

豊後水道近傍で発生した歴史的被害地震の地震規模

鹿島建設株式会社・小堀研究室* 神田克久・武村雅之
 四国電力株式会社** 高橋利昌・浅野彰洋・大内泰志・川崎真治
 奈良県在住*** 宇佐美龍夫

Magnitudes of Major Historical Earthquakes in the
Vicinity of the Bungo Channel

Katsuhisa KANDA and Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, KI Building, Akasaka 6-5-30,
Minato-ku, Tokyo 107-8502, JapanToshimasa TAKAHASHI, Akihiro ASANO, Taishi OUCHI,
and Shinji KAWASAKIGeological & Earthquake Engineering Group, Civil & Architectural Engineering Dept.,
Shikoku Electric Power Co., Inc., 2-5 Marunouchi, Takamatsu 760-8573, Japan

Tatsuo USAMI

Nissei Eden-no-sono 6411, Takatsukadai 1-6-1, Kawai-cho, Kitakatsuragi-gun,
Nara 636-0071, Japan

(Received May 24, 2007; Accepted December 6, 2007)

The major intraslab earthquakes have recurrently occurred in the subducting slab of the Philippine Sea plate in the vicinity of the Bungo Channel and caused great damage. Since the intraslab earthquakes tend to generate more short period seismic waves compared to plate boundary and shallow crustal earthquakes, seismic magnitude of historical earthquakes should be carefully estimated from seismic intensity data. We found that the 1596/9/4, 1749/5/25, 1854/12/26, and 1968/8/6 earthquakes fall under major events in this region. These earthquakes except the 1596 event were identified as intra-slab events. The 1596 event was inferred as a shallow crustal earthquake occurring at a fault in Beppu Bay from the tsunami record and geological survey. At first, the seismic intensity data of the 1596, 1749, and 1854 earthquakes estimated from damage records written in old documents were digitized to analyze their source characteristics. The seismic intensity data were modified using a site correction factor obtained from a difference of observed intensity from estimated intensity with the attenuation relationship of recent earthquakes. The inversion analysis using seismic intensity data was carried out to evaluate short-period wave radiation zones on a given fault plane. It showed that the location of centroid of short-period wave radiation zone was near the corresponding epicenter [Usami (2003)] except the 1749 event. We could also obtain an optimum magnitude M_I that gives the minimum estimation error. It was indicated that the 1596 earthquake was inferred as a shallow crustal event ($M_I=7.2$) near the center of Beppu Bay, the 1749 earthquake ($M_I=6.6$) quite resembled the 1968 event in short-period wave radiation zone and magnitude, and the 1854 earthquake ($M_I=7.0$) was the largest event among historical intra-slab earthquakes in this region. Based on the magnitude reevaluation, the empirical equation of relationship between magni-

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30 KI ビル

** 〒760-8573 高松市丸の内 2-5

*** 〒636-0071 奈良県北葛城郡河合町高塚台 1-8-

1 ニッセイエデンの園 64

tude and isoseismal area of $I_{JMA} \geq 5$ was modified to estimate magnitude of intra-slab earthquakes in the Bungo Channel adequately.

Key words: Intraslab earthquake, Historical earthquake, Seismic intensity, Inversion analysis, Magnitude

§1. はじめに

愛媛県と大分県に挟まれる伊予灘から豊後水道の下では、海洋プレート内部のいわゆるスラブ内地震が頻繁に発生している。松崎・他(2003)によると、この地域では、フィリピン海プレート上面は九州側に向かって傾斜し、曲げフロントと呼ばれる豊後水道の中央を通る南北ラインを境に傾斜角が $5 \sim 8^\circ$ から約 35° に急激に折れ曲がる。曲げフロントを挟んで四国側では、南北に圧縮力が働いて横ずれ断層が卓越し、九州側ではフィリピン海プレートの曲げによる東西方向の引張力が働いて正断層型が卓越する。四国側の南北の圧縮力はプレートの沈み込みによると考えられるが、九州側の引張力の原因としては、佃・三浦(2002)はプレートの自重だけでなく九州での火山などの上昇するマントル対流活動による力が原因ではないかと指摘している。曲げフロントが交差する佐田岬半島の付根付近は応力場の遷移部で、ここで発生する地震は両方の特性が現れ、最も地震活動度が高い。

近年では、1968年8月6日に気象庁マグニチュード $M_J=6.6$ の地震が佐田岬半島付根の南側で発生し、愛媛県を中心に被害が発生した[宇佐美(2003)]。この地震については、Shiono and Mikumo(1975)によって、観測記録の分析に基づいて、フィリピン海プレートの上面から内部に西北西に傾斜角 70° 程度で傾く断層面で、左横ずれ成分を含む正断層型の地震であることが明らかにされている。

また、佐田岬半島の北側には中央構造線断層帯の西端のセグメントがある。中央構造線断層帯の主な動きは右横ずれであり、四国中～東部は 7 m/千年 程度の平均変位速度をもつが、この地域はその数分の1以下で、活動度は低い[岡田(2006)]。この中央構造線を九州側に延長した領域には大分県東部の豊予海峡付近から、別府湾内、大分平野を経て熊本県境付近まで、ほぼ東西方向に分布する別府-万年山断層帯がある。この一番東部の別府湾付近には、主として断層の北側が相対的に隆起する正断層の別府湾-日出生断層帯がある。平均的な上下方向の変位速度は、 3 m/千年 程度もしくはそれ以上であった可能性がある[地震調査研究推進本部(2005)]。大分県付近の内陸地殻内の歴史地震は、スラブ内地震に比べて記録が極めて少ない。最近の近傍の内陸地殻内の被害地震としては、1975年4月21日大分県中部の地

震($M_J 6.4$)が発生している。この地震は対象としている海域から南西方向に離れた陸域にあり、別府-万年山断層帯とも関係のない地震と考えられる。この地震の被害では、死者こそ出なかったものの、負傷者が22人、全壊家屋が58棟に達し、山下池湖畔のホテルが大破した。

歴史地震の規模を決める方法としては、被害記録から推定した震度データを用いてある特定の震度(例えば震度4, 5, 6)以上の領域面積と地震規模 M との経験的な関係[例えば、村松(1969), 勝又・徳永(1971)]を用いるのが一般的である。また、類似の地震の規模が既知であれば震度の領域面積の関係を分析して補正を行う[中村・笠原(2001)]。さらに、プレート境界地震であれば津波の波源域の面積と地震規模の関係[Hatori(1969)]や津波の波高と震源距離から評価される羽島の津波マグニチュードと地震規模の関係[羽島(1995)]を用い、内陸地殻内地震であれば断層長さや断層面積と地震規模の関係式および断層面の変位と地震規模の関係式[松田(1995)]などを用いて地震学的な判断を加えて求める[宇佐美(2003)]。その際、被害地震の多くを占める震源が浅い地震に関する経験は豊富にあるが、スラブ内地震に対する経験は一般に少ないことに注意が必要になる。その他、断層モデルから波形合成を行い、計測震度を計算して歴史地震の震度と比較する手法も提案されている[例えば、引田・工藤(2001)]。

伊予灘から豊後水道近傍で歴史地震について調べてみると、このようなマグニチュード7前後の被害地震がいくつか発生している。スラブ内で発生するマグニチュード7前後の大地震の場合、プレート境界地震や内陸地殻内地震に比べて短周期地震波の励起が大きいことが知られており[池田・他(2003)]。歴史地震についてもスラブ内地震のこの特性を正しく考慮して地震規模を評価する必要がある。また、内陸地殻内地震については、震源が浅いことによるスラブ内地震と異なった波動伝播の特性を考慮して地震規模を評価する必要がある。

一方、著者らは震度分布のデータを用いた震源の短周期地震波の放出エネルギー分布をインバージョンする手法を開発し[神田・他(2003)]、気象庁の震度記録だけでなく、古い地震は被害記録から推定した震度を用いることによって、最近の地震から歴史地震までに適用してきた。その際、震源域ごとに近傍の同種の地震の分析を行い、震度の距離減衰式および地点ごとの揺れやすさを

Table 1. List of historical major earthquakes in the vicinity of the Bungo Channel considered in the present paper. The location of hypocenter and magnitude are referred to JMA (2007) for the 1968 event and Usami (2003) for other events. Numerals in parenthesis of the focal depth are assumed as the depth in the upper surface of the seismogenic zone of the Philippine Sea plate beneath the corresponding epicenter [Matsusaki *et al.* (2003)]. See the listed equations and figures for the intensity attenuation relationship and relative intensity for site correction used for the present analysis.

Date	Source location	Long. (deg.)	Lat. (deg.)	M	Focal depth (km)	Type	Intensity attenuation formula	Relative intensity for site correction
1596/9/1	Beppu Bay	131.6	33.3	7.0	9	Shallow crust	Eq. (5)	Fig. 8
1749/5/25	Uwa Sea	132.6	33.2	6.75	(33)	Intraslab	Eq. (4)	Fig. 4
1854/12/26	Bungo Channel	132.0	33.25	7.4	(50)			
1968/8/6	Uwa Sea	132.38	33.30	6.6	40			

評価し、震源特性、波動伝播特性および地盤増幅特性を考慮する。この震度インバージョン解析では、最小2乗法を用いて震度評価誤差が最小になるように断層面の短周期地震波の発生域を推定する。その際、最適な地震規模を同定することができる。

今までに、十勝沖 [神田・武村 (2006)], 青森県東方沖 [武村・他 (2006)], 宮城県沖 [神田・武村 (2005), 武村・神田 (2006)], 南関東 [神田・武村 (2007)], 東海・東南海・南海 [神田・他 (2004)] のプレート境界で繰り返して発生する大地震に適用し、断層面上の短周期地震波の発生中心を求め、同じ場所から繰り返して短周期地震波が発生している場合とそうでない場合があることや、波形インバージョン解析から求められたすべりの大きい部分であるアスペリティの破壊の終端部の近傍に発生中心がある場合があることなどを明らかにしてきた。

本論文では、豊後水道およびその近傍の地域で発生した $M7$ クラスの歴史地震について、点震源による距離減衰式を用いた方法および震度インバージョンによる方法を用いて地震規模を推定する。地震規模の基準とする最近の地震として、スラブ内地震では 1968 年 8 月 6 日豊後水道の地震、内陸地殻内地震では 1975 年 4 月 21 日大分県中部地震をそれぞれ用いる。

§2. 対象とする地震とそのタイプ

解析の対象とする地震の諸元を Table 1 に示す。なお、表中および以下の本文中の歴史地震の日付はすべてグレゴリオ暦で示す。ここでは、豊後水道近傍で被害を発生させた $M7$ クラスの地震と考えられる 4 地震を選定した。選定した地震の震度分布を Fig. 1 に示す。×が震央 [宇佐美 (2003)] で、実線で囲んだ領域が震度 5 以

