

日本海中部地震津波の初期波形に関する疑問

首藤 伸夫*

1. はじめに

1983年5月、日本海で発生した津波は所によっては15mを越えた。しかし幸運なことに、遡上高の大きかった場所は殆ど人の住まないところであった。白昼でもあり、晴天、無風、無風浪の好条件の下に津波が観測され、かってないほど津波の全体像が明かとなった。潮位計に記録された津波はそれほど多くはなかったが、痕跡記録は無数に得られ、さらにビデオ記録が多く、多数の動いている津波が研究者の参考に使われることとなった。

津波研究のここ20年間の進歩はめざましく、その成果を検討するための好個の材料を提供したのがこの津波である。進歩の内容は、ほぼ二つにしばられる。一つは、津波波源決定法の確立である。地震波記録から求まる断層パラメーターを基として、断層運動による地盤変位が計算されるようになった。例えば、Mansinha-Smylie (1971)¹⁾の提案した方法が利用される。その以前には、津波到達時間から逆算して波源域を決め、初期波形分布については数値計算を繰り返して試行錯誤で求めている事を考えると、格段の進歩であった。しかし、ここにも様々な難問題が残されている。津波地震と呼ばれている地震の規模の割には津波が大きいものについては、地震情報からだけでは不正確にしか決まらない。2万人以上の犠牲者を出し、30mを超える打ち上げ高を生じた明治三陸大津波は、こ

の部類に属する。三陸地方はまだ解決のつかない大問題を抱えているといつて良い。

もう一つの進歩は、数値計算手法の発達である。大容量、高速の計算機が利用できるようになり、空間格子・時間格子を小さく取ることが可能となった。数値誤差の発生原因やその大きさの検討、あるいはその制御方法も詳細に検討され、計算結果の信頼性が定量的に検定できるようになっている。

日本海中部地震津波は、こうした最新の技術を使って計算された。最大遡上高は、出現場所に若干のズレはあるものの、その大きさは10cmと違わずに再現され、その後の対策事業立案の根拠ともなっている。

しかし、詳細に計算の内容を調べると、数多くの疑問が残されており、それには初期波形が関連している。その疑問を明確にするのが、本文の主旨である。

2. 提案された初期波形

まず、田中他(1984)²⁾は Shimazaki-Mori (1984)³⁾の発震機構を基本にして海底面の変位を求めている。図-1(a)がその結果である。鉛直変位の最大値は断層面の西端にあり、1.5m程となっている。この計算を裏付けるものとして、波源近くにある久六島の地盤変位を実測し、それが20-40cmと見積られ、計算値と良く一致することをあげている。

第二のモデルは佐竹D-2モデル(1985)⁴⁾で、図-1(b)に示されている。地震波のみならず、津波計算結果と検潮記録との比較も行なって修正がなされた。使用された検潮記録は図-2に示す13箇所の内、深浦を除く12

*東北大学工学部災害制御研究センター
津波工学研究分野

箇所のものである。深浦を除外する理由として、佐竹は、検潮記録が周辺で観測された津波に比べ小さかったという事実があること、および波源にあまりにも近く、線形理論が適用出来ないに違いないと云うことをあげている。津波の計算は線形理論で行なわれており、最大の格子は2.5km、検潮所近くでの最終格子間隔は625mである。計算結果の内、沿岸地形との干渉の影響が大きくない部分、すなわち最初の半周期分だけをえらんで、振幅の比較を行ない、相田の手法で修正を行なった。その結果が図-1(b)であり、相田のK値は1.14、 κ は1.22と比較的良好である。田中他のものに比べ、最大変位は2mと若干大きめになっている。なお、図-3に各検潮所での波形記録の比較を引用して示す。

現在最も信頼されているのは、相田のModel-10 (1984 a.)¹¹⁾であり、図-1(c)がそれである。Shimazaki-Mori (1983)¹²⁾、Mori-Shimazaki (1983)¹³⁾による発震機構を基とし、津波計算を行ない、検潮記録と比較するとともに、沿岸での津波分布を考慮して決定されたものである。津波数値計算は浅水理論によっており、佐竹のものより高次式を使用したこととなる。最大の格子は5km、最終的な格子は312.5mである。まず、小樽、江差、函館、酒田、新潟東港、両津、寺泊、直江津、富山、輪島の津波検潮記録と計算波形を比較した。第一波のみを比べたのは、佐竹の場合と同様である。12個のモデルの内、Model-10はK=0.99、 κ =1.26と良好で

あった。計算波形と検潮波形の比較を図-4に示す。さらに相田はModel-10の適合性を波源近くでの津波波高の分布形についても検討した。相田のこれまでの三陸地方の津波などに対する経験によると、200m等深線上の平均的な津波波高と陸上の平均的な遡上高との間には比較的良好な相関があり、増幅係数は2から3程度におさまる。日本海中部地震についても同様の処理を行なって比較している。まず、200m等深線に沿って約15kmづつの区間に分割し、それぞれの区間における、200mでの計算波高、陸上部の遡上痕跡高の区間内平均値を比較する。これが図-5で、実線が計算値、点線が痕跡値、三角が各区間内の最高値である。平均値間の比 R_0/H_0 が2乃至3の程度であり、両者の分布が似通っていることから、相田はModel-10が妥当なものであろうと結論した。図-1(c)の初期波形を見ると、北側の断層による変位分布には田中ほか、佐竹D-2と比べて大差はないが、南側では最大変位が4mと大きくなっており、地震のみによった田中他の結果の2倍以上の値となった。

以上のように、図-1(a), (b), (c)に示した三つの地盤変動、すなわち初期波形が代表的なものであり、津波という点からは相田モデル10が優れていると考えられている。三者の断層パラメーターなどをまとめて表-1に示す。それぞれに違いはあるが、主断層は東下がりの傾斜をしているという共通点を有している。

表-1 日本海中部地震津波の断層パラメーター

	断層長 (km)	断層幅 (km)	断層 走行	傾斜角	右横ズレ 変位(m)	縦ズレ 変位(m)	地震モーメント (dyne·cm)
田中ほか							
北断層	60	40	N10°W	20°E	0	-4	2.9×10^{27}
南断層	30	35	N15°E	20°E	-0	-5.2	1.9×10^{27}

	断層長 (km)	断層幅 (km)	断層 走行	傾斜角	右横ズレ 変位(m)	縦ズレ 変位(m)	地震モーメント (dyne · cm)
佐竹D-2							
北断層	60	40	N20°W	30°E	0	-4.0	7.6×10^{27}
南断層	60	40	N20°E	30°E	0	-5.0	2.9×10^{27}
相田10							
北断層	60	30	N5°W	25°E	-0.54	-3.0	5.8×10^{27}
南断層	40	30	N22°E	40°E	0	-7.9	

3. 初期波形の妥当性に関する疑問

3.1 検潮記録との比較

佐竹(1985)⁴⁾や相田(1984a)⁵⁾が津波初期波形の修正を行なったとき、検潮記録の第一波、それもなるべく遠方の記録を使用した。その理由は、波源に近い津波に含まれている短周期成分が検潮儀の水理フィルターの為に濾波されていること、波源に近いところでは非線形性が強いこと、などであった。特に、日本海中部地震津波では、検潮儀の周波数特性のため、検潮記録の津波が検潮井戸周辺の津波に比べて小さく、極端な場合には半分程度のこともあって大きな話題となったのである。遠くの検潮儀ならば津波も長周期成分が卓越するから、こうした心配は少なくて済む。その反面、数値計算による誤差は大きくなるので、精度の検定の点からは不利となる。

佐竹や相田も図-3や図-4のように計算波形と検潮記録を比較しているが、検潮記録の修正を行なった後に、今一度確かめる必要がある。

実は、岡田・阿部⁷⁾が東北地方を中心とした40箇所の検潮所について実測した結果によると、大部分の検潮記録は大幅な修正を必要とすることが明らかになっている。その一部を図-6に示す。波源に近い深浦地点の検潮記録は、水理フィルターで減衰した分を修正すると、最大値で検潮記録値の約2倍とした

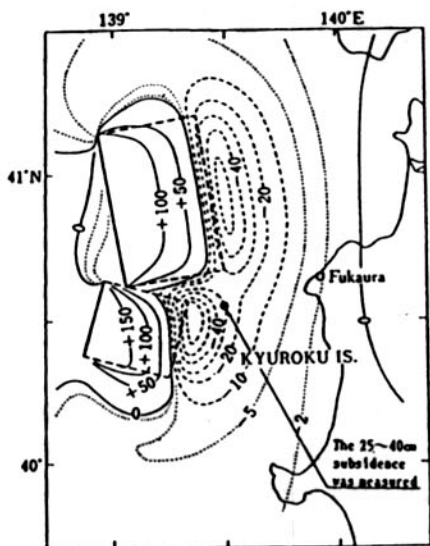
なくてはならない。これは最も大きな修正を要する場合であるが、どの検潮記録も多かれ少なかれ修正を必要とする。修正後の観測記録を使用した初期波形修正はまだ試みられて居らず、近い将来に検討されるべき事項である。

3.2 津波遡上計算の再現度

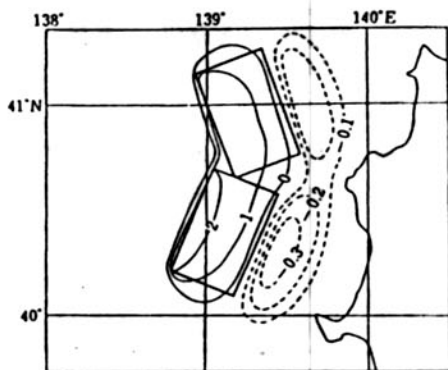
当初行なわれた計算では、15mに及ぶ最大打ち上げ高は再現できなかった。例えば、相田の計算⁸⁾がある。相田のモデル-10を初期波形とし、最高の打ち上げ高の生じた峰浜村付近を主な対象として計算している。格子間隔は外海で2.5kmであるが、浅くなるにつれて変化させ、200m以浅では1,250m, 625m, 312.5m, 156.25m, 78.125mと5段階に細分化し、さらに10m以浅では15.625mとかなり小さく取っている。しかし、計算された最大遡上高は6.8mとなり、区間平均値の7m程度の遡上高を説明できるものの、15mという最大遡上高を説明できるものではなかった。その原因として相田は、(1)津波先端に発生した波状段波を考慮していないこと、(2)また空間格子を細分化した区域の幅を細分化とともに次第に狭くしたため、横方向からの波に対して精度が上がらなかった事をあげている。

そのほかに、いくつかの計算が発表されたが、10mを越える結果を得たものは長谷川ほか以外には無かった。

長谷川ほか(1987)⁹⁾は、リーブ・フロッ



Tanaka et al.



