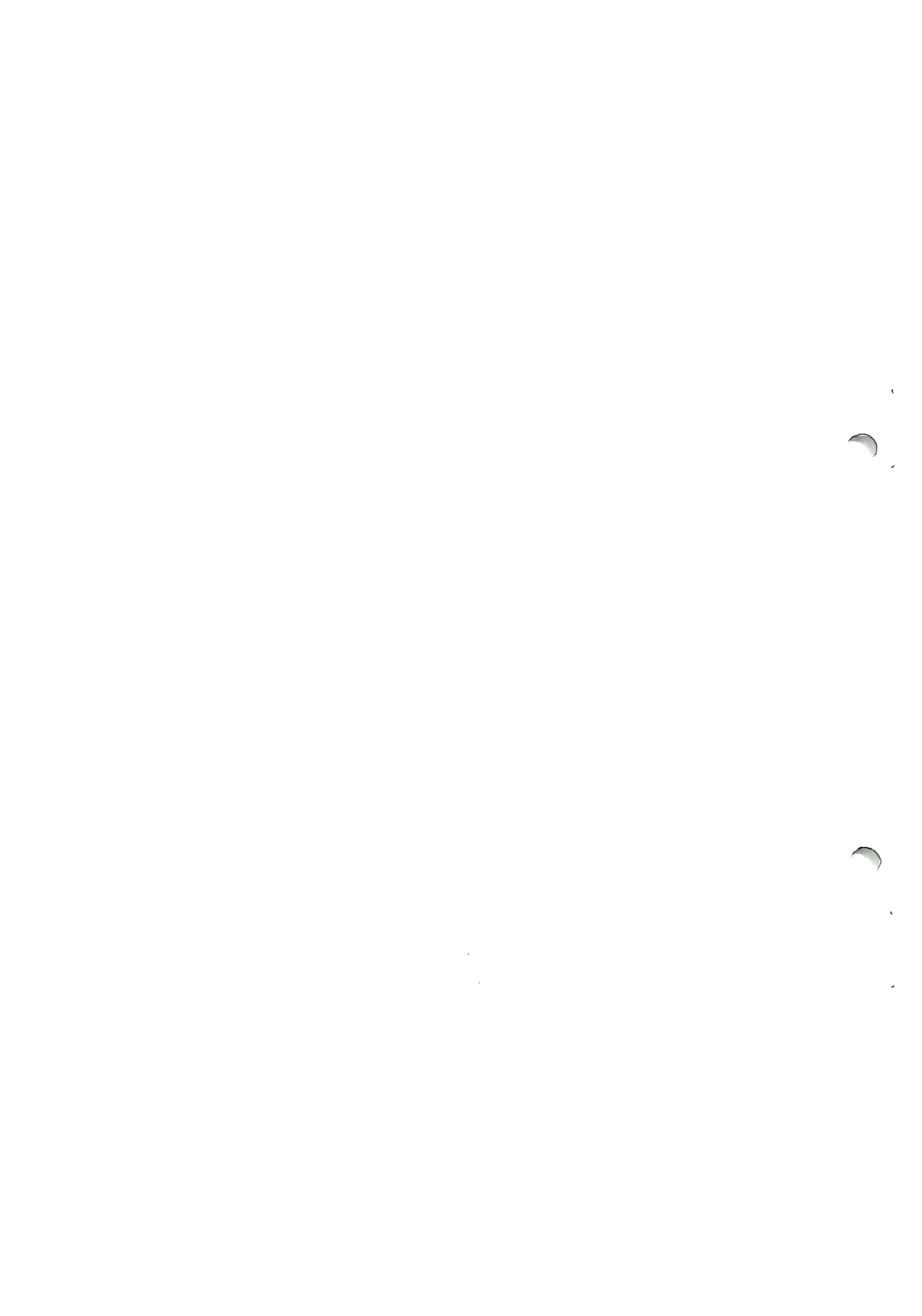


第6回地盤震動シンポジウム

地盤震動研究の現状と展望

1978・3・28

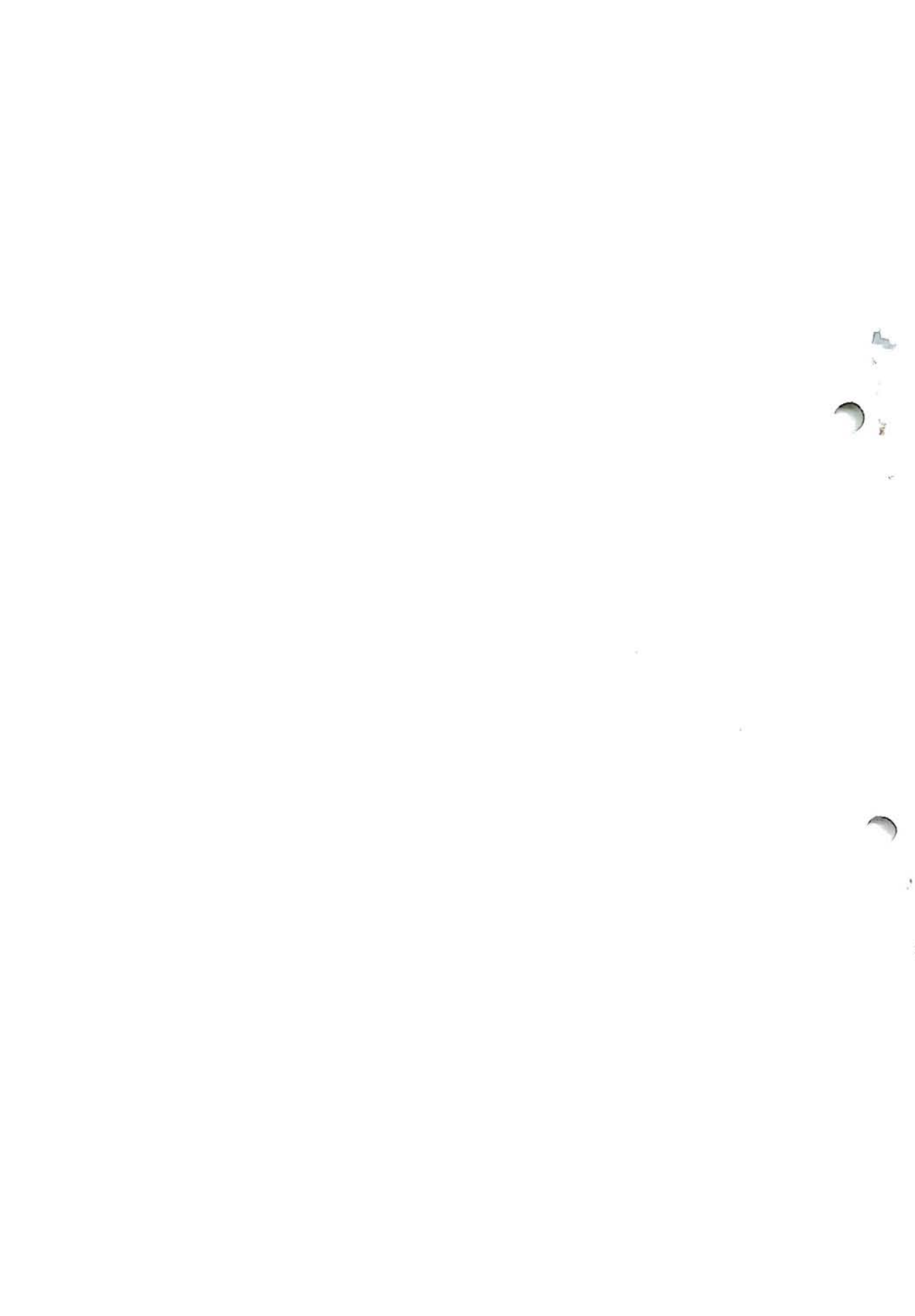
日本建築学会 構造標準委員会
振動分科会 地盤震動小委員会



第6回 地盤震動シンポジウム

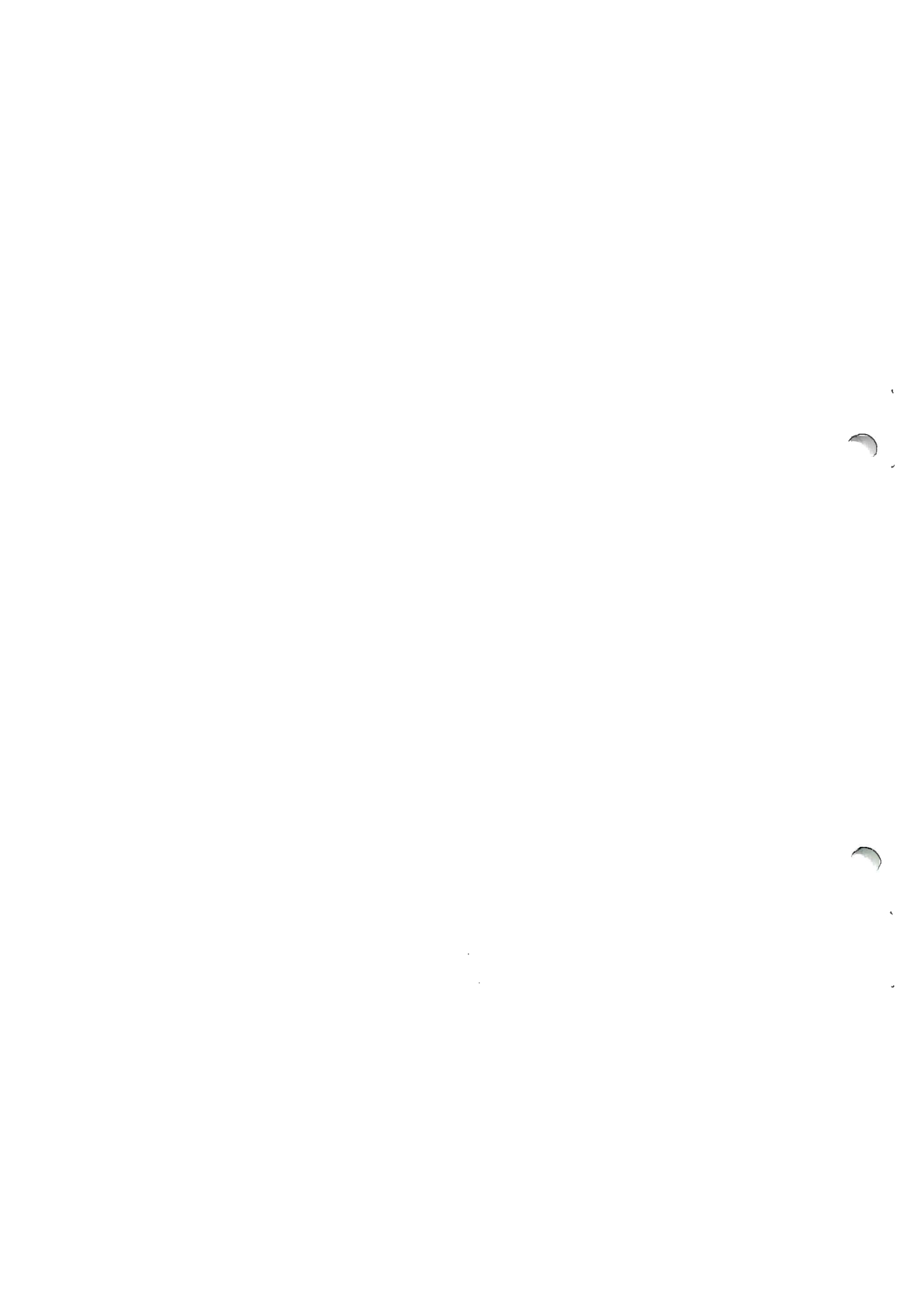
目 次

I-1	地震基盤と地震動	入倉孝次郎(京都大学).....	1
I-2	長周期地動	工藤 一嘉(東京大学地震研究所).....	9
I-3	最大地震動の予測	服部 定育(建設省建築研究所).....	17
I-4	地中地震観測	田中 貞二(東京大学地震研究所).....	23
		北川 良和(建設省建築研究所)	
I-5	地震波の種類とその識別	塩野 計司(北海道大学).....	31
II-1	震源から構造物		
(1)	震源と地震入力の諸問題	太田 裕(北海道大学).....	39
(2)	地震災害予測	小林 啓美(東京工業大学).....	39
(3)	Seismic Riskの耐震設計への応用	北川 良和(前掲).....	40
II-2	構造物の設計に関して		
(1)	地盤と構造物の動的相互作用からみた入力地震動	鈴木 有(金沢工業大学).....	41
(2)	地震動と地盤の減衰特性	太田外気晴(鹿島建設).....	43
(3)	設計面から見た地盤震動研究の動向と今後の展望について	山原 浩(清水建設).....	51



第 I 部

(既往の研究のレビューと紹介)



I — I 地震基礎と地震動

入倉孝次郎

1. はじめに

地震対策の基礎資料として最も重要な、地震時の各地の地震動の推定の方法を一般化するために、地表での地震動の性質を基礎層に入力する地震動特性と、基礎層の上にある軟弱な表層による震動伝達特性に分け、それぞれを独立な量として推定する方法が、金井(1958,他)による地震動スペクトルや地盤構造による重複反射理論の一連の研究で検討された。この考えは極めて便宜的ではあるが、複雑な地震動の近似方法としてその有効性が認められてきた。太田、嶋(1967)はこの基礎層を地震基礎として意義付け、その設定の条件として i) 基礎面は空間的にある広がりをもち、且つこの面での力学的性質は同一であることが望ましい、ii) 基礎面以下の地層は浅いそれと比べて、構成、力学的性質の変化が小さいことが望ましい、の2点とした。この考えに基づき、彼等は川崎市を対象とした基礎面として、鮮新世(オグシ)の泥岩層(S波速度700m/s)を適当とした。その後、地震基礎の考えは、建築、工場の耐震設計用の地震動推定の際、広く利用されているが、基礎の定義はあいまいさを残しているため、地震基礎として同じ言葉が用いられても、同一の物理的性質を指しているとは限らない。浅田・河上(1973)は、耐震設計用地震動推定のための地震基礎の設定は構造物の固有振動周期と合わせを行なうべきとして、次の様な提案をしている。構造物の固有周期が短ければ、短い周期振動が卓越する浅い地盤を打撃として浅い深さに基礎を設定し、周期が長くなれば、その周期に打撃した地盤構造を考慮して基礎を深いところに設定すればよいとしている。しかしながら、あまりに基礎を便宜的に変えてしまうと、地震基礎における地震動が全く一般性が無いものになってしまう。基礎設定の意味もなくなってしまうと考えられる。近年の構造物の長大化高層化によって、従来、余り問題とされなかった1~10秒の工学的には、や、長周期の振動特性が重要となってきたため、より深い層構造による震動効果を考えざるを得なくなっており、地震基礎の定義ももっと定量的なものにしていく必要がある。

最近、地震基礎面設定の再検討が嶋(1975)、後藤(1977)、服部、北川(1977)等によりなされている。これらの著者の議論の骨子はほぼ共通している。すなわち、地震動の長周期成分(1~10秒)推定を目的とした地震基礎は、より一般化して広域の地域を対象として設定する必要がある。そのためには地殻の最上層である花崗岩(P波速度、5~6 km/sec, S波速度、3 km/sec程度)の地層を基礎と考えるべきとしている。短周期成分(1秒以下)を対象とした基礎については、他にも多くの著者が種々の観点から定義を試みているが、深さ100m前後までS波速度にして700m/sec程度の地層を母岩とする場合が多い。これらの定義は現時点での地震基礎設定条件として基本的に妥当なものと考えられるが、地震動の周期成分により設定する基礎の深さを変えると地震動の地域特性の推定の際に、議論の混乱が生じる場合もあると思われる。例えば、基礎をS波700m/sの層とするか、3 km/secの層とするかにより、表層による増幅度は異なってくる。これは長周期成分に影響するだけでなく、短周期成分にも当然影響してくるものである。また、基礎を周期成分により変えるなら、基礎のスペクトルの決定方法も長周期成分と短周期成分も変えておく必要がある。そうすると基礎スペクトルの意味も同期により変わることになる。しかしながら、基礎として全国一律の定義は、現状ではそれだけの地層構造の資料も少なく、意味も少ないと考えられる。地震基礎の考えは、地震工学上の実際的な必要性より生じたものであり、その意味で、その定義方法は、地震工学研究の現状を反映したものにらざるを得ず、また、研究の進展と共にその定義も今後昇華されていくものである。この小論では、地震観測資料を基に、工学的に地震入力評価を目的とした各地の耐震設計用基準地震動の決定や、適当な再現期間における最大地震動の推定の方法、および震源過程理論に基づく理論地震記象の近似計算方法の現状をレビューし、基礎設定と基礎動決定の現状における問題を考察する。次に京都盆地を例とした基礎設定の条件の吟味方法について議論する。

2. 地震基盤と設計用地震動

地震基盤の考えの実際上の有用性は、地震危険度マップの作成や設計用地震動推定の場合に示される。この問題に関して多くの研究があるが、ここでは1977年に発表されている服部、北川と渡部の論文での地震基盤の考えについてのみ紹介するに止める。服部、北川は日本附近の地震危険度を「ある地点での最大地震動が地震活動のみによるものならば一つの地下の面を考慮し、そこにおける最大地震動の地域的分布を予え、地表における地震動はそれぞれの地点での地盤特性を考慮して地震危険度を表現する」方法で決定した。気象庁の地震資料(1885年-1973年)で報告されたマグニチュードと震央距離を用い、金井(1968)による基盤における速度スペクトルと予える式を用いて、日本各地の最大地震動の期待値を求めている。地震基盤として一次基盤と二次基盤に分けて定義している。一次基盤は、かなり広い地域で共通に存在する深さ1~3kmの地層を考慮し、地震動の長周期成分(2~5秒)の増中は主としてこの面の上の地盤で決まり、二次基盤は、ある点の直下またはその極近傍で固有に存在する深さ100m前後の地層を考慮し、短周期(1秒以下)の増中は主としてこの面の上の地盤により決まると考えた。基盤における地震動の速度スペクトルは5秒以下一定と考慮してよいとしている。

ところで金井による地震基盤における地震動スペクトルを求める式は、茨城県日立鉱山の地下300mでの地震動観測結果を基に得られたものである。観測点附近の地質はAmphibolite(角閃岩)と呼ばれる変成岩で、地表附近100mの深さのP波速度が4.2 km/secと報告されており、物理的性質は、地殻上部を構成する花崗岩層と同様の硬さを示すものである。従ってこの式により推定される地震動振中は、先に述べられた一次基盤のものに相当すると考えてよいであろう。可なり軟弱な基盤面はP波が4~5 km/sec(S波速度として2.5~3 km/sec)の左全層または花崗岩の上面としている。従って地表での最大地震動を推定するには、この基盤面での地盤構造による増中特性を考慮せねばならない。これは長周期成分のみではなく短周期についても同様の考慮が必要である。(別の問題として、金井による実験式は震央近くで極めて大きな値を示すため、その形式での適用はできない。震央近くでの地震動の推定は極値の考えの導入が必要であり、この問題に関しては、研究により地震動や地震観測の資料を用いた研究がなされており、その採用等を考慮すべきであろう。)

設計用の基準地震動を求めるために、渡部は日本国内の岩盤上または岩盤中に設置されている加速度型強震計が補えたマグニチュードが4以上の浅発地震の記録波形より速度応答スペクトルを求め、これを

$$\log_{10} S_v = aM - b \log_{10} X - C \quad (1) \quad (S_v = \text{速度応答スペクトル} \quad M: \text{マグニチュード} \quad X: \text{震源距離(km)})$$

で表わし、a, b, Cの係数を最小自乗法により求め、基盤での地震動スペクトルを求めている。地震記録の得られた観測点の岩盤の速度値はP波1.7~6.0 km/sec, S波0.6~2.8でかなり異なっている。露出した岩盤は、表面近傍は風化により速度も低下していることを考慮すると、かなり硬質の岩盤のデータも多いと考えられる。ここで得られた基盤スペクトルを用いる場合、表層に於ける増中効果として地盤構造などの程度、深さまで考慮する必要があるかは明確ではない。現状ではデータが少なく、これ以上詳細な検討は意味をもたないと思われるが、今後、岩盤ならば基盤として一様に扱うのではなく、観測点近傍の地層構造や地形の効果などの個々のデータの確定も必要であろう。

3. 断層附近の理論地震動

地震基盤の定義では、基盤動は震源パラメータにより定まる震源スペクトルと震源から基盤までの波動伝達特性により決定されるとしている。従って断層モデルにより計算される理論地震動は当然基盤動と密接に関係したものである。

無限弾性体中のくいちがいのモデルから計算した地震動および理論地震記象はP波初動から直達S波までの周期数秒以上の長周期水平動成分に関しては、観測波形、振中をよく近似すること、三宅(1973)の環状大地震(1891)の研究はじめ最近の多くの研究から明らかになっている。計算に必要な震源に関する物理量としては断層の大きさ、ストライクの方向、断層面の傾き、すべりの大きさ、方向、破壊の移動速度、震源での時間的変動の

形等である。しかしながら周期数秒以下の短周期の地震波は、実際には大きい速度、加速度で観測され、地盤工学上重要であるにもかかわらず、この簡単な断層モデルでは説明できない。

短周期地震波発生の原因として、震源や観測点附近の不均質な地下構造のために生じた反射、屈折、散乱などによるものと、不規則な断層運動により震源そのものから発生する二つの原因が考えられる。後者の場合について三栗・宮武(1976)は破壊進行速度の地域的不均一性と、変位時間函数の大きいゆらぎが短周期地震波発生に寄与する可能性のあることを確かめ、その物理的原因として断層内の破壊強度および初期応力の不均一によるものとして、断層近傍での波形、スペクトルを計算する方法を研究した。地盤工学上必要な基礎動スペクトルの予測に結びつけるには、現実の断層内での初期応力や破壊強度の分布がどのような状態にあるかは現在の観測、測定手段によって直ちに知りることが困難なほどの問題が残されている。

断層モデルによる理論地震動をより現実的なものにするには、地表面や地盤構造を考慮した理論計算方法が必要になってくる。川崎等(1975)は半無限媒質での断層モデルによって生じる地震波動の計算方法を開発した。彼等の計算結果は半無限媒質を考慮した時の地震動は地表への入射角の違い、すなわち震央距離の違いにより、地表の存在による振中の増中程度の変化が現われ、さらにSP波やレリー波の相の影響が現れるなど無限媒質として扱う場合と異なるところもあり、P波初動部分や直達S波の部分は無限媒質モデルとあまり変わらないことを示した。

佐藤(1977)は一歩進めて地盤工学上重要な速度や加速度震動の計算を目的として、多層構造地盤下に断層モデルを考え、震源近傍での周期数秒の地震動成分に有効な近似計算方法を導いている。

これらの理論地震動の研究結果と前節で述べたSMACなど強震加速度記録より求められた設計用地震動を経る研究は十分にすすめてほしい。

地震基礎の考える基礎となっている、地表での震動 $G(\omega)$ が $G(\omega) = I(\omega) \cdot S(\omega)$ (2) ($I(\omega)$: 基礎入力波, $S(\omega)$: 地盤特性)と表わされる、線型の関係式は、必ずしも成り立たない。また基礎層での波形が同じということもあり得ず、当然断層と観測点の相対的な位置関係により震動は異なってくる。しかしながら地震対策を考へるには、必ずしも厳密な波形の予測が必要でない場合も多く、地震動スペクトルの卓越周波数の範囲および最大振中を統計的に予測することも重要であろう。小垣等(1976)は三栗による断層モデルの計算方法により、断層モデルを設定し、種々の断層近傍の最大速度振中を求め、金井の経験式との比較を試みている。この研究では振中の最大値のみを問題とし、震動スペクトルに関する考察がないが、断層モデルと基礎動の関係の1つの試みとして興味ある報告である。

地震基礎の考へは今後とも工学的には重要と考えられるが、その定義はより一般的に有効な方法が検討されるべきである。根室をもちろ震源の多くはCrustにあり、断層面は数十キロメートルの深さから地表近くまで続いている。断層モデルによる地震波発生機構の研究による震源スペクトルと工学的な意味での基礎での地震動スペクトルを結びつけるには、基礎としては地殻上部を構成する花崗岩層を想定することが当面理想的と考えられる(佐藤, 1977)。

4. 京都盆地を例とした地震基礎設定

4-1 水平構造を仮定した場合

京都盆地南部では、1969年に地球内部開発計画(UMP)における地震構造部門の事業の一環として東西に横断する割線について比較的大規模な屈折法による地震探査が行われた。地震探査の解折は狐崎・佐藤、岩崎(1970)によりなされ、五生層の露頭の見られる盆地の東端の山に近くから盆地中央部を横断する全長12kmに渡りP波の速度による基礎構造を決定した(Fig. 1)。表層は爆破探査ではP波速度にして2km/secの一律な構造と仮定して求められた。ボーリング資料によるとこの附近の表層構造は基礎層(五生層または花崗岩層)の上下部洪積世の大坂層群、その上に上部洪積層の板丘層、さらにその上に沖積層があると指定されている。

表層の詳細な速度構造は盆地の東端に近い京大宇治構内において50mの深さのボーリング速度検層により決定されている(後藤・狐崎, 1971)。盆地中央部の巨椋池や, 東部の新層近傍でも小規模な地震探査がなされている。

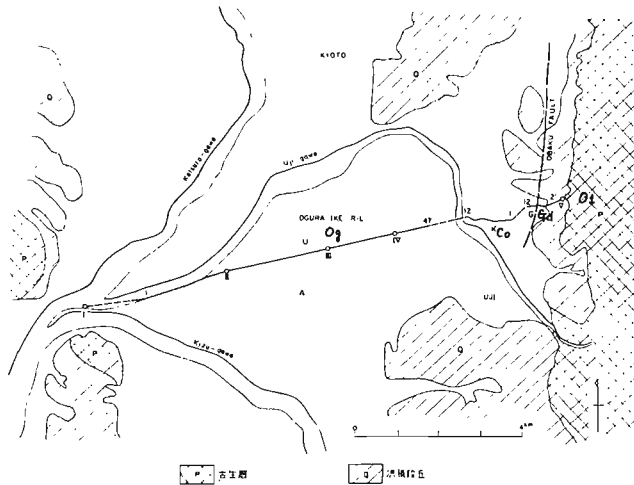
盆地東方の山地部に露頭で見られる在生層の速度は, 採石発破を利用して, P波が4.66 km/sec, S波が2.58 km/secと求められている。近畿地方の地殻の速度構造は美濃および花房での大爆破実験により決定されている。阿武山地震観測所では, 採石爆破のデータを加え, 現在近畿地方の微小地震の震源決定用に用いられている構造はP波速度4.5 km/secの層の下に5.5 km/secの層(厚さ4.5 km), その下に6.2 km/secの層がありとしている。これらの速度構造データが表1にまとめられている。被害地震の殆どは地殻に震源をもつ浅い地震であるから, これ以上の深さの層は考えなくともよい。

地震基準として考える地層をどこにするかを検討するために, SH波が基準面から入射した時の地盤構造による増中特性がFig. 2に示される。実線は, モデル1で深さ約5 kmのP波速度として6.2 km/sec, S波速度として3.5 km/secの層を基準とした時の増中特性であり。鎖線は, モデル2で深さ0~700 mにある在生層(P波4.6 km/sec, S波2.6 km/sec), 点線は, モデル3で深さ0~100 mにある下部硬層(大阪層群, P波2.2 km/sec, S波0.8 km/sec)をそれぞれ基準とした時の増中特性を示す。Q値の効果は考慮してはいない。1~10秒の長周期成分について考える場合, どの地点でも増中特性は在生層で考えても, さらに深い層で考えても, 卓越周波数は殆ど変化せず, また振幅値の変化も少ない。次に1秒以下の短周期について検討する。Co点の増中特性はモデル1, 2, 3が1.5 Hzと3.5 Hz附近にピークを示すが, ピークの振幅値はモデル1と2に比し, モデル3では極めて小さい。この違いは想定した基準層のS波速度の比に依存するものである(嶋, 1977)。表層のS波速度0.42 km/secに比し, モデル3では基準のS波速度0.8で, その比は約2であるに比し, モデル2ではその比約6であり, モデル1では約8である。ここでの計算は増中特性に現れる卓越周波数と増中層の上限を調べよことを目的としたため, 各層のQ値は考慮されていない。そのため1 Hz以上の高周波数域に現れる高次モードに相当するピークが大きく出過ぎる傾向は見られる。Q値を適宜に仮定しても, モデル3の現れるピーク値とモデル2および1のそれとの比は余り変化しない。Og点の増中特性に關しても同様のことが言える。以上述べた様に地震動の周期範囲により, 基準層設定の条件を変えよと, 表層による増中層が全く異なり, 評価されることになる。それ故地震基準の定義としては長周期成分に比しても短周期成分に比しても同一の地層を考慮することが望ましい。Fig. 2を見る限り, 京都盆地の地震基準としては在生層の上面を考慮しなければならぬであろう。

Fig. 3に基準層よりSV波が入射した場合の表層による増中特性が示される。水平成分に於ては, 入射角30°程度ならばSH波の場合と余り変わらない。垂直成分は水平成分に比し, その特性は極めて複雑で, 構造および入射角に敏感である。従ってS波震動の垂直成分も含めて地震基準を考^(注)えよ, より詳細な地盤構造の推定が必要となる。

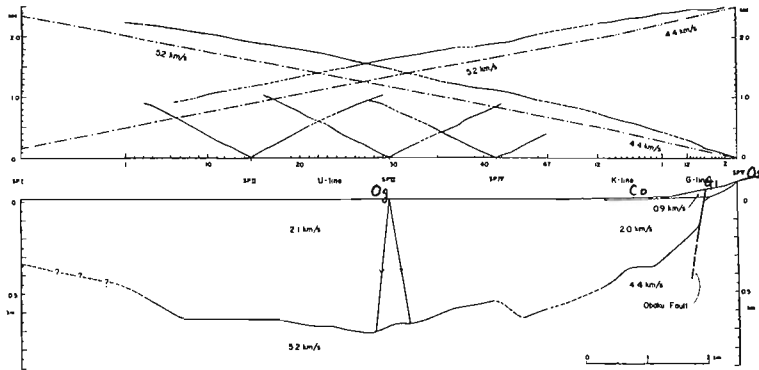
4-2 基準の地形効果

地震基準の設定の観測に於ける意味は, 基準面への入射波がある一定のひろがりの地域において同様の波形に於けるという条件よりなされる。二でひろがりとは比較すべき観測点間の距離が震源距離に比して十分小さいという条件も含んでいる。京都盆地の南部地域の基準を考^(注)え得る在生層の岩盤上にあるO1点と, 軟弱な表層地盤上のCo点で同時比較観測が行われた。地震基準の設定が正しければ, Co点で観測された地震動スベクトルを基準上の地盤構造に於ける増中特性で除すことにより, O1点での地震動スベクトルと同一のものを得られなくてはならない。言いかえれば, Co点とO1点の地震動スベクトルの比は, Co点における表層による増中特性に於てあり, 地震波の基準からの入射角が大きく変化しない限り, それほ地震に於らず, ほゞ同様のスベクトル曲線を示すはずである。しかしながら観測により得られたCo点とO1点のS波震動のスベクトル比は, 地震波の入射方位により異なった傾向を示した。(この問題については昨年のシンポジウムで報告したので詳細な議論は省略する。)



I-V: shot points. P: Paleozoic rocks, Q: Osaka Group (Latest Pliocene-Early Pleistocene) and Terrace deposits (Late Pleistocene). A: Alluvial deposits.

