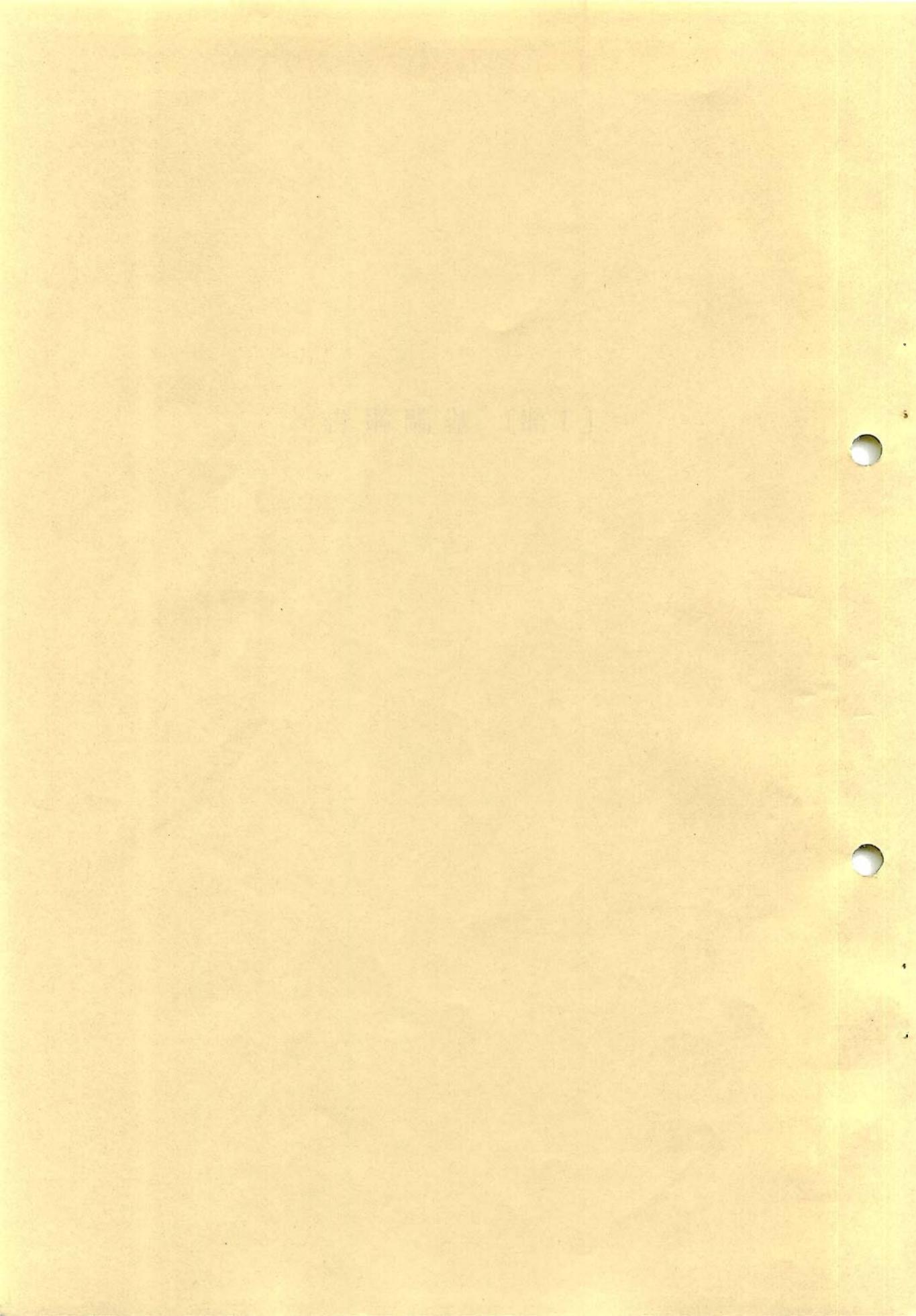


第12回 地盤震動シンポジウム
地盤震動にかかる今日の課題
—日本海中部地震をめぐって—

1984. 6 .26

日本建築学会 構造委員会
振動分科会 地盤震動小委員会

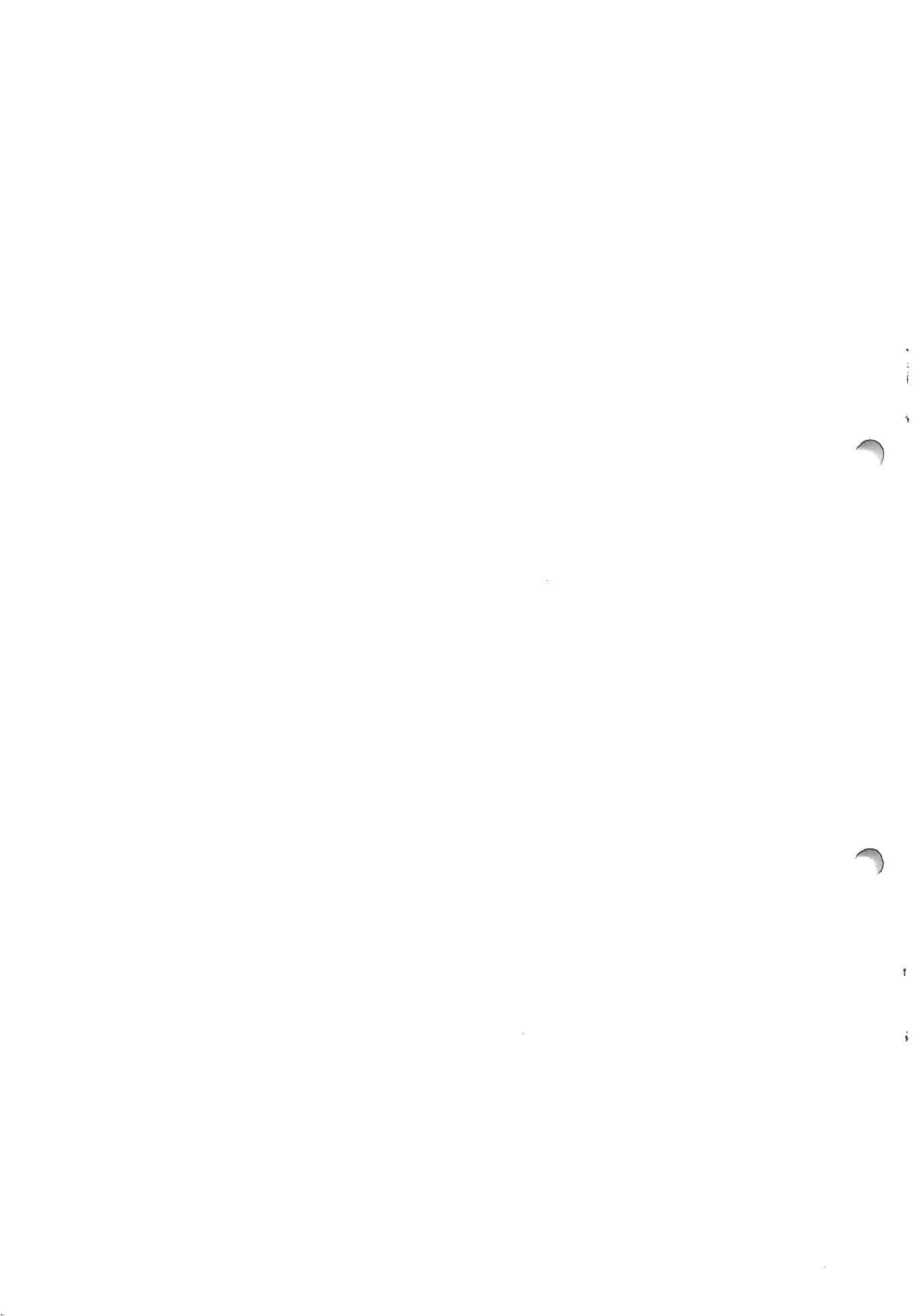


The 12th Symposium on Ground Vibrations (1984)

**Today's Problems lying in the Study of Ground Vibrations;
taking the case of the Nihonkai-chubu Earthquake of May 26, 1983.**

**JUN 1984
Tokyo**

Sponsored by Architectural Institute of Japan



第12回地盤震動シンポジウム（1984）

地盤震動にかかる今日の課題

— 日本海中部地震をめぐって —

目 次

地盤震動シンポジウムの新たな方針 主旨説明にかえて

太田外気晴（鹿島建設技研）…………… 1

[I部]基調報告

I-1 地動特性と被害

北川 良和（建設省建築研究所）……… 3
太田外気晴（鹿島建設技研）

I-2 強震地動

武村 雅之（鹿島建設技研）…………… 15

I-3 震源過程

鈴木 保典（東大理学部）…………… 25

[II部]話題提供

1-1 秋田県におけるマイクロゾーニングの評価

望月 利男（福井工大）…………… 29
荏本 孝久（神奈川大）

1-2 地震動予測

余

— 1983年日本海中部地震および廻震群の震源
パラメータのスケーリング則 —

入倉孝次郎（京大防災研）…………… 37

1-3 深い地盤による長周期地震動の卓越

— 1983年日本海中部地震による新潟での石油
溢流、長周期地震動強さの地域性に関連して —

工藤 一嘉（東大震研）…………… 47

1-4 地盤特性と液状化現象

— 日本海中部地震の場合 —

陶野 郁雄（国立公害研）…………… 57

社本 康広（清水建設技研）

1-5 地盤震動の課題

多賀 直恒（名古屋大）…………… 67

The 12th Symposium on Ground Vibrations (1984)
Today's Problems lying in the Study of Ground Vibrations;
taking the case of the Nihonkai-chubu Earthquake of May 26, 1983.

A New Principle for the Symposium on Ground Vibrations	1
by Tokiharu Ohta	
I-1 Characteristics of Earthquake Ground Motion and Damages	3
by Yoshikazu Kitagawa and Tokiharu Ohta	
I-2 Strong ground motions	15
by Masayuki Takemura	
I-3 Focal processes	25
by Yasunori Suzuki	
1-1 Estimation of Seismic Microzoning at Akita Prefecture	29
by Toshio Mochizuki and Takahisa Enomoto	
1-2 Strong Motion Prediction – The Scaling Relation of the Source Parameters between the Mainshock and the Aftershock of 1980 Japan Sea Earthquake –	37
by Kojiro Irikura	
1-3 Effects of Deep Soil-Structure on Long-Period Strong Earthquake Motions; Comments on the Overflow of Oil from the Tanks due to 1983 Nihonkai- Chubu Earthquake and the Regional Amplification Factors of Long-Period Ground-Motions	47
by Kazuyoshi Kudo	
1-4 Ground-motion and Liquefaction of Soils	57
by Kunio Tōno and Yasuhiro Shiyamoto	
1-5 Present states and related problems of ground vibration researches	67
by Naotsune Taga	

地盤震動シンポジウムの新たな方針 主旨説明にかえて

太田 外気晴*

§ 1 まえがき

地盤震動小委員会は毎年1回シンポジウムを開催し、その時莫における主要テーマについて公開討論を重ねてきた。そして昨年は過去10年を記念して出版物「地盤震動と地盤」を上梓し、区切りをつけた。以後、このシンポジウムも次二期に入ることに際して、小委員会としても心を新たにし、出発点に立ち帰って、今後の長期的な委員会活動とシンポジウムの運営の方針性を改めて考へるべきかと検討してきた。それらの概要は次のとおりである。

§ 2 現在迄のシンポジウムの開催

地盤震動シンポジウムの当初の数回は創生期と發展期といえ、テーマの設定は次のようなものであった。すなはち、当小委員会の最終目的である構造物の耐震設計に結びつく地盤震動の考え方をはじめ、その時莫で重要な問題と考えられる各論的問題題目や、その間に発生した被害地震の地盤動記録や被害調査結果等の情報収集と問題点の討議、その時莫までの研究の総括や将来的展望に加つてテーマの設定がなされた。そして中間的なまとめて今後の展望を含めて前述の出版物を刊行した。

テーマの設定と話題の提供は、各委員の研究成果、小委員会の外部における関連研究や実務家の成果を基準に取扱ってきた。次二期の出発に際する反省は、より計画性のあるテーマの設定と、小委員会自からの研究的積み上げである。

§ 3 今後の委員会の運営とシンポジウムの開催

次二期の出発に際して、小委員会の運営面について討論を積み上げた結果、次の方針が設定された。

- (1) 各回のシンポジウム・テーマの設定は各都度行うことと改め、将来的数年間にわたりテーマまたは研究分野をあらかじめ定めておく。
- (2) 月例の小委員会では(1)で定められた次回のテーマに関する研究と討議を積み重ね、シンポジウムの課題をじっくり込む。また次々回以降の研究課題にかかる討議も積極的に行う。
- (3) 境界領域の話題、特定の小課題については委員外の専門家を臨時に招へいして交流出来るものとし、場合によってはシンポジウムの話題提供を依頼する。
- (4) 被害地震の発生等により重要な緊急の状態が発生した場合には、上記(1)、(2)を考慮した上で、この被害地震等を取り上げる場合もあり得る。
- (5) シンポジウムの年1回の開催、学際的活動、必要に応じて行う他委員会との連携、各種情報交換等は従来どおり継続する。

以上が次二期の新たな方針であるが、最大の特徴は将来的のテーマをあらかじめ設定し、小委員会での研究と討議を積み重ね、シンポジウムにのせる裏にある。

そして今後数年間にわたるシンポジウムのテーマにかかる研究課題として、次のようないくつか項目が討論された。

i) 地盤被害と地盤震動

*: 鹿島建設技研、工博

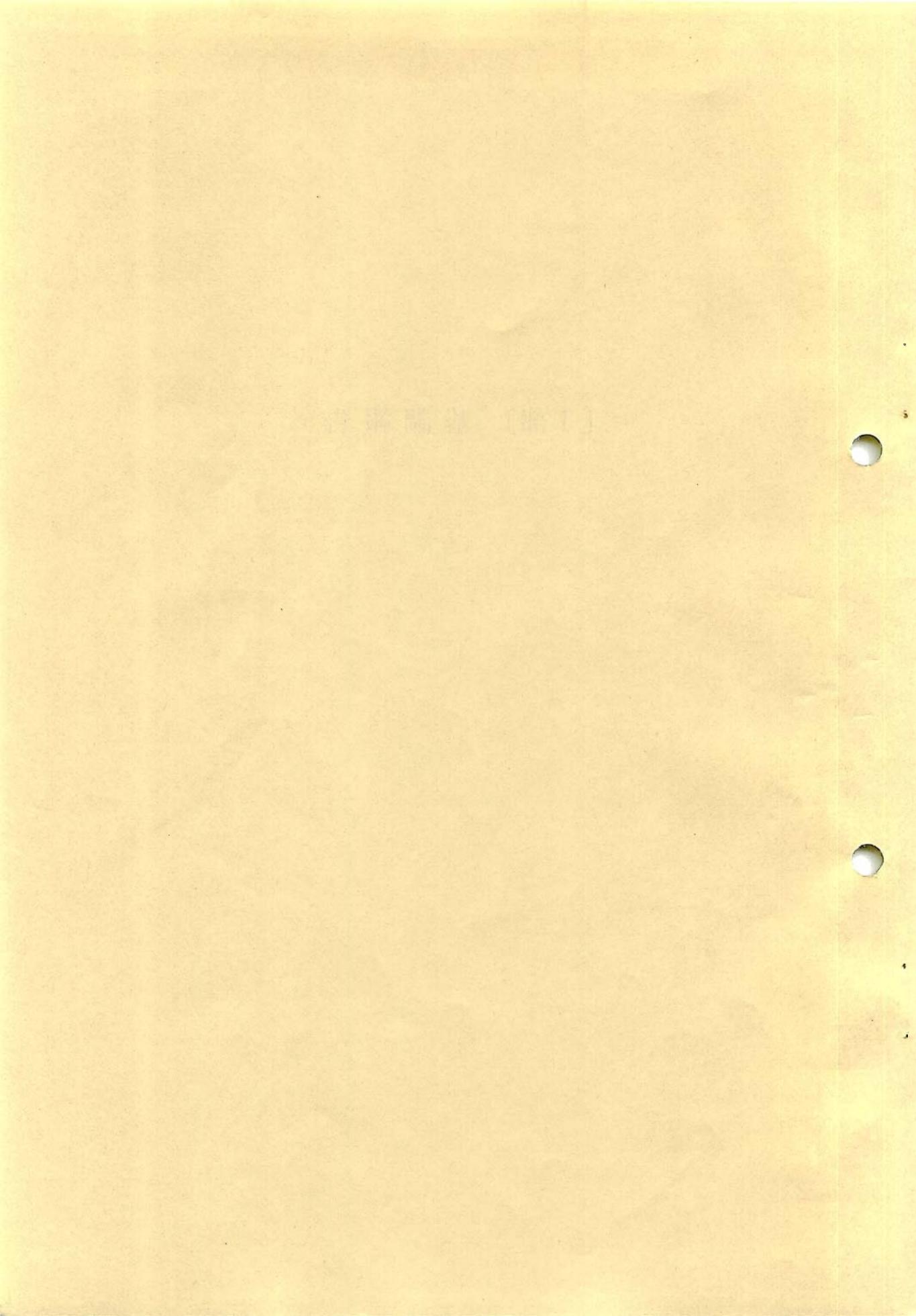
- ii) 発震持構、長周期地盤動、地盤規模と短周期地盤動
- iii) 伝播経路、基盤地盤動と地表層における増幅、距離減衰
- iv) 地震動調査の目的と成果の活用
- v) 地盤震動の動力学特性(剛性、減衰性、液状化)
- vi) 理論地盤記象、模擬地盤動
- vii) 防震設計と入力地震動、地盤と構造物の相互作用
- viii) サイスミックゾーニング、強震地動の予測

以上のうちi)は顕著な被害地帯における、複数の地震を考慮すると種々の特徴的被害やii)以降の問題を討論できる情報が盛り込まれる例が多い。そこで今回のシンポジウムのテーマとして「日本海中部地震をとり上げ、必要に応じて他の地震も含めて上記i)～viii)等にかかる問題点を探り出す題材」とし、今後数年間にわたるテーマまたは研究分野を討論してまとめるべく企画した。

5.4 第12回地盤震動シンポジウムの開催

以上の如き小委員会における活動を討議を小まと、「地盤震動にかかる今日の課題－日本海中部地震をめぐって」を題する第12回地盤震動シンポジウムを開催することになった。午前の基調報告に続く午後の各話題は今後のシンポジウムのテーマに結びつくものと、可能な限りこれらについて小委員会で討議を重ねてきた。しかし今後の具体的路線の設定や問題点のしづり込み、来年度からのテーマの順序決定など收束未了で個人的見解の部分もあるが、現段階で上述の主旨に基づくシンポジウムを開催して広く討議し、ひき続くこと数年にわたり我々の路線決定に資したい。

(I部) 基調報告



I-1 地動特性と被害

○ 建設省建築研究所 北川 良和
鹿島建設技術研究所 太田 外氣晴

§1 まえがき

我が国は世界有数の地震国であり、かつ地形地盤等の各種自然条件が地震に対して脆弱な場合が多く、これまでに地震により多大の物的・人的被害を受けてきた。特に都市部において建物は地形地質的要因から、一般に沖積層上に立地しているものが大部分であり、昭和30年代後半からの大都市への人口集中に伴う木造家屋の過度な密集や避難路等の未整備、ライフラインの拡張等社会的・機能的条件と相まって、一度地震に見舞われると都市災害としてこれまでに考えられなかった形態の被害や個々の災害の相互波及による全く新たな地震災害発生の可能性が生まれてきた。古くは1923年9月発生した関東地震による木造密集地域での大火と大災害風による物的・人的被害、近年では1964年6月の新潟地震や1978年6月の宮城県沖地震等による被害が建物のみならず都市災害としての機能的被害の恐ろしさを見せつけた。このことは、被害検討も単に構造的なものにとどまらず建物全体又は都市といったトータルシステムとしての追求、被害調査も理学・工学といった自然科学的側面からだけでなく社会学・経済学・心理学といった社会科学的側面の追加の必要性を意味している。本報告ではこの種観点から関東地震以降に発生した地震による被害様相の推移を概観し、近年の被害状況との関係、被害地震の位置づけ、特徴等について述べる。

§2 近年の地震とその被害

1923(大正12)年の関東大地震以降、これまでに日本列島及びその周辺地域で発生した震度7又は同等以上の被害をもたらした中規模、大規模地震の数は78個ある。これらの地震諸元、震度及び被害区域をまとめ表2-1に示す。表からわかるように、地震規模の大小別被害区域の大小に対応している。これらの地震についてどのような被害が生じ、その様相がどのように推移したかを概観するために被害報告書内に示された調査項目を調べた。¹⁾表2-1に示された地震No.1~77のうち31個の地震を対象に地震被害調査報告書が各機関によって公表されている。このとき建設省建研・土研・国土地理院、科学技術省、国立防災科学技術センター、日本建築学会の図書室(附)及び財日本都市センター防災専門図書館を収集範囲とし、単独に調査報告書として刊行されたものに限定した。なお各種雑誌に掲載された地震調査報告書については宇佐美、津野²⁾によってまとめられており、更に1891(明治24)年の濃尾地震を契機に設置された震災予防調査会から刊行された震災予防調査会報告のオ1号からオ101号にも収録されている。

1923年の関東地震以降の震度7以上の地震における調査項目別報告書数を表2-2に示す。表中、震源、地震動、地形・地質・津波に関する項目は割愛されている。表からわかるように、地震被害調査項目の年次的推移に着目すると、建築構造物、木工構造物に関する調査は地震規模に応じてその数に大小はあるものの、各地震とも被害調査の対象となる。一方で、非構造材には概ね新潟地震以降、ライフラインは概ね福井地震以降、交通関係は概ね新潟地震以降、心理は概ね1978年伊豆大島近海地震以降という傾向がみられる。この傾向については、地震被害の有無や建築構造、非構造材、ライフラインの利用状況等の変遷を充分に吟味した上で更に詳細な検討が必要といえる。表2-2からわかるように、被害報告書数が10以上のものは関東地震(1923)、福井地震(1948)、新潟地震(1964)、松代地震(1965)、及びの地震(1968)、十勝沖地震(1968)、伊豆半島沖地震(1974)、宮城県沖地震(1979)であり、これら等は代表的な被害地震とみなせる。これらの地震について工学的に意味をもつ震害例とその意義を以下に概観する。

関東地震(M=7.8)——相模湾北部を震源として発生した。震後火災により被害が著しく増大し横浜・東京地域を中心とした14万人以上の死者、12万戸以上の全壊・大破、44万戸以上の焼失家屋など、世界最大級の規模の災害となる。このとき、内藤博士によって佐野震度に基づいて耐震設計された建物は大地震に耐えた。この耐震計算法はその後武藤博士のD法となって完成した。なお翌年に市街地建築物法に地震荷重の項が加えられ、震度として0.1の値が採用された。その後許容応力度の上げに伴い震度も0.2になった。更に地盤の悪い東京下町での不適建物の

被害率が大きかったことから地盤と建物との関係が指摘された。この地震災害より防災都市、防火都市の必要性が痛感されたにもかかわらず、その建設は実現せず悔いを残した。その他人心の混乱等の問題も指摘された。

福井地震(M=7.3)——濃尾断層の北方への延長上に発生した。地震の放出エネルギー自体は最大級でない。だが、この断層線に沿った地域の地動強さは激しく、これより気象庁震度階に7が追加された。死者3800人、全壊家屋35000を出し、屋根の重い木造家屋は倒壊したがRC造は焼ビルの百貨店以外は崩壊しなかった。その後の調査から異種の基礎構法の使用や崩壊原因の一つと考えられた。なおこの地震を契機として耐震工学の研究が活発となり強震計の開発・設置等も行なわれた。

新潟地震(M=7.5)——震央距離は新潟市から50kmであったが屋遇ぎということもあり死者は26名、市内の火災はすぐ消火されたが、石油コンビナートの火災から工業地帯をかかえ自動車の充満する現代都市の危険性を明らかにした。特に地下水位の高い細かなゆるい砂質地盤の液化現象の大規模な実例として地盤破壊が耐震工学上大きな問題の一つとなった。しかししながらこのような悪い地盤に建てられたRC造建物のうち、しま、た砂層まで杭を打ち込んだ建物は被害を受けなかったことは、それなりの耐震性を考慮することによって軟弱地盤での建物建設の可能性を示した。その他津波により海岸・河岸地域では浸水や流木の被害を受け、農薬の流出等とあいまって沿岸工業地帯の地震対策に問題を投げかけた。

松代地震(群発)——1965年8月より3年間にわたる中小規模の地震群の総称である。震度7が24回も生じたが建物被害は大きくなかった。地震学及び耐震工学に関する多くの調査研究がなされ多くの資料を提供した。これらが地震予知研究を発展させ、研究的には軟弱地盤でもかなり高振動が伝播すること、直下地震でありながらも、S波のあとに表面波的な長周期成分の波動があることなどが指摘された。

えびの地震(M=6.1)——宮城県えびの町付近を中心に3回にわたって強い地震が発生し、真幸地区を中心には家屋倒壊を含む建物・道路等の被害を受けた。建物の被害は木造被害がほとんどであり主として平地にある建物の振動による倒壊・傾斜、傾斜地や坂上にある家屋倒壊、地割れ・すべり・抜け崩れによる被害が主であった。又、1、2回目の地震で被害がかなり出たところへ、3回目の地震で新しく被害が生ずると同時に被害の程度が進行したものもあった。木造家屋における筋かい等の耐震対策、敷地の選定等の必要性が指摘された。

1968年十勝沖地震(M=7.9)——北海道、青森、岩手、秋田等広範囲に被害をもたらし、死者52、建物の全壊大破及び焼失690戸におよんだ。RC造建物が大きな被害を受けた。崩壊したRC造建物の中には寒中でのコンクリートの打設、基礎部での施工不備等コンクリート強度の低いものもあったが、壁の少ない建物が共通して被害を受けた。又柱のせん断破壊という脆い壊れ方もあることが立証された。以来この種問題に関して多くの研究がなされ学会規準、基準法に反映された。その他東京でもかなりの震動を感じ、地動に長周期成分が卓越したことから超高层建物の振動、家具等の緊結固定などが問題となつた。

1974年伊豆半島沖地震(M=6.9)——伊豆半島南岸海岸線をはさんで陸地から海面下にかけて生じた断層より発生した。1978年伊豆大島近海地震(M=7.0)と同様伊豆半島を中心には被害をもたらした。傾斜地やその付近に建つ建物、地すべり、山崩れ、断層に伴う地割れにより多くの被害、犠牲者、天井、外壁、仕上げ材などの落下、はく落などといった2次部材の被害、擁壁・石垣・ブロック塀の倒壊などが生じた。最近の土地利用開発のあり方に問題をなげかけた。

1978年宮城県沖地震(M=7.4)——金華山沖、仙台市の東方約100kmの地点で発生した。東北地方特に宮城県を中心としたRC造、鉄骨造の建物に多数の倒壊を含む被害を与えた。特に平面的立面上に壁配置の悪いRC造建物が共通して被害を受けた。木造家屋においては宅地造成地域の埋め土の地すべりによる特徴的な被害を始め全壊1200棟を超えた。29名の犠牲者を出したブロック塀・石垣・門柱の倒壊、ガラスの破損落下、屋上水槽など設備機器の破損等が生じ、ガス・水道・電気等のライフラインの被害と共に都市災害としての都市の耐震機能の弱点をさらけだした。

以上近年の代表的な被災地を中心に被害を概観した。地震規模と被害の様相との差違、社会的関心度の年次的推移等がうかがえる。

§3 近年の被害地震の位置づけ

1600年代に日本列島の糸魚川-静岡構造線を境としてその東側の東北日本はその内部に2次的な活断層や活褶曲を含みながらも、あたかも岩塊のように全体として剛体的な挙動をしたことが地質学的観点から藤田によって指摘された。これは1964～1965年にかけて男鹿半島沖地震、新潟地震、松代地震、伊豆大島群発地震、新島付近群発地震が藤田の指摘する構造帶内にほぼ同時に発生したことから、茂木は東北日本が剛体的に挙動するものとすればその西側も一齊に活動すると考えられることを指摘した。これらの指摘は構造線上に沿って囲まれる構造帯が独自の挙動を相互の相関関係のもとに示すことの可能性を有している。この観点から图3.2で述べた代表的な被害地震を地図上にプロットし图3.1を示す。因からわかるように日本列島及びその周辺地域は11の小ブロックからなる構造帯に分割されている。関東地震、えびの地震、伊豆半島地震、宮城県沖地震は1つの構造帯内で、福井地震、新潟地震、十勝沖地震は2つの構造帯の境界で発生している。この時、構造帯No.0, 1, 2は北米プレート、No.3, 5, 6, 7, 8, 9, 10はユーラシアプレート、No.4は太平洋プレート、No.11フィリピンプレートに属する。图3.1に示された被害地震のうち松代群発地震を除くワケ個について、i)本震マグニチュードと余震マグニチュードの差(D)との関係、ii)余震の回数(N)との関係、iii)本震発生時間と最大余震発生時間との差(T日)との関係を求め图3.2³⁾を示す。このとき余震規模は4.0以上、対象期間は本震発生後90日以内とした。因からわかるように各地震は規模の大小により多少のバラツキがみられるものの、概ねi)関東地震と伊豆半島沖地震、ii)福井地震と新潟地震、iii)十勝沖地震と宮城県沖地震にグループ分け出来る。すなわちi)のグループではD=2.0付近、 $\log N=0.8 \sim 1.0$ 、 $\log T=1 \sim 3$ 、ii)のグループではD=1.4～1.5、 $\log N=1.4 \sim 1.6$ 、 $\log T=-1.0 \sim -0.6$ 、iii)のグループではD=1.1～1.2、 $\log N=1.4 \sim 2.3$ 、 $\log T=1.4 \sim 1.7$ となっている。えびの地震についてはD=0.4、 $\log N=1.1$ 、 $\log T=3.0$ となっており上記3つのグループと性質が異なっている。图中印は宇津によって与えられた本震と最大余震マグニチュードの差の平均値(4.7±0.45M)である。i)のグループは過去に、ii)のグループでは同等、iii)のグループでは同程度に、えびの地震では過大に評価されている。

以上のことから、日本列島とその周辺地域を構造論的に分割し、各種構造帯内及び構造帯間境界で発生する地震として被害地震を位置づけることは可能と考えられるが、地震の発震機構や本震と余震の関係等について更に詳細な検討が必要と思われる。

§4 地震動特性と被害

4.1 近年の被害地震の特徴

近年の大、中地震における建築物等の被害の特徴を調べ、地震動特性研究の今後にかかる考察ができるよう検討を行いたい。このため、過去20年の大、中地震について地震被害と地震動の特徴を感應評価を交えて整理し、表4.1を示す。表中の文章による記述部分が後ほど検討すべき項目につながる。

被害地震によって、諸先輩も含めて我々は多くの教訓を学び、成果を生かすべく努力してきたが、被害が更に発生するとの時莫大なりの教訓を学ぶられるのが常である。その意味で、今後更に生かすべき教訓につながる項目を主体に表4.1を整理して表4.2に示す。これらの表から地震被害としては次の事項が目につく。

- i) 砂地盤の液状化：新潟地震、'83年日本海中部地震
- ii) R C造短柱のせん断破壊：'68年十勝沖地震
- iii) 都市型の各種被害：ブロック堆の倒壊、造成地地盤の崩壊、軟弱地盤上建物の被害、ライフラインの被害
—'78年6月12日の宮城県沖地震：ガラスの破損一同2月20日の地震

iv) 直轟地震による建築物の被害：えびの地震の木造、大分県中部地震のR C造ホテル
これらのうち、i), ii)の教訓やiii)の一部はその後の研究的な成果が設計基準等に生かされてきた。しかし、近年の地震を振り返ると、死者数は歴史的に減少の傾向にあるものの、ある割合の建物被害の発生は避けられず、被害の程度を少くする事が我々に課せられた課題といえよう。その意味を含めて以下の稿を進める。

4.2 人的被害と住家被害率及び地震の発生件数

20世紀の日本における地震被害のうち、比較的統一しやすく統計的に明確な資料として、行方不明者と死者と住家被害率等について整理してみる。資料は理科年表を中心とし、その他最近の調査報告も参考した。

死者数と住家被害率は人口密度と地震動強さに依存すると考えられる。死者数は各地震発生時におけるその地方の人口密度で規準化する。その際、M7.5～8級の地震は県単位で、M7前後は地震発生場所により県単位（その地方の最大人口密度地を含む場合と含まない場合有）、M6.5程度以下はその地域の郡部又は市部の平均的人口密度を用いることとする。これらは国勢調査の資料を他のによると、古い時代は不明の点があれば近い年代の値を用い、戦後の行政区划変更時は変化が大きく推定値を用いた例もある。その意味で概算値が得られてからが、結果的にはそれ程大きな影響はないと言えられる。こうして得られた人口密度当たり死者数の年代的推移を図4.1に示す。近年における減少の傾向は広義の地震対策が成果をあげつつあることを意味しよう。

住家被害率は全壊+半壊/2として図4.2に印示し、地震によって家屋又は建物と記述されているものは非住家も含む。印示、住家被害率としては移動するであろうことを矢印で示した。図中の数字1、2は1974年、1978年の伊豆半島における2地震で、加速度からみたMは気象庁のMより約0.8大きいといわれていること（田中、1979）からその1/2とした。その理由は、Mは広域のデータによるが被害は震央域に集中する差異を考慮したことによる。図4.2は巨視的には住家被害率がM依存の傾向を示してあること、直轄の地震の被害率は大きであること（数字3.4）、他よりや、深い地震（5:西埼玉地震、D=40km）は値が小さいこと等がわかる。右上に印示することはMにより大震度の範囲が広いこと、ある幅をもつことは震源深さに依存すること等が考えられる。浅い地震（D=0～20km）は殆んど値が大きく、Mから地震でも被害率が高くなるに注目すべきである。数字の4はえびの地震、M=5.7、住家全壊数368棟で、'78年宮城県沖地震の57%にも及ぶ。

地震の代表例として、崖や斜面の宅道地や道路壊損個所数を図4.3に示すが、これもM依存性の傾向をもつ。

4.3 被害にかかる地盤動の性質

地盤動と被害の具體論に先立ち表4.2より主要な事項を述べる。地震・震源にかかる問題は他の項に期待し、液状化については周期特性に関して若干ふれ程度とし、被害にかかる地盤動の性質について主に述べる。

1) 最大地動

最大加速度 A_{max} の距離減衰は様々な式が提案されている。例えばトリファックの研究には11の式が示され（図4.4）⁴⁾、これら平均的値で約40倍もの幅をもつ。文献5)の表3.2.1には19の式が掲げられており、それ以外の式もある。 A_{max} の値はこの並に大きくばらつくので、速度で試論するのがより適切であるとの考え方につながり、更に加速度のばらつきの要因説明も同時に行われてある。即ち、地盤や観測実験毎の差異、震源との関係、 $A_{max} \sim X$ （震源距離）曲線の勾配は地殻のQ値と関係あること等で、今後の進展が待たれる。

次に直轄地震では中小規模でも被害率が大きくなるから、震央域の A_{max} の傾向について述べる。表は断層からの距離と A_{max} の関係を転倒基石の資料より推定し、米国の計器観測の結果と比較した（図4.5）⁵⁾。基石による A_{max} は東北地方 $1/\sqrt{Z}$ と見ると整合性が良いことを示している。同種の研究を望月他も行っており、伊豆大島近海地震について基石と計器観測の A_{max} を用いて距離減衰を論じてある⁶⁾。吉川他は断層モデルの解析と、木造建物の被害調査結果、計器観測結果等を用いて震央域の A_{max} 、 V_{max} の距離減衰を論じてある（図4.6）⁷⁾。この図には'79年エルセントロの記録分析結果を加えた⁸⁾。以上はいずれも震央域における地動強度の傾向を示す。

2) 被害地震における地動の周期特性

SMACT強震計で加速度記録が得られる様になり、多くの成果をあげてきた。しかし、顕著な被害構造物において地盤又は基礎と構造物上部の記録から地震時挙動を正確に把握し、設計に役立つ資料が一貫して得られる幸運に遭遇することはむしろ希である。そこで被害構造物の近くの地下室等、深さ又は硬い地盤の地盤動記録を活用して被害構造物の地盤に入力として使之たり、地盤ある深さ迄逆応答を行ない当該地盤の地動又は構造物への入力や応答を推定する方法が多く用いられる。このためには地盤観測点の局部的変化が少ない方がよく、硬い地盤の観測値が注目される。勿論、硬質地盤以外の記録もそれを目的に活用されるが、被害に結び

つく面では軟弱地盤や震央域の記録、大加速度記録が注目される。それらのうち次の2表について述べる。

i) 軟弱地盤の非線型性：例として青森港湾の加速度応答スペクトル $S_A(T)$ を図4.7に示す。⁽¹¹⁾⁽¹²⁾ ピーク周期が大加速度で移動することから、 V_5 の値は概算の0.7～0.6倍程度に概算される。時松他も大加速度作用時の地盤剛性の低下を多數の記録から求め、最大0.4倍以下すら3例があることを示している。⁽¹³⁾

ii) 砂地盤の液状化：砂地盤の液状化について若干の考察を試みる。新潟市川岸町の東北東約1km若干の場所におけるN値により地盤の卓越周期を概算すると約0.43秒と得られる。川岸町アパートの東北約5kmにある港湾事務所は類似の地盤が若干深いが、しまった地層の深さが不明である。新潟地震と1985年宮城県沖地震における各記録の $S_A(T)$ を図4.8に示す。⁽¹²⁾⁽¹⁴⁾ 両地震のピーク周期は約5.5秒の成分を除いてかなり対応している。川岸町アパート屋上の初期微動は0.5秒で、NS方向の5.5秒は地盤の液状化と考えられており、気象庁の1倍強震計(変位計)と比較して波形を図4.9に示す。気象庁のNSは振り切れているが、EWはS波の立ち上がりが周期約5秒で、加速度に換算すると約8Galである。川岸町のNSは5.5秒の成分が約70Galなので、入力として約5秒が作用して液状化を促進し10倍近く増幅したと考えられ、変位振幅は54cmと得られる。その結果、強震計の設置されていたアパートの2号棟は0.6m沈下し、2.9%傾斜している。⁽¹⁴⁾ 地盤の極限支持力と地盤動による地盤圧の上昇を考えて液状化による転倒・傾斜の概念図を作り、図4.10に示す。川岸町アパートにつき簡単な計算を試みる。地盤力と常時荷重による最大接地応力度 α_{max} は、水平力によると慣性モーメントのみ考慮した概算値が $\alpha_{E,max} = 3.2$ となる。極限支持力 $\beta_d = \alpha_{E,max}$ による支持力係数 N_d, N_g を逆算すると約3/22と得られる。新潟地震の教訓は現在の設計に生かされているが、日本海中部地震を見直し、更に実験室内の液状化の研究成果も含め、今後振動論と土質力学の協力による上記 β_d の再検討など研究の進展が望まれる。

3) 地盤動加速度の継続時間

加速度の継続時間が長いことは地震力の繰り返し回数の増加に繋がり、RC造の被害が進んだことは1968年十勝沖地震で注目を集めた。この事は軟弱地盤にもいえ、容器構造中の液体のスロッシングにも繋がる。現在迄に提案された各種の式を図4.11に示す。⁽¹⁵⁾ 図中に示す最近の結果(太田(外)他、P波を含む)⁽¹⁶⁾によれば、Xもかなりの影響を及ぼすことから、今後はMとXを同時に考慮した整理が望まれよう。継続時間が短かいが被害が大きくなる条件は地盤強さが大なることである。震央域の強震記録は日本ではなく、この面では米国の記録が参考になる。

4.4 建築物の被害と地盤

被害発生後の各種の研究は問題点の解明と対処に努力が払われ、生かされる場合が多い。多様な被害が発生した宮城県沖地震に関するこの数年間の研究は極めて充実したもの故、本稿の討論に適しており、これをとり上げる。

1) 地盤震動と建築物の被害(1978年宮城県沖地震)

宮城県沖地震の被害のうち建築物の被害は卸町・苦竹周辺と長町が集中的で、また山手の住宅用造成地の変形の他複数の被害は良く知られている。その後、建築関係者の関心は中低層建物の被害多発原因の追跡に向けられた。北川他、阿部他、大沢他は仙台市とその周辺における多數の地盤の常時微動測定を行い、周期特性を明らかにし(図4.12)⁽¹⁷⁾、被害との関係を調べてある。卸町・苦竹周辺のRC造、SRC造の全数調査が志賀他により⁽¹⁸⁾、S造が加藤他によってなされ⁽¹⁹⁾、仙台市の木造は阿部他によつてなされた⁽²⁰⁾。被害率は中破以上がRC造11.2%、S造11.7%、木造0.24%(全市平均)と得られ、RC造は十勝沖地震における15%より低いことが指摘されている。

阿部らは地盤前にRC造、SRC造、S造の205棟、地盤30の10所の常時微動測定を行つたり、地震後に同一10所で角度測定を行い、地盤の卓越周期 T_d と被害の関係、建物の固有周期以下の伸縮等を得ており、興味深い。被害が大なる3所の T_d は0.2～0.6秒の範囲にあることや、卸町周辺の T_d は0.35～0.45秒にあることも調査されている。木造の被害率は地盤層の厚さに比例しており、 $T_d = 0.25 \sim 0.5$ 秒で被害率大なることが報告されている。建物の被害を直接追跡する努力として、仙台市内の建物被害のランクと周期の延びの平均値を求めた例を図4.13に示す(阿部他)⁽²¹⁾。軟弱地盤上建物の周期の延びはより大である。地下室内で観測された加速度記録と地応答モデルを用い、被害地域の地盤と建物の弾塑性応答を広域にわたって分析し、又は個別の建物ごとに研究された例

も多い（阿部他、渡部他、望月他、北川他、志賀他、内田他、など図4.14参照）。これらは地盤、建家のいずれかを弾塑性として行われており、莫に弾塑性の例は少ない（北川他など）、今後全般的な弾塑性解析が望まれる。

2) 地震動と構造物の進行性破壊

宮城県沖地震ご構造物の進行性破壊が説明された（渡部）¹⁹⁾が、今少しこの問題を考えてみる。東北大大学の建物は竣工直後の常時微動測定に初めり宮城県沖地震まで、強震記録から応答加速度へ変位の関係が求められて（図4.14、志賀他）²⁰⁾。これを参考にSA(T)の図上で応答の履歴を表わすと図4.15が得られる。これより、地震を経験して建物の弾塑性的な性質が変化する様子が良くわかる。住友銀行でも類似の資料があり（内田他）²¹⁾、これらを前出の図4.13と併せて下の変遷を図4.16に示す。建物が中被害以下で納まる場合でも、最大振幅起生時の下は2倍前後伸びている。図4.13と共に考えると、建物・地盤の振動特性変化の程度が大なる例を、より詳細に調べ、該對への生かし方を検討できることよい。

以上は建物の弾塑性応答が主であったが、残る問題は地盤の非線型挙動であろう。この関連の研究も多數行なれてはいるが、被害の顕著な例について詳細に行なわれた研究報告がないので、関係論文より軟弱地盤上建物の応答を考察してみる。図4.17は住友銀行の音波探査から推定した $V_s = 0.7 \text{ km/s}$ の人射波（藤堂他）²²⁾の傾向と、卸町、喜竹の增幅スペクトル（波形）を参考に地盤のSA(T)を概念的に示し、考えられる建物の応答履歴を併記した。進行性破壊の難問を乗り越えた図4.15の東北大と異なり、この場所では軟弱層の塑性化により大パワーの地盤が引き継ぎ作用し、場合により崩壊に到らざる可能性を示している。地震動と被害を考えると、この云うば「非線型地盤追跡性の進行性破壊」に注目する必要があろう。

§5 日本海中部地震の場合

地震概要—日本海東縫断層上で発生した。秋田県、青森県の日本海側を中心に大きな被害をもたらすと共に北海道、関東、中部地方及び近畿、中国の一部にわたって有感となった。地震諸元は地震月報によると以下の通りである。発震時：1983年5月26日11時59分57.5秒、震央：東経139°05'、北緯40°21'、震源深さ：14km、マグニチュード：7.7。震央の位置は図5.1に示すように能代沖約100kmの地点にある。各地の震度はⅣ：秋田、深浦、むつ、震度Ⅴ：青森、江差、戸、盛岡、酒田、森である。島崎森によると本震はオ1震、オ2震にわかれ、その時間間隔は約10秒程度と報告されてい。今回の地震では本震のあとに多くの余震が続き、その最大は6月21日15時25分に発生した（震央：青森県西方沖東経139°00'、北緯41°16'、震源深さ：6km、マグニチュード7.1）。このとき江差、青森、深浦、森で震度IVを観測した。§3で述べた立場から本震と余震の関係をみると、 $D=0.6$ 、 $\log N=2.4$ 、 $\log T=1.4$ （但し本震発生後1日以内でみると、 $D=1.6$ 、 $\log N=2.4$ 、 $\log T=-1.3$ ）となっており、図3.2で示した福井地震（M=7.3）、新潟地震（M=7.5）の各種値と様相が異なっている。なお、地震基盤における最大速度期待値のうち再現期間200年の場合について図5.2に示す。

地震動—東北地方のかなりの地点で地震動が観測された。これらの最大加速度値は震源速報として公表されている。各地の地盤上での最大加速度値をプロットし図5.1に示す。震源が陸地から遠方であったため各地における地震動は200gal程度であった。強震動記録からその主要動の継続時間は約60秒と過去の地震記録の継続時間にくらべて2倍以上となっている（図5.3参照）。発震機構からもわからるように、この地震は多重震源型であり、福井、新潟地震と異なる。

被害概要—東北地方特に津軽平野を中心に広範囲にわたって道路、鉄道、橋梁、河川堤防、干拓堤防といふ土構造物、液状化現象など地盤に関連した被害、津波被害が生じた。建物に関しては砂質地盤の液状化を直接又は間接的な原因とする木造家屋の不同沈下等による被害を除けば、特に著しい建物被害はなかった。^{23), 24)}しかしながら青森県浪岡町に建つRC造5階建ての町立病院はほとんど唯一ともいえる顕著な振動被害を受けた。住家被害の多発地とその地域の被害率を図5.4に、中破以上の被害が生じたRC造、S造建物の分布とその被害度を図5.5に示す。これらの図から、住家被害は日本海沿岸多く、内陸少ないと、大破に近い被害を生じたRC造建物は内陸にある町立病院のみで、同じ震央距離の秋田市での被害建物は少ないとわかる。町立病院での典型的な柱のせん断ひびわれ、付着割裂ひびわれ、壁のひびわれを図5.6に示す。その他石油タンクの火災（秋田市）、溢流衛水の発生、都市部では電気・ガス・水道などのライフラインの被害がみられた。津波被害は男鹿半島から意岐崎

