge, California earthquake, submitted to *J. Geophys. Res.*.

( h ) 成果の論文発表・口頭発表等

1)論文発表

なし

2)口頭発表、その他

なし

( i ) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

## (2-2) 震源スペクトルのスケーリング

泉谷恭男（信州大学工学部）

tdp0000@gipwc.shinshu-u.ac.jp

### (a) 業務の要約

将来の大地震に対する強震動予測の際には、一般に地震の相似性が仮定されることが多い。地震の相似性が成立しているとする、短周期震源スペクトルレベルは地震モーメントの1/3乗に比例することが期待される。鳥取県西部地域と鹿児島県北西部地域で発生した地震について、K-NETとKiK-netの強震記録を解析して、短周期震源スペクトルと地震モーメントの関係について調べた。未だ素解析を行ったばかりの段階ではあるが、これらの地震群については地震の相似性が必ずしも成立していないものと思われる。大地震の方が、単位地震モーメント当たりやや多目の短周期波動エネルギーを放出する傾向がある。

### (b) 業務の実施方法

#### はじめに

大地震と小地震の間には決定的に異なる何かがあるのか、それとも相似性が成立しているのかは、興味深い問題である。この問題は地震学的に興味深いだけでなく、強震動予測の分野においても、重大で未解決の問題である。現在のところ、想定地震についての強震動予測を行う際には、地震の相似性が成り立つとの仮定に基づいて行われるのが一般的である。

近年、K-NETやKiK-netによって質の高いデータが大量に供給されるようになり、震源に近い観測点での記録を使って短周期震源スペクトルについて調べることが可能になってきた。本研究では、短周期震源スペクトル強度と地震モーメントの関係について調べ、この問題について考察することを目的としている。

#### これまでの研究

例えば、地震波動エネルギーと地震モーメントの比 ( $E_R / M_0$ ) が地震の大きさとともに増加するという報告がされている。例えば Kanamori et al. (1993) や Mayeda and Walter (1996) は南カリフォルニアに発生する strike-slip 型の震源メカニズムを持つ地震について、 $E_R / M_0$  が地震規模とともに増加することを見出した。また Izutani and Kanamori (2001) は西南日本に発生する strike-slip 型の地震について同様の結果を得た。これらは、大地震と小地震の震源の性質に違いがあることを示唆する。逆に、 $E_R / M_0$  は地震の大きさによらず一定であるという報告（例えば、Ide and Beroza, 2001）や、短周期震源スペクトル強度は地震モーメントの1/3乗に比例するという指摘（例えば、壇・佐藤, 2001; 入倉・三宅, 2002）もあり、こちらの場合には相似性が成立していることを示唆している。

この問題については多くの議論がなされているものの未だに解決されていない。



図 1 鹿児島県北西部地域における地震群の震央および観測点

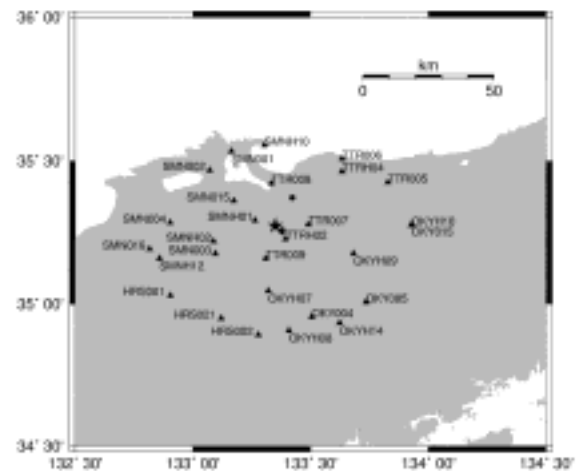


図 2 鳥取県西部地域における地震群の震央および観測点

### 解析方法およびデータ

1997 年鹿児島県北西部地震や 2000 年鳥取県西部地震が発生した地域では、K-NET や KiK-net などの強震観測点において、 $M_w=4\sim 6$  クラスの地震記録が多数得られている。図 1 および図 2 に、それらの地震群の震央、および震央域を取り囲む震央距離が約 50km 以内の範囲に存在する観測点の位置を示す。

Transverse 成分の強震記録について、各観測点毎にスペクトル比（最大地震/他の地震）をとる。これによって、観測点近傍での地盤の影響が除去されたものとみなす。また、各地震ペアについて、震央域を取り囲む多くの観測点でのスペクトル比を平均する。この平均化によって、地震ペアに対する伝播経路での減衰の影響の違い、放射パターンや断層破壊進行の影響の違い等が除去されるものと仮定する。その結果、得られたスペクトル比は震源スペクトルの比を表すことになる。

図 3 は地震の相似性に基く震源スペクトルとしてよく用いられる  $\omega^2$  モデルを示している。周波数 0 Hz におけるスペクトル密度は地震モーメント  $M_0$  に相当し、コーナー周波数 ( $f_0$ ) よりも高周波数帯域においてはスペクトル密度が周波数 ( $\omega$ ) の 2 乗に逆比例する。もしここで地震の間に相似性が成り立っていると仮定すると、 $f_0$  は  $M_0$  の  $-1/3$  乗に比例し、その結果、短周期震源スペクトル強度は地震モーメント  $M_0$  の  $1/3$  乗に比例することが期待される。各地震ペアのスペクトル比の短周期帯域 (10Hz 付近) におけるスペクトルレベルと  $M_0$  の  $1/3$  乗とを比較して、相対的な短周期スペクトル強度を求める。

例えば図 4 は、鳥取県西部地域で発生した  $M_w=6.6$  と 4.3 の地震についての震源スペクトル比を示している。短周期震源スペクトル比は明らかに  $M_0$  比の  $1/3$  乗よりも大きい。これは  $M_w=6.6$  の地震の方が  $M_w=4.3$  の地震よりも、単位  $M_0$  当り、より多くの短周期波動エネルギーを放出していることを意味する。このようにして求められた相対的な短周期スペクトル強度を  $M_0$  に対してプロットする。  $M_0$  は F-net によって決定された値を用いた。



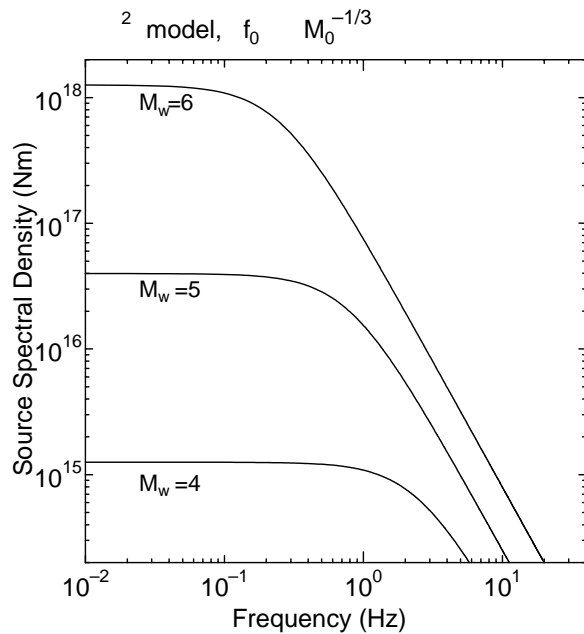


図3  $\omega^2$  モデルに従う震源スペクトル

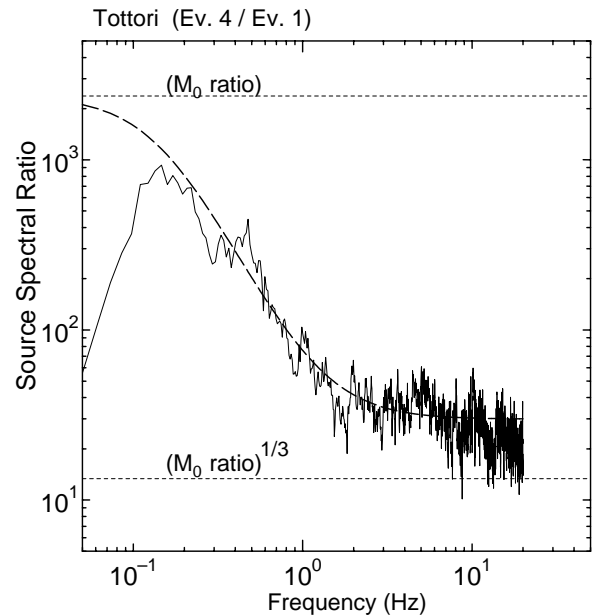


図4 大地震と小地震のスペクトル比

### (c) 業務の成果

#### 解析結果と考察

各地震群中の最大地震の短周期震源スペクトルレベルを基準として、他の地震の短周期震源スペクトルレベルを相対的に求めた。その結果を図5、図6にプロットする。これらの図中の破線は、短周期震源スペクトルが  $M_0$  の  $1/3$  乗に比例する、即ち地震間に相似性が成立する場合を示している。

$M_0 \approx 10^{17}$  Nm よりも小さい地震群についてのプロットは、例外なく図中の破線の下方に外れる。これは大地震の方が単位地震モーメント当りより多くの短周期波動エネルギーを放出していることを意味する。従って、これらの地震群の各々については、地震間の相似性は必ずしも成立していないものと考えられる。

