



Title	東海地域沈み込み帯の地震クラスターの空間分布と時間変化
Author(s)	野口, 伸一
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 65, 143-156
Issue Date	2002-03-25
DOI	10.14943/gbhu.65.143
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14309
Type	bulletin (article)
File Information	65_p143-156.pdf



[Instructions for use](#)

東海地域沈み込み帯の地震クラスターの空間分布と時間変化

野口 伸一

防災科学技術研究所

(2002年1月11日受理)

Spatial Clustering and Temporal Variation of Earthquakes in the Tokai Subduction Zone

Shin-ichi NOGUCHI

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

(Received January 11, 2002)

We demonstrate spatial distribution and temporal change of clustering earthquakes in the Tokai subduction zone during recent 15.6 years, by separating events into clusters and non-clusters using a simple linking method. We use the box counting method to evaluate fractal properties and earthquake density of spatial distribution of hypocenters. The magnitude and frequency relation of clustering events shows the fractal nature. Further the hypocenter distribution of clustering events reveals that the fractal dimension D in space measured in the small box ranges is considerably small compared with D in the large box ranges. As for the temporal change of cumulative energy released by clusters, together with the temporal changes of the hypocenter density and seismic energy density, we observe an accelerating tendency of seismic activity with time during the investigated period. These observations suggest an evolving brittle deformation by the loading at convergent plate boundaries in the Tokai subduction zone.

I. はじめに

海陸プレート境界の収束域では、プレートの温度構造や幾何形状を反映した地震発生帯が形成されている。このような地震発生帯は、細かくみると大小の震源分布域から成り、そこにおける地震活動は媒質の不均一性や応力場の変動を反映したものと考えられる。特に応力増大による震源分布の集中性や規模分布の変化、フラクタル構造の変化などが、地震観測とともに、岩石破壊実験、摩擦構成則に基づくシミュレーションなどから解析され論じられている(例えば, Main, 1996; Ponomarev et al, 1997; Bowman et al., 1998; 伊東, 1998; Jaume and Sykes, 1999; Kato and Hirasawa, 1999; 川崎・岡田, 2001)。日本列島付近の地震活動についても、大地震前

後の広域的な応力場や媒質の不均一性と関係して、時間空間的に群れをなす地震クラスターに着目した研究がなされてきた（例えば、Mogi, 1990；Yoshida et al., 1994；本谷, 1999）。

本小論では、プレート境界付近において空間的に集中するクラスターとプレート運動との関係解明の手がかりとして、東海地域沈み込み帯を対象にクラスターを抽出して、その分布形態や時間変化の特徴を多面的に調べることにする。この対象地域は、比較的密な観測網により多量の良質なデータが得られていること、さらに想定される東海地震震源域の陸域部も含むことから、このような脆性域のクラスターの活動の解析は興味深く重要であろう。

以下では、空間的に集中する震源クラスターをリンク法で抽出し、その他の除群（デクラスター）された震源＝非クラスターと対比して、ボックス計数法を用いて、空間分布を特徴付ける諸量や地震波エネルギー密度などを解析する。さらに観測諸量の時間変化を調べることにする。解析に入る前に次節でデータの概略を示しておこう。

II. 対象域の震源データについて

対象域は、Fig. 1(a)の $34.6^{\circ}\text{N}\sim 36.5^{\circ}\text{N}$, $137.2^{\circ}\text{E}\sim 138.9^{\circ}\text{E}$ の範囲、Fig. 1(b)の立体分布図では概ね東西方向 150 km、南北方向 100 km、深さ方向 60 km に入る矩形領域である。ここは、駿河湾のフィリピン海プレート沈み込み口を挟む観測点を含め、防災科学技術研究所の関東・東海地域観測網により比較的詳細なデータが得られている。解析期間は、現在の処理システム（松村他, 1988）により検出率が增大した 1986 年 4 月～2001 年 10 月末とする。

Fig. 1 に示したこの期間のマグニチュード $M \geq 1.0$ の震源は、地域的な速度構造を与える震源決定法（Ukawa et al., 1988）に、観測点を限定し観測点補正を施して（野口, 1996）、ルーチンの震源データと読み取り値に基づき再決定したものである。

Fig. 2(a)の再決定震源の誤差分布をみると、東西、南北及び深さ方向の誤差、 dx , dy , dz の頻度分布から、大多数の地震は ± 1 km 以内の精度にある。Fig. 2(b)のマグニチュード M 別分布では、 $1 \leq M < 3$ の微小地震が全地震数の約 98% を占める。この図から、ほぼもれなく検出される地震は概ね $M \geq 1.5$ と判断される。 M と断層の長さの標準的な関係（宇津, 2001）から、例えば $M=1.5$ は断層長 80 m 程度、 $M=3.0$ は 450 m 程度の断層になる。Fig. 2(c)は深さ 2 km 毎の地震数、Fig. 2(d)は深さ 2 km 毎の M の最大値の分布を示している。深さ 17 km 前後の上盤ユーラシアプレート地殻内と 30 km 前後の下盤フィリピン海プレートに地震数のピークがみられる。特に深さ 30 km 前後のピークは、浜名湖付近の顕著なクラスターの寄与が大きい。Fig. 2(d)の深さ毎の M の最大値分布をみると、全体に深さ 30～40 km に M の極大がある。このような M の深さ変化は、プレート間大地震に先立つ現在の両プレート内の強度分布、またプレート境界に沿うカップリングの強さを反映していると推測される。

以上のように、対象域の概ね $M \geq 1.5$ は漏れなく検出され多くの震源は ± 1 km 以内の精度を持っている。また大多数は微小地震なので、以下、点震源として $M \geq 1.5$ について解析することにする。

