

18. 東海道沖におこった歴史津波の数値実験

地震研究所 相田 勇

(昭和56年4月25日受理)

要 旨

地震断層モデルを波源とする津波数値実験が、東海道沖においても有用であることは、1944年東南海津波の例によって認められた。ここでは数値実験によって、1854年安政東海津波、1707年宝永津波、1605年慶長津波、1498年明応津波の波源断層モデルのパラメータを求めた。いずれも東海道に問題を限って議論される。この中、安政、宝永津波については、かなり信頼度の高いモデルが確定された。しかし慶長、明応津波については、史料の乏しいことなどもあって、信頼度が低いことは否めない。

これらの津波の特徴を比較すると、地域によっては明応津波が最も高く、災害予測の面から見落すことのできない津波であると考えられる。

また局地モデルによる清水港の陸上遡上計算の結果、防波堤、埋立地などの港湾工事が、津波の高さを軽減するのにかなり効果を持っていることがわかった。また津波危険度の局地性についても、計算上の結果が得られた。

1. はじめに

“東海地震”発生の可能性が強く指摘されてから数年を経過した。その間行政機関を中心に、被害予測の観点からの津波の数値計算も行われている。筆者は1944年東南海津波の数値実験を行い、この地方の津波について地震断層モデルによる波源が、かなり高い近似で適用できることを認めた(相田, 1979)。

その後、“東海地震”と最も関係の深い1854年安政東海津波についての数値実験を行ったが、この地方にはそれより更に古い時代に、沿岸の波高分布がやや異った大津波が襲っている。

そこでいわゆる“東海地震”のみに限らず、この地方の過去の津波について数値実験的な調査を行っておく必要が認められた。ここではまず、1854年安政東海津波、1707年宝永津波、1605年慶長津波、1498年明応津波の沿岸波高分布を与える上で、最も妥当な波源モデルを求めた。

つぎにこれらの波源による沿岸波高分布の特徴をしらべ、古記録には記載が欠落している地域についても、津波の高さの推定を行なう。

また典型的な例として、清水港を取上げ、陸上への津波の浸水のシミュレーションを行った。これによって浸水域の広がりや、浸水高さ分布を求めると共に、浸水域内の水流圧力の強さ分布を計算し、津波の破壊作用の局地的特性を得た。

なおここではすべて紀伊半島以東のみが、議論の対象とされる。

2. 数値実験の方法

地震断層のすべりによって地表に生じる静的鉛直変位の分布を津波の波源とする数値実験の方法は、既に行ったものと同様である(相田, 1977a; AIDA, 1978など)。

すなわち線型浅海波方程式を差分法, leap-frog 法により, 水位, 流量を交互に時間を追って計算するものである。入力としては, 海底変動に要する時間が, 波源域を長波が進行する時間より十分小さいと考え, MANSINHA and SMYLYE (1971) の方法によって計算した海底鉛直変位を初期水位として与えた。

計算格子の範囲は, 1944年東南海津波を取扱ったものと同じで, 房総半島から大隅半島に至る $965 \times 400 \text{ km}^2$ の海域である。このように西側に広範囲にとったのは, 後に述べるように南海道の波源の影響を見積るためである。1605年慶長津波の計算の場合は, 東側に 150 km 拡張したが, 西側を同じく 150 km 短縮して, 全体の格子数は同一とした。また外海の境界条件は, 水位と流量の間に長波進行波の関係式を与え, 近似的に無反射とした。

空間格子間隔は全体として 5 km をとったが, 特に対象として選ばれた約 200 m 以浅の海岸部は, $1/2$ づつ 4 段階に間隔を細かくして, 水深が浅くなることによる短周期の計算波の減衰を防ぐとともに, 海底地形モデルの近似を高めた。

この格子を細かくした地域は, 1854年および1707年津波については, 布良, 伊東, 下田, 内浦(重須), 清水, 御前崎, 松阪, 尾鷲であり, 1605年および1498年津波については, 小湊, 鎌倉, 下田, 内浦, 仁科, 清水, 尾鷲, 八丈島とした。