上の範囲である。すでに述べた 1968 年 8 月 6 日以外の地震について、その特徴を以下に分析する。

1596 年 9 月 1 日の豊後地震については、かなり大きな津波の発生記録があること [羽鳥 (1985)] や、別府湾内大分市の北にあった瓜生島が海に陥没し 708 人亡くなったという伝承があり [宇佐美 (2003)], 浅い地震の可能性が高い。別府-万年山断層帯の長期評価 [地震調査研究推進本部 (2005)] では、音波探査およびピストンコアリング調査と照合し、1596 年の地震の際に別府湾-日出断層帯東部が活動した可能性が高いことを指摘している。この地震は別府湾の内陸地殻内地震として、震源位置や断層面を仮定して解析を行うこととする。

1596 年 9 月 1 日の史料を調べると、地震被害の記述は大分県の別府湾沿岸が多いが、愛媛県にも見られる。松山市保免の薬師寺の本堂、仁王門が倒壊し、西条市北条の鶴岡八幡宮が倒壊した記録がある [宇佐美 (2003)]。震度判定表 [宇佐美・大和探査 (1994)] に従えば、どちらの地点も Fig. 1 に示すように震度 6 の評価となる。岡田 (2006) は、同年 9 月 1 日に愛媛県の中央構造線断層帯の川上断層が最初に活動し、ついで 9 月 4 日に別府湾内の断層帯が動いて豊後地震を引き起こしたのではないかと指摘した。さらに、翌日の 9 月 5 日に六甲・淡路島や有馬-高槻断層帯が活動して慶長伏見地震が発生し、この 5 日間の間に四国全域の中央構造線断層帯とその周辺で大きな複数の地震が連動的に活動したとしている。しかし、この地震の大分県の被害の史料の日付については、『新収日本地震史料 第二巻』 [東京大学地震研究所 (1982)] によると、瓜生島の名が初めて登場する 1699 年に編纂された「豊府聞書」をはじめとして後世に書かれた史料には 9 月 4 日 (慶長元年閏七月十二日)

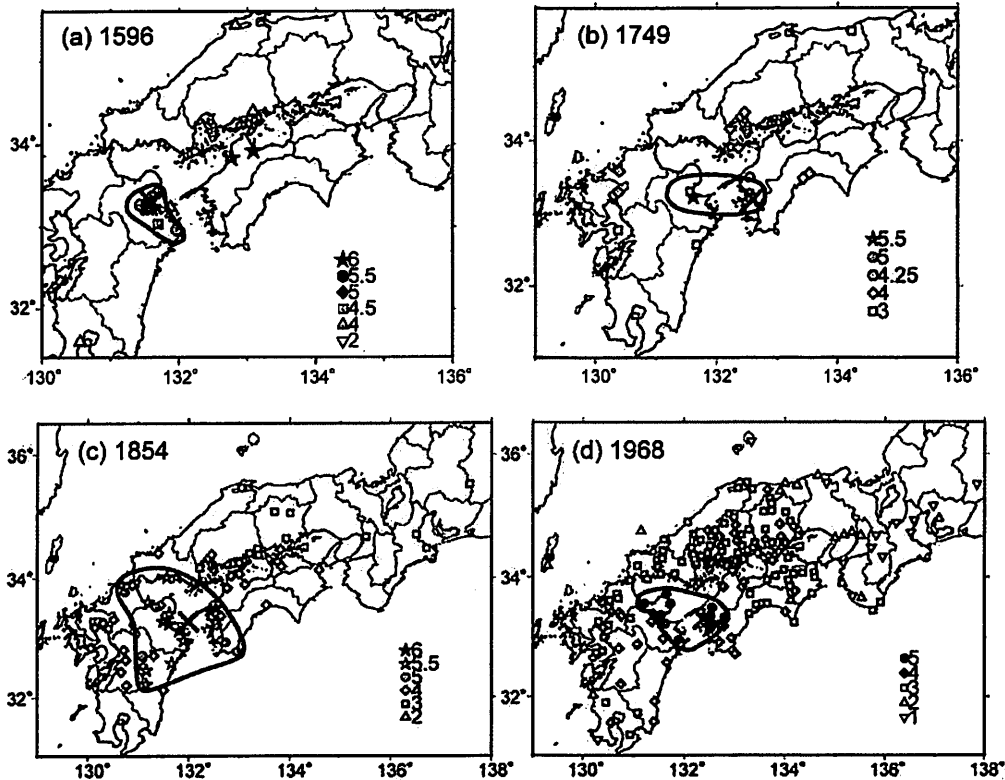


Fig. 1. Seismic intensity distribution of events around the Bungo Channel; (a) 1596/9/1, (b) 1749/5/25, (c) 1854/12/26, and (d) 1968/8/6. A cross indicates the epicenter for each event [Usami (2003)]. The area surrounded by a solid line shows the isoseismal area of $I_{JMA} \geq 5$.

の記述が多いが、「重祐重成伝」など直後に書かれたものに基ついたものは9月1日(慶長元年閏七月九日)が多い。古文獻的には、1596年9月1日に別府湾で地震が発生したと考える方が合理的である。西条市鶴岡八幡宮周辺は、海岸に近い低地で地震により地裂・陥没が生じ、神社・寺院・民家が倒壊・水没した。地盤が良くないため現在も宅地として利用されていない[中西(2002)]。松山市保免の薬師寺は右手川に近いため堆積層が厚いと考えられる。地盤条件によってどちらの地点も被害が大きくなった可能性がある。しかし、石辺・島崎(2005)は、津波の解析に基づいて津波の波高の高さを説明するために別府湾内の断層だけでなく、佐賀関沖海域の中央構造線断層帯のセグメントの連動の可能性までは指摘しているが、松山市近傍のセグメントまでの連動を考えると津波の波高が高くなり過ぎると考えられる。中西(2002)は、1596年9月1日に豊後と伊予で二つの地震が発生した可能性を示唆しており、西条市と松山市の2地点以外の愛媛県やその周辺の地点の大きな被害の記録が残っていないことを考え合わせると、別府湾から愛媛県北部の中央構造線断層帯まで連動するほどの地震ではなかったと考えられる。ここでは、豊後と伊予で二つの地震が発生した立場をとり、以後の検討には

愛媛県の震度データは除いて検討することとする。なお、1596年の地震の他に大分県の浅い歴史地震としては、1703年12月31日に $M=6.5$ の地震があり、漬家853などの被害地震の記録がある[宇佐美(2003)]が、1596年の地震に比べ規模は小さく、震度データが不十分のためここでは解析対象から除く。

1749年5月25日の伊予宇和島の地震は、1968年8月6日豊後水道の地震(以後、1968年の地震と呼ぶ)と震度分布がよく似ている。愛媛県の宇和島市や大洲市だけでなく大分市で被害の記録がある[宇佐美(2003)]。1968年の地震と同じように、震央は×で示したように愛媛県沿岸にあり[宇佐美(2003)]、震度5の範囲の東端に位置している。地震規模も $M=6.75$ で1968年の地震とほぼ同じと考えられている。1968年の地震と同じタイプのスラブ内地震として解析を行うこととする。

1854年12月26日の伊予西部の地震は、安政南海地震の2日後に発生した規模の大きな地震である。この地震で愛媛県の大洲市や宇和島市吉田、大分県の大分市鶴崎などで大きな被害をもたらした。愛媛県や九州地方では12月24日の安政南海地震よりも揺れの大きい地域があった[宇佐美(2003)]。Fig. 1に示すように震度5以上の範囲は解析対象とした地震の中で一番広く、この地

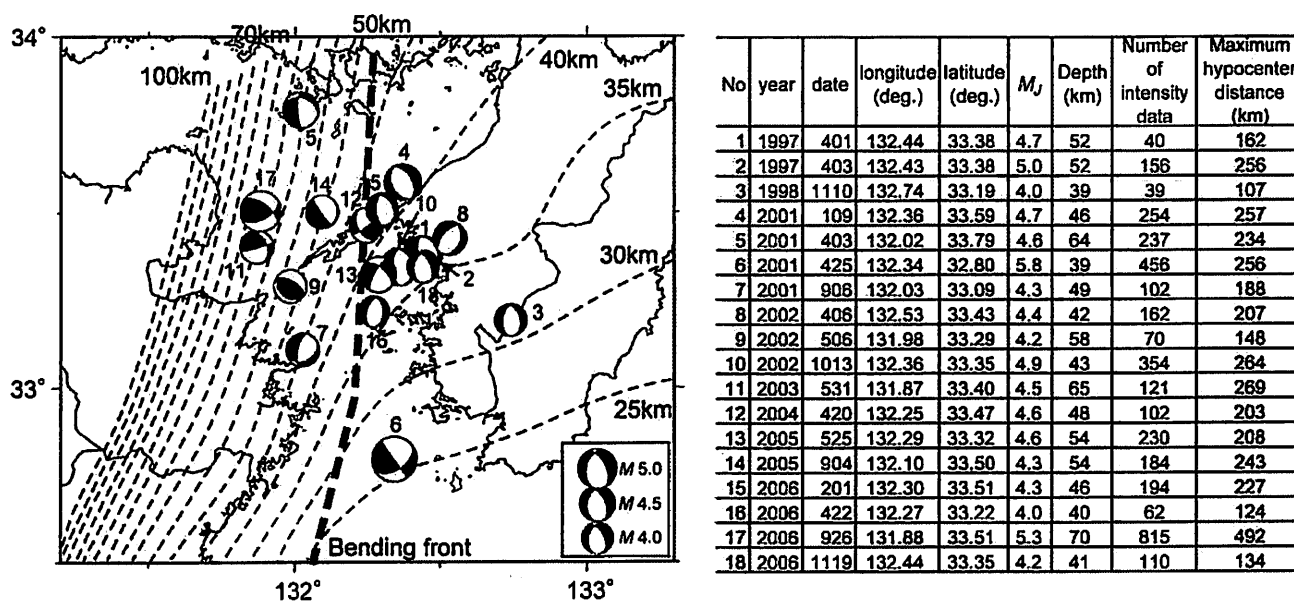


Fig. 2. Intra-slab earthquakes in 1997–2006 adopted for the evaluation of empirical intensity attenuation relationship and relative intensity for site correction. Their fault mechanisms are depicted at the epicenter on the left map and their parameters are listed on the right table. The events whose magnitude is greater than 4.0 in JMA scale, recorded intensity is larger than 3 in JMA scale and focal depth is less than 70 km are selected. Numbers shown in the map correspond to event numbers in the first column of the right table. The depth contour of upper surface of the seismogenic zone and the bending front estimated by Matsusaki *et al.* (2003) are depicted by thin and thick broken lines, respectively.

