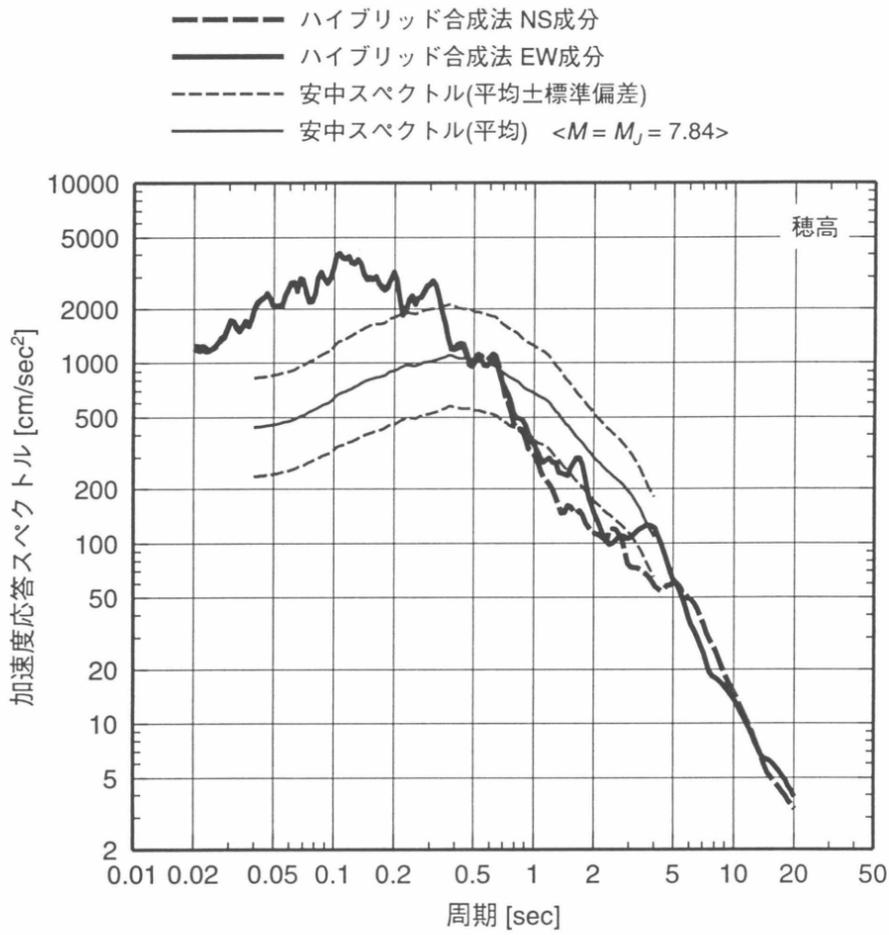
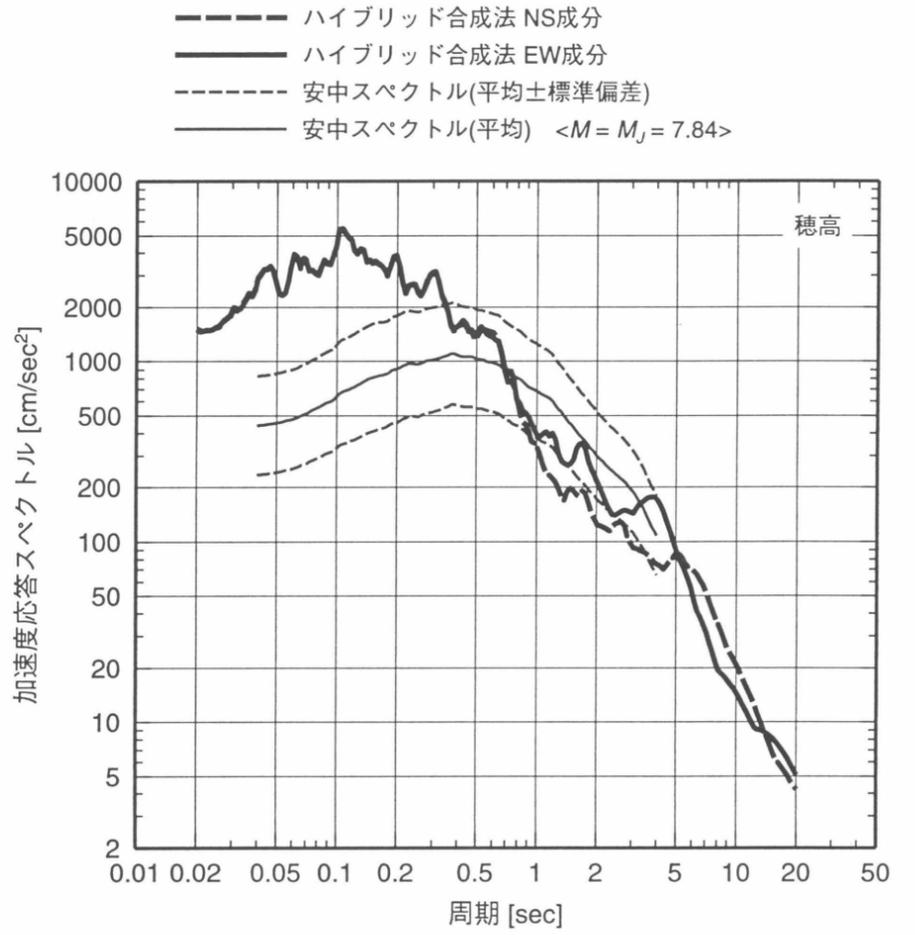


