

## 地盤の振動特性を考慮した地震時の地動の推定

山原 浩  
広瀬 道孝  
伊藤 哲次

### § 1. はじめに

1930年に妹沢博士の論文“地震波によって土地の固有振動が誘発される可能性について”<sup>1)</sup>が発表されて以来、地盤の周期特性に関する数多くの観測や解析的研究が発表されてきた。同博士は基盤—表層と互いに平行な2つの地層を考え、基盤から直角に平面波が進入したとき、表層に生ずる重複反射の原理によって表層の固有振動を証明した。

西村、高山両博士<sup>2)</sup>(1939)は同様な理論モデルについて、基盤から斜めに波が進入した場合の地動の周期性を論じた。

金井博士<sup>3)</sup>(1956)は表層を物理的常数の異なる幾つかの平行な地層に分け、重複反射の原理によって卓越振動が現われるための地盤の条件を示した。また同博士<sup>4)</sup>(1957)は多くの地震動を分析し、基盤では地震のスペクトル密度が一定で、それが表層においてその特性にしたがって拡大されるという前提で、地盤の震動特性に関する半実験式を提案した。同半実験式では、表層の増幅度特性を1質点共振型の伝達関数で与えている。

このように地盤の周期性に関する研究は、自然の地盤を物理的常数の異なる平行な地層にモデル化し、実体波の重複反射という理論構成によって培われてきた。また計算の便宜上、表層の特性を質点系モデルに近似するという方法も試みられている。

理論解析と並行して、地震や常時微動の観測も多く行なわれてきた。その結果、地震波によって地盤固有の振動が誘発されることは、震源距離や地震のマグニチュードにより多少の差違はあるが、ほぼ確実であると立証された。さらに常時微動の特性ですら、多少の例外はあったとしても、地盤固有の特性を示すものとされている。<sup>5)</sup>

しかし、Ambraseys<sup>6)</sup>(1969)やSeed<sup>7)</sup>(1969)等は、地盤が著しい非線形の復元力特性を持っているため、常時微動や小さい地震による周期特性は、強震時の状態と全く異なると主張している。もっとも金井博士も、大きな

地震ほど地表に現われる卓越周期が延びるという傾向を指摘しているが、その差違はせいぜい10%程度であると述べている。<sup>4)</sup>常時微動や小規模の地震から得られる地盤の周期特性が、果して工学的にみてもどの程度の大きさの地震まで保存されるかは、むしろ今後の研究課題ではないだろうか。

わが国ではもっぱら重複反射系によるモデル置換が行なわれてきたが、Penzien<sup>8)</sup>(1964)やSeed<sup>7)</sup>(1969)等は、表層を幾つかの地層に分割し、質点系モデルに置換して応答解析を行なっている。この際、各地層の地盤は非線形の復元力特性を持つとしている。

以上、本研究に関連した既往の研究概要を述べてきたが、個々に方法の差はあっても、共通した点はいずれも表層を重複反射系なり質点系なりの理想化された数学的モデルに置きかえていることである。それらの数値解析に当っては当然地盤の物理的常数が必要になる。

実際に自然の地盤の構成は甚だ複雑で、各地層は傾斜したり厚さが変化する中間層が幾重にも重なり合っているということの方があたりまえである。また土の弾性係数、減衰係数といった物理的常数の決定や想定も容易ではない。

表層の解析的構造はわからなくても、幾多の地震を観測し分析すれば、表層の持つ固有の特性だけはある程度確実につかむことができる。その特性として実用上必要なものは、表層の周波数選択特性(フィルター特性)と増幅度特性である。わが国であればどの地域においても、1ヵ月観測の網を張っておけば、少なくとも1ないし2つの小中規模の地震が記録される。

一般に地表に現われる地震波の周期特性は極めて複雑で、そのスペクトルには大小多数の起伏が現われることが多い。そのような複雑な特性を生み出すような表層の解析的構造を作り出すことは、實際上不可能に近いのではないだろうか。

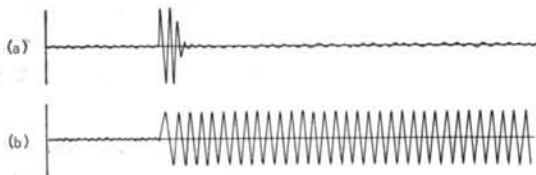
そこで、表層の解析的構造は一切考えないで、結果として現われる観測結果をそのままの形で利用し、地震時

の地動を論ずることはできないだろうか。実は本研究の発想は、このような期待から生れたものである。

最近の電子計算機の発達により、地震波の周波数分析技術は飛躍的に向上した。その結果、従来の周期—傾度スペクトル法では見落しがちであった長周期成分も、明確に区別することができるようになった。また、周期成分と同時にその大きさ(パワー)も評価できるようになった。本方法は、解析的には全く幼稚なものかもしれないが、電子計算機という時代の利器を利用した新しい提案でもある。とくに不可解であった表層の特性を、実測資料からありのままの姿で与えるという点で、既往の解析的方法より実用的であるといえよう。地盤の動特性を考慮した動的設計を行なう場合、本方法は役立つであろう。

## § 2. 地震のパワーとその時間的密度分布

地震の強さを表わすのに、一般に最大加速度が用いられることが多い。たとえば、El-Centro 0.33g とか、Tokachi-Oki 0.23g とかいうように呼ばれる。しかし、地震の強さをその最大加速度によって代表させることは、地震工学上必ずしも適切ではない。たとえば図—1に示すように、最大加速度は大きくてもそれが極く短周期で衝撃的に現われる地震(a)と、加速度の最大はそれほど大きくなくても、比較的高い加速度のレベルが長時間持続する地震(b)とでは、構造物に与える被害の観点から見れば、後者の方がむしろ不利であろう。



図—1 衝撃性と持続性の地震波形

十勝沖地震によって再認識したことであるが、地震の継続時間(Duration)も構造物の被害に対して重要な要因になる。最近、構造物の動的解析が広く普及し、過去の幾多の地震記録が計算入力として与えられる。比較的周期の長いしかも減衰の小さい構造物の地震応答を計算するような場合、構造物の応答が十分に成長するまでにはかなり長い時間を要する。たとえば減衰定数2%の構造物が、一定振幅の正弦波地動によって定常振幅の90%に成長するまでに、約18サイクルの繰返しが必要になる。したがって比較的周期の長い構造物に対して、主要動が極く短時間に突発的に現われているような地震波を

入力として与えても、ほんの過渡的な状態を求めているにすぎない。くだいていうならば、構造物が揺れだそうとする未然に地震が終わってしまうことになる。主要動がどれだけ持続するかによって、構造物の応答は著しく影響を受けることになる。過去の大地震(たとえば関東地震1923年、十勝沖地震1968年)の記録を見ると、かなり長い地震の継続時間を有している。そこで地震の規模を表わすのに、最大加速度のほかに地震の継続時間とくに主要動における継続時間を表わす何かが必要になる。その1つの方法として、地震の平均パワーで表わした例<sup>9)</sup>がある。本研究では、地震のパワーとその時間的密度分布によって、地震の規模を考えてみることにした。パワーという概念は、いわばエネルギーレベルに関するもので、もし地動が速度で与えられれば、パワーは運動エネルギーの次元を持つ。したがって構造物の被害に対して密接な関係を持つと考えられる。

いま地動 $f(t)$ があるとき、その全パワー $R_T$ は、

$$R_T = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_0^T f^2(t) dt \quad \dots(1)$$

で定義される。ここで、 $T$ は地震の継続時間、 $t$ は時間である。平均パワー $R_{ave}$ は、

$$R_{ave} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T f^2(t) dt \quad \dots(2)$$

で定義される。

つぎに、時間区間 $[t-\tau, t+\tau]$ におけるパワー(時間的密度) $R_t$ は、

$$R_t = \int_{t-\tau}^{t+\tau} f^2(t) dt \quad \dots(3)$$

で計算される。

いま $\tau = 0.5 \text{ sec}$ 。(時間区間1.0sec)として、過去の代表的地震について全パワーおよび時間的密度分布を計算し、結果を表—1に示した。また数例の地震について、原波形とパワーの時間的密度分布を図—2に示した。

図—2(a)はEl-Centro 1940N—Sで、構造物の応答計算に一般に最もよく使われているものである。パワーの時間的密度分布を見ると、2秒付近に大きなピークがあり、5秒付近に中規模の山が続き、その後はほぼ平坦になっている。すなわち全パワーの大部分は1~6秒の間で占められ、したがって最大密度比(全パワーに対する最大密度の比)も0.283と他に比べて大きい。図—2(b)はTaft1953E—Wで、山の継続時間が長く約3秒目からはほぼ15秒間続いている。したがって最大密度比は0.152と前者に比べて大幅に低くなっている。図—2(c)はTokachi-Oki Hachinohe1968 N—Sで、5秒付近に大きな隆起があり、その後はほぼ平坦な特性を持ってい

