

2 断層のモデル化

1) 検討対象とする断層の抽出

- ・ 検討対象範囲を設定し、その領域内にかかる断層のうち「日本陸域の主な起震断層と地震の表」(松田ほか(2000)¹)からマグニチュード M7(長さ L が 20km)以上となる断層を抽出する。
- ・ 断層の長さ L は、断層の始点と終点を結んだ距離とする。なお、断層の始点と終点は、地震調査委員会の「長期評価」等²を参照する。

(注) 本資料において、マグニチュード M は、気象庁マグニチュードを意味する。

2) 断層の形状(近似)

抽出した震源断層をモデル化するにあたり、震源断層をできるだけ少数の矩形断層に分割し近似する。近似の仕方は以下のとおり。

- ・ 断層の分割： 断層帯のトレースを、出来るだけ少数の線分で近似し、それぞれの線分ごとに断層を分割する。
- ・ 走向： 上記の線分をもって、分割した断層の走向とする。
- ・ 傾斜角： 分割した断層ごとに傾斜角を設定する。傾斜角の設定は次の通り。
ほぼ垂直に近いとされているものは、90度とする。
45度より高角と思われるが、上記と異なるものは、60度とする。
45度より低角と思われるものは、30度とする。
45度前後と思われるもの、あるいは傾斜角が不明なものは、45度とする。
ただし、断層傾斜角について、ほぼ共通の値が用いられているものについては、その値を用いる(琵琶湖西岸断層帯、上町断層帯、花折断層帯南東部の傾斜は70度)。
- ・ 断層の上端： 深さ 4km あるいは「地震基盤($V_s=3,000\text{m/s}$) + 2km」のいずれかの深い方とする。
- ・ 断層の下端： 地震調査委員会の記述を参照して設定する。
- ・ 断層の幅： 断層上端と下端から傾斜角を考慮して算出する。ただし、断層幅は最大 30km とする(1)。
- ・ 横ずれと逆断層の接続の仕方： 横ずれ断層の上端に逆断層の上端を一致させる。
- ・ 断層面が交差した場合の処理： 分割した断層が交差した場合には、その交差線をもって断層を区分して近似する。

¹ 松田時彦, 塚崎朋美, 萩谷まり, 2000, 日本陸域の主な起震断層と地震の表, 活断層研究, 19,33-54.

² 地震調査研究推進本部地震調査委員会による各断層の「長期評価」や「全国を概観した地震動予測地図」を参照した。

³ 小田切聡子, 島崎邦彦, 2001, 歴史地震と起震断層との対応, 地震 2,54,47-61.

断層幅は最大 30km とする。

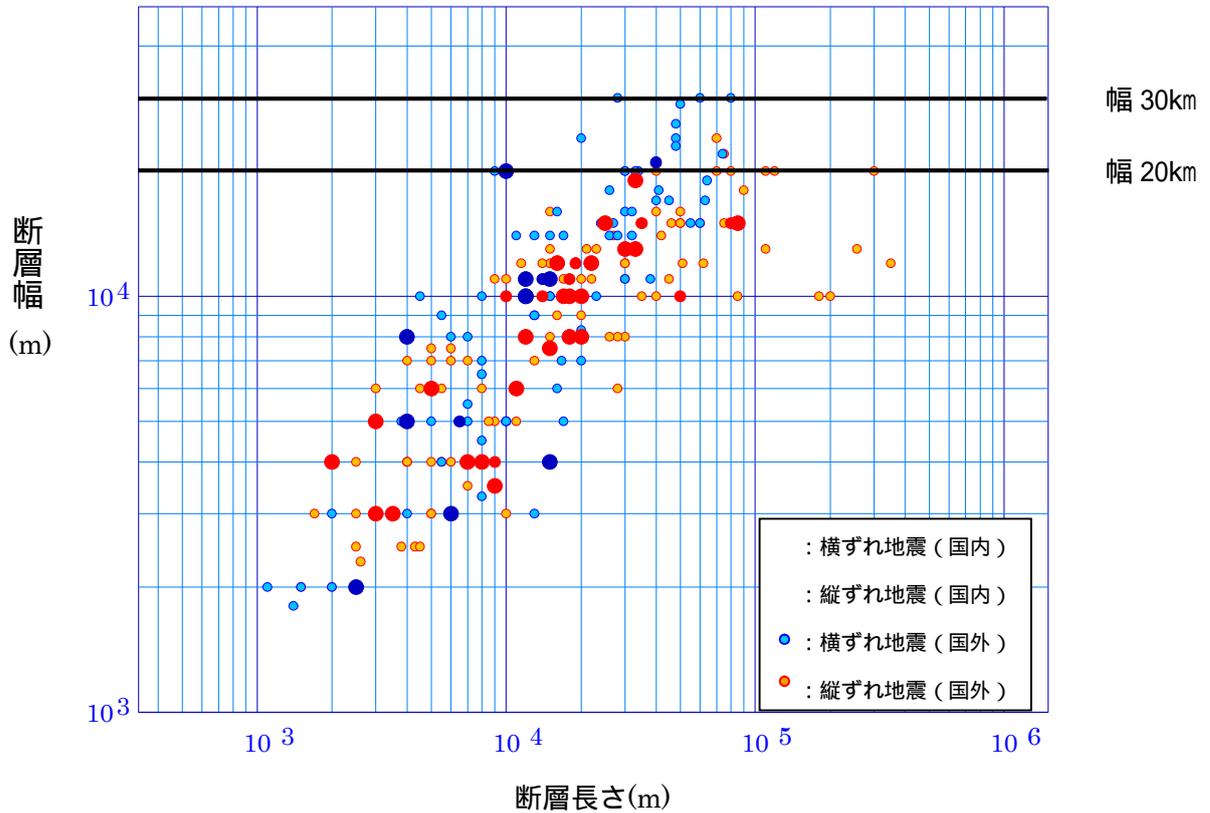


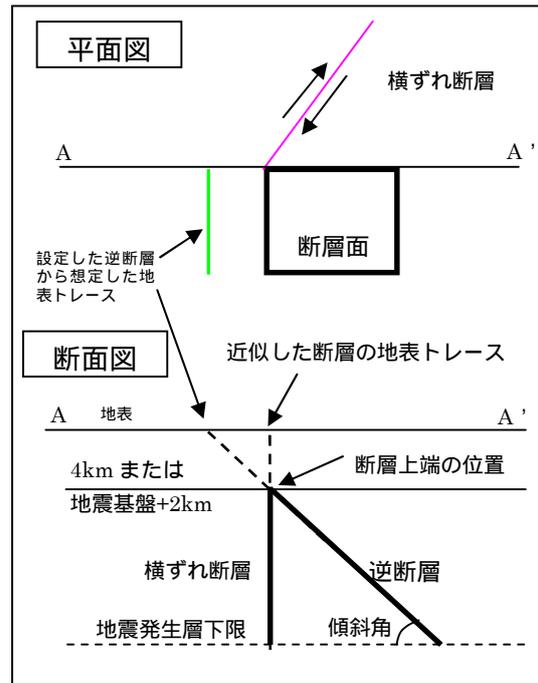
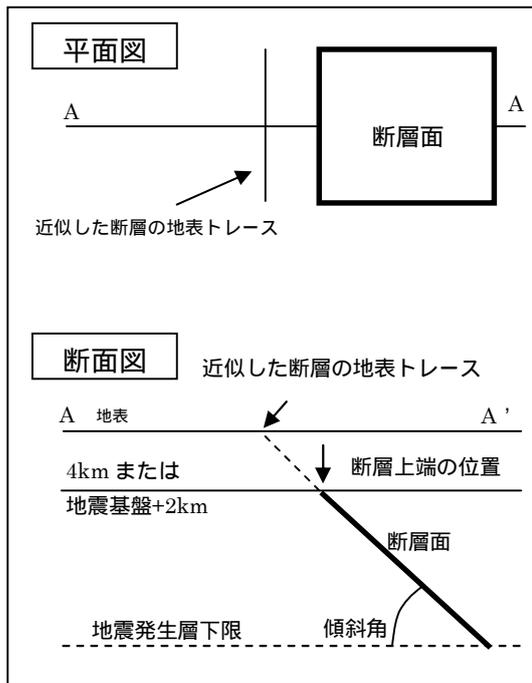
図 2.2.1 断層の長さ と断層幅の関係

武村 (1998)⁴ と Wells and Coppersmith(1994)⁵ データリストより作成。

この図から断層幅が広いものでも 20~30km 程度と考えられる。

⁴ 武村雅之, 1998, 日本列島における地殻内地震のスケールリング則 ~地震断層の影響および被害地震との関連, 地震 2, 51, 211-218.

