

## 1993年北海道南西沖地震の 断層要素の推定とその津波の特性

加藤健二\*・都司嘉宣

東京大学地震研究所

(1994年3月31日受理)

### *Estimation of Fault Parameters of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake and Tsunami Characteristics*

Kenji KATO\*, Yoshinobu TSUJI

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received March 31, 1994)

#### Abstract

In the present paper, we study the characteristics of the tsunami of the Hokkaido-Nansei-Oki earthquake of July 12, 1993 ( $M_{JMA}$  7.8). The fault parameters were estimated from the distribution of aftershocks, crustal movement of Okusiri Island and tidal records of Iwanai and Esashi stations. The event consisted of motions of two faults: one in the sea north of Okusiri Island, and the other southwest of the island. It was found that the southern fault with high west downward angle satisfies the condition of crustal movement of Okusiri-Island. We conducted a numerical calculation of the tsunami in the sea region near the tsunami source using the estimated fault parameters. It was found that in the sea south of Okusiri Island the initial tsunami wave was curved in the shallow water off the southern tip of the island, and that it was focused toward the coast of Hatsumatsumae village, where almost all the houses were swept away. The result also shows that the second wave, which caused serious damage to the main residential area of Aonae village, was induced by the proper oscillation trapped in shallow water off the southern tip of the island.

#### 1. はじめに

1993年7月12日22時17分(JST)に北海道松山地方西部の海域でマグニチュード7.8(気象庁)の地震が発生した。気象庁の発表による本震の位置は北海道奥尻島の北方の北緯 $42^{\circ}47'$ 、東経 $139^{\circ}12'$ 、深さ34kmであった。この地震はかねてより指摘されていた北米プレートとユーラシアプレートの境界に生じたものであった。今世紀においても、この境界で発生した大きな地震として、1940年の積丹半島沖地震(M7.5)、1964年の新潟地震(M7.5)、1983年の日本海中部地震(M7.7)等があった。これらの津波の特性に

\* 現在勤務先 JR 東日本新潟駅, 自宅 新潟市近江3-20-14

Present address. JR East Japan Niigata-Oomi Lodging, Oomi 3-20-14, Niigata City, 〒956, Japan.

については羽鳥(1984)によって調べられている。今回の地震では、地震動による被害としては、北海道南西部の各地で地滑り、道路の陥没、墓石の倒壊等の被害が随所で見られたものの、人的被害としては、奥尻島の奥尻地区の大規模な地滑りによるホテルの埋没を除いては顕著のものは報告されていない。しかし、この地震によって発生した津波は日本海沿岸の各地に甚大な被害を及ぼした。そのため、本地震による死者は津波によるものほとんどであったといってもよい。特に奥尻島においては、津波波源域に近かったこともあり、場所によっては地震発生後5分程度で10mを越えるような津波に襲われた所もあった。10年前の1983年に発生した日本海中部地震の経験から、大きな地震があれば津波が来るということを知っている住民も多かった。しかし、10年前には同島においては、津波の来襲が地震発生後20分程度を要したことが逆に津波に対する認識を歪めてしまった事実も見逃せない。また、津波が夜来襲し、場所によっては停電をおこし、暗闇の中避難しなければならなかったということも被害を大きくした。同島だけでも、死者、行方不明者合わせて約170名にも及んだのである。また、北海道渡島半島西岸部においても数mの津波が襲った所もあり、死者、行方不明者55人、家屋の被害はかなりの数に及んだのである。

自治省・消防庁の9月22日10時現在の統計数字によると全体の被害数は、死者202名、行方不明者29名、負傷者305名、うち重傷66人、家屋全半壊937棟、一部損壊3,466棟、床上浸水216、床下浸水234、船舶被害1,715隻にも及んだ。またこの津波は、日本海を越えたロシア沿海州、朝鮮半島東海岸にも被害を及ぼした。

本研究では、地震発生後に北大を中心に行われた余震観測、国土地理院などによって行われた地殻変動測定、建設省・水路部などによって観測された津波検潮記録を基にして、断層パラメータを求め、その断層パラメータを使って津波の数値計算を試みた。そして、奥尻島周辺での津波の挙動を調べた。

## 2. 北海道南西沖地震の基礎資料

ここでは、北海道南西沖地震が発生した直後から諸機関によってなされた各種の観測測定項目の成果を見ておく。本震の地震波解析、余震分布、地殻変動分布、そして津波の遡上高分布についてのデータは、この地震による断層要素の推定の基礎資料となるものである。

### 2.1 本震の地震波解析

本震のメカニズムについては、P波初動、CMT等いろいろの方法で解析されており(菊地, 1993, 中西ら, 1993, および谷岡ら, 1993), おおむね次のような解析結果が出されている。

P波初動の解析では、断層面解は低角な西下がりと高角な東下がりの2面の逆断層解が得られている。CMT解析では、逆に高角な西下がりの面と低角な東下がりの2面の逆断層解となる。また、破壊過程の解析(菊地, 1993)では、本地震は大きく分けて南北2つの破壊群からなる。北側の破壊は、初期破壊点(震源)近くのもので西向き緩傾斜、または、東向き急傾斜のいずれかの逆断層であったとされる。一方の南側の破壊は、北側の破壊から60~100km南方付近の奥尻島のすぐ西の海域に起きたもので、西向き急傾斜または、東向き緩傾斜のいずれかの逆断層となる。南側の破壊は北側の破壊に比べてモーメントの中心が浅く、モーメント量は北側断層の5割増しになるということである。

ある。

本研究において、断層面の滑り方向、滑り量、傾斜角等を求める時に、これら地震波の解析による成果を参考にした。

## 2.2 余震分布

本震発生直後に北海道大学理学部を中心にして、北海道南西部で臨時の観測網が設けられた。Fig. 1は、1993年北海道南西沖地震余震観測グループ(1993)によって決定された7月12日から8月5日までの24日の間における余震活動分布を示す。余震活動域は、奥尻島西方海域を南端とする南北100kmあまり、東西30kmから40kmの幅の海域であって、全体の形はくの字型の形をしており、今回の地震が南北2枚の断層面の滑りによるものであることを反映している。

断層の傾斜方向は、北側の断層では鉛直方向の余震分布断面図からおおよそ西下がり $30^\circ$ ほどの傾斜がある分布をしていることがわかる。また南側の断層では断層面の傾斜方向は、西下がりのように見えるが、北側ほどにははっきりとはしていない。

北側の余震分布は水深3000mの海域の近傍に分布しており、南側の余震分布は奥尻島南西部の水深3000mの海域から同島の南西沿岸に及んでいる。断層面の空間的広がり の推定には、これらの観測事実に基づいて行った。また、変換波の時間差からも余震分布の傾斜方向の推定が行われている(海野ら, 1993)。その解析結果でも、断層面が西下がりであることが示されている。

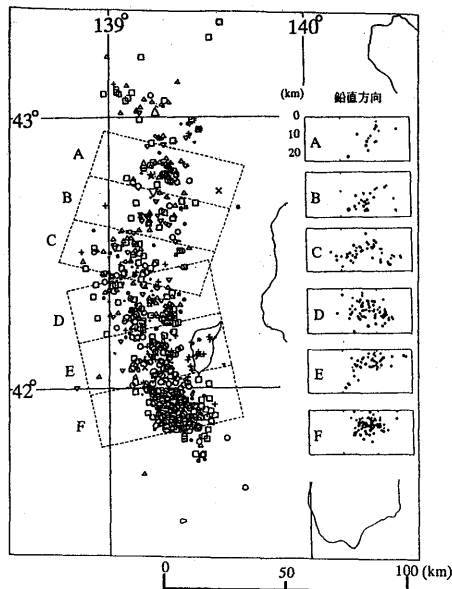


Fig. 1. Aftershock distribution of the Hokkaido-Nansei-Oki Earthquake from July 17 to August 24. The hypocenters were determined by the Faculty of Science, Hokkaido University. The location of the main shock is shown by a star (★).

### 2.3 地殻変動

本地震発生後、国土地理院、海上保安庁水路部、東大地震研究所、北大理学部などによって奥尻島における地殻変動が測定された。

測定値そのものは各グループによってまちまちであるが、次の2点においておおむね共通していると言える。1つは奥尻島全体にわたって数10cm程度の規模で沈降していること、もう1つは、島野南部が北部に較べて沈降量が大きいこと、である。

これらの測定値を見較べてみると、その平均的な値は、島の北端の稲穂岬あたりは20cm程度の沈降、島の南部青苗岬辺りでは70cm程度の沈降であると判断される。3章で述べる断層要素の推定ではこれらの値を用いた。

また、北海道本島側の地殻変動に関しては、国土地理院の調査によって、忍路から長万部にかけて水準測量を行われた結果、忍路に対して寿都付近で3cm程度、瀬棚付近で1cm弱隆起していることが報告されている(橋本ら, 1993)。ただし、本研究では、この北海道本島側の地殻変動の値は、断層パラメータを求めるのには使用しなかった。

また、上下方向の地殻変動に加えて、国土地理院はGPS観測によって水平方向の地殻変動の測定も行った。それによると、奥尻島青苗と北海道渡島半島の乙部、北松山との水平距離が1.5m~2.0m伸びていたという報告がなされた。この値は1896年~1912年という古い年代の測定と比較した値であることは留意すべきである。しかし、このあたりでは、今世紀にはいって大きな地震がなかったので、この水平変位はほとんど総てが今回の地震によるものと推定しても大きな誤りはないであろう。それで、以下の断層要素の推定の計算では、奥尻島が北海道本土間に方して西方向に1.7mの相対的に移動したことが本地震によって生じたと仮定した。

### 2.4 津波の遡上高分布

本地震によって生じた津波の遡上高調査が多くのグループによって行われた。Fig. 2は都司ら(1993)によって行われた津波の痕跡高を基にして行われた奥尻島、及び北海道南西部の津波の遡上高を示す。

#### (1) 北海道本土側

北海道本島側では、大成町以北から島牧村まででは6m前後の遡上高であるのに対して、熊石町以南では2m前後である。大成町の平浜が6.6m~8.6mで、その南に位置する貝取潤で2.6mとなる。それ以南では遡上高は2m前後であり、このあたりが津波の高さが急変する境界となっている。すなわち、おおざっぱに言ってこちらあたりを境に南側では北側に比べて遡上高が1/3程度低くなっていると言える。

#### (2) 奥尻島西岸

次に奥尻島について見てみる。奥尻島の西海岸では、全体的に10mを越えるような遡上高を示している。その中でも島の北側の稲穂地区、南側の藻内地区周辺で高い傾向にある。これは奥尻島の西海岸のうち、磯谷崎以南藻内から青苗にいたる海岸線と、稲穂から島の最北端にいたる海岸線では、海の沖合の方向正面が西方向に向いていることが原因であると考えられる。海岸が西側に面した沿岸で遡上高が高いのに対して、海岸が北側を向いている沿岸では遡上高が低い、という事実から、津波の直接の到来方向は奥尻島付近では真西からであったと言えるであろう。

