

## 中小地震記録からの大地震加速度波形の合成

THE SYNTHESIS OF THE ACCELERATION WAVE IN A GREAT  
EARTHQUAKE BY SMALL EARTHQUAKE RECORDS

飯田 昌 弘\*・伯野 元 彦\*\*

By Masahiro IIDA and Motohiko HAKUNO

## 1. はじめに

構造物の動的解析を行う場合、入力地震動をどうとるかは最も頭を悩ます問題である。従来は、過去に得られた地震記録（たとえば El Centro 記録）をその基盤に戻し、その地震動を解析地点の基盤に入れ、地中または地表の地震入力を得るという方法と、ホワイトノイズなどを基盤に入れ地表の震動を得る方法、地盤条件を考慮せずにホワイトノイズ的な確率過程に継続時間などを考慮したまったくの人工地震波を作製する方法など、種種の方法があった。また、これらの地震動も、最大値に関係した部分は、予測される地震のマグニチュード、震源距離などからアテニュエーション式によって定められた。

しかし、1960 年代以後、長周期地震学は、長足の進歩を遂げ、地震の原因は断層のすべりであることを、ほとんどの地震学者が疑わなくなった。そして、断層パラメーターと地下構造を仮定して、地震観測地点の変位波形を計算した結果、理論波形は観測波形と比較的よい一致をみたのである<sup>1),2)</sup>。このことは、将来起こるであろう地震に対しても、その波形が計算できるかもしれないことを示している。けれども、この比較的よい一致をみたのは、周期 10 秒以上といった長い周期成分で、工学的

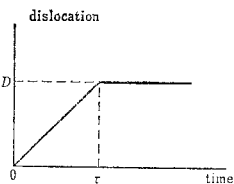


図-1 食い違い関数 (ramp function)

的にいって、いわゆる変位波形についてであるから、われわれが加速度波形と称するような 1 秒以下の周期成分については、まったく手をつけられていなかった。その 1 つの理由は、理論波形を計算する場合、断

層がどのようにすべるかを与えなければならないが、その食い違い関数を、図-1 のような簡単なもので仮定するためである。このような断層のすべりからは、長周期の波動が主となり、短周期の波動が生成されないのは当然である。この点を解決するため、図-1 の関数をより複雑にすることも試みられた<sup>3),4)</sup>。しかし、地表に現われる断層は少なく、現在までのところ、断層がすべったあとは知り得ても、どのようにすべるかについての食い違い関数についての実測データはまったくない。したがって、断層のすべりを複雑にするといっても、単なる仮定にすぎない。

このような状況において、震源モデルからの地震波作製が壁にぶつかっているとき、1978 年に Hartzell<sup>5)</sup> が、直後余震をグリーン関数とし、震源・伝播経路・観測点を同一にとり、本震をそれら点震源の寄与の総和と考えることによって、有名な 1940 年 Imperial Valley 地震（表面波マグニチュード  $M_S=7.1$ ）の El Centro 変位記録を再現した。この方法は、震源機構を暗黙に同一と仮定するものの、本震が 4 発のショックだとの確に捕らえ、震源や地下構造の効果を実記録の情報の中に含ませるという意味で、実に巧みで卓抜したものである。

さらに、金森<sup>6)</sup> は、1~10 秒の変位記録を対象とし、地震学の成果を用いてモデルを規定し、1976 年 Guatemala 地震 ( $M_S=7.5$ ) を、震源機構の類似する 1968 年 Borrego Mountain 地震 ( $M_S=6.7$ ) を用いて、距離や放射パターンを補正して再現させている。複数の観測点の平均をとることにやや問題は残るであろうが、金森の方法は、最近の成果を総合しており、工学的見地からみても大変優れている。

われわれは、これらの研究にヒントを得て、彼らが成功を収めている地震動変位を地震動加速度にまで拡張できまいかと考えた。そして、1968 年十勝沖地震 ( $M_S=8.0$ ) の八戸記録を対象を選び、中小地震記録に同じく八戸の記録を用いて合成を行った<sup>7),8)</sup>。結果は、成功と

\* 学生会員 東京大学大学院修士課程

\*\* 正会員 工博 東京大学地震研究所教授

まではいけないと思うが、この手法で将来に明るい展望が開けたことだけは確かである。なお、三雲・今川<sup>10)</sup>が変位波形(岐阜県中部地震)を、入倉・村松<sup>11)</sup>が速度波形(伊豆半島東方沖地震)を使って同様の研究を、われわれと同一時期にまったく独立に行っている(3者は1981年地震学会春季大会で発表された)。また、この方法で加速度波形を作製することの利点を、簡単にまとめると以下のようになる。

(1) 震源における断層のすべりを、比較的近傍地点の、しかも現実のすべりで代用することができる。

(2) 短周期波は、地表層や表面地形の影響を受けやすいが、本方法では、従来の計算において生じる、地下構造のモデル化の際の誤差、水平地盤でないことによる誤差を避けることができる。

(3) 規模の小さな地震の発生頻度は高いので、規模の大きい近距離地震動を推定しやすい。

## 2. 短周期地震動評価へのアプローチ

### (1) 従来のさまざまな方法

短周期地震動を正しく把握することは、地震学(理学)、防災(工学)の両面において、最重要課題の1つであるが、不確定で複雑な要因が多いため、現在のところ決定版というべき方法はないが、比較的有力と思われる最近の方法を概観しておこうと思う。

まず、理学的には、震源での食い違い関数を複雑にする方法<sup>3), 4)</sup>と破壊フロントを不規則に進ませる方法<sup>12), 13)</sup>(バリエーションモデルとよばれる)に大別されよう。後者を図-2に示す。これらは、短周期地震発生パターンを探るうえで欠かせない研究であるが、現在の段階では、あまりにも空想性・任意性が大きすぎるきらいがある。

他方、工学的で実用性のあるものとしては、平沢らによる応力降下量を確率的に分布させたモデル<sup>14)</sup>、佐藤らによる、ハイカットの断層モデルから得た長周期成分から、短周期成分を実験的に推定する方法<sup>15)</sup>、翠川・小林による、断層面上の小領域からのインパルス特性を実験式から決定し、速度応答スペクトルを求める方法<sup>16)</sup>などがある。これらの方法は、マグニチュード  $M$  と震央距離  $\Delta$  により最大加速度を推定する方法や実地震記録をそのまま用いる方法、純確率統計的方法、に比較してそ

れぞれ優れていると考えられる。しかし、確率的あるいは実験的な推定の誤差が残り、多様な震源や地表層の把握がいま一步であるように思える。

ともあれ、これらの各方法をながめて気づくことは、それぞれの手法が大変個性的で、アプローチの仕方が大変異なっていることである。

### (2) 本方法の提案——その意義と特色——

本方法の概要は以下のようになる。想定された大地震に対して、ある地域で地震動を予測するに際し、同じ震源地域で発生し、予測したい地域で観測された中小地震(以下、大地震に対するという意味で用いる)記録を利用するが、いまこれを要素波と名づける。そして、断層の破壊の仕方や短周期波の特性を十分考慮しつつ、断層の Scaling Law を使って、要素波を時間領域で加え合わせる。これを予測されるべき地震動とする。

この方法の背景には、断層の Scaling Law に関する研究<sup>17)~19)</sup>や大地震の破壊のマルチプル性の発見<sup>20)~22)</sup>など、最新の地震学の成果が存在している。そして、やや大胆ない方をすれば、大地震は小地震の集合体であると仮定しているともいえる。これらは、今後より正確な究明が望まれようが、単に確率統計的な操作を行ったのとは、本質的に意味が異なる点である。

短周期波の場合、表層による影響がきわめて大きいことは、早くから指摘され、さまざまな形で報告・活用されてきた。そして、現在では、重複反射理論や Haskell Matrix が相当効果をあげることが広く認められているが、伝播経路での減衰も含めて、実際の地下構造・地形はより複雑であることは否定できない。また、構造物サイドからみた場合には、単に地盤の卓越周期を抑えるだけでなく、周波数特性を定量的に評価することが大切であることが指摘されている<sup>23)</sup>。こうした諸点を考えると、伝播経路・観測地点(表層)が同一の地震記録を活用することが、短周期波を評価するときに、いかに大きな意義をもっているかが推察される。

