

断層の落差別頻度分布と、地殻ひずみおよび地震活動との関連性について (予報)

垣見 俊弘* 小玉 喜三郎**

**Frequency Distribution of Faults in Respect to Throw, with
Special Reference to Crustal Deformations and Seismicities
(Preliminary Note)**

Toshihiko KAKIMI and Kisaburo KODAMA

Abstract

A great number of normal-slip faults whose throw ranges from 1 cm to 100 m or more are closely developed around the southeastern part of the Bōsō Peninsula, south of Tōkyō. Generally, the faults have the strike of N-S or NNE-SSW and are separated into two groups, the east-side-down and the west-side-down groups, which are in a conjugate relation to each other.

As a first approximation, the number N of the faults ranging from T to $T + \Delta T$ in magnitude of throw seems to be expressed by a power-type distribution, i.e.

$$N(T) dT = KT^{-m} dT, \quad (1)$$

where K and m are constants. In the case of the faults mentioned above, m are calculated respectively as follows;

$$m = 1.54, \text{ for total faults,}$$

$$m = 1.39, \text{ for east-side-down faults, and}$$

$$m = 1.73, \text{ for west-side-down faults.}$$

It is interesting that the formula (1) shows the same form to the well-known Ishimoto-Iida's formula $N(A) dA = KA^{-m} dA$, for the frequency distribution of earthquakes with respect to the maximum amplitude of earthquake motion.

If the formula (1) hold good in general, we could estimate the characteristics of crustal deformation more or less quantitatively. The distribution of displacement D with respect to the throw of fault is represented as

$$D(T) dT = N(T) T dT = KT^{-m+1} dT. \quad (2)$$

Since $1 < m$ for the faults in the Bōsō Peninsula, eq. (2) means that the amounts of deformation born by large faults are rather smaller than those by small faults, so far as we take the equal range of throws. Consequently, the sum of the displacement charged by the faults whose throws are in a range between T_1 and T_2 is represented as

$$\int_{T_1}^{T_2} D(T) dT = \text{const} \times (T_2^{-m+2} - T_1^{-m+2}). \quad (3)$$

Moreover the writers examine the deviation from linear $\log N$ - $\log T$ relation with respect to the fault development. Since the amount of slip by single faulting is small, probably a few tens of centimeters at most, the large faults must have moved repeatedly. If so, the exponent m of eq. (1) may have a different value for small and large fault groups respectively. The m value for large one is expected to decrease through the progressive faulting.

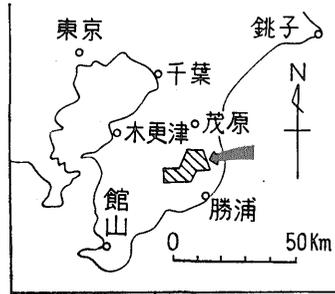
*地質部

**燃料部

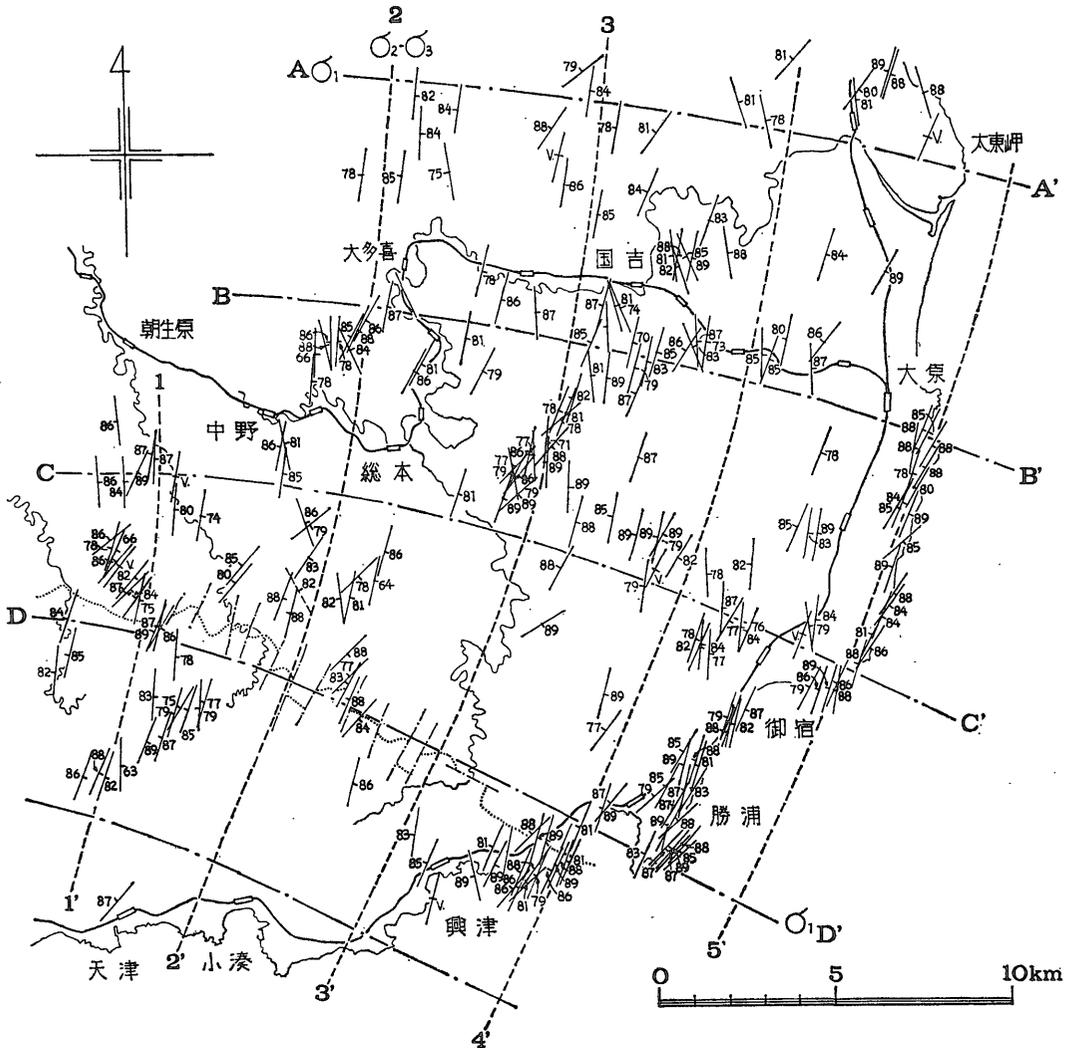
1. はじめに

いわゆる小断層解析法によって、断裂発生時の造構応力場を復元することは、断層の形成機構を知るうえで一つの重要な課題であり、この問題を追求した研究例は数多く知られている。いっぽう、断層の発達を伴う地殻の変形過程を解析する、いわば“造構ひずみ場”の復元も、前者におとらず重要な課題であるのだが、従来、この種の解析を小断層に関して定量的に行なった例はほとんどないようである。その理由は、一つには、断層が、たとえば劈開のように広域的に Penetrative な構造要素でない場合が多いので、小区域におけるサンプル的調査の寄せ集めによって、地域全体の変形を論ずることが不