また、その西岸のうちでも特に島の南半部において遡上高が高い理由として次の2点が考えられる。一つは、奥尻島近傍の波源域ではその島の北近くよりも南近くの方が海

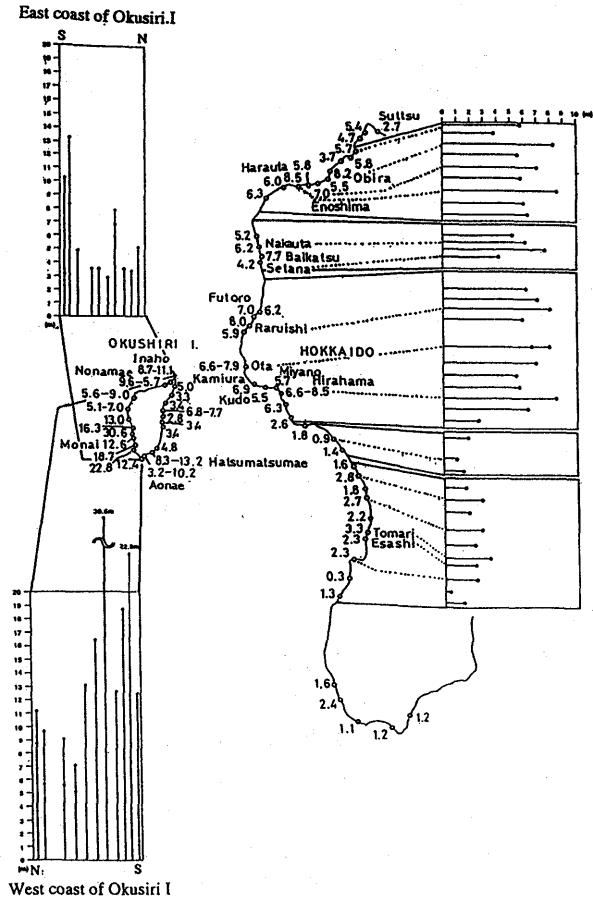


Fig. 2. Tsunami run up heights measured by TSUI *et al.* (1993).

面変動量が大きかったこと。もう一つは、津波の進行方向がやや北より、つまり南西から北東方向に向いていたらしいこと、の2点である。

なお、本地震による津波で記録した最も高い遡上高は、西海岸南部に位置する藻内地区の北方1 km ほどに位置するホヤ石岬近くでの30.6mである。ただし、この30.6mという値をこの付近での津波高さの代表的な値と見なすのは妥当ではない。この場所で局地的に津波の高さがこんなにも高くなった理由は2つ考えられる。まず第1に、遡上高を記録した地点は、谷の奥まった地点になっており、津波のエネルギーが谷筋に沿って進行するに連れて集中したことが歴然としている。その谷の入口付近においては20m前後の遡上高であった。第2の理由は、この場所の沖合いには2つの島(平島、無縁島)があり、この岬周辺の地形は前述の2つの島を含めて浅瀬が海岸線に飛び出したいわば半島の先端のような場所になっており、津波の波線がこの浅瀬に向かって集中したことを挙げる事ができる。

### (3) 奥尻島東岸

奥尻島東岸では、波源域とは直接向き合っていなかったために、遡上高は全体的に西岸ほど高くない。しかし、東岸北寄りやや地形が内側にくびれた湾の北側に位置する球浦地区で6.8m～7.7mと周辺の東海岸の遡上高と比較して相対的に高い場所がある。また、南部の南側に面した初松前地区で8.3m～13.2mと局所的に高い所も見受けられる。これらの場所がどうして遡上高が高くなったのかということも、4章で考察する。

島南端に位置する青苗の市街地の主要部は海岸が東側に面している。ここでは、市街地北端付近から津波が侵入した痕跡が認められ、そこで津波の遡上高は10mに達する。前面が防波堤に守られた市街地の中部では、真東正面からの津波の侵入の影響は少なく、北部から侵入して南下してきた海水の流れを受けており、そこでの浸水高は6mから3mにとどまっている。

島の最南端に突き出た青苗の五区は東西両方向に海を控えている。ここでは、波源のあった西から直接侵入してきた波によって、木造家屋の市街地はほぼ跡形もなく流失し死者70人を出した。その背後の街路際の草の斜面に残された痕跡から測った津波の遡上高は10mを越えていた。

## 3. 断層要素の推定

一般に大きな地震の直後の余震は、滑りを起こした断層面上にもっとも高密度に現れるという事実はよく知られている。しかしながら、今回の場合、北大などによって作成された余震分布の図をみると、北部南部とも、余震分布だけから一つの断層面を明確に把握するのはやや困難である。特に南部では、余震の分布の垂直断面上に楕円状に広く分布しており、明確な「面」と把握するのは困難である。これに対して北部は、ばら付いているとはいえ、なんとか西下がりやの面と認めることができる。ただ、南北とも、余震分布の水平投影面上でみた広がりや、断層面の位置と大きさを正しく反映していると考えられる。

そこで、断層パラメータの決定は以下の手順で行う。

(A) 水平方向および鉛直方向の余震分布から断層面の空間的広がりを見積る。

(B) (A) で決定できなかった断層パラメータの値については、断層面に最も近いと思われる江差、岩内での検潮記録および奥尻島での地殻変動に最もよく適合するような値を求める。

(C) (A) および(B) で決定できなかった断層パラメータの値については、2.1節で述べた各種の地震波解析によって求められた値を参考にして最終的に地殻変動計算に必要な断層パラメータについてすべての値を決める。

### 3.1 断層面の空間的広がり

余震の水平分布と鉛直分布を示す Fig. 1 に基づいて断層面の空間的広がりを見積った。まず、断層面を北側と南側の2つの断層面からなるとした (Fig. 3)。北側の断層面は、長さ81km、地表投影の幅は25km、また鉛直方向の余震分布も比較的明瞭に見えており、その分布面に一致させて、西下がり $30^\circ$ とした。この角度で傾斜する断層の実際の幅は29kmとなった。また、断層面の走向は $186^\circ$ となった。また断層面上端の深さは、同じく鉛直方向の余震分布から5kmとした。

一方、南側の断層については、断層の長さは35km、地表投影面の幅は25kmとした。

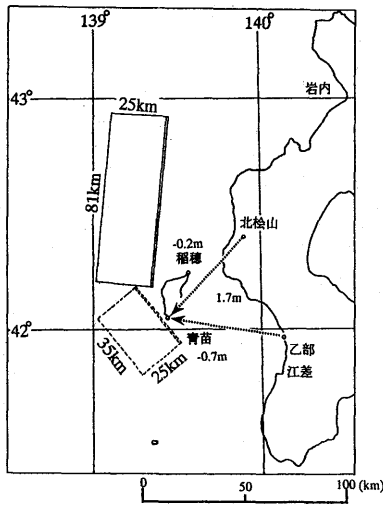


Fig. 3. Two faults assumed from the distribution of aftershocks. The northern fault is assumed to have a length of 81 km and width of 25 km, dipping downward to the west at an angle of 30 degrees, strike direction 186 degrees, upper surface 5 km below the sea bed, and slip angle 86 degrees. The south fault has length 35 km and width 25 km, with the center of the fault of 42°00'N 139°17'E, and the upper surface 1 km below the sea bed. The strike, dip, and slip angles, and the amount of dislocation are estimated from crustal motion data and tsunami records at Esashi and Iwanai stations to be strike direction 140°, dip angle 50°, slip angle 90°, and slip 6 meters.

南側の断層の傾斜角については、鉛直方向の余震分布が必ずしもはっきりとした面を示しているとは認められないために、余震分布だけでは決めないことにした。傾斜角については、地殻変動量との比較で決めることにした。走向についても、余震分布の広がりから、西下がりであればおおよそ150°前後、東下がりであれば330°前後であると推定できる。しかし、この走向の値についても先ほど同様の地殻変動を満たす値を求めたいという理由により、余震分布だけからでは決めないことにした。ただ、断層面の中心位置は Fig. 3 に示すような場所にあると仮定した。断層面上端の深さについては、鉛直方向の余震分布から 1 km とした。

### 3.2 地殻変動との比較

この節では、奥尻島の地殻変動量と比較することによって前節では決められなかった断層パラメータの値を決めることを考える。断層パラメータから地殻変動を計算する式としては SATO-MATSUURA (1974) による式を用いた。この計算式は、半無限媒質のもとで、断層面を長方形に、そして面内においては滑り量および滑り方向が一定であると仮定した上で地殻変動を求める計算式である。

北側断層の滑り方向は北米プレートの進行方向に一致しているとすれば真西の逆断層成分であって、86°方向である。また滑り量は北側断層面に最も近くに位置する岩内の検潮記録と津波の数値計算の第1波の振幅の比較から 4 m とする (加藤ら, 1993)。以上の考察によって北側断層のパラメータはすべて確定したことになる。

南側の断層については、断層パラメータのうち走向、傾斜角度、滑り量の3つの量が未確定である。これらの量を確定するために検証すべき地殻変動量およびその場所として、青苗岬で0.7m沈降、稲穂岬で0.2m沈降、青苗-乙部、青苗-北松山の距離の平均が1.7m伸張したという3つの値を使用した。つまり南側断層の3つの断層パラメータをそれぞれ変化させた多くの場合についてそれぞれこの3つの地殻変動量を計算しそれらが最も現実に近いものを正しいものとして採用しようというのである。以下では、この3つの地殻変動の値を、検証すべき3つの地殻変動量と呼ぶことにする。

なお、北側断層のパラメータが多少変化しても、この3つの地殻変動にはほとんど影響しないことが計算によって判明した。すなわち、北側の断層運動の影響は、奥尻島の鉛直、水平移動にほとんど及ぶことがなく、ここで設定した北側断層のパラメータをどのように変化させても検証すべき3つの地殻変動量に寄与する割合は1%以下にすぎないことがわかった。つまり、奥尻島の地殻変動はほとんど南側の断層にだけ依存するということが判明したのである。

南側の断層については、まだ求めていない断層の走向、滑り方向、傾斜角をいろいろ変えてみて、どのような場合が検証すべき3つの地殻変動量を最もうまく説明できるか調べた。ここでの計算では、走向 $0^{\circ}\sim 360^{\circ}$ 、滑り方向は $40^{\circ}\sim 140^{\circ}$ 、傾斜角は $10^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の範囲で、それぞれ $2^{\circ}$ 刻みに逐次変えた、総計 $181\times 51\times 36=332,316$ 個のケースについて、上述の3種類の地殻変動量を計算した。

具体的な計算手順を述べておく。まず、滑り量として1mを与える。地殻変動を求める計算式の特性上、地殻変動量と滑り量とは線形の関係であるため、滑り量1mを与えた時の地殻変動量が実測の地殻変動量の $1/a$ しかないとなれば、最初に与える滑り量が $a$ (m)であったとすれば、その地殻変動の計算値は検証すべき地殻変動の値となることになる。このようにして求めた滑り量 $a$ (m)を推算滑り量と呼ぶことにする。

