

7. 地震予知論試論

地震研究所 力 武 常 次

(昭和43年11月26日発表—昭和43年11月28日受理)

1. 緒 言

1962年、地震予知計画研究グループ¹⁾によって「地震予知——現状とその推進計画」(いわゆる地震予知のブループリント)が刊行されて以来、1965年度からは地震予知研究年次計画に対し政府予算が支出され、1966—67年度には松代地震に刺激されて計画を強化改訂するなど、^{2), 3)}地震予知の研究計画は目ざましい進展を示した。

さらに1968年5月の十勝沖地震後、地震予知計画を推進することに関する閣議了承などもあり、測地学審議会は地震予知の推進に関する計画の実施について関係各大臣に建議するに至った。これは地震予知の実用化を目ざして従来の計画を飛躍的に強化しようとするもので、地震予知研究は新しい段階にはいったといえよう。

この計画によると地震発生の予想にいたる具体的手続きの概要はつぎのようになっている。まず全国的な観測および過去に大地震の記録がある地域などの**特定観測地域**における観測によって異常の発見につとめる。異常が発見された地域は、**観測強化地域**として観測を強化する。その結果、この異常が地震に関係するものと認められた地域は、**観測集中地域**として、密度の高い調査観測を集中して地震予知につとめる。

松代地震の際には、その地震地域に諸観測を集中し、いわば観測集中地域としての観測が実施された。その結果、地震活動の消長について長期的情報が公式に発表された。つまり地殻内で何が起きているかほんとうのことがわからないにしても、地震活動の程度を予想できる場合があるわけである。しかし松代地震の際の予想はもっぱら定性的であった。

地震予知の方法を確立するためには問題を定量化することが必要であろう。例えばある観測を実施したために、観測実施以前に推算されていた地震発生確率がどう変化するかを調べるのが重要である。もしある地域で確率が著しく増加した場合には、その地域は測地学審議会の計画にいう観測強化地域に指定されるであろう。さらに、もっと他の種類の観測を追加した結果、この確率が一層増加するならば、その地域は観測集中地域として警戒しなければならないであろう。

このように地域を限ったとしても、確率は地震発生の時間および地震の規模について計算されねばならないので、問題は甚だしく困難である。

地震予知研究はようやく緒についたばかりで、年次計画にしたがって設立された各種の観測所もやっと動き出したというのが実状であろう。これらの観測所からは地震予知の基

1) 地震予知計画研究グループ 地震予知——現状とその推進計画 (1962)。

2) 地震予知小委員会 地震予知研究シンポジウム講演集 (1968)。

3) 萩原尊礼 地震 [ii], 20 (1967), No. 4, 181.

礎となるデータがだんだん出てくるわけで、現状ではデータの不足のために地震発生確率を精度よく求めることは不可能である。しかしながら、社会的要請にこたえるためにも、また地震予知の方法論を発展させるためにも、何らかの定量化を試みるのが望まれるので、ここには地震予知の定量化についての一つの試論を提出する。

ある地域を指定すると、気象庁の業務的地震観測によって地震活動度が求められるから、それによって時間別および規模別に地震発生確率が計算される。これを予備確率として、測地的観測、地磁気観測、極微小および微小地震観測などをつけ加えるときに確率がどのように変化して行くかを調べることにする。地震発生の時間分布とマグニチュード分布は互いに無関係として、はじめはマグニチュード別と時間別の確率を別々にとり扱い、後に総合的に考えることにする。

2. 予備確率と地震予知要素

ある地域について、測地学的観測、微小地震観測などの地震予知要素を A_1, A_2, \dots, A_n とする。地震予知要素の一つ A_i が時間 $t=0$ において観測されたとし、 t と $t+dt$ の間にマグニチュードが M と $M+dM$ の間にある地震がこの地域内に発生する確率を $w_i(t, M)dtdM$ とする。地震発生の時間分布とマグニチュード分布が無関係であると仮定すれば、確率密度 w_i は

$$w_i(t, M) = w_{i,t}(t)w_{M,i}(M) \quad (1)$$

と書くことができる。以下本節においては、サフィックス t および M を省略して議論を進めることにする。

確率密度を t_1 と t_2 の間または M_1 と M_2 の間について積分することによって、地震が t_1 と t_2 の間に発生する確率、そしてそのマグニチュードが M_1 と M_2 の間にある確率を求めることができるが、このどちらかまたは二つの積を W_i で表わすことにする。

今地震予知要素 A_i が観測され、その結果 W_i が求められたとする。問題となる時間またはマグニチュードを n 区間にわけて、 $W_i(1), W_i(2), \dots, W_i(n)$ が求められたと考える。いっぽう、 A_i を観測する前に知られていた確率を同じ区間ごとに、それぞれ $W_0(1), W_0(2), \dots, W_0(n)$ とする。これはいわば予備確率ともいうべきもので、気象庁の業務的地震観測から一応は求められるはずのものである。

今 A_1 が観測されたとしたとき、 s で指定される区間に時間またはマグニチュードがはいる確率は確率論の Bayes の定理により

$$W(s) = \frac{W_0(s)W_1(s)}{W_0(1)W_1(1) + W_0(2)W_1(2) + \dots + W_0(n)W_1(n)} \quad (2)$$

となる。ここに

$$\sum_{s=1}^n W_0(s) = 1, \quad \sum_{s=1}^n W_1(s) = 1 \quad (3)$$

であることは明らかである。

A_1 の導入により, $W_0 \rightarrow W$ となったわけであるが, この W をあらためて予備確率と考へて, 地震予知要素 A_2 を導入するときの総合確率は

$$W(s) = \frac{W_0(s) W_1(s) W_2(s)}{W_0(1) W_1(1) W_2(1) + W_0(2) W_1(2) W_2(2) + \cdots + W_0(n) W_1(n) W_2(n)} \quad (4)$$

であることがただちに計算され, 一般に A_1, A_2, \dots, A_k の要素を導入すれば

$$W(s) = \frac{W_0(s) W_1(s) W_2(s) \cdots W_k(s)}{\sum_{s=1}^n W_0(s) W_1(s) W_2(s) \cdots W_k(s)} \quad (5)$$

となる. この総合確率の値は要素を導入する順序によらない.

本節で述べたことは証言の確率に類似している. 信頼できる証人の証言が得られた証人の数が多ければ, ある事象の起こったことは大いに確からしくなるわけである. 地震予知の立場からいえば, なるべく信頼度の高い地震予知要素を数多く導入することが大切である. もし各種地震予知要素を導入しても, 総合確率が増加しない場合には, その地域での地震発生をおそれる積極的理由はないということになる.

3. 地震のマグニチュード予想

3-1. マグニチュード分布と予備確率

地震のマグニチュード別回数 $n(M)$ は近似的に Gutenberg-Richter の式

$$\log n(M) = a - bM \quad (6)$$

にしたがう. また地震のエネルギー E とマグニチュード M との関係は

$$\log E = \alpha + \beta M \quad (7)$$

で与えられている. E の単位を erg とすれば, $\alpha = 11.8$, $\beta = 1.5$ となる.

(6) と (7) からエネルギー別地震回数 $n(E)$ は

$$n(E) = cE^{-b/\beta-1}, \quad (8)$$

ここに

$$c = 10^{\alpha+ab/\beta} / \beta \log_e 10 \quad (9)$$

と求められる.

したがって, エネルギーが E_s 以上 E_T 以下の地震数は

$$N = \int_{E_s}^{E_T} n(E) dE = \frac{c\beta}{b} (E_s^{-b/\beta} - E_T^{-b/\beta}) \quad (10)$$

となる.

4) 宇津徳治 北海道大学地球物理学研究報告 17 (1967), 85; 18 (1967), 53.

