小津波の波源モデルと津波の性質

——日本海中部地震の最大余震 (1983 年 6 月 21 日) に伴う津波——

日本歯科大学新潟歯学部一般教育系 阿 部 邦 昭

(昭和 62 年 5 月 6 日受理)

Source Model and Characteristics of a Small Tsunami

—On the Tsunami Accompanying the Largest Aftershock
(June 21, 1983) of Japan Sea Earthquake—

Kuniaki ABE

General Education, Niigata Branch, Nippon Dental University

(Received May 6, 1987)

Source area of a small tsunami, caused by the largest aftershock (June 21, 1983) of the Japan Sea Earthquake (May 26, 1983), was redetermined by refraction diagram method and was shown to be located on the south west slope of Oshima Ojima Island. It is ascertained that the source area does not conflict in location with the area of aftershocks following the largest aftershock. Some fault models were assumed to explain the tsunami source. On these models numerical experiments were carried out and the computed waveforms were compared with observed waveforms. As a result of the comparison it is shown that one of the models, which has a fault plane corresponding with the aftershock area, is harmonious with the observed tsunami waves.

The characteristic features of the tsunami were revealed in comparison with the large tsunami of the Japan Sea Earthquake. The high frequency predominance (0.0021-0.0026 Hz) is attributed to a small size of the source area and a moderate sea depth in the source, and is reflected on a rapid decrease of amplitude in time history observed at the nearest station to the source.

§1. はじめに

日本海で近代的潮位観測が始められて以来, 最大の津波となった日本海中部地震津波 (1983 年 5 月 26 日) の約 1 ヶ月後の 6 月 21 日 15 時 25 分に, 最大余震による津波が発生した. この津波は小規模ではあるが, 日本海沿岸各地の検潮記録紙上に記録された (Fig. 1—2). 羽鳥 (1984) は検潮記録にもとづいて, この津波の波源域を決めた. その結果によると, 波源域は渡島大島を北限, 渡島小島を東限とする東西 60 km, 南北 40 km の地域 (Fig. 4 参照) である. この波源域は一部分余震域と重複するが, 重複しない部分の方が広い. 従来, 津波波源域と余震域は一致するというのが定説であるので, この場合は例外なのかどうか検討する必要がある. さらにこの津波は小規模であるにもかかわらず, 比較的多くの検潮所で記録がとれた

昭和 60 年 11 月 12 日, 昭和 62 年 4 月 10 日発表

1 WAKKANAI	12 OGA
2 KUTSUGATA	13 FUNAKAWA
3 SENPOSHI	14 AKITA
4 ISHIKARI SHINKO	15 SAKATA
5 OSYORO	16 UCHIURA
6 IWANAI	17 IWAFUNE
7 ESASHI	18 RYOTSU
8 YOSHIOKA	19 OGI
9 MINMAYA	20 KASHIWAZAKI
10 FUKAURA	21 NAOETSU
11 NOSHIO	22 SAIGO

Fig. 1. Location of tide stations recording the tsunami.

Fig. 2. Observed water level variations due to the tsunami. Location of observation points is indicated in Fig. 1.

ことに加え、これに先立って発生した本震津波の波源がこの津波波源と近接していて、伝播経路に共通部分が多いなどのため、この津波の特徴を明らかにすることが出来る。

そこで各地の検潮記録をもとにして、波源域の再決定を行い、えられた波源域に適当な断層モデルを仮定し、津波の数値実験を行う。これより津波の伝播を再現し、既にえられている検潮記録と比較してみれば、仮定したモデルの妥当性が検討できる。矛盾の少ない断層モデルから得られる結果をもとにして、この津波の特質を議論する。

§2. 方 法

(1) 波源域の再決定

方法は羽鳥 (1984) と同じ逆伝播図法であるが、逆伝播図の作図を行うに際して、すでにその波源域が明らかにされている本震津波の波源域が明らかにされている本震津波の波源域の決定と連動させて行った点に特徴がある。使用観測点数も羽鳥 (1984) より6点ふやし、15点とした。このふやした観測点は波源から遠い観測点である。逆伝播図の作図を行った地形図は海上保安庁水路部発行の100万分の1地形図で、この図の上で2分間隔で作図した。

