

長崎における電磁式地震計による地震観測*

気象庁観測部地震課**・長崎海洋気象台測候課***

550.341

§ 1. ま え が き

国際地球観測年の地震部門の一環として、長崎海洋気象台が、わが国における遠地地震観測および脈動観測を行う官署のひとつに選ばれた。同気象台にあるウィーヘルト式地震計では、上記の目的に適さないので、新たに電磁式地震計3成分 (§2 参照) が作られ、1957年8月17日から観測を開始した。この地震計の倍率は数千倍なので、観測に当っては、脈動および雑微動の少ない官署が適するわけであるが、長崎海洋気象台はウィーヘルト式地震計の記録、その他から、ほど適当していることがわかってきた。たまたま1956年3月に、同台の地震計室は山頂から同台構内に移ったが、その後、雑微動の調査を行い、同台が高倍率地震計を設置するのに適していることを確認した。また、新営の地震計室内には、記録用暗室と写真暗室を作ったのが、今回の観測に際して大いに役にたった。

気象庁としては一般の気象官署で電磁光学式地震計をルーチン観測に使用するのには、長崎がはじめてである。したがって、同地震計による観測開始以来、1年を経過した今日、長崎における観測作業および観測結果を概括することは、気象庁の地震観測上大いに参考になるものと考えられる。

以下に、地震計、観測作業、観測結果の順に、その大要をしるす。また、電磁式地震計による観測は国際地球観測年のために始められたのであるが、以下の記述は、とくに国際地球観測年に関係したことに限らない。

§ 2. 地震計の概要

設置した地震計は、動コイル型変換器と検流計を直結したもの3成分で、プロマイド記録である。短周期のものと長周期のもの各3成分を併用するとよいが、種々のつごうから、1台で両者をかねるよう、次のような定数のものとなった。

振子の固有周期：1 sec.， 検流計の固有周期：20 sec.，

* Seismological Section, J. M. A.; Observation Section, Nagasaki Marine Observatory: Seismological Observations at Nagasaki by Electromagnetic Seismograph (Received Oct. 1, 1958).

** 宇佐美竜夫・宇津徳治・山川宜男・母壁正一

*** 中島 清・坂本琢磨・沼里 勇・藤田脩二

振子の減衰定数：1，検流計の減衰定数：1，
最大倍率：5000以上。

設置当時は最大倍率を約 5000 にして使っていたが，脈動を大きく記録しすぎるので，その後，半分に下げた。5000 倍でも全世界の $M \geq 6$ 地震をもれなく記録するには，倍率が足りないがやむを得ない。Coupling は $\sigma^2=0.2$ 程度で，かつ，振子と検流計の周期が離れているのでほとんど無視できる。以下各部の概要を述べる。

Table 1. 変 換 器

固有周期	1.0sec
振子の質量	9.7kg
重心距離	11cm
相当振子の長さ	16cm
コイル抵抗	120 Ω
臨界制振抵抗	120 Ω
全体の大きさ	50cm \times 21cm(台) 28cm(水平動の高さ) 60cm(上下動の高さ)

(1)動コイル型変換器 (Photo. 1)

諸元は Table 1 のとおりで，円筒型磁石（外径 12 cm，高さ 5 cm，MK 5 鋼使用）を用いた普通の型（水平動は水平振子；上下動は Ewing づり）である。減衰用抵抗はベッドの上のベーク板にとりつけるようになっている。

(2)検流計 (Photo. 2)

市販の反照検流計のコイルを変更して使用した。地

震観測用に作ったものでないので，やや不便な点があるが，予備 2 台を用意し故障に備えた。定数を Table 2 に示す。

(3)光源装置 (Photo. 3)

投光器 3 台と変圧器 1 台より成る。投光器のランプは 6 V 1 A の自動車用のもので，刻時装置は小鏡を電磁石で微小変位させそれに当る光線をずらせる方式で 6 V 60 mA で動作する。

(4)記録装置 (Photo. 3)

プロマイド専用のもので，松代で以前から使っているものと同じである。ドラムの寸法は幅 30 cm，周長 90 cm，回転速度は 30 分 1 回転（送り 30 mm/min.），横送りは 2.5 mm である。3 成分を 1 枚のプロマイドに記録し，1 日 2 回交換する。駆動は 6 W のワーレンモーターで，正確な 60 c/s の電源につなげば一様に回転する（1 分の長さの変動は ± 0.1 mm をこえることはない）。検流計の鏡とドラム面の距離は 1 m である。光学系は，投光器の幅約 0.2 mm のスリットからの光が検流計の前の焦点距離 1 m のとつレンズとドラムの前のシリンドリカルレンズによって，幅 0.2 ~ 0.3 mm，時間軸方向の長さ 0.05 mm の光点となってドラム面に当るようになっている。

(5)一定周波数電源装置

60 c/s の電磁音さを発振させ，その出力を増幅して，正確な 60 c/s，100 V の電力を得るもので，使用真空管は 12 AX 7（発振），12 AU 7（増幅），6 L 6（出力） \times 2，5 Z 3（整流）の 5 球である。

Table 2. 検 流 計

固有周期	20sec
内部抵抗	60 Ω
臨界制振抵抗	160 Ω
感 度	0.9×10^{-9} A

(6)電圧安定装置

交流電源の電圧変動によって、ランプの明るさおよび前記電源装置の動作が影響うけないよう、鉄共振型のスタビライザーを用いた。

(7)刻時装置

時計は気象測器製作所製のルロア型振子時計を用いた。これは、他の同型の時計よりかなり精度がよく、日差の差は、大きい時で0.5 sec、ふつうは0.2 sec程度なので、1日2回の時報と比較するだけでも、0.2 sec程度の精度は保たれている。

