

# 津波波源の推定

相 田 勇

## 1. はじめに

津波発生原因の一つに、火山噴火がある。1883年クラカタウ火山の噴火による大津波は有名であるが、津波発生の機構は十分わかっているとはいえず、最近議論が復活してきている<sup>1)</sup>。1952年の明神礁の噴火による小津波は、噴火の際の爆発圧力が海水に伝達されて生じたとする、観測事実を説明できるという<sup>2)</sup>。

また別の津波発生原因として、地滑り、山崩れなどによる、流体または固体の海中への突入がある。1792年九州島原半島眉山の山腹が、地震に触発されて崩壊し、地滑りとなって有明海に突入した。これによって島原半島および対岸熊本側に大きな津波が襲い、約15,000人の死者を生じた。この津波は、山体物質を流体として水と等価な流量を考えることによって、古記録にあらわれた津波の挙動をシミュレートできる<sup>3)</sup>。しかしアラスカ、リツヤ湾での岩石崩壊による津波は、むしろ崩壊物質が固体として湾水へ突入することによって生じるとして説明されている<sup>4)</sup>。これらと同種の津波として、北海道噴火湾で、1640年の駒ヶ岳噴火によるとされるものがあるが、くわしいことはわからない。また1741年渡島大島の噴火活動中に発生した津波は、火山山体の崩壊によるとするには、あまりにも規模が大き過ぎる<sup>5)6)</sup>。

以上にあげた二つの原因による津波の発生は、その物理的機構の説明が確立されているわけではなく、ケースによってモデルを考える状態にある。また発生の頻度もそれ程多くはなく、例えば渡辺<sup>7)</sup>の津波リストを見ても、上に挙げたものの外には1914年の桜島の噴火の際のものが数えられるに過ぎない。これに対して、地震による海底の地殻変動に基因する津波は、海岸で観測される津波の最大高さが2 m程度（津波マグニチュード1）、あるいはそれ以上のものが、1600年以来今日までに、日本周辺において66回も発生していて、単純に平均すれば5.8年に1回の割合でおこっていることになる。また発生機構についてもかなりよくわかって来ており、地震津波として一般的に議論できる段階にあるといえよう。そこでここに取上げる津波波源は、この地震津波（以下単に津波という）に限ることとする。

## 2. 逆伝播図から推定される波源

津波は水深に比較して波長が長いので、“長波”として近似でき、伝播速度 $\sqrt{gh}$ であらわせる。 $g$ は重力加速度、 $h$ は水深である。したがって、ホイヘンスの原理により、海底地形図上で波面や波向線の作図が容易にできる。海岸の1点から沖に向けてこれを描けば、時間を遡った波面の位置が求めら

れることになり、これを逆伝播図といっている。津波発生を地震と同時に仮定すれば、海岸に津波が到達した時刻と地震発震時の差（厳密には地震波が海岸に達する時間を差引く），“伝播時間”だけ遡った位置は、津波発生時の波の先端をあらわす。これを震源をとりまく多くの方位の点から求め、その包絡線で囲まれた領域を“津波波源域”といっている。

実際の作図は、コンピュータによる方法もいくつか考えられるが、作図のわずらわしさをいとわなければ、手書きによっても出来る。古くは1933年三陸津波について Miyabe<sup>8)</sup> が、また1944年東南海津波について表<sup>9)</sup>が波源を求めている。その後羽鳥は精力的に各津波について作図を行い<sup>10)</sup>、歴史時代から現在に至るほとんどの津波の波源域を求めた。図1は1983年日本海中部地震津波の波源域である<sup>11)</sup>。

このようにして求められた波源域は、多くは長円形であらわされていて、その代表的な大きさとして長径  $L$  をとれば、地震マグニチュード  $M$  との間に図2に示すような関係がある<sup>10)</sup>。これは  $\log L = 0.5M - 1.7$  の式ではほぼ代表され、余震域の直径  $L_a$  の式、 $\log L_a = 0.5M - 1.8$ <sup>12)</sup> と非常に近いが、津波波源域は余震域よりやや大きい。

波源域が求まると、それから海岸までの2本の波向線の間でエネルギーが保存されるとすれば、Greenの法則によって海岸の津波の振幅から、波源縁での津波の振幅を求めることができる。すなわち、水深を  $h$ 、相隣る2本の波向線の間隔を  $b$ 、津波の振幅を  $\eta$  とし、海岸および波源縁での量を添字  $s$  および  $o$  であらわせば、

$$\eta_o = \eta_s (b_s/b_o)^{1/2} (h_s/h_o)^{1/4} \quad (1)$$

の関係が成立する。ここで海岸における水深を何  $m$ にとればよいかわからず、また波源縁での津波の振幅が得られたとしても、それはそこを通過する波の振幅であって、波源に最初に生じる水面の擾乱とは異っている。しかし初めの波の上げ・下げの向きは、波源縁海底での隆起・沈降を反映するので、その立上りが明瞭な津波記録が得られた場合には、

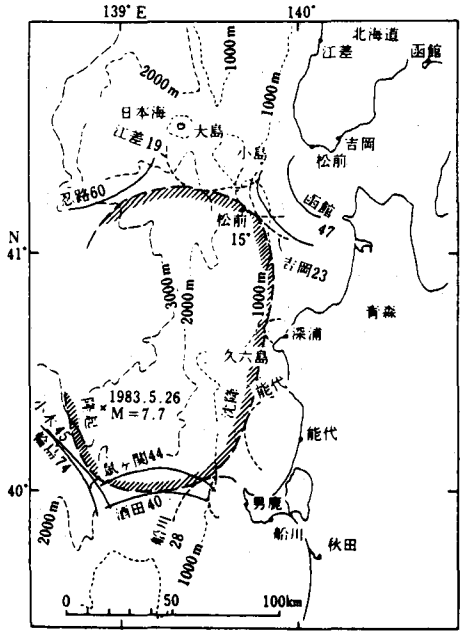


図1 1983年日本海中部地震津波の波源域（羽鳥による）

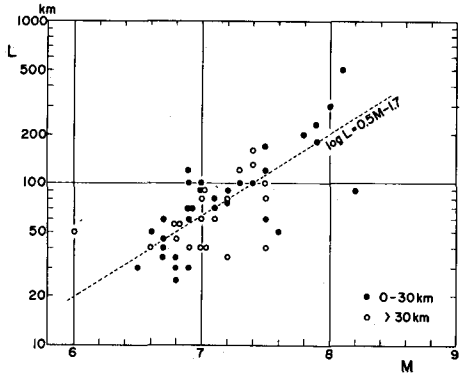


図2 津波波源域の長さ  $L$  と地震マグニチュード  $M$  との関係（羽鳥による）

波源域での変動のパターンを推定することができる。

1968年十勝沖津波では、浦河、八戸間の記録が、初め下げ波であったのに対して、それ以外の地域は上げ波であった。これは波源域の北西の隅に沈降域があることを示唆するが、後章で述べるような地震断層モデルによる海底パターンとよく調和した。