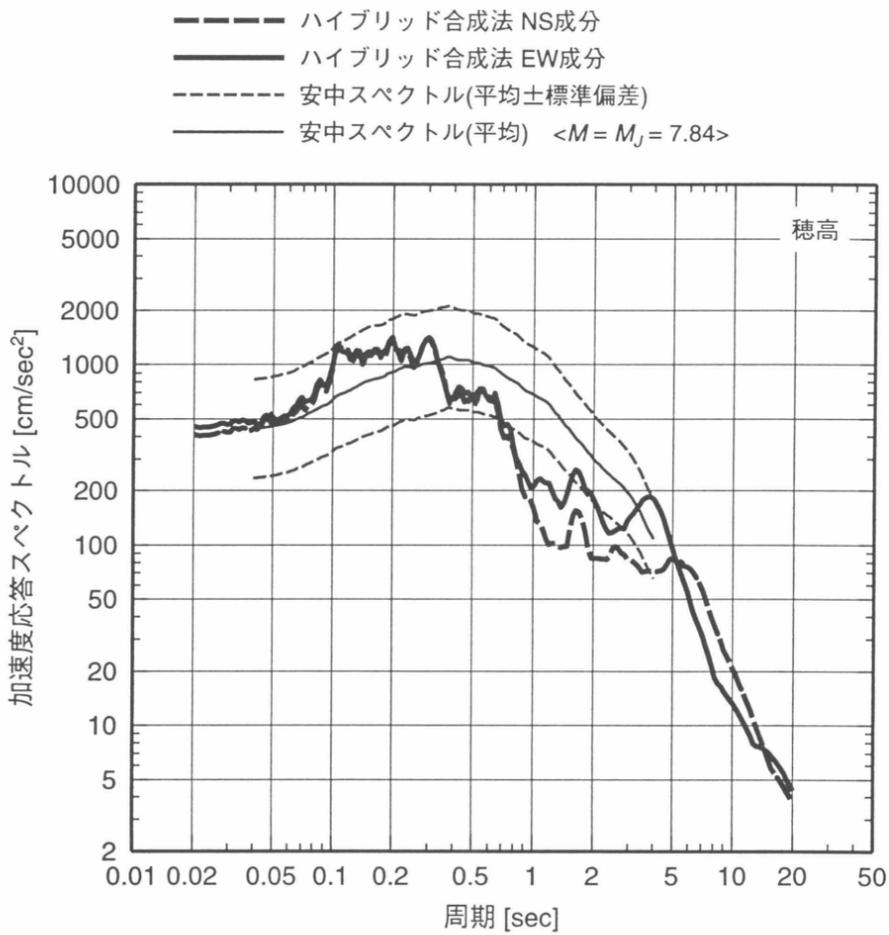
ケース1



ケース2



ケース3



ケース4

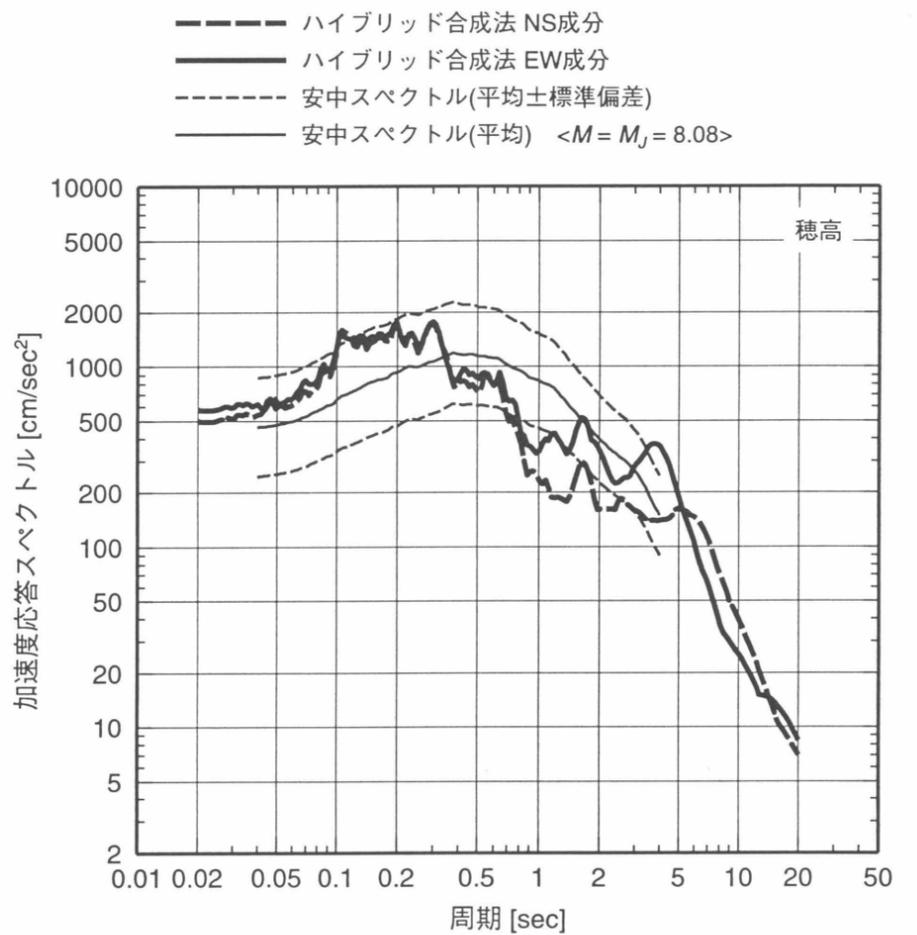
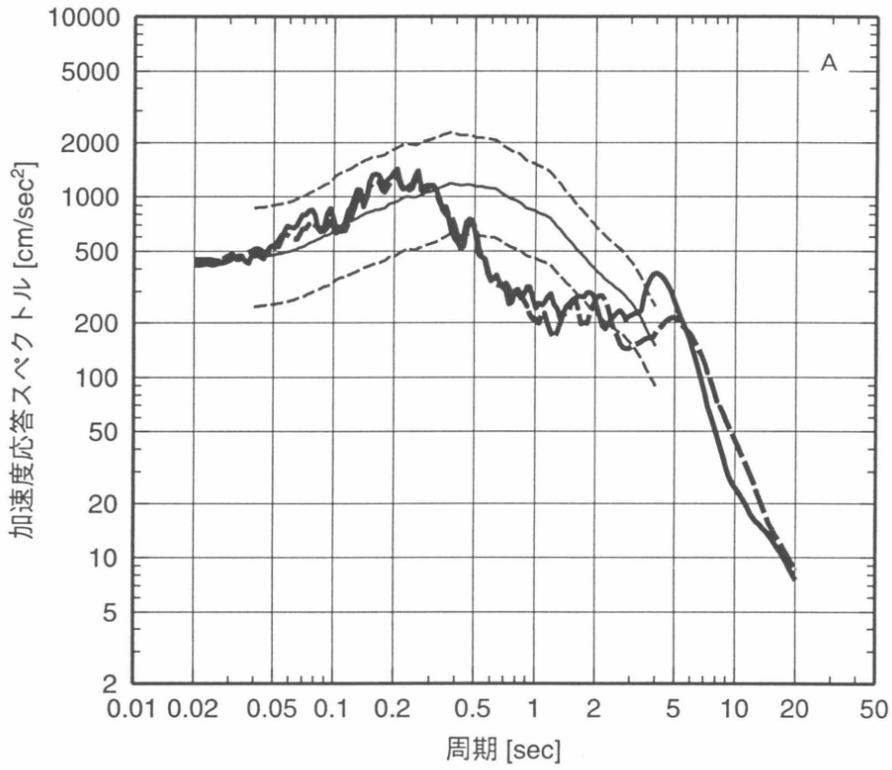