Satake D-2 Model

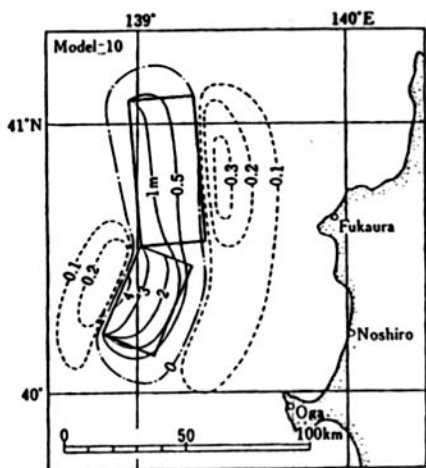


図-1 日本海中部地震津波初期波形モデル。(a)田中ほかが地震断層モデルより求めたもの。(b) Satakeが地震断層モデルの結果を潮位記録を参考して修正したもの。(c)相田が地震断層モデルの結果を潮位記録、遡上痕跡を参考して修正したもの。

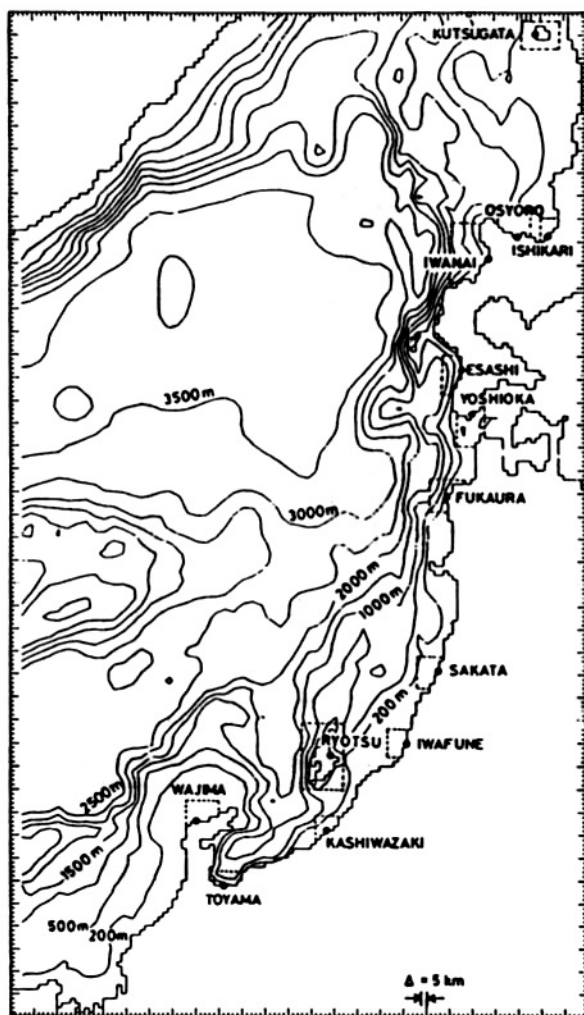


Fig. 3. Computation area used for the tsunami simulation. Tide gage stations are indicated by solid circles. Finer grid systems are used inside the dashed lines.

図-2 Satakeが修正に際して使用した潮位観測所の位置。

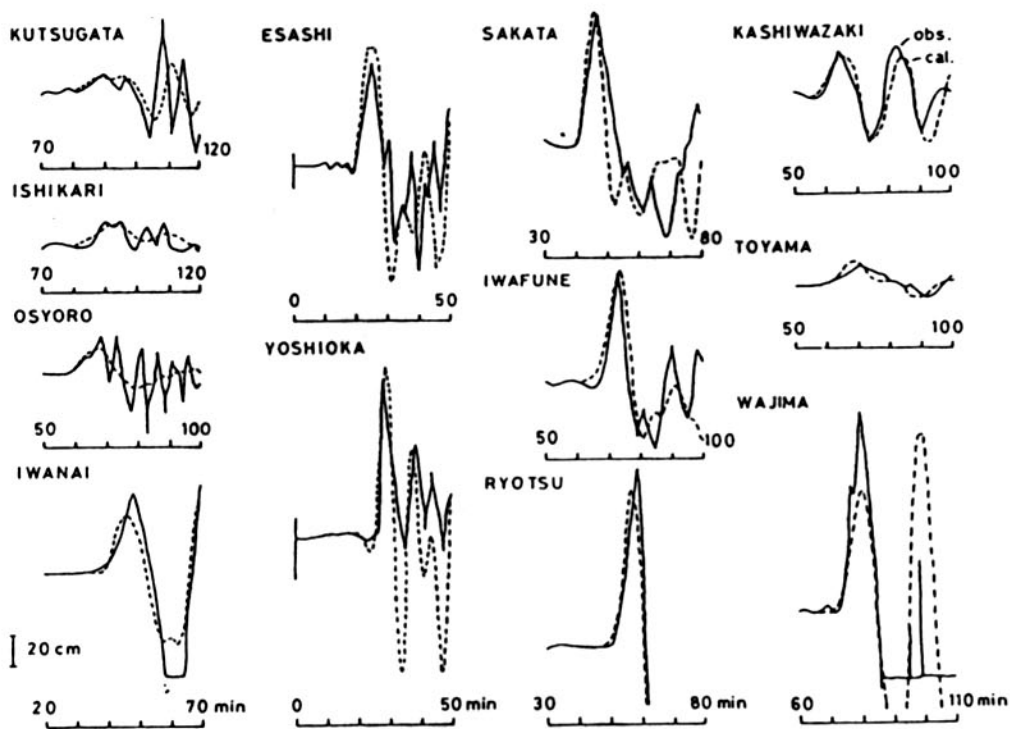


Fig. 9. Comparison of the wave forms for the observed (solid curves) and the simulated (broken curves) tsunamis for model D2. The time is measured from the origin time of the earthquake, and ~ 30 min from the arrival of tsunami are shown. The vertical scale is common in all traces.

図-3 Satake D-2 モデルによる計算値（線形理論，図中点線）と観測値（実線）との比較。

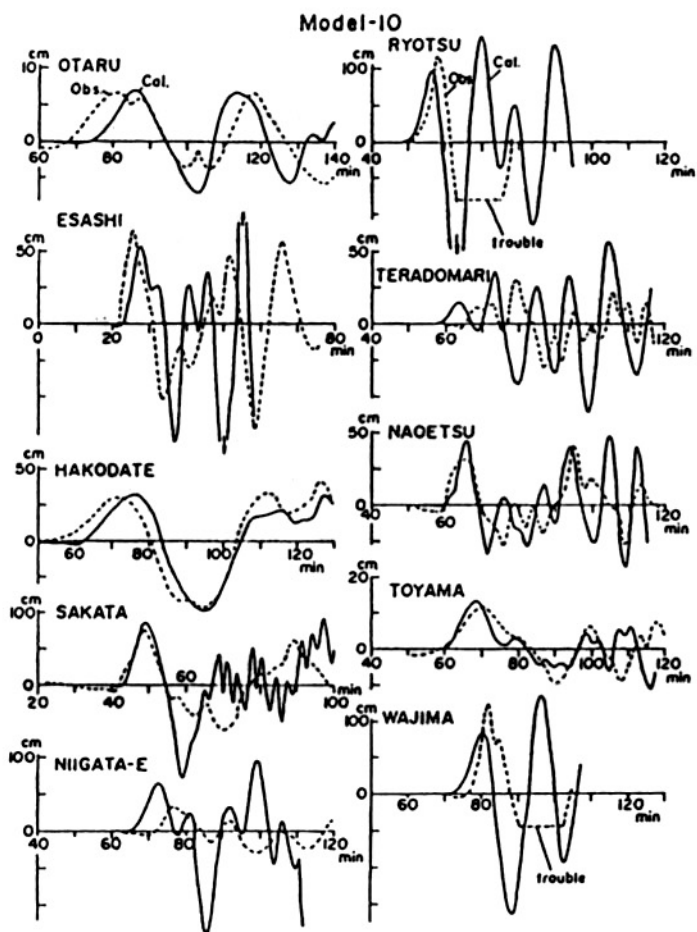


Fig. 7. Simulated time histories of water elevation for Model-10 (solid line) and the observed tsunami records (dotted line) at 10 reference tide-gage stations.

