

4. 地震観測

東京大学教授 ^{しま}嶋 ^{えつ}悦 ^{ぞう}三

1. はじめに

合理的かつ経済的な耐震設計をするためには、強震時における地動の性質、そして構造物に加わる地震力に関する詳しい知識が必要である。1951 年以降この目的のため、強震計試作のための委員会がもたれ、その成果として、1953 年には [SMAC] 型強震計が完成され、その後改良を経て、現在では 400 台以上のこの種の計器が日本中に設置され（大都市集中のきらいがあるが）強震をまっている（図-1 参照）。そして強震記録も、新潟地震、松代地震群、1968 年十勝沖地震など次第にその数をましつつある。しかしながら、これらの計器はあく

まで強震地動をとるのが主目的であるから、ある地点に設置した場合でも、解析にたえうような記録を得るためには、かなりの時間を必要とする。したがって観測もやゝ恒久的にならざるを得ない。一方、ある地点に構造物を作りたいという時に、あらかじめその地盤の振動特性を知りたいという要求が出されることがある。このような場合、一般には、観測のためにそれ程長い期間がさけないのが普通である。大きな地震はそれほどしばしば起こるものではないから、やむを得ずやゝ小さい地震を観測して代用とするのである。この考えは、中程度の地震でも大地震の際の地動をある程度具現するという予想の上にたっている。この場合には、臨時観測的な色彩をおびてくるから、一定期間内に成果をあげるためには、観測計画を相当念入りに立てる必要がある。

強震地動の観測については、日本の地震学の概観、第 5 篇（地震第 2 輯、第 20 巻、第 4 号、昭和 42 年、地震学会）をはじめしばしば紹介されているので、こゝでは臨時観測に主眼をおいて述べることにしよう。

強震地動の観測については、日本の地震学の概観、第 5 篇（地震第 2 輯、第 20 巻、第 4 号、昭和 42 年、地震学会）をはじめしばしば紹介されているので、こゝでは臨時観測に主眼をおいて述べることにしよう。

2. 観測計画

表-1 は、地震波によりおこされる地面の振動周期のおおよその範囲をまとめたものである。地震波の周期でもっとも短いのは、極微小地震とよばれる。エネルギーでいえば、ダイナマイト 1 kg を爆発させたに匹敵する超小型の地震の場合であり、1/1000 秒程度の波まで見られている。いっぽう長い方では、巨大地震により誘発される地球の自由振動の場合であ

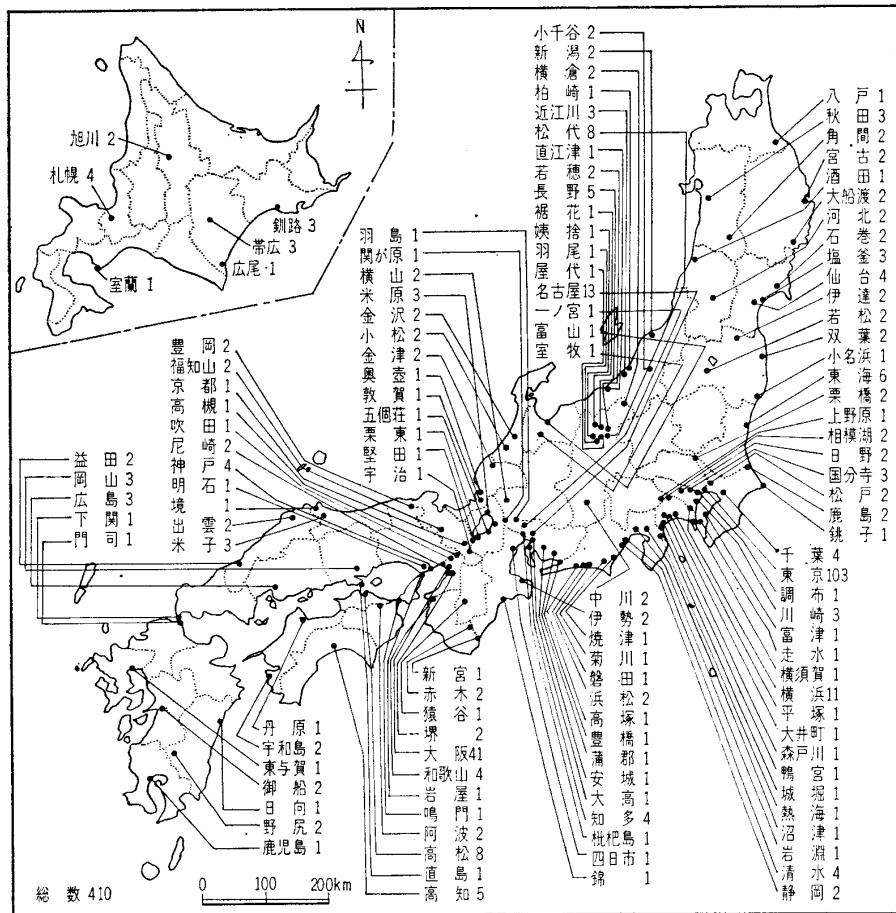


図-1 強震計の設置場所および台数（昭和 42 年 3 月現在、金井清による）

表一 地震波によって起こされる地面の振動周期
(三東哲夫による)