地震計室は木造モルタル塗り平屋で18.75坪(60 m²)、地震計台室、記録暗室、写真暗室、イブシ室、ニス室、玄関から成る。地震計台は地表下1 mの深さで、火山角れき岩の基盤に達している。長崎市街の南部にあり、付近には自動車、船舶の往来がかなりあるが、短周期の雑微動は、この地震計にはまったく記録されなかった。ただ、周期1～3 secの脈動がときどき現われるので、これがかなり観測の障害になる。

§ 3. 観測作業

長崎では国際地球観測年の期間中でも、業務規定に定められた、強震計およびウィーヘルト式地震計の観測を電磁式地震計の観測と平行して行っているが、以下には、そのうちの電磁式地震計に関係する部分だけを記すことにする。

観測業務は長崎海洋気象台測候課の仕事になっている。観測作業に関係しているのは9名で、そのうち4名が主担当者になっており、記象紙のとりかえ、時報受信、見回り点検などは測候課の地上観測現業の勤務に含め交替で行っている。この地震計の記象紙は1日2回、09時と21時に取りかえている。実際には脈動観測の妨げにならないよう09時15分過ぎ、および21時15分過ぎてから行っている。現像・定着・水洗は毎日10時ごろ当日朝および前日の晩にとりかえた記象紙2枚をいっしょに、主担当者が行う。

その他、15時と03時には、地震計の見回りを行い、電源部のメーター、記録装置の光点の位置、ドラムの回転状況、変換器などを点検する。この点検時、および記象紙のとりかえのとき、または現像後地震計に異常を認めたときは、主担当者に連絡し、調整することになっている。なお、検定、主要部分の調整は課長立あいのもとに主担当者が実施する。検定は年2回、4月と10月に定期的に行い、その他、地震計を調整したときに適宜行うことになっている。

記象紙は乾燥後、日時、地動の方向、有感地震があった場合は、その旨を記象紙上に記入し、旬ごとにまとめて気象庁地震課に送っている。記象紙の整理には専任の技術補佐員が当り、課長の点検をうけて発送している。

気象庁地震課では、受取った記象紙から ΔT をよみとり、その他必要な整理のあと、地震と脈動のよみとりを行っている。国際地球観測年で報告する地震は $M \geq 6$ のものに限られているけれど、こゝでは記録した全地震のよみとりを行い、その結果を長崎に通知している。また、国際地球観測年の報告を毎月まとめている。以上の仕事に1名がかゝりつきりになっている。

ウィーヘルト式地震計に比較すると、作業は大変楽で、その上記象が明りょうなので験測上にも有利である。現在、作業は順調で、初めての試みとしては、満足すべき記録が得られている。

§ 4. 1957年9月～1958年8月に観測された地震に関する調査

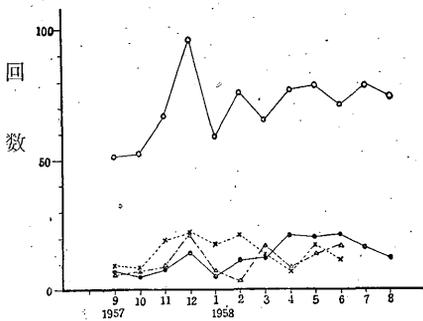


Fig. 1. 長崎で記録した月別地震回数
 ○——○ 電磁式, (---○) ウィーヘルト式
 △……△ 300 km 以内の小地震
 ×……× 震央不明の地震

(i) 1か年間に記録された地震の数と震央の分布
 1957年9月から、58年8月末までの1か年間に、電磁式地震計に記録された地震の総数は847回で、その月別回数を Table 3, Fig. 1 に示す。この表には、また、気象官署のうち、長崎だけで記録された回数、松代と長崎の2か所だけで記録された回数、長崎のウィーヘルト式地震計で記録された回数などを示してある。これによると、従来から長崎にあったウィーヘルト式の約6倍の地震が記録され、そのうち36%は長崎または松代と長崎だけで記録され、他のすすがき地震

Table 3. 長崎の電磁式地震計で観測された地震の月別回数

年 月	回 数	有 感 地 震	長 崎 の み	松代, 長崎のみ	長崎のウ式に記録されたもの
1957. IX	50	0	8	11	7
X	54	0	7	12	5
XI	66	1	17	5	7
XII	96	3	24	9	16
1958. I	59	0	17	7	5
II	76	1	22	12	11
III	65	0	13	10	12
IV	77	0	11	10	17
V	79	0	17	12	17
VI	73	1	11	7	19
VII	79	0	17	17	16
VIII	73	0	16	17	12
計	847	6	180	129	144
百 分 率	100%	0.7%	21%	15%	17%

計を備えている官署では記録されていないことがわかる。

電磁式地震計およびウィーヘルト式地震計に記録された地震回数は Fig. 1 のように両者はほぼ比例関係にある。

長崎で観測した地震のうち、地震月報から震央のわかったものを除く小さい記象の近地々震の数も Fig. 1 に示してあるとおり（震央不明の地震）であり、わずかの例を除けばあとは電磁式により記録されたものである。この種の地震記象を詳しく調べると記象型、 $P\sim S$ 、その他から考えて震央の推定されるものが相当数ある。もし、九州内に長崎の他の3、4か所に長崎と同程度の電磁式地震計が設置されていたら、大部分の震央がわかるようになるであろう。その他、種々の有益な観測結果が得られるであろうと思われる。