地震のエネルギー E が $E_S \leq E \leq E_T$ であると仮定するならば、一つの地震のエネルギーが E と $E+dE$ の間の値をとる確率は

$$\left. \begin{aligned} p(E)dE &= 0 & E < E_S \\ &= \frac{n(E)}{N}dE & E_S \leq E \leq E_T \\ &= 0 & E_T < E \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

で与えられる。したがって、 $E_S \leq E \leq E_T$ については

$$p(E) = \frac{b}{\beta} \frac{E^{-b/\beta-1}}{E_S^{-b/\beta} - E_T^{-b/\beta}} \quad (12)$$

となる。故に地震が起こったとして、そのマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率は

$$P(M_1, M_2) = \int_{E_1}^{E_2} p(E)dE \quad (13)$$

で与えられる。但し M_1, M_2 に相当するエネルギーを E_1, E_2 と書く。積分を実行すれば

$$P(M_1, M_2) = [(E_1/E_S)^{-\gamma} - (E_2/E_S)^{-\gamma}] / [1 - (E_T/E_S)^{-\gamma}], \quad (14)$$

ここに

$$\gamma = b/\beta \quad (15)$$

である。

3-1-1. 坪井エネルギー

坪井⁵⁾は日本およびその周辺の大地震によるエネルギー放出を調べた。その結果日本の地下に 2.24×10^{23} erg/年の割合でエネルギーが供給され、地震にともなってその蓄積エネルギーの大部分または1部が放出されると考えた。このような考えのもとに、供給されたエネルギーと発散されたエネルギーの差を求めることができる。坪井はこの蓄積エネルギーが小さいときにはマグニチュードの大きい地震が起こらないことを結論している。坪井の考えは、マグニチュードの上限を与えるものとして重要である。ここではこのようにして定義された蓄積エネルギーを「坪井エネルギー」 E_T とよぶことにすれば、3-1節に述べたエネルギーの上限はこの E_T であると考えることができよう。(14)式からわかるように、 $E_T \rightarrow \infty$ とすれば

$$\lim_{E_T \rightarrow \infty} P(M_1, M_2) = (E_1/E_S)^{-\gamma} - (E_2/E_S)^{-\gamma} \quad (16)$$

となる。したがって E_T が小さくなると、 $E_T < E$ のエネルギーをもつ地震の起こる確率は零であるが、 $E_S \leq E \leq E_T$ のエネルギーをもつ地震の起こる確率が增加する。増加の割合はエネルギーまたはマグニチュードに無関係である。

5) C. Tsuboi, *J. Phys. Earth*, **12** (1964), 25.

3-1-2. 予備確率計算の例

気予庁発行の地震月報によれば、1926-1960 の期間に、緯度 ϕ 、経度 λ が

$$34.5^\circ \leq \phi \leq 36.5^\circ, \quad 139^\circ \leq \lambda \leq 141^\circ$$

で限られる関東地方に発生した $M \geq 5$ の地震のマグニチュード別頻度は第1表のようになる。このデータによって、(6) 式の a, b を最小自乗法によって求めると

$$a=5.48, \quad b=0.803$$

となる。この場合 $\log n - M$ 図は Fig. 1 のようになる。

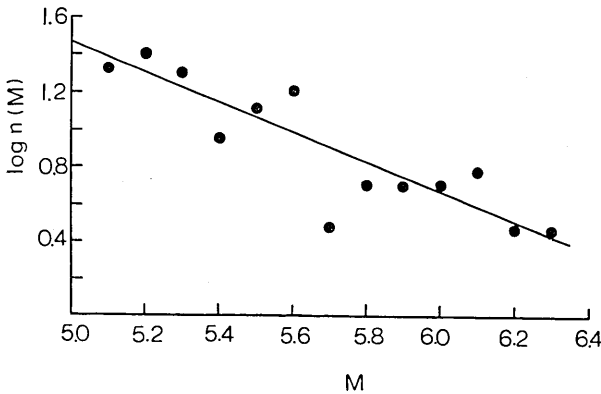


Fig. 1. Magnitude-frequency relation of earthquakes for $M \geq 5$ in a 200×200 km area centred by Tokyo.

第1表 関東地方の地震のマグニチュード別頻度 (1926-1960).

M	回数	M	回数
5.0	37	6.1	6
5.1	21	6.2	3
5.2	25	6.3	3
5.3	20	6.4	0
5.4	9	6.5	2
5.5	13	6.6	1
5.6	16	6.7	0
5.7	3	6.8	0
5.8	5	6.9	0
5.9	5	7.0	2
6.0	5		

有史以来関東地方に起こった $M \geq 6$ の地震を理科年表より拾い出すと第2表のようになる。このデータについて坪井⁵⁾の手法をまねて、放出エネルギーおよび坪井エネルギーをみつめることにする。Fig. 2は放出エネルギーの積算曲線である。坪井は S および S' の平行2直線で積算曲線をはさんだ。Fig. 2では1600年以前にエネルギー放出が少ないのは、データが不備のためと仮定し、それ以降について S および S' を図のようにとる。 S および S' をどのようにとるかにについてはあまり根拠はない。坪井による日本全体の S および S' の傾きはエネルギー供給が 22.4×10^{22} erg/年であることを示す。全日本と関東地方の面積比は約0.033と求められるので、関東地方地下へのエネルギー供給率は 0.74×10^{22} erg/年と計算される。ところが Fig. 2の S と S' の傾きは 0.77×10^{22} erg/年となり、よい一致を示す。

S と積算曲線の差が坪井エネルギーであるが、1968年で 9.2×10^{23} erg と求められるので、これを E_T とする。 E_S としては $M=5$ に対応する値 2.0×10^{19} erg をとることにする。これらの値を用いて (14) 式により、関東地方に地震が発生したときそのマグニチュードが $M=5$ にはじまる0.5きざみの区間にはいる確率を計算すると第3表のように求められる。これらの値は地震予知要素導入前の予備確率と考えることができる。

第2表 関東地方大地震

年	地 名	M	年	地 名	M
818	関東諸国 139.3°E, 35.2°N	7.9	1697	相模武蔵 139.5°E, 35.8°N	6.9
841	伊豆 138.9, 35.1	7.0	1703	江戸及東海道諸国 139.8, 34.7	8.2
878	関東諸国 139.3, 35.5	7.4	1746	江戸, 日光	6.9
1213	鎌倉	6.4	1782	相模 139.7, 35.1	7.3
1227	"	6.2	1784	江戸	6.1
1240	"	6.4	1812	神奈川品川 139.6, 35.4	6.6
1241	" 139.3, 35.3	7.0	1843	小田原	6.3
1257	関東 140.9, 35.2	7.0	1853	相模伊豆駿河 139.1, 35.8	6.5
1293	関東, 越後	7.1	1855	江戸 139.8, 35.8	6.9
1433	相模 139.5, 34.9	7.1	1894	東京及付近 139.9, 35.7	7.5
1592	江戸	6.7	1895	利根川下流域 140.4, 35.9	7.3
1615	" 139.7, 35.7	6.4	1905	伊豆大島 139.2, 34.8	7.0
1628	"	6.1	1909	房総沖 140.9, 35.3	7.7
1630	"	6.7	1921	竜ヶ崎付近 140.1, 35.8	7.1
1633	関東 139.2, 35.6	7.1	1922	浦賀水道 139.7, 35.7	6.9
1635	江戸	6.1	1923	下総西北隅 140.0, 36.0	6.3
1643	"	6.2	1923	関東南部 139.3, 35.2	7.9
1647	"	6.4	1924	相模中部 139.2, 35.5	7.2
1648	相模 139.3, 35.1	7.1	1930	伊豆北部 138.9, 35	7.0
1649	江戸 139.7, 36.1	7.1	1931	武蔵西北部 139.1, 36	6.7
1649	" (川崎) 139.6, 35.5	6.4	1956	千葉県西部 139.9, 35.7	6.0
1650	下野武蔵	6.6	1956	千葉県中部 140.2, 35.5	6.7
1670	相模 139.2, 35.4	6.4	1968	埼玉県中部 139.4, 36.0	6.4

第3表 関東地方に起こる地震のマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率

M_1	M_2	$P(M_1, M_2)$	M_1	M_2	$P(M_1, M_2)$
5.0	5.5	0.599	6.5	7.0	0.038
5.5	6.0	0.245	7.0	7.5	0.015
6.0	6.5	0.097	7.5	8.0	0.006

3-2. マグニチュードに関する地震予知要素の導入

3-2-1. 測地学的方法

水準, 三角, 光波測量などの反復によって異常地殻変動を発見したとする. 何が異常地殻変動であるかは必ずしも明らかではないが, 例えば水準変化速度が 10 mm/年を越えれば異常現象と考える.⁶⁾

檀原⁶⁾によれば, 地震に伴なう異常地殻変動域の平均半径 r (単位:cm) とその変動に直

6) 檀原 毅 測地学会誌 12 (1966), 18.