周期範囲(秒)	地震波の種類
0~0.1	極微小, 微小地震, 人工地震
0.1~2	近地地震の実体波, 常時微動
1~5	遠地地震の実体波, 高次モードの表面波
3~10	近地地震の表面波, 遠地地震の高次モード表面波, 脈動
5~30	Sa 波, Pa 波, 海水および海底のタイ積層の影響を受ける表面波
20~60	遠地地震の表面波
60~400	マントル表面波
400 以上	地球の自由振動

ずしもこの通りに行なわれるわけではない。たとえば、観測期間がやむをえずあらかじめきまっている場合には、地震の数をかせぐためにより小さい震度の地震までたっていることがわかったが、工学、特に耐震工学の分野で特に重要な地震波の周期範囲は、せいぜい 0.1~10 秒程度の、全体からいえばごくせまい範囲を考えれば十分であると思われる。すなわち、きわめて短い周期のものは媒質の内部摩擦その他による減衰がきわめて大きく、振幅もきわめて小さいのが普通であり、また周期のきわめて長いものは、振幅そのものはかなり大きい場合があるが、構造物に加わる地震力としては波の加速度が小さいため、現時点ではあまり問題にならないからである。

さて、実際に地震の観測を行なうについては、上記の周期範囲をさらに、0.1~1 秒と 1~10 秒の 2 つの帯域にわけて考えた方がよい。以後これらを仮に短周期、長周期帯域とよぶことにしよう。たゞし、地震学の分野では 10 秒程度の周期の波は、しばしば短周期波とよばれることがあるので、混同しないよう注意されたい。2 つの帯域に分けて考えることの一つの大きな理由は次のようなことである。すなわち、両帯域における波動の本性が必ずしも同一と考えられないこと、したがって、観測の方法もやゝ異なるのである。一般に、地震記録で最大動を与えるのは、S 波、あるいは S 的な波であるといわれてきた。このことは確かに短周期の帯域ではほぼ正しい。これは最近になって、S 波の現場測定の研究がすすみ、小規模ながら、S 波による地震探査が可能になり、地表付近の S 波速度分布が明らかになったことにより非常にはっきりしてきた。たとえば軟弱地盤を例にとれば、地表付近の S 波速度は、200 m/sec 以下であり、また洪積世の古いタイ積物でも 400 m/sec をこえることはまれである。一方地震の起こるところでの S 波速度は 3 km/sec を下ることは先ずないから、ここで放出された地震波が地表に達するときには、ほぼ真下からやってくることになる。これは、2 媒質の境における地震波の屈折が Snell の法則に支配されるためである（入射側、屈折側の S 波速度をそれぞれ V_{S1} , V_{S2} , 入射角を α , 屈折角を β とすれば、 $\sin \beta / \sin \alpha = V_{S2} / V_{S1}$ の関係で表わされ

る。したがって、 $\sin \alpha \approx 1$, 境界面にほぼ平行に入射した場合でも、 $V_{S2} \ll V_{S1}$ であれば、 $\sin \beta$ は非常に小さく、すなわち $\beta \approx 0$ ということになる）。さらに振幅についていうならば、S 波速度の大きい方 (V_{S1}) から小さい方 (V_{S2}) へ波が屈折する場合、 V_{S1} / V_{S2} が大きければ大きい程屈折波の振幅が大きくなる。そしてこのような速度分布の急変が起こるのは地表のごく近く、ただだか 100 m 以浅なのである。したがって、そこでは、いわゆる重複反射により、その場所特有な周期のところで、非常に大きな振幅を与えることがはっきりしたためである。このことは、同じ地震を観測した場合、観測場所がちょっと違ったために、周期も振幅も非常に異なり、地震記録も全く別のものを観測したような感をあたえられることがしばしば経験させられるところであり、いかに地表近くの地質構造の違いが、このような周期帯域に影響をうけるかどわかるであろう。しかし長周期帯域になると話はそう簡単ではない。前の例の場合でももし短周期成分をフィルターで除いてしまえば、残された長周期成分は非帯に似ていることを見いだすにちがいない。このように周期の長い波は、より深いところの地質構造を反映しているのである。短周期の場合と同様、重複反射を考えると、表面層の S 波の平均速度 V_S を 300 m/sec としても、4 秒の周期 (T) が卓越するためには、 $T = 4H / V_S$ の関係より、表面層の厚さ (H) として、300 m を考えなければならない。このような深さのところでは、S 波の速度が地表付近の場合のように急変することは、大変考えにくい（つまり大振幅にはなりにくい）。1968 年十勝沖地震のときの八戸の強震記録に見られた約 3 秒の長周期成分が、表面波の性質をもつことが明らかにされたように、この帯域の波は、地殻の構造に関連した表面波の高次モードまで考えなければならない。このような場合は、地表下に相当深く地震計を入れても、振幅は、地表のそれとほとんど変わらない。長周期帯域ではこのように、S 波と表面波が共存する可能性があるので、解析にあたっては特に注意が必要である。以下それぞれの場合の観測計画について述べよう。