地震月報の震央決定には電磁式の観測結果はまだ正式に採用されていないので、他の観測所の観測との関係を見るために割合に多くの地震を観測している宮崎、鹿児島、熊本、佐賀などの長崎に近い観測所のうちでただ1か所だけで記録された地震について、それらが長崎の電磁式にも記録された数を調べた。これは Fig. 1 に“300 km 以内の小さい地震”として示してある。もちろん、長崎のウィーヘルト式には記録されなかったものである。

Table 4. には、 $P\sim S$ 別の回数分布を示している。 $P\sim S$ 1分以内のものが多いのは当然であるが、 $P\sim S$ 4~5分のものも多いのは、千島から Kamchatka 半島にかけての地震が割に多いからである。

U. S. C. G. S. の震央速報および気象庁地震月報により震央のわかった地震について、その震央分布を示すと Fig. 2 のようになる。この図で●は長崎における初動が“押し”のもの、○は“引き”のもの、⊗は押し引き不明のものである。×をつけたものは、深さ 100 km 以上の深発地震である。なお、日本付近では地震

Table 4. 1957年9月—1958年8月に長崎で観測された地震の $P\sim S$ 別回数

$P\sim S$ (分)	回数	$P\sim S$ (分)	回数	$P\sim S$ (秒)	回数
0 — 1	179	7 — 8	20	0 — 10	72
1 — 2	35	8 — 9	14	10 — 20	57
2 — 3	25	9 — 10	7	20 — 30	28
3 — 4	22	10 — 11	5	30 — 40	10
4 — 5	38	P'	15	40 — 50	5
5 — 6	25	不 明	429	50 — 60	7
6 — 7	33				

が多いので押し引き不明のものは省略してある。この図をみると、調査期間が短く、資料が少ないので、結論は下せないが、同一地域に起る地震では、押し引きが同じ場合が多くなる傾向はでている。たとえば、千島、Kamchatka 方面の地震や、New Hebrides 諸島の地震は、常に押しであり、本州南方沖（鳥島、小笠原方面）の深発地震は引きである。

(ii) 電磁式とウィーヘルト式の読取値の比較

両方の地震計に記録された地震の中から不適当と思われる数個を除外した94の地震について

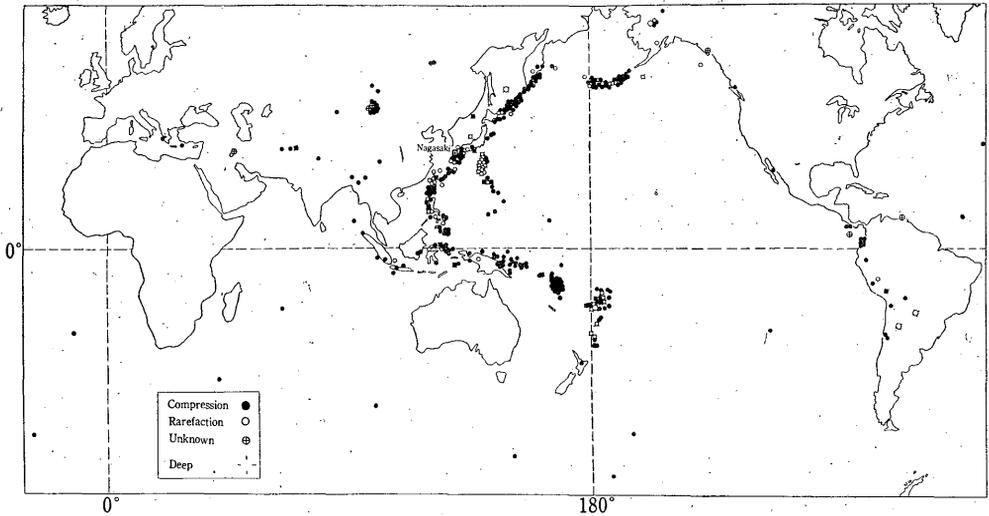


Fig. 2. 1957年9月~1958年8月に長崎で観測した地震の震央分布図 (図を縮めて印刷したので unknown の印で黒丸にみえるものがある)

て P 相の明りょう度を e, i で比較してみた. ここで eP と iP の中間の明りょうさのものを単に P と分類した. これが Fig. 3 である. ウィーヘルト式の iP が電磁式のそれより少ないことは当然であろう. そで、次に両方の発震時刻を比較することにした. 上記 94 の地震全部について

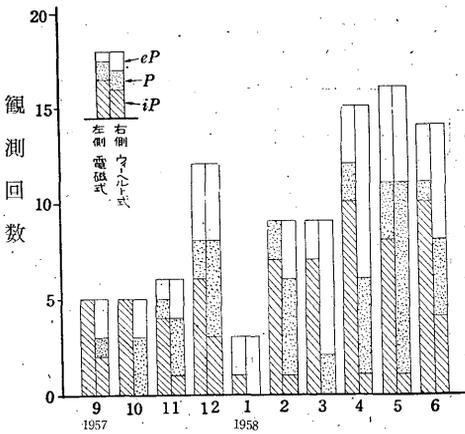


Fig. 3. 長崎における初動の明りょう度の月別変化

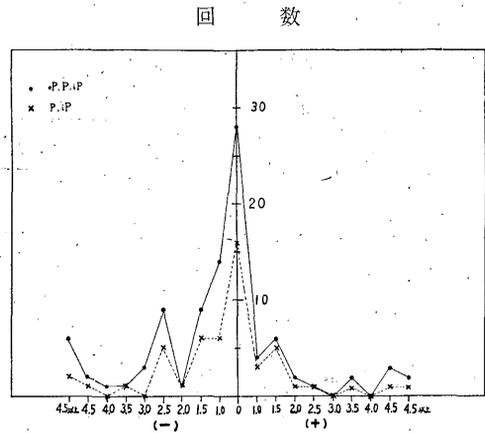


Fig. 4. 長崎におけるウ式と電磁式地震計による発震時の比較 (単位 sec.) (電磁式地震計の発震時)-(ウ式地震計の発震時)