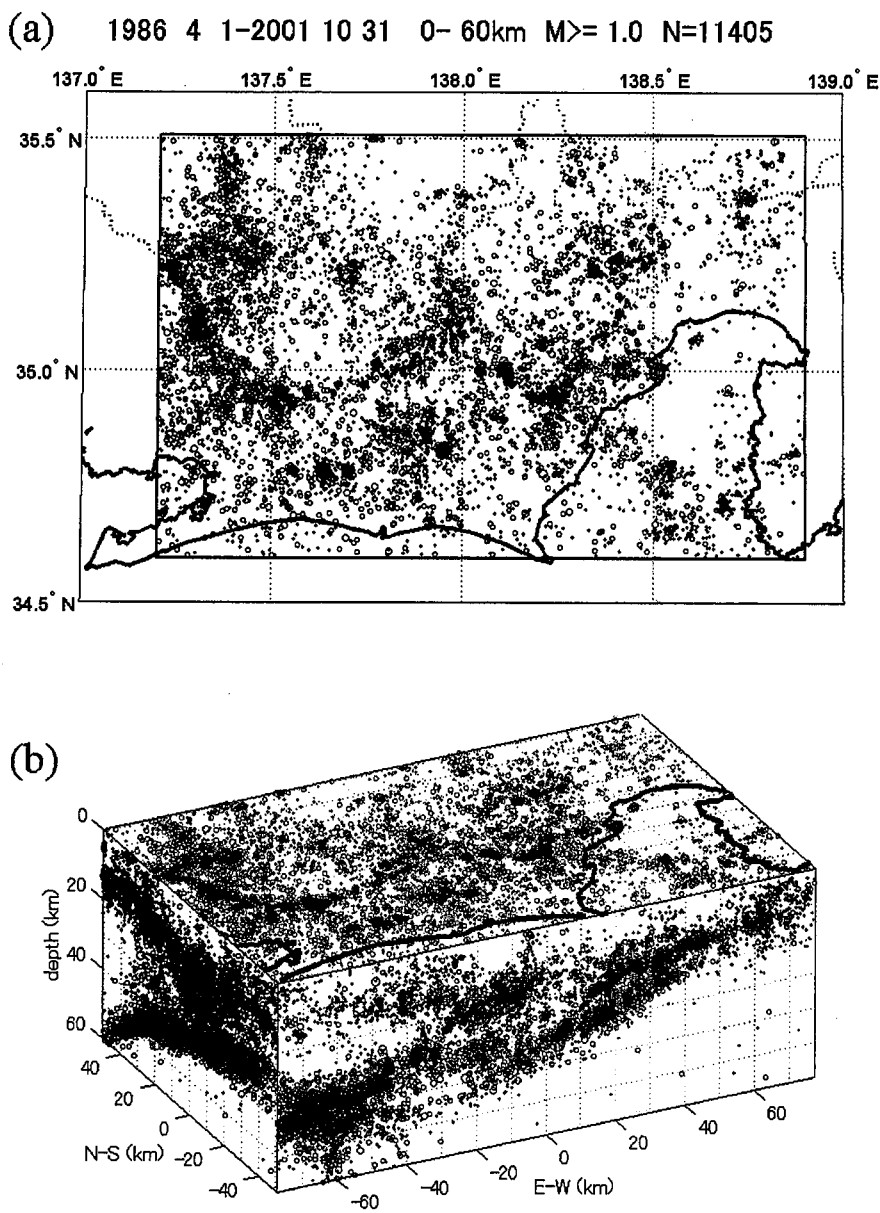


Fig. 1. Hypocenter distribution of 11405 earthquakes with $M \geq 1.0$ and depth ≤ 60 km in the Tokai district for the period from April 1986 to October 2000. (a) Epicentral distribution. (b) A 3-D view of hypocenters projected onto horizontal, EW and NS cross sections.