⁵ Wells, D. L., and K. J. Coppersmith, 1994, New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 974-1002.



a) 逆断層のみまたは横ずれ断層のみでモデル化した場合

b) 横ずれ断層と逆断層からなる断層帯の場合

図 2.2.2 断層の置き方の概念図

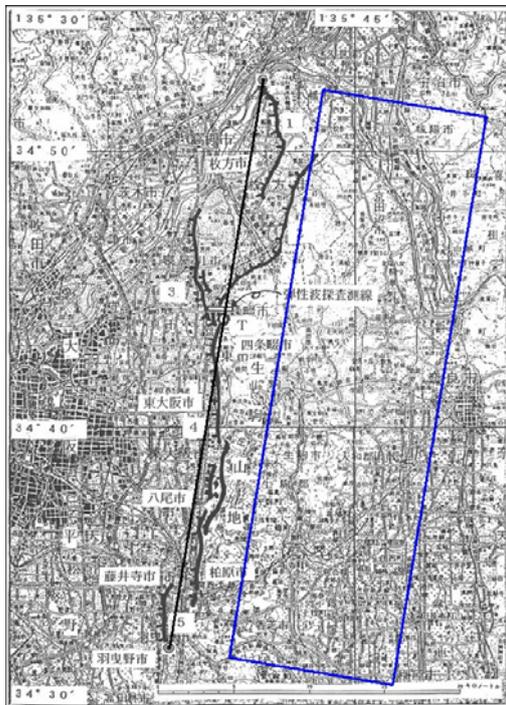


図 2.2.3 逆断層のみから構成される断層帯の例 (生駒断層帯)

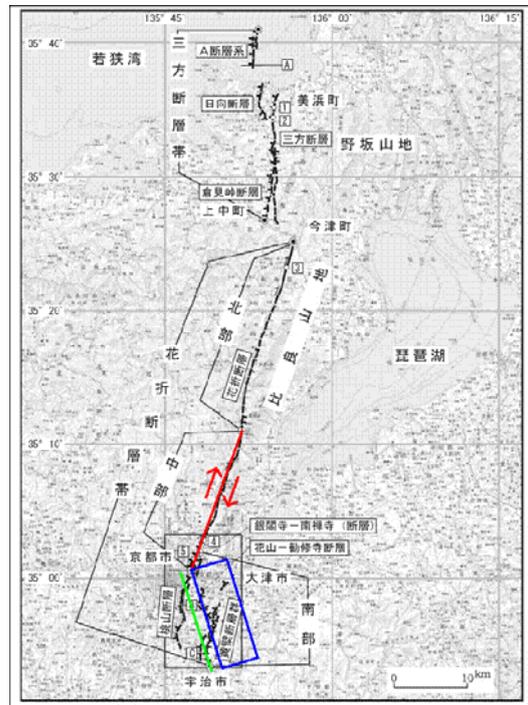


図 2.2.4 逆断層と横ずれ断層の双方から構成される断層帯の例 (花折断層帯)

3) 断層の巨視的なパラメータ

断層の長さおよびモーメントマグニチュード (2)

- 断層の長さ L (km) とマグニチュード M の関係式 (松田式, 1975⁶)

$$\log L = 0.6 M - 2.9$$

- モーメントマグニチュード M_w とマグニチュード M の関係式 (中央防災会議 2004⁷)

$$M_w = 0.88M + 0.54$$

- 断層長さとモーメントマグニチュードの関係式

$$M_w = 0.88 \cdot \left(\frac{\log L + 2.9}{0.6} \right) + 0.54$$

地震モーメントと断層の面積および平均変位量

- モーメントマグニチュードと地震モーメントの関係式

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$$

- 地震モーメント M_0 と断層面積 S (km²) 及び断層平均変位量 D (m) の関係式

$$M_0 = \mu D S$$

μ : 剛性率

平均応力パラメータ

- 断層全体の平均応力パラメータは 3MPa とする。

震源断層のセグメント分け (3)

- 震源断層を分割した断層をもって、セグメントとする。ただし、震源断層がひとつの矩形で近似された場合には、地表断層の形状等からその断層は2つのセグメントに分割する。

小断層による断層の近似

- 震源断層は、セグメントごとに 2km × 2km 程度の小断層で近似する。

破壊伝播速度及び f_{max}

- 破壊伝播速度 V_r (km/s) は、次式から算出した。ただし、S波速度 V_s は 3.5km/s とした。

$$V_r = 0.72V_s$$

- f_{max} は、兵庫県南部地震から推定された値、6Hz とした。

⁶ 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2, 28, 269-283.

⁷ 中央防災会議, 2004, 第12回「首都直下地震対策専門調査会」資料2-2「地震ワーキンググループ報告書」.

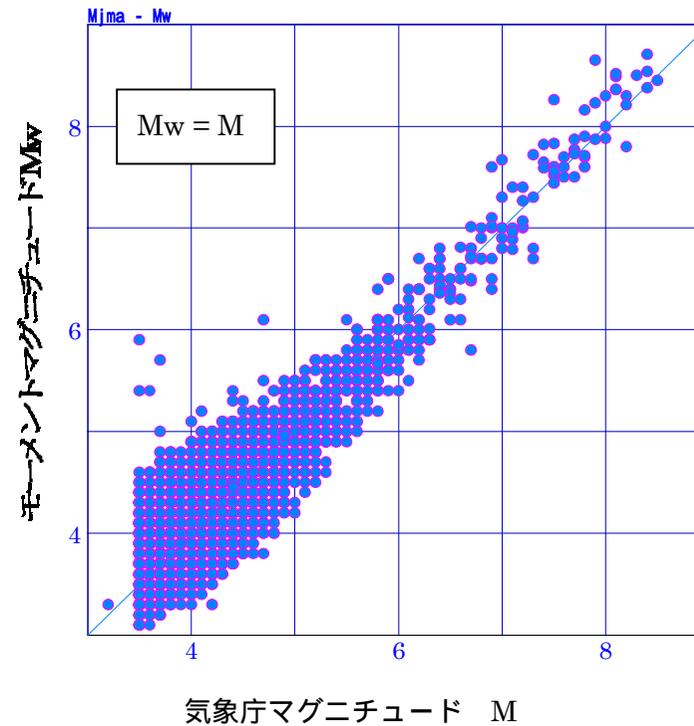
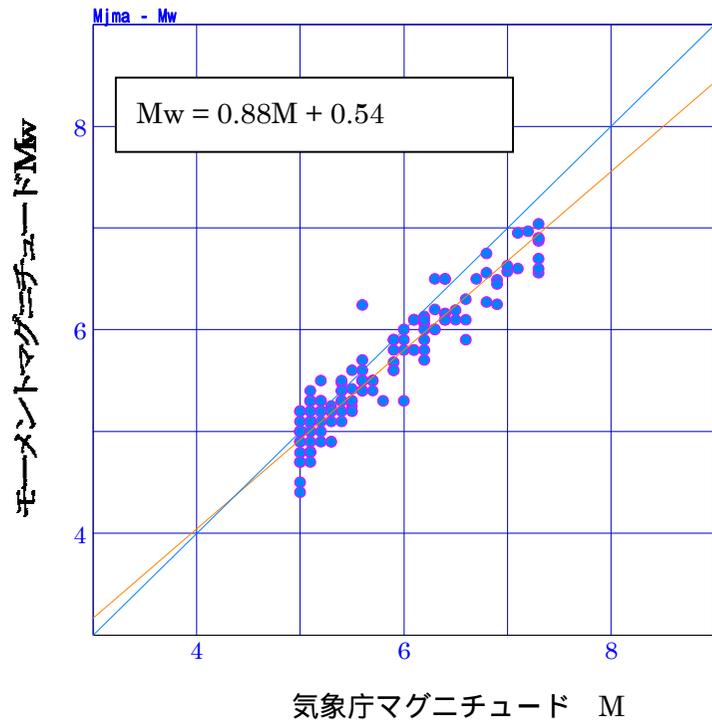