Map showing the spread of seismic exploration and the geology of the surrounding area, south of Kyoto.



Travel-time curve (upper) and the vertical profile of the structure (lower).

Fig. 1 京都盆地南部の地質図と地下構造の断面図

観測された地表面での地震動記録より、地震基底設定の吟味および基底断の性質を議論するには、基底岩の形状の影響も考慮する必要がある。基底への入力地震動の観測は基底まで到達したボーリングを用いて地中で得たデータが望ましいが、これは多大の費用を必要とし、近い将来に為るは望めない。従って次善の策として、基底断を知りためには、地震学で従来行われている様に、岩盤の露頭での観測データが用いられる。岩盤の露頭のある場所は地形の水平変化の大きい山腹や尾根に多い。工学的に重要な数秒から10数秒の短周期の地震動の波長は山の起伏の波長と comparable order になる場合が多く、地震動への地形効果の吟味が特に必要となる。Fig. 4⁵にSH波およびSV波が入射した時、O₁点附近の地形による震動効果が表示される。数値計算はAki and Larner (1970)により導かれた irregular interface による scattered wave field の評価方法を用いて行った(入倉, 1977)。地形の不規則な変化に比し、十分大きな波長の場合は地形効果は尚問題とならないが、comparable order の波長に比し、場所により、また入射方向により、地形効果が変化する。

4-3 地盤特性への基底の形状の影響

京都盆地の基底の形状はFig. 1に示される如く水平方向に変化している。表層による増中特性は基底岩の形状に影響される。Fig. 6に示されるような基底のみが水平に変化し、それより上層の構造は水平と仮定される地盤構造モデルについて、増中特性の水平方向変化の数値計算結果がFig. 7に示される。基底の形状はシンメトリックであるのに、増中特性の水平分布は垂直入射でない限りシンメトリックには行かない。従って表層による増中特性

表1

京都盆地 地盤構造モデル

O ₁ 点		P波速度 (km/Sec)	S波速度 (km/Sec)	密度 (g/cm ³)
層	厚さ (km)			
1	0.9	4.6	2.5	2.5
2	4.5	5.5	3.2	2.6
3	—	6.0	3.5	2.7
G _d 点				
1	0.05	2.0	0.8	2.0
2	0.85	4.6	2.5	2.5
3	4.5	5.5	3.2	2.6
4	—	6.0	3.5	2.7
C ₀ 点				
1	0.04	1.8	0.42	1.8
2	0.06	2.0	0.58	1.8
3	0.27	2.2	0.80	2.0
4	0.53	4.6	2.5	2.5
5	4.5	5.5	3.2	2.6
6	—	6.0	3.5	2.7
O ₃ 点				
1	0.0023	1.25	0.05	1.8
2	0.0062	1.8	0.17	1.8
3	0.0915	2.0	0.58	1.9
4	0.65	2.2	0.80	2.0
5	0.15	4.6	2.5	2.5
6	4.5	5.5	3.2	2.6
7	—	6.0	3.5	2.7

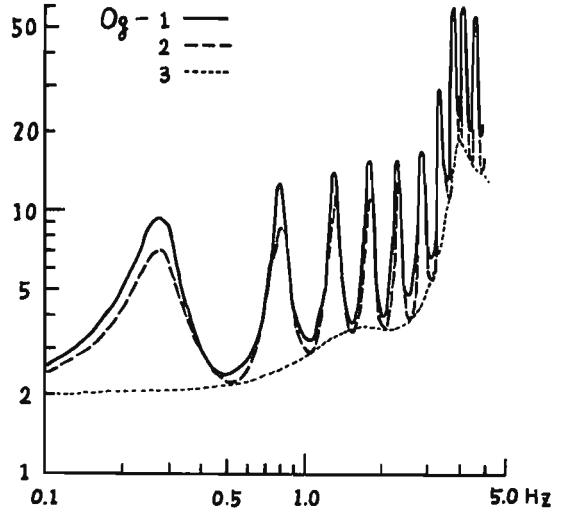
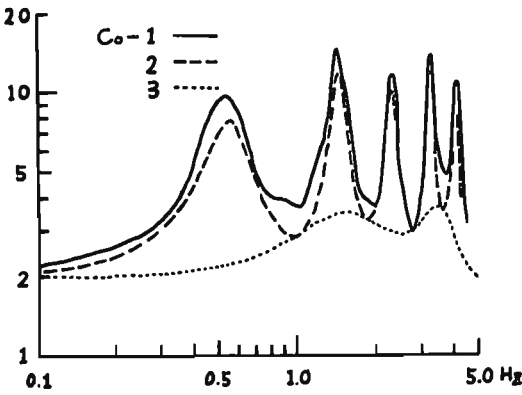
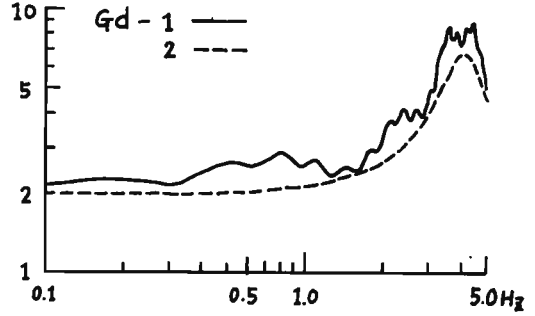
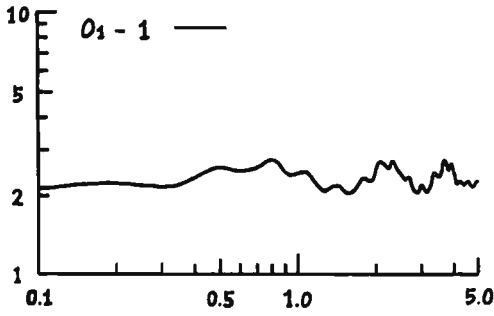
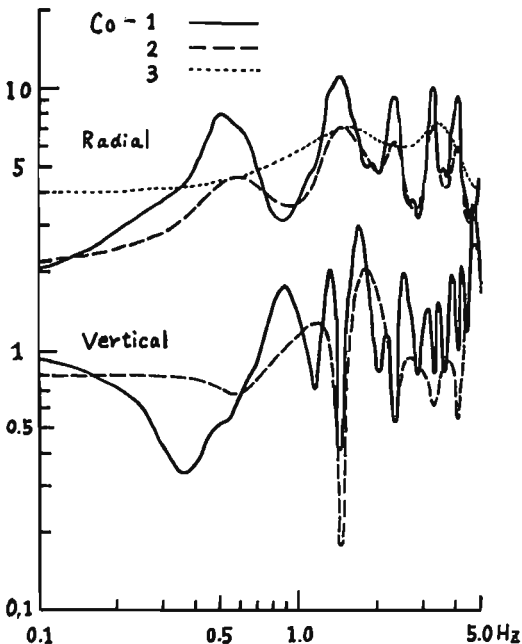


Fig. 2 基礎からSH波が入射した時の各層による増幅率特性。各地点共、モデル1、震源はS波速度3.5 km/secの層を基礎とし、モデル2、震源は2.6 km/sec(下層)とし、モデル3は0.8 km/sec(下部沈積層を基礎として)。入射角はモデル1、2は30°、モデル3は10°と90°。



の卓越周波数やその振幅値は場所により地震波の到来方向によって変化する。

以上述べた様に地表震動の推定には単に基礎の設定のみならず、地盤構造の水平変化の影響も重要である。しかしながら地震基礎までの地盤構造、特にS波の速度構造の決定は容易ではない。さしあたり京都盆地でなされたような観測の爆破探査により、古生層または花崗岩層までのP波の速度構造を求めることが地震基礎設定の問題を考えると重要である。これは国家的にも要求の高まっている都市の地震対策や構造物の耐震診断を行なう上でどうしても必要な資料であり、全国的に企画されるべきである。

Fig. 3 基礎からSV波が入射した時の各層による増幅率特性。モデルは Fig. 2 に同じ。

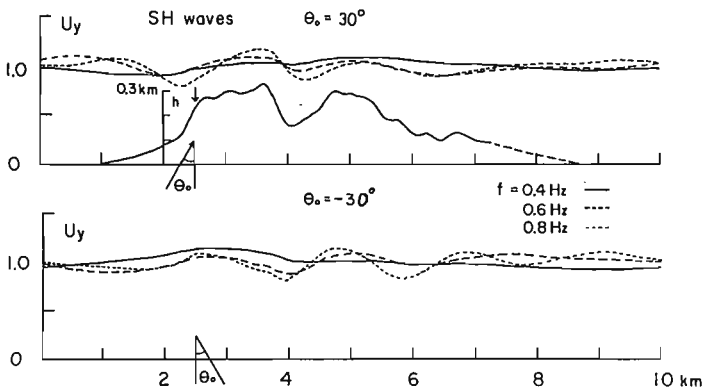


Fig. 4 θ_0 点近傍の地形を2次元モデル化した場合のSH波入射に対する表面地形効果。

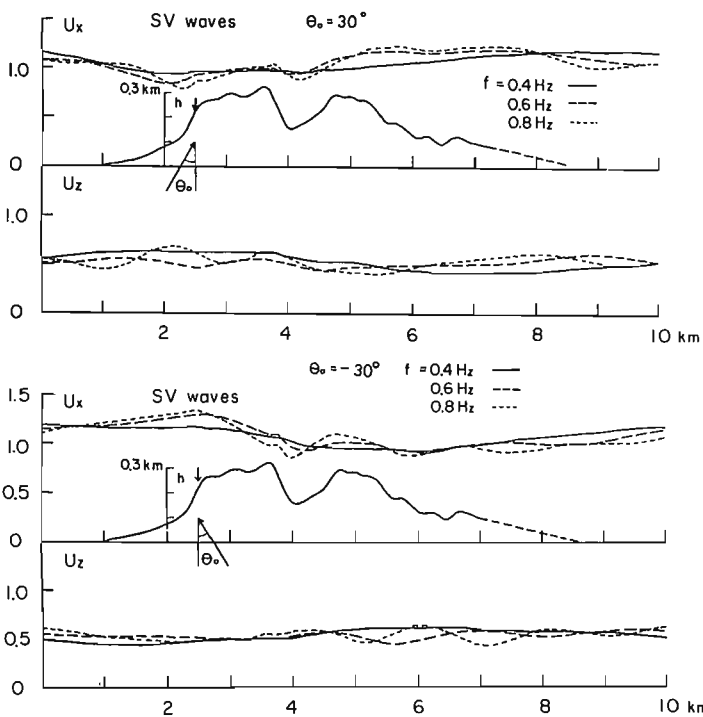


Fig. 5 SV波入射に対する表面地形効果。(Fig. 4と同様の仮定)

参考文献

1. Kanai, K, T. Tanaka and S. Yoshizawa, 1959, Comparative Studies of Earthquake Motions on the Ground and Underground. B. E. R. I. vol. 37, pp 53-87.
2. 太田 裕・嶋 悦三, 1967, 地震基礎について (1), 災害科学論文集, 4, pp 133-135.
3. 浅田 秋江, 1974, 工学的地震基礎の提案, 第29回土木学会年次学術講演会.
4. 嶋 悦三地, 1975, 東京の基礎構造の1, 災害科学論文集, 12, pp 251-252.
5. 後藤 典俊, 1977, 深層S波速度換層の提案—広域地震基礎設定の条件, 災害科学論文集, 14, pp 329-332.
6. 服部 定有, 北川 良和, 1977, 日本附近の地震危険度に関する考察. 昭和三十九年度統合プロジェクト報告書(建設省建築研究所)

5. おわりに

地震基礎設定の存在工学的な使用の視点から生じたと思われるが、複雑な地震動特性を震源、伝播特性と地盤特性と2つの量に分け、物理的意味をわかり易くした功績は大きい。しかしながらその分け方は少なからず便宜的な一面もあり、必ずしも数学的な近似として厳密なものではない。それ故この考えを絶対視してどんな場合でも適用可能とするのは向題がある。地震基礎の定義としては当面、五生層または花崗岩の上面を目安にしていくことが望まれる。長周期と短周期成分で基礎面を分ける場合は、基礎面設定の違いによる増中特性や基礎動の変化について、単に卓越周期のみならず増中率に關する近似の有効性の検証が必要であろう。基礎動の性質や増中率の水平分布を議論する上で地形効果に對する考慮が必要である。

おわりに計算の一部は京都大学大学院生 塚家正則氏により行されたものである。ここに厚く感謝する。

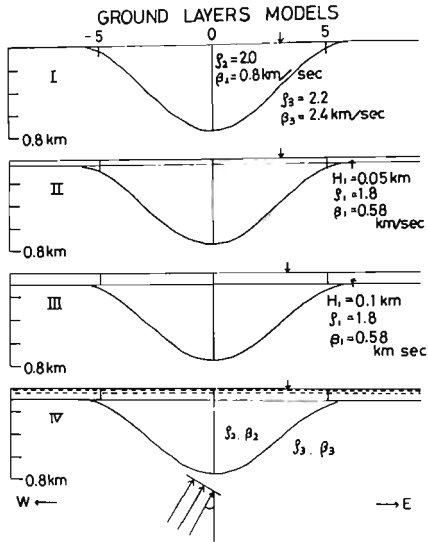


Fig. 6 計算に用いた4つの盆地モデル

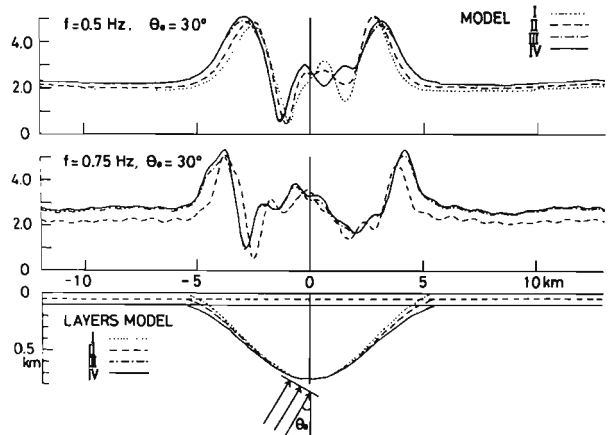


Fig. 7 SH波入射に対する4つの盆地モデルの水平分布 (Fig. 6 に示す4つの場合) の場合の工管中程度の水平分布

7. Kanai, K and T. Suzuki, 1968, Expectancy of the Maximum Velocity Amplitude of Earthquake Motions at Base Rock, B. E. R. I. vol. 46, pp 663-666.
8. 渡部 丹, 1976, 設計用基準地震動
9. 三雲 健, 宮武, 1977, 断層附近の理論地震動および理論地震記録の研究(第4報), 昭和51年度総合プロジェクト報告書(建設省建築研究所)
10. Kawasaki, I., Y. Suzuki and R. Sato, 1975, Seismic Waves due to a Shear Fault in a Semi-Infinite Medium, J. P. E., vol. 23, pp 43-61.
11. Sato, R., 1977, Long-Period Surface Velocities and Accelerations due to a Dislocation Surface Model in a Medium with Superficial Multi-Layers. Part I, J. P. E., vol. 25, pp 43-68.
12. 小垣 善一, 上田 憲司, 石 知田 明, 1976, 横断断層近傍の最大速度振幅について, 建築学会講演梗概集, pp. 451-452.
13. 狐崎 長環・後藤 典俊・岩崎 好則, 1971, 地震波探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに關した地震工学上の若干の尙題, 京都大学防災研究所年報, vol. 14a, pp 203-205.
14. 入倉 秀次郎, 1977, 地震の震動特性評価の際の地形の影響, 京都大学防災研究所年報第20号B, pp 1-11.
15. 〃, 1977, 地盤の震動特性への基礎形状の影響, 災害科学論文集, 14, pp 375-378.

I-2 長 周 期 地 動

— 強震地動の表面波に関する検討 —

工藤一嘉

1. はじめに

周期1秒から10数秒に至るや、長周期地動の問題は、数年前本シンポジウムで多かれ少なかれ毎回のよう話題が提供され、特にオ4回シンポジウム(1976)で集中的に議論がなされている。今回のシンポジウムで筆者に与えられた課題は長周期地動に関する研究の現状を統括的に報告することであるが、問題が多岐にわたっており、筆者の能力にあまることである。そこで本シンポジウムではまだ系統的に話題が提供されていない表面波の問題を中心として話を進めることで御諒解いただきたい。構造物の耐震を考える上で表面波の問題を十分検討を加える必要があるのではないかとこの提案をして、御批判をいただきたいと考えている。

表面波の生成・伝播の問題では、震源でどのような波を出すのかという問題と同時に、震源からあるサイトまでの地下構造がどうなっているかを説明していかなければならない。地球の内層構造は比較的早くから研究されており、周期約20秒より長い表面波を使って震源パラメータを求める、あるいは震源パラメータを与えて観測波と比較する作業が行われ、地震学上の多くの成果が得られている。

以下に報告するのは、浅い地下構造によって支配される表面波、つまり周期も20秒よりは短い波に関することであり、1974年伊豆半島沖地震、1931年西埼玉地震・1930年北伊豆地震の東京における観測記録と、表面波の理論計算結果との比較を行ない、観測記録の周期数秒から10数秒の大変位を与える部分が表面波(Love波)であるという結論を導く。なおこの作業が可能となったのは、東京を始めとして関東周辺に比較的浅い(数km以下)地下構造が次第に明らかになってきていることによる。

上の議論は地震個々の性格を重要視した方法であるが、一方で地震の平均像を求め、地動の一般的性質を探る方法もある。オ4回シンポジウムで太田(1976)〔後に太田・鏡味(1976)〕は、周期1秒から10数秒に至る実体波に関して、震源から構造物への入力まで一貫して取り扱えることを示し、耐震工学上の問題を議論している。ここではその論旨に沿って、表面波の実体波に対する相対的位置付けを試みる。そのことによって、表面波の構造物への入力問題に多少なりとも意味づけができれば幸である。

又、表面波の生成と伝播の理論

地殻やマントルの上部に起る地震に関しては、断層モデルで良く説明されることが分っており、現在ではほぼこの考え方が定着していると言えよう。断層モデルは、震源が岩石中に生ずる剪断型のくい違い(地震後の地殻変動から理解される)であることと、複双力源(double couple)(震源学上理解される)であることを始につけたものである(詳しくは丸山, 1973)。遠方での地震動はある1点に double couple が働いたものとして考え、必要であればくい違いに要する時間、断層が生成される時間等に関する情報を入れれば良い。Double couple の強さは一方の偏力のモーメントで表わされる。このモーメント M_0 は $\mu U S$ と等価である。ここで μ は剛性率、 U は平均変位量、 S は断層面積である。これから図1に示すような断層模型を考えることにする。

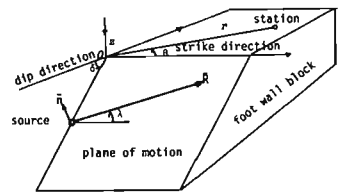


図1. 断層模型と観測点との相対関係。

R : くい違い変位ベクトル
 n : 断層面に垂直な単位ベクトル
 δ : dip angle, λ : slip angle, θ : azimuth

ところで、水平成層構造とその内部に震源(double couple)が与えられた時、その震源からかなり離れた点(例えば3波長以上)で観測される表面波は、Saito(1967), Harkrider(1964, 1970)らによって次のように表現されることが分っている。但し、下つきの n, R はそれぞれ Love 波, Rayleigh 波を表わす。

$$U_0(\omega) = \{ |R(\omega)| \cdot e^{i\phi_0} \} \cdot |m| \cdot k_0^{1/2} \cdot e^{-i3\pi/4} \cdot \chi_0(\theta, k) \cdot A_0 \cdot e^{-ik_0 r} / \sqrt{2\pi r} \quad (2.1)$$

$$U_R^V(\omega) = \{ |R(\omega)| \cdot e^{i\phi_0} \} \cdot |m| \cdot k_R^{1/2} \cdot e^{-i3\pi/4} \cdot \chi_R(\theta, k) \cdot A_R \cdot e^{-ik_R r} / \sqrt{2\pi r} \quad (\text{上下動}) \quad (2.2)$$

$$U_R^H(\omega) = \epsilon_0 U_R^V(\omega) \quad (\text{水平動}) \quad (2.3)$$

ここで

$$\chi_0(\theta, k) = i(\cos\lambda \cos\delta \sin\theta - \sin\lambda \cos\delta \cos\theta) \psi(k) + (1/2 \cdot \sin\lambda \sin\delta \sin 2\theta + \cos\lambda \sin\delta \cos 2\theta) V(k)$$

$$\chi_R(\theta, k) = 1/2 \sin\lambda \sin 2\delta B(k) - i(\sin\lambda \cos 2\delta \sin\theta + \cos\lambda \cos 2\delta \cos\theta) C(k) + (\cos\lambda \sin\delta \sin 2\theta - 1/2 \cdot \sin\lambda \sin 2\delta \cos 2\theta) A(k)$$

であり、上式中の

$$G(k) = \frac{1}{\mu_0} [\sigma_{42}^*(k) / (i\omega_0 / C_0)] \quad ; \quad V(k) = [\dot{\psi}_0(k) / \dot{\psi}_0] \quad ; \quad A(k) = -[\dot{\psi}_0^*(k) / \dot{\omega}_0]$$

$$B(k) = -i(3-4 \frac{\alpha_0^2}{\alpha_0^2}) [\dot{\psi}_0^*(k) / \dot{\omega}_0] + \frac{\tau_0}{\rho_0 \alpha_0^2} [\sigma_{23}^*(k) / (i\omega_0 / C_R)] \quad ; \quad C(k) = -\frac{1}{\mu_0} [\tau_{23}^*(k) / (i\omega_0 / C_R)]$$

である。さらに

$$A_0 = [\tau C_0 U_0 \int_0^{\infty} \int \{ \dot{\psi}(z) / \dot{\psi}_0 \}^2 dz]^{-1}$$

$$A_R = [\tau C_R U_R \int_0^{\infty} \int \{ (\dot{\psi}^*(z) / \dot{\omega}_0)^2 + (\dot{\psi}(z) / \dot{\omega}_0)^2 \} dz]^{-1}$$

その他、 $\phi_0 = \arg[R(\omega)]$, $\epsilon_0 = -[\dot{\psi}_0^* / \dot{\omega}_0]$ であり、 ψ , ψ_0 は接線方向の変位、応力； μ , σ は法線方向の変位、応力； ω は上下変位を表わす。また ρ , α , β , C , U , k はそれぞれ密度、P波速度、S波速度、位相速度、減衰を表わす。

ここで議論する周期よりも非常に長い周期、例えば100から数百秒という波に対しては、瞬時に断層ができたと考え、上の計算で十分観測値を説明できることが分っている。しかし対象とする波の周期が短くくなればなる程、また地震が大きければ大きい程、地震断層の生成過程つまり移動震源の効果や、くい違いの時間間数等の影響を考慮しなければならない。移動震源の効果は、断層面全体に均等に力が分布していると仮定し、力の作用する時間が破壊速度に即連して場所によっておくれが生ずると考える。例えば移動震源の効果を下 (ω, ξ) とし、一方向割れ目伝播を考えてみる。

$$F(\omega, \xi) = \frac{1}{L} \int_0^L \exp\{i\omega(t - \frac{x}{v} - \frac{v-x \cos\theta}{c})\} dx \\ = \frac{\sin \xi}{\xi} \cdot e^{-i\xi} \cdot \exp\{i\omega(t - \frac{v}{c})\}, \quad \text{但し } \xi = \frac{\omega L}{c} (\frac{1}{v} - \frac{\cos\theta}{c}) \quad (2.4)$$

(ξ: 破壊速度, L: 断層の長さ)

のように解析的に求められる (Ben-Menahem, 1960)。但しこの場合は矩形断層を考え、深さ方向には同時にくい違いが生ずるとしている。

但し、 $v < c$ でなければならぬ。

また断層面でのくい違いは一定速度で生ずる、つまり時間間数としては簡単なランプ間数を考えている。後半の議論とも関連するが、くい違いが終了するまでの時間の大小が短周期側のスペクトルや波形に大きく影響する。くい違いの時間間数のフーリエ変換を $G(\omega)$ とすれば、観測されるべき表面波のスペクトルは

$$U(\omega) \cdot F(\omega, \xi) \cdot G(\omega) \quad (2.5)$$

で表わされ、理論記号は上式の逆フーリエ変換によって求められる。

3. 理論記号と東京における観測波形

過去東京で得られた強度変位記録を見ると、周期が10秒前後で波数の多い記録が幾つか存在する。これらの記録のうち3つの地震記録を選び、又、上述の理論解を用いてスペクトルあるいは波形の大きさを説明

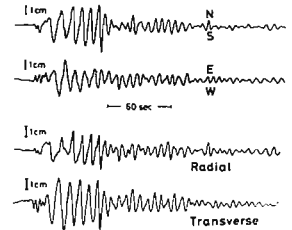


図2 伊豆半島沖地震の東京における実地動変位

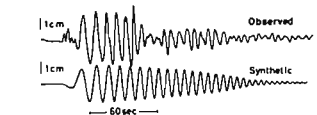
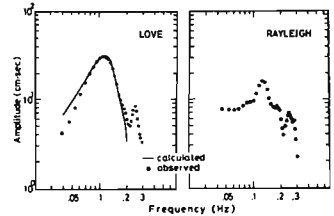


図3 伊豆沖地震・理論との対比 (Model 1の場合)

できないかという観点から以下の解析を行なった。

a) 1974年伊豆半島沖地震

板崎・川崎(1974)によればこの震源パラメータは、
 dip direction = $N45^{\circ}E$, dip angle = 90° , slip angle = 0° , $h = 20$ km,
 W (断層の中) = 10 km, 深さ = 8.3 km, $v_r = 2$ km/sec, bilateral
 (2方向割れ目伝播), rise time = 1 sec, $M_0 = 6.5 \times 10^{25}$ dyne-cm
 である。伊豆半島南端-東京間の地下構造は今の所明確にな
 っていない。そこで東京付近の地下構造-Model 1 (堀・他,
 1975), 伊豆半島付近のモデル, 関東北部のモデル等を導入し
 観測波の群速度の分散と各モデルの理論分散曲線と比較した
 (工藤, 1977)。その結果, 観測値とのずれが最も小さいのはModel 1で
 あり, とりあえずこのモデルを採用する。

以上のように震源パラメータと地下構造を与えると, 例えば東京 ($\Delta \sim 155$ km)
 での変位スペクトルを計算することができる。図3の実線が計算値であり
 波の到来方向の振動成分(右図)と直交方向の成分(左図)に分解した波形
 のフーリエスペクトルを●印で示してある。観測値のスペクトルは7点に
 よる三角型のwindowで移動平均をしている。図4右のRadial成分, つまり
 Rayleigh波と考えられる波の振中では他成分に比べて小さく, 精度時にも多少
 問題があるため, Love波に限って話を進めたい。Love波に関しては, 観測
 された値と理論的に求めた値とは, 周期5秒ぐらいから10数秒まで良く一致
 することが分る。

面波数領域ではかなり良い結果が得られたが, 最大振中・継続時間等を知る
 ために, 時間領域つまり理論地震記録を求めておくと便利である。上で
 求めたLove波のスペクトルの逆フーリエ変換(FFT)から求めるが, その際
 $0.04 \text{ Hz} \leq f \leq 0.25 \text{ Hz}$ の範囲のみ評価し計算を実行している。結果を図3
 下図に観測波形と次に示す。図から明らかのように, 始めの2~3波はと
 もかく, 後続相は振中・位相とも観測波形とは違った様子になる。これは
 理論計算で用いたModel 1が実際の地下構造と異なっているためである。そこで
 観測された群速度の分散を説明する地下構造を試行錯誤的に求めた。この構造モ
 デル(Model A - 図6参照)と観測された群速度は図4程度的一致をみている。
 Model Aを用いて再度, 理論スペクトル・地震記録を求めた。スペクトルは図5
 上図の如くであり, Model 1の場合と大差ない(長周期側で合致しないが, 遠距離
 での解を用いていることや, 地下構造の選び方に向題があるかもしれない。しかし
 ここでの議論の対象外の周期である)。また理論記録は図5下図のように求まり,
 Model 1に比べて, 大幅に改善されることが分る。

b) 1931年西埼玉地震

大森式長周期地震計で得られた記録(於本郷)理論記録を比較する。震央距離は70 kmで, 到来方向は約
 90° 異なっている。この地震の震源パラメータはAbe(1974)によって求められており,
 dip direction = $N116^{\circ}E$, dip angle = 80° , slip angle = 5° , $h = 20$ km, $W = 10$ km,
 $v_r = 2.3$ km/sec, bilateral, $M_0 = 6.8 \times 10^{25}$ dyne-cm, rise time
 = 2 sec, 深さ1 kmである。地下構造はModel 1とはほとんど同じであるModel Y(図6)
 を用い, a)と同様の計算を行なって, 観測記録と比較した(図7)。

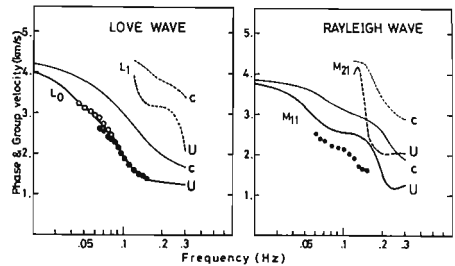


図4 Model Aによる理論分散曲線と観測値との対比
 ●は東京012観測における観測値

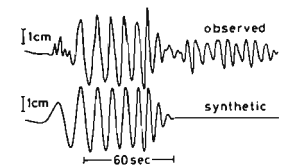
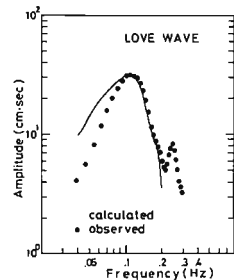


図5 Model Aを用いた時の理論値
 と観測値との比較(1974伊豆半島沖
 地震)

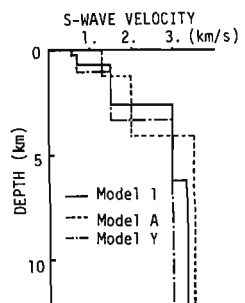


図6 理論計算に用いた波速度構造
 Model Yは堀他(1976b)による。

伊豆半島沖地震の場合と比べ短周期成分が多く含まれ(図7に示した観測波形は5秒より短周期を切っている), a)の時よりも一致する割合が低い, 断層の上端の深さを5kmとすれば, スペクトルの形, 最大振幅, 継続時間等のおおよその説明がつく. Abe (1974) による震源の深さ1kmという結果とやや差があるが, 今回は内部摩擦による減衰を考慮せずに, 震源の深さだけに任意性を持たせたためこの差が生じているものと思われる. 今後の検討項目としない.

c) 1930年北伊豆地震

この地震も大森式長期地震計による本郷での記録が残されている. 田中吉澤(1977)は, ドラムの回転ムラ等を考慮し, 実地動を再現している. ここではこの観測波形と理論地震記象との対比を試みる. 北伊豆地震の震源解については, 現代的な観点からの見直しに基づいたものは明確な形で公表されていないが, ここでは Geller (1976) が整理した値を採用することにする. 但し断層面は本多(1931)の値を, また破壊速度は伊豆半島沖地震と同じく2km/sを仮定した. 図8に観測波形および理論記象を示す. 理論記象は2つの地下構造モデル(Model A, Model 1)でそれぞれ unilateral, bilateral の場合を仮定して計算を行なった. 位相の対応が良くないが, 今村(1931)によれば, この地震は少なくとも4回の shock が連続したと識別され, しかも1番目の shock は後発の shock に比べて小さかったと推定されている. それを考慮すれば, 図8の理論記象は全体的に後にシフトされるので, 位相関係は多少改善される筈である.

