

第19回 地盤震動シンポジウム
都 市 直 下 の 地 震 と 地 盤 震 動

1991. 7. 26

日本建築学会 構造委員会
振動運営委員会 地盤震動小委員会

印 政 吉 作

The 19th Symposium on Ground Vibrations (1991)

**Characteristics and Phenomena of
Strong Ground Motions near a Source Region**

JULY 1991

Tokyo

Sponsored by Architectural Institute of Japan



第19回地盤震動シンポジウム(1991)

都市直下の地震と地盤震動

I 主旨説明

- I-1 濃尾地震 100 周年にあたりいま都市直下地震 長橋 純男(長崎総合科学大) 1
を考える

II 問題提起

- II-1 直下地震による福井大震災からの教訓 濱尾 和大(東京工業大学) 9
II-2 震源近傍観測記録の解釈とその問題点 佐間野 隆憲 17
II-3 活断層と地震危険度 武村 雅之(鹿島建設) 17
島崎 邦彦(東大地震研究所) 31

III 特別講演

- III-1 濃尾地震の教訓 村松 郁栄(岐阜大学名誉教授) 35

IV 震源域での強震動

- IV-1 高周波地震波の発生機構とそのモデル 山下 輝夫(東大地震研究所) 45
IV-2 震源近傍での強震観測 工藤 一嘉(東大地震研究所) 53
IV-3 震源域における地震動強さの統計的考察 福島 美光
田中 貞二(清水建設) 61
渡辺 孝英

V 地盤震動の諸問題

- V-1 都市直下の地震に対する評価手法の諸問題 石田 勝彦(電力中央研究所) 69
-1990年小田原地震(M5.1)を例として-
V-2 近距離地震の建築構造物への影響 土屋 秀雄(大成建設) 75
V-3 地盤震動が土木構造物に及ぼす影響 野田 茂(鳥取大学) 85

VI 資料

- VI-1 第18回(前回)地盤震動シンポジウムの報告 日本建築学会構造委員会振動運営委員会
VI-2 金井 清先生の語る「地盤震動あれこれ」 地盤震動小委員会 95
日本建築学会構造委員会振動運営委員会
地盤震動小委員会 97

The 19th Symposium on Ground Vibrations (1991)
Characteristics and Phenomena of Strong Ground Motions near a Source Region

I -1 Significance and Necessity of Seismological and Engineering Study on Ground Motion and Disaster due to Inland Earthquake by Nagahashi Sumio	1
II -1 Lessons Learned from the 1948 Fukui Earthquake by Seo Kazuoh and Samano Takanori	9
II -2 Preliminary Analysis for Verifying Implications of Strong Ground Motions in near Source Region by Takemura Masayuki	17
II -3 Active Fault and Seismic Hazard by Shimazaki Kunihiko	31
III -1 We Learn from the Nobi Earthquake of 1891. by Muramatu Ikuei	35
IV -1 Mechanism of Seismic High-Frequency Radiation and the Source Models by Yamashita Teruo	45
IV -2 Some Aspects on Strong-Motion Observation in the Near-Field by Kudo Kazuyoshi	53
IV -3 Statistical Study of Peak Ground Acceleration in Source Region by Fukushima Yoshimitu, Tanaka Teiji and Watanabe Takahide ..	61
V -1 Some Subjects on Methodology to Estimate the Earthquake Ground Motions Caused by Earthquakes Occured Beneath the Cities. by Ishida Katsuhiko	69
V -2 The Dynamic Properties of the R/C Building to the Near-by Earthquake by Tuchiya Hideo	75
V -3 Influence of Ground Motions on Civil Engineering Structures by Noda Shigeru	85
VI -1 A Report on the 18th Symposium on Ground Vibrations(1990) by the Ground Vibration Reserach Committee	95
VI -2 Dr. Kiyoshi Kanai Talked about Ground Motions by the Ground Vibration Research Committee	97

I. 主 旨 說 明

印 政 吉 作

濃尾地震100周年にあたりいま都市直下地震を考える

SIGNIFICANCE AND NECESSITY OF SEISMOLOGICAL AND ENGINEERING STUDY
ON
GROUND MOTION AND DISASTER DUE TO INLAND EARTHQUAKE

長橋 純男
Sumio NAGAHASHI

ABSTRACT

This year is the hundredth anniversary of the 1891 Great Nobi Earthquake occurred under the central part of Honshu (the main island of Japan), in which 7273 lives were lost and 142 thousand wooden houses were totally destroyed. The Great Nobi Earthquake is the representative event of inland earthquake with the greatest magnitude in the history of Japan. Because of close distance from epicentral region to human residence, inland earthquakes are apt to cause very severe damage on our society even if their magnitude are not so large. So, in this symposium on ground vibrations, some problems on inland earthquakes are discussed in honor of the 100th anniversary of the Great Nobi Earthquake, and in addition to the valuable lessons from some aspects of the damages due to the 1891 Great Nobi Earthquake, some important informations are presented on the basis of the several up-to-date researches in the fields of seismology and earthquake engineering.

§ 1. 濃尾地震と「震度VIの地盤震動」～村松郁栄の地震学研究が探求してきたもの～

来年になると丁度「満20才」を迎えることとなる地盤震動シンポジウムであるが、第1回目のシンポジウムは1972年8月31日に開催された。その第1回地盤震動シンポジウムでは、5人の委員が問題提起の講演を行ったのであるが、その冒頭で、村松は「強震動の観測値」と題して講演をしている。村松の地震学研究が探求してきたところの焦点が端的に表現されていると思われるので、講演概要を当時の記録¹⁾から以下に再録する。

「建物は震度VIに対してもつよう設計する」ということを前提として、このような大地震時のゆれ方の大きさを推定する具体的方法が紹介された。そのひとつとして、震央距離と地動速度の間には、マグニチュードをパラメータとして、一定の関係があり、その外挿によって、大地震時の速度が推定できうこと、また、各都市の地震記録を比較すると、都市によってゆれ方の大小があり、このちがいが、巨視的にみた地盤性状と関係があるであろうことなどが指摘された。…

長崎総合科学大学工学部建築学教室・教授・工学博士

Professor of Nagasaki Institute of Applied Science, Dr. Eng.

村松は、これまで合計6回の地盤震動シンポジウムにおいてその研究成果を報告しているのであるが^{1)～8)}、その全体において基底をなしていいる考え方は、この「構造物の耐震設計とは震度VIの地震動に耐える設計のことである」⁴⁾との基本的認識にあるのであり、この認識から出発して、震度VIの強震動の強さ・性質を知ることの重要性を早くから主唱してきた。しかし、震度VIの強震動については観測記録が極めて少なく、研究はその基礎資料を得る段階からして容易ならざるものである。そこで村松は、地震時における木造住家の倒壊率を再調査することにより、その震度分布の情報は“強震計替わり”的相当有用な役割を果たし得ることを確かめている⁴⁾。特に、1891年濃尾地震の烈震域の見直しにあたっては、濃尾地震のおよそ1年後に震災予防調査会長名で全国の道府県を対象に行われたアンケート調査結果（24項目、回答数1600通）をもとに、精力的な検討作業を展開して、濃尾地震の新たな震度分布図を提示すると共に、震度分布図が相当豊富な情報源たりうることを示した^{4), 7)}。そして村松は、このスケールを用いて、震度VIの地域は殆ど余震域の真上に生じていること、換言すれば、震源域では余震活動が起こるが、この余震活動の地域と震度VIの地域とは殆ど重なり、震度VIの現象は震度VIのセンター（震源域、あるいは余震域）の中の地下構造の弱線および地形・地質の弱いところに現れていると考えられること、またその広がりは本震のMと一定の関係にあること、などを明らかにした⁸⁾。

この様に、「耐震設計が対象とする強震動、すなわち震度VIの強震動は、震源域の真上で生ずる」ということであるならば、すなわち、いわゆる「直下地震」による強震動こそ、耐震設計において直視しなければならないものと言うことにもなろう。そこで、この「震源域での強震動」である。

先ず、震源域での強震動の振幅・強さはどの程度になるのであろうか？ これについて村松は、実際の観測記録もにらみながら、次の様な推論をした。すなわち、地震波の伝播速度を β 、地震動の速度振幅を v 、地表面のストレンを ϵ とすれば、 $\epsilon = v / \beta$ となるので、これより大地震動の速度振幅についてその限界値を推定できる。すなわち、震源域付近の入力地震波の限界は岩盤のストレンレベルで 10^{-4} 程度、横波速度を3km/secとして、速度振幅は0.5秒以上の周期範囲で $20 \sim 30 \text{ cm/sec}$ であり、これに地表における地形地質の条件が加わって 100 cm/sec くらいまで増幅されることもあるということになるのではないか、と村松は見当をつけている⁹⁾。そこで村松は、広い周波数帯域に亘って広いダイナミックレンジを有し、且つ 100 cm/sec もの大振幅まで記録出来る速度型強震計を、自ら設計・製作した^{8), 9)}。ちなみに、その後の1979年10月15日に発生したインペリアルヴァレー地震（ $M_L = 6.6$ ）において、断層から3km以内という断層の極く近傍では、最大速度振幅が 110 cm/sec 前後の強震動が観測されたことは、よく知られたところである。

村松はまた、1968年十勝沖地震の際に各地で観測された気象庁1倍強震計をペーストアップしてその走時から推察すると、本震の震源（破壊の始まった地点）より西方 100 km 程度の地点（長宗の「I相の震源」）を出発点として、本震発震時より約40秒遅れた時刻から、本震震源からでた波動より強い波動が 4.1 km/sec の速度で伝播したことが知れ、このことは震源域の破壊状況が決して一様ではないことを端的に示すものと指摘している¹⁰⁾。この非一様性の影響であるが、遠方場では断層面の辺りを一様と考えても観測記録をおおよそ説明出来るが、震度VIとなる震源域内では断層面の辺りを一様と考えることが出来ないので、問題は複雑になるわけである。そこで村松は、震源域における強震動を考えるときに必要となるこの様な問題点をも念頭において、余震記録を用いて本震の地震動を合成する半経験的手法を開発し、例えば1983年日本海中部地震の本震記録の合成などにおいてその有効性と意義を遺憾なく示した⁶⁾。更にまた、1984年長野県中部地震の際に、震央域において「石が飛んだ」という事実に注目した村松¹⁰⁾は、1Gを超える加速度が推定される震源域内の牧尾における本震記録（牧尾では實際には本震記録が観測されなかった）の合成を試みており、最大速度振幅で 80 cm/sec の推定値となることを示すと共に、この牧尾の本震合成記録が前記1979年インペリアルヴァレー地震において断層近傍で観測された強震記録とよく類似していることを指摘した⁶⁾。余震記録を用いたこの半経験的方法による本震記録の合成に当たっては、「測定周波数範囲が広帯域にわたり（ $0.01 \text{ Hz} \sim 20 \text{ Hz}$ ）、かつダイナミックレンジが相当に大きい（ $100 \text{ cm/sec} \sim 10^{-4} \text{ cm/sec}$ ）」という良好な計器特性を有するこの速度型強震計の威力を存分に活用していることは、いうまでもないことである。

以上に概観した如く、村松はかねてより、現地踏査・文献資料調査・地震動観測及び理論研究という能う限りの方法を駆使して、この工学的に最も重要な課題である「震源域での強震動」について積年の研鑽を重ねてきたのであり、これらの研究課題に関する発想及び成果については、幸いなことにこれまでの地盤震動シンポジウムにおいて、その都度村松自身から紹介されてきた。我々はこのたび、折しも濃尾地震100周年にあたるこの年、『都市直下の地震と地盤震動』をテーマとする第19回地盤震動シンポジウムを開催するに当たって、このテーマに関する研究の先達であり、また濃尾地震の調査研究に多大の功績を有する村松に特別講演をお願い出来ることは、誠に時宜を得たことであり我々の慶びとするところでもあると共に、濃尾地震に始まる我が国の地震学・地震工学に期待された学問研究の原点あるいは百年前の研究の初心にいま一度立ち戻ってみるために、大変に意義のあることと感謝申し上げるものである。

§ 2. 「直下地震」、「活断層」そして「上下動」

地盤震動小委員会では、小委員会活動の一里塚として、当小委員会の基幹的テーマの一つとでもいうべき課題、すなわち『強震動予測』という総合的な問題をテーマとしたシンポジウムを、出来れば近い将来に開催したいと数年前から考えてきた。この総合的なテーマを主題とするからには、これに関わる一通りの“各論的な諸問題”について、それまでの地盤震動シンポジウムで予め議論しておく必要があろうとの認識のもとに、これまでのシンポジウムではあまり真正面からは取り上げてこなかった様な問題で且つ本来ならばかなり重要な課題、あるいはこれまでにも幾度かは議論してきたもののいま一度現時点での理解なり知見なりを整理しておくべきものと考えられる様な問題については、数年をかけシンポジウムの主題に取り上げて議論しておこうということになった次第である。前回の第18回シンポジウムのテーマ『やや長周期地震動～現時点で予測はどこまで可能か～』、そして前々回の第17回のテーマ『微動の工学的利用について～その現状と可能性～』も、この様な事情を背景として選定されたものである。さてそこで、『強震動予測』という総合的なテーマに取り組むにあたって避けて通るわけにはいかない筈のものでありながら、これまで積み残しに近い状態になってきた問題が幾つか残されている。「直下地震」、「活断層」そして「上下動」が、すなわちこれである。

次頁の表1は、過去10年間に開催された第9回～第18回の地盤震動シンポジウムにおいて主題としてきたテーマと、その主要な内容及び項目を一覧表として示したものである。この10年間には、国内では1983年日本海中部地震、1984年長野県西部地震、1987年千葉県東方沖地震などの被害地震、また海外では特に1985年メキシコ地震が大きな注目を集めた地震であったこともあって、これらの被害地震に関わりの大きな、そして勿論、重要な地盤震動の諸問題が、幾度かのシンポジウムのテーマ選定に際し念頭に置かれてきたことは否めない傾向である。いまあらためてこの表1をみると、「直下地震」、「活断層」そして「上下動」に関わる直接的な議論は、結果的にはこの10年間余り為されてこなったと言わざるを得ない。そこで、これら3つのキーワードに全体的にあるいは部分的に関わりのある（と筆者が判断した）研究報告を、シンポジウム資料集が刊行されるようになった第2回から前回第18回までの地盤震動シンポジウムからピックアップしてみると、筆者の見落としがあるいは幾つかあるかも知れないが、およそ表2の如くになった。この表の「文献番号」の欄に記載の番号は、本稿末尾に掲載した参考文献表の文献番号に対応したものである。この表2から数のうえでいうならば、これら15の報告のうち約半数の報告が第8回のシンポジウムで紹介されたものである。因みに、この第8回地盤震動シンポジウムは、『地震危険度研究に関する最近の動向』を主題とし1980年3月28日に開催されたシンポジウムである。この『地震危険度』というテーマを扱うには、「直下地震」や「活断層」といった重要な問題を抜きにして考えるわけにはやはり参らぬということであろうか。いずれにせよ、これら3つのキーワードに関わる議論は、その工学的重要性にも拘らず、これまでのシンポジウムでは余り取り上げられてこなかっただけでなく、取り分け「上下動」については殆どといってよいほど議論されずにきたものである。但し、この「上下動」についてもその研究の必要性は、第6回シンポジウムにおいて山原により設計面から指摘されていたことであった²⁷⁾。

表 1 最近10年間(1981年~1990年)の地盤震動シンポジウムの主題と主要な内容・項目

シンポ	主　題	主　な　内　容　・　項　目
第9回	建築物の耐震性能を考慮した 入力地震動研究の諸問題	建築構造物の耐震性能・構造崩壊・応答特性と地震動入力特性 建物の地震時挙動と入力特性、Sビルの耐震設計と地震挙動 入力地震動の評価手法(強震記録・理論地震動・震源モデル)
第10回	設計用入力地震動研究の現状と展望	地震動観測、記録の解釈と活用、地震動予測、模擬地震波 設計用入力地震動に考慮すべき諸要因 地盤震動における地形・地盤の不整形性の影響 やや長周期の地震波形予測(正規モード解による強震動模擬) 耐震実験(構造物の崩壊実験)と地震波
第11回	『地震動と地盤』刊行記念シンポジウム 「地震動研究の蓄積とその応用」	
第12回	地盤震動に関する今日の課題 ～日本海中部地震をめぐって～	地震動特性と建物被害(最大地動振幅・周期特性・継続時間) 強震地動(地盤・伝播経路・震源の各特性との関連性) 震源過程、余震記録を用いた半経験的地震動予測・カーリング則 深い地盤による長周期地震動と石油タンクのスロッシング 地盤特性と液状化現象、秋田県のマイクロゾーニングと評価
第13回	地震動観測のあり方とその利用法	地震動観測の課題、目的・方法、意義・活用 深い地盤構造・S波後続位相・位相遅れ・地動軌跡と伝播経路 震度VIの地震動[余震記録を用いた本震地震動の合成] 深い地盤構造の探査と震動/伝播特性、硬質地盤の震動特性 地震時地盤歪の観測、地震想定と強震観測、建物地盤系の観測 強震記録[1979インペリアル・アベ・1983コリガ・1978宮城県沖]から学ぶもの(震源過程、断層近傍の地動強さ、地盤の影影響) 関東地方の地殻・上部マントル構造の特性が地震動に及ぼす影響
第14回	メキシコ地震を探る ～日本の事例と比較して～	地震の発生機構、被害と地盤震動、地震予測と強震観測体制 震源域での強震動特性(最大振幅と距離減衰、スペクトル) 盆地平野の地震動(軟弱地盤・不整形地盤、記録・解析・解釈) 地震動と建物被害の解釈(設計基準、マイクロゾーニング)
第15回	地盤における地震動の減衰評価	地震波の減衰と地震動強さの距離減衰及び距離減衰式の回帰 表層地盤の減衰特性と減衰評価(観測・S波検層・室内試験) 土の非線形性の取扱いと地盤の非線形地震応答特性
第16回	地盤条件が地震動特性に与える影響 ～観測記録からの考察～	地盤条件の影響(強震記録例)、関東地域の中・広域地震観測 地盤特性を考慮した強震動予測、ESGの活動経緯 1987年千葉県東方沖地震の観測記録から何を観測できたか (地盤分類、広域アレー・地中観測、1倍変位計・地盤歪記録)
第17回	微動の工学的利用について ～その現状と可能性～	微動研究の現状(濃尾平野を例に)、常時微動測定方法の問題点 やや長周期微動の基礎的性質と地下構造推定への応用 やや長周期微動による深層地盤構造の推定とその問題点 工学的利用(ゾーニング、基礎構造不規則性の推定、外国の事例)
第18回	やや長周期地震動 ～現時点での予測はどこまで可能か～	研究の工学的利用(長周期建物・免震構造)、石油クリックのスロッシング 震源過程の取扱(震源モデル・グリーン関数の評価、強震動予測) 関東平野・大阪平野の地盤構造とやや長周期地震動の特性 やや長周期地震動の予測手法の現状とその限界 [断層の不均質性を考慮した強震動の合成、堆積盆地で生成される表面波、表層地質の影響(特に継続時間延長効果)]

表2 これまでの地盤震動シンポジウムにおける「直下地震・活断層・上下動」に関する研究報告

シンポ	文献番号	著 者	直下地震関連	活断層関連	上下動関連
第3回	12	松田時彦		1974年伊豆半島沖地震の活断層としての性格	
	13	森岡敬樹	1894年東京強震・1922年浦賀水道地震の本郷の記録		
第5回	14	望月利男	1855安政江戸地震の死者数 下記3地震の震度分布調査 1948福井地震 1974年伊豆半島沖地震 1975年大分県中部地震		墓石の転倒に及ぼす 上下動の影響
	15	勝又護			上下動／水平動の振幅比 (気象庁地震記録について)
第8回	16	大塚道男		明治以降日本の内陸に発生した8地震の活断層クラス	
	17	太田外気晴	断層近傍の等震度図の面積A ₁ 、 断層長さLと地震規模Mの関係	サンフランシスコ湾岸域の活断層とMICROZONATION	
	18	嶋悦三	仮想荒川地震による首都圏の 最大水平加速度分布図		
	19	望月・宮野	1948福井地震の震度分布と 木造住家全壊率	1891年濃尾地震の断層 と木造住家全壊率分布	
	20	鈴木・佐藤	仮想駿河湾地震 1923年関東地震 加速度・速度のコンターマップ		
	21	翠川三郎	下記8地震の等震度分布図 1854年安政東海地震 1891年濃尾地震 1923年関東地震 1927年北丹後地震 1930年北伊豆地震 1943年鳥取地震 1974年伊豆半島沖 1978年伊豆大島近海地震		
	22	佐藤・太田	震度分布→震源パラメータ推定 1976年チャルドラン地震		
第13回	23	翠川三郎	1979年インペリアル地震における断層付近での地震動強さ		
	24	横田治彦	1983年コーリングガ地震での震源域地動の合成法による推定		
	25	長橋純男	関東地方の直下地震の地動特性		
	26	武村雅之	1985年メキシコ地震による震源域の強震地動特性		

§ 3. 活断層に関する情報の活用 ~表俊一郎の所説に学んで~

活断層に関する情報の活用について、表はその最近の論文²⁸⁾において示唆に富む所説を展開しているので、特に筆者の印象に強かったポイントの幾つかを中心として、以下に筆者流儀に参照させていただくこととする。

活断層に関する情報を耐震設計に活用しようという考え方がある。例えば、原子炉施設の耐震設計用入力地震動における「基準地震動」（設計用最強地震動 S_1 、設計用限界地震動 S_2 ）を定めるに当たっては、地震史料に加えて、活断層を手掛かりとして考えられている。これは、我が国の場合でいえば、古文書に拠る枠内では西暦 416 年以前には遡れない²⁹⁾と考えられてきた「地震の歴史」について、少なくとも数千年（丹那断層のトレーナー調査では 6300 年前³⁰⁾）、ひょっとしたら、「第四紀以降活動したことのある断層」という「活断層」の定義に見合う地質年代にまで遡った歴史地震に関する貴重な情報を提供してくれるようになるのかも知れない。

ところで、A 級活断層（断層の平均変位速度が $S = 1 \text{ m} \sim 10 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ の第 1 級の活断層）³¹⁾ から発生する M 8 の地震の再来年は $0.6 \sim 6 \times 10^3 \text{ 年}$ 、M 7 の地震の場合はその $1/4$ となる。上記「基準地震動」を定めるうえで対象となる敷地周辺の活断層としては、「最強地震」としては活動歴または地震再来年が 1 万年未満の A 級の活断層を、また「限界地震」としては A 級の活断層または活動歴または地震再来年が 5 万年未満の B 級或いは C 級の活断層をそれぞれ考慮して定めることになっている。ここで、この M 7 クラスの地震であるが、M 7 以上の地震では地表地震断層を伴う場合が多いが、M 6.5 以下の地震の場合には地震断層が地表に出現しない場合が多い。従って、周辺に地震断層がみとめられない場合にあっても 6.5 以下の直下地震について過去の発生を否定することができない。この点に関連して大塚¹⁰⁾は、明治以降日本の内陸に発生した地震のうち地表に明瞭な断層変位を伴ったものが、濃尾・陸羽・北伊豆・伊豆半島沖・丹後・鳥取・三河及び松代地震の 8 例あるが、前者の 4 地震は地形から判定出来る A 級もしくは B 級の断層に伴って起こっているが、後者の 4 地震は繰り返し周期がもっと長く不活発と判断されている断層に伴って発生したものであり、従って地質学的な意味での活発・不活発で断層を区別することと地震工学的の判断の間には、まだ距離が必要であることを示唆している、と指摘している。仮に将来、100 万年～200 万年前の活動をも対象として「活断層」データを活用しようとする場合、現実の工学が念頭におく時間長さとこの桁違いの時間長さとの著しいギャップをどのように埋め合わせて考えて行くか、南海トラフ沿いの巨大地震の発生の如く 100～150 年程度のインターバルで発生する地震とは可成異なったものと考えられるのである。これについては、活断層付近の岩石の歪応力の蓄積状態について精密な測定が実用化されるならば、もう少し現実的な課題となってくるかも知れないものと期待されている³²⁾。いずれにせよ、地震規模 M はさて大きくなのが地域によっては影響甚大であるところの「直下地震」の予知が、大変にむずかしいと考えられる由縁である³³⁾。…にも拘らず、この課題は避けて通れない。

いわゆる「河角マップ」に始まって今日まで可成な数の地震危険度マップが作成してきた。これらの多くは、その基礎データとして歴史地震史料を用いたものである。しかしながら、例えば南海トラフ沿いに発生する巨大地震の如く、その再来年が 100～150 年程度のものであれば、歴史地震の地震史料期間 1600 年間は一応の統計処理も可能な期間といえようが、例えば福岡・佐賀・長崎などのように、震度 IV の地震さえ滅多なことで生じないような地域にあっては、歴史地震の史料のみではその地震危険度を適切に評価することが困難であるといわざるを得ない。最近、松田は「最大地震規模による日本列島の地震分帯図」を作成したが³⁴⁾、その基礎データとして求められた陸域各地域（20 万分の 1 の各図幅）ごとに求めた「歴史時代に実際に発生した最大地震の規模」 MH と「活断層の長さから推定される最大地震規模」 ML とを比較すると、ML のほうが MH に比してかなり大きな地域が少くない（そもそも歴史地震が全く記録に見当たらない地域も相当にある）。従って、この様に互いに相違する基礎データに基づいて地震危険度を求めるならば、その結果として得られた地震危険度も相当に異なった様相を示すこととなるのは当然のことである。例えば力武³⁵⁾は、地震発生の時間軸まで考慮した確率統計処理をした地震危険度を、「西暦 2001 年より 10 年以内の地震によって平均水平加速度の最大値が 100 ガル（または 300 ガル）を超える確率」の分布を求めているのだが、これを①内陸活断層の活動による地震によって評価した場合と、②内陸地震と海域地震の双方によって評価した場合との、2 種類のマップを比較し示している。いずれも活断層の資料を活用した地震危険度予測なのであるが、これらは河角マップの如く専ら歴史地震史料に基づいたものに比べると、おもむきがかなり異なるものとなっているのであり、諸々の困難にも拘らず、活断層に関するデータの活用を計るべきニーズを示唆しているものと解釈できよう。

§ 4. 「都市直下地震」を考える

かの濃尾地震は、丁度 100 年前の 1891 年 10 月 28 日、早朝 6 時 38 分に発生した直下地震であった。死者・行方不明 7273 名、全壊住家 142,177 戸という、大変な被害をもたらした地震であり、日本の内陸で発生した最大規模の地震 ($M = 8.0$) であった。しかし、これほどマグニチュードの大きな地震でなくとも、直下地震には固有のこわさがある。

都市直下地震として人的にも物的にも被害激甚であった地震の代表的なものとして、1855 年 11 月 11 日夜 10 時頃に発生した安政江戸地震 ($M = 6.9$) がある。この安政江戸地震による江戸の被害と 1923 年 9 月 1 日午前 11 時 58 分に発生した関東地震による東京市内の被害を比較することにより、望月は都市直下地震の深刻な問題点を次の様に考察している^{⑥)}。すなわち、関東地震による木造住家の全壊率は 4 % であるのに対し、安政江戸地震による町家の全壊率は 10 % を相当上まわったものと推定されている。また、関東地震による木造住家倒壊 100 に対する死者数は 2.4 人であるのに比して、安政江戸地震によるそれはその 10 倍の 24 人である。これは、地震が夜更けに発生したことでも手伝ったのだろうが、逃げ出す間もなく一瞬にして倒壊したことを示そう。一方、関東地震による東京下町低地の如く、遠方のマグニチュードの大きな地震による沖積軟弱地盤上で木造建物では、揺れが比較的ゆっくりしたものとなり、ために倒壊家屋にあっても人々は然るべき避難行動を比較的行い易かったものと考えられている。この様な直下地震発生時における人間行動の困難さについては、1948 年 6 月 28 日午後 4 時 13 分に福井平野の直下で発生した福井地震 ($M = 7.1$) について、危険回避のための行動件数を調査した望月利男らのアンケート結果によれば、地震時に在宅した男性では平均 1.03 、女性はこれよりやや多い 1.41 であったという。また、1945 年 1 月 13 日午前 3 時 38 分という、多くの住民が就寝中の深夜（しかも既に敗色濃厚な戦時下的深夜）に三河平野の直下で発生した三河地震 ($M = 6.8$) では、前記全壊住家 100 棟当たりの死者は 32 人（福井地震では 11 人）と、事情は更に深刻であったが、この地震における平均行動件数は男性 1.17 件、女性 1.16 件と性差は無く、殆ど 1 件の行動しかとれなかつたのであり、一瞬にして倒壊した家屋にあっては多くの場合、本能的（無意識）に危険回避行動しかとれなかつたことを示唆している。

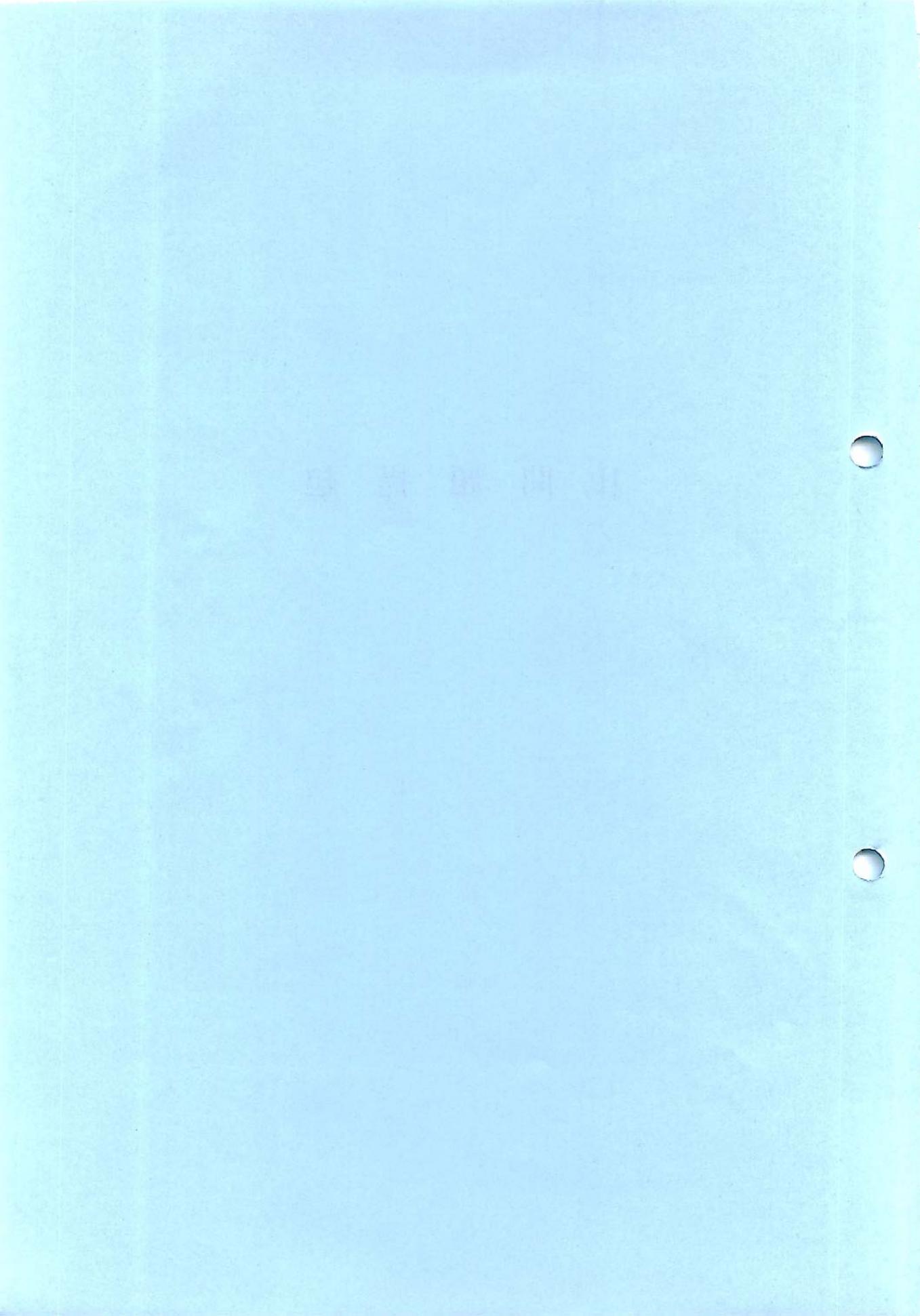
今回のシンポジウムは、今後いよいよ重視さるべき都市直下地震のもつ以上の様な諸問題を背景として、プログラムが組まれたものである。学界各位の御議論を切にお願い申し上げる。

参考文 南犬

- 1) 坂本功：シンポジウム「建築物の設計に考慮すべき地震動」の報告、日本建築学会『建築雑誌』、Vol. 87 No. 1057, 1972 年 10 月
- 2) 村松郁栄：地震動災害からみたストレンレベル、第 2 回地盤震動シンポジウム資料集「ストレン・レベルによる地震動」、1973 年 11 月
- 3) 村松郁栄：震源と地震動の周期との関係、第 4 回地盤震動シンポジウム資料集「強震動におけるやや長周期成分について～耐震解析用地震動の再検討～」、1976 年 1 月
- 4) 村松郁栄：木造住宅の倒壊率より推定される地震動の強さの分布、第 5 回地盤震動シンポジウム資料集「地盤種別と地震動」、1977 年 2 月
- 5) 村松郁栄：強震動の短周期成分と長周期成分の予測、第 8 回地盤震動シンポジウム資料集「地震危険度研究に関する最近の動向」、1980 年 3 月
- 6) 村松郁栄：震度 VI の地震動を探る、第 13 回地盤震動シンポジウム資料集「地震動観測のあり方とその利用法」、1985 年 7 月
- 7) 村松郁栄：既存調査資料による古い地震の震度解釈～1891 年濃尾地震～、文部省科学研究費自然災害特別研究計画研究成果（No.59020002）『地震災害事象の通信・面接・現地調査法にもとづく組織的研究』（研究代表者：太田裕）、1987 年 3 月
- 8) 村松郁栄：速度型強震計の製作、地震第 2 輯、第 30 卷、1977 年
- 9) 村松郁栄：村松郁栄教授退官記念誌『大自然の力』、1988 年 4 月

- 10) 黒磯章夫・伊藤潔・飯尾能久・梅田康弘・村松郁栄：1984年長野県西部地震の地変および大加速度域の調査、京都大学防災研究所年報第28号B-1、1985年
- 11) Hartzell, S. and D. V. Helmberger : Strong-Motion Modeling of the Imperial Valley Earthquake of 1979, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 72, 1982
- 12) 松田時彦：伊豆半島沖地震の断層、第3回地盤震動シンポジウム資料集、1974年11月
- 13) 森岡敬樹：直下型地震とその考察、第3回地盤震動シンポジウム資料集、1974年11月
- 14) 望月利男：震害・墓石調査による地震動の推測について、第5回地盤震動シンポジウム資料集、1977年2月
- 15) 勝又護：地盤と地震記象、第5回地盤震動シンポジウム資料集、1977年2月
- 16) 大塚道男：地震危険度予測への展望、第8回地盤震動シンポジウム資料集、1980年3月
- 17) 太田外気晴：地震危険度～最近の国際会議等からみた米国の現状～、第8回地盤震動シンポジウム資料集、1980年3月
- 18) 鳴 悅三：地域地震危険度の評価－震害予測のやめの地震力推定、第8回地盤震動シンポジウム資料集、1980年3月
- 19) 望月利男・宮野道雄：地震被害に及ぼす地盤の寄与、第8回地盤震動シンポジウム資料集、1980年3月
- 20) 鈴木保典・佐藤良輔：断層モデルによる短周期加速度・速度の推定、第8回地盤震動シンポジウム資料集、1980年3月
- 21) 翠川三郎：地震断層と地盤条件を考慮した地表面最大加速度・最大速度分布の推定、第8回地盤震動シンポジウム資料集、1980年3月
- 22) 佐藤一之・太田裕：震度分布から震源モデルへ～トルコ・チャルドラン地震（1976）の場合～、第8回地盤震動シンポジウム資料集、1980年3月
- 23) 翠川三郎：1979年インペリアルバレー地震から学んだもの、第13回地盤震動シンポジウム資料集、1985年7月
- 24) 横田治彦・片岡俊一・田中貞二・大槻明：1983年コーリング地震から学んだもの、第13回地盤震動シンポジウム資料集、1985年7月
- 25) 長橋純男：設計用地震動への活かされ方～関東地方における地震動の場合～、第13回地盤震動シンポジウム資料集、1985年7月
- 26) 武村雅之：震源域およびその周辺地域における強震地動特性、第14回地盤震動シンポジウム資料集、1986年7月
- 27) 山原浩：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、第6回地盤震動シンポジウム資料集、1978年3月
- 28) 表俊一郎：原子炉施設の耐震設計用入力地震動を定めるためには、どのように考えればよいのであろうか、『物理探査』第43巻 第5号、1990年10月
- 29) 宇佐美龍夫：『新編日本被害地震総覧』、東京大学出版会、1987年3月
- 30) 丹那断層発掘調査グループ：丹那断層（北伊豆・那賀地区）の発掘調査、東京大学地震研究所彙報、第58号、1983年
- 31) 松田時彦：活断層から発生する地震の規模と周期について、地震、第2輯、第28巻、1975年
- 32) 田中豊：日本における地殻応力測定－研究動向と問題点－、地震予知研究シンポジウム（1987）、1987年
- 33) 力武常次：M7内陸地震予知の戦略、地震予知研究シンポジウム（1987）、1987年
- 34) 松田時彦：最大地震規模による日本列島の地震分带図、東京大学地震研究所彙報、第65号、1990年
- 35) 力武常次：『日本の危険地帯－地震と津波－』、新潮社、1988年8月
- 36) 望月利男・中野尊正編著：都市研究叢書3『巨大地震と大東京圏』、日本評論社、1990年9月

II. 問 題 提 起



直下地震による福井大震災からの教訓

LESSONS LEARNED FROM THE 1948 FUKUI EARTHQUAKE

瀬尾和大・佐間野隆憲
Kazuoh SEO and Takanori SAMANO

The Fukui Earthquake of 1948 brought a tremendously heavy damage in Fukui City and its surrounding basin area. It was really a typical case that a very near and very shallow earthquake hit a local society. The damage concentrated in a basin, then local site effects were found very clearly. In this report, what happened in the disasterized area is reviewed about the damage of facilities, the process of recovery, activities of governmental offices and inhabitants and so on. Finally these aspects are indicated on a time table along their passages. The results of a questionnaire survey which was performed just after the earthquake by a primary school in Osaka is also introduced, because it contains very important suggestions for the future preparedness against the similar earthquake.

1. はじめに

過去の大震災の事例から、震災を著しく拡大した要因や震災の防止に著しく効果のあった要因を追求し、それを今後の震災予防に活かすことが出来ればとの観点から、予てより福井地震の震災状況に注目し、種々の文献調査を行ってきた。周知のように、戦災から3年目にして漸く復興なりかけた福井平野は、昭和23年(1948年)の福井地震によって震度VII(激震)に相当する強烈な地震動を受け、直接の震害とそれに伴う地震火災さらには1ヵ月後に発生した水害によって再び壊滅状態に陥ってしまった。本格的な大震災はこの福井地震まで、爾来40数年後の今日まで日本にはこれに匹敵する大震災は生じていない、とさえ言われる所以ともなっている。最近、都市直下に発生する地震(いわゆる直下地震)に対する震災対策が急務であると考えられている折から、今一度、直下地震の最たるものとしての福井地震に注目し、そこから得られそうな教訓を拾い出してみることにした。

2. 福井地震における震災の全体像

(1) 地震の発生と被害状況

福井地震は、昭和23年(1948年)6月28日の17時13分(当時は夏時間を探用していたので実際は16時13分)福井県丸岡町付近に発生したマグニチュード7.1の地震である。震源はごく浅く(震源深さ0km), 地震断層は地表では確認されていないものの精密測量の結果から、福井平野の東部(丸岡町の西側)をほぼ南北に走る延長約25kmの左横ずれ断層であることが知られている。地震による被害は福井平野の内部に集中しており、3年前に戦災で大きな打撃を受けた福井市をはじめ、多くの町村で壊滅的な被害が生じている。木造家屋の全壊率は図1に示すごとくであり、福井平野のほぼ全地域で60%を越えているのに対して、周囲の山地との境界で全壊率が急激に低下している点は、地盤条件が強く反映されたものとして注目に値する。

地震後の震度調査によれば、福井平野内部の地動加速度は500～600ガル程度の大きな値であったことが判明しており、この地震の直後、気象庁震度階級に新たにVII（激震）が加えられたほどである。地震後に各地で発生した火災は延焼して広域大火災へと発展しており、とりわけ福井市の中心部においては焼失区域も広く、劇場建物などの倒壊と相まって犠牲を大きくしている。その他にも、鉄道・道路・橋梁の被害が著しかったこと、九頭竜川をはじめ各河川の堤防崩壊が甚だしく、復旧途上の1ヶ月後に豪雨を受けて洪水による新たな災害を被ったことなど、特筆すべき点が多々ある。また、大和百貨店の崩壊はこの震災の象徴のような感があり、福井地震の紹介記事には必ずと云ってもよいほどこの建物の被害写真が添えられている。

(2) 情報の伝達と救援活動

通信・交通の手段が殆ど途絶した中で、被災状況の把握や外部（非被災地）との連絡は極めて困難な状況にあった。福井県下に大地震が発生したことは、ラジオ放送を通じて2時間以内に全国に伝達されたが、被災地内部において、震源地・被災の中心が当地であることを確認するまでは更に多くの時間を必要とした。行政機関における被災状況の把握は歩行に頼らざるを得ず、特に九頭竜川以北の情報が落橋によって途絶したことは後々まで救援活動の障害となつた。報道機関においても状況は同様であつて、地元紙は印刷の手段を失い、中央紙の各支局は本社への送信に苦慮している。福井一武生間の幹線道路が半日後に通行可能になったことにより、福井市以南における情報伝達と救援活動は比較的順調に行われたものの、福井平野全体から見れば、道幅の狭さ・落橋・倒壊家屋による道路遮断などによって救援活動は困難を極めた。

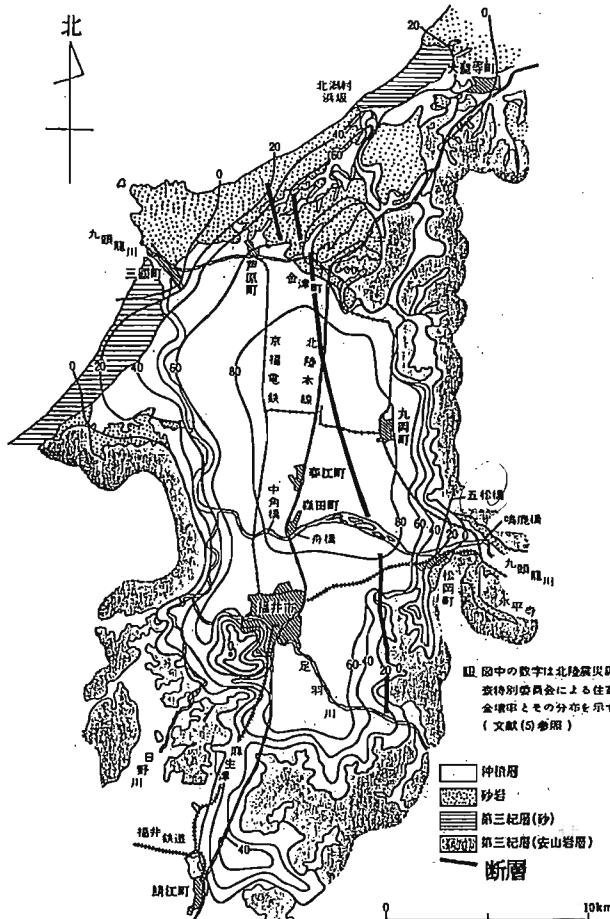


図1 福井地震(1948)における震害地域図
(文献[8]に基づき加筆)。

(3) 福井平野で発生した地震火災について

福井平野内部の各地では、家屋の倒壊に引き続いて火災が発生した。出火点は、福井市の中心部で7カ所、その他17カ所、春江町で5カ所、丸岡・松岡町で各4カ所、金津・森田町で各3カ所などとなっている。出火原因の多くは七輪・かまど等の炊事の火によるものであり、地震が夕刻に発生したこと、地震動が強烈で全



図2 福井市中心部における主要建物の配置
と焼失区域 (文献[6]に基づき加筆)。

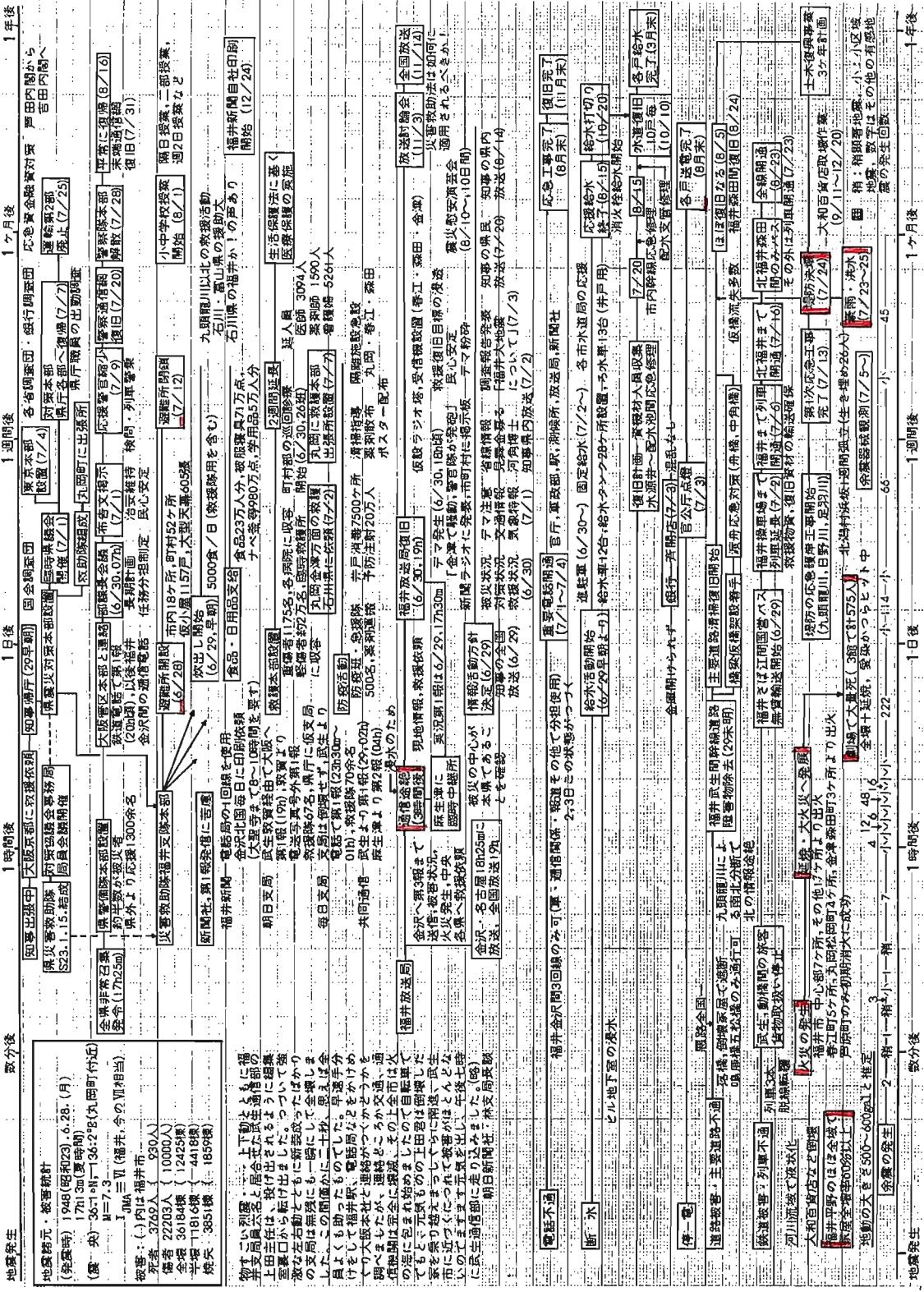


図3 福井地震(1948)における震災ならびに復旧復興の状況

壊家屋が多く、消火活動が困難であったこと等が、火災を大きくしたものと考えられている。特に福井市の中心部では図2に示すような広域火災となり、3年前の空襲に続く大火災となった。とりわけ全壊した映画館の内部で多数の死者が発生したことについては、建物の圧壊により脱出が困難な状態で延焼火災に発展したこと、地震が映画館の込み合う夕刻に発生したこと、当時「愛染かつら」が大ヒットしていたこと等の指摘がある。尤も上映されていた映画はこれのみではないが、劇場3館での死者（575名）が福井市全体での死者（930名）の6割強にも達したことは注目すべき点であろう。このような状況の中で、芦原町だけは大火を免れているが、これは関東大震災の体験者がいて、その経験が的確に初期消火に活かされたことによるものである。

(4) 1カ月後に発生した洪水について

福井平野には九頭竜川・日野川・足羽川等の河川が存在しており、橋梁の被害が救援や復旧に重大な影響を与えたことはすでに述べた通りである。また一方では、これら各河川の堤防の損壊も著しく、雨期を控えて護岸工事が急務であることは当然のことながら認識されていた。堤防の応急護岸工事は橋梁の仮橋架設工事と並行して地震直後から開始され、半月後には第1次応急工事が完了していた。ところがその10日後に発生した豪雨によって大規模な堤防決壊による洪水と仮橋流失が生じ、震災復旧活動は地震後1カ月にして再び困難に直面することになった。本格的な土木復興事業はその後3ヶ年計画で実施されることになる。

(5) 震災と救援・復旧の状況把握のための流れ図の作成

以上に概略を述べてきた点について、この震災の全体像を概観するために事象の整理を試みた結果は図3に示すごとくである。図の縦軸には、上段から下段に向かって、行政機関の動向と救援救助活動・通信報道などの情報の伝達状況・ライフラインや交通機関の復旧状況・火災の消長・余震の発生状況などの事象を分類し、横軸にはそれらの時間的推移が示されている。なお、同図の作成に当たっては主として福井県発行の福井震災誌(1949)を参考にし、骨格がある程度出来上がってから他の文献で部分的な補填を行っている。今かりに、時間軸を震災直後の混乱期・応急復旧期・復興期の3つに区分するとして、被害状況がある程度把握できた時点を混乱期と応急復旧期の境い目、最低限度の生活が確保され復興への意欲が多くの住民に芽生えてきたと考えられる時点を応急復旧期と復興期の境い目とするならば、前者については半日ないし1日後(地震の翌日)、後者については約2週間後くらいがそれに相当するのではないかと考えられる。

3. 福井地震の直後に実施されたアンケート調査

地震時とりわけ激震時に、被災者がどのような状況下にあり、どのような行動を取り得たかなど、災害時の人間行動に注意が向けられるようになったのは、凡そ宮城県沖地震(1978)以降のことである。従って、直下地震に対する関心が高まっている今日、福井地震から得られる教訓があるとすれば、それは極めて貴重なもののように思われるが、当時の学術調査にはこれに類する報告は見られない。ところが、数年前に福井市を訪問した折りに県立図書館で目にした報告書が、ちょうどこの目的に叶ったものだったので、ここではそのことについて記してみたい。それは布施市立布施第七小学校(現在の東大阪市立太平寺小学校)が昭和24年に発行した『福井震災のおしえるもの』と題する小冊子で、大阪府内の一小学校がなぜ震災直後に詳細なアンケート調査を実施したのか、大変興味深いものがある。(詳細は文献[3]を参照のこと)

(1) 調査目的ならびに調査計画

この調査の目的は、福井平野内の学校100余校を対象としたアンケート結果から、学校における地震防災対策上の教訓を得ることにあり、その動機について報告書の冒頭では次のように述べている。『戦時中当校の学童が集団疎開をしていた思い出の地福井県下が、突如として発生した大地震のため、殆ど全滅に瀕する災害を被ったのである。地震直後御慰問のため震災地を訪問し、その未曾有の烈震があたえた凄惨極まりない潰滅の跡を目撃して、今更のごとく地震のもつ無限な破壊力と人類生存にあたえる冷酷な猛威に打れたのである。(中略)特に小中学校の校舎、諸工場の大建築物等の倒壊潰滅の惨状は實にみじめであって、

日頃実施したり準備したりしている自分たちの学校における避難訓練や避難設備が、到底ものの役にも立たないことを痛感したのである。更に私共が、今後学校において多数の生徒児童を預かり授業や仕事を安んじて果たし得るには、どうしても今回のとき烈震に遭遇しても充分役立ち得る実際的でかつ徹底した避難の訓練や設備をもたなければならないことを肝にまで銘じたのである。（以下略）』

調査計画は、①避難に要する時間的余裕の有無を確認するための、地震動強さの時間的経過と建築物や器物の破壊されて行く経過状況の調査、②将来の地震対策、特に避難方法や建築・装備の補強方法の参考に資するための、建築物および家具備品等の被害と人的被害の調査、③今後の避難方法の参考に資するための、奇跡的に避難し得た体験記録、④その他感想の4項目から成っているが、特に重要な点は次に紹介する『避難に対する余裕度』と『机下避難の安危性』の問題であると考えられる。なお、調査は地震から2ヶ月後に学校単位で行っており、福井平野全域（1市5郡52町村）の公立の小・中・高校計146校に依頼され、そのうちの103校（70%）から回答を得ている。

(2) 地震動強さと離続時間からみた避難に対する余裕の有無

地震発生当初や激震時の体感と併せて、地震発生から震動が最大に達するまでの時間・激震の継続時間・校舎等が倒壊するまでの時間についての設問があり、避難に対する余裕の有無を把握しようとしている。その結果の一部は図4に示すごとくであり、今回の地震が『最大の危険線』に達したのは30秒以内、『地震の最大の猛威の終息した時間』は最初から1分以内であり、校舎は30秒間に77%，1分間に95%と云う極めて短時間中に潰滅し去ったこととなっている。また、室外避難の余裕の有無に対する設問と回答結果は表1のごとくであった。なお、報告書には『本表中に「余裕あり」とするものが25校あるが、これは児童生徒が帰宅後の放課時に居残っていた少数の生徒児童・職員の場合や、また校舎の倒壊を免れた学校の極めて幸運に恵まれた場合等の解答も含まれていることを考慮されなければならない』とのコメントが付記されている。