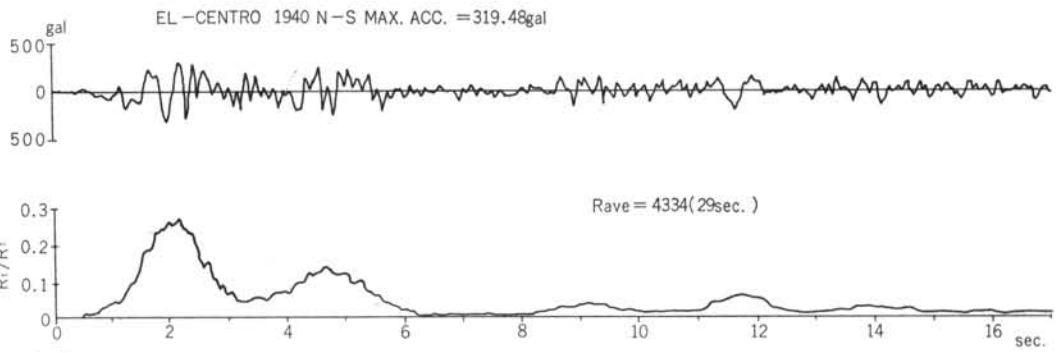


図-2(a)

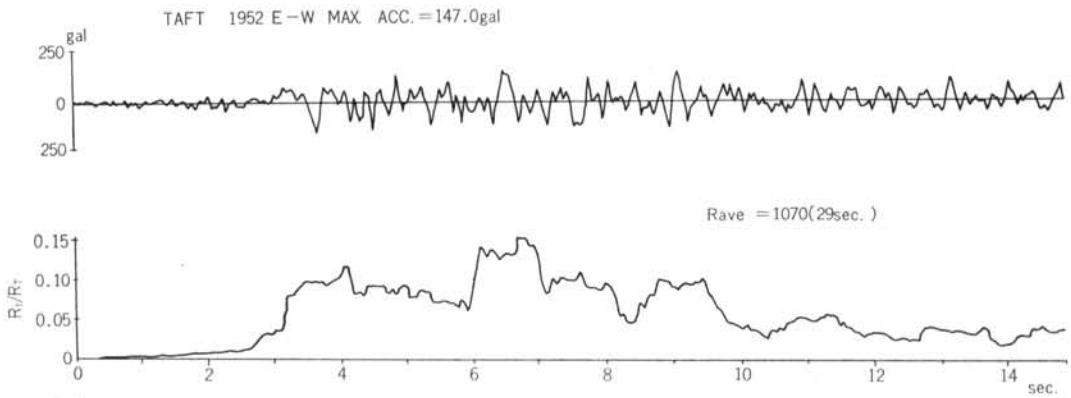


図-2(b)

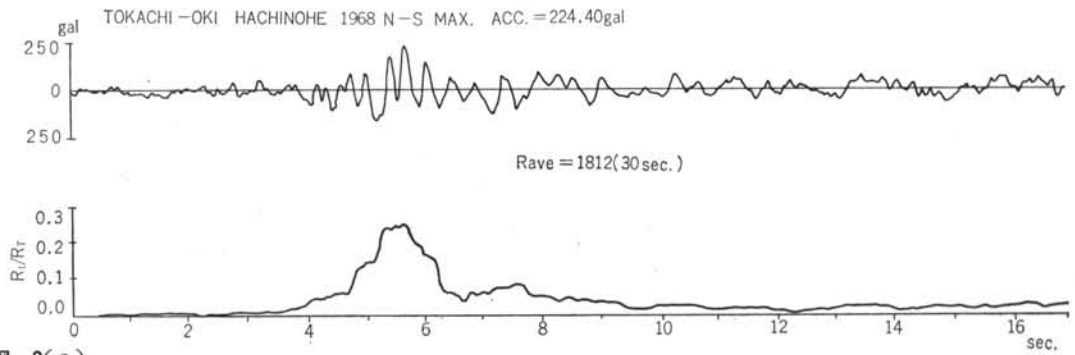


図-2(c)

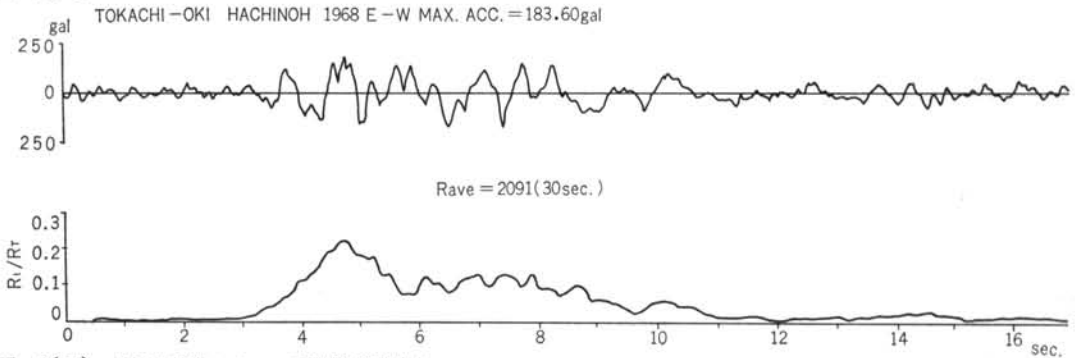


図-2(d) 各種地震波のパワーの時間的密度分布

No.	Designation of Earthquake	Direction	Duration Calculated (sec.)	Max. Acc. (gal)	$R_{ave}$ (gal <sup>2</sup> )	$R_T$ (gal <sup>2</sup> ·sec.)	$(R_t)_{max}/R_T$
1	El-Centro Calif. 1934* <sup>1</sup>	N-S	25	251.7	1,416	35.4 × 10 <sup>3</sup>	0.332
		E-W	25	172.5	1,254	31.4 × 10 <sup>3</sup>	0.172
2	El-Centro Calif. 1940* <sup>1</sup>	N-S	29	319.5	4,334	125.7 × 10 <sup>3</sup>	0.283
		E-W	29	222.5	2,858	82.9 × 10 <sup>3</sup>	0.134
3	Taft Calif. 1952* <sup>1</sup>	N-S	30	174.4	1,115	33.5 × 10 <sup>3</sup>	0.153
		E-W	29	147.0	1,070	31.0 × 10 <sup>3</sup>	0.152
4	Olympia Wash. 1949* <sup>1</sup>	N-S	30	184.2	1,729	51.9 × 10 <sup>3</sup>	0.143
		E-W	30	318.5	2,742	82.3 × 10 <sup>3</sup>	0.203
5	Tokachi-Oki Hachinohe 1968* <sup>2</sup> do.	N-S	30* <sup>4</sup>	224.4	1,812	54.4 × 10 <sup>3</sup>	0.260
		E-W	30	183.6	2,091	62.7 × 10 <sup>3</sup>	0.223
		N-S	120* <sup>5</sup>	224.4	622	74.6 × 10 <sup>3</sup>	0.189
		E-W	120	183.6	611	73.3 × 10 <sup>3</sup>	0.191
6	Tokyo 101 1956* <sup>1</sup>	N-S	10	74.0	168	1.68 × 10 <sup>3</sup>	0.640
7	Akashi 804 1963* <sup>1</sup>	E-W	24	39.0	64	1.54 × 10 <sup>3</sup>	0.325
8	Sendai 501 1962* <sup>1</sup>	N-S	16	50.0	116	1.86 × 10 <sup>3</sup>	0.188
9	Higashi-Matsuyama Otemachi 1968* <sup>3</sup>	N-S	30	58.1	118	3.54 × 10 <sup>3</sup>	0.133
		E-W	30	54.8	234	7.02 × 10 <sup>3</sup>	0.187

- \*1. 強震応答解析委員会資料<sup>10)</sup>から引用
- \*2. 東工大小林研究室にて読取られたものを使用
- \*3. 1968年7月1日の東松山地震<sup>11)</sup>(震央36.0°N, 139.4°E, 震源深さ約70km, M=6.4, 東京で震度IV)の記録で, 東京大手町朝日東海ビル建設予定地の地表-2mの位置で計測されたもの
- \*4. SMACの記録の27.5秒目から30秒間
- \*5. SMACの記録の15秒目から120秒間

表一 各種地震の最大加速度, 平均パワー, 全パワー

る。したがって最大密度比も30秒の計算区間で0.260と高い。図-2(d)は同地震のE-W成分で, 山の持続時間は前者に比べて長く, 最大密度比は低くなっている。Tokachi-Oki Hachinohe 1968の記録は, 最大加速度はN-S成分の方がE-W成分より23%も大きいのに, パワーは逆に後者の方が大きい。それだけ大振幅の持続時間が長かったといえる。

図-3は各地震の最大加速度とパワーとの関係を図で示したものである。最大加速度が大きくなればパワーも増加するという比例関係は当然のことである。しかし同図から, 最大加速度は同等であっても, パワーにかなりの開きがあることが認められる。たとえば, 中規模の地震で Akashi 804 1963 E-Wと Higashi-Matsuyama Otemachi 1968 E-Wを比較してみよう。前者の最大加速度は39.0galで後者の54.8galとそれほど差はない。しかし全パワーでは両者に約4.6倍の開きがある。両者の波形と

