

アスペリティの破壊に伴う b 値の変化

—東北日本太平洋下の b 値の時空間分布—

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター* 弘瀬冬樹・中村綾子・長谷川 昭

b -value Variation Associated with the Rupture of Asperities—Spatial and Temporal Distributions of b -value East off NE Japan

Fuyuki HIROSE, Ayako NAKAMURA and Akira HASEGAWA

Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science,
Tohoku University, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

(Received February 28, 2002; Accepted September 3, 2002)

We found a clear b -value variation associated with the rupture of asperities based on investigations of spatial and temporal distributions of frequency-magnitude relation for earthquakes in the northeastern (NE) Japan subduction zone. We used the Tohoku-University earthquake catalogue in the period from January 1, 1981 to October 3, 2001 after correcting artificial magnitude shift and removing artificial events. Spatial distribution of b -value is compared with the locations of asperities estimated on the plate boundary east off NE Japan. Estimated b -value decreases with increasing depth. Anomalously high b -values are observed in two areas off-Iwate and off-Fukushima regions, and asperities do not intrude into them. Temporal variation of b -value for presently analysed six asperities shows a remarkable increase in b -value after the rupture of each asperity. Then the b -value decreases gradually. These observations suggest that b -value reflects the stress change occurring in the vicinity of the asperities.

Key words: b -value, Asperity, NE Japan subduction zone, Stress change.

§1. はじめに

アスペリティという用語には 1) 断層面中の突起, 2) 破壊強度の大きな領域, 3) 地震時の単位面積あたりのモーメント解放量が大きな領域, の 3 通りのニュアンスがある [例えば, 松澤 (2001)]. 実際に地震学的に推定できるのは 3) のみである. 山中・菊地 (2001) は, 波形インバージョンにより過去のプレート境界大地震のモーメント解放量分布を系統的に調べ, 地震ごとに, モーメント解放量が最大モーメント解放量の半分の値以上の領域をアスペリティとしてマッピングした. 岡田・他 (2001) も福島県沖プレート境界について, 同様にアスペリティのマッピングを行った. また, アスペリティの位置推定を注意深く行うことにより, プレート境界面上で同一のアスペリティが繰り返しすべることが明らかになりつつあり [永井・他 (2001); 岡田・他 (2002); 長谷川

(2002)], 地震の発生過程の解明には, アスペリティの理解を深めることが必要不可欠である.

一方, 地震の規模別累積頻度分布は次のようなべき乗則に従うことが知られている [Gutenberg and Richter (1944)].

$$\log N(M) = A - bM \quad (1)$$

ここで N はマグニチュード M 以上の地震の累積個数, A と b は定数である. (1) 式は, グーテンベルク・リヒター式 (Gutenberg-Richter's relation, 以下 G-R 式) と呼ばれ, b 値は 1 よりやや小さな値をとることが多い.

b 値の違いは, G-R 式に従う母集団からのサンプルのゆらぎの範囲内であり意味のないものと見る立場もある [Kagan (1991)]. しかし, Wiemer and Wyss (1997), Wyss *et al.* (2000) はサンアンドレアス断層上の b 値の空間分布を求め, 過去の大地震の震源 (破壊の開始点) 付近で b 値が統計的に有意に小さいことを示した. この

* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

結果から、Wiemer and Wyss (1997) は、 b 値が応力のバロメータになりうると主張した。また、Amelung and King (1997) は、サンアンドレアス断層上のクリープセグメントの b 値は周囲に比べて大きいことを指摘している。これらの研究結果は、地震の規模別累積頻度分布の違いが、断層面あるいはその近傍の応力の状態を反映している可能性があることを示している。

東北日本弧下には、太平洋プレートが日本海溝から年間約 8~9 cm の速度で沈み込んでいる。その結果、太平洋下のプレート境界あるいはその近傍では、地震活動が極めて活発であり微小地震活動のみならず巨大地震や津波地震、スロー地震も発生する。また上記の如く、プレート境界面上で周囲を安定すべり域に囲まれてアスペリティが分布しているのであれば、アスペリティの破壊の前にその端付近で応力集中が期待される。本研究では、太平洋下のプレート境界およびその近傍を対象とし、地震の規模別累積頻度分布が式 (1) に従うと仮定して、 b 値の空間分布を推定した。そして、山中・菊地 (2001) と岡田・他 (2001) によって推定されたアスペリティの分布との比較を行った。さらに、アスペリティの破壊、すなわち地震前後の b 値の時間変化を調べ、大局的な特徴を見出した。

§2. データ

東北地方を対象とした b 値のこれまでの研究は、東北地方の比較的狭い領域に限定されていたり、あるいは、カタログの質の制約から解析に用いるデータ数が少なかったりした。そこで、過去約 20 年間 (1981/01/01~2001/10/31) の東北大学の地震カタログに対して、(1) マグニチュードの補正、(2) 人工地震の除去を行い、新たなデータセットを作成した。それにより、東北地方を対象とした従来の研究と比べ、より多量で信頼性の高いデータセットをつくることができた。このデータセット作成の際に対象とした領域は、北緯 36.5~41.5 度、東経 138~144 度、深さ 0~300 km である (以下、「東北地方」とよぶ)。この期間・領域に含まれる、マグニチュード 0 以上の地震の総数は 277,824 個にのぼる。本研究で、 b 値の解析に使用したデータは、そのうちの太平洋下で発生した地震であり、海岸線から東へ約 150 km 以内では深さ 60 km 以浅、沖合では震源決定精度特に深さの精度が悪いことを考慮し深さ 120 km 以浅の地震とした。

本稿では、以下に述べる補正などを行う前の東北大学のカタログを、「オリジナルカタログ」とよぶことにする。

2.1 マグニチュードの補正

東北大学のオリジナルカタログに載っているマグニチュード (東北大マグニチュード M_{THK}) は、次のような方法で推定されたものである。

(1) 各観測点で、渡辺 (1971) の式

$$0.85M - 2.50 = \log A + 1.73 \log r \quad (2)$$

から、振幅マグニチュードを計算する。ここで、 r は震源距離、 A は速度振幅の最大値。

(2) (1) で求められた各観測点でのマグニチュードを、波形の S/N、震央距離に応じた重みをつけて平均し、その地震の振幅マグニチュード (M_{AMP}) とする。