(3) 被災状況からみた机下避難の安危性

生徒児童および職員の学校内における罹災状況については表2にまとめられている。報告書のコメントによれば、『大多数の生徒児童・職員がすでに課業を終えて帰宅した後であって、学校としては極めて恵まれた時間における調査結果』であることから『幸運ともいべき本表の統計を読むにも常に（もし地震が授業中に発生するという）最悪の事態をも考慮にいれて対策や方法を考究されたい』としている。この統計によれば、屋内にいた者のうちで死亡率の最も低いのは、生徒児童の場合には瞬間机下等に避難した時の0.3%であり、教職員の場合には瞬間屋外に出た時の0.8%となっている。反対に死亡率が最も高いのは、生徒児童も教職員も同様に、倒壊物の下敷となった人々（避難方法を見出しかね逃げ場を失った人々）で12～13%となっている。『要するにかかる突発的な事態にあっての避難には日頃の訓練や準備と鋭敏な判断力・機敏な行動が何よりも大切』であり、児童生徒において瞬間脱出した者の被災率が高いのは『脱出の可能不可能や避難先の距離の長短等も考慮せず、友人の後を追って衝動的に駆け出し途

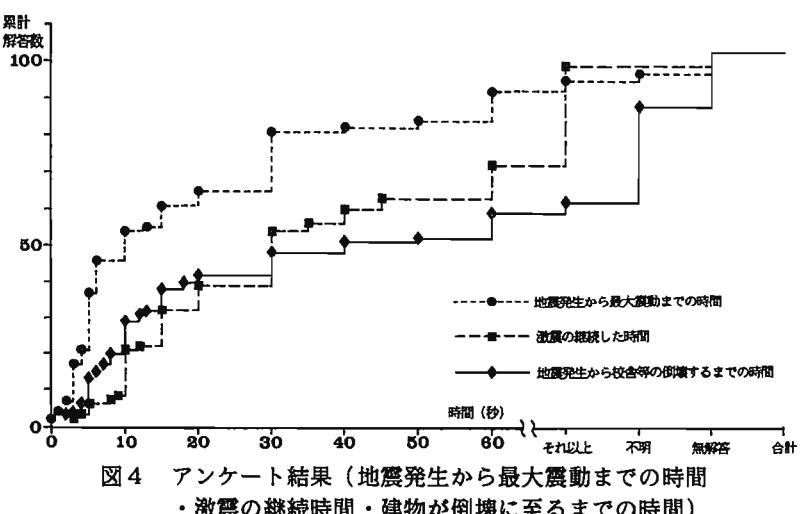


図4 アンケート結果（地震発生から最大震動までの時間
・激震の継続時間・建物が倒壊に至るまでの時間）

中において災害をうけたもの』と判断されている。さらに、このような体験のもとでの、授業中あるいは少数组が居残っている場合の避難方法や教室における机下避難の安危性に関する設問が続くが、結論は表3の結果によく集約されている。すなわち、平屋校舎や階下教室の場合には机下に避難するよりも迅速に屋外に脱出するのが良く、階上教室の場合には屋外に脱出する時間的余裕がないため机下避難に頼らざるを得ないものと考えられている。これは回答が寄せられた103校のうち93校が罹災校であることから、校舎には全壊または半壊程度の被害が生じることが想定されている点に留意しておく必要がある。ちなみに、児童机の破壊状況についての回答結果によれば、その破壊率は平屋校舎で43%、階上教室で56%、階下教室では69%となっている。この調

査ではその他の学校備品の破壊状況についても調べており、『この破壊率は換言すると各教室の安全率を指示するもの』として、以下の提言に活用されている。また、災害結果から省みて階上教室と階下教室のどちらが安全かの総合判断を求めた設問において、階上教室の方がより安全であるとする回答が圧倒的多数であった点にも注目しておく必要がありそうである。

(4) アンケート結果に基づく提言

この報告書には「提言」の項はなく、あくまでも調査結果の忠実な報告である点が強調されている。しかし「結び」の項には示唆に富んだ各種の提言が含まれており、その中にはアンケート結果から導かれた直下地震ならではのややユニークな指摘事項も散見されるので、以下に列記しておきたい。

- ①学校備品（学習用机）には強度・寸法・配置等の観点からの工夫改良が望まれる。
- ②校舎や学習机の改良補強があってはじめて避難活動が現実のものとなる。
- ③屋外避難は階下教室と平屋教室に限る。階上教室からの屋外避難は時間的に余裕がなく危険を伴う。
- ④通常は低学年が階下教室に、高学年が階上教室に収容されているが、避難の点から考えると逆ではないか。機敏に行動できる高学年生を階下に配置していち早く屋外に避難させ、体力未熟で迅速を欠く低学年生を階上に収容して室内で机下避難をさせるのが順序ではないか。（『今後充分の研究に待つものがあろう』）
- ⑤普通は机下に潜入するように指導されているが、福井地震の体験者の多くは潜入は危険率が高いから机の

表1 地震発生直後における室外避難の余裕の有無（校舎倒壊までに）

A 全然余裕なし（屋外避難不可能）	36
B 猶豫余裕なし	22
1. 猶豫余裕なし	(9)
2. 窓からとび出しだっただけは辛うじて余裕あったにすぎない	(3)
3. 階下にいた者で10メートル位の距離を避難する余裕しかなかった	(3)
4. 開いた窓や出入口の側にいた以外は余裕なし	(2)
5. 最初の変動で衝動的に出た者は避難し得たが少しでも躊躇したものは全然余裕なし	(3)
6. 階下の者でも50人中10人位しか余裕はない	(2)
C 階下は余裕あるも階上はなし	5
D 余裕あり	25
E 不明	7
F 無回答	14

表2 地震時に学校に居残っていた生徒児童および職員の災害状況

要 項	死 亡		傷 害		安 全		合 計	
	生徒児童	職員	生徒児童	職員	生徒児童	職員	生徒児童	職員
地震発生時に居残っていた者	37	11	54	26	2760	777	2851	814
地震発生時に屋外にいた者	0	0	0	0	1423	142	1423	142
地震発生時に屋内にいた者	37	11	54	26	1337	635	1428	672
地震発生と共に屋外に出た者	12	4	22	14	872	510	906	528
地震発生と共に机下に入った者	1	3	4	5	318	106	323	114
倒壊物の下敷となった者	24	4	28	7	147	19	197	30

表3 教室内における机下避難の安危性

教室の位置	危険	安全	その他	不明	合計
平屋教室の場合	34	12	11	8	65
階下教室の場合	39	15	8	6	68
階上教室の場合	13	41	9	7	70

側に低い姿勢で待避させるように主張している。（周囲の状況への自由敏速な対応のため）

⑥校舎の倒壊状態や時間からみて、屋外避難は15秒もしくは30秒以内にしなければならない。烈震中は激しい動搖があり、転倒・落下物があり、想像以上の混乱と雜踏が伴うので、訓練実施に当たっては『眞面目な戦闘以上の訓練の効』を積まなければならない。

⑦震災時の応急設備として、倒壊物の下敷になっている者のための救命用工作道具（鋸・かけや・てこ・担架など）を特別に保全しておくことが大切である。等々

(5) その後のいきさつ

このアンケート調査は、学校を対象として実施された以外に、同一地域の一般家庭に対しても行われている。調査数2500戸に対して863戸から回答が寄せられているが（回収率35%），結果は公表されていない。この報告書に注目してから、調査を実施された野村敏郎氏と伏見格之助氏にお尋ねしたところ、原資料は保存されておらず、詳細は判らないとのことであった。今となっては調査の仕様のない貴重な資料であるだけに惜しまれてならない。なお、調査を指揮された五十鈴川國二氏（当時校長）と野村敏郎氏（当時教諭）はすでに他界されている。

4. 福井地震の体験談や被害状況からみた直下地震のいくつかの特徴

そのほか、これまで断片的に知り得た福井地震関係の情報の中で、直下地震の特徴を表わしていると考えられる事象には次にものがある。なおこの中には、上記のアンケート調査の報告に散見される体験談も含まれている。

(1) 福井地震の際の地震動について

①平野の中にいた人が地震を感じて見たらうねりのような波が丸岡町の方から押し寄せてくるのを目撃し、また逆に丸岡町にいた人も、丸岡から平野の中へうねりの波が伝わるのを見ている。これは平野内部の堆積層によって励起された表面波が実際に観察された極めて珍しい事例であると考えられる。（福井地震40周年記念シンポジウム(1988)等での鳥海勤博士の講演による）

②福井銀行本店前の交差点付近にいた人が、電車のレールが地面から背丈以上の高さに持ち上げられ上下に波打っているのを目撃している。また別の人（当時教師）は、倒壊した校舎の屋根瓦から首から上だけを出している生徒を見発し、校舎の中にいて逃げようとした最中に跳ね上げられて屋根を突き破ったらしいと語っている。（福井震災40周年に際してのNHK福井放送局が行った震災体験者へのインタビューより）

③上記のアンケート調査に対する回答によると、多くの人がその瞬間には地震とは思わなかつたことであり、実感ではなかつたかと推察される。最初の変動については、大砲をうつような轟音、ただ深い谷底にでも引き込まれて行くような気味の悪い震動、即座に転倒、音響も初期微動も感ぜず突然上下動で投げ上げられた、などの表現がされており、激震時の衝撃については、悪路疾走中のバスやトラックに乗った感じ、疾走中の乗り物から落ちたる衝撃、バレー・ボール練習中の生徒全員が一時に転倒した、身体が30センチ位投げ上げられ地上を這う、自転車上の人人が転落した、等々の体験談が寄せられている。

(2) 建物の被害、人的被害等について

①崩壊した大和百貨店は、地震当日は月曜の休館日に当たっていたため、買い物客は居なかつた。屋上では従業員の職場集会が開かれており、慌てて階段を降りようとした人が怪我をした。（元従業員の談話より）

②映画館が倒壊し大きな梁に腕を挟まれたある被災者は、火災から逃れるために、近くにいた人の助けを借りながらも、挟まれた腕を自ら切断して生還した。（上記のインタビューより、文献[7]参照）

③福井市内の住家全壊率は60%以上（図1参照）と高率であったが、その一方で全く無被害の住家が存在していたことも事実である。偶々そのうちの一軒を捜し当て、中を見せて頂く機会を得た。それは大工さんが地震の2年前に自宅として建てた木造2階家で、建築時に耐震ということを相当意識していたことである。構造骨組は決して太くはないが、筋違い・火打ぱり等が適所に配置され、屋根は杉皮ぶきというよう

に、甚だ合理的なもののように思われた。但し、屋根を瓦ぶきにしなかったのは終戦直後の経済的事情によるもので、当時は瓦屋根かそうでないかによって財力の識別が出来たそうである。（照手3丁目、T氏談）なお上記の報告書[3]には、『福井市内等の瓦を葺かないパラック建築は殆ど完全または半壊・小破程度で残っている』との記述がされている。

5. おわりに

以上のように本報では、福井地震とそれに伴う地震災害を主として社会的側面から見てきた。今後、都市直下に発生する地震に対する防災対策上の問題点を様々な角度から追求してゆく上で、福井地震の経験から学ぶことは決して少なくないと思われる。と云うのも、一般に直下地震の地震動はそれほど強くないであろうとのイメージで捉えられることが多いが、そのことに対して筆者らは少なからず危惧の念を抱いているからである。但し、福井地震が発生した1948年（昭和23年）と現在の間には40数年間という時代のギャップが存在していることには注意が必要であろう。なお、本報の作成に当たっては、文末に掲げた数多くの文献を参考にさせて頂き、何度も福井を訪問した折りにも大勢の方々のお世話になっている。この場をお借りして厚く御礼を申し上げる次第である。

参考文献

- [1] 昭和23年6月28日福井地震調査概報；震震時報第14巻別冊、中央気象台(1948)
- [2] 福井震災誌；福井県(1949)
- [3] 五十鈴川國二・伏見格之助・野村敏郎：福井震災のおしえるもの；布施市立布施第七小学校(1949)
- [4] 昭和23年福井地震調査研究速報；日本学術会議福井地震調査研究特別委員会(1949)
- [5] Tsuya H. (Chairman) : The Fukui Earthquake of June 28, 1948 ; Report of the Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake(1950)
- [6] 昭和23年福井地震震害調査報告（I：土木部門、II：建築部門）；北陸震災調査特別委員会(1950)
- [7] 加藤恒勝：福井地震と県教組；県教組20年史、福井県教職員組合(1950)
- [8] 宇佐美龍夫：資料 日本被害地震総覧；東京大学出版会(1975)
- [9] 福井烈震誌；福井市(1978)
- [10] Bryce Walker et al. : Planet Earth - Earthquake ; Time-Life Books(1982)
- [11] いつも放送があった－JOFQの50年－；NHK福井放送局(1983)
- [12] 堀口孝男・望月利男・荒木正孝・前田博司・小坂俊吉：地震時の人間行動に関する研究 その2. 1948年福井地震；東京都立大学都市研究センター、総合都市研究、第26号(1985)
- [13] 瀬尾和大・佐間野隆憲：震災が地域社会に及ぼす影響、その1～4；建築防災、No.105-108(1986)
- [14] 宇佐美龍夫：新編 日本被害地震総覧；東京大学出版会(1987)
- [15] SYMPOSIUM 福井地震-40周年記念-、月刊地球、Vol.11; No.1～2(1989)
- [16] 映画「福井大震災」；日本映画新社

(M=7.1 H=20km)

並

M=7.1 H=0km

小林：福井地震 地震性変化
実験上 (特に麻に押付)

震源近傍観測記録の解釈とその問題点

Preliminary analysis for verifying implications of strong ground motions in near source region

武村 雅之

TAKEMURA Masayuki

ABSTRACT

Recently, many strong motion records have been observed in near source region. Peak accelerations of them are sometimes over 1G and vertical components of them are often larger than the horizontal components. In the meantime, strong motion seismology have been rapidly developed so that source, attenuation, and site amplification processes are elucidated for short-period seismic waves. First, we summarize the knowledges for them, which are usually accumulated through the analysis of seismic waves in relatively far region from the earthquake source. Secondly, we try to explain the characteristics of the strong motion records in the near source region by using our accumulated knowledges. 114 strong motion records in the near source region for 17 events in California, Mexico, Chile and Japan are examined. Main results obtained are summarized as follows:

(1) Fourier spectral amplitudes of strong motion records in the near source region are mainly determined by the effects of geometrical spreading and the distribution of displacement on the earthquake fault.

(2) Peak accelerations and durations of strong ground motion are also affected by the direction of rupture propagation on the fault.

(3) The large amplitude of vertical component are usually observed in the short period range at the alluvial site, which may be caused by the amplification of P waves in surface layers under the site.

These results are preliminary ones. In order to verify the validity of them, the importance of the examination of ground structure under the observation site is indicated.

§ 1. はじめに

近年強震観測網の整備により、特に米国を中心に震源近傍で観測記録が得られることが多く、我々が従来からよく目にする記録との差異が議論されている。その中の一つとして、振幅が大きい上下動記録がしばしば話題となる。ここでは、震源近傍における上下動記録に注目し、その解釈と問題点の所在を明らかにする。その際、対象を先ず「震源近傍の地震動」と「上下動」の2つに分け、従来の知見を整理し、それらを手掛りに検討をすすめる。

§ 2. 震源近傍の地震動

一般に、無限媒質中の断層から発生する地震波の変位振幅 $u(x, t)$ は以下のようにあらわされる(Aki and Richards, 1980)。

$$\begin{aligned} u(x, t) = & (4\pi \rho r^4)^{-1} R_1 \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M_0(t-\tau) d\tau \\ & + (4\pi \rho c^2 r^2)^{-1} R_{2c} M_0(t-r/c) \\ & + (4\pi \rho c^3 r)^{-1} R_{3c} M_0(t-r/c) \end{aligned} \quad (1)$$

far

鹿島建設(株) 小堀研究室 主任研究員 理博

Kobori Res. Comp., Kajima Corp. Senior Res. Eng., Dr. Sci.

$M_0(t)$ は地震モーメントの時間関数、 R_1 、 R_{2c} 、 R_{3c} はラデーションパターン係数、 r は震源距離、 α 、 β 、 ρ はそれぞれ、P 波速度、S 波速度、密度である。第 1 項は near-field 項、第 2 項は intermediate-field 項、第 3 項は far-field 項と呼ばれている。第 2 項、第 3 項には P 波と S 波の区別があり、それに応じて c は α と β に対応する。1966 年の Park field 地震の断層近傍にある Cholame Shandon #2 観測点で得られた強震記録の変位波形を Aki (1968) が断層モデル理論で説明したことは有名である。(1) 式では上記の呼名からも分るように、 r の次数の差により遠方では far-field 項のみが支配的になり、さらに $M_0(t)$ の時間に対する次数から短周期地震波程、near-field 項、intermediate-field 項の効く範囲が狭くなることが分る。このため、加速度記録のように対象を主に短周期地震動とする場合には、震源近傍でも far-field 項のみを評価することが一般的である（例えば、平沢、1981）。一方、短周期地震波の発生に関しては、断層面上での不均質すべりの影響が大きいことが指摘されており、断層面上での破壊の伝播による地震波の継続時間 T_d および最大振幅 A_{max} は以下のように導かれている（池浦・武村、1991；小山、1984）。

$$T_d = L \left(1 / VR - \cos \theta / c \right) \quad (2)$$

$$A_{max} \propto \{ L \left(1 / VR - \cos \theta / c \right) \}^{-1/2} \quad (3)$$

ここで、 L 、 VR 、 θ は、断層長さ、破壊伝播速度、破壊の伝播方向と観測点の方向のなす角度である。長周期地震波のように A_{max} は -1 乗でなく、-1/2 乗で方向に依存するため方位依存性は小さくなる。また、この結果短周期地震動のフーリエスペクトルは破壊伝播による方位依存性を示さないことも指摘されている（池浦・武村、1991）。Fig. 1 に 1978 年の宮城県沖地震を例に (2)(3) 式の関係を考慮して作成された異なる方位の模擬地震波（S 波を対象）と減衰定数 5% の応答スペクトルとを示す（武村他、1989）。この例では、破壊伝播方向と逆方向で A_{max} は 2.6 倍、応答スペクトルは 2.2 倍の差が生じることが分る。

また、破壊伝播効果とともに長周期地震動の振幅に大きく影響する震源メカニズムについては、1979 年の Imperial Valley 地震の余震の S 波に対して調

べた結果があるが (Liu and Helmberger, 1985)、Fig. 2 から分るように、対象周期 0.5 秒以上では影響はやや見られるが、より短周期の成分の影響を受ける最大加速度値に対してはその影響がほとんど見られない。この理由として、断層面上でのメカニズムの変動や複雑な伝播経路の影響等が考えられるているが、定量的評価は未だなされていない。

以上のように、短周期地震動については長周期地震動と異なり破壊伝播効果や震源メカニズムの影響は比較的少ないことが予想される。このため震源近傍ではむしろ断層面上の各点までの距離で決まる幾何減衰の影響による方向性が支配的となる（武村他 1991）。この方向性を無くし、さらに点震源に対する far-field の解で震源近傍の地震動強さを表現するため武村他 (1991) は「等価震源距離 X_{eq} 」を以下のように定義している。

$$X_{eq}^{-2} = \sum_{i=1}^n [Moi(f) / X_i]^2 / \sum_{i=1}^n [Moi(f)]^2 \quad (4)$$

ここで、 $Moi(f)$ は断層面上を n 個の小領域に区切った際の小領域に対応するモーメント密度関数であり、 X_i は小領域と観測点の距離である。Fig. 3 に 1979 年 Imperial Valley 地震の断層および観測点位置、ならびに強震記録のインバージョン解析により求められた断層面上のすべり分布を示す (Hartzell and Helmberger, 1982)。ちなみに本震の破壊は南東端の星印より始まり、主に北西に進んだとされている。武村他 (1991) によれば、すべり分布を $Moi(f)$ の分布として用いて等価震源距離 X_{eq} を計算し、水平動強震記録の S 波部分のフーリエスペクトル（1 から 10 Hz までの平均）との関係を見ると Fig. 4 のようになる。Fig. 4 には、比較のために断層面からの最短距離 X_{sh} をとった場合も示されている。等価震源距離を用いた場合、震源近傍の観測点でもその距離減衰はほぼ X_{eq}^{-1} となり、点震源の far-field 項と同じ振舞いをすることが分る。このことは、震源近傍の地震動の強さが、第一次近似的には、幾何減衰と断層面上のすべり分布で決まっていることを示唆するものである。

§ 3. 上下動

我々が通常目にする地盤上の上下動記録の特徴は、水平動記録に比べて直達P波の振幅が大きく、逆に直達S波に対応する部分の振幅が水平動に比べて小さいこと、水平動記録より卓越周期がやや短周期であること等である。従って、上下動では水平動ではなくとんど問題にならない主要動に先立つ直達P波の振幅についても検討する必要がある。そこで、震源から発生するS波とP波の振幅比を考える。理論的には、(1)式から分るようにfar-field項では、その比は $(\alpha/\beta)^3$ 倍、intermediate-field項では $(\alpha/\beta)^2$ 倍である。 $\alpha/\beta = \sqrt{3}$ とすると、前者は5.2倍、後者は3.0倍となり、いずれの場合も圧倒的にS波の振幅が支配的である。また断層面上で不均質すべりがある場合にはS波がさらに励起されやすくなり、その差が大きくなるとの指摘もある(小山、1984)。一方、卓越周期に影響する震源のコーナー周期については仮定される震源のクラックモデルによって様々である。例えば、Sato and Hirashawa (1973)の円形クラックモデルの場合 $\alpha/\beta = \sqrt{3}$ 、 $VR/\beta = 0.8$ のもとでS波のコーナー周期がP波に比べ約1.4倍長い。またBrune (1970)のモデルでは VR/β に関係なく1.73倍長い程度でありいずれも2倍以下の違いである。S波とP波については伝播経路におけるQ値も異なるが、今回興味の対象とするケースが震源近傍であることからQ値の効果は無視できるものと考えられる(武村他、1991)。

次に、地盤中を上下動の波がどのように伝わるかを調べるために、基盤までの鉛直アレー観測を行っている福島県いわきおよび富岡の例を示す(菅原他、1990)。Fig. 5に各観測点の地盤構造および測点配置を示す。両地点ともS波速度2.8km/sの基盤から6つの測点が展開されている。Fig. 6はS波初動付近の上下動とラジアル成分を並べたものである。基盤中のNo.1の観測点では、上下動成分とラジアル成分の位相が反転しており、明らかにS波が入射している。ラジアル成分ではその後S波速度での波の上昇が確認されるのに対し、上下動成分ではP波速度で主要な波が上昇していることが分る。このことは通常観測されている地盤上の上下動成分には、主要動に先立つ直達P波部分だけでなく、主要動部

分でも基盤でS波から変換したP波が支配的であることを示唆している。Fig. 7には、上下動主要動部の基盤と地表のスペクトル比(複数ケースの平均)とP波が地盤内を多重反射したとの仮定で計算されたスペクトル比が示されている。両者はよく対応し、上下動主要動部が主に地盤内をP波で伝播する波で構成されていることを支持する結果である。以上のことから、地盤上の上下動と水平動の卓越周期の比は近似的に地盤内のP波速度とS波速度の比で決まり、通常2倍程度水平動の卓越周期が長いものと推定される。このことは、Watabe et al. (1990)による強震記録のスペクトル形状の検討結果をも説明するものである。

§ 4. 震源近傍の上下動

§ 2、§ 3では、それぞれ我々がもつ震源近傍の地震動と上下動に関する基本的知見をまとめた。これらの知見をもとに震源近傍で観測された上下動記録の性質について水平動記録と比較しながら検討議論する。議論に際してはカリフォルニアの記録が主体となるため、Fig. 8に検討対象にした地震の震央位置を示す。この他、1967年 West India ($M=6.5$)、1985年 Michoacan ($M=8.1$)、1985年 Chile ($M=7.8$)の各地震も対象とした。

先ず、最初に取上げる地震は1984年のMorgan Hill地震である。Fig. 9に断層位置ならびに観測点位置を示す。破壊の伝播はFig. 3のImperial Valley地震とは対象的に星印の地点から南東に破壊が進行した(Hartzell and Heaton, 1986)。地震の規模はImperial Valley地震と同じかや小さめである。Fig. 10に破壊の進行方向に対して逆の位置関係にあるCoyote Lake Dam(CLD)とHalls Valley (HAL)の記録を比較する。断層長さを $L = 30\text{ km}$ 、破壊伝播速度を $VR = 2.5\text{ km/s}$ 、S波速度 $\beta = 3.2\text{ km/s}$ と仮定し、(2)式でS波の継続時間を破壊の進行方向($\theta = 0$)と逆方向($\theta = \pi$)に対しておよそ見積もると、それぞれ約3秒と約20秒になる。図でCLDの直達S波の始まりを3秒付近、HALを1秒付近とすると、上記の評価はおおまかにはそれぞれ3成分の記録の継続時間を説明している。また、HALに対するCLDの最大振幅の比を各成分で求めると、3.5倍から4.5倍程度である。(3)式を用いて $\theta = \pi$ に対する $\theta = 0$ の比を求めると約3倍となり、震源のすべり分布

等を考慮しない簡略な評価である点を考えるとまずまずの対応関係であると言える。

次に同様のケースとして Imperial Valley 地震の El Centro Array No.7(EL7) と Bonds Corner (BOC) の記録を Fig. 11 に示す。この場合、いずれの地点でも上下動の波形の様子が周波数成分も含め水平動と非常に異なり上下動で S 波の初動を特定しにくい。このため対象をひとまず水平動に限ることにする。S 波の初動を EL7 では図の 4 秒付近、BOC では 2 秒付近とすれば、S 波の継続時間に対しては、先のケースと同様破壊の進行方向の後ろにある BOC では前にある EL7 に比べ數倍継続時間が長いことが分る。しかしながら、振幅に関しては、BOC の方がむしろ EL7 よりも大きい。これは、Fig. 3 のすべり分布から分るように、BOC の近傍で大きなすべりの領域があることによるものと考えられる（小林、翠川、1984）。すべりの分布を考慮すると、BOC と EL7 の S 波のフーリエスペクトル振幅の関係が説明されるることは Fig. 4 の等価震源距離の解析結果からも分る。

Fig. 11 には、BOC と EL7 の 3 成分のフーリエスペクトルも示されている。先に指摘したように上下動と水平動の周波数成分が極端に異なり、特に上下動では 10Hz 付近の成分が卓越し、その結果上下動の最大加速度値を大きくしている。このような例を震源近傍の記録に求めると、Fig. 12 のようになる。大半がカリフォルニアの地震で M 7 クラス以下であるが M 8 クラスの地震として 1985 年の Chile 地震の Vina Del Mar も含まれている。図中カッコ内は断層までの水平最短距離で、0 km とはほぼ断層直上を意味する。また、紙面の都合上水平動は 1 成分のみ示したこの他、今回調査した範囲でも、代表的な例として 1979 年 Imperial Valley 地震の El Centro Array No. 5 や No. 8, Diff Array の各点、Meloland Overpass, 1981 年 Westmorland 地震の Salton Sea, 1987 年 Whittier Narrows 地震の Bell-Bulk Mail Facility, Downey-County Maint. Bldg., 1989 年 Loma Prieta 地震の Watsonville 等、枚挙にいとまがない。このような例に見られる上下動と水平動の周波数成分の差は非常に大きく、§ 2 で説明したような震源から発生する P 波と S 波のコーナー周波数の差では説明できない。また、同一地震に対し観測点によって様子が異なることも震源に原因を求める理由で

ある。これらの例とは対象的に、それほど、上下、水平の周期成分の差が顕著でない例を Fig. 13 に示す。もっとも、観測点が先に指摘したいわきや富岡の基盤上のような地点でない限り、上下動の卓越周期が水平動のそれより多少高くなることは、§ 3. の説明からも明らかであり、これらの例の多くもその例外ではない。しかしながら、Fig. 12 の観測点の場合に比べ卓越周波数の差は明らかに小さいことが分る。Fig. 14 には、Fig. 12, 13 の例のうち、同じ Loma Prieta 地震の Capitora と Corralitos の 3 成分のスペクトルが示されているが、上下動成分に関する周波数成分の違いは明らかである。

Cambell (1981) は、強震観測点の地盤条件を A から F の 6 つに分類しているが、Fig. 12 に示す地点やその他の例として紹介した地点のほとんど全ては 10 m 以上の沖積地盤 (A) に属し、軟岩 (C) や硬岩 (D) ないしはそれらに 10 m 以下の薄い堆積層が被る地盤 (E) でない。また一方、Fig. 13 に示す地盤のほとんど全てが C, D, E の地盤である。

近年、米国でも強震動の特徴と地盤条件の関連が注目され強震観測点の地盤調査が進められつつある。例えば Imperial Valley における強震観測点の大半で地盤構造が求められている (Porcella, 1984)。その結果 Imperial Valley の観測点の大半は沖積地盤 (A) であり、平均的には Fig. 15 に示すような速度構造を示すことが分ってきた。この構造で特徴的なことは、VP と VS の比が 4 から 8 倍にも達すること、P 波速度が極表層で大きく変化するのに対して、S 波速度は徐々に変化する点である。この原因として地下水の存在が指摘されている (Mueller et al., 1982)。§ 3. で指摘したように上下動を形成する波は、主要動以前の部分が P 波であるばかりでなく、直達 S 波が到来する主要動部分でも基盤で S 波から P 波に変換された波がかなりの勢力をもつことが分っている。したがって、§ 3 では、上下動の卓越周波数と水平動の卓越周波数の比は、ほぼ表層地盤の VP と VS の比で決まるとして指摘した。このことを考慮すれば、Fig. 15 で示した VP と VS の大きな差が原因で、沖積地盤上で上下動と水平動の卓越周波数に顕著な差が現れると、考えられないであろうか。

一方、Mueller et al. (1982) は 1979 年 Imperial Valley 地震の El Centro Array No. 6 (EL6) の上

下動の振幅が非常に大きい (Fig. 12参照) 原因として、極表層における P 波速度の急変をあげている。つまり、極表層に地下水の影響で、P 波の速度コントラストの大きな層があり (Fig. 15では GL-8m 以浅が対応)、そこで極表層の低速層の卓越周波数に対応した周波数の P 波が急激に増幅されるとする考え方である。この考え方を他の観測点にも広げ上下動と水平動の卓越周期の差を説明できないであろうか。Fig. 15 に示す構造では、GL-8m 以浅の地盤の P 波の卓越周波数は 45Hz と大変高く、このままでは、先に示した EL6 や EL7, BOC の 10Hz 前後の上下動の卓越周波数は説明できない。しかしながら P-S 検層による極表層での速度の決定精度の問題や地下水位の時間的変動等不確定な要素を考慮すると原因として調査する価値が十分あるものと考えられる。震源近傍の大振幅記録については、断層近傍の地下構造の不規則性による地震波の Focussing (例えば Rail and Wojcik, 1986; Vernon et al., 1987) や震源メカニズムによる P 波と S 波の振幅の違いなど、他の要素も無視できない場合があるが、これらの影響の度合いをより明確にしてゆくためにも、表層地盤の構造の詳細な調査解析が必要である。

次に、日本における観測例について述べる。我が国では、残念ながら震源近傍の観測記録はほとんど無い (工藤, 1990)。その中で、ここでは 1968 年 3 月 30 日に港湾技術研究所の和歌山港 (SMAC-B2) で観測された記録を取り上げる。Fig. 16 に推定された地震断層 (佐藤, 1989) ならびに観測点位置を示す。この図から、断層までの水平最短距離は約 3km と推定される。Fig. 17 に、観測された記録のコピーを示す (土田他, 1970)。SMAC-B2 型地震計による観測であるため初動はとらえられていないが、上下動は明らかに非常に短周期の P 波ではじまり、起動後約 0.3 秒後で S 波と思われる振幅の大きい波が水平動に現れている。諸外国の例で指摘したように、この場合も両者の周波数成分はかなり異なっているようである。最大加速度は、NS176gal, EW258gal, UD405gal と報告されているが、SMAC-B2 型地震計の短周期領域における感度の低下を考慮すると特に短周期成分の卓越する上下動の最大加速度値は実際にはさらに大きかった可能性が強い。観測点近傍の土質柱状図ならびに、1975 年に観測点が移設された約 700m 離れ

た地点の土質柱状図と N 値分布 (土田他, 1967; 横山・倉田, 1978) によれば、観測地点直下の地盤は軟弱であると考えられる。この地震は気象庁の地震月報によれば、M = 5.0 深さ 0km で和歌山の震度は IV であり、和歌山市での顕著な被害は無かったものと推定される。最大加速度値のみからは震度 VI 以上であっても不思議ではないが、いまさらながら最大加速度値のみによる地震動強さの評価の危険性を思いしらされる事例でもある。先に諸外国の例で指摘した沖積地盤上での短周期上下動の最大加速度値についても、地震動による被害との関連を論ずる際にはこのような点に対する配慮が必要である。

最後に最近震源近傍の地震動強さに関連して注目されている石の跳躍現象について述べる。この現象を詳しく調べた例として 1984 年の長野県西部地震 (M = 6.8) の場合がある (梅田他, 1986)。石が飛ぶと聞くと 1G 以上の上下動があったと考えられがちであるが、大町他 (1987) や翠川他 (1988) は、地盤と石の相互作用を考慮した模型実験や数値実験を通して興味ある結果を示している。それによれば、石の応答は、地盤の動きに比べて 10 倍程度增幅されることがあること、上下動成分が大きくなとも水平動成分によって石が飛ぶことがあること、石はそれがはまりこんでいる地盤の穴との間で、約 1 秒間に数回の衝突をしその後穴から飛出すること等が指摘されている。翠川他 (1988) は、このような考察をもとに、長野県西部地震で石が飛んだ地点での地動を推定し、上下動成分が 1G 程度、水平動成分が 2G 前後で最大速度が 150-200cm/s になると指摘している。さらにこれらの地点が地形的に地震動が增幅されやすい尾根上にあることから、これらの結果には、その分の增幅も含まれていると推定している。また、梅田他 (1986) は石が多数飛んだことが確認された地点は断層の破壊領域 (長さ 12km) に比べ約 1/4 程度の領域の中にあることを指摘している。同様のこととは、梅田他 (1991) によって、1990 年フィリピン地震についても指摘されており、全長 120km の断層のうち、30km の範囲で石が飛んだことが確認されている。このことは、石を飛ばせる程の強い地震動は、断層の全長が破壊する時間に比べて十分短い離続時間しかもたないことを示唆している。もし、仮に震源近傍における大振幅の地震動の離続時間が一般に短いと

すれば、そのことも、地震動と被害との関連を考える際に考慮すべき重要なファクターの一つであろう。

§ 5. まとめ

震源近傍における地震動の性質について、特に上下動に注目した考察を行った。その結果、震源近傍においても従来から考えられている理論によって、かなりの部分、地震動の特性が説明できるまたは、できる可能性があることが分った。上下動の振幅をしばしば大きいものにする10Hz前後の高周波数成分は、震源からの距離が短く、短周期地震波が減衰しにくいことに加え沖積地盤の表層で大きく増幅されている可能性が示唆された。今後さらに詳細な検討をすすめてゆくためには、先ず第一に精度のよい地盤調査、次にそれらの結果を用いた詳細な解析が必要である。また、最後に指摘しておきたいことは、例え震源近傍で1 G以上の地震動が観測されたとしても、それをすぐさま従来の理論で説明できない特異な現象と考える必要はなく、通常の地震動評価の精度の範囲でかなりの部分が説明できるのではないかということ、および、振幅の大きさにばかり目を奪われず周波数特性や継続時間にも注目し、地震被害との関連を冷静に検討してゆくことの必要性である。

謝辞

本論をまとめるにあたり、鹿島建設技術研究所大野研究員には、震源近傍における地震記録の整理に関し一方ならぬお世話をになりました。また、Chile 地震の記録の入手に関しては建築研究所北川氏 のお世話をされました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- Aki(1968) Seismic displacement near a fault, J. Geophys. Res., 73.
- Aki and Richards(1980) Quantitative seismology Theory and methods, W.H. Freeman and Company.
- Brune(1970) Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, J. Geophys. Res., 68.
- Cambell(1981) Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, BSSA, 71.
- Hartzell and Helmberger(1982) Strong-motion modeling of the Imperial valley earthquake of 1979, BSSA, 72.
- Hartzell and Heaton(1986) Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California, earthquake from the inversion of strong motion records, BSSA, 76.
- 平沢(1981)最大加速度予測のための震源モデル、第9回地盤震動シンポ.
- 池浦・武村(1991)不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価法、地震、第43巻。
- 小山(1984)伝播性破壊確率モデルと短周期実体波の励起、地震、第37巻。
- 工藤(1990)伊東沖地震の強震計記録とその解析、文部省科学研究費重点領域研究成果、強震動および津波の予測と破壊能評価に関する研究（代表 平沢朋郎）
- 小林、翠川（1984）断層近傍で観測された強震動特性、文部省科学研究費自然災害特別研究性果、断層運動における短周期挙動と入力地震動の推定（代表 佐藤良輔）。
- Liu and Helmberger(1985)The 23:19 aftershock of the October 1979 Imperial valley earthquake, BSSA, 75.
- 翠川、竹田、年繩、大町(1988)1984年長野県西部地震での石の跳躍現象から推定した震源域の地震動強さ、地震、第41巻。
- Muller, Boore and Porcella(1982) Detailed study of site amplification at El Centro strong-motion array station #6, 3rd. Inter. Conf. Microzonation.

大町、荒井、竹田(1987)地震による半埋没物体の跳躍について、構造工学論文集、33A.

Porcella(1984) Geotechnical investigations at strong-motion stations in the Imperial Valley, California, USGS Open-File Rep. 84-562
Rail and Wojcik(1986) An explanation for USGS station 6 record, 1979 Imperial valley earthquake: a caustic induced by a sedimentary wedge, Geophys. J. R. astr. Soc., 84.

佐藤(1989)断層パラメータハンドブック、鹿島出版会。

Sato and Hirasawa(1973) Body wave spectra from propagating shear cracks, J. Phys. Earth, 21

菅原、大島、植竹、高橋、羽鳥、藤堂、千葉、福沢(1990)アレー観測記録にとづく上下地震動特性の検討、日本建築学会大会。

武村・池浦・大野・太田(1991)距離減衰式を用いた震源近傍での強震動の評価法、地震工学研究発表会。

武村・釜田・小堀(1989)地震波の発生伝播理論を考

慮した模擬地震動作成法、日本建築学会論文報告集、第 403 号。

土田、倉田、須藤(1970)港湾地域強震観測年報(1968), 港湾技研資料, 98.

土田、山田、倉田(1967)港湾地域強震観測地点資料(その 1), 港湾技研資料, 34.

梅田、黒磯、伊東、飯尾、佐伯(1986)1984年長野県西部地震による震央付近の大加速度、地震、第39卷。

梅田(1991)1990フィリピン地震による飛翔物体、地震学会春季大会。

Vernon, Cormier and Beroza(1987) Calculation of strong ground motion due to an extended earthquake source in a laterally varying structure, BSSA, 77.

Watabe, Tohdo, Chiba and Fukuzawa(1990) Peak accelerations and response spectra of vertical strong-ground motions from near-field records in USA, 8th JEES.

横山、倉田(1978)港湾地域強震観測地点資料(その 4), 港湾技研資料, 298.

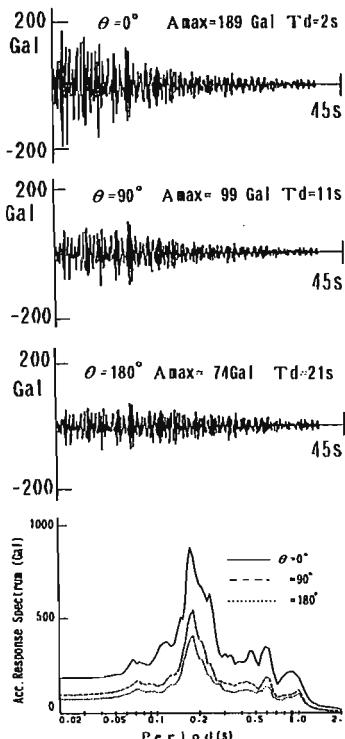


Fig.1 Azimuthal dependence of strong ground motion and its response spectrum ($h=0.05$). θ is the azimuth angle of the station from the direction of rupture propagation. Source and site parameters used for the calculation are those for the 1978 Miyagi-oki event and Miyako station (Takemura et al., 1989).

Fig.2 S-wave radiation pattern of the 1979 Imperial valley event. Upper figures indicate distribution of peak accelerations for unfiltered records and lower figures peak accelerations for low-pass filtered records. Cut-off frequency of the low-pass filter is 2Hz (Liu and Helmberger, 1985).

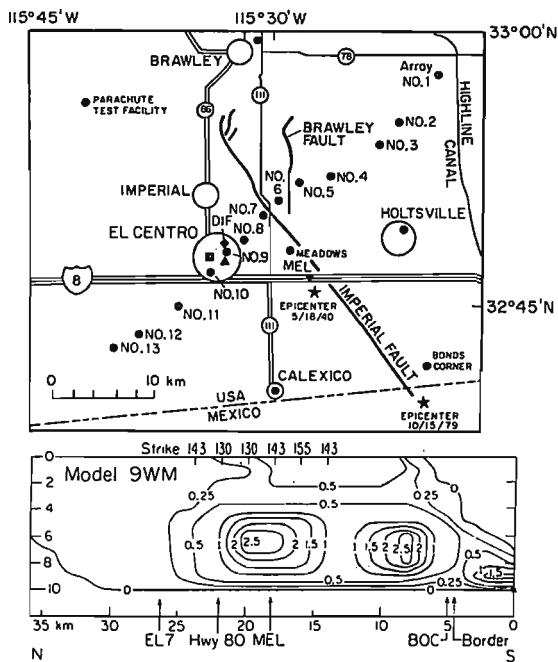


Fig. 3 Location of stations and fault, and distribution of displacement on the fault plane for the 1979 Imperial valley event (Hartzell and Helmberger, 1982).

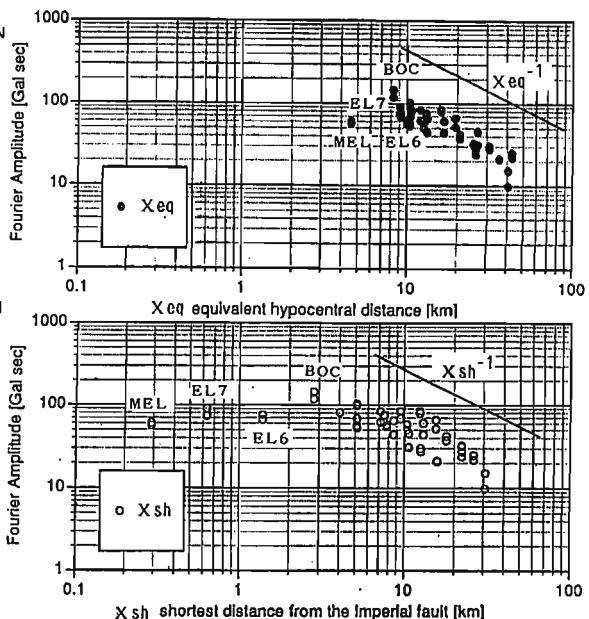


Fig. 4 Relations among the equivalent hypocentral distance X_{eq} , shortest distance X_{sh} from the fault, and Fourier amplitude spectrum averaged over the frequencies from 1 to 10 Hz for the 1979 Imperial valley event (Takemura et al., 1991).

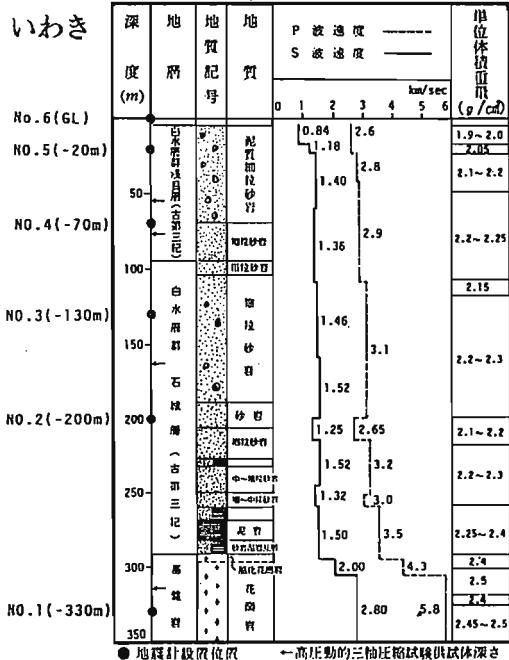
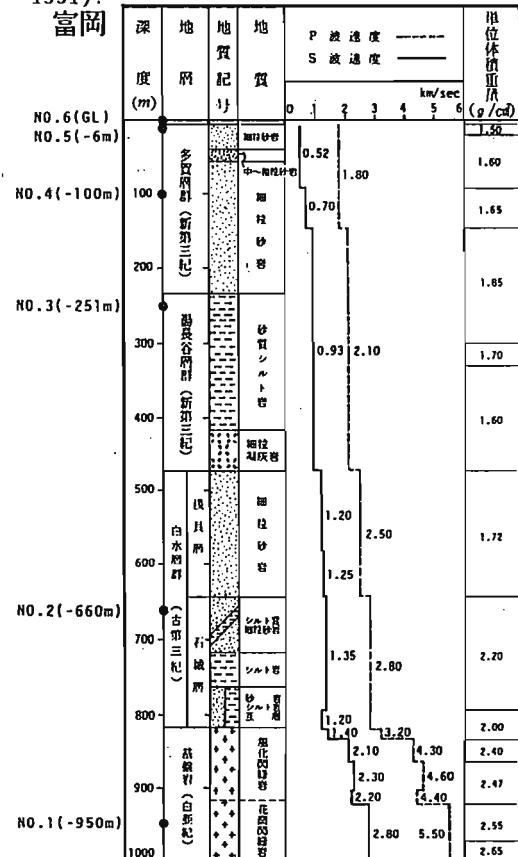


Fig. 5 Under ground structures at Iwaki and Tomioka stations (Sugawara et al., 1990).



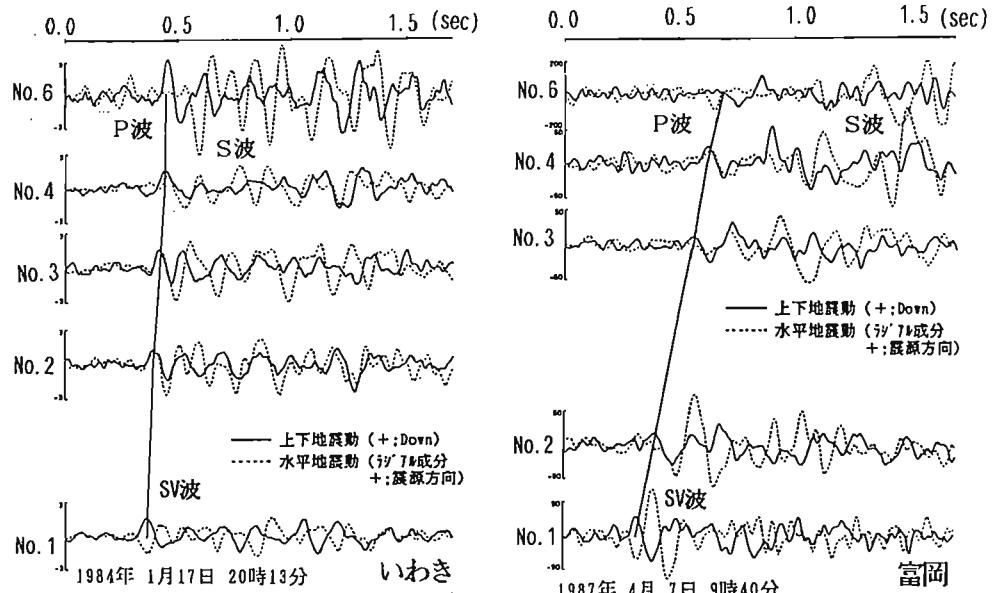


Fig. 6 Wave propagation process in the ground at Iwaki and Tomioka presented by the strong shaking parts of vertical and radial components of borehole data (Sugawara et al., 1990).

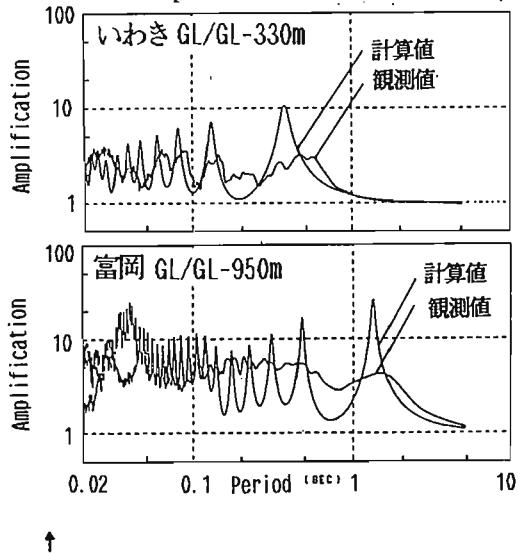
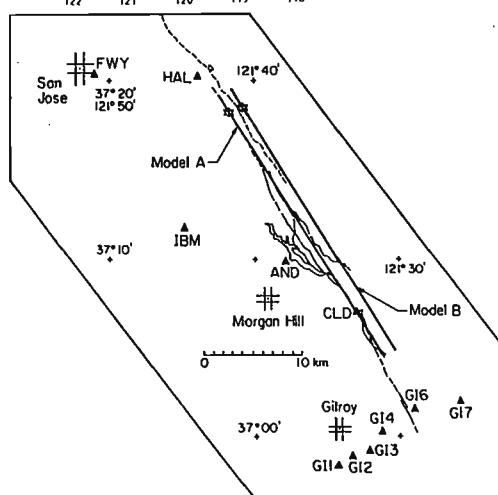
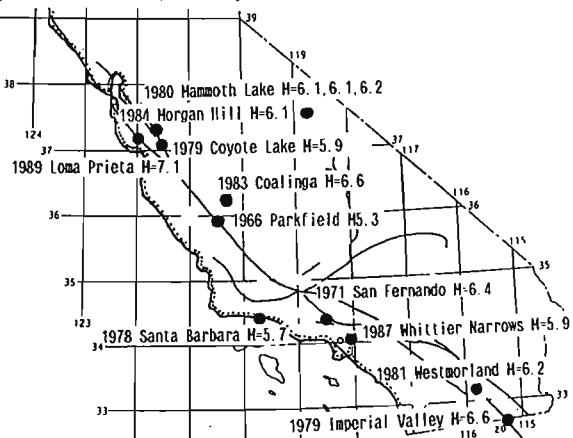


Fig. 7 Spectral ratios of vertical components of strong shaking parts between ground surface and bedrock at Iwaki and Tomioka. Theoretical results are calculated under the assumption of the multiple reflection of P-waves (Sugawara, 1990).

Fig. 8 Location of epicenters of recent California events analyzed in this study.

Fig. 9 Location of stations and fault for the 1984 Morgan hill event (Hartzell and Heaton, 1986).



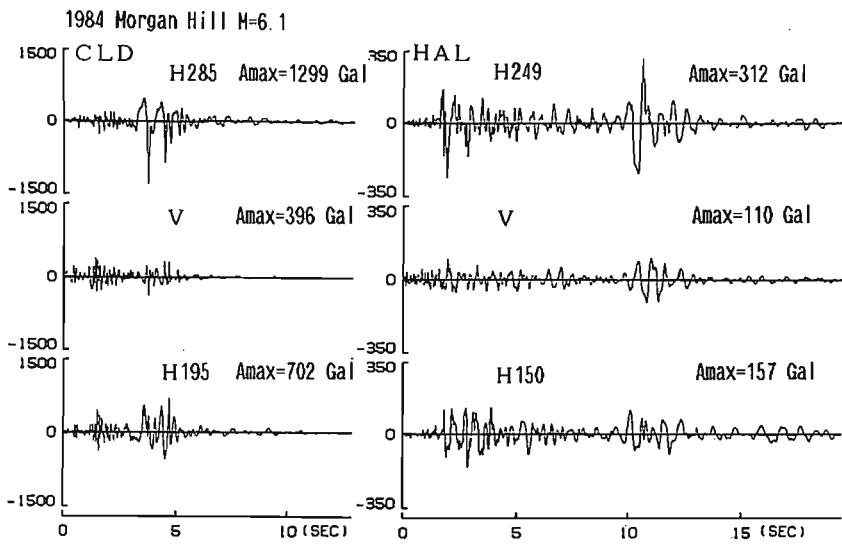


Fig. 10 Comparison of strong motion records at CLD and HAL stations for the 1984 Morgan hill event.

