

地震のエネルギー

鷺坂清信

緒言

第1章 深発地震のエネルギー

§1 昭和4年6月3日の志摩半島沖の深発地震

- (i) 震央の位置と震源の深さ (ii) P波及びS波の初動分布圖 (iii) 震源の發震機構 (iv) 地震記象型分布圖 (v) 各觀測所の地震動 (vi) 地震動のエネルギー (vii) P波のエネルギーとS波のエネルギーとの比較

§2 昭和10年4月15日の飛騨高山附近の深発地震

§3 地震のエネルギーと諸觀測要素との關係

§4 深発地震のエネルギーの概算法

§5 最近10年間の深発地震のエネルギー

第2章 浅発地震のエネルギー

§6 北伊豆烈震のエネルギー

§7 北丹後烈震及び餘震のエネルギーと其の有感半徑との關係

§8 地震動のエネルギーの震央距離による減衰

- (i) 昭和8年3月3日の三陸沖地震 (ii) 昭和5年11月26日の北伊豆烈震 (iii) エネルギー曲線

§9 最近10年間に我が國に起つた浅発地震のエネルギー

§10 既往の大地震のエネルギー

結論

緒言

大地震に際して地震動の總エネルギーはどれ位であるかと云ふ問題に就いて調査されたものは可もある。其の方法は二種類に大別することが出来る。其の一は地震波の觀測結果から彈性波動として傳播する波の總エネルギーを概算したもので、他は斷層を伴ふ破壊的地震で斷層の兩側地盤の移動の考察から總エネルギーを出したものである(例へば B. Gutenberg; Handb. d. Geophys. Bd. IV. 参照)。しかし觀測網が餘りに疎で地震の發震機構に對する考察を全然缺いてゐるものが多く、又適當な材料の不足から充分信用の置けるものは至

つて少ない。

著者は嘗て昭和5年11月26日の北伊豆烈震について、地表に現出した斷層の兩側の地盤移動の考察から 4×10^{21} エルグのエネルギーが消費された事を示した。又昭和4年6月3日志摩半島沖の約350 軒の深處に起つた地震の地震波観測に基き其の發震機構を精細に調査した上地震波動として傳はるエネルギーの總量は 1.2×10^{21} エルグであると概算した。但し此の値は極めて概算的であつたため此の報告では再調の結果若干訂正をなした。其の後我が國に於ける地震観測の進歩に伴ひ斯様な定量的研究に適當な材料が多數蓄積せられ、一方地震の發震機構に関する考案も大分發展されて來た。

本論文で著者は先づ前記二報文に述べた地震エネルギーに関する研究を基礎として、之に其の後發展された諸氏の説も参照し、地震エネルギーに就て出来るだけ精細に考察する。次に此處で得た知識を應用して我が國で毎月平均有感地震約100回、無感地震約500回位の多數の地震が起つてゐるが之が全體としてどれ位のエネルギーが消散されてゐるかを調べよう。地震の原因は何にせよとにかく地震として消散されるエネルギーの概略の價だけでも求めることは、地殻の物理的状態を窺ふ上に於いて極めて重要な事柄であらう。而して叙述の都合上本文を三章に分け、第一章では深發地震に就いて考察し、第二章では淺い地震に就て考へる事とする。尙本報告中には曩の報告と重複する部分もあるが之は地震のエネルギーに関する研究結果を纏めて報告したいためである。

第1章 深發地震のエネルギー

最近我が國に起つた深發地震の中で其の代表的の一例として昭和4年6月3日の志摩半島沖の地震を選んだ。此の地震の震源の深さは約350 軒で地震の規模もかなり大きく我が國の殆んど全觀測所で觀測され、しかも觀測所の分布等からも精細な定量的調査に極めて都合のよいもので著者は此の地震について既に二三報告し、其の後多くの人々によつても取扱はれてゐる。此の志摩半島沖の深發地震と尙参考として撰んだ昭和10年4月15日の飛騨地方に起つた深さ約280 kmの深發地震に就て地震波動として傳播されたエネルギーを詳

細に調査した。又其の他數個の深發地震に就いても發震機構から推定される種々の量と地震波動のエネルギーとの關係を調べた。其上で之等研究の結果を基準として我が國に起つた多くの深發地震のエネルギーの概略の値を推定しよう。

§ 1. 昭和 4 年 6 月 3 日の志摩半島沖の深發地震

一般に深發地震の記象は簡明で、P 波及び S 波の初動を明瞭に讀取り得るものが多いが特に此の地震は日本全國に亘つて良好なる記象を得ることが出来た。其の震源の深さは後に述べる様に約 350 km と求められ、有感區域は極めて廣範圍に亘り、此の種の地震に特有な異常震域を示して居る。

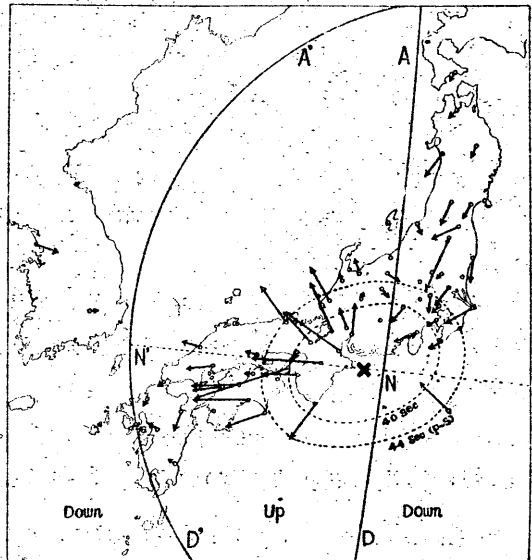
次に此の地震の觀測表は曩に發表した報文中に掲げたるを以て此處には省略す。表中大部分は著者自身が原紙或は寫眞複寫から讀取つたもので、他は氣象要覽より採つたものである。此の表に於いて P 波の初動の讀取れた箇所が多いこと、S 波の初動までも掲載してある事に特に注意を乞ふ。(但し同表中、津の S 波初動は、W 1600 μ の誤植である)。

〔第 1 表 觀測表、省略、驗震時報第 6 卷 19 頁—24 頁参照〕

(i) 震央の位置と震源の深さ 第 1 表より各地に於ける地震動の初動を其の水平動の大きさに比例した矢印を以て示せば第 1 圖の如くなる。之等の矢の延長の交點を震央とすることが出来る。又等發震時線、或は等初期微動線の中心も震央とす

(*) 但し此の圖は既に驗震時報第 6 卷に掲げたるを以て單に説明の便宜上小さく示す、以下(*)印を附した圖は皆同様である。

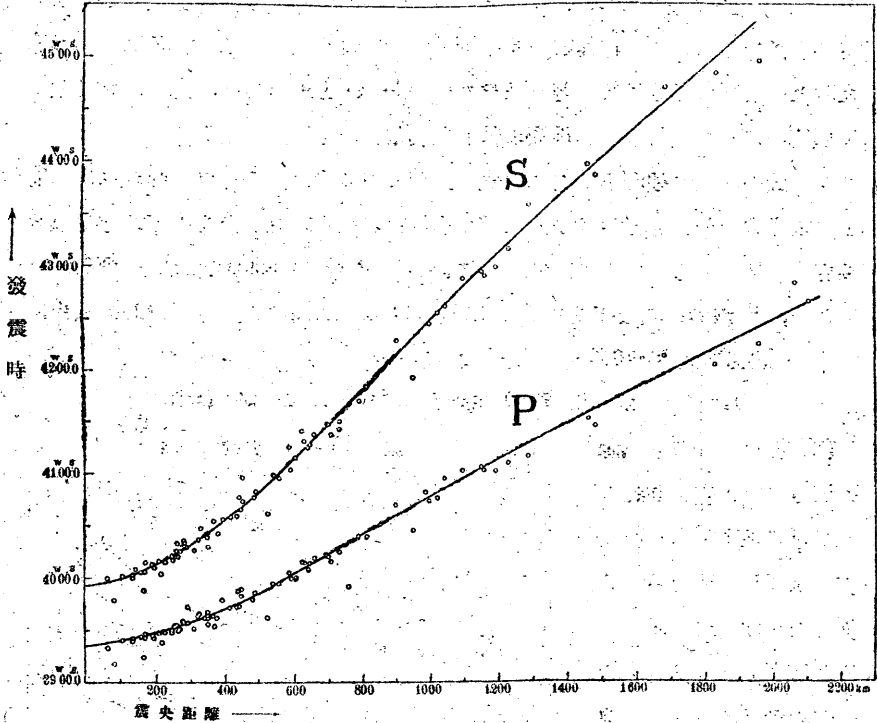
第 1 圖 P 波の初動分布圖 (*)



ることが出来る。斯様にして此の地震の震央を東經 137°14′, 北緯 34°16′ (志摩半島沖) と求められた。

次に震源の深さを求めるために, 第 1 表より P 波並びに S 波の走時曲線を作れば第 2 圖の如くなる。此の P 波の走時曲線を和達, 鷺坂及び益田の計

第 2 圖 走 時 曲 線



算した「種々の震源の深さに對する P 波走時表」⁽¹⁾と比較して震源の深さ約 350 km を得た。又竹花, 鷺坂の「S 波の走時表及び初期微動時表」⁽²⁾と比較して同様の値を得た。

(ii) P 波及び S 波の初動分布圖

P 波の初動分布圖 (第 1 圖) を見るに, 初動の相反する二つの境界線 AND

(1) The Geophysical Magazine, Vol. VII, No. 1 或は氣象集誌 第 10 卷, 第 8 號。
 (2) 驗震時報 第 8 卷, 第 4 號。

及び A'N'D' を引く事が出来る。此境界線附近では P 波の初動は極めて小さくなつて居り、其の中間の區域に於いて最も大きくなつてゐる部分がある。此の二つの線は P 波の節線であると思惟される。

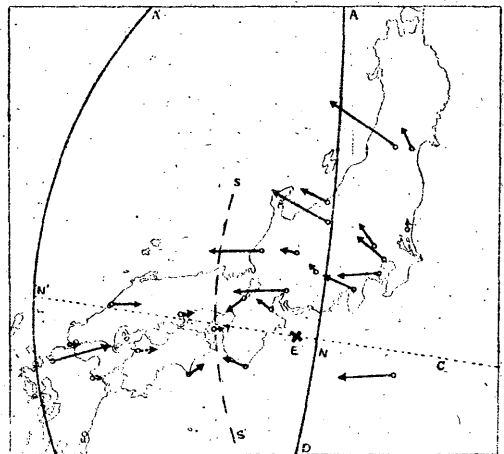
次に S 波の初動を其の水平動の大きさに比例した矢を以て地圖上に記入すれば第 3 圖の如くなる。此の圖を第 1 圖の P 波初動と比較すれば、其の初動の大きさの分布に於いて全く反對になつて居る。即ち S 波の初動は P 波の二つの節線の附近に於いて最も大きくなつて居り、其の中間の SS' 線附近では小さくなつてゐる。又 SS' 線の兩側に於いて其の方向も相反してゐる。故に SS' 線は S 波の節線と見ることが出来る。尙此の圖は S 波の水平動のみを示したのである。而して上下動の S 波初動を驗測することは現今のところ殆んど不可能である。

元來 S 波の初動は一般に讀取り得ないものとされてゐたが、第 5 圖或は第 12 圖に見るが如く此の地震に於いては相當明瞭に現はれた。最初著者は此の地震に關する P 波の初動等のことを報告し、次に S 波の初動等のことを報告したのであるが、本多、河角兩博士は各獨立に P 波の初動によく合ふやうな發震機構に關する力の假定から彈性力學的に上述の S 波の初動を誘導し得ることを示された。

(iii) 震源の發震機構

深發地震に於て地震のため消費されるエネルギー量を概算するには是非とも發震機構を考へる必要がある。地震の發震機構を推定する基礎となるものは P 波・S 波の初動分布即ち第 1 圖と第 3 圖である。此の第 1 圖及第 3 圖に示した

第 3 圖 S 波の初動分布圖^(*)



- (1) 驗震時報 第 3 卷, 第 3 號。
- (2) " 第 6 卷, 第 1 號。

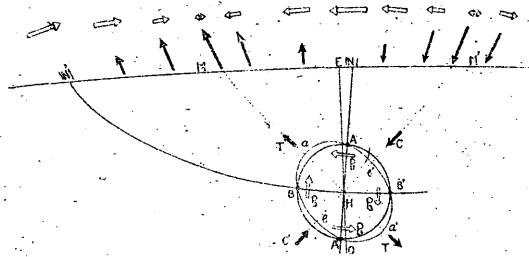
様な初動分布の條件を満足する震源の發震機構は種々の假定から歸結されることである。

著者は地震波の發生に際して「震源區域の地殻に或る變形が行はれ、其の變形に依つて生ずる震波がP波・S波の初動分布を満足し、且其の變形に要する時間は通例10秒内外で、其の時間の長さは地震の規模に比例し、深發地震に於いては特に短い」と考へる。此の後半の變形に要する時間を決定することは、單に地震のエネルギーを概算するために必要なのみならず、地震學上極めて重要な基本問題の一つであるから、次節「記象型」のところで詳細に論議する。

前の提言の前半の説明、即ち震源域の變形のために生ずるP波・S波が第1圖及び第3圖の初動分布圖を満足する如く、震源の運動機構を想定することを試みやう。第4圖は發震機構のモデルを示すものであつて、Eは震央、Hは震源を示す。此の截断面圖に於いて、地表面 $N'ENM'$ は第1圖の略東西に走る $N'EN$ 線と對應する。今震源 H を含む適當な半徑の球體を考へ之を震源域とする。之に CC' の方向に壓力、 TT' の方向に張力が作用して、 A
 BAB' なる球體が $aba'b'$ の橢圓體に或る適當な時間内に變形したものと考へれば、彈性波を生じ、其面の a, b, a', b' の部分に垂直の方向にはP波の勢力が最大である。又 A, B, A', B' に於いては其の表面に垂直の方向には變異なき故P波は此の方向に極

小の勢力となる。即ち A
 A' 及び BB' の面がP波の節面となり、之と地表面との交りがP波の節線である。第1圖の節線 AND は第4圖の N 點に當り、節線 $A'N'D'$ は N' に當る。

第4圖 發震機構 (*)圖



次に球體內の AHA' 及 BHB' 線上の點に作用する力を考へるに、壓力及張力の合力の方向は第4圖に示す如く、それ等の線に垂直となる。但し此處に

注意すべきは壓力 C 及び張力 T は圖の直線上に働くとするのではなく震源域の全部に互つてそれ等直線に大體平行なる方向に同様の力が作用すると見るのである。斯様な力が發震に際して震源の振動のエネルギーとして如何様に有効に消費されるかは震源の破壊、變形等の發震機構に關係するのであると考へられるが、後に概説する本多博士の震源に作用する力の假定などは實測から見て是認されるものと見られる。従つて其節線の附近の質點の變位も波の進行の方向に對して垂直となつて居るべきである。故にこれ等の方向に對して S 波の勢力が最大である。又 aHa' , cHc' の方向に對しては之に垂直な方向の力は釣合ふと見らるべき故に aHa' , cHc' の方向には横線の勢力は極小であるべきことが考へられる。

尙震源 H に於いて紙面に垂直の方向に力は働かないものと考へる。以上のモデルに依つて概念的に説明した發震機構から生ずると考へられる震波は本多博士及河角博士等に依つて數理的に取扱はれたものと、其の主なる項のみに着目するときは全く一致する。

(iv) 地震記象型分布圖。震源に於ける發震機構の問題と關聯して、本地震の地震記象型の分布を一目瞭然たらしめる様に各地に於ける地震記象を百萬分の一の地圖上各測候所の位置に近く出来るだけ正確に原圖大に描いて縮寫したものを第 5 圖に示す。此の記象の多くはヴィーヘルト式地震計に依つて得られたものであるが、例外として高知は地動計、津、金澤及び宮崎の水平動は簡單微動計、福岡の南北動は地動計、東西動は微動計に依るものである。又記象はなるべく其の觀測所の位置に近く描いたものであるが、布良・横濱等のものは便宜上適宜空所に描寫した。

[第 5 圖 記象型分布圖, 省略, 驗震時報第 9 卷第 15 頁第 2 圖參照]

著者は此の圖を掲載すること、それ自身が讀者に取つて極めて興味あり且つ參考になることと思ふ。然し著者が震波エネルギーを求むる立場から、此の圖により主張せんとすることは、前述の震源の發震機構を考察する資料に供するとともに、震源の變形は僅かに數秒間に行はれるといふことである。換言すれば震源で盛んにエネルギーを發散して居る時間は僅かに 10 秒足らずの間であるといふ事である。此處に第 5 圖を掲載せぬために之が了解に讀者は苦しむ

ことであらうが第 12 圖によつてなりと僅に納得されて戴きたい。但し東京・横濱等の所謂異常震域に屬する觀測所は後に述べる理由で暫く除外して考へることとする。

P 相に關して潮岬・州本・京都等の上下動，S 相に關しては潮岬・濱田・高知等の水平動を見るときは一二振動で止んで居る。今之等觀測所の記象について P 波及び S 波の優勢なる振動時間を読み取れば次表の如くなる。此の表の結果により震源に於いて主なる變形に要する時間は 8.6 秒といふ事になる。

第 2 表 P 波・S 波の優勢振動時間
(志摩半島沖深發地震)

	P 波	S 波
京 都	5.7 (Z)	5.6 (H)
潮 岬	6.5 (Z)	9.2 (H)
高 知	—	17.0 (H)
濱 田	—	9.4 (H)
石 垣 島	7.0 (Z)	—
臺 北	7.0 (Z)	—
洲 本	6.1 (H, Z)	8.2 (H)
東 京	8.0 (Z)	13.5 (Z)
室 戸	9.0 (H)	9.0 (H)
仁 川	6.7 (H, Z)	—
平均	7.00	10.27

平均 8.6

關東地方等の所謂異常震域地方に於いて地震動の長時間繼續する事は震源から大なる勢力の波が引續いて來るためではなく，地殻の表層に於ける一部の地盤に一種の固有振動が發達するためであるとするべきであ

る。即ち此の地方では最初數秒間に來た震波を吸収し地盤の表層の固有振動を起し且つ其の後震源より直接幾分來る震波及び其の地方の近接部分より表面波的に傳播する震波のエネルギーを吸収し，地震動を繼續するのみならず其のエネルギーを増加するものであると考へる。此の表面の振動は地表面の層内で地震波が幾回も反射することに基因するが如く考へられるむきもあるが著者は其の理論を云々するものではなく，震源から優勢な震波が繼續して到達してゐないのに優勢な振動を續けることのためには其の地盤の特異性に依らなければならないと云ふ迄である。

(v) 各地觀測所の地震動 各地觀測所の地點に幾何の地震動のエネルギーが到達するかを調査するために，先づ P 波及び S 波の最大動の振幅及び週期を第 3 及第 4 表に示す。之は異常震域の影響を除くために P 相，S 相共に始めの數秒間の最大動の振幅，週期を讀取つたものである。關東地方に於いては

0.8 秒位の短週期の地震動が發達し、振幅の最大のものよりも速度・加速度等が遙かに大きくなつてゐるが、次節に於いて地震動のエネルギーを求める際には異常震域の効果は除いて考へた。