域においてこのような震度分布の地震は記録にある歴史地震として他に例がない。この地震の震央は、曲げフロント [松崎・他 (2003)] の西側に位置し、スラブ内地震の発生頻度が高く、深部低周波微動の発生域より北側のフィリピン海プレートが深くなる場所で、2003年9月～10月のスロースリップイベントの推定断層面付近 [小原・廣瀬 (2004)] にある。この領域は、プレート境界の大地震が発生しない場所と考えられ、豊後水道で発生する平均的なスラブ内地震と仮定して以後の分析を行うこととする。

§ 3. 距離減衰式と相対震度

3.1 スラブ内地震 (1749年, 1854年および1968年の地震)

スラブ内地震と考えられる1749年, 1854年および1968年の地震の分析に用いる距離減衰式と地点ごとの揺れやすさを表す震度の補正值 (以後、相対震度と呼ぶ) を評価する。最近発生した豊後水道近傍地域のスラブ内地震の震源および震度データを用いて分析する。分析に用いる地震は、Fig. 2に示す M_J 4.0以上で最大震度が震度3 (計測震度2.5) 以上の1997～2006年の18地震 [気象庁 (2006, 2007)] とする。1968年豊後水道の地震を含めて1996年以前の地震は、震度観測点が少ないこ

とと整数値の震度データしかないため精度上問題があるため用いていない。また、それぞれの地震の震源深さは地震発生層上面より深く、38～70 kmの範囲にあり、九州寄りの深さ70 kmを超える地震は、震度が瀬戸内海方面に大きく、九州側で小さくなる異常震域を示すため除いた。震源メカニズムとしては、Fig. 2の太点線で示す曲げフロントの東側では東西方向に引張軸のある正断層の地震が多い。

次に、評価方法について述べる。震度 I の距離減衰式は (1) 式として定義し、Fig. 2に示したすべての地震の震度データを用いて回帰分析によって回帰パラメータ a, b, c を評価する。

$$I = -a \log(X) + bM_J + c \quad (1)$$

ここで、 X は震源距離である。すべてのパラメータを一度に回帰しても、波動伝播経路や地盤増幅など震源距離 X および地震規模 M_J 以外の影響によるばらつきが大きく、精度よく求まらない。そこで、まず距離の対数に関する傾きを表す a については、 $\log(X)$ に対する震度、および震度に対する $\log(X)$ の2通りの回帰直線を求め、その幾何平均の傾斜として求めた。次に、 a を採用した値に固定して、気象庁マグニチュード M_J に対する $E[I + a \log(X)]$ 、および $E[I + a \log(X)]$ に対する M_J の回帰曲線を求めて幾何平均の傾斜として b を求め、最後に

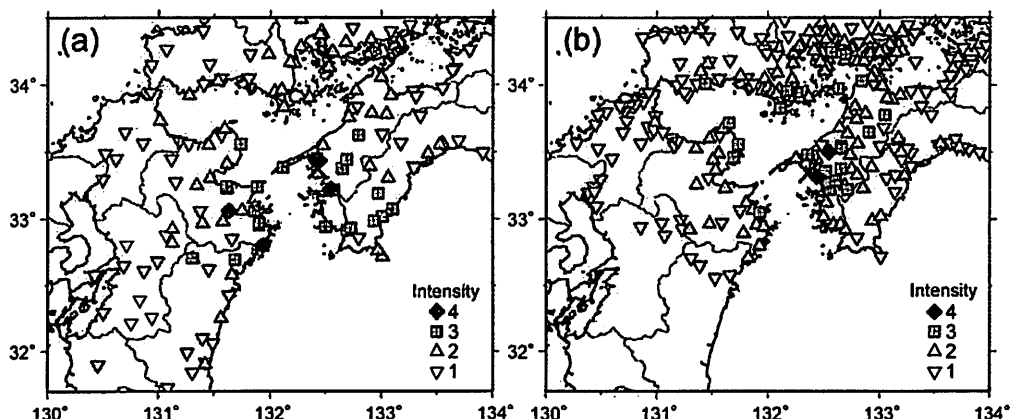


Fig. 3. Seismic intensity distribution; (a) the 1997/4/3 event (M_j 5.0) and (b) the 2002/10/13 event (M_j 4.9). A cross shows its epicenter.

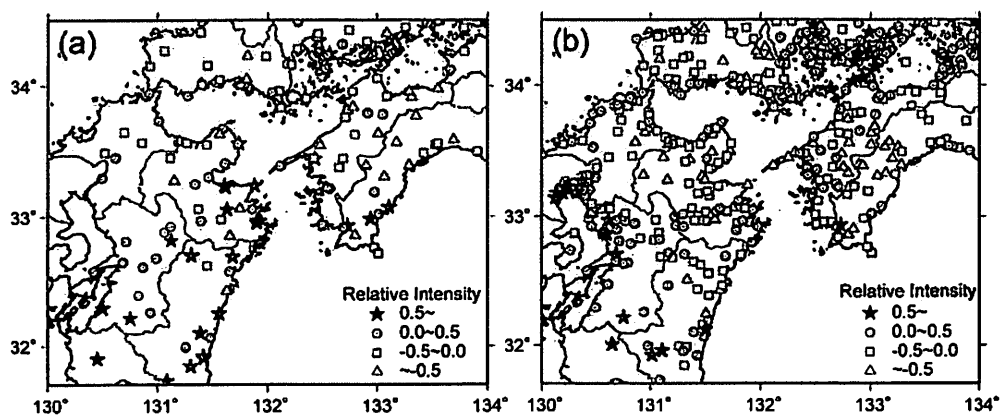


Fig. 4. Relative intensity distribution for site correction; (a) the 1997/4/3 event and (b) average of the other intra-slab events shown in Fig. 2.

残差の平均である c を求めた ($E[\cdot]$ は地震ごとの平均値を示す)。最終的に距離減衰式は、(2)式となった。(2)式に対する回帰分析に用いた震度データの誤差の RMS 値は 0.539 である。

$$I = -4.2 \log(X) + 1.2 M_j + 4.3 \quad (2)$$

次に、揺れやすさを表す相対震度を評価する。(1)式の c は地震によって多少ばらつきがあるため、(2)式の定数項を $c = 4.3$ と固定せず、地震ごとに観測震度との誤差の RMS 値が最小となるよう c を設定する。観測震度とその距離減衰式から評価される震度の差から相対震度を求める。

Fig. 3 に規模、震央とも似ている 1997/4/3 (M_j 5.0) と 2002/10/13 (M_j 4.9) の地震の震度分布を比較して示す。二つの地震の震度分布は震央の東側で似ているが、西側で異なることがわかる。すなわち、1997/4/3 の地震は、九州側で震度が大きく九州南部まで有感範囲が広がり、愛媛県沿岸と大分県沿岸の震度がほぼ同程度となっている。Fig. 2 に示した他の地震の震度分布は

2002/10/13 の地震に近い特性を示す。そこで、1997/4/3 の地震および Fig. 2 に示すそれ以外の 17 地震の平均の相対震度を評価し、それぞれ Fig. 4(a) および (b) に示す。地点数については、1997/4/3 の地震の相対震度は 156 点、平均相対震度は二つ以上の地震を記録した震度観測点で評価し、520 点である。Fig. 4(a) で示した 1997/4/3 の地震の相対震度は、Fig. 4(b) で示したそれ以外の地震の平均相対震度に比べて、大分県から九州南部で大きい。1997/4/3 の地震は、 M_j 5.0、震源深さ 52 km と地震の中では比較的規模が大きく、震源が深い。1968 年の地震は、震央は 1997/4/3 の地震と極めて近く、震度分布は Fig. 1(d) に示すように震度 5 以上の領域が大分県沿岸まで震央の西側に広く、九州南部まで震度 4 が見られる。1968 年の地震の震度分布は 1997/4/3 の地震と同様な揺れやすさの特性を示している。1749 年の地震は 1968 年の地震と震度 5 の範囲が類似しており、同様な地震と考えられる。1854 年の地震については、愛媛県に比べて大分県側の被害が明らかに大きく

1968年および1749年の地震と明らかに異なる。それぞれの地震に用いる相対震度については、§4で点震源を用いた手法で妥当性を検討する。

次に、1968年の地震の地震規模を $M_J=6.6$ と評価できるよう距離減衰の(2)式を見直す。これは、スラブ内地震の場合、 M_7 前後の地震の場合短周期成分の励起が多くなるため、中小地震で評価した式を外挿するとマグニチュードを過大評価する可能性があり、それを補正するためである。そこで、1968年の地震に対して、距離減衰式の距離に関する傾き $a=4.2$ を固定して、1968年の震度データと類似した震度分布を示した1997/4/3の地震の相対震度で補正した震度データを用い、 $E[I+a \log(X_{eq})]$ を計算する。仮定する断層面としては、Shiono and Mikumo (1975)による1968年の地震のメカニズム (Dip=72°, Strike=203°) を参考に Fig. 5 に示す $20 \times 16 \text{ km}^2$ の長方形の断層面とした。断層面の深さについては、点線で示す地震発生層上面 [松崎・他(2003)] より深くなるように最浅部の北東端を37.3 kmとした。等価震源距離 X_{eq} は、断層面の i 番目の小断層の震度に関係した短周期地震波の放出エネルギー E_{fi} と小断層からの距離 $X_{i,k}$ の関数である(3)式 [Ohno *et al.* (1993)] で定義し、この断層面上で均質なエネルギー分布 $E_{fi}=1.0$ と仮定して計算する。

$$X_{eq,k}^{-2} = \frac{\sum_i (E_{fi}/X_{i,k}^2)}{\sum_i E_{fi}} \quad (3)$$

1968年の地震の $E[I+a \log(X_{eq})]$ を通過するように拘束条件を与えて回帰し、距離減衰式のパラメータを決め

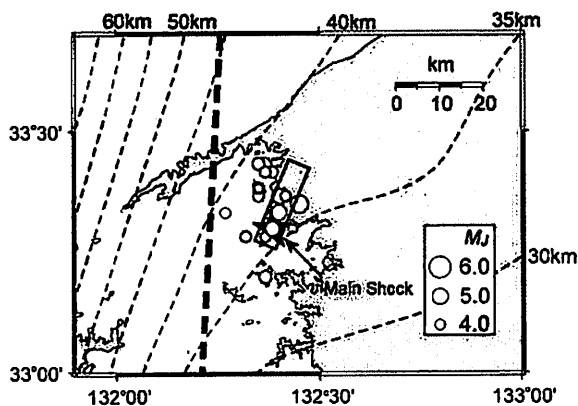


Fig. 5. Fault plane (strike=203°, dip=72°, $20 \times 16 \text{ km}^2$, depth: 35–50 km) of the 1968 event from Shiono and Mikumo (1975). A black star shows the epicenter of the main shock and circles show epicenters of its aftershocks ($M_J=3.6\text{--}5.3$) within two months [JMA (2007)]. Broken lines show the upper surface of the seismogenic zone [Matsusaki *et al.* (2003)].