図-4 相田モデル10による計算値(浅水理論, 図中実線)と観測値(点線)との比較。

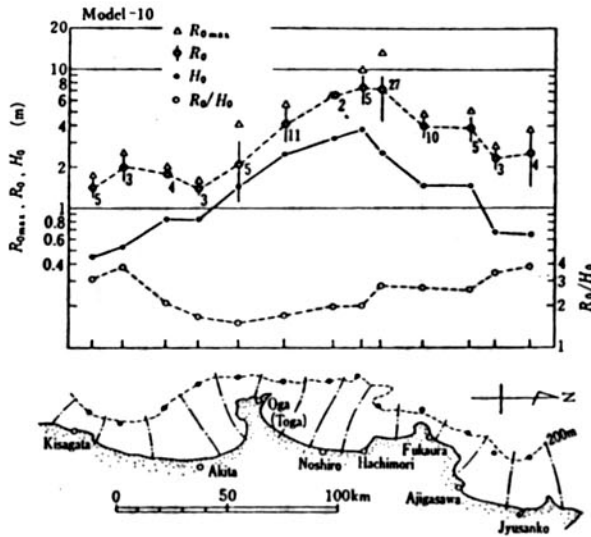
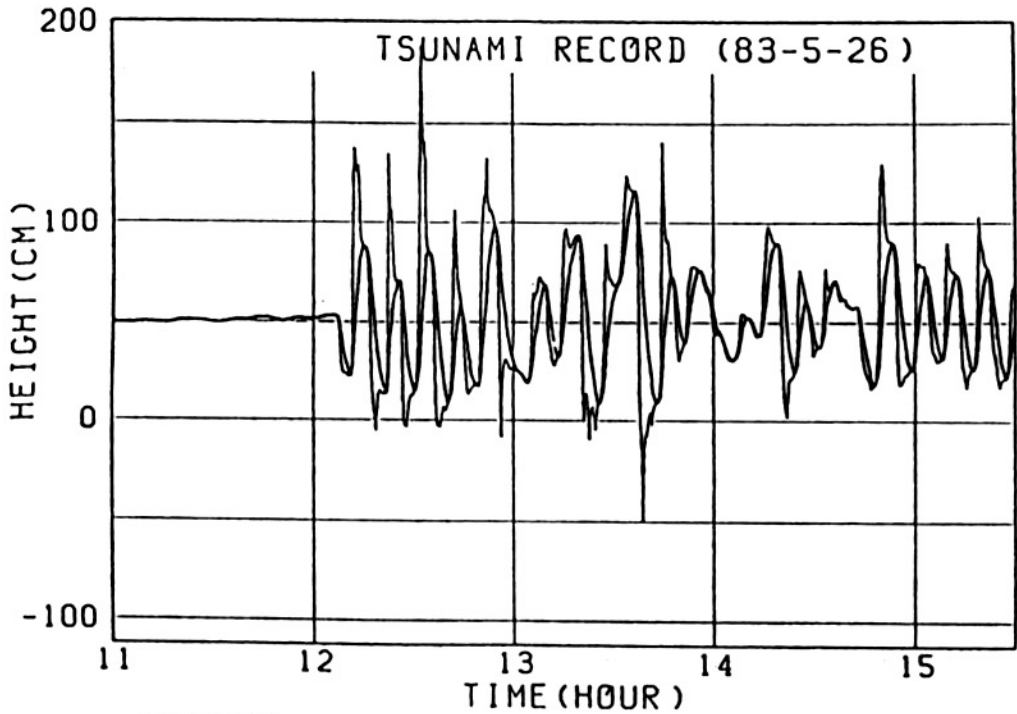


図-5 相田モデル10による計算値の水深200mにおける区間平均値と遡上高の比。上図で黒丸をつなぐ実線が計算値 (H_0)、二重丸をつなぐ点線は遡上高実測値 (R_0) の区間平均値、三角は区間内の遡上高最大値 (R_{max})、白丸をつなぐ点線は R_0/H_0 である。下の図は区間の分割方法を示す。



深浦検潮所で観測された津波波形（太線）と応答特性を補正して推定した検潮所井戸外側の潮位変化。

図-6 深浦地点の潮位計に記録された津波記録（太線）と水理フィルターを修正した記録（細線）。この場合、補正後の値は原記録の倍以上の値となることがある。

グ法に特有の数値誤差を検討して、空間格子の有るべき大きさについての条件を発見した。空間格子による波形分解能についての法則であり、「局所的な津波の波長に比べ、空間格子は1/20以下でなくてはならない」と表現される。すなわち、

$$\Delta x \leq (gh)^{1/2} T/20$$

である。ここで、 Δx は水深 h の場所での空間格子の寸法、 g は重力の加速度、 T は津波の主要成分の周期である。日本海中部地震津波の主要成分の周期を7分とし、この条件を満たすように空間格子を設定して計算した結果、最大打ち上げ高は15mとなり、痕跡高に一致したのであった。図-7がその結果を痕跡高と比べたものである。棒グラフが測定された値、折れ線は計算結果をつないだものである。実測によると、15mに達した地点は2箇所あり、そのうち南側の地点では計算と実測値は良い一致を示す。しかし、北側地点について詳細にみると、計算値最大値は実測値よりも約1km南側で発生している。このように大きさは再現できたというものの、まだ完全とはいえず、問題点が残されている。

このように場所がずれた結果になったのは、海底地形の表現精度が影響しているように思われる。例えば、図-8は、計算結果による第一波の屈折図を示す。比較的深いところの地形の効果で、次第に峰浜へと集中して行く様子が伺われよう。数値誤差を小さくするように空間格子をきめたが、それにとともに地形表現の精度があがり、峰浜への集中が多くなった事が、良好な結果を得た主要な原因である。これが相田の計算と異なった点であるが、このことは波形との関連だけでなく、地形による効果との関係で空間格子寸法を議論する必要のあることを示唆している。もちろん、これに耐え得る詳細な地形図を必要とすることは云うまでもない。

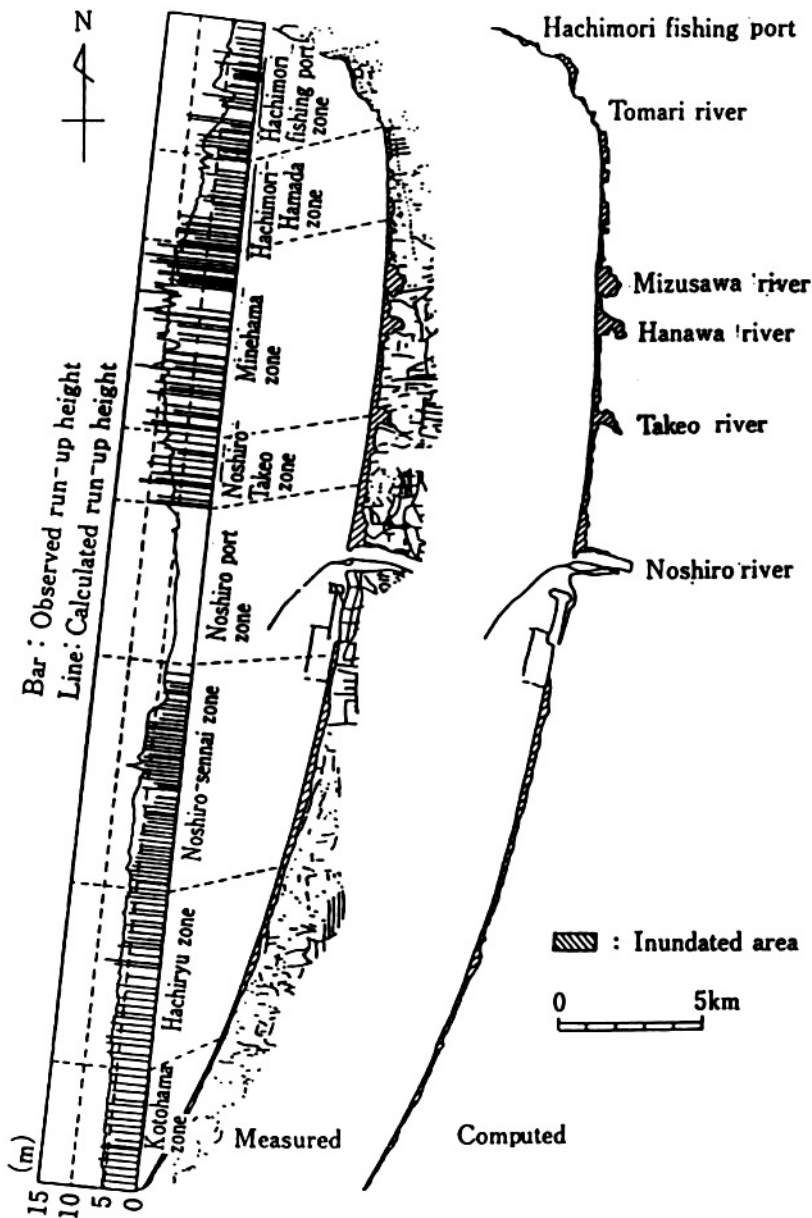
3.3 相田のモデル-19 (1984)⁹⁾

検潮記録に問題点がいくつかあることを先

に指摘した。

その問題点は3つである。まず、水理フィルターがかかるために実際の津波よりも小さなものしか得られないことが最初の問題点である。次に、記録紙の時間送りが遅いため、波形の解像度が上がらないという問題点がある。読みとる人によって、最大最小値は変わらないにしても、波形そのものには、かなり差が生ずるのが現状である。第三の問題点は、大きな津波の場合、検潮井戸の乾出、計器位置以上の水位上昇により極大極小値が記録不能となる事である。