にかけての海岸一帯と北海道與尻道で大きく、死者100名、港湾施設、船舶、家屋、水田などに被害を受けた。これらの被害様相は新潟地震の様相と類似している。

表2. 1 1923.9.1以降に発生した震度V又は同等以上を観測した地震

No	地 震 名	発生年月日	時・分	震央位置	規模	震度及び被害区域
1	関東大震災	1923.9.1	11:58	35.2, 193.3	7.8 0~10	V1 関東地方
2	丹沢山塊	1924.1.15	5:51	35.5, 139.2	6.7 -	V1 甲府、関東地方
3	北陸地震	1925.5.23	11:10	35.7, 134.8	6.5 -	IV~VI 福井、IV 京都
4	北丹後地震	1927.3.7	18:27	35.6, 135.1	7.5 10	V1 丹後半島、V 京都
5	関原地震	1927.10.27	10:53	37.5, 138.8	5.3 0~10	V1 新潟県
6	北伊豆地震	1930.11.26	4:03	35.1, 139.0	7.0 0~5	V1 静岡、神奈川
7	西埼玉地震	1931.9.21	11:20	36.1, 139.2	7.0 10~20	V1 関東地方
8	越後半島地震	1933.9.21	12:41	37.1, 137.0	6.0 15	V1~V 釜石半島
9	伊豆天城山地震	1934.3.21	12:40	34.8, 138.9	5.5 0~10	V1 湯ヶ島、天城に被害
10	静岡地震	1935.7.11	17:25	35.0, 138.4	6.3 10	V1 静岡、清水
11	河内大和地震	1936.2.21	10:08	34.5, 135.7	6.4 20	V1 京都、奈良
12	折島近海地震	1936.12.27	9:14	34.5, 139.2	6.3 0~20	V1 静岡、IV 伊豆
13	田辺冲地震	1938.1.12	0:12	33.7, 135.2	6.7 20	V1 和歌山、徳島
14	草壁崎沖地震	1938.5.23	16:18	36.7, 141.4	7.1 10	V1 福島、茨城
15	起科湖畔付近	1938.5.29	1:42	13.6, 144.3	6.0 20	V~IV 北海道東部
16	鹿島灘地震	1938.9.22	3:52	36.4, 141.0	6.6 10	V1 水戸、茨城
17	福島東方沖地震	1938.11.5	17:43	37.1, 141.7	7.7 20	V1 天城、福島、宮城 中継日本全境
18	男鹿地震	1939.5.1	14:58	10.0, 139.8	7.0 0	V1 男鹿半島 秋田県全境
19	長野市付近	1941.7.15	23:45	36.7, 138.3	6.2 5~20	IV~VI 長野市周辺 岐阜も同地区
20	日向灘地震	1941.11.19	1:46	32.6, 132.1	7.4 0~20	V1 鹿児島、宮崎 IV 大分 岐阜も同地区
21	鳥取冲地震	1943.3.14	19:13	35.6, 134.2	6.1 20	V1 鳥取、同市付近に被害
22	田島地震	1943.8.12	13:50	37.3, 139.8	6.1 15	V1 福島、田島、郡山、博多山
23	鳥取地震	1943.9.10	17:37	35.5, 134.2	7.4 10	V1 鳥取 V~IV 岐阜県、岡山県
24	山形県佐沢町	1944.12.7	1:27	38.3, 140.2	5.8 0~30	V1 山形、小見沢 島根的に被害
25	東南海地震	1944.12.7	13:35	33.7, 136.2	8.0 0~30	V~IV 静岡、愛知、三重 に被害

No	地 震 名	発生年月日	時・分	震央位置	規模	震度及び被害区域
51	1968年 日向灘地震	1968.4.1	9:42	32.2, 132.3	7.5 30	V1 宮崎、IV 佐賀、鹿児島 九州地方に被害
52	1968年 十勝冲地震	1968.5.16	9:49	40.4, 143.4	7.9 0	V~IV 北海道、東北
53	留萌付近	1968.7.17	1:53	-	-	V1 震央地区
54	愛媛県西方沖	1968.8.6	1:17	33.2, 132.2	6.6 40	V1 愛媛、大分、IV 九州
55	隅河沖地震	1968.9.21	22:06	41.6, 142.3	6.8 80	V1 隅河
56	冲永良部島	1968.11.12	9:44	27.3, 128.3	5.6 20	V1 冲永良部
57	岐阜県中部地震	1969.9.9	14:15	35.5, 137.0	6.6 0	V~IV 岐阜県 同地区に被害
58	奄美大島近海地震	1970.1.1	4:02	28.2, 129.1	6.1 50	V1 名瀬
59	秋田県南東部地震	1970.10.16	14:26	39.1, 140.5	6.2 0	V~IV 秋田、茨城
60	新潟県南部地震	1971.2.26	4:27	37.1, 138.2	5.5 0	V1 舟伏、高田 同地区に被害
61	八丈島近海地震	1972.2.29	18:23	33.1, 141.2	7.0 70	V1 八丈島
62	1972年 八丈島東方沖地震	1972.12.4	19:16	33.1, 141.1	7.2 50	V1 八丈島
63	1973年 越後半島沖地震	1973.6.17	12:55	43.0, 145.0	7.4 40	V1 佐渡、鋼鉄 会津道東部で被害
64	1974年 伊豆半島沖地震	1974.5.9	8:33	34.3, 138.5	6.9 10	V1 伊豆、IV 静岡
65	阿蘇山北麓地震	1975.1.23	19:15	33.0, 131.1	6.1 0	V1 舟伏付近
66	大分県中部地震	1975.4.21	2:35	33.1, 131.3	6.4 0	
67	山梨県東部	1976.6.16	7:36	35.5, 139.0	5.5 20	山梨、神奈川に被害
68	伊豆大島近海地震	1978.1.14	12:24	34.46, 139.15	7.0 0	V1 大島、震央付近に被害
69	宮城県沖地震	1978.2.20	13:36	38.45, 142.12	6.7 50	V1 大船渡 宮城県北部で被害
70	島根冲地震	1978.6.4	5:04	35.1, 132.7	6.1 0	震央付近に被害
71	1978年 宮城県沖地震	1978.6.12	17:14	38.09, 142.10	7.4 40	V1 大船渡、仙台 宮城県全境に被害
72	(新潟)	1980.6.29	16:20	34.9, 139.21	6.7 10	V1 大島
73	北海道日高市沖	1981.1.23	13:58	42.4, 142.2	7.1 130	V1 潟川
74	福岡沖	1982.3.21	11:32	42.1, 142.6	7.1 40	V1 潟川 同地区に被害
75	茨城県南部	1983.2.27	21:14	35.9, 140.2	6.0 72	V1 東京、水戸、他 局地的に被害

No	地 震 名	発生年月日	時・分	震央位置	規模	震度及び被害区域
26	三河地震	1945.1.13	3:38	34.7, 137.0	7.1 0	V1~V 爱知、三重、岐阜 局地的に被害
27	南海地震	1946.12.21	4:19	33.0, 135.6	8.1 30	V1 四国、紀伊 に被害
28	船井地震	1948.6.28	16:13	36.1, 136.2	7.3 20	V1~V 横井、石川 同地区に被害
29	今市地震	1949.12.26	8:17	36.7, 139.7	6.4 67	V1~V 佐賀、日光 同地区に被害
30	十勝冲地震	1952.3.4	10:23	42.2, 143.9	8.1 45	V1 地方及び東北地方 佐賀も同地区
31	大聖寺冲地震	1952.3.7	16:32	36.5, 136.2	6.8 20	V1 山岸、大聖寺、台東 佐賀も同地区
32	吉野地震	1952.7.18	1:10	34.5, 135.8	7.0 70	V1 吉野、藤原、紫雲、岐阜 吉野も同地区
33	東京近海地震	1956.2.14	9:52	35.7, 139.9	6.0 50	V1 北海道北部 東京、横浜に被害
34	エトロフ島沖地震	1958.11.7	7:58	44.3, 148.5	8.0 80	V1~IV 施設も同地区
35	北海道東部地震	1959.1.31	5:38	43.4, 144.0	6.1 0	V1~V 施設も同地区 施設も同地区
36	長岡付近	1961.2.2	3:39	37.3, 138.5	5.2 20	V1 長岡西方 施設も同地区のみ
37	日向灘地震	1961.2.27	3:10	31.4, 131.5	7.0 40	V1 向日灘、荒尾、岐阜、石川 岐阜も同地区のみ
38	北陸地震	1961.8.19	14:33	36.0, 136.5	7.0 0	V1 施設は堺、岐阜、石川
39	広尾冲地震	1962.4.23	14:58	42.1, 143.6	7.0 60	V1 十勝、釧路に被害
40	宮城県北西部地震	1962.4.30	11:26	38.4, 141.1	6.5 0	V1~V 施設は 施設あり
41	三宅島鷲見地蔵	1962.8.26	15:49	34.1, 139.3	5.9 40	V1~V 三宅島(14回)
42	越前冲地震	1963.3.27	6:34	35.5, 135.5	6.9 0	V1 越前、同地方に被害
43	男鹿半島沖地震	1964.5.7	16:58	10.2, 139.0	6.9 0	V1 男鹿半島、IV 秋田県 同地区に被害あり
44	新潟地震	1964.6.16	13:01	38.2, 139.1	7.5 40	V1~V 新潟県、V 宮城 同地区で被害
45	松代郡外海地震	1965.8.3	-	-	-	V1 松代9回
46	台東東方沖地震	1966.3.13	1:31	24.2, 122.6	7.0 ?	V1 与那国島
47	沖縄島近海地震	1967.4.6	15:17	34.1, 139.1	5.3 10	V1 沖縄島、V 施設 同地区に被害
48	弟子屈付近	1967.11.4	23:30	33.3, 144.2	6.5 20	V1 キラク、和歌 同地区で被害
49	えびの地震	1968.2.21	10:45	32.0, 130.4	6.1 0	V1~V 佐世保地区 同地区に被害
50	新潟近海発地震	1968.2.25	-	-	-	V1 云母島、舟木島、IV 施設 同地区に被害

No	地 震 名	発生年月日	時・分	震央位置	規模	震度及び被害区域
76	1983年 日本海中部地震	1983.5.26	12:00	40.4, 139.1	7.7 14	V1 秋田、むつ、深浦 青森県に被害
77	三宅島付近	1983.10.3	22:33	34.0, 139.5	6.2 15	V1: 三宅島
78	島根県沖	1983.10.31	1:51	35.4, 133.9	6.2 15	V1: 島根局地的に被害

構造物の被害を念頭においた地盤運動研究の課題をとり、地盤運動特性、地盤運動特性、地盤の非線形性、構造物の耐震性能のバランスのとり方の問題といえよう。最近の計器観測による地盤運動の実体把握や、高度な解析技術の適用による被害地盤後の諸研究は大きな成果を挙げつつある。しかし被害をもたらす地動が複雑なだけに問題は簡単でないが、出来ただけこの複雑な地盤力を明確化することが我々の役割である。

表3. 1 1923.9以降の震度V以上の地震における調査項目別報告書数 (文献1)による)

番号	地震名	発生年月日	調査告白数			RC	S	SRC	本造	基礎	その他	内外	ガラス	防水	エレベーター	設備	家具	電気	ガス	水道	電灯	放送	上構	火災	越境	交通	心理	
			全般	古河	吉野																							
1	関東東	1923.9.1	45	23	3	3			4		3	1					1	1	10	3	9	7	14	26	26	13	11	1
2	北相馬	1925.5.23	1	1															1	1			1					1
3	北丹後	1927.3.7	4	4																								1
4	関東頃	1927.10.27	1	1																								
5	北伊豆	1930.11.26	6	3																			1					1
6	河内大和	1936.2.21	1	1																								
7	男鹿	1939.5.1	1	1															1	1	1	1						
8	鳥取	1943.9.10	4	3	1	1			1		1							1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	
9	東南阪	1944.12.7	2	2																								
10	三河	1945.1.13	1	1															1	1	1	1						
11	南海道	1946.12.21	4	4														1	1	1	1	1	2	2	2	1		
12	福井	1948.6.28	11	8	3	2	1	3		1								4	1	3	3	9	2	2	2	2		
13	今市	1949.12.26	3	3													2	2	2	2	2					1		
14	1952十勝沖	1952.3.4	3	2													2	1	2		2						1	
15	北美震	1961.1.31	1	1																								
16	広尾沖	1962.4.23	1	1																								
17	新潟島	1964.6.16	38	23	6	3	2	4	1	2	1						7	4	8	6	1	19	7	6	2	6		
18	松代群島	1965.8.3~	23	8					1		1	1						1	1	1							1	
19	神津島近海	1967.4.6	1	1	1			1		1	1																	
20	えびの	1968.2.21	18	13	1	1		1		1	1						2	2	2	4		1	1	1				
21	1968十勝沖	1968.5.16	33	24	4	2		3	1	2	1	1					8	6	6	8	15	5	4	4	1	1		
22	岐阜県中部	1969.9.9	1	1																								
23	秋田県南東部	1970.10.16	1	1														1	1	1	1	1	1	1	1			
24	八丈島近海	1972.2.29	2	2														1	1	1	2							
25	根室半島沖	1973.6.17	5	4																		1						
26	1974伊豆半島沖	1974.5.9	16	14	2	2		2		1								1	2		6	2	1	1	1			
27	阿蘇山北部	1975.1.23	2	2	1	1		1																				
28	大分県中部	1975.4.21	4	3	3			1		1																		
29	1978伊豆大島近海	1978.1.14	3	2	3	3		3		2	1						1	1	1	1	1					1	3	
30	島根県中部	1978.6.4	1	1																								
31	1978宮城県沖	1978.6.12	45	30	5	4	4	1	1	4	2	4	1	1	5	7	20	20	21	18	11	12	4	4	3	13	11	
		計		282																								

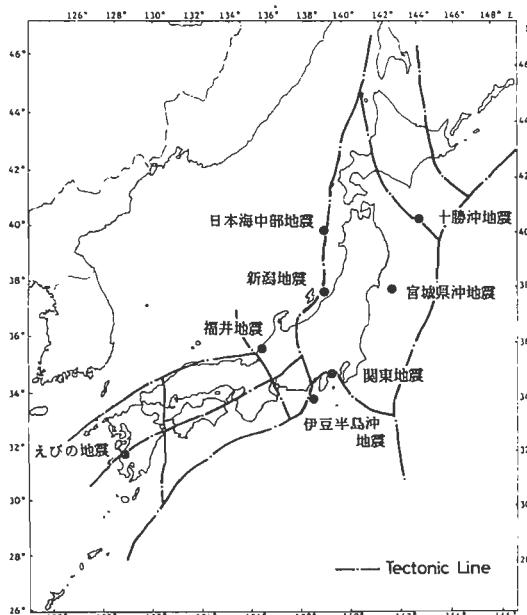


図3. 1 震央位置図

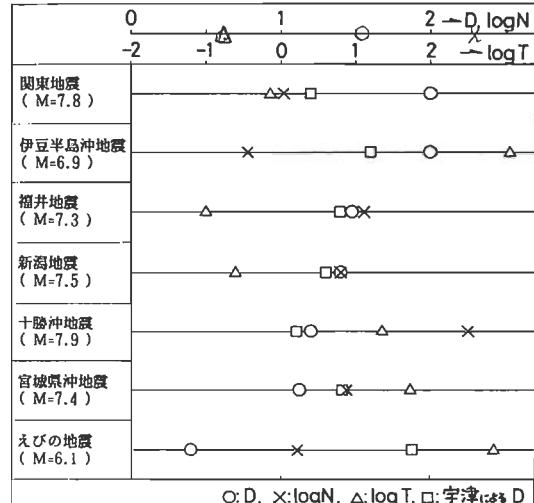


図3. 2 本震と余震の関係

表4.1 近年ににおける被害地震の震度評価とその特徴

No.	地震名	年月日	M	地震被害								地殻物	震源の性質等	
				地盤		建物物				ライフ				
				震前	震後	木造	RC造	S造	ZK鋼	ライン	震度	周期	総経時間	
1	日本海中部	'23.5.26	7.7	△	◎	◎	○	○	○	○	○	○	○	津波 液状化・タンク 津波
2	宮城県沖	'28.6.12	7.4	◎	○	◎	◎	◎	◎	◎	△	△	△	断層型被害、津波把 組上断層、崩壊地、津 波
3	宮城県沖	'28.2.20	6.7	△	△	○	○	○	○	○	△	△	△	ガラスの破損
4	伊豆大島近海	'28.1.14	7.0	◎	△	○	○	△	○	○	△	△	△	崖崩れ、社会不安
5	大分県中部	'25.2.21	6.4	◎	△	○	○	◎	△	○	△	△	△	RC造直撃被害
6	伊豆半島沖	'24.5.9	6.9	◎	△	△	△	△	△	○	△	△	△	断層近傍の被害
7	十勝沖	'29.5.16	7.4	△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	RC造柱柱の せん断破壊
8	えびの	'26.2.21	5.7	○	△	◎	△	△	○	△	△	△	△	直撃地震の被害
9	松代	'26.8.8	5.5	○	△	○	△	△	○	○	△	△	△	大加速度の割に 被害少
10	新潟	'24.6.16	7.5	△	◎	○	○	○	○	○	◎	△	△	液状化地盤ではなし 津波、火災、浸水
備考														
(凡例) ◎: 大, ○: 中, △: 小 S: 短, m: 中, L: 長														

(注) *1: 注目され *2: Mに比べて評価 *3: 液状化地盤ではなし

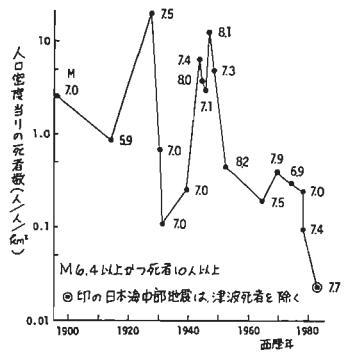


図4.1 人口密度当りの死者数の推移

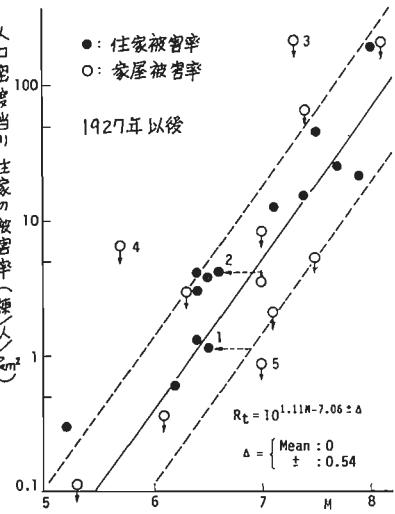


図4.2 近年の地震によるMと住家等の被害率

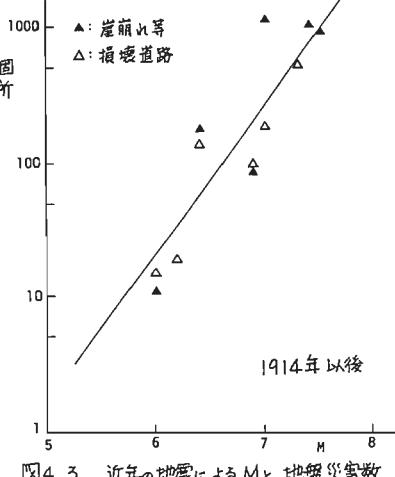


図4.3 近年の地震によるMと地盤災害数

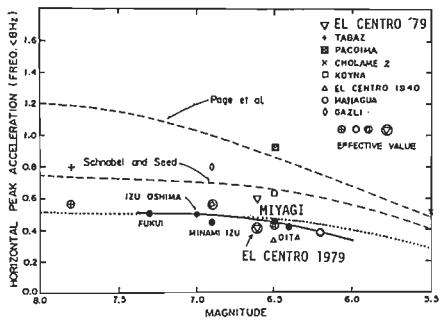


図4.5 計器観測による A_{max} とMの関係及び
基盤による A_{max} との比較(表7地に加筆)

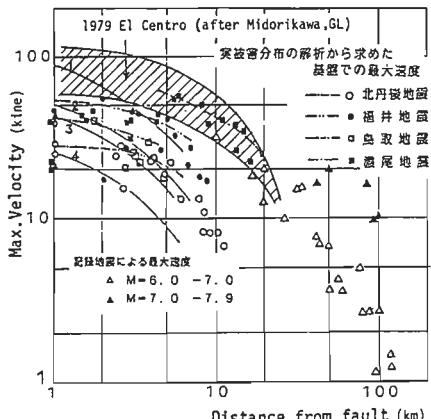


図4.6 基盤における最大速度の距離減衰(吉川他に加筆)⁹⁾¹⁰⁾

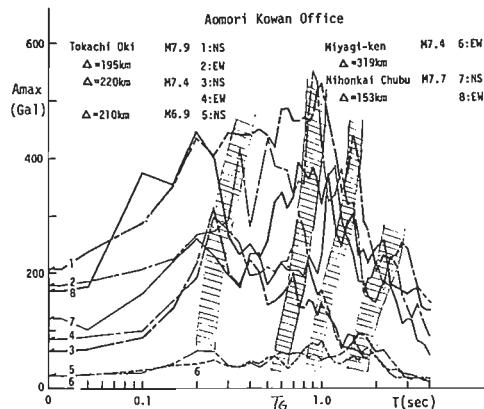


図4.7 青森港湾の各種加速度応答スペクトル¹¹⁾¹²⁾

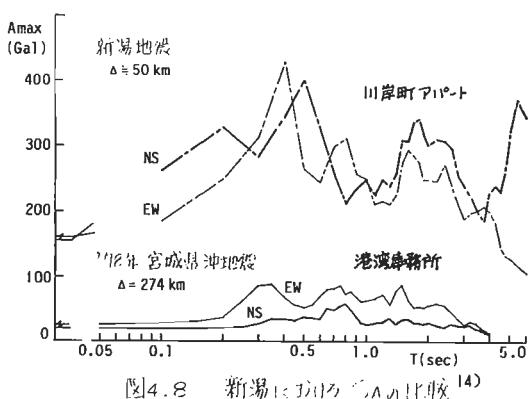


図4.8 新潟市における地震応答¹⁴⁾

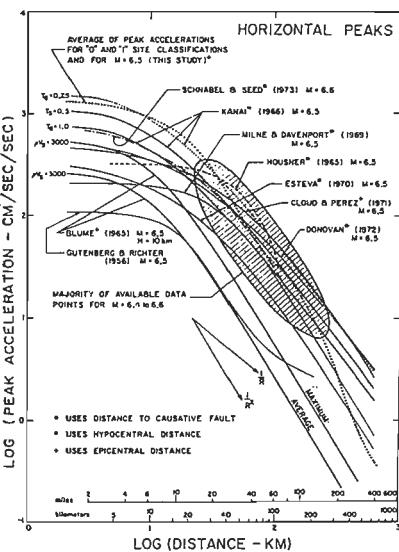


図4.4 加速度距離減衰式の比較⁴⁾
(トリフナックによる)

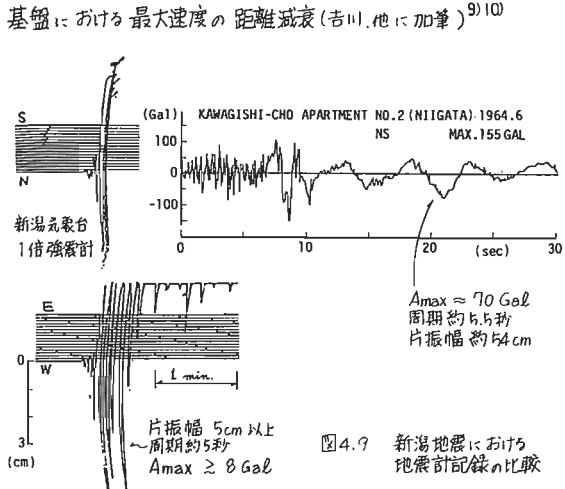


図4.9 新潟地震における地震記録の比較

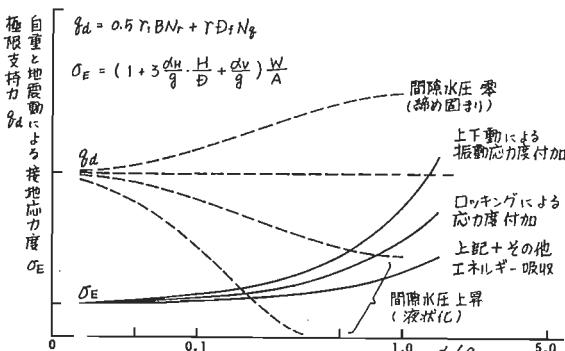


図4.10 地盤の地震時ににおける支持力の変化と構造物の接地応力度上昇の相應範囲

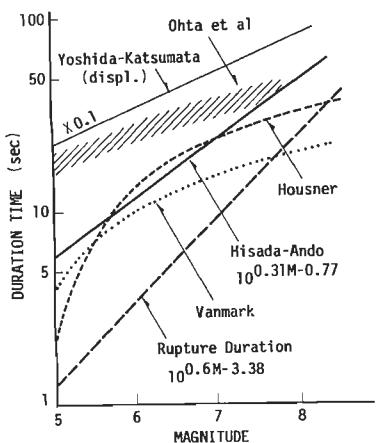


図 4.11 地震動継続時間に関する種々の提案式(渡部他に加筆)¹⁵⁾

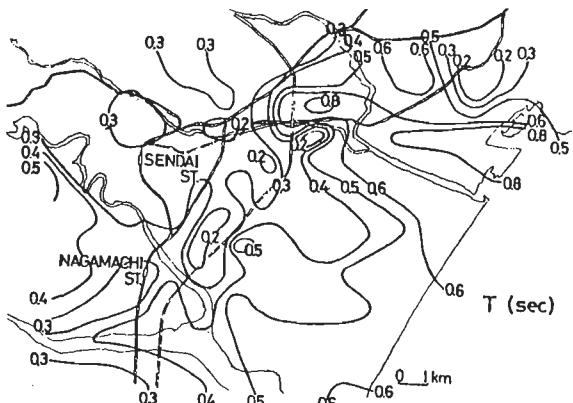


図 4.12 地盤の卓越周期分布図(北川他)¹⁷⁾

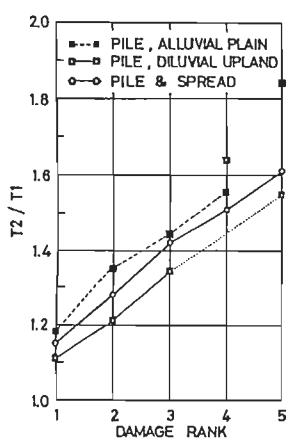


図 4.13 建物被害率ランク毎の固有周期の伸び(阿部他)¹⁸⁾

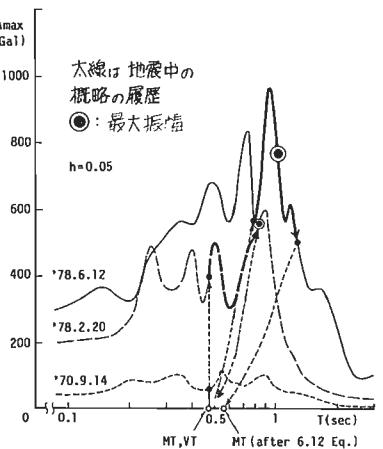


図 4.15 東北大 1F NS の SA(T) と応答履歴

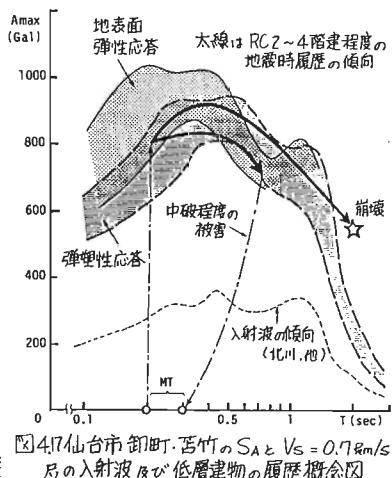


図 4.17 仙台市御町・苦竹の SA と $V_s = 0.7 \text{ km/s}$ 及び入射波及び低層建物の履歴概念図

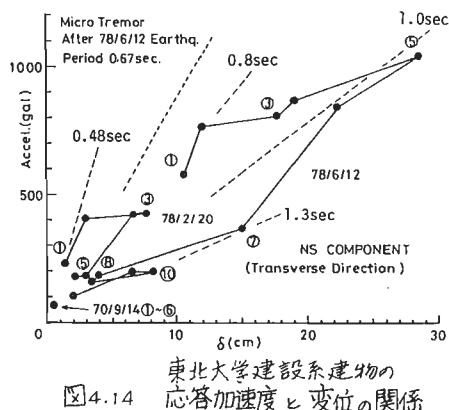


図 4.14 東北大 1 次固有周期の伸びの変化(志賀他²⁰⁾に加筆)

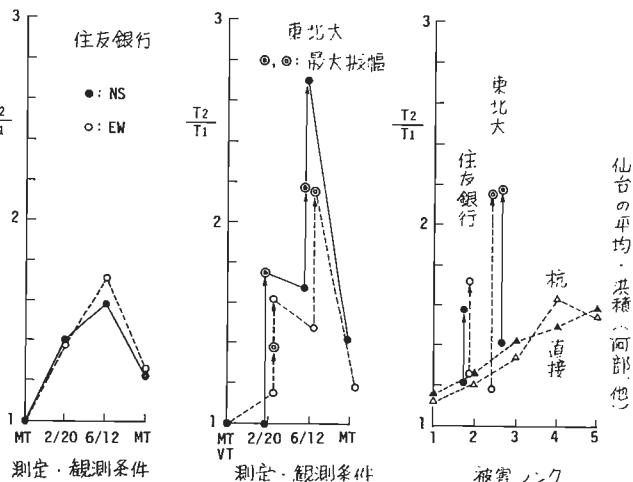


図 4.16 1 次固有周期の伸びの変化. T_1 , T_2 : 地震前後の常時微動(MT)による 1 次周期, VT : 振動実験

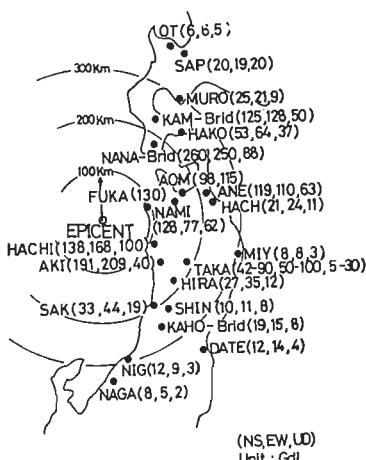


図5.1 各地点の最大加速度

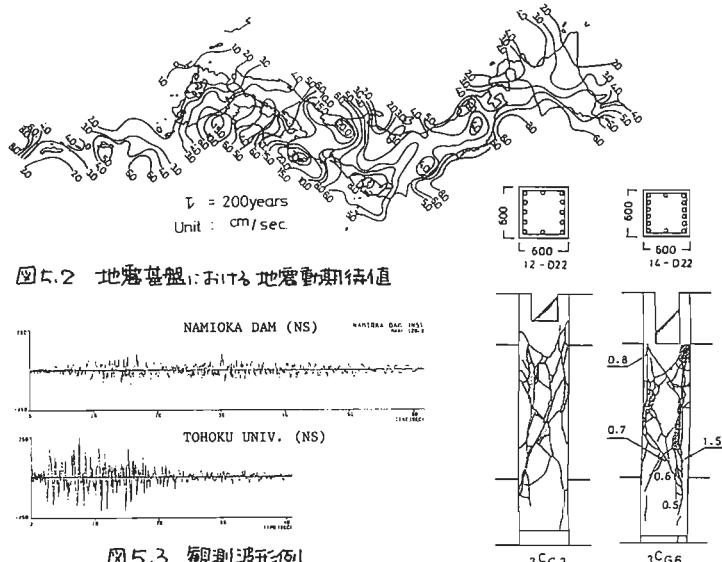


図5.2 地震基盤における地震動期待値

図5.3 觀測波形例

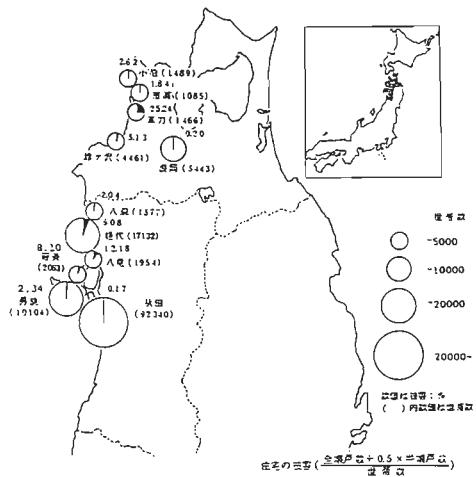


図5.4 木造住宅の被害分布(文部省による)

図5.5 RC造、S造の被害分布
(文部省による)

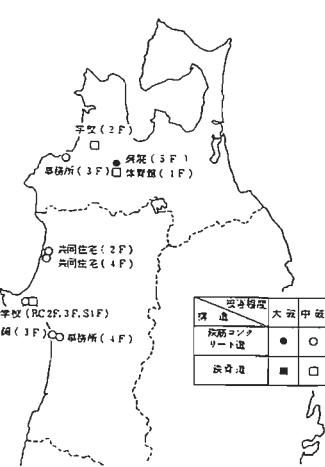


図5.6 柱・壁のきれい図
(文部省による)

参考文献

略記) 連合大: 日本建築学会大会発表論文集演習概要,

- 1) 北川, 塚越, 岩谷; 地震調査に関する基礎資料, 地震調査研究, 建築研究所 No. 42, 1983. 2) 宇佐美, 津野; 大地震調査報告書集録, 東京大学地震研究所叢書 Vol. 147, 1961. 3) 北川, 清野; 地震調査報告書のための余震強度の推定手法, 昭和50年統合技術開発プロジェクト報告書 52-II-2-(2), 建・報-9, p61-141, 1984.
- 4) Trifunovic, M.D., A.G. Brady: Correlations of Peak Acceleration, Velocity and Displacement with E. Magnitude, Distance & Site Condition, EERI SP V.1.4, 1974.
- 5) 地震動と地盤: 日本建築学会, 昭和58年7月, 6) 武村, 太田(外), 池浦: 大地震にあける最大加速度の距離減衰, J=2.0, 地震学, 8857年9月.
- 7) 表, 三宅, 地: 大地震時の震災域に於ける地動最大加速度, 運営大, 昭和58年9月.
- 8) 望月他: 1970年伊豆大島近海地震災害調査報告, 昭建研53年. 9) 吉川他: 木造家屋の被災分布から推定される沿岸近傍地盤動特性, 地工, 32, 12.
- 10) 翠川: 強震動地動に対する3次表面波成分の割合, 地工, 22, 12. 11) 土田他: 1968年ナガノ沖地震とその余震の浅海地域における強震記録集, 地震資料, 地震研, No. 80, 1969. 6. 12) 金田他: 昭和57年(1982年)日本海中部地方震の浅海地域における強震記録集, 地震資料, No. 148, 1989.
- 13) 附松他: 強震記録から見た震源地盤の地震動特徴と分布, 運営大, 昭和58年9月. 14) 日本建築学会: 地盤動地盤災害調査報告書, 昭和57年12月.
- 15) M. Ueda, M. Tada: Research on the Simulation of 3-Dimensional Ground Motion by Grained Method, 太田, 金村, 他: 地震動の振幅包絡形の絶時的变化について(その2), 建築大, 8857年9月, 16) 金村, 他: 地盤動包絡形の評価とカクスミック, マイクロニーニング(その1), 建築大, 8857年9月, 18) 附松他: 震源地盤の分布にあける地盤動特性の変化, 地震学, 8857年9月.
- 17) 三川他: 地盤動包絡形の評価とカクスミック, マイクロニーニング(その2), 建築大, 8857年9月, 19) 附松他: 1978年群馬県北東部地震災害調査報告書, 地震学, 8857年9月.
- 20) 加賀, 有福: 東北大震工学部建設系物質工学科(その1), 昭和54年9月, 21) 連合大, 1970年(その2), 連合大, 8857年9月. 22) 内田他: 地盤動の計算方法とSRC造の
平成建築の強震記録とその解釈(その1), 昭和54年9月, 23) 連合大, 1970年(その2), 連合大, 8857年9月.
- 23) 佐崎, 北川他: 地震動の地盤特性に関する研究(その1), 日本建築学会会報大報告書第26号, 1978. 24) 強震震度 No. 23, 強震観測等葉推進委員会編, 1983. 25) 広沢, 幸石, 木暮他: 1983年日本海中部地震による浪岡町立病院の被害と復旧(その1), 天然資源の開拓利用に関する日米会議試験面構造専門部会第16回合同部会, 1984. 26) 北川, 山崎他: 同上 (その2), 同上

強震地動

武村雅之

§ 1. まえがき

日本で近代的な強震観測が開始されて以来の被害地震のうち、気象庁マグニチュード M_J が 7.5 から 8.0 クラスの大地震としては、1964 年新潟地震 ($M_J = 7.5$)、1968 年十勝沖地震 ($M_J = 7.9$)、同年日向灘地震 ($M_J = 7.5$)、1973 年根室半島沖地震 ($M_J = 7.4$)、1978 年宮城県沖地震 ($M_J = 7.4$) および今回の 1983 年日本海中部地震 ($M_J = 7.7$) があり、東北日本では、ほぼ 5 年間隔で発生していることになる。この間、強震観測網は、着々と整備され、宮城県沖地震に対しては、数多くの貴重な記録が得られた。今回の地震でもそれらに匹敵する強震記録が得られている。今回の地震で特に注目されるのは、地震の規模が、宮城県沖地震よりはるかに大きく、上記の地震の中では 1968 年十勝沖地震に次ぐ大きさであること、また、日本海沿いに比べやや地震活動が低調な日本海側に発生した大地震であることなどである。従って、各地で観測された強震地動については、その強さだけでなく、震源特性や震源から観測点に至る伝播特性との関連性についても特に興味深い。

以上のことと踏まえ、本稿では、震度や地震動最大値の整理ならびに強震波形の紹介だけでなく、注目すべき現象についてできる限り、震源過程や伝播特性および観測点での地盤条件との関連性を検討する。また、強震記録としては、加速度記録だけでなく、気象庁の一倍強震計記録にも着目し、やや長周期地震動の特性についても同様の検討を行なう。

§ 2. 概要および特徴

まずはじめに、強震地動を概観するため、震度分布と最大加速度分布を示す。図 1 は、堀田他¹⁾がアンケート調査により求めた詳細な震度分布である。気象庁による震央位置は秋田県北部沿岸に最も近いが、大きな震度を示す中心は、それよりやや北側の津軽平野にあり、最大震度は 6 に近いことが分る。この結果は、震源域が震央位置から北に向って広がっていることと整合している。

図 2 に、各地の最大加速度をまとめる。記録は地盤上ならびに建屋の 1 階または、地階で観測されたものである。このうち最大の加速度は、北海道の七峰橋で、275 Gal である。この記録は、周期 0.1~0.2 秒の成分が目立つて卓越しており²⁾、地盤の特性を強く反映しているものと考えられる。この地点を除くと、最大加速度の大きい地域は、秋田県から青森県の日本海沿岸部で 200 Gal 前後の記録が得られている。

次に、強震地動のやや詳細な検討から得られた注目すべき事項を列挙する。

- (1) 震度分布を近年の大地震と比較すると、太平洋側の地震に比べ M_J の割に震度の広がりが狭く、形は比較的円形に近い³⁾（図 3）。
- (2) 最大加速度 A_{max} の震央距離 Δ に対する関係を見ると、従来の $A_{max} - \Delta$ に関する経験式に比べ A_{max} の減衰が大きい³⁾（図 4）。図には、代表的な経験式として金井⁴⁾による震源の深さが 0 km の関係を示す。
- (3) 震源の近傍で観測された加速度波形には、震源からの方向により顕著な 2 山を示すものがある⁵⁾（図 5）。図には比較のために、1968 年十勝沖地震における八戸の加速度記録も示す。
- (4) 秋田県から青森県、北海道にかけての比較的震源に近い地域において、各種地盤上で加速度記録が得られており、地盤条件とスペクトル特性の関係が注目される。
- (5) 震央距離が 300 km 近く離れた新潟で大きなやや長周期地震動が観測されており、地盤条件との関係が注目される。図 6 に、震央距離がほぼ同じ新潟と相川の一倍強震計による波形例を示すが、観測点によって大きく振幅が異なることが分る⁶⁾。
- (6) 震央距離が同じ記録でも、震源からの方向性による違いも考えられるため、やや長周期地震動と地盤条件と

の関係を検討する際には、同時に震源の方向性との関連についても注目する必要がある。

以上 6 項目に対し、地盤条件、伝播特性、震源特性との関連性を検討し、§ 3 から § 5 にそれらの結果を示す。

§ 3. 地盤条件との関連性

本節では、前節の(4)(5)に関連し、現象をやや詳細に検討する。先ず最初に加速度記録に着目し、地盤条件と、地震動の卓越周期との関係を調べる。対象とした地点は、比較的震源に近い、秋田港、弘前大、函館港、青森港および八郎潟の観測点である。^{5), 7), 8)} 八郎潟を除く 4 地点は、地盤上、八郎潟は堤防上で加速度記録が得られている。各地点の地盤条件を比較するため、図 7 に、観測点またはその近傍の地盤の N 値分布を示す。これによれば、秋田、弘前は、比較的地表近くに N 値が大きい層があるのに対し、青森や八郎潟では 20 m 以上に渡り N 値 10 前後の軟弱層があり、函館はそれらの中間的で地盤である。

図 8 に、各地点での観測波の加速度応答スペクトル(減衰 5%)を示す。地盤が比較的縮っている秋田、弘前やそれに次ぐ函館では、周期 0.5 秒以下に強いスペクトルのピークがあるが、軟弱層の厚い青森や八郎潟では、ピークの位置が長周期側に移り、全体として従来から言われている地盤種別毎のスペクトル特性⁹⁾と同様の傾向を示している。

八郎潟の堤防は、地震により各所で沈下を起しているが、強震計設置位置では、沈下や変形はほとんどない。⁸⁾ 応答スペクトルに現われた周期 2 秒付近のピークも地震前の常時微動測定により得られた堤体およびその下の地盤の卓越周期にほぼ一致しており、観測された記録が、地盤の液状化や非線形化の影響を強く受けている可能性は少ないと言われている。⁸⁾ また、青森港でも付近に液状化した地点はあるが¹⁰⁾、強震計設置場所ではその報告はない。ただし、後述するように青森では線形な地盤を仮定する合成法によって評価された波形に比べ、観測波の卓越周期がかなり長い傾向がある。このことが、地震時の地盤の非線形化に原因しているかどうかはさらに詳しく検討する必要があるが、弘前や函館でそのような傾向がないことを考えると、地盤の特性に関連している可能性も考えられる。(§ 5 参照)

次に、気象庁の一倍強震計記録を用い、やや長周期地震動と地盤条件との関連性を検討する。図 9 に、岡田鏡味¹¹⁾が求めた気象庁の観測点の揺れやすさを示す。地盤条件との対比から、揺れにくい地点は、岩盤上または、岩盤がごく地表近くに存在する地点、逆に揺れやすい地点は、数 100 m から数 km の厚さの堆積層上の地点と言われている。最も揺れやすいランクⅥ の観測点には、新潟、酒田、東京、横浜等が含まれている。やや長周期地震動には、地盤条件だけでなく震源からの方位特性の影響も含まれているため、地盤条件の違いによる振幅の相違を検討する場合には、震央距離だけでなく、震源からの方位も同じ観測点を選ぶことが望ましい。図 6 はその 1 例で、新潟はランクⅥ、相川はランクⅠ に分類されている。

図 10 図 11 に、その他の例を示す。図 10 の酒田(ランクⅥ)と盛岡(ランクⅡ)では、P 波や S 波は明瞭に対応し、振幅も同程度である。しかしながら、S 波の到達からやや遅れて両者の様子が変わり、酒田の地盤が大きく応答したことが分る。また、図 11 には、横浜(ランクⅥ)と飯田(ランクⅡ)での記録例を今回の地震だけでなく、新潟地震についても示す。新潟地震の際にも今回と同様両観測点での振幅は、大きく異なっていることが分る。横浜と飯田を例に取れば、振幅には約 10 倍の差がある。他の例では、記録が振り切れているため正確な評価は困難であるが、観測点のランク分けから考えて同程度またはそれ以上の差があるものと推定される。

§ 4. 伝播特性との関連性

日本海中部地震は、日本海側で発生した地震であり、従来、太平洋側でよく発生する大地震と比較すると、観測点への伝播経路がまったく異なっている。§ 2 の(1)や(2)に示した震度分布や最大加速度分布における特徴は、このような伝播経路の違いに深く関連するものと考えられる。

図 4 に示した最大加速度 Amax と震央距離 Δ との関係を他の地震の場合と比較するため、近年東北日本に発生した大地震について地盤上の Amax と Δ の関係を検討する。³⁾ 図 12 に各地震の震央位置を示す。また後述する日本列島

下の地震波減衰構造を考慮し、火山フロントを境に、観測点を東側と西側に分けて検討する。今回の地震と同様日本海側で発生した新潟地震の A_{max} - \triangle 関係を図13に示す。新潟地震に対してはデータが少ないため、地盤上データのみでなく建屋の1階や地階における記録も加えた。図中の直線は、日本海中部地震について求められた回帰式に對し、金井式の M_j に関する項を用いて、 M_j の差を補正したものである。地盤の液状化が著しい新潟市川岸町のデータを除くと、新潟地震の際も A_{max} の距離減衰が、日本海中部地震の場合と同様かなり大きかったことが分かる。このことは、図3に示す震度分布で、例えば震度IV以上の領域に着目した場合、日本海側の地震が、太平洋側の地震に比べ、地震規模の割にその領域が狭くなることと整合している。

一方太平洋側の地震に関しては、火山フロントを境に A_{max} - \triangle の関係が異なるため、東側と西側で観測点を区別し、地域別に3地震の A_{max} - \triangle の関係をまとめ図14, 15に示した。 M_j の差による振幅の補正是金井式の関係に従い A_{max} の値を $M_j = 7.7$ 相当のものにした。図14は、火山フロントの東側の観測点の結果であるが、金井の A_{max} - \triangle の関係をよく満足する。これに対し 図15は、西側の観測点の結果で、金井の関係よりもむしろ日本海中部地震に對し求められた回帰直線に近い傾向がある。太平洋側の地震に対するこのような A_{max} の距離減衰の地域性は、図3に示したように太平洋側の地震に對し震度分布が南北に細長く延びることと整合している。

図16に¹²⁾、東北日本における地震波減衰構造を示す。これによれば、日本列島下では、深さ約30kmにモホ面があり、それより下の上部マントルのQ値がプレートのもぐり込みとも関連し、火山フロント(VF)を境に東側と西側で大きく異なっていることが分る。市川・望月¹³⁾の結果によれば、日本付近では、震央距離△が150~200km以上になると、観測点に直達する実体波が、深さ30km以上もぐり込み上部マントルを通過する。従って△が150~200km以上の観測点の A_{max} は、図16に示されたようなQ構造の地域性を反映する可能性が強い。つまり、先に述べたように日本海側の地震に對し A_{max} の距離減衰が大きくなることや、太平洋側の地震でも火山フロントの西側では距離減衰が大きくなることは、火山フロントの西側の上部マントルにlow-Qゾーンがあることによると考えられる。本節で検討された A_{max} のデータには、△が100km以内のものが少ないので、近距離での A_{max} - \triangle の性状を明らかにすることはできない。しかしながら、地殻のQ構造は、上部マントルに比べ東西に地域性が少ないとから、近距離の観測点の場合には、 A_{max} - \triangle の関係が地域的にそれほど大きく変わらないことが推定される。図3に示す震度分布で、日本海側と太平洋側の地震を比べた場合、比較的震源に近い地域を占める震度Vの範囲が震度IV以上の範囲ほど、広がりに差がないことは、そのことを示唆している。

§ 5. 震源特性との関連性

本節では、§2の(3)および(6)の項目について検討する日本海中部地震の震源過程は、主に世界各地で観測された地震記録や余震分布の詳細な解析等から、全体像が明らかにされている^{15) 16) 17)}。それらの結果によれば今回の地震は南北に約120kmの長さの震源域をもち、破壊はその中で大きく南側と北側に分かれ、北側の破壊は南側の破壊より23~26秒遅れて発生したことが分る。また、破壊伝播に要した全時間は60秒以上あり¹⁶⁾、平均的に見れば破壊は南から北へ2km/sec以下の速度で伝播したという見方もできる。