(2) 数値実験による波源の検討

津波波源の変位場は断層モデルで近似できる [たとえば AIDA (1978) など]。波源域が決まれば、そこにその形に近い矩形断層面を仮定し、適当な転位量を与えて断層モデルを設定することができる。

一方、地震波初動のメカニズム解には、断層の性質が反映される。この地

震については *DZIEWONSKI et al.* (1983), 東北大・弘前大 (1984) などがメカニズム解をもっている。それによると両者とも、横ずれ成分は 0 で、傾斜角がほぼ 45° の純粋な縦ずれ断層である。このことはこの地震が津波を発生させたことと調和的である。横ずれ成分は津波の発生にはほとんど寄与しないからである。しかし、震源の位置、方位角には両者の間で相違がみられる。また地震モーメントは *DZIEWONSKI et al.* (1983) によると 1.9×10^{28} dyne $\cdot$ cm である。そこで出発モデルとして、このモーメントの値を波源域に仮定した矩形断層面にあてはめ、その面積から転位量を逆算し、これをもとにして決めた断層モデルを設定する。この断層モデルの変位場を *MANSINHA and SMYLLIE* (1971) の式によって計算し、これを数値実験における海底の初期条件とする。数値実験の結果えられる津波波形を、観測された津波波形と比較することによってモデルの妥当性を評価する。評価の方法は初動押し波のピークに着目し、その到達の時間差（走時残差）をとり、観測点数に対する 2 乗平均を求め、その平均残差が少ないもの程良いモデルであるとするものである。地震波初動メカニズム解にもとづく二個のモデル、決めなおした波源域に想定した二個のモデル及び羽鳥 (1984) による波源域に想定したモデルの計五個のモデルについて、数値実験を行いその走時残差を求めた。これらのモデル間で地震モーメント、面積及び転位量は一定に保った。その理由はこれらの物理量よりも、波源の位置の変化の方が津波波形に及ぼす影響が大きいと考えられるからである。

次に数値実験の概要を述べる。使用する基本方程式は二次元線形長波の式で、海底摩擦の影響を無視したものである。これを差分式になおし、リーブフロッグ法でコンピューターを用いて解く。初期条件は海底に断層モデルによる変位場を与えたものであり、境界条件は海岸では完全反射、計算を打ち切る海洋側の端では透過するものとして与える。初期条件は時刻 $t=0$ で海底変位は 0, Δt を時間ステップとして時刻 $t=\Delta t$ で前述の変位場が完成するとするものである。計算の時間ステップ Δt は 10 秒、格子間隔 Δs は 500 m とした。断層モデルによる地表変位を海底に与える際には、水深の変化を無視し、平坦な海底面を仮定した。また海底面の変化による水深の変化はもとの水深にくらべて小さいので無視している。

計算の対象とした地域を Fig. 3 に示すが、これは波源域をほぼ中央に含み、南北 425 km、東西 355 km の矩形領域である。水深データは海上保安庁水路部発行の 100 万分 1 海底地形図から読み取ったもので、配分の方法

Fig. 3. Computation area and grids, including tide stations, used in numerical simulation.

はディジタイザーで等水深線の位置座標を読み、これを格子空間に線形近似で配分するものである。読み取った等水深線は 0 m から 500 m ごとに 3500 m まで 8 種類に 200 m を加えた計 9 種類である。ただし陸奥湾は入口が狭く、奥が深いので、津波が入りにくく、出にくいことを考慮して外海へ及ぼす影響を無視できるとして、この湾の存在を無視した地形にした。水位の時間発展を発震時から 2 時間追跡した。結果はある時間断面で全領域の水位をみるものと、検潮所にあたる格子点で、水位の時間変化をみるものにかけて求めた。