2.1 短周期帯域における観測計画

観測を始めるに先立って調べておくものを列挙すれば下の通りである。

- i) 観測点付近の地震活動を調べる。
- ii) 1 年間に一定震度以上の地震がいくつ起こるかを予想する。
- iii) 観測期間をきめる。
- iv) 観測点における常時微動(雑微動)の調査をする。
- v) 観測点周辺の弾性波地盤調査を行なう。
- vi) 計器をきめ、計器の配置計画を立てる。

これらはお互いに関連し合っているから、順序は必ら

講 座

り、1960 年のチリ地震（これは地震の中でも第一級の大地震であった）の時には、3,000 秒近いものが検出された。このように地震波の周期は非常に広い帯域に問題にせねばならぬ場合もおこり得るであろう。以下上記について、すこし具体的に述べてみよう。

i) まず最初に観測点を中心として 250 km 以内に起こった過去の大地震の震央を調べる。このような調べをするには、詳しいものでは武者の日本地震資料（昭和 24 年、毎日新聞社）、宇佐美の破壊地震の表（昭和 41 年、地震研究所集報、44 巻）などがあるが、もっとも手に入れやすい理科年表を参照するのが便利であろう。理科年表にのせてある被害地震の表を見るとよくわかるように、 M (Gutenberg-Richter による地震の規模（マグニチュード）。Richter による最初の定義は、震央距離 100 km のところにある、周期 0.8 秒、減衰常数 0.8、倍率 2800 倍の Wood-Anderson 形と呼ばれるねじれ地震計で記録された最大片振幅を μ （マイクロン）ではかり、その常用対数をもって規模を表わすということであった。後に Gutenberg と共に改良され、あらゆる地震について規模がきめられるようになった。）が小さいにもかかわらず被害のあった場合がある。たとえば、昭和 36 年 2 月 2 日、長岡付近を襲った地震は、 $M=5.2$ と小さいにもかかわらず、死者 5 人、全壊住家 220、半壊 465 の被害を出している。被害が直径 2 km 以内に集中していたことも考えあわせると、震源が非常に浅かったためであると思われる。このように M が小さくても、震源に近いところでは当然構造物に大きな力が働くことになる。その意味では、工学者にとってはむしろ震度階の方が役に立つかも知れない。これは直接被害の大小を表わすからである。この立場から、震央距離 100 km のところの日本式震度階 I を用いて地震の規模としようという提案が河角によりなされた（ M_k とかく）。この方法によれば、地震計のなかった過去の地震でも規模がきめられることになる。河角はこのようにして歴史的地震すべてについて M_k をもとめた。理科年表にのっている古い地震の M はこうしてきめられたものである。 M と M_k との統計的な関係は河角により、

$$M=0.5 M_k+4.85 \quad \cdots \cdots \cdots (1)$$

と与えられたが、最近宇佐美はさらにデータをふやして

$$M=0.46 M_k+4.42 \quad \cdots \cdots \cdots (1')$$

とした。河角の式によれば、宇佐美の式より平均して 0.5 程度大きい M を与えることになる。また日本でおこった大地震の平均的關係をしらべ、 M_k と震央距離 d (km) と震度 I との關係は、やはり河角により

$$I=M_k+I'(d) \quad \cdots \cdots \cdots (2)$$

と与えられている。 $I'(d)$ は表—2 にかゝってある。前にあげた地震の場合、(1) 式を使えば（宇佐美は (2) 式

表—2 $I'(d)$

d (km)	14	34	63	100	156	239	355	509	702	935
I'	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-6

のような関係をもとめていないので) $M_k=0.7$ となり、(2) 式を使って震央距離 14 km の震度 I をきめる 3.7 となり、そこでは被害を考えなくてもよいことになる。日本周辺に起こった地震の最大のものは、 $M=8.6$ といわれている。このとき $M_k=7.5$ であるから、震央から 300 km はなれて $I=5$ の程度になる。 $M=8.0$ のときは $M_k=6.3$ となり、200 km 程度離れば $I=5$ 程度になる。関東地震のとき $M=7.9$ 、東京までの距離は約 100 km であるからちょうど $M_k=I=6.1$ となり建物の倒壊が起こることを示している。ただし、 M にしろ I にしろそれ程精度のよいものではないから、おおよその目安をあたえるものと考えた方がよい。その意味で観測点から 250 km までを考えれば、相当な大地震であっても、観測点に大被害を及ぼすことはないであろう。このようにして、過去に起こったどの地震が観測点にどの程度の被害を、また何年に 1 回位与えているかを推定できることになる。これは構造物の耐用年数を定めるデータにもなる。そして、地震の発震のからくりは、起こる場所が近いと割合によく似ているものである。したがって被害地震のそばで起こる地震を観測でとらえることができれば、それを被害地震のモデルと考えることもできよう。なお I を連続量で知りたい場合は、

$$e^I = \left(\frac{100}{d} \right) e^{M_k - 0.00183(d-100)} \quad \cdots \cdots \cdots (3)$$