ともあれ, 絶対時刻を問題にしなければ, 最大振幅, 周期等については大よその説明がつけられると言っても過言では行かろう. また継続時間については Model A と Model 1 との中間的値を考えれば良いが, 位相関係の問題も含め, 更に検討する意味がある.

以上の例により, 震源から観測点までの平均的地下構造を知り, かつ震源のパラメーターが分れば, 5秒より長周期の Love波に拘しては, 震源から比較的近距離の地点でも決定的に推量することが可能であることが分った. 但し北伊豆地震が最大のものであるが, 採用した地下構造や震源モデルには種々議論のあるところであり, 任意性や人工的操作をなるべく少なくした形で議論できるように考察は必要であろう.

4. 表面波の地震入力としての位置づけ(実体波との比較を通じて)

前節の議論が性質のや、異なる地震(例えば逆断層型)にも通用可能であれば, 将来起るであろう地震を予測し, 任意の地点での地動の予測を可能にすることを意味する. しかし将来起るであろう地震の震源モデルを求めには, ここでの議論とは別種の困難性が控えている. 前節で得た結果は過去に起った地震の記録をより所として始めて可能であったものであり, 将来起るであろう地震に対し, 前節程度の誤差で唯一の震源モデルを予測することは, 巨大地震に限ったとしてもやや無理があると言わざるを得ない. 決定的な地動の推定をどうして行なう場合には, 地震の起り方について幾つかの可能性(任意性)を持たせ, 数多くの計算例を出していく必要がある.

特定の地震が, かなりの精度で予測された時には上に述べた作業も耐震工学上重要なこととなる. しかし現状では始めから議論に幅を持たせて, 地震とそれによる地動の平均像を求め, や、長周期の地動に対する耐

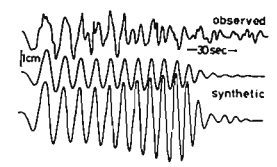
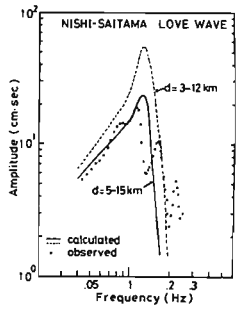


図7. 西埼玉地震の震源における観測記録と理論との対比. 理論波形の上端が震源深さ5-15kmの場合.

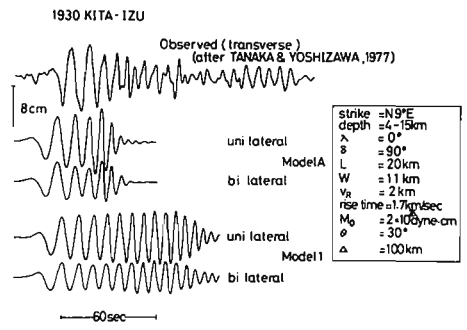


図8. 北伊豆地震の本郷(本郷)における観測波形と各種理論波形との対比.

震工学上の問題を吟味することが先決であろう。この種の方法は地震の SCALING の問題と密接な関係があるが実体波に関しては太田・鏡味(1976)によって議論されている。震源での平均値を求め、工学上考慮すべき周期の上限、加速度スペクトル強度、加速度振幅の下限等について考察したものである。ここではその考察・半実験式との相対的関係を求め、表面波の耐震工学上の位置づけを試みたい。ここでは比較のみを前提としているため、やむをしないと太田・鏡味の意とする点をそこねる面があるかもしれないが御諒解頂きたい。

実体波に關することや各種実験式(値)の導入の詳細は太田・鏡味(1976)を見ていただくことにし、比較に必要な部分だけを取り出す。また比較が明確になるよう、左側に太田・鏡味による実体波関係を、右側に表面波関係の式または量を書くことにする。仮定または導入する量が共通する場合には中間にその式または量を [] 付で書くことにする。また左側の () 内の数字は太田・鏡味(1976)中の式番号である。

《実体波(太田・鏡味による)》

《表面波(Love波)》

[Dislocation Source Model による加速度スペクトルは下のよう書ける。]

$$\ddot{U}(\omega) = R \cdot M_0 \cdot \{G(\omega) \cdot \omega^2\} \cdot \{F_0(\omega, \xi) \cdot \omega\} \dots (9) \quad \left| \quad \ddot{U}(\omega) = M_0 \cdot \{G(\omega) \cdot \omega^2\} \cdot F_s(\omega, \xi) \cdot \chi_L(\theta, \epsilon) \cdot A_L \cdot k^{1/2} / \sqrt{2\pi r} \quad (4.1)$$

$G(\omega) \cdot \omega^2 = \omega / (1 + \omega^2)^{1/2}$ であるから $\omega > \omega_c$, つまり $T < T_c$ の部分では $1/\omega$ と近似できる。 $|F(\omega, \xi)| = \sin \xi / \xi$, $\xi = \frac{\omega L}{v_r} (\frac{1}{\cos \theta} - \frac{c \sin \theta}{v_s})$ であるから, Vertical strike slip, $\theta = 90^\circ$, bilateral の場合は $F(\omega, \xi) \rightarrow 2\sqrt{2} v_r / \omega L^*$
 * (bilateral, bidirectional の場合は $F_s(\omega, \xi) = F_0(\omega, \xi) \rightarrow 4v_r / \omega L$ であるがここでは比較を主としているため $2\sqrt{2} v_r / \omega L$ を用いる。
 以上の近似から次の式が導びかれる。

$$\ddot{U}(\omega) \sim \frac{1}{4\pi\beta^3 \rho} \cdot M_0 \cdot \frac{1}{L} \cdot \frac{2\sqrt{2} v_r}{L} / r \dots (10) \quad \left| \quad \ddot{U}(\omega) = M_0 \cdot \frac{1}{L} \cdot \frac{2\sqrt{2} v_r}{L} \cdot \frac{v_r(\omega)}{v_s} \cdot \frac{1}{c_L} \cdot A_L \cdot k^{1/2} / \sqrt{2\pi r} \quad (4.2)$$

$\beta = 3.5 \text{ km/sec}$, $\rho = 2.5 \text{ g/cm}^3$ を仮定

$v_r = 3 \text{ km/sec}$ を仮定する。
 また上式に表われる震源パラメーターと M との実験式
 $\log T_c = 0.5M - 2.42 \quad (T_c = 2\pi\tau) \dots (8)$
 $\log M_0 = 1.5M + 16 \quad (\text{c.g.s})$
 $\log L_1 = 0.5M + 3.2 \quad (\text{cm})$
 を導入し, パラメーターを減らす。

従って加速度スペクトルは M と r で表わすことができる。

$$\ddot{U}(\omega) \sim 6.6 \times 10^{0.5M-2} / r \quad (r: \text{km}) \dots (11)$$

さらに東京での地表層による増幅を近似的に5倍(重複反射による)と考えると, 地表での加速度スペクトルが次のように表わされる。

$$\ddot{U}(\omega) \sim 3.3 \times 10^{0.5M-1} / r \quad (r: \text{km}) \dots (12)$$

(単位は cm/sec)

表面波は震源の深さが1つの重要なパラメーターとなる。

今地下構造を Model 1 と Model A と仮定して, $\frac{v_r(\omega)}{v_s} \cdot \frac{1}{c_L} \cdot A_L \cdot k^{1/2}$ を計算すると図9のようになる。図中の震源の深さ(h)は, 断層の幅の中点を意味し, 通常使われている震源深さとは異なる場合もある。Model 1 の $h = 10 \text{ km}$ の場合は $\frac{v_r(\omega)}{v_s} \cdot \frac{1}{c_L} \cdot A_L \cdot k^{1/2} \sim 1.5 \times 10^{-20.5} (\text{cm}^{1/2} \cdot \text{sec} / \text{dyne})$ と近似的に考え, M と r によって次のような加速度スペクトルの表示を得る。但し図9の値は基本(L_0)および1高次モード(L_1)を加えたものである。

$$\ddot{U}(\omega) \sim 5.1 \times 10^{0.5M-2} / \sqrt{r} \quad (r: \text{km}) \quad (4.3)$$

(単位は cm/sec)

[上式において値相に關する項は落してあり, 全て絶対値である。]

以上で一応実体波と表面波の比較ができたことになるが、実体波による加速度スペクトルの推定と表面波による場合との基本的な差異は、自明のことではあるが、前者が断層面からの距離に比例して減衰するのに対し、後者が距離の平方根に比例して減衰することである。後に示されるが、この差異がかなり重要なこととなる。また表面波の場合は、Excitation 係数とも呼ぶべき、震源深さに大きく左右される量 ($\frac{v_0}{c_0} \cdot \frac{1}{c_0} \cdot A_0 \cdot k_0^2$) が導入される。しかもその量は、例えば関東平野のように軟弱な厚い層が存在する地下構造では、震源の深さが $\pi \sim 3$ km 程度変わっただけで大きく変化する (例えば図7参照)。これらの点が実体波と表面波のスペクトル強度を推定する際に差異となって現われる。またExcitation係数に関連する量は図9から明らかになるように地下構造の選び方で相当違ってくるが、 $k_0 = 10$ km で考えるとすれば、Model 1 と Model A の差は無視できよう。

ところで先に、 k_0 は断層の幅の中点を意味すると書いたが、必ずしも厳密ではないので再度ふれておきたい。図9の計算値は点震源で求めたものであるが、断層の幅が大きくなり、震源が浅い場合には幅の中点に震源があると考えても悪い近似ではないという意味である。正確には断層幅にわたって積分しなければならぬ。問題となるのは断層幅が 100 km 近くにもなる thrust 型の巨大地震であるが、その場合は単純に幅の中点を震源深さとする試みにはいかない。むしろ断層面上端などの程度の深さが重要となろう。議論が複雑となるため、ここでは詳しく扱わないが、浅発地震の平均値としては $k_0 = 10$ km の時の Excitation を考えておけば平均値を得る上で十分であろう。

マグニチュード M と断層面からの距離 r の関係から規定される加速度スペクトル強度の半実験式を求める際にも、仮定を積み重ねてきたからいがある。そこで実際に観測・解析された結果と比較し、半実験式の妥当性を吟味したい。図10が実体波(実線)と表面波(鎖線)の加速度スペクトルに関する半実験式(前頁最終式)を、 M をパラメータとして図示したものであり、○印は過去東京で得られた S_w あるいは加速度スペクトルの周期 $\pi \sim 3$ 秒から 10 秒の範囲での最大値を示している。 S_w あるいは加速度スペクトルで表示されていない場合には、筆者の責任で S_w あるいは加速度スペクトル値に引き直してある。

加速度スペクトルの半実験式を導くために前提とした地震の型・方位・震源の深さ等が異なっている場合も含まれ、直接の比較は必ずしも適切ではないかもしれないが、ここで理解できることは半実験式が実際の場合の過大評価でも過少評価でもないことであろう。また強いて言うならば観測値は実体波よりも表面波による推定に調和的であると読める。

構造物への入力問題という観点から、太田・鏡味(1976)の考察に沿って表面波の場合に検討を加えたい。構造物の減衰係数が5%以下の場合は $\dot{U}(\omega) \sim S_w$ と近似でき、また加速度レスポンススペクトル S_a は $2\pi S_w / T$ に、ベースリア係数 B_0 は S_a / g に相当するとすれば、ベースリア係数を M と r および構造物の基本周期 T の関数として次のように書ける。

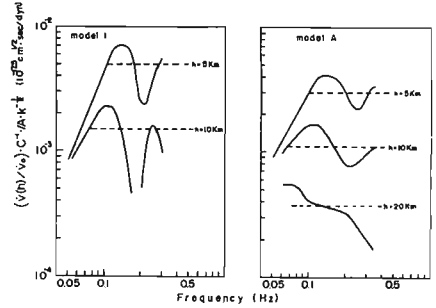


図9. 震源の深さをパラメータとした時の、Model 1 と A による $\frac{v_0}{c_0} \cdot \frac{1}{c_0} \cdot A_0 \cdot k_0^2$ の計算例(実線)。鎖線は近似的に直線と考えた時の値。

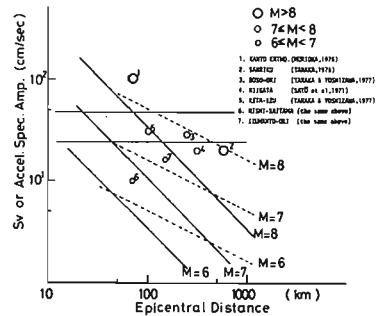


図10. 観測値(東京)と半実験式(12),(4.3)との比較
 実線: 実体波(12)式 鎖線: 表面波(4.3)式
 細い実線: $B_0 = (0.15 \sim 0.3) / T$ に近似的に対応 ($k < 5$ 倍)
 1. 関東地震 ($M=7.7, 8.2^\circ$) {森岡(1976)}, 2. 三陸 ($M=8.3, 2.5^\circ$) {田中(1977)}, 3. 房総沖 ($M=7.5$) {田中(1977)},
 4. 新潟 ($M=7.5, 7.4^\circ$) {佐藤・池(1971)}, 5. 11月巨 ($M=7.0, 7.1^\circ$) {田中・白根(1977)}, 6. 西端玉 ($M=7.0, 6.75^\circ$) {田中・白根(1977)},
 7. 11月巨沖 ($M=6.9$) * は M_0 (Geller, 1976)

$$B_s = 3.2 \times 10^{0.5M-4} / \sqrt{rT} \quad (4.4)$$

上式に対応する実体波の式は

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

これを建築学会高層建築技術指針(1973)でのベースシア係数と比較してみる。周期 $T > 1 \text{ sec}$ に限定すると、 $B_s \rightarrow (0.15 \sim 0.30/T)$ である。今 $B_s = 0.3/T$ とすると

$$3.2 \times 10^{0.5M-4} / \sqrt{rT} \leq 0.3/T \quad (4.5)$$

つまり

$$M \leq 5.9 + \log r \quad (4.6)$$

ならば耐震上問題となる地震動は期待されないことを意味する。

実体波からは

$$M \leq 4.31 + 2 \log r$$

が導びかれている。

この関係を図示したのが図11である。実線が太田・鐘味(1976)によって示されたものであり、鎖線が表面波の場合の、震源の深さ h をパラメータに、 $B_s = 0.3/T$ としたときに(4.6)式を M と r の関係で表現している。この図から読みとれることは、例えば $h=10 \text{ km}$ の鎖線が上限の実線と交わる $r \geq 50 \text{ km}$ では実体波より表面波を重視しなければならぬ点であろう。 M が8級になると $r \sim 200 \text{ km}$ 程度まで長周期構造物は危険側に属することになる。また $h=20 \text{ km}$ では全ての地震に対し安全側にあると読めるが、先にも述べたようにこれは必ずしも正しくない。先の震源深さの定義と若干異なるが、安全側をとって言うならば、断層の上端が 20 km 以深であれば表面波のことは忘れてさしつかえないと理解すべきであろう。

本小論は、表面波の実体波に対する相対的位置付けを試みたものであり、太田・鐘味(1976)が用いた震源モデル、各種実験式を前提として導びかれている。太田・鐘味(1976)が述べているように、得た結果には単純化や実験式(値)あるいはその組み合わせの際に生じた誤差を含んだものであり、当然表面波の場合も同様である。さらに表面波は実体波とは異なる波の伝播を扱うため、異種の誤差が入っていると考えるべきである。したがって上で得た結果にはかなりの幅をもってみる必要がある。但し、実体波と表面波の相対的位置関係は、震源モデルや実験式(値)が変わっても、大きくは変化しないと思われる。

太田・鐘味(1976)によって構造物の地震安全性の評価に関して、震源から構造物までの全過程を一貫して取り扱う一つの具体化が実体波に関して行われた。表面波に関しても全く同等の検討が加えられること、さらに実体波と同等あるいはそれ以上に耐震工学上の問題を含んでいるのではないかというのが本小論の一つの提案である。

5. おわりに

耐震工学で、表面波を十分考慮する必要があるのではないかとこの観点で小論をまとめた。始めに過去東京で得られた震央距離 100 km 前後の変位記録中の大変位が表面波(Love波)で説明されることを示した。周期5秒程度以上の波に関しては決定論的に取り扱い得ること、将来特定の地震がかなりの精度で予測された場合には、や、離れた点での表面波地震の予測をするための具体性が示された。但しRayleigh波に関してはまだ裏証されておらず、検討の必要性があること、さらに全体的に精度を上げる、より短周期の説明等の作業は残されている。

小論の後半で表面波の実体波との相対的位置付けを通じて構造物の耐震安全性に関して議論した。その一つの結論としては、浅発地震の場合、震央距離が 50 km 程度以上にになると、実体波より表面波が加速度スペクトルに大きく寄与する。言い方をかえると、ある構造物の耐震問題を検討する際に、もし最大級の地震($M > 8$)を

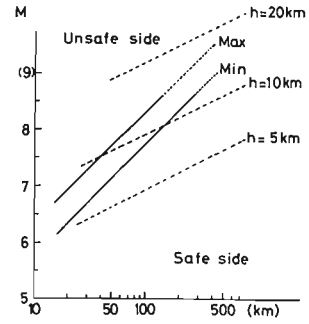


図11. 建築学会高層技術指針と M と r の表現による構造物安全性に関する検討。実線は実体波、鎖線は表面波の導びかれた。 h は震源の深さを表す。

20 km 以下で起る場合を想定するとすれば、震央距離 200 km 程度あるいはそれ以上まで耐震安全性の問題を検討する必要がある。

なおここでは時間領域での加速度振幅値あるいは波数の問題にふれなかったが、表面波の場合は震源距離との関係で、やや決定論的に波数を推定できそうである。機会があれば口答で報告したい。

田中・吉澤両氏から貴重なデータを提供していただいた。また解析を進める中で、嶋・太田・田中の各先生方から種々御意見をいただいた。ここに厚く御礼申し上げる。

参考文献

太田裕・鏡味洋史：耐震工学上考慮すべき地震波の周期の上限と振幅の下限，日本建築学会論文報告集，249(1976)。

孔山卓男：断層地震の波源モデル，関東50周年論文集，地震研究所，147-165(1973)。

Saito M. : Excitation of free oscillation and surface waves by a point source in a vertically heterogenous earth, Jour.Geophys.Res.,72,1967.

Harkrider D.G. : Surface waves in multilayered elastic media, Bull.Seism.Soc.Amer.,54,627(1964)。

Harkrider D.G. : Surface waves in multilayered elastic media PartII, Bull.seism.Soc.Amer.,60,1937(1970)。

Ben-Menahem A. : Radiation of seismic surface waves from finite moving sources, Bull.Seism.Soc.Amer.,51,401(1961)

松崎孝文・川崎一朗：1974年伊豆半島沖地震の震源過程，地震学会講演予稿集，№2(1974)

嶋悦三・柳澤馬住・座間信作・瀬尾和久：東京南部の基盤構造，地震学会講演予稿集，№2(1976)

嶋悦三・柳澤馬住・工藤一嘉・瀬尾和久・山崎謙介：東京の基盤構造 その2，地震研究所彙報，51(1976)

工藤一嘉：強震地動と表面波，オ14回自然災害科学シンポジウム(1977)。

Abe K. :Seismic displacement and ground motion near a fault; The saitama eartquake of September 21,1931, Jour.Geophys.Res.,(1974)

田中貞二・吉沢静代；やや長周期帯における地震動の特性(1)，オ14回自然災害科学総合シンポジウム(1977)。

本多弘吉：北伊豆及び伊東地震の初動並に記象に就て，気象集誌，オ2輯，9巻，7号(1931)。

今村明恒：北伊豆大地震の計測学的研究，地震研究所彙報，9(1931)。

森岡敬樹：1923年関東地震の地動，オ4回地盤震動シンポジウム資料集(1976)。

田中貞二：東京で観測された長周期地動，オ4回地盤震動シンポジウム資料集(1976)。

佐藤泰夫・小竹美子・嶋悦三：強震記録の解析と構造物レスポンス，地震，2，24(1971)

Geller R.J. : Scaling relations for eathquake source parameters and magnitudes, Bull.Seism.Soc.Amer.,66,1501,(1976)。

I—3 最大地震動の予測

建築研究所 服部定育

§1. 緒言

ある地点での料来の地震動を予測することは、建築土木工学等で耐震を考慮する際、第1に重要なことである。最も理想的な場合は、任意の地点の、はつきり定義された基盤面への地震入力に関し、時期および波形(最大振幅、振動継続時間、波動の種類、振動数特性、位相特性)が正しく予測できることである。更に、基盤面より上の地盤特性が、正確に知られており、地表での地震動が求められることである。このことは、Fig.1 に示した

$$\{f(t_{sn})_{BP}, t_n\} \cdot \{G_p\} = \{f(t_{sn})_{sp}, t_n\} \quad (1-1)$$

を正確に得ることを意味する。

しかし、これは、このようであれば理想的で言うことがないという場合で、現在実現できるものではない。そのため、従来これに、より近いものを求めようとする試みがなされてきた。具体的には①過去の地震資料(Magnitude, 震源位置)② Attenuation model (Magnitude M , 震源距離 R の地震によるある地点での最大地震動 A_{max} を示す式)③ 過去のある期間における、多くの地震それぞれに対するその地点での最大地震動を求め、その頻度分布より、ある Return period T_r での最大地震動の期待値を求めること、等を実行することである。このことは上述の理想的な場合と比べると、(1) 地震の発生時期 t_n を指定する代わりに Return period T_r を用い (2) 発生時期 t_n の地震波形を、時間軸 t_{sn} によって示す代わりに最大地震動を用いることに相当する。

この方針には、以下の2つの問題点がある。(a) 過去の地震活動を反映させることによってある Return period 内の平均的最大値を与えているのみで、地震の発生の時期に関しては全くふれていない。(b) 地震資料が不確かな場合、あるいは、資料期間が短い場合には大きな誤差を伴い、事実上、期待値を求めることができないことがある。

§2. 解析例

従来行われた解析例を紹介する。特に前節で述べた問題点(a),(b)を解決しようとした試みについてもふれる。

2-1. 日本の場合

日本では、河角による研究をはじめとして、いくつかのこの種の研究がある。ここでは、著者[1,2]の行った解析例を中心に述べる。

2-1-1. 地震資料

現在、日本で利用できる地震資料は、*1表のように区分できる。*1表の資料I~Vは、質・量の観点から資料A〔I+II〕と、資料B〔III+IV+V〕に大別できる。

日本付近というようになかなか広い地域において、しかもかなり長い期間を考れば、地震活動は、ほぼ定常であると考えられる。すなわち、Ocean floor spreading の考えに立てば、全地球的で、きわめて長期間存在するであろう plateの動きにより供給される地震 energyは、きわめて定常的であろう。したがって、もし、問題にしている期間に発生した地震が資料としてほぼ完全に含まれているならば、Accumulative energy curve の勾配はほぼ一定になるはずである。ところが資料Aは資料Bに比し、年平均の資料数が少く、したがって年平均の Energy も小さい。

資料Aは(i)古文書に見られる被害地震の記録から求められたものであること、および(ii)それらの記録を残した時代の人口分布は、きわめてかたよったものであること等に注目しなければならぬ。すなわち、資料Aは(a)量において少いのみならず、(b)精度も低く、(c)資料の分布そのものが、地域的に偏ったものであることが推測できる。その他の検討の結果、著者は、資料Bのみを用いた。資料Bの期間は、地震活動が定常とみなし

得るに十分な長さとは言いがたい。しかし、この資料Bのみを用いる欠点は、資料Aを含ませることの欠点より小さいと考えたからである。

資料Bも、資料Ⅲと資料Ⅳ、Ⅴでは、質的に同じではない。資料Ⅲの Magnitude は、いくら変更する必要がある。具体的には、以下の修正を行った。

期間 1896 - 1915 ; $M_m = M_o - 0.6$

期間 1885 - 1896, 1916 - 1925 ; $M_m = M_o - 0.5$

(M_m ; 修正後の Magnitude, M_o ; 修正前の Magnitude)

2-1-2 Attenuation model

地震資料に与えられている Magnitude, 震央(源)距離から、任意の地点(地表、基盤面)での最大地震動を計算する必要がある。これに関する提案は従来多い。

これらの中から金井による基盤における速度スペクトルを与える式を用いた。理由は以下の通りである。

(i)日本列島全体を取扱うような一種の Macrozoning のためには、基盤における値を示すことにより、た方が地表における値を示すより合理的である。地表における地震動は、地盤特性により大きく影響され、またその地盤特性は、地域的に変化の多いものである。故に、 M と R のみを含む一つの式と、地震活動とから、地表の地震動の地域的分布を求めるのは無理である。

(ii)金井は Magnitude M および 震源距離 R と最大地震動との関係を、坪井の Magnitude を求める式より導いた。一方、日本列島の地震の Magnitude は、坪井による方法を基本として気象庁により決められている。故に、金井の式を用いるということでは、 $M_T = f(A_R, R)$ (M_T ; 気象庁 Magnitude, A_R ; 金井の式における最大地震動)より変換した $A_R = F(M_T, R)$ を用いることで A_R と M_T には連続性がある。

(iii)金井の式は Magnitude と最大振巾の周期 (T_m) との関係を用いて、周期をも考慮した形になっている。すなわち ($0.05 \sim 0.2 \text{ sec}$) $< T < T_m$ ($T_m > 5 \text{ sec}$) の間では Velocity (fine) は周期によらず一定であり、一方 A (gal), D (cm) は、この周期範囲でも周期の関数となっている。故に、最大地震動の予測値は Velocity type で示せば、ある再現期間に対しては、1つの map で周期をも考慮したことになる。

2-1-3 最大地震動の予測

地震資料, Attenuation model により任意の地点で、それぞれの地震に対する最大地震動が求められる。その頻度分布に Gumbel の漸近分布を適用した。これは次式で示される。(Fig. 2は §2-1-1, 2, 3 より作られた)

$$\Phi_n^{(3)}(x) = \exp \left\{ - \left(\frac{w-x}{v} \right)^K \right\} \quad (2-1)$$

(w ; Upper limit of largest value, K ; Shape parameter
 v ; Characteristic largest value.)