第 3 表 P 波の初めの數秒間に於ける地震動の
最大振幅、週期、速度及び加速度

觀 測 所	最大 振 幅			週 期			最大 振幅	平均 週期	最大 速度	最大 加速度
	A_N	A_E	A_Z	T_N	T_E	T_N	A_P	T_P	v_P 10^1 C.G.S.	a_P 10^4 C.G.S.
	μ	μ	μ	S	S	S	μ	S		
湖 洲	156	281	380	—	4.2	3.0	498	3.60	874	1135
名 古 屋	120	190	—	—	4.2	—	225	4.20	339	509
京 都	190	129	—	1.5	0.9	—	230	1.20	1210	6370
沼 津	112	157	210	3.2	2.3	4.5	285	3.33	541	1029
布 良	97	108	210	—	4.1	3.9	255	4.00	404	639
〃	52	67	124	4.5	4.5	4.0	150	4.33	220	321
〃	(41)	(42)	(58)	0.59	0.59	0.57)	(83)	(0.58)	(895)	(9651)
八 丈 島	136	134	273	3.5	3.5	3.6	333	3.53	597	1070
熊 谷	135	78	131	5.5	—	4.0	204	4.75	271	360
東 京	194	250	175	6.0	6.0	4.5	362	5.50	416	478
〃	(125)	(175)	(100)	(1.15)	(0.85)	(0.70)	(237)	(0.90)	(1667)	(11721)
長 野	71	53	87	5.4	0.8	1.9	95	2.70	225	533
濱 田	19	50	58	4.0	4.3	4.1	79	4.13	121	185
仙 臺	39	38	75	3.7	3.7	4.6	93	4.00	147	231
長 野	19	34	24	2.3	2.8	2.6	46	2.57	113	276
秋 田	19	24	62	4.6	4.0	3.4	68	4.00	109	176
父 島	4	4	—	0.7	0.7	—	6	0.70	51	433
仁 川	24	50	33	3.8	3.1	2.8	65	3.23	126	246
札 幌	12	12	9	2.6	2.5	1.8	19	2.30	53	147
石 垣 島	27	24	65	4.5	4.8	4.6	74	4.63	102	139
釜 北	13	36	13	—	3.6	5.4	40	4.50	57	81

第 4 表 S 波の初めの數秒間に於ける地震動の
最大振幅，週期，速度及び加速度

觀測所	最大振幅			週 期			最大振幅	平均週期	最大速度	最大加速度
	A_N	A_E	A_Z	T_N	T_E	T_Z	A_S	T_S	v_s	a_s
	μ	μ	μ	sec	sec	sec	μ	sec	10^4 C.G.S.	10^4 C.G.S.
潮 岬	—	580	59	—	2.8	—	583	2.80	1327	2974
洲 本	120	245	—	3.0	4.1	—	273	3.55	486	867
名 古 屋	670	840	—	3.1	3.1	—	1074	3.10	2192	4470
京 都	156	387	31	3.6	2.3	2.5	418	2.80	945	2133
沼 津	410	430	200	2.5	2.5	3.0	627	2.67	1485	3517
布 良	204	262	91	4.9	4.0	4.0	344	4.30	506	744
〃	(65	61	38)	(0.79	0.59	0.57)	97	0.65	299	9238
八 丈 島	370	325	130	3.7	3.7	3.5	509	3.63	887	1545
熊 谷	425	500	75	3.1	3.1	—	661	3.10	1347	2751
東 京	(1000	700	200)	(1.7	1.7	—)	1237	1.80	4346	15272
長 野	1000	1000	143	—	2.3	2.3	1421	2.30	3802	10169
濱 田	350	500	144	5.2	6.2	4.1	627	5.17	767	938
仙 臺	433	250	328	3.0	3.0	2.2	598	2.73	1386	3211
長 野	295	290	195	6.1	4.9	7.2	457	6.07	477	496
秋 田	231	168	68	4.1	5.0	4.1	284	4.40	408	587
父 島	143	150	—	4.4	3.3	—	207	3.85	340	559
仁 川	78	33	44	2.0	3.1	5.4	95	3.50	172	310
札 幌	38	84	33	2.6	2.8	6.7	98	4.03	154	241
石 垣 島	103	93	41	4.0	3.2	7.1	145	4.77	192	255
臺 北	65	80	12	6.2	5.6	—	104	5.90	105	107

是等の表中に示された地震動による觀測所の土地の最大速度及び最大加速度は簡單のために觀測點の地震動を單弦振動と見做し且つ合成變位と平均週期を用ひて計算したものである。

(vi) 地震動のエネルギー 或る觀測點が地震動に依り單弦振動的に振動する場合、其の地盤の 1 立方呎の有する地震動のエネルギーは、其の最大速度を v とし地盤の密度を ρ とすれば、 $\frac{1}{2}\rho v^2$ である。第 5 表は v^2 を表示したものであり、其の觀測所の位置は節線の一つ AND とそれに垂直に交はる $NENC$ 線 (第 2 圖或は第 3 圖参照) とを坐標の基準線とし其の交點 N を原

點としたものである。此の極坐標に於いて角度は適宜近くにある線を首線としたものである。尙此の表中に A_p/A_s なる比を表はしてある。之を圖示すれば第 6 圖の如くなる。観測所の數字は A_p の A_s に對するパーセントである。これより P 波 S 波の勢力の區分が明かになる。

第 5 表 地震動の最大速度の自乗 (志摩半島沖深發地震)

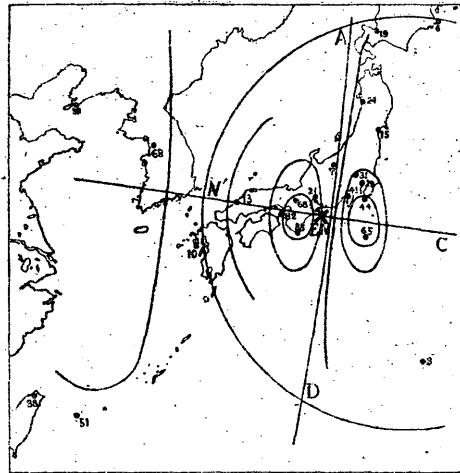
観測所		振幅の比 A_p/A_s	P 波 v_p^2	S 波 v_s^2	観測所の位置 ⁽¹⁾	
			10^{-5} C.G.S.	10^{-5} C.G.S.	km	
潮	脚	0.85	764	1736	N'32°D,	167.
洲	本	0.82	115	236	N'5°D,	218
名	古	0.21	1465	4805	A45°N',	106
京	都	0.68	293	893	N'18°A,	160
沼	津	0.41	163	2205	A34°C,	173
布	良	0.44	48	256	C32°A,	249
〃	〃	(0.86)	(801)	(89)		
八	丈	0.65	356	787	C22°D,	270
熊	谷	0.31	73	1816	A25°C,	288
東	京	0.29	173	18889	A37°C,	281
〃	〃	—	(2776)	—		
長	野	0.07	51	14458	A2°N',	280
濱	田	0.13	15	588	N'1°A,	480
仙	臺	0.16	21	1920	A23°C,	553
長	崎	0.10	13	227	N'19°D,	705
秋	田	0.24	12	166	A9°C,	656
父	島	0.03	3	116	D41°C,	949
仁	川	0.68	16	30	N'15°A,	1020
札	幌	0.19	3	24	A8°C,	1044
石	垣	0.51	10	37	N'42D,	1683
臺	北	0.38	3	11	N'37°D,	1830
根	室	0.06			A23°C,	1229
大	連	0.56			N'16A,	1482

扱震源より地震波として發せられたエネルギーが如何様に地表面に配布されるかを震源の發震機構に立ちかへつて考へる。第 4 圖の發震機構のモデルに於いて、震源域の中心 H に關して總ての力は對稱的に作用して居ると考へ

(1) P 相節線を基線とし、其の交點を原點とせる極座標である。

た。斯く發震の力が對稱的であるといふことは現今提唱されてゐる多くの人の發震機構についても言へる。然れば震源のモデルとして考へた参考球を其の中心を過ぎる任意の平面で截れば全エネルギーは二分される。故に今震源から水平に出る震波が地表面を截る圓内に射出するエネルギーの總量は全エネルギーの半分になつてゐる理である。今此處に考へて居る志摩半島の

第 6 圖 等 Ar/As 線 (*)

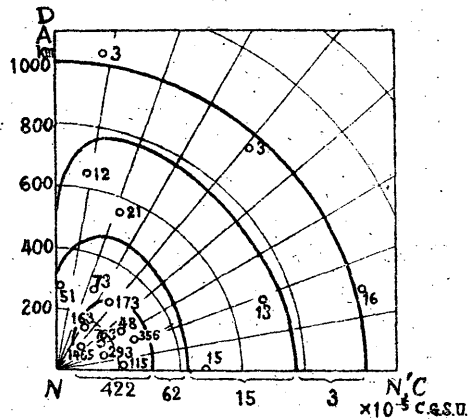


深發地震の深さは 350 km である故に此の震源から水平に出た各方向の震波は震央距離約 1000 km⁽¹⁾ に到達する。故に震央を中心として 1000 km の半径の圓内に射出されたエネルギーの總量を求め、之を 2 倍すれば震源から射出する震波のエネルギーの總量が得られる譯である。

今震央を中心とする半径 1000 km の平面域を一つの節線 AND と之に垂直に交はる $N'ENC$ 線とで折重ねた圖を作れば一象限だけの圖となる。

第 5 表を圖示すれば第 7, 8 圖の如くなる。第 7 圖は P 波に関する地震動の最大速度の自乗を 10^{-5} C.G.S なる單位で表はしたもので、第 8 圖は S に関するものである。圖の太い線は等 v^2 線である。これ等の線内の區域の v^2 の平均の値に夫々面積を掛けて震央距離 1000 km 以内に互つて加へ合はせ之

第 7 圖 (*)



(1) 氣象集誌 第 10 卷 第 8 號。

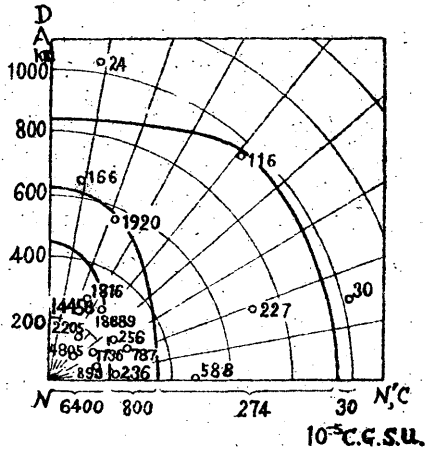
第 8 圖 (*)

を 4 倍したものを U_p, U_s とすれば次の如き値が得られた。此處に 4 倍したものは四つに折り重ねて考へた故である。

$$U_p = 0.1345 \times 10^{14} \text{ C.G.S.} \dots (1)$$

$$U_s = 2.749 \times 10^{14} \text{ C.G.S.} \dots (2)$$

地表面の密度を ρ とすれば地表上震央より半径 1000 km の圓内に於ける深さ 1 纏の地殻の有する全エネルギーを P 波・S 波につき夫 W_p, W_s とすれば



$$W_p = \frac{1}{2} \rho U_p = \frac{1}{2} \rho \times 0.1345 \times 2.749 \times 10^{14} \text{ C.G.S.} \dots (3)$$

$$W_s = \frac{1}{2} \rho U_s = \frac{1}{2} \rho \times 2.749 \times 10^{14} \text{ C.G.S.} \dots (4)$$

W_p, W_s は震源のモデルの参考球の中心を通る平面の片側だけについての値であるから、球全體については此の 2 倍である。而して斯様な優勢の振動の繼續すると考へられる時間 τ は第 2 表に依れば平均 8.6 秒である。又 P 波・S 波の速度の地表面に於ける値は夫々 3.81 km/sec, 2.24 km/sec である。此の値は本多技師及び著者等が伊東・北伊豆・及び北伊豆前震等から求めた平均である。又地表面の地震動は反射の影響を受けて振幅が約 2 倍となつてゐるから地殻内部の震波の振幅に引直せば約 $\frac{1}{2}$ となる。故に震源から P 波及び S 波として射出されるエネルギーを夫々 W_p, W_s とし、更に之等の合計總量を W とすると之等は次の如くなる、但し地表面の物質の密度として ρ は 2.7 gr/cm^3 を用ひた。

$$W_p = \left(\frac{1}{2} \rho U_p \right) \times 2 \times \left(\frac{1}{2} \right)^2 \times V_p \tau = 0.300 \times 10^{20} \text{ C.G.S.} \dots (5)$$

$$W_s = \left(\frac{1}{2} \rho U_s \right) \times 2 \times \left(\frac{1}{2} \right)^2 \times V_s \tau = 3.53 \times 10^{20} \text{ C.G.S.} \dots (6)$$

- (1) 驗震時報 第 5 卷。
- (2) 驗震時報 第 5 卷, 第 6 卷, 第 7 卷。

但し $V_p T = 3.81 \times 8.6 \doteq 33 \text{ km}$, $V_s T = 2.24 \times 8.6 \doteq 19 \text{ km}$...

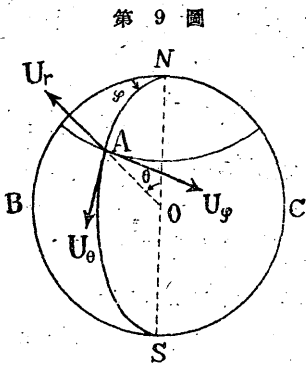
$$\frac{W_p}{W_s} = 0.085 \doteq \frac{1}{12} \dots\dots\dots (7)$$

$$W = W_p + W_s = 3.83 \times 10^{20} \doteq 4 \times 10^{20} \text{ C.G.S.} \dots\dots\dots (8)$$

即ち志摩半島沖深発地震の地震動として發したエネルギーの總量は 4×10^{20} エルグと求められた。

(vii) P 波のエネルギーと S 波のエネルギーとの比

前節に於いて P 波のエネルギーは S 波のそれに比して僅かに $\frac{1}{12}$ であつた。



第 9 圖

然れば一般に地震波のエネルギーを求むるには先づ S 波について之を求め、それに 1 割足らずの値を附加すればよいことになる。斯様に P 波のエネルギーは S 波のエネルギーに比べて小さいことを理論上から少しく考察しよう。

本多技師の理論に従へば地殻を等方・均質の無限に擴つた弾性體であるとし、震源を中心として半径 $r = a$ (但し a は小さいとする)

なる球面上で $(\widehat{rr})_{r=a} = F \sin 2\theta \cos \varphi \sin pt$, $(\widehat{r\theta})_{r=a} = 0$, $(\widehat{r\varphi})_{r=a} = 0$ なる正弦振動的の力が働くものとすれば、 r の充分大なる所では P 波の r 方向の變位 U_r は其の速度を V_p とすれば

$$U_r = \mathfrak{A} \cdot \frac{1}{r} \sin 2\theta \cos \varphi \cos p\left(t - \frac{r}{V_p}\right) \dots\dots\dots (9)$$

となる。又 S 波の速度を V_s とすれば θ 及び φ 方向の變位 U_θ 及 U_φ は夫次の式で與へられる

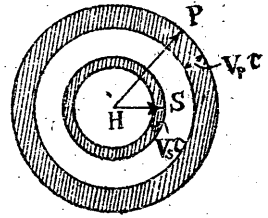
$$U_\theta = 5.20 \cdot \mathfrak{A} \cdot \frac{1}{r} \cos 2\theta \cos \varphi \cos p\left(t - \frac{r}{V_s}\right) \dots\dots (10)$$

$$U_\varphi = -5.20 \cdot \mathfrak{A} \cdot \frac{1}{r} \cos \theta \sin \varphi \cos p\left(t - \frac{r}{V_s}\right) \dots\dots (11)$$

此處に \mathfrak{A} は ρ を密度、 $p = \frac{2\pi}{T}$, T を週期、 μ を剛性率とすれば

$$\mathfrak{A} = \frac{1}{19\sqrt{3}} \cdot \frac{1}{\mu^{\frac{1}{2}}} \rho^{\frac{1}{2}} p a^3 F \dots\dots\dots (12)$$

第 10 圖



で與へられる量である。今充分大なる半徑 r の球面を通つて外方に傳はる地震波のエネルギーを計算しよう。この球面の面積素片を dS とすると $dS = r^2 \sin \theta d\theta d\varphi$ 。先づ P 波に就いては

$$\begin{aligned}
 W_p &= \int \frac{1}{2} \rho \left(\frac{dU_r}{dt} \right)_{\max}^2 \times V_p \tau dS \\
 &= \frac{1}{2} \rho \tau V_p \frac{A^2}{r^2} \iint p^2 \sin^2 2\theta \cos^2 \varphi \cdot r^2 \sin \theta d\theta d\varphi \\
 &= \frac{1}{2} \rho \tau V_p A^2 p^2 \int_0^\pi \sin^2 2\theta \sin \theta d\theta \int_0^{2\pi} \cos^2 \varphi d\varphi \\
 &= \frac{1}{2} \rho A^2 p^2 V_p \tau \times \frac{16}{15} \pi \dots \dots \dots (13)
 \end{aligned}$$

次に S 波のエネルギーを計算する

$$\begin{aligned}
 W_s &= \int \frac{1}{2} \rho \left\{ \left(\frac{dU_\theta}{dt} \right)_{\max}^2 + \left(\frac{dU_\varphi}{dt} \right)_{\max}^2 \right\} dS \\
 &= \frac{1}{2} \rho \times 5.20^2 A^2 p^2 V_s \tau \left[\int_0^\pi \cos^2 2\theta \sin \theta d\theta \int_0^{2\pi} \cos^2 \varphi d\varphi \right. \\
 &\quad \left. + \int_0^\pi \cos^2 \theta \sin \theta d\theta \int_0^{2\pi} \sin^2 \varphi d\varphi \right] = \frac{1}{2} \rho \times 5.20^2 A^2 p^2 V_s \tau \times \frac{24}{15} \pi \dots (14)
 \end{aligned}$$

従つて今 $V_p/V_s = \sqrt{3}$ とすれば W_p と W_s との比は

$$\frac{W_p}{W_s} = \frac{16}{5.20^2 \times 24} \times \frac{V_p}{V_s} = \frac{1}{23} \dots \dots \dots (15)$$

で W_s は W_p の約 23 倍と求められる。之を實測から得た 12 倍と比較するに斯様な取扱ひの精度では両者は大體に於いて一致するものと云へやう。然るに最近井上氏の論文⁽¹⁾によれば震源域が増大すれば S 波の振幅は P 波のそれに比し小となる。而して (15) 式は波長に比し震源域が小なりと云ふ本多氏の結果から導いたものであるから實測値 (7) 式の値より小となるは寧ろ當然のことである。然し本報文では井上氏の研究は一先づ考慮に入れずに纏めることにした。

斯様に W_p は W_s に比して實測上からも理論上からも小なるものなれば以

(1) 地震 第 8 卷, 第 8 號。

下エネルギーを求むるに際して W_s へのみ着目し, W_p に対しては W_s の 1 割を附加することにする。

上の計算結果から P 波と S 波のエネルギーの總量 W を求めると

$$W = W_s + W_p = \frac{1}{2} \rho \mathcal{A}^2 p^2 \tau \pi \left(5.20^2 \times \frac{24}{15} V_s + \frac{16}{15} V_p \right) \\ = \frac{1}{2} \rho \mathcal{A}^2 \frac{4\pi^3}{T^2} \tau V_s \left(1 + \frac{1}{23} \right) \dots \dots \dots (16)$$

T は各地観測所で観測した地震横波の最大動の平均の週期であり, τ は優勢振動時間であり, 又 \mathcal{A} は本多技師の方法に依つて求むる値で一つの地震については常數である。尙注意すべきは此處に述べた本多技師の理論は概念的には著者の前述のものと全く同一である。

§ 2 昭和 10 年 4 月 15 日の飛驒高山附近の深發地震 等發震時線及び等初期微動線の中心並びに初動方向等を用ひて此の地震の震央を定めれば東經 $140^{\circ}.1$, 北緯 $36^{\circ}.4$ で飛驒の高山附近である。震源の深さは約 280 km と得られた。之には P 波の走時曲線及び S 波の走時曲線並びに P~S 等⁽¹⁾が使用された。前者に対しては和達・益田・鷺坂の表, 後者に対しては竹花・鷺坂の表が用ひられ, 其れ等の平均値が上記のものである。次に此の地震の観測表を掲げる。

第 6 表 昭和 10 年 4 月 15 日飛驒深發地震観測表

観 測 所	發震時 20 ^h	S 相 振 幅			週 期			$v_s^2 \times 10^{-5}$ C.G.S.
		A_N	A_E	A_Z	T_N	T_E	T_Z	
松 本 *	15 ^m 37.8 ^s	680 ^{μ}	1100 ^{μ}	— ^{μ}	3.5 ^s	3.8 ^s	— ^s	1384
福 井 *	38.2	357	500	—	2.8	2.2	—	2412
高 山 *	38.8	203	146	—	2.2	2.8	—	400
富 山 *	41.4	325	497	236	4.5	3.0	3.6	1192
長 野 *	43.5	523	253	180	3.0	1.8	2.3	2360
高 田 *	43.8	538	314	—	2.9	1.9	—	2692
甲 府 *	44.2	94	176	49	1.9	3.2	1.7	319
輪 島 *	44.8	560	540	104	1.4	1.4	1.5	12560

