第４回　地盤震動シンポジウム資料集

強震動におけるやや長周期成分について
—耐震解析用地震動の再検討—

1976. 1. 20

日本建築学会　構造標準委員会
振動分科会　地盤震動小委員会

第4回　地盤震動シンポジウム 資料集

目　　次

1．震度と地震波の周期成分に関する私案（問題提起として）　木村俊彦（木村俊彦構造設計事務所）…… 1

2．耐震工学上考慮すべき周期の上限と振幅の下限　太田裕（北海道大学）…… 3

3．EL CENTRO 1940およびTAFT 1952の地震動のやや長周期成分の強さに関する二・三の考察　長橋純男（東京工業大学）…… 11

4．1968年十勝沖地震　八戸港湾の強震記録にみられるやや長周期成分について　田中貞二（東京大学地震研究所）… 19

5．1968年十勝沖地震　やや長周期微動による深い地盤特性の把握と強震記録の解釈　鏡味洋史（北海道大学）…… 23

6．1968年十勝沖地震　理論地震動との比較による2・3の考察　石田勝彦（東京大学地震研究所）… 27

7．関東地震の記録　山原浩（清水建設研究所）…… 35

8．1923年関東大地震の地動　森岡敬樹（早稲田大学理工学研究所）…… 39

9．東京で観測された長周期地震動 －1974年伊豆半島沖地震の東京における変位記録－　工藤一嘉（東京大学地震研究所）… 49
田中貞二（〃）

10．東京で観測された長周期地震動 －三陸沖地震の加速度記録－　田中貞二（〃）… 51

11．大阪で観測された長周期地震動 －越前岬沖地震(1963.3.27) その他についてー　角田智彦（大林組技術研究所）…… 53
若松邦夫（〃）

12．大阪平野の震動特性について　大場新太郎（大阪工業大学）…… 59

13．震源と地震動の周期との関係　村松郁栄（岐阜大学）…… 65

14．地盤探査と耐震解析用地震動　小林啓美

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976. 1. 20

1 震度と地震波の周期成分に関する私案
(問題提起として)

木村俊彦

われわれが構造物を設計するという行為を厳密に図式化してみれば

S_0 : 設計対象構造物(使用可能限界)

S_A : 実際に起りうる外力条件

S_B : 経済性, 機能その他寸法に対する条件(時には社会的慣習)

として $$S_A \subset S_0 \subset S_B \qquad (1)$$

の関係を充足する S_0 を求めることであるといえよう。ここで更に, 実際に起りうる条件 S_A に不明確さが残存するとき, 安全率 α が介入して, 正式は

$$S_A \subset S_0/\alpha \quad (\subset S_B/\alpha) \qquad (2)$$

または $$\alpha \cdot S_A \subset S_0 \quad (\subset S_B) \qquad (2')$$

の関係に修正される。(2)式の関係を樹立することは<材料安全率>を用いた弾性設計法と見られようし, また(2')式の関係を樹立することは<荷重乗数>を用いた終局耐力設計法と見ることができよう。いづれにしても, 起りうる条件 S_A の不明確さが多いほど, 推測にもとづく α の値が大きく採られ, S_A の明確度が高くなるほど α の値は低減されよう。基準になる S_A の形, 大きさが変ってくると, それを内包すべき構造物 S_0 の形, 大きさも変ってこなければならない。ここで問題にする"起りうべき地震波形, 建物に作用すべき震度"は耐震設計を要する構造物の設計基本条件であり, S_A を構成する最も第一義的な成分である。

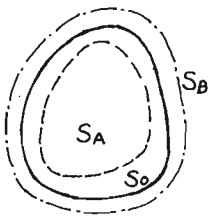


図1 設計条件

[A] 耐震設計条件の二段化

設計条件 S_A を明確にすれば, 安全率 α は小さくでき, 設計そのものも明快になると思われるが, 必ずしもそのような方向にばかりは進まない。というのは, 研究が精密に, そして問題意識が多くなるほど, 設計条件 S_A は"唯一の明確な実態"にはならないで, S_A そのものが多様性をもってくる。従って, 先述の S_A の不確実さがなくなるということと, S_A が唯一無二のものに絞られるということとは同義ではない。そこで, 多様な S_A に対応してそれを内包する S_0 を考えるためには, どうしても確率的な思考法が必要になる。つまり, 確率の高い外力条件 S_A と, 確率の低い外力条件 S_A' を区別して

$$\alpha \cdot S_A \subset S_0 \quad (\text{弾性耐力検定}) \qquad (3)$$

$$\alpha' \cdot S_A' \subset S_0' \quad (\text{終局耐力検定}) \qquad (3')$$

のように, 設計構造物の許容限界 S_0 そのものをも2つの場合, すなわち S_0 と S_0' に区別して検討する必要があろう。(3)式は, 通常の地震に対して完全な復元力を保持し, ほとんど損傷を生じないこと, (3')式は, 稀に遭遇するかもしれない大地震に対しても崩壊は免れ, 人命・動産には損傷を生じないことを意図すると考えてよいだろう。直下型地震などを想定するとき, このような考え方で行けば対処できないということは, 専門家の間では常識となっている。その常識をそのまま素直に耐震設計の中に持込み, 設計条件 S_A そのものを二段化することがやはり最も素直な解決に至りそうに思われる。その意味で, 設計用応答スペクトルを(図2)の如く, S_A と S_A' に二段化することを提案したい。

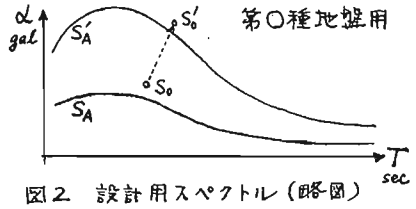


図2 設計用スペクトル(略図)

[B] 震度法設定のための類別

理想的な設計法としては, 起りうべき外力条件 S_A, S_A' を究極において一つの作用係数<震度>に縮約できることが望ましい。

一構造物を設計する度に多種多様な地震波を適用して, 直接動的

解析を実施することは実際的ではない。かといって，どんな構造物やどんな地盤条件に対しても一率な震度を適用することも粗雑に過ぎる。そこで，唯一の作用係数としての震度を決定するためには，それを支配する要因の類別が必要である。少くとも，次の要因に対する考慮は不可欠であろう。

1） 地域の分類　［地域係数］（0.5 ～ 1.0；3～4段階）

2） 地盤の分類　地盤条件は3～4種に分け，種別毎に（図2）のような設計用スペクトルを与える。

3） 用途の分類　［用途係数］（1.0 ～ 2.0；3～4段階）

4） 形式の分類　［構造係数］（構造の形状，方式に応じ 1.0～1.5；3～4種類）

5） 周期の分類　（図2）の如く周期に対応したスペクトルを与える。周期自体は形式，規模に応じて算出できる近似計算式を与える。また，高さ方向の分布モードの近似値を与える。

6） 検定の分類　弾性耐力検定用と終局耐力検定用の2種のスペクトルを与える（図2）。終局耐力検定に際しては固有周期を1.2～1.7倍に評価する。（塑性率 1.5～3.0 に対応）

場合によっては，1），3），4）の係数の積に上限，下限を設ける。（地盤を係数としない点に注意）

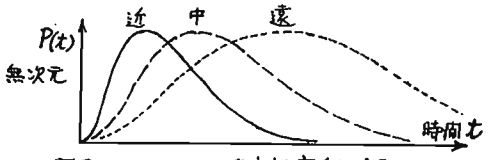


図3　パワーの時間的変動パターン

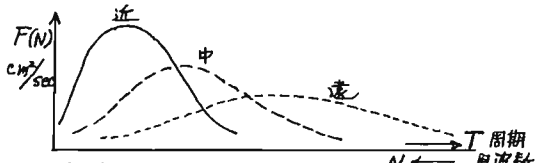


図4　パワースペクトル

〔D〕 直接計算のための要因の評価

前項の理想的な震度法の与える数値は差当って現行法となるべく円滑に連続した暫定的なものとせざるを得ないだろう。確信ある数値を設定するためには，当然数多くの事例が必要である。それを"大地震の実例"に求めるのでは"百年河清"を待つよりも気の長い話になる。そこで，この不足の経験を補うのが科学の役割となる。すなわち，入力に対する確からしい仮説＞を設定し，数多くの計算例を作り，経験的な事実や既往の事例をよく実証するものを探し出していく。そして確かな仮説から導き出される数値を逐次震度法に反映させる。

このような直接計算のための要因評価の仮説の一つとして，次のような考え方を提案する。

1） 地域の評価　震源の規模（M），震央距離（x）の統計的，確率的処理により，その地域のパワーレベル（A）（到達エネルギーレベル A^2 でもよい）と，パワーの時間的変動パターン（$P(t)$；図3）を仮定する。後者は近距離，中距離，遠距離用を区別する。

Aと $P(t)$ により地震のく全作用量＞のモードが想定されたことになる。

1'） パワースペクトル　$F(N_n)$，N_n はn次の振動数（速度スペクトルでもよい）

近距離，中距離，遠距離地震の3種くらいに分けて，基盤のパワースペクトルを仮定

1），1'により，基盤の速度波は各周期の成分和として次式で与えられる。

$$v(t) = 2A \cdot P(t) \sum_{n=1}^{\infty} \sqrt{F(N_n) \cdot \Delta N_n} \sin(2\pi N_n t + \varphi_n) \quad (\varphi_n は任意な位相差) \quad (4)$$

これを時刻で微分して，人工地震の基盤の加速度波が次式で表わされる。

$$\alpha(t) = 2A \sum_{n=1}^{\infty} \sqrt{F(N_n) \cdot \Delta N_n} \sqrt{\{2\pi N_n P(t)\}^2 + \left(\frac{dP(t)}{dt}\right)^2} \sin(2\pi N_n t + \varphi_n) \quad (5)$$

2） 地盤の評価　地盤の地層モデルを設定して，(5)の加速度波をその底面に入力し，弾塑性振動として地表地震波を採ってもよいし，重複反射理論によってもよい。あるいは，直接基盤入力として，地盤－建物系の連成振動を解析してもよい。やや自色波的基盤波は地盤の卓越周期により増巾される。（基礎が基盤に達している時も地盤効果は不可欠）

3）の用途係数はパワーレベルAにそのまま上乗せする。4）の形式の評価，5）の周期の評価は当然構造物の剛性，減衰性として数値化される。6）の検定の分類は二段のパワーレベルA，A'を与えて，Aに対しては弾性振動，A'に対しては弾塑性振動を適用する。

（木村俊彦構造設計事務所・所長）

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1976．1．20

2 耐震工学上考慮すべき周期の上限と振幅の下限

太田　裕

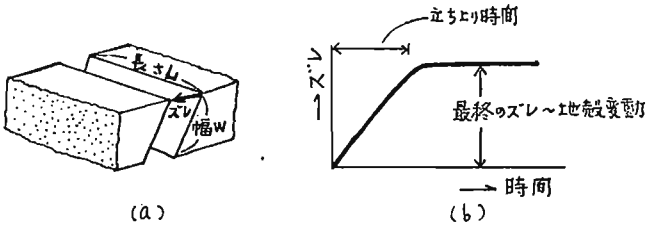
1．はじめに

最近のように大型構造物建設が盛んになると，地震の問題との関わりも必然従来以上に密接にならざるを得ない。こゝにかかげた表題は確かに大凡名数の趣きはあるが一度は真正面から取り組むべき問題でもある。筆者は地震学のささやかな知識をもって工学との谷間を若干なりとも埋めようという立場にある1研究者であって今後とも〝物を設計する〟ことはあり得ない（出来ない）。現在建築の現場にたづさわっていないことの強みは経済性等の現実的諸条件を加味することなしに〝地震入力〟の問題を考えられることである。弱みは提案と現実とのgapが大きい場合，提案を空理空論ととられても自分でそれをハネ返す力を殆んど持ち合わせていないことであろう。建設の現場にある方がこれを枠会に地震とは一体何か，地震入力としてはEl Centroのみがあるのではない，ことを考えていただければ筆者には充分である。こゝでは表題についての実用公式を与えるのではなく，このための考え方・接近の1方法を提案し工学に直接たづさわる方へ疑問を投げかけるところに目的をおいているからである。

ところで周期数秒から10数秒に至るやゝ長い周期の地震入力の問題は，従来のような地盤の影響に関する重要性もさりながら，本質的には震源の問題である。少くとも震源から〝どのような波が出ているか〟，〝それは何によって決まるか〟の理解なしにこの問題の前進はあり得ないであろう。幸い，最近の10年間で地震の起り方・震源の力学についての研究は大いに発展した。こゝではまず震源過程に関する理論の現状での若干の整理を行ない，これと観測資料とをつき合わせることによって地震学からみた〝耐震工学上考慮すべき周期の上限〟に関する半実験式を提案する。次いで振幅の議論に入る。振幅については最初に震源スペクトルが震源の理論からどのように構成されているかを理解し観測からの成果を加えて，これの半実験式を基盤スペクトルの形で与える。さらに地盤（やゝ深い）の影響も考慮したのちこれをレスポンススペクトルに見直す。この結果は最後に高层建築物設計指針の1つとして与えられているBase Shear係数と比較される。以上がこの小論の概要である。

2．震源から出る地震波の理論

最近の研究によって，地震は地球内部（こゝでは地殻）の応力場における岩石层での破壊現象であるという把握がなされその具体像として断层モデルが提唱されこれについての力学・震源から出る波動の理論が進展した。Fig．1は地震断层を模式的に描いたものである。断层を記載するには断层の長さ・幅・向き・ズレの方向などその形状を示す諸量と断层の動きつまり割れ目の伝播速度・ズレの大きさとそれに要する時間（立ち上がり）そして断层発生域の地殻応力場の状況などの力学量があり，これらが複雑にからまって震源の性質を決めかつそこから出る地震波動を規定すると考えられている。これがいわば震源に関する共通の理解であるがその細部については研究者毎に相当に違っているのも事実である。また研究方法も非常に多岐にわたっており現状での整理は決して容易ではない。しかし大局的には震源過程の研究を次の2つに分けて考えることが出来る。1つは特定の地震をとりあげて理論モデルを仮定し理論記象を計算し観測記録との対比を通じて上述の断层パラメーターを求め震源過



Fig．1　断层模型　(a) 形状　(b) ズレの時間関数

程を解明していく方法である。したがって地震毎の，そして詳細な震源モデルを求める方向でもある。三雲ら（1975）による濃尾地震の研究は典型的な例の1つである。他の1つの研究の流れはいわば地震毎の個性をつぶしてお互いの共通性のみを取り上げ震源から出る地震波の統一像を求める方向である。この方向での先駆的研究の1つとしてAki（1967）があげられる。彼は非常に簡単な断層モデルを仮定しその震源スペクトルが地震の大きさMのみで決ってしまうというScale Modelを提唱した。現在両者共に国内外で非常に活発な研究が行われているところでもある。

ところで工学の立場から地震波を考える場合，地震毎の個性を生かした研究の必要性もさりながら，まず震源からどのような波が出るのか，またそれは何によって決まるのかについての統一像あるいは平均像を理解することが先決となるであろう。当面の問題に関連していえば〝周期の上限を決める要素は何か〟を知ることである。そこでここでは第2の研究の流れに沿って話を進めることにする。したがって記載は主に周波数領域で行われる。

いま，Fig.2のような簡単な震源モデルを考える。つまり一様な弾性からなる全無限媒質中に幅w，長さLの断層を仮定しその割れ目が速度Cで進行するとき観測点$P(r,\theta,\varphi)$における地震波の波動特性を考える。震源距離rがあまり少さくないところでの変位スペクトルはSavage（1972）によって

$$U(\omega) = R(\theta,\varphi,r)\,\mu A D\, G(\omega) F(\omega,\xi)\,\omega$$

と与えられる。ここにμは媒質の剛性率，Aは断層面積（$=L\cdot w$），Dは最終のズレの量を表わす。$G(\omega)$はズレの時間関数のスペクトル，$F(\omega,\xi)$は断層の長さ・割れ目の伝播速度・観測点とのなす角θによって決るやや複雑な関数であり割れ目の伝播が一方向か両方向かによっても違ってくる。$R(\theta,\varphi,r)$は断層の形状・観測点との位置関係によって一意的に決ってくる。単純な横ズレ断層（x軸に平行）からのS波を考えると

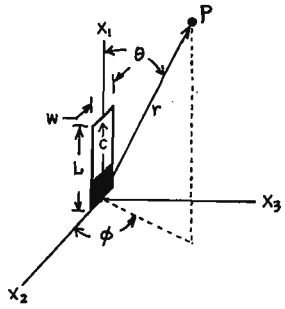


Fig.2 震源モデル

$$R = (e_\theta \cos 2\theta \sin\varphi + e_\varphi \cos\theta \cos\varphi)/(4\pi\rho^3 s r)$$

である。β，sはそれぞれ媒質のS波速度・密度である。以上によってスペクトル強度は$R\cdot\mu\cdot A\cdot D$がこれを決め，$G(\omega)\cdot F(\omega,\xi)$によってその形が支配されることが判る。さて，ズレの時間関数$g(t)$としては通常次の形が用いられる（Fig.1参照）

$$g(t)=0 \quad t<0, \qquad g(t)=1-\exp(-t/\tau)\quad t>0$$

これに対応して$G(\omega)=\omega^{-1}/(1+\omega^2\tau^2)^{1/2}$が得られる。また，一方向の割れ目伝播の場合

$$F(\omega,\xi)=\sin(\omega\xi/2)/(\omega\xi/2)$$

但し，$\xi = L\cdot\{(\beta/C)-\cos\theta\}/\beta$ である。

Fig.3は横ズレ断層・両方向へ割れ目が伝播する場合の震源スペクトルの計算結果を模式的に示したものである。このスペクトルの特徴は低周波側でスペクトルが平坦なこと，ある周波数を境にしてω^{-1}，ω^{-2}に比例して減少している点である。平坦部のスペクトル強度は震源距離・媒質の剛性によることは勿論であるが，断層に直接関係する量は断層面積A，ズレの量Dである。これらは一般には地震の大きさMと共に増大する量でもある（詳細は後述）。次にスペクトルの折れ曲り点（折点周波数，Corner frequency）は一般には2個（ω_1，ω_2）ある。前者ω_1は$F(\omega,\xi)$，ω_2は$G(\omega)$の漸近線から決ってくる。$\omega_1<\omega_2$

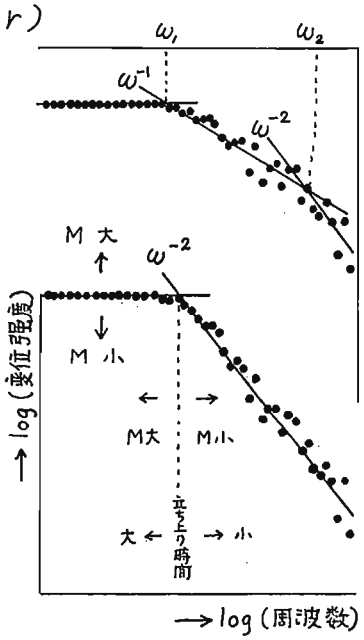


Fig.3 震源スペクトルの例
（上）$L>w$ の場合
（下）$L\sim w$ の場合

が普通である。なお，この変位スペクトルをω^2倍することによって加速度の震源スペクトル（$\omega > \omega_2$で平坦になる）が得られることから判るように工学的には折点周波数ω_2は非常に重要となる。これはズレの起り方つまりズレの時間関数の臨界時間，τ，に依存する。

震源に関する以上の理論的結果を基にまず周期の上限についての半実験式の提案を考える。

3．周期の上限

さて震源に関する理論との関連で工学において考慮すべき周期の上限についての提案を行う前に従来から地震波の周期について出されている実験式について若干の考察をしておき度い。Fig.4は地震の大きさMと地震波の卓越周期の代表例をいくつか示したものである。一見した限りではそれぞれ非常に異なっており，Mの増大が卓越周期の増加をもたらすという唯一の共通点を除けば，何ら類似点がないようにも思われる。もっともこのように違いの生ずる原因の1つは研究者毎に卓越周期の意味が規格化されていないことにもよるであろう。しかしよくみると$\log T = a + bM$で示される式の勾配bについて3つのグループに分けることが出来る。

$b \sim 0.1$のもの：G＋R，末広，寺島（HES），Byerly

$b \sim 0.3$のもの：村松

$b = 0.4 \sim 0.5$　：その他の殆んど全てのもの

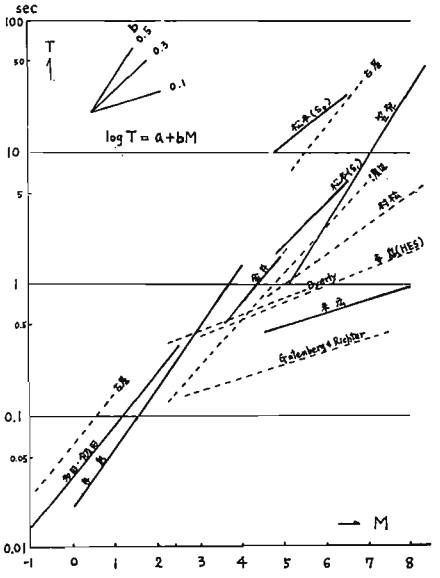


Fig.4　卓越周期Tと地震の大きさM
実線：スペクトルからのもの
点線：最大振幅を示す周期を記録から直接読み取ったもの

また$M \sim 8$の大地震においても$b \sim 0.1$のグループでは$T \leq 1$ sec，$b \sim 0.3$のものでは$T \leq 5$ sec の程度である。そこでそれぞれについての資料のもとになる地震計の固有周期について調べてみるとbの最も小さいグループでは周期1 secまたはそれ以下のものが，村松の結果は気象庁の5～6 secの地震計によっていることが判る。bの大きいグループでは該当する周期より少くとも長い周期をもつ地震計による記録を基礎にしていることが判る。短周期地震計による記録から長周期成分を正しく評価することの困難さはよくいわれるところであるがこゝでも同じことが考えられる。以上の考察から地震波の卓越周期とMとの関係を$\log T = a + bM$とかくとき係数bについては$0.4 \sim 0.5$の値が最も信頼性が高いものと思われる。また多くの研究者がこれを得ていることから係数bが$0.4 \sim 0.5$をとるべき何んらかの必然性が期待される。これに対して定数項aについては研究者毎に値の変化が大きい。また大地震と小さい地震とでは明らかな違いがあるようにもみえる。これらの点を念頭におきながら考察を進めてゆき度い。

最初に〝周期の上限〟を次のように定義しておくことにする。Fig.3の変位強度スペクトルを加速度スペクトルに直してみるとこれは$\omega \geq \omega_2$で平坦となり$\omega \to 0$と共に加速度強度はω^1，ω^2に比例して急激に小さくなることが判る。そこで$T_c = 2\pi/\omega_2$で決まる周期を〝工学上考慮すべき周期の上限〟と定義してこれを震源パラメーターで表わすことを考える。前節の議論から$\omega_2 = \tau^{-1}$，つまり$T_c = 2\pi\tau$となる。ところでBrune（1970）によれば震源の時間関数$g(t)$は次のように与えることも出来る。

$$g(t) = 1 - \exp\{-(\dot{D}_0 t / \bar{D})\}$$

こゝに$\dot{D}_0$は断層のズレの速度，$\bar{D}$は断層に沿ったズレの平均値である。したがって，$\tau = \bar{D}/\dot{D}_0$とかける。こゝで$\bar{D}$は多くの地震について実際に生じた断層のズレの調査からの推定が可能である。飯田（1959）は断層に伴なうズレの最大値D_{max}が（Fig.5）

$$\log D_{max} = 0.5M - 1.28 \quad \text{但し単位は cm}$$

となることを示した。またBrune & Allen（1967）によれば$\bar{D} \fallingdotseq 0.75\, D_{max}$が与えられている。

次にズレの速度 $\dot{D}_0$ は地震前後の応力場の変化 ── 応力降下 $\Delta\sigma$ ── との間に Fig. 6 に示す関係が報告されている。以上を統合して折点周期，つまり考えている周期の上限 T_c は

$$\log T_c = 0.50M - 0.61 - \log \Delta\sigma$$

とかける。M の係数 0.5 が卓越周期と M との実験式における値に近いことに注意して欲しい。わが国の地震については $\Delta\sigma = 30 \sim 100$ bar の値をとることが知られており平均値 $\overline{\Delta\sigma} = 65$ bar を採用することにすると $\log T_c = 0.50M - 2.42$ が得られる。これを周期の上限についての当面の半実験式と考えることにする。こゝに得た式の妥当性は観測によって検証されなければならない。Fig. 7 は今迄に基盤（こゝでは $V_s \sim 3$ km/sec の硬岩を想定）において得られた変位スペクトルのいくつかを加速度スペクトルに変換して並べたものである。図の中の実線は折点周期を知るために T^0, T^{-2} に比例するように書き込んである。これから得られる T_c を半実験式と比較したものが Fig. 8 である。両者に若干の喰い違いはあるが議論の荒さを考えると一応満足出来る結果といえる。

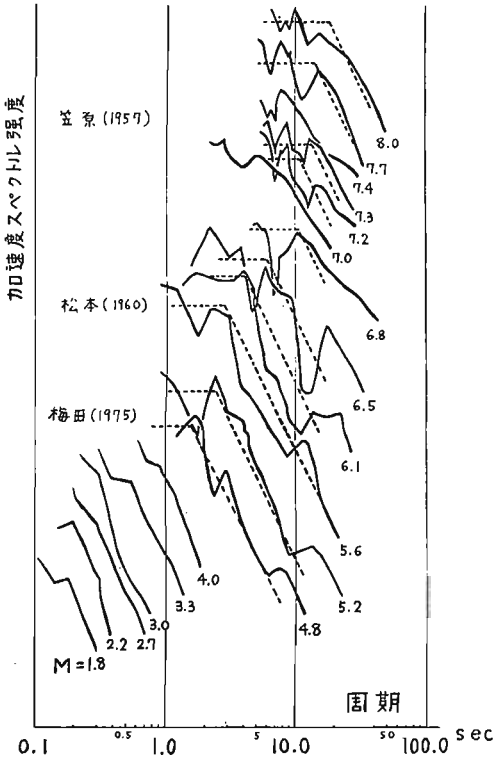


Fig. 7 基盤における観測スペクトル

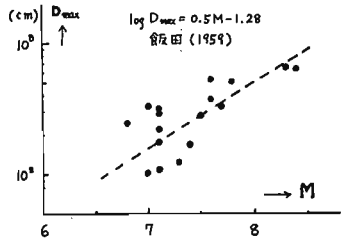


Fig. 5 断層に伴なうズレと地震の大きさ M

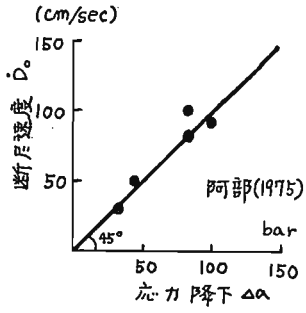


Fig. 6 断層のズレの速度と地震前後の応力場の変化

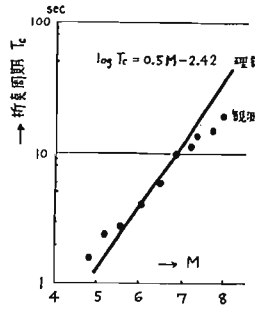


Fig. 8 折点周期 ── 理論との比較

ところで応力降下量 $\Delta\sigma$ は地域的にあるまとまりをもっており太平洋沖合で起る地震では $\Delta\sigma \sim 30$ bar，日本海岸沿い・内陸部では $\Delta\sigma \sim 100$ bar ともいわれている。これらの量を入れると $\log T_c = 0.5M - 2.1$，$0.5M - 2.6$ が得られ同一の大きさの地震についてみると前者の方が長い周期が現われ易い傾向にあることが推察される。渡辺（1974）は阿武山における観測から卓越周期と M との関係を調べ（Fig. 4 参照），同一の M の地震について関西地方の中でも長い周期の現われ易い地域とそうでない地域とが存在する可能性を指摘しまたおのおのの地震に対して"軟かい地震"，"硬い地震"とよんで区別出来るとする報告を行なっている。これは地震が地震の大きさ M という単一の指標のみでは記載しきれないことを強く示唆しているともいえる。

以上の考察から，大型の地震による基盤への地震入力は加速度一様な周期範囲は少くとも 20 ～ 30 sec に達するとみるべきことが結論される。このことは一方では SMAC に代表される強震観測体制の不完全さを明ら

かにすると同時に測定システムの改善・観測ネットの再検討の必要性を示唆していると考えられる。もっとも現存構造物の周期の上限は精々10 secであり当面より長い周期の波についての関心はないとする意見もあり得るであろう。しかし筆者は強震観測の在り方についてはより長期的な展望に立ってなされるべきであると考えている。

次に，こゝに得た加速度スペクトル一定となる領域のスペクトル強度について考察を進める。

4．加速度スペクトル強度の半実験式と Base Shear係数

加速度スペクトル強度 $\ddot{U}(\omega)$ は

$$\ddot{U}(\omega) = \omega^2 U(\omega) = R(\theta,\varphi,r)\,\mu AD\{G(\omega)\cdot\omega^2\}\cdot\{F(\omega,\xi)\cdot\omega\}$$

と与えられる。これを次の条件（i）単純な横ズレ断層，（ii）2方向割れ目伝播，（iii）$\theta=90°$ の方向，で考える。このとき $R \sim 1/(4\pi\rho^3\rho r)$，$G(\omega)\cdot\omega^2 \sim 1/\tau$ $(\omega \to 大)$，$F(\omega,\xi)\cdot\omega \sim 2\sqrt{2}\,C/L$ $(\omega \to 大$，L：断層の長さ$)$ であるから

$$\ddot{U}(\omega) \sim \frac{1}{4\pi\rho^3\rho r}\cdot\mu AD\cdot\frac{1}{\tau}\cdot\frac{2\sqrt{2}\,C}{L}$$

となって周波数 ω とは無関係な量となる。しかしこの関係式が成り立つのは前節で述べた周期より短周期側においてであることに留意して欲しい。

上式を更に具体化するため次のような実験式（値）を導入する。

（1）媒質の横波速度（β），密度（ρ），割れ目の伝播速度（C）について

$$\beta \sim 3.5\ km/sec\ ,\quad \rho \sim 2.5\ gr/cm^3\ ,\quad C \sim 3.0\ km/sec$$

（2）μAD について

これは媒質の剛性率，断層面積，断層面における平均のズレの量の積であるが地震学上 Seismic Moment として M_o と定義されている値である。これと地震の大きさ M との間には種々の実験式が提案されているがこゝでは最も新しい式 $\log M_o = 1.5M + 16$ 単位は c.g.s. 笠原（1975）を使う。

（3）断層の長さ L について

これも M との間に種々の関係式があるが，こゝでは大塚（1964）の式 $\log L = 0.5M - 1.8$ (km) を採用する。なお，この式で決まる断層長さは地震に伴う地殻変動域あるいは余震域を円とみた場合の直径にほゞ相当する。

（4）臨界時間 τ について

前節の議論から $\tau = T_c/2\pi$ と考えられる。

結局 $\ddot{U} \sim 6.6\times10^{0.5M+3}/r_{(cm)} = 6.6\times10^{0.5M-2}/r_{(km)}$ 単位は cm/sec が断層からの距離 $r_{(km)}$ における加速度スペクトル強度として得られる。しかしこれは基盤におけるスペクトル強度であり Fig. 9 に示すような地盤の影響（東京，深さ2 kmにS波速度3 km/sec があると仮定して略算）を加味しなくてはならない。簡単のため 平均増幅度 ～ 5倍とおくと

$$\ddot{U}_{z=0} \sim 3.3\times10^{0.5M-1}/r_{(km)}\ \ cm/sec$$

となる。これが地表面の加速度強度の大凡の値となる。以上は構造物とは関係なく成立する議論である。次にこのような地震入力が構造物に入った場合の応答をレスポンススペクトル

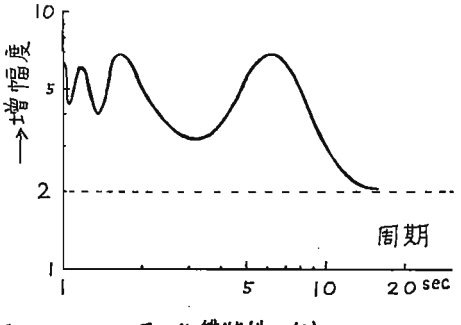


Fig. 9 ゞゝ深い地盤特性の例

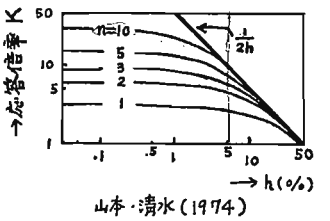
で表現する。Hudson（1962）によれば加速度記録のフーリエスペクトルはレスポンス速度スペクトル $[S_v]_{h=0}$ に近似することが判っている。したがって，相互作用等の影響を無視するならば

$$\ddot{U}_{z=0} \sim [S_v]_{h=0}$$

とみなすことが出来る。また $S_a \fallingdotseq 2\pi S_v/T$ であり，さらに S_a/g（重力の加速度～1000 gal）が1質点系の Base Shear 係数に相当する量を与えることも知られている。$\ddot{U}_{z=0}$ から S_a/g を求めるには h を知り $[S_v]_h/[S_v]_{h=0}$ の比を知らなくてはならないが Fig.10 を参照すると $h \leq 5\%$ では波数 n に殆んど無関係に，この比は1に近いことが判る。結局 Base Shear 係数は周期 T の関数として

$$B_s(T) = 2.1 \times 10^{0.5M-3}/(rT)$$

が得られる。これを建築学会高尺建築技術指針による Base Shear係数（Fig. 11）と比べてみる。周期 $T \geq 1$ sec では これは（0.15～0.30）/T である。そこで $T > 1$ sec とすると指針の上限に対して $2.1\times10^{0.5M-3}/r \leqq 0.30$，つまり $M \leqq 4.35 + 2\log r$ (km) ならば安全側にあることが判る。同様にして，指針の下限に対しては $M \leqq 3.75 + 2\log r$ (km) で安全側にあることがいえる。以上の関係を震源距離との関係に表わした結果が Fig.12 である。但し Fig. 12 は周期が 1 sec $\leqq T \leqq$ Tc（前節）の範囲でのみ成立することを注意しておく。



山本・清水（1974）

Fig.10 応答倍率へのダンピング h および波数 n の関係

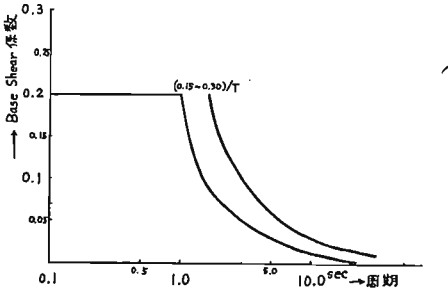


Fig.11 高尺建築指針に提案されている Base Shear係数

高尺建築技術指針による Base Shear 係数を地震の大きさ M と震源距離との関係で位置付けを付した Fig. 12 は，この小論の重要な結論の1つである。この結果をどのように考えるかについての議論は後章で若干触れる積りである。ここでは，Fig. 12 が今まで述べて来たように震源に関する理論とそれに関連する諸量についての実験式（1直）とから得られたものでありそれぞれについては妥当と思われる実験式・値（平均的なもの）を採用した積りではあるが当然ある誤差を含むものでもあり Fig. 12 は〝ある幅〟をもってみるべき性質のものであることを強調するに止める。

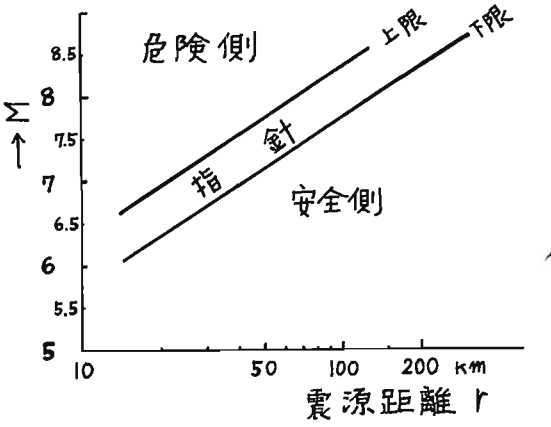


Fig. 12 〝指針〟の範囲と（M，r）との関係

5．加速度振幅の下限

スペクトルに関する議論から〝加速度の絶対値を導くこと〟はなかなか容易ではない。今までの議論でも主な関心を振幅スペクトルにおいており位相スペクトルについては特に注意を払っていなかったからである。工学的に可能な1つの方法は，先に述べたレスポンス速度スペクトラム Sv を充すようなランダム位相の地震波を時間領域で多数回計算しそれに統計処理を行なう方向であろう。しかし，ここではそのような面倒な方法はさけて以下に述べるような概算法で〝工学上考慮すべき加速度振幅の下限値〟を求めることにする。この場合下限値を唯一的に得ることは出来ないことを断わっておく。

前節の結果から，地震の大きさ M 距離 $r_{(km)}$ における地震動による1質点系のレスポンス加速度スペクトラムが $[Sa]_{h=0} = 2.1 \times 10^{0.5M}/(rT)$ gal とかけることが判った。今，Fig. 10の h と n とで決まる応答倍率を $K(h, n)$ とおくことにすると1質点系への入力加速度は，相互作用等の効果を無視して考えるならば

$$\ddot{u} \sim [Sa]_{h=0}/K(h, n)$$

と近似出来る。$h \leq 5\%$ を仮定すると Fig. 10 から $K(h, n) \sim K(n)$ となり

$K(2) \sim 5$, $K(3) \sim 10$, $K(5) \sim 20$

と読める，つまり応答倍率が繰り返しの波数で殆んど決ってしまうことになる。

そこで Fig. 12に示した〝指針〟の上限，すなわち危険側の最も小さい (M, r) に対する加速度を求めてみる。このとき $M = 4.35 + 2\log r$ であるから

$$\ddot{u} \sim 315/\{T \cdot K(n)\} \text{ gal}$$

によって入力加速度を見積ることが出来る。この加速度は，〝指針〟によって設計された建物が危険の側に入らないためのギリギリの加速度に相当しており，この意味で『下限値』となっている。問題は波数 n の値である。Fig. 13は n をパラメーターとして加速度下限値が描かれている。この図に示した $n=2 \sim 5$ を実際の地震波において想定することはさほど不自然ではない。数波も同一周期が続くならば，加速度数 gal 程度で〝危険側〟に入ってしまうことは大いに注意すべきことである。もし $n > 5$ ならばさらに小さい加速度も問題にしなくてはならない。