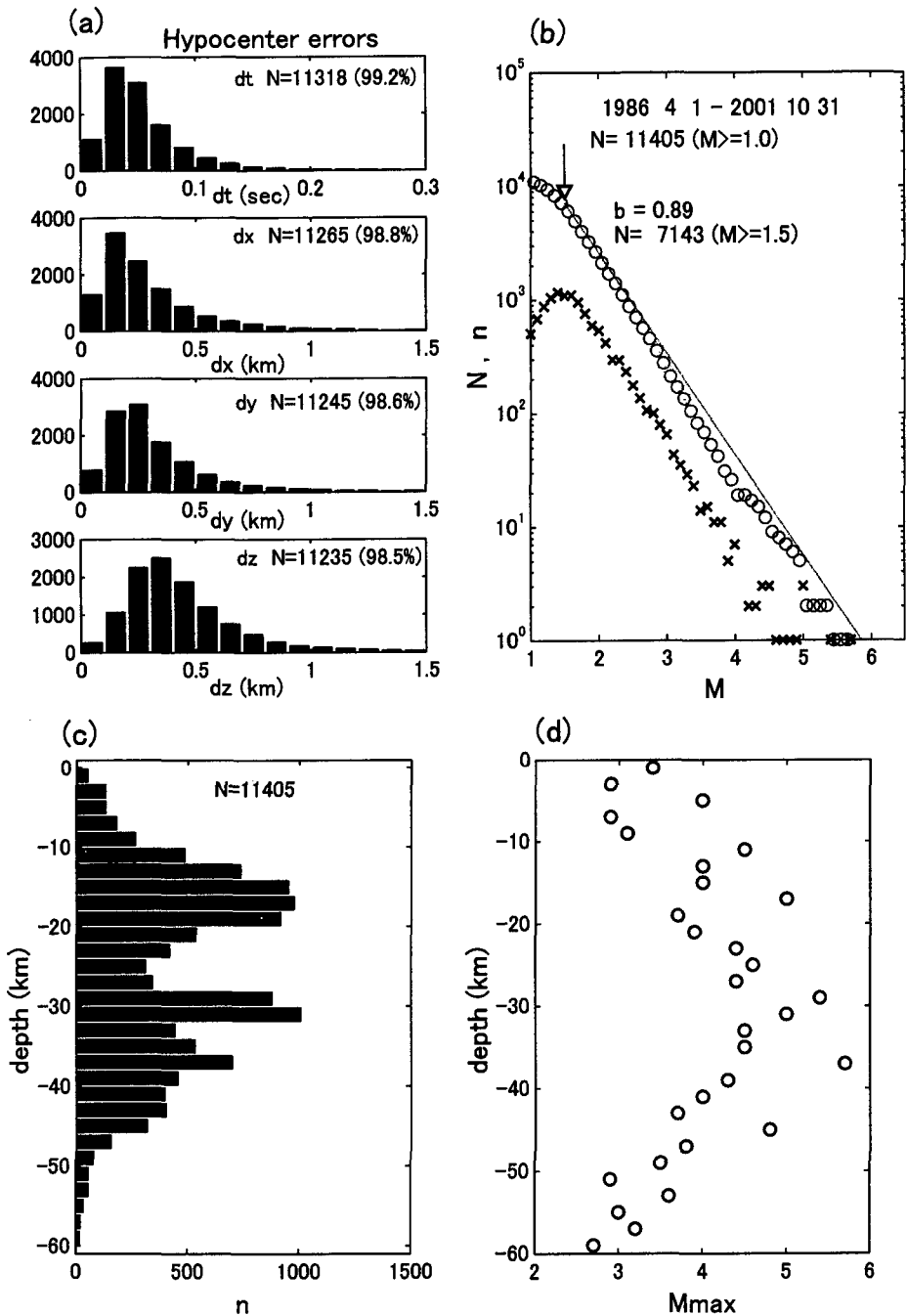


Fig. 2. (a) Histogram of hypocenter errors (dt : origin time error in second; dx , dy , dz : errors in EW, NS and vertical directions in km, respectively). (b) Magnitude-frequency distribution. Crosses and open circles are the frequency and cumulative frequency of M at 0.1 intervals, respectively. b value obtained for $M \geq 1.5$ is 0.89. (c) Histogram of focal depth at 2km intervals. (d) Distribution of maximum magnitude at each focal depth.

III. リンク法によるクラスターと非クラスターの分離と 空間分布・規模分布の特徴

空間的なクラスター地震を抽出するため、ここでは、リンク法により、震源が密に集中する領域をまず核として取り出し、次に周辺の震源を連結するアルゴリズムを用いることにする。Fig. 3にその模式図を示す。

まず、ある震源を中心に距離 R 内に $N1$ 個以上の地震がある場合、これらを初期クラスターとし (Fig. 3の I)、次に、連結された震源を中心に距離 R 以内に $N2$ 個以上の地震があるとき、もとのクラスターと連結する (Fig. 3の II)。さらにこの操作を $N2$ 個以上という条件からはずれるまで繰り返す (Fig. 3の III)。これにより生成されるクラスターは、パラメータ R 、 $N1$ および $N2$ の組み合わせに依存する。また、対象域の取り方やデータ数、震源密集度の地域性、 M の範囲、震源の精度等によっても、抽出されるクラスターの数や大きさが変わる。ここでは前節のデータについて何通りか試みた中から、 $R=1.5$ km、 $N1=5$ 、 $N2=3$ について生成されたクラスターを解析することにする。

Fig. 4(a)は、このようにして抽出されたクラスターの地震 $N=3206$ 個と、クラスター以外の非クラスター地震 $N=3937$ 個の空間分布を示している。クラスターの数 $Nc=142$ 個で、このうち最大のもは $N=525$ 個の地震から成り最小は $N=5$ 個である。また 50 個以上の地震から成るクラスターは $Nc=15$ 個であった。クラスターと非クラスターの分布の違いは明らかで、クラスターは両プレート内に斑点状に固まり、対照的に非クラスター地震は広く 3 次元的に散らばり

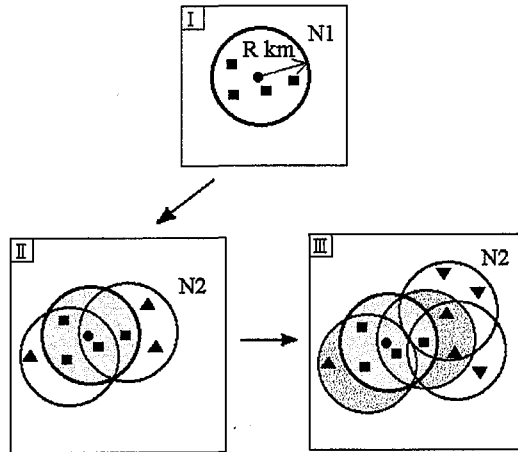


Fig. 3. A schematic figure showing the link method used to divide earthquakes into cluster and non-cluster events. Earthquakes within a distance R and containing $N1$ events and over are selected as the first cluster (I). Other earthquakes within the distance R and containing $N2$ events and over are added to the previous clusters (II). The same procedure is repeated, and so on (III).

レート形状を反映している。

このような空間分布の違いとともに, Fig. 4(b)に示した M の度数分布も, 両者の違いを表している。クラスターは, $M=5.7$ の最大地震をはじめ M 4,5 クラスの比較的大きな地震を含み, M の広い範囲で度数の対数分布は直線的である。すなわち M の広い範囲でフラクタル性を示す。一方, 非クラスターは最大 $M=4.5$ で, 分布の形は全体にやや凸形状を示している。このため $M \geq 1.5$ と $M \geq 3.0$ から求めた b 値は, 非クラスターの場合 Fig. 4(b)右図の図中の値のよう