波源域を求める際、津波波形の初動がゆるやかであったり、湾のセイシュのようなノイズに埋もれてしまったりして、記録から津波の到達位相を決めることは、なかなか難しい。最近、岡田<sup>13)</sup>は波形をデジタル化して、AIC処理で客観的にこの位相を求めることを試みている。このようにしても今までの検潮器の記録紙送り速度は遅いので、デジタル化の誤差はかなり大きい。また初めに小さい下げ波が先駆しているのを検出できない場合などは、求められた波源域はほぼ隆起域のみをあらわすことになる。また特に歴史津波の場合などは、時間の精度は極端に悪いので、地殻変動の古記録なども考慮して推定されたものもあり、現在波源域といわれているものを、全部同一の尺度で見られないことに注意を要する。

### 3. 地震の震源機構、断層モデル

地震は断層のずれによって生じるが、そのずれ・破壊が一番最初に始まった点を震源という。その点から発生した地震波は、縦波(P波)、横波(S波)として伝播する。震源において、図3、(a)のように、 $x_1, x_2$  軸上に2組の偶力が働いたと考えると、射出されるP波の初動の振幅方位特性は、(c)のように4象限に交互に押し(C)、引き(D)があらわれ、 $x_1, x_2$  軸方向には、振幅が0になる。またS波は $x_1, x_2$  軸方向で振幅が最大で、向きは軸に直交する(d)。ここで $x_1, x_2$  軸を節線という

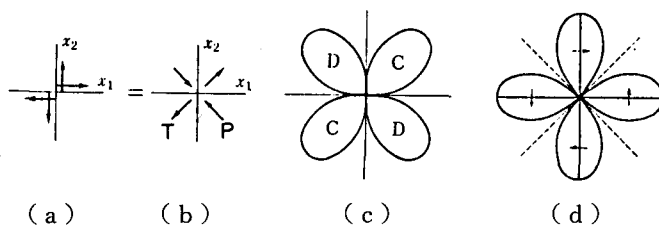


図3 震源における力源と、地震波の放射分布

が、3次元で考えれば直交する2節面になり、これを求めたものをメカニズム解といっている。

実際の地震においては、震源から各観測点へ地震波の射出する方位角を、震源をとりかこむ仮想の小球(震源球)上の点にとり、それを上または下半球等積投影によって平面上に表現する。その各点の初動の押しを黒丸、引きを白丸であらわして、実際に描いた例を図4に示した。これは1983年日本海中部地震の例で<sup>14)</sup>、2枚の節面は、押し、引きの境界をあらわし、互に直交する条件で描かれる。図中に示した $\delta$ は節面の傾斜角、 $\phi$ は走向の方位角をNから時計廻りに測った角である。

また図3(a)の2組の偶力は、(b)にP、Tと示した圧力、張力の組合せとも等価であり、図4で

は節面から  $45^\circ$  の方向に P, T で主圧力軸, 主張力軸が示されている。このような力の働きで破壊が生じるとすれば, 図 3 では  $x_1$  あるいは  $x_2$  軸の方向, 図 4 では 2 節面のどちらかである。このような性質は岩石資料の破壊実験などでよく知られている。すなわち断層面は節面に一致するわけであるが, どちらの節面にずれを生じるかは, これだけでは決まらない。

震源の 1 点で始った破壊・断層のずれは, S 波の速度よりやや遅い伝播速度  $v_r$  (約 0.7 倍, 2.5 km/sec 程度) で, 一方に, あるいは両方に広がる。すなわち震源は, はじめは点であるが, 破壊の進行とともに広がりを持ち, ある面積の断層になる。また 1 点で断層ずれを形成する時間を立上り時間  $\tau$  とい

い, 地震のマグニチュード  $M$  によって, 0.1 ~ 5 sec 程度の値をとる。しかしずれの速度は  $M$  によらずほぼ等しく, 約 80 cm/sec 程度と考えられている。したがって地震の初期破壊が始まり, 震源域全体に破壊がおよび, 震源過程が終了するには, 数秒から 1 分程度の時間がかかることが多い。

震源域はこのようなある有限の広がりを持っているが, 遠方からみれば点源として近似できるので, 震源に単位の地震モーメント (前記の震源に働く偶力) を与えて, 例えば角距離  $\pi/2$  の位置の表面波 (ラブ波, レーリー波) の理論記象を計算することができる。一方世界中の各観測所で得られた周期 100 ~ 400 秒の表面波記録から, 地震計特性の補正や, 周期による波の位相速度と減衰係数の補正による距離の等化 (理論記象と等距離) を行った補正観測波形を求める。これらから, 理論・観測両者の振幅方位分布を比較することによって, 節面や, 地震モーメントの大きさを trial and error で決定する<sup>15)</sup>。この場合震源における破壊の伝播が, ある方向に進行すると, その方向および逆方向の振幅に差を生じ, 振幅方位分布が中心に対して対称でなくなる。これから破壊の伝播方向や断層の長さなどの推定もできる。

また最近, 周波数領域において, 理論と観測を比較する, モーメント・テンソル法によるインバージョンによっても, メカニズムと地震モーメントが求められている<sup>16)</sup>。この方法では観測波形のスペクトルを求める際の初期位相から, 震源域での破壊の継続時間が推定できる。

つぎに断層の大きさ, 幾何学的形状を求める手段としては, 余震域が用いられる。断層の破壊は本震の発生によって急速に拡大するが, その際残された未破壊領域が, その後の応力集中によって次つぎと破壊し, それが余震となる。殊に最初の 24 時間程度の間に余震が発生する領域は, 本震によってずれを生じた断層面にほぼ等しいと考えられている。余震震源の平面分布から, 断層面の位置や形状を知る

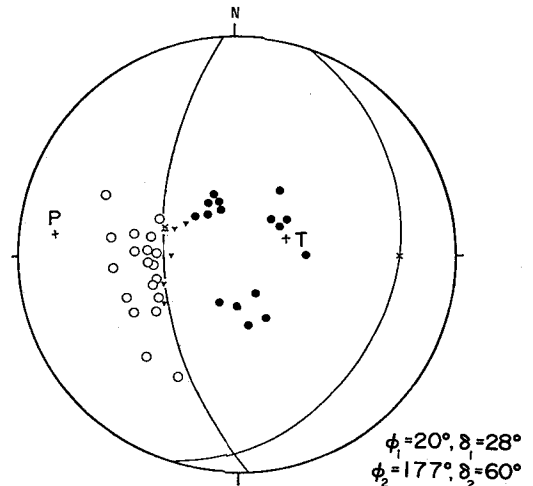


図 4 1983 年日本海中部地震の第 1 主破壊の P 波初動分布 (石川らによる)

ことができ、また鉛直断面分布は断層面の傾斜に関する情報を与える。

余震分布から求めた断層面の傾斜は、前述したメカニズム解から得られる節面の一つの傾きと一致しなければならない筈である。しかし余震震源位置の決定、特に深さの決定精度は、観測点の配置や密度によっても異なるが、数kmから10 kmになる。またメカニズム解にも誤差が伴うので、この両者は厳密には一致しない。そのため地殻変動のデータや、構造地質学的な考え方、特にプレート・テクトニクスによる沈み込みの傾斜角や、スリップベクトルの方向などの資料を参考にして、妥当な解を選ぶことも多い。