また、震源スペクトルが  $f_0$  よりも高周波数帯域で  $\omega^2$  に比例して減少するものと仮定して、各地震の  $f_0$  を推定した。  $f_0$  を  $M_0$  に対してプロットしたものが図7である。図中の破線は、地震間の相似性が成立する場合に期待される  $f_0$  と  $M_0$  の関係を示している。  $f_0$  と  $M_0$  の推定値は、その関係をほぼ満たしているように見える。しかし詳細に見ると、  $M_0$  の小さい地震ほど、  $f_0$  が低周波数側にずれる傾向があることが分かる。

$f_0$  と  $M_0$  の値が求められ、かつ、  $f_0$  よりも高周波数帯域での震源スペクトルの  $\omega^2$  に比例した減少を仮定すると、地震波動エネルギー ( $E_R$ ) を推定することが出来る。こうして求められた地震波動エネルギーと地震モーメントの比 ( $E_R/M_0$ ) をモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) に対してプロットしたものが図8である。図には過去の研究による結果も併せて表示してあるが、今回の結果は過去の結果のほぼ真ん中に位置する。  $E_R/M_0$  の  $M_w$  依存性はそれ程強くは無いものの、  $M_w$  が大きくなる程  $E_R/M_0$  が大きくなっている、即ち大きい地震ほど単位  $M_0$  当たりより多くの波動エネルギーを放出していることが見て取れる。

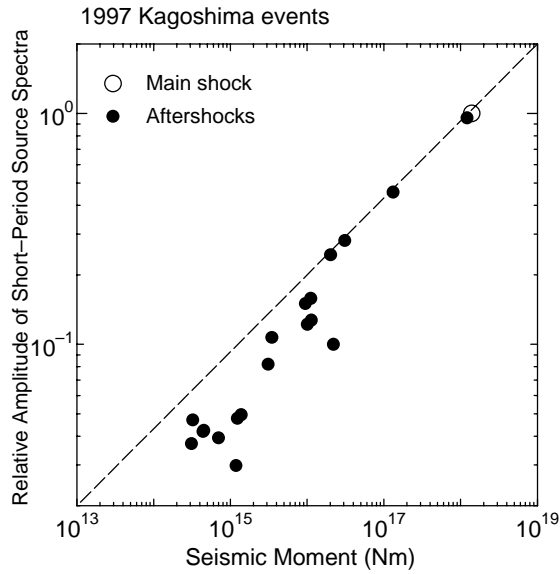


図 5 短周期震源スペクトルレベルと地震モーメントの関係（鹿児島県北西部地域）

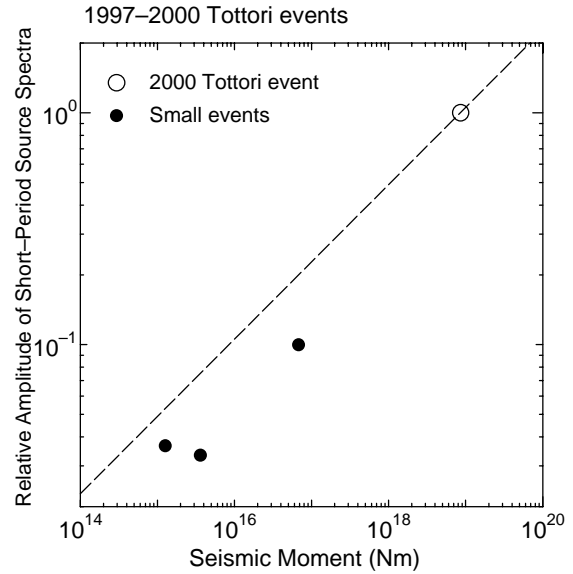


図 6 短周期震源スペクトルレベルと地震モーメントの関係（鳥取県西部地域）

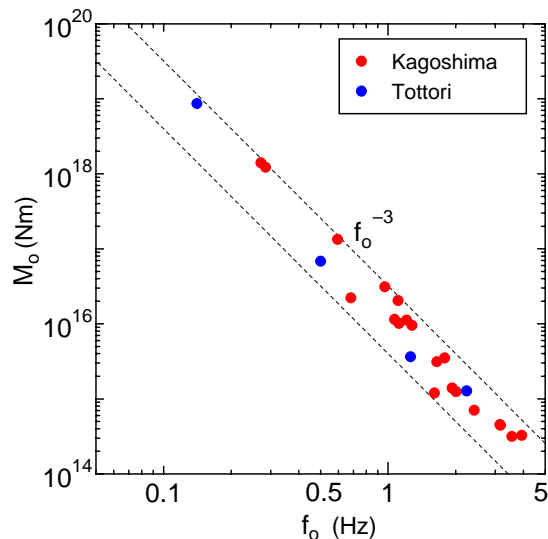


図 7 コーナー周波数 ( $f_0$ ) と地震モーメント ( $M_0$ ) の関係

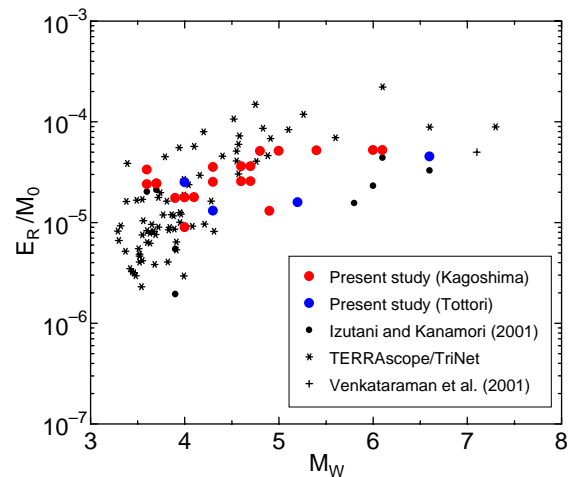


図 8 エネルギーと地震モーメント比 ( $E_R/M_0$ ) とモーメントマグニチュード ( $M_W$ ) の関係

(d) 結論

鹿児島県北西部地域と鳥取県西部地域で発生した地震群による強震記録を解析し、短周期震源スペクトルの相対的な強度について調べた。その結果、各地震群内において、地震間の相似性が必ずしも成立しておらず、大地震の方が、単位地震モーメント当たりやや多目の短周期波動エネルギーを放出する傾向があることが分かった。たとえ地震間の相似性からのズレが僅かであったとしても、そのズレは強震動予測の際に考慮が必要であると考えられる。

(e)平成 15 年度以降の課題

今後は、更にデータを増やして、震源距離や震源での地震波の放射パターンの影響などをより丁寧

に補正し、短周期震源スペクトルと地震モーメントの関係の、前震と余震での違いや地域性などについて調べる予定である。

[謝辞] 防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net の記録および F-net による  $M_0$  を使わせていただきました。記して感謝します。

(e) 引用文献

- 1) 壇一男, 佐藤俊明: 断層面の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, **545**, 51-62, 2001.
- 2) Ide S. and G. C. Beroza: Does apparent stress vary with earthquake size?, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3349-3352, 2001.
- 3) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: 予測のための震源のモデル化, 月刊 地球 / 号外, **37**, 62-77, 2002.
- 4) Izutani Y. and H. Kanamori, Scale-dependence of seismic energy-to-moment ratio for strike-slip earthquakes in Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4007-4010, 2001.
- 5) Kanamori H., E. Hauksson, L. K. Hutton, and L. M. Jones: Determination of earthquake energy release and  $M_L$  using TERRAScope, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 330-346, 1993.
- 6) Mayeda K. and W. R. Walter: Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes, *J. Geophys. Res.*, **101**, 11195-11208, 1996.
- 7) Venkataraman, A., L. Rivera, and H. Kanamori: Radiated energy from the October 16, 1999 Hector Mine earthquake: Regional and Teleseismic estimates, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **92**, 1256-1265, 2002.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

- 1) 論文発表  
なし

2) 口頭発表、その他

| 発表者  | 題名                      | 発表先、主催、発表場所     | 発表年月日      |
|------|-------------------------|-----------------|------------|
| 泉谷恭男 | 短周期震源スペクトル強度と地震モーメントの関係 | 地震学会 2002 年秋季大会 | 2002.11.12 |

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定  
なし

## (2-3)スラブ内とプレート境界大地震による強震動の比較

笹谷 努（北海道大学理学研究科）

sasatani@ares.sci.hokudai.ac.jp

森川 信之（防災科学技術研究所）

morikawa@bosai.go.jp

### (a) 業務の要約

千島弧南部から北海道の太平洋側で発生したスラブ内大地震とプレート境界大地震による強震動の比較から、スラブ内大地震の震源特性を明らかにした。解析した強震動は、強震計による記録と震度データである。時代による強震計の性能の変遷に対しては、近代的な計器による記録を旧式計器による特性に補正して対処した。解析の基本方針として、ほぼ同一震源域で発生したスラブ内とプレート境界大地震による同一観測点での強震動を比較した。その結果、スラブ内大地震の震源は、プレート境界大地震に比べて、短周期地震動を特異に強く励起することが明らかになった。

### (b) 業務の実施方法

#### はじめに

千島弧南部から北海道の太平洋側では、約 100 年の再来周期で太平洋プレートの沈み込みに伴う大地震（プレート境界地震）が発生すると考えられている。最近の活動は、1952 年に始まり 1973 年に終了している（図 1）。このような状況下で、1993 年に釧路沖地震（Mw7.6）が、1994 年に北海道東方沖地震（Mw8.2）がこの領域で発生し（図 1）、多くの地震学者を驚かせた。しかし、これらの地震はプレート境界ではなく、沈み込んだプレート内部で発生したスラブ内地震であった。よって、プレート境界大地震の周期性に関する問題は解消されたが、これらのスラブ内地震によってかなりの被害が発生したことから、地震被害を考える際に、新たなカテゴリーの地震を考慮することが必要となった。

