

研究展望

やや長周期帯域における設計用入力地震動研究の展望

STUDIES ON DESIGN EARTHQUAKES IN THE PERIOD RANGE OF 2 TO 20 SEC—A REVIEW

井上 涼介*

By Ryosuke INOUE

1. はじめに

(1) やや長周期帯域とは

表題の「やや長周期帯域」という用語は、種々の文献から判断すると、以下に述べるような背景のもとに1970年代後半あたりから地震工学の分野に定着し始めたようである。まず1960年代以降、日本経済の高度成長に伴って大型石油タンク、超高層ビル、長大橋梁などの1次固有周期 T_1 が数秒以上の構造物（以下便宜上、長周期構造物とよぶ）が計画、建設されるようになった（表-1参照）。一方1953年に開発されたSMAC型強震計は、元来 T_1 が1~2秒以下の構造物（以下便宜上、短周期構造物とよぶ）を対象として開発されたもので、2.(1)で述べるように地動成分のうちせいぜい周期数秒くらいまでしか精度よく記録できないとされている。このため長周期構造物のうち T_1 が2~3秒の構造物（たとえば20階~30階建のビルに相当）はSMAC記録の使用可能範囲に入っているが、 T_1 が約5秒以上の構造物については使用範囲外にあたり、それらの構造物の設計用入力地震動をどのように策定したらよいか、1960年代の時点では全くといってよいほど未知の状態にあった。またその時点では、SMACによる記録自体、観測歴が浅く、大地震の発生がまれなこともあって、 T_1 が2~3秒の構造物の設計用入力地震動として使うのに適当な記録はほとんどなかった。このような状況のもとに起こった次の3つの出来事が契機となって、表題の研究に対する要請が高まった。すなわち①1964年新潟地震（ $M_s=7.5$ ）の際、新潟における昭和石油の原油タンク

（容量3万kl、スロッシングの $T_1 \approx 6$ 秒）がスロッシングによる火災を起こした、②1968年十勝沖地震（ $M_s=8.1$ ）の際の八戸港、青森港などにおけるSMAC記録（水平成分）から速度応答スペクトル S_v を求めてみると、周期2~3秒あたりにピークを有し、しかもそのレベルはそれまでわが国の高層ビル等の耐震設計に使っていた1940年El Centro記録のレベルを上回った（表-3参照、なおこのピーク値を深い地盤構造から説明するために、「やや長周期微動」を使った一連の研究—たとえば文献1—がスタートしたが、本稿ではこの分野の研究には一切触れないことにする）、③森岡²⁾は1923年関東地震（ $M_s=8.2$ ）の際の東京本郷におけるユーイング円盤強震計による記録を復元し、応答スペクトルを求めたが、それによると S_v のピークは周期13.5秒付近にあり、そのレベルは減衰定数 $h=0\%$ のとき約250 kine 程度であった（表-3参照）。先にも述べたようにこれらの出来事が契機となって、1970年代後半になって長周期構造物の入力地震動に関する問題を再検討する強い機運が生まれ、この頃から地震学で使う長周期（通常は周期数10秒以上の領域を指す）という用語と区別して「やや長周期帯域」という言葉が使われ始めた^{3),4)}。

なおその時点で存在した固有周期最長の構造物（容量16万klの大型石油タンク）の T_1 は約13秒であったが、このことから一般の研究者はこの帯域の周期の上限を10数秒とした。周期の下限は研究者によってまちまちであるが、たとえば小林³⁾は1秒、田中ら⁴⁾は2~3秒としている。著者は、①2.(3)で述べるように気象庁1倍変位強震計の精度よく記録できる範囲が約2~20秒の帯域であること、②現時点における固有周期最長の構造物（明石海峡大橋、建設中）の T_1 が16.8秒であるこ

* 正会員 工博 茨城大学文部教官・助手 工学部建設工学科 (〒316 日立市中成沢町 4-12-1)

表一 「やや長周期帯域」という言葉が定着するまでの主な出来事

年	主な地震計の開発、設置開始年	主な被害地震	長周期構造物の地震被害、等	主な長周期構造物の完成年	この帯域の地震動特性に関する主な研究
1950	気象庁1倍変位強震計の設置(-60)				
1953	SMAC型強震計の開発				
1964		新潟地震 ($M_s=7.5$)	新潟の石油タンク ($T_1=6$ 秒) スロッシングによる被害		
1968		十勝沖地震 ($M_s=8.1$)	八戸のSMAC記録の S_a が2~3秒の帯域で El Centro 1940 を越える	霞が関ビル ($T_1=3.6$ 秒) 完成	
1969				根岸に初のLNG貯槽 ($T_1=7$ 秒) 4基完成	
1973				関門橋 ($T_1=5.6$ 秒) 完成	
1975				鹿島に16万klの石油タンク ($T_1=13.2$ 秒) 8基完成	
1976					1923年関東地震 ($M_s=8.2$) の記録の復元。 S_a ($h=0\%$, $T=13.5$ 秒) ≈ 250 kine (森岡)
1977	村松式速度型強震計の開発				

と(次節参照)、の2つの理由から、本稿ではこの帯域の周期の下限を2秒、上限を20秒とすることにする。

なお、表一は本節に述べた内容の要約として眺めて頂きたい。

(2) 各種長周期構造物の固有周期

本節では、わが国における各種の長周期構造物の1次固有周期 T_1 の範囲と、 T_1 がある値以上の構造物の数などについて概観する。

① 超高層ビル⁵⁾

代表的な超高層ビルの短辺方向の1次固有周期 T_1 を挙げると、まず超高層時代の幕明けとなった東京の霞が関ビル(1968年完成、36階、147m)の T_1 は3.6秒、また現時点で T_1 が最も長いのは、東京・池袋のサンシャインビル(1978年完成、60階、226m)で T_1 は6.0秒である。また1985年5月末の段階で設計が日本建築センターの評定を通過したものうち、 T_1 が2秒以上のビルは121棟あり、その大半は東京と大阪に集中している。

② 長大橋梁⁶⁾

長大橋梁といえば吊橋が代表的である。最近は大スパンの斜張橋も計画されているが、本稿ではもっぱら吊橋に話を限る。吊橋の地震時応答で主として問題となるのは、桁の橋軸方向と鉛直方向の成す面内における逆対称1次モードの振動である。この固有周期を T_1 と記すことにすると、完成当時「東洋一」のスパンを誇った関門橋(1973年完成、中央支間712m)の T_1 が5.6秒、また1975年に着工した本州四国連絡橋においては、8橋の長大吊橋が計画され目下2橋が完成しているが、今年4月に着工した明石海峡大橋(1998年完成予定、中央支間1990m)では、その中で最長のもので T_1 は16.8秒、他の7つの吊橋の T_1 は6~9秒程度である。

③ 石油タンク^{7),8)}

石油タンクには大別して、屋外貯蔵タンク(以下便宜上、地上式とよぶ)と地中貯蔵タンク(以下便宜上、地中式とよぶ)の2種類が存在する。地中式とは、タンク本体のほとんど(約9割)の部分を地中に埋め込んだ形

式のタンクで、消防庁で定めた基準によりタンク間の距離を地上式より短くとれることや、穴を深く掘れば容易に容量を増やせることから、用地をより経済的に使えるという利点を有するが、石油タンクに関してはごく最近になって建設され始めた。すなわち岡山県水島基地で容量26万kl(直径83m,液面高さ48.1m)のタンクが2基,1984年に完成したのを皮切りに,目下,秋田県男鹿基地では容量30.5万kl(直径90m,液面高さ48m)のタンクが4基と35.3万kl(直径97m,液面高さ48m)のタンクが8基,1990年の完成を目指して建設中である。ただし総容量や総基数は地上式の方が圧倒的に多い。

石油タンクのうち容量2万~3万kl(スロッシングの1次固有周期 T_1 が約6~7秒)以上のものを業界では慣習的に大型と称しているが,大型タンクが数多く作られるようになったのは,1960年代前半である。大型タンクのうち現時点で T_1 が最大のもは,茨城県鹿島基地の16基のタンク(地上式)で,1基当たりの容量が16万kl(1975年完成,直径97m,液面高さ21.2m),また T_1 が13.2秒である。また容量が最大のもは,前述の男鹿基地のタンク(地下式)で,容量35.3万kl, T_1 が10.6秒である。なお石油タンクは全国に分布しているが,そのうち容量1万kl(液面高さを15mとすると $T_1 \approx 5.7$ 秒)以上のものの総数(地上式)は,1984年3月末の時点で3090基である。

④ LNGタンク⁹⁾,LPGタンク¹⁰⁾

わが国のLNGタンクは,1969年に第1号基が完成して以来,1985年末の時点で地上式66基,地下式(石油タンクの地中式に相当)42基のタンクが全国9か所の基地で稼動している。そのうち容量が最大のもは,千葉県袖ヶ浦基地の4基の13万klタンク(1985年完成,地下式,内径64m,液面高さ40.5m)で,そのスロッシング1次固有周期 T_1 は8.5秒であり,容量が最小のもは神奈川県根岸基地の1万klタンク(1970年完成,地下式,内径30m,液面高さ14.2m)で,その T_1 は5.9秒である。

次にLPGタンクについては,LNGタンクと部材の材料は異なるが,3.(2)でも述べるように耐震設計法についてはLNGタンクと全く同様である。LPGタンクには,形式別に横置円筒形,球形,平底円筒形の3種類があるが,総貯蔵量別では平底円筒タンク(以下便宜上,単に平底タンクとよぶ)が全体の約73%を占める。この平底タンクのうち現時点で容量が最大のもは,長崎県福島基地の4基の4万tタンク(1基当たりの容量約88600m³,1981年完成,内径58.7m,液面高さ25.4m)で,その T_1 は約8.4秒である。なお1986年3月末の時点での平底タンクの総基数は126基で,それらが全

国各地に散在している。

なお石油タンクのうち容量1万kl以上のものとLNGタンクのすべては,LPGタンクの形式別区分に従えば,すべてが平底円筒形タンクである。

2. 地震計と地震観測

本章では,わが国でやや長周期地震動の観測に使われている各種の(機械式)地震計について,それらの特性(表—2参照)と観測体制を概観する。

(1) SMAC型強震計(M,T,T2型を除く)

この地震計は,表—2に示す特性を有する機械式地震計を,1953年に開発されて以来,全国各地の構造物や地盤上に次々と設置され始めたが,大沢¹¹⁾によれば1980年12月末の時点でその総数は約1300台,うち地盤上が約350台に達し,また地盤上の記録のうち最大加速度が10galを越えるものは約2000記録に達している(なお,M,T,T2型の3機種は換振部が電磁式で記録部がアナログカセットテープ方式であるが,SMAC全体に占める割合が1割以下と少なく,観測歴も浅いので,本稿では触れないことにする)。これらのデータ・ベースは通常の構造物の耐震設計を考える際の貴重な資料となっているが,この地震計の短い固有周期のゆえに変位計としてみたとき周期が長くなるにつれて感度が大きく低下し,周期約1秒以上の地動成分の記録精度に関しては以前から疑問がもたれていた^{12),13)}。たとえばSMAC型の諸機種のうち最も台数の多いB2型(全体の約3割を占める¹¹⁾)を例にとった最近の野田¹⁴⁾,土岐¹⁵⁾の研究によれば,B2型が精度よく記録できる地動周期の上限は,前者では約5秒前後,後者では約3秒としている。土岐¹⁵⁾はさらに,B2型の記録の周期約3~10秒の成分に含まれるノイズを適当な方法で取り除くことにより,同地震計の記録の使用可能な周期の上限を約10秒まで延ばしたと述べているが,①現段階では,補正方法においてノイズの取り除き方にまだ任意性が残っているように見受けられること,②たとえ補正方法が十分信頼できたと仮定しても,B2型の1回の記録時間は約3分間であり,これは大地震の際の周期10秒前後の波のコーダ(coda)部まで記録するには一般に短すぎること(たとえば図—2を参照),等の理由により,本稿では一応SMACによる記録に関しては周期3~4秒くらいまでしか信頼がおけないという立場で議論を進めることにする。しかし,この土岐らの研究は,今後の展開が期待される。

なおSMAC型強震計(M,T,T2型を除く)は,換振部が機械式,記録部がドラム上にペン書き方式であるが,わが国では1981年頃から換振部がサーボ型,記録部が磁気テープまたはカセット・テープ上にデジタル

表一2 やや長周期地震動を記録する主な地震計

	設置開始年	設置場所	換振部	地震計定数			備考	
				T(秒)	h(減衰定数)	V(倍率)		
大森式 長周期 地震計	1899	東京・本郷	機械式	NS:31.0 EW:19.9	NS:0.184 EW:0.230	NS:1.44 EW:1.34	左記の定数の値は1971年以降の計器のもの。	
中央気象台型 強震計	1927	中央気象台 (現・気象庁) 各官署	"	3.5~6.2	0.15~0.33	1~2	左記の定数の値は文献23)から採った。昔の地震計のため、記録精度に問題あり。	
気象庁 1倍変位 強震計	1950	気象庁各官署(現在、全国111か所)	"	(H) 6.0 (V) 5.0	0.552	1	紙送り速度0.5mm/秒と遅く、最大記録振幅は±3cm。	
SMAC型 強震計 (M, T, T2 型を除く)	1953	1983年末 現在、 全国約700 か所	"	A, B, C型 0.1秒 B2, C2型 0.14秒 E, Q型 0.059秒	1.0	16	左記のA~Q型でSMAC全体の約9割を占める。うちA~C2型の1回の記録時間は約3分間と短い。トリガーレベルは通常5galまたは10galにセットされている。	
村松式 速度型 強震計	1977	1986年7月 現在、全国 23か所	たすきがけ振子をシリコンオイルに浸し、振子の相対変位をマグネ・センサーで記録する形式をとっている。測定周期範囲は0.05~40秒、測定速度振幅範囲は0.01~100kineである。					

記録方式、加えて絶対時刻を同時に記録し記録時間も延びる(たとえば約30分間)という新型の強震計が登場し、主としてアレー(Array)観測に用いられるようになった(たとえば土木研究所のアレーで使われているSAMTAC-17Sなど)。この新型強震計は、少なくとも周期6秒くらいまでの成分は精度よく記録できるとされているが¹⁶⁾、現時点では設置場所が偏在しており観測歴も浅く、大地震の震源近傍の記録がまだないといった状況にある。