図20 経験的応答スペクトル推定式 [安中 (1997)] による加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) と試算結果の加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) との比較—穂高—

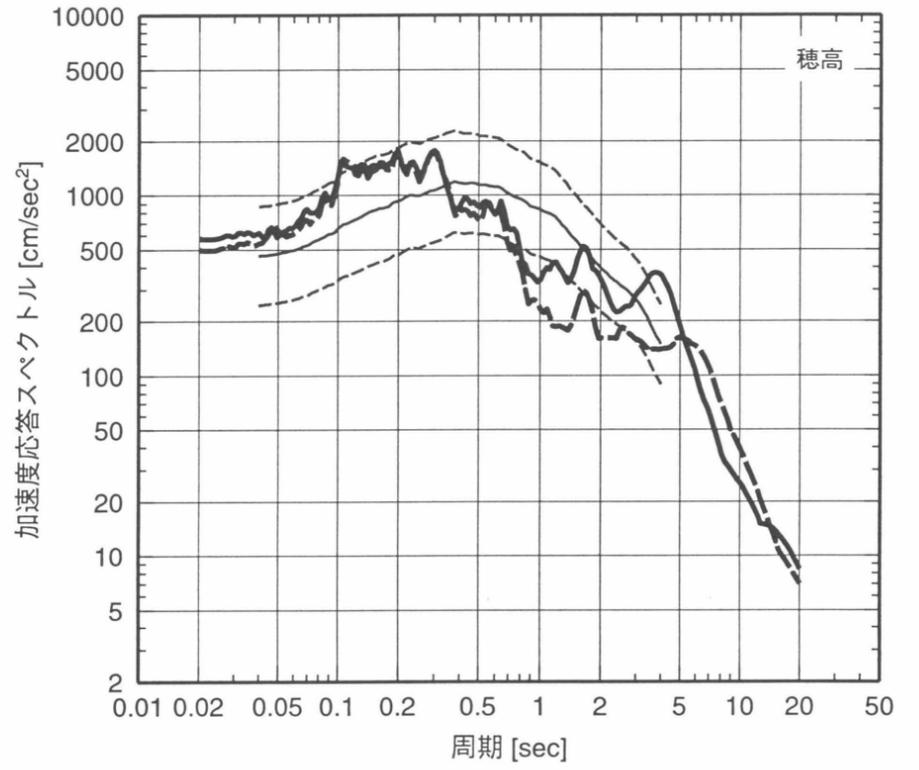
A

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) <M = M<sub>J</sub> = 8.08>



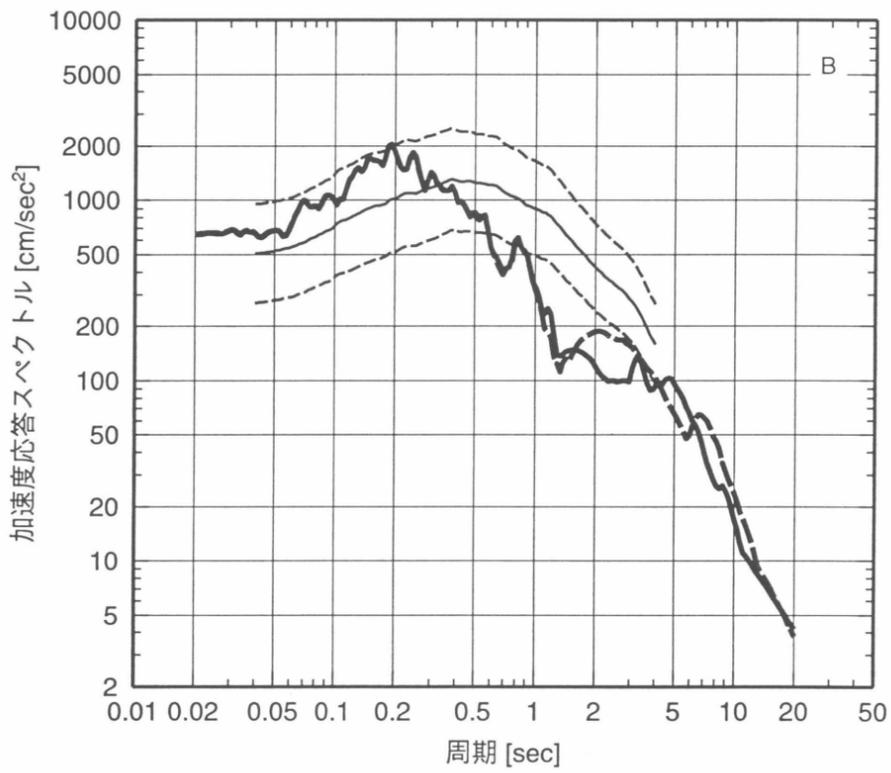
穂高

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) <M = M<sub>J</sub> = 8.08>