(3) 振幅マグニチュードの大きさによって、以下のように M_{THK} を推定する。

(3-1) $M_{AMP} < 2$ のとき、 M_{AMP} を M_{THK} として採用する。

(3-2) $2 \leq M_{AMP} < 5$ のとき、人間が、紙記録から地震動継続時間 (F-P 時間) を読み取り、F-P マグニチュード (M_{F-P}) を推定し、 M_{THK} とする。また、1995 年以降は、紙記録から F-P 時間の読み取りが困難な地震のマグニチュードを一律に 0.8 としている。

(3-3) $5 \leq M_{AMP}$ のとき、気象庁マグニチュードの値をそのまま採用する。

この推定方法からわかるように、東北大学のオリジナルカタログでは、3 つのマグニチュードスケールが混在していることになる。ただし、F-P 時刻からマグニチュードを算出する式は、気象庁マグニチュードに合うように係数を決めてある。すなわち、 $M > 5$ と $M < 5$ でギャップが生じないように調整されている。オリジナルカタログの全期間での規模別累積頻度分布 (Fig. 1(a)) を見ると、 $M 1.7$ 以上では G-R 式に従っているようである。しかし、規模別頻度分布 (Fig. 1(b)) を見ると、 $M 2.0$ のところで不自然な段差がみられ、F-P マグニチュードと振幅マグニチュードのつながりが悪いことを示している。また、 $M 0.8$ の地震の個数が突出していることがわかる。これらの傾向は 1995 年以降のデータでみると、より顕著である (Fig. 1(c), (d))。このような問題を解決するために、マグニチュードスケールを以下のようにして統一した。

i) まず、各観測点での振幅マグニチュードのデータが残っている 1995/09/14~2000/07/31 の期間の全ての地震について、振幅マグニチュード M_{AMP} を再計算した (上記 (2) の手順に相当)。この段階で $M 0.8$ の地震の個数は突出しなくなる。

ii) F-P マグニチュード M_{F-P} は人間による読み取り値から決めているので、読み取り担当者が交替したときにマグニチュードシフトが起きている可能性がある。そ

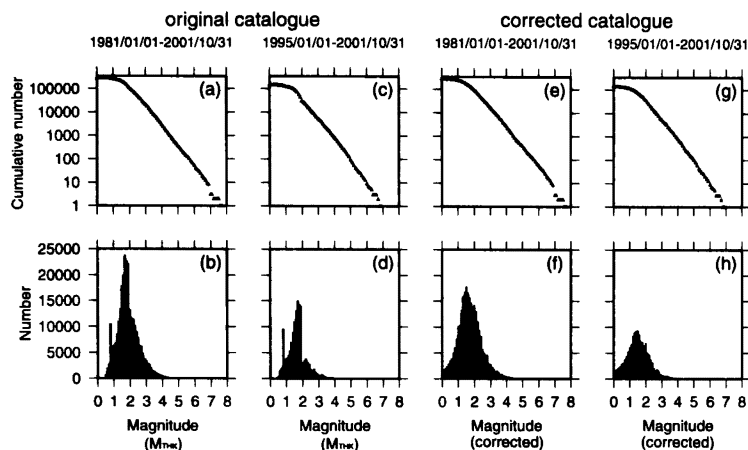


Fig. 1. Comparison of frequency-magnitude distributions before and after the magnitude correction. Data used are earthquakes with magnitudes $M \geq 0$ that occurred in northeastern Japan for the period of 1981/01/01-2001/10/31 ((a), (b), (e) and (f)) and of 1995/01/01-2001/10/31 ((c), (d), (g) and (h)), respectively. Upper panels ((a), (c), (e) and (g)) show frequency-magnitude distributions. Lower panels ((b), (d), (f) and (h)) are histograms of the number of events per magnitude bin. (a)-(d) are before and (e)-(h) are after the correction.

ここで、読み取る人の個人差によるマグニチュード推定の偏りを、五十嵐 (2001) と同様の方法で除去した。

iii) 次に、このようにして決めた M_{F-P} と M_{AMP} の関係を調べた (Fig. 2)。両者には強い正の相関 (相関係数 0.947) があり、回帰直線

$$M_{AMP} = 0.559 + 0.907 M_{F-P} \quad (3)$$

が得られた。

本研究では、式 (3) を用いて $M_{THK} < 2$ の地震のマグニチュードを補正した。その結果、オリジナルカタログの全期間での規模別累積頻度分布と規模別頻度分布は Fig. 1(e), (f) のようになった。Fig. 1(a)~(d) に見られた $M2$ 付近のギャップが解消され、また $M0.8$ の地震の個数の突出もなくなっていることがわかる。Fig. 1(c), (d) と同じ期間でも補正した結果 (Fig. 1(g), (h)) から補正が上手く行われた様子がよくわかる。

なお、Reasenber (1985) の手法でカタログのデクラスタリングを行い、デクラスタリングの有無による b 値の空間パターンの変化を調べた。その結果、 b 値の空間パターンはほとんど変化しなかったため、本研究では、デクラスタリングを行わないカタログを使用する。

2.2 人工地震の除去

カタログの中に人工地震が含まれている場合、誤った b 値を推定してしまう可能性がある。東北大学では、地震の発生した場所・時間と波形から、その地震が人工地震であるかどうかを判定している。本研究では、これら

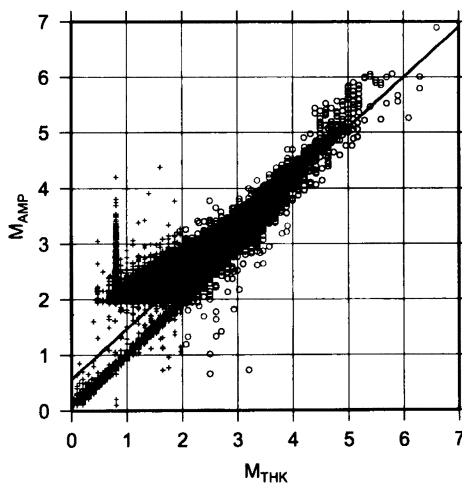


Fig. 2. Comparison between amplitude magnitude (M_{AMP}) and Tohoku-University magnitude (M_{THK}). Events that occurred for the period of 1995/09/14-2000/07/31 are used. The regression line shown by a gray line is obtained by applying the least squares method to the data with $M_{THK} \geq 2$ shown by circles. Magnitude corrections were made for earthquakes with $M_{THK} < 2$ shown by crosses by using the obtained regression line. See text for the detail.