これらのスラブ内地震によって観測された最大加速度値は、既存の経験式（距離減衰関係）による予測値よりもはるかに大きいという特徴を有している。ここでは、スラブ内地震とプレート境界大地震による強震動の比較、及び既存の研究結果のレビューから、スラブ内大地震の震源特性を明らかにする。

#### データと解析方法

スラブ内とプレート境界大地震による強震動を比較する際に、強震計による記録がもっとも望ましいが、強震計の性能が時代とともに変遷していることが大きな問題となる。1950 年代では気象庁 1 倍強震計（変位計）と SMAC 型強震計（加速度計）が主体で、しかもアナログ記録方式であったが、現在ではサーボ型強震計が主体となり、デジタル記録方式になっている。そして、この間に、強震計のダイナミックレンジ及び周期帯域が飛躍的に向上している。ここでは、近代的な計器による記録を旧式計器の特性に補正して古い時代の記録と比較する。

もう一つの強震動の測定として震度データがある。1996年までの震度は人体感覚を基礎としており、それは、短周期地震動の強さを反映していると考えられている。図1に示した地震の発生期間において、震度はほぼ同一の計器による測定とみなすことができる。ここでは、各地震の震度分布も比較する。

観測された強震動は、震源、パス、サイトの影響を受けている。ここでは、主に震源特性に注目するため、解析の基本方針として、ほぼ同一震源域で発生したスラブ内とプレート境界大地震による同一観測点での強震動を比較する。これは、両地震の記録に対して、パスとサイトの影響がほぼ同じと仮定していることに相当する。図1に示された地震に関する情報（震源パラメータ）を表1に示す。地震の大きさは、モーメントマグニチュード（ $M_w$ ）を基準に考える。

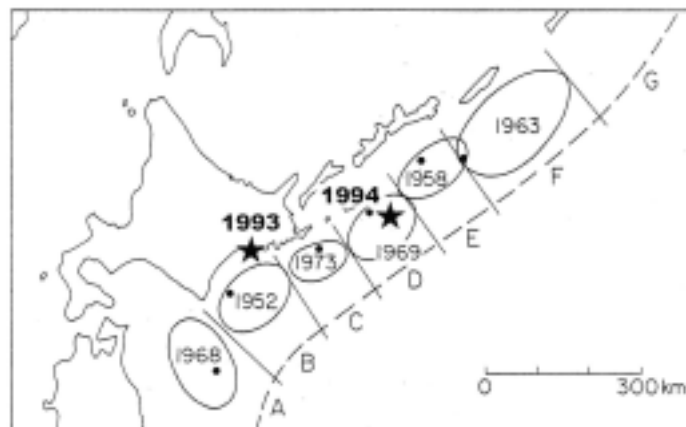


図1 千島弧南部から北海道の太平洋側で発生した大地震の震源域。原図はFukao and Furumoto (1979)による。

表1. 千島弧南部から北海道の太平洋側で発生した大地震

| 地震名                  | 地震モーメント<br>$M_0 \times 10^{27}$ dyne-cm | モーメント<br>マグニチュード $M_w$ |
|----------------------|---|------------------------|
| 1952 十勝沖、March 04    | 17                                      | 8.1                    |
| *1958 エトロフ島沖、Nov. 06 | 44                                      | 8.4                    |
| 1963 千島、Oct. 13      | 75                                      | 8.5                    |
| 1968 十勝沖、May 16      | 28                                      | 8.2                    |
| 1969 北海道東方沖、Aug. 12  | 22                                      | 8.2                    |
| 1973 根室半島沖、June 17   | 6.7                                     | 7.8                    |
| *1993 釧路沖、Jan. 15    | 3.3                                     | 7.6                    |
| *1994 北海道東方沖、Oct. 04 | 26                                      | 8.2                    |
| 1994 三陸はるか沖、Dec. 28  | 4.0                                     | 7.7                    |

\*：スラブ内大地震

### (c) 業務の成果

#### 解析結果と考察

1969年北海道東方沖地震（ $M_w 8.2$ ）と1994年北海道東方沖地震（ $M_w 8.2$ ）

この二つの地震はほぼ同一の震源域を有しており、また、両者の  $M_w$  は同じである。しかし、図2に示すように、その震度分布は大きく異なっている。プレート境界で発生した69年の地震

に比べて、スラブ内で発生した 94 年の地震による震度は、各地で 1 から 2 階級ほど大きく、また、有感域もはるかに大きい。震度が 2 階級ほど異なることは、最大速度で約 10 倍の相違に相当する (Muramatu, 1966)。この二つの地震による強震動は、森川・笹谷 (2000) 及び Morikawa and Sasatani (2003a) によって詳しく比較されている。ここでは、その結果を簡単に記す。図 3 は、根室における観測記録の比較である。

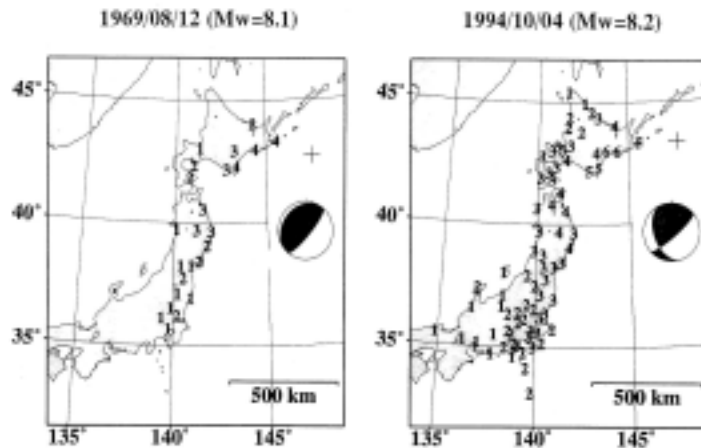


図 2 1969 年北海道東方沖地震と 1994 年北海道東方沖地震による震度分布。+ 印 = 震央。

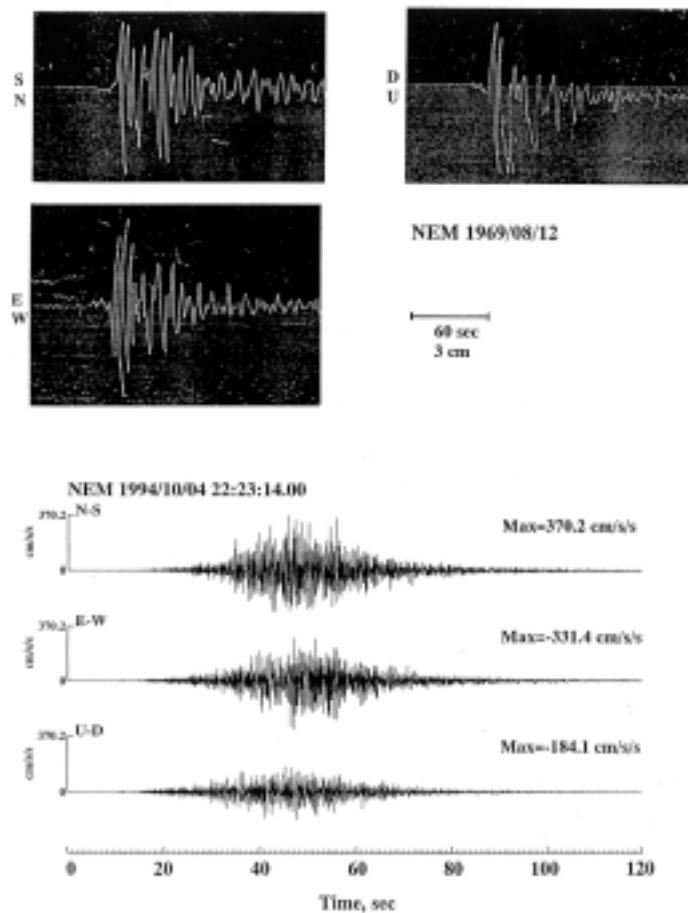


図 3 . 根室 (NEM) における 1969 年北海道東方沖地震による強震記録 (上 ; JMA1 倍強震計) と 1994 年北海道東方沖地震による強震記録 (下 ; JMA87 型強震計)。

69年地震の記録は気象庁1倍強震計、94年地震の記録は気象庁87型加速度計によるものである。このままでは比較できないので、加速度記録を2回積分し、さらに1倍強震計の特性を通して比較したのが図4(水平動)である。最大振幅を比べると、94年地震は69年地震の2倍以上の大きさを有している。図5は、釧路港湾で観測された二つの加速度記録の比較である(両者の特性はそろえてある)。94年地震の最大加速度は、69年地震よりも約5倍ほど大きい。つまり、短周期になるほど両者の振幅比は大

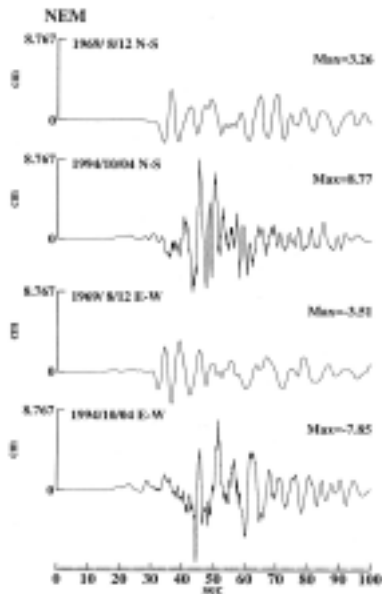


図4 1969年と1994年北海道東方沖地震による変位波形の比較(根室、NEM)