B

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) <M = M<sub>J</sub> = 8.08>



C

- ハイブリッド合成法 NS成分
- ハイブリッド合成法 EW成分
- 安中スペクトル(平均±標準偏差)
- 安中スペクトル(平均) <M = M<sub>J</sub> = 8.08>

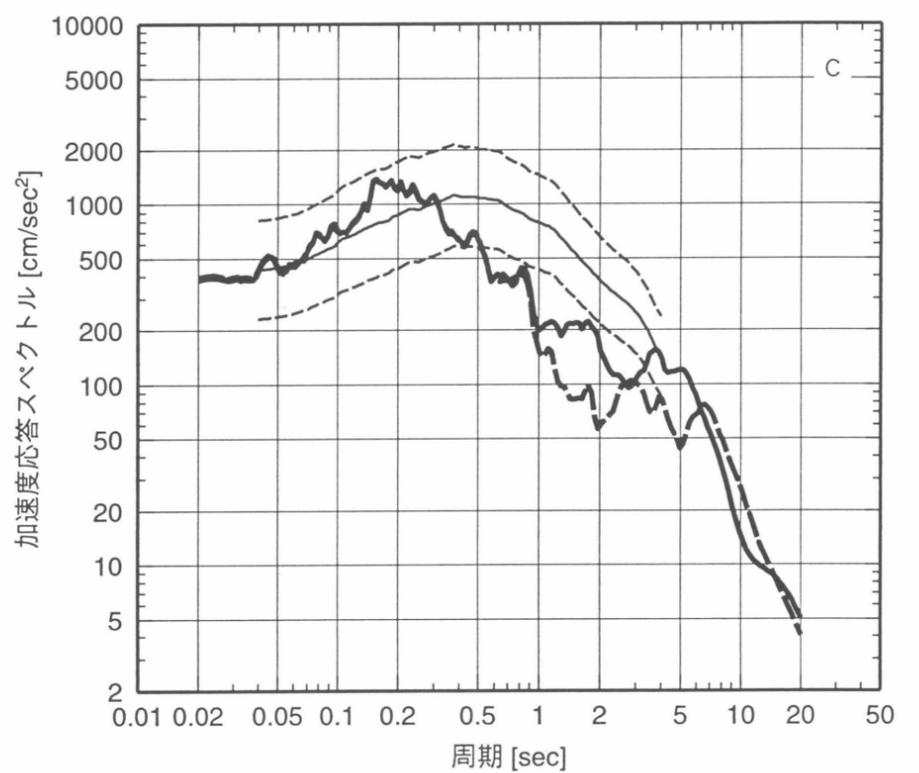


図 2 1 経験的応答スペクトル推定式 [安中 (1997)] による加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) と試算結果の加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) との比較—ケース 4 の穂高と A, B, C 地点 (地盤はすべて穂高と同じと仮定) —

## 付録：震源の特性化の手続き

ここでは震源の特性化の手続きとして、糸魚川 - 静岡構造線断層帯を起震断層とした強震動試算の検討結果から、巨視的震源特性、微視的震源特性、その他の震源特性に分けて、それぞれの現状におけるパラメータの設定方法について取りまとめたものである。

### 巨視的震源特性の与え方

断層の巨視的震源特性のパラメータとして、

- ・ 断層の幾何学的位置（基準位置と走向）
- ・ 断層の長さ・幅、深度
- ・ 地震モーメント
- ・ 断層の平均すべり量
- ・ 平均破壊速度

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

#### (1) 断層の幾何学的位置（基準位置と走向）

断層の幾何学的位置については、長期評価部会で決定された活断層評価などを基に設定する。

#### (2) 断層の長さ、幅、深度

長さ  $L$ (km)については長期評価部会で決定された活断層評価などから、断層セグメントの長さを基に設定する。

幅  $W$ (km)については、Somerville et al.(1999)による下記に示した  $W$  と  $L$  の経験的關係、

$$\begin{aligned} W &= L & L < W_{\max} \\ W &= W_{\max} & L > W_{\max} \end{aligned} \quad (1)$$

を用いる。この關係は内陸の活断層地震の  $W$  はある規模以上の地震に対して飽和して一定値となることを示している。ここで、 $W_{\max} = W_s / \sin \theta$ 、 $W_s$ :地震発生層の厚さ( $W_s \approx 20$ km)、 $\theta$ :断層の傾斜角。 $W_s = H_d - H_s$ 。 $H_d$  と  $H_s$  は地震発生層の下限および上限の深さで微小地震の深さ分布から決められる[Ito(1999)]。

断層上端の深度  $D$ (km)については、微小地震発生層の上面の深度  $H_s$ (微小地震の浅さ限界)と一致するものとする。これは、地表に断層変位が確認されていても、震源の動力学モデルの研究から地表付近の数 km に及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり破壊が地表に達することがわかってきたためである。[例えば、Dalguer et al.(2001)]

#### (3) 地震モーメント

地震モーメントは震源断層の面積との経験的關係より算定する。強震動インバージョン結果を基に設定された Somerville et al.(1999)によると地震モーメント  $M_0$ (dyne · cm)と震源断層の面積  $S$ (km<sup>2</sup>)の關係 (図 22 上段) は、

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} \quad (2)$$

となる。ただし、Somerville et al.(1999)の式は過去の大地震の強震動インバージョン結果を基に設定されているため、地震モーメントの適用範囲が制限される。したがって、適用範囲を超える地震については Wells and Coppersmith(1994)による強震動インバージョンが行われていないデータ (図 22 下段) から妥当な値を設定する。