直して(4)式を求めた。(4)式に対する回帰分析に用いた震度データの誤差のRMS値は0.543であり、(2)式の誤差とほとんど変わらないことが分かった。

$$I = -4.2 \log(X) + 1.33 M_J + 3.71 \quad (4)$$

Fig. 6の示す点線が(2)式で、実線が修正した(4)式である。(4)式は $M_4\text{--}M_5$ クラスの地震では(2)式による評価とほとんど変わらない。1749年、1854年および1968年の M_7 クラスのスラブ内地震については(4)式を用いることとする。

3.2 浅発地殻内地震 (1596年の地震)

1596年の地震の解析に用いる距離減衰式および相対震度については、近年の浅い地殻内地震の分析に基づいて評価する。浅い地殻内地震に関しては、豊後水道近傍の地域では1997年以降に震度が分析できる地震はほとんど発生していない。そこで、西日本全域に分析対象を広げて、まず距離減衰式については、震度4以上を観測した2000/10/6鳥取県西部地震および2005/3/20福岡県西方沖の本震以降の震源域近傍の地震の震度データ [気象庁(2006, 2007)] を用いる。なお、以下の分析に用いる震源距離 X としては、2000/10/6鳥取県西部地震の本震は鷺谷・他(2002)、2005/3/20福岡県西方沖の本震はAsano and Iwata (2006)のそれぞれの断層モデルから推定した等価震源距離とするが、余震やその他の地震は震源からの震源距離とする。震央距離約100 km以遠ではLg波などの表面波の影響 [Furumura and Kennett (2001)] が震度データに表れ、距離減衰特性が変わるので、震央距離100 km以内の震度データのみで

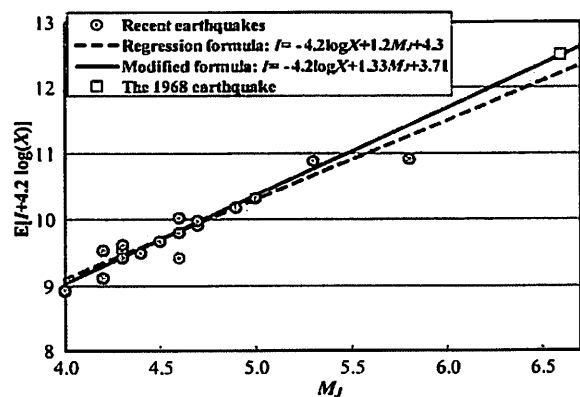


Fig. 6. Mean seismic intensity plus attenuation factor with hypocentral distance $E[I+4.2 \log(X)]$ over magnitude M . A broken line shows the regression result obtained from the events in Fig. 2 depicted by gray circles. A solid line shows its modified result so as exactly to satisfy the value of the 1968 event ($M_J=6.6$) depicted by an open square.

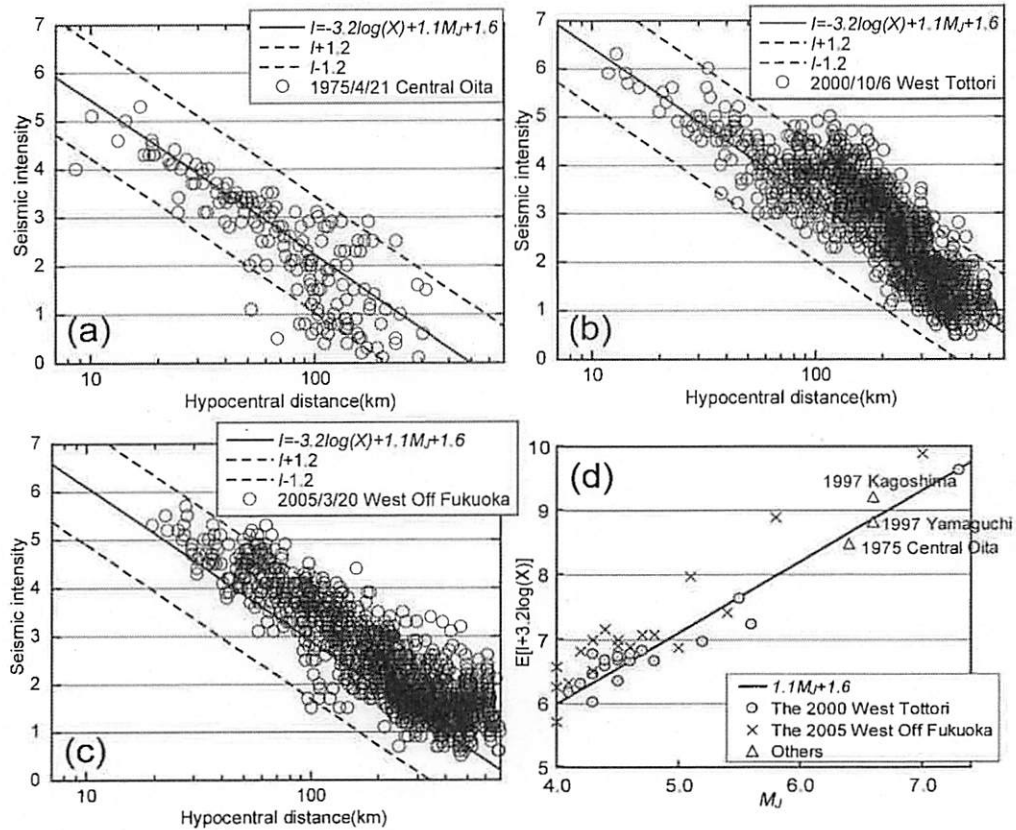


Fig. 7. Attenuation relationship of seismic intensity data of shallow crustal earthquakes; (a) the 1975 Central Oita earthquake ($M_j=6.4$), (b) the 2000 West Tottori earthquake ($M_j=7.3$) and (c) the 2005 West Off Fukuoka earthquake ($M_j=7.0$). (d) Mean seismic intensity plus attenuation factor $E[I+3.2 \log(X)]$ over magnitude M for all the analyzed shallow crustal events.

分析を行った。スラブ内地震と同じ方法で、まず、2000/10/6 鳥取県西部地震の最大震度 3.5 以上を記録した本震および 17 余震で回帰分析を行い、震度の距離減衰式 (5) 式を求めた。(5) 式に対する回帰分析に用いた震度データの誤差の RMS 値は 0.572 である。

$$I = -3.2 \log(X) + 1.1M_j + 1.6 \quad (5)$$

豊後水道に比較的近い地域で発生した 1975 年大分県中部地震では、計測震度データはないが、地震後のアンケート調査に基づいて市町村単位の震度分布が求められている [表 (1976)]。Fig. 7(a) に示すように 1975 年大分県中部地震のアンケート震度データは震源距離の短い範囲において実線で示す (5) 式にほぼ適合する。点線は震度で ± 1.2 の範囲を示す。1.2 は最近の地震であれば距離減衰式の誤差の RMS 値の 2 倍強で、震度のばらつきはほぼこの点線の範囲に収まる。2000 年鳥取県西部地震本震と 2005 年福岡県西方沖の地震本震の震度データの距離減衰について Fig. 7(b) および (c) に示す。震源距離 100 km 以内であれば、2000 年鳥取県西部地震本震は (5) 式とよく適合するが、2005 年福岡県西方沖の地震本震の震度は (5) 式より平均で 0.6 程度大きい。2005 年

福岡県西方沖の地震は、短周期地震波の励起がかなり大きかったと考えられる。各地震の M_j に対する $E[I+3.2 \log(X)]$ の関係を書き加えたものを Fig. 7(d) に示す。2000 年鳥取県西部地震本震と 2005 年福岡県西方沖の地震本震余震以外に、Fig. 7(a) で示した 1975 年 4 月 21 日大分県中部地震、1997 年 3 月 26 日鹿児島県薩摩地方の地震、1997 年 6 月 25 日山口県北部の地震を Δ で示す。2005 年福岡県西方沖の地震だけが余震も含めて他の地震より M に対する震度が大きめであることがわかる。2005 年福岡県西方沖の地震が西日本では例外的な地震であり、(5) 式が西日本で平均的な特性を持つ地震に適合すると判断し、ここでは地殻内の浅い地震の距離減衰式として (5) 式を用いることとする。

相対震度については、分析できるような地殻内の浅い地震が豊後水道近傍でほとんど観測されていないので、スラブ内地震と同じように最近の地震の計測震度から評価をすることができない。距離減衰式の評価に用いた地震は震源が遠方にあるため Lg 波などの波動伝播の影響が 1596 年の地震と異なるため、相対震度の評価には適さない。震源が 1596 年の地震と近い地震を用いる必要

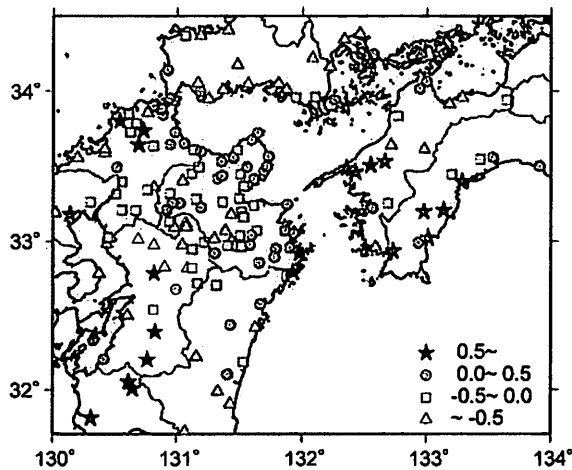


Fig. 8. Relative intensity distribution used for site correction for shallow crustal events obtained from the 1975 Central Oita earthquake.