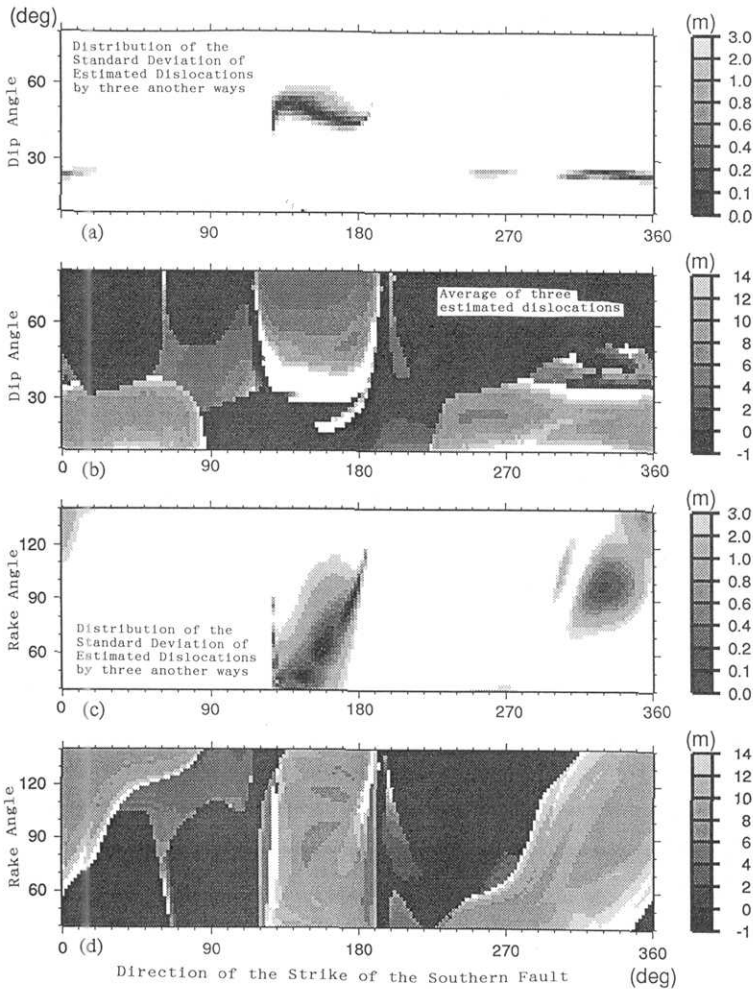
検証すべき地殻変動が3つ(奥尻島の稲穂、青苗の鉛直成分から2つ、奥尻島-北海道渡島半島の水平成分から1つ)あることから、上記の計算値と検証すべき地殻変動の値が一致するように決められた推算滑り量は1ケースにつき3つ出て来る。もし、この3つの推計滑り量の値が同じであれば、検証すべき3つの地殻変動量を完全に説明できたことになる。しかし、一般にはこれら3つの滑り量の値は異なる。そこで、3つの滑り量のばらつき具合の尺度として、3つの滑り量の標準偏差を使うことにした。標準偏差が小さいほど現実に合っていることになる。

このような手順で計算された、標準偏差は、走向、滑り方向、傾斜角の3つの変数の関数となる。Fig. 4-aは、横軸走向方向(Strike)、縦軸に傾斜角(Dip)を取って上記の推算滑り量の標準偏差の分布を表示したものである。滑り量の標準偏差が小さく現れ、断層モデルとしてもっとも適合すると考えられる場所は2箇所現われている。1つは走向 $120^{\circ}\sim 180^{\circ}$ 、傾斜角 $45^{\circ}\sim 55^{\circ}$ の範囲である。これは断層面が西下がりだと仮定した場合の最適解である。そこで以下において、この最適解に対を「西下がりの断層面の解」と呼ぶことにする。

もう1つは走向 $300^{\circ}\sim 360^{\circ}$ 、傾斜角 $25^{\circ}$ 付近にある標準偏差極小の範囲で、これは、断層面が東下がりになっている場合の最適解に対応している。そこで以下において、こちらの最適解に対して「東下がりの断層面の解」と呼ぶことにする。西下がり、東下がりの両方の場合ともに、標準偏差が小さくなる座標点上の場所を最適値を示すただ1点だけで表示するのは適切ではない。標準偏差が最小に近い値となるのはある広がりのある範囲にまたがっている、と判断するほうが妥当である。すなわち、標準偏差最小の条件だけからは、走向、傾斜角とも適合する範囲は決まっても、確定した数値としては決定しないと考えられるのである。

Fig. 4-bは、Fig. 4-aと同じ座標で、各点に相当するケースの3つの推算滑り量 $a$ (m)の平均値を表示したものである。上述の西下がり、東下がりの断層面解に対する滑り量の値は、Fig. 4-aで決まった2つの最適範囲の滑り量の値をそれぞれ読み取れば、両方





Figs. 4-a, b, c, d. Diagrams for searching for optimum conditions including strike direction, dip angle, rake angle and southern fault dislocation. See the text for details.

の断層面解ともに 8~10m となる。

Fig. 4-c は、横軸走向方向 (Strike)、縦軸に滑り方向 (Rake) を取って上記の滑り量の標準偏差を表示したものである。Fig. 4-a の西下がり、東下がりの最適範囲に対応して、この図の上にも標準偏差の極小を与える 2 つの範囲が現われている。この図から、西下がり断層面を仮定したケースでは、この表示面上で (走向120°、滑り方向50°)、(走向180°、滑り120°) の 2 点を結ぶ線上で最適解を与え、また東下がり断層面を仮定したケースでは、走向330°、滑り方向100°付近に標準偏差の極小が現れる。

以上の計算結果から得られる結論としては、最適解は 2 個現れる。そのうち、西下がり断層面にたいしては走向120から180の範囲で、傾斜角は50°、滑り量は 8 m~10m の場合が、東下がり断層面にたいしては、走向270°~360°の範囲で、傾斜角25°、滑り量 8 m~10m の場合が、それぞれもっともよく青苗の沈下量0.7m、稲穂岬の沈下量0.2m、

奥尻島の北海道本土との距離の増加1.7mという条件を満足しているということになる。

南の断層での滑り量はどちらの場合にしても8m~10mと求まる。いずれにしても、北側の断層に較べて南側の断層の方が滑り量が2倍程度の大きさがあつたことになる。

地殻変動のデータに基づく以上の南側の断層の考察では、西下がり、東下がりの2つのケースのおのおのについて傾斜角、滑り量についてはほぼ妥当と考えられる値を確定することができたが、走向及び滑り方向については、ある範囲内にあるとしかいうことができない。

そこで、傾斜角と滑り量についてはここで得られた値を用いることにして、走向と滑り方向については、最適範囲内で少しずつ変えたケースのおのおのに対する津波の数値計算を行い、江差における検潮記録と比較することによって、最適な走向および、滑り方向を一意的に決めることにした。

### 3.3 江差の検潮記録との比較

前節までの議論で明らかになったように、南側断層面が西下がり、東下がりの2つのケースについて、おのおの奥尻島の地殻変動の3条件を満たす最適範囲があり、傾斜角と滑り量はほぼ確定するが、走向および滑り方向は一意的には決まらないことが分かった。そこで、これらの値をいろいろ変えて津波の数値計算を行い、南側の断層に最も近い江差の検潮記録と比較して、それに最もよく適合するように走向および滑り方向決定することにした。

計算式は非線形項、海底摩擦項、粘性項を無視した線形長波近似の式を用いた。その基礎方程式を中央差分し、それをリープフロッグで逐次計算した(相田, 1974)。計算領域はFig. 5に示すような積丹半島北端から渡島半島南端を含む東西方向170km, 南北方向224kmの海域で行った。この海域全体をおおう格子の間隔は2kmとした。また、波形を検潮記録と照合する江差周辺での格子間隔は、2kmの格子間隔を逐次半分ずつにした細部格子を順次設定し、それを4回行うことによって検潮所付近までの津波伝播を再現させた。最小の格子での格子間隔は0.125kmとなる。

数値計算の時間間隔については、計算安定条件を満たすように1.5秒とした。また津波の振舞いに影響を及ぼすと考えられる奥尻島及びその南の水深が周辺に較べて相対的に浅い奥尻島海脚周辺においても格子間隔を半分ずつ小さくすることを2回行って、奥尻島周辺海域での最終的な計算格子間隔を0.5kmにした。計算格子内の水深が10mより浅くなるような所では、水深を10mに置き換えた。このため、10m以浅の海域での最後の増幅効果は数値計算では再現できない。検潮点での最終水深値は3~4mであるのでGreenの増幅公式を増幅上限とすれば、10m以浅の海域で最大20%ほどの増幅が起きるはずである。計算領域と外海との接続部分では自由流出境界とした。沿岸部では遡上などは考慮に入れず、海岸線は垂直壁として完全反射の条件を与えた。検潮所の海水取り入れ口は、ほぼ垂直壁とみなせるから、実際にも斜面遡上による増幅効果は検潮所付近では起きてはいないと考えられる。

江差での検潮記録には、地震の揺れによる記録計のペンの震動痕跡が現れている。Fig. 6にはこの起震時痕跡を0分とした水位記録を表示してある。

一般に検潮記録は、井戸内の検潮儀の記録が、そのまま井戸外の海面の変化を忠実に反映しているとはかぎらない。SATAKE, *et al.* (1988)は、日本の多くの検潮井戸の水位の回復時間の実験等から検潮井戸のフィルター係数等を求めた。その結果によると、

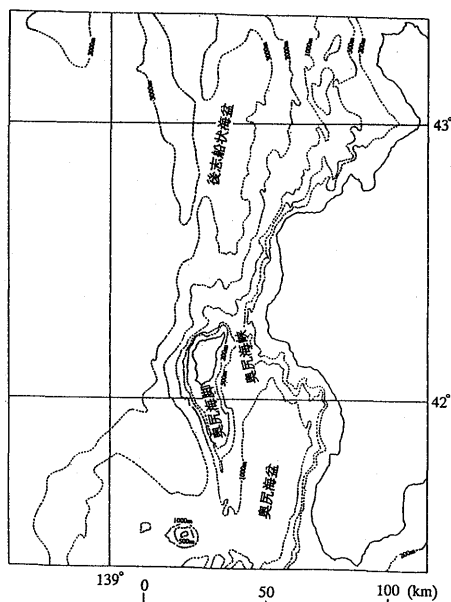


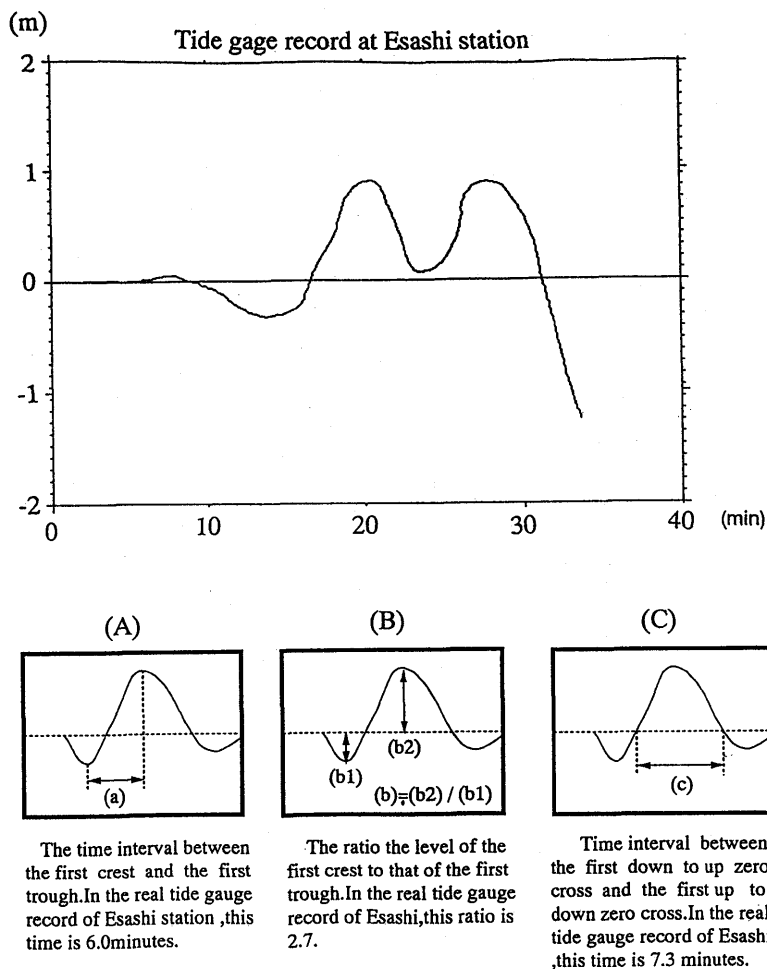
Fig. 5. The area of the tsunami calculation which covers the sea area 224 km north-south and 170 km east-west. The grid size is 2 km, and the time interval of one calculation step is 1.5 seconds.