複数の地震セグメントが同時に動く場合は、地震セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし、上式を用いて全体の総地震モーメント  $M_0$  を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの振り分けは、すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう、次式に示すようにセグメントの面積の 1.5 乗の重みで振り分ける。

$$M_{oi} = M_0 \times S_i^{1.5} / \sum S_i^{1.5} \quad (3)$$

$M_{oi}$ :  $i$  番目のセグメントのモーメント

$S_i$ :  $i$  番目のセグメントの面積

#### (4) 平均すべり量

断層全体の平均すべり量  $D$ (cm)と総地震モーメント  $M_0$ (dyne · cm)の關係は、震源断層の面

積  $S$  ( $\text{cm}^2$ )と剛性率  $\mu$  ( $\text{dyne}/\text{cm}^2$ )を用いて、

$$M_0 = \mu \times D \times S \quad (4)$$

で表される。剛性率については、地震発生層の密度、 $S$ 波速度から算定する。

#### (5) 平均破壊伝播速度

平均破壊伝播速度  $V_r$  ( $\text{km}/\text{s}$ )は、Geller et al.(1976)による地震発生層の $S$ 波速度  $V_s$  ( $\text{km}/\text{s}$ )との関係から、

$$V_r = 0.72 \times V_s \quad (5)$$

で推定される。

#### 微視的震源特性の与え方

断層の微視的震源特性のパラメータとして、

- ・ アスペリティの面積・個数
- ・ アスペリティの幾何学的位置
- ・ アスペリティ、背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・ すべり速度時間関数
- ・  $f_{\max}$

を設定する必要がある。それぞれのパラメータの設定方法について、以下に説明する。

#### (1) アスペリティの面積・個数

アスペリティの総面積  $S_a$  ( $\text{km}^2$ )は、Somerville et al.(1999)により、震源断層の面積  $S$  ( $\text{km}^2$ )から、

$$S_a = 0.22 \times S \quad (6)$$

で算定する。

アスペリティの個数の設定方法については入倉・三宅(2000)および入倉・三宅(2000)と壇・他(2000b)を相補的に用いる2つの考え方がある。

入倉・三宅(2000)の考え方

##### a. 断層セグメントが一つの場合

アスペリティは2つとする。このとき、最大アスペリティの面積  $S_{a1}$  ( $\text{km}^2$ )、第2アスペリティの面積  $S_{a2}$  ( $\text{km}^2$ )は、それぞれの震源断層の面積  $S$  ( $\text{km}^2$ )から、

$$S_{a1} = 0.16 \times S \quad (7)$$

$$S_{a2} = 0.06 \times S \quad (8)$$

で与えられる。

##### b. 断層セグメントが複数の場合

アスペリティを1)各セグメントに1つずつ置くケース、2)2つずつ置くケース、の2ケース想定される。その際、アスペリティの面積は1)の場合はセグメント面積の22%、2)の場合はセグメント面積の16%が最大アスペリティ、6%が第2アスペリティとなる。

入倉・三宅(2000)と壇・他(2000b)を相補的に用いる考え方

壇・他(2000b)では、短周期加速度震源スペクトルレベル  $A$  ( $\text{dyne} \cdot \text{cm}/\text{sec}^2$ )を内陸地震の震源断層の総地震モーメント  $M_0$  ( $\text{dyne} \cdot \text{cm}$ )との経験的關係 (図2.3)の回帰式

$$A = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad (9)$$

より算定する。この短周期加速度震源スペクトルレベル  $A$  から、アスペリティの総面積  $S_a$ 、総地震モーメント  $M_0$  等を用いてアスペリティの実効応力を算定する[本付録(4)参照]。一方、入倉・三宅(2000)では、アスペリティの応力降下量はアスペリティ1個当たりの面積  $S_a$  とアスペリティ1個当たりの地震モーメント  $M_{0a}$  で算定され、アスペリティ1個当たりの面積で変化する[本付録(4)参照]。これらから、アスペリティの総面積  $S_a$  が一定であれば、両者の關係(実効応力と応力降下量が等しいと仮定)から有効なアスペリティの数が一義的に推定される。

#### (2) アスペリティの幾何学的位置

本報告では、地表で断層変位が大きいところが確認された箇所、確認できなければ安全サ

イドを考慮して評価地点に影響が大きい箇所に設定した。現状では、地震前にアスペリティの幾何学的位置を特定することは難しい。

(3) アスペリティと背景領域のすべり量

アスペリティのすべり量  $D_a$ (cm)は、Somerville et al.(1999)により、全体の平均すべり量  $D$ との関係から

$$D_a = 2.01 \times D \quad (10)$$

となる。複数の断層セグメントが同時に動く場合には、(10)式の  $D$  が断層セグメントの平均すべり量となる。

背景領域のすべり量  $D_b$ (cm)は、(4)式と(6)式と(10)式から

$$D_b = (M_o - 0.44M_o) / \mu / (S - 0.22S) \quad (11)$$

(4) アスペリティと背景領域の応力降下量

アスペリティの個数の設定方法については入倉・三宅(2000)および壇・他(2000b)の2つの考え方がある。

入倉・三宅(2000)の考え方

アスペリティの応力降下量  $a$ (bar)は、アスペリティを均質な無限媒質中の円形クラックと仮定して、円形クラックの式

$$= 7/16 \times (\mu D/R) \quad D: \text{平均すべり量} \quad R: \text{半径}$$

をあてはめ、かつ  $M_{oa} = \mu \times D_a \times S_a$  および  $S_a = R a^2$  の関係から、

$$a = 2.436 \times M_{oa} / S_a^{3/2} \quad (12)$$

となる。

背景領域の応力降下量  $b$ (bar)は、入倉・三宅(2000)では規定されていないため、円形クラックの式を準用させ、

$$b = 2.436 \times M_{ob} / S_b^{3/2} \quad (13)$$

で算定した。

壇・他(2000b)の考え方

アスペリティおよび背景領域の実効応力  $a$ 、 $b$  は、短周期加速度震源スペクトルレベル  $A$  と実効応力  $a$  の関係、震源のスケーリング則(  $A$  : 断層全体の平均値に対するアスペリティ内の平均値)、断層全体の物理量とアスペリティ(添字  $a$ )、背景領域(添字  $b$ )の物理量の関係から、

