1923年関東地震の震源の深さについて

浜 田 信 生**

Note on the Focal Depth of the 1923 Great Kanto Earthquake

Nobuo Hamada (Meteorological Research Institute)

The hypocenter of the 1923 Great Kanto Earthquake was given by several investigators. Among them, the most widely accepted one was that given by Kanamori and Miyamura(1970). Considering the seismometrical data which are still available, their conclusions seem quite reasonable, especially in terms of its epicenter. However, the focal depth given as $0-10\,\mathrm{km}$ or very shallow seems to be of poor resolution and require re-examination. They evaluated the hypocenter using nearly one hundred P arrival times including teleseismic data. They employed the travel time tables of Jeffreys and Bullen (1958).

Unlike them, we included all data which would contribute to hypocenter determination, including S arrivals and S-P intervals from the local network. S-P intervals were employed for stations where the time keeping of the seismogram was not reliable. But we excluded teleseismic data from the study for fear that they may cause poor depth resolution. For computation, we used the JMA standard travel time tables which are adapted to local crustal structure. Several trials with different combinations of data set indicate the solutions are quite stable and the epicenter is located at 139° 8.9' E, 35° 20.8' N, on the northern edge of the Kozu-Matsuda fault, an active Quaternary fault. The focal depth estimated at 25km with an uncertainty of 6km is consistent with the field survey conducted after the earthquake that recognized no seismic fault around the epicenter. Thus the present study indicates that the Great Kanto Earthquake started from the lower crust and adds a new example to the hypothesis that the rupture of a big thrust earthquake tends to start from the bottom of the fault. The study also proved that the quality of old seismometrical data is worth being applied to the modern hypocenter determination method.

§ 1. はじめに

関東地震 (1923年) の震源, すなわち破壊が最初 に始まった場所については, 諸説出されて来たが, 現在では, Kanamori & Miyamura (1970) により 報告された震源 (λ =139.2°E, ϕ =35.4°N, h=0 -10km) が, もっとも信頼できるものとして一般的

に受け入れられている。Matsu'ura et al. (1980) は,同じ資料,同じ方法により同様な結果を得ている。Kanamori & Miyamura (1970)による震源は,特に震央については最も妥当であると考えられ,新しい資料が発見されない限り,あえて付け加えるべきことはほとんどない。しかし詳細に検討した結果,震源の深さについては,若干異なる見解を持つに至

^{*} Received Feb 5, 1986

^{**} 気象研究所

ったので、ここに報告する.

§ 2. 従来の結果

Kanamori & Mivamura (1970) による震源の求 め方は、観測資料として Kunitomi (1930) による近 地観測点の資料の他に、ISSに報告されている遠地 観測点の資料を用いていること、走時表としてJeffrevs & Bullen (1958) (以下 I-Bと略す) を用いた こと、P波の発震時のみを計算に使用したことの三 つの点に特徴がある. 問題点は、まず遠地観測資料 の利用である。遠地観測点の資料は、射出角の関係 から、震央の位置よりもむしろ震源の深さに対する 影響が大きく、しかもその影響はどのような走時表 を用いるかによっても左右される. 場合によっては 深さの分解能を悪くしたり、間違った深さを得る原 因となる. 遠い観測点の走時を無理に合わせようと すると、そのぶんだけ近くの観測点の走時残差が大 きくなる. 従って, 近地観測点の資料が十分にある 場合には、むしろ、そのような資料の利用は避ける べきと考えられる。走時残差が10秒以下の観測値を 許容して計算に用いているが、近地観測点の走時残 差に比べこの値はあまりに大きい。後で明らかにさ れるように、これでは明らかに刻時補正がずれてい る観測値が計算に含まれることになり、深さの精度 を悪くする. S波の読み取りを利用しなかった点に も疑問がある. 最近の微小地震観測網のように、震 源のまわりに密度の高い高感度の観測点が配置され ている場合は別として、一般にP波の発震時のみを 用いて震源を求めると、P波とS波を併用して震源 を求める場合に比べ、震源の決定精度が劣ることは よく知られている. 勿論大きい地震になる程, 震源 過程が複雑になるために、S波の読み取りは困難で 不正確になる傾向は否定できない。しかし初めから、 一部の情報を切り捨てて解析を行うことは、妥当と は思えない、読み取り精度の差は、計算の際、重み を考慮することにより解決できる。 地殻の速度一定 の J-Bの走時を用いることは、震央距離の短い観 測点にとっては、地殻構造の変化を無視して速度一 定の半無限媒質を仮定して震源を求めることに等し