(3) 波形解析

この津波の特徴をとらえるため、検潮記録のスペクトル解析を行う。解析方法はまず発震時の 5 分後の 6 月 21 日 15 時 30 分から 12 時間にわたり、ディジタイザーを使ってランダムな時間間隔で水位を読み取り、これを 1 分間隔の時系列にひきなおした後、その時の天文潮位（日常潮位）との差を津波水位の時系列とし、これについてコンピューターを用いてゲルツェル法でスペクトルを計算するものである。サンプリングの時間が長いスペクトルには、波源の性質と同時に観測点近傍の地形の影響が反映される。この津波に先立って発生した 5 月 26 日の津波波源は、この津波の波源と隣接する【たとえば相田 (1984)】ので、両者のスペクトルを比較することによって、波源特有の振動数成分と観測点近傍で励起された振動数成分を分離できると考えることができる。分離の一方は両者を同一の時間長さについてサンプリングしてもとめたスペクトルの、比をとることである。これによって観測点近傍で共通に励起された振動数成分を除くことができる。

§3. 結 果

(1) 波 源 域

再決定した波源域を Fig. 4 に楕円で示す。同図には羽鳥 (1984) による波源域を点線で示してある。比較すればわかるように、再決定した波源は羽鳥によるものにくらべて、約 30 km 西方に移動し、サイズも小さくなっている。さらに同図には 5 月 26 日の本震にともなう余震の余震域を示してある【東北大・弘前大 (1984)】。これによれば、この余震域には北部にくびれが存在するのが認められる。このくびれた所は余震の時空分布でみるときに、この津波の発生源の最大余震の前に生じた余震の余震域と、その後発生した余震の余震域の境界にあたっている。従って、再決定によってえられた波源域は、最大余震の余震域に合致するといえる。波源楕円の長軸の走向 ($N60^{\circ}E$) は最大余震の余震域の長軸の方向と調和的である。ただし、波源は余震域に比較してやや扁平である。

図中には観測点ごとに逆算した初期波面が示してあるが、これらの初期波面の中には、決定した楕円波源の境界と一致しないものがある。この不一致は、本震津波津波域の決定に際してもみられたことで、その原因を ABE and ISHII (1987) が初動振幅の大小に帰している。つまり初動が回折波で振幅が小さい場合、そのような波から逆算した初期波面の位置は観測点からみて進み過ぎて決まるというものである。ここでも同じ議論が成立する。この場合、決定した波源域に対して、内浦、男鹿の初期波面は波源域の観測点からみて反対側に決まっている。これは初動到達時刻の認識が、振幅が小さくて、他の観測点での認識にくらべておくれたことを意味している。振幅の小さい理由は、前者では観測点の位置が波源からみて島の反対側にあることから、回折波を初動として観測したこと、後者の場合は導水管入口がすのこで狭められ、

Fig. 4. Initial wave fronts for tide stations with travel times in min and the obtained source ellipse. Mark $\otimes$ and meshed area show the epicenter and the after-shock area observed by Tohoku University and Hirosaki University (1984). Source area by HATORI (1984) is shown by broken line.

応答が鈍らされていることによる。秋田、三厩の初期波面も、波源域内部に入り込んでいるが、これらの点に到達した初動は、男鹿及び津軽の両半島で回折させられた波で、振幅が小さいことからくるものである。これらの4観測点はいずれも波源域の南及び東方向にある観測点であるが、波源域の北方向で観測した初動の初期波面には、決定した波源域境界とのずれがみられない。波源域の北側境界に初期波面が集中することと合わせて考えると、波源域北側に初期水位の高い場所が集中していた可能性がある。