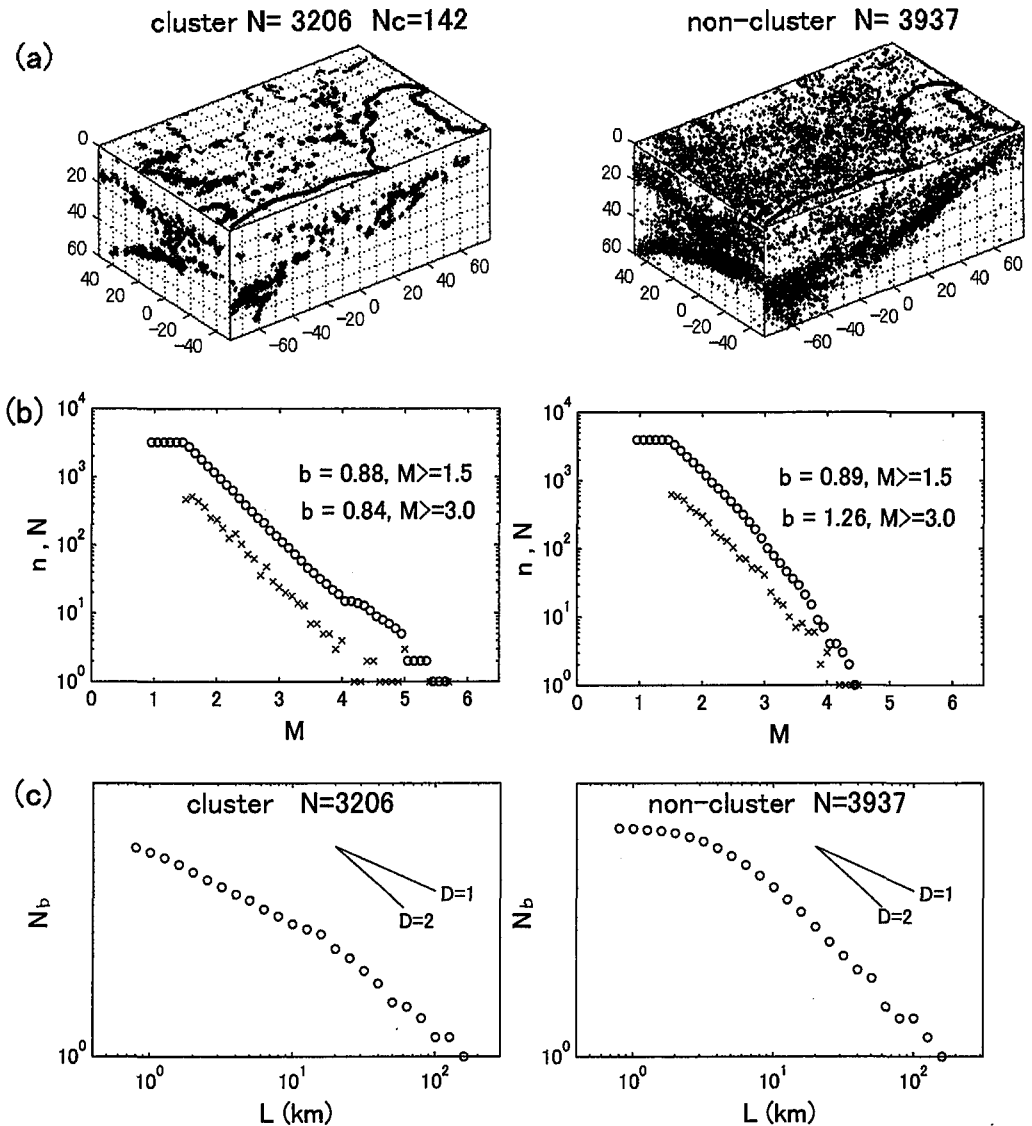


Fig. 4. (a) Spatial distribution, (b) magnitude-frequency relations, and (c) the result of the box counting method, are shown for clusters and other non-cluster events, respectively. In Fig. 4 (c) the number of boxes N_b which include earthquakes are plotted as functions of the box length L (km). In this figure the slope of two straight lines corresponds to the fractal dimension $D=1$ and $D=2$, respectively.

に相当の違いがある。

IV. 地震を含むボックスの体積と密度

震源の空間分布の特徴を抽出するために、例えば、宇津（1999，第9章）に様々の手法が紹介されている。ここでは、前節のクラスターと非クラスターの分布パターンの顕著な違いを、ボックス計数法を用いて解析する。ボックス計数法では、対象域のある稜長 L の立方体に分割して、地震を含むボックスの数 Nb を数え、 L を変えながら Nb を計数して両者の関係を調べる。両者の対数 $\log L$ と $\log Nb$ が直線関係にあるとき、その傾きからフラクタル次元（容量次元）が求められる。さらに、ある L に対する Nb から、以下のように震源を含むボックスの総容積と単位容

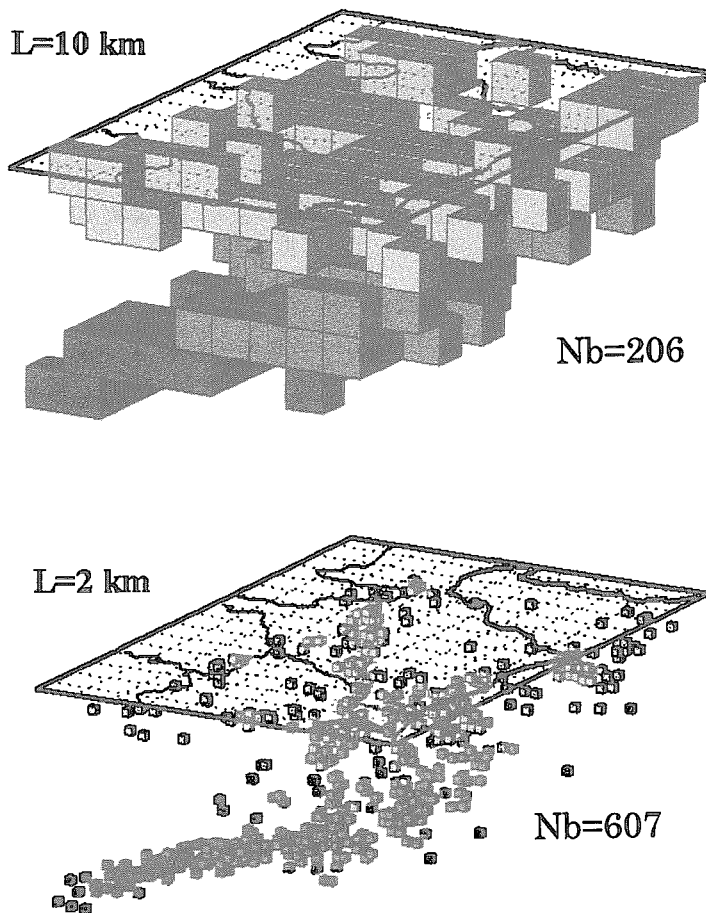


Fig. 5. Spatial distributions of Nb cubic boxes, which include one or more earthquakes, are shown for two different boxes with side length $L=10\text{km}$ and 2km , respectively. Though the total number of included earthquakes is same, the total volume of 10km boxes are 43 times as large as the total volume of 1km boxes.