(1) (338 頁参照)

観測所		發震時 20 ^h	S 相 振 幅			週 期			$v_s^2 \times 10^{-5}$ C.G.S.
			A_N	A_E	A_Z	T_N	T_E	T_Z	
岐 阜 *		^m 44.9	^μ 154	^μ 81	^μ —	^s 2.8	^s 1.8	^s —	229
	船津	45.7	132	188	48	2.0	2.0	1.2	760
前 橋 *		46.8	55	30	38	3.6	1.2	2.6	34
	濱松	47.0	511	193	46	3.0	3.2	2.4	644
熊 谷 *		47.7	127	83	56	2.5	1.6	2.3	237
	三 島	48.6	288	437	86	2.2	2.0	2.0	2548
京 都		48.7	241	171	—	—	2.2	—	720
	御 前 崎	49.6	423	313	94	1.6	1.1	2.9	3164
豐 岡 *		50.7	19	15	5	2.6	2.0	2.0	5
	神 戶	52.8	185	163	173	4.0	3.4	2.0	378
東 京		53.4	111	81	—	3.5	1.5	—	121
	新 潟 *	54.5	430	300	—	3.6	2.8	—	1792
洲 本 *		56.1	97	59	29	3.5	3.0	2.7	57
	福 島 *	59.7	123	82	26	2.2	1.1	1.0	444
福 湖		16 00.0	212	179	91	5.0	4.0	1.8	262
	銚 子 *	00.9	39	44	7	3.7	3.3	1.2	19
富 崎 *		01.1	58	49	20	4.2	1.9	1.4	39
	仙 臺 *	05.4	105	104	74	2.7	2.7	3.2	130
室 戸 *		09.5	64	142	—	3.4	3.7	—	57
	高 知 *	11.0	55	46	75	4.5	4.5	3.4	26
丈 島 *		11.5	37	39	14	2.0	1.5	2.4	31
	秋 田 *	13.2	114	82	61	3.6	2.6	2.6	111
水 澤 *		14.0	85	131	—	2.3	2.5	—	169
	濱 田 *	14.6	—	19	9	—	2.9	2.2	3
松 山		14.9	47	138	52	3.3	3.1	3.3	93
	盛 岡	18.4	70	82	20	1.3	1.3	1.4	284
清 水		21.5	50	16	—	3.0	2.8	—	17
	青 森	27.1	112	86	—	2.5	2.5	—	128
室 蘭		33.0	16	—	—	1.3	—	—	6
	熊 本	40.3	39	38	16	2.2	2.0	2.7	24
宮 崎 *		41.7	27	36	50	4.0	4.8	3.2	11
	長 崎	47.3	12	14	—	3.9	—	—	1
札 幌		52.1	20	23	—	3.4	2.6	—	4
	鹿 島	54.3	66	86	—	2.7	4.1	—	40
仁 川		17 01.0	18	—	—	4.5	—	—	1
	京 城 *	04.5	16	4	—	4.1	3.3	—	1

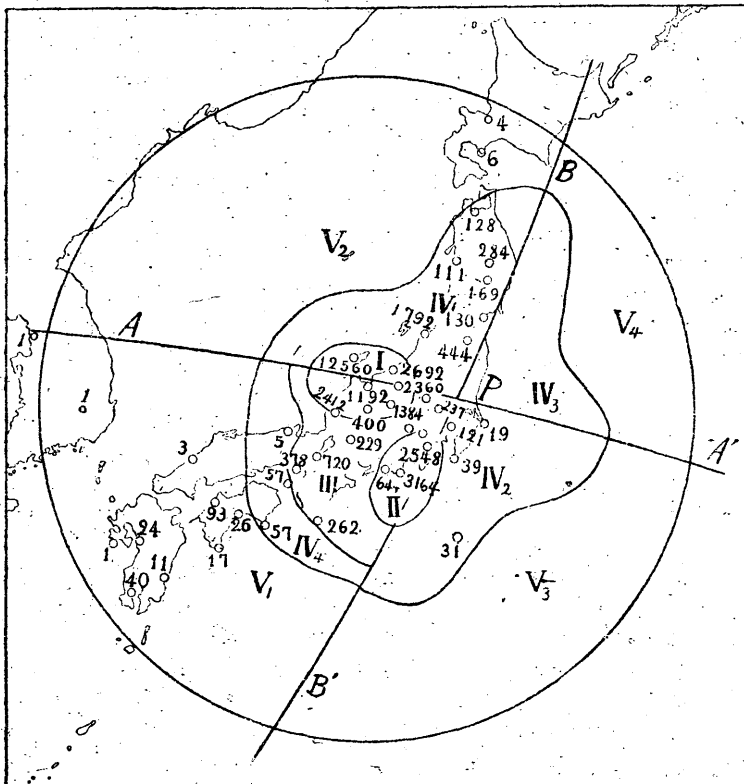
此の表中 A_N, A_E, A_Z は S 相の最初の一二振動の最大振幅で、 T_N, T_E, T_Z は夫々其の週期である。一般に深発地震に於いては S 相の初めの一二振動の中に最大振幅の現はれるのが通例であるが異常震域の地域即ち関東地方の大部分及び盛岡附近では其の後に於いて振幅の最大が現はれるがエネルギーの計算には特殊の地域は之を除外する。

次に v_s^2 は其の土地の地震動の最大速度 v_s の自乗であつて、土地の地震動を単振動と看做して次の式で表はされるが如き量である。

$$\xi = A_s \sin\left(\frac{2\pi t}{T_s}\right) \dots\dots\dots (1)$$

$$v_s^2 = A_s^2 \left(\frac{2\pi}{T_s}\right)^2 \dots\dots\dots (2)$$

第 II 圖 飛弾地震の v_s^2 の圖



$$\text{但し } A_s^2 = A_N^2 + A_E^2 + A_Z^2, \quad T_s = \frac{T_N + T_E + T_Z}{3}$$

式中 ξ は観測點の變位で、 A_s 及び T_s は前に説明せるが如き値である。又表の中で*のあるものは著者自身で記象紙の寫眞複寫より驗測した値であり、それだけの v_s^2 を第 11 圖の地圖中に記入して見るに尙材料の不足の部分があるので更に氣象要覽に記載の表より補つた。

此の圖に於いて APB , $B'PA'$ の區域は初動が上動であり、他の二つの區域は下動である。従つて AA' , BB' の二線は P 波の節線で P 點は其の交點である。P 波の節面 AA' , BB' の交線が深さ 280 km の震源に於ける鉛直よりの傾きは 45° である。又震源に於ける壓力の水平分力の方向は $S65^\circ W - N65^\circ E$ で合力の方向は SW の側が斜め上方である。

v_s^2 の等しい線を地圖上に記入した實測値について引くときは第 11 圖に示すやうに大體 5 個の區域に分つことが出来る。但し此の等 v_s^2 線を引くに際しては上述の發震機構から考へられる v_s の大いさの配布を考慮に入れてある。此の圖の外の限界の圓は深さ 280 km の震源から水平に射出される震波が地表面と交はる線で半径 880 km となる。此の圓内に射出される震波のエネルギーは震源から射出される震波の全エネルギーの $\frac{1}{2}$ であると考へられる。

擬震源から射出される S 波の全エネルギーを W_s とすれば前節に於けると全く同様にして

$$W_s = \frac{1}{2} \rho \sum_{n=1}^n (一つの區域に於ける平均の v_s^2)_n \times (\text{區域の面積})_n \times V_s \tau \times 2 \times \left(\frac{1}{2}\right)^2 = 3.312 \times 10^{10} \text{C.G.S.} \cdot (3)$$

式中 n は各區域の番號であり、 V_s は S 波の地面近くの水速で前節と同様 2.24 m/sec., τ は記象が優勢なる振動を描いて居る時間で此の地震では平均 5.8 秒が得られた。此の時間中だけ震源から震波のエネルギーが主として發散して居るものと見られる。又 $\left(\frac{1}{2}\right)^2$ をかけたのは地表面反射の影響を考慮したものである。

次に P 波による震波のエネルギーとして S 波のエネルギーの約 1 割を附加すれば

$$W = W_s + W_p = 3.6 \times 10^{10} \text{C.G.S.} \dots\dots\dots(4)$$

§ 3 地震のエネルギーと諸観測要素との関係

前の §1, (VII) (9) (10) 及び (11) 式に於いて記したやうに式の形の上から見て本多技師の發震機構に関する常數 \mathcal{R} は振幅の極大に比例すべきものである。故に其の地震動の週期を T とし、其の地震の優勢振動の時間を τ とすれば、該地震のエネルギー W との間には

$$W = K \frac{\mathcal{R}^2}{T^2} \tau \dots\dots\dots(1)$$

なる關係が成立すべき筈である。此の比例關係に於いて K は個々の地震に無關係のもので之を定めるために前述の二つの地震の驗測結果を使用する。次に \mathcal{R} が既に求められて居る地震を表示する

第 7 表

震央地名	發震時 (昭和)	優勢振動 時間 τ 秒	發震機構 の係數 \mathcal{R}	T_s の平均 秒	W c.g.s.
志摩半島沖	年 月 日 4 6 3	8.6	7.58×10^6	3.72	(3.8×10^{20})
熊野灘	6 6 30	5.6	2.57×10^6	2.90	6.6×10^{19}
熊野灘	7 5 28	5.2	3.11×10^6	1.89	2.1×10^{18}
大阪灣	7 5 5	6.6	5.92×10^6	2.77	4.5×10^{18}
琵琶湖	7 7 25	5.7	4.00×10^6	3.02	1.0×10^{20}
日本海北部	7 11 13	10.0?	3.22×10^6	4.09	9.3×10^{21}
飛騨高地	10 4 15	5.8	1.35×10^6	2.71	(3.6×10^{19})
日本海中部	10 5 31	8.2	1.70×10^6	3.54	1.3×10^{20}

此の表の地震の志摩半島沖地震及び飛騨高地地震から K を求むれば夫々 1.05×10^9 C.G.S., 及び 2.53×10^9 C.G.S. となる。此の二つの値は甚だしく異なつて居るやうに思はれるが吾々の場合はオーダーが合つて居るだけで満足すべきである。此の地震のエネルギーを前述の如く求むるに際して震央に對する觀測點の配布並びに節線の位置等から見て志摩半島沖地震の方が飛騨地震よりも遙かに信用し得る値が得られたことと思はれる。故に今之等から求めた K の値を平均するに其のウェイトを 5:1 とすれば次の如くなる。

$$K = 1.0 \times 10^9 \text{C.G.S.} \dots\dots\dots(2)$$

此處に求めた比例の常數 K は如何なる意義を有するものであるかを本多技師の發震機構に関する理論から考察して見る。擬同氏の發震機構を是認すれば前述の如く震波の全エネルギーは

$$W = W_s + W_p = W_s \times \frac{24}{23} = \frac{1}{2} \rho \times 5.20^2 \mathfrak{A}^2 P^2 V_s \tau \times \frac{24}{15} \pi \times \frac{24}{23}$$

$$= \frac{\mathfrak{A}^2}{T^2} \tau \left(\frac{1}{2} \frac{24^2 \pi}{15 \times 23} \times 5.20^2 \rho (2\pi)^2 V_s \right) \dots \dots \dots (3)$$

故に $K = \frac{1}{2} \frac{24^2 \pi}{15 \times 23} \times 5.20^2 \rho (2\pi)^2 V_s = 1.8 \times 10^9 \text{ C.G.S.} \dots \dots \dots (4)$

但し $\rho = 2.7 \text{ gr}$, $V_s = 2.24 \text{ km/sec}$

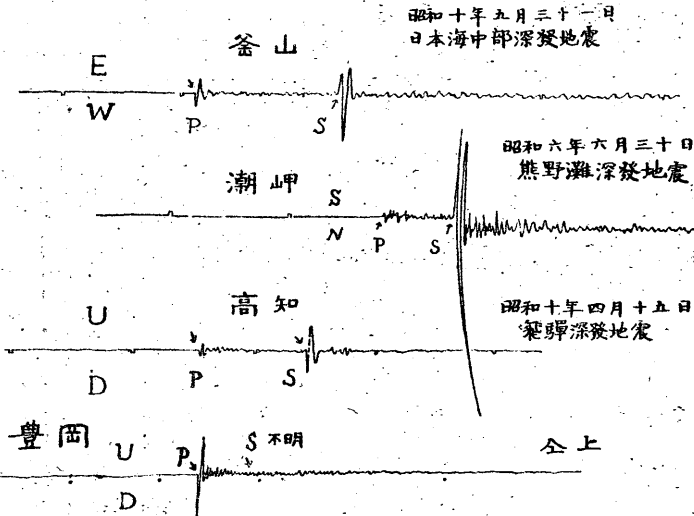
擬 (2) 式及び (4) 式によつて與へられる K の値の求め方を考へて見るに、後者は §1, (VII) の式 (13), (14), (16) の如く導かれ、本節の (4) 式の形で與へられたもので地殻の密度及び震波速度が與へられれば理論的に決定される。又 (2) 式の場合は單にエネルギー W と本多氏の常數 \mathfrak{A} の二乗とが比例すると置き實測的に W を算出し、 \mathfrak{A} も實測から定めたものである。 \mathfrak{A} を實測から算出するに際して本多技師の式が用ひられて居るとは言へ、斯くの如く即ち (2) 式及び (4) 式に示す程度に實測から求めたものと理論的に求めたものとが一致して居ることは興味深きことである。此の K の二つの値の中何れを採用すべきかは問題であるが今の處は實測に重きを置き、實測値から得た (2) 式の値を用ふることとする。第 7 表のエネルギーは志摩半島沖及び飛驒高地の地震以外は (2) 式の K の値を (1) 式に適用して求めたものである。

第 7 表の T は S 波の最大振幅の週期を本邦各地觀測所について平均したものである。而して志摩半島沖及び飛驒地方の地震については前掲の第 1 表及び第 6 表に依り、其の他は中央氣象臺の歐文報告及び氣象要覽に依つたものである。但し横濱、筑波山、柿岡及び盛岡等の異常震域の觀測所は除外することにした。尙此の際注意すべきは深發地震に際しては最大動は S 波によると見られることである。

次に優勢振動時間 τ の求め方については既に志摩半島地震について説明し

たが、更に此處で他の地震につき例を擧げて少しく説明する。

第 12 圖 優勢振動の繼續時間を示す地震記象



此處に示した圖は第 7 表の地震の二三につき優勢振動の繼續時間を示すものである。優勢振動時間は三四秒から十秒位の間であつて之が S 波にのみ現はれる場合、P 波にのみ現れる場合、及び P、S の兩方に現はれる場合がある。其れ等は震源の發震機構と觀測所の震源に對する位置の關係によつて決定される。此の優勢振動の時間は種々の値が得られるが其の平均の値は地震の規模が大きい程大である。次に上の表にある地震につき優勢振動繼續時間の驗測表を示す。但し異常震域の地は此の振動時間は極めて長く初めの一二回の振動よりも却つて後に最大振幅が現はれて居るのが普通である。異常震域に於いて斯様に優勢振動の繼續することの理由に關する著者の考へは、志摩半島沖地震の記象型分布の解説のところ述べて置いた。その理由により異常震域は除外する。

次の第 8 表は單に前に掲げた記象のみについて優勢振動時間を求めたのみであるが、各個の地震につき廣

第 8 表 優勢振動繼續時間

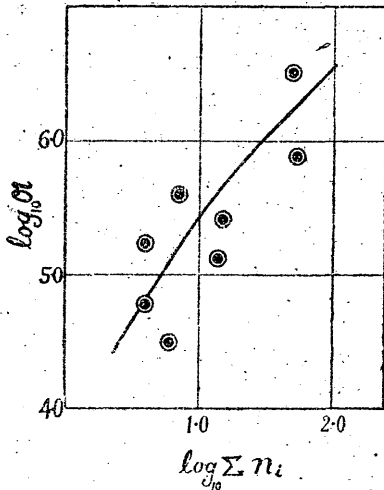
		P 波	S 波
釜	山	6.6 (H)	7.0 (H)
潮	岬	—	6.7 (H)
高	知	3.2 (Z)	4.7 (Z)
豊	岡	2.5 (Z)	—

い範圍の觀測所につき斯くの如きものを驗測し其の平均の値を取つたものが前の第 7 表の τ である。

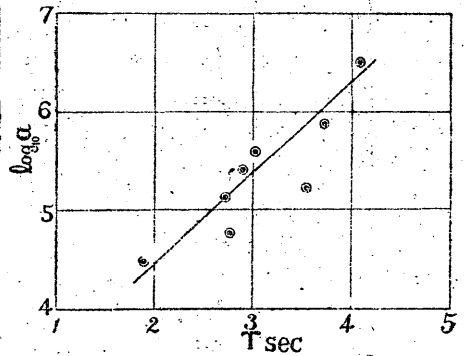
§4 地震のエネルギーの概算法 前述の志摩半島沖の地震の如く各觀測所の地震動から震源のエネルギーを各地震について求むることは非常な手数を要する。其の上發震機構と觀測所の分布關係から直接エネルギーを計算し得る場合は極めて少い。又前節の所論に従へば發震機構に關する本多技師の常數 \mathcal{R} を求むれば容易にエネルギーを求むることが出来るが、此の \mathcal{R} を求むることも亦簡單でない。依つて此處に地震のエネルギーの概略の値を推定する簡便法が必要である。

今中央氣象臺の震度階級 1, 2, 3 等につき夫々 1, 2, 3 の重率を與へ今一つ

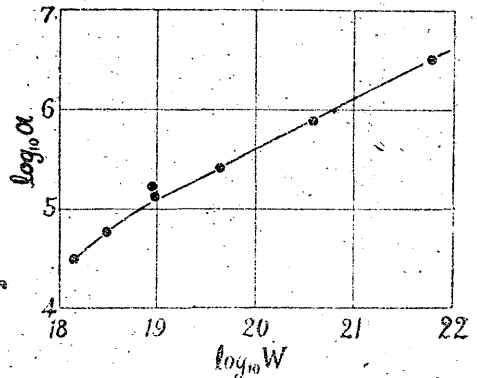
第 13 圖



第 14 圖



第 15 圖



の地震につき各測候所で觀測された各震度の個所數に夫々 Weight を掛けて加へたものを考へ、其の對數を横軸に取り $\log_{10} \mathcal{R}$ を縦軸に取ることとし、之を第 7 表の地震につき適用

すれば第 13 圖の如き曲線が得られる。次に又 $\log_{10} M$ を縦軸に取り，平均週期 T_s を横軸に取れば第 14 圖の如き直線關係が得られる。最後に同表より $\log_{10} M$ と $\log_{10} W$ との關係圖を作れば第 15 圖の如くなる。然れば第 13 圖或は第 14 圖によりて $\log_{10} M$ を知り，第 15 圖より直ちにエネルギーを知ることが出来る。但し之等は極めて概略的の關係であるが故に W を求むるに際して尙他の觀測要素にも注意することが肝要である。

§5 最近 10 年間の深發地震のエネルギー 此處に示した第 9 表は最近 10 年間に我が國に起つた主な深發地震を表示したものである。

第 9 表 深發地震表 (自大正 15 年至昭和 10 年)