パワーの時間的密度分布を 図-4(a), (b)に示した。同図から両地震の本質的な違いが容易に理解されよう。

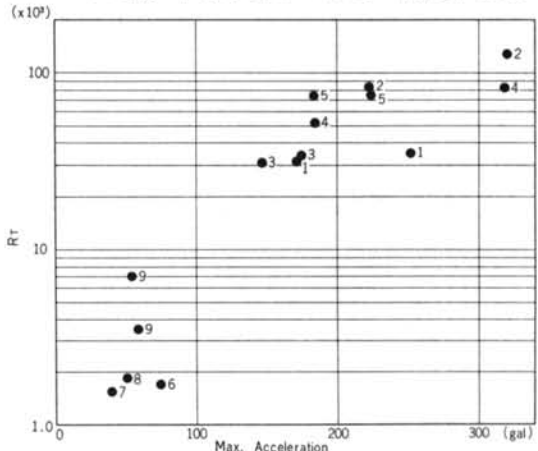


図-3 各種地震の最大加速度とパワーとの関係

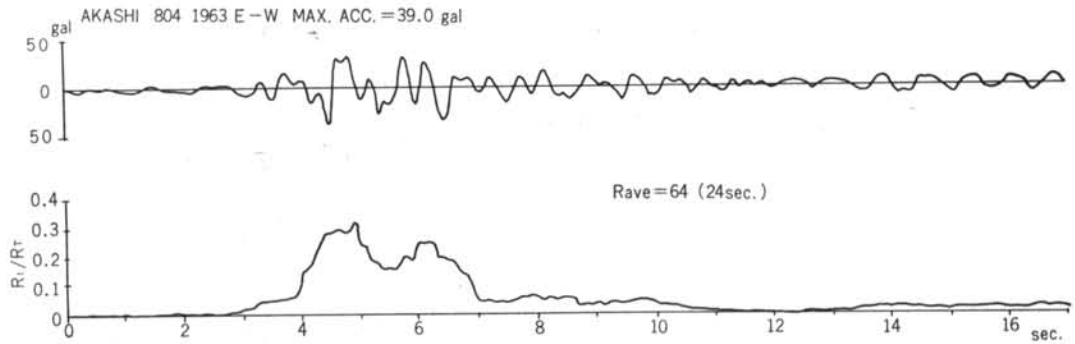


図-4(a)

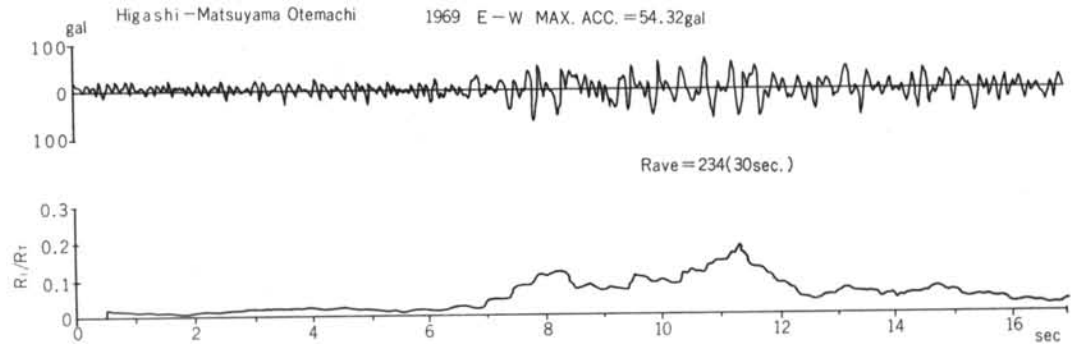


図-4(b) 最大加速度は同程度でもパワーに大きな差がある2つの地震例

結局、地震の大きさや強さを評価するとき、その地震のもつ容量とそれが時間的にどんな割合で放出されたかといった要素が必要になってくるであろう。とくに地震を構造物の被害と関連づけるとき、この種の要素が必要になるであろう。地震の特性を知る一方法として、本方法を提案する次第である。

### § 3. 地震のスペクトル特性の時間的变化

実際に記録された地震波形を見ると、一般に地震の初期には比較的短かい周期成分が卓越し、地震の末期には長い周期成分が目立つという傾向を示すものが多い。すなわち1つの地震であっても、そのスペクトル特性は時間的にかなり変化すると思われる。前章で述べた地震のパワーの時間的密度分布に並行して、地震のスペクトル特性の時間的变化を知ることが、その地震の挙動を理解するのに大いに役立つ。また後章で述べるように、地動スペクトルから地震波を推定する場合に、そのような準備作業が必要になってくる。

いま地震の全期間から得られるパワースペクトルを  $P(\omega)$  とすると

$$R_{ave} = \int_0^{\infty} P(\omega) d\omega \quad \dots(4)$$

と表わされる。つぎに時間区間  $[t-\tau, t+\tau]$  を取り出し、その区間におけるスペクトルを  $P_t(\omega)$  とすれば、

$$R_t = \int_{t-\tau}^{t+\tau} P_t(\omega) d\omega \quad \dots(5)$$

ここで、 $R_t$  は同区間における平均パワーである。

実際に周期2秒ぐらいまでの成分を問題にすれば、パワースペクトルの計算区間  $(2\tau)$  は少なくとも10秒以上は必要になる。そこで本章では  $2\tau=10\text{sec.}$  とし、地震の初めから2秒ごとの間隔でそれぞれ前後10秒間のパワースペクトル特性を求め、その時間的变化を調べることにした。

まず図-5は El-Centro 1940N-S について示したものである。一見してスペクトル特性が時間とともに著しく変化していることがわかる。地震の初期 (0~10sec.) には0.5, 0.9秒にピークがあるが、2~3秒後にはそれらのピークが急に消滅し、代って0.65秒に鋭いピークが

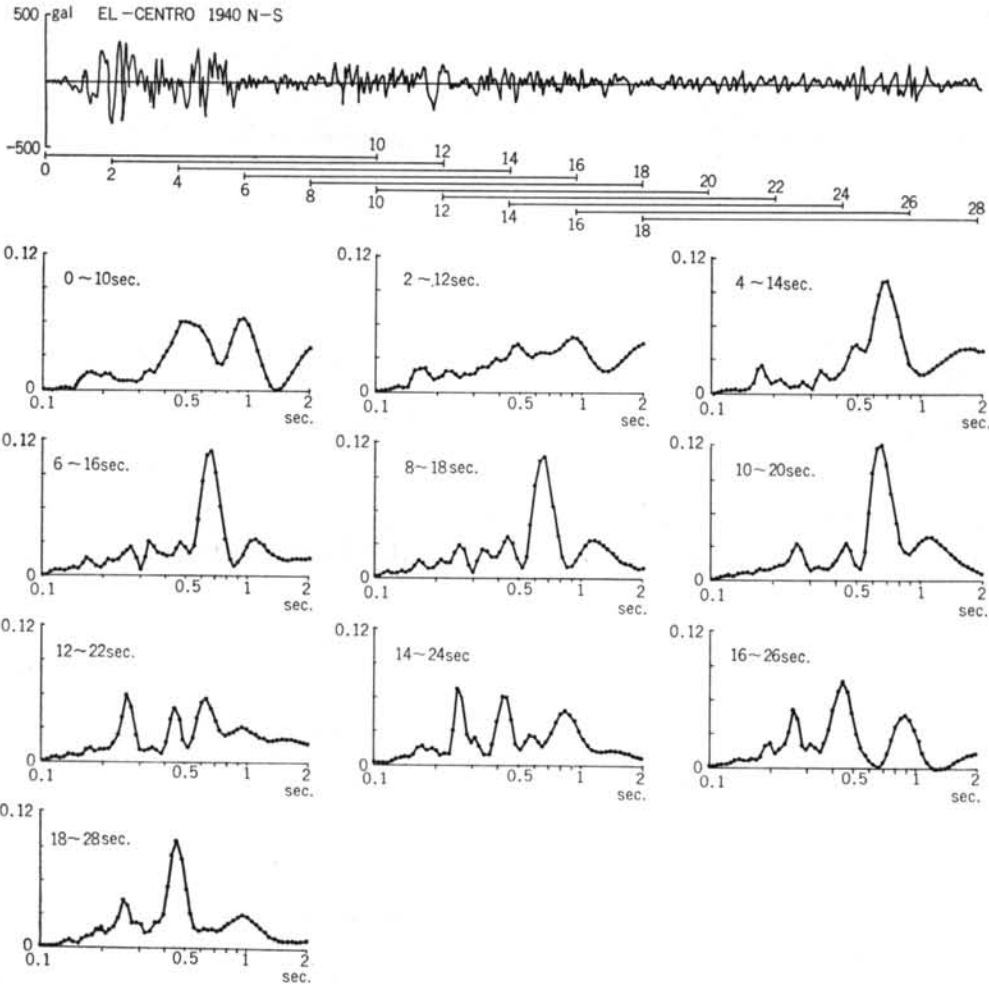


図-5 1つの地震におけるパワースペクトルの時間的変化 (EL-CENTRO 1940 N-S)  
TAFT 1952 E-W

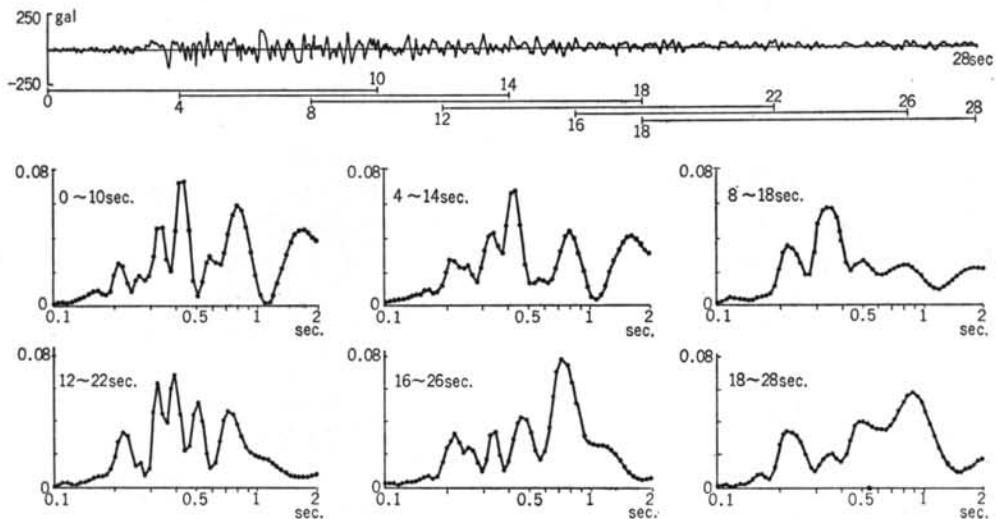


図-6 1つの地震におけるパワースペクトルの時間的変化 (TAFT 1952 E-W)

