

9. 地震計とデータ集録

南 雲 しょうざぶろう
昭三郎*

9.1 地震動の検出

9.1.1 地震計測の特徴、地震計の種類

地震計測の特徴は(1)広い周波数帯域、大きなダイナミックレンジ (Dynamic Range)、(2)多点観測網による長期間連続観測、(3)現象の突発性などにある。

地震動の卓越周波数帯域は高いほうは約 100 Hz まで(極微小地震)、低いほうは周期約 1 時間まで(地球自由振動)のびている。卓越周期 T はマグニチュード M が小さくなるほど短くなるという性質があり、その間の統計式がいろいろ求められている。たとえば寺島¹⁾の式では

$$\log_{10} T(\text{秒}) = -1.40 + 0.30M$$

この式から、 $M = -2$ (極微小地震) で $T = 0.01$ 秒、100 Hz、 $M = 8$ (大地震) で $T = 10$ 秒、0.1 Hz となる。マグニチュードが -2 から 8 まで変わると卓越周期は 100 Hz から 0.1 Hz まで変わる。

地震動の最大変位振幅 A はマグニチュード M が大きいほど大きいという性質があり、その間の統計式がいろいろ求められている。たとえば気象庁²⁾ でマグニチュード決定に使われている式は

$$M = \log_{10} A(\text{ミクロン}) + 17.3 \log_{10} D(\text{km}) - 0.83$$

(D : 震央距離)。この式によると、たとえば $D = 100$ km にて、 $M = 8$ ならば、 $\log_{10} A = 8 - 1.73 \times 2 + 0.83 = 5.37$ 、 $A = 2.3 \times 10^5$ (ミクロン) $= 23$ (cm)、 $M = 2$ ならば、同様な計算で、 $A = 0.4$ (ミクロン) となる。地表面の常時微動振幅も静かな場所ではミクロン程度である。したがって変位振幅のダイナミックレンジは数ミクロンから数十 cm に及び、約 100 dB 程度である。

地震動の最大加速度 α は震度階 I が大きいほど大きいという性質がある。統計式として次式²⁾がある。

$$\alpha_I(\text{gal}) = 0.8 \times 10^{(I-1)/2} \quad (I=1, 2, \dots, 6)$$

$$\alpha_7 \geq 400(\text{gal})$$

(gal = cm/sec²)、 $I = 6$ にて $\alpha_6 = 0.8 \times 10^{2.5} = 260$ (gal)、 $I = 1$ にて $\alpha_1 = 0.8 \times 10^0 = 0.8$ (gal) となる。地表面の常時微動の加速度は静かな場所で、数十 μgal (10^{-6} gal) 程度である。したがって、加速度振幅のダイナミックレンジは 10^{-5} gal から数百 gal まで約 10⁷ (140 dB) の範囲にも及び。

地震動の最大振動速度振幅 A_v もマグニチュードが大きいほど大きいという性質がある。その間の統計式がいろいろ求められている。たとえば渡辺³⁾の式は

$$\log A_v(\text{kine}) = 0.85M - 1.73 \log_{10} D(\text{km}) - 2.50 \quad (D < 200 \text{ km})$$

(D : 震央距離)、(kine = cm/sec)。 $D = 100$ km、 $M = 2$ にて、 $\log_{10} A_v = 0.85 \times 2 - 1.73 \times 2 - 2.50 = -4.26 = 5.74$ 、 $A_v = 5.5 \times 10^{-5}$ (kine) $= 55$ (μ kine : 10^{-6} kine) となり、 $D = 100$ km、 $M = 8$ にて、同様の計算にて、 $A_v = 6.9$ (kine) となる。地表面の常時微動の振動速度振幅 A_v は通常数 μ kine ~ 数十 μ kine である。したがってダイナミックレンジは数 μ kine から数 kine まで、約 120 dB に及ぶ。

9.1.2 地震計の種類

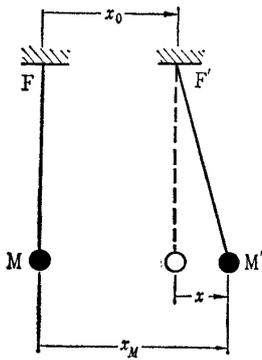
計測される地震動には変位、速度、加速度、ヒズミ、圧力(水中音波)などの種類があり、また、上下動・水平動成分の区別がある。観測する地震の種類にも、微小地震、近地震、遠地震、強震、脈動、地球自由振動、人工地震などがある。このような地震動をすべてにわたって1つの地震計で計測することはむずかしい。観測目的に応じていろいろな地震計が考案され、用いられている。

地震計の種類には地震動の種類に対応して変位計、速度計、加速度計、ヒズミ地震計などがあり、それぞれ上下動地震計、水平動地震計がある。観測周期に対応して短周期地震計(固有周期1秒以下)、長周期地震計(固有周期約10秒以上)があり、固有周期1秒~10秒のものは中周期あるいはやや長周期地震計などと呼ばれる。地震計の感度に応じて高感度地震計、低倍率地震計という分類もある。地震動の検出・拡大方式に応じて、機械式、光学式、電磁式地震計などとも分類される。

微小地震観測用地震計には高感度、短周期地震計が用いられ、強震計には低倍率加速度計あるいは低倍率中周期変位地震計が用いられ、脈動計には高感度中周期地震計が用いられる。特殊な目的に応じていろいろな地震計システムが工夫される。海底地震計、月地震計、無線地震計などと呼ばれるものがある。

このほか、地震探査の分野において、石油・天然ガス調査などに用いられているデジタル地震探査器、土木調査などに用いられている弾性波探査装置、海洋底地殻構造探査

* 理博 東京大学教授 地震研究所



図—9.1 単一振り子

に用いられている音波探査装置、ソノブイ地震探査装置などがある。

9.1.3 地震動検出原理^{4),5),6)}

地震のとき、地面の振動を記録しようとする際に問題となることは、測定系もまた振動する地面に置かれていることである。動いている地面の上で、自分の乗っている地面の真の動きを知るにはどうしたらよいであろうか。もし、地面の動きに対して