当時の江差の検潮井戸の  $e$  (自然対数の底) 分の一水位回復時間は70~90秒であって、フィルター効果は大きくない。実際今回の場合、フィルター補正を実験値を用いて理論計算を行ってもほとんど影響がないことがわかった。従って、ここではフィルター補正をしていない生の記録を、検潮井戸外部での平滑化された海水面の変化とみなすことにした。

検潮記録を見てみると地震発生後およそ10分後に海面が下がり始め、14分後に0.35mほど海面が下降した後、今度は上昇に転じ、17分後に0mぐらいに復帰したのち、20分後に0.9mほど海面が上昇し、再び下降に転じて、24分後再び0m近くなる。この地震後10分の最初の引き波に先立って、地震発生後7分のところに小さな押し波が見える。これは、その周期の長さから明らかに江差の検潮所周辺に見られる固有振動等ではない。地震の波源域に依存した本物の津波の一部分である可能性もあるが、絶対値が小さく単にノイズと見ることもできるここではこの小さな押し波についてはノイズと見なすことにして無視することにした。

津波の第1周期分の検潮記録で、数値計算で求めた津波による水位変化が、どの程度実際の記録に一致しているかをみるために、つぎの3つのチェックする点を設定した。いずれの項目も最終的な増幅が関係してくる振幅の絶対値には関係しない量である (Fig. 6-a, b, c)。

(1) 引き波第1波の最も波高が低くなった時刻と押し波第1波の最も波高が高くなった時刻の差 (Fig. 6-a)。



Figs. 6-a, b, c. Tide gauge record with the astronomical components removed at Esashi station (upper). The lower three figures show three checking characteristics of the calculated tsunami waves for determining optimum parameters of the southern faults.

実際の観測値では6.0分であった。ここの量は南側断層による海底地変のマイナス域（沈下域）中心とプラス域（隆起域）中心の間の距離が、モデルと実際とで合致しているかどうかを見る尺度である、ということができる。

(2) 押し波第1波のプラスの片振幅の、引き波第1波のマイナス片振幅に対する比 (Fig. 6-b), すなわち、押し波の片振幅を引き波の片振幅で割った数値。実際の観測値ではこの数値は2.7であった。この量は南側断層による海底地変のプラス域の最大値のマイナス域の最大値に対する比率をおよそ反映している。そのおのおのの場所での水深の平方根で割った値の比率を反映している、といえより正確な表現ということになる。

(3) 記録された水位が最初にマイナスからプラスへ横切る時刻と最初にプラスから

マイナスへと横切る時刻の差、つまり第1番目の山のゼロ水位線以上の継続時間。江差で観測された検潮記録上では、この数値は隆起海域の東西方向のサイズを反映している。Fig. 6に示した実測水位では、第1の山は24分のあたりで平均水位（ゼロ）の線に近付くがゼロにはならずただちに次の山につながっているが、本研究ではこのくびれ部分でプラスからマイナスに横切る時刻と見なし、ここにいう時刻差を7.3分とした。

ここで、モデルの妥当性を検証するのに津波の第1周期分までしか考慮に入れなかった理由は、津波の記録は沿岸部での反射、あるいは大陸棚と外洋との間での反射が行われた第2波以後では、海岸線での完全反射と仮定した数値モデルでは現実の観測記録が忠実に再現されにくいと考えられるためである。

南側の断層の走向と滑り方向以外の値は、前節までに求めた値を使う。南側の断層の走向および滑り方向については、走向を $5^\circ$ 刻みに $0^\circ\sim 90^\circ$ 及び $270^\circ\sim 360^\circ$ の範囲で変化させ、そして、滑り方向は $10^\circ$ 刻みで $40^\circ\sim 140^\circ$ に逐次変えてみることによって、合計 $38\times 11=418$ 通りのケースに付いて津波計算を行った。計算で求めた江差検潮点での津波波形について、上述のチェックするべき3つの値を算出した。Fig. 7-a~Fig. 7-cには、その値を各々観測値で求めた値で割った比が表示してある。横軸を走向、縦軸を滑り方向としている。各図において、比が1に近いほど計算結果が観測事実に近いということになる。以下、3つのチェック項目につき各図を見て行く。

まず、条件(1)の、引き波第1波の最も波高が低くなった時刻と押し波第1波の最も波高が高くなった時刻の差について見てみる。西下がり（走向 $90^\circ\sim 180^\circ$ ）において比の値が1に近く事実によく合致するモデルを与える走向・滑り方向座標上の領域はコの字形に走向 $90^\circ\sim 140^\circ$ の範囲に分布している（Fig. 7-a）。

また、東下がりのモデル（走向 $270^\circ\sim 360^\circ$ ）においては、事実に適合する範囲が2筋の線状に交錯して分布している。

つぎに、(2)の引き波第1波の波高と押し波第1波の波高の比の絶対値の条件について見てみる（Fig. 7-b）。西下がりのモデルにおいては、全計算領域にわたって計算結果の方が大きい。走向 $180^\circ$ 、滑り方向 $140^\circ$ 付近に相対的に観測値に近い値を示す領域がある。

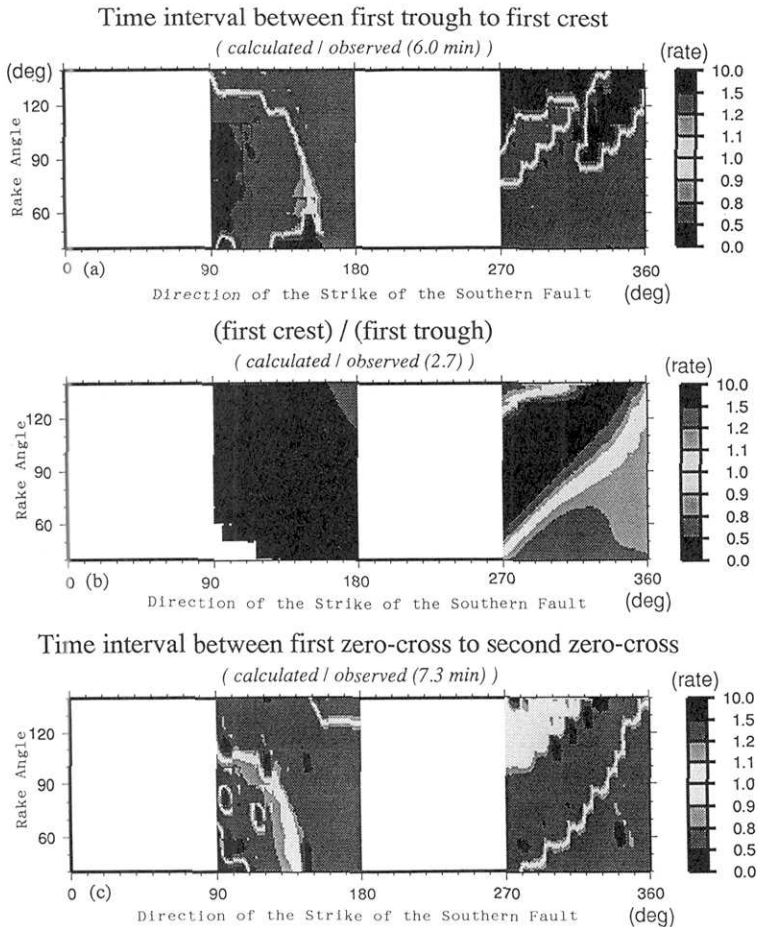
また、東下がりのモデルにおいては、(1)とおなじように、2本の直線として現われているような2つの適合系列がある。

(3) 最初のマイナスからプラスを横切る時刻と最初のプラスからマイナスを横切る時刻の差について見てみる（Fig. 7-c）。西下がりのモデルにおいては、事実に合致するモデルを与える領域は(1)と同じようにコの字形をしていて、走向 $90^\circ\sim 120^\circ$ では滑り方向 $110^\circ$ 、走向 $120^\circ$ から $140^\circ$ では滑り方向 $40^\circ\sim 100^\circ$ と事実に合致する条件を満たす領域が線状に分布している。

また東下がりのモデルにおいては、走向 $270^\circ\sim 310^\circ$ で、滑り方向が $120^\circ$ あたりの三角形の領域部分と、走向 $270^\circ$ で滑り方向 $40^\circ$ に始まり、走向 $360^\circ$ で滑り方向 $140^\circ$ に達する線上の2つが適合条件(3)を満たす領域として存在する。

以上検潮記録から得られる3つの情報及び、地殻変動量から得られる情報を総合的に判断して、次のようなことが結論される。まず、前節の考察より滑り量については、次のことがいえる。

1. 北側の断層では滑り量は4 m程度と見積もられるのに対して、南側の断層では滑



Figs. 7-a, b, c. Diagrams for determining the optimum south fault parameters. See the text for details.