調べたのが Fig. 4 の実線である. (+) とはウィーヘルト式のほうが電磁式より早い発震時のもので (-) は遅いものである. この差は主としてウィーヘルト式地震計のドラムの回転が一樣でないことによると思われるが、また、明らかにウィーヘルト式のほうが遅れて P を読みとる傾向が認

められる。これはおそらく倍率、感度などの関係でウィーヘルト式では最初の相が見失われることを示していると思われる。そこで、さらに、比較的明りょうに読みとった P と iP に始まる地震 53 について、前と同じように調べた結果は Fig. 4 点線に示すとおりで、なお相当の差はあるがしかし、大部分は $+0.5\text{sec} \sim -1.5\text{sec}$ の中に入っている。

(iii) 地震回数と最大振幅

電磁式地震計で観測した地震について、石本-飯田の式

$$NA^m = k$$

を検討してみた。ここでは浅発地震 ($h < 70\text{km}$ と思われるもの) について、初めに震央距離が 300 km までのものについて調べたら 276 あり、Fig. 5 に示す結果を得た。 $m = 1.9$ である。

次に、震央距離を 1000 km までとして 307 の地震について同様に調べると Fig. 6 のようになり、

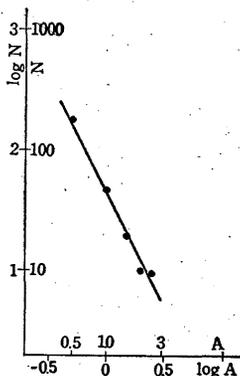


Fig. 5. 最大振幅 A (マイクロン) と回数 N の関係 ($\Delta \leq 300\text{ km}$ の浅発地震)

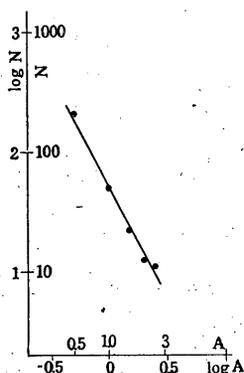


Fig. 6. 最大振幅 A (マイクロン) と回数 N の関係 ($\Delta \leq 1000\text{ km}$ の浅発地震)

この場合も $m = 1.9$ であった。この $m = 1.9$ は従来知られている値⁽¹⁾ とよく一致する。

(iv) 日本付近の地震の規模と振幅と震央距離間の関係

1957年9月から1958年5月までに、長崎から $\Delta = 25^\circ$ ($\approx 2700\text{ km}$) 以内に起った $M \geq 5$ の浅発地震 ($h < 60\text{ km}$) について、長崎における電磁式地震計に記録された P および S の振幅と、 M および Δ との関係を調べた (P, S としては、それらの初動から他の相が現われるまでに、最大の振幅を与えるものをとった)。 $M \geq 5$ としたのは、地震月報その他によって、すでに M の与えられているものを、そのまま用いるためもあったが、 $M < 5$ であると、 $\Delta = 800\text{ km}$ くらいで、 P および S の振幅は、ほとんど測定できないほど小さくなる (たとえば脈動の振幅よりも小さくなる) ためでもある。

振幅と Δ の関係を図に表すためには、それぞれの地震の振幅を標準の \bar{M} の地震の振幅に直さなければならない。ここで用いた資料は $5 \leq M < 7$ に限られているので、標準として、 $M = 6$ を

とった。

種々の規模の地震について、 P , S のような実体波の、与えられた Δ における振幅 A を、標準の規模の地震の振幅に換算する式として、Gutenberg (1945 年)⁽²⁾は、

$$A = f(\Delta) T \cdot \sqrt{E}$$

したがって、

$$\log \frac{A}{T} = \log f(\Delta) + \frac{1}{2} \log E$$

という関係が成立すると仮定して、この $\log E$ に Gutenberg-Richter (1942 年)⁽³⁾による

$$\log E = 11.3 + 1.8 M$$

を代入して求めている。

いま、 $M=6$, $T=1 \text{ sec}$ の振幅を A_6 とおくと、

$$\log A_6 = \log \frac{A}{T} + 0.9 (6 - M) \quad (\text{I})$$

となる (Gutenberg は標準として $M=7$ を用いている)。

ところで Gutenberg, Richter⁽⁴⁾ は 1956 年に

$$\log E = 11.8 + 1.5 M$$

という関係を与えている。この式からは、

$$\log A_6 = \log \frac{A}{T} + 0.75(6 - M) \quad (\text{II})$$

が導かれるわけである ($0.9=1.0-0.1$ の代りに $0.75=1.0-\frac{1}{4}$ を用いたほうが、特に P については、つごうがよいらしいということは、Gutenberg も 1945 年の論文でふれている)。

(I) 式および (II) 式にしたがって、 $\log A_6 - \Delta$ グラフを書いた。Fig. 7 が P に関するもので、

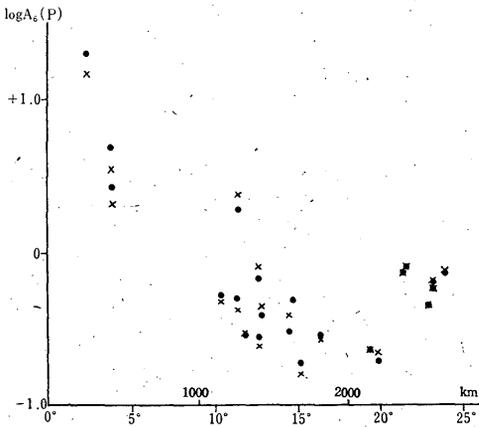


Fig. 7. $\Delta - \log A_6$ 曲線 (P)