不動な点があれば、そこを基準として地面の動きを測ることができる。地震計測の初期のころはこのような不動点を作ろうという思想があった。そのため慣性の大きい周期の長い振り子が工夫された（おもり数十kg～数百kg，周期数秒～数十秒程度）。大森式地震計，ウィーヘルト地震計などがそれである。しかし，広範囲の地震動に対して満足するような不動点を求めることはむずかしい。それで，地面に対する振り子の相対運動が正確にわかれば地面の真の動きが求められるのであるから，相対運動を正確に測ろうという思想へ移ってきた。このような考え方に立って，観測目的に適合した特性を持つ小形の地震計が多数工夫されてきている。

振り子の相対運動から地面の動きがわかることを簡単な単一振り子の例で示す。いま（図—9.1）振り子のおもりMが地震計のわくに固定された支点Fから吊り下げられているとする。地震計のわくは地面に固定され，地面と等しい運動をするものとする。地面が水平に動き，支点がFからF'へきたとき，おもりMはM'にきたとする。座標系として水平方向にx軸をとり，静止状態における支点とおもりの位置を原点とする。振り子は垂直面内に振動するものとする。支点の変位を x_0 ，おもりの変位を x_M ，おもりの支点に対する相対変位を x とすると，おもりの運動が小さい範囲では， x は近似的に

$$x = x_M - x_0 \dots\dots\dots(1)$$

おもりの質量を m ，振り子の復元力を $-kx$ (k : 定数) とすると，振り子のおもりの運動方程式は，

$$m\ddot{x}_M = -kx \dots\dots\dots(2)$$

($\dot{x} \equiv dx/dt$, $\ddot{x} = d^2x/dt^2$)，(1)を(2)へ代入して

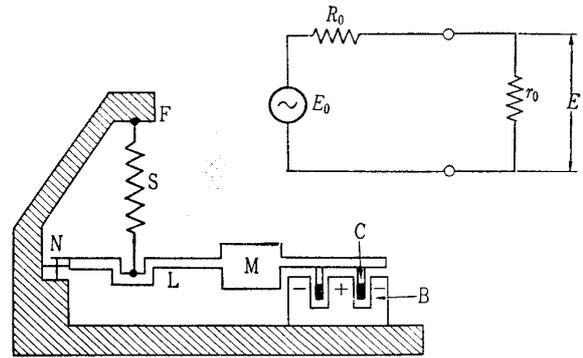
$$m\ddot{x}_M = m(\ddot{x} + \ddot{x}_0) = -kx$$

$$\therefore m\ddot{x} + kx = -m\ddot{x}_0$$

$$\therefore \ddot{x} + n^2x = -\ddot{x}_0 \dots\dots\dots(3)$$

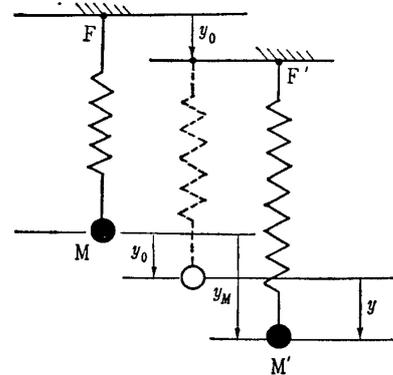
$$(n^2 = k/m) \dots\dots\dots(4)$$

となる。この微分方程式(3)は強制振動方程式である。右辺は地面の振動（加速度）を，左辺は振り子のおもりの相対運動を表わす。したがって，この式は地面の動き x_0 が与えられれば振り子の相対運動 x が決まり，また逆に，振り子の相



図—9.2 上下動地震計（模式図）

M: おもり S: バネ F: バネの支点 L: ビーム N: 十字ばね C: コイル B: 磁気回路 E_0 : 可動コイル内誘起電圧 R_0 : コイル巻線抵抗 r_0 : 負荷抵抗 E: 出力信号電圧



図—9.3 上下動振り子

対運動 x がわかれば地面の動き x_0 が求められることを示している。

9.1.4 上下動地震計の運動方程式と解^{4),5),6)}

上下動地震計を例にとって，地震動検出の基本特性と問題点を述べる。

構造：上下動地震計の構造（模式図）を 図—9.2 に示す。地震動の検出には振り子が用いられる。おもりMをつけたビームLがばねSにて支点Fから吊り下げられている。ビームLの一端は十字ばねや板ばねなどを用いて柔軟に支えられている。おもりMの先端にはコイルCがついており，地震計わくに固定された磁場Bの中を振動する。振動速度に比例した電圧がコイルの中に誘起され，負荷抵抗 r_0 を通し出力として取り出される。

運動方程式：座標系として鉛直下方にy軸をとる（図—9.3）。振動は垂直面内に限られるものとする。おもりMの変位を y_M ，支点Fの変位（地面の動きに等しい）を y_0 ，おもりMの支点Fに対するy軸方向の相対変位を y とする

$$y = y_M - y_0 \dots\dots\dots(5)$$

ばねの復元力を $-ky$ (k : 定数) とする。振動速度 \dot{y} に比例する制振力 $-c\dot{y}$ (c : 定数) が作用するものとする。おもりM（質量 m ）の運動方程式は

$$m\ddot{y}_M = -c\dot{y} - ky \dots\dots\dots(6)$$

(5)を(6)へ代入し、地動 y_0 と相対変位 y を分離して整理すると

$$\ddot{y} + 2\epsilon\dot{y} + n^2y = -\ddot{y}_0 \dots\dots\dots(7)$$

$$2\epsilon = c/m, \quad n^2 = k/m \dots\dots\dots(8)$$

となる。これは強制振動方程式と呼ばれる2階線型微分方程式である。 n は固有振動の角周波数 $\omega_0 (=2\pi f_0)$ に等しく、

$$n = \omega_0 = 2\pi f_0 \dots\dots\dots(9)$$

ϵ は減衰を表わし、減衰定数 (damping constant) h と $h = \epsilon/n$ $\dots\dots\dots(10)$

いう関係にある。

(7)式を解くことによって、振子の応答、伝達関数が求められる。

振子の運動は、可動コイル型では、コイルの両端から電気信号として取り出される (図-9.2)。コイル内に誘起される電圧 E_0 はコイルの振動速度 \dot{y} に比例する。