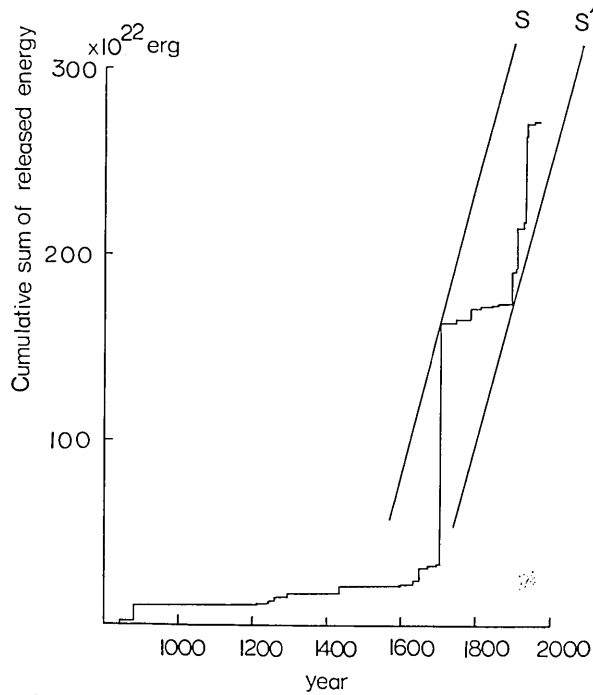


Fig. 2. Cumulative sum of energy released by large earthquakes in a 200×200 km area centred by Tokyo. Line S denotes the cumulative energy, which may possibly be released as earthquakes, supplied to the earth crust there on the condition that the rate of supply is constant. No earthquake having an energy larger than the difference between S and S' would take place.

接関係すると思われる地震のマグニチュード M との間には

$$\log r^3 = 8.18 + 1.53 M \tag{17}$$

が近似的に成立ち、 M の標準偏差 σ_M は 0.8 となる。Fig. 3 は $\log r^3 - M$ 図である。

今地震の前兆的変動にも (17) 式が成立つと仮定して、異常地殻変動域の平均半径を観測より決定し、その r を用いて (17) 式によって求めたマグニチュードを M_0 とする。この

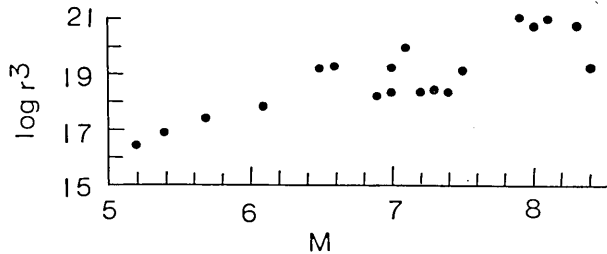


Fig. 3. $\log r^3$ versus M (earthquake magnitude) plots for 19 earthquakes in Japan, where r denotes the effective radius in units of cm of the area over which crustal deformation associated with an earthquake is observed. (After Dambara, 1966)

変動に伴う地震のマグニチュードを M とし、 $M-M_0$ が Gauss 分布に従うと仮定する。 $(M$ には上限があるので、実際にはこの仮定は成立しない.)

そのような場合には、マグニチュードが M と $M+dM$ の間にある確率は

$$W_G(M)dM = \frac{h_M}{\sqrt{\pi}} e^{-h^2 M(M-M_0)^2} dM \quad (18)$$

で与えられる。但し

$$\sigma_M = \frac{1}{\sqrt{2} h_M} \quad (19)$$

である。したがって、マグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率は

$$W_{GM}(M_1, M_2) = \frac{h_M}{\sqrt{\pi}} \int_{M_1}^{M_2} e^{-h^2 M(M-M_0)^2} dM \quad (20)$$

となる。

誤差関数 Φ を用いて、 Φ を

$$\Phi(\gamma) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\gamma e^{-u^2} du \quad (21)$$

で定義すれば

$$W_{GM}(M_1, M_2) = \frac{1}{2} [\Phi(h_M(M_2-M_0)) - \Phi(h_M(M_1-M_0))] \quad (22)$$

となる。

W_{GM} を具体的に算出する場合に σ_M の値が正確に知られていないという困難がある。檀原⁶⁾は 19 個の地震についての統計から $\sigma_M=0.8$ という値を求めているが、そのデータのうちマグニチュードが 6.6 以下の地震だけについてみるならば、 $\sigma_M \sim 0.1$ 程度のようにみえる。このような状態であるので、ここでは第 4 表にみられるように、 σ_M の 2, 3 の値について W_{GM} を計算した。

本節の考え方は、異常地殻変動として蓄積された歪エネルギーの全部または 1 部がただ 1 個の地震として放出されることを仮定していることに注意しなければならない。もし複数の地震を仮定し、3-1 節のようなエネルギー配分を考慮するならば、小さいマグニチュードに対する確率が大きくなるはずである。

第 4 表 $r=10, 50$ km に対する $W_{GM}(M_1, M_2)$

M_1	M_2	$r=10$ km			$r=50$ km		
		$\sigma_M=0.8$	$\sigma_M=0.4$	$\sigma_M=0.2$	$\sigma_M=0.8$	$\sigma_M=0.4$	$\sigma_M=0.2$
5.0	5.5	0.091	0.012	0.000	0.002	0.000	0.000
5.5	6.0	0.180	0.148	0.023	0.011	0.000	0.000
6.0	6.5	0.240	0.438	0.668	0.040	0.001	0.000
6.5	7.0	0.223	0.336	0.308	0.107	0.003	0.000
7.0	7.5	0.142	0.064	0.002	0.146	0.204	0.067
7.5	8.0	0.062	0.003	0.000	0.244	0.465	0.775
8.0	8.5	0.022	0.000	0.000	0.207	0.269	0.158

第5表 関東地方で異常地殻変動
を観測したと仮定したときの
総合確率

M_1	M_2	$r=10$ km	$r=50$ km
5.0	5.5	0.000	0.000
5.5	6.0	0.069	0.000
6.0	6.5	0.789	0.000
6.5	7.0	0.142	0.000
7.0	7.5	0.000	0.178
7.5	8.0	0.000	0.822

第6表 地磁気永年変化異常地域
とその近傍の地震

地 域	平均半径	M
石川県大聖寺付近	30 km	7.0
京都府宮津付近	30	6.9
和歌山県田辺付近	13	6.4
静岡県焼津付近	15	6.2
新潟県新発田付近	35	7.3
北海道帯広付近	20	7.0

関東地方で異常地殻変動が観測されたとするならば、第3表の予備確率と第4表の W_{GM} とから第5表のような総合確率が求められる。但し $\sigma_M=0.2$ を仮定した。

3-2-2. 磁気測量

田島⁷⁾は国土地理院の一等磁気測量の反復結果を調べて、柿岡地磁気観測所を標準とした場合に、永年変化の絶対値が異常に大きい磁気点が存在することを指摘した。その分布は系統的であって、変化ベクトルの大きさが 2γ /年以上であるような地域を地図上に示すことができる。この異常永年変化地域は、その近傍に発生したマグニチュード6以上の地震の分布と関係があるように見える。1955-60の期間で異常永年変化地域でありながら、

