

活断層周辺の地震活動からみた固有地震説

東京大学地震研究所* 石辺 岳男・島崎 邦彦

Seismicity around Quaternary Active Faults and Characteristic Earthquake Model

Takeo ISHIBE and Kunihiko SHIMAZAKI

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo,
Tokyo, 113-0032, Japan.

Gutenberg-Richter (G-R) relationship $\log N = a - bM$ has been used for describing regional seismicity. On the other hand, numbers of studies reported that the G-R relationship does not hold for seismicity around active faults and that the seismicity is consistent with the characteristic earthquake model, which is characterized by a magnitude gap between the characteristic event and the other earthquakes. In this study, we compared an occurrence rate of the characteristic earthquake with the seismicity around active faults to examine whether the G-R relationship or the characteristic earthquake model describes the seismicity around active faults well. As a result, active faults, where the number of observed events is larger than or equal to the number of events predicted by the G-R relationship, are about 3% of the total number of the active faults. The ratio between the number of observed events and that of predicted events is about 0.20 on the average. The remaining 0.80 have to be filled by aftershocks or some anomalously high episodic seismicity, if the G-R relationship holds during one earthquake cycle. However, an analysis of the 1930 Kita-Izu earthquake ($M=7.3$), which is thought to be the characteristic earthquake, shows that the number of aftershocks is too small to fill the gap. Moreover, we showed that there is a tendency that the larger an average slip rate is, or the shorter an average recurrence interval becomes, the larger the magnitude gap becomes.

§1. はじめに

地震の個数がマグニチュードの増大により指数関数的に減少するグーテンベルグ・リヒター則(以下 G-R 則と略記)は, これまで地震活動を記述する式として広く用いられてきた. その一方で, 大地震が発生する断層とその周辺の地震活動の調査から G-R 則が局所的に成り立っていない報告もなされてきた [Wesnousky et al. (1983), Schwartz and Coppersmith (1984), Youngs and Coppersmith (1985,1991), Papadopoulos et al. (1993) など]. Schwartz and Coppersmith (1984) は Wasatch 断層と San Andreas 断層中南部について, 近年の地震活動と活断層調査から G-R 則に代わる固有地震モデルを提唱した(図 1). 地震の繰り返しの発生を議論する時, 一つの活断層あるいは特定のセグメントでその全体を震源域とする同一規模の地震(固有地震: characteristic earthquake)が比較的揃った再来間隔で発生し, それ以下のマグニチュードの地震は G-R 則で期待される個数よりもはるかに少ないとするモデルである. この

考えは以前から存在しており, Wallace (1970) はサンアンドレアス断層のある地点での固有地震の反復間隔を $\tau = D / (S - C)$ で表した. ここで D は1回の地震のすべり量, S は地形・地質学的に求めた永年の平均ずれ速度, C はクリープ速度である. また松田 (1975) はこの考えに基づいて断層の長さなどから地震の規模を推定する手法を提案した. Sieh (1981) の Uniform-earthquake model や Wesnousky et al. (1983) の最大マグニチュードモデル(maximum magnitude model)などはほぼ同じ考えを主張し, これに適合する例を示している. Papadopoulos et al. (1993) は Hellenic 弧に沿う地震帯を 5 つの地域に分割し G-R ダイアグラムを描くことにより, 2 つの区域を除いて, 最大級の地震と中規模の地震との間に 0.5~0.9 の幅のマグニチュードギャップが存在することから固有地震モデルを支持している. また Papadopoulos et al. (2003) は, ギリシャの Caphalonia トランスフォーム断層の Lefkada セグメントについて, 1911 年, 1948 年, 2003 年の過去

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

3回の地震規模が同規模であること、及び1911年から2003年の地震カタログによる該当領域のマグニチュード頻度分布にマグニチュードギャップが存在することから固有地震説がこのセグメントで成立するとしている。

日本の活断層周辺でマグニチュード頻度分布がG-R則に従うか、もしくは固有地震モデル的であるかということを経験的データをただけから決定することは困難である。一般に活断層の平均活動間隔は1000年～10000年のオーダーである。それに比べて近代計器観測期間はたかだか100年程度であり、地震サイクルの一部しか抽出できないからである。しかしながら地質データから固有地震の再来間隔を推定することが可能である[例えばWesnousky et al.(1983)]。従って、計器観測データと地質データを結び付けることにより、現在の地震活動からG-R則が成立すると仮定した場合に推定される固有地震の発生頻度と、地質データから推定される固有地震の発生頻度とを比較することにより規模別頻度分布がG-R則に従うか、固有地震的であるかを推測することが可能である。Wesnousky(1994)は南カリフォルニアのいくつかの水平横ずれ断層について、地震カタログデータ、古地震データ、活断層の平均ずれ速度データを組み合わせて規模別頻度分布の形を調べることにし、固有地震モデルが成り立つとした。Stirling et al.(1996)はこの手法を西南日本、ニュージーランドにも拡張し、断層の複雑性との関連等についても調べた。Stirling et al.(1996)は地質データから得られる各断層の最大地震の繰り返し間隔を、近年の観測データに当てはめたG-R式を外挿して得られる最大地震の繰り返し間隔と比較した結果、G-Rモデルがほぼ成立するのは22断層のうち4つにすぎないことを示した。この4つの断層は断層形状の複雑性が高く、累積変位量の小さな断層であった。また累積変位量の大きな断層形状が単純な断層ほどG-R則からのずれが大きい結果となっている。

断層の固有地震らしさを支配する原因は断層の成熟度であるという考えがある。断層は初期の段階では様々な波長の不均質性が存在し、その規模別頻度分布はG-R則に従う。しかしながら、断層が成熟し長大な断層に発達するにつれて、領域内のモーメント解放を固有地震が担うようになってくるという考えである。Wesnousky(1988)はサンアンドレアス断層とアナトリア断層に対して、単位長さあたりの断層のステップ数で複雑性を定義し、断層の総変位量が大きい断層

ほど複雑性が低くなることを示した。またWesnousky(1990)はサンアンドレアス断層について断層の総変位量が大きいセグメント程、地震活動が低いことに着目し、これは断層が成熟するにつれて断層面の平滑化により固有地震的になっているからであると考へた。Shimazaki(1999)、島崎(2000)はこの考へをさらに発展させ、ただひとつの全知全能の地震(The Almighty Earthquake)しか起きないとするエンドメンバーを提案した。そしてG-R則を原初の状態、固有地震モデルを全知全能の地震への進化過程の途中段階であると位置づけた。吉岡(2003)は様々なディスク半径と粒径で砂山崩しの実験を行い、なだれの規模別頻度分布を調べた。その結果によれば、ディスク半径と粒径の比0.02を境界にしてSOC的な振る舞いから固有地震的な振る舞いへのドラスティックな変化が生じている。

平成7年1月17日に発生した阪神淡路大震災を機に、同7月に全国に渡る地震防災を推進するために地震調査研究推進本部(以下推本と略記)が設立された。高感度地震計、広帯域地震計、強震計、GPSなどが全国に稠密に展開されると同時に、主要98活断層帯の詳細な分布、長さ、平均ずれ速度、活動履歴などの調査が行われてきた。主要活断層帯の選定基準は『新編日本の活断層』(活断層研究会、1991)において、原則として確実度IまたはII、かつ活動度AまたはB、かつ以下の基準のいずれかを満たすものとなっている。すなわち、(1)長さが20km以上のもの。(2)長さが10km未満の場合で、ほぼ同じ走向を有する複数の活断層が、5km間隔以内に隣接して分布し、その全長が20km以上に及び活断層帯(群)を形成するもの。(3)長さ10～20kmの場合で、ほぼ同じ走向を持つ他の10km以上の活断層帯(群)と、10km以内に隣接して分布し、その全長が20km以上におよび活断層帯(群)を形成するもの[たとえば、地震調査研究推進本部長期評価部会(2005)]。

近年、地震観測データが気象庁に一元化され、地震観測網も整備されたため、地震検出能力は飛躍的に向上した。本研究では、この一元化後の気象庁カタログ及び推本による主要98活断層帯のデータを用いて、地震の規模別頻度分布がG-R則に従うか固有地震的であるかを調べた。

§2. データセット及び手法

2.1 使用したデータ

本研究で使用した地震カタログは、1997年10月～

2005年2月までの気象庁一元化カタログである。該当期間の気象庁一元化カタログは陸域に限った地震については概ねマグニチュード1.5以上の地震についてはほぼ検出されていると考えられるため(図2)、下限を1.5に設定して解析を行った。また活断層データについては推本による主要98活断層帯のデータを用いた。98活断層帯の分布を図3に示す。それぞれの活断層帯について過去の調査資料を収集し研究の現状を把握した上で、反射法地震探査、ボーリング調査、トレンチ調査、完新世段丘面の調査などを行い、断層分布、固有地震規模、平均ずれ速度、活動時期、地震後経過率などを推定している。平均ずれ速度に関して、具体的な値は明らかになっていないものの活動度が推定されているものについては定義に従い、ここでは以下のように扱った。すなわち、活動度がA級の活断層の平均ずれ速度の最小値を1mm/yr、最大値を10mm/yrとする。同様に、については最小値を0.1mm/yr、最大値を1mm/yr、C級については最小値を0.01mm/yr、最大値を0.1mm/yrとした。また活動度がA~B級といったようにまたがって推定されている場合は、最小値に活動度の低い階級の間値、最大値に活動度の高い階級の間値を採用した(例:A~B級の活断層の平均ずれ速度の最小値は0.5mm/yr、最大値は5mm/yr)。