図 2.3.1 気象庁マグニチュード M とモーメントマグニチュード M_w との関係

左：内陸地震については、 $M > 5$ に対して、 $M > M_w$

濃尾地震を除く $M 5$ 以上の地震に対し、主成分分析により回帰直線を求めた。

右：海溝型地震

2 地震モーメント(Mo)と断層の長さ(L)及び面積(S)との関係

表 2.3.1 地震モーメントと断層長さの関係式

本調査会	
Shimazaki (1986)	$\log L = 0.281 \log Mo - 5.98$ ($Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$) $\log L = 0.524 \log Mo - 12.44$ $(7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \leq Mo < 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm})$
武村 (1998)	$\log L = 1/3 \log Mo - 7.28$ ($Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$) $\log L = 1/2 \log Mo - 11.82$ ($7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \leq Mo < 2 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$)
Fujii & Matsu'ura (2000)	$Mo = WL^2 / (L + \lambda)$ $(\lambda = 0.014, \lambda = 1.0)$ $(Mo < 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm})$

表 2.3.2 地震モーメントと断層面積の関係式

武村 (1998)	$\log L = 2/3 \log Mo - 14.74$ ($Mo < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$) $\log S = 1/2 \log Mo - 10.71$ ($7.5 \times 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm} \leq Mo < 2 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$)
Irikura et al.(2004)	$S = 4.59 \times 10^{-11} Mo^{1/2}$ $(Mo < 1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm})$
Wells & Coppersmith (1994)	$\text{Log}(S) = -3.49 + 0.91 \cdot Mw$ ($4.8 < Mw < 7.9$)
入倉・三宅 (2001)	$S = 2.23 \times 10^{-15} Mo^{2/3}$ ($Mo < 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$) $S = 4.24 \times 10^{-11} Mo^{1/2}$ ($Mo > 10^{26} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$)

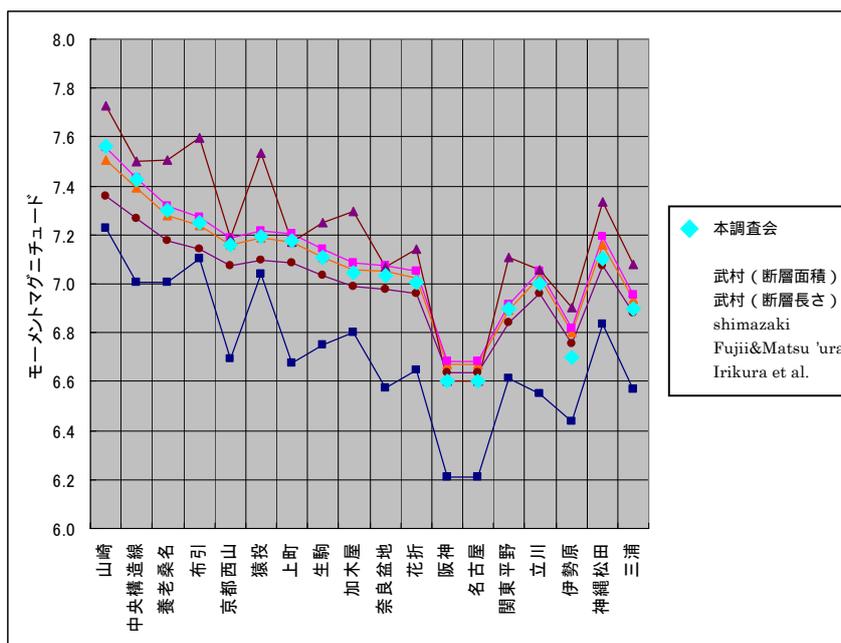


図 2.3.2 各式で計算されたモーメントマグニチュード

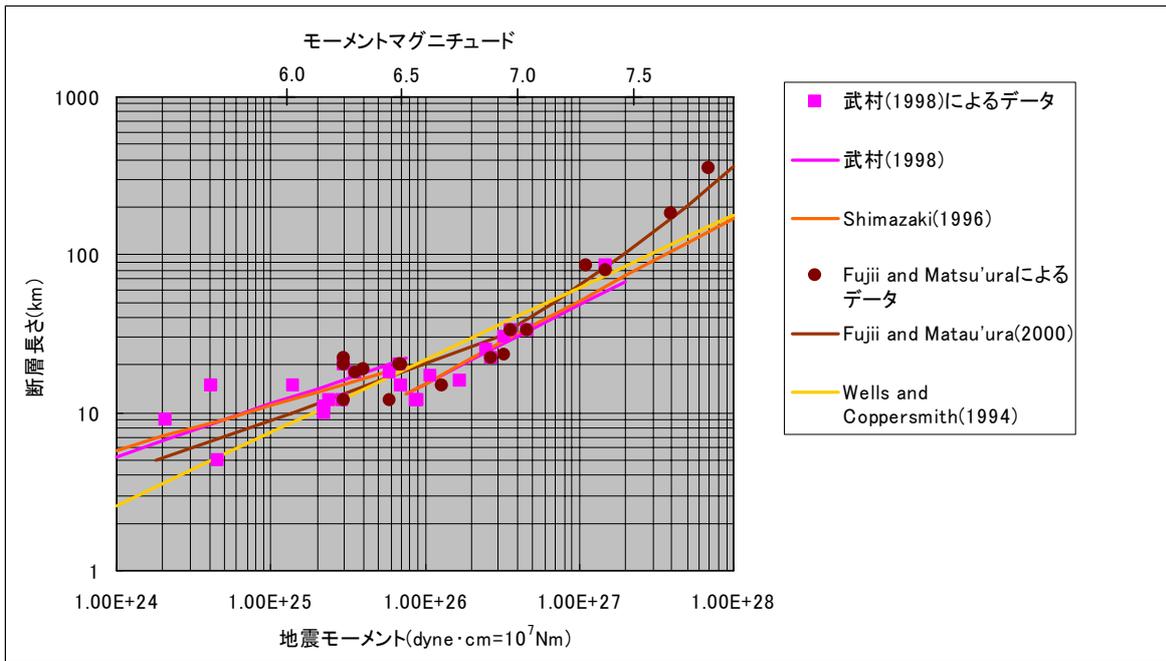


図 2.3.3 地震モーメントと断層長さの関係 (既存の研究の比較)