$$E_0 = G\dot{y} \quad (G: \text{定数}) \dots\dots\dots(11)$$

比例定数 G はコイル導線の全長 L と磁束密度 B との積に等しい。半径 a 、巻数 N のコイルでは、 $L = 2\pi aN$ であるから

$$G = LB = 2\pi aNB \dots\dots\dots(12)$$

となる。コイルの内部抵抗 R_0 、出力負荷抵抗 r_0 とすると、 r_0 の両端に表われる出力電圧 E は

$$E = [r_0/(R_0 + r_0)]E_0 = [r_0/(R_0 + r_0)]G\dot{y} \dots\dots\dots(13)$$

となる。コイルの両端から振子の振動速度 \dot{y} に比例した出力電圧が取り出される。

運動方程式の解⁷⁾ (7)式にパラメータ s のラプラス変換

$$L\{f(t)\} = \int_0^\infty f(t)e^{-st} dt \equiv F(s) \dots\dots\dots(14)$$

をほどこす。(7)式の各項はラプラス変換の定義・公式によって、それぞれ

$$\left. \begin{aligned} L\{y(t)\} &\equiv Y(s) \\ L\{\dot{y}(t)\} &= sY(s) - y(0) \\ L\{\ddot{y}(t)\} &= s^2Y(s) - s\dot{y}(0) - \ddot{y}(0) \\ L\{y_0(t)\} &= Y_0(s) \\ L\{\dot{y}_0(t)\} &= sY_0(s) - \dot{y}_0(0) \\ L\{\ddot{y}_0(t)\} &= s^2Y_0(s) - s\dot{y}_0(0) - \ddot{y}_0(0) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(15)$$

($y(0), \dot{y}(0), y_0(0), \dot{y}_0(0)$: 初期値) であるから、(7)式は

$$\begin{aligned} (s^2 + 2\epsilon s + n^2)Y(s) &= -s^2Y_0(s) + \{s\dot{y}_0(0) + \ddot{y}_0(0)\} \\ &\quad + \{(s + 2\epsilon)y(0) + \dot{y}(0)\} \\ \therefore Y(s) &= \frac{-s^2}{(s^2 + 2\epsilon s + n^2)}Y_0(s) \\ &\quad + \frac{1}{(s^2 + 2\epsilon s + n^2)}[s\dot{y}_0(0) + \ddot{y}_0(0)] \\ &\quad + \{(s + 2\epsilon)y(0) + \dot{y}(0)\} \dots\dots\dots(16) \end{aligned}$$

となる。簡単のために、初期条件

$$\left. \begin{aligned} y_0(0) = \dot{y}_0(0) = 0 \\ y(0) = \dot{y}(0) = 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(17)$$

の場合を考えることにすると、(16)式は

$$Y(s) = H(s) \cdot Y_0(s) \dots\dots\dots(18)$$

$$H(s) = \frac{-s^2}{s^2 + 2\epsilon s + n^2} \dots\dots\dots(19)$$

となる。(16), (18), (19)はラプラス変換空間における解である。原空間における解は(18), (19), (16)式をラプラス逆変換して求められる。 $H(s)$ は、地動の変位 $y_0(t)$ と振子の変位 $y(t)$ を結びつける特性関数である。(16)式の右辺第2項は初期条件によって誘起される振動を表わす。

9.1.5 周波数特性(定常状態)^{5),6)}

地震計の応答は定常状態応答 (steady state response) と過渡応答 (transient response) とに分けられる。定常状態応答は振幅・位相の周波数特性で表わされる。過渡応答には地震計の減衰自由振動が誘起される。

周波数特性 (frequency characteristics) $A(\omega)$ は、単一正弦波入力 $y_0(t) = a_0 e^{j\omega t}$ に対する振子の応答 $y(t)$ の表現

$$y(t) = A(\omega)y_0(t) = A(\omega)a_0 e^{j\omega t} \dots\dots\dots(20)$$

によって定義される。

周波数特性は一般にラプラス変換空間の特性関数 $H(s)$ のパラメータ s を

$$s = j\omega \dots\dots\dots(21)$$

とおいて求められる。したがって周波数特性は(19)式から

$$A(\omega) = H(j\omega) = \frac{-\omega^2}{\omega^2 - n^2 - 2j\epsilon\omega} \dots\dots\dots(22)$$

となる。 $A(\omega)$ は複素数である。 $A(\omega)$ の絶対値 $|A(\omega)|$ が振幅特性(振動倍率ともいう)、 $A(\omega)$ の偏角 $\phi(\omega) = \text{Arg } A(\omega)$ が位相特性を表わす。 $|A(\omega)|$, $\phi(\omega)$ はそれぞれ

$$\begin{aligned} |A(\omega)| &= \frac{1}{\sqrt{(u^2 - 1)^2 + 4h^2u^2}} \\ &= \frac{1}{u^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{(1 - \frac{1}{u^2})^2 + 2h^2\frac{1}{u^2}}} \dots\dots\dots(23) \end{aligned}$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{2hu}{u^2 - 1} = \tan^{-1} \frac{2h\left(\frac{1}{u}\right)}{1 - \left(\frac{1}{u^2}\right)} \dots\dots\dots(24)$$

$$u = \omega_0/\omega, \quad h = \epsilon/n = \epsilon/\omega_0, \quad (n = \omega_0) \dots\dots\dots(25)$$

となる。図-9.4 は減衰定数 h をパラメータにして振幅特性、位相特性を示したもの。 $|A(\omega)|$ は固有周波数より高い周波数領域 ($\omega > \omega_0, u \ll 1$) においてほぼ平坦な特性となり、固有周波数より低い周波数領域において ($\omega < \omega_0, u \gg 1$) ほぼ ω^2 に比例する特性となっている。位相特性 $\phi(\omega)$ は $\omega = \omega_0$ にて位相角が0となり、これは減衰定数 h の値によらない。