り量はその約2倍の8m~10m程度の大きさで見積もられる。

次に検潮情報を地殻変動情報と総合して次のように結論することができる。

2. 地殻変動, 検潮記録と調和的な南側断層の要素は次のように2つの場合に分けることができる。

2.1 まず西側下がりの断層を前提とする場合

(Fig. 4-a)より, 傾斜角50度プラスマイナス5度, 走向120度~180度の範囲が地殻変動条件適合する。(Fig. 4-c)と(Fig. 7-a, c)はともに横軸が走向, 縦軸が滑り方向であるが, 前者の地殻変動条件からくる標準偏差最小の適合領域と, 後者の江差での津波条件(1)および(3)の2つの適合条件(モデルと事実の比率が1に近い)を3つともすべて満足する範囲は, 走向140度, 滑り方向60度~90度, の範囲であることがわかる。すなわち, 西下がり断層面を前提とする場合には, 断層パラメータを走向140°, 傾斜角50°, 滑り方向60°~90°, 滑り量8mとしたときに, 奥尻島の地殻変動条件と江差での

検潮条件を最も満足することがわかる。ただしこの場合を含め、西下がりモデルでは、津波条件(2)はどのような条件を与えても満足させることは難しい。

## 2.2 東下がりの断層を前提とする場合

西下がりの場合と同様の考察を行って、走向 $330^\circ$ 、傾斜角 $25^\circ$ 、滑り方向 $100^\circ$ 滑り量 $8\text{ m}$ 、の場合が地殻変動、江差での津波条件を最も調和的に満たすことがわかる。この場合には、津波条件の(1)、(2)、および(3)の3者とも満足する点では西下がりモデルより優れているが、地殻変動の標準偏差からくる適合の度合いが西下がり断層の場合より劣る。

以上の結論では、南側の断層については、西下がり、東下がりの2つのケースがともに妥当な解として求まった。4章以降の津波伝播の考察では、2.2節で見た断層面が西下がりであることを示唆する地震波解析の結果に従い、南側の断層は西下がりであったという見解を採用し、東下がりの解は採用しないことにした。

## 4. 北海道周辺での津波の振舞い

北海道南西部の海域は、奥尻島、奥尻海脚、奥尻海盆等非常に複雑な地形をなしている。津波はこれらの海底地形の影響を受けて波源域との距離が近いにもかかわらず遡上高が低かったり、あるいは、波源域に直接向かい合っていないにもかかわらず津波が高くなったところもあった。そこで、この章では、北海道南西部の津波の数値計算を行うことによって、現地調査や報道記事によって得られた津波の振舞いを比較検討することを試みた。

### 4.1 初期海面変動

3章で決定した断層要素をもとにあらためて津波の数値計算を行った。与えた値は北側の断層において、長さ $81\text{ km}$ 、幅 $29\text{ km}$ 、深さ $5\text{ km}$ 、走向 $186^\circ$ 、傾斜角 $30^\circ$ 、滑り方向 $86^\circ$ 、滑り量 $4\text{ m}$ である。また南側の断層にたいしては、長さ $35\text{ km}$ 、幅 $39\text{ km}$ 、深さ $1\text{ km}$ 、走向 $140^\circ$ 、傾斜角 $50^\circ$ 、滑り方向 $90^\circ$ 、滑り量 $6\text{ m}$ を与えた。これらを入力条件として初期海面変動を計算した。

3章では南側の断層の滑り量として $8\text{ m}$ と求まったのだが、本章で $6\text{ m}$ しか与えなかった理由は、地殻変動から決めた滑り量として $8\text{ m}$ を与えると、江差における計算記録の振幅が、実際の検潮記録の2倍程度にもなったためである。

初期海面変動量のコンターマップをFig. 8に示す。奥尻島南部青苗岬で $0.6\text{ m}$ 程度沈降、稲穂岬で $0.15\text{ m}$ 程度沈降している。沈降域のピークは奥尻島南部あたりで $0.6\text{ m}$ 程度沈降している。また隆起域のピークは奥尻島南西部に非常に近い海域で $3.5\text{ m}$ ほど隆起している。一方、北側の断層の及ぼす奥尻島の地殻変動は、東方で隆起、西方にわずかな沈降となる。隆起及び沈降の量は南側断層に較べて傾斜角が小さいことと、滑り量そのものが $2/3$ しかないために相対的に非常に小さくなる。北海道本島側の地殻変動については、瀬棚・忍路間が最高 $3\text{ cm}$ 程度隆起したという測定結果があり(橋本ら、1993)、ここに想定した北側断層モデルと定性的には調和している。

### 4.2 数値計算波形

Fig. 9は江差と岩内における数値計算波形(実線)と検潮儀の観測記録(破線)とを起震時を0分として比較したものである。

まず江差の検潮記録と数値計算波形とを見比べてみる。最初の引き波の大きさ及び到

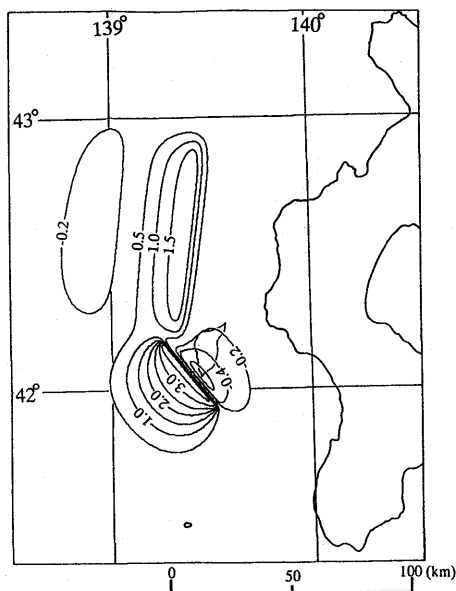


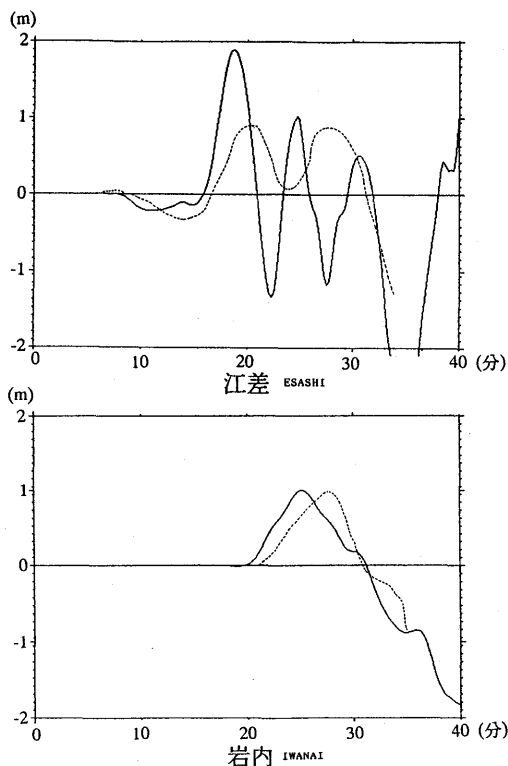
Fig. 8. Distribution of the vertical component of crustal motion of the sea bed. Numbers are vertical displacements in meters.

達時刻、およびその波のゼロ水位に復帰する時刻については良い一致がみられる。しかし、最初の押し波の高さは検潮記録よりもずっと大きくなってしまふ。江差の計算波形を小さくするために地殻変動量を小さく設定したにもかかわらず、その振幅は観測事実の2倍ほどにも大きくなってしまふのである。これは3.2節で奥尻島の地殻変動量を考慮に入れた断層パラメータの決定過程において、Fig. 8の奥尻島南西部に現れる大きな隆起域に直接には依存しないような形で断層パラメータを求めたからである。そのため、3.3の(2)で見たような計算値と観測値の隔たりが見られたのである。このことから言える事は、南側断層による実際の海底の鉛直変動は、沈降域の空間的広がりとはここに決定したパラメータによるものでよく再現できているが、隆起域の値は実際はモデルよりももう少し小さかったことが示唆される。

また、津波第1波の到来の後、発震から20分から30分にかけての時刻に来襲した第2波目、もしくは第3波目はそんなに良い一致はみられなかった。先ほども述べたように、本計算では沿岸部での反射の効果については忠実に再現していないため、第2波目、そして第3波目までの波形を正しく合わせることは無理があると考えられる。それでも、地震発生後30分過ぎの大きく海面が下降している点などは良く一致しているといえる。第1波目については計算結果と実際とがある程度の一致をみる事ができた。

一方、岩内の検潮記録と数値計算波形を見比べてみると、到達時刻、第1波の波高、振幅には非常に良い一致が見られる。これは、検潮場と波源域の位置関係を考えてみるとわかりやすい。岩内の検潮所と津波の波源域の間には特に複雑な海底地形が存在しないので、本津波計算では考慮に入れていない津波の沿岸部での反射、分散、等の影響





Figs. 9-a, b. Observed tide gauge records (broken line) and calculated sea level changes (solid line) at Esashi (upper) and Iwanai (lower) stations.

もあまり受けないと考えられ、津波の1周期目の初期波形においては、波源域の広がりおよびその高さの分布が忠実に反映されると思われる。それに対して、江差の検潮所においては、波源域との間に奥尻島、奥尻回脚等の複雑な地形があり、津波の反射、分散等の効果を考慮しなければ津波波形の再現は難しいといえるであろう。岩内の第1波は北側断層によるものであり、江差のそれは南側断層によるものである、ということが出来る。

#### 4.3 津波の到達時刻

Fig. 10は津波によって始めて海水位が10cmを越える時刻の等時線を示す。事実上、人間によって気付かれる津波の到達時刻の等時線を示す、とすることができる。コンターは1分毎である。

まず奥尻島の西海岸に注目する。HOKKAIDO TSUNAMI SURVEY GROUP (1993)によれば、奥尻島西海岸の藻内地区の2kmほど北側のホヤ石水力発電所に設置されていた時計は22時23分で止まっており、津波は少なくとも地震発生後6分でこの時計の設置してある場所まで達したと思われる。また、同島西海岸の藻内および米岡での、破壊された時計、自動車に設置されていた時計の調査から、多くの時計は22時22分から24分ぐらいで停止しており、先述の発電所に設置されていた時計の停止時刻とも調和的である。こ

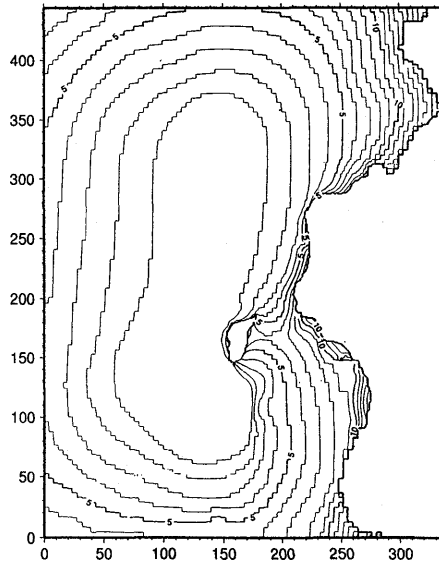


Fig. 10. Calculated tsunami arrival time. Contour line interval is one minute. The tsunami arrival time is defined as the time when the sea surface rises 10 centimeters.