計算時間間隔は安定条件から 0.05 分にとり, 2400 ステップ, 2 時間の波形を計算した。

実際の津波の高さは, 歴史津波であるので, 古記録に頼ることになる。今回取上げた津波については, すでに史料の記載から推定した津波の高さが発表されているので, それらの値を採用し, ここでは津波の高さの実測値と呼ぶことにする(羽鳥, 1975, 1976, 1977; 飯田, 1975; 都司, 1980)。

計算値は前述の細かい格子を使用した地点については, その波形から最大水位を求め, それを海岸での計算津波の高さとする〔方式A〕。またそれ以外の地点については, 計算格子間隔が 5 km であるので海岸の値は直接計算できない。そこでまず, さきに行った1944年東南海津波の数値実験で求めた最適モデル(相田, 1979)によって, 200 m 等深線上での計算津波波高(全振幅)と, 海岸で実測されている津波の高さから, その地点での浅海域の増幅率を求める。この増幅率は地点によっては異なるが, ここで対象とした津波の範囲で, 津波が違って, 同一地点では一定であると仮定した。そしてそれぞれの津波の 200 m 等深線上での計算津波波高に前記増幅率を乗ずることによって, 海岸での津波の高さとする〔方式B〕。

実測値と計算値との比較を行い, モデルの評価を行うために, 筆者が用いている次の2種の指標がある。実測値を x_i , 計算値を y_i とし, $K_i = x_i/y_i$ を求める。 i は比較点の番号とする。今 n 個の比較点があるとすれば, 第一の指標として,

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

から求められる幾何平均値 K をとる. すなわちモデルの波源海底変位量に乗ずる平均的な補正倍率をあらわす.

第二の指標として各地点の K_i の, 平均値 K に対する変動の割合をあらわすため,

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

から求められる κ をとる.

モデルの適否の判定にあたっては, 仮想モデルもしくは, 第一近似モデルの中から, κ の小さいモデルを選び, K によって断層すべり変位量を変更して最適モデルと考える.

3. 1854年安政東海津波

ANDO (1975) は, トラフ沿いにおこる巨大地震が, 100~150年の間隔をおいて繰返しずれ変位を生ずるほぼ同じ断層によって発生するとし, トラフ沿いに4つの断層面を考えた. 安政東海地震はそのうち東側の遠州灘と熊野灘の沖の2つの断層が関与したが, それは御前崎を東端とするものであった. その後駿河湾奥西岸の地殻変動を示唆する史料が見出されたことから, 石橋 (1976) は Fig. 1 に長方形の水平投影面を示すような断層モデルを示した. この断層のパラメータは Table 1 に AT-1 として示してある.

このパラメータから計算された海底の鉛直変位分布は, Fig. 1 のコンターのようである. 実線は隆起, 点線は沈降をあらわすが, 駿河湾西岸の清水, 御前崎などの地殻変動の資料をよく説明でき, また羽鳥 (1976) による津波波源域の推定 (太い破線で示す) とも調和している.

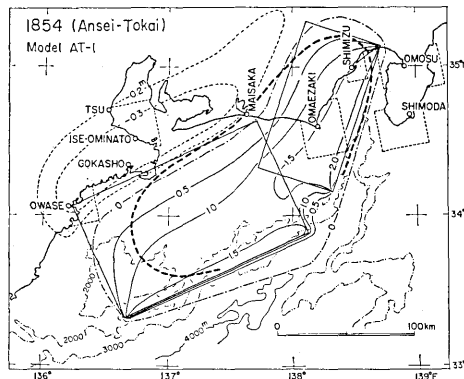


Fig. 1. Seismic fault model (AT-1) for the 1854 Ansei-Tokai earthquake which was proposed by ISHIBASHI (1976). Vertical bottom displacement fields are shown by solid and broken contour lines. Thick broken line indicates the tsunami source area estimated by HATORI (1976). Telescopic grid schemes are used within areas surrounded by thin dotted lines.