の人工地震は解析に含めない。さらに、平・津村(2001)は、東北大が認識している人工地震の他に、クラスタ的な震源分布、発震時が日に集中、震源の深さが地表近く、マグニチュードが3.5以下という条件で、東北大のルーチン処理でも人工地震と判定されていなかった人工地震を新たに見出した。彼らの結果を使用し、1981/01/01~1996/12/31の期間で1233個の人工地震を取り除いた。その後の1997/01/01~2001/10/31の期間については、平・津村(2001)と同じ条件で自ら一つ一つ地震記録を目で見て、計265個の人工地震を取り除いた。

§3. 解析手法

Wiemer (1996) による解析ツール ZMAP を用い、東北地方の太平洋洋下浅部の b 値の時空間分布を求めた。

b 値の空間分布の推定では、解析領域内に間隔 ΔL の2次元格子を設定し、各格子点での b 値を次のような方法で求めた。まず、格子点から最寄りの n 個の地震を取り出し、その格子点での下限マグニチュード M_c (Gutenberg-Richter の式が成り立つ最小のマグニチュード; minimum magnitude of completeness) を Wiemer and Wyss (2000) の手法で推定する。この方法は、地震の大きさ分布は G-R 式に従うものと仮定し、地震の検知能力を、小さい地震の度数の不足状況から推定するというものである。観測された規模別頻度分布と、理論的な G-R 式との適合の度合いを表す値 R を

$$R(A, B, M_{min}) = 100 - \left(\frac{\sum_{M_{min}}^{M_{max}} |B_i - S_i|}{\sum_{M_{min}}^{M_{max}} B_i} \right) \times 100 \quad (4)$$

とする。ここで、 B_i と S_i は、離散化されたマグニチュードに対する、規模別累積頻度分布の観測値と理論値である。 S_i は観測値に合うように推定された A, b から決められる。最小マグニチュード M_{min} を変化させ、その都度、 R 値を計算する。そして、この R 値が90以上の最小マグニチュード M_{min} のうち最小値を、下限マグニチュード M_c と定義し b 値を推定した。例を Fig. 3 に示す。Fig. 3 は、深発地震面上面の地震をデータとして、 M_c を求めたものであるが、 $M_{min}=1.15$ のとき $R=80$ 、 $M_{min}=1.55$ のとき $R=90$ 、 $M_{min}=1.95$ のとき $R=98$ であり、この場合 $M_c=1.55$ となる。また、 M_{min} として M_c 以上の値を使えば、 b 値は比較的安定して求まる。

M_{min} をどのように変化させても R 値が90未満の場合は、そのグリッドでは b 値を推定しない。データが G-R 式に従うという仮定が成り立たない場合(上に凸、下に凸、蛇行、折れ曲がり)に、このようなことが発生す

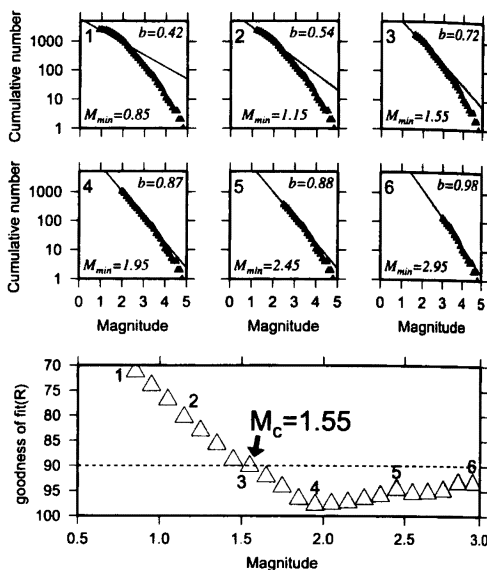


Fig. 3. Estimation of the minimum magnitude of completeness, M_c . The six frames at the top show synthetic fits to data for six different minimum magnitude cutoffs M_{min} . The bottom frame shows the goodness of fit R as a function of minimum magnitude cut-off. Numbers correspond to the examples in the top row. The M_c selected is the magnitude at which 90% of the observed data are modeled by a straight line fit.

ると予想される。

以上のような手続きから M_c が推定できた時に、マグニチュードが M_c 以上の地震を用いて、最尤法 [宇津 (1965)] で b 値を推定した。 M_c が推定できない場合と、マグニチュードが M_c 以上の地震の個数が50個未満の場合は b 値を推定しない。 b 値が推定されないグリッドを、次章以降では白抜きで示す。また、 b 値の推定誤差は、Shi and Bolt (1982) の手法を用いて計算した。

b 値の時間変化の推定では、推定しようとする領域を固定し、その領域内で発生した地震を用いて行った。すなわち、対象領域で発生した地震について、時間順に一定地震数となるタイムウィンドウを設定し、それを時間方向にずらして各タイムウィンドウでの b 値を推定した。 b 値の推定法は上と同様である。

本研究では、宇津 (1992) に従って、AIC (赤池情報量基準, Akaike Information Criterion) を用いて、 b 値の差の有意性を検定した。仮説①として $N(=N_1+N_2)$ 個の

地震について b 値は同じである (分布を表現するパラメータ 1 個). 仮説②として N_1 個は b_1 , N_2 個は b_2 という値である ($b_1 \neq b_2$, パラメータ 2 個) と設定する. ①, ②に対する AIC, およびその差はそれぞれ,

$$AIC_{\text{①}} = -2N \ln B + 2N + 2 \quad (B = b \ln 10) \quad (5)$$

$$AIC_{\text{②}} = -2N_1 \ln B_1 - 2N_2 \ln B_2 + 2N + 4 \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \Delta AIC &= AIC_{\text{①}} - AIC_{\text{②}} \\ &= -2N \ln N + 2N_1 \ln(N_1 + N_2 b_1 / b_2) \\ &\quad + 2N_2 \ln(N_1 b_2 / b_1 + N_2) - 2 \end{aligned} \quad (7)$$

で表せる [宇津 (1992)]. 宇津 (1992) によれば ΔAIC が 2 程度より大きければ有意な差がある (2 群に分けた方がよい) といえるので, 本研究もそれに従った.

§4. アスペリティと b 値の空間変化

1981/01/01~2001/10/31 の期間に, 太平洋下浅部で発生した $M \geq 2.8$ の地震 (15,588 個) を使用した. $M \geq 2.8$ であれば, 本研究で対象とする領域, すなわち太平洋下浅部の広い範囲で Gutenberg-Richter の式が成り立つことが確かめられている (弘瀬, 2002).

b 値を扱う上で一番の問題は, どのような領域, 期間, 規模の地震を対象とするかによって結果が変わって

くることである. これについての明確な決まり事はないので, 主に試行錯誤的に作業を繰り返すことになる. そこで, 0.05 度間隔のグリッドを配置し, 各グリッドで最寄りの地震をそれぞれ 100, 200, 300 個用いて b 値を計算した結果を Fig. 4 に示す. b 値の空間分布は全て同じようなパターンを示している. b 値の推定に使用する地震数が多いほど推定誤差が小さくなるので, 以下ではグリッド間隔 0.05 度, 各グリッドから最寄りの地震 300 個を用いた場合の結果 (Fig. 4(c)) で議論する.