これらのことを考慮し、本震の加速度波形を余震の波形から合成し観測波形と比較した。¹⁸⁾図17は、震源と対象にした観測点の位置関係である。小地震記録としては、各観測点での最大余震($M_j = 7.1$)の記録を用いた。小地震波形の重ね合わせ数は、長周期実体波の解析から求められた地震モーメント¹⁶⁾を参考に、モーメント比から求めた。重ね合わせ数は、断層の長さ、幅、すべり量に関し、それぞれ2個ずつの計8個である。また合成に際しては、第1破壊(南側)と第2破壊(北側)の間隔を24秒とし、断層の幅方向には破壊が同時に起るものと仮定した。図に示す黒丸は、小地震を割り合てた位置を示す。

図18に、弘前大での合成波形と最大余震の観測波形を示す。§2(3)で指摘した記録(図5参照)の2山を合成波がよく表現している。この他、青森、函館の結果が図19に示されているが、観測点が北へ移るほど2山が不明

瞭になる傾向を合成結果がよく表現している。これらの結果から、加速度波形に見られる顕著な2山は、震源における破壊の伝播過程に原因していたと推定される。ただし、波形を詳細に見ると、青森では合成波に比べ観測波の卓越周期が明らかに長いことは先に述べた通りである。また、解析はEW成分に対しても行なわれているが、結果はほぼNS成分の場合と同様である。

次に、やや長周期地震動に着目し、気象庁の一倍強震計記録に対し、震源からの振幅の方向性について検討する。図20に、震央距離がほぼ同じ青森と酒田の上下動記録を示す。両観測点の位置と、矢印で示す破壊伝播方向との関係を見ると、青森は、どちらかと言うと破壊伝播の前方に位置するのに對し、酒田は後方に位置する。一般に伝播性震源を考えると破壊伝播の前方では、振幅が大きくなる反面、卓越周期や継続時間が短くなることが知られている¹⁹⁾。青森と酒田の波形の特徴は、このような方向性を反映しているように見える。先に述べたようにやや長周期地震動の特性は観測点の地盤条件によつても大きく変化するが、岡田・鏡味¹¹⁾の結果によれば、青森と酒田は、ともに、気象庁の観測点のうちで、最も揺れやすいランクVIに分類されており、地盤条件による差はそれほど大きくなきものと考えられる。

さらに詳しく、方向性を検討するため、震源をはさみ、北側と南側で反対方向にあり、震央距離の差が小さくしかも揺れやすさが同程度の観測点を8組選び波形を比較した。震央距離が大きくなると、継続時間についての差はよく分らないが、いずれの場合も破壊の伝播方向で振幅が大きくなり、震源の方向性の影響が現われているものと考えられる。図21に、そのうちの3例を示す。図の例は、観測点の方位の差が比較的180°に近いため、震央距離の差を補正した振幅の比を、仮に表面波の指向性関数¹⁹⁾とし、破壊伝播速度VRと位相速度Vcの比を求める。その際、破壊伝播方向はN15°Eとした。結果はVR/Vc=0.4~0.5となり、これらの記録で卓越する周期約10秒の波のVcを3km/secと仮定するとVR=1.2~1.5km/secとなる。大雑把な見積りであるが、この値は、先に述べた震源過程に関する解析結果VR<2km/secと整合しており、気象庁の一倍強震計記録に見られる振幅の方位特性が、震源における破壊伝播により生じたことを示している。震源に関連して、振幅の方向性を生み出す原因としてはこの他点震源のラディエーションパターンによる効果があり今後さらに検討する必要があるが、本稿で議論した破壊伝播の効果に限れば、今回の場合振幅の差は最大3倍程度であり先に示した地盤条件による差の方が、やや長周期地震動の振幅に対し大きな影響をもつことが分る。

§ 6. あとがき

日本海中部地震に対し観測された強震地動の主な特徴に着目し、地盤、伝播経路、震源の順に関連性を検討した。本稿で示した解析結果には、密度の濃いものから薄いものまであり、今後さらに検討すべき点も多数含まれている。また本稿では、強震地動の特徴を短周期地震動とやや長周期地震動に分け、さらに地盤、伝播経路、震源の各過程に細分化して理解しようとした。しかしながら、ある地点の強震地動の特性を理解し耐震設計に役立てるためには、各々の問題点を総合的に検討することも必要である。例えば、震源における短周期地震動とやや長周期地震動の特性を広帯域のスペクトル特性として総合的に評価することや、震源から地盤までの各過程を一続きの過程として評価し、発生した被害と地震動との関連性を検討すること等がそれにあたる。本稿で示した日本海中部地震の強震地動に関する検討結果もこのような総合的研究をへて、より一層有効に生かされてゆくものと考えられる。

謝 辞

加速度記録の提供ならびに気象庁一倍強震計記録の収集に關し、弘前大学佐藤魂夫助手には大変お世話になりました。深く感謝いたします。

参考文献

- 1) 堀田 淳 , 佐藤典俊 , 鏡味洋史 , 岡田成章 , 大橋ひとみ , 太田 裕 : 1983 年日本海中部地震のアンケートによる震度調査 - 各地の震度とゆれ方の特徴 -, 地震学会講演予稿集 , № 1 , 1984 .
- 2) 村上順雄 , 佐藤和夫 : 日本海中部地震被害調査一統報 , 土木技術資料 Vol.25 , № 11 , 1983 .
- 3) 武村雅之 , 太田外気晴 , 池浦友則 : 大地震における最大加速度の距離減衰の地域性について , 日本建築学会大会 , 1984 (投稿中) .
- 4) Kanai,K.,K.Hirano and S.Yoshizawa : Observation of strong earthquake motions in Matsushiro area part 1 , Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.44 , 1966 .
- 5) 太田外気晴 : 地盤震動シンポジウム 10 年の歩み , 第 11 回地盤震動シンポジウム , 日本建築学会 , 1983 .
- 6) 濱尾和大 : 1983 年日本海中部地震と石油タンク , 第 7 回工学地震学・地震工学談話会・東工大 , 1983 .
- 7) 倉田栄一 , 福原哲夫 , 野田節男 : 昭和 58 年 (1983 年) 日本海中部地震の港湾地域における強震観測 , 港湾技研資料 , № 458 , 1983 .
- 8) 浅田秋江 , 栗原益男 , 堀田昭義 : 昭和 58 年日本海中部地震における地盤および土質構造物の被害調査 (速報) , 東北工大工学部土木工学科 , 1983 .
- 9) 太田外気晴 , 安藤治彦 : 地盤種別と地震動の平均的特性 , 第 5 回地盤震動シンポジウム , 日本建築学会 , 1977 .
- 10) 陶野郁雄 , 安田 進 , 社本康弘 : 日本海中部地震における液状化現象とその被害状況 , 土と基礎 , № 4 , 1983 .
- 11) 岡田成幸 , 鏡味洋史 : 日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み , 日本建築学会論文報告集 , 第 267 号 , 1978 .
- 12) Hasegawa,A. , N.Umino , A.Takagi and Z.Suzuki : Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu (Japan) , Tectonophys. , Vol.57 , 1979 .
- 13) 市川政治 , 望月英志 : 近地地震用走時表について , 気象研究所報告 , Vol.22 , 1971 .
- 14) 橋田俊彦 , 島崎邦彦 : 震度データのインバージョンから求めた東北地方の減衰構造 , 地震学会講演予稿集 , № 2 , 1983 .
- 15) Shimazaki,K and J.Mori : Focal mechanism of the May 26, 1983 Japan sea earthquake , 地震学会講演予稿集 , № 2 , 1983 .
- 16) 石川有三 , 武尾 実 他 : 1983 年日本海中部地震の震源過程 , 月刊地球 I , 1984 .
- 17) 佐藤魂夫 : 加速度記録から推定される日本海中部地震の破壊過程 II , 地震学会講演予稿集 , № 1 , 1984 .
- 18) 武村雅之 , 太田外気晴 : 小地震記録による大振幅加速度波形の推定 3 - 日本海中部地震における強震波形の再現 - , 地震学会講演予稿集 , № 1 , 1984 .
- 19) Ben-Menahem, A. and M.N. Toksöz : Source-mechanism from source spectra of long-period seismic surface-waves I , J.Geophys. Res. , Vol. 67 , № 5 , 1962 .

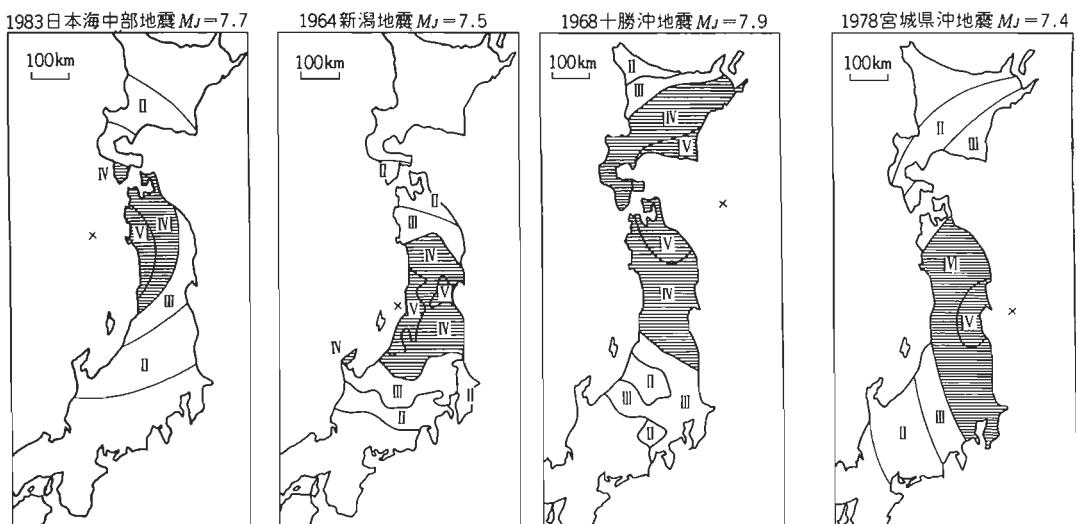
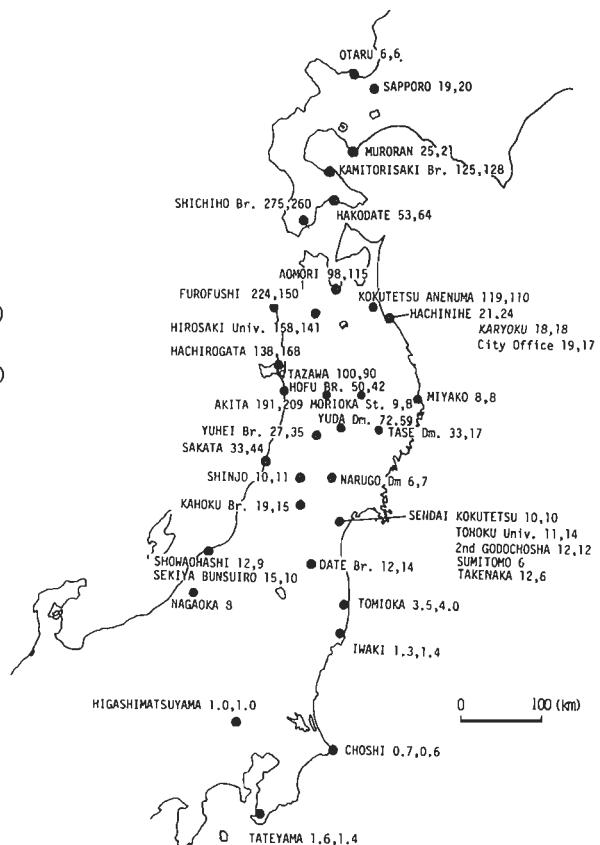
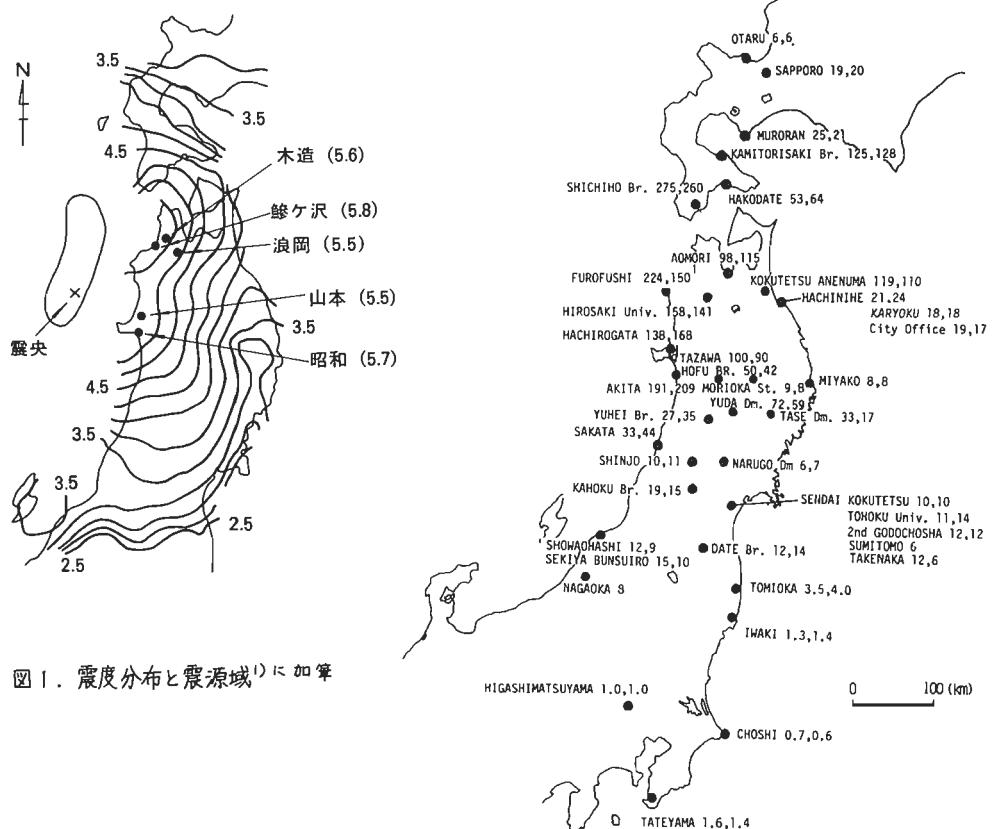


図3. 主な大地震の震度分布の比較³⁾

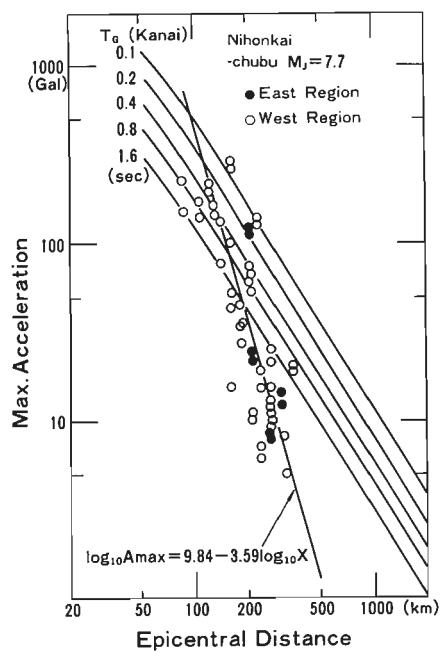


図4. 日本海中部地震の A_{\max} - Δ 関係³⁾
直線は回帰式、曲線は金井式を示す。
黒丸は火山フロントより東側、白丸は
西側の観測点を示す。

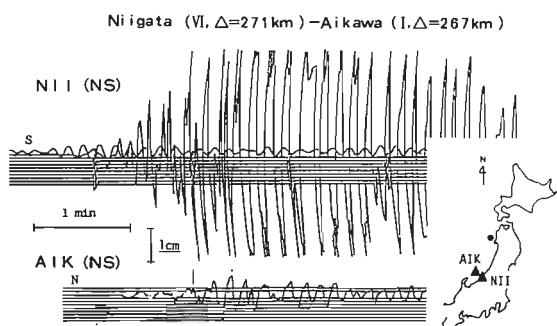


図6. 新潟と相川での一倍強震計記録 (NS成分)

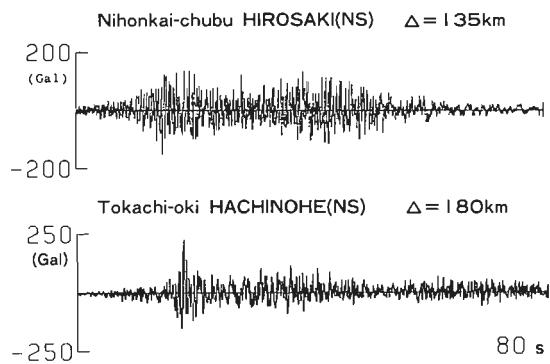


図5. 日本海中部地震の弘前大と十勝沖
地震の八戸の記録

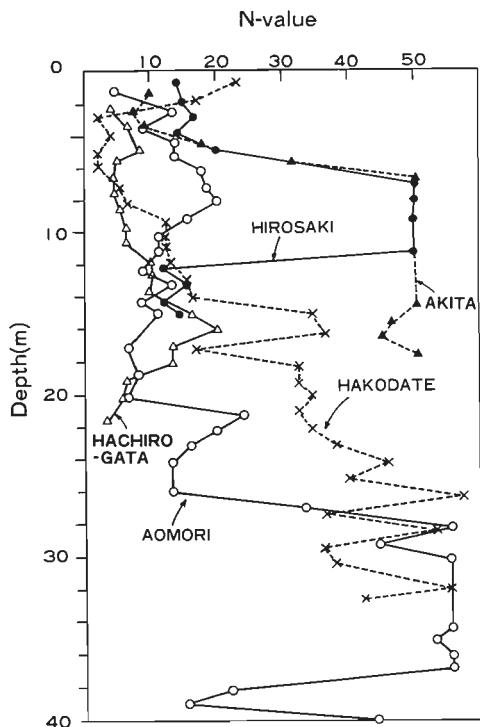


図7. 観測点のN値分布

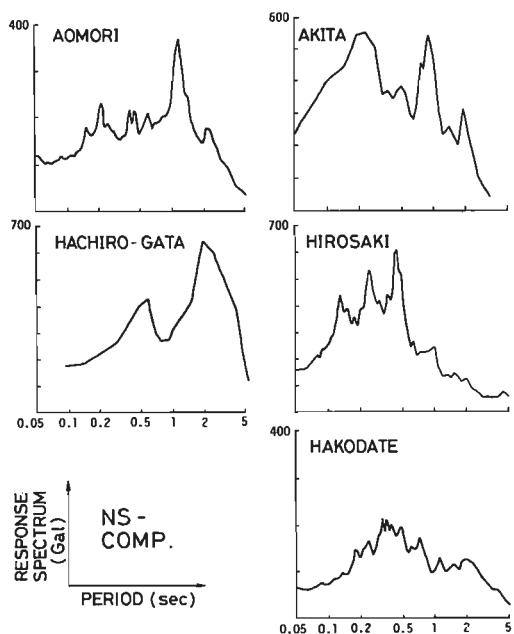


図8. 加速度応答スペクトル(減衰5%)
の比較

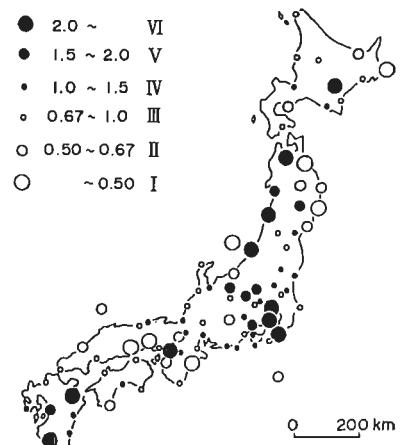


図9. 気象庁観測点の揺れ易さ分布⁽¹⁾と加筆

Sakata (VI, $\Delta=173$ km) - Morioka (II, $\Delta=182$ km)

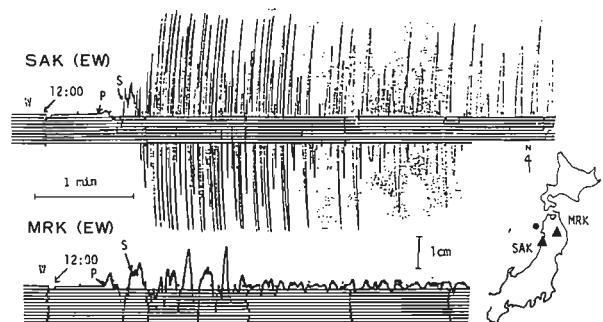


図10. 酒田ヒ盛岡での一倍強震計記録
(EW成分)

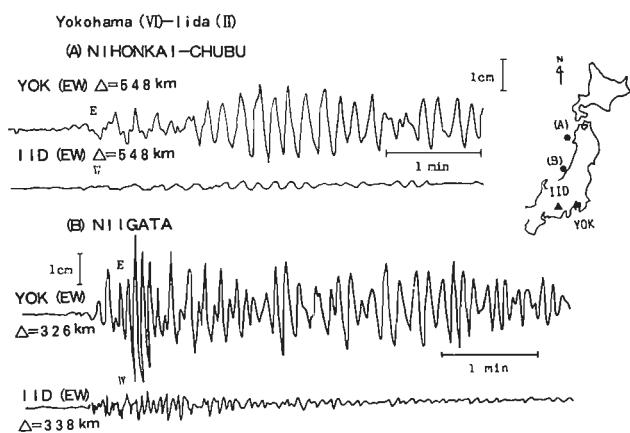


図11. 横浜ヒ飯田での一倍強震計記録
(EW成分)
新潟地震ヒの比較

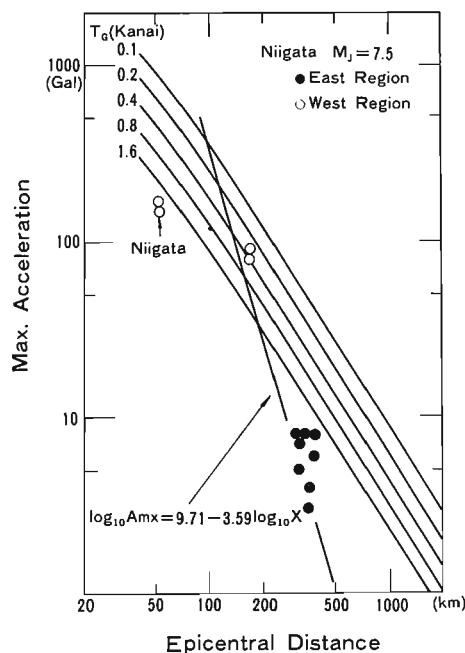


図 13. 新潟地震の A_{\max} - Δ 関係³⁾
詳細は図4及び本文参照

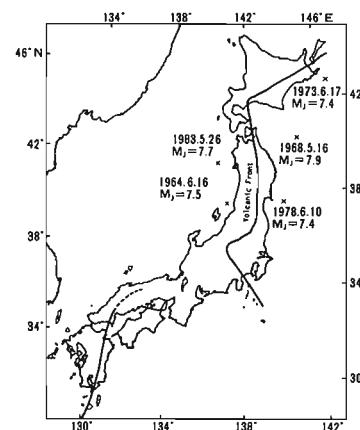


図 12. A_{\max} - Δ 関係を求めた地震の震央と火山
フロント³⁾

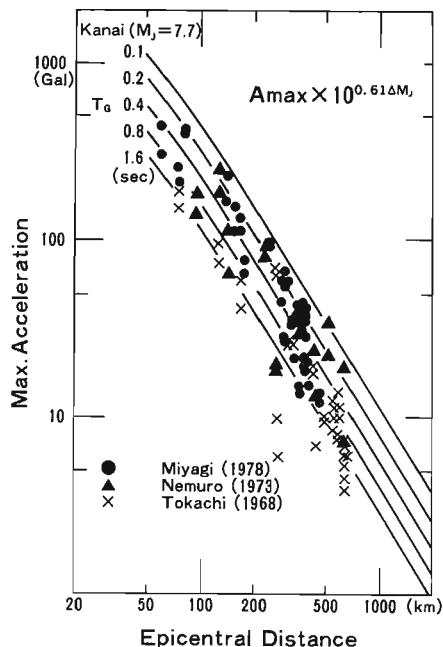


図 14. 太平洋側の地震の East Region における A_{\max} - Δ 関係³⁾ 詳細は本文参照

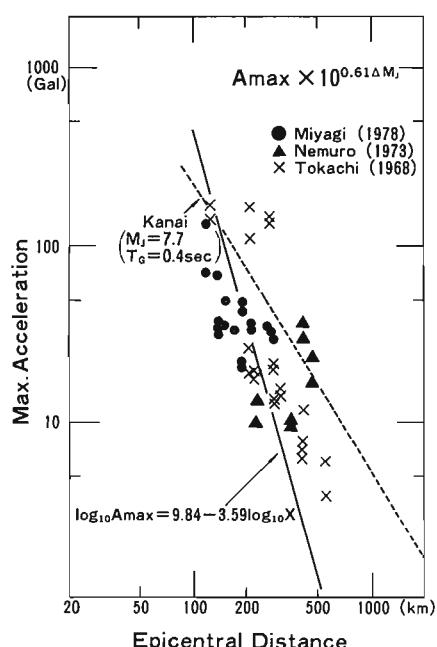


図 15. 太平洋側の地震の West Region における A_{\max} - Δ 関係³⁾ 詳細は本文参照

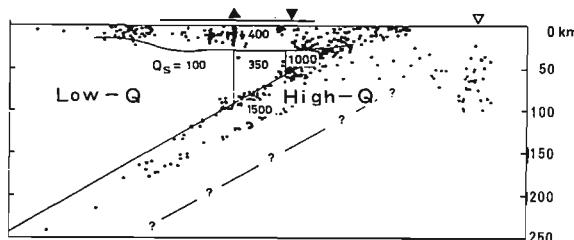


図 16. 東北日本における Q_s 構造。VF:火山フロント
AF:アイスミックフロント TA:海溝軸

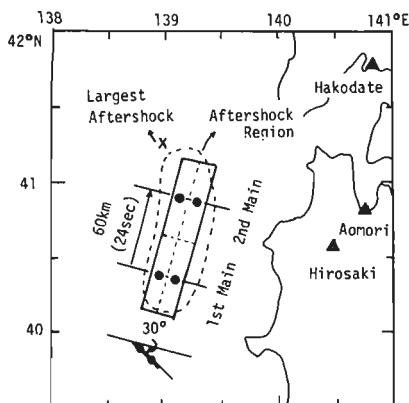


図17. 合成モデルと観測点位置¹⁸⁾

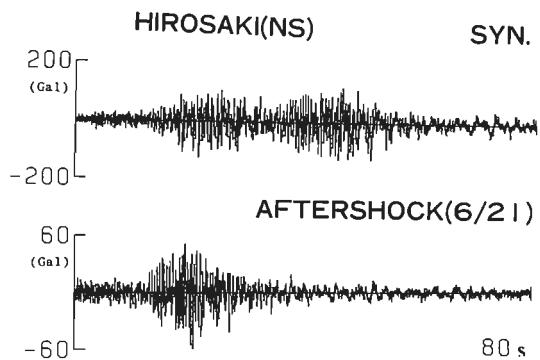


図18. 弘前大学において観測された最大余震の記録ヒ
本震の合成波形¹⁸⁾に加筆

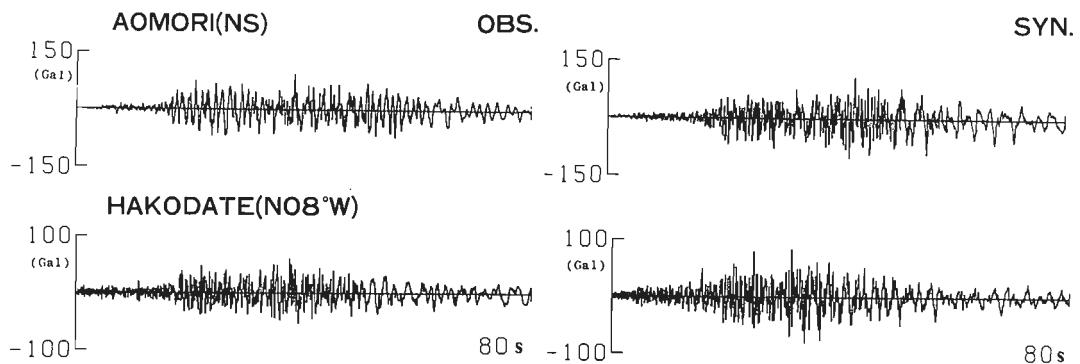


図19. 青森、函館における観測波形と合成波形¹⁸⁾に加筆

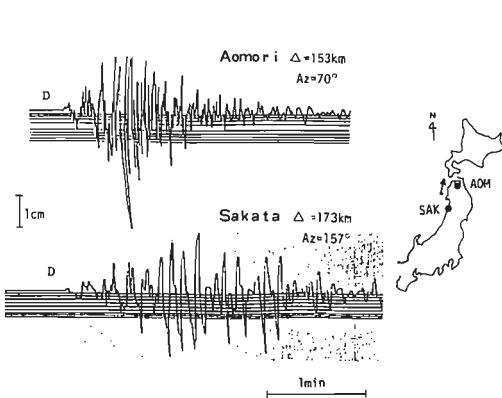


図20. 青森と酒田での一倍強震計記録(上下動)
矢印は震源での破壊伝播方向

理博 鹿島技研 研究員

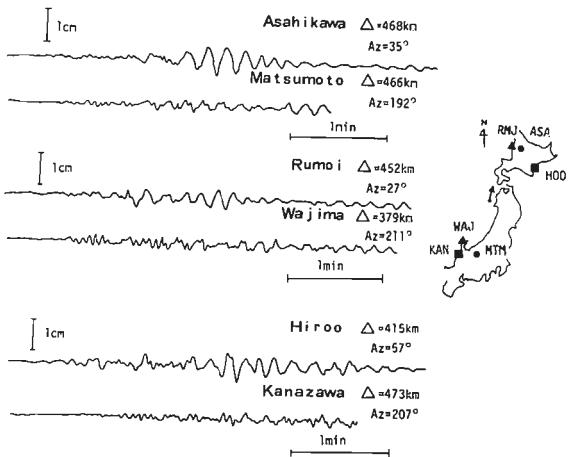


図21. 震源をはさみ逆方向にある観測点の一倍強震
計記録(上下動) 矢印は図20参照

震源過程

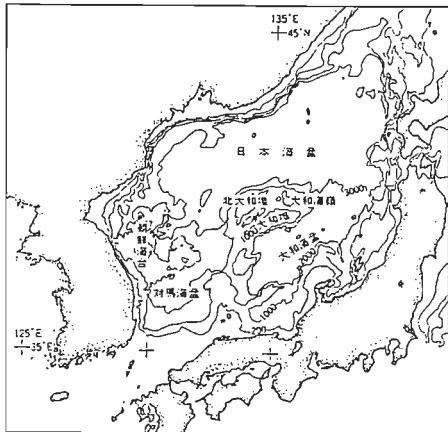
鈴木保典

1. はじめに

基調報告3の震源過程には、1. 地動特性と被害、2. 強震地動と被害から順次震源の方に原因を追求してます。最後に震源の特徴からすべてを説明することが期待されてるようですが、(かくながら筆者にはとてもそんな事は出来るわけはない)、シンポジウム当日にはもう少し前の講演からの受け取りを度えておこう。ここでは通常の地震学の分野で震源過程といわれてることを、1983年日本海中部地震を中心にして説明することにした。

2. 日本海中部地震の発生メカニズム

島弧である日本列島の東側の太平洋底には日本海溝があり、そこから海洋プレートが陸のプレートの下に沈み込み、「島弧-海溝系」を形成してます。東北日本の太平洋底ではこのプレート同士の力で直接的な結果として、しばしば大地震や海と陸とのプレート境界に発生してます。例としては、1968年十勝沖地震（マグニチュードM=7.9）や1978年宮城県沖地震（M=7.4）が挙げられます。日本海は中国大陸と日本列島にはさまれた緑海（島弧の背後の大陸側に存在する海洋域の総称）であります。1983年5月26日、日本海中部地震は、この日本海の北部を占めた日本海盆の東南端で発生した。（1図参照）。気象庁による震源は北緯40°21.4'、東経139°09.6'、深さ14kmであります。東北地方のマグニチュードMは7.7とあります。北海道から東北日本の日本海沿岸に、過去200年間に発生した地震の中、Mが7.5の地震が2つあります（1940年稚内半島沖、1964年新潟）、それとは並んで少しお小口のMは7.3とあります。Mは7.3から小さくなるまで、日本海中部地震とはほぼ同じ位置に発生したのは、1964年5月、M=6.9と、1964年12月、M=6.3の青森県西方沖地震であります。（19年の震源は「」）日本海沿岸地域における地震活動度は太平洋側に比べて低く、大地震発生の頻りはいは一般的に百年以上千年前後からいつの内隔と言われてます。このため、大地震の発生機制に関する地震学的データは豊富とは言えない。海洋プレートの沈み込み運動に起因する大地震活動は、太平洋側と対照的であります。今回の日本海中部地震は、日本海盆の東南端に新たな水深2000～3000mの深海底が発生した、過去最大のものであります。



1図. 日本海の海底地形
(小林・中村¹⁾による)

○発震機構 地震は地下の岩石中の弱い面（断层面という）に沿った急激なすべり破壊であります。大きな地震は巨大な破壊現象であり、地震波の発生源（震源といふ）は大きな振れ動きを持つます。しかし断層の長さに比較して今に長い波長の波を考えて、震源を点のように考えてもよい。これを有限断層に等価な点震源といい、そこから力的方向（の組合せ）を、発震機構（メカニズム）といふ。つまり発震機構を知れば、地震という断層運動を理解した方がよろしい。発震機構はP波の押し引き分布から求めることが多い。2図は本震の発震機構を、震源球下半分の等面積図法で示したものである。左右2つの図のにつけては後で詳述するが、どちらのメカニズムも似ており、圧力軸が水平に近く、張力軸が鉛直に近い逆断層型を示してます。水平に近く、圧力軸の方向は、東一西から南東一北西に分布してます。前震・本震・余震のみならず、1964年青森県西方沖地震や同年の新潟地震も同様です。東西に並ぶ圧力軸は、日本海沿岸ばかりではなく、東北地方太平洋側によると、

（東京大学理学部助手・理修）

内陸の地震でも日本付近ではごく普通に認められる。さて、メカニズム解における互いに直交する2枚のP波節面が想定されたが、そのどちらが断層面であるかは、P波初動の観測からは言えない。地震波の波形解析、地殻運動、津波データの解析によつて断層面を決定することは原則的には可能であるが、実際は余震分布をまとめて見ることになる。3図の余震分布が左側の図からわかる。3図のように、余震は全体として陸側（東側）に20度前後で傾斜する面状に発生している。これから本震は陸側に直角で傾斜する断層面上の逆断層運動（直角逆断層といふべきか）である。断層面上の岩石が下側、岩石に対して相対的に上に走る運動である、と言えられた。

○複雑な断層運動（多重地震） 前節の強震地動に出でた、弘前、不老不死、秋田などの本震記録を見れば、誰も歩くとも2番目、3番目地震などということはすぐ真付くことである。島崎・森⁽²⁾によれば、道地P波記録において振幅の小さなP波初動の約3秒後に大振幅のP波が認められる。これは第1主破壊に対応し、小振幅運動の方は、第1主破壊に先行した小さな初期破壊と見えられた。2図は、初期破壊と第1主破壊との余震分布図である。

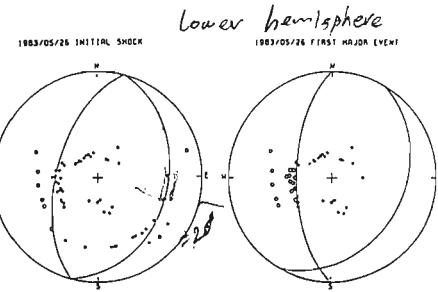
4図に、森・島崎による日本海中部地震の余震過程を示す。

4図左の如く、本震の破壊域を右の
第1主破壊域と他の第2主破壊域に
分け、左図に示した南傾城の①が
初期破壊の開始点、北傾城の②が
第2主破壊の開始点である。右の
第1主破壊の開始点は初期破壊点の
近く（5km以内）と見えられて
いる。

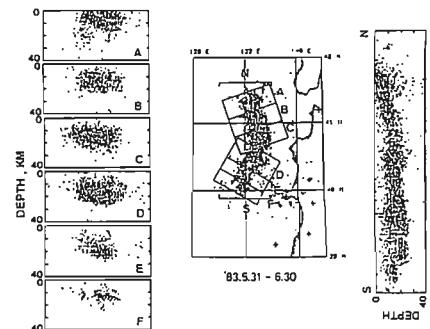
長周期実体波と表面波の違い
(1) 解析から、島崎と森⁽²⁾は次のように結論づけている。第1主破壊は、
初期破壊の約3秒後に始まり、35km
 \times 30kmの面積部分（4図の南傾城）
を約10秒間で破壊した。破壊の伝播
速度は3km/sec程度で、断層のくじ運

4図、複雑な断層運動（多重地震）（森・島崎⁽²⁾による）

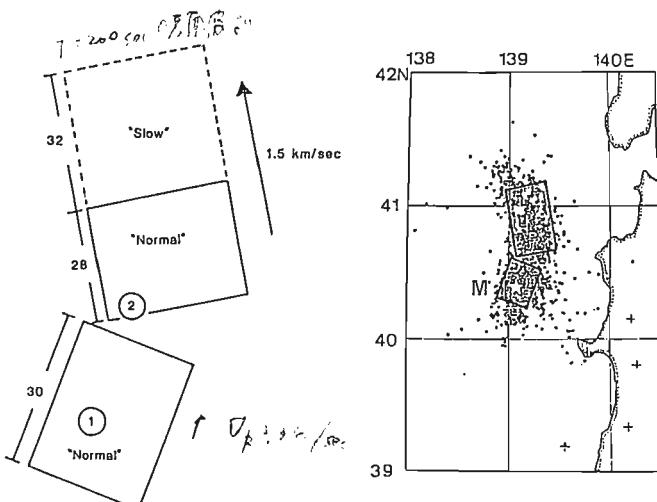
（1）量は6m位である。第1主破壊後は後続10秒の休止時間があり、北傾城②付近より第2主破壊が始ま⁽²⁾り、伝播速度は約6km/secであり、破壊範囲時間は18秒位、平均的平均ベリ量は4m以下と推定された。2つの主破壊を合わせた全地震モーメントは、 $5.1 \sim 5.8 \times 10^{23}$ dyne·cmと求められて⁽²⁾いる。第2主破壊の範囲時間は約18秒であると上に述べたが、これは実体波から推定された値であり、同量を周期200秒以上の長周期表面波⁽³⁾と推定すると、40秒近くの破壊範囲時間にある。この「直」飛行、ヨリと示す意味で、4図の左の図には“Normal (実体波を出す破壊)”と“slow (長周期成分を出す破壊)”とある。



2図、本震の初期破壊（左）と、第1主破壊（右）の余震模様。（島崎・森⁽²⁾による。）



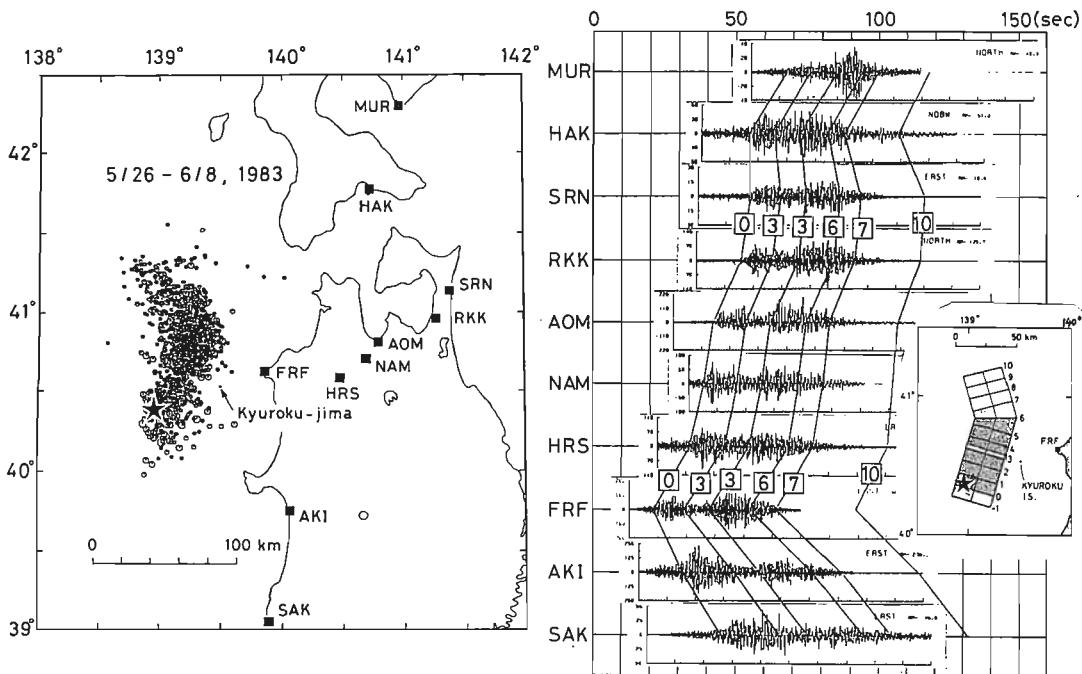
3図、余震の震源分布。（島崎・森⁽²⁾による。）



4図、複雑な断層運動（多重地震）（森・島崎⁽²⁾による）

$$\text{STRESS DROP} \quad \begin{cases} \text{最大} 5 \sim 10 \text{ km}^2 (\text{P.}) \\ \text{余震} < \frac{1}{2} \end{cases}$$

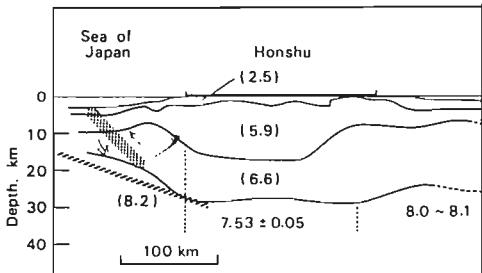
$$F = 56 \text{ bar}$$



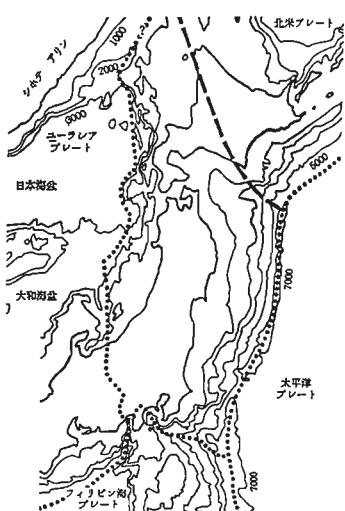
5図、余震分布図と、強震観測点（佐藤⁵⁾＝53）。6図、本震時破壊域の分割（中央右図）と、各領域から波の到達が期待される時刻（佐藤⁵⁾＝83.）

森・島崎⁴⁾のモデルを、近地加速度波形で確かめることができた。佐藤⁵⁾は、6図中央右の如く震源域を11個に分け、各小領域が不3層間に破壊したとき、そこが発生したときに5図に示す各観測点にいかが存する時刻に到達するかを調べた。基準的には森・島崎⁴⁾のモデル（4図）を利用している。6図の0番の位置から3番までの破壊は2km/sの速さで北東へ伝播する（すなは主破壊）。二・三番目の位置が及10秒間隔の線、ほか同じ位置から破壊が西側へ、2km/sの速さで北東へ伝播する。途中6番の東西17°、伝播方向を北を西に変えるとともに、その速さを1.5km/sに減じて振幅を弱め、10番の位置が北を主破壊を終了する。破壊の伝播方向の急変と減速の位置が、4図と6図とは異なり、これはここには書かれていません。

○「日本海沈み込み説」との関連 最近多くの人々により、日本海東縁からアラサコガナガ、ユーラシアプレートと北美プレートとの境界には、2.13と2.2う説が提唱されています。7図には、この新説による日本付近のプレート（断面）境界を示す。二つ説に問題17、日本海中部地震がプレート境界に発生した可能性も期待されました。8図左の方に示す如く、日本海中部地震の余震は完全に北美内陸に含まわれています。



8図、日本海中部地震の余震は 地殻内部に 多い。 (佐藤⁵⁾＝53.)



7図、点線：新説によるプレート（竹内⁶⁾）境界（中村⁶⁾によると）

3. 新潟地震の発生メカニズム

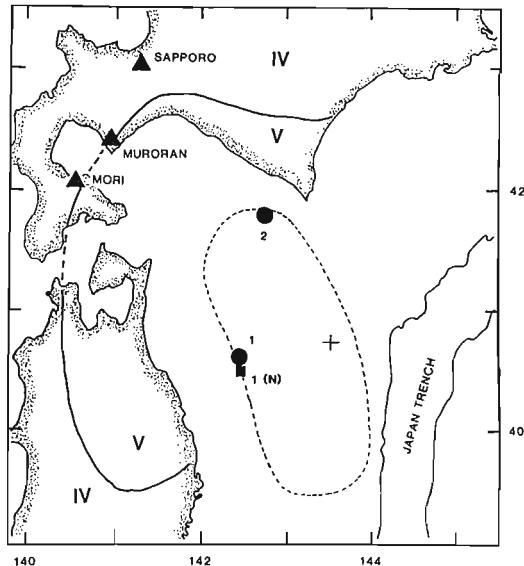
日本海沿岸の大震災¹⁾は、陸側に直角で傾斜した面上の逆断層上断定²⁾した地震は見出されました。たゞ、1964年新潟地震($M = 7.5$)は断層理路³⁾を解析した結果から地震と⁴⁾有りません。この地震は長周期地震波や水平測量の観測データから、どちらかと言えば西側に直角(56°)で傾斜した面上の逆断層⁵⁾である⁶⁾と言ふべきです。しかし今回の日本海中部地震の発生後、データ⁷⁾が直角⁸⁾を示すか、もし副断層の供給距離が3万m、新潟地震も陸側に直角(34°)で傾斜する主断層上の逆断層運動と見做せることとするべきです。

4. 十勝沖地震(1968年)の発生メカニズム

森・島崎⁹⁾によると十勝沖地震の発生メカニズムは、破壊開始点から離れた箇所で、長周期波を強く出した所が3箇所ありました。9回の十勝沖地震(破壊開始点)、1(N)が長波、以上3箇所を示す(前記2番目)今回求めた1(1)と見えてます。

5. 宮城県沖地震(1978年)の発生メカニズム

津野地¹⁰⁾によると宮城県沖地震の発生メカニズムは、長周期波を発して3回目、滑らかな破壊形式で隣人たが、8分程度で完成するまで3回、2分割、3分割モデルで考へて必要が出てきた。これはどの地震でも必ず成立することである。逆に短周期強震動を示す作業は、この程度1~3周期程度のパラツキを持つ。破壊形式を考慮するといつも困難に直面するのである。



9回. 1968年十勝沖地震の際、長周期波を強く出した2箇所(1と2)。(森・島崎⁹⁾pp. 53)

参考文献

- 1) 小林・中村, 緯度震度のテクトニクス, 地学, 53巻, 448-455, 1983
- 2) Shimazaki・Mori, Focal Mechanism of the May 26, 1983, Japan Sea Earthquake, 地震学会論文誌, 1983, No. 2, p. 15
- 3) 海洋地, 1983年日本海中部地震――(2)余震の震源分布――, 地震学会論文誌, 1983, No. 2, p. 4
- 4) Mori & Shimazaki, Source process of the May 26, 1983 Japan Sea Earthquake, 地震学会論文誌, 1983, No. 2, p. 16
- 5) 佐藤, 加速度記録より推定した日本海中部地震の破壊過程(II), 地震学会論文誌, 1984, No. 1, p. 133.
- 6) 中村, 日本海・7月27日午後7時45分境界震, 月刊地誌, 55号, 1984-1.
- 7) Abe, Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964, J. Phys. Earth, vol. 23, 349-366, 1975
- 8) 佐竹・阿部, 新潟地震の断層モデル, 月刊地誌, 57号, p. 22-24, 1984-1.
- 9) Mori and Shimazaki, High short-period stress drops of the 1968 Tokachi-oki earthquake observed on strong motion records, Bull. Seism. Soc. Amer., (in press).
- 10) Seno et al., Rupture process of the Miyagi-oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, Phys. Earth. Planet. Int., vol. 23, 39-61, 1980.