(2) 村松式速度型強震計¹⁷⁾

前項で述べたようにSMAC型強震計による記録では周期数秒以上の地動成分に信頼がおけないが、このことと過去のいくつかの大地震の震源近傍の地震動が地動速度でみたときやや長周期帯域で20~30kine程度の一定レベルを有するようみえること¹⁸⁾、等から村松は1977年に¹⁷⁾、大地震時のこの帯域を含んだ領域の強震動を記録する目的で、①強度は1gに耐える、②記録範囲は、忠実に記録し得る地動の周期範囲は少なくとも0.1~20秒、振幅範囲は最大100kineといった特性を有する速度計を開発した(表一2参照)。この地震計はこの帯域の強震動をとらえるには非常に適した特性を有しているが、観測歴がまだ浅く、設置箇所も今年7月現在で全国23か所と少なく、大地震の記録のデータ・ベースを構築するまでには至っていない。

(3) 気象庁1倍変位強震計

気象庁では1950年から1960年にかけて¹⁹⁾、全国各官署(1986年7月現在111か所)に、それまで設置されていた中央気象台型強震計に替わる新型の1倍変位強震計を設置した(表一2参照)。この地震計は元来、ある程度以上の大きさの地震に対し記録振幅の最大値からその地震の気象庁マグニチュード M_J を算定するために設計された地震計であり、①記録可能最大振幅(片振幅)が3cmで、大地震になると震源近傍の地点では振り切れてしまう、②紙送り速度が0.5mm/秒と遅く、周期約2秒以下の成分は数値化の際に精度上読み取りが困難である、といった問題点はあるものの、振子の固有周期が水平成分、上下成分それぞれ6秒、5秒と、やや長周期帯域の地動成分を記録するのに適した地震計である(図一1参照)。加えて30年以上に及ぶ観測歴と観測点の密度においては他に類をみず、現在のところこの帯域の地震記録のデータ・ベースを構築するのに最適な地震計と考えられる。また、この地震計の記録には絶対時刻も記録されているが、記録の数値化の際にこの絶対時刻も読み取れば、そうして作成したデータ・ベースは工学のみならず地震学的解析にも使えることになる(この点は4.でも触れる)。

次に、この地震計の記録が精度よく記録できる帯域(以下単に「使用帯域」とよぶ)について考察しておく。この点に関する篠ら²⁰⁾の振動台による同地震計の加振実験の結果によれば、同地震計は周期2~20秒の帯域の地震

動をよく捕えているという。このうち、まず使用帯域の下限であるが、前述②の紙送り速度からは記象紙上の1 mm が2秒に対応するから、原記象の線の太さ(約0.2 mm)を勘案すると下限を約2秒と見積もれるが、これは篠ら²⁰⁾の結果とほぼ一致する。次に上限の方であるが、篠らは20秒以上の成分についての検討を行っていないので、著者は橋間²¹⁾と共同で以下に述べる検討を行った。すなわち著者らは、本章(4)で述べる東京本郷の大森式地震計が図一より明らかなように気象庁強震計より長周期の帯域の地動成分をより精度よくとらえることを利用して、1983年日本海中部地震($M_J=7.7$)と1978年宮城県沖地震($M_J=7.4$)の東京大手町における気象庁強震計記録と上記大森式地震計による記録を数値化し、補正地震記録を求めたのち、さまざまな帯域のバンドパス・フィルターに通し、両地震計による波形を比較した。その際、大森式は水平2成分しかないので比較は水平2成分について行った。また大手町と本郷は約4 km 離れているが、今の場合周期20秒付近(波長にして50 km 程度)を対象としているので、両地点の位置の差は無視できる。ともかくその結果、周期20秒以上の帯域になると、両地震計の記録(をフィルターに通した波形)は振幅、位相ともに大きく異なるようになり、結論として同地震計の使用帯域の上限は(少なくとも水平成分に関しては)20秒程度ということになった。以上のことより本稿では、以後同地震計の使用帯域を2~20秒として議論を進める。

(4) その他の地震計

気象庁の前身である中央气象台では、1927年から全国の各官署に中央气象台型強震計(以下便宜上、旧式の地震計とよぶ)を設置したが、同地震計は前節で述べたように1950年~60年の間に気象庁1倍変位強震計(以下便宜上、新式の地震計とよぶ)に漸次置き換えられた。旧式の地震計の観測歴は20年以上に及び、観測点密度も新式のそれと大差はなく、計器特性も新式のそれに類似していることから、この地震計による記録を用いた前述のようなデータ・ベースの構築が考えられるが、実際

のところは、旧式の地震計は新式のそれに比べ、ドラム回転のムラによる時間軸の精度の低下、マグネットの磁力強度の経年変化(劣化)による減衰の甘さ、記録紙の質の悪さによる描針間との摩擦の問題、その他、以前のわが国の工業水準を反映したさまざまな工作精度上の問題があり、3.でも述べるように、旧式の地震計による多くの大地震の記録のうち、数値化の対象にし得るものはきわめて限られている。

最後に、大森式長周期地震計について触れておく。この地震計は設置場所は東京の本郷1か所に限られ、記録成分も水平2成分だけであるが、設置開始年は1899年で、観測歴は90年あまりに及ぶ。ただしこの地震計の計器定数は過去しばしば変えられ、また前述のように以前の計器には工作精度上の問題があり、この帯域の強震動をとらえるのに適した計器に生まれ変わったのは1971年のことである²²⁾。ちなみに図一に気象庁1倍変位強震計とこの地震計(1971年以降)の振幅特性を示す。

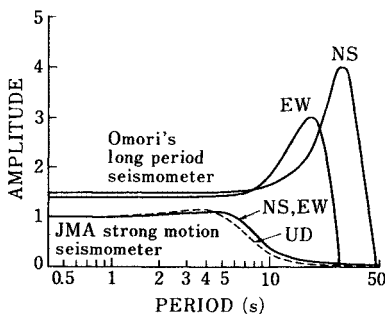
3. 既往の大地震の観測記録による最大応答レベルと現行の各種耐震基準

(1) 既往の観測記録による最大応答レベル

本節では、既往のM8クラスの巨大地震の観測記録に対するやや長周期領域における一質点系の最大応答速度のレベルを求めた研究を、いくつか概観する。まず表一3に、それらの研究の主な結果をまとめておく。同表で、 $(S_v)_p$ は対応する地震記録の周期2~20秒における応答速度スペクトル S_v の最大値を、また T_p はその最大値に対応する周期を、それぞれ表わす。また減衰定数 $h=0\%$ は石油タンク、LNGタンク等のスロッシングに(石油タンクのスロッシングの場合、実測値は $h=0.1\%$ といわれている)、 $h=2\%$ は超高層ビル、長大橋梁などの鉄骨造に、それぞれ対応している。なお同表中に参考までに示した最大加速度の値は、必ずしも周期2~20秒における値ではない。

① 森岡²³⁾の研究

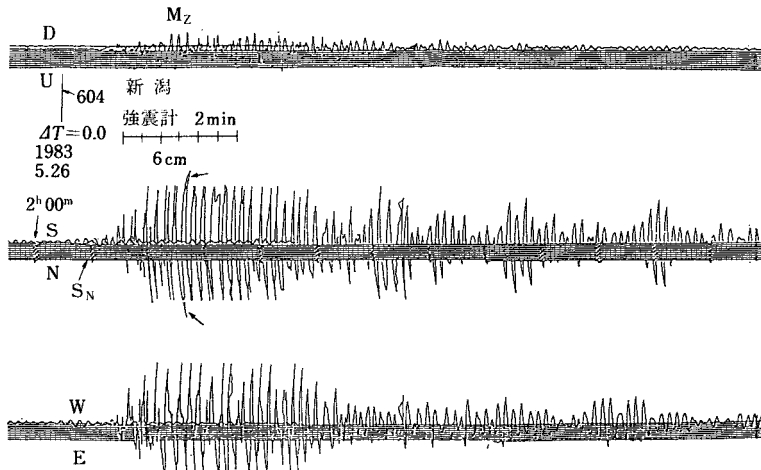
森岡は1.(1)でも紹介したように、1923年関東地震($M_S=8.2$)のユーイング円盤強震計による記録(東京本郷におけるSW-NE成分)を復元した。ただし、森岡が復元の対象としたのは円盤強震計の記録を那須信治がトレースしたものであり、しかも記録上で振幅の大きい数か所の部分において描針が円盤外に脱出していること、円盤の回転速度のムラにより正確な時刻が同定できないこと、等の理由から、どの程度の精度で記録が復元されたか著者には不明である。また森岡は復元加速度(短周期)の値を392 galとしているが、著者の私見ではこの記録に関しては短周期成分の復元はかなり難しいと考える。しかしながら本研究の主な結論、すなわち $h=0$



図一 気象庁1倍変位強震計と大森式長周期地震計の振幅特性

表一 巨大地震の記録によるやや長周期帯域の最大応答速度

地震名 地点名 成分	地震計 震央距離 Δ 最大加速度	$h=0\%$		$h=2\%$		備考 (文献)
		$(Sv)_p$ (kine)	T_p (秒)	$(Sv)_p$ (kine)	T_p (秒)	
1940年 Imperial Valley 地震 ($M_s=7.1$), El Centro, NS 成分	USCGS 加速度 強震計 $\Delta=21.4$ km 341.7 gal	133	2.8	89	2.8	この地震は巨 大地震ではないが、参考の ため掲げた。
1968年 十勝沖地震 ($M_s=8.1$), 八戸, NS 成分	SMAC-B2 型 加速度強震計 $\Delta=235$ km 264.1 gal	146	3.1	93	2.6	—
1923年 関東地震 ($M_s=$ 8.2), 東京, SW-NE 成 分, (1976年に記録を復元)	ユーイング円盤 強震計 $\Delta=56$ km	251	13.5	186	13.5	短周期成分の 精度に問題あ り。 (森岡 ²⁾)
1983年 日本海中部地 震 ($M_s=7.7$), 新潟, NS 成分	気象庁1倍変位 強震計 $\Delta=272$ km 13.5 gal	188 ^{*)} (^{*)} $h=0.1\%$ の値)	10.0	70	10.5	(井上 ²³⁾)
同 上 八郎潟, NS 成分	SMAC-B 型 加速度強震計 $\Delta=102$ km 200 gal	1460	3.2	594	3.2	(神山 ²⁸⁾)
1985年 Mexico 地震 ($M_s=8.1$), SCT, EW 成分	加速度強震計 $\Delta=402$ km 167.9 gal	1110	2.0	501	2.0	(家村 ³⁰⁾)
同 上 Caleta de Campos NS 成分	DSA-1 型加速度 強震計 $\Delta=25$ km 138 gal	112	2.1	83	2.1	(Menaほか ³²⁾)



図一 新潟における気象庁変位強震計記録 (1983年日本海中部地震)

% のとき $(Sv)_p=251$ kine に対応する $T_p=13.5$ 秒という値 (表一参照) は大型タンクの耐震設計基準, 同指針などに大きな影響を与え, それらを見直すきっかけとなった。

② 井上²³⁾の研究

井上らは過去の大地震の気象庁(あるいは中央気象台)各官署の変位強震計による記録を約1000個ばかり収集し(それらの一部は文献24)に付属のマイクロフィルム, 他は原記象紙の原寸大コピー), そのうち1933~1983年におけるM8クラス ($M_s=7.6\sim 8.5$)の地震による比較

的近距離の地点（震央距離 $\Delta=50\sim 500$ km）における振り切れる寸前、あるいは多少振り切れている記録を17記録水平27成分ばかり選び出し、4.(1)で述べる佐藤らの方法⁴⁴⁾に従い数値化し、補正地震動と速度応答スペクトル S_v を求めた。このうち、そのNS成分の $(S_v)_p$ の値が最も大きかった1983年日本海中部地震 ($M_s=7.7$) の新潟での記録を図—2に示す。同図より、㊸水平成分は2成分とも振り切れていること、㊹水平成分は周期約10秒の大振幅の地動が約10分間も継続していること、などが読み取れるが、このうち㊸に関してはNS成分についてのみ、同図中の矢印で示した箇所を仮想的に補正した以外は振り切れた値をそのまま読み取った。次にこのNS成分の $h=0.1\%$ のときの $(S_v)_p$ と T_p の値は、表—3よりそれぞれ188 kine、10.0秒であるが、この $(S_v)_p$ の値をスロッシングの最大波高に換算すると、たとえば、タンクの直径を76 m、スロッシングの1次固有周期 T_1 を10.6秒（これは同地震時に新潟に実在したタンクの諸元である）とした場合、約3.6 mとなる。新潟県内の主な石油貯蔵基地と図—2の記録がとれた气象台との距離は約20 km以下であるが、ちなみに同地震により、同石油貯蔵基地における T_1 が10秒前後の大型タンク31基（すべてが浮屋根式）のうちの13基がスロッシングによる被害（油の溢流、屋根の付属物の破損など）を受けた²⁵⁾。他方、表—3より新潟气象台での最大加速度は、SMAC-B型加速度強震計のトリガー・レベル（10 gal）とほぼ同程度の値であり、事実、新潟における多くのSMAC型加速度計は同地震時に作動しなかった²⁶⁾。われわれはこのこと、つまり加速度のレベルが小さくとも減衰定数の小さい長周期構造物の場合応答レベルが非常に大きくなる可能性があることを、この被害例から教訓として学ばねばならない。また前述の㊹に関しては同観測点直下の深い軟弱層による現象と考えられるが、この点に関しては今後の研究が待たれる。なお新潟における石油タンクのスロッシングに関しては、工藤²⁶⁾、家村ら²⁷⁾、などの研究も参照されたい。