$$A a = 4 (S_a / \mu)^{1/2} a^2 \quad (14)$$

$$A b = 4 (S_b / \mu)^{1/2} b^2 \quad (15)$$

$S$  : 断層面の  $S$  波速度(km/s)

$$S a = s \times S \quad (16)$$

$$a = \mu \times S \quad (17)$$

$$= (\mu a \times S_a + \mu b \times S_b) / S \quad (18)$$

$$A = (A a^2 + A b^2)^{1/2} \quad (19)$$

$$S = S_a + S_b \quad (20)$$

となり、これらの式より

$$a = [(1 - s) / (1 - s \times \mu)] b \quad (21)$$

$$b = A [ s \{ (1 - s) / (1 - s \times \mu) \}^2 + 1 - s ]^{-1/2} / [4 (S)^{1/2} \mu] \quad (22)$$

と表される。応力降下量と実効応力はほぼ等しいとする。

(5) すべり速度時間関数

中村・宮武(2000)の近似式を用いる。中村・宮武(2000)の近似式は、

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \times t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t-t_b)^{0.5} & t_b < t < t_r \\ c - ar(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (23)$$

$$\begin{aligned} \text{ただし、} & \quad b = (5tb - 6td) / \{2(1 - td/tb)\} \\ & \quad b = 2V_m \times tb / td \times (tb - \quad)^{0.5} \cdot (1 - tb/2td) \\ & \quad c, ar : \text{係数、} \quad tr : (ts - tr) = 2:1 \end{aligned}$$

で表され、この近似式を計算するためには、

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$
- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$
- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{0.5}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$
- ・ ライズタイム  $t_r$

の4つのパラメータを与える必要があり、それぞれのパラメータの設定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり速度振幅  $V_m$

$$V_m = \quad \times (2 \times f_c \times w \times V_r)^{0.5} / \mu \quad (24)$$

$f_c$  : ローパスフィルタのコーナー周波数 ( $f_{max}$  と同等)

$w$  : 断層幅

- ・ 最大すべり速度到達時間  $t_d$

$$f_{max} = 1 / (\quad \times t_d) \quad (25)$$

- ・ すべり速度振幅が  $1/t^{0.5}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$

(23)式で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム  $t_r$

$$t_r = w / (2 \times V_r) \quad (26)$$

#### (6) $f_{max}$

$f_{max}$  については震源に依存するものであるのか、地点に依存するものであるのか、実際のところ、十分に解明されていないが、震源に依存するものと仮定して、過去の地震の解析結果を基に設定する。ここでは、佐藤・他(1994)により福島県沖地震で解析された 13.5Hz、鶴来・他(1997)により、兵庫県南部地震で解析された値 6Hz の2つのケースを想定した。 $f_{max}$  については地域性・規模依存性といった研究成果も報告されており、可能であればそういった点を取り入れる。

その他の震源特性の与え方

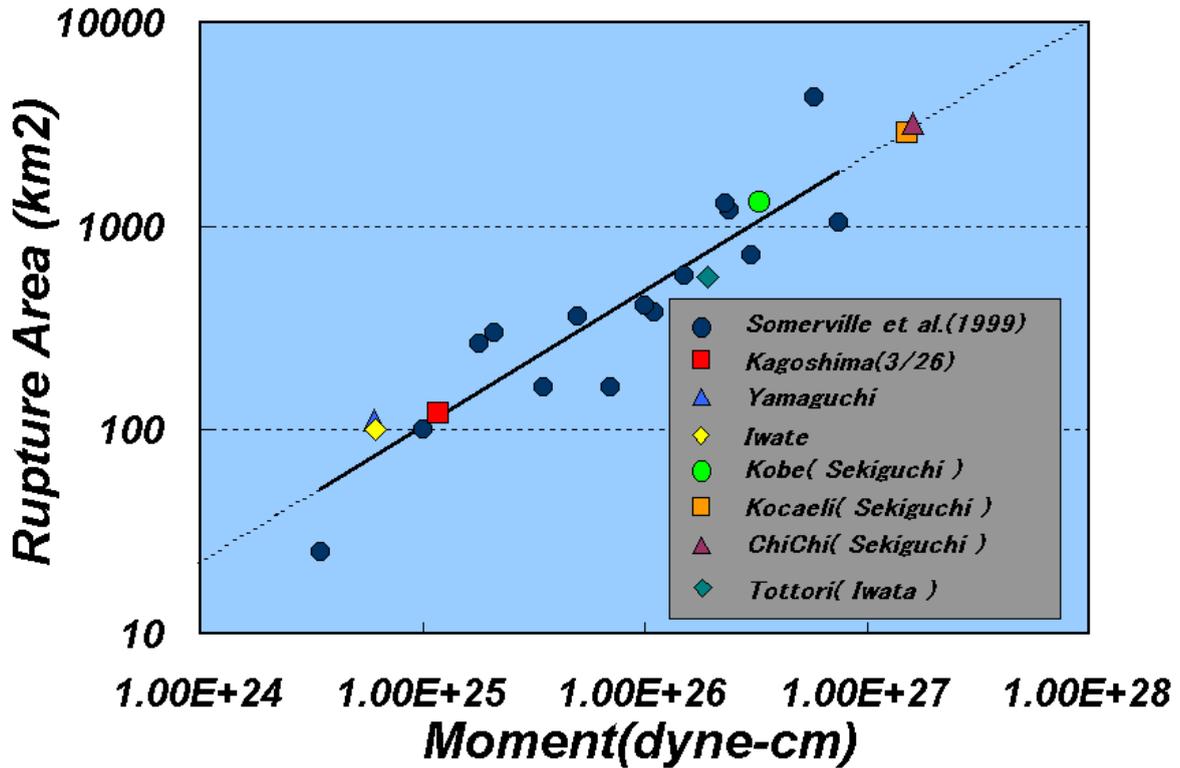
#### (1) 破壊開始点

中田・他(1998)による活断層の分岐形態と破壊開始点および破壊進行方向との関係についてのモデル化に基づき、破壊開始点の位置を推定する。深さについては、暫定的に断層の中心の深度に設定した。