§ 3. 再検討の方法と結果

今回の調査では、近地の観測資料のみを用い、走時表は、地域の地殻構造を考慮して気象庁の標準走時表を用いることにする、P波の発震時ばかりでな

く、S波の発震時、そしてさらに、刻時の補正が不正確と判断される点については、S-Pを用いることにした。つまり近地の利用可能な観測値を最大限に活用して、震源を求めようというものである。Kunitomi (1930)により報告されている観測値のなかで、S-Pしか報告されていない布良(富崎)、浜松、明らかに刻時補正が不正確と考えられる前橋、松本などの震央に近い観測点の資料も利用することは、偏りの少ない観測点の方位分布を確保し、安定した解を得るためには、望ましいことと考えられる。実際の震源決定には、次式で与えられる走時残差の二乗の平方和(R)を最小にする震源と震源時を求める。

$$\begin{split} R &= \sum_{i=1}^{N} \left\{ W_{p}(O_{i} - C_{i})_{p} \right\}^{2} \\ &+ \sum_{i=1}^{N} \left\{ W_{s}(O_{i} - C_{i})_{s} \right\}^{2} \\ &+ \sum_{i=1}^{M} \left\{ W_{ps}(O_{i} - C_{i})_{ps} \right\}^{2} \end{split}$$

 W_p , W_s , W_{ps} は,観測値に対する重みである。 O_i-C_i は,それぞれ P, S, S-P の観測値と計算値の差を表わす。右辺の第一項,第二項は,刻時の正確と考えられる観測点に適用し,第三項は,S-P のみが信頼できる観測点に適用する。第三項を除けば,現在気象庁で震源決定に用いている方法(浜田ら(1984))と同一である。 W_{ps} は,便宜上 W_s の半分にした。Pの走時残差 2.0 秒以上,Sの残差 3.0 秒以上の観測値は,計算から除外した。S-P を用いる観測点は,予め指定することとした。

以上の方針のもとに幾つかの方法でもとめた震源 の震央をFig.1に、震源と計算に用いた観測値の総 数を Table 1 に示す。 A は 4 ≤ 100 km の観測資料の みを、Bは 4 ≤ 200 kmで、Cは 4 ≤ 300 kmまでの資料 により決めた震源を示す。Dは、 $\Delta \leq 200 \, \text{km}$ の観測点 を用い、S-P資料を使わないでもとめた震源で、 現在の気象庁の地震月報に掲載されている震源を求 める方法に最も近い. Eは 4 ≤ 200 kmの Pの発震時 のみを用いて得られる震源を示す. 通常は行われな いが、参考のためにSの発震時だけから求めた結果 もFに、最後に 1 ≤ 200 km の資料をすべて S-P の 形で用いて決めた震源をGに示した. これら7種類 の方法で求めた震源のうち、 Gを除く 6 種類の震源 は、震央が直径約3㎞の範囲内に納まり深さもよく 合っている. 震央の決定精度はA~Dが±1~2′程 度, E, Fは±2~3'程度, Gは3~4'程度である.

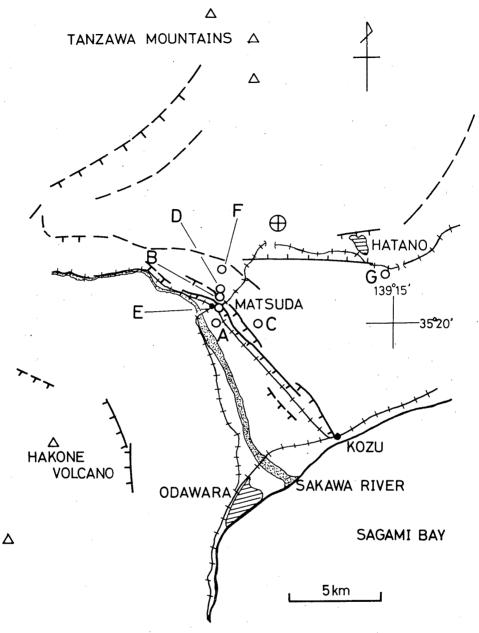


Fig. 1 Open circles show epicenters obtained by different combinations of data set. A is obtained from data within 100km from the epicenter; B and C are within 200km and 300km respectively. D is obtained in the same way as B but without S-P data. E is located by P arrivals only and F by S arrivals only. To obtain G, all the data are used in the form of S-P intervals. Open circle with cross indicate the epicenter given by Kanamori and Miyamura (1970). Active faults listed by the Research Group for Active Fault (1980) are indicated by hatched lines and thick lines with sticks on one side. Other significant geographical features such as railways rivers, coast lines, towns and mountains are also indicated.