2.2 研究手法

1) 活断層周辺域の地震の規模別頻度分布

活断層周辺の地震を選択する本研究の手法の概念図を図4に示す。ここでは、実際には3次元の問題であるが、簡便のために緯度・経度方向のみの2次元問題として記載してある。まずそれぞれの活断層帯について南西端及び北東端の緯度・経度を指定して、その領域内を震央とする地震を気象庁一元化カタログから抽出する。次にその領域をメッシュグリッドで分割し、地震をメッシュに割り振る。断層の地表トレースも同様にメッシュに割り振る。そして断層トレースとみなされたメッシュグリッドを中心にnグリッドをその断層が起こした地震領域とみなす。パラメータnは断層からどの程度までの距離をその断層に属する地震とみなすかによって決定される。板場ほか(2004)では断層の存在が周辺の地震活動に影響を与える距離を「断層影響距離」と呼び、1年あたり、単位面積の地震個数密度が断層からの距離によって減衰する様子から決定している。その断層影響距離はstrike-slip, dip-slipを問わず2~4km程度と求めている。本研究

においてグリッドサイズは緯度経度方向に $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ 、深さ方向に1kmとした。パラメータnについては断層からの距離が5km未満となるように設定した。また参考のために断層からの距離が10km未満になるようにnを設定した場合でも解析を行った。断層の傾斜角については地震ハザードステーション中のデータを用いた[地震ハザードステーションホームページ(2005)]。このようにして、それぞれの活断層周辺の地震の規模別頻度分布を求めた。

2) 活断層データを用いた固有地震の規模及び再来間隔の推定

固有規模の地震の再来間隔については、以下の2つの手法を用いて推定を行った。1つは推本の推定値を採用した。推本は断層長から松田式[松田(1975);(1)式]を用いて固有地震のマグニチュードを決定し、その平均再来間隔はトレンチ調査で求めた活動履歴などから推定している。

$$\log L = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

ここでLは断層長であり、Mは固有地震規模である。また活動履歴が明らかになっていない断層については断層長から一回の地震でのずれの量を推定し、平均ずれ速度で除したものを平均活動間隔としているものもある。

もう1つはWesnousky(1994)の手法である。地震モーメントは次式で定義される[例えばAki and Richards(1980)]。

$$M_0 = \mu DA \quad (2)$$

ここで M_0 , μ , D , A はそれぞれ地震モーメント、剛性率、断層面上のずれの量、断層面積である。断層長から固有地震の地震モーメントを算出し[Wesnousky et al.(1983)], (3)式によりモーメントマグニチュードに変換した値を固有地震規模とした[Hanks and Kanamori(1979)]。

$$\log M_0 = 1.5M_w + 16.1 \quad (3)$$

ここで M_w はモーメントマグニチュードである。平均ずれ速度についてはその最小値、最大値、平均値をそれぞれ

$\dot{U}_{\min}^g, \dot{U}_{\max}^g, \dot{U}_g^{pref}$ とし、活断層データから推定される1年あたりのモーメント蓄積率を

$$\dot{M}_0^g = \mu L W \dot{U}^g \quad (4)$$

で定義した。ここで \dot{M}_0^g は地震モーメント蓄積率、 μ は剛性率、 L は断層長、 W は断層幅、 \dot{U}^g は地質学的に決定された断層面上の平均ずれ速度である。断層幅については、断層の上端の深さを 0(地表)、下端を微小地震の下限として、傾斜角を用いて算出した。微小地震の発生下限についても推本が推定しており、この値を採用した[地震調査研究推進本部長期評価部会(2005)]。固有地震の地震モーメントを 1 年あたりのモーメント蓄積率で割ったものが平均再来間隔となる。

$$T = \frac{M_0^e}{\dot{M}_0^g} \quad (5)$$

ここで T は固有地震の平均再来間隔、 M_0^e は断層長

から推定される固有地震の地震モーメント、 \dot{M}_0^g は活断層データから推定された 1 年あたりのモーメント蓄積率である。平均ずれ速度及び固有地震の地震モーメントに最小値、最大値、平均値が存在するために再来間隔もいくつかの値をとり得るが、ここでは次のように再来間隔を定義した。

$$T1(\text{preferred}) = M_0^e(\text{preferred}) / \dot{M}_0^g(\text{preferred}) \quad (6)$$

$$T2(\text{min}) = M_0^e(\text{min}) / \dot{M}_0^g(\text{max}) \quad (7)$$

$$T3(\text{max}) = M_0^e(\text{max}) / \dot{M}_0^g(\text{min}) \quad (8)$$

$$T4(\text{min}) = M_0^e(\text{min}) / \dot{M}_0^g(\text{min}) \quad (9)$$

$$T5(\text{max}) = M_0^e(\text{max}) / \dot{M}_0^g(\text{max}) \quad (10)$$

ここで求めた平均再来間隔の逆数が 1 年あたりの固有地震の発生頻度である。主要 98 活断層帯のうち、活断層と認められない東京湾北縁断層、元荒川断層、荒川断層、岐阜—宮断層帯については評価を行わなかった。また平均ずれ速度、或いは活動度が不明な断層については、平均再来間隔が推本で推定されている場合、その再来間隔のみを使用した。平均再来間隔においても不明な断層は評価の対象外とした。同じ断層帯に属しても、その活動履歴が異なるとトレンチ調査などから推定されている断層(或いは断層区間)については、それぞれ別に評価を行った。

3) 活断層周辺の地震の規模別頻度分布と固有地震の規模及び再来間隔との比較

気象庁一元化カタログに基づく、それぞれの活断層周辺域の規模別頻度分布をカタログ期間で割ったものが、1 年あたりの地震の規模別頻度分布となる。この頻度分布から、次のようにして最尤推定した b 値を用いて、外挿により推定される固有地震の 1 年あたりの発生頻度と上記の再来間隔の逆数から求まる地震発生頻度とを比較した。 b 値については(11)式的最尤推定により決定した[宇津(1965), Aki(1965)]。

$$b = \frac{\log e}{E[M] - M_z} \quad (11)$$

ここで $E[M]$ は下限マグニチュード M_z 以上の地震のマグニチュードの平均であり、下限マグニチュードは気象庁マグニチュードが 0.1 刻みであるために本研究においては 1.45 である。 b 値及び 95% の信頼区間については日本陸域全体の地震カタログから決定した。

2.3 Stirling et al.(1996)との比較

まず、Stirling et al.(1996)で解析が行われている 6 つの横ずれ断層について、地震カタログの期間による影響を調べた。6 つの横ずれ断層は、中央構造線、根尾谷断層、阿寺断層、跡津川断層、丹那断層、山崎断層である。Stirling et al.(1996)は 1926 年から 1992 年までの気象庁地震カタログを用いており、マグニチュードの下限閾値は 4.5 である。活断層データは主に活断層研究会(1991)による。一方、本研究では 1997 年 10 月以降の気象庁一元化カタログを用いた。カタログ期間の影響を調べるため、固有地震の規模及びその再来間隔は Stirling et al.(1996)の値を使用し、地震抽出領域も図 5 に示すように同じものを用いた。

§ 3. 結果

3.1 Stirling et al.(1996)との比較

6 つの横ずれ断層について、地震カタログのみを変えて同様の手法で再評価を行った結果を図 6 に示す。西南日本のマグニチュード 1.5 以上の陸域浅発地震、26871 個の地震を用いて最尤推定により b 値を推定した結果、 $b = 0.84 \pm 0.01$ であった。Stirling et al.(1996)において、固有地震の発生頻度から G-R 則の傾き b で外挿することで得られた、G-R 則が成立する場合に期待される地震数よりも顕著に少ない地震観測数であった跡津川断層、中央構造線、阿寺断層