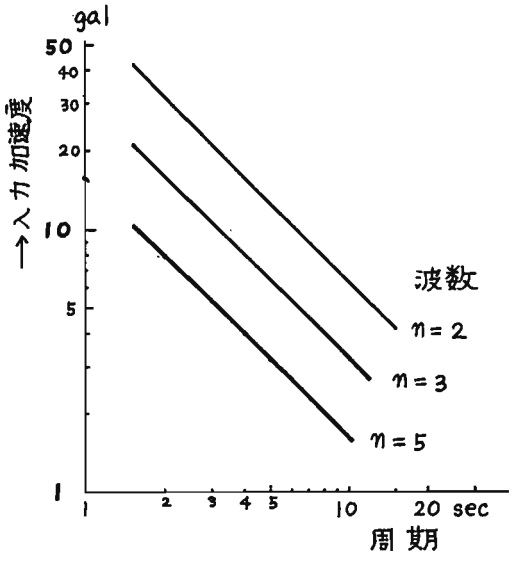


Fig. 13 〝危険側〟における加速度振幅の下限値（Fig. 12参照）

6．おわりに

震源過程に関する理論をもとに震源から出る波のスペクトルを算出し工学上考慮すべき周期の上限・加速度振幅の下限を想定するという荒療治を行なった。この作業において最も苦心した点は理論式に現われている変数を如何に減らすか，実際の数値としてどのような値を採用すべきかであった。この選択を誤まると正しく空理空論となってしまうからである。逆に厳密性にのみ意を用いると役に立つ，あまり複雑でない関係式を導き出すことは到底出来ない。このような訳でこゝに得た結論にもいくつかの条件付き（これについてはそれぞれのところで述べてある）であることを再度述べておき度い。結論を要約すれば

（1）基盤へ入射する地震波の加速度スペクトルは $\log Tc = 0.50M - 0.61 - \log \Delta\sigma$ で決まる周期より長い周期では T^{-1} あるいは T^{-2} で減少する。$\Delta\sigma$ は地域的に異なっている可能性がある。$\overline{\Delta\sigma} = 65$ bar とすれば $\log Tc = 0.50M - 2.42$ を得る。この式で決まる周期を〝工学上考慮すべき周期の上限〟と，当面考え度い。

（2）1質点系の構造物に対してスペクトル理論から Base Shear 係数を算出し高層建築技術指針の内容と比較した。その結果〝指針〟は々々長周期の建物に対してかなりの配慮がなされているとも理解出来るが充分であるかどうかについては疑問が残る。この疑問は如何なる距離に如何なる大きさの地震を想定するかにかかっている。場合によっては危険側に入ること（Fig. 12）も大いにあり得る。

（3）工学上考慮すべき加速度振幅としては 数 gal 程度までは重要となろう。（1）の結論とつき合わせ

ると現在の強震観測体勢の再検討が必要となる。

以上であるが，この小論で触れられなかった重要な問題としては表面波の取り扱い，やや深い地盤特性についての詳細等々多々ある。震源モデルも色々に考えてみたい。それによってP波（上下動）の問題も議論が進むであろう。Macrozoning（河角 Map など）からの知識との融合も欠かせないであろう。機会を得て考え度いと思っている。

最後に，この小論をまとめるに当って直接・間接に参照した文献のいくつかを掲げておく。参考になれば幸いである。

参考文献

〔震源の理論に関するもの〕

阿部 勝征　地震断層の運動　科学 44　139（1974）

Aki K., Scaling Law of Seismic Spectrum　Jour. Geophys. Res., 72, 1217 (1967)

Aki K., Scaling Law of Earthquake Source Time-Function　Geophys. Jour., 31, 3 (1972)

◦ Brune J.N., Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes　Geophys. Res., 75, 4997 (1970)

◦ Haskell N.A., Elastic Displacements in the Near-Field of a Propagating Fault　Bull. Seism. Soc. Amer., 59, 865 (1969)

◦ 三雲 健・安藤 雅孝　濃尾地震の解析的再現　科学 45　50 (1975)

◦ Savage J.C., Relation of Corner Frequency to Fault Dimensions　Jour. Geophys. Res., 77, 3788 (1972)

〔震源・基盤スペクトルの観測に関するもの〕

◦ Hanks T.C. & Wyss M., The Use of Body-Wave Spectra in the Determination of Seismic-Source Parameters　Bull. Seism. Soc. Amer., 62, 561 (1972)

◦ Kasahara K., The Nature of Seismic Origins as Inferred from Seismological and Geodetic Observations (1)　Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 473 (1957)

◦ Matsumoto T., On the Spectral Structure of Earthquake Waves — The Relation between Magnitude and Predominant Period —　Bull. Earthq. Res. Inst., 38, 13 (1960)

◦ Molner P., Tucker B.E., & Brune J.N., Corner Frequencies of P and S Models of Earthquake Sources　Bull. Seism. Soc. Amer., 63, 2091 (1973)

梅田 康弘　震源近くでの長周期地震波の観測（2）　地震 II, 28, 313 (1975)

渡辺 晃　近地地震のマグニチュード（第3報）—マグニチュードと最大振幅の周期との関係—　地震 II, 27, 129 (1974)

〔断層パラメーターに関するもの〕

Iida K., Earthquake Energy and Earthquake Fault　Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., 7, 98 (1959)

笠原 慶一　断層パラメータの標準値　地震学会講演予稿集　昭50年秋　8 (1975)

Otsuka M., Earthquake Magnitude and Fault Formation　Jour. Phys. Earth, 12, 19 (1964)

〔その他〕

◦ Hudson D.E., Some Problems in the Application of Spectrum Techniques to Strong-Motion Earthquake Analysis　Bull. Seism. Soc. Amer., 52, 417 (1962)

日本建築学会　高層建築技術指針——増補改訂第3版　(1973)

◦ 山本 鎮男・清水 信行　地震波の長周期成分が長周期構造物におよぼす影響　建築技術 12, 381 (1974)

北海道大学工学部

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976. 1. 20

3 EL CENTRO 1940 および TAFT 1952 の地震動のやゝ長周期成分の強さに関する二・三の考察

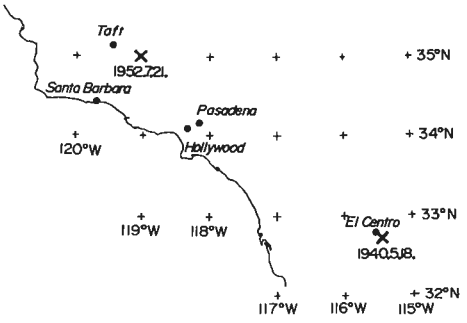
長 橋 純 男

§1 はじめに

我が国における中高層建築物の耐震設計において地震応答解析をするとき，建築物に作用させる地震動として最も多く用いられているのが，1940年5月18日 Imperial Valley 地震のEl Centro で観測された地震動のNS成分（以下EL CENTRO 1940 NSと略記する）と，1952年7月21日，Kern County地震の際にTaftで観測された地震動のN69° W成分（TAFT 1952 EW）である。[1), 2)] 大谷圭一氏（建築研究所）の調査によれば，1963年3月以降最近に至る迄に高層建築物構造審査委員会あるいは高層建築物構造評定委員会において審査評定された建築物のうち，SRC造78件の全てにおいてまたS造165件のうちほとんどの設計例においてEL CENTRO 1940 NS が用いられており，TAFT 1952 EWも，SRC造の80%・S造の85%において用いられている。すなわち，これら二つの地震動は，設計例相互間における建築物の耐震安全性能を比較する一つの規準尺度の如きものとなっている。

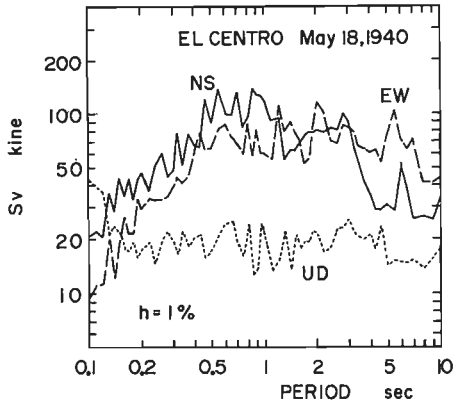
ところで，これまでの耐震設計において地震応答解析を実施する如き中高層建築物は1秒近辺あるいはこれより長い1次周期を有するものが多いが，これらの地震応答解析において用いる地震動は，たとえば最大層間変位が一定値になる様に振幅を適当に増減して用いることもあるが，一般的には最大加速度で規準化して用いることが多く，また最近の設計例では最大速度で規準化することも行なわれている。そこで本稿では主として，EL CENTRO 1940 NS および TAFT 1952 EW を前述の様に最大加速度あるいは最大速度によって規準化して用いた場合の，1次周期が1秒以上の重層建築物に対するこれら二つの地震動の強さを地の地震動と比較することにより，そのやゝ長周期成分の強さについて考察する。

尚，Imperial Valley地震およびKern County地震による被害については文献3）～5）を，EL CENTRO 1940 の地震動の地震学的考察に関しては文献6）を，また El Centro で観測された他の地震動の周期特性およびその常時微動の性質との関連については文献7）を参照されたい。



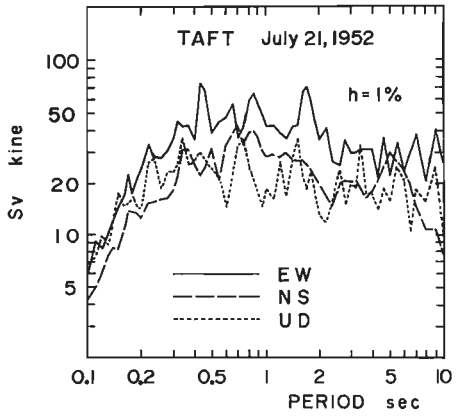
LOCATION OF EPICENTERS AND SEISMOGRAPH SITES

Fig.1



VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.2-a



VELOCITY RESPONSE SPECTRA

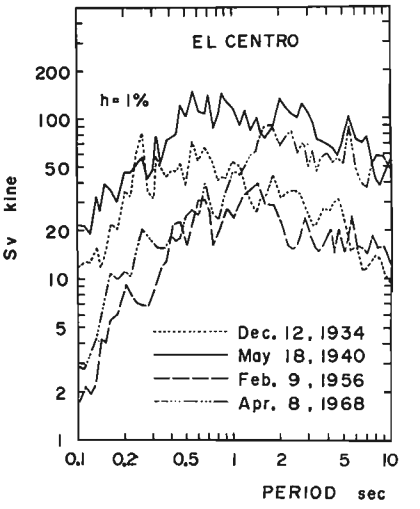
Fig.2-b

§２　応答スペクトルについて

はじめに，これら二つの地震動についてその応答スペクトルを概観する。Ｆｉｇ２は，ＥＬ　ＣＥＮＴＲＯ　１９４０・ＴＡＦＴ　１９５２　の地震動のそれぞれ水平動二成分と上下動成分との応答スペクトルを比較したものである。ＥＬ　ＣＥＮＴＲＯ　１９４０は，Ｔ＝0.1～１秒ではＮＳ成分がＥＷ成分の約２倍の応答量であるが３秒より長い周期成分はＥＷ成分の方が逆に応答量が大きく，上下動はＴ＝0.２～１０秒においてほぼ一定の速度応答量でありその大きさは水平二成分に比してかなり小さい。ＴＡＦＴ　１９５２は，Ｔ＝0.1～１０秒においてＥＷ成分の方がＮＳ成分より概して大きな応答量を示し，また上下動も比較的大きな応答量であり，この点はＥＬ　ＣＥＮＴＲＯ　１９４０　の上下動と対照的である。

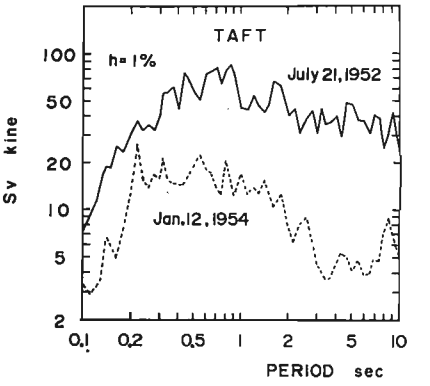
Ｆｉｇ.３－ａ，ｂは，Ｅｌ　Ｃｅｎｔｒｏ　およびＴａｆｔで観測された他の地震動と応答スペクトルを比較したものである（但しこれらのスペクトルは水平二成分を同時に作用させたときの１質点の水平二次元応答量によるものである）。ＥＬ　ＣＥＮＴＲＯの地震動のうち１９４０と１９５６はおゝむね類似したスペクトル性状であるが，１９６８はＴ＝0.1～１秒では１９４０の1/8～1/4の応答量であるがＴ＝1.5～１０秒ではほぼ同程度であり，従って１９４０は１９６８に比べると短周期成分の強さのわりには１秒以上の周期成分の強さが小さいものとみなすことができよう。他方，ＴＡＦＴの地震動については，１９５２は１９５４に比して0.３秒以下の短周期成分の応答量は約２倍であるがＴ＝１～１０秒では４～８倍であり，短周期成分よりもむしろやゝ長周期成分の強さの方が大きい。このことは，後述の如く，１９５２の地震がＭ＞７であるのに対し１９５４がＭ＜６であり，地震規模の相違によるものであるとも考えられる。しかし，このＴＡＦＴ　１９５２　も，この地震の際に他の地点で観測された地震動と比較すると，そのやゝ長周期成分の強さはさして大きくはないことが知れる。すなわち，Ｆｉｇ.３－Ｃによれば，ＳＡＮＴＡ　ＢＡＲＢＡＲＡ（△＝９０㎞）のＴ＝１～４秒の周期成分はＴＡＦＴ（△＝４０㎞）とほぼ同程度あるいはより大きな応答量を示し，またＨＯＬＬＹＷＯＯＤＳＴＲＡＧＥ　およびＰＡＳＡＤＥＮＡ（共に△＝１２０㎞）もそのスペクトル特性はＴＡＦＴに比して短周期成分の強さのわりにはやゝ長周期成分の強い地震動であるということができる。

以上にみた如く，ＥＬ　ＣＥＮＴＲＯ　１９４０，　ＴＡＦＴ　１９５２　のいずれもその水平成分は，それぞれの同一地点あるいは同一地震の他地点で観測された地震動と比較すれば，やゝ長周期成分が卓越した地震動であるとは言い難いものであることが知れよう。



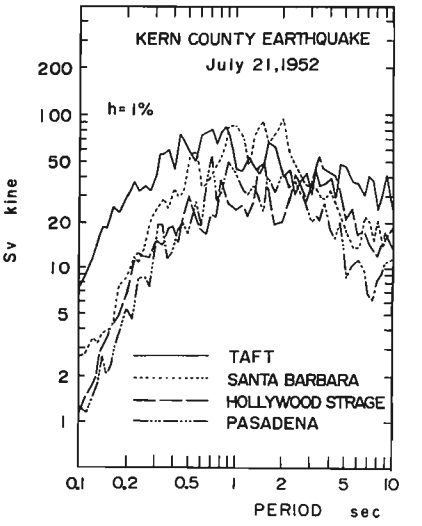
VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.3-a



VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.3-b



VELOCITY RESPONSE SPECTRA

Fig.3-c

§3　最大加速度と最大速度

地震動の最大加速度は比較的短い周期成分の強さを示し，最大速度はやゝ長周期成分の強さとの関連が強いものと考えれば，最大速度の最大加速度に対する比は，その地震動のやゝ長周期成分の短周期成分に対する強さの割合をはかる一つの簡便なパロメーターとみなすことができよう。

ところで，地震動の加速度記録からその最大速度を求めるには，幾通りかの方法が考えられる。ここでは次の三種の方法により求めた最大速度について先ず比較してみる。

a）加速度記録を単純に積分したものについて中心軸を定め，これに対する最大振幅を求める。

(b) 短周期，過減衰の振子の最大相対変位応答量から求める。

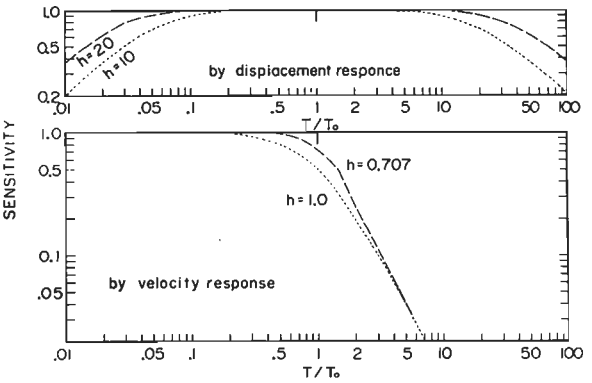
(c) 比較的長い周期で臨界減衰に近い減衰を有する振子の最大相対速度応答量から求める。

以上のうち，b)，c）の方法によるときの速度感応度はFig．4　に示す如くであり，概してb）の方法では比較的ひろい周期帯に対して感応度は高いが，c）の方法では振子の周期より長い周期成分の感応度の減少が顕著である。以上の3種の方法により求めた最大速度を，6つの地震動について例示したが，求め方によりかなり最大速度が相違することがある。地震動の最大速度を，やゝ長周期の1次周期を有する構造物に対する地震動の強さを評価する簡便な尺度として用いるのであれば，応答量との相関の高い速度振幅が得られる方法がより妥当であるということができる。そこで，3種類（b)，c）とも振子の周期・減衰定数の組み合わせでそれぞれ8通りづつ）の方法による最大速度と，多質点系弾性応答によるベースシェア係数との相関を比較した結果，c）の方法でT＝7.5秒，h＝0.71の振子の最大相対速度応答量によるものがより適切な尺度であることが知れた。Tablelに，いくつかの地震動について，最大加速度と上述の最大速度とを示したが，100gal 当りの最大速度を比べれば，EL CENTRO 1940 NS および TAFT 1952 EW のいづれも，最大加速度に比して最大速度は余り大きくない。

Table I

LIST OF MAX.ACCELERATION AND MAX.VELOCITY OF EARTHQUAKE GROUND MOTION

NAME OF EARTHQUAKE GROUND MOTION			ACC. (gal)	VEL. (kine)	
				Observed	100gal
NIIGATA, KAWAGISHICHO	1964	EW	140	46.9	33.5
		NS	126	38.3	30.5
NAGOYA 306	1963	EW	10	2.6	25.9
AOMORI HARBOR	1968	EW	176	39.2	22.2
		NS	211	41.0	19.4
ORION BLVD.	1971	EW	136	26.8	19.7
HACHINOHE HARBOR	1968	EW	183	32.1	17.6
		NS	225	27.5	12.2
BOKUTOH HOSPITAL	1968	EW	47	8.3	17.4
KOHCHI HARBOR	1968	EW	97	16.2	16.8
KUSHIRO HARBOR	1973	NS	166	27.8	16.7
KOHTOH TEL. OFFICE	1968	NS	52	8.5	16.4
OSAKA 205	1963	EW	19	3.1	16.2
CHOLAME No.2	1966	EW	498	79.8	16.0
AKITA PREF. OFFICE	1964	EW	87	13.7	15.8
OLYMPIA	1949	NS	179	22.6	12.6
EL CENTRO	1940	EW	222	31.3	14.1
		NS	319	36.2	11.3
TAFT	1952	EW	155	17.8	11.5
		NS	175	15.2	8.7
MURORAN HARBOR	1968	NS	205	20.1	10.2
TOKYO 101	1956	NS	74	7.0	9.5
PACOIMA DAM	1971	NS	1217	99.7	8.2
SENDAI 501	1962	NS	50	3.8	7.6
HIROO TOWN OFFICE	1968	EW	224	16.0	7.2
KUSHIRO J.M.A.	1962	NS	346	19.2	5.5
MIYAKO HARBOR	1968	NS	109	5.4	4.9



SENSITIVITY CURVE OF VELOCITY

Fig. 4

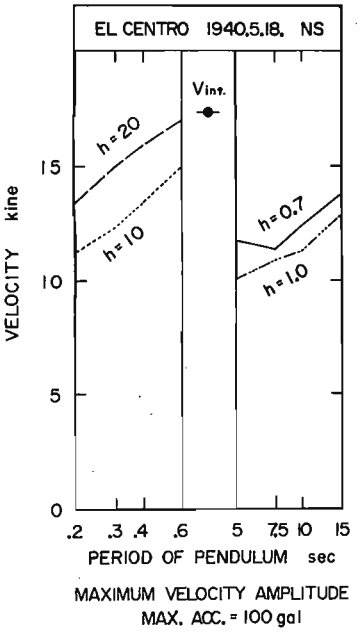


Fig. 5-a

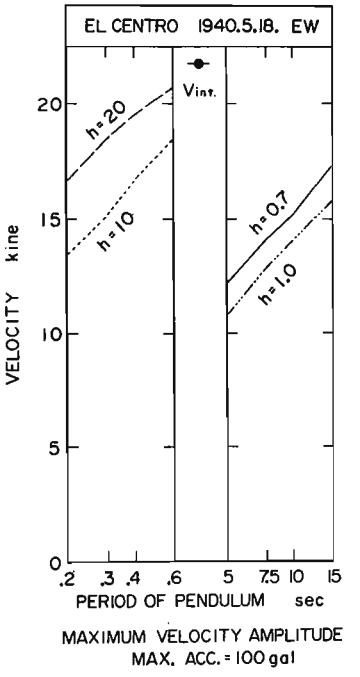


Fig. 5-b

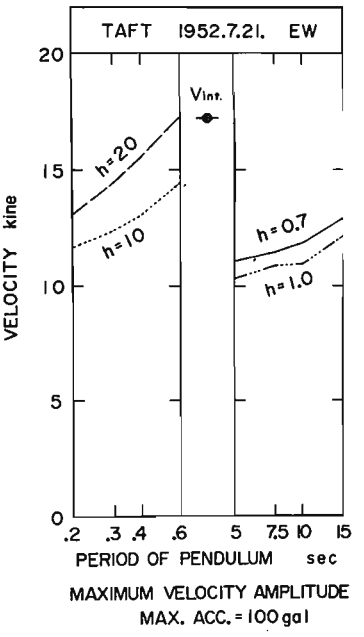


Fig. 5-c

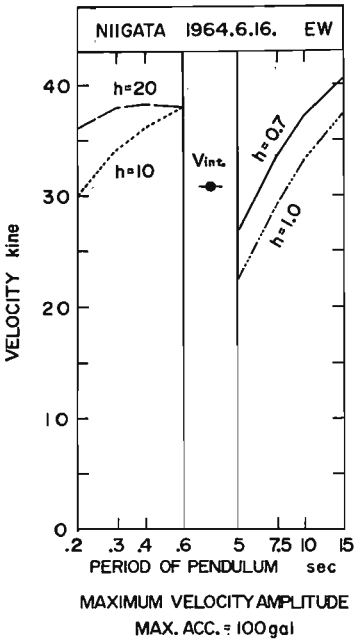


Fig. 5-d

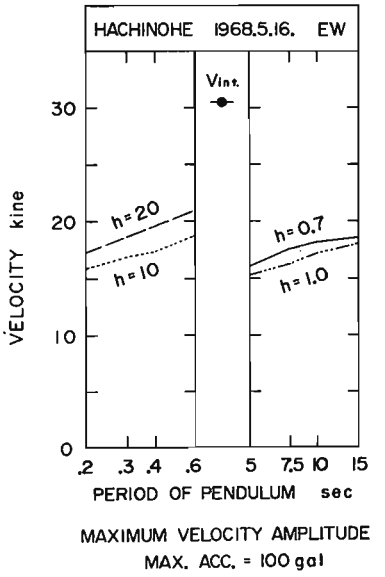


Fig. 5-e

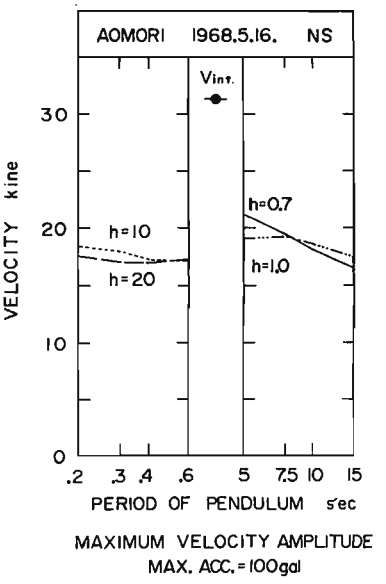


Fig. 5-f

§ 4　最大加速度あるいは最大速度で規準化した地震動のやゝ長周期成分の強さについて

地震動のやゝ長周期成分の強さについて，ここでは重層建築物を多質点系せん断型振動モデルに置換しその弾性応答量によって考察する。尚，1次周期T_1（秒）の重層建築物は，質点数Nを$N = 10\,T_1$（ただし$T_1 = 1$秒では$N = 12$）により，1次減衰定数は周期に逆比例として，$h_1 = 0.03/T_1$ により定め，各階重量は等分布とした。また，各階の剛性分布は設計例を参照して定めたが，応答せん断力係数に及ぼす剛性分布の差異による影

響は一般に小さい[8]。以上の特性を有する多質点系の弾性応答解析によって，ＥＬ　ＣＥＮＴＲＯ　１９４０　ＮＳ　の強さを，過去において観測されたいくつかの比較的振幅の大きな加速度記録と比較したものをＦｉｇ．８に示した。いうまでもなく，ここに用いた地震動は，観測点の地盤特性・地震規模・震源距離等が互いに相違するものであるが，少くとも過去において構造物に対しこれだけの強さを有する筈の地震動が実際に観測されたのであり，この中で　ＥＬ　ＣＥＮＴＲＯ　１９４０　ＮＳ　の強さをみればさして強い地震動とは言い難いことが知れる。以下においては，これまでの耐震設計における地震応答解析において一般に行なわれている如く，地震動の最大加速度あるいは最大速度によって規準化したときのやゝ長周期成分の強さを考察する。

ところで，地震動の周期特性は地震規模による影響が大である。たとえば，Ｆｉｇ．６は八戸・細島で観測されたそれぞれ５つの地震動の周期特性を比較したものであるが，同一地点で観測された地震動でも地震規模の大きさによってその周期特性はかなり異なることが知れる。また，Ｆｉｇ．７は９個所のＳＭＡＣ観測点で記録された地震動の周期特性から地盤の増幅特性を除去して求めた地震基盤におけるＸ＝１００Ｋｍの平均的な地震動スペクトルであり，地震規模によるスペクトル性状の相違が顕著にみとめられる（詳細は文献９）を参照されたい）。従って，耐震設計において地震応答解析をする場合に実際に観測された地震動を用いるときには，設計が対象としている構造物の建設地の地盤特性を考慮するのであれば，設計が対象としている地震の地震規模をも併せ考慮したうえで地震動を選択することが望ましいと考える。地震規模が大きいほど地震動の短周期成分の強さに対するやゝ長周期成分の強さは増大する傾向がみとめられるのであるから，ことに観測された地震動を最大加速度によって規準化して１秒以上の周期の中高層建築物の地震応答解析に用いるのであれば，地震動の周期特性に及ぼす地震規模の影響に対する考慮も地震応答解析に基づく建築物の耐震安全性の検討に少なからざる意義があろう。

以上のことを考慮して，地震動の最大加速度あるいは最大速度で規準化した　ＥＬ　ＣＥＮＴＲＯ　１９４０　ＮＳ・　ＴＡＦＴ　１９５２　ＥＷ　のやゝ長周期成分の強さを考察するにあたり，地震規模の大きな地震において観測された記録として，１９６８年十勝沖地震（Ｍ＝７.９）の八戸，宮森の記録，１９６４年新潟地震（Ｍ＝７.５）の秋田の記録，および１９６８年日向灘地震（Ｍ＝７.５）の高知の記録を，比較の対象として用いた。Ｆｉｇ．１０は，これまでの設計例において弾性限の最大加速度として２５０～３００ｇａｌ に規準化することが多いことに鑑み最大加速度３００ｇａｌ に規準化した場合の応答せん断力係数の分布を６つの地震動について比較したものであり，またＦｉｇ．１１は最大加速度３００ｇａｌ におおよそ対応するものとして最大速度４０ｋｉｎｅに規準化したときのものである。尚，Ｆｉｇ．９－ａ，ｂには，Ｆｉｇ．１０，

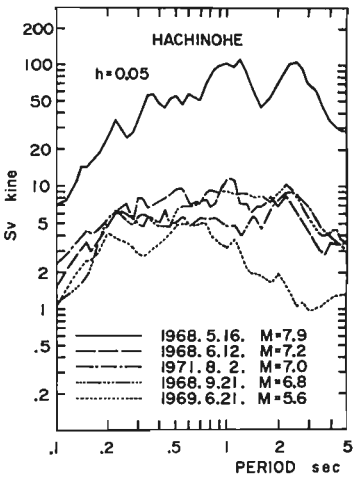


Fig.6-a

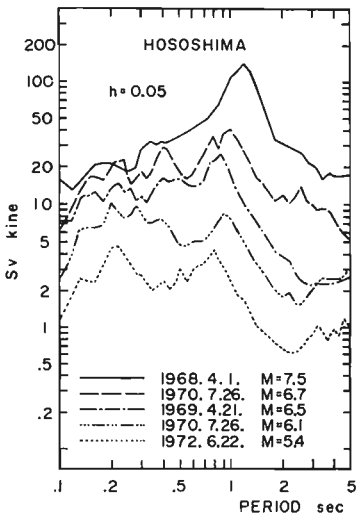


Fig.6-b

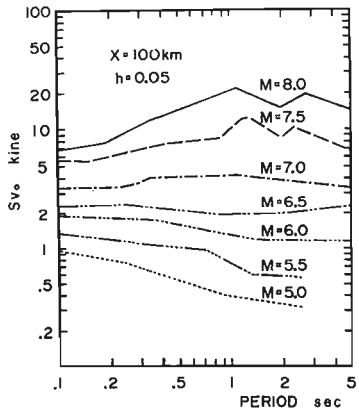
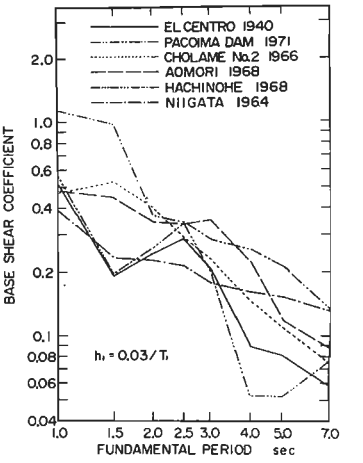


Fig.7

Fig.11からとくにベースシェア係数に着目してその強さを比較した。これらの図から明らかな如く，ことに地震動を最大加速度によって規準化して用いる場合には，EL CENTRO 1940 NS および TAFT 1952 EW のやゝ長周期成分の強さは必ずしも大きなものとは言い難いことが知れる。

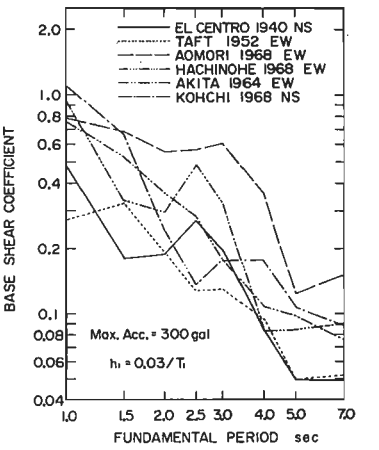
§5 むすび

EL CENTRO 1940 NS および TAFT 1952 EW が我が国の中高層建築物の耐震設計において当初より今日に至るまでよく用いられてきたことには，それなりのいくつかの理由が考えられるのであるが，本稿では地震動の性質に関する研究が進んできた現段階において一般の設計例と同様な用い方をした場合のそのやゝ長周期成分の強さを二，三の観点から見直したものである。尚，Fig.10等で用いた4つの地震動を選択するに際しては地震規模にのみ着目したのであるが，やゝ長周期成分の地盤特性との関連については，本シンポジウムの他の論者の議論を参照されたい。



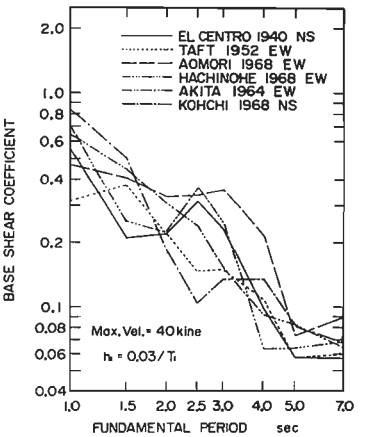
EARTHQUAKE RESPONSE OF MULTI-STORY BUILDING

Fig. 8



EARTHQUAKE RESPONSE OF MULT-STORY BUILDING
DUE TO GROUND MOTION OF MAX. ACCELERATION 300 gal

Fig.9-a



EARTHQUAKE RESPONSE OF MULTI-STORY BUILDING
DUE TO GROUND MOTION OF MAX. VELOCITY 40 kine

Fig.9-b

参考文献

1) 林登居・青山博之・梅村魁；「高層建物の振動性状（第3報）」日本建築学会大会学術講演梗概集＜構造系＞，1972年10月

2) 大谷圭一；「高層建築物の動的解析の現状」，第12回自然災害科学総合シンポジウム，1975年10月

3) F.P. Ulrich; "The Imperial Valley Earthquake of 1940", BSSA, 1941

4) K.V.Steinbrugge and D.F.Moran, "An Engineering Study of the Southern California Earthquake of July 21, 1952", BSSA, 1954

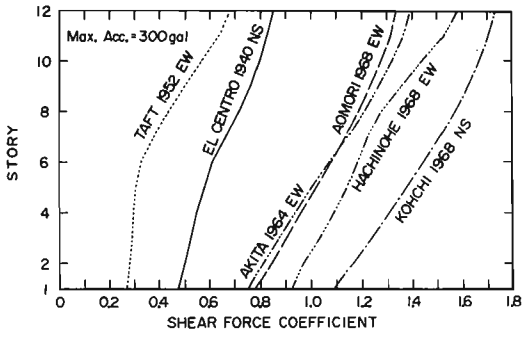
5) "Earthquakes in Kern County, California During 1952", Calif.Dep.of Natural Resources, Division of Mines, San Francisco, 1955

6) M.D.Trifunac and J.N.Brune; "Complexity of Energy Release During the Imperial Valley, Calif., Earthquake of 1940", BSSA, 1970

7) F.E.Udwadia and M.D.Trifunac; "Comparison of Earthquake and Microtremor Ground Motions in El Centro, California", BSSA, 1973

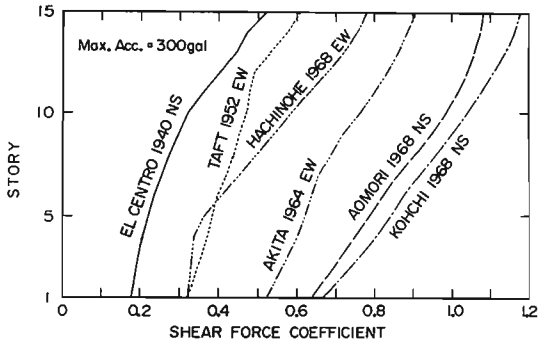
8) 小林啓美・長橋純男；「重層建築物の耐震設計を対象とした地震動の強さを評価する簡便な尺度としての地震動最大振幅」，日本建築学会論文報告書，第210号，1973年8月

9) 小林啓美，長橋純男；「地震基盤における地震動の性質」，第4回日本地震工学シンポジウム（1975）講演集，1975年11月



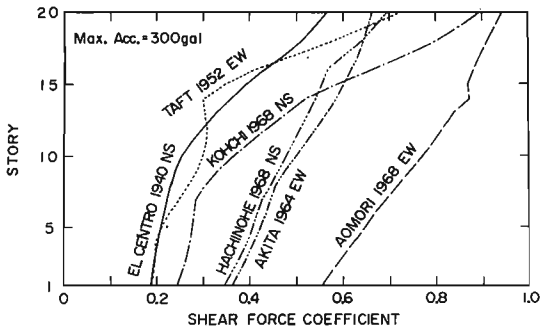
EARTHQUAKE RESPONSE OF 12 STORIES BUILDING (T_1=1.0sec, h=3%)

Fig. 10-a



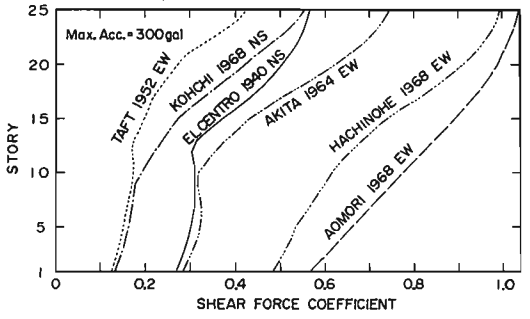
EARTHQUAKE RESPONSE OF 15 STORIES BUILDING (T_1=1.5sec, h=2%)

Fig. 10-b



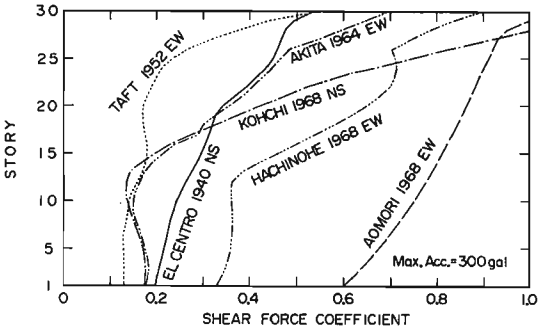
EARTHQUAKE RESPONSE OF 20 STORIES BUILDING (T_1=2.0sec, h_1=1.5%)

Fig. 10-c



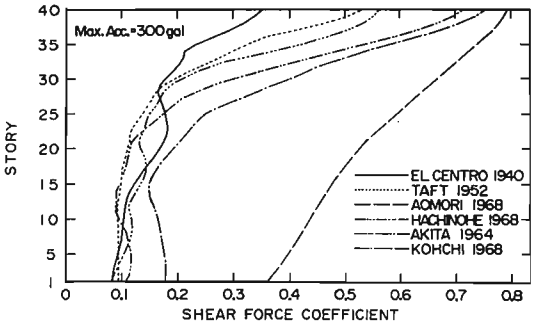
EARTHQUAKE RESPONSE OF 25 STORIES BUILDING (T_1=2.5sec, h_1=1.2%)