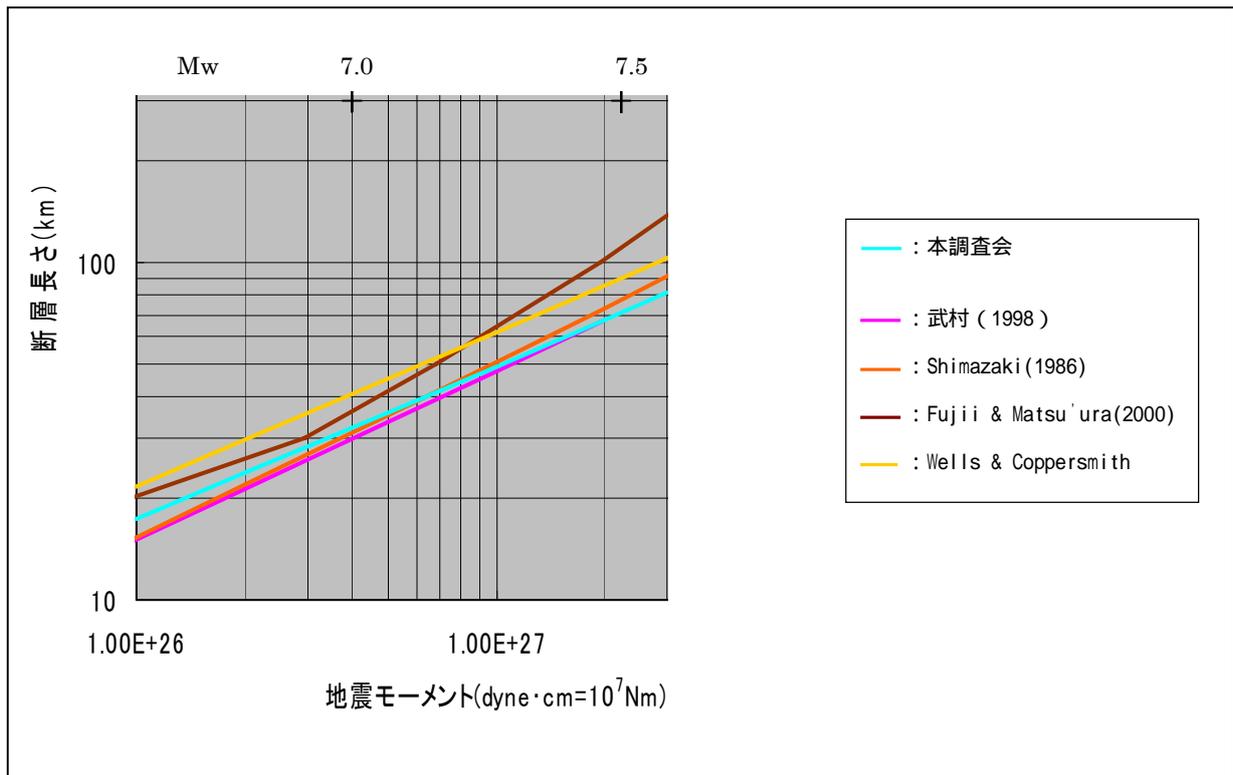


図 2.3.4 地震モーメントと断層長さの関係 (本調査会と既存の研究との比較)

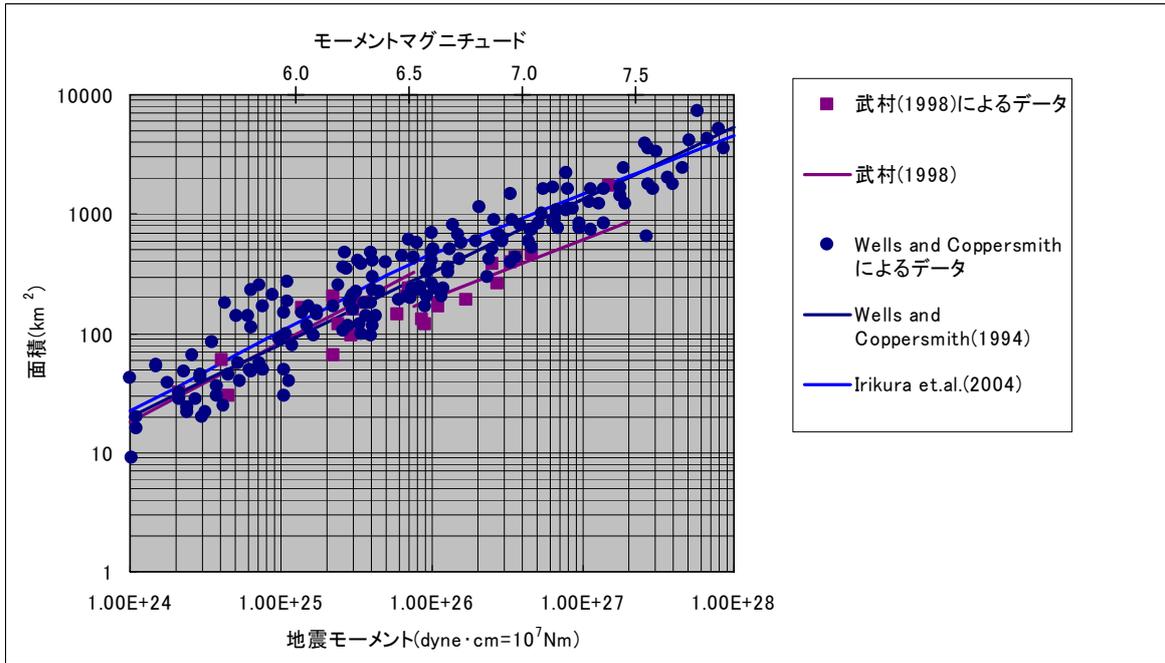


図 2.3.5 地震モーメントと断層面積の関係 (既存の研究の比較)

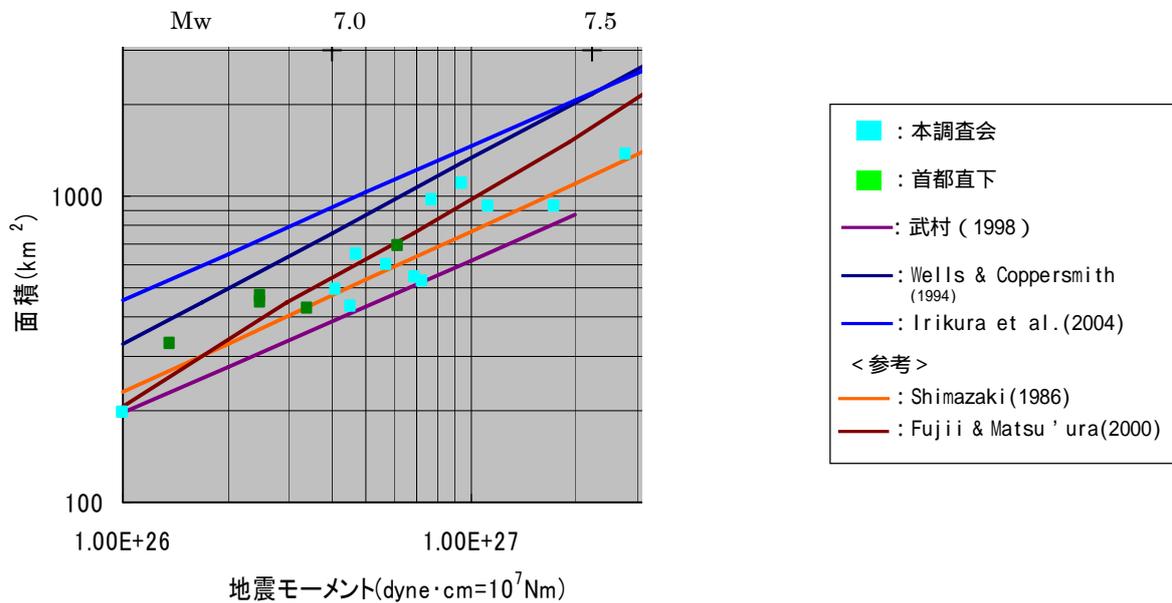


図 2.3.6 地震モーメントと断層長さの関係 (本調査会と既存の研究との比較)