Method	Latitude(N)	Longitude(E)	Depth(km)	Number of Elements
·A	35° 20.1′±1.9′	139° 8.7′±1.8′	23 ±32.6	11
В	35° 20.8′±1.8′	139° 8.9′±1.4′	25 ± 5.6	23
C	35° 20.0′±1.6′	139° 10.0′±1.1′	21.4 ± 4.5	26
D	35° 21.0′±2.0′	139° 8.8′±1.5′	25 ± 6.2	19
E	35° 20.5′±3.1′	139° 8.9′±2.3′	27 ± 10.1	11
F	35° 21.6′± 2.6′	139° 8.9′±2.1′	20 ± 10.5	7
G	35° 21.5′±3.4′	139° 14.9′±4.4′	25 (Fix)	12

Table 1 List of epicenters and focal depths
determined by different methods and
different combinations of data. Numbers
of elements (P,S and S-P data) which
were used in the estimation are also listed.

Gはやや東よりに求められた、誤差の範囲内ともい えるが、誤差が最も大きく S-P の走時残差を最小 にする震源決定法の精度の限界を示すように思われ る. このことは、当時の刻時精度でも、P, Sの発震 時を独立に用いて震源を求める方が、良い結果が得 られることを示唆している. Fig.2 に、AとBの場 合の深さと走時残差の関係を示す. 震源の深さが15 km以浅であることは、まずあり得ない. ここでは、 現在の気象庁の震源決定法、資料の用い方も参考に して、Bによる震源 ($\lambda = 139^{\circ}8.9' \pm 1.4'$, $\phi = 35^{\circ}$ $20.8' \pm 1.8'$, $h = 25 \, \text{km}$, $OT = 11 \, \text{d} \, 58 \, \text{m} \, 31.6 \pm 0.3 \, \text{s}$) を関東地震の震源として採用する. Table 2 に、Bに ついてのP、S、S-Pの走時残差を示した。 比較の ためにKanamori & Miyamura (1970)によるP波 の走時残差も示す. 時計が分のオーダーでずれ, し かもPの読み取りしか報告されていない足尾や宇都 宮など、震源決定に利用できない観測点を除くと、 震央距離 200 km以内の他の観測点は、いずれも何ら かの形で震源決定に寄与している。刻時がずれてい るか、わからない布良、浜松、松本、岐阜の S-P は走時に乗り、その他の観測点のP, Sは、高山のS を除くといずれも走時によく合っている.

今回求められた震央は、ちょうど国府津・松田断層の北端部、松田町付近に位置する。関東地震の際、国府津・松田断層沿いに地割れは認められたものの、地震断層は確認されていない。もし震源の深さがKanamori & Miyamura(1970)が報告しているように、「very shallow」0~10㎞であるならば、地震の規模から考えて、地震断層が出現しても、しか

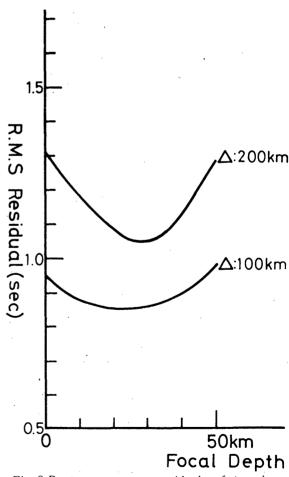


Fig. 2 Root mean square residuals of travel times as a function of focal depth.

Only results for A and B are indicated.