単一正弦波地震動 (変位 $y_0(t) = a_0 e^{j\omega t}$) の、速度 $\dot{y}_0(t) = a_0 \omega e^{j\omega t}$ 、加速度 $\ddot{y}_0(t) = a_0 \omega^2 e^{j\omega t}$ に対する地震計(振子)

講 座

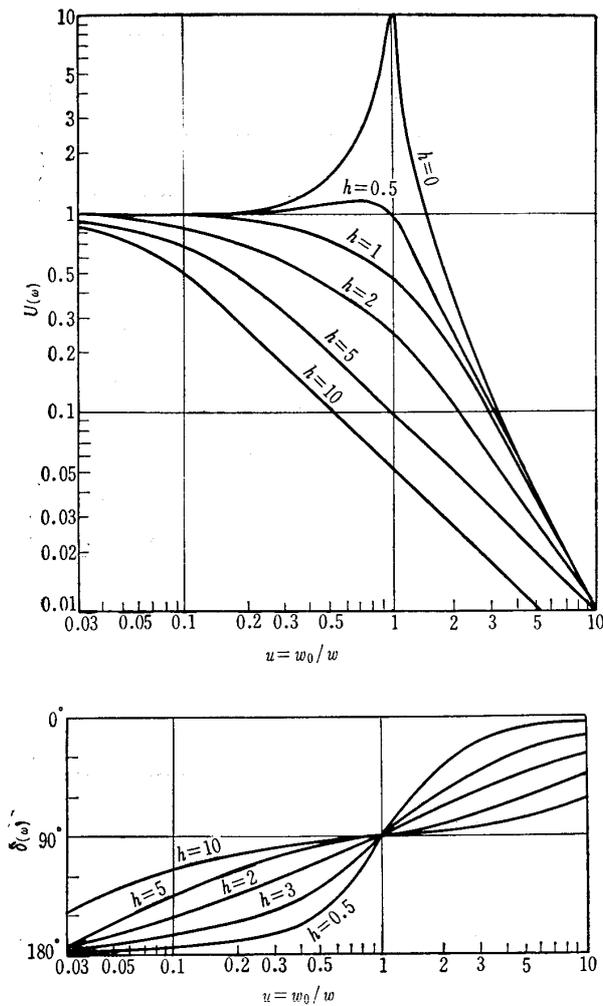


図-9.4 地震計の変位入力に対する振幅特性(上)と位相特性(下)

の変位応答 $ae^{j\omega t}$ は速度応答, 加速度応答と呼ばれる。それぞれの応答の周波数特性は,

$$\left. \begin{aligned} \text{速度特性} &= \frac{a}{a_0\omega} = \frac{1}{\omega} |A(\omega)| \\ \text{加速度特性} &= \frac{a}{a_0\omega^2} = \frac{1}{\omega^2} |A(\omega)| \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (25)$$

であり, 変位特性 $A(\omega)$ にそれぞれ $1/\omega$, $1/\omega^2$ をかけたものに等しい。したがって加速度特性は固有周波数より低い周波数領域において平坦となる。速度特性は ω_0 の両側において ω あるいは $1/\omega$ に比例して低下する。減衰定数 h が大きい場合は ω_0 付近においてほぼ平坦な特性が得られる。

地震計振子の周波数特性が平坦な部分に対応して, その地震計は変位計, 加速度計, 速度計と呼ばれる。普通の地震計では固有周波数より高い周波数に対して ($\omega \gg \omega_0$) 変位計, 低い周波数に対して ($\omega \ll \omega_0$) 加速度計となっている。

9.1.6 周期の問題^{5), 6), 8), 9)}

遠地地震, 表面波, 地球自由振動, 脈動など長周期の地震動を記録するためには長周期変位地震計が必要となる。

変位地震計の固有周期を長くすることには, 安定性, 強度, 重量など技術的にむずかしい問題が多く含まれている。固有周期をのばす方法がいろいろ工夫されている。水平動振子の固有周期は, 原理的には, 比較的簡単に長くできる。ところが, 上下動振子のそれは, それほど簡単にはいかない。最も単純なばね・おもり型の上下動振子の固有周波数 $\omega_0 = 2\pi f_0$ は基本的には, (9)式 $\omega_0 = \sqrt{k/m}$ にみられるように, ばね定数 k とおもりの質量 m で決まる。 ω_0 を小さくするためには k を小さくし, m を大きくすればよいが実際には限度がある。そこで吊り方をいろいろ工夫して長周期化が行なわれている。グレイ (Gray) 型, ユーイング (Ewing 型), 直角法, 長さゼロのばねを使うラコステ (La Coste) 型などがある。

ばね型重力計は長周期地震計にほかならない。プレス・ユーイング (Press-Ewing) 型長周期地震計¹⁰⁾ は重力計の改造であり, 世界標準地震観測網 (WWSSN) に使われている。長周期地震計にはばねのドリフト, 温度, 気圧などの影響による安定性の問題が伴う。フィードバック (feedback) を利用して長周期化をはかることも試みられ月地震計や海底地震計用に開発された¹¹⁾。重力計の振子にフィードバックをかける高感度の長周期地震計が工夫され, $M=7$ クラスの地震で誘起される地球自由振動が検出された¹²⁾。

固有周期数秒という超高層建築の出現, 震源断層のパラメータ解析などに伴い, 可搬式小型長周期地震計が最近再び注目されている。長さゼロのばねを用いて上下動水平動小型長周期地震計が最近作られた¹³⁾。岸上式脈動計⁴⁾ は周期5秒の可搬式水平動地震計である。変位の長周期成分をヒズミ少なく検出するために, 加速度を2回積分して変位を求める方法が試みられている。普通の地震計は固有周波数より低い周波数領域において加速度計になっているが, 感度が $1/\omega^2$ に比例して低くなっており, また低周波成分はもともと $\omega^2 A$ に比例して小さいので変位を復元するためには, 感度を高く, ダイナミックレンジを十分大きくとる必要がある。