番號	發 震 時			震 央	東 經	北 緯	震源の 深さ	震 度 別 數			地震の 規模
	年	月	日					I	II	III	
1	大正	I	15	宗谷海峽東部	142.6	45.2	360	7	2		C
2		II	11	小笠原島北西沖	139.0	29.0	200?	1			C'
3		IV	2	志摩半島沖	137.0	34.2	350	13	9	1	B
4		VII	27	彦根附近	136.4	35.4	350	16	3		B'
5	昭和	I	15	經ヶ崎北方沖	134.5	36.2	420	3			C
6		VI	18	八丈島南西沖	138.5	33.6	300	3			C'
7		VIII	21	同	138.4	33.6	300	2			C'
8		IX	13	御前崎南方沖	138.0	34.0	300	4	3		C
9		XI	11	松本附近	137.8	36.2	190	6			C'
10		XII	10	新潟附近	139.0	38.0	130	6	1		C'
11			19	日本海中部	132.8	41.3	350	0			C'
12			31	熊谷附近	139.2	36.1	120	4	2	5	C'
13	3	III	29	八丈島南西沖	138°12'	31°45'	410	9	5	4	A'
14		VIII	28	同	139.0	32.5	300	2			C'
15	4	VI	3	志摩半島沖	137°14'	34°16'	350	13	6	8	B
16		X	10	阿蘇山附近	131.1	32.9	120	0			C'
17	5	III	6	父島北西沖	139.5	28.7	250	0	1		C
18		IX	29	鹿兒島附近	130.6	31.6	260	5			C'
19	6	I	6	新冠川上流	142.8	42.4	100	7	7		C'
20			9	田澤湖附近	140.6	39.3	130	5	6	1	C'
21		II	20	日本海北部	135.7	44.5	350	18	13	3	A
22		III	1	宗谷海峽附近	143.7	46.0	250	5			C'

番 號	發 震 時		震 央	東 經	北 緯	震源の 深 さ	震 度 別 數			地震の 規 模
	年 月 日	時					I	II	III	
23	昭和6	IV 21	日本海中部	134.2	38.5	350	4	1		C
24		VI 2	益田川流域	137°30'	35°58'	240	10	6	1	B'
25		30	熊野灘	136.8	33.9	320	9	3		B'
26	7	II 3	父島北西沖	140.0	29.0	260		1		B'
27		19	八丈島南東沖	140.3	32.9	150	7			C'
28		IV 5	同	139.14	30.54	410	5	6	2	B
29		28	熊野灘	136.77	34.00	320	6			C
30		V 5	大阪灣	135.3	34.6	360	4			C
31		VII 25	琵琶湖附近	135°52'	35°13'	360	7			B'
32		27	八丈島南々西沖	139.0	31.2	300	1			C'
33		IX 23	日本海北部	139.0	44.7	330	10	11	4	A'
34		X 2	父島北西沖	140.5	29.5	300	0	1		C
35		X 14	八丈島南西沖	138.8	31.6	300	2			C'
36		26	宗谷海峡東方	145.3	46.3	330	4	1		B'
37		XI 13	日本海北部	137.25	43.57	320	6	13	6	A'
38		18	大隅海峡	130.4	31.1	100	1	0	1	C'
39		XII 5	熊野灘	137.0	33.7	350	6			C
40	8	II 9	八丈島南西沖	138.8	31.7	250	7	1		C
41		III 12	父島西方沖	140.2	26.4	300	6	0	1	A'
42		19	八丈島南東沖	140.0	32.2	120	2			C'
43		V 24	知床岬北方沖	145.6	46.7	450	2			C'
44		29	八丈島西南西沖	138.0	32.4	300	1			C'
45		IX 3	八丈島南方沖	139.4	30.3	300	9	1		B
46		6	濱松南々東沖	137.8	34.4	250	2			C'
47		20	熊野灘	136.6	34.1	330	5			C'
48		XI 19	八丈島南方沖	139.0	32.6	250	2			C'
49		XII 5	宗谷海峡東方沖	144.0	45.4	350	4	4		A'
50	9	II 1	相模川河口	139.33	35.33	100	6	3		C'
51		II 24	父島南々東沖	143.0	24.5	—	2			A'
52		IV 20	八丈島南方沖	139.5	30.0	350	4	1	1	B'
53		X 30	津輕海峡西部	140.3	41.3	140	6	2		C'
54	10	IV 15	飛驒西北部	137.1	36.2	260	6	4		C
55		V 31	日本海中部	134.2	38.6	450	4			C

番 號	發 震 時		震 央	東 經	北 緯	震源の 深 さ	震 度 別 數			地震の 規 模
	年	月 日					I	II	III	
56	昭和	10 VII 26	北知床岬南東沖	147.3	47.5	350	2	1		C
57		X 2	鹿兒島一佐多岬	130.7	31.0	120	4	2		C'
58		X 15	能登半島北西沖	135.4	37.7	280	5			C'
59		XII 14	父島南方沖	143.0	22.5	—	1			C'

此の全部の地震のエネルギーを求むるに前節の概算法に依ることとした。即ち各測候所の震度並びに地動の週期の平均とに着目し $\log_{10} \mathcal{R}$ を求め第 15 圖より W を求めるのである。此の中 7 個は第 7 表に於いて既に求められてゐる。 $\log_{10} \mathcal{R}$ が 7 乃至 6 のものを $A, 6, 5$ を $B, 5, 4$ を C とし、更に其の區間を二つに分けた。即ち A, A', B, B', C, C' とした。之等の地震の規模を表はす文字に相當するエネルギーは第 15 圖から次表の如くである。

— $A; 10^{22}$ C.G.S. $B; 10^{20}$ C.G.S. $C; 10^{18}$ C.G.S.
 $A'; 10^{21}$ " $B'; 10^{19}$ " $C'; 10^{17}$ "

之等各階級に屬する地震の年度別表を作り、各年のエネルギーを表示すれば第 10 表の如くなる。

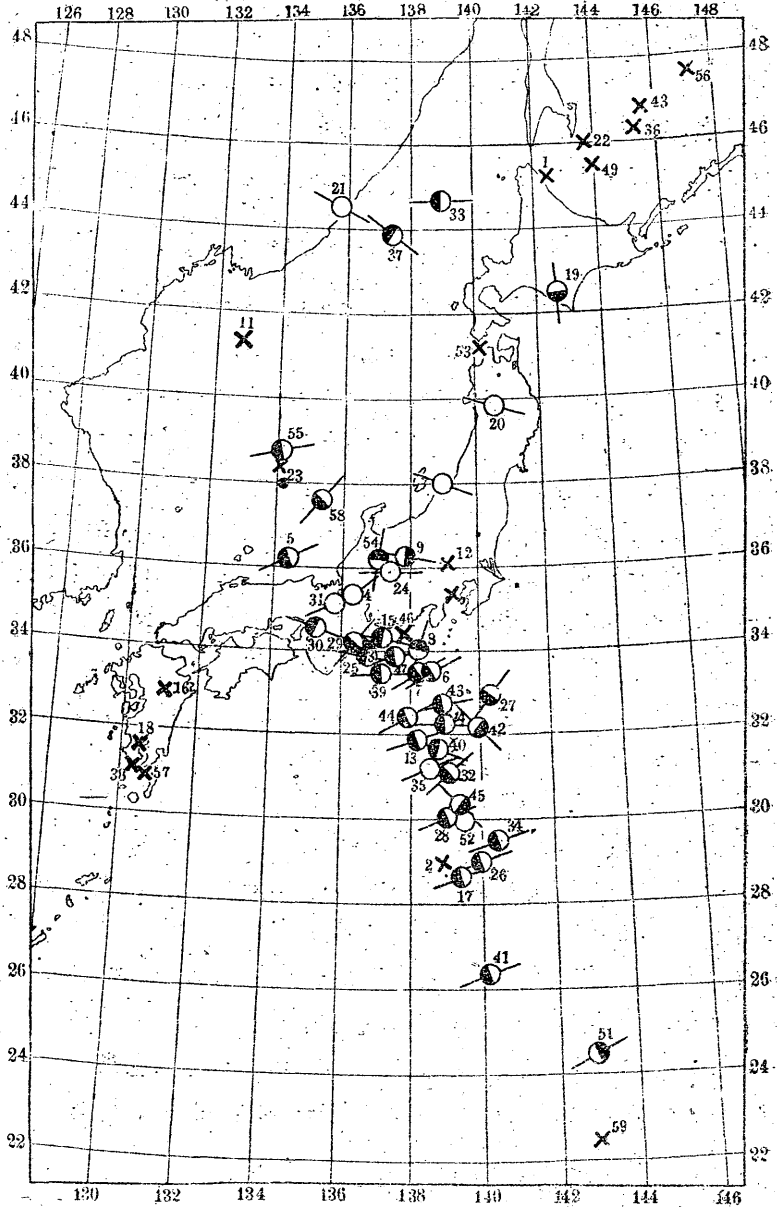
斯くして求められた之等 59 個の地震の震波の全エネルギー W は

$$W = 1.64858 \times 10^{22} \text{ エルグ} = 1.65 \times 10^{22} \text{ エルグ}$$

第 10 表 深發地震のエネルギーの年別表

年	地震 回数	地震規模別回数						エ ネ ル ギ ー W
		A	A'	B	B'	C	C'	
(大 正 15 年	4	—	—	1	1	1	1	1.111×10^{20} エルグ
昭和 2 年	8	—	—	—	—	2	6	0.026 "
3	2	—	1	—	—	—	1	10.001 "
4	2	—	—	1	—	—	1	1.001 "
5	2	—	—	—	—	1	1	0.011 "
6	7	1	—	—	2	1	3	100.213 "
7	14	—	2	1	3	4	4	21.344 "
8	10	—	2	1	—	1	6	21.016 "
9	4	—	1	—	1	—	2	10.102 "
10	6	—	—	—	—	3	3	0.033 "
計	59	1	6	4	7	13	28	164.858×10^{20} エルグ

第 16 圖



此處に注意すべきことは規模 4 に屬する地震は昭和 6 年 2 月 20 日の日本の浦鹽附近に起つたもののみであつて、之 1 個の地震のエネルギーは他の 58 個の總和よりも大なることである。即ちエネルギーの量から見れば一般に小規模の地震は比較的と言へば問題にならぬ程小さいものである。第 16 圖は之等地震の震央圖であつて如何なる場所に吾々が考へて居るエネルギーが消費されたるかを示したもので其の數字は第 9 表の地震番號である。

第二章 淺發地震のエネルギー

淺い震源の地震即ち地表よりの深さが五六十軒以内の處に發現した地震につき其のエネルギーを求めるのが本章の主な目的である。然し淺發地震の記象は一般に甚だ複雑であつて、之より直接に震源のエネルギーを概算することは困難である。よし夫れが出来たにしても其の方法を一一の地震につき行ふ事は恐らく手数のかかる事と思はれる。そこで著者は淺發地震のエネルギーを概算するために有感區域を利用する極めて簡単な方法を誘導した。淺發地震では人體感覺のあつた區域が震央を中心とする略々圓であると見做すことが出来る。故に其の半徑を有感半徑と名づけ、之と震源のエネルギーとの關係を求めようとするものである。但し淺發地震にも多少異常的の震域を生ずることはあるが、それ等は適宜斟酌する外はない。尙亦其の異常震域の狀態から幾分深いもの (100 km 位) も混入してゐる事が見られ、それらは擇捉島沖の地震に多い。

地震のエネルギーと有感半徑との關係を求めるために、先づ多くの地震のエネルギーの比較驗測を行つた。之が爲には北丹後烈震及び其の餘震を主として用ひ、⁽¹⁾三陸強震及び北伊豆烈震なども補助として用ひた。又絶對値の概算は北伊豆烈震について行つた。⁽²⁾之は地表面及び隧道中に現はれた地震斷層に着目し、家屋、墓石、石燈籠等の崩壞、轉倒及び三角測量による地殻變動の結果を参照して行つたものである。之等の結果を結合することによつて各地震のエネルギーの絶對値と有感半徑との關係を得ることが出来た。之を應用して最近 10 年間に日本に起つた主な淺發地震のエネルギーを求め、尙既往の大地震のエネ

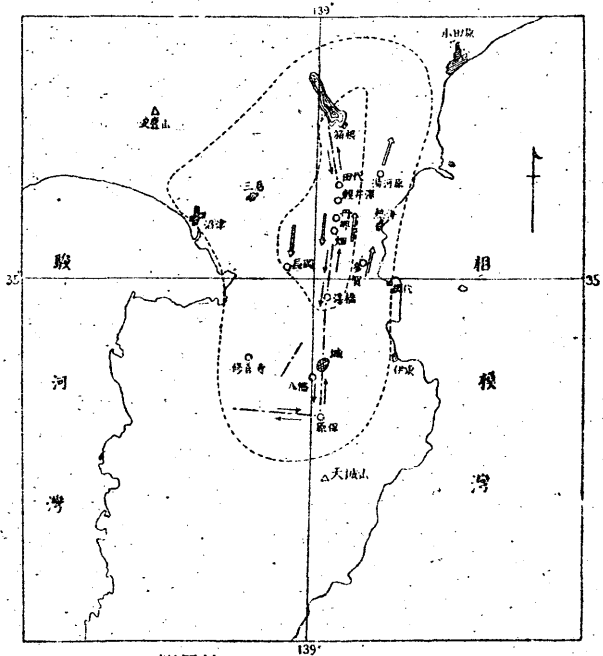
(1) 氣象集誌、第 6 卷。

(2) 驗震時報、第 6 卷。

ルギーなども推定することが出来た。以下節を追ふて之を説明する。

§ 6 北伊豆烈震のエネルギーの絶対値 昭和 5 年 11 月 26 日午前 4 時 3 分頃に發現した北伊豆烈震は北伊豆全體に大被害を及ぼしたものであつた。第 17 圖は其の地方の地圖である。圖中點線は倒潰家屋の等百分率を示すもので 50 及び 0 を記入した。故に外側の點線以内の區域を強震區域と見做すことが出来る。此の強震區域の中央に略々南北に鎖線で引いたものは地震斷層であつて、此の斷層線を境界として其の東側は北方へ、西側は南方へ水平移動をなし、其の中央部の喰違ひは 2 米餘に及んで居つた。此の斷層線は北は箱根から南は原保まで約 30 軒に亙るものと見做される。即ち其の間に於いて、地面上では斷層線の消滅せる部分もあるが、其の線上及び其の附近の土地の陥没、隆起、山崩れ及び之に垂直に交はる斷層が原保附近に現はれた事などから見て上述の 30 軒に亙つて斷層線が連続せるものと想定することが出来やう。今此の地震に依つて生じた斷層、其の他地變の概要を中央氣象臺發行の「北伊豆烈震報告」中より抜き書きして次に表示する。

第 17 圖 北伊豆烈震の震源域(*)



- 斷層線
- 土地の變位の方向
- ≡ 墓石、石燈籠、家屋等の倒れた方向
- 陥没或は隆起
- 町或は村落

尙同書中にある地變其の他の寫眞なども本調査の資料

となることは勿論である。

地名 記 事

箱根町及び其附近 山崩れ、道路の龜裂頗る多し。之より南約 30 杆の原保部落に至る間、山崩れは到る處にある。梶山、田中山、原保及び梅木などのもの著し。

田 代 斷層の東側は西側に對して相對的に北へ 1.0 米移動した。

輕井澤 斷層の東側は西側に對して相對的に北へ 1.6 米移動した(落差なし)。

丹 那 丹那盆地の家屋は斷層の東側では北に、西側では南に倒れて居るものが多い(本多技師實地踏査談)。

丹那隧道 隧道の内部に現はれた斷層の喰違ひは 2.5 米位で地表のものと略略同一である。

畑 丹那盆地の南部の畑部落では水平の喰違ひは東側は相對的に北方へ 2.7 米移動して居る、又 2.4 米と報告されて居る箇所もあつた。

長岡、葦山 之等町村の神社境内の石燈籠は殆んど全部が南方へ轉倒した。

多 賀 此の村の墓石などの轉倒方向は概ね北東である。

浮 橋 相對的に斷層の東側が西側に對して北へ 0.9 米移動した。丹那、浮橋間には斷層線の長く續いて居る所が多く、此の中間の池山附近は特に著しい。

城 山腹の畑地約一町歩に互り高さ約 15 米程陥没し、其の山麓の谷に隆起あり。

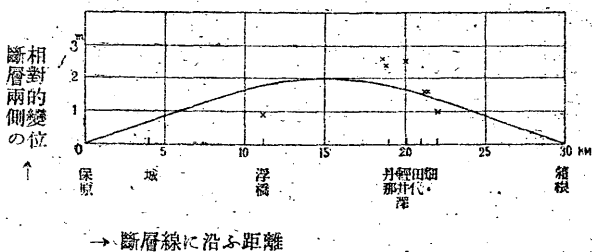
原 保 主斷層に對して畧直角に即ち東西に 2, 3 杆のものが現はれてゐる。其の喰違ひは主斷層よりは小さく南側が相對的に西方に移動してゐる。

上の表の地變其の他の狀況を明かにするために之等を前掲の第 17 圖に記入して示した。圖に於いて矢印は斷層線の兩側の土地の相對的移動の方向を示し、又其れと同じ方向に向つて居る太い矢は墓石、石燈籠及び家屋等の轉倒方向を示すものである。此の主斷層は主として地質學上の舊斷層の上に大體一致

して生じたものである。此の斷層は一般に山岳地方を走つて居るが故に喰違ひの測定された箇所が僅少である。特に南部に於いては龜裂線が消失せるが如き土地も見られるが、山崩れの箇所の多きこと、城部落の陥没、隆起及び上大見村原保に主斷層に直

第 18 圖 斷層線上の水平の喰違ひ(*)

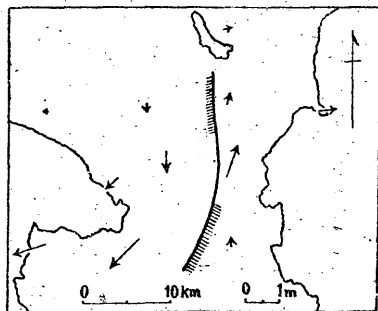
角な斷層が現はれたことなどから見て、主斷層の長さは南は原保から北は箱根までの 30 軒とし、之を横に取り縦軸に斷



層線上の兩側の喰違ひの測定値を記入すれば第 18 圖の如くなる。

斷層の喰違ひの大きさを連ねる線を引くに際して、斷層の兩端に於いては零なる條件を採用してよい。又斷層線上の喰違ひの測定箇所は餘りにも少ないが上述の記事を参照し、且つ地殻が弾性體である事から大體に於いて第 18 圖の如き斷層線上の變位曲線が得られやう。此の圖から見れば中央に於ける片側の變位は約 1 米である。此の斷層の生じた原因として此の地方に北西—南東の方向に壓力、北東—南西の方向に張力が作用したものと考へる事が出来る。斯くの如き歪力に堪へ得ず地殻が破壊して斷層を生じたものと考へると、此の斷層附近の地殻變動は斷層に垂直の方向にも、又鉛直の方向にも、斷層の長さに比して相當の距離まであつたものと見做すべきであらう。陸地測量部による北伊豆烈震前後に於ける同地方の三角測量の結果を圖示すれば第 19 圖の如くなる。之から見ても三角點の變位は斷層の附近に大きく且つ相當廣範圍に互つて地殻變動のあつた事が解る。之等三角測量の結果現はれた地殻變動が地震と同時に全部が起つたものとは考

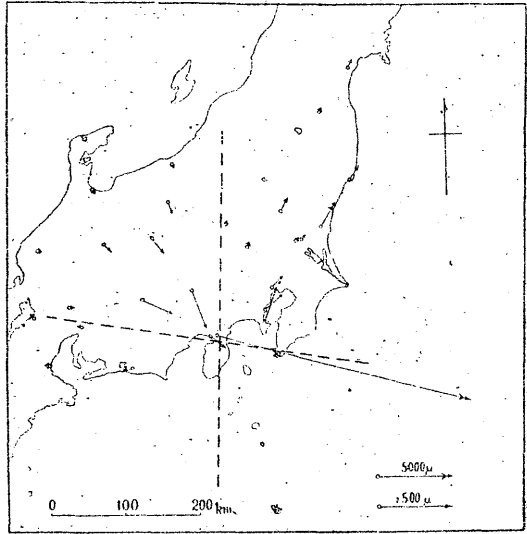
第 19 圖 地震前後に於ける三角點の變位



(1) C. Tsuboi, Jap. Journ. Astr. Geophys., Vol. X, No. 2, 1933.