2-1-4 地盤特性

地表における地震動はその地点の地下構造に大きく影響される。短周期の地盤特性は浅い地盤に、長周期のそれは深い地盤に起因する。また、短周期の地盤特性は地域的に high frequency に変動し、日本全体の広い範囲で求めるには、多くの労力を要する。一方、長周期のそれは地域的にかなり low frequency で変化する。この点を考慮して、気象庁の観測点で得られた資料(多くの地震に対する最大振巾、周期などの資料)を用いて、長周期成分の地盤特性の地域的分布を試みに求めた。(Fig. 3)。

Fig. 2に例示した地震活動に基づき最大地震動の期待値と Fig. 3 の地盤特性を組み合わせれば、形式的には、長周期に関するかぎり地表における最大地震動の地域的分布を得ることができる。

2-1-5 Seismicity の時間的特性

前節までに、地震の発生時期に関する項は、全く含まれていない。すなわち §1で述べた問題点(a)は、そのまゝ残されてきた。本節で、これに関して考察する。

任意の地点の Seismicity の時間的特性を Accumulative energy curve (以後 AE-curve と記す)

を用いて推測する。前述したように、日本付近の地震資料で精度がよく、地域的均質性を期待できるのは1885年以後である。一方、大地震の Return periodは短くても数十年、長ければ数百年から数千年と言われている。したがって、上記の地震資料の期間は、いくつかの地域においては、大地震の Return periodを cover するに十分な程長くない。以下の解析及びその結果はこのような問題を含んでいることに留意しなければならない。

任意の地点PにおけるAE-curveは、その点を中心とする半径250km以内に起った地震を用いて計算する。半径250km以内の地震を取れば、P点での seismicity の大略は示し得るであろう。P点としては、日本全域に、緯度方向、経度方向 0.5° 毎に取られる。

ところで、1つの大地震が上記P点の250km境界のすぐ外で起ったとしよう。この時、この大地震はP点のAE-curveには全く影響しない。しかし、すぐとなりの(P±1)点のcurveには、その影響があらわれる。したがって、 0.5° すなわち約50km離れた2点でのAE-curveは、この大地震に関するかぎり大きな不連続を示すことになる。Seismicityの時間的特性は、地域的に急激には変化しないという観点から、この不連続は不自然である。これをさけるために、震央距離による2次元のWeightを掛けてAE-curveを計算する。

Fig. 4には、緯度方向、経度方向 1° 毎、しかも主として陸上部分の結果が示されている。例えば、北海道東方沖で①のa点($149^\circ E, 46^\circ N$)におけるAE-curveは図①のaに示されている。これは(i) 0.5° 毎に計算したすべてのcurveを示すと図が複雑になりすぎること(ii) 1° 毎でも充分地域的变化の様子がわかること(iii) 海上部分は別の機会に取り上げること、などを考慮した結果である。本図は期間1885~19751における日本付近の4次元の Seismicity mapと言えらる。

Fig. 4のAE-curveより各点での seismicity の時間的特性を以下の場合にわけて推定する。

(i) Typical な AE-curve の場合

AE-curveの upper limit と lower limit を示す直線が容易に求まり、Seismicityの(従って大地震の)周期 T_r が推定できる場合である。

ある地点の時刻tにおけるAE-値を $c(t)$ 、その時の upper limit, lower limit のAE-値を $C(t)_u, C(t)_l$ 、この地点の Seismicity の周期を T_r とする。またこの地点で予期される最大地震の energy は $C_0 = C(t)_u(t_c)$ と仮定する。現在 t_p より、次の大地震までの期間 T_c は、

$$T_c = \frac{T_r \cdot (C(t_p) - C(t_p)_l)}{C_0} \quad (2-2)$$

と書ける。今 Seismicity の時間的特性を示すものとして、

$$S(T)_p = \frac{T_r - T_c}{T_r} = 1 - \frac{C(t_p) - C(t_p)_l}{C_0} \quad (2-3)$$

なる量を定義する。 $0 \leq S(T)_p \leq 1.0$ であり、 $S(T)_p = 0$ は大地震の直後、 $S(T)_p = 1.0$ は大地震の直前を意味する。すなわち、 $S(T)_p$ が1.0に近い程、大地震に近いことになる。

上式で $T_r \cdot d$ という安全項を設けると、

$$S(T)_p = \frac{T_r - (T_c - T_r \cdot d)}{T_r} = 1 - \frac{C(t_p) - C(t_p)_l}{C_0} + d \quad (2-3)'$$

となる。これは、現在 t_p より、次の大地震までの期間を T_c ではなく $T_c - T_r \cdot d$ として $T_r \cdot d$ だけ短くしたことに相当する。 $d < 1.0$ であり、また $S(T)_p > 1.0$ の場合は $S(T)_p = 1.0$ として処理することにする。

(ii) Semi-typical な AE-curve の場合

AE-curveが(i)のように典型的ではないが、ある程度の規則性が認められる場合で、実際におおに多い。問題にしている統計年数が短かすぎるとか、AE-curve の変化が複雑すぎるとかの理由で着目している地点の Seismicity の周期 T_r はわからないが、無理をすればAE-curveの upper limit と lower limit を示す平行な直線が求められる、という場合である。(i)の場合と同じ parameter の定義を用いれば、

$$S(T)_p = \frac{C(t_p)_u - C(t_p)}{C_0} \quad (2-4)$$

を得る。安全項 d を考慮すれば、上式は

$$S(T)_p = \frac{C(t_p)_u - (C(t_p) - C_0 \cdot d)}{C_0} = d + \frac{C(t_p)_u - C(t_p)}{C_0} \quad (2-4)'$$

となる。(i)の場合と同様 $d < 1.0$ であり、 $0 \leq S(T)_P \leq 1.0$ であるべきなので $S(T)_P > 1.0$ の場合は $S(T)_P = 1.0$ として処理するものとする。但し前述したようにこの場合は T_p がはきりしてない事に留意しなければならぬ。

(ii) 全く規則性のない AE-curve の場合

AE-curve の upper limit 又は lower limit を示す平行線が描けない場合である。もちろん下もわからない。

この時は $S(T)_P = 1.0$ (2-5)

とする。すなわちいつもその地点で予想される最大地震が起る可能性があると考えられるわけである。

以上の方法で推定した $S(T)_P$ の日本付近全体の分布を Fig. 5 に示した。図の意味は以下の通りである。「ある地点の Seismicity の時間的変化(したがって大地震)がある周期でくり返されるとする時、現在はその周期の $S(T)_P$ だけ経過した時点である。」

2-1-6 結論

(i) 地震活動度に基づく、基盤における最大地震動の予測値 (Fig. 2), (ii) 地盤特性 (Fig. 3), (iii) Seismicity の時間的特性 (Fig. 5) について述べた。これらを組合せると、§1 に述べた理想的な地震動の予測の代用をさせることができる。すなわち、以下の対応が可能となる。

$$\begin{matrix} (f(t_{sn})_{op}, t_n) & (G_p) & = & (f(t_{sn})_{sp}, t_n) \\ \uparrow & \uparrow & & \uparrow \\ \text{[Fig. 2]} & \text{[Fig. 3]} & & \text{[A]} \\ & & & \text{[B]} \end{matrix}$$

上の(A)と(B)には慎的に大きなへだたりがあり以下の点に留意しなければならない。(i) Fig. 2は最大値のみを問題にしており、実際の波動とはほど遠いものである。(ii) Fig. 5はある地点での多くの地震の発生時期 t_n ではなく、その地点で起るであろう大地震の時期を、きわめて不確かな周期との関係において示しているにすぎない。

(iii) Fig. 3は長周期に関するものであり、短周期の地盤特性には全くふれられていない。

2-2: 外国の場合

多くの解事例があるが、C. Oliveira [3] の場合を中心に述べる。

2-2-1 Introduction

地震の Source area S と最大地震動を予測しようとする地点 P を考える。これは最も単純な場合で、一般には S は複数であり、又 P は1つの地点ではなく、広がりを持つ Area と考えてよい。

Source area S における地震の発生は、(i) 時間的には Poisson process によるものとし (ii) Magnitude 頻度分布は Gutenberg - Richter の式によるものとする。このような発生機構の地震による地点 P での地震動の推定は Attenuation model による。更に地点 P での、ある Return period に対する最大地震動の期待値は Extreme value fitting により求められる。以上がこの方法の概略である。

2-2-2 Bayesian approach [4]

§2-2で述べた日本の場合は、地震資料が比較的多く、その精度もかなりよい。しかし、世界の多くの地域では、過去に地震が起り、将来も起ると予想されているにもかかわらず、しかるべき期間の地震資料がないことが多い。これは §1 で述べた問題点 (b) であり、その1つの解決策として、Bayes の定理の応用が考えられる。

Bayes の定理を次のように変形する。

$$f'(x; \lambda_j) = k h(\lambda_j) \cdot \text{Prob}(x/\lambda_j) \quad (2-6)$$

ここで k ; normalizing constant, λ_j ; 地震発生 of mean rate (random variable), x ; 単位時間内の event 数 (統計資料), $h(\lambda_j)$; random variable λ_j の prior distribution, $\text{Prob}(x/\lambda_j)$; λ_j が与えられた時の x の probability, $f'(x; \lambda_j)$; x が起った時の λ_j の posterior distribution.

例えば、 λ_j が与えられた時の時間 t 内の event r の probability を Poisson process

$$\text{Prob}(r) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^r}{r!} \quad (2-7)$$

また、 λ の Prior probability を Gamma 分布

$$\text{Gamma}_{r,t}(\lambda) = \frac{e^{-\lambda t} \lambda^{r-1} t^{r-1}}{\Gamma(r)} \quad (2-8)$$

とすると、 λ の posterior probability は、

$$\text{Gamma}_{R,T}(\lambda) = \frac{e^{-\lambda(t+t')} \lambda^{r+r'} (t+t')^{r+r}}{\Gamma(r+r')} \quad (2-9)$$

となる。ここで $R=r+r'$, $T=t+t'$ である。 λ の prior な平均値 $E(\lambda)$ を何らかの方法で仮定すると

$$t' = \frac{r}{E(\lambda)}, \quad r' = \frac{1}{c^2(\lambda)} \quad (c^2(\lambda); \lambda \text{ の prior な変異係数}) \quad (2-10)$$

が求まる。時間 t 内の event 数 r という統計資料を用いると、 λ の posterior な平均値 $E(\lambda)$ および、その変異係数 $c^2(\lambda)$ が次式のごとく求まる。

$$E(\lambda) = \frac{r+r'}{t'+t} \quad c^2(\lambda) = (r'+t)^{-1/2} \quad (2-11)$$

上記の例で、§1 に述べた問題点 (b) が一見解決されたようにみえる。しかし、地震の発生過程を Poisson process によっていることなど、考慮すべき点が残されている。

2-2-3 Attenuation model

従来、外国で提案されている Attenuation model の 2, 3 を以下に示す。

$$\text{Mc Guive [5]; } y = b_1 10^{b_2 M} (R+25)^{-b_3} \quad (M; \text{Magnitude, } R; \text{震央距離, } b_1, b_2, b_3; \text{定数}) \quad (2-12)$$

$$\text{C. Oliveira [3]; } y = b_1 e^{b_2 m} [f(R)]^{-b_3} \quad (m; \text{Magnitude, } R; \text{震央距離, } b_1, b_2, b_3; \text{定数}) \quad (2-13)$$

$$\text{H. B. Seed, et al; } a_1 = a_0 \frac{[F_E F_D]}{[(F_E + \pi R) F_D + \pi R F_E + 2\pi R^2]} \quad (2-14)$$

(a_0 ; fault break での振幅, a_1 ; 距離 R での振幅, F_E, F_D ; strike, dip 方向の fault の長さ。

$R_1 = \sqrt{D^2 + d^2}$; fault 上の最も近い点への距離, $D; d$; fault 上の最も近い点への水平, 垂直距離)

2-2-4 Extreme value fitting

前述した Seismicity と Attenuation model を適用して、最大地震動に関する次の式が得られる。

$$P_y = \int_R [P_y | R] f(R) dR = \int_R P_r [Y > y | R] f(R) dR = e^{\sigma m_0} \left(\frac{y}{b_1}\right)^{-b_2/b_3} E[R^{-b_3/b_2}] \quad (2-16)$$

ここで、 $P_y | R$ は R が与えられた時、 y を越える最大地震動を生ずる probability であり、 P_y は space randomness を考慮した時の値である。また $E[R^{-b_3/b_2}]$ は R^{-b_3/b_2} の平均値である。

ある地点で $Y \geq y$ となる event は、 $P_y \lambda$ という年平均値を持つ Poisson arrival process に従うとする。この時、年平均の最大地震動の累積分布は次式となり、Extreme value fitting を行うことができる。

$$G_Y(y) = P_r [Y \geq y] = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{e^{-\lambda} \lambda^k}{k!} [F(y)]^k = \exp[-\lambda e^{\sigma m_0} \left(\frac{y}{b_1}\right)^{-b_2/b_3} E(R^{-b_3/b_2})] \quad (2-17)$$

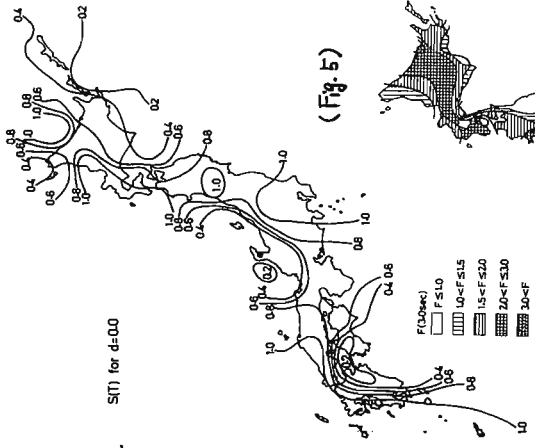
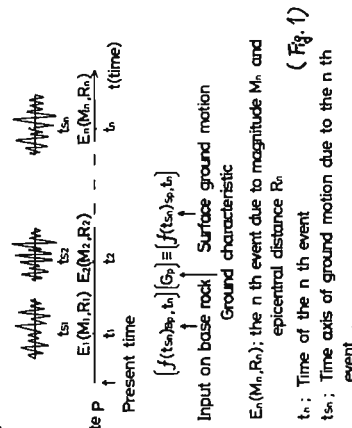
§3. 結論及び今後の問題

§2 で述べた解析例は、Fig.1 に示した理想的な解に 1 歩でも近づこうとする試みであり、いずれも実用的要求をある程度満たすという点で意味がある。しかし代用品ではなく、より理想的なものを得るべきであり、現在解明されつつある震源メカニズム、地震予知技術等はそれを可能にすると考えられる。§2 までは、問題を地表面 (又は基盤面) における最大地震動の予測」という範囲に議論をしばってきた。しかし以後は「地震という自然現象の人間社会に及ぼす影響」というくらいまで視野を広げる。今後検討すべきと考えられる項目を以下に示す。

(i) この種の研究 (以後 Risk analysis と呼ぶ) は、地域毎に行われるべきである。ここで、地域とは地震発生又はその影響という観点から、同一に取扱われ得る範囲を意味する。これを単位地域と呼ぶことにする。(ii) 単位地域に、ある Level 以上の影響を及ぼすであろう地震の内、現在から数えて N 番目の地震の時期及び断層モデルの予測が行われなければならぬ。これは地震予知そのものであるが Risk analysis のためには、これら (時期、断層モデル) を何らかの確率モデルで表わす必要がある。(iii) 単位地域内の地盤特性、特にその地域的分布を知る必要がある。(iv) 上記 (ii) で問題にした地震は主震を念頭においている。現実の被害は必ずしも主震のみによるとはかぎらない。主震よりも余震の方が、単位地域への影響が大きい場合もありうる。特に主震により単位地域がある程度被害を受けている場合には、主震と同等又はそれ以上の影響を持つ余震の被害は極めて大きいと言わねばならない。そのために、余震の空間的分布の規則性を検討すること及びそれを何らかの確率モデルで表現する必要がある。余震の時間的分布、Magnitude 分布に関する配慮の必要なことは言うまでもない。(v) (ii) で述べた断層モデルに基づいて Attenuation model が改良されなければならぬ [6]。(vi) 上記 (ii)-(v) により

source-path-地盤を考慮した単位地域内の地震動の地域的分布を予測することができる。次は、この地域内の各種構造物、避難場所、道路、人口等の分布と予測された地震動の分布から被害(人命の損失、経済的損失)が予測されねばならない[8]。(vii) 予想される損失と上記各種の分布を再配置ないしは、再構成するための費用とを考慮して、最適の配置がなされるべきである。(viii) 問題としている単位地域のみ一回目の地震に対する予測ないし対策は(i)-(vii)で一応完了する。次は予想される2回目以後の地震に対し、(i)-(vii)を行わねばならない。言うまでもなく1回目の検討が役立つ項もあるし、1回目よりroughに検討すればよい項目もある。(ix)別の単位地域に対し(i)-(vii)を行う。これを必要なだけくり返せば「地震動の予測とその対策」を日本全体に行うことができる。

- 参考文献 (1) 服部定育, 建築研究報告, No.81
 (2) Hattori, S., Bull. IJSEE (3) Oliveira, C., EERC 74-1 (4) Esteva, L., 4th WCEE (5) McGuire, R.K., Mass. Inst. Technol. Cit. Eng. R.74-51
 (6) Schnabel P.B et al., EERC 72-2.
 (7) Borges, J.F. et al., III ECEE (8) Oliveira, C., EERC 75-3.



(Fig. 2)

(Fig. 3)

震 害	震 害 I	震 害 II	震 害 III	震 害 IV	震 害 V
震 害	415-1572 (1.31 震害) ① 震害 I (1) ② 震害 I (2) ③ 震害 I (3) ④ 震害 I (4) ⑤ 震害 I (5)	1873-1874 (1.2 震害) ① 震害 II (1) ② 震害 II (2) ③ 震害 II (3) ④ 震害 II (4) ⑤ 震害 II (5)	1883-1884 (1.1 震害) ① 震害 III (1) ② 震害 III (2) ③ 震害 III (3) ④ 震害 III (4) ⑤ 震害 III (5)	1924-1925 (1.3 震害) ① 震害 IV (1) ② 震害 IV (2) ③ 震害 IV (3) ④ 震害 IV (4) ⑤ 震害 IV (5)	1981-1982 (1.3 震害) ① 震害 V (1) ② 震害 V (2) ③ 震害 V (3) ④ 震害 V (4) ⑤ 震害 V (5)
震 害	① 震害 I (1) ② 震害 I (2) ③ 震害 I (3) ④ 震害 I (4) ⑤ 震害 I (5)	① 震害 II (1) ② 震害 II (2) ③ 震害 II (3) ④ 震害 II (4) ⑤ 震害 II (5)	① 震害 III (1) ② 震害 III (2) ③ 震害 III (3) ④ 震害 III (4) ⑤ 震害 III (5)	① 震害 IV (1) ② 震害 IV (2) ③ 震害 IV (3) ④ 震害 IV (4) ⑤ 震害 IV (5)	① 震害 V (1) ② 震害 V (2) ③ 震害 V (3) ④ 震害 V (4) ⑤ 震害 V (5)
震 害	① 震害 I (1) ② 震害 I (2) ③ 震害 I (3) ④ 震害 I (4) ⑤ 震害 I (5)	① 震害 II (1) ② 震害 II (2) ③ 震害 II (3) ④ 震害 II (4) ⑤ 震害 II (5)	① 震害 III (1) ② 震害 III (2) ③ 震害 III (3) ④ 震害 III (4) ⑤ 震害 III (5)	① 震害 IV (1) ② 震害 IV (2) ③ 震害 IV (3) ④ 震害 IV (4) ⑤ 震害 IV (5)	① 震害 V (1) ② 震害 V (2) ③ 震害 V (3) ④ 震害 V (4) ⑤ 震害 V (5)
震 害	① 震害 I (1) ② 震害 I (2) ③ 震害 I (3) ④ 震害 I (4) ⑤ 震害 I (5)	① 震害 II (1) ② 震害 II (2) ③ 震害 II (3) ④ 震害 II (4) ⑤ 震害 II (5)	① 震害 III (1) ② 震害 III (2) ③ 震害 III (3) ④ 震害 III (4) ⑤ 震害 III (5)	① 震害 IV (1) ② 震害 IV (2) ③ 震害 IV (3) ④ 震害 IV (4) ⑤ 震害 IV (5)	① 震害 V (1) ② 震害 V (2) ③ 震害 V (3) ④ 震害 V (4) ⑤ 震害 V (5)

(Fig. 4)

(表1)

I-4 地中地震観測

東大地震研究所 田中貞二
建設省建築研究所 北川良和

1. はじめに

わが国における地中地震観測の歴史は古く、昭和9年東京丸の内において、深さ20mの井戸底と地表との比較観測が行われたものが最初である。¹⁾この観測では、石本式加速度計が使われ、地表と地中の加速度振幅比、地盤の卓越周期などが論じられている。しかしながら当時の機械式地震計では、観測場所が井戸、地下室、トンネルなどに限られ地中地震観測の発展に決定的困難をもたらしたことはやむをえない。

昭和23年に始められた日立鉱山の地下坑道(-450m)における地震観測²⁾は機械式地震計による最後の地中観測であると共に、岩盤中の地震観測という点で画期的な意義をもつものであった。昭和20年代には末だ電磁地震計にたいする信頼性が低く、計器の同発振階であった。30年代に入って地盤調査用のボーリング孔を使って、地中での地震観測を行なうことが計画され、このための地中地震計(換振器)が開発された。³⁾その結果、任意の場所と深さにおける地震動の観測が精度よく、かつ比較的容易にできるようになった。その後、地盤と地震動特性との関係を説明することの必要性にたいする認識が高まると共に、工学分野における地中地震観測の重要性が増すに至った。特に、昭和40年前後からは高層建物、原子力施設、長大橋などの大型重要構造物の建設計画に伴い、敷地地盤を対象とした地中地震観測が活発となった。また、地盤-建物相互作用の解明と目的とした建物および地中の地震動同時観測もこの頃から実施されるようになった。⁴⁾

日本における地中地震観測は最近まで、地震工学分野の独壇場の感があり、諸外国には例をみないほどに発展した。このような事情を背景に、日本における地中地震観測の概況が関係各機関の協力のもとにまとめられ、IAEE国内委員会によつて、才4回以後、毎回の世界地震工学会議の際に紹介されている。⁵⁾学会等で発表されたもの为主体とするこれらの資料によれば、地中地震観測の実施箇所数は1968年44箇所、1973年75箇所、そして1976年には97箇所増加している。未発表のものを含むと、現在の観測箇所数は200箇所以上に達するものと推測される。このように、地中地震観測が広く普及する一方、地震計をはじめとする観測システム、観測方法や解析方法の進歩・改良は著しく、1箇所多点観測の傾向と相まって、地中における地震動の性質、地震時の地盤特性、構造物と地盤の相互作用などに関して多くの研究成果が得られてきた。

2. 地中地震観測の目的

現状では、工学分野における観測目的と、地震学分野のそれとはかなりちがっている。工学分野では、地表付近の比較的浅い地盤中における地震動の性質を知る必要から観測が始まったのに対して、地震学分野では地上の雑音や地盤震動による擾乱から逃れるために深い地中での観測が要求されたといえよう。例えば、1950年代にアメリカで始まった地下核実験探知用の高感度地中地震観測(-3000m以上)や最近の地震予知に関連する微小地震観測(例えば岩碓の-3510m)などが地震学分野での地中観測の代表的な例である。

工学関係でも最近はその紀層のような比較的硬い地層にまで観測点を下ろし、また古生層岩盤中での地震観測が積極的に行なわれるようになってはきたが観測目的は従来とそれほど違わないようにみえる。地中観測の直接目的をこれまでの実施例についてみると、その概要は以下のようである。

- (1) 地震動加速度の深さによる減少率および地震波形の変化をしらべ、構造物の基底部に伝く地震動の大きさおよびスペクトル特性(または波形)を推定する。
- (2) 適当な深さにある顕著な地層境界面に着目し、より上部の地表層による地震波の増幅特性をしらべる。
- (3) 構造物、杭、地中埋設物などの地震応答と、地盤中の地震動との相互関係としらべる。
- (4) 水平方向のArray(群列)観測により、水平面内における地盤構造の変化による地震動特性の変化、および地震波の水平方向の伝播特性をしらべる。また地中に埋設された線状構造物の部分的な地震応答特性と、

その位相関係をしらべる。

(5) 比較的軟かい地盤の影響を受けない岩盤中における地震動の特性をしらべる。

(6) 互に適当な距離をもち、かつ共通な基盤に観測点を置いた数個所の地中観測点を設け、比較的広い地域の平均的な地震波播特性をしらべる。

これらうち、初めのいくつかは初期からの研究課題であるが、後のいくつかは比較的最近のものである。これは地中地震観測の目的が、地盤振動に関連した諸現象の解明にとどまらず、基盤での地震動特性、伝播経路の波動伝達特性へと、次第に震源に何って進みつつある入力地震動研究の最近の傾向を反映したものであろう。

3. 地震観測システム

ここでいう地震観測システムとは、観測計器、観測点配置、付属設備の全体を総称する。一般に地震観測システムは個々の観測目的に適合するように計画されれば十分であり、経済的な問題との関連から特に計器については必ずしも最新最高のものを必要とするとは限らない。以下、最近の資料⁶⁾によって項目別に現状を紹介する。

3-1. 観測対象

沖積および洪積地盤における観測が圧倒的に多いことは、都市域での観測が大部分であることから当然である。堆積層が比較的薄い地域では基盤岩中に観測点を設けた例もある。日立鉾山地下杭道での観測⁷⁾などは意欲的な観測例の1つであろう。地盤のみでなく構造物を含む同時観測が全体の約半数に達しており、地盤-構造物相互作用の解明が依然として重要な研究課題であることを示している。この場合、建物内および直下の地中に加えて、建物振動が無視できると考えられる距離で地盤中の観測を同時に行なう例が多い。

建物からの距離は、観測目的、建物の大きさ、敷地の状況などによって異なるが建物幅の2倍以上にとる例が多い。一方、突地盤中に設置されたモデル建物を対象とした地中地震観測も数例を数えている。この場合、振動実験、常時微動測定、地盤の弾性波速度測定などと共に、総合的な試験、観測の一部として地震観測が行なわれている。

3-2. 地中における観測点の配置

地中での観測点の数や位置は、観測目的によって決まるものであるが、経費面の制約あり、必ずしも理想的な配置を実現できないのが実情であろう。一般に、観測点位置を決める方法として、

- 1) 問題とする周期範囲を決定する。
- 2) ボーリン資料(柱状図およびN値)から推定した各土層のS波速度(る波検層があればその結果)から $T = \sum \frac{4H_i}{V_i}$ によって問題とする周期に対応する深度を推定する。
- 3) 上記の深度を参考にしてS波速度比あるいはN値の比が十分大きい地層境界面を最深点として、地表との間になるべく密に(地表に近いほど密に)観測点を設定する。途中で顕著な地層境界がある場合はその位置と選ぶ。

学会等に発表されている実施例をみると、最深観測点はいかにもN値50以上の

地層または岩盤が選ばれている。地表を含めた観測点の数は表1のように分布しており、3~4点の同時観測が全体の約50%弱と多く、7点以上の例は少ない。最深点の深さは地盤構造にも依るが参考までにその深さ分布をみると表2のようになる。形式的にみると20m以浅が50%強を占め、比較的浅いものが多い。図1に地盤と建物の同時観測における測点配置の例⁴⁾を、図2にモデル建物における例⁸⁾を示す。

表 1

観測点数	個所数百分率
1~2	23.4 %
3~4	45.3
5~6	19.5
7~8	6.7
9以上	5.3

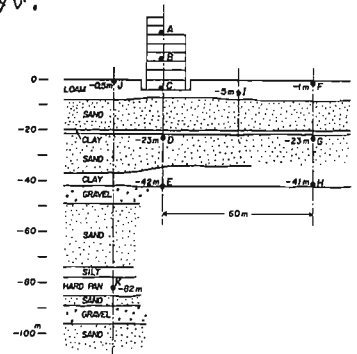


図1 地盤-建物同時観測の例

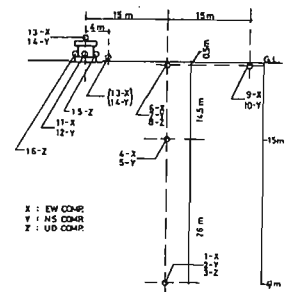


図2 モデル建物の例

表2は7頁にあり

3-3. 観測量

表 3

表3に示すように地震動の加速度を観測している場合が全体の85%強に達する。これは1968年当時とほとんど同率であり、工学的には依然として加速度が重要視されていることを示す。しかし、最近の傾向としては、観測目的の多様化とも関連して加速度と同時に速度または変位の観測を行なう例が増えている。

観測量	箇所数比率
加速度	86.7%
速度	8.3
変位	5.0

3-4. 地震計システム

電磁地震計システムの主体は、換振器(Pick-up)、増幅器(または減衰器)および記録装置から構成される。地震計の総合特性はこれら各部の特性、性能によって決まり、したがって、記録波形の質がきまってくる。これにたいして、起動装置(スターター)、遅延装置、刻時装置などは元来、付属装置として考えられ、あまり重要視されないで来たが、工学分野でも地震動を波動としてとらえる必要性が高まってきたので、これらは記録そのものの質を向上するうえで不可欠のものとなりつつある。個々の機器について詳しく述べる余裕はないが、使用例を中心にその概要を紹介する。

地震計ピックアップ 主として、可動コイル型とサーボ型のものが使用されている。サーボ型は性能のよさから広く使われるようになったが、可動コイル型は多年に亘る実績があり捨て難いものがある。サーボ型は振子がほぼ零位置に保たれた状態で加速度出力が得られる"Zero method"の原理を用いている。したがって、大きい加速度にたいしても振子のバネ系や電圧変換部に非直線歪を生ずることがなく、また振子と変位位置に及ぶフィードバック作用が、等価的に振子系の固有振動数を高めることになり高域における周波数特性が改善される。振子の動きを検出する方法に、変位検出型と速度検出型があり、前者は0~300 Hz程度まで平坦な周波数特性をもつものが市販されている。また、位相特性が優れ、感度や分解能も高い。可動コイル型の特長は、構造が簡単で劣化部分が少なく、長期の安定性に優れており、直線性に留意して設計されたものは実用上十分な性能を有する。これは振子と過減衰($\tau > 10$)にして速度型とし、さらに電圧変換により加速度出力を得る方式のもので、周波数特性は0.3~30 Hz程度であるが、サーボ型を使用した場合でも長期観測にたいする安定性を考え、総合特性としてはこの程度にしたものが多い。

増幅器および記録装置 増幅器を用いない直結型もシステムの簡便さが買われてしばしば用いられている。増幅器使用のものは記録のダイナミックレンジを拡大するため種々の工夫(ログアンプ、オートゲインコントロールアンプ、バイナリーゲインアンプ、etc.)が行なわれている。一般には簡単な自動感度切替機能も付加したものが多く、この場合、1/3のレンジ切替と2段用いると約20 dbのレンジ拡大ができて有利である。

記録装置としては、記録の処理能率の面から光学記録に代ってアナログ磁気テープ記録が増えてきた。使用例では14 ch, 18 chという多成分データレコーダも用いられている。しかし、アナログレコーダのS/N比は40 db程度と低いので、ICメモリーを用いた遅延を行なうと共に、遅延時間内に発生した最大振幅の大きさによって出力のレベルを自動調整したのち、データレコーダに送り込む方式のものも実用されている。いずれの場合にもモニター用のアナログ記録装置(熱ペン式、無現像マシン、etc.)を付加する必要がある。デジタル記録によれば広ダイナミックレンジの記録が容易で、160 dbのものも市販されている。使用例では80 db程度のものが実用されている。このようなデジタル技術の進歩によって、広ダイナミックレンジの地震観測が可能になったことは特筆すべきことであろう。

スターターによる自動観測で、P波初動からの完全な記録を得るためには遅延装置が必要であるが、近年ICメモリーを用いたものが実用化され普及し始めた。遅延時間は3~5 sec程度のもものが多く用いられている。

刻時装置 複数個所の観測記録の間の時間的対応をつけるための刻時装置としては、精度のよい水晶時計を用い、日時分秒の時刻をコード化して地震波形と共に記録する。一般には、0.05 sec/day程度の精度と、時間ズレの直線性が要求される。地震後1~2日以内に標準時報とく比較校正ができる場合には、精度はもう少し低くても実用となる。そのほか、安定に受信できるBCバンドのラゲオ放送の音声波形を整流して記録する簡便な方法

も古くから用いられており、放送中断の時間はあるものの完全非同期的のために記録の対応はつけ易い。この場合対応の精度は $1/20 \sim 1/40$ sec といわれている。

地震計システムの総合特性 地震計システムの総合特性として、従来とかく振幅特性（感度特性）のみが問題とされてきたが、現在では位相特性も重視されるようになった。特に多成分観測では、各成分の位相特性の一致が要求される。地震計としての総合位相特性は、換振器、増幅器および記録器の個々の位相特性の和で与えられる。例えば、 $f_0 = 3$ Hz, $n = 15$ の TUS5 型換振器に、増幅器を介して、 $f_0 = 100$ Hz のガルバーを組合せた場合の総合位相特性は図3のようになる。観測結果を議論する場合には、地震計の総合特性を知ることが必要であり、また加速度計、速度計などの用語が無意味の場合も多い。できる限り特性曲線を用いて観測結果の説明をすべきである。

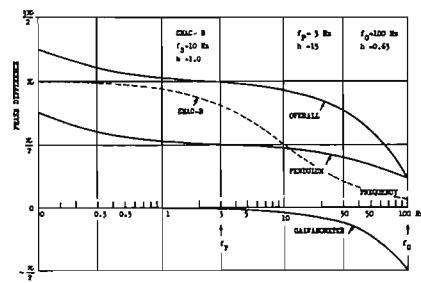


図3. 地震計の位相特性

4. 地震記録の解析

地震計の配列や、観測目的によつて、得られた記録の解析方法も多様であるが、地盤中における一般的な観測では次の各項について検討が行なわれる。

4-1. 地中振幅分布

深さにたいする地震動振幅の変化をしらべる最も基礎的なもので、

- 1) 最大加速度, 2) 加速度のRMS 振幅, 3) 周期別の成分振幅（フーリエおよびパワー）, 4) 各時刻の加速度振幅, などの深さ分布が用いられる。速度や変位についても同様である。1), 2) については、絶対振幅のままよりも、地表または地中最深点の振幅で基準化して表現することが多いが、最深点で基準化すれば増幅倍率として評価し易い。地震数が多い場合には平均と標準偏差で表現することもある。3) はスペクトルで卓越するいくつかの周期にたいするフーリエ成分振幅をとることが多い。これは地盤構造モデルによる理論計算とも比較でき、また、卓越震動に関係する地層や、その深さを知るのに有効である。4) は時脈モードなどといわれ、原波形あるいはバンドパス波形について各時刻における振幅の深さ分布をしらべる。したがって、各深度における地震動の位相関係を知ることができる。