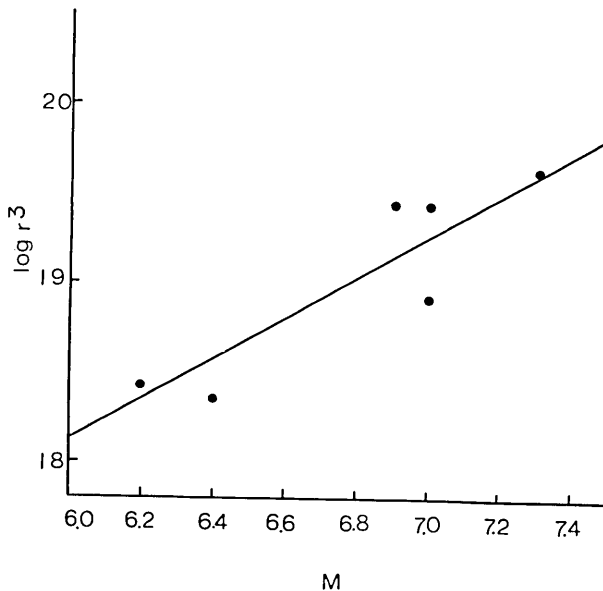


Fig. 4. $\log r^3$ versus M plots, where r denotes the effective radius in units of cm of the area over which an anomalous geomagnetic change associated with an earthquake is observed.

7) M. TAZIMA, *Bull. Geograph. Sur. Inst.*, **13** (1968), 1.

1968年現在にいたるまで顕著な地震が起こらないのは島根県だけである。田島の論文より、異常地域の面積をみつもって平均半径 r を求めると第6表のようになる。また3-2-1節の異常地殻変動の場合の処理に準じて、 $\log r^3$ と M との関係、相関が顕著な場合について図示すると Fig. 4 のようになり、ばらつきは大きいけれども $\log r^3$ が M とともに大きくなる傾向がみられる。この両者に直線関係をあてはめると

$$\log r^3 = 11.4 + 1.1M \quad (23)$$

となる。但し r は cm 単位とする。この場合標準偏差 σ_M は 0.1~0.2 程度である。

第7表 $r=10, 50$ km に対する
 $W_{MM}(M_1, M_2)$. $\sigma_M=0.2$ とする

M_1	M_2	$r=10$ km	$r=50$ km
5.0	5.5	0.013	0.000
5.5	6.0	0.494	0.000
6.0	6.5	0.494	0.000
6.5	7.0	0.006	0.000
7.0	7.5	0.000	0.159
7.5	8.0	0.000	0.774

第8表 関東地方で異常地殻変動
および異常地磁気永年変化を
観測したと仮定したときの
総合確率

M_1	M_2	$r=10$ km	$r=50$ km
5.0	5.5	0.000	0.000
5.5	6.0	0.080	0.000
6.0	6.5	0.918	0.000
6.5	7.0	0.002	0.000
7.0	7.5	0.000	0.043
7.5	8.0	0.000	0.957

異常地磁気永年変化を観測した場合に、地震予知要素としての確率 $W_{MM}(M_1, M_2)$ は3-2-1節の場合と全く同様に計算され、 $\sigma_M=0.2$ とすれば、 W_{MM} は第7表のように求められる。かりに関東地方で異常地殻変動を観測したとして得た第5表の確率が仮想的異常地磁気永年変化の追加によってどう変化するかを計算すると第8表のようになる。

磁気測量反復の場合は観測実例が少なく、標準偏差が大きい悩みがある。地磁気の方法を有力な地震予知要素とするためには、観測点の密度を高めることおよび非局地的地磁気変化の除去を含む総合的測定精度の増加が必要であろう。目下磁気測量へのプロトン磁力計の導入、自然磁気雑音の調査研究などが進行しているので、近い将来には地磁気の方法がさらに有力な地震予知要素となるみこみがある。

3-2-3. 地震活動

坪井⁸⁾は、前震は余震と同じように、本震のエネルギーの蓄えられている地震体積の中に起こると考えている。もしそうだとすれば、余震域の面積 A と本震のマグニチュードに関する宇津・関の式⁹⁾

$$\log A = M + 6 \quad (24)$$

は前震域の面積と本震のマグニチュードとの関係にもあてはまるであろう。(24)式の A は cm^2 単位である。

8) 坪井忠二 新・地震の話 岩波書店 (1967).

9) 宇津徳治・関 彰 地震 [ii], 7 (1955) 233.

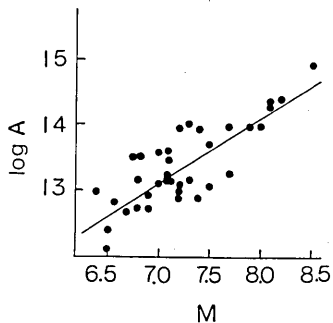


Fig. 5. Relation between aftershock area A in cm^2 and magnitude M . (After Utsu and Seki, 1955)

宇津・関の統計 (Fig. 5) をみると、 M の標準偏差 σ_M は 0.2~0.3 程度である。 $\sigma_M=0.2$ とすれば、前震域の有効半径を r とし、 $r=10$ および 50 km に対する確率 $W_{SM}(M_1, M_2)$ は、前々節および前節と同じ方法で第 9 表のように計算される。

したがって関東地方に発生する地震のマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる予備確率 (第 3 表) から出発して、異常地殻変動をつけ加えた場合の総合確率 (第 5 表)、さらに異常地磁気永年変化を追加した場合の総合確率 (第 8 表)、その上に異常地震活動を考慮した場合の総合確率 (第 10 表) を求める計算を逐次実行することができる。 Fig. 6

第 9 表 $r=10, 50$ km に対する $W_{SM}(M_1, M_2)$. $\sigma_M=0.2$ とする

M_1	M_2	$r=10$ km	$r=50$ km
5.0	5.5	0.000	0.000
5.5	6.0	0.002	0.000
6.0	6.5	0.494	0.000
6.5	7.0	0.494	0.000
7.0	7.5	0.002	0.023
7.5	8.0	0.000	0.674
8.0	8.5	0.000	0.322

第 10 表 関東地方で異常地殻変動、異常地磁気永年変化および異常地震活動を観測したと仮定したときの総合確率

M_1	M_2	$r=10$ km	$r=50$ km
5.0	5.5	0.000	0.000
5.5	6.0	0.000	0.000
6.0	6.5	0.998	0.000
6.5	7.0	0.002	0.000
7.0	7.5	0.000	0.002
7.5	8.0	0.000	0.998

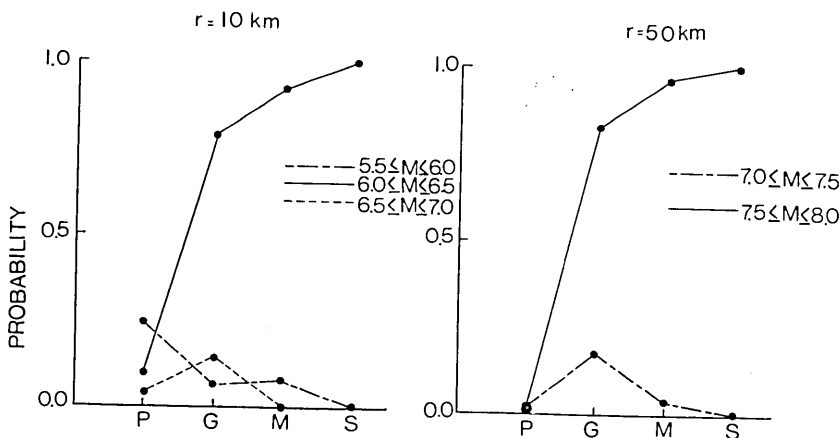


Fig. 6. Changes in probabilities for respective magnitude ranges when premonitory effects are observed over an area having an effective radius of 10 and 50 km respectively. Starting from preliminary probability (P), how the synthesized probabilities change when observations of anomalous crustal deformation (G), anomalous geomagnetic change (M) and foreshock activity (S) are added one after another is illustrated.