3 震源断層のセグメント分けの例

震源断層を分割した断層をもって、セグメントとする。ただし、震源断層がひとつの矩形で近似された場合には、地表断層の形状等からその断層は2つのセグメントに分割する。

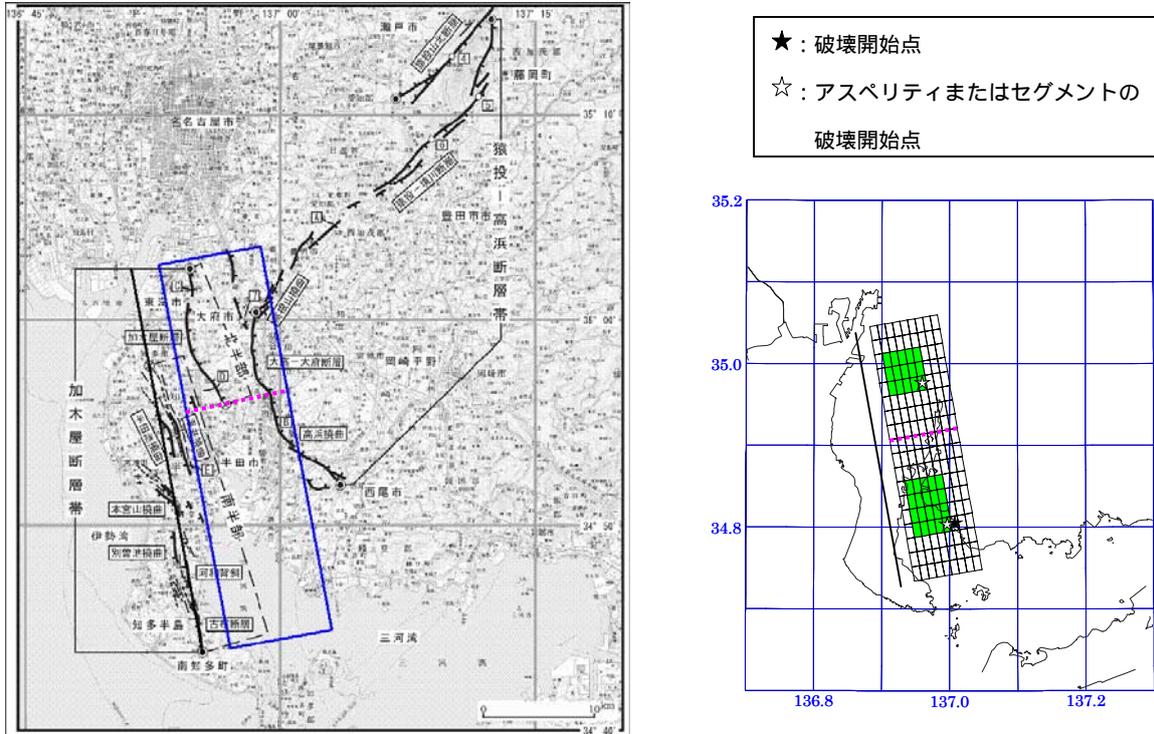


図 2.3.7 加木屋断層帯のセグメント分け

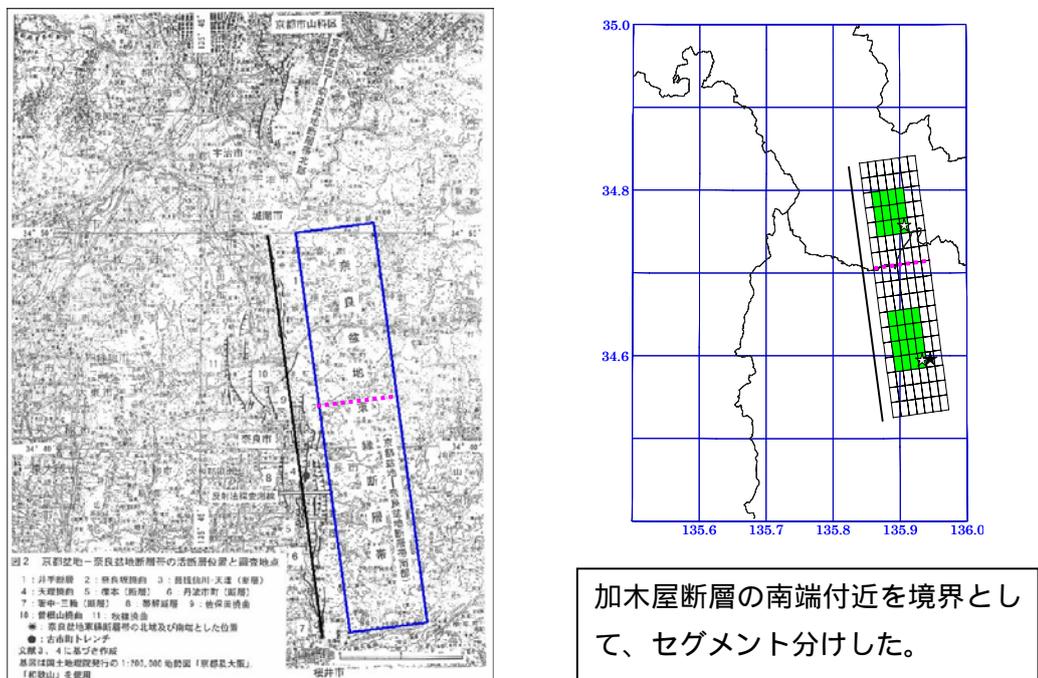
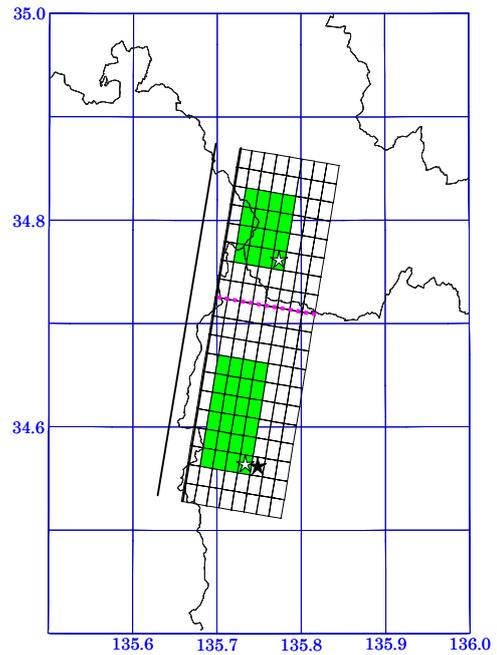
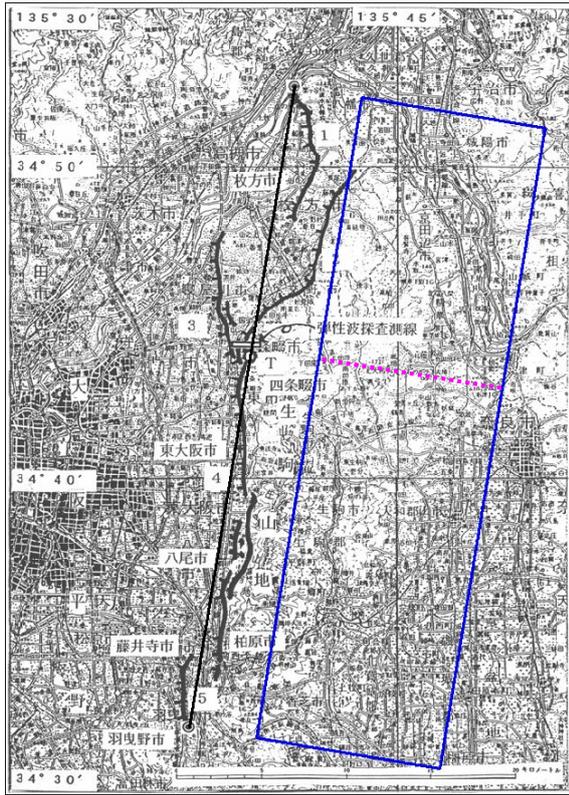
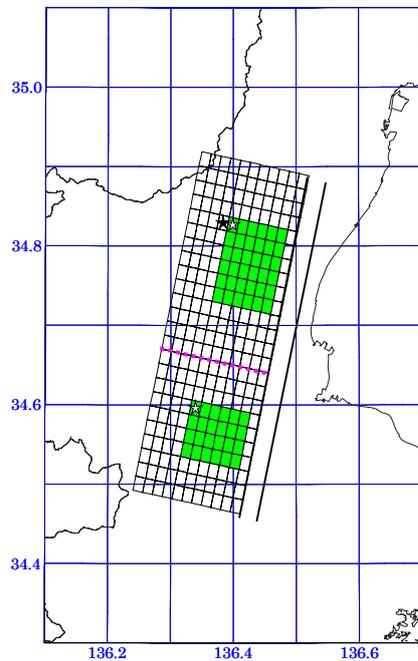
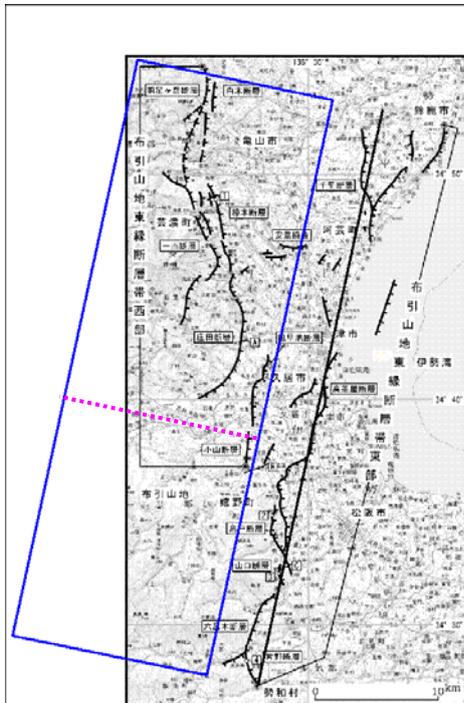