4-2. スペクトル

フーリエ、パワー、応答の各スペクトル解析法が用いられる。フーリエスペクトルはFFT法が主流となった。この場合、生(Raw)のスペクトルは振幅の変動が大きく、現象の本質をつかみ難い場合があるので、適当なスペクトル・ウィンドウをかけて平滑化することが多い。ウィンドウ関数としては、Hanning, Perzen ほか各種のものが用いられるが実用上たいした違いはない。一般にウィンドウ関数の選択よりも、ウィンドウ幅（平滑化の程度）の選定の方がより重要である。パワースペクトルは地震動中に卓越する周期成分が強調して表現されるので、卓越周期の決定がし易く、またエネルギー的評価ができる点は有利である。自己相関関数から求める本来の方法では、それ自身に平滑化が行なわれるのでスペクトルの形は滑くなる。そのほか、A.R.法(Auto Regressive Method)や最大エントロピー法(Maximum Entropy Method)など情報理論を導入した新しいスペクトル解析法も適切な活用が期待される。

スペクトルの時間変動を知るためランニングスペクトル（フーリエおよびパワー）が用いられる。これは地震波の種類（実体波、表面波）の推定や卓越周期の安定性のチェックにも有効であるが活用例は意外に少ない。ウィンドウ幅やずらし幅のとり方で分解能が左右されるが、各周期での分解能を一定に保つには、ウィンドウ幅を周期に比例させるのも1つの方法である。

4-3. 伝達関数(増幅度スペクトル)

垂直方向の2点間（多くは地表と最深点）のスペクトル振幅比をもつて、便宜的に地盤の伝達関数または増幅度スペクトルと称している。フーリエ振幅比およびパワー比の平方根がよく用いられる。パワースペクトル解析法

によれば、線形系の入出力間の伝達関数 $H(\omega)$ は、入出力のクロスパワースペクトル $S(\omega) = C(\omega) + iQ(\omega)$ 、 $(C(\omega): Co-spectrum, Q(\omega): Quad-spectrum)$ と入力オートパワースペクトル $G(\omega)$ とから、 $H(\omega) = [(C(\omega) + Q^2(\omega)) / G^2(\omega)]^{1/2}$ で定義され、クロススペクトルを用いることにより、入出力間で無相関なノイズは除去される利点がある。しかし実用上の優劣については検討する必要がある。いずれの方法でも増幅度のピークの周期は確定し易いが、増幅度の絶対値を決めるには注意を要する。また生のフーリエ比は分解能が高すぎて扱い難い。図4に計算方法による比較の例⁹⁾を示す。

S波にたいする地盤の伝達特性を知るためには、地震波形のうち適切な区間を選ぶ必要がある。また、問題とする周期範囲で十分なスペクトル幅をもつ地震を選ぶことも肝要である。一般には10以上の地震についての平均値を用いて精度の向上を図るが、平均操作によるピークの鈍化についても検討すべきであろう。

伝達関数の位相差については検討した例が少ない。位相差はクロススペクトルを用い、 $\phi(\omega) = -\tan^{-1}[Q(\omega)/C(\omega)]$ によって求める方法がよい結果を与える。図5は位相差の解析例¹⁰⁾(地表と50m)で8地震の平均と成層構造モデルにたいするS波の重複反射理論による計算値と比較したものである。

4-4. 地盤のモデル化

成層構造、多質点振動系、有限要素などのモデルが用いられ、試行錯誤によって観測から得られた伝達関数と計算結果が一致するようにモデルのパラメータを決める。一般には速度検層などで知られたS波速度分布、土質試験結果を用いてモデルを作成するが、実測誤差やモデルの単純さなどによって観測値と理論値は必ずしも一致しない。観測値に合うモデルのパラメータを探すには最適化の手法が有効である。図6に成層構造モデルによる最適化法の適用例¹¹⁾を示す。

地盤のモデル化を通じて推定された地盤の平均的減衰値は、解析例によると、成層構造モデルの場合、Q値が10~30, Voigt型としたとき $Q = 1000/\omega \sim 3000/\omega$ 程度、質点系モデルでは基礎固定としたときの等価減衰定数 η の値で1次に代わって3~20%程度の高次減少型を示すものが多い。図7に質点系モデルによる解析例¹²⁾を示す。

4-5. その他

地中のせん断歪 地震時における地盤中の歪量を直接測定することに成功していない現状では、地中地震観測の結果から間接的に歪量を推定することは有益である。ふつうは地表に近い部分を薄層(1m程度)に分割した成層構造モデル、または質点系モデルに

たいする地震応答解析から、せん断歪の大きさを推定する。質点系モデルによる解析例¹³⁾を図8に示す。地表近くに数点の観測点を配置して密な観測を行えば推定の精度は上がるものと思われる。

波動伝播時間の推定 地中地震観測は上下方向のArray観測であり、波動の伝播方向を仮定すれば、任意の2点間の波動伝播時間しかがって平均伝播速度が求められる。2点間の波形の対応が明瞭でない場合には、フロ

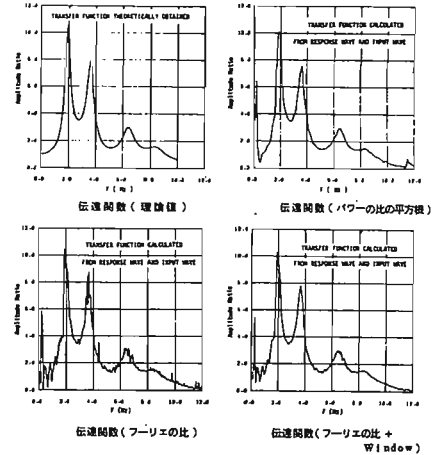


図4. 各種解析法の比較 (横田による)

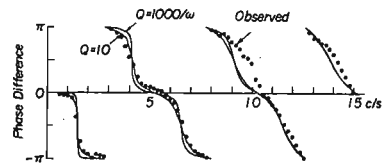


図5. 位相差の解析例

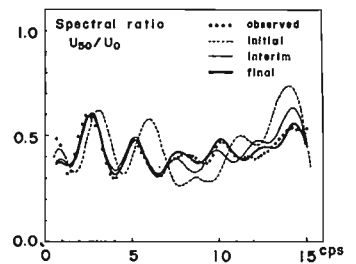


図6. 最適化法によるカーブフィットの例 (水田による)

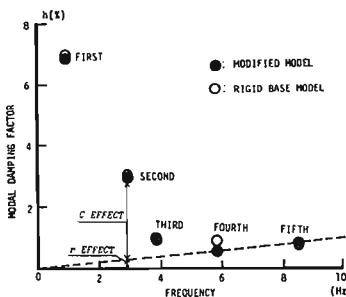


図7. 地盤の等価減衰の解析例(津川・ほかによる)

スコレログラムから時間差を推定できる。図9に1つの解析例を示す。この場合は地表と-50mの2点で波の垂直入射を仮定している。10地震の水平2成分を用いた平均値にたいするバラツキは5%程度であった。波の伝播方向を仮定する限りでは、実記録による伝播時間の推定は、観測結果と調和する伝播特性をもつ地盤モデルの作成やパラメータの決定を容易にするといえよう。

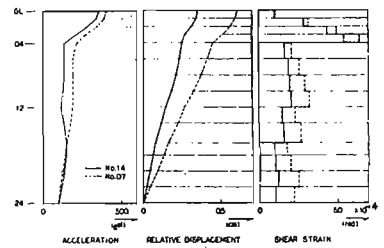


図8. 地中せん断面の解析例(河村による)

5. 現状の問題点

強震計観測を別にすれば、地震工学の分野における地震観測は現在ほとんどが地盤内および構造物との同時観測を含む地中地震観測であり、その質と量は共にめざましい発展を遂げてきた。これは構造物にたいして通常劣るべき地震動が、地盤による増幅、変調効果を受け下ものであり、地震時における地盤特性の解明が、地震動そのものの理解に不可欠であるとの認識によるものであろう。

しかしながら、時代の要請から生まれた各種構造物は、その規模が増大する傾向もあり、これら構造物の耐震性を一層確かなものにしていくためには、地震動についてより基本的な立場と、より精確な取り扱いが望まれるようになってきた。以下に、それら問題点のいくつかをとりあげてみる。

取扱う地震動の同期帯域の拡大

岩盤および硬質地盤の観測記録では、少くとも30 Hz程度までの短周期成分を含む地震動と、また長周期構造物の中には、2,3 secから10 sec程度のやや長周期成分を含む地震動と解析対象とする場合がある。したがって、観測記録を広く活用する立場からは、理想的には0.05~50 Hzという極めて広帯域の観測が要求されるようになった。このような広い同期帯域を1つの地震計でカバーすべきか、目的に応じた帯域幅を考ふるかは問題となる。

地中における強震動の観測

これまでのところ、地中観測で強震の記録を得た例はなく、地中せん断面の解析例でも 10^{-3} を越えるものは見当らない。烈、強震時の地震動特性、地盤特性の変化などを知るために地中強震観測が必要である。このための専用観測システムを作ることも大切ではあるが、中、弱震から強震までをカバーできる地中地震観測システムを用いるのがより合理的であろう。この場合、広ダイナミックレンジ地中地震計が不可欠のものとなる。従来のアナログ地震計で自動感度切替を用いる方法、デジタル-アナログ記録、デジタル-デジタル記録などが考えられる。また、烈、強震の発生頻度を考えれば、長期観測にたいして安定した性能を維持すること、と保守の容易さが考慮すべき条件の1つとなる。さらに、観測システム全体が、烈、強震にたいして設計されるべきことはいままでもない。

基盤岩中における地震観測

地震工学的観点から地震動の本質に迫り、震源から構造物の敷地地盤に至る地震波の伝播経路に沿って一貫した解析と行なうためには、基盤岩中(例えば、 $V_p > 5 \text{ km/sec}$, $V_s = 3 \text{ km/sec}$)における地震動を観測し、そのスベクトル構造、波動の性質、発震機構との関係などを明らかにしていくことが必要である。このような観点から現在、岩盤中における観測が積極的に計画、実施されつつある。この場合の観測システムとしては、オーに広帯であること、記録の高分解能が望まれるほか、地震動を波動として取扱うため既述のような種々の考慮が必要である。

地中Array観測

地盤内各層における地震波の到来方向(方位および入射角)や伝播速度を知ることで、地震動および地盤震動の実体の解明が進み、波動の

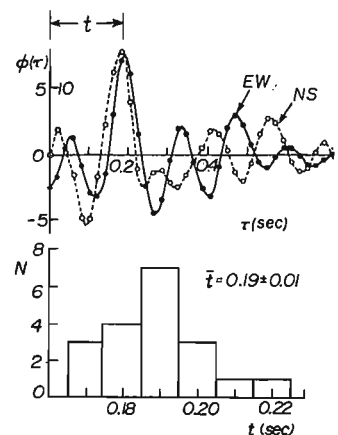


図9. 地中と地表間の伝播時間の推定

伝播理論との比較検討を通じて、地盤のより現実的なモデル化と、地震応答に関するシミュレーション解析の精度向上が期待される。このため、地震動に含まれる各周期の波の波長に応じて、適当な距離（水平方向および上下方向）に多数の観測点（最低3箇所）^{3次元} 3次元の地中 Array 観測網の設置が望まれる。この場合、観測システムとしては、共通時刻（さらにはP波初動からの完全な記録）の記録が最低条件となる。現在、世界地震工学会の主催による、高密度 Array 強震観測計画が議論されている最中でもあり、この種観測の今後の発展が期待される。

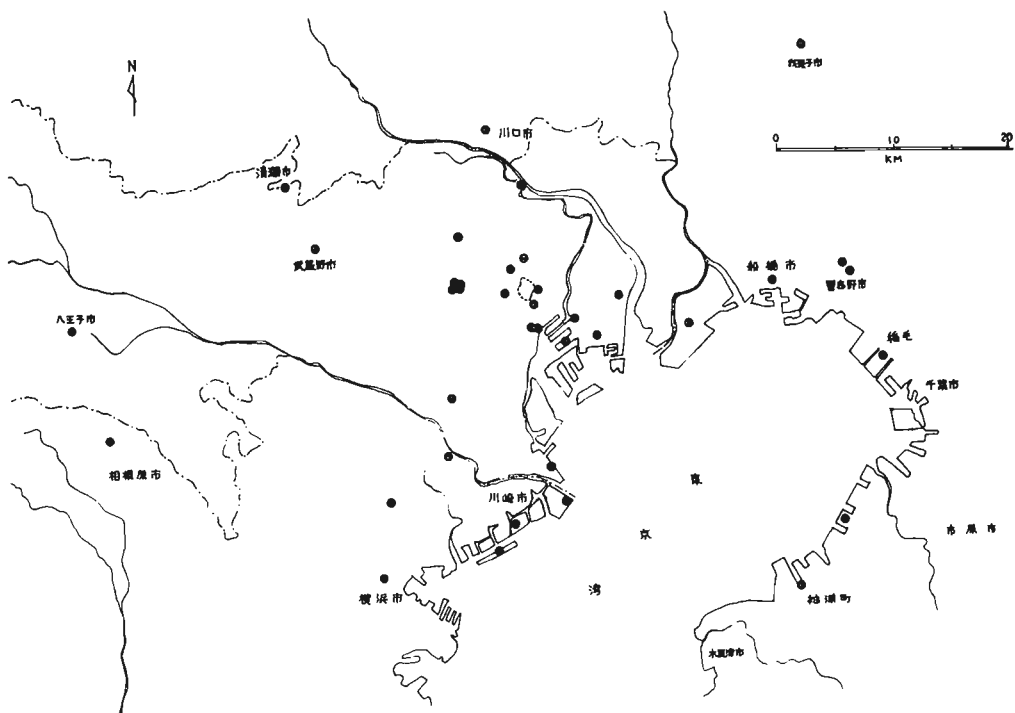
以上の新しい諸要求を実現するうえで、現在観測機器そのものについての技術的困難はほとんどないといえよう。問題は、それぞれの目的にたいする最も有効、適切な観測計画の作成であり、安定で信頼性のある観測システムの構成であろう。さらに、経済性や保守の面からの配慮が加わることはいうまでもない。

地中地震観測に関する問題点の1つとして、記録の相互利用が挙げられる。特に、多数の観測が行なわれている地域では、その地域全体の地震動特性を明らかにするうえで、観測記録の総合的検討が必要となる。1974年伊豆半島沖地震について、本地盤震動小委員会が催したシンポジウム¹⁴⁾は、まさにこのことと意図したものであった。なお、同一地域内の各観測点で絶対時刻の記録を付加すれば、既設の観測点群は、直ちに3次元の Array 観測網を形成することになる。観測記録の相互利用とも関連して、絶対時刻（または共通時刻）の導入は、今後における重要課題の1つと思われる。

表2. 最深観測点の分布

深さ (m)	比率 (%)
0~20	56.8
20~40	17.5
40~60	11.4
60~80	3.2
80~100	3.7
100~200	2.0
200以上	0.8
露頭岩盤	4.6

東京および周辺地域における地中地震観測点の分布



参考文献

- 1) 香田研太郎・鈴木正治 (1934) 其の内に於て観測された地上及地下の地震動に就て, 地震研究所彙報 12, 517-526.
- 2) Kanai, K. and Tanaka, T. (1951) Observation of the Earthquake-motion at the Different Depths of the Earth. I. Bull. Earthq. Res. Inst., 29, 107-113.
- 3) Kanai, K. and Tanaka, T. (1958) Self-levelling Vibrograph. Bull. Earthq. Res. Inst., 36, 359-368.
Shima, E. (1962) Modification of Seismic Waves in Superficial Soil Layers as Verified by Comparative Observations on and beneath the Surface. Bull. Earthq. Res. Inst., 40, 187-260.
- 4) Osawa, Y., Tanaka, T., Murakami, M. and Kitagawa, Y. (1969) Earthquake Measurement in and around a Reinforced Concrete Building. Proc. 4WCEE (Chile), Vol. 1, B1-1.
- 5) Jap. Nat. Com. of IAEE (1968, 1973, 1976) Some Recent Earthquake Engineering Research and Practice in Japan.
- 6) Kitagawa, K. (1977) Observation System for Underground Earthquake Motions in Japan. ERI Research Paper, No. 73.
- 7) 鈴木敏夫・政尾章・長浜至 (1977) 深い地中における地震観測(その1, 2), 日本建築学会大会学術講演要録, 557-560.
- 8) Osawa, Y., Kitagawa, Y. and Irie, Y. (1977) Evaluation of Various Parameters on Response of Earthquake Motions including Soil-Building System. Proc. 6WCEE (New Delhi).
- 9) 横田治彦 (1977) 東京の軟弱地盤における地中地震動, オ5回地震震動シンポジウム資料集, 39-44.
- 10) Tanaka, Y., Yoshizawa, S., Osawa, Y. and Others (1974) Observation and Analysis of Underground Earthquake Motions. Proc. 5WCEE (Rome), 658-667.
- 11) 太田裕 (1975) 地震工学への最適化法の適用(1. 八戸港湾 SMAC 設置点の地下構造推定), 日本建築学会論文報告集, No. 229, 35-41.
- 12) 津川恒久・小林俊夫・太田外気晴 (1975) 軟弱地盤における地震動のシミュレーション解析, オ4回日本地震工学シンポジウム講演集, 105-112.
- 13) 河村壯一 (1975) 埋立地盤に建つ杭支持建物の地震観測-建物系列と地盤系列の比較-, オ4回日本地震工学シンポジウム講演集, 479-486.
- 14) 振動分科会, 地盤震動小委員会 (1974) 地盤における観測地震波とその考察-1974年伊豆半島沖地震について-, オ3回地盤震動シンポジウム資料集.

劉敏 蔣志文

I-5 地震波の種類とその識別

塩野 計司

1. はじめに

合理的な耐震設計が行なわれるためには、入力地震動が適切に評価されていなくてはならない。動的応答解析法の開発などにより、設計手法が確立された今日のような時期にあつては、予期される地震動の性質を正確に把握することの必要性が従来にも増して高まっていると考えられる。

工学的な地震研究は強震動の性質を次第に明らかにしている。しかし、今日までに得た知識は、蓄積された強震記録を整理したに過ぎない、いわば統計的なものとしての性格が強い。強震動の統計量がさらに整備されることは必要である。だが、統計的な知識は、物理的に裏付けられたときに、真の意味での実用性を得るとしなげなければならない。地震動の研究においても、この点は省みられなければならない。工学的な地震研究にとって、一つの統計量の蓄積は一つの被害の経験である。このことから、現象の物理的な把握が急がれるべきである。

地震を物理現象として捉えるためには、それを地震波の発生・伝播に関わる一貫したものとして理解することが必要である。従来、工学的に最も重視されてきたS波については、その発生・伝播を一貫して考察したものかすてに現われている[太田・鏝味(1976)]。そこに見られる特徴は、様々の現象に対する力学モデルの検討や選択、あるいは、地球物理学的な観測量の導入が積極的に行なわれている点である。

ところで、地震のエネルギーを運ぶものには、S波以外を考えておけばそれで十分なのだろうか。これは今日に至るまで十分に検討されたことのない問題である。

従来工学的な地震研究では、地震波はS波であるという前提のもとに考察が進められ、しかしそれなりに地震動の性質の多くが明らかにされてきた。このことは逆に、地震動がS波によって構成されることの検証にあたるとも言えよう。しかし、近年のいくつかの研究は、記震記録に従来とは異なる観点からの検討を加え、表面波による地動が観測されているとしている。それらがどのような観点に立って表面波の存在を示唆しているか、また、表面波などの程度の周期の範囲に見られるとしているかについて整理したものが表-1である。なお、周期の範囲は、引用の文献から筆者が直接・間接に読み取ったものである。表面波の存在がどのような観点から指摘されているか、あるいは、表面波であることが十分に検証されているかという点については改めて考えてみる必要がある。本文の書かれる目的の一つは、その際の手掛りを求めることにある。ここではむしろ、表面波の存在が指摘された周期の範囲に注目してみたい。従来、強震記録を検討する場合、ある周期(例えば、1-2秒)を定め、これ以下の周期を持つ成分はS波によるものであるという前提を設けることが多かつ

山島(1970)	1968十勝沖地震; 八戸
M	← 粒子軌跡
L	← 振幅特性 (← 震源域地下構造)
Trifunac(1971)	1940 Imperial valley eq.; El Centro
M, L	← 群速度分散
神山(1974)	1968十勝沖地震; 八戸
(M)	← { 群速度分散 (← 観測点地下構造)
	振幅特性
神山(1975)	1964新潟地震; 河岸町
L	← { 群速度分散 (← 観測点地下構造)
	振幅特性
塩野・太田(1977)	1968十勝沖地震; 八戸
M, L	← { 粒子軌跡 (← 観測点地下構造)
	群速度分散
工藤(1977)	1974伊豆半島沖地震; 東京
L	← 群速度分散 (← 震源-観測点の地下構造)

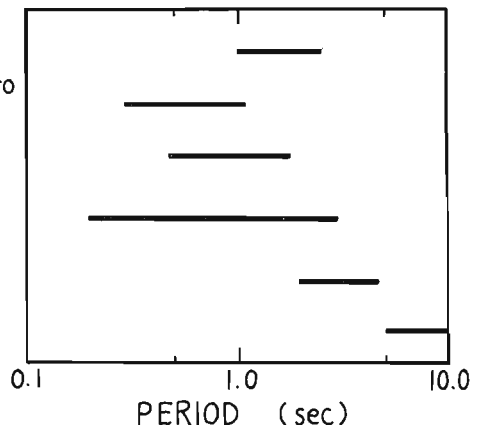


表-1 強震記録に表面波の存在を示唆した報告

た。しかし、表-1によるならば、周期1-2秒以下と言えど、表面波のことを考えなくてもよい範囲ではあり得ることになる。波の種類は、あらゆる周期の範囲で、改めて問われなくてはならない。

波の種類を明らかにすることは、地震波の減衰、地盤の影響など、地震動の性質についてのあらゆる問題を考える際に必要な基礎方程式を知ることにあたる。それはまた、どのような経路—波の種類によって、震源と構造物(観測点)とを結びつけ、一貫した理解をすればよいかを明らかにすることである。今後さらに理解を深めるべき波、これまでは省みられることがなかったか、無視し得ない波、これらが正しく判別されることである。

地震動のことは地震記録を直接の材料として考えなければならぬ。強震記録に対する波の識別が避けることのできる問題として現われてくる。

2. 二つの問題

一口に波の識別と呼ぶ問題も、その内容を考えると、問題の性質・目的の違いから、二つの段階に分けられる。問題の一つは、地震動がどのような波によって構成されているかを明らかにすることである。記録された波の種類を明らかにすることを「波型識別」と呼ぶ。

波型識別された記録は、次に、それを分離して波の種類ごとの記録にすることが考えられる。波の種類ごとに地震動を検討するためには、最初にこの作業が必要になる。問題の第二段階は、波の種類ごとに記録を分離することである。これを「波群分離」と呼ぶ。

問題を解決するために必要な基本的な条件は、観測点で記録されるべき地震動の特徴が予め、理論的に知られていることである。記録と理論の比較によって、波型識別が行われる。記録の中から、理論的に求められた特徴を持つ部分を抽出すれば、波群分離が行われるはずである。問題に取り組む際に考えなければならぬのは、波型識別や波群分離の手掛りにしようとする波の性質を(i)どのような観測によって捉え、(ii)どのような記録処理によって明らかにすればよいか、の二点であろう。以下の二つの章には、これらの点についての整理を試み、若干の考察を添える。

3. 波型識別の問題

服部・岡田(1976)は小規模な人工地震の場合の波型識別を考え、「一つの波群が表面波であるかどうか、また、それがどのような種類の表面波であるかを識別するためには、表面波の特性と関連する次の諸性質を検討する必要がある」と述べ、(i) Particle motion (逆転、順転、および形) (ii) 分散性(分散曲線) (iii) 地中における振幅分布 (iv) 地表における振幅特性などを挙げていた。自然地震の場合にも、これらの性質を手掛りにして考察するのが有効であろう。

ところで、記録の中から、上記の諸性質をどのようにして調べて行けばよいかが実際の問題である。各々の性質を調べるために必要で観測形態と、得られた記録に施す解析手法を表-2に整理した。いずれの観測にも、

波の性質		観測	解析
伝播速度	走時	絶対刻時	
	位相速度	アレー観測	フーリエ解析(位相)
	群速度	鉛直アレー(実体波) 水平アレー(表面波)	周波数フィルタリング 周波数・時間(f-t)解析
振動形	粒子軌跡	三分観測(地中・地表)	周波数フィルタリング モード・フィルタリング
	地中振幅分布	鉛直アレー	フーリエ解析(振幅) 周波数フィルタリング
地表振幅特性		地表三分観測	フーリエ解析(振幅)

表-2. 波型識別の手掛り — 検討すべき波の諸性質

観測・解析の対象になる周期の範囲に見合った規模(深さ・広さ)の地下構造が知られていることは欠くことのできない条件である。以下は、表-2に対する補足である。波の種類ごとの伝播速度の違いは、震動が記録

される時刻の差をもたらす。P波、S波、各種の表面波の走時は、震源-観測点間の地下構造を知って、求めることができる。震源の位置、発震時の知られた地震が、絶対刻時システムを持つ地震計によって記録されたならば、走時だけに頼っても、相当の波型識別が行なえるだろう。

表面波の走時は群速度の分散性を反映している。群速度分散は、絶対刻時の印された一点の記録によっても、調べる事ができる。しかし、工学的な重要性の高い、比較的短周期の波の場合、その性質は地下数百メートル程度の構造によっても、影響されるであろう。この程度の深さの地下構造が震源-観測点間に一様に存在すると期待することには、多くの場合、無理があるように思われる。例えば、海洋性の地震の震源域と、平野の上に位置する観測点とでは、堆積物の状態に非常に大きな隔りがあるように思われる。表面波の群速度分散を、観測点付近の、地下構造を平均化して見ることのできる範囲で調査することがより適切なのではないだろうか。適当な規模を持つアラ-観測が必要である。記録から群速度分散を読み取るためには、moving window spectrum [Jacob and Hamada (1972)], multiple filter [Dziewonski et al. (1969)], response envelope spectrum [Trifunac (1971)]などの周波数-時間(f-t)解析を用い、波動エネルギーの集中する部分が伝播する速度を周波数ごとに調べればよい。

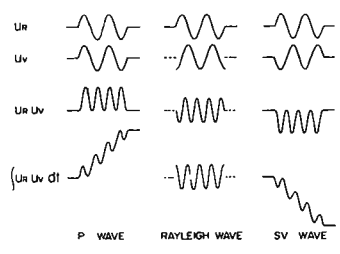
位相速度を調べるためには、波の伝播方向に沿ったいくつかの点で得られた記録の、対応する山あるいは谷の時間ずれを読み取る方法が用いられる。多くの強震記録がそうであるように、記録波形が複雑な場合には、バンド・パス・フィルタリングを施した記録ごとに、山・谷の時間ずれを読み取る方法やフーリエ位相スペクトル差を計算する方法などを導入して、注意深く調べることが必要であろう。いくつか考えることのできる記録処理の手法はいずれも、波の伝播を把えた記録に施すべきものである。位相速度を調べるためには、アラ-観測の記録を欠くことができない。

地中振幅分布の検討には、鉛直アラ-観測の記録が必要である。田中ほか(1972)にこの種の調査の例を見ることが出来る。記録は、地表-地中(-50m)の同時記録である。振幅分布は二点の記録のフーリエ・スペクトル比として求められている。

ところで、上に述べてきたものはいずれも、「絶対刻時のある記録が得られた時に」、「アラ-観測が行なわれていたら」検討することのできる波の性質だった。SMAC型によって代表される、今日の強震計から得られる記録によっては検討することはできない。今日蓄積されている強震記録の大部分は「三成分」という特徴を持つに過ぎない。表-2から、(地表)三成分という文字を捜すならば、それは粒子軌跡と地表振幅特性の頂に見出されるのみである。地表振幅特性は震源の影響も受ける性質であり、その特徴を予め理論的に把えておくことは難しい。波型識別の主要な手掛りとして、この性質を取り上げることは得策ではない。これに対し、粒子軌跡はより有効な波型識別の手掛りになる。粒子軌跡は、すでに見てきた表面波の分散性・モード形などのように、観測点付近の地下構造の影響によって特徴が決まる性質であり、波型識別の手掛りとして利用し易い。

地中の粒子軌跡を調べる場合には、三成分記録を用いて、V-R、R-Tなどの面への投影として見て行けばよいこと、その際に適当なバンド・パス・フィルタリングを施しておくべきことなどは周知のことであろう。しかし、この作業が意外に面倒なものであること、そして、記録の全体を見渡すためには適さない方法であることは、一度でもそれを試みたことのある人の誰もが知っていることであろう。粒子軌跡を実際に描いてみることも時には必要であろう。例えば、地震波の初動を検討する場合には適当な方法である。しかし、一つの記録の中の、しかるべき振幅を持つ部分全体について理解の及ぶことが、工学的な観点からの主要な要求である場合が多い。記録全体を一括して調べることに適した方法が自ずと求められてくる。このような要求に応えるものとして、モード・フィルタリングの方法が注目される。モード・フィルターとは、粒子軌跡の特徴を数値的に表わし、時系列として出力するものである。例を挙げて述べる。

Sutton and Pomeroy (1963) による方法や white (1964) による motion product detection は粒子軌跡の成分間の位相関係に着目して設計されている。識別の対象は P 波, SV 波, Rayleigh 波である。これらの波の地表の粒子軌跡は R-V の二成分の間に、それぞれ異なった位相関係があり、それがフィルター設計に利用されている。位相関係の違いは、二つの成分の振幅 U_R , U_V の時刻ごとの積を計算することによって調べることができる(図-1)。モーション・プロダクトを時間について積分した波形も液型識別に利用される。



この方法では、信号が R, V の二つの成分に記録されていることが必要である。従って、鉛直入射する実体波, Love 波に対して、方法を適用することは意味がない。分散性 Rayleigh 波では、ある周期を境にして、粒子軌跡の回転方向が反転する可能性がある。この様な周期の付近でのモーション・プロダクトは、バンド・パス・フィルタリングを併用して注意深く行なわれる必要がある。

図-1 モーション・プロダクト波形

記録成分間の振幅の大小関係に着目して設計されたフィルターの例に、Flinn (1965), Archambeau et al. (1966), Montalbetti and Kanasewich (1970) などによる、REMODE (Rectilinear Motion Detection) フィルターがある。微弱な実体波信号を周囲ノイズの中から検出することを目的に開発された方法であり、信号部分の粒子軌跡が高い直線性を示すことが設計の核とされている。REMODE の名の由来はこの点にある。

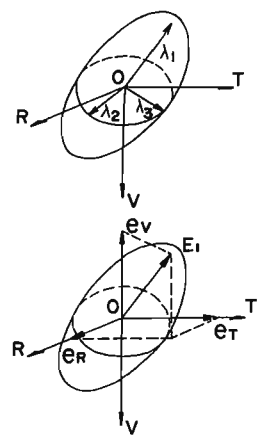


図-2 粒子軌跡の包絡体

この方法では、(i) 粒子軌跡の直線性によって信号部分が検出され、(ii) 直線性の方向によって液型識別が行なわれる。粒子軌跡の形は、次のような三次元の共分散行列 co-variance matrix によって扱える。

$$W = \begin{pmatrix} \text{Var}(R) & & \text{Sym.} \\ \text{Cov}(T,R) & \text{Var}(T) & \\ \text{Cov}(V,R) & \text{Cov}(V,T) & \text{Var}(V) \end{pmatrix}$$

