の区域にある5観測点の発震時を用いて震源を定めた。これから走時曲線をつくると、これら5点は約4.3 Km/secの直線上に、初動‘Pull’の他の4点がこれとほぼ平行で0.4sec程度早い直線上に大体載る。これは前の7個の地震でP~S時を用いた場合と同じ傾向を示すものである。

以上のような事実は、震源附近で観測された走時曲線の上に述べたような異常が、発震機構と何等かの関係にあることを示しているように思われ、或いはPush, Pullの震源での発震時刻の見掛上のずれ、震源の形状等を検討する必要があるようである。これは将来の更に詳しい観測に俟ちたいと思う。

終りに、種々御教示を頂いた西村英一教授、貴重な資料をお貸し頂いた東大地震研究所宮村摂三助教授、並びにこの観測に御協力下さった方々に厚く御礼申し上げる。

なお、これは1955年10月の地震学会で講演したものである。

断層の観察された地震の マグニチュードについて

東京大学理学部地質学教室 星野一男

(昭和31年1月30日受理)

On Magnitude of Earthquakes
Accompanied by Faults

Kazuo HOSHINO

(Received Jan. 30, 1956)

断層を伴う地震の大きさには或る限界があるのではないかと考えて、明治以後の日本とその近傍の地震について調べて見た結果、断層を伴う地震のマグニチュードは7.0~7.4以上である事が判つた。資料は文献2), 3)による。

第一表は、1874~1955年に日本近傍に於て発生した断層を伴う地震の表である。これを見ると、鳥取地震と渥美地震の場合に M_{ch} を採用するとすれば、断層の観察された地震のマグニチュードはすべて7.0に等しいか、それよりも大きい。理科年表から $M \geq 7.0$ で断層の報告されていない地震を取出すと、

第1表 断層を伴う地震 (1874~1955)

理科年表におけるNo.	地 震 名	年 月 日	マ グ ニ テ ュ ー ド			震源の深さ(km)
			M	M_g	M_{ch}	
321	濃 尾	1891. X. 28	8.4			
329	庄 内	1894. X. 22	7.3			浅 い (?)
333	羽 後	1896. VIII. 31	7.5			
383	関 東	1923. IX. 1	7.9	8.2		10~20
385	但 馬	1925. V. 23	7.1			10 (?)
386	丹 後	1927. III. 7	7.6	$7\frac{3}{4}$		10
390	北 伊 豆	1930. XI. 26	7.3	7.1		浅 い
412	鳥 取	1943. IX. 10	6.4		7.2	0~10
416	渥 美 (三 河)	1945. I. 13	6.9		7.0	0~10
418	福 井	1948. VI. 28	7.2		7.2	20

註 1. M は Richter-Gutenberg のマグニチュード, M_g はグーテンベルグ, M_{ch} は坪井のマグニチュード。

註 2. 姉川 (1909. VIII. 14) 大町 (1918. XI. 11) 島原 (1922. XII. 8). 屈斜路 (1938. V. 29) の各地震は、断層を伴っていたという記録もあるが、当時の報文を検討した結果、これらは裂罅、亀裂の類と見なす方がよいと思うので、この表から省いた。

第2表 $M \geq 7.0$ で断層の伴わない地震 (海底のもの)

No.	年 月 日	M	震 央	海岸線と震央間の距離 (km)	備 考
327	1894. III. 22	7.6	根 室 沖	10	* 石巻測候所報告震 予報告 vol. 35. p.85
332	1896. VI. 15	7.6	陸 中 沖	20	
335	1897. II. 20	7.8	陸 中 沖	100	
336	1897. VIII. 5	7.7	仙 台 湾	60	
337	1898. IV. 23	7.8	陸 中 沖	20	
341	1899. III. 7	7.6	紀 伊 沖	40	
343	1900. V. 12	7.3	陸 前 沖	60*	
345	1901. VI. 24	7.9	奄 美 大 島 近 海	100	
346	1901. VIII. 9	7.7	陸 奥 八 戸 近 海	10	
347	1902. I. 30	7.4	青 森 沖	30	
350	1905. VI. 2	7.6	広 島 湾	5~10	$M_G=7.7$ $M_G=8^{1/4}$ $M_G=7^{3/4}$ $M_{ch}=7.7$ $M_{ch}=7.2$ $M_{ch}=7.4$ $M_{ch}=7.7$
351	1905. VI. 7	7.0	伊 豆 大 島 近 海	30	
354	1908. V. 13	7.7	八 丈 島 附 近	200	
360	1909. XI. 10	7.9	日 向 洋	100	
368	1915. XI. 1	7.5	石 巻 沖	100	
374	1918. IX. 8	7.9	得 撫 島 太 平 洋	100	
375	1918. XI. 8	7.4	択 捉 沖	500	
393	1933. III. 3	8.5	三 陸 沖	130	
399	1938. I. 12	7.2	紀 伊 田 辺 沖	40	
400	1938. V. 23	7.6	磐 城 沖	60	
407	1941. XI. 19	7.4	日 向 沖	40	$M_{ch}=7.4$ $M_{ch}=7.7$
415	1944. XII. 7	8.3	東 海 南 道	30	
417	1946. XII. 21	8.1	南 海 道 沖	60	
420	1952. III. 4	8.2	十 勝 沖	80	

第3表 $M \geq 7.0$ で断層の伴わない地震 (陸上のもの)