9.1.7 位相特性の問題

位相特性は波形ヒズミの原因となる。位相角 ϕ に伴う時間の遅れ τ は

$$e^{j(\omega t + \phi)} = e^{j\omega[t + (\phi/\omega)]} = e^{j\omega(t + \tau)} \dots\dots\dots (26)$$

という関係から

$$\tau = \phi/\omega \dots\dots\dots (27)$$

となる。したがって位相特性 $\phi(\omega)$ に応じて各周波数成分は時間の遅れを生ずる。周波数成分ごとに時間の遅れが異なると波形はひずむ。時間遅れ τ が各周波数成分について一定であるためには $\phi(\omega)$ が0あるいは ω に比例する必要がある。これをゼロ位相偏移 (zero phase shift), あるいは直線型位相偏移 (linear phase shift) と呼ぶ。長周期の波の場合は, わずかの位相差でも時間のずれは大きい。

9.1.8 感度の問題⁵⁾

核爆発、火薬などの人工地震観測、微小地震観測、遠地地震の汎地球的観測など、近年高感度観測が盛んである。

振子振動の検出、拡大は、初期のころは機械的、光学的方法で行なわれたが、現在では電磁的方法が多く用いられる。機械量を電気量に変換することによって、微小量の検出、増幅がやさしくなった。機械量を電気量に変換する方法には可動コイル型、磁束変化型、圧電型、磁歪型、R. C. L などの変化による方法などある。

可動コイル型では、(1), (2)式にみられるように、 $G=LB=2\pi aNB$ を大きくとればよい。磁束密度 B は磁石の性能と磁気回路の構造による。巻数 N を大きくすると内部抵抗が高インピーダンスになり雑音を拾いやすくなる。現在普通に使われている固有周期 1 秒の可搬式地震計では感度数 volt/kine, インピーダンス数 $k\Omega$ 程度のもが多い。最近ハワイ大学のケーブル式海底地震計¹⁴⁾では固有周期 1 秒、コイル抵抗 300 $k\Omega$, 感度 44 volt/kine という高感度地震計が使われた。

9.1.9 ゆれ始めの問題(過渡応答)^{5),7)}

地震の初動のように、突然外力が作用し、振子が静止状態から急に動き始めるときの応答を過渡応答という。このとき、外力による強制振動の他に、地震計の減衰自由振動が誘起される。この自由振動のために、ゆれ始めの部分の応答波形は入力と異なったものとなる。誘起される自由振動を小さくおさえるために、制振を効かせると初動の立上りが小さくなる。初期のころから減衰定数は $h=1.0$ が使われてきたが、最近の微小地震・人工地震観測では初動の立上りを大きく保持するために、 $h=0.7$ 程度が好まれている。

過渡応答は(16), (18), (19)式から求められる。初期条件に注意する必要がある。文献 5) に詳しく説明されている。

9.2 記録と伝送

地震計で検出された信号は、もし微小信号であれば適当な大きさに増幅され、また必要に応じてフィルターで適当な周波数帯域が選ばれ、記録計に記録される。地震計と記録計が離れているときは、信号は記録計まで何らかの方法で伝送される。

9.2.1 増 幅

地震観測用増幅器は低周波、低雑音で特徴づけられる。電池電源を用いる場合(海底地震計など)は低消費電力(ローパワー)が要求される。短周期地震計を用いた微小地震、近地地震観測などの周波数範囲は通常 0.2~50 Hz 程度、遠地地震、表面波など長周期観測では周期約 100 秒に及ぶ。

低雑音増幅：微小地震、人工地震などの高感度観測では増幅器の雑音レベルをできるだけ低くすることが求められる。雑音レベルは主に初段で決まる。最近 IC を用いた増幅器では、初段に低雑音オペアンプ OP-05, RC 725 などが用いられている。ローパワーの場合 CD 3078 なども用

いられる。入力換算雑音レベルは (RMS) μV 以下、ポップコーンノイズフリーが実現されている。増幅度は普通 60~100 dB 程度にとられる。不必要な高周波、低周波成分をしゃ断するために、増幅器に簡単なフィルター特性を持たせることが普通である。

9.2.2 記 録

地震動の記録は、普通、最終的にはアナログ可視記録が作られる。それらを用いて初動その他の位相の到達時刻、振幅などの読みとりが行なわれる。最近ではデジタル記録、デジタル処理が行なわれ始めた。地震探査では 1960 年代からデジタル記録、処理が行なわれている¹⁵⁾。いろいろな地震記録方式を紹介する。

9.2.2.1 可視記録計

アナログ可視記録方式にはドラム方式とペンオシロ方式とがある。ドラム方式ではドラムに巻かれた記録紙上に数時間~数十時間連続記録する。この方式は地震観測の初期から用いられ、現在も広く用いられている。書き方には煤書、インク書、光学式、熱ペン式などの種類がある。ペンオシロ方式では市販のペンオシロが用いられている。4~16成分同時記録が行なわれる。常時は紙送りを停止あるいはきわめて低速(1 mm/分)にしておき、地震時にトリガー信号を受けて早送り(5~10 mm/秒)するという装置のついたものもある。地震動のみを早送り記録するために、信号の遅延装置が用いられる。

遅延装置として、以前は、磁気ドラムなどが用いられたが最近ではデジタルメモリーが用いられている。地震信号はいったん AD 変換され、メモリーに書き込まれ、一定時間(数秒~数十秒)後に読み出され、再び DA 変換されてアナログ信号に戻され、ペンオシロに入力される。遅延時間は

$$\text{メモリ容量} \geq \frac{\text{サンプルあたりのビット数} \times \text{サンプリングレート} \times \text{チャンネル数} \times \text{遅延時間(秒)}}{\text{ビット数}} \times \text{グレイト}$$

によって決められる。地震研究所で用いられている遅延装置はメモリーとして 16.384K ワード(1 ワード 16 ビット)の容量を持ち、地震信号 1 サンプルデータに 1 ワードを用い(数値 12 ビット、符号 1 ビット、ゲイン 3 ビット)サンプリングレート 32 msec にて、16 チャンネルを 30 秒遅延する。