さて地震モーメント  $M_0$  が求まり、断層の面積  $S$  が決定されると、それから断層の平均のずれの量  $\bar{D}$  が、次式で求められる。

$$\bar{D} = M_0 / \mu S \quad (2)$$

ここに  $\mu$  は地殻の剛性率であり、陸上や沿岸は小さく、海洋では大きい。通常  $3 \sim 7 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> 程度である。地震モーメントは、地震全体の大きさをあらわす最も直接的な量であるが、これを求めるためには、多くのデータから面倒な解析を行わねばならない。そこで現在地震の規模をあらわすものとして最も広く用いられている地震のマグニチュード  $M$  との関係がしらべられている。

ここでマグニチュードは、ある震央距離における、ある周期の地動の振幅の対数によってあらわされるが、表面波マグニチュード  $M_s$ 、実体波マグニチュード  $m_b$  など、それぞれ定義が異なる。気象庁で発表されるマグニチュードは、表面波マグニチュード  $M_s$  に近いので、ここでは、この両者を混同して  $M$  とする。

さて地震波のスペクトルは、長周期域では平坦で、ある周期を境に短周期域では減少する形をとる（例えば、周波数の自乗に逆比例する  $\omega^2$  モデル）。この境界を周波数であらわし、コーナー周波数と呼んでいる。コーナー周波数は地震の規模が大きくなるにつれ低周波数になる。 $M$  は、周期 20 sec またはそれ以下の地震動の振幅で決められるが、 $M > 7$  程度では地震波スペクトルの“コーナー”は周期 20 sec 以上にもなり、 $M$  はスペクトル振幅が低下した部分で決められることになる。すなわち、 $M$  はある規模以上になると飽和して、正確な地震の規模を表現しなくなる。地震モーメント  $M_0$  と  $M$  の関係を実際の地震についてしらべると、 $\log M_0 = aM + b$  で表わされ、 $M \leq 7.5$  では、 $a$  はほぼ 1.5 になるが、 $M > 7.5$  では  $a$  はもっと大きな値になる。

そこで地震モーメントで地震の規模をあらわすことが考えられ、これをモーメント・マグニチュード  $M_w$  といっている<sup>17)</sup>。これは地震エネルギー  $E$  と  $M$  の関係式、 $\log E = 1.5 M + 11.8$  を介して定義され、

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1 \quad (3)$$

であらわされる。 $6 < M \leq 7.5$  の範囲では、 $M \approx M_w$  であるが、 $M > 8$  になるとかなりの差が生じる。

例えば1960年チリ津波を発生した地震は、 $M$  8.5程度であるが、 $M_w$  は9.5といわれている。津波を生じる地震は、通常マグニチュードが大きいから、 $M_w$  であらわした方が便利である。

表1に、日本の津波を伴った主な地震について、地震のマグニチュード $M$ 、モーメント・マグニチュード $M_w$ 、地震モーメント $M_0$ 、断層面積 $S$ (=長さ $L$ ×幅 $W$ )、平均断層すべり量 $\bar{D}$ 、応力降下量 $\Delta\sigma$ 、ずれの立上り時間 $\tau$ 、破壊伝播速度 $v_r$ 、採用した剛性率 $\mu$ 、断層の型などを表示した。ここに

表1 日本の津波を伴った主な地震の断層パラメータ

| 地震名(年)       | $M$ | $M_w$ | $M_0$<br>$10^{27}$<br>dyne·cm | $S$<br>( $L \times W$ )<br>km <sup>2</sup> | $\bar{D}$<br>m | $\Delta\sigma$<br>bar | $\tau$<br>sec | $v_r$<br>km/sec | $\mu$<br>$10^{11}$<br>dyne/cm <sup>2</sup> | 断層型<br>(傾斜)          |
|--------------|-----|-------|-------------------------------|--------------------------------------------|----------------|-----------------------|---------------|-----------------|--------------------------------------------|----------------------|
| 関 東 1923     | 7.9 | 7.9   | 8.0                           | { 22×45<br>63×55                           | 7.4<br>4.7     | 83<br>43              | 5.            | 2.              | 3.4<br>3.4                                 | 右・逆(26°)<br>右・逆(23°) |
| 三 陸 沖 1933   | 8.1 | 8.4   | 43.                           | 185×100                                    | 3.3            | 39                    | 5.            | 3.              | 7.                                         | 正 (45°)              |
| 福 島 県 沖 1938 | 7.5 | 7.8   | 7.0                           | 100×60                                     | 2.3            | 33                    |               |                 | 5.                                         | 逆 (10°)              |
| 積丹半島沖 1940   | 7.5 | 7.7   | 4.2                           | 170×50                                     | 1.1            | 17                    |               |                 | 4.5                                        | 逆 (45°)              |
| 東 南 海 1944   | 7.9 | 8.2   | 28.                           | { 110×70<br>80×80                          | 4.0<br>4.0     |                       |               |                 | 5.<br>5.                                   | 右・逆(24°)<br>右・逆(24°) |
| 三 河 1945     | 6.8 | 6.6   | 0.087                         | 12×11                                      | 2.2            | 127                   |               |                 | 3.                                         | 右・逆(30°)             |
| 南 海 1946     | 8.0 | 8.3   | 33.                           | { 150×70<br>150×70                         | 6.0<br>4.0     |                       |               |                 | 3.1<br>3.1                                 | 右・逆(20°)<br>右・逆(25°) |
| エトロフ沖 1958   | 8.1 | 8.4   | 44.                           | 150×80                                     | 5.1            | 78                    |               |                 | 7.                                         | 逆 (30°)              |
| エトロフ沖 1963   | 8.1 | 8.5   | 75.                           | 250×150                                    | 3.             | 23                    |               | 3.5             | 7.                                         | 逆 (22°)              |
| 男鹿半島沖 1964   | 6.9 | 7.0   | 0.43                          | 50×20                                      | 1.2            | 36                    |               |                 | 3.7                                        | 逆<br>(40~50°)        |
| 新 潟 1964     | 7.5 | 7.6   | 3.2                           | 80×30                                      | 3.3            | 70                    | 5.0           | 2.5             | 4.0                                        | 逆 (56°)*             |
| 十 勝 沖 1968   | 7.9 | 8.2   | 28.                           | 150×100                                    | 4.1            | 32                    |               | 3.5             | 4.5                                        | 左・逆(20°)             |
| 岩 手 県 沖 1968 | 7.2 | 7.1   | 0.51                          | 80×30                                      | 0.48           | 12                    |               |                 | 4.5                                        | 左・逆(30°)             |
| 北海道東方沖 1969  | 7.8 | 8.2   | 22.                           | 180×85                                     | 2.9            | 29                    |               | 3.5             | 5.                                         | 逆 (16°)              |
| 根室半島沖 1973   | 7.4 | 7.8   | 6.7                           | 100×60                                     | 1.6            | 35                    |               |                 | 7.                                         | 逆 (27°)              |
| 伊豆半島沖 1974   | 6.9 | 6.4   | 0.059                         | 18×8                                       | 1.2            | 65                    |               |                 | 3.4                                        | 右                    |
| 伊豆大島近海 1978  | 7.0 | 6.7   | 0.13                          | { 17×10<br>6×6.7                           | 1.85<br>1.2    | 41<br>40              | 2.0           | 2.8             | 3.5<br>3.5                                 | 右・逆(85°)<br>右・逆(75°) |
| 宮 城 県 沖 1978 | 7.4 | 7.6   | 3.1                           | { 37×34<br>24×34                           | 1.9<br>2.4     | 95<br>145             | 2.0<br>2.0    | 3.2<br>3.2      | 7.0<br>7.0                                 | 左・逆(20°)<br>左・逆(20°) |
| 日本海中部 1983   | 7.7 | 7.9   | 7.5                           | 120×30                                     | 7.             | 120                   |               | 2.              | 3.                                         | 逆 (30°)              |