工学分野では、かなり以前に岡本<sup>24)</sup>が、以下のように述べている。地震波形は震源地域別に個性をもっているようだが、これらはまったく考慮されていない。しかし、これは問題である、と。その後、さらに実際の強震記録に震源の特性が観測され、ごく表層付近の探査だけでは不十分であることが指摘<sup>25)</sup>されているが、定量的把握

にまではまったく至っていないのが実情である。さらに、金森<sup>26)</sup>は、地震の多様性を提示し、地震予知・防災との関連の深さを指摘し、警笛を発している。震源特性は、

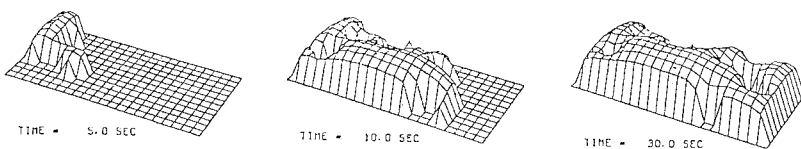


図-2 バリエーションを与えた場合の食い違い分布進展の様子(宮武氏による<sup>15)</sup>)

震源地域の構造に大変支配されやすく、マルチプル・ショックとも関連して、震源が、ブロック構造を有することは、きわめて注目すべきことである。

本研究は、工学的応用（設計・防災）を最大の目的とするものであるから、動的解析において不可欠な、振幅の大きさ（最大振幅）・主要動の継続時間・スペクトル（周期）特性をバランスよく評価することに目標をおいている。振幅の大きさや周期特性については、震源から観測地点までが同じである実記録を用いることによって、特に前者については、Scaling Law を利用し地震の多重性を考慮することによって、後者については、巧みな合成方法を使用することによって、意図が実現されるのではないかと考えている。継続時間については、断層の破壊を考え、合成に時間領域を使用することにより、うまく実現されると考える。他方、地震の発生頻度は、マグニチュードの増加に伴い、指数関数的に減少することが従来から指摘されているから<sup>27),28)</sup>、中小地震の記録は比較的豊富である。また、実記録を使用することにより、現在地震学で盛んに研究され求められている、断層パラメーター程度の情報<sup>21),20)</sup>があれば、本方法では十分であるという利点がある。

したがって、本方法は、

- (1) 地震の個性を把握することができる
- (2) 物理的で予測に適した方法である

の2点を最大の特色とし、長所とするものである。(1)については、ある地域をみるとき、大被害を与えるような壊滅的な大地震は数十年以上の周期で発生し、他方、土木・建築建造物の耐用年数が約20~150年程度であることを考えると、大地震の個性の把握は今後ますます重要性を増していくと思われる。

### 3. 十勝沖地震概要

1968年5月16日の十勝沖地震は、近年わが国で起こった最大規模の地震である。図-3に、金森<sup>29)</sup>による断層を示す(後述)。この地震は、地震学的にみても非常に興味深く、多くの研究がなされている。一方、工学的にも、鉄筋コンクリート造建築物の被害が目立ち、従来の設計による中低層建築物が必ずしも安全でないことを、われわれに喚起した。また、八戸・宮古・青森などで振幅の大きい完全な強震記録が得られ、今日では応答解析に使われている。

Hartzell・金森は、北アメリカの走向すべり断層に対して行ったが、われわれは、低角逆断層であり大地震の部類に属する十勝沖地震<sup>29)</sup>を対象とした。前2者は、破壊が一次的に進むのに対し、後者は、断層上を二次元的、空間的には三次元的な破壊が進行する。なお、日

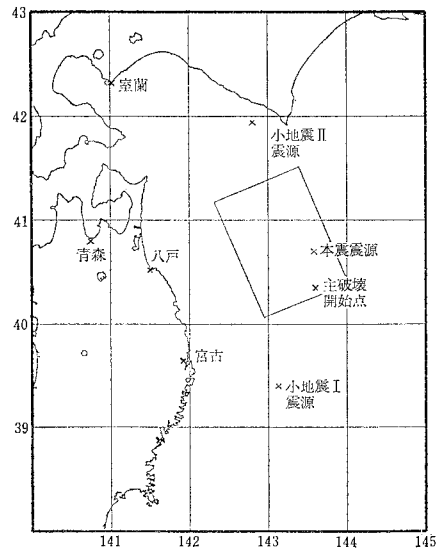


図-3 断層位置

本の太平洋岸で発生する巨大地震は、ほとんど後者のタイプである。また、El Centro 記録や Taft 記録に次いでよく入力地震動に提供される、八戸記録を再現することにした。八戸記録は、地盤が複雑であるためスペクトルが多ピークを呈し、それゆえ入力地震動によく使用される。前2記録と比較して、継続時間が著しく長い。さらに、この地方で地震記録の蓄えが多いことも八戸を選んだ理由の1つである。

本章では、前半で十勝沖地震の性格を、後半では八戸記録を中心に強震記録の性格を考察していく。

#### (1) 十勝沖地震の特色

気象庁により、全国の地震観測をもとに求められた正式決定値は以下のとおりである<sup>30)</sup>。( )内は誤差を示す。

- 震源：北緯 40°41' (±1')
- 東経 143°35' (±3')
- 深さ 0 km
- 発震時刻：9時48分53.0秒 (±0.5秒)
- 気象庁マグニチュード： $M_J=7.9$

しかしながら、深さ決定の精度は悪く、再調査によれば0~40 km程度といわれている。なお、深さは震央ほど正確に決まらないのが実情である。

次に、余震活動が盛んであったが、余震は震源西方に位置し、本震直後は北、その後南に移っている傾向があり、余震域がブロック構造をもっているようである。本震発生後24時間(もしくは数日)の余震域<sup>29)</sup>が、断層区域と経験的にかなりの一致をみることが知られている。さらに、津波の各観測所での記録から、波源線を逆

算し、波源域が決定される<sup>21)</sup>。これも断層区域を決定する1つの手段である。津波が発生すれば、かなり浅い地震であったこともわかる。

地震の原因となる断層の動きは、非常に多種多様で<sup>26)</sup>、瞬間的に破壊するもの(たとえば、1948年福井地震・1964年新潟地震)や、破壊が長時間にわたり粘弾性的なもの(たとえば、1896年三陸沖地震・1923年関東地震)があるが、1968年十勝沖地震は後者に属する。一般的にいって、浅い巨大地震は後者が多い。

巨大地震では、破壊が広範な地域で起こるため、小規模の地震に比較して破壊過程は複雑であると考えられる。長宗によるP波S波の走時解析<sup>21)</sup>では、十勝沖地震の波面の中心は、本震の震央から西方約100kmの地点になり、波の発生時刻は、本震発生後約45秒であり(これを、長宗のI-Phaseとよぶ)、この地点で大きなエネルギーの放出があったと考えられる。他方、深尾・古本の長周期P波と多重ラブ波の研究<sup>22)</sup>によると、震源付近の初期破壊はたいしたものではなく、最大2ショックは、

- ① 本震発生 32 秒後、震央の 57 km 南
- ② 本震発生 45 秒後、震央の 93 km 西南西

で起こっているということである(②は長宗のI-Phaseに対応)。これは、十勝沖地震の多重ショックを示すものであり、クラックが震源から南西方向に伝播し、主破壊はだいたい南から北へ破壊速度  $v=3.5\sim 4.5$  km/s で伝播しているというものである。多重ショックは、十勝沖地震に限らず、1964年アラスカ地震<sup>20)</sup>など多くの巨大地震で見られることであるが、震源(破壊開始点)と断層規模での主破壊の開始地点がこれほど相違している例は珍しい。

(2) 加速度記録の特性

研究に使用した強震加速度記録を表-1にまとめる。

表-1 強震加速度記録仕様

|       |                      |
|-------|----------------------|
| 強震計設置 | SMAC-B2 強震計<br>地上レベル |
| 対象成分  | 水平2成分 (EW・NS)        |
| 時間間隔  | 0.01 秒間隔             |
| 対象区間  | 81.92 秒 (一部 60.00 秒) |