9.2.2.2 アナログ磁気テープ記録

アナログ磁気テープ録音方式には DR 方式と FM 方式 PWM 方式などがある。市販計測用データレコーダーが利用される¹⁶⁾。長期間記録、小型、低消費電力など特殊仕様の場合には特注あるいは自作となる。長期間連続録音の場合には DR 方式が用いられる。高忠実度録音には FM 方式 PWM 方式が適している。

DR 方式¹⁷⁾、DR 録音・再生方式の周波数特性は、原理的に、テープ送り速度とヘッドギャップに依存する。低周波信号領域では再生出力電圧は周波数 f に比例して増加する(6 dB/オクターブ)。最大出力を与える周波数 f_m はへ

講座

ッドギャップ g とテープ送り速度 v との間に

$$f_m = v / (2g) \dots\dots\dots (2.1)$$

という関係がある。テープ送り速度 v が速いほどまたヘッドギャップ g が狭いほど高周波特性がのびる。

6インチ/秒のテープ速度による最高録音・再生周波数は普通 10~20 kHz である。テープ速度を 1/100 の 0.06インチ/秒に遅くすると最高周波数は約 100~200 Hz となり、1/1000 の 0.006インチ/秒に遅くすると 10~20 Hz となる。この性質を用いて、記録すべき地震波の最高周波数に必要なテープ速度が決められる。長時間レコーダーとしては、1,600時間(約66日)まで市販されている。その性能はテープ長 3,600フィート、1/4あるいは1/2インチ幅、テープ速度0.0075インチ/秒、DR方式、周波数特性 1~25 Hz となっている。

DR方式のS/Nは再生アンプノイズ、ドロップアウト、レベル変動、テープ送りむら、交流バイアスなどによる各種変調ノイズ、ワウフラッターによる周波数変動ノイズなどによる。DR方式のS/Nは実際的には、約30dB程度である。テープ幅1/4インチにて4トラック、1/2インチ幅にて7トラックが普通用いられている。

FM方式・PWM方式：FM(周波数変調)方式、PWM(パルス幅変調)方式の周波数特性は原理的には、DC(直流)から平坦なものを得られる。最高録音再生周波数は搬送波(carrier)周波数の1/4程度にとられる。たとえば6インチ/秒のテープ速度に対し、8kHzの搬送波を用い、DC~2kHzの信号に対して平坦な特性を得る。テープ速度を遅くすると、たとえば0.06インチ/秒にすると搬送波は80Hz、信号はDC~20Hzとなる。S/NはRMS 45dB以上得られる。1トラックに数箇の搬送波をのせて、多重録音再生を行なうこともできる。

9.2.2.3 デジタル記録

信号の高忠実度記録、多成分信号の処理、コンピュータによるデータ処理などのために地震信号のデジタル記録が最近行われ始めている。地震観測のデジタル化においては、多成分、長期間連続観測、数十Hzまでの周波数、振幅の広いダイナミックレンジなど、取り扱うべき情報量が非常に大きいという特徴がある。デジタル記録のシステム設計をするときに必要な基礎的事項は紙数の都合で省略する。

デジタルレコーダーの例としては、(1)石油、天然ガス調査用デジタル地震探鉱器、(2)海底地震計に使われた簡単なデジタルレコーダー¹⁸⁾、(3)最近開発された自然地震観測用3成分、遅延装置付デジタルレコーダー、(4)強震計用デジタルレコーダーなどがある。PCM伝送(参照9.2.3)された信号をそのまま記録することも行なわれている。

地震信号のデータ集録において、現在急速にデジタル化が進んでいる。デジタルデータ集録は処理まで含めて一貫したシステムを設計する必要がある。

9.2.3 伝送

9.2.3.1 地震信号伝送の例

地震計の遠隔記録を行なう場合は、地震信号の伝送が行なわれる。地震予知計画で整備されている地震信号の伝送例は次号に述べられる。

アメリカでは核探知の目的で1960年代にLASA(Large Seismic Array)と呼ばれる大規模な群列地震観測網が建設された。そこでは直径約200kmの範囲から588個の地震データが有線・無線によって中央のデータセンターまで伝送されている。

海底ケーブル方式海底地震計²⁰⁾では同軸ケーブルを用いて地震信号を伝送する。1965年ラモント地質学研究所はカルフォルニア沖合い約100海裡、水深約4kmの海底に地震計を設置し、海岸局まで伝送した。気象庁では東海沖に海底ケーブル方式地震計を1978年夏布設する計画が進んでいる。ハワイ大学はオアフ島沖合い約10km、水深約600mの地点に簡単な海底ケーブル式地震計を設置した。PCM伝送を行なっている¹⁴⁾。

9.2.3.2 通信システム²¹⁾

通信システムには無線方式と有線方式の大別がある。信号の変調方式には、主なものとして、FM(周波数変調)方式とPCM(パルス符号変調)方式がある。多重化伝送方式には、FDM(Frequency Division Multiplex, 周波数分割多重化)方式と、TDM(Time Division Multiplex, 時分割多重化)方式とがある。

地震信号の伝送にはFM-FDM方式が最も広く用いられてきた(堂平, 東北大, 京大など)が、最近PCM方式が導入され始めた(北大, 名大など)。

9.2.3.3 D-1回線の利用

地震信号の有線伝送には電々公社専用回線D-1が利用されることが多い。D-1回線は300Hz~3400Hzの周波数帯を伝送できる。伝送方式にはFM-FDM方式あるいはPCM-FDM方式が用いられる。

FM-FDM方式による伝送システム構成の模式図を図9.5に示す。送信端局では地震信号数チャンネルが、それぞれ変調器(MOD)に入力される。変調器の出力は多重化されて送信器に入り、電力増幅、レベル整合などを受けてD-1回線へ送り出される。受信端局ではまず受信器で搬送波を受け、帯域ロ波器(BPF, Band Pass Filter)、を通過して各信号チャンネルに分離され、復調器(DEM)を