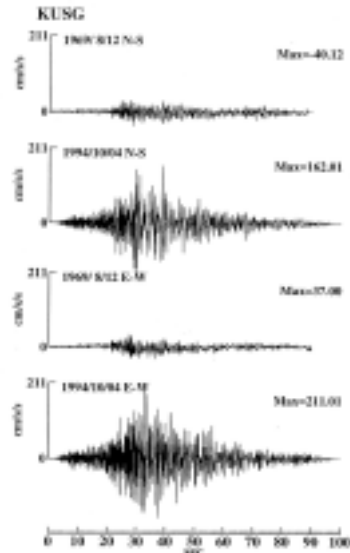


図5 1969年と1994年北海道東方沖地震による加速度波形の比較(釧路港湾、KUSG)

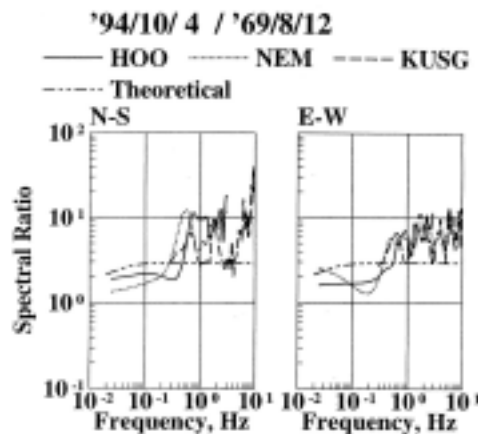


図6 1969年北海道東方沖地震に対する1994年北海道東方沖地震のS波スペクトル比。HOO(広尾)、NEM(根室):変位波形、KUSG(釧路港湾):加速度波形。理論曲線も示してある(本文参照)

きくなっている。69年地震に対する94年地震のS波スペクトル比が図6に示されている。スペクトル比は、周波数0.5Hz以上で約10倍となっている。図中の理論スペクトル比は、二つの地

震のモーメントと平均応力降下量を基に、オメガ二乗震源モデルを仮定して描いたものである。観測された高周波数における大きなスペクトル比は、この理論曲線では説明できない。これは、スラブ内地震の94年地震の震源から特異に強い高周波数地震波が励起されたことを意味している。

1952年十勝沖地震 (Mw8.1) と 1993年釧路沖地震 (Mw7.6)

図7にこの二つの地震の震度分布を示す。震央近傍(北海道の太平洋側)における震度は両者でほぼ同じである。一方、東北地方では、93年釧路沖地震による震度の方がむしろ大きい。52年十勝沖地震の地震モーメントは93年釧路沖地震よりも約5倍ほど大きい(表1)。また、93年釧路沖地震は深さ約100kmで発生している。これらを考慮すると、震央近傍でほぼ同一の震度を観測したことは、93年釧路

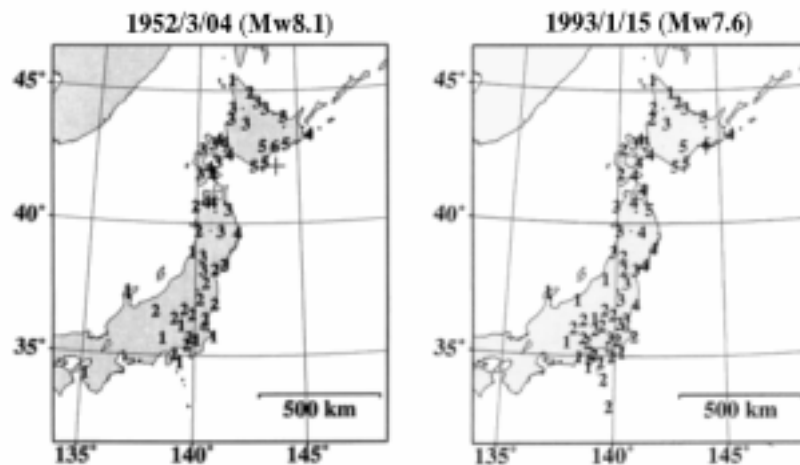


図7 1952年十勝沖地震と1993年釧路沖地震による震度分布.

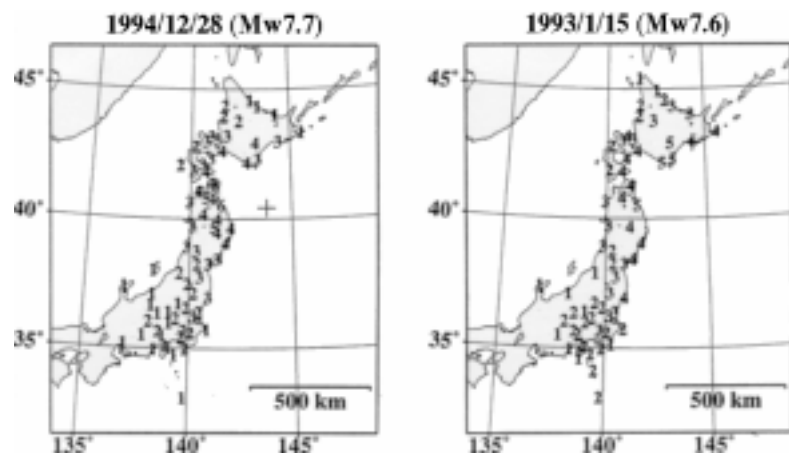


図8 1994年三陸はるか沖地震と1993年釧路沖地震による震度分布.

沖地震の震源からより強い短周期地震動が励起されたことを意味している。

残念ながら、52年十勝沖地震による震央近傍での強震記録は無い。そこで、93年釧路沖地震による特異な短周期地震動の励起を確かめるために、この地震による強震動とほぼ同一のMwを



有する 1994 三陸はるか沖地震による強震動を比較する。この場合、ほぼ同一の震源域で発生したスラブ内とプレート境界大地震を比較するという基本方針からは外れるが、近代計器で観測された両地震の強震動の比較は重要と考える。

1994 年三陸はるか沖地震 (Mw7.7) と 1993 年釧路沖地震 (Mw7.6)

まず、震度分布を比較する (図 8)。両者の有感域は似ているが、震央位置を考えると、93 年釧路沖地震の方が大きな有感域を有していると言える。図 9 は、MYR 観測点における両者の速度、加速度波形を比較したものである。震源距離は約 1.5 倍ほど異なっているが、93 年釧路沖地震の速度波形の最大振幅は、94 年三陸はるか沖地震よりも約 8 倍ほど大きく、加速度波形においては、その比は約 30 倍にも達する。さらに、断層の破壊時間に関係した強震動の継続時間に大きな差異がある。93 年釧路沖地震の場合、それは約 10 秒であるが、94 年三陸はるか沖地震の場合、それは約 40 秒である。図 10 は、両者の S 波加速度スペクトルを比較したものである。1Hz よりも高周波数においては、93 年釧路沖地震の

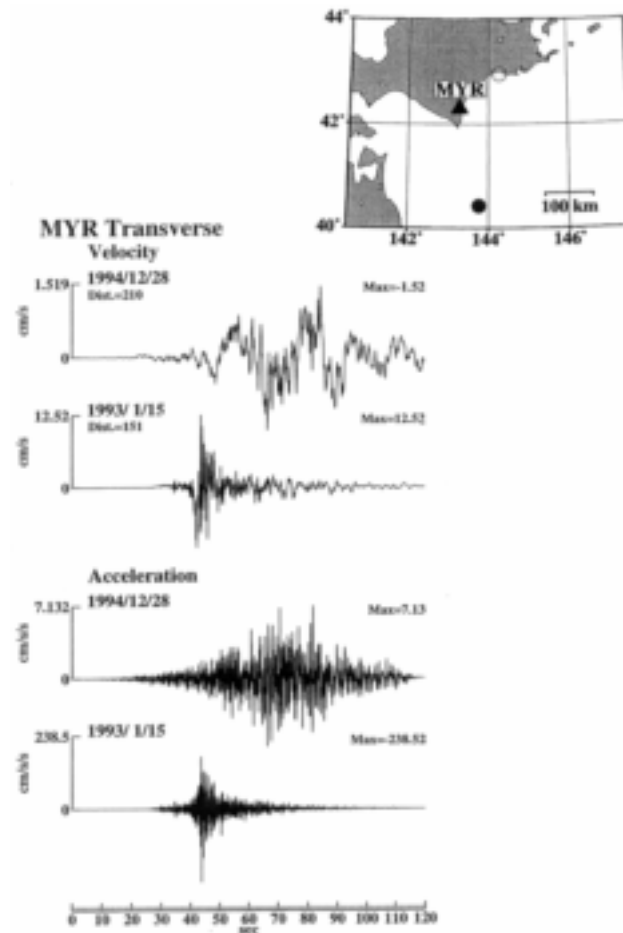


図 9 MYR 観測点における 1994 年三陸はるか沖地震と 1993 年釧路沖地震による強震記録 (Transverse 成分) の比較。上：速度波形、下：加速度波形。

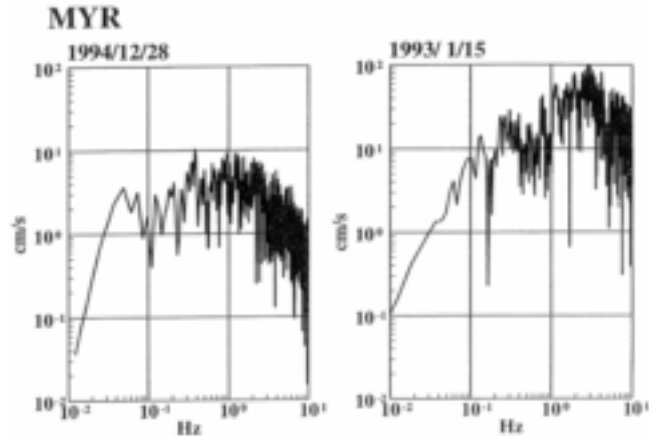


図 10 MYR 観測点における 1994 年三陸はるか沖地震（左）と 1993 年釧路沖地震（右）による S 波加速度スペクトルの比較.