翻訳: 原稿を見下す多大の助言を下さった東北大学理学部 幸澤明郎教授に感謝致します。

(II部) 話題提供

對象圖書（繪畫）

秋田県におけるマイクロゾーニングの評価

望月利男^{*}
菅本孝久^{**}

1. はじめに

秋田県では、¹⁾ 1980年、²⁾ 1981年の2年度にわたり地震対策のための基礎調査を実施していた。この調査は地震時の地盤危険度を、地震動強さは、1978年宮城県沖地震時の仙台市近傍程度と想定して加速度（むしろ震度的）分布で表わしたもので、具体的に被害想定は実施していない。したがって対比できることは限定される。例えば、墓石調査結果、アンケートによる震度、被害分布との相対的比較などである。しかし、事前に調査が行われ、かつ大地震の被災経験をもったのは秋田県が最初ではある。そのような観点から、秋田県で行われたレベルのマイクロゾーニングが被害レベルとの対応でみてどの程度の意味があったのか等を検討し、問題点・今後の課題を考える事は有意である。

ただ、地盤調査資料等の密度が、ごく低い地域が主要被災地域となった地震であり、それ故に事前に行ったマイクロゾーニングもラフであった恨みはある。したがって、十分議論できない点は多々あることを予め述べておきたい。また、主要被害がゲリラ的ともいえる砂質地盤の液状化であり、全県単位のゾーニングの限界を実感している次第でもある。

2. 地震対策のための既調査の概要

(1) 地震環境・予知

秋田県は西暦830年(M 7.4), 857年(M 7.0)の地震を経験して以来約500年余静穏期が続いたが1423年(M 6.7)以来再び地震活動が再開し最近では東北地方で地震多発県になっていた。しかもこれらの地震は殆んど直下型の地震である。地震予知研究推進にあたり山形県・秋田県・日本海沿岸地域が特別観測指定地域に選定されたのもこの理由により、特に本荘秋田間がそのターゲットとされた。なお能代、男鹿半島、象潟等も要注意地域として挙げられ、それらの規模はM=6~7と予測されている。さらに内陸においても千屋、川舟断層の両端を延長した活断層地域がM~7クラスの地震発生の場として考慮されるべきとしている。但し、歴史的にみてM 7.4程度が起りうる地震の上限と考えられ、津波については、過去の例から、男鹿半島付近では、一応の対策を考えておくべきと記している。すなわち、今回のようなスケールの地震は全く考えていなかつたことになる。

(2) 地盤と震害

主として地盤災害とそれに伴う被害である。ここでは特に砂地盤の液状化に関する調査記述について述べる。この現象と思われる記録が最も最初に現われるものは1644年羽後本荘の地震(M 6.9)であり、院内村では地裂け水湧出とある。その後の地震でも弘前付近(1694, M 7.0), 八郎潟西部(1810, M 6.6)など

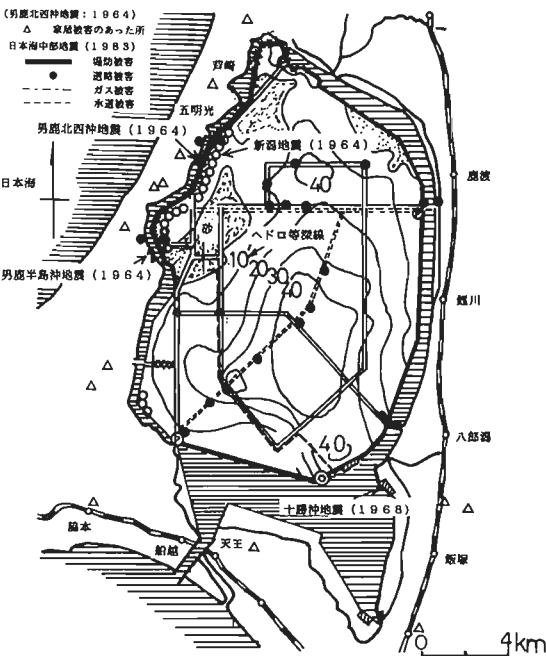


図-1 八郎潟干拓地および周辺地域の被害分布

に若干の記述はみられるが、1896年の陸羽地震では、雄物川流域に記録が多い。この地震の際横手盆地内では、田畠の亀裂から砂や水が噴出している。さらに下流の神宮寺、強首村でも濁水の噴出が記録され、下流部の新屋町でも発生している。秋田市内では、古川町で、また本荘市にも少なからぬ記録がある。

1914年の秋田仙北地震でも、雄物川流域の低地で、噴砂が多数記録されている。いずれも旧河道や旧河川敷にあるところで、陸羽地震で発生した地域と似た地域で発生している。ただし、これらの地点を地図上に明示できるほどの資料は見出されてはいない。

液状化とそれに伴う家屋等の被害の発生地点が明示できるのは、1964年男鹿北西沖地震（M 6.9）時である図-1、図-2は八郎潟周辺での被害分布である。地震規模があまり大きくないため、被害は比較的軽微ではあったが被害発生地点および被害モードは、日本海中部地震におけるそれと酷似している。なお、八郎潟干拓堤防はこの地震を含め、図-1が示すように秋田県が影響範囲に入った地震では常に少なからぬ被害をうけてきた。

なお、この種の災害は必ずしも軟弱地盤地域のみならず、前記、八竜村（町）、芦崎、1964年新潟地震の本荘市におけるように低地と砂丘のヘリで生じたことも指摘されている。

(3) 地形・地盤分類

秋田県の地形を山地（火山と非火山に区分）、丘陵地、台地、低地といった、中地形スケールの地形単位に分類し、その分布を図示すると、図-3に細い線で記したようになる。これらの分布状況に基づいて地形地盤区分と、同図に太い線で記したように、5（～6）の地形区が設定される。どの地形区も褶曲した新第三紀層から成るが、IとVは主な褶曲構造が比較的早い時期に完成し、その後は断層運動を伴いつつ隆起している地帯、II、III、IVはその後も褶曲活動が活発に継続している地帯（主として沈降）と大体一致する。

このような大局的な構造地盤区分も図に重ねて示して

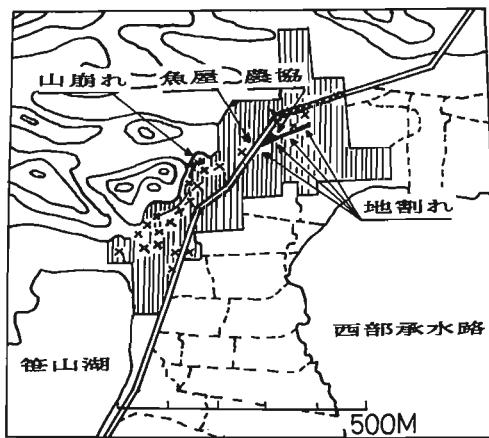


図-2 1964年5月7日男鹿半島沖地震における
八竜村、芦崎の被害家屋の分布
(八郎潟北部干拓建設事務所提供)

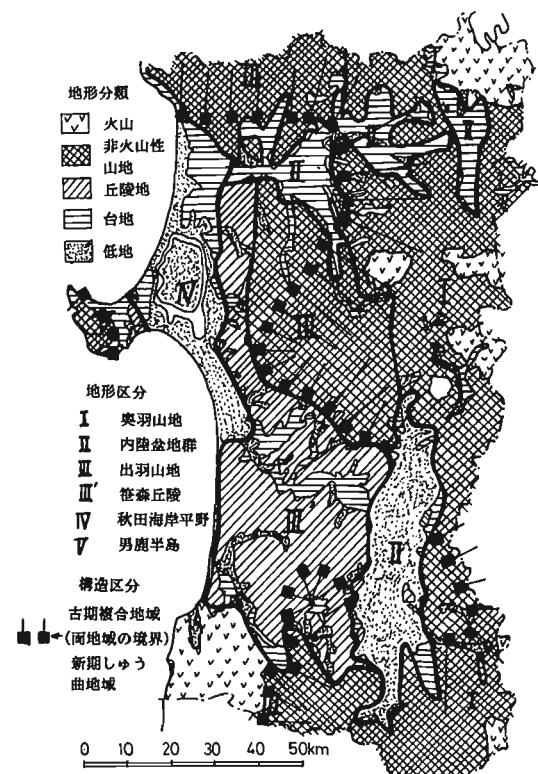


図-3 秋田県の地形構造

ある。ここで“古期複合地域”は主に先第三系から成り、さまざまな方向の褶曲・断層が発達している地域のことであるこれらの細分された地形区（構造区）の大きさは、一辺が50km以下の小さなものである。このように地表が比較的小さな単元に分割されていることは、地殻の破碎が進んでいることを示し、この地帯一帯でM 7～M 7.5を上限とする地震が比較的頻発することを密接に関係しているものと考えられる。

以下に地盤分類の概要を示す。

低地： 砂泥質沖積平野では、八郎潟の干拓地とその縁辺の低地、及び秋田平野がポーリング資料が多く、かつ代表的なタイプと考えられる。八郎潟低地では厚い軟弱な沖積粘土層が分布し、この粘土層のN値は0～2を示すことが多く、かつ、他の河川下流部の低地にみられる沖積粘土層と異なり、砂礫を挟在させないのが特徴的である。層厚は最大60mに達するので、これを6タイプに区分した。(No. 1～No. 6、以下No.は地盤タイプを示す)。八郎潟干拓低地の西部や周辺の低地では最表層部に砂層(N値=7、層厚=5m)が分布する(No.7～No.9)、また洪積層上に直接砂層(N値=7、層厚=5m)が分布するところもある(No.10)。八郎潟を抱えている砂州・砂丘地帯には厚い沖積砂層(N値=20、層厚15m以上)が分布している。この砂層の下位に分布するシルト層もしくは粘土層は、八郎潟の中央部に分布する粘土層に比べN値は大きい(N値=8～10、No.11～No.13)。また、沖積砂層が直接洪積層を覆っているところもある(No.14、15)。

秋田平野をはじめ、各河川下流部の低地にも厚い沖積層が分布する。これらの沖積層はシルトと砂が互層状になっているのが特徴的で、それにはいろいろな組合せがあるが、周波数応答計算結果なども参照しながら9タイプに区分した(No.16～No.24)。台地を刻む谷底低地や、沖積平野でもその縁辺の地盤は軟弱な沖積層は一般にそれほど厚くはない(No.25～No.30、No.28は例外的に厚い事例)。砂礫質な沖積平野とその縁辺、例えば横手盆地の東部などの地盤は10種に区分した(No.31～No.40)。低地地域では以上のように40の地盤タイプに区分した。

台地： 秋田県下の台地には、海成、河成、火山性の3種の台地がある。海成台地は、かつての波食台など、侵食されて平坦化されたところが、段丘化したところで堆積物はほとんどのせていない(No.41)。一方、海浜性の礫や、潟湖性の細粒な堆積物をのせた部分もある(No.42)。河成台地はかつての扇状地など、砂礫の堆積地が段丘化したところ(No.43)、砂礫の上を火山灰層が覆っているところ(No.44)に区分される。火山性台地は構造物質から火山碎屑物台地と呼ぶ(No.45、No.46)。米代川流域に分布する、花輪盆地、鷹巣盆地、大館盆地や、その縁辺部に発達している。

丘陵地： 丘陵地・山地では、表層の堆積物の厚さは、斜面の傾斜により微妙に変化する。調査ではほとんど資料が得られなかつたので、傾斜の大きい山地(火山地を含む)・丘陵地は、No.41で代表させ、傾斜の緩い斜面からなる地域は、No.47と同様とみなしている。

(4) マイクロゾーニング
ゾーニングマップの作成では、特定の震源と地震規模を設定するのが一般的である。しかし

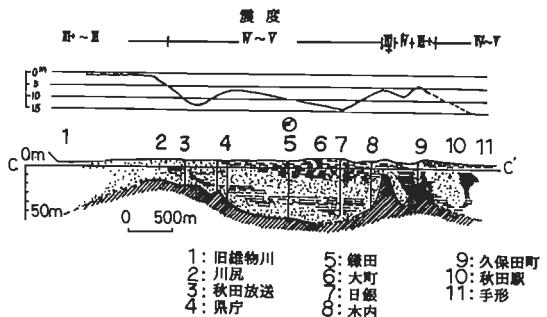


図-4 地震断面および新潟地震における震度
(加納ほか、1965)

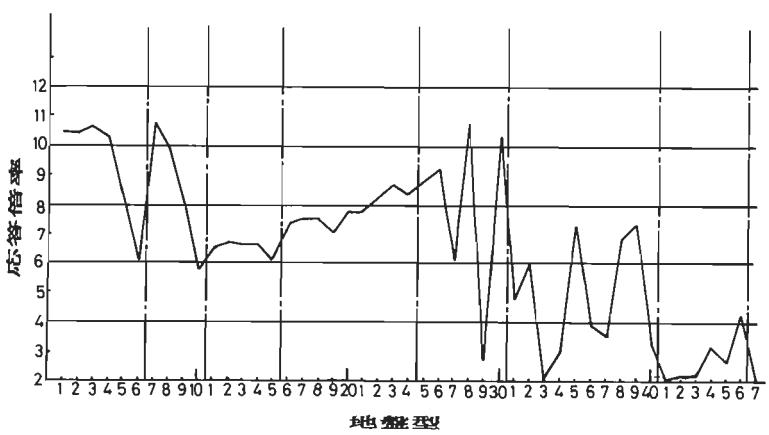


図-5 各地盤型の周期0.3秒以上の範囲における最大応答倍率
(----- ; 地形区分境界、秋田県(1981)による)

、秋田県の場合、前述したように県内のいたるところに構造線が存在し、また沿岸部（特に本荘・秋田）が特定観測地域になっていることなど、さらに予想される地震規模から、震源を特定化することは困難であった（危険地域が局所的になる）。

そのような状況から調査報告でのゾーニングマップは、基本的には震源を特定化していない、いわば表層地盤の応答特性のみに着目した地盤種別震度分布図である。すなわち、県下全域とも震源距離の効果を無視したものとなっている。地震動の強さは1978年宮城県沖地震の仙台市とその近傍程度を想定した。

図-4は、秋田市のほぼ中央を東西に切断したときのN値10に達する深さと第四紀層の厚さの概要と1964年新潟地震時の震度分布である。震度は表層地盤の縮り方と密接に関係していることがよくわかる。この事例、その他過去の大地震の振動被害（震度）分布の事例分析から、いわゆる地盤の悪いところほど震度が大になるであろうとの見解をもち、それに量的な裏付けを与えるために、第三紀層を基盤（ $r = 2.0 \text{ t/m}^3$, $V_s = 700 \text{ m/s}$ - 共通）とする弾性1次元波動方程式による地盤の周波数応答計算を実施した。各地層のVsは、田治米・望月・松田（1977）の土質・N値・形成年代・深さによる回帰式から推定した。なお、あえて弾性計算を用いたのは、土のひずみ-Gの関係の扱い方によっては、応答倍率が大幅に変わり（例えば比較的硬質地盤のそれが相対的に著しく大きくなるなど）、地震動の強さの判断（定義）が困難になることを恐れたからである。

計算結果をややまとめたものを図-5に示す。図-5は、一般構造物にとって影響度（効果）が大きいと思われる周期0.3 sec以上の周期範囲における最大応答倍率を47の地盤タイプに対して示したものである。なお、図中の縦の1点鎖線は、前述の八郎潟低地（No.1～No.6）、八郎潟干拓地の西部や周辺の低地（No.7～No.10）……台地（No.41～No.46）、丘陵地・山地（No.47）の各区分境界を表す。

この周波数応答計算結果と1923年関東大地震の地形と推定加速度分布の幅（約2倍）、宮城県沖地震における同様の幅（200 gal～400 gal程度）を対比させ、最終的に表-1に示すように6種類の加速度グレードにまとめた。この段階で地盤の非線形化の効果を考慮したことになる。なお、地盤種は新耐震以前の表現法に従っている。

以上が秋田県のマイクロゾーニングの概要であり、具体的な被害想定は行っていない（図-6）。砂地盤の液状化については、すでに述べてきたように八郎潟西部を主要地帯としてしばしば発生しており、ボーリング柱状図からみても少なからずその危険度の高いところがあるとしているが、マップ化しえるほど地盤調査資料が得られないため、そのような型では表現していない。ただ、地盤の液状化による木造建物について、1964年新潟地震における新潟市の被害から、液状化危険度の高いところでは、実質全壊率10.5%程度、半壊率15.4%，被害率=全壊率+0.5半壊率=18.2%程度が生ずるであろうことを予測していた。

3. 日本海中部地震の震度・被害

この地震で最も注目されたのは津波による人的被害であり、死者は総数104名発生したが、うち津波に起因するものが100名を数える。いいかえれば、歴史上、日本海側で最大といわれるM 7.7の地震において、地震動そのものに基づく死者は、ショック死2名を含め、わずか4名に過ぎないところに、この地震あるいは地震動の特徴の一つが認められる。最近の地震では、斜面崩壊やブロック堆などの倒壊が死者発生の主な原因となっていいるが、この地震ではそのような事例はなかった。火山地を多く含む男鹿半島に斜面崩壊が多く発

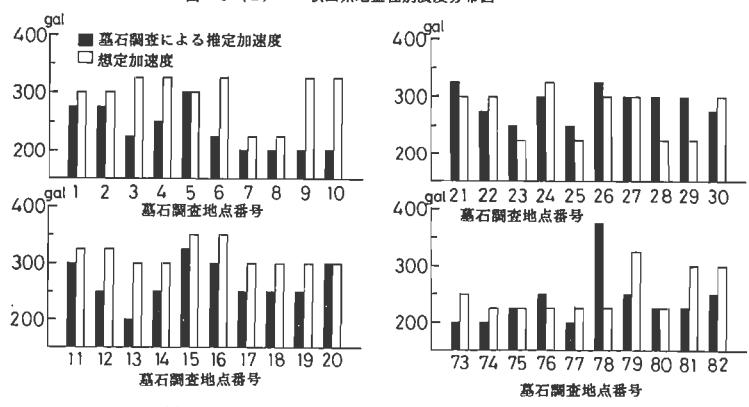
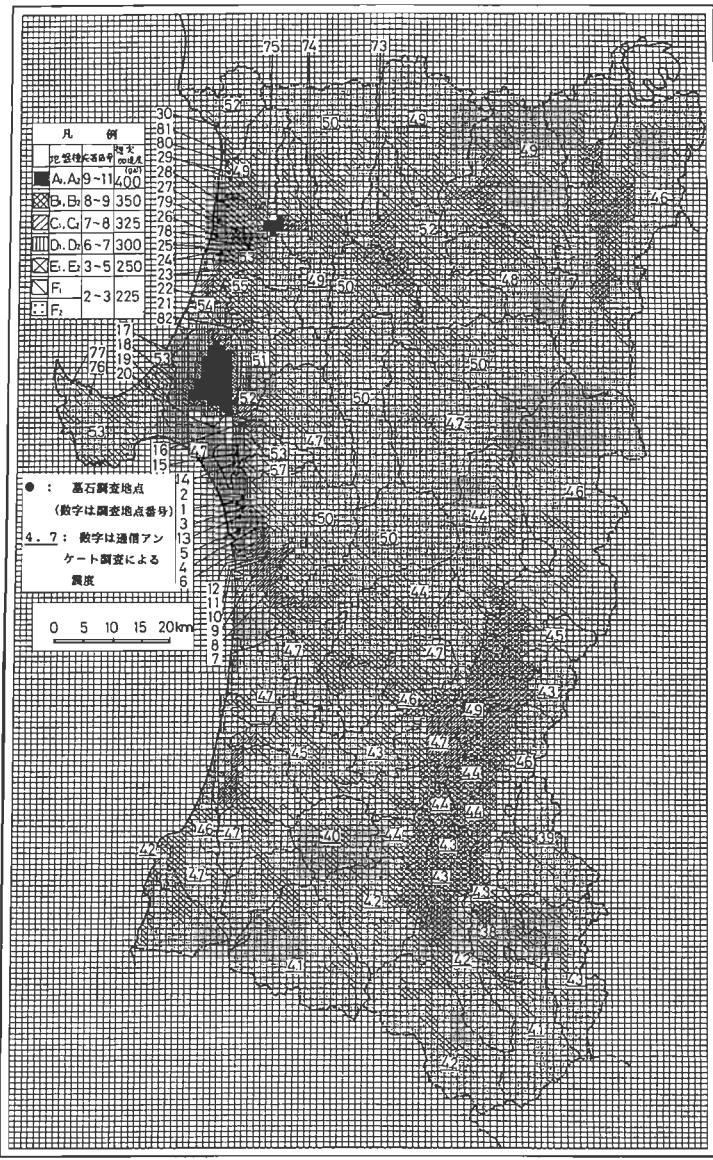
表-1 秋田県における地盤種の総括表

秋田県下 地盤種 地盤の地盤型番号	応答計算をした 地盤の地盤型番号	おもな分布地域	建築基準法 による 地盤種	周波数応答 計算による最 大応答倍率	想定加速度
A 1 1, 2, 3, 4, 7, 8	八郎潟低地	N		9～11	400内外
A 2 28, 29	米代川下流平野	■またはN			
B 1 5, 9	八郎潟低地	■またはN			
B 2 22, 23, 24, 25, 26	米代川下流平野 本荘平野	■		8～9	350内外
C 1 16, 17, 18, 19, 20, 21	秋田平野 本荘平野	N			
C 2 35, 38, 39	横手盆地 米代川流域の盆地	■		7～8	325内外
D 1 6, 10, 11, 12, 13, 14, 15	八郎潟周辺 秋田平野北部	■			
D 2 27, 32	各地の谷底低地と 扇状地の縁辺部	■		6～7	300内外
E 1 31, 36, 37, 40	横手盆地 米代川流域の盆地	■			
E 2 46	米代川流域の盆地	■		3～5	250内外
F 1 29, 33, 34, 42 43, 44, 45	台地、丘陵地、 山筋部の谷底斜面	I		2～3	225内外
F 2 41, 47	山地、丘陵地	I			

生していたが、いずれも規模は小さかったし、ブロック塀の倒壊も少なからず見られたにもかかわらず、それらに基づく死者は皆無である。このような事実は、ほかに様々な要因が推測されるにしても、人的被害に関する構造物などの被害発生が、それほど急激ではなかったことを推測させる。また、そのような状況を示すアンケート調査もある。

ここでは、諸被害を地震動特性およびその強さに関連付けて記述することに主眼をおいているため、原則的に津波による被害にはふれない（但し、地震動による被害と分離できないところもある）。ところで、この地震による被害は、例えば住家全壊率 1,584 棟（秋田県内：1,132）、半壊 3,515 棟（2,632）で 1978 年宮城県沖地震の 1,383 棟、6,238 棟に対し、全壊数では、やや上まわる。なお、秋田県の住家被害の約 85 %³⁾ は液状化によるといふ。注目すべきは、農地被害であり、水田 11.6 54 ha : 264 ha、畠 508 ha : 0 と、この地震での被害は、宮城県沖地震のそれを 45 倍強上まわるとの被害統計である。秋田県内の市町村における水稻関係被害面積比（%）は、能代市 15 %、男鹿市 14.1 %、若美町 12.1 %、大潟村 6.4 %（約 11 %³⁾）、山本町 6.6 %、天王町 5.7 %、峰浜村 6.8 %（津波による冠水あり）、八竜町 4.8 %、昭和町 2.4 %などのが主な被災地として挙げられる（図-7）。

すなわち、この地震による被害の最大の特徴は津波被害を除けば、地盤災害とそれに基づく諸施設



等の被害である。いいかえれば、この地震での物的被害の多くは、砂質地盤の液状化により生じたものであり、この現象は物的施設の側からみれば、広義の意味で地震入力（入力特性）とも考えられる性質のものである。そして、上記の農地被害は、土地利用が異なれば、住家被害など、別の被害に変質する。なお、住家被害・農地被害は八郎潟およびその西縁部から能代市低地に集中し、その南限は実質的に秋田市の低地ということになる。また、震度に関するアンケート調査⁴⁾で5.0を越える地域も大体上記の地域と一致するが、調査結果が市町村単位というのは被災地の場合、ややマクロに過ぎるきらいはある（図-6）。

筆者らは、秋田市を南限に秋田県内の40ヶ所で墓石転倒による加速度推定を行ったが、それによれば、推定値は225 gal～375 galであり、最大値375 galは能代市 潟（米代川流域の盆地）で推測された（図-6）。

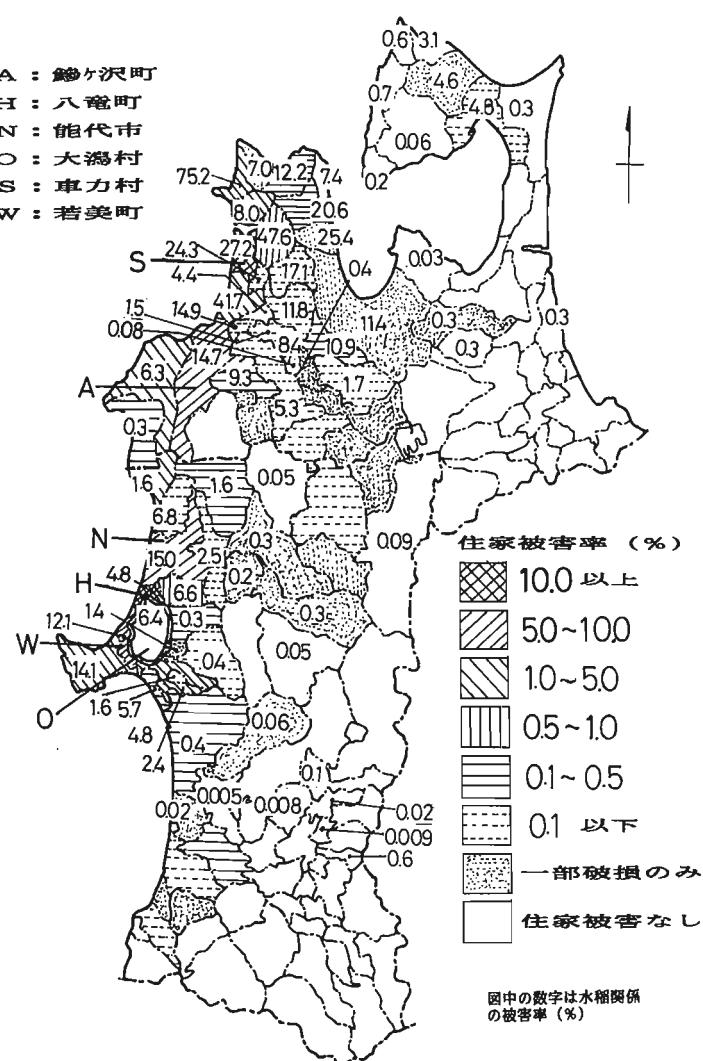


図-7 日本海中部地震における被害分布

4. マイクロゾーニングと

震度・被害の対比

ここでいうマイクロゾーニングは、いわばごく一般的な地震、すなわち振動被害が卓越するケースを想定して行ったものである。それに対し、日本海中部地震による被害は被災地全域にわたり、ほとんど砂地盤の液状化によって生じた。その意味では、生じた現象から、今後とも比較されるであろう1964年新潟地震より、さらに特徴的である。新潟地震では新潟市においてはビルが転倒・大傾斜を生じたり、昭和大橋が落橋するなど、この現象に伴う被害が派手ではあったが、山形県では震死者9名を生じておらず、特に死者3名、重傷者10名を生じた鶴岡市の幼稚園の倒壊などに代表される古典的ともいえる振動被害が少なからず生じた。この地震の際、秋田県でも、5名の死者（ブロック塀の倒壊3名、ショック死2名）が報告されており、日本海中部地震におけるとは被害モードはかなり異なる。

日本海側のいわゆる海洋性大地震の発震機構、波の特性など今後とも議論が続けられると思われるが、マイクロゾーニングマップ作成時に、このような地震（入力）が予測できなかつたのは確かである。したがって、震源断層の位置を考慮して、マクロにみれば被害多発地域と予測震度分布図で危険度が高いと評価した地域は大体

一致している。しかし、軟弱土層の厚いところほど危険度が高いと予測した震度分布を被害多発地との対応性は必らずしもよいとはいえない。むしろその縁辺部で大きな住家被害が発生している。例えば、危険度が最も高い地域が集中している大潟村（村落は 300⁴⁾ と予測した地域にあり、全・半壊ともゼロ）は農地被害などから判断せざるを得ないが、マップで評価したほどの被害事象を示していないようである（図-6）。前記アンケート調査によれば、昭和町（5.7）>山本町（5.5）>八竜町（5.4）>能代市・男鹿市・若美町・井川町（5.3）>八森町・八郎潟町（5.2）…………と続くが、昭和町、山本町などのそれは被害実態、ゾーニングの評価値との対応性はあまりよくない。この 2 つの町はいずれもその面積の大半は低地ではない。アンケートによる震度がそれぞれの地区（市町村）の平均的なゆれ方を示すとすれば、この地震の場合、震動としては低地の方が台地等より大きかったとは限らないようである。これはまた、図-6 の墓石による推定加速度と想定値の比較からも推測される。

図によれば全般的に予測値の方が高くなっているが、それは特に秋田市で著しい。それは全般的にはより強い地震動を予測したこと（1978年宮城県沖地震の仙台市程度）、並びに秋田市が震源から遠いことにもよるが、秋田市低地は、かなり広い範囲にわたり地盤沈下を生じており、小規模な液状化が少なからぬ広がりで生じたことを示唆している。いずれにしろ、地盤災害が卓越したこともある（震源・バスの特性も考えられる）、地震規模のわりには全般的に加速度が低かったことは確かなようである。

5. 既調査の総合評価

ゾーニングマップを含め既調査を日本海中部地震との対比から総合的に評価してみる。

- (i) 地震発生位置・規模とも全く予知しえなかつた。それは現在の地震学（予知）の限界ではあるが、それ故に震源位置を特定化せず大地震が起った場合の県内各地の地層構造に基づく震度分布図を作成した基本的考え方は妥当であった。但し、同上の理由により、本荘平野・横手盆地を同様の重みで考えたことは今回の地震の震源距離からみてあまり意味がなかった。
- (ii) 津波災害については男鹿半島付近で一応注意を喚起していたが、実際にはほとんど伝達していなかった。これは表現が弱かったこともあり、マスコミも取り上げなかつたことにもよる。
- (iii) マイクロゾーニングマップは、いわば予想地盤種別震度分布の域を越えず、震源・バス及び地盤動的挙動の特性を評価できなかつたこともあり、全般的に震度を過大に評価したようである。
- (iv) 砂地盤の液状化は、それなりに警告したが、地盤調査資料の密度の低さもあり、危険地域とマップで示せなかつたことに重大な限界を感じる。特に能代市の新興住宅地は空白であった。ただし、能代市での住家被害のヒアリング調査結果（調査数 757 株、平均延坪 40 坪強、全壊率 25.9 %、半壊率 45.6 %、被害率 48.7 % の被害集中地域）から、実質的被害すなわち取り壊わしあるいは 70 % 以上の被害金額の住家を全壊とすれば、それは 8.6 %、半壊は被害金額 70 ~ 30 % とすれば 20.6 %、被害率は 18.9 % となり筆者らの新潟地震の新潟市の大規模液状化地域での調査結果とほぼ一致する。この点ではほぼ確かな予測をしたことにもなるが、ゾーニングマップで表現できなかつたのは大きな限界である。

全般的にみて、秋田県のゾーニングの限界は、地震・地震動の特性を予測しえなかつたところにあり、今後の日本海側での震源のメカニズム・バスの特性の究明が最大の課題として残る。また、農地被害の面積等は既往の地震被害における液状化の規模等に大きなヒントを与えてくれる。筆者らはそのような視点から過去の地震災害

の見直しをはじめている。いざれにしろ地震－振動被害（主要な被害モード）を考えたゾーニングは根底からくつがえされたと実感している。したがって、地盤調査資料、土地利用等の基礎資料充実が必要不可欠であり、また液状化の予測は1kmメッシュではラフ（マップ表現ができない）であるといわざるを得ない。

さらに液状化性地すべり（地表面までの液状化、噴砂、噴水はともなわない）、つまり、砂丘縁辺部の緩斜面で生ずる地盤災害に対する研究が今後の大きな研究課題になったと考えている。これは新潟地震では少なくとも教訓としてとらえられていない現象であり、地下水位が必ずしも浅くないところでもこのような現象が起りうることをこの地震は示した。

地震災害は常に新しいテーマをつきつけてくる。その意味では、いかなるゾーニングも現段階ではあまり頼りにならないというのが筆者らの実感でもあり、それを最終的な評価としたい。

< 引用文献 >

- 1) 秋田県（調査、環境科学的研究会）（1981）：秋田県地震対策基礎調査報告
地学の基礎条件に関する調査
- 2) 秋田県（1982）：秋田県地震対策基礎調査報告 地盤の振動特性と物的
施設の耐震性に関する調査
- 3) 秋田県（1983）：日本海中部地震の記録、被害概況と応急対策
- 4) 後藤・鏡味・岡田・堀田・大橋・太田（1983）：1983年日本海中部地震
のアンケートによる震度マップ（速報），第20回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集

* 福井工業大学

** 神奈川大学

地震動予測

—1983年日本海中部地震本震および余震群の震源パラメーターのスケーリング則—

入倉孝次郎

1 はじめに

1983年日本海中部地震は、マグニチュード7.7という大規模地震であるが、その震源が陸より約100km沖合のため、地震動そのものはそれ程大きいものではなかった。地震による被害は、震源域に近い秋田、青森、北海道西南部のみならず、300km以上も離れた新潟地蔵に至る広範囲に亘り、地震規模の大きさを物語っている。地震動被害を大きくした原因として、日本海側でこのような大規模地震に打すこと十分な備えのほか、これともあるが、それにしても強震動の性質がわかつていないことが挙げられる。今回の地震被害から今後の震災対策を厚くには、地震予知の可能性のみに頼るのではなく、各地でどのような強震動が予測できるか検討が必要と考えられる。本論は、はじめに強震動予測研究の現状について簡単にレジュメを行い、つぎに1983年日本海中部地震の本震および余震の観測データを基に、震源域の物理的性質を考慮した強震動予測方法の検討を試みる。

2 強震動予測研究についてのレジュメ

近年、強震動予測の問題は、建築・土木などの工学研究者のみならず、地震学研究者にも震源域の物理的性質の推定の問題として、多く関心を集めている。米国でも強震動研究は、“strong motion seismology”として米国地震学会の講演会でセッションをなしてい。最近注目すべき強震動予測についてのレジュメが Mai(1982), Boore(1982), Aki(1983)等により相次いで発表されている。

強震動予測研究は大きく分けると、(1)経験的方法、(2)理論的方法、および(3)半経験的方法に分けられる。

(1)の経験的方法については、金井(1963)等の先駆的研究として、最大加速度や最大速度を震源規模、震源距離および地盤条件をパラメーターとして推定する方法がある。それに統合してさらにレスポンスの形状まで予える方法(いわゆる大崎スペクトル)に発展してきている。この系譜に属する研究は国内外で極めて多くなされており(例えは、Boore and Joyner(1982)参照)、現在の強震動予測の主流をなしている。

(2)の理論的方法については、決定論的モデルと統計論的モデルに分けられる。前者については、最近では、多層構造中に断層を考える、極めて現実に近いモデルの計算(例えは、Bouchon(1979), Heaton and Helmberger(1979))が可能となり、1Hz以下の低周波数域については、理論波形は観測波形に一致するようには、しかし、1Hz以上の高周波数域については、理論波形は一般に過小評価となる。後者の統計論的モデルは、強震動の高周波数成分は震源域の不均質性によるとして考えられたものである。代表的なモデルとして、Das and Aki(1977)の“バリアモード”や、Rudnicki and Kanamori(1981)の“アスペリティモデル”が挙げられる。決定論的モデルと統計論的モデルの双方の特徴を生かしたハイブリットモデルも最近提唱されている(例えは、Koyama(1983), Suzuki and Hirasawa(1984), Papageorgiou and Aki(1984))。このモデルは断層面内の破壊は大筋では決定論的に伝播すると考えるが、破壊過程の詳細は統計的パラメーターにより与えられるとして強震動の推定を行うものである。震源域の物理的性質の研究の進展とともに今後注目すべき方法である。

(3)の半経験的方法は、経験的方法と理論的方法をつなぐものとして種々の観点から考へられていく。石田(1983)は、決定論的な断層モデルによる理論スペクトルと観測波形のスペクトルの略い違いを逆フィルターとして強震動スペクトルを推定する方法を提唱している。翠川・小林(1978)は地震動の統計的性質と断層の破壊伝播を結び、レスポンススペクトルや強震波形の包絡線の推定を行っている。強震動波形を推定する方法として、Hartzell(1978)は余震記録をグリーン函数として本震波形を求める方法を提案した。この方法は、複雑な伝播媒質や震源情報を考慮できる極めて有効な強震動予測法であり、村松・入倉(1983), 今川・三室(1983), 飯田・伯野(1983)

等により発展させられてきています。この方法の詳細は、一昨年の地震震動シンポジウムで発表しているので、ここでは重複を避けます。本論では、我々が提唱してきた、地震の相似則を考慮した、小地震記録による地震時の震動波形の予測方法について、1983年日本海中部地震の余震観測データを基に再吟味し、一般化を試みます。この方法は、(1) 経験的方法と(2)の理論的方法を震源での物理的性質を基礎に統一的につなぐものとします。次節では、本研究の基礎となる地震波スペクトルのスケーリング則の現状について検討します。

3 高周波地震動のスペクトルのスケーリング則

小地震の記録から大地震時の震動の推定を行うには、大地震と小地震の間に一定の相似則が成り立つてゐることが必要条件となる。種々の震源規模の地震に対して、種々の観測量や物理量がどのように変化するかはスケーリング則と呼ばれ、多くの研究がなされてきた。

地震波のスペクトルのスケーリング則は Aki (1967) によりはじめて提唱された。彼は同一観測点では同一の震源域の異なる規模の地震からの地震波スペクトルの比較を行い、地震波スペクトルはあらゆる規模の地震に対して相似形をしてゐるとして、統計的断層モデルを基に、いわゆる ω^2 モデルを提案した。その後彼は、M=6 以上の大地震では ω^2 モデルの予測よりも観測波の高周波成分が大きいことを M_b と M_s の関係より確認し、「revised model B」を考案した。Koyama (1982) は、日本の地域に対して M_b , M_s および MJMA の関係を基に、スケーリング則は mid-plate と place-margin の地震では異なることを示した。これらのスケーリング則は変位スペクトルについて議論をめいています。

Gusev (1983) は種々のマグニチュードスケール (m_{PV}^{sk} , m_{PV}^{SM} , M_s and MJMA) の関係を基に、Fig. 1 に示されるような加速度スペクトルのスケーリング則を与えた。この加速度スペクトルの形の特徴は、大地震にはと高周波成分が盛り上がりを示すことと、高周波数で減衰することにある。Gusev の加速度スペクトルのスケーリング則は、現在のところ平均的な意味ではあるが、観測データによく合致しており、その物理的意味は今後考えることは重要である。

最近、大地震時の強震動の高周波震動の生成を説明するためには、大地震の震源断層を小断層の集合体であると考え、小断層間の隙間をバリアと見なすモデルがいくつか提唱されています。その例として Koyama (1983) の伝播性破壊確率モデルや Suzuki and Hirasawa (1984) の移動性震源確率モデルが挙げられます。Fig. 2 に示される Suzuki らにより計算された加速度スペクトルは、高周波数側での減衰を除いて、Gusev の結果によく合致しています。加速度スペクトルが高周波数側にカットオフを有することは Hanks (1982) によりはじめて指摘され、彼はこれを f_{max} と名付け、観測点付近の局地的な地質条件に依るとした。Papagiorgiou and Aki (1983) は破壊の先端部分に存在する非弾性領域 (end zone) に依るとして、その原因を震源に帰してゐる。Gusev による加速度スペクトルが高周波数側に減衰を有することには、 f_{max} が震源情報の 1 つである可能性を高くしたと考えられる。

以上述べてきた地震波スペクトルのスケーリング則は、次の 3 点にまとめられる。

- (1) 高周波地震動のスペクトルは、地震モーメントに応じて、一定の形を有すると考えられる。加速度スペクトルを見た時、低周波数側に 2 つのコーナー周波数 f_0 と f_p を有し、高周波数側に 1 つのコーナー周波数 f_{max} を有する。
- (2) 大地震の際の高周波震動の増大は、大地震の断層が一様に破壊するのではなく、いくつかの小断層の集まりと考えられる。 f_0 は断層全体の大きさ、 f_p は小断層の大きさに対応する。 f_{max} については後に議論する。
- (3) 地震波スペクトルのスケーリング則は地震の発生域により変化する。

4 日本海中部地震の本震および余震記録

4.1 余震分布と本震の震源過程

日本海中部地震は、1983年5月26日11時59分秋田県能代市沖約100kmの海底（気象庁震源：40°21'N, 139°05'E, 深さ14km）で発生し、そのマグニチュードは気象庁によりM=7.7と決められた。前震および余震活動の詳細は気象庁、東北大学理学部および弘前大学理学部で詳細に研究されていく。ここでは本震時の断層面の形状を知るために余震活動に限って記す。余震活動の時間的推移が西出等(1983)によりFig. 3の様に報告されている。本震直後より余震が頻発し、約1時間の間の余震域は東西約30km、南北約100kmに拡がった。6月9日に余震域の南端近くにM=6.1と6.0の2つの大きな余震が発生し、また6月21日にはM=7.1の最大余震が余震域の北端近くで発生し、これらの大さな余震は各々二次余震を伴った。

本震(M=7.7)がマルティアルショックであったことは、石川他(1983), 佐藤誠(1984), 島崎他(1983)により、遠地実体波の解析や、近地での加速度記録の解析が示されている。震源域より約100kmの弘前大学での加速度記録はFig. 4に示されるように顕著な2つの波群を示し、一見してマルティアルショックを裏付けている。石川等による本震の断層域および変位分布がFig. 5に示される。

4.2 強震計による余震観測

今回の本震記録は震源域から約50kmの不活性、約100kmの弘前、秋田などで加速度型強震計で記録された。本震発生後、震源近傍域で速度型強震計を用いた観測が岐阜(村松)、京大防災研(入倉)、京大理・阿武山観(黒磯等)により始められた。速度型強震計は村松によるもので、20秒から0.05秒の速度で平坦な特性を有し、0.05m/kineより100m/kineまでの地動を記録できる。この記録は広帯域で広ダイナミックレンジのため、地震波スペクトルのスケーリング則の検討に最適なデータとなる。余震観測点および観測された余震の震源分布が(気象庁震源分布による)がFig. 6に示される。

本震の震源域の中央部近くに位置するFKR(青森県深浦町)で京大阿武山地震観測所の黒磯等により速度型強震計を用いて6月1日より7月20日の間観測された(黒磯他, 1983)。FKRの強震観測点から約50m離れた地点で、我々は高感度の速度計(固有周期2sec)を用いて6月1日より4日まで観測を行った。この2つの観測データを含めて、M=2程度の小地震からM=7.1の大地震までの地震記録が得られた。深浦から東方約40kmの弘前では弘前大学によりM=7.7の本震とM=7.1の最大余震が得られており。次節では深浦と弘前の地震波記録の解析により、モーメントにして 10^{19} から 10^{20} dyne·cmの広帯域の地震動スペクトルの比較を行い、日本海中部地震の本震および余震群のスケーリング則を議論する。

震源から東方約350m離れたERM(北大エリモ地震観測所)では、村松(1982)が1982年3月21日の浦河沖地震(M=7.1)の直後に速度型強震計を設置し、その後笠原等により強震動観測が継続してきた。今回ERMではM=7.7の本震のみならずM=7.1の最大余震およびM=6.1の余震の速度記録がFig. 7に示されるように完全な形で得られている。この観測点でも本震および主要な2つの余震が広帯域の特性を有する同一記録システムで記録されたことにより、後に述べる余震記録を用いた本震記録の再現方法について精度の吟味が可能となった。

震源の南方約350kmのNGT(新潟地方気象台)では工藤により加速度型強震計を用いて余震観測がなされた。M=7.1などいくつかの余震記録が得られた。ここでは本震は気象庁1倍強震計により多少saturationしてしまった。

震源の東南約100kmのTUC(秋田土木港湾事務所)は港湾技術研究所SMAC-B2の観測点で本震記録が得られた。ここで村松・入倉により速度型強震計による観測が5月31日より6月29日まで行われ、M=7.1や6.1を含む主要な余震が記録された。

第6節でこれらの強震記録を用いて半経験的強震動予測方法を検討する。

5 地震波スペクトルのスケーリング則

5.1 観測された地震波スペクトル

ここでは震源域に最も近い FKR(深浦) の速度型の強震計および高感度地震計による $M=6.1 \sim M=2.0$ の地震記録のスペクトルについて比較する。本震 ($M=7.7$) および最大余震 ($M=7.1$) については 弘前大学の加速度記録から得られたスペクトルを参考にして、 $M=7.7 \sim M=2.0$ の範囲の地震波スペクトルを基にシェーリング則を検討する。FKR での地震記録例と加速度スペクトルの例が Fig. 8 と Fig. 9 に示される。解析した地震の震源は、Fig. 10 に示されるように、南北方向 120 km に広がっている。ここでは震源域にほど遠いをみるため、便宜的 4 つのグループ、北から順に A, B, C, D, I に分けて考える。A 領域は最大余震 ($M=7.1$) の震源域、D 領域は $M=6.1$ や $M=6.0$ を含んでいる。久六島は C 領域に含まれる。 $M=6.1$ や $M=6.0$ の記録例 (Fig. 8 および Fig. 9 参照) で顕著に見られるように、D 領域の地震からの FKR での記録は S 波部分については NS 成分が卓越する。そこで Fig. 11 で D 領域の地震に注目して、NS 成分の加速度スペクトルと変位スペクトルを比較する。これらはスペクトルを特徴付ける観測量として、変位スペクトルの低周波数域のフラットレベル Ω_0^T とコーナー周波数 f_0 、および加速度スペクトルのフラットレベルと低周波側のカットオフ周波数 f_p 、高周波側のカットオフ周波数 f_{max} がある。これら 5 つの量が Fig. 12 に示されるような基準で各スペクトルより読み取られ、震源パラメーターの関係が議論される。

地震波スペクトルより震源情報を抽出するには 伝播媒質方および観測点近傍の地形、地質構造による震動への影響が最もして吟味されねばならない。この問題についてここでは十分な議論をするスペースがないので伝播媒質による Q の効果についてのみ概略して述べる。この地域の Q は 1 ~ 30 Hz の範囲で周波数に比例して増大していくことがユーティ波の解析 (反射によると) より求められており、Fig. 13 に示されるような f_{max} は Q^{-1} の減衰効果ではない。