この項を終えるにあたり、羽鳥 (1984) による波源域と、再決定した波源域が違った原因を考えてみる。羽鳥 (1984) によると三厩検潮所の位置は津軽半島先端から約 10 km 陸奥湾側に入った点であるが、再調査の結果では約 2 km 入った地点になる。これを考慮しかつ初動到達時刻を読みなおした結果、三厩の初期波面は、羽鳥 (1984) の結果よりも 60 km 西方に移動した。その他、吉岡、江差の到達時刻も読み直した結果、所要伝播時間が 22 分から 24 分、15 分から 18 分と長くなり、波源域の東端が 40 km 西方に移動することになる。そしてこの結果は、新たに取り入れた遠方の観測点から決まる初期波面の位置や、読み直した他の観測点の初期波面の位置とも矛盾しない。なお改めて読み直した初動到達時刻と羽鳥 (1984) が読み取った時刻とを原記録上に示す (Fig. 5)。ただしここで示したのは波源域に近い観測点のみである。

(2) 数値実験によるモデルの検討

前節の結果から最大余震の余震域と波源域が一致することが示された。そこでこの余震域が断層面であるとして、断層モデルを適用する。DZIEWONSKI *et al.* (1983) によるとこの地震のモーメントは 1.9×10^{28} dyne·cm 断層の走向は N23°E、傾斜角の一つは 45°E で縦ずれ断層である。東北大・弘前大 (1984) によると走向は N15°E、傾斜角の一つは 45°E で縦ずれ

Fig. 5. Some original tide gauge records and indication of arrival times determined by Hatori (1984) (arrows with broken line) and by this study (arrows with solid line).

断層である。そこでまず DZIEWONSKI *et al.* (1983) の結果とあうモデルを出発モデル (モデル IV) とした。以下モーメントは前述の値と同一で、走向が N15°E、傾斜角 45°E の東北大・弘前大 (1984) の結果に調和的なモデル (モデル III) を検討した。次に走向が波源精円の長軸の走向 (N60°E) と一致し、傾斜角 45°E のモデル (モデル II) 走向が同じ 60°E で傾斜角が 30°E [本震断層面の傾斜角, 相田 (1984)] のモデル (モデル I) を検討した。さらに余震域と同じ面積を羽鳥 (1984) による波源域に置いたもので、走向は N85°E で傾斜角 30°E のモデル (モデル V) を検討に加えた。モデル断層面の大きさはいずれも 30 km ×

Fig. 6. Locations of assumed fault planes.

Table 1. Fault models and the parameters, L : length, W : width, δ : dip angle, θ : strike, d : depth of fault top, D : dislocation.

Model	L (km)	W (km)	δ (deg)	θ (deg)	d (km)	D (m)
I	30	23	30E	N60E	1	0.8
II	30	23	45E	N60E	1	0.8
III	30	23	45E	N15E	1	0.8
IV	30	23	45E	N23E	5	0.8
V	30	23	30E	N85E	1	0.8

Fig. 7. Arrival time residuals of first peak calculated for the five assumed models.

Fig. 8. Location and vertical displacement field (in m) of the smallest residual model (Model I).

23 km で、剛性率を 3.5×10^{11} dyne/cm² とすると、転位量は 0.8 m になる。また断層の深さは DZIEWONSKI *et al.* (1983) が震源の深さを 17.4 km としているので、モデル IV は断層の上端を 5 km, それ以外は上端の深さを 1 km と仮定した。これらのモデルの断層面の位置は Fig. 6 に、そこで使用したパラメーターは第一表に示してある。

これらのモデルによる初期変位にもとづいて、水位の時間変化を追跡し、

(a)

江差, 吉岡, 深浦, 能代, 船川, 酒田の6検潮所で観測された時間変化と, 計算によってえられた時間変化とを比較した. 各観測点について初動ピークの到達時刻に着目し, 観測値と計算値の差 (走時残差) $O-C$ (秒) をもとめたのが Fig. 7 である. ただし船川での初動ピークはその位置が明確でないため計算から除外した. それぞれのモデルについて, 走時残差の2乗平均をとると, モデル I から順に 78, 107, 118, 105 及び 130 秒になる. 走時残差はモデル I が最も小さく 78 秒であり, モデル V が最も大きく 130 秒である. このことからモデル I が最も良く観測波形を説明できることがわかる. このモデルは逆伝播図からえられた波源域に最も良く一致するモデルである. 一方, モデル V は羽鳥 (1984) によって決められた波源域にあまりよく一致しないモデルで, 走時残差は他のどのモデルより大きい. この結果, 再決定したことにより, 波源域の位置は改良されたことを意味する.

