

地殻変動の近距離多点観測 (第2報)

小 沢 泉 夫

THE COMBINED OBSERVATIONS OF THE CRUSTAL DEFORMATIONS AT SOME OBSERVATORIES IN THE SHORT INTERVALS (SECOND REPORT) —Array Observations—

By *Izuo OZAWA*

Synopsis

It is indispensable for study of the crustal deformation to estimate the deforming volume. The present author has been performing the array observations of the linear strains at Osakayama observatory since 1960. Analyzing these observations, he has obtained these diameters of the deforming parts of the crust throughout the recent years, the total change of the elastic energy contained in the part and the expectant magnitude of the earthquake which will be broken out in the limit of the straining.

1. 序

地殻は表面に山、盆地などがあって複雑な形をしており、地下構造も複雑である。また、日射、気圧、降雨など外界の及ぼす影響も単調ではない。したがって地表から余り深くない所では、そのひずみの分布は複雑である。外界の影響による地殻のひずみは深さとともに短波長の成分は長波長の成分よりも早く減衰する。一方いわゆる地殻変動と言われている地殻内部に原因を持つひずみも地表に近づくにつれて構造の複雑さのために多少短波長の成分を持つようになる。一般には外界の影響と考えられるものはその地殻に及ぼすひずみとの関数関係をしらべて、外界の諸現象の影響を取り除き、後に残ったものを地殻変動として見る努力が払われている。しかし、外界の現象の影響を取り除くことは測器に対する影響はともかくとして、地殻に対する影響はそれほど簡単ではない。また、外界の影響も地殻の大容量に及んだとき全く地殻変動から切り離して別個の取扱をすることに抵抗が感じられる。そこで、いまは地表から約 30 m 以内のごく浅い部分を除いて、地殻内のひずみはその原因の如何にかかわらず、すべて地殻変動と考え、このひずみの 2 乗とそれに関連したひずみの及ぶ容積との積の大小によって注目すべき地殻変動であるか否かを判定することを試みみた。

観測されたひずみが如何なる広がりを持つかを推定するために、1960 年以降逢坂山で数 10 m ないし百数 10 m の間隔で同一線上にある 3 ないし 5 点の観測点で同一成分の直線ひずみを観測してきた¹⁾。

更に、その観測結果を解析して、1 日ごとの変化量と、半月ごとの変化量を用いて 1 カ月および 1 カ年の間に関連する地殻内のひずみエネルギーの変化状態を求め、また 1 年ごとのひずみの変化量の分布から永年ひずみの波長を求め、その中に蓄積されたエネルギーの量を推算した。

2. 基 礎 事 項

地殻変動量の表現方法には (1) 変位そのもののような幾何学的量、(2) ひずみ力のような力学的量、

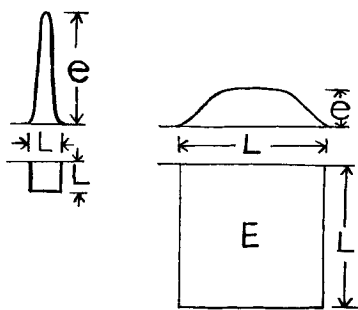


Fig. 1 Schematic diagrams of anomalous crustal deformations.

し、地表に近い水平面内でのひずみの最大である付近のひずみ e_m をとしたとき、その変動体積 V の中に含まれる弾性エネルギーのポテンシャル E は $e_m^2 L^3$ に比例する。一般にはいろいろな波長のものが重畳しているから $\sum e_{mi}^2 L^3$ となる。ここに註として、深発地震では L は大きく V は極めて大きいが地表付近では e_m の値はごく小さいであろう。大気圏現象の影響としてのひずみは地表では極めて大きいとその波長は短かく、 V の値は大きくない、この影響のうち波長の極めて長いものは地表から深い所までその影響が及ぶけれども一般にはその振幅は小さいであろう。もし振幅が大きいものがあればそれは地殻変動として重要なものである。地下深い所に原因のあるひずみは深い所では長波長のものであっても地表に近づくにつれて短波長のものが現われ、ある程度の大きさになって観測されるであろう。