所で、日本海中部地震津波を記録した計器の内、これらの難点を持たないものがただ一つ存在した。深浦の沖合、水深約50mの地点に設置されている超音波波高計である。海底近くに置かれ、底から海面までの距離を音波を発信して測るものであるから、水理フィルターは全くかかっていない。また、周期の短い風波を主な対象とするから、時間的解像度はきわめて良い。ただし、難点はその運用方法である。毎偶数正時に前後合わせて10分ないし20分のみ記録を取り、その後は休止するというのが、一般的な運用方法であり、深浦地点の波高計も例外ではない。幸いにして、日本海中部地震津波は正午近くに発生したから、その始まりの一部が記録された。風浪を除去したものが図-9 (谷本他, 1983)¹⁰⁾である。比較的是やい時間に鋭い立ち上がり記録されている。これが最も信頼できる波形であると考えた相田は、この立ち上がりを説明できる初期波形をさがしとめた。この時、男鹿の潮位記録をも、水理フィルターの補正を行なった後、使用している。計算波形と深浦・男鹿の記録との結果を比べたものが図-10である。上の図が深浦での比較である。USWと記してある曲線が超音波波高計の記録で、断層モデルと矛盾しない相田モデル10は、時間的に遅れることが明かである。ここではモデル17と19は似たような結果を与えるが、男鹿と比較すると、T. G. correctedとし



図一七 長谷川他による秋田県北部海岸での計算値と実測値の比較。右図は計算による浸水域。中央図は実測による浸水域。左図は遡上高の比較で、棒は測定値、折れ線は計算値。能代以南では計算と実測とはかなり良い一致を示す。能代・竹生川ゾーンでは実測値の方が稍や大きい。最大遡上高の生じた峰浜村でも、実測値の方が大きいが、発生した場所には一部位置のズレが認められる。八森・浜田ゾーンでは実測値の方が小さい部分がある。この三つのゾーン（能代・竹生川、峰浜、八森・浜田）で差が生じた原因の一つとして、砂丘上の地形がきわめて複雑であることもあげられよう。八森漁港域では実測値が時としてかなり大きい。構造物や岩石海岸での局所的な波集中の効果があるものと思われる。

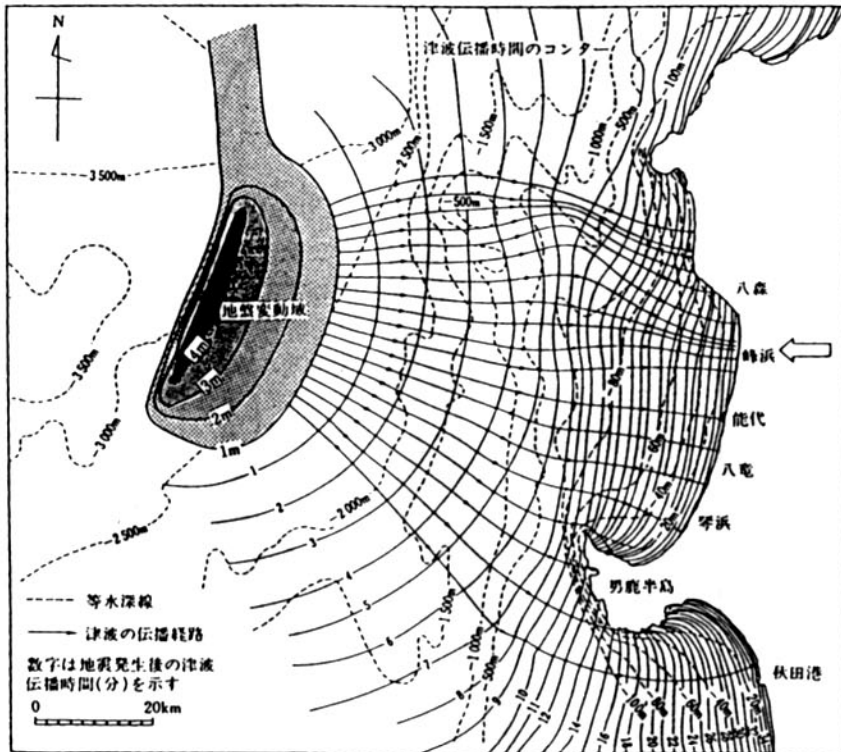


図-8 長谷川他による津波屈折図。矢印のついた曲線群が波向線である。水深500m近くの、かなり深いところの地形による屈折が峰浜への津波集中を大きく左右している。波向線と直交する線群が1分毎の津波先端の位置で、数字が地震発生後の時間を分で示したものである。峰浜の汀線直前の先端位置は発生後25分のものである。

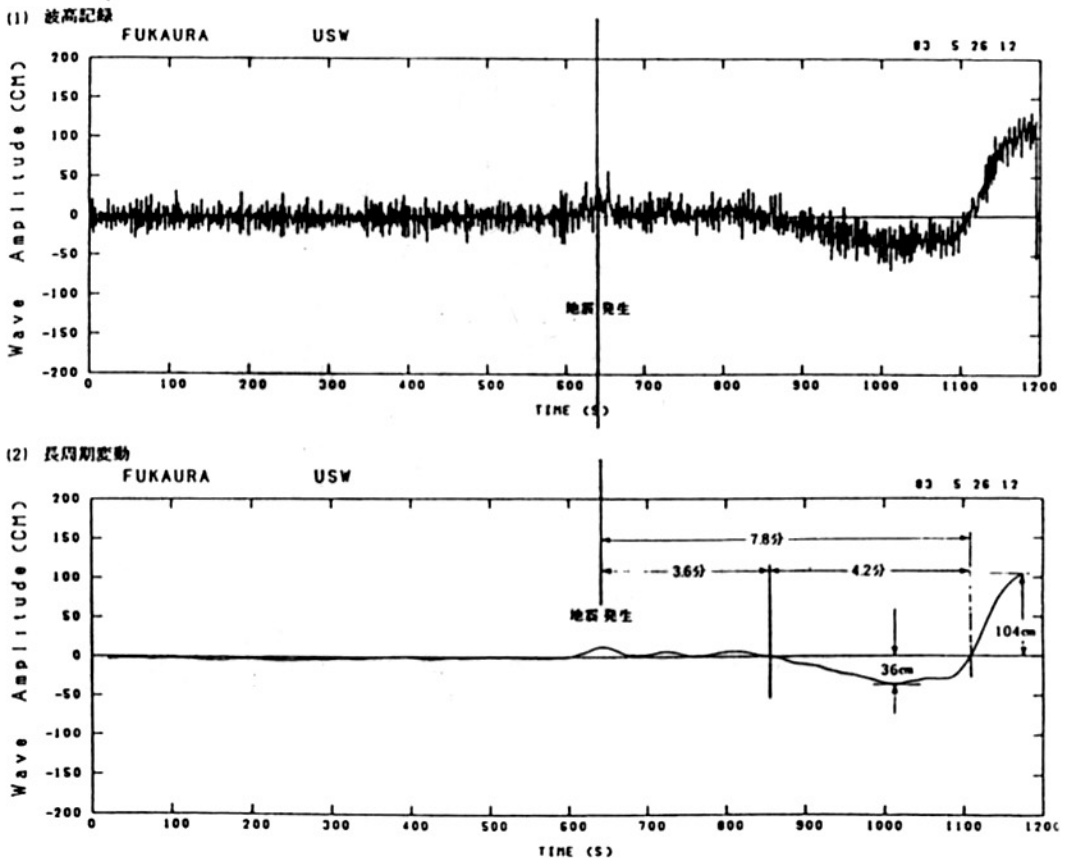


図-4.16 波高記録と長周期変動(深浦, 12時)

図-9 深浦地点の超音波波高計の記録。この波高計は港外の水深50mの場所に設置されている。上の図が風浪をも含んだ記録, 下の図は短周期波を取り除いたもの。波高計の運用は, 毎偶数正時を挟んで20分間だけ記録するため, 津波第一波の引きとそれに続く押しの一部のみが記録され, その後は13時50分まで動いていない。

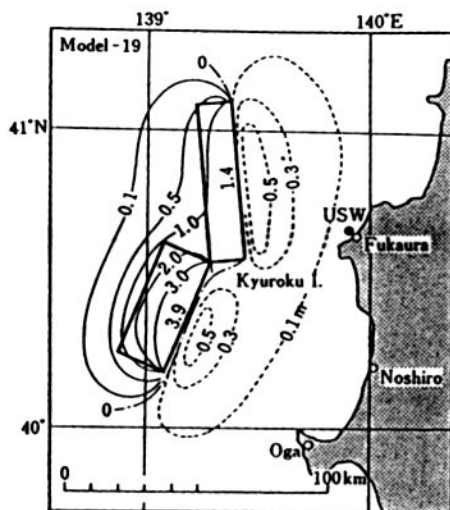


図-10 相田モデル19。深浦の超音波波高計の記録，男鹿の検潮記録（修正後）を説明するには，最大の地盤変位は断層位置の東側に位置する必要がある。その結果，断層面の傾きは西下がりではなくてはならず，地震波から決まる主断層が東下がりであるのと比べ，大きな矛盾が生ずることとなった。津波を説明する地盤変位と地震を説明する地盤変位とのこの大きな食い違いは，近い将来解決されなくてはならない。