ところで、この解析で取り上げた27成分は、たとえば図—2の記録にみられるように描針が飛んだり振り切れていたりして、記録の質があまりよくないものがほとんどである。この解析では記録の読み取りにあたっては、「山谷法」（波形の山と谷の座標のみ読み取る方法、4.(1)で述べる）によったが、このような記録の性質上、波形の山と谷の間の点の座標をより細かく読み取ったとしても、全体の精度の向上はほとんど望めないと思われる。また27成分中15成分は旧式の強震計によるものであるが、旧式の地震計の場合、アーム長の推定値に含まれる誤差（アーム長が不明のため適当な方法で推定するが⁴⁷⁾、その際含まれる誤差）、前述のように工作精度の

低さに起因する誤差、などがさらに加わる。結局のところこの研究で求めた補正地震動の最大値、 S_v の値などには、以上のもろもろの誤差を総合して2~3割程度の誤差が含まれているとみるのが妥当であろう。さて、以上のことを一応頭に置いたうえでこの27成分の $(S_v)_p$ の値を既往のいくつかの耐震設計基準と比べてみると、まず $h=0.1\%$ の場合（石油タンクのスロッシングに対応）、自治省告示の113 kine（次節③の式（4）'参照）という値を上回るものは5成分あり、 $h=2\%$ の場合（鉄骨造に対応）、本四基準の40.9 kine（次節②の式（3）参照。ただし $T<10$ 秒とした）という値を上回るものは16成分あった。これらの結果は上述の基準を見直すべきことを示唆している。

③ 神山の研究²⁸⁾

神山は、前項②でも触れた1983年日本海中部地震の東北日本および北海道南西部の22か所における加速度強震計記録から、補正地震動、応答スペクトルなどを求めた²⁸⁾。そのうち $(S_v)_p$ が最大のものは秋田県八郎潟におけるNS成分で、 $(S_v)_p$ の値は $h=2\%$ のとき594 kine（対応する T_p は3.2秒；表—3参照）である。この値は1986年7月現在、全世界における観測史上最大の値であり、従来工学の分野で超高層ビルなどの設計用入力地震動として用いられていた1940年El Centro記録、1968年八戸記録などの速度応答のレベル（約100 kine；表—3参照）ならびに次節で述べる各種の耐震基準の値を大幅に上回っている。ちなみに同成分の加速度波形をみると、周期3秒前後の成分が卓越した特異な波形が約2分ほど続いているが、これらの波形特性や $(S_v)_p$ の大きな値は、同地点の直下に約30 mほど堆積しているN値0~2の超軟弱層の影響と考えられる。ついでに同地点のEW成分の $h=2\%$ における $(S_v)_p$ の値は352 kine（対応する T_p は3.2秒）であったが、幸い同地点には次項で述べるMexico市とは対照的に長周期構造物はなく、被害を免れた。なお、この八郎潟はきわめて特殊な地盤条件であったが、第2種地盤に属する秋田港 ($\Delta=115$ km) における同地震の記録のNS、EW成分に対する $(S_v)_p$ の値が、 $h=2\%$ のときともに150 kineを上回った（対応する T_p はともに2.2秒）こともつけ加えておく。

次節（2）で述べるわが国の各種長周期構造物の耐震基準は、すべてがこの地震の起こった1983年5月以前に制定されたものであるので、本項の結果、および前項で述べた井上らの研究結果は今後それらの基準を見直す際に影響を与えるものと思われる。

④ 1985年Mexico地震に関する研究

1985年9月に起こったMexico地震 ($M_s=8.1$) においては、震源域から約400 kmも離れたMexico市にお

いて6~15階建のRC造の中層建物に大きな被害が出、約1万人の人命が失われたことは²⁹⁾記憶に新しい。この地震ではMexico市内の数か所で強震加速度記録が得られたが、そのうち $(S_v)_p$ が最大のものはSCT(通信運輸省)におけるEW成分で、その $(S_v)_p$ の値は $h=2\%$ のとき501kine³⁰⁾(対応する T_p は2.0秒;表-3参照)と、前項の八郎潟NS成分と同程度の値である。ちなみに同成分の加速度波形をみると、周期約2秒の成分が卓越した特異な波形が約1分間続いている。同市は湖成粘土層を主とする軟弱地盤上に位置しており、特に市中央部は卓越周期が2~3秒の超軟弱地盤上にあって³¹⁾建物の被害もそこに集中している。上記SCTは市中央部の一角に位置しているが、この地盤が極端に悪いという点においてもSCTは前述の八郎潟に似ている。ちなみに同地震の震源域の一角のCaleta de Camposにおける加速度記録のNS成分の $(S_v)_p$ の値は $h=2\%$ のとき83kine³²⁾(対応する T_p は2.1秒;表-3参照)で、これは1940年El Centro記録(NS成分)と同程度である(同表参照)。

なお八郎潟やSCTの記録にみられるような超軟弱層による波動の増幅特性を理論的に解明することは、今後の地震工学の1つの重要な課題となろう。

(2) 現行の各種耐震基準

本節では、わが国における各種の長周期構造物の耐震基準について概観する。なお本節の内容に関しては、主に野田らの論文²⁷⁾を参考にした。また各基準において、パラメーターとして以下の各項で述べるような値を代入し、速度応答スペクトル S_v の値に換算したものを一括して図-3に掲げる(図中の番号は本文中の式の番号に対応している)。

① 超高層ビル

日本建築学会の高層建築技術指針³³⁾によると、弾性設

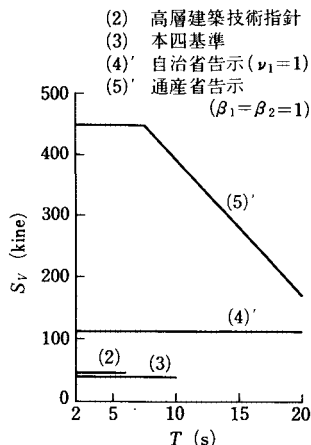


図-3 各種長周期構造物の耐震基準

計用のベースシア係数として下記の値を定めている。

$$C_B = \frac{0.15}{T} \sim \frac{0.30}{T} \dots\dots\dots (1)$$

ここに T は構造物の固有周期で $1 \text{秒} \leq T \leq 6 \text{秒}$ 程度である。このとき C_B として上限値をとり、これを S_v に換算すれば、

$$S_v = \frac{T}{2\pi} \cdot \frac{0.30}{T} \cdot 980 \text{ (cm/s}^2\text{)} = 46.8 \text{ (kine)} \dots\dots (2)$$

となる。

② 長大吊橋

本州四国連絡橋公団で規定している耐震設計基準(いわゆる本四スペクトル)³⁴⁾は、長大吊橋の上部構造を対象にしたもので、 $h=2\%$ の値であるが、水平動に対する本四スペクトルを S_v に換算すると次式のようになる。

$$S_v = 40.9 \text{ (kine)} \text{ (} 0.78 < T < 10 \text{秒)} \dots\dots\dots (3)$$

ここで T は固有周期を表わす。なお同基準では周期10秒までの値しか与えられていないが、1.(2)②で述べたように現在建設中の明石海峡大橋の上部工の T の値は10秒を超える。本四公団・河口治二氏によると³⁵⁾、同橋については同基準とは別途に、来月上旬に独自の基準を作成するとのことである。

③ 大型石油タンク

石油タンクは屋根の種別により①固定式、②内部浮屋根式(固定屋根の中に浮屋根を設けたもの)、③浮屋根式、の3種類に分類されるが、基数別にみると、容量1~5万klでは②が数%、①と③が残りを2分し、容量5万kl以上になると、③が半数以上を占めるようになる³⁶⁾。大型石油タンクの場合、過去の震害例(たとえば工藤²⁴⁾)をみると、浮屋根からの油の溢流、浮屋根とタンク側壁の衝突による付属物の被害など、上記②と③の種別のタンクのスロッシングによる被害が大半を占める。これに対し自治省告示第119号³⁷⁾では、油の溢流が発生しないようにタンクの余裕高さ H_c を規制している。この H_c の算定式を速度ポテンシャル解と組み合わせると、 S_v の値に換算すると、

$$S_v = \frac{0.363}{\pi} \cdot \nu_1 \cdot 980 \text{ (kine)} \dots\dots\dots (4)$$

となる。ここで ν_1 は地域別の補正係数を表わし、地域によって1.00, 0.85, 0.70のいずれかの値をとるが、いま $\nu_1=1$ とおけば、 S_v は

$$S_v = 113 \text{ (kine)} \dots\dots\dots (4)'$$

となる。

④ LNGタンク, LPGタンク

LNGタンク, LPGタンクは、屋根の種別からいえばすべて固定式であり、また内部に低温のガスを入れるため、タンク側壁が内槽と外槽の2重殻より成る点で共

通している。他方LNGタンクは形状がすべて平底式であるのに対し、LPGタンクの方は前述のように平底式でないものもある。LNGタンクの耐震規定に関しては、現在④高压ガス設備等耐震設計基準（通産省告示第515号³⁸⁾）、⑤LNG地上式貯槽指針³⁹⁾、の2つのものがあるが、指針⑤に関しては基準④の大型平底タンクに対する規定とほとんど同一であるので、ここでは基準④に関してのみ述べる。

基準④では、タンクの応答解析の際の入力地震動として、慣性力による影響の評価のための第一設計地震動と、スロッシングによる影響の評価のための第二設計地震動の2種類の地震動を想定している。しかし本稿では、対象入力がやや長周期地震動であることを考慮して第二設計地震動のみを取り上げる。この場合、LNGタンクには浮屋根式の石油タンクとは異なり固定式の屋根が付いており、スロッシングに関しては、内容物の溢流などは起こらず動液圧の増加に伴う各部材の応力の増加のみが問題になる。基準④のスロッシングの算定式にはいわゆる「3波共振法」⁴⁰⁾の考え方が取り入れられているが、同基準の第3条と第13条より速度応答スペクトル S_v を誘導すると、

$$S_v = 450 \cdot \beta_1 \cdot \beta_2 \text{ (kine)} \quad (T < 7.5 \text{ 秒}) \left. \begin{array}{l} \\ = 540 \cdot \beta_1 \cdot \beta_2 \cdot 2\pi/T \quad (T > 7.5 \text{ 秒}) \end{array} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

となる。ここに T はスロッシングの1次固有周期、 β_1 は重要度係数で 1.00, 0.80, 0.65, 0.50 のいずれかの値、 β_2 は地域係数で 1.0, 0.8, 0.6, 0.4 のいずれかの値、をそれぞれ表わす。いま仮に $\beta_1 = \beta_2 = 1$ とおけば、 S_v は

$$S_v = 450 \text{ (kine)} \quad (T < 7.5 \text{ 秒}) \left. \begin{array}{l} \\ = 540 \cdot 2\pi/T \quad (T > 7.5 \text{ 秒}) \end{array} \right\} \dots\dots\dots (5)'$$

となる。

次にLPGタンクに関しては、耐震基準はLNGタンクに準じている⁴¹⁾。特に平底タンクに関しては、上述のLNGタンクに関する記述がそのまま当てはまるので、ここでは記述を割愛する。

なお本項に関しては、より詳しくは柴田らの著書⁴²⁾、も参照されたい。

4. 気象庁1倍変位強震計記録の数値化データ・ベースの作成

2.(3)で述べたように、気象庁1倍変位強震計(以下単に気象庁強震計とよぶ)はやや長周期帯域の地震記録の数値化データ・ベースを作成するうえで有用な地震計である。そこで本章では、まずこのテーマに関するこれまでの主な研究を概観し、次いでこのデータ・ベース作成上の問題点について述べる。なお、このデータ・ベースの応用については6.で述べる。

(1) 従来の主な研究の経過

従来の研究のうち、1982年以前の主なものを表—4に掲げる。

気象庁強震計の記録を数値化し、零線補正、アーム傾斜の補正、計器特性の補正などの各補正を施して補正地震動を求め、それを工学の問題に利用しようとした最初の研究は佐藤ら^{43),44)}により行われた。ただし佐藤らの研究は対象地震と対象地点を少数に限り(表—4参照)、あくまで数値化と補正を試験的に試みたという趣きがある。

次いで表¹²⁾は、上記の佐藤らの方法に従い、1975年大分県中部地震($M_J=6.4$)の九州各地における13記録を数値化し各種の補正を加えたのち、各記録の地動変位と地動速度のフーリエスペクトル密度を求めた。

なお、以上の佐藤ら、表の論文では、波形の読み取り方法として波形の山と谷のみの座標を読み(したがって1サイクル当たりの読み取り点数は2点、便宜上以後この方法を「山谷法」とよぶ)、その間の座標はcosine曲線で補間するという方法をとっているが、この方法は簡便ながら、より細かく数値化した場合に比べて精度的に若干問題があることが予想される。この点については本章(2)で再び述べる。

次いで田中ら⁴⁾は東京における1916~1978年にかけての気象庁強震計、大森式地震計などによる29地震($M_J=6.2\sim 8.3$, $\Delta=14\sim 690$ km)の記録(37成分)を上述の佐藤ら、表に比べ細かく数値化し(表—3参照)、各種補正を施したのち補正地震動とフーリエ加速度スペクトル密度 F_A などを求めた。彼はさらに彼の作ったデータ・ベースから、東京におけるやや長周期帯域での F_A を M と Δ で回帰する式を導いたが、減衰定数 $h=0\%$ のときの速度応答スペクトル S_v は F_A に近似的に等しいから⁴⁵⁾、彼の F_A に関する回帰式は S_v ($h=0\%$) の回帰式に置き換えることができる。彼の作ったデータ・ベースには、①古い、精度の劣る地震計による記録が約半数含まれている、②観測点が東京1か所に限られている、③巨大地震による記録の数が少なく(M_s が7.6以上のものは2個)、その震央距離も大きい(Δ は575 km以上)、といった問題点が含まれてはいるが、この研究は大地震に対する東京での長周期建造物の耐震設計を考えるうえでの基礎資料を初めて提示した点が重要である。

さらに著者を含むグループ(井上、川島、片山など)は、土木学会の小委員会が消防庁から受託した石油タンクの耐震安全性に関する調査研究(1982)の一環として、1968年十勝沖地震($M_J=7.9$)における Δ が約200~400 kmの地点の気象庁強震計による17記録(主に本震の記録)を細かく数値化し(表—4参照)、それらの補