現われる。そのピークは10~20sec. 区間で最高に達し、その後急速に衰退する。代って0.26秒, 0.44秒に新たなピークが発生し、後者は地震の終期に向かって徐々に発達していく。

図-6は Taft 1952E-W について、時間の経過ともなうスペクトルの変化を示したものである。同図には紙面の都合上4秒ごとのスペクトルを示してある。最初0.43秒, 0.80秒付近にピークがあるが、中期(8~18sec.)にはピークは0.35秒に生じ、その後(12~22sec.)多くのピークを持つ複雑な特性に変わっている。地震の後期には比較的長周期成分が卓越し、その周期も0.73秒(16~26sec.)から0.90秒(18~28sec.)に延びていく。

図-7はTokachi-Oki Hachinohe 1968 S-Nについて示したものである。地震の初期には0.36秒と0.94秒のピークが目立っている。その後比較的長い周期成分が優勢になり、0.94秒のピークは1.0秒にやや延びて、35~45sec. 区間まで著しい卓越性を示している。地震の後期(40sec.以降)に至ると様相が一変し、0~2sec.の周期区間にはあまり顕著な卓越性を示さない特性になっている。

つづいて同地震のE-W方向の記録について、スペクトル特性の時間的変移を図-8に示した。ピークは当初1.2秒付近にある。16~26sec. 区間に至ると0.60秒のピークが台頭し、一時は1.2秒のピークを凌駕する。その後1.2秒のピークがやや周期が短くなってふたたび優勢に立つ。50~60sec. 区間に至るとそのピークも消え、地震の後期にはあまり顕著な卓越成分を持たない特性になっている。

以上代表的な4つの地震について、スペクトルの時間的変化を示してきた。いずれも地震の初期, 中期, 末期において、スペクトル特性は想像以上に変化することがわかる。その理由として、震源から観測点に至る経路は1つでも、縦波, 横波, 表面波といった波が到達する時間差が考えられる。また波動の伝播過程において幾多の地層で反射屈折を繰返し、周波数の選択作用を受けると同時に、各波動の到達時期に差を生ずることも考えられる。したがって地震地動の周波数特性を云々するとき、その周波数成分が地震のどの時期にどのくらいの長さ継続したかを注目しなくてはならない。

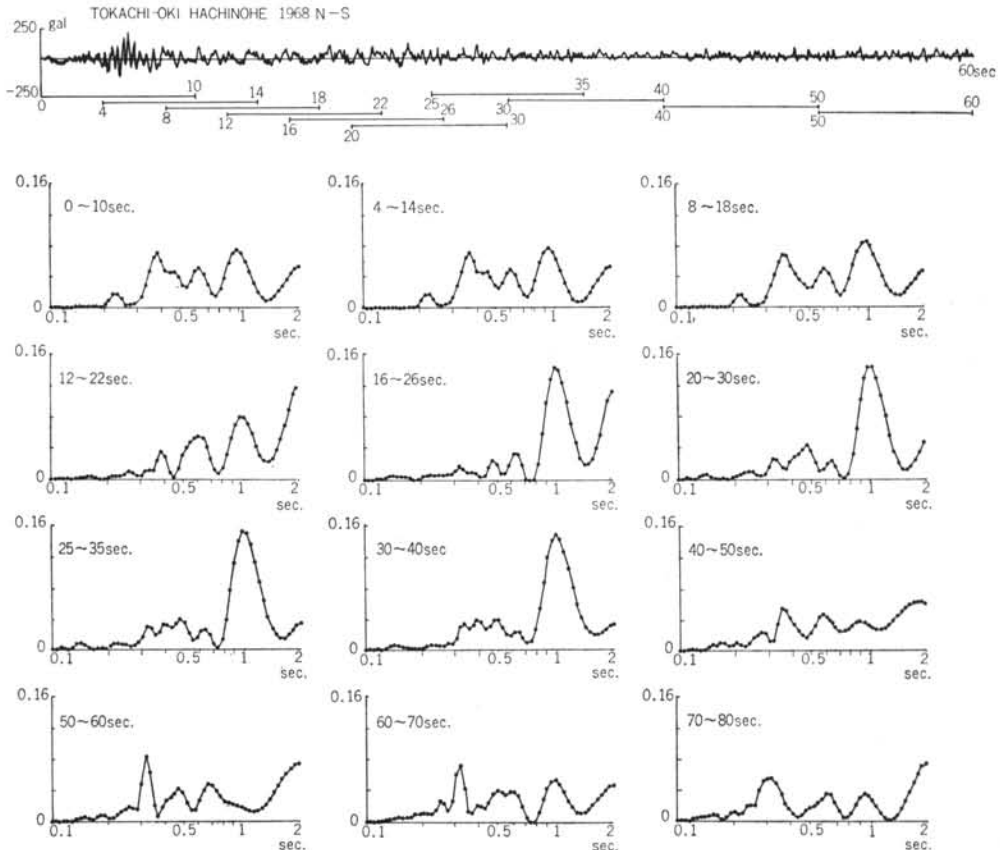
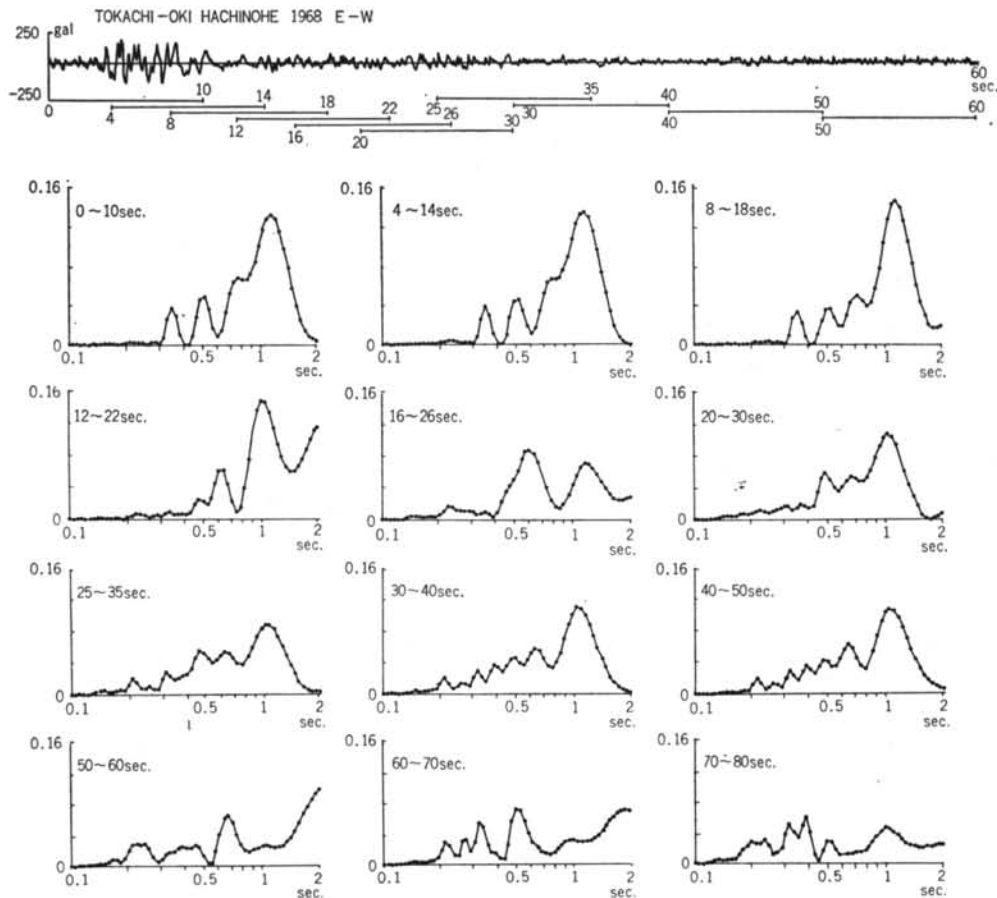