Table 1. Fault parameters of the source models for the 1854 Ansei-Tokai tsunami.

| Model | | L (km) | w (km) | H_D (km) | δ ($^\circ$) | ϕ ($^\circ$) | u_d (m) | u_s (m) | Remarks |
|---------|------------------------------------|-------------|-------------|---------------|--------------------------|------------------------|--------------|--------------|-------------------|
| SW part | common to AT-1, 2, 4 reverse f. | 150 | 100 | 3 | 24 | N25W | -3.7 | 1.6 | ISHIBASHI 1976 |
| AT-1 | reverse f. | 115 | 70 | 2 | 34 | N72W | -3.8 | -1.3 | |
| NE part | AT-2 reverse f. | 76 | 70 | 2 | 34 | N72W | -4.6 | -1.6 | ISHIBASHI 1976 |
| AT-4 | { reverse f. left-lateral f. | 110 140 | 70 20 | 20 1 | 15 90 | N80W N80W | -3.5 2.0 | -2.0 -4.0 | |

L , fault length; w , fault width; H_D , depth of the upper rim of fault plane, ϕ , dip direction; δ , dip angle; u_d , dip slip component (normal +); u_s , strike slip component (right lateral +).

そこでこの Model AT-1 の数値実験を行った。Fig. 2 はその結果を示すもので、上段の図の短い横棒は史料からの推定津波の高さであり、不確定な値の幅を縦の棒で示した。それに対して二重丸は方式 A による計算値、丸は方式 B による計算値である。ここに、この津波は満潮に近い時刻に襲来したので、計算値に補正として 0.5 m をプラスしてある。

この図を見ると、実測値と計算値はかなりよく一致していて、駿河湾内と熊野灘沿岸で

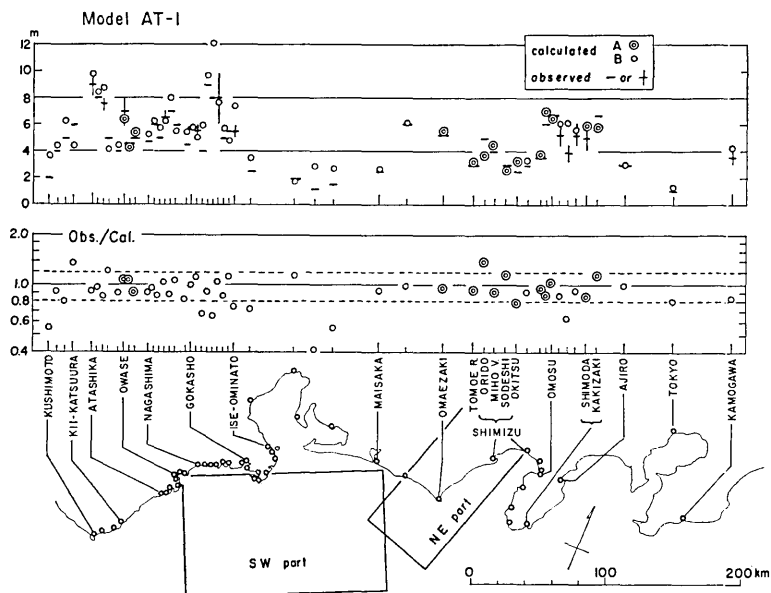


Fig. 2. Results of the model AT-1 for the 1854 Ansei-Tokai tsunami. upper: Distribution along the coast of estimated heights of the real tsunami (Obs.) (HATORI, 1977, others) and calculated tsunami heights (Cal.) by the procedures A (area with a telescopic scheme) and B (area with an ordinary gridsizes). lower: Ratios of values of the real tsunami (Obs.) to calculated values (Cal.).

高い津波の高さを示す特徴を持っている。実測値と計算値の比をとって、その下段に示すと、ほとんどの地点で0.8~1.2の範囲におさまっている。ここで(1),(2)式から K と κ を求めてみると、方式 A の値のみで $K=0.99$, $\kappa=1.16$, 方式 B を含めた全体の点で $K=0.92$, $\kappa=1.20$ となり、これまで行って来た断層モデルによる数値実験の κ の平均値約 1.4 (相田, 1980) に比べてかなりよい結果といえる。

すなわち石橋 (1976) による Model AT-1 は、津波の高さ絶対値においても、また津波のエネルギー放射の空間分布においても、かなりよく実際の津波の様子を再現している。