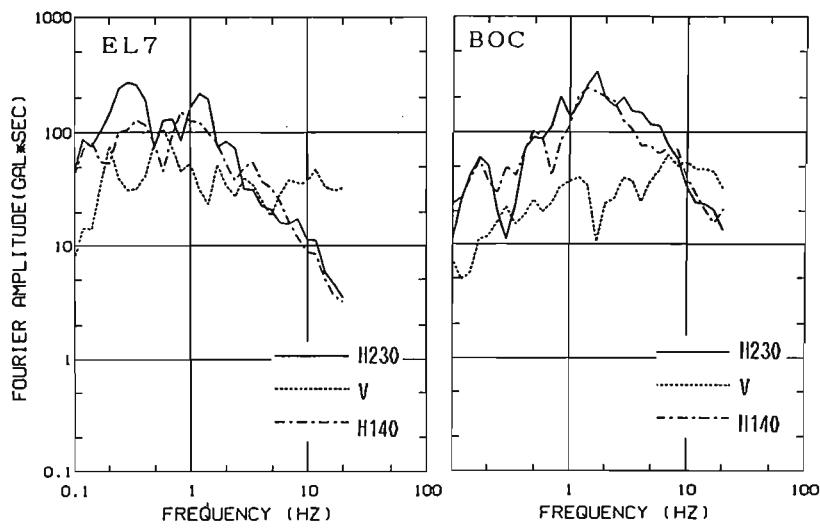
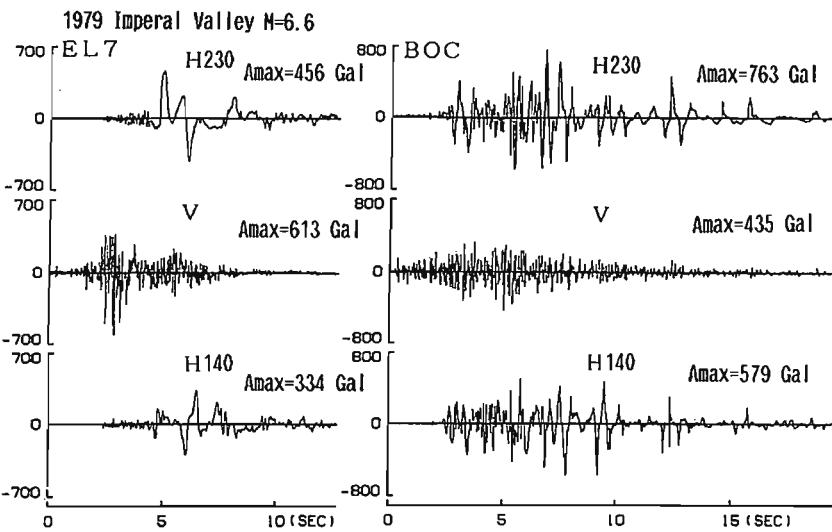


Fig. 11 Comparison of strong motion records at EL7 and BOC stations for the 1979 Imperial valley event.

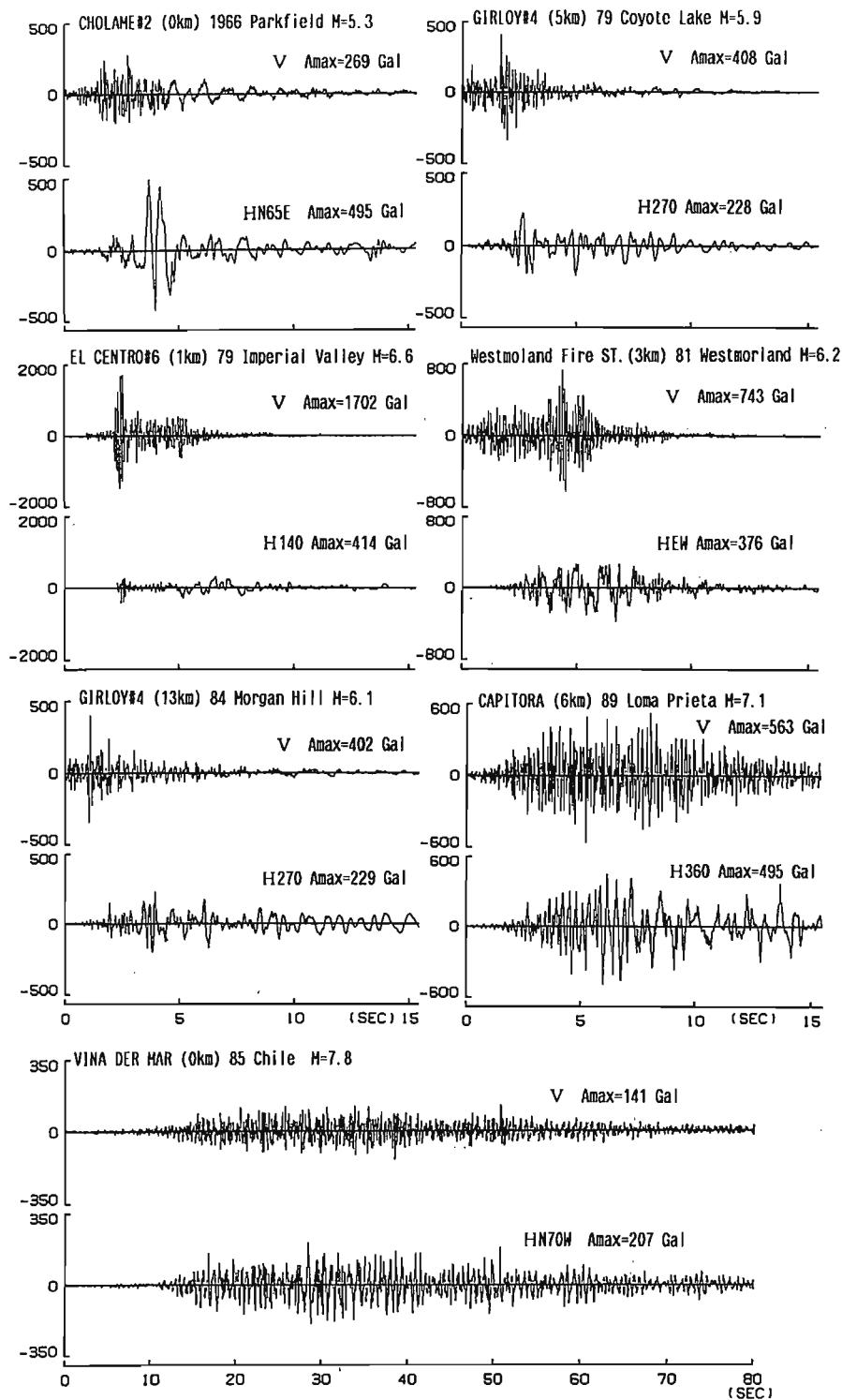


Fig.12 Examples of strong motion records of which dominant frequency of vertical component is much higher than that of horizontal component.

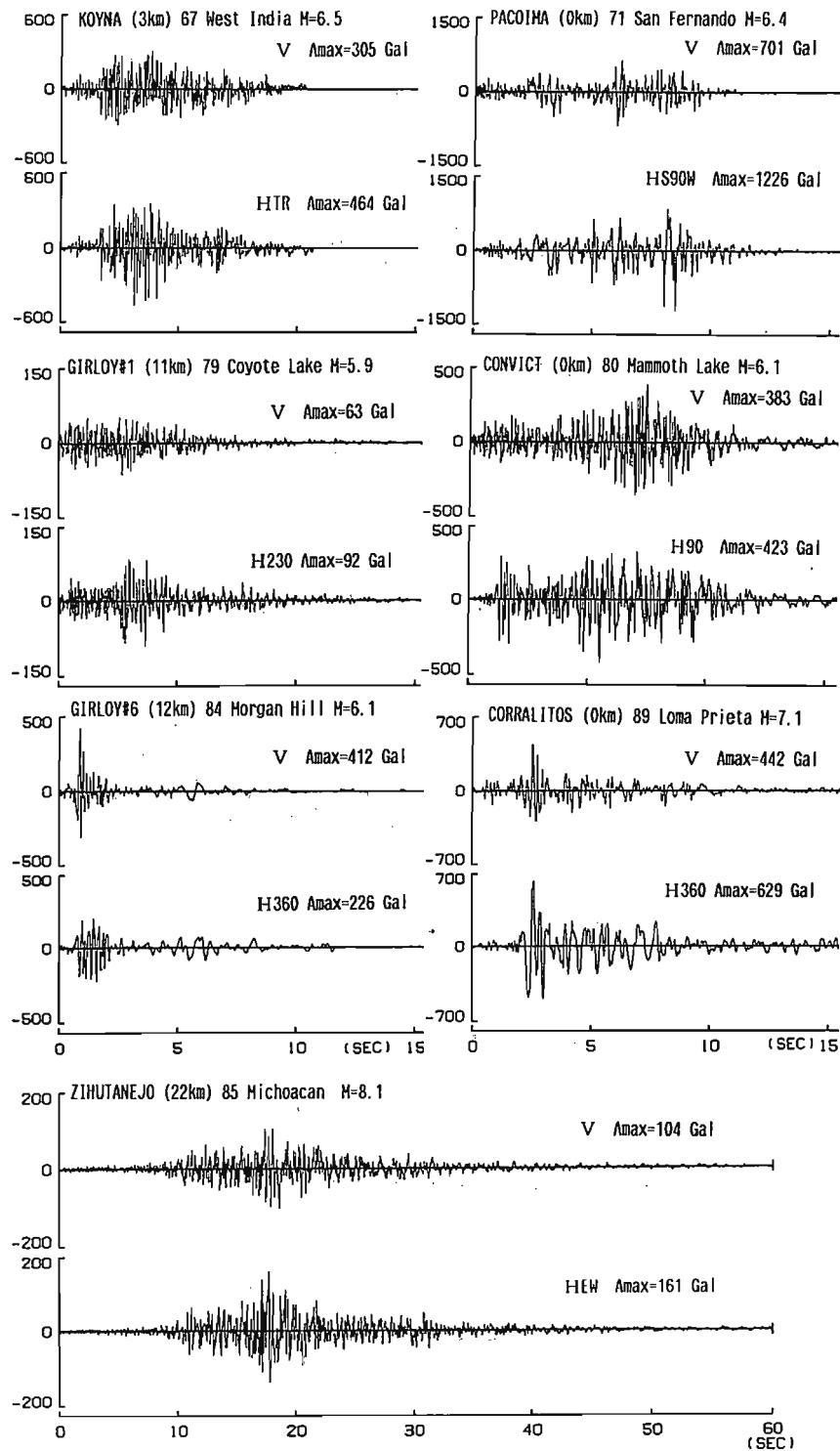


Fig.13 Examples of strong motion records of which difference of dominant frequencies is relatively small between vertical and horizontal components.

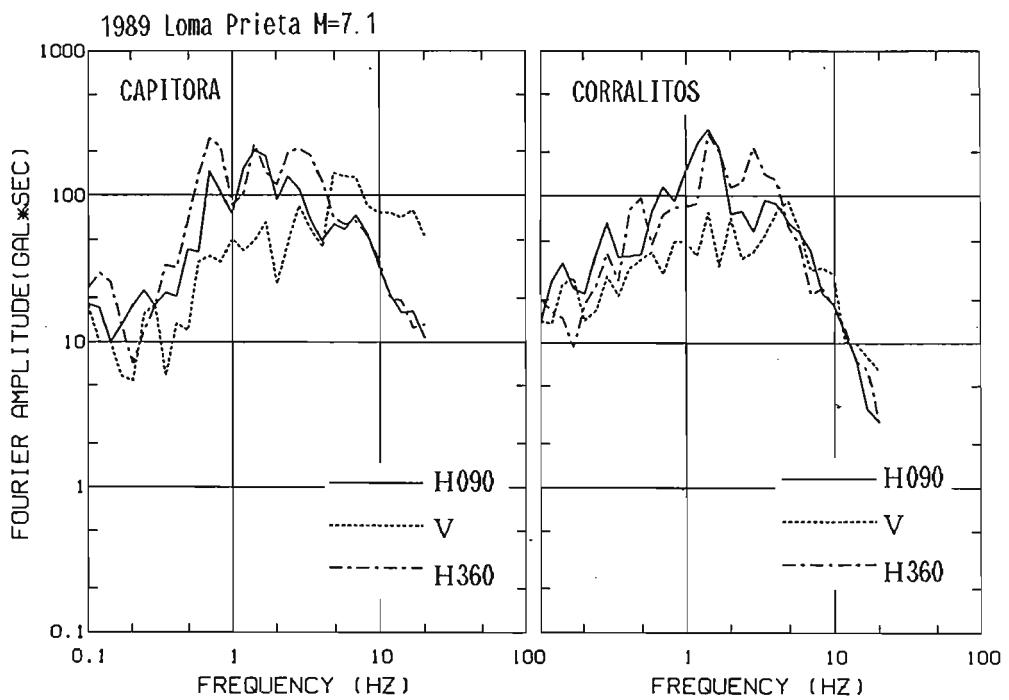


Fig.14 Comparison of Fourier amplitude spectra between Capitola and Corralitos for the 1989 Loma Prieta event.

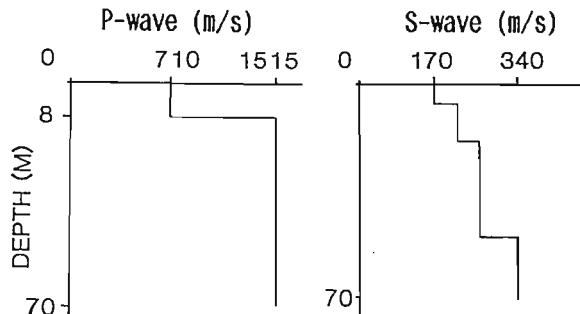


Fig.15 Average P- and S-wave structures in Imperial valley (Porcella, 1984).

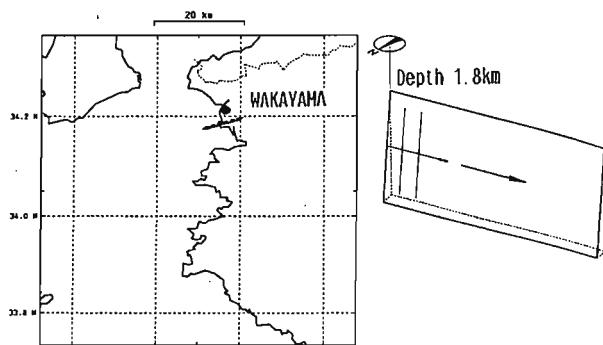
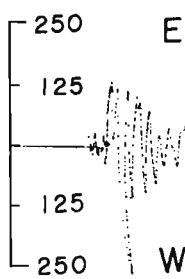
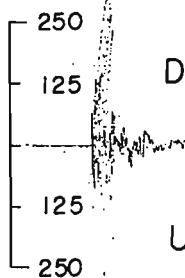


Fig.16 Locations of earthquake fault for the 1968 event and Wakayama station (Sato, 1989).

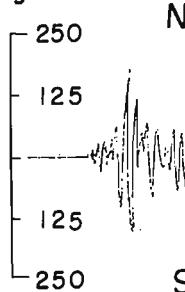
gal



gal



gal



(S-265, WAKAYAMA JI-S, 04:04 on MARCH 30, 1968)

Fig.17 Strong motion records at Wakayama station for the 1968 event observed by SMAC-B2 accelerometer (Tsuchida et al., 1970).

演説的

活断層と地震危険度

Active fault and Seismic Hazard

島崎 邦彦

SHIMAZAKI Kunihiko

Detailed analysis of late Quaternary faults should be more widely used for the estimation of strong ground motion at a particular site. Since the number of active faults which may produce severe ground motions at the site is limited, which is usually a few, and may be ten at most, detailed analysis of those faults is practical. We can estimate not only the recurrence time, but also approximate occurrence time and heterogeneous slip distribution on the fault, which may enable us to estimate the location of asperity, the source of strong shaking on the fault.

1. 断層と地震の繰り返し発生

地震は同一の断層から繰り返し発生する。断層面は地震発生時には一旦破壊されるが、その後再び固着する。しかし、歪が蓄積されれば、過去の断層面がやはり最も弱い面となっているので、同じ面が再び破壊して地震を発生することが予想される。

岩石の破壊実験の際に、割れ目の無い均質な試料を用いれば、両端からの圧縮によって、新しい破壊面が作られる。しかし、野外の岩石露頭での観察からもわかるように、地下の岩体中には、過去の古傷とでも言うべき無数の弱面がある。それぞれの弱面の向きに

東京大学地震研究所教授、理学博士 Dr. Sc., Professor of Seismology,

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

対応して、その弱面での破壊を起こしやすい、応力状態が存在する。このため、多くの弱面を持つ岩石試料を両端から圧縮すると、このような力の掛け方に応じて、最も弱い方向の弱面が選択的に破壊する。地球内部でもまったく同様と考えられる。地球内部では特定の方向に常に力が加えられるので、これに対応して特定の方向の最も弱い弱面上で破壊が繰り返し起こる。すなわち、同じ断層上で地震が繰り返し発生する。まったく無傷の岩体中に新しく破壊面が形成されて地震が発生するのは、比較的稀な現象であろう。

地震が繰り返し発生していることが歴史上よく知られている。また、地震の際に地表に現れた断層の地形学的、地質学的調査からも、断層が繰り返し地震を発生してきたことがわかっている。1930年の北伊豆地震（マグニチュード： $M=7.3$ ）を発生した丹那断層がその一例である。この断層は南北の走向を持つ左横ずれ断層で、西側の地塊は、過去50万年間に東側に対し 1kmも南へずれている。1930年の地震の際には、過去の動きが再び繰り返され、東側に対し西側の地塊が南へ地震時に約3mずれた。また、歴史地震史料から、841年に伊豆でマグニチュード 7程度の地震が発生したことが知られており、これも丹那断層の活動によるものと考えられている。さらに近年、断層の部分を掘削して地震に伴う地層の変形の年代を測定することにより、過去の地震活動を推定するトレント調査が進められるようになった。丹那断層におけるトレント調査の結果、この断層は700-1000年の間隔で概ね規則的に地震を発生してきたことがわかっている。

2. 活断層

日本列島の各地では、第四紀後期（数十万年前から現在まで）の間、ほぼ一定の方向に同じように力が加えられていたと考えられ、この力によって同一の断層から繰り返し地震が発生してきたものと考えられる。このように地質学的最近に活動し、今後も活動して地震を発生すると考えられる断層を活断層と呼ぶ。日本列島には過去の長

が存在する。その多くは単に遠い過去の運動を記録する化石に過ぎない。”活”断層という言葉は、これらの「死滅した」断層と区別するために用いられている。今後地震を発生する点を強調すれば、活断層は地震の”卵”とも言えよう。

地震の繰り返し発生間隔は、既に述べた南海道の地震のように、太平洋岸の地震で100年程度、内陸の地震では丹那断層の地震のように1000年程度、或はそれ以上長い間隔となっている。地震発生の長期予測や地震危険度の推定には、このような地震の繰り返し発生の性質が利用されている。

個々の活断層に対し、発生する地震の規模はおのずと決っていることが、最近わかつてきた。これは固有地震規模などと呼ばれている。固有地震の規模を推定するには、活断層の長さなどが用いられる。

活断層に関する資料としては、「日本の活断層－分布図と資料」（最近改訂版が出版された）などがある。これらの資料には、活断層の分布が示されているとともに、その長さと平均変位速度とが示されている。平均変位速度は、その断層の活動の高さを表しており、一定期間内に生ずる断層の食い違い量を示している。現在からT万年前に断層を横切って連続していたもの（例えば、海岸段丘の平坦面）が、現在 $s \times 10^3$ mずれているとすると、平均変位速度は s / T mm/年となる。しかし、このように年代が特定されているとは限らない。その場合には、活動度

A (平均変位速度 10mm - 1mm/年)、B (1mm - 0.1mm/年)、C (0.1mm - 0.01mm/年) により、平均変位速度の範囲が示されている。

3. 断層に注目した地震の長期予測と古典的な地震危険度予測

個々の断層から、その固有規模を持つ地震が繰り返し発生する。繰り返しの間隔は、必ずしも一定ではないが、比較的規則的であり、長期的な意味ではある程度の予測が可能である。地震の発生は蓄積された歪の解放過程であるから、一旦解放された歪が再び蓄積され、断層の強度を越える応力となるまでに、相応の時間を要することが期待される。このように個々の断層からの地震発生は、かなり決定論的な要素に支配されている。実際、地震の繰り返し発生に関する発生時予測可能型モデルなどにより、地震発生の長期予測が試みられている。十分なデータがある場合には、個々の断層から、どのようなメカニズム（幾何学）の、どの程度大きな地震が、長期的にみていつごろ発生するかを予測することが可能となりつつある。

一方、ある広い範囲で起きる地震を集団としてとらえると（例えば日本の地震、東北地方の地震など）、個々の決定論的要素は消えて、むしろ偶發的に発生しているように見える。また、ある広い範囲で起きる地震の規模と頻度を調べると、大きい地震ほど少なく、小さい地震ほど多い。この関係は、グーテンベルグ・リヒターの関係式と呼ばれる。

地震発生の偶發性と規模別頻度の式を用いれば、ある広い範囲の地域の、確率的な地震予測が可能となる。これが古典的な地震危険度推定手法であった。地震のデータが乏しい場合には地震観測を行い、比較的小さな地震の規模別頻度分布を外挿して推定するなどの手法が用いられた。

4. 特定地点の地震危険度推定への道

特定地点での地震危険度の推定を試みると、強震動をもたらす可能性のある断層は数個に限られることが多い。すなわち、これら特定の数個の活断層から発生する地震のパラメーターの推定が、加速度予測値を大きく支配していることがわかる。活断層データで最も問題となるのは、複雑に分布している活断層のどの部分が、一回の地震として同時に変位するのかということである。我々は、複雑に分布する活断層から、どのような地震が発生するかを知るために別府湾などの海域で活断層の調査を行っている。過去の地震の発生の仕方から、将来を予測しようとする試みである。内陸の地震の場合、同一の断層から地震が繰り返し発生する間隔は1000年程度以上である。よって歴史地震のデータから、どのように繰り返すのかを知ることは難しい。数回程度、繰り返し発生する様子を知ることができれば、今後についても何らかの予測が可能ではないかと考えられる。

TIME DEPENDENT
HAZARD MODEL

5. 海底断層の調査例

浅海の活断層の分布は音波探査によって調査することができる。別府湾西部には総延長は約50kmにおよぶ正断層が分布している。中一東部海域には、別府湾で最も活動的と思われる別府湾中央断層（仮称）がある。この断層上の最も変位の大きい地点では、約6300年前のアカホヤ火山灰層が上下に20mも変位している。また、海底面の断層崖の高さから最新の地震時の変位量は約2mであったと推定される。これらの結果から、過去6000年間に約10回同様な地震が発生したと推定された。この断層は単純な断層分布を示す別府湾中部にあり、ともに複雑な分布の別府湾西部と東部とを結んでいる。

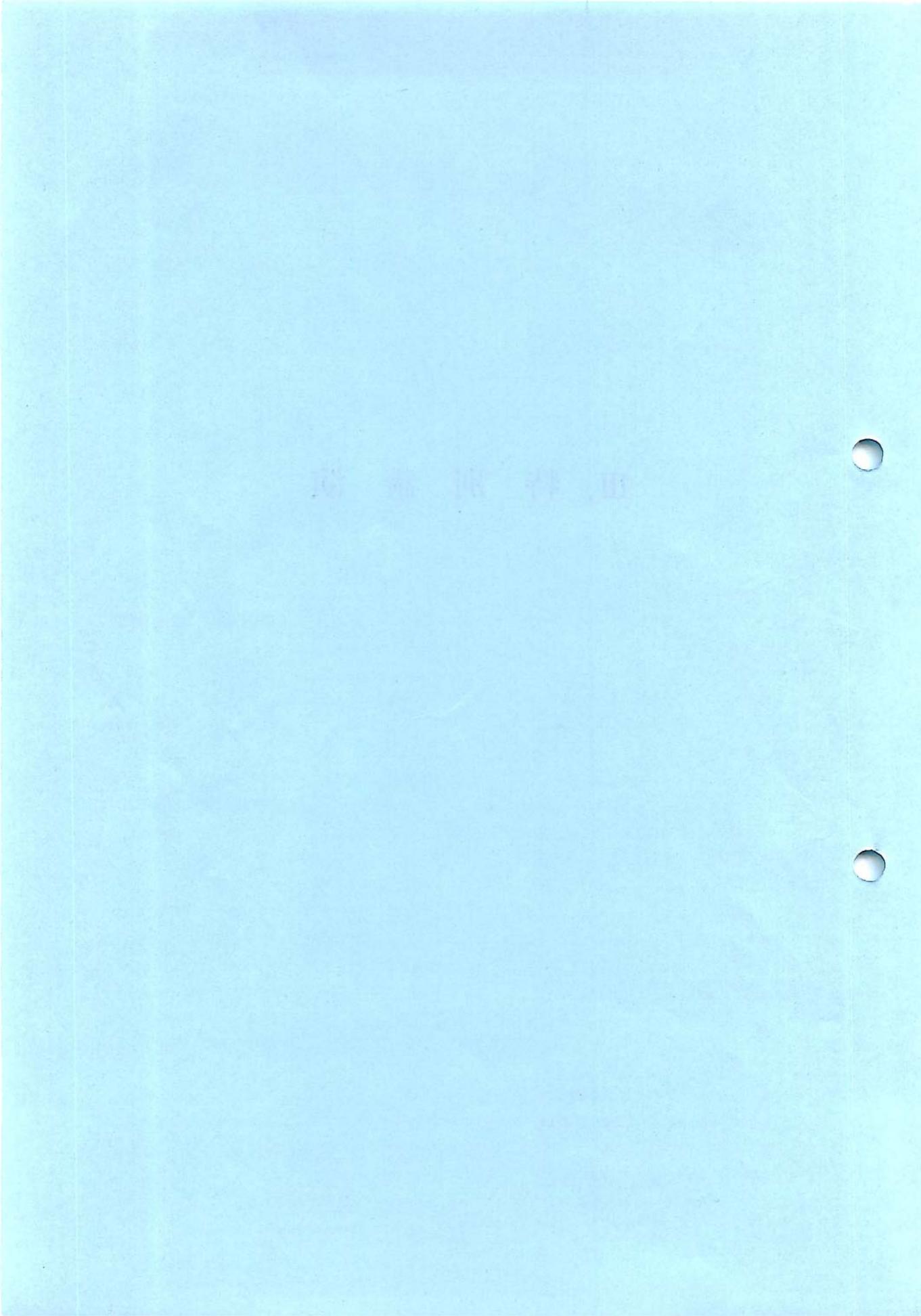
活断層の過去に地震歴を解きあかすには、海底断層の両側で堆積物を採取し、対比する。堆積物の採取には、ボーリングやピストンコアリングが用いられる。別府湾ではピストンコアリングによって海底下18mまでの堆積物が採取できる。断層両側2点での堆積物を、深さ5-10cm間隔で、粗粒成分構成比、帶磁率、残留磁化、密度などにより対比し、地震発生年と地震時変位量とを推定する。豊岡沖断層ではその結果約1615、3930、および5440年前に地震が起きたことが明らかになっている。

この正断層に対して、詳細な音波探査を行い、地層の変位を、それぞれの地震に対して測定することにより、引き続く3回の地震による変位分布の累積の状況を明らかにすることことができた。その特徴は、一回の地震で変位の大きいところは、引き続く地震でも大きく、

小さいところは小さい。すなわち、断層上の変位分布の不均質性は、次第に累積していくことがわかる。しかし、各点で（或は全体の）変位量の大きさは、地震によって異なっている。すなわち、異なる地震の変位量は等しくないが、変位分布の形は、互いに相似であることがわかった。

最近の震源過程に関する詳細な研究から、断層上の不均質な変位分布が、短周期強震動の発生に大きく寄与していることが明らかにされている。一方、大地震の強震動予測は、小地震をグリーン関数として用いることにより、大きく発展した。しかし、大地震の破壊過程に関する情報（その変位分布など）を考慮しない限りは、満足できる予測を得ることができない。既に発生した地震に関しては、震源過程の解析から変位分布などの情報を得ることができるが、将来の地震に対してその強震動を精度よく予測するには、起り得る地震の震源過程が、予め予測可能でなくてはならない。豊岡沖断層の結果は、同じ断層から繰り返し発生する地震の変位分布が互いに相似であることを示している。よって、変位分布のパターンに関しては予測が可能であると思われる。変位分布の相似性は、必ずしも同一な震源過程を意味するとは限らないものの、将来発生する地震の震源過程を大きく制約する条件となる。同一断層で起きた過去の地震の解析は、将来起くる地震の強震動の予測に有効であろう。

III. 特 別 講 演



濃尾地震の教訓

We learn from the Nobi earthquake of 1891.

村松 郁栄
MURAMATU Ikuei

The Nobi earthquake of 1891 occurred in the neighborhood of an extensive populous Nobi plain. It was the greatest of the inland earthquakes in Japan. Many peoples were killed and various new structures were destroyed severely. The large ground motions as those of the Nobi earthquake have been not yet caught by seismographs. Therefore, the author collected the descriptions of news-paper etc in that time as well as the reports of specialists.

The earthquake occurred in the period of civilization and enlightenment in Japan. Accordingly, the science and technology concerned with earthquakes were developed rapidly. We can find passion and vission in the reports and the research programs in that time.

はじめに

今年は濃尾地震から丁度100年になる。この地震の特徴の第一は日本の内陸で起きた最大の地震であり、世界的にも第一級の直下型大地震であったことである。直下型地震の被害は昨年のフィリピン地震、一昨年のイラン地震というように世界で毎年のように起きており、その度に沢山の人が亡くなっている。この中でも濃尾地震の規模は最大級であるから、これに耐えうる構造物ならばもはや地震に対する心配は要らないといってよいであろう。従って、濃尾地震の破壊力を知ることは重要である。濃尾地震の特徴の第二は丁度日本の文明開化の時期に発生し、当時の先端技術であった鉄道やレンガ造りなどが著しい被害を受けたことである。そのために日本の科学・技術を育てねばならないという決意が生まれた。その様子は震災予防調査会報告によく示されている。

濃尾地震の被害は大きく、岐阜では明治24年から26年にかけて県年予算の12.5倍の国庫補助を受け¹⁾、国の災害復旧費は国家予算の1年分の金額を超えたとい²⁾う。従って、その政治・経済・法律等に与えた影響も大きかったようであるが、ここでは地震動を中心にしてその後の知識とともに、今なほ明らかになつていなかその大震動の現場の記事を拾い集めてみた。われわれの役割は地震動についての知識を豊にして適切な耐震設計を行うことにあるからである。

1 濃尾地震の被害と教訓

1) 鉄道とレンガ造り建物の被害

文明開化の象徴であった鉄道とレンガ造り建物の被害を見よう。

a) 鉄道（東海道線）

名古屋以東（新愛知号外）³⁾：名古屋－安城 不通、安城－岡崎 わずかに通ず、岡崎－豊橋 不通、浜松以東 無事。

垂井以西（大阪朝日号外）⁴⁾：京都より東京への途についた人の話：朝米原の手前で地震にあった。貨物脱線修理の由、米原着午後1時、垂井着午後5時、大垣・岐阜の燃えるのを見た。この光景を描いた絵が残っている。⁵⁾⁶⁾

名古屋－岐阜－垂井：長良川堤防の線路が宙に浮いた写真があり⁷⁾、さらに各所の堤防の沈下消滅した状況が報告されている。⁸⁾

復旧（岐阜駅70年史）⁹⁾： 米原－垂井間は10月30日、垂井－大垣間は11月3日、岡崎－名古屋間は11月5日、名古屋－木曾川間は12月12日に開通し、木曾川－大垣間は翌明治25年4月16日に至りようやく開通した。

鉄道および堤防の被害の主要な原因是濃尾平野の極めて軟弱な地下構造にあることが分かった。¹⁰⁾

b) レンガ造り建物

名古屋：名古屋郵便電信局および尾張紡績工場の付

近は住家被害率 60% 以下、⁽¹¹⁾ 墓石による加速度推定値 260 ガル程度であるが、⁽¹²⁾ ともに 1 階のみを残して崩壊しており、多数の圧死者を出したようである。

大阪：淀川沿岸地帯で被害が大きく、アンケート報告からは震度 6 となる。⁽¹³⁾ 府全体の全壊住家は 114 戸であり、そのうち西成区は 6 戸であるが、死者は西成区 22 人、堺市 1 人の計 23 人であり、西成区の 22 人は全部レンガ造りの浪華紡績工場の崩壊によるものであった。⁽¹⁴⁾ 負傷者も多数あり、その詳しい状況は当時の新聞に報告されている。⁽¹⁵⁾

2) 震災予防調査会

a) 設立の経緯 震災予防調査会報告第 1 卷にその設立の経緯が記されているが、この時の菊池大麓の演説が面白いのでその 1 部を紹介する：

明治 24 年 12 月 17 日 (貴族院議事録による)
菊池大麓君 「諸君すでにただ今朗読をお聞きになりまして…… 今より 30 年ないし 40 年経ってまた今回のような大地震が起こったならばわれわれの子孫が我々に向かって必ず責めるでありますよう「あれだけの地震があったのにあのときに於て何故地震のことについて十分なる取調べをしなかったのであるか、あのときに幾分か取り調べておいたならば今回の震災はこれほどでもなかったろう」と言って我々を責めるでありますよ。そのときに我々が死んでおればそれまでの話であるがもし生きていたならばそれらに面を合わせることが出来ましょか。……」

明治 25 年 6 月 25 日 震災予防調査会管制 公布
b) 委員会と決議事項 第 1 回委員会 (明治 25 年 7 月 18 日)

出席者

会長	加藤弘之
委員兼幹事	菊池大麓
委員 工学博士	古市公威
同 理学博士	小蔵文次郎
同 工学博士	辰野金吾
同 理学博士	田中館愛橘
同 工学博士	田辺朔郎
同 理学士	長岡半太郎
同 理学士	中村精男
同 理学士	大森房吉
調査事業嘱託	ジョン・ミルン

文部次官辻新次これに臨席す

当日の決議

1. 地震動速度 (伝播) 測定のため全国気象台測候所に電話線を仮設すること。
2. 同上は委員中村精男が主として担任すること
3. 地震に耐えるべき構造法研究試験に関する設計は委員工学博士辰野金吾に於て担任し次回にその案を提出すること
4. 地震計を調査すること
5. 同上の調査主任を委員理学博士田中館愛橘、委員中村精男、委員大森房吉に指定のこと
6. 湘尾震災地に於ける震害の実況を調査すること
7. 古来各地に起きたる地震とくに湘尾震災の実況を本会の研究材料としてかい集すること
8. 夏期休業中は委員会を休むこと
- c) 18 箇条の事業計画 同じく震災予防調査会報告第 1 号に 18 箇条の事業計画が載せられている：
第 1 地震、海しょう、噴火、破裂等について事実をかい集すること
- 第 2 古来の大震に係わる調査即ち地震史を編さんすること
- 第 3 地質学上の調査
- 第 4 地震動の性質を研究すること
- 第 5 地震動伝播速度を測定すること
- 第 6 地面の傾斜並びに「パルセーション」(註：長周期震動) を測定すること
- 第 7 地上および地中の震動を比較する研究
- 第 8 全国の磁力を実測し等磁線の配布を測定し且つ地磁気観測所を設置しその変遷を観測すること
- 第 9 地下の温度を観測すること
- 第 10 重力の分布およびその変遷を測定して地殻抑圧の変化を研究すること
- 第 11 緯度の変化を観測し及び水準の変遷を調査し地盤の漸進を観察すること
- 第 12 構造材料の強弱を試験すること
- 第 13 各種の耐震家屋を計画しこれを本邦地震多き地方に建設すること
- 第 14 構造物のひな型を作り人為の震動を与えてその強弱を試験すること
- 第 15 現今の構造物中に付いて震災に關係あるべきものを予め調査しておくこと
- 第 16 各種の地盤上において地震動の多少を比較測定すること

第17 地震動を遮断する試験を為すこと

第18 調査報告を出版して広く頒布すること

各項目についてそれぞれ詳細な計画が具体的に記されており、現在も地震学および地震工学で研究中の問題がほとんど総て含まれている。実に素晴らしい洞察力である。

2 濃尾地震の地震動とその破壊力

1) アンケート調査

a) 調査の主旨とアンケート項目 濃尾地震の地震動とその破壊力を調べる目的で震災のほとんど直後に帝國大学総長加藤弘之より全国にアンケートが出された。この主旨が当時の新聞に載っているので以下にその記事を転載する⁽⁶⁾：

「帝国大学震災記録の募集 左の一書は加藤帝國大学総長より本社へ寄せられたるものなれば左に掲げん」

帝国大学においては今回尾濃越地方の地震につき成るべき丈け充分なる記録を回収編さんせんと欲すその理由左の如し

(i) 地震中起ころうの種々の現象を知るときは大いに地震の性質を明らかにして学术上のひ益少なからずしかも将来これを予知するの方法を構するの助けるともなるべし

(ii) その家屋、橋梁、道路、鉄道、堤防等に及ぼした影響は大いに建築法に關係ありこれを一体に纏め一覽に便ならしむるは工学者は勿論一般公衆の為大なる便利となるべく又将来地震の害をまぬかるべき建築法考案の参考とも成るべきなり

依りて左にこれらに関する諸問題を列記し広く答案を求めて右記録編さんの材料に供せんと欲す答案は震災甚だしき地方は勿論他の地方の如き震動の有無多少等も又参考と成るものなり故に左記の問題はなるべく充分なる答案を希望すといえども、もししかることあたわざる向きは僅々二三點にても亦これを報せられたく且つこれらの問題中に記せざることにても總て異常と認められたる事項は大小を論せず報告ありたく又は更にこれらの問題に係わらず見聞の記を送付あらんことを希望す

(1) 觀測の場所および答案者の住所氏名

(2) 震動の時刻、もし震動数回ならば各回の時刻

(3) 震動の時間

(4) 震動の方向

(5) 地上に波浪状の震動ありしやもし有りたれば震動の高低長短および方向

(6) 家屋その他石灯籠、石塔動搖および転倒の方向

(7) もし放出されたる物品あらば幾ばくの高さ幾ばくの距離に投げられしや

(8) 湖、池或は井の水に波動ありしやもしありたればその波動の高さ長さ方向及びその湖、池等の形状、方向、周囲

(9) もし石碑の台石等移動せしものあれば左図の如く原位置(印に)を黒線にて、震動後の位置を点線にて示されんことを要す
イ
(印)或は(印)の方向
ハ

(10) 最激震の前に微動または鳴動ありしや鳴動は如何なる響きにて何れの方向より來たりしと考えられしや

(11) 街路に家屋の倒れしものあればその街路の方向および転覆の方向

(12) 市街又は村落の地形、地質即ち平地、山地、粘土、岩石等

(13) 近傍の河流又は渓谷位置の略図

(14) 土地の隆起、陥没及び亀裂を記せし略図

(15) 地面亀裂の長さ幅深さ及び方向

(16) 築堤の崩壊せしものありや

(17) 井水に異変ありしや水或は泥砂等噴出せしや又水質或は水量に変動を生ぜしや

(18) 泉水に異変ありしや又は新たに湧出せしものありや

(19) 河流の水量変ぜしや

(20) 亀裂より水、泥、砂、蒸気などその他何物を噴出せしことありや

(21) 牛、馬、犬、猫、家禽等の様子感覚

(22) 海岸にて激浪起こりしや又船舶に損害ありしや

(23) 航海中の船に異常ありしや

(24) 震動の前兆とすべきもの在りしや

この前書きには旺盛な研究心と丁寧な熱意とが込められている。問題(アンケート項目)の大部分は地震動とその破壊力を探ろうとするものである。これらの問題を作った人は既に激震地を見てきた人と思われる。約1年後に全国から1293箇所の報告が集まった。

b) 震度分布と地下水異常分布 筆者は前にこのアン

表 1 震度と諸現象との対応(濃尾地震のアンケート調査による。当時の市町村単位)

震度	家屋	灯籠	井戸	ラジアや湖の物	井戸	河川	道路	堤防	動物の举动	池や桶の波動	噴泥砂水	振子時計	震動到来方向
間 6	6	6	6	17, 18, 19	15	16	21	8	20	6 又は参考	4		
3 +	動搖の方向明瞭	同 左							波動あるも高さ方向など不明			明瞭に報告	
4 -	動搖はげしく驚いて飛出する者あり	大きくゆれる	や、増減、混濁の所あり					牛馬歩を止め動かす	池水の波動、高さ2~3寸、桶水溢出あり			止まるものあり	
4 +	はげしく動搖壁、瓦等に破損ありと聞く	墜落あり		一時潜る								にわかに止まる	
5 -	人々皆逃げ出す、壁・瓦破損、きれつ、障子倒る	転倒あり	抛出される	白匂、飲用一時不能もあり	堤防の崩壊あり	牛馬号叫、犬猫駆せ回り、鳥類鳴き騒ぐ	池水の波動	高さすくらい	泥水噴出			灯籠の転倒方向も明瞭	
5 +	壁崩落	転倒多数		ほとんど漏り、湧出著しく増減	土地の隆起、陥没あり、きれつ一間くらい、数ヶ所	伏して動かず、狂乱	1 尺~5 尺	きれつより泥水砂噴出					
6 -	倒壊あり	ほとんど転倒		汚濁して飲用に供する能わず	崩壊したものが多い	不明							
6 +	倒壊多数	全滅		井水すべて減少、涸渉したものあり、河水大異変あり	崩壊數10ヶ所、地面きれつ長さ数10間								
7 -	倒壊率30%以上			すべて涸渉あるいは減少して復旧せざるもの多し	崩壊、きれつ数100間								
7 +	全滅に近い												

表 2 地下水異常現象の階級分け(町村単位)

- ①. 間隔項目17.18.19.20ともに異常なし
- ②. 井泉水の変化せしものあり
- ③. 井泉水の変化せしもの多し
- ④. 噴泥砂水の起きし所多し
- ⑤. 噴泥砂水著しく、ために一面海の如くなる

以上の諸現象はほとんどどの地域でよく対応して生じているが、地盤によって対応しない場合もある。

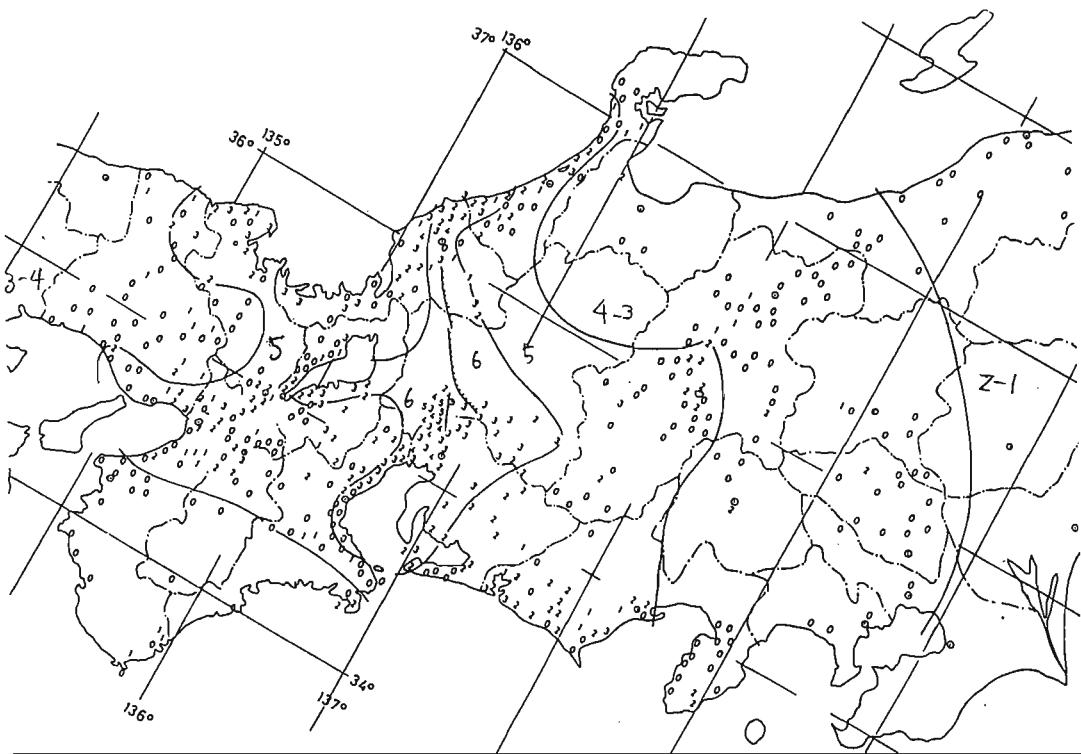


図1 濃尾地震による地下水異常の分布（数字は表2の階級を示す。線は家屋震度のセンターである）

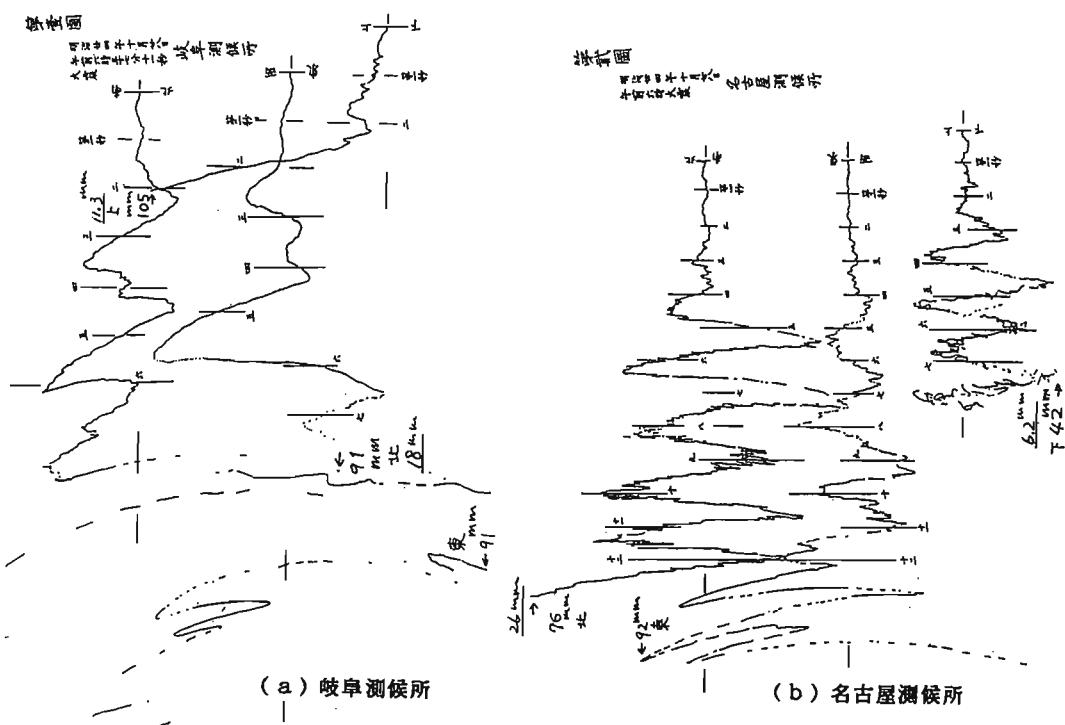


図2 濃尾地震の地震計記録、91mmはよみとり値、18mmは地動

ケート項目別の震度（現行の気象庁震度）を定めた。これを表1に示す。当時大森の描いた震度分布図はこのアンケートの家屋の被害から求めた震度分布とほぼ一致する。

項目(17), (18), (19), (20)から地下水の異常の程度を表2のように階級分けして分布図を描くと図1のようになり¹²⁾、その大勢は家屋から求めた震度分布と一致しているが、著しく異なる場合もある。そこには甚だしい液状化の場合があるので後で述べる。項目8は地震動の長周期成分を調べようとしたものであるが震度6以上の所では観察者が居なかつた。

2) 地震計の記録

a) 濃尾地震の地震計記録 大震報告に載せられている岐阜測候所および名古屋測候所の地震計記録を図2に示す。大震報告および震災予防調査会報告に振り切れたときの地面の実動に換算した振幅と周期とが載せられている。名古屋測候所の記録に見られる9秒時-12秒時の短周期成分から周期0.086sec, 振幅0.26cm(地動換算値)が読み取れるのでその速度および加速度を求めてみると、19kineおよび1395galとなる。地震計記録の周期と基石から推定された最大加速度とから地震動の速度および変位を求めてみると、岐阜では周期2.0s, 300gal, 95kine, 30cmとなり、名古屋では1.3sec, 260gal, 54kine, 11.0cmとなる。東京帝国大学の記録の最大値は周期2.0sec, 振幅3.5cm, 故に速度11kine, 加速度35gal、東京中央気象台の最大値は1.4sec, 2.8cm, 12.6kine, 56.7gal、大阪測候所の最大値は1.0sec, 3.0cm, 19kine, 120galの値が求められる。東京の下町に庇傾き壁ひび割れ等の被害があった。¹³⁾

b) 震度5までの地震動の性質 現在は長周期成分まで忠実に記録する強震計が働いており、地震動に対する深い地盤までの影響が相当分かってきた。すなわち地震動のスペクトルは震源の規模の影響と地盤の增幅率の影響とに分けられる。¹⁴⁾しかし、震度6以上の所では地震計記録も乏しく、また線型の仮定にも困難がある。

3) 濃震域における地震動

a) 濃震域の例 震度7(激震)の階級は福井地震(

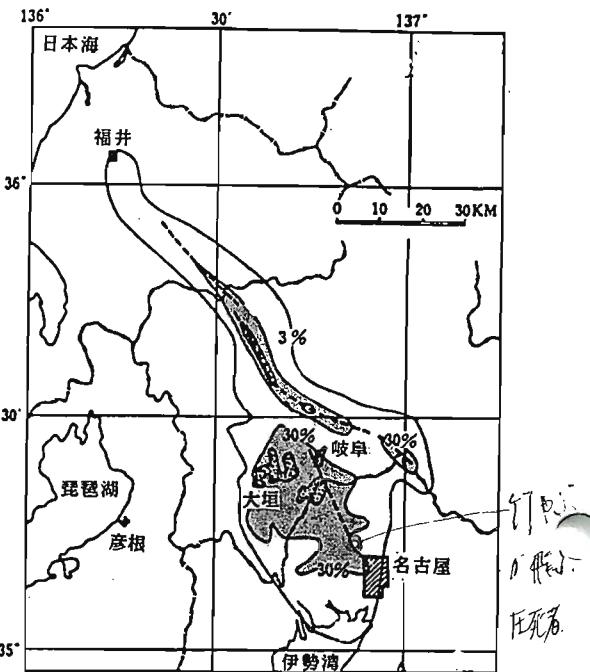


図3 濃尾地震の激震域における震度分布(村松、1963)、数字は住家全壊率(全壊住家数/全住家数)。●は100%、---は断層線

1948)²⁰⁾のときに設けられたがその定義は濃尾地震にも当てはまり、そのほかに関東地震(1923)²¹⁾および三河地震(1945)²²⁾にもある。即ち、住家全壊率30%以上で沢山の圧死者を出している地域であるが、その地震動はまだ地震計で捉えられておらず、また計算で推定することも難しい。従って、当時観察された記事をなるべく集めてみた。図3に濃尾地震の激震域における住家全壊率の分布を示した。

b) 住家全壊率と圧死率の関係 岐阜県山県郡(岐阜市の北で山地と平地の境)を通った断層線の付近の住家全壊率と圧死率とを図4に示し、図5に厚見郡(現在の岐阜市南西部で軟弱な平野部)における住家全壊率と圧死率の関係と比べてみた。ともに圧死率は全壊率にほぼ比例し、2つの地域の間に明らかな相違は認められなかった。

c) 液状化地域の地震動 岐阜市南西部(厚見郡)の長良川沿いの江崎は住家被害率が6.4%であり周囲の8.0%以上から10.0%の状態に比べると特異点の様な所になる。圧死率についても江崎は0.25%であり、周りがすべて2%を越えているので、やはり特

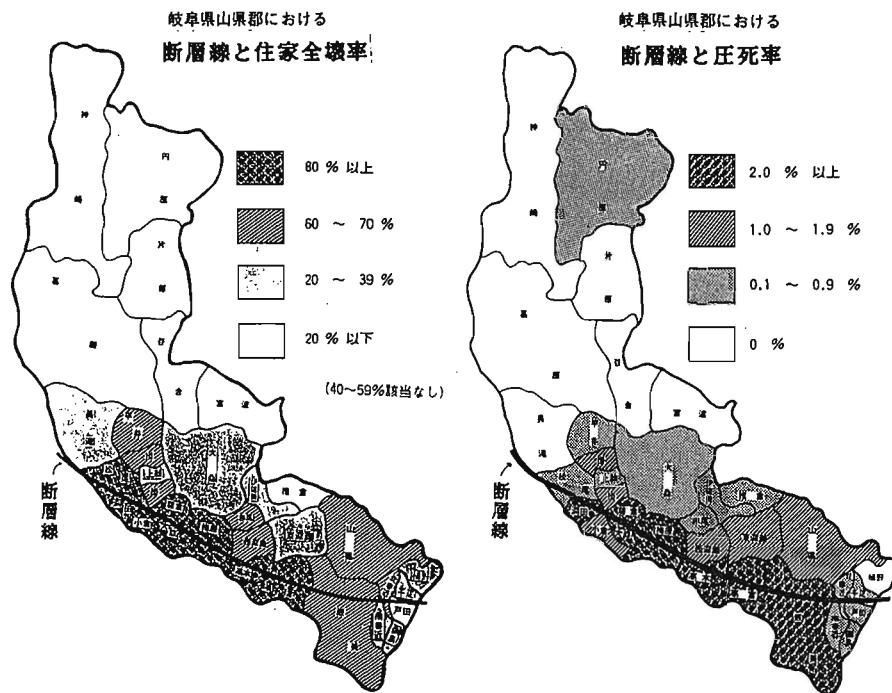


図4 断層線と住家全壊率および圧死率の関係

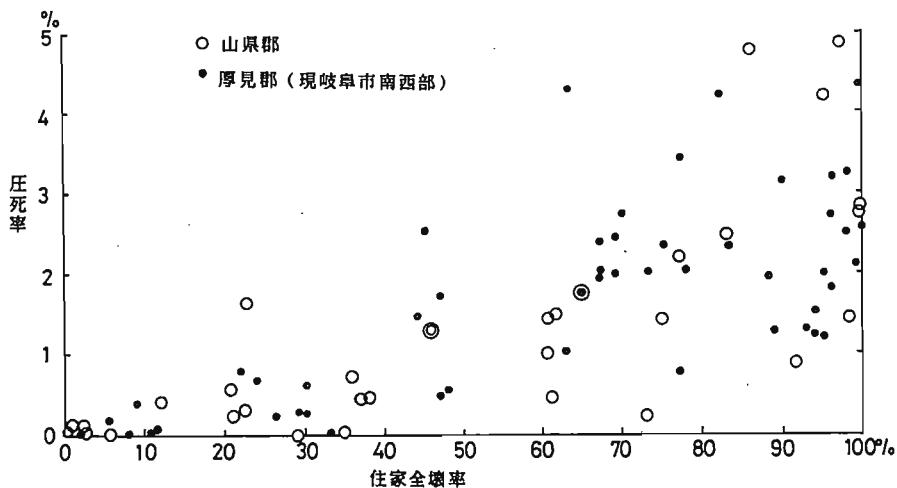


図5 圧死率と住家全壊率との関係

異点であった。前出のアンケート報告集の中に江崎からの次の報告がある：

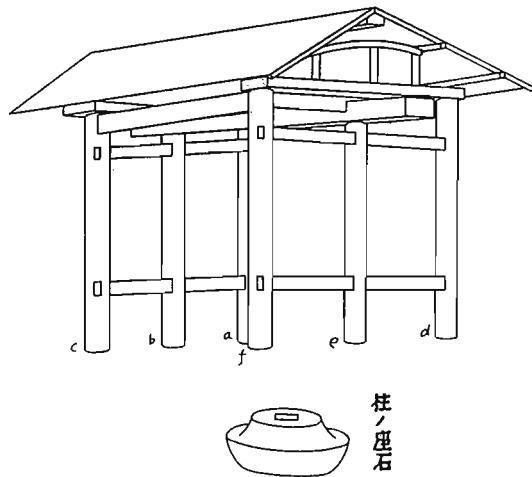
「(1) 岐阜県厚見郡江崎村及び今嶺村 真鍋喜代作、(7) 石塔にして放出されたる甚だしきものはおよそ7尺の距離に至るものあり、(20) 龜裂の口より噴出せしものは多く水泥砂等にして村内一時は漫水せざる所なくあたかも泥海のごとくなれり。」