図-7 1つの地震におけるパワースペクトルの時間的変化(TOKACHI-OKI HACHINOHE 1968 N-S)





図—8 1つの地震におけるパワースペクトルの時間的変化 (TOKACHI-OKI HACHINOHE 1968 E-W)

#### § 4. 地表における地震のスペクトル特性

ある建物や構造物を動的設計しようとするとき、応答計算の入力として与える仮想地震の選択に問題がある。一般に、過去に記録された実際の地震波が無造作に使われている傾向が強い。その地震波がどのような地盤条件や場所で得られたものかについては、案外無関心であった。そして、一般に最も広く使われている地震波がEl-Centro 1940であり、一種の標準地震波形としての意味さえ持つようになった。しかし過去の特定の場所で得られた地震波が、これから設計しようとする構造物の仮想地震入力として、必ずしも適切であるとはいえない。

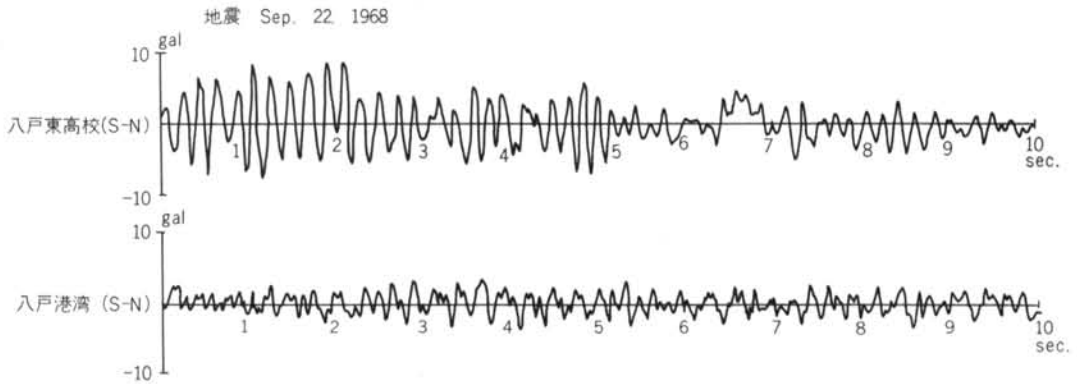
一般に地表に現われる地震波の諸特性は、表層の地形的構造や弾性の性質の影響を大きく受けるといわれている。<sup>1), 3), 4)</sup>したがって構造物を建設しようとする地盤特有の性質を考慮した地震波の推定が必要になる。

十勝沖地震後、青森県八戸地区において筆者等が行な

った調査結果<sup>12), 13)</sup>によると、八戸地区のわずか数kmしか離れていない2地点の同一地震記録においても、両者の振幅値および周波数特性に著しい差異が認められた。

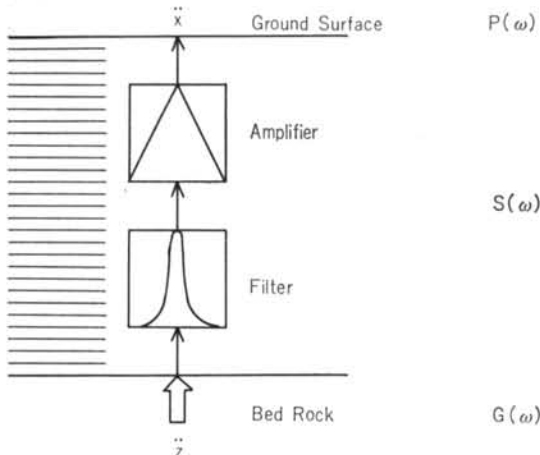
図—9 は実際の記録の一例を示したものである。震源地は八戸地区から100km以上も離れたところにあり、震源から八戸地区に至る地震波の伝播経路は全く同じ条件にあると考えられる。それにもかかわらず、地表に現われる地震波形に著しい差異を生ずることは、そのような差異が極く地表に近い地層で生じたと考えざるを得ない。また同一地点で、常時微動や幾多の余震を観測したが、それらのスペクトル特性が全く類似しない地盤(八戸港湾)もあれば、特定の周期成分に高い頻度でピークが現われる地盤(八戸高専)もあることがわかった。一般に前者のスペクトルは選択度が低く、後者は選択度が高い。すなわち地盤特有の性質が明りょうに現われる地盤もあれば、それが判然としない地盤もある。以上のような現象から、自然の地盤を図—10に示すような物理的モデルに置きかえることができる。本論文において基盤





図—9 同一地震の同時観測記録例

(Bed Rock) とは、ある地理的範囲（たとえば八戸地区といった程度の規模）にわたって震動特性が一樣である地層と定義する。すなわち基盤までは地震波が全く同じ条件で到来し、互いに離れた2点間の振幅およびスペクトル特性に差がないという意味になる。したがって各地点の地表面に現われる震動の振幅特性やスペクトル特性の差異は、すべて基盤から上の表層において生じたものとする。その表層は振幅特性を変えるための増幅器と、スペクトル特性を変えるための周波数フィルターに置きかえられる。



図—10 表層の物理的モデル

一般に基盤面における地震波のスペクトル密度を一樣（ホワイトノイズ）として、表層における震動の挙動を論ずる方法も発表されている。しかしこれは解析上の一便法であって、基盤面における地震波をホワイトノイズと見なすことは、実用精度においてもやや無理がある。過去の地中地震計による幾多の実測波形を見ても、また同一地表面に現われる多くの地震波のスペクトル特性に著しい差異があることを考え併せても、地震波は基盤に

到達したときすでに顕著なスペクトル特性を持っていると考えざるを得ない。

表層の理論的モデル化については、すでに幾多の論文が発表されている。平行な幾多の地層に分割し、各境界面における平面実体波（一般に横波）の重複反射による解析<sup>14)</sup>や、表層を質点系に置きかえその応答を計算するといった方法<sup>15)</sup>が試みられている。

実際の複雑な地盤構成や波動の伝播機構を考えると、それらのモデル化と各物理的常数の定め方にいろいろと困難を伴うであろう。しかし表層の解析的構造は知らなくても、先に述べたように、表層は一種のフィルターとしての特性と増幅器としての性質を備えていることだけは分かる。しかもそれらの特性は、常時微動や地震の観測によって、個々の地盤について直接知ることができる。フィルターとしての特性は、基盤からホワイトノイズが入射したときの地表に現われるスペクトル特性であり、その時の基盤面と地表面との平均パワーの比を増幅率と考えればよい。いま基盤から入射する波のパワースペクトルを  $G(\omega)$ 、 $G(\omega)=1$  なるホワイトノイズが入射したときの地表に現われるスペクトル特性（以後これを表層のスペクトル特性と呼ぶことにする）を  $S(\omega)$  とすれば、地表に現われる波のパワースペクトル  $P(\omega)$  は

$$P(\omega) = G(\omega) \cdot S(\omega) \quad \dots(6)$$

で与えられる。すなわち、地表における地震のスペクトル特性は、表層を解析的なモデルに置きかえなくても、基盤に到達した地震波のスペクトル特性と表層のスペクトル特性がわかれば、各周波数成分のスペクトル密度の積として容易に求められる。

このような考え方の妥当性を証明する目的で、図—11に示す2つの方法でそれぞれ地表に現われる地震波のスペクトルを求め、両者を比較してみた。まず図—11のIは表層のある伝達関数  $f(x)$  に置きかえ、基盤から  $\ddot{x}(t)$  が入

射したとき地表に現われる応答波 $\ddot{x}(t)$ を求め、そのパワースペクトルを $P(\omega)_I$ で表わしたものである。図-11のIIの方法は、入力波 $\ddot{z}(t)$ のパワースペクトル $G(\omega)$ と、伝達関数 $f(x)$ のホワイトノイズに対するパワースペクトル $S(\omega)$ の積から、地表における合成スペクトル $P(\omega)_II$ を求めたものである。

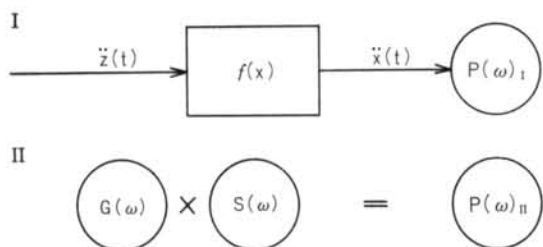


図-11 地表における地動のスペクトル特性を求める2つの方法

いま簡単のため、表層の伝達関数を一質点減衰系と考える。すなわち、

$$f(x) = \ddot{x} + 2h\omega_n \dot{x} + \omega_n^2 x \quad \dots(7)$$

とし、同関数の $G(\omega) = 1$ なるホワイトノイズによる応答波のパワースペクトルは、

$$S(\omega) = \frac{1}{\left(1 - \frac{\omega^2}{\omega_n^2}\right)^2 + 4h^2 \frac{\omega^2}{\omega_n^2}} \quad \dots(8)$$

となる。ここで $h$ は減衰常数、 $\omega_n$ は円固有振動数( $\omega_n = \sqrt{K/M}$ )である。また試算用の入力地震として El-Centro 1940 N-S を使用した。