弾性エネルギーの量は e というひずみの生じている場所の弾性常数 ε に関与するが、一連の変動の中ではその総エネルギーは単に $E \sim \varepsilon e^2 L^3$ と見做されよう。また弾性エネルギー e が解放された後の残留ひずみに対してはすべて塑性変形していると考え。

さて、 $e_m^2 L^3$ を評価するに当って、 e_m は直接観測量そのものである。一方 L の大いさはたとえば、本震のマグニチュード M とその地震の予震領域の面積 A との関係として、宇津・関³⁾は

$$\log A = 1.02M - 4.01,$$

後藤賢一⁴⁾は

$$\log A = 1.74M + 0.08,$$

また、壇原毅⁵⁾は測量から得られた地殻変動の相当半径と M との関係として

$$\log r = 0.51M + 2.73$$

を求めており、小沢泉夫⁶⁾は地震のとき観測した突然ひずみの大いさから震源の破壊領域の相当半径 r_0 と M との関係として

$$\log r_0 = 0.52M + 2.13$$

を得ており、 M の係数は他の式とよく一致している。また常数項も壇原の値より少し小さいことは、一方は地殻変形であり、一方は破壊領域であればもっともなことである。 $\log r_0$ と M との関係を Fig. 2 に示す。小沢(著者)の結果の中から幾つかの実例を示すと、1966年3月10日、京都市北部の地震は $M=3.7$, $r_0=0.12$ km, 1947年12月18日、龍神地震は $M=5.4$, $r_0=0.94$ km, 1960年12月26日大台ヶ原地震、 $M=6.0$, $r_0=2.5$ km, 1961年8月19日、北美濃地震は $M=7.0$,

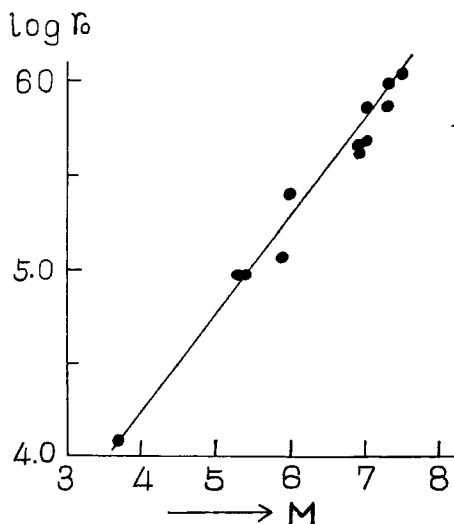


Fig. 2 Relations between radii of crushed parts of crust and earthquake's magnitudes.

$r_0=4.8$ km, 1948年6月28日, 福井地震は $M=7.3$, $r_0=7.3$ km, 1964年6月16日, 新潟地震, $M=7.5$, $r_0=11$ km であって L の大いさとしては約 100 m から数 km のものを対象とすればよいことになる。また波長の凡の評価には必ずしもその波長以上にまたがって観測点を分布しなくても観測点分布の全長の10倍位の波長を求めることは至難なことではない。したがって観測点分布の全長が数百メートルあれば波長数キロメートル迄またはそれ以上という評価は可能であろう。もしできないにしても数十メートル以下か数百メートル以上であるかの判定だけであっても有意義である。

いま, ひずみの水平分布が地表に近い面上で

$$e=e_m \cos \frac{2\pi}{L_0} x, \quad L_0=2L \quad \dots\dots\dots(1)$$

であたえられるとすれば, ひずみの極大の点から Δx 離れた点とのひずみの差を Δe とすると

$$L_0 \approx \sqrt{\frac{2e_m}{\Delta e}} \cdot \pi \Delta x \quad \dots\dots\dots(2)$$