\* 図11に示すような解もある。

断層の型は、右、左でそれぞれ右横ずれ、左横ずれ断層をあらわし、逆で逆断層、正で正断層を、括弧内は断層面の傾斜角を示す。これらのパラメータは、解析法あるいは使用データなどが異なると、違った値が求められることもあり、したがって一つの地震に異った解が出されているものもあるので、注意を要する。なおこの表は文献<sup>12)</sup>などを参照して編集した。

#### 4. 津波の発生

海底の変動によって発生する津波の、理論・解析の面では、解を得易いということもあって、円筒形の隆起が与えられることが多かった。代表的なものに高橋<sup>18)</sup>によるものがある。図5には、浅海で半径  $a$  の円筒形に海底が隆起した場合、距離  $r$ 、時間  $t$  に関して、水面の変化  $\zeta$  を計算した例である。ここに  $c$  は長波速度、円筒の隆起量は  $H_B$ 、隆起に要した時間は  $T = a/2c$  にとっている。

その後 Kajiura<sup>19)</sup> によって、Green 関数が導入された。これによって海底の変動の形はもっと一般化され、例えば長方形の変動域から発生する津波の指向性<sup>20)</sup> なども議論された。

しかしこの時期までの理論では、海底変動域の形状、変位分布などについて、実際津波のそれが十分

判っていないまま行われた。1960年代に地震学の方では、地震の断層震源理論が急速に発展し、断層モデルによって地震の実体波、表面波の理論波形を計算し、それが観測事実をよく説明できることがわかった。

この手法を用いて、地球の表面を一樣な深さの水の層で覆った構造モデルを用い、地下に仮定した断層ずれによって水面に生じる波を計算する試みが、Yamashita and Sato<sup>21)</sup> によって初めて行われた。これは、津波は流体の方程式のみを解けばよいとしてきた従来の理論に対して、水と弾性体地球との結合系を考えた新しいものである。彼等は、発生津波のスペクトルや波形に関して、立上り時間、断層の深さ、破壊伝播時間、傾斜角などのパラメータ依存性をしらべているが、結果としては、流体と固体地球を分離した考え方と矛盾するものはなかった。

また Ward<sup>22)</sup> は球対称の弾性体地球モデルの表面に水の層を仮定した構造に対して、地下にモーメントテンソルによってあらわした力源を与えて、水面を伝わる津波のノーマル・モード解を求めた。また Comer<sup>23)</sup> は半無限弾性体の表面に水の層を仮定した構造に対して、水面を伝播する津波について議論した。これらの理論は、水深は一樣として取扱い、海岸の境界などは考慮に入れることはできないので、実際の津波と直接の比較はむずかしい。われわれとして、この様な理論に最も興味があるのは、厳密な弾性体との結合系での計算によって、従来の流体のみに限った非結合系による解に対する誤差が評

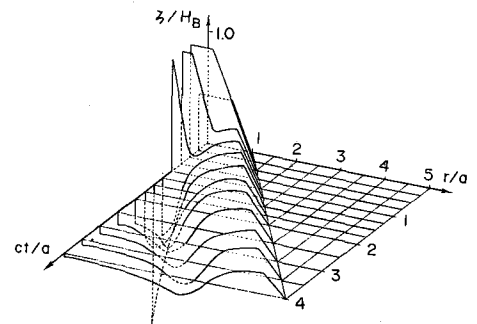


図5 円筒形の海底隆起によってひき起される津波（高橋による）

価されることにある。

Comer<sup>23)</sup>はこの点に関して、点源からの遠方での解ではあるが、両者の比較を行っている。図6は、深さ10kmで、立上り時間120secの縦ずれのみのモーメントが働いた場合の、2,223kmの距離における津波の波形で、上は結合系によるノーマル・モード解の波形であり、下は流体のみで計算された波形である。両者の差は無視できる程小さい事がわかる。この事はわれわれとしては重要な結論であって、津波のシミュレーションなど、これから述べる実際の津波の取扱いは、流体の方程式のみで進めてもよいことになる。

## 5. 断層モデルによる地表の変形

震源域における断層の急激なずれによって地震が発生し、地震波として放射されるが、それと共に地殻内に永久変形が残る。この静的な変形に関する先駆的研究が、Maruyama<sup>24)</sup>

によってなされた。無限弾性体中の1点Pに $\Delta U_k(P)$ のくい違いが与えられた時、任意の点Q( $x_1, x_2, x_3$ )の変位の $m$ 成分は、

$$U_m(Q) = \iint_{\Sigma} \Delta U_k(P) T_{k,l}^m(P, Q) \nu_l(P) d\Sigma$$

という、いわゆる Volterra の式であらわされる。ここにPは $\Sigma$ 面上の1点で、 $\nu_l(P)$ はPにおける $\Sigma$ の法線方向余弦、 $T_{k,l}^m(P, Q)$ はPでの単位の力によるQの $m$ 方向に働く応力テンソルの $k, l$ 要素である。Maruyama<sup>24)</sup>はこの理論から、半無限媒質中の縦ずれ、あるいは横ずれによる変位や応力の表現を求め、地表の変位など種々の例を示している。

その後 Mansinha and Smylie<sup>25)</sup>によって、傾斜した長方形の断層で、くい違い変位が一様であり、また媒質のポアソン比が1/4の場合についての解析解が求められた。彼等の論文の式にもとづいた計算機プログラムは、地表変位の計算に広く用いられている。この計算に際しては、断層の長さ、傾斜角、断層面の深さ、ずれの傾斜方向、走向方向の両成分を与える必要があるが、それらは3.で述べたように、地震学あるいは関連した地学的知見にもとづいて与えることが出来る量である。

この他、Sato and Matsu'ura<sup>26)</sup>の論文は、歪や傾斜を求めるのに便利な表現がなされていて、ポアソン比も任意に与えられるので、更に一般化されている。松浦・佐藤<sup>27)</sup>はこの方法で、種々の断層パラメータを与えて、典型的な地表変位の鉛直成分、水平成分のパターンを求め、多くの図に示している。水平成分は津波発生に二次的であると考えられるので、ここでは鉛直成分についてのみ、断層の長さLが幅Wの2倍、深さ $H_0$ はW/15の条件で、傾斜角 $\delta$ が30°の場合について図7に示した。(a)