Fig. 5(a) に, 各グリッドでの下限マグニチュード M_c を示す. 周辺の一部の領域で白抜きで示されているが, それ以外のほとんどの領域で, もともと用いたデータセットの最小マグニチュード 2.8 と同じ値である. b 値の大小を論じる際は, それぞれのデータで M_c が一様であることが望ましい. 用いるデータセットの最小マグニチュードを大きくすれば全領域で M_c は共通の値に近づくと思われるが, 解析に用いられる地震数が少なくなるので, b 値の推定誤差が大きくなってしまう. 本節で用いるデータセットの最小マグニチュードを 2.8 と選択したのも, 地震数との兼ね合いからである.

Fig. 5(b) は, 各グリッドで地震をサンプルする領域の

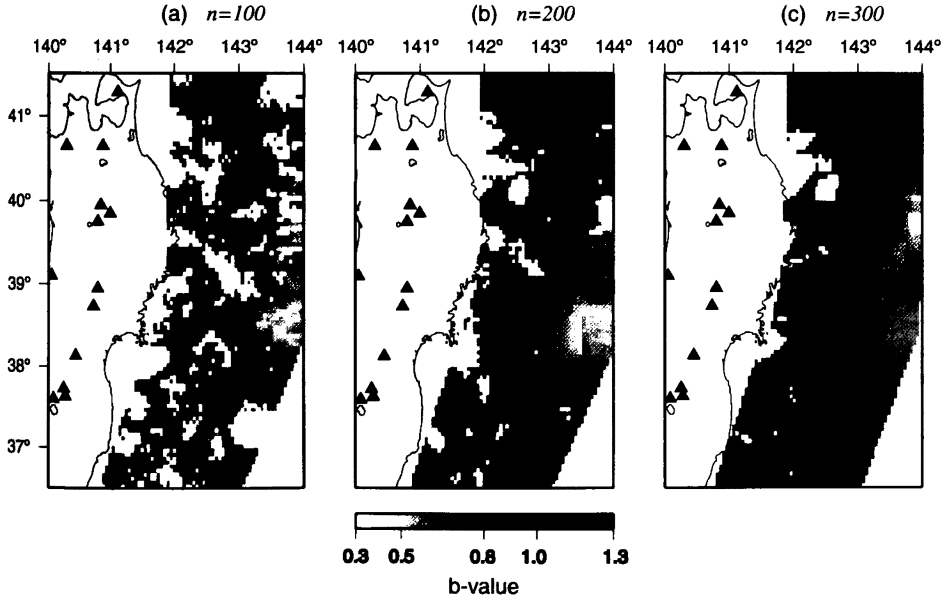


Fig. 4. Distributions of b -values in the northeastern Japan subduction zone. b -value is estimated at each node from the nearest (a) 100, (b) 200, and (c) 300 earthquakes, respectively. Earthquakes with magnitudes $M \geq 2.8$ for the period of 1981/01/01-2001/10/31 are used. The separation of nodes is taken as 0.05°. b -values are shown by a black and white scale on the bottom. Solid triangles show active volcanoes.

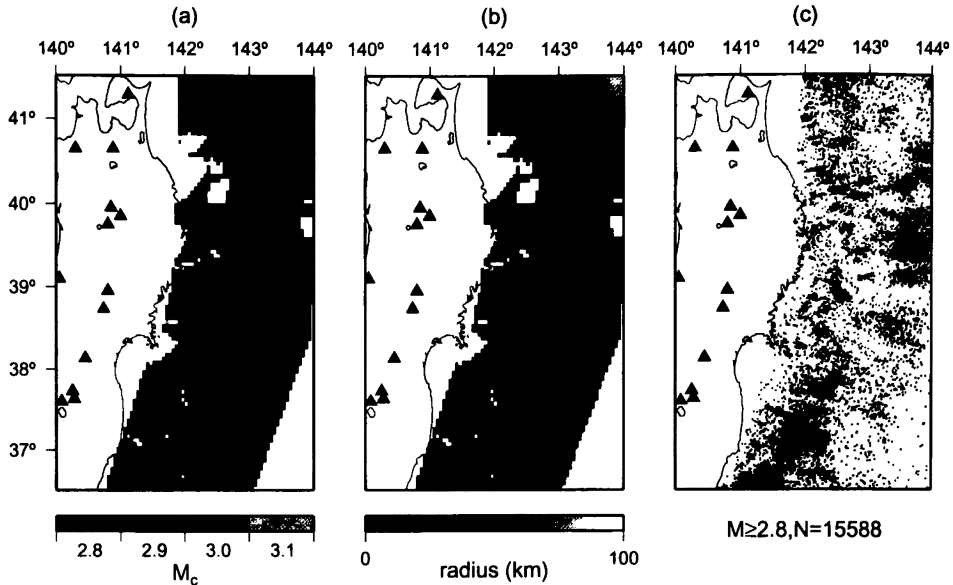


Fig. 5. Maps showing (a) minimum magnitude, M_c , (b) radius used for estimating b -value at each node, and (c) epicenters of earthquakes. Earthquakes with magnitudes $M \geq 2.8$ for the period of 1981/01/01–2001/10/31 are used. The separation of nodes is taken as 0.05° .

半径を示したものであり、一般に震央が密に分布しているところが黒く、疎のところは白く表示される。図から多くの領域で半径は 30 km 程度であることがわかる。ただし、例えば、青森県と福島県の沖合 300 km 付近で、半径が 80 km 以上もある。それらのうち、福島県沖合では比較的 b 値が小さい領域が直径約 100 km にわたって広く分布している (Fig. 4(c))。しかし、この付近では地震が少なく (Fig. 5(c))、そのため、グリッドの位置が多少変わってもほとんど同じ地震群ばかりをサンプルして b 値を推定していることになる。直径約 100 km の広がり、そのようにしてつくられたものである。すなわち、 b 値の空間分布に関する議論の際には、震央分布や各グリッドで解析に用いた地震の広がりを考慮する必要がある。