表—4 気象庁1倍変位強震計記録の数値化に関する従来研究

	地震地名	備考	読み取り方法	等時間間隔にする際の補間法	特長	改良すべき点
佐藤泰夫 ほか ⁴³⁾ 1971	1964年 新潟地震, $M_J=7.5$ 東京	左欄表中に中地震も含まれるので、 M_J のかわりに M_J を示した。以下も同様	山谷法 (波形の山と谷の座標のみ読む) (1サイクル当たり2点)	cosine 曲線 による補間	初めて気象庁1倍変位強震計の記録を数値化	アーム傾斜の補正法が定量化されていない。
Skoko and Sato ⁴⁴⁾ 1973	1953年 房総沖地震, $M_J=7.4$ 東京	—	"	"	アーム傾斜による影響の除去の方法を定量化して初めて具体的に提示	—
表 俊一郎 ¹²⁾ 1978	1975年 大分 県中部地震, $M_J=6.4$ 13地点13記録	—	"	"	—	著者は各記録の速度、変位のフーリエ・スペクトルを求めているが、応答スペクトルを求めた方がよい。
田中貞二 ほか ⁴⁾ 1979	東京における $6.1 \leq M_J \leq 8.3$ の29記録	気象庁強震計によるものは9記録、他の地震計によるものが20記録	細かい読み取り (サンプリング間隔平均 約0.3秒)	2次曲線による補間	東京における長周期構造物の耐震設計を考えるうえでの基礎資料を提示	大地震の震央距離の近い(約300km以下)記録が少ない。
土木学会 ⁴⁶⁾ 1982	1968年 十勝沖地震, $M_J=7.9$ 14地点17記録	本震($M_J=7.9$)が14記録、最大余震($M_J=7.5$)が3記録	細かい読み取り (サンプリング間隔平均 約0.2秒)	線形補間	巨大地震の比較的震源に近い($170 \leq \Delta \leq 390$ km) 地点の記録を初めて組織的に数値化	以上のすべての研究と同様、絶対時刻を読み取っていない。

正地震動および応答スペクトルを求めた⁴⁶⁾。この研究は気象庁強震計による巨大地震の比較的震源近傍における記録をはじめ組織的に解析した点に意義を有する。しかしこの研究では、以上に紹介してきたすべての研究と同様、記録の数値化の際に絶対時刻を読み取らなかった。

この小委員会における研究が機縁となって、その後茨城大学グループ(著者ら)⁴⁷⁾、土木研究所グループ(川島、田村ら)^{48), 49)}、東大生産技研グループ(篠、片山ら)^{50), 51)}、京都大学グループ(野田ら)⁵²⁾、等の諸グループは、気象庁強震計による大地震の記録を続々と数値化し、それらの合計は1986年3月現在、9地震、約400成分に達している。

(2) 各グループ間のデータ・ベースのくい違い

前項で述べたように、最近著者らを含む数グループが気象庁強震計の数値化データ・ベースの作成を開始したが、利用者の立場からみて困るのは同じ記録、同じ成分の地動最大振幅(変位、速度、加速度)、応答スペクトルなどの値が、たとえば前者では各グループ間で数割程度異なる場合があることである。表—5に各グループの数値化ならびに補正方法の一覧を掲げるが、一例として

1968年十勝沖地震本震の10地点のEW成分につき、茨城大学Ⅱ(細かく数値化した場合)の最大地動振幅をIとした場合の土木研究所と茨城大学Ⅰ(山谷法で数値化した場合)の各振幅の比の値を表—6(a)に掲げる。同表より平均値のレベルでは土木研究所、茨城大学Ⅰの茨城大学Ⅱに対する差は、前者が1~2割、後者が1割以下であるが、観測点によっては土木研究所で4割、茨城大学Ⅰで3割も値の違う地点がある。なおこの表でみる限り、読み取り点数の少ない山谷法はより細かく読んだ場合に対するかなりよい近似となっており、この結果は著者の当初の予想外であった。もう一例として、1983年日本海中部地震本震の14地点のEW成分につき、同じく最大地動振幅について東大生産技研の値を1としたときの京都大学と茨城大学Ⅰの各振幅の比の値を表—6(b)に掲げる。同表より平均値のレベルでは京都大学、茨城大学Ⅰの東大生産技研に対する差は両者1割弱であるが、観測点によっては京都大学で8割、茨城大学Ⅰで4割も値の異なる地点がある。

なお、ここでは地動最大振幅のみの比較を行ったが、より詳細には地動の周期特性、すなわち応答スペクトル

表-5 各グループの読み取り方法および各種の補正方法

グループ名	ディジタイザの分解能(mm)	読み取り方法 読み取り間隔 ^{a)}	アーム傾斜の補正法	時間の後戻りに対する処理	補間法	描針と記録紙の間の摩擦の影響	補間後の時間刻み Δt (秒)
茨城大学 I	0.1	山谷法 約0.7点/秒	表ら ¹²⁾ の方法	なし(ただし山谷法による読み取りではこのルーチンは不要)	cosine 曲線による補間	考慮せず	0.25
茨城大学 II	0.1	細かい読み取り 約3.5点/秒	"	あり(本文参照)	線形補間	"	0.1
土木研究所	0.025	細かい読み取り 約4点/秒	佐藤ら ⁴⁴⁾ の方法を基礎とした土研独自の方法	なし(後戻点はすべて捨てる)	"	"	0.1
東大生産技研	0.1	細かい読み取り 約4点/秒	"	なし(後戻点に対しては、Y座標の値を残しX座標は大小順に並べ直す)	"	"	0.1
京都大学	0.1	細かい読み取り 約5点/秒	"	なし	cosine 曲線による補間	考慮する	0.1

注) *) 不等時間間隔でサンプリングを行うが、この値はその平均値。

表-6 各グループの地動最大振幅の比較

(a) 茨城大学 II の値を 1 とした場合の比率; 1986 年十勝沖地震, EW 成分

観測点	土木研究所			茨城大学 I (山谷法)		
	変位	速度	加速度	変位	速度	加速度
広尾	1.081	1.019	1.164	1.079	0.924	1.040
宮古	1.086	1.111	1.394	1.032	1.197	1.199
大船渡	1.193	1.103	1.246	1.036	1.056	1.112
釧路	1.323	1.335	1.114	0.913	1.113	1.192
函館	1.383	1.251	1.240	1.291	1.321	1.302
室蘭	1.109	1.239	1.431	1.035	1.091	1.056
森	1.012	1.089	1.369	0.894	0.878	1.141
石巻	1.083	1.062	1.025	0.990	0.908	1.022
根室	1.181	1.164	1.080	1.033	1.079	0.800
仙台	0.561	0.578	0.714	0.946	1.021	1.097
平均	1.101	1.095	1.178	1.025	1.059	1.096
標準偏差	0.222	0.206	0.213	0.111	0.136	0.134

(b) 東大生産技研の値を 1 とした場合の比率; 1983 年日本海中部地震, EW 成分

観測点	京都大学			茨城大学 I (山谷法)		
	変位	速度	加速度	変位	速度	加速度
留萌	1.031	1.057	0.920	1.042	1.071	0.799
札幌	1.013	0.988	1.018	1.082	1.013	0.690
帯広	0.961	1.047	1.474	0.925	0.966	1.148
寿都	0.988	1.046	1.114	1.154	1.185	0.849
室蘭	1.007	1.015	0.862	1.069	1.207	1.140
苫小牧	0.958	0.915	0.959	0.809	0.884	1.322
森	0.475	0.785	0.702	0.958	1.013	1.081
広尾	1.020	1.035	1.025	1.136	1.157	0.792
大船渡	0.898	1.282	1.780	1.045	1.213	0.883
八戸	0.926	1.011	1.107	1.199	1.145	0.638
宮古	0.997	0.961	0.994	0.920	0.826	0.632
仙台	0.909	0.829	0.741	1.031	0.936	0.841
石巻	0.922	0.973	0.807	0.880	0.887	0.973
相川	0.938	0.988	1.082	1.344	1.265	0.816
平均	0.932	0.995	1.042	1.042	1.055	0.900
標準偏差	0.138	0.116	0.286	0.140	0.142	0.207

の比較も行わねばならない。この点に関しては目下検討中である⁵³⁾。

さてこれらの値の差の原因としては、表-5 に示したように、読み取り方法の差、種々の補正法の差(さらに読み取る記録長の差は応答スペクトルの値の差の原因となる)、等が複合的に影響しているものと考えられるが、

著者らのグループでは目下、同表の諸因子をいろいろに変化させたときにそれらが補正地震動や応答スペクトル

に与える影響を定量的に調べている⁵³⁾。

(3) 著者らのデータ・ベースの特長

前項に述べた各グループの作成したデータ・ベースのうち、茨城大学における著者らのデータ・ベースの特長として、①地震学での利用を目的に、絶対時刻も読み取った、②カルテック・ラベルを採用し、外国人にも利用しやすいようにした、③アーム傾斜の補正、円弧補正を行ったあとに残る時間の後戻点を合理的に解消するルーチンを作成した、等の点が挙げられる。このうち②と③について、以下に補足説明をしておく。

まず②であるが、Trifunac は California 工科大学（通称カルテック）において、アメリカにおける強震加速度記録のデータ・ベースを作成した⁵⁴⁾、その各成分のファイルにおける補正地震動の時刻歴データの前の部分（各ファイルの先頭部分）には、成分名、ファイル通し番号、観測点の諸元、地震の諸元、地震計定数、時間刻み、データ点数、地動最大振幅などの各データが並べられている。この部分を本稿では便宜上「ラベル」とよぶが、日本では京都大学工学部交通土木教室が、同様のラベル形式で日本における強震加速度記録のデータ・ベースを作成している⁵⁵⁾。著者らはカルテックと京大の両者のラベルを参考にして、それらを折衷したものに各時刻歴の最初のデータ・ポイントの絶対時刻を加えたラベルを作成した。

次に③であるが、著者らの所属する茨城大学工学部では、本年2月までは16ビットパソコン(PC-9800)しか使えなかったこともあって、読み取り方法として（記憶容量と計算時間の関係で）やむなく山谷法を採用していたが（表一5の茨城大学I）、本年2月以降、中型汎用計算機が導入されたため、細かい読み取りが可能となった（表一5の茨城大学II）。そこで早速細かい読み取りを行ってみたいところ、アーム傾斜の補正と円弧補正をどのように行ってみても、たとえば2000点の読み取りデータのうち約40点ばかり時間の後戻点が残った（デジタイザーでは時間をX座標、振幅をY座標に読み込むから、時間の後戻点とはX座標の逆転する点を指す。なおこの時点で前述の他のグループのこの点に関する処理法を調べたが、その結果を表一5に示す）。そこで著者らは、読み取り誤差の範囲内で読み取り値のX座標を動かすことにより後戻点を解消するルーチンを開発し、補正計算を行っている。この点が著者のグループの特長と考えられる。

5. 断層モデルを用いた震源過程の研究

次章(2)では断層震源モデルを用いた地震動予測の問題について論ずるが、本章ではその準備として特に一章を割いて表記の問題に関する最近の主な研究について

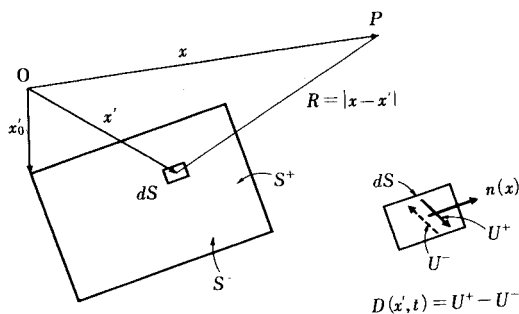


図-4 断層面 S とくい違い変位 D

概観する。なお本章の内容に関しては、以前に著者が土木学会の小委員会の報告書に執筆したものの⁵⁶⁾からかなりの部分を引用していることをあらかじめおことわりしておく。

(1) 断層モデルによる地震動の数学的表示

本項では断層震源モデルによる変位場の、グリーン関数を用いた一般的表示について述べる。断層震源モデルとは「せん断型のくい違い（図-4のD）が有限な速度である面上（これを断層面とよぶ）を伝播する」という地震の震源過程に関するモデルであるが、このモデルに（弾性論的に）正しい数学的表示が与えられたのは1960年代前半のことである（Maruyama⁵⁷⁾; Haskell⁵⁸⁾; Burridge and Knopoff⁵⁹⁾）。このモデルによる変位場のグリーン関数を用いた数学的表示は、Hartzell et al.⁶⁰⁾の記号に従えば次式のように書ける（図-4参照）。

$$u_i(x, t) = \int_S dS \int_{-\infty}^{\infty} m_{kj}(x', t') g_{ij,k}(x, t; x', t') dt' \dots\dots\dots (6)$$

ここに媒質は等方性（isotropic）弾性体と仮定されているが、必ずしも均質（homogeneous）である必要はない。また u_i は変位場の第 i 成分を、 g_{ij} は (x', t') において第 j 方向の単位インパルス力を加えたときの (x, t) における変位場の第 i 成分を、 $g_{ij,k}$ は g_{ij} の空間座標 x'_k に対する偏導関数 $\partial g_{ij} / \partial x'_k$ を、それぞれ表わす。式(6)において、 m_{kj} はモーメント・テンソル密度（moment tensor density; Bakus et al.⁶¹⁾）とよばれるテンソルで、面 S をはさむ変位のくい違い（dislocation） D （図-4において $U^+ - U^-$ ）が面 S に平行な場合（いわゆる「せん断型のくい違い」）には、

$$m_{kj}(x', t) = \mu(x') [n_k(x') \cdot D_j(x', t) + n_j(x') \cdot D_k(x', t)] \dots\dots\dots (7)$$

と書ける。ここに $n(x')$ は面 S 上の点 x' における単位法線ベクトルを、 $\mu(x')$ はせん断剛性を、それぞれ表わす。

さて式(6)は、通常「Burridge-Knopoffの表示定理（representation theorem）」とよばれているが、この

表示によれば実際の地震の震源における破壊過程の複雑さ、多様さは、式(7)における「くい違いの時間、空間関数」 $D(x', t)$ の関数形をさまざまに与えることで表現されるということになる。