Fig. 10-d



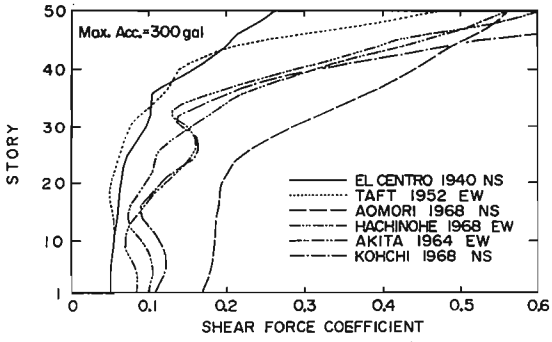
EARTHQUKE RESPONSE OF 30 STORIES BUILDING (T_1=3.0sec, h_1=1%)

Fig. 10-e



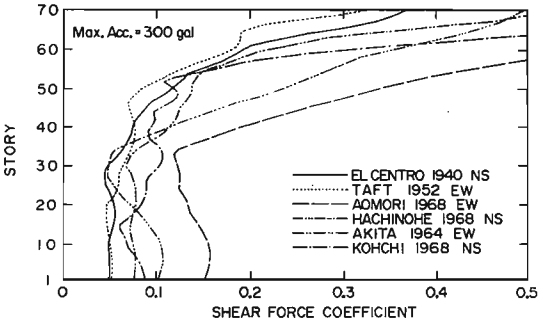
EARTHQUAKE RESPONSE OF 40 STORIES BUILDING (T_1=4.0sec, h_1=0.75%)

Fig. 10-f



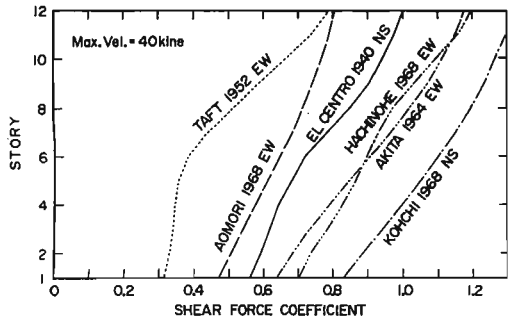
EARTHQUAKE RESPONSE OF 50 STORIES BUILDING (T_1=5.0sec, h_1=0.6%)

Fig. 10-g



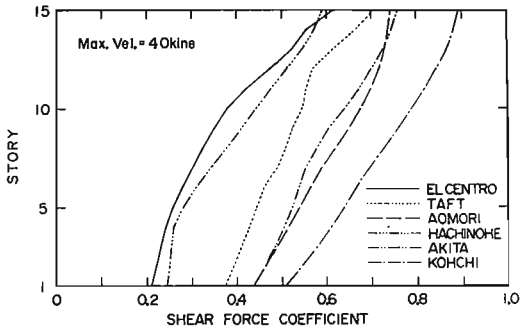
EARTHQUAKE RESPONSE OF 70 STORIES BUILDING (T_1=7.0sec, h_1=0.46%)

Fig. 10-h



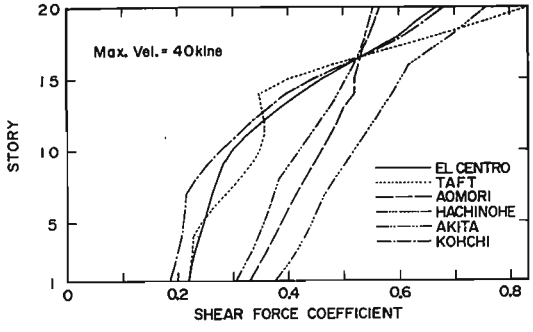
EARTHQUAKE RESPONSE OF 12 STORIES BUILDING (T_1 = 1.0sec, h=3%)

Fig.II-a



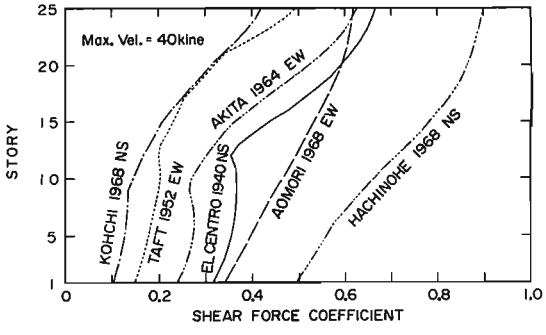
EARTHQUAKE RESPONSE OF 15 STORIES BUILDING (T_1 = 1.5sec, h=2%)

Fig. II-b



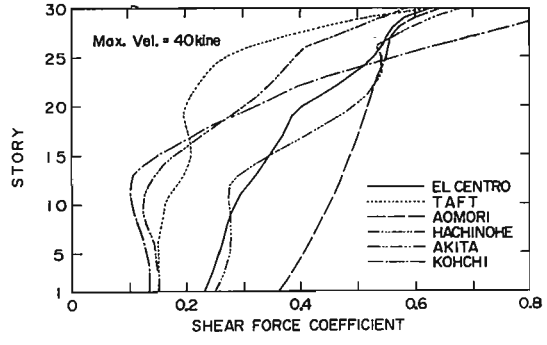
EARTHQUAKE RESPONSE OF 20 STORIES BUILDING (T_1 = 2.0sec h=1.5%)

Fig.II-c



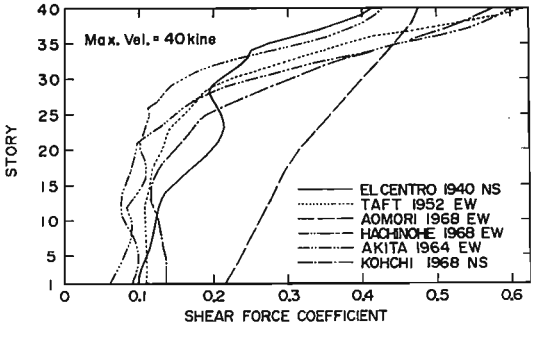
EARTHQUAKE RESPONSE OF 25 STORIES BUILDING (T_1=2.5 sec , h=1.2%)

Fig. II-d



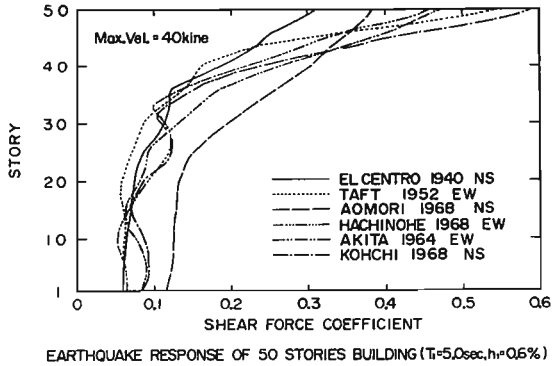
EARTHQUAKE RESPONSE OF 30 STORIES BUILDING (T_1=3.0sec, h=1%)

Fig.II-e



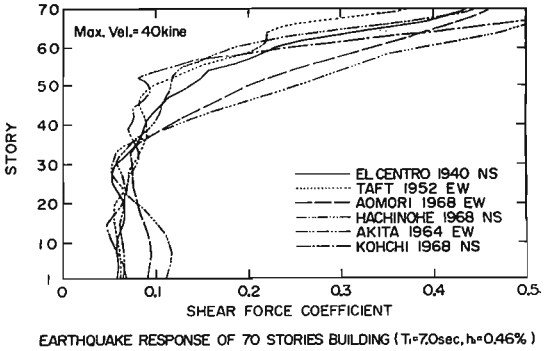
EARTHQUAKE RESPONSE OF 40 STORIES BUILDING (T_1=4.0sec, h=0.75%)

Fig.II-f



EARTHQUAKE RESPONSE OF 50 STORIES BUILDING (T_1=5.0sec, h=0.6%)

Fig.II-g



EARTHQUAKE RESPONSE OF 70 STORIES BUILDING (T_1=7.0sec, h=0.46%)

Fig.II-h

東京工業大学

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976．1．20

4 八戸港湾の強震記録にみられるやや長周期成分について

田中貞二

1．はじめに

1968年十勝沖地震の八戸港湾におけるSMAC記録は，200 galを越える最大加速度に加えて，そのスペクトルは2-3 secのやや長周期部分に顕著なピークをもつ特徴ある記録として注目を浴び，種々の観点から検討されてきた。とくに，SMAC観測点付近での表層から基盤層に至る大規模な地盤構造の調査，地表と地中での地震動同時観測などが多数の研究者による共同研究として行なわれ，前記の強震地動の性質を解明するうえで，貴重な資料を提供した。[1] その後，同地域においてやや長周期微動の研究も行なわれており，地盤の震動性状は一層明らかになりつつある。

2．地震観測の概要

観測地点はSMAC強震計の位置から北西約45mの地点である。地中地震計(TUSS型，f_0=5.0 c/s，h>10)を用い，地表(−0.8m)と地中(−50.0m)の2ヶ所で地動加速度の水平2成分を観測したが，ここでは地表における観測結果のみを紹介する。地震計の総合周波数特性は0.6～40 c/sの間で平坦，0.4 c/sで約90%の相対感度をもつ。観測時の感度は約1mm/galであった。

1970年4月から1972年3月までの間に観測された9ケの地震，およびSMAC強震計で得られた本震を含む2ケの地震の諸元と最大加速度値を表1に，震央分布を図1に示す。震央は襟裳岬沖，浦河沖から，青森県岩手県の東方沖まで広く分布し，本震を除く地震のMは4.4～7.0，震央距離は35～200 kmである。

表1 解析した地震

地震計	No.	年 月 日	時 分	震 央	深さ	M	Δ	震度	最大加速度
TUSS	6	1970．12．18	12：16	岩手県沖	40km	4.4	63km	II	6.0gal
	9	1971． 1．18	14：02	浦 河 沖	50	5.4	152	II	5.2
	10	1．30	01：43	岩手県沿岸	50	5.2	35	IV	35.6
	12	2．17	14：13	岩手県沖	40	5.3	92	II	2.9
	17	3．13	11：59	〃	30	5.3	95	II	2.8
	23	6．26	17：57	〃	30	5.0	95	III	4.1
	(25)	8． 2	16：25	襟裳岬沖	60	(7.0)	200	IV	29.2
	26	〃	20：00	〃	60	5.8	195	II	6.7
	33	1972． 3．20	00：58	青森県東方沖	80	(6.5)	60	IV	30.2
SMAC	199	1968． 5．16	09：49	十 勝 沖	20	7.9	176	V	224
		1974． 9． 4	18：20	岩手県沿岸	40	5.6	51	IV	63.

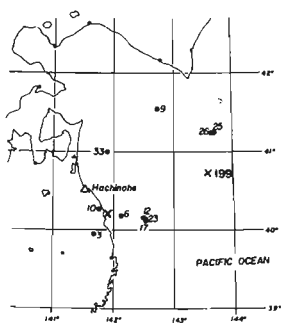


図1 震央分布

3．フーリエスペクトル

加速度波形から算出した本震の変位波形をみると周期の約2.5 secの波は，主要動の始めからほぼ15～20 secの間で卓越していること，およびMの小さい地震の震動継続時間を考慮し，各記録とも主要動の始めから15 sec間について，フーリエ加速度スペクトルを計算した。数値化におけるサンプリング間隔は約0.01 secである。

本震を除く9つの地震のスペクトルを図2に，本震のスペクトルを図3に示す。

4．地盤の増巾特性

前記共同研究の主要テーマとして行なわれた中深度による基盤探査，SMAC地点から約300mの地点で

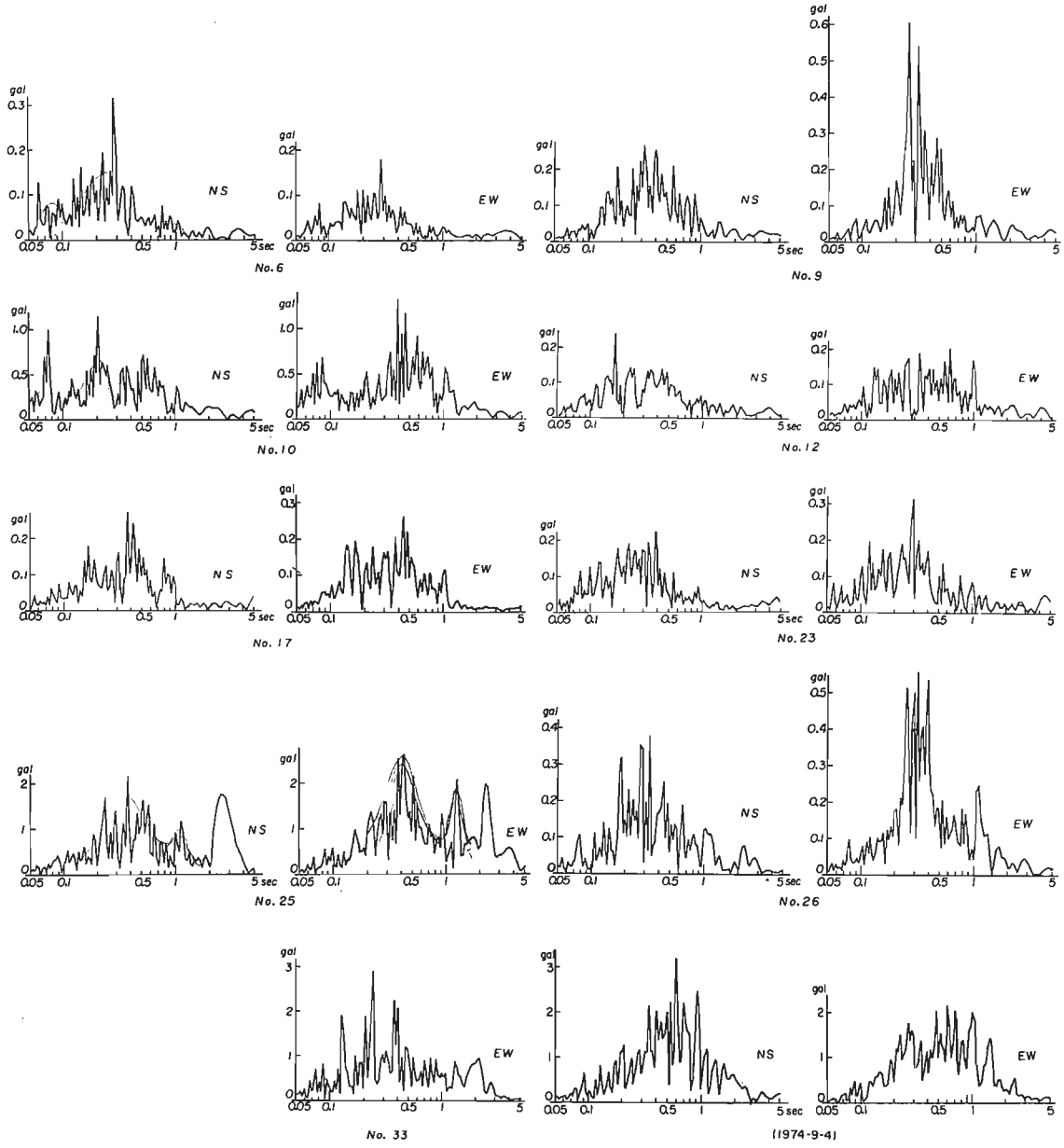


図2　フーリエ加速度スペクトル

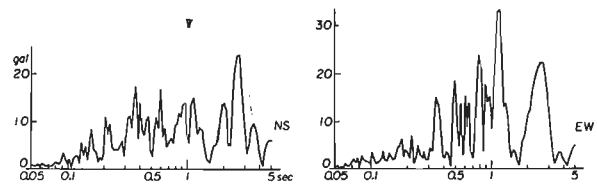


図3　1968年十勝沖地震のフーリエスペクトル

Vs (m/s)	H(m)	ρ(gr/cm³)	Q
100	2	1.8	10
160	2	1.8	10
200	5	1.9	10
275	21	1.8	10
320	30	1.7	10
340	15	1.8	10
379	105	1.9	10
690	180	2.0	10
1100	20	2.1	10
2800	∞	2.5	100

図4　地盤の構造モデル

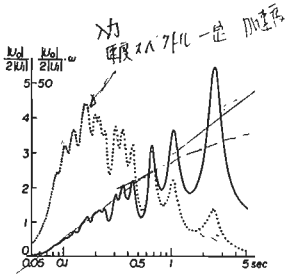


図5　増巾度スペクトル

行なわれた深度 100 m までの速度検層，SMAC 地点における深度 20 m までの速度検層[2]などの結果を用い，かつ地表から −50 m までのS波速度分布を地中地震観測の結果と合うように修正すると，SMAC 地点における基盤までの地盤構造として図4が得られた。この構造にたいして，垂直入射するS波の重複反射による増巾度スペクトルを計算すると図5の実線のようになる。

5、地震動スペクトルと地盤特性

図2に示した地震動の加速度スペクトルをみると，大部分の地震では 0.1～0.5 sec の周期範囲にスペクトルの山があり，1 sec 以上の周期でのスペクトル振巾は小さい。これにたいして，No.25の地震では 2~3 secの周期におけるスペクトル振巾が著しく大きく，1 sec 付近にもピークがあるなど，本震のスペクトルと酷似している。SMAC 地点地盤の増巾特性が 2.5 sec 付近に最大の増巾度をもつ（入射波にたいして約10倍）ことは，本震およびNO.25の地震のスペクトルを説明するのに一見都合がよいが，他の地震のスペクトルを説明することは容易でない。

一方，入射地震波のスペクトル特性を仮に速度スペクトル一定と考えると，このような入射波にたいして地表で観測される地震動の加速度スペクトルは図5の点線のような形になる筈である。すなわち，スペクトルの山は比較的短周期側に生じ，観測された大部分の地震のスペクトルと傾向がよく一致する。したがって，長周期部分で特に大きいスペクトル振巾を生ずるのは入射波の長周期部分における振巾が大きいためと考えるのが自然であろう。ほとんど同じ震源域で発生し，発震時からも本震と余震の関係にあるとみられる2つの地震，NO.25（M= 7.0）とNO.26（M= 5.8）は震源のメカニズムも伝播経路もほぼ同じと考えられるから，長周期部分におけるスペクトル振巾の大きな違いは，地震の規模に関係した震源スペクトルの相違によるものと思わざるを得ない。

6、地震動のやや長周期成分と地震のマグニチュード

地震動のスペクトル特性については，最大動あるいはスペクトルの最大振巾を与える周期とMとの関係が古くから調べられている。最近では，断層震源のモデルからの理論的推定[3]，あるいは多数の地震のスペクトル解析などから，Mによる地震動スペクトルの周波数依存性についても或る程度の議論が可能となってきた。

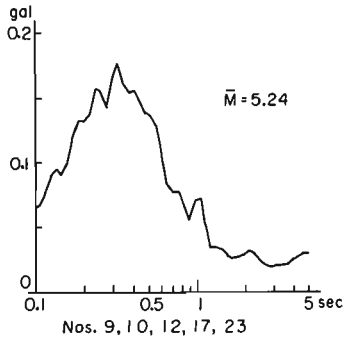


図6　平均加速度スペクトル

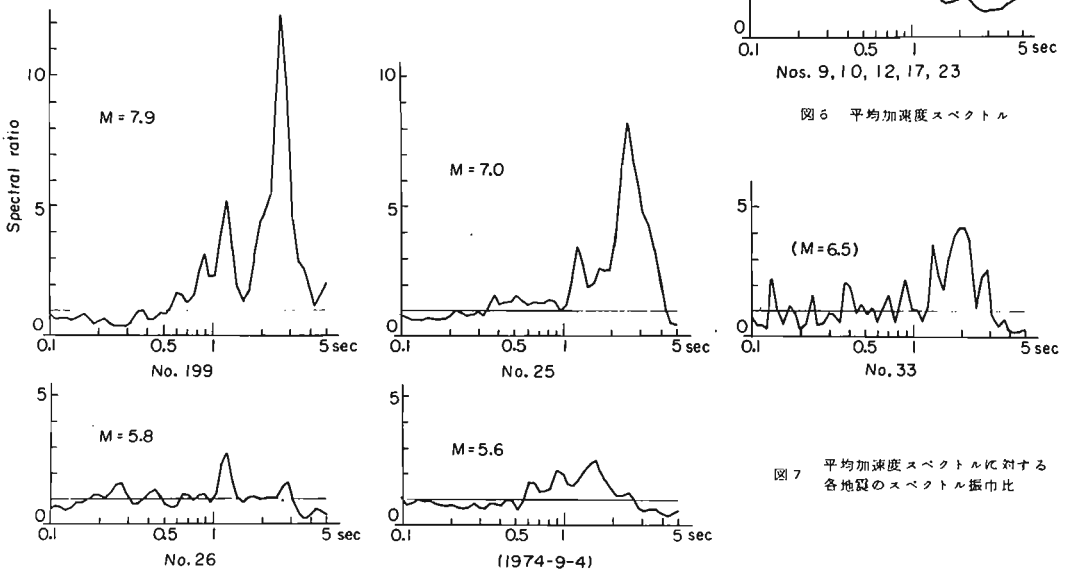


図7　平均加速度スペクトルに対する各地震のスペクトル振巾比

さて，図2において，No. 9, 10, 12, 17, 23 の5つの地震は，Mが5.0～5.4の範囲にあり，スペクトルの形もよく似ているので，これらの平均スペクトルを作ると図6が得られる。この平均スペクトルにたいする個々の地震のスペクトルの比は，両者に含まれる観測点の地盤特性が消去され，$\bar{M}=5.24$ ($\bar{\Delta}=94$ km)の地震にたいするそれぞれの地震の入射波スペクトルの相違を表わす。スペクトル比曲線を平滑化し，かつ短周期部分と長周期部分の振巾を比較するため，0.1～1 secの間の平均振巾比の値で正規化して示したのが図7である。

図7において周期2～3 secのやや長周期成分の振巾は，Mが大きい地震ほど大きい傾向がはっきりみられる。試みに，この周期範囲にあるピークの値をよみとりMとの関係を示すと図8のようになり，その値はMにたいして指数関数的に増加する。このことは，入射波のスペクトル特性（あるいは震源スペクトルの特性）と地震のマグニチュードの関係を示す興味深い結果であるが，さらにデータを追加したうえで検討する予定である。

ともあれ，以上の地震観測結果は，八戸港湾で記録された1968年十勝沖地震の地震動にみられる顕著なやや長周期成分が，M=7.9という大規模地震の震源スペクトルに深く関係したものであることを示すものであろう。

しかしながら，一応は地盤特性が消去された筈のスペクトル振巾比曲線において，なお地盤特性と類似の形を保持しているなど，さらに検討を要する点も残されている。

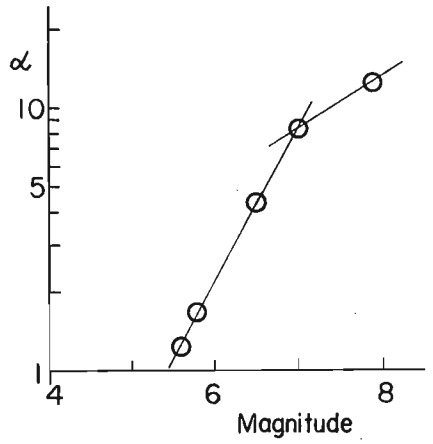


図8 2－3 secにおけるスペクトル振巾比とマグニチュードとの関係

文献

1) 「構造物災害に対する地震動特性の研究」グループ（代表者 大沢 胖），1968年十勝沖地震による八戸港湾の強震記録と地盤特性，（昭和47年6月）

2) 藤原俊郎，地震波推定のための地下構造調査，鉄道技術研究報告，No. 743 (1971)

3) Aki, K, Scaling Law of Earthquake Source Time-Function, Geophs. J. R. astr. Soc., 31 (1972), 3-25.

東大地震研究所

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976．1．20

5 やや長周期微動による深い地盤特性の把握と強震記録の解釈

鏡味洋史

1．はじめに

1968年十勝沖地震の際，北海道・東北地方の各地に設置されていたSMAC型強震計によって多数の強震記録が得られた。主な観測点を図1に示す。この地震のマグニチュードはM=7.9で，SMACの設置以来日本附近で起きた最大の地震である。これらの強震記録はただ単に大きな加速度を記録しているのみならず，マグニチュードの小さい他の地震の記録には見られなかった，大振幅のやや長周期成分の波形を記録している。この点からも，この強震記録のやや長周期成分の解明は，構造物の長大化が進み，長い固有周期の構造物が数多く設計され建設されている現在非常に重要なことであると考えられる。これらの強震記録の速度応答スペクトルは図2·3·4に示すようにやや長周期成分の性質が，観測地点により大きく異なる。図2に示した八戸·青森ではやや長周期での応答値が大きく卓越している。一方図3に示した宮古·幌萢·広尾では，その周期範囲での卓越がみられない。図4に示した室蘭·新石狩·釧路では両者の中間的性質をあらわしている。

強震記録に見られるやや長周期成分の特性は，震源スペクトルの特性もさることながら観測地点での深い地盤構成と密接な関係があると考えられる。深い地盤構成は，深いボーリング資料，地質調査資料を通じてその概略を知ることができる。しかし地震時の深い地盤の増幅特性を明らかにするためには，深い層までのS波の伝播速度を求めることが必要とされる。数100mにおよぶ深い層までの弾性波探査を行なうことは経費·期間の上で多大の努力を要する方法で，他の簡便な方法が望まれる。1秒以下の短周期については常時微動観測により比較的浅い地盤の特性を良く推定できることは金井を始め多くの研究がなされている。1秒以上のやや長周期についても微動を通じて，より深い地盤の特性が得られることを筆者らは既に示した。ここでは1968年十勝沖地震の八戸·青森·宮古·室蘭におけるやや長周期成分について微動観測結果より考察を行なう。

2．やや長周期の微動観測

1~5秒のやや長周期の微動観測は，従来1秒以下を対象としたいわゆる常時微動の観測法を単に長い周期まで延ばすという単純な操作で目的を達することは困難であり，種々の点に留意する必要がある。まず観測システムは1~5秒の周期範囲を充分カバーできる必要がある。用いたシステムのブロックダイヤグラムと総合特性を図5に示す。次にやや長周期の微動の基盤入力波は一般には脈動と考えられ，それと地下構造により副次的に生成されるものが一緒に地盤上で観測されるため，両者を分離する必要がある。換言すれば短周期微動の場合のように1点のみの独立した観測より得られたスペクトルのピークを直ちに地盤によるものとすることはできず常に多点での同時平行観測を行なうことにより，初めて入力波と地盤特性によるものとを分離することができる。

3．微動観測にもとづく深い地盤特性の把握と強震記録との比較

4地点における微動観測の結果を次に示す。

[八戸] 八戸市においては図6に示す測線を定めた。地点[o]は八戸測候所で古生層基盤上に位置している。北に進むにつれ基盤までの深さは増大しており，地点[9]はSMACの設置点である。測候所[o]に固定点を設け常に同時平行観測を行なった。1973年7月の2回の観測のスペクトル解析の結果は図7に示すごとくである。7月の記録にはまず，4秒附近に顕著なピークがどの記録にも見られる。一方測点[1]~[9]のスペクトルには他に0.7秒から2.5秒に変化するピークが見られ，ピーク周期は系統的に変化している。基盤の露頭である[o]においてはこれに対応するピークは見られない。これらのことより4秒附近のピークは地盤によるものでなく脈動によるものであり，系統的に0.7秒より4秒に変化するピークが地盤構造によるものと考えられる。7月の観測においても，この系統的に変化するピークが見られ，測点[9]より[4]に至ってピークはさらに近び3.2秒となっている。このピーク周期と地盤構造とを対比して示せば図8のごとくなる。測点[7]より[o]に至る地下構造は弾

性波探査によって求められている。その結果より（$T = 4H/V$）なる関係を用いて、卓越周期を求めると図中の点線のごとくなり、微動から求めたピーク周期とよい一致をみる。SMACの設置点Cの1における卓越周期は2.5秒で、強震記録のそれともよく一致する。

〔青森〕 青森市においては図9に示す測線を定めた。測点C1は基盤の露頭であり、SMAC設置点C10は基盤層まで約700m程度である。記録のスペクトルは図10のごとくであり、八戸の場合と同様にピーク周期の系統的な変化が見られる。ピーク周期と地盤構成との関係は図11に示すごとくであり、SMAC設置点では約3秒である。

〔宮古〕 SMAC設置点の基盤までの深さは20m程度と浅い。図12に示すSMAC設置点および近傍の岩盤の露頭3点とで測定を行なった。図13見られるように、SMAC設置点のスペクトルは、基盤上の地点と同じ形状を示しており脈動と考えられる4秒のピークが見られるのみである。従って1~5秒の周期範囲には地盤によると考えられるピークは見られない。このことは強震記録にこの周期範囲でピークの見られないことと対応する。

〔室蘭〕 図14に示すようにSMAC設置点のごく近傍に露頭があり、基盤までの深さも15m程度である。微動観測は設置点1ヶ所のみである。そのスペクトルは0.45秒に鋭いピークが見られ、2~5秒にはピークが見られない。強震記録に2~5秒のピークが見られないことは微動の結果とよく一致する。しかし1秒附近のピークについては地盤構造からも微動からも説明するのがむづかしく、基盤に到達した地震動そのものの性質とも考えられる。今後の課題としたい。

4. むすび

以上をまとめると、強震記録にやや長周期成分の卓越している地点では微動でも同じピークが得られ、逆に卓越していない地点では微動にもあらわれないという対応関係が得られた。このことより、他の地点においてもやや長周期の微動観測により深い地盤を反映する特性を把握することができ、強震動の性質を推定することができよう。

なお本微動観測は共同研究の一環として行なわれたものであり、共同研究のメンバーの諸氏に負うところが大である。

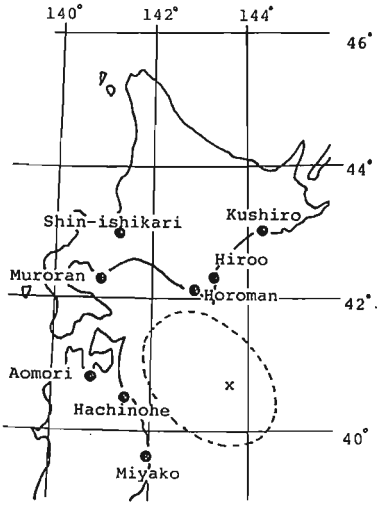


図1 1968年十勝沖地震の震源とSMAC設置点

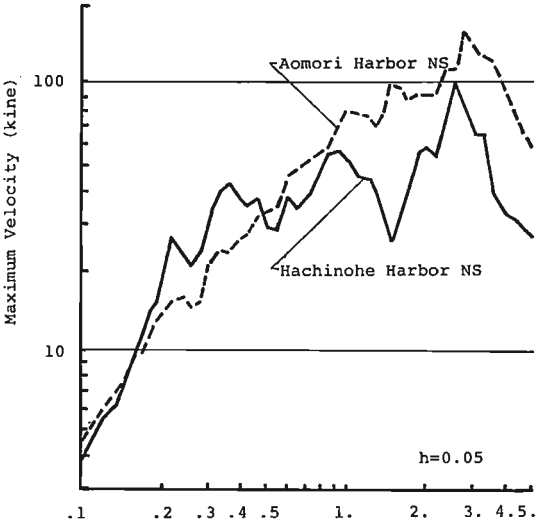


図2 速度応答スペクトル

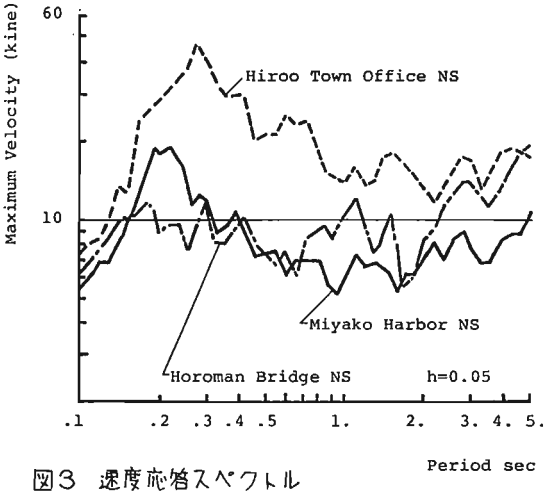


図3 速度応答スペクトル

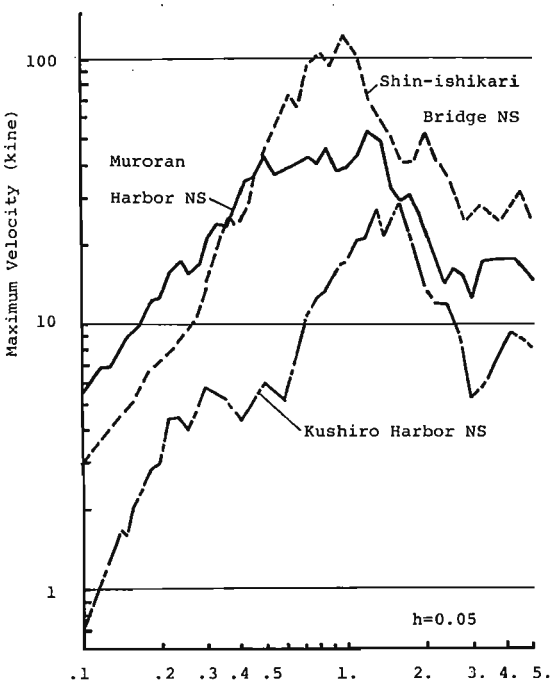
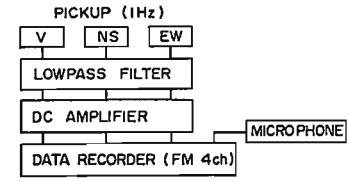


図4 速度応答スペクトル



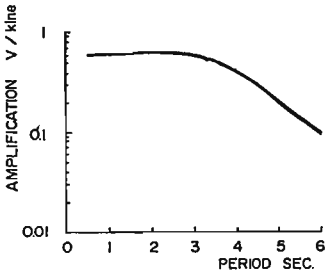


図5 観測システムの総合特性

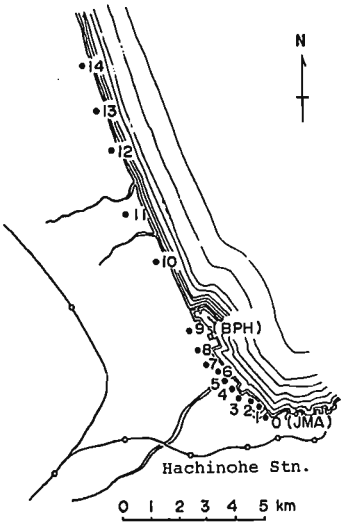


図6 八戸における微動の測定点

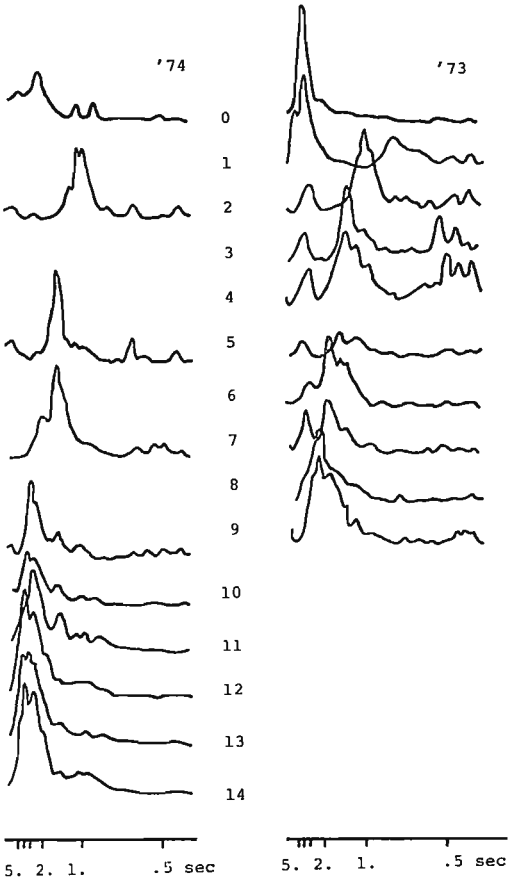


図7 八戸における微動のスペクトル

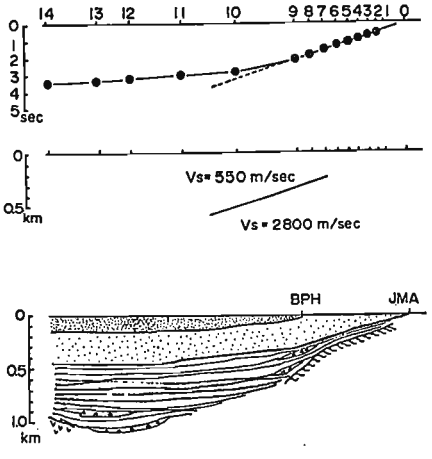


図8 八戸における微動の卓越周期と地下構造

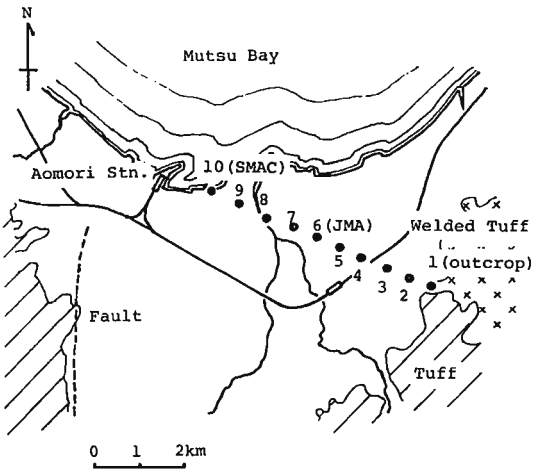


図9 青森における微動の測定点

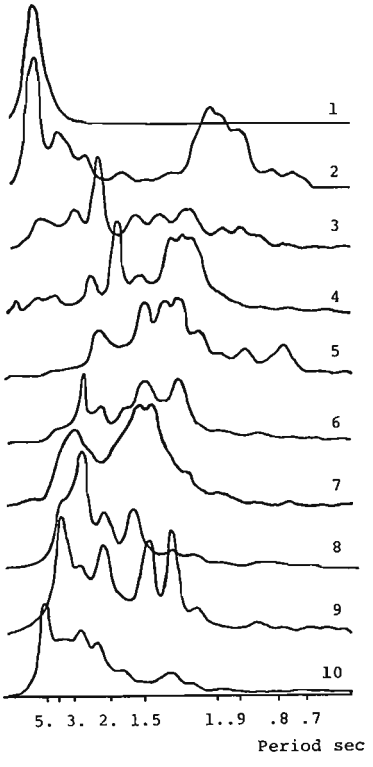


図10 青森における微動のスペクトル

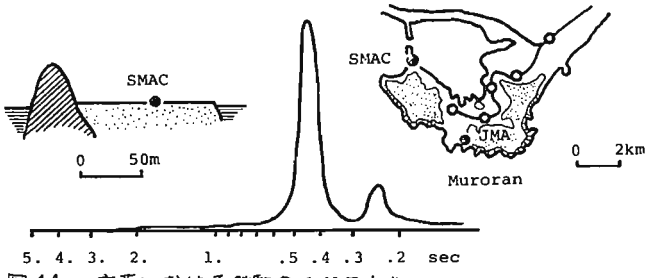


図14 室蘭における微動のスペクトル

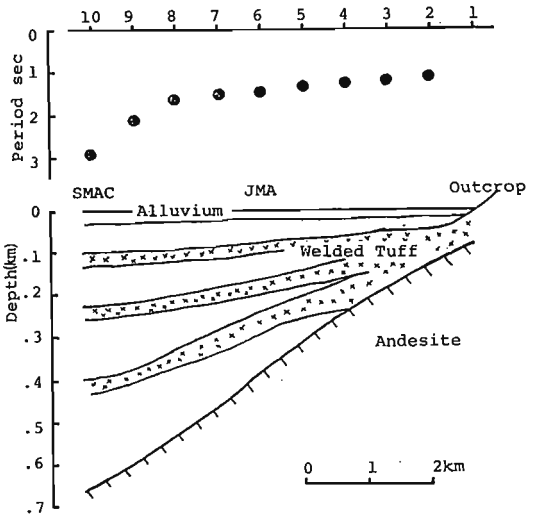
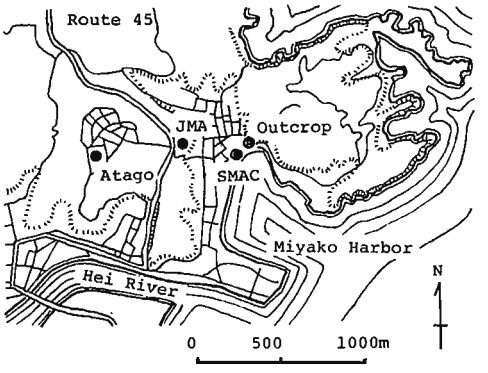


図11 青森における微動の卓越周期と地下構造



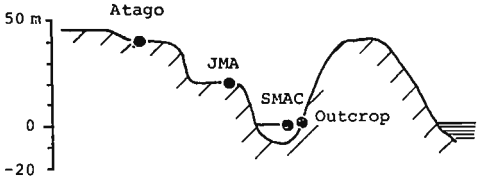


図12 宮古における微動の測定点

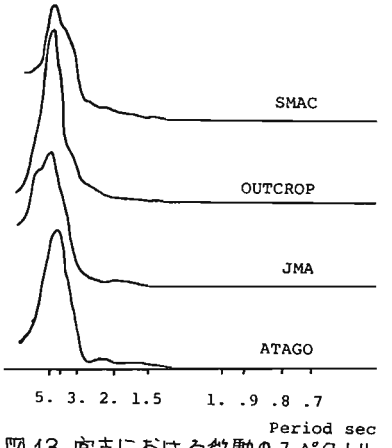


図13 宮古における微動のスペクトル

北大 建築工学教室

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976. 1. 20

1968年十勝沖地震
6 ―理論地震動との比較による2,3の考察―

石田勝彦

§1. はじめに

構造物への地震入力を考える場合、将来発生することが期待される地震の特性を考慮して、この問題を考える必要がある。この立場から、工学的に重要な短周期地震動をもあわしうると考えられる断層モデルを考え、そのモデルの妥当性、ひいては将来発生する地震の特性を考慮した地震動を Simulate する事の可能性について、1966年の Parkfield 地震について検討を行った。その結果、筆者が仮定した、Dislocation Velocity が時間の関数であるような Source Function による理論地動は、観測地動の細部にわたり良く説明することがわかった。(石田・工沢, 1975)

1968年十勝沖地震についても、Parkfield地震における場合と同様の検討を行ない、このモデルの妥当性について更に検討を行うとともに、その解析からこの十勝沖地震の特徴について若干の考察を試み、その結果について報告する。

§2. 十勝沖地震の強震地動の Simulation

2・1 断層モデル

1968年の十勝沖地震(M=7.9)の断層パラメータは、H. Kanamori (1971) により、観測された表面波に対して推定された。その値を Table 1. に示す。推定された断層面積は L=150 km, W=100 km で、破壊は断層面上の南東の端から、北西方向に一定の破壊速度(3 km/sec.)で伝播する、Uni-lateral 型である。(Fig 1.)