上下動成分は、それほど大きくないので対象外とした。また、本研究では、断層の破壊過程や地震波伝播などを考慮しているので、約

表-2 各観測点における加速度記録の特徴

| 観測点 | 北緯     | 東経      | 地質      | 土質 | 震央距離 (km) | 主要動の長さ (秒) | 成分         | 最大加速度 (gal) |     | フーリエスペクトルのピーク |              |
|-----|--------|---------|---------|----|-----------|------------|------------|-------------|-----|---------------|--------------|
|     |        |         |         |    |           |            |            | 原           | 補正  | 振動数 (Hz)      | 大きさ (gal/Hz) |
| 八戸  | 40°33' | 141°29' | 第4紀堆積層  | 普通 | 180       | 25         | { EW<br>NS | 182         | 216 | 0.9           | 210          |
|     |        |         |         |    |           |            |            | 224         | 266 | 0.4           | 170          |
| 青森  | 40°49' | 140°49' | 第4紀堆積層  | 軟  | 236       | 40         | { EW<br>NS | 176         | 190 | 0.4           | 250          |
|     |        |         |         |    |           |            |            | 212         | 228 | 0.4           | 270          |
| 宮古  | 39°38' | 141°58' | 貫入岩・変成岩 | 硬  | 184       | 70         | { EW<br>NS | 98          | 166 | 5.2           | 190          |
|     |        |         |         |    |           |            |            | 112         | 178 | 5.3           | 200          |
| 室蘭  | 42°19' | 140°58' | 火山岩類    | 普通 | 284       | 20         | { EW<br>NS | 136         | 306 | 1.8           | 160          |
|     |        |         |         |    |           |            |            | 206         | 248 | 2.1           | 150          |

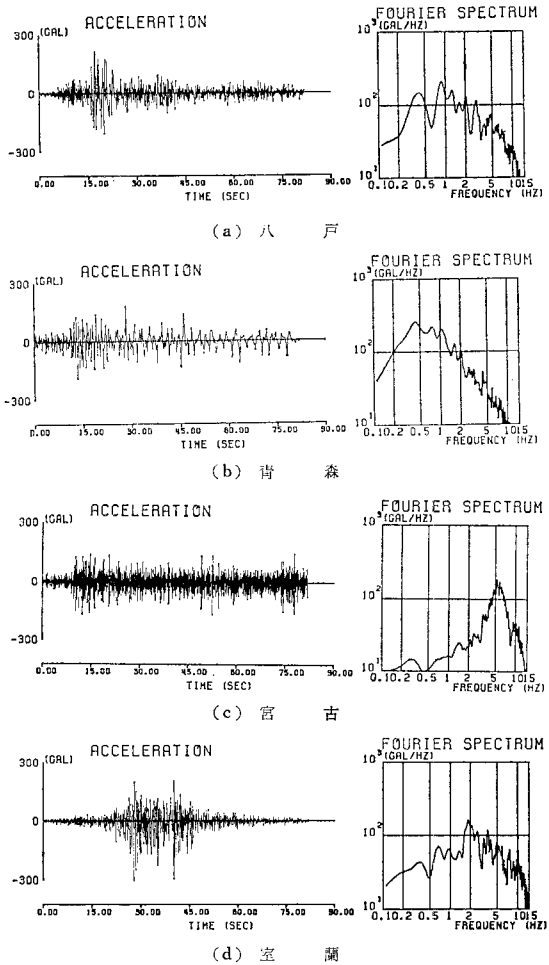


図-4 本震時の各地の記録 (EW 成分)

80 秒間の波動が必要だと判断した。

1968年当時のSMAC記録では、十分な補正がなされていないので、ゼロ線補正と計器特性補正を行った。補正フィルターには、田中の提案<sup>22)</sup>しているものを用いた。ここで、ゼロ線補正を怠ると、見掛け上の長周期成分が相当現われることがあるし、計器特性補正を怠ると、短周期成分を致命的に過小評価してしまうことがある。また、記録の精度については、常に十分な注意をしてやるのが肝要である。

まず、図-4に、本震時の八戸・青森・宮古・室蘭に

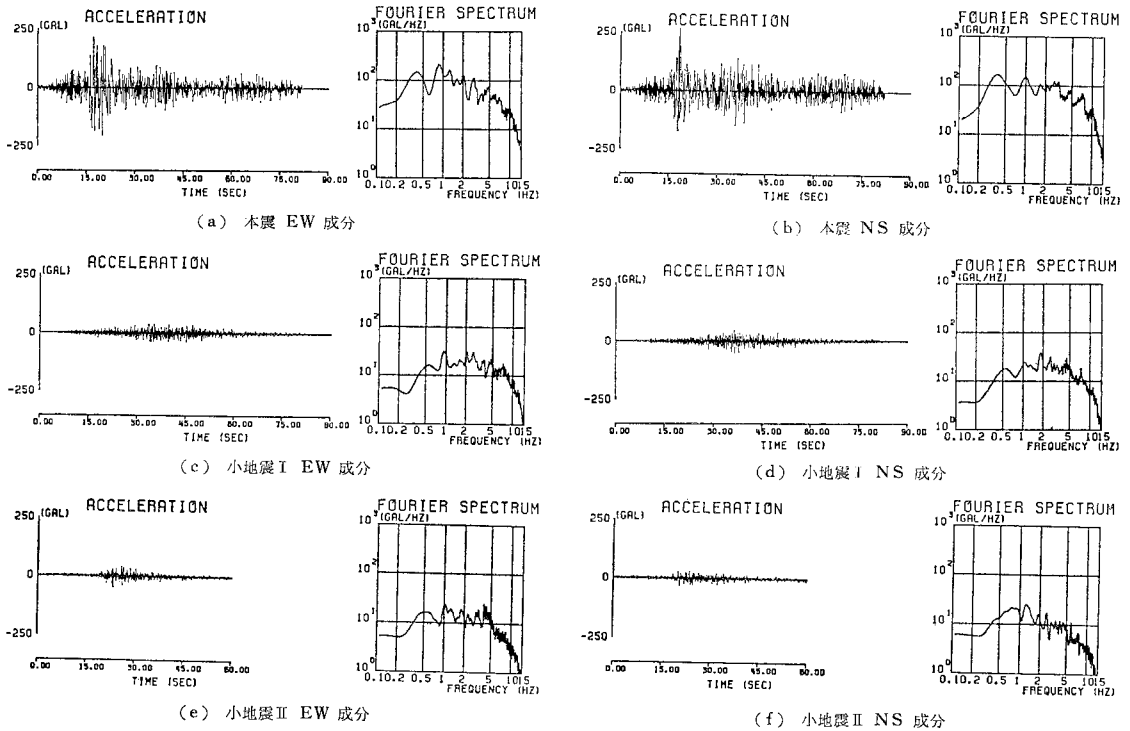


図-5 八戸観測点における各地震の記録

おける EW 成分の、加速度波形とそのフーリエスペクトルを示す。これら 4 地点は、震央に近く、大きな振幅を記録している。波形については上述の補正をし、スペクトルに関しては平滑化をしている。平滑化の際には、Parzen のスペクトル・ウィンドウを使った大崎の SWIN<sup>33)</sup> を用いた。バンド幅は、0.2 Hz/s とした。なお、波の特性をまとめたものを表-2 に示す。ここで、地質・土質については港湾技研の資料<sup>34)</sup>より引用し、他の項目についてはわれわれが分析をしている。

図-4、表-2 をみると、軟らかな地盤のものほど長周期成分を多く含むことが一目了然である。すなわち、フーリエスペクトルでは、卓越振動数をはっきり相違している。ワンピークの青森・宮古と多ピークの八戸・室蘭も対称をなしている。

他方、震央から最も離れた室蘭で最大加速度が大きく、逆に震央に近い宮古では小さい。主要動の継続時間は、青森で長く、宮古では異常に長い。ここで、主要動の長さは、一般にマグニチュードによるとされ、また軟弱地盤ほど長くなることがわかっている<sup>35)</sup>。したがって、上述 2 点は非常に不思議な現象と思われるかもしれない。しかし、断層の破壊が南から北へ進行していることを考えれば、破壊進行方向にある室蘭では最大振幅が大きい。