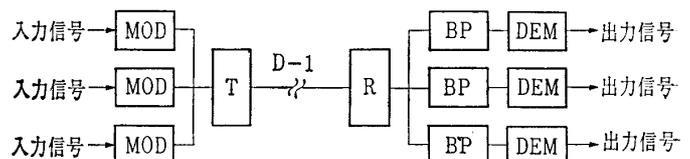


図9.5 FM-FDM(D-1回線)伝送システムの構成(模式図)
MOD: 変調器 T: 送信部 R: 受信部 BP: 帯域ロ波器 DEM: 復調器

通ってアナログ信号に戻る。

D-1 回線, FM-FDM 方式で伝送できる地震信号のチャンネル数は, 信号の伝送すべき周波数帯域と, 振幅のダイナミックレンジ, S/N などによって決まる。適当な間隔をとって信号ごとに副搬送波の中心周波数が選ばれる。3 成分の地震信号に対し, 副搬送波 800 Hz, 1,600 Hz, 2,400 Hz をとり, 地震信号の帯域幅 1~30 Hz, S/N 50 dB, ダイナミックレンジ 40 dB にて伝送した例がある。信号周波数帯が低いときは, さらに低い副搬送波周波数が利用できる。

9.2.3.4 PCM 方式²¹⁾

最近, 地震信号の伝送にも PCM 方式が用いられ始めた。この方式を用いると, 多成分の地震信号を, ヒズミが少なく, 広いダイナミックレンジで高忠度の伝送ができる。

PCM 伝送方式ではアナログ信号は AD 変換を通してパルス符号系列におきかえられて伝送される。伝送路には, パルス信号のまま送られる PCM 方式と, パルス信号を搬送波にのせて伝送する PCM-FDM 方式とがある。後者は D-1 回線や無線方式に用いられる。

1 回線あたり PCM 方式で伝送できる地震信号のチャンネル数, 周波数帯域, ダイナミックレンジなどは伝送容量によって決められる。D-1 回線の伝送容量は普通 4 Kbit/秒程度であり, 良好な線路条件, 特別な技術を用いると 4.8 Kbit/秒, あるいは 9.6 Kbit/秒まで可能となる。

9.3 いろいろな地震計

9.3.1 電磁式地震計^{4), 5), 6), 22)}

広い意味で電磁式地震計と呼ばれるものは, 振子の振動を可動コイルなどの変換器を通し電氣的信号として取り出すものをいう。狭い意味では, 振子の可動コイルと検流計とを直結し, 光学的に記録する装置をいう。

直結式では検流計から振子へ電氣的フィードバックがあり, 振子の固有周期 T_0 と検流計の固有周期 T_G とを組み合わせることによっていろいろな周波数特性が得られる。直結型電磁式地震計はガリチン(Galitzin)型に始まる。ベニオフ(Benioff)型短周期地震計 ($T_0=1$ 秒, $T_G=0.2$ 秒), プレス-ユイニング型長周期地震計 ($T_0=30$, $T_G=90$ 秒), HES 型 ($T_0=1$ 秒, $T_G=0.2\sim 20$ 秒) などある。

最近野外用に広く使われている短周期地震計(固有周波数 4.5 Hz~1 Hz) は, ばねに渦巻型を用い, 小型, 堅牢, 高感度となっている(図-9.6)。

9.3.2 ヒズミ地震計⁶⁾

地殻変動の伸縮計はヒズミ地震計として用いられる。岩盤に固定された点 A, B 間の相対変位は A に固定された熔燭石英棒の先端 A' と B とのすき間の長さの変化量で測られる(図-9.7)。水平方向に x 軸をとり, A 点 B 点の変位をそれぞれ u, u' とすると AB 間の相対変位 $\Delta u = u' - u$ は, AB 間の距離を L とすると

$$\frac{\Delta u}{L} = \frac{\partial u}{\partial x}$$

であるから, 水平ヒズミ $\partial u/\partial x$ に比例する。すき間の長さの変化は磁束変化型など適当な変換器を用いて検出される。固有周期というものがないので長周期地震計として用いられる。ヒズミ地震計はチリ地震(1960)の際, 地球自由振動を記録し, その研究に大きく寄与した。

9.3.3 加速度計

従来の機械式加速度計は固有周波数 10~20 Hz, 感度 10 mm/G~1 mm/1.7 gal ($G=980$ gal, gal=cm/sec) 程度であり, 主に余震観測・強震観測に使われてきた。

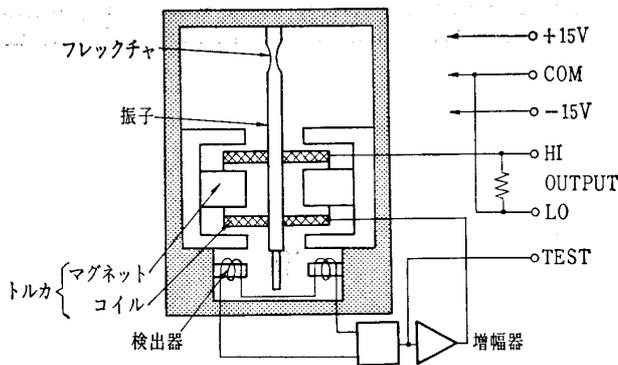


図-9.8 サーボ型加速度計の構造(模式)

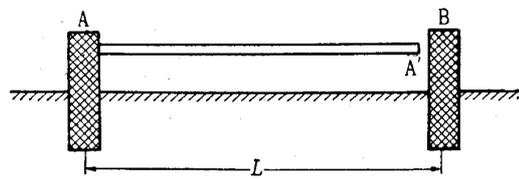


図-9.7 ヒズミ地震計(概念図)