はこのような手続きによって、総合確率がどのように変化するかを示したもので、測地学的方法、磁気測量の方法、および微小地震観測の方法によって、ある地域に地震が発生した場合のマグニチュードを非常に適確に予想できることを示す。測地学的方法だけでも、もし異常地殻変動が観測にかかるとすれば、0.8 の確率で 0.5 きざみのマグニチュードを予想することができるというわけである。

3-2-4. 他の地震予知要素

上記の三つの方法のほかに、地殻変動連続観測、地磁気連続観測、地震波速度変化観測などの要素があるが、これらは主として固定観測点での観測であるため、異常変化の広がりを求めることが困難である。したがって観測点の密度を高めるか、異常変化が発見されただけに前3節の観測を実施するかしないと、マグニチュード予測には役立たない。しかし松代地震の際の水管傾斜計のように、この種連続観測がその近傍の地殻活動の指数的役割を果たす可能性は大切である。

4. 地震発生時期の予想

4-1. 予 備 確 率

地震の発生が時間的に定常かつ偶発的であるとすれば、発生回数は Poisson 分布をする。¹⁰⁾ 地震回数の単位時間あたりの平均数を k とすれば、ある時間間隔 T の間に n 個の地震が発生する確率は $(kT)^n e^{-kT}/n!$ で与えられる。 $n \rightarrow 0$ として、 T の間に一つも地震が発生しない確率は e^{-kT} となる。したがって、 t_1 と t_2 の間に少なくとも1回地震が発生する確率は

$$P(t_1, t_2) = 1 - e^{-k(t_2 - t_1)} \quad (25)$$

となる。これを時間に関する地震発生の予備確率と考えることにする。

地震月報によれば、1926-1960 の期間に関東地方に発生した $M \geq 5$ の地震回数は第11表のようになる。したがって平均回数は $k = 5.0$ 回/年 である。

第2表からわかるように、この統計では、 $5.0 \leq M \leq 6.0$ の地震は 159 個、 $6.0 \leq M$ の地震は 17 個である。したがってここで求めた平均回数は、 $5.0 \leq M \leq 6.0$ の区間ならば適用できるであろう。 $t_1 = 0$ 、 $t_2 = t$ として、 t のいろいろの値についての確率を計算し、第12表に $P_i(0, t)$ として示した。

$6.0 < M$ の地震についてのデータはさらに貧弱であるが、第2表の 1600 年以降の地震 35 個を用いると、 $k = 0.10$ 回/年 のいう値が得られるので、 $6.0 < M$ の地震についてはこの値が適用できるとして議論を進める。この場合の確率 $P_i(0, t)$ を第12表に示してある。

地震発生の時間分布とマグニチュード分布が互いに無関係であるとすれば、現在 ($t=0$) から t までの間に少なくとも1個の地震が関東地方に発生し、そのマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率は

$$P(0, t; M_1, M_2) = P_i(0, t) P(M_1, M_2) \quad (26)$$

10) 例えば 安芸敬一 地震 [ii], 8 (1956), 205.

第11表 関東地方の $M \geq 5$ の地震の発生回数

年	回数	年	回数
1926	4	1944	7
27	4	45	4
28	8	46	8
29	4	47	6
30	8	48	7
31	8	49	4
32	2	50	6
33	4	51	5
34	5	52	7
35	13	53	7
36	3	54	3
37	7	55	2
38	4	56	3
39	6	57	1
40	5	58	2
41	6	59	1
42	2	60	2
43	8	合計	176

第12表 現在から t までの間に少なくとも1個の地震が関東地方に発生する予備確率

t	$P_s(0, t)$	$P_l(0, t)$
10日	0.128	0.003
30	0.337	0.008
90	0.709	0.025
180	0.915	0.048
1年	0.994	0.095
2	1.000	0.181
5	1.000	0.423
10	1.000	0.632
20	1.000	0.865
30	1.000	0.950
40	1.000	0.982
50	1.000	0.993
60	1.000	0.998

で与えられる。但し i はマグニチュードに応じて s または l となる。 $P(0, t; M_1, M_2)$ の数値は第3表と第12表によって計算され、第13表のようになる。

第13表 現在から t までの間に少なくとも1個の地震が関東地震に発生し、そのマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる予備確率

M_1	M_2	$t=10$ 日	$t=30$ 日	$t=90$ 日	$t=180$ 日	$t=1$ 年	$t=2$ 年	$t=5$ 年	$t=10$ 年	$t=20$ 年
5.0	5.5	0.077	0.201	0.424	0.548	0.595	0.599	0.599	0.599	0.599
5.5	6.0	0.031	0.083	0.174	0.224	0.243	0.245	0.245	0.245	0.245
6.0	6.5	0.000	0.001	0.002	0.005	0.009	0.018	0.041	0.061	0.084
6.5	7.0	0.000	0.000	0.001	0.002	0.004	0.007	0.016	0.024	0.033
7.0	7.5	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.006	0.010	0.013
7.5	8.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.004	0.005

4-2. 発生時期に関する地震予知要素の導入

4-2-1. 測地学的方法

坪川¹¹⁾によれば異常地殻変動が発生してから地震発生に到る時間 ΔT_G と、その地震のマグニチュード M との間には、年単位で ΔT_G を測ると

11) 坪川家恒 私信 (1968).

$$\log \Delta T_G = 0.75M - 4.27 \quad (27)$$

が近似的に成立つ。Fig. 7 は (27) 式を導く根拠となる $\log \Delta T_G - M$ 図である。

(17) と (27) とから M を消去するならば

$$0.75 \log r^3 - 1.53 \log \Delta T_G = 12.67 \quad (28)$$

となるから、 r が知れているときには、(28) 式より求めた時間を ΔT_{G_0} とし、さらに $\tau = \log \Delta T_G$ および $\tau_0 = \log \Delta T_{G_0}$ と書くことにする。 $\tau - \tau_0$ が Gauss 分布に従うと仮定すれば、時刻 t_1 と t_2 の間に地震の起こる確率は

$$W_{Gt}(t_1, t_2) = \frac{h_\tau}{\sqrt{\pi}} \int_{\tau_1}^{\tau_2} e^{-h_\tau^2(\tau - \tau_0)^2} d\tau \quad (29)$$

で与えられる。ここに τ の標準偏差 σ_τ は

$$\sigma_\tau = \frac{1}{\sqrt{2} h_\tau} \quad (30)$$

で定義される。

3-2-1 節と同様な計算により、地殻変動発生時を $t=0$ として t が $0 \sim t$ すなわち τ が $-\infty \sim \tau$ の間に地震の起こる確率は

$$W_{Gt}(0, t) = \frac{1}{2} [1 + \Phi(h_\tau(\tau - \tau_0))] \quad (31)$$

となる。

4-1 節の $P_i(0, t)$ ($i=s, l$) を予備確率とし、測地学的方法により $W_{Gt}(0, t)$ を得たとした場合の総合確率は次のように計算される。

$$W(0, t) = \frac{P_i(0, t) W_{Gt}(0, t)}{P_i(0, t) W_{Gt}(0, t) + P_i(t, \infty) W_{Gt}(t, \infty)} \quad (32)$$

ここに $P_i(0, \infty) = W_{Gt}(0, \infty) = 1$ であるから

$$\left. \begin{aligned} P_i(t, \infty) &= 1 - P_i(0, t) \\ W_{Gt}(t, \infty) &= 1 - W_{Gt}(0, t) \end{aligned} \right\} \quad (33)$$