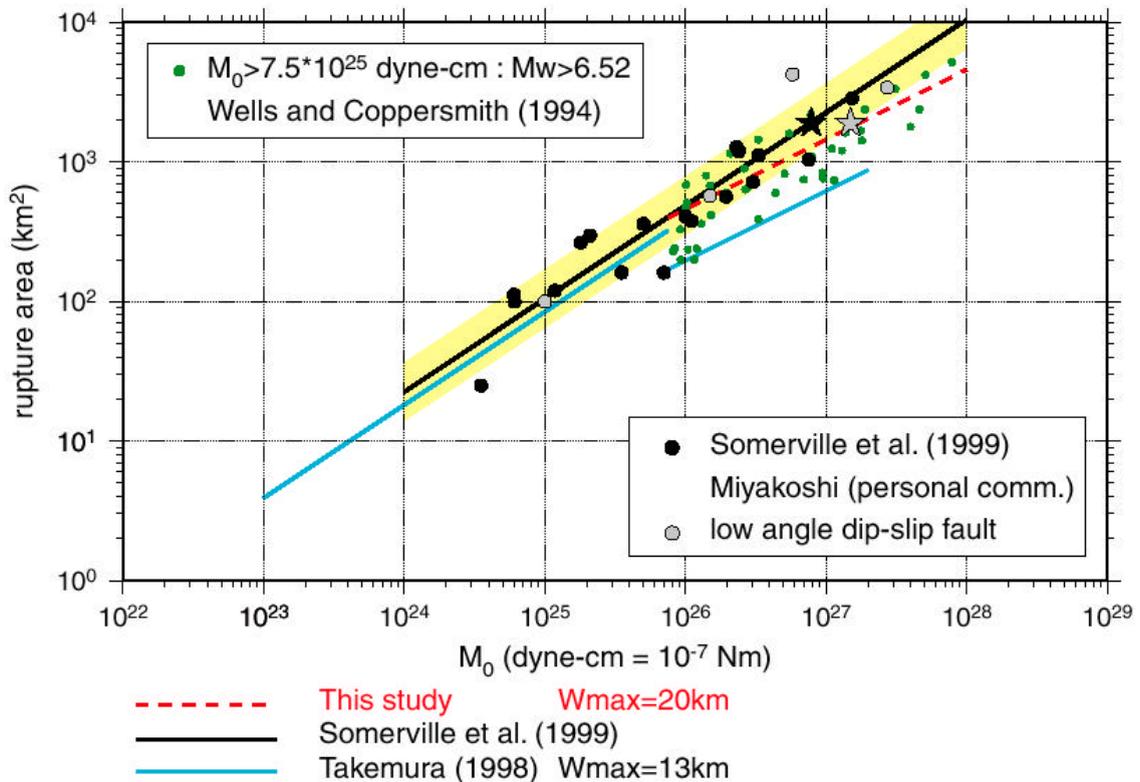
#### (2) 破壊形態

破壊開始点から放射状に割れていくものとし、異なる断層セグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。

1) 関口・岩田(2000):Somerville et al.(1999)のデータに最近発生した地震を加えたデータ



2) 入倉・三宅(2001)



: 本調査のケース 1 ~ 3 における設定値、 : 本調査のケース 4 における設定値

図 2 2 地震モーメントと断層面積の関係

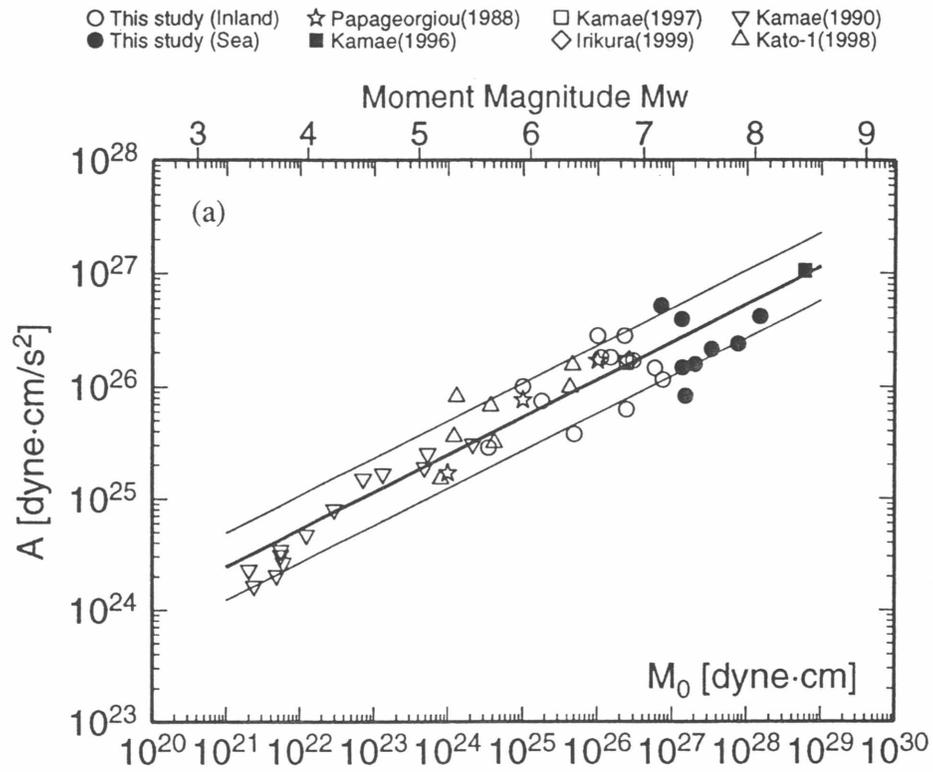


図 2 3 短周期震源加速度スペクトルレベルと地震モーメントの関係 [壇・他 (2000b)]