という関係式（河角）によればよい。実は表—2 はこの式から I' がちょうど整数になるように d をきめたものである。また加速度 α と I との關係は、

$$\alpha = 0.25^3 \times 10^{0.5I} (\text{gal}) \quad \cdots \cdots \cdots (4)$$

で与えられる。これは I を連続量とした場合の式である。たとえば $I=4.0$ のとき 25 gal, $I=5.0$ のとき 80 gal となる。 I を連続量としないときは $I=4.0$, $I=5.0$ の幾何平均をとってあらわすことにする。この場合の加速度 α と I との關係は、

$$\alpha = 0.45 \times 10^{0.5I} (\text{gal}) \quad \cdots \cdots \cdots (5)$$

を使えばよい。この場合の I の値はローマ数字で書くことにする。

ii) i) で調べたような地震を観測期間中に期待することはむずかしい。したがってやゝ小さい地震を観測して代用にするわけであるが、一定震度以上の地震が一年間にどの程度期待されるかを予想しておかねばならない。有感地震の回数は、気象庁の各観測所で統計がとられている。また最近は理科年表にも発表されるようになった。表—3 は理科年表を参照して、東京、横浜の有感

地震の数を調べたものである。これを見ると、東京と横浜はそれ程離れていないにもかゝらず、観測所の地盤の良否も関係するであろうが、地震の回数にかなり差異があること、そして年度別にかなり消長があることがわかる。したがって、将来の予想をするためには、なるべく長い期間の統計をとる必要がある。このようにして得られた値が観測所周辺のどの位を代表するかは必ずしもはっきりしないが、これでおおよその目安を立てることになる。

さて、ある地点で観測される地震の最大振幅が、 A と $A+dA$ の間にある地震の数 dN との間には、石本—飯田の式とよばれる

$$dN = CA^{-m} dA \quad \dots\dots\dots (6)$$

の関係がある。こゝには C 、 m は場所によってきまる常数であり、 m は日本ではほとんど一定であり2に近い数である。

加速度 α 、振幅 A 、周期 T との関係は

$$\alpha = (2\pi/T)^2 A \quad \dots\dots\dots (7)$$

であるから、 α と I との関係式(4)を用いて書き替えると

$$N = C \times 10^{-rI} \quad \dots\dots\dots (8)$$

を得る。 C 、 r は常数である。(8)式から震度 I 以上の地震の回数の総和は、

$$N(I) = \sum_{I=I}^{\infty} N = \frac{C}{1-10^{-r}} 10^{-rI} = D \times 10^{-rI} \quad \dots\dots\dots (9)$$

となる。

表—3 から直接、1年に期待される一定震度以上のおおよそその地震数を予想することもできようが、統計年数が短いこともあり、こゝでは(9)式を使って予想してみよう。そして、こゝでは東京と横浜の中間にある川崎で観測することを考えよう。川崎で感じた地震の数は不明であるが、こゝでは東京と横浜の地震数の平均をとることにしよう(東京と横浜の地震数の和をとり、18年間の統計と考えることと同じ)。この仮定はそれほどオプティミスティックではない。(ただし、統計期間中に地震活動の活発な時期が含まれているような場合は注意が必要である。つまり、震度V以上というような大地震はそうしばしば起こるものではないから、ある短い統計期間中に観測されたからといって、つぎの同じ長さの期間をとって考えた場合、同じことが繰り返すとは考えられないのである。大きな地震を含むほど長い統計期間を考えなければいけないことは当然である。したがって短い統計期間しかとれない場合でも、地震活動の活発な時期は除いて考えるというような配慮をしないと、大地震の数を過大評価することになりかねない)。表—3により、

$$N(IV)=4, N(III)=64, N(II)=195, N(I)=511$$

表—3 東京(上段)、横浜(下段)における有感地震回数(1961—1969)

震 度	I	II	III	IV	V	計
年						
1961	31 20	12 8	5 5	0 0	0 0	48 33
1962	25 25	15 5	3 0	0 1	0 0	43 31
1963	18 8	7 6	1 1	0 0	0 0	26 15
1964	19 19	6 8	8 1	0 0	0 0	33 28
1965	9 19	6 4	6 4	0 1	0 0	21 28
1966	12 21	5 4	3 0	0 0	0 0	20 25
1967	13 14	8 6	5 4	0 0	0 0	26 24
1968	12 13	9 9	7 4	1 1	0 0	29 27
1969	22 16	7 6	3 0	0 0	0 0	32 22
計	161 155	75 56	41 19	1 3	0 0	278 233
年 平 均	17.9 17.2	8.3 6.2	4.5 2.1	0.1 0.3	0 0	31 26

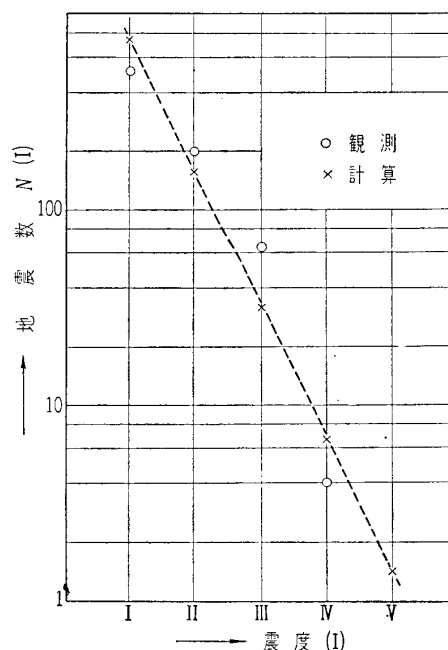
が得られる。これより最小自乗法により、 D と r をきめると

$$D=3.55 \times 10^3, r=0.68$$

を得る。これより逆算すると、

$$N(V)=1.4, N(IV)=6.8, N(III)=32.4, N(II)=155, N(I)=741$$

を得る(図—2 参照)。これより震度V以上の地震は13年に1回(このように観測にない震度の大きいものまで予想できるのがこの方法のよいところである)、震度II以上ということであれば、1年に8~9回期待できることになる。このような値を参照してiii)の観測期間をきめることとなる。あるいは観測期間があらかじめきま