が成立つ。

Fig. 7 をみると、 σ_τ はきわめて小さい。地震のマグニチュード決定の精度などを考慮すると、Fig. 7 の各点は不思議なほどうまく直線にのっている。ここではばらつきをやや多くみて、かりに $\sigma_\tau = 0.2$ ととることにする。 $r=10$ および 50 km に対し、(31) 式によって計算された $W_{Gt}(0, t)$ は第 14 表のようになる。さらに $r=10 \text{ km}$ および $r=50 \text{ km}$ に対しては P_i を用いて、(32) 式によって総合確率 $W(0, t)$ が第 15 表のように計算される。

第 5 表と第 15 表とから、関東地方で異常地殻変動を観測したと仮定したとき、現在から t までの間に少なくとも 1 個の地震が発生し、そのマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率は第 16 表のように計算される。

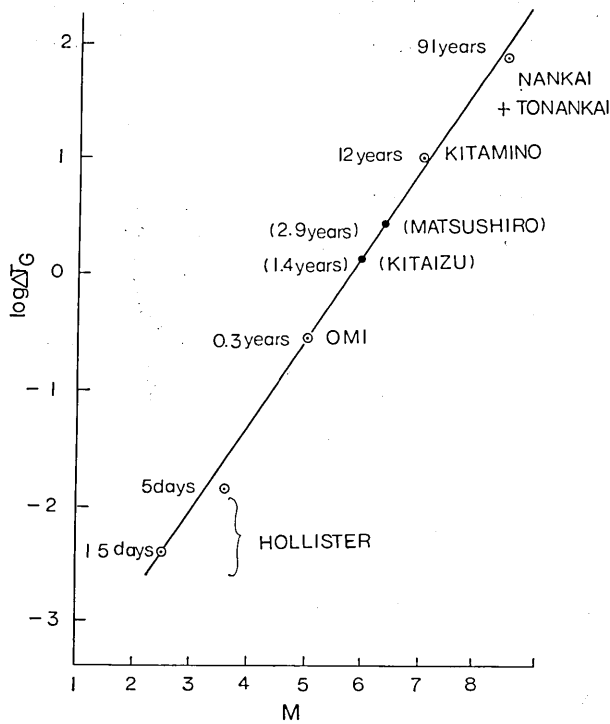


Fig. 7. Relation between $\log \Delta T_G$ and M . ΔT_G is the time-interval in units of year between occurrence of anomalous crustal deformation and the main shock. (After Tsubokawa, personal communication, 1968)

第14表 $r=10, 50$ km に対する $W_{Gt}(0, t)$. $\sigma_r=0.2$ とする

$r=10$ km		$r=50$ km	
t	$W_{Gt}(0, t)$	t	$W_{Gt}(0, t)$
10日	0.000	1年	0.000
30	0.000	2	0.000
90	0.000	5	0.000
180	0.000	10	0.002
1年	0.004	20	0.088
2	0.114	30	0.321
5	0.784	40	0.568
10	0.989	50	0.739
20	1.000	60	0.850

第15表 関東地方で異常地殻変動を観測したと仮定したときの発生時期についての総合確率

$r=10$ km		$r=50$ km	
t	$W(0, t)$	t	$W(0, t)$
10日	0.000	1年	0.000
30	0.000	2	0.000
90	0.000	5	0.000
180	0.000	10	0.003
1年	0.000	20	0.382
2	0.028	30	0.900
5	0.727	40	0.986
10	0.994	50	0.998
20	1.000	60	1.000

第16表 関東地方で異常地殻変動を観測したと仮定したとき、現在から t までの間に少なくとも1個の地震が関東地方に発生し、そのマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率

(a) $r=10$ km

M_1	M_2	$t=10$ 日	$t=30$ 日	$t=90$ 日	$t=180$ 日	$t=1$ 年	$t=2$ 年	$t=5$ 年	$t=10$ 年	$t=20$ 年
5.0	5.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
5.5	6.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.050	0.069	0.069
6.0	6.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.574	0.784	0.789
6.5	7.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.103	0.141	0.142
7.0	7.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
7.5	8.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

(b) $r=50$ km

M_1	M_2	$t=1$ 年	$t=2$ 年	$t=5$ 年	$t=10$ 年	$t=20$ 年	$t=30$ 年	$t=40$ 年	$t=50$ 年	$t=60$ 年
5.0	5.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
5.5	6.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
6.0	6.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
6.5	7.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
7.0	7.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.068	0.160	0.175	0.178	0.178
7.5	8.0	0.000	0.000	0.000	0.002	0.314	0.740	0.810	0.820	0.822

ここに注意しなければならないことは、上記のことがらは異常地殻変動を検知すれば必ず地震が起こることを仮定している点である。

実際には異常地殻変動を検知したとき、地震の起こる確率を V_G とするならば

$$W'_{Gt} = \frac{W_{Gt} V_G}{W_{Gt} V_G + (1 - W_{Gt})(1 - V_G) + W_{Gt}(1 - V_G) + (1 - W_{Gt}) V_G} \quad (34)$$

で計算される W'_{Gt} を W_{Gt} としてとり扱うべきであろう。しかし現在の知識では V_G を推定する根拠に乏しいので、 W_{Gt} を大きくみつめるセンスで $V_G=1$ と仮定する。 $V_G=1$ ならば当然 $W'_{Gt}=W_{Gt}$ である。

4-2-2. 磁気測量

一等磁気点における地磁気絶対測定は、数年の時間間隔をもって実施されてきている。したがって異常永年変化がいつから始ったかを検出することは、現状では数年以内の精度では不可能である。また本格的磁気測量が実施されるようになったのは1950年以降であり、その時期にすでに異常変化が始まっていると思われる磁気点もいくつかある。このような状態であるので、磁気測量の結果を地震発生時期の予想に使うことは現状では困難であろう。しかし将来データが集積すれば、あるいは実用になるかもしれない。

4-2-3. 地震活動

茂木^{12),13)}によれば、前震を伴った地震の最初の前震から本震までの時間間隔 ΔT_S について第17表のような例がある。このデータでは、 ΔT_S の平均値は27.8日となるが、松代地震のときの経験^{14),15)}によれば、マグニチュード5程度の地震の発生地域に、数か月前から極微小地震が発生していた例が数回あるので、近代化された高感度観測によれば ΔT_S はもっと大きく求められる可能性がある。

第17表 前震を伴った地震の前震一本震の時間間隔 ΔT_S および
マグニチュード (茂木による)

発生地	年	M	ΔT_S	発生地	年	M	ΔT_S
熊本県中部	1929	4.9	11日	日向洋	1931	6.6	8日
奄美大島	1954	6.1	0.3	熊本県東部	1946	5.1	2
新島	1957	6.3	12	熊本県北部	1933	5.0	15
山梨県東部	1931	6.0	14	山梨県中部	1940	5.0	12
岐阜県北部	1927	4.6	40	伊豆半島北部	1930	7.0	15
広島県北部	1930	6.0	60	長野県松代付近	1964	4.5	0.17
長崎県南部	1937	5.0	76	長野県上高地付近	1963	4.8	5
熊本県中部	1937	5.0	174	エトロフ	1963	8 ¹ / ₄	1.6
北海道渡島半島	1953	5.0	66	チリ	1960	8.5	0.8
広島県北部	1927	6.0	70	アリューシャン	1965	7 ³ / ₄	4
長野市付近	1941	6.2	56	パークフィールド (カリフォルニア)	1966	5.5	0.13
京都府中部	1936	4.5	21	クレマスタ (ギリシャ)	1966	6.3	30
大分県西部	1935	4.8	1				

ΔT_S は本震のマグニチュードに全く無関係のように思われる。したがって、 $\tau = \log \Delta T_S$ において、 τ の算術平均を τ_0 とする。今の場合、 ΔT_S を日単位で測れば $\tau_0 = 0.985$ である。 τ の標準偏差は $\sigma_\tau = 0.83$ と求められる。 $\tau - \tau_0$ が Gauss 分布に従うと仮定すれば、4-2-1 節と同じ論法によって、前震の始まりの時刻を $t=0$ ($\tau = -\infty$) とし、時刻が 0 と t ($-\infty$ と τ) の間に本震の起こる確率 $W_{S_1}(0, t)$ を計算すると、第18表のようになる。

ここで4-2-1 節に述べたと同様の注意が必要である。というのは、本節の議論は前震があれば必ず本震があることを前提にしているからである。実際には前震らしい地震群が起こったとき、本震の起こる確率を V_S として、(34) 式にならって確率を計算しなおすことが必要であろう。但し V_S の値は現状では不明であるので、4-2-1 節と同じ理由で $V_S = 1$ としてとり扱う。

関東地方で異常地殻変動を観測し、さらに前震を観測したと仮定して、第15表の $W(0, t)$ と第18表の $W_{S_1}(0, t)$ を組合せて、前と同様に総合確率を求めることができる。第

12) K. MOGI, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41** (1963), 615.