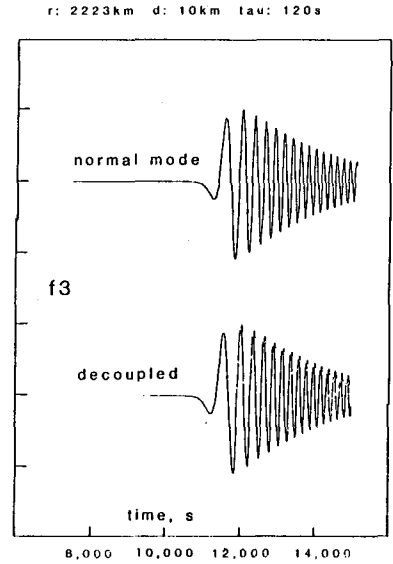


図6 海と固体地球の結合系および非結合系による、発生津波の比較 (Comer による)

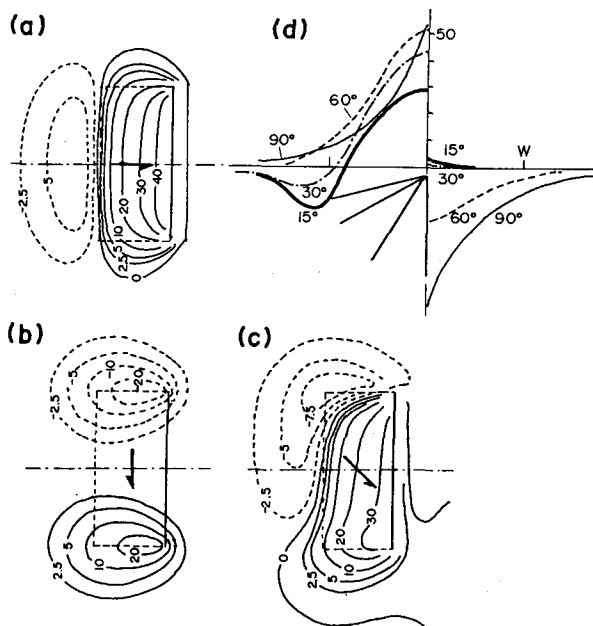


図7 (a)傾斜角 $30^\circ$ の縦ずれ逆断層, (b)左横ずれ断層, (c)それらの合成, のそれぞれの場合の鉛直変位分布(松浦, 佐藤による), (d)縦ずれ逆断層による鉛直変位パターンの傾斜角による違い

は縦ずれのみの逆断層, (b)は横ずれのみの左横ずれ断層, (c)は同じ大きさの両方の成分がある場合の鉛直変位分布を, 等高線で示してある。実線は隆起, 点線は沈降で, 単位はずれの量  $\bar{D}$  に対する%である。すなわち  $\bar{D} = 1\text{ m}$  ならば, cmの単位で読むことができる。また断層を示す長方形の枠の中央に示す矢印は, 上盤の変位の方である。

縦ずれと, 横ずれの変動パターンの違いは著しく, 縦ずれのパターンは断層の走向に平行で, 変動の大きい範囲が比較的広い。しかし横ずれの場合は, 変動が断層の両端部に集中して, 隆起・沈降が対称的に生じる。また変動の量も縦ずれの場合より小さく, 範囲もせまい。実際の地震では, (c)のように縦ずれと横ずれの両方の成分を持つことが多く表1にもそれが示されている。この場合は両方の成分の割合によって, 分布の様子が変わる。この場合でも, 断層の中央部では, 走向に垂直な方向の断面で, 縦ずれ断層の性質が認められる。

横ずれのない逆断層の, 走向に垂直な断面での鉛直変位分布を, 傾斜角  $\delta$  をパラメータにとって描いたものが, 図7(d)である。 $\delta = 90^\circ$ の場合は断層線に対して, 隆起・沈降が対称的にあらわれる。 $\delta$ が小さくなるにつれ, 上盤側の隆起(図の左方)にくらべて, 下盤側の沈降(図の右方)が小さくなっていくのがわかる。更に $\delta$ が $45^\circ$ 以下になると, 上盤側の断層線から遠い方(図の左端)に小さい沈降域が生じるようになる。これは低角になるに従って大きくなるのがわかる。このように傾斜角による隆起・沈降パターンの変化は著しい。

さて大地震のあとで、地表に大きな地殻変動が残ることはよく知られている。例えば1923年関東地震の際には、房総半島や三浦半島の先端が隆起し、現在でも隆起地形として残されている。地震発生機構を断層モデルで近似できるならば、その断層モデルによって生じる地表の静的変形が、地殻変動をあらわす筈である。それで断層モデルの適否が、水準測量などの測地データによって検証されることも多い。ここでの計算はすべて線型であるので、重ね合わせが可能である。したがって単に1枚の断層面のみでなく、異ったパラメータを持った複数の断層を組合せることによって、複雑な断層系を表現することも可能である。1923年関東地震の地殻変動は図8(a)に示すように、水準測量データから求められているが<sup>28)</sup>、これに近似するものとして石橋<sup>29)</sup>は、図8(b)に示すような4枚の断層を考慮し、特に小田原付近の細かい変動パターンを表現している。

このような作業は、trial and error でも行なえるが、Matsu'ura<sup>30)</sup> や Matsu'ura and Iwasaki<sup>31)</sup>

のようにインバージョンの方法で最適モデルを決めることができる。ただ測地データも、変動域の全域を覆って求められる場合は少く、殊に海域の地震の場合は、ほんの僅かの陸上のデータしか使えない場合もある。現在では、3.で述べたような地震学的な(実際には実体波の理論記象との比較なども含む)モデルと、静的変形から求めたモデルが、相互に比較検討される。

## 6. 津波の数値実験による断層パラメータの推定

4.で述べたように、現在のところ津波は剛体の上にある流体の運動として扱ってよいと考えられる。したがって初期条件として、何らかの形で海底変動を流体に与えれば、その後は長波又は浅海波の方程式を解けばよいことになる。数値実験としては、差分法または有限要素法などが用いられているが、その方法は別の講義において詳細に説明されるので、ここでは特に触れないことにする。

さて海底変動としての鉛直変位場は、連続の式に時間微分の形で挿入される。したがって若し、海底変動時間が、長波の進行時間に比べてごく短かければ、初期水位として海底の鉛直変位を与えればよいことになる。3.で述べたように、断層の破壊伝播速度は2.5 km/sec 程度であるのに対して、長波速度は水深2,000 mとして、0.14 km/secであるから約1/18であり、多くの場合上記の近似は成立する。し

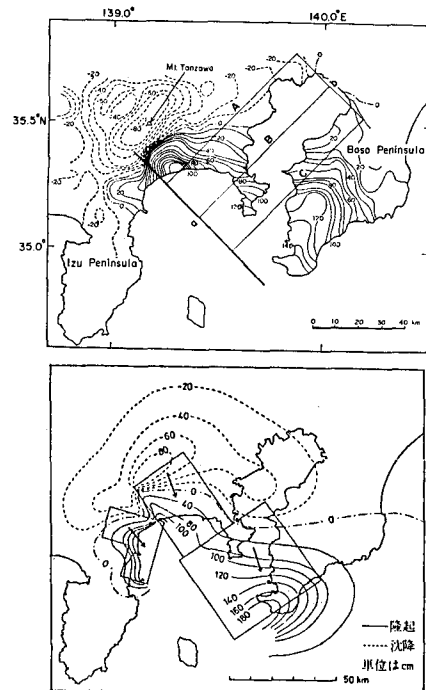


図8 (a) 1923年関東地震による地殻変動分布(安藤による)、(b)実際の変動を近似する断層モデルとそれによる鉛直変位計算値の分布(石橋による)