表-3 使用した地震記録

|      | 本震                          | 小地震 I                        | 小地震 II                       |
|------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|
| 発震時刻 | 1968 年 5 月 16 日<br>9 時 49 分 | 1968 年 6 月 12 日<br>22 時 42 分 | 1968 年 9 月 21 日<br>22 時 06 分 |
| 震央   | 40°41'<br>143°35'           | 39°25'<br>143°08'            | 41°59'<br>142°48'            |
| 深さ   | 0 km                        | 0 km                         | 80 km                        |

く、逆方向の宮古では継続時間が長くなることが理解されよう。震源や伝播経路の影響は、決して小さくない。

次に、図-5 に、八戸本震および合成に使用した八戸の小地震 I・II の水平 2 成分の、波形とスペクトルを示す。使用した小地震 I・II の情報を、本震とともに表-3 に示す。小地震 I に関しては、詳細な研究<sup>36)</sup>がされているが、比較的本震と機構が似ている。

小地震 I・II は、一応本震の余震と考えられるが、日時は相当経過している。発生地点、深さとも両地震で対称をなしている。両地震は、ともに断層面上にはないが、比較的大きいため解析に有利であることから選定さ

表-4 八戸における本震と小地震の記録

| 地震     | 気象庁<br>マグニ<br>チュード | 震央距離<br>(km) | 主要動の<br>長さ<br>(秒) | 成分         | 最大加速度 (gal) |     | フーリエスペクトルのピーク |                 |
|--------|--------------------|--------------|-------------------|------------|-------------|-----|---------------|-----------------|
|        |                    |              |                   |            | 原           | 補正  | 振動数<br>(Hz)   | 大きさ<br>(gal/Hz) |
| 本震     | 7.9                | 180          | 25                | { EW<br>NS | 182         | 216 | 0.9           | 210             |
|        |                    |              |                   |            | 224         | 266 | 0.4           | 170             |
| 小地震 I  | 7.2                | 189          | 30                | { EW<br>NS | 32          | 38  | 0.9           | 12              |
|        |                    |              |                   |            | 36          | 50  | 1.8           | 18              |
| 小地震 II | 6.9                | 195          | 20                | { EW<br>NS | 30          | 30  | 1.2           | 16              |
|        |                    |              |                   |            | 34          | 45  | 3.9           | 15              |

れた。選定には多少異論もあろうかと思う。

なお、八戸における3記録(3地震)の特徴を表-4にまとめる。八戸の強震記録に関し、多くの研究がなされているが<sup>29)</sup>、ここでは、大地震と小地震を比較し、簡単にまとめておきたい。

(1) 同一表層を経験した3記録はよく似ている。しかし、本震のピークが鋭いのには小地震はそうでない。本震のピークは、震源での大きな破壊に起因しよう。

(2) 本震の方が、やや長周期側にピークをもつ。また、各波とも、NS成分の方が、EW成分よりも短周期成分を多く含んでいる。

### 4. 方法

方法を組み立てていく際に留意したことは、

- (1) 地震のメカニズムを重要視する
- (2) 重要なファクターを落とさないようにする
- (3) 工学的立場で行うから、単純化を図る

の3点である。(2)と(3)とは背反するものであるが、従来なされていないトライアルを初めて行うので、本質的でないファクターは、できるだけはずそうと考えている。そして、合成波  $F(t)$  は、次式ようになる。

$$F(t) = \sum_{i=1}^N g_i \cdot h_i \cdot f_i \left( t - \frac{r_i}{v_i} - \frac{r_i}{u_i} \right) \dots\dots\dots (1)$$

$$f_i(t) = 0 \quad (t \leq 0) \dots\dots\dots (2)$$

このとき、 $N$  は合成要素数、 $f_i$  は観測された小地震の加速度記録、 $s_i$  は破壊出発点から各エレメント中心までの距離、 $r_i$  は各エレメント中心と観測点間の距離、 $v_i$  は断層の破壊伝播速度、 $u_i$  は波の伝播速度、 $g_i$  は小地震発生地点と断層エレメントの位置の違いによる補正関数、 $h_i$  は地震の大きさの相違による補正関数、 $t$  は時間、 $i$  は要素番号である。以下 4. でこれを説明していく。説明は、一般性を保ちつつ、十勝沖地震を例に引き出す。方法の概略を 図-6 に示しておく。

#### (1) 断層の大きさと位置の決定

十勝沖地震では、震源の力系であるダブル・カップルの2つの節平面のうち、断層面は、余震分布<sup>29)</sup>・津波波源域<sup>31)</sup>より一方のものに確定的である。金森の長周期表面波の研究<sup>29)</sup>によると、断層面の長さ・幅と断層の剛性率を仮定して、以下の断層パラメーターを得ている。これらを表-5に示す。断層面の位置・長さ・幅は、余震域<sup>29)</sup>から決定されているが、津波波源域もこれを支持

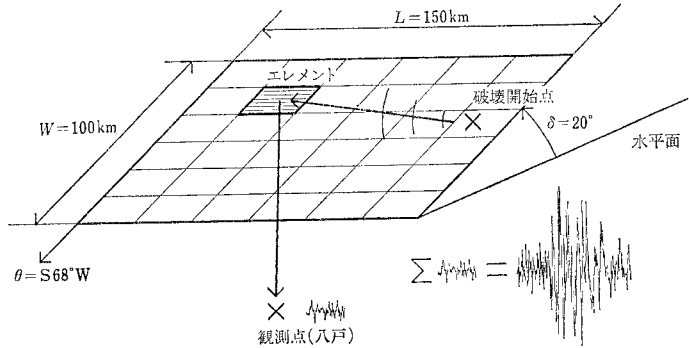


図-6 方法の概略説明図

表-5 金森による十勝沖地震の断層パラメーター

|                          |   |
|--------------------------|---|
| length                   | L=150 km                                    |
| width                    | W=100 km                                    |
| rigidity                 | $\mu = 4.5 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> |
| dip angle                | $\delta = 20^\circ$                         |
| dip direction            | $\theta = S 68^\circ W$                     |
| seismic moment           | $M_0 = 2.8 \times 10^{21}$ N·m              |
| average slip dislocation | $D = 4.1$ m                                 |
| stress drop              | $\Delta\sigma = 3.2$ bar                    |
| strain drop              | $\Delta\epsilon = 0.71 \times 10^{-4}$      |
| strain energy            | $\Delta E = 1.0 \times 10^{17}$ J           |
| average depth            | $h = 33$ km                                 |

する<sup>31)</sup>。

一方、震源深さは、気象庁は各機関とも浅く見積っているが(気象庁は 0 km)<sup>30)</sup>、10 km 以上の誤差は十分考えられるし、断層面は傾斜した面でもある。そこで、レーリー波に対するラブ波の振幅の割合を最もよく説明する、断層の平均深さ 33 km<sup>29)</sup>を採用する。このとき、断層上端の深さは 15 km 弱となる。表

表-6 計算に必要な断層パラメーター

|               |                                |             |
|---------------|--------------------------------|-------------|
| 断層の長さ         | L=150 km                       |             |
| 断層の幅          | W=100 km                       |             |
| dip angle     | $\delta = 20^\circ$            |             |
| dip direction | $\theta = S 68^\circ W$        |             |
| 地震モーメント       | $M_0 = 2.8 \times 10^{21}$ N·m |             |
| 断層中心の位置       | 緯度                             | 北緯 40°50'   |
|               | 経度                             | 東経 143°10'  |
|               | 深さ                             | $h = 33$ km |

図-6に、合成において必要な断層パラメーターをまとめる。断層面の位置は、すでに図-3に示されている。最後に、十勝沖地震は、海洋性

の浅い断層であるので、断層破壊や波動伝播が複雑であり、断層パラメーターの精度がよくないことをいい添えておきたい。

#### (2) 合成要素数の算定

わかりやすくいうと、小地震何個分が本震に相当するかということである。地震学では、地震の規模を表現するのに、Seismic Moment  $M_0$  が適切であると考えられている。これは、次式で表現される<sup>18)</sup>。

$$M_0 = \mu \bar{D} S \dots\dots\dots (3)$$

ただし、 $\mu$  は剛性率、 $\bar{D}$  は平均の食い違い量、 $S$  は断層面積である。 $M_0$  は、世界各地の観測点で得られた長周期波のデータをもとに、最初に直接的に決める量であるから<sup>21), 22)</sup>、断層パラメーターの中で最も精度がよい。したがって、 $M_0$  の比率で合成要素数を算定する。しかし、短周期を対象とするのに  $M_0$  を使用するのでは、結果の解釈に十分な注意を払う必要がある。