図—2 震度と地震数の関係

講 座

っていれば、より小さい地震をとり得るような感度に地震計を調整することになる。上例の場合3年間の観測期間を与えられたとすると、震度Ⅳが1回、震度Ⅲが4回、震度Ⅱが21回期待できることになる。震度ⅣとⅡでは加速度で10倍の違いがあるから、すべての地震の記録を記録紙上で適当におさめるためには、たとえば感度を震度Ⅱの地震にあわせておき、同じ地震計の出力を1/3, 1/10にしぼったものもかかせて置くというような配慮も必要であろう。

iv) 次に観測点における微動の調査を行なう。これはもっぱら、地震記録とのSN比(SignalとNoiseの振幅比。この場合、Signalは地震、Noiseは微動)を知る上で行なうものである。場所によっては、震度Ⅱ位の震動が常時あるようなところもある。この微動調査は、いわゆる常時微動計ではなく、実際に観測に使用するのと同種類の計器の感度を上げておこなうべきである。特性の違った計器で調査を行なって思わぬ失敗をしないよう心掛けるべきである。SN比は大きいにこしたことはないが、小さくても3以下にはならないようにしたいものである。これ以下になると地震波の解析をしても微動の特性のみが強調されることになりかねないからである。なお微動の調査は一日中(たとえば毎正時から10分位の記録をとる)行ない、その消長を調べておくといふ。

SN比で問題がある場合には、iii)にもどって観測期間を考えなおすことになる。

v) 観測点付近の弾性波地盤調査は、地中における地震観測の際の観測点深度の決定、表面層内における地震波の挙動の把握、そして基盤に入射する地震波形を得るために不可欠の資料である。方法としては、ボーリング孔を利用した速度検層を行ない、地表より基盤に至るP波、S波の深度分布を調べるのがもっとも能率的である。そしてコア・サンプルを採取して密度 ρ を調べておけば、地盤を構成する物質の力学常数はすべてわかることになる。すなわちそれぞれの速度を V_P , V_S とすれば、

縦弾性係数

$$E = \rho(3V_P^2 - 4V_S^2) / \left(\frac{V_P^2}{V_S^2} - 1 \right)$$

せん断弾性係数 $G = \rho V_S^2$

体積弾性係数 $K = \rho \left(V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2 \right)$

ポアソン比

$$\nu = \left(\frac{V_P^2}{2V_S^2} - 1 \right) / \left(\frac{V_P^2}{V_S^2} - 1 \right)$$

…(10)

で与えられる。

観測点の敷地が十分広い場合には、可能な限りこのような検層を何箇所か行なっておくことが望ましい。これは地下での基盤層の傾き、また思いがけないおぼれ谷な

どの発見につながることもあるからである。

弾性波探査の具体的な方法については、本講座で別の機会に詳しくふれることにする。

vi) 現在地震観測用には、気象庁の観測所に見られる常時観測用の機械式を除けば、ほとんどの場合電磁式地震計が用いられる。これは、機械式に比べ、小型軽量であり、かつ出力を自由に操作できるという利点があるためである。そしてその中でも製作の容易さ、線型性のよさ、感度がよいことなどが認められ、動線輪型が大部分を占めている。

一般に、地震計にはその使い方により、加速度計、速度計、変位計の通称がある。しかしこの表現は非常に誤解をまねきやすいので注意しなければいけない。たとえば、固有周期1秒の動線輪型地震計を考えよう。減衰常数 $h \approx 0.6$ で使用することにすれば、振子そのものは、0.5秒よりも短い周期に対して地動の変位に比例する。したがって、地震計の電気出力は、動線輪で1回微分することになり、結局、地動速度に比例することになる(実際の場合は、振子自身の高次の共振その他で利用できる範囲は30Hz位までである)。固有振動周期の付近では振子は地動速度に、したがって電気出力は地動加速度に比例する。一方2秒よりも長い周期に対しては、振子は地動加速度に比例するから、電気出力は加速度の一回微分(加加速度とよぶこともある)となる。このように同じ地震計でも地動の周期により異なった量に比例する出力を得ることになる。この意味で、単に加速度計などというのは正しくない。興味のある周期範囲で加速度に比例しているのだという議論もあろうが、研究分野により周期範囲は当然異なるのである。固有周期1秒、 $h = 0.6$ の電磁式地震計というべきである。ところで同じ地震計を $h = 10$ で使用した場合、振子のゆれは、0.1~10秒の範囲で地動速度に比例するから、電気出力は、地動加速度に比例したものが得られることになる。そして位相差も考えなくてよい。これは大変都合のよい振子の性質であるので、はかりたい周期範囲の中心に固有周期をあわせ、 h を大きくした地震計がよく使われるようになった。この方式は、地中に地震計を設置したいというような場合には大変便利である。固有周期が短い場合には計器の水準があまり問題にならないからである。一方、固有周期の長い地震計は、水準をきちんとしないと働かないので、これを地中に設置するのは大変困難である。外部から自動的に水準を調節できるようにした計器も考案されているが、現時点ではまだ高価でありかつ大型になる。便利のため、図-3および表-4に h を大きくした場合の倍率特性、 $1 / \sqrt{\left(\frac{u^2 - 1}{2hu} \right)^2 + 1}$ 、(地動周期と固有周期の比を u とする)を示しておく。図-4は筆者が設計した地中地震計である。固有周期0.2秒、 $h = 10$