太平洋下浅部の b 値の空間分布の特徴としては、海溝付近から陸域に近づくにつれて b 値が大きくなることが挙げられる (Fig. 4(c))。Fig. 6 は、陸域から遠い沖合の領域と陸域に近い領域の b 値を較べるため、3 つの組について規模別累積頻度分布をとったものである。陸に近い A, C, E の領域と沖合の B, D, F の領域とで、それぞれ違いがあるかをみるため ΔAIC を計算すると、62.2, 88.1, 41.0 となり b 値の差が十分有意であることが確認できる。つまり、プレート沈み込みの深さととも

に b 値が大きくなっている。このことは、本研究と異なった地震カタログ (弘前大学および気象庁カタログ) を用いて東北地方北部の太平洋下浅部の b 値の空間分布を求めた阿部 (1998)、気象庁カタログのみを用いて東日本のプレート沈み込み帯について研究した河合 (2000) の結果とも一致する。

また、岩手県沖と福島県沖に顕著な高 b 値域が分布しているという特徴もある。そのうちの一つは、岩手県沖の北緯 39~40 度、東経 142~143 度の領域で、過去 75 年以上の期間にわたって $M6$ を越す地震が発生していないことで知られている。

これを山中・菊地 (2001)、岡田・他 (2001) により推定されたアスペリティの分布と比較してみると、岩手県沖の顕著な高 b 値域はアスペリティを避けるように分布している (Fig. 7(a))。

一方、福島県沖の b 値分布とアスペリティの分布とを比較すると、高 b 値域の中にアスペリティが分布しており、岩手県沖でみられた特徴とは異なった振る舞いをしているようにみえる。しかし、福島県沖に推定されたアスペリティは、その大きさが岩手県沖のそれとは違い半径約 10 km と小さい。このことを考慮して、 b 値空間分布の推定に用いるグリッド間隔を 0.05 度から 0.02 度へ、推定に用いる地震の個数を 300 個から 200 個へ、ま

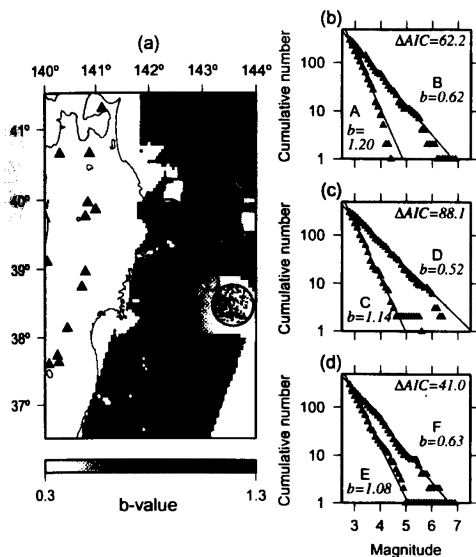


Fig. 6. Comparison of frequency-magnitude distributions in the deep thrust zone (A, C and E) with those in the shallow thrust zone (B, D and F). (a) Distribution of b -value and locations of grid nodes A-F. Frequency-magnitude distributions for three pairs A and B, C and D, and E and F are shown in (b), (c) and (d), respectively. Estimated b -values and ΔAIC are shown in each panel.

た、この地域は比較的陸に近く検知能力が高いので用いるデータセットの最小マグニチュードを 2.8 から 2.5 へ変え、空間分解能を上げて b 値分布を求めた。その結果 (Fig. 7(b)), 岩手県沖と同様に 3 つのアスペリティとも、周囲に比べて b 値が大きい領域を避けるように分布していることが明らかになった。

以上より、アスペリティは高 b 値域を避けるように分布しており、アスペリティ近傍の地震活動と離れたそれとに違いがあることがわかった。

8.5. アスペリティと b 値の時間変化

アスペリティと b 値の関係をより詳細に探るため、アスペリティでのすべり (すなわち地震) 前後の b 値の時間変化を調べた。Fig. 7 で示したように、東北地方太平洋下のプレート境界にはいくつかのアスペリティの存在が推定されている。本研究では、用いているデータセットで十分なデータが蓄積されており、かつデータセットの期間内に本震が発生した 6 個のアスペリティについて

て解析した。

まず、対象とする領域を、Fig. 7 の実線で囲んだ領域 (アスペリティ) に設定する。ただし、上記の如く、ここではそのうちの 6 個のアスペリティのみである。設定した領域内で発生した地震のみを取り出し、それらから b 値の時間変化を求める。また、波形インバージョンで求められたアスペリティの位置の推定誤差や、本研究で用いたデータセットの震央位置の誤差、アスペリティのすべり前後で応力の変化が期待される領域の広がり等を考慮に入れて、平面図でみてアスペリティ内に入る地震だけでなく、アスペリティの領域を外側に 5 km 広げた領域を対象領域とした場合についても、 b 値の時間変化を調べた。アスペリティの位置の推定誤差がアスペリティの大きさに、また震源位置の推定誤差が地震のマグニチュードに依存する可能性はあるが、ここではそれは考えないこととする。

5.1 1987 年 2 月 6 日 M6.7 の地震のアスペリティ

福島県沖では、1987 年に M6.7, 6.6, 6.5 の地震がプレート境界で発生した (Fig. 8(a)). 岡田・他 (2001) は、これら 3 つの地震のすべり分布を求め、アスペリティの位置を推定した。福島県沖では、1987 年にこれら 3 つの M6.5 以上の地震を含む群発地震活動があったが、その後は地震活動が低調な状態がほぼ 13 年間にわたって続いていた。そのような状況の下、2001/02/25 に M5.8 の地震が発生し、その後この地震の余震活動が継続した。この地震により、プレート境界面上の約 10 km × 10 km の領域がコサイスマックにすべった [岡田・他 (2001)]. いわき沖 40 km に設置されていた GPS 観測データからは、プレート境界上のおよそ 20 km × 35 km の範囲 (Fig. 8(a)) の矩形領域で、地震後に約 40 cm の非地震性すべりがあったことが推定された [諏訪・他 (2001)]. 地震の規模に換算すると M_w 6.7 に相当する。ここで検出された非地震性すべりの領域は、1987 年に 3 つの M6 クラスの地震ですべったアスペリティの手前で停止し、その中までは今のところ及んでいない。したがって、現在は福島県沖のこれら 3 つのアスペリティに応力が集中しつつあると予想される。そのうちの 1 つのアスペリティについて b 値の時間変化を示す。

解析対象のアスペリティは、Fig. 8(a) で黒色の実線で囲まれた領域である。この領域は、1987 年 M6.7 の地震ですべり量の大きかった領域であり [岡田・他 (2001)], 地震時およびその後の余効すべりの時期を除いてほぼ固着していたと推定される。したがって、ここでは平面図でみてこの領域内の地震を抽出するが、それらの地震の多くは陸のプレートもしくは沈み込んだ海のプレート内で発生した地震であると考えられる。