積の平均地震数，すなわち地震数密度が定義される。

試みに，Fig. 5に対象域の2年間の震源分布について，稜長 $L=10$ km と 2 km のボックスで分割したとき，地震を含むボックスの空間分布を示した。地震数が同じでも， L が小さいほど地震が占める容積は減少し，地震の無い隙間が増すことがわかる。地震を含むボックスの数 Nb と，総容積 $V=Nb \times L^3$ から， $L=10$ km では $V=2.1 \times 10^3$ km³， $L=2$ km では $V=4.8 \times 10^3$ km³ となる。これを，対象域全体に対する割合でみると， $L=10$ km の総容積は 23% であるが， $L=2$ km では高々 0.54% を占めるに過ぎない。これは，単位体積の地震数すなわち地震数密度に直すと， $L=2$ km の方が $L=10$ km より 43 倍大きいことになる。

このようなボックス計数法により，Fig. 4(a)のクラスターと非クラスターについて， L と Nb の関係を調べた結果を Fig. 4(c)に示す。 L は，対象域の最大の長さ約 150 km から最小は $L=0.8$ km 程度まで，対数上で L が等間隔になるように取った。このようにして得られる L と Nb が両対数上で直線関係にあるとき， C を定数として，

$$Nb = C/L^D \quad (1)$$

で表される。このとき，両対数上の勾配 D がフラクタル次元（容量次元）である（たとえば，Turcotte, 1997）。

Fig. 4(c)のうち，左図のクラスターは概ね $L=15$ km 前後を境に，傾きが異なるふたつの直線部分に分けられ，それらの傾きは約 $D=1.1$ と $D=1.9$ 程度になる。クラスターのこの特徴については後で議論することにする。一方，Fig. 4(c)右図の非クラスターの分布では，全体に直線関係はみられない。このうち L が小さい方の緩い勾配は震源の希薄さを表す。これに対し L が大きな方の急勾配，例えば比較的直線的な $L=15 \sim 80$ km の $D=2.4$ 程度の大きな値は，震源の立体的分布を反映したものである。

ここで，震源がある空間を占める容積 V (km³) と地震数密度 ρ_n (個/km³) を，ある稜長 L のボックスを基準スケールとして定義しておこう。Fig. 5のように L が小さいほど空間分布の分解能は増すが，ここでは取り扱う震源の精度や M 分布 (Fig. 2(b)) を考慮に入れて $L=1$ km を基準に取ることにする。このとき，震源が占める総容量 V は，

$$V = Nb \times L^3 \quad (2)$$

ただし $L=1$ km である。以下，便宜上この V を地震容積と呼ぶことにする。 V に含まれる地震数を N 個とすると平均地震数密度 ρ_n は，

$$\rho_n = N/V \quad (3)$$

と定義される。Fig. 4(a)のクラスターと非クラスター全体に適用すると，それぞれ $\rho_n=1.93$ 個/km³， $\rho_n=1.05$ 個/km³ となる。これらは平均値であるが，場所による密度の違いは特にクラスター地震について極めて大きく，もっとも密な所では $\rho_n(\max)=96$ 個/km³ となる。一方，非クラス

ターの最大密度は $\rho_n(\max) = 3$ 個/ km^3 である。

V. クラスターと非クラスター地震活動の時間変化

以上、クラスターと非クラスター地震に分離して、空間分布、規模分布、またボックス計数法による頻度分布や地震数密度を調べ、両者間に顕著な違いが見い出された。それでは、時間的にみると、両者の観測諸量はどのように変化しているであろうか。

Fig. 6(a)~(d)は、クラスターと非クラスターについて、マグニチュード-時間 ($M-t$) 図、地震数の累積度数 $\sum N$ 、累積地震波エネルギー $\sum Es$ 、そして累積した地震容積 $\sum V$ をそれぞれ示している。Fig. 6(a)の $M-t$ 図には、 M と地震モーメントの標準的關係(たとえば、宇津, 2001)による積算地震モーメント $\sum Mo$ ($\text{N}\cdot\text{m}$) とモーメントマグニチュード Mw 、またこの期間の最大地震のマグニチュード M_1 を示した。クラスターの $M_1=5.7$ は 1997 年 3 月 16 日の愛知県東部下、深さ 37 km に発生した。積算地震モーメントは $\sum Mo=8.57\times 10^{17} \text{N}\cdot\text{m}$ となり、 $Mw=5.89$ の地震に相当する。一方、非クラスターの最大地震は $M_1=4.5$ で、 $\sum Mo=5.0\times 10^{16} \text{N}\cdot\text{m}$ 、 $Mw=5.07$ である。Fig. 6(c)の地震波エネルギー Es (J) は、上記で求めた地震モーメントとの標準的關係(宇津, 2001)から換算した。Fig. 6(d)の $\sum V$ は、前節のように $L=1$ km のボックスで定義した地震容積の累積変化である。これから、平均の地震波エネルギー密度 $\rho_e=\sum Es/\sum V$ を求めると、クラスターは $\rho_e=1.1\times 10^{10} \text{J}/\text{km}^3$ 、非クラスターは $\rho_e=1.5\times 10^9 \text{J}/\text{km}^3$ となる。