では本研究においても同様な結果となった。またやや少なかった根尾谷断層についても同様な結果となった。期待地震数よりも多い観測を得た山崎断層については本研究においてもやや多い結果となったが G-R 則に大まかに乗っている。G-R 則が成立していた丹那断層については本研究では期待地震数よりも顕著に低い地震活動度となった。しかしながら、Stirling et al.(1996)においても北伊豆地震の生じた 1930 年のカタログを除外して評価を行った結果は G-R 則からずれている。従って丹那断層においては、1930 年の北伊豆地震とその一連の余震を含めた結果、見かけ上 G-R 則にのっているようにみえただけである。地震サイクルの大部分を占めると考えられている静穏期で G-R 則から期待される地震数よりも顕著に低ければ、1 つの地震サイクルを通して解析を行った時には固有地震的な規模別頻度分布を示す。もしも 1 つの地震サイクルを通して G-R 則が成立するとすると、固有地震及びその一連の余震でこの静穏期の不足分を補うだけの地震が発生しなければならない。しかしながら固有地震と考えられている 1930 年の北伊豆地震及びその一連の余震を含めた解析で、期待地震数と高々同程度ということとを考慮すると、丹那断層においては G-R 則からずれていると結論付ける方が適当である。固有地震が発生した丹那断層を除く 5 つの横ずれ断層における結果は、カタログに拠らない結果を示した。

3.2 98 断層帯に対する結果

図 5 にあるように、Stirling et al.(1996)における地震抽出領域の選定には 6 つの横ずれ断層についても非常にばらつきがある。またその範囲も山崎断層において半径が 25km 程度と広くとっているために、その断層に属する(その断層が起こしたと考えられる)地震を過大に抽出していることが考えられる。本研究においては統一的に断層面から半径 5km 以内を地震領域として解析を行った。また参考の為に断層からの距離 10km 以内の地震で同様に解析を行った。尚、b 値については日本陸域のマグニチュード 1.5 以上の地震を用いて最尤推定を行った結果(地震数 46926 個、 $b=0.81 \pm 0.01$)を使用した(図 7)。解析結果の一例を図 8 に示す。この結果、解析を行った活断層について G-R 則から期待される地震数と同程度、或いはそれ以上の地震が観測されたのは 3% 程度(5/151)にすぎなかった。G-R 則から期待される地震数よりも多くの観測地震数となった 5 つの断層帯は、

十日町断層帯南東部、別府一万山断層帯東部、布田川-日奈久断層帯(2 区間)、伊勢湾断層帯北部であった。このうち十日町断層帯南東部で抽出された地震の大部分は 2004 年新潟中越地震の余震活動であり、これは十日町断層帯の活動ではないと考えられる。新潟中越地震の余震活動を除くと十日町断層帯の結果は G-R 則から期待される地震数よりも顕著に少ない観測地震数となる。また伊勢湾断層帯北部で抽出された地震の大部分は中部国際空港建設に伴う発破などの人工地震であった。これらの人工地震を除くと伊勢湾断層帯北部においても、期待地震数よりも少ない観測地震数となる。

各断層帯においてマグニチュード 1.5~3.0 で観測された地震数を、その断層帯で G-R 則が成立とした場合に期待される同規模範囲の地震数で除したものを図 9 に示す。1 が G-R 則に完全にのっていることを示す。また 1 未満で G-R 則から期待される地震数よりも観測された地震数が少ないことを、1 を超える場合は G-R 則から期待される地震数よりも実際に観測された地震数のほうが多いことを示す。ほとんどの活断層帯で G-R 則から期待される地震数に比べて観測された地震数が顕著に少ない。

尚、本研究で推定した固有地震のマグニチュードはモーメントマグニチュードである。日本陸域の主な地震の気象庁マグニチュード M_{JMA} とモーメントマグニチュードとの間には、

$$M_{JMA} \approx M_w + 0.3 \quad (12)$$

の関係があり[松田(2005)]、本研究で推定された固有地震規模を上記の関係式で気象庁マグニチュードに変換すると、期待地震数の増加に伴い更に G-R 則からずれる。

§ 4. 考察

4.1 地震カタログ期間が地震サイクルに比べて短い問題について

一般に内陸活断層の平均再来間隔は 1000 年から 10000 年のオーダーであり、対象としたカタログ期間あるいは気象庁地震カタログ期間全体でも地震サイクルの一部のみの観測結果しか得ることができない。したがって本研究の結果は一時的な地震活動の低下による見かけのもの、あるいは静穏期を抽出したものであり、それぞれの断層帯においても地域的に見た場合と同様に 1 つの地震サイクルを通して見た場

合 G-R 則が成立している可能性も完全には否定できない。

Stirling et al.(1996)ではモンテカルロシミュレーションを行い、このことについて考察を行っている。活断層データから期待されるマグニチュード 4.0 の地震数を観測された同規模の地震で除したものを productivity と呼び、22 個のうち 4 つが productivity >1 である彼らの結果と同程度になるにはどのような地震サイクルモデルが必要になるか調べている。その結果、地震サイクルの 20%未満の期間に G-R 則から期待される地震数の 10 倍程度の地震が発生することが必要であるとしている。そのような場合高い活動期にある断層は G-R 則で期待される地震数よりも 10 倍近い地震数が求められるが、その 4 つの活断層についてそのような顕著に高い地震活動を示したものは山崎断層だけであった。本研究においも 6.5 倍以上の顕著に高い地震活動を示したものは 1 つも存在しなかった。平均で G-R 則から期待される地震数の 20%程度、断層からの距離 10km 以内を地震領域とした場合においても 44%程度の観測地震数にすぎなかった。

98 活断層帯について、最新活動時期及び平均再来間隔が推定されているものについては最新の固有地震からの経過率が推定されている。これを図示したものが図 10 である。この図から 98 活断層帯は地震サイクルのある段階に集中しているのではなく、様々な段階にあることが考えられる。地震サイクル中の様々な段階にある断層の大部分において、期待地震数に比べて近年の地震活動が顕著に少なければ、固有地震(本震)及びその一連の余震で不足している地震数を賄わなければならない。しかしながら、1930 年北伊豆地震を含めた北伊豆断層帯の結果では、期待地震数と同程度に留まっており、固有地震及びその余震で 1 サイクルの地震期待数の不足分を賄えるとは考えにくい。本研究の結果は一時的な地震活動の低下、あるいは静穏期にあることによるものだけではないと考えられる。

4.2 抽出領域について

本研究では断層からの距離 5km、及び参考の為 10km で地震領域の抽出を行った。しかしながら本研究の結果は断層に属する地震抽出領域によって、影響を受けることは明らかである。断層からの距離 10km 以内の地震を抽出した場合、近接する活断層帯の地震を重複して抽出してくる場合があり、1 つの

地震が複数の活断層帯で、各々の活断層帯に属する地震として選定されるという矛盾したケースがしばしばみられた。活断層が密集している場合に、1 つの地震がどの断層で起きたものなのかを厳密に分類することは、震源決定精度の不確定性や断層面の深部における傾斜角が未知であることから困難である。しかしながら、このように重複された地震も全て含めて解析を行った結果においても大部分の活断層帯において、G-R 則から期待される地震数よりも顕著に少ない結果になったことは特筆すべき点であろう。本震後 1 日以内あるいは数日以内の余震域を断層面としたモデルが地殻変動データや地震波のデータをよく説明する事が知られている。1 つの可能性としては近年に発生した日本内陸地震の 1 日以内の余震分布から大まかな断層固有の地震領域が選定できるかもしれない。断層に属する地震領域は固有地震のマグニチュードや地質構造等によって変化することが考えられ、98 活断層帯においても異なる領域選定が望まれる。それぞれの活断層帯で適切な領域を選定することが今後の課題である。しかしながら、板場ほか(2004)の断層影響距離が概ね 2km~4km であること、近年の内陸地震における 1 日ないし数日以内の余震域の拡がりや考慮すると、本研究の結果はその断層帯固有の地震活動を概ね反映していると考えられる。

4.3 断層パラメータとの関連性について

観測地震数の G-R 則から期待される地震数からのずれと断層パラメータとの関連性について調べた。断層の複雑性については横ずれ断層についてのみを行い、その定義は単位長さあたりのステップ数である。活断層の複雑性と G-R 則からのずれの度合いとの関連性を示した図が図 11 であるが、明瞭な相関性は認められなかった。また断層長と G-R 則からのずれをプロットしたものが図 12 である。断層長が長くなるにつれて G-R 則からのずれの度合いが大きくなる傾向にあることが若干みられるが、ここでも明瞭な相関はみられなかった。日本の内陸活断層は断層長などに大きな差異がない為に、本研究では断層の複雑性あるいは断層長との間に明瞭な関係は見られなかった。ただし、これらの相関性を調べるには単一の地域内に留まらず、複数の地域での評価が必要になってくるのかもしれない。

一方で断層の平均ずれ速度及び平均再来間隔とずれの量を比較してみると(図 13 及び図 14)、平均ずれ速度が大きい、もしくは平均再来間隔が短い断層

ほど G-R 則からのずれが大きい傾向にあることが示された。断層がいつ活動を開始したかという問題はあるが、一般に平均ずれ速度が大きい断層程成熟度が高く、本研究の結果はこのことを反映しているものではなかろうか。