て表示されている男鹿の記録と一致するのは、モデル19である。これらを総合した結果、初期波形は、図-11に示すモデル19でなくてはならないことが明らかになった。これは、地震情報から定まる断層運動と大きく矛盾する結果である。地盤変位の最大値はその大きさそのものには大きな変更はないが、その位置は断層の東側であるべきだといふのである。つまり、モデル19に対応する断層は、地震波からきまるような、あるいは表-1にまとめられているような、緩やかな東下がりのものでなく、逆に西下がりものになってしまう。地震を説明するものと全く異なる断層の向きでなくては、津波を説明できないこととなった。

3.4 津波の到達時間の矛盾（秋田県北部海岸の場合）

3.4.1 相田モデル-10で計算された津波

長谷川他¹¹⁾の計算による津波先端の位置は、図-8からも読み取れるが、峰浜付近ではあまりにも込み合っているので、図-12に時間毎の等水位線分布を示すこととする。

男鹿半島付近では、地震発生後12分に水位の異常が男鹿半島先端に到達、18分には北磯付近を通過している。

図の中程において防波堤が突き出ている地点が能代である。能代とその北側で海岸が西に張り出す場所との中間付近が、最高の遡上が発生した峰浜、八森地点である。ここへは25分30秒経ってもまだ到達せず、地震後27分によりやく到達する。

さらに北の岩館地区では、地震後21分頃に計算津波は到達する。

これら3地点とその周辺について、津波到達時間の証言と計算とを以下に比較する。

3.4.2 男鹿半島北岸（秋田県北部海岸南端付近）^{12)、13)}

男鹿半島北岸で、写真やビデオに日本海中

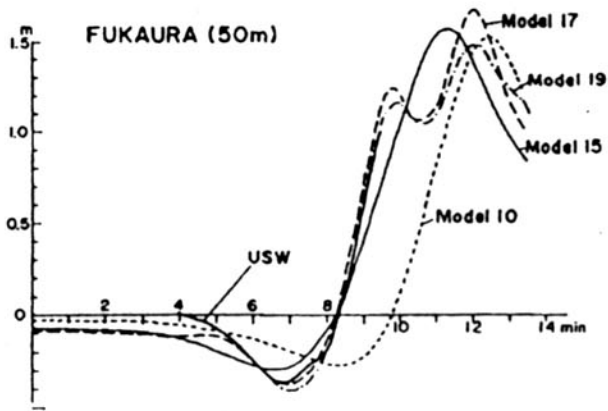
部地震津波の第一波と見なされるものが捕らえられている。水深30m以上の場所で発達する波状段波としての先端を持つものであった。これまでこの位の水深では、分散項は無視できると考えられてきたから、この常識を覆す記録であった。例えば相田は、数値計算結果が15mの最高遡上高を再現できなかった際に、その主因として分散効果を考慮しなかった事をあげているが、その時こうしたビデオなどの記録を考えていた事に間違いはあるまい。

北磯中学の船木信一氏の撮影したビデオには、静かな海面を進む津波の先端に波状段波が発達していく様子が実に克明に捕らえられている。津波前面の海面が乱れていないために、誰もがこれが第一波であるとの説明に疑問を挟まない。実は、このビデオの示す波状段波は、北磯より僅か西の道路上のバス内からからも関寅三氏によって写真に撮られており、こちらでも静かな海面上で発達している模様が伺われるのである。

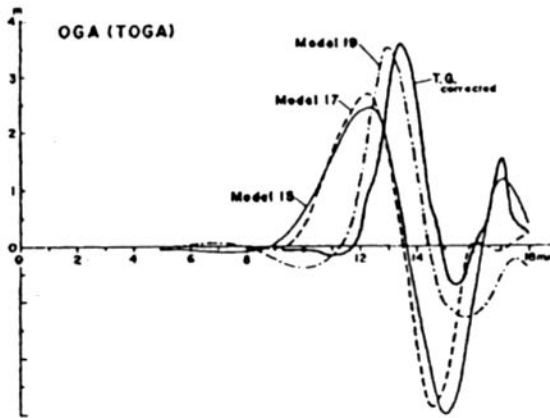
津波先端より岸側の海面が擾乱を受けていないうえに、この二つの証拠の撮影者が共にこれが彼らの認めた津波第一波であったと証言しているのである。しかし、実はこれには疑問が残る。ここで、男鹿半島北側での写真やビデオ、および津波来襲に関する証言を、かって著者がとりまとめた文献12を基に、漁港漁村建設技術研究所の行なった詳細な調査¹³⁾を参考にしながら再検討してみよう。

図-13は、文献12の図-1の男鹿半島付近の部分図に今回補足したものである。まず、畠漁港（本港地区）であるが、ここでの第一波は12時08分頃、ついで12時10分頃の第二波が防波堤を突然越えている。この越波の状況は入道崎郵便局佐々木文雄氏の連続写真で良く知られている。この地点では船が沈没したとの報告はあるが、流出したとの報告はない。

畠漁港西黒沢地区では、12時10分頃第一波が襲い、これによって船が港外に運ばれたとされている。船木氏のビデオは12時12分から



(a)



(b)

図16. 図17,表3のモデルによる深浦港沖(a)と男鹿(b)の計算津波波形. USWは図15の記録. T.G.は検潮記録修正値

図-11 相田が深浦波高計記録(上図実線)と男鹿潮位計記録(下図実線)とを説明するために試みた試行錯誤の例。モデル10が今の所、最良の初期波形と考えられているが、これでは深浦の記録を説明することが出来ない。これらに基づいて、相田はモデル19が津波を説明できる初期波形であると結論した。