ふべきものではなくて、地殻の徐動的變化の部分が加つて居ると云ふ事は一般に現今認められる解釋であるが、其の大部分は地震と同時に起つたとしてよからう。斷層を長徑とする大體楕圓體の地域は今回の地震に際して地變があつたものと考へられる。尙此の地震の際の初動分布圖を示せば第 20 圖の如くなる。(1) 此の初動分布圖も該地方に

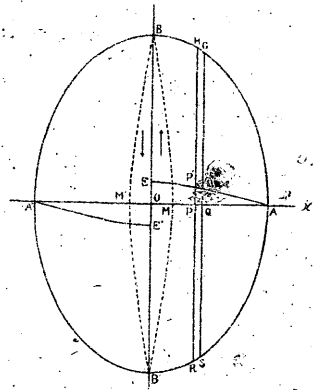
第 20 圖 北伊豆烈震の初動分布圖



於いて前述の力が作用した結果であることを示すものである。

第 21 圖 (*)

以上の事實に基き次に示す式で假定するが如き地殻變動が地震と同時に行はれたものと考へ、之に要するエネルギーを概算しようとするものである。第 21 圖は斷層の中心を座標の原点に取り、斷層の方向に y 軸を、之に垂直の方向に x 軸を取る。此の xy 面は地面と一致せしめ、之に垂直の方向に Z 軸を取る。地殻變動は圖の楕圓 $ABA'B'$ 内に其の位置によつて定まる水平變位のみがあつたと考へる。原点に於ける變位を ξ_1 とすれば y 軸上の各點の y 軸方向の變位 ξ_y は正弦波形をなすものと見做せば



(1) 驗震時報；第 4 卷，第 283—291 頁。

$$\xi_y = \xi_1 \sin\left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi y}{2b}\right) \quad -b \leq y \leq +b$$

$$b = 15 \text{ km} \quad \xi_1 = 1 \text{ m} \quad \dots\dots\dots(1)$$

此處に ξ_1 は原點に於ける變位即ち斷層線の中央に於ける喰違ひの半分であり、 b は斷層線の長さ 30 km の半分である。圖の點線は y 軸の方向に於ける喰違ひの大きさを x 軸の方向を假りて表はしたものである。矢は變位した方向を示す。

次に x 軸上の變位も同圖で $EP'Q'A$ なる線の如く正弦波形と見做し得るであらう。即ち地震前に於いて $A'O A$ なる土地に固定した線が地震後には AE' 及び $EP'Q'A$ なる線の位置に移動したと考へる。 x 軸上の y 軸方向の變位 ξ_x は次の式で與へる。

$$\xi_x = \xi_1 \sin\left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi x}{2a}\right) \quad -a \leq x \leq +a \quad \dots\dots\dots(2)$$

此處に a は如何に定むべきかが問題であるが、第 17 圖の家屋倒潰の百分率に於ける O 線の東西方向の直径の $\frac{1}{2}$ を取り 9 軒とした。之は地震の前後に於ける陸地測量部の三角點の變位の測定結果 (第 19 圖) から見ても大體に於いて妥當と考へられる。

式 (1) (2) より楕圓内の任意の位置の變位 ξ は近似的に次のやうに置かれる

$$\xi = \xi_1 \sin\left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi x}{2a}\right) \sin\left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi y}{\frac{2b}{a}\sqrt{a^2-x^2}}\right)$$

$$0 \leq y \leq b', \quad b' = \frac{b}{a}\sqrt{a^2-x^2} \quad \dots\dots\dots(3)$$

此の式は (1) (2) を幾何學的に組合はせたまでで、勿論地殼の彈性的のやかましい條件を取^り入れたわけではない。

偕 (3) 式の假定の下に、地震のために地殼の體積素 dV の中で消費された位置のエネルギー dW_p は

$$dW_p = \frac{1}{2} \left\{ E \left(\frac{\partial \xi}{\partial y}\right)^2 + n \left(\frac{\partial \xi}{\partial x}\right)^2 \right\} dV$$

式中 E は延長の彈性率で n は剛性率である。今 W_p を北伊豆烈震に依つて

消費された全エネルギーとすれば

$$\begin{aligned}
 W_p &= \int \frac{1}{2} \left\{ E \left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \right)^2 + n \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right)^2 \right\} dV \\
 &= 4 \int_0^h dz \int_0^a dx \int_0^{\frac{b}{a} \sqrt{a^2 - x^2}} \frac{1}{2} E \left\{ \frac{\partial}{\partial y} \xi_1 \sin \left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi x}{2a} \right) \sin \left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi y}{\frac{2b}{a} \sqrt{a^2 - x^2}} \right) \right\} dy \\
 &\quad + 4 \int_0^h dz \int_0^b dy \int_0^{\frac{a}{b} \sqrt{b^2 - y^2}} \frac{1}{2} n \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \xi_1 \sin \left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi y}{2b} \right) \sin \left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi x}{\frac{2a}{b} \sqrt{b^2 - y^2}} \right) \right\}^2 dx \\
 &= \frac{1}{2} \times 0.0875 \pi^3 h \left(\frac{a}{b} E + \frac{b}{a} n \right) \xi_1^2 \dots \dots \dots (5)
 \end{aligned}$$

$$\xi_1 = 1 \text{ m}, \quad b = 15 \text{ km}, \quad a = 9 \text{ km}, \quad h = 5 \text{ km}.$$

此處に深さの方向に $z = h = 5 \text{ km}$ としたのは極めて概算的のことで、著者は前に掲げた第 21 圖の如き楕圓の廻轉楕圓體の半分に地殻變動が地震と同時に生じたものと考へるのが妥當であらうが簡單のために上記の如くした。

次に E 及び n は深さの函数であつて、此の地方に於ける縦波及び横波の速度として本多博士⁽¹⁾或は著者等⁽²⁾が北伊豆烈震或は伊東強震から算出したものから次の如く求められた

深さ (km)	0	10	20	30	40
$E \times 10^{-11}$ C.G.S.	3.30	7.56	9.82	11.80	13.50
$n \times 10^{-11}$ C.G.S.	1.35	3.08	4.00	4.82	5.50

今本表から深さ 5 km までの E 及び n の平均値を求めれば夫々次の如くなる

$$\bar{E} = 4.60 \times 10^{11} \text{ C.G.S.}, \quad \bar{n} = 1.88 \times 10^{11} \text{ C.G.S.} \dots \dots (5')$$

之等の値を (5) 式に代入して

$$W_p = 4 \times 10^{21} \text{ C.G.S.} \dots \dots \dots (6)$$

此の値は北伊豆烈震にて消費せるエネルギーのオーダーを與へるものである。

次に同一の假定の下に運動のエネルギーの形を出して見る。之を W_k とし

(1) H. Honda; Geophysical Magazine. Vol. IV, P 29—35.

(2) K. Sagisaka " " " P 147—155.

" 驗震時報, 第 7 卷 P 21—35.

體積素 dV の速度を v とすれば

$$dW_k = \frac{1}{2} \rho dV v^2 \dots\dots\dots (7)$$

$$W_k = \int \frac{1}{2} \rho v^2 dV$$

$$= 4 \int_0^h d \int_0^a dx \int_0^{\frac{b}{a} \sqrt{a^2 - x^2}} \left\{ \frac{d\xi_1}{dt} \sin\left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi x}{2a}\right) \sin\left(\frac{\pi}{2} + \frac{\pi y}{\frac{2b}{a} \sqrt{a^2 - x^2}}\right) \right\}^2 dy$$

$$= \frac{1}{2} \frac{\pi ab h \rho}{3.390} \left(\frac{d\xi_1}{dt} \right)^2 \dots\dots\dots (8)$$

即ち運動のエネルギーは考へて居る區域の體積と中央點の速度の二乗とに比例する。運動のエネルギーとポテンシャルエネルギーとの和は一定であると置いて週期を求めることが出来る。即ち

$$W_k + W_p = \frac{1}{2} \frac{\pi ab h \rho}{3.390} \left(\frac{d\xi_1}{dt} \right)^2 + \frac{1}{2} \times 0.0875 \pi^3 h \left(\frac{a}{b} E + \frac{b}{a} n \right) \xi_1^2 = \text{常數} \dots (9)$$

$$T = 3.671 ab \sqrt{\frac{\rho}{a^2 E + b^2 n}} \dots\dots\dots (10)$$

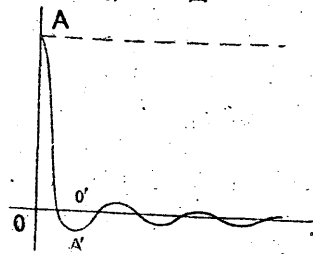
此の結果によれば $a=b$ を想像すれば週期は震源區域の半徑に比例し、且つ密度 ρ の平方根に比例し、 $E+n$ の平方根に逆比例する。今 $ab h E n$ 等の値は (5) 及び (5') 式のものを用ひ、 ρ を 2.7 とすれば週期 T は次の如くなる。又 (9) 式は震源に於ける單弦運動を示すものと見られるが故に其の最大速度及最大加速度を求めれば

$$T = 7.5 \text{ 秒}, \quad v = 85 \text{ 厘/秒}, \quad \alpha = 72 \text{ 厘/秒}^2$$

此の加速度の値は上記の轉倒物の説明のためには餘りに小さ過ぎる。其處で實際の轉倒は如何に解釋されるかといふに、著者は斷層に伴ふ大なる地殻變位は一度に行はれ、それが急速に阻止されるとき上記の α の數倍に達するであらう。其の際地表上の墓石等の大なる運動量を有する物體は自己の運動のエネルギーのために運動量の方向に倒れると考へるものである。従て斷層附近に於いて規則正しく倒れて居る墓石等の物體は地殻變動の方向に一齊に倒れるものである。此の震源域に於ける地殻變動の大きさの時間に對する關係を圖で示せば

第 22 圖の如く震源域の地殻の部分か或る状態 A から急激に \overline{OA} だけ變化し新しい平衡の状態 O の附近で多少振動を續けるものと考へられる。

第 22 圖



斯様に非對稱的の振動の起り得ることは初めに不安定状態の歪が存在して居ることを想像すれば了解出来る。又此の大なる不釣合の

状態に地殻があつた事は断層等が生じた事から證明される。

§ 7 北丹後烈震及び餘震のエネルギーと其の有感半徑との關係 地震計の

記録の如く複雑なる振動形式をして居るものから、其處を傳播したエネルギーを求むるに小野澄之助博士の方法がある。即ち其の理論の概要を記せば今此處に x 軸の方向に傳播する速度 C なる波形運動があるとする。 x 軸に直角な單位面積を通して dt なる時間に傳播されるエネルギーは

$$(K+P)dx = (K+P)Cdt \dots\dots\dots(1)$$

である但し K 及び P は夫々單位容積内に含まれる運動及びポテンシャルのエネルギーである。故に時間 τ 内に傳播されるものは

$$E(\tau) = \int_0^\tau (K+P)Cdt = C \int_0^\tau Kdt + C \int_0^\tau Pdt \dots\dots(2)$$

地震記象の如く一般に不規則の振動曲線に於いて、極めて小さい時間 Δt に相當する變位の部分を ξ とすれば、其の自乗の平均 $\overline{\xi^2}$ は其の平均の自乗 $(\overline{\xi})^2$ に比例する。即ち $\overline{\xi^2} = \mu(\overline{\xi})^2$ と置くことが出来る。此の考へを用ひれば運動のエネルギーは次の如く書くことが出来る。

$$C \int_0^\tau K dt = \frac{C}{2} \frac{\rho}{\tau} \mu k^2 R^2 \dots\dots\dots(3)$$

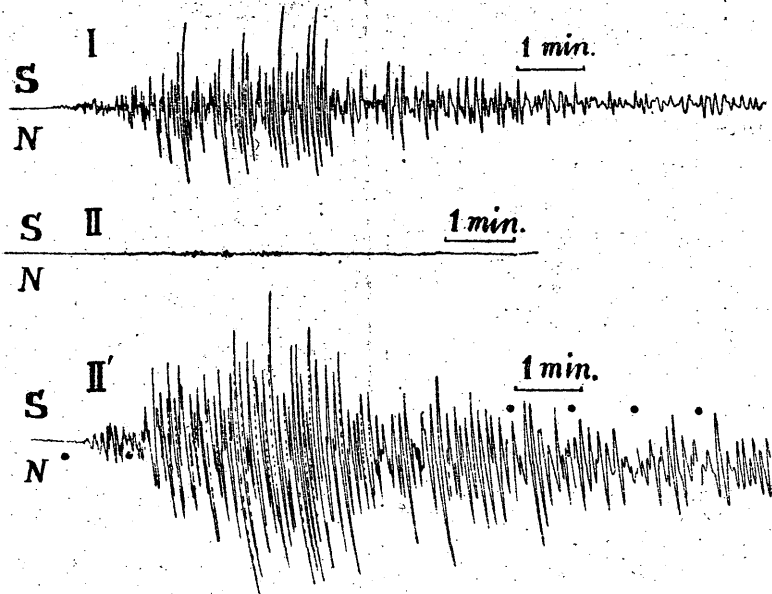
此處に R は地震記象の静止線に平行に置かれた等間隔の線を記象曲線が截る交點の數であり、 k は其の等間隔の大きさに關する係數である。又 ρ は媒質の密度である。若し傳播する波の種類或は状態が違へば各部分について (3) 式を適用すればよい。即ち次の形に書ける

(1) S. Ono, Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, 3, 1, 1925.
 (2) 同上。

$$\sum_i C_i \int_0^{\tau_i} K dt = \frac{1}{2} \rho k^2 \sum_i \frac{C_i \mu_i}{\tau_i} R_i^2 \dots \dots \dots (4)$$

以上は小野博士の理論の概要であるが著者は之を北丹後烈震及び其の餘震に對して適用し、其のエネルギーの大きさを比較して見ようとするものである。此の方法に於ける(4)式は、次に述べるが如く吾々の場合には、更に簡単な形にまで導くことが出来る。さて地震エネルギーの比較に用いた材料は中央氣象臺に於ける地震記象で、餘震に對してはマインカ式地震記象を、本震に對しては強震計の記録を使用した。斯様に同一群の地震と或る一箇所の觀測記象から單に其のエネルギーの比を見る目的のためには簡単に取扱ふことが出来る。先づ地震記象から其のエネルギーを求むるに際して、種々の波形が現はれて居る故に當然(4)式に依るべきものであつて(3)式ではない。(4)式に於いて震波の速度 C_i は震波の種類に依つて異なるが、大體の値を見る目的のためには P. S. L. 等の震波の或る平均の値を採用して、之を常數と見做して差支ない。又 μ_i は小野博士の研究によれば殆んど總ての場合に於て2に等しい故に之も常數である。故に q を常數とすれば(4)式から運動のエネルギー I_k は

第 23 圖 三陸沖の地震の東京に於ける記象(縮寫)



$$I_K = \sum_i C_i \int_0^{\tau_i} K dt = g \sum_i \frac{R_i^2}{\tau_i^2} \dots \dots \dots (5)$$

となる。

第 23 圖は三陸沖地震群の東京に於ける二三の記象複寫を示したものである。之につき前述の方法で R を読み取り、毎分の度数を表示すれば第 11 表の如くなる。

今縦座標に交點の數 R_i を取り、横座標に分の區間の順位 t を取れば第 24 圖の如き相似的の曲線が得られる。但し R_2 は振幅小なる故に mm の 10 分の 1 の

第 11 表 R の 驗 測 値

分の區間の順位 t	R_1	R_2	R'_2
1	103	1	295
2	630	5	927
3	830	25	1346
4	910	28	1593
5	430	13	975
6	378	3	673
7	351	0	674
8	175		512
9	107		341
10	112		347
合 計	4026	72	7683

R_1 は三陸沖強震 (昭和 8 年 3 月 3 日 2 時) の東京に於ける強震計南北動記象即ち第 23 圖, I が 1 ミリの平行線を截る數である。

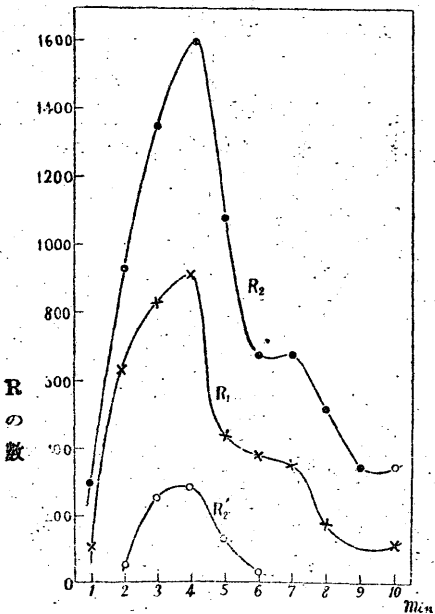
R_2 は其の餘震 (昭和 8 年 3 月 3 日 18 時) の強震計南北動記象即ち第 23 圖, II に関する同様の讀みである。

R'_2 は R_2 と同一餘震を mainka 式南北動地震計で記象させたもの、即ち第 23 圖, II' についての讀みである。

平行線を截る數を測微鏡で讀み後 mm の平行線に関するものに換算したものである。又圖示するとき一桁すらしてある。

斯様な曲線の相似は同一地震群を同一觀測所で觀測する場合は一般に成立すると考へられる。特に同一地震計で同一發震機構の地震を驗測する場合は類似の度が更に甚しいこと

第 24 圖



は首肯せられるであらう。(1) 今斯様な場合に或る二つの地震について τ_i に對する値を夫々 R_{i1} , R_{i2} とすれば一方は常に他方の m 倍になつて居ると見做すことが出来る。故に此の二つの地震のエネルギーを夫々 I_{K1} , I_{K2} とすれば

$$I_{K1} = q \sum_i \frac{R_{i1}^2}{\tau_i}, \quad I_{K2} = q \sum_i \frac{(m R_{i1})^2}{\tau_i} = q m^2 \sum_i \frac{R_{i1}^2}{\tau_i}$$

此處に τ は二つの記象について充分に描かれて居る範圍内で同じやうに取ることが出来る。故に其の比は

$$\frac{I_{K2}}{I_{K1}} = m^2 \dots \dots \dots (6)$$

今一方の記象の交點の全體の數を R_1 とすれば他方は $R_2 = m R_1$ となる。此の自乗の比を求むれば m^2 となる故に

$$\frac{I_{K2}}{I_{K1}} = \frac{R_2^2}{R_1^2} \dots \dots \dots (7)$$

但し此の際振動時間は同一の長さを取る。吾々は振動のエネルギーの大體の値を比較するには此の m の値を求むれば充分であると考へられる。此の目的のためには比例の常數を q' とすれば其のエネルギーは

$$T_K = q' R^2$$

而して之は一つの成分について考へたのであるが、地震記象の場合は震波の三成分のベクトル合成をしなければならぬ。然し水平動について兩分動の R の數を讀んで見ると略同數である。上下動成分は多少相違するが地震の規模に比例的の關係にあることは勿論である。更にポテンシャルエネルギーを考へれば以上の合成結果の 2 倍と見ることが出来る。之等全體を考へたエネルギーを水平動地震計の一分動に關する R^2 に比例するものとして今後取扱ふこともするも近似的には差支へないと思惟せられる。其の比例の常數を η とすれば全エネルギー E は

$$E = \eta R^2 \dots \dots \dots (8)$$

若しも水平動の兩分動の R を讀み取つた場合はその平均の値を以て上式の R

(1) 鷲坂清信, 竹花峯夫; 昭和 8 年 3 月 3 日 三陸沖強震及び餘震の發震機構に就て (驗震時報, 第 3 卷, 口給参照)。

とする。尙亦以上の議論は進行形の地震波を假定したのであるが、其の観測値固有の定常波的地震動を生ずるも、それは進行形の地震波の大きさに比例するものと推測して大差はないであらうと考へられる。従つて一個所の観測所で同一地震群のエネルギーを比較する場合は(8)式が適用せられ、多くの観測所で同一地震を観測する場合には(8)式は極めて大體の比較にのみ用ひられる。以下簡単のために R は水平の一分動で代表せしむ。