§ 5. まとめ

98 活断層帯のデータおよび気象庁一元化地震カタログを用いて、それぞれの活断層帯の地震活動と固有地震規模の地震の発生頻度から G-R 則の b 値で外挿して得られる地震数の期待値を比較した。その結果 G-R 則から期待される地震数と同程度あるいはそれ以上となった活断層帯は 3%程度にすぎないことを示した。地震カタログの期間が一般的な内陸活断層の再来間隔に比べて非常に短い為、1つの地震サイクルを通して見たときには G-R 則が成立することも考えられる。しかしながら例えば固有地震と考えられる 1930 年北伊豆地震を含めた期間の解析においては、G-R 則から期待される地震数と高々同程度であり、固有地震とその一連の余震で地震サイクル全体の地震期待数の不足分を賄うことができるとは考えにくい。地域的には G-R 則が成立していても、個々の断層に沿った地震の規模別頻度分布、あるいは地震危険度の推定といった場合には、G-R 則ではその断層の最大マグニチュードの発生頻度を過小評価する恐れがあり固有地震モデルのほうが適当であると思われる。

また、それぞれの活断層帯における G-R 則からのずれの度合いと断層の複雑性、断層長、平均ずれ速度、平均再来間隔との関連性についても調べた。その結果、Stirling et al.(1996)で報告されている断層の複雑性、断層長との関連性について明瞭な相関はみられなかった。しかしながら平均ずれ速度が大きい、または平均再来間隔が短い断層ほど G-R 則から期待される地震数に比べて観測される地震数が少なくなることが示された。これらの評価には地震データの蓄積と同時に更なる活断層調査が必要不可欠であり、今後の活断層調査の発展が望まれる。

§ 6. おわりに

本研究においては推本の 98 活断層帯のデータを使用した。平均ずれ速度や再来間隔、最新活動時期等重要なパラメータが未知なものが少なくない。平均ずれ速度の値が具体的に求まっておらず、活動度のみが知られている活断層について本研究において

は定義に従って平均ずれ速度に変換した。これらの活断層について今後具体的な平均ずれ速度が評価されていくことが望まれる。また現在具体的に数値が求まっている断層についても今後の更なる調査による精度向上が望まれる。また近年地震観測網が整備され一元化に伴って地震検出能力が飛躍的に向上したが、そのデータ蓄積期間は 10 年にも満たない。今後継続的に地震観測網を稼働させることによって、より断層の活動様式が明らかになり防災上にも役立つことが期待される。

98 活断層はその選定基準が先述のとおり、活動度が A 級または B 級、確実度が I または II のものであり、成熟度という視点から論じると比較的高い部類に属することが考えられる。今後はより活動度の低い既知の C 級活断層などについても同様の調査を行うことにより、その断層進化過程に伴う地震活動の変化を浮かび上がらせることができるのではなかろうか。また、松田(1990)による 98 活断層帯についてのグルーピング中には、異なる活断層帯に属しているにも関わらず同時に活動した例(たとえば 1896 年陸羽地震)や、同じ活断層帯に属し近接しているにも関わらず活動履歴が異なるものも数多く存在する。破壊の伝播や乗り移りに関する研究の進展によって今後より尤もらしい活断層のグルーピングが期待される。

謝辞

本研究を進めるにあたり気象庁一元化地震カタログ、地震調査研究推進本部の評価した 98 活断層帯の活断層データ、及び地震ハザードステーション中のデータを使用させて頂きました。また査読者である産業技術総合研究所活断層研究センター遠田晋次氏、歴史地震編集長である気象研究所地震火山研究部林豊氏には本稿を改善する上で大変有益なコメントを頂きました。この場を借りて御礼申し上げます。

文献

- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimates of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthquake Res. Inst.* **43**, 237-239
- Aki, K. and P. G. Richards, 1980, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman, San Francisco, California, 1-932.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1944, Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **34**, 185-188.

- Hanks, T. and H. Kanamori, 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.* **84**, 2348-2350.
- Ishimoto, M. and K. Iida, 1939, Observations sur les seisms enregistre par le micorseismograph construite dernièrement (I), *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. of Tokyo* **17**, 443-478.
- 板場智史・渡辺邦彦・西田良平・野口竜也, 2004, 内陸における地震活動度の定量的評価, *月刊地球号外*, **46**, 146-153.
- 地震調査研究推進本部長期評価部会, 2005, 「基盤的調査観測対象活断層の評価手法」報告書, 46p.
- 地震調査研究推進本部ホームページ, 2005, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>.
- 地震ハザードステーションホームページ, 2005, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>
- 活断層研究会編, 1980, 「日本の活断層—分布図と資料」, 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編, 1991, 「新編日本の活断層—分布図と資料」, 東京大学出版会, 437p.
- 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, *地震第2輯*, **28**, 269-283.
- 松田時彦, 1990, 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, *地震研究所彙報*, **65**, 289-319.
- 松田時彦, 2005, 鳥取県西部地震(2000年10月)と山陰地方の地震活動—その特異性の検討, *活断層研究*, **25**, 109-116.
- Papadopoulos G., Skafida H., and Vassiliou, I., 1993, Nonlinearity of the magnitude-frequency relation in the Hellenic Arc-Trench system and the characteristic earthquake model. *Journal of Geophysical Research* **98(B10)** 0148-0227.
- Papadopoulos G., Karastathis V., Ganas A., Pavlides S., Fokalefs A. and Orfanogiannaki K., 2003, The Lefkada Ionian Sea (Greece), Shock (Mw 6.2) of 14 August 2003: Evidence for the Characteristic Earthquake from Seismicity and Ground Failures. *Earth, Planets and Space, in press*.
- Shimazaki K., 1999, The almighty earthquake, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 147-148.
- 島崎邦彦, 2000, 地震はどのように繰り返すか, *科学*, **70**, 51-57.
- Sieh, K.E., 1981, A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. In Simpson, D. W. and Richerds, P.G. eds. : *Earthquake prediction, an international review. Maurice Ewing Ser.*, 4. AGU, Washington, D.C., 181-207.
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith, 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from Wasatch and San Andreas fault zones, *J. Geophys. Res.* **89**, 5681-5698.
- Stirling, M. W., Wesnousky, S. G. and Shimazaki, K., 1996, Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike-slip faults : a global survey, *Geophys. J. Int.*, **124**, 833-868.
- 宇津徳治, 1965, 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法, *北大地球物理研究報告*, **13**, 99-103
- Wallace R.E., 1970, Earthquake recurrence intervals on the San Andreas Fault, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2875-2890
- Wesnousky, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, and T. Matsuda, 1983, Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting, *J. Geophys. Res.* **88**, 9331-9340.
- Wesnousky, S. G., 1988, Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature* **335**, 340-343.
- Wesnousky, S. G., 1990, Seismicity as a function of cumulative geologic offset: some observations from southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1374-1381.
- Wesnousky, S. G., 1994, The Gutenberg-Richter or Characteristic Earthquake Distribution, which is it ?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1940-1959.
- Wesnousky, S. G., 1999, Crustal Deformation Processes and the Stability of the Gutenberg Richter Relationship. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1131-1137.
- 吉岡直人, 2003, 砂山崩しの実験—SOCと固有地震—, *地震ジャーナル*, 36-41.
- Youngs, R. and K. Coppersmith, 1985, Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic hazard estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 939-964.

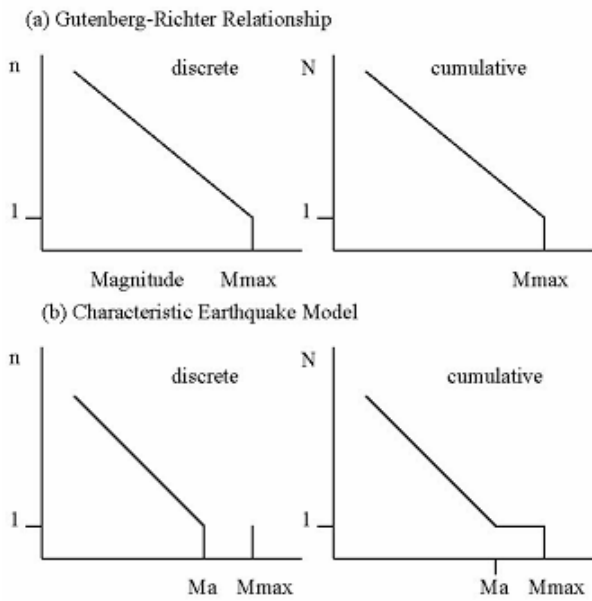


図 1(a)G-R 則と(b)固有地震モデルにおける規模別頻度分布 (Wesnousky ほか, 1983). 左が離散的, 右が累積分布を示す. G-R 則では最大のマグニチュードから連続的な分布を示すのに対して, 固有地震モデルでは最大地震(固有地震)と 2 番目に大きな地震の間にマグニチュードギャップが存在し, それ以下で G-R 則が成立する.