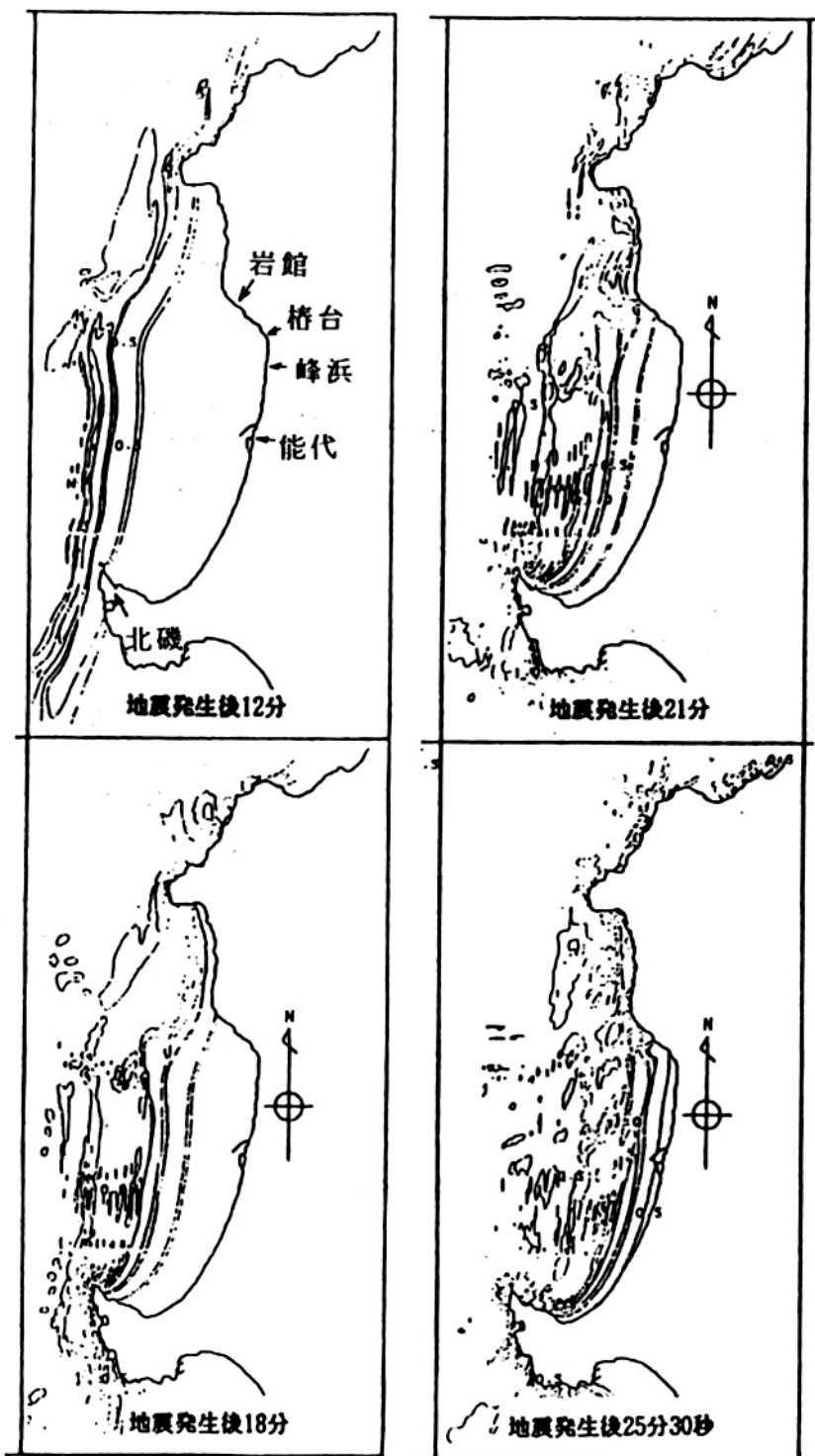


図-12 長谷川他の計算による時間後との等水位線。初期波形を相田モデル10としているため、第一波の到達が観測結果よりもかなり遅れている。

船木氏ビデオのいわゆる第一波。
波状段波に西黒沢から流出した
漁船が乗っていた。

関氏のいわゆる第一波の発達。

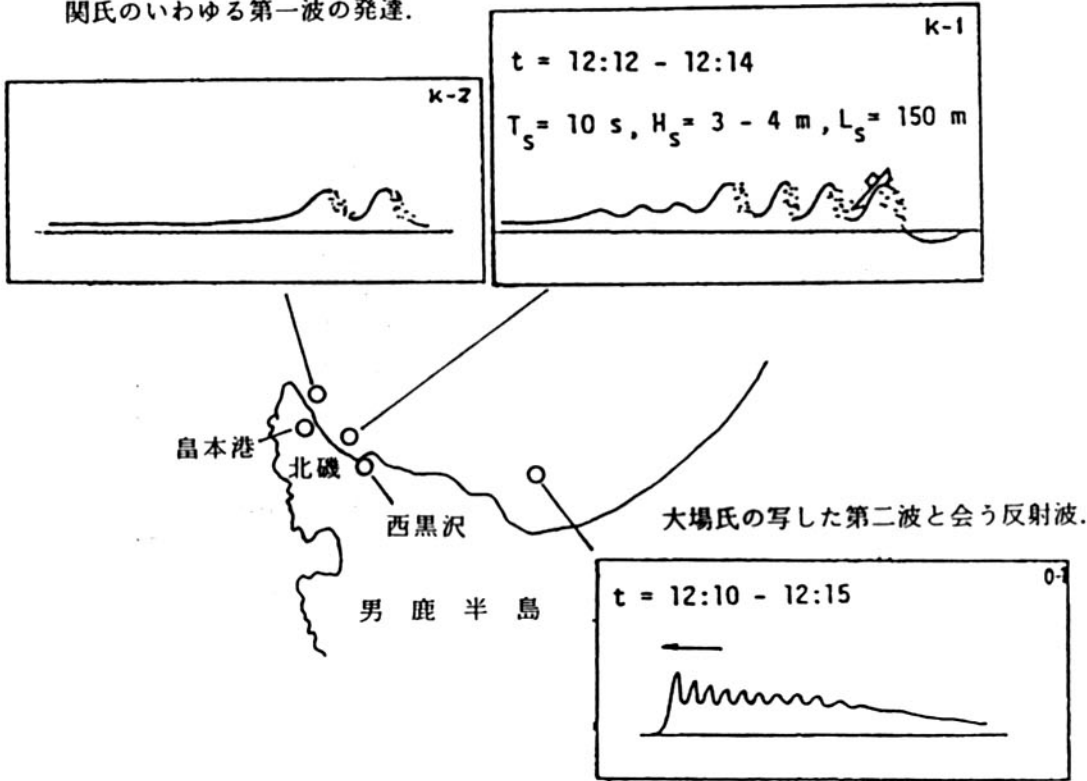


図-13 男鹿半島付近での観測結果と証言とにおける矛盾。関氏は道路上より津波先端が段波上に発達するのを写真撮影し、それに引き続く発達を船木氏が北磯中学校校庭からビデオ撮影している。両氏ともこれが第一波であったと証言するが、船木氏のビデオには北磯より陸側の西黒沢地区から津波でさらわれた漁船が写っている。高い崖の上からは認めにくい波高の小さな第一波が先行したと考える方が矛盾が少ない。

14分までの事と言われており、それには、島漁港西黒沢地区から流出したこの漁船が、発達しつつある波状段波に翻弄されている様子が写っている。船木氏の撮影地点である北磯中学は島漁港本港地区、西黒沢地区の中間に位置し、漁船流出地点の西黒沢より西にある。つまり、船木氏の写した波状段波は第二波なのであり、これに大きさの小さい第一波が先行したとしなくては説明がつかない。船木氏や関氏は海崖の上から眺めており、小さな第一波に気がつかなかったのであろう。

さらに12時10分から15分頃、男鹿半島の高台から大場直利氏の写した第一波の戻りと第二波との出会う写真がある。戻り波は先端に波状段波を発達させ、あたかも船木氏の写した波状段波のその後の発達のようにも見えるが、実は小さかった第一波が戻るにあたって発達したものと考えた方がよいように思われる。第二波が全て砕波した砕波段波となっているのは、船木の証言でも「“第一波”は北磯通過後約2分16秒たって申川に到達して白く大きくなった」としているのと合致する。また小さな第一波が陸から反射した後に段波状に発達した例は、この津波でも青森県岩崎地点沖合でも体験されており（文献12、図-3）、ありえないことではない。

計算では、北磯地先へ津波が到達するのは15分頃であり、多少遅れてはいるものの船木氏の“第一波”、つまり本来の第二波とほぼ一致する。本来の第一波は別にあったとする方が矛盾が少ない。

3.4.3 八森、峰浜（最大打ち上げ高発生地点付近）¹²⁾

まず、井川定雄氏の撮影した写真がある。「八森本館から南西の方向を望んで撮ったもので12時15分頃であろう」という。この写真では汀線近くの海は汚れて居らず、それに先行する波の無かった事がわかる。この写真の撮られた時刻については、12時10分頃とするものもあり、あまり確定は出来ない。

おなじく八森で写真を撮った佐々木宜幸氏の証言はもう少し詳しい。「第一波は12時7分か8分頃、西の方からやってきた。青色で線を引いたように見えた。

第二波は西より少し北の方からきた。いちばん大きかった。山からみた人は壁になってきたとみた」。

八森の菊池健三郎氏の談によると、「第一波の前の引波は無かった。第一波は環をなすようにして、左と右側は電柱位の高さで砕け、真ん中は砕けなかった。環がちぢまってぶつつかった所が、塩浜温泉である。2回目は沖から一直線になってやってきた。これがいちばん大きかった。」そうである。

こうした証言と図-12に示した計算結果と比べると、その差は無視することが出来ないほど大きい。10分から15分の頃には、計算された津波第一波は遥か沖合にあり、27分頃にやっと八森周辺に到達する。

また、図-14に八森前面での水深毎の時間波形の計算値¹¹⁾をしめす。どの地点においても、僅かな引波の後に来る第一波が一番大きく、その後はこれを上回るものが無い。到達時間には緊急の事ゆえ、ある程度の誤差の伴うことは仕方が無いとしても、第二波が一番大きかったという大きさの比較には誤りは少ないものと考えられるから、この違いを見逃すことは出来ない。

3.4.4 椿台（秋田県北部海岸北端）¹²⁾

ここでは、地震後津波を予想してビデオ撮影をしていた人がいる。信太弘毅・平川真の二人である。その言によれば、「12時20分頃から椿台の上でビデオの撮影をしていた。第一波は家を取り越えて行った。第二波は12時30分頃だろうか。この第二波はあまりにも大きかったので、撮影を途中で止めて一時避難をした。しかし、第一波の引波と出会ったため、陸上への遡上は第一波より小さかった」との事である。

計算結果によると、12時27、28分頃、第一

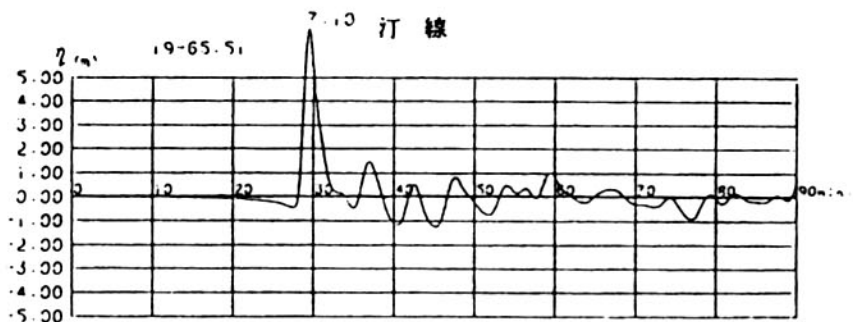
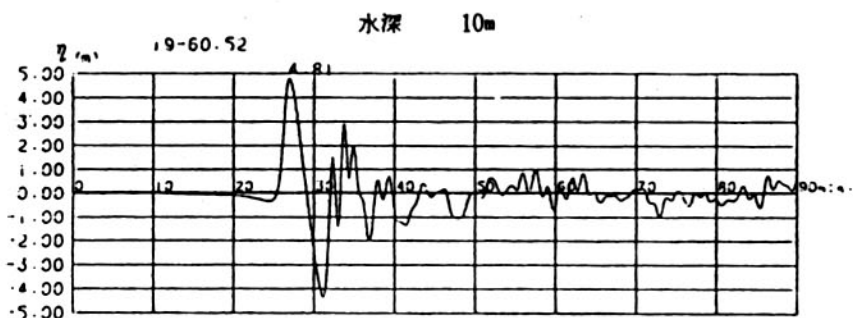
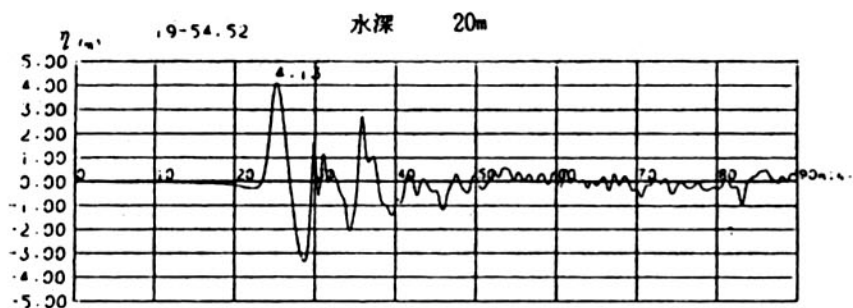
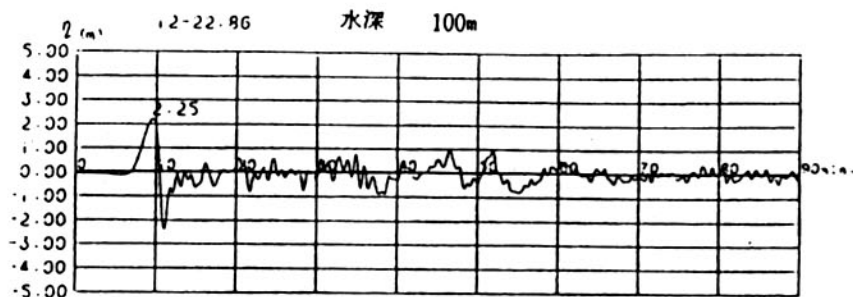