かしもっと厳密さを要する場合とか、変動時間が特に長いと想像される（低周波地震、津波地震、後節参照）ような場合には、変動時間を考慮に入れる。

この際は時間的に直線的な変化をすると仮定するのが普通である。実際の断層付近の地表での運動は、断層モデルによる地震実体波として計算でき、例えば図9に示すものは、1923年関東地震のモデルによって計算された秦野における地動である<sup>32)</sup>。オーバー・シュートがあるが、ほぼ20 sec以内に永久変形に達していることがわかる。厳密には、断層付近の全計算点でこのような波形をもとに、海底変位速度を与えるべきであるが、現在その実際例はない。現在の数値モデル全体の精度から考えれば、ramp 関数の仮定でよいと思われる。変動時間としては、 $(L/v_r)$   $+( \sim 5 ) \tau$ 程度と考えてよいであろう。

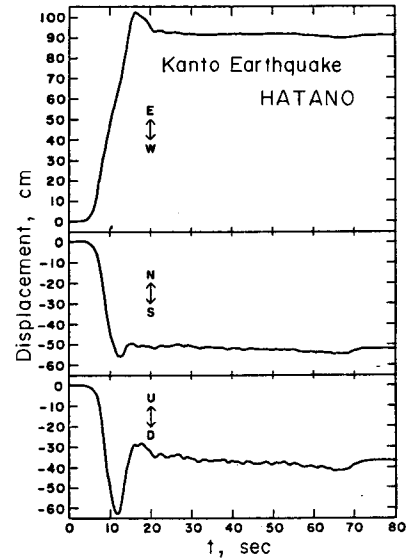


図9 断層モデルによる震源域近傍の地動の計算波形（Kanamoriによる）

さて断層のパラメータおよびこの変動時間を決めれば、5.の方法で求めた海底鉛直変位を、変動終了時変位として、時間微分として計算に組入れられる。水深データによる海洋モデル上で、伝播する水位、流量の値が計算され、必要な海岸の地点の津波波形が求まる。

この際モデルの検証としては、検潮器、津波計などによる津波記録と、計算波形の比較を行う必要がある\*。比較にはそれぞれの時間波形の相関係数をとることもできるが、波形としてかなり相似でも、僅かの位相差があると相関が悪い結果となる。また長時間の波形をとると、後尾程誤差が累積することにも注意する必要がある。多くの場合、計算波形は実記録とかなり相似であるので、到達時間などの位相的な検証と、振幅の検証を分離して行った方が实际的であるようである。

例えば、第1の波の振幅の観測値を  $x_i$ 、数値実験値を  $y_i$  とし、その比  $K_i = x_i/y_i$  を多くの観測点  $n$  個について計算する。そうすると、

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i \quad (4)$$

で幾何平均  $K$  が求められる。この  $K$  は若し数値実験を線型の範囲と考えれば、モデルを実際津波に近似させるための、断層ずれ量の補正倍率になる。またこの  $K_i$  のバラツキの程度を対数標準偏差として、

$$\log \kappa = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right\}^{1/2} \quad (5)$$

\* 検潮器などが設置されている検潮井戸は、非線型のローパス・フィルターと考えられるから、特に周期が短かく、大振幅の場合には振幅の減衰が大きい。しかし実際使用中の井戸の特性は、厳密にはわからないので、その特性補正はかなり困難である。

から  $\kappa$  を計算する。これは波源から方位の異なる各観測点に向けての津波の振幅の、実際津波と計算との一致の程度のバラツキであるので、モデルの海底変位パターンの適否の指標となる。

津波波源としての断層のパラメータを決める場合、地震あるいは測地データなどから求められたモデルがある場合には、まずそのパラメータで数値実験を行い、検証記録のある観測点の津波波形を計算する。そして式(4)および式(5)から  $K$ ,  $\kappa$  を求める。断層パラメータを調整して、trial and error で、 $K$ ,  $\kappa$  が1に近づくように計算を繰り返す。断層のパラメータは数が多いので、多くのものを1度に変えては混乱するので、パラメータのどれがほぼ確定したものかを見極め、変化し得るパラメータを選ぶ必要がある。

現在のところ津波数値実験での  $K$ ,  $\kappa$  は、表2に示す程度である<sup>33)</sup>。 $K$  は原理的には1になし得るが、 $\kappa$  は、 $\kappa \leq 1.2$  は“優”， $\kappa \leq 1.4$  が“良”といったところであろう。

表2 観測記録波形と比較した津波数値実験の信頼度

(点線より上の5個は地震・測地パラメータ使用、下の6個は津波データに適合するようにパラメータ調整)

| 年月日, 地震名             | 比較点数<br>$n$ | 第1半周期振幅 $a_1$ |                        | 第2半周期振幅 $a_2$ |          |
|----------------------|-------------|---------------|------------------------|---------------|----------|
|                      |             | $K$           | $\kappa$               | $K$           | $\kappa$ |
| 1952 Ⅲ 4 十 勝 沖       | 4           | 1.09          | 1.37                   | 0.84          | 1.71     |
| 1968 V 16 十 勝 沖      | 6           | 1.33          | 1.61                   | 1.47          | 1.62     |
| 1968 VI 12 岩 手 県 沖   | 6           | 4.45          | 1.64                   | 3.48          | 1.61     |
| 1969 Ⅷ 12 北海道東方沖     | 6           | 1.25          | 1.20                   | 1.06          | 1.21     |
| 1973 VI 17 根 室 半 島 沖 | 6           | 2.28          | 1.27                   | 1.16          | 1.47     |
| 1944 XII 7 東 南 海     | 6           | 1.05          | 1.17                   | 0.98          | 1.39     |
| 1968 IV 1 日 向 灘      | 5           | 1.14          | 1.23                   |               |          |
| 1968 VI 12 岩 手 県 沖   | 6           | 1.09          | 1.69                   | 0.82          | 1.66     |
| 1978 VI 12 宮 城 県 沖   | 10          | 1.02          | 1.20                   | 0.98          | 1.54     |
| 1946 XII 21 南 海      | 5           | 1.0           | 1.12 ( $a_1, a_2$ の平均) |               |          |
| 1983 V 26 日本海中部      | 10          | 0.99          | 1.26                   |               |          |

津波数値実験を線型の範囲に限って、波源域内の変動分布をインバージョンで求めることも可能である。例えば波源付近を複数の領域に分割し、各領域に単位の変動を与えて、各観測地点の波形を計算しておく。或る地点の或る時刻の水位は、波源の各領域から計算された水位に適当な係数を乗じて加え合せたものになる。観測水位とこの計算値との差の自乗を最小にするような係数を求めればよい<sup>34)</sup>。

あるいは波源の断層を複数に分割して、それぞれのスリップ量を未知数とするインバージョンを行えば、波源域内での断層ずれの不均一性を求めることができる。図10は、佐竹<sup>35)</sup>が1983年日本海中部地震の断層モデルを、4分割してその各々のスリップ量の違いを、津波記録からのインバージョンによ