であたえられる。上に述べたように波長 L_0 のひずみは深さ約 L まで及んでいるとするとその容積の中に含まれる弾性エネルギーの総量は

$$E \sim e_m^2 L^3 = \sqrt{\frac{e_m^7}{8\Delta e^3}} \cdot \pi^2 \Delta x^3 \propto e_m^{3.5} \cdot \Delta e^{-1.5} \Delta x^3 \quad \dots\dots\dots(3)$$

で与えられる。

いま, 2つの観測点があつてその間隔が, Δx , 2点のひずみの差を Δe とするときごく粗い計算として, 2点のうちの大きい方のひずみを e' とすると $\left| \frac{e'}{\Delta e} \right|$ はひずみの分布領域の直径にほぼ比例した量を表わし,

$$e' \cdot \left| \frac{e'}{\Delta e} \right| \quad \dots\dots\dots(4)$$

はほぼ $\pm \sqrt{E \cdot L_0}$ に比例した量を表わす。この値はよく使われる $\sqrt{E}$ に近い量を表わすことになる。 Δe が0に等しいときはその後の計算が不能となるのでこれを補うために, 数点の観測値があるときは, その観測値の中の最も大きいものを e_m , またその絶対値の最大値と Δx_i 離れた点との差を Δe_i とし, それぞれの重みは Δx_i に比例すると考えると

$$L_0 = \sqrt{2\pi^2 e_m} \sqrt{\frac{\sum_i \Delta x_i}{\sum_i \left(\frac{\Delta e_i}{\Delta x_i} \right)}} \quad \dots\dots\dots(5)$$

から L_0 の最も確からしい値を求めることができる。なお, 観測点の数が3点より多い時は, e_m , L_0 は最少自乗法で求められる。

3. 観 測

ここに述べる多点観測 (Array observation) は逢坂山 (東経 $135^\circ 51.5'$, 北緯 $34^\circ 59.6'$) で1959年の年末から始めた。約2カ年の観測結果については前の機会に発表した⁶⁾。今回は長さ 674 m のトンネルの中に数十メートルまたは百数十メートルの間隔で, トンネル方向 (S38°W) の直線ひずみを観測している成分群の観測について述べる。この論文に関連する観測器械の常数を Table 1 に示す。

表中の各観測点の地表からの深さはいずれも 50~100 m である。この観測には4種類の伸縮計が使われており, これらの定尺は W_1 はスーパーインヴァールウィヤー, L_2, L_3, L_3', R_1 は直径 10 mm のスーパーインヴァール棒, L_4 は, 外径 30 mm のスーパーインヴァールパイプである。拡大装置は W_1 は3本吊り, R_1 はローラー, 他は水平振子⁷⁾である。 L_3' は L_3 を1965年5月に L_3' の位置に移転させたものである。

各月の1日, 11日, 21日の観測値をつないだ曲線を Fig. 3 に示す。これらの5本の観測曲線はどれも全体的に見て収縮の傾向にあつて, L_2 は他に比較して収縮速度がかなり小さい。また感度の高いものほど滑らかな曲線を示している。恐らく高感度であるほど観測, 解析ともに高い精度が得られることを示している

Table 1 Constants of the observing instruments.
Direction of observations: S38°W

Sign.	Instrument.	Position from Otsu entrance.	Span of Observation.	Epoch.	Sensitivity.
L_2	H-59-B type extensometer	512 m.	12m	Mar., 1961.	$0.20 \sim 0.62 \times 10^{-8}/\text{mm}.$
L_4	H-59-D type extensometer	411 "	34 "	Sep., 1964.	$0.034 \sim 0.090$ "
R_1	Roller type extensometer	374 "	19.5 "	Oct., 1951.	1.30 "
W'	Sassa type extensometer	374 "	20 "	Oct., 1947.	1.20 "
L_3'	H-59-B type extensometer	305 "	22 "	May, 1965	$0.023 \sim 0.041$ "
L^3	H-59-B type extensometer	184 "	22 "	Dec., 1959	0.046 "