Figure 1. Schematic illustration of the discrete and cumulative forms for the magnitude-frequency distribution of earthquakes described by (a) the Gutenberg-Richter relationship and (b) the characteristic earthquake model during one earthquake cycle (Wesnousky et al., 1983). The discrete number of events is denoted by n , and the cumulative number of events is by N . For the characteristic earthquake model, a magnitude gap exists between the largest aftershock and the characteristic earthquake. The size distribution of aftershocks is assumed to follow the Gutenberg-Richter relationship.

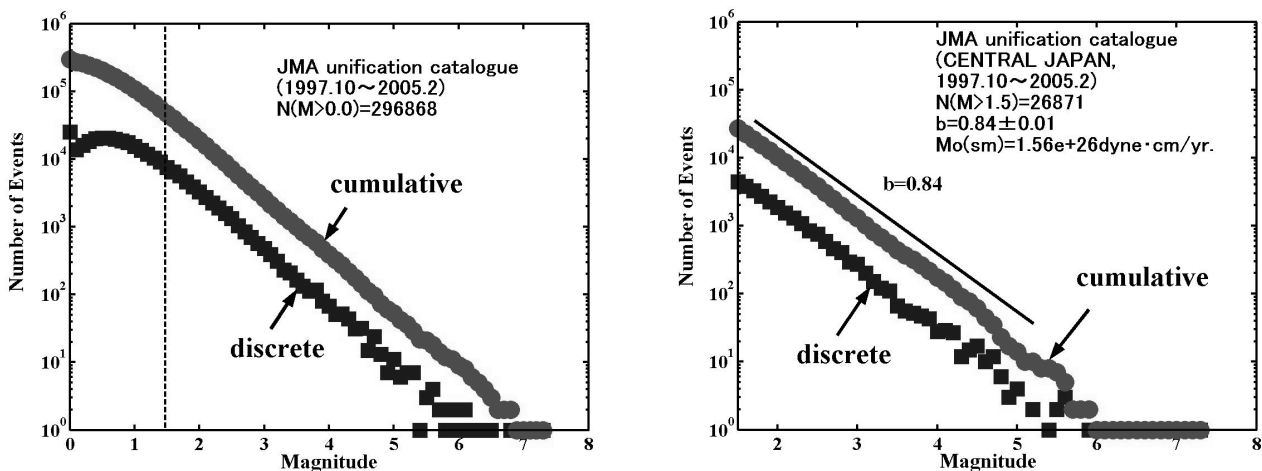


図 2 西南日本における地殻内地震の規模別頻度分布. 累積頻度分布とマグニチュード別頻度分布とを示す. 左図はマグニチュード 0.0 以上, 右は本研究の下限マグニチュード 1.5 以上を示す. 最尤推定により決定された b 値及び 95% の信頼区間は, それぞれ 0.84, 0.01 である.

Figure 2. Magnitude frequency distribution for inland shallow earthquakes in southwest Japan. Both the cumulative and the discrete distributions are shown. The left figure shows the magnitude frequency distribution for events with magnitude 0.0 and above and the right figure for events with magnitude not less than the threshold magnitude of 1.5. The b -value estimated by the maximum likelihood method and its confidence limit are 0.84 and 0.01, respectively.



図3 基盤的調査観測の対象98断層帯の分布図(地震調査研究推進本部HPより)

Figure 3 Distribution of the 98 major fault systems subject to the national basic survey (homepage of the Headquarters for Earthquake Research Promotion).

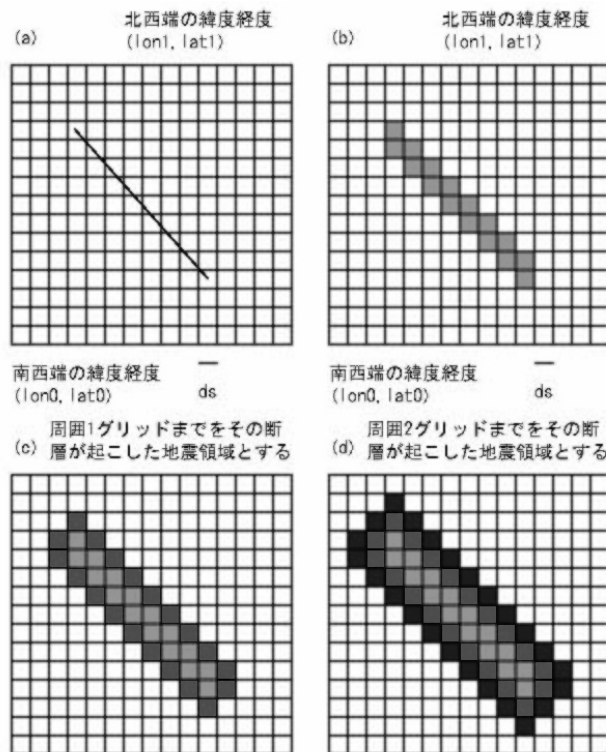


図4 本研究での地震選択法の概念図. 実際には空間は3次元の直方体に分割されるが, ここでは簡便のために2次元の図で示してある.

Figure 4 Schematic illustration of the method of selecting earthquakes around a fault in this study. Although a study space is divided into boxes and not into rectangles, this figure shows simplified 2D representation of the division for convenience.

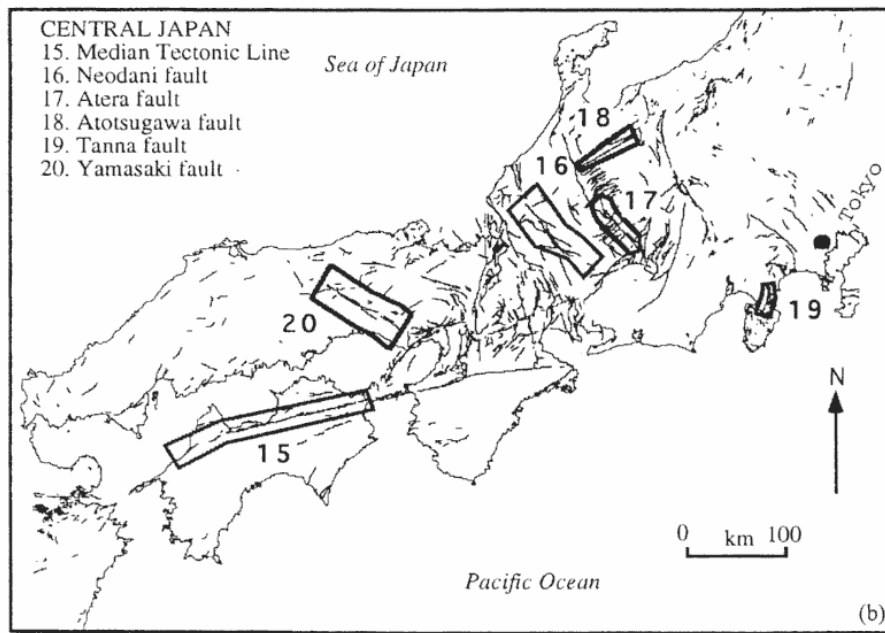


図 5 Stirling ほか(1996)が解析した 6 つの横ずれ断層と地震抽出領域
 Figure 5 Location of the six strike-slip faults studied by Stirling et al. (1996) and the areas where earthquakes are extracted.