ここに、 $\text{Var}(X)$, $\text{Cov}(X,Y)$ はそれぞれ、変数 X の分散、二つの変数 X, Y の共分散を表す。X, Y は一つのタイム・ウィンドウ内の振幅値取り値である。この共分散行列は粒子軌跡の三次元的なひしかりの程度を表す尺度になっている。これを幾何学的なイメージによって捉えようとするならば、粒子軌跡を包絡する楕円体を用いてするのが適当である(図-2)。共分散行列の表わすところをより直観的に扱えるようにするため、これを対角化し、固有値と固有ベクトルを求める。最大固有値に属する固有ベクトルは粒子運動の振幅が最も大きくなっている方向を指す。また、固有値は楕円体の軸の長さにあたるものである。

例えば、固有値 λ_1, λ_2 ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$) を用いて

$$RL = [1 - (\lambda_2 / \lambda_1)]$$

のような関数を定義すれば、その値は粒子軌跡の直線性を計る尺度として用いられる。また、最大固有値に属する固有ベクトル IE_i の成分を用いて、直線性の方向を計る尺度

$$Di = |e_i| \quad i = R, T, V \quad E \in L, \quad IE_i = (e_R, e_T, e_V), \quad |IE_i| = 1$$

を定義する。二つの関数の積

$$RL \cdot Di \quad (i = R, T, V)$$

を考えれば、粒子軌跡の「i 方向への直線性」を表わす量になることが分る。さらに、 $RL \cdot Di$ の値は原記

録 X_i に時刻ごとに掛け算され、粒子軌跡の直線性が高く、また振幅の大きな部分だけが保存されるように改善された出力が得られる。

この方法では、三成分全々の記録が用いられることによって、T成分だけに記録されるSH波、Love波に対する検討も行なえる。鉛直入射する実体波を相互に識別することも、粒子軌跡の直線性の方向に着目して行なうことができる。モーシオン・プロダクトの方法に比較して、REMODEはやや実用性が高いようにも見える。しかし、粒子軌跡の楕円の軸比が大きな値をとる周波数での分散性Rayleigh波をSV波、P波から識別すること、あるいは、Love波とSH波を識別することはできない。工学的に波の種類を考える場合、最初に関心が集まるのはS波と表面波の識別の問題である。この問題で、REMODEに余り多くを期待することはできない。

上に紹介してきた、代表的な二つのモード・フィルターはいずれもよく工夫されたものではあるが、波型識別に万能の力を持つものではない。むしろ、力の及ばない点の方が目立ってしまう。しかし、各々の方法の持つ弱点が設計方法の不備から生じたものであることは容易に理解される。例えば、どんなに丹念に粒子軌跡を描いていたにしても、同じ問題に行き当たるであろう。すなわち、粒子軌跡という一面だけからの検討によって、完全な波型識別が行なえると期待するところに問題がある。

同様なことは、表-2にあげたあらゆる性質について指摘される。どの性質についても、ある条件のもとでは、種類の違う波であるにもかかわらず、同じような特徴を示す場合のあることは容易に予測される。十分な波型識別を行なうためには、いくつもの性質を取り上げ、多面的に検討することが必要である。このような要求に対して、一点三成分の観測は十分には応えられない。絶対刻時のある観測やアレー観測によって、様々な性質が検討されることはすまに見てきたとうりである。

4. 波群分離の問題

波群分離の難かしさは、線型フィルタリングを行なわなければならない点にある。分離された記録の波形にはひずみの生じていないこと、すなわち、フィルター出力は原記録の中にあつた時の姿のまま取り出されたものであることが要求される。

広く行なわれている周波数フィルタリングは線型フィルタリングである。周波数フィルタリングが線型であるのは、その原理を時間-周波数の間のフーリエ変換によっているからである。フーリエ変換の線型性に着目し、フーリエ変換を拡大することによって、波群分離の目的に合うフィルターを設計することはできないだろうか。このような考え方に基くものとして、ベロシティ・フィルタリングを挙げる事ができる。

平面的なひずりを持つ空間での現象は一般に、

$$f = f(x, y, t)$$

と表わされる。水平アレー観測の記録にあたる。時間tのみを変数に持つ関数に対して通常のフーリエ変換が定義されたように、波数 k_x , k_y を考えることによって、三次元フーリエ変換、逆変換が定義される。

$$F(k_x, k_y, f) = \iiint_{-\infty}^{+\infty} f(x, y, t) e^{-2\pi i(k_x x + k_y y + ft)} dx dy dt$$

$$f(x, y, t) = \iiint_{-\infty}^{+\infty} F(k_x, k_y, f) e^{2\pi i(k_x x + k_y y + ft)} dk_x dk_y df$$

波の伝播方向をx方向のみに限れば、次の式によって考えることができる。

$$f(x, t) = \frac{1}{(2\pi)^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} F(k, f) e^{2\pi i(kx + ft)} dk df$$

x方向に速度 V_1 以上で伝播する波を抽出することを考えると、次の様な伝播関数を用いればよいことになる。

$$H(V) = \begin{cases} 1 & (|V| > V_1) \\ 0 & (|V| < V_1) \end{cases}$$

これはまた、二つの変数、波数 k と周波数 f を用い、

$$f = V k$$

の関係により、

$$H(f, k) = \begin{cases} 1 & (-|f|/V_1 < k < |f|/V_1) \\ 0 & (-|f|/V_1 > k > |f|/V_1) \end{cases}$$

と表わすことができる。これを用いて積分区間を定め、

$$f_0(x, t) = \frac{1}{(2\pi)^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-|f|/V_1}^{+|f|/V_1} F(k, f) e^{2\pi i(kx+ft)} dkdf$$

を計算すれば、伝播速度の大きな成分のみを取り出すことのできるベロシティー・フィルタリングが行なえる。上式からも明らかのように、ベロシティー・フィルタリングに必要な演算はフーリエ変換だけであり、周波数フィルターと同様に、ベロシティー・フィルターは線形性を持つものである。波の種類ごとの位相速度の違いに着目して、ベロシティー・フィルターを操作すれば、波群分離ができる。

Embree et al. (1963) にベロシティー・フィルターの例を見ることができる。反射法による地震探査の記録の信号改善を目的として、ハイ・ベロシティー・パスの設計が行なわれている。演算は全て時間領域のコンボリューションによって行なわれるように工夫されている。フィルタリングの流れと設計されたフィルターを図-3に示した。

ベロシティー・フィルターの方法はすでに、手法的にも確立されたものになっている。しかし、我々がこの方法を用いようとする場合には、大きな問題に行き当たるなければならない。この方法が波の伝播を捉えた記録——アレー記録に対してしか適用できないという点であり、我々にはそのような記録の持ち合わせがないことである。

ベロシティー・フィルタリングの考え方の特徴は、波数という考えが取り入れられた点である。図-4は、周波数のほかに波数の考えも取り入れられた時に設計できる各種のフィルターについて、それぞれの機能を示したものである [B&H (1974)]。

これはまた、波群分離の可能性を表わしたものと見こともできる。一点観測の記録を用い、時間-周波数の変換だけで波群分離を行なおうとする場合と、空間-波数の考えも取り入れた場合とでの可能性の差は明らかである。

マルチ・チャンネル記録を対象とする線型フィルター的设计手法として、Wienerの理論 [Robinson and Treitel (1967) など] に従うものが、その広い応用性の面から注目され

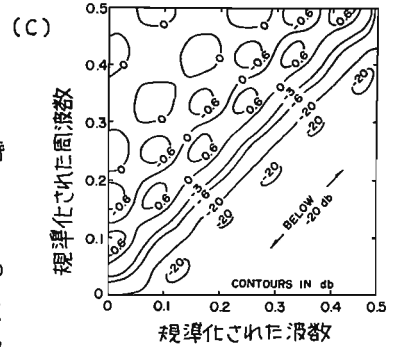
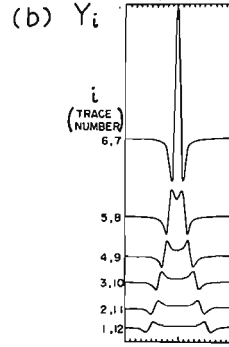
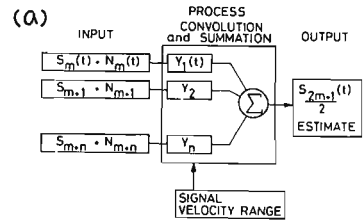


図-3 ベロシティー・フィルターの例

- (a) フィルタリングの流れ
- (b) インパルス・レスポンス
- (c) フィルター特性 ($f-k$ 応答)

一点観測	a	周波数フィルター		図-4 各種の線型フィルター の機能 (波群分離の 可能性)
	b	波数フィルター		
PL-観測	c	ベロシティー・フィルター		
	d	波数-周波数フィルター		
	e	ベロシティー-周波数フィルター		
	f	ベロシティー-波数フィルター		

る。ウィナー・フィルタリングの概念を図-5に示した。マルチ・チャンネルの場合としては最も簡単な2チャンネルの場合である。三種類の信号 (i) 入力, (ii) 所望の出力, (iii) 実際の出力, それに、設計されるフィルタという四者のあることが特徴である。所望の出力が決定されると、所望の出力と入力との関係によって、フィルタは自動的に設計され、同時に、実際の出力が得られる。

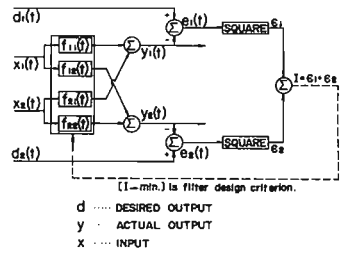


図-5 ウィナー・フィルタリング

信号・ノイズの伝播速度の違いに着目し、ウィナーの理論によって、信号改善のためのフィルタを設計した例は多い。中でも、水平プレーに記録された液体波の信号を、水平方向の見掛け速度の違いを切りこ

こにして、周辺ノイズ(表面波)の中から抽出するものが多く、Burg (1964), Backus et al. (1964) などかその例である。Laster and Linville (1966) のフィルタは、分散性表面波をモードごとに分離することをも目的として設計された。周波数-波数($f-k$)平面にモードごとの分散をプロットし、分散曲線に沿う成分の抽出が試みられている。ウィナー理論によって、複雑な特性を持つフィルタが設計できる可能性を示したものであると言えよう。

これは、波の伝播速度に注目して、所望の出力を決定したものであり、ウィナー理論を利用して、ベロシティー・フィルタを具体化したものである。一方、一点の観測記録に対しても、成分間の位相差・振幅比などが物理的に明らかなる量として扱えられ、それによって所望の出力が決定されれば、粒子軌跡を切りこした線型フィルタが設計される。この種の試みを Laster and Linville (1966), Mercado (1968) に見ることができ

る。ウィナー理論によってフィルタを設計する場合、理想的な形で波群分離を行なうためには、分離する波の性質が正確に扱えられ、所望の出力の決定に適切に反映されているなければならない。この点がおろそかにされたならば、ウィナー・フィルタの持つ線型性も、単に数学的なものであるに止まり、物理的には意味のないものになってしまう。

波群分離を行なう際には、波の性質の一つだけを取り上げ、それを切りこしたところとして、適当なフィルタを設計しなければならない。多面的な検討が可能であり、必要でもあった波型識別とは全く違った面を持つ問題であることが分る。波群分離では、より注意深く問題が扱われる必要がある。本来、波群分離は、対象とする記録の波型識別が十分に行なわれた上で始められるべき性質のものであると考えられる。記録にどのような波が含まれているかが明らかにされたならば、取るべき波群分離の方法も自ずと決まってくるのではあるまいか。

5. おわりに

本文では、波の識別の問題を「波型識別」、「波群分離」の二段階に分け、何を手掛りにして問題にのぞむべきか、また、それぞれの目的を達成するためにはどのような手法を取り入れればよいかを考えた。波型識別の手掛りとすべき波の性質を教文あけることはできたが、同時に、一点三成分の記録しか持たない我々が実際に検討できるものは一つ、粒子軌跡だけであることが分った。波群分離の目的に合う方法の多くを見出すこともできたが、我々の記録に適用できるのは周波数フィルタリングだけであることが分った。

強震動に対する波の識別は、今日では、その可能性のごくわずかの部分で、従って当然、不十分な形で行なわれているに過ぎない。このような状況をもたしている原因は、地震が波動としてではなく、単なる一点の運動として記録されているに過ぎないところにある。今日蓄積されている強震記録、あるいは、今日あるままの強震観測形態だけに頼っていたのでは、波群分離はあるか、波型識別においても、満足のゆく結果は得られないだろう。問題が解決されるための第一歩は、強震観測の場においても、地震を波動現象として扱え、記録する

このできる観測形態を創りあげることによって、ふみ出されることになるのではないだろうか。

筆者の指導教官、太田 裕先生には、問題に手をつけた膜初より常に有益な助言を頂いてきた。文末ではあるが、記して、厚くお礼申し上げます。研究室の鏝味洋史・後藤典俊両先生にも有益な助言を与えられたことが多く、お礼申し上げます。

文 献

- B&th, M. (1974) Spectral analysis in geophysics, Elsevier, Amsterdam, 266.
- Backus, M., J. Burg, D. Baldwin, and E. Bryan (1964), Wide-band extraction of mantle p waves from ambient noise, *Geophys.*, 29, 672-692.
- Burg, J. P. (1964) Three-dimensional filtering with an array of seismometers, *Geophys.*, 29, 693-713.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman (1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Embree, P., J. P. Burg, and M.M. Backus (1963), Wide-band velocity filtering — The pie-slice process, *Geophys.*, 28, 948-974.
- Flinn, E. A. (1965), Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, *Proc. IEEE*, 53, 1874-1876.
- 服部定育・岡田 広 (1976), 地震波の生成・伝搬に関する実験, 地震探鉱実験ケル-7°, 93-100.
- Jacob, K.H. and K. Hamada (1972), The upper mantle beneath the Aleutian island ark from pure-path Rayleigh-wave dispersion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1439-1453.
- 神山 真 (1974), 強震記録の波動論的考察, 第13回地震工学研究発表会 (土木学会), 講演概要, 41-44.
- 神山 真 (1975), 強震記録よりみた砂地盤の地震時液状化, 土木学会第30回・年次講演会, 概要集3, 106-107.
- Laster, S.J. and A.F. Linville (1966), Application of multichannel filtering to the separation of dispersive modes of propagation, *Jour. Geophys. Res.*, 71, 1669-1701. 926-935.
- Mercado, E. A. (1968), Linear phase filtering of multicomponent seismic data, *Geophys.*, 33,
- Montalbetti, F. J. and E.R. Kanasewich (1970), Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter, *Jour. Roy. Astr. Soc.*, 21, 119-129.
- 太田 裕・鏝味洋史 (1976), 耐震工学上考慮すべき地震波の周期の上限と振幅の下限, 建論報, 249, 53-60.
- Robinson, E. A. and S. Treitel (1967), Principles of digital Wiener filtering, *Geophys. prosp.*, 15, 311-333.
- 嶋 悦三 (1970), 強震地動に見られる表面波成分, 第3回日本地震工学シンポジウム講演集, 277-284.
- 堀野計司・太田 裕 (1977), 強震地動を構成する波群, 第14回自然災害シンポジウム講演論文集, 333-336.
- Sutton, G.H. and P.W. Pomeroy (1963), Analog analyses of seismograms recorded on magnetic tape, *Jour. Geophys. Res.*, 68, 2791-2815.
- 田中貞二・ほか (1972), 11戸市における地中地震動の観測, 文部省科学研究「構造物災害に対する地震動特性の研究」, 1968年十勝沖地震における11戸港湾の強震記録と地盤特性, 38-67.
- Trifunac, M. D. (1971), Response envelope spectrum and interpretation of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 343, 356.
- White, J. E. (1964), Motion product seismograms, *Geophys.*, 29, 288-298.

第 II 部

(今後の展望について)

- II—1 ……………震源から構造物
- II—2 ……………構造物の設計に関して



II—1(1) 震源と地震入力の問題

北海道大学 太田 裕

このシンポジウムも第6回を迎えるに至ったが、いままではどちらかというところ“現状”における地盤震動の問題点が指摘され、また議論されることが多かった。この間の議論を通じて解明が進み、共通の認識に達した事項も少なくはなかったが、他方議論を進めるほどに混乱が拡大した事柄も少なくない。例えば、このシンポジウムの表題の一部である『地盤』の概念は、当初、相当に明解な定義付ができ、地震工学関係者の多くがほぼ共通のイメージを持っていたように思われる。しかし、シンポジウムの回を重ねるごとに、その解釈が拡大され多様なイメージで議論され、とても早晩に収束する様子はみられない。これと似たことは、“地震基盤”についても云えることで、“100人の研究者がおれば100の定義”がある代表例ともなっている。

では、何故議論するほどに混乱が深まるのであろうか………？ 問題そのものの難しさ、複雑さにその原因を求めることは簡単である。しかし、これは答えにはなっていない。話題提供者は、従来あまりに“現状の問題点”に注意が向けられ過ぎており、その結果さらに問題を複雑にしまっているのではないかと反省する次第である。

ここでは多少共に視点を変え、現状脱却の方向をさぐってみたい。このための例題として仮に表記テーマを掲げてみた。なお、以下に挙げる項目はこのための Key Phrases と理解していただければ幸いである。

- (i) 地震工学に関する日米比較考現学
- (ii) 点震源から面・立体震源へ
- (iii) 強震動の再定義 —— 今後の強震観測 ——
- (iv) 理論記象の将来と地震入力

II—1(2) 地震災害予測

東京工業大学 小林 啓美

地震災害は自然災害の中でも恐れられているものであるが、その理由は突然現象が発生することにより災害の予測が難しいことによるものであろう。このため予測をすることによって災害の程度が事前に判断出来れば、それなりの対策も出来ようし、心構えも可能となる。

地震は各種の前兆現象を伴うものであり、学理的に明らかに前兆現象であると判断出来れば、それによって地震予知することが出来よう。この時、予知されるものは地震規模、場所および時刻である。現在地震予知グループが行っている仕事は以上の段階までであるが、この予知が完全に行なわれたとした時、住民は一体如何なる対策と心構えが出来るであろうか………？ 問題はその後の作業結果を知ること、すなわち震源付近の地震動の強さとそれによる都市、構造物、各種施設の地震災害を予知することによって、始めてその対策を樹て心構えが出来るであろう。予知は災害予測の一部であって、地震学の領域だけでは災害予測の全容を知ることは出来ない。すな

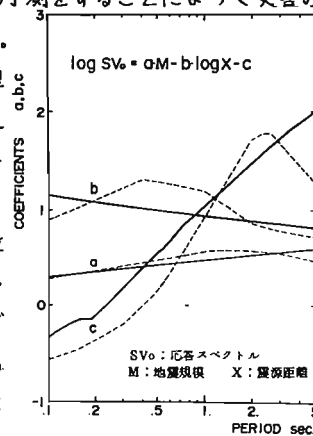


図-2-1 地震基盤から震源地盤への入射波の応答スペクトル実験式

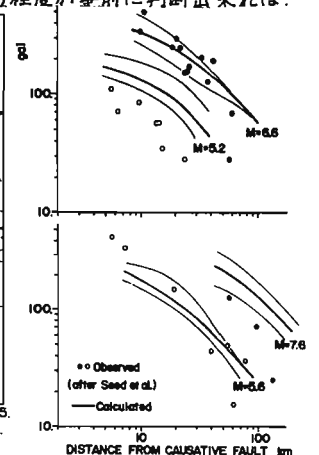


図-2-2 地震動最大加速度の距離による減衰 図中の点は米田西南地における岩盤上の観測値

わち工学地震学、地震工学
各種施設の設計技術、さら
に社会学、経済学或は心理
学等々、災害予測には各種
分野の協力が必要となろう。

今回のシンポジウムでは
これらの全容について、断
片的なものを繰り合せて述
べるには、余りにも広範に
なり過ぎるため、主として
地震予知に続く作業として
の地震動の強さ分布につ
いて、以下の項目を中心に述
べる。

- (i) 震源域の分布
- (ii) 地震波の伝播

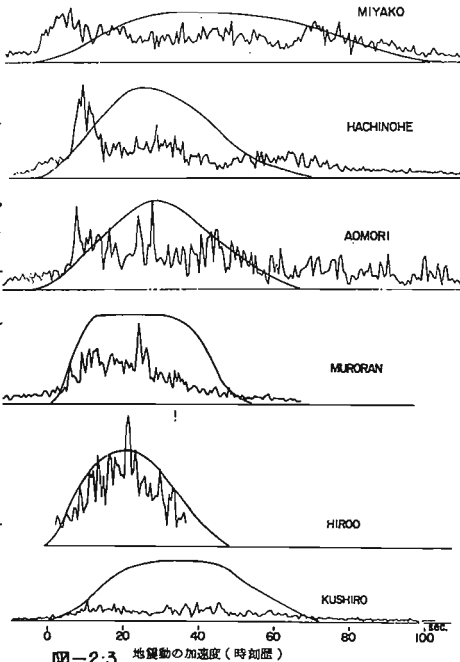


図-2-3 地震動の加速度(時初歴)
観測値と断層モデルを考慮した包絡線の計算値の比較

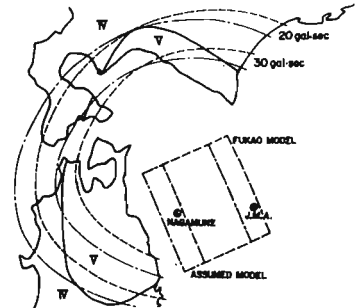


図-2-4 十勝沖地震1968の断層モデルと地震基底の
最大加速度分布
深尾モデル破線と原川モデル1点鎖線の比較

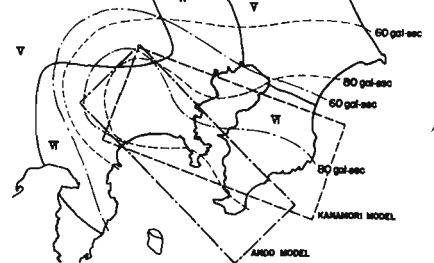


図-2-5 関東地震1923の断層モデルと地震基底の最大加速度分布
金森モデル(破線)と安藤モデル(1点鎖線)の比較

II-1(3) Seismic Risk の耐震設計への応用 建築研究所 北川良和

一般に地震発生来構造物が地震によって挙動するまでの過程は図-3-1に示すように、(1)震源→(2)地震基底→(3)地表→(4)構造物となる。ここで(1)→(2)の過程では震源、伝播経路の特性が、(2)→(3)の過程では地盤特性が、(3)→(4)の過程では地盤・構造物の相互作用特性が、(4)では構造物特性が各々の過程で寄与する代表的な要因と考えられる。合理的な地震荷重の考え方として、新耐震設計法案の場合、

(a) (1)→(2)の過程を代表するものとして、図中①桌の位置で日本全域にわたる地震活動度を反映する地震地域係数(Σ)を提案している。この図は過去の地震記録を統計的に処理されたこれまでの研究成果を工学的判断のもと作成されたものである。(b) (2)→(3)→(4)の過程を代表するものとして、図中②桌の位置で構造物の建設地卓での地盤特性として、地盤種別を、また地盤と構造物の間期をパラメーターとして、地盤種別スペクトル($G(T)$)を提案している。その結果、構造物に作用する地震力をベースマ係数($C_B = \Sigma \cdot G(T) \cdot K \cdot C_0$)として評価するよう提案している。ここで $C_0 = 0.2, 1.0$ である。(c) (4)を代表するものとして、構造物の一次周期算定式、各層に作用する地震力(F)とせん断力(Q)に配布するための水平力分布図、更に構造物のねばり、すなわち塑性変形能力や、減衰効果を表わすものとして、構造特性係数(K)を提案し、構造物のねばりに応じた地震力の算定、構造物の機能維持をはかっている。しかしながら提案された各種係数等は最終的なものではない。学術技術の日進月歩の貴重な成果はすまじきものである。実用面では早計であるという観点から提案に直接考慮されていないものもあり、今後の熟考された成果については、技術面、実用面、社会的影響を十分に吟味した上で素直に取り入れ、修正はなされるべきであろう。

今回のシンポジウムでは、これら現状を認識した上で地盤震動に直接関係のある地震入力の評価等について、一つの見方ではあるが、以下の項目を主に「物を造る」という工学の場で話題を提供する。

- (i) 基底と地盤特性を考慮した振幅極値の検定
- (ii) 波動伝播特性を考慮した位相特性の検定 等

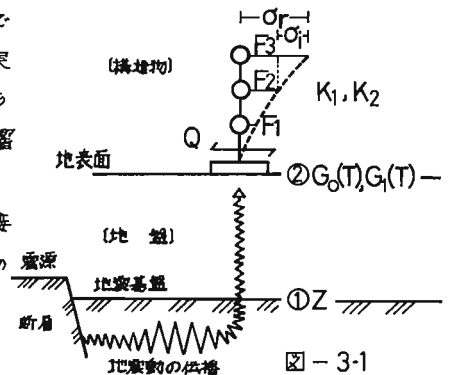


図-3-1

II—2(1) 地盤と構造物の動的相互作用からみた入力地震動

金沢工業大学 鈴木 有

はじめに

地盤震動小委員会では、会設立の趣旨に基づき、地盤と構造物の動的相互作用(以下では『相互作用』と略記する)というテーマを当初から意識的に避けてきた。しかし、このテーマは建築物の振動を対象に地盤震動をめぐる問題を考えていく過程で、欠かすことのできない主要な分野のひとつであるから、問題意識が広がっていく当然の帰結として、今回のシンポジウムで初めてとりあげることになったのである。最初に筆者に与えられたのは、『相互作用』に関する研究の現状と展望を概観するような内容であったが、これだけでもシンポジウムがもてる程度にテーマ自体が大きく広い上に、全体像を把握するのは筆者の能力の及ぶところではない。ここでは標題のようにテーマをまじり、建築物の地震応答解析(あるいは耐震設計)のために、構造物の応答として得られた地震記録を用いる場合の多い現状での入力地震動の扱い方について、『相互作用』の面からいくつかの問題点を整理してみたい。

地震記録の補正はどのようにして行われてきたか

応答解析用の入力地震動の設定には、観測された地震記録(一般には強震記録)を利用する方法と予想される特性をもった模擬地震波を作成する方法とに大別されるが、現状では前者の例が多いように思う。このとき、地震入力としての一般性をもたせるため、観測波形の補正が行われてきた。そのひとつは地震計の特性の補正である。地震記録は地震計の応答であるという観点から、既知の地震計の特性を導入してその入力波形を求めて、これを入力地震動とする補正法が考えられた。いまひとつは表層地盤の増巾作用の補正である。地震記録は地盤の自由表面での応答であり、これには表層地盤の動特性が強く反映しているとの考えのもとに、所謂地震基盤の存在を前提にして、基盤地震動を推定し、対象とする地域の表層地盤の増巾作用を改めて作用させて、入力地震動を定めようとする方法であった。

地震記録は一般に構造物の応答である

ところで、わが国で観測網の整備が進められてきた代表的な強震計 SMAC のうち、建築物に係わるものはほとんど例外なく建物の内部に設置されている。また、わが国の地震応答解析で、この強震計 SMAC の記録とともに、頻度多く用いられている EL CENTRO の地震波形は変電所の地下室で、TAFIT の波形はトンネルの坑道で記録されたものであった。一方、最近の例では、建築物の内部から周辺地盤まで含めて、一連の地震観測システムが設備されるようになったが、たとえ地盤内で観測された記録であっても、建物の近傍にあればその影響をうけるはずである。このように、入力地震動としてわが国で常用されている地震記録の大多数は構造物の応答として得られたものなのである。しかし、こうした記録採取の条件は当然知られていたにもかかわらず、筆者の理解しているかぎりでは、入力地震動として使用するにあたって、構造物の影響を検討しようとした試みはこれまで無かったように思う。

さて、地震記録と構造物の応答としてとらえるならば、これは『相互作用』—地盤と構造物が共存することによる振動連成効果—の影響をうけている。入力地震動の特性が建築物の地震応答性状ひいては耐震設計を左右するひとつの大きな要因であることを考えるとき、『相互作用』がどのような条件のときにどの程度の影響を地震記録に与えるものであるか、をまず明らかにしておく必要がある。そして、もしその影響が無視できないとすれば、これを除去してより普遍性をもつ入力地震動を求めなければならない。建築物が集中して建設される都市域にあっては、建物の影響をうけない記録を得ることは通常困難であり、また、これまでに採取された貴重な記録を活用するためにも、『相互作用』による観測記録の補正を行う解析手法の確立が不可欠といえよう。

ここで、地震記録に及ぼす『相互作用』の影響を考察していく上に重要と思われる3つの問題点を指摘してみたい。

地震記録は構造物の立体的な振動の結果である

第1に必要なのは、地震記録は構造物の立体的な振動の結果として得られた1ないし複数個の振動成分の記録だという事の実認識である。一般に地表に到達する地震動も3次元の振動であるから、構造物の複数個の振動成分の記録から、地盤における複数個の地震動成分を推定するという解析の手法が要求される。理論的には多入力から多出力の時刻歴を推定する問題となるが、工学的な実用性の面では、応答解析において必要な入力と系の振動形態との関連において、解析に必要な自由度の数を減じることが可能であろう。

根入れの効果をいかに評価するか

第2の問題は、構造物の基礎地盤や地下室部分の根入れの効果をどのように評価にとり入れるかである。構造物の断面寸法に較べて根入れが比較的浅い、すなわち、構造物が地表面にのると近似的に見做せるような場合については、地盤を連続体として扱う研究の系譜があり、実験面での検証も試みられて、現実にも活用しうるデータが蓄積されつつある。これに対して、根入れが無視できない場合の『相互作用』の研究はまだ未開拓に近い分野といってよく、今後の研究に俟つところが多い。構造物の根入れは地盤復元力の剛性を増大させ、地下周面からの透散減衰量を増して、構造物の応答性状に顕著な影響を与えることが知られており、『相互作用』による地震記録の補正を扱う上で、見落すことのできないひとつの大きな要因と考えられる。

『相互作用』では非線形の解析を避けては通れない

第3の問題は、『相互作用』を対象にするには地盤の非線形性をとり入れた解析が必須と考えられるところにある。表層地盤の増巾作用を扱う場合は、強震時であっても、弾性論の適用できる領域はまだ広いと思われるが、建築物の耐震設計あるいは強震時の応答解析を前提に『相互作用』を扱おうとするときには、建物基部の周辺地盤に応力が集中し、土の物性としての強い非線形性のために、弾性領域を越える挙動の把握が必要になる。周辺地盤が塑性化すると、地盤復元力が劣化を起すので、『相互作用』の効果がより顕著に現われ、構造物の応答に大きな影響を及ぼすことが知られている。しかし、このような解析はほとんど手のつけられていない分野であり、土質力学等の分野で明らかにこれつつある土の物性と積極的にとり入れた今後の研究の進展に俟たなければならない。