がある。そこで、1975年4月21日大分県中部地震のアンケート震度を用いて相対震度を評価する。Fig. 7(a)に示す実線と各震度の差を相対震度とする。得られた相対震度の分布をFig. 8に示す。

各地震の以後の解析で用いる距離減衰式と相対震度について、まとめてTable 1にリストを示す。

§4. 点震源による地震規模の推定

簡便な地震規模の推定方法として、点震源を仮定し、§3で評価した距離減衰式を用いて評価した震度と観測震度の差のRMS値が最小となる場合の地震規模を評価する。

距離減衰式については、Table 1に示すように、スラブ内地震とした1749年、1854年および1968年の地震については(4)式を用いるが、1596年の地震については、浅い地殻内地震としての(5)式を用いて検討を行う。震央座標[宇佐美(2003)、気象庁(2006)]は、Table 1に示すものを用いる。震源深さは、1968年は気象庁(2007)の震源データによるが、それ以外のスラブ内地震は、Table 1に示す震央位置における地震発生層上面[松崎・他(2003)]の深さとする。1596年の地震は震源深さ9 kmと仮定した。

用いる観測震度は、相対震度で補正しない場合と補正する場合の両方について検討する。相対震度については、1749年、1854年および1968年のスラブ内地震はFig. 4に示した2種類の相対震度を用いて比較検討を行う。1596年の地震の相対震度は、浅い地殻内地震用のFig. 8に示す1975年の地震の相対震度を用いる。震度観測点の相対震度は、平面的に線形補間して求めるが、

距離10 km以内に相対震度の評価地点がない場合は補正ができないと判断し、その震度データを評価に用いない。検討に用いた震度データの条件と誤差が最小となる場合の地震規模とそれの場合の誤差のRMS値をTable 2に示す。ここで評価した地震規模は、震度から評価した値なので M_I として表示する。

スラブ内地震について相対震度の違いの影響をみると、最適規模 M_I はほとんど変わらないが、誤差のRMS値には明らかに違いが現れている。1749年と1968年の地震は、Fig. 4(a)に示した1997/4/3の地震の相対震度を用いた方が誤差は小さい。これは、§3で示したように震度分布が類似していることと整合している。それに対して1854年の地震は、Fig. 4(b)に示した1997/4/3以外の地震の平均相対震度を用いた方が誤差は小さく、他の地震と性質が異なることがわかる。

M_I は、相対震度で補正すると1749年と1854年の地震で0.1小さくなったが、他の地震は変わらない。1968年の地震については、相対震度で補正する前と後の最適な距離減衰式と観測震度の関係をFig. 9(a)および(b)に示す。距離減衰式の誤差のRMS値の2倍強である点線で示した震度 ± 1.2 の範囲に収まり、相対震度で補正した方が震度値は実線で示した距離減衰式に近づき誤差が小さくなっていることがわかる。他の地震も誤差が小さくなる場合が多い。

1596年の地震については、相対震度で補正する前と後の最適な距離減衰式と観測震度の関係をFig. 9(c)および(d)に示す。相対震度で補正した方は、点線で示した最近の地震の震度の誤差のRMS値の約2倍の範囲である距離減衰式の震度 ± 1.2 の範囲に収まり、震度値は実線で示した距離減衰式に近づき、Table 2に示すように誤差が小さくなっていることがわかる。誤差が最小となる地震規模は $M_I=7.2$ となった。

相対震度で補正した場合の地震規模の最終結果を比較すると、スラブ内地震としては1854年の地震が $M_I=7.0$ 、1749年の地震が $M_I=6.6$ となり、1968年の地震と1749年の地震は同規模となった。距離減衰式の(4)式の評価で説明したように、1968年の地震は面震源では $M_I=6.6$ となるように設定しているが、点震源でも $M_I=6.6$ となることを確認した。推定された M_I を宇佐美(2003)の地震規模 M_U と比べると、1749年の地震は $M_U=6(3/4)$ なのでほぼ同じであるが、1854年の地震は $M_U=7.3\sim 7.4$ より小さい値となった。1596年の地震については $M_U=7.0$ より大きくなった。

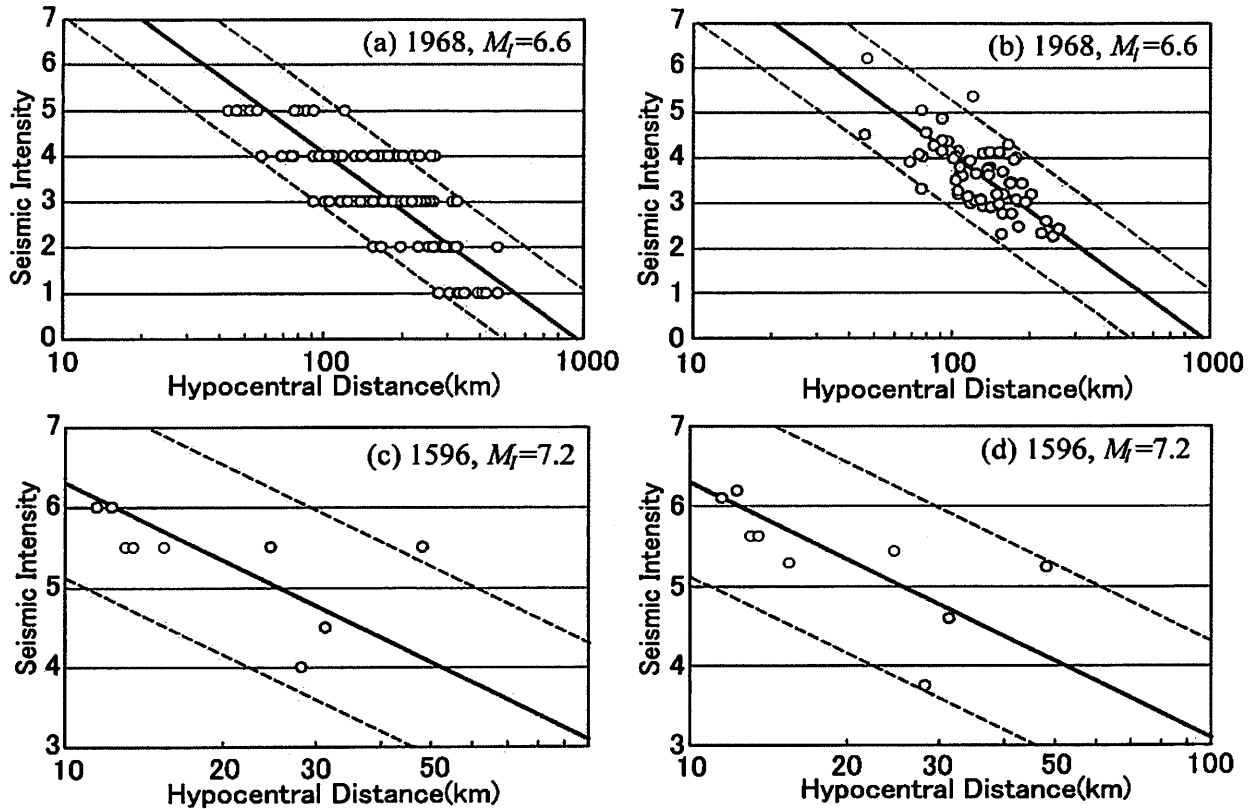


Fig. 9. Attenuation relationship for seismic intensity data over hypocentral distance for the 1968 and 1596 earthquakes; (a) Original intensity data of the 1968 event, (b) intensity data of the 1968 event corrected by relative intensity, (c) original intensity data of the 1596 event, and (d) intensity data of the 1596 event corrected by relative intensity. A solid line shows attenuation formula of equation (3). Two broken lines show the intensity bound of ± 1.2 .

§ 5. 震度インバージョンによる検討

5.1 1968年豊後水道の地震

それぞれの地震について、神田・他(2003)で示した手法に従って震度インバージョン解析を行い、誤差が最小となる場合の短周期地震波の発生域および地震規模 M_f を評価する。

歴史地震の前に、1968年の地震で震度インバージョン解析を行い、短周期地震波の発生域を評価する。地震規模 M_f については、断層面でエネルギー分布が均質で気象庁マグニチュード M_f と同じ 6.6 になるように設定しているが、この場合も $M_f=6.6$ になるかどうか確認する。1968年の地震については、Fig. 1(d) に示した震度分布を用いる。§3 で等価震源距離を求めるために使った 1968年の断層面と同じものを用いる。すなわち、Shiono and Mikumo (1975) による 1968年の地震のメカニズム (Dip = 72° , Strike = 203°) を用い、 $20 \times 16 \text{ km}^2$ の長方形の断層面を仮定し、1辺の長さ 4 km の正方形の小断層 5×4 個に分割する。断層面の最浅端 (東縁) の深さは地震発生層上面である 37.3 km とした。

相対震度は、§4 の点震源による方法で誤差が小さかった 97/4/3 の愛媛県南予地方地震の相対震度 (Fig. 4(a)) を用いる。距離減衰式については、スラブ内地震用の (4) 式を用いる。

震度インバージョン解析による M_f に対する震度の評価誤差の RMS 値を Fig. 10(a) に示す。誤差最小となる M_f は M_f と同じ 6.6 となった。Fig. 10(b) は誤差最小となる $M_f=6.6$ の場合の放出エネルギー分布を示す。全体の放出エネルギーの 70% 以上を示す領域を実線で囲んで示し、この領域を以後短周期地震波発生域と呼ぶ。さらに、そのエネルギー重心を Δ で示し、以後短周期中心と呼ぶ。仮定した断層面の北側に短周期地震波発生域が生じており、Fig. 5 に \circ で示した余震の震央分布と比べると、余震が発生していない領域に対応している。前述したように、ほとんどのプレート境界の大地震の場合、短周期中心はアスペリティの破壊の終端部にあった。一方、加藤(2006)はプレート境界では固着域の周りで非地震性すべりが先行し、結果として残された部分が大地震時にアスペリティになると考えて、動的破壊シミュ

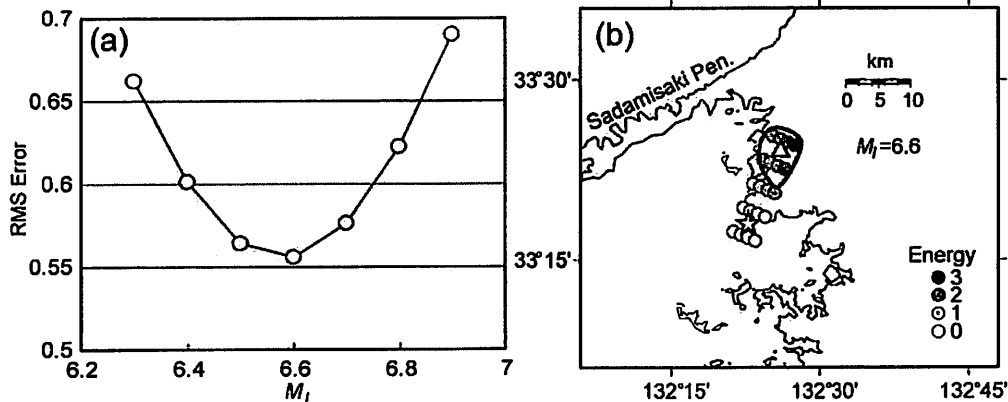


Fig. 10. Results of the intensity inversion analysis for the 1968 earthquake. (a) Root mean square errors of intensity estimation in terms of magnitude and (b) released short-period energy distribution for the case of least error. An area surrounded by a solid line shows a short-period radiation zone (SPRZ) and a triangle shows its energy centroid. A star shows the epicenter [JMA (2007)].