って求めた例である。しかしインバージョンでの問題は、波源を小さく分割することによって、数値実験での長波近似が成立しなくなるおそれがあり、あまり細かい変動分布は得られない。その点で後者の断層を分割する方法は、分割数が少くても、物理的に有意な分布を得易いものと思われるが、なお今後問題が残されている。

さて津波被害予測などの必要から、全く仮想の波源を設定しなければならないこともある。一般に津波を発生するような海域の地震、特に巨大地震は、プレート間地震と呼ばれ、陸のプレートと、その下に沈み込む大洋のプレートの境界面における、弾性反発によって発生するといわれている。したがってこのような地域で繰返し発生する地震は、メカニズムがいつも似たものになる。一般の中小地震でもそのメカニズム解は、ある地域を限れば、かなり一様であり、同一地域はよく似た性質の地震が発生することがわかる<sup>36)</sup>。

このようなことをふまえて、まず過去の地震歴、活断層、微小地震の配列などから、地震発生の可能性ありと推定される地域、断層の走向などを決める。その周辺での地震の発震機構、あるいはプレートの運動などから、その地域にかかっている圧力の方向、断層の傾斜角などを決める。断層の走向、傾斜角が仮定されれば、それと共役の節面、したがってスリップの方向がきまり、仮想地震のメカニズムが求まる。

ここで断層の大きさを仮定するには、まず活動層の長さ、あるいは過去の地震のマグニチュード $M$ などから推定する。活動層の調査から松田<sup>37)</sup>の式として、

$$\log L_f = 0.6 M - 2.9 \quad (6)$$

があり、余震域の長径 $L_a$ に対する式としては、宇津<sup>12)</sup>の

$$\log L_a = 0.5 M - 1.8 \quad (7)$$

がある。津波の波源域の式は、これよりやや大きい値を与えることは、2で述べた。 $M$ に対して $L_f$ と $L_a$ を表にしてみると表3のようになり、 $L_f$ は $L_a$ にくらべてかなり小さい。津波を起す海洋の地震を考える場合、 $L_a$ に近い値をとる方が妥当のようである。ここで $L$ 、 $M$ の考慮から両者を仮定し、断層の幅は $L$ の $1/2 \sim 1/3$ 程度にとる。 $M < 7.5$ では $M = M_w$ と考えてよいから、式(3)により地震モーメント $M_o$ を求めることができる。 $M > 8$ になると、

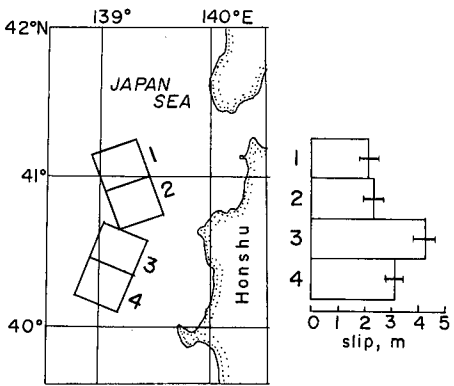


図10 津波データのインバージョンによって求めた、1983年日本海中部地震の断層モデルのスリップ量の分布(佐竹による)

表3 マグニチュードと活断層の長さ、余震域の長径との関係

| $M$ | $L_f$ (km) | $L_a$ (km) |
|-----|------------|------------|
| 6   | 5          | 16         |
| 7   | 20         | 50         |
| 8   | 79         | 158        |

$M < M_0$  であるので、式(3)を用いる際にその補正が必要である。

あるいは断層面積  $S = L \times W$  と  $M_0$  の関係式<sup>38)</sup> から  $M_0$  を求めることもできる。それは断層のずれによる応力降下量  $\Delta\sigma$  をパラメータとして、

$$\log M_0 = \frac{3}{2} \log S + \log (16 \Delta\sigma / 7 \pi^{3/2}) \quad (8)$$

である。 $\Delta\sigma$  は 10 ~ 100 bar の値をとり、 $M_0$  や  $S$  によらずほぼ一定であるので、海洋の地震に多い  $\Delta\sigma = 30$  bar を仮定して、Abe<sup>39)</sup> は次式を提案している。

$$M_0 = 1.23 \times 10^{22} S^{3/2} \quad \text{dyne} \cdot \text{cm} \quad (9)$$

ここに  $S$  は  $\text{km}^2$  の単位である。

式(3)あるいは式(9)などで  $M_0$  が求まると、断層の平均スリップ  $\bar{D}$  が式(2)から求められる。但しここで剛性率  $\mu$  を仮定する必要があるが、陸の地殻内では  $3 \sim 3.5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ 、海洋では  $5 \sim 7 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$  程度である。例えば表1のような従来用いられている値が参考になろう。 $\bar{D}$  をスリップの方向によって、縦ずれ成分と横ずれ成分に分解する。なお式(3)から  $M_0$  を求めた場合は、式(8)によって  $\Delta\sigma$  を求め、 $\Delta\sigma$  が異常な値 ( $>> 100$ ,  $<< 10$ ) をとらないかチェックした方がよい。もし不都合なら  $M$  と  $L$ ,  $W$  の関係を見直す必要がある。断層の深さは、特に理由のない限り、ほとんど地表まで達しているとして、1 ~ 2 km にとる。これでパラメータは全部与えられたことになる。

## 7. おわりに

現在断層モデルは長方形内で均一なスリップを生じた場合として考えられている。しかし実際の地震の場合、震源域内ではもっと複雑な動きをしており、地震学での現在の興味は、その不均一性の追求に移っている。津波の場合も当然波源域での変位分布が、1断層のみであらわせないで、複数の断層を組合せることが多い。この場合、断層走向が異って、2枚の断層が重なる部分が生じると、そこに極端な変位のピークを生じ、短波長のノイズ発生源になるおそれがあるので注意を要する。

このような平面上での複数分割の外、副断層を主断層の領域の中に考える場合もある。1964年新潟地震のメカニズムは西下がり  $56^\circ$  と、東下がり  $34^\circ$  の2枚の節面であらわされているが、従来は西下がり  $56^\circ$  の高角逆断層と考えられていた。最近、佐竹・阿部<sup>40)</sup> は、東下がり  $34^\circ$  の低角逆断層を主断層とするモデルを採用し、粟島近傍については高角  $60^\circ$  の東下がり副断層を考えて、水深測量データによる地震時海底変動を説明している(図11参照)。この場合副断層の面積は主断層にくらべ小さい。

Kanamori<sup>41)</sup> は1896年三陸津波のように、短周期地震波のエネルギー(体に感じる地震動)にくらべて、津波が非常に大きい地震を“津波地震”と定義した。これは、断層スリップの立上り時間  $\tau$  が、100秒程度と考えられ、この程度では津波の発生効率はさして減じない。しかし人体に感じる短周期地震波は発生し難くなる。ただしこの場合、津波波源としては、 $M_0$  から計算された  $\bar{D}$  を用いれば特別