図-14 最大遡上高を生じた峰浜付近の各水深毎の計算時間波形（長谷川他）。どの水深にあっても、第一波は小さな引きに続いて大きな押しがやってきている。この付近の目撃者が「小さな押しがまずやってきた。第二波が沖では一番大きかったが、第一波の引きと出会ったため、遡上高は第一波の方が大きかった」と口を揃えて証言しているのと大きく異なる。

波がこの地点に到達する。その地点での計算時間波形を見ると第一波が大きく、その後はこれを上回らない。

どの様に考えても、観測された第一波を計算結果から説明する事は出来ない。

3.4.5 能代港（検潮記録と計算波形）^{12), 13)}

能代港検潮所では、図-15(b)のような検潮記録を得ている。丁度12時に地震による振動が記録されているから、時間の確認が出来る。12時27分頃引きが最低に達し、ついで12時32分に山が記録された。

対応する計算結果が図-15(a)である。28分頃の谷、32分頃の山は大きさに若干の差はあるものの、きわめてよく一致している。水理フィルターのことを考えれば、第一波に関しては一致は良好であるといえるであろう。

しかし、これまで述べてきた事と能代での良い一致とは、矛盾するといわなくてはならない。能代以外で体験された津波は計算値よりもかなり早く第一波が来襲し、しかもその大きさは小さかった。ところが能代港の奥では、記録された第一波と計算された第一波とは時間的にも良く一致しているのである。

3.4.6 岩館¹⁴⁾

岩館本港に第一波が襲来したのは、12時13-16分頃と言われており、どうも15分頃らしい。この第一波が最もおおきく本港の防波堤ケーソンは倒壊している。第二波の襲来は12時19分という。計算結果の図-12によると、12時19分頃に第一波が到達することになり、矛盾している。

4. 複雑な初期波形の成因

4.1 余震震源より見た主断層以外の可能性

深浦地点の記録、秋田北部海岸の男鹿から椿台に到るまでの観測などを勘案すると、相

田モデル10で計算される津波第一波襲来以前に現実の津波が襲来したことはほぼ確実と見なせるようである。これを説明するために、相田はモデル19を提案した。しかし、このモデルは地震波の情報から結論される断層構造と完全に矛盾する。すなわち、余震分布は断層が緩やかな東下がりであることを示しているにもかかわらず、相田モデル19は逆に西下がりであることを必要とするからである。この矛盾を解くには、主断層の東側付近の地盤変位についての詳細な議論を必要とする。

地震直後に設置された海底地震計を使った観測から、余震の分布には、東下がりの約20°の傾きの面と、高角西落ちのいくつかの集りが見えると、末広他(1984)¹⁵⁾によって報告されている。

Nosaka他(1987)¹⁶⁾は、海底地震計記録の詳細な解析を行なった。地震計は主震発生から三日後に投下され、12日間の観測が行なわれている。その間の余震震源位置を海底地震計記録によって定めたものと、陸上の地震計によって定めたものとの比較を図-16(a), (b)に示す。平面分布内の十字は海底地震計の設置位置を示す。東西に切った鉛直断面への投影において、両者の差が大きく表われる。陸上データから決められた図-16(b)においては、余震震源は緩やかな東下がりの様子を示すのに対し、海底地震計によるものは東側の上方にもまとまった震源があり、必ずしも、主震の発生機構とは一致しないもののあることを示唆している。

海底地震計のデータについて更に詳しくみたのが、図-17である。上図の点線内について、その東西にきった鉛直断面内での分布を下図に示す。白丸印は北東側の浅部にまとまって集まり、一群をなしている。三角印は、南西側の深部に集り、これはこれで一群をなしている。黒丸印はまとまって緩やかな東下がりの傾向を示し、主震の発生機構と対応している。なお、四角印は、浅部での地震であるが、南東側に孤立して発生したもので

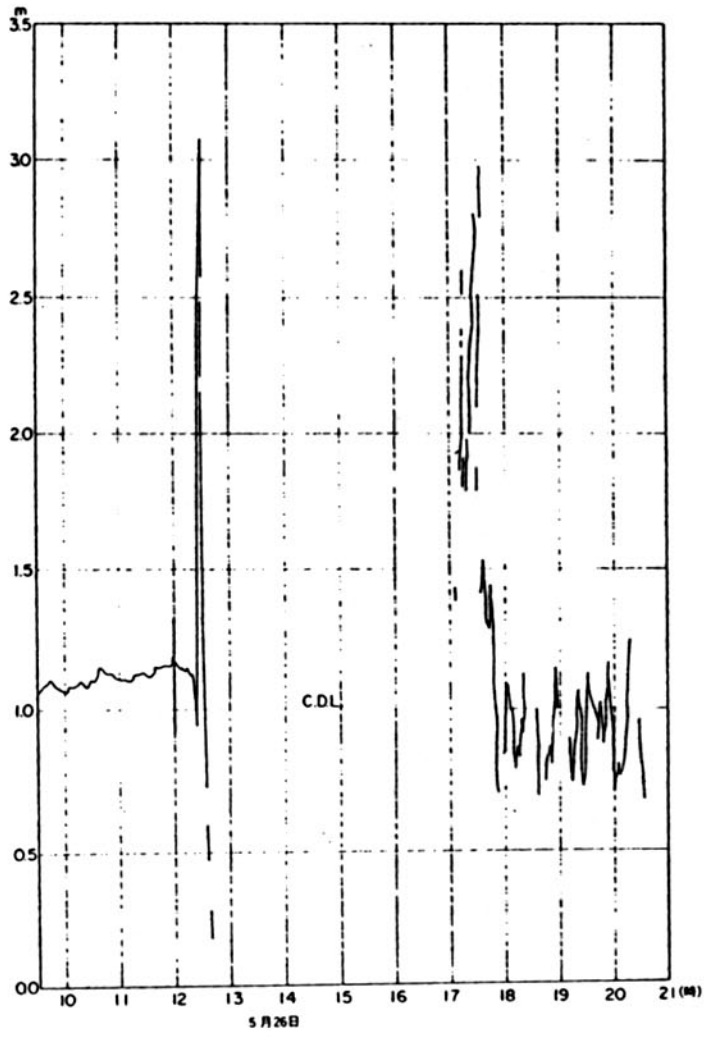


図-15 能代港内でとられた潮位記録(下図)と計算波形(上図, 長谷川他)の比較。ここでは小さな引きに続いて大きな押しがやってきた事に、両者間で矛盾がなく、時間も大きさも殆ど一致している。周辺の海岸での現象とくらべると、この一致をどう説明すれば良いのか、不明である。

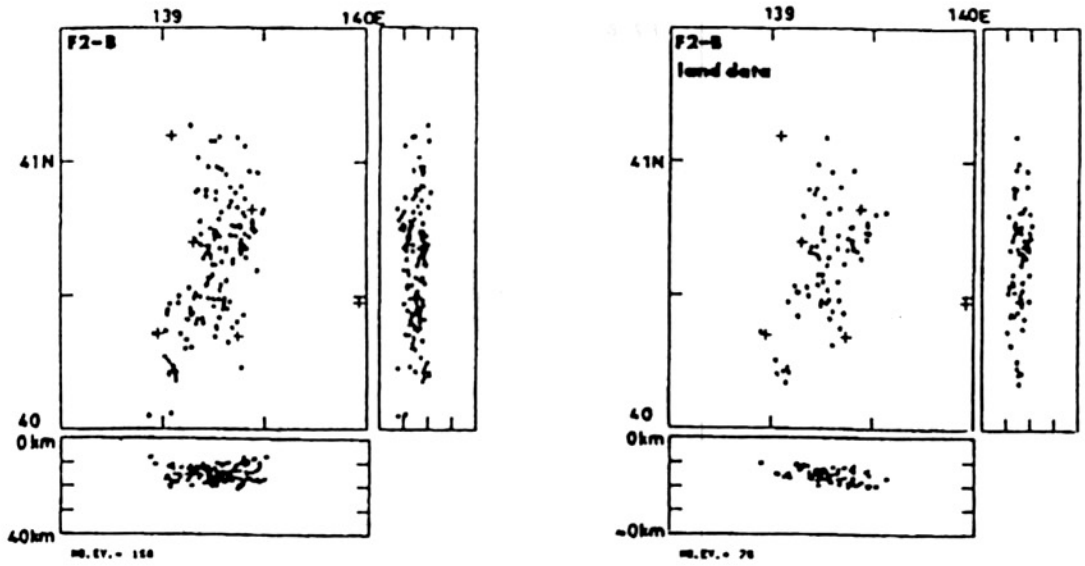


図-16 Nosaka 他による，余震震源分布。(a)は海底地震計によるもの，(b)は陸上の地震計によるものである。東西に切った鉛直断面内での分布をそれぞれ下の図に示している。陸上の地震計によると緩やかな東下がりの傾斜面上に良く揃っているが，海底地震計によったものは揃っていない。