図 2.3.8 奈良盆地東縁断層帯のセグメント分け



断層中央部に位置する生駒断層の北端付近を境界として、セグメント分けした。

図 2.3.9 生駒断層帯のセグメント分け



小山断層南部付近を境として、セグメント分けした。

図 2.3.10 布引山地断層帯のセグメント分け

4) アスペリティの設定

アスペリティは、各セグメントの中心部にひとつ配置する(4)。

アスペリティは小断層からなる矩形とする。

アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から2列目とする(5)。

アスペリティの深さ方向の幅は、断層幅の50%程度とする(6)。

アスペリティの面積は各セグメント面積に対して20%よりやや大きな値となるようアスペリティを設定する小断層を調整する(7)。

アスペリティの平均変位 D_a は断層の平均変位の2倍とする(8)。

アスペリティの総モーメント M_{oa} は、アスペリティの面積 S_a と平均変位 D_a より次式から求める。

$$M_{oa} = \mu D_a S_a$$

μ : 剛性率

アスペリティが複数ある場合、個々のアスペリティのモーメント M_{oai} は、それぞれのアスペリティの面積 S_{ai} の3/2乗の重みで振り分ける。

$$M_{oai} = M_{oa} \cdot S_{ai}^{3/2} / \sum S_{ai}^{3/2}$$

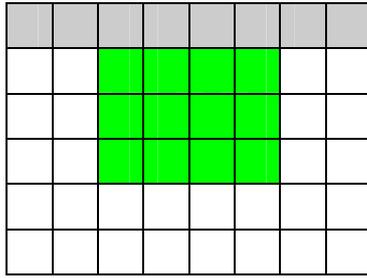
4

アスペリティは、変位速度が大きな領域にあるとされていることから、変位速度が大きい場所が明確に判明している場合にはそこにアスペリティをおくことが望ましいが、今回はそのような知見が得られていないことから、各セグメントの中心部にひとつ配置する。

注1) セグメントとアスペリティの小断層の走向方向の数の都合で、アスペリティが完全にセグメントの中心とならない場合には、基本的に断層全体の中心から見て外側にアスペリティが位置する方向にずらす。

注2) 上町断層帯については、断層北端は地形的に不明瞭であり、第四紀後期の活動が不活発である可能性もあることより、北部セグメントのアスペリティを内側にずらした。

アスペリティの上端は、震源断層を近似した小断層の上端から 2 列目とする。



上端 1 列目は背景とする

断層内のすべり量やモーメントの分布をまとめた Mai et al. (2005)⁸ のデータベース⁹をもとに、アスペリティの特徴を調査した(増田・横田, 2006)¹⁰。その結果をから、断層の深さ方向にすべり量の分布をみると、概ね上端から 5%程度まではすべり量が小さいことが分かる(図 2.4.1)。従って、断層モデルの上端 1 列目は背景領域とし、アスペリティとする要素断層の上端は、断層モデル上端から 2 列目とする。この結果アスペリティの上端は、断層上端から断層幅の 10~17%に位置することとなる。

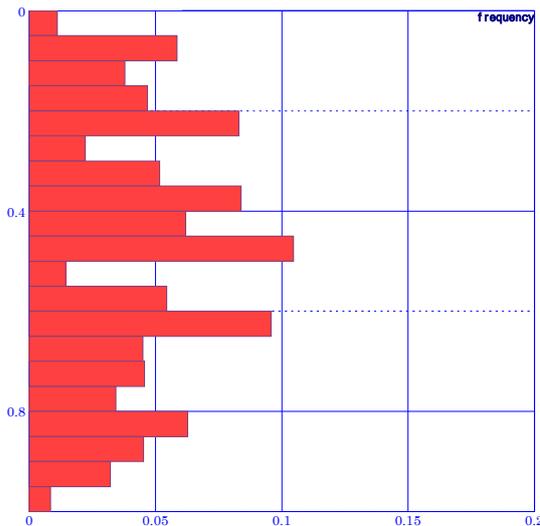


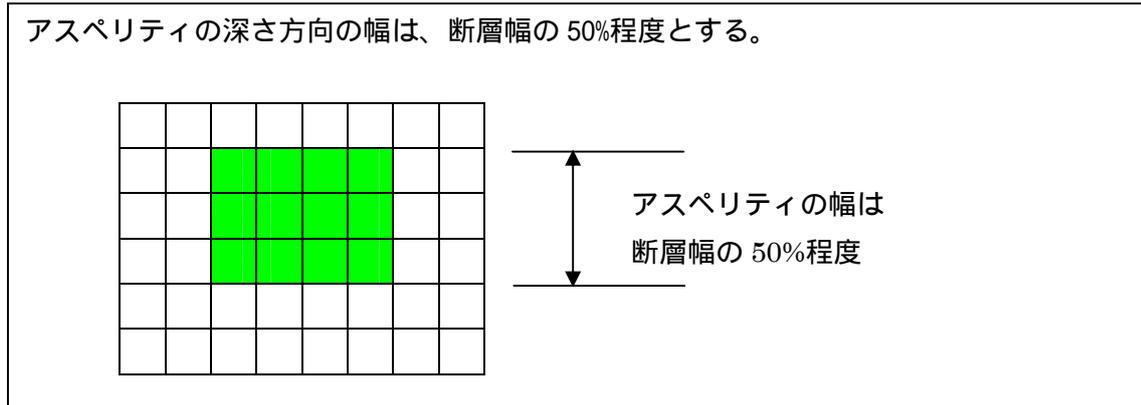
図 2.4.1 アスペリティの深さ方向の位置の分布

横軸：出現頻度
縦軸：アスペリティの位置
(断層幅で規格化)

⁸ Mai et al. (2005): Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, BSSA, Vol. 95, No. 3, pp. 965–980.

⁹ 個々のデータ(すべり量等解析結果)の解析範囲の設定によるばらつきを抑えるために、Somerville(1999)に倣ってトリミングを施した。

¹⁰ 増田徹・横田崇, 2006, アスペリティの特徴, 日本地震学会講演予稿集(2006年度秋季大会), D011.