適当だと考えられていたせいがあるだろう。またある場合には、変位量の少ない小断層をいくらか寄せ集めてみても、それらは地殻の変形にはあまり大きな寄与をしてい



第1図 調査地域



第2図-a 主応力分布図(平面図) 主張力 σ_1 に垂直な面の走向傾斜で表わす

ないのではないか——極端な場合、大規模な断層が1本でもあれば、それによって、周辺の変形量の大部分が負担されてしまうのではないかと考えられていたせいもある。

しかし、筆者らがたまたま房総半島に多数発達している断層のうちの、ある系統のものについて整理してみたところ、断層の変位量と頻度との間には一定の規則性があり、これを利用することによって、定量的な地殻ひずみの解析にアプローチできる見通しが得られた。また、この地域では、落差が数 cm から数 m にすぎない小断層によるひずみ量が、地域全体のひずみ量のかなりの部分を占めていること、したがって、小断層といえども、ひずみ解析の上からは無視できないことも明らかになった。

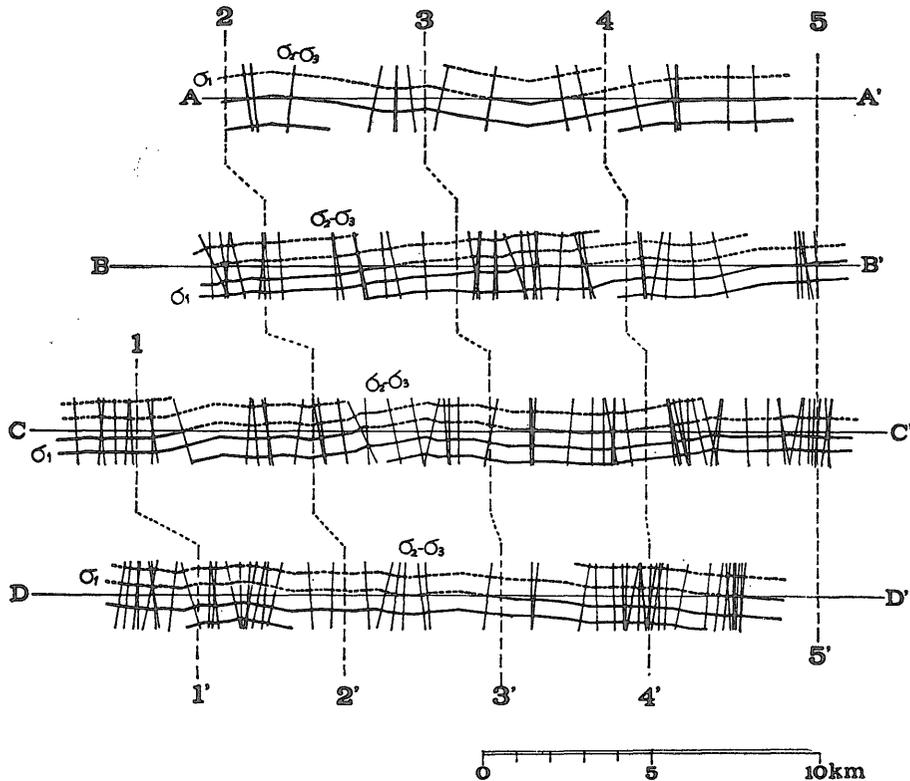
小論では、以上の内容を紹介するとともに、さらに断層の発達過程や地震統計との関連性についても考察をすすめた。ただし、筆者らの取扱った小断層のデータは、もともと統計的なサンプリングを行なったものではない。したがって、ここでは、細部の検討にはあまり立

ち入らず、断層の変位分布をひずみ解析に利用する方法に重点を置いて述べる。この意味では小論は、今後検証すべき部分を多く含んだ予報的な性格のものであることをお断りしておきたい。

本稿をまとめるにあたって、種々の御教示・御討論を戴いた地殻活構造グループの方々、とくに衣笠善博、鈴木尉元、三梨昂、小出仁の諸氏、ならびに構造地質研究会の諸氏に厚く御礼申し上げる。

2. 解析に用いた断層の性質

A. 小断層の発達：房総半島中部から東海岸にかけて（位置は第1図参照）、上部中新統から下部更新統までの地層のなかには、大小の落差をもつ断層が多数発達している。小論で対象とする小断層は、このうちでも、走向がおおむね N-S または NNE-SSW 方向で、ずれのセンスが東落ちおよび西落ちの、共役な normal-slip 型断層に限っている。これは本地域では発達域がもっとも広く、分布する密度も高いことから、小断層解析グループ（1973）によって、当地域の“主小断層系”と呼ばれて



第2図-b 主応力分布図（断面図）（小断層解析グループ、1973より）

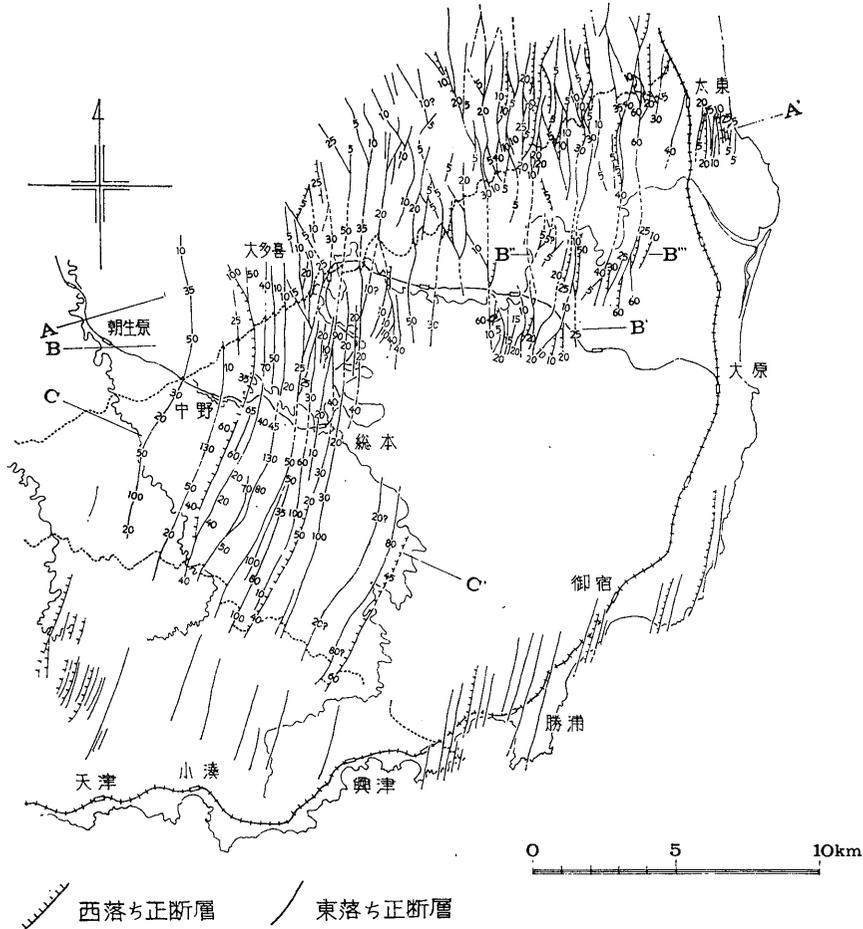
いる。また衣笠ら (1969) により、東海岸地域で分類された“新期南北性正断層系”と同一のものである。