レーションを行い、アスペリティの終端部に破壊の先端部が集中することで、すべり速度が増大し、短周期成分が強く励起されるのではないかと指摘し、震度インバージョンの結果と調和的であることを示した。しかし、ここで検討対象としたスラブ内地震は、 $M_J=6.6$ 程度の規模なのでアスペリティのサイズは小さく、例えばプレート境界地震と同じメカニズムを考えると、震度インバージョンの解像度から判断するとアスペリティと短周期中心はほぼ同じ場所に評価されると考えられる。したがって、Fig. 10(b)で示した短周期中心と震央[気象庁(2007)]の位置関係から判断すると、断層面上を南から北に破壊が伝播したと考えられ、断層面の北側にアスペリティがあると推察される。

5.2 1854年伊予西部の地震

1854年伊予西部の地震について、Fig. 1(c)に示す震度分布を用いて震度インバージョン解析を行い、短周期地震波発生域と地震規模を推定する。

断層モデルについては、この近傍の地域のスラブ内地震のメカニズムを参考に仮定する。すなわち、Imagawa *et al.* (1985)は、この地域の $M 6$ クラスのスラブ内地震は海洋プレートの沈み込む方向に垂直な走向の断層面である可能性が高いことを指摘している。さらに、1968年8月6日の地震が震源深さ40 kmで走向 293° 、傾斜角 70° 、1979年7月13日の地震が震源深さ70 kmで走向 109° 、傾斜角 90° 、1983年8月26日の地震が震源深さ116 kmで走向 105° 、傾斜角 56° と評価している。傾斜角は海洋プレートの応力軸方向に対して約 45° の角度とするとほぼ説明できる。1854年の地震は震源深さが1968年の地震と1979年の地震の中間で、曲げフロントの西側でプレートの沈み込み角度が 35° 程度と

考えられるので、傾斜角は 80° とした。走向は、地震発生層上面の等深度コンターにおおむね沿う方向である 198° とした。

断層長さについては、他のスラブ内地震では $M_J 6.6$ の1968年豊後水道の地震が約20 km [Shiono and Mikumo (1975)], $M_J 6.7$ の2001年芸予地震が30 km [Kakehi (2004)], $M_J 7.1$ の2003年宮城県沖の地震が約30 km [針生・他(2003)]である。点震源による距離減衰式による結果では $M_J 7.0$ なので1854年の地震の断層長さは32 kmとした。断層モデルは、最適な断層位置を評価するためにFig. 11(a)に示すように、 $32 \times 16 \text{ km}^2$ の長方形の面を10ケース仮定する。モデル⑩が宇佐美(2003)の1854年の地震の震央☆を含んだ断層面である。1辺の長さ4 kmの正方形の小断層 8×4 個に分割する。断層面の最浅端(東縁)の深さはFig. 11(a)に点線で示す地震発生層上面[松崎・他(2003)]とする。

相対震度は、84の点震源による方法で誤差が小さかったFig. 4(b)に示す豊後水道近傍の地震の平均を用いる。距離減衰式については、スラブ内地震用の(4)式を用いる。

Fig. 11(b)に全ての解析ケースのマグニチュードと誤差のRMS値の関係を示す。誤差最小となる地震規模については、西寄りの断層面であるモデル①、④、⑦は $M_I=7.1$ で、それ以外のモデルは $M_I=7.0$ となった。これは宇佐美(2003)による1854年の地震の規模 $M_U=7.3 \sim 7.5$ と比べて小さい。誤差最小となるモデル⑤で $M_I=7.0$ の場合の震度インバージョン解析結果をFig. 11(c)に示す。短周期中心は断層面の北側で大分県佐賀関半島東方沖にある結果となった。

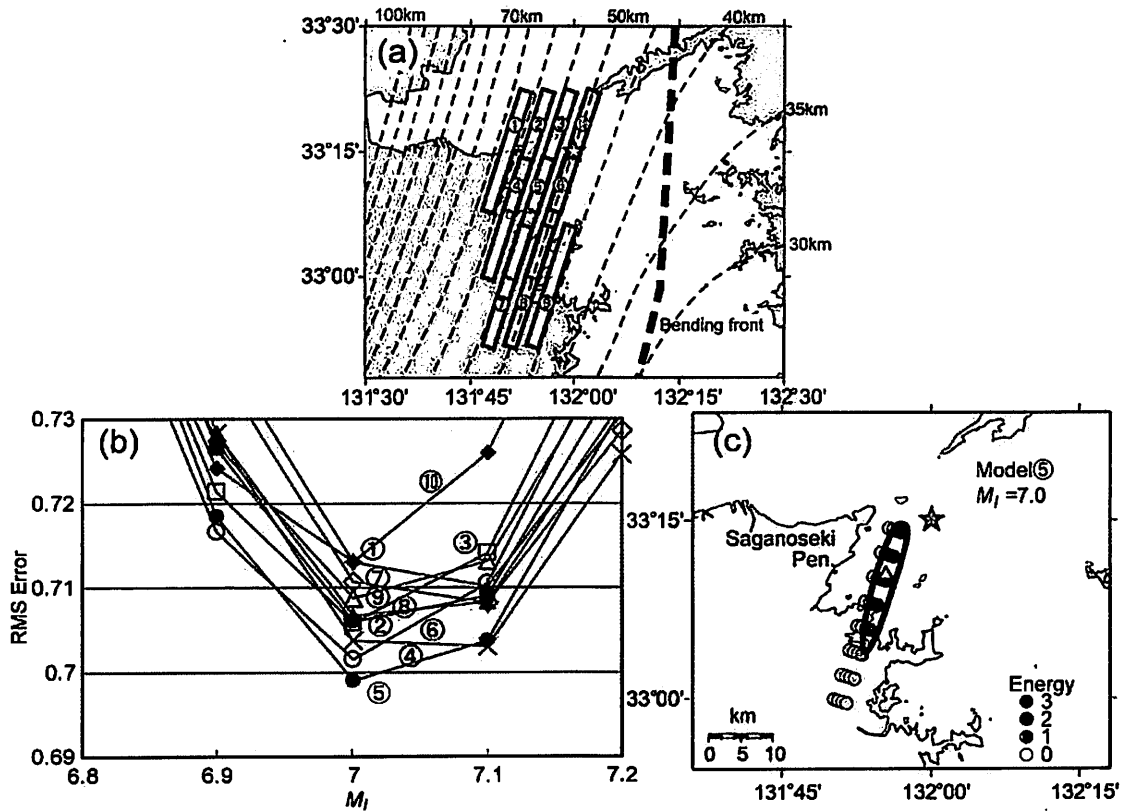


Fig. 11. Results of the intensity inversion analysis for the 1854 earthquake. (a) Fault plane models for analysis, (b) root mean square errors of intensity estimation in terms of magnitude and, (c) released short-period energy distribution for the case of least error. An area surrounded by a solid line shows a SPRZ and a triangle shows its energy centroid. A star shows the epicenter [Usami (2003)].

5.3 1749年伊予宇和島の地震

1968年の地震と震度分布が似ているので1968年の断層面を基準とする。Shiono and Mikumo (1975)による1968年の地震のメカニズム (Dip = 72°, Strike = 203°) で、20×16 km²の長方形の断層面を仮定し、1辺の長さ4 kmの正方形の小断層5×4個に分割する。Fig. 12(a)に示すように断層面の形状、傾き、走向が同じ13ケースの断層モデルを仮定する。モデル①が1968年伊予西部の地震の断層モデルと同じであり、モデル⑩が宇佐美 (2003) の1749年の地震の震央☆を含んだ断層面である。1854年の地震と同じように断層面の最浅端 (東縁) の深さは Fig. 12(a) に点線で示す地震発生層上面とする。

相対震度は、84の点震源による方法で誤差が小さく1968年の地震にも用いた、Fig. 4(a)に示す97/4/3の愛媛県南予地方地震の相対震度を用いる。距離減衰式については、スラブ内地震用の(4)式を用いる。

すべての断層モデルの解析結果の誤差とM_lの関係をFig. 12(b)に示す。モデル①を除く解析ケースでM_l=

6.7の場合が誤差最小となり、これは宇佐美 (2003) の1749年の地震規模M_l=6(3/4)とほぼ同じ値となった。また、1968年の地震のM_l=6.6とほぼ同規模である。誤差最小となるモデル⑥でM_l=6.7の場合の震度インバージョン解析結果をFig. 12(c)に示す。短周期中心については、佐田岬半島の付根付近でスラブ内地震の発生頻度が一番高い領域 [松崎・他 (2003)]にある。また、この短周期中心は、▼で表示する1968年の地震の短周期中心と約13 kmの距離しかなく、震源位置は1968年の地震と似通った地震と考えられる。

5.4 1596年慶長豊後地震

別府湾-日出生断層帯東部の断層で発生したとして断層面をモデル化する。別府湾-日出生断層帯東部の断層は複数存在する [島崎・他 (2000)] ので Fig. 13(a)に示すように四つの断層モデルを仮定する。点震源による最適M_lが7.2なのでM_l=7.2とすると、武村 (1998)によると断層長さは22 km、深さ方向幅13 km、さらに松田 (1975)によると断層長さは26 kmとなる。断層長さについては、別府湾内で最も活動的な別府湾中央断層は

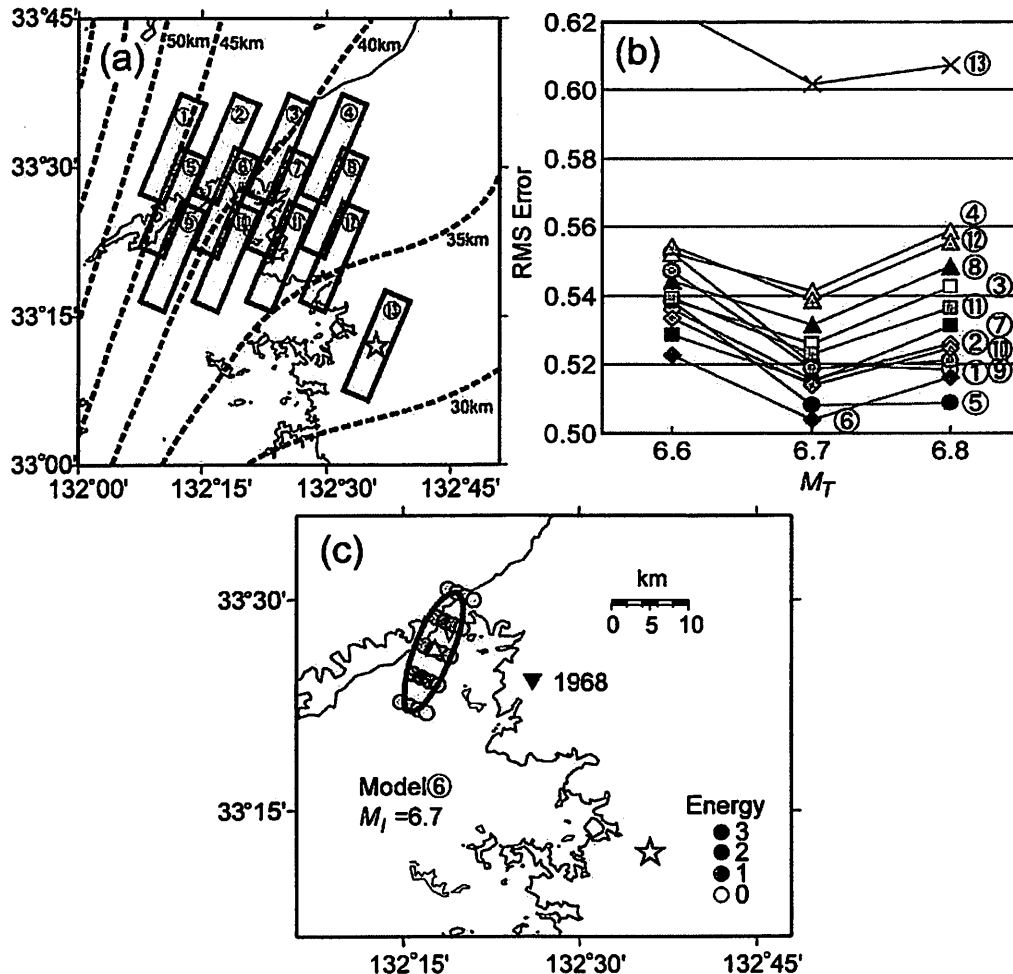


Fig. 12. Results of the intensity inversion analysis for the 1749 earthquake. (a) Fault plane models for analysis, (b) root mean square errors of intensity estimation in terms of magnitude, and (c) released short-period energy distribution for the case of least error. An area surrounded by a solid line shows a SPRZ and a triangle shows its energy centroid. A star shows the epicenter [Usami (2003)].