表-4 倍率特性, $1/\sqrt{\left(\frac{u^2-1}{2hu}\right)^2+1}$

地動 周期 固有周期	h	5	10	15	地動 周期 固有周期	h	5	10	15
0.1	0.711	0.896	0.950	3.5	0.952	0.987	0.994		
0.2	0.902	0.972	0.988	4.0	0.936	0.983	0.992		
0.3	0.957	0.989	0.995	4.5	0.919	0.978	0.990		
0.4	0.979	0.995	0.998	5.0	0.902	0.972	0.983		
0.5	0.989	0.997	0.999	5.5	0.883	0.967	0.985		
0.6	0.994	0.999	0.999	6.0	0.864	0.960	0.982		
0.7	0.997	0.999	1.000	6.5	0.844	0.953	0.978		
0.8	0.999	1.000	1.000	7.0	0.825	0.946	0.975		
0.9	1.000	1.000	1.000	7.5	0.805	0.938	0.971		
1.0	1.000	1.000	1.000	8.0	0.786	0.930	0.967		
1.5	0.997	0.999	1.000	8.5	0.766	0.922	0.963		
2.0	0.989	0.997	0.999	9.0	0.747	0.914	0.959		
2.5	0.979	0.995	0.998	9.5	0.729	0.905	0.954		
3.0	0.966	0.991	0.996	10.0	0.711	0.896	0.950		

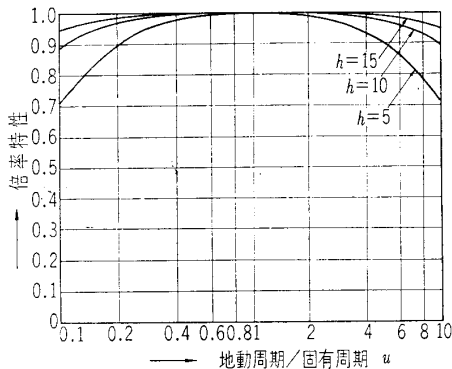


図-3 倍率特性

表-5 電磁式地震計の構成と地動との関係

地震計 検流計	$T \ll T_0$	$h \gg 1$	$T \gg T_0$
$T \ll T_0'$	$\int x dt$	x	\dot{x}
$h' \gg 1$	x	\dot{x}	\ddot{x}
$T \gg T_0'$	\dot{x}	\ddot{x}	\ddot{x}

T_0, T_0' : 地震計, 検流計の固有振動周期

T : 地動周期

h, h' : 地震計, 検流計の減衰常数

x : 地動変位

(制振オイルによる), 線輪が固定してあり, 永久磁石が振子になっている。

さて, 地震計の電気出力は記録計に導かれるわけであるが, もっとも普通の方式は図-5 に示されるようなものである。また場合によっては, 点線で示すように, 電磁オシログラフに(減衰器がはいる場合もある)直結されることがある。このような場合, 地震計, 検流計の固有周期および減衰常数をうまくえらぶと, 前の例にものべたように, あたかも微分, 積分回路を使ったと同じ効果が得られる。表-5 にその関係をまとめておく。テープレコーダーにはデジタル化して録音し, この出力を直接電子計算機に入れ, 解析できるようにしたものもある。エンドレステープを使用する場合には, スターター