土の物性の他にも系の応答が非線形になる原因はないか

ところで、構造物とその周辺地盤を含めた連成系の応答が非線形になるのは、土の物性のみ起因するのだろうか。振動実験等の結果によれば、とくに根入れのある場合、応答量の増大とともに、基礎面と土との接触の状態が変動し、応答性状の上に強い非線形性の現われてくることが知られている。さらに、大地震の後には、構造物の基礎周面の地盤が降伏するとともに、顕著なキレツの発生していることが報告されている。構造物の基礎周面と地盤は密着状態に近いとは考え難く、基礎部分の施工条件や周辺の土の物性、地下水の存在などがからみあって、振動エネルギーの複雑な伝達機構を構成している。振動の増大によってこの機構が変化し、周辺の土の塑性化とも相俟って、応答に非線形性が現われてくるのではなからうか。連成系の境界面における幾何学的ともいべき条件の変動が、非線形性を生じるひとつの原因になっているように思われる。

おわりに

本稿の要旨は、構造物内で観測された地震記録には系の特性が反映しているので、応答解析用の入力地震動としてこれを採用するには、『相互作用』による影響を取除かなければならない、そして、どのような条件のときに除去が重要なことを明確にし、その解析法を確立しておく必要がある、という事の指摘にある。提起したテーマは、出力から入力を求める所謂逆転の問題であり、弾性論が成立する領域内での議論に限れば、フーリエ変換された空間内での演算を媒介とし高速フーリエ変換 (FFT) を採用する応答解析の体系によって、手法的にはいちおうその手段が確保されている。このとき残る問題は、連成系の動特性が構成できるかどうかである。ここでは、『相互作用』の研究におけるいくつかの基礎的な知見を活用して、連成系の動特性を構成し、若干の具体的な計算例を示してみることにしたい。

II-2(2) 地震動と地盤の減衰特性

太田 外 気 晴

§1. まえがき

地震動特性は地盤の性質に左右されることから、近年表層地盤の地震観測が盛んに行われてきた。この地震観測結果は終局目的である耐震設計の裏付け資料として活用されるべきもので、観測記録に関する研究の積重ねによって地震動特性の普遍性を見出すことが耐震設計に通ずるといえよう。

構造物によっては地盤との連成振動として把握する必要があるものもあり、その際地盤の減衰性は支配的な要因となる。この減衰性について以下に検討するが、減衰性に関しては室内試験、模型試験等に依存出来る範囲はおのづから限定されるため、自然地震観測の結果は極めて重要視される。

然しその観測記録も地盤震動問題の複雑さを理解した上で実務面に適用しないと誤りをおかす可能性がある。この意味で以下に地震動の性質と減衰性に関する研究についてその動向をまとめ、問題点を示す。

§2. 表層地盤の減衰に関する諸研究

地盤の減衰性については地震学的な面からこれまでに多くの研究がなされてきたが、近年表層地盤の震動特性の把握と目的に積極的な地中地震観測と解析に関する研究が行われている。それに伴って表層地盤の減衰について徐々に性質が明らかになってきたが、その足どりと現状の概略について述べる。

2.1 主たる粘弾性モデル

詳細な研究内容にふれる前に主たる粘弾性モデルについて簡単に示しておく(図1)。粘弾性モデルの最も簡単な組合せであるフオートモデルとマックスウェルモデルはその簡便さの故に用いられてきたが、充分な現象説明のためにより複雑な組合せの他のモデルが検討されている。これらの減衰性を ω 領域で図示したのが図1である。即ちフオートモデルは ω の ∞ 又は0近傍を除いて ω 比例、同様にマックスウェルモデルは ω 反比例、3要素モデルは両者の特性と重ね備え、履歴減衰は ω 依存性がない。モデルを複雑にするほど物性をうまく説明できるものの、別な欠点が生じたり、実際の定数設定には

資料不足で困難が伴うなど実用的でない面がある。

地盤系にフオートモデルと適用し現象説明することは困難といってよい。マックスウェルモデルは振動系の高次減衰の説明には好都合な場合が多いが、離散モデルとして考えると無限大長の固有周期をもつこととなるため不自然さが伴う。

この様に、云わば決定的に良好なモデル化の方法はなく、前述の履歴減衰と主とした研究が行われている現状といえよう。

2.2 履歴減衰

H. B. Seedの研究(注1, 2)に代表される履歴減衰は、フオートモデルの欠点である高次振動領域における減衰性の過大評価の問題をなくし、 ω 依存性がないと割り切ることによってかなりの適応性をもつ。これの妥当性は記録の分析による検討と土質試料の室内試験等によってなされることとなる。

原昭夫は動的3軸圧縮試験によると減衰性の ω 依存性がないことを述べているが、この様な実験的裏付けは少ない。一方現実の地盤における地表、地中の地震観測記録に基づく伝達スペクトルにより系の減衰を評価した研究はかなりの多数にのぼる。例えば注3~6等であろう。

これら記録の分析によって結果的になされる履歴減衰の評価については次のことがいえよう。

- 1) 低次の固有振動数で等当な減衰を与えて伝達関数を求めると、高次振動におけるピークは記録のそれより小くなる。即ち減衰の ω 依存性なしという前提は必ずしも成立しない傾向を示し

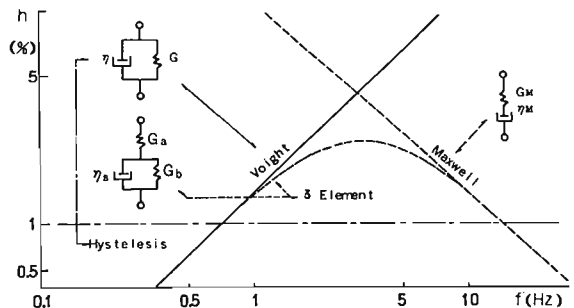


Fig. 1 Typical Visco-Elastic Models
& Their Damping Factors

- よりマックスウェル的である(図2.3).
- 2) 前項の結果と考慮してマックスウェルモデルを用いると高次で過小減衰評価となる例が多い。
 - 3) 同種の地盤でも場所の相異による減衰値のレベルにかなりの差がある。

2.3 各次減衰

地震記録を用いた伝達スペクトルに適合する減衰として、解析モデルによる減衰設定ではなく、モードダンピングと直接求めるスペクトルフィッティング法がある。河村、横田らの研究がその例である(注7~9)。

これらの結果から次のことがいえよう。

- 1) 地下数10mから100m前後にわたる深さから地表に至る表層地盤系のモデル減衰はおおむね高次減少型である(図3)。
- 2) 減衰定数の数値は $\gamma_1 = 3 \sim 10\%$ で、 γ_3 は同程度の数分の1で、図1からわかるようにマックスウェル減衰に近い。
- 3) 注意すべきことはせん断波速度 V_s 、密度 ρ には測定にかなりの誤差があることである。 f は測定がそれ程一般化していないことと、そのばらつきも比較的少ないことからある程度平均的値を用いることもやむを得ない。 V_s は測定値とそのまま用いることは時によりかなり誤った結論に達する可能性があるため(注4)モデルフィッティングに際して要すれば V_s の修正を含めて検討した方がよい。

2.4 3要素モデル等

バネとダンパー各1個の組合せによる以上の各モデルでは現象説明が不十分であることは否めないため、より複雑な組合せが検討されている。畑野、渡辺は4要素モデル(注11,12)、N.C.Tsai、赤木、塚、太田、有子山等は3要素モデル(注13~15,17,5)について検討している。これらは要素の各定数と詳細に求める際の困難さがあるためそれ程一般的ではない。しかしモデルが複雑化することによって簡単なモデルでは不可能だった減衰性のある程度うまく説明できる点と、複雑化に伴って新たに生ずる問題点もある。代表例として3要素モデルにつき以下に示す(その他注10,16)。

- 1) フォートモデルとマックスウェルモデルの両

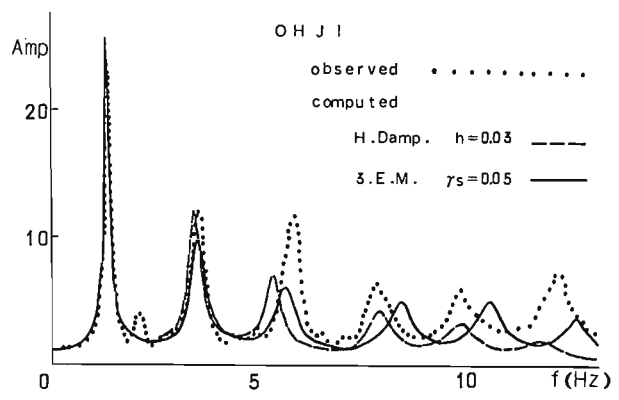


Fig.2 Comparison Between Observed and Computed Transfer Functions

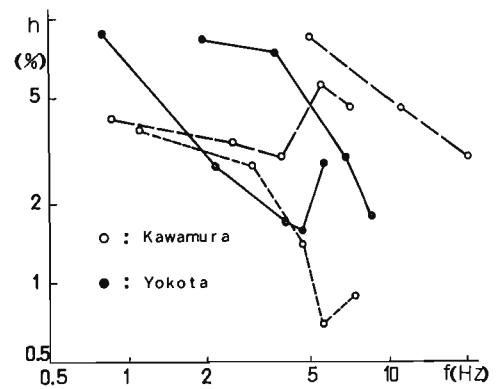


Fig.3 Averaged Modal Damping

性質とのおねそなえているので、高次減少型の減衰とある程度うまく説明できる。

- 2) 同時に剛性も依存性をもつものとなり、高い振動数領域で剛性は増加する。この事によって高次振動数領域では固有振動数がずれて観測値と一致しない欠点をもつ。履歴減衰では解析と観測の差はずれない(前項も含めて図2参照)。
- 3) 図1に示す物理量 G_a, G_b, γ_s 等の定量的把握が不足である。

2.5 室内試験

土の採取資料の室内試験について剛性、減衰性の把握と行いことは、詳細な各種試験を行い得ることと塑性領域の特性と求め得る点で有利である。

H.B.Seed, I.M.Idrees, 吉見、原、龍岡等は粘性土、砂質土に関する多くの研究発表を行っている。これらにより土の顕著な塑性の性質はかなり明らかになってきた。同一資料について複数の試験機で求めた減衰定数の歪依存性を求めた結果と図4に示す(注18)。この図からわかる様に試験法又は試験機による差異は

かなりの中をもつものである。これらの実験による減衰性についてまとめると以下のことがいえる。

- 1) 多くの例では減衰は履歴減衰として評価されており、原によれば ω 依存性はない(図5参照)。但し赤井による ω 依存性のある結果も示されている(注15, 3要素モデルの評価)。
- 2) 室内試験と現地試験の剛性の対応は注意深く試験・測定を行えばかなり良い ω の対応はつくことが確かめられている(注19)。原地盤における減衰性は複雑な地層や波動伝播に起因する見かけの減衰性の変化などの問題を含む。室内試験では上記の利点の他にエレメントの試験という意味での不確かさから限界があり、また他の因子を含まない利点もある。

2.6 各種地盤の減衰

概念的には軟弱地盤の減衰は大きめで、硬質地盤は小さい傾向を想定しがちである。実際地中深部の岩盤における減衰定数はそれ程大なるものではないであろうという考えは衆目の一致するところである。然しながら軟弱上部の記録による増中スペクトルからは比較的大なる減衰定数が得られる例がある。増中スペクトルの1次のピークの高さから γ の参考値を示すと次のようになる。

沖積地盤: $\gamma_1 = 3 \sim 10$ (%)

洪積地盤: $\gamma_1 \approx 6$ (%)

軟 岩: $\gamma_1 = 5 \sim 10$ (%)

§3 深い基盤岩からの地震応答と減衰性

耐震研究のための地震動は震源までさかのぼって研究されている現状であり、必然的に地震基盤における地震動特性や地震基盤から地表迄の増中特性について討論を行うこととなる(注20, 21)。この際に問題となるのは硬質の岩盤中又は地中深部の基盤岩の地震記録が少いことであり、結果的に地中深部の岩盤の減衰性について定量的には殆んど検討がなされていない。

少数ながら岩盤深部における地震観測測をあげると古くは金井による日立鉾山の観測(注22)、鈴木他同鉾山とその地表までの観測(注23)、岡本等による魁ヶ川地下発電所における観測(注24)、防災センターによる岩槻のG.L.-3.5 kmの深井戸における観測(注25, 26)等がある。

岩盤の減衰性を検討するための防災センターの観測記

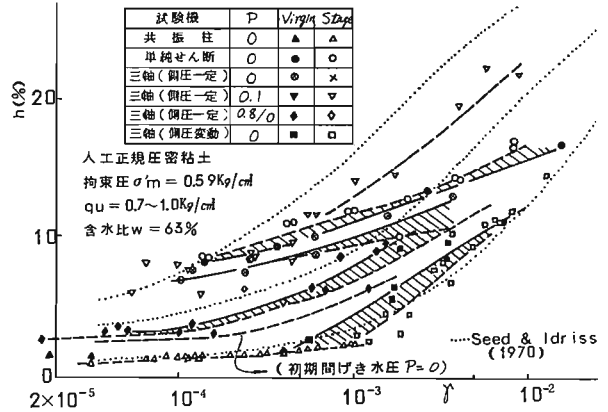


Fig. 4 Relationship Between h and r for Remoulding Clay

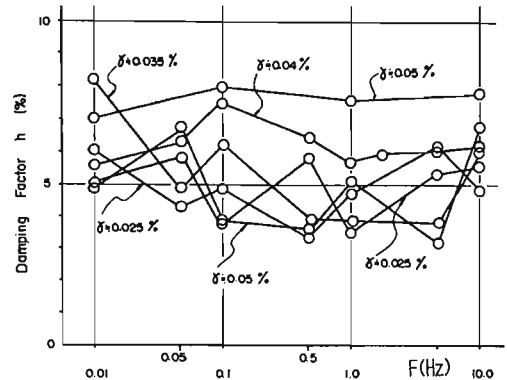


FIG. 5 FREQUENCY DEPENDENCE OF DAMPING FACTOR (AFTER A. HARA)

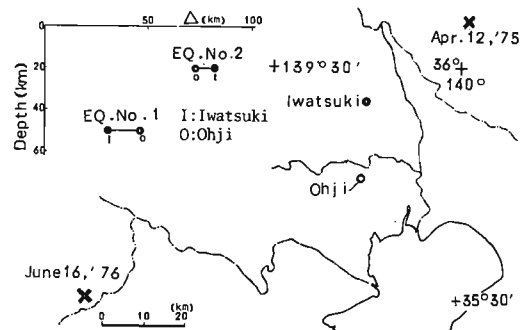


Fig. 6 Earthquake Observation Stations & Location of Epicenters

録を使用させて頂き若干の検討を行ったのでその概要を以下に示す。なおこの検討結果がやゝ長周期震動の問題解決の一助になれば幸いである。

3.1 地下3.5 kmの基盤岩中と地表の震動特性

岩槻の深井戸における記録はG.L.-3.5 kmにおける3成分及びG.L.±0の上下の合計4成分のうちいずれかの3成分の同時記録である。この位置から18.5

約4km南に位置する王子団地における地表近傍の記録と比較検討する。両地震の位置及び同時記録が得られた2地震の関係を図6に示す。

両地震と2地震における記録の概要を表1に示す。これらの地震は

震源と観測点の位置が比較的類似のものである。基礎岩中の記録の応答スペクトルを図7に示す。当然のことながら、極めて短周期成分のパワーが大きい。EQ. No. 1, NSは約0.03, 0.043, 0.3秒の顕著なピークを有し、EQ. No. 2は約0.3秒に大パワー成分がみられる。記録は10秒以上をカットしたがその影響が10秒若の成分となってS_vにみられた。図7の如く実線表示とした。

3.2 基礎岩の記録を入力とした地表局の応答計算

岩根の深井中中の記録はせん断波速 $V_s = 2.5 \text{ km/s}$ の変成岩中で得られたもので、地震基礎と考えて良いものと判断される。従って表1の如く類似条件下にある王子の基礎では岩根と同程度の入力作用したものと仮定し、加速レベルのみ金井式(注27)により調節する。

地局モデルは嶋他、後藤他による地質層序及び物理定数(注28,29)を参考にし、G.L.-100m以上は王子の調査結果を用いた。減衰は履歴減衰とし、嶋の採用値(注30)と王子における記録を用いて確認した値、及び次式による値とした。

$$h = a/G^b \quad (\%) \dots (1)$$

ここでa, b: 係数,

G: ton/cm^2 で示したせん断弾性定数である。

層	A	B
a	1	沖積上部 1.8 沖積下部 0.6
b	0.35	0.25

(1)式はhが巨視的にGに比例する性質をもつとし、かつ表1の値は王子で確認した $h = 0.03$ なる様便宜的に一定の方式で与えるものである。これらのhとGの関係を図8に、地局の定数を表3に、伝達関数を図9に示す。

この地局モデルに岩根の深井中の記録を入力として与えるが、加速レベルは金井式によつて調節し表4中に示す。王子の基礎岩用にEQ. No. 1 について0.82倍、EQ. No. 2は1.19倍した。参考迄に王子のG.L.-1.7mの観測による α_{max} との加速増中率 β_a を求めると、4.8~5.3となる。但しここで注意を要する点は、基礎岩中の加速方はスペクトルからわかる様に極めて短周期成分が多く、極端に言えばノイズに近いほどであるので上述の如き増中率を求めることの意義が問題となる。そ

Table 1 Outline of Two Earthquakes and α_{max}

EQ. No.	EQ. Name	Time	Location	M	H (Km)	Iwatsuki		Ohji	
						Δ (km)	α_{max} (gal)	Δ (km)	α_{max} (gal)
1	S.W. of Ibaragi	Apr. 12, '75 7:16'	36°06'N 140°01'E	5.0	50	31	NS:6.76 EW:5.04	46	NS:26.7 EW:19.5
2	E. of Yamanashi	June 16, '76 7:30'	35°30'N 139°00'E	5.5	20	82	NS:4.32	73	NS:27.4

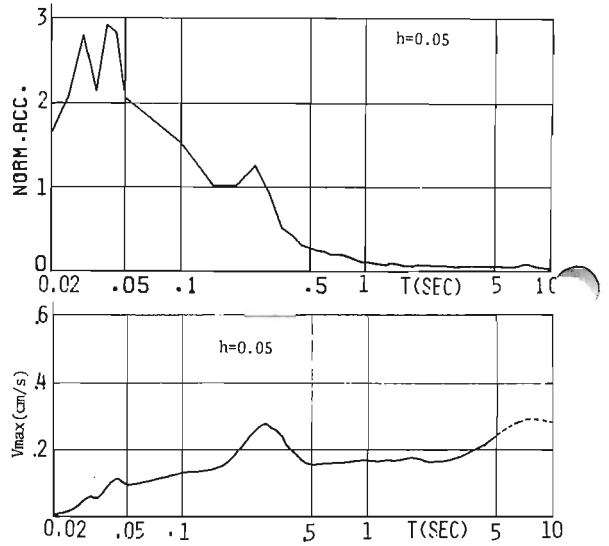


FIG. 7 RESPONSE SPECTRA OF IWATSUKI BED ROCK

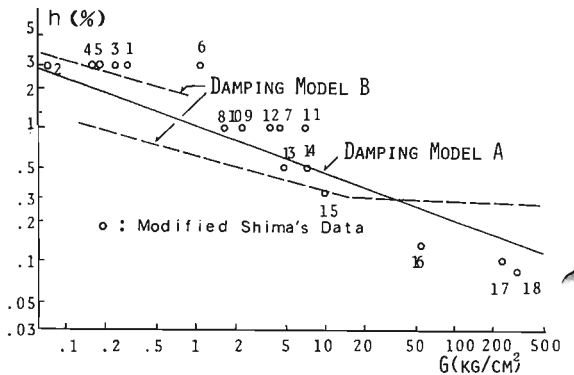


FIG. 8 SHEAR MODULUS DEPENDENCE OF DAMPING FACTOR

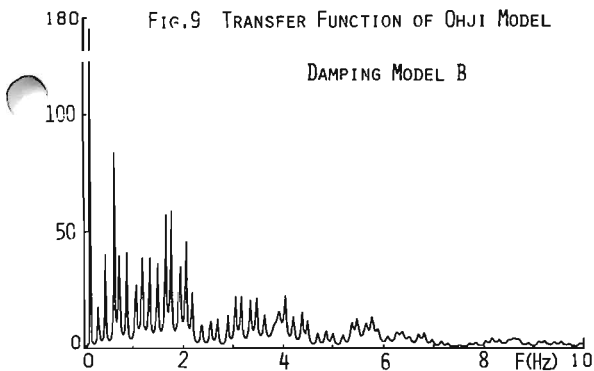
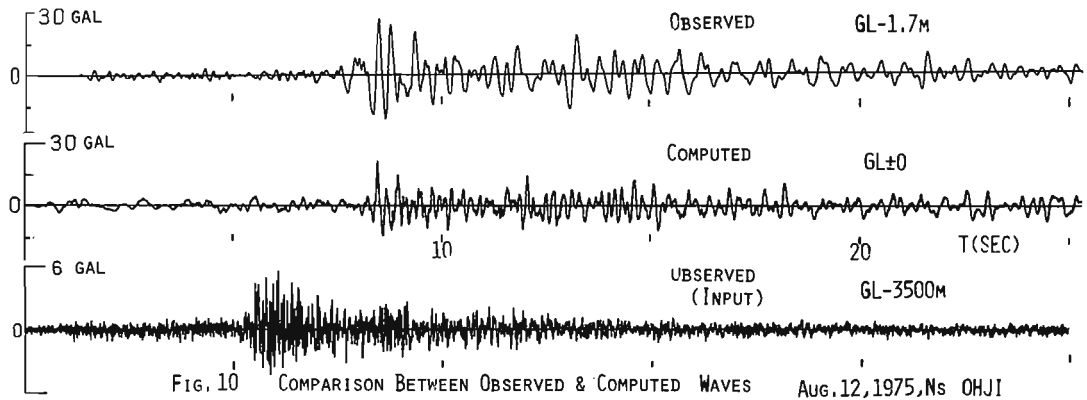
Table 4 Modified and Observed α_{max} and Amplification Ratio β_a

EQ. No.	EQ. Name	α_{max} (gal)		Amp. Ratio β_a
		Iwatsuki*	Ohji	
1	SW of Ibaragi Pr.	NS:5.55	26.7	4.81
		EW:4.13	19.5	4.80
2	E of Yamanashi Pr.	NS:5.14	27.4	5.34
		EW: -	15.9	-

*; Modified α_{max} by Kanai's Formula
Note; $\beta_v = V_{\text{max}}(\text{Ohji GL}) / V_{\text{max}}(\text{Bed Rock})$; EQ. No. 1, NS = 1.47/0.12 = 12.3

ここでこれらの波形を零線補正し、積分して速さを求め、その最大値による増中率 β_a を求めて1部表4に示す。

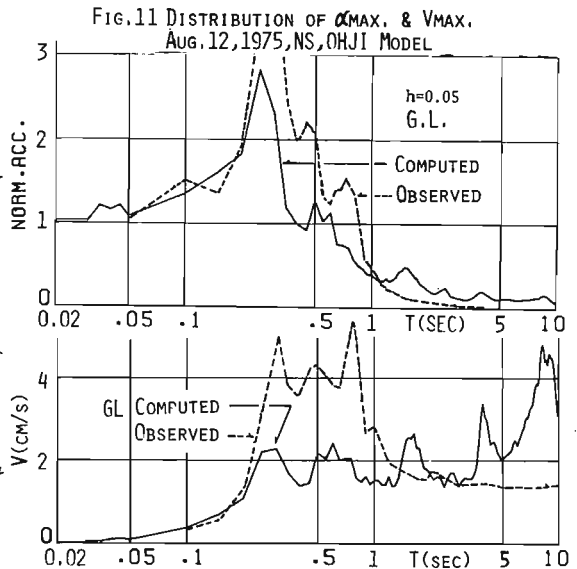
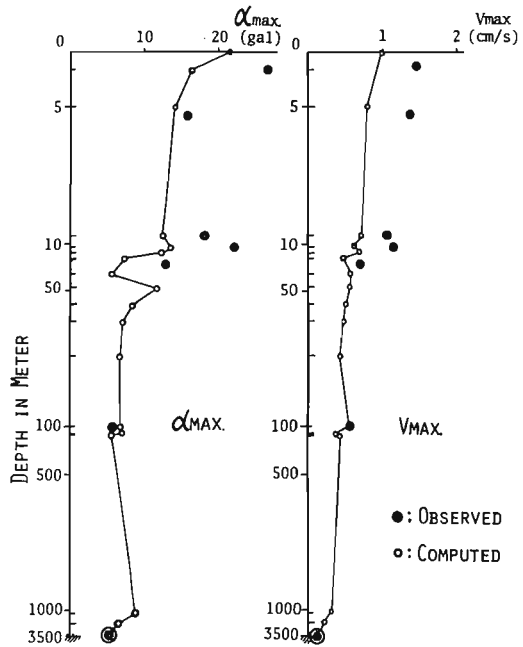
応答解析結果から波形の主要部分を観測値と比較



して図10に、 α_{max} と V_{max} の深さ方向の分布を、図11に、応答スペクトルを図12に示す (EQ. No. 1, NS)。

以上の解析による地表局の記録との比較は、乙地奥における地局の差異、震源距離の若干の差等のため正確な比較はできないが、応答値や減衰値のオーダーを知らる意味で有意義と考えられる。この観点から観測と解析を比較して次のことがいえる。

- 1) 表4の3波のうちEQ. No. 1, NSはSH波としての解析で深さ3.5 kmの地局にしては比較的良好な一致をみる結果が得られた。EQ. No. 2は表面波が含まれていると推定され、沖積層で急激に観測値と解析値の差が大となる。
- 2) EQ. No. 1, NSは一致度が最も良く、 β_1 はかなり近い値である。然しながら適切な減衰が与えられているといえる程ではないことが観測と解析の応答波形、スペクトル、 β_2 からいえる。
- 3) 減衰定数のモデルBは、沖積層は観測記録に基づいて確認した $\beta = 0.03$ を上部沖積層に、G.L.-10m以深の岩盤に至るまで連続してGに反比例する β を与えた。このモデルの応答は他より一致度が良いことから、大局的には沖積層から基盤岩に至る地局の



減衰は0.1~1(%)の値に近いと考えられる(解析では地表が刺激される周期は観測値より短かいので減衰の再検討は必要である)。

- 4) EQ. No.1はSH波として取扱いても可能であろうが、震源入射角 θ のより大なるEQ. No.2の例では表面波も考慮しなければならぬ(θ : 4.2参照)。
- 5) 元来岩盤の観測システムは地震予知のためのものであり、地震工学の目的で製作されていないことから、波形の特性、特に長周期成分は増幅器系の精度の検討を要する(図12のS₁における8~9秒等の成分)。

§4 地盤の減衰性評価の問題点

4.1 伝達スペクトルと減衰定数

地震観測記録より地層の伝達特性を把握するための伝達スペクトルは、フーリエスペクトル値の極めて小さな値を除くことにより伝達スペクトルに有意性の少ない鋭いピークをもたらし欠点がある。これをさけるために自己回帰モデル(A.R.M.)あてはめ法があるが、これもスペクトル解析の一般的欠点をすべて解決できるわけではない。この様にスペクトル解析又はスムージングの方法により伝達スペクトルが異なれば、それに応じて減衰評価が異なるので注意を要する。

スペクトルフィッティング法による各次減衰は、これより要素の減衰モデルを確定できれば一般化し得たといえよう。

4.2 波動伝播の性質と減衰性

従来多くの研究は波動伝播の性質を十分に分析してシミュレーション解析等の現象説明を行った例は少ない。これに関する問題点は多く、今後最も検討を要するといえよう。またほぼ弾性的性質を示すと考えられる小加速度の記録から得られたものは§2に示した様に数%であるが、室内試験結果は若干少なめの数値が多い。この相異の原因は波動伝播の複雑さにあろう。次に主たる事項を列挙する。

- 1) 表面波等を含む複雑な波動と、SH波として扱えるものは分けて考えるべきで、地中の垂直系列のみの観測ならば必ずSH波の垂直上昇波に近い記録に限定すべきであろう。
- 2) 震源と観測点の上下軸からなる角 θ を仮りに震源入射角 θ とよぶと、 θ が 90° 近くなれば表面波を多く含み長周期成分が大なる傾向となる(図13,注3)

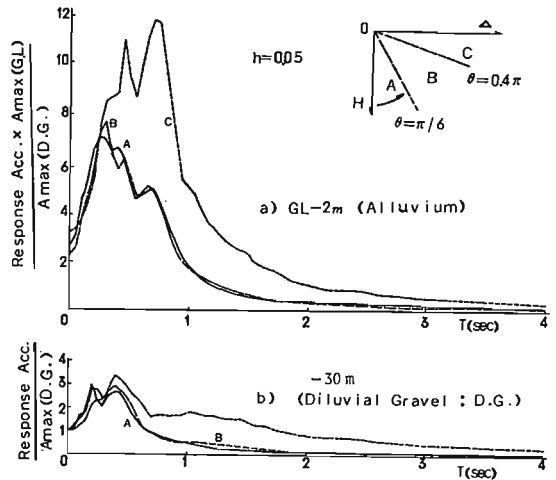


Fig.13 Hypocentral Incident Angle and Averaged Response Spectrum OHJI

32)。図13中のグループA~Cは各々6, 13, 8波の平均値である。SH波として検討を行うなら θ が 90° に近い記録は除いた方がよい。

- 3) 入射波の一般に用いられる入射角 θ はその大きさが大なることにより伝達スペクトルの高次のピークが低下する。この事を理解して適切な減衰評価を行うことが望まれる。
- 4) 軟岩の元はH.B. Seed, 原らによる室内試験結果の低歪レベルの値 $\delta = 1(\%)$ より大中に大なる観測結果からの推算値がある。自然地震では自由開放面近くの伝播波の複雑な挙動があるため、室内試験結果との減衰の差異が生ずると考えられる。
- 5) 地中深部の基礎岩近くでは 0.1% のオーダーの値と推定されるが、今後資料蓄積のためには基礎岩における観測点を小さくしなければならない。露頭岩盤の波動伝播についても表面波を含めて検討しなければ δ が大なることの説明はできない。
- 6) 元来3次元的な伝播波である地震動を2次元又は1次元で単純化しかつある程度元の性質を確保したいという希望は今後引き続きあろう。これのある程度可能な条件を明らかにする努力を要する。

4.3 減衰の歪依存性

地震記録から地層の減衰性を求める上述の各種の研究はその殆んどが中小加速度の記録に基づいている。従って歪レベルはそれ程大ではなく、地表の α_{max} が数10 gal程なので非線形地盤の歪は 0.1% 程以下であり、この程度の歪レベルでは減衰の増加はそれ程大で

はない。

3要素モデル等のより複雑なモデルを考えるとすれば、その剛性はω依存性の少ないものを考えたい。

砂のリクイフアクションの問題は実験室内ではその性質が明らかにされたものの、自然地震での地震時の挙動という面では研究的にそれ程進んでいない。この問題は減衰のω依存性や、弾塑性的取扱いの範囲外と考えられるものの、関連事項として今後の研究推進が待たれる。