また、 $M_0$  は、地震の規模が小さくなるほど、求めることが困難になる。そこで、 $M_0$  を  $M_J$  と結びつけることを考えた。まず、以下のようにおく。

$$M_S = M_J (M_J \geq 6.8) \dots\dots\dots(4)$$

$M_S$  は周期 20 秒程度の表面波を対象とするが、 $M_J$  は由来が  $M_S$  系統のものであるし、安芸の  $\omega^2$  モデル<sup>23)</sup> や実データ<sup>24)</sup> もこれを支持している。

次に、 $M_0$ - $M_S$  関係としては、すでにいくつかのものが提案されているが、われわれは、 $M_0$  と  $M_S$  が求められているうち、21 地震をリストアップし<sup>25)</sup>、

$$\log_{10} M_0 = A \cdot M_S + B \quad (A, B: \text{定数}) \dots\dots(5)$$

の形において、最小二乗法により係数  $A$  と  $B$  を求めた結果、次式のようになった。 $M_0$  の単位は  $N \cdot m$  である。

$$\log_{10} M_0 = 1.60 M_S + 8.4 \quad (R=0.951) \dots\dots(6)$$

$R$  は重相関係数である。ここで、21 個の地震としては、適度な規模の Inter Plate 地震 (Plate 境界で発生するもの) を用いた。その理由としては、

① 金森・Anderson<sup>18)</sup> が指摘しているように、係数は地震規模によって異なってくる

② データのばらつきの原因となる Stress Drop  $\Delta\sigma$  がばらつくため、Inter Plate 地震を Intra Plate 地震 (Plate 内部で発生するもの) と同じに扱うべきではない

の 2 つが挙げられよう。なお、式 (6) は、有名な安芸の式<sup>17)</sup> とよく似ている。そして、式 (4)、(6) より次式が得られる。

$$\log_{10} M_0 = 1.60 M_J + 8.4 \quad (M_J \geq 6.8) \dots\dots(7)$$

他方、 $M_0$  の断層面上での分布は、簡単のため一様分布とする。これは、食い違い量を断層面上で一定とすることに等しい。

また、十勝沖地震の断層は、長さ  $L$ : 幅  $W=1.5:1$  であるので、各エレメントはできるだけこの形に近い同一のものとする。そこで、合成要素数  $\bar{N}$  を、次のようにして近似的に算定できると仮定する。まず、

$$n = M_{0B} / M_{0S} \dots\dots\dots(8)$$

ただし、 $M_{0B}$  は本震の  $M_0$ 、 $M_{0S}$  は式 (7) より求めた小地震の  $M_0$  である。このとき、 $k$  を任意の正整数として、 $k^2$  または  $k(k+1)$

表-7 合成要素数

| 小地震 | $M_J$ | $M_0 (N \cdot m)$     | $n$  | $\bar{N}$ |
|-----|-------|-----------------------|------|-----------|
| I   | 7.2   | $8.32 \times 10^{18}$ | 33.7 | 36        |
| II  | 6.9   | $2.75 \times 10^{18}$ | 102  | 100       |

のうち、式 (8) の  $n$  に最も近い数を見つけ、これを合成要素数  $\bar{N}$  とする。そして、最適な  $k$  を  $K$  とし、 $L \cdot W$  方向に  $K$  個ずつもしくは  $K$  と  $K+1$  個を配置する。すなわち、式でまとめると、

$$q_1 = \min(|n - k^2|) \quad (k=1, 2, \dots) \dots\dots(9)$$

$$q_2 = \min(|n - k(k+1)|) \quad (k=1, 2, \dots) \dots\dots(10)$$

$$q_1 \geq q_2 \text{ のとき, } \bar{N} = K(K+1)$$

$$K: q_2 \text{ に対する } k \dots\dots\dots(11)$$

$$q_1 < q_2 \text{ のとき, } \bar{N} = K^2$$

$$K: q_1 \text{ に対する } k \dots\dots\dots(12)$$

なお、小地震 I・II の場合を表-7 にまとめておく。

ところで、次に、2 つの大きな仮定をおく。

$$f_i(t) = f(t) \dots\dots\dots(13)$$

$$h_i = \text{const.} = 1 \dots\dots\dots(14)$$

(13) の仮定は、1 つの小地震で本震を合成するということである。何種類かの小地震の同時利用は可能だし、むしろそうすべきかもしれないが、簡単のため 1 つの小地震だけで行い、結果の解釈を容易にする。さらに、式 (14) では、本震と小地震で、単位面積・単位食い違い量当たりから発生する短周期成分の量を、等しいと仮定したことになる。Scaling Law<sup>19)</sup> では、Slip Velocity  $\dot{D}$  に関しては、

$$\dot{D} = D/\tau = \text{const.} \dots\dots\dots(15)$$

と仮定され、食い違い  $D$  の相違のため Rise Time  $\tau$  は相当異なったものになるが、短周期波では  $\dot{D}$  が支配的要因であると考え、単純に式 (14) を仮定した。

### (3) 破壊伝播のモデル化

金森<sup>26)</sup> は、Radiation Pattern の不均衡から、 $v=3.5$  km/s 程度の北または北西への 150~200 km にわたる破壊伝播を提案しているが、これはすでに述べた深尾・古本<sup>22)</sup> の説に一致する。主破壊は北向きに進んだと考えられる。

破壊は、Unilateral (一方向) か Bilateral (両方向) あるいは同心円上の伝播などが考えられる。これらの様

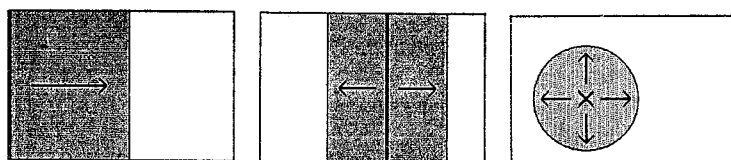


図-7 破壊伝播の種類

図-7 破壊伝播の種類

子を 図-7 に示す。ここで、われわれは、ある一点からの同心円上伝播に少し工夫したものを考えた。同心円上伝播を採用したのは、クラックは同心円的に伝播しそうだという最近の研究<sup>13)</sup>に基づいている。

すなわち、図-8 に示すように、破壊開始点を原点にして 8 象限に分け、それぞれ、

$$\text{平均 } m_j \text{ (km/dt s)} \quad (j=1, 2, \dots, 8) \dots\dots(16)$$

$$\text{標準偏差 } \sigma_j \text{ (km/dt s)} \quad (j=1, 2, \dots, 8) \dots\dots(17)$$

の正規分布速度  $v_j$  ( $j=1, 2, \dots, 8$ ) を有する破壊フロントを考える。ただし、 $\Delta t$  は記録の時間刻みである。そして、実際には以下の値を与えた。

$$m_j=0.035(\text{km}/0.01 \text{ s}) \quad (j=1, 2, \dots, 8) \dots\dots(18)$$

$$\sigma_j=0.010(\text{km}/0.01 \text{ s}) \quad (j=1, 2, \dots, 8) \dots\dots(19)$$

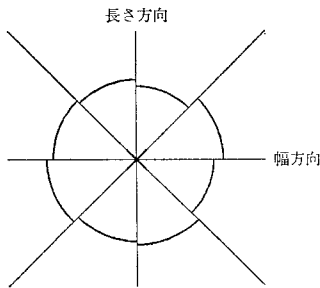


図-8 破壊伝播のモデル化  
(中心は破壊開始点)

$v$  はまだまだ不確定であり、全体的な規模の伝播は、個々のショックの伝播とは異なるものである。まして、短周期波ではもっと複雑である。前述した金森<sup>29)</sup>、深尾・古本<sup>22)</sup>によるものは、算定方法は異なるが、いずれも