ところで駿河湾内の断層について次のような議論もある。茂木 (1977) は、1974年伊豆半島沖地震をおこした半島先端の断層の延長上、静岡にかけて駿河湾を横切る構造線が存在することを指摘した。Fig. 3 中央の図の EF の線がそれである。その考えによれば、駿河湾内の断層のずれが、この構造線で打切られる可能性もあることになる。そこで図のように断層の長さを 76 km に止め、ずれの量を 1.2 倍にしたものを Model AT-2 とする。

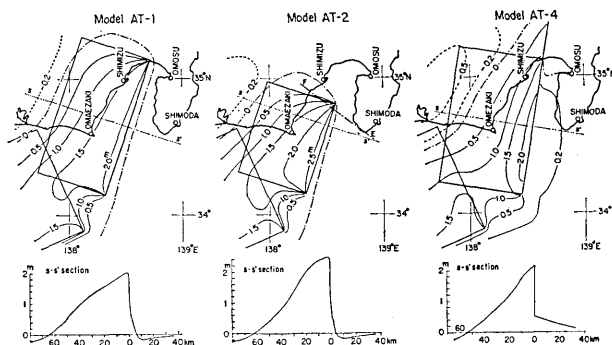


Fig. 3. Models of the fault with different parameters in Suruga bay.

また恒石・塩坂 (1978, 1979) は、駿河トラフは左横ずれの断層であって、富士川河口付近から陸上へ延びているものであると述べている。この左ずれ断層面の傾斜角はほとんど垂直であるということである。そうするとこの断層だけでは清水など駿河湾奥西岸の大きい隆起を説明できない。そこで 20 km の深さまで左横ずれ断層があり、その下に傾斜角 15° の低角逆断層が存在するとした Model AT-4 (Fig. 3, 右端) を考える。Table 1 には、それぞれの断層パラメータが示してある。

同図左端の Model AT-1 を含め、それぞれの海底変動のコンターが描かれ、また東西に横切る断面図をそれぞれの下側に示す。ここに南西側に続くもう一つの断層はどのモデルも AT-1 と同じものであるとしてある。

これらのモデルについて計算した結果から、御前崎以东について実測値と計算値の比をプロットすると Fig. 4 のようになる。点のちらばりは一見して AT-1, AT-2 が少く、AT-4 が大きい。(2) 式の κ にするとそれぞれ 1.18, 1.19, 1.38 となっている。また地域的に数個の点を平均して示した点線のレベルでも、AT-1 が最も変動が少く 1 に近い。

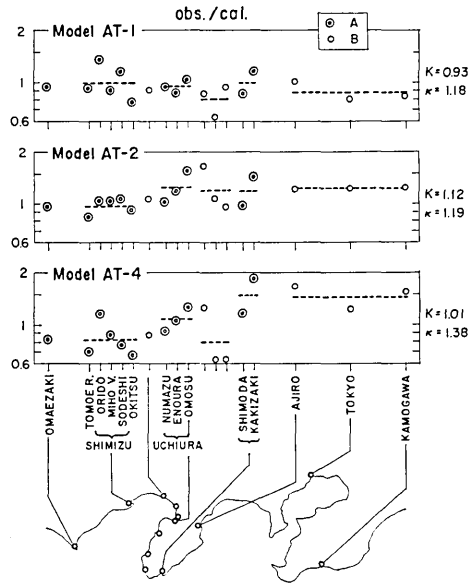


Fig. 4. Ratios of observed and calculated values for the models shown in Fig. 3 and Table 1. K and κ are the values calculated by the equations (1) and (2), which mean the correction factor of the bottom displacement at the source area and the measure of the variation of the ratios.