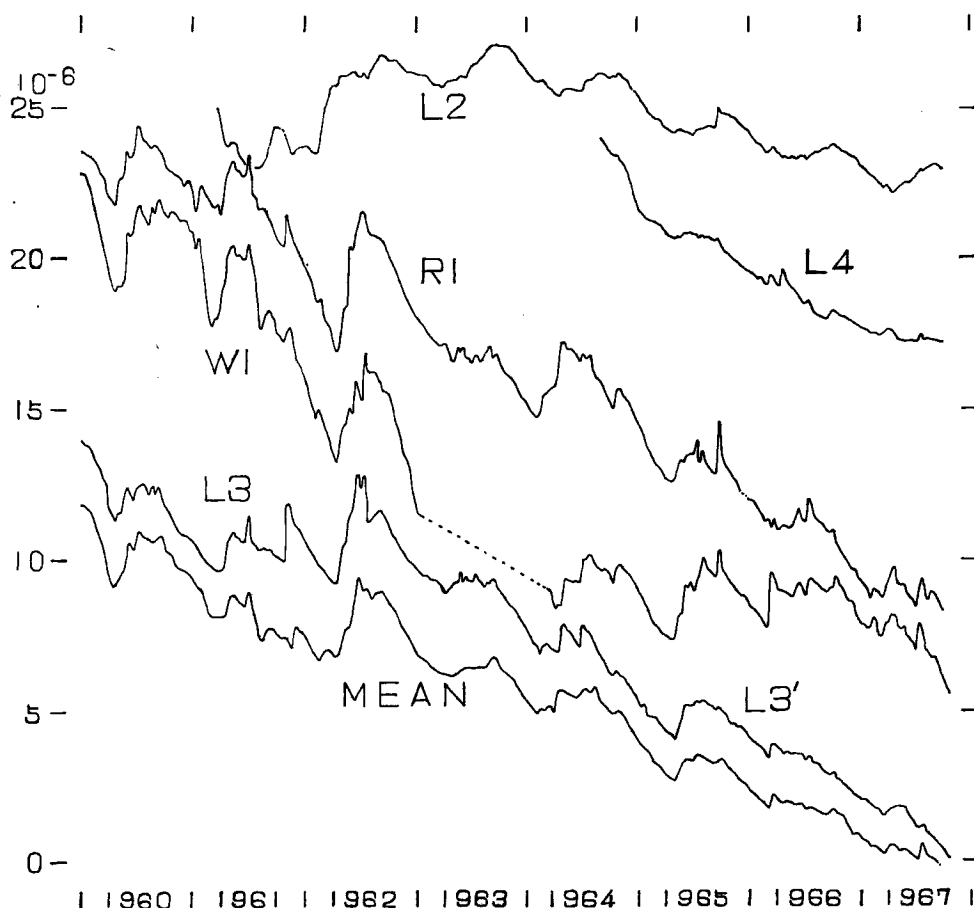


Fig. 3 Curves observing in array of crustal extensions at Osakayama.

のであろう。また L_2 は他の4本の曲線と位相が相反することが多い。また年変化の極値をとる時季も少しずれている。恐らくこれらの点は一様な年変化をしているのではなく、定常波的年変化の分布をしているように思われる。