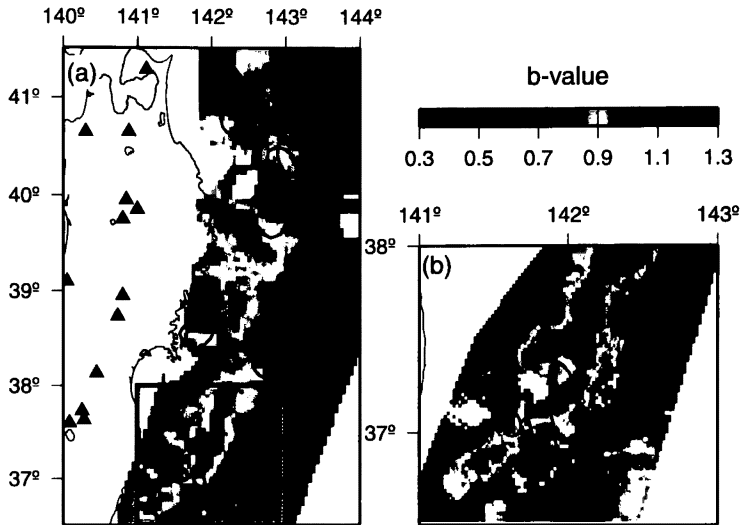


Fig. 7. Distribution of b -values (a) in the northeastern Japan subduction zone and (b) off-Fukushima. b -values are shown by a color scale at the top. Events with $M \geq 2.8$ and $M \geq 2.5$ are used for (a) and (b), respectively. The separation of nodes is taken as 0.05° and the nearest 300 earthquakes are used at each node to calculate b -values in (a). The separation is taken as 0.02° and the nearest 200 earthquakes are used in (b). The rectangle in (a) shows the off-Fukushima region in (b). Asperities estimated on the plate boundary [Yamanaka and Kikuchi (2001); Okada *et al.* (2001)] are also shown by black lines.

解析に用いたデータは、黒色の実線で囲まれた領域内で過去約 20 年間に発生した $M \geq 2.1$ の地震 (762 個) で、地震数 150 個のタイムウィンドウを設定し、50 個ずつずらしてそれぞれのタイムウィンドウ内の b 値を最尤法で推定した。1987/02/06 の $M 6.7$ の本震の前後でデータが互いに混ざらないようにしている。これにより得られた b 値の時間変化を Fig. 8(b) に示す。横棒は解析に用いた地震の発生期間、縦棒は b 値の推定誤差 [Shi and Bolt (1982)] である。Fig. 8(c) は、1 カ月ごとの地震の発生個数である。1987/02/06 の本震発生時に地震個数が急激に増加した以外は、目立った増減はない。Fig. 8(e) は、本震前 (1) と本震後 (2) のタイムウィンドウの規模別累積頻度分布であり、Fig. 8(b) に数字で示した期間と対応している。

b 値の時間変化をみると、本震前の b 値はほぼ一定であったのが、本震直後に若干減少し、その後徐々に大きくなったのがわかる (Fig. 8(b))。Fig. 8(e) から、本震前 (1) と本震後 (2) で直線の傾き b 値に有意な違い ($\Delta AIC = 6.4$) があることがわかる。本震直後 (図で本震直後の 2 つのタイムウィンドウ) の b 値の減少は、本震と最大余震を含んでおり、その期間は相対的に大きな地震が多く含まれるため、みかけのものである可能性が考

えられる。本震直後は余震の頻発などで大きな地震の発生に隠れて小さい地震の見落としが生じるからである [Hasegawa and Hamaguchi, 1972]。地震の発生数が落ち着くと、再び小さい地震ももれなく観測できるようになる。そのことが、 b 値が本震後からピーク (1992 年頃) まで徐々に増加している原因のひとつだと考えられる。1992 年にピークに達した後、それ以降は現在まで b 値は単調に減少している。一般に、検知能力の向上に伴い b 値は大きくなっていくことが考えられるが、この傾向はそれとは逆のセンスであり、人為的なものとは考えにくい。

また、領域を外側に 5 km 広げた場合の b 値の時間変化の結果を Fig. 8(d) に示す。この場合は、サンプル数が増えるので、タイムウィンドウは地震数 300 個を用い、100 個ずつずらして計算した。この場合も本震の前で b 値は小さく、本震後上昇し、ピークをとった後単調に減少する、といった傾向は同様に現れている。

5.2 その他のアスペリティ

その他のアスペリティについても、 b 値の時間変化を推定した。その結果を Fig. 9 に示す。Fig. 9(a) は対象としたアスペリティの位置を示す。各アスペリティに付けたアルファベットは、Fig. 9(b) のアルファベットと対応