断層モデルはこの D の与え方によって次の2種類のモデルに分類できる。1つは D の関数形として運動学的なパラメーターのみを含む関数形をあらかじめ指定するもので、この場合断層面上における応力の境界条件を考慮に入れていないためにたとえば断層面の縁における応力の値が無限大になるといった物理的に不合理な点をかかえているが、反面取り扱いが簡便である。このモデルは D を直接に指定することにちなんで、「ディスロケーション・モデル (dislocation model)」,あるいは「運動学的モデル (kinematic model)」などとよばれている。もう1つは震源過程を「せん断応力が断層面上でせん断破壊(くい違い)の進行とともに緩和(stress-relaxation)される過程」ととらえ、まず断層面上での応力に関連したパラメーターを指定し、 D はそれらの境界条件を満たすような力学方程式(弾性体の運動方程式)を解くことによって与えるというもので、「応力緩和モデル (stress relaxation model)」とよばれている。この応力緩和モデルにおいては、式(6)による変位場の計算に際し運動学的モデルに比べて D を余分に計算する分だけ余計に手間がかかるが、そもそも断層面上で指定すべき応力条件がよく知られていないこと等の理由により、一般にはより簡便な運動学的モデルが用いられている。そこで本稿においては以後、運動学的モデルについて話を進める。

運動学的モデルにおいては、通常以下のような仮定を設け式(7)を単純化する。まず

$$d(x') = D(x', \infty) \dots \dots \dots (8)$$

によって断層面上での最終くい違い (final offset) d を導入し、次に $D(x', t)$ がスカラー値関数 $f(x', t)$ を用いて次式のように分解できると仮定する。

$$D(x', t) = d(x') \cdot f(x', t) \dots \dots \dots (9)$$

ここで式(8)より

$$f(x', \infty) = 1 \dots \dots \dots (9)'$$

次いで

$$e(x') = d(x') / |d(x')| \dots \dots \dots (10)$$

によりすべりベクトル (slip vector) e を定義し、さらに次式

$$G_i(x, t; x', t') = (n_k e_j + n_j e_k) g_{ijk} \dots \dots \dots (11)$$

によりグリーン関数 G_i を定義すると、結局式(6)は、

$$\begin{aligned} u_i(x, t) &= \int_S dS \cdot \mu \cdot |d| \int_{-\infty}^{\infty} G_i(x, t; x', t') f(x', t') dt' \\ &= \int_S \mu \cdot |d| \cdot G_i(x, t; x', 0) * f(x', t) dS \end{aligned} \dots \dots \dots (12)$$

と書ける (Hartzell et al.⁶⁰⁾。ここに*印は時間合積 (temporal convolution) を表わす。グリーン関数 G_i は、式(11)からわかるように点 x' における単位ベクトルの組 n と e で方向が決まる (時間的にはデルタ関数の) ダブル・カップル (double couple) に対する変位場とみなすこともできる。なおこの単位ベクトルの組 n と e は、点 x' における「震源メカニズム (focal mechanism)」とよばれている。さて式(12)において、面 S での面積分を S をセグメント ΔS_j に分割して離散と近似すると、

$$u_i(x, t) \approx \sum_j \mu_j \cdot |d|_j \cdot \Delta S_j \cdot (G_{ij} * f_j) \dots \dots \dots (12)'$$

と書ける。ここに $S = \sum_j \Delta S_j$ であり、 $\mu_j, |d|_j, G_{ij}, f_j$ 等は面要素 ΔS_j 上の適当な点 x'_j (たとえば面要素の中心) におけるそれぞれの値を表わす。ここで次式で定義される重要な震源パラメーター M_0 を導入しておく。

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot D \dots \dots \dots (13)$$

ここに μ は面 S 上での $\mu(x')$ の平均値、 D は $|d(x')|$ の平均値をそれぞれ表わす。この M_0 は「地震モーメント (seismic moment)」とよばれているが (Aki⁶²⁾、式(12)'において面要素 ΔS_j の地震モーメントを $(M_0)_j$ と書くことにすると

$$(M_0)_j \approx \mu_j \cdot |d|_j \cdot \Delta S_j \dots \dots \dots (13)'$$

であるから、同式は

$$u_i(x, t) \approx \sum_j (M_0)_j \cdot (G_{ij} * f_j) \dots \dots \dots (12)''$$

とも書ける。運動学的モデルにおいては通常この式(12)''を用いて波動場を計算している。

(2) 巨視的断層モデルの確立

断層震源モデルを用いた初期の段階の研究(時期的には1960年代後半から70年代前半にかけて)においては、媒質をできるだけ単純にモデル化し、種々の断層パラメーターを断層面上で一定と仮定して、震源の代表長や媒質の不均質性のスケールより長い波長の波(比較的単純な形状をした実体波、表面波など)を対象として、観測波形と理論波形の比較から震源パラメーターを推定する研究が数多く行われた。これらの研究で使われた震源モデルを、種々の断層パラメーターを断層面上で一定と仮定することにちなんで本稿では「巨視的断層モデル」とよぶことにする。

巨視的断層モデル(以下便宜上、単に巨視的モデルとよぶ)では通常以下のような諸仮定を設け、前節の式(12)、あるいは式(12)''をより単純化する。すなわちまず x' を断層面上の任意の点(図-4参照)としたとき、震源メカニズム $e(x')$ 、 $n(x')$ は x' にはよらない

$$\dots \dots \dots (14)$$

$$\mu(x'), |d(x')| \text{ は } x' \text{ にはよらない } (|d(x')| \equiv D)$$

$$\dots \dots \dots (15)$$

という仮定を設け、次いで関数 f に以下のような仮定

を設ける。いま面 S 上の代表点 \mathbf{x}'_0 を破壊の開始点とし、また破壊の開始時刻を時間軸の原点にとったとき、

$$f(\mathbf{x}'_0, t) = f_s(t) \dots\dots\dots (16)$$

により時間関数 $f_s(t)$ を定義する。この f_s は震源時間関数 (source time function) とよばれているが、運動学的モデルにおいてはこれを用いて $f(\mathbf{x}', t)$ を次式

$$f(\mathbf{x}', t) = f_s(t - T(\mathbf{x}')) \dots\dots\dots (17)$$

のように書けると仮定することが多い。式 (17) において $T(\mathbf{x}')$ は点 \mathbf{x}' が破壊し始める時刻を表わすが、この値は破壊フロント (rupture front; クラックの先端を連ねた曲線のこと) の面 S 上での広がり方を指定すれば決まる。巨視的モデルにおいては破壊伝播速度 (rupture velocity) V_R に関し、

$$V_R \text{ は } \mathbf{x}' \text{ にはよらず破壊フロントは円形に広がる} \dots\dots\dots (18)$$

と仮定することが多いが、このように仮定すると $T(\mathbf{x}')$ は、

$$T(\mathbf{x}') = |\mathbf{x}' - \mathbf{x}'_0| / V_R \dots\dots\dots (19)$$

と表わせる。いずれにせよ巨視的モデルにおいては、式 (12) において仮定 (14), (15), (17) 等により μ , $|\mathbf{d}|$, f_s が面積分の外に出せて、

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \mu \cdot D \cdot f_s(t) * \int_S G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}', 0) * \delta(t - T(\mathbf{x}')) dS \dots\dots\dots (20)$$

と書ける。ここに δ はディラックのデルタ関数 (delta function) を表わす。ここで式 (20) の離散和近似、すなわち

$$u_i(\mathbf{x}, t) = f_s(t) * \{ (M_0)_j \cdot G_{ij} * \delta(t - T_j) \} \dots\dots\dots (20)'$$

ここに、 T_j は面要素 ΔS_j 上の適当な点における $T(\mathbf{x}')$ の値を表わす。

は、式 (12) に比べ計算の手間がかなり省ける。

ところで関数 f_s であるが、通常よく用いられるのは、次式 (図-5 参照)、

$$\left. \begin{aligned} f_s(t) &= 0 & (t < 0) \\ & t/\tau & (0 \leq t \leq \tau) \\ & 1 & (\tau < t) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (21)$$

で定義される傾斜関数 (ramp function; Haskell⁵⁸⁾ とよばれる関数で、ここに τ はくい違いに要する時間を

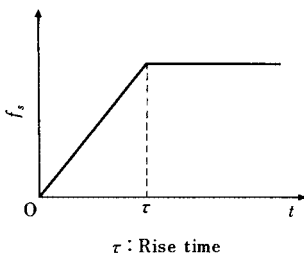


図-5 傾斜関数

表わしているが、これを「立ち上がり時間 (rise time)」とよんでいる。

巨視的モデルにおいて最もポピュラーなのは、面 S を長さ L , 幅 W の矩形とし、 $f_s(t)$ を傾斜関数としたモデルであるが、これを Haskell⁵⁸⁾ の論文にちなんで「Haskell モデル」とよぶことがある (安芸⁶³⁾). Haskell モデルにおいて基本的なパラメーターは L, W, D, τ, V_R の5つである (ただし断層運動の記述には、その他にも断層の空間的位置、メカニズム、破壊の伝播方向などを表わすパラメーターが要るので、巨視的モデルといっても結局のところ10個程度の震源パラメーターが必要となる)。

式 (20)' において媒質を適当にモデル化することによりグリーン関数 G_i の評価ができれば、この式を用いて計算した理論波形と観測波形の比較により巨視的モデルの震源パラメーターが求まることになる。この方法により、前述のように1960年代後半から70年代前半にかけて40個あまりの地震 (主に大地震、巨大地震) について、観測波形のみならず地震に伴う諸現象 (地殻変動、津波、震度分布、余震分布、P波初動の押し引きの分布など) の大略をも統一的に説明し得る巨視的震源パラメーターが求められ、その成果は Kanamori et al.⁶⁴⁾, Geller⁶⁵⁾ らによってまとめられたが、この時点で巨視的断層モデルは定量的に確立された。

なお Kanamori et al.⁶⁴⁾ はさらに、それら40個あまりの地震について、巨視的パラメーターの間に

$$\left. \begin{aligned} W/L &= c_1 = \text{const.} \\ D/L &= c_2 = \text{const.} \\ V_R \cdot \tau / L &= c_3 = \text{const.} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (22)$$

という、断層長さ L を媒介とした相似法則 (scaling law) が成り立つとみなし得ることを示した。

(3) 前進モデルによる解と逆問題の解

断層モデルを用いて震源パラメーターを求める場合に、観測波形に理論波形が最もよく近似するようにパラメーターを求めるわけであるが、その際大別して、①震源パラメーターを試行錯誤的にいろいろ変えて理論波形を観測波形に近づけることによりパラメーターを推定する方法と、②「最適なモデルにおいては観測波形と理論波形の差の時間軸上での2乗積分値が最小となる」という基準を用いてパラメーターを推定する方法、の2つの方法がある。地震学では前者を「forward modelling (前進モデル) による解」、後者を「inverse problem (逆問題) の解」とよんでいるが、前節で述べた巨視的モデルではほとんどの場合①の方法が用いられている。ただし本章(5)で述べる多重震源解析の場合は震源パラメーターの数が非常に多くなるので解の一意性 (uniqueness) が問題になり、ほとんどの場合において、その点でより

優れた解を与える②の方法が用いられている。

(4) グリーン関数の評価法

本節では前述の式(12)あるいは(20)等を用いて波動場を計算する際の、グリーン関数 G_{ij} の評価法について述べる。 G_{ij} は前述のように、点 x'_j における(時間的にはデルタ関数の)ダブル・カップルに対する媒質の応答変位を表わすが、その評価法として、大別して①媒質をできるだけ単純にモデル化して G_{ij} の解析的表示を求め、それを計算する方法(以下「解析的手法」とよぶ)と、②実際の地震記録に地震学的補正を加えたものを G_{ij} として用いる方法(いわゆる「半経験的手法(semi-empirical method)」)の2つの方法がある。以下にそのそれぞれの方法の要点を述べる。

① 解析的手法

地震学で通常用いられる媒質のモデルは、まずほとんどの場合、媒質は等方性(isotropic)で応力-ひずみの関係は線形(linear)であると仮定される。これらの諸仮定のもとに媒質の独立な弾性定数は λ, μ (いわゆる Lamé の定数)の2つに減るが、これらの条件のもとで媒質の物性値(密度 ρ , および λ, μ)の空間的分布の与え方として地震学でこれまでに用いられてきたのは、④一様無限媒質(homogeneous whole-space)と、⑥鉛直方向不均質半無限媒質(vertically heterogeneous half-space)の2つである。このうち④はその名称どおり、 ρ, λ, μ の値が一定の媒質が全空間を満たしているとい

うモデルで、断層震源モデルに関する研究の初期の段階において(1970年前後)、観測波形の中で実体波の単純な波形を説明するために、巨視的震源モデルと組み合わせで多用されたが(たとえば Kanamori⁶⁶⁾)、最近はほとんど使われない。次に⑧は、水平な自由表面をもち鉛直方向にのみ媒質の不均質性を与えると仮定したモデルで、1970年代に入ってから地震学で通常用いられているが、さらに④に半無限一様媒質(homogeneous half-space; 自由表面下の媒質が一様)、⑥半無限成層媒質(layered half-space; 自由表面下の媒質は平行成層構造を成す)、および最も一般的な場合、すなわち③自由表面下の媒質の物性値が鉛直方向に任意に変化することを許すという⑧の表題の媒質、の3つのモデルに分類される。これら⑧の3つのモデルに対応する G_{ij} の主な評価法の一覧を表一7に掲げるが、以下にそれらについてより詳しく述べる。

まず媒質のモデル⑧の④、⑥に付与する境界条件のもとにグリーン関数 G_{ij} の解析的表示を求める方法として、大別して①波数積分法(wavenumber integration method)、と②波線理論による方法(ray-theoretical method)の2つがある(表一7参照)。以下にそのそれぞれにつき説明を加える。

まず①の波数積分法は、波動方程式の円筒座標系における周波数領域の解の一般形を、

$$\sum_n \frac{\cos n\theta}{\sin n\theta} \int_0^\infty F(k, \omega, z, z_s, L) \cdot J_n(kr) dr \dots \dots \dots (23)$$