4. 解 析

まず観測して得られた5本の曲線の平均 (R_1 と W_1 は同じ位置にあるので重みを他の1/2とした) を求めて Fig. 3 の最下段の曲線で示した。この曲線によると約 1×10^{-6} の振巾の年変化を示しながら8年間に 12×10^{-6} の収縮を示している。また曲線は滑らかにはなったが可成り大きい不規則変化をも示している。このような平均を用いる方法は如何なる変化もすべて地表から一様に一定の深さまで及んでいると考えられる時、またはすべての変化が広域な地方的変化であると最初から分かっている時はこの方法で充分である。しかしこれ以外の場合はこの考えはごく不自然である。またある場所または成分がよくあるように局所的な、あるいは他の何等かの原因で大きな異常変化を示したとすると少数の観測点群の平均値に対しては極めて大きい影響を残す、そうかといって棄却の法則を適用することにも無理がある。そこでこの平均法の欠陥を補うために基礎事項の項で述べた考えに基づいてつぎの解析を行なった。式(4)を用いて実際にどの程度の結果が得られるかを試してみた。その例として1964年10月の L_2 と R_1 との観測ひずみの1日の変化量 $\dot{\epsilon}/\text{day}$ に対して解析を行なった。まず2つの観測値のうち大きい方を $\dot{\epsilon}'_m$ とし、その差 $\Delta\dot{\epsilon}$ を使って $|\dot{\epsilon}'_m/\Delta\dot{\epsilon}|$ と $\dot{\epsilon}'_m \cdot |\dot{\epsilon}'_m/\Delta\dot{\epsilon}|$ を求めて Fig. 4 に示した。 $\dot{\epsilon}$ のグラフで10月15日~16日の大きい伸びの変化は総量約40 mm の降雨の影響である。恐らくこの変化は極く局所的な変化であろう。この大きな伸びの変化の現われる約1週間前には $|\dot{\epsilon}'_m/\Delta\dot{\epsilon}|$ 曲線が非常に大きい値を示している。 L_2 , R_1 とともに $\dot{\epsilon}$ はあまり大きくない

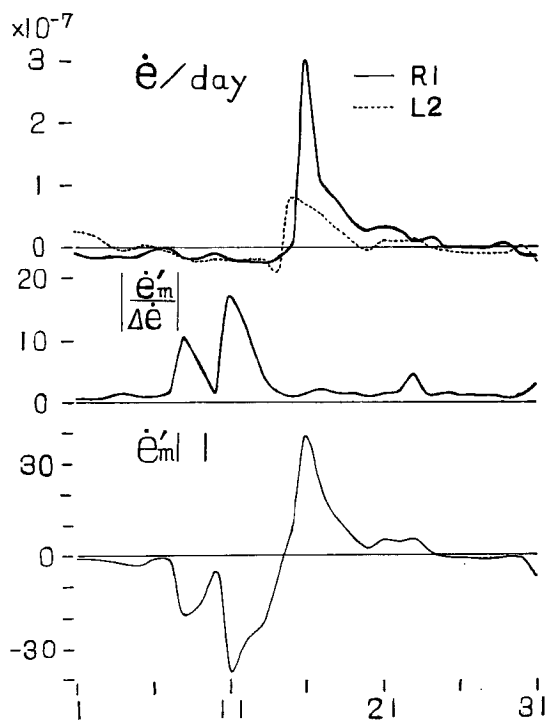


Fig. 4 Curves of day by day extensions $\dot{\epsilon}/\text{day}$ of crust observed with R_1 and L_2 , $|\dot{\epsilon}'_m/\Delta\dot{\epsilon}|$, approximating to diameters of anomalous parts of the crust, and $\dot{\epsilon}'_m \cdot |\dot{\epsilon}'_m/\Delta\dot{\epsilon}|$, approximating to accumulating square roots of energies $\sqrt{E}$.