のことから、津波は地震発生後すくなくとも5分から7分で家屋を破壊するような高さまで奥尻島の西海岸を襲ったと考えられる。Fig. 10を見ると津波は奥尻島西海岸に2分から3分で到達しており、ここでの計算が格子間隔で500mである点、また波高10cmの波がきた時刻である点を考慮に入れば実際の調査の結果と大きな矛盾はないと考えられる。

次に奥尻島の東海岸について見てみる。奥尻島の最北端の稲穂岬を時計まわりに旋回した波と、最南端の青苗岬を反時計まわりに旋回した波がおよそ同時刻に東海岸やや北寄りの奥尻・球浦地区の海岸線凹部のところで合流したように見える。実際の遡上高調査でも球浦地区で遡上高が高くなっている。球浦地区の遡上高が高くなった理由として、このように島の南北から来た津波の合流ということが考えられる。また奥尻地区の港湾区域の北側に配置された離岸堤を見ると、北からの波によって離岸堤を構成するコンクリート・ブロックが南にずれている様子が見られた。同港南側ではこのようなことは起きてはいない。この事実からすると南の青苗岬からの反時計回りの波よりも北の稲穂岬から時計回りの波の方が強大であったことが示唆される。

次に奥尻島と北海道本島間の様子を見てみる。青苗岬の南を回った津波に着目すると奥尻海脚によって進行速度が遅くなり、その後、津波は奥尻島周辺の浅瀬にトラップされるようにして北西方向にガイドされているように見える。このことが2.3でみたように北海道本島側において大成町平浜あたりより北で遡上高が高く、それより南で低くなった理由であると考えられる。つまり、相対的に水深の浅い奥尻海峡に津波がガイドされ、その結果、相対的に水深の深い奥尻海盆に面した熊石以南の海岸で遡上高が低くなったということが示唆される。

北海道本土側では島牧村・瀬棚町の境界の茂津多（もった）岬付近で第1波の到達時刻がもっとも早くて本震発生後5分である。また、瀬棚で7分、大成町宮野で12分、江差で15分、寿都で13分となる。北海道本土にも意外に早い時刻に津波が到達していることになる。

東北大学・秋田大学の合同調査（1993）によると、瀬棚町須築（すつき）周辺で津波が地震発生後3分程度で、また大成町、瀬棚町瀬棚で5分程度で来襲してきたという証言が得られているという。本計算の結果によると須築周辺には5分ぐらいで波高10cmの津波が来ることになる。人間の感覚として夜間津波の来襲を認知するのが10cmの海面水位の変化では難しいことと、また計算の格子間隔等を考慮に入れば、本計算の結果のように津波が伝わったとすれば、須築で人間が津波来襲に気付くまでには7分から8分ぐらいはかかることになるであろう。この住民証言の調査結果による3分と計算結果の7～8分との差というのは誤差と考えるべきではなく、何かの正当な理由による有意な差と考えるべきであろう。ちなみに、1983年に秋田県北部沖合に発生した日本海中部地震の際にも本震前に何らかの地殻変動があったことが示唆されると指摘された（SHUTO *et al.*, 1993）。

#### 4.4 津波の最大波高分布

Fig. 11は津波発生後から30分間の最大波高の分布を示す。まず奥尻島周辺について見てみる。西海岸の海岸が西側に面している最北部と、西側南部海岸（米岡・藻内間）では波高が高くなっている様子が見える。東海岸においては球浦地区周辺の湾で若干高く、また青苗から松江にいたる南東部の小さな湾でも高くなっている様子が見える。これらのことは実際の遡上高調査の結果とよく調和している。

次に北海道本島側について見てみる。全体的に見て島牧村から大成町宮野にいたる沿岸で波高が高くなっているのに対して、それより南の海岸では相対的に波高が低くなっており、この点も実測とよく対応している結果となっている。

また、奥尻島周辺と北海道本島の間に着目すると、奥尻島、奥尻海脚、奥尻海盆等の地形の存在がその東方に位置する北海道の西海岸での津波の振舞いに大きく作用している。津波は水深の深い奥尻海盆を避けて奥尻島の東海岸に添うようにして水深の浅い奥尻海峡の方に指向している様子が観察される。そのために奥尻海峡周辺で波高は高く、奥尻海盆に面した熊石、江差周辺で低くなっていると考えられる。奥尻島も南側からまわりこんで東進した津波のエネルギーが、海底地形の影響で直接東方の奥尻海盆の方に向かわず北上して奥尻海峡の方に向い、そこで奥尻島の北側からきた津波と合流しその後で大成町太田あたりで本土海岸に達し、南北に分かれて進んだという事が示唆される。

今度は海岸線上での計算波高と遡上高調査との比較を試みる。波高と遡上高をそのまま同一スケールで比較することはできず波高を2倍の値（スケールファクター）を計算波高にかけることによって比較している。そうしたのが計算波高では垂直壁を設定した壁の所での波の波高であるのに対して、実際に調査して得られた遡上高というのは、海岸線上で垂直にぶつかって完全反射するのではなく、ある角度（通常 $1^{\circ}$ ～ $20^{\circ}$ 程度）を持つ斜面をなした自然海岸に津波が駆け上がった高さを意味するのであって、最終的な遡上のさいに起きる増幅効果が含まれているためである。この効果を数値計算的に再現するためには、ごく浅い海域まで忠実に事実を再現するような、微小地形までを取り入れたきわめて細かい計算格子による膨大な計算を必要とするが、本研究ではそこまで

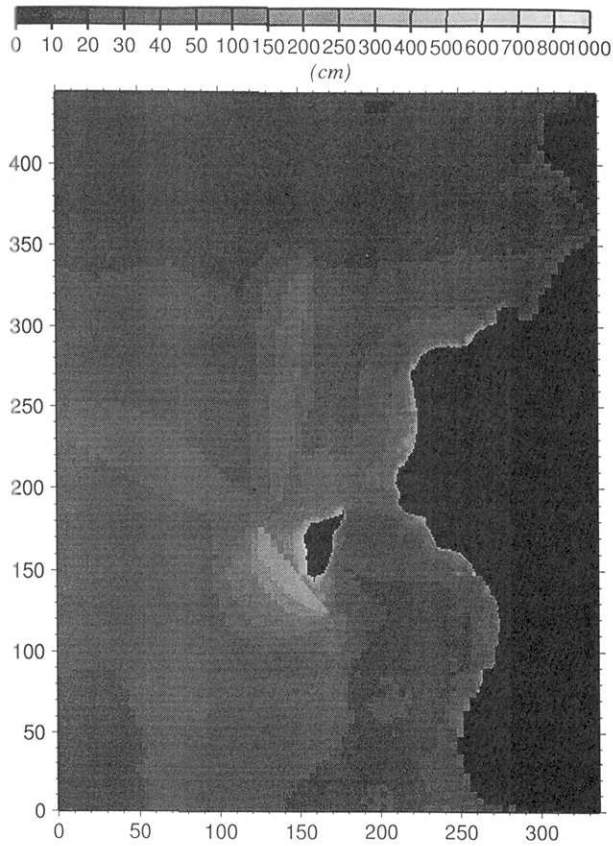


Fig. 11. Distribution of calculated tsunami maximum heights up to 30 minutes after the main shock.

は行わなかった。便宜的ではあるが、この斜面遡上の際の増幅効果としてスケールファクターなるものを想定したのである。スケールファクターは、計算の格子間隔や実際の海岸線の形状（リアス式海岸、フラットな海岸線等）に依存する。本計算ではスケールファクターとして値2を仮定した。Fig. 12は実測による遡上高（白丸）と、数値計算結果にスケールファクター2を乗じた計算波高を示す。

まず北海道本島の沿岸について見てみる。島牧村から瀬棚町、大成町にいたる高い遡上高は十分に説明できるものの、熊石から乙部にいたる海岸では、計算値に較べて実測値は低く、十分に再現されていない。瀬棚町から大成町の沿岸での実際の遡上高を高くしたと考えられる水深の浅い奥尻海峡にとらえられた波の波束の指向方向が、計算では南よりになってしまった可能性もある。実際は、2.3節で述べたように、平浜で6mを越える遡上高であるのに対して、そのわずか2km南の貝取澗では2m程度であった。このことから津波の波束はかなり幅が狭かったか、あるいは指向性が北よりであったとも考えられる。

次に奥尻島の計算波高と実際のそれと比較する。西海岸を見てみると全体的にはその

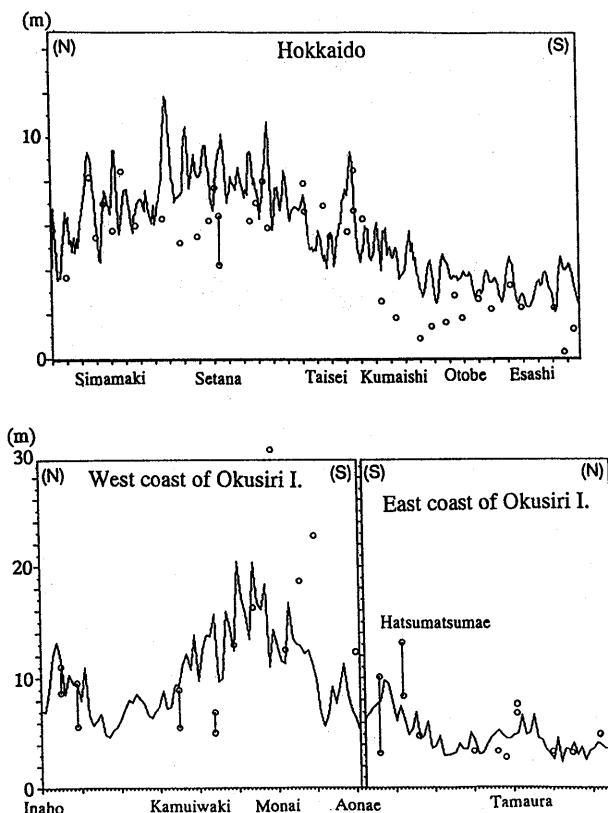


Fig. 12. Comparison of calculated maximum sea level heights (solid line) with measured tsunami run-up heights (circles) along the coasts of the Hokkaido mainland and Okushiri Island.

北部に較べて南部が高いこと、北部の稲穂地区の津波の高さが高いことなどよく再現されている。しかし藻内周辺の局地的に非常に高い遡上高については十分には説明できない。そもそも本計算が非線形項を除いた線形計算で行っているため、水深に比べ振幅の大きさが無視できないような場所ではこの線形長波近似式では無理があるということが考えられる。また無縁岩キャンプ上付近の谷筋で記録された30.6mという津波の高さは、陸上の狭い谷筋内での収束効果によるもので、このようなきわめて局地的な条件から生じた事柄も、ここでの数値計算では再現できない。

次に奥尻島の東海岸について見てみる。青苗から初松前にいたる南部の海岸および球浦周辺での相対的に高い遡上高がよく再現されている。この奥尻島南部の海岸での津波の振舞いの詳細については、次節で論ずることにする。

Fig. 13は Fig. 12の奥尻島側を島中央を南北に切って立体柱状図で表したものである。西海岸について見てみると、津波の高い場所が実測値に較べて幾分北寄りである。波源域から奥尻島西海岸に向かった津波の指向性がもう少し南寄りであったか、あるいは南側の断層のさらにその南の部分の滑り量が大きかったかのいずれかであろう。また、前述のように、海岸が西に向けた海岸では波高が高いのに対して、北に向けた海岸では波

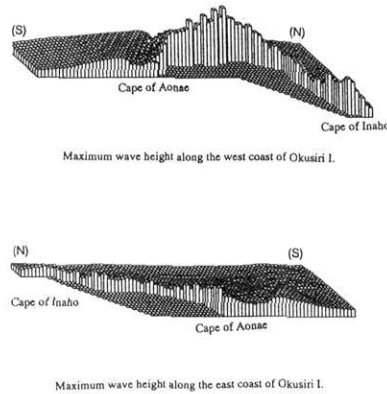


Fig. 13. Calculated maximum wave heights along the coast of Okushiri Island.