振幅レベルは、94 年三陸はるか沖地震のそれよりも約 10 倍ほど大きいことがわかる。ほぼ同じ Mw を有する両地震において、上に述べたような差異が観測されたことは、プレート境界大地震とスラブ内大地震の震源特性（特に、短周期地震動の励起特性）に大きな差異が存在することを明確に示している。

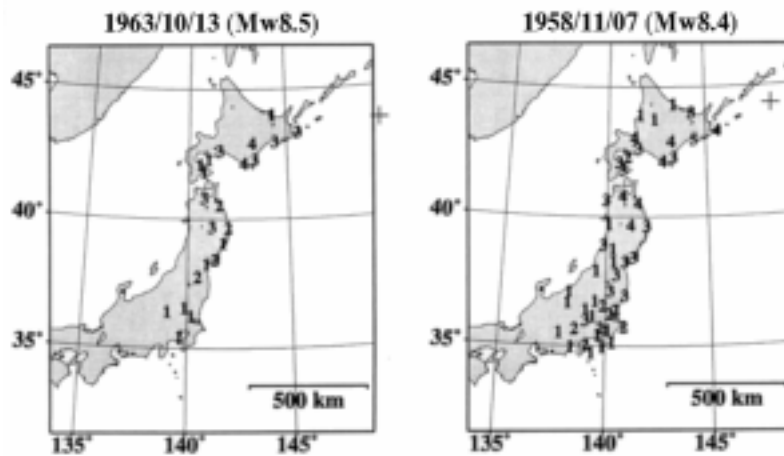


図 11 1963 年千島地震と 1958 年エトロフ島沖地震による震度分布.

1963 年千島地震（Mw8.5）と 1958 年エトロフ島沖地震（Mw8.4）

最後に、63 年千島地震と 58 年エトロフ島沖地震について考える。図 11 は、両者の震度分布を比較したものである。各地の震度を比べると、58 年エトロフ島沖地震の方が、1~2 階級大きい。また、有感域も 58 年エトロフ島沖地震の方がはるかに大きい。58 年エトロフ島沖地震の震度分布は、むしろ、図 2 に示した 94 年北海道東方沖地震のそれと似ている。Fukao and Furumoto (1979) は、遠地表面波の解析から 58 年エトロフ島沖地震の震源モデルを推定した。彼らは、この地震はプレート境界地震であるとしながらも、震源が深い（約 80km）こと、平均応力降下量が特異に大きい（7.9Mpa）ことを指摘している。これらの事実と、58 年エトロフ島沖地震の

震度分布(図11)がスラブ内地震である94年北海道東方沖地震(図2)のそれに似ていることから、この地震はプレート境界地震ではなく、スラブ内地震と考えられる。最近の地震調査委員会(2003)の評価においても、58年エトロフ島沖地震はスラブ内地震とされている。

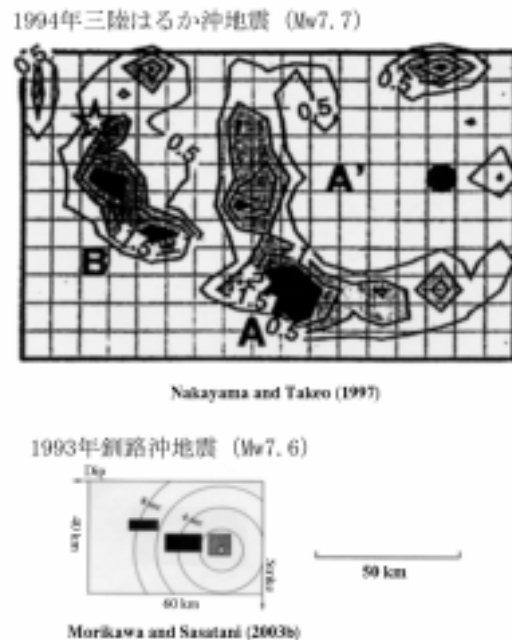


図12 1994年三陸はるか沖地震(上; Nakayama and Takeo, 1997)と1993年釧路沖地震(下: Morikawa and Sasatani, 2003b)の震源モデルの比較。図のスケールは統一している。

#### スラブ内大地震とプレート境界大地震の震源モデルの比較

Morikawa and Sasatani (2003b)は、スラブ内地震である1993年釧路沖地震と1994年北海道東方沖地震について、経験的グリーン関数法を用いて、広い周波数帯域の地震動を説明する震源モデル(アスペリティモデル)を構築した。その結果によると、これらのスラブ内大地震は、狭い領域で大きな応力降下量(最大で400MPa)を有するアスペリティで特徴づけられる。図12は、プレート境界地震である1994年三陸はるか沖地震とスラブ内地震である1993年釧路沖地震の震源モデルを比較したものである。両震源域の大きさの相違は、図9に示した強震記録の相違に対応している。そして、図12に示した応力降下量の大きいアスペリティによって、1993年釧路沖地震の大きな振幅の加速度波形(図9)は説明される。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

スラブ内大地震とプレート境界大地震による強震動の比較から、以下の結論を得た。

- 1) スラブ内大地震の震源は、プレート境界大地震に比べて、短周期地震動を特異に強く励起する。
- 2) スラブ内大地震の震源域は、プレート境界大地震に比べて、かなり小さい。
- 3) スラブ内大地震の応力降下量は、プレート境界大地震に比べて、かなり大きい。

上記結論は、定性的であると言わざるを得ない。それは、古い時代の地震に対して高精度の強震記録がないこと、及び、両カテゴリ地震の震源モデルの推定方法が異なっていることがその要因である。より定量的な結論を得るためには、同一の手法による両カテゴリ地震の震

源モデルの構築とその比較が必要である。

(e) 引用文献

- 1) Fukao, Y. and M. Furumoto: Stress drops, wave spectra and recurrence intervals of great earthquakes – implication of the Etorofu earthquake of 1958 November 6, Geophys. J. R. astr. Soc., 57, 23-40, 1979.
- 2) Nakayama, W. and M. Takeo: Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 918-931, 1997.
- 3) Morikawa, N. and T. Sasatani: Source spectral characteristics of two large intra-slab earthquakes along the southern Kurile-Hokkaido arc, Phys. Earth Planet. Inter., in press, 2003a.
- 4) Morikawa, N. and T. Sasatani: Source models of two large intra-slab earthquakes for broadband strong motions, submitted to Bull. Seism. Soc. Am, 2003b.
- 5) 森川信之, 笹谷努: 1969年と1994年北海道東方沖地震による強震動記録の比較, 地震 2, 53, 73-77, 2000.
- 6) Muramatsu, E.: Expectation of maximum velocity of earthquake motion within 50 years throughout Japan, Sci. Rep. Gifu Univ., 3, 470-481, 1966.
- 7) 地震調査委員会: 千島海溝沿いの地震活動の長期評価について, pp. 65, 2003.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

| 著者                   | 題名                                   | 発表先  | 発表年月日                            |
|----------------------|--------------------------------------|--|----------------------------------|
| 笹谷 努<br>森川信之<br>前田宜浩 | 1993年釧路沖地震による強震動記録: 震源及び伝播経路特性の評価    | 第11回日本地震工学シンポジウム<br>論文集, CDROM112.                             | 平成14<br>(2002)年<br>11月20 -<br>22 |
| 笹谷 努                 | スラブ内地震による強震動予測に関して 1993年釧路沖地震から学んだこと | 地震災害軽減のための強震動予測<br>マスターモデルに関する研究, 第2<br>回シンポジウム論文集<br>113-116. | 平成15<br>(2003)年<br>3月17-18<br>日  |

2) 口頭発表、その他

| 発表者          | 題名                                | 発表先、主催、発表場所          | 発表年月日           |
|--------------|-----------------------------------|----------------------|-----------------|
| 笹谷 努<br>森川信之 | 1993年釧路沖地震による強震動記録: 震源及び伝播経路特性の評価 | 第11回日本地震工学シンポジウム, 東京 | 平成14<br>(2002)年 |

|      |   |  |                           |
|------|---|--|---------------------------|
| 前田宜浩 |   |  | 11月22日                    |
| 笹谷 努 | スラブ内地震による強震動予測に<br>関して 1993 年釧路沖地震から学ん<br>だこと | 地震災害軽減のための強震動予測<br>マスターモデルに関する研究, 第 2<br>回シンポジウム, 東京 | 平成 15<br>(2003)年<br>3月18日 |