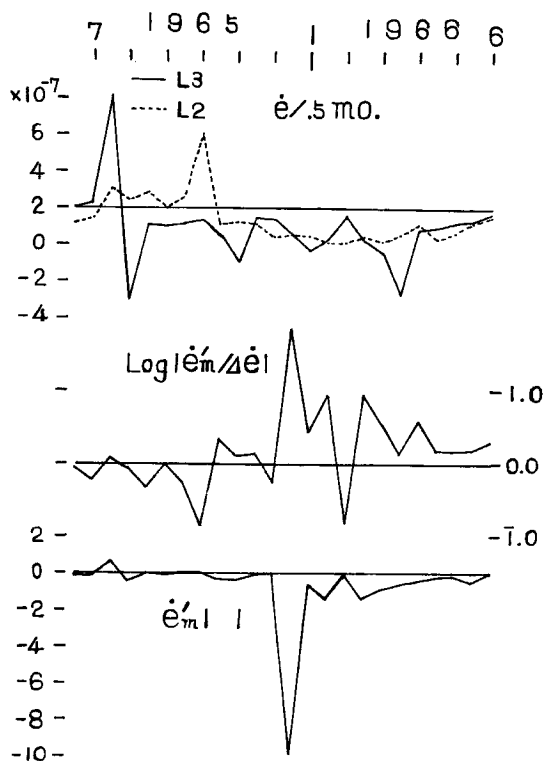


Fig. 5 Curves of crustal extensions per half month observed with L_3 and L_2 , $\text{Log}|e'_m/\Delta e|$, approximating to diameters of the anomalous parts of the crust, and $e'_m|$, approximating to accumulating square roots of energies $\sqrt{E}$.

がほぼ等しい収縮変化を示した時で、地殻の広い範囲にわたって変化が起こったことを示すものであろう。この一週間余の間は日本本州は 1020~1028 mb の高気圧で覆われていた。結局 $e'_m \cdot |e'_m/\Delta e|$ を求めたとき10月8日~13日の変化は15日~18日の変化をしのぐ大きな量となった。すなわち高気圧が地殻に及ぼしたひずみのポテンシャルは降雨の及ぼした影響を上廻るものであったことを示している。

つぎに1965年6月から1966年6月までの期間に対して L_3 と L_2 との半月ごとのひずみの変化量を使って同様に $|e'_m/\Delta e|$, および $e'_m \cdot |e'_m/\Delta e|$ を計算し半月ごとのひずみ変化量と共に Fig. 4 に示した。図から分かるように、1965年12月後半には極めて大きい $|e'_m/\Delta e|$ 値を示し（少数且短期間であれば粗い解析法であるから方法としてこのような変化も発生する）、さらに約3カ月かなり大きい値の期間が続いた。結局 $e'_m \cdot |e'_m/\Delta e|$ の値は12月後半に極めて大きい負の変化を示し、その後もその余効の変化は翌年4月まで続いた。このことは1966年3月に京都市北部で顕著地震が連続した時と時期を同じくしており興味深い現象であった。なおこの1年間の $L_2 \sim L_3$ に関する $e'_m/\Delta e_m$ は 1.8, $e'_m \cdot |e'_m/\Delta e|$ は -295 で例年よりも大きい値を示していた。

つぎに各観測点の1年ごとのひずみの変化量 $\dot{e}$ (R_1 と W_1 とはその2つの平均値を用いた) を用いて、式(6)と式(3)とから変動体積（簡単に正立方体と考える）の辺長 L とその中で変化した弾性エネルギーの総量 E とを計算して Fig. 6 に示す。下段の曲線の単位は約 10^{14} erg に当る。各段の曲線から離れて右にある。◎印は約8カ年の変化を1カ年の変化に換算した値を示す。この結果によると8カ年継続した主要な（優勢な）ひずみの変動体積の辺長は (480 ± 90) m, 変動体積分で1年間のひずみの平均進行速度の最大の所では -2.26×10^{-6} /year である。この図からは、1964年から1966年にかけて変動体積が大きく、また、