今(8)式に於ける R の値を昭和2年3月7日の北丹後烈震及び其の餘震について東京に於ける Mainka 式地震計の記象から読み取つた値の自乗と有感半径 r とを表示すれば第12表の如くなる。

第12表 北丹後地震群の東京に於ける R の観測表

發震時刻 (昭和2年)				R^2	有感半径 r	$\log_{10} R^2$
月	日	時	分		km	
3	7	18	27	4.8×10^{10}	600	10.68124
"	"	22	24	230100	250	5.36192
"	"	23	11	3455	170	3.53845
"	8	00	36	180900	200	5.25744
"	"	00	48	3455	170	3.53845
"	"	04	54	109	90	2.03743
"	"	06	22	33	30	1.51851
"	"	19	32	926	170	2.96661
"	"	23	43	349200	270	5.54307
"	18	21	47	11650	180	4.06633
4	1	6	09	784×10^4	350	6.89432

但し此の中、本震の R は強震計によるものを Mainka 式地震計の記象に關する値に換算したものである。此の換算には同年4月1日の餘震が東京に於ける強震計及び Mainka 式地震計の兩方に記録された故に役立つ。其の換算は次の如き仕方である。即ち同一の

地震を同一観測所で二つの別種の地震計 A, B で記録される場合、夫々の記象について同じ幅 1mm の平行線に關する R の讀みを夫々 R_a, R_b とすれば其の観測所の地震エネルギー I は

$$I = \eta R_a^2 = \eta' R_b^2$$

此處に η, η' は比例の常數である、故に

$$k = \frac{\eta}{\eta'} = \left(\frac{R_b}{R_a} \right)^2$$

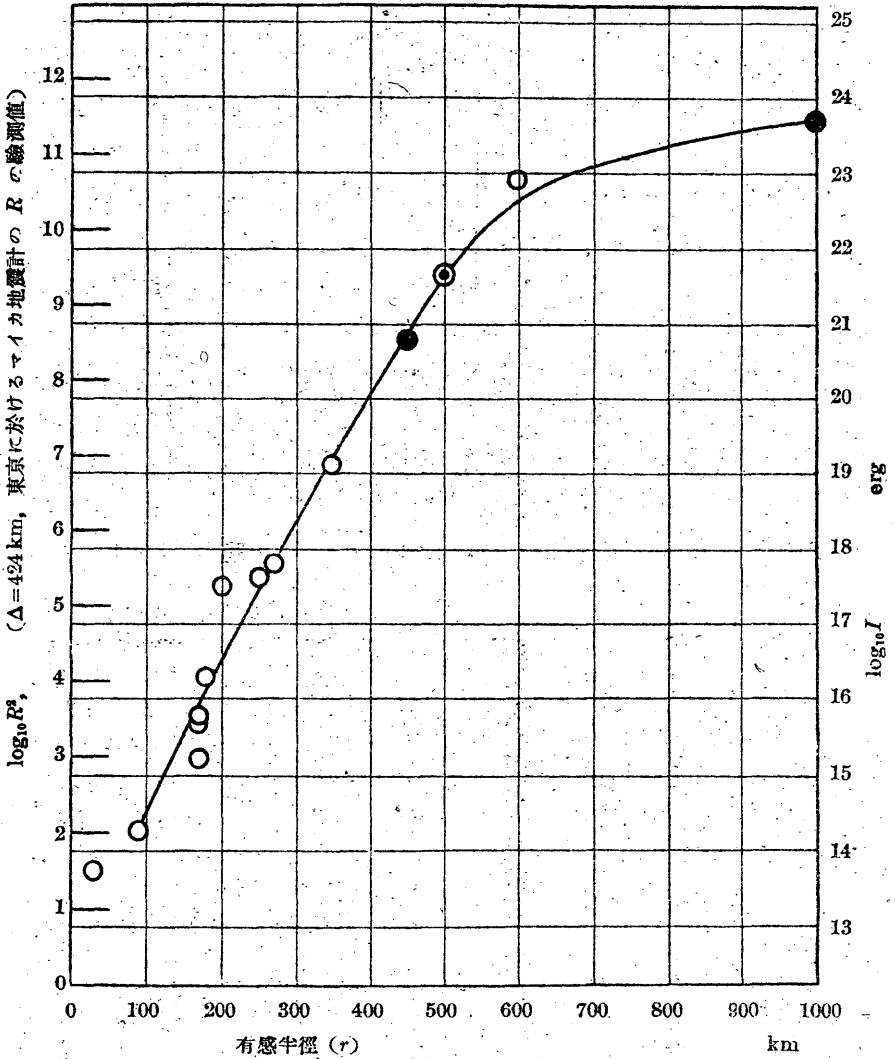
斯くの如き k を求めて置けば強震計の讀み R_a から Mainka 式地震計の讀み

R_b に引直すには次式から得られる

$$R_b^2 = kR_0^2 \dots\dots\dots (9)$$

北丹後烈震に際して東京に於ける R^2 は 4200, 4 月 1 日の餘震の強震計と

第 25 圖 有感半徑と地震のエネルギー



Mainka 地震計の記象の読み R_a, R_b は夫々 52, 2800 である故に

$$k = \left(\frac{R_b}{R_a} \right)^2 = 2700$$

故に本震の強震計に於ける読みを Mainka 式の読みに引直したものは

$$4200^2 \times 2700 = 4.8 \times 10^{16} \dots \dots \dots (10)$$

次に第 12 表の R^2 の對數を縦軸に取り、横軸に有感半徑を取つてそれを圖示すれば第 25 圖の如くなる、符號 \circ がそれであるが殆んど直線で連結される。

§ 8 地震波エネルギーの震央距離による減衰 浅い震源の地震のエネルギーが震央から隔たるに従つて如何に減衰するかを見るために三陸冲強震及び北伊豆烈震を取扱つた。記象は全部強震計のものを用ひ、其の倍率は通常 2 倍であるが然らざるものは適宜補正をなした。又制振度も普通 2 である。此の場合も 1mm の等間隔の平行線を記象の靜止線に平行に置き振動曲線が之を截る數を読み取つたのであるが、振動時間は數分乃至 10 分以内で大體靜止する。而かも主要な振動時間は 3 分か 4 分で他の部分は此震動のエネルギーから見れば僅小である。故に數分間の R の読みで全體を代表させてよい。而かも淺發地震の記象は紡錘形で各地の記象は類似してゐる故に大體の目やすを見るためには前節の (8) 式が適用

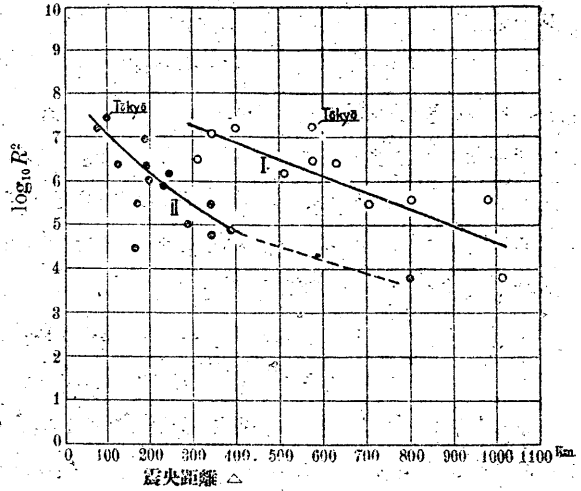
せられる。

第 13 表 三陸冲強震の R の驗測表

(i) 昭和 8 年 3 月 3 日の三陸冲強震 此の地震に關し上述の如くして R を數へ、觀測所の震央距離と共に第 13 表に示す。此の R の自乗の對數を縦軸に取り横軸に震央距離を取つて圖示すれば第 26 圖の如くなる。此の圖に於いて盛岡、銚子、潮岬等は小

觀 測 所	震央距離		$\log_{10} R^2$
	km		
盛岡	321	1770	6.49596
仙臺	346	3417	7.06729
秋田	400	4000	7.20412
銚子	512	1234	6.18270
東京	578	4026	7.20975
前橋	580	1727	6.47465
長野	632	1591	6.40329
輪島	708	544	5.47115
八丈島	804	594	5.54753
神戸	982	612	5.57345
潮岬	1016	80	3.80618

さく出て居る、神戸の大き過ぎるのは地震計に damper がないからである。又東京の著しく大きい事も異常震域の地域であることから豫期されたところである。之等の平均の値を連ねた線は同圖の I の如き直線となり、震央距離 Δ に比例し



て減衰して行く。式で示せば

$$\log_{10} R^2 = 8.43 - 0.00387\Delta \quad 300\text{km} \leq \Delta \text{km} \leq 1000\text{km} \quad \dots\dots (11)$$

次に前に掲げた第 11 表を圖示した第 24 圖に於いて、3 月 3 日の同一地震の驗測値 R_1, R_2' の曲線につき、今二つの地震計が充分に記録して居ると見られる時間即ち第 2 より第 5 迄の 4 分間につき夫々の R の和を求むれば 4841, 71 である故に之より換算係數 k を求むれば

$$k = \left(\frac{4841}{71}\right)^2 = 4849 \doteq 48 \times 10^2 \quad \dots\dots (12)$$

故に Msinka 式地震計の讀みに換算した本震の R の讀みの自乗は第 13 表から

$$R^2 = 4849 \times 1.6209 \times 10^7 = 7.8596 \times 10^{10}$$

之は三陸沖強震を東京に於いて觀測したもので、其の震央距離は 578 km である。比較のために之を北丹後烈震の東京に於ける震央距離 424 km の値に換算して見る。之がためには (11) 式に於いて $\Delta = 424 \text{ km}$ と置いて得た値に東京に於ける異常に多い振動の影響を補正すればよいと考へる。即ち (11) 式より

(1) マインカ式地震計は 100 倍強震計の 2 倍であり、餘りに倍率が違ひ過ぎる故に適當な倍率のものを中間に置いて k の値を他日再検討する考へである。然し短週期倍率から見ればマインカ式地震計の讀み 4841 は強震計の讀みの 50 倍になる筈であるから實際に此の値に近い故此處に得た k の値は信用出来る。

$$\log_{10} R^2 = 8.43 - 0.00387 \times 424 = 6.79$$

又此の式に於いて $\Delta = 578$ と置けば

$$\log_{10} R^2 = 8.43 - 0.00387 \times 578 = 6.19$$

然るに東京の實際の觀測値は $\log_{10} R^2 = 7.20975$ 故に三陸沖強震の震央が東京から 424 km の距離にあつたとすれば其の觀測に於ける $\log_{10} R^2$ は

$$\log_{10} R^2 = 6.79 + (7.20975 - 6.19) = 7.80975$$

となる筈である。之は強震計記象の驗測である故に Mainka 式地震計のものに直すには前に得た換算係數を乗じて

$$\begin{aligned} \log_{10}(4849 \times R^2) &= \log_{10} 4849 + \log_{10} R^2 \\ &= 3.68565 + 7.80975 = 11.49540 \doteq 11.5 \dots (13) \end{aligned}$$

之は第 11 表の R_1 についての値即ち三陸沖本震に關するものであるが、此の餘震の一である同表の $R'_2 = 7683$ について震央距離に關する同様の補正計算を行へば

$$\begin{aligned} \log_{10} R_2^2 &= \log_{10} 7683^2 = 7.77106 \\ \log_{10} R_2^2 \cdot_{240} &= 7.77106 \times \frac{6.79}{6.19} = 8.52431 \doteq 8.52 \dots (14) \end{aligned}$$

此の (13) (14) の値は第 25 圖に●印で記入した。但し、これらの有感半徑は第 15 表に示したやうに、夫々 1000 km, 450 km である。此の (13) の値はよく北丹地震から得たものと調和するが (14) の値は他の値を結ぶ直線上に乗らな

第 14 表 北伊豆烈震の R の驗測表

觀測所	Δ km	R	$\log_{10} R^2$	
布東熊筑柿	良	76	4004	7.20499
	京	99	5186	7.42967
	麓	126	1545	6.37785
	波	164	167	4.44545
	山	171	565	5.50410
名長水高彦	古	187	2965	6.94405
	屋	191	1448	6.32154
	野	198	1021	6.01803
	戸	234	882	5.86093
	田	247	1200	6.15836
京宮神仙福	都	290	326	5.02645
	津	343	240	4.76042
	戸	345	532	5.45182
	臺	389	270	4.86273
	岡	798	82	3.80781

(ii) 昭和 5 年 11 月 26 日の北伊豆烈震 此の地震に

つき前節の始めに説明せる如くして、各觀測所の強震計記象から R を求めた結果を表示すれば第 14 表の如くである。此の値を前の第 26 圖に記入すれば符號●の如くなる。之等の平均値を結ぶ曲線 II 上に於いて北丹後地震の東京

の震央距離 $J=424$ km に當る處の讀みは $\log_{10}R^2=4.75$ である。今中央氣象臺の地震計室が此の震央距離にあるものとすれば如何なる値を得るであらうか。そのために此の値に對して如何に補正すべきかが問題である。此の地震の東京に於ける記象は描針の描く範圍を幾分越へてゐる故に東京の $\log_{10}R^2$ の値は此の圖に於けるものより幾分多いのであらう。又三陸沖地震の曲線も参照して此の値に 2 割の値を附加することにする。

$$(\log_{10}R^2) \times 1.2 = 4.75 \times 1.2 = 5.70 \quad \dots\dots\dots (15)$$

次に之は強震計の記象からの讀みである故に Mainka 式地震計記象の値に換算しなくてはならない。之がために (11) 式による換算係数を乗すれば

$$\log_{10}(R^2 \times 4849) = \log_{10}R^2 + \log_{10} 4849 = 9.38565 \approx 9.39 \quad \dots (16)$$

之を第 25 圖の中に符號◎を以て記入した。同圖に於いて之等の總ての點をよく貫くやうに引いたものが圖の實線である。

(iii) エネルギー曲線 既に説明したやうに第 25 圖はエネルギーと有感半徑との關係を示すもので北丹後、北伊豆及び三陸沖の地震より得た實測の結果である。然るに北伊豆地震のエネルギーは前節で概算的に $I=4 \times 10^{21}$ C.G.S. を得た。又之に相當する R^2 の對數として 9.38565 を得た。 R^2 はエネルギー I に比例する故に其の係数を k とすれば

$$I = kR^2 \quad \dots\dots\dots (17)$$

$$\log_{10}k = \log_{10}I - \log_{10}R^2 = 21.60206 - 9.38565 = 12.2164$$

$$k = 1.646 \times 10^{12} = 1.6 \times 10^{12} \quad \dots\dots\dots (18)$$

k は東京に於いて $J=424$ km の地點にある地表面地震を觀測した場合 $R^2=1$ に相當するエネルギーをエルグで表はしたものに當る。(17) 式から I の 10^{13} , 10^{14} , $\dots\dots\dots 10^{21}$ エルグ等に相當する R^2 を求めることが出来る。故に第 25 圖の $\log_{10}R^2$ の代りに $\log_{10}I$ の目盛を與へることが出来る。即ち同圖の右側の目盛がそれである。此の圖に依つて淺い震源の地震では有感半徑が知れば直ちに其の地震のエネルギーを求めることが出来る。

尙第 25 圖に於いて注意すべきことは有感半徑 r が 600 杆位迄は r の増加に伴ふ $\log_{10}R^2$ 従つて $\log_{10}I$ の増加は急激であるがそれより急に緩かになる。 $r=1000$ km に對する觀測値が只一つしかないが、之は三陸沖地震によ

るもので三陸沖強震が異常的に感じた所を除けば $r=1000$ km は確實であるし、亦東京と大體等距離にある觀測所前橋、長野等の強震計もよく記象して居り、其の $\log_{10}R^2$ は第 26 圖に示して比較に利用された。その圖から見て之は信用すべき値と考へられる。若し亦第 26 圖に於いて $r=500$ 軒以内の $\log_{10}R^2$ の傾斜を其の儘延長するならば東京に於ける R^2 の値は此の圖中のものゝ約 10 萬倍にならなければならない。斯様な事は到底考へられない事である。それ故にエネルギーの 10^{21} C.G.S. 單位程度の値から有感區域の増加の割合に對するエネルギーの増加の割合は少ないといふ結果になる。此の圖表から我々は相當大きい地震まで其の有感半徑さへ知れば其の地震のエネルギーの絶對値が知れるといふ事になる。

§ 9 最近 10 年間に我が國に起つた淺發地震のエネルギー 最近 10 年間 1926~1935 に起つた淺發地震（深さ約 60 km 以内）の中、顯著地震及び稍顯著地震を中央氣象臺發行の氣象要覽より選出し、其の有感半徑を調査し其の有感半徑に相當するエネルギーを第 25 圖の圖表より讀取り之を表示すれば第 15 表の如くなる。又之等の震央を圖示し此の 10 年間の地震活動地域を示せば第 27 圖の如くなる。

第 15 表 最近 10 年間 (1926~1935) の著しい淺發地震

No.	發 震 時			震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
	年	月	日	東 經	北 緯		
	大正 ¹⁵ 年(1926) 昭和元年						
1	I	10	18 02	141.5°	36.5°	200	3.1×10^{16}
2		14	17 52	133.8	33.8	150	3.2×10^{15}
3		15	23 53	146.0	41.3	350	1.3×10^{19}
4		22	06 27	132.1	33.7	300	2.0×10^{18}
5		30	20 52	132.1	33.6	200	3.1×10^{16}
6	II	4	06 47	140.7	34.5	220	8.0×10^{16}
7		4	15 44	141.7	41.6	400	1.0×10^{20}
8		11	14 04	142.4	30.4	350	1.3×10^{19}
9		13	23 58	140.1	36.1	200	3.1×10^{16}
10		17	19 41	142.5	41.7	300	2.0×10^{18}
11	III	9	05 22	145.3	41.5	350	1.3×10^{19}

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
	月	日	時	分	東經	北緯		
12	III	15	16	59	137.5°	35.0°	200 ^{km}	3.1 × 10 ¹⁶ ^{エルグ}
13		20	05	33	142.1	41.0	350	1.3 × 10 ¹⁹
14		25	22	19	143.7	41.6	350	1.3 × 10 ¹⁹
15	IV	7	04	33	143.9	41.2	300	2.0 × 10 ¹⁸
16		7	08	45	132.0	32.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
17		10	10	17	141.6	38.8	200	3.1 × 10 ¹⁶
18		18	15	54	139.7	35.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
19	V	1	00	34	141.3	37.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
20		1	02	35	140.1	36.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
21		18	10	23	141.0	36.5	150	3.2 × 10 ¹⁵
22		19	01	59	139.9	36.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
23		27	04	45	142.8	41.0	350	1.3 × 10 ¹⁹
24	VI	5	00	07	143.5	41.3	250	2.7 × 10 ¹⁷
25		5	18	10	132.2	32.5	350	1.3 × 10 ¹⁹
26		7	03	19	143.9	41.7	200	3.1 × 10 ¹⁶
27		15	08	32	141.4	37.7	250	2.7 × 10 ¹⁷
28		27	07	39	140.2	35.4	150	3.2 × 10 ¹⁵
29		29	23	30	127.2	25.0	450	7.4 × 10 ²⁰
30	VII	11	08	01	140.8	36.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
31		20	22	59	136.9	35.3	160	5.1 × 10 ¹⁵
32	VIII	3	12	40	121.2	22.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
33		3	18	26	139.8	35.4	350	1.3 × 10 ¹⁹
34		7	00	51	124.0	23.8	250	2.7 × 10 ¹⁷
35	IX	5	00	37	143.9	42.2	750	1.6 × 10 ²³
36		13	00	44	121.9	23.4	230	9.3 × 10 ¹⁷
37		24	01	17	142.3	39.7	200	3.1 × 10 ¹⁶
38		30	23	42	141.6	38.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
39	X	3	04	03	141.1	36.0	150	3.2 × 10 ¹⁵
40		3	17	27	142.3	37.8	230	9.3 × 10 ¹⁷
41		19	09	30	142.1	41.6	350	1.3 × 10 ¹⁹
42		19	23	05	135.6	34.6	150	3.2 × 10 ¹⁵
43		20	10	41	136.3	35.7	200	3.1 × 10 ¹⁶
44	XI	10	17	56	135.8	35.3	200	3.1 × 10 ¹⁶