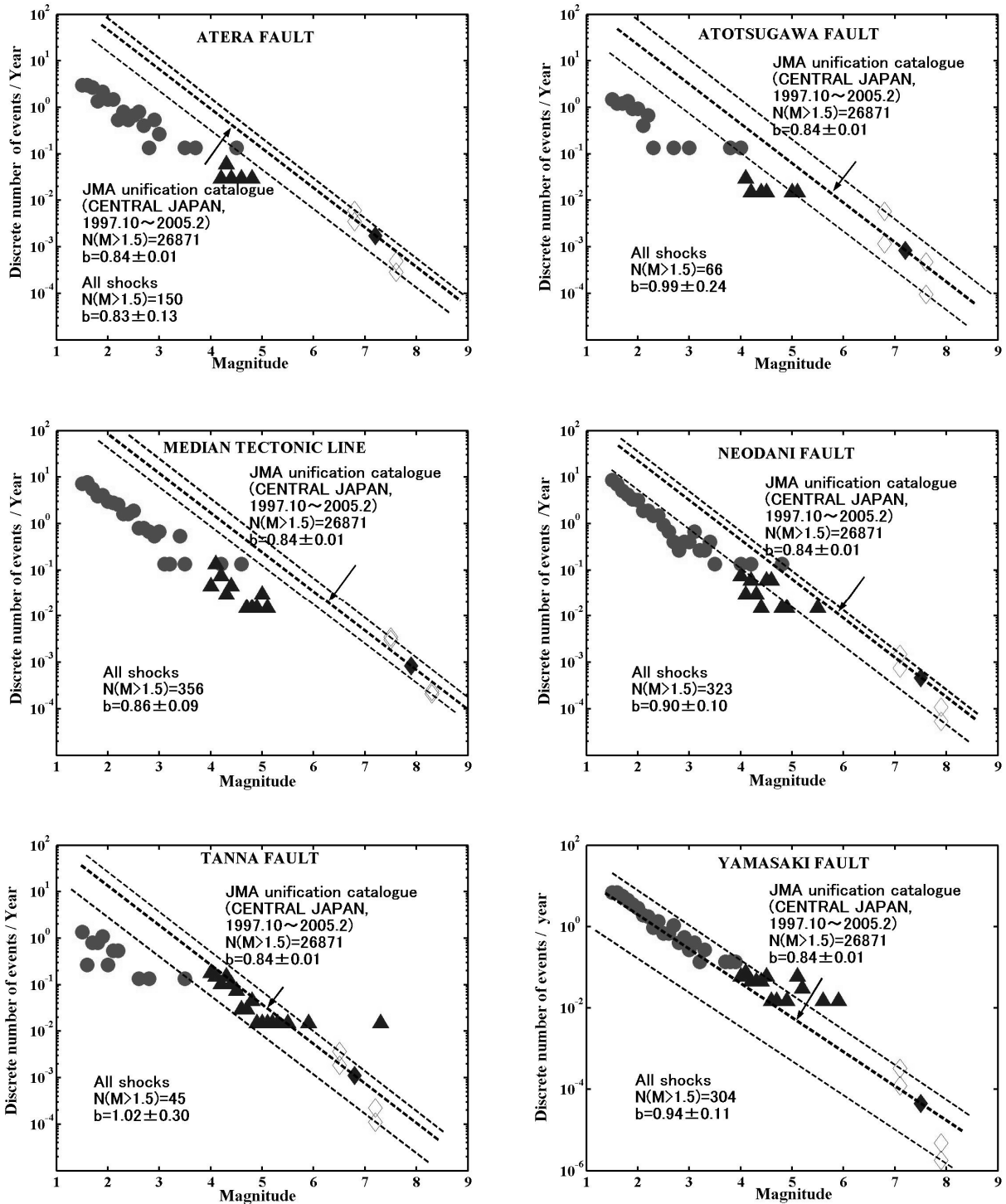


図 6 西南日本の 6 つの横ずれ断層に対する 1 年あたりのマグニチュード別地震発生回数. 黒色の(カラーでは青)三角, 灰色(赤)丸はそれぞれ 1926 年~1992 年の気象庁地震カタログ, 1997 年 10 月~2005 年 2 月の気象庁一元化地震カタログによる, 1 年あたりの地震発生回数. ダイヤモンドは Stirling ほか(1996)による固有地震の 1 年あたりの発生度数で, 黒(カラーでは青)ダイヤモンドは最適値を示す. 点線は西南日本の地殻内地震から推定した b 値の傾きを持つ.

Figure 6 Discrete numbers of events per year versus magnitude for 6 strike-slip faults in southwest Japan. Filled gray (red in the figure) circles represent the instrumental data of the JMA unified catalogue from Oct. 1997 to Feb. 2005 and filled black (blue) circles represent the instrumental data of the JMA catalogue from 1926 to 1992. Preferred and bounding estimates of the size and recurrence interval of characteristic earthquake derived by Stirling et al.(1996) are represented by the filled and open diamonds, respectively. Dotted lines have slopes of b -value of southwest Japan.

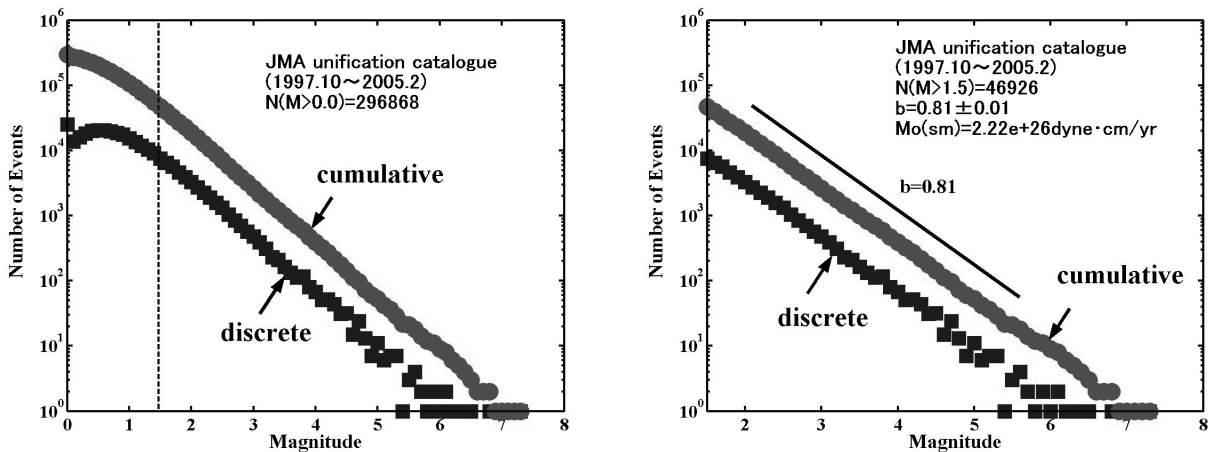


図7 日本陸域の地殻内地震に対する規模別頻度分布. 最尤推定によるb値及び95%の信頼区間はそれぞれ0.81, 0.01である.

Figure 7. Magnitude frequency distribution for inland shallow earthquakes in Japan. The symbols are the same as those in Figure 2. The b-value by the maximum likelihood method and its confidence limit are 0.81 and 0.01, respectively.

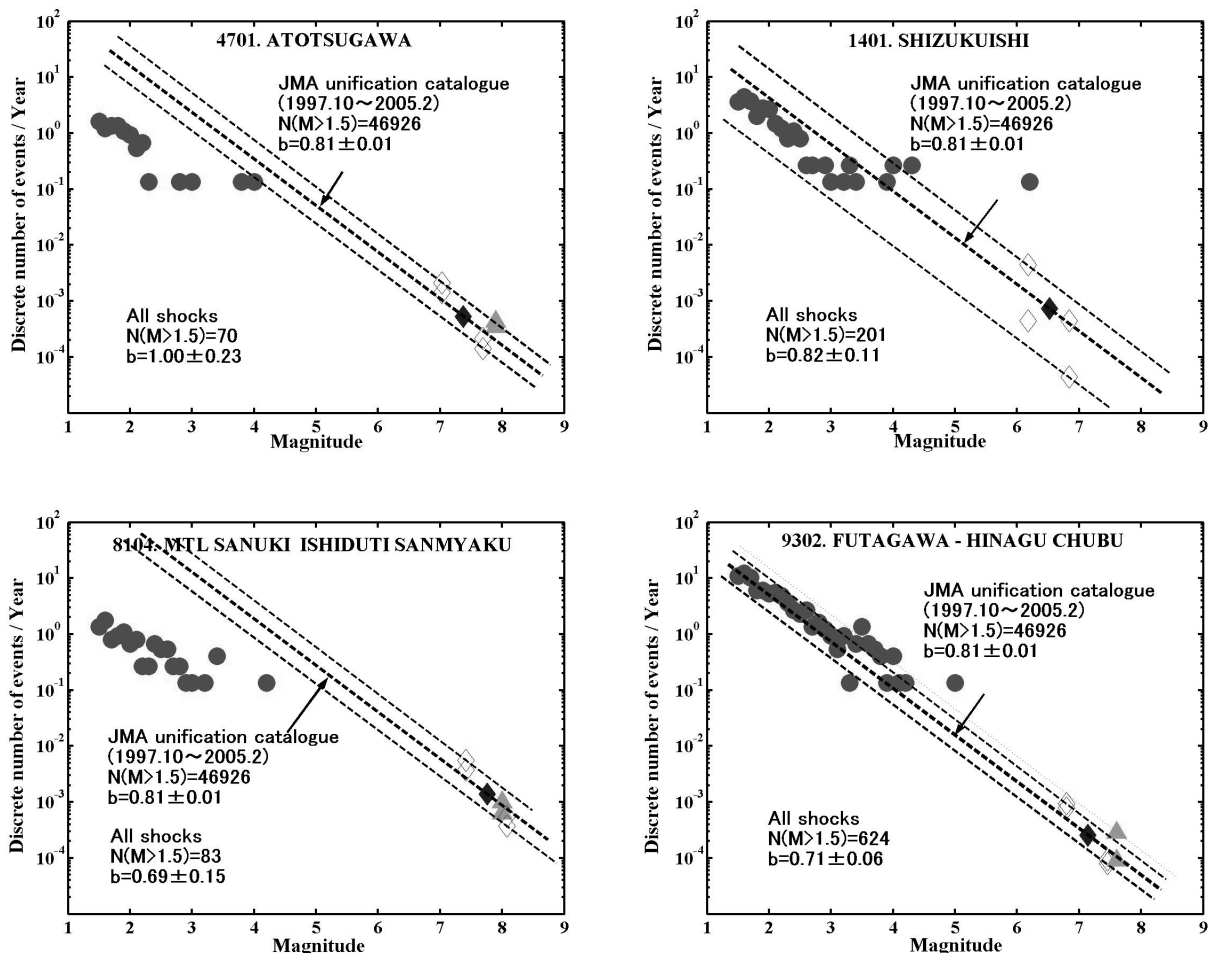


図8 98活断層帯に対する結果の例. 図のマーカーは緑三角を除いて図6と同様である. 緑三角は推本によって推定された固有地震の規模と発生頻度を示す. 直線の傾きは日本陸域全体の浅発地震から決定したb値($b=0.81 \pm 0.01$)に等しい. Figure 8. Discrete numbers of events per year versus magnitude for a few active faults among the 98 fault systems subject to the national basic survey. The symbols are the same as those in Figure 6 except for the filled (green in the figure in color) triangles that represent the magnitude and the bounding estimates of annual occurrence rate of the characteristic earthquake given by HERP.