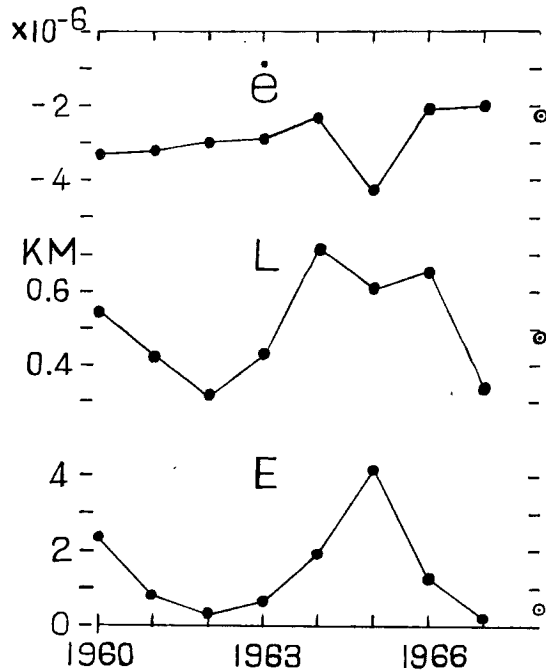


Fig. 6 Curves of maximum linear strains per year $\dot{\epsilon}$, diameters L of the anomalous parts of crust and accumulating energies E .

1965年はひずみ変化量も大きい。このことは前に述べたようにこの期間に有感地震が比較的多かったことと考え合わせて興味が深い。

この方法では E の値は変動体積内のひずみの変化量が極大である所の値がたまたま観測されており、この極大値と観測値群の最大値とが等しいと仮定して計算したが、これを図的に解くために、水平軸方向に各観測点の位置（縦線の左より L_2 ；大津入口より 184 m, L_3' ；305 m, R_1 , W_1 ；374 m, L_4 ；411 m, L_2 ；512m）をとり、縦軸にそれぞれの観測点の年ひずみ変化量（1年間のひずみの変化量）をとって、Fig. 7 に示す。われわれはこの図から各年のひずみの変化量の水平分布の断面を知ることができる。この分布の波は1961年を除いてはどの年も L_2 の付近かそれから少し南西の所に節が現われることが分かる。このことはその付近にある長さ約 80 m に及ぶき裂、あるいはその付近の地表に見られる山崩れの跡と関係があるのかもしれない。8年間のひずみの変化量を1年の平均ひずみ変化量に換算した MEAN の分布から $L \approx 460$ m, $e_m \approx 2.5 \times 10^{-6}$ /year が得られる。なおひずみの分布を拋物線型と考えて、最少二乗法で求めた値は $L = (432 \pm 24)$ m, $e_{max} = (-2.47 \pm 0.20) \times 10^{-6}$ であった。また1965年の観測値のように明らかに変動が最大である所の値が観測値群の中に含まれないときは $\dot{\epsilon}_m$, L , E もに Fig. 6 の値より大きくなる。これを変化量の極大値が観測値群の最大値に等しいと仮定せずに最小二乗法で求めた値は L は 607 m に対して、 (707 ± 38) m, 最大ひずみは -4.3×10^{-6} に対して $(-4.2 \pm 0.4) \times 10^{-6}$ であまり大きい相違はなかった。したがって Fig. 3 の曲線で見られる全体的な伸縮変化の変動体積の辺長は約 500 m と見積られる。今この変動体積の平均の弾性常数を 10^{12} と評価すると、ここ 10年間に蓄積した弾性エネルギーは約 3×10^{14} erg. と見積られる。もし 100 年間の割合でひずみの変化が進行したとすると、このひずみは破壊の限界に近づく、もしこの限界まで蓄積されたひずみが一時に解放されたときのエネルギーは 3×10^{18} erg. であって、地震のマグニチュード 4.6 に相当する。