「付記」我が両村のごとく無数の亀裂を生じその亀裂よりは泥砂漏水を噴出し堤防は崩壊して旧形を存せず・・・隣村にその比を見ざるも家屋の転倒は他に比して大いに少なきは奇というべし・・愚考するところ土地に異常大きが故にかえって家屋の被害少なかりしならん。なんとなれば、地質しょう砂にして・・泥砂漏水を噴出して地盤を浮動せしめたるを以て地上の建築

物に激動を与える力少なし。故に家屋のごときは幸いにその重心の要を得て僅かに転倒を免れたるものなるべし。」

大地震時の構造物を水に浮かぶ船と見なすのも耐震設計の1つの思想であり、ライト設計の帝国ホテルはそれを実践し、1923年関東地震のとき被害が少なかったと言うことで有名になった由である。²²⁾

d) 竹藪の飛び 宮下欽撮影の写真に”竹藪震動の為破壊、2間ばかりの小川を越え、15間ほど位置を転ず”と記されている。この話はアンケート報告集にも次のように述べられている：²³⁾



「(1) 愛知県西春日井郡西琵琶島町下小田村
大木重左門、(15) 堤防両側所々に亀裂のヶ所多く中には堤側の竹藪生立のまま近くの田畠へ投げ飛ばさるるあり。」

山頂の石の飛びはアッサム地震でも観察されている。また、1984年長野県西部地震の際に組織的に詳しく調べられた。²⁴⁾ 濃尾地震のときの金原村円勝寺の山門が2回に亘って1m飛んだ様子を図6に示す。ここを断層線が通っているのでこれを断層の動きと見なすことが出来そうである。この断層線は現在もよく残っている。

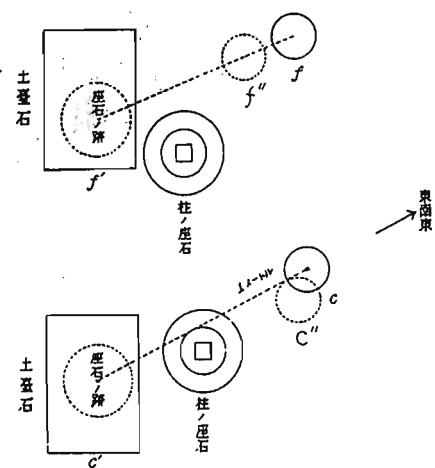


図6 金原村円勝寺山門の飛び、 f' は柱の元の位置、 f'' は第1回めの飛んだ跡、 f は第2回めの飛んだ跡で最終位置。 c' 、 c'' 、 c も同様。

e) 地震動の限界値 すべり速度を断層面で平均したとき 100 cm/s が最大値のようである。しかし局部的にはもっと大きい値になることは可能である。これに地盤の增幅が加わるともっと大きな値となる。1984年長野県西部地震の石の飛びから 300 cm/s ほどの値が推定されるがそういう所ではすべて尾根に亀裂が走っていた。即ち、地動速度の限界値は岩石の歪の限界値に対応しているのであろう。

3 濃尾地震の断層と地震動の再現

断層が地震の源であること、即ち、それから地震動を計算することが出来ることが分かつてから断層の調査が改めて重要となった。濃尾地震のときに出来た断

^{34) 35)} 層を追跡して詳しい報告を残したのは小藤文次郎と大森房吉である。1930年ころ別所文吉はその跡を追跡し、1968年ころ松田時彦は先人の報告と活断層の考慮のもとに詳しい調査を行いその時の断層の姿を5万分の1の地形図に記入した。これら地表に現れたものの他に岐阜から一宮に走る潜在断層も推定された。

三雲・安藤はこれらの断層から濃尾地震の地震動を計算によって再現することを試みた。このとき地震動の最大速度の方向と墓石の倒れた方向を多くの地点で合わせるには破壊の出発点を根尾谷の北方以北におかねばならないことがわかった。一方、松田の報告に閑市の婦人から聞いた次のような話が載せられていた：

「地震を感じたので自分の家の方を見ると土煙が上が

っていたので急いで川を渡り、振り返ると流れがすっかり変わっていたと言う話が言い伝わっている」と。破壊の走る早さは地震の波の伝わる早さより遅いので、この話は三雲らの計算と定量的にも一致する。

根尾谷の活断層はA級の活動度を持ち1000年程度の平均周期で大地震を起こしてきた様である。³⁹⁾

4 歴史上の濃尾地震

続日本紀に次のような記事がある。

「巻第十六

甲寅²⁷。詔。・・・天平十七年四月二十七日・・・是日。通夜地震三日三夜。美濃国檜館正倉仏寺堂塔。百姓櫛合触處崩壊。・・・五月戊午朔。地震。己未²。地震。・・・

・・・

是月地震異常。往々析裂。水湧出。」

すなわち、天平十七年四月二十七日に大きな地震があり、美濃で大被害、奈良では三日三晩余震が続き、さらに5月中に19回の地震を感じている。この様子を図7に示した。1981年の濃尾地震のとき大阪測候

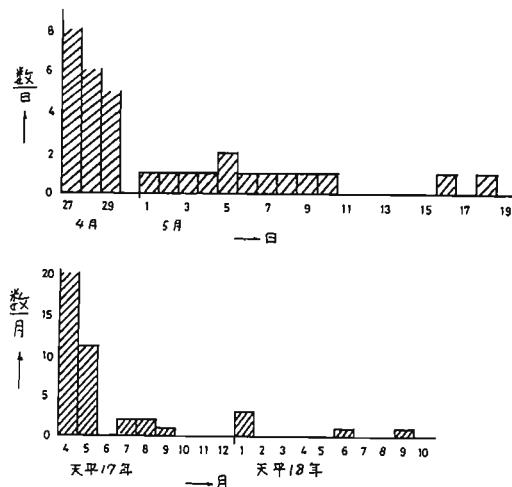


図7 天平17年(745)の奈良における有感地震の回数、続日本紀による。(理科年表、天平17年4月27日 美濃國 M=7.9)

所で29日午前10時38分までに36コ⁴⁰⁾、全部で57コ⁴¹⁾の余震を感じているので、両者はよく似た震源位置と震源規模を持つものと推定される。続日本紀は史書としての信頼度が高い⁴²⁾。

歴史上の地震の研究は最近盛んになり地震学会では1つの分科会を形作る様になった。この中で慶長19年の越後高田地震はまぼろしとなり、天正13年の帰雲城の埋没で有名な地震の震源は木曽川河口であろうとする説が有力になってきた⁴³⁾。このような地震が明らかになると濃尾平野の危険度は一気に増加することになる。

5 災害は忘れた頃来る

この言葉は人の世の真理かも知れない。それで濃尾地震で亡くなった人のお名前を探していたところ震災記念堂にその台帳が保管されていることを知った。また、岡山県の孤児院に沢山の子供達が引き取られた写真もその新聞記事も見つかった。これらの人々を思い出すことも防災上の大切な行事ではなかろうか。

文献

- 1) 中野効四郎：岐阜県の歴史
- 2) 飯田汲事、1968：濃尾地震における土木構造物の被害と復旧、愛知工業大学研究報告、109-118.
- 3) 新愛知新聞号外 明治24.10.29
- 4) 大阪朝日新聞号外 明治24.10.29
- 5) 名古屋市防災会議、1978：濃尾地震文献目録
- 6) 岐阜県歴史資料館、1978：濃尾地震写真資料集
- 7) J. Milne and W.K. Burton, 1891: The Great Earthquake in Japan.
- 8) 佐伯あつ崇、明治27.12.17：岐阜三重兩県土木工事震害及び復旧工事報告書、震災予防調査会報告
- 9) 岐阜駅70年史
- 10) 日本道路公團高速試験所作成、1961：名神高速道路地盤断面図
- 11) 村松郁栄、1983：濃尾地震による濃尾平野の住家被害率分布、岐阜大教育学部研究報告Ⅱ 867-882
- 12) 大森房吉、1984：濃尾地震概況、大震報告、岐阜測候所刊
- 13) 村松郁栄、1976：濃尾地震の震度分布について—当時のアンケート調査からー、岐阜大学教育学部研究報告5 424-440

- 14) 大阪朝日新聞, 明治24. 11. 6
- 15) 大阪関西新聞, 明治24. 10. 30
- 16) 扶桑新聞、明治24. 11. 25
- 17) 村松郁栄, 1987: 既存調査資料による古い地震の震度解析 - 1891年濃尾地震-, 文部省計画研究 代表者 太田裕
- 18) 愛知金城新報 明治24. 11. 22.
- 19) 村松郁栄, 1988: 大自然の力
- 20) 北陸震災調査特別委員会, 1951: 昭和23年福井地震震害調査報告
- 21) 宇佐美竜夫, 1987: 新編日本被害地震総覧
- 22) 宮部直巳, 1946: 三河地震の震度分布, 自然の窓
- 23) 野村倉一, 1980: 濃尾地震のツメ跡, 岐阜教育出版
- 24) 濃尾地震による岐阜県の被害一覧表, 1984 : 大震報告 12) と同じ
- 25) 村松郁栄, 1963: 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動, 岐阜大教育研報3 202-2 24
- 26) 村松郁栄編, 1977: 濃尾地震(明治24年)のアンケート調査報告, 岐阜県・愛知県の部, 岐阜大学教育学部 地質資料(8)
- 27) ライフ地球再発見 地震, 1982, 西部ターム発行
- 28) 宮下欽, 1892: 震災写真, 岐阜気象台所蔵, 72枚, 5) 参照
- 29) Richter.C.F., 1958: Elementary Seismology.
- 30) Umeda,Y., Kuroiso,A., Ito,K. and Muramatu,I., 1987: High acceleration produced by the Western Nagano Prefecture, Japan, earthquake of 1984, Tectonophysics, 335-343
- 31) 市原信次, 1978: 濃尾地震と根尾谷断層, 教育出版文化協会
- 32) 大森房吉, 1900: 物体の転倒および移動について, 震予調報32号19-33
- 33) Maruyama,T., 1963: On the force equivalents of dynamic dislocations with reference to the earthquake mechanism, Bull. Earthq. Res. Inst. 41, 467-486
- 34) Koto,B., 1893: On the cause of the great earthquake in Central Japan, 1891. Journ. Coll. Science, Imp. Univ. Japan, 5 296-353
- 35) 小藤文次郎, 1892: 濃尾大地震の震源, 東洋学芸雑誌9 147-158
- 36) 別所文吉, 1968: 山岳の静動
- 37) 松田時彦, 1974: 1891年濃尾地震の地震断層, 地震研究所研究速報, 13 85-126
- 38) Mikumo,T. and Ando,M., 1976: A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, Jour. Physics of Earth 24 63-88
- 39) 松田時彦, 1975: 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 28 269-283
- 40) 大阪毎日新聞, 明治24. 10. 30
- 41) 萩原尊礼, 1982: 古地震, 東京大学出版会
- 42) 飯田汲事, 1987: 天正大地震誌, 名古屋大学出版会
- 43) 震災記念堂, 1892; 岐阜市若宮町2
- 44) 天野真徳氏(震災記念堂主人)提供
- 45) 角竹弘氏(元岐阜県歴史資料館長)提供
- 46) 扶桑新聞, 明治24. 11. 11, 岡山孤児院長小橋勝之助

IV. 震源域での強震動

高齢者の認知機能



高周波地震波の発生機構とそのモデル

Mechanism of seismic high-frequency radiation and the source models

山下輝夫

YAMASHITA Teruo

Source models of seismic high-frequency radiation are briefly reviewed, and we discuss points to be taken note of when high-frequency seismic waves are interpreted in terms of source model. It is explained with the aid of simple concrete examples that high-frequency radiation is sensitive to the assumption of source model. Hence we have to assume a model which has a sound physical basis. The method based on fracture mechanics has been successfully applied to the analysis of fracture phenomena in the field of mechanical engineering, so that it will be highly reasonable to take fracture mechanics approach in the study of seismic source as well. Some examples of fracture mechanics approach are shown, and physical and tectonic conditions to emit high-frequency seismic waves are discussed.

1. はじめに

震源のモデルとして断層モデルが広く認知されるようになってから、ほぼ四半世紀が経過した。低周波数領域における断層破壊の特性については、ほぼ確立したといって良いと思われるが高周波数領域での特性については、震源近傍の良質な記録が少ないこともあり、未だ解明されてないことが多い。ここでは、高周波強震動の発生機構に関係した断層モデルの発展の歴史を簡単にレビューするとともに、モデルを強震動の解釈に用いる際の留意点や問題点について論じる。

2. 食い違いのモデル

2. 1 Haskell の震源モデル

1960年代半ばから1970年代初頭にかけて、複双力源 (double couple) と断層の力学的等価性が数学的に証明されるとともに、複双力源モデルの妥当性が精度の良い観測により認められるようになった。これに伴い、断層破壊により放射される弾性波についての理論的研究が活発に行なわれるようになってきた。これらの研究のいずれもが、基本的には、de Hoop により求められた放射弾性波と断層に沿う変位の食い違いの間の関係式 [de Hoop, 1958] に基盤をおいている。この式によるとテンソル形式を用いることにより、放射弾性波は変位の食い違いの断層面上の積分として見かけ上簡単な形に表されるが、具体的な問題に適用する際、一般には大変複雑な表現となる。この表現を用いて、観測された地震波から断層破壊過程を推定しようとするときは、変位の食い違いの時空間特性について適切なモデルを仮定する必要がある。

1960年代末から1970年代前半にかけて地震波

を用いた断層破壊過程の推定にしばしば用いられた断層モデルとして、いわゆる Haskell のモデル [Haskell, 1966, 1969] があげられる。Haskell は、震源での食い違いの時空間特性として矩形断層、等速一方向の破壊伝播、空間特性に独立な（つまり、場所に依存しない）ランプ型食い違い時間関数 (ramp function)、などいくつかの仮定を行うことにより簡単な震源モデルを考えた（図1参照）。特に Haskell [1966] は、観測点までの距離が断層の広がりより十分大きいと仮定することにより無限弾性体中の放射実体波の表現を大変簡単な形に求めた。これによると、観測点 \vec{x} における変位ベクトルの時間依存性は

$$\Omega(\vec{x}, t) = \int_{\Sigma} \Delta \vec{u}(\vec{\xi}, t - \frac{|\vec{x} - \vec{\xi}|}{c}) d\Sigma(\vec{\xi}) \quad (1)$$

という形で表される。なお、ここで Σ は断层面、 $\Delta \vec{u}(\vec{\xi}, t)$ は時刻 t 場所 $\vec{\xi} (\vec{\xi} \in \Sigma)$ における変位の食い違い、 c は弾性波の伝播速度、 r_0 は断層上の特定の点（図1 a では原点）から観測点までの距離、 $\vec{x} = \vec{\gamma} r_0$ 、ドットは時間に関する微分を表す。図1の Haskell のモデルを仮定すると振幅スペクトル $|\Omega(\vec{x}, f)|$ は次のような特徴を持つことが示される（図2参照）。低周波極限 $f \rightarrow 0$ では一定値 D_{0LW} （これに剛性率を乗じたものを地震モーメントと呼ぶ）に近づき高周波極限では f^2 に比例して減衰する。低周波および高周波極限における漸近線の交点における周波数はコーナー周波数 (corner frequency) と呼ばれており断層全体の破壊継続時間の逆数に比例している。多くの研究者の解析により遠方変位スペクトルは、近似的には、このような特徴を持っていることが示された。遠方近似表現 (1) は大変簡単なため強震動記録の解釈にもしばしば用いられる。例えば、McGuire and Hanks [1980] は

、図 2 の形のスペクトル振幅から理論的に得られる平均二乗加速度振幅と 1971 年の San Fernando 地震の際の強震動記録を比較した。

しかし、遠方近似 (1) が成立つためには 条件

$R^2 \ll \lambda t_0 / 2$ (R は断層の広がり、 λ は考えている放射弾性波の波長) が満たされなければならないことに注意しなければならない [Aki and Richards, 1980, 805 ページ]。また、低周波極限 $f \rightarrow 0$ では、変位の食い違いに関してどのような時空間特性を用いても $|\Omega(\vec{x}, f)| \rightarrow \langle D_0 \rangle \Sigma_0$ ($\langle D_0 \rangle, \Sigma_0$ は破壊停止後の平均食い違い量および断層面積) の関係が得られるが、コーナー周波数より高い周波数領域に於ては、後で述べるように $|\Omega(\vec{x}, f)|$ は仮定した震源モデルに強く依存するということにも注意する必要がある。このことは高周波強震動を考える際には特に注意しなければならない。Haskell のモデルにより遠方観測点 \vec{x} で観測される波形 $\Omega(\vec{x}, f)$ を概念的に示すと図 3 のようになる。一般に、破壊伝播速度は S 波速度より小さいと考えられているから (第 3 節参照)、時刻 t_1 では破壊伝播開始の情報 (即ち、図 1a において $x=0$ で食い違いが開始したという情報) が到着し始める。時刻 t_2 においては、破壊伝播の停止の情報を到着し始める。 $\Omega(\vec{x}, f)$ は、図 3 の波形のフーリエ変換から得られるが、 $f \rightarrow \infty$ で $|\Omega(\vec{x}, f)|$ に最も大きく寄与するのは、図 3 の A, B, C 点のような、特異性の最も高いところであるということがフーリエ変換論から知られている。高周波領域における放射弾性波は破壊の開始や停止の仕方に非常に敏感であることを、これは示唆する。このことを示す簡単な具体例として、Haskell により仮定された食い違い時間関数 (図 1b 曲線 a) の代わりに次のような関数 (図 1b 曲線 b))

$$\Delta u(\xi, t) = D_0 [1 - \cos(\pi t / 2T)] : 0 \leq t \leq T \\ = D_0 : T < t \quad (2)$$

を仮定してみよう。積分 (1) やフーリエ変換を実行することにより、 $|\Omega(\vec{x}, f)|$ は高周波領域において f^3 に比例して減衰することがわかる。これらの二つの食い違い時間関数の基本的違いは食い違い開始時 ($t=0$) および食い違い終了時 ($t=T$) の関数の特異性の違いにある (図 1b 参照)。この特異性の違いが図 3 の波形における A, B, C 各点の特異性の違いとして現われ、高周波振幅スペクトルの違いをもたらす。このように、高周波領域の放射弾性波の振る舞いは、破壊過程に大変敏感である。

放射実体波の伝播距離が断層面の広がりと同程度であるか、それより小さい場合は、遠方近似 (1) を広周波数

帯域にわたって仮定することはできない。しかし、強震動を考える際、断層近傍での放射弾性波の振る舞いを知ることは極めて重要である。Haskell [1969] は図 1 の断層モデルを仮定し、de Hoop [1958] により得られた表現そのものを数値的に評価することにより断層近傍での変位、速度や加速度の計算を行なった。また、Aki [1968] は、同様に断層近傍の変位波形を理論的に計算し、San Fernando 地震の際断層近傍 (断層から 80 m) で得られた観測波形と比較することにより、断層運動の解釈を試みた。

3. 破壊力学的震源モデル

3. 1 破壊力学的アプローチとは何か?

前節で述べたように、高周波数領域における放射弾性波の振る舞いは仮定した震源モデルに非常に敏感である。このことは、強震動の予測という立場から考えると非常に不都合である。また、断層破壊を記述するためには、断層の長さや幅、変位の食い違いの時間依存性、破壊伝播速度など大変多くのパラメータを仮定しなければならないが、これも強震動の予測という立場から考えれば極めて不都合である。このような問題を解決するために、1970 年代前半頃から破壊力学的要件をみたす震源モデルが考えられるようになってきた。破壊力学に於ては、破壊面先端に特に注目し破壊面が進むか進まないかということについて物理的根拠に基づいた考察を行ない、破壊過程を決定する (震源の問題に焦点を絞った破壊力学的研究のレビューとしては、Freund [1979], Rudnicki [1980] や Rice [1980, 1983] などがある)。高周波弾性波は破壊の開始や停止など破壊過程に非常に敏感であるということを前節で述べたが、破壊力学的アプローチを取ることにより、変位の時空間特性について物理的根拠のある取り扱いが可能となり、もっともらしい高周波弾性波の発生機構を考えることができる。また、このようなアプローチにより震源パラメータ間の物理的依存関係も知ることができ、少数の基本パラメータを用いて断層破壊を記述することが可能になる。

3. 2 Griffith 型亀裂モデル

ここで、破壊力学的震源モデルとはどういうものかとということについて例を用いて簡単に述べる。現在の破壊力学的考え方は Griffith [1920] の研究に負うところが多い。破壊面が成長すると新しい破壊面が形成されるが、新破壊面形成のために系のポテンシャルエネルギーが消費されなければならないと、彼は考えた。簡単な例として、図 4 のように二次元変形問題を考え、半無限長の長さ

を持つ破壊が $x=+\infty$ から $x=-\infty$ の方向に一定速度 v で定常的に伝播していると仮定する（二次元変形問題では破壊面は一次元的になることに注意）。破壊面先端が微小距離 Δx 前進するとき、 Δx に比例する有限でゼロでないポテンシャルエネルギーが解放されるためには、破壊面先端すぐ内側で変位の食い違い Δu は、次のような特異性を持たなければならないことが示される。

$$\Delta u(x,t) \propto \sqrt{x+vt} \quad (3)$$

この時、剪断応力 σ は破壊面先端すぐ外側では

$$\sigma(x,t) \propto 1/\sqrt{-x-vt} \quad (4)$$

の形の特異性を示すが、破壊面の内側では有限な値を取ることが知られている（図4参照）。

また、破壊面先端が単位距離前進するとき解放される系のポテンシャルエネルギー G は次のように書ける。

$$G = c v F(v) \quad (5)$$

ここで、 c は v によらないパラメータである。変形モードとして面外剪断歪み（antiplane strain）および平面歪み（plane strain）を仮定したとき $F(v)$ は次のように書ける。

$$F(v) = \sqrt{1-(v/\beta)^2} \quad (\text{面外剪断歪み}) \quad (6a)$$

$$F(v) = (2\beta/v)^2 [\sqrt{1-v^2/\alpha^2} - (1-v^2/2\beta^2)^{1/2}] \quad (\text{平面歪み}) \quad (6b)$$

なお、図4aを参照すると、面外剪断歪みモードでは、変位ベクトルは z 方向の成分のみが存在し、平面歪みモードにおいては、 x および y 成分のみが存在する。したがって、面外剪断歪みモードは strike-slip 型の断層破壊を表し、平面歪みモードは dip-slip 型の断層破壊を表す。Griffith のモデルにおいては、解放されたエネルギーが新しい破壊面を作るのに必要なエネルギー G_c （破壊エネルギーと呼ばれる）に等しいかまたは大きい場合にのみ破壊面先端は前進すると考える。したがって、破壊面先端前進の条件は次の式から与えられる。

$$G \geq G_c \quad (7)$$

式(6)と(7)から、破壊伝播速度は、面外剪断歪みの場合 S 波速度以下でなければならないこと、また、平面歪みの場合レーリー波（Rayleigh wave）速度以下でなければならないこと（(6b)=0 とするとレーリー方程式が得られることに注意）がわかる。これは、地震波による断層破壊の解析結果と調和的である。以下、破壊面の外側から破壊面先端に近づいたとき剪断応力が(4)の形の特異性を持つとき、この亀裂を Griffith 型亀裂（Griffith crack）と呼ぶことにする。

以上に簡単に示したように、破壊力学的考察によれば

変位の食い違いの時空間特性に制限が加わるということがわかる。例えば、図4のGriffith型亀裂では、変位の食い違いの立ち上がりは式(3)で表され（図1b曲線c参照）、破壊伝播速度の関数になっている。また、破壊伝播速度については、S波速度以下でなければならないこともわかる。

破壊成長がどのように開始し、またどのように停止するかといった非定常破壊伝播の問題の数学的解析において通常仮定される独立なパラメータは、破壊面上の応力降下量（stress drop）と破壊エネルギー G_c の空間分布である。これら二量の空間分布を仮定することにより、変位の食い違い $\Delta u(x,t)$ の時空間特性は完全に決まる。なお、応力降下量とは、破壊面が形成されることにより生ずる破壊面上の応力変化値である。しかし、数学的取り扱いの困難さから、現実に近いモデルの解析は差分法などの数値的手法に頼らざるを得ず、応力降下量や G_c の関数として変位の食い違いの時空間特性を簡単な関数で表すことはできない。例えば、二次元変形を仮定したとしても、有限な広がりを持つ破壊面の非定常成長の問題の厳密解を簡単な形に求めることはできない。

3.3 破壊力学的断層モデル

つぎに破壊力学的要件を考慮にいれた断層モデルをいくつか紹介する。これらの研究は、高周波強震動の発生機構の解明を目指したものと、観測された強震動の解釈を目指したもの二つに大別されであろうが、ここでは前者の研究についてのみ述べることにする。さまざまな場合について変位の食い違いの時空間特性の厳密解が求まるのは、図4aのような二次元半無限亀裂の伝播の場合に限られているので、強震動の発生機構の解明をめざした理論的研究のほとんどがこのようなモデルを仮定している。

破壊が成長を開始し一定速度で伝播を行ない、しばらくして停止したとする、破壊力学的震源モデルを仮定したとしても観測波形は大まかに言うと図3に似たものしか得られない（もちろん、破壊成長の開始や停止の仕方により A, B, C 点における特異性の大きさは異なるはずである）。しかし、実際に観測される地震波形はこれとは比べものにならないほど複雑で、高周波成分が卓越している。Madariaga [1977], Achenbach and Harris [1978] や Yamashita [1983a] は、非定常伝播する Griffith 型の二次元変形半無限亀裂を仮定して、高周波極限 $f \rightarrow \infty$ における弾性波の発生に最も寄与するのは破壊伝播速度の不連続的变化であることを理論的に見いだした。破壊伝播速

度が頻繁に不連続的変化を起こすとき $\Delta u(\xi, t)$ の時空間的変化は大変複雑になり [Yamashita, 1983a]、従って、観測波形も複雑なものとなる。破壊伝播速度の不連続的変化は、物理的には破壊エネルギー G_c の不連続的空間分布に対応している。彼らの研究によれば、破壊伝播速度に不連続的変化があるとき、観測される変位振幅スペクトルは $f \rightarrow \infty$ で f^2 に比例して減衰する（このことは、破壊伝播速度が連続的変化しかしないなら、減衰は f^{γ} ($\gamma > 2$) に比例することを意味する）。不連続点における変化量が大きいほど、また、不連続点の数が多いほど変位振幅スペクトルにおける f^2 の係数は大きくなる。

3. 4 バリアーモデルとアスペリティモデル

実際の地震波形に見られるような高周波成分を説明するには、例えば破壊伝播速度が頻繁に不連続的変化をするなど、破壊過程が非常に不規則でなければならないことが上記の考察により示された。現在、断層破壊過程の複雑さに関連した地学的モデルとしてバリアーモデル (barrier model) とアスペリティモデル (asperity model) の二つが良く知られている。両モデルとも、破壊強度の非一様空間分布を概念化したものであるが、大変対照的な内容を持つ。バリアーモデルにおいては、破壊強度の強い部分（バリアー）の存在により本震の破壊進行がそこで停止したり、その部分を割れ残したままで破壊が進行したりする [Das and Aki, 1977; Aki, 1979]（図 5a 参照）。このため、破壊は頻繁に不連続的停止を行なったりするなど極めて不規則な破壊成長をおこなう。これに対し、アスペリティモデルにおいては、強い部分の破壊こそが本震の破壊過程であると考える [Kanamori, 1981]（図 5b 参照）。本震発生前は断層面上の強い部分（アスペリティ）が支えとなり破壊を防いでいるが、応力が十分上昇し、この部分が破壊すると周辺のすでに破壊が生じてしまっている強度の弱い部分を巻き込んで大破壊が発生する。Madariaga [1977] により、二次元変形下での既存の破壊面の合体（これはアスペリティの破壊により生じる）に伴う高周波弾性波の発生の問題が近似的にではあるが理論的に考察され、破壊伝播速度が不連続な場合と同様、高周波極限 $f \rightarrow \infty$ では変位振幅スペクトルは f^2 に比例して減衰することが示された。従って、高周波領域で観測された振幅スペクトルを見ている限りではバリアーによる破壊伝播停止とアスペリティ破壊による既存の破壊面の合体は区別は困難であるということがわかる。これらの二つのモデルは、現象を両極端においてモデル化したもので、現実には両方の現象が起きているのではない

かと思われる。

3. 5 破壊先端域モデルと f_{max}

破壊面が現実の断層面のように二次元的広がりを持っている場合でも、破壊面先端付近の変形様式は局所的に見れば、二次元変形とみなすことができるから、高周波領域に限れば二次元変形問題の結果は二次元的広がりを持つ断層モデル（この場合変形は三次元）に適用可能である [Madariaga, 1977, Achenbach and Harris, 1978, Yamashita, 1983b]。従って、二次元的広がりを持つ破壊伝播のモデルに破壊力学的考察を行なったとしても、Griffith 型亀裂の場合は、破壊伝播速度の不連続的変化や既存の破壊面の合体が最も高周波弾性波の発生に寄与し、図 2 の Haskell [1966] による結果と同様、高周波領域では変位振幅スペクトルは f^2 に比例して減衰することがわかる。これは、高周波領域では、加速度振幅スペクトルは f に依存しないことを意味する。しかし、最近の精度の良い高周波数帯域での観測によると、加速度振幅スペクトルは 0.5Hz から 5Hz くらいの領域では実際 f に依存しないが、5Hz より高くなると急に減衰する傾向があることが知られている。この減衰が始まる周波数は Hanks [1982] により f_{max} と定義された。Hanks [1982] らは f_{max} の原因是主として観測点付近の地表構造にあると考えたが、Papageorgiou and Aki [1983a, 1983b] は震源にその原因を考えた。彼らは、破壊先端域モデル (breakdown zone model) という破壊モデルを仮定すれば f_{max} の存在は説明できると考えた。ここでは、Papageorgiou and Aki と同じくの f_{max} の原因是震源にあると考えて震源モデルを考えていこう。

まず、破壊先端域モデル (breakdown zone model) の概要について述べよう。Griffith 型の亀裂モデルによると、(4) で示したように、破壊面先端すぐ外側で、応力が無限大になる。しかし、現実にはいかなる媒質も無限大の応力を維持しえない。この欠陥を除去するために、破壊先端域モデルという破壊モデルが理論的に考えられ、さまざまな破壊現象に適用されるようになってきた。このモデルにおいては、破壊面上の剪断応力は破壊面先端付近で変位の食い違いの関数となっていると考え、破壊面先端で応力は有限であるとする。実際、実験的にも破壊先端域モデルの妥当性が確かめられてきた。一例として Ohnaka et al. [1987] により花崗岩を用いた精度の良い摩擦すべり実験で得られた、破壊面上の剪断応力と変位の食い違いの関係（以下、剪断応力—変位関係と呼ぶ）を図 6 に示す（変位の食い違いがゼロの点が破壊面先端に対

応し、変位の食い違いが大きい点は破壊面のより内側に対応することに注意、図7も参照されたい）。この図から破壊面先端付近では剪断応力と変位の食い違いの間に強い相関があることがわかる。彼らの実験に基づき、破壊面先端付近の剪断応力や変位の食い違いの空間分布を図7に概念的に示す。応力がすべり摩擦応力に低下する点 x_c に対応する変位の食い違い量は、**臨界変位量** (critical slip displacement) と呼ばれており、応力と変位の食い違いが強く相関している破壊面先端付近の領域 $0 < x < x_c$ は破壊先端域 (breakdown zone) と呼ばれる。破壊先端域が全破壊面の広がりに比べて小さいとき図7c の斜線部は破壊エネルギー G_c に等しいということが数学的に証明されている [Palmer and Rice, 1973]。破壊先端域モデルでは、破壊面先端で応力が有限になることを要請する。これが満たされれば、必然的に変位の食い違い $\Delta u(x,l)$ の x に関する導関数が破壊面先端でゼロとなる（つまり、 $\Delta u(x,l)$ の x に関する導関数が破壊面先端で連続）ことが数学的に示される。従って、破壊の立ち上がりが Griffith のモデルの場合（式(3)参照）より滑らかになり、 $f \rightarrow \infty$ での変位振幅スペクトルの f 依存性は $f^{-\gamma}$ ($\gamma > 2$) の形に書ける。また、このモデルは時定数として、断層面全体の破壊に要する時間と、破壊先端付近が完全に破壊するのに要する時間 ($l=x_c/v$) の二つパラメータを含むことに注意すれば、前者の逆数はコーナー周波数に、後者の逆数は f_{max} に比例することが想像される（Griffith 型の破壊モデルは前者しか含まないことに注意）。実際 Papageorgiou and Aki [1983a, 1983b] は地震波を用いた断層破壊過程の解析において関係 $f_{max} = v/x_c$ を仮定した。 f_{max} より低い周波数で見れば、破壊先端域の存在は見えないはずであるから、このような周波数領域では、破壊は Griffith 型の破壊と見分けはつかない。したがって、 $f_c < f < f_{max}$ という周波数領域では遠方加速度振幅スペクトルは f に依存せず、 $f > f_{max}$ では周波数とともに減衰することになる。

何人かの研究者が、このような破壊先端域モデルを用いて、強震動の震源物理量依存性についての理論的考察を行なっている。筆者の知識では、破壊先端域モデルを震源モデルに最初に適用したのは Ida [1973] である。彼は、応力ばかりでなく加速度も破壊面先端で有限になるべきであると考え、これらの条件を満たすような数学的に簡単な剪断応力-変位関係を仮定し、破壊面近傍の最大加速度や最大速度の震源物理量依存性を理論的に考察した。Papageorgiou and Aki [1983a, 1983b] はパリアーモデル

の一つのモデルとして、断層面を円形亀裂の集合体と見なし、破壊先端域モデルを適用することにより、臨界変位量や破壊先端域の大きさを地震波データから近似的に見積った。Ida [1973] は破壊先端域での剪断応力-変位関係を主として数学的簡単さの観点から可能な関係をいくつか考察したが、高周波強震動を考える時、今まで述べたように破壊面先端付近の変位の食い違いの細かな特性が重要である。高周波強震動を定量的に予測しようとするとき、破壊面先端域における剪断応力-変位関係を精度良く決定する必要がある。Ohnaka and Yamashita [1989] は、Ohnaka et al. [1987] の実験結果に基づき理論的考察を行ない、

$$\sigma = \alpha[1+\alpha \log(1+\beta \Delta u)] \exp[-\eta \Delta u] \quad (8)$$

のかたちの関数形は図6の実験結果を良く近似し、破壊面先端で有限な応力と加速度を与えることを示した。また、破壊面近傍の最大加速度と最大速度は臨界変位量と f_{max} の積に比例することが示され、震源物理量相互の間の関係も求められた。これらは、実験結果のみならず、地震の観測結果もよく説明できることがわかった。しかし、Ida [1973] や Ohnaka and Yamashita [1989] は定常伝播する破壊を仮定しており、非定常伝播の影響の考察は今後の課題である（前節で述べたようにGriffith型亀裂の場合、非定常伝播が高周波弾性波の発生に重要であることに注意）。

4. むすび

上に見てきたように、高周波弾性波の発生機構は破壊の成長過程に大変敏感である。したがって、高周波弾性波の発生機構をモデル化する際、物理的に十分根拠のある震源モデルを考えることが極めて重要である。現在のところ、最も物理的根拠を持つモデルは破壊力学的考察により得られると思われる。高周波強震動の発生機構を考える際、その複雑さを考慮に入れるためしばしば確率的なアプローチが取られる。このアプローチ自体是有意義なことであろうが、問題はこれらの研究では仮定された破壊の時空間特性（例えば、変位の食い違いの時間関数）の破壊力学的意義についてあまり深い考察がなされず、主に数学的簡単さの観点から適当な関数が選ばれていることである。このような、取り扱いにより偶然観測事実の一端が説明できたとしても、モデルが十分意味あるものかどうかは疑問である。

その数学的取り扱いの困難さの理由から、さまざまの場合に、変位の食い違いの時空間特性についての厳密な解析解が得られるのは二次元半無限亀裂の場合に限られ

る。強震動予測を定量的に行なうためには、複雑に伝播する平面形状を持つ破壊の解析や、断層帯や破壊面間相互作用などが破壊成長に与える影響の考察などとともに、このような破壊により放射される弾性波の特に断層面近傍での性質の考察が必要であろう。このような、問題は解析的に取り扱うのは困難なので何らかの形での数値的手法を用いる必要があろう。

参考文献

- Achenbach,J.D., and J.G.Harris, Ray method for elastodynamic radiation from a slip zone of arbitrary shape, *J.Geophys.Res.*, 83, 2283-2291, 1978.
- Aki,K., Seismic displacements near a fault, *J.Geophys.Res.*, 73, 5359-5376, 1968.
- Aki,K., Characterization of barriers on an earthquake fault, *J.Geophys.Res.*, 84, 6140 - 6148, 1979.
- Aki,K., and P.G.Richards, *Quantitative Seismology*, W.H.Freeman and Co., San Francisco, 1980.
- Das,S. and K.Aki, Fault planes with barriers: A versatile earthquake model, *J.Geophys.Res.*, 82, 5658-5670, 1977.
- Freund,L.B., The mechanics of dynamic shear crack propagation, *J.Geophys.Res.*, 84, 2199-2209, 1979.
- Griffith,A.A., The phenomena of rupture and flow in solids, *Proc.Roy.Soc.Lond.*, A 221, 163-198, 1920.
- Hanks,T.C., f_{\max} , *Bull.Seismol.Soc.Amer.*, 72, 1867-1879, 1982.
- Haskell,N.A., Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. II, *Bull. Seismol. Soc.Amer.*, 56, 125-140, 1966.
- Haskell,N.A., Elastic displacement in the near-field of a propagating fault, *Bull.Seismol.Soc.Amer.*, 59, 865-908, 1969.
- Hoop,A.Tde, Representation theorems for the displacement in an elastic solid and their applications to elastodynamic diffraction theory, D.Sc., Thesis, Technische Hogeschool, Delft.
- Ida,Y., The maximum acceleration of seismic ground motion, *Bull.Seismol.Soc.Amer.*, 63, 959-968, 1973.
- Kanamori,H., The nature of seismicity pattern before large earthquakes, in *Earthquake Prediction, An international Review*, ed by D.W.Simpson and P.G.Richards, Maurice Ewing Series 4, AGU, Washington D.C., 1-19, 1981.
- Madariaga,R., High frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J.R.Astr.Soc.*, 51, 625-651, 1977.
- Ohnaka,M., Y.Kuwahara, and K.Yamamoto, Constitutive relations between dynamic physical parameters near a tip of the propagating slip zone during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, 144, 109-125, 1987.
- Ohnaka,M. and T.Yamashita, A cohesive zone model for dynamic shear faulting based on experimentally inferred constitutive relation and strong motion source parameters, *J. Geophys. Res.*, 94, 4089-4104, 1989.
- Palmer,A.C. and J.R.Rice, The growth of slip surfaces in the progressive failure of over-consolidated clay, *Proc. Roy. Soc.Lond.*, A 332, 527-548, 1973
- Papageorgiou,A.S., and K.Aki, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, I, Description of the model, *Bull.Seismol.Soc.Amer.*, 73, 693-722, 1983a.
- Papageorgiou,A.S., and K.Aki, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, II, Application of the model, *Bull.Seismol.Soc.Amer.*, 73, 953-978, 1983b.
- Rice,J.R., The mechanics of earthquake rupture, in *Physics of the Earth's Interior*, pp.555-649, North-Holland, Amsterdam, 1980.
- Rice,J.R., Constitutive relations for fault slip and earthquake instabilities, *Pure Appl. Geophys.*, 121, 443-475, 1983.
- Rudnicki,J.W., Fracture mechanics applied to the Earth's crust, *Annu.Rev.Earth Planet. Sci.*, 8, 489-525, 1980.
- Yamashita,T., High-frequency acceleration radiated by unsteadily propagating cracks and its near-source geometrical attenuation, *J.Phys.Earth.*, 31, 1-32, 1983a.
- Yamashita,T., Peak and root-mean-square accelerations radiated from circular cracks and stress-drop associated with seismic high-frequency radiation, *J.Phys.Earth.*, 31, 225-249, 1983b.

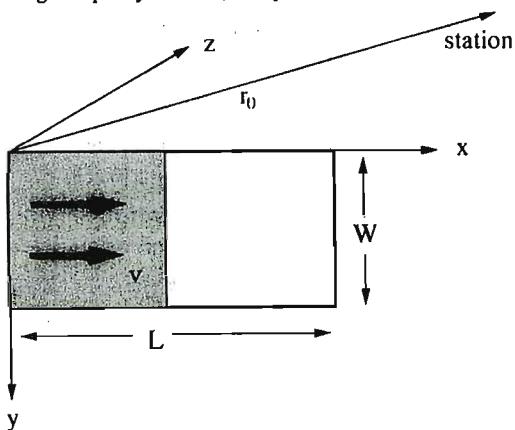


Figure 1a Fault model of Haskell[1966,1969]. The thick arrows stand for the direction of fault propagation. Shaded area is the fractured zone.

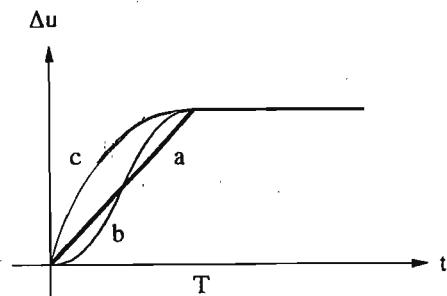


Figure 1b Temporal variation of displacement discontinuity. Curve a is assumed by Haskell[1966,1969]. Curves b and c correspond to Eqs.(2) and (3), respectively. T is rise time.

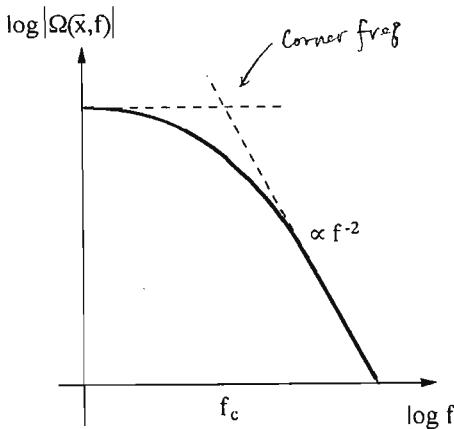


Figure 2 Schematic illustration of far-field displacement spectral amplitude expected from the model of Haskell[1966]. f_c is corner frequency.

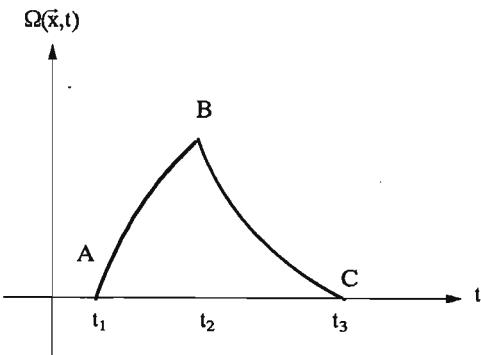


Figure 3 Schematic illustration of wave form of far-field displacement expected from the model of Haskell[1966].

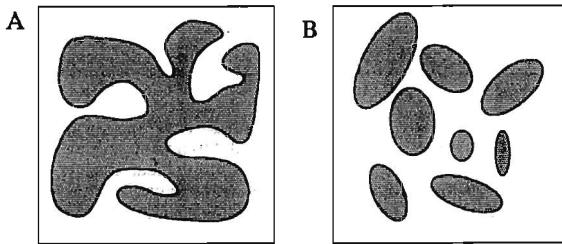


Figure 5a Illustrative examples of barrier model. Shaded area stands for the zone of weak strength which slips at the time of main shock. Fracture propagates, bypassing the high strength zone, and complex fracture propagation results in the case (A). In the case (B), the fracture propagates, leaving the high strength zone unfractured.

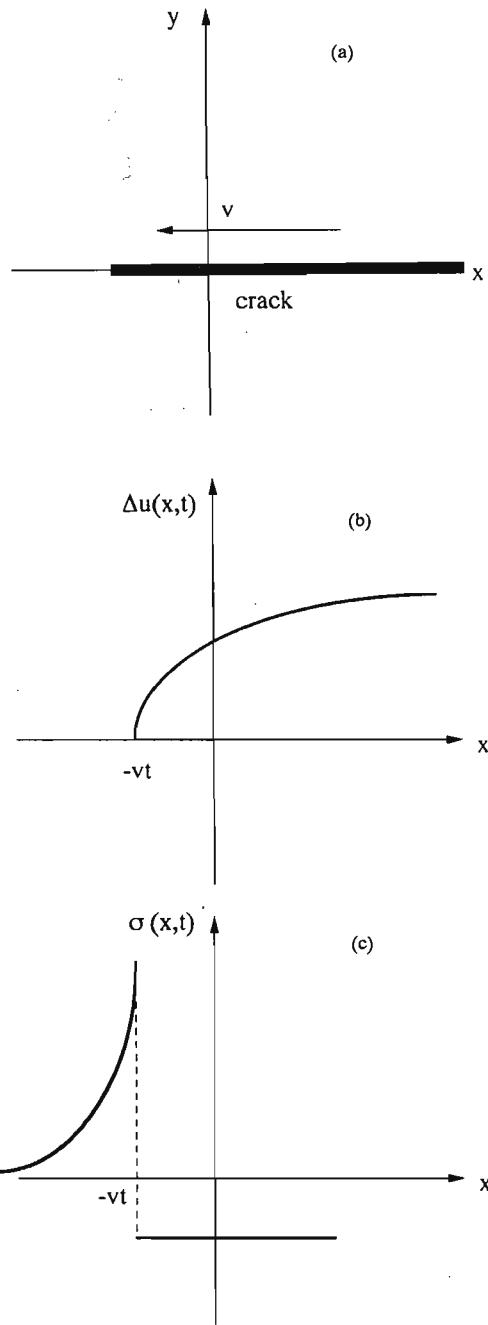


Figure 4 Two dimensional semi-infinite crack moving steadily with velocity v . (a) Distribution of displacement discontinuity near the crack tip. (b) Distribution of shear stress near the crack tip.

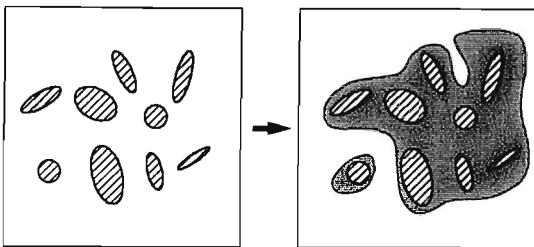


Figure 5b An illustrative example of asperity model. The left figure stands for the state just before the occurrence of main shock. The hatched area denotes the asperity, where fracture strength is high, and the surrounding area is the weak zone which has already fractured. The state just after the main shock occurrence is shown in the right figure. The fracture of asperities cause large slip, involving the surrounding area (see the shaded area).

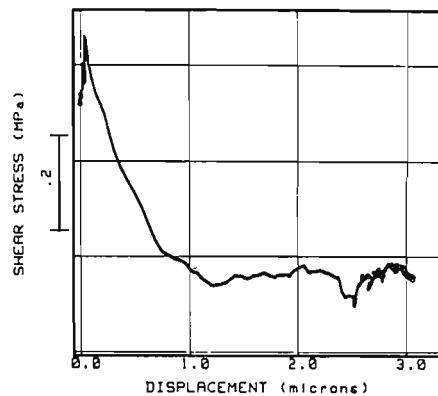


Figure 6 Relation between shear stress and displacement discontinuity experimentally obtained by Ohnaka et al. [1987].

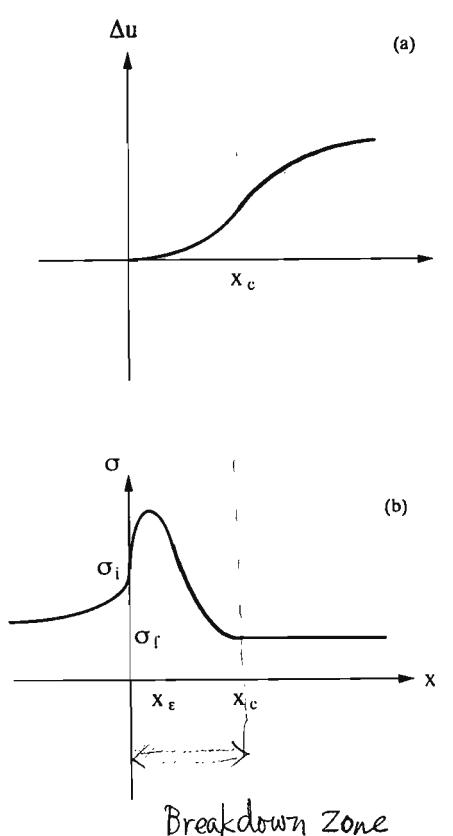


Figure 7 Schematic illustration of breakdown zone model. (a) Distribution of displacement discontinuity near the crack tip. (b) Distribution of shear stress near the crack tip. σ_i is the stress at the crack tip, and σ_f is the sliding frictional stress. (c) Relation between shear stress and displacement discontinuity. The relations $x_\epsilon \ll x_c$ and $D_\epsilon \ll D_c$ are obtained experimentally by Ohnaka et al.[1987] and theoretically by Ohnaka and Yamashita[1989].

震源近傍での強震観測

Some aspects on strong-motion observation in the near-field

工藤 一嘉
KUDO Kazuyoshi

Needs on strong-motion observation instruments and its deployments are discussed for aiming that the observation covers the overall nature of strong-motion in the near-field. The needs are resulted from the recent strong-motion records. Using the strong-motion records obtained during the 1989 Ito-Oki earthquakes and the 1990 Izu-Oshima Kinkai earthquake, a high-frequency vertical motion, f_{max} and the near-field term are discussed.

1. はじめに

一般に観測へのニーズとしては、理論の裏付け、予想されていない新事実の発見とか統計解析に基づく経験式の精度向上などが指摘される。強震観測の例では、かつては耐震設計用資料としてのニーズが中心であり、観測記録がそのまま入力地震動として使われたり、地震動予測の経験式の導き等に利用されてきた。ここ10年程度の記録の利用のされ方を見ると、地震学の基礎的な研究にも広く利用されるようになった。特に断層近傍での記録については工学、理学の共通の要請となっている。浅学を省みず、観測を中心とした問題点を探って見たい。

2. 観測に含まれる要素

観測される地震動 $U(\omega)$ は、一般に震源の静的・動的因素によって支配される $S(\omega)$ 、伝播経路の影響 $P(\omega)$ 、観測点近傍の不均質媒質の影響 $L(\omega)$ 及び計測器の特性 $I(\omega)$ の総合された結果である。これが遠方近似が成り立つ場合には、合積の形で、

$$U(\omega) = S(\omega) \cdot P(\omega) \cdot L(\omega) \cdot I(\omega)$$

と表される。

本シンポジウムのテーマは震源近傍での地震動で

あり、その対象とすべき振幅レベルや周波数はなんらかの構造物に影響を与える範囲となるであろうから、上のような形への単純化は厳密には許されないであろう。しかし、その中でも問題を限定すれば、遠方近似が許され、また近地での観測を説明した例は数多くある。ここでは、震源近傍の地震動とその観測の連関性に重点を置いて、それぞれの要素について検討を加えてみたい。

上の $S(\omega)$ は、断層の面積、くい違い量とその時間関数、破壊速度や破壊モード等によって支配される。地震の大きさに応じた長周期領域では、これらの量に複雑さを導入することなしに観測が説明してきた。しかし、その結果を短周期まで外挿すると、多くの困難に直面してきた。その幾つかを列記すると、振幅あるいは継続時間が予測値を大きく下回るとか Radiation pattern や Directivity は短周期ほど現れにくいくこと等が指摘してきた。短周期地震動の励起を説明するため、破壊の不均質性が導入されるが、どの不均質要素がどの様に影響しているかは、今熱い議論の中にあると考えられる。

無限媒質を考える限りにおいて、 $P(\omega) \sim \exp(-$

東京大学地震研究所 強震計観測センター 助手 理博

Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo Res. Associate, Dr. Sci.