表一7 鉛直方向不均質半無限媒質に対するグリーン関数の主な評価法

	文 献	媒 質	各層の粘性減衰	応 用 例	内 容
波数積分法	Harkrider ^{68), 69)} 1964, 1970	半無限成層媒質	なし	Kudo 1978 ⁷⁰⁾	被積分関数において Love 波、Rayleigh 波の極の寄与(これらは正規モード解とよばれる)のみを評価する。
	Apsel ⁶⁷⁾ 1979	"	あり	Olson & Apsel ⁸⁴⁾ 1982	
波線理論による方法	Helmberger ⁷³⁾ 1974	"	なし	文献74), 76)等	各波線の寄与は、Cagniard-de Hoopの方法によって評価される。 層の数が多くなると評価すべき波線の数が非常に多くなり、計算時間の点で実用的ではなくなる。
	Langston & Helmberger ⁷⁴⁾ 1975	半無限一様媒質	Carpenter 1966の経験的方法により考慮	遠方でのP波初動の波形から断層パラメータを推定する際に使われている。	
	Helmberger & Malone ⁷⁶⁾ 1975	半無限成層媒質	なし	Heaton & Helmberger ⁷⁷⁾ 1977	
その他	Olson ⁷⁸⁾ 1982	半無限媒質鉛直方向に物性値の任意の分布を許す。	なし	Hartzell & Heaton ⁸⁸⁾ 1984	波動場の水平方向の変化は離散化波数分解によって、鉛直方向の変化は有限要素法によって取り扱う。このことから本手法は離散化波数有限要素法とよばれている。

という波数積分の形に表わして、これを評価する方法である。ここに関数 F の引数 k, ω, z, z_s, L は、順に波数、周波数、観測点と震源の深さ、各層の物性値、を表わす。また m 次のベッセル関数 J_m の引数 kr は、震央距離に対する解の依存性を示す(たとえば Apsel⁶⁷⁾)。この方法を用いた諸論文のうち、表一七の Harkrider^{68), 69)}、および、Apsel⁶⁷⁾ のものが特に有名である。前者は、関数 F の Love 波、Rayleigh 波の極の寄与 (pole contribution) のみを計算する方法を示したもので、正規モード理論 (normal mode theory) とよばれている。この理論の応用例として、たとえば Kudo⁷⁰⁾ がある。図一六は Kudo が震源の Haskell モデルを正規モード理論と組み合わせて、1974 年伊豆半島沖地震 ($M_s=6.9$) の東京本郷 ($\Delta \approx 150$ km) における地動 (Love 波) を計算したものを観測波形の Transverse 成分と比較したものである⁷⁰⁾。同図より観測波形の主要部分 (周期約 4~14 秒) は理論波形と良く一致していることがわかるが、この例のように地下構造を適当に選べば、正規モード理論は表面波の卓越する記象を解釈するうえで有効なことが多い。

次に⑩の波線理論は、時間領域における波動場を震源と観測点を結ぶ数多くの波線 (ray) の寄与に分解し、個々の波線の寄与を Cagniard-de Hoop^{71), 72)} の方法で評価するものであるが (たとえば HelMBERGER⁷³⁾)、層の数が増えると考えべき波線の数も膨大になるため、この点で何らかの近似を導入しないとこの方法は計算時間の面で実用的ではなくなる。たとえば Langston et al.⁷⁴⁾ は、震源破壊時間に比べ波の伝播時間が約 100 倍以上の場合に有効な「初期近似 (first motion approximation)」とよばれる近似を導入し、半無限媒質モデルにおける遠方 ($30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$) での実体波の波線理論による解 (近似解) の解析的表示を導いている。この表示は遠方での実体波の波形から震源パラメーターを推定する際に多用

されている (たとえば Langston⁷⁵⁾; ただしその際、地球の曲率による影響を補正する)。波線理論におけるもう 1 つの近似法は漸近近似 (asymptotic approximation) とよばれる近似で、解の積分形の表示において、まず遠方項 (far field term; 変位場が震源からの距離 R の逆数に比例する項) だけを残し、しかる後に対象としている周波数が大きいとして被積分関数中のベッセル関数を漸近展開してその第 1 項のみをとり、評価するというもので、そのうちたとえば transverse 成分に関する表示は平行成層地盤モデルにおける理論波形と観測された波形を比べる研究に用いられている (たとえば HelMBERGER and Malone⁷⁶⁾, Heaton and HelMBERGER⁷⁷⁾)。

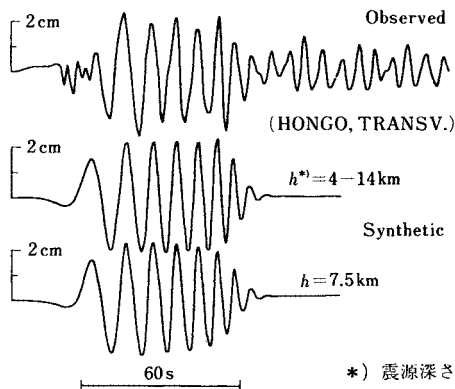
次に媒質モデル⑩の③に関しては、表一七に挙げた Olson⁷⁸⁾ の離散化波数有限要素法 (Discrete Wavenumber/Finite Element Method) がある (内容の概略については表一七参照)。この手法は媒質の鉛直方向の任意の不均質性の分布を取り扱える点で、これまでに述べた諸手法に優っている。

② 半経験的手法

前節図一六をもう一度眺めてみよう。観測波形の主要部は理論的によく説明できているが、波形の後半の部分 (coda 部) は理論解では説明できていない。これは実際の地球は 3 次元的に不均質な媒質で、観測点にはそれらの不均質性によるさまざまな回折波や散乱波が遅れて到着するのに、鉛直方向の不均質性のみを取り入れた前項⑩の⑥のモデルでは、そういった波を計算できないためである。しかし媒質のモデルを複雑にすれば計算時間は膨大に増えるし、第一、震源から観測点までの地下構造が 3 次元的に詳しく知られている地域は、現在世界中にほとんど存在しない。

そこで考え出されたのが Hartzell⁷⁹⁾ による方法である。Hartzell は G_{ij} として、模擬する地震 (本震) に比べ同じ震源域で起こった M_0 のより小さい地震 (前震、余震など) の実記録をそのまま用いれば、その中に伝播経路の 3 次元的不均質性の影響を自動的に含ませることができると考えた⁷⁹⁾。彼の方法ではその際、本震と小地震のモーメント比の個数分だけ小地震の記録を重ね合わせる。このアイデアは断層モデルと実記録の双方を活用することから「半経験的手法」とよばれているが、解析的手法によった場合の G_{ij} の計算に要する手間が大幅に削減できるメリットも加わって、Kanamori⁸⁰⁾ が地震動予測に用いて以来一躍注目をあび、1980 年代前半にこの手法の有効性を検証するための多くの研究がなされた。

その中で代表的なものとしてたとえば入倉⁸¹⁾の研究がある。この研究は、それまであいまいであった小地震の重ね合わせ方に scaling law (本章 (2) の式 (22)) の



図一六 正規モード理論を用いた解析例 (1974 年伊豆半島沖地震; Kudo⁷⁰⁾)

考えを導入して本手法をより合理化し、1980年伊豆半島東方沖地震 ($M_j=6.7$) における近距離地点 ($\Delta \leq 80$ km) での村松式速度計による記録を例にとって、余震や前震の波形から本手法によって本震の波形がどの程度再現し得るかを調べたものであるが、その結果周期1秒以上の成分に関しては観測波形と合成波形はきわめてよい一致を示した。ただし本地震のような中地震の場合でも、より短周期成分(約1秒以下)の模擬の問題に関してはまだ解決されておらず、ましてや対象が大地震となると、本手法にもいろいろな問題が残っている。すなわち、本手法による模擬に際し、㊶小地震の実記録を断層面上の離れた点からのグリーン関数として用いるときに、地震学的にどう補正したらよいか、また㊷それらのグリーン関数を時間-空間的にどう重ね合わせたらよいか(これは解析的手法による模擬の際にも共通した問題である)、あるいは㊸周波数特性の特異な小地震の記録(たとえば本震の卓越周期より長い卓越周期をもつ場合など)をどう取り扱うか(より一般的に言えば適切な小地震の記録をどういった基準で選択したらよいか)、といった問題が残されており、これらに関しては、今後の研究に待つところが大きい。

(5) 多重震源モデルに関する研究

本節では最近地震学の分野で盛んに行われている多重震源モデルに関する研究について概観する。なお本節前半の記述は主として菊地⁸²⁾を参考にした。

震源過程がいくつかの単純な破壊要素から成るとし、各要素は時間空間的にみて局所的な破壊の事象(event)とみなし得ることとする。このときいろいろな地点で観測される地震波形は、局所破壊に対応した個々の波形要素の重ね合わせとして表わされる。このように震源過程を多重eventの重ね合わせせより成るとするモデルを多重震源モデルとよび、各eventの震源パラメーターを求め解析を多重震源解析(multiple event analysis)とよんでいる。1970年代後半に入ると、地震記象上のより短周期成分や後続の成分をこのように震源をより細かくモデル化することにより説明しようとする研究が続々と現われ始めた(たとえばKanamori and Stewart⁸³⁾)。しかし本章(2)で述べた巨視的モデルでさえ震源パラメーターの数は10個程度もあったから、複数のeventの震源パラメーターをeventごとに変えるとするとパラメーターの総数は膨大なものとなる。そこで通常多重震源解析においては、震源パラメーターに関し以下の諸仮定を置く。

震源要素はいずれも同一の震源メカニズムをもつ
(24)

震源要素はいずれも立ち上がり時間が同一の傾斜関数
 で表わされる震源時間関数をもつ.....(25)

各震源要素は同一の断層面上に存在する.....(26)
 (ただし仮定(24)に関してOlson and Apsel⁸⁴⁾ではくい違いベクトル $d(x)$ は震源要素ごとに変化してもよいと仮定している。)以上の諸仮定により個々のeventを区別するパラメーターは、以下のように縮小される。

各eventのモーメント m_j
 各eventの破壊開始時刻 t_j
 各eventの断層長さ方向の位置 x_j
 各eventの断層幅方向の位置 y_j }(27)

このうち震源の位置パラメーター(x_j, y_j)を以下便宜上、まとめて p_j と置く。このとき断層面を、長さ方向に n_x 個、幅方向に n_y 個の等面積のcellに分割して各cellの中心にダブル・カップルの点震源を置くと、未知数の総数は1つのcell当たり m_j と t_j の2個であるから、結局 $2 n_x \cdot n_y$ 個となる。ここで1つのeventによって生ずる単発的な地震の第 l 観測点における波形を $S_l(t; p)$ で表わすことにすると、震源プロセスが
 $(m_j, t_j, p_j) \quad j=1, 2, \dots, N_{\text{cell}}$

(ここで N_{cell} はcellの総数).....(28)

で与えられる場合の波形は重ね合わせの原理から、次式のように合成される。

$$S_l(t) = \sum_{j=1}^{N_{\text{cell}}} m_j \cdot S_l(t - t_j; p_j) \dots\dots\dots(29)$$

ここで本章(3)でも述べたように、inverse problemとして解(28)を求める場合は、次式で与えられる2乗誤差を最小にするように各パラメーターを決める。

$$\Delta = \sum_l^{N_{\text{sta}}} \int [O_l(t) - S_l(t)]^2 dt \dots\dots\dots(30)$$

ここに $O_l(t)$ は第 l 観測点における観測波形を、 N_{sta} は観測点数をそれぞれ表わす。

さて式(30)から各未知数(m_j, t_j, p_j)を求める場合、大別して2つの方法がある。1つは、震源プロセスを構成する個々のeventを反復法により1つずつはぎとってゆく方法で、解の一意性などについて多少問題はあるが、計算の安定性については確実に保証されているという利点を有する。表-8のKikuchi et al.^{85), 86)}はこの方法を用いた論文である。もう1つの方法は、式(30)から未知数に関する正規方程式を導いて、すべての未知数を一斉に求めようとする方法で、この方法によるとたいいてい場合は数値計算上の不安定を引き起こす。そこで実際の計算の際にはさまざまな安定化のための方策がとられているが(たとえばHartzell et al.⁸⁸⁾)、その点に関しては本稿では割愛する。なお、式(29)において未知数 m_j と合成波形 $S_l(t)$ は線形関係にあるが、未知数 t_j と $S_l(t)$ は非線形の関係にある。この t_j に関してたとえばOlson et al.⁸⁴⁾は、式(29)の m_j の代わりに次式

$$u_l(x, t) = \sum_{j=1}^{N_{\text{cell}}} \sum_{k=-K}^K m_{jk} \cdot g_{ij}(x, t + k \cdot \delta t) \dots\dots\dots(31)$$

表一8 多重震源解析に関する最近の主な論文

文献	対象地震	M_0 (dyne·cm)	記録	対象周期, 波	グリーン関 数の評価	逆問題を解 いて求める 震源パラメ ーター	他の震源パ ラメーター	各cellの大き さ or 代表長 (cellの数)	Σm_j (dyne·cm)	断層タイプ
Kikuchi & Kanamori ⁸⁵⁾ 1982	1975年 Guatemala 地震	2.6×10^{27}	WWSSNの Press-Ewing 型地震計記 録	約20~30 秒のP波	「解析の手 法」波線理 論を用いる	$m_j^{*1), t_j^{*2)}$	$\tau_j^{*3) = 3$ 秒	約30 km (5個; 線震 源を仮定)	2.9×10^{27}	横ずれ
Kikuchi & Fukao ⁸⁶⁾ 1985	1968年 十勝沖 地震	2.8×10^{28}	"	"	"	"	$\tau_j = 7$ 秒	20×20 km (10×5個)	2.35×10^{28}	逆断層
Mori & Shimazaki ⁸⁷⁾ 1985	"	"	気象庁1倍 変位強震計 による記録	10~20秒の 表面波 (Rayleigh 波)	「解析の手 法」正規モ ード理論を 用いる	m_j	τ_j は固定, t_j は与破壊 速度 V_R から 計算	40×40 km (6×3個)	4.7×10^{27}	"
Olson & Apsel ⁸⁴⁾ 1982	1979年 Imperial Valley地震	6×10^{25}	アレー強震 加速度記録 (77成分)	数秒の 実体波	「解析の手 法」波数積 分法を用い る	m_j, t_j	$\tau_j \cong 1$ 秒 (完全な傾 斜関数で はない)	5×5 km (10×2個)	9.13×10^{25}	横ずれ
Hartzell & Heaton ⁸⁸⁾ 1983	"	"	アレー強震 加速度記録 & WWSSN の記録	数秒の実体 波&10数秒 の実体波 (WWSSN)	「解析の手 法」離散化 波数有限素 法を用いる	"	$\tau_j \cong 0.7$ 秒 (")	3×3 km (14×4個)	4.9×10^{25}	"
Fukuyama ⁸⁹⁾ 1986	1983年 日本海中 部地震	4.55×10^{27}	気象庁1倍 変位強震計 記録, その 他	数~10数秒 の実体波 (S波)	「半経験的 手法」2個 の余震記録 を用いる	"	北断層では $\tau_j \cong 2.0$ 秒 南断層では $\tau_j \cong 0.7$ 秒	北断層では 30×15 km (2×2) 南断層では 6×6 km (5×5)	4.17×10^{27}	逆断層