断層全体の規模でみたものである。これを、最も信頼できるデータと考え、(18)の平均値を設定した。標準偏差値は、やや根拠に欠けるが、式(19)の値を設定した。このとき、各  $j$  で、乱数は異なるので、破壊の進み方は同じでないことに注意されたい。

そして、破壊フロントがエレメント中心に達した瞬間に、食い違いが始まり、その瞬間以後継続して波が放射され続けると考える。

破壊フロントは、実際には不規則に伝播するもの<sup>12),13)</sup>と考えられるが、モデルにおいて、一定速度とせずに正規分布速度としたのには、大変大きな理由がある。それから、井上<sup>30)</sup>が、正規モード解を使って長周期(周期 6~15 秒)構造物の応答量を求める際に、破壊伝播の不均一性を考慮に入れて、より自然な結果を得ているのは、大きな支えである。けれども、短周期波の場合には、もっと本質的(致命的)に重要であり、それらの理由を以下にまとめておく。

(1) 小地震を時間領域で重ね合わせていく際に、特定の人工的なノイズの発生を防止する。

(2) 最近、位相の重要性が指摘されつつあるが、位相の適度な分散を図り、自然な合成波を得る。

(3) 用いる小地震の大きさによりエレメントの大きさは規定されるが、これに依存した見掛け上の周波数の

発生を防ぐ。

#### (4) 波の伝播のモデル化

波の伝播は、式(1)における  $g_i$  の評価が中心である。

実際には、中小地震の発生地点と断層の要素部分の位置は同じでないから、まったく同じ媒質を経てるのではない。が、そこまでの考慮は現在のところ不可能であるので、伝播経路の同一視という仮定をおく。三陸太平洋岸で発生した地震は、いつも南北に伸びる特徴的な等震度線を描くので<sup>30)</sup>、これは上の仮定が大体正しいという傍証になるだろう。

次に、波の伝播速度  $u_i$  は、主要動が S 波主体であることを考慮して、S 波速度  $V_S$  を使用する。そして、同地方の P 波の速度層区分<sup>30)</sup>を参考に、以下のように設定した。

$$u_i = V_S = \text{const.} = 4 \text{ km/s} \dots\dots\dots(20)$$

式(1)の  $g_i$  で補正すべき事柄としては、Radiation Pattern・震源方向・距離減衰の 3 要因が考えられる。ここで、3 要因を独立と考え、これらを述べていく。

##### a) Radiation Pattern

長周期表面波は、震源機構を反映し、伝播経路の影響を受けにくい。観測と理論は比較的よく一致する。十勝沖地震のものは、金森<sup>29)</sup>により求められている。一方、短周期波の場合は、局地的な地形の影響をかなり受けるため、Radiation Pattern が反映されるかどうかは疑問である。研究成果も皆無である。そこで、各地の記録をみたところ反映されている様子がないこと、および無考慮で理論解を使うと危険であること、を理由に、今回はこれを無視した。

##### b) 震源方向

震源(震央)方向とこれに垂直方向で波の性質が異なると考え、次のような方法をとった。

① 観測地点における小地震の EW・NS 成分を、Transverse, Radial 成分に変換する。

② 変換した両成分を、各エレメントで発生する Transverse, Radial 成分に等しいとおく。

③ 各エレメント単位で、これらを EW・NS 成分に変換する。

これらを数式で表現すると、次のようになる。

$$f_1(t) = f_{x0}(t) \cos \alpha + f_{y0}(t) \sin \alpha \dots\dots\dots(21)$$

$$f_2(t) = -f_{x0}(t) \sin \alpha + f_{y0}(t) \cos \alpha \dots\dots\dots(22)$$

$$f_{xni}(t) = f_1(t) \cos \beta_i - f_2(t) \sin \beta_i \quad (i=1, 2, \dots, N) \dots\dots\dots(23)$$

$$f_{yni}(t) = f_1(t) \sin \beta_i + f_2(t) \cos \beta_i \quad (i=1, 2, \dots, N) \dots\dots\dots(24)$$

ただし、 $f_{x0} \cdot f_{y0}$  は小地震の EW・NS 成分、 $f_{xni} \cdot$



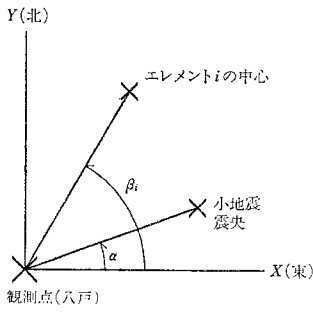


図-9 方向補正の説明図

$f_{yni}$  は方向補正をすませた EW・NS成分、 $\alpha \cdot \beta_i$  は図-9に示す角度である。

c) 距離減衰  
減衰は、短周期波では非常に大切な要因であるが、従来、条件を考慮せずに単に  $M-d$  のみで評価しようとするのが

値 (単位: gal),  $d$  は震央距離 (単位: km) である。その結果、次式が得られた。

$$\log_{10} \overline{a_{\max}} = 0.806 + 0.546 M_J - 1.426 \log_{10} d \quad (R=0.768) \dots\dots(26)$$

式 (26) に、小地震の  $M_J \cdot d$  を代入して求めたものを  $\overline{a_{\max s}}$ 、小地震の  $M_J$  とエレメント中心・観測点間の距離  $d_i$  を代入して求めたものを  $\overline{a_{\max E_i}}$  とする。こうして、

$$P_i = \overline{a_{\max E_i}} / \overline{a_{\max s}} \quad (i=1, 2, \dots, N) \dots\dots(27)$$

が各エレメントでの補正倍率  $P_i$  となる。

多かったため、ずいぶんとばらつきが大きかった。ここでは、小地震を各エレメントごとに、 $d$  の違いを考慮して時間領域で振幅を補正する、以下の手法を用いた (周期の相違による減衰の考慮はしない)。

このとき、地域的 (三陸・北海道南部) な減衰特性を反映させるため、1968~79 年に北緯 38~42°、東経 141~145° の範囲に発生した、気象庁判定 Remarkable かつ  $M_J \geq 5.5$  の地震のうち、運輸省の港湾技研の太平洋沿岸の観測点で記録のとれた (地上レベルに限る)、56 地震 155 記録をデータベース<sup>2)</sup> とした。そして、

$$\log_{10} \overline{a_{\max}} = a + b \cdot M_J + c \cdot \log_{10} d \quad (a, b, c: \text{定数}) \dots\dots(25)$$

の線形関係を仮定し、重回帰分析により係数  $a, b, c$  を求める。ここで、 $\overline{a_{\max}}$  は水平 2 成分の最大振幅の平均

### 5. 合成波のシミュレーションと評価

#### (1) シミュレーションケースの設定

本研究は、従来にない試みとして行った結果の妥当性を問うものであるから、計算するケースは多くない。設定したのは表-8 にまとめたケースで、小地震 I・II のそれぞれにつき、断層破壊の際の乱数を 4 通り変更し

表-8 シミュレーションケース

|  |  |
|--|--|
| 断層パラメーター<br>使用する小地震<br>断層の破壊開始点<br>断層の破壊速度<br>波の伝播速度 | 表-6 に示したもの<br>I および II (表-3, 表-4 参照)<br>震源南 80 km (断層面上)<br>式 (18), (19) で与えたもの<br>式 (20) で与えたもの |
|--|--|