$\omega r / 2QV_p, s$) と書ける。地殻内の Q を100 以上とすれば距離(r) 10km程度以下では対象とする周波数(20Hz以下)では Q の影響は極めて小さい(例えば、Hasegawa, 1974)ので、近距離では P(ω)の影響を無視して良いであろう。但し、伝播する波の型によっては(例えば表面波)事情が異なることもある。

震源と観測点とが同じ弾性常数の媒質に位置していることは極めて稀であり、しかも観測の多くは地表でなされている。従って、観測には必ず $L(\omega)$ が含まれており、 $S(\omega)$ を議論する際には取り除いて考える必要があり、問題を複雑にしている大きな要因でもある。たとえ、半無限媒質でも SP 波や Rayleigh 波を考慮しなければならず(Kawasaki, Suzuki, Sato, 1973)、水平多層構造ではさらに複雑となり、ましてや現実の不均質構造(正確に求まっている地域は稀)の影響を短周期まで十分評価する事は極めて困難であることは言うをまたない。

これらの問題点を観測システムに備えられるべき機能との関連で検討する。

3. 観測システム・配置について

強震計に要求される周波数範囲

従来のアナログ記録方式での守備範囲は、もちろん入力の地震動によるが、0.1-20Hz程度であり、デジタル記録方式では、0.03-25Hz程度が一般的である。近年のデジタル強震計は耐震設計資料として基本的に要請される帯域を包含しているようであるが、特殊ではあるが原子力施設では50Hz程度までの知識が必要と聞いている。工学的ニーズからは若干離れるが、Glassmoyer and Borchert (1990) は 200Hzまでの帯域で観測し、通常の30Hz程度の帯域での地震動を比較し、前者の最大加速度は後者をかなり上回る(上下動では1.8-3 倍、水平動では1.4-1.8 倍)事を指摘している。Fig. 1は1989年7月13日に静岡県伊東市沖の海底噴火の際、噴火地点から約 2km の地点で強震計(DSA-1)により観測された爆発地震の記録とスペクトルである。DSA-1 は200Hz サンプリングで50Hz弱までの帯域をもつ。50Hzでもスペクトル振幅は減衰しておらず、前例のように高い周波数帯域が望ましかったと言える。特殊な例ではあるが、様々な震源の性質を理解するうえで、30Hzまでの帯域で満足して良いのであろうか。

現存する構造物の固有周期は長いものでも20秒程

度であるからデジタル強震計は条件を満たしていると言えよう。しかし、断層の極近傍で観測した場合に残留変位を強震記録から検出出来るとの報告がある(Iwan et al., 1985; Anderson et al., 1986)。原則としてはDC成分までの帯域を必要とするが、くい違い時間関数の立ち上がり時間がそれほど長くない(実験では10秒程度まで)場合には High-pass filter の特性を逆に補正してやれば、加速度計から残留変位を求める事ができる(片岡・他、1990; 林・他、1991)。従って、帯域を30秒程度にすることは、残留変位あるいは断層上でのくい違い量とその時間関数を観測する目的にも利用され得るし、フィルターは安定した観測の目的に導入されており、受け入れられるものであるが、望むらくは安定性の良いサーボ型加速度計の出力をそのまま記録したいものである。

強震計に要求されるダイナミックレンジ

これまでに解析可能な形で観測された最大の加速度は、カナダ、1985年 Nahanni 地震(Ms=6.9)の2gであろう。現波形はフィルムで、スケールアウトしており、多少問題はあるが上下動で2gを越えている(Fig. 2)。1971年サンフェルナンド地震で1gを越える観測記録以来、1976年ガズリ地震、1979年インペリアルバレー地震、1984年モルガンヒル地震等の例がある。また、震源地では石が飛んだと言う最近の報告(梅田・他、1986)を基に、翠川・他(1988)が考察した結果によれば2g程度の地動を期待すべきであり、断層近傍の地動として特別な値ではないとしている。加速度の距離減衰に関する最近の研究(Fukushima and Tanaka, 1990)から Ms=7.0 の場合減衰式の標準偏差を考慮に入れると震源近傍では約1gとなる。これらを総合すると、強震計としては1g フルスケールが一般的であるが、2g程度をフルスケールとすべきではなかろうか。もっとも、帯域をより高周波数にすれば2g以上に設定される必要性もでて来る。最大5gまでという提案もある(Iwan, 1978)。

一方、記録精度は高ければ高い方が良いことは当然であるがどの程度の分解能が必要であろうか。詳細は岡田(1984, 1985)による総合的な検討に譲るが、大地震の時に70db程度の解析能力と強震以外の地震観測の受持ち範囲とオーバーラップする0.05gal

以下の最小分解能が期待されている。現在、高精度のものとして0.015-2000galのダイナミックレンジの強震計が定常強震観測に用いられている(Kudo et al., 1988)ことを指摘するにとどめたい。

強震計の配置

1978年ハワイで開催された International Workshop on Strong-Motion Earthquake Instrument Arrays (Iwan, 1978) で目的や対象に応じて、望ましい観測配置が提案されている。最近の Source Inversion の研究の視点からも上記の提案が指示されている(Iida, 1990)。

上記の指摘に沿った形で計器が配置され、観測記録が得られたのは、巨大地震に対しては1985年メキシコ地震が最初であろう。観測網が完成する前に地震が発生してしまった事もあるが、発生の過程を知る、あるいは他の地震学・地震工学の研究目的に十分な観測であったと言えるであろうか。

かなり理想化された媒質を前提に考えられているISMACの観測網ではあるが、これを実現するには大変な数の観測点を必要とする。そして、観測網が有機的に作用するためには正確な観測点相互の時刻を保守しなければならない。近年、技術が格段に進歩したとはいえ、実際にはまだまだ問題が多い。これらの解決を通じて、事実の解明に迫る観測が可能になると言えよう。

4. 観測事例 ('89年伊東沖、'90伊豆大島近海)と 2・3の考察

わが国での震源近傍での観測例は、米国に比べ極めて少ない。その少数例を紹介したい。1989年7月に伊東市沖で群発地震が発生し、震央距離2-3kmの地点で強震記録が得られている。また1990年2月伊豆大島近海で発生したM6.5の地震を、震央距離12kmの大島元町で観測されている。これらの”震源近傍”と言える記録について2・3の考察を試みる。

上下動とP波

'89年伊東市での記録の特徴は、短周期のP波が卓越し、時にはS波の最大加速度を上回っている。近距離でのデータを除けば水平動が上下動の2-3倍になることが知られている(田中・他、1986)が、Fig. 3に示すように、伊東市内の岩盤上の記録では上下動と水平動の最大加速度が平均的には等価と言える。上下動の最大加速度は大半がP波(正確に

はS波の到達以前)部分に現れている。

Fig. 4a-4c は群発地震の中で最大であった(M5.5)7月9日のイベントの加速度記象と上下動はS波到達以前、水平動はS波以降約2秒間のフーリエスペクトルを示す。ITO, SOF共に震央距離3km, STGは6kmである。ITO, SOF共に上下動P波部分に高周波(10-20Hz)が卓越し、S波のスペクトル振幅の数倍になっている。スペクトル構造がこのように異なることは断層モデルでは説明が難しい。他に理由を求めるすれば、経路または観測点近傍の影響があろう。ITOは沖積の扇状地であり、軟弱な地盤の影響を受けていることは十分考えられる。一方、SOFは玄武岩の露頭に設置しており、site effectsの影響は少ないであろう。それにもかかわらず、ITOとSOFのスペクトル振幅は10-20Hzで両者ほぼ同等であり、この高周波成分がsite effectsによるとは考え難い。Fig. 2に示した火山爆発地震で観測された高周波は、海底あるいは海中という極めて浅い震源故であり、同じpath effectsとは言えない。伝播経路の影響を否定は出来ないが、高周波発生の主要な原因是震源に求めざるを得ない。Fig. 4cに示すSTGではこの高周波が約1/10になり、大きな距離減衰が見られるのも大きな特徴である。

震源に原因を求める理由について他の観測事例に触れたい。Fig. 5a-5d は一連の群発地震の中で比較的大きな加速度が観測された例4を示す。観測点は全てSOFである。スペクトルのピークが上下動では20Hzに現れるという共通性はあるが、加速度記象でもスペクトル形状でもかなりの差がある事が分かる。Fig. 5cのようにP波部分が大きな振幅にならない例も数多く観測されている。震源の位置はほぼ一定であり、観測点を固定した比較であるから、この違いは震源に求めるのが妥当であろう。

ITO, SOFの記象に類似した観測例は、武村(1992)が紹介しているように1956年Parkfield, 1979年Imperial Valley, 1984年Morgan Hill 等で得られている。1986年Palm Springs (ML5.6)でも震源近傍の記録(Huang et al, 1987)はFig. 6に示すように、Fig. 4a, 4bと同じくP波部分に高周波が卓越している。

以上指摘した事柄は特定の地域に限定されない不変的な事柄のように考えられる。

上下動とS波

震源の近傍で得られた記録の中で、最大加速度あるいはほぼ同等の加速度が上下動の S 波部分（波の性質そのものは今問わない事とする）に現れることも稀ではない。Fig. 7 は1990年 2月20日伊豆大島近海地震(M6.5)の大島元町（震央距離12km）での加速度記象とスペクトルを示す。但し、スペクトルは 3 成分とも初動から20秒間の解析による。最大加速度はほぼ 3 成分とも同等で、高周波成分のスペクトルもほぼ等しい。震源近傍のため直接 S 波が斜め入射することを考えれば、極自然に理解できる。しかし、同じ様な事情でも、スペクトルが上下と水平で異なる場合の解釈は容易ではない。Fig. 8 は1986年 San Salvador 地震 (Ms=5.4) の記象とスペクトル (Shakal et al., 1986) を示す。S 波到達後に上下動の最大が見られ、高周波成分が卓越し、10Hz程度のスペクトル振幅は水平の10倍程度に達している。

f_{max}

加速度スペクトルにおいて高周波数でのカットオフ周波数を f_{max} と呼んでいる。詳細は木下(1988)の総合報告や、山下(1992)の物理的解釈を参照されたい。ここでは手持ちのデータからのコメントを記すにとどめたい。

1989年伊東沖群発地震により、先に紹介したSOF でM3.5-M5.5 の範囲でほぼ 100 地震を観測している。その中で M4.7-M5.5 の地震の S 波のスペクトル形状を比較した (Fig. 9)。 f_{max} をどのポイントにするかはやや恣意的な要素があるが、地震によって高周波での減衰の様子が異なる事は明かである。これは明らかに震源に原因を求めるべきであるが、地震の規模（マグニチュードあるいは地震モーメント）によるものではなく、動的な断層破壊過程に求められるべきである。

伊東沖群発地震は火山の生成を準備した特殊な地震群かもしれない。他地域、あるいはより大きな地震に対する検討が必要であろう。機会を改めて検討したい。

Near-Field 項について

震源近傍の故に含まれる成分については、長波長、長周期の地震動に顕著となる。SOF での観測記録にフィルターを用いずに直接積分により速度、変位を求めた (Fig. 10, 工藤, 1990)。P 波と S 波の間の長周期のトレンドはnear-fieldの特有の成分である (Kan-

amori et al., 1990)。一方、地殻変動を説明する断層モデルに基づく半無限弾性体での理論記象 (鈴木・佐藤, 1990) からは、4cm 程度の残留変位が期待されるが、Fig. 10 からは残留変位が見られない。記録の処理法、記録精度の問題が必ずしも解決されている訳ではないので、一概には言えないが、残留変位を伴ったとすれば、非常に緩慢に起こったと言えるのはないだろうか。

5. おわりに

散漫な報告になってしまった感がある。書き残したことも含めて、シンポジウムではもう少しまとまりのある報告にしたい。渡辺孝英氏（大崎研）には資料を教えて戴いた。武村、山下両氏には本シンポジウムの原稿を見せて戴き、参考になった。

参考文献

- Kawasaki, I., Y. Suzuki and R. Sato, Seismic waves due to a shear fault in a semi-infinite medium, Part I: Point source, J.P.E., 21, 1973.
- Glossmoyer G. and R. D. Borchert, Source parameters and effects of bandwidth and local geology on high-frequency ground motions ---, B.S.S.A., 80, 1990.
- Iwan W.D. (ed), 1978, Proc. Intern. Workshop on strong-motion earthquake instrument array
- Anderson J. et al., Strong motion from the Michoacan, Mexico earthquake, Science, 233, Sept. 1986.
- 片岡俊一・他、大型振動台によるデジタル加速度強震計の振動実験、第8回日本地震工学シンポ、1990
- 林 康裕・他、デジタル強震計の加速度記録を積分して得られる変位の信頼性について、建築構造論報、419, 1991.
- Heidebrecht A. and N. Naumoski, Engineering implications of the 1985 Nahanni earthquakes, E.E.S.D., 16, 1988.
- 梅田康弘・他、1984年長野県西部地震による震央付近の大加速度、地震、39, 1986.
- 翠川三郎・他、1984年長野県西部地震での石の跳躍現象から推定した震源域の地震動強さ、地震、41, 1988.
- Fukusima Y. and T. Tanaka, A new attenuation

relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, B.S.S.A., 80, 1990.

岡田成幸、強震観測装置開発に関する研究一第1報、建築論報、339, 1984
岡田成幸、強震観測装置開発に関する研究一第2報、建築論報、355, 1985

Kudo, K., E. Shima and M. Sakaue, Digital strong motion accelerograph array in Ashigara Valley, Proc. 9th WCEE, VIII, 1988.

Iida, M., Optimum strong-motion array geometry for source inversion-II, E.E.S.D., 19, 1990.

田中貞二・他、強震記録の最大加速度データに関する統計的考察、第7回日本地震工学シンポ、1986

武村雅之、震源近傍観測記録の解釈とその問題点、本シンポジウム梗概集。

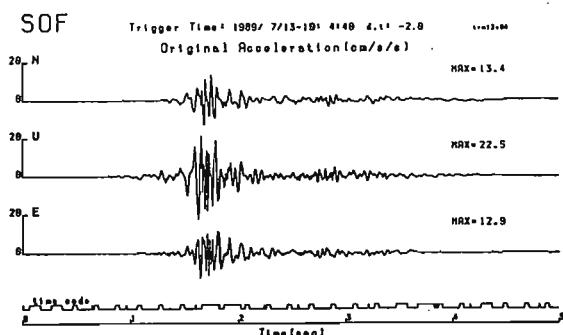


Fig. 1

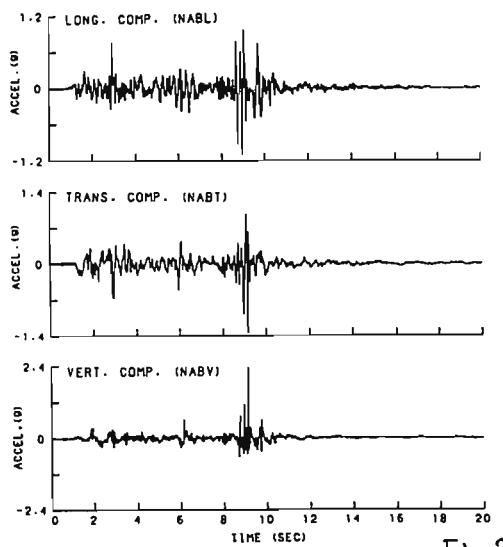


Fig. 2

Huang, M.J. et al., Processed strong motion data from the Palm Springs earthquake of 8 July 1986, CDMG Rep. No. OSMS 87-01, 1997.

Shakal, A.F. et al., Processed strong motion data from the San Salvador earthquake of October 10, 1986, CDMG Rep. OSMS 86-07, 1986.

木下繁夫、 f_{max} 周辺の話題、地震、41, 1988。

山下輝夫、高周波地震波の発生機構とそのモデル、本シンポジウム梗概集。

工藤一嘉、文部省科研報告、1990。

Kanamori, H., J. Mori and H. Heaton, The 3 December, Pasadena earthquake (ML=4.9) recorded with very broadband system in Pasadena, B.S.S.A., 80, 1990.

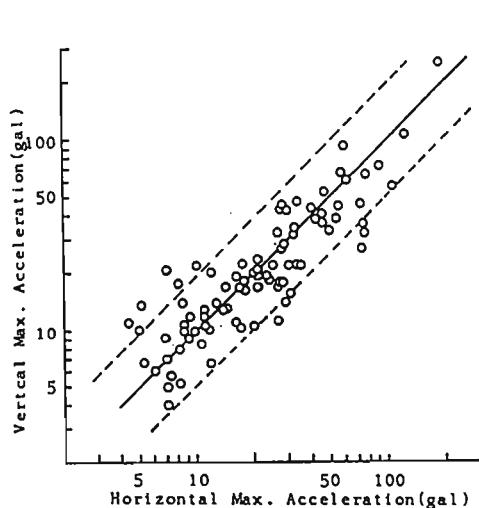
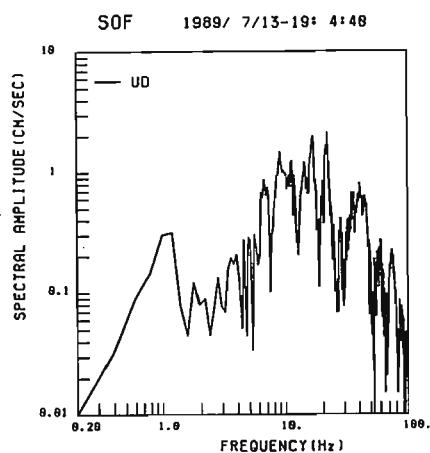


Fig. 3

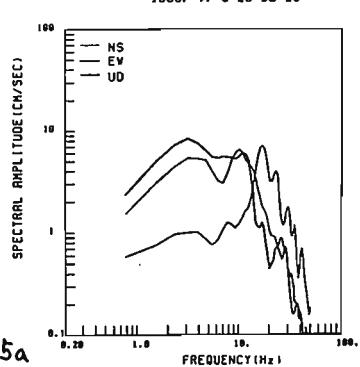
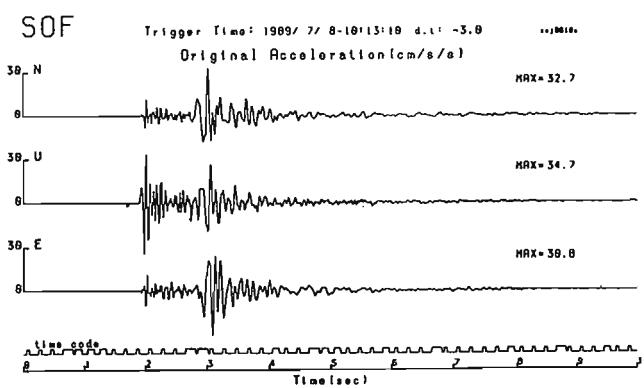
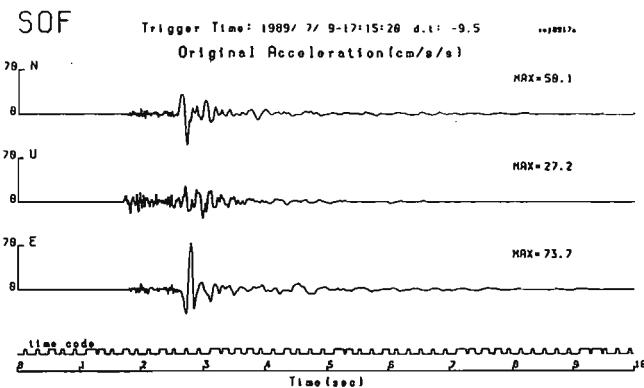
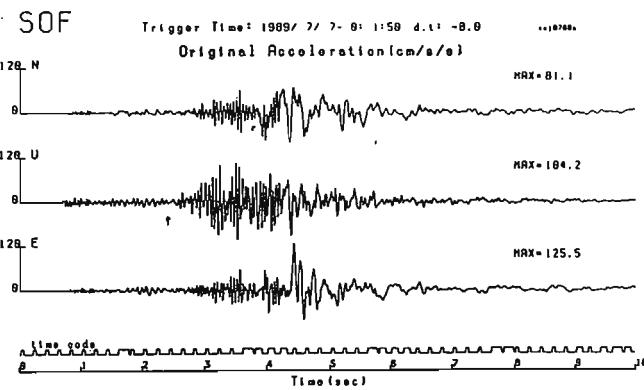
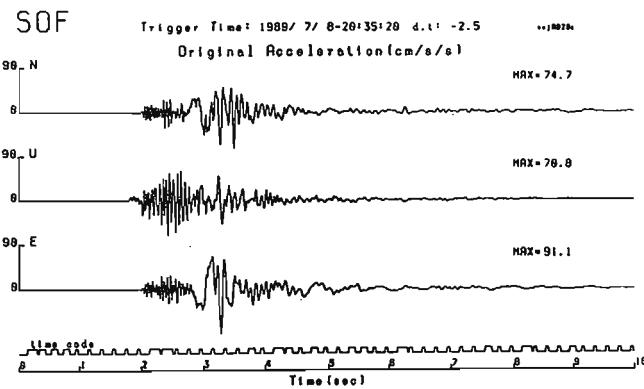


Fig. 5a

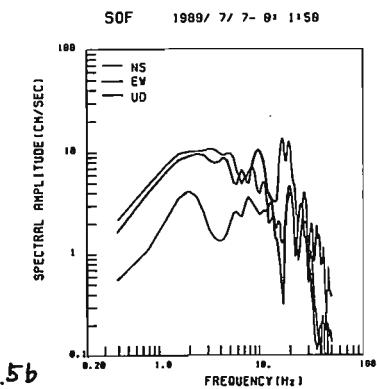


Fig. 5b

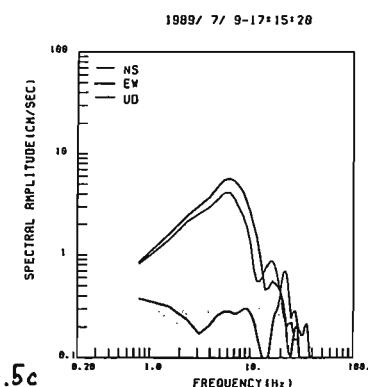


Fig. 5c

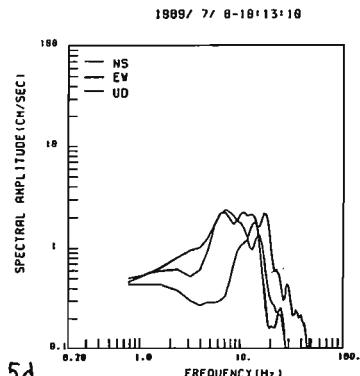


Fig. 5d

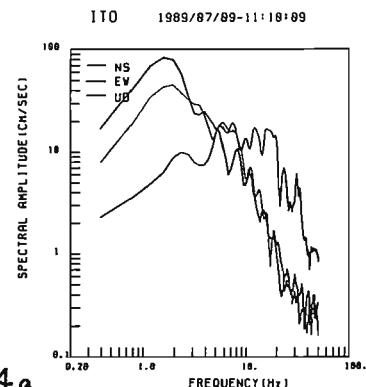
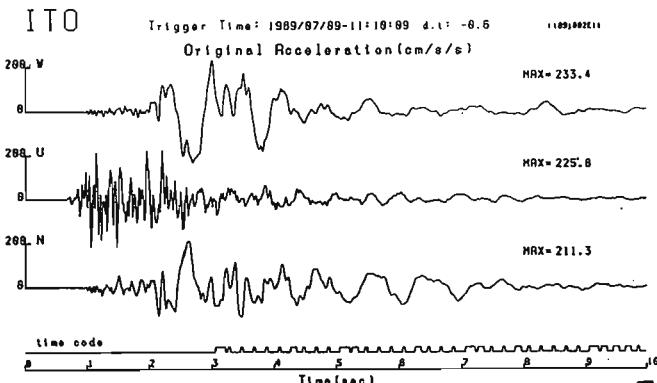


Fig. 4a

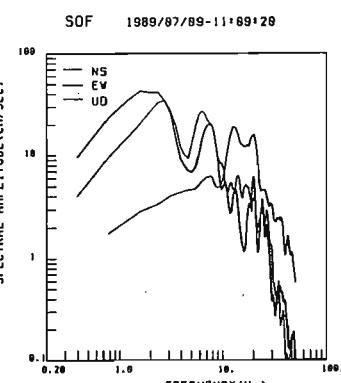
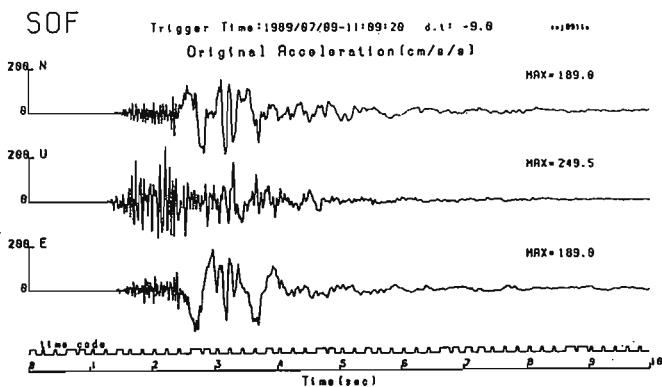


Fig. 4b

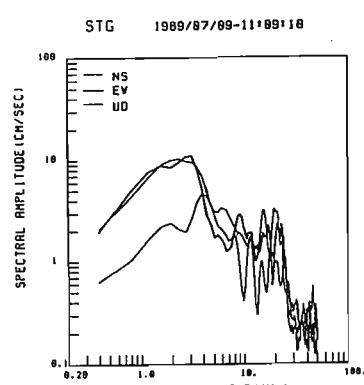
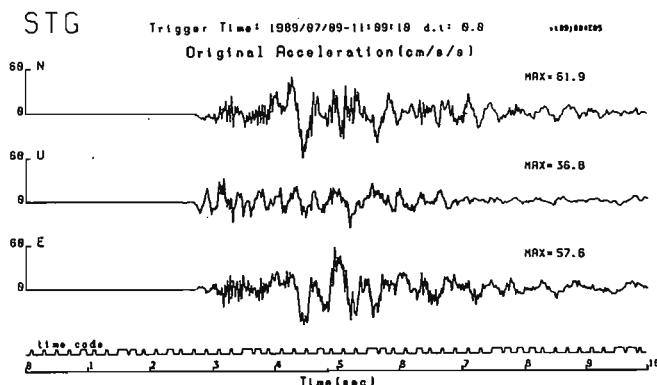


Fig. 4c

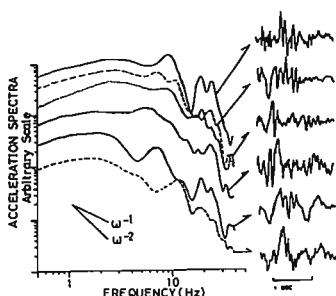


Fig. 9

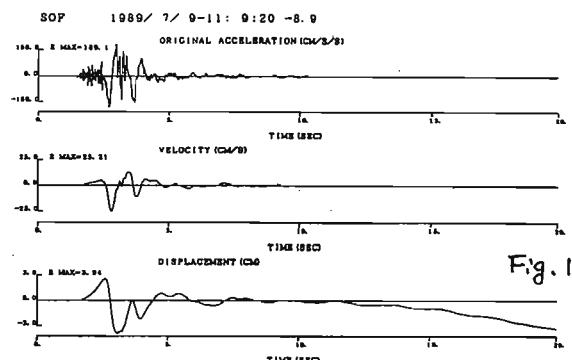


Fig. 10

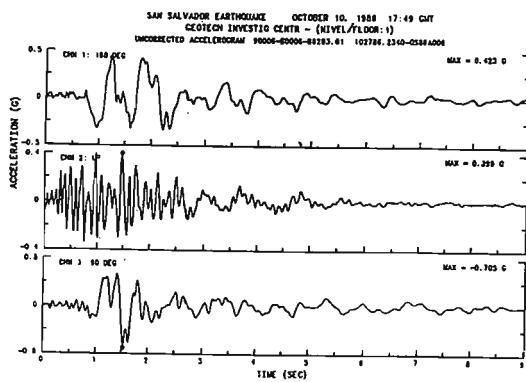
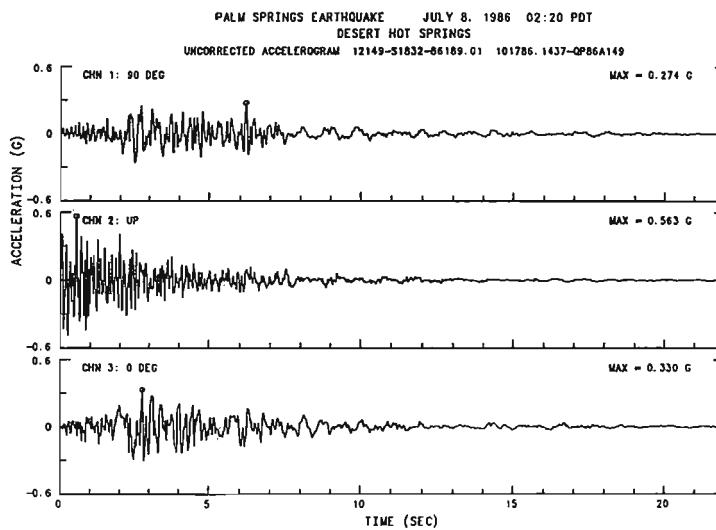
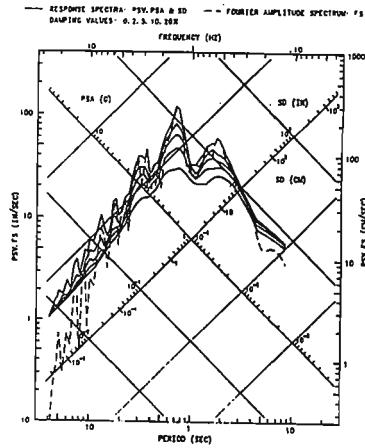


Fig. 8

SAN SALVADOR EARTHQUAKE OCTOBER 10, 1986 17:49 CUT
GEOTECH INVESTIG CENTR - (NIVEL/FLOOR:1)
CHN 1: 180 DEG

ACCELEROMGRAM BANDPASS-FILTERED WITH RAMPS AT .04-.15 TO 22.6-35.0 Hz.
90004-90004-81283.01 102786.2340-Q286A006



SAN SALVADOR EARTHQUAKE OCTOBER 10, 1986 17:49 CUT
GEOTECH INVESTIG CENTR - (NIVEL/FLOOR:1)
CHN 2: UP

ACCELEROMGRAM BANDPASS-FILTERED WITH RAMPS AT .04-.15 TO 22.6-35.0 Hz.
90004-90004-81283.01 102786.2340-Q286A006

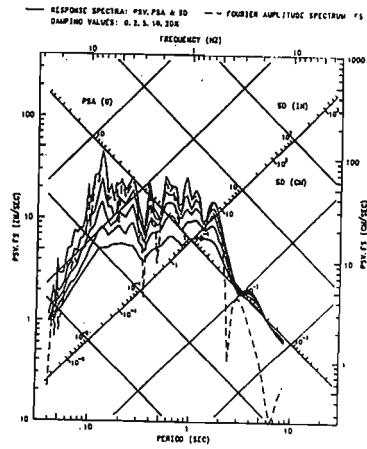


Fig. 6

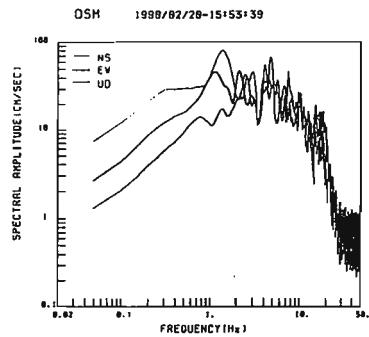
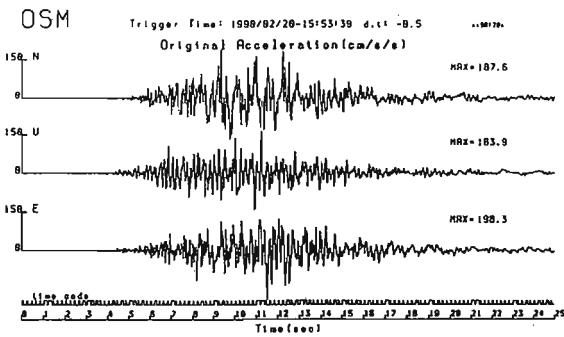


Fig. 7

震源域における地震動強さの統計的考察

Statistical Study of Peak Ground Acceleration in Source Region

福島美光¹⁾・田中貞二²⁾・渡辺孝英³⁾

Yoshimitsu Fukushima, Teiji Tanaka and Takahide Watanabe

Peak ground acceleration in a source region is studied statistically by two different approaches. First approach predicts the peak acceleration by the attenuation formulas applicable to near source region and the other is direct estimation from a peak acceleration data base.

Five attenuation formulas are employed for the horizontal motion and one for the vertical, and they are all characterized by constant accelerations at very close distance, whose levels depend on earthquake magnitude.

The peak acceleration at a distance of 1km from a fault is assumed to be the value in the source region. For the horizontal motion, the peak accelerations of 400~600 Gal are predicted for $M=5\sim 8$ earthquakes from the attenuation formulas, while a mean value of 410 Gal is estimated from the near source acceleration data. For the vertical motion, the predicted peak accelerations are 200~600 Gal for the same magnitude range and the estimated one from the data is about 400Gal. The peak acceleration ratio of the vertical motion to the horizontal one is smaller than 1.0 in average regardless of the earthquake magnitude and the fault distance.

1. はじめに

震源域における強震動の特性を統計的に考察する一つの方法として、その特性値に関する経験式を用いることができる。経験式で表される特性値には、地震動の最大振幅(加速度、速度、変位)、卓越周期、震動継続時間、スペクトル、などがあり、本来はこれらを総合的に評価する必要があるが、しかしここでは地震動強さの代表的な指標である最大加速度振幅についてのみ検討する。

最大加速度の経験式は一般に、地震のマグニチュードと距離を説明変数とする回帰計算による距離減衰式によって評価され、これまで数多くの予測式が提案されてきた¹⁾。しかし、震源付近での観測データの不足のため、回帰式を外挿した近距離での予測値は信頼性が乏しかった。近年ようやく世界的に強震観測網の整備が進んだ結果、震源近傍での強震記録が得られ始めており、近距離にまで適用可能

な距離減衰式が提案されるようになった例えは^{2)~7)}。また、震源の面的な広がりを理論的に考慮して、主として中距離データに基づいた距離減衰式を断層近傍にまで外挿する方法も考案されている例えは^{8), 9)}。

そこで本報告では、まず最大加速度について震源近傍にまで適用できるとされているいくつかの距離減衰式を選び、震源域で期待される強震動の平均的強さを評価する。次に、最大加速度の新しいデータベースから震源域における加速度の大きさを直接的に評価し、距離減衰式による予測値と比較して若干の考察を加える。

2. 水平最大加速度に関する距離減衰式

2.1 加速度データの重回帰分析による距離減衰式

観測データの重回帰分析によって求められた距離減衰式のうち震源近傍まで適用可能な次の5つをとりあげた。なお、便宜上最大加速度(A)については、2成

分のうち大きい方の成分を「最大加速度」、2成分の平均を「平均最大加速度」と呼ぶ。距離は断層面最短距離、断層線最短距離などが用いられているが、一括して「断層距離(R)」と呼ぶ。また、データのはらつきを回帰式による予測値に対する対数標準誤差 σ で表している。

① Joyner & Boore (1981)²⁾

主としてカリフォルニアの23地震($M=5.0\sim7.7$)による最大加速度182データ(単位g, $R=0.3\sim400$ km)に対して層別因子を用いた2段階回帰分析を行い、(1)式を得た。

$$\log A_H = 0.249M - \log D - 0.00255D - 1.02 \\ D = (R^2 + 7.3^2)^{1/2} \quad (\sigma = 0.26) \quad (1)$$

ただし、 M は M_w (モーメントマグニチュード)である。(1)式による最大加速度の予測曲線を図-1に示す。なお同様の方法を用いて、最大速度に対する距離減衰式も提案されている。

② Campbell (1981)³⁾

Worldwideの27地震($M=5.0\sim7.7$)により断層から50km以内で観測された116記録(229成分)の平均最大加速度(単位g)を用い、距離が対数軸でほぼ等間隔な9区間にに入る地震ごとのデータ数の逆数で重み付けし、(2)式の回帰結果を得た。

$$A_H = 0.0185 \exp(1.28M) \cdot D^{-1.75} \\ D = R + 0.147 \exp(0.732M) \quad (\ln A \text{ で } \sigma = 0.384) \quad (2)$$

ただし、 M は6未満では M_L 、6以上では M_S である。図-2に予測曲線を示す。

③ 安中・ほか (1987)⁴⁾

日本の45地震($M=3.9\sim7.4$)により関東周辺地域の硬質地盤($V_S \geq 300$ m/s)41地点で得られた(一次元波動理論により推定された基盤波形を含む)平均最大加速度319データ(単位Gal, $\Delta=2\sim400$ km)を用い、断層近傍に対してはCampbell(1981)にならって断層最短距離を R として $D=R+c_1 \cdot \exp(c_2 M)$ を導入し、余震をグリーン関数とした波形合成法の結果と整合させて2段階回帰により(3)式を得た。

$$\log A_H = 0.627M + 0.00671H - 2.212 \cdot \log D + 1.711 \\ D = R + 0.35 \exp(0.65M) \quad (\sigma = 0.211) \quad (3)$$

ここで、 M は M_J 、 H は震源深さ(km)である。 $H=0$ に対する予測曲線を図-3に示す。

④ Abrahamson & Litehiser (1989)⁵⁾

Joyner & Boore (1981)とCampbell (1981)のデータベースに1986年までの新しいデータを加えたWorldwideの76地震($M=5.0\sim8.1$)による最大加速度585データ($R=0.1\sim400$ km)を用い、2段階回帰により(4)式を得た。

$$\log A_H = -0.62 + 0.177M - 0.9821 \log(R + e^{0.284M}) \\ + 0.132F - 0.0008E \cdot R \quad (\sigma = 0.277) \quad (4)$$

ただし、 A の単位は重力加速度(g)、 M は M_L または M_S (6.0以上は M_S)、 F : はダミー定数(1; 縦ずれ断層、0; その他)、 E もダミー定数(1; プレート間地震、0; プレート内地震)である。図-4に $E=0, F=0$ のときの予測曲線を示す。

⑤ Fukushima & Tanaka (1990, 1991)^{6), 7)}

日本の28地震($M_J=5.0\sim7.9$)による平均最大加速度486データ(単位Gal, $R=20\sim300$ km)に、Worldwideの15地震($M_S=5.0\sim7.7$)による近距離の200データ($R=0.1\sim48$ km)を加え、層別因子を用いた2段階回帰により距離係数を合理的に評価し、震源域のデータが少ない日本において、近距離まで適用可能な距離減衰式を求めた。 M を M_S に統一した(5)式⁶⁾と、 M_J に統一した(6)式⁷⁾が提案されている。

$$\log A_H = 0.41M_S - \log(R + 0.032 \cdot 100.41M_S) - 0.0034R \\ + 1.30 \quad (\sigma = 0.21) \quad (5)$$

$$\log A_H = 0.51M_J - \log(R + 0.006 \cdot 100.51M_J) - 0.0034R \\ + 0.59 \quad (\sigma = 0.21) \quad (6)$$

図-5に(6)式に対する予測曲線を示す。

2.2 断層面の広がりを考慮した距離減衰式

主として実体波の距離減衰式をベースとして、震源断層の広がりを考慮した方法により断層近傍にまで適用範囲を拡張した距離減衰式として次の2つをとりあげた。

⑥ 翠川 (1989)⁸⁾

記録波形の代りに加速度包絡波形を用い、小地震記録を経験的グリーン関数とする波形合成法の合成法則を使って、近距離における最大加速度の距離減衰特性を検討した。要素包絡波形の最大値は田中・福島の平均最大加速度の経験式¹⁾を、包絡形状はKameda & Sugito(1978)の関数形を用いた。 $M_{5.5}$ の要素波形から合成した包絡波形最大値の距離減衰曲

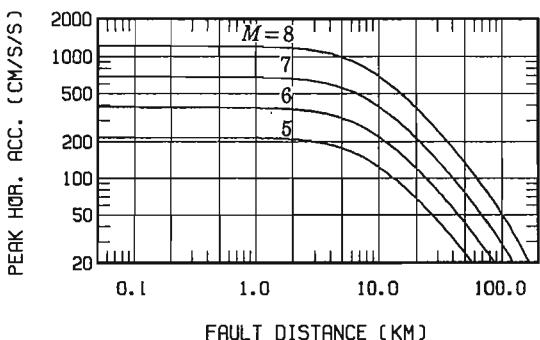


図-1 Joyner & Booreの距離減衰式(1式)²⁾

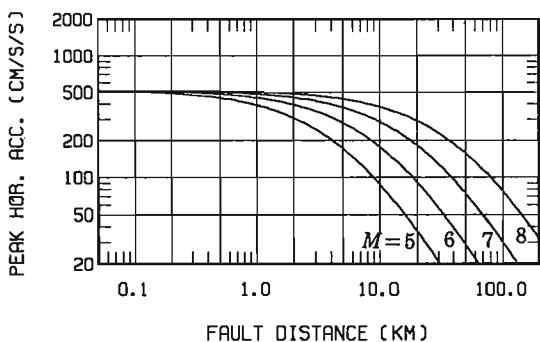


図-2 Campbellの距離減衰式(2式)³⁾

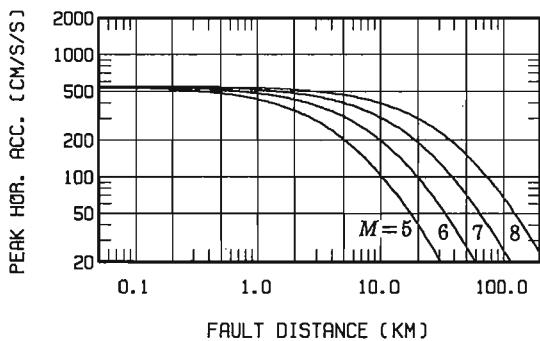


図-3 安中・ほかの距離減衰式(3式)⁴⁾

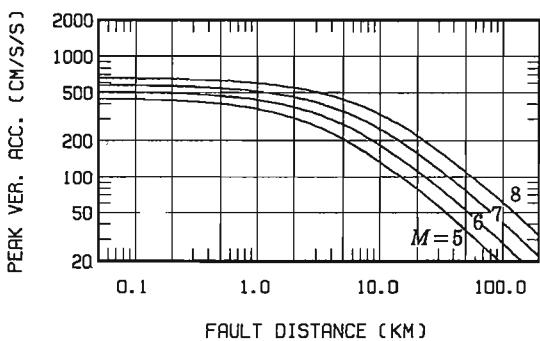


図-4 Abrahamson & Litehiserの距離減衰式(4式)⁵⁾

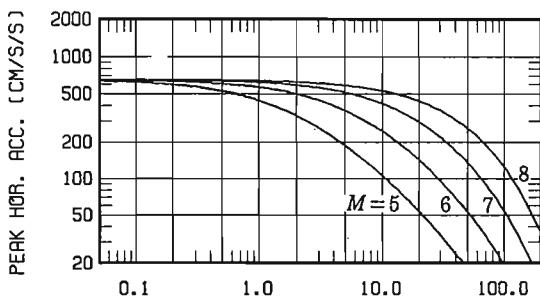


図-5 Fukushima & Tanakaの距離減衰式(6式)⁷⁾

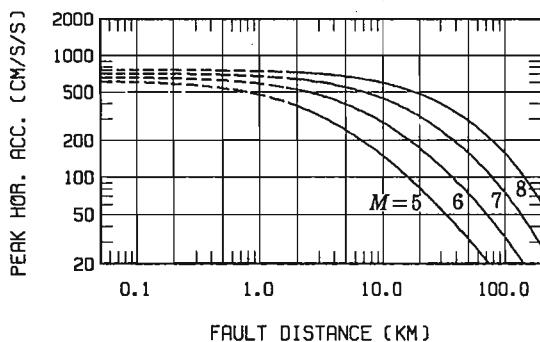


図-6 翠川の距離減衰式(7式)⁸⁾

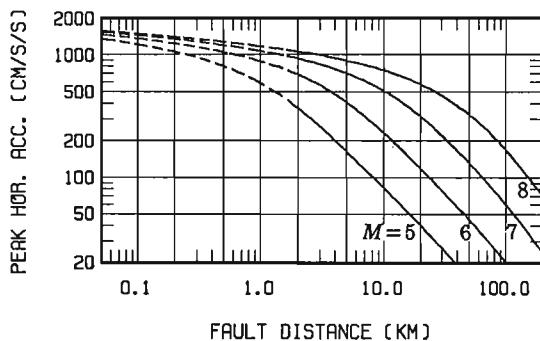


図-7 大野ほかの距離減衰式(8式)⁹⁾

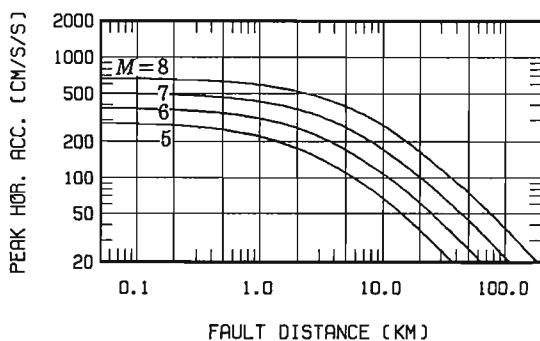


図-8 Abrahamson & Litehiserの上下動の距離減衰式(9式)⁵⁾

線がCampbell(1981)の回帰曲線と相似なことから同じ関数形を当てはめ(2)式の $D(M)$ と定数項を決め直し、文献1)のマグニチュード係数と距離係数を使って断層面最短距離(R)数kmまで適用可能な(7)式を導いた。

$$\log A_H = 0.40M - \log D - 0.00164D + 1.31 \quad (7)$$

$$D = R + 100.37M - 1.33$$

ただし、 A_H は平均最大加速度(Gal)、 M は M_J である。式(7)による予測曲線を図-6に示す。

⑦ 大野・ほか(1991)⁹

無限媒質中の断層のS波遠方近似解に基づいた平均応答スペクトルに関する距離減衰式に、断層面の広がりを考慮した等価震源距離 X_{GM} を導入して、震源近傍まで適用できるように改良し、加速度応答スペクトルの最短周期0.02秒における値が最大加速度に相当するとして(8)式を導出した。使用データは、米国の13地震、1985年メキシコ地震・同余震、および1985年チリ地震による水平300成分($X=5\sim 300$ km)である。

$$\log A_H = 0.476M - [9.66 \cdot 10^{-4}X_{GM} + \log X_{GM}] + 0.546 \quad (8)$$

$$X_{GM}^{-2} = (1/r^2) \cdot \ln[1 + (r/X)^2]$$

ただし、 X_{GM} は観測点が円形断層の中心に対して垂直方向にある場合の評価式で、 r は円形断層の半径、 X は断層中心からの距離である。(8)式による予測曲線を X と R が等価と仮定して図-7に示す。

3. 上下動最大加速度に関する距離減衰式

比較的近距離にまで適用できる上下動最大加速度の距離減衰式として、日本では岩盤に対する渡部・藤堂(1981)の研究があるが、用いられたデータ数が多くないので、今回はAbrahamson & Litehiserの結果を取り上げた。

① Abrahamson & Litehiser(1989)⁵

水平動の解析に用いたものと同じWorldwideの76地震($M=5.0\sim 8.1$)による585記録($R=0.1\sim 400$ km)を用い、(9)式を得た。

$$\log A_V = -1.15 + 0.245M - 1.096 \log(R + e^{0.256M}) \quad (9)$$

$$+ 0.096F - 0.0011E \cdot R \quad (\sigma = 0.296)$$

ただし、 A_V の単位は重力加速度(g)、 M は M_L または M_S (6.0以上は M_S)、 F はダミー定数(1; 縦ずれ断層、0; その他)、 E もダミー定数(1; プレート間地震、0; プレート内地震)である。図-8に予測曲線を示す。

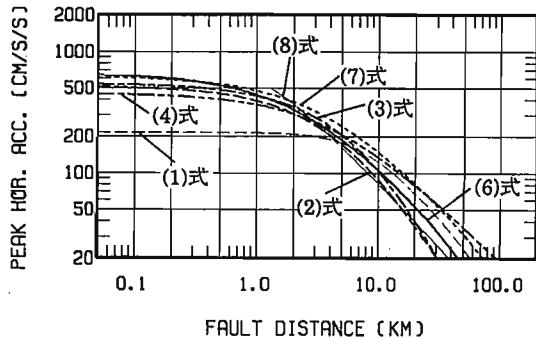


図-9 $M=5$ に対する距離減衰式の比較

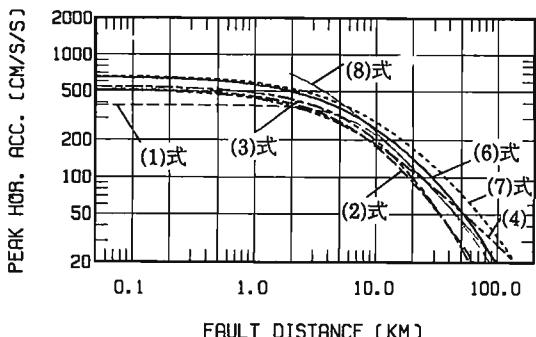


図-10 $M=6$ に対する距離減衰式の比較

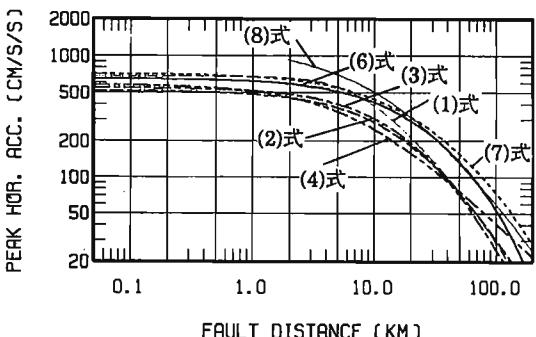


図-11 $M=7$ に対する距離減衰式の比較

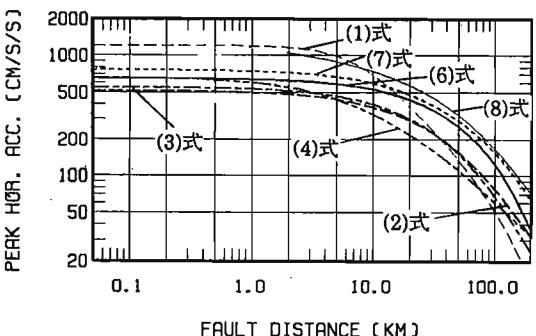


図-12 $M=8$ に対する距離減衰式の比較

4. 距離減衰式による震源域での最大加速度評価

震源近傍までを適用範囲とする上記の距離減衰式は、重ね書きした図-9~12に見られるように、次の特徴を持つ。

- (1) 断層に近づくほど加速度の増加が鈍り、断層距離がほぼ10km以内では急速に一定値に漸近する。
- (2) 減衰曲線の形は一般にMに依存するが、変化が小さいものもある(1, 4, 9式)。
- (3) 断層至近距離では最大加速度はほぼ一定値に收れんするが、R=0kmの値がMに依存するもの(1, 4, 7, 8式)と、依存しないもの(2, 3, 5, 6式)がある。

データの回帰分析による距離減衰式について、断層至近距離を仮に1kmとして水平動に対する各予測式の最大加速度を比較すると表-1のようになる。

表-1 断層至近距離(1km)の最大加速度(Gal)

予測式	$M=5$	$M=6$	$M=7$	$M=8$
1. Joyner & Boore	(214)	379	673	(1194)
2. Campbell	390	448	481	498
3. 安中・ほか	428	480	512	531
4. Abrahamson & L.	362	432	510	598
5. Fukushima & T.	438	562	616	635
平均注)	405	460	558	566

注: 1.のM5およびM8の値を除く平均値

表-1から、断層距離0kmでMに依らず一定値を仮定した回帰式でも1kmではM依存性が現れることがわかる。前述のように予測式には種々のMが使われている。また最大加速度のとり方には2種類あるが、近距離では水平動最大加速度と水平平均加速度の差は約13%であり³⁾、それらの差を無視すれば、震源のごく近傍での最大加速度は平均的には400~600Gal程度という一応の目安が得られる。ただし、対数標準誤差(σ)が最も小さいものでも0.2程度あり、個々のデータを評価するときは、平均値に対して少なくとも土60%の変動幅が存在することに留意すべきである。

上下動については(9)式の予測値で断層距離1kmの場合、Mがそれぞれ5, 6, 7, 8に対して219, 307, 426, 587Galとなる。上下動が水平動よりも大きくなるケースがしばしば報告されているが例えば10, 11)、統計的にはほとんどMに依らず上下動加速度の方が小さい。上下動と水平動の大きさの比較は図-13の最大加速度比(9式と4式の比)で示される⁵⁾。比の値はM8ク

ラスの地震の近距離では1前後となるが、その範囲のデータは実在しないことに留意する必要がある。

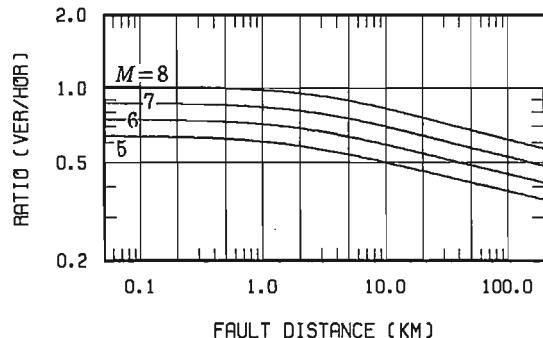


図-13 Abrahamson & Litehiser⁵⁾による上下/水平最大加速度の距離減衰式の比

5. 観測データによる震源域での最大加速度評価

距離減衰式はMの異なる多数の地震により近~中距離で得られた加速度データ全体に一つの関数形を当てはめたものであるから、震源近傍のデータを十分に説明するとは限らない。そこで、最大加速度のデータベースから直接的に震源近傍の加速度の大きさを推定してみる。

震源域では最大加速度に対するMの依存性は大きくないと仮定して、Worldwideの近距離データ(平均最大加速度)をまとめて一つの図に表すことを考える。しかし、「震源域」や「震源近傍」の定義は必ずしも確定していないので、試みに村松¹²⁾による震度VIの面積に対する円の半径[$r = 100.68M - 3.58(km)$]を求めるとき、M7で15km, M8で73kmとなる。一方、Fukushima & Tanaka (1990)の予測式でMに依存する距離減衰項 $\log(R + 0.006 \cdot 100.51M)$ で減衰曲線の変曲点を与える第2項を用いるとM7, 8に対してそれぞれ22km, 72kmとなり震度VIの限界距離にはほぼ相当する。そこで、この変曲点の距離までを震源域と考えてデータを選びMの範囲を分けて図-14に示す。

次に、データの数を考慮して距離を適当に6分割し、各距離範囲に入るデータの平均と分散を求める結果が表-2および図-15となった。この結果から、断層から数km以内のデータは主にM6~7の地震によるものであるが、平均最大加速度は約200~700Galの幅をもち、平均約370Gal($R \leq 5km$)となった。