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定  
なし

## (2-4) スラブ内地震の震源過程と強震動

箕 楽磨 (神戸大学理学部)

takehi@kobe-u.ac.jp

### (a) 業務の要約

規模の大きいスラブ内地震は被害地震となり得るが、スラブ内地震に関する知見の蓄積は少ない。この研究では、スラブ内地震の強震動予測を行う上での震源のモデル化に資することを念頭に置き、高密度強震波形データを解析して、最近発生したスラブ内地震の震源過程を推定した。解析した地震は、2000年三重県中部地震 ( $M_w = 5.5$ ) と 2001年芸予地震 ( $M_w = 6.8$ ) の2つである。解析の結果、両地震の震源過程は、いずれも複雑なものであったことがわかった。また、破壊の directivity と観測された強震動の関連について考察を加えた。2001年芸予地震のデータを解析し、backward に位置する観測点では、震源過程の複雑さをより明瞭に反映し、複雑な波形になっていることを見出した。これらの結果は、スラブ内地震の強震動予測のための震源のモデル化においては、動的な震源過程の複雑さを適切に導入することが重要であることを示唆している。

### (b) 業務の実施方法

#### はじめに

大陸プレートの下に沈み込んだ海洋性プレート (スラブ) の内部で起こる地震は、スラブ内地震と呼ばれ、規模の大きいものになれば被害地震となり得ることが知られている。大地震が発生する場としてのスラブ内は、1993年釧路沖地震 ( $M_w = 7.6$ ) を契機に注目を集めたが、他の典型的な大地震の発生場であるプレート境界や内陸に比べ、知見の蓄積は非常に少ない。

スラブ内地震に関する研究が少なかった理由の1つとして、その発生頻度の低さが挙げられる。しかし、防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netをはじめとする高密度強震観測網が整備されたことに伴い、M5クラス程度のスラブ内地震でも、多くの観測点で良質な強震波形記録が観測されるようになり、データの量と品質は格段に向上した。

このような状況を受けて、スラブ内地震の震源過程、スラブ内地震による強震動について解析事例を増やし、知見を蓄積していくことが肝要であろう。

この研究では、ユーラシアプレートの下に沈み込むフィリピン海スラブ内で起こったスラブ内地震である、2000年三重県中部地震 ( $M_w = 5.5$ ) と 2001年芸予地震 ( $M_w = 6.8$ ) について、その震源過程の推定、震源過程と強震動の関連について考察を加える。

#### 2000年三重県中部地震 ( $M_w = 5.5$ ) の震源過程

2000年10月31日に三重県中部で、フィリピン海スラブ内のスラブ内地震が発生した。ここでは、Takehi and Yamauchi (2001) が行った、強震波形データのインバージョンによる震源過程の詳細な推定を概観する。

図1に、波形インバージョンに使用した観測点 (防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net、関西地震研究協議会の観測点) を示す。図2に観測点MIE014での本震と最大余震 ( $M_{JMA} = 3.4$ ) の観測変位波形の比較を示す。本震波形には少なくとも2発の明瞭なパルスが見えるが、余震

波形には見えない。これは、これらのパルスが伝播経路の影響によるものではなく、震源起因であることを示す。このことから、この地震の震源過程が複雑であることがわかる。

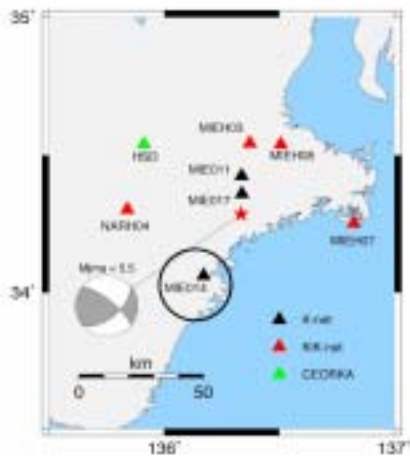


図1 2000年三重県中部地震の波形インバージョンに使用した観測点。

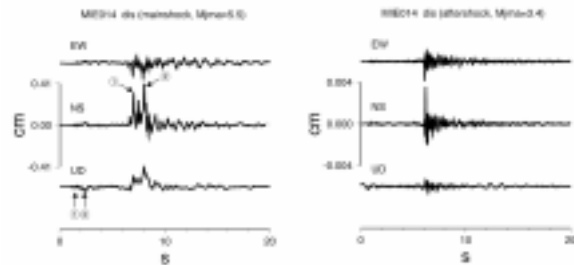


図2 観測点 MIE014 の 2000 年三重県中部地震の本震と最大余震 ( $M_{JMA} = 3.4$ ) の観測変位波形の比較。

波形インバージョンは multiple time window analysis により行った。6 km×6 km の震源断層面を  $15 \times 15 = 225$  個のメッシュに分割し、各メッシュの中心に point source を置いた。すべりベクトルの方向は rake angle の向きの 1 方向に固定し、time window の数は 3 個とした。各 time window の幅は 0.4 秒で、0.2 秒ずつずらしている。1 番目の time window の伝播速度 (表現できる最大伝播速度) は S 波速度 4.61 km/s の 80% の 3.69 km/s を使っている。インバージョンに際しては、モーメントの空間の Laplacian を最小にする拘束条件によりスムージングをかけ、安定化を図っている。同時に Lawson and Hanson (1974) のアルゴリズムにより非負の拘束条件を与えている。グリーン関数は水平成層構造を仮定した理論グリーン関数を使った。計算は Discrete wavenumber 法 (Bouchon, 1981) と反射 / 透過行列法 (Kennet and Kerry, 1979) によった。

図3と図4に波形インバージョンの結果を示す。図3に示すように、観測波形と合成波形の合いはおおむね良好である。図4の断層面上のモーメント解放量分布を見ると、モーメント解放の大きい領域が3か所見られ、この地震の震源過程が規模の割に複雑であることを示している。総モーメント解放量は  $M_0 = 1.7 \times 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$  と見積もられた。

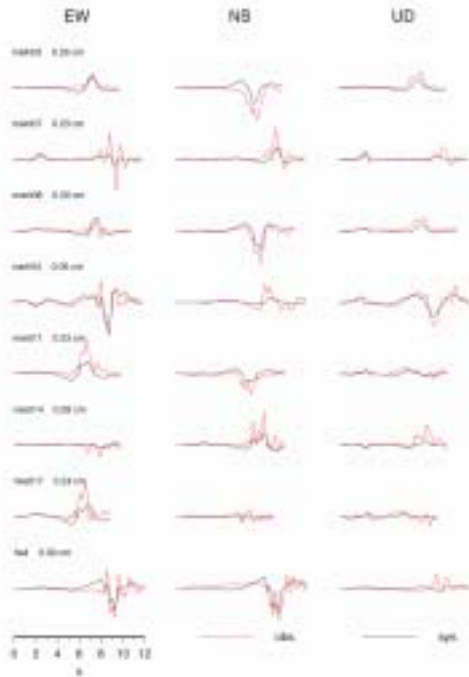


図3 2000年三重県中部地震の波形インバージョン結果：観測波形と合成波形の比較。

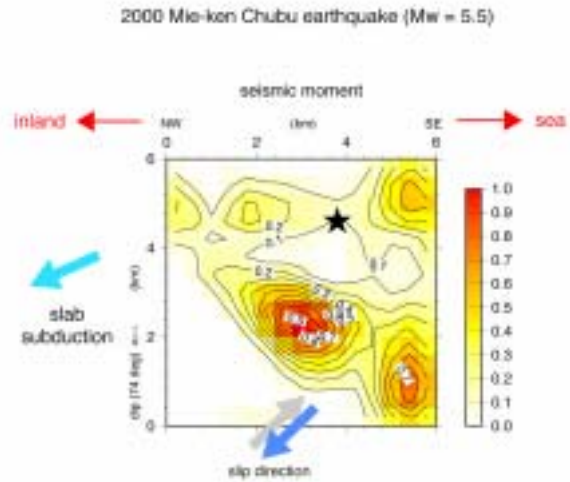


図4 2000年三重県中部地震の断層面上のモーメント解放量分布。

### 2001年芸予地震 (Mw = 6.8) の震源過程

芸予地震は、2001年3月24日に安芸灘下のフィリピン海スラブ内で発生したスラブ内地震である。強震波形データのインバージョンにより、この地震の震源過程の推定を行った。図5に、波形インバージョンに使用した観測点（防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの観測点）を示す。

波形インバージョンは multiple time window analysis により行った。予備的な解析により、インバージョンの震源断層面としては、北側と南側で異なる2枚断層面モデルを使用した(図5)。各 mesh のすべりベクトルの rake angle は、中心角度  $\pm 45^\circ$  の範囲で可変とする（非負の拘束条件（Lawson and Hanson, 1974）による）とした。その際の中心角度は、予備的な解析の結果から北側断層面では  $-90^\circ$ 、南側では  $-40^\circ$  にとった。その他のインバージョンのパラメータを以下に記す。

- ・北側断層面の (strike, dip) = (  $170^\circ$ ,  $60^\circ$  )
- ・南側断層面の (strike, dip) = (  $200^\circ$ ,  $70^\circ$  )
- ・北側断層面の rake =  $-90^\circ \pm 45^\circ$
- ・南側断層面の rake =  $-40^\circ \pm 45^\circ$
- ・北側断層面の大きさ : L × W = 15 km × 21 km
- ・南側断層面の大きさ : L × W = 15 km × 21 km
- ・北側断層面のメッシュの個数 : NX × NW = 5 × 7
- ・南側断層面のメッシュの個数 : NX × NW = 5 × 7
- ・time window : 幅 0.8 秒の pulse を 0.5 秒ずつずらして 6 個置く
- ・第一 time window の伝播速度 = 3.38k m/s (=  $0.75 \times V_s$ )
- ・Laplacian 最小による時空間のスムージングを拘束条件として課す