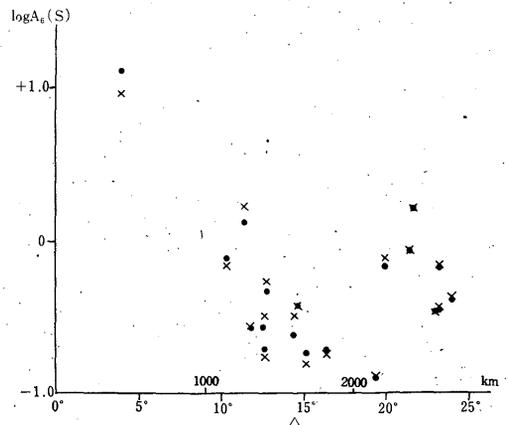


Fig. 8. $\Delta - \log A_6$ 曲線 (S)

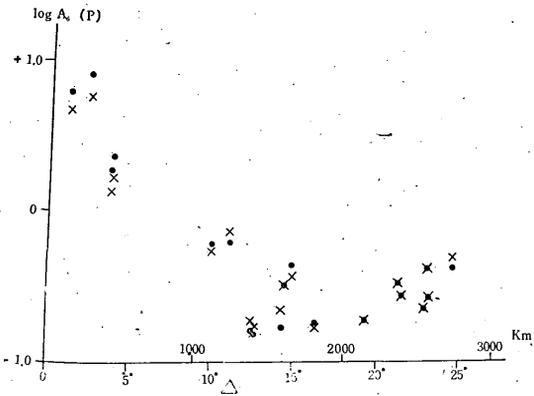


Fig. 9. Δ - $\log A_6$ 曲線 (P の初動)

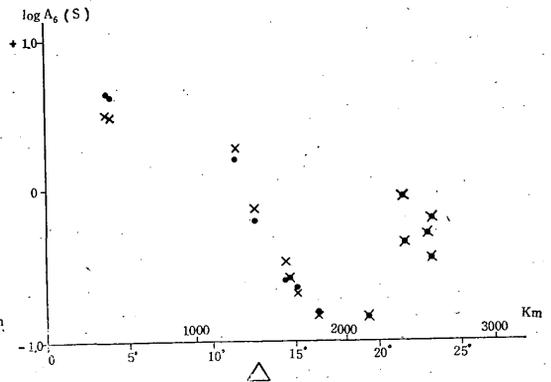


Fig. 10. Δ - $\log A_6$ 曲線 (S の初動)

Fig. 8 が S に関するものである。●印が (I) 式、×印が (II) 式による標準化を用いたものである。もちろん、これだけでは、どちらによる標準化がよいかは結論できそうにもない (こゝに用いた地震はいずれも $5 \leq M < 7$ にかぎられ、また標準化の不良による誤差をなるべくさけるために、平均に近い $M=6$ を標準にえらんだのであるから、これはむしろ当然かも知れない。いずれの標準化が最良かをテストするには、 $M=5$ 、または $M=7$ を標準にえらんだほうがよいわけである)。

地震の発震機構の問題と関連して、観測点の震央に対する相対的な方位と、最大振幅に関して、種々議論がある (たとえば、Ikegami⁽⁵⁾ (1948 年), Hata⁽⁶⁾ (1952 年))。 P または S に関しては、たとえば、その初動について、Honda⁽⁷⁾ その他により、発震機構に関連して、観測点の震央に対する方位と、振幅について明確な関係が求められている。こゝでは、 P および S としては、それらの初動から、他の相が現われるまでのあいだの最大の振幅を与えるものをとったわけであるが、これらに関しては、観測点の震央に対する相対方位に対する関係は、初動ほど明確でないにしても、やはりかなりの関係をもつであろう。データのばらつきの一因はそれによるものであるかもしれない。これをテストする目的で、試みに P 、および S の初動について、Fig. 7, 8 と同様の $\log A_6$ - Δ 曲線を書いてみた (本来ならば、ばらつきがもっと大きくなるはずである)。これが Fig. 9 (P) と Fig. 10 (S) である。結果は、Fig. 7, Fig. 8 と同じ程度のばらつきしか示していない。このことは、用いた資料が初動分布に対して、いずれも、観測点か、ほぼ同条件の相対方位を与えるものが多かったからかも知れない。

ともかく、データが非常に少ないので、なんらかの結論を下すのは、非常に危険であると思うが、 P 、 S とも $\Delta=18^\circ$ くらいで $\log A_6$ は極小値を与えるようである。これは Gutenberg によるものより、多少 Δ が大きいようである。Gutenberg によるものは $h < 30 \text{ km}$ となっているが、こゝでは $h < 60 \text{ km}$ としたことも関係しているかもしれない。