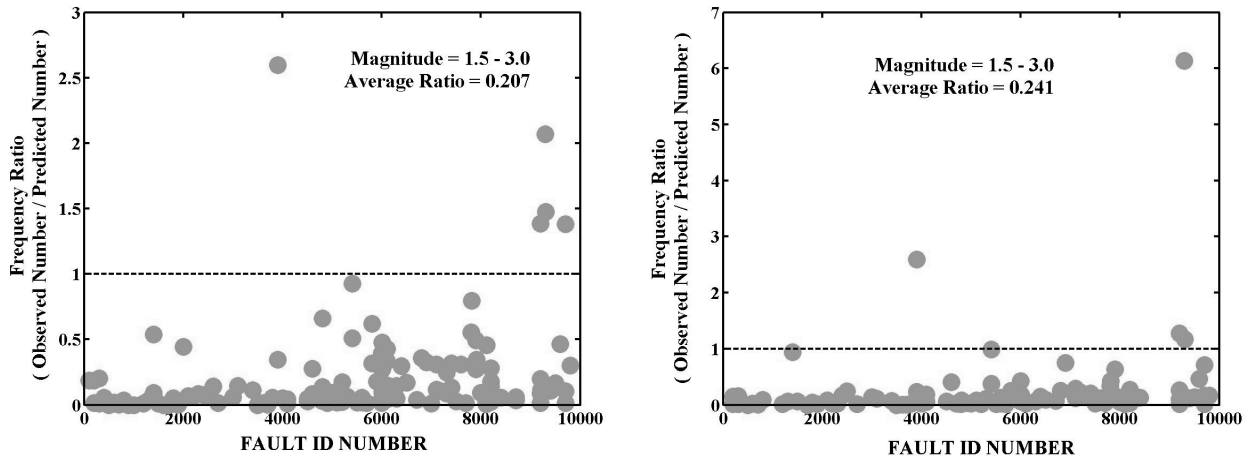


図9 G-R則から期待される地震数と実際に観測された地震数との比はマグニチュード1.5～3.0の区間で求めた。比が1の場合がG-R則を示し、1を超えればG-R則から期待される地震数よりも活発な地震活動を、1未満で低調な地震活動を表す。左がWesnousky (1994)の手法で固有地震のマグニチュード及び発生頻度を計算した場合、右が推本の推定値からb値で外挿したものを期待地震数とした場合である。

Figure 9. Ratio of the number of observed events to the number of events predicted by the G-R relationship. The ratio is calculated in the magnitude range from 1.5 to 3.0. The ratio of one means that the G-R relationship holds. The left figure shows a ratio estimated by Wesnousky (1994)'s method, and the right figure shows a ratio estimated on the basis of HERP(2005)'s parameters. The expected number of events are estimated by an extrapolation from the annual occurrence rate of the characteristic earthquake.

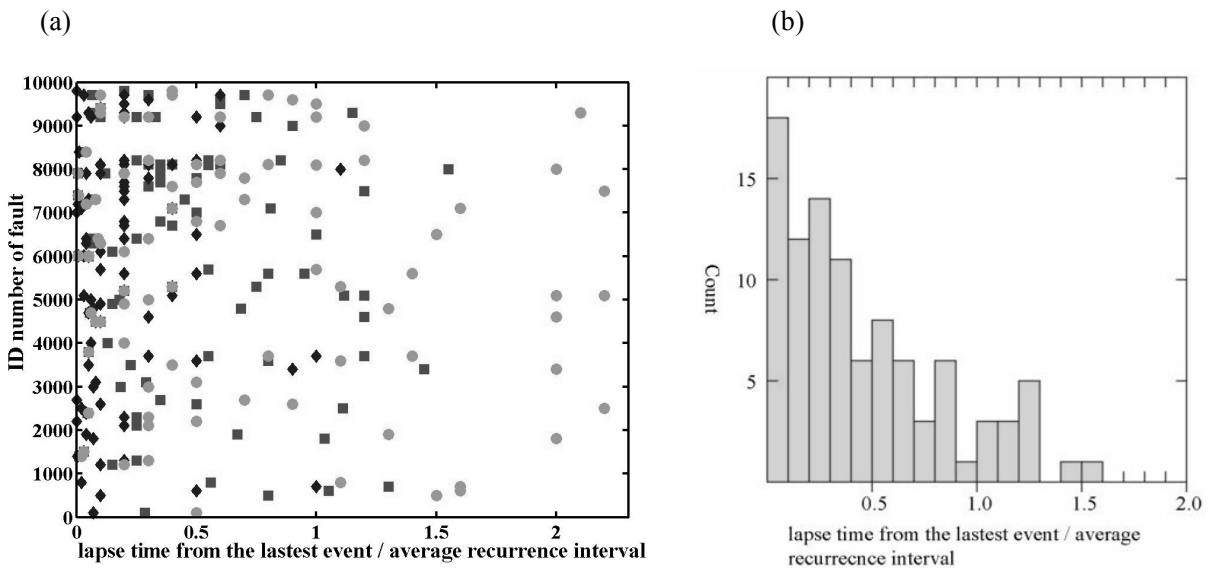


図10 (a) それぞれの活断層帯での地震後経過率(横軸)。最新の活動時期と平均再来間隔にばらつきが存在するために、地震後経過率も同様である。(青)ダイヤモンド、(緑)丸、(赤)四角はそれぞれ最小値、最大値、平均値を示す。(b)地震後経過率(平均値)のヒストグラム。

Figure 10(a) Ratio of lapse time from the last event to an average recurrence interval of the characteristic earthquake for individual fault system. The uncertainty in the ratio is large because of the uncertainty in the occurrence time of the last event and that in an average recurrence interval. The diamonds (blue in the figure in color), circles (green), and squares (red) show, respectively, the minimum, the maximum and the preferred values. (b) Histogram of the preferred ratios.

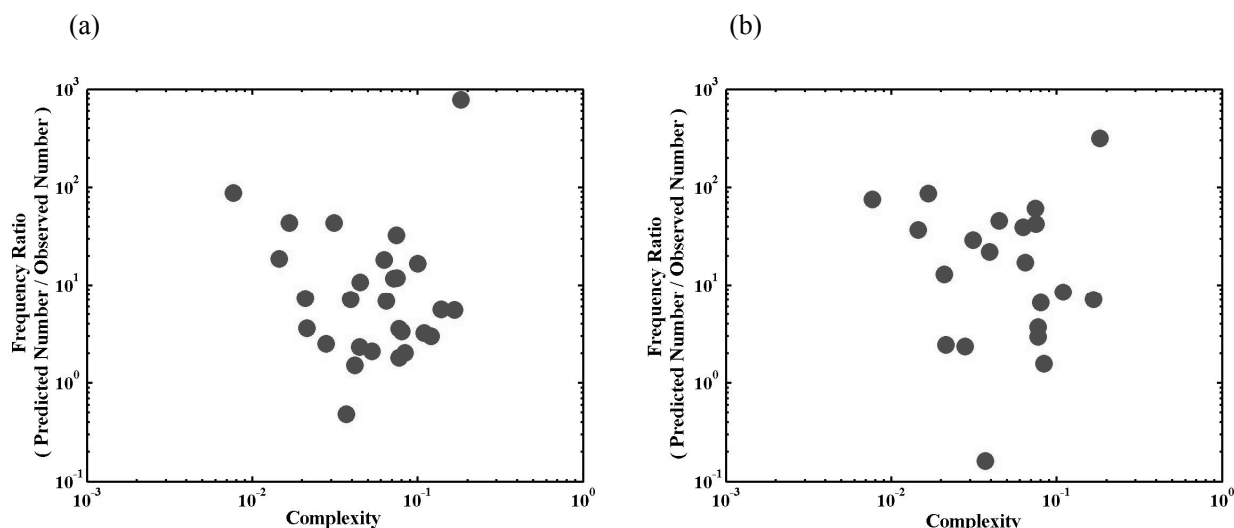


図 11 断層の複雑さと頻度比の関係。断層の複雑さは単位長さあたりのステップ数である。頻度比は G-R 則で期待される地震数を実際に観測された地震数で割ったものである。(a)は Wesnousky (1994)の手法で固有地震のマグニチュード及び発生頻度を計算した場合、(b)は推本の推定値から b 値で外挿したものを期待地震数とした場合。

Figure 11 Relationship between fault complexity and frequency ratio. The fault complexity is defined by the number of steps in fault trace per one kilometer length of fault and the frequency ratio is defined as a ratio of the number of events predicted by the G-R relationship to the number of observed events. The frequency ratio in figure (a) is estimated by the method shown in Wesnousky (1994), and that in figure (b) is estimated by using the parameters given by HERP.