注) *1) 各 cell の地震モーメント, *2) 各 cell の破壊開始時刻, *3) 各 cell の立ち上がり時間

ここに、 δt は時刻の増分値を、 g_{ij} は第 j -cell に対するグリーン関数の第 i 成分を、 m_{jk} は第 j -cell の第 k 時点 ($-K \leq k \leq K$) におけるモーメントを、それぞれ表わす。

における m_{jk} が合成波形と線形になるようにして、 m_{jk} に関する正規方程式を解くという方法でこの t_j の問題を処理している。

表一8に上述の方法で震源パラメーターを求めた最近の主な論文を示す。同表からわかるように長周期表面波から求めたモーメント M_0 と多重震源解析により求めた各 event のモーメントの和 Σm_j は、Mori and Shimazaki⁸⁷⁾ を除き比較的よい一致をみせている。ちなみにこの Mori et al. の論文は、4.(1) で述べた土木学会で作成した十勝沖地震の気象庁強震計記録の数値化データ・ベース(上下動成分)を正規モード理論と組み合わせて多重震源解析を行ったものである。なお同表一番下の Fukuyama の論文⁸⁹⁾ は、多重震源解析の際にグリーン関数の評価に半経験的手法を用いた初めての試みである。

次に多重震源解析における解の一意性について述べておく。まず1979年 Imperial Valley 地震の断層近傍数

10か所の強震加速度記録を用いた Olson and Apsel⁸⁴⁾ と Hartzell and Heaton⁸⁸⁾ の解は、同じ記録を用いているのにそれらの解(各 m_j の分布形状、破壊伝播速度など)は、必ずしもよく一致しない。また Hartzell et al.⁸⁸⁾ による同地震の遠方での実体波を用いた解と断層近傍の強震加速度記録を用いた解も、必ずしもよく一致しない。さらに十勝沖地震における前述の Mori et al.⁸⁷⁾ と Kikuchi et al.⁸⁶⁾ の解も、たとえば Σm_j の比が後者は5倍と大きく異なっている。これらの不一致は、同表の諸因子、たとえばグリーン関数の評価法、用いた観測記録、対象周期、対象波の種類、あるいは媒質のモデル、逆問題の解き方、等々の差が複合した結果と考えられるが、いずれにせよこれらのことは、現時点ではまだ多重震源のパラメーターをあまり精度よくは求められないことを示している。この問題に関しては、今後、地震観測網の充実、地下構造の探査、解析手法の改善、等々の地道な作業を積み重ね、多方面から時間をかけて検討してゆかねばならない。

(6) アスぺリティ・モデル

最近 Kanamori は、震源の破壊特性を表現する「アスぺリティ・モデル (asperity model)」というモデルを

提唱した(たとえば文献 90), 91) 参照). アスペリティとは, Kanamori⁹¹⁾ の定義に従えば「断層面の両側のカップリング (coupling) が強い部分 (強度が高く, 固く強く固着した部分) で破壊の際に短周期実体波を放出する部分」であるとされている. 前節で述べた多重震源解析において m_j の大きい部分は, このモデルによるとアスペリティの部分と解釈される. Kanamori らは, 周期数 10 秒の遠方での実体波を用いた解析から, 世界のさまざまな subduction zone (プレートの沈み込む地域) における 10 数個の大地震, 巨大地震のアスペリティの分布, 各アスペリティのモーメント, 等を求め (たとえば Ruff et al.⁹²⁾), 各 subduction zone におけるアスペリティの破壊特性とプレート間のカップリングの度合, 余震域の時間に伴う拡大の一方, より短周期 (周期約 1~数 10 秒) の波の放出, 等々を関連づけている. このモデルは上記の地震学的諸現象を統一的に理解するうえで, 今後大きな役割を果たしてゆくものと思われる.

6. 地震動予測

本章では前章までに述べた諸事項の締めくくりとし

て, 震源, 伝播経路, 観測点直下の地盤条件, などの諸パラメーターを与えたときの, やや長周期帯域における地動最大振幅 (加速度, 速度, 変位), 応答スペクトルなどの諸量, あるいは時間領域における地震波形などを推定する諸手法について述べる. その際, 4. で述べた気象庁強震計記録のデータ・ベースの活用についても触れる. 地震工学の分野で, 短周期領域において従来用いられている推定法は, 震源モデルの立場からは震源を点とみなす (メカニズムを考慮しない) 点震源モデルに基づいているが, やや長周期帯域においては, 表—9 に示すように断層震源モデル (主に半経験的方法) に基づく地震動模擬の方法が最近用いられ始めた. 本章では以下, 帯域をやや長周期領域に限り, この帯域の地震動模擬の問題を今後の展望も含めて述べる.

(1) 点震源モデルによる模擬

この手法は前述のように従来工学の分野で短周期領域の地震動模擬の際に使われていたもので, 本稿 4. で述べた気象庁強震計によるデータ・ベースにもそのままあてはめ得るものである. すなわち震源を点で近似し, マグニチュード, 震央距離, 観測点直下の地盤条件などの

表—9 断層震源モデルによる巨大地震の震源近傍の地震動模擬に関する最近の研究

文献	対象地震 (M_0 :dyne·cm)	断層 タイプ	対象 周期	グリーン関数	グリーン関数の 補正方法	断層面上での 破壊の広がり方	制約条件	特長	改良すべき点
Kanamori ⁹⁰⁾ 1979	California 州 San Andreas 断層沿いの M8クラスの 地震動予測 $M_0=7 \times 10^{27}$	横ずれ	1~10 秒	「半経験的手法」 1968年 Borrego Mt. 地震の強震 加速度記録 (を 変位に直したも の) (4か所)	Love 波理論 解による方位, 距離補正.	破壊フロン トの1次元 的伝播のま わりにゆら ぎを与える.	周期1秒付近で M_L が California 州の上 限值(7.5)程度に なること. 周期10 秒付近で多重震源 の各 M_0 が 5×10^{26} 程度 ⁹¹⁾ になること.	Hartzellの方 法 ⁷⁹⁾ を地震動 予測に初めて 適用.	Borrego Mt. の平均的グリ ーン関数を求 めるとき, 時 間領域で4か 所の記録の平 均をとっている 点.
井上, 藤野ら ⁹³⁾ 1981	1946年 南海道地震 ($M_s=8.2$) $M_0=1.5 \times 10^{28}$	逆断層	5~15 秒	「解析的手法」 正規モード理論 を用いて断層面 上の各点のグリ ーン関数を計算 する.	—	破壊フロン トの円形伝 播のまわり にゆらぎを 与える.	—	わが国の工学 の分野では初 めて断層モデ ルを地震動予 測の問題に導 入.	震源を要素に 分割するとき の規準が物理 的に不明確.
Houston and Kanamori ⁹⁴⁾ 1986	1964年 Alaska 地震 ($M_s=8.4$) $M_0=7.5 \times 10^{29}$	"	1秒 前後	「半経験的手法」 1971年, San Fernando 地震の 強震加速度記録 ($40 \leqq \Delta \leqq 110$) km	San Fernando 地震の記録の 主成分を実体 波とみなし, 距離補正のみ 行う.	"	周期1秒付近でS. F.地震の遠方での P波波形をAlaska 地震とのモー メント比だけ重 ね合わせたもの の包絡線が同 地震のそれと ほぼ一致すること.	地震学におけ る最新の成果 を随所にもり 込んでいる.	—
野田ら ⁹⁵⁾ 1986	1946年 南海道地震 ($M_s=8.2$) $M_0=1.5 \times 10^{28}$	"	2~20 秒	「半経験的手法」 1946年同余震 ($M_j=6.2$)の中央 気象台型強震 計による記録	正規モード理 論を応用して 本震との震源 深さの差によ る表面波励起 の差を補正.	"	—	入倉の方法 ⁹¹⁾ に従い相似律 を用いて震源 を時間-空間 的に分割.	用いた余震記 録のメカニズ ムや震源深さ が不明確.

注) *) 1976年 Guatemala 地震 (横ずれ, $M_0=2.6 \times 10^{27}$ dyne·cm) の多重震源解析の結果⁸³⁾からの推定値.

パラメーターを説明変数とし、時間領域での加速度波形の包絡線関数や、周波数領域での応答スペクトルの形状などを目的変数として、上記データ・ベースを用いて回帰分析を行い、その際得られた回帰式に上記の諸説明変数を代入して、所要の特性（目的変数）を有する模擬地震動を策定するという手法である。その際、特に入力地震動としての時刻歴を必要としない場合は、目的変数を単に応答スペクトルだけに絞り、回帰式を求めることもある。ただしこの手法のためには、できるだけ多くの地震の多くの数値化記録が必要なため、今後中地震も含めたさらに多くの地震の気象庁強震計などによる記録の数値化データ・ベースを作ってゆかねばならない。以上のテーマに関しては、主として4. で述べた各グループが目下研究中であり、そう遠くない将来にその成果が続々と発表されてゆくものと思う。なおこの手法は取り扱うパラメーターの数が少ないため簡便で工学者向きであるが、将来的にみると次節で述べるように物理的により優れた断層震源モデルによる手法に漸次置き換えられてゆく可能性が高い。

(2) 断層震源モデルに基づく模擬

この手法は想定断層面に対する対象地点の模擬地震動を、前章(5)、(6)で述べた震源過程に関する最新の研究成果をできるだけ取り入れた断層震源モデルに基づいて作成するものであるが、前章(5)で述べたように震源過程に関する研究がまだあまり進んでいないために、現時点で各震源パラメーターの想定値を詳しく推定することはまだ無理であり（より正確にいうと破壊現象の本質からいって各パラメーターを確定論的に想定することは将来においても多分不可能であり、ある幅をもった推定値として想定するしかないが、その幅の大きさを推定することがまだ難しい）、したがって目下のところ、この手法で精度の高い地震動予測をするのはまだ不可能である。しかし、地震のマグニチュードに頼らないこと、震源を点でなく面とすること、震源の破壊過程をモデルに取り入れていること、などの点において本手法は(1)の手法に比べ物理的に優れており、将来は模擬手法の主流となることが期待される。参考までに本手法による巨大地震の震源近傍における地震動模擬に関する最近の主な研究を表一9に掲げる。いずれの研究も模擬波形を実測記録と直接比べたものではないが、模擬の精度を上げるためには、今後、前章(5)で紹介したMori et al.⁸⁷⁾の論文のように、たとえば気象庁強震計のデータ・ベース等のような比較的震源近傍のデータを使ってわが国の多くの大地震の震源パラメーターを精度よく求めてゆくといった作業（前章(6)の言葉を使えばわが国のsubduction zoneにおけるアスペリティの大きさや分布を調べる作業）を地道に積み上げてゆき、模擬の際に上

述の各震源パラメーターの推定値の幅をより狭めてゆくことが必要である。

なお以上の記述においては震源過程の解明の問題に重点を置きすぎたが、実際の地震動模擬にあたっては地盤の3次元的不均質性をどう取り扱うかも重要な課題である。5.(4)②で述べたいわゆる半経験的手法は、その問題を扱う1つの方法であり、たとえば表一9の野田らの論文⁹⁵⁾は深さ方向の震源域の広がりを無視できない断層に対するやや長周期帯域の模擬地震動を作成する際、半経験的手法と正規モード理論を組み合わせ、小地震の実記録をグリーン関数として用いる際に震源深さの差による表面波励起の差を正規モード理論で補正するという試みであるが、5.(4)①の図一6に関し同章(4)②のはじめに説明したように、実記録中の主要部の補正法はこの方法でひとまずよいとしても、正規モード理論では説明のつかない coda 部に関しては、この方法ではうまく取り扱えない。いずれにせよこの問題に関しては、あるいはより一般的には5.(4)②のA~Cで述べた半経験的手法にかかわる諸問題も含めて、今後さらに時間をかけて検討していかねばならない。

本節の最後に、地盤の3次元的不均質性の問題を取り扱った試みをもう1つ紹介しておく。Kudo et al.⁹⁶⁾は、1961年北美濃地震 ($M_j=7.0$)の気象庁強震計による全国45観測点の記録の数値化データを用い、わが国内陸の標準的な地下構造モデル（平行成層構造で近似）を仮定して正規モード理論により計算した表面波の理論スペクトルと観測スペクトルの比をとることにより、周期3~15秒の帯域における各観測点の各周期別「ゆれやすさ」を求めたが、この試みも、断層震源モデルと地盤の3次元的不均質性の影響を含んだ観測スペクトルとを組み合わせた一種の「半経験的手法」とみなせる。

7. あとがき

本展望を書き終えてみて、規定の頁数を大幅に超過してしまったことに気が付いた。表題の内容を各章別にやや詳しく、ときに冗漫に展開しすぎたためであるが、この点はどうかお許し願いたい。またかなり頁数を使った割には、主として著者の不勉強から、たとえば「やや長周期微動を用いたやや深い地盤構造に関する研究」などの重要な項目がいくつか落ちているが、この点もお許し願いたい。