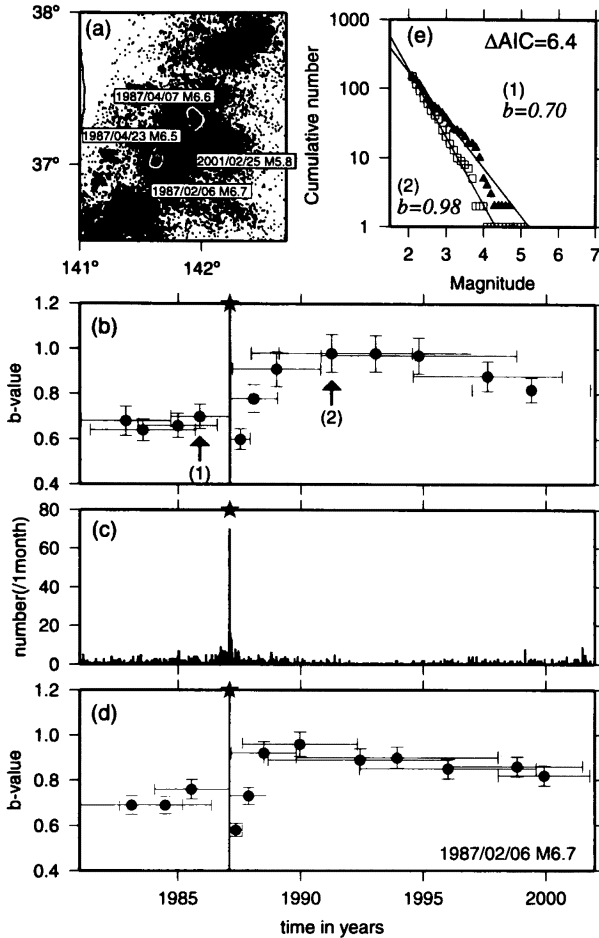


Fig. 8. Temporal variation of b -value in the asperity off-Fukushima. (a) Epicenter distribution of earthquakes and asperities estimated on the plate boundary. Asperities are shown by black or white lines [Okada *et al.* (2001)]. Stars show main shock hypocenters. Post-seismic slip area associated with 2001/02/25 earthquake ($M5.8$) [Suwa *et al.* (2001)] is shown by a rectangle. (b) Temporal variation of b -value in the area encircled by a black line in (a) (asperity of 1987/02/06 event). Star denotes the time of the main shock occurrence. The time window to calculate b -value is shown by horizontal lines. Estimation error of b -value is shown by vertical lines. (c) Histogram of the number of events per one month. (d) The same as (b) except that the area to calculate b -value is extended outward by 5 km. (e) Comparison of frequency-magnitude distributions before (solid triangles; (1) in (b)) and after (open squares; (2) in (b)) the main shock. Calculated b -values and ΔAIC are shown in the panel.

している。Fig. 9(b)に b 値の時間変化のグラフを、本震発生時刻 (星つき実線) でそろえて示す。図で A のアスペリティは、1968/05/16 十勝沖地震 ($M7.9$) で破壊したと推定される 3 つの主要なアスペリティのうち南側のアスペリティであり、1994/12/28 三陸はるか沖地震

($M7.6$) の際に再び破壊したと考えられている [永井・他 (2001)]。そのため、アスペリティ A の本震発生時刻は三陸はるか沖地震のものとした。

また、Fig. 9(b) の各ボックスの右側に表記されているのは、 b 値の推定に用いたパラメータである。 M_{min} は最

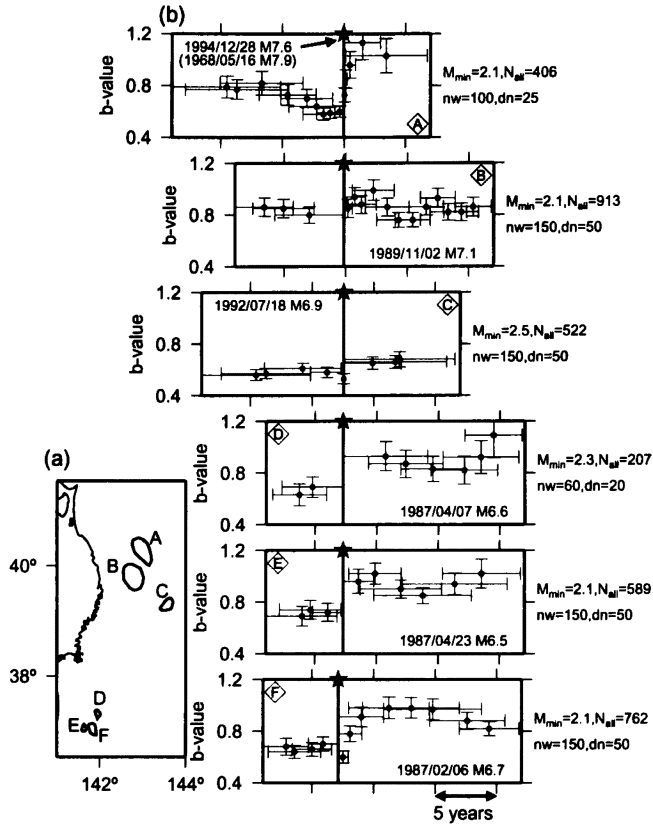


Fig. 9. Temporal variations of b -values in the six asperities east off NE Japan. (a) Locations of the asperities A-F. (b) Temporal variation of b -value in each asperity. Date and magnitude of the main shock are shown in each panel. b -values for B, C, D and E are those calculated for the areas extended outward from the asperities by 5 km. Numerals on the right of each panel are minimum magnitude, total number of earthquakes, number of earthquakes used for each time window. Others are the same as Fig. 8(b). See text for the detail.

小マグニチュード、 N_{all} は各アスペリティにおける M_{min} 以上の地震総数、 nw は各タイムウィンドウで b 値の推定に用いた地震の個数で、 dn 個ずつずらして計算している。

さらに、アスペリティB, C, D, Eに関しては、アスペリティ内の地震数が少ないため、外側に5 km広げた領域を対象領域と設定した場合の b 値の時間変化を示している。

このように、各アスペリティについて b 値の時間変化をまとめた結果、本震(すなわち、注目しているアスペリティを破壊する地震)前後で比較すると、ほとんどの場合、本震前で b 値が小さく、本震後大きくなる傾向を示している。また、大局的には、本震後 b 値はいったん

ピークをとり、その後に単調に減少する傾向がみられる。すなわち、 b 値はアスペリティの破壊に伴って急激に増加し、その後は徐々に減少し、やがて次の地震の発生に至るといった傾向が認められる。

§ 6. 議 論

前節の結果は、 b 値がアスペリティ近傍の応力の時間変化を反映している可能性を示唆する。アスペリティは安定すべり域に囲まれていて普段は固着していると考えられるので、プレートの定常的な沈み込みに伴いアスペリティおよびその近傍で応力が増加することが期待される。応力は次第に増加し、やがて強度の限界に達したときにアスペリティは急激にすべる。これが本震である。

これにより蓄積していた応力が解放される。その後しばらくの間、周囲の安定すべり域と一緒にずるずるとすべると予測される。ある程度時間が経過し強度が回復すると、アスペリティは固着を開始し本震前の状態に戻る。すなわち、応力が増加し始める。このようなサイクルを繰り返すと予想される。本研究で得られた b 値の時間変化は、上記のように予想される応力の増大に伴って減少し、また応力の解放に伴って増大する傾向が顕著に認められる。Scholz (1968) は室内実験の結果に基づいて、応力の増加に伴い b 値は減少すると報告しているが、この解釈を支持する。

福島県沖に関してみると、Fig. 8(b) では、1987/02/06 の本震後に上昇した b 値が現在にいたるまで小さくなり続けている様子がわかる。 b 値が、本震前のレベルに戻った後に、次の本震が発生するのかもしれない。もし、 b 値が現在のペースで減少し続ければ、本震前のレベルまで低下するのは 2005~2006 年頃であり、前回の本震から約 20 年後にあたる。

また b 値の空間分布から、アスペリティで b 値は小さく、アスペリティでない領域（ここでは安定すべり域と考えている）では b 値が大きい傾向が得られた。この観測事実も、上記の特徴的な時間変化と同様に、 b 値が応力の違いを反映していることを示しているのかも知れない。