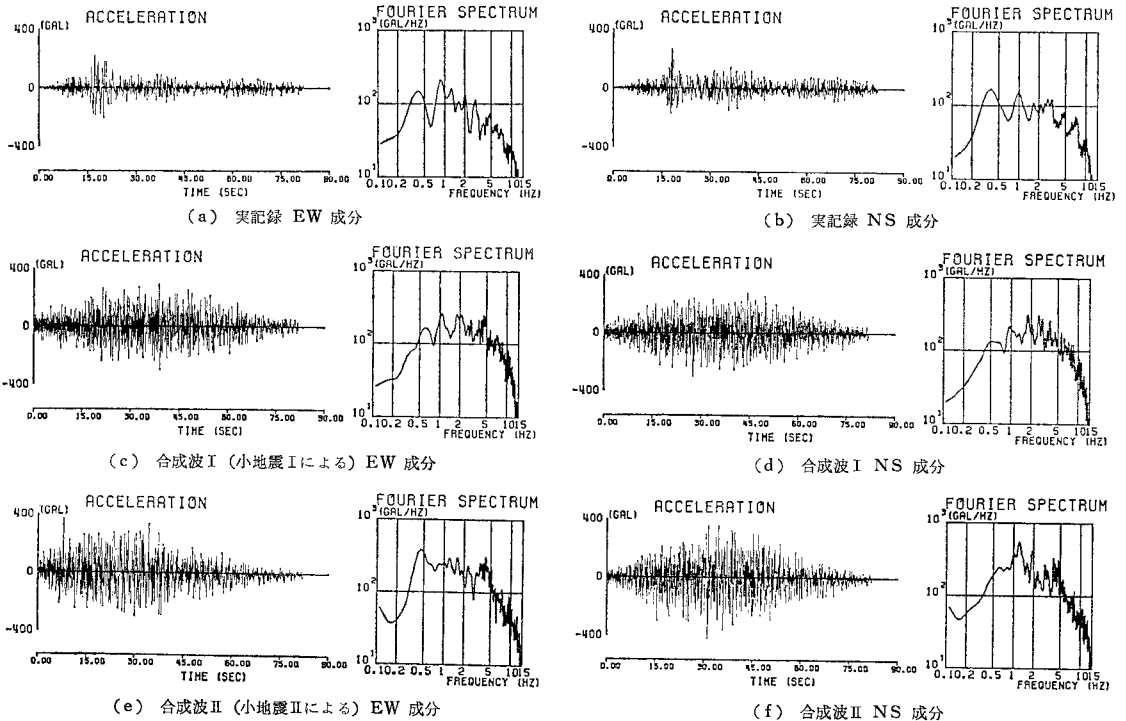
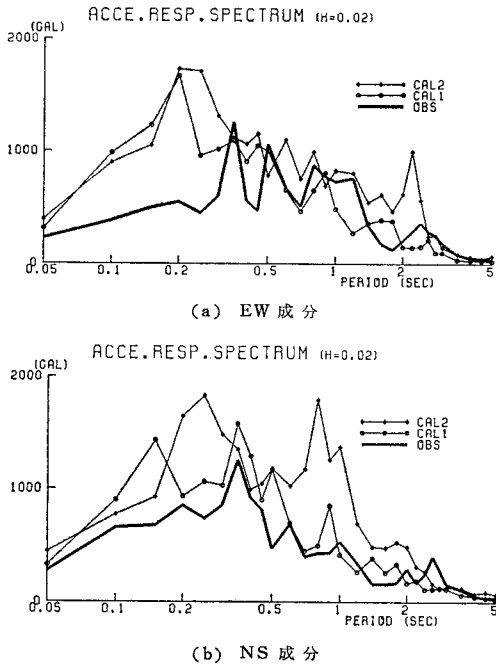


図-10 実記録と合成波の比較



図一11 加速度応答スペクトルによる  
実記録と合成波の比較

て、計8ケース行った。ここでは、両小地震につき、典型1ケースずつを詳しく示す。

## (2) 結果と考察

図一10 に合成波と実記録の波形とフーリエスペクトルを、図一11 には両者の弾性1質点系加速度応答スペクトルを表示する。

これらの第一印象は、波形の相似はいま一步であるものの、フーリエスペクトル・応答スペクトルではなかなかの一致をみるということであろう。したがって、全体的にみて、地震断層の規模と観測点直下の表層の特性をほぼ的確に表現できており、この意味で本震八戸記録の性質を有している。ここでは、実記録と合成波の比較を、時間領域・周波数領域・応答スペクトルの3側面から簡単に考察しておきたい。

まず、時間領域でみると、最大振幅は合成波の方がやや大きめという程度であるが、合成波はただらして継続時間が長いので、全体的な振幅は1.5~2倍程度大き

表一9 合成波の最大加速度

| 小地震 | 成分 | A   | B   | C   | D   | 平均  |
|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|
| I   | EW | 296 | 375 | 295 | 359 | 331 |
|     | NS | 300 | 283 | 255 | 348 | 297 |
| II  | EW | 375 | 392 | 369 | 322 | 365 |
|     | NS | 421 | 370 | 458 | 341 | 398 |

注) 乱数を変更して、4ケース行った。  
本研究では、Aのケースを詳しく掲載している。  
B~Dについては、文献7)を参照されたい。

い。また、工学で最重要指標とされる最大加速度は、乱数の与え方(位相のばらつき)によりかなりばらつく。この様子を表一9に示す。一方、八戸のEW・NS両成分の主要動は、それぞれレーリー波とラブ波であると指摘<sup>25)</sup>されているが、このピークは再現できず、破壊は断層面上で決して一様ではないことを物語っている。さらに、使用した小地震による相違も決して見逃せない。

次に、周波数領域でみると、両者はよく一致しているが、フーリエスペクトルの大きさが1.5~2倍程度合成波の方が大きい。周波数成分では、合成波の方が短周期成分を多く含み、この点でスペクトル形状がややずれたものになっている。だが、この形状は、八戸記録のスペクトルを想起させるものである。

応答スペクトルでは、合成波の方が短周期側で過大評価であるが、全体的には5割以内の差で一致の程度がよい。しかし、ここでは、実記録と合成波の差もさることながら、使用した小地震の差が反映され、合成波間の差が大きいことに注目しなければならぬ。

## 6. ま と め

### (1) 結 論

本研究では、断層震源モデルを基礎にして破壊過程を考え、要素波に小地震実記録を使用して震源から表層までの影響を反映させる一方、短周期波の特性を考慮して、よく入力地震動に使用される十勝沖地震八戸記録の再現を試みた。その結論を以下にまとめる。

(1) 合成波形は、八戸記録の特徴を有している。だが、主要動のピークは、うまく再現できなかった。

(2) 振幅やスペクトルは、合成波の方が1.5~2倍程度大きかったが、物理的に絶対値を評価する困難、今後対処すべき地盤の非線形性を考慮すると、この一致には大きな意義があろう。

(3) 合成波は、八戸記録のスペクトルの複数ピークをよく追従しているが、少し短周期側へずれている。

(4) 応答スペクトルは、1.5倍以内の範囲でよく一致したが、合成波は短周期側でやや過大評価である。

(5) 使用した小地震の特性が反映され、合成波間で差がある。また、位相差(乱数の相違)により、最大振幅で3割程度のばらつきがみられる。

### (2) 展 望

構造物の設計は、直列システムである。すなわち、その総合的な精度は、最も推定精度の悪い箇所規定される。1968年の十勝沖地震発生以後、各種材料や構造解析については、急速な研究の進歩を遂げたとと思われる。

他方、地震学評価は、ここ数十年大きな進歩がなく、最大のガンである。ここでの推定精度の向上なくしては他方面の成果は生きてこない。本研究は、短周期波に対して、まったく新たな側面から一評価を加えたものと考えられる。

現在、地震学の進歩により、太平洋側で発生する巨大地震については、断層パラメーターの予測が可能になりつつある<sup>40)</sup>。本研究は、断層パラメーターと、発生頻度の高い中小地震の観測記録のみを必要な情報とし、方法を編み出したものである。必要なパラメーターの設定においては、妥当と思われる値を、すべて独立に設定している。したがって、その計算結果がかなり実記録を説明できたということには、大変大きな意義がある。最適化して得た結果ではないからである。そして、海洋性の低角逆断層の巨大地震は、わが国で発生頻度が高く、工学的に重要である。また、われわれの研究発表の数か月後、田中ら<sup>41)</sup>が、本方法の有用性・結果の妥当性を見極め、1980年伊豆半島東方沖地震 ( $M_f=6.7$ ) の加速度波形の合成を試みた。伊豆方面は、群発性のため各地震の波形が似るといこともあろうが、彼らもよい結果を得、この方法を支持している。

したがって、いくつかの問題点はあろうが、仮に実際に予測に使用しても、この程度の高致のみられる可能性は十分にあると考えられる。ただ、本研究は、1次近似的なものであるし、証例も少ないので、細かな検討はここでは差し控えた。けれども、その背景については、本論全体で十分表現してきた。今後、十分な検討や改良を行っていきたい。