Mai et al. (2005)⁸ のデータベースをもとにまとめた結果 (増田・横田, 2006)¹⁰ から、断層の深さ方向にすべり量の分布をみると、アスペリティ (すべり量の比較的大きい領域) は概ね断層幅の 50%程度であることが分かる (図 2.4.2)。

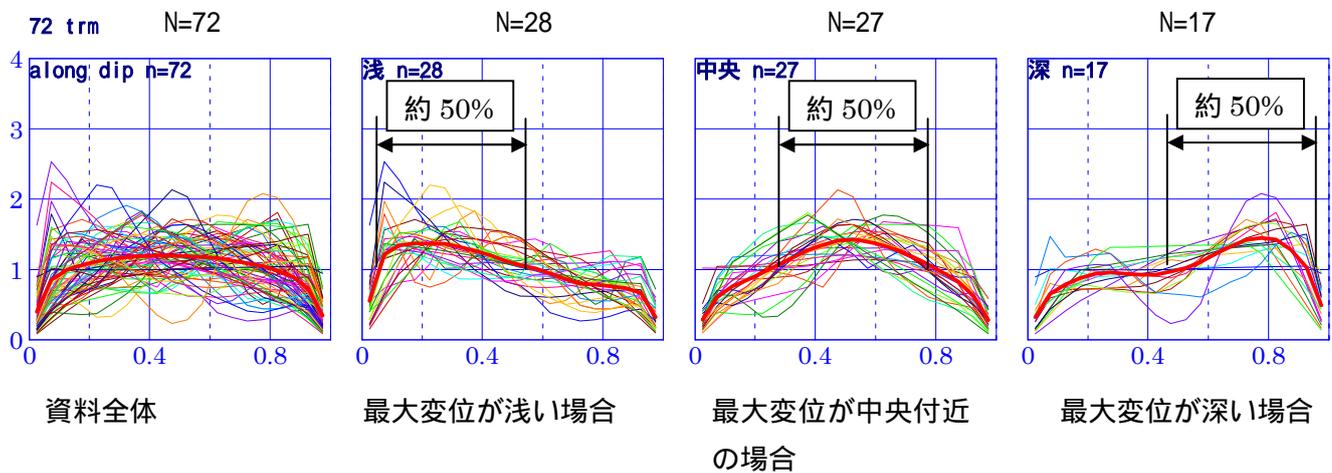


図 2.4.2 断層変位の深さ分布 (断層変位は走行方向の平均)

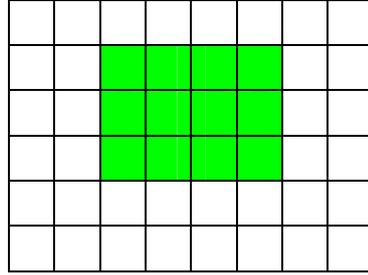
アスペリティの位置は、最大変位が断層幅の $1/3$ 以下の浅い場合、最大変位が断層幅の $2/3$ 以上の深い場合、最大変位が断層幅の $1/3 \sim 2/3$ の中央付近の場合の 3 タイプに区分できる。いずれの場合もアスペリティの幅は約 50%である。

横軸：断層の深さ方向の位置 (断層の幅で規格化)

縦軸：走向方向に平均をとった断層変位の深さ分布 (断層平均変位で規格化)

赤い太線：それぞれの平均の分布。

アスペリティの面積は各セグメント面積に対して 20%よりやや大きな値となるようアスペリティを設定する小断層を調整する。



Somerville et al. (1999)¹¹ によるとアスペリティの面積は断層総面積の 22%である。Mai et al. (2005)⁸ のデータベースをもとにまとめた結果 (増田・横田, 2006)¹⁰ によると、アスペリティ (平均変位の 1.5 倍以上の変位をもつ領域) の総面積は、断層総面積の 20~30%に分布する (図 2.4.3)。

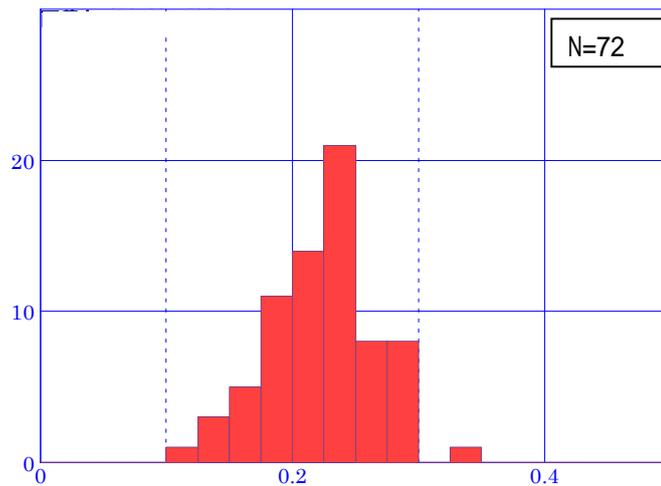


図 2.4.3 アスペリティ面積率の度数

横軸：アスペリティ面積 / 断層面積

縦軸：出現度数

¹¹ Somerville et al. ,1999, Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground, Seism. Res. Letters, Volume 70, 1.

アスペリティの平均変位は断層の平均変位の 2 倍とする。

Somerville et al. (1999) によるとアスペリティのすべり量は断層の平均すべり量の 2 倍である。Mai et al. (2005)⁸ のデータベースをもとにまとめた結果(増田・横田, 2006)¹⁰によると、アスペリティでの平均変位は断層全体の平均変位の 2 倍程度である(図 2.4.4.)。

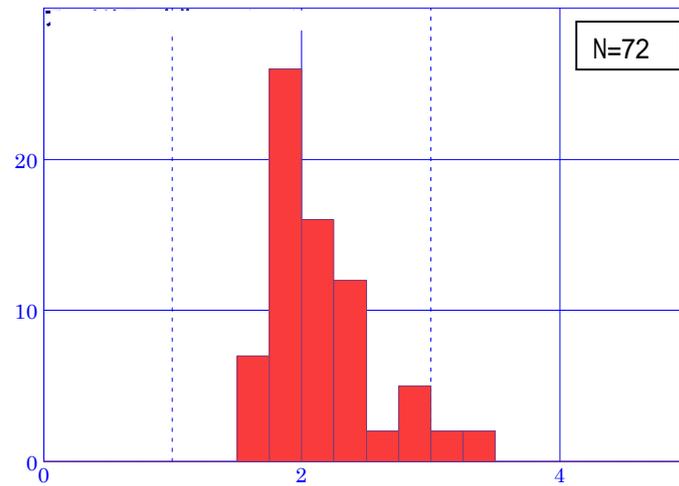


図 2.4.4 アスペリティの平均変位

横軸：アスペリティの平均変位 / 断層平均変位

縦軸：出現度数

【参考】

Manighetti et al. (2005)¹² によると、アスペリティは断層のどちらかの端に偏って分布することが多い。従ってセグメントを1つと設定した断層においても、長期評価などの記述をもとに、セグメント分けを行い、それぞれのセグメントにひとつのアスペリティをおく。これにより、いずれの断層においても大きさの異なる2個以上のアスペリティをおくこととなり、変位量分布は断層のどちらかに偏ることとなる。

図10-1に、上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動量の分布を示し、図10-2に上町断層の近く変動量と Manighetti et al. (2005)による地表で計測されたすべり量の分布（統計データ）との比較を示す。