この断層パラメーターは、長周期の表面波にもとづいて推定されたものであるために、比較的短周期の地震波に対しては、断層パラメーターに修正を加える必要性も考えられるが、第一近似としてこのパラメーターを採用する。

Source Function については次の2つの場合について考える。

$$D(\xi_1,\xi_2,t)=\begin{cases}0 & \text{-----} \quad t-\xi_1/v<0\\ (D_0/T)(t-\xi_1/v) & \text{-----} \quad 0<t-\xi_1/v<T\\ D_0 & \text{-----} \quad T<t-\xi_1/v\end{cases} \qquad \text{---(1)}$$

$$D(\xi_1,\xi_2,t)=\begin{cases}0 & \text{-----} \quad t-\xi_1/v<0\\ (D_0/T)(t-\xi_1/v)+\sum_{n=1}^{\infty}a_n\sin\omega_n(t-\xi_1/v) & \text{-----} \quad 0<t-\xi_1/v<T\\ D_0 & \text{-----} \quad T<t-\xi_1/v\end{cases} \qquad \text{---(2)}$$

(1)式は、断層面上での Dislocation Velocity は一定な、所謂、Ramp Function である。(2)式は、Dislocation Velocity が時間の関数となり、時間によってその値は変化する。破壊は x 軸にそって破壊速度 v (km/sec.)で伝播するものと考えている。(1)式は地震学において、断層の幾何性の平均的な量を推定する時に、一般的にもちいられている関数であり、比較的長周期地震動についてはその観測波形を比較的よく説明することが出来る。(2)式は、筆者等が短周期地震動をもあらわすモデルとして仮定した関数で、1966年の Parkfield 地震に対して一応成功したものである。

所で、長宗(1969)によれば、各地の一倍強震計(気象庁, T=5~6 sec. V=8)の十勝沖地震の本震の記録上に、S波の後に顕著な波(長宗のいう I 波)がみられ、この I 波を S 波と考えた時の走時から、I 波の

発震位置を推定した結果，その位置を（40°35′N，142°20′E）と定めた。これは，JMAによる本震位置（40°44′N，143°35′E）にくらべると約100km程西方にあたる。このI波の発震位置による断層パラメーターの修正については、今後の問題とし，今回は考慮していない。

なお、媒体は無限弾性体を仮定し，理論地動の計算はHaskell（1969）の方法によっている。

2・2 観測地動と理論地動の比較

2・2・1 Dislocation Velocity一定（Ramp Function）の場合

Fig 2. とFig 3. に観測地動と理論地動の比較を示す。観測地動は気象庁の一倍強震計の記録で，観測点はハ戸と浦河である。理論地動はRise Time = 8.0 sec, 6.0 sec, 4.0 sec, の場合についてもとめたものである。図から，ハ戸・浦河のいづれの場合においても，長宗のいうI波の出現直前までについては、微細な部分を除けば，観測波形と理論波形は比較的良く一致している事がわかる。しかし，観測波形のI波以後の大振巾については、理論波形はその部分を説明する事が出来ない。

長宗（1969）は、I波についてはFig 4. の余震分布図に明示してあるI点から発生したS波であり、その発生機構をStopping Phaseの一種であると考えた。本論文においては既にのべたように，破壊は断層面上を一定の破壊速度をもって破壊が伝播するものと仮定している為に，このI波が計算されていないものと考えられる。従って、このI波を計算する為には、このI点の近傍で破壊の伝播を一度止めるか、又は破壊速度を小さくする等の修正をほどこす必要があるかもしれない。

I波以後の大振巾については次のような場合が考えられる。

(1). I点を震源とするもう一つの地震による。

(2). I波又はI波の近傍の波はI点から出たS波であるとしても、それ以後の大振巾は表面波が優性で、これは仮定した断層（L=150 km, W=100 km）の寄与によるものである。

しかし，(1)の場合では、仮定した断層面積でI波直前までの地動を一応説明することが出来る為に、もう一つの断層の面積はこの断層と少なくとも同程度の大きさのものを考えることになり不自然である。(2)の場合について若干の考察を試みる。ハ戸・浦河両観測記録とも最大振巾における解析が困難である為、釧路における一倍強震計記録からの類推を試みる。

Fig 5. に釧路の一倍強震計記録と，それのRadial成分とUD成分のProduct［U×R］を示す。波のTypeを分類する方法の一つとして、2成分（Radial成分とUD成分）のMotion Productから、Polarization Angleの違いを利用して，P波，SV波，Rayleigh波を分類する方法がある。（G.H.Sutton et al., 1963）図中Iは長宗によるI波である。このI波部分近傍の十数秒は［U×R］成分が負であり、その後は振動していることが明瞭に見うけられる。これから、I波部分の十数秒は実体波（SV波）であり、それ以後の大振巾は表面波（Rayleigh波）であることが推定される。

釧路とは異なった観測点の記録に対して、この結果を直接あてはめる事は多少問題があるかも知れないが，ハ戸・浦河における観測記録においてI波を天々基準に考えると、I波近傍では実体波（SV波）であり、それ以後の大振巾は表面波（Rayleigh波）である可能性が強いと考えられる。このことは、又、Fig 6. Fig 7. に示したハ戸・浦河の観測記録において最大振巾部分の波の減衰がかなり小さい事も表面波であることを示唆していると思われる。I波部分が実体波（SV波）と考えられることは長宗の分析結果とも矛盾しない。

なお、半無限弾性体を仮定した時の理論波形においても、この大振巾の部分が説明されていないのは、一様均質な半無限弾性体を仮定し，しかもSource FunctionとしてRamp Functionを仮定している為と思われる。

Fig 8. とFig 9. はハ戸・浦河における理論地動のスペクトルと，その理論地動部分に相当する部分の観測地動のスペクトルの比較である。長周期部分におけるスペクトル振巾はほぼ等しいが，短周期部分の振巾に差がみ

られ，理論地動のレベルが低い。これはハ戸EW成分において特に顕著である。

2・2・2 Dislocation Velocityが時間の関数である場合

Fig10.は(2)式によるハ戸における理論地動と観測地動の比較である。理論地動は、Tn = 2.0 sec.と1.0 sec.の場合について，夫々Rise Time = 8.0 sec., 6.0 sec., 4.0 sec.,の場合をもとめている。結果はParkfield地震の場合にくらべて不明瞭であるが，比較的こまかな点まで観測記録波形の特徴をあらわしていると思われる。この場合においても観測記録の最大振巾部分については説明されていないが，これは(2・2・1)節の場合と同じ理由であると考えられる。計算例がTn = 2.0 sec.,と1.0 sec.,の2例であり更に詳細な検討が必要と考えているが，Ramp Functionの場合にくらべて，より短周期成分についても比較的観測記録の特徴に合う傾向にあり、本例の場合では、Tn = 2.0 sec.,の方がハ戸観測点の一倍強震計記録の特徴に合う傾向にあると思われる。

Fig11.はTn = 2.0 sec., Rise Time = 6.0 sec.,の場合の理論地動のスペクトルと，相当する観測地動のスペクトルとの比較である。Source FunctionとしてRamp Functionを仮定した場合に比べると、スペクトルの形，振巾レベルは相対的にはよく一致していると思われる。又、観測地動のスペクトルにおいて、2.5 sec.,近傍に一つのピークがみられるが，このピークと，SMAC記録の2.5 sec.,近傍のピークのメカニズムが同一かどうかは不明である。

2・2・3 ハ戸港湾のSMAC型強震計記録についての若干の考察

Fig12.とFig13.にSMAC記録の加速度波形と速度波形を示す。SMAC記録には絶対時間が記入されていない為に、一倍強震計記録の波形との対応は困難であるが，ここでは一応，村松(1972)によるI波の対応を基準に考える。図中Iで示した部分がそれである。このIを基準に考えると、加速度波形の主要動はおよそ7 sec.程度であり、これは一倍強震計記録(ハ戸測候所)のI波の極く近傍にあたっている。このSMAC記録の波のTypeを検討する。Fig12.とFig13.における[U×R]はRadial成分とUD成分のMotion Productである。嶋(1970)はこの結果から主要動部分から表面波が優性であると考えた。この点を更に検討する為に，Particle OrbitとRunning Fourier Spectrumをもとめた。Fig14.は速度波形の5 sec.間ごとのRadial成分，Transverse成分とUD成分のOrbitである。Orbitはかなり複雑な軌跡をえがいているが，主要動部分にあたる5 sec.～15 sec.のOrbitの特徴の概要はほぼ同一と考えられ，同一Typeの波が卓越していることが期待される。Fig15.は速度波形のRunning Fourier Spectrumと地動のエネルギー(速度の2乗量)のTotal量を示したものである。十勝沖地震はハ戸港湾におけるSMAC記録のスペクトルにおいて約2.5 sec.に大振巾がみられたことで，地震工学上重要な問題を提起した。水平2成分において約2.5 sec.近傍に最大ピークがみられるがEW, NS各成分ではその生起時間に多少のずれがみられる。又エネルギーの増加率もEW, NS各方向では異なり、EW方向では13 sec.あたりまでは増加し，それ以後はほぼ一定の値になっているが，NS方向では20 sec.あたりまで増加しており、又，総エネルギー量もNS成分はEWより大きい。Running Spectrumにおいて各時間におけるSpectrumの卓越周期には，時間の推移による明瞭な変化はみられない。

ハ戸港湾のSMAC記録は軟弱な表層地盤の影響によると思われる効果で非常に複雑な波形となっている為に、これ等のSMAC記録の解析結果からだけでは、波のTypeを明瞭に規定することは困難なことである。しかし、釧路の一倍強震計記録の結果をも合わせ考えると、SMAC記録上の主要動部分はTime Scaleの違いから、一倍強震計記録上のI波部分の極く近傍にあたり、一倍強震計記録のこの部分はS波(SV波)と考えられることから、SMAC記録の主要動部分は表面波と考えるよりも，夫々の記録上のI波の対応が正しければ，むしろ実体波(S波)の可能性が強いのではないかと考えられる。又、I波はFig4.のI点から発生した波と考えられていることから(長宗,1969)加速度記録はその計器設置位置近傍の断層運動の影響を強く受ける事例の一つをこの結果は示しているのではないかと思われる。一方、スペクトルにおいてみられる2.5 sec.の振巾については、地盤の増巾特性と震源特性の両方の影響が考えられ、地盤の増巾特性については既に検討されている。(田中・吉沢,1973, 坂尻・成瀬他,1974)

震源特性の影響については、まだ不明瞭な点が多く定かではないが、ハ戸測候所における一倍強震計観測記録のスペクトルにおいて、2.5 sec. 近傍に一つのピークがみられる。もし、ハ戸港湾の卓越として、このハ戸測候所の地盤を考えることが可能であれば、SMAC 記録の 2.5 sec. に寄与する震源の特性の影響を期待する事が出来ると思われるが、この点については更に詳細な検討が必要である。

§3. まとめ.

十勝沖地震の解析結果から次のような事が考えられる。

(1). 十勝沖地震のハ戸・浦河における一倍強震計記録は、I 波の直前までは、断層面積 L = 150 km, W = 100 km の断層でおよそ説明出来る。

(2). I 波の発震位置は、長宗により本震の震源（JMA）から西方に約 100 km の地点で、この I 波は Stopping Phase 現象によると考えられる S 波であると推定されているが、これは釧路における一倍強震計記録の Motion Product から S 波（SV 波）と推定された結果と矛盾しない。又、一倍強震記録の I 波以後の不規則は、Motion Product から表面波（Rayleigh 波）と考えられ、これは(1)の断層面積の寄与によるものと考えられる。

(3). ハ戸港湾における SMAC 記録のま動は I 波からおよそ 7 sec. 程度であり、この部分が実体波の表面波かを SMAC 記録から推定するのは困難であるが、一倍強震計の解析結果をも考え合わせると、この主要動部分は、I 点近傍の断層運動による S 波（SV 波）の可能性を示唆しているものと考えられる。

(4). このことは、加速度記録はその観測点近傍の断層運動の影響を強く受けていることを示していると思われる。

(5). Ramp Function を仮定した理論地動は、観測地動の概略を良く説明しているが、細かな部分、特に卓周期部分については説明することが出来ない。

(6). Dislocation Velocity が時間の関数である Source Function ((2)式) の場合の理論波形はハ戸の観測波形の比較的短い周期の部分においても、Ramp Function による結果にくらべて、その波形の特徴を説明する傾向にあると思われる。しかし、Parkfield 地震の場合にくらべると不明瞭である。

(7). (2) 式の Source Function による理論波形のスペクトルと観測波形のスペクトルは、その形・振巾レベルともほぼ一致していると思われる。

十勝沖地震の場合は、Parkfield 地震の場合にくらべて地震規模にかなりの差があり、又観測点の条件の違いもあってかなり複雑である点に、後者の場合ほどはその解析結果は明解ではない。しかし、比較的短い周期の地震波の特徴を Dislocation Velocity が時間の関数となるようなモデルでかなりのところまで説明することが出来るのではないかと考えられる。従って、このような地震メカへのアプローチは、現在一般に行なわれているアプローチに加えるに十分な価値を有していると思われる。このようなアプローチに適した地震計配置について、一考を期待したい。

終りに、この解析において地震研究所の宇津教授、茂木教授、嶋教授には親切な議論をしていただいた。又、半無限弾性体の場合の理論地動は、東大地球物理教室の川崎一朗氏の手をわずらわせた。あわせてお礼申しあげます。

参考文献

(1) N.A. Haskell., Elastic displacement in the near field of a propagating fault, B.S.S.A., Vol 54, 1969

(2) H. Kanamori., Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968 - Contribution of the lithosphere at a junction of two trench, Tectonophysics, Vol. 12, 1971

(3) 宇津徳治., 大地震生成の過程（1968年十勝沖地震および1963年エトロフ島沖の地震）, 地震, 第2輯, 第22巻, 1969

(4) 石田勝彦, 大沢胖., 震源特性を考慮した強震地動－1966年 Parkfield 地震と1968年十勝沖地震－第4回国内地震工学シンポジウム, 1975

(5) 村松郁栄., 1968年十勝沖地震におけるハ戸港湾の強震記録と地盤特性, 橋梁物災害に対する地震動特性の研究報告書（代表, 大沢胖）1972

Table 1. Parameters of the fault of Tokachi-Oki earthquake.

Dip Direction	S 66°W
Dip Angle	20.0°
Dimension	150.0 x 100.0 km^2
Left Lateral Slip	3.2 m
Revers Dip Slip	2.5 m
Rise Time	8.0 sec, 6.0 sec, 4.0 sec,

(After H.Kanamori)

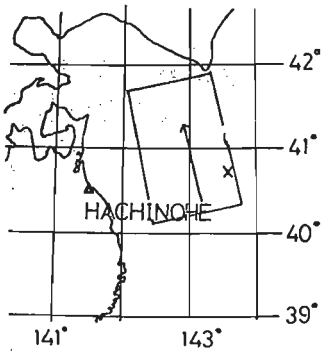


Fig 1. Fault plane of the 1968 Tokachi-Oki earthquake. (after H.Kanamori)

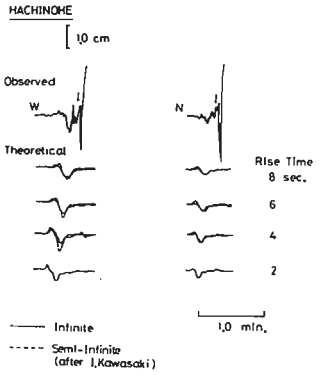


Fig 2. Comparison of the observed earthquake ground motions of 1968 Tokachi-Oki earthquake and theoretical ones computed for a fault model of above earthquake.(at Hachinohe station)

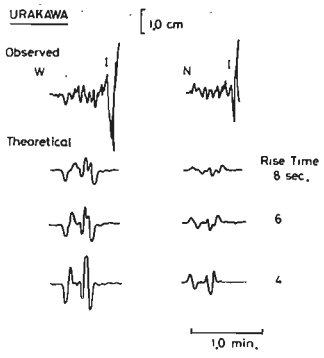


Fig 3. Comparison of the observed earthquake ground motion of 1968 Tokachi-Oki earthquake and theoretical ones computed for a fault model of above earthquake.(at Urakawa station)

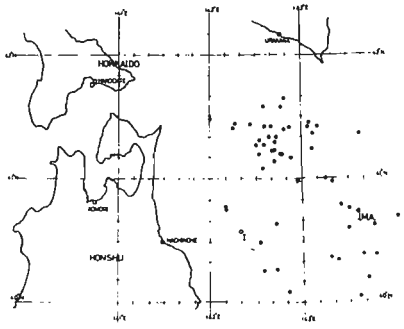


Fig 4. Distribution of epicenters of aftershocks of the 1968 Tokachi-Oki earthquake. The origin of the I-wave is indicated as I-point by T.Nagamune.

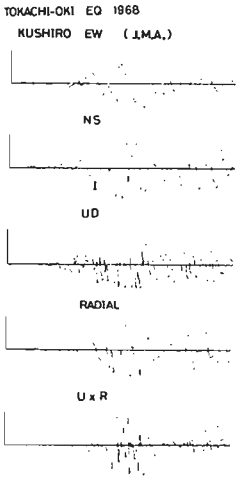


Fig 5. Observed earthquake ground motion at Kushiro station.(JMA) The instrumental constant are; magnification=1.0, free period=6.0sec. (UxR) component is the motion product of radial and UD components.

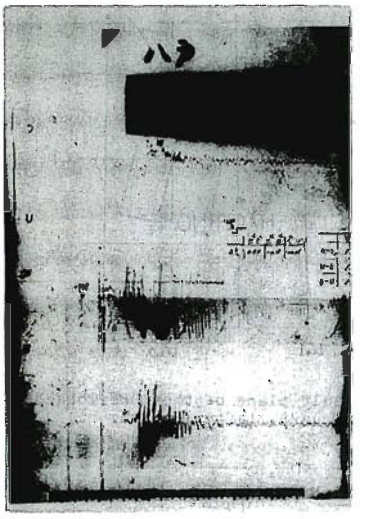


Fig 6. Example of earthquake motion of 1968 Tokachi-Oki earthquake observed at Hachinohe station.(Instrumental constant are: magnification=1.0 free period=6.0sec.)

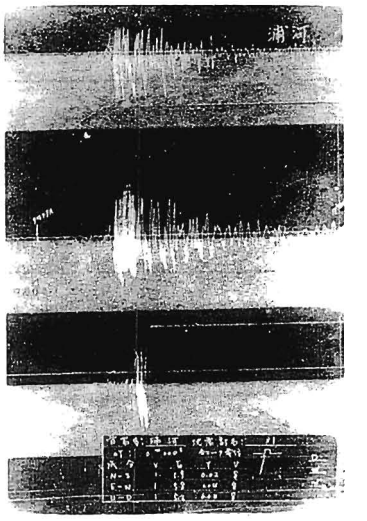


Fig 7. Example of earthquake motion of 1968 Tokachi-Oki earthquake observed at Urakawa station. (Instrumental constant are: magnification=1.0 free period=6.0 sec.)

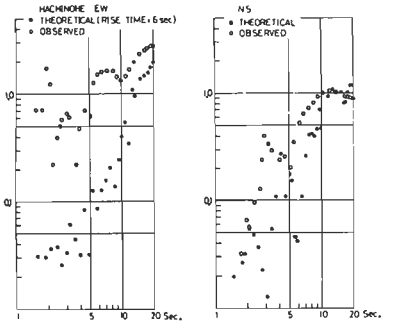


Fig 8. Comparison of observed and theoretical spectrum of 1968 Tokachi-Oki earthquake at Hachinohe station.

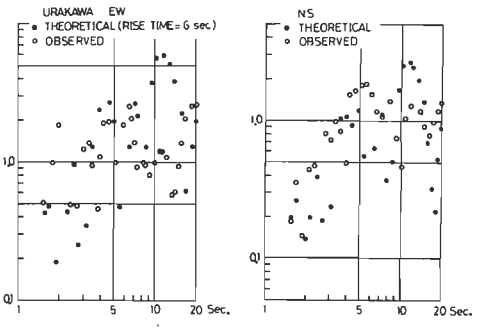


Fig 9. Comparison of observed and theoretical spectrum of 1968 Tokachi-Oki earthquake at Urakawa station.

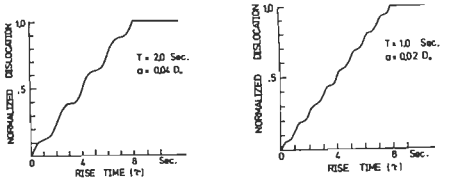


Fig 10a. Example of source functions considered the change of dislocation velocity.

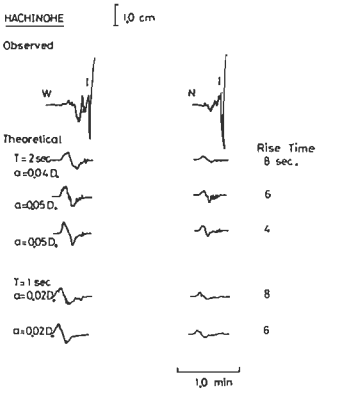


Fig 10b. Comparison of the observed and theoretical earthquake motions of 1968 Tokachi-Oki earthquake. The source function used for a computation of theoretical ones is the function considered the change of dislocation velocity. (at Hachinohe station)

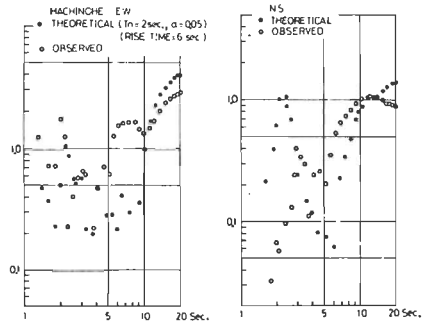


Fig 11. Comparison of observed and theoretical spectrum of 1968 Tokachi-Oki earthquake. (source function is one considered the change of dislocation velocity)

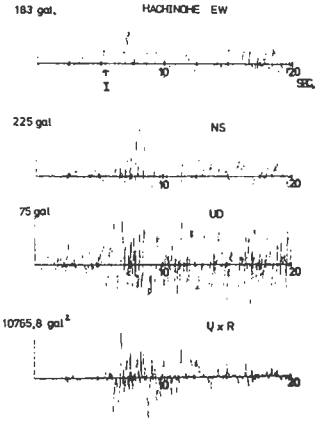


Fig 12. Earthquake accelerograms at Hachinohe Harbor station and motion product of radial and ud components.

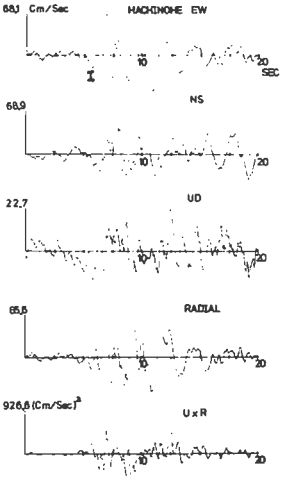


Fig 13. Ground velocity obtained from integration of accelerograms and motion product of radial and ud components.

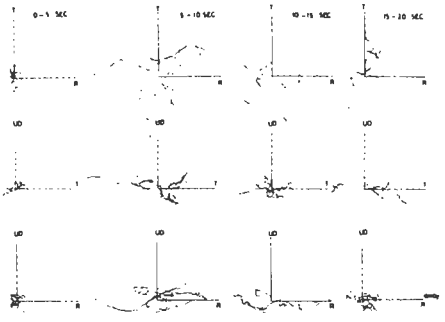


Fig 14. Orbits of ground velocity of radial, transverse and UD components.

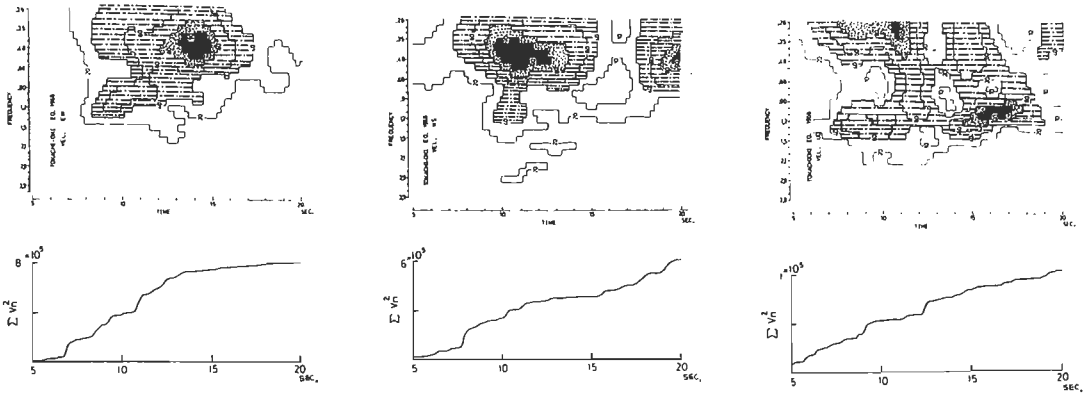


Fig 15. Running fourier spectrum and cumulative energy of 1968 Tokachi-Oki earthquake.

東大地震研究所

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976. 1. 20

7 関東地震の記録

正会員 山原 浩

1. はじめに

筆者らは、さきに東京本郷の東大地震学教室において実測された関東地震の記録から本震の変位波形を復原し、それをもとに本震の速度および加速度波形を推定した。[1,2] この研究の目的は、工学的にほとんど利用されないまま放置されていた当時の貴重な資料を、なんとか活用しないということにあった。その過程においてとくに長周期成分に関心があったわけではなく、周期10秒以上の成分波は一応ドリフトと見なし、波形処理の中で解析的に除去している。そこで本シンポジウムの主題である「やや長周期成分」といった観点から、この研究の過程をもう一度見直し、関東地震におけるやや長周期成分の評価を試みることにしよう。

2. 変位波形の復元について

関東地震は余震については数多のほぼ完全な記録が残されているが、本震については主要動付近において描針が逸脱したり、振止めに当ったりして完全な記録をとどめているものはひとつもない。なかでも比較的よく記録されているのが2倍地震計によるEW成分で[3]、この記録を足がかりとして復元作業に入った。

この地震計は水平成分の振子の固有周期が10秒で、油の制動器を有すると記載されている。振子の減衰定数に関しては正確な数値はわからないが、水平動については少なくても約7秒以下の成分波に対しては、ほぼ変位記録を表わしていると見なすことができる。まずもとの地震記録を5倍に写真拡大し、初期微動の初め(P)から振幅を読取った。しかし初動より16.45秒後の主要動に入った部分において描針がはずれ、それから約10秒間の記録を読取ることができない。今村明恒博士は、主要動のはじまりを初動から12.4秒後としている。したがって描針は、主要動に入って4.05秒に逸脱したことになる。この時間帯においてはNS成分の記録もどうにか読取可能であるので、同博士は主要動初期の実動として図1を示している。

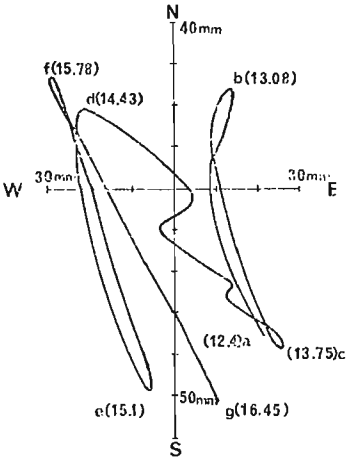


図1. 主要動初期の実動

EW成分の記録の描針が逸脱してから復元するまでの約10秒間については、波形の解析上なんとかしてその空白部分を補てんしなければならない。今村博士は、震災予防調査会報告においてつぎのように述べている。

「9月1日午後2時22分49秒に起った余震は、上下動の記象が比較的よく相似ており、かつ推定せられる震源が本震とあまり違はないから水平動の記象も互に似るはずであるが、いま東西動を比較してみると時の経過にしたがい、その波動の周期の変化していく状態がとくに相似ており、また初めの2分間位における波動の大きさの変化も相当に相似ている。」 さらに同博士は、この余震と本震との相似性が成立つものと仮定し、本震の最大振幅の推定を行なっている。そこで本研究においても両者の相似性が成立つものとし、この余震記録のEW成分波を比例拡大して本震記録の約10秒間の空白部分を埋めることにした。

このようにして読取られた振幅値について、まず記録ペンの円弧補正を行なった。円弧補正を行なった振幅の時系列を x_i ($i=1,2,3,\cdots$) とすると、x_i はかなり凹凸があり時間間隔も不規則な数列になる。そこで x_i について図2に示すように相隣る6点ずつ最小自乗法による3次曲線を求め、その中央の区間の時刻に対応する振幅を求めることにした。すなわち、3次曲線を $g(\tau)=a_0+a_1\tau+a_2\tau^2+a_3\tau^3$ とおけば、偏差の自乗和は $E=\sum\{x(\tau)-g(\tau)\}^2$ となる。E を最小にする条件は $\partial E/\partial a_r=2\sum\{x(\tau)-g(\tau)\}^2/\partial a_r=0$ ($r=0,1,2,3$) であるから、

これよりつぎのような正規方程式が導かれる．

$$\begin{bmatrix} 6 & \Sigma\tau_i & \Sigma\tau_i^2 & \Sigma\tau_i^3 \\ \Sigma\tau_i & \Sigma\tau_i^2 & \Sigma\tau_i^3 & \Sigma\tau_i^4 \\ \Sigma\tau_i^2 & \Sigma\tau_i^3 & \Sigma\tau_i^4 & \Sigma\tau_i^5 \\ \Sigma\tau_i^3 & \Sigma\tau_i^4 & \Sigma\tau_i^5 & \Sigma\tau_i^6 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \Sigma x(\tau_i) \\ \Sigma x(\tau_i)\tau_i \\ \Sigma x(\tau_i)\tau_i^2 \\ \Sigma x(\tau_i)\tau_i^3 \end{Bmatrix} \qquad (1)$$

上式を a_r $(r=0,1,2,3)$ について解くことにより，$g(\tau)$ が定まる．時刻 τ_i から τ_{i+1} の区間の振幅を，時間間隔 $\Delta t = 0.025$ sec ごとに求めることにした．なお原記録では描針が両側の振止めに当ったと思われる箇所がすく見受けられる．これらの部分は結局前後の傾向から3次曲線によって補充されることになる．以上のような波形の復元過程において，復元の精度はともかくとして，とくに長周期成分を排斥するような要素は含まれていない．

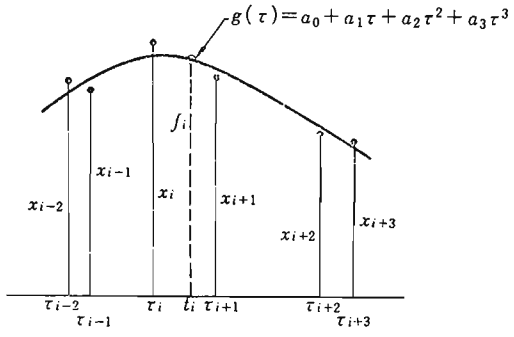


図2　測定点の3次曲線補間

3. 波形処理について

前章の方法によって時間間隔 $\Delta t = 0.025$ sec ごとに読取られた変位振幅の時系列を $f(t)$ とすれば，$f(t)$ はつぎのように有限フーリエ級数に展開することができる．

$$f(t) = \frac{A_0}{2} + \sum_{n=1}^{N-1} \{A_n \cos\omega_n t + B_n \sin\omega_n t\} + \frac{A_N}{2}\cos\omega_N t \qquad (2)$$

ただし

$$A_n = \frac{2}{T}\int_0^T f(t)\cos\omega_n t\,dt, \quad B_n = \frac{2}{T}\int_0^T f(t)\sin\omega_n t\,dt, \quad \omega_n = \frac{2n\pi}{T}$$

である．ここで，n：正の整数，ω_n：成分波の角振動数，T：読取データの全長である．

まず，読取られた波形 $f(t)$ の中にはかなりドリフト思われる長周期成分が目立つので，つぎのようにして数値解析的に周期10 sec 以上の成分を除去した．

$$f(t) = \sum_{n=n_c}^{N-1} \{A_n \cos\omega_n t + B_n \sin\omega_n t\} + \frac{A_N}{2}\cos\omega_N t \qquad (3)$$

ただし，n_c は高域フィルターの下限値であり，本例の場合 $n_c = T/10$ になる．すなわち，$n \le n_c$ なる振動数領域においては，$A_n = B_n = 0$ とおいたことになる．

つぎに，式(2)の両辺を~~微分~~すれば

$$f'(t) = \sum_{n=1}^{N-1} \{B_n\omega_n \cos\omega_n t - A_n\omega_n \sin\omega_n t\} - \frac{A_N}{2}\omega_N \sin\omega_N t$$

これをフーリエ級数の形で表わせば

$$f'(t) = \sum_{n=1}^{N-1} \{A_n' \cos\omega_n t + B_n' \sin\omega_n t\} + \frac{A_N'}{2}\cos\omega_N t \qquad (4)$$