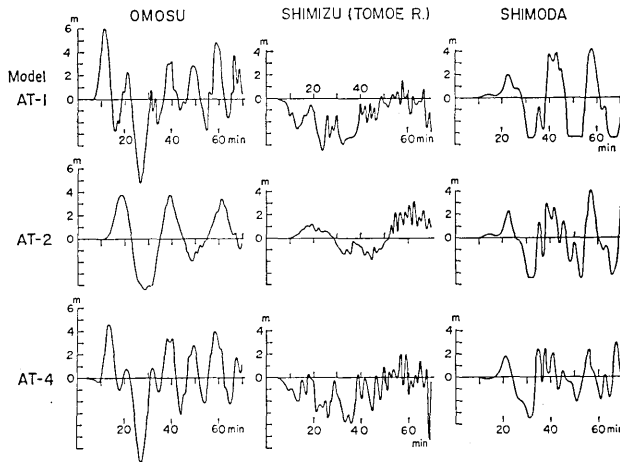


Fig. 5. Computed water elevation-time histories at Omosu, Shimizu and Shimoda for each model shown in Fig. 3.

AT-2 は清水付近でばらつきが少いが、駿河湾奥および下田以東で計算値がやや小さくなる。また AT-4 は清水、御前崎などが大きく計算され、下田以東はかなり小さくなる。また計算された波形は、Fig. 5 に示すようになりに特徴がある。例えば波のはじまり

の部分を見ると、清水では AT-2 は上げ波ではじまるが、他は下げ波になる。また駿河湾奥では AT-4 の場合小さい下げ波が先にあらわれる。このことは波形の情報があればこの種のモデルの良否の判定に有力なデータとなることがわかる。

由比において「第1回激震中海水およそ2丁余も干上り……」(羽鳥, 1976) との記録があるが、これは AT-1 の清水のような津波波形が想像でき、AT-2 のように駿河湾中部で断層が止まったものとは異っている。駿河湾北部の由比では、清水に近い振舞いが考えられるから、この面からも AT-1 が支持される。

すなわち κ の値と波形の特徴から、AT-1 が最も妥当なものと思われる。

さて Model AT-1 は北東側、南西側二つの断層が同時に発生したとしているが、そのそれぞれが単独にあった場合の各地の津波の高さはどのようにになるか。Fig. 6 は北東側断層のみあった場合の各地の津波の高さと、南西側断層のみの場合の津波の高さの比をとったものである。二重丸、丸の区別は Fig. 2 と同じである。これによって駿河湾奥から東岸にかけて図の α 地域の波高は、北東側の断層にほとんど依存し、逆に伊勢湾内 β 地域では北東側断層はほとんど寄与しない。また志摩半島付近の地域 γ では、両者の寄与がほぼ同等であることが示される。

石橋 (1976) によればこの北東側断層は、安政以来今日まで、歪エネルギーの未開放地域で、地震発生の確率が高いという。Fig. 7 にはこの北東側断層のみが動いた場合の各

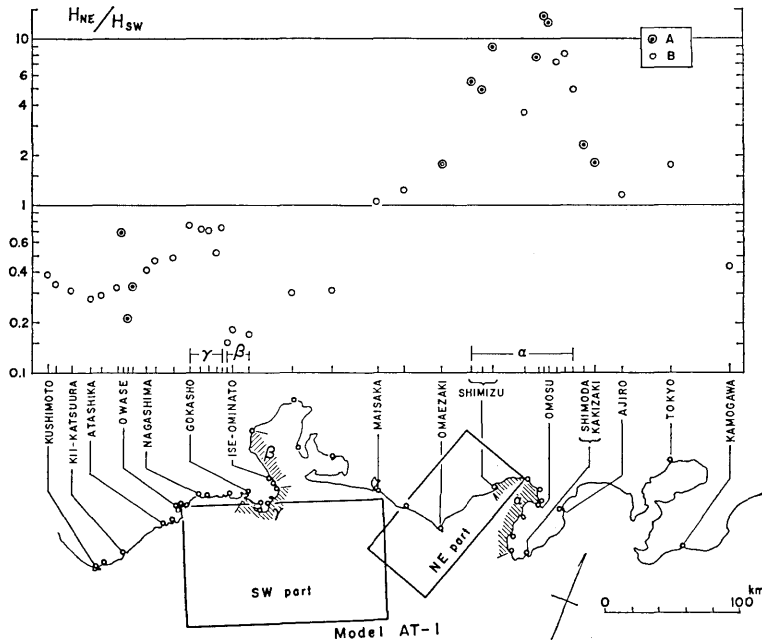


Fig. 6. Distribution along the coast of ratios between the tsunami heights computed separately by the NE part and SW part of Model AT-1. In the areas denoted by α , β and γ , the contribution from the NE part of the model is predominant, diminutive and comparable to the one from the SW part.