No.	年 月 日	マ グ ニ テ ュ ー ド			震 央	備 考
		M	M_G	M_{ch}		
328	1894. VI. 20	7.1	7.0		東 京 附 近	姉川地震
330	1895. I. 8	7.3			利 根 川 下 流	
358	1909. VIII. 14	7.4			琵琶湖 北 部	
378	1921. XII. 8	7.1			滝 ケ 崎 附 近	

第2表 (海中に震央を有するもの) および第3表 (陸上に震央のあるもの) のようになる. 第2表における海岸線と震央間の距離は“343”を除いて, 文献²⁾ 所載の震央位置に基いて, 地図から概算したものであるが, 最も小さい場合でも 10 Km 程度で, 海底に断層が出来ていても, 上陸しない可能性が充分にある. 次に第3表について見ると, これらの地震の

マグニチュードはいずれも 7.4 以下なので, マグニチュードが 7.4 を越える地震はすべて断層を伴うという考えが成立つ可能性がある. ちなみに, 第1, 3表から (1940 年以後は M_{ch} を採用して) $7.4 \geq M \geq 7.0$ の地震を取出すと第1表から 6, 第3表から 4 を得, 従つて断層を伴うものは 60% である.

なほ $M=7.0 \sim 7.4$ は M_k (河角のマグニチュー

第4表

1)

マグニチュード	断層を伴う地震	マグニチュード	余震を伴う地震
$M > 7.4$	100%	$M > 7.35$	(100%)
$7.4 \geq M \geq 7.0$	60%	$7.35 > M \geq 6.85$	50%
$7.0 > M$	0%	$6.85 > M \geq 6.35$	30%
		$6.35 > M \geq 5.85$	5~6%
		$5.85 > M \geq 5.35$	2~3%

註 1. 右欄は文献 1) に依る.

ド) = 4.3~5.1 に相当する. これは余震を必ず伴う地震の M_k が 5 以上であり, $5 > M_k \geq 4$ ではそれが 50% であるという事¹⁾ と対照すれば興味深い.

以上をまとめると第 4 表の如くなる.

最後に, 種々御教示を頂いた震研河角広博士に厚く御礼を申上げる. 又, 本稿を御校閲して下さいた高井先生, 終始懇切なる御指導を賜った杉村新氏に深く感謝する.

文 献

- 1) 浅田敏 (1955): 余震を伴う地震の大きさの下限について. 地震 vol. 8 No. 1 p.p 1~7.
- 2) 中央気象台 (1952): The Catalogue of Major Earthquakes; Seismological Bulletin for. 1950 p. 99
- 3) 東京天文台 (1955): 理科年表

C 層について

京都大学理学部阿武山地震観測所

三 木 晴 男

(昭和 31 年 2 月 1 日受理)

On the C Layer

Haruo MIKI

(Received Feb. 1, 1956)

地球内部における色々な物理量の分布を決めるためには, 次の方程式を解かなくてはならない.

$$d\rho/dr = (\partial\rho/\partial P)_{T,s} dP/dr + (\partial\rho/\partial T)_{s,P} dT/dr + (\partial\rho/\partial\delta)_{P,T} d\delta/dr \quad (1)$$

ρ : 密度, P : 圧力, T : 温度,

δ : inhomogeneity をあらわす parameter

r : 地球中心からの距離.

ところが, 観測値からは, 右辺第一項の係数 $(\partial\rho/\partial P)_{T,s}$ の近似値が得られるにすぎない. William-son と Adams は第二第三項を無視し, hydrostatic

relation $dP/dr = -g\rho$ (g : 重力加速度) を仮定して密度分布を求める方程式をつくり¹⁾, Bullen は新しい data を得てその計算をくりかえした²⁾. 島津は, δ の深さによる一次的变化を仮定し, 第二項を無視し, hydrostatic relation を仮定し, core's mass の central concentration から密度分布の臨界値を求め³⁾, 筆者は第三項を無視して温度分布を得た⁴⁾. 以上の試みは何れも (1) を完全に解くことの困難さを示す.

C 層の特異性は地震波速度分布の観察から直ちに納得されるが, その成因或は状態についての解釈は確定していない. 何故なら, 月或は terrestrial planets の平均密度をもとにする解釈は Bullen の方法と同じ仮定に拠っている⁵⁾, Birch の $1-g^{-1}d\phi/dr$ ($\phi = Ks/\rho$, Ks : adiabatic incompressibility) の解析も同じく hydrostatic relation を前提し, その場合温度の影響が軽微であることを示したに止まる⁶⁾. 筆者は前に C 層で hydrostatic relation が成立しないと考えてもよい, ことを示したが, 温度の影響も併せ考えた為論旨が明確でなかつた⁷⁾. そこで, これ迄の慣例に従って温度を問題にせず, 簡明に結論を導いてみる.

Birch によると⁸⁾

$$K_T/\rho = (K_T/\rho)_0 (1+2f) (1+7f) \quad (2)$$

K_T : isothermal incompressibility,

f : negative strain,

添字 0 は 0-pressure value を示す.

地球内部では $K_s/\rho = v_p^2 - 4/3 \cdot v_s^2$ と K_T/ρ は数%しか変わらないのでこの二つを等置し, $(K_T/\rho)_0$ を仮定すると homogeneous な地球内部の f の分布が