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
					東 經	北 緯		
45	月	日	時	分	141.5°	37.5°	220 ^{km}	8.0 × 10 ¹⁶ ^エ
46	XI	11	12	01	141.2	36.8	200	3.1 × 10 ¹⁶
47		13	07	01	140.2	36.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
昭和 2 年 (1927)								
1	I	8	07	10	141.9	36.9	200	3.1 × 10 ¹⁶
2		8	20	24	141.5	37.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
3		8	20	39	141.3	37.4	200	3.1 × 10 ¹⁶
4		9	16	11	140.9	37.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
5		18	06	58	141.9	38.7	600	4.1 × 10 ²²
6		26	04	22	141.0	38.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
7	II	2	13	33	141.4	37.4	200	3.1 × 10 ¹⁶
8		18	21	12	131.6	32.9	200	3.1 × 10 ¹⁶
9	III	7	18	28	135.1	35.7	600	4.1 × 10 ²²
10		7	18	44	135.1	35.6	290	1.3 × 10 ¹⁸
11		7	19	46	135.1	35.6	250	2.7 × 10 ¹⁷
12		7	22	24	134.9	35.7	250	2.7 × 10 ¹⁷
13		8	00	36	135.1	35.6	250	2.7 × 10 ¹⁷
14		8	00	48	135.1	35.8	200	3.1 × 10 ¹⁶
15		8	09	13	135.1	35.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
16		8	23	43	135.0	35.8	250	2.7 × 10 ¹⁷
17		9	20	44	135.0	35.5	200	3.1 × 10 ¹⁶
18		11	07	35	135.0	35.6	220	8.0 × 10 ¹⁶
19		11	09	50	135.1	35.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
20		16	15	53	142.4	40.4	330	6.3 × 10 ¹⁸
21		20	04	51	142.1	41.6	250	2.7 × 10 ¹⁷
22	IV	1	06	08	135.1	35.6	350	1.3 × 10 ¹⁹
23		2	08	25	137.2	36.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
24		3	22	47	144.0	30.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
25		4	13	58	142.1	38.7	230	8.0 × 10 ¹⁶
26		8	22	05	135.2	38.7	200	3.1 × 10 ¹⁶
27		12	12	30	137.2	36.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
28		13	05	14	141.3	36.9	200	3.1 × 10 ¹⁶
29		22	19	55	142.9	43.0	300	2.0 × 10 ¹⁸

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
					東 經	北 緯		
30	V	8	16	57	133.0°	35.0°	250	2.7 × 10 ¹⁷
31		14	15	36	141.9	38.4	200	3.1 × 10 ¹⁶
32		15	20	27	141.9	38.6	220	8.0 × 10 ¹⁶
33		20	04	18	139.2	36.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
34		21	00	35	142.2	42.1	260	3.1 × 10 ¹⁶
35	VI	9	12	24	141.8	38.2	270	6.2 × 10 ¹⁷
36	VII	11	17	08	142.6	41.4	300	2.0 × 10 ¹⁸
37		13	06	08	145.1	42.8	850	2.7 × 10 ²³
38		27	23	50	140.4	33.8	200	3.1 × 10 ¹⁶
39		30	23	18	140.8	36.5	300	2.0 × 10 ¹⁸
40	VIII	6	06	14	141.6	37.7	650	7.6 × 10 ²¹
41		19	04	28	141.2	34.2	300	2.0 × 10 ¹⁸
42		19	21	43	141.0	36.4	200	3.1 × 10 ¹⁶
43		25	03	09	120.5	23.1	300	2.0 × 10 ¹⁸
44	IX	5	09	33	140.6	36.3	220	8.0 × 10 ¹⁶
45		7	19	33	139.9	36.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
46		30	16	38	142.6	41.2	280	9.3 × 10 ¹⁷
47	X	11	10	13	140.8	36.7	240	1.8 × 10 ¹⁷
48		12	02	30	144.5	42.2	650	7.6 × 10 ²²
49		18	21	44	129.7	32.4	200	3.1 × 10 ¹⁶
50	XII	2	15	55	135.3	34.2	220	8.0 × 10 ¹⁶
51		4	12	53	130.0	32.6	220	8.0 × 10 ¹⁶
52		4	21	18	130.0	32.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
53		7	18	33	140.8	36.8	210	5.0 × 10 ¹⁶
54		11	04	48	141.9	42.2	300	2.0 × 10 ¹⁸
55		28	23	33	141.0	36.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
56		31	08	25	145.8	44.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
昭和3年 (1928)								
1	I	1	16	17	140.0	36.0	220	8.0 × 10 ¹⁶
2	II	4	03	49	141.3	37.6	300	2.0 × 10 ¹⁸
3		12	06	10	140.0	36.1	300	2.0 × 10 ¹⁸
4		20	12	02	133.4	34.9	220	8.0 × 10 ¹⁶
5	III	23	10	21	139.8	36.0	200	3.1 × 10 ¹⁶

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ
	月	日	時	分	東經	北緯		
6	IV	13	01	36	140.1°	36.2°	200	3.1×10^{16}
7	V	19	18	32	141.3	36.6	350	1.3×10^{19}
8		21	01	29	140.1	35.6	500	4.5×10^{21}
9		27	18	50	142.8	40.2	650	7.6×10^{22}
10		29	00	36	143.0	39.9	450	7.4×10^{20}
11		31	16	26	143.0	39.9	270	6.2×10^{17}
12	VI	1	21	23	143.5	39.7	280	9.3×10^{17}
13		1	22	12	143.3	39.8	500	4.5×10^{21}
14		3	17	31	129.1	31.4	280	9.3×10^{17}
15	VII	7	17	39	134.9	33.9	240	1.8×10^{17}
16		8	03	00	144.7	42.1	290	1.3×10^{18}
17		VIII	1	04	29	143.5	40.1	220
18		17	01	44	142.3	40.4	230	1.2×10^{17}
19		27	03	11	141.1	36.4	250	2.7×10^{17}
20	IX	23	15	55	141.5	38.8	450	7.4×10^{20}
21		25	13	58	131.9	33.7	330	6.3×10^{18}
22		30	06	17	141.5	36.6	200	3.1×10^{16}
23	X	6	05	52	142.4	41.9	250	2.7×10^{17}
24	XI	11	05	45	142.0	40.4	200	3.1×10^{16}
25	XII	14	05	06	140.9	35.4	200	3.1×10^{16}
26		19	01	04	141.6	41.5	200	3.1×10^{16}
27		22	08	17	130.9	33.0	200	3.4×10^{16}
昭和4年 (1929)								
1	I	2	15	03	142.7	41.5	200	3.1×10^{16}
2	II	11	07	52	143.0	42.2	300	2.0×10^{18}
3		9	21	27	130.8	32.9	200	3.1×10^{16}
4		22	13	00	141.3	37.5	230	1.2×10^{17}
5		27	18	34	141.2	33.1	300	2.0×10^{18}
6	III	11	22	21	143.4	43.1	200	3.1×10^{16}
7		15	10	57	143.7	39.7	270	6.2×10^{17}
8		17	21	15	148.2	42.3	300	2.0×10^{18}
9		18	20	30	141.5	38.9	230	3.1×10^{16}
10		IV	1	05	18	142.9	33.0	200

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ルギ ー
	月	日	時	分	東經	北緯		
11	IV	16	09	53	141.3°	36.6°	330 ^{km}	6.3 × 10 ¹⁸
12		18	03	34	140.9	36.3	330	6.3 × 10 ¹⁸
13		23	23	16	140.0	36.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
14	V	8	06	18	141.7	37.3	230	1.2 × 10 ¹⁷
15		22	01	35	131.8	31.8	500	4.5 × 10 ²¹
16		31	09	10	143.5	41.9	400	1.0 × 10 ²⁰
17	VI	2	02	59	129.8	26.0	250	2.7 × 10 ¹⁷
18		9	18	09	150.0	44.0	400	1.0 × 10 ²⁰
19		13	09	13	150.2	44.4	350	1.3 × 10 ¹⁹
20		14	05	23	141.3	37.1	290	1.3 × 10 ¹⁸
21		24	11	04	141.4	37.1	280	9.3 × 10 ¹⁷
22	VII	4	05	02	135.5	34.1	250	2.7 × 10 ¹⁷
23		27	07	48	139.2	35.5	320	4.3 × 10 ¹⁸
24	VIII	8	22	33	130.3	33.5	200	3.1 × 10 ¹⁶
25		16	22	21	140.2	36.5	220	8.0 × 10 ¹⁶
26		19	11	43	122.4	24.4	220	8.0 × 10 ¹⁶
27		29	03	52	143.1	41.0	260	4.2 × 10 ¹⁷
28	X	6	04	01	145.1	42.3	400	1.0 × 10 ²⁰
29	XI	20	14	54	135.1	34.1	250	2.7 × 10 ¹⁷
昭和5年 (1930)								
1	I	6	03	53	147.8	43.1	600	4.1 × 10 ²²
2		6	08	06	141.4	37.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
3		11	03	14	132.0	31.1	280	9.3 × 10 ¹⁷
4	II	24	19	47	142.0	41.8	200	3.1 × 10 ¹⁶
5	III	6	12	32	141.4	29.6	350	1.3 × 10 ¹⁹
6		9	19	54	139.1	35.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
7		12	01	40	141.3	39.2	320	4.3 × 10 ¹⁸
8		22	17	50	139.1	35.0	230	1.2 × 10 ¹⁷
9	V	1	09	58	140.8	35.7	350	1.3 × 10 ¹⁹
10		1	13	20	140.8	35.7	220	8.0 × 10 ¹⁶
11		17	05	14	139.1	35.0	220	8.0 × 10 ¹⁶
12		24	01	38	139.6	34.2	500	4.5 × 10 ²¹
13		27	03	33	143.5	41.8	250	2.7 × 10 ¹⁷

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エネルギー
	月	日	時	分	東經	北緯		
14	V	27	21	20	141.5°	37.0°	200	3.1 × 10 ¹⁶
15	VI	1	02	58	140.4	36.4	450	7.4 × 10 ²⁰
16		18	20	24	146.7	42.7	250	2.7 × 10 ¹⁷
17		18	21	12	142.0	37.0	250	2.7 × 10 ¹⁷
18	VII	20	08	18	145.0	42.3	200	3.1 × 10 ¹⁶
19		20	14	50	142.8	41.6	230	1.2 × 10 ¹⁷
20		23	04	26	149.0	44.3	700	1.3 × 10 ²³
21	VIII	17	18	28	139.8	35.3	250	2.7 × 10 ¹⁷
22		19	04	42	141.5	36.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
23		20	02	41	140.8	35.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
24		21	05	54	122.2	24.5	250	2.7 × 10 ¹⁷
25		21	19	44	143.4	41.2	250	2.7 × 10 ¹⁷
26		22	00	06	146.9	41.6	230	1.2 × 10 ¹⁷
27		26	21	39	144.4	42.0	230	1.2 × 10 ¹⁷
28		30	05	02	146.7	44.2	350	1.3 × 10 ¹⁹
29	IX	4	13	18	143.0	38.3	300	2.0 × 10 ¹⁸
30		17	19	54	141.8	37.9	200	3.1 × 10 ¹⁶
31		28	18	52	139.5	34.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
32	X	2	19	01	142.5	42.0	290	1.3 × 10 ¹⁸
33		17	06	32	136.3	36.3	250	2.7 × 10 ¹⁷
34		17	06	36	136.3	36.3	300	2.0 × 10 ¹⁸
35	XI	26	04	03	139.0	35.1	500	4.0 × 10 ²¹
36	XII	2	13	21	143.7	41.9	200	3.1 × 10 ¹⁶
37		6	04	07	141.6	41.7	200	3.1 × 10 ¹⁶
38		6	05	31	134.8	34.4	200	3.1 × 10 ¹⁶
39		8	15	20	120.5	23.4	250	2.7 × 10 ¹⁷
40		8	17	01	120.5	23.4	350	1.3 × 10 ¹⁹
41		13	23	23	142.4	42.3	500	4.5 × 10 ²¹
42		20	23	02	132.9	34.8	300	2.0 × 10 ¹⁸
43		20	23	43	132.9	34.8	200	3.1 × 10 ¹⁶
44		21	21	14	132.9	34.8	300	2.0 × 10 ¹⁸
45		21	22	18	132.9	34.8	200	3.1 × 10 ¹⁶
46		21	23	52	120.5	23.4	350	1.3 × 10 ¹⁹

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
					東經	北緯		
47	月	日	時	分	120.5°	23.4°	350 ^{km}	1.3×10 ¹⁹ ^{エルグ}
48		22	08	52	120.5	23.4	400	1.0×10 ²⁰
49		22	09	08	120.5	23.4	350	1.3×10 ¹⁹
50		22	13	19	144.0	42.0	500	4.5×10 ²¹
	昭和6年 (1931)							
1	I	2	08	52	122.3	23.9	230	1.2×10 ¹⁷
2		6	12	23	142.8	42.4	500	4.5×10 ²¹
3		9	01	52	142.8	42.3	250	2.7×10 ¹⁷
4		11	01	08	140.9	39.9	200	3.1×10 ¹⁶
5		18	14	13	143.6	41.7	300	2.0×10 ¹⁸
6		21	17	58	145.5	42.8	700	1.3×10 ²³
7		23	01	59	141.8	37.7	280	9.3×10 ¹⁷
8	II	13	09	41	122.0	24.3	260	4.2×10 ¹⁷
9		17	03	48	142.6	42.3	650	7.6×10 ²²
10	III	4	05	39	140.9	37.1	200	3.1×10 ¹⁶
11		7	01	13	138.8	35.1	200	3.1×10 ¹⁶
12		7	01	53	138.9	35.2	200	3.1×10 ¹⁶
13		9	12	49	141.9	40.6	700	1.3×10 ²¹
14		10	02	56	142.6	40.6	250	2.7×10 ¹⁷
15		16	01	34	142.9	40.2	300	2.0×10 ¹⁸
16		30	02	52	144.2	42.6	450	7.4×10 ²⁰
17	IV	10	08	01	145.6	44.2	650	7.6×10 ²²
18		19	11	32	129.0	30.0	270	6.2×10 ¹⁷
19	V	12	03	26	141.5	37.3	300	2.0×10 ¹⁸
20		17	18	08	143.9	42.1	250	2.7×10 ¹⁷
21		25	15	49	141.2	38.3	300	2.0×10 ¹⁸
22		26	18	12	141.5	37.4	200	3.1×10 ¹⁶
23		26	18	12	141.5	37.4	220	8.0×10 ¹⁶
24	VI	9	07	23	144.3	42.4	200	3.1×10 ¹⁶
25		9	14	07	140.9	36.5	300	2.0×10 ¹⁸
26		11	15	16	138.9	35.4	300	2.0×10 ¹⁸
27		17	21	09	139.4	35.6	350	1.3×10 ¹⁹
28		23	15	15	141.7	36.5	350	1.3×10 ¹⁹

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
					東經	北緯		
29	月 VII	日 10	時 22	分 10	140.7°	35.7°	250	2.7×10^{17}
30		19	18	43	142.1	41.6	300	2.0×10^{18}
31		12	21	23	140.8	37.2	220	8.0×10^{16}
32	VIII	10	23	34	138.1	35.1	300	2.0×10^{18}
33		18	14	40	141.3	36.5	300	2.0×10^{18}
34	IX	1	22	37	141.9	40.4	250	2.7×10^{17}
35		9	04	09	141.7	36.7	300	2.0×10^{18}
36		16	21	43	138.8	35.5	330	6.3×10^{18}
37		21	11	20	139°18'	36°2'	330	6.3×10^{18}
38	X	3	02	36	139.3	36.0	200	3.1×10^{16}
39	XI	2	03	53	131.9	32.4	250	2.7×10^{17}
40		2	19	03	132.1	32.4	500	4.5×10^{21}
41		2	20	00	132.2	32.3	300	2.0×10^{18}
42		3	04	55	140.2	34.0	200	3.1×10^{16}
43		4	01	19	141.7	39.5	380	4.3×10^{19}
44		12	22	11	139.8	34.7	200	3.1×10^{16}
45	XII	21	14	47	130.4	32.6	250	2.7×10^{17}
46		22	22	08	130.5	36.2	230	1.2×10^{17}
47		26	10	43	130.5	32.5	240	1.8×10^{17}
昭和7年 (1932)								
1	I	27	21	16	131.9	32.1	150	3.2×10^{15}
2	II	9	00	22	141.5	38.0	220	8.0×10^{16}
3		15	06	32	131.3	30.9	230	1.2×10^{17}
4	III	8	17	53	143.0	42.2	230	1.2×10^{17}
5	V	2	11	21	131.3	29.2	300	2.0×10^{18}
6		3	08	29	131.1	31.4	230	1.2×10^{17}
7		28	14	03	130.8	29.5	200	3.1×10^{16}
8	VI	3	09	19	141.7	38.2	350	1.3×10^{19}
9		3	22	42	142.2	39.8	200	3.1×10^{16}
10		4	11	01	143.6	41.0	330	6.3×10^{13}
11		18	10	31	132.1	32.6	220	8.0×10^{16}
12		22	09	36	141.1	35.9	250	2.7×10^{17}
13		30	03	16	143.3	40.5	280	9.3×10^{17}

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
					東經	北緯		
14	月 VII	日 10	時 16	分 46	145.0°	39.6°	450	7.4 × 10 ²⁰
15		16	08	17	142.5	41.5	300	2.0 × 10 ¹⁸
16		30	06	53	142.2	40.4	250	2.7 × 10 ¹⁷
17	IX	2	21	57	142.0	24.0	300	2.0 × 10 ¹³
18		3	20	59	143.1	41.0	450	7.4 × 10 ²⁰
19		4	21	28	142.9	40.9	290	1.3 × 10 ¹⁸
20		5	12	08	142.9	41.2	290	1.3 × 10 ¹⁸
21	X	10	18	02	141.8	39.4	300	2.0 × 10 ¹⁸
22		24	06	28	122.3	24.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
23	XI	26	13	24	142.3	42.4	600	4.1 × 10 ²²
24		26	21	01	142.5	42.3	300	2.0 × 10 ¹⁸
25	XII	2	02	41	140°28'	36°24'	300	2.0 × 10 ¹⁸
26		17	14	08	142°37'	41°58'	270	6.2 × 10 ¹⁷
27		20	21	32	144.3	41.6	300	2.0 × 10 ¹⁸
28		27	06	15	126.3	25.2	350	1.3 × 10 ¹⁹
29		29	18	25	142.3	42.3	200	3.1 × 10 ¹⁶
	昭和8年 (1933)							
1	I	4	00	27	144.0	40.4	300	2.0 × 10 ¹⁸
2		7	13	07	144.0	40.3	350	1.3 × 10 ¹⁹
3		7	13	54	143.4	40.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
4		8	05	08	143.9	40.6	200	3.1 × 10 ¹⁶
5		8	15	29	142.9	41.2	230	1.2 × 10 ¹⁷
6		12	23	10	142.0	37.9	200	3.1 × 10 ¹⁶
7	II	18	17	17	134.4	35.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
8		20	18	51	142.3	37.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
9	III	3	02	31	144.7	39.1	1000	5.0 × 10 ²³
10		3	02	40	144.—	40.—	400	1.0 × 10 ²⁰
11		3	02	57	144.—	39.—	300	2.0 × 10 ¹⁸
12		3	03	26	143.4	39.4	450	7.4 × 10 ²⁰
13		3	03	44	143.0	40.0	200	3.1 × 10 ¹⁶
14		3	03	48	144.4	37.7	250	2.7 × 10 ¹⁷
15		3	04	42	143.7	39.8	350	1.3 × 10 ¹⁹
16		3	05	07	143.0	40.2	250	2.7 × 10 ¹⁷