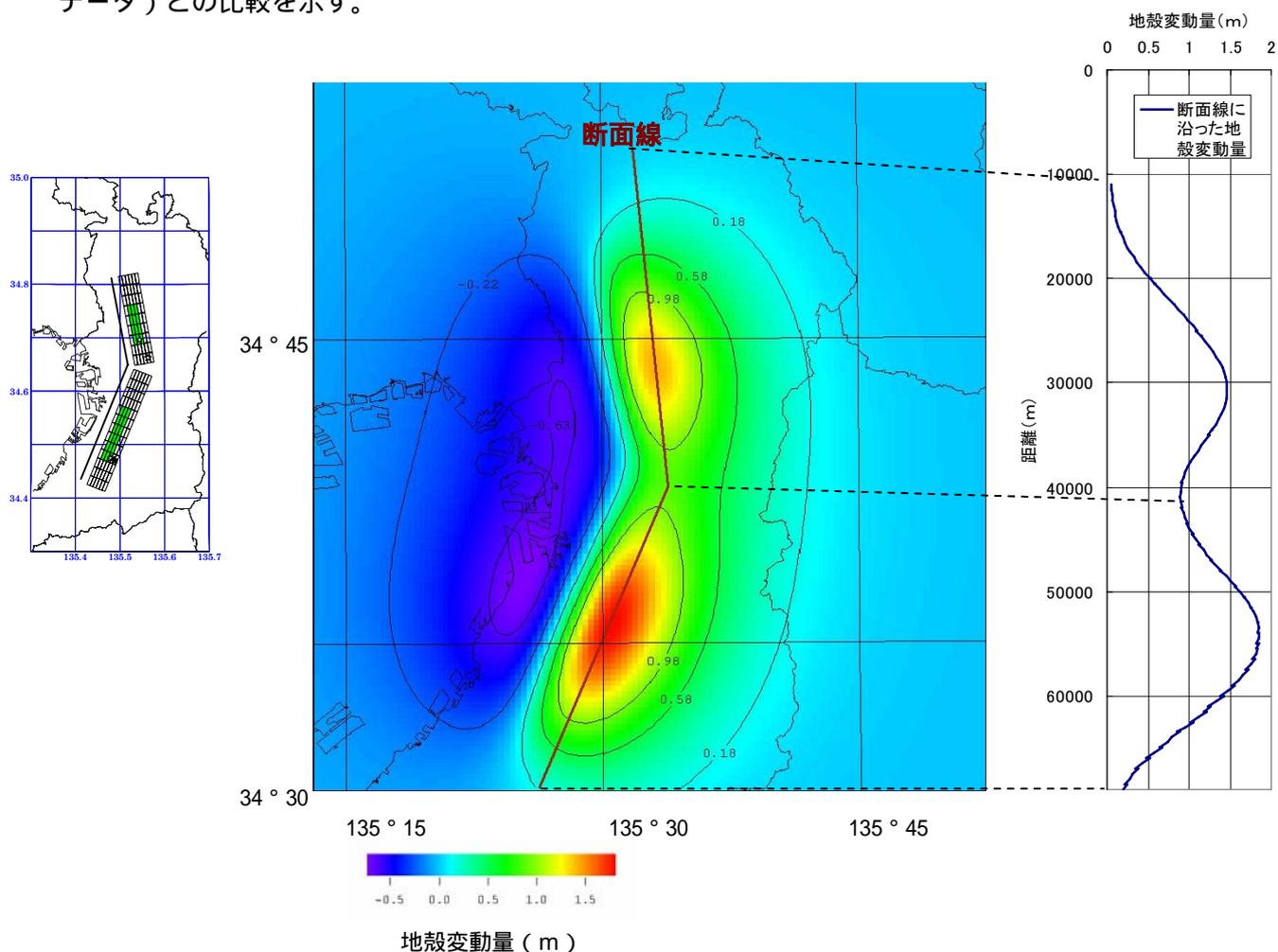
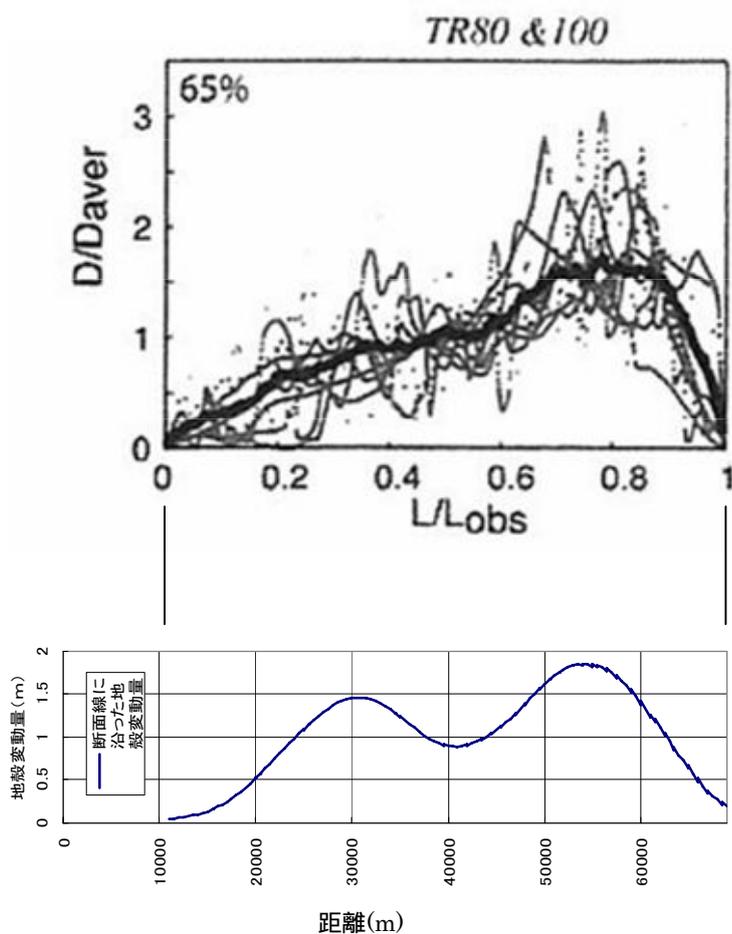


図 2.4.5 上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動分布図

左：断層モデル図、中：平面分布図、右：断面線に沿った地殻変動分布

¹² Manighetti et al. (2005): Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, JGR, Vol. 110, B05302.



Manighetti et al. (2005) による、地表で計測されたすべり量分布（統計データ）

上町断層帯の断層モデルから計算した地殻変動量分布。

図 2.4.6 Manighetti et al.のまとめた断層沿いの地震時の変位量の分布と上町断層帯の断層モデルより計算した地殻変動分布図の比較。

地表での変位を見るとどちらかに偏っている。この図より上町断層帯の例を調べると、これと矛盾していないことが分かる。

5) 背景領域の地震モーメント等について

背景領域の地震モーメント M_{ob} は、断層全体の地震モーメント M_o からアスペリティの地震モーメント M_{oa} を引いて求める。

$$M_{ob} = M_o - M_{oa}$$

背景領域の平均変位量 D_b は、背景領域の地震モーメント M_{ob} から次式より求める。

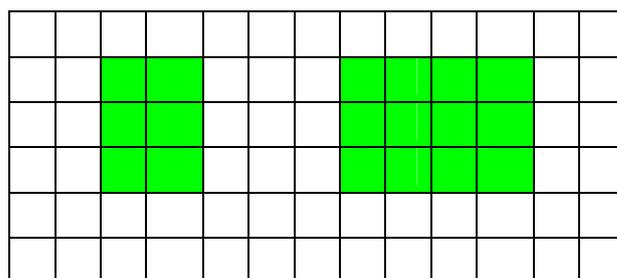
$$D_b = M_{ob} / (\mu \cdot S_b)$$

μ : 剛性率
 S_b : 背景領域の面積

背景領域の平均応力パラメータは、アスペリティの平均応力パラメータの 0.2 倍とする。

6) 破壊開始点について

破壊開始点は、防災上の観点より、比較的人口の多いところの震度が大きくなるようにアスペリティの下端に接する背景領域におくこととする (9)。



: 破壊開始点 : アスペリティの破壊開始点

9

Mai et al. (2005) の統計データによると、アスペリティは、震源 (破壊開始点) の近くにある (図 2.6.1)。したがって、破壊開始点は、アスペリティに接する背景領域におく。

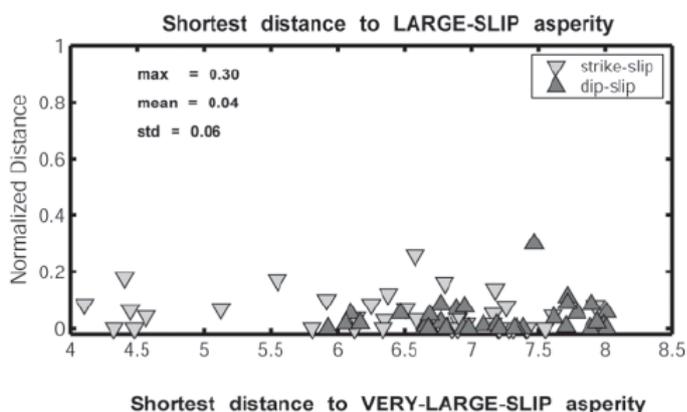


図 2.6.1
震源とアスペリティまでの距離
(Mai et al. , 2005)
マグニチュードによらずアスペリティは震源に近いところに位置する。
縦軸：規格化した距離
横軸：モーメントマグニチュード