## 参考文献 (アルファベット順)

- 安中正、山崎文雄、片平冬樹(1997): 気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案、第 24 回地震工学研究発表会講演論文集、161-164.
- 浅野鑿井工業株式会社(1971): 長野県松塩・諏訪地域地下水利用適正化調査報告書、通産省
- 壇一男、渡辺基史、佐藤俊明、宮腰淳一、佐藤智美(2000a): 統計的グリーン関数法による 1923 年関東地震 ( $M_{JMA}7.9$ ) の広域強震動評価、日本建築学会構造系論文集、530、53-62.
- 壇一男、渡辺基史、佐藤俊明、石井透(2000b): 断層の非一様破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、日本地震学会講演予稿集、2000 年秋季大会
- Dalguer L.A; Irikura K; Riera J. And Chiu H.C (2001): Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake. Geophysical Research Letters, April 1, vol. 28, no. 7, 1327-1330.
- Das, S. and B. V. Kostrov(1986):Fracture of a single asperity on a finite fault, Earthquake Source Mechanics, Maurice Ewing Volume 6, American Geophysical Union, 91-96.
- 福島美光、田中貞二(1992): 新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂、地震学会講演予稿集、No.2、116.
- Geller,R.J.(1976):Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am, 66, 1501-1523.
- Hisada, Y.(1995):An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depth (part2),Bull. Seis. Soc. Am., 85, pp.1080-1093.
- Ikami, A.,T. Yokoi, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R.S. Matsu'ura and K. Wada(1986):A seismic refraction profile in and around Nagano Prefecture, Central Japan, J. Phys. Earth, 34, 457-474.
- Ito, K.(1999) : Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, Tectonophysics, 306, 423-433.
- 入倉孝次郎、三宅弘恵(2000): 強震動予測のための断層震源の特性化の手続き、文部省科学研究費 (No.08248111) 特定領域研究(A) 計画研究 A1「活断層の危険度評価と強震動予測」、第 7 章付録、128-145.
- 入倉孝次郎、三宅弘恵(2001): M8 クラスの大地震の断層パラメーター - 断層長さ、幅、変位と地震モーメントの関係 - の再検討、<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/irikura/M8.html>
- 地震調査委員会長期評価部会(2000): 糸魚川 - 静岡構造線断層帯の形状の評価について (本報告書添付資料参照)
- 地震調査研究推進本部(1999): 地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策 - 地震調査研究の推進について -
- 科学技術庁(2000): 第 1 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集
- 香川敬生、入倉孝次郎、武村雅之(1998): 強震動予測の現状と将来の展望、地震 2、51、339-354.
- 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.
- 川瀬博、松島信一(1998): 三次元盆地構造を考慮した 1995 年兵庫県南部地震の神戸地域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、514、111-118.
- Kinoshita, S.(1994):Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of southern Kanto area, Japan, Bull. Seis. Soc. Am., 84, 1387-1396.
- Kinoshita, S., (1998): Kyoshin Net (K-NET), Seismological Research Letters, 69, 309-332.
- 狐崎長琅、後藤典俊、小林芳正、井川猛、堀家正則、斎藤徳美、黒田徹、山根修、奥住宏一(1990): 地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定、自然災害科学、9-3、1-17.
- 纈纈一起(1993): 基盤構造の探査、地震 2、46、351-370.
- Midorikawa, S.(1993):Preliminary analysis for attenuation of peak ground velocity on stiff site, Proceedings of the International Workshop on Strong Motion Data, 2, 39-48.
- 中田高、島崎邦彦、鈴木康弘、佃栄吉(1998): 活断層はどこから割れ始めるのか? -活断層の分岐形態と破壊伝播方向-、地学雑誌、107、512-528.
- 中村洋光、宮武隆(2000): 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式、地震 2、53、1-9.
- 佐藤智美、川瀬博、佐藤俊明(1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペク

- トル特性、仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析、日本建築学会構造系論文集、462、79-89.
- 関口春子、岩田知孝(2000)：K-net,Kik-net 地震記録を用いた断層破壊過程の推定、<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/ttr.source.html> (岩田知孝・関口春子・松元康広・三宅弘恵・入倉孝次郎(2000): 2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源近傍強震動, 日本地震学会秋季大会特別セッション鳥取県西部地震にて発表)
- 下川浩一、水野清秀、井村隆介、奥村晃史、杉山雄一、山崎晴雄(1995):糸魚川 静岡構造線活断層系ストリップマップ,構造図 11,地質調査所
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999):Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997)：糸魚川 - 静岡構造線活断層系の調査結果と評価について
- 武田哲也(1997)：人工地震観測データの再解析による中部日本の地殻構造の解明、東京大学理学系研究科修士論文
- Takemura, M., T. Ikeura, and R. Sato(1990):Scaling relations for source parameters and magnitude of earthquakes in the Izu Peninsula region, Japan, *Tohoku Geophys. Journ.*, 32, 77-89.
- Takeo, M.(1987):An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 490-513.
- 鶴来雅人、香川敬生、入倉孝次郎、古和田明(1997)：近畿地方で発生する地震の  $f_{max}$  に関する基礎的検討、地球惑星科学関連学会合同大会予稿集、103.
- Wells and Coppersmith(1994):New empirical relationships among magnitude ,rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84 , 974-1002.