クラスターの時間変化には、Fig. 6(a)の $M-t$ 図から、 M の増加傾向、Fig. 6(c)の $\sum Es$ から、1990 年代後半からの大きな地震に伴うステップ的增加と全体のやや加速的傾向が見られる。また、Fig. 6(d)の $\sum V$ の変化率は、クラスターの方が非クラスターより相当小さく、クラスターの集中性と既存領域での繰り返し性、対照的に非クラスターの拡大性と新たな領域での発生率の高さ、の違いを表している。基準とするボックスをこの $L=1$ km よりも大きく取ると(たとえば Fig. 5 の $L=10$ km) $\sum V$ は初期に急勾配で急増するが、地震数がある一定数以上になる後半では既存ボックス内の発生率が上がるため、 $\sum V$ は徐々に飽和する特徴がある。

次に、Fig. 7(a)と Fig. 7(b)は、クラスターと非クラスターそれぞれ一定数の地震毎に、地震数密度 ρ_n と上記の地震波エネルギー密度 ρ_e の対数を求め、その移動平均を示したものである。Fig. 7(a)の非クラスターの ρ_n は極めて安定しているが、クラスターの ρ_n は変動が大きい。特に、1995、1996 年頃を境にクラスターの ρ_n は変化パターンを示し、最近の 2001 年に 1.7 個/ km^3 を越えるピークを持つことが特筆される。また、Fig. 7(b)のクラスターの地震波エネルギー密度 ρ_e の変化には、2 年程度の周期性とともに全体として時間的増大傾向が表われている。

VI. 議論・考察

前節までの主要な解析結果について、二三議論・考察を加えてみたい。まず、第IV節のボックス計数法による解析では、クラスターについて、稜長 $L=15$ km 程度を境にして D が異なるフラクタル構造がみられた(Fig. 4(c)左)。これは、個々のクラスター分布の平均的間隔と、各クラス

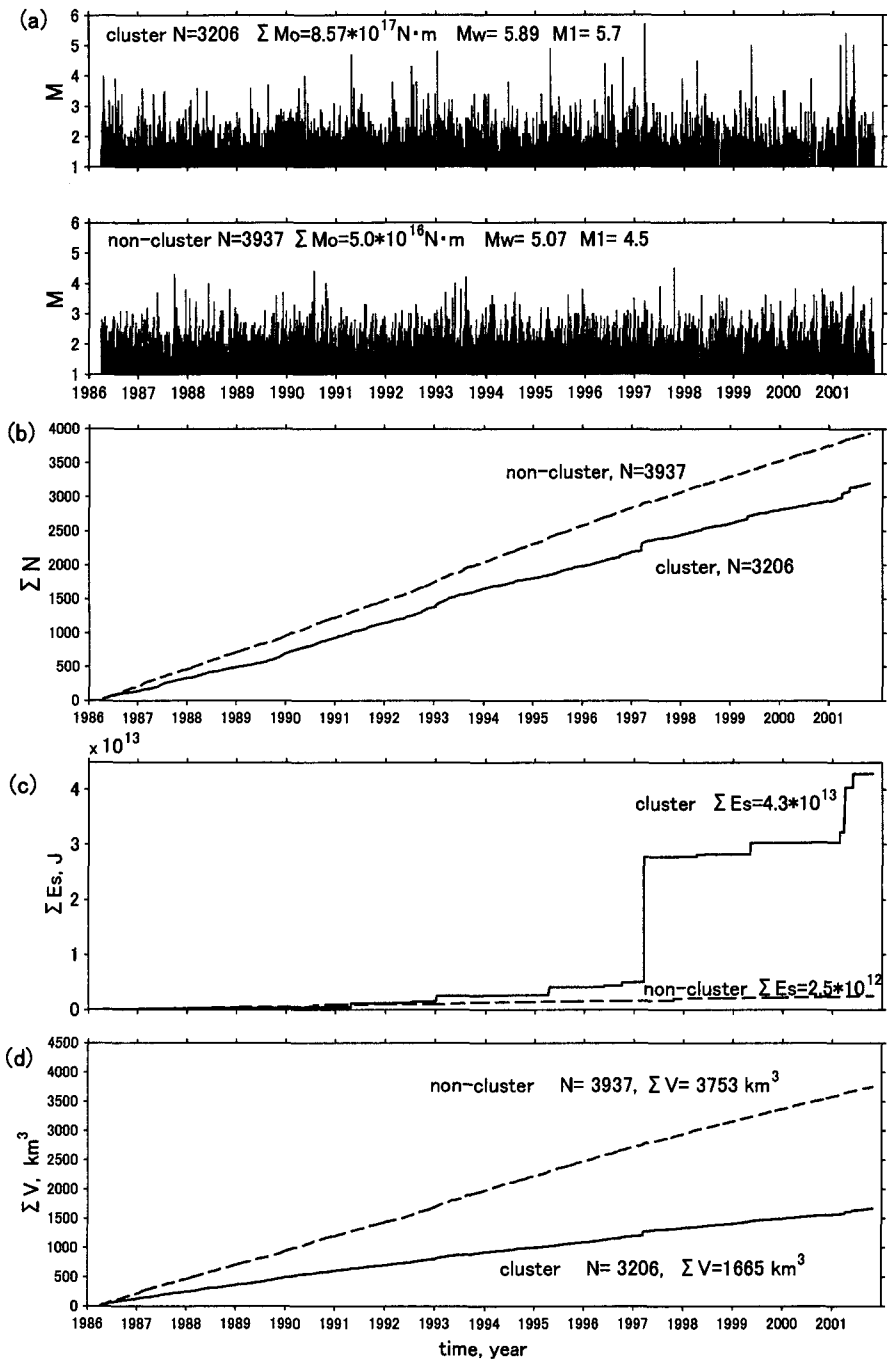


Fig. 6. (a) $M-t$ plot, (b) cumulative number of earthquakes, (c) cumulative seismic energy (J) calculated from M , and (d) cumulative volume (km^3) occupied by earthquakes, for cluster and non-cluster events, respectively.