図-12(a)は入力波形 $\ddot{z}(t)$ 、図-12(b)は応答波形 $\ddot{x}(t)$ であり、そのパワースペクトルを図-13の実線で示した。つぎに図-14(a)は入力波 $\ddot{z}(t)$ のスペクトル、図-14(b)は式(8)から計算される伝達関数のスペクトルであり、それら2つの合成スペクトルを図-13の破線で示した。図-13より、両者は実用上支障ない程度に一致していることが立証された。

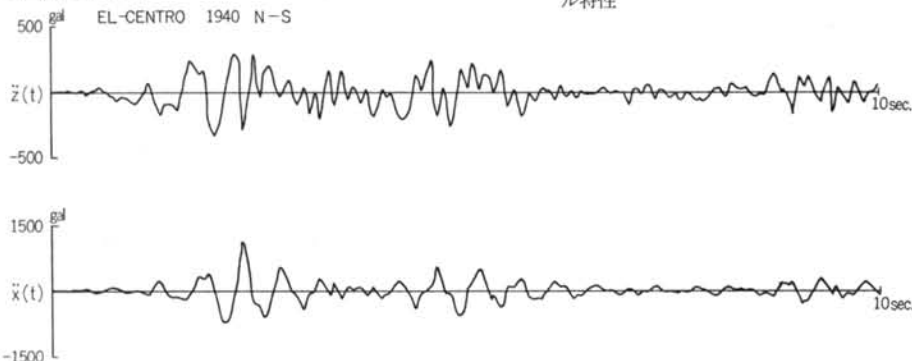


図-12 1質点減衰系に対する入力地震と応答波形

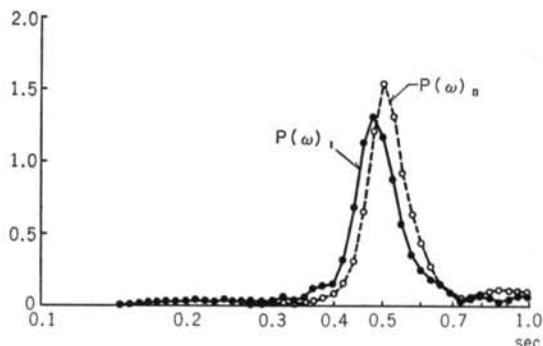


図-13 2つの方法による地表スペクトル特性の比較

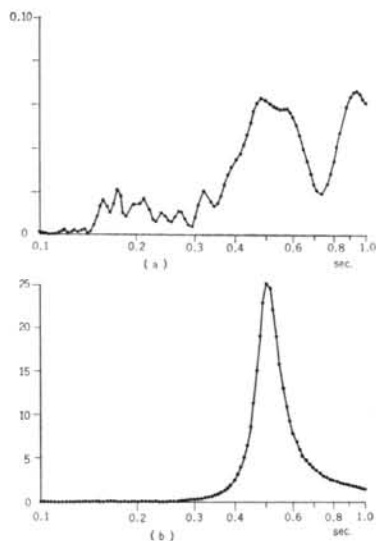


図-14 入力地震のパワースペクトルと表層のパワースペクトル特性

## § 5. 地震のスペクトル特性から原地震波形の復元法

地震のスペクトル特性が与えられた場合、それから逆にもとの地震波形を復元する方法を検討してみよう。

図-15に示すように、パワースペクトル密度  $P(\omega_k)$   $\Delta\omega_k$  は、振動数  $\omega_k$  の成分波のもつ平均パワーに相当する。

すなわち、

$$P(\omega_k)\Delta\omega_k = \frac{1}{T} \int_0^T a_k^2 \sin^2 \omega_k t dt$$

または、
$$= \frac{1}{T} \int_0^T a_k^2 \cos^2 \omega_k t dt$$

右辺の積分を行なうと、

$$P(\omega_k)\Delta\omega_k = \frac{a_k^2}{2} \left( 1 \pm \frac{\sin 2\omega_k T}{2\omega_k T} \right)$$

となる。ここで  $T \rightarrow \infty$  にすれば、

$$P(\omega_k)\Delta\omega_k = \frac{a_k^2}{2}$$

よって、

$$a_k = \sqrt{2P(\omega_k)\Delta\omega_k} \quad \dots\dots(9)$$

となる。したがって原波形  $f(t)$  は、

$$f(t) = \sum_{k=1}^N a_k \sin(\omega_k t + \delta_k) \quad \dots\dots(10)$$

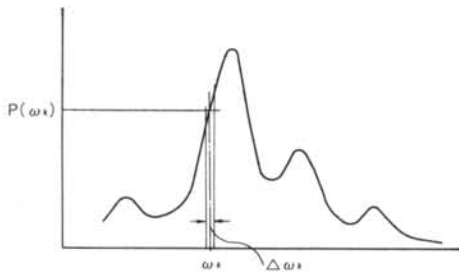


図-15 パワースペクトル密度の定義

として計算される。ここで  $\delta_k$  は位相角であるが、実際には無数の組み合わせが存在する。田治見博士の研究<sup>16)</sup>によると、位相角のとり方によって波形の形状は多分に変化するが、幸いなことにそれらの波形による質点系の応答値は、かなりまとまった値を示すという性質がある。実際に波形そのものよりも、その波形を使った応答結果の方が重要に意味を持つ。したがって波形を応答計算に使用するかぎり、位相角のとり方については余り神経を使う必要がなさそうである。これを乱数表からランダムに与えても、また全く考慮しなくても実用上支障はない。

むしろ問題は、実際の地震波は地震の初期から末期に至る間に、振動の振幅のみならずスペクトル特性が変化することである。すなわち地震の全継続時間についてみると、いくつかの性格の異なった波が、時刻を違えて到来するような特性を示すことである。そこで、スペクトル特性の時間的変化と同時に、パワーの時間的変化を折り込まなくてはならない。

スペクトル特性の時間的変化は次の方法で与える。図-16に示すように、区間  $[t_n + \tau, t_n - \tau]$  のパワースペクトルを  $P_n(\omega)$  とし、時間  $t_n$  で代表することにする。ここで  $P_n(\omega)$  は各計算区間の平均パワーで Normalize した形で表わす。周波数  $\omega_k$  なる成分波の振幅  $[a_k]_n$  は式(9)より

$$[a_k]_n = \sqrt{2P_n(\omega_k)\Delta\omega_k} \quad (n=0, 1, 2, 3, \dots) \quad \dots\dots(11)$$

$P_n(\omega)$  は  $n$  について  $m$  番目(時間間隔  $m\Delta t$ )ごとに計算し、その中間は  $\omega_k$  の各成分について直線補間することにした。すなわち、

$$[a_k]_n = [a_k]_{n-1} + \frac{1}{m} \{ [a_k]_{tm} - [a_k]_{(t-1)m} \} \quad \dots\dots(12)$$

ただし、 $(i-1)m < n \leq im$  ( $i=0, 1, 2, 3, \dots$ ) である。

かくして周波数  $\omega_k$  の成分波  $a(\omega_k)$  は、

$$a(\omega_k) = [a_k]_n \sin \omega_k n \Delta t \quad \dots\dots(13)$$

となる。ここで各成分波の位相角は前記の理由により無視する。つぎに、 $a(\omega_k)$  をすべての  $\omega$  ( $\omega_1, \omega_2, \omega_3, \dots$ ) に

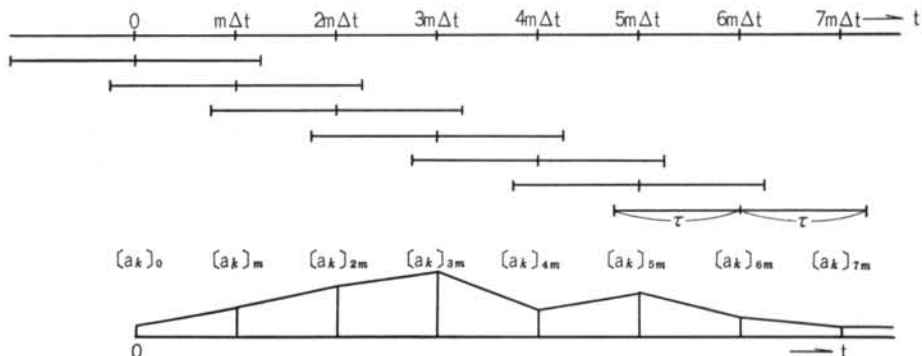


図-16 各成分波の振幅特性

ついて求め、それらを時間軸に沿って合成すると、

$$a(t) = \sum_{k=1}^N a(\omega_k) \quad \dots (4)$$

かくして得られた振幅の時間関数 $a(t)$ は、地震の全計算時間にわたって一様な平均パワーを持ち、そのスペクトル特性だけが変化する波形になる。

つづいて、地震のパワーの時間的変化を与えなくてはならない。それは地震のパワーの時間的密度分布  $R_t$  を第2章の方法によって求め、次式から導かれる。

$$f_0(t) = \sqrt{\frac{R_t}{R_{ave}}} a(t) \quad \dots (5)$$

ここで、 $R_{ave}$  は地震の全計算時間の平均パワーであり、 $f_0(t)$  は求める原波形と相似な特性を持つ波形関数になる。したがって波形 $f_0(t)$ の平均パワー $R_0$ を計算し、原波形の平均パワー $R_T$ を別に算定すれば原波形 $f(t)$ は、

$$f(t) = \sqrt{\frac{R_T}{R_0}} f_0(t) \quad \dots (6)$$

より求められる。

原理的には、式(1)において  $P_n(\omega_k)$  を平均パワーで Normalize しないで与えれば、式(4)の $a(t)$ はパワーの時間的変化を含んだ波形となり、 $a(t)$ をもって求める原波形として良いのである。しかし実際に各区間のスペクトル特性を求めるのに、少なくとも10秒以上の時間区間を考えなくてはならない。図-17より容易に理解されるように、時間区間を長くするとパワーの時間的密度分布が非常に平均化されたものになってしまう。この分布を忠実に再現しようとするならば、パワーの計算時間区間をできるだけ短かくとることが必要である。そこで本論文では、比較的長い時間区間からスペクトル特性だけを先ず求め、つづいて比較的短い時間区間によってパワーの時間的変化を計算するといった2段階の方法をとつ