変位スペクトルのコーナー周波数

変位スペクトルのフラットレベル Ω_0^T より推定された M_0 とコーナー周波数 f_0 との関係が Fig. 13 に示されている。ただし、 $M=7.7$ と $M=7.1$ については 石川他 (1983) が遠地実体波や 1 倍強震計のデータから求めた震源パラメータを基に、Savage (1972) の式 (S 波に対してのもの) を用いて f_0 を逆算したものである。これは弘前大学の加速度記録では変位スペクトルは低周波数域で十分な精度で得られていからである。Fig. 13 で示される $M_0 - f_0$ の関係は 全体として f^{-3} の傾きをもつ直線のまわりに分布しているが、 $M_0 = 10^{21}$ 附近より折れていくのがわかる。 $M_0 = 10^{21}$ はマグニチュードに対する $M=3$ 程度における。Chouet et al (1978) によると地震波スペクトルのシェーリング則でも、 $M=3 \sim 4$ 附近で $M_0 - f_0$ 関係が傾き -3 の直線からずれる例が報告されており、ここで観測結果もそれ程奇異なものではない。

加速度スペクトルの 2 つのカットオフ周波数 f_p と f_{max} について

加速度スペクトルの低周波数側のカットオフ周波数 (パッケージコーナー周波数) f_p とモーメント M_0 の関係が Fig. 14 に、高周波数側のカットオフ周波数 f_{max} とモーメント M_0 の関係が Fig. 15 に示される。 $M_0 - f_p$ および $M_0 - f_{max}$ の関係は、全体としてみると、両方共 f^{-3} よりずっと大きい傾きにになっている。細くみると、 $M_0 - f_0$ 関係と同じく $M_0 = 10^{21}$ 附近で折れ曲がっている。階段状に変化しているようにも見える。先に述べた f_0 は断層の大きさに關係する量として多くの研究者により明らかにされてきたが、ここでの f_p と f_{max} についても必ずしも共通の理解が得られたものではない。次にこれらの量と震源モデルの関係の検討が必要となる。

5.2 マルティラックモデル

観測された地震波スペクトルは、前節で示した様に、5 つのパラメーター ($\Omega_0, f_0, G_0, f_p, f_{max}$) で特徴付けられる。大きな地震の場合、変位スペクトルのコーナー周波数 f_0 と加速度スペクトルのローカット周波数

f_P は一致しないが、小さな地盤では両者が一致してくる。これらの特徴を有する地震波スペクトルを説明するものとして 1972 年すでに記したように、大地震の震源断層を小断層の集合体とみなす震源モデルがいくつか提案されてる。ここでは震源パラメータと地震波スペクトルの特徴が容易に結び付けられるモデルとして、長方形の断層面には同じ大きさの円型クラックが並んでいるとするマルティクラックモデルを考える。このモデルは、鈴木・平沢 (1982) やおよび Papageorgiou and Aki (1983) と基本的には同じである。ただし前者は高周波数域での f_{max} が考慮されてない。また後者は各クラックの破壊を全く incoherent に生じるとして、1 つの円型クラックから発生する加速度パワースペクトルの形状と断層面全体からのそれとが同じ形状としており、地震波スペクトルの低周波数域の性質の議論が十分でない。我々のモデルは、各クラックから発生される加速度スペクトルが f_{max} を有し、断層面内の発震点から self similar に伝播するように各クラックの破壊が生じるとしてある。

単独円型クラック

単独の円型クラックから生成される地震波は Sato and Hirasawa (1972) により、Fig. 16 に示されるように与えられる。このモデルでは衝撃的 (即加速度波形が円型クラックの終端部で発生する) 加速度スペクトルは高周波数域で平坦な特性を有し、 f_{max} を持たない。

Boatwright (1982) は f_{max} を持つ (すなわち、そのスペクトルが高周波数で減衰する) 加速度波形として Fig. 16 の上図に示されるようなパルスを考えた。その加速度波形 $\ddot{u}(R, t)$ は、

$$\ddot{u}(R, t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \frac{\alpha \sigma R^2 \Delta v_r}{\mu \cdot R \cdot \beta} \cdot r_0 \cdot e^{-t/\beta} & t > 0, \quad (\text{ } r_0: \text{クラック半径}, \Delta v_r: \text{破壊速度の変化}) \end{cases} \quad (1)$$

で与えられる。

Fig. 16 で示される加速度波形の関数を $\frac{1}{3} e^{-t/\beta}$ に置換することにより得られた修正 Sato and Hirasawa モデルの地震波形は Fig. 16b で示される。その加速度スペクトルは Fig. 17 に示される。加速度スペクトルの形を決める独立変数は ($\Delta \sigma, r_0, \beta$) である。 $\Delta \sigma$ はストレスドロップ、 r_0 はクラックの半径、 β は endzone での非弾性域での緩和過程に依存する。Fig. 17a で示されるように G_0 を加速度スペクトルのピーカーの高さとして、 G_0 の約 70% 減衰 (パワースペクトルはして $1/f$) の周波数を f_{max} と読み取ることにする。この時 f_{max} は endzone の長さ d で $f_{max} = v_r/d = v_r/r_0$ (v_r は破壊速度) $\quad (2)$

の式で関係付けられ、 f_{max} は物理的意味を有すことを示す。

クラックの重ね合せ

地震の震源を単独クラックと考えると、大地震の際の高周波地震動は説明できない。そこで鈴木・平沢によると移動震源確率モデルと同様に、Fig. 18 に示されるように、断層面上に円型クラックが並んでいくとした。断層面と観測点の位置関係は 1983 年日本海中部地震の本震断層と PKR (深浦) に一致させて、地震波形の計算を試みる。断層面上を矢印で示されるようにクラック破壊が伝播すると考えたとき、地震波の初速度スペクトルと変位スペクトルの形状が Fig. 18b に示される。変位スペクトルのコーナー周波数 f_0 と加速度スペクトルのローカル周波数 f_0 が顕著にみられる。 f_0 は断層全体の大きさ、 f_P は個々のクラックの半径に比例付けられる。

マルティクラックからの地震波の変位スペクトルのフラットレベル $S2_0^T$ やび加速度スペクトルのフラットレベル G_0^T が単独クラックの $S2_0$ やび G_0 に対して何倍になるかが Fig. 19 に示される。横軸をクラックの個数として、縦軸は $S2_0^T/S2_0$ と G_0^T/G_0 が 10^0 から 10^3 とされている。図から明らかのように、 $S2_0^T/S2_0$ と G_0^T/G_0 の関係は $S2_0^T = N \cdot S2_0$ 、 $G_0^T = \sqrt{N} \cdot G_0$ $\quad (3)$

で近似できることが示される。この関係は Papageorgiou and Aki (1983) による incoherent な破壊の場合について示されたものと同じである。クラックの破壊が coherent に生じるとしても断層に近い観測点では個々のクラック

クから地震波の到着は必ずしも規則的ではないことにすると考えられる。個々のクラックから発生する地震波が先に述べた様な f_{max} を持つとした時、マルティクラックによる地震波の加速度スペクトルは Fig. 20 に示される。加速度スペクトルは左図に示されるように一見複雑な形をしているが、右図に示されるようにスペクトルの包絡線は f_0 , f_p および f_{max} の 3 つの屈曲点を顯著に示している。

5.3 地震スペクトルから震源情報の推定

マルティクラックモデルに基づくと地震波スペクトルの形状から種々震源情報を抽出することができるか、ここで断面の断面と略記す。個々のクラックの平均的半径 r_0 は(3)式から、

$$r_0 = \frac{6 \cdot (\text{factor}) \cdot V_r^2}{\sqrt{s}} \left(\frac{S_o^2}{G_o} \right) \quad (4)$$
ここでの S_o は断層面積(factor): V_r/v_s から決まる量である(Papageorgiou & Aki, 1983)。従って断層の大きさ s (f_0 より推定)がわかれば、変化スペクトルのレベル Ω_o^2 と加速度スペクトルのレベル G_o^2 の比より、クラックの半径 r_0 が推定される。(4)式により求められた r_0 と f_p の関係が Fig. 21 に示される。多少のばらつきはあるが f_p が $1/r_0$ に関係することが明瞭に理解できる。このことは f_p がクラックの大きさを表すパラメーターとして有意なことを示している。

f_{max} と f_p の関係が Fig. 22 に示される。 f_{max} の読み取り精度がかなり悪いことを考慮すると、 f_{max} が f_p に比例関係がみえることは驚きである。Fig. 22 は f_{max} が伝播媒質や地盤条件による量ではなく、震源に起因するものと考えるべきである。断層面上のクラックの並びと平均的な意味で Fig. 18 下図に示されるようなモデルを仮定すると、 f_0 と f_p の比より、クラックの個数 N が決められる。ストレスドロップ $\Delta\sigma$ は単純円型クラック ($N=1$) に対しては $\Delta\sigma = (\pi/16) M_0 \cdot (1/r_0)$ で与えられ、マルティクラック ($N \geq 2$) の場合は $\Delta\sigma = (\pi/4) M_0 (1/S_{r0})$ で与えられる。この方法で求めた $\Delta\sigma$ は破壊された部分の力を考慮した local stress drop であり、断層面全体を平均した global stress drop とは異なる。

モーメント M_0 と local stress drop $\Delta\sigma$ の関係が Fig. 23 に示される。大筋の傾向としては、 $M_0 = 10^{24}$ 程度では、 M_0 が大きくなるにつれて $\Delta\sigma$ は大きくなるが、クラック 1 個あたりにかかる地盤モーメント M_0/N と $\Delta\sigma$ の関係が Fig. 24 に示される。図中、斜の平行線は r_0 が一定とした場合の $M_0/N - \Delta\sigma$ の関係を示す。 $M_0 < 10^{24}$ ($M \leq 4$) の小地震では r_0 がほぼ一定で $\Delta\sigma$ が変化している。これは相似地震の場合に対応していると考えられる。 $M_0 \geq 10^{24}$ ($M \geq 6$) の大地震では $\Delta\sigma$ が一定となる。それからの中間の規模の地震は 2 つのタイプの間に過渡領域的で、 r_0 , $\Delta\sigma$ の変化も単純ではない。図中 $\Delta\sigma$ は C 領域の余震である。この領域の地震が他の領域に比べてクラック半径が小さいという地域的特性が明瞭に示される(黒磯他, 1983)。

6. 余震記録を用いた本震記録の再現

余震記録を用いた本震波形の合成方法について、昨年の地盤震動シンポジウムで報告した。方法の詳細は、Irikura (1983) に書かれている。4 章で述べたように今回の地震の本震および主震は 2 つの余震 ($M=7.1$ および $M=6.1$) が速度型強震計により北大エリモ観測所で記録された(Fig. 7 参照)。これらの余震記録による本震の再現を試みる。本震合成に必要なパラメータは (1) 本震と余震のモーメント比、(2) 本震、余震の rise time、(3) 破壊速度である。それ以外に本震断層の大きさと破壊の開始点が必要であるが、ここでは余震分布と本震震源位置の関係から推定した。

本震と余震のモーメント比を求める簡単法としてスペクトルの低周波数のレベル比を利用して本震および余震の Transverse 成分のスペクトルが Fig. 25 に示される。これより本震と $M=7.1$ の余震のモーメント比は約 15、本震と $M=6.1$ に余震のモードは約 350 と推定できる。

我々の提案した合成法は本震と余震のスリップ速度一定の仮定に基いており(両者のスリップ速度が異なった時でも若干の修正で計算可能)。5.3 で議論したスケーリング則で、 $M=6.0$ より大きい地震に対して local stress drop $\Delta\sigma$ は一定と見せた。stress drop とスリップ速度の関係は複数のクラックモデルに対して、 $\Delta\sigma = C \cdot \frac{\Delta u}{V_s}$ で与えられる(Aki, 1983)。すなわち $\Delta\sigma$ 一定はスリップ速度一定と見なしうる。 $M=6.1$ や 7.1 の余震を用いる場合(スリップ速度を一定とする

仮定は有効とみなせる。さらにもう1つの仮定としてこれらの地震が本震の barrier size に近い（この時(2)のrise time を計算上直持手えなくともよい）として本震合成を行なう。破壊度ははじめ3.0として最適値は trial and error で決める。

本震は大きく分けて2つのeventからなり、いたと見え、南側に生じたオーナメントはM=6.1の記録から合成し、24秒後北北東方向約60kmに生じたオーナメントはM=7.1の記録から合成し、両者を加え合わせた。オーナメントの断層域の面積は2.1とした（石川有三，1983）。

これらの考察の後合成された本震波形がFig.27に示される。上2つの記録はM=6.1および7.1の余震のT成分の記録、3番目が本震合成波形、4番目が本震観測波形である。合成波形は観測波形に極めてよい一致を示しており、この合成方法の有効性を示している。

M=6.0よりも小さい余震を用ひる時、5.3のスケーリング則の結果を基に合成方法に若干変更を必要とする。この問題については紙面が広いので省略する。

7. おわりに

強震動予測を行うには地震の相似則を知ることが重要である。本論では地震波スペクトルを特徴付け3つのパラメータ($S20, f_0, G_0, f_{max}$)について、マルティフラットモデルを基にそのスケーリング関係を明らかにした。その結果1983年日本海中部地震の本震および余震群について $M \geq 6$ の大きい地震については $\Delta\theta = 15^\circ$ 一定、 $M \leq 3$ の小さい地震についてはクラックサイズが一定で、 $\Delta\theta$ が変化、やの間の地震は地震ごとの個性（或は地域性）があることがわかった。

このスケーリング則を基に、地震波合成のためのパラメーターを検討し、M=6.1と7.1の余震記録を用いて本震波形を合成した。合成波形は観測波形に一致した。合成法は Haskell model に基づいているが、この断層モデルはマルティフラットモデルによく似た関係を与えることは Bouchon (1978) により指摘されている。

最後に貴重な強震記録の利用を快諾していただいた阿武山観測所黒磯草夫氏、弘前大佐藤塊夫氏、岐大村松郁崇氏に深く感謝いたします。本研究の一部は横井俊明代（現国際航業）との共同研究に依っています。

参考文献

- Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum, J.G.R. 72, 1217-1231.
- Aki, K. (1983): Strong-motion seismology, Soc. Italiana di Fisica, 223-250.
- Boore, D. M. (1982): Strong motion seismology, Rev. G.S.P. 21, 1308-1318.
- Boore, D. M. and W. G. Joyner (1982): The empirical prediction of ground motion, B.S.S.A. 70, 2295-2297.
- Bouchon, M. (1978): A dynamic source model for the San Fernando Earthquake, B.S.S.A. 68, 1555-1576.
- Boatwright, J. (1982): A dynamic model for far-field acceleration, B.S.S.A. 72, 1049-1068.
- 石川有三,他 (1984): 1983年日本海中部地震の震源過程, 月刊地球, 6, 11-17.
- 石田勝彦 (1982): 強震地動スペクトル特性に関する考察, 日本建築学会論文報告集, 314, 48-58.
- Chouet, B. et al (1978): Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra, B.S.S.A. 68.
- Gusev, A. A. (1983): Descriptive statistical model of earthquake source radiation, G.J.R.A.S. 74, 787-808.
- Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions ..., B.D.P.R.I. Kyoto Univ. 33, 63-104.
- Koyama, J. et al (1982): A scaling model for quantification of earthquakes..., Tectonophysics, 84, 3-16.
- 黒磯草夫 他 (1983): 日本海中部地震の余震の波形特性, 地震学会予稿集 II, 11-14
- Mal, A. K. et al (1982): Ground motion calculations, A.M.Div. of ASME.
- 翠川三郎、小林啓美 (1978): 地震動の地震基盤からの入射波スペクトルの性質, 日本建築学会論文報告集, 273, 43-54
- Papageorgiou, A. and K. Aki (1983): A specific barrier model for the quantitative ..., B.S.S.A. 73, 693-722.
- 佐藤塊 (1984): 加速度記録から推定される日本海中部地震の破壊過程, 地震学会講演予稿集 I,
- Suzuki, Y. and T. Hirasawa (1984): Strong motions from a stochastic model of faulting, 8WCEE.

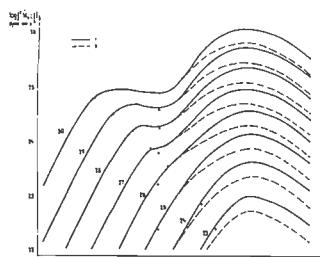
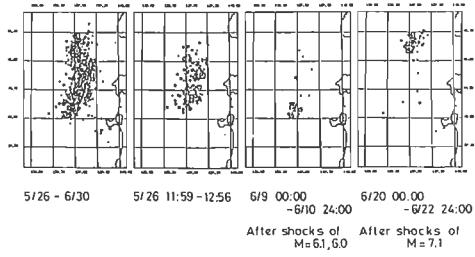


Figure 1. A set of average spectra of relative spectral level $R(M_r, f) / (2\pi)^2 R_0(f)$ for $\log M_r = 3-10$. Corresponding f_{c1} to f_{c2} are given in the figure. Points: spectral level at corner frequency according to the model $R(M_r, f) = R_0(1 + (f/f_c)^2)^{-1}$. Circles: spectral level derived from $M_{1.5}$ day norm.

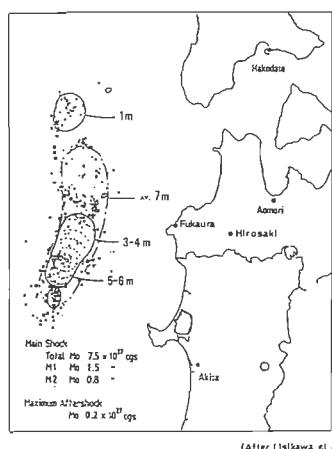
(After Gusev, 1983)

Fig. 1.



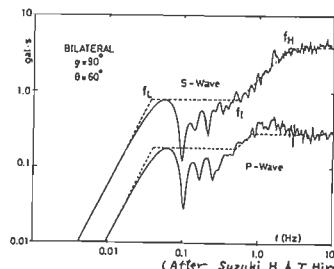
After shocks of $M=6.1, 6.0$

(After Nisiide et al., 1983)



(After Irikawa et al., 1983)

Fig. 5



(After Suzuki, H & T. Hirayama)

Fig. 2

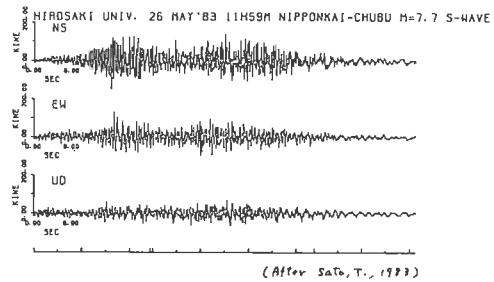


Fig. 4

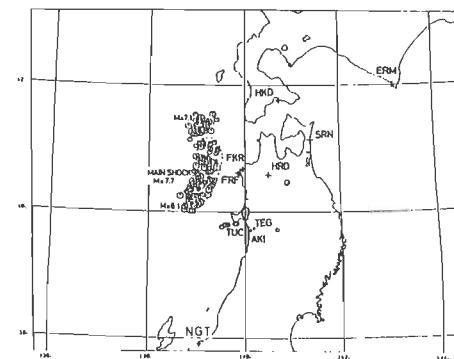


Fig. 6

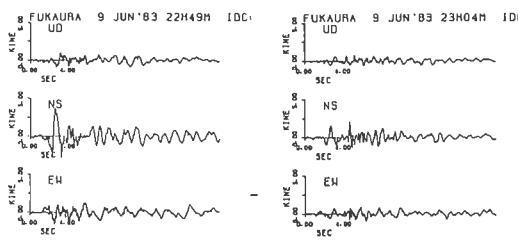


Fig. 7

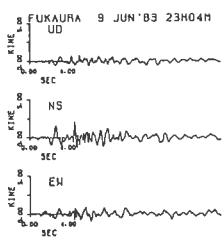


Fig. 8

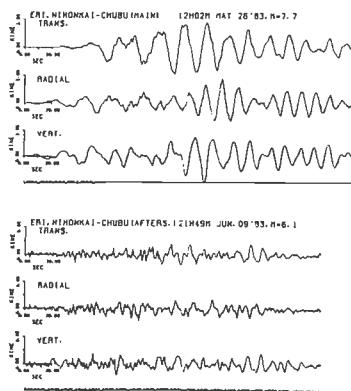
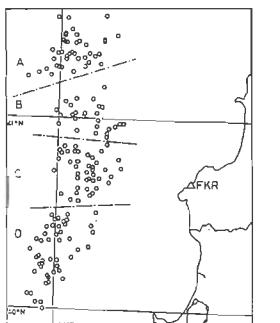


Fig. 9



Central distribution of after shocks of Nipponai-chubu earthquake used in this study
AFKR: Observation point = Fukaura
A-region: After shocks of M=7.1 (largest aftershock)

Fig.10

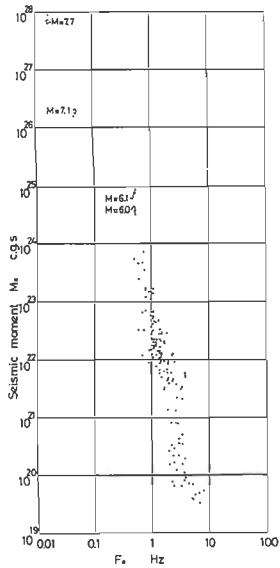
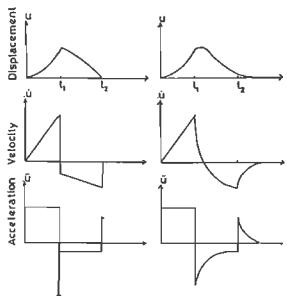


Fig.13



(a) Model for the acceleration pulse
(After Boatwright '82)

Schematic illustration for the change of the wave forms by the modification

Fig.16

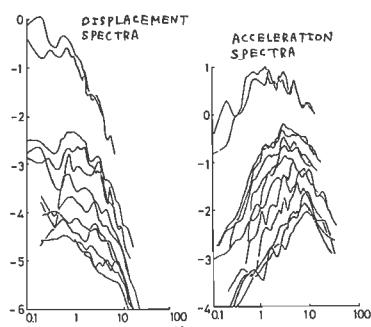


Fig.11

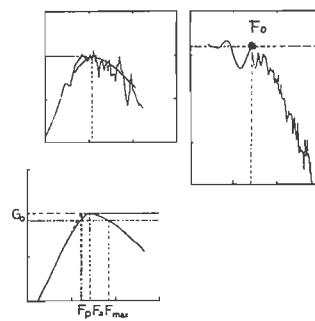


Fig.12

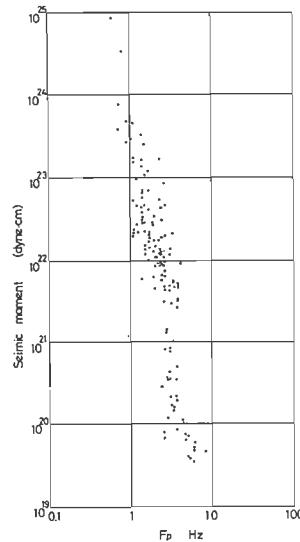


Fig.14

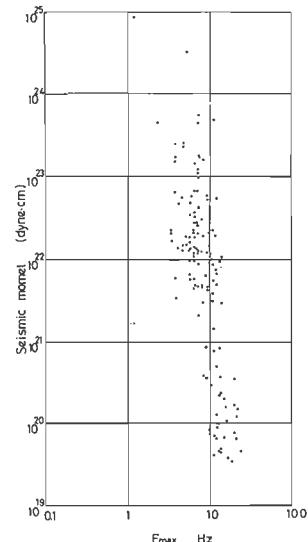
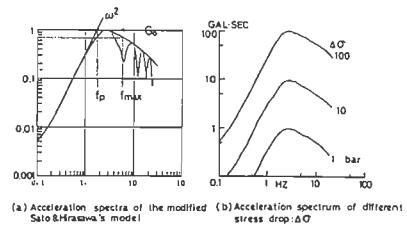
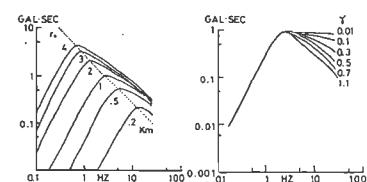


Fig.15



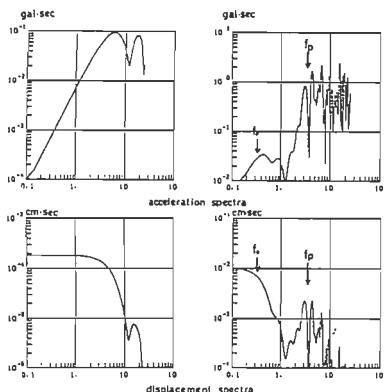
(a) Acceleration spectra of the modified Sato & Hirasawa's model



(c) Acceleration spectrum of different crack radius r_n
where $\beta = r_n/(2\pi v)$

Acceleration spectrum of the modified Sato & Hirasawa's model
(for single crack)

Fig.17



(a) single crack model

(b) multi-crack model

Fig. 18

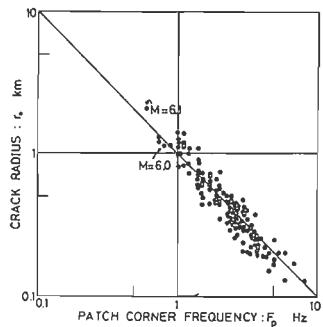


Fig. 21

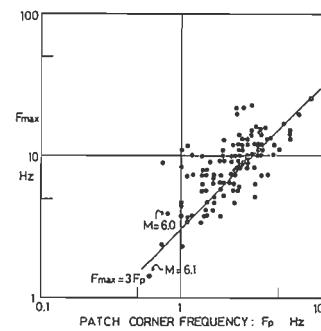


Fig. 22

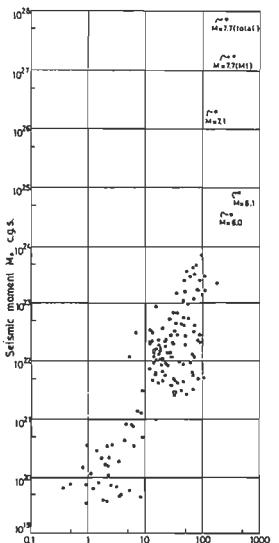


Fig. 23

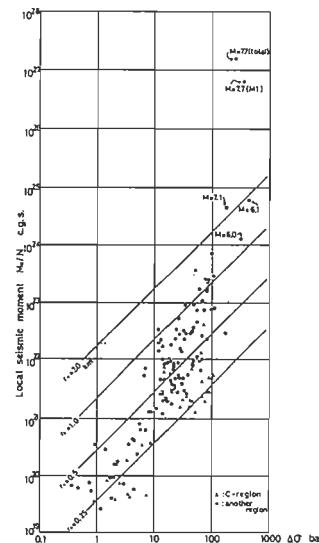


Fig. 24 local stress drop

Fig. 12
M=4.8 Stress drop の関係 (M=4.2)
大・小の 6.5 の間に (関係)

相手地層の持つ (関係)
-面積の関係 (関係)

(M=4.2)
-46-

Fig. 20

Fig. 19

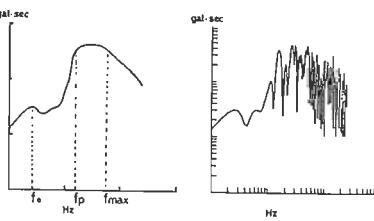
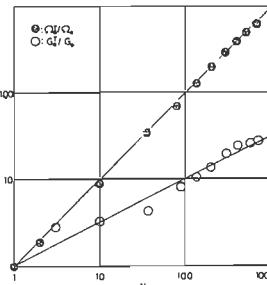


Fig. 20

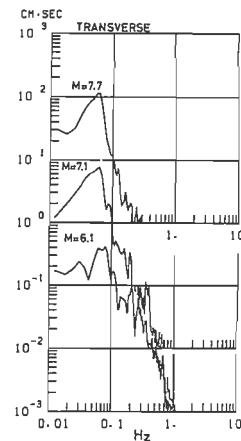


Fig. 25

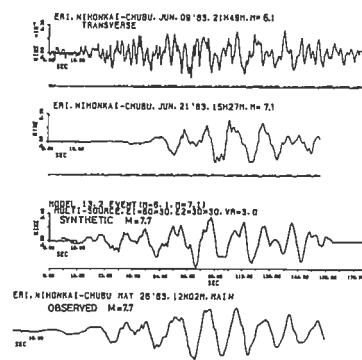


Fig. 26

深い地盤による長周期地震動の卓越

— 1983年日本海中部地震による新潟での石油溢流、長周期地震動強度の地域性に因連して —

工藤 一嘉

要　　旨

1983年日本海中部地震により、新潟県下の大型石油タンクから石油が溢流した。新潟における観測記録類はそれぞれに欠陥があり、正確な地震動を把握するには至らなかつたが、1：溢流のあるタンクのスロッキング周期 - 8~11秒 - における速度応答は 100~200 kine で、最大地震変位は 10~20 cm 程度であつた、2：長周期で大振幅の地震変位は表面波としての特徴を示し、新潟における厚い堆積層による增幅を受けた結果である、等の特徴が見い出された。スロッキングに関する基本的理説は、新潟におけるスロッキング高さを大勢としては説明すると言えるが、この限りではないデータも散々と含まれておらず、基本的理説に対する再検討の余地が残されている。溢流を発生させないために設定されている入力地震動レベル（速度応答 ≈ 100 kine）は、全国平均で見れば相当安全側に考慮されていると言える。しかし、新潟の事例から、地域性を考慮したより詳細な規準値の設定が要請される。

長周期構造物に対する地盤原波設定のための第1歩として、周期の実数としての全国各地の“ゆれ易さ”を評価した。1 地震の解析のため、一般性に欠けるが、ゆれ易い地域では平均的値の 6 倍以上のスペクトル振幅となること、周期依存性の強い地域がある事等が理解された。

1.はじめに

1983年日本海中部地震により、各地で石油のスロッキングが確認され（鶴尾、1984），新潟県下では石油がタンクから溢流するという被害が生じた。この事実は、とりもなおず、工学的には長周期の地震動がもたらした結果である。周期 1 秒から 10 数秒の地震動の性質、壊壠性に関しては、本シンポジウムにおいて議論が取り上げられてきた課題である。今回の新潟での被害は、長周期の地震動のみによって生じた初のケースと言える。始めに新潟における石油タンク被害の概要を述べ、被害をもたらした地震動の性質について検討を加えたい。

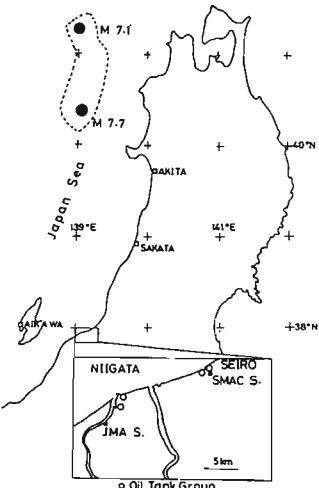
2. 被害の概要

新潟県内における石油貯蔵施設の地震被害は、新潟県総務部消防防災課により集約され、また地震直後に被害の様子が撮影されている。次席それらの資料に基づき、被害の概要を述べる。

新潟県には新潟市内とその東北東約 15 km に位置する聖籠町の 2 個所に大型石油貯蔵基地がある。Fig. 1 に気象庁発表による本震 ($M=7.7$) および最大余震 ($M=7.1$) の震央 (●印) および石油貯蔵基地 (○印) 等を示す。両基地における震央距離および地盤条件等に大きな差はないものとし、次席の議論では 2 つの基地の区別をしない。新潟県内には約 200 基の特定屋外タンク貯蔵所があるが、被害を受けたタンクは全て浮屋根式で、許容貯蔵量が 3 万 m³ フラス以上のタンクに限られる。溢流が発生したタンクはもとより、他のタンクでも貯蔵されている油槽が原油または重油の場合、内壁に油が付着し、スロッキングの痕跡を残している。この痕跡をもとにして、新潟県ではただちにスロッキングのデータが集約され、34 基（内 3 基は内部開放中であった）の実態が把握されている。31 基中、10 基から容器外に石油が溢流した。溢流以外の被害も生じているが、それらはスロッキングによって浮屋根が容器に衝突したために発生した事例が大半である。

3. スロッキングと耐震規定

スロッキングに関する基本的考え方には、既に本シンポジウム（第 10 回） Fig. 1. ○石油基地、■口；観測点、●震央



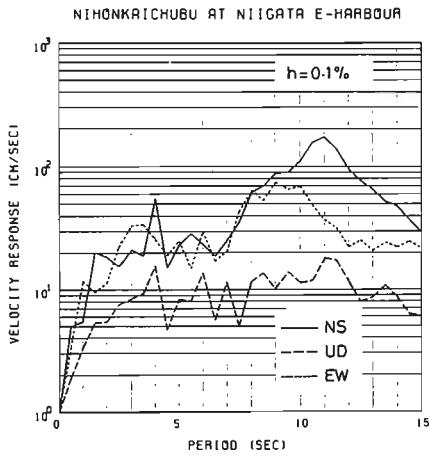


Fig. 7 SMAC 記録による速度応答スペクトル

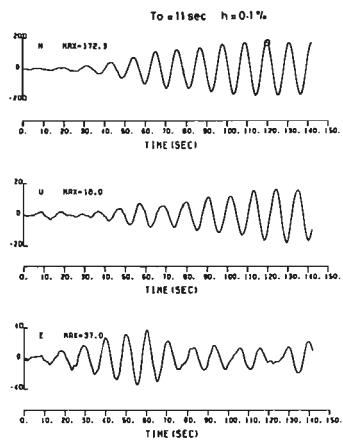


Fig. 8 周期11秒、減衰係数0.1%の1度互応答の時刻歴。

に見られる coda 部分が記録されていないため、coda の卓越周期約 8 秒付近の応答値には修正が必要であろう。

(ii) 余震記録とその解析

新潟地方気象台において加速度計による余震観測を実施した。動コイル型加速度 ($h=18\sim20$, $f_0=3.0\text{ Hz}$) およびデジタル記録器 (DACS-4) を使用した。最小分解能は 0.05 ガルである。本論では 6 月 21 日の最大余震 (Fig. 1 参照) の記録を解析する。起動して 4 分間記録した後、13 秒後に再起動している。Fig. 9 に示す加速度波形は、それぞれ 4 分間毎にフーリエ変換法により地震計の特性を取り除き、空白時間の 13 秒間に 0 として連続させ、(i) と同じ特性的フィルターを通して結果を示す。また速度応答スペクトル ($h=0.1\%$) を Fig. 10 に示す。本震のスペクトルと比較すると、周期 11 秒付近で振幅が大きくなることを含め、全体的に長周期の振幅が大きい点は類似している。Fig. 1 に示したように、新潟から見た場合、余震は本震より約 100 km 北方へ位置しているが、波の伝播経路は同等とみなすことができるため、本震・余震とともに同種の波が観測されているという前提のもとに以下の解析を行なった。

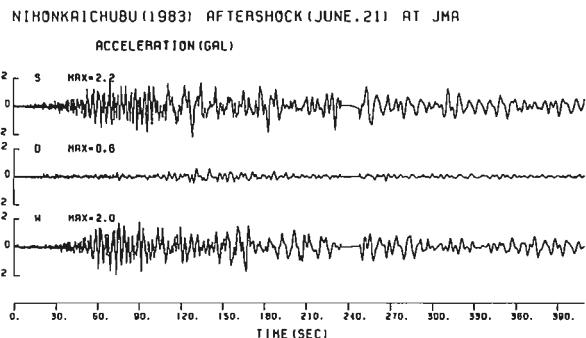


Fig. 9 新潟気象台において観測された最大余震の加速度波形。

(iii) 表面波としての解釈

余震記録のランニングスペクトルを Fig. 11a) (NS·UD 成分), 11b) (EW 成分) に示す。両図から、群速度の分散が明らかに読み取れる。群速度の分散は震源から観測点までの平均的地下構造を反映したものであるが、全体の地下構造は今の所明らかではない。但し、震源付近の P 波速度構造は人工地震による解析から求められており (Yoshii and Asano, 1972), 日本海沿岸では地殻の厚さが 20 km 程度であること、表層に速度の小さい

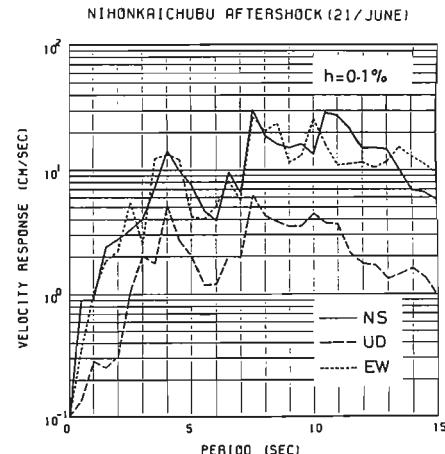


Fig. 10 最大余震の速度応答スペクトル。

堆積層がス~3 Km の厚さで存在していること等が特徴としてあげられる。群速度が分散することは、主要な波が表面波として伝播してきたことを示唆するものであり、また震源が浅か、したことから表面波が卓越しても当然と言える。Yoshii and Asano (1972) による地下断面図を参照し、Table 1 に示す平均的地下構造を仮定した。但し、P 波速度 (V_p) は $V_p/V_s \sim 1.7$ を目安に与えたが、表層に衝突では V_s を小さくした。また密度は Yoshii (1972) を参考して与えた。この地下構造モデルに基づき、Rayleigh 波および Love 波の群速度分散を求め、Fig. 11 に観測値と共に示す。同図から、オフ近似として震源から新潟までの平均的地下構造としてモデル JS1 を採用することができる。

(iv) 深い地盤とのかかわり

Fig. 1 から理解されるように相川と新潟は震央距離および方位の差が小さい。従って、観測点下の地下構造に差がないければ、両地点では同じような波形が観測される筈である。しかしながら、Fig. 12 に比較されるように両地点における気象庁 1 倍強震計記録には、振幅、波形ともに大きな差が生じている。岡田・鎌味 (1978) は気象庁 1 倍強震計記録を用いて長周期の帶域における変位振幅の地域差を求めているが、それによれば、相川での地震変位は全国平均の 0.45、新潟では 2.95 倍になり、大きな地域差が指摘されている。相川での最大変位は記録紙上 12.5 mm であるから、平均的な値としても、新潟では記録紙上 82 mm 程度となり、振り切れてしまうことはこの種の検討からも類推される。

地質としては、相川では中新世の噴出岩が露頭し、新潟市内あるいは新潟東港（聖籠町）では中新世中期以降の堆積層厚が 4000 m 以上であることが知られている（例えば松田, 1980）。新潟における堆積層は鮮新世やオホヤ紀の泥岩あるいは砂層が主要をなしている。

中新世後期～鮮新世に堆積された泥岩・砂岩の V_s は 0.4 ~ 1.5 km/s (嶋・他, 1968; 土木物探研究会, 1970) で、中心的には 0.7 ~ 0.8 km/s である。このように V_s の小さな地層が厚く存在する時には、現在議論している周期帯での地震動に強い影響が現われ（例えば Kudo, 1980），特別に考慮を必要とする。

表面波は速度の分散以外にも、実体波とは異なる特徴を有するが、その一つに、Rayleigh 波の水平動と上下動振幅の比があげられる。比の絶対値は既に表わされることが多いが、Fig. 13 は Rayleigh 波の特性方程式の解として求まるものであり、震源の特性とは無関係に媒質の定数のみによって定まる。Fig. 13 は、余震および本震記録 (SMAC) から求めたものおよび計算値をプロットしたものである。本震および余震の値は必ずしも一致していないが、観測点が異なること、SMAC 記録の分解能の限界等を考慮すれば、大勢として傾向していると言える。

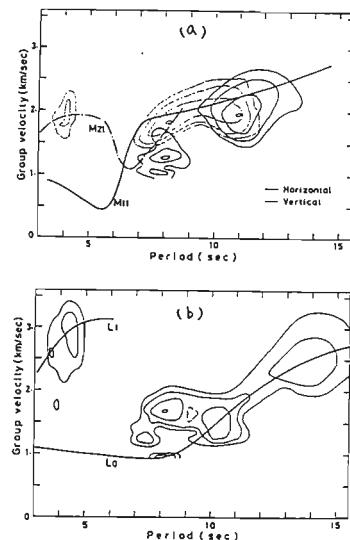


Fig. 11. 新潟 JMA における余震記録から求めた群速度分散。a) Rayleigh 波 b) Love 波。曲線は Model JS1 による。

Table 1 Model JS1

NO.	L	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	H(km)
1		1.5	0.0	1.0	1.0
2		2.5	1.2	2.2	2.5
3		5.9	3.4	2.6	8.0
4		7.0	3.9	2.9	10.0
5		8.2	4.5	3.3	***

ρ : 密度, H: 厚さ

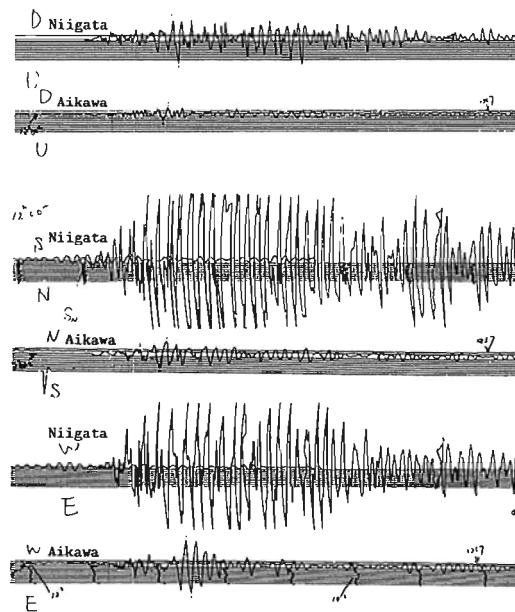


Fig. 12. 震央距離、方位が同一の相川と新潟における 1 倍強震計記録の比較。

Table 2 Model NGT

No.	L	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	H(km)
1	1.6	0.5	1.5	0.3	
2	1.8	0.7	1.7	1.2	
3	2.5	1.2	2.2	1.5	
4	3.3	2.3	2.4	2.0	
5	5.9	3.4	2.6	8.0	
6	7.0	3.9	2.9	10.0	
7	8.2	4.5	3.3	***	

この2つの観測値は、群速度の分散を説明でき、地下構造モデルJS1の振幅比(細い破線)と大きく隔たっている。試みに、新潟の地下構造としてTable 2に示すモデルNGTを想定し振幅比を求めるとFig. 13の細い実線の如くになり、周期11~12秒で振幅比が大きくなる傾向が一致する。地質学的データから堆積層厚を適当に選んだが、必ずしもこの値が適当であるかは検討の余地があるが、 $|U_0| = |U_0/W_0|$ が大きな値を持つためには、表層に速度の小さい層の存在が不可欠である。なお、余震記録から求まるた群速度の分散が、モデルJS1による分散曲線とはほぼ調和しているが、厚い堆積層の存在する領域が、震央距離にくらべて十分小さいとすれば特に矛盾はない。

(V) Rayleigh波と本震地動。

新潟JMAにおける本震地動(UD+NS成分)も主としてRayleigh波が寄与していると考えれば、記録紙上で振り切れていたNS成分のスペクトル $M_H(\omega)$ は余震記録のスペクトル $A_V(\omega)$, $A_H(\omega)$ および本震で振り切れないが、上下動スペクトル $M_V(\omega)$ を用ひ

$$M_H(\omega) = M_V(\omega) A_H(\omega) / A_V(\omega)$$

から求めることができる。また、そのフーリエ逆変換により、波形が求められる。このようにして求めた本震NS成分の加速度スペクトルおよび変位波形をFig. 14に示す(余震、本震とも計算の特性は除いてある)。但し、スペクトル比を求める際に群速度3.0~1.0 km/sに相当するCOS-Taper型のtime windowをかけ、時間領域に逆変換する際には本震のUD成分と位相がπ/2だけずれるように補正した。Fig. 14で得られた波形から上信強震計の特性を考慮して波形を求め、観測値と比較した(Fig. 15)。細部まで一致は得られないが、合成波は観測波形の特徴を把握していると言える。

SMAC記録から得た変位波形(Fig. 3)はFig. 14に示す波形に比べて振幅が大きくなり、また、応答スペクトルと、フーリエスペクトルに差がないものとすれば、この場合もまた、SMAC記録による応答が一部でかなり大きくなっている。SMAC記録による値は、変位振幅・応答に大きめの評価をしていると言

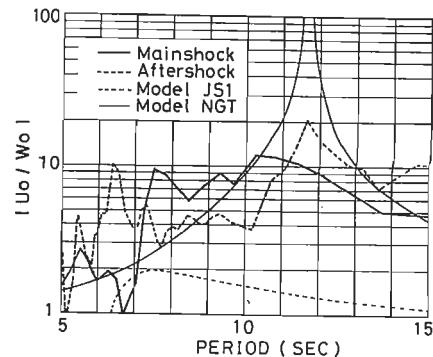


Fig. 13 Rayleigh波の水平振幅 U_0 と上下動振幅 W_0 の比。

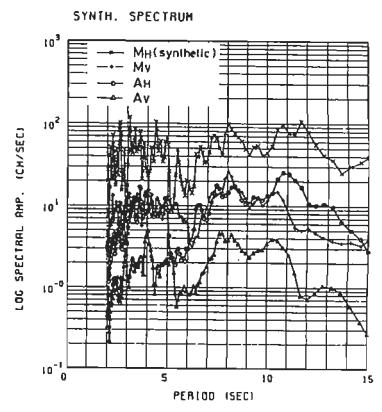


Fig. 14. Rayleigh波を仮定して得た本震NS成分の加速度フーリエスペクトル(—*)および合成波形(下段)。

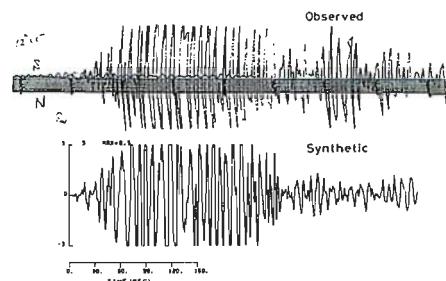


Fig. 15. Fig. 14で得た合成波を上信強震計の振り子に入力して得た波形(下段)と観測波形との比較。

えるが、観測点が異なることもあり断定できない。むしろ、SMAC記録の解析結果、Rayleigh波としての合成記録を統合的に判断し、最大震位は10~20 cm、最大応答速度は100~200 km/s程度であるという。幅をもうけて言及するの難があると思われる。

いずれにせよ、新潟での長周期の大震位は、表面波としての特徴を有し、厚い堆積層による增幅作用の結果であることは疑問の余地はない。

5. 新潟における地震動とスロッキングに関するまとめ

日本海中部地震による新潟での地震動は、全ての強震計記録に不十分性があるため、特にスロッキングの周期帯では正確に把握されることは至っていない。しかしながら、SMAC記録の解析結果によると、(2)式からスロッキング高さを求め、実際と比較した(Fig. 16)。SMAC記録が正確であり、スロッキングの基本的理識(2)式に他の考慮が必要なければ、データはFig. 16の実線上に集中する。また、SMAC記録による見積りが正しくないとき、データの集中する傾斜が異なる。Fig. 16にはSMAC記録に±50%の幅をもたせた場合を破線で示してある。データの2/3弱は±50%の範囲あるいは極く周辺にあり、(2)式は、大筋的には現実を捉えていると言える。しかし残る1/3のデータに因してはこの限りではない。Fig. 16にはスロッキングの固有周期を4段階に、さらに新潟市内(□)と聖籠町(○)の地域差を考慮して表示している。それぞれの周期範囲内での地震動の差は小さく(2倍以下)、同一マークのデーターの分散は、スロッキング応答のはらつきを見べきである。従って、スロッキングに関する基本的理識に対し、導入に至る前提条件も含め、スロッキングを励起する他の要因について検討を加える余地が残されていると言えよう。