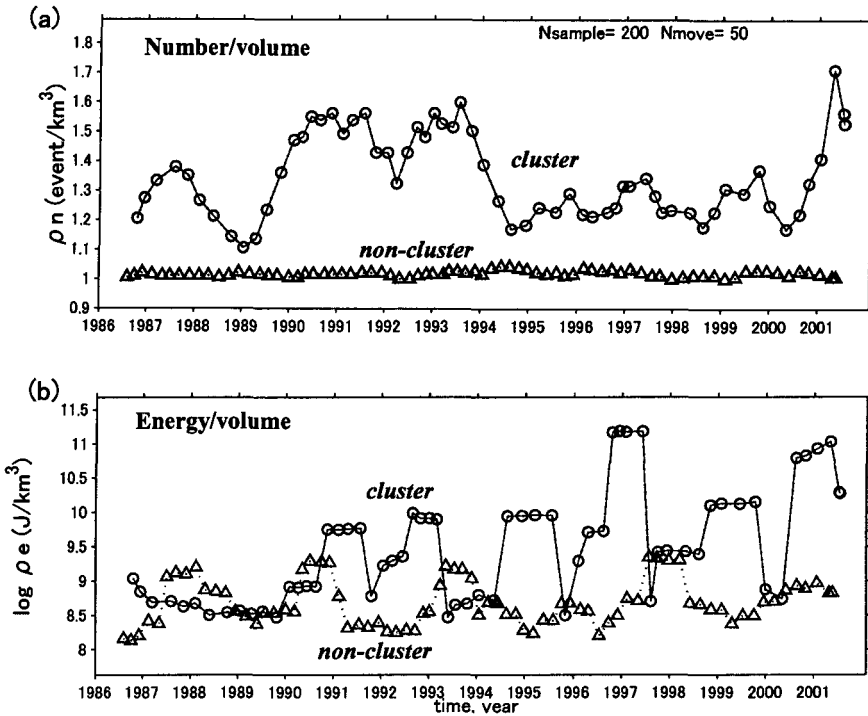


Fig. 7. Temporal change of hypocenter density ρ_n (a), and energy density ρ_e (b), for cluster and non-cluster events, respectively.

ター内の震源分布形態および地震数密度を反映したものと考えられる。つまり、 L が大きい範囲での相対的に大きな D はクラスター配置が相対的に立体的なこと、一方、 L が小さい所での小さい D は、クラスターを構成する震源の面的・線状の配列傾向か、または地震数が少ないことの反映と考えられる。これに関連して、Robertson et al. (1995) によるカリフォルニアの地震の解析では、対象域の地震数が多いほど D が大きく、また震源の精度が良いほど D が小さく求まる結果が得られ、本解析結果と調和する。今回リンク法で取り出した $Nc=142$ 個のクラスターの多くは比較的少数の地震から成るので、 L が小さい所での小さな D は、データ数が少ないためと考えられるが、震源分布の幾何形状が要因となる可能性についても今後検討の余地がある。一方、多数の地震から成るクラスターの D は最大 1.9 程度となる。ちなみに、関東地域のいわゆる地震の巣は、全体に東海地域よりも密集度が高く、個々のクラスターの D は 1.5~1.9 程度にある(野口, 2001)。

次に、第IV節で求めた平均地震波エネルギー密度 ρ_e の値を検討してみる。 ρ_e は、 $L=1$ km のボックスの地震容積と M から換算した累積地震波エネルギーから求め、クラスターの場合、 $\rho_e=1.1 \times 10^{10}$ J/km³ が得られた。坪井 (1956) の地震体積説によると、地殻物質のひずみの限界は、地震の大小によらず $10^{-4} \sim 2 \times 10^{-4}$ の範囲にあり、妥当な弾性率を与えると、単位体積の岩石中に蓄えられる最大ひずみエネルギーは、 $3 \times 10^3 \sim 2 \times 10^4$ erg(/cm³)である。これは単位を換えると、

$3 \times 10^{11} \sim 2 \times 10^{12} \text{ J/km}^3$ となり, 上記 ρ_e に比べ 1 桁～2 桁大きい. これについて以下の要因が考えられる. まず, 上記 ρ_e を, $L = 1 \text{ km}$ よりも小さなボックスについて求めるか, またはリンク法で空間的により密なクラスターのみを抽出して ρ_e を求めた場合, 上の ρ_e より大きな値が得られる. 一方, 断層長の方が基準の L より相当大きい地震は, 断層長程度の広がり地震容積を取る方が適当と考えられ, この場合の ρ_e は上記の値より小さくなる. また, 次の要因も考えられる. すなわち地震波エネルギー E_s と地震による解放ひずみエネルギー E の比である地震の効率 $\eta = E_s/E$ の大きさである. 現在の所, η は諸観測・諸研究によりオーダー的に異なる広範囲の値が得られ, その正確な見積もりは難しい(宇津, 1999). したがって, これらのことを総合すると, 上記のクラスター全体の地震波エネルギー密度 ρ_e の平均値は, 単位体積の最大ひずみエネルギーと比べ矛盾せず概ね妥当な見積もりと言えよう.

最後に, クラスターについて, Fig. 6(a)の $M-t$ 図, Fig. 6(b)の $\sum N$, Fig. 6(c)の $\sum E_s$, また Fig. 7の ρ_n と ρ_e の時間変化は, プレート境界近傍の脆性域において, 媒質の構造や応力の集中と緩和が組織的に変化発展していることを示すものではないだろうか. 先述のように, クラスターの最大地震 1997 年 3 月 16 日の $M 5.7$ は比較的深いスラブ内地震であるので, この地震を除いて Fig. 6(c)や Fig. 7の全期間を眺めると, プレート境界近傍の地震活動とエネルギーが時間的に増大傾向にあることがより明瞭である. 松村 (2001 b) は, 彼の推定する東海地域固着域(松村, 2001 a)について, 加速的モーメント解放量を得てモデル曲線を当てはめ, 極めて近い将来の Time-to-Failure (Varnes, 1989) を推定している. また GPS 観測網から, 2001 年に浜名湖付近を中心として従来と異なる地殻変動が観測され, 非地震的プレート間滑りが推定されている(小沢・他, 2001). このような活動の変化は, 摩擦構成則に基づくシミュレーションが示すプレート間大地震前の先行滑りやプレート内応力場変化 (Kato and Hirasawa, 1999) と調和的である.