共役断層の剪断面角は平均 41° 、面は開離型で、断面はシャープな直線状を示すものが多い。引きずり変形などはまれにしか伴わない。

共役断層から復元される古応力場を第 2 図に示す。最大引張主応力軸 (主張力軸, σ_1 で示す) は東西性ではほぼ水平、東方にわずかに発散する方向をもつ。中間主応力軸 (σ_2) は断層の走向に平行で、N-S ないし NNE-SSW 方向を示し、北方へわずかに (10° 内外) 傾斜する場合が多い。最大圧縮主応力軸 (主圧力軸, σ_3) はほぼ垂直に近い。全体として、主応力は広域的にかなり一様な分布を示し、面の性質からみても、これらの小断層が、水平な東西方向の伸長によって、地表近くでできた重力断層であることを示している。この断層系の発達した時代

は、更新世中頃と推定される。なお、断層の性質および古応力場の詳細については、衣笠ら (1969) および小断層解析グループ (1973) を参照されたい。

B. “大断層”の発達: 一方、本地域には、詳細な地質図 (三梨ら, 1961; 石和田ら, 1971 など) にも示されているように、落差が数 m から 100 m、まれに 150 m に及ぶ正断層が、前記小断層と同様の走向をもって、多数発達している (第 3 図には、上記の地質図から、断層のみ集成して示した)。これを便宜上“大断層”と呼ぶことにする。この“大断層”は、走向はもとより、ずれのセンス、面の性質、発達する地域等の点で、前記小断層と性格が非常によく似ている。つまり、“大断層”は、落差の大きさを除けば、小断層と同一の応力場で発達した同質の断層だと考えられる。したがってこの地域は、変位量が数 cm から 100 m に及ぶ断層が、一連のものとし



第 3 図 “大断層”の分布と落差 (m) (小断層解析グループ, 1973 より)

で発達していると考えられ、ひずみ解析には最適のフィールドであるといえよう。大断層と小断層との同質性は、さらに次の特徴によっても裏付けられている。

C. 東落ち正断層の卓越性：“大断層”の変位のセンスをみると、大部分は東落ちである。西落ちの断層はまれにしか発達しない（第3図、第4図）。

いっぽう、小断層についても、落差の規模別に東西両者の発達頻度を比較すると、後出第10図のようになる。この図は、測定された小断層を、落差の小さいものから順に加えて累積の変位量を示したものが、落差が数10 cm 以上の場合には、東落ちの方が西落ちよりもはるかに卓越している（後出第9図も参照）。このように、“大断層”における東落ち群の卓越傾向は、程度の差はあれ、一定以上の規模の小断層についても同様に認められる。

結局、この地域の地層全体は、これらの断層によって、階段状に近い状態で東方（太平洋側）へ落ちこんでいることが分る。あるいは、そのような地殻の変形を、上記のような断層の発達で補償しているという方が正しいかも知れない。なお、このような地殻の変形の構造地質学的な意味については、若干の見解（衣笠ら、1969；

垣見、1971；三梨、1973など）があるが、ここでは立ち入らないことにする。

3. 小断層の落差別頻度分布

前述の小断層系のうち、筆者らを含む小断層解析グループ（1973）によってその落差注1) が測定されたすべての断層について、落差が $T, T + \Delta T$ (ΔT はここでは10 cm とする) の範囲にある断層の数 $N(T)$ は第1表および第5図に示すようになる。これより第1次近似として、 N は T のべき関数となるようにみえる。すなわち

$$N(T) dT \propto KT^{-m} dT \quad (1)$$

または

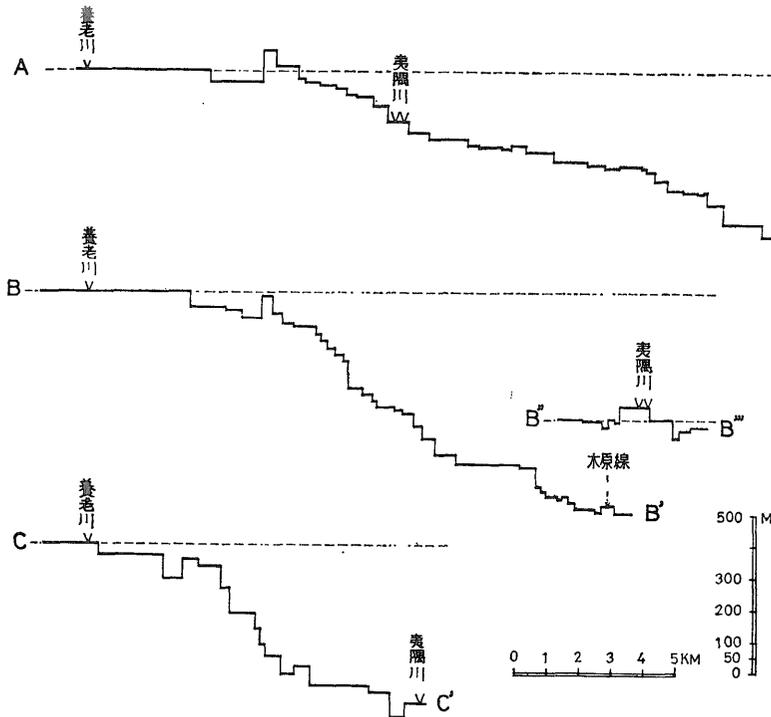
$$\log N(T) = k - m \log T \quad (2)$$

がなり立つ。ただし、 $K, k (= \log K), m$ は定数。

実際の断層の度数分布をもとに、最小自乗法による直線近似によって、上記係数 k, m を求めると、第6～8図に示したようになる。

ただし、以下にのべる理由から、第6～8図における

注1) 測定においては dip-separation の垂直成分 (throw) が測られるが、前述のようにこの断層には strike-slip 成分がほとんどないので、実際上は net-slip の垂直成分と等しいとみてよい。