ただし

$$A_n' = \frac{2}{T}\int_0^T f'(t)\cos\omega_n t\,dt = \omega_n B_n$$

$$B_n' = \frac{2}{T}\int_0^T f'(t)\sin\omega_n t\,dt = -\omega_n A_n$$

$$A_N' = 0$$

さらに式(4)を微分すれば，加速度についてつぎのようなフーリエ級数が得られる．

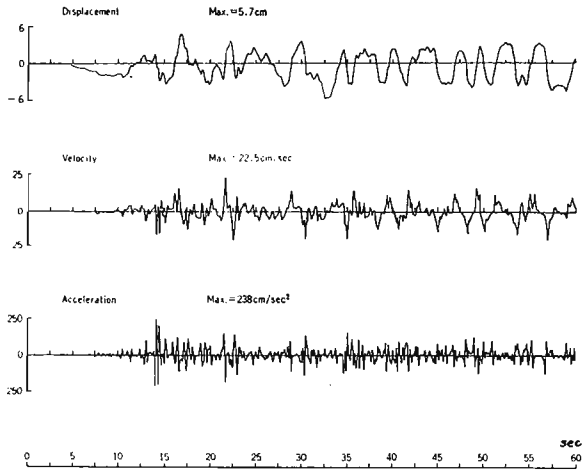


図3　関東地震 EW 成分の復元変位波形と推定速度および加速度波形

$$f''(t)=\sum_{n=1}^{N-1}\left\{A_n''\cos\omega_n t+B_n''\sin\omega_n t\right\}+\frac{A_N''}{2}\cos\omega_n t \qquad (5)$$

ただし $A_n''=\frac{2}{T}\int_0^T f''(t)\cos\omega_n t\,dt=\omega_n B_n'=-\omega_n^2 A_n,\quad B_n''=\frac{2}{T}\int_0^T f''(t)\sin\omega_n t\,dt=-\omega_n A_n'=-\omega_n^2 B_n,\quad A_N''=0$

なお これらのフーリエ級数に関する数値計算は，測定点数を 2^n としてＦＦＴを用いて行なった。本解析では，時間間隔 $\Delta t=0.025$ sec とし，データ総数 $N=4096$ として計算を行なった。したがって本解析に含まれる成分波の最大周期は 102.4 sec となり，その 1/2，1/3，1/4，・・・（51.2，34.1，25.6，・・・sec）といった長周期成分が含まれることになる。ただし 10 sec 以上の成分波の振幅は，式(3)によって人為的にすべて０としてある。

本シンポジウムの中心テーマであるやや長周期成分（１～10sec）については，1.024 secから 9.309secまで合計 90 の成分波が含まれていることになる。したがって本解析の過程において，とくにやや長周期成分をつぶしてしまったとは考えられない。なお図３は，このようにして復元・推定された関東地震ＥＷ成分の変位・速度・加速度波形を示したものである。

4. 関東地震の記録に見られる工学的意義

以上のような方法によって関東地震のＥＷ成分の地動を分析すると，最大変位は 5.7㎝，最大速度は 22.5 cm/sec，最大加速度は 238 gal と推定された。しかしこの地震のＮＳ成分は，地震記録の描針の振れ具合から見ても，ＥＷ成分よりかなり大きかったことが容易に推測される。図１に示す描針が逸脱するまでの主要動初期の実動を見ると，ＮＳ成分の最大振幅はＥＷ成分のそれの約 1.6 倍になっている。また，本震に非常に類似した特性をもつといわれる余震の記録を見ても，両者の最大振幅比がやはり約 1.6 倍になっている。このような最大変位振幅の比率がそのまま最大加速度の比率を意味するとは限らないが，加速度においてもその程度の差があったと考えれば，ＮＳ成分の最大加速度は 381 gal ということになる。本震のＮＳ成分については推定の足がかりとなる十分な記録がないため確実なところはわからないが，以上のような論理から最大加速度はおよそ 380gal に達したものと推定している。

図４は本震と余震（９月１日午後２時22分49秒）の加速度応答スペクトルを示したものである。同図では両者の最大加速度が 100gal になるように規準化し，減衰定数を５％として与えてある。本震および余震のいずれも 0.3sec 付近において卓越し，本震の応答倍率は約５倍に達している。また，これら２つの地震のスペクトル

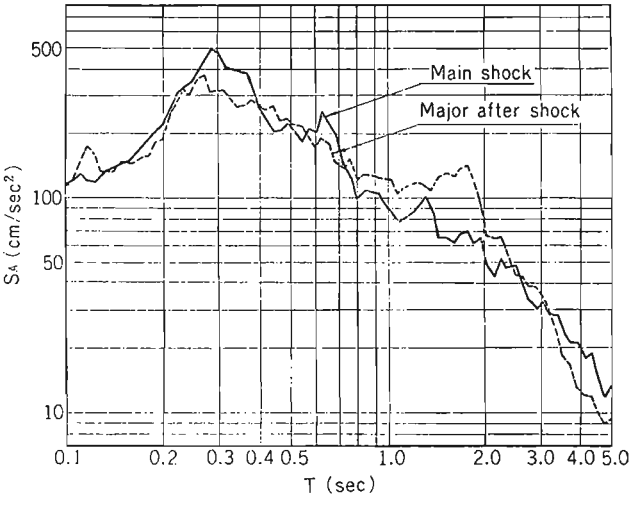


図４　関東地震の本震および余震（9月1日 2:22:49 PM）のEW成分加速度応答スペクトル（α_{max}を100gal に規準化）

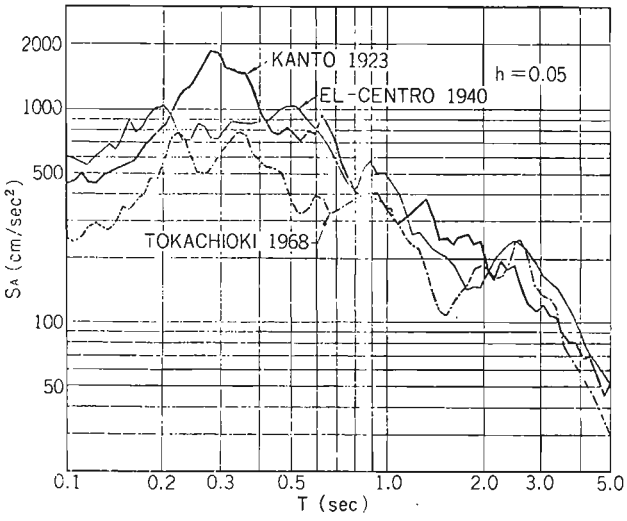


図５　３種の地震波による加速度応答スペクトルの比較

は全般的によく似ているが，周期1～2secの領域において余震の応答レベルが本震の場合よりかなり高くなっている．

図5，図6，図7は，EL-CENTRO 1940 NSとHACHINOHE 1968 NSとそれぞれ加速度応答スペクトル，速度応答スペクトル，変位応答スペクトルによって比較したものである．ここで用いた関東地震の波形は，さきに述べた理由によりEW成分の推定波形の1.6倍，すなわち最大加速度を381 galとしてある．これらの図から，関東地震の特徴は，周期0.2secから0.4secの領域の応答レベルが他の2つの地震に比べて著しく高いことと，周期1secから2secの領域において他の2つの地震に見られるような凹みがなく，むしろこの領域における応答レベルが平均的傾向よりやや高くなっていることだといえよう．その他の周期領域においては絶対値レベルの差はあっても，スペクトルとしての全体的傾向はかなり類似している．史上最大の惨事の因をなした関東地震であっても，こうして見るかぎり決してわれわれの想像や既成概念を越えるような例外的地震ではなかったようである．最大加速度においても，スペクトル特性においても，既往の強震記録とほぼ同類のものといえよう．

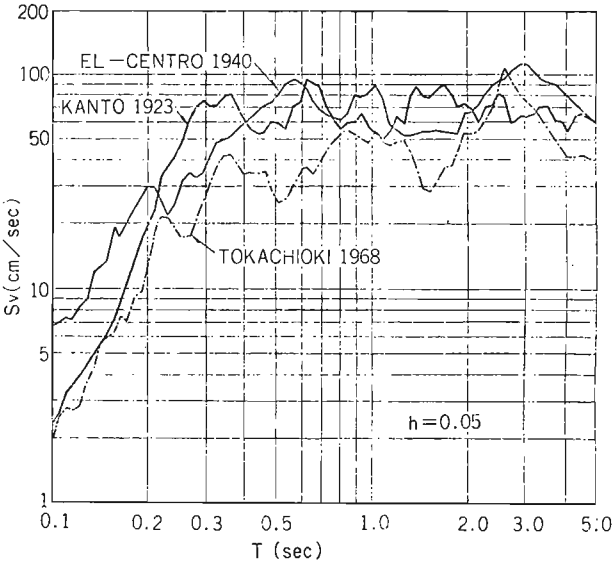


図6　3種の地震波による速度応答スペクトルの比較

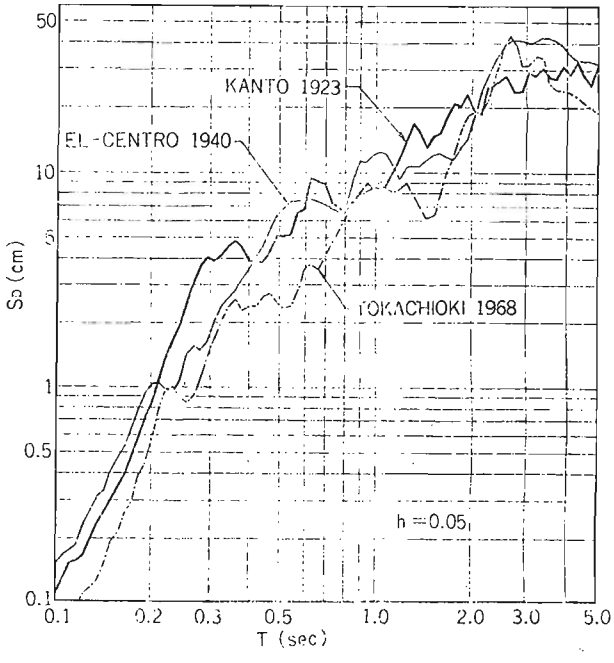


図7　3種の地震波による変位応答スペクトルの比較

最後に問題のやや長周期成分に関する評価であるが，たしかに復元された変位波形では数秒の振動周期をもつ長周期成分がかなり顕著に現われている．しかしこれから推定される加速度波形やその応答スペクトルでは，長周期成分がそれほど目立つというほどのものではない．ただ本震に非常に類似するという余震では，そのスペクトルの周期1secから2secの間にかなり顕著な隆起が認められる．本震においてそのような隆起が現われない理由はわからないが，それでも通常の設計によく用いられる既往の強震記録の応答レベルよりかは高くなっている．周期2secから5secの間では，既往の強震記録とはとくに変った特徴は認められない．

なお，本稿のもとになる研究は，清水建設研究所の広瀬道孝君，伊藤哲次君と共同で行なったものであり，両君に敬意を表したい．

[参考文献] (1) 山原浩，伊藤哲次，広瀬道孝：1923年関東地震記録の検討，建築学会大会 48・10
(2) 山原浩，伊藤哲次，広瀬道孝：1923年関東地震記録の検討，清水建設研究所報 NO.22，49・4
(3) 震災予防調査会：震災予防調査会報告，第百号(甲) 大正14年3月 岩波

清水建設研究所

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976．1．20

8 1923年関東大地震の地動

森岡敬樹

まえがき

1923年（大正12年）9月1日の大地震は，その規模や震度のうえからは必ずしも第一級の巨大地震とは言い難いが，それがもたらした人的・物的被害の莫大な点では東西古今を通じこれに匹敵する例がない。

この地震の地動は，たとえば1894年（明治27年）6月20日の東京強震などに代表される，いわゆる東京直下地震のそれとは異なり，とくに振巾が大きかったため，東京本郷におけるすべての地震計は，地動の完全な記録を得ることに失敗した。

関東大地震の観測結果としては，当時新式であった今村式2倍強震計による記象がよく知られている。これによると，南北動および上下動は主要動に入ってすぐに振針が記録ドラムから飛び出し，あるいは故障したものの，東西動はさらに5秒間は支障なく働いている。しかしながらそれ以後は地動が増大したため，振子が振動制限装置に，またダンパーの翼は油槽に衝突しては跳ね返るということを繰り返したため，この部分の記象から地動の詳細を知ることは不可能である。すなわち新式地震計はいずれも関東大地震の如き強震観測には向いていなかったと思われる。

当時これらの地震計と一緒に，参考資料として設置されていたユーイングの地震計があった。後にも述べるが，この地震計は地震計が発明された初期のもので

Photo 1

あったが，強震観測用に低倍率（1倍）でとくに描針などの部分も頑丈に作られており，参考資料とはいえ常に整備がなされていたため，もちろん完全ではなかったが，この大地震の地動を2分間にもわたって記録した。

この地震計によって観測された記象があまり知られていなかった理由は，当時の研究が指向していた方向に対してはあまり有役なデータを与えなかったこと，また記録用に円盤が使用されていたため，記象から正確な時間量，振巾等を読みとることが不可能であったことが挙げられると思う。

今回われわれは，この記象を数値化する便利な装置を考案・製作し，これによってこの地震の地動をより正確に再現することに努めた。

1. 地震の観測

明治20年ごろ，はじめて地震の計測器類がわが国で開発された。これらの計器はミルン地震計，ユーイング地震計（強震計），グレー上下動地震計および田中館式上下動地震計などである。当時の地震学の研究は，主に地動を詳細に調査することにあったため，これらの地震計はいずれも記録装置の送りが連続で，その速度も速い（オーブン・スケール式）ものであった。

ところがその後，地震学の研究が波動の伝播や遠地地震の研究に偏向したためか，地動の精密な観測が要求され，これにつれて地震計の改良（高倍率化），計測の発達が著るしく，各種の計器が考案・使用されるようになった。一方，工学方面で望ましいオーブン・スケール式の地震計にはあまり進歩・改良がみられなくなった。ところが近年になって耐震工学上の要求により強震計が制定され，再びオーブン・スケール式が採用されるようになったのである。

関東大地震当時，地震の観測は，主として大森式地動計あるいは今村式強震計といった記録速度の低い連続観測用計器により行われていた時期であった。したがってこの地震の記象としては，上記2種類の計器によるものがよく知られている。大森式地動計（1.5倍，

周期４０秒）は強震に際し最も信頼し得る変位記録を与えるとされていたが，不幸にもこの地震の場合には地動が大きすぎて主要部の最初（初動から9.5秒後）に描針が記録紙外に脱出してしまった。このとき地動の全振巾はすでに１７cmであったことを示している。一方の今村式強震計の東西動成分は，主要動にはいってからも５秒間は支障なく地動を記録した。また上下動の初期微動の記録は非常に貴重な情報を与えた。今村博士はこれより３つの震原を決定した。すなわち，相模湾中央部，丹沢山付近および小田原沖である。

今回われわれが地動の解析に使用した記象は，さきに述べたユーイングの強震計（Photo１）によって観測されたものである。この強震計は地震当時，正規の観測用から除外され単に参考品とされていたが，前述の如くオーブン・スケール方式で低倍率であったため，大森式地動計および今村式強震計の記象より，はるかに長時間継続して地動を記録している。Fig.１は，この記録を那須博士が細心の注意を払って，きわめて忠実にトレースしたものである。これより水平動２成分（SW-NEおよびSE-NW）を分離したのがそれぞれFig.２(a)およびFig.２(b)である。Fig.２(b)に示した成分は，もう一方の方向成分よりもさらに地動が大きかったのに加え，描針が記録円盤の外側に位置していたため，描針の円盤外脱出による記象欠如部が多く，今回の解析はFig.２(a)に示した成分について行なった。なお同図中Ａ，Ｄ，Ｆと記した部分は，いずれも過大な地動によって描針が円盤外に脱出してそのままにな

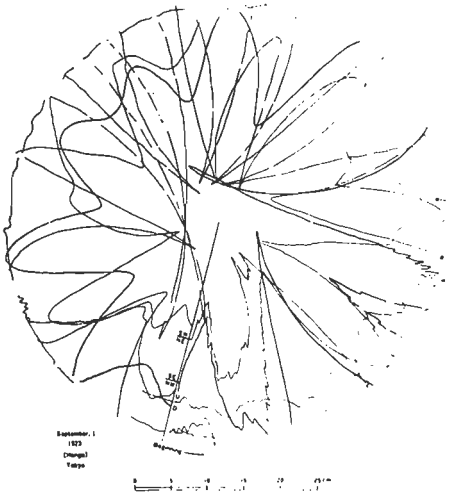


Fig. 1

諸元	型式		
	今村式強震計	大森式地動計	円盤記録強震計
振子型式	水平振子	水平振子	水平振子
振子の長さ	20 cm	100 cm	51 cm
振子重錘	2.1 kg	15 kg	2.5 kg
自己周期	10 sec	40 sec	6 sec
記録回転装置	円盤式時計装置	巻取式時計装置	巻取式時計装置
制振器	磁気平板	なし	なし
機械倍率	2	1.5	1
記録速度	4 cm/min	4 cm/min	3 deg./sec
現用使用	常時運転	常時運転	地震時

Table 1

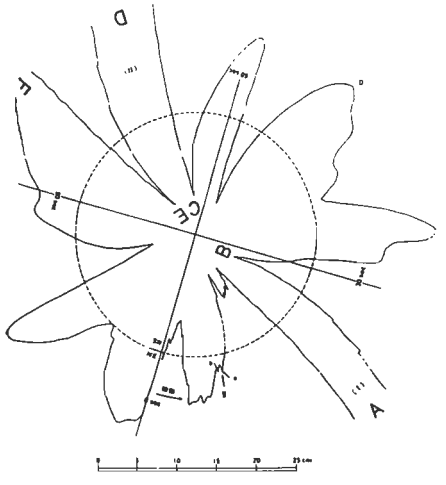


Fig. 2(a)

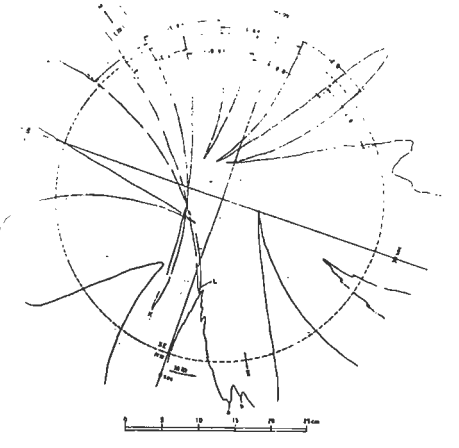


Fig. 2(b)

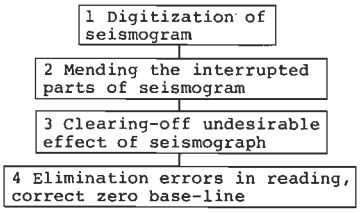


Fig. 3

っているところである。またB，C，Eの各部は波形の方向転換点に近く，かつ描針の跳躍により記録波形がやや不明瞭な部分であり，前者に比べて短時間であるが，A，D，Fの各部とともに記象の欠如部として取り扱った。

なお，参考までに以上に述べた3種類の地震計の諸元をTable 1に掲げておいた。

2　地動の解析

このようにして幸運にもユーイングの円盤式強震計によって観測された地動記象より，実際の地動を求めるにはFig. 3に示す手順に従った。以下に各手順の概略を説明する。

i)　記象の読みとり

円盤記象は，回転する円盤上に水平振子を描針として，地動に応じて水平振子が回転する状態を円弧をもって描いたものである。それ故，この種の記録方式では，とくにこの地震の場合のように地動が大きいとき，その振巾が時間とともに変化する状況を簡単に見ることが困難なばかりか，波形に対して種々の処理および解析を行なうのに不便である。そこで地動の振巾と時間との関係を直交座標系に変換することを考えた。この座標に変換するには，円盤記象を微分的に徐々に回

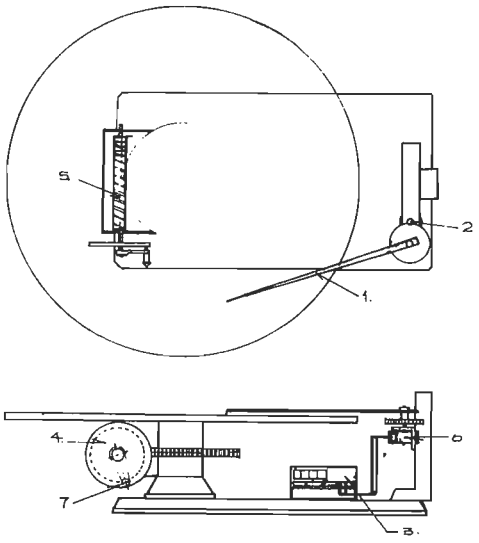


Fig. 4

転させ，その都度地震計の描針に等しい長さ（水平振子の長さ）のアームを使用して記録波形を逐次追跡するという方針をとった。この作業を容易にするために考案されたのがFig. 4に示す読みとり装置である。

Fig. 4中，1は波形追跡用のアーム，2はアームの回転を増巾し読みとり精度を向上させるための歯車，3はデイジタル抵抗計，4は円盤送り用の目盛り盤，5はウォームギア，6はポテンショメータ，7は5のウォームギアを回わすハンドルである。

7のハンドルを回せば，これに付属するバネ仕掛けのスピンドルの尖端は自動的に4の目盛り盤上に点々とあけられた孔に落ち込み，更にハンドルを回せば，この尖端はこの孔から出て次の孔に入る。このようにして円盤記象上における0.02 secに相当する角（角3.6分）づつ，逐次回転させる。そしてこの0.02 sec毎の波形の位置に1のアームの先端をもってゆく。このときのアーム支点の回転角を2の歯車によって拡大し，

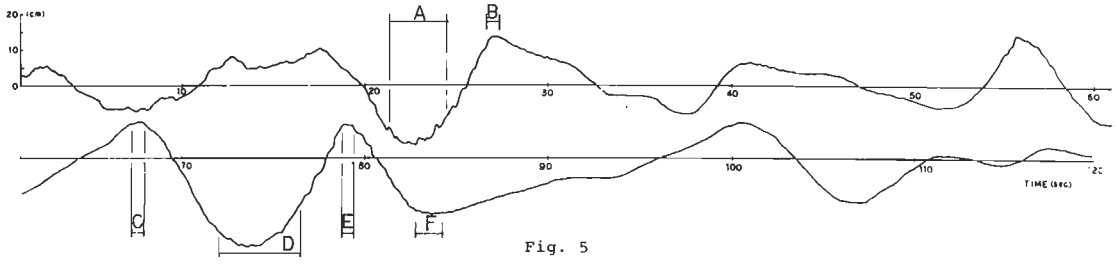


Fig. 5

6のポテンショメータによりこの回転角の値を，これに比例する電気抵抗値に変換する。最後にこの値をディジタル抵抗計により読みとる。抵抗値は容易に振巾に変換され，この場合波動振巾の読みとりの最小限度は0.16㎜である。この装置の心臓部に当たるのはポテンショメータであり，その直線性等の性能には特に注意が払われている。

この装置を用いて読みとった水平動SW-NE成分の波形がFig.5である。この変位記象に見られることは，記録開始（始動）から0.3～0.5sec程度の比較的短周期の波動と，これらを乗せている長周期（9sec～15sec）波が顕著に現われていることである。

ii) 記象欠如部の補修

Fig.2およびFig.5中の記象欠如部分（A～F）は，前述した如く過大な地動によって描針が記録円盤外に脱出したりしたことによるもので，連続した波形を得るためには，これらを何らか適当な方法で補修しなくてはならない。

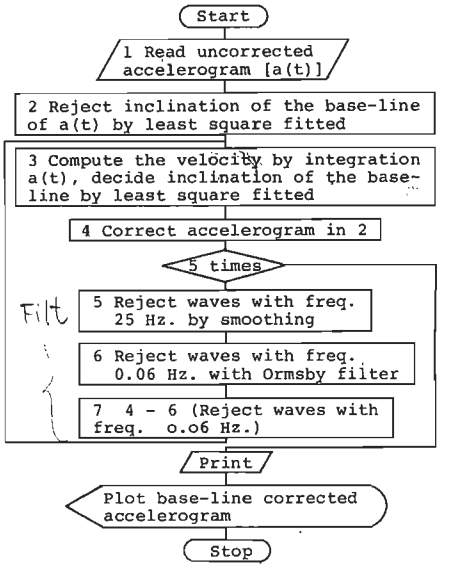


Fig. 8

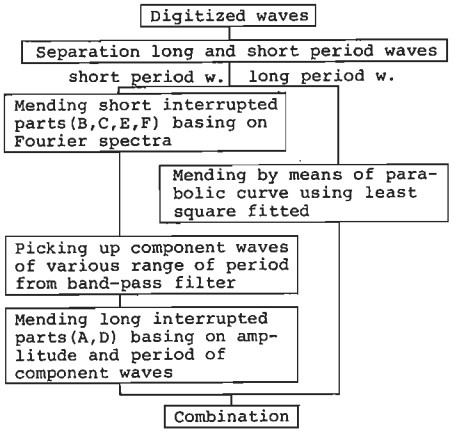


Fig. 6

今回行なった補修方法は，Fig.6に示すように，まず波形を長周期波（大波）と短周期波（小波）とに分離し，それぞれ別個に補修を行なった。すなわち，大波に対しては放物線による補修を施し，小波に対してはFig.7に例を示すように，欠如部の直前および直後の小波の周期と振巾とから欠如部の小波を推定する方法によりこれを補修し，最後に両方を加え合せるのである。

このようにして各記象欠如部を補修することにより，Fig.5に示す如く連続した地動波形が得られた。

iii) 実地動の算定

しかしながらこの波形には，まだ地動を記録した地震計の振動特性が潜在しているので，この特性による影響を除去して実際の地動を求めなければならない。変位地震計で記録された波形から実際の地動を求めるには，1質点系の応答を求める際とは逆の考え方に基づく。すなわち振子の応答から振子への入力を求めることになるので，この過程をここでは逆応答と呼ぶことにする。

いま，記録された地動の振巾をx，地動の実振巾をyとすれば，その振動方程式は周知のように

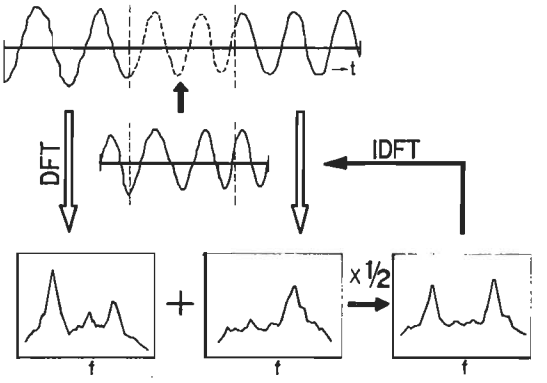


Fig. 7

$$\frac{d^2x}{dt^2}+2h\omega_0\frac{dx}{dt}+\omega_0^2x=-V\frac{d^2y}{dt^2}$$

ここにhは振子の減衰定数，ω_0は振子の円振動数，Vは地震計の幾何倍率である。Ewingの強震計の場合，$h=0.045$，$\omega_0=2\pi/6.0$，$V=1$ でいずれも既知量である。この式の左辺は記録波形を1回および2回，時間について微分し，これらの既知量を用いて計算により求められるから，右辺のyもきめられる。

iv) 記象読みとり誤差の除去と基準線（ゼロ線）の修正

これまでの手順で，実際の地動加速度が一応得られたはずであるが，なお吟味してみると，この中にはまだ実際の地動以外の波動が混入していると考えられる。この種の波動としては，円盤記象を印画紙にプリントしたときのゆがみや，これを読みとり装置に装着するときのずれなどによって混入する，極めて長い周期を有するものと，記象の読みとり時に混入する極めて短周期のものとが考えられ，実際の地動を求めるにはこれらのノイズを除去しなくてはならない。

前者は極めて長い周期を有するため，加速度波形上に顕著に現われることはないが，これを積分して地動の速度あるいは変位を求める際に，大きな振巾をもって現われてくる。これに対し後者は，極めて短かい周期を有するため，前者とは逆に変位波形上に顕著に現われないが，これを微分して速度および加速度を求める際に大きな値をもって現われてくる。

後者の除去は，High-CutのFilterによって容易にできるが，前者の場合は周期が長いため，やや面倒な問題が含まれる。

従来これらを除去する方法としては，基準線を時間の多項式で与え，各次の係数を最小自乗法により決定する方法等が一般的であったが，ここではTrifunacによって提案されている，filterを使用する方法を採用した。その理由は，地震記象の継続時間が長いため，基準線を時間の多項式で与えるとすれば，それは8次あるいはそれ以上となり，非常に多量の計算を要するからである。ここで用いた方法における手順の概略をFig.8に示しておいた。

3. 関東大地震の地動

円盤記象の読みとりに始まり，上述の諸手続きを経て，関東大地震の地動の時間的推移状態を2分間もの比較的長時間にわたって明らかにすることができた（Fig.9）。

i) 地動に関する考察

さきにも述べたように，この地震の地動はとくに大きかったため，東京・本郷における地震計のすべてが，地動を完全に記録することに失敗した。地震の初動から比較的長時間にわたり記録を続けていた，今村式強震計の東西動記象においても，主要動に入ってから5秒間は支障なく地動を記録したものの，それ以後は地震計の振子が振れ止め装置に，またオイルダンパーの翼が油槽に，衝突しては跳ね返るということが繰り返されていたので，地動の最大動，あるいは最強部の完全な記録は得られなかった。このことは，主要動にはいってから次第に地動が大きくなったことを物語っている。この状態がよくうかがわれ，また地震動が時々刻々変化していった有様を充分察知し得るのが，震災予防調査会報告第100号甲に記載されている，故今村博士の体験談であり，地震観測の欠如をおぎなって，大地震の模様を詳細に物語る貴重な文献である。

ここでは紙面の都合により紹介できないが，これをわれわれが求めた加速度記象と照合してみると，かなりよく一致している。例えばこの図中10秒付近で震動の増大が見られるが，ここで主要動にはいったものと思われる。その後震動はますます強くなり20秒目で最大震度に達したようである。この間の状況が，今村博士の想像を裏切り，時々刻々と震動が増大したと体験談に述べられているところに符号すると思う。ただ時間的に多少のずれがあるように見えるが，もう一方の方向成分（SE-NW）も合わせて考えると，このずれは少ないようである。

また，従来東京で感じた強震はその主要動が短かいものばかりであったので，早期に静穏になるだろうと博士は一たんは思ったが，なかなか終らず，1分たっても，2分たっても止まず，その中にはかなり強い余震もあり，これによる急激な震動のためふたたび胆を冷やしたという段は，われわれの求めた60秒以後120秒までの間の加速度記象に照らしてみてもまさにその通りである。

ii) 最大加速度値

この地震の最大加速度値としては，上述の今村式2

GREAT KWANTO EARTHQUAKE OF SEPT. 1, 1923

SW-NE COMP.

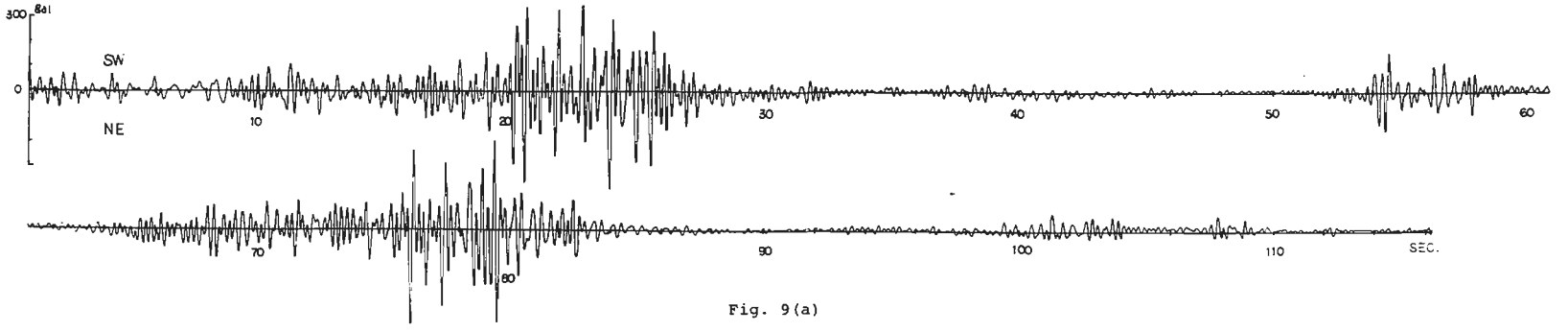


Fig. 9(a)

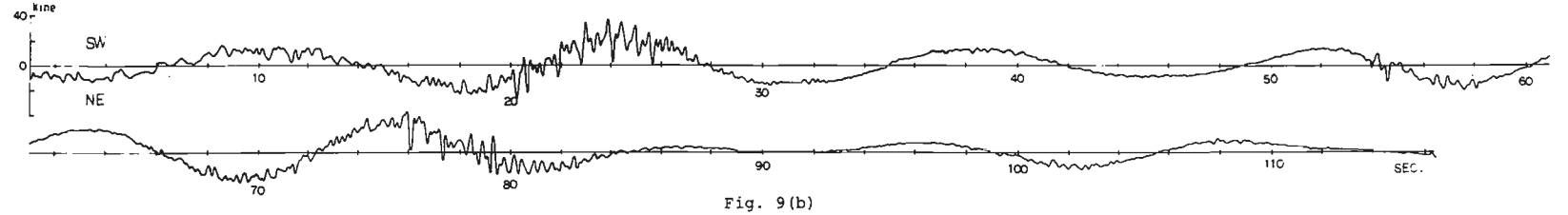


Fig. 9(b)

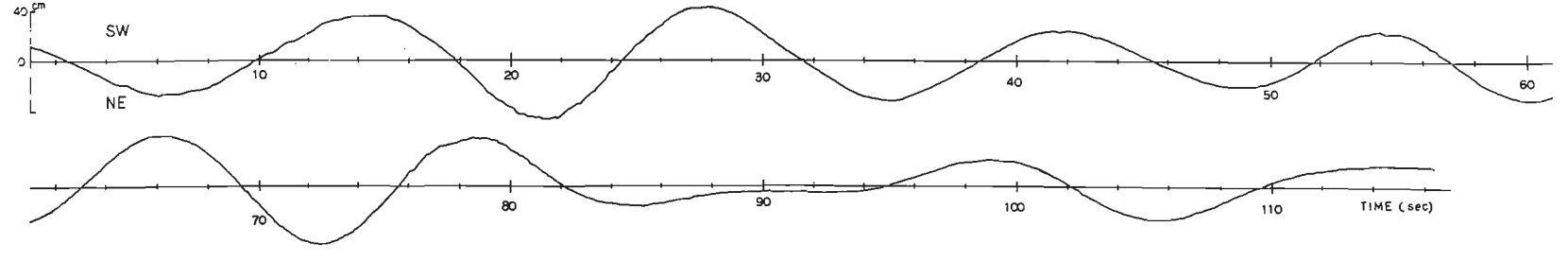


Fig. 9(c)

倍強震計による東西動について計算された値（100gal）が取られていた。この値は主要動の初めの波について，振巾（9.8 cm）と周期（1.35 秒）とから求められたものであり，関東大地震のさいの東京・本郷の最大加速度値，ひいては東京山の手を代表する最大値とされていた。この程度の加速度であれば気象庁震度階の震度で，やっとⅤにあたり，むしろⅣに近い地震である。ところが，実際の加速度の最大値はこれよりも大きかったと考える種々の理由があるということが，言われていた。例えば，故末広恭二博士はその著書 Engineering Seismology, Note on American Lecture にこのことを述べている。また最大値が 300 gal 程度と推定していた人もあったが，当を得た値であると思う。

今回のわれわれの結果では 24 秒目の 392 galが最大であり，これに次いで 76 秒目で 369 galの加速度が見られる。

GREAT KWANTO EARTHQUAKE OF SEPT. 1, 1923

SW-NE COMP.

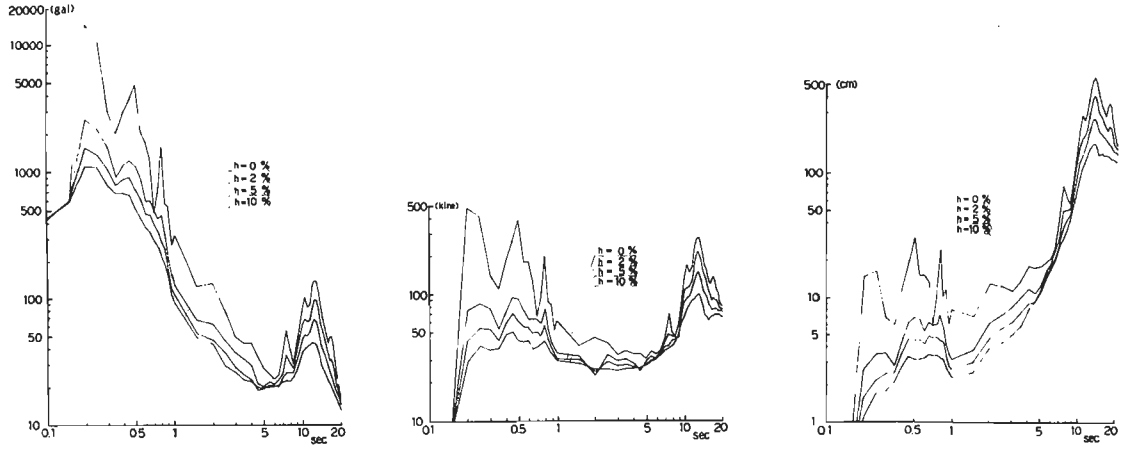


Fig. 10

MIDDLE SAGAMI EARTHQUAKE OF JAN. 15, 1924

SW-NE COMP.