地震による石油溢流を防止するためにとられている貯蔵量の規制は、 $Sv \sim 100 \text{ km/s}$ を想定して設定されたものである。この設定が妥当であるか否かは、経済的原因、他が複雑に交錯する問題であるが、仮に地震により石油がタンクから溢流するとして極力回避する立場を考えるならば、 $Sv \sim 100 \text{ km/s}$ の設定値は十分とは言えないことになる。1秒より長周期の地震動を推定するための簡便な提案式として、太田・鏡味(1975)、田中・他(1978)、工藤(1978)等がある。いずれも加速度フーリエスペクトルを与えるが、今仮にこの Sv と同等とみなすと、提案式の中で最も大きい値を示すものでも、震央距離100 km以上では $M > 8$ でなければ $Sv \sim 100 \text{ km/s}$ とはならない。いずれの提案式も東京の地下構造を想定すれば観測値を用いているが、東京は全局的にも「ゆれ易い」地区である(田中・鏡味、1978)ことを考慮に入れ、 $Sv \sim 100 \text{ km/s}$ の設定値はかなり安全側に配慮されていると言える。日本海中部地震の新潟における地震動は上記3提案式による推定値をはるかに上回っているが、相川では少なくとも新潟の値の1/10以下と推定され、逆に提案式を下回る。自治省令にはこのような地域差が考慮されていない。周期1秒以上の地震動に対する細かい地域係数の設定も必要となる。

6. 周期1秒以上の揺れ易さの分布を設定する試み

前節までの議論から、周期1秒以上の地震の揺れ易さに関する地域分布を知る必要性が認識された。やへ長周期の揺れ易さの全国分布に因しては、既に田中・鏡味により導出されており、本シンポジウムの第5回に議論されている。改めてこの問題を取り上げた理由は、日本海中部地震による新潟での被害、相川と新潟での地震動の大きさの差がその引き金ではあるが、

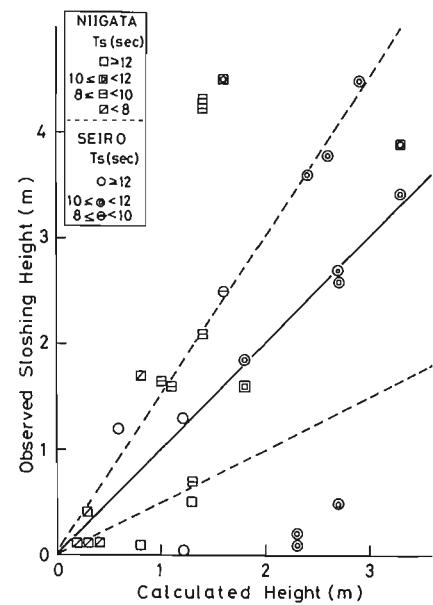


Fig. 16 速度応答スペクトル(SMAC記録)から計算したスロッキング高さと実際との比較。

イ) 岡田・鏡味(1978)は最大振幅を資料としているため、周期特性は必ずしも明瞭でない、
ロ) 長周期構造物は一般に減衰定数が小さいため、周期の選択性が強い、
ハ) 長周期構造物は最大振幅より地震動のフーリエあるいは応答スペクトル振幅が重要である。
等の理由から、1倍強震計記録のスペクトル解析を通じ、周期の周数としての全国の挙動易さを求めてみた。

Fig. 17 に岡田・鏡味(1977)による最終結果を示す。

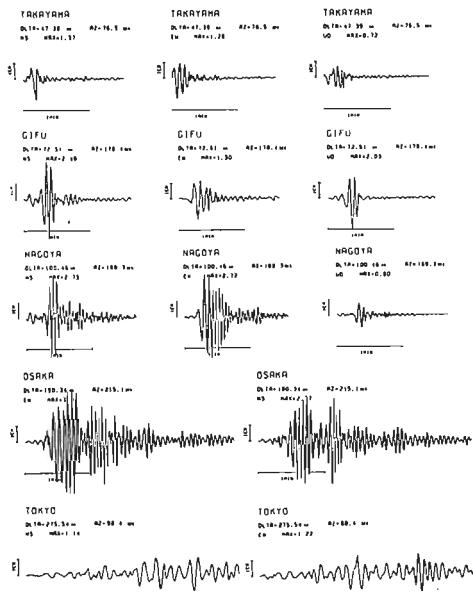


Fig. 18 1961年北陸地震の1倍強震計記録の例。

(i) データ

1961年北陸地震($M=7.0$)の気象庁1倍強震計記録を用いた。記録の数値化は河角法によつて実施され、佐藤義夫によって修正・整理された(東京都防災会議報告書)データを使用した。観測点数は45、東北北部以北は含されていない。また、前節との関係で興味ある相川・新潟のデータも含されていない。Fig. 18 に震央距離の小さい地点での観測記録およびFig. 19 にそのフーリエスペクトル(Hanning windowを使用)を示す。なおスペクトルは、地震計の特性を除いた後の値である。

(ii) スペクトル振幅の距離減衰

各観測点におけるスペクトル振幅として、NS, EW成分のそれぞれの自乗和の平方根を用いた。スペクトルの各周期毎に減衰曲線を最小自乗法により求めると、北陸地震の震源は極めて浅く(10 km), 観測された主要震位は表面波であることを仮定し、距離減衰の関数形としては

$$A(\omega) = A_0 \cdot e^{-k\Delta} \cdot \Delta^{-1/2}$$

を採用する。ここで k は減衰係数、 Δ は震央距離を示す。

Fig. 20 に各周期毎に得られた標準減衰曲線および観測値をプロットした例を示す。例えは周期3秒では名古屋

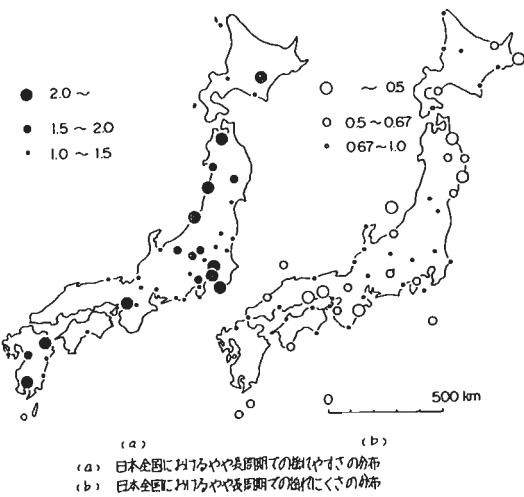


Fig. 17 岡田・鏡味(1977, 1978)による

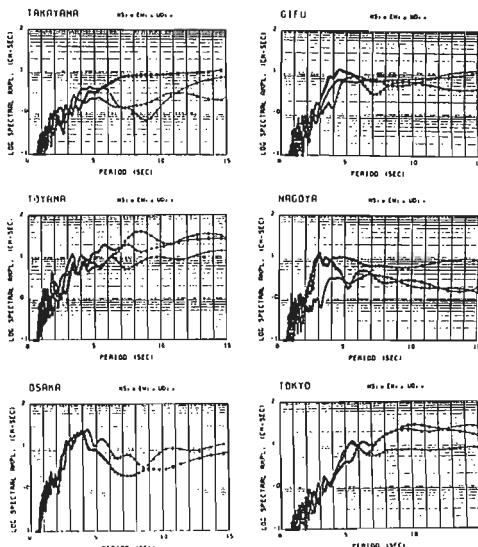


Fig. 19 北陸地震記録のフーリエスペクトルの例。

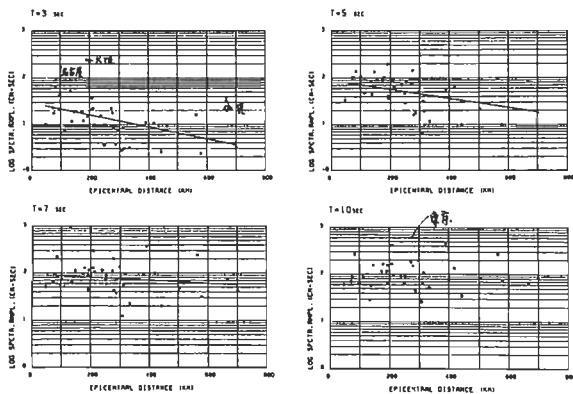


Fig. 20 スペクトル振幅の距離減衰。

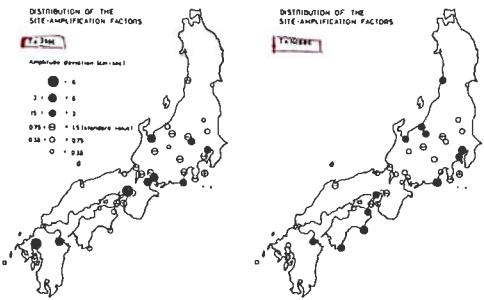


Fig. 21 スペクトル振幅でみた振れ易さの分布

大阪・佐賀等が標準値より極端に大きくなっている。これらの結果を地図上に表わした例がFig. 21である。Fig. 21は一応の結論であるが、震源の方位特性は除かれていない。

(iii) モード解による合成

震源の方位特性を取り除く前に、震源モデル・標準的地下構造モデルの妥当性を検討するため、震源とりよく3点、高山、岐阜、敦賀(これらは岡田・鏡味による結果から全国平均に近い地点である)の観測記録を合成した。震源モデルはKawasaki(1975)による結果にタサキを加え、地下構造としてはFig. 22に示すモデルを採用した。震源・スペクトルの比較をFig. 23, Fig. 24に示すが、特に震源がスペクトルに与へては、理論値と観測値の差が2倍以内におよぶときは、いる。そこで次節の議論ではFig. 22に示すモデルに基づいている。

Love波とRayleigh波の合成スペクトルを方位毎に示した(radiation pattern)のがFig. 25である。

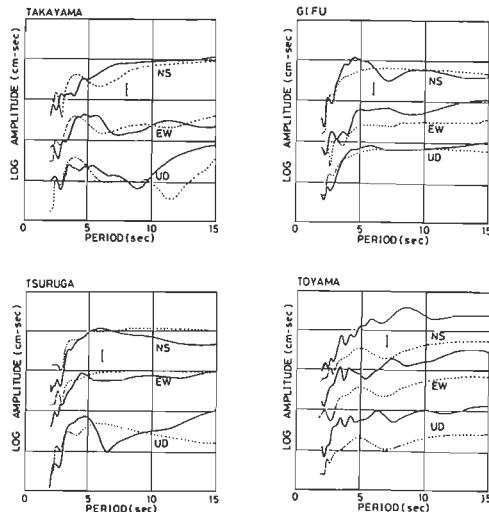


Fig. 24. 観測および合成(破線)スペクトルの比較。たての棒は2倍幅

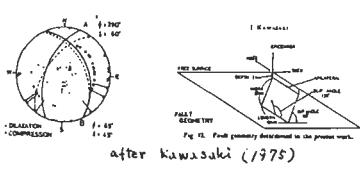


Fig. 22. 断層および地下構造モデル

STRUCTURE MODEL (This study)				
No	Layer	Vp (km/s)	Vs (km/s)	DENSITY
1		3.5	2.0	2.2
2		5.5	3.0	2.5
3		6.0	3.7	2.8
4		6.8	3.9	3.0
5		8.0	4.3	3.3

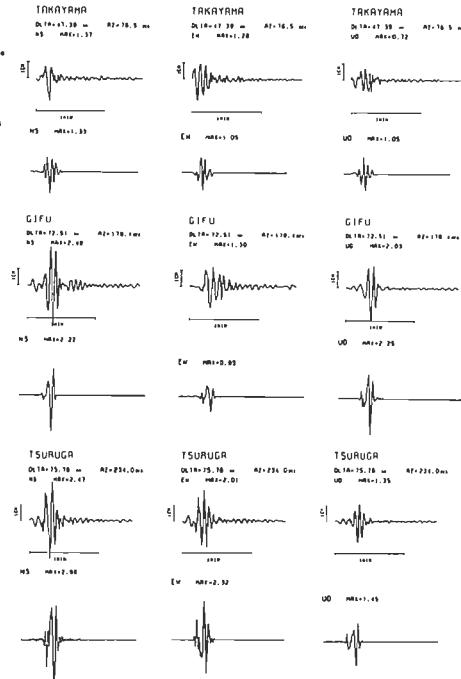


Fig. 23. 観測波形とモード解による合成記録との比較。上段:観測 下段:合成波形

震源の方位特性を Fig. 21 で得た結果に重みをかけ、最終的に周期の函数としての揺れ易さの分布を求めたのが Fig. 26 である。周期 5 秒の結果が岡田・鏡味と最も良く調和する。

(iv)まとめ

1 地震の解析結果であるため、一般性に欠けて指摘されるが、少なくとも周期 5 秒での相対関係は、岡田・鏡味と調和しており、ある程度の一般性は認められる。但し、工学への応用に供するためには、さらに幾つかの地震に付し、同様の解析を行ない、各地点での平均像を求める必要がある。一部の地域では、揺れ易さの度合が大きく周期に依存する。岡田・鏡味による最大震度を指標とした場合、最も揺れ易い地点は標準値の約 5 倍（福井）であるが、スペクトルで見に場合、例えば周期 3; 4 秒では標準値の 10 倍を越える（大阪）地点もあり、一般に地域差が大きくなる。低減率の構造物にとっては大変重要な事項と思われる。

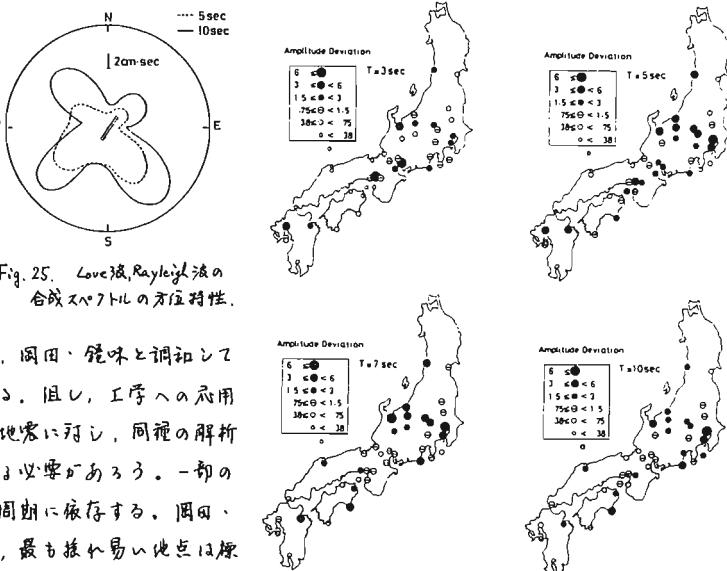


Fig. 25. Love波, Rayleigh波の合成スペクトルの方位特性.

Fig. 26. 周期の函数としての揺れ易さの分布.

おわりに

本報告書は 5 節までは工藤・坂上 (1984), 6 節は Mamatua, Kudo and Shima (1984) をそれぞれ簡略化したものである。印刷以前にこのような形で発表することを許可していただいた各著者に深く御礼申し上げます。またデータを提供していただいた新潟県消防防災課・新潟石油共同備蓄株式会社・気象庁・佐藤泰次先生に深く御礼申し上げます。

参考文献

- 上木物理研究会, 1970, 物理探鉱, 23, 179-182.
- Kawasaki, I., 1975, J. Phys. Earth, 23, 227-250.
- 工藤一喜, 1978, 第 5 回日本地震工学シンポジウム, 273-280.
- Kudo, K., 1980, 7th WCEE, 2, 499-506.
- 栗林栄一・他, 1975, 第 4 回日本地震工学シンポジウム, 153-160.
- 松田時彦, 1980, 岩波書店(地震科学 15), 158-162.
- 岡田成幸・鏡味洋史, 1977, 第 5 回地震防災シンポジウム, 建築論, 267, 29-38.
- 大崎順秀, 1976, 鹿島出版会, 193-203.
- 長田裕・鏡味洋史, 1976, 建築論, 249, 53-60.
- 脇藤正徳, 1978, 物理探鉱, 31, 112-135.
- 横尾和大, 1984, 地震災害報告書(印刷中)
- 鳴悦三・他, 1968, 地震災害報告, 44, 417-429.
- 武尾実・内藤勝征, 1981, 地震, 2, 34, 351-364.
- 田中貞二・他, 1979, 地震災害報告, 54, 629-655.
- 山本慎男・清水信行, 第 10 回地震防災シンポジウム, 31-38.
- Yoshii, T., 1972, J. Phys. Earth, 20, 23-34.
- Yoshii, T. and S. Asano, 1972, J. Phys. Earth, 20, 47-58.
- 工藤一喜・坂上寛, 1984, 地震災害報告, 掲載中
- Mamatua, L., K. Kudo and E. Shima, 1984, B.E.R.I., (投稿準備中).
- Morioka, T., 1980, Trans. Archit. Inst. Japan, 289, 79-91.
- 曾我部潔・重田達也・柴田碧, 1977, 地震, 26, 261-290.

地盤特性と液状化現象 — 日本海中部地震の場合 —

陶野 郁雄※・社本 康広※※

1. まえがき

昭和58年5月26日12時0分、秋田県能代市西方沖の北緯40.4度、東経138.9度を震央としたマグニチュード7.7の地震が発生し、日本海中部地震と命名された。この地震の大さな特徴の1つに津波を伴っていたことがあげられる。

また、砂地盤の液状化現象による災害は、その被害の大きさ、範囲の広さとも本格的調査の始まった新潟地震以降最大のものであるといえ、秋田・青森両県に大災害をもたらした。

さらに、6月21日15時25分、津軽半島竜飛崎西方沖の北緯41.3度、東経139.2度を震央としたマグニチュード7.0の地震が発生し、この余震で津軽半島の各所で、再び液状化現象が見られた。

そこで、今回の日本海中部地震で見られた液状化現象の発生地点の分布および、その特徴や被害状況について地盤特性を考慮して報告する。

なお、文献^①も参照されたい。

2. 地震の震央と地形・地質概要

日本海中部地震の本震の震央とその加速度記録^②、余震の震央の範囲および最大余震の震央を示したのが図-1である。図中の破線は、栗林、龍岡による液状化限界距離であり^③、震央からの距離R=210kmとなる。今回の地震で発生した液状化地点の最も震央から離れた所は、震央から約180km離れた山形県遊佐町江地字出戸^④であり、その範囲内にある。

しかしながら、再び液状化現象が見られた余震による液状化限界距離はR=62kmとなるが、震央から約140km離れた五所川原市の北端にあたる旧十三川堤防でも噴砂が認められた。したがって、余震では液状化限界距離の2倍以上の距離で液状化が発生していることになり、注目に値する。

表-1は秋田県と青森県津軽地方の近くで発生したマグニチュード6.5以上の過去の地震記録である^⑤。これによると、約30年に1回の割合でマグニチュード

7程度の地震が発生している。今回のマグニチュード7.7の地震はこの地域に発生した地震の中では歴史上最大の地震のようである。

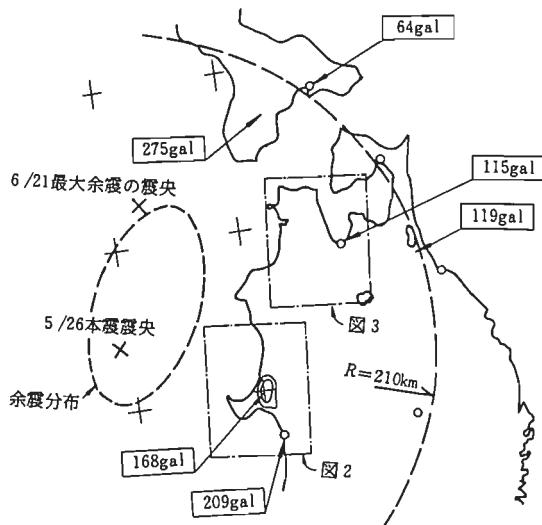


図-1 日本海中部地震の発生地点および液状化発生限界

表-1 過去における秋田・青森付近のマグニチュード

6. 5以上の地震^⑥

番号	名称(位置)	年	月	日	北緯	東経	M (マグニチュード)
1	出羽	830	2	3	39.8	140.1	7.4
2	出羽	850			39.1	140.0	7.0
3	出羽	857	4	4	40.3	140.6	7.0
4	羽後	1423	11	23	39.2	140.1	6.7
5	羽後本荘	1644	10	18	39.4	140.1	6.9
6	能代地方	1694	6	19	40.2	140.2	7.0
7	羽後・津軽	1704	5	27	40.4	140.0	6.9
8	渡島西岸・津軽・佐渡	1741	8	28	41.5	139.4	6.9
9	津軽	1766	3	8	40.8	140.6	6.9
10	西津軽	1793	2	8	40.7	140.0	6.9
11	象潟地震	1804	7	10	39.0	140.0	7.1
12	羽後	1810	9	25	39.9	139.9	6.6
13	庄内地方	1894	10	22	38.9	139.8	7.3
14	男鹿半島	1939	5	1	40.0	139.0	7.0
15	青森県西方沖	1964	5	7	40.3	139.0	6.9

秋田県の地形・地質概要を図-2に示す。この地域は、日本の新第三紀の代表的層序を示す男鹿半島を始めとして、典型的なグリーンタフ地域である。また、本地域は南北方向に多数の背斜軸が走り、油田地帯となっている。第四紀火山である寒風山があるが、第四(※国立公害研究所室長・工博 ※※清水建設研究所)

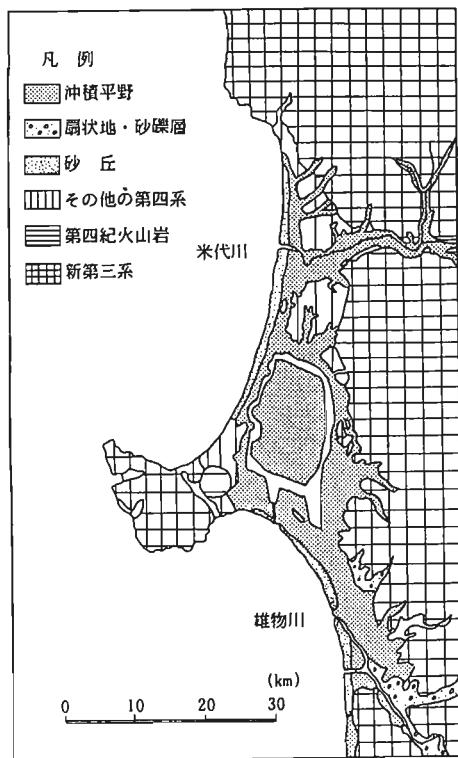


図-2 秋田県の地形・地質

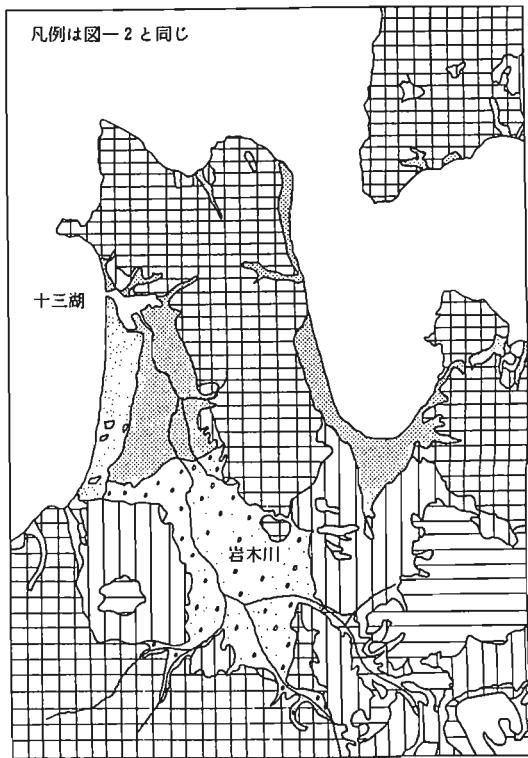


図-3 青森県の地形・地質

系は能代市から八郎潟、秋田市にかけて発達している。

青森県津軽地方の地形、地質概要を図-3に示す。

グリーンタフ地域の代表的地層である新第三系は津軽半島東部、岩木山の西方および南方に広がっている。

第四紀火山としては岩木山および十和田・八甲田山がある。第四系は岩木川流域に広く分布している。特に、日本海沿岸には屏風山砂丘が発達している。この砂丘は海岸にはほぼ直角の東西方向にも発達し、しかも第四紀の4つの時代に形成された現存する日本で唯一の砂丘である。

3. 液状化地点の分布および特徴

日本海中部地震で液状化を生じた地点とその被害状況をまとめた。ただし、ここでいう液状化地点とは、液状化に起因する噴砂現象が見られた地点を指している。以下、主な液状化地点の特徴を記す。

1) 秋田市

秋田市街地における液状化地点を図-4に示す。

秋田市では雄物川河口付近の新屋地区、秋田港で多

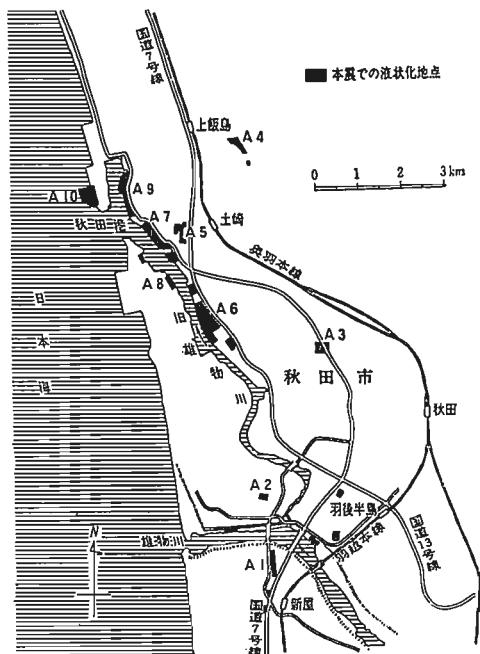


図-4 秋田市における液状化発生地点

数の噴砂がみられた。新屋元町（A 1）では庭や空地に噴砂がみられ、家屋の傾斜、道路の沈下、上下水道管の破損等の被害が生じ、多量の水が噴出した。液状化発生場所は南北方向に細長く、現地形に大正3年当時の河道を重ねて描いた図-5を見ると、砂丘背後の平坦地の旧河道沿にあたることがわかる。また、新屋松美町（A 2）、飯島（A 4）等でも小規模であるが同等な被害があった。

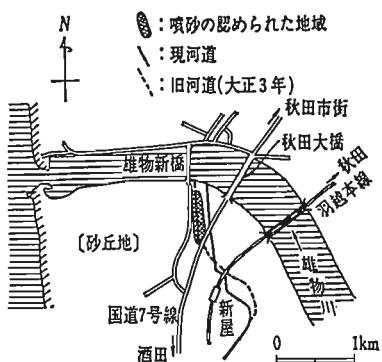


図-5 新屋元町での液状化地点と旧河道の関係

図-6は前図と同様に、昭和56年の地形図に大正3年の河道と海岸線を重ねたものである。この図によると、秋田港は旧雄物川河口に造られた港であることがわかる。また、秋田港は至る所で液状化が発生し、大半の港湾機能が失われた。向浜地区（A 8）ではコンクリート矢板護岸が約10度前傾し、道路は沈下し、亀裂が生じていた。本港地区（A 6）では秋田油槽所一帯で液状化し、タンクの不同沈下、地下タンクの浮上がり、防油堤の亀裂などが見られた。また、同地区（A 7）の南ふ頭D岸壁、中島1～3号岸壁では護岸が前傾し、エプロンの沈下、陥没などが見られた。特に、中島1号岸壁の一部が後に水没し、2号岸壁の荷揚用櫓（アンローダー）の片脚が折損していた。大浜地区（A 9）では護岸が陸側に傾斜している所があり、護岸の基礎全体が動いたようである。また、運搬用のボックスカルバートの緑ぎ目部分が1mも開口し、鉄筋が破断していた。外港地区（A 10）では無数の亀裂が走り、地盤がうねったようになり、ケーソン岸壁が最大約1m移動し、そのエプロンが1.3mも沈下し、倉庫の床が基礎部分を残して陥没した。

2) 男鹿市

県立男鹿工業高校は沼沢地を埋立て造成した所にあり、グラウンド、校舎の周辺や床の割れ目から噴砂していた。鉄筋1階建ての工作室の床が最大30cmの不同沈下を起していた。脇本駅付近では約30戸が全半壊し、ブロック塀の倒壊、水道管の破損などの被害が生じた。

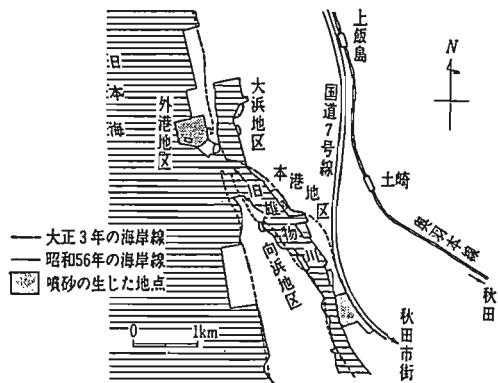


図-6 秋田港での液状化発生地点と新旧地形の関係

なお、男鹿市から能代市にかけての液状化地点の詳細は図-7を参照されたい。

3) 大潟村

八郎潟干拓堤防は南東、南西の一部を除いて、ほぼ堤防全周で沈下、亀裂、膨れ上がりなどの被害が生じた。噴砂も堤防沿いにほぼ全域に渡って見られた。西部承水路では堤防が0.5-1m沈下し、堤防天端と水面との差が1m未満の所がいくつも見られた。特に、五明光橋付近（F 6）ではどこに堤防があるのか分らない位沈下していた。五明光橋付近から南の西部承水路沿いの水田が広範囲にわたって液状化していた。正面堤防や東部承水路の堤防も西部承水路の堤防と同様に甚大な被害を受けていた。正面堤防では最大1.5m位沈下し、砂利敷道路とその側溝で亀裂の割れ目から噴砂が多数見られた。また、東部承水路北端の北排水機場東方では堤防が1m以上沈下し、堤防道路のセンターラインが約1.4mもずれていた。この他道路がうねっている所は東部承水路、西部承水路沿いで数ヶ所見られた。北部排水機場（F 2）では建物の玄関付近や変電設備の基礎部分が沈下し、土留め壁下端が約50cm底み出していた。

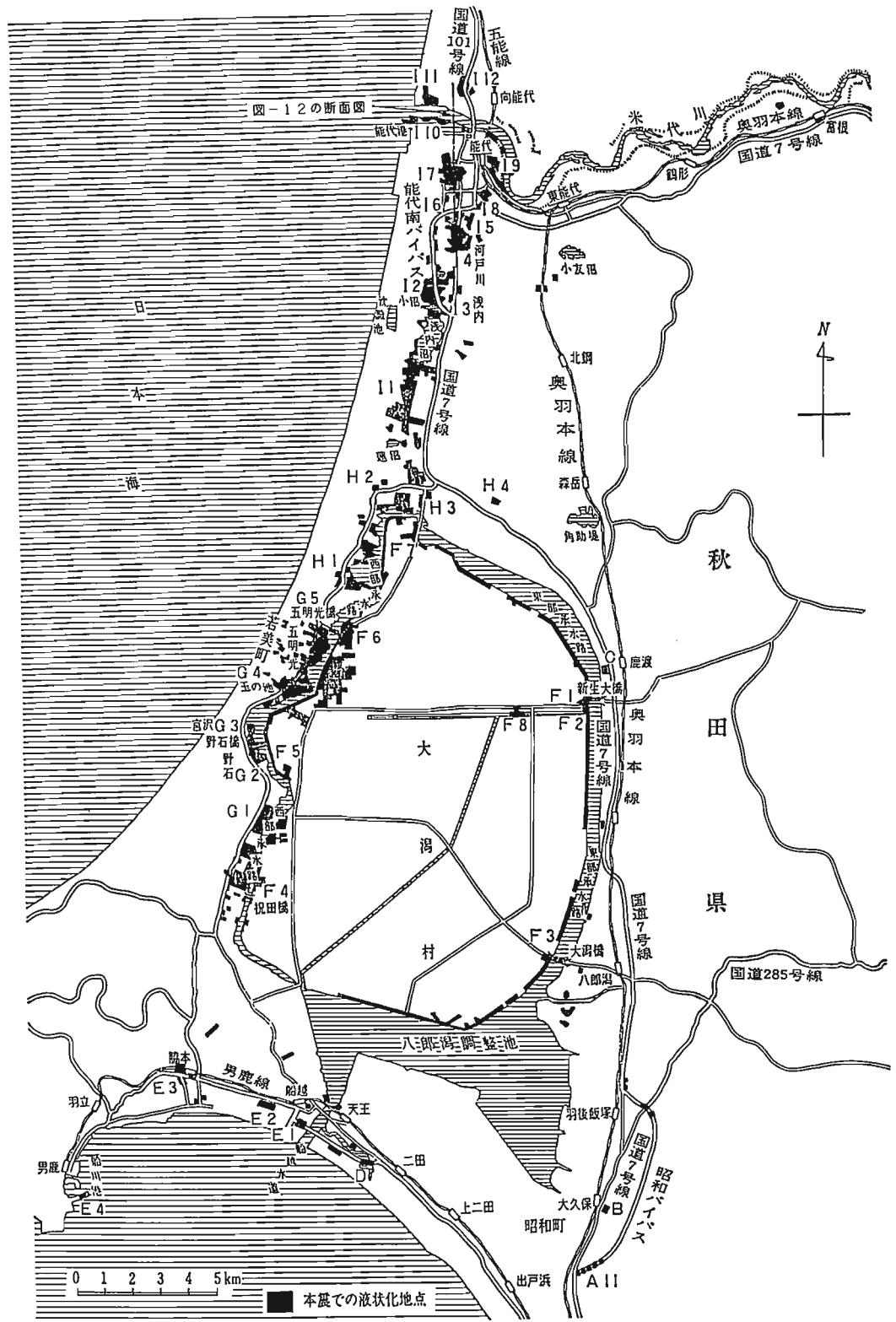


図-7 八郎潟周辺地域における液状化発生地点

4) 若美町、八竜町

砂丘と八郎潟との境を走る男鹿街道沿いの若美町雑木から八竜町浜田にかけて至る所で、道路の亀裂や移動、家屋の全半壊、ブロック塀の倒壊、電柱の傾斜などの被害が見られ水田や畠にも大災害をもたらした。特に、若美町の玉の池（G4）、五明光（G5）で被害が顕著であった。また、周辺の水田やメロン畠で無数の噴砂がみられ、五明光地区では水田内に1m以上の段差がある亀裂も見られた。なお、図-8は玉の池地区の液状化発生地点を示したものである。

若美町から能代市浅内にかけての水田は砂地にビニールを敷いて客土した所が多く、このビニールが破損

後者には浅内（I3）、河戸川（I4）、サニーランド（I11）がある。河戸川では門柱、ブロック塀の傾斜、転倒が数多く見られた。また、ガソリンスタンドのタンクが70cm浮上がたり、家屋の基礎や道路端がひどく破壊していた。市街地（I7）では青葉町、昭南町、景林町一帯で木造家屋の被害が集中していた。地元の人によれば、地震後多量の水が噴出して、約40cm浸水した。青葉荘マンションはRC4階建てで、杭基礎であるが、約2度傾斜する不同沈下を生じていた。これは、周辺地盤が液状化したことにより、杭の周辺摩擦がなくなったため、不同沈下したものと思われる。

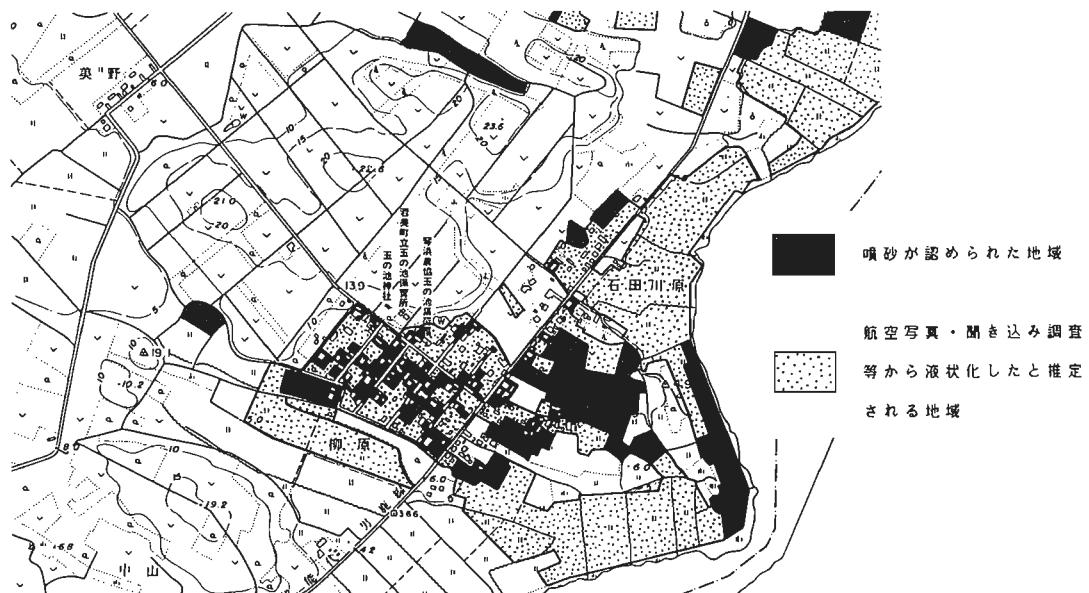


図-8 若美町玉の池地区における液状化発生地点

したため壊滅的な打撃を受けたようである。

5) 能代市

能代市では、広範囲にわたって液状化による被害が見られた。その被害地域は、中川原（I9）に代表される旧河道などの沖積低地の造成地と、黒岡（I1）に代表される砂丘の縁辺部に大別することが出来る。

前者の河川、湿地、水田の埋立て造成地域の液状化被害は、能代南バイパス（I2）、長崎団地（I5）、三頭沼西岸（I6）、落合（I12）においても見られ、とくに浅内沿付近では大半の水田で噴砂が認められた。

6) 木造町

青森県津軽地方の液状化発生地点の詳細は図-9を参照されたい。

木造町北端の平瀬（N2）では、ツブ沼付近から車力村太田光にかけて、砂丘と沖積低地との境界付近で液状化しており、家屋の周囲や床下にも噴砂が見られ、大半の家屋が全半壊した。ブロック塀の倒壊や電柱の傾斜もみられ、防火水槽が約50cm浮上がった。

館岡（N1）でも液状化被害がみられたが、その規模は小さい。本震ではほとんど被害を生じていなかった電柱が、前記の余震で液状化により傾斜した⁶⁾。

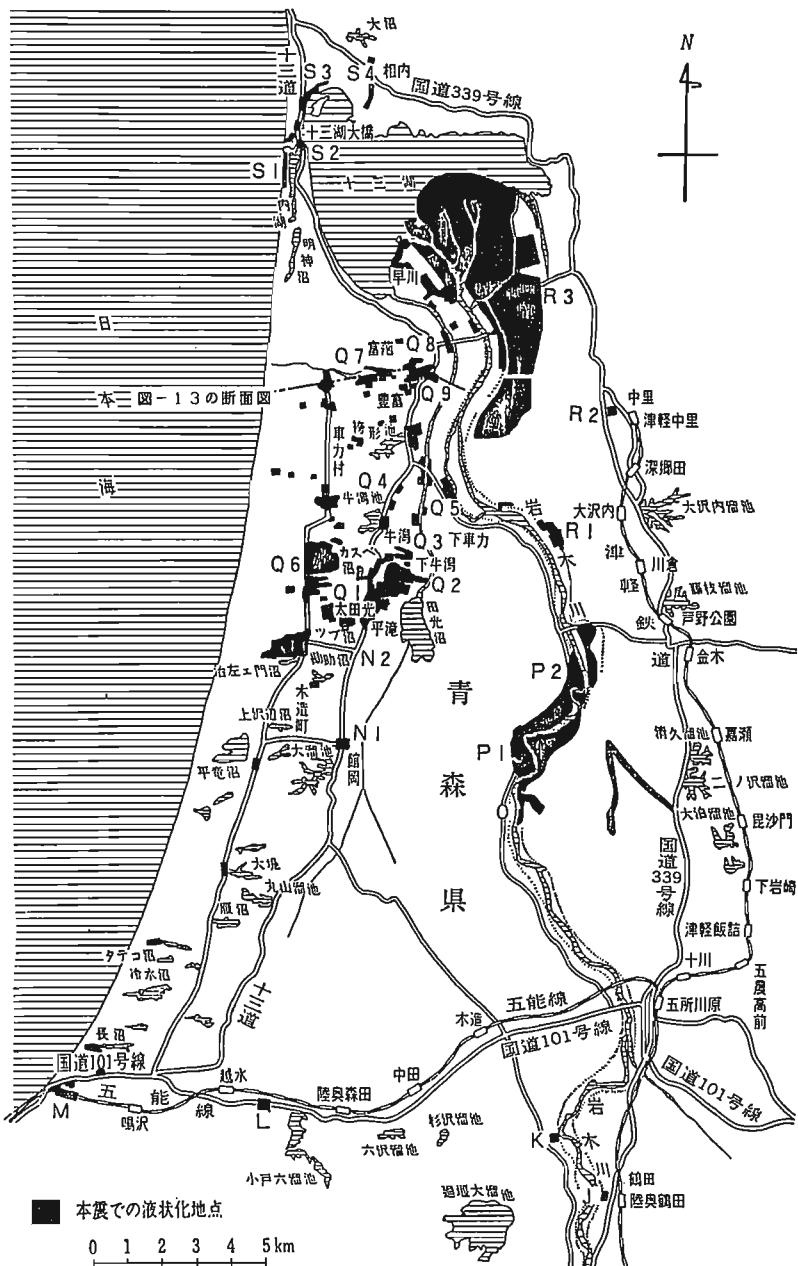


図-9 津軽地方における液状化発生地点

7) 車力村

車力村は今回の地震で最も被害の顕著な所といえる。砂丘と沖積低地との境界付近の太田光（Q1）、牛潟（Q3）、下牛潟（Q2）で囲まれた水田ではほぼ全面的に噴砂が見られ、道路、宅地、畠地など至る所で噴砂していた。多くの木造家屋が全壊し、ブロック塀、門柱、電柱の沈下、傾斜、倒壊が多數みられた。とくに、牛潟小学校では浄化槽が1mも浮上がり、体育馆が不同沈下し、プールに亀裂が生じていた。また、牛潟地区が洪水になったが、これは砂地盤が液状化したことにより、被圧された地下水が多量に噴出したためと考えられる。

下車力（Q5）では岩木川左岸堤防に亀裂が走り、堤内、堤外地に噴砂がみられた。水田では堤防に平行に約10m間隔で噴砂の列がみられ、付近の畠地で地盤の液状化によるすべり破壊により約1.5mの段差が生じていた。

富苑は屏風山砂丘の端にある丘陵地にあるが、下部層が液状化したため、丘陵地全体が崩壊し、それに伴って、山の上地区（Q8）の舗装道路の路面が粉々に砕けたり、多くの家屋が壊滅的な被害を受たものと思われる。特に、被害の著しいのは傾斜地や斜面に沿って連なる地割れ上にあった家屋である。富苑西方（Q7）にある運動公園付近では畠地、休耕田、荒れ地、ため池など至る所で噴砂がみられた。ここでの噴砂の特徴は噴砂孔の直徑が大きいことであり、深さが約1.5mで直徑が7mと8mの巨大な噴砂孔も見られた。地元の人によれば、10m位噴き上げ、翌朝まで噴いていた。ここでも6月21日の余震で再液状化現象がみられた。

屏風山砂丘で大規模な農地開発が行われており、三吉山の西から太田光西部まで南北に走る新しい幹線道路（Q6）の周辺で広範囲に噴砂がみられ、コンクリート面もいくつか浮上していた。特に、道路と平行に噴砂が連なっているのが目についた。

8) 岩木川右岸および十三湖付近

津軽平野の岩木川流域では、鶴田町（J）から十三湖まで噴砂が見られた。特に、岩木川右岸（R3）では中里町竹田から十三湖までの約5kmの間、堤外地の高水敷や堤内地の水田などでほぼ連続して噴砂が見られた。その他、旧河道上にある所で噴砂が認められた

のは、福垣村繁田（P2）、中里町芦野、田茂木などがある。

富野の武田小学校（R1）は、旧河道上にあり、校舎周囲、グラウンドおよび右岸堤防で噴砂していた。

6月21日の余震で竹田の堤外地^④、武田小学校および神田橋の南約1.5km地点で噴砂が認められた。

十三湖と日本海との間に位置する十三湖大橋およびせばと橋（S2）は液状化により地盤が沈下したため、取付け道路が大きく陥没し、うねっていた。十三湖大橋は橋脚部で地盤が約1m沈下していたが、橋の本体は取付け部で多少被害があった程度である。また、護岸堤防が、亀裂、沈下し、一部浸水していた。

9) 青森市

図-10は青森市における液状化地点を示したものである。

青森湾に面した柳川・沖館（T1）には石油各社の貯油所があり、液状化による水槽の浮上がり、石油タンクの傾斜や地盤の沈下がみられた。また、同地区にある青森駅構内では連絡船発着所付近の照明塔の傾斜、線路やプラットホームの沈下、付属建物の傾斜などの液状化による被害が生じた^⑤。

フェリー港（T2）のターミナルビル周辺の地盤が50～70cm沈下し、各所に噴砂がみられた^⑥。

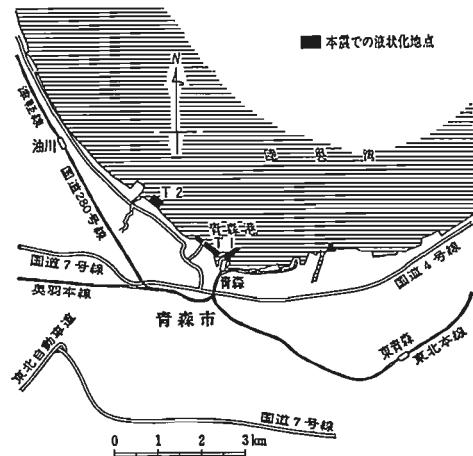


図-10 青森市における液状化発生地点

4. 地盤の液状化現象の特徴とその予測の問題点

従来の地震による災害の考え方では、地盤と構造物の強震現象によるか、地震動そのものが大きいため、構造物に過大な水平力が生ずる事が原因であると考えられていた。今回の日本海中部地震においても、このようなことが原因となって被害が生じた例がないわけではないが、その規模は小さなものが多い。青森県浪岡町にある浪岡病院の例を除けば、構造物に重大な被害の生じた例の殆どすべては液状化によって、地盤が崩壊したことが主たる原因となっている。したがって、構造物の安全性を考える場合、単にその構造物に加わる地震力やそのスペクトル特性のみの評価ではなく、液状化による地盤そのものの崩壊についても考慮することが重要である。そこで、今回の地震を例にとって、以下に液状化によって被害の生じた場所の特徴を述べることとする。

本震の約1ヶ月後に起った最大余震によって、再液状化現象が見られたことは前に述べたが、この再液状化現象はかなり長い時間のスケールによっても生じているようである。例えば、宮部、武井の調査によると、昭和14年の男鹿地震（マグニチュード7.0）で玉の池地区（G4）では、図-11に示した位置に地下から水や土砂の噴出が生じたことが報告されている。図-8は、今回の地震で噴砂の見られた位置を示したものであるが、両者の位置はかなりよく一致している。また南雲の調査によると、昭和39年の男鹿半島沖地震（マグニチュード6.9）でも、「玉の池において部落一面に溝水がみられ、...不同沈下による民家の一

部破損が36戸に及んだ」と報告されている⁹⁾。これらのことから判断すると、玉の池地区では少なくとも3回の地震により同じ場所で液状化を生じていたことになる。

前述したように新屋元町で被害の集中した地区は旧河道の埋立て地であるが、同様に、秋田港で被害の集中した本港地区（A6、A7）と向浜地区（A8）は、雄物川を埋立てて造成した所であり、大きな地滑りを生じた外港地区（A10）は浅海を埋立てて造成した所であり、いずれも人工の埋立て地である。同様の埋立て地の被害は、男鹿市脇本（E3）、中里町富野、芦野、田茂木等数多く見られた。このような河川、沼沢地、潟湖、海岸等の埋立て地は地下水位が高く緩い地盤であり、従来から液状化の可能性が高いと考えられていたが、今回の地震でもそのことがはっきりと表れている。