Table 5. 長崎における記象型の特徴

震 央 地 名	P~S(分)	記 象 型 の 特 徴
日 本 西 部	0 — 1½	ごく近いものはP, Sとも明りょうであるが, やや遠く(P~S 10秒以上) になるとP, Sとも不明りょうになることが多い. Pn, Snがわからなくて, PまたはP*, SまたはS*だけが出ることもある.
琉 球, 台 湾	1 — 2	Pは比較的明りょう, Sは不明りょうなことが多い.
関東—東北地方沖	1½ — 2½	一般に規模の割に振幅が小さく, P, Sとも不明りょうなことが多い.
本 州 南 方 沖	2 — 3	深発, 浅発ともP, S明りょうなことが多いが, Pから周期が長く, S不明りょうで, 周期10~15秒の表面波が長く続く型もある.
Philippine Is.	2½ — 4	特徴のない記象, 千島方面のものに似ているがやや長周期で表面波が発達することが多い. 時にPPが大きく出ることがある.
北海道—千島	3½ — 4½	P, Sとも明りょう, P波中に短周期の波を含むことがある. またPの初めが小さく2段になることがある.
Baikal 湖周辺—外蒙古	4 — 5	Pは不明りょう, Sは周期長くやや明りょう. Lg, Rgが出る.
中国—Burma	4 — 6	各相ともはっきりしないことが多い.
Kamchatka	4½ — 5½	P, Sとも明りょう, P波中に短周期の波を含むことが多い. 表面波はやや発達する. 南方沖のものはP, Sとも不明りょうで周期10~15秒の表面波が長く続くものがある.
Borneo—Celebes	4½ — 6	浅いものはP, Sともあまり明りょうでない. PPがよく出ることがある. 深発はP, Sとも比較的明りょうでpP, sSなどが出る.
Java—Sumatra	5½ — 6½	浅いものはPPがよく出ることがある. 深発はpP, sS, PcP, ScSなどが出る.
New Guinea— Bismark Is., Solomon Is.	6 — 7	P, Sとも比較的長周期であまり明りょうではない. 表面波が発達する.
Aleutian Is.	6 — 7	Pは明りょう. Sはそれほど明りょうではない. P波中に短周期の波を含む. やや深いものはP, Sとも明りょうでpP, sSが出る.
Pakistan —Afghanistan—Kirghiz	6½ — 8	Pは比較的明りょう, Sは不明りょうなことが多い. 表面波がやや長く続く.
Alaska	7 — 8½	P, Sとも不明りょうで表面波がやや長く続く.
New Hebrides Is.	7½ — 8½	浅発, 深発ともP, S明りょうで深発はPcP, ScS, PPP, SSSなどが出る. またP'P'もよく出る.
Iran, Iraq, Turkey, Greece	8 — 10	
Fiji Is., Tonga Is., Kermadec Is.	9 — 10	浅発, 深発ともP, S明りょうで深発はPcP, pP, sP, ScS, sSなどが出る. P'P', SKPP'も出る.
Canada 西岸, California	9 — 11	
Mexico	11—12, PP	
南米, 大西洋	P'	P'が上下動に出る. 以下PP, SKP, SSなどが出る. 深いものはP'の次にpP', sP'などが出る. 141°~142°付近(Peru, Colombia Equador, Venezuela, Sandwich Is.)ではP'の焦点なので時に大きく出ることがある. その先ではP'1, P'2の2つに分かれる. 深いものは表面波が発達しないので近い地震とまちがえやすい.

§ 5. 震央地域別の記象型の特徴

地震の記象型は震央距離、深さなどによって違うほか、震央地域が違うと著しい相違を示すものである。1年間の観測資料だけで、各地域の特徴を記述するのは、少し無理であろうが、今後の観測の参考に供するため、気のついた事項を Table 5 に示しておく。

§ 6. 脈 動

脈動は I. G. Y. で定められた方法でよみとっている。よみとりは毎日 G. M. T. で 0h, 6h, 12h, 18h の 4 回行い、そのほか、国際観測日および国際観測期間には毎時に、脈動嵐のときは 1 日 8 回のよみとりを行っている。よみとりは振幅、周期、性質について行う。観測時刻を中心にはさむ 20 分間の最も重要な 5 つのグループについて振幅、周期のよみとりを行い、その平均を報告する。

Fig. 11 は、月平均振幅の変化である。これによると脈動の振幅は 0.5μ くらいで、 1μ 以上になることはない。これは、他官署にくらべて非常に小さな値であり、長崎の地盤がよいことを示している。

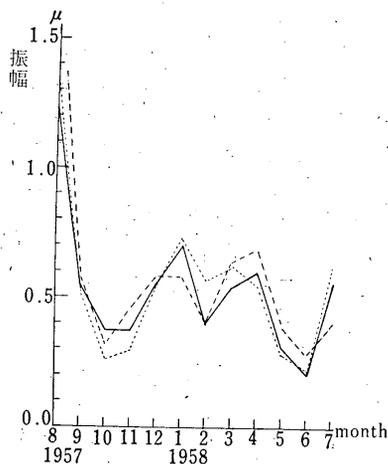


Fig. 11. 長崎における脈動の月平均振幅の移動。——N—S
E—W
 ----U—D

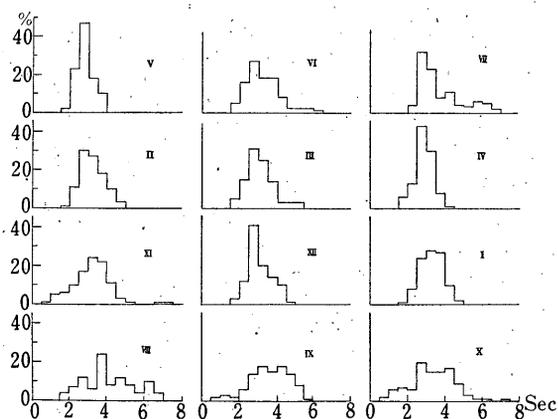


Fig. 12. 長崎における脈動の周期の月別ひん度分布 (1957, VIII~1958, VII)

Fig. 12 は、毎月の脈動の周期のひん度分布 (スペクトラム) で、縦軸はパーセントである。これによると、周期は 2.5sec~4.5sec の間にくるものが多い。また、12月から5月までは、脈動の周期は 1.5sec~5.0sec の間に限られているが、その他の月ではスペクトラムの幅が広くなり、0.5sec から 8 sec くらいまでを含み、そのうえ、周期 3 sec 近くにあるひん度の山が不明りょうに