このように逢坂山で観測されてきた一様な収縮は比較的狭い範囲のもの（直径約 500 m の体積）である

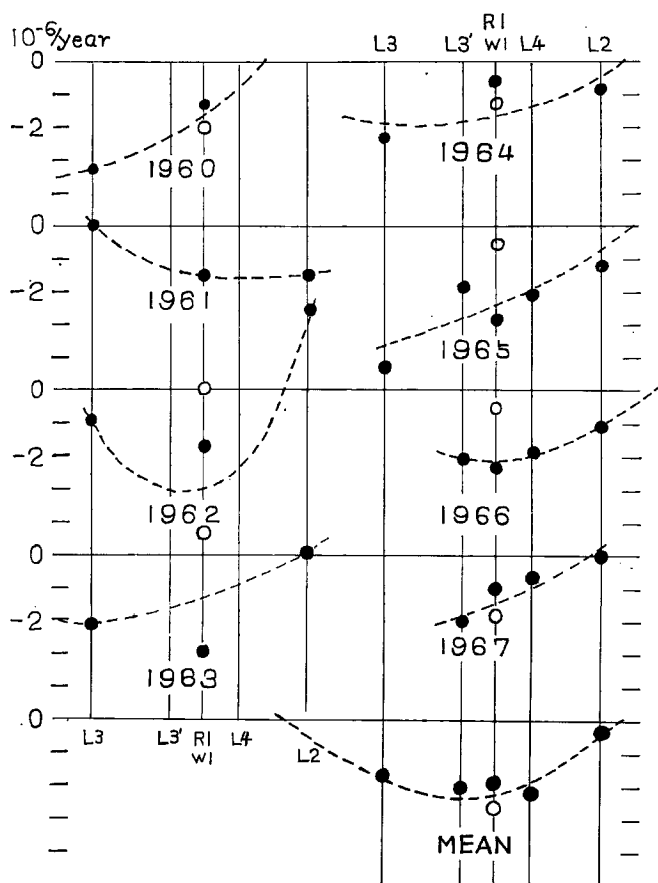


Fig. 7 Distributions of crustal extensions year by year. Spindles are extensions, and abscissas are arraying distances.

ことが分かり、これが原因となって地震が起きたとしてもそれは小さいものであることが分かる。またこの変化がさらに長い波長のものに重畳している変化であって、さらに長い波長の変化があることであろうが、そのひずみの変化は現在の解析では大きくは検出されていない。

以上の評価は観測の精度に大きく関与している。われわれが全弾性エネルギーの桁を評価しようとするとき、式(3)に示されるように $E \propto e_m^{3.5}$ であるから、四捨五入を考慮に入れて e_m の観測誤差が長期にわたって14%以下であることが要求される。観測誤差はこの観測の性質から考えて積算される公算の強いものであるから10年以上の長年月にわたって観測の積算誤差を小さく維持することは尋常のことではない、しかしこのことは十分可能性があるから当然実現されなければならない。

謝辞. 最後に著者はこの観測の敢行に当って、器械の製作、装置の設置などに御尽力いただいた理学部地球物理学工作室の森本喜一郎、多中勝美、藤井伸蔵の諸技官に御礼を申し上げます。またこの論文内容の発表予行に名誉教授佐々憲三博士の御出席を頂いたことに対し厚く感謝します。

参 考 文 献

- 1) 小沢泉夫, 地殻変動の近距離多点観測について, (その一), 京都大学防災研究年報, 第5号A (1962), 1-11.

- 2) 宇津徳治, 関彰, 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震, 第2輯, 1955, 233—240.
- 3) 後藤賢一, 余震分布と Magnitude との関係について, 地震, 第2輯, 1962, 16—121.
- 4) 壇原毅, 松代地震に関連した地殻の上下変動, 測地学会誌, 12, 1966, 18—45.
- 5) I. Ozawa, On the Observations of the Abrupt Change of the Elastic Energy in the Crust in the Remarkable Earthquakes, Special Contributions of the Geophysical Institute, Kyoto University, No. 5, 1965, 125—137.
- 6) I. Ozawa, On the Combined Observations of the Crustal Deformation at Some Observatories in the short Intervals, Special Contributions of the Geophysical Institute, Kyoto University No. 2, 1963, 217—223.
- 7) I. Ozawa, On the Extensometer of which Magnifier is Zöllner Suspension Type Tiltmeter, and the Observations of the Earth's Strains by Means of the Instruments, Annali di Geofisica, Roma, Vol. 13, 1965, 263—278.