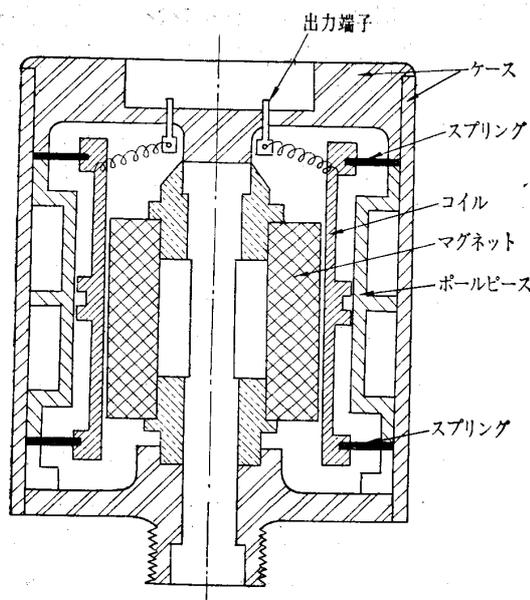


図-9.6 小型電磁式地震計の構造(模式)

講 座

最近は大感度、広いダイナミックレンジの小型サーボ型加速度計が市販されている。最近の性能は、固有周波数が約 500 Hz, 分解能が 5~10 mgal まで良くなっている。

加速度計は振子、検出器、増幅器、トルカーから構成されている(図-9.8)。振子に加速度が作用して平衡がわずかでもずれると検出器に振子の平衡点からの角変位に相当する電気信号が発生する。この電気信号を電力増幅しトルカーにフィードバックし、振子を常に平衡点に戻すよう電気的力を発生させる。このときトルカーに流れる電流は加速度に比例する。負荷抵抗を付して電圧として計測される。

9.3.4 海底地震計^{19), 20), 23)}

海底地震計は1960年代核探知に関連しアメリカで研究開発が行なわれて以来急速に発展した。現在実用されている方式には、(1)アンカードブイ方式、(2)自己浮上方式、(3)海底ケーブル方式などがある。(1)、(2)は移動観測用であり、(3)は固定観測用である。

A. アンカードブイ方式

この方式は地震動の検出・記録部を収める海底地震計本体と、係留回収のためのロープ、ブイシステムとから構成される。本体は耐圧容器の中に地震計、増幅器、テープレコーダー、水晶時計、電池などを収め、100~1,000時間の長期間にわたり完全自動記録を行なう。

B. 自己浮上方式

地震計本体と浮上装置とから構成される。本体はアンカードブイ方式とほぼ等しい。浮上装置は浮力体、アンカー切離し装置、海面標識などから構成される。超音波呼出し、あるいはタイマーなどの制御によってアンカーが切り離されると自力で浮上する。フラッシュライト、ラジオビーコンなどの標識で発見、回収される。

C. 海底ケーブル方式

海底に設置された地震計から海底ケーブルによって陸上まで信号を伝送する方式。恒久的観測に適する。海底同軸ケーブルを用いることによって、多量のデータ伝送、ゲイン調整、地震計のゼロ点補償、地震計の検定などの遠隔制御、電力の供給などが行なわれる。

引用文献

- 1) Terashima, T. (1968): Magnitude of Micro-earthquakes and Spectra of Micro-earthquake waves, Bull, International Institute of Seismology and Earthquake Engine-

- ring, 5, pp. 13-108.
- 2) 気象庁(1968): 地震観測指針(参考編)
- 3) 渡辺 晃(1971): 近地地震のマグニチュード, 地震 2, 24, pp. 189-200, 続報, 26, pp. 160-170.
- 4) 妹沢克惟(1932): 振動学, 第11章, 機械的振動の測定器械, 岩波書店.
- 5) 萩原尊礼(1945): 振動測定, 宝文館.
- 6) 宇津徳治(1977): 地震学, 第2章, 地震計と地震観測, 共立全書.
- 7) Gardner, M.F., and J.L. Barnes (1942): Transients in linear system, J. Wiley.
- 8) Benioff, H. (1955): Earthquake Seismographs and Associated Instruments, Advances in Geophysics, Academic Press, N.Y. vol. 2, pp. 219-275.
- 9) Benioff, H. (1960): Long-Period Seismographs, Bull. Seis. Soc. Am., 50, pp. 1-13.
- 10) Press, F, et al (1958): A Long-Period Seismograph System, Trans. Am. Geophys. Union, 39, pp. 106-108.
- 11) Sutton, G.H. and G.V. Latham: Analysis of a Feedback-Controlled Seismometer, J. Geophys. Res., 69, pp. 3865-3882.
- 12) Block, B. and R.D. Moore: Measurements in the Earth Mode Frequency Range by an Electrostatic Sensing and Feedback Galvanometer, J. Geophys. Res., 71, pp. 4361-4375.
- 13) 小型可搬長周期地震計開発プロジェクトチーム(1974): 小型可搬長周期地震計の開発(その1), 東京大学地震研究所研究速報13号, pp. 17-22.
- 14) Blackinton, J.K., and M.E. Odegard (1977): An Ocean Bottom Seismograph Using Digital Telemetry and Floating-Point Conversion, IEEE Trans. Geoscience Electronics, vol. GE-15, No. 2, pp. 74-82.
- 15) 物理探鉱十周年特別号(1958): I の第3章, 地震探鉱装置, 物理探鉱, 11, 4号.
物理探鉱技術協会(1968): 最近における物理探鉱の進歩, 2-1 地震探査, 2-2 音波探査.
- 16) 小森谷英俊・奥田統士(1972): アナログレコーダの規格と機能, 電子科学, 22, No. 9, pp. 45-60.
- 17) たとえば
津野尾忠昭(昭和46年): テープレコーダ, 日刊工業新聞社.
- 18) Prothero, W.A. (1974): An Ocean-Bottom Seismometer Capsule, Bull. Seis. Soc. Amer., 64, pp. 1251-1262.
- 19) OBS Review (1977): Marine Geophysical Research, Vol. 3, No. 1, No. 2.
- 20) 南雲昭三郎(1972): 海底地震の研究, 海底物理, 海洋科学基礎講座 9. 東海大学出版会.
- 21) たとえば
高橋敏明(1974): 通信システムと伝送方式, 電気通信協会, オーム社.
- 22) 地震学会(1967): 日本の地震学の概観, 地震第II輯, 20, 第3篇第1章, 地震観測の現状.
- 23) 海洋工学ハンドブック(昭和50年): 4, 海洋計測システム, コロナ社.

(原稿受理 1977. 11. 11)

※

※

※