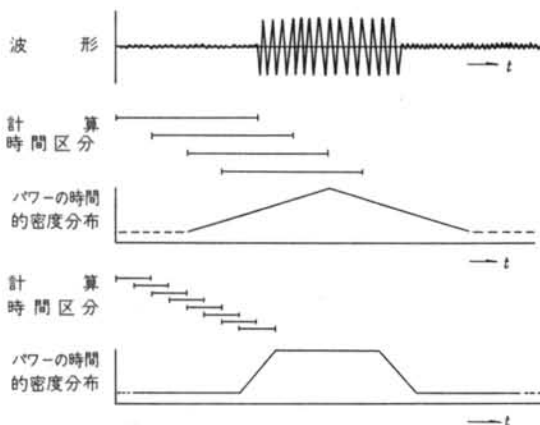


図-17 パワーの時間的密度分布を求める際の計算時間区分の問題

た。なお本方法において、地震のパワーの時間的密度分布は、地表面ではなく基盤における入力波のそれであることに注意することになる。

つぎに式(6)で与える原波形の平均パワー $R_T$ であるが、表層の増幅度特性がはっきりしていれば、各計算区間のパワースペクトル面積の累積から求めることができる。しかし実際に表層の増幅度特性は、基盤面と地表との地震の同時観測記録がなくては正確にはつかめない。もし表層を重複反射系や質点系に置きかえてしまえば、その増幅度特性は一応計算によって求めることはできる。もし増幅度特性がどうしてもわからない場合には、その種の理論の助けを借りざるを得ないであろう。

さて本研究では、八戸地区の各地点における本震時の動きを推定することを当面の目標としている。この場合、本震の記録が得られた強震計の位置と、推定しようとする地盤との間に、幾多の余震による同時観測資料がある。余震における2点間の平均パワーの比は、本震時のそれとほぼ等しいと考えて矛盾はないだろう。そこで両地点における地震動の平均パワーの比の平均から、各地点の本震時の平均パワーを推定することにした。

過去の地震記録から、大地震のもつ平均パワーの程度は、表-1または図-3より知ることができる。したがって本方法を、これから設計しようとする建物が建つ地盤に応用する場合、式(6)の  $R_T$  はむしろ過去の資料を参考にし、設計判断に基づいて定めることの方が意味をもつであろう。

## § 6. 十勝沖地震の応用

1968年十勝沖地震によって鉄筋コンクリート造建物が多く被害を受けた。その原因解明のため、さまざまな構造解析が行われてきた。その場合、まず被害を受けた建物が建っていた地盤が、本震時にどんな震動をしたかということが問題になる。たとえば、八戸地区を対象にするならば、幸い八戸港湾で強震計の記録が得られている。しかしわずか数km四方の八戸地区であっても、同地区内の各地盤が港湾の強震計が置かれた地点と同じ動きをしたとは考えられない。本章においては、本震後現地で行なった幾多の調査資料に基づき、一例として八戸高専の地盤に生じたであろう本震のスペクトル特性および波形を推定することにした。

本所報14号58頁に、八戸港湾で得られた常時微動、4つの余震、それに本震のスペクトルを示してある。それらのスペクトルを見ると、相互に全く類似性がなく、あ

る特定の周期に卓越するという共通性もない。前章の論法によってこれをいいかえれば、八戸港湾の表層は明りょうなスペクトル特性を持たず、 $S(\omega)$  がほぼ1に近いということになる。すなわち基盤面のスペクトル特性がそのまま地表に現われたと考えられる。そこで本震時の八戸高専の基盤におけるスペクトル特性は、八戸港湾の強震記録から得られたものをそのまま適用することにする。そのスペクトルを図-18に示した。

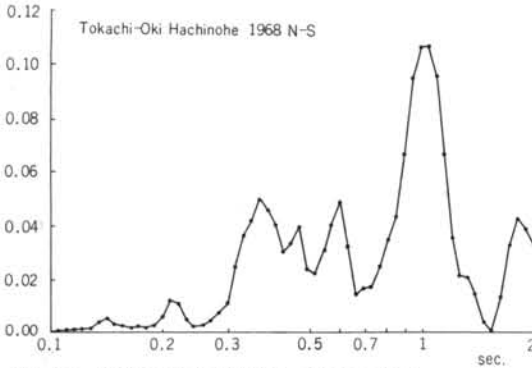


図-18 基盤で仮定した地震のスペクトル特性

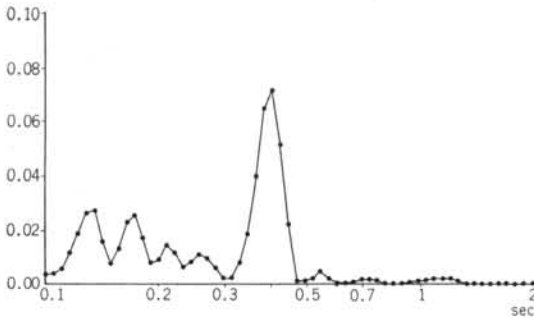


図-19 表層のスペクトル特性

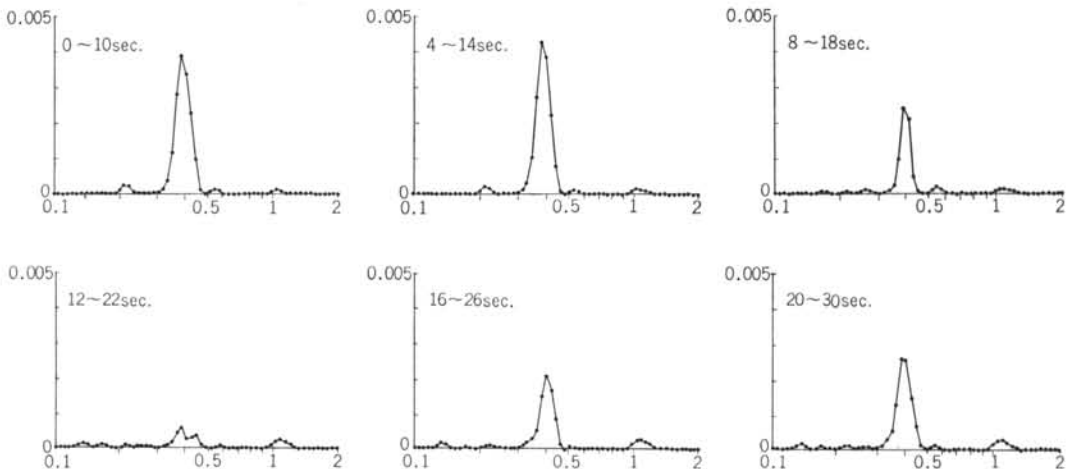


図-20 地表に現われる地震波のスペクトル特性の時間的変化

つぎに八戸高専の表層のスペクトル特性として、常時微動や幾多の余震の平均的傾向から図-19が得られる。同表層は0.4秒付近に著しく卓越したスペクトル特性を有している。

さて前章の方法に沿って、まず地表に現われる地震波のスペクトル特性の時間的変化を求めてみよう。スペクトルに関する計算時間区分を10秒とし、八戸港湾にて得られた強震計の記録から、2秒ごとのスペクトルを求めた。(図-7参照) すなわち本計算では、

$$2\tau=10\text{sec.} \quad \Delta t=0.01\text{sec.} \quad m=200$$

とした。式(6)を使い、各計算区間ごとに基盤と表層のスペクトルを掛け合わせると、地表に現われる地震のスペクトルとして図-20の結果が得られる。

本計算では $\omega_k$ の分割法として、周期0.1秒から2.0秒までを対数座標上で60等分割するようにした。すなわち $T_k$ (または $\omega_k$ )は等比級数列になっている。したがって振動数 $\omega_k(k=0, 1, 2, 3, \dots, 60)$ を持つ61本の成分波が得られる。各成分波について2秒ごとの振幅

$$[a_k]_0, [a_k]_{200}, [a_k]_{400}, [a_k]_{600}, \dots$$

が式(4)より計算される。それらの中間は式(2)によって直線補間される。

式(4)より各成分波を調和波形で与え、式(4)よりすべての成分波を時間軸に沿って合成すると図-21に示す波形が得られる。これは基盤面における入力波のパワーの時間的密度分布が一様としたとき、地表に現われる波形に相当する。