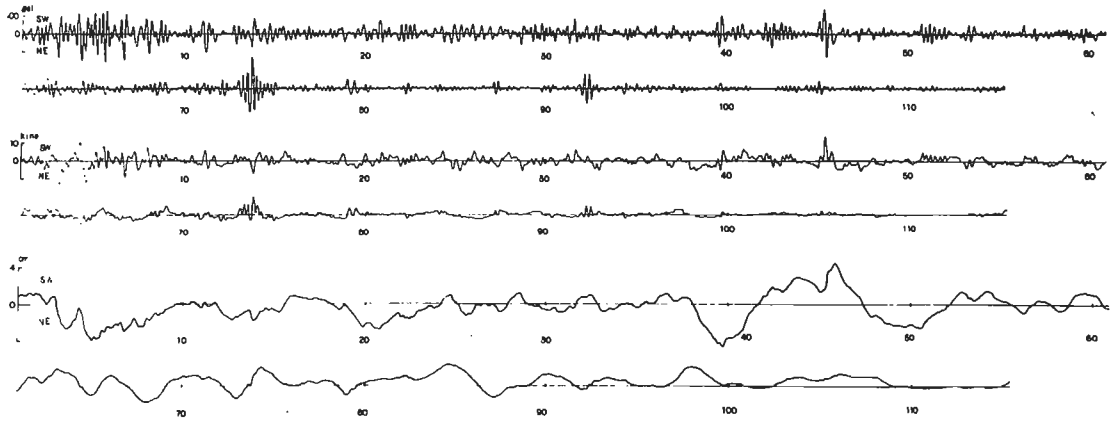


Fig. 11

この地震が観測された本郷の東大Campus 内では，理学部物理学教室をはじめ，図書館や文学部の教室等，いずれも頑丈な煉瓦造建物が大きな被害を受け，使用禁止になったことから考えても，地震動の最大加速度が0.3 g，あるいはそれ以上であっても不思議ではない。

iii) 周期特性

さて，Fig.10 は，Fig.9の加速度記象に対する応答スペクトルである。この図によれば，主なピーク周期は0.25 sec，0.45～0.5 sec および 1 3 sec 付近である。これらの周期のうち，初めの２つは，観測場所である本郷の極表層地盤の影響によるものと考えられ，われわれがこれまでに解析したすべての烈強震地動において，最も顕著に現われている。これらの周期より長い部分では，0.8 sec 近辺にかすかなピークが認められるのみで，東京直下地震に例外なく現われる１～1.5 sec，あるいは 4 sec および 8 sec といったところには全くピークが認められず，いきなり１３secに顕著なピークが存在するのである。大規模な遠地地震には，しばしば極めて長い周期成分が観察されるが，これに関しては，故大森博士の研究がある。博士は，脈動と地震の基本振動は同一現象であるとし，遠地地震に現われる地動周期を詳細に調査した結果，各種の波動は震源の遠近によらず，その振動周期はほゞ一定であり，さらに，現われやすい主要振動周期として次の１３種類の周期（単位 sec ）を挙げている。

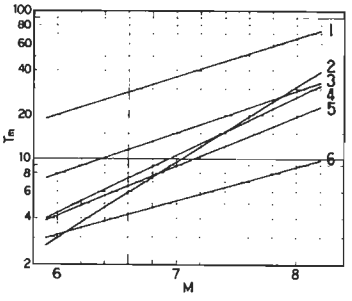
4.3, 8.5, 13.7, 17.5, 20.7, 25.1, 28.4, 32.3, 36.3, 40.6, 45.0, ?, 54.0

今回の解析では，周期約１７secより長い成分波はノイズとして取扱われ，除去されているために明らかでないが，上記の各周期のうち，１３.7 sec に相当する周期が現われていると考えることができる。この周期は地殻の上部層である塩基性層の振動に関係するものであるとの説もある。

関東大地震の余震中，大きなものの一つとして1924年１月15日の相模中部地震（M＝7.2 ）を挙げることができる。Fig.11 はこの地震のSW-NE 成分の地動を参考までに掲げたものである。この図中の変位記象には，周期９ sec および１４sec の波動が顕著である。

4. 地動の周期と振巾の検討

以上の如く，関東大地震の地動には１３秒という長い周期成分波が卓越していることが明らかとなった。そうしてこの周期は大森博士の研究によって地震時に現われやすい周期の一つであることを示した。ところが，その後の研究では地震時に大きな振巾をもって現われる波の周期は，地震の規模に関係があるという結果がいくつも得られている。すなわち，より大きい規模の地震に際しては，より長い周期成分波が現われるというもので，これらの研究によれば，地動の最大変位振巾を与える周期（ Tm，sec ）と地震の規模（M）との間には，一般に次の関係があるとされている。



1 Matsumoto
2 Kasahara
3 Kasahara
4 Kanai
5 Matsumoto
6 Gutenberg

Fig. 12

$$\log Tm = \alpha + \beta \log M$$

ここにαおよびβは定数である。αおよびβに関しては各研究者によってそれぞれ異なった値が提示されているため，MとTmの関係もFig.12 に示す如く，かなり異なっている。この図によれば，地震の規模Mに対して最も小さい周期Tmを与えるのがGutenberg であり，逆に最も大きいTmを与えるのは松本である。松本は２組のαおよびβの値を示しており，今回の関東大地震（ M＝7.9，Tm≒12 sec ）および相模中部地震（ M＝7.2，Tm≒9 sec)の結果を照らしてみると，これらは松本の示した一方の関係に比較的よく一致している。

次に坪井の式を用いて，関東大地震の地動の振巾について検討してみよう。この式はよく知られているように

$$M = \log A + 1.73 \log \triangle + 3.17$$

ここに△は震央距離（Km）であり，Aは△における最大振巾（２成分を合成したもの，cm）である。

関東大地震に関しては，震央およびMについて諸説

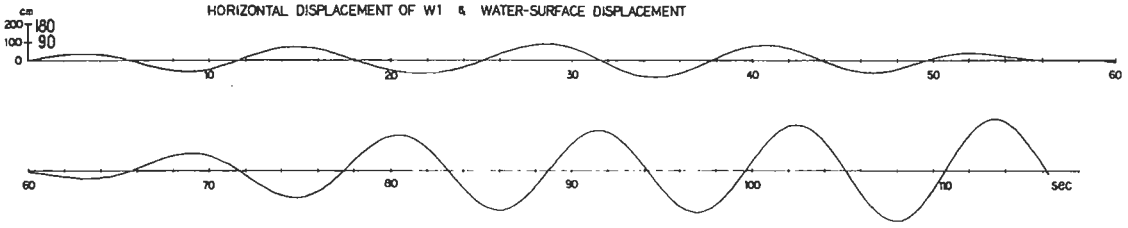


Fig. 13(a)

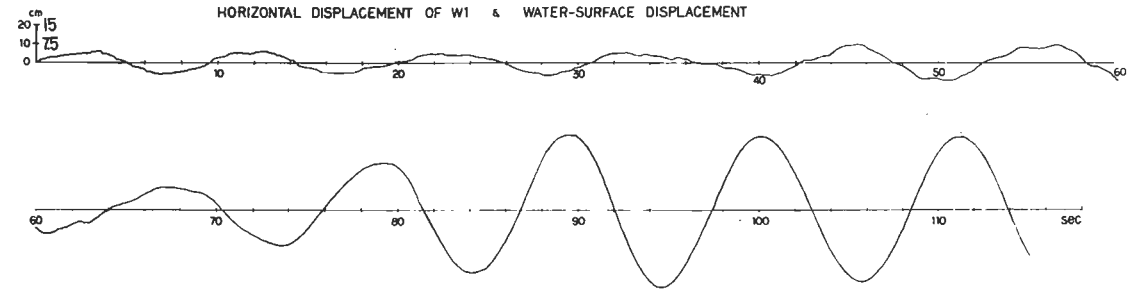


Fig. 13(b)

があり，MについてはDr. Richterの8.3，金森博士の8.16，また理科年表では7.9である。本郷からの震央距離に関しても75Km～65Kmとされているが，ここでは過小評価となっても，過大評価とならないようM＝7.9，△＝70Kmとする。次に相模中部地震のMを7.2，△を60Kmとし，上式が大地震の場合にも適用されると仮定すれば，前記2地震の最大振巾の比は6.55である。ここで，われわれの解析による相模中部地震の地動最大変位は約7.8cmであるから，これより関東大地震の最大振巾を推定すると，7.8×6.55≒51cmとなる。

われわれの解析した関東大地震SW-NE成分の最大変位は約46cmであるが，もう一方の成分（SE-NW）の振巾は更に大きいことが明白であるため（現在解析中），両成分を合成した変位は51cmを越えることは容易に想像される。このことのみから推察すると，関東大地震のMは7.9より更に大きかったか，あるいは震央がさらに陸地に近かったかということになるのであるが，この問題は別としても，関東大地震の場合，最大地動変位として50cm程度の値は不思議ではないと思う。

5. 長周期成分波の応答効果

関東大地震および上述の相模中部地震の如く長周期成分波が卓越し，かつ強い地動が長時間にわたって反復継続する地震に対して，とくに長い固有周期を有する構造物は不利であると考えられる。そこで，両地震の地動が有する応答効果を検討するため，一例として近年問題となっている液体貯槽（石油タンク等）のスロッシングを対象として簡単な解析を行なった。いま仮に，原油などの貯蔵に使用される大型の10万Kℓ（2R＝80m，H＝20mの円筒形）のタンクを想定すると，動揺する液体の固有周期（1次）は10.98secとなる。液体の減衰定数を0.3%として，関東大地震（SW-NE成分）の地動により動揺する液体の液面変位を求めると，Fig. 13(a)となる。また，Fig. 13(b)は相模中部地震（SW-NE成分）についての結果である。

これらの図から，両地震の地動を受けるタンク内液体の動揺は，強い加速度の主要動部分で大きくなるのではなくて，地動の継続時間に伴って次第に成長してゆき，初動より1分程度経過後より著るしく増大する。そうして2分後にはその波高は地動変位の5倍にもなる。ここで用いた入力地動の継続時間は，いずれも約2分間であるが，実際の地震はさらに長時間継続したことは明らかである。とくに関東大地震の場合は，すでに述べたように，相次いで発生する余震のため，断

続する震動は30分間も続いたと言われている。このような地動に対して，減衰の小さい液体の動揺が，ここで示したよりも長く続き，また算定した値よりも更に大きくなるであろうことは容易に推察できる。

むすび

加速度地震計が発明される以前の変位地震記象から，1923年関東大地震およびその余震である1924年の相模中部地震の地動を明らかにすることができた。これらをもとに関東大地震のM値を検討してみると，従来の7.9という値は過小に評価されていると考えられる。

また，これら大地震地動の長周期構築物に対する応答効果をみると，地動加速度の値のみを考えるだけでは不十分で，地動変位振巾を考慮する必要がある。この点からも周期15秒程度までの地動変位の正しい計測が必要であると考える。

参考文献

那須信治「烈強震の地動(1)」
建築技術　№236，1971年4月号

那須信治「烈強震の地動(2)」
建築技術　№237，1971年5月号

那須信治「烈強震の地動(3)」
建築技術　№238，1971年6月号

那須信治・森岡敬樹「烈強震の地動(4)」
建築技術　№259，1973年3月号

那須信治・森岡敬樹「烈強震の地動(5)」
建築技術　№267，1973年11月号

那須・森岡・梅野「大地震動の数値比とその解釈（その2）」昭和48年建築学会大会梗概集

那須・森岡・梅野「同上（その3）」
昭和48年建築学会大会梗概集

A. Imamura, Theoretical and Applied Seismology

震災予防調査会報告　100号甲

G.W. Housner, Dynamic Pressures on Accelerated Fluid Containers, B.S.S.A 47(1), 1957

曾我部・柴田「円筒液体貯槽の液面動揺の応答」
生産研究

山本・清水「地震波の長周期成分が長周期構造物に及ぼす影響」　建築技術

早稲田大学理工学研究所報告第34輯

謝　辞

この研究は那須信治博士および当時大学院学生であった稲葉正雄君（現在清水建設株式会社）との共同研究によるものです。また，竹内盛雄，古藤田喜久雄，風間了の諸先生をはじめ内藤記念館の皆様より貴重なアドバイスおよび多大な協力を戴きましたことを記し，末筆ながらここに謝意を表します。

早稲田大学理工学研究所

9 東京で観測された長周期地震動

── 1974年伊豆半島沖地震の東京における変位記録 ──

工藤一嘉・田中貞二

1. 地震諸元

震源位置　伊豆半島沖（37°11′N，137°27′E），深さ 10 Km

震源時　1974年5月9日8時33分27.3秒

マグニチュード　6.9

2. 記録

観測地点　東京大学地震研究所（35°42′56″N，139°45′47″E）

発震時　8時33分52.1秒

観測器　大森式長周期地震計（EW成分：T_0 = 19.9 sec，V = 1.34，h = 0.23
NS成分：T_0 = 31.0 sec，V = 1.44，h = 0.18）

紙送り　30 mm/min

図1は，原記録の反転コピーである。

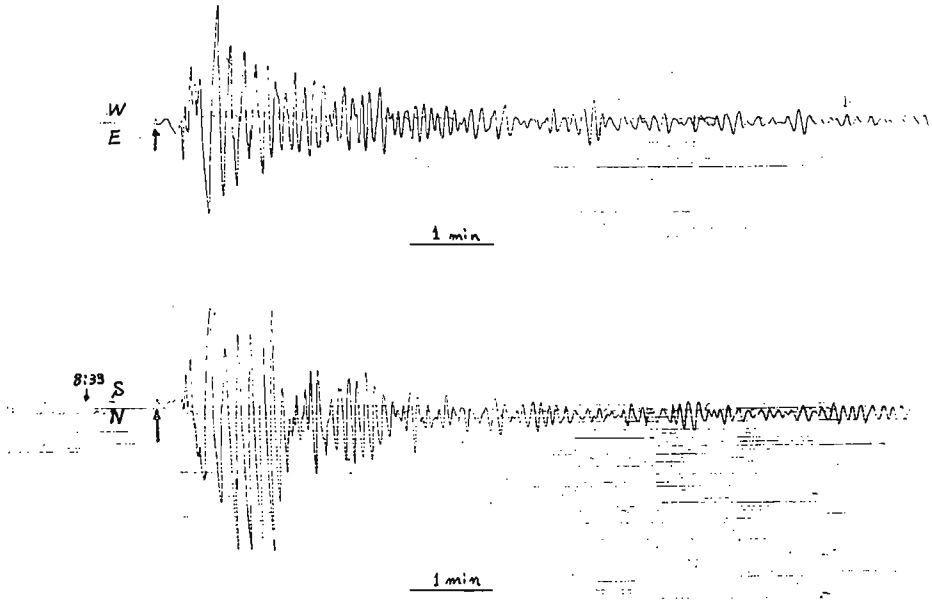


図1

3. 解析

解析の流れ図を，図2に示す。 Moving Window Analysis（Running Power Spectrum）によってエネルギーが伝達する様子，つまりGroup Velocityが求まる。もし対象とした波が表面波であれば，Group Velocityに分散が見られる筈である。図3は，その解析の結果であるが，Radial，Transverse 両成分共に明らかな分散現象を示し，かつR成分とT成分では主要エネルギーの到達時刻が異なる。したがって，大振巾を与える10秒付近の波は表面波であり，R成分は分散性レーレー波，T成分はラブ波であることが推定される。

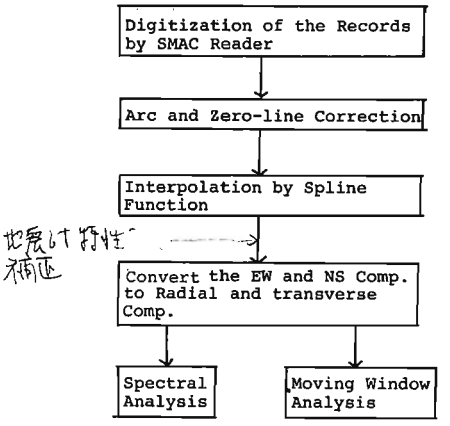


図2

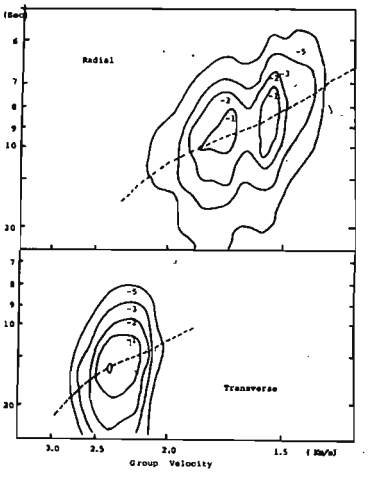


図3 変更

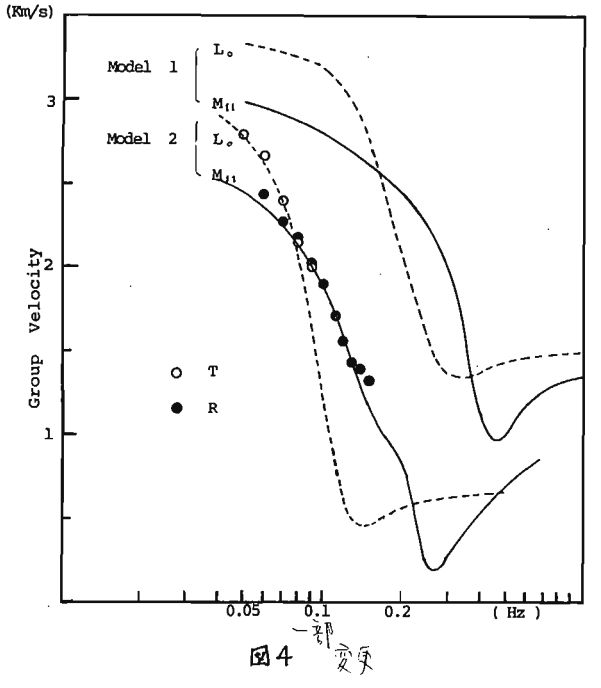


図4 一部変更

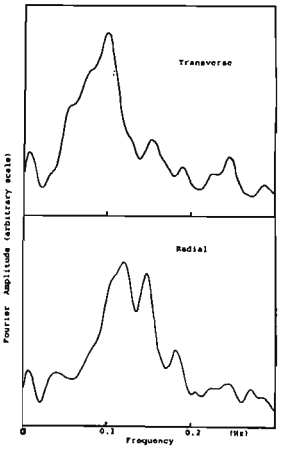


図5

Model 1

Layer	Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ(g/cm³)	H(km)
1	2.8	1.6	2.3	1.5
2	6.0	3.4	2.5	∞

Model 2

1	1.8	0.7	2.0	1.3
2	2.8	1.5	2.3	1.0
3	5.5	3.0	2.5	∞

表1

伊豆半島付近の構造は堀田等によって求められており(Mode1),東京におけるやや深部の構造が最近，首都圏基盤構造研究グループ(嶋ら)によって求められている(Model 2)。 両構造での群速度の分散曲線を求めると図4の実線および鎖線になる。 図3から求めた実測値は，東京で求められた構造に非常に良く一致する。 図5はフーリエスペクトルである。

今回の解析は，記録の提供を始め，種々のデータを提示された地震研究所，岩田孝行氏の御好意に依る所が大であり，ここに謝意を表する。

東京大学地震研究所

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1976. 1. 20

10 東京で観測された長周期地震動
── 三陸沖地震の加速度記録 ──

田中貞二

1. 三陸沖地震　1933年（昭和8）3月3日、震央：39.1°N, 144.9°E（三陸はるか沖），深さ：0~20 km, M = 8.3. 震央および震度分布を図1に示す。被害は地震動によるものは少なく，主として津波であった。

2. 地震記録　石本巳四雄博士は昭和6年に加速度地震計を発明し，翌年より東京，横浜市内10ヶ所において地震動加速度の同時観測を開始し，三陸沖地震の際には9ヶ所で観測に成功した。[1] そのうち，本郷（地震研究所旧館），丸の内（工業クラブ前空地）および向島（三共株式会社内）の3ヶ所（図2）における記録のNS成分を解析した。石本式加速度計の定数は，固有周期 0.115 sec，減衰定数約 0.6，感度 0.5~1.0 mm/gal で，記録紙速度 1 mm/sec の機械式地震計である。

3. 解析方法　2.5倍の拡大写真から波形の山，谷の時刻と振巾をよみとり，cosine 補間により $\Delta t = 0.07$ sec の数値記録を作成した。解析区間は各波の初動付近から約 150 sec である。例として本郷における加速度波形および，フーリエ変換法により算出した速度および変位波形を図3に示す。最大加速度は，本郷 23.4 gal，丸の内 25.5 gal，向島 21.8 gal で本郷における速度および変位の最大値はそれぞれ 4.5 kine および 6.6 cm で，他の2ヶ所における値も同程度である。

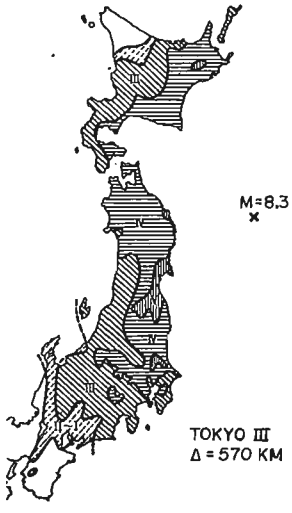


図1　三陸沖地震の震度分布
（宇佐美の著書による）

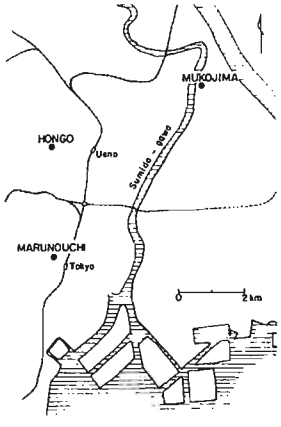


図2　観測点位置

4. フーリエスペクトル　約150 sec の全区間について計算した加速度および速度スペクトルは図4に示すように興味ある特徴をもつ。加速度スペクトルについてみると，(1) 遠い地震（$\Delta = 570$ km）にもかかわらず各場所の地盤の卓越周期が明瞭に現われている（本郷 0.3, 0.9 sec，丸の内 0.7~0.8 sec，向島 約1 sec）。(2) 10~15 sec の山が各場所とも共通にみられる。この周期の波は図3の速度および変位波形においては 100 sec 付近から優勢に現われ，分散性もみとめられる。また，伊豆半島沖地震の震研における変位記録のスペクトルにも卓越しており，東京の基盤構造に強く関係した表面波であることはほぼ間違いない。

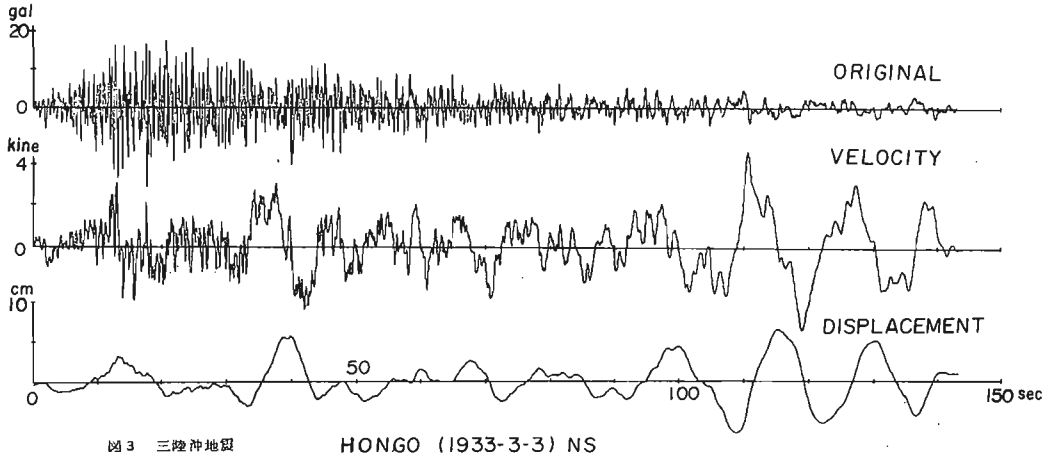


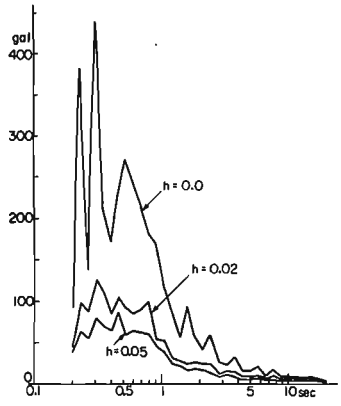
図3　三陸沖地震

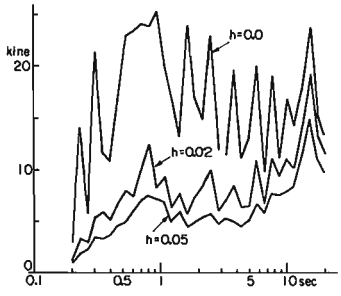
5. 応答スペクトル　本郷の加速度波形に対する応答スペクトルを図5に示す。速度スペクトルでは，5 sec 辺りから応答値の急増がみられる。

6. 東京 101 (NS) との比較　東京 101 の SMAC 記録は地震研究所の同じ地下2階で観測された。地震は 1956年2月14日，江戸川河口付近に震央をもち，震度は東京，横浜で IV，市川で V であった。H=50 km にして Δ≒12 km でほぼ直下の地震である（M=6.0）。設計にしばしば用いられる NS 成分の 20 sec 間にたいするフーリエ加速度スペクトルを図6に，変位応答スペクトルを図7に示す。図7には比較のため三陸沖地震の場合（h=.02）を実線で示した。2～5 sec の周期範囲について比べても三陸沖地震による変位応答量は東京 101 のそれの 2～4 倍大きく，注目に値しよう。

終りに，本資料は，「古い地震記録の解析」に関する吉沢静代氏らとの共同研究の一部であることを付記する。

文献　1) 石本巳四雄，東京横浜市内 10 個所における地震動加速度観測(1)，震研彙報 12 (1934)，234.





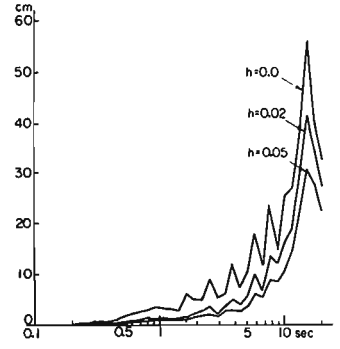


図5　応答スペクトル（三陸沖地震）

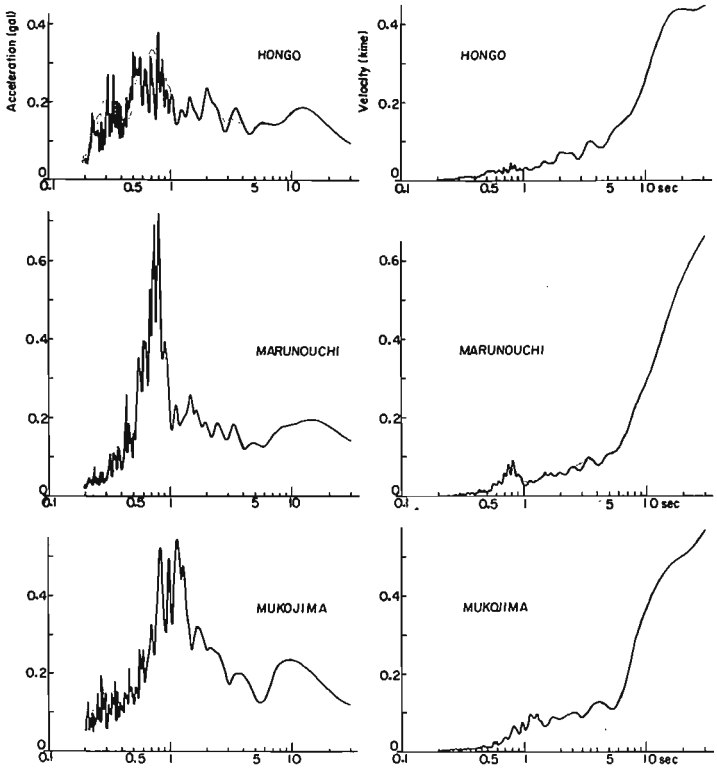


図4　フーリエスペクトル（三陸沖地震）

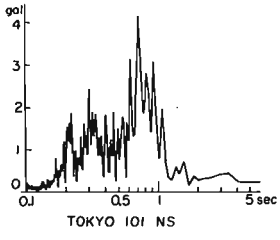


図6　フーリエスペクトル

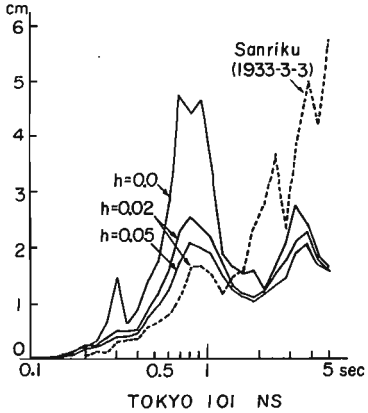


図7　応答スペクトル（相対変位）

11　大阪で観測された長周期地震動

―― 越前岬沖地震（1963．3．27）その他について ――

角田智彦
若松邦夫

1．まえがき

関東地方に較べて地震の発生頻度がやゝ低い関西地方では過去の強震記録も限られている。資料を明治以降に限つてみると表－1のように震度Vをこえるものはほとんど無い。記録は主として気象庁1倍強震計のものであり我々工学関係の者が使用しているSMAC強震記録になると大阪市に初めて設置されたのが昭和28年4月だからそれ以降の地震が対象となる。

昭和38年3月に発生した越前岬沖地震の記録（OSAKA－201～206）はそのような理由で現在耐震設計用として関西では貴重な資料である。

しかしこの程度の資料をもとにして今回の主題となつている強震時の長周期問題を論ずることは疑問のあるところでそこでこゝ数年間の気象庁記録および中小地震観測の資料を補足的に使用し以下に多少の考察を行つてみた。

2．越前岬沖地震（1953年3月27日）

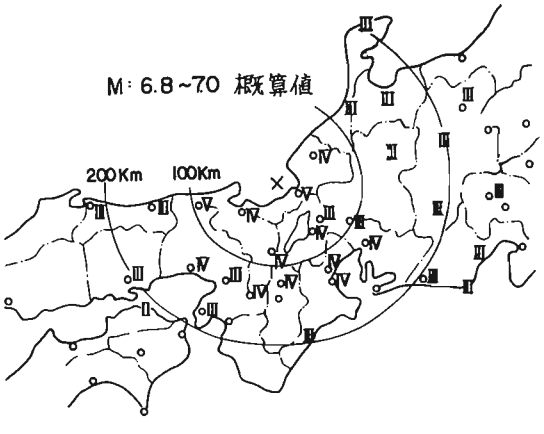
この地震の震源および各地の気象庁震度を図－1に、諸数値を表－2に示す。被害は敦賀、小浜間の沿岸に限られ住宅の全半壊6戸でその他の地方は小破害に止まつている。大阪市における震度はⅣでその際大阪気象台で得られた1倍強震計（T＝5.0秒，h＝0.54）の記録によると最大変位振巾がM_{UD}＞3200μ，M_{EW}＞7500μ，M_{NS}＞11000μと報告されている。このことは記録波形が完全なものではなく何らかの理由で最大値を過ぎた後半からの記録となつているためで写真－1、図－2のフーリエ・スペクトルの解析結果を見てもこの事は明白で5.0秒に最大ピークのある単純なパターンである。たゞ2.6，4.0，9.0秒附近にも若干のピークが認められあるいは地盤の特性を表現しているのかも知れない。なお1倍強震計の設置場所は表－1の備考、図－4⑦に示すように現在地よりやゝ南に下つた地点で建物B1階におかれていた。解析は波形の前半約2分30秒間についてのみ行つた。

表－1.

過去100年間に大阪市で観測された主要地震動

NO	発生年代	震源地	M	震央距離 Km	大阪市震度	被害
1	1899.3.7（明治32年）	紀伊大和	7.6	70		○
2	1925.5.23（大正14年）	北但馬	7.1		Ⅳ	
3	1927.3.7（昭和2年）	奥丹後	7.4	110		◎
4	1936.2.21（〃 11年）	河内大和	6.7	25	Ⅳ Ⅴ	◎
5	1943.3.5（〃 18年）	鳥取県野坂川中流	7.4	146	Ⅳ	x
6	1944.7.7（〃 19年）	東南海沖	8.3	130	Ⅳ	◎
7	1946.12.21（〃 21年）	南海道沖	8.1	185	Ⅳ	○
8	1948.6.28（〃 23年）	福井平野	7.2	158		x
9	1963.3.27（〃 38年）	越前岬沖	6.9	130	Ⅳ	x
10	1973.11.25（〃 48年）	和歌山県中部	5.9	92	Ⅲ	x
11	〃	〃	5.8	89	〃	x
(12)	1975.3.14（〃 50年）	愛知・岐阜県境	5.3	138	Ⅰ	x

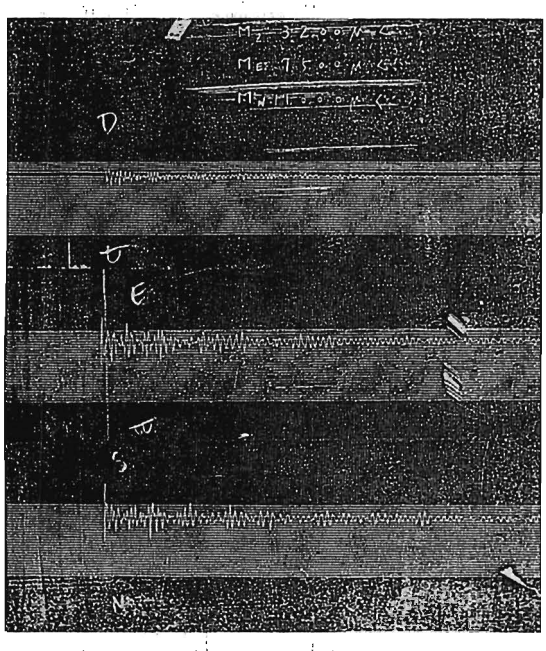
備考
気象庁大阪測候所　明治23年10月：北区堂島浜通で地震観測開始
昭和11年3月：生野区勝山通に移転
43年8月：東区法円坂町合同庁舎内に移転、現在に至る
強震計（SMAC）　昭和28年4月：大阪市に7号設置
50年3月 現在25ヶ所に設置



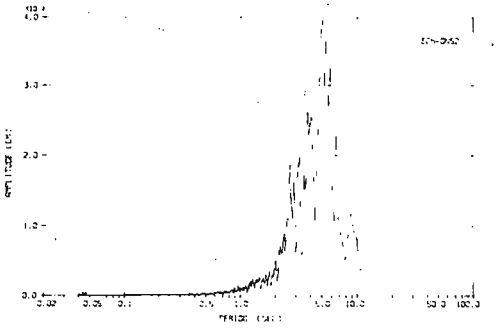
図－1.　越前岬沖地震（1963）の各地震度

表－2

越前岬沖地震に関して			
発生年月日	1963 年 3月27日 （昭和 38年）		
震　央	35°.8N , 135°.8E （若狭湾中央）		
震源深さ	20 Km		
マグニチュード	6.9		
大阪市における資料			
気象庁震度	IV		
震央距離	130 Km		
強震計資料 (SMAC)	OSAKA-201-NS(SMAC-A)	オー生命ビルB3F	最大加速度 375 gal
	〃 203-NS(〃)	新朝日ビル B2F	25.2
	〃 204-NS(〃 -B)	関西電力ビルB3F	22.6
	〃 -EW(〃)	〃	27.3
	〃 205-EW(〃)	日本板ガラスB2F	18.9
	〃 206-NS(〃)	新住友ビル B4F	22.5



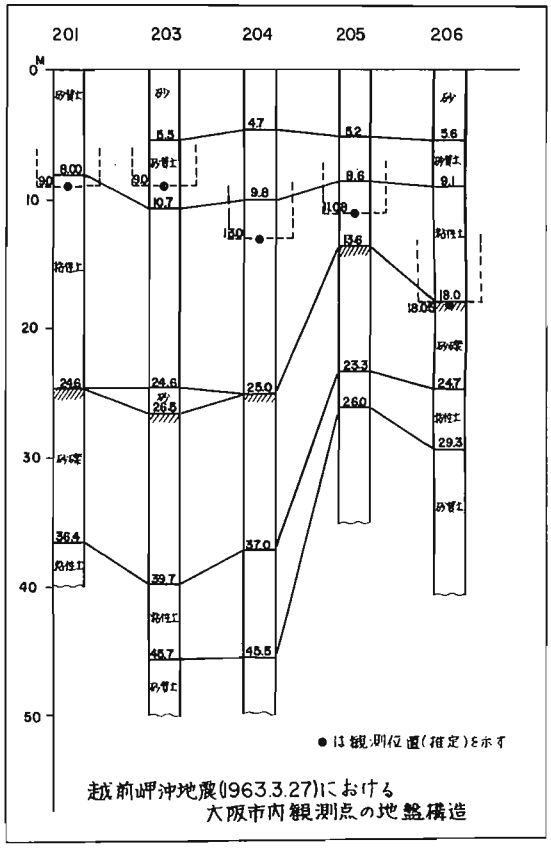
写真－1.　越前岬沖地震波形（大阪気象台強震計）



図－2　変位スペクトル（大阪気象台強震計）

表－3.　建物概要

OSAKA－201～206					
地震NO.	建物名	階数 地上／地下	地上高 m	固有周期 sec	SMAC 設置年月
201	オ1生命ビル	12F／B3F	41.23	NS: 0.51 EW: 0.47	1953. 4
203	新朝日ビル				1956. 4
204	関西電力ビル	12F／B3		NS: 0.45 EW: 0.77	1959. 12
205	日本板ガラスビル	8F／B2	31.00	NS: 0.46 EW: 0.44	1961. 8
206	新住友ビル	8F／B4F	31.80	NS: 0.47 EW: 0.45	1961. 10

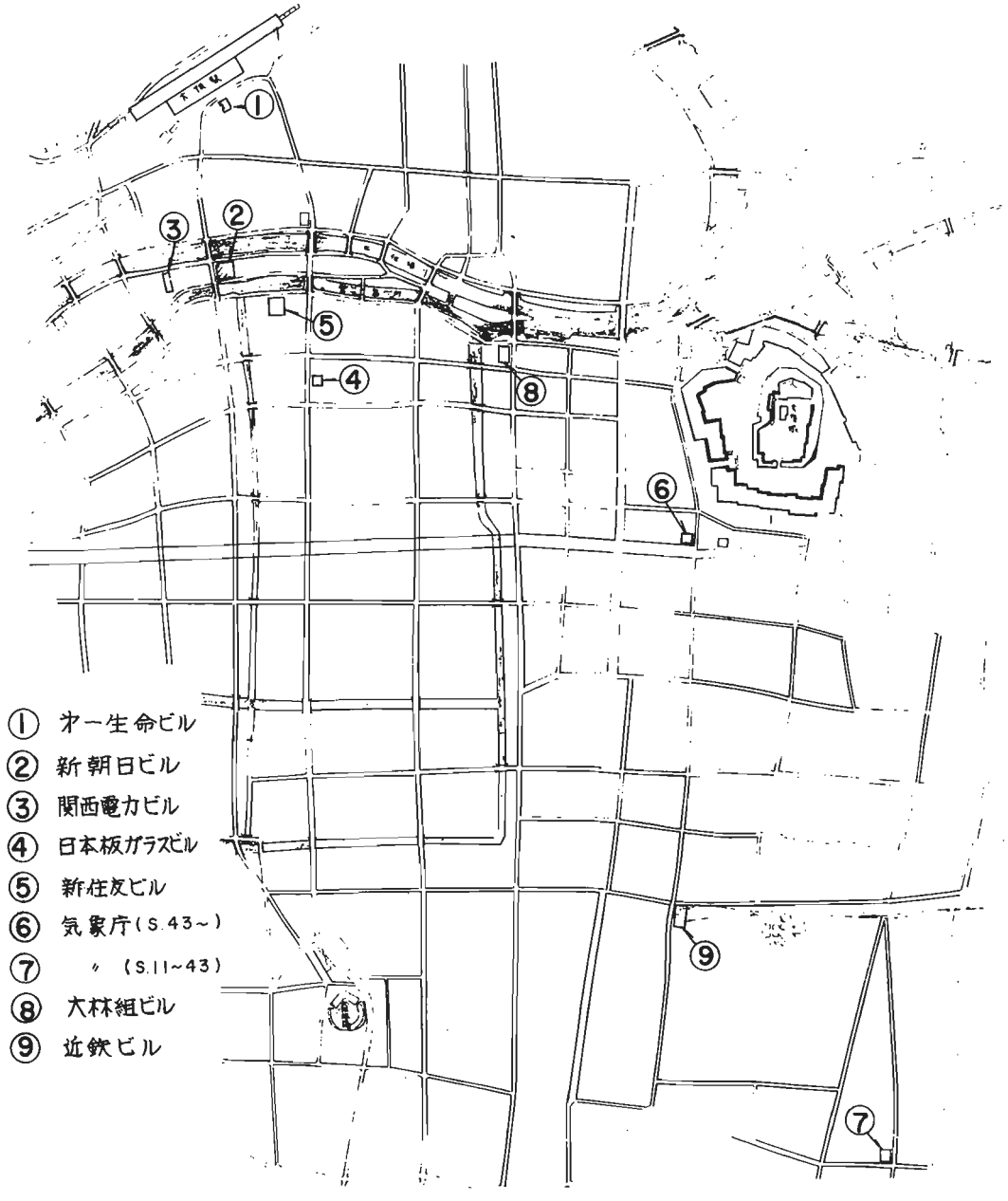


越前岬沖地震(1963.3.27)における
大阪市内観測点の地盤構造

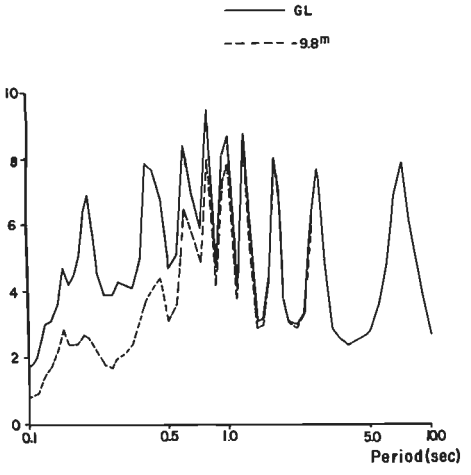
図－3.