13) 茂木清夫 私信 (1968).

14) M. OHTAKE, H. CHIBA and T. HAGIWARA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45** (1967), 861.

15) K. HAMADA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46** (1968), 271.

第18表 前震が始ってから t までの間に本震の発生する確率

t	$W_{St}(0, t)$
1日	0.119
5	0.366
10	0.507
20	0.648
30	0.720
50	0.804
90	0.878
180	0.936
1年	0.971
2	0.988
5	0.997

第19表 関東地方で異常地殻変動 ($r=10$ km) と前震発生が同時に観測されたと仮定したとき、 $0\sim t$ の間に本震が発生する総合確率

t	$W(0, t)$
10日	0.030
30	0.000
90	0.000
180	0.000
1年	0.0132
2	0.703
5	0.999
10	1.000
20	1.000

第20表 関東地方で $t=0$ に おいて異常地殻変動 ($r=50$ km) が観測されてから 20 年後に前震の発生が観測されたと仮定したとき 20 年 $\sim t$ の間に本震の発生する総合確率

t	$W(20年, t)$
21年	0.947
22	0.970
25	0.990
30	1.000

19表は、異常地殻変動検出と前震観測が同時に行なわれたと仮定して、 $r=10$ km の場合に得られた総合確率である。第20表は異常地殻変動 ($r=50$ km) が観測されてから 20 年後に前震の発生が観測されたと仮定したとき、20 年 $\sim t$ の間に本震の発生する総合確率である。後者の計算のためには、時刻の各単位時間ごとの発生確率を必要とするが、計算が特に困難になることはない。また第10表のマグニチュード別確率を組合せて、現在から t までの間に少なくとも 1 個の地震が発生し、そのマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率を第21表のように計算できる。

Fig. 8 は測地学的方法および前震観測によって、 $0\sim t$ の間に地震の発生する確率がどのように変化するかを示す図である。 $r=10$ km に対しては異常地殻変動と前震発生が同時であると仮定し、 $r=50$ km については後者が 20 年おくれるとしてある。

第21表 関東地方で $t=0$ に異常地殻変動、さらに (a) については $t=0$ 、(b) については $t=20$ 年に前震発生を観測したと仮定したとき、 $0\sim t$ 間に少なくとも 1 個の地震が発生して、そのマグニチュードが M_1 と M_2 の間の値をとる確率

(a) $r=10$ km

M_1	M_2	$t=1$ 年	$t=2$ 年	$t=5$ 年	$t=10$ 年	$t=20$ 年
5.0	5.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
5.5	6.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
6.0	6.5	0.013	0.702	0.997	0.998	0.998
6.5	7.0	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002
7.0	7.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
7.5	8.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

(b) $r=50$ km

M_1	M_2	$t=21$ 年	$t=22$ 年	$t=25$ 年	$t=30$ 年	$t=40$ 年
5.0	5.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
5.5	6.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
6.0	6.5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
6.5	7.0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
7.0	7.5	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
7.5	8.0	0.945	0.968	0.988	1.000	1.000

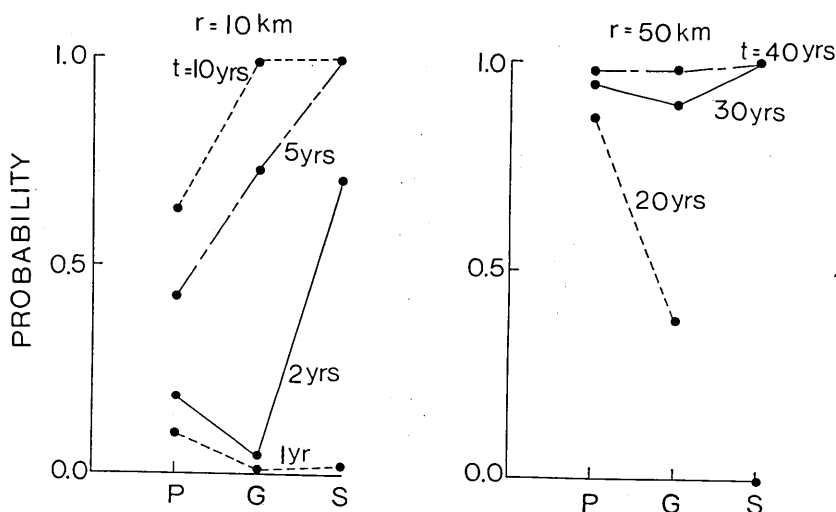


Fig. 8. Changes in probabilities for respective time ranges when premonitory effects are observed over an area having an effective radius of 10 and 50 km. For $r=10$ km, it is assumed that the foreshock activity starts when the anomalous crustal deformation (G) is observed, while foreshocks for $r=50$ km are assumed to start immediately after observing G.

地震の発生時期予想はマグニチュード予想にくらべて、信頼できるデータが不足しているように思われる。坪川の式 (27) もさらに今後の検討を必要とするであろうし、前震一本震の時間間隔の統計もきわめて貧弱である。また V_G や V_S などの不確定要素もあるので、発生時期についての確率はマグニチュードについての確率にくらべて信頼性が低いことはやむを得ない。

5. 地震予知の定量的方法

仮想的例題として関東地方をとるならば、地震が発生したとして、そのマグニチュードおよび発生時刻がある区間にはいる確率が、地震予知要素導入に伴ってどのように移り変わるかを、今までに求めた諸表を利用して、 $t-M$ 平面で図示することができる。0 から t までの間に少なくとも 1 個の地震が発生してそのマグニチュードが $M-0.25$ と $M+0.25$ の間にある確率 $W_p(M-0.25, M+0.25; 0, t)$ を、過去の地震発生統計だけから求めると Fig. 9 のような分布になる。

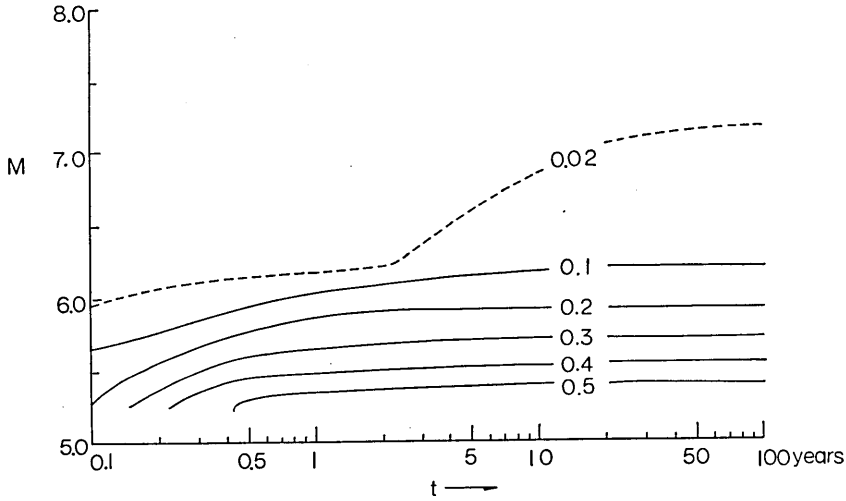


Fig. 9. Distribution of $W_P(M-0.25, M+0.25; 0, t)$, the preliminary probability of an earthquake to fall in a magnitude range of every 0.5 and a time range between 0 and t , on the $t-M$ plane.