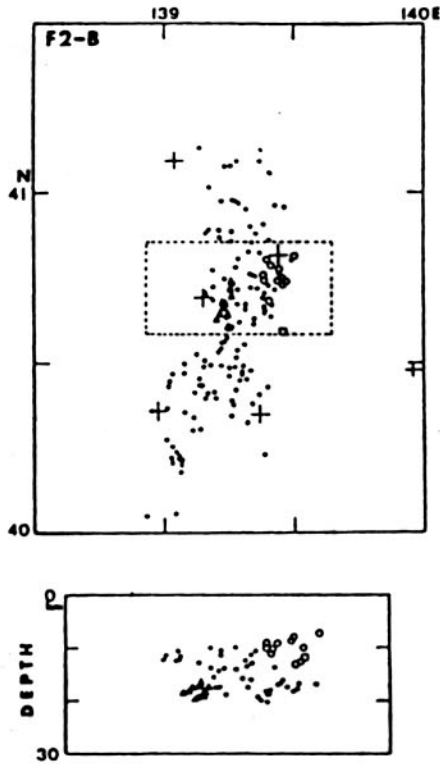


Fig. 8. Clusters of eastern shallow events (circles) and western deep events (triangles) which are not concordant with main shock mechanism. Vertical section for the area enclosed by broken lines is shown below. The event shown by the small square is also shallow but does not belong to the cluster.

図-17 Nosaka 他による余震震源分布の詳細な検討。緩やかな東下がり傾斜面上に並ぶものの他に、東側で浅い位置に分布するもの（丸印）、西側で深い位置に分布するもの（三角印）が認められる。

ある。

東側に存在する浅発地震による変位が推定できれば、場合によると津波を説明できるかも知れない。

4.2 主断層以外の原因による変位の例

主断層以外によって大きな変位の生じた例は存在する。図-18は、1964年のアラスカ地震の際の地盤変位を示したものである(Plafker, 1965)¹⁶⁾。この時は、幸いにして地盤変動のつながりが陸上へも伸びていたため、詳細な測定がなされたのである。図中のA-A線に沿った断面図を下に示す。波長450km程度の変位の上に、半波長30km程度の鋭いピークが重なっていることがわかる。前者が主断層による変位で、断層パラメータに基づいて計算されるのはこの変位に対応する。後者は現在の手法では推定のつかない変位である。しかし、この図からも想像できるように、地震エネルギーへの寄与は小さいであろうが、津波としてはこちらの方が問題なのである。こうした変位が日本海中部地震津波の時に存在したとすると、これまでに述べてきた矛盾も解決できる。

5. おわりに

津波は遷移性の強い現象である。湾内での共振のように地形との干渉によって次第に波高を高めて行く場合を除き、遷移状態にある時間帯に最大打ち上げの生ずる可能性がある。日本海中部地震津波においても、八森や峰浜での観測のように、沖では小さかった第一波の打ち上げの方が、沖で20米を越えたとみられる第二波の打ち上げよりはるかに大きかったのである。このような現象を数値計算で再現するには、正確な初期波形を欠く事は出来ない。

日本海中部地震津波の数値的な再現は、最大打ち上げ高については終了したかのように見えるが、実はそうではない。計算では沖でも陸上でも第一波が大きく、打ち上げは第一

波が、沖では第二波が大きかったという観測とは一致していない。さらに時間的な関係については、破綻していると云って良い状況である。津波の方から初期波形を推定しなおし、地震情報による初期波形決定方法を検討することが望まれる。

参 考 文 献

- 1) Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) : The displacement of the earthquake fault model, Bull. Seismological. Soc. America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- 2) 田中和夫ほか(1984) : 日本海中部地震の特性, 科研費成果報告, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, pp. 39-45.
- 3) Shimazaki, K. and J. Mori (1983) : Focal mechanism of the May 26, 1983 Japan Sea earthquake, Programme and Abstracts, Seismol. Soc. Japan, No. 2, p. 15.
- 4) Satake, K. (1985) : The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis, Phy. Earth Planetary Interiors, Vol. 37, pp. 249-260.
- 5) 相田勇(1984a) : 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, 地震研究所彙報, Vol. 59, pp. 93-104.
- 6) Mori, J. and K. Shimazaki (1983) : Source process of the May 26, Japan sea earthquake, Programme and Abstracts, Seismol. soc. Japan, No. 2, p. 16.
- 7) 岡田正実, 阿部邦昭(1988) : 検潮井戸の応答特性, 日本海中部地震津波の発生・増幅機構と破壊力, 文部省科学研究費報告書, No. A-63-1, pp. 57-86.
- 8) 長谷川賢一, 鈴木孝夫, 稲垣和男, 首藤伸夫(1987) : 津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究, 土本

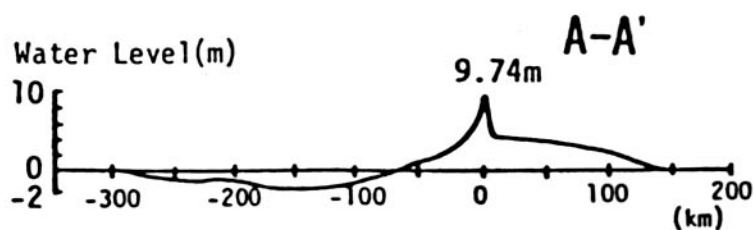
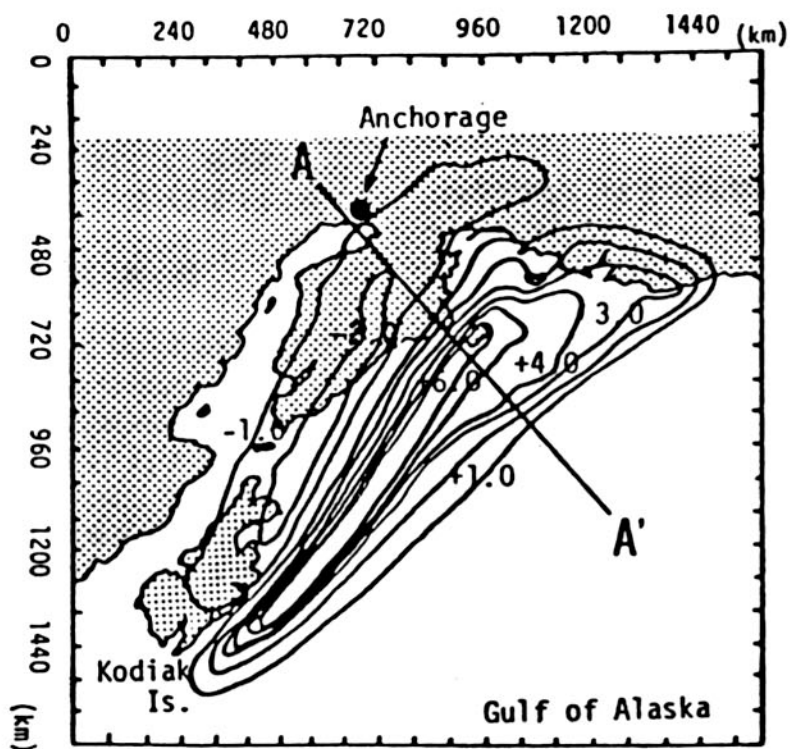


図-18 1964年アラスカ地震で生じた地盤鉛直変位。下はA-A'線に沿った横断図。横軸0 kmの所に波長は短いが波高の高い変位が存在する。このような変位は、津波としては極めて大きな意味を持つものである。

- 学会論文集, 第381号/Ⅱ-7, pp. 111-120.
- 9) 相田勇 (1984b) : 1983年日本海中部地震津波の波源モデル, 1983年日本海中部地震津波に関するシンポジウム, 土木学会第31回海岸工学講演会, pp. 9-21.
- 10) 谷本他 (1983) : 1983年日本海中部地震津波の実態と二・三の考察, 港湾技研資料, No. 470, 運輸省港湾技術研究所, 299p.
- 11) 株式会社ユニック (1984) : 日本海中部地震の津波調査報告書, 中部電力株式会社, 462p.
- 12) 首藤伸夫 (1984) : 秋田県北部海岸に置ける日本海中部地震津波, 東北大学工学部津波防災実験所研究報告第一号, pp. 12-26.
- 13) 漁港漁村建設技術研究所 (1984) : 日本海中部地震 (津波) 調査報告書, 814p.
- 14) 末広 潔, 島村英紀, 金沢敏彦, 卜部卓, 高木章雄 (1984) : 海底地震観測による余震発生特性, 科研費成果報告, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, pp. 50-54.
- 15) Nosaka, M., K. Suyehiro, and T. Urabe (1987) : Aftershock distribution of the 1983 Japan Sea earthquake revealed by ocean-bottom and land-based stations, *J. Phys. Earth*, Vol. 35, pp. 209-224.
- 16) Plafker, G. (1965) : Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake, *Science*, Vol. 148, pp. 1675-1687, 1965.