(3) 数値実験からえられた津波の性質

以下では最小残差のモデル I にもとづいてえられる計算結果について述べる. このモデルに

(b)

よる海底面変位場を Fig. 8 に示す。これによると最大垂直変位は 0.4 m で、これは変位場の北北西側に生ずることになり、逆伝播図の初期波面が波源域北部に集中した結果を説明しやすい。このモデルによる水位変化を Fig. 9 (a)-(c) に示す。図中の (a), (b), (c) はそれぞれ地震後 10, 20 及び 30 分後の水位である。10 分後の波面の拡大を見ると、同心円状で、外洋方向に進んだ波は振幅がやや小さく、波長は長いのに対して、海岸方向に進んだ波の振幅は大きく、波長は短くなっている。20 分後、30 分後の波面をみると、最初の一山一谷が顕著でそれぞれ以降は波源から出発した波面は見いだすのがむずかしい。ここで興味深いのは、波源の東北方向にある奥尻島の北側海岸への高水位域の集中 (b) とそこからの反射波 (c) の出現である。Fig. 9 (c) の波源北西方向にみられる高水位域は、南北に長いことと、奥尻島付近の等水深線

Fig. 9. Distributions of water level computed on the smallest residual model (Fig. 8), after 10 min (a), 20 min (b) and 30 min (c) from origin time of the earthquake.

の伸びている方向が南北で、その 10 分前に奥尻島北岸で高水位域が観測されていることからみて、奥尻島での反射波と同定することができる。さらに、この高水位域には、その 20 分前に第一波が到達していること [(a) を参照] から、反射波は第一波に 20 分おくらせて伝播しているといえる。そこで沓形、仙法師での観測波形をみると (Fig. 2)、第三波は第一波より 20 分おくらせて到達し、振幅も大きい。波源から東及び南方向に伝播した波にはそのような大振幅の後続波がみられない。このことから考えて、沓形、仙法師での第三波には奥尻島北岸での反射波が含まれているといえる。岩内で観測された後続波の振幅の大きい現象も、ここからの反射波が寄与していると考えられる。

次に津波水位の時間変化をみてみよう。計算結果を観測結果と比較したものが Fig. 10 である。これはすでに述べたように初動ピークの到達時刻の

観測値と計算値の差の最も小さい場合である。振幅においてみられる観測結果と計算結果の相違は、計算に用いた格子間隔の粗さによるものである。格子間隔が粗くて、海岸付近の急激な水深変化を反映できず、検潮所のある地点の水深が実際よりも深く見積もられることと関連している。深浦、船川の計算振幅が観測結果と一致しているようにみえるのは、両者の応答が鈍い [岡田・他 (1986)] ことからくる見かけ上のものである。このような推定の根拠は応答が正常な所では、観測波形が第一波から、二波、三波と続くにつれてしだいに周期を短くする傾向を示すことの中に見い出される。これは後続波に海岸付近の地形の影響で、短周期固有振動が励起されていくことを示すものであるが、計算波形の中にはこれが見られない。しかし初動ピークの到達時刻にはこの格子間隔の影響は入っていないと見てよい。

(4) スペクトル

スペクトル解析の結果を Fig. 11 に示す。えられたスペクトルには、観測点の波源からの方向及び近傍の海底地形が反映している。吉岡では振動数 f に反比例する傾向を示し、その中で約 2.5×10^{-3} Hz の卓越振動数が観察される。矩形パルスのフーリエ係数の絶対値の包絡線は f に反比例することを考える時、ここでの波形はパルスのことを意味する。 2.5×10^{-3} Hz の卓越振動数は波源で励起されたものである。波源域の水深を 2500 m とし、これに相当する長波速度を $v (=157 \text{ m/s})$ とすると、 $f = 2.5 \times 10^{-3}$ Hz に対応する波長 λ は $\lambda = v/f$ より 63 km となる。これは波源域に適用した断層の長さ 30 km のほぼ 2 倍になる。沓形と秋

Fig. 10. Comparison between observed and calculated waveforms.