22 km 以上あること [島崎・他 (2000)], 津波の波源域の解析 [石辺・島崎 (2005)] によれば別府湾内にとどまらずさらに東域に延びていたことなどを考慮して 26 km とした。断層面はほぼ鉛直と考えられる [地震調査研究推進本部 (2005)] ので、傾斜角は 90° と仮定する。断層面の深さは 3~16 km とする。断層面は、1 辺の長さは約 3 km の 9×4 個の長方形の小断層に分割する。相対震度は、Fig. 8 に示す 1975 年大分県中部地震のものを用いる。距離減衰式は、浅い地殻内地震用の (5) 式を用いる。

全ての断層モデルに対して震度インバージョン解析を行う。 M_I に対する震度評価誤差の RMS 値を Fig. 13(b) に示す。一番大分寄りのモデル④で $M_I=7.2$ の場合が誤差が一番小さい。宇佐美 (2003) の地震規模 $M_U=7.0$ に比べて若干大きくなった。この誤差最小の場合の放出エ

ネルギー分布を Fig. 13(c) に示す。断層のほぼ中央で被害の大きかった大分市の近傍に短周期中心があることがわかる。

震度インバージョン解析によって求めた最適な M_I とその誤差を Table 2 にまとめて示す。点震源を仮定し距離減衰式による方法で評価した M_I と比較すると、1749 年の地震が 0.1 大きくなっただけでほぼ同じ結果となった。断層の仮定によって誤差が最小となる地震規模 M_I はほとんど変わらないことがわかった。スラブ内の歴史地震について従来の宇佐美 (2003) の地震規模と比べると、1749 年の地震は $M_I=6.6\sim 6.7$ となりほとんど変わらず、1854 年の地震は $M_I=7.0$ となり、0.4 小さくなった。これは、1749 年の地震は 1968 年の類似の地震を参照して評価されたが、1854 年の地震は類似の地震が近年発生してないため過大評価されていたと考えられる。

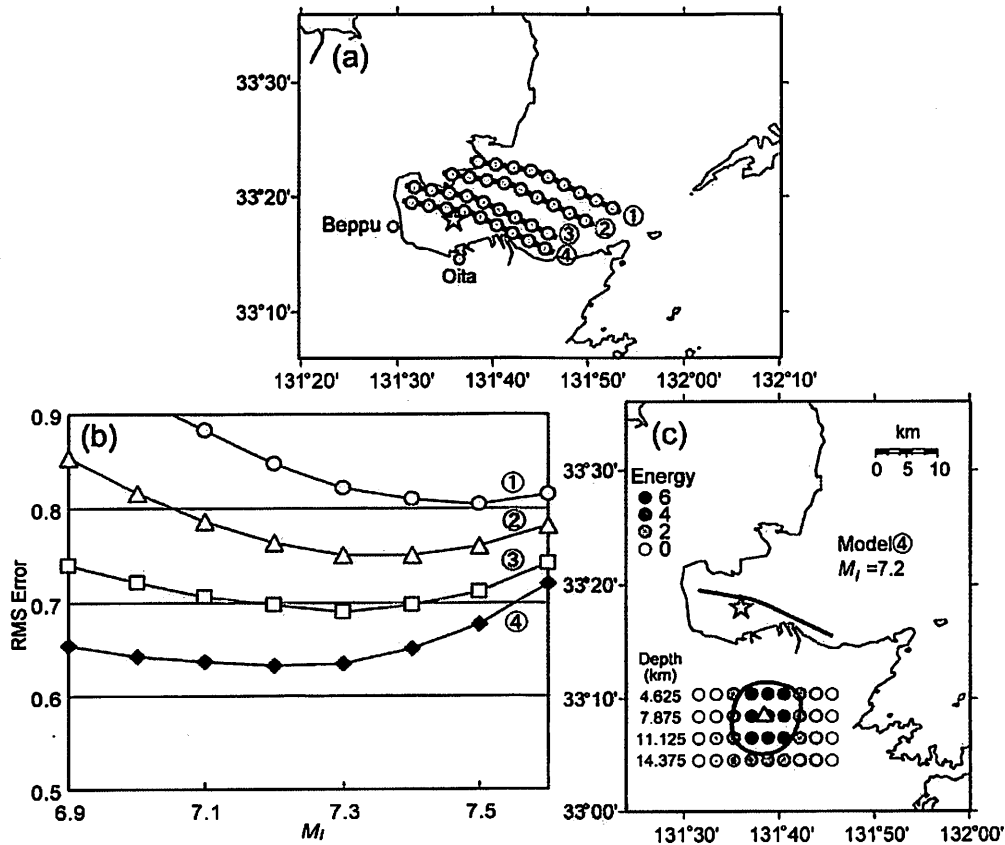


Fig. 13. Results of the intensity inversion analysis for the 1596 earthquake. (a) Fault plane models for analysis, (b) root mean square errors of intensity estimation in terms of magnitude, and (c) released short-period energy distribution for the case of least error. An area surrounded by a solid line shows a SPRZ and a triangle shows its energy centroid. A star shows the epicenter [Usami (2003)].

§ 6. 考 察

地震規模を推定する方法として、ここまで点震源の距離減衰式による方法と震度インバージョン解析による方法を用いた。しかし、従来からはある震度以上の地域の面積から経験式で換算する方法が用いられてきた [たとえば村松 (1969), 勝又・徳永 (1971)]。ここでは、この方法を豊後水道近傍のスラブ内地震に適用するための問題点と修正方法について検討する。Fig. 1 に実線で囲んで示す震度 5 以上の範囲を用いて地震規模の評価を行う。震度 5 の範囲は宇佐美・大和探査 (1994) に記載された図を参考に設定した。評価した震度 5 の領域面積 S_5 (km^2) を Table 2 に示す。

震度 5 以上の地域面積 S_5 (km^2) からマグニチュードに換算する村松 (1969) による経験式を (6) 式に示す。

$$\log S_5 = M - 3.2 \quad (6)$$

(6) 式は震源が比較的浅い地震に対して評価されているので、短周期地震動が卓越する傾向にある比較的深いスラブ内地震では震度 5 以上の地域面積が広くなりマグニチュードが過大評価されやすい。例えば、1968 年豊

後水道の地震の場合、Table 2 に示すように Fig. 1(d) で実線で囲んだ震度 5 以上面積は $S_5 = 12,380 \text{ km}^2$ で、(6) 式に代入すると $M = 7.3$ となる。また、近傍の海域で発生した 2001 年芸予地震 ($M_J = 6.7$, 深さ 46 km) については $S_5 = 17,690 \text{ km}^2$ で $M = 7.4$ となり [高橋・他 (2005)], どちらの地震も気象庁マグニチュードより 0.7 過大評価になってしまう。そこで、震度 5 以上の領域面積から 1968 年地震は $M = 6.6$ となり、2001 年芸予地震は $M = 6.7$ と評価できるように (6) 式の定数項を修正すると、(7) 式となる。

$$\log S_5 = M - 2.48 \quad (7)$$

(7) 式は (6) 式と比べると同じ領域面積であれば地震規模が 0.72 小さく評価されることを示している。(7) 式を用いて 1854 年の地震を評価すると $M = 7.0$ となる。点震源の距離減衰式による評価および震度インバージョン解析による M_l と同じで、(7) 式は妥当であると考えられる。

ただし、古い地震に (7) 式を適用しようとすると別の問題がある。1968 年の地震と震源・地震規模がほぼ同

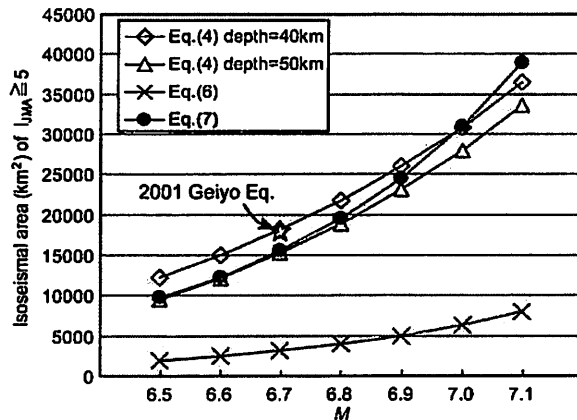


Fig. 14. Comparison of the relationship between magnitude and isoseismal area of $I_{MA} \geq 5$. Diamonds and triangles are estimated from the attenuation relationship equation (4) neglecting relative intensity for site correction. Crosses and black circles are calculated from equations (6) and (7), respectively. A star shows an observation value of the 2001 Geiyo earthquake.