第4図 “大断層”の落差累積量（小断層解析グループ、1973より）
断面の位置は第3図参照

第1表 小断層の落差の規模別度数分布

Throw (cm)	West-side down	East-side down	Total
0~ 9	124	131	255
10~ 19	59	70	129
20~ 29	30	34	64
30~ 39	26	23	49
40~ 49	8	17	25
50~ 59	10	11	21
60~ 69	2	14	16
70~ 79	6	10	16
80~ 89	2	7	9
90~ 99	1	2	3
100~109	7	12	19
110~119	2	2	4
120~129	0	5	5
130~139	1	5	6
140~149	1	1	2
150~159	2	4	6
160~169	0	1	1
170~179	0	0	0
180~189	0	0	0
190~199	1	1	2
200~209	6	9	15
210~219	0	3	3
220~229	0	0	0
230~239	0	2	2
240~249	0	0	0
250~259	2	2	4
260~269	0	0	0
270~279	0	0	0
280~289	0	1	1
290~299	0	0	0
300~309	0	7	7
310~319	0	0	0
320~329	0	0	0
330~339	0	0	0
340~349	0	0	0
350~359	0	1	1
Total	(290)	(375)	(665)
500	1	2	3
700	0	1	1
Ground Total	291	378	669

断層の度数分布については、次のような部分的修正を加えた。第1は、落差10 cm以下の断層の数が直線近似から期待される数よりも著しく少ないので、計算の際にはこの点を除外した。数が少ない原因の一部は、あきらかにサンプリングの不完全さによると思われる。つまり、落差10 cm以下の断層の数を、それ以上の断層と同じ精度で測定し得なかったと考えられる。ただし、落差の小さい部分で直線近似が成立しなくなる現象には、これ以外に、より本質的な原因が考えられるが、この点については5節で詳しくふれる。

第2には、第1表・第5図からわかるように、落差がちょうど1 m, 2 m, 3 mなどのところで、測定度数が“極大”をなしていることで、これはまったくサンプリング過程での問題による。つまり10 cm きざみで落差を正確に測定していないサンプルがあるためである。また、測定度数がゼロとなる点是对数目盛上にプロットできないことから、 $T > 80$ cm については、 $\Delta T' = 50$ cm とし、その度数の5分の1を求めて、その区間を代表する度数とし、第6~8図を作成した注2)。

もし、上述の(1)または(2)式が、地域ごとに成立し、その K (または k) や m が求められれば、これを相互に比較することによって、断層による地殻活動度の地域的特性や、変形量にかかわる次のような議論を展開することが可能になるだろう。

1) (1), (2)式の定係数 K (または k) と m は、測定された地域の断層による活動度を表わしていることは明らかである。このうち、 k は単位落差 (ここでは1 cm) をもつ断層の数の対数をあらわす。 k は一定の面積内で一定のサンプリング密度によって測定したデータと比較する場合には意味があるが、実際には測定困難である。

m は、ある断層系内での落差の分布をあらわす係数である。 m の値が小さいほど、小断層にくらべて大断層の数の減少率が小さい。房総半島の例では、西落ちの断層群にくらべて東落ち断層群の m の値が小さくなっているが、これは前節でのべたように、大きな断層ほど東落ち断層群の卓越する傾向が著しいことを表わしている。 m の意義については5節でもさらにのべる。

2) (1), (2)式は、地震の大きさ別頻度分布をあらわす、よく知られた石本・飯田 (1939) の式と同じ形をしている。すなわち、ある地点で一定期間に観測された地震の最大振幅が $A, A + dA$ 間にある地震の数 $N(A)$ は、

$$N(A) dA = KA^{-m} dA, \quad (3)$$

または

$$\log N(A) = k - m \log A \quad (4)$$

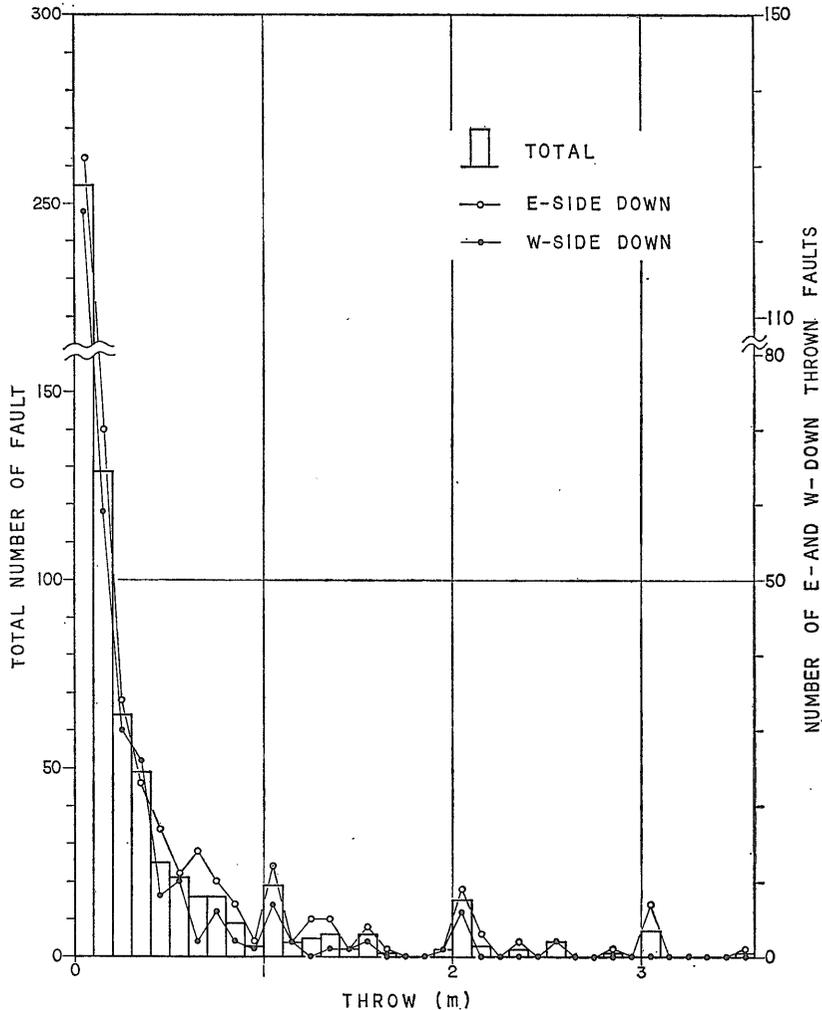
で近似的に表わされる。この式はまた、ある地域で一定期間に発生する地震の数と、その振幅との関係にも適用されることが知られている。さらにこの式は、地震のマグニチュード M と、数 $N(M)$ との関係をあらわすGUTENBERG-RICHTER (1944, 1949) の式

$$\log N(M) = a - bM \quad (5)$$

と同じ意味をもち、 $b = m - 1$ であることが証明されている (浅田・鈴木・友田, 1950)。

(3), (5)式はいうまでもなく、地震統計の古典的基礎と

注2) 小玉・垣見 (1973) では暫定的に求めた計算結果を示したが、本稿のように訂正したい。



第5図 小断層の落差 (横軸) と測定数 (縦軸)

なった重要な式であるが、その物理的意味についても、破壊現象との関連から、Mogi (1962), 南雲 (1969 a, b) など、いくつかの理論的・実験的研究がなされている。