3. 強震計（ＳＭＡＣ）の配置と地盤特性

１９５３年４月に初めて大阪市内に強震計が設置されて以来昨年３月末現在で２５ケ所に増加している。しかし１９６３年３月の越前岬沖地震の際に存在したのはわずか７ケ所程度である。そのうち代表的な観測点と地盤構造との関係を図－３、市内での位置関係を図－４、建物の規模、固有周期などを表－３に示す。これらの資料を見ると中之島をはさむ北のビヂネス街に集中して設置されており、いづれも地質的にみた場合深さ１０Ｍ前後にある粘性土（沖積層）に建物の底部がある。なお深層地盤の構成および動特性に関しては参考資料（１）に詳しいが地震基盤として－７００Ｍ～－１２００Ｍを推定出来る。例えば－１２００Ｍとし重複反射理論により計算してみると7.0，２８，1.8，1.0秒などの固有周期を得る。（図－５）



図－４　強震計その他の配置

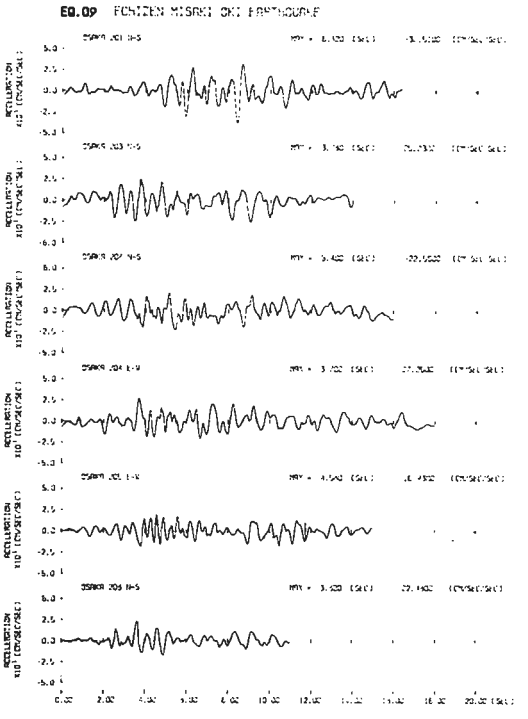


図－5.

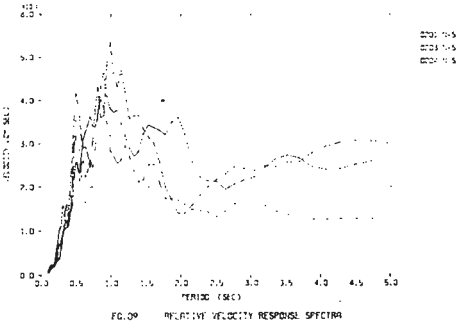
4. OSAKA－201～206

表－3の建物最下階SMACで観測された越前岬沖地震の記録波形を図－6に示す。記録にはそれぞれ201～206の名称がつけられて最大加速度値も同図中に示してある。解析の結果として図－7、8に速度レスポンス・スペクトルを示してあるがそれによると0.5，0.9～1.2秒に卓越する。表－3の建物固有周期を考慮に入れると0.5秒は表層地盤の増巾によるか建物の影響か判定つき難いが0.9～1.2秒に現われるピークは明らかに地震そのもの又は地盤の特性と考えられる。例えば、204－EWと205－EWの結果を見ると205－EWの方が短周期側にあり明らかに表層近くの地盤の影響と考えることが出来よう。しかし1.0秒より長い周期に関しては共通した性質は認め難く特に前出の気象庁1倍強震計に現われた5.0秒のピークはこの程度の解析時間内には出現しない。しかしこの点は地震規模，強震計の周期－感度特性を考えると早急に結論づけるわけには行かない。

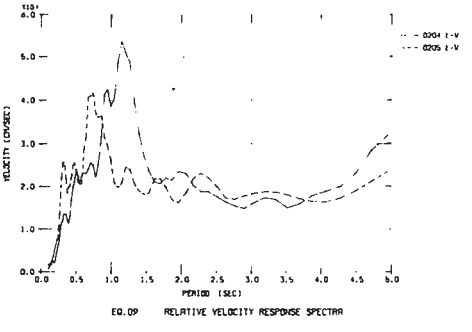
なお以上の強震計SMACの資料は参考資料（3）を利用した。



図－6. OSAKA－201～206の波形



図－7．速度レスポンス（201～206NS）



図－8. 速度レスポンス（204，205EW）

5. やゝ長周期成分について

5.1 気象庁1倍強震計資料の検討

前章で強震計ＳＭＡＣ記録に長周期成分が顕著に現われないこと説明したがこの章では見地を変えて別の観測システムの結果がどのようになつているかを検討してみた。先づ気象庁1倍強震計その他によりまとめられた地震月報を昭和４８年～５０年に限つて検討してみたのが表－４である。震央距離を１５０ＫＭ以内に限りそれらを近地，中距離，遠距離地震の３つの型に分け震央距離と卓越周期の関係をみた。近地々震においては1.０～２.０秒、中距離地震では２.２～３.５秒が最大振巾を示す周期で特に後者は和歌山地方に震源がある場合で固有値が顕著に現われるようである。

なお上記資料中、1倍強震計は建物８Ｆ、１００倍計はＢ３階に設置されている。（図－４，⑥）

5.2 和歌山中部地震（１９７３年１１月２５日）

気象庁の資料では上述の如く和歌山地方に震源をもつ地震にやゝ長い周期が卓越することが認められたがこゝでは実際の波形を解析して見ることにした。解析した地震は表－１の㏋１０，１１の２ケで図－９に気象庁（図－４，測点⑥）の1倍強震計変位波形を、図－１０に測点⑧のＢ２Ｆの加速度波形を示す。両者共に解析時間は２分間とし、図－１１，１２に㏋１１地震における測点⑥の変位スペクトル結果を、図－１３～１６に同じく測点⑧の加速度スペクトルの結果を示す。

ⅰ．地震㏋１０，１１の解析結果にあまり相違はなく地震規模が同一だと応答に再現性が認められる。

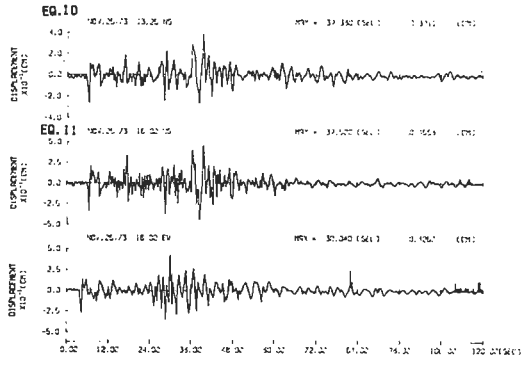
ⅱ．測点⑥に関して……観測場所が８階（８階建）なので建物の固有値がある程度卓越するだろうがＥＷ，ＮＳ成分共最大値を示すのはより長い周期の３.２～３.５秒で５.１の結果とよい一致を示す。

ⅲ．測点⑧に関して……建物 $_{NS}T_1$＝３.７０秒，$_{NS}T_2$＝1.２０秒で各ＣＡＳＥに共通して現われる最大ピークは或いはその影響をうけているかも知れないがそれ以外にも長周期が卓越しある程度測点⑥と対応する。

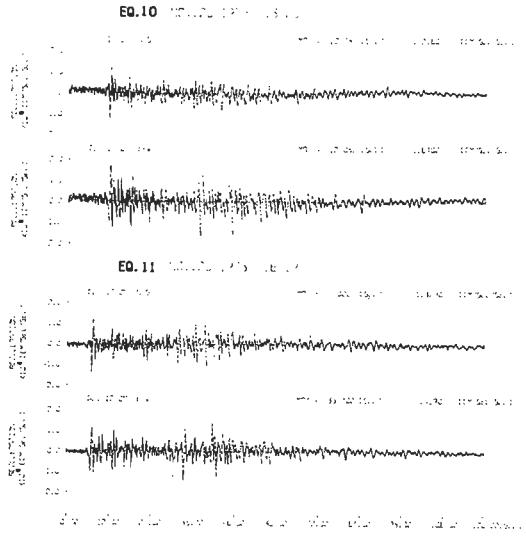
表－４.

1倍強震計の記録（昭和48年8月~50年3月）

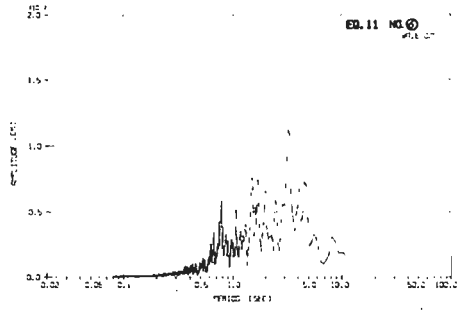
地震の型	月 日	震源	M	震央距離 Km	NS 最大振巾 / 周期	EW	UD
近地地震 <50Km	48 8.14	京都奈良県境	3.3	41.0	9 / 1.5 Sec	5 / 2.0	4 / 2.0
	8.18	京都府中部	3.1	49.0	2 / 0.3	5 / 0.3	2 / 0.3
	8.24	〃	4.3	42.0	85 / 1.0	62 / 2.0	37 / 0.3
	49 1.18	兵庫県南東部	4.1	41.3	68 / 1.7	40 / 1.1	11 / 0.7
	4.30	奈良県西部	3.3	49.0	10 / 1.6	5 / 1.8	3 / 1.5
	5.1	〃	3.9	40.0	7 / 1.3	15 / 1.5	6 / 0.7
	8.21	奈良県中部	5.2	49.0	7 / 1.7	10 / 2.0	5 / 1.6
	50 3.2	兵庫県南東部	3.7	19.0	28 / 0.7	44 / 1.0	20 / 1.4
中距離地震 50~100Km	48 8.12	和歌山奈良県境	3.9	72.0	10 / 3.0	12 / 1.0	3 / 1.3
	11.25	和歌山県中部	5.9	92.4	3250 / 2.6	2350 / 1.4	750 / 1.6
	〃	〃	5.8	89.0	4600 / 3.0	3100 / 1.0	900 / 1.4
	〃	〃	3.4	91.0	5 / 2.3	5 / 1.8	2 / 1.4
	11.26	〃	4.3	81.0	38 / 3.0	38 / 1.5	13 / 1.5
	49 4.25	和歌山県西部	3.9	〃	20 / 4.0	11 / 3.5	5 / 2.2
	7.2	〃 北部	3.9	50.0	45 / 3.5	23 / 1.7	15 / 3.0
	8.16	滋賀県中部	4.9	87.6	198 / 2.9	194 / 2.5	73 / 2.2
遠距離地震 100~150Km	48 8.20	紀伊海峡	3.9	108.0	5 / 2.6	6 / 1.8	2 / 1.7
	9.2	〃	4.1	118.0	8 / 3.0	13 / 2.5	5 / 2.0
	49 9.25	和歌山県西方	4.5	110.0	36 / 2.5	32 / 2.2	13 / 2.4
	50 3.14	愛知岐阜県境	5.3	138.0	450 / 2.4	400 / 3.4	200 / 2.4



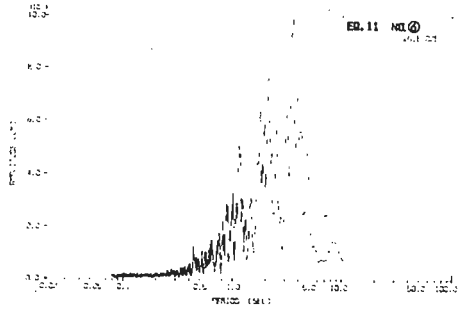
図－９．和歌山中部地震波形（大阪気象台強震計）



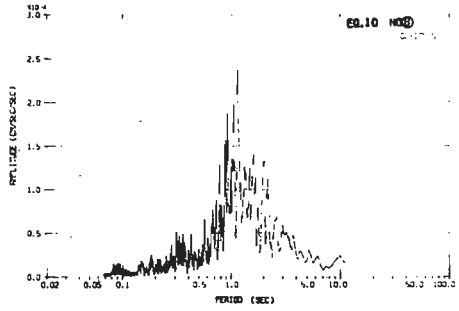
図－１０　同左（大林組ビル加速度計）



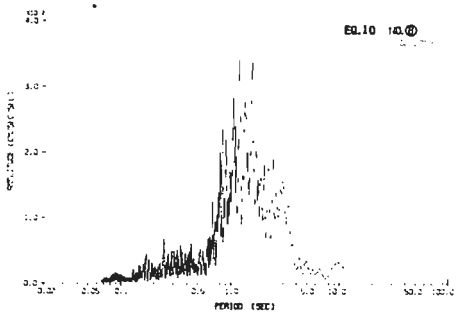
図－１１　変位スペクトル（測点⑥，ＮＳ）



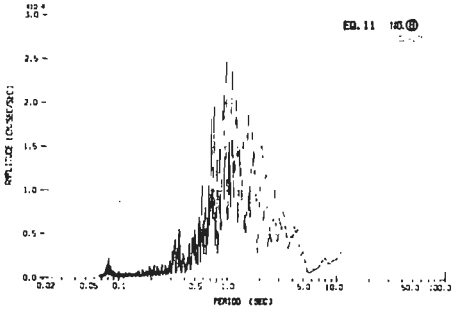
図－１２　変位スペクトル（測点⑥，ＥＷ）



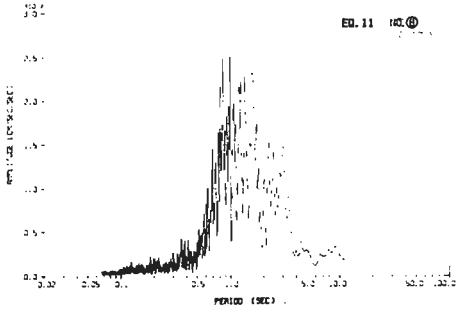
図－１３　加速度スペクトル（測点⑧，ＮＳ）



図－１４　加速度スペクトル（測点⑧，ＥＷ）



図－１５　同上



図－１６　同上

６．あとがき

現時点で大阪市で耐震設計資料としてOSAKA－２０１～２０６を使用することは有意義である。すなわちやゝ遠い地震であるのにもかゝわらず計器特性によりむやみに長周期を強調せず地盤特性をよく表現した資料となつている。しかし地盤や構造物が直接被害を受けるであろう規模の地震を想定した場合これらの資料ではものたりない点がある。

和歌山地方、南海道にかけての過去の強震記録が大阪市の場合に現存していないのが残念な点で前述の２～３の解析例で長周期を論ずるのはいさゝか早急だろう。そこで今後共にいくつかの観測点で同一地震を観測、解析する作業を続けいづれにも共通な成分を見出す努力をすると共に別の面から大阪市の地盤動特性を研究し主題に対する解明をまちたい。

1. 吉川宗治；近畿地方の地震
2. 気象庁　；地震月報　　１９７３～１９７５
3. OSAKI　；Digitized Strong Motion Earthquake Accelerograms in Japan　1972
4. 若松邦夫；大阪Ｈビルの設計用入力波に関する検討。（５０年１０月，建築学会秋季大会）

（大林組技術研究所）

12　大阪平野の震動特性について

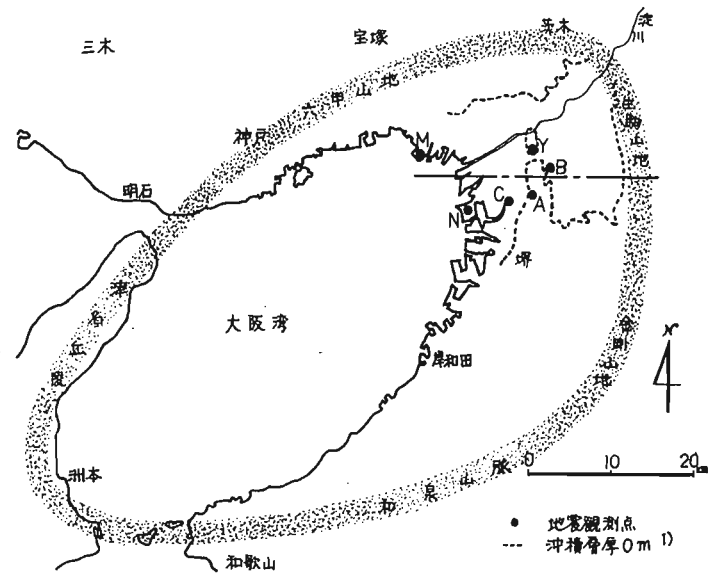
大場　新太郎

1.　まえがき

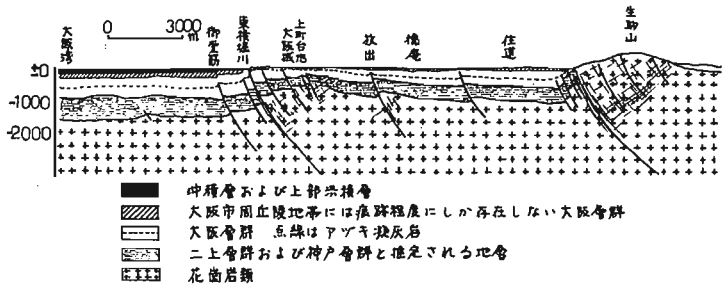
地震時における地盤の震動は、地盤の深さ方向について下方から伝播する波動と、横方向の四方から到来する波動の合成されたものであろうと考えられる。従って、ある地点での地震動特性を考える場合、単に鉛直方向の地盤条件だけでなく、周辺部の地形と、平野内におけるその地点の位置づけが問題になると考えられる。

そこで著者らは、周辺を山で囲まれた大阪平野というものを設定し、微動測定ならびに地震観測を行なってきた。ここにいう大阪平野とは、基盤の沈降によってできた凹部（大阪盆地）に第三紀層や第四紀層が厚くたまって形成された図－1の点線で囲まれた範囲を意味し、深さが1km前後で、平面的にほぼ短辺40km、長辺80kmの拡がりをもつものを指している。

本報は、この平野内の約40測点において行なった微動測定結果と、6観測点において行なわれている地震観測結果をもとに、大阪平野の震動特性に関して、二、三の考察を行なったものである。



図－1.　大阪平野と地震観測点



図－2.　大阪市地下構造推定断面図 2)

2.　平野の微動測定

2.1　測定の概要

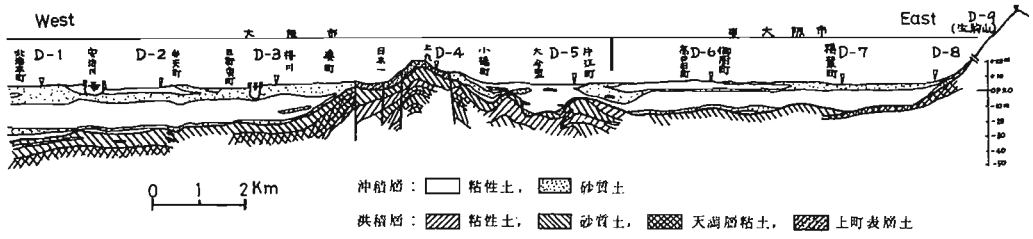
測定の目的は、構造物の高層化、長大化によりその固有周期が延びることに対応して、地盤に関しても1秒以下の周期だけでなく、それよりも長い周期領域を含めて論ずることにある。

著者らは、固有周期10秒のピックアップを用い、（感度特性は0.2～30Hzまでほぼフラット）大阪平野各点で微動測定を行ない、平野の動的性格をつかもうと試みた。3)

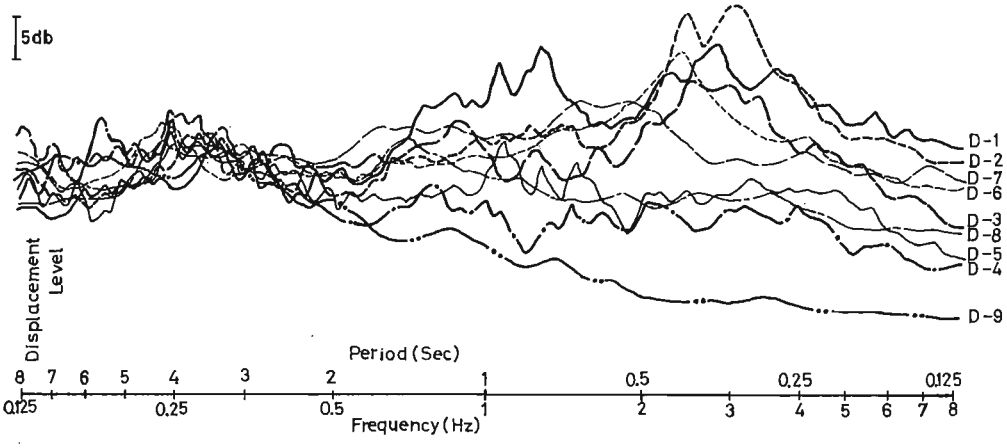
大阪市中心部の東西方向測線（図－1の一点鎖線）の地下構造推定断面図は図－2に示すとおりで、ほぼ同一断面の表層部の詳細は図－3のとおりである。図中の上町台地は、泉北丘陵から千里丘陵に向けて、生駒山地に平行に南北方向に延びて大阪市を東西に二分している洪積地盤である。

測定点は、大阪市とその周辺都市において、上町台地を中心にして東西・南北両方向にほぼ3.5km間隔に39ケ所を選んだ。

これらの測点のうち、図－3に示した9測点は、その地盤条件の相違から3グループ、すなわち沖積地盤上の測定であるD－1，2，3および5，6，7と表土層が薄く洪積地盤上の測点とみなし得るD－4，8と、生駒山上のD－9とに大別される。



図－3. 地盤断面図[1)]とD通り測定点



図－4. 変位スペクトル （水平動）

2.2 測定結果とその考察

D－1からD－9までの各測点の水平動に対する変位スペクトルのうち、NS成分を各測点において顕著に認められる周期4秒付近を基準にして重ねあわすと、図－4のように表わされ、全体として、周期4秒、1秒前後、0.3秒前後の3つの周期成分が卓越する曲線となっている。図－5は、これらのうちの微動波形の一部を示したものである。なお、NS・EW各方向の波形およびそのスペクトルは類似しており、NS方向に関することは、EW方向についてもあてはまる。

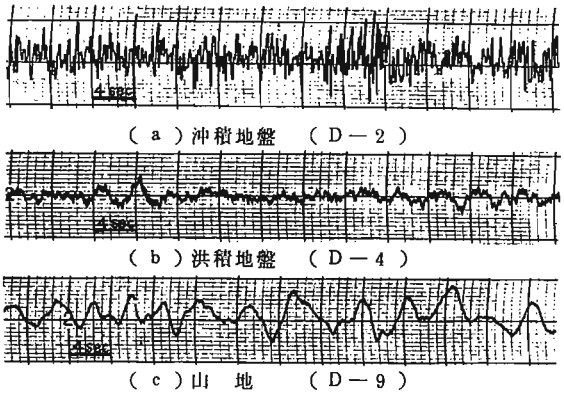
すべての測点における測定結果をもとに、変位スペクトルの一般型と、地盤種別との関係を求めると、図－6に示すような3つのタイプに分類される。

以上の結果を整理して記せば次のとおりである。

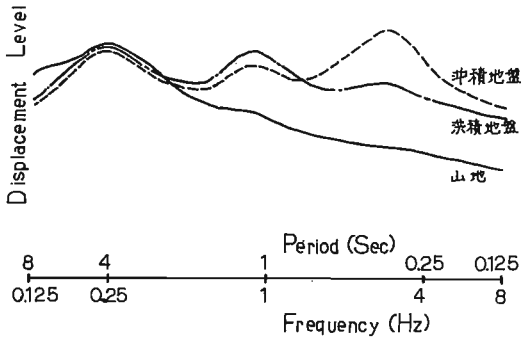
ⅰ）大阪平野において、おおまかにいって4秒、1秒、0.3秒付近に卓越する周期成分があり、この3つの周期は、地盤によって卓越の度合が異なる。

ⅱ）沖積地盤においては、1秒以下の特に0.3秒前後の短かい周期が卓越する。

ⅲ）洪積地盤は、0.3秒前後の周期成分は不明確で、4秒および1秒前後の周期が卓越する。



図－5. 各種地盤の微動波形の例



図－6. 地盤種別とスペクトルの型との関係

ⅳ）山地においては、1秒以下にほとんど卓越する周期成分は認められず、4秒ないしそれ以上の周期が優勢である。

卓越周期の要因を探ると、0.3秒ならびに1秒前後に卓越する周期成分は、平野内部に原因すると思われるが、4秒については海洋の波浪による脈動とする考え方[4]があり、また著者らの行なった他の名古屋地方[5]および福井平野においても観測されることから、大阪平野に固有のものとはいい難い。

3. 平野の地震動特性

3.1 地震観測の概要

地震観測点は、図－1に●印で示したように、福井大学鳥海研究室の行なっているA，B，C，N測点と、著者の担当しているM測点に、資料交換している竹中技研のY測点を加え6ケ所で、大阪平野の平面的拡がりの境界と考えられる大阪湾沈降盆地のやや北部に位置している。

6観測点の表層地盤の特性は、図－8に示すように、A，Y測点が洪積層（上町台地）、B，C，M，N測点が層厚30m前後の軟弱な沖積層である。

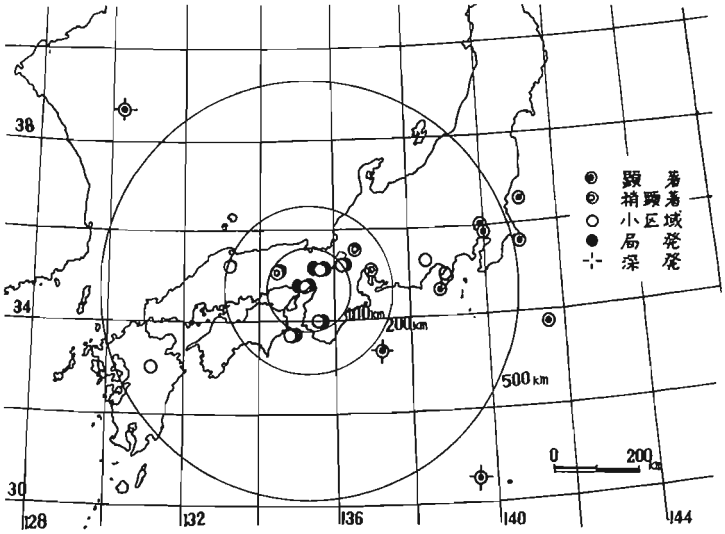
地震計は、各測点とも同じものを使用しており、固有振動数3Hzの動コイル型をオーバーダンピング（h＝11.0）した加速度計で、感度特性は0.3～30Hzまでほぼフラットである。

3.2 観測結果とその考察

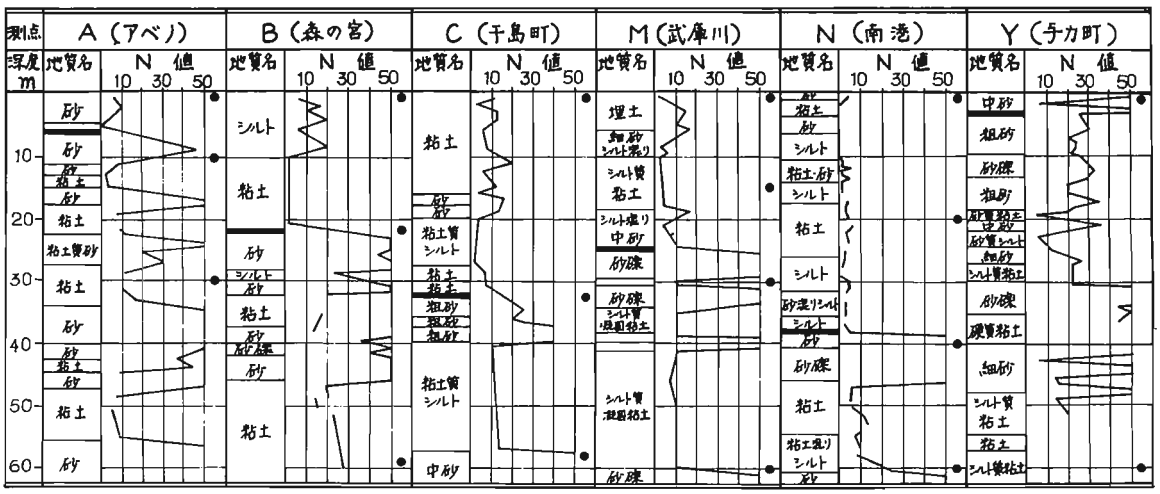
M測点において過去2年半に採れた地震は、40コあり、その震央位置を気象庁発行の「地震火山概況」によりプロットすると、図－7のように表わされる。

これらの地震は、波形ならびにレスポンススペクトルをもとに分類すると、その震央距離によって明確な相違が認められ、整理の都合上、震央距離が100km以内を近距離地震、100～200kmを中距離地震、200kmを越える地震を遠距離地震とする。これは、M測点についてだけでなく、他の5測点においても共通して認められることである。

M測点において観測された地震の規模M（マグニチュード）は、近距離地震がM＝3.1～5.1、中距離地震がM＝4.9～5.3、遠距離地震がM＝5.8～7.6の



図－7. 地震震央位置　（地震火山概況による）



図－8. 観測点の土質柱状図　●：地震計設置位置、―：一般に支持層としている地盤

もので、近距離・中距離地震は小規模な地震である。なお大阪における地震の震度は、0～Ⅱの範囲である。

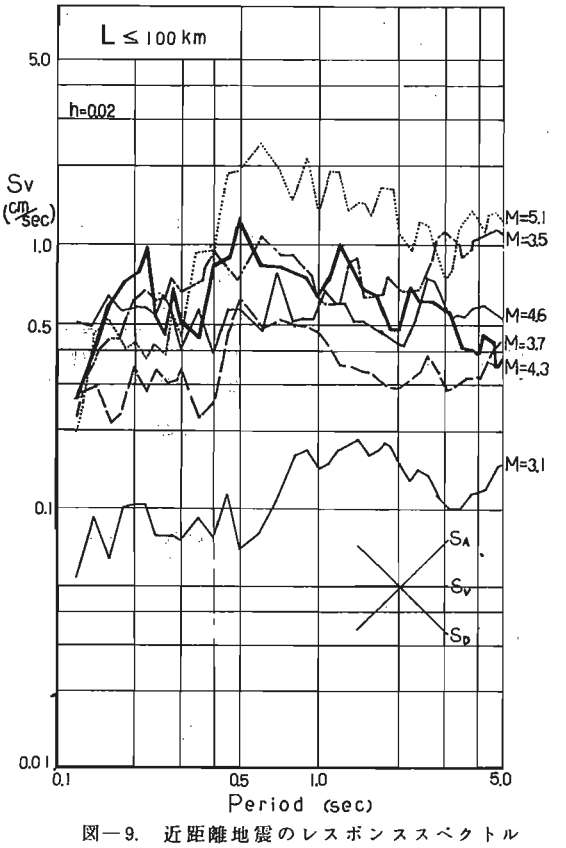
（1）震央距離による地震動の相違

M測点において観測されたうちで比較的振幅の大きい地震について求めた速度レスポンススペクトルを、地震の震央距離別に整理すると、図－9、図－10、図－11のように表わされる。図はいずれも地表でのスペクトルを示し、各曲線には地震の規模Mを記してある。さらに太線で表わしたスペクトルについては、図－12にその波形の一部を約1分間A測点と対比して示してある。

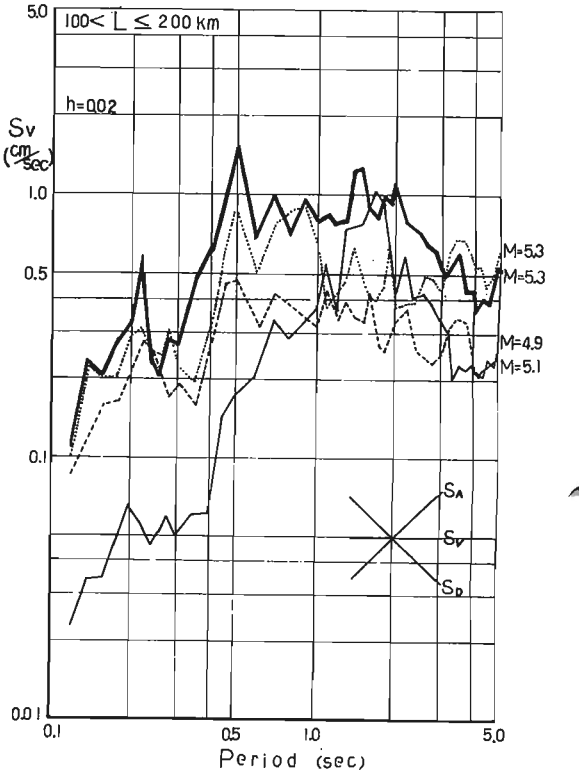
これらの図から、速度レスポンススペクトルの特徴を震央距離別にみると次のことがいえる。

i）近距離地震　速度レスポンスは、全帯域にわたって比較的平坦である。しかし不明瞭ではあるが、0.2秒、0.5秒および1.3秒付近に卓越する周期が認められる。

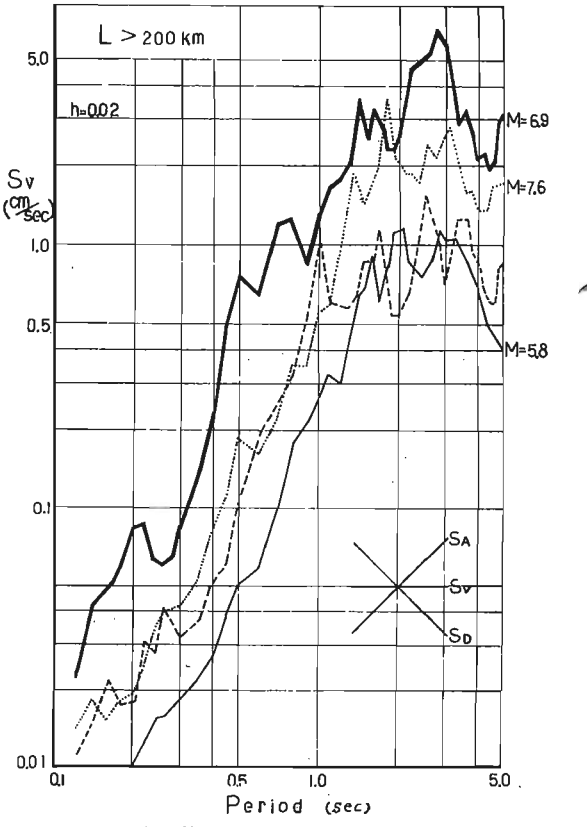
ii）中距離地震　卓越する周期は、0.2秒、0.5秒、1.3秒付近にあるが、近距離地震に較べて0.2秒前後の短周期のレベルが低下する。