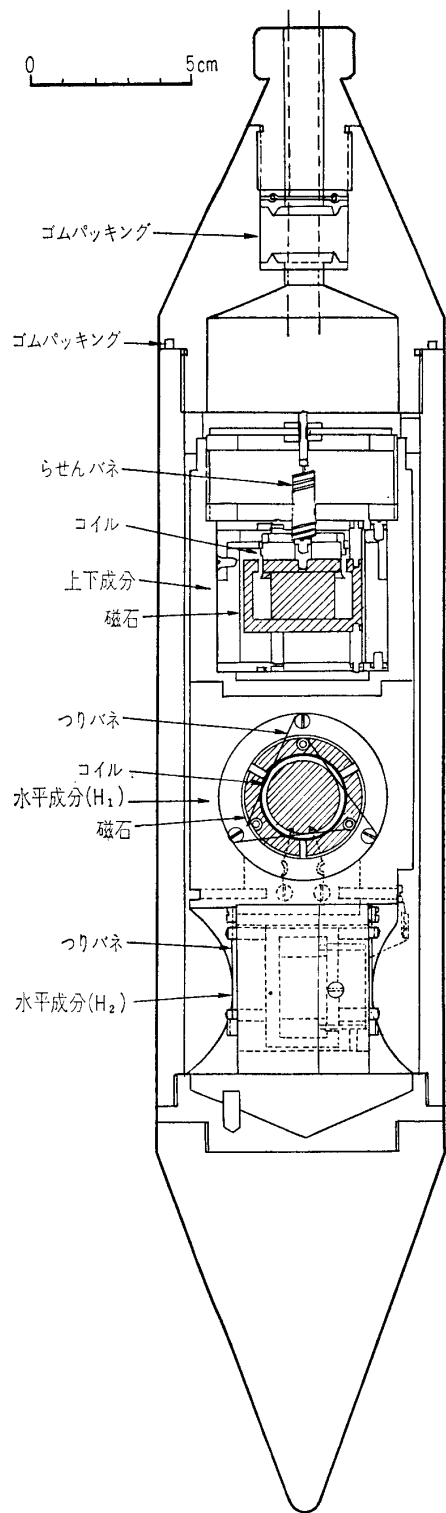


図-4 3成分地中地震計

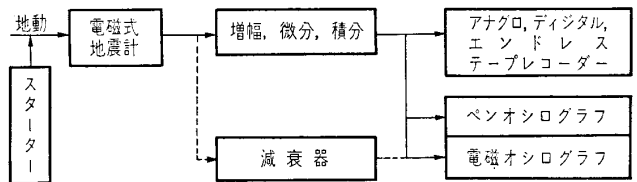


図-5 記録方式

を必要としない。不要部分は消去され, 地震記録のみがためこまれる。テープに記録をしておくと, 何回でも再生がきくので, 後のデータ処理が大変楽である。将来は

講 座

当然この方式が大半をしめることになる。

以上のべてきたように、うまく計器をくみあわせることにより、任意の周期帯域で、地動の任意量に比例する記録をとりうるということがわかった。今まで、地震工学の分野では、ほとんどの場合、地動加速度に比例する計器が使われてきた。ただちに構造物に加わる地震力に読みかえられる便利さのためであろう。しかしながら、加速度の性質上、短周期が強調されるきらいがないとはいえない。たとえば、変位振幅でいえば、1秒の周期では、0.1秒のそれに比べて100倍も大きくないと同じ加速度にならない。

当然のことながらより長い周期は、より深い地質構造に関連する。したがって微細な構造には鈍感である。短周期になるほど微細な構造に鋭敏になってくるので、それが記録を見にくくすることも考えられる。また最近では、加速度記録を速度記録、変位記録になおすことが行なわれるようになってきた。積分を2回も繰返すことは、誤差の集積を増すので、なるべくならやらない方がよい。むしろ3種類の記録が必要であれば、必要とする帯域で地動速度に比例する記録をとり、それから他の記録に変換する方が、操作が1回だけであるから精度もある。数値積分はともかく、実用上数値微分は非常に困難である。変換にあたり、手間はかゝるが、フーリエ合成をした方がよい。また速度の平方は地震動のエネルギーに対応するし、基盤においては、エネルギーの等分性（速度スペクトル一定）が成立っているから、このような使い方はより合理的であるといえよう。その意味で地表観測に限れば周期2秒、減衰常数0.6の電磁式地震計は、短周期帯域の地震観測に適しているといえるが、同時に地中観測も行ないたいという場合には最早役に立たない。このような場合は、すべての計器を同種類のものにする必要がある。地表は2秒の地震計を使い、地中は前にのべたオーバーダンピングの短周期の地震計、つまりこの周期帯域で地動加速度に比例する出力を得るもの、の出力を1回積分したとする。たしかに振幅特性をあわすことはできようが、位相特性をあわすことは大変困難なのである。このことには十分注意しなければいけない。

さて地中にも地震計を設置して観測したいという時、どの深さに入れたらよいかという問題がある。この時役に立つのが弾性波地盤調査によりきめられた地質構造である。これを用いて基盤に白い雑音が入射した場合のいろいろな深度のスペクトルは重複反射の考えを援用すれば容易に求めることができる。たとえば表面に一層（厚さ H ）ある簡単な場合を考えよう。卓越周期の基本波に注目するならば、表面から $\frac{2}{3}H$, $\frac{5}{6}H$ の付近で、それぞれ地表の振幅の $1/2$, $1/4$ になり、 H で振幅が0

になることがわかる。そして $\frac{2}{3}H$ の場合は深さがわずかわつてもそれほど振幅は変わらないが、 $\frac{5}{6}H$ の付近では、深さがわずかわつても振幅は非常に変わるようになる。したがって、地表および境界面に地震計を設置するのは当然として、途中に1台設置するとすれば $\frac{2}{3}H$ の点をえらぶことになる。

その他、地震波の来る方向を知りたい時には、L字型に地震計群を設置するとよい。地震計間隔は場所にもよるが、20~30 m、一辺の地震計数は最低6個は必要であろう。地震計の数は多ければ多い程位相の対応が容易である。しかしながら、この方法は、かなり場所をとるので実行はなかなか困難であろう。

最後に、地震計を地表に設置する場合、かなりの時間放置するのであるから、地表に直接おくのはこのましくない。防湿はもちろん、コンクリートブロックで観測台を作れば理想的であるが、すくなくとも土をよくならして敷石を台にする位の配慮が望まれる。