ここで述べた断層に関する(1)式が、地震に関する(3)式と同型であることは、両者が地殻の断裂という同一の物理現象を別の視点から表示していることを意味するものであろう。それゆえ、両式の関連をさらに検討することによって、一連の地震現象を地殻の変形と断裂過程という面から検討することや、逆に、地質学的な個々の断層を動力学的な過程としてとらえることなど、重要な問題への発展が期待されると思う。

4. 断裂による地殻ひずみの分配

断層の落差と数との関係が(1)式で表わされるならば、

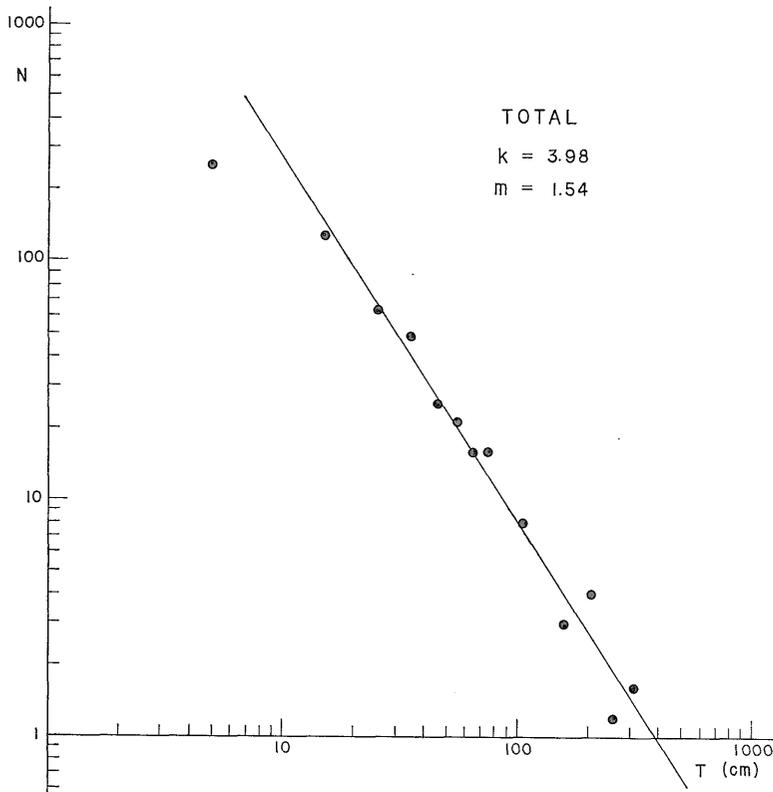
一定地域の断層による変位量が、どのクラスの断層によってどのくらい負担されているかを計算することができる。

落差が T および $T + \Delta T$ 間にある N 個の断層によって生じた総変位量を $D(T)$ とすれば、(1)式により

$$D(T) dT = N(T) dT \times T = KT^{-m+1} dT. \quad (6)$$

ここに、 $m > 1$ ならば $D(T)$ は T が大きくなるほど小さくなり、 $m = 1$ ならば T の大小にかかわらず一定、 $m > 1$ ならば T が大きくなるほど $D(T)$ も大きくなる。

房総半島の小断層の場合は、東落ち群、西落ち群のいずれも $m > 1$ である。したがって、 T を等間隔にとる限り、 T の小さなクラスの断層によってまかなわれる変位量 $D(T)$ の方が、 T の大きなクラスの断層が負担する変位量より大きいことになる。



第6図 小断層全部の落差別頻度分布図
Tは落差, Nは度数

このことは、地震によって放出されるエネルギー E の分配の仕方と似ている。あるエネルギーレベル $E, E + \Delta E$ 間の地震によって放出されるエネルギー量 $N(E) \times E$ はほぼ

$$N(E) E dE \approx \text{const} \times E^{-0.5} dE, \quad (7)$$

すなわち、 E につき等間隔に区切ると、 E が小さくなるほど、そのクラスの地震によって放出されるエネルギー量は大きくなる (浅田・鈴木・友田, 1950)。(6)式と(7)式の実例が相似であることは、当然のことかも知れないが興味深い。

実測された $D = N(T) \times T$ と T との関係を図9に示す。この図にはまた、第7, 8図から求められた m の値を(6)式に代入して得られた曲線も記入してある。実測値のバラツキが大きいいはいえ、両者が大体よい一致を示しているのは当然である。ただし、 T の小さいところでは、曲線は発散してしまい、実測値とは全く合わない。

第9図を見ると、少なくとも房総半島の小断層に関する

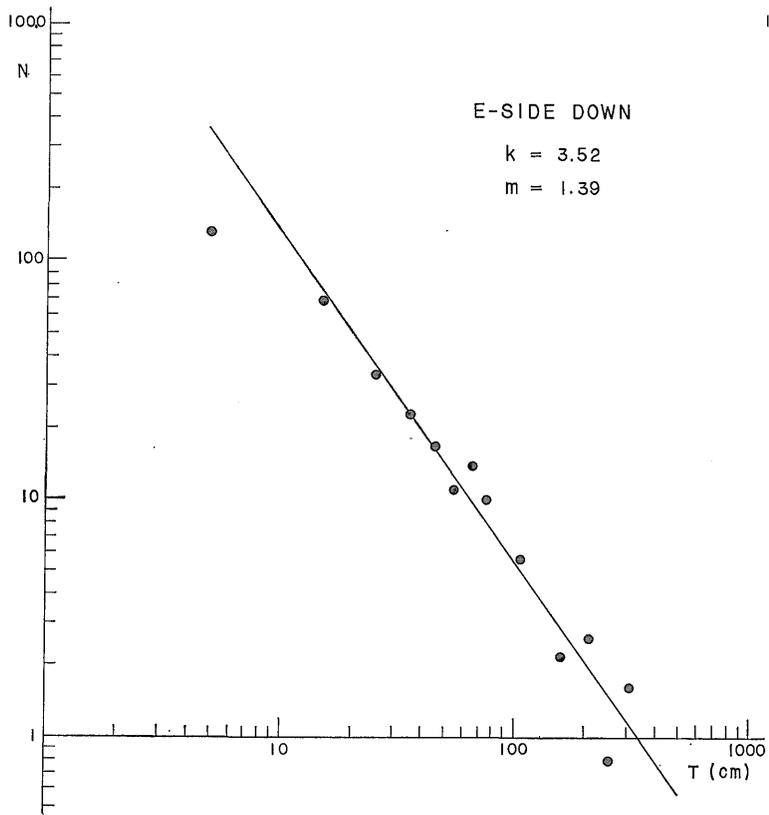
限り、落差の小さなクラスの断層によって生ずる地殻の変形量は、決して無視できないことがわかる。

このことをもっとはっきり示すため、累積変位量 $\sum D(T) dT$ の変化を調べてみる。ある落差 T_1 から T_2 までの間に属する断層による変位の総量は、(6)より