じと考えられる 1749 年の地震については、震度 5 以上の面積が $S_5 = 7,820 \text{ km}^2$ で、1968 年の地震の 63% しかなく、(7) 式を用いると $M = 6.4$ となり、震度インバージョンによる評価結果より 0.3 程度小さくなる。さらに、1596 年の地震は浅い地震なので、(6) 式で妥当な評価ができるはずであるが、 $M = 6.7$ でかなり小さい。これは、古い時代になるほど震度データが少なく、震度 5 以上の範囲を狭く見積もるため、地震規模が過小評価されてしまうことを示している。したがって、震度の点数から判断して 1749 年と 1596 年の地震の震度 5 以上の面積から推定したマグニチュードは妥当ではないと考えられるので、Table 2 には括弧で参考値として示した。

さらに、豊後水道のスラブ内地震用の震度の距離減衰式を用いて、相対震度を無視した場合の震度 5 以上となる領域の面積を求め、(7) 式を検証する。評価方法としては、(4) 式を用いて震度 4.5 となる震源距離 X を求め、豊後水道のスラブ内地震として標準的な震源深さである 40 km と 50 km の場合の震央距離を求める。次に、この震央距離を半径とする円の面積を求め、震度 5 以上となる領域の面積とする。マグニチュードを変えて評価し、(6) 式および (7) 式の結果と比較して、Fig. 14 に示す。また、Fig. 14 には 1968 年および 1854 年の地震、さらに 2001 年芸予地震のマグニチュードと震度 5 以上の領域の面積の関係を☆印で示す。距離減衰 (4) 式から評価した震度 5 以上の領域の面積は、Fig. 14 に示すマ

グニチュードの範囲においては (7) 式から評価した結果とはほぼ同様な結果が得られることがわかる。

最後に、従来から用いられている震央 [宇佐美 (2003)] と短周期中心との位置関係を考察する。1854 年、1749 年、1596 年の地震については、Figs. 11~13 に☆で宇佐美 (2003) の震央位置をそれぞれ示した。1854 年、1749 年、1596 年の地震の☆と△で示した短周期中心の間の距離は、それぞれ 11 km, 39 km, 4 km である。1968 年の地震の震央 [気象庁 (2007)] と短周期中心の間の距離が 12 km であることを考えると、1854 年と 1596 年の地震はそれ以下の距離であり、評価誤差の範囲内であり、宇佐美 (2003) の震央と整合する結果と考えられる。

しかし、1749 年の地震については、Table 2 に示す距離減衰式による評価結果からわかるように、震度インバージョン解析の結果と比べると、☆を震央とした場合 M_I の評価としてはあまり変わらないが、誤差はかなり大きい。似通った地震である 1968 年の地震の短周期中心▼からの距離を比べると、1749 年の地震の短周期中心△は 13 km で、27 km 離れた☆より近い。さらに、△はスラブ内地震の発生頻度の高い佐田岬半島付根付近 [松崎・他 (2003)] にあり、1749 年の地震の短周期中心付近を震央としたほうが可能性は高いと考えられる。

§7. まとめ

16 世紀末以降豊後水道近傍で発生した主な被害地震を対象とし、震度分布を用いて、スラブ内地震については 1968 年 8 月 6 日豊後水道の地震 ($M_I 6.6$) および浅い地殻内地震については 1975 年 4 月 21 日大分県中部地震を基準として、点震源による方法ならびに震度インバージョン解析によって地震規模を決め直した。対象とした地震は 1968 年の地震の他に、1854 年、1749 年および 1596 年の 4 地震とする。その結果以下のような結論を得た。

- (1) 1854 年の地震は、スラブ内地震で大分県佐賀関半島東方沖に短周期中心があり、 $M = 7.0$ と推定された。従来の $M = 7.4$ [宇佐美 (2003)] より規模は小さいと評価された。この地震規模がこの地域のスラブ内の歴史地震としては最大規模である。
- (2) 1749 年の地震は、 $M = 6.6 \sim 6.7$ となり、1968 年の地震と地震規模がほぼ同じであり、短周期中心が 1968 年の地震の震央に近い愛媛県佐田岬半島付根付近にあるスラブ内地震と推定された。
- (3) 1596 年の地震は、別府湾内の浅い地殻内地震と判断し、2000 年鳥取県西部地震や 1975 年大分県中部地震などの震度データの分析により評価したこの地域

の浅い地震用の相対震度や距離減衰式に基づいて推定を行った。別府湾中央断層付近の断層と考えられ、 $M=7.2$ と推定された。

- (4) 村松(1969)による震度5以上の範囲の面積と M の経験式を用いると、豊後水道のスラブ内地震の場合、地震規模を0.7程度過大に評価する可能性があることがわかった。これは、やや深いスラブ内地震は短周期成分が励起されやすい特性をしているため、経験式の基になっている浅い地震と震度分布が異なっていることに起因しているものと考えられた。そこで、村松(1969)による経験式を修正して安芸灘・伊予灘・豊後水道のスラブ内地震の場合に正しく評価できる(7)式を提案した。この式により歴史地震の規模を見直すと、古い地震は震度観測点が少ないため過小評価するが、震度観測点の比較的多い1854年の地震は $M=7.0$ となり、点震源による手法および震度インバージョン解析の結果と同じになった。
- (5) 宇佐美(2003)の震央と短周期中心の位置を比べると、1854年と1596年の地震は近傍で整合する結果となった。1749年の地震については、両者が39kmも離れた結果となったが、短周期中心の方が、震度分布の類似している1968年の地震の震央と近くてスラブ内地震の発生頻度の高いフィリピン海プレートの曲げフロントの西側の佐田岬半島付根にあり、可能性が高いと考えられる。

謝 辞

森川信之氏および匿名の2名の査読者、編集担当委員の藤原広行氏には、極めて有益なご意見を頂き、本論文の改善に非常に役立ちました。地震のメカニズム解は、防災科学技術研究所の広帯域地震観測網のデータを使用しました。また、図の作成にはGMTを使用しました。ここに記して深く感謝の意を表します。

文 献

- Asano, K. and T. Iwata, 2006, Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, **58**, 93-98.
- Furumura, T. and B. L. N. Kennett, 2001, Variations in regional phase propagation in the area around Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 667-682.
- 針生義勝・関根秀太郎・汐見勝彦・小原一成, 2003, 防災科研 Hi-net による 2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震の余震分布, 日本地震学会講演予稿集, 2003 年度秋季大会, A076.
- Hatori, T., 1969, Dimensions and geographic distribution of tsunami sources near Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 185-214.
- 羽鳥徳太郎, 1985, 別府湾沿岸における慶長元年(1596年)豊後地震の津波調査, *地震研究所彙報*, **60**, 429-438.
- 羽鳥徳太郎, 1995, 日本近海における津波マグニチュードの特性, 日本地震学会講演予稿集, 1995 年度秋季大会, B42.
- 引田智樹・工藤一嘉, 2001, 経験的グリーン関数法に基づく 1855 年安政江戸地震の震源パラメーターと地震動の推定, 日本建築学会構造系論文集, **546**, 63-70.
- 池田 孝・武村雅之・加藤研一, 2003, 強震記録に基づく東北地方周辺のやや深発地震の高振動数成分の励起特性, 日本建築学会構造系論文集, **572**, 39-46.
- Imagawa, K., K. Hirahara and T. Mikumo, 1985, Source mechanisms of subcrustal and upper mantle earthquakes around the northeastern Kyushu region, southwestern Japan, and their tectonic implications, *J. Phys. Earth*, **33**, 257-277.
- 石辺岳男・島崎邦彦, 2005, 1596 年慶長豊後地震に伴う津波の波源推定, *歴史地震*, **20**, 119-131.
- 地震調査研究推進本部, 2005, 別府-万年山断層帯の長期評価について(平成 17 年 3 月 9 日公表), 73 pp.
- Takehi, Y., 2004, Analysis of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake using high-density strong ground motion data: Detailed rupture process of a slab earthquake in a medium with a large velocity contrast, *J. Geophys. Res.*, **109**, B08306, doi: 10.1029/2004JB002980.
- 神田克久・武村雅之, 2005, 震度データから検証する宮城県沖で発生する被害地震の繰り返し, *地震*, **2**, 58, 177-198.
- 神田克久・武村雅之, 2006, 十勝沖地震の震度インバージョン解析, *月刊地球*, 号外 55, 64-70.
- 神田克久・武村雅之, 2007, 震度データから推察される相模トラフ沿いの巨大地震の震源過程, *日本地震学会論文集*, **7**, 2(特集号), 68-79.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2003, 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, *地震*, **2**, 56, 39-58.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2004, 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域, *地震*, **2**, 57, 153-170.
- 加藤尚之, 2006, アスペリティ破壊の終端域での短周期地震波発生メカニズムについて, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S111-002.
- 勝又 護・徳永規一, 1971, 震度 IV の範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, *験震時報*, **36**, 89-96.
- 気象庁, 2006, 平成 18 年 1 月~12 月地震・火山月報(防災編).
- 気象庁, 2007, 平成 17 年地震年報 CD-ROM, (財)気象業務支援センター.
- 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.
- 松崎伸一・大野裕記・池田倫治・福島美光, 2003, 震源分布からみた伊予灘周辺フィリピン海プレートの形状および地震特性, *地震*, **2**, 56, 267-279.
- 村松郁栄, 1969, 震度分布と地震のマグニチュードとの

- 関係, 岐阜大学教育学部研究報告—自然科学, 4, 169-176.
- 中村 操・笠原慶一, 2001, 歴史地震の規模の推定, 月刊地球, 23, 84-88.
- 中西一郎, 2002, 文禄五年閏七月九日(1596年9月1日)の地震による伊予での被害を示す史料, 地震 2, 55, 311-316.
- 小原一成・廣瀬 仁, 2004, 豊後水道付近のスロースリップイベントと深部低周波微動, 地震予知連絡会報, 71, 671-679.
- Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura, and M. Takemura, 1993, Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, 218, 69-81.
- 岡田篤正, 2006, 活断層で発生する大地震の連動・連鎖—中央構造線・濃尾断層系・山陰地域の活断層を事例として, 月刊地球, 号外 54, 5-24.
- 表 俊一郎, 1976, アンケート震度に基づく震度分布に関する考察, 日本建築学会(編)「1975年大分県中部地震によるRC建物の被害調査報告—九重レークサイドホテルおよびその周辺建物の被害—」, 212-225.
- 鷲谷 威・西村卓也・畑中雄樹・福山英一・W. L. Ellsworth, 2002, 2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル, 地震 2, 54, 523-534.
- 島崎邦彦・松岡裕美・岡村 眞・千田 昇・中田 高, 2000, 別府湾の海底活断層分布, 月刊地球, 号外 28, 79-84.
- Shiono, K. and T. Mikumo, 1975, Tectonic implications of subcrustal normal faulting earthquakes in the western Shikoku region, Japan, J. Phys. Earth, 23, 257-278.
- 高橋利昌・浅野彰洋・大内泰志・神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2005, 四国北西部における歴史的なスラブ内地震の地震諸元に関する検討, 四国電力, 四国総合研究所, 研究期報 No. 85, 37-45.
- 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 2, 51, 211-228.
- 武村雅之・神田克久, 2006, 宮城県沖で2005年8月16日に起こった地震($M=7.2$)の震度分布の特徴と短周期地震波発生域, 地震 2, 59, 147-158.
- 武村雅之・神田克久・水谷浩之, 2006, 1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の震度インバージョン解析結果—短周期地震波発生域とアスペリティ, 日本地震学会講演予稿集, 2006年度秋季大会, D01.
- 東京大学地震研究所, 1982, 新収日本地震史料, 第二巻, 575 pp.
- 佃 為成・三浦勝美, 2002, 2001年芸予地震とプレートの曲げモーメント, 地震 2, 55, 91-96.
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版日本被害地震総覧[416]-2001, 東京大学出版会, 605 pp.
- 宇佐美龍夫・大和探査技術株式会社(編集), 1994, わが国の歴史地震の震度分布・等深度線図, 社団法人日本電気協会, 647 pp.