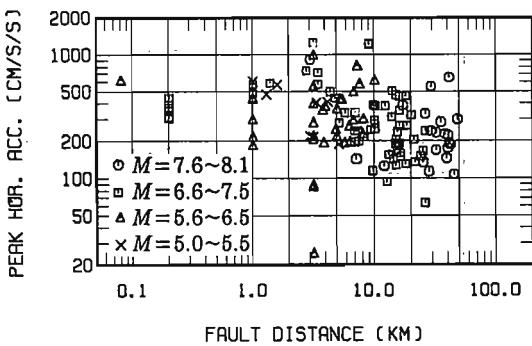


図-14 震源域のデータの水平平均最大加速度

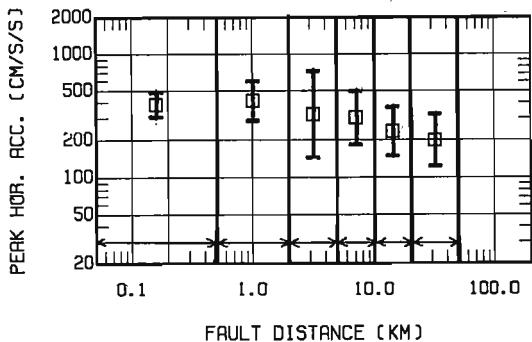


図-15 6分割した距離の範囲毎の水平平均最大加速度の平均と分散

同様に震源域の上下動の最大加速度および6分割した距離の範囲の平均と分散を表-2および図-16に示す。断層から5km以内のデータの最大加速度は土 σ で約100~700Galの幅にばらつくが、平均約310Galとなる。水平成分に比べてばらつきは同程度であるが、平均値はやや小さい。

さらに上下動と水平動の最大加速度比および分割した距離範囲の平均と分散を表-2および図-17に示す。上下と水平の最大加速度比は震源域で0.4~1.3程度の幅(土 σ)をもち、断層から5km以内の平均は約0.73となった。

最後に、近距離で比較的数多くの記録が得られたいくつかの地震について、地震ごとの最大加速度レベルの比較を行った。この場合は村松の震度Vの面積に相当する距離範囲のデータを選んだ。地震によりデータの存在する距離範囲が異なるが、(5)または(6)式の距離減衰曲線にほぼ乗っている。この減衰曲線を用いて、全てのデータを断層距離1kmの値に換算した値を図-18に、平均値を表-3に示した。図では観測地点の地盤条件をRock, Soil および分類不明に分けて示してある。地震ごとの最大加速度の平均値は270~860Galの広い範囲にばらついており、1968年十勝沖地震、1983年日本海中部地震、1985年チリ地震の平均加速度レベルが特に大きく、1985年メキシコ地震は小さい。日本の最大加速度データは外国に比べて統計的に47%大きいのでその差を考慮すると、十勝沖地震は580Gal、日本海中部地震は480Galとなり、外国の地震の平均レベルとほぼ同等となる。チリ地震は日本海中部地震とほぼ同等な最大加速度レベルを示すことが翠川(13)により指摘されているので、同様な評価ができるよう。

表-2 距離と水平平均最大加速度、上下動最大加速度および上下/水平最大加速度比の関係

R(km)	水平最大加速度(Gal)			上下動最大加速度(Gal)			上下/水平最大加速度比		
	平均	+ σ	- σ	平均	+ σ	- σ	平均	+ σ	- σ
0.16	385	493	301	292	442	193	0.68	0.95	0.48
1.0	413	610	279	391	750	204	0.84	1.30	0.54
3.2	322	736	141	254	622	103	0.68	1.10	0.42
7.0	301	502	181	269	530	137	0.82	1.22	0.55
14.1	234	375	146	156	264	92	0.62	0.86	0.44
31.6	198	326	121	129	229	73	0.59	0.81	0.43

表-3 断層距離1kmに換算した最大加速度の平均値

地震	M^*	平均 (Gal)
1968年十勝沖	7.9	860
1971年 San Fernando	6.6	419
1979年 Imperial Valley	6.9	370
1983年日本海中部	7.7	706
1984年 Morgan Hill	6.1	376
1985年 Mexico	8.1	268
1989年 Loma Prieta	7.1	460
1985年 Chile	7.8	719

*日本の地震は M_J 、外国の地震は M_S

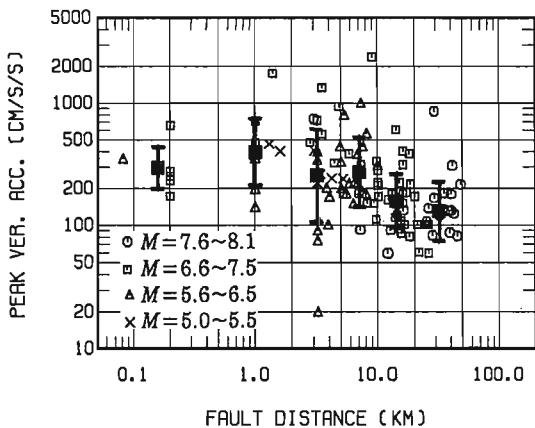


図-16 震源域のデータの上下動最大加速度および6分割した距離の範囲毎の平均と分散

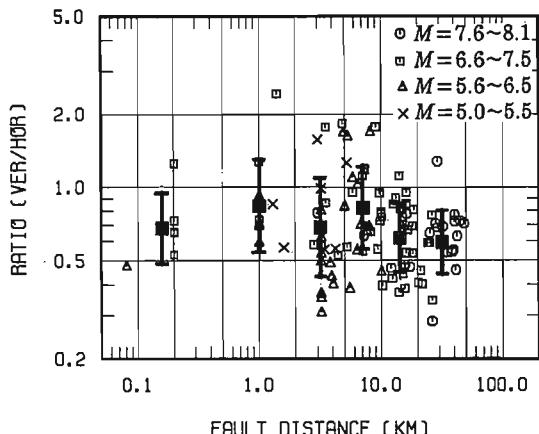


図-17 上下/水平最大加速度の比および分割した距離の範囲毎の平均と分散

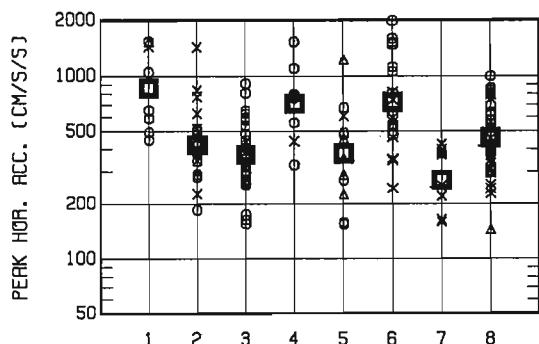


図-18 断層距離1kmにおける地震ごとの水平平均最大加速度。(5)および(6)式に沿ってデータポイントを移動した。(1:十勝沖, 2:San Fernando, 3:Imperial Valley, 4:日本海中部, 5:Morgan Hill, 6:Chile, 7:Mexico, 8:Loma Prieta; ○:Soil, ×:Rock, △:地盤条件不明, □:平均値)

6. 考察とまとめ

最大加速度の近距離データを用いた重回帰分析による6つの距離減衰式(水平動5、上下動1)と、震源断層の面的な広がりを理論的に考慮して断層近傍の距離減衰特性を評価した2つの距離減衰式を取り上げ、震源域における地震動の強さを統計的に調べた。また、震源域と考えられる近距離の最大加速度データから直接的にその大きさを評価した。若干の考察を加えて結果をまとめると以下のようになる。

- (1) 距離減衰式による最大加速度の予測値は、いずれも断層距離数km以内で急速に一定値に漸近するが、最大加速度がほぼ一定となる距離範囲は M に依存する。

断層至近距離を1kmと仮定して各回帰式による予測値の平均を求めると、水平動は、 M 5~8に対して400~600Galとなる。データのばらつきを考えると少なくとも±60%の変動幅があるが、最大加速度が1gを越えるものや、200Galを下回るデータは震源、地形、地盤などが特殊な条件のものと言えよう。

上下動最大加速度は、 M 8に対して断層のごく近傍で約600Galを越え水平動を上回るが⁵⁾、距離数km以上および M 7以下では水平動加速度の90~60%と小さい。ただし、 M 8クラスでごく近距離のデータは観測されていないことに留意すべきである。

- (2) 近~中距離のデータに適合させた距離減衰式による評価とは別に、 M に依存する「震源域」の距離範囲に入るデータだけを選び、直接的にその大きさを評価した。震源域を距離減衰曲線の変曲点

に相当する距離とすると、 M の大きい範囲で震度VIの面積を円としたときの半径にはほぼ対応する(M 8で72km)。

水平動については、0~72kmを6分割した各距離範囲の最大加速度の平均値は距離5km以上では距離とともに減少するが、数km以内では300~400Galではほぼ一定値となり、平均370Galとなる。距離減衰式による値と比較するため、距離1kmでみると、平均410Gal(+σ:610Gal, -σ:280Gal)で距離減衰式の M 5の値に近い。距離1km前後のデータは M 5~7の地震によるものであるが、回帰式による値はこれより多少大きめに推定される。

上下動は距離数km以内の平均が310Gal、1km前後の平均が390Galで水平動とはほぼ等しい。上下と水平の比は各距離とも平均値が1より小さい。震源近傍では M 7以下の地震でも上下動と水平動の比が1を越える例が少なくないが、比が0.5を下回る例も多く、統計的な有意性は明瞭でない。

但し、上記の最大加速度値は近距離のデータのほとんどが外国で得られたものであり、軟弱な日本の地盤条件などを考慮すれば約5割増し⁶⁾を考える必要があろう。

最大加速度に関する統計的検討から、震源域における震動強さ(最大加速度)の平均像をある程度つかむことができたが、1gを越える大加速度の出現など震源域における興味ある問題も、統計上は単に母集団から外れた特異なデータとして扱われてしまう。今後震源域における観測データが十分に蓄積されれば、震源や地盤の諸条件を解析に取り込むことによって、これらの問題も統計的に有意な事象として説明できるようになることが期待される。

おわりに、本研究を進めるにあたり、1985年チリ地震の強震動データ¹⁴⁾を御提供頂いた東京工業大学の翠川三郎助教授にお礼申し上げます。

参考文献

- 1) 田中貞二, 福島美光: 地震動強さの距離減衰, 第15回地盤震動シンポジウム資料集, pp. 7-16, 1987.
- 2) Joyner, W. B. and D. M. Boore : Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Amer. 71, pp. 2011-2038., 1981.
- 3) Campbell, K. W. : Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, Bull. Seism. Soc. Amer. 71, pp. 2039-2070., 1981.
- 4) 安中正, 山谷敦, 桃林治彦, 野沢是幸: 関東および周辺地域の地震観測記録を用いた基盤における最大加速度推定式の検討, 第19回地震工学研究発表会講演概要, 土木学会耐震工学委員会, pp. 129-132, 1987.
- 5) Abrahamson, N. A. and J. J. Litehiser : Attenuation of vertical peak acceleration, Bull. Seism. Soc. Amer. 79, pp. 549-580, 1989.
- 6) Fukushima, Y. and T. Tanaka : A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Bull. Seism. Soc. Amer. 80, pp. 757-783, 1990.
- 7) Fukushima, Y. and T. Tanaka : A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Shimizu Tech. Res. Bull. 10, pp. 1-11, 1991.
- 8) 翠川三郎: 小地震の加速度包絡波形の合成による大地震の最大加速度の推定, 日本建築学会論文報告集, 第398号, pp. 23-30., 1989.
- 9) 大野晋, 太田外気晴ほか: 地震動予測, 建築学会地震荷重小委員会資料, 日本建築学会, 1991.
- 10) 工藤一嘉, 坂上実, 東貞成: 強震記録から見た1989年伊豆東方沖群発地震活動と震源特性, 第8回日本地震工学シンポジウム, pp. 157-162, 1990.
- 11) 武村雅之: 震源近傍観測記録の解釈とその問題点, 第19回地盤震動シンポジウム資料集, 1991.
- 12) 村松郁栄: 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 4, pp. 168-176, 1969.
- 13) 翠川三郎: 1985年チリ地震及び1983年日本海中部地震の地震動最大加速度・最大速度振幅の距離減衰, 日本建築学会論文報告集, 第422号, pp. 37-44., 1991.
- 14) Saragoni, R. et al., Analisis de los Acelerogramas del Terremoto de Chile de 1985, Segunds Parte, Memoria para Optar al Titulo de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, 1990.

V. 地盤震動の諸問題

課題の問題



都市直下の地震に対する評価手法の諸問題
— 1990年小田原地震 (M5. 1) を例として —

Some subjects on methodology to estimate the earthquake ground motions caused by earthquakes occurred beneath the cities.

石田 勝彦
Ishida Katsuhiko

In this paper the subjects on the methodology to estimate the earthquake ground motions caused by inland earthquakes will be discussed.

Inland earthquake will be generally characterized by the short distance from the hypocenter to the site. From this point of view, the applicability of several estimation methods are examined for 1990 Odawara earthquake.

§ 1. はじめに

人口の増加とともに、住居地域が急速に拡大する事により、内陸で発生する地震に対して防災の対象から除外されていた地域も、近年地震防災の対象としなくてはならなくなつて來た。標題の「都市直下の地震」は一般には内陸で発生する地震をさすと考えるが、その中で特に都市（居住地域）に被害を与えるような内陸地震を対象として、その地震に対する評価手法の諸問題について考える。

都市直下の地震の特徴として概略次のような事が考えられる。

- ①震源とサイトまでの距離が比較的短い。
- ②主要動継続時間が比較的短い。
- ③比較的小さな地震 (M 6 級) でも局部的な地震被害を発生させるポテンシャルを持つ。
- ④地表に表れた断層又は地中の断層（くい違い）による直接・間接的な地盤変状。

断層運動については、プレート内やプレート境界で発生する地震も、内陸で発生する地震も物理現象は同じであり、同一のパラメータで表現出来、この点について特に内陸地震に対する評価法としての具体的な問題点はないと考え、本論文では主たる議論の対象としない事とし、又④についても今回は除外する。

上記①～③の問題について、1990年小田原地震 (M5. 1) を例にして考察する。

§ 2. 1990年小田原地震 (M5. 1) の概要

1990年小田原市直下で発生したM=5. 1の地震は、この地域の観測点で大きな最大加速度を記録した。各観測点は図1、表1に示す、(財)電力中央研究所の観測点のうち、熱海 (ATM)、米神 (KKM)、小山 (OYM)、地蔵堂 (JZD) である。各観測点で得られた加速度波形を図2に示すが、主要

(財)電力中央研究所 室長 工博
Central Research Inst. of Manager Dr. Eng.
Electric Power Ind.

動の継続時間は非常に短い。表2に、各地点の最大加速度の一覧を示す。各地点の最大加速度は10.0 galを越え、地蔵堂ではNS方向で26.6 galの加速度を示している。これは水平のベクトル値では320 galにもなる大きな値を示している。

この地震の震源深さ・発電機構、断層パラメータを表3に示す(Ishida and Kikuchi, 1991)。この地震の震源深さは、17.3 km、断層面積は $1.5 \text{ km} \times 2.0 \text{ km}$ 、地震モーメントは $4.6 \times 10^{23} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$ と推定されている。応力降下量が200 bars程度と大きな値を示している。震源時間(ライズタイム)は0.3秒となり小さな値が推定されている。

§3. 既往の地震動評価手法からみた都市直下の地震 —小田原地震の場合—

3.1 距離減衰

都市直下の地震の特徴の一つとして、震源距離が比較的小さいという事がある。既往の距離減衰式は、一般的には震源域内に対して適用する事には問題がある。これは上記の距離減衰をもとめる場合のデータの母集団には、震源域のデータが少ない事、又震源距離の与え方が断層(又は震源)に近い領域を表現するには不十分である事等による。但し、最近池浦他(1991)によって、震源域までに適用出来るような震源距離の考え方方が提案されている。

図3、図4に最大加速度、最大速度に関する既往の距離減衰式による値と小田原地震のデータとの比較を示している。既往の距離減衰式として金井(1968)、渡部他(1981)を参考とした。この二つの図から、小田原地震の場合は、夫々の距離減衰式の値に対して、最大加速度では4倍程度~7倍程度観測値が大きく、最大速度では2倍程度~10倍程度観測値が大きくなっている。現在提案されている距離減衰式は、一般的に、データに対してかなりのバラツキを示すものであるが、これらの式のもつバラツキ幅又は信頼幅は定義されていない。従って、小田原地震の場合のこの結果のみからは参考とした距離減衰式の適用性について結論づける事は難しいが、両者には大きな差異が存在する事は言えよう。

なお、今回の地震の断層運動が従来の内陸型地震と異質なものか否かについて、図5~8のような検

討を異なった。これから、地震モーメント-マグニチュード、断層面積-地震モーメント、断層面積-マグニチュードの関係には、他の地震と比べて大きな違いはみられない。従って、巨視的には従来の地震と同一の母集団に属するものと考えてよいと思われる。但し応力降下量が他の地震に比べて少し大きな値を示しているように思われ(図8)、これが最大加速度の大きさに影響を与える事も考えられる。この要因が図5における距離減衰式による推定値と、小田原地震の観測地との差に表れている可能性も考えておく必要があろう。

3.2 (最大加速度/応力降下量)と(震源距離/等価円形断層半径)との関係

最大加速度値と応力降下量との相関に関する検討は、8地震の観測記録に対して検討され(石田、1982)、最大加速度と応力降下量との間には強い相関がみられる事が示された。又、最大加速度を応力降下量で基準化した値はバラツキが小さく、この値と震源距離を等価な円形断層半径で基準化した値をパラメータとする距離減衰は、マグニチュード、震源距離をパラメータとする場合にくらべて、バラツキの小さな予測結果が期待される事も示された。図9、10は、小田原地震においてもこの関係がみられるか否か検討したものである。応力降下量で基準化した場合は、地震ごとのバラツキが小さく、小田原地震の場合も他の地震と同一線上に並んでおり、このパラメータに対しては他の4地震と同一母集団として扱ってよいと考えられる。

なお図11の実線は平沢(1979)によって提案された、震源モデルと確率過程をもとに、最大加速度を推定する方法の結果を参考として示したもので、計算は、 $Q=15.0$ 、震源近傍では、 $V_s = 3.5 \text{ km/s}$ 、 $\rho_0 = 2.8 \text{ g/cm}^3$ 、 $f_0 = 10 \text{ Hz}$ 、地表付近では、 $V_s = 1.5 \text{ km/s}$ 、 $\rho_0 = 2.5 \text{ g/cm}^3$ 、 $f_0 = 5 \text{ Hz}$ として行ったものである。

3.4 加速度フリエスペクトル

断層運動に基づいた地震動予測は現在多くの研究者によって提案されている。大別すると、中小地震の重ね合わせによる方法、経験的にもとめる方法、動的な断層モデルに従った方法又は、それを基本とし、

一部経験則を導入する方法等がある。ここでは、断層運動にもとづいた地震動評価手法の概念の適応性について簡単な検討を行なうにとどめる事とする。基本的には、上記の各方法について総合的に検討すべきであるが、それについては各研究者にゆだねる事とし、ここでは石田(1986)による方法によって検討した。

今回の地震はIshida and Kikuchi (in preparation)によって断層パラメータが推定されているが、この地震に関しては、以下の方法によって加速度フーリエスペクトルを推定する。

$$\begin{aligned} \ddot{U}(T) &\simeq [\{18 \times 10^{0.5M-2}/R\}/A(T)] \\ &\cdot \exp\left(-\frac{\omega R}{2VsQs}\right) \quad \cdots \cdots \cdots \quad (1) \\ A(T) &= \frac{aT}{1+aT} \\ a &= 0.023\Delta\sigma + 0.22 \end{aligned}$$
(2)

但し、 $\ddot{U}(T)$ は基盤における加速度フーリエスペクトル、Rは震源距離、Tは周期、 ω は円振動数、 $\Delta\sigma$ は応力降下量である。なお、コーナー周期 T^c は(3)式(石田、1986)によれば、約 1.25sec (0.8Hz)となる。従って 0.8Hz 以下の周波数領域ではフーリエスペクトルは ω^{-2} で減少する。

$$T^c = 10^{0.5M-2.4} \text{ in sec} \quad \cdots \cdots \cdots \quad (3)$$

図11はその結果である。(1)式は地震基盤における加速度フーリエスペクトルである為に基盤から地表までの増幅特性 $H(T)$ が必要である。ここでは伊豆半島での弾性波速度検層結果を参考に、 $H(T) = 2.0 \sim 3.0$ と仮定した。なお、フーリエスペクトルは水平2成分によるベクトル表示で示してある。観測記録には、各観測点での地盤の増幅特性によるものと考えられるピークが見られるが、観測結果と予測結果が大略傾向は一致していると思われる。

§ 4. 考 察

小田原地震を例に、都市直下の地震に対する評価手法の問題について、二、三の検討を行なった。その結果、都市直下の地震は震源距離が比較的短いために、従来いわれているように、既往の距離減衰式の適用には注意する必要があろう。又、最大加速度を応力降下量で基準化し、震源距離を等価な円形断層の半径で基準化したパラメータを用いた場合、小田原地震の場合も伊豆大島近海地震、岩崎群発地震、サンフェルナンド地震、宮城県沖地震と同一の母集団として扱い得る事が明らかとなった。

又断層モデルによる今回の評価結果は、観測点の地盤の増幅特性に不確定要素があるものの大略観測結果を模擬できる事を示している。

ここでは十分な検討が行なえなかつたが、直下型の地震に対する評価法の大きな問題は、例えば、経験的な距離減衰式に対して、震源距離をどのように扱うかではないかと考えられる。

参考文献

- 1) 池浦友則、大野晋他、短周期地震動の距離減衰特性-震源近傍における断層面の拡がりの効果を考慮した等価震源距離-地震学会講演予稿集、1991
- 2) 平沢朋郎、確率モデルによる最大加速度の予測、地震活動度と震害分布、自然災害特別研究研究成果、No A-54-3、1979
- 3) 石田勝彦、強震地動スペクトル特性の評価に関する一考察、日本建築学会論文報告集、第314号、1982
- 4) 石田勝彦、強地震動スペクトル特性の評価に関する考察(岩盤上での観測地震動スペクトルによる簡易半実験式の検討)、第7回日本地震工学シンポジウム、1986
- 5) Kanai, K and T, Suzuki Expectancy of the maximum velocity amplitude of earthquake motions at bed rock, Bull. Earthqg. Res. Inst., 1968
- 6) 渡部丹、藤堂正喜、設計用模擬地震動に関する研究(その1)、日本建築学会論文報告集、第303号、1981
- 7) Ishida, M. and M. Kikuchi, 1991 (in preparation)



Fig.1 Location of observatories.

Table 1 Some informations on observatories.

地点	略称	観測期間	北緯	東経	高度	地質
熱海	ATM	90/03 ~	35° 06' 04"	139° 05' 01"	2~3m	安山岩
			35.1065°	139.084°		
小山	OYM	90/03 ~	35° 21' 33"	139° 00' 09"	270m	
			35.3592°	139.0025°		
地蔵堂	JZD	90/03 ~	35° 18' 33"	139° 01' 43"	480m	安山岩
			35.3092°	139.0288°		
米神	KKM	90/03 ~	35° 12' 31"	139° 08' 38"	50m	砂岩 粘板岩
			35.2088°	139.1439°		

Table 3 Faut parameters of 1990 Odawara earthquake (M5.1) (after Ishida, M., and M, Kikuchi, 1991)

1990年 小田原地震 (M5.1)	
発震時 8月5日 16時13分01.63秒	
震源 35.208 N 139.097 E	
17.3 km	
免震機構	
断層域	1.5×2.0 km
モーメント	4.6×10^{22} dyne·cm
ストレスドロップ	約200 bars

Table 2 Maximum acceleration and velocity at each observatory

地点	略称	最大加速度			最大速度		震央距離	震源距離
		NS	EW	UD	NS	EW		
熱海	ATM	128.3	89.5	61.7	1.9	1.3	13.6	19.2
小山	OYM	79.3	138.6	48.3	2.1	3.6	18.9	23.3
地蔵堂	JZD	265.9	179.6	85.6	10.0	3.5	12.8	18.7
米神	KKM	100.7	134.4	97.3	5.1	6.2	4.4	17.3

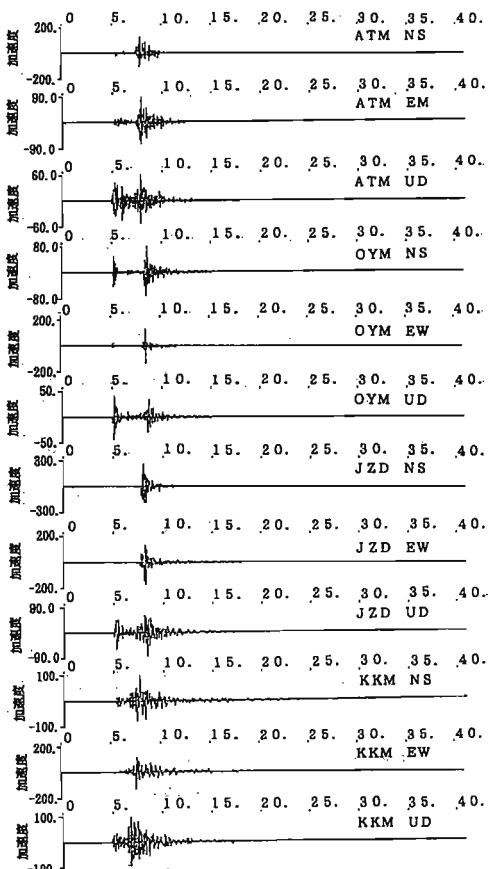


Fig.2 Observed accelerograms of each Observatory (Odawara eq. 1990)

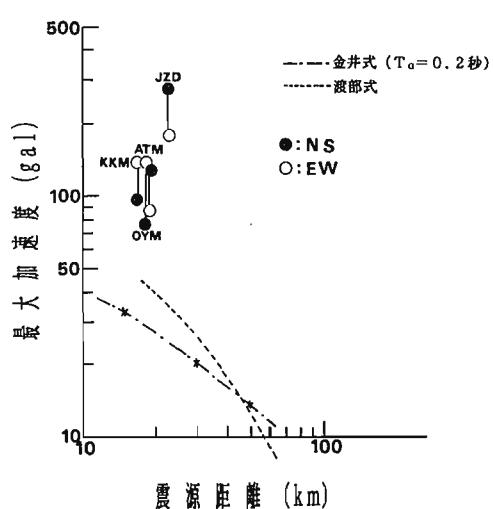


Fig. 3 Comparison of observed and estimated maximum acceleration.

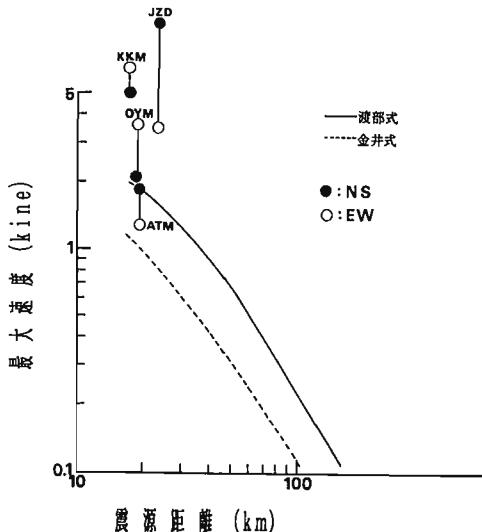


Fig. 4 Comparison of observed and estimated maximum velocity.

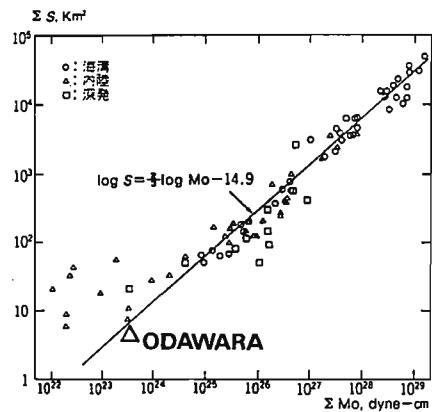


Fig. 5 Relations between fault dimension and seismic moment. (in addition to Sato's)

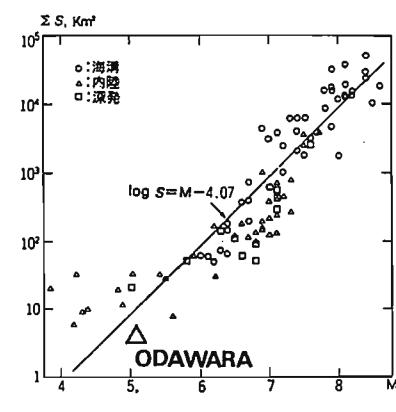


Fig. 6 Relations between fault dimension and magnitude. (in addition to Sato's)

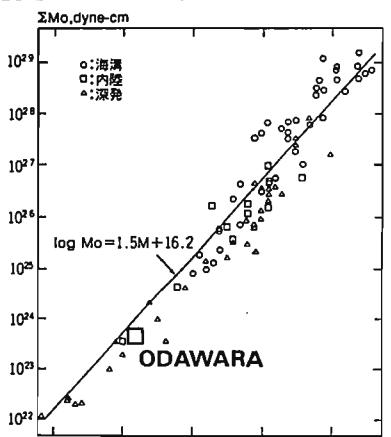


Fig. 7 Relations between seismic moment and magnitude. (in addition to Sato's)

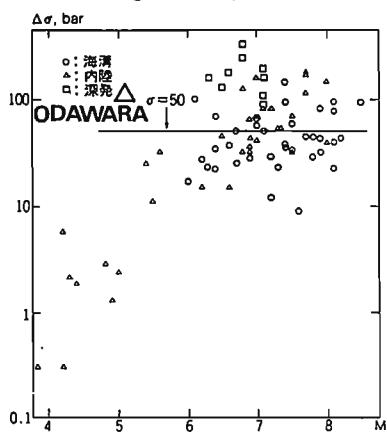


Fig. 8 Relations between stress drop and magnitude. (in addition to Sato's)

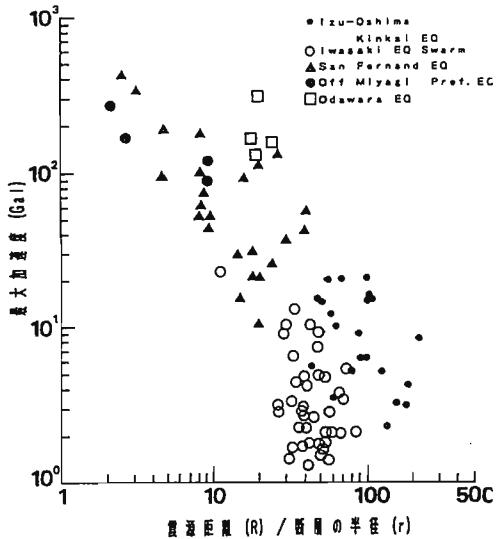


Fig. 9 Relations between maximum accelerations and hypocentral distances normalized by diameter of equivalent circular fault.

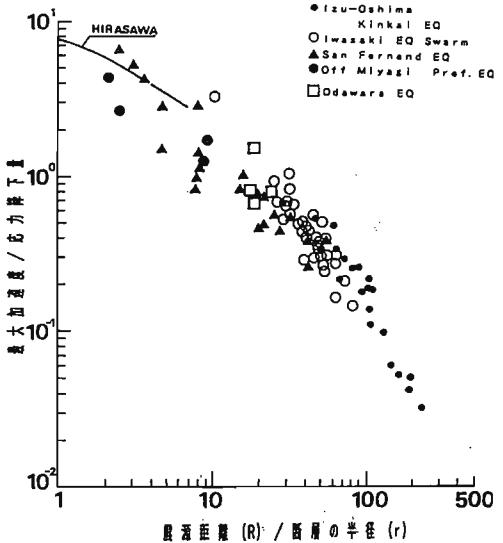


Fig. 10 Relations between maximum acceleration normalized by stress drop and hypocentral distance normalized by diameter of equivalent circular fault.

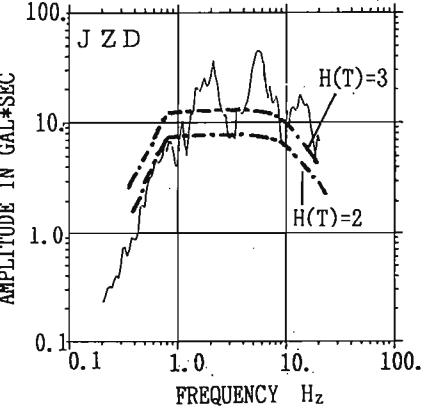
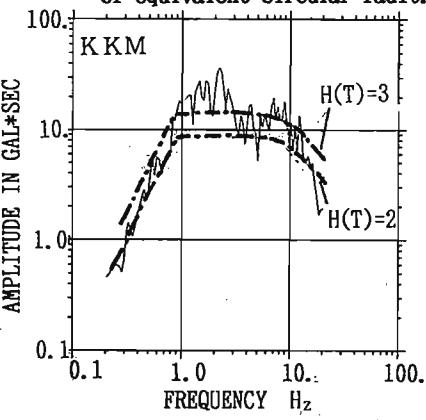
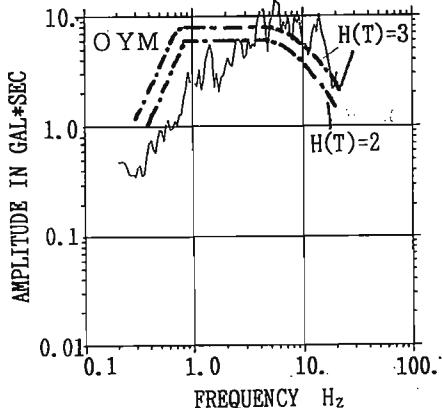
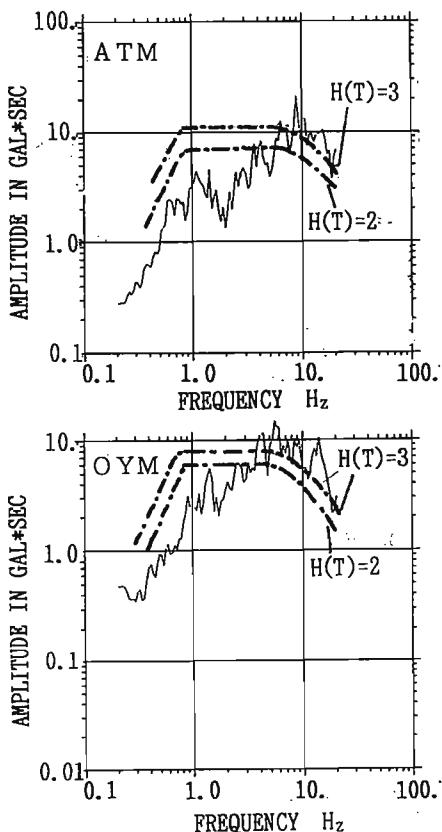


Fig. 11 Comparison of observed acceleration Fourier spectrum and estimated one by fault model (Odawara eq.1990).

近距離地震の建築構造物への影響

The Dynamic Properties of the R/C Building
to the Near-by Earthquake.

土屋秀雄
TSUCHIYA Hideo

The paper reviews the recent earthquake damages and the dynamic properties of some buildings caused by vertical ground motions. The bi-directional inelastic response analysis of a damaged main frame to the OITA earthquake in 1975 are reviewed, especially with regard to varying axial force in columns. Discussed are the problems such as the maximum ground accelerations, and effect of varying axial force to vertical ground motions. For incorporating the effect of varying axial force in side column, an equivalent S.D.F. system in the perpendicular direction related between horizontal and vertical motions is presented. The concluding remarks are obtained as follows. 1) Varying axial forces in columns due to vertical ground motion are dominant. 2) Varying axial force in side column depends on the co-efficient decided by the building-shape.

1. はじめに

一般に、建築物の変形のしやすさや、観測された地震動の加速度の大きさから、上下動の影響は水平動によるものに比べて小さいとされている。しかし近年の近距離地震では、上下動が要因と思われる地震被害が散見されるほか、加速度の最大値が水平動の1/2程度とされる上下動も近距離地震などの場合は水平動と同等或いはそれ以上にもなると報告されている。

地震のマグニチュードは小さいが内陸で発生する近距離地震を想定した場合、震源に近く震央距離の小さい地域では、水平動の加速度が大きいこと及び上下動が卓越することが挙げられる。上下動の特性や建築物の上下動に対する応答性状に就いては、既往の研究例も少く、人口密度の高い地域に近距離地震の発生が心配される現在、建築物の耐震設計に於いて、上下動の効果に対して十分な検討を行なう必要があると考えられる。

大成建設（株）技術企画部 特許室次長 工学博士

TAISEI CORPORATION Technical Planning Division, Vice manager of Patent Section.
Doctor of Engineering.

本論では、近距離地震の建築構造物への影響という観点から、既往の研究の現況を概観し、1975年の大分県中部地震による被害建物の調査結果及び被害建物の解析結果に基づき、上下動が被害建物に与える影響に就いて述べ、更に、近距離地震の上下動が建築物の柱の変動軸力量に及ぼす効果について示している。

2. 既往の調査、研究

関東大地震後、物部¹⁾が上下動の構造物へ与える影響に就いて指摘して以来、上下動について多くの研究がなされている。本章ではこれらの既往の研究を大別して示す。

- 1) 近距離地震による構造物の被害の調査研究
 - 2) 近距離地震の性質に関する研究
 - 3) 建築物の上下応答性状に関する研究
 - 4) 上下動を考慮した応答解析に関する研究
- ここで2)及び4)の研究については本題にそぐわない点があり、参考文献1)～42)を参照されたい。

また、1)及び3)の研究に就いては重複する部分があるが以下に述べる。

2-1 近距離地震による構造物の被害の調査研究

本節では内外の近距離地震と被害例に就いて概説する。1971年のサンフェル NAND 地震 ($M=6.6$) では地盤上、建物内で 200 波近い記録が採取され、震源付近のパコイマダムの水平動及び上下動の最大加速度は各々 $1 G$ と大きな値を示しており、河角²⁾ はサンフェル NAND 地震の建物被害について、特に上下動の大きな記録と被害について検討すべきことを述べている。

1972年のマナグア地震 ($M=6.2$) の震源はマナグア市付近（震央距離 7 km ）にあり、市内で記録された強震記録は東西方向 $0.39 G$ 、南北方向 $0.34 G$ 、上下方向 $0.33 G$ で、鉄筋コンクリート造の学校、病院などの 3 ~ 4 階建で中低層建物に被害が集中し、被害の特色としてはスパンの大きい建物に被害が多く、崩壊ないし大被害を受けたものは十数棟に及ぶことが報告されている³⁾。また上下動の最大加速度は、水平動と同等あるいはそれ以上にもなると報告されている⁴⁾。

1976年には北イタリア Friuli 地震 ($M=6.2 \sim 6.7$) があり、震央付近の東西 45 km 、南北 20 km の範囲の被害は特に大きく、地盤・岩盤の割れや断層が著しく、震源域の岩盤上での強震記録は水平方向 $0.4 G$ 、上下方向 $0.31 G$ の値を示している。建築物の被害としては、組積造住宅の重い屋根が上下振動による付加力を受け、屋根トラス及び支承部が部分的に破損し、屋根全体の崩壊をもたらしたと見られるものが多いこと、また、鉄筋コンクリート造の建物は 1 階を商店、車庫等にしたピロティ形式の建物の被害が多く、同じ形式の 6 階建てのアパートが崩壊したものが多数あったことが報告されている⁵⁾。1976年にウズベク共和国の Kyzylkum 砂漠に震源のあった Gazili 地震 ($M=7.0$) では、震源から約 10 km 離れた火成岩盤に堆積した砂混じりの粘土質地盤上での強震記録では、南北方向 $0.6 G$ 、東西方向 $0.8 G$ 、上下方向 $1.3 G$ の最大加速度を示し、上下動の卓越が極めて著しいことが報告されている⁶⁾。

1979年にはインペリアルバレー地震 ($M=6.6$) があり、上下動の最大加速度は $0.32 G$ 、南北および東西方向の最大加速度は $0.39 G$ および $0.26 G$ であった。更に、翠川⁷⁾ は、1940年に同地点で得られた記録 ($M=7.1$)

と比較し、継続時間や最大振幅に地震の破壊伝搬方向の相違が認められること、スペクトル形状等に類似性が認められることを報告している。

わが国の近距離地震による建物の被害は、1975年大分県中部地震 ($M=6.4$) により、震源の直上にある 5 階建の鉄筋コンクリート造ホテル（震源距離 9.5 km ）が著しい被害を受け、2 階柱の崩壊により建物の一部が落階した被害例がある。水平動の最大加速度は $0.42 G$ と推定され、同建物の被害原因として、耐震壁が少ないと、特に 2 階柱床（ホテルロビー階）では極めて少ないと、柱の剪断補強筋の不足が挙げられている⁸⁾。吉村、菊池は振れ振動の影響を指摘している⁹⁾。また上下動が柱の軸力に与える影響が大きいことを述べている¹⁰⁾。1978年には、伊豆大島近海地震 ($M=6.8$) が発生し、上下動は水平地動と同等あるいはそれ以上になると報告されている¹¹⁾。1983年には鳥取地震 ($M=6.3$) が発生し、鉄筋コンクリート造 3 階建ての建物（震央距離 10 km 以内）が被害を受けた。広沢他¹²⁾ は柱の被害の主原因は振れ振動による影響が大きいことを挙げているが、柱の塑性化の過程において、柱の長期荷重の影響を考慮にいれて検討する必要があることを指摘している。

2-2 建築物の上下応答性状に関する研究

水平動に対する建物の振動特性の研究・調査例は極めて多いが、上下動に対しては余り無いのが現状である。中島¹³⁾ は A ビル（地上 18 階建、地下 4 階、SRC 造）に於いて、1980 年伊豆半島東方沖地震 ($M=6.7$ 、震央距離 100 km) 及び 1980 年千葉県中部地震 ($M=6.1$ 、震央距離 50 km) を SMAC 強震計にて観測した。地下 4 階に対する 16 階の南北方向、東西方向及び上下方向の加速度倍率は伊豆半島東方沖地震は 6.4 倍、 7.0 倍および 3.3 倍で、千葉県中部地震では 3.9 倍、 2.2 倍および 4.9 倍であり、震央距離が小さい地震の方が上下方向の応答倍率が大きくなっている。また、水畠他¹⁴⁾ は、1983 年鳥取県沿岸地震及び 1984 年山崎地震による高層住宅（地上 25 階建、地下 3 階、SRC 造）の地震観測を行い、地下 1 階に対する地上 24 階の建物長辺方向、短辺方向及び上下方向の加速度応答倍率は鳥取地震で 2.6 倍、 2.8 倍及び 2.4 倍であり、山崎地震では 3.5 倍、 2.6 倍及び 3.5 倍であることを報告している。

安井他¹⁵⁾は東京都内にある地上12階、地下1階SRC造建物を対象として、震央距離100km以内の地震動の観測を行い、水平動の増幅率は3～7倍、上下動の増幅率は1～3倍で、水平加速度が大きくなる程上下加速度も大きくなる傾向が見られることを報告している。

地震計の設置される位置や方向により、観測された地震は、建物全体の振動特性を示しているとは限らないが、建物の1階あるいは地下階等の基準階での地震動の加速度値に対する上階での加速度値との比率（建物の応答倍率）は、建物の耐震設計上、重要な値である。1971年のサンフェルナンド地震、1974年の伊豆大島近海地震、1978年6月の宮城県沖地震の加速度記録から、建物の基準階に対する上階での上下方向の加速度応答倍率を求め、建物の観測階数との関係を図-1に示す。各々の地震動による建物の応答倍率は、サンフェルナンド地震で1.5～4.5倍の範囲に、伊豆大島近海地震で1.0～12倍の範囲に、宮城県沖地震では、1.0～4.5倍の範囲に分布しており、建物の階数と応答倍率との間には、相関性が見られない。また上下方向の応答倍率は、地震動によって差があるが平均的には3.0～4.0倍程度であることが示される。

3. 大分県中部地震による被害建物の解析

3-1 大分県中部地震の概要

大分県中部地震の震央位置は大分市西南西約30kmの北緯33度12分、東経131度34分、震源深さ9.3km、地震のマグニチュードは6.4である。震央距離30kmにある大分市の最大加速度は南北方向49ガル、東西方向65ガル、上下方向28ガルであり、JR由布院駅構内（震源

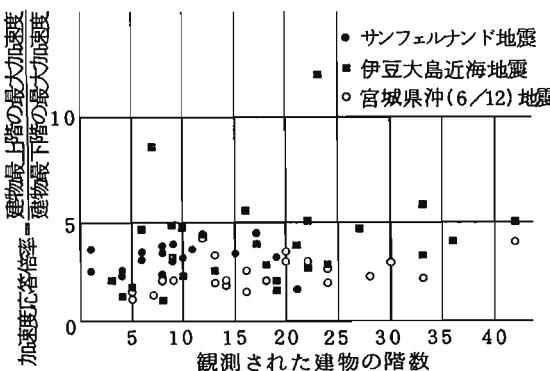


図-1 上下方向の加速度応答倍率

距離11.5km）の簡易加速時計の記録では横方向185ガル、縦方向（線路直角方向）210ガルであった。落階被害を受けた建物の位置は震源距離9.5km（震央距離2km）であり、被害の集中している震央付近の水平動の最大加速度は420ガルと推定されている⁸⁾。九州には九州・四国・紀伊半島及び中部山岳地帯にまたがる中央構造線の一部が熊本県八代市と大分県臼杵市を結ぶ線に走っており、この線沿いの地殻は非常に不安定な状態にあり、特に大分県中部地方は中央構造線の北側に位置し、多数の活断層があり地塊運動が著しいことが指摘されている^{16), 17)}。

3-2 被害建物位置での地震動の性質

地震被害地近傍には強震計が設置されておらず、本震の特性を推定するために余震観測、転倒した単体の形状の調査を行っている。表-1に余震の諸元を、図-2に加速度応答スペクトルを示す。余震記録による加速度比は大分の値に比べて大きいことが挙げられる。また上下方向の加速度応答スペクトルのピーク周期は水平方向に比べて短周期になっている。

転倒した単体の形状の調査結果を表-2に示す。

本地震のごとき近距離地震では水平動はされることながら、上下動の影響は無視できずその転倒現象は簡単

表-1 大分県中部地震余震観測

観測年月日時	観測場所	NS方向	EW方向	UD方向	UD/水平
'75.04.28.02	周辺地盤	8.3 gal	8.5 gal	11.0 gal	1.30
'75.05.23.22	周辺地盤	1.8 gal	1.5 gal	1.6 gal	0.89

UD/水平: UD/(NS,EW) max

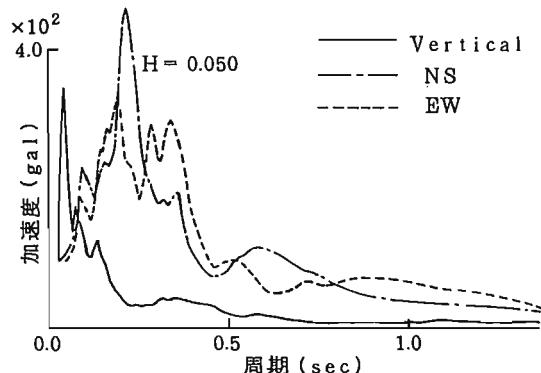


図-2 余震波(75.04.28)の加速度応答スペクトル

表-2 被害建物周辺の物体の転倒からみた静的水平震度

転倒物の種類・場所	物体の高さ (幅) cm	幅に対する 高さの比 λ	転倒時 静的 水平震度 K $R=0$ 時 $R=1.0$ 時
被害建物南側丘上墓石	60(15)	4	0.4 0.2
同 上	38(18)	1.8	0.55 0.36
被害建物北面墓石	30(15)	2	0.5 0.38
被害建物1階ロッカー 同上フラーーボックス	180(80)	8	0.17 0.15
	80(30)	2.7	0.34 0.27

には説明できない。しかしながら水平動と上下動とも同時に最大となる場合を想定すれば、単体の重量は見掛け上、上下動による慣性力の分だけ減少するので、単体の転倒からみた静的水平震度 K_g は式で略算される。その値を表-2に示した。

$$K_g = 1 / (R + \lambda) \quad 1)$$

但し、加速度比 $R = A_v / A_H$ 、ここで A_v 及び A_H は上下動及び水平動の最大加速度、 λ は単体の幅に対する高さの比率である。

余震記録からみて、 $R=1.0$ と仮定すれば $K_g = 0.357G$ (350ガル) と計算される。渡辺・藤堂は水平動及び上下動の最大加速度¹⁸⁾を提案しており、同式によれば水平動 320ガル、上下動 473ガルと計算される。

3-3 被害建物の概要及び解析対象骨組

被害建物は、5階建RC造ホテルで南から北に傾斜する地盤に建っている。1階部分は半地下階になっており、建物はエキスパンションジョイントにより3つのブロックに分けられている。基礎は各ブロックとも一体のベタ基礎で、転石混じりのローム土でN値50の地盤に直接支持されている。この建物は昭和37年11月にRC設計規準に基づき設計され、昭和40年10月に竣工している。使用された材料の仕様は、コンクリート設計強度 $F_c = 180 \text{ kg/cm}^2$ で、鉄筋は SSD49 (SD30) およびSS39 (SR 24) である。設計水平震度は建築基準法に基づく建設省告示第1074号（昭和27年7月25日）で、同法施工令第88条第5項の規定に基づき、地域低減0.8で、水平震度0.16で構造計算されている。建物の被害は南北方向の2階の柱、耐震壁に集中し、耐震壁の少ないCブロックの2階は完全に崩壊している。

解析対象骨組は、2階が完全崩壊したCブロックの1構面を取りだした。この構面の被害状況を図-3に示す。この構面は2階以下の階には耐震壁がなく柱の

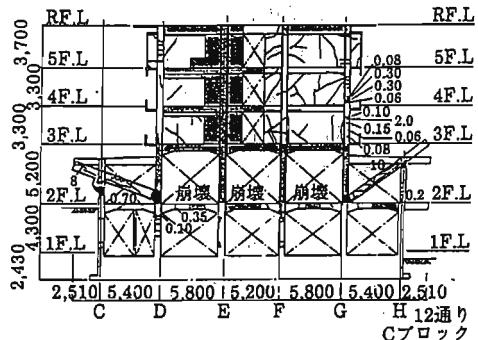


図-3 解析構面の被害状況

耐力や剛性の評価が明快であること、構面の2階の中柱が芯ずれを生じ、3階床を貫通した被害が見られたことなど、被害を代表する構面として考えた。

3-4 解析方法

地震入力を水平、上下の同時入力として、部材レベルの弾塑性地震応答解析を行った。部材は、材端に非線形曲げバネ、材中央に非線形剪断バネをもつ線材に置換し、基礎は固定とした。ただし、非線形曲バネは軸力一曲げ相互作用を考慮していない。柱は弹性軸方向変形を外部バネとして考慮した。また、盛土部分は外部地盤バネとして考慮した。更に、解析構面以外にある1、2階の耐震壁を、1構面あたりに平均化して仮想耐震壁として考慮した。図-4に、解析構面のモデル、部材番号を示した。なお部材の強度の算定にあたり、コンクリート強度はシュミットハンマーによる試験結果(180~261 kg/cm²、平均強度 220kg/cm²)およびコアーポーリングによるテストピースの圧縮試験結果(151~258 kg/cm²、平均強度 200kg/cm²)から $F_c = 210 \text{ kg/cm}^2$ と仮定し、鉄筋の降伏強度は $\sigma_y = 3300 \text{ kg/cm}^2$ と仮定した。入力地震波は、近距離地震として、1940年のインペリアルバレー地震のエルセントロ波(NS, UD)および1972年のマナグア地震のマナグア波(BW, UD)を用いた。水平動の最大加速度を200ガル、300ガル、400ガルとし、更に上下動を考慮しない場合、加速度比 $R=1.0$ の場合及び1.5の場合の3通りの解析を行った。

3-5 解析結果

水平方向の1次固有周期は0.29秒で、上下方向の1次固有周期は0.08秒であった。2階および1階の仮想耐震壁の最大剪断変形角を図-5に示す。

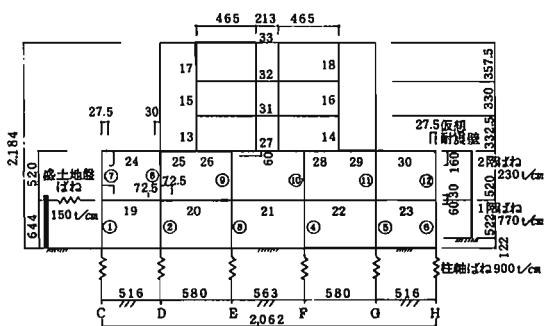


図-4 解析モデルの骨組及び部材番号図

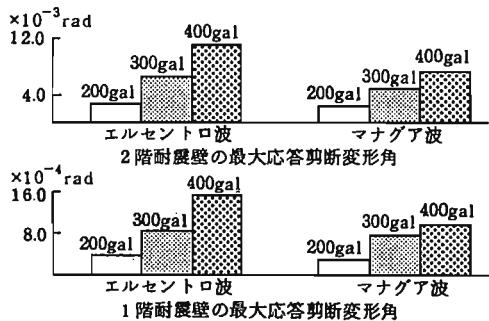


図-5 仮想耐震壁の応答剪断変形角

2階の最大剪断変形角は水平動の最大加速度が300ガルで、耐震壁の降伏時の剪断変形角 4×10^{-3} ラジアン(rad)を越えている。また水平動の最大加速度が400ガルでは、エルセントロ波入力で 11×10^{-3} rad、マナグア波では 8×10^{-3} radの値を示し、耐震壁の終局時の剪断変形角 10×10^{-3} rad程度の値を示している。一方、1階の仮想耐震壁の最大剪断変形角は、水平動の最大加速度が200ガルで、耐震壁のひび割れ時の変形角である 2.5×10^{-4} rad程度の値を、また400ガルでは降伏時の剪断変形角の1/2以下の値を示している。

エルセントロ波及びマナガエ波入力に対する2階柱（部材番号7, 8, 9, 10, 11, 12）の軸力変動量及び応答軸力（長期軸力+軸力変動量）を、水平動の最大加速度、加速度比（R）を変えて求め、各量を柱の平均軸応力度（柱の軸力を断面積およびコンクリート強度 F_c で除した値）として表わし、図-6及び図-7に示す。R=1.0 および 1.5 の柱の平均軸応力度は、曲げモーメントが最大の場合と軸力が最大の場合との2種類について示した。また、柱の長期軸応力度を併せて示してある。水平動のみの場合（R=0）の軸力変動量は、高層部を支える側柱（部材番号8, 11）の