なお、グリーン関数は三重県中部地震の解析と同様、水平成層構造を仮定した理論グリーン関数を使った。

K-NET and KIK-net stations used for waveform inversion (16 stations)

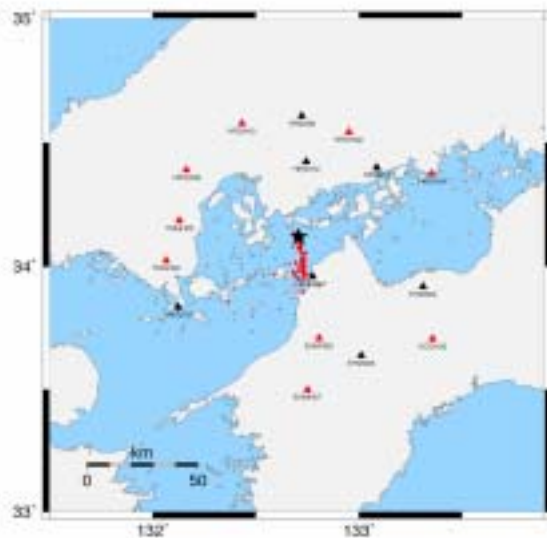


図 5 2001 年芸予地震の波形インバージョンに使用した観測点。

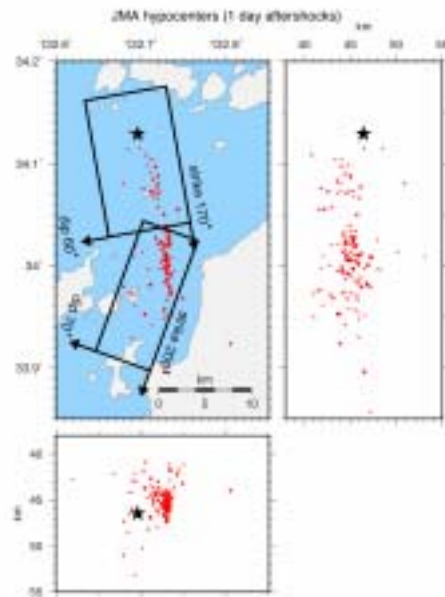


図 6 2001 年芸予地震の波形インバージョンのために仮定した 2 枚の断層面モデル。

図 7 に観測波形と合成波形の比較を示す。おおむね波形の再現性は良好である。図 8 に、得られた震源断層面上のモーメント解放量の分布を示す。求められたモーメントは  $3.1 \times 10^{19}$  N\*m、最大すべり量は 2.8 m となった。北側断層面の破壊開始点付近、南側断層面の浅部と深部でモーメント解放量が大きく求まっており、2001 年芸予地震の震源過程が非常に複雑なものであったことがわかる。

図 8 には、2001 年芸予地震の震源域でのフィリピン海スラブの構造もあわせて示してある。フィリピン海スラブ上面の深さは、三好・石橋（2002）により、気象庁一元化震源の震源分布より推定されたもので、海洋性地殻と海洋性マンツルの境界面の深さは、大倉・瀬野（2002）の後続波の解析結果と気象庁一元化震源の震源深さを参照したものである。これをみると、2001 年芸予地震の破壊域は、スラブの海洋性マンツルと海洋性地殻の両方に及んでいることがわかる。

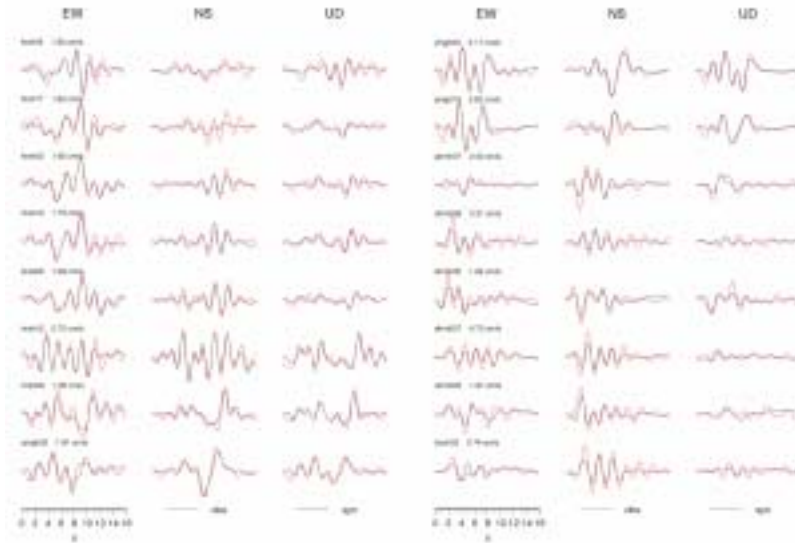


図7 2001年芸予地震の波形インバージョンの結果。観測波形と合成波形の比較。

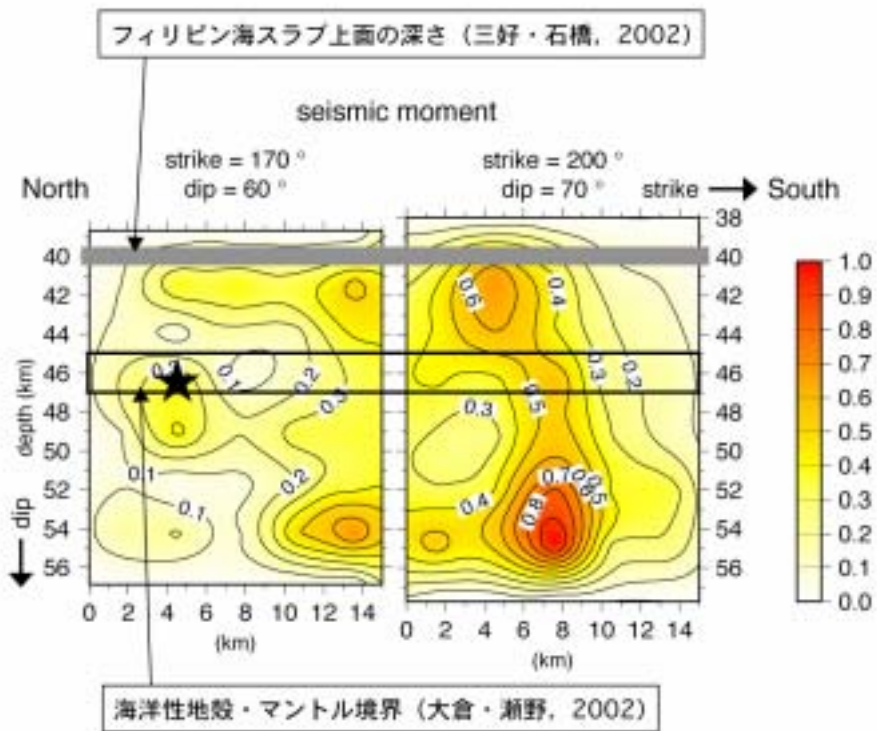


図8 波形インバージョンにより求められた2001年芸予地震の断層面上のモーメント解放量分布。あわせてフィリピン海スラブ上面(三好・石橋, 2002)と海洋性地殻とマントルの境界の深さ(大倉・瀬野(2002)と、気象庁一元化震源データより)も示す。

### 破壊の directivity と強震動の関係

強震動に影響を与える震源過程の因子としては、例えば断層面の大きさ、断層面上のすべり

量の複雑さ等、さまざまであるが、ここでは中でも重要な因子の1つである破壊の directivity (例えば 瀧 1996) に着目することにしよう。

directivity については、パルス幅とその振幅についてのみ語られることが多いが、ここでは更に波形の複雑さ(これは波の卓越周波数にも関連する)についても考察を加える。筧(2000)は、不均質な震源過程が近地の地震波形に与える影響を、kinematic な震源モデルを使って、数値シミュレーションによって詳しく調べた(図9)。それによると、forward 側の観測点では、震源断層面上の各点からの波が短い時間内に重なり合って到着するため、震源の破壊量の細かな不均質の影響は、震源過程の大局を反映した大振幅の forward directivity pulse の陰に埋もれてしまい、震源過程が不均質な場合でも波形はかなり単純なものになる。一方、backward 側の観測点では、震源断層面上の各点からの波が時間的に間延びして三々五々観測点に到着するため、破壊過程の細かな不均質性を反映した複雑な波形が相対的に浮き彫りにされ、波形は高周波成分に富む複雑なものになる。

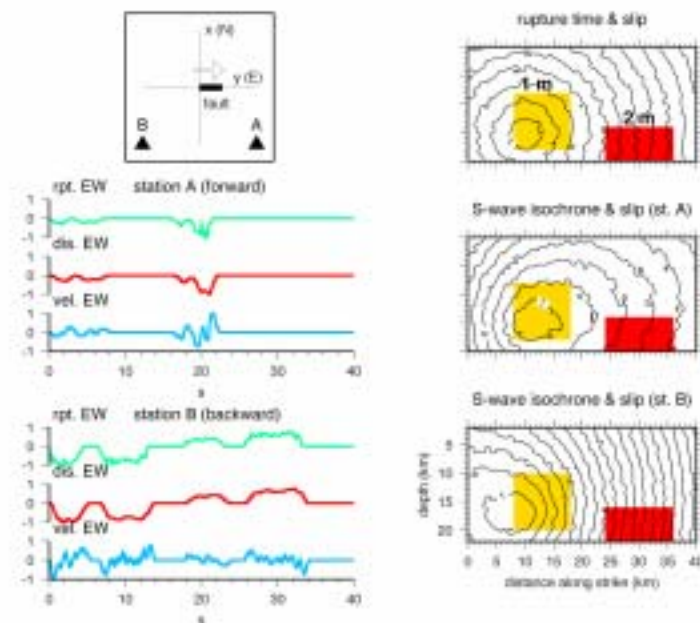


図9 破壊過程の複雑性が forward と backward の観測点の波形にどのように反映されるかを、数値シミュレーションにより調べた一例(筧(2000)より)。破壊時刻に  $\pm 2$  s のゆらぎを与えた場合の forward の観測点と backward の観測点の比較。破壊時刻のゆらぎの影響は forward でも見られ、backward では更に顕著であることがわかる。