特に注意を要する点は、男鹿市男鹿工業高校で見られた例で、砂層の厚さがごく表層の50cmから1mしかなかった沼沢地の埋立て地であっても被害が生じていたことである。

また同様に、青森駅構内では1968年の十勝沖地震で、秋田県の八郎潟の干拓堤防では1964年の新潟地震によって、同一の場所で液状化による噴砂が認められている。このような例から判断すると、「一度液状化した地盤は、液状化後の間隙水圧の消散のために生じる圧密によって密になるため安全性が高い。」という説は必ずしも正しくなく、一度液状化した地盤はむしろ液状化しやすくなっていることになる。

図-12は、能代市を南北方向に切った地盤の断面図である。なお、位置は図-7を参照されたい。米代川の南に砂丘が成長し、景林町から河戸川に至るまで、砂丘の裏側になだらかな低地が続く様子がうかがえる。能代市街で被害の大きかった場所は、この砂丘間低地に対応する所で、図中に示した淳城第一小学校を境に砂丘部分では、噴砂のような液状化を示す現象はみられなかった。このことは、地形分類上砂丘と判別される所でも、砂丘頂部付近とその裏側の低地部では、堆積状態が大きく異なるからと言える。

図-13は、屏風山砂丘を東西方向に切った推定断面図を示したものである。なお、位置は図-9を参照されたい。砂丘間低地の地下水位は高く、国営屏風山

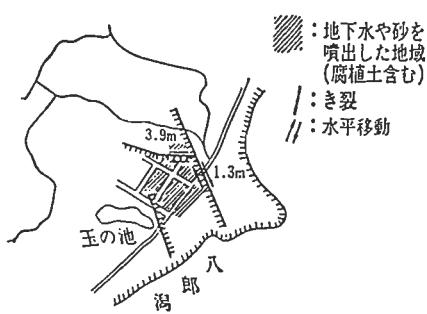


図-11 若見町玉の池地区における男鹿地震での地盤災害発生地点⁹⁾

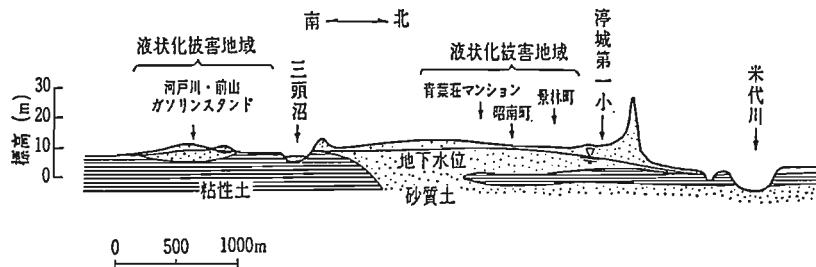


図-12 能代市市街地の南北方向推定断面図

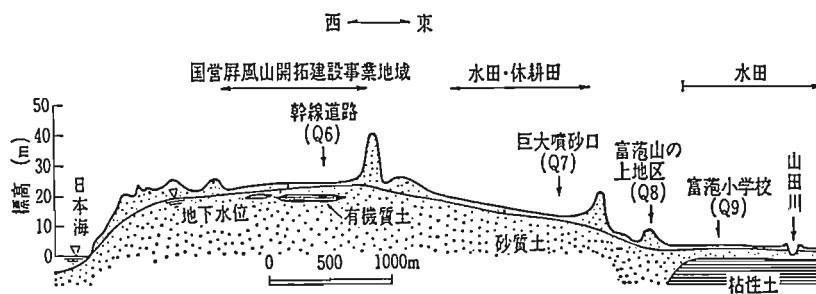
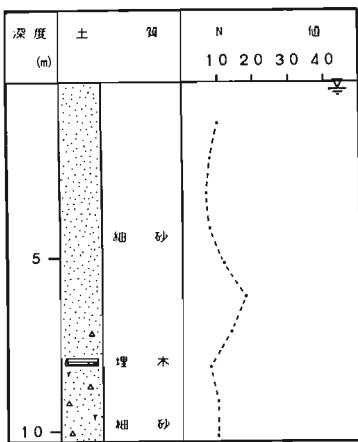


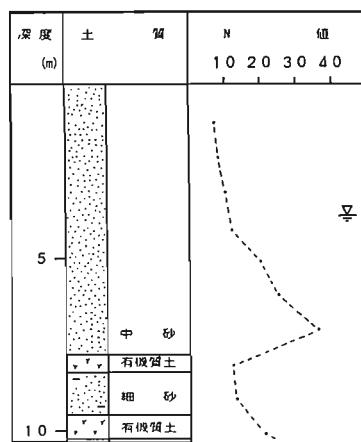
図-13 車力村富范地区の東西方向推定断面図

開拓建設事業地域では、0.5-1.0mである。液状化被害は、沖積低地に位置する富范小学校 (Q9) から国営屏風山開拓建設事業地域全体にわたる広範な地域に見られたが、砂丘の風上にあたる日本海側の地域では、人工的に埋戻した場所を除いて、噴砂等の現象は見られなかった。

図-14は青森県木造町平滝の付近で屏風山砂丘と沖積低地の境界に位置する何れも砂丘と分類される地盤のボーリング柱状図を示したものである¹⁰⁾。両者は比較的近い位置にあり、また地盤特性も良く似ているが、液状化が生じた場所と生じなかつた場所とに分かれている。両者には、図からも明らかなとおり、地下水位



平滝 (液状化・被害大)



筒木坂 (非液状化・無被害)

図-14 青森県木造町のボーリング柱状図¹⁰⁾

の高さにかなりの違いがある。液状化の可能性の検討を行う場合、全体的な地形地質の違いだけでなく、地下水位のような地盤の状態を反映する物性値も考慮する必要がある。

5. あとがき

今回の日本海中部地震はこの付近に発生した地震の中で歴史上最大のものである。また、液状化現象による災害も本格的な調査の始まった1964年新潟地震以降、その被害の大きさ、範囲の広さとも最大といえる。

従来の震害調査では、砂丘と分類される地域での液状化による被害は少ないという報告が多いが、今回の調査結果から判断すると、砂丘と分類される地域についても、堆積環境や地下水位の状態によっては必ずしも安全ではないと考えられる。

今回の地震の液状化による被害も、従来の地震と同様に、地下水位が高く緩く堆積した砂地盤に集中していた。そのなかでも特に、人工的に埋立てた地盤の被害が目立っている。男鹿工業高校の例をはじめとして従来あまり問題にされなかったような表層の非常に薄い埋立て砂層であっても液状化による被害が生じているということは、注目に値する点である。地形や地質の状況が同等と見られる場所であっても、その地下水位の状態によっては、被害が生じたり、生じなかったりする点を考えると、原地盤の液状化強度の推定にあたっては、地盤の地下水位を正確に把握する必要がある。また余震で一度液状化した地盤が再度液状化したように、液状化を体験した地盤は、液状化後の圧密によって密になるにもかかわらず、液状化に対する強度は増加していないという特徴は興味深い点である。

6. 謝辞

本報告をまとめるにあたり、次の方々から御協力を得た。早稲田大学若松加寿江氏、フジタ工業山本穂威夫氏、基礎地盤コンサルタント安田 進氏、木造町役場、中里町役場。末筆乍ら以上の方々に深く謝意を表する次第である。

参考文献

- 1) 陶野郁雄・安田 進・社本慶廣 (1983) : 日本海中部地震における液状化現象とその被害状況、土と基礎、Vol. 31, No. 12, pp. 13-20
- 2) 国立防災科学技術センター、強震観測事業推進連絡会議 (1983) : 強震速報 No. 23, 1983 年 5月 26 日、日本海中部地震、科学技術庁
- 3) Kuribayashi, E. and Tatsuoka, F. (1975) : Brief Review of Liquefaction during Earthquakes in Japan, Soils and Foundations, Vol. 15, No. 4.
- 4) 若松加寿江氏私信
- 5) 東京天文台編 (1983) : 理科年表、丸善
- 6) 山本穂威夫氏私信
- 7) 安田進氏私信
- 8) 宮部直巳・武井柳吉 (1939) : 昭和14年 5月 1日 男鹿半島地震の地変に就いて、東京大学地震研究所い報、Vol. 17, pp. 628-645
- 9) 南雲昭三郎 (1964) : 昭和39年 5月 7日の男鹿半島西方沖地震踏査報告、東京大学地震研究所い報、Vol. 42, pp. 597-608
- 10) 木造町役場資料

地盤震動研究の課題

名古屋大学 多賀直恒

1. はじめに（地盤震動の位置づけ）

1972年（昭和47年）地盤震動小委員会発足以来10数年が経過した。この間の活動の歩みを振り返り、今後の研究活動の方向を模索するよすがとしてこれまでの小委員会開催シンポジウムの総括と地盤震動の課題を検討してみる。

小委員会発足の当初のテーマの主要なもの、従来型地盤震動の枠内で始まった研究で設計用地震動、ストレンレバ、観測地震波、地盤種別等を対象としたが、年次の経過とともに、地盤震動そのものの研究が幅を広げ、震源における断層からの問題、構造物の耐震性能から地盤震動の検討に至る問題に関して新たな話題を加えて来た。さらに、地震防災、地盤危険度、関連対象等広域的な地震現象の把握に関するものにも関心を拡げ、どちらかと言えば、地盤震動というよりもむしろ地震工学全般にわたる対象を追及し考察しつつ今日に至っている。

そもそも地盤震動は、地盤という構造物にとっての支持媒体であるとともに地盤動の伝達媒体でもあるものを対象に、地震工学上重要な現象であることから入力地盤震動研究を考える中心的存在でもある。また、この小委員会で扱って来た課題の内容は、その意味で、断層から構造物の被害までを広く対象にして来ていることは、地盤震動には、本質的に、地盤震動のみの検討からは問題の解決をなしえないことを示している。このことを考えるために地盤または地盤動の話を、震源から地盤までと地盤から構造物への二つの問題として見ると、一つは地盤を中心にして、断層での地震の発生から地盤までの問題を、今一つは、地盤（基盤）から構造物の応答を追及する問題とに分かれる。勿論この二つの考え方は便宜的なものであり、現実的には、断層から構造物までを全体系として捉えることが肝要である。しかし研究上便宜的にある局所の追及をするのも現実的に不可欠な手段である。断層の破壊から構造物の被害までが研究対象の上位にあるということは地震防災研究上は常に考えねばならぬ一貫した視点であるが、地盤震動という立場から見てもこの視点に立って地盤を眺めることは忘れてはならないことである。地盤震動に課せられた問題の難しさは、現在地震工学の対象とする全体系、震源→地盤→構造物という視点から見てもその中に位置している事から明白である。地盤または基盤という概念は、今では定着した意味を内包している様に思われるが、十人よれば十種の定義が存在する様に議論のあるいはその対象の概念付けが複雑なものである。ここでは漠然と“地盤”というものをまずイメージし、震源からの地震動（波）の到着先である地盤の入口を基盤とよぶことにする。また、地盤から構造物に地盤震動が伝播していくが、この境界部も基盤と漠然と仮定するとしよう。

この様に“定義”をすると全体系を三つの部分系に切斷して問題に対処していくのが、通常の地震工学の常套手段である。すなわち

- ① 断層における地震の発生から伝播経路を経て基盤まで
- ② 基盤から地盤の成層構造を経て、地表面または基盤まで
- ③ 地表または基盤を介して地盤震動が構造物に到達する。

これは、ごく概説的な説明であって、①は、場合によっては基盤までではなく、地表面までを扱ったものがある。③も基盤から地盤を通して構造物までを考えることがよく行われている。①の問題は、従来は地質学・地震学が主として専門としてきた分野であるが、最近は工学者でも関心の領域を広げ、断層モデルによる地盤震動の計算を行っているのが現状である。

構造物の耐震問題である③の課題も、構造物固有の問題もさることながら、その地盤との境界線であり基礎を含めた境界領域の問題が重要視されている。これは基礎の耐震設計の問題であり、入力地盤震動を扱う一つの入り口でもある。従って、③の問題は、地盤・基礎・構造物の連成の問題、すなわち相互作用が大きな課題として残されている。構造物そのものの振動は構造工学者の領域であったが、この部分に関しても現在は基礎地盤を含めて、専門領域のテリトリーが混然として、その区分や領域分けが困難な状況にある。

②は、地盤震動固有の領域であり、その言葉通りに解すれば基盤を入力場、地表を出力場とする一つの系を構成し①から③への伝達の役目をするのが地盤であり、その現象を扱うものが狭義の“地盤震動”である。

しかし、現状では①、②、③を峻別して、研究の対象を考えるものは少なく、いずれの研究を行う場合も、他の領域を侵蝕しあるいは二つの領域の中でもものを研究することが常識化してきつつある。従って、初めにことわったごとく、この三つの部分は、確かに便宜的なものであり、このように分類することより、問題の整理をすることが好ましいとい

うことではなく、逆に全体系に含まれる複雑な問題がある時点で振り返ってみる時の相対座標となると考えられるので、この分類を試みたわけである。それは、断層モデルによる地震の解析に関して構造物までを含めることは当面不必要であるし、地盤の伝達特性や液状化現象を追究する場合、断層や構造物の応答を含めることも不要と思われるからである。また、基礎-地盤系の相互作用の研究に地震断層や伝播経路の影響を考えることは必要ないからである。しかしこれらのことは、考えうる影響因子がお互いに隣接し、常にその考慮の必要性が身近に存在するというものである。

地震工学的にみれば、地盤・構造物が被害の対象であり、被害とは、地震動の入力による出力結果であることから、この研究の目標は、この地震被害を防止軽減することであれば、出力結果の被害に、各要因となる因子がどのようにかかわっているかを定量的・系統的に明らかにし、その方策を模索することであろう。この意味で、地震動研究は、単に②の領域にとどまった地盤震動のみにこだわってはいけない。常に①の震源・伝播系と③の基礎-構造物系の間に挟在、両者を結ぶ“要”としての位置づけが、必要である。

【参考1】 地盤震動シンポジウムの整理

第1回	建築物の設計に考慮すべき地盤動	(1972. 8)
第2回	ストレン・レベルによる地盤動	(1973. 1)
第3回	地盤における観測地盤波とその考察	(1974. 11)
	1974年伊豆半島沖地震	
第4回	強震動におけるやや長周期成分について	(1976. 1)
	耐震設計用地盤動の再検討	
第5回	地盤種別と地盤動	(1977. 2)
第6回	地盤震動研究の現状と展望	(1978. 3)
第7回	最近の被害地震にみられる地盤震動の諸問題	(1979. 3)
第8回	地盤危険度研究に関する最近の動向	(1980. 3)
第9回	構造物の耐震性能を考慮した入力地震動研究の諸問題	(1981. 4)
第10回	設計用入力地盤動研究の現状と展望	(1982. 4)
第11回	地震動研究の蓄積とその活用	(1983. 7)
第12回	地盤震動に関わる今日の課題	(1984. 6)

日本海中部地震を中心に

分析

1. シンポジウムの開催目的———委員会活動（各委員）公表、成果の会員への還元と討議
2. シンポジウムの果たした役割———研究・課題・問題を、提起・解説
3. 一般の会員の受けとめ方 ————— 地盤工学一般的の最近の知見、討議
4. 小委員会のメンバーの対応————企画、演出
5. 委員会とシンポジウムの関係————地盤震動研究をになう委員会、その成果の公表

【参考2】 地震工学における地盤震動の位置づけ

1. 地盤工学の体系

- | | | |
|----|------------|-------------|
| 理学 | 地震の発生、伝播 | (基盤・地盤・地表) |
| 工学 | 入力地盤動、地盤震動 | (地盤・構造物の振動) |

2. 地盤震動

1) 地盤の種類・定義

建物・地盤、半無限地盤、一層地盤、水平層状地盤、不整形地盤

2) 地盤振動の特性（単純化したモデル）

增幅特性・選択特性、地盤の固有振動の存在 モデル（一層地盤、弾性体、均質）

3) 地盤震動特性の進展（現実の地盤）

- a. 一次元→三次元弹性波動論（→地震学）
- b. 幾何学的形状→不整形（基盤・表層形状の不規則性）
- c. 媒体 均質→不均質・ランダム媒体

- 弹性→塑性・非線型・降伏現象・破壊
 単相→粒状体・混合体・土粒子・間隙・水 (→土質工学)
 減衰→粘性・塑性・幾何減衰
 d. 境界———基盤 (粘性基盤) ・側方 (側方伝達境界)
 e. 基盤 見かけ上の震源 (→地震学)
 f. 相互作用 基盤, 埋設部 (振動土圧, 摩擦力), 杭基礎

2. 対象の全体像と問題意識 (発散型思考と収束型思考, 地盤震動シンポジウムのテーマ)

地盤震動を研究する場合、対象となる全体系を前節の趣旨で図示すると以下のように与えられる。系を三つに分断することは、研究によって任意であるが、関連するサブテーマを併記して地盤震動研究の対象とする全体系の姿を描き、個々に扱う問題の全体に対する関係を十分に認識することが、研究の展開には不可欠である。

従来研究というものは、ともすれば、現在の学問が持つ架構のなかで、守備範囲を固守し、かつ個々バラバラに行われたきらいがある。

我が地盤震動小委員会はどうであったか？これは、小委員会発足当初から、地震学ないしは地盤工学からの積極的な参加を得て、この陥りやすい弊害を、地震学研究者とのジョイントをすることにより避けできている。これは地盤震動研究には、常に地震学の協力があって初めて本質的な成果が期待できるという認識に立っている結果であろう。しかし、小委員会発足以来10数年経過した現在、シンポジウムが扱われた内容を概観すると、その比重は、前節に示した②の領域というよりも、むしろ①の方にウェートがありはしないか。地盤震動の本質を考える場合、多角的にものを見るることは重要であり、時間の経過とともに歴史的に均衡のとれた成果が得られればいいのであるが、ここでこれまで扱ってきた対象・内容をもとにして、問題点と問題意識について考察してみる。

構造物の新耐震設計法確立という総合プロジェクトの成果を生かした新耐震設計法は、1982年6月に施行された。しかしここで基礎構造に関する具体的な新しい設計法は、提示されていない。これには、上部構造に比較して基礎構造は、地盤に接あるいは埋設される部分を対象として力学的・現象的に複雑であり、未解明な問題が多くとり残されたことに理由があるためかも知れない。すなわち、基礎部は、地盤震動の入力機構に関わる重要な構造であり、なお根入れを有するある基礎部分の挙動は、地盤震動に対する耐震抵抗要素としても機能するものであるから、これらはすべて地盤に接しているが故に地盤の震動とは切り離せない関係にある。いわゆる構造物と地盤が接する境界部に生じる作用が問題となる。問題の複雑さは、構造物・地盤の両方を扱うこと、機能的に入力機構であり、抵抗要素としても作用することである。

地盤震動小委員会では、委員会の設置の趣旨から、地盤と構造物の相互作用というテーマを当初から意識的に避けてきた。しかしこのテーマは上に述べたごとく、構造物の振動を対象に地盤震動を考えていく過程で、欠かすことのできない主要な研究課題であり、問題意識が拡がって行く当然の帰結として、この問題を避けてとおることはできない問題であろう。地盤震動研究が、本来の土俵から震源過程まで足をのばし、その成果を吸収しているプロセスで、さらに上部構造物は、構造物の被害ないし構造特性をも対象にしていながら、地盤と構造物の視点であるこの問題を主要なテーマに選ばなかったことは、一つの重要課題に対する宿題でもある。地盤震動研究を震源に始まって構造物の応答にいたる一連の現象の中で把えるという立場に立てば、ここに一つの節目をつくっていることになる。地盤震動研究の対象をこのように広範囲的に見なくても、震源よりは、構造物の方がわれわれにより接近した存在であり、その境界における問題の追究は重要な課題である。地盤震動を関連あるがままに震源過程まで関心を及ぼしたごとく、ごく近くの構造物との間の“関連現象を関連があるままに”，自然に手を伸ばして、そのストーリーに組み入れる試みを開始する必要がある。これが地盤工学者の課せられた課題でもある。

われわれの問題設定は、全体系と個々の事象の位置づけの上に、常に構造物の耐震安全性を保障する手法の確立によって設定されなければならない。従って、あくまでも思考の基盤は地盤にありながら、必要と考える限り従来の枠にとらわれず、可能な限り関連境界領域にそって見ることは、やむを得ない事実現象を追究するものの必然的帰結でもある。

【参考3】 地盤震動研究の展開をめざして

地震工学の系全体を一貫して眺める視点を構築するために、地盤を離れた周辺あるいは外側から地盤を見る。すなわち、1) 震源のメカニズムから見た地盤震動、2) 構造物の被害状況から見た地盤震動。地盤そのものについて考え、

3) 地盤震動本来の立場にかえってみると、地盤震動研究は、地震工学の「要」としての位置にあることがわかる。

断層——地盤——構造物 地震防災研究

1. 発散的思考と収束型の思考

出発期———発散型思考 今後の課題———収束型思考

2. 最近の大地震の特徴と被害の発生形式

1) 地震の特徴

発震機構	断層モデル	距離減衰
基盤地震動	長周期地震動	理論地震記象

2) 被害の特徴

飽和砂質地盤の液状化	R C 矩柱のせん断破壊
造成地盤の被害	杭基礎の被害
木造家屋の基礎構造	非構造部材の被害
ライフライン 都市型災害	

3. 地域的研究の日本全国を通して見た検討（地域特性）

断層モデルのある、利用できる地域	
マイクロゾーネーション 種類	
長周期微動 濃尾平野、八戸、大阪、酒田、関東平野	
アンケート調査による震度分布の予測	
強震観測体制 関東地方、中部圏	
地盤図	
地震基盤 深い地下構造の地域的分布	

4. 研究のアプローチ、考え方

決定論、確率論	媒体、ランダム、地盤動（再現期間）
観測の新しいシステムより得られた知見 振動実験、地盤模型材料	
地域研究のサーベイ	
解析手法の新しい方向	F E M → B E M、境界線条件の処理、スペクトル→相関

3. 内容・方法の歴史的変遷と思考の発展と整理

地盤震動研究の目的は、地盤の震動現象を明らかにし、構造物に伝達する地震動の性状を求める、地盤・構造物を地震に対して安全ならしめる方法を求めることがある。地盤震動の現象を理解するには、振動を観測または計測するか、モデルを考えて論理的に検討する。この様な研究はまず手はじめに単純なものから始まり大雑把な現象を知ってその後、関心領域の細分化・精密化の増大とともに段々と現実的な本質に迫っていくのが通常である。研究の進展の過程で、何か現実の説明では納得のいかないものにつき当たり、いろいろその対象の選び方、追究の仕方を工夫する。現象を知るための数々の工夫により、より正確により詳細に物が分かってくる。ここで重要なことは、その手段や方法が非常に複雑で手間のかかることを工学ではきらう。考慮すべき要因やその程度の最終結果に及ぼす影響ないし感度を十分に見極めることが肝心である。逆に、なかなか現象の本質がつかめない時にいろいろの方向から攻撃する方法の検討も必要である。地盤震動は過去から現在に至る研究の中で多くのテーマが扱われてきた。ここで、その研究対象の視点がどの様に変遷してきたかを項目別に略述して新たに地盤震動の課題に迫る一つの分析的アプローチを検討することも必要であると考えて以下にその接近法の類型を若干検討して見る。

1) 理想化・単純化・近似化から現実・複雑・実大・実物への過程

複雑な対象を単純化し、その上で主要な現象を理解する。物の理解における出発点であるが、現実的なものを現実的なるが故に複雑化するのが必ずしも正当な手段ではない。結果に及ぼす重要要因、最適要因を極めて単純な方向を目指すのが有効な手段である。しかし最近は、実物、実大でのシミュレーション的なものが流行している。

2) 单相体→複合体、線形→非線形、一次元→多次元

地盤構成媒体を单相の連続体とするのが地盤震動の常識である。しかも線形材料で一次元的に扱って普通の振動現象は理解される。しかし現実の地盤・土を眺めるとこれは单相体でも連続体でもない。土粒子と間隙と水から構成される

複合体であり、かつその力学特性は非線形の履歴特性を有している。その地盤そのものの広がりは一次元的ではなく三次元半無限体の様相をもつ。この微視的構造を半無限の形態が地盤の振動現象に及ぼす影響を評価することは重要である。

3) 単体（地盤、構造物）→集合体、都市→人間→社会

当初は、地盤・建物そのものの振動が問題であった。やがて、建物→地盤の相互作用を考えたり、地盤を介して構造物と構造物の相互干渉を扱うことが行われ、断層モデルを出発に伝播経路、地盤へと及んでくる系を対象にする試みが現われてきた。地盤の上に多くの構造物や施設のある都市地域を対象にしたり、そこに住む人の行動や心理情報などもその範囲に含めることは、今日では、当然のことの様になってきている。

4) 規則性・整形→不規則性・不整形

通常、地盤は単層ないしは水平層状地盤として一次元的に扱える規則的な構造を有している。しかし地表面が斜面や段丘状になったり、地盤内の地層の構成が不規則になると、この扱いは、一次元的アプローチでは現象は詳細に理解はできない。通常は局所的に単純化して規則性を仮定しているが、現実の地盤はおしなべて不規則な構成を有している。

5) 微視的→巨視的

物の現象に対する視点について、単純に限定されたサイトの地盤を考えると、一次元土柱状の地盤を考えて十分現象の理解はできるが、都市・地域を対象にすると、平面的広がりと可成りの深い地下構造を扱うことになる。平野の振動・深い地下構造・基盤構造の探究の対象となる由来である。

6) 均質・等方→ランダム媒体

地盤構成を水平層状と仮定しても、その各層では、媒質は、均質で等方を仮定しているが、場合によっては、直交異方性、また、トランスバースリーアイソトリロピーと限定する場合の方が現象をより良く理解できることもある。更に一般化すれば、ランダム媒体と見ることもできる。しかしこれはまだ、未開拓の分野である。

7) 物性の変容→液状化、塑性化、降伏現象

等方均質で弾性連続体として地盤の振動は把握できるが、飽和砂質地盤の液状化、斜面の辻り、地盤のせん断崩壊等は、別の解決を必要とする。本質的に土質工学の分野では、この程度は通常の扱いであるが、ダイナミック現象のアプローチはまだ開拓の程度が少ない分野である。

8) 浅い構造→深い構造（水平の広がり→平野）

地盤といえば、構造物周辺の地盤を問題にすればよかつたが、しかしそれが段々と深く複雑になっていったわけである。地盤基盤という概念が生まれ、この基盤構造の定式およびそこに至る深い地盤構造の解明が現在の大きな課題の一つとされている。更には水平方向の広がりも対象の拡大として平野を一つの振動系にする見方も存在する。

9) 建物周辺地盤→断層の破壊（対象領域の拡大）

工学的に地盤を対象にする場合、建設工事、設計における現実的な必要性から、支持層の確認、施工工事の選択等に関連して地盤調査が行われ、この知識の蓄積と経験のつみ重ねで土質工学が科学の土俵に組み入れられた。しかしこの土質工学的知見だけでは地盤震動を十分理解出来ず、その対象とする領域を、地質学、地球物理学、ないしは地震学上の知識をもとりこんで、断層などをも考えようとその領域を拡大している。しかしこれは、あくまでも一貫して地震の発生から構造物までを見る系としての設定である。この一貫した全体系の中で、各部所部位の占める感度を確認することが今後に課せられた問題であり、重要である。

10) 決定論→確率統計論

地盤の特性等では、決定論的に物を理解する方が現象の本質が分かり易い場合もあるが、情報が大量になり現象が複雑になったりすると、この見方にも限界があり、科学的に確率統計学的な視点からのアプローチも有力な手段を用意する。

【参考4】 状況の変化（取り扱う対象が変化してきている）

1. 理想→現実、単純→複雑（シミュレーション、实物、実大、実験） 近似
2. 单相体→混合体、線型→非線型、一次元→二・三次元
3. 単体（構造物、地盤）→集合体（地盤→構造物系）
構造物→人間（都市の生活機能、震災と社会、情報）
4. 巨視的→微視的
5. 規則性・整形→不整形・不規則

6. 均質等方→ランダム媒体
7. 物性の変容 液状化
8. 浅い地下構造→深い地下構造
9. 対象領域の拡大
10. 決定論→確率統計論
11. 工学→地盤学（断層モデル、行動心理、情報）

4. 震源・地盤・構造物

物事を観察する場合、その渦中にある方が一番物分かりの良い場合が多い。しかし得てして井の中の蛙的発想に陥る欠陥も同時に持ち合わせている。おか目八目的に傍観者的立場でないにしろ、ややその中心から離れた立場に立ってものを考えなおして見るのも問題の手掛かりを掴む一つの方法かもしれない。要は対象となる全体像を描き、その中で自分の立ち場をまず意識することである。それが一つの転機の契機であれば、さらに今一度どちらかに足を踏み出してものを考えみてはどうだろうか。

地震工学は、震源または断層における地盤の発生から地盤を経由して構造物の振動ないし被害などを扱い非常に広い領域、これは空間的だけでなくカバーする学問分野も地盤学・地質学・土質工学・基礎工学・地盤工学・構造工学・振動工学と、理学的研究から工学的なものまで種々雑多である。これが最近では地震防災という見地に立って問題を眺めると人間の行動意識や心理またマクロには地域計画・都市計画さらに発展して経済や政治の分野にまで足を伸ばしつつある現状である。

しかも地盤振動は、その地震工学の中でも、非常な“要”ないし“礎”としての存在理由を有し重要な役割を担う分野であることは衆人の認める所である。

この認識に立って冒頭の意味の一つの検討を行って見るのも来し方を顧み、行く末の案じに何かの寄与があるのでなかろうか。

[1] 伝播経路（震源→伝播経路→基盤→地盤→基礎→構造物→都市）

地震動の伝わる経路は、非可逆的のバスを辿って人間社会にまで及び時として大きないたずらをする。人間はあらゆる知恵を総動員して、これに立ち向かう戦略と戦術を考える。この人間が生活し、社会が存在している基盤がある幾何学的な大きさと厚みをもって地盤環境という形で位置するのである。地盤震動をこの全体系の中で見るとまさに、下方からは地盤動がやってくる入り口としてまた地表面には、人間・建物・都市を支える媒体として重要な役割をもっている。

[2] 震源から地盤を見る→逆に地盤から震源を見る

昔は震源は点であり、北緯、東経、震源深さの三次元表示で発生源を規定した。ある意味で、現在でもこの扱いは生きている。従ってこの概念規定は、観測位置で地震を見る時、マグニチュードと距離によって一意的にその物理量を表現し、逆にその位置での地震動の強さを震度や変位・速度・加速度の絶対値ないしは時系列として与えてきたものに相当する。これは、地盤という立場から見れば、基盤における入力地盤動であるし、地表面における応答出力である。更にこれは、場合によっては構造物への入力地盤動を意味する。

しかしこれらの議論は、最近までの地球物理学・地震学の急激な発展に伴い、震源や伝播経路に関する考え方、扱い方の研究成果を踏まえて、地震の発震機構、地震断層の概念等の助けをかりて、決定論的に地震動をモデルによる計算を可能にした。すなわち震源は点でなく断層と呼ばれる二次元的な領域で表わされ、これがある限界を起点に崩壊することによって地震波を発生し、この断層面の破壊の過程を積分すれば、任意の位置における地震動が理論的に表現できる。現在これを工学的な意味の地震動として応用するにはいくつかの問題と制限があるが、地中深く発生する地震現象にあいまいさを残すとはいえ、理論の土俵にのせた記録は今後の地震工学的見地からの旧来の発震タイプの認識との整合性をもって調和させる事が必要と考えられる。

しかしこの分野の研究は、工学者が主体的に物を見るものではなく地震学上のあるいは測地学上の情報が与えられた後に出て、いわば相手次第的な雰囲気は否定できない。地震学のより一層の展開を期待する分野である。

[3] 構造物から地盤を見た場合の問題

構造物が地震動の作用により被害を受け損傷する。この被害は、直接的には、構造物材料、構造上の欠陥が主因と考えられるが、同じ構造種別、構造形式であっても、その場所の違いによりあるものは被害を受けあるものは全く安全であった場合もあることから地盤条件の重要性が注目されるようになった。これは、構造物の振動や地震時拳動を構造物のみの特性だけでは十分に理解しきれないという指摘もある。これも、構造物と地盤の地震時における連成効果というか相互作用として一般に理解されているものである。

古くは関東地震時の東京市における木造・土蔵の地域的分布による被害の相違にはじまり、最近の仙台市における被害状況も、マクロにみてその立地条件としての地盤環境の重要な係わりを我々に指摘している。旧市街の比較的良好な地盤地域と、新興住宅地である丘陵地の宅造地域および、周辺地帯の埋土による造成地帯、人工的に地形、地盤を改変した所に、構造物ならびに地中に埋設されたライフラインの被害が大きかった事実である。これらの地域の人々を死にいたらしめなくともかなりの期間にわたって日常の生活障害を強いた事実をどう受け止めるべきか？居住空間の狭隘な都市中心から離れた場所を求める社会状況の中で、建設技術の発達と社会の要請から生じた、都市空間の脆弱性でもある。構造物と地盤の地震時の関係を明らかにするには未だ多くの問題が残されているが、重要な問題は、基礎構造の耐震設計法の確立にかかるものを整理することである。さらに次元を大域的にみれば、“入力地震動”そのものの設計用の形式に関する検討は、永久に続く課題と言える。旧震度法から新耐震設計法に至っても、基本的には、地震動の再現期待値の地域的分布にもとづく地域係数、地盤・構造物の振動特性による影響を設計手法の中でどの様な形にしていくか。

現在耐震設計法の普及浸透により、主要な最近の被害地震による被害は、諸外国に比して激減している。これはある意味の合理的耐震設計を追究する立場にたって反省すれば、一つには過剰設計に陥ってはいないかということ、また一方では、逆に危険な設計をする様な事態を招いてはいないか、この点を含めて新耐震設計時代に入り、再考をする時期にきていると考えられる。

今一つの残された重要な課題は、地盤・構造物の動的相互作用という課題である。現時点での研究成果や観測資料を総合的に整理して設計に結びつける検討を行ってみることがまず技術者・研究者に課せられている。

[4] 地盤観測体系と記録の収集

地盤そのものに立ち返ってみると地盤振動で現在最も重要なことは、地中及び地表を含めた地盤での地盤観測体系の整備と、既往の観測記録の収集整理であろう。これは、土質力学の分野で行われている成果とのドッキング、すなわち、土の物性として土の地盤時拳動に関する実験の集積をミクロなものとマクロな地盤振動との対応をつけて検討する発展的作業につなげる事に一つの意味を見出すからである。

さらに、地盤調査における動的資料、すなわちP-S検層結果や常時微動観測との対応等、各種の調査方法による成果が相互にどの様に関連しているかを総合的有機的に眺めて行くという付加的意味を次に加えたい。

地盤時の地盤の性状を把握するには、直接地震計を埋めて記録をとるのが、理論的でかつ重要な手法であるが、これには設備投資が必要である。また、設置されても強震が余りとれない、また地盤活動の弱い地域では、記録をとることが少ない場合も多い。これを補間する意味で次章の地盤調査が種々検討されるべきであり、微小地震や常時微動・人工地震等の手法の確立が必要である。そのためには、種々の地盤条件のもとでの地中・地表・基盤での観測体制及び記録の吟味と他の調査法との対応関係を十分に見極めた手法の開発が重要となろう。

5. 地盤震動研究の基本的視点

[1] 耐震設計

地盤震動研究の課題は何であろうか？この問題設定に対して現在答えるのは非常に難しい。新耐震設計法が昭和56年に施行され、関連の研究プロジェクトが終結した状態で、全ての問題はまだ混沌の海に投げ出されたのだろうか。研究者・技術者や行政者の中にも未だすっきりしない耐震設計上の課題を頭の中に浮かべているのではないか。各人の問題意識の中に埋没したそれらの問題を頭在化して整理し検討することが現在の課題の様に思われる。それは何はともあれ基礎の耐震設計の問題であり、さらには、これに関連する入力地震動設定に関する検討であろう。地盤震動がこの問題に大きく関わっていることは当然であり、今後我が小委員会もこの課題に取組まざるを得ない運命になっている。

地震動は、地盤を介して基礎構造にまず伝わりそれから上部構造に伝わっていく。基礎構造の地震時拳動を対象にそ

の性状を明らかにするには、基礎構造そのものの振動性状もさることながら、周辺地盤の振動特性ならびに基礎構造と地盤の間の相互作用が明らかにされねばならない。さらに基盤構造の振動には、上部構造からの影響もあり、その取扱いは至って複雑なものである。この理由から、新耐震設計法の施行に当たっても時期尚早として見送られたと思われる。この意味も含めて地盤震動の立場から基礎構造に関する振動や地震時の問題を追究するのも重要な視点である。

[2] 研究の原点

第二の地盤震動を検討する足がかりは、最近の重要な被害地盤を軸に、その地盤に関連する被害特性を整理してみることである。耐震設計の目標が、構造物の構造的な破壊・倒壊を防止する事を主な目的に人命の安全と財産の保持にあることは論をまたない。この第一の入命の安全に関して過去の地震死亡率の主要なものであった地震火災の最近の減少に基づき、その定量的な数値は十勝沖地震の50数名を最高に非常に減少している。もっとも1983年日本海中部地震の津波による死亡は、陸上の地盤や構造物の被害に基づくものと類別される話であるので、従って火災と津波を除けば、直接地盤・構造物に第一原因が考えられる入災は、ある意味では減少しており、これが耐震工学の発展普及の成果でもある。しかし、今一步踏み込んで、地震による死亡事故や重軽傷の原因を考えると土・地盤が大きく関わっていることに気付く筈である。その主要なものを挙げると、1) 飽和砂質地盤の液状化現象、2) 山地斜面崩壊、3) 宅地造成地の崩壊、4) 田園沼沢の埋立地の被害、5) 軟弱平坦地における既設杭基礎の被害、等が主要なものである。さらに構造物に関連する被害で、とくに 6) 居住環境の内外の未整備に起因する家具転倒およびブロック塀の倒壊等もその地盤条件が大勢に介在していることが指摘されている。構造物の主要構造部材及び二次部材等の被害に関しても地盤が直接的間接的に関係する場合は非常に多いと言える。

[3] 地震の窓

第三の視点は、全国的に行われている強震観測の記録から指摘される地盤震動の問題の検討である。S M A C をはじめとする強震観測が精力的に行われているが、その記録された地盤震動の姿に対する解釈はいかなるものか、強震記録がどの様に記録され整理され成果が生かされているか、その実態を知ることは重要な課題である。種々の問題が存在するが、考えられる問題を挙げて見よう。

1. 観測体制 観測法・地震計
2. 観測場所 地盤・地中・構造物・中低層建物（被害集中構造物、地中を対象とした観測網）
3. 記録の処理・解析
4. 記録相互間の解析
5. データベース
6. 資料の公開

特に問題と思われるものは、記録された地盤震動のデータを総合的・有機的に解析検討するためのデータベースの構築と資料公開のシステムの確立が重要な課題である。

今一つ考えられる課題は、地震計の設置場所である。重要構造物、特殊構造物の観測的重要性は言うまでもないが、現在欠けていて整備を必要とする緊急の課題は次のようである。

1. 中低層建物で、過去の被災構造物と同種の構造物のもの
2. 地表面及び地中における観測体系
3. 地域・都市規模の広がりをもつ観測ネットワーク

[4] 地盤震動固有の問題

次に検討する問題は、地盤固有の振動に関する整理であろう。これまで考察したごとく地盤のもつ耐震工学上の重要性は明白であるが、ここでは地盤震動固有の問題を考えてみる。

地盤を扱う場合、a) 対象の媒質ないし媒体の評価と、b) 地盤の幾何学的形状が主要な属性として種々の類別が分けが行える、ごく単純なモデル化は、均質等方弾性連続体で、その広がりを半無限体と考えることであろう。古来この仮定に立って多くの解析的試みが行われてきた。地盤震動を考える場合、その手段としては弾性波動論が常套の手段として好んで用いられている。しかし、地盤構成媒質の仮定の仕方や、地盤の幾何形状に不規則性を考慮すると種々の困難に遭遇する。地盤震動を理論的に解釈するには、その媒体の仮定と形状の想定の種類により、適用される解析手段も異なり、いろいろの試みが実用化されてきている。無次元にしろ有次元にしろ最終的に地盤震動を定性的定量的に理

解するには、数値的解の助けが必要である。計算機を用いる種々の手法の開発が行われ、有用な結果が与えられているが、計算機利用に際しては細心の注意が必要である。

参考5に、通常の地盤震動を扱う上での問題を a) 媒体、b) 幾何学形状、c) 理論、d) 解析上の問題に分けてその分類と方法に関して記す。

[5] 土の力学

地盤に関する土の科学である土質力学は、土に関する多くの知識・情報を有している。地盤震動を扱う場合、これまで非常に密接した関係にありながら、土質力学ないし土質工学の知見との直接的な出会いは薄いようである。もっとも地盤震動を考える場合に必要に応じて随時土の力学の知恵を拝借してきたとは、思われないが、土質力学は、建設工事に従って蓄積された知識・経験を分類・整理して役立てるように努力し、工事に際して生ずる現象を科学を軸として解釈・理解する一つの工学の体系であり、扱う現象は静的なものであった。しかし創設期の土質力学とは異なり最近では、地盤の液状化や土の動的性質を積極的に取り組む学問の分野を取り込み、そうして、分岐した一つの分野として土質動力学 (SOIL DYNAMICS) と呼ばれる分野も出現している。しかし、その取り扱い、または、取り扱った態度は、あくまでも“土”であり、“地盤”ではないというのが現実である。しかし土質工学の分野における地震時の土の挙動を知るために実験を通じての努力は非常な成果であり、実に貴重なものであるが、同時にこの知見を、地盤震動を考慮して考える場合にいかされる場が残されている。

従って土の物性、物理的性質、水理学的性質、さらに力学的性質を土の理解の基本としてこれらの性質が地盤震動性状にどのように関わってくるかの追及が今後に課せられたものである。さらに構造物との関係する問題としては、地震時土圧の性状や土の降伏条件と地盤の非線型振動特性の関係、過剰間隙水圧生成過程および消散のプロセスと地盤の振動液状化の結びつきなど種々の問題が残されている。

要するに土質力学では、主として土は連続体というよりは土粒子として眺められ、その土粒子として表現された多くの情報を有しており、地盤震動というものは、もう少しマクロに地盤全体の動的挙動を相手にしている。これは土のもつ微視的構造が地盤全体の震動にどのように影響するかという観点の連携的追究を待っていると見ることができよう。

[6] 地盤学

地盤震動は、地震によって生起されるものであり、その源を知ることは重要な課題である。地震に関する諸現象を対象とする地震学の中で、とくに工学者が関心をもち、あるいは立ち入っているテーマは、地震波の生成・伝播に関する理論的研究である。第2次大戦後もなく確立した地震断層の概念は、その後の震源過程の急激な発展により、地震動とその由来を理論的に考察する道へと切り拓かれていった。ハスケルに始まる無限媒質中の一様断層モデルがその発端となって、地震動の記録を理論的に説明する試みが精力的に行われている。

これは一つには、断層モデルを一様なものから不均質断層を仮定するごとに精密化されており、さらに、伝播媒体も、全無限から半無限・層状構造へとプロセスをたどり変位波形のみを説明するモデルから速度そして加速度形を与えるモデル実現への努力が払われてきている。

しかし、現在これを工学にアプライするには、数々の難問を有している。地震動の周期および物理量を地震工学的観点から眺めると、関心ある周期域と加速度記象をつくるに至っていない。観測された記録との対応で理論の実証性が追究され、今後、自然現象としての地震動に関する研究は、観測・理論の両面から進展していくと考えられるが、地震学上の成果を工学上にどのように吸収し受け止めるべきか重要な課題である。現在のところ、比較的長周期の変位、速度波形には、その理論と観測結果の対応はよいといわれているが、工学上重要とされる短周期の加速度波については、それを地震入力として生かしていく点でまだかなりの隔たりがあるようにも思われる。この解決には断層モデル、伝播過程、建物周辺地盤の特性と関与項目も随所にからんでいるが、最近のこの分野の急速な進展で工学的にも有意義な地震動の得られることが期待される。

【参考5】 地盤震動の課題、固有の問題、地盤震動の整理学

1. 地盤震動の問題の基礎

1) 工学的地盤の取り扱い（幾何学的な形態）

弾性半無限体、層状、多層、不規則地形、不均質

2) 地盤震動の数理的扱い

弾性波動論, 差分法, 有限要素法, 境界要素法, 積分方程式法, 質点系
各手法により解明される現象, その長所と欠点の比較論

3) 地盤モデルの定義

震源→伝播経路→基盤→地盤→基礎→構造物

地盤基礎の定義・概念の歴史

4) 地盤の動的性質に関する調査法

V s 構造, 深層構造(ボーリング), 爆破動探査, 微動の利用

5) 地盤構成媒体と地盤震動

単相, 弹性体, 複合体, 混合体, ポーラスメディア, 粒状体,

ラミネート, 互相状, ランダム媒体, トランスマスバースリー・アイソトロピイ, 粘弾性, 非弾性,

6) 地盤構成の分類

a. 地球物理学的分類 地殻, マントル, コア

b. 地質学的分離分類 沖積層, 洪積層, 第三紀層

c. 地理・地質学的分類 自然堤防, 旧河道, 後背湿地, 海岸平野, 三角州

d. 土質工学的分類 粘土, シルト, 砂, レキ

e. 工学的分類 軟弱地盤, 硬質地盤, 造成地, 干拓地, 埋立地

7) 土の土質工学的特性と地盤振動

粘土→粘着力, 砂→まさつ力

間隙・間隙水→液状化, 含水土地盤

基礎版下の反力形態 地盤反力係数

水平地盤反力係数 粒子構造, 間隙と地盤震動

土の物理的性質 粒子構造 水理学的性質 間隙水

力学的性質(土圧, 降伏, すべり)

ソイルダイナミクス

土質定数と地盤震動

8) 地盤材料の物性値と地盤震動

質量密度・比重, 間隙比, 透水係数

圧縮強度, せん断強度

変形係数, 圧縮係数, ポアソン比

V s 値, V p 値, 地盤係数

9) 地盤の破壊現象

塑性(モール・クーロン, ドラッカーハー・プラーガー), 液状化, 地辺り, ファルトスリップ

6. 地盤震動研究の課題(第12回地盤震動シンポジウムを受けて, 当面の課題は何か?)