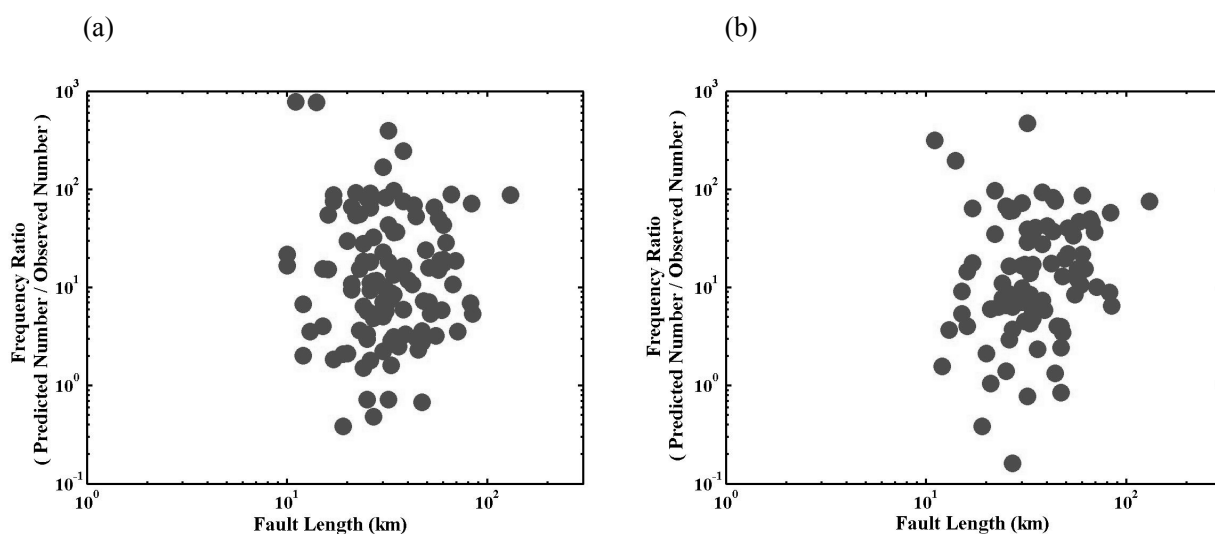


図 12 断層長と頻度比の関係。横軸が断層長、縦軸が頻度比である。(a)は Wesnousky (1994)の手法で固有地震のマグニチュード及び発生頻度を計算した場合、(b)は推本の推定値から b 値で外挿したものを期待地震数とした場合。

Figure 12. Relationship between fault length and frequency ratio. The frequency ratio is defined as a ratio of the number of events predicted by the G-R relationship to the number of observed events. The frequency ratio in figure (a) is estimated by the method shown in Wesnousky (1994), and that in figure (b) is estimated by using the parameters given by HERP.

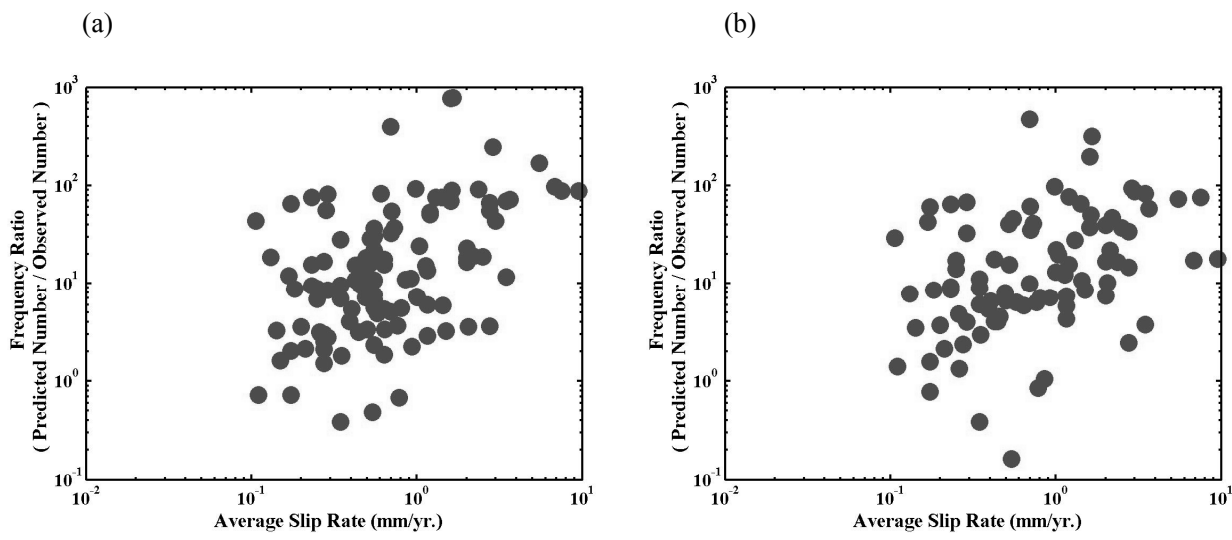


図 13 平均変位速度と頻度比. 横軸は平均変位速度であり, 縦軸は頻度比である. (a)は Wesnousky (1994)の手法で固有地震のマグニチュード及び発生頻度を計算した場合, (b)は推本の推定値から b 値で外挿したものを期待地震数とした場合.

Figure 13. Relationship between average slip rate and frequency ratio. The frequency ratio is defined as a ratio of the number of events predicted by the G-R relationship to the number of observed events. The frequency ratio in figure (a) is estimated by the method shown in Wesnousky (1994), and that in figure (b) is estimated by using the parameters given by HERP.

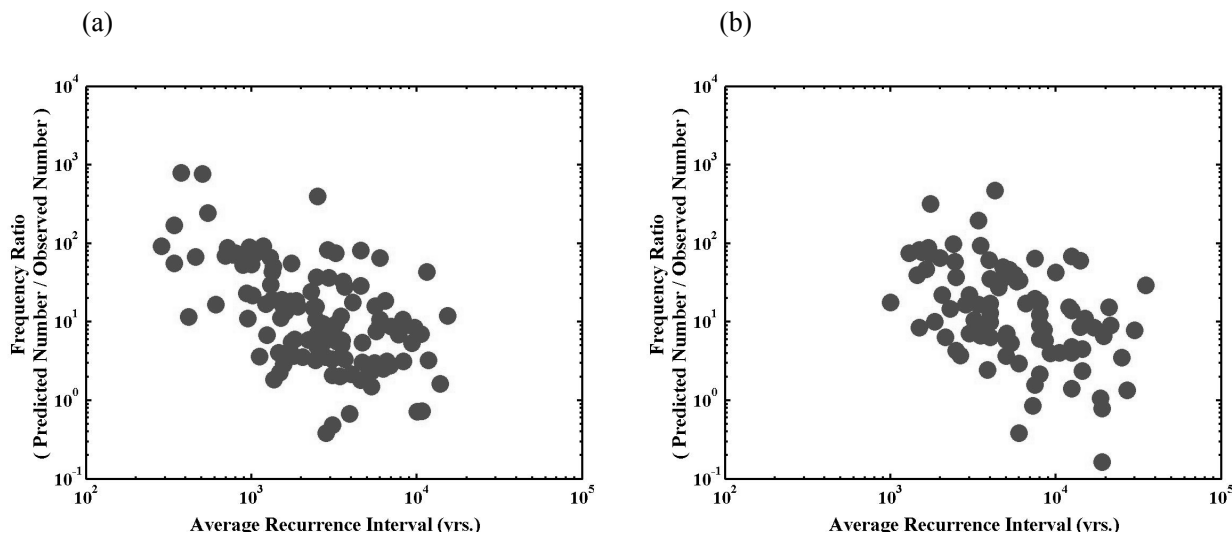


図 14 平均再来間隔と頻度比の関係. 横軸が平均再来間隔を, 縦軸が頻度比を示す. (a)は Wesnousky (1994)の手法で固有地震のマグニチュード及び発生頻度を計算した場合, (b)は推本の推定値から b 値で外挿したものを期待地震数とした場合.

Figure 14. Ratio of the predicted frequency from the G-R relationship to the observed one vs. average recurrence interval. The frequency ratio in figure (a) is estimated by the method shown in Wesnousky (1994), and that in figure (b) is estimated by using the parameters given by HERP.