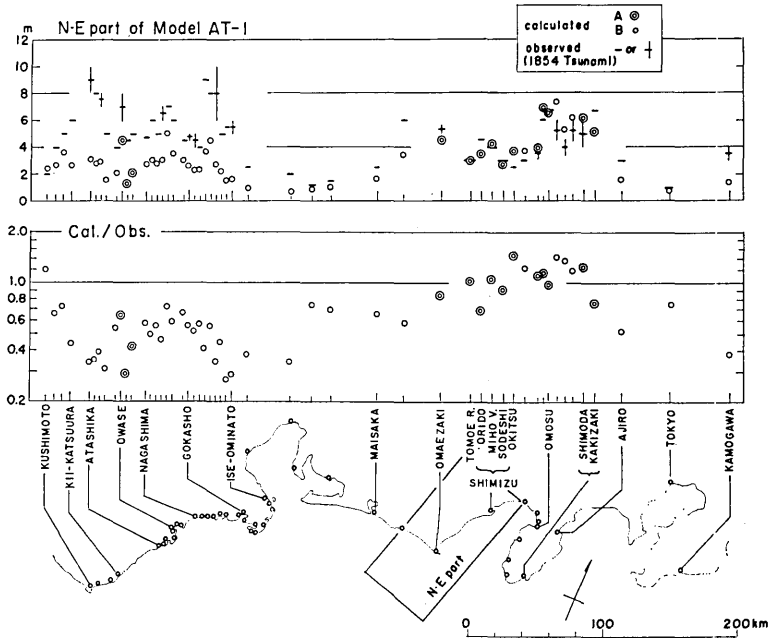


Fig. 7. Results for the NE part of the model AT-1. upper: Distribution along the coast of estimated heights of the 1854 Ansei-Tokai tsunami (Obs.) and calculated tsunami heights (Cal.) by the procedures A and B. lower: Ratios of calculated values (Cal.) for the separated NE part of the model AT-1 to values of the real Ansei-Tokai tsunami (Obs.).

地の津波の高さを示し、安政東海津波の実測値と比較した。

これによると、駿河湾を中心とした地域では、ほとんど安政東海津波と等しい津波の高さになることが明らかである。したがって、予想されるいわゆる“東海地震”の津波は、伊勢湾から熊野灘にかけては安政東海津波の $1/2 \sim 1/3$ になると思われるが、遠州灘から伊豆半島先端にかけては、ほぼ安政東海津波の高さを予想する必要があることになる。

4. 1707年宝永津波

この地震の津波の史料はかなり多い方で、各地の津波の高さを、安政東海津波とほぼ対照できる(羽鳥 1977; 飯田, 1979)。しかもそれを比較してみると、ほとんどその違いを指摘できない程両者は一致している。

しかし、この地震で問題とされるのは、駿河湾奥まで断層がのびていたかどうかの点である。それは清水の地殻変動の有無、駿河湾奥海岸地域の地震被害の大小などが問題とされているが、羽鳥(1977)、茂木(1977)、石橋(1977)などの意見があるものの、結論は出ていないと思われる。

そこで安政東海津波の Model AT-1、前節で述べた断層が駿河湾中部で止まった Model AT-2、駿河湾内の断層を約 45° 時計廻りに回転したような、後述する明応津波の Model MO-1、それに駿河湾部の断層をすべて止めた、AT-1のSW partのみの場合、の4つ

Table 2. Tsunami heights at Shimoda and Uchiura inferred from various models.

| | Obs. | AT-1 | AT-2 | MO-1 | AT-1 SW-part |
|---------|-------|-------|-------|-------|--------------|
| SHIMODA | 5-6 m | 5.4 m | 4.6 m | 6.9 m | 2.5 m |
| UCHIURA | 6 | 6.0 | 3.8 | 4.1 | 0.5 |
| Ratio | 0.92 | 0.9 | 1.2 | 1.7 | 5.0 |