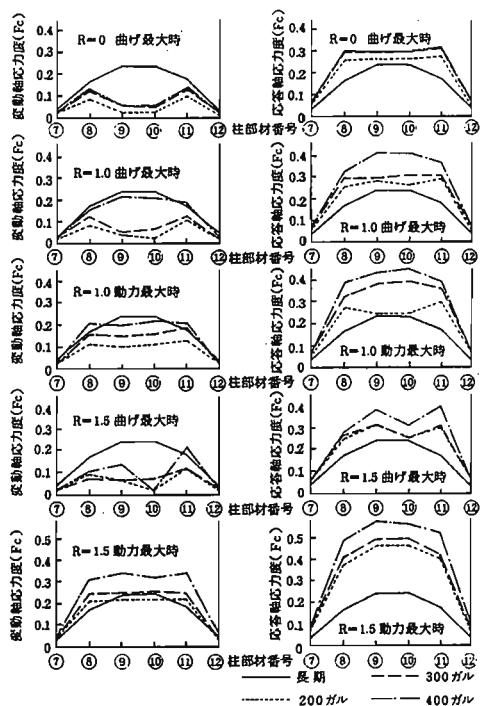


図-6 エルセントロ波入力による2階柱の
変動軸応力度及び応答軸応力度の分布

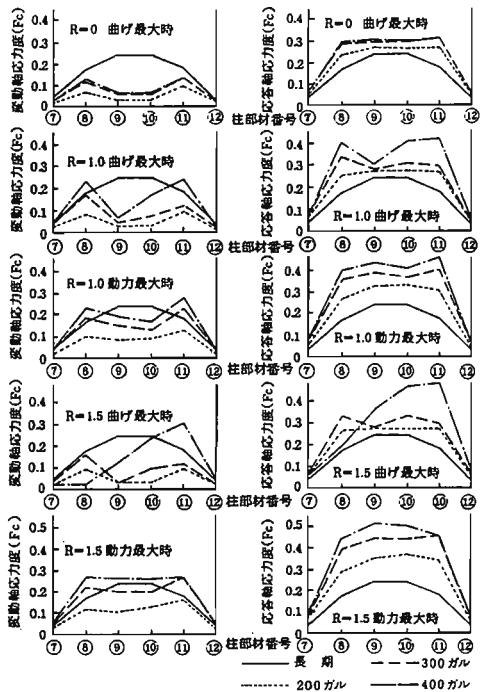


図-7 マナグア波入力による2階柱の
変動軸応力度及び応答軸応力度の分布

変動軸応力度が大きく、中柱（部材番号9,10）で小さい分布を示している。また、応答軸応力度は側柱および中柱とも一様な分布を示し、400ガル入力の場合でも、柱の応答軸応力度は、ほぼ $0.3 F_c$ となっている。一方、上下動を考慮した場合の軸力変動量は、側柱、中柱とも大きく、ほぼ一様な分布を示している。R=1.0の場合の側柱の変動量は水平動のみの場合に比べ3~6割程度大きく、R=1.5の場合、さらに大きくなる傾向がみられる。また、応答軸応力度は側柱に比べて中柱で大きくなっている。入力の加速度が200ガルより大きくなるにしたがって、柱の応答軸応力度は $0.3 F_c$ を大幅に越えている。

3-6 被害建物位置での地動の最大加速度の推定
柱の変形限界を表わす柱の終局塑性率 μ_0 を2式で仮定し、地震時の柱の応答塑性率 μ が、この値を越えた場合に柱は破壊すると想定して、地震時の柱の応答塑性率及び応答軸応力度との関係を検討する。

$$\mu_0 = (0.4 F_c / \sigma_0)^2 \quad 2)$$

ここで、 σ_0 は柱の応答軸応力度である。

仮りに σ_0 を $1/3 F_c$ とすれば、柱の終局塑性率 μ_0 は1.44となる。

崩壊した2階の側柱と中柱を対象とし、応答解析で得られた応答塑性率と応答軸応力度から計算される終局塑性率から、水平動のみの場合、加速度1.0および1.5の場合の各々の μ/μ_0 の比率を求め、水平動のみの場合と対比し、図-8に示す。図中の、上下動を考慮した場合は、最大曲げモーメント時と最大軸力時との2種類の値について、値を各々示した。

水平動のみの場合の μ/μ_0 値は、水平動の最大加速度が420ガル以上で、側柱、中柱とも1以上になることが外挿により示される。また、水平動・上下動同時入力でR=1の場合は、エルセントロ波の最大加速度が320~340ガルの範囲で、側柱・中柱とも1以上となること、マナグア波の最大加速度が350ガル前後で、側柱、中柱とも1以上になることが内挿により示される。加速度比1.5の場合は明瞭な傾向が見られないがエルセントロ波の最大加速度が250ガルで側柱が、280ガルで中柱の μ/μ_0 値が1以上になっている。また、マナグア波の場合、最大加速度が260ガルで、側柱および中柱とも1以上になっている。

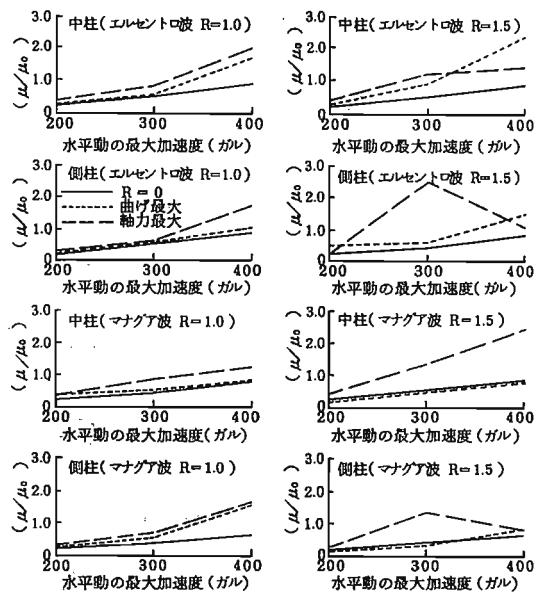


図-8 柱の終局塑性率に対する応答塑性率の比率

3-2項で、被害建物の周辺地盤での単体の転倒被害から、上下動を考慮した静的水平震度を1式で逆算し、加速度比を1.5とすれば、水平動の最大加速度は297ガル、また、加速度を1.0とすれば350ガルであることを述べた。被害建物の周辺での本震の記録はないが、 $(\mu/\mu_0) = 1$ の時に柱が破壊すると仮定すれば、地震動の最大加速度は水平動のみの場合420ガル以上、加速度1.0の場合は320~340ガル、更に、加速度比1.5の場合は、250~275ガルと想定される。これらの値は、単体の転倒被害から加速度比を考慮した静的水平震度と良い対応を示している。また、水平動の最大加速度が300~400ガルで、耐震壁が降伏すること、更に、余震観測記録では加速度比1.0を示していることなどから、上下動の卓越が窺われ、建物の被害から想定される本震の水平動の最大加速度は330ガル前後であること及び加速度比は1程度であることが推測される。

4. 近距離地震による側柱の軸力変動量の検討

建物が上下地動の卓越する近距離地震を受けた場合ラーメン構造の建物の柱部材は、地震時の建物の変形状態により、種々の応力を受ける。特に柱の軸力変動量は3章で示したごとく意外に大きく、側柱および中柱の変動軸力は上下動の有無によって大きく異なる

こと、柱の水平方向の変形能や耐力にも大きな影響を与えることが明らかとなっている。地震時に柱に作用している軸力は、建物の自重による軸力、建物の水平振動に伴う軸力および建物の上下振動に伴う軸力の3つのパターンに分類される。更に上下振動に伴う軸力は、柱の軸変形による軸力とはりの上下振動による付加軸力とに分けられる。側柱の軸力は建物の水平力を変換係数 y （4-1節にて述べる）を用いて変換した軸力と、更に自重による軸力及び柱の上下振動に伴う軸力の和として表される。

また、中柱の軸力は自重による軸力と柱の上下振動に伴う軸力の和として表される。

4-1 側柱の軸力変動モデル

柱の地震時軸力は3)式で表される。

$$N = N_0 + N_V + N_H \quad 3)$$

ここで、 N_0 は建物の自重による軸力、 N_V は上下振動による軸力であり、建物の上下振動による軸力と梁の上下振動による軸力の2つが考えられる。ここでは梁の振動を無視した場合について考える。また、 N_H は、水平動による軸力で側柱で大きく、中柱では無視しうる値である。ラーメン構造の建物の水平動による軸力を対象とすれば、側柱の軸力モデルとして、近似的に図-9のように考えられる。従って、3)式の各軸力は4)式で表される。

$$\left. \begin{aligned} N_0 &= w \\ N_V &= w (\ddot{\gamma} + \ddot{\psi}_0) / g \\ N_H &= Q \cdot \alpha H / L, \quad Q = W (\ddot{\gamma} + \ddot{\psi}_0) / g \end{aligned} \right\} 4)$$

ここで、 H は建物の高さ、 αH は作用地震力の重心高、 W は建物の全重量、 w は側柱の負担重量である。側柱の負担重量は中柱の1/2と仮定し、スパン数を S とすれば、 $W = 2S w$ となる。また、 $\ddot{\gamma}$ 及び $\ddot{\psi}$ は上下及び水平方向の応答加速度、 $\ddot{\gamma}_0$ 及び $\ddot{\psi}_0$ は上下地動及び水平地動の加速度である。

N_H は近似的に図-9に示すごとく、側柱の反力で表されるのとすれば N_H / N_0 の値は5)式で示される。

$$N_H / N_0 = (\alpha H / L) (Q / w) = (\alpha H / L) (W / w) ((\ddot{\gamma} + \ddot{\psi}_0)) / g \quad 5)$$

ここで、変換係数 y を、 $y = (\alpha H / L) (W / w) = 2S (\alpha H / L)$ で定義する。 $\alpha = 1/2$ の場合の関係を図-10に示す。

側柱の軸力は4)式、5)式から、6)式で示される。

$$N = w \{ 1 + (\ddot{\gamma} + \ddot{\psi}_0) / g + y (\ddot{\gamma} + \ddot{\psi}_0) / g \} \quad 6)$$

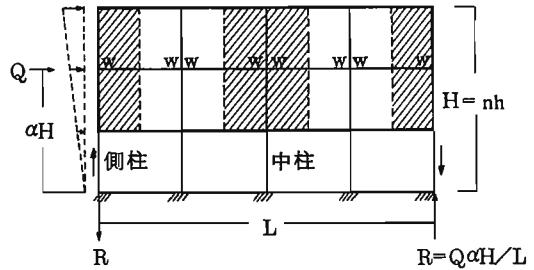


図-9 側柱の水平動による軸力の概念図

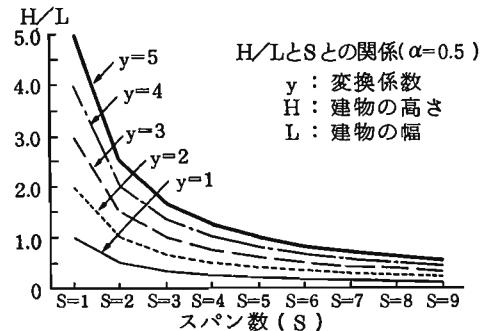


図-10 スパン数と建物の振幅比（ H/L ）

ここで、上下動の加速度応答倍率 $K_V = (\ddot{\gamma} + \ddot{\psi}_0)_{\max} / \ddot{\gamma}_{0\ max}$ 、水平動の加速度応答倍率 $K_H = (\ddot{\psi} + \ddot{\psi}_0)_{\max} / \ddot{\psi}_{0\ max}$ 、加速度比 $R = \ddot{\psi}_{0\ max} / \ddot{\gamma}_{0\ max}$ 、また水平動の最大震度 $K_g = \ddot{\psi}_{0\ max} / g$ とすれば側柱の軸力は7)式で表される。

$$N_{\max} = w \{ 1 + K_V \max \times K_g \} \quad 7)$$

ここで $N_{\max} = (R K_V + y K_H)$ である。

4-2 側柱の軸力変動モデルの応答解析

変換係数 y は水平力の高さ方向の分布によって異なるが、建物の幅（ L ）に対する高（ H ）の比率（ H/L ）を、建物のスパン数（ S ）との関係を図-10に示した。3章で解析した建物は $y = 3 \sim 4$ 程度と想定される。

本解析では、 $y = 1.0$ 、 2.0 および 4.0 を仮定した。また、水平方向の固有周期 T_H は、 0.06 秒から 2.0 秒まで 0.02 秒刻みで変化させた。上下方向の固有周期 T_V は $T_V = (0.15 \sim 0.34) T_H$ の関係から、平均的な関係として、 $0.25 T_H$ と仮定した。応答解析にあたり、水平及び上下方向の減衰定数は 5% を仮定した。応答解析に用いた地震波は、近距離地震動の代表的な実地震波であるエルセントロNS波・UD波およびマナグアEW波・UD波と近距離地震の模擬地震であるA波・B波およびC波・D波であり最大加速度を $1G$ として解析した。

ここで、A波・B波及びC波・D波は震央距離20～50kmおよび10km前後の地震動の平均的応答スペクトル特性を有する水平動及上下動の模擬波である。模擬波の加速度応答スペクトルを図-11、図-12に示した。

4-3 側柱の軸力変動応答スペクトル

建物が水平動を受けた場合の側柱の軸力は、通常の構造計算においても考慮されており、建物の形状によって異なるが、ここでは建物の形状による水平力の側柱への影響度を変換係数を用いて表わし、一方、通常無視されている上下動を建物が受けた場合、上下動が側柱の軸力にどのような影響を及ぼすかを応答スペクトル解析により検討した。

解析結果を図-13～16に示す。

建物が水平動と上下動を受け、梁の上下振動を無視

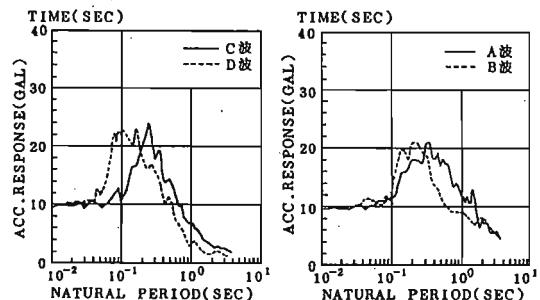


図-11 C波・D波の
加速度応答スペクトル

図-12 A波・B波の
加速度応答スペクトル

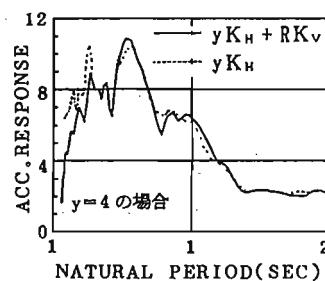
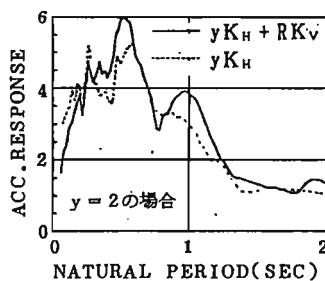
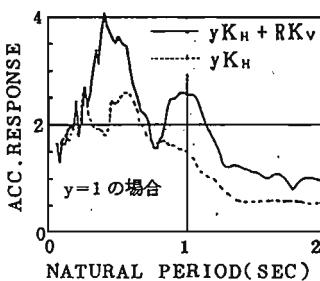


図-13 エルセントロ波による側柱の軸力変動スペクトルと変換係数との関係 (R = 1.0)

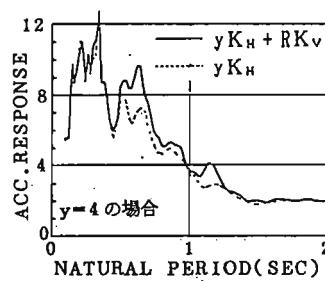
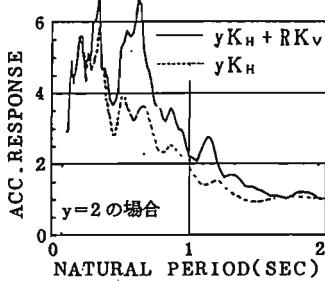
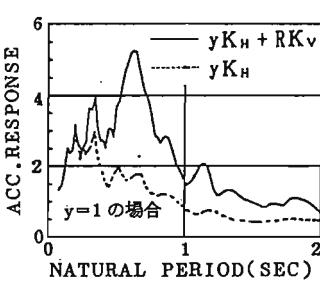


図-14 マナガア波による側柱の軸力変動スペクトルと変換係数との関係 (R = 1.0)

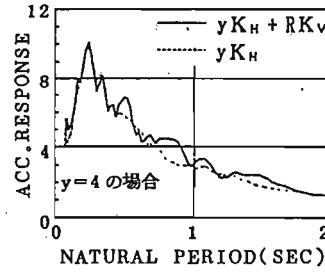
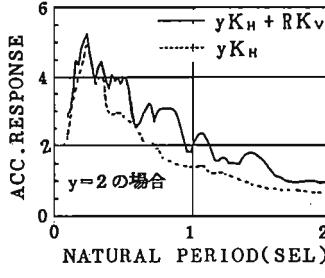
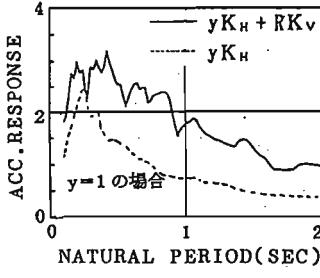


図-15 C波・D波による側柱の軸力変動スペクトルと変換係数との関係 (R = 1.0)

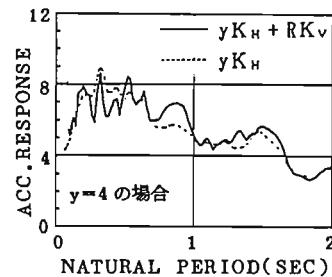
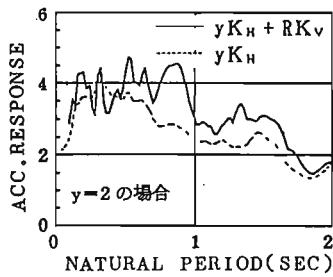
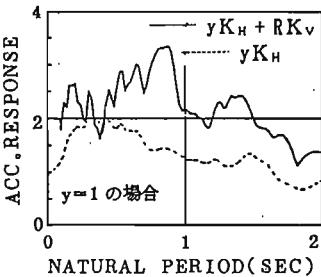


図-16 A波・B波による側柱の軸力変動スペクトルと変換係数との関係 ($R = 1.0$)

した場合の側柱の軸力は7)式で表わされることを4-1節で述べた。梁の上下振動を無視した場合の側柱の軸力変動量を表わす。側柱の動的倍率 (αK_v)を建物の水平方向の固有周期に対して、加速度比1.0および1.5の場合の応答スペクトルを求め、その最大値と変換係数との関係を図-17に示す。側柱の動的倍率は変換係数が大きくなるにつれて大きくなること、加速度比による差は余りないことが示される。つぎに、水平応答に対する側柱の動的倍率の比率 ($\alpha K_v / y K_H$)を2つの加速度比に対して求め、変換係数との関係を図-18に示す。水平応答に対する側柱の動的倍率は変換係数が大きくなると1.0に近づくことが示される。

5. むすび

1975年の大分県中部地震による被害建物の水平・上下動入力により弾塑性解析および建物の柱の変動軸力量のスペクトル解析を行い、震源に近い地域に建設されるラーメン構造の中低層鉄筋コンクリート造建物が水平地動と卓越する上下地動とを同時に受けた場合の建物の応答性状に及ぼす上下地動の組合せ効果について述べたが以下のことがまとめられる。

- 1) 被害建物の側柱の地震時の軸力変動量は水平動と上下動による影響が大きい。
- 2) 被害建物の中柱の地震時の軸力変動は水平動の影響は少なく、上下動入力による影響が極めて大きい。

3) 側柱における上下動と水平動との組合せ効果は、建物の形状によって決まる変換係数によって異なる。変換係数が2以下の建物は側柱軸力における上下地動の効果が強く、変換係数が大きくなると水平地動の効果が強くなる。

最後に、本論は拙者の学位論文である「近距離地震に対する鉄筋コンクリート造建物の動的応答と耐震性評価に関する研究」よりまとめたものである。

本研究をまとめるにあたり、東北大学教授柴田明徳博士の御指導を戴きました。ここに深甚なる謝意を表する次第です。また3章の解析において、東北大学大学院修士課程尾形芳博氏（現東北電力株式会社）の御協力を戴きました。感謝に堪えません。

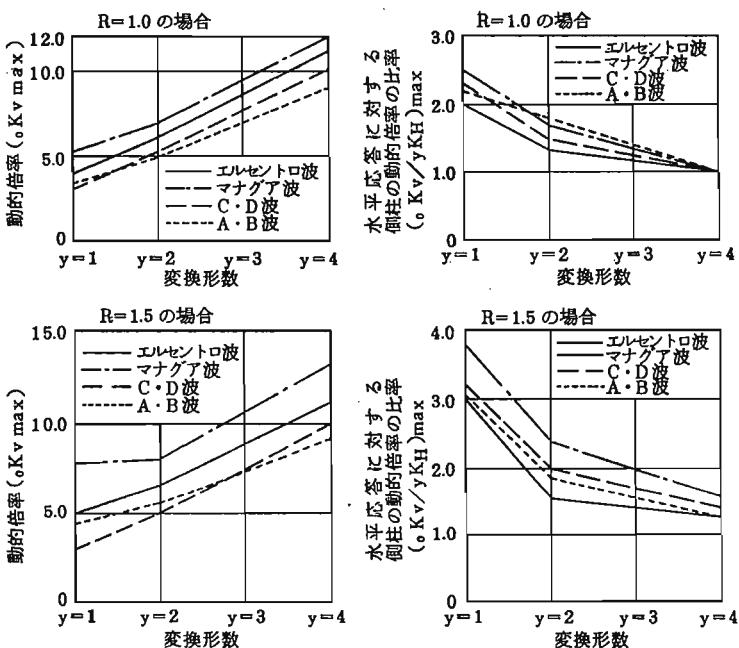


図-17 側柱の動的倍率 ($\alpha K_{v \max}$) 図-18 水平応答に対する側柱の動的倍率の比率と変換係数

[引用文献]

- 1) 物部長徳：地震上下動に関する考察並びに振動論：土木学会誌、第10巻、5月号、1924年10月
- 2) 河角 広：サンフェルナンド地震とその教訓：土質学会、土と基礎19巻、No.8、1971年8月
- 3) 大久保忠良：マナグア地震被害調査報告：日本地盤工学振興会ニュース、No.16、1978年8月
- 4) NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES : ENGINEERING REPORT ON THE MANAGUA EARTHQUAKE OF 28 DECEMBER 1972 ; 1975 年、MANAGUA
- 5) 和東正哲：北イタリア地震報告：日本地盤工学振興会ニュース、No.88、1978年11月
- 6) GEOLOGICAL SURVEY : Seismic Engineering Program : CIRCULAR 786 - D.Oct. ~ Dec. ; 1976 年、USGS
- 7) 翠川三郎：1978年インペリアルパレス地震のエルセントロ変電所での強震記録：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和62年10月
- 8) 日本建築学会：1976年大分県中部地震によるRC造物の被害調査報告書：昭和51年6月
- 9) 吉村浩二、菊池健児：1976年大分県中部地震により被害を受けた鉄筋コンクリート造ホテルの静的および動的弾性解析：日本建築学会論文報告集 第274号 昭和58年12月
- 10) 菊池健児、福島利彦、吉村浩二：1976年大分県中部地震により被害を受けたRC造物の上下振動を考慮した立体振動解析：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和61年8月
- 11) 日本建築学会：1976年伊豆大島近海地震の被害調査報告：建築雑誌 Vol.98 No.1188 昭和58年6月
- 12) 広沢雅也、石橋久義、他：1988年鳥取地震による倉吉市東庁舎の被害と分析：その4 日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和59年10月
- 13) 中島一夫：朝日新聞東京本社における地震観測計と解析：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和68年9月
- 14) 水畑耕治、西出俊夫：昭和58年・鳥取県沿岸地震、昭和59年・山崎地震による高層住宅の観測地震動について：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和59年9月
- 15) 安井一雄、此上典文：地震観測データからみた建物の上下動の振幅特性：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和59年10月
- 16) 山科健一郎：大分県中部地震の免震機構について：文部省自然災害科学研究費大分県中部地震観測研究報告、1978年
- 17) 藤井洋一郎、井内 登：大分県中部地震の免震機構について：文部省自然災害科学研究費大分県中部地震観測研究報告、1978年
- 18) 渡部丹・藤堂正喜：設計用模擬地震動に関する研究その1模擬地震動の既往の数学モデルと地震動の最大値：日本建築学会論文報告集 No.808、昭和58年5月
- 【参考文献】
 - 1) G.H. Housner and M.D. Trifunac : Analysis of Accelerograms - Parkfield Earthquake : Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 57, 1967
 - 2) M.D. Trifunac : A Three-Dimensional Dislocation Model for the San Fernando, California Earthquake of February 9, 1971 : Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 64, No. 11974
 - 3) 松島 豊：3方向地震入力による構造物の確率的応答：日本建築学会論文報告集 第 212号、1974年3月
梗概集 昭和58年8月
 - 4) 久保哲夫：三次元地震動の模擬作成に関する研究（その1地震動の主軸）：日本建築学会論文報告集 第 265号、昭和58年3月
 - 5) 野田節男、上部達生、倉田栄一：強震記録の上下動成分の解析と重力式岸壁の安定に関する事例研究：港湾技術研究所報告、第15巻、2月、1978年6月
 - 6) 石田勝彦、渡部丹・大崎順彦：上下動を含む地震動の解析－その1統計的手法にもとづく上下動成分の振幅に影響を及ぼす要因の分析：日本建築学会論文報告集 第 265号、昭和58年11月
 - 7) 石田勝彦、渡部丹・大崎順彦：上下動を含む地震動の解析－その2変形特徴及び經源特性（特に Slip Vector と Dip Angle ）が及ぼす影響について：日本建築学会論文報告集 第 274号、昭和58年12月
 - 8) 表後一郎・樽樹秀衡：地震上下動に関する研究、最大加速度とその決定要因について：第5回日本地盤工学シンポジウム、1978年
 - 9) 渡部丹・藤堂正喜：設計用模擬地震動に関する研究その1模擬地震動の既往の数学モデルと地震動の最大値：日本建築学会論文報告集 No.808、昭和58年5月
 - 10) 依俊一郎、他：アレー観測による岩盤の強震地動に関する研究：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和58年10月
 - 11) 太田外気晴、他：上下地震動波形におけるP-S部分とS-C部分の特性その1最大加速度振幅：日本建築学会大会学術講演梗概集昭和59年10月
 - 12) 太田外気晴、他：上下地震動波形におけるP-S部分とS-C部分の特性その2包絡形状とスペクトル特性の分析例：日本建築学会学術講演梗概集 昭和59年10月
 - 13) 太田外気晴、他：上下地震動波形におけるP-S部分とS-C部分の特性その3水平動と上下動の最大加速度振幅比：日本建築学会学術講演梗概集昭和60年
 - 14) 古藤田喜久雄、森岡敬樹、他：地震動の初期微動と主要動の関係（その2）：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和60年10月
 - 15) 渡辺孝英、勝倉裕、田中貞二、他：地震動の上下成分の波動伝播特性に関する研究：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和63年10月
 - 16) 千葉 郁、渡部 丹、藤堂正喜：上下地震動の特性について（その1米国震源近傍記録の最大加速度）：日本建築学会大会学術講演梗概集 昭和68年10月
 - 17) A.C. Ruge: The Determination of Earthquake Stress in Elastic Structures by Means of Model: Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 24, No. 8, July, 1984
 - 18) L.S. Jacobsen: Dynamic Behavior of Simplified Structures up to the Point of Collapse : Proceedings of the Symposium on Earthquake and Bl-ast Effect on Structures Los Angeles, 1982
 - 19) P.C. Jennings, R. Husid : Collapse of Yielding Structure During Earthquake Journal of Engineering Mechanics, A.S.C.E. Oct. 1988
 - 20) S.C. Geol : P-D and Axial Deformation in Seismic Frame : Journal of Structural division A.S.C.E. Aug. 1989
 - 21) R.N. Lyengar, M. Shinotsuka : Effect of Self-Weight and Vertical Weight and Acceleration on the Behavior of Tall Structures During Earthquake : Earthquake Engineering & Structural Dynamics Vol. 1, No. 1, July-Sept. 1972
 - 22) C.K. Sun, G.V. Berg, R.D. Hanson : Gravity Effect on Single Degree Inelastic System : Journal of Engineering Mechanics, A.S.C.E. Feb. 1978
 - 23) J.C. Anderson, V.V. Bertero : Acceleration on the Seismic Response Multi-story Frames : 6th W.C.E.B.E. 1978
 - 24) 野路利幸：曲げ振動方程式による架構の振動の理論的研究：日本建築学会学術講演梗概集、昭和44年
 - 25) 小林啓美、五松健一郎：地震動の上下成分に対する対象ラーメンの応答解析：日本建築学会学術講演梗概集、1970年
 - 26) 多賀直恒、大島幸雄、佐藤聰道：軸力を考慮した多層架構の非線形衝撃応答：日本建築学会学術講演梗概集、1978年10月
 - 27) 藤原伸造・小堀謙二郎・南井良一郎：三成分地震動を受ける構造物の彈塑性地震応答：日本建築学会学術講演梗概集、1978年10月
 - 28) 谷 資信、曾田五月他：構造物の振動特性に対する鉛直力の影響について：日本建築学会学術講演梗概集、1978年10月
 - 29) 谷 資信、曾田五月他：重力によるP-δ効果が構造物の地震応答性状に及ぼす影響について：日本建築学会学術講演梗概集、1987年9月
 - 30) 谷 資信、曾田五月他：中低層構造物の統計的耐震設計法に関する基礎的研究（重力によるP-δ効果の影響についての考察）日本建築学会大会学術講演梗概集、1980年9月
 - 31) 浅野幸一郎・鈴木三四郎：重力および鉛直地動が履歴塑性変形領域における1質点構造物のランダム応答に及ぼす影響について：日本建築学会大会学術講演梗概集、1978年10月
 - 32) 浅野幸一郎・鈴木三四郎：鉛直荷重がbl-linear形履歴特性を有する1質点構造物のランダム応答に及ぼす影響について：日本建築学会学術講演梗概集、1977年10月
 - 33) 谷 資信、他：水平および上下方向地動入力による鉄筋コンクリート平面架構の彈塑性地震：日本建築学会学術講演梗概集、1989年10月
 - 34) 海沢春男他：P-δ効果をも考慮した部材制御に基づく中層RC建物の強震応答解析：日本建築学会学術講演梗概集、1989年9月
 - 35) 海沢春男他：隔壁による変動軸力の重要性に見られる地動の3次元効果（その1）：日本建築学会学術講演梗概集、1988年10月
 - 36) 柴田明徳、波谷純一、飯塙将之：変動軸力を伴うRC柱のファイバーモデルによる地震応答解析：日本建築学会学術講演梗概集、1987年10月
 - 37) 柴田明徳、波谷純一、坂井正明：非対称復元力部材を有するRCラーメンの地震応答解析：日本建築学会学術講演梗概集、1988年10月
 - 38) 柴田明徳、波谷純一、飯塙将之：変動軸力を考慮したRC造骨組の弾塑性挙動解析：日本建築学会学術講演梗概集、1988年10月
 - 39) 柴田明徳、波谷純一、坂井正明：水平及び鉛直地動を受ける鉄筋コンクリート造骨組の弾塑性地震応答解析：東北大工学部建築学科構造研究室研究報告、1989年3月
 - 40) 齋山博之、小谷俊介、季康寧：軸力-曲げモーメントの相互作用を考慮した鉄筋コンクリート構造物の弾塑性地震応答（その1 解析プログラム）：日本建築学会学術講演梗概集、1988年10月
 - 41) 川島俊一郎：高軸力を受けるRC柱の変形性能と軸力負担能力の関係に関する解析的研究：日本建築学会学術講演梗概集、昭和68年10月
 - 42) 齋山博之、河村克彦：高層鉄筋コンクリート構造建築物の耐震設計に関する調査研究：日本建築学会学術講演梗概集、1989年10月

地盤震動が土木構造物に及ぼす影響

INFLUENCE OF GROUND MOTIONS ON CIVIL ENGINEERING STRUCTURES

野田 茂
NODA Shigeru

It is very important that civil engineers understand the nature of earthquakes and how to design and build structures to resist strong ground shaking. The dynamic nature of the earthquake response of structures must be taken into account when designing important project such as long-span bridges. The welfare of a city depends very strongly upon the continued functioning of lifeline systems. In this paper, the influence of ground motions on civil engineering structures is described with discussion of observed damage. Its 4 chapters outline recent earthquakes and the resulting damage; earthquake disaster mitigation planning of lifeline systems; aseismic problems of soil structures such as liquefaction induced permanent ground displacement; earthquake-resistant design and vibration control of bridges.

1. まえがき

1747年、フランスでは、土木工学校が軍事技術の教育と工兵の養成のために創設された。近代工学としての土木は、このとき、工学として体系化されたのである。その後、土木は、橋、道路や鉄道などの市民生活に必要な諸施設を建設し、市民工学 (Civil Engineering) と呼ばれるようになった。

土木構造物は、橋梁、沈埋トンネル、洞道、地下埋設管、タンク施設、地下道、盛土および堤防、港湾・空港構造物、水道・ガス施設、ダムおよび電力施設など、その種類が多岐にわたっている。すなわち、地震時の慣性力が支配的となる橋やダム、地盤の地震時の挙動が重要な水道・ガスなどの地下埋設管、トンネルおよび地下タンク、さらに堤防・アースダム・斜面のように土の動的強度がそれらの耐震性を支配している構造物が含まれる。このように見ると、土木構造物ほど土と強くからんでいるものは

ない。

防災技術が進み、諸法規制が整備されて、防災力は飛躍的に強まった。また、災害の原因となる自然現象の解明や予測技術の向上に加え、情報網の近代化により、多数の死者が生じるような災害はなくなってきた。しかし、生活水準の高度化に伴い、災害の様相は急激に変わりつつある。かつては大災害となったものが、今では抵抗力が強くなったために、被害が激減する一方、大都市の地下にひしめく電気・ガス・水道のライフライン系が直下型地震によって一瞬のうちに破壊されるような、新しい災害が出てきた。

1971年のサンフェルナンド地震におけるロサンゼルス、1978年の宮城県沖地震における仙台でのライフライン系の被害を契機として、地震動に対する構造物の安全性のみならず、システムとしての機能の確保に関する検討が活発になった。このような

鳥取大学工学部社会開発システム工学科、助教授、工学博士

Dept. of Social Systems Engineering, Faculty of Engineering, Tottori University,
Associate Professor, Dr. Eng.

地震時におけるライフライン系の機能に関する信頼性・保全性の研究は比較的新しい分野である。システムおよび構造要素の耐震性と対策法に関する研究として、ライフライン地震工学という言葉が使われた。

1964年新潟地震あるいは最近の1989年ロマ・プリエタ地震や1990年フィリピン地震では、液状化現象が発生し、地盤の沈下や変形に加えて、建物や橋梁基礎の沈下・傾斜・倒壊などが見られた。過去の地震被害例よりわかるように、地盤や土構造物の地震被害は地盤の液状化によるものが大半である。また、数百mにもわたる地域が数mも移動した例も報告されている。従って、現在では地上や地中の構造物のみならず、地盤の地震対策も重要となっている。

2. 地震被害とその教訓

日本では、現在に至るまで、巨大地震が何度となく発生している。明治以降だけでも、死者千人以上の地震としては、1891年濃尾地震、1896年明治三陸地震津波、1925年関東大地震、1927年北丹後地震、1933年三陸地震津波、1943年鳥取地震、1945年三河地震、1946年南海地震と1948年福井地震が挙げられる。濃尾地震は、大地震をもたらし、近代の地震学・耐震工学の発展の引き金となった。

1960年以降に注目すると、千人以上の死者を出した地震は皆無であり、百人以上の死者を出したのも、1960年チリ地震津波と1983年日本海中部地震の2つだけである。しかし、我が国のはほとんどすべての地方で、地震被害は発生している。それぞれの地震は、何か新しい被害・思いがけない被害を与え続け、災害の様相は複雑になり、複合災害や2次災害を生んでいる。地震は人知を越えて、次々と警鐘を発してきた。それに応じて、地震学・地震工学が発展してきた。

都市の近代化に伴なって発生した新しいタイプの地震被害と防災上の教訓を、最近10年間ほどについてまとめれば、次のようになる。

1) 1971年サンフェルナンド地震

直下型地震が近代都市を襲ったため、規模($M = 6.6$)の割に、大きな被害を与えた。岩盤上のダムの被害はわずかであったが、崖錐上のダムは崩壊寸前となった。1,000箇所以上の地滑りが発生し、山岳

道路が寸断された。この地震の特徴は、高速道路の高架橋の落橋、変電所における変圧器の転倒など、ライフゲイン施設を中心とした近代都市施設に甚大な影響を及ぼしたことである。

この地震により、中央防災会議で「大都市震災対策推進要綱」が決定され、政府レベルでの総合的な防災訓練が実施されるようになった。

2) 1978年伊豆大島近海地震

顕著な前震を伴い、余震情報で一時混乱状態となつた。このような社会的混乱は、地震被害よりも大きくなりえる。それだけに、適切な情報を適切な時に流せる体制の確立の必要性が認識された。なお、被害のはほとんどは、落石、地滑りや崖崩れによるものであった。道路・鉄道の被害で、孤立地区が生じた。道路は、片切り・片盛りの箇所に被害が発生した。トンネルの被害が顕著であった。

1978年に施行された大規模地震対策特別措置法により、防災訓練などにおいて情報伝達体制の整備が図られるようになった。

3) 1978年宮城県沖地震

人口約60万の仙台市に震度5強の地震が襲つたものの、被害は比較的少なかった。しかし、従来の震災例になかった都市型震災の一面をのぞかせ、都市の災害に対する脆弱性が露呈された。被害は、硬地盤の中心街からはみ出した低地の軟弱地盤と丘陵の宅地造成地に集中した。死者の半数以上はブロック塀の倒壊によるものであった。電気、水道やガスなどのライフゲインの破壊が大きい都市型震災で、市民生活に多大の影響を及ぼした。

この地震により、宮城県東部・福島県東部は観測強化地域に指定された。

4) 1983年日本海中部地震

日本海に起きた最大規模の地震である。特徴としては、津波と液状化による被害が挙げられる。犠牲者のほとんどが津波によるものであった。陸上の被害のはほとんどは液状化現象によるものであった。液状化現象による崖崩れ・浸水が生じた。土木構造物については、道路の盛土や干拓堤防などに、多大の被害が生じた。

液状化による被害は1964年新潟地震から注目されだしたが、日本海中部地震により、改めて液状化対策の推進の必要性が理解された。

5) 1984年長野県西部地震

長野県大滝村山間部の直下約2kmの所を震源とする直下型地震であった。そのため、大規模な土石流が数多く発生し、29名の犠牲者を出した。この地震により、国においては土石流災害対策推進連絡会議が設置された。

6) 1989年ロマ・プリエタ地震

サンフランシスコ湾岸地域の大都市圏に大きな被害をもたらした。典型的な都市型震災であるライフライン施設の構造的被害や機能障害が、震源域から北方90km以上も離れたサンフランシスコやオークランドで発生した。これは、この地域に広く分布するベイ・マッドと呼ばれる軟弱地盤と深くかかわっている。この地震は、震源域における強い地震動による被害と、軟弱地盤による地震動の著しい増幅・液状化などの地盤条件による震害の発生と拡大に特徴がある。

マイクロゾーニングの問題、液状化による被害と防止対策、ライフライン系のバックアップと冗長性の問題や地震時と地震後の緊急対応など、都市の耐震安全性を考える上で、我が国の地震防災の研究にも影響を与えた。

以上より、地震動の強さと主要な公共土木施設の震害の関係は、Table 1 のようになる¹⁾。表より、震度に応じて、河川堤防、道路、橋梁と下水道管がどの程度の被害を受けるかが理解できる。

3. ライフライン系の耐震

(1) ライフライン系の特徴

ライフラインとは、電気・ガスなどのエネルギー供給系、上・下水道などの水供給系、道路・鉄道などの交通系や電話・通信などの情報伝達系を指す。このようなライフライン系は、公共性が強く、都市域でネットワークを構成している。すなわち、ライフライン系は、一地点の単体構成物を指すではなく、多数および多種類の構造物が線的にあるいは面的に分布して構成される。このような面的に拡がった施設に働く 地震力は一様でなくなる。従って、単体構造物の耐震性とは異なり、線状構造物の耐震問題を扱わねばならない。

ライフライン系は最近ますます高度化して複雑なシステムとなり、便利さが増した反面、災害を受けたときの社会的影響は深刻なものとなる。また、災害に対する種々の弱点も指摘されるようになった。

ライフライン系は、一般に、2つに大別できる。一つは、少数の特定の供給源から多数の需要家に供給する上・下水道、ガスや電気などのシステムである。他のシステムでは、①システムがネットワーク化しており、②利用者がそのネットワークの任意の中間点から流入・流出できる、③特別な場合の他、一方通行ではなく、両側通行が可能である。このようなシステムとしては、交通系（道路、鉄道、航空路や航路）および通信伝達系が挙げられる。

Table 1 Relation between seismic intensity and resulting damage of civil engineering structures (Ref.1))

施設震度	河川堤防	道路	橋梁	下水道管
IV	一般に被害なし	一般に被害なし	一般に被害なし	一般に被害なし
V 弱	・堤体に部分的な亀裂	・道路盛土の路肩部における亀裂 ・片切片盛土の亀裂 ・斜面からの落石	・無筋の橋脚、橋台の亀裂	・目地部及びマンホール接続部の被害が一部発生
V 強	・堤体の沈下、亀裂の拡大 ・液状化発生箇所ではすべり、沈下	・盛土部における大きな地割れ、路肩の崩壊 ・山間部道路斜面の崩壊 ・沿道のブロック塀倒壊、看板の落下	・橋梁取付盛土部分の沈下 ・支承部の破損 ・鉄筋コンクリート橋脚の亀裂	・液状化など地盤破壊箇所における目地被害、管路の浮上沈下
VI	・亀裂、すべり、沈下 ・液状化に伴うすべり、沈下が多数発生	・道路の地割れ、陥没 ・路体の欠落、道路斜面・法面の崩壊	・取付部の大きな沈下 ・支承部の破損 ・鉄筋コンクリート橋脚の破損	・管の折損、継ぎ手の抜け出し ・液状化発生箇所では管の蛇行、抜け出し、不等沈下

ライフライン系は全体として相互に複雑に関連している。特に、あらゆるライフライン系は電力供給系に依存しており、また災害の対応・復旧に際して、通信・交通が重要となる。

ライフライン系においては、地震による物理的被害（構造的被害）と、それに従属して発生する機能低下（機能的被害）は同一ではない。前者は、例えば、供給施設と供給経路における物理的被害（管路の破断・漏水、道路橋の落橋など）よりなる。後者は、機能の低下や停止に注目したもので、構造物が直接被害を受けた結果として機能が低下すること（構造的被害の影響）、他のライフライン系の機能低下がこの系の機能に影響を及ぼすこと（システム間の相互影響）や、供給経路の連結性が失われることによる供給停止などの要因を反映する。すなわち、水圧低下、水量不足や交通渋滞などの機能支障である。

構造的被害と機能的被害に直接的関係がないのは、ネットワーク状になっているためである。ライフライン系は長距離に連続した施設であるので、一箇所の被害が遠距離に及ぶ。システムの規模が発達するほど、ライフライン系が災害に脆弱になるゆえんである。このため、ループ化や多重化が進められ、システムの信頼性が高められている。

(2) 地震被害と地震時挙動

ここでは、地中埋設管路に代表されるライフライン施設を取り上げ、その被害要因と地震時挙動について述べる。

埋設管路は、周辺を地盤に取り巻かれ、直徑に比べてその延長が非常に長い。そのため、その被害や地震時挙動は地盤の変形に強く拘束される。従って、埋設管が敷設されている地盤の局所的な構造や伝播する地震波動の進行方向やその位相特性によって、地震時の被害の様相は異なってくる。特に、地震動に伴って地盤が破壊されるような場合、例えば、液状化、側方流動、亀裂、陥没や膨れ上がりなどの地盤変状が発生すると、埋設管の機能は著しく失われる。地震の規模が大きくなれば、被害の程度は大きくなる。地形や地質の変化するいわゆる不整形地盤や、軟弱地盤や液状化現象が起こるような地域に、被害は集中する。

既往の地震被害調査から、埋設管の被害要因としては、①地形・地盤条件の変化部における地盤のひ

ずみ、②液状化による地盤の亀裂・陥没・隆起・側方流動、③人工的に改変された地盤の境界部における地盤のひずみ、それに起因する亀裂と段差や④管軸と震央方向の関係が挙げられている¹⁾。

埋設管の被害は、管運動が不連続となるような異形管部（曲管・T字管など）や構造物との連続部で、小口径の管ほど、剛性の低い石綿管、塩化ビニール管、継手変形性能の劣る印ろう型継手鉄管で大きい。

埋設管の地震時挙動は、地震観測、実験的研究と解析的研究により、次のことが一般的に知られている²⁾。

- ①管長手方向の地盤相対運動を引き起こす表面波や実体波の伝播に伴って、管路に応力が発生する。
- ②管路の挙動は、管体剛性、周辺地盤剛性や地盤運動の特性に左右される。一般に、管体の慣性力の影響は小さい。
- ③管体軸応力は地盤の運動速度、曲げ応力は運動加速度に比例的である。通常、口径の小さい管路の直線部では、軸方向応力が卓越する。
- ④管材料が延性的で、可撓伸縮継手が適当な間隔と場所に設置されている柔性管路は、周辺地盤の運動によく追随して、破壊されにくい。
- ⑤運動が不連続となる曲り部やT字部などの異形部で、応力発生が大となる。
- ⑥管体応力は地盤の相対運動と直接に関連しており、地震時地盤ひずみが大きくなる軟弱地盤や地盤急変部などで、管体に大きい応力が発生する。

(3) 復旧対策と地震対策

1978年の宮城県沖地震で、人々がまず考えたのは身の安全であり、肉親の安否であることは言うまでもない。そこで、問題となったのは医療体制と通信障害であった。その後、時間が経過するにつれて、ガス、電力や水道の供給停止による生活の維持の要求が強まり、それらの復旧過程が問題となった。仙台市において、電力は全面復旧まで1日半、上水道は2日を要した。都市ガスは地震後5日間は完全に停止し、50%の復旧に約12日、90%の復旧に約17日間を要した。

大災害のときは、都市そのものがかなり破損する。従って、まず、人命の保証、次いで生活の最低機能の回復、そして都市の復興とともに、平常の都市生活機能の回復へと、シナリオが進むことになる。

いずれにしても、ライフライン系の耐震性を検討する場合には、地震直後の機能評価ばかりでなく、震後の復旧時における機能を時々刻々検討しておく必要がある。このことは、被災施設の修理の順番などの復旧方針に大きく左右される。各種の復旧方針を考え、それに応じて最適復旧過程を評価する研究は重要である。従って、ライフライン系の問題では、ネットワーク系のリスク分析とリスク軽減法、およびトータルとしての利潤と費用の分析などが、その復旧過程をも含めて、盛んに研究されるようになってきた。

Fig. 2は、耐震補強計画と応急対応・復旧計画の2つのフェーズよりなる、ライフライン系の防災計画の概念図を示したものである³⁾。

応急・復旧計画では、震災後の影響範囲を局的にとどめるような対策（例えば緊急時遮断システムの構築）が必要である。また、最短時間で復旧できるような効率的な方針あるいは戦略が決定され、予備施設を確保した計画が立案されなければならない。

耐震補強計画としては、ソフト面の対策として、施設の配置計画の改善やシステムの強化（系統の複数化、系統間相互連絡、ループ化、バイパス化、並列化、ブロック化やネットワーク形状の最適化）が挙げられる。一方、ハードな対策にあっては、個々の施設の耐震強度をむやみに高めるのではなく、システム機能上の影響力や重要性に応じて、システム内の各施設の耐震設計をする必要がある。

4. 地盤と土構造物の耐震

(1) 概説

土木構造物として土と強くからんでいるものとしては、①人工土構造としての盛土（堤防、道路・鉄道盛土、フィルダムや宅造盛土など）、②複合構造（擁壁、半地下・地中構造や矢板構造など）と③自然土構造（切土のり面や斜面など）が挙げられる。

地盤は、地中深部からの地震波動を伝播させるとともに、構造物やその基礎を支持している。従って、構造物の自重、地震時の付加荷重と地盤に作用する地震時荷重が重畠する。これらの大きさにより、地盤は破壊し、構造物を支持できなくなり、大変形に至る場合がある。地盤破壊のタイプとしては2つある。1つは、地盤の強度があまり変化しないで、構

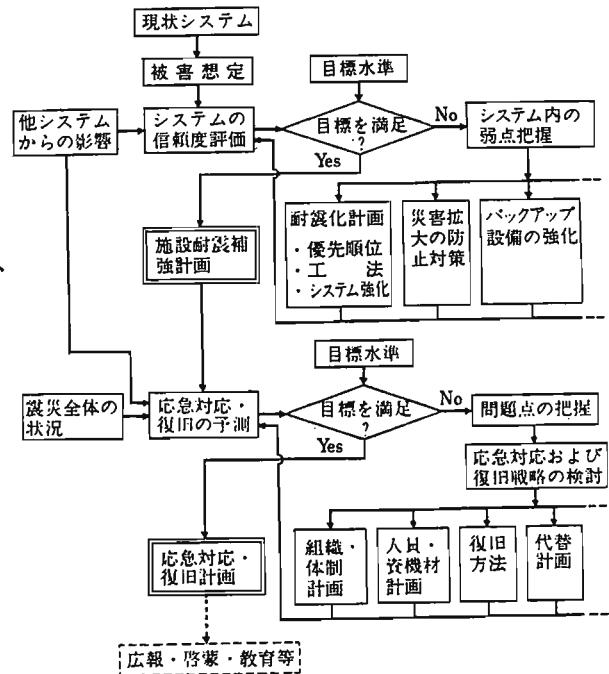


Fig.1 Schematic flow of earthquake disaster prevention planning of lifeline systems (Ref. 3))

造物や地盤に作用する地震時荷重の増大により、地盤が破壊するタイプである。他は、地震時荷重の増大と合わせて地盤強度が低下し、地盤が破壊するタイプ、例えば地盤の液状化である。

(2) 地盤変状と構造物被害

地震によって生じる地盤変状としては、①液状化による地盤の永久変位・亀裂・陥没、②軟弱粘性土地盤の沈下、③人工造成地盤の滑り・亀裂や④橋台背面盛土の沈下が挙げられる。①は1964年新潟地震に代表され、②は新潟地震や1982年浦河沖地震に、③は1978年宮城県沖地震に見られた。

1978年宮城県沖地震時の埋設管の被害例に見られるように、人工造成地盤は構造物に比較的大きい影響を与える。しかし、構造物に最も大きな影響を与える地盤変状は液状化である。

液状化が地盤および構造物に及ぼす影響としては、次のことが考えられる。第1に、地盤の強度低下と変形性の増大により、構造物の支持力破壊や大変形および土構造物の陥没などが生じる。第2に、地盤内間隙水圧の上昇に伴い、局部的または全体的な地下浸透流が発生し、噴水・噴砂が見られる。地盤内の構造物が軽量のときには、構造物が浮上する。第

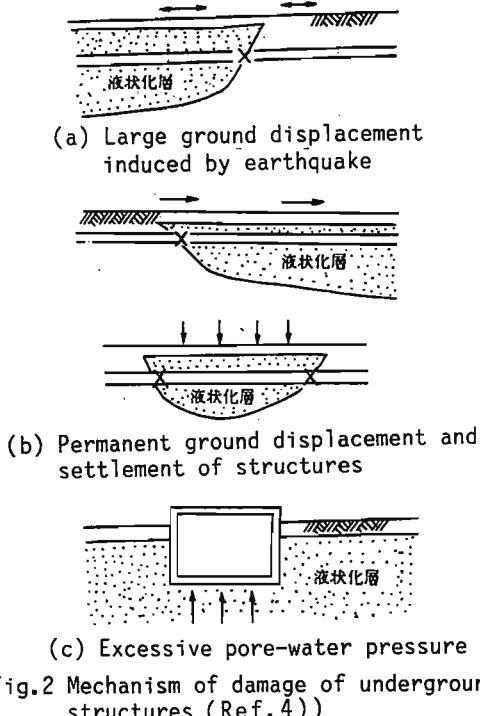


Fig. 2 Mechanism of damage of underground structures (Ref. 4)

3に、第1の結果として、偏載荷重によって地盤が流動したり、構造物への作用土圧が増加する。

Fig. 2は、(a)地震動の過大な変位振幅、(b)地盤の永久変位と沈下などの変形および(c)過剰間隙水圧の3つに起因するものとして、地中構造物の被害のメカニズムを明らかにしたものである⁴⁾。文献4)によれば、次のことが指摘されている。

- 1) 地震動の継続時間と地盤変状の発生時点を対比させてみると、過大な変位振幅は地震波のピーク時付近で生じる。これに対し、永久変位や地盤の沈下はピーク後に発生する。そのため、強度の弱い埋設管では、(b)の影響を受ける以前に、すでに(a)に起因して被害を受ける。
- 2) 強度の強い埋設管では、(a)に起因して被害を受けることもあるし、また(a)の時点で無事であっても、その後の(b)により被害を受けることもある。
- 3) 槽類や洞道タイプでは見かけの比重が軽いため、地下水位以下にある場合には(c)に起因した被害を受け易い。