今この地域で異常地殻変動が $t=0$ において観測されたと仮定するならば、その変動域の規模（ここでは平均半径 r が 10 および 50 km の場合を例としている）に応じて、総合確率 $W_{PG}(M-0.25, M+0.25; 0, t)$ は Fig. 10 のように求められる。

マグニチュード M_α 以上の地震が発生する確率が P_α を越えたとき、その地域を観測強化地域、さらに P_β を越えたときには観測集中地域とよぶことにし、一応のめやすとして

$$M_\alpha=6, P_\alpha=0.2, P_\beta=0.6$$

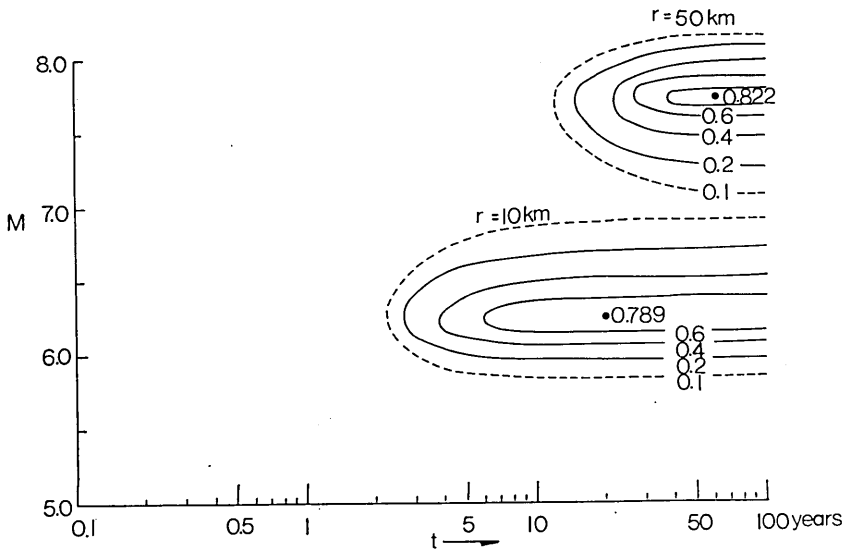


Fig. 10. Distribution of W_{PG} , the synthesized probability when an anomalous crustal deformation is taken into account.

とすれば、関東地方に異常地殻変動を観測してから、 $r=10$ km の場合には2.6年、 $r=50$ km の場合には15年後に観測強化地域に指定されることになる。

さらに前震活動が観測されたと仮想するならば($r=10$ km の場合には異常地殻変動と同時期に、また $r=50$ km の場合には異常地殻変動に20年おくらせてこの活動が発生したと

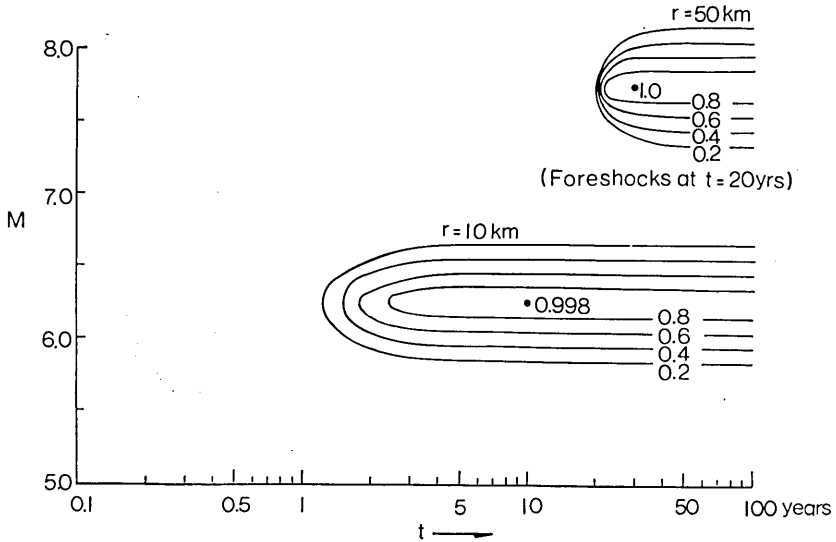


Fig. 11. Distribution of W_{PGS} , the synthesized probability when observation of foreshock activity is added to W_{PG} . The foreshock activity is assumed to begin at $t=0$ for $r=10$ km and at $t=20$ yrs for $r=50$ km.

仮想する), 新しい総合確率 $W_{PGS}(M-0.25, M+0.25; 0, t)$ は Fig. 11 のように計算される。したがって $r=10$ km の場合には1.2年で観測強化地域ということになり、1.8年後には観測集中地域に指定される。 $r=50$ km の場合には、前震活動が観測されて1年以内に観測強化地域、ほとんど同時に観測集中地域に指定されることになる。 P_α や P_β をどうとるのがいちばんよいかは、今後の経験によって決定されることであろう。なお観測強化地域の指定のためには、地震予知要素のうち一つだけを導入しただけでも大過はないであろうと思われる。

観測集中地域に指定された地域には、応急にいろいろの観測が集中されることは当然である。例えば地震計、傾斜計、伸縮計、磁力計、ジオディメーターなどによる観測である。これらの器械によって観測した結果が大地震の発生とどのように関係しているかは必ずしも明らかでない。むしろ現在地震予知年次計画によって建設している観測所から出てくるであろう観測データの集積を待って経験的にきめるべき問題であろう。したがって大地震がいつ起こるかを推定するきめ手は今後の研究にまたねばならない(マグニチュードについては、3-2-3 節に述べたように、かなりの精度で予測できる)。

本論においては、測地学審議会の建議にいう観測強化地域および観測集中地域の指定を定量化することを試みたが、地震発生の確率を推算して、確率の大小によってその指定を

行なうことが妥当であるという結論に達した。いわゆる specific な地震予知へのアプローチとして、本論文のような方法のほかにも、いろいろの手法があるであろう。本論文がこの方面の研究への関心を高めるきっかけとなることが望まれる。

この試論をまとめる途中、笠原慶一、行武 毅、萩原幸男の諸氏にはしばしば議論をして頂いた。特に萩原氏には計算の1部をお願いした。これらの諸氏に謝意を表す。また原稿は萩原尊礼、坪川家恒、笠原慶一、上田誠也氏らの御批判を得たことを記して、感謝の意を表す。

7. *Prediction of Magnitude and Occurrence Time of Earthquakes.*

By Tsuneji RIKITAKE,
Earthquake Research Institute.

Changes in probability of an earthquake, when it is assumed to occur in a specified area, to fall in a magnitude and time range are studied on the assumption 1) that the seismicity, especially for large earthquakes, is well-established in the area concerned and 2) that anomalous crustal deformation, anomalous geomagnetic change and foreshock activity are observed one by one.

In estimating probabilities, empirical relations between magnitude or occurrence time and premonitory effects are made use of. As can be seen in Fig. 6, the probability of taking on a magnitude value between a range becomes high for a certain range as we add observations of a different kind. It may be said that magnitude prediction can be achieved with a fairly high accuracy, whereas occurrence-time prediction is of lower accuracy because of scanty data.

The probabilities thus estimated can be illustrated on a $t-M$ plane as can be seen in Figs. 9, 10 and 11. According to the prediction procedure as proposed by the Geodetic Council, an area in which an anomalous geophysical element is found is called the "area for special observation" and, if the anomaly is evaluated by a committee consisting of specialists from universities and governmental institutions to have something to do with earthquake occurrence, the area is nominated to an "area for concentrated observation". Such a nomination procedure can be objectively performed relying on probabilities estimated in a way studied in this paper.