の結果を駿河湾奥内浦（重須）と、湾外下田の2点を代表点として比較し、Table 2 に示した。

これを見ると、AT-1 以外は内浦の津波の高さがいずれも低く出ていて、しかも内浦より下田の方が高く計算される。両者の比をとってみても、実際の津波と調和しないことが明らかである。すなわち各地の津波の高さの分布が安政東海津波とほとんどかわらない以上、数値モデルも AT-1 をそのまま使用することが妥当であることになる。

宝永津波についても一つの問題は、南海道の津波が同時におこったといわれることである。これについて飯田（1979）は、南海道側が2時間遅れて起こったとしている。もしこれが事実なら津波高さ分布はほとんど完全に、東海、南海に分離して考えることが出来る。しかし飯田（1979）の示した津波来襲時刻の表をしらべてみると、ほとんど時間差がないとした方がむしろ妥当な感さえあるので、ここで南海道側も同時に津波が発生した場合、それが東海地方にどのように影響するか調べた。

宝永南海道のモデルをどのようにとるかは、それだけで十分検討を要する問題であるが、ここでは南海道側の東海道への寄与の程度を知るのみでよいので、ANDO（1975）による安政南海道地震の断層モデル（ここでは AN-1 とする）を用いた。

すなわち Fig. 8 に示すように4枚の断層を配置した。その結果下段に示すように、尾

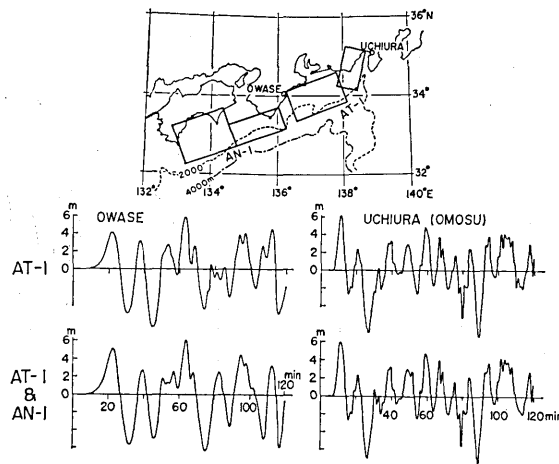


Fig. 8. Computed water elevation-time histories at Owase and Uchiura when the tsunami source AN-1 was set off the coast of the Nankaido district to add to AT-1.

鷲と内浦の波形が得られた。波形は AT-1 のみの場合と、AT-1 と AN-1 の両方があった場合について示してあるが、AN-1 に近い尾鷲では第1波の振幅は 4.07 m から 4.97 m に増大する。しかし最大の水位は 5.9 m に対して 6.02 m と 2% かわるのみである。それより東の地域では更に違いは微小である。

したがって東海地方の宝永津波を議論するとき、南海道側の波源は無視してよく、この点からも、安政東海津波の波源をそのまま用いてよいことになる。

5. 1605年慶長津波

この地震は東海南海道に津波の被害を与えているので、その両方に津波の波源があると考えられる。そのうち東海側側の波源についても、大森 (1913) 以来、羽鳥 (1975)、宇佐美 (1975) の房総沖説 (Fig. 9, ×印と斜線で示した楕円) と、今村 (1943)、石橋 (1978)、飯田 (1981) の東海道沖説がある。ここでは前節の1707年宝永津波と同様、南海道側側の波源は無視して考える。

そこで Fig. 9 に示したように、房総沖の相模トラフ沿いに Model KT-1, 伊豆マリアナ海溝沿いに KT-2, 東海道沖に KT-3 を仮想した。また次節に述べる明応津波の Model MO-4 (KT-3 を東端で約 55 km, 西端で約 30 km それぞれ北北西にずらしたもの), および KT-1 と KT-3 が同時に動いた場合を含め、合計 5 個のケースの結果を求めた。なお東海地方でこの地震による被害の記録がほとんど得られないことも考慮して、KT-3 はかなり南にとられた。

なお図中、海溝やトラフは 2 点鎖線で示してあるが、点線で示したものは青木 (1977)