なることがわかる。

Fig. 11 のように、長崎の脈動は非常に小さいので、ほとんどの振幅が 1μ 以上になると脈動嵐と認められる。1957 年 8 月から 1958 年 7 月までに観測された脈動嵐は Table 6 のとおりで、振幅も周期もいろいろである。また、脈動嵐の継続時間も、最短 6 時間から最長 7 日間までであった。原因は台風または低気圧で、表中、たゞ low と記してあるのは低気圧が九州、または、その近くを通った場合であるが、低気圧が九州付近を通っても、脈動嵐の認められないこともある。また、表中の性質欄は脈動嵐中における性質の変化を示すもので、1 はグループ状の脈動、2 は連続的なしょう乱、3 は混合型および不規則なしょう乱を示している。

Table 6. 脈動嵐 (1957 年 8 月~1958 年 7 月) の表

はじまりの日時	最 盛 時				おわりの日時	平均周期	性 質	継続時間	原 因
	日	時	振 幅	周 期					
1957 d h	d h	μ	sec	d h	sec		d h		
VIII -18 00	19 20	5.1	5.6	22 21	5.0	2→1	4 21	Typhoon 7	
IX 02 00	06 03	2.8	5.3	08 21	4.5	3→1	6 21	" 10	
IX 15 06	16 06	1.3	2.7	16 08	3.1	2→3→1	1 02	low	
X 29 03	29 18	2.1	4.2	30 15	3.5	1	1 12	"	
XI 09 18	11 03	1.8	3.5	12 09	3.3	1→3	2 15	"	
XII 12 07	13 02	3.9	4.4	14 13	3.8	1→3	2 06	"	
XII 17 08	18 00	2.0	4.4	20 03	3.8	1→3→1	2 19	low*	
1958 I 14 12	16 00	2.1	3.3	18 09	3.7	1→3→1	3 21	low	
I 20 16	21 03	1.6	3.9	22 12	3.3	1→3	1 20	low**	
I 26 00	26 15	2.0	3.7	27 06	3.4	1	1 06	low	
II 01 21	02 09	2.2	3.8	03 09	3.4	1→3	1 12	"	
II 11 03	13 00	2.3	4.1	14 06	3.8	1→3	3 03	low**	
III 01 21	02 18	1.9	3.9	04 06	3.6	1→3	2 09	?	
III 06 03	06 09	1.9	2.7	08 09	3.3	1→3	2 06	low	
III 13 03	13 06	1.8	2.7	13 09	2.4	1	06	"	
IV 05 18	06 03	1.5	3.2	06 18	3.3	3→1	1 00	"	
IV 17 15	18 02	1.3	2.7	18 16	2.6	1	1 01	?	

* 日本海北部を通過、

** 日本海を通過

References

- 1) T. Asada : 地震のマグニチュードの頻度分布サイズミシテイとそれ等に関連した諸問題, 地震, 第II輯, **10**, (1957) 24~34.
- 2) B. Gutenberg : Amplitudes of *P*, *PP* and *S* and Magnitude of Shallow Earthquakes, B.S.S.A. **35**, (1945) 57~69.
- 3) B. Gutenberg and Richter, C. F. : Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, B.S.S.A. **32**, (1942) 163~191.
- 4) B. Gutenberg et. al. : Progress Report, Seismological Laboratory, California Institute of Technology 1955, T. A. G. U. **37**, (1956) 232~238.
- 5) R. Ikegami : 地震動最大振幅の異常分布について, B. E. R. I. **26**, No. 1~4, (1948) 83~90.
- 6) S. Hata : 地震動の最大振幅と地盤との関係について, 験震時報, **16**, (1952) 88~94.

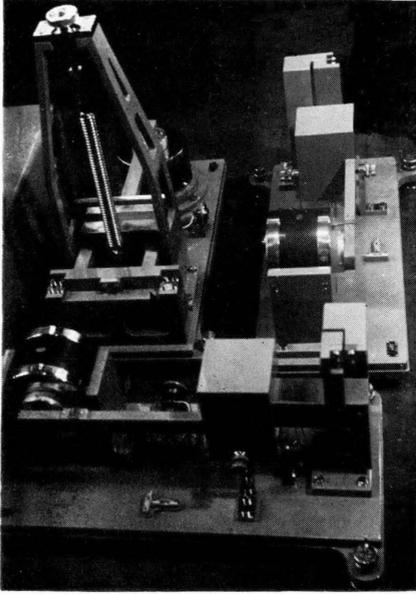


Photo. 1. 変換器
(カバーをはずしたところ)