§5 結 び

表層地盤の地震動記録から得られる地盤の減衰性その他について、既往の論文を参考に現状と問題をまとめた。将来の展望といえるところまで示れなかったが複雑な地震動という性格上今後のディスカッションに期待したい。

岩槻の記録を利用して頂くに際し、防災センター 高橋部長、高橋未雄、木下、箕輪諸氏の御好意、御助言をいただいたので厚く御礼申し上げます。更に本稿作成に先立ち、地盤震動小委員会委員の河村浩一、横田治彦の両氏より貴重な御意見を頂いた。また記録の数値化、関連計算は鹿島建設技研安藤治彦、同電算センター堀越清視の両氏その他の諸氏に御協力頂いたので御礼申し上げます。

参考文献

- 1) H.B.Seed, I.M.Idriss; Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Response Analysis, Univ. of Calif., Dec., 1970
- 2) J.Lysmer, H.B.Seed, P.B.Schnabel; Influence of Base Rock Characteristics on Ground Response, EERC 70-7, Nov., '70
- 3) 嶋悦三, 工藤一嘉; 軟弱な地層におけるS波の減衰 第3回日本地震工学シンポジウム, 1970年11月
- 4) 太田裕; 地震工学への最適化法の適用, 日本建築学会論文報告集, 第229号, 昭和50年3月
- 5) 太田外亮晴, 田羽正徳, 有子山直樹; 地震記録に基づく地盤の粘弾性的性質の検討(その1), 日本建築学会昭和51年大会号
- 6) 野路利幸他3名; 軟弱地盤における地震観測, 第4回日本地震工学シンポジウム, 1975年11月
- 7) 河村浩一他3名; 埋立軟弱地盤に建つ杭支持建物の地震動観測と解析(その6), 日本建築学会昭和49年大会号その他関連研究

Table 3 Soil Profile of Ohji Station

No	Depth (m)	Vs (m/s)	Density	Damping Factor (%)		
				Shima ^{*1}	A ^{*2}	B ^{*2}
1	2	135	1.6	3	1.53	2.44
2	5	70	1.45	3	2.51	3.47
3	9	125	1.5	3	1.65	2.58
4	13	100	1.55	3	1.91	2.86
5	18	105	1.6	3	1.82	0.92
6	25	250	1.7	3	0.97	0.59
7	38	480	1.9	1	0.59	0.41
8	48	300	1.8	1	0.84	0.53
9	58	350	1.8	1	0.75	0.49
10	66	300	1.8	1	0.84	0.53
11	78	600	1.9	1	0.51	0.37
12	100	450	1.8	1	0.63	0.43
13	170	500	1.9	0.5	0.58	0.40
14	190	600	2.0	0.5	0.50	0.37
15	1300	700	2.0	0.33	0.45	0.34
16	2300	1500	2.3	0.13	0.25	0.30
17	3500	3000	2.5	0.1	0.15	0.30
18	∞	3300 ^{*3}	2.8	0.083	0.13	0.30

*1; Shima's Data & Confirmed Data at Ohji

*2; Damping Model of Table 2

*3; Vs(No.17)×1.1

- 8) 河村浩一; 各種地盤での地表・地中地震動特性, 第5回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 昭和52年2月
- 9) 横田治彦; 東京の軟弱地盤における地中地震観測 同上シンポジウム
- 10) 先田義久, 水畑耕治; 種々の地層の地震応答解析(続), 日本建築学会昭和50年大会号
- 11) 畑野正, 渡辺啓行; 粘土, 砂, 礫石の動的, 静的弾性定数ならびにポアソン比について, 土木学会論文報告集164号
- 12) 渡辺啓行; 有限要素法による粘弾性体の振動解析 土木学会論文報告集第198号
- 13) N.C.Tsai; Elastic-Plastic Earthquake Response of Soil-Building System, Univ. of Calif. 1972
- 14) 赤井浩一, 堀正幸; 飽和粘土の動的挙動と応力波伝播に関する粘弾性的考察, 第3回日本地震工学シンポジウム, 1970年11月
- 15) 赤井浩一, 堀正幸; 線形粘弾性体内および多孔性物質内の波動特性の比較考察, 土質工学会昭和47年大会号
- 16) 赤木知之; 横振動試験による減衰評価と粘弾性論的考察, 第4回日本地震工学シンポジウム, 1975年
- 17) 太田外亮晴, 田羽正徳, 有子山直樹; 地震記録に基づく表層地盤の粘弾性的性質の検討, 鹿島建設技

技術研究所年報, Vol.25, 1976

- 18) 建設省建築研究所他;地震および地盤建物振動委員会研究成果報告会(新耐震設計法の開発), 編集:土の破壊機構と強靱の解明特に土の動的強靱について
- 19) 原昭夫他3名;軟弱地盤の力学的性質と地震時の挙動(その1), 日本建築学会昭和47年大会号
- 20) 小林啓美, 長橋純男;地震地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年11月
- 21) 鏡味洋史, 小林啓美;地盤に到達する地震波について, 日本建築学会論文報告集, 昭和49年6月
- 22) 金井清, 田中貞二;地下における地震動の観測結果第1報, 震研彙報Vol.29(1951)
- 23) 鈴木敏夫, 政屋享, 長次至;深い地中における地震観測(その1), (その2), 日本建築学会昭和52年大会号
- 24) C.Tamura, T.Mizukoshi, T.Ono; Characteristics of Earthquake Motion at the Rocky Ground
- 25) 笑輪親宏;大型振動台基礎の地震時および上下加振時挙動について, 日本建築学会昭和51年大会号
- 26) 菅原正巳他3名;微小地震の自動検出方法について, 国立防災科学技術センター研究報告第9号1-9
- 27) Kiyoshi Kanai, et al; Observation of Strong Earthquake Motions in Matsushiro Area. Part 1 (Empirical Formula of Strong Earthquake Motions), BERI. Vol.44(1966)
- 28) 嶋悦三他;東京の基礎構造その1, その2, 地震研究所年報Vol.51(1976)
- 29) 後藤典俊;深層S波速度検局の実施—広域地震地盤設定の一条件—, 第14回自然災害科学総合シンポジウム, 1977.8
- 30) 嶋悦三;基礎地, 土と基礎Vol.25, No.5, 1977
- 31) 服部定育, 飯田汲事;P波入射による地表面の運動と地下構造, 物理探鉱, 第23巻, 第4号, 昭45.8
- 32) 太田外気晴, 丹羽正徳;記録地震波に基づく表層地盤の増巾率とスペクトル特性, 鹿島技研年報No.26 1977
- 33) 岩崎敏男, 龍岡文夫;土の動的性質 現場測定と室内実験, 第4回日本地震工学シンポジウム(1975)
- 34) A.Hara, Y.Kiyota; Dynamic Soil Share Test of Seismic Analysis 9th ICSMFE, Vol.2, 1977
- 35) 小堀鐸二, 立川剛, 飽和砂質土盤への複合係理論の適合性, 日本建築学会論文報告集第222号, 昭和49.8
- 36) 多賀直恒, 富樫豊;含水円状地盤の動特性, 日本建築学会昭和52年大会学術講演梗概集

(鹿島建設技術研究所)

II—2(3)

設計面から見た地盤震動研究の動向と今後の展望について

山原 浩

§1. はじめに

今回のシンポジウムでは、地盤震動に関する研究の今後の展望についてパネルディスカッションを行うことになった。平直になつて、筆者は地盤震動に関する既往の研究を十分理解しているわけではなく、まして今後の展望など語るだけの資格を有していない。ただ、長年この分野の研究に関心をもってきた者の義務として、ここで既往の研究を振り返るとともに今後の研究の方向について考えてみることにした。

§2. 既往の動向について

今後の展望を語るとしても、まず地盤震動とその周辺領域の研究について、今日までの凡その流れを把握しておかなければならない。表4はそのような意図から、建築設計を軸として筆者なりにまとめてみたものである。

設計とは社会的要請(ニーズ)や需要(デマンド)に応じて行われるものである。したがって、それぞれの時代の政治・経済・技術等の社会的事情に大きく支配されることは言うまでもない。また、設計とはそれぞれの時代の社会的合意のバランスのうえに成立つものであり、決して完全なるものを追求する行為ではない。

しかし設計者は、それぞれの時代の研究の動向に無関心ではありえない。社会は絶えずより完全なるもの、より経済的なものを求める。それに応えるため、設計者は既往の研究成果をできるだけ吸収し設計に応用することにより、社会⇔設計⇔研究のループが継続される。したがって、表4には社会・設計・研究と3つの項目に区分し、それぞれ20世紀初め頃からの大きな流れを併記してみた。ただし研究の軸は、地盤震動と設計に関連するものだけに絞り出したつもりであるが、持筆すべき研究で落ちこぼしたのものもあると思われる。

さらに、地盤震動の研究において、既往の特徴ある地震の発生とその時期を無視するわけにはいかない。また、最近の研究や設計において、電子計算機の発達が非常に大きな要素になっている。そこで備考欄には、研究と設計に大きな影響を与えたとと思われる既往の地震と、電子計算機の演算速度の発達の過程を記入しておいた。

§3. 今後の展望について

(1) 全般

1960年代の初め頃から我が国の超高層建築の開発の機運が急激に高まり、それが動的設計法に関する研究テーマの引き金になったと云えよう。その後動的設計の手法が原子力発電所の安全設計やその他の構造物の設計に適用されるようになってくると、一般の関心が地震入力や地盤の動的効果の問題にまで広まってきた。

しかし建築の分野において、その後社会的ニーズにもつき切迫した開発目標として与えられた新しい対象物はとくに見当たらない。むしろ1973年のオイルショック以来社会の景気は著しく後退し、今や長期化する深刻な構造不況の時代に入っていると云われている。それによって社会の建設需要は後退し、従来のような速度で新しい技術開発に取り組む必要性も失われつつある。超高層ビルも我が国に摩天楼を建てたいとする国民の夢を実現したものかもしれない。しかし超高層ビルが林立するようになる。今日、電波障害、都市風害、過密化による輸送力の限界といふ新たな別の社会問題を巻き起し、超高層ビルの乱立に対する批判的な機運も芽生えてきている。原子力発電所も社会の不況によりエネルギー需要の伸びが鈍化し、建設計画の縮小の時代に入った。また地域住民との合意を得るためにも長い話し合いの期間を要し、かつての好況期のような建設速度の持続はありえないだろう。

かくして、かつての経済成長の波に乗って華々しく展開されてきた我が国の研究開発も、今やその反省期に入っていると見るべきではないだろうか。研究開発のペースがあまりにも急速度であったがために、落ちこぼしや取り残された重要課題がなかったとはいえない。社会の需要があまりにも性急であったがために、造ることに夢中になりすぎて造ったものを見直すだけの余裕がなかったともいえる。そのような意味で、今や造るための技術ではなくして、むしろ造ったものを見直すことによって不合理性を改善し、来るべき時代に備えることが研究者に課

せられぬ責務ではないだろうか。

つぎに、今後の研究の展望を語るに当たっては、研究という行為のもつ特異性を認識するわけにはいかない。研究とは、必しも社会のニーズや実用面での効用に応えることを意識するものではない。むしろ研究者の個人的関心の追求に動機付けられるものが多く、過去に立派な研究を行いながらもその効果が未だ実用に還元されない事例はいくらでもある。

また、研究とはその時代の流行に大きく支配される傾向も強い。たとえば、過去の大地震において構造物の倒壊による人命の死亡率は非常に少ない。むしろ地震後の火災・崖くずれ・群衆のパニック現象等による死亡率の方がはるかに高い。社会的に見れば、構造物の耐震問題よりも、こうした地形の安定や防災上の問題の方がはるかに重要であるともいえる。しかし建築の領域においては、研究者の関心の多くは地震とそれによる構造物の応答の問題に集まり、斜面の安定や防災問題に關する研究は非常に少ない。かつての地盤の重複反射や動的相互作用の研究ゲームに見られるように、何か新しい原理や理論が発表されると、すぐにそれに飛びつきたちまちにして喰いつぶしてしまうという傾向も強い。

このように研究とは、その動機において個人的関心や流行に依存する傾向が強く、かなり偶発的や事象に支配される要素も大きいため、今後の展望を論ずるには非常に困難な側面をもっている。

つぎに、最近の研究の動向を考へるに当たり、電子計算機の発達を認識するわけにはいかない。すなわち、電子計算機の著しい発達によって、研究そのものが質的に大きく変わってきたと見ることができる。電子計算機が一般に普及する以前には、個人的関心や探究心にもとづく研究が多く、鋭い洞察力とすぐれた解析能力が要求された。しかし電子計算機の出現によって計算機能だけが急速に発達し、研究の規模が大型化し多様化するにつれて研究の主体が個人から組織へと移ってきた。それによって解析技術は著しく発達したが、反面実際の現象に対する観察力が失われつつあるように思える。一方、電子工業の発達により、計測技術やデータ処理技術が急速に発達し、実験施設も大型化してきた。それに伴って研究の規模や予算も拡大し、研究の組織化に拍車をかけることも、とくに実用的効用面が強調されてきた。このような傾向は今後とも持続されるであろうし、研究そのものが質的に変化してきたと見ることができる。しかし実用的効果を目的とした研究も必要であろうが、一方において研究の原動力に戻り、未知の真理を探究するといった地道な努力も忘れてはならないと思う。

なお、今後必要とされる個別の研究テーマに關しては、日常設計に携わる人達の意見を参考にし、筆者なりに要約したものを項目別に以下に示す。

(2) 長周期地動

現行の耐震規定によって設計される建築物は、せいぜい 0.1 sec から 1 sec 程度の周期領域を考へれば、十分実用目的を達することができた。しかし超高層ビルの出現により、工学上考慮すべき周期領域が次第に延長され、現在では約 5 sec 程度までの長周期地動が重要な意味をもつようになった。さらに最近、機械工学の分野においては、石油タンクの大型化に伴ない液体のスロッシング現象に対する関心が急激に高まり、約 10 sec 程度までの長周期地動が問題になってきた。このように対象とする周期領域が長い方に拡張されるにつれて、工学上考慮すべき基礎の位置がますます深くなることも、発振機構や地震波の伝播経路にまで無関心ではいられなくなってきた。ここに至って、今や地震工学と地震学とのドッキングの時代に入っていると見られる。地震波に含まれる長周期地動とその工学的評価に關しては、今日一抔の疑念が残されている。また工学分野において、長周期地動の解明を目的とした研究も少ない。当面する重要課題のひとつとして、今後この分野の研究の推進が望まれている。

(3) 短周期地動

動的設計の手法が原子力発電所の安全設計に適用されるようになると、短周期地動に対する関心が強くなってきた。原子力発電所の設計では、地震力よりも建物や機器間の相対変形の抑制に重点がおかれるため、各構造要素は極力剛に設計される。とくに内蔵される機器類に対しては約 50 Hz 程度まで考慮しをなければならない。こうした原子力発電所の安全設計上の要請によって、工学上考慮すべき周期領域は 0.02 sec あたりまで拡張されてきた。

そうすると構造物の基礎に対する地震入力を、すべて同位相・等振幅とする解析上の仮定が矛盾してくる。また動的相互作用の重要なパラメータである無次元化振動数 $a_0 (= a\omega/\omega_g)$ が 20~30 を越えることも珍らしくなく、地盤の剛性や減衰の評価に問題を生ずる。地震時に生ずる短周期地動の位相差の実測や、短周期領域における地盤の剛性や減衰の評価が、設計上要求される重要課題として今後の研究成果が期待される。

(4) 地震観測

(2) および (3) で述べたように、工学上対象とすべき地動の周波数帯域が、およそ 0.02 sec から 10 sec までと大幅に拡張されてきた。現在、工学分野における地震観測は、もっぱら SMAC 型強震計に頼っている。今日一般に普及している SMAC は、振子の周期が約 0.1 sec に設計された加速度計であるため、0.1 sec 以下の短周期成分の観測には向いていない。また加速度計であることと記録針の摩擦の問題もあり、2~3 sec 以上の長周期成分の観測にも難点がある。勿論、上記の周波数帯域をすべて満足するような万能型強震計は得られないだろうから、幾つかの周波数帯域に分割し、数種類の強震計を備えることも考えられる。加速度計がよいの速度計とした方が便利かといふ検討をも含めて、それぞれ目的別に強震計を配置する新しい観測システムを研究する時期に入ったと見るべきであろう。

(5) 土および地盤の塑性的性質

最近、軟弱な地盤に重要構造物が建てられる事例が増えてきている。自然の地盤そのものは、歪レベルによって顕著な塑性的性質を示すことは一般によく知られている。そのような土の性質について最近室内実験による測定がのびり進められているが、自然の状態における把握が十分ではない。地震によって生ずる歪レベルの領域において、土および地盤の弾塑性的性質の把握が必要である。

つぎに地盤に関する解析手法の多くは、弾性論または弾性波の理論にもとづいている。もし塑性の効果を導入するとすると、解析的に困難であるばかりか莫大の電算機費用を要することになり実用的ではない。塑性の効果を見込んだ実用解析の手法も同時に開発されなくてはならない。

また、土の塑性化の問題として、地震による地盤の液化現象や地盤のすべりや破壊の現象も、工学的にさらに解明すべき問題を残していると思われる。

(6) 位相差入力

平面的に細長い構造物や大きな広がりをもつ構造物では、基礎に到達する地震波の位相差が重要な意味をもつことになる。構造物の基礎が十分に剛であれば、地動の位相差を拘束することによって一種のフィルター効果（地震波の入力損失）をもつ。基礎の剛性が比較的低い場合には、入力地震波の位相差によって基礎自体が強制変形を受けるほか上部構造物も複雑な応答を示すことになる。現在この問題に関して解析的な研究はある程度進められているが、地震時の地動の位相差の実態に関する把握が十分ではない。従来の地震観測においては、ボーリング溝を利用して鉛直方向の波の性質の変化を調べた資料は豊富であるが、水平方向の波の変化を調べた実測資料は非常に少ない。とくに短周期成分に焦点を合わせ、水平面内における地震時の地動の同時観測の推進と、それに伴う耐震工学的な解析と評価が必要であろう。

(7) 上下動

従来、建築構造物に関しては上下動に対する関心が比較的弱かった。もともと建築構造物は単純に上下荷重に対して強い強度を有するため、地震力としてとくに上下動を考慮することはごく少なかった。しかし最近、高層化に伴って建物の上下動の固有振動数が地震で高い応答を示す周波数帯域に入ってきたこと、ロングスパン床組構造の流行によって床の上下動固有振動数が低くなってきたこと、高層化に伴う P- Δ 効果による付加モーメントが無視できなくなってきたこと等から、上下動に対する関心が高まってきているように思える。地震の上下動に関する既往の研究の蓄積は非常に少ない。今後補強すべき研究分野のひとつとして見直しが必要であろう。

(8) 設計用地震動

従来、構造物の動的設計を行う場合、それぞれの地震波形のもつ個性を除くため数種類の地震波形を併用す

る方法をとってきた。そのような方法では同じ計算を反復繰返すことになり、時間的にも経済的にも無駄が多い。また、既往の特定の地域で得られた強震記録が、建設予定地に将来起るであろう大地震の性質を代表するものとして扱ってよいかどうかの議論もある。設計者の間から、動的設計用の何か標準波形を与えるものがあればという期待が生れるのも当然のように思える。

しかし、果してそのような設計用標準地震動を与えるものが、一般的に適用しうるものとして提案できるものになるだろうか。もしできるとしても、そればかり深い基盤で与えられることになるかもしれない。またそれは、加速度スペクトルとか速度スペクトルといった設計用標準スペクトルでしか表現できないものかもしれない。あるいは設計用地震波を作成するフローチャートのようなものの提案に終り、かえって設計者を悩ますことになるかもしれない。

設計用地震動とすれば構造物の保有耐力との対応で定めるべきもので、自然現象としての地震の強さの期待値だけから決められない難しさがある。いずれにせよ設計のひとつの基準を決めることになるだけに社会的影響も無視できず、甚だ難しい問題ではあるが今後の研究の展開が期待される。

(9) 環境振動

地震震動として我々の生活に密接な関係をもつものは、何も地震だけではない。最近都市の稠密化が進み、輸送機械の大型化や高速化が進むにつれて、鉄道や道路の振動に悩まされる機会が多くなりひとつの社会問題にまで発展している。こうした人工的な原因による振動問題も、結局は地盤の震動問題に帰着されることが多い。また、そのようにして誘発された振動の伝播機構は、その基本的考え方において地震波の場合と共通したものも少なくない。しかし振動を専攻する者で環境振動問題に関心を抱く人が少なく、組織的に研究はほとんど行われていないように思える。身近な問題として今後の研究に対する社会的要請は大きいと思われる。

§4. 建築学会大会に見る過去10年間の研究の動向

建築界における研究の傾向を見るには、毎年開催される建築学会大会の発表論文がひとつの指標になるであろう。そこで参考までに、過去10年間に同大会に発表された論文の各種統計を示しておいた。

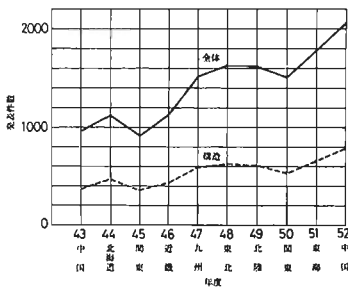


図1 建築学会大会の論文発表件数

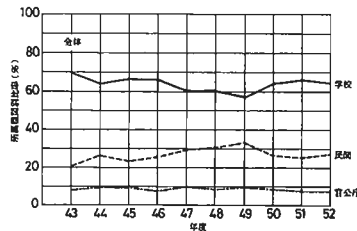


図2 建築学会大会論文発表者の所属機関別比率(全体)

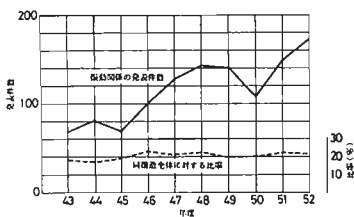


図4 振動関係の論文発表件数と構造全体に対する比率

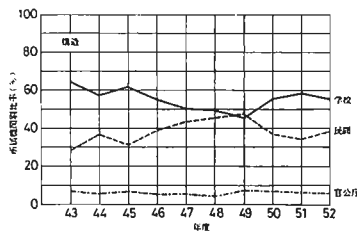


図3 建築学会大会論文発表者の所属機関別比率(構造)

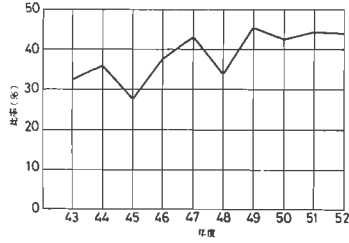


図5 地震振動に関する論文発表件数の振動全体に対する比率

振動領域の分類	年 度										
	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	
地震	6	7	4	8	10	16	20	18	24	25	
地盤の振動特性	4	2	4	11	9	7	8	8	10	11	
基礎地盤の動的相互作用	13	20	11	19	36	25	27	20	32	40	
構造物の振動特性(解析)	9	7	8	9	8	5	6	3	9	12	
構造物の地震応答特性(解析)	6	8	10	13	15	22	16	19	23	19	
構造部材・要素の動特性	4	3	0	11	2	14	3	2	4	4	
振動解析手法	2	5	8	3	13	12	8	7	6	10	
構造物の振動実験	14	14	13	7	15	13	15	8	10	10	
構造物の地震観測	1	1	0	5	1	7	3	6	6	2	
耐震設計法	2	6	10	3	1	2	5	1	4	5	
耐震安全性の評価	0	1	0	1	0	0	0	0	0	2	
設計解析	5	5	1	5	10	14	5	9	19	27	
設備機器の耐震性	0	0	0	0	3	4	0	0	0	0	
環境振動	1	1	0	3	5	1	3	1	1	3	
その他	1	1	0	3	0	1	2	0	0	4	
合計	68	81	69	101	128	143	121	108	149	173	

表1 振動の領域別論文発表件数

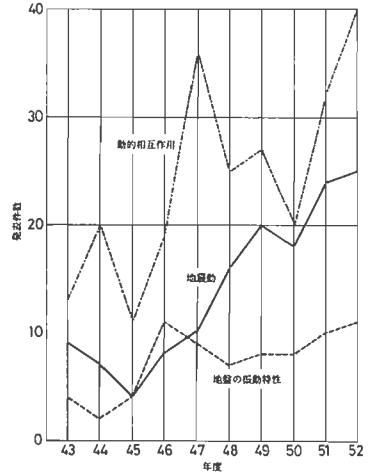


図6 地盤振動に関する論文発表件数の推移

項目	年 度										
	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	
地盤の振動特性	4	2	4	10	7	6	8	6	10	6	
基礎-地盤の動的相互作用	13	19	11	18	30	23	22	18	27	39	
構造物の振動特性(解析)	8	5	5	8	5	5	3	2	4	10	
構造物の地震応答特性(解析)	4	5	4	4	5	4	1	8	6	4	
構造部材・要素の動特性	3	0	0	6	1	10	0	1	2	2	
振動解析手法	2	5	7	3	11	12	6	3	1	3	

上段は弾性または線形問題として扱っているもの
下段は弾塑性または非線形問題として扱っているもの

表3 弾性(線形)および弾塑性(非線形)の手法別分類

項目	細分類	年 度										
		43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	
地震動	地震危険度、マクロゾーニング								3	2	2	6
	地震の地域特性、ミクロゾーニング		3	1	3	1	2	4	2	5	4	
	地震被害、調査調査			1	1	1			6	7	3	
	地震震動解析、脈衝・地形の影響	2	1	1		3	5	2	2	6	1	
	地震観測、常時振動観測	1	3		2	3	1	5	2	3	4	
	地震動スペクトル	1		1			1				2	
	長周期地震動						1				2	
	設計用地震動、人工地震	2				2	1	7		3	4	5
その他										1	1	
地盤の振動特性	地盤の振動特性、伝達特性	2	1	7	2	5	2	3	3	5		
	地盤の地震応答					3	1	2	1	2	2	
	地盤の動的性質	1		3	4	2	1	3	3	4	1	
基礎-地盤の動的相互作用	土の力学的性質	1				2	1	1	1	3		
	弾性論にもとづく理論解析	3	6	3	4	7	9	7	10	8	10	
	実験(図)とその解析	7	8	5	9	13	7	6	5	13	18	
	実用解析法とその応用	3	6	3	6	16	9	14	5	12	12	

表2 地盤振動に関する論文発表件数の推移

表4 既往の動向について

年代 昭和 西暦	社 会	設 計	研 究	備 考
1910	・第1次世界大戦	・佐野霞霞の提案(15)	・家屋耐震構造論(15)	
1920		・在野地建築物法公布(19)		
5	・満州事変 ・エンパイアステートビル竣工	・丸ビル竣工(23) ・在野地建築物法に震度0.1を明記 ・静的震度法の創設(24)	・地震研究所設置(25)	・向來地震(23)
10	・支那事変	・RC計算規準の出版(33)	・赤岡論争(28-30) ・地震の固有振動の研究(29) ・米国において強震観測がはじまる(30)	・エルセントロ地震(34)
15		・オースティンビル竣工(38)	・円形基礎の動的相互作用の研究がはじまる(36)	・オホシロ地震(39) ・エルセントロ地震(40)
20	・第2次世界大戦			・高取地震(43) ・東南海地震(44)
25	・湯川博士ノーベル賞 ・朝鮮戦争がはじまる	・建築物の構造計算(JIS 5001)制定 許容応力度の改訂より震度0.2とす(48)	・全国地震危険度地図の提案(50)	・福井地震(48)
30	・日米安保条約発効 ・神武景気	・地震種別・地域係数の告示(52)	・SHAC強震計の開発設置(52) ・地震の重複反折理論(53) ・非線形振動の研究(54)	・電子計算機(50) 命令数 $10^4/sec$ ・十勝地震(52) ・十勝沖地震(52)
35	・実保強動・池内閣成立	・原子力発電所東海1号炉着工(57) ・東京タワー竣工(58)	・世界地震工学会議がはじまる(56) ・電子計算機商業用国産1号機完成(56)	・金沢地震(58) ・電子計算機(58) 命令数 $10^4/sec$
40	・新幹線営業運転がはじまる ・オリンピック東京大会 ・佐藤内閣成立	・超層建築物の地震応答解析がはじまる(61)	・基礎における地震動最大振幅の相関式(58) ・矩形基礎の動的相互作用の研究(59~)	・新巧地震(64) ・電子計算機(64) 命令数 $10^4/sec$
45	・GNP世界で2位に上る ・アホロ月面着陸 ・石園博覧会開会	・深基礎の地震応答解析(64) ・地震種別による規準加速度スペクトル(65) ・超層建築物の振動実験(65~) ・地中地震観測(65~) ・砂質土盤の流動化現象の研究(65~)	・土木・建築領域にFEMの導入(60) ・構造物の弾塑性応答解析(60)	・パナフレッド地震(65) ・社代地震(66)
50	・田中内閣成立 ・オイルショック	・高次制限法の廃止(63) ・超層建築物の弾塑性応答解析法の導入(63) ・高層建築技術指針の発行(64) ・動的設計法の確立	・土木・建築領域にFEMの導入(60) ・構造物の弾塑性応答解析(60)	・十勝沖地震(68)
55	・三木内閣成立	・阪神ビル竣工(67)	・基礎振動に関する研究(67) ・裸振地震波の研究(67) ・BCS起振機の開発(68) ・地震波の入力損失論(69) ・原子力発電所の動的解析(69)	・電子計算機(70) 命令数 $10^4/sec$ ・サマルタ地震(71) ・マナブア地震(72)
60	・福田内閣成立	・原子力施設の新設計用地震動の選定に関する指針案、コンピュータ防災技術指針(74)	・マイクローニアの研究(70) ・汎用大型振動台の完成(70) ・耐震設計法の研究(70)	・伊豆半島沖地震(74)
現在	・構造不況の長期化	・新耐震設計法(案)提示(76)	・地震動の重複反折理論(53) ・非線形振動の研究(54)	・大分中部地震(75)
		・新耐震設計法(案)提示(76)	・円形基礎の動的相互作用の研究がはじまる(36)	・大島近海地震(78)
		・超層建築物の地震応答解析がはじまる(61)	・深基礎の地震応答解析(64)	
		・高次制限法の廃止(63)	・基礎振動に関する研究(67)	
		・超層建築物の弾塑性応答解析法の導入(63)	・裸振地震波の研究(67)	
		・高層建築技術指針の発行(64)	・BCS起振機の開発(68)	
		・動的設計法の確立	・地震波の入力損失論(69)	
			・原子力発電所の動的解析(69)	
			・マイクローニアの研究(70)	
			・汎用大型振動台の完成(70)	
			・耐震設計法の研究(70)	
			・地震動重複小委員会の設置(71)	
			・実在建築物の振動特性(72)	
			・逐層要素による地震振動解析(73)	
			・地震波のやま長期成分の研究(74)	
			・人工地震波の作成(75)	
			・やま長期成分についてシミュレーション(76)	
			・多層大型高粘性振動台の建設がはじまる(77)	

(清水建設研究所)

— MEMO —

— MEMO —