高が低い様子がよく見える。

#### 4.5 奥尻島南東沿岸部での津波の振舞い

奥尻島南東部沿岸部の青苗から松江にいたる海岸では、その海岸の正面方向は南南東であって、直接波源域に向いてはいない。しかし、この海岸の途中に位置する初松前で遡上高が8m~13mと高かったこと、青苗の東海岸では津波は東方から来たという証言、および流失物、倒壊家屋に残された痕跡証拠があることなど、西方海域に波源があったという事実からすれば、一見統一的な説明が困難であるかのような事実が報告されている。青苗の市街地は北から浸水した海水による強い南下流があった事実を裏づける顕著な例として耕養寺の屋根の流失に見ることができる。すなわち、この寺の屋根は青苗集落の北東から侵入した津波によって、本来の場所から約300m南方の街区に漂着した。

そこでこの節では特にこの青苗から松江にいたる海岸周辺での津波の振舞いに着目した。まず最初にこのあたりをより詳しく見るために、最も陸に近い格子の格子間隔を0.125kmまで小さくして数値計算をやり直した。また津波の最大波高というものをより詳しく見るために、津波の第1波、第2波をわけて見ることにした。

Fig. 14は青苗から初松前にいたる沿岸での第1波と第2波の計算波高を示している。この計算では浅海での増幅効果が十分再現されていると考えられるので、スケールファクターをかけずにそのまま数値計算の値を表示した。太線で示された第1波の波高を見ると青苗川から初松前にいたる青苗岬を通りすぎた東よりの海岸で相対的に波高が高くなっている様子が見える。実際の遡上高調査でもこのあたりの遡上高が相対的に高くなっており、この数値計算はよく事実に対応しているといえるであろう。つまり初松前の集落を直撃したのは、この第1波によるものである、ということができる。

次に細線で示された第2波の波高を見る。初松前から松江にいたる南側に海岸が面した沿岸では太線の第1波と同程度の計算波高を示しているのに対して、青苗川から青苗にいたる東側に海岸が面した沿岸では、第1波に比べて第2波の方が大きく現れている。この津波の第1波と第2波の振舞いの違いを考えるために、第1波を形成した時刻と第2波を形成した時刻における流速場を見ることにした。

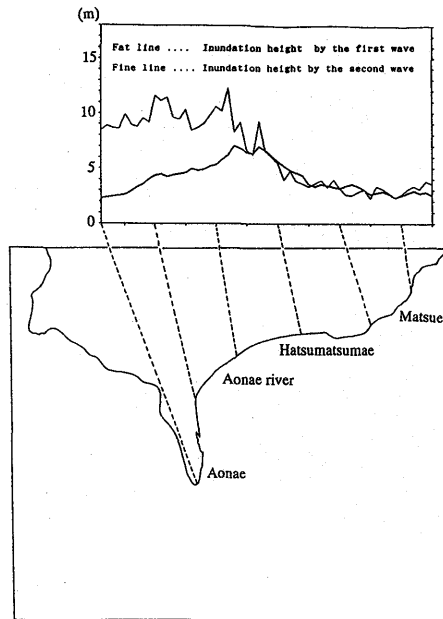
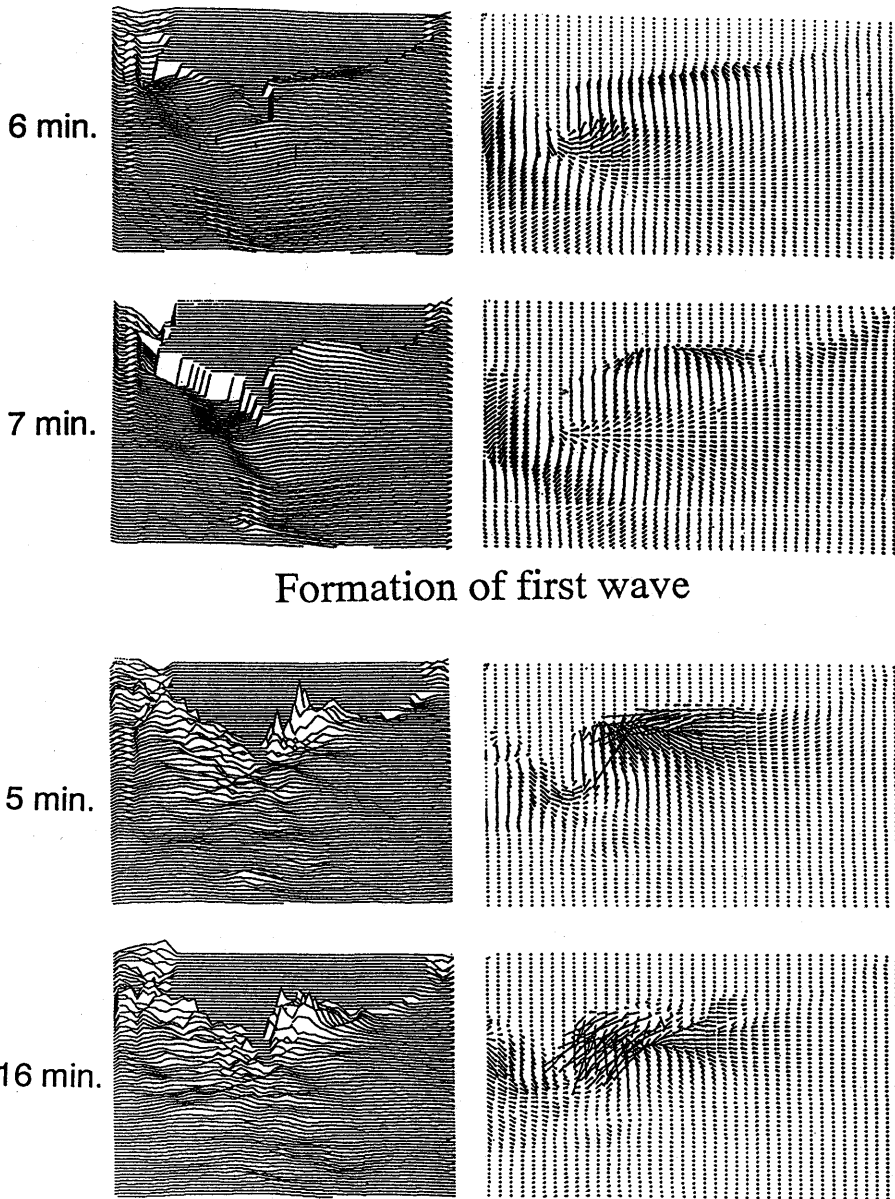


Fig. 14. Calculated maximum heights of the first (fine line) and the second waves along the southern part of Okushiri Island.

Fig. 15は第1波を形成した6分後および7分後と第2波を形成した15分後、16分後における波高分布(左)と流速場(右)の図である。まずこの付近の海岸に第1波が襲った計算開始後6分後および7分後について見てみる。流速場を見ると青苗岬を反時計回りに旋回した波が南東沿岸部に特に南側に面した初松前付近の海岸部に集まっている様子が見られる。7分後の流速場についても、南側に面した海岸の特に初松前の青苗川河口の間付近において東方向と西方向の両方向から集中している様子が見られる。また波高分布を見ると、奥尻海脚の東縁と西縁を節としてちょうど青苗岬をまん中にして西側で水面が下降し、東側で上昇している様子が見られる。この6分後から7分後の状態と反対の状況がその後形成される。つまり、青苗岬の西側で海面の上昇、東側で下降ということである。この海水面の振動は、奥尻海脚が周辺に比べて水深が浅いために、津波のエネルギーがここでトラップされたために生ずるこの付近の海域での固有振動であると考えられる。その後、下の2つの図に示されたような15分から16分後に先ほどの青苗岬の東岸の下降の反動の水面の上昇が青苗岬の東方から押し寄せて来る。南北に伸びた青苗の居住地域の主要部には正面北側よりから津波が侵入することになる。それが青苗の主要部に最大の被害をもたらした第2波となる。

実際の青苗における津波の侵入方向の調査(宮脇ら, 1993), および(都司ら, 1993)によれば、青苗地区で大部分の家屋流失を引き起こしたのは、青苗北方で北東方から強い流れを伴って市街地に侵入してきた、第2波によるものであるという報告がなされている。また、青苗地区での住民への聞き取り調査、津波によって破壊された時計の停止時



### Formation of first wave

### Formation of second wave

Fig. 15. Sea surface change (left figures) and flow vector distributions in the sea region around the southern tip of Okushiri Island 6, 7, 15, and 16 minutes after the main shock.

刻の調査もなされた。間込み調査の結果によれば、津波2回もしくは3回来た。そのうち2回目の津波が最も大きかった。また、青苗での時計の停止時刻の調査結果によると、停止した時刻には大きくわけて2つのグループがあったということである。1つのグルー-



プは本震発生の約7分後の22時24分ごろ停止しているのに対して、もう1つのグループは、本震発生の13分後の22時30分ごろである。さらに、調査の結果によれば、22時30分に停止した時計の方が多かったということである。このことはつまり、青苗には本震後約7分で襲ってきた第1波と、約13分後に襲ってきた第2波によって被害を生じたこと、およびそのうち第2波のほうが大きな被害をもたらしたことを物語っている。

青苗の市街地への侵入方向と、時計の停止時刻の調査結果から、青苗周辺でどのように津波が振舞ったかを推定してみる。まず、地震発生後7分ぐらいで津波第1波が西から青苗岬周辺を襲った。しかし、この津波による被害は青苗の最南端の青苗5区に限られ、岬の陰に当たる青苗の市街地の主要部ではそれほど大きな浸水高にはならなかった。そして本震の13分後に北東方から津波が再び襲った。この2回目に来た波は青苗の主要部地区に壊滅的打撃を与えた。耕養寺の屋根が南に300m運ばれたのもこの第2波によるものであろう。

計算結果と調査結果とは時間的に2、3分程度の差はあるものの、青苗においては第2波目の方が大きかった点、また、第2波目が青苗の北東方から海岸線に沿って来襲する点など、数値計算結果は青苗とその周辺をおそった津波の実際の状況をよく説明しているといえるであろう。

次に、再び第1波目が青苗川から初松前で高くなった点について注目してみた。Fig. 16およびFig. 5を見ればわかるように、奥尻島の南方には水深20mから200mほどで、その東西1000m以上の水深の海底から見れば極めて浅い奥尻海脚が20km程度の規模で南北に連なっている。実質的な被害を及ぼしたと考えられる大きな初期津波波源域の隆起域はFig. 8とFig. 5を見比べてみてもわかるように、奥尻海脚に西方もしくは奥尻海脚の上そのものに位置していたと考えられる。

そこで津波の波源域、奥尻海脚、奥尻南東沿岸部の高い遡上高の3つの間になどどのような関連性があるのか調べてみることにした。そのために、今後は格子を切って差分式を計算していく代わりに、スネルの法則によって津波の進行方向を表わす波の進行線を見ることにした。波の進行線が奥尻海脚によってどのように曲げられるのかを見るためである。Fig. 17はこの海域へ侵入して来る津波の波面を真北から時計廻り方向に $66^{\circ}$ 、 $78^{\circ}$ 、および $90^{\circ}$ の3通りに角度を変えて与え、そのおのおのについて、奥尻島の沿岸での波線の集中具合を見たものである。角度 $66^{\circ}$ というのはおおよそ奥尻島南西部の等

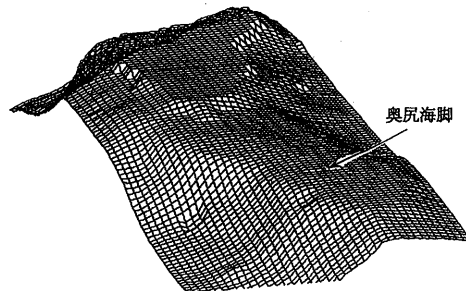


Fig. 16. Relief of sea bottom topography around Okushiri Island.