全体を書き終えてみて痛感するのは、やや長周期帯域の入力地震動特性に関する研究があまり進んでいないのに、現実には各種の長周期構造物がどんどん建設されているそのアンバランスである。これは工学のかかえる宿命かもしれないが、この格差を是正すべく工学者は今後地震学者と協力してこの帯域の入力地震動特性に関する

研究を早急に進めてゆかねばならない。

最後に、本文1., 2. および4. に関連して貴重な資料を提供して下さいの皆様、ならびにこの展望の執筆をお勧め下さった伯野元彦東大教授に心から感謝致します。

参 考 文 献

- 1) 坂尻直巳・成瀬聖慈ほか：やや長周期の微動観測と地震工学への適用(1)―八戸市における予備観測―，地震Ⅱ，第27巻，1974.
- 2) 森岡敬樹：1923年関東大地震の地動，第4回地盤震動シンポジウム資料集，日本建築学会，1976.4.
- 3) 小林啓美：研究の目的と内容，長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究，文部省科学研究費，自然災害特別研究研究成果，No. A-53-1，1978.5.
- 4) 田中貞二ほか：やや長周期帯域における強震動の特性―長周期低倍率地震計記録の解析―，地震研究所集報，Vol. 54，1979.
- 5) 日本建築センター構造課・高泉 司氏の私信(1986)による。
- 6) 本州四国連絡橋公団設計第三課・福井幸雄，加島延行両氏の私信(1986)による。
- 7) 自治省消防庁危険物規制課・高橋 徹氏の私信(1986)による。
- 8) 川崎重工業鉄構開発設計部・坂井藤一氏の私信(1986)による。
- 9) 日本ガス協会製造技術課・佐合芳治氏の私信(1986)による。
- 10) 高圧ガス保安協会技術部・詫間広巳氏の私信(1986)による。
- 11) 大沢 脩：地震観測―設計用入力地震動研究に関連して，第10回地盤震動シンポジウム資料集，日本建築学会，1982.4.
- 12) 表 俊一郎：1975年大分県中部地震による九州各地の1倍変位強震計記録の解析，文献3)の1.2.4.，1978.5.
- 13) 岡田成幸・鏡味洋史：日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み，日本建築学会論文報告集，第267号，1978.5.
- 14) 野田 茂ほか：日本海中部地震時の気象庁1倍強震計記録に基づく周期10秒前後の地震動特性，京都大学防災研究所年報，第28号，B-2別刷，1985.4.
- 15) 土岐憲三・中瀬 仁：強震記録における長周期成分の信頼度に関する研究，京大耐震研究報告，No. 86-1，1986.5.
- 16) 建設省土木研究所振動研究室：高密度強震観測用デジタル強震計の記録精度に関する実験的検討，土研資料第2019号，1973.8.
- 17) 村松郁栄：速度型強震計の製作，地震Ⅱ，第30巻，1977.
- 18) 村松郁栄：地震動の極値及び振動継続時間について，地震Ⅱ，第29巻，1976.
- 19) 浜松音蔵：気象官署における地震計観測の履歴表，地震Ⅱ，第19巻，1966.
- 20) 篠 泉・片山恒雄：気象庁1倍強震計記録による地動の再現性の検討，第18回地震工学研究発表会講演概要，土木学会，1985.7.
- 21) 橋岡洋子：十勝沖地震及び宮城県沖地震の気象庁1倍変位強震計による記録の数値化，茨城大学工学部卒業論文，1986.2.
- 22) 東京大学地震研究所・島崎邦彦氏の私信(1986)による。
- 23) Inoue, R. and Matsumoto, T. : Digitization and Processing of the J. M. A. Strong Motion Records in the Period Range of 2 to 20 sec from Nine Great Earthquakes, Preliminary Proceedings of the IASPEI/UNESCO Working Group on Historical Seismograms and Earthquakes, 1985.7.
- 24) Resources Bureau Science and Technics Agency : Seismograms of Strong Earthquakes, 1957.9.
- 25) 土木学会：日本海中部地震震害調査報告書，1986.8.
- 26) 工藤一嘉：深い地盤による長周期地震動の卓越―1983年日本海中部地震による新潟での石油溢流，長周期地震動強さに関連して―，第12回地盤震動シンポジウム資料集，日本建築学会，1984.6.
- 27) 家村浩和・野田 茂ほか：タンクのスロッシングおよび地震記象からみた長周期地震動の特徴，土木学会論文報告集，第362号/I-4，1985.10.
- 28) 神山 真：強震記録による地震動特性，1983年日本海中部地震被害調査報告書，土質工学会東北支部，1986.5.
- 29) 鹿島建設株式会社：1985年9月19日メキシコ地震調査報告書，1986.6.
- 30) 京都大学土木工学教室・家村浩和氏の私信(1986)による。
- 31) 東京大学生産技術研究所田村研究室：メキシコ地震震害調査報告，1986.1.
- 32) Mena, E.S., et al. : Analysis del Accelerograma "Zacatula" del Sismo del 19 de Septiembre de 1985, IPS-10 E, 1985.10.
- 33) 日本建築学会：高層建築技術指針―増補改訂版―，1973.3.
- 34) 本州四国連絡橋公団：耐震設計基準・同解説，1977.3.
- 35) 本州四国連絡橋公団設計第三課・河口浩二氏の私信(1986)による。
- 36) 危険物保安協会：内部資料による。
- 37) 自治省：官報第16870号，自治省告示第119号，1983.4.
- 38) 通商産業省：高圧ガス設備等耐震設計基準，官報号外第93号，通商産業省告示第515号，1981.10.
- 39) 資源エネルギー庁公益事業部・火力課，同ガス保安課：LNG地上式貯槽指針，1981.12.
- 40) 柴田 碧：石油貯槽とやや長周期地動，文献3)の2.4，1978.5.
- 41) 石川島播磨重工業タンク設計部・石田和雄氏の私信(1986)による。
- 42) 柴田 碧 編著：化学プラントの耐震設計，丸善，1986.5.
- 43) 佐藤泰夫ほか：強震計記録の解析と構造物のレスポンス，地震Ⅱ，第24巻，1971.
- 44) Skoko, D. and Sato, Y. : Strong Motion Seismogramme of off-Boso Earthquake on November 26, 1953, Bull. Intern. Inst. Seism. Earthq. Eng., Vol. 11, 1973.
- 45) Hudson, D.E. : Some Problems in the Application of Spectrum Techniques to Strong-Motion Earthquake Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 52, 1962.
- 46) 土木学会：屋外貯槽タンクの耐震安全性検討のための入力地震波の変位特性に関する調査報告書，1982.12.
- 47) 井上涼介ほか：気象庁変位強震計記録の数値比と解析

- (I)—1983年日本海中部地震および比較的古い地震を対象として—, 長周期(約2~20秒)地震動の工学的特性に関する総合研究, 昭和59年度科学研究費(総合研究A)研究成果報告書, 1985.3.
- 48) 建設省土木研究所: 気象庁1倍強震計記録に基づく長周期地震動特性の解析—1986年十勝沖地震記録の解析—, 土木研究所資料第1869号, 1983.3.
- 49) 建設省土木研究所: 気象庁1倍強震計記録に基づく長周期地震動特性の解析—(その2)1968年日向灘地震記録の解析—, 土木研究所資料第2245号, 1985.6.
- 50) 篠 泉: 気象庁変位強震計記録の数値化と解析(II)—北美濃, 新潟, 十勝沖地震(本震, 余震)—, 文献46)の第3章, 1985.3.
- 51) 篠 泉・片山恒雄: 気象庁1倍強震計記録の数値化データ, 土木学会第40回年次学術講演会講演概要集, 1985.9.
- 52) 野田 茂ほか: 昭和58年度日本海中部地震による気象庁変位強震計記録の定量的解析, 第18回地震工学研究発表会講演概要, 土木学会, 1985.7.
- 53) 井上涼介ほか: 気象庁1倍変位強震計記録のデータ・ベース間の各グループによる差の定量的比較(投稿予定), 1987.4.
- 54) Trifunac, M.D. and Lee, V.: Routine Computer Processing of Strong-Motion Accelerograms, EERL, Report No.73-03, California Institute of Technology, 1973.
- 55) 京都大学 SLG: 改良型耐震工学データ・ベース(SERM-11)について, 第18回地震工学研究発表会講演概要, 土木学会, 1985.7.
- 56) 井上涼介: 断層モデルによる検討, 文献46)の第4章, 1982.12.
- 57) Maruyama, T.: On the Force Equivalents of Dynamical Elastic Dislocations with Reference to the Earthquake Mechanism, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.41, 1963.
- 58) Haskell, N.A.: Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from Propagating Faults, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.54, 1964.
- 59) Burridge, R. and Knopoff, L.: Body Force Equivalents for Seismic Dislocations, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.54, 1964.
- 60) Hartzell, S.H., Frazier, G.A. and Brune, J.N.: Earthquake Modelling in a Homogeneous Half-Space, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.68, 1978.
- 61) Bakus, G. and Mulcahy, M.: Moment Tensors and Other Phenomenological Descriptions of Seismic Sources, Part I, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol.46, 1976.
- 62) Aki, K.: Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964, Part II, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.44, 1966.
- 63) 安芸敬一: 「地震の物理」第1章, 岩波書店, 1978.
- 64) Kanamori, H. and Anderson, D.L.: Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.65, 1975.
- 65) Geller, R.: Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, 1976.
- 66) Kanamori, H.: Mode of Strain Release Associated with Major Earthquakes in Japan, Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., Vol.1, 1973.
- 67) Apsel, R.J.: Dynamic Green's Functions for Layered Media and Applications to Boundary-Value Problems, Ph.D. Thesis, University of California, San Diego, California, 1979.
- 68) Harkrider, D.G.: Surface Waves in Multilayered Elastic Media, Part I. Rayleigh and Love Waves from Buried Sources in a Multilayered Elastic Half-Space, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.54, 1964.
- 69) Harkrider, D.G.: Surface Waves in Multilayered Elastic Media, Part II. Higher Mode Spectra and Spectral Ratios from Point Sources in Plane Layered Earth Models, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.60, 1970.
- 70) Kudo, K.: The Contribution of Love Waves to Strong Ground Motions, Proc. 2nd Conf. Microzon., 1978.
- 71) Cagniard, L.: Réflexion et réfraction des ondes sismiques progressives, Gauthier-Villars, Paris, 1939.
- 72) de Hoop, A.T.: A Modification of Cagniard's Method for Solving Seismic Pulse Problems, Appl. Sci. Res., Section B, Vol.8, 1960.
- 73) Helmberger, D.V.: Generalized Ray Theory for Shear Dislocations, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.64, 1974.
- 74) Langston, C.A. and Helmberger, D.V.: A Procedure for Modeling Shallow Dislocation Sources, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol.42, 1975.
- 75) Langston, C.A.: The February 9, 1971 San Fernando Earthquake: A Study of Source Finiteness in Teleseismic Body Waves, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.68, 1978.
- 76) Helmberger, D.V. and Malone, S.D.: Modeling Local Earthquakes as Shear Dislocations in a Layered Half-Space, J. Geophys. Res., Vol.80, 1975.
- 77) Heaton, T.H. and Helmberger, D.V.: A Study of the Strong Ground Motion of the Borrego Mountain, California Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, 1977.
- 78) Olson, A.H.: Forward Simulation and Linear Inversion of Earthquake Ground Motions, Ph.D. Thesis, University of California, San Diego, California, 1982.
- 79) Hartzell, S.H.: Earthquake Aftershocks as Green's Function, Geophys. Res. Letters., Vol.5, 1978.1.
- 80) Kanamori, H.: A Semi-Empirical Approach to Prediction of Long-Period Ground Motions from Great Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.69, No.6, 1979.
- 81) Irikura, K.: Semi-Empirical Estimation of Strong Motions During Large Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol.33, 1983.
- 82) 菊地正幸: 地震動の解析と実例—研究報告書—, 横浜市立大学, 1984.3.
- 83) Kanamori, H. and Stewart, G.S.: Seismological Aspects of the Guatemala Earthquake of February 4, 1976, J. Geophys. Res., Vol.83, No.B7, 1978.

- 84) Olson, A.H. and Apsel, R.J. : Finite Faults and Inverse Theory with Applications to the 1979 Imperial Valley Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, No. 6, 1982.
- 85) Kikuchi, M. and Kanamori, H. : Inversion of Complex Body Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, No. 2, 1982.
- 86) Kikuchi, M. and Fukao, Y. : Iterative Deconvolution of Complex Body Waves from Great Earthquakes—the Tokachi-Oki Earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 37, 1985.
- 87) Mori, J. and Shimazaki, K. : Inversion of Intermediate-Period Rayleigh Waves for Source Characteristics of the 1968 Tokachi-Oki Earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol. 90, No. B13, 1985.
- 88) Hartzell, S. H. and Heaton, T. H. : Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Wave from Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 73, No. 6, 1983.
- 89) Fukuyama, E. : Study on the Rupture Process of a Large Earthquakes Using an Inversion Technique, Master Thesis, Dept. of Geophys., Kyoto Univ. 1986. 4.
- 90) Kanamori, H. : The Nature of Seismicity Pattern before Large Earthquakes, *Earthquake Prediction, An International Review Maurice Ewing Series*, Vol. 4, 1981.
- 91) Kanamori, H. : Rupture Process of Subduction-Zone Earthquakes, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 14, 1986.
- 92) Ruff, L. and Kanamori, H. : The Rupture Process and Asperity Distribution of Three Great Earthquakes from Long-Period Diffracted P-Waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 31, 1983.
- 93) 井上涼介・藤野陽三ほか：断層震源モデルを適用した周期 10 秒前後の地震動評価の試み，土木学会論文報告集，第 317 号，1982. 1.
- 94) Houston, H. and Kanamori, H. : Source Spectra of Great Earthquakes : Teleseismic Constraints of Rupture Process and Strong Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 76, No. 1, 1986.
- 95) 野田 茂ほか：南海トラフ沿いの巨大地震による長周期（約 2~20 秒）地震動の予測，自然災害科学，5-1, 1986.
- 96) Mamula, L., Kudo, K. and Shima, E. : Distribution of Ground-Motion Amplification Factors as a Function of Period (3-15 sec), in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 59, 1984.

(1986. 8. 26・受付)