[1] 地盤震動と地震被害(発生機構と被害類型)

被害地震の被害状況を詳細に調査し, その被害原因について深く追及することは, 耐震構造を考える一つの原点であり, 耐震設計法を確立する上でも重要な基本的問題である。最近のように生活様式が多様化し, 都市構造や社会機構が複雑に入り込んでいる状況下では, 地震の被害も, それに伴って複雑多様化している。その中でも最近の被害地盤の都市型災害を受けた仙台市の例をみると, その特徴的傾向が理解される。しかし社会が歴史的に変化し複雑になったとは言え, 地震災害要因特に重要なものとして地盤条件が挙げられる。あらゆる地震被害は, 何らかの形で地盤状況・地盤環境の影響を受けておりその影響度は莫大である。

ここでは, 特に地盤に関連する地震被害に着目して, その被害の発生機構並びに被害類型について最近の被害地盤を中心に考察して見る。

i) 地盤震害の被害類型

構造物の被害が, 地盤条件に影響されるという事象は古くから言われているが, 地盤そのものの崩壊が上部構造物に何かの災害をもたらす現象として, まず考えられる項目を列挙すると

1. 地震で発生した断層（地表面上）に沿う被害
2. 山岳斜面の崩壊による被害
3. 飽和砂質地盤の液状化現象に起因するもの
4. 丘陵地を人工的に切盛造成した人工地形
5. 田園・沼沢・旧河道等の埋立造成地
6. 既製RC杭の基礎構造の被害
7. 干拓・埋立地

これらの被害類型は、いろいろの見地から議論されるが、自然状況で自然発生的に生ずるものと、何らかの形で人工的に地形・地盤を改変したがために発生したものがあり、特に都市中心部の生活空間が狭小化した結果、都市周辺地域に生活の場を求めて新たに人工的生活空間を形成した所に多くの問題を生じている。

ii) 被害の発生機構

地盤の地震動による被害の類型を見ると、全て人間生活と、自然地盤環境の関わりで災害が発生している。たまたま断層の近傍に住んでいた、あるいは崩壊後の斜面下に居住していて被害にあったということである。昔からの地震災害体験から可及的にこの様な地域での生活は避けたが、最近では新たに、人工的地震環境をつくり、被害体験のない地での生活を余儀なくされる状況にあり、被害がこの地域に集中していることに注意を向けねばならない。検討されねばならない被害の発生機構は、この種のものである。

また、自然環境下でも不可避的に発生が予想される被害の発生機構についてもそのメカニズムを十分に調査研究し、この種被害の防止に対する対策をたてることが緊急の課題である。上に挙げた最近の被害地震の類型からこの観点にたってその発生機構を示すと

- | | |
|---------------------|--------------------|
| 1. 地質・地形上の地震動に対する欠陥 | 断層周辺・微地形形状 |
| 2. 土質構成上の地震動に対する欠陥 | 飽和砂質地盤、火山性の崩壊し易い地質 |
| 3. 人工造成地形 | 切盛平坦化地形 摩擦・斜面 |
| 4. 地形・地盤条件と基礎構造の関係 | 既成RC杭基礎・木造家屋の布基礎 |

この4つの機構の内1、2は、どちらかといえば、現象そのものは自然現象であり、液状化現象は、地盤改良等の手段はあっても可及的にこの種の地域を土地利用に供することは避けた方がよいと思われる。しかし、3、4は、人間の手による自然への挑戦であり、防災的に適正な対応を追究して災害を未然に防ぐ方策を十分に検討する余地のあるものである。

[2] 地震観測（観測体制の整備と観測記録の収集整理）

地震観測は、人間に与えられた地震動を実証的に認識する入り口であり窓である。地震観測に当たってはまず

1. 明確な観測目的を設定
2. 必要な観測網及び観測方法の検討
3. 観測記録の処理・解析システムの整備
4. 多くの記録資料の収集利用体制の確立

等が主要な問題点である。

現在の地震観測状況体制は、特に工学的な意味での地震観測やそれに付帯して行われている観測及びその記録の取り扱いに関してもまだ十分な整備状況とは考えられない。

ここでは、地震動の観測体系の整備と、観測記録の収集・整理という観点からの課題についてその項目を以下に概説する。

(I) 観測体系

i) 地域的な観測点分布の偏在

例えば関東地域に集中し、中京圏には、未だ、系統的な体制が整備されていない。全国的にみて、集中的に観測を強化する地域の存在は認めても、現在の地震活動の状況からだけでは、判断されるべきでない。いつ地震がきても何らかの記録のとれる各地域の体系の整備が必要である。

ii) 地盤・地中地震観測の必要性

地震工学の立場ないし地盤活動の視点からでも、現在の地震活動に余りにも構造物中心的ではなかろうか。地盤震動の重要性を考え、その地震時挙動を問題にするには、各種地盤条件下の地震観測を系統的に整備することが必要である。

iii) 中低層建物、被災可燃性の大きな構造物での観測

構造物の観測においても、超高層や比較的大規模な建物での観測は多く実施されているが、都市内に非常に多く存在し、過去の地震でも何らかの被害を受けた中低層建築での観測は少ないようである。この点に着目し、出来れば、より多くの構造規模、構造種別での観測体制を整備する事が肝要である。（1978年宮城県沖地震の仙台の記録の例）

(II) 観測・記録の収集整理

i) 記録の所在・管理・活用

S M A C をはじめ強震観測記録は、その観測システムの管理主体により隨時記録は処理されているが、これらの記録を十分に地震防災の見地に立てるにはまた専門の研究的立場からも有効に利用し活用するには、情報公開の原則にたって資料を適切な時期に公開し一般の利用を計る必要がある。単に一機関内で一つの記録に留めずにその利用体制を整備する。それには、全国をいくつかのブロックに分割し、地域の資料センターを設置して観測記録のデータベースをつくっていく方向で検討を始める必要があろう。

ii) 観測記録の処理整理システム

通常の観測記録は、地盤・構造物の振動特性に関する一次的な処理が行われるのは勿論であるが、種々の関連する記録の検討が付随して二次的・三次的に行われる体制をつくることも必要である。記録のもつ工学的現象的意味をより広範に賦与するには、これらの検討は是非必要なものである。例えば、上下動成分の地震動特性、変位・速度・加速度記録の相関、位相差入力記録、入力損失などの資料についてのシステムとデータ処理の方法を整備することが必要である。

iii) 間接的に得られた地震動特性との対応関係

常時微動記録との対比、墓石転倒調査やアンケート調査による震度との比較検討など、地震動の計器観測を補う意味での努力との対応を積極的にすることが必要である。

震害記録・被害記録との観測記録の検討。被害を受けなくとも構造物系の記録は、構造物の構造特性・振動特性の対応が直接検討できる重要な資料である。

[3] 震源過程（理論的アプローチ・地震動の現象把握と解析）

地震動のことは、地震計を設置し、記録を観察するのが、最も有効な手段であることは、論を待たない。しかしこれには、経済的にも空間的に多くの観測がありあらゆる場合にこの手段を適用するわけにはいかない。場合によっては、地盤のモデルを考え、それに種々の理論を適用して問題解決に当たる。しかも観測が不可能な場所や場合によっては理論的検討が唯一の手段ともなりうる場合もある。何人間の実質的物理的な活動は地表面を中心に、そう深くは即物的なものを得ることは出来ないからである。

理論に頼らざるを得ない、いくつかの問題として地盤振動に関する地震の発震機構と伝播経路の問題を以下に考えてみよう。

この課題に関しては、工学は全く追究手段を有していない。地質学・地球物理学・地震学の成果の上に、工学としての接点を求め、地震という現象の発生を自らの体系に組み入れて構造物の被害までを一貫した体系を構成する大胆な試みが端緒についている。しかし現在は、地震学上の最近の急速な研究展開を随時・吸収・咀嚼するのが精一杯であろう。断層モデルの構成に関して工学からは、何の寄与もなし得ない。現在のところ、理論地震記象の工学への応用に当たっての問題点、すなはち適用の可能性や、その限界を知るのに留まっている。

震源における地震発生の力学モデルとして、断層の幾何学的形状、崩壊の物理量、崩壊形式等が与えられれば、一応の断層モデルは形成される。ここで仮定される断層パラメーターの諸量は、かなり大雑把な値らしく、形状や食い違い量、破壊様式を余り精密に追究は出来ない現状である。

一方、伝播経路も、無限体から半無限弾性体、あるいは層構造と徐々に精緻さをまし、弾性論を駆使して地震動を理論的に計算する試みが精力的に行われている。

周期5-10秒の実体波・表面波の観測波形は、この断層モデルから理論波形より説明がある程度可能となった。しかし、これよりも短い周期成分については、ことに加速度・速度は説明が困難である。

この原因としては、震源過程や断層モデルの単純さ、伝播経路や地表面近傍の地盤構造の仮定の単純さによると思われるが、現在の所、こうした欠陥、補うことの出来ない弱点を何らかの形で補う種々の工夫がされている。例えば、均一な断層面に、バリヤーやアスペリティを考慮したもの、伝播経路に鉛直断層を入れた場合の検討や観測地震動の記録を用いて確率統計的にフィルターをつくり理論記象と接合を計ったもの、前震・余震記録等の小地震を合成して、大地震動の波形を合成する等がある。

いざれも、工学的に関心のある短周期成分まで含んだ加速度・速度波形ないしは、最大値の予測法を模索しているのが現状であろう。これらの予測手法が設計用の入力地盤動に応用されるには、解決されねばならない多くの問題がある。震源過程、伝播経路、構造物周辺の地盤構造等、関与する要因が考えられるが、設計用地盤動予測がどこまで可能かについての議論は、今後の問題である。

[4] 地震防災（震源から構造物の被害までの一連の現象）

地震に伴って発生する多様な被害は、地盤を介して地表における人間社会の営みとのかかわり合いで、種々の形態や特徴をもって生じる。この被害を防止し軽減することを地震防災と呼ぶならば、その基本的な研究が被害予測の問題である。如何なる種類の地震被害も地盤を抜きにしては論ずることができない。ここで重要なことは、地盤の重要性を強調することよりはむしろ、震源から構造物の被害までを一連の現象として観察し考察するという観点の中で地盤のもつ役割を考えることである。しかも被害は、地盤内または、地盤上で生じるものであり空間的広がりと時間的経過の中で展開していく。地震防災は、個別に行われて来た研究成果を一貫した地震被害の発生メカニズムの系列にのせて、各研究の位置づけと、全体系の中での調和を考えることに意義がある。すなわち地震防災という一つの大いな領域を設定することにより新しい発見をそこに見いだすことよりは、むしろ個別に切り拓かれた研究対象や研究内容を共通の一連の事象の中に置き、それぞれのもつ特徴・影響度や感度を評価し、全体的に及ぼす重要性と意義を認識する所にある。

マイクロゾーネイションという概念・手法は、この様な経験のもとに開発され、地域における地震防災を考える一手段として各地域で種々の試みがなされている。この場合地盤のもつ役割と重要性に関しては論をまたない。問題は、そこにおける具体的な取り扱いの問題であろう。

マクロゾーネイション的な全国規模、あるいは地域・県単位のものはさておき、やや局所的な都市単位での議論では、まず、その地域共通の基盤構造とその上にのる地下構造の確認が必要である。しかしこの種の情報は、非常に限られた地域でしか現在の所わかっていない。所謂深い所の地下構造の解明に関してはまだその端緒についたばかりである。

地表面近くの地盤構造に関しては、全国主要都市では地盤図が整備され、浅い地下構造（20～50m）くらいまでの大凡の概要は、予測することが可能の場合が多い。

次に問題なのは、このような地盤・地下構造が分かってもこの資料をもとに、地盤の地震時の挙動・振動性状をどのようにして推定するか、それには、まず土なし地盤の動的性質を調査することが重要な課題である。現在の所この種のデータは非常に少なく、到底、地域的な傾向を把握するまでに資料の蓄積は至っていない。何らかの代替手段によってこれが実行されている。たとえばN値を用いてS波速度を予測するなどである。基盤からの成層構造が、その幾何と定数を与えることにより明らかにされる。地盤構造が分かれれば、地域の地震活動度により地盤動の入力の大きさ形を与えると、種々の解析手段から地盤の振動性状が予測される。これを地域の過去から現在までに蓄積された資料に基づき、全体的に均衡と調和のとれた予測をすることが肝要である。

地震防災計画を論することは、地盤震動のもつ研究の位置づけと、全体の系に対する感度のようなものを均衡をもって考えさせることにある。

地震防災上から考えて地盤震動の課題を追究すると、地盤動の入力の問題と、地盤震動そのもの及び被害の形態の想定にある。項目を以下に掲げると、

1. 地震発生位置・時期の予測
2. 地震基盤の地震動の予測（入力地盤動）
3. 地盤構成条件によるマイクロゾーネイション
震度・增幅率・液状化・地形分布
4. 社会環境に関する資料
5. 基盤入力地震動⇒地下構造⇒社会条件⇒被害予測
木造倒壊率・火災の延焼状況・避難経路時間
6. 被害軽減防止対策
7. 地震防災工学・地域都市計画の融合

地震の発生、基盤での地震動の予測から、地盤震動が生じ地表面において、構造物・地盤ないしは各種の被害が発生する一連の現象を、予測し対策を講じるのが地震防災の課題である。

現在の所、突発的に、ある特定の被害の予測は各地で行われており、それはそれなりに意味があるが、現実の地震災

害の発生状況を推察すると地盤動の到来と共に被害は空間的拡がりと、時間の経過と共に拡大し一次災害がひきがねとなつて二次、さらには三次災害としての経過をたどり、各種の被害が相互連鎖を生じて相乗効果により、さらに被害を生ずる可能性を有していることに注目しなければならない。

生活様式が激変し都市構造が多様化し複雑化している現在、地域における空間と時間の組み合わせを考慮した被害発生、展開のメカニズムを概略描写した。物と人間にわたる地震防災計画が必要となっており、これが緊急の検討すべき問題でもある。しかしながら、この種の取り扱いについては現在の所、ほとんど触れていないテーマである。

[5] 入力地盤動の想定（歴史と現状・展望）

構造物に作用する地盤動に関し設計上の取り扱いと、実現象としての研究対象に大別されるが、またこれらは歴史的にどの様に考えられ変遷して来たかを検討し、かつ現在の耐震設計用の入力地盤動の考え方及びその考えの背景について検討議論することが重要な課題である。

構造物に入力する地盤動に与える要因としては、地域特性・地盤条件・地形条件・基礎構造・相互作用・構造規模等が挙げられる。

1) 地域特性

地域における地盤動特性は、発生源である震源・伝播経路を経て基礎構造・地盤構造に影響される。震源や伝播経路の問題は、地域での断層分布や過去から現在までの地震活動歴を基礎に、決定論的または確定論的な取り扱いで種々の予測法がある。断層モデルの仮定に始まって弾性論から波形を予測するものから、過去からの歴史地盤を一つの母集団に、再現期間の最大地盤動を予測するもの等についての試みがある。一方震源を点として仮定することにより、マグニチュードと震央距離に集約して基盤におけるあるいは地表における最大地盤動を与える実験式の提案も各種存在する。これらの各種予測法のもつ物理的意味を十分に吟味してとくにその工学的な効用を検討することが重要である。断層バラメーターまでを工学的に扱う意味を考察することは、今後の課題である。

2) 地盤条件

ここでの地盤を基盤から地表までの成層構造というように理解すれば、問題は、地盤構成媒体のもつ多様な性状、土質工学的な意味から地盤学、波動論的な意味を含めて、多くの解決されなければならない問題が山積みされている。その主要なものに関しては、すでに前節まで議論したのでここでは、とくにソイルダイナミクスの分野の吸収およびラージストレインレベルでの塑性化のもつ振動・波動論上の性質に関する追究の重要性を指摘したい。

3) 地形条件

地表面地形の不規則性や地盤内部の成層構造の不整形性やさらには基盤面の傾斜・断層などにより、地盤動は微妙にその影響を受けることが、理論・観測の両面から指摘されているが、体系だった整理は、いまだ見当たらない。単に定性的あるいはケーススタディ的な解析例を見るにとどまっている。

4) 基礎構造

構造物の基礎構造の存在により構造物の地盤動入力機構をより複雑にしている。地下埋設部の地震時の挙動は、入力機構を考える他に、一つの抵抗要素としても存在しており、地震時に地下壁に作用する地震時土圧・摩擦抵抗の作用は、現在のところ余り詳しくは、分かっていない。さらに杭基礎の地震時挙動を含めて基礎構造は、全体的に未解明の問題の多い部分である。

5) 相互作用

これは正確には、構造物と地盤の相互作用を意味し、構造物の地震時の挙動は、基礎を固定とする仮定で、十分実際の現象を説明し理解されなく、地盤の変形をも考慮に入れようとするものである。すなわち、地盤の変形により基礎が付加的に水平方向の並進や回転を余儀なくされて、その結果、構造物の応答にも追随した変位を生ぜしめることになる。この場合入力地盤動をどのように考えるか自由表面とは基礎部では異なる構造物の影響を受けた運動になる。これもまた構造物の存在による相互作用と解されよう。構造物と地盤の接触面において地盤動は二次元的、三次元的拘束を受け自由な地盤面の動きとは異なった運動を示すに違いない。この拘束による地盤動の動きは、時系列的な値の低減現象とさらに振動数領域におけるローパスフィルター的な作用に抽出され、入力損失という名称でその作用を呼ぶこともある。入力地盤動を想定するには、入力地盤動そのものの大きさ特性の問題と構造物の応答に関する問題があり、設計上は、この二つの問題をどのように資料を蓄積して整理するかという課題となる。

[6] 地盤振動の問題

地盤振動本来の問題は、地盤のもつ振動論・波動論的意味を理解して耐震問題に応用することである。工学における地盤振動の関心の内容や領域は、時代とともに変化し現在では、建物周辺に留まらず、地盤の規模も深さや広がりを大きくして論ずる様になってきている。また地盤の振動特性や地震時挙動を求めるに当たっても種々の解析理論や解析プログラムの開発が盛んに行われ実用に供されている。これは計算機の発達とともに、今まで不可能であった解析が可能になり新しい知見や資料が次々と発表されている。

この様な地盤に関する対象領域の拡大や、計算手段の高能率化は、新しい知識を我々に与えてくれる反面、多くの問題を逆に残している。物事を大規模化・拡大化をし詳しく求めることが目的である筈はない。何でもブラックボックス的な大型計算機ルーチンを用いて計算すればよいということでもないわけである。そこにはおのずから目的意識を持つて現象の解明に臨むことが肝要である。

ここでは、この様な地盤振動の問題の中から次に掲げるテーマを中心に若干の検討をしてみよう。

1. 大規模地盤（広がりと深さを有する平野）
2. 不規則・不整形地盤
3. 深い地下構造の究明、地震基盤
4. 液状化現象
5. 解析手法と解析手段

このなかの課題は、かなり以前から議論されたものもあれば、余り対象とされていないものもある。ここで特に注目したいことは、単に構造物周辺の地盤のみを弾性連続体として扱っただけでは、耐震問題では十分な理解も対策も得られない状況になってきていることである。

1) 地盤の深さと広がりの拡大

地盤の振動特性として增幅作用や周波数の選択作用は単純に地盤中の一次元土柱を考えること、しかもある程度の深さ対象に比較的浅い地下構造での話で十分であった所が、構造物の大型化・巨大化・超高層化に伴い対象とする構造物系の固有振動域が広がり長周期域へと関心が拡大するとともに、それを支持し地盤動を伝播する地盤の方も深く広く対象域を拡げたわけである。従ってそこでは、平野の振動や、地球的規模でいえば地殻の上面を共通の基盤と考え、その基盤上の地下構造が問題となってきたのである。これは、地震動の入力位置の議論から地震基盤に普遍性を与える目的から発生した概念である。

これらの問題は、幾何学的に深く広く高く大きくなつたと解するよりは、振動論的には、関心ある工学上の周期域が長い方に伸長していったと言ってもよい。これらは、地震工学上の関心ある長周期成分の問題として統一的に論じ、震源から構造物までを含めて、長周期域にかかる課題として取り扱った方が理解しやすいと思われる。

すなわち、地震の発震機構から伝播経路、基盤からの表層までの地下構造、さらに構造物の規模等を全て一つの対象に長周期との関係で問題を扱う様にするのが一貫性があってよいわけである。もっとも、大型化した石油タンクの内容溶液のスロッシング等は、さらに誕生した長周期の問題であり、この種の地震時挙動の現象理解は、地震動、地下構造、構造物と一連のものとしての解釈が必要であろう。従って、震害、観測記録、構造物設置の地下構造、伝播経路、発震機構とによっての説明の試みが行われつつある。

深い地下構造の究明には、現在関東地域および中京圏での実施例が若干あるが、全国的規模ではまだまだ浅い部分に限定されている。深層構造を一般的に探査する手法が開発され、地震工学的見地からの構造と物性を与えることが重要な課題である。

平野規模では地震動を観測する試みも実施されており、これには、地域の広がりに対応した観測網整備が必要である。

2) 不整形地盤の振動特性

過去の地震動による地盤の被害をみると、いわゆる良好な地盤でないところ、すなわちそれは、土質的に軟弱であったり、形状が不規則であったりした地盤が非常に多い。これには、地盤構成の媒質の問題と、堆積の幾何学的形状の問題がある。ここでは、地盤の地形構成上の問題について検討しよう。最近の被害地震等の地震災害でとくに注目されるのは、自然の地形や地盤に人工的な改変を加えた造成地である。いずれにしても地盤上に構造物を構築するには平坦化され、地表面は一見平坦なものにされるが、その地下構造の歴史を十分に知らないと地震時にとんだ災難に合うということである。

地表面形状および地下地盤の層構成に不規則性があるとこの場合、地盤の振動性状は水平層状地盤の場合に比して異常な振動を示すことが報告されている。これは、このような地形条件のもつ振幅特性が地震時に誘発されて被害を生じ

ると考えられるものである。

不整形地盤の振動現象は、幾何学的な不規則性に起因するが故に、一次元的には理解されにくく、二次元あるいは三次元的現象と考えられるものである。従ってその解析も複雑となり若干の工夫を必要とする場合が多い。現在、この種の不整形地盤の振動性状に関する一般的な理解は行われていない。

3) 飽和砂質地盤の液状化

地震時の地盤の振動特性、振動性状を理解するには、通常は均質等方弾性体の仮定のもとに基本的な理解をしている。またこの事実は、地震動の観測記録や振動実験あるいは激動の計測結果を十分説明している。しかし地盤にとって一番ドラスティックな破壊は、斜面の崩壊や砂地盤の液状化、断層の辺り等のかなり過激で、通常の連続体の力学では説明しがたいものが多い。とくに1964年新潟地震や、1983年日本海中部地震時の地盤の液状化による被害は歴史地震の中でもとくに激甚といえる地盤災害であり、関連して多くの構造物にも被害を与えている。これらの二つの地震による地域がいずれも日本海に面して豊富な砂の堆積地盤であったという共通点はあるにしてもよくその被害状況を観察すると異なる面も多い。被害の発生カ所が自然の堆積地盤か近年の人工的な造成によるものであるかという相違、一方がRC構造の比較的低層での被害が多かったのに對して、他方は木造家屋の被害が集中したという点が挙げられる。秋田から青森県にかけての液状化の発生カ所は、多分に局所的なもので、なかには、直徑が7mにも至るお化けクレーターも存在したが、かなり点的に液状化が発生し、その地盤破壊がもつ破壊力や建物規模・構造の戦いであったといえる。

さて現在のところ、液状化は、現象的にもある程度の実験や震害を説明できる範囲で発生のメカニズムは理解されている。これは、地盤材料を粒状体の集合とみなしその間隙に飽和する間隙水で満たされているという条件下で、しかも土粒子の配列が、比較的ルーズなしまり方をしている場合、地震動のごとき、繰り返しせん断力の作用を受けると、粒子配列が変化して間隙をせばめ、相対的に間隙圧が上昇し、この間隙圧と粒子骨格を伝達する有効応力の値を超えると粒状構造に不安定化を生じ、粒子間摩擦力が減退して一時的に流動化が発生する。これは弾性連続体としては、説明のつかない土材料を複合材と考えて初めて理解されるものである。

問題は、この液状化の発生するメカニズムの解明もさることながら、現地盤における土質条件から液状化を予測する何らかの手段が必要である。この点に関してはこの20年間、震害調査、振動実験等が行われ各種の予測法が開発されている。たとえば、

1. N値を用いる。
2. 土質の物理的性質
3. 微地形条件と震害の関係を利用
4. 液状化抵抗の計算
5. 地震応答解析

これらの手法は、簡便さと精密度、信頼性に対し一長一短を有し、その利用に当たっては、検討内容を十分吟味する必要がある。

液状化現象をその発生メカニズムに忠実に解析するには、土質力学における有効応力の概念を用いて地盤の地震応答解析法を利用し、これに過剰間隙水圧の発生過程及び、消散のプロセスを取り込むことが必要である。しかも実地盤の土質構成は、一次元的にかなり透水性のあるものも、わずか隔たった周辺では不透水性土が混在しており土質分布の二次元的広がりを考慮することも重要である。

液状化発生可能点が発見されると、次に問題となるのはその対策である。これには、地盤改良が一番有効であるが、次善の策として地盤条件を十分に考慮した基礎構造と地盤を行うことである。特に杭体を用いて深い支持層に建物荷重を伝達する場合、一時的な地盤の液状化により、杭周辺の摩擦力の喪失と、先端の支持力の減退が問題となる。

4) 解析手法と解析手段

最近は、全ての事に何でも計算機を用いて答えを出す病が蔓延している。計算機は非常に便利な道具でありそのすばらしさに魅せられると中毒症状をおこす。問題は、この手段の有効性を十分理解して利用することである。この両刃の剣を旨く用いないと肝心の所で人間の道具が、逆に人間が計算機に使われるハメとなるから十分な注意が必要である。

特に問題が大きいといいものは、非常に大型の汎用計算解析プログラムが商品化し、これを用いると何でも答えが出てくる仕組みのものがあり、入力データの入れ方さえ分かれば、計算内容・方法は知らずとも計算されて要求される答えが出てくる事である。さらにプログラム内容が非公開であれば、何かの問題やトラブルが生じても利用者には解決の道がない。これは技術者・研究者に思考の停止を余儀なくさせるものであり、ゆゆしき現象と考えられる。問題によれ

ば、手廻し計算機や電卓を用いて、計算のプロセスを順次追いながら解析を行う事が是非とも必要と思われる。

地盤解析用のプログラムも可成り普及しており、その利用に当たっては、それなりの覚悟が必要である。すなわち解析計算にあたっては、

1. 地盤のモデル化（幾何と定数）
2. 入力データ
3. 計算手法・方法の吟味
4. 出力結果

とこれらが一連のものとして理解されなければならない。豊富な計算結果だけが意味をもつものではない。次に計算の程度・信頼性に関しても十分の留意が必要である。出来れば、計算結果を図示までさせて結果の考察に役立てる工夫を期待したい。

i) 地盤のモデル化

地盤は本来、鉛直方向にも水平方向にも無限に連続している。これを現実の解析では、有限な領域に限定して問題を解く場合が多い。すなわち、鉛直下方のある深さに基盤を設け、そこを事実上の地震動の入力位置にする。また水平方向にも、ある距離の所に鉛直方向に側方の境界をつくり、鉛直・水平方向の境界より以内にある地盤の振動を解析するわけである。この場合、これら境界の外側にも地盤媒体は存在しその部分でも地震時の振動は生じている筈である。これらの境界における状況を考慮する手法が、粘性境界・伝達境界という形で工夫され、あたかも半無限体の効果を波動論的に考慮する解析手法が提案されている。

地盤形状と地盤定数に関しては、各種地盤調査結果を利用するが、地盤定数は、自然の材料であり多くのバラツキと地域的・地層的な分布を有している事に留意する。

ii) 解析理論・計算手段

地盤の耐震問題は、基本的には振動の場合、2階の常微分方程式を、波動問題は、双曲型の偏微分方程式を支配方程式とし、非定常・非線形で多次元の問題を扱えば数値的手段を用いざるを得ない。この場合、線形代数の助けを借りて固有値問題や多元線形一次方程式の解法を駆使することになる。多元の問題になれば、その元の次数に応じた特殊な形のものを解くに有效な方法を利用するか開発することになる。

一方では、微分方程式の数値積分法も必要になる。これも各種の工夫された方法があり利用に当たっては、その精度や適用性を十分に吟味しなければならない。

地震動記録の波形の解析には、各種のスペクトル分析が用いられる。なかでもFFTはその最も利用されるものであり計算機向きに開発された手法である。

これら多くの解析法や計算法は、問題が与えられた時点で十分その適用の限界や有効性が検討されねばならない。特に計算機の発達と共に出現した、有限要素法や境界要素法は、使い方によっては非常な解析手段にもなり得る。

ここで重要なことは、出て来た計算結果の解釈であろう。その工学上の物理的意味を十分に考えることである。

[7] 地盤震動関連の境界領域（耐震設計と地震防災）

地盤震動は、これまで常に他分野・境界領域とすれすれの問題を扱ってきた。場合によっては立ち入った議論もしてきたに違いない。それは本質的に地盤の震動を考える場合に避けてとおることのできない宿命的なものである。地震動の震源から構造物までの旅の「要」的位置にあったため、一つには、その根源を探り、旅の行く末の結末までをも知識の対象にしたいという欲求によるものである。

いまここで、関連の領域の全体を整理するゆとりがないため、これまでに話題に挙がったトピックスを主な項目に掲げることによって問題の提起をしよう。

この問題を考察する場合の拠り所として、一つは耐震設計という大きな命題の裾に広がる種々の分岐の中での事象として、今一つは地震工学全般を見渡す視点からの相互関連事象という立場からの地盤動周辺の検討すべきテーマについて若干触れておく。

(1) 耐震設計に関連して

- 1) 地震動の構造物系への入力経路
- 2) 基礎構造の耐震設計法の確立のための基本問題 入力機構と抵抗要素の二つの機能
- 3) 地中埋設壁に作用する振動土圧と摩擦抵抗
- 4) 杭基礎の地震時挙動

5) 地盤・構造物の相互作用、耐震設計法への整理	基本的な考え方、資料の整理、ATC-3
(2) 地震工学全般	
1) 地震基盤	地震学 地質学
2) 耐震設計のための動的地盤調査の在り方	必要な土質・地盤定数 地盤の動的調査法
3) 地中埋設物の地震時挙動	地下タンク、ライフライン
4) 都市生活機能の維持	
(3) 地震防災と関連境界領域の問題	
1) 建築計画 地震時人間行動心理 避難計画	
2) 都市計画 避難場所 避難路の適正配置 施設の適正配置	
3) 設備計画 基礎構造 設置方法	
4) 複合災害 地震災害と水災害	

7. おわりに

現在は、地盤震動の問題は何かと言われても、即答に窮する。これは問題がないためでなく、いろいろ他の関連領域との入り組んだ関係で問題が考えられなければならないためと思われる。

これにアプローチするには、地震工学、地震防災的見地から現象の一貫したストーリーをまず把握すること、その上で、個別の関連のあるいは相互の問題をそれぞれに検討することを試すべきであろう。

ここでは、個々の詳細な追究や検討を行う替わりに、地盤震動の課題を考える一つの手掛けり的なものについて考えてみた。

その取り組む立場として次のようなことを考えて見たがどうだろうか。

1. 既往の委員会活動の総括をする（記念出版）。
2. 学会・論文集での研究のレビューをする。
3. 最近の被害地盤の被害類型から学ぶ。
4. 強震記録を調べる（地震のことは地震に聞け）。
5. 地盤震動シンポジウムの整理・再検討をする。
6. 基礎構造の耐震設計に関連する周辺をサポートする。
7. 関連領域・境界領域の研究をする。
8. 地盤震動固有の問題を考えて見る。
9. 最近の学会大会のトピックスを再追究する。

本文では、これらのアプローチの方法のいくつかに触れてきた。より深い議論の必要な問題も多く残されている。しかし、まさにこれは今後の課題として、あらためて議論の糧を残しておきたい。

現在は、何でもよいかから、各人が何かを足掛かりに地盤震動について考え、一つの手掛けりを擱むことが大事なことである。技術者、研究者、実務者、各人が、現状の自分の仕事のあるがままの状態で、この関心を大切にしてその糸口を擱み拡大していく努力を期待したい。

【付録】

付録1. 参考文献

- 1) 日本建築学会；地盤動的と地盤－地盤震動シンポジウム10年の歩み－，日本建築学会，
1983
- 2) 日本建築学会地盤震動小委員会，第1-12回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，
1972-1983

付録2 参考資料

【資料1】 地盤震動研究の課題

1. 地盤震動研究の目的・目標

- A 現象の解明： 地震被害の解釈、教訓 各種震動現象
- B 地盤のもつ工学的意味： 1) 構造物の支持媒体 2) 地震動の伝達媒体
- C 最終目標は、地震動を介して、構造物の耐震設計法を確立することである。
地震動の発生メカニズム 地盤震動 基礎・構造物の振動
- D 全体系の中で、常に地盤振動について考える視点が必要
専門化・細分化していく中で研究の方法を検討すること
 - 1) 周辺の関係境界領域との関係 2) 関連する研究分野との関係
 - 3) 耐震設計法の確立という立場で関係 4) 人間の社会活動・日常生活との関係
 - 5) 現象解明の方法論

E 既往の研究の整理

F 未解明課題の問題点

2. 地盤震動研究の現状、整理方法

A. 研究の現状

一般的・総括的サーベイ、現状調査報告、個別研究報告、学会単位

B. こうあるべき理想像

基礎構造の耐震設計（杭の水平抵抗、埋設物の水平分担および入力機構）

動的相互作用の設計への導入

C. 現状では解決しがたい問題点

- 1) 理論的・現象的にわかっていても、工学的な問題になりにくい問題 理論地盤記象
- 2) 設計サイドで、解決されていない問題 相互作用

D. 境界領域・関連分野に対する意識

都市地震災害、埋設物・ライフライン、地震学・地震工学

土木・土質工学、機械、タンク、容器、配管、コンビナート

建築計画、避難計画、地震火災

E. 地盤震動の研究へのアプローチ（縮み指向の発想から）

1. 研究の全体像 研究方法論序説より

- 1) 震源のメカニズムから見た地盤震動 2) 構造物の被害から見た地盤震動
- 3) 地盤に立ち返って 入力地盤動——建物、地盤系———地震被害

2. 分析と総合

3. 研究の目標

- 0) 地盤工学全体系 1) 地震の発震機構と伝播経路
- 2) 発生した構造物、地盤の被害類型 3) 測定された地震動の記録
- 4) 地盤震動と地震被害 5) 耐震設計の立場からの問題提起

4. 大域的視点 5. 災害の変容

6. 戦略 7. トピックス

8. 戦術 9. クロスオーバー

10. 目的の達成度 地震工学の全体系（構造物、地盤、基盤、入力地盤動、震源）

【資料2】 地盤震動研究の課題の整理 構成への足掛かり

- 1. 観測的アプローチ 理論的アプローチ
- 2. 地震入力 地震災害
- 3. 地震工学に関する比較
点震源から面・立体震源へ
強震動 理論記象の将来と地震入力

4. 全般	長周期地動、短周期地動、地震観測、土・地盤の塑性的性質 位相差入力、設計用地震動、環境振動			
5. 位置づけ	全体系 震源から、構造物から			
6. 変遷	内容方法の移り変わり、対象の状況の変化			
7. 地震災害				
8. 研究意識	地震防災 地震入力、地盤震動（相互作用）、行政区分			
9. 目標	その達成度			
10. 地盤・基盤の定義と概念				
11. 第12回地盤震動シンポ	地盤震動と被害 強震記録 震源過程 マイクロゾーネイション 地震動予測 深い地下構造と地震動 液状化 観測強震観測 理論的アプローチ 境界領域 地震防災			
12. 地盤震動シンポジウムのテーマのキーワード的整理学的考察				
A. テーマ				
1) 設計に考慮すべき地震動	2) ストレンレベル			
3) 地盤における観測地震波	4) やや長周期成分			
5) 地盤種別と地震動	6) 地盤震動研究の現状と展望			
7) 被害地震にみられる地盤震動の諸問題	8) 地震危険度の動向			
9) 構造物の耐震性能の諸問題	10) 入力地震動研究の現状と展望			
11) 地盤動研究の蓄積とその活用	12) 地盤振動に関わる今日の課題			
B. シンポジウムテーマの分析				
収束型	設計に考慮すべき、ストレンレベル、やや長周期、地盤種別、地震危険度、構造物の耐震性能、観測地震波			
発散型	地震動、現状と展望、地盤振動、動向、入力地震動、諸問題、課題 蓄積と活用			

【資料3】 地盤震動研究の問題点

1. 対象の全体系
 - a. 震源---基盤 b. 基盤---基礎 c. 基礎---構造物
構造物、基礎、地盤、基盤、伝播経路、断層
2. 地盤震動

<定義> 工学的に便宜上基盤上-地表面の間を地盤とよび、その震動を狭義には示す。

地表面	地盤	基盤	見かけ上の震源
-----	----	----	---------

 - 1) 地盤の幾何学的形状
 - 2) 地盤の構成媒体
 - 3) 地盤材料の特性
 - 4) 減衰特性
 $\tau - \gamma, s = c + \sigma \tan \phi, \sigma' = \sigma - \gamma, \text{ストレンレベル } G - \gamma, h - \tau$
 - 5) 基盤（その概念、入力源、入射波、入力動）
 - 6) 境界条件の解析的取り扱い
 - 7) 観測法と結果
 - 8) 地震動の各成分（水平動、上下動）
 - 9) 深層地下構造
 - 10) 地震観測（常時微動、爆破動、P S 検査）
 - 11) 現象の表現（波動の伝達特性、波形）
 - 12) 波動論的特性（実体波、表面波、分散）
 - 13) 液状化
 - 14) 土質力学的知見との地盤震動との関わり
3. 構造物周辺に関連した地盤の震動（相互作用）

基礎振動	杭	根入れ部	長大構造物	入力
動的相互作用	水平抵抗	入力機構	位相差	埋設管
	抵抗機構	多入力	トンネル	

 - 1) 地盤上の基礎の振動
 - 2) 杭の地震時挙動
 - 3) 構造物基礎根入れ部の入力機構と抵抗作用
 - 4) 位相差入力の特性

- 5) 地盤との相互作用の耐震設計への導入 6) 解析的事実・観測結果の整理→未解明点の明確化
 7) 基礎構造の耐震設計確立に対して明らかにすべき諸点 8) 埋設物の振動
4. 震源——基盤の地震動のパスを対象にした問題
 1) 断層モデル、パラメーター、工学的意味 2) 理論地震記象の限界と活用
 3) 距離減衰 伝播経路 4) 基盤地震動の評価 観測法
5. 全体的、総合的見地から扱われる問題
 地盤条件、地盤震動が必ずそこに介在して考えられる。
 地震防災
 1) サイスミックマイクロゾーネイション 2) サイスミックリスク
 (地域地震防災区分)
 3) 震度、墓石転倒 4) メイルサーベイ
 5) 構造物の被害率分布 6) 地震動被害と地盤震動
 7) 局所的・大域的地盤の扱い

【資料4】 地盤震動の関連のテーマ

1. 地盤被害の発生様式 特に地盤
 2. 土-媒体特性と地盤震動 微視的構造→ランダム
 3. 基礎構造の耐震設計法確立における地盤震動の役割
 4. 理論地震記象 人工模擬地盤動
 5. 深い地下構造 基盤構造(広域)、長周期の発生から地震まで
 6. 観測・実験・解析 相互比較論
 7. 強震動観測 特に地中地震観測
 8. 減衰特性と非線型振動 観測体系、観測法、記録の活用→強震、微小地震、微動
 不規則地盤、造成地盤の振動
 土の動力学的知見
 9. 地震防災(地盤危険度) 被害予測手法 サイスミック・マイクロゾーネイション
 10. 動的相互作用
 11. 地下埋設部の地震時挙動 地震時土圧、摩擦力
 12. 杠地盤 入力機構と抵抗機構
 13. 液状化現象 現象、実験、解析、予測、対策、設計
 14. 入力地震動 基本的考え方 新耐震設計法の中の意味
 地盤震動との関係 $C_i = Z \cdot R_t \cdot A \cdot C_0$
 a. 入力位置 b. 物理の表現 $Q = D_s \cdot I \cdot C_i$

【資料5】 地盤震動の基本的整理

1. 被害
 2. 地盤媒体・構成
 3. 地盤震動の減衰・分散
 1) 種類 内部粘性、非線型履歴減衰、地下散減衰逸散減衰
 2) モデル化 数理的取り扱い(フォークト、マクスウェル、三要素、非線型モデル)
 3) 工学的な取り扱い h, Q 、各次減衰、各部減衰
 4) 定量的数値 h, Q, Q の定義
 5) 分散・散乱 粒子構造、層構造
4. 地盤の非線型振動
 1) 弹性-非弾性 非線型現象のモデル化
 2) 強震時の地盤のストレンレベル

- 3) 非線型現象の取り扱い ヒステリシスタイプ, 等価線型化 (h e q, w e q, d e q)
- 4) 地盤破壊と非線型
- 5) S H A K E, F L U S H その計算の内容

5. 液状化

- 震害 新潟地震, 日本海中部地震の比較, 現象のメカニズム
- 液状化の解析法のサーベイ 判定法, 地形条件, 実験

6. 杠地盤・杭基礎

現象

- 地盤被害 震動実験 地震観測
- モデル解析 耐震設計

地盤定数

- 水平地盤反力係数 土圧・地震時土圧
- 杭-地盤の相互作用 地下部分の水平力分担性状
- 杭体の応力・変形性状

終局状況

- 埋設部の挙動
- 杭頭 前面受動 側面摩擦 底面摩擦
- 入力機構と抵抗機能 地震時受動土圧 地盤変形

7. 地盤 動的相互作用

- 不整形地盤
- ライフルライン（埋設管, ガス, 水道, トンネル, 洞道）地下鉄
- 地盤上, 内に線的, 面的に分布する構造物の地盤災害

8. 不規則形状を有する地盤の震動

- 基盤形状の不規則性
- 地表面形状の不規則性
- 1) 不規則地盤震動の特徴
- 2) 一次元理論→二次元, 三次元解析
- 3) 解析と現象の説明
- 4) 設計への応用
- 5) 変形・変位の傾斜成分と回転成分

9. 人工造成地盤

- 造成地盤の類型化と被害のパターン
- 埋谷地盤, 片切・片盛地盤, 振動の特徴, 一次元的→二次元的挙動

10. 平野規模の地盤の振動

- 大阪平野、福井平野、濃尾平野

1) 大規模地盤の特徴

- 伝播方向, 振動のとおる道 基盤形状
- 断層・鉛直境界 傾斜基盤

2) 濃尾平野の振動解析結果

11. 動的地盤調査

- P S 検層 土の動的性質→地盤の動的性質
- 常時微動 地震観測

12. 長周期成分

- 地震工学における長周期域の限界
- 構造物, タンク 地下構造

13. 解析上の問題

- 境界条件の設定（基盤, 側方）, 地盤減衰, 手法

1.5. データベース, 地盤図

【資料 6】 耐震設計法の歴史——入力地震動に関する基本的考え方——

1) 入力地震動(設計用)の現在の考え方

2) 現状の問題点

資料不足で実施できないもの 相互作用

考え方の整理が未解決 地下根入れ部

1) 実際の耐震設計法での考え方の整理

新しい耐震設計法 入力の考え方の根柢

ルート 1, 2, 3 観測地震動との関連

超高层建築の耐震設計法, 特殊構造物, 原子炉, 土木構造物

2) 入力そのものの表現

震度, ベースシャー係数, 波形・記録, 地震三波, 破壊の一波

3) 設計時の特殊な考慮

突出物, 煙突, 形状・剛性, 長大スパン, 上下動, 液状化, 基礎, 杭

【資料 7】 地震動上下動成分の特性

1. 観測結果

被害記録 地盤, 地表面、基盤、露頭岩盤、構造物基礎

2. 構造物 1. 上下動による構造物の応答

2. 水平動による構造物の上下動応答

3. 被害

1) 地震動の上下成分をなぜ問題にするか

1971年 サンフェルナンド地震

1975年 大分県中部地震

直下型

2) 地震動上下動特性 観測結果どんなことが分かっているか

時系列の振幅 A_v / A_h 卓越周期比 T_v / T_h

最大振幅生成時刻 地盤の上下動伝達特性

建物内の増幅 丘陵地・造成地の振動

3) 上下動が問題となる構造系

大スパン, 長桁行間構造物, 水平突出構造, 底, セットバック, 片持梁

不整形, 地盤, 構造, 床の振動, 配管系, 埋設管

土構造物, ダム, 盛土, 堤体, 杭の崩壊形, 杭体の破壊, M-N 関係

4) 上下動関連の研究テーマ

a. 断層モデルと上下動の関係 b. 直下型地震と上下動

c. 実体波, 表面波と上下動 d. 上下動, 波動伝達特性

e. 地震動の主軸, 3次元 f. 構造物の鉛直方向自由度を考慮した応答

g. 大スパン構造の振動 h. 土構造物

i. 配管系の振動 j. 床の振動

k. P-△効果 重力の作用

【資料 8】 地盤震害の諸形態

1. 過去の被害地震によって指摘された地盤震動の問題点

1891年 渡尾 根尾谷断層

1923年 関東 木造家屋の被害, 地盤条件と被害

1948年 福井 直下型地震, 上下動

1964年	新潟	液状化とRC造建築の被害
1968年	十勝沖	杭基礎の被害
1975年	大分県中部	RC造建物の被害
1978年	伊豆半島	斜面崩壊
1978年	宮城県沖	造成地の被害、都市型災害
1983年	日本海中部	液状化と木造建築の被害

2. 震害における地盤被害類型

a. 断層（地変）

M8 地震の被害地域 震度IV 被害域の広がり

b. 直下型地震 被害が断層の関係で

福井地震・大分県中部地震の被害 被害の局所的な集中

c. 木造家屋と軟弱地盤

構造物・地盤の固有周期の同調 ($T_p = 0.4$) 関東地震、東南海地震

d. 飽和砂質地盤の液状化

新潟地震以前、新潟地震→RC構造物、日本海中部地震→木造

e. 造成地盤の被害 十勝沖地震、宮城県沖地震

f. 地形条件による被害 地質・土質

伊豆大島近海地震、宮城県沖地震 伝播経路 段丘

g. 地震学→工学

断層モデルによる地震観測記録の説明

距離減衰 日本海中部地震

大域的→ミクロ 傾斜基盤の場合とでちがうか

【資料9】 地震観測体系の総合的な整理（解決と活用）

1. 観測目的の明確化

1) 強震動の記録（地盤）→建物に作用させる入力・応答を知る。

a. 記録の物理量 加速度・速度・変位・ひずみ（地盤内ひずみ）

b. 観測場所 部位 地盤・地中・基盤 建物・基礎・杭

建物各部での記録 地盤

建物 地階・一階・最上階 （設計との対応）

c. 観測法 点分布 群列状態 地域的分布

地盤・地中 構造系

2) 構造物系の観測

構造物系の現実の観測体系の中にの間隙として、中低層や過去の被害可能性の大きい構造物での観測が必要である。地域的広がりで分布する学校群を対象にするとか、地盤・基礎条件の相違を対象に観測網の形成を考える。

3) 地盤・地中・基盤での記録

構造物系の強震観測体系は一応全国規模で整備されている。地中・地盤での地震時の振動を系統的に記録する体系の確立が必要である。

4) 特殊な記録

位相差入力———大規模建物 多点入力

入力損失

5) 上下動 上下動発生のメカニズム

記録の特性

構造物の上下動応答

2. 観測方法の検討

1) 強震観測

地震計 種類、性能 設置の現状 要求される設置の仕様

記録のデータの整理処理

観測のネットワーク 単一サイト, アレー, 群列

- 2) 微小地震観測 地震活動の低い地域
- 3) 爆破動観測 地下構造探査 関東, 中京
- 4) 微動観測 短周期→浅層地下構造, 長周期→深部地下構造
- 5) 振動・起振機実験

3. 観測結果の整理 (記録の解釈と活用)

- 1) 観測法 単一サイト, アレー観測, 群列観測
- 2) 地震動の成分 水平動、主軸、上下動成分の特性
- 3) 現象 変位, 速度, 加速度, ひずみ, $a - v$ 同時観測
- 4) 記録の処理 時系列, 最大値, 平均値, スペクトル
- 5) 観測記録の整理 ファイル化, データベース化, 公開
- 6) 観測点の整理 地盤・建物
- 7) 強震記録のクセ, 特性 常時微動, 微小地震動, 基盤上の記録, 地震のクセ
- 8) 地下部分での記録 基礎構造の設計資料
地下壁, 根入れ部, 基礎, 杭
- 9) 相互作用に関する観測データ
- 10) 震害と観測記録との対応 (アンケート震度, 墓石転倒)
- 11) 地盤特性 増幅, 減衰, 非線型