本研究で得られた b 値の空間分布のもう一つの特徴は、海溝付近から陸に近づくにつれて b 値が増大することである。矢部 (2002) は、摩擦すべり実験から、AE の b 値（実際は石本-飯田の式の m 値）がすべり量に依存して変化することを見出した。すなわち、すべり量が小さいうちは b 値は次第に増大し、あるしきい値（臨界すべり量）を越えると一定の値になるとした。この臨界すべり量を超えると、摩擦パラメータ ($a-b$) 値も正から負に変わる。矢部 (2002) は、この摩擦すべり実験の結果を本研究で得られた特徴的な b 値の空間分布に適用し、 b 値の分布からプレート境界面の力学的性質を推定した。

§7. 結 論

過去約 20 年間の東北大学地震カタログに対して、マグニチュードスケールの統一、マグニチュードシフトの補正、人工地震の除去を行うことで、東北地方を対象とした従来の研究と比べ、より多量で信頼性の高いデータセットを作成した。そのデータセットを使用し、東北日本太平洋下のプレート境界およびその近傍で発生する地震について、規模別累積頻度分布の傾き b 値の空間分布を求め、それとアスペリティと比較した。その結果、以下のことが明らかになった。

1) 太平洋下浅部では、 b 値は海溝側で小さく、陸側で大きい。

2) 岩手県沖および福島県沖に高 b 値域が広域に分布している。そのうちの一つは、過去 75 年以上の期間にわたって $M6$ を超す地震が発生していない岩手県沖の北緯 39~40 度、東経 142~143 度の領域である。

3) 高 b 値域は、推定されているプレート境界上のアスペリティを避けるように分布している。

次に、各アスペリティについて、 b 値の時間変化に着目して解析した。その結果、以下のことが明らかになった。

1) 本震（すなわち、注目しているアスペリティを破壊する地震）前後で比較すると、ほとんどの場合、本震前で b 値が小さく、本震後顕著に大きくなる。

2) 大局的には、本震後、 b 値はいったんピークをとり、その後単調に減少する傾向がみられる。

これらの結果は、 b 値がアスペリティ近傍の応力の変化を反映していることを示唆する。

謝 辞

アラスカ大学の M. Wyss 教授には地震活動の解析に際し、多くのご指導、ご助言をいただきました。S. Wiemer 博士には来仙の際に多くのご助言をいただきました。また、川崎一郎氏、松村正三氏には原稿を改善する上で有益な助言と指摘をいただきました。地震活動解析には、S. Wiemer 博士らによる“ZMAP”を使用させていただきました。また、図の作成には P. Wessel 博士と W. H. F. Smith 博士による“GMT”を使用させていただきました。これらの方々には厚くお礼申し上げます。地震の震源データは、東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センターの地震カタログを使用しました。本研究の解析は、同センターにおける長年の良質なデータの蓄積があったからこそ可能となったものであり、データの生産に努力されてきた同センターの皆様により感謝いたします。

参考文献

- 阿部真樹, 1998, 東北地方北部における b 値とフラクタル次元の時空間解析, 弘前大学卒業論文, 65 pp.
 Amelung, F. and G. King, 1997, Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 507-510.
 Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1944, Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **34**, 185-188.
 長谷川 昭, 2002, 的中した地震発生予測: プレート境界の様子が見えてきた, *科学*, **72**, 581-583.
 Hasegawa, A. and H. Hamaguchi, 1972, The masking

- effect on magnitude distribution by the successive occurrence of earthquakes, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **21**, 51-60.
- 弘瀬冬樹, 2002, 東北地方の地震活動の時空間変化, 東北大学修士論文, 111 pp.
- 五十嵐俊博, 2001, 東北日本弧におけるプレート沈み込み過程—小地震データ解析に基づく研究—, 東北大学博士論文, 116 pp.
- Kagan, Y. Y., 1991, Seismic moment distribution, *Geophys. J. Int.*, **106**, 123-134.
- 河合豪雄, 2000, 地震の規模別頻度と震源分布のフラクタル次元の関係—セルオートマトンモデルによる検討—, 東北大学修士論文, 105 pp.
- 松澤 暢, 2001, 地震予知の戦略と展望, *地学雑誌*, **110**, 771-783.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子, 2001, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, *地震* **2**, **54**, 267-280.
- 岡田知己・山下哲央・長谷川 昭・小池二郎・高濱聡, 2001, 2001年2月25日福島県沖に発生した地震(M5.8)の発生過程, 日本地震学会2001年度秋季大会講演予稿集, C68.
- 岡田知己・松澤 暢・長谷川 昭, 2002, 釜石沖「固有地震」の震源過程の比較研究, 地球惑星科学関連学会2002年合同大会講演予稿集, S040-018.
- Reasenber, P., 1985, Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982, *J. Geophys. Res.*, **90**, 5479-5495.
- Scholz, C. H., 1968, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- Shi, Y. and B. A. Bolt, 1982, The standard error of the magnitude-frequency b value, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1677-1687.
- 諏訪謡子・三浦 哲・長谷川 昭・佐藤俊也・立花憲司, 2001, 福島県沖のM5.8の地震(2001/2/25)に伴って観測された M_w 6.6相当の非地震性すべり, 日本地震学会2001年度秋季大会講演予稿集, C69.
- 平 貴昭・津村建四朗, 2001, 気象庁, 東北大学の震源カタログに含まれる人工地震の抽出, *地震* **2**, **53**, 255-258.
- 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, 北海道大学地球物理学研究報告, **13**, 99-103.
- 宇津徳治, 1992, 地震活動とはどのようなものか, *数理地震学*, **VII**, 139-157.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, *地震* **2**, **24**, 189-200.
- Wiemer, S., 1996, Analysis of seismicity: New techniques and case studies, Dissertation thesis, University of Alaska.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, *J. Geophys. Res.*, **102**, 15115-15128.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 2000, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 859-869.
- Wyss, M., D. Schorlemmer, and S. Wiemer, 2000, Mapping asperities by minima of local recurrence time: San Jacinto-Elsinore fault zones, *J. Geophys. Res.*, **105**, 7829-7844.
- 矢部康男, 2002, b 値の空間変化にもとづく沈み込みプレート境界面の力学的性質, 地球惑星科学関連学会2002年合同大会講演予稿集, J076-P005.
- 山中佳子・菊地正幸, 2001, 日本付近のアスペリティマップ: 東北編, 地球惑星科学関連学会2001年合同大会講演予稿集, Sy-005.