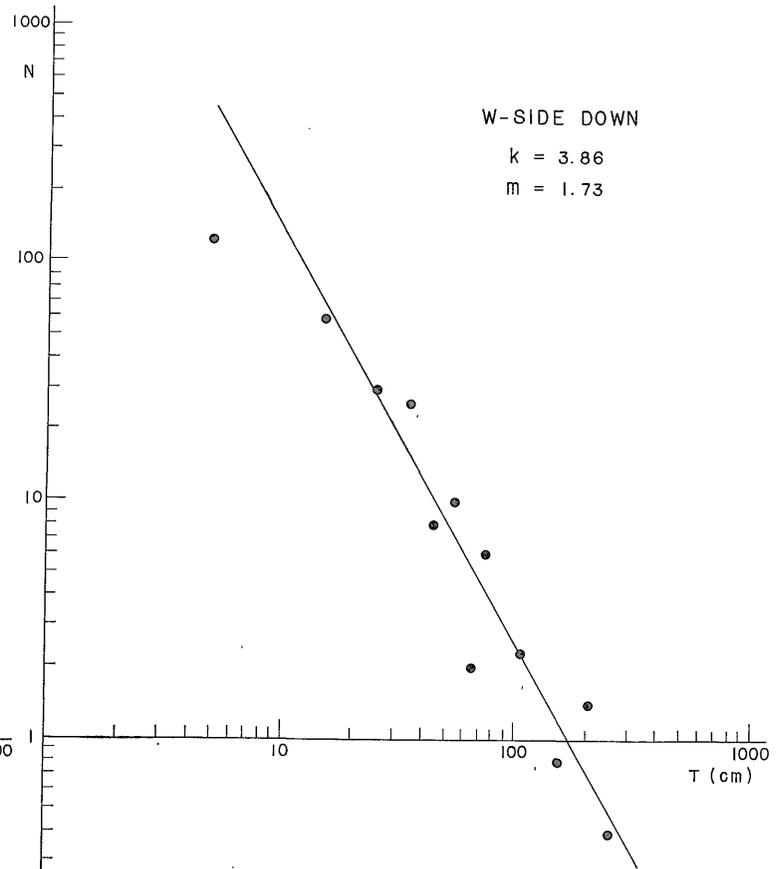
$$\begin{aligned} \sum_{T=T_1}^{T_2} D(T) dT &= \sum_{T=T_1}^{T_2} N(T) dT \times T \rightarrow \int_{T_1}^{T_2} K T^{-m+1} dT \\ &= C \times [T^{-m+2}]_{T_1}^{T_2}, \quad (m \neq 2) \quad (8) \end{aligned}$$

であらわされる。ただし $C = K / (-m + 2)$ で定数。このとき、 $1 < m$ ならば、曲線は上に凸となる。すなわち、累積変位量の増加率は、落差 T が大きくなるほど次第に減るだろう。房総半島の小断層についての実測値(第10図)も、上に凸な曲線を描いている。ただし、(8)式は、 $T_1 = 0$ では成立しない。実際 T_1 がゼロの付近では、実測とも合っていない。

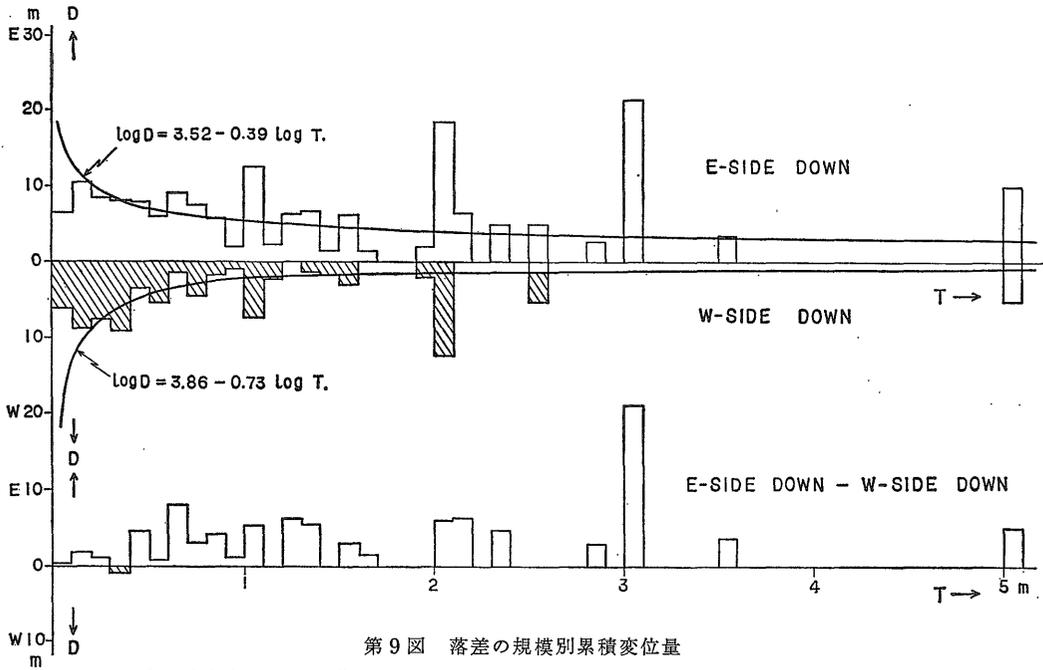
結局、ある地域の変位量の総計を求めることは、(8)式の C と m 、つまり(1)式の K と m を正確に求める問題に帰



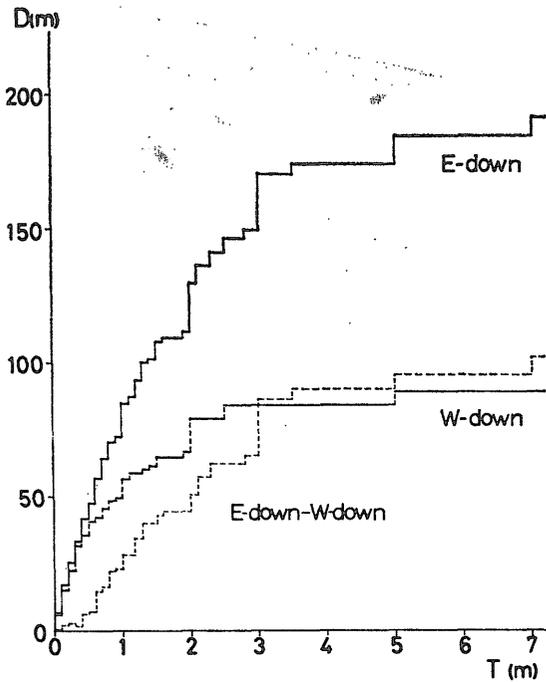
第7図 東落ち小断層の落差別頻度分布図



第8図 西落ち小断層の落差別頻度分布図



第9図 落差の規模別累積変位量
 上は東落ちおよび西落ちに関するもの、下は両者の差、曲線については本文参照



第10図 小断層の落差累積曲線
 (小断層解析グループ, 1973より)