入力波のパワーの時間的密度分布はすでに計算し、図-2(c)に示してある。これは各計算時間区間を1秒にとってある。その結果を使い式(4)より、求める原波形に相似な波形が得られる。

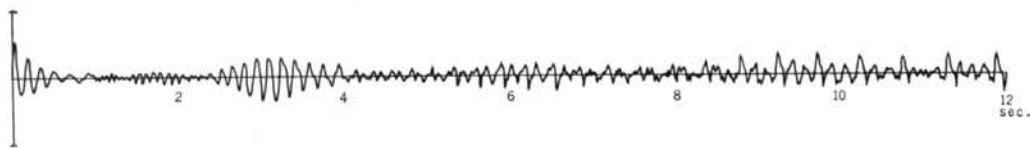


図-21 基盤面における入力波のパワーの時間的密度分布が一樣としたとき、地表に現われる波形

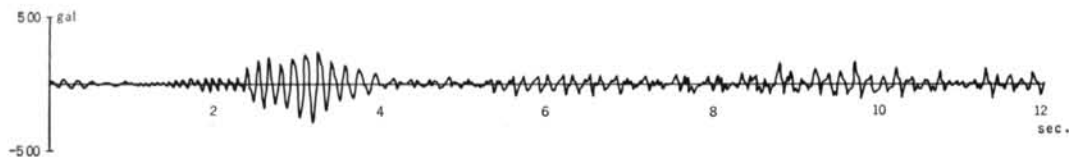


図-22 十勝沖地震（1968年5月16日，9時49分）のとき，八戸高専の地盤に生じたであろう推定地震波形

一方、八戸港湾の強震計の位置と八戸高専の地盤との間で余震を同時観測し、両者の平均パワーの比を求めると、3回の余震の平均値で後者は前者の1.72倍になっている。前者の本震における平均パワーは、表-1に示すようにN-S方向主要動の30秒区間で $1,812\text{gal}^2$ であった。したがって八戸高専の地盤における本震時の同時期間区間の平均パワーは

$$R_T = 1.72 \times 1,812 = 3,120\text{gal}^2$$

と推定される。よって、式(6)より求める原波形として図-22が得られる。これが本震時に八戸高専で起こったであろう地震波形である。

八戸高専の地盤は図-19に示すように、0.4秒付近に高い選択度を持った特性を有している。そのため地表では0.4秒付近の成分波が著しく卓越し、波形も正弦波状に整形されている。また推定波形の最大加速度は $291\text{gal}$ で、八戸港湾SMAC記録の最大加速度の1.30倍になっている。

つぎに八戸高専における推定波形と、八戸港湾SMAC記録の加速度応答スペクトルを、減衰常数 $h=0.05$ の場合について計算し図-23に示した。最大応答値は八戸港湾の $784\text{gal}$ に対して八戸高専では $1,813\text{gal}$ であり、両者に2.31倍の開きがある。実はこれが地震工学上極めて重要なことであり、地震による建物の構造的被害の原因を解く1つの鍵になっていると思われる。最大加速度値では両者にわずかに30%の差しかないものが、加速度応答値では231%に拡大されているのである。すなわち地盤の選択度が高いと地震波形が著しく正弦波状に整形され、それによる応答値は著しく増幅されるという現象がある。したがって地震と建物の被害との関連を論ずるとき、とかく地動の最大加速度が問題にされがちであったが、それよりもむしろ地動スペクトルの選択度の方が重要な要素になるのである。1968年十勝沖地震において、構造的に著しく被害を受けた建物が、いずれも選択度の高い

地盤に建っていたという事実<sup>12)</sup>によって以上の考え方が裏付けられる。

本例の八戸高専の場合について検討を続けよう。同校舎の固有周期は、地震後の常時微動による観測では、短辺方向が $0.24\sim 0.32$ 秒、長辺方向が $0.26\sim 0.33$ 秒であった。平均すると約0.3秒になっている。周期0.3秒であっても減衰常数0.05とした場合、 $840\text{gal}$ という高い応答値を示している。一般に建物は変形が大きくなると周期もどんどん延びてくる。構造体の一部が破損でもすればこの傾向は急に促進される。八戸高専の場合建物の周期が延びることによって、応答値が急激に増加する。この場合の応答曲線は図-23の傾向をたどるわけではないが、その加速度応答値は信じられないくらい大きなものになる。十勝沖地震による建物の被害はこのようにして説明

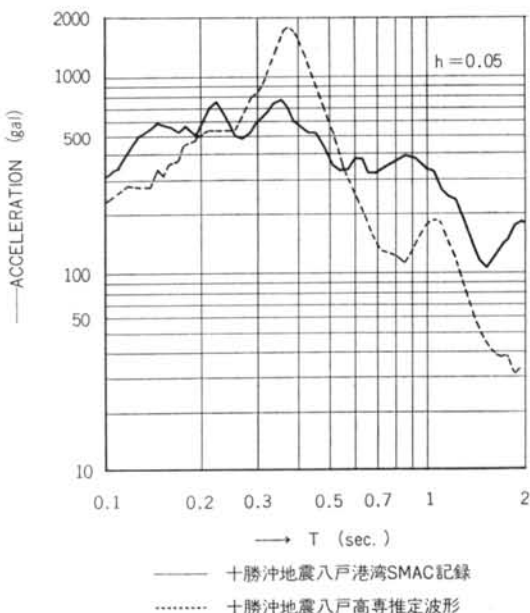


図-23

されるのではないかと考えている。

なお図-23において、比較的長い周期成分の応答値が推定波形の場合、著しく低くなっている。これは本計算の過程において計算時間節約のため、計算区間を制限し長周期成分をある程度犠牲にしたことが影響していると思われる。



真写一 八戸高専の被害状況（屋外）

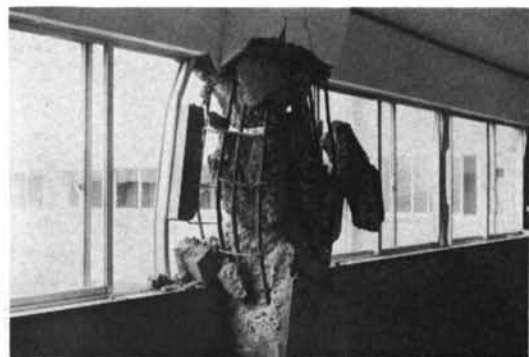


真写二 八戸高専の被害状況（屋内）

## ■ おわりに

本研究は地盤の振動特性を考慮して地震波を推定する方法を試みたものである。とくに地盤の振動特性を観測から得られるありのままの姿で与える点、従来にない新しい特徴といえる。十勝沖地震の観測資料を使って一応本方法の妥当性を示した。将来の未知の地震に備え、各種地盤における地震波の推定に、本方法は適応されるものと考えている。

本論文に使用した十勝沖地震における八戸港湾 SMA C 記録の資料は、東工大の小林研究室で読取られたものである。末筆ながら記して謝意を表する次第である。



真写三 八戸高専の被害状況（柱のせん断破壊）

## <参考文献>

- 1) K. Sezawa: "Possibility of the free-oscillations of the surface-layer excited by the seismic-waves" Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 8, 1930
- 2) G. Nishimura, T. Takayama: "Stationary vibrations due to an obliquely incident transversal wave of harmonic type of the surface-layer of an elastic earth's crust" Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 17, 1939
- 3) K. Kanai: "The requisite conditions for the predominant vibration of ground" Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 35, 1956



- 4) 金井 清：“地盤の震動特性に関する半実験式” 日本建築学会論文報告集第57号 Sep. 1957
- 5) 金井 清：“地震学” 建築学大系11 p.100
- 6) N. N. Ambraseys：“Macro seismic observations from some recent earthquakes” IV World Conference of Earthquake Engineering, 1969
- 7) H. B. Seed：“The influence of local soil conditions on earthquake damage” VII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 1969
- 8) J. Penzien, C. Scheffey, R. Parmelee：“Seismic analysis of bridges on long piles” Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE Vol. 90, No.3, 1964
- 9) M. Ozaki, M. Watabe, M. Hirose, Y. Yamazaki：“Earthquake response prediction and failure of reinforced concrete building due to repeated shearing forces” BRI Research Paper, No.40 1966
- 10) K. Muto：“Digital values used for analog computation by SERAC” Strong Earthquake Response Analysis Committee, Report No.6 1964
- 11) 松下清夫, 和泉正哲, 坂本功：“東松山地震の強震計記録についての考察” 日本建築学会大会梗概集 1969
- 12) 山原浩, 渡辺弘之, 藤井邦雄, 市之瀬絃一：“地盤の周波数特性と建物の地震被害” 清水建設研究所報 Vol. 14, 1969
- 13) 山原浩, 広瀬道孝, 伊藤哲次：“地震時の地動と地震波の入力損失” 清水建設研究所報 Vol. 14, 1969
- 14) 小林啓美, 鏡味洋史：“波動理論を用いた成層構造の地震応答数値解法について” 日本地震工学シンポジウム, 1966
- 15) H. B. Seed, I. M. Idriss,：“Analysis of soil liquefaction; Niigata Earthquake” Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division Vol. 93, No. 3, 1967
- 16) 田治見宏：“建築振動学” 第7章 コロナ社, 1965