謝辞：研究で使用した地震記録は、東京大学地震研究所強震観測センターおよび運輸省港湾技術研究所構造部よりいただいた。強震記録の特性補正に際し、田中貞二、吉沢静代、大沢 胖氏（地震研究所）作製のプログラムを、スペクトル解析と平滑化に際し、大崎順彦氏（東京大学→清水建設）作製のプログラムを使わせていただいた。研究を進めるにあたり、井上涼介氏（東京大学→茨城大学）、片田敏行氏（武蔵工業大学）、藤野陽三氏（筑波大学→東京大学）、宮武 隆氏（地震研究所）に助けていただいたが、特に井上氏には、多くの助言をいただき、大変お世話になった。強震記録に関し、田中氏と倉田栄一氏（港湾技研）にご指導いただいたほか、プログラム作成にあたり、紺野義仁氏（東京大学→日本道路公団）に多大なる助力をいただいた。研究発表後は、地震研究所や東京大学理学部の諸兄から、ご意見ご批判いただいた。また、地震研究所の計算機センターの方々には、常日頃お世話になっている。以上皆様方から感射する次第である。なお、本研究は文部省の科学

研究費によりなされ、計算は地震研究所の IBM-3031 によった。合わせて感射したい。

#### 参考文献

- 1) Haskell, N.A. : Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from Propagating Faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 54, No. 6, pp. 1811~1841, December, 1964.
- 2) Kanamori, H. : Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies—Kurile Islands Earthquake of October 13, 1963, *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, No. 26, pp. 5011~5027, September, 1970.
- 3) Aki, K. : Scaling Law of Seismic Spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol. 72, No. 4, pp. 1217~1231, February, 1967.
- 4) 石田勝彦・大沢 胖：震源特性を考慮した強震地動—1966年 Parkfield 地震と 1968年十勝沖地震—, 第4回日本地震工学シンポジウム講演集, pp. 15~22, 1975年11月.
- 5) Hartzell, S.H. : Earthquake Aftershocks as Green's Functions, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 5, No. 1, pp. 1~4, January, 1978.
- 6) Kanamori, H. : A Semi-Empirical Approach to Prediction of Long-Period Ground Motions from Great Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 69, No. 6, pp. 1645~1670, December, 1979.
- 7) 飯田昌弘：震源過程を反映した巨大地震の短周期波の定量的予測の試み, 東京大学土木工学科卒業論文, 1981年2月.
- 8) 飯田昌弘・伯野元彦：震源過程と地盤条件を反映した巨大地震の短周期波の定量的予測の試み, 地震学会講演予稿集, 1981年 No. 1, p. 231, 1981年4月.
- 9) 飯田昌弘・伯野元彦・井上涼介・紺野義仁：中小地震記録からの大地震加速度波形の合成, 第16回地震工学研究発表会講演概要, pp. 141~144, 1981年7月.
- 10) 三雲 健・今川一彦：余震記録の合成による大地震時の Near-Field での強震地動波形の予測と、断層の破壊過程 (1), 地震学会講演予稿集, 1981年 No. 1, p. 112, 1981年4月.
- 11) 入倉孝次郎・村松郁栄：余震や前震の震動記録から本震の震動記録を合成する方法—その1, その2—, 地震学会講演予稿集, 1981年 No. 1, pp. 109~111, 1981年4月.
- 12) Das, S. and K. Aki : Fault Plane with Barriers : A Versatile Earthquake Model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, No. 36, pp. 5658~5670, December, 1977.
- 13) Miyatake, T. : Numerical Simulations of Earthquake Source Process by a Three-Dimensional Crack Model. Part I. Rupture Process, *J. Phys. Earth*, 28, pp. 565~598, 1980.
- 14) 平沢朋郎・山本清彦：震源の確率モデルと最大加速度の推定, 地震学会講演予稿集, 1977年 No. 2, p. 142, 1977年11月.
- 15) 鈴木保典・佐藤良輔：断層モデルによる短周期加速度・速度の推定, 第8回地盤震動シンポジウム, pp. 55~58, 1980年3月.
- 16) 翠川三郎・小林啓美：地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定, 日本建築学会論文報告集, 第282号, pp. 71~79, 1979年8月.
- 17) Aki, K. : Scaling Law of Earthquake Source Time-Function, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 31, pp. 3~25, 1972.

- 18) Kanamori, H. and D.L. Anderson : Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 65, No. 5, pp. 1073~1095, October, 1975.
- 19) Geller, R.J. : Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 66, No. 5, pp. 1501~1523, October, 1976.
- 20) Wyss, M. and J.N. Brune : The Alaska Earthquake of 28 March 1964 : A Complex Multiple Rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 57, No. 5, pp. 1017~1023, October, 1967.
- 21) 長宗留男 : 大地震生成の過程, 地震, 第2輯, 第22巻, pp. 104~114, 1969.
- 22) Fukao, Y. and M. Furumoto : Foreshocks and Multiple Shocks of Large Earthquake, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 10, pp. 355~368, 1975.
- 23) 山原 浩 : 地盤の周波数特性と建物の地震被害, 日本建築学会論文報告集, 第165号, pp. 53~59, 1969年11月.
- 24) 岡本舜三 : 耐震工学, オーム社, pp. 125~148, 1971.
- 25) 嶋 悦三 : 強震地動に見られる表面波成分, 第3回日本地震工学シンポジウム講演集, pp. 277~284, 1970年11月.
- 26) 金森博雄 : 地震の多様性と防災, 自然, 1972年11月号, pp. 74~80, 1972年11月.
- 27) Gutenberg, B. and C.F. Richter : Frequency of Earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 34, No. 4, pp. 185~188, October, 1944.
- 28) 宇津徳治 : 地震学, 共立出版, pp. 129~136, 1977.
- 29) Kanamori, H. : Focal Mechanism of the Tokachi-Oki Earthquake of May 16, 1968 : Contortion of the Lithosphere at a Junction of Two Trenches, *Tectonophysics*, 12, pp. 1~13, 1971.
- 30) 気象庁 : 1968年十勝沖地震調査報告, 気象庁技術報告, 第68号, 1969年3月.
- 31) 梶浦欣二郎・羽鳥徳太郎・相田 勇・小山盛雄 : 1968年十勝沖地震にともなう津波の調査, 地震研究所彙報, 第46巻, pp. 1369~1396, 1968.
- 32) 田中貞二 : 八戸港湾における強震記録(1968年十勝沖地震)の補正波形, 建築雑誌, Vol. 91, No. 1107, 1976年5月.
- 33) 大崎順彦 : 地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, pp. 138~169, 1976.
- 34) 土田 肇・山田通一郎・倉田栄一 : 港湾地域強震観測資料(その1), 港湾技研資料, No. 34, 1967年11月.
- 35) 伯野元彦・井上凉介 : 地震継続時間並びに最大加速度に対する軟弱地表層の影響, 第4回日本地震工学シンポジウム講演集, pp. 73~80, 1975年11月.
- 36) Yoshioka, N. and K. Abe : Focal Mechanism of the Iwate-Oki Earthquake of June 12, 1968, *J. Phys. Earth*, 24, pp. 251~262, 1976.
- 37) Noguchi, S. : On the Relation between Surface-Wave Magnitude and JMA Magnitude, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. 7, Vol. 6, pp. 213~224, 1979.
- 38) 井上凉介・藤野陽三・松原勝巳・伯野元彦 : 断層震源モデルを適用した周期10秒前後の地震動評価の試み, 土木学会論文報告集, 第317号, pp. 47~60, 1982年1月.
- 39) Yoshii, T. and S. Asano : Time-Term Analysis of Explosion Seismic Data, *J. Phys. Earth*, 20, pp. 47~57, 1972.
- 40) 石橋克彦 : 東海地方に予測される大地震の再検討—駿河湾大地震について—, 地震学会講演予稿集, 1976年No. 2, pp. 30~34, 1976年10月.
- 41) 田中貞二・吉沢静代・坂上 実・大沢 胖 : 1980年伊豆半島東方沖地震強震記録の解析—前・余震記録による本震の加速度波形特性の推定—, 地震学会講演予稿集, 1981年No. 2, p. 205, 1981年10月.

(1982.1.28・受付)