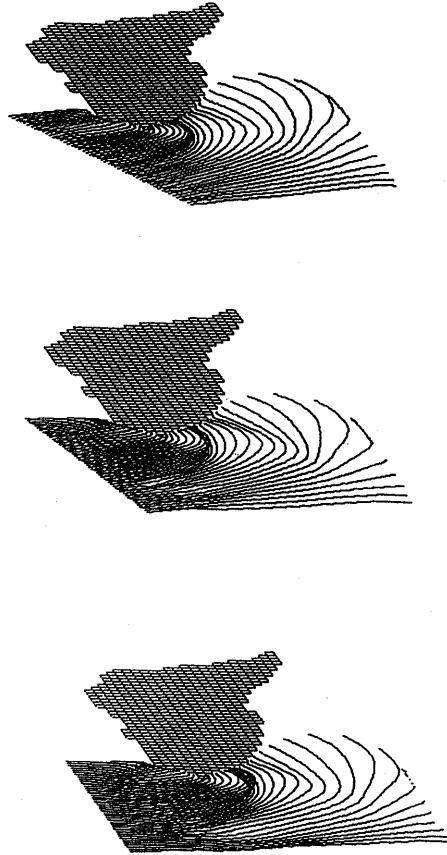


Fig. 17-a, b, c. Rays of tsunami waves radiated from the source region to the southern coast of Okushiri Island for three cases with assumed radiation angles  $66^\circ$ ,  $76^\circ$ , and  $90^\circ$  (angle measured north to east), respectively. Notice that tsunami wave energy is concentrated at the same point (at Hatsumatsumae Village) in all three cases.

水深線に合わせたものである。初期波面方向は3通りに変えて設定したが、波線はどの場合にも奥尻島南東部初松前あたりに集まることが分かる。これは、奥尻海脚が青苗岬から南に離れば離れるほど海脚の等水深線の曲率半径が大きくなる場所が存在するため (Fig. 16)、波線の屈折の曲率半径も大きくなり、初松前あたりに津波のエネルギーが焦点を結ぶと考えられるのである。ちなみに初松前地区と青苗地区の間を流れる青苗川にかかる赤川橋では、1983年に発生した日本海中部地震による津波での同島における最大遡上高5.1mを記録した場所でもある (都司ら, 1984)。このことから、この奥尻島の南部初松前あたりというのは津波のエネルギーが集中する傾向にある場所であると考えられ、津波防災上特別な注意が必要な場所であると考えられる。

## 5. まとめ

余震分布の広がり、奥尻島における鉛直方向と水平方向の地殻変動量の測定値および江差における検潮記録との比較から北海道南西沖地震の断層要素を決定した。南側の断層では、走向 $140^\circ$ 、傾斜角 $50^\circ$ 、食い違い方向 $60^\circ\sim 90^\circ$ 、滑り量 $8\text{ m}$ のもの（西下がりの断層面）と走向 $330^\circ$ 、傾斜角 $25^\circ$ 、食い違い方向 $100^\circ$ 、滑り量 $8\text{ m}$ のもの（東下がりの断層面）が地殻変動量および検潮記録を満たすことがわかった。これら2つのパラメータのうち、断層面が西下がりを示唆する地震波解析の結果を加えて考慮にいれ、西下がりの方のモデルをここでは採用した。

ここで求めた断層パラメータを入力として津波の数値計算を行い、沿岸における数値計算波高と実測による遡上高調査の結果を比較検討することにした。おおむね測定した遡上高に矛盾しないような結果を得ることができた。また、特に奥尻島南東部の湾に着目し、津波が奥尻海脚によって曲げられ、初松前周辺に集まること、また、青苗においては津波の第1波よりも第2波の方が高く、これが青苗に大きな被害をおよぼした可能性があることを調べた。

## 謝 辞

本研究の作成にあたっては、検潮記録を送っていただいた建設省国土地院、海上保安庁水路部、気象庁、建設省地方建設局の方々には感謝の意を現わします。また、論文作成上いろいろ有意義な指摘をして下さった E. N. BERNARD 氏、相田勇氏、羽鳥徳太郎氏、日野貴之氏にも感謝いたします。

## 参考文献

- 相田勇, 1974, 地震の断層モデルによる津波の数値実験, 地震 2, 27, 141-154  
 CHOI, B. H., 1993, 私信 (韓国海岸の津波痕跡高さ調査結果), 成均館大学, 韓国水原市.  
 後藤章夫・高橋浩晃・小野 忍・西田泰典・大島弘光・笠原 稔・竹中博士・斉田智治, 1993, 北海道南西沖地震に伴う津波の現地調査—小樽から礼分島まで—, 地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 53  
 後藤智明・今村文彦・首藤伸夫, 1988, 遠地津波の数値計算に関する研究, その1, 支配方式と差分格子間隔, 地震 2, 41, 515-526  
 橋本 学・小沢慎三郎・鷺谷 威・多田 堯, 1993, 測地測量により得られた1993年北海道南西沖地震に伴う地殻変動, 地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 64  
 羽鳥徳太郎, 1984, 日本海の歴史津波, 月刊海洋科学, 16-9, 538-545  
 HOKKAIDO TSUNAMI SURVEY GROUP, 1993, Tsunami devastates Japanese coastal region, EOS, *Trans., Am. Geophys. Union*, 74, 37, 417-432  
 1993年北海道南西沖地震余震観測グループ (代表 小平秀一, 北大理予知セ・東北大予知セ・東大震研地震移動班), 1993, 1993年7月12日北海道南西沖地震の余震の震源分布, 地震学会講演予稿集, 1993, 秋期大会, 15  
 今村文彦・首藤伸夫・後藤智明, 1990, 遠地津波の数値計算に関する研究, その2, 太平洋を伝搬する津波の挙動, 地震 2, 43, 389-402  
 KAISTRENKO V. M., 1993, 私信 (ロシア海岸の津波痕跡高さ調査結果), Institute of Marine Geology and Geophysics, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Sakhalin.  
 加藤健二・都司嘉宜・1993, 北海道南西沖地震による津波波高の数値計算と実測値との比較, 地震学会講演予稿集, 1993, 秋期大会, 54  
 菊地正幸・1993, 遠地実体波による北海道南西沖地震の破壊過程, 地震学会講演予稿集1993, 秋期大会, 29  
 熊木洋太・木佐貫順一・大谷知生・小野 康・梶川昌三, 1993, 海岸地形変化等からみた北海道南西沖地震時の奥尻島の地殻上下変動, 地震学会講演予稿集, 1993, 秋期大会, 63  
 中西一郎・小林励司, 1993, 1993年北海道南西沖地震の震源メカニズム, 地震学会予稿集, 1993,

- 秋期大会, 29
- 松富英夫・池田広樹・首藤伸夫・M. ORITZ・高橋知幸・川俣 奨・野路正浩・兜山博之・今村文彦・山木 慈・松山昌史・1993, 1993年北海道南西沖地震の現地調査, 地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 51
- 宮脇昌弘・嶋本利彦・堤 昭人・佐藤比呂志・川本英子・1993, 北海道南西沖地震の津波による奥尻町青苗地区の被害状況と災害の要因, 地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 47
- 海野徳仁・長谷川昭, 1993, 変換波から推定した1993年北海道南西沖地震の余震の深さ分布, 地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 18
- SATAKE, K., K. SHIMAZAKI, 1988, Free oscillation of the Japan Sea excited by earthquakes-I. Observation and wave-theoretical approach, *Geoph. J.*, **93**, 451-456
- SATAKE, K., M. OKADA and K. ABE, 1988, Tide gauge response to tsunamis: Measurements at 40 tide gauge stations in Japan, *J. Mar. Res.*, **46** (3)
- SATO, R., M. MATSUURA, 1974, Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium, *J. Phys. Earth*, **22**, 213-221
- SATO, T. :1985, Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai -Chubu (Japan Sea) earthquake as inferred from strong motion accelerograms, *J. Phys. Earth*, **33**, 525-557
- SHUTO, N., K. CHIDA. and F. IMAMURA: 1993, Generation mechanism of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake tsunami, *Proc. IUGG/ IOC Intern. Tsunami Symp.*, **93**, Wakayama, Japan, 9-22
- 谷岡勇市郎・佐竹健治・LARRY RUFF, 1993, 1993年北海道南西沖地震のメカニズム, 地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 30
- 都司嘉宣・白雲燾・秋教昇・安希洙・1984, 韓国東海岸を襲った地震海溢, 月刊海洋科学, **16**, **9**, 517-537
- 都司嘉宣・小西達男・木下武雄・沼野夏生・阿部 修, 1984, 昭和58年(1983年)日本海中部地震に関する痕跡・証言の調査結果, 防災科学技術資料, **87**, 1-306
- 都司嘉宣・加藤健二・山中佳子・荒井賢一・佐竹 明, 1993, 北海道南西沖地震の津波による沿岸集落被害・地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 45
- 海野徳仁・長谷川昭・1993, 変換波から推定した1993年北海道南西沖地震の余震の深さ分布, 地震学会予稿集, 1993, 秋期大会, 18
- 1983年日本海中部地震震害調査委員会(代表, 久保慶三郎), 1986, 「1983年日本海中部地震震害調査報告書」土木学会, pp933.

## 要 旨

本研究では, 1993年7月12日に発生した北海道南西沖地震( $M_{JMA}7.8$ )の津波の挙動を調べた。まず最初に, 津波の初期条件を求めるために断層要素の決定を行なった。断層要素の決定は, 余震分布, 奥尻島での鉛直, および水平の地殻変動量および江差と岩内の検潮記録に基づいて行なった。余震分布から, 断層面を北側, 南側の2つからなるとした。その結果, 南側の断層では, 低角な東下がりのもと, 高角な西下がりのものがともに奥尻島の地殻変動の条件を満たすことがわかった。ここで求めた断層要素を使って, 断層は南北とも西下がりであるとして, 北海道周辺での津波の振舞いを調べた。津波は, 奥尻海脚, 奥尻海盆の影響を受けて複雑な振舞いをしたことがわかった。また, 奥尻島の南西部について詳しく調べてみると, 奥尻海脚によって曲げられた津波が第1波を形成し, 同島南部の初松前地区に集中して, ここの集落の家屋を全滅させたことがわかった。また, 奥尻海脚の東端と西端を節とするここにトラップされた固有振動が, 島南端の青苗の居住地の主要部に大きな被害をもたらす第2波を形成することがわかった。