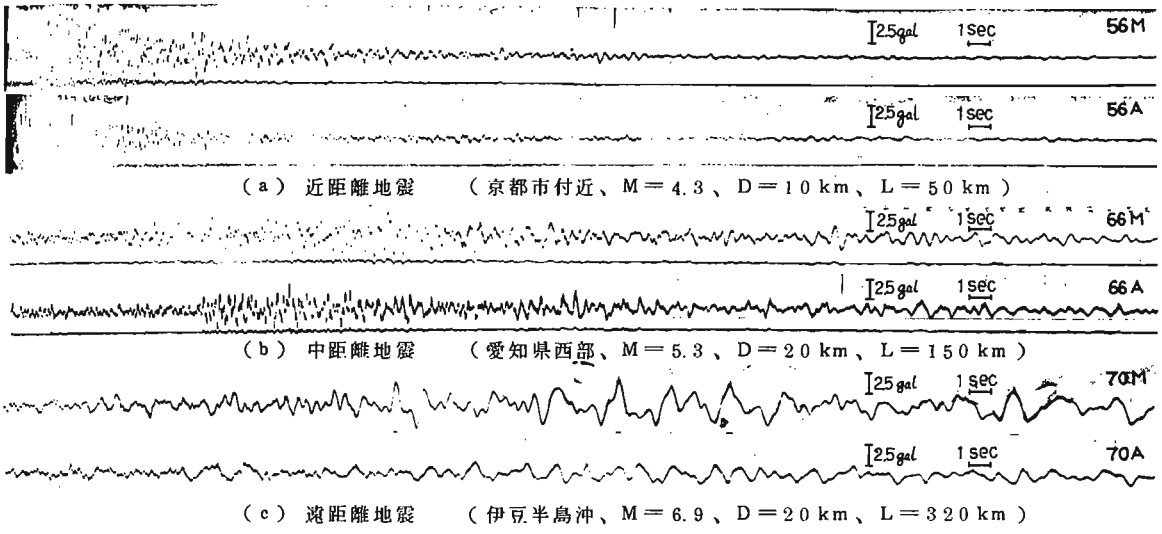
図－9.　近距離地震のレスポンススペクトル



図－10.　中距離地震のレスポンススペクトル



図－11.　遠距離地震のレスポンススペクトル



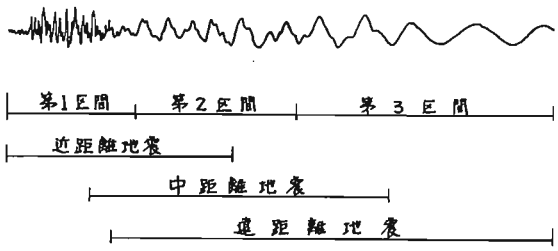
図－12. 震央距離別にみた2観測点における地震波形

ii）遠距離地震　1秒より短かい周期のレスポンスは極度に低下し、それにかわって1.3秒ないし3秒前後のやや長い周期が、非常に優勢である。

（2） 地震波形の時間的変化について

観測された地震の加速度波形をもとに、地震動の時間的変化をモデル化すると図－13のようになり、3つのブロックに大別される。すなわち、1秒より短かい0.2秒および0.5秒の周期が優勢な第1区間、0.5秒と1.3秒前後の周期が優勢な第2区間、1.3秒またはそれ以上（3秒前後）のやや長周期成分の優勢な第3区間である。

これを震央距離別にみると、近距離地震は第1区間、中距離地震は第2区間、遠距離地震は第3区間がそれぞれ優勢である。そして地震の継続時間は震央距離によって異なり、近距離地震が30～60秒、中距離が2分程度、遠距離が3～6分と、1秒以上の周期が優勢な震央距離の長い地震ほど長時間継続する。



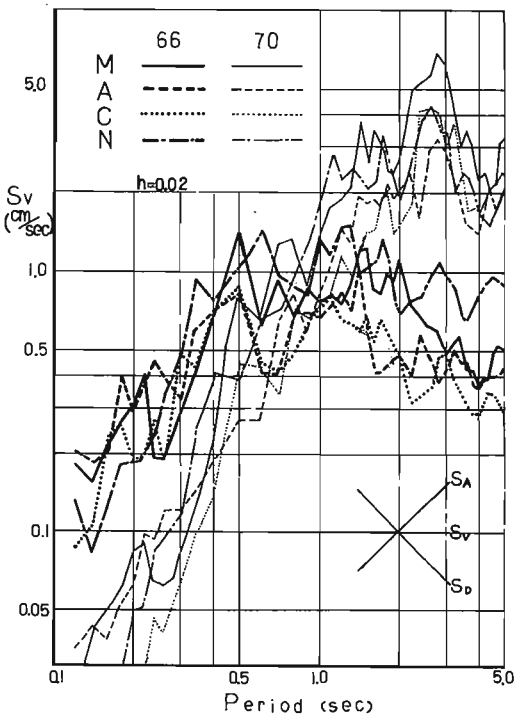
図－13. モデル化した地震波形（加速度）

（3） 6観測点における地震動の比較

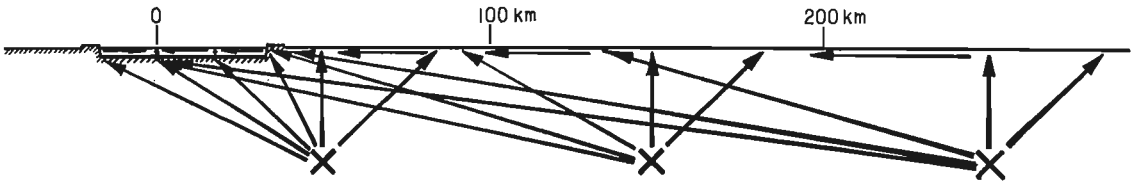
図－14は、比較的長周期の優勢な中距離地震（図－12のb）と遠距離地震（図－12のc）に対するA，C，M，N各測点の地表での速度レスポンススペクトルを示したものである。

本図ならびに他の測点を含めた多くの観測結果から、各測点の地震動特性は、地表面下の地盤特性すなわち、沖積層厚ならびに洪積層と第3紀層の層厚が測点によって明確に異なるにもかかわらず、

i）同一地震に対する各測点での波形とそのレスポ



図－14. 4測点のレスポンススペクトル



図－15. 地震波の伝播機構

ンススペクトルおよび地震の継続時間は類似している。

ii) 各測点の地表の加速度振幅は、洪積地盤上のA，Y測点が常に他の沖積地盤上の測点より小さいとは限らない。

なお、地表と地中との波形およびスペクトルを較べた場合、両者は類似しており、スペクトルの両者の比も常に特定の周期のみが大きくなるわけではない。

4. 微動と地震動の卓越周期について

微動時における卓越周期は、沖積地盤、洪積地盤、山地と地盤条件に応じて明確な相違が現われたが、地震時には地盤条件による卓越周期の相違は、前述のごとく不明確である。しかし、微動時と地震時に共通して卓越する周期としては、1～1.5秒があり、注目する必要がある。

微動と地震動の相違を比較することは、それぞれの波動の性格が不明確な現時点において困難ではあるが、微動と地震動の発震機構が異なること、および地盤の震動特性が震動源の影響を強く受けることなどを考えると、微動時のスペクトルおよびその卓越周期をそのまま地震時にもちこむことには限界があり、今後さらに研究を要する問題である。

5. むすび

深さと拡がりをもった平野内のある地点での地震動特性を考える場合は、図－15.に示すように、震源での地震の起り方と規模ならびに平野に到達するまでの伝播の過程による、いわゆる平野外部に起因するものと、平野の平面的拡がりとその地盤条件による平野内部に起因するものとに分けて考える必要がある。

地震観測の結果、各測点の地震動の波形とそのスペクトルが震央距離によって明確に分類されるということは、平野外部において既に明確な地震動特性をもつということと、平野内部はその入力された地震動によって大きく支配されることを示している。

一方、平野周辺の岩盤上と平野内部とでは、地震の継続時間において著るしい差異があるといわれている。[6] この事実は、明らかに平野内部の原因によって継続時間が延びたことを示している。その要因としては、6観測点での鉛直方向の地盤特性が異なるにもかかわらず、同一地震について各測点の地震動が類似していること、ならびに地震動が時間とともに変化し、1秒をこえるやや長周期成分は地震の主要動開始からやや遅れて優勢に現われ、長時間継続することなどを考慮すると、単に鉛直方向でのS波の重複反射だけでなく、平野の周辺部から平野内を水平方向に伝播する表面波的波動を考えざるを得ない。

したがって、平野内ある地点の地震動は、その地点の鉛直方向の地盤特性だけでなく、平野内の平面的拡がりの中におけるその地点の位置づけと、地震の震央位置との関係が大きく影響するものと考えられる。

謝辞 福井大学建設工学科、鳥海勲教授には地震観測記録の提供と多くのご教示を、また竹内吉弘助教授には貴重なご意見をいただきました。ここに記し、心から感謝の意を表します。

参考文献

1) 建築学会近畿支部・土質工学会関西支部編著：大阪地盤図
2) 竹中準之介：大阪を中心とした基礎地盤、土質工学会関西支部、最近の地下工法、(1966)
3) 大場・鳥海：大阪平野の振動特性に関する研究、固有周期 10秒の検振器による微動測定、建築学会大会（昭46年11月）
4) 三東哲夫：波浪はどこで脈動に変わるか？ 地震2, 13,(1960)
5) 鳥海・竹内・大場：周期10秒のピックアップによる名古屋地方の微動測定、第9回災害科学総合シンポジウム(1972)
6) 鳥海：平野の地震動特性について、第4回日本地震工学シンポジウム(1975)
7) 鳥海：大阪平野の振動特性に関する研究、3観測点における地震について、建築学会大会梗概集（昭48年10月）
8) 鳥海：大阪平野の振動特性、地震動スペクトルの時間的変化について、建築学会大会梗概集（昭49年10月）
9) 大場・鳥海：大阪平野の振動特性、地表と地中との振動性状の相違について、建築学会大会梗概集（昭49年10月）
10) 大場・村井：大阪平野の振動特性、十数キロ離れた2測点における地震動の同時観測、建築学会大会梗概集（昭50年10月）

（大阪工大 講師）

第4回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1976．1．20

13　震源と地震動の周期との関係

村松郁栄

1　震源とは

震源は点ではなく一定のひろがりを持ったものである。したがって，震源に近い地点の地震動にはこのひろがり，すなわち震源域の影響が大きいはずである。断層理論によれば震源は断層面となるが，余震域がほぼこの断層面と一致していることも観測精度の向上とともに次第に明らかとなった。

2　震源と震度6の地震動との関係

構造物の耐震設計とは震度6の地震動に耐える設計のことであると言ってよい。したがって，震度6の地域と余震域との関係を調べてみた。図1は地震観測網の整備された昭和になってからの内陸の被害地震についてこの関係を調べた結果である。図1の太い実線で囲った地域が気象庁によって震度6と判定された地域である。[1] ただし，この範囲内に，おそらく地盤のとくに良かったために，震度6に達していない地域も含まれている。いくつかの被害地震に震度6の地域の現われていないものがある。その理由は震源域が海であったり，山中であったり，あるいは深かったりという場合のようであるが，それらはしばらく措き，とにかく震度6と判定されている地域と余震域とを比べてみると両者はほとんど一致している。なお，山中の地震については，山くずれなどの比較的著しい地域を太破線で囲ってみるとこれらは大体余震域と一致している。余震が気象庁のカタログに載っていない地震もいくつかあるが，これらは一般に本震の小さなものである。

図2には大地震について，その震度6および震度5の範囲と余震域とを重ねて画いてみた。ここに記した震度分布は図1の実線の場合と同様に気象庁の画いたものそのままであり，余震分布も同様に気象庁カタログにより，それぞれ本震から最大余震までの期間を目安として採用した。ただし，関東地震は約7ヶ月後の丹沢地震まで，濃尾地震は翌年末までの14ヶ月の余震を画いた。

濃尾地震と関東地震の震度6の範囲は大体内陸にあるので，この2つの地震と図1の震度6のある地震とについて震度6のコンター に囲まれた面積（A_{VI}）と本震のマグニチュード（M）との関係を見ると

$$\log A_{VI}\,(\mathrm{km}^2) = 1.36\,M - 6.66$$

となる。以上のように，震度6はほとんど余震域の真上に生じており，そのひろがりは本震のMと一定の関係にあることが明らかとなった。San Fernando 地震（1971）についても震度6に相当するMM震度階7は図3に示した余震域の真上に限られている。なお，濃尾地震，関東地震ともに図2の震度6のコンターは木造住家の倒潰が生じた（当時の町村単位で）範囲とほぼ一致している。

3．震源域における地震動の計算例

ところが，震度6の地域における地震動の完全な記録は San Fernando 地震の際の Pacoima Dam の記録だけである。日本においても震度6は昭和になってからでも図1のように多数生じているが気象庁の1倍強震計は常にスケールアウトまたは破損し，SMAに型強震計はまだその機会を得ていない。したがって，その地震動は未知であり，理論的推定が重要となる。

断層理論による震源と地震動の周期との関係は，簡単に言えば，主に断層面においてとりが始まってから終るまでの時間（rise time）で定まる。広い断層面を破壊が伝播する時間は主に主要動の継続する時間を定めることになるが，周期にも影響する。とり速度や破壊伝播速度は大中には変らない性質のものであるから，強震動の周期や継続時間は結局とりの大きさと断層面の広さに依存する。遠い観測点では断層面のとりを一様と考えて観測結果と比べることができるが，近い観測点とくに震度6となる地域では断層面のとりを一様と考えること

ができないので，以下にこのような場合の計算例を紹介する。

図4は San Fernando 地震に適当な断層モデルを与えたときの計算された地震動と Pacoima Dam はじめ数点の観測値（加速度記録から求めた変位）との比較である[2]。これは，断層モデルとして相当複雑な動きを仮定すれば，断層面直上の地震動をこの程度に再現させることができるという例であるが，少し離れた地点ではくいちがいが目立つ。このような計算には地表面の効果が十分にとり入れられていないこともこのくいちがいの原因であろう。

濃尾地震はM≒8.0の大地震であり，かつ断層が完全に内陸にあってその動きが当時すでに詳しく調べられている。したがって，これを基にして三雲(1975)[3]は図5のような震源モデルを作り，それによる地震動と濃尾平野のいくつかの地点で計算した。ここでは，破壊が北から南に伝播するモデルが濃尾平野各地の石灯籠や墓石の転倒方向に適合し，また岐阜および名古屋でとられた地震計記録とも強震動の到達時刻の点で適合する。図6は図5の震源モデルによる岐阜および名古屋の地震動であるが，その大きさおよび周期を見ると岐阜では変位約50 cm 周期約8秒，速度約30 kine 周期約5秒，加速度約35 gal 周期約3秒となり，名古屋では変位約25cm 周期約8秒，速度約15kine 周期約3秒，加速度約30 gal 周期約2秒となっている。大森房吉は名古屋における最強の地動を地震計記録および墓石被害から周期1.35秒加速度260 gal と推定しているが，この程度の周期の地震動には震源のより局部的な影響たとえば水島三角台地の形成などや地盤の影響などが考慮されねばならないであろう。

4 1968年十勝沖地震の震源と八戸における地震動の周期

大地震の完全な記録は1968年十勝沖地震の際に多数得られた。ここには震度6がなかったけれども現段階としては極めて重要な記録であるから多方面から研究されているが，ここでも震源との関係からその地震動の性質を少し検討してみる。

図7は1968年十勝沖地震の震源域の様子をふしたものであり，⊗印は長宗(1969)[4]のふした強い震動の発生地点であるが，いまこれを震央として気象庁観測網の1倍強震計記録を並べてみると図8のようになり，本震より約40秒おくれて⊗点より，強い震動が発生し 4.1 km/sec の速さで伝播した様子がよく分る。このように震源域の破壊状況は複雑であり，最強の地震動は必ずしも本震の位置から発するものでないことは明白である。

図9は八戸における SMAC 記録を積分した地動変位であるが，図8の1倍強震計記録ともよく対応しているようである。すなわち，1倍強震計記録の工型に続く針の踊っている所では変位約8 cm 周期約2.5秒の震動が約10秒間続き，そのあとにさらに長い周期の震動が約30秒間続いたことになる。そしてこの間，加速度もまた大きかった。

図10の口印は八戸の地震動の加速度，速度，変位に見られる大きな振動の振幅とその周期を画いたものであり，実線の曲線は減衰定数を 0.01 および 0.05 とした場合の八戸地震動の速度レスポンス(S_v)である。どちらも，time domain の振幅と周期を示し，地震動の性質およびその作用を見るのに便利であるからここに示した。大地震においても周期2～3秒およびそれより短かい地震動が大きく現われ，これらは震源においてすでに相当の強さで発生していなければならないはずである。しかし，この範囲の周期は震源モデルの複雑化を必要とし，また地下構造の影響も受け易いので多数の良い記録をとることが大切であろう。

文　献

1) 気象庁発行：地震観測法指針（参考編）

2) Trifunac, M.D. (1974), A Three-Dimensional Dislocation Model for the San Fernando ---, BSSA 64 149-172

3) 三雲健（1975），濃尾地震の解析的再現，科学 45 50-58，岩波書店

4) 長宗留男（1969），大地震の震源過程，地震II，22 104-114

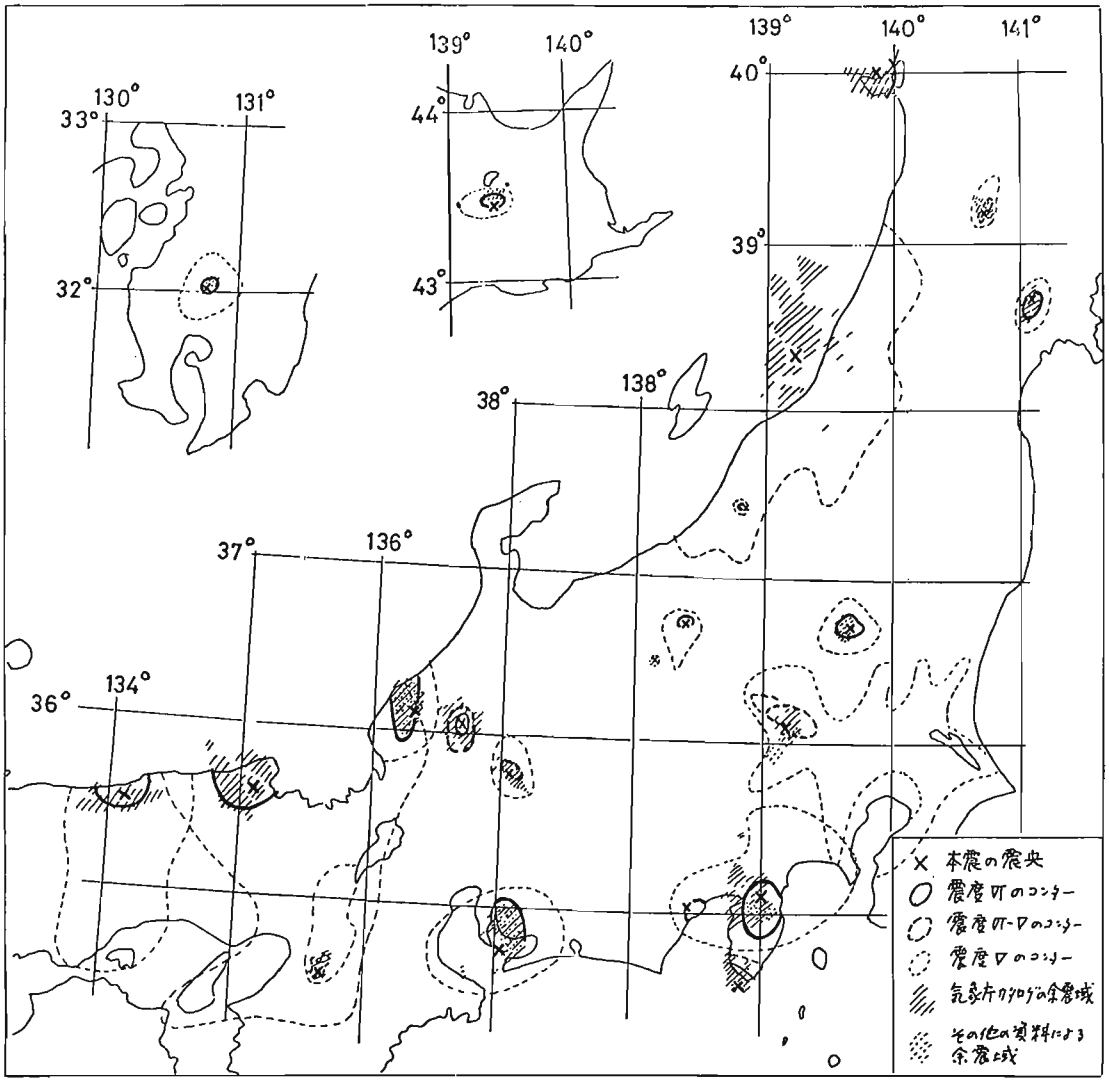


図1　昭和以降の被害地震の震度6および5の地域と余震域との関係

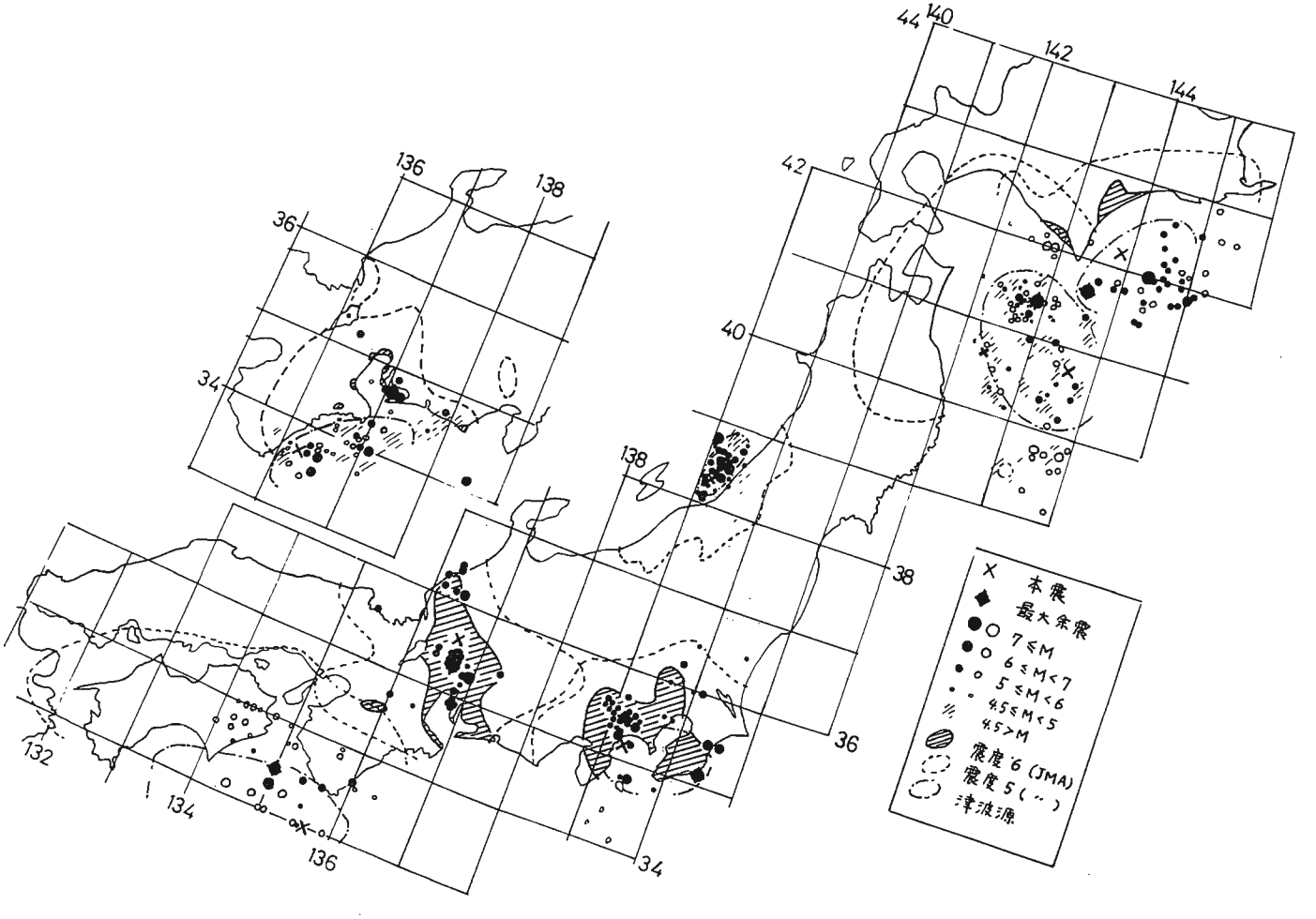


図2　大地震の震度6および5の地域と余震域との関係

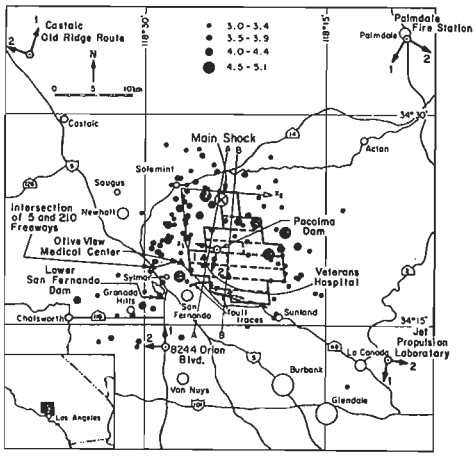


FIG. 1. Map of epicenters of the main shock and the aftershocks of the San Fernando Earthquake, of magnitude 3.0 and greater, for February 9 through March 1, 1971 (redrawn from Allen *et al.*, 1971). Also shown are (1) the horizontal projection of the dynamic dislocation model and (2) the five sites of the strong-motion accelerograph stations that provided the data for this study.

図3 サンフェルナンド地震(1971)の余震分布，加速度地震計観測点および断層震源モデル

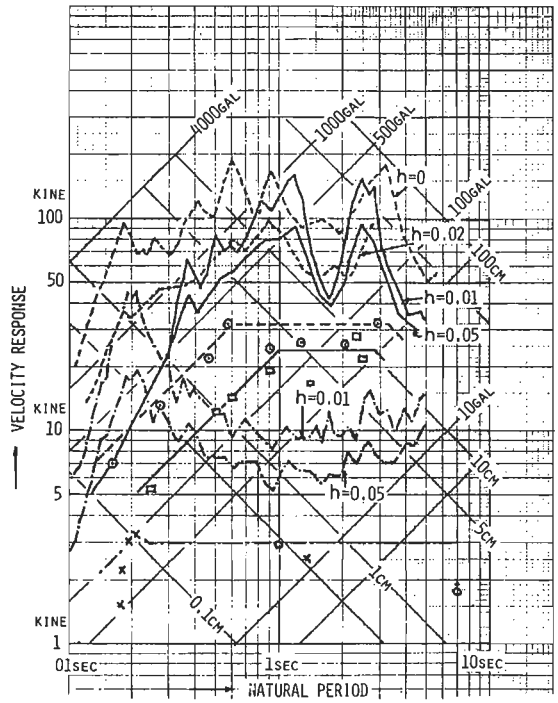


図10 八戸，宮古およびエルセントロ地震動のレスポンススペクトルおよび地動の上限 （レスポンススペクトルは小林，大沢(1970)およびVeletsos, Newmark (1960)による。）

註 実線 1968，May 16（M = 7.9）の八戸（Δ = 約5 Km）の地震動（EW）の上限
破線 〃 宮古（Δ = 107 Km）の地震動（NS） 〃
点線 1940，May 18（M = 6.9）のエルセントロ（Δ≒43.5Km）の地震動（NS） 〃
□，×（および○）および◎はそれぞれの地点における地震記象から拾った目立った振動．すなわち地動の上限でこの包絡線を簡単化したものが上記の実線，破線および点線である。

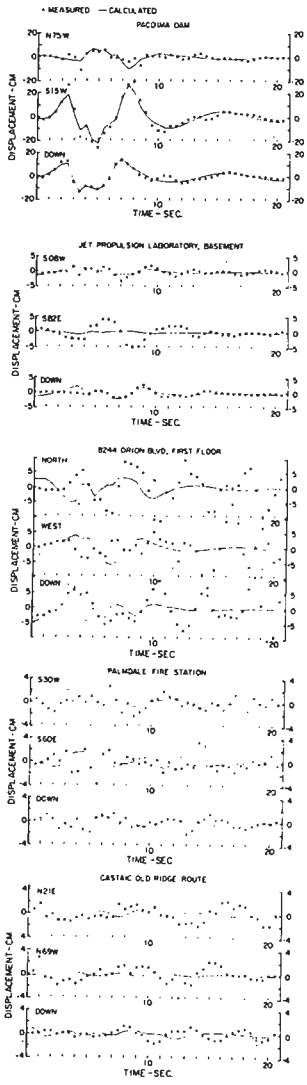
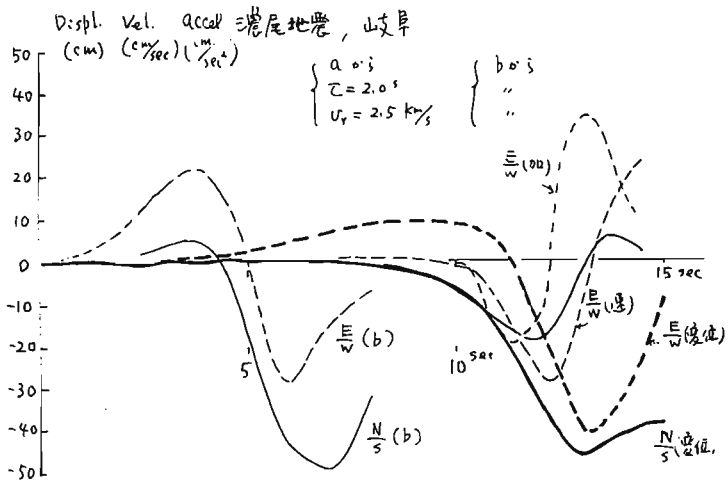


FIG. 5. Comparison of measured and calculated ground displacements (high-pass filtered) during the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971.

図4 サンフェルナンド地震(1971)の計算された地震動(線)と観測された地震動(点)との比較 (Trifunac, 1974 による)



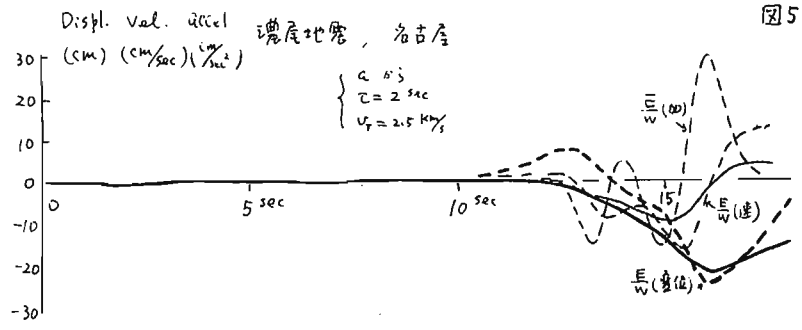


図6 図5の震源モデルから計算された地震動（三雲のおめた変位から速度，加速度をも画にた）

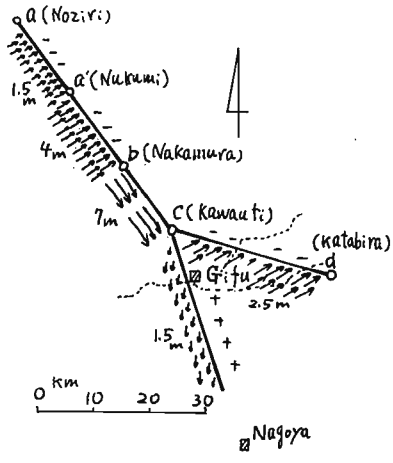


図5 濃尾地震の震源モデル
矢印は断層の西南側の相対変位量を示す．
実線は水準路線．
▣ 地震計記録のある所

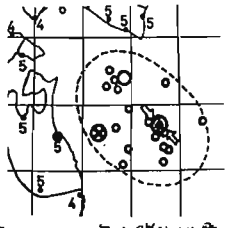


図7 1968年十勝沖地震の震源域．◎本震，⊗I相の震源
● 八戸観測点，• その他の観測点
○ 余震

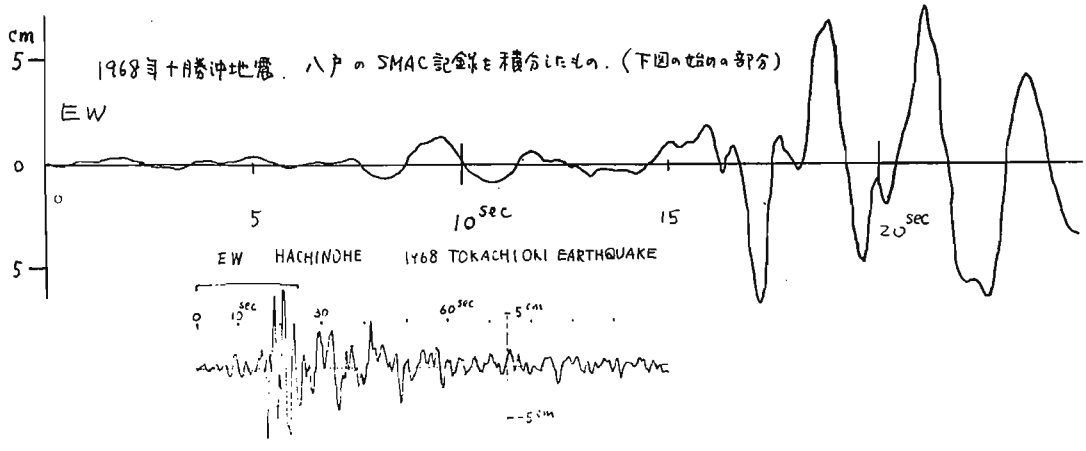


図9 1968年十勝沖地震の八戸における地震動．SMAC記録から求めた地動変位（長橋純男による）．

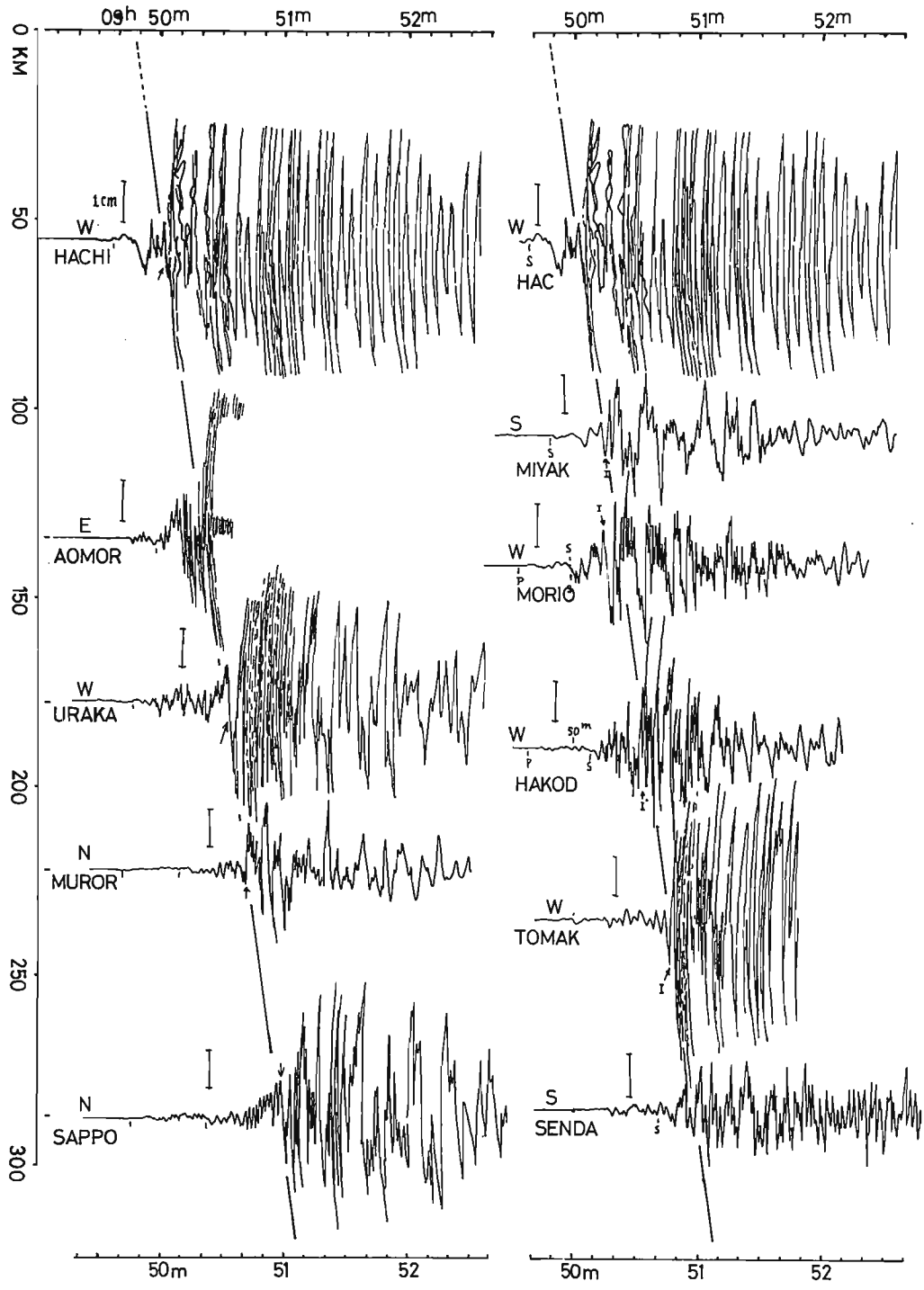


図8　1968年十勝沖地震の強い相の走時．気象庁1倍速強震計観測網の各地の記録．
時間軸：絶対時刻（JST），距離：図7の⊗点からの距離

岐阜大学

①（現象・記象としての長周期地動

② 構造物影響　設計

③ 全般的問題

原稿なし