着する。しかし、総変位量を出すために、 C や K を求めることは、実はそう簡単ではない。全体の面積、あるいは全測線に対する比率が正確に分かっている断面あるいは測線で、サンプリングしなければならないからである。

m が T の全区間で一定であり、かつ、別な手段である区間 (T_1, T_2) の変位量 $\sum_{T=T_1}^{T_2} D(T)$ が全体について正確にわかっている場合には、他の区間の変位量を計算によって求めることができる。また、 C の値も導かれる。

房総半島の場合は、上述の意味での C (または K)はわからないし、また m も T が3 m以上の範囲で成立している保証はないので、今のところ、この地域の総変位量を計算できない。いま仮りに、小断層から得られた m の値をそのまま“大断層”に外挿し、 T_1 が10 cmから T_2 が100 mの区間において一定だと仮定する(これはまったくの仮定だが、2節でのべたように、小断層と“大断層”の性質が類似すること、発達が連続的であることからみて、あり得ない仮定ではないとみなせる)。

房総半島の一部では、詳しい地質調査によって、落差が約10 m以上の断層による総変位量はかなりよくわかっている(三梨ら, 1961; 石和田ら, 1971など)。たとえば、

第4図のA-A'断面での垂直変位量をみると、東落ち断層について $\sum D(T_E)dT$ は約650 m, 西落ち断層について $\sum D(T_W)dT$ は約150 mで、差引き変位量は約500 m (東落ち) である。そこで(8式)について、 $T_1 = 10$ m, $T_2 = 100$ m とし、東落ち断層および西落ち断層の C, m を、それぞれ C_E, C_W, m_E, m_W とおけば、

$$\sum_{T=10}^{100} D(T_E)dT = C_E(100(m)^{-m_E+2} - 10(m)^{-m_E+2}) = 650(m),$$

および

$$\sum_{T=10}^{100} D(T_W)dT = C_W(100(m)^{-m_W+2} - 10(m)^{-m_W+2}) = 150(m).$$

これらより、それぞれの C (したがって K も) が求まる。そして、それ以外の T の範囲の変位量も含めた総変位量が求められる。ちなみに、上記の例で計算してみると、 T が 10 cm ~ 10 m と、10 m ~ 100 m の区間の断層による総変位量との比率は、東落ち断層の場合約0.33, 西落ち断層の場合約0.83となる。なお、この論法で計算した T が 10 cm ~ 100 m の区間の差引き総変位量は、約600 m 東落ち、水平東西方向への伸長量^{注3)}は、約400 m (約20 km に対して) となる。

5. m の大きさと断層の発生・発達過程

共役2方向の断層群は、応力場に対してはまったく equivalent であるはずなのに、現実にはほとんどの場合、そのうちの1方向のみが卓越して発達しているのはなぜであろうか。地域全体の変形に compatible なセンスの断層だけが卓越するのは当然、といってしまうまでもない。この機構については、筆者らは現在必ずしも適切な解をもつに至っていないが、1方向を卓越させる過程で、断層の発生と発達過程を区別する必要があることを、次にのべてみたい。

一般に(1式)が成立するとして、共役断層の1方向の卓越性を K と m とで表わすとすると、次の3つの場合が考えられる。①両断層群の K と m がともに異なる、② K は変わらず m が異なる、③ m が変わらず K が異なる。房総半島の場合には、②の条件に近いと思われるが、よくみるとさらに次のような特徴がみとめられる。

この地域では、東落ち断層群の卓越性は明瞭で、とくに“大断層”では、それが非常に著しい(第4図)。ところが、小断層のうち、落差が数10 cm以下の部分では、

注3) $\cot \theta \left[\sum_{T=10}^{100} D(T_E)dT + \sum_{T=10}^{100} D(T_W)dT \right]$, ただし、 θ は断層の平均傾斜角でここでは70°として計算した。

東落ち群と西落ち群の数の差はあまりない。変位量の東側卓越性は、落差数10 cmの付近から急に目立ちはじめ(第9図下段)、累積変位量の差の曲線(第10図点線)もこの付近から立ち上る。したがって、この落差数10 cmあたりを境にして、それ以下の断層とそれ以上の断層とでは、発生・発達機構が異なるのではないかと考えられる。ここでは、前者をS(断層)、後者をL(断層)と呼ぶことにしよう。もともと、“大断層”と小断層の区別は便宜的なものであるから、この地域に関しては、SとLの区別の方がより“本質的”であるかも知れない。

1回の地震で断層の変位する量は、最大でも約10 mといわれる。あるいは、地殻の蓄えうるひずみエネルギーには限度があり、それが最大の断層変位量および最大の地震規模を決めるといった方がよい。房総半島の場合は、地表近くで生じた重力断層であるから、蓄えうる最大のひずみエネルギーの限界は小さなものであるかも知れない。すなわち、一回の断層運動によって生ずる落差の最大値は、割合に小さなものであるかも知れない。おそらく、SとLの境である数10 cmあたりがその限界ではなかろうか。もしそうならば、Sに属する断層には一回の活動で生じたものが多いことになり、Lの方は繰り返し活動することによって生長したと考えねばならない。 m の値が西落ち断層で、地震の振幅別頻度分布の m (ほぼ1.9)に近い値を示すのに対し、東落ち断層ではこれよりも著しく低い値を示すのは、繰り返し活動することにより、東落ち断層が卓越していく過程を反映していると推定される。

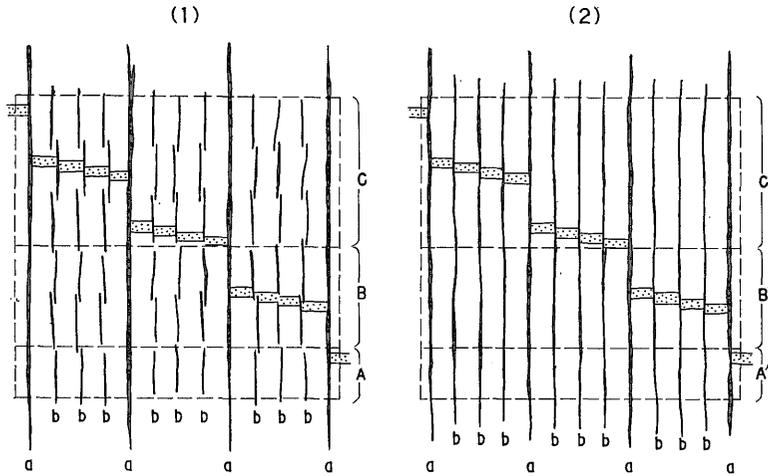
なお、落差 T はいずれにせよ、このように、いくつかの断層(地震)の繰り返しの結果を記録していることになるから、一回の地震活動に対する(3式)の振幅 A とは、若干内容が異なることに注意すべきである。