VII. ま と め

東海地域の矩形域 (Fig. 1) を対象に, 1986 年 4 月～2001 年 10 月の $M \geq 1.5$ の比較的精度の良い地震データから, 空間的に密な震源=クラスターをリンク法のアルゴリズムで取り出し, その他の非クラスター地震と分離して観測諸量を比較した. ここでは触れなかったが, 多数の地震から成る個々の大きなクラスターのフラクタル次元 D と b 値の関係, 地震数密度やエネルギー密度との相関, それらの時間変化を調べることもプレートの運動変化を探る上で興味深い. 本稿の主な結果は以下のようにまとめられる.

- 1) クラスター地震の空間分布は斑点状に集中して分布するが, 非クラスター震源は広く散らばり特に下盤プレートの非クラスターは 3 次元的なスラブ形状を反映する.
- 2) M の頻度分布では, クラスターは M の広い範囲で b 値がほぼ一定のフラクタル性を示すが, 非クラスターは全体に凸状の M 分布を示す.
- 3) ボックス計数法から, クラスター地震の空間分布はボックス長 $L = 15 \text{ km}$ 付近を境にフラクタル次元 D が異なる構造を示す. 一方, 非クラスターの空間分布には全体にスケール依存性がみ

られる。

4) M から換算した対象域の全期間の積算地震モーメントは、クラスターは $\sum Mo = 8.57 \times 10^{17}$ N·m, $Mw = 5.89$ の地震 1 個に相当する。非クラスターは $\sum Mo = 5.0 \times 10^{16}$ N·m で $Mw = 5.07$ に相当する。

5) ボックス計数法において $L = 1$ km のボックスサイズの分布から求めたクラスターの平均地震数密度は $\rho_0 = 1.93$ 個/km³, また平均の地震エネルギー密度は $\rho_e = 1.1 \times 10^{10}$ J/km³ が得られた。

6) クラスターの時間変化の解析から、東海地域プレート境界付近の地震エネルギー解放量にやや加速的な傾向がみられる。

謝辞 本記念号への投稿の機会をいただいた編集委員の諸先生、取り分け小山順二先生にお世話になりました。本谷義信先生はじめ諸先生・職員の皆様には、著者が地球物理学教室に在学中の約四半世紀前、多々ご指導・ご鞭撻いただきました。本研究資料は防災科学技術研究所のプロジェクト研究「関東・東海地域における地震活動に関する研究」によるものである。

文 献

- Bowman, D. D., G. Ouillon, C. G. Sammis, A. Sornette and D. Sornette, 1998. An observational test of the critical earthquake concept, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24359–24372.
- 伊東敬祐, 1998. 臨界現象としての地震の予測可能性, *地震 2*, **50**, 別冊, 157–167.
- Jaume, S. C. and L. R. Sykes, 1999. Evolving towards a critical point: A review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 279–306.
- Kato, N. and T. Hirasawa, 1999. A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1401–1417.
- 川崎一朗・岡田義光, 2001. 地震発生時期の予測—モデルと東海地震への適用の試み—, *月刊地球*, 号外 33, 149–158.
- Main, I., 1996. Statistical physics, seismogenesis, and seismic hazard, *Rev. Geophys.*, **34**, 433–462.
- 松村正三, 2001 a. 東海地域推定固着域における地震活動の静穏化とその評価, *月刊地球*, 号外 33, 33–43.
- 松村正三, 2001 b. 東海地域推定固着域における地震活動状況の変化, 日本地震学会講演予稿集, 2001 年度秋季大会, A 08.
- 松村正三・岡田義光・堀 貞喜, 1988. 地震前兆解析システムにおける地震データ (高速採取データ) の処理, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 45–64.
- Mogi, K., 1990. Seismicity before and after large shallow earthquakes around the Japanese islands, *Tectonophysics*, **175**, 1–33.
- 本谷義信, 1999. 群をなす地震でみた北海道とその周辺の地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, **62**, 15–24.
- 野口伸一, 1996. 東海地域のフィリピン海スラブ形状と取東テクトニクス, *地震 2*, **49**, 295–325.
- 野口伸一, 2001. 関東地域の震源分布のフラクタル性, 防災科学技術研究所研究報告, **61**, 107–118.
- 小沢慎三郎・村上 亮・海津 優・鷺谷 威・矢来博司・西村卓也・多田 堯, 2001. 2001 年から見られる東海地域の異常地殻変動, 日本地震学会講演予稿集, 2001 年度秋季大会, C 02.
- Ponomarev, A. V., A. D. Zavyalov, V. B. Smirnov and D. A. Lockner, 1997. Physical modeling of the formation and evolution of seismically active fault zone, *Tectonophysics*, **277**, 57–81.

- Robertson, M. C., C. G. Sammis, M. Sahimi and A. J. Martin, 1995. Fractal analysis of three-dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation, *J. Geophys. Res.*, **100**, 609–620.
- 坪井忠二, 1956, 地震のエネルギー・地震体積・余震域面積と地殻の強さ, *地震* 2, **9**, 76–80.
- Turcotte, D. L., 1997. *Fractals and chaos in geology and geophysics*, second edition, Cambridge Univ. Press, 398pp.
- Ukawa, M., T. Eguchi and Y. Fujinawa, 1988. Seismic activity in the subducting Philippine Sea plate along the Suruga trough revealed by OBS observation, *J. Phys. Earth*, **36**, 69–87.
- 宇津徳治, 1999. 地震活動総説, 東京大学出版会, 876 pp.
- 宇津徳治, 2001. 地震学, 第3版, 共立出版, 376 pp.
- Varnes, D. J., 1989. Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity, *Pure Appl. Geophys.*, **130**, 662–686.
- Yoshida, A., M. Maeda and H. Takayama, 1994. Spatiotemporal patterns of clustered and non-clustered seismic activity in the Shin-etsu and Tokai regions, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 915–918.