2.2 長周期帯域における観測計画

この帯域、特に周期の長い方は、工学の分野ではほとんど手がつけられていなかったといっても過言ではない。この帯域では、地震計もかなり長周期のものを使うことになるので短周期帯域の観測程楽ではない。長周期の地震計といっても臨時観測としては、6秒程度の固有周期のものが使用できる限界かと思われる。これ以上になると気温の変化、台の傾斜（時間的な）などのためドリフトがはなはだしいためである。

さて、地震動の最大振幅の周期 T_m と M の関係は多くの人により調べられているが、調べにくいこともあり、かなりばらばらである。おおよその目安をうるために、金井の実験式によれば

$$\log_{10} T_m = 0.39 M - 1.70 \quad \dots\dots\dots (11)$$

T_m を5秒とすると M は6程度になる。したがって、かなり大きな地震を観測せねばならぬことになる。 M が1増すと地震の数はだいたい $1/10$ になる。1968年十勝沖地震 ($M=7.9$) の際には、650 km もはなれた東京で、霞ヶ関ビルが大きくゆれた事実を見てもわかるように、遠い地震も積極的に利用すべきである。いずれにしろこの場合はかなり長期間の観測を必要とすることはまちがいない。

このことからすると、てっとり早く長周期の卓越周期を知るための手段は、脈動の観測ではなかろうか。脈動の成因および本性に関しては常時微動の場合と同様、現在なお完全に解決されたとはいいがたい。しかしながら、かって岸上が東京の2カ所で脈動をはかり、周期約6秒、振幅が大きく規則的なものを見いだしている。同様な周期の波が、松代地震群中 M の大きいもの、また前述の1968年十勝沖地震を東京で観測した場合に見ら

れるのはまことに示唆に富んだものといえよう。

この場合は、観測点周辺の弾性波探査は簡単ではない。数秒以上の波になると地殻の構造に関連してくると思われるので、むしろ爆破地震動研究グループによってきめられた日本の地殻構造が参考になる。ただし、このような調査は、雑微動の多い大都会をさけて行なうのが通例である。東京付近では、地震予知の目的のために深層ボーリングが行なわれている。この方面のデータの蓄積が望まれる次第である。

観測に際しては、コンクリートブロックの観測台が必要である。周期の長い波はかなり深く地中に入っても振幅はそれほど小さくならないので観測は地表だけで十分である。ただし、必ず3成分観測をすることが望ましい。これは、記録の上で波の性質を見わけ的手段を提供するからである。表面波には、Love 波と Rayleigh 波が考えられるが、Love 波の到着は Rayleigh 波のそれよりわずかに早い。そして Love 波は震源と観測点を結ぶ線に直角方向 (T 方向) の水平動だけである。また Rayleigh 波は、震源の方向 (R 方向) の水平動と上下動 (V 方向) のみである。一般には、たまたま水平動の一つが震源を向くというようなことはまれであるから、両水平動には、2つの表面波が共存することになる。3成分の観測を行なった場合、地震波の性質を知り得る可能性がある。すなわち、記録で R と V の積を作ると、 P は、伝播方向に振動しているから必ず正となる。また S の場合は、伝播方向に直角な面内で振動しているから積は必ず負になる。また Rayleigh 波の場合、位相差のため必ずゼロ線のまわりに振動することになる。この性質を利用して、1968 年十勝沖地震の際、八戸でとれた強震記録の長周期成分が表面波であることがほぼ確実になった。

なお記録の方式は、前節の場合とほぼ同様である。

地震の記録がとれたら、ただちにその日時を記録する。地震計および電磁オシログラフを用いている場合にはスポットも、そして計器全体が正しく作動するかどうかを点検する。これを忘れて次の地震をふいにしたくないものである。この程度の保守は、地震がとれない場合でも1週間に1度位はするべきであろう。地震に関するデータは、約1カ月後、気象庁からガリ版で速報として1カ月分まとめたものが発表される。正式なものは、約3ヶ月後地震月報として印刷公表される。速報に出たデータは地震月報でかなり修正されることがあるので注意されたい。 M 、震源の位置、深さ、各地の震度などを記録しておくと便利である。

以上本稿では、紙面の都合もあり、地震の記録をとるところまでに話題をかぎらざるを得なかった。十分意をつくせなかったところも多々ある。ご寛容をこう次第である。

文 献

- 1) 地震学会編 (1967): 日本の地震学の概観, 地震, 20 巻 4 号
- 2) 萩原尊礼 (1957): 振動測定, 宝文館
- 3) 土と基礎講座委員会 (1970): 振動測定 (その1), (その2), 土と基礎, Vol. 18, No. 9, No. 11,
- 4) 東京天文台編 (1965): 理科年表, 丸善
- 5) 武者金吉 (1949): 日本地震資料, 毎日新聞社
- 6) 宇佐美竜夫 (1966): 破壊地震の表, 地震研究所彙報, 44 巻
- 7) 嶋 悦三 (1966): 地表層の振動, 第2回地震工学国内シンポジウム講演集
- 8) 嶋 悦三 (1970): 強震地動に見られる表面波成分, 第3回地震工学国内シンポジウムの講演集
- 9) 金井 清 (1966): 地震工学, 共立出版
(原稿受理 1971.7.3)

※

※

※