G	Distance	Travel Time Residuals (sec)		P Residuals	
Station	(km)	O-C(P)	O-C(S)	O-C(S-P)	by (K & M)
NUMAZU	38. 5	-0.5	1.3		- 0.87
YOKOSUKA	47.7	-0.3	-2.7		0. 11
KOFU	64. 1	0.3	- 0.8		- 0.31
TOKYO	.67. 0	1.5	1.8		0.77
TOMISAKI (MERA)	78. 0			-2.4	
KUMAGAYA	91.3	-0.3	-1.0		3. 18
MAEBASHI	117. 3	-8.4	-7.9	0.4	-10.17
TSUKUBASAN	129. 3	0.7			- 1.05
MATSUMOTO	145. 5	9.4	9.9	0.5	6. 85
HAMAMATSU	148.0			-1.5	
CHOSHI	159. 4	0.2	1.1		- 2.09
MITO	165. 5	-1.4	0.4	-	- 3.48
NAGANO	169. 1	-1.9			- 4.39
TAKAYAMA	193. 1	1.8	16.0		- 0.84
NAGOYA	199.3	-0.0	0.1		- 2.94
TAKADA	211.2	7.0	17.8	-	4. 33
GIFU	216.6			2.3	
FUSHIKI	247. 2	1.6	2.4		- 0.70
TSU	250. 4	1.9			- 0.51
KANAZAWA	261.9	45.7			
HIKONE	263.9	2.9			0. 76
NIIGATA	284.6	0.7			- 1.41
КУОТО	313.0	15.5	13.5	-2.2	13. 39
KASHIWARA (YAGI)	319. 9	2.8	7.3		0. 52

Table 22 List of travel time residuals and distances at each station for the hypocenter B. P and S arrivals are not used in computation for stations where S-P residuals are indicated. P travel time residuals given by Kanamori and Miyamura (1970) are also listed in the right-most column (K&M).

るべきであろう。断層が出現しなかったことは、震源の深さがやや深いことを間接的に支持するものと考えられる。もちろん、震源の深さは仮定した速度構造に左右されるから、相対的なものである。同じ震源決定法で求められている周辺で発生した地震、例えば山梨県東部で発生している地震群の深さ(15~20㎞)と比べると相対的な深さはほぼ等しいかやや深く、伊豆半島東方冲や伊豆大島近海で発生している地震の深さ(0~15㎞)よりは、明らかに深い所で発生したということである。

§ 4. 終わりに

近年,大地震の震源すなわち破壊の出発点は,震源過程を考えるうえで重要な意味を持つと考えられるようになってきたが,我々は,日本の周辺に発生した逆断層型の地震は,経験的に断層面の下部もし

くはやや深い場所から破壊が始まる例が、大部分で はないかとの認識をもっている. この関東地震も, その部類に分類できそうである、震源がやや深いた め、地表に認められる活断層と直接対応させること は適切でない. しかし震央が、ちょうど国府津・松 田断層と神縄断層が交わる点, 丹沢山地と平野部の 境に位置することは興味深い、余震が震源域と考え られている南東側の相模湾に少なく、震源の北側の 丹沢山地に集中していることも震源過程を考えるう えであわせて考慮していく必要がある. 関東地震の 断層モデルは、すでに幾つも提案されている. 一枚 の断層面を仮定する単純なモデルならともかく、複 数の断層面を置く複雑なモデル、例えば石橋(1980)、 Matsu'ura et al. (1980) などのモデルの妥当性を 考える時には、今回明らかにされた震源の位置との 調和は当然考慮されるべきである.

地震観測網が、十分に整備される前の時代の、しかも無線報時による時計の補正が、ようやく実施されるようになったばかりの時代の資料から、これ程の精度で震源が求められたことは予想外であった。しかし資料は、すべて国富自身が直接目を通し調査したものばかりであり、当時の通常の観測資料がすべて同じ信頼度を持つと考えることはできない。関東地震の余震の一部にも、同様な方法を試みているが、これ程の信頼できる震源が求められる例は数が少ないように思われる。しかし関東大地震の余震域や、余震活動の変化を改めて調査することの意義は、決して否定することはできないと考えられる。

参考文献

浜田信生,吉田明夫,橋本春次(1984) 気象庁震源 計算プログラムの改良,験震時報, 48,33-55. 石橋克彦(1980) 伊豆半島をめぐる現在のテクトニ クス,月刊地球, 2,110-119. Jeffreys, H. and K. E. Bullen (1958) Seismological tables, 3-50., British Association for the Advancement of Science, London

Kanamori, H. and S. Miyamura (1970) Seismometrical Re-Evaluation of the Great Kanto Earthquakes of September 1, 1923, Bull. Earthq. Res. Inst., 48, 115-125.

活断層研究会(1980) 日本の活断層,東京大学出版 会、146-153.

Kunitomi, S. (1930) Seismometrical Study of the great Kwanto Earthquake occurred on September 1st, 1923, Geophysical Magazine, 3, 149-164.

Matsu'ura, M., T. Iwasaki, Y. Suzuki and R. Sato (1980) Statical and Dynamical Study on Faulting Mechanism of the 1923 Kanto Earthquake, J. Phys. Earth, 28, 119-143.