(3) 液状化が土構造物に及ぼす影響

地盤が液状化した場合、地盤に盛土のような偏載荷重があったり、地表面が傾斜していたりする場合には、地盤が大きく塑性的または流動的に変位・変

形する。

浜田ら⁵⁾は、1964年新潟地震や1983年日本海中部地震などに対し、地震前後に撮影された航空写真測量から、水平方向の永久変位を定量的に明らかにした。例えば、新潟地震時における万代橋から川岸町の信濃川沿岸では、最大8mもの永久変位が河心に向かって生じていた。これは、護岸の崩壊による局部的な変位の影響ではなく、地盤全体の変位である。

上記の事例からも明らかなように、液状化による水平変位は一般に数mに達する。また、水平変位に伴って、地表面の陥没・隆起および亀裂・段差などが生じる。このような現象により、地中に埋設された各種の管路や構造物・基礎は、大きな変状を生じる。このことは河村ら⁶⁾によって実証されている。すなわち、新潟地震から約20年後に、建物の杭基礎の発堀調査を行い、液状化地盤において1~1.2mの水平変位が生じ、杭基礎に大きな破損が生じたことを明らかにしている。

浜田らによれば、液状化による地盤の発生パターンはFig. 3のようになる⁵⁾。パターンIでは、地表面が緩やかに傾斜しており、液状化層が広範囲に帯状に存在する。パターンIIは、護岸の存在のためにもともと滑り易い地形で、液状化層が陸上部から河底部にかけて厚く存在する場合である。パターンIIIは、地表面はほぼ平坦であるが、液状化層とその下の非液状化層の境界面が傾斜している場合である。パターンIは1983年日本海中部地震時の能代市の砂丘斜

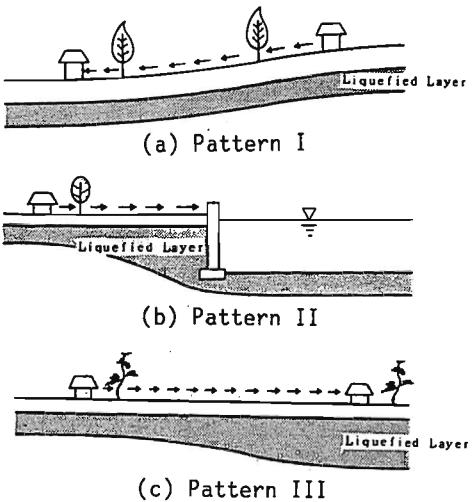


Fig. 3 Patterns of liquefaction induced permanent ground displacement (Ref. 5)

面で、パターンⅡは1964年新潟地震時の信濃川沿岸や新潟港で、パターンⅢは新潟駅や海老ヶ瀬で見られた事例である。

液状化地盤中の軽量構造物は、浮上する。浮上りは、構造物の自重と底面での揚圧力の比較により、判定される。しかし、浮上り量は、その他、構造物底面下の液状化層厚や構造物幅などの影響をも受けるらしい。

土構造物の液状化対策は、構造物が新設か既設か、工事環境、地盤の液状化し易さや液状化層厚などの要因によって決まる。液状化発生の防止対策は、液状化抵抗の増大や振動変形拘束を原理としており、置換、安定処理、締固め、グラベルドレン、地下水位低下、盛土や地中壁・矢板による。液状化発生を前提とした対策は、側方流動防止と不等沈下防止

・軽減による。具体的な対策としては、地中壁・矢板、杭基礎やべた基礎が挙げられる。

5. 橋梁の耐震

(1) 橋梁の震災事例

Table 2は、一連の耐震規定の整備に伴い、過去の地震による道路橋の被害形態が質的にどのように変化してきたかを示している¹⁾。主要な被害原因および被害形態としては、①橋脚・橋台の移動・傾斜・転倒に伴う下部構造の被害、②固定支承における橋

座の欠け落ち、③液状化による被害と④橋脚や支承の破損が考えられている。

1923年の関東地震では15橋が落橋（火災による落橋9を含む）している。1946年南海道地震で1橋、1948年福井地震で4橋、1964年新潟地震で3橋、1978年宮城県沖地震で1橋が落橋している。しかし、震災経験を踏まえて、我が国の橋梁の耐震技術は進展し、現在では大規模な橋梁建設が可能になってきた。

関東地震や福井地震の震災例に見られるように、地震力を考えずに建設された橋は、下部構造自体に大きな横移動・傾斜・転倒を生じた。これが引き金となって落橋したり、大きな被害を受けたものが多い。下部構造の被害は、下部構造自身の強度不足によるものである。しかし、このような被害は今日ではかなり減少した。

現在では、周辺地盤の変状、特に液状化に伴う下部構造の過大な移動力や変形による被害がよく見られる。これが顕著な形で最初に認識されたのは、1964年新潟地震による昭和大橋の落橋である。周辺地盤が広範囲に液状化し、河川方向への地盤流動が生じたため、下部構造に大きな変形が生じて、落橋したのである。

1978年宮城県沖地震や1982年浦河沖地震では、RC橋脚の損傷と同時に、支承およびその周辺の上下部構造の損傷が顕著に現れるようになった。被害は、

Table 2 Change of damage modes of bridges in chronological order (Ref. 1))

主要な地震	主要な被害原因および被害形態の変化	耐震設計法	耐震点検
1920 1923関東地震(M7.9)	橋脚、橋台の移動、傾斜、転倒に伴う下部構造の被害	1926「道路構造に関する細則(案)」 耐震設計の導入	
1930		1939「鋼道路橋設計示方書(案)」 設計震度の標準化	
1940			
1946南海地震(M8.1) 1948福井地震(M7.3) 1950 1952十勝沖地震(M8.1)	固定支承における橋座の欠け落ち	1956「鋼道路橋設計示方書」地域、地盤条件に応じた設計震度の算定	
1960 1964新潟地震(M7.5)	液状化による被害	1971「道路橋耐震設計指針」地域、地盤、重要度、構造特性に応じた設計震度の算定、液状化判定法の導入	1971 耐震点検
1970 1978宮城県沖地震(M7.4)	支承の破損	1980「道路橋示方書」液状化に対する設計の考え方の導入、鉄筋段落し部の設計法	1976 耐震点検 1979 耐震点検 1986 耐震点検
1980 1982浦河沖地震(M7.1) 1983日本海中部地震(M7.7)			
1990			

橋脚や支承部など、相対的にねばりの少ない弱点部に集中している。

(2) 橋梁の耐震性

比較的小径間の単純桁が建設されていた時代には震度法が使われていた。その耐震設計は、①計画水平震度の決定、②静的地震力による断面力・応力度の計算と③許容応力度法による安全性の照査よりも。さらに、橋の固有周期や地盤種別によって設計水平震度を補正する修正震度法が用いられている。

最近では、多径間連続桁や吊橋・斜張橋のようなフレキシブルな橋が建設されるようになってきた。そのため、動的解析を実施する必要がある。動的解析を必要とする橋としては、多径間連続橋で橋脚の高さが著しく異なる橋、高橋脚を有する橋、フレキシビリティの高い橋や特殊な耐震装置を有する橋が挙げられる。

現在、重要な施設や構造物の耐震設計において用いられているのは、2段階設計法である。構造物の耐用期間中に数回程度発生するような地震動に対しては、基本的な耐震設計（静的な震度法）を行う。発生頻度が耐用期間内に1回もしくはそれ以下であるような地震に対しては、終局的な安全性を確認する必要がある。構造物の一部に損傷を受けることはあっても、致命的な崩壊には至らないことが必要である。すなわち、第1段階の設計は機能限界状態を、第2段階では終局限界状態を対象とする。このためには、橋を構成する部材をじん性の大きいものと小さいものに分け、後者は力で抵抗できるように、前者はじん性で変形を逃がせるようにすればよい。

橋梁の耐震性を考える場合には、部材レベルから橋梁構造系全体レベルの耐震性を正しく捉える必要がある。

(3) 免震および制震構造

道路橋を対象とした免震技術は、ニュージーランドにおいて積極的に研究開発が進められ、各種の免震装置が開発されている。多くの免震橋が実際に建設されている。ねばりを考慮した耐震技術の延長線上に、免震技術が存在している。

制震機構としては、①エネルギー吸収装置（粘性ダンパー、摩擦ダンパーや履歴ダンパーなど）、②パッシブダンパー（システムダンピング、リキッドダンパーなど）や③アクティブ制御が考えられる。

上記①のような免震装置を用いることにより、橋脚などに生じる損傷を軽微なものに抑えることができ、地震応答も下げることができる。また、免震装置の取り替えが簡単にでき、あるいはメインテナンスフリーにしておけば、例え免震装置が損傷を受けても、震災復旧は容易なものとなる。

我が国では、昭和61年から3年間にかけて、道路橋に対する免震技術の利用についての検討が行われてきた⁷⁾。その結果、免震装置本体の設計と免震装置を用いた橋全体の設計の2つについて、「道路橋の免震設計法ガイドライン（案）」がまとめられている。

免震技術は、新しく建設される橋に適用できるばかりでなく、既に建設されている橋で耐震性能が不十分であると判定された橋にも利用できる。今後、技術面からして、免震橋は広く定着していく可能性が高い。

一方、アクティブ制震は、油圧装置などのエネルギー源を用いて、積極的に構造物の振動応答を制御するものである。この装置の開発のためには、高精度の計測器械、高速で反応できる計算機と加力装置が必要である。

道路橋を対象としたアクティブ制御としては、首都高速道路公団の高架橋で試みられた例がある⁸⁾。これは交通振動を対象としたものである。地震による振動制御では、①非常に大きなエネルギーが必要なこと、②エネルギーを安定的に供給できるか、③制御装置を安定的に働かせることができるか、④複数の制御装置の設置位置や制御方法をどうするか、などの検討課題が残る。

橋梁においては、その架設位置、形状や機能などの特性から、建築物に用いるようなアクティブ制御は必ずしも容易ではない。そこで、免震と制震を同時に用いて、地震の影響をより有効に小さくするハイブリッド技術を用いることが必要である。特に、橋梁では、免震装置にセミアクティブな要素を付け加えたハイブリッド装置が広く応用される可能性がある。

6. あとがき

著者は、地盤の専門家でもなく、また橋梁や土構造物の耐震問題に携わってきたものでもない。これまでには強震動地震学やライフライン地震工学の研究

を実施してきた。この種の問題を直視したことはほとんどないが、非才を省みず執筆した次第である。かなりの頁数を使った割には、主として著者の不勉強から、ダム、産業施設、地中構造物や港湾・海洋構造物などの重要な項目を取り上げられることができなかった。この点は文献1)や2)を参照して戴くことで、お許し願いたい。

都市域の拡大、生活機能の変化や都市活動の高度化・高密度化に応じて、地盤震動が土木構造物に及ぼす影響も変化する。今後、土木は質的に変貌をとげ、またその社会的使命がますます重要となってくるに違いない。現在、土木工学の技術上の問題としては、1)新しい構造材料の開発、2)設計と施工の総合化や3)インテリジェント構造物の開発などが挙げられる。

上記のことを考えると、本稿を書き終えて痛感することは、地震および地盤震動の研究は永遠のテーマであり、基礎的な種子研究を遂行していくことの重要性である。

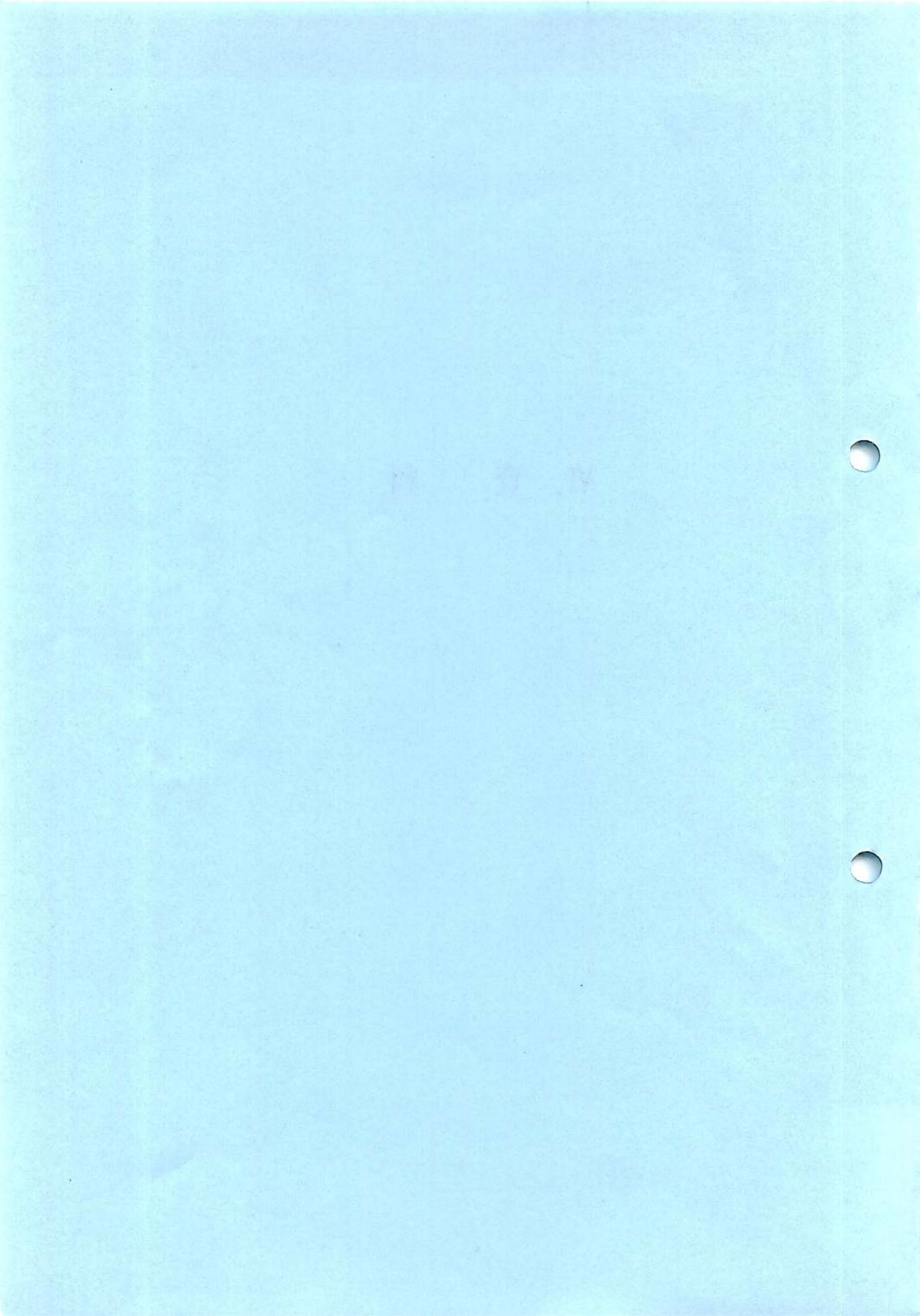
参考文献

- 1) 土木学会編：動的解析と耐震設計（第3巻）エネルギー施設、（第4巻）ライフライン施設、技報堂出版、1989年7月。
- 2) 土木学会編：第11編 地震工学、第4版土木工学ハンドブック I、pp. 427～480、技報堂出版、1989年11月。
- 3) 磯山龍二：ライフラインの地震防災計画、土木学会誌、第73巻、第9号、pp. 25～27、1988年9月。
- 4) 安田進：液状化の調査から対策工まで、鹿島出版会、昭和63年11月。
- 5) Hamada, M., Yasuda, S., Isoyama, R. and Emoto, K. : Study on liquefaction induced permanent ground displacements, Association for The Development of Earthquake Prediction, November 1986.
- 6) 河村壮一・西沢敏男・和田暉映：20年後の発掘で分かった液状化による杭の被害、Nikkei Architecture、pp. 130～134、1985年7月。
- 7) (財) 国土開発技術研究センター：免震装置を有する道路橋の耐震設計研究報告書、昭和62年3月、昭和63年3月、平成元年3月。

- 8) 矢作榎・吉田和彦：高架橋における交通振動のアクティピコントロール、土木学会論文集、第356号/I-3, pp. 435～444, 1985年4月。



VI. 資 料



第18回地盤震動シンポジウム

「やや長周期地震動—現時点での予測はどこまで可能か—」

標記シンポジウムが、1990年7月13日に建築会館ホールにおいて開催された。約230名の方が参加され、大川出（建設省達研）、武村雅之（鹿島小堀研）、横田治彦（清水技研）の司会のもとで、話題提供と活発な討論がおこなわれた。

最初に主旨説明に立った主査・長崎純男（長崎総合科学大）は、「やや長周期地震動問題の地震工学における新たな展開」と題し、第4回シンポジウム以来の地震被害・観測および研究の発展を振り返り、再び「やや長周期地震動」をテーマとした経緯を述べて、現時点での地震動予測の可能性について議論を進め、設計において有効に活用されるための問題など今後の展望をしていただきたいと要望した。

第Ⅱ部「工学的ニーズ」では、2つの話題提供が行われた。

萩尾堅治（大成技研）は「やや長い周期特性をもつ地震動に関する研究の工学的利用」と題し、現象の解明を目的とする基礎的研究の成果を実務の設計スペクトルへ生かす方法を探るための応用研究が必要との立場から、高層建築物や免震構造物の耐震設計の現況を概観し、研究成果の積極的利用をはかるための課題を指摘した。さらに、一定の耐震安全性を確保する目的では設計手法の標準化は重要であるが、やや長周期地震動のような地域性の強いものに関しては地域固有の設計用入力の考え方があつても良いのではないかとの考えを述べた。

座間信作（自衛省消防研）は「石油タンクのスロッシングとやや長周期地震動」と題して報告した。はじめに内外の主要地震による被害事例、とくにやや長周期地震動による被害形態や火災の発生状況が示された。スロッシング応答に関しては、入力地震動が観測されれば高い精度で評価されるが、実際にはこうした観測は少ない。スロッシング被害の予測には速度応答スペクトルの評価が絶対的な意味をもっており、自治省告示を上回る解析例も報告されていいる。スロッシングは周期選択性が非常に強

い現象であり、周期の閾値あるいは地域の特性を考慮した S_v 評価が要求されるとしている。

第Ⅲ部「研究の蓄積」では3つの話題提供が行われた。

井上涼介（茨城大）は「震源過程の取り扱いなどについて」と題し、断層モデルの工学への応用について報告した。断層震源モデルによる強震動レベルを推定する枠組みが70年代後半に示され、その後、震源過程の研究へと発展し、多重震源モデルや震源スペクトルのスケーリング則を取り入れて、現在やや長周期から短周期までの地震動予測に用いられている。また、後続部が長く続くような地点のグリーン関数の評価では、半経験的方法などの実データを加味した方法が実用的であるとしている。予測手法の開発には記録の蓄積が必要であり、一般には気象庁の記録が利用可能で、今後これら記録波形の全体を使った解析が考えられるとしている。

中山浩明（東工大）は「関東平野の深い構造とやや長周期地震動」と題し、約20年にわたる地下構造研究の蓄積とともに、やや長周期地震動の特性について報告した。まず、人工地震探査の歴史と得られた深い地下構造について概観し、東京湾における反射法の結果と併せて関東平野の三次元モデルを示した。つぎに南関東におけるアレー観測の記録にみられる深い地下構造の影響を確認し、後続相まで含めた地震動予測には、震源、パス、サイトをひとつのシステムとして考える必要がある点、さらに計算手法の開発・検証には精度の高い物理探査と質の良い観測が必要である点が強調された。

堀家正則（大阪工大）は、「大阪平野の地下構造とその地震動の特徴」と題して報告した。まず大阪平野と大阪湾の盆地構造の反射法や屈折法による探査の歴史と結果を示した。また、長周期微動のアレー観測から基盤までの S 波速度構造が推定された。つぎに大阪平野の地震動の特徴について、

「あとゆれ」と名付けられた堆積層表面波の発生する状況が紹介され、堆積盆地の地震動は盆地構造全体の影響を考慮すべきであると述べた。

第Ⅳ部「予測手法の現状と限界」では4つの話題提供が行われた。

野田茂（鳥取大）は「やや長周期地震動の各種予測手法のレビューと研究展望」と題し、断層震源モデルに、くいちがいの不均一性、破壊の不連続性、階層性などを取り入れた多重震源、および経験的グリーン関数を用いた地震波合成法によるやや長周期地震動の予測とその問題点について述べた。経験的グリーン関数法においてはいくつかの改良が必要なほか、パラメーターを確率過程として捉えるアプローチも必要であり、そのためには強震記録のデータベースの整備が欠かせない。また、有望な工学的予測法として、これらを統計処理した回帰式を用いる波形予測法が紹介された。

岩田知孝（京大防災研）は「断層の不均質性を考慮した広い周波数帯域の強震動の合成」と題し、大地震と小地震の震源特性の違いを考慮し、クラックモデルやアスペリティモデルに対応する不規則断層運動を考慮した伝達関数を経験的グリーン関数法と組み合わせた予測手法により、広い帯域にわたって観測波形をよく説明できることを示した。強震動予測においては比較的低周波領域の予測であっても不規則断層運動モデルを取り入れる必要があり、アスペリティ領域のサイズや位置、また速度構造の不均質性などを正確に推定しておくことが確度の高い予測につながるとしている。

源栄正人（鹿島小堀研）は「堆積盆地地形において生成される表面波に関する解析的検討」と題して、現在用いられている解析手法（領域型、境界型、固有関数展開、波線、ハイブリッド）の特徴を整理し、堆積盆地地盤モデルを用いて表面波の発生に及ぼす入射波（実体波、表面波）、媒質（非線形性、減衰性）、解析次元などの影響因子の検討を行い、その定性的性質についてまとめた。さらに、1990年2月20日伊豆大島近海の地震の東京都江東区における観測記録について解析的な検討結果を示した。

最後に、川瀬博（清水大崎研）は「表層地質が地震動に及ぼす影響に関する研究事例

と今後の課題」と題して報告した。盆地構造の地震動の解析手法については、二次元の扱いは実用域にあり、三次元もその実用化は時間の問題である。また、速度構造についてはデータが蓄積されつつあるが、地盤の浅い部分を含む面的な構造の把握が精度の良い地震動予測には欠かせない。減衰については速度構造以上に不確定で、今後の調査に待つところが多い。観測データについては、水平方向の変化を捉えるネットワークの観測が重要であり、理論的検討を生かしたデータの有効利用が課題であると述べた。また、今後はサイト・ソース・パスの影響を同時に考えていくことが必要であると指摘した。

以上の講演を受けて横田の司会により、第V部の総合討論が行われた。

現状でやや長周期地震動がどこまで予測可能か、問題点はどの辺りにあるのか、を中心に討論が行われた。まず野田は、予測ではなくて、現象を再現するという意味ではすでに可能であり、講演中にいくつかあったコーダで合わないような例も、構造など周辺のデータがあれば改善されるはずであり、方法自体としてはかなり熟しているとの考えを述べた。また各講演の中でもしばしば引用され、やや長周期地震動に関する重要な研究を発表してきた工藤(東大震研)は、その後の研究を振り返り、計算手法に関する最近の進歩は、10年前と比べると隔世の感があり、現時点で相当に進歩していると言える。しかしいくつかの問題点があり、地盤やバス以外に震源の複雑さによる地震動の難しさの問題はこれからも存在する。特に、Mが大きくなれば多重震源を考慮する必要があり、その重要性は増していく。我々にとっては被害を起こすような地震動が最も重要な問題であり、それらの予測という点に関しては現在はちょっと難しい状況である。また地下構造についても、周期数秒の範囲は比較的浅い部分の構造に関わっており、関東平野や大阪などは明らかになっているものの、全国的にみれば点に近いもので、地震の頻繁に起こらないようなところでは地震学で考えているような深い大きな構造のみで、バスの検証を行うには至っていない。全体的には相当に進歩したと言えるがまだ資料不足の感がある

あると述べた。関連して、佐藤(清水大崎研)は、現状では中規模地震がシミュレートできる限界ではなかろうかと述べた。震源でのメッシュ分割によって大きく変化するし、断層破壊の不均質性が鍵になる。また、波動伝播の問題に関しては、盆地の内部構造はよくわかっているが、周辺部の観測がないために盆地への入射波場の問題がある点が指摘された。

講演で示された現象のシミュレーションでは波形や最大値など非常に良くあっていいるが、これらはうまくいった例であり、不満足な部分はどこで、どの程度なのかとの質問に対して、川瀬は、設計や回帰式との比較など、使う立場からは、シミュレーションは実際の観測に近いばらつきをもっており、モデル化はできていると判断しているのではないか。設計ではこれらばらつきを安全率でカバーできる。また、小さな差が問題になるとすれば、どこにその原因があるかを追求し、モデルを改良して行けばよいのではないかと述べた。

設計者の立場から齊藤(日建設計)は、実際には東京・大阪であるかにかかわらず El Centro, Taft, Hachinoheなどを用いて同一の入力レベルで設計している。それらの応答には3倍の開きがあり、こうした方法には“むなしさ”すら感じられる。講演にあったように、シミュレーションによるものが2~3割の程度の差であるなら設計に使えると考えられ、例えば、東京や大阪など地域の地震動が示されれば、それらを用いていけばよく、応答に2倍も差がなければ十分使えると述べた。これに対し宮崎(住友建設)は、設計では使えないとの見解を述べた。現状は答のわかっているものに對しては使えるが、実際の現象における最大値など地震動強さの予測の問題を残したままで、判断の拠り所がつかめないとしている。

シミュレーションにおけるばらつきに関する話題では、岩田は、震源やパラメーターは与えられたものであり、初期モデルですでに2倍/半分のばらつき範囲内には入っていると述べた。赤尾(清水建設)からは、妥当なパラメーターに対しては、遠い場ではよく合うが、断層近傍では数倍に及ぶ違いがみられること、また香川(大阪土質

研)からは、経験的手法においてバス効果を取り入れるかどうかでかなり違う結果を与えるなどの指摘がなされた。関連して、武村は、将来同じ地震が繰り返すのかという問題もあり、断層モデルのレベルあるいは地震動として再現するかの違いはあるものの、これは方法によらず付随する問題であって、現状である程度の予測はできているのであるから、研究成果を生かして行くべきではないかとコメントした。

続いて、萩尾は設計サイドからのニーズとして、設計では地震波やその振幅レベルを敷地の地盤条件を加味して短時間のうちに意志決定を行う必要のある場合がほとんどであるため、これらを満たすための応用的研究が必要であり、前もってそれらをまとめ、準備しておく必要がある点を強調した。関連して太田(鹿島技術研)は、地震荷重小委員会における取りまとめの作業の経過を紹介し、用いる方法によって、やや長周期で1桁、短周期で2桁の違いがあることを指摘した。要するに設計では、方法論の違いとその特徴をよくわきまえて使えばよいのではないかと述べた。

総合討論の最後に、シミュレーションに欠かせない地下構造について、首都圏基盤構造研究グループの代表者である鳴悦三(東大)は、現在夢の島人工地震の記録の全体像の見直しを進めており、場所によって構造が随分違うことも考えられること、また、記録の使い方としてこれまで初動を使ってきたが、後続位相を利用することで上の部分の構造も明らかになる可能性があること、さらに反射法と併用することによって地下構造はかなり明らかになるのではないかとの見通しを述べた。

最後に北川良和(建研)は、本シンポジウムを総括し、やや長周期地震動の予測の問題点に関して整理を行った。無理な一般化・一元化ではなく地域固有の入力評価は可能か、できるところから新しい知見を導入することは可能かなど、地震動が分かる時代における新しい設計用の入力の考え方が必要ではないかと述べ、データや適用範囲を吟味し、定数評価をきちんと行い、問題意識をもって前向きに適用していくことを希望したいと結んで、閉会した。

●山田真／早稲田大学理工学研究所

金井 清先生の語る「地盤震動あれこれ」

日本建築学会構造委員会振動運営委員会地盤震動小委員会

ここに掲載されたお話は、平成2年10月4日に広島工業大学で開催された、「第10回地盤震動に関する地域交流会」での金井清先生の特別講演（14:15～15:00）によるものです。



実はですね、さっき長橋さん（地盤震動小委員会主査、長崎総合科学大学工学部）からもお話をあつたんですけど、だいぶ前に、地盤震動の将来とか展望とかというんで話さないかって、いやとんでもないというんで、この前のときのような雑談^(*)なら、まあということでお引き受けして、「あれこれ」ということになったわけでございます。それからもう一つ、進行係から、「1時間となっているけれども、できるだけ短めにやってくれ」ということで、これは手紙できましたので。私の話は、とかげと同じで、切ればどこでも切れるんですけれども。また、後で延ばそうと思えば延ばせますので、まあ、適当にやらせて頂きたいと思うわけでございます。

それで、本当は、本当といったらおかしいんですけれども。いずれにしても、主なことは昔の話をさせてもらおうと。といいますのはですね、主査のご希望は展望・将来のことなんですけれども、現在のことは皆さん百も承知のことです。昔のことはご存じないところもあるんじゃないかなと思いますので。昔と現在をつなげば、将来につながるという意味で、まあ多少でもお役に立つんじゃないかなと、こういう意味でございます。ときどき脱線して横道にそれると思いますけど。ねらいは、昔といっても千年以上前の話ちょっとしますけど、2分ばかり。そういう話じゃなくて、1923年から1933年の間、関東地震からその後の10年間ぐらいの話を主にご紹介したい。皆さんの中には百も承知の方もいらっしゃると思うんですけども、まだ見たり聞いたりしてな

い話も多少はでてくるかも知れないと、いうことでございます。

まず、最初、さっきもご紹介がございましたけど、私、広島の出身で。この校舎では2年前ですか、80歳まで、まあ名前だけですけど教授ということになってたんで、非常に縁の深い所で。せっかくですから、広島の地震の話を1分でもしないとお務めがすまいと。後で、鎌田さん（福山大学工学部）から詳しい話があると思いますんですけど。一言だけ触れておきたいと思います。私が直接広島の地震を知っておりますのは2つございまして。1つは、鎌田さんの話にもでてくると思うんですけど、1905年、私の生まれる2年前ですけれども、芸予地震なんです。それからもう一つは、1946年の南海地震。これは鎌田さんの話にはでてこない。鎌田さんの話は中国地方の地震でして、南海地震は中国地方で起こったんじゃないので。これは出てこないのは当たり前だと思うんですけど。

この2つがですね、記録が非常にまあラフといいますか、抜けておるわけです。1905年の地震では、私の家自体が壊れたんですから、これはまあ、確実な資料があるわけです。それから、1946年の南海地震のときに、私自身が調査にきたわけですから。それによりますとですね、県に残り、市に残り、あるいは建設省に残っておる資料は非常に抜けておるわけでございます。その証拠の一つなんですけれども、3ヶ月ぐらい前に、地震研究所の談話会で、芸予地震についての聞き込み調査という報告が

(*) 1989年7月13日に建築会館ホールで行われた第17回地盤震動シンポジウムの特別講演「常時微動あれこれ」。なお、このときのお話は、建築雑誌（Vol.104, No.1292, pp.104～105, 1989年11月号）に掲載されています。

あって。そこでですね、資料に残っていない被害があっちにもあった、こっちにもあったというのを実例をもって、自分の足でもってした報告があったわけでございまして。そのとき、私、発言しまして、「一つ抜けていると、私の家が抜けている」、という話をしたんですけれども・・・。

それから、南海地震のときも具体的に言いますと、JRの宇品駅の駅舎がですね、一階の木造じゃったんですけど、その三つ割りと二つ割りの筋交いが折れてた。これは相当の震度でなければ折れない。むろん不同沈下もありましたので。まあ、不同沈下と震動の両方なんですから。これは、まあ具体的に今でも聞きに行けば、JRに聞けばわかると思うんですけど。その他にも写真もたくさん持っておりますけど、広島には大変な被害があったんですけども、資料には残っていない。というのはですね、これは2つとも無理ないんでして。2つとも戦争なんです。始めの方は日露戦争、次のはこの前の戦争。ですから、地震の被害なんて、これはもう、話にもならなかつた。これは、さっき申しました、地震研究所の談話会で報告した人も、「日露戦争に關係したらしいと、資料の少ないことは」、と言っておりましたけれども。だんだん時間がなくなっちゃうんです。

ついでなんですけれども、地震予知の方で有名な、69年土13年説というのがあります。まあ、統計的に、統計学的に問題があるとかと言う話もあるのですけども。それはともかくですね。その中に、69年土13年の中であるのに、地震が起こってないところがあるのに対して、資料を見ると、そのときには戦争があったという記録があるから、おそらく戦争で抜けたんじゃないかという説明を、その著者はしておられるんですけども。これは、私、著者にひいきするわけじゃないんですけど、あってもおかしくないんじゃないかと。今の芸予地震、それから南海地震の広島の例を考えますと。500年前や千年前の地震で、大戦争があれば、地震の記録が抜けたということが、この69年説の著者が考えるようなことが、まあ、あってもいいんじゃないかと、ということでございます。

そこらの話はそれくらいに致しまして、本論に移らせて頂きます。準備だけはしてきたんですけど

も。本当はOHPも準備してきたんですけども。とてもじゃないけど、それでは時間なんか足りないと。

まずですね、関東地震後の10年間ということで、地盤震動に関する研究と致しましては、まず話に出してもいいと思いますのは、末広先生の地震波分解器だと思います。末広先生が地震波分解器というのを作られて、そして少なくとも震研その他で観測されてですね。そして、震研ではどうも0.3秒の波が多いと。その当時は卓越周期という名前はなかった。で、これはどうも、地盤特有のものんじゃないかと思うと、という程度で、それ以上はその論文は進んでないんですけども。末広先生はご承知のように、非常に早く亡くなつたもんですから、その後の研究が命的にできなかつたわけなんですけれども。

それから、同じようなことがありますね、末広先生の論文は1926年です、1929年ですね、今村先生が地震の観測をやっておられて、どうもsourceからきたんじやなくて、その付近で起るものがあるようだということを予告されておるわけでございます。その言葉が震研彙報に出ているんですけども。その表題はですね、「地震動によって誘起せられたる土地の固有振動について」という題目でございます。

それで面白いのはですね、ここで特に申し上げたかったのはですね。末広先生は、1926年の論文ですけど、この研究は、「耐震構造工学上必要であるのみならず、地震学それ自身に対しても興味あること等である」ということを書かれてるんです。そうしたらですね、今村先生、その3年後ですけれども、この研究は、「地震計測学上から見てもはたまた応用地震学の立場から見ても、決して軽観、軽く観るべきもんじゃない」と。こうなつて、お二人とも、工学と理学の両方に地盤震動というのは大事なことだということを書かれております。もう一つ、特に面白いのはですね。末広先生は工学なもんですから、工学の方を先に書いて、それから理学が後になる。今村先生は理学ですから、理学が先に書いて、工学が後になる。これは微妙なんですが、面白いなあと思ったんですけど。皆さん、どうお考えになられますか。こういうことを受けましてですね、二人の先生が違つた立場で、この問題を追求さ

れたわけです。

前後は別にしまして、違っても1年か2年なんですけれども。石本先生は観測的な方法でこれを究明され、妹沢先生は理論でこれを究明されていかれたわけでございます。でまあ、他人といったらおかしいですけど、石本先生の話を。順序としてはちょっと妹沢先生の研究の方が1、2年早かったかもしれないんですけど。まあ、これは別にして。石本先生の研究は、皆さんもよくご承知のように、いわゆる卓越周期というのを見つけられたことですね。そういう名前も付けられたわけとして。それから、もう一つですね、末広先生の1926年の論文ですね、今まで関東地震の記録に限らないんだけれども、地震波の中のですね、非常に単純な波形に目を着けて、そしてそれから議論をしているものがあるんだけど、これはちょっとあぶないと。というのは、暗に、今村先生が、名前も何も書いていないんですけど、そういう大きい波から勘定して、関東地震の本郷における加速度は100gal前後だと、90何galといいうのが後々までも影響しているんです。

それから、建築基準法のもとになりました市街地建築物法で、震度を0.1にしたものですね。これも経緯を見ますと、これは久田さんの教科書とか何かに書いてありますけれども、中川恭次さんの報告ですか、そういうものにも書いてありますけれども。その経緯はですね、まあ文字通り、Engineering Judgementであって。Engineering Judgementのもとは、今村先生の0.1gと、それからもう一つは、

今村先生が、東京の下町は、これはおそらく破壊から推察されたもんだと思うんですけど、0.3gだと。これが後々までも現在もまあ、多少生きているんですけども。それで、市街地建築物法が1925年に改正されて、震度が0.1というのになったんですけど。その根拠であったということが、久田さんとか中川さんのものに書いてあるわけでございます。

で、末広先生はそれはあぶないぞと。それに目を着けられたのが石本先生。石本先生が、いわゆるその当時リップルといって、小さいものがあるということは皆なわかっていたんですけど、それに目を着けた人がなかったんですけど。石本先生はそのリップルに目を着けて、そしてそれで簡単な勘定をしましたのが報告に出でるんですけども。「地震と

その研究」に、石本先生の本があるんですけど。これにですね、「0.3秒の周期であったとすれば、約250galの震動は既に存在したことになる。そのことから考えると、東京本郷は300gal程度であったろう」、という意味の論文があるんです。

で、これに関連しましてですね、話は前後するんですけども。1968年、ごく最近ですけれども。建築学会の座談会、「建築構造の安全性の考え方」という座談会。まあ、5、6ページの座談会です。この座談会の中で、武藤先生がですね、「関東大地震の本郷の記録が変位地震計で震度0.1であった・・・・」と、ずっとありますですね、まあ時間がないので途中省略しますけれども、「我々は前の伝説を実直に守って今日まできたと。石本博士が0.25gという記録があったのを無視してきた」。ということがありますね、はっきり文章で出てきた、石本先生の0.25gが日の目を見たのは、数十年経って、武藤先生のこの座談会がまあ最初であったといっても言いようなことなんです。

ですから、ここで申し上げたいのは、大事な研究もですね、2、30年眠ることも、もうショッちゅうあると。私が色々なことをひも解いてみると、例が5つも、6つもあるんでして。自分の研究がすぐに皆なに採用されないからと言って、がっかりする必要はないと、こういう風に。かえって焦ると、事をしそんじることがあるんじゃないかなと。よけいなことですけれども、そういうことも感じたわけでございます。

それから、話が前後するんですけども。妹沢先生がちゃんと書いてあります。今村先生の論文と同じ年の論文ですけれども。今村博士が地盤に固有振動があるらしいということを何しているので、これをまあ追求してみようというので。論文の題目は、「地震波によって土地の固有振動が誘起される可能度について」。あくまでも可能度、という論文。地盤震動の問題を理論で取り扱ったのは、日本で最初なら世界で最初と言っても間違いないと思うんですけども、最初だろうと思うのです。この論文を見ますとですね、要するに基本的には一層地盤の重複反射の話です。まあ、その後、重複反射というの非常にどんどん発展しまして。私が地震研究所に入った頃には、1931年なんですけれども。この続きを

手伝わされたというのが研究の始まりなんですけれども。私がずっとやってる途中まではですね、大部分といつても言いのですけれども、理論的には固有振動はあくまで可能度であったと。最初の頃はむろんそうです。そういうこともありうると、理論的に。そう簡単なもんじゃないというのがまあ最初の論文です。ケースバイケースで現われないこともあるし、現われることもあると。まあ簡単なもんじゃないけど。だけど現われることもpossibleだというのが最初の論文です。私、その後、その論文の続きをかなり続けてたわけでございます。

少し話が飛ぶんですけれども、1931年から1932年にかけて、末広先生が、まあ皆さんも百もご存じだと思うんですけど、アメリカに講義に行かれた。その頃の地震学ならびに今の言葉で言えば地震工学は、まあ何といったって、日本がだんぜんトップ。特に全体に関しましては差し障りがあるかも知れないんで、よしますけれども。少なくとも地震動に関しては、もうだんぜん日本が群を抜いておった、という時代であったわけでございます。末広先生の講義題目自体が Engineering Seismology でございます。Engineering Seismology という学問分野が出たのは、皆さん百もご存じだと思うんですけれども、末広先生がまあ最初です。で、色々調べたんですけども、それを地震工学と訳したのが、どうも末広先生の書かれたものには見つからない。末広先生が日本に帰って、地震工学としゃべられたというのを、私自身も聞いてはおるんですけども。まあ、帰られてからすぐ亡くなつたんですから、書きものが残っていないのは当然かもしれないんですけど。まあ、日本語の地震工学という、末広先生の書かれた文字がですね、残ってないようなんんですけど、その文字の、私の調べた限りで、最初の文字は。

齊田時太郎という先生、戦後まもなく暴走車のため歩道上で亡くなつた、この先生、非常に大きな仕事を地震工学の上ではなさっているんですけども。残念、まあ残念、と言ってよいかどうか知れないんですけど。少なくともご存命中はあまり引用する人がなかった方なんです。履歴は、ついでに言うんですけど、専任のところがどうもなかったようなんですけど、地震研究所の嘱託とか、三菱地所の嘱託とか、嘱託業務が多かったようです。

まあ、いずれにしても、この齊田さんですね、1934年の論文があるんです。1933年にLong Beach 地震と言う、アメリカの強震計が取れて初めての記録で、アメリカでは騒がれた地震なんですね。それが俗称 230 gal。ついでですけど、強震計をアメリカが作ったのは、末広先生の講義で作ったということは、アメリカの色んなものに記録が載っているわけですが。強震計を作れと日本でいきら言っても、作らない。というのは、日本はその当時金がなかったんですね。今の金で100万とか何かを、5年や10年も、場所によっては何十年もまたなければ、記録の取れないようなものをですね、金を出せないというのが日本の事情じゃった。で、アメリカは金持ちだったものですから。それで、先生がいらっしゃる間に作っちゃった。幸か不幸か、その翌年にまあ記録が取れた、ということにして。

これを、齊田先生の論文に非常に面白いことが書いてあるんです。10ページばかりの論文ですけれども。特に私の関心を呼びましたのはですね、ここのことだけを読みますとですね、「0.2 g 以上の加速度が存在するに至っては家が建てられないという報告が・・・」。これは Engineering News といういわゆる立派な科学ニュースの雑誌ですけど、それに出ているんです。それを引用してですね、「彼らの驚いた理由は、我が国の慣例となっている耐震強度計算で水平動 0.1 g を輸入して、自然に存在する地震動と人間の都合で決めた地震動とを混同しているので」。まあ非常にアメリカに対してですね、研究者に対して、はっきりとものを言っている。最近は、私もそうですけど、あまりものを言わなくなっているんですけど。はっきりとですね。ところがですね、まあこのことをですね、笑ってばかりもおれない。

というのではね、ここにも小林先生（日本工業大学工学部）が見えてますけど。1962年にですね、広尾沖地震と言うのがあったんです。そのときにですね、釧路の気象台の記録が 0.4 g とか 0.38とか、読み方によって、2桁目はどうにもなりますが。とにかく、El Centro の1940年の記録が、0.38とか 0.35 g だと、世界で最大だと言われており、日本でも設計にそれを使う建物がたくさんあった。建物に限らず、色々なのがあったわけですけれども。そ

れを上回る加速度があり、しかも立派な強震計の記録としては、日本ではこれが初めてじゃったんすけれども。日本の強震計というのは、アメリカよりも20年ぐらい遅れたわけです。その20年ぐらい遅れた間に、ご承知のコンピュータの発達があったもんですから。単純に比較するのもおかしいんですけども、強震計ができる間のブランクの20年と、その間のコンピュータというものの発達と両方相まって、日本はアメリカに出し抜かれたと言いますか、まあ、並んだと言いますか。ともかく、情勢が変わったことは事実なんですけれども。

それはそれとしまして、広尾沖地震ですね、0.38とか0.4とか。とにかくその当時の地震工学をやっている人なら誰でも知ってた El Centro 、一番大きいと思ってたのを上回る。いわゆる構造物の破壊から推察した今村先生の推定とか、そういうもんでなくて、計測的にそういう大きな加速度が取れたということで、大変じゃったんです。これは、誰が言いましたとか、会議で決まったんじゃないんですけど、あまり言わないようにならう、ということがまあ何となしにですね。だから、世間には専門の人達の間でも、あまり知られてなかった、長い間ですね。関係者はまあ百も知っていた。

それで、これは捨て置けないというんで、文部省を口説いて、文部省の科学研究費を取って。しかも、それがですね。文部省の大きい問題だという認識だと思いますが、科学研究費に関係され方は大せいいらっしゃると思うんですけども、3年を通り越して5年ぐらい続いて出したんです。ここにいらっしゃる小林先生とか、北大の酒井先生、それから地震の田治米先生とかですね、都立の亡くなった田治米さんはお兄さんんですけど、まあその方とか、大澤さん、田治見さんとか、それから京都の金多さん……。まあ大せいの人が、北海道まで出向いたりしてですね、それから中川恭次さんとかですね、その当時のアクティブな人達がだいたい参加してですね。文部省の研究費で数年かかったんです。私、たまたま主査だったもんですから、文部省からも催促があり、建築学会の一部からも催促。というのは報告をしなかった。文書でもしないし、口頭でも。それで、まあ国費を使って数年もやっているのにですね、報告がないということで。非難までもいかないかもしん

ないですけど、私の耳に入ったのは、非難だったと思うのですけど。

ところがですね、各研究者間の意見がまちまちなんです。だから、委員会としてですね、特に国費を使った委員会であれば、まがりなりにも結論がないと、報告にならないわけですね。特に主査としてはどうも。だけど追いつめられてですね、やむを得ないんで、結論のない結論だったというので、公開報告会もやり、報告書もまあ出したんですけど。それに付け足してですね、これは余計なことですけど。委員の方々の了解を得たんですけど。これができると、逆じゃたら大変なんだと。ということはですね、強震計の記録が大きいのに、被害がそれに伴ってない、小さいんだと。というんで、裏返して考えるとですね、今の知識で及ばないところに、建物というものは何かが抵抗してるものがあるのだと。というんで、何となしにですね、結論がない結論などと、のんきなことを言っておれるんで。これが逆ですね、強震計の記録が小さいのに、建物の被害が大きかったとなったら、1日足りとも寝てられないんだということで。今でも、私はそう思っておるわけです。まあ、現在でも、私自身は、この問題が皆なが納得されるような回答には至っていないんじゃないかなと。

本当にまあ委員は悩んだんです、色々なタイプで。まず、何したのは、強震計の台が違っていたんじゃないか、違ったと言いますか、強震計の台 자체が揺れたんじゃないかなという疑いをもってですね。さっそく、中川さんが行って、そして簡単な起振機で揺らしたりして、まあそうじゃないよと。それから、これが面白いのは、さっき申しました1929年の末広先生の論文にもね。私達はそのとき、そのことを知ったわけじゃないんですけど。0.3秒の波が出たんで、地震計の台、ちゃんと書いてありますが、地震計の台が揺れたんじゃないかなというチェックをしておられるんですね。だから最初に疑うはずの、我々もいいところにいったんだなあというように、思うんですけど。それでまあ、釧路の気象台の強震計のせいじゃないんだということがわかって。それでもまだ安心いかないんでして。釧路の気象台の構内にSMACをもう一台置きましたですね、比較観測を数年続けた。そして、それは、特別じゃないだ

ということもわかったんすけれども。

そのうちにですね、調査に行った人の中にですね、鉄路のある鉄筋コンクリートの建物にクラックが入っていると、鬼の首を取ったように帰ってきてね。これでクラックが出たのは、強震計の記録を説明ができるそうだと、一生懸命勉強された方があるんです。そうして、しばらくしましたらですね、まあ皮肉といいますか、その建物の昔の写真というのが、地震前の写真が提供されてきてましてね。だから、これ、地震で起こったクラックじゃなくて、地震前からあったクラックだと、ということになりますね。その方は研究を途中でやめたというような。いやあ、だけど、今では笑い話。必死じゃったんですよ。何とか、わらをもつかみたいと。とにかく、その当時、今の皆さんの常識ではまあ当たり前のことかも知れないんですけど、その当時の少なくともこの10人ばかりの委員ではですね、どうしても。いやあ、皆あるですよ、説は。彼がこういやあ、これはそうじゃない、こうだと、何んて、というようなことがあったわけでございます。ぽつぽつ、しっぽを切らなければいけないんですけど。

最近ですね、液状化という言葉がですね、非常にまあ流行しておる。良いことか悪いことか、と思うんですけども。これは、新潟地震、アラスカ地震、同じ年に起こった、1964年ですか、これ以来だと思うんですけど。どうも、私の感覚的には、亡くなったりSeedが言い出したんじゃないかと思うんですけど。Seedという人は、声が大きい、大きいというか高いもんですから、彼が言うと響きが残る。これは私の個人的な・・・とにかく、まあ、その頃からなんです。それまではですね、液状化という言葉は、土質の方では使っていたんですけども。少なくとも建築構造の分野ではあまり使ってなかった。だけど、現象としては不同沈下という言葉がですね、建物の立場からすれば。地面の立場からすれば、液状化すれども。不同沈下というのは、過去の資料をごらんになるとわかりますけれども、関東地震を始めですね、まあ日本の被害で不同沈下の伴わないものは少ないと。

もう、時間がなくなりましたんで、昔話を本当にしたかったんですけども。今から1300年くらい前の天武7年の地震というのがあるんですけど。

これは色々な教科書に出ていないので。私がたまたま日本書記を読む機会がありました。読みましたらですね、詳しく出ているんですね、1300年前に。この話だけで、30分や1時間あるんですけども。そのかわり、一つ申しますとですね。地面が割れたということが書いてあります。それからですね、あらゆる建物が壊れたけれども、硬い地盤の建物は残ったとかですね。それから、割れた地面の家に残った人がですね、その地面の割れたのを気がつかないで、夜じゅうだったらしいです、朝起きてみたら、自分の家が動いていたというんですね。これは、ここに、翠川さん（東京工業大学総合理工学研究科）が見えているんですけども、この話に関連して1時間ばかりしゃべりたいんですけど。この間の7月のフィリピンの地震ですね。断層の上で壊れない家があったというのを私が聞いたのは、東工大の談話会で翠川さんと大町さん、それから土質工学会の講演会で衣笠さんの報告、それから震研の談話会で阿部さんの報告。私の聞いたのは四方の報告ですが、その四方の報告全てに、断層の上で壊れてない家があったという話が出たんですけど。これが、1311年前の天武7年のですね、日本書記の記事にちゃんとそういうふうに書いてある。

それはともかくと致しまして。この不同沈下は私自身が一番強くインパクトを受けましたのは、1944年の東海地震なんです。ここでどうしても触れたいんですけど、東海地震という名前すれどもね。今、理科年表を始め、東南海地震となっております。初めはですね、気象庁は遠州難地震と名を付けてたんです。どういう理由か、東南海地震という名前にしたんです。今村先生がその頃ご存命でして、非常に何されまして。東南海というのは東海道・南海道にわたる地震という意味。南海道に何が関係があると。それで、私はそれが正論だと思うもんですから。だけど、公式の場ではやっぱり東南海地震と言うんですけど。こういう皆さんの物分かりのいい方の前では東南海とは言わない、東海と言う。それから、私の教科書も東海地震と。これは、私の教科書を読む人は物分かりのいい人が読む、という前提のもとで書かれている・・・。

それで、ついでなんすれども、地震の名前すれども。1971年に San Fernando 地震と言う

名前を付けるのを、私たまたま調査に行っていて、それが議論になっているところにぶつかったんですけど。この地震を、San Fernando にしようか、Los Angeles にしようか、南 California 地震にしようかという話が出ましてですね。そのときに、Dukeを始め、新潟地震の例が出てですね、日本人は賢いと。あれは粟島沖地震と言わないで、新潟地震と付けたじゃないかと。粟島沖と言ったら、日本人だって粟島を知っている人はいないかもしれないし、知っている人の方が少ないんじゃないかなと。さすがに日本はいいと、と言うんですね、San Fernando 地震。San Fernandoというのはカリフォルニアでも知っているのが何人おるか、なんていう議論になったんです。結局、やっぱり震源、震央ですか、震央付近の名前を付けた方が後世のためにはいいんだという結論になってですね。San Fernando地震という名前が付いたわけ。一応議論して。日本の場合はですね、他の地震の名前でもおかしいのはそういうやあたくさんあると思うんですけども、気象庁が独断で付けるわけですから。

それで、不同沈下の話ですけれども。建築基準法のたたき台はですね。その当時の建築研究所の所長の藤田金一郎さんと、その当時主任の久田俊彦さん、二人が地震研究所の私の所に見えてですね。そして、地震学もかなり変わってきたから、市街地建築物法の改正、1925年代から、最近の知識を入れたものにしたいんで、何かたたき台を作ってくれというんで。高橋龍太郎さん当りと相談して、たたき台を作った

んです。そのたたき台で、まあ、学会の中の委員会で審議されたんですけども。その骨子はですね、どういうように考えたかと言いますと。卓越周期と、それからその当時研究が始まったばかりじゃったんですけども、逸散理論と、それからもう一つは不同沈下と。この3つでたたき台を作ったわけです。それで、この委員会の大勢と我々の意見が必ずしもまあ食い合わなくて。私達からすれば、見切れ発車のようで。新耐震の前の建築基準法の、地盤とそれから構造物の種別の震度、決まっているのですけど。学会から出ている解説があります。解説というのは、私ときどき言うんですけど、読む人はほとんどいないんだから。新潟地震のときも、解説読んどれば、あんなに被害起こらないんだ、と言ったんです。解

説は、作ったときの、自己満足なんです。あと1分だけ。解説をその前の方から読みますとですね。我々の抵抗がまあかなり強かったもんですから、こういうことになったんですけども。「硬い地盤では不同沈下の起こる危険性も少ないから、堅硬な地盤ほど震度を少なくするということも考えられた」、という風で。そういうんで、10%ですか、地盤の硬い方を下げる。我々の考え、ちょっと違ってたのですけども。

我々の考えそのままが法規になったのはあるんですけど。これは、国鉄の耐震基準です。具体的に言いますと、地盤が硬いほど、震度を大きくとっている。土木学会の委員会ではそれを認められて一度は出たんですけども、何年も続かなかったですね。そのうち、消えて。今のように、地盤が硬いほど、震度を下げるということになって。その経緯は、私直接タッチしてないから、存じませんけど。我々が作った建築基準法のたたき台には、不同沈下というのを考慮に入れておったわけです。今で言う液状化ですけれども。

だから、今後の地盤震動の課題としては、この問題をどうしてももう少し具体的に、量的にですね、一つの課題じゃないかと、こう思うわけです。課題という言葉を一つだけ入れて、これで、私の話を終わりたいと。どうもありがとうございました。

(鳥取大学工学部社会開発システム工学科 野田 茂)