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
	月	日	時	分	東經	北緯		
17	III	3	05	42	144.2°	39.7°	500 ^{km}	4.5 × 10 ²¹ ^{エネルギー}
18		3	07	35	143.5	39.7	250	2.7 × 10 ¹⁷
19		3	13	38	144.8	39.5	200	3.1 × 10 ¹⁶
20		3	18	13	143.8	39.1	450	7.4 × 10 ²⁰
21		3	18	39	143.5	39.5	280	9.3 × 10 ¹⁷
22		3	19	04	143.4	38.9	300	2.0 × 10 ¹⁸
23		3	19	32	143.4	39.3	250	2.7 × 10 ¹⁷
24		3	20	57	143.4	39.5	250	2.7 × 10 ¹⁷
25		4	00	02	144.0	39.5	300	2.0 × 10 ¹⁸
26		4	00	08	143.7	39.5	290	1.3 × 10 ¹⁸
27		4	00	51	143.2	39.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
28		4	01	12	143.8	39.5	200	3.1 × 10 ¹⁶
29		4	03	47	143.0	39.1	180	1.2 × 10 ¹⁶
30		4	04	08	143.5	39.1	300	2.0 × 10 ¹⁸
31		4	04	51	143.4	39.5	200	3.1 × 10 ¹⁶
32		4	05	20	143.2	39.1	200	3.1 × 10 ¹⁶
33		4	21	40	144.5	39.0	400	1.0 × 10 ²⁰
34		5	05	28	144.9	39.2	400	1.0 × 10 ²⁰
35		5	10	26	144.1	38.9	200	3.1 × 10 ¹⁶
36		8	10	36	143.8	39.6	370	3.0 × 10 ¹⁹
37		8	19	27	132.4	33.7	200	3.1 × 10 ¹⁶
38		22	00	54	141.3	38.9	250	2.7 × 10 ¹⁷
39	IV	2	00	59	143.5	39.5	350	1.3 × 10 ¹⁹
40		2	00	59	143.4	39.6	280	9.3 × 10 ¹⁷
41		2	07	41	144.8	39.3	300	2.0 × 10 ¹⁸
42		2	18	52	140.7	36.4	220	8.0 × 10 ¹⁶
43		2	19	11	143.6	39.4	230	1.2 × 10 ¹⁷
44		7	00	12	144.2	39.4	300	2.0 × 10 ¹⁸
45		9	11	47	143.9	39.2	450	7.4 × 10 ²⁰
46		9	11	57	144.0	39.1	300	2.0 × 10 ¹⁸
47		9	15	28	144.0	39.2	200	3.1 × 10 ¹⁶
48		9	19	30	143.9	39.2	300	2.0 × 10 ¹⁸
49		15	20	09	144.5	39.9	300	2.0 × 10 ¹⁸

No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
					東經	北緯		
50	IV	19	11	55	144.9°	39.8°	480	2.3×10^{21}
51		19	15	44	121.7	24.3	220	8.0×10^{16}
52		22	05	40	142.0	34.0	300	2.0×10^{18}
53		22	17	51	142.7	42.1	250	2.7×10^{17}
54		23	16	14	144.1	38.9	250	2.7×10^{17}
55	V	2	04	52	148.5	43.4	300	2.0×10^{18}
56		24	08	34	143.9	39.5	350	1.3×10^{19}
57		24	08	34	143.8	39.2	250	2.7×10^{17}
58	VI	5	10	51	141.1	36.4	200	3.1×10^{16}
59		9	03	11	141.0	40.2	500	4.5×10^{21}
60		13	06	08	141.7	38.8	250	2.7×10^{17}
61		14	05	34	143.7	40.7	300	2.0×10^{18}
62		17	23	02	144.1	40.3	250	2.7×10^{17}
63	VII	3	01	48	142.8	40.1	200	3.1×10^{16}
64		9	10	30	149.5	43.0	300	2.0×10^{18}
65		9	21	31	149.0	42.5	300	2.0×10^{18}
66		13	16	58	138.7	42.4	200	3.1×10^{16}
67		29	01	43	135.0	34.2	200	3.1×10^{16}
68	VIII	7	09	42	144.7	39.4	400	1.0×10^{20}
69		15	11	58	144.0	29.2	300	2.0×10^{18}
70		29	21	31	141.4	37.7	250	2.7×10^{17}
71	IX	15	22	54	141.2	33.5	250	2.7×10^{17}
72		21	12	14	137.0	37.1	250	2.7×10^{17}
73		21	18	48	143.0	39.3	200	3.1×10^{16}
74		22	04	44	143.0	38.3	200	3.1×10^{16}
75	X	4	03	19	138.8	37.2	220	8.0×10^{16}
76		11	22	58	141.9	38.3	240	1.8×10^{17}
77	XI	8	14	44	142.3	41.3	200	3.1×10^{16}
78		28	04	14	143.2	39.7	200	3.1×10^{16}
昭和9年 (1934)								
1	I	9	08	07	133.9	34.0	200	3.1×10^{16}
2		29	10	38	130.97	32.95	150	3.2×10^{15}
3		29	21	35	143.8	37.6	300	2.0×10^{18}

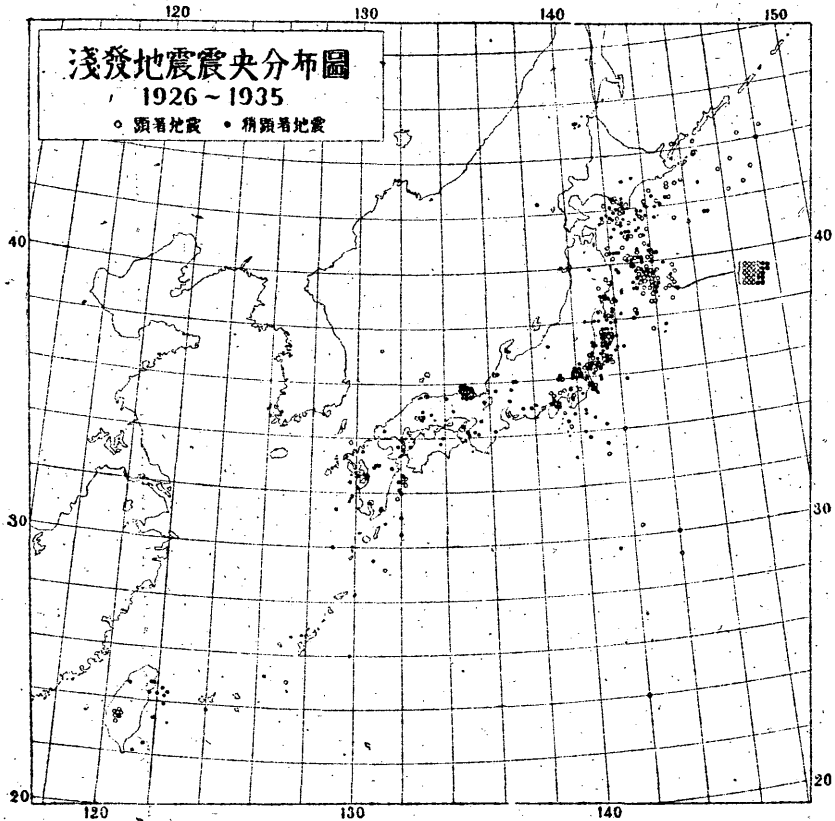
No.	發 震 時				震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー
					東經	北緯		
4	月	日	時	分	142.0°	37.4°	200	3.1×10 ¹⁶
5	IV	7	04	09	141.7	37.3	550	1.5×10 ²²
6	V	20	16	02	144.0	39.2	350	1.3×10 ¹⁹
7		31	08	04	140.5	36.3	300	2.0×10 ¹⁸
8	VI	13	10	51	146.7	43.8	700	1.3×10 ²³
9	VII	8	23	07	142.8	41.9	250	2.7×10 ¹⁷
10		12	18	52	143.9	38.6	400	1.0×10 ²⁰
11		28	21	13	141.2	38.0	250	2.7×10 ¹⁷
12	VIII	3	18	36	142.1	40.2	300	2.0×10 ¹⁸
13		11	17	18	121.8	24.7	200	3.1×10 ¹⁶
14		18	11	38	137.03	35.72	300	2.0×10 ¹³
15	X	6	05	26	143.4	41.6	240	1.8×10 ¹⁷
16		27	02	11	132.0	30.5	450	7.4×10 ²⁰
17	XI	10	09	22	141.9	39.4	200	3.1×10 ¹⁶
昭和10年 (1935)								
1	I	1	06	14	144.1	40.3	290	1.3×10 ¹⁸
2		19	20	14	143.7	41.0	290	1.3×10 ¹⁸
3	II	10	04	19	121.8	24.7	280	9.3×10 ¹⁷
4		20	05	10	140.6	35.7	290	1.3×10 ¹⁸
5	III	7	19	27	139.6	40.0	280	9.3×10 ¹⁷
6		31	06	20	141.6	37.4	380	4.3×10 ¹⁹
7	IV	4	23	22	141.4	37.3	280	9.3×10 ¹⁷
8		9	17	19	137.9	35.0	250	2.7×10 ¹⁷
9		12	00	25	140.7	36.8	350	1.3×10 ¹⁹
10		17	07	43	136.2	34.2	200	3.1×10 ¹⁶
11		21	07	02	120°49'	24°21'	300	2.0×10 ¹⁸
12	V	23	11	10	142.3	36.3	260	4.2×10 ¹⁷
13	VI	15	06	09	140.3	34.7	300	2.0×10 ¹⁸
14		29	03	58	140.3	34.8	300	2.0×10 ¹⁸
15	VII	11	17	24	136°26'	34°59'	330	6.3×10 ¹⁸
16		19	09	50	141.3	36.65	550	1.5×10 ²²
17		17	00	00	131.25	34.3	250	2.7×10 ¹⁷
18		17	01	19	120.9	24.6	200	3.1×10 ¹⁶

No.	發 震 時			震 央		有感半徑	エ ネ ル ギ ー	
	月	日	時 分	東經	北緯			
19	VII	24	03 00	134.1°	35.5°	210 ^{km}	5.0×10 ¹⁶ ^{エルグ}	
20	VIII	17	16 23	141.6	37.2	260	4.2×10 ¹⁷	
21	IX	4	10 37	121.6	22.4	300	2.0×10 ¹⁸	
22		11	28 04	145.1	42.7	700	1.3×10 ²³	
23	X	18	17 24	142.6	42.0	360	2.0×10 ¹⁹	
24		18	17 50	142.6	42.0	290	1.3×10 ¹⁸	
25		2	14 33	145.8	42.9	600	4.1×10 ²²	
26	XI	13	01 45	143.3	40.4	430	3.6×10 ²⁰	
27		13	02 00	143.2	40.2	400	1.0×10 ²⁰	
28		13	03 14	143.0	40.1	250	2.7×10 ¹⁷	
29		13	10 57	143.4	40.2	230	1.2×10 ¹⁷	
30		18	09 12	143.8	40.2	450	7.4×10 ²⁰	
31		18	23 53	143.9	40.4	270	6.2×10 ¹⁷	
32		19	06 52	143.5	40.0	260	4.2×10 ¹⁷	
33		30	11 04	143.1	41.5	400	1.0×10 ²⁰	
34		XII	18	04 18	125.3	28.9	400	1.0×10 ²⁰

此のエネルギーを各年別表にして示せば第 16 表の如くなる。其の總和は 2.26×10^{24} erg なる故に平均毎年約 2×10^{23} erg のエネルギーが淺發地震により消費されて居ることになる。尙第 15 表にて見る如くエネルギーから見れば小地震は頻發するも大きい地震に比較して甚だ小さいものである。

第 16 表 淺發地震の各年別エネルギー

大 昭 昭	正和	15 年	(1926)	1610×10 ²⁰ エルグ
	和	2 年	(1927)	5040
	昭	3 年	(1928)	865
	昭	4 年	(1929)	48
	昭	5 年	(1930)	1899
	昭	6 年	(1931)	4218
	昭	7 年	(1932)	425
	昭	8 年	(1933)	5134
	昭	9 年	(1934)	1459
	昭	10 年	(1935)	1877
合 計				22575×10 ²⁰ = 2.26×10 ²⁴



§ 10 既往の大地震のエネルギー 有感半徑が第 25 圖の如くエネルギーと關係づけられた故に之を歴史的の大地震に適用して見るのも興味あることと思はれ、幾つかの有名なる大地震につき調査し、表示すれば次表の如くなる。

此の表に掲げたものの中、關東大地震及び濃尾大地震などは其の有感半徑が明瞭なものである。又寶永及び安政元年の地震なども其の震域は大森博士の地震學講話及び震災豫防調査會報告⁽¹⁾から大體知ることが出来るが東北地方及び北海道地方などの報告が現今の地震に關する場合に比較して見て不足してゐるやうに思はれる。即ち關東大地震などでは震域は大體震央を中心とする圓になる

(1) 第 26 號, 第 68 號, 第 83 號。

第 17 表 既往の著名大地震のエネルギー

発 震 時	地 震 名	有 感 半 徑		エ ネ ル ギ ー エ ル グ
		強震半徑	有感半徑	
年 月 日		km	km	
元祿 16 年 11 月 23 日(1703 12 31)	相房大地震	150	(650)	7.6×10^{22}
寶永 4 年 10 月 4 日(1707 10 28)	寶永大地震	450	1400	1.5×10^{24}
弘化 4 年 3 月 24 日(1847 5 8)	善光寺大地震	60		
安政 1 年 11 月 4 日(1854 12 23)	東海道大地震	150	600	4.1×10^{23}
〃 1 年 11 月 5 日(1854 12 24)	南海道大地震	180	800	2.2×10^{23}
〃 2 年 10 月 2 日(1855 11 11)	江戸大地震	12		
明治 24 年 10 月 28 日(1891)	濃尾大地震	300	800	2.2×10^{23}
大正 12 年 9 月 1 日(1923)	關東大地震	140	650	7.6×10^{23}

のに昔の地震では震域が關西方面に延びて東北方面に短かく約 $\frac{1}{2}$ になつてゐる。もつとも現今の地震例へば北伊豆烈震などでも此の傾向は見へるが昔の地震程ではない。之等の事を考へに入れて烈震區域や強震區域をも考慮し、上の表の如き有感半徑が妥當なりとして得られた。之等地震の震央は故大森博士の調査に大體従つたのである。又陸地に震央のあるものは斷層其の他の地變を生じ、海に震央のあるものは津浪を生じた事などから見て何れも震源は非常に浅いと見ることが出来る。従つて之等地震の震央も強震域の中心と見做すことが出来る。

上の表から見るに寶永の大地震は他のものよりエネルギーに於いて一桁大きい。濃尾大地震や、安政の南海道大地震は昭和 8 年の三陸沖大地震に匹敵するものであり、安政の東海道大地震や元祿の相房大地震は大正 12 年の關東大地震程度のものである。安政の江戸大地震は局部的の烈震で規模としては小さく、善光寺地震は昭和 2 年の北丹後烈震程度のものであると見られる。之により歴史的に有名な地震と雖も之と同程度のもが現今二三十年間にも起つて居ると言へやう。

結 論

地震のエネルギーに関する綜合報告として誘導し得た結果を次に列擧する。此の中 1, 2, 3, 6 は既に報告したものを再吟味したに過ぎないが 4, 5, 7,

8, 9, 10 は今回求めたものである。

1. 昭和4年6月3日の志摩半島沖深発地震に関して各地観測所の地震動を調査し且つ發震機構の考への助けを得て震源から射出された震波のエネルギー總量を求めた。其の値は 4×10^{20} エルグである。

2. 深発地震の記象を見るに P 波・S 波共に優勢なる記象は數秒間にして止んで居る箇所が相當ある。此の事實と發震機構の考へとから震源から盛んに震波を射出する時間即ち震源域の變形に要する時間は地震の規模が大きい程大きいことは當然であるが稍顯著地震以上では大體數秒から 10 秒位までのものが普通である。

3. 前述の志摩半島沖深発地震に関して P 波と S 波による地震動のエネルギーを別々に調査した結果、震源から射出されるそれ等エネルギーの比は $\frac{1}{12}$ である。即ち P 波のエネルギーは S 波に比して甚だ小さい。之を本多博士の理論から誘導すれば $\frac{1}{23}$ となり、約 2 倍程違ふが本多博士の理論に井上氏の指摘された震源域の大きさに関する論議を考慮に入れると $\frac{1}{12}$ の値に近づき兩者は合致するものと考へられる。⁽¹⁾

4. 深発地震のエネルギーの概算値を簡単に求める方法 2, 3 を提出した。その要領を次に列挙する。

(i) 本多氏の係數 \mathcal{A} が知れて居る地震に関してエネルギーは

$$W = K \frac{\mathcal{A}^2}{T^2} \tau$$

から求められる。但し τ は各地の地震動の優勢振動時間の平均であり T は其の週期の平均である。又 $K = 1.0 \times 10^9$ C.G.S. 但し此の \mathcal{A} を求めることは簡単でない。

(ii) 各地観測所の優勢なる振動の週期の平均 T を知れば前述の式から W, \mathcal{A}, T, τ 等の既知の幾つかの地震によつて $W = f(T)$ なる曲線を作つて置くことによりエネルギーを求めることが出来る。

(iii) 又同様にしてエネルギーの知れた幾つかの地震に関し各地観測所の震度に其の階級に應じてウエイトを掛け、それら數値の總和と W との關係を圖示して置けば観測所の震度を知ることにより簡単にエネルギーが知れる。

(1) 本多弘吉、三浦武彦；深発地震動の定量的研究補遺、驗震時報 第 10 卷、第 1 號。

5. 本結論に於ける 1 の結果を基礎として 4 の方法に従つて最近 10 年間 (1926~1935) の深發地震の震波として射出されるエネルギーの總量は 1.6×10^{23} エルグと求められた。回数は全部で 59 回で年 2 回乃至 14 回であるが年別のエネルギーの範圍は其の年平均値 1.6×10^{21} エルグの 1.6 倍乃至 $\frac{1}{1600}$ 倍の廣さである。

6. 昭和 5 年 11 月 26 日の北伊豆烈震のエネルギーを地表に現はれた斷層に注目して概算した。其の値は 4×10^{21} エルグである。地表面地震も通常數秒乃至 10 數秒の間に主なる變形が行はれ且つ規模大なる地震程地變に要する時間も大きい事が推論される。

淺發地震に關して各個の地震のエネルギーを簡單に見出す方法として有感半徑と其の地震のエネルギーとの關係を示す圖表を作成した。故に有感半徑さへ知れば直ちに其の地震のエネルギーが此の圖表から求められる。

8. 7 の方法に依つて最近 10 年間 (1926~1935) の淺發地震のエネルギーを概算した。其の値は 2.3×10^{24} エルグである。故に年平均 2.3×10^{23} エルグとなる。各年の値は此の平均値の 5 倍乃至 $\frac{1}{50}$ 倍であつて深發地震の場合に比して割合にフレの範圍が大きくない。又 10 年間のエネルギーの總和が深發地震に比して約 100 倍になつてゐるがエネルギーの算定の立場が違ふ故に其の數値の微細な點迄は信用出来ないが淺發地震のエネルギーの方が大きいことは確かであらう。然し著者は此の結果から見て思つた程此の比が大きくないことに驚かされた。尙本報告で取扱つたものは顯著及び稍顯著地震として氣象要覽に掲げられたもののみであるが小地震はエネルギーから見れば大地震に比して幾桁も違つて居る故に上述の結果が地震全部のものとして一向差使へない。

9. 既往の有名な大地震のエネルギーを 7 の方法から推定した。之によつて見るに既往の大地震程度のもは現代でも起つてゐることがわかつた。即ち地震の規模に於いて劃然たる變化はない。故に今後も現在の發震状態が繼續するものと考へてよからう。

10. 深發地震の地震動の加速度を志摩半島沖地震から算出して見るに弱震程度を越へない(第 4 表参照)。之等は人身感覺によるものと大體に於いて合致する。又淺發地震も第 17 表から見るに強震半徑が普通の深發地震の深さ 350 km

を越へるものは寶永の大地震のみである。之に依つて深發地震は強震程度を一般に生じ得ないことが推定出来る。

終りに臨み、本報文の作成に當り御懇篤に種々有益なる御助言を賜つた岡田臺長閣下、並びに本多博士に厚く感謝いたします。又製圖其の他に御助力下さつた波佐谷・木澤兩氏に厚く御禮申します。