Fig. 11. Tsunami spectra for 12 hours from 15 h 30 m, 21 June (JST).

田のスペクトルは減衰の仕方が異なる点で対照的である。秋田では急激に減衰するのに対し、杓形では $2.1 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ まではほぼ一定である。これは秋田が波源からみて男鹿半島の背後にあり、回折した低振動数成分の波が卓越したためであり、杓形が礼文島という小さな島の先端にあって、そこでは高振動数成分を多く含む固有振動が励起されたためである。両津、岩内のスペクトルには $1.5 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ を境により高い振動数成分が急激に減衰する傾向がみられる。両者はともに波源に対して南北の相違はあっても、外洋に対して斜め方向から入射する点で共通な要素をもっている。陸棚斜面に斜め方向から入射する長波の透過波は振幅が振動数によって変化することが知られている [たとえば阿部・石井 (1980)]。その結果高振動数成分が、波源

に近い海岸に集束する傾向を示す。相対的に斜め方向に伝播する長波は低振動数成分が卓越することになる。両津、岩内の高振動数成分の欠如は斜め入射特有のものである。なお両者とも湾奥に位置していることから、高振動数成分が湾口に集束して、湾奥に低振動数成分のみが伝播した影響も無視できない。石狩では積丹半島の背後にあるにもかかわらず、高振動数成分が多く観測されている。

Fig. 12. Spectral ratios, smoothed with a moving average method, of the aftershock's tsunami to the mainshock's one. For mainshock's tsunami, sampling was carried out for 12 hours from 12 h 00 m, 26 May (JST).

次にスペクトルの 5 月 26 日日本海中部地震津波スペクトルとの比をもとめた結果を Fig. 12 に示す。なまの結果は振動がはげしすぎるので、振動数に対して移動平均をほどこしなめらかに

した。吉岡、杓形の二点で求めたスペクトル比は、スペクトルではそれ程顕著でなかった $2.1 \sim 2.6 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ のピークをより明瞭に示すものとなっている。これによると吉岡で $2.55 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ 、杓形で $2.05 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ にピークが存在する。これらはいずれも波源で発生したものであるが、両観測点の方位が異なるため、このような相違が生れたと考えられる。なお吉岡での最大のピークは $0.75 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ で、先の卓越振動数 $2.55 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ の約 $1/3$ であるから、波源で発生した $2.55 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ の振動がより低次の固有振動を励起し、これがこの津波特有の固有振動として記録されたものと考えられる。この $2.05 \sim 2.55 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ の卓越振動数に波源で対応する波長は $61 \sim 76 \text{ km}$ であり、すでに述べたように断層の長さ 30 km の 2 倍であり、この長さの断層によって津波が発生したとする考えと調和的である。

(5) 津波水位の時間変化

吉岡での津波水位の時間変化は、理想的な指数減衰の傾向を示した。天文潮位（日常潮位）を基準にとってこれと津波による水位との差の絶対値の時間変化を片数数グラフ用紙にプロットしたのが Fig. 13 である。時間の基準は発震時にとっている。同じ図に、比較のため、同一観測点で観測された 5 月 26 日の本震津波の時間変化をあわせて示す。これに対し最大水位差出現時刻を基準に、水位差がその $1/4$ 以下に減少する最初の点までの時間内で、最大水位差の値と、もう一つ別の点で、そこを通ると減衰をもっとも小さくできるような点の値とを直線で結んで、最大水位差の $1/2$ になる時間を求め、半減期を定義する。こうして定義した半減期

Fig. 13. Exponential decay curves of absolute values of differences between extremal level due to tsunami and daily one observed at Yoshioka for this tsunami (○) and mainshock's one (+). Half-periods are indicated by $\tau_{1/2}$ and $\tau'_{1/2}$ for this tsunami and mainshock's one, respectively.