6. むすびと今後の問題

小論では、房総半島に発達するある系統の断層群において、落差と数との間に、近似的に(1式)が成立することをみとめ、その後の議論を展開した。(1式)は、地震の数と大きさの関係を表わす石本・飯田の式や、GUTENBERG-RICHTERの式と類似していることから、地震と破壊、およびその地質学的表現としての断層運動を結びつける有力な手がかりになるとと思われる。他方、(1式)は、断層による地殻の変形特性を比較し、定量化するための基礎としても重要であろう。

次に、(1式)にかかわるいくつかの問題点をあげておこう。

第7~8図をみると、(2式)のような対数直線性は、第



第11図 断層の分布様式と観察範囲との関係を示した概念図

1 近似としては許されても、厳密には2つの点で成立していないのではないか、という疑問が残る。

第1は、落差の小さい範囲では、 $\log N - \log T$ 関係が、直線から(同じ T に対して N の少ない方へ)“次第に”外れる問題である。この傾向は、地震観測における $\log N$ と M または $\log A$ との関係にも認められ、 M の小さい地震の数は観測精度があがるにつれ直線上に乗るようになった、といわれている(たとえば、浅田1967)。反面、上記の関係は観測精度にかかわらず直線ではなくて、本質的に上に凸な曲線になるという説もある(たとえば、Utsu, 1971; 大塚, 1972など)。房総半島の小断層の $\log N - \log T$ の関係も、 T の大きい方から N の累積頻度数をプロットして検討すると直線にはならず、上に凸な曲線をなすように見える注4)。

前にのべたように、この原因の一部は、サンプリング数が落差の小さい部分で不足しているため、厳密な統計的取り扱いによれば、ここで示したものよりは直線に近づけられると思われる。しかしこれ以外に、落差の小さい範囲ほど、これに相当するひずみエネルギーが、断層以外の形式で解放されるケースも増えてきて、ある限度以上断層の数は増えないというような、別の要素が含まれている可能性も否定できないだろう。

第2は、 $\log N - \log T$ の関係が1つの直線ではなく、どこかで折れ曲るか、という疑問である。5節でのべたように、1回の活動のできる落差の規模が S であるような断層が、繰返し活動することによって落差が生長し L となるような場合には、 S と L の境あたりで $\log T - \log$

N 直線が折れ曲ることが期待される。また、Mogi(1962)のモデル実験によれば、規則的な構造をもつ媒体にあっては、石本・飯田の式の $\log N - \log A$ 関係が折れ線で示され、折れる点は規則的構造の単位に関係しているという。この点も、野外で実際に確かめてみる必要のある問題である。

なお、断層が実際に繰返し活動した証拠を野外の断層観察からみいだしてみたい。

付：これまで、断層の落差 T と数 $N(T)$ との関係から議論をすすめてきたが、このうち断層の“数”については、測定の条件を理解していないと、その後の議論、とくに地震との対応性については誤解を生ずることになる。以下の例について、筆者らの測定条件を説明しよう。

簡単のため、落差 T が10mの断層(a)と、落差1mの断層(b)の2種類しかないものとする。第11図(平面図でも断面図でもよい)の(1)の場合、区域Aではaとbの数の比は1:3、区域A+BおよびCではそれぞれa:b=1:9、区域A+B+Cではa:b=1:18となる。しかし2次元断面における総変位量は、どの区域についてもa-aの1スパン当たり13mで、調査面積には関係がない。

いっぽう(2)の場合は、A', A'+B', A'+B'+C'のどこについてもa:bの比は1:3、総変位量も1スパン当たり13mで変わらない。

断層の発達状況が(2)のような場合なら問題はないが、(1)のような場合(実際は明らかにこの問題が多い)、数の比は調査面積のとり方によって異なる可能性がでてくる。したがって、断面における総変位量を計算するため

注4) $\log N - \log T$ が直線関係ならば、 $\log T$ と $\log \sum N$ との関係も直線となるはずである。

には、ある決った測線に限ってサンプリングする必要があるだろう。この場合、別な測線をとったときに、 a については、同じ断層を2度以上サンプリングすることもあり得る。

ところで通常野外の小露頭で調査する場合には、小断層でもその露頭全部を貫いていることが多いから、この場合は、条件の(2)または条件(1)のAに相当する。つまり、実際の断層分布がどうであれ、(2)の条件を想定して $N(T)$ と T の関係を求めていることになるだろう。

地震の大きさと数 $N(A)$ または M の関係は、このような筆者らの測定方法とは違う基準に基づいていることは明らかである。(1)式の $N(T)$ がいわば1次元的であるのに対し、地震における(3)・(5)式の $N(A)$ または $N(M)$ は、3次元的であることに注意すべきである。

文 献

浅田 敏 (1967) : 微小地震. 地震(ii), vol. 20, no. 4 (特集号, 日本の地震学), p. 146-150.

———・鈴木次郎・友田好文 (1950) : 地震の頻度とエネルギーについて. 地震(ii), vol. 3, p. 11-15.

GUTENBERG, B. and RICHTER, C. F. (1944): Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 34, p. 185-188.

——— and —— (1949): *Seismicity of the Earth and related phenomena*. Princeton Univ. Press.

石本巳四雄・飯田波事 (1939) : 微動計による地震観測 (一). 震研彙報, vol. 17, p. 443-478.

石和田靖章・三梨 昂・品田芳次郎・牧野登喜男 (1971) : 茂原 (日本油田・ガス田図, 10). 地質調査所.

垣見俊弘 (1971) : 三浦半島の断層系——南関東の地殻変動の変遷をたどる——. 測量, vol. 21, no. 11, p. 4-11.

衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎 (1969) : 房総半島東海岸の小断層. 地質調月報, vol. 20, p.

13-38.

小玉喜三郎・垣見俊弘 (1973) : 断層の発生と発達, および断層転移の規模別頻度別分布の規則性について. 構造地質研究会誌, no. 14, p. 14-15.

三梨 昂 (1973) : 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, vol. 27, p. 48-65.

———, ほか9名 (1961) : 富津・大多喜 (日本油田・ガス田図, 4). 地質調査所.

MOGI, K. (1962): Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 40, p. 831-853.

南雲昭三郎 (1969 a) : 変形～破壊の関係式から石本・飯田公式を導くこと. 地震(ii), vol. 22, p. 136-143.

——— (1969 b) : 変形～破壊の関係式から地震のエネルギー別度数分布およびマグニチュード別度数分布を導くこと. 地震(ii), vol. 22, p. 171-175.

大塚道男 (1972) : なぜ大地震の数は小地震の数より少ないか. 科学, vol. 42, p. 352-353.

小断層解析グループ (1973) : 房総半島大多喜付近の小断層系. 地球科学, vol. 27, p. 180-187.

宇津徳治 (1967) : 地震の規模別度数分布に関連する諸問題 (I). 北大地球物理研報, no. 17, p. 85-112.

URSU, T. (1971): Aftershocks and earthquake statistics (III)—Analysis of the distribution of earthquakes in magnitude, time, and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (I)—. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, vol. 3, p. 379-441.