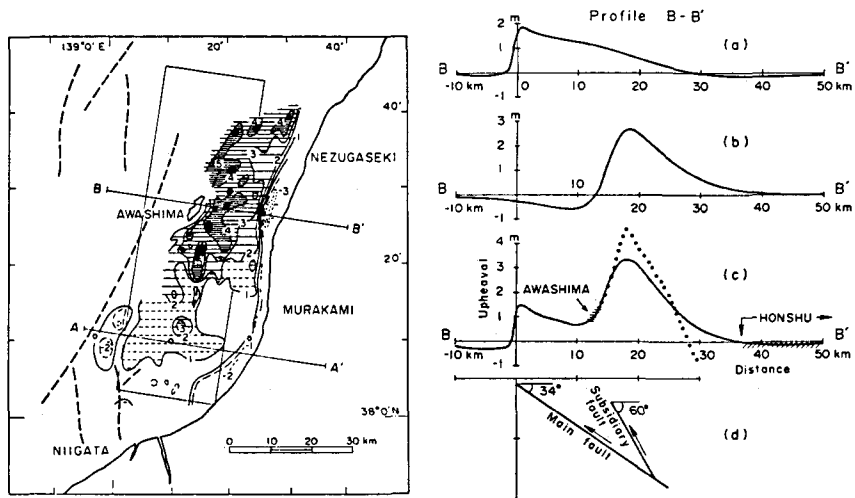


図 11 1964 年新潟地震の新しい考え方による断層モデル  
(佐竹, 阿部による)

支障はない。

さらにクリープ的な破壊があった場合には、津波の発生効率にも影響が出てくる。1946 年南海地震の室戸岬から西方の部分は、余震がおこらず震源域とは考え難いところであるが、沿岸の地殻変動や津波を考えると、海底は明らかに変動しており、断層がこの部分にも延びていたとしか考えられない。そこでこの部分の断層ずれの立上り時間  $\tau$  がやや長かったのではないかとと思われる<sup>42)</sup>。しかしこれを否定する論文<sup>43)</sup>もあり、本当のところはわからない。

また断層の破壊伝播速度が非常に遅い地震があれば、津波発生に断層走向方向に指向性を生じることとも考えられるが、このような事実はまだ確認されていない。例えば 1983 年日本海中部地震は、南から北へ比較的ゆっくり、 $1.5 \sim 2 \text{ km/sec}$  (通常約  $2.5 \text{ km/sec}$ ) の速度で破壊が進行したとされるが<sup>14)</sup>、それでも津波の伝播速度よりは格段に速く、現在の数値実験の精度では、とても検出し得ないだろう。

地震発生直後、沿岸での津波の高さを直ちに予測するためには、数分以内で震源断層のパラメータを知る必要がある。このような目的で、強震加速度記録の震動継続時間から断層の長さを求める試みが最近行われた<sup>44)</sup>。しかしその他のパラメータは、過去の地震データから類推して決定する必要がある。

さて津波波源のパラメータは、シミュレーションの精度を決める最大の因子であろう。しかし今まで見てきたように、不確定な部分も多い。また断層モデルから計算される地殻の静的変形が、実際の海底の変位の細部に至るまで表現できるとも考えられない。したがって、津波シミュレーションには、そのような限界があることに常に注意をはらう必要がある。

## 参 考 文 献

- 1) 横山 泉：地震学会講演集，1986，No.1， p.94.
- 2) Unoki, S. and M. Nakano. : Papers. Meteorol. Geophys., **6**, 139-150, 1953.
- 3) 相田 勇：地震Ⅱ，**28**，449-460, 1975.
- 4) Noda, E. : Jour. Waterways Harbors and Coastal Eegineering Div., Proc. ASCE, **96**,  
ww 4, 835-855, 1970.
- 5) 羽鳥徳太郎：地震研究所彙報，**59**，115-125, 1984.
- 6) 相田 勇：地震研究所彙報，**59**，519-531, 1984.
- 7) 渡辺偉夫：日本被害津波総覧，206 pp., 1985.
- 8) Miyabe, N. : Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl. 1, 112-126, 1934.
- 9) 表俊一郎：地震研究所彙報，**24**，31-58, 1946.
- 10) Hatori, T. : Bull. Earthq. Res. Inst., **47**，185-214, 1969.
- 11) 羽鳥徳太郎：地震研究所彙報，**58**，723-734, 1983.
- 12) 宇津徳治：地震学，310 pp., 1984.
- 13) 岡田正実：月刊地球，**7**，139-143, 1985.
- 14) 石川有三・他：月刊地球，**6**，11-17, 1984.
- 15) Kanamori, H. : J. Geophys. Res., **75**，5011-5027, 1970.
- 16) Satake, K. : Phys. Earth Planet. Inter., **37**，249-260, 1985.
- 17) Kanamori, H. : J. Geophys. Res., **82**，2981-2987, 1977.
- 18) 高橋龍太郎：地震研究所彙報，**20**，375-400, 1942.
- 19) Kajiura, K. : Bull. Earthq. Res. Inst., **41**，535-571, 1963.
- 20) Kajiura, K. : Bull. Earthq. Res. Inst., **48**，835-869, 1970.
- 21) Yamashita, T. and R. Sato : J. Phys. Earth, **22**，415-440, 1974.
- 22) Ward, S. N. : Phys. Earth Planet. Inter., **27**，273-285, 1982.
- 23) Comer, R. P. : Thesis PhD., MIT, 232 pp. 1982.
- 24) Maruyama, T. : Bull. Earthq. Res. Inst., **42**，289-368, 1964.
- 25) Mansinha, L. and D. Smylie : Bull. Seismol. Soc. Am., **61**，1433-1440, 1971.
- 26) Sato, R. and M. Matsu'ura : J. Phys. Earth, **22**，213-221, 1974.
- 27) 松浦充宏・佐藤良輔：地震Ⅱ，**28**，429-434, 1975.
- 28) Ando, M. : J. Phys. Earth, **22**，263-277, 1974.
- 29) 石橋克彦：月刊地球，**2**，110-119, 1980.
- 30) Matsu'ura, M. : J. Phys. Earth, **25**，69-90, 1977.
- 31) Matsu'ura, M. and T. Iwasaki : Tectonophysics, **97**，201-215, 1983.

- 32) Kanamori, H. : Tectonophysics, **21**, 341-356, 1974.
- 33) 相田 勇 : 月刊海洋科学, **12**, 485-494, 1980.
- 34) 相田 勇 : 地震Ⅱ, **25**, 343-352, 1972.
- 35) 佐竹健治 : 日本海洋学会春季大会講演要旨集, p. 376, 1986.
- 36) Ichikawa, M. : Geophys. Mag., **35**, 207-274, 1971.
- 37) 松田時彦 : 地震Ⅱ, **28**, 269-283, 1975.
- 38) Kanamori, H. and D. Anderson : Bull. Seismol. Soc. Am., **65**, 1073-1095, 1975.
- 39) Abe, Ka. : J. Phys. Earth, **23**, 381-390, 1975.
- 40) 佐竹健治・阿部勝征 : 月刊地球, **6**, 22-24, 1984.
- 41) Kanamori, H. : Phys. Earth Planet. Inter., **6**, 349-359, 1972.
- 42) 相田 勇 : 地震研究所彙報, **56**, 713-730, 1981.
- 43) Ando, M. : Phys. Earth Planet. Inter., **28**, 320-336, 1982.
- 44) 泉谷恭男・平沢朋郎 : 東北大学工学部津波防災実験所研究報告, No. 3, 1-21, 1986.