数値シミュレーションが示すようなこのような現象が、実際の地震波形でも見られるか、2001年芸予地震の強震データセットを例に検証してみる。2001年芸予地震の破壊開始点は、震源断層面の北の端に位置し、破壊は大局的には北から南側に向かって伝播した。従って、震源域の北側(広島県側)の観測点では backward directivity が、南側(愛媛県側)の観測点では forward directivity が見られることになる(図10)。

図 11 上に、HRSH02 ( 広島県、震源域の北側、backward )、YMGH04 ( 山口県、西側 )、EHMH07 ( 愛媛県、南側、forward ) で観測された本震の観測波形を示す。波形は、もとの加速度波形を数値積分して変位波形にしたものであるが、波形の違いは一目瞭然である。backward 側に位置する HRSH02 の波形は継続時間が長く、かつ非常に複雑で高周波成分に富んでいる。一方、forward 側に位置する EHMH07 では、継続時間が短く、単純なパルス的な波形をしており、高周波成分は相対的に小さい。震源域の西側に位置し、破壊伝播を横から見る形になる YMGH04 では、両者の中間的な特徴を備えている。これにより、数値シミュレーションにより予想された現象が、実際の観測強震波形でも見られることが確認された。

なお、HRSH02 の波形の複雑さが、震源起因ではなく伝播経路の地下構造によるものではないか、という可能性を検討しておく必要がある。そのために、図 11 下には、Mw 5.2 の余震 ( 震源は本震の震源の近く ) の波形が示してある。これを見ると、どの観測点でも波形の周期成分はほぼ同じか、むしろ南側の EHMH07 の方がやや高周波成分が多い。従って、本震の HRSH02 の波形の複雑さは、地下構造のせいではなく、正に震源過程の複雑さを反映したものであると結論づけることができる。

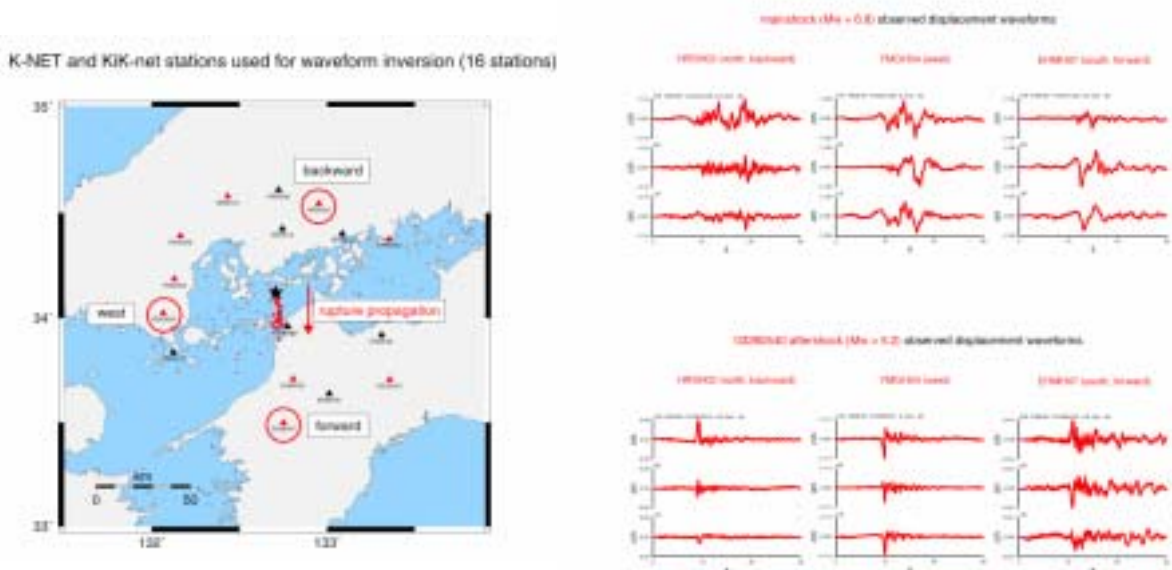


図 10 破壊の directivity と観測強震波形の関係を見るための 2001 年芸予地震の観測点。

図 11 上：観測点位置による 2001 年芸予地震の本震の観測変位波形の違い。破壊の directivity の影響が明瞭に見える。下：3 月 26 日 05 時 40 分の余震 ( Mw = 5.2 ) の観測変位波形。

### (c) 業務の成果

#### 解析結果と考察

Takehi and Irikura (1996)は、強震動データを使って 1993 年釧路沖地震 ( $M_w = 7.6$ 、太平洋スラブ内のスラブ内地震)の解析を行い、地震の規模が大きい割に、その震源過程が比較的単純だったことを見出した。このことは、スラブ内地震の震源過程は、内陸地震やプレート間地震に比べ、単純なのではないかという予見を抱かせるものであった。しかし、本報告が対象とした 2000 年三重県中部地震 ( $M_w = 5.5$ )と 2001 年芸予地震 ( $M_w = 6.8$ )の 2 つのスラブ内地震は、いずれも (特に前者は M5 クラスと小規模であるにもかかわらず) 複雑な震源過程をたどったことがわかった。従って、スラブ内地震の震源過程が単純ではないかという予見は誤りで、スラブ内地震を対象とした強震動予測を行う場合、震源のモデル化に当たっては震源過程の複雑さを適切に導入することが重要となる。

また、数値シミュレーションと観測データの解析の両面から、破壊の directivity と強震動の関係について考察を加えた。その結果、backward に位置する観測点では、震源過程の複雑さを反映した複雑な波形になっていることがわかった。

### (d) 結論ならびに今後の課題

2000 年三重県中部地震 ( $M_w = 5.5$ )と 2001 年芸予地震 ( $M_w = 6.8$ )の 2 つのスラブ内地震の震源過程を、強震波形データのインバージョンにより推定した。その結果、両地震の震源過程は、いずれも複雑なものであった。また、数値シミュレーションの結果を参照しつつ、2001 年芸予地震の破壊の directivity と観測された強震動の関連について考察を加えた。実際の観測強震波形においても、backward に位置する観測点では、震源過程の複雑さをより明瞭に反映した複雑な波形になっていることがわかった。以上のことは、スラブ内地震の強震動予測を行う上で、動的な震源過程の複雑さを震源のモデル化に導入することの必要性を示している。

スラブ内地震の震源過程の複雑さの度合いは、地域によって (その発生場の構造の不均質性を反映して) 異なる可能性がある。今後は、解析事例を蓄積して、震源特性の地域性を議論できるようにしていくことも重要であると考えられる。また、backward 観測点の波形データが、震源過程の複雑さをよく反映していることから、それをうまく活用すれば、より詳細な震源過程の推定に役立つ可能性がある。その方法を模索していくことも、今後の課題である。

### 謝辞

解析には防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net の強震動データ、関西地震観測研究協議会の強震動データ、気象庁一元化震源データを使わせていただきました。記して感謝いたします。

### (e) 引用文献

- 1) Bouhon, M.: A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 959-971, 1981.
- 2) 筧 楽磨: 震源過程が地震波形に与える影響 (1), 日本地震学会講演予稿集, P106, 2000.
- 3) Takehi, Y. and K. Irikura: Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane by the envelope inversion of acceleration seismograms, *Geophys. J. Int.*, **125**, 892-900, 1996.
- 4) Takehi, Y. and M. Yamauchi: Source modeling of a slab earthquake in the subducting Philippine

Sea plate using strong ground motion records of high-density observation networks, *AGU Fall Meeting*, San Francisco, USA, S42C-0679, Dec. 2001

- 5) 瀧澤一起: カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, *科学*, 岩波書店, **62**, 93-97, 1996.
- 6) Kennet, B. L. N., and N. J. Kerry: Seismic waves in a stratified half-space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **57**, 577-583, 1979.
- 7) Lawson, C. L. and R. J. Hanson: *Solving Least Square Problems*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.
- 8) 三好崇之, 石橋克彦: 西南日本下に沈み込んだフィリピン海スラブ上面の形状(第1報), *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, T043-009, 2002.
- 9) 大倉敬宏, 瀨野徹三: 芸予地震(2001.3.24)はスラブマントル地震か?, *日本地震学会講演予稿集*, A64, 2002.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

なし

2) 口頭発表、その他

| 発表者  | 題名                                    | 発表先、主催、発表場所            | 発表年月日     |
|------|---------------------------------------|------------------------|-----------|
| 筧 楽磨 | 高密度強震観測網データから推定する2001年芸予地震の震源断層面と震源過程 | 日本地震学会秋季大会, 日本地震学会, 横浜 | 02年11月12日 |

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成15年度業務計画案

強震記録に基づく地震スペクトルモデル構築を行う。また、平成14年度よりすすめている、短周期地震波レベルのスケールリング則のためのデータ収集と分析をすすめること、および巨大地震の短周期生成過程に関する観測的研究を進める。