Fig. 14. The initial height of the tsunami from daily level (Δ) and the ratio to that of the mainshock's tsunami ($\bullet$) versus location of tide station in latitude.

は、この津波の場合 77 分であるのに対し、本震津波は 336 分であった。これから、この津波の半減期は本震津波の約 $1/4$ であることがわかる。半減期が短く、急速に衰えたことが、この津波の特徴である。半減期の小さいことは、低振動数成分の励起が少なかったことを意味する。この点为本震津波と異なる点である。これは波源域の大きさの相違と結びついている。しかしここで定義した指数減衰は水位差がノイズレベルに近づいてくると成立しなくなることは Fig. 13 のノイズレベル近辺をよくみればわかることである。

最後に多くの観測点でえられた初動水位差について、観測点の場所による変化をしらべた (Fig. 14)。同じ図にその水位差を本震津波の初動水位差との間で比をとり、これを縦軸に、横軸に観測点の緯度をとってプロットした結果を示す。特に興味深いのは、水位差の比は波源から遠ざかると一定値 0.12 に収束することである。このことから、波源で生じた水位差は 0.12 倍であったと考えることができる。水位差の比は、海底の最大垂直変位の比であるから、本震津波の最大垂直変化は 3.3 m と逆算できる。この値を本震津波の波源モデル [相田, 1984] の最大垂直変位 4 m と比較すると、近い値である。このことから考えて、転位量 0.8 m は合理的な値であるといえる。

§4. ま と め

逆伝播図を使って再決定した波源域が、余震域と一致することから、余震域を断層面 ($30 \text{ km} \times 23 \text{ km}$) と考え、転位量 0.8 m を与えたモデルは観測された津波波形を説明できることがわかった。この波源域はその 2 倍の長さに相当する波長をもつ津波を発生させた。観測された卓越振動数 ($2.1 \sim 2.6 \times 10^{-3} \text{ Hz}$) は波源域での津波速度と、波長から説明できる。潮位記録における水位の時間減衰に半減期を定義したところ、吉岡では 77 分という値が得られた。これは本震津波の場合の約 $1/4$ で、減衰が大きく、この津波が高振動数成分を励起したと結びついている。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、各地の検潮記録の写しを快く提供してくださいました気象研究所の岡田正実氏に感謝いたします。数値計算は東京大学大型計算機センターの M680H によりました。数値計算の費用の一部を文部省科学研究費補助金 (課題番号 60020009) によって負担しました。

文 献

- ABE, K. and H. ISHII, 1980, Propagation of Tsunami on a Linear Slope between Two Flat Regions, Part II, Reflection and Transmission, *J. Phys. Earth*, **28**, 543-552.
- ABE, K. and H. ISHII, 1987, The Maximum Height Distributions of the Japan Sea Tsunami, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, in preparation.
- AIDA, I., 1978, Reliability of a Tsunami Source Model Derived from Fault Parameters, *J. Phys. Earth*, **26**, 57-73.
- 相田 勇, 1984, 日本海中部地震津波の波源モデル, 地震研究所彙報, **59**, 93-104.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1983, Centroid-moment Tensor Solutions for April-June 1983, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 243-249.
- 羽鳥徳太郎, 1984, 1983 年本日本海中部地震の余震に伴った津波, 地震研究所彙報, **59**, 105-113.

- MANSINHA, L. and D.E. SMYLLIE, 1971, The Displacement Fields of Inclined Fault, Bull. Seism. Soc. Am., **61**, 1433-1440.
- 岡田正実・佐竹健治・阿部邦昭, 1986, 津波に対する検潮井戸の応答特性調査, 地震学会講演予稿集, No. 2, 274.
- 東北大学理学部・弘前大学理学部, 1984, 1983 年日本海中部地震の前震, 余震活動, 地震予知連絡会会報, No. 31, 22-33.