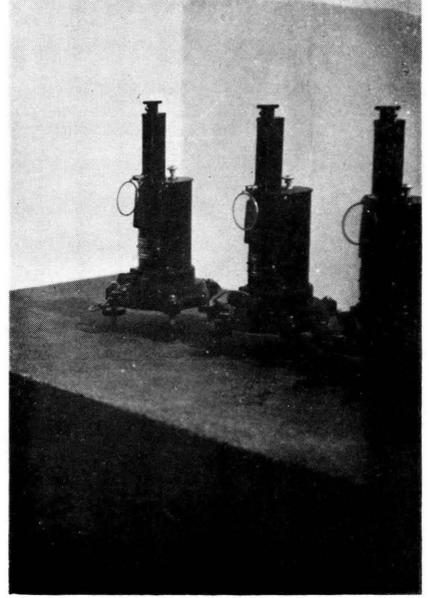


Photo. 2. 検流計

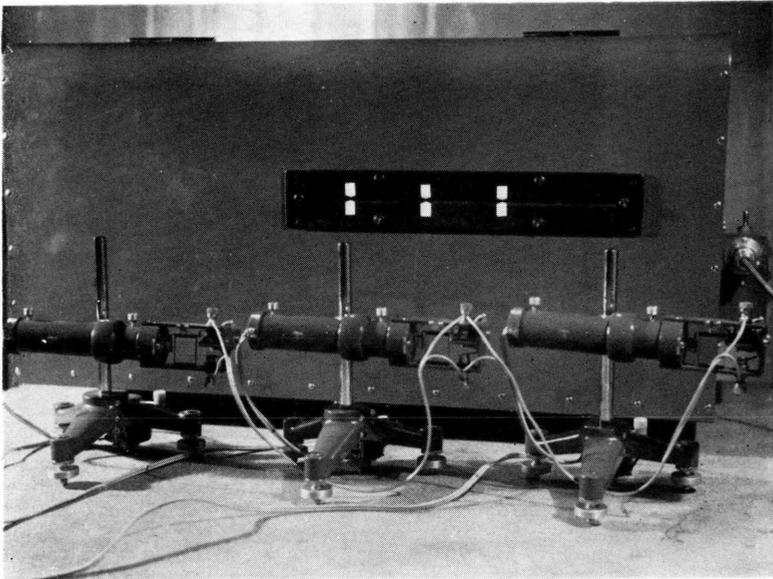


Photo. 3. 光源装置と記録装置

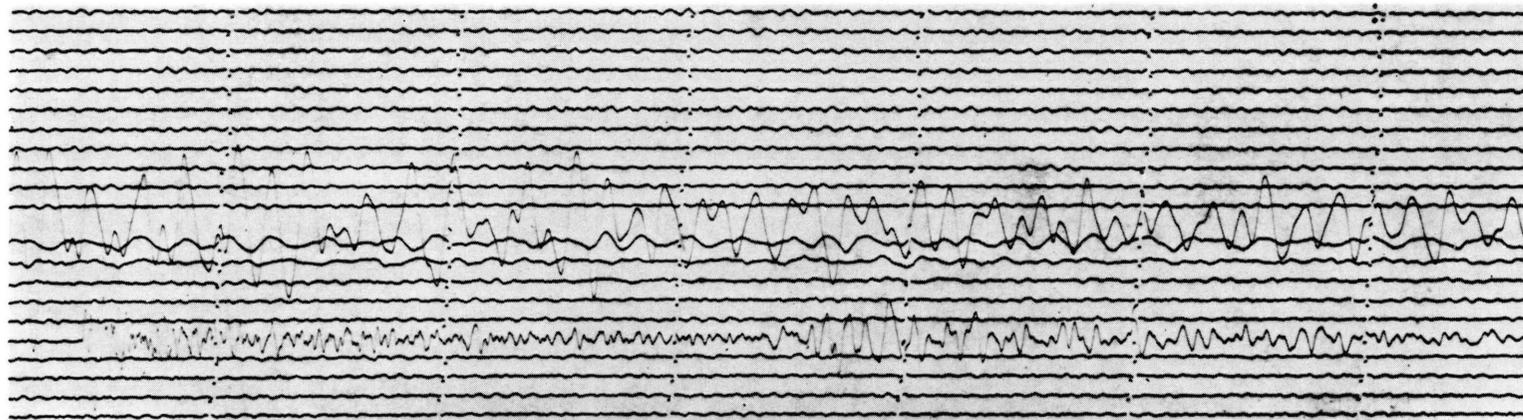


Photo. 4. 1957年10月20日の記象紙の一部（上は台湾の地震の尾部，下は千島の地震）

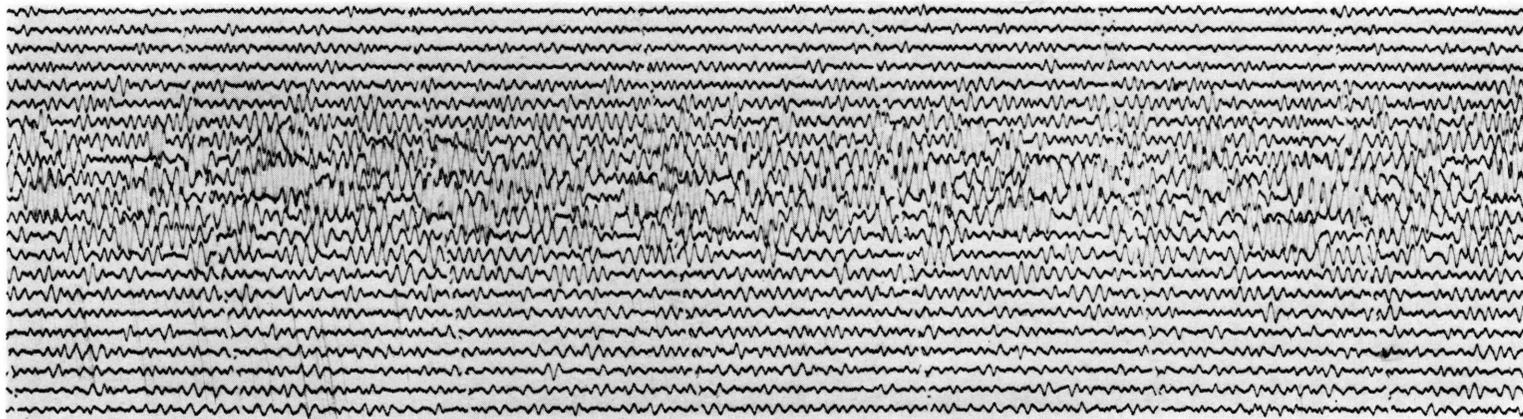


Photo. 5. 1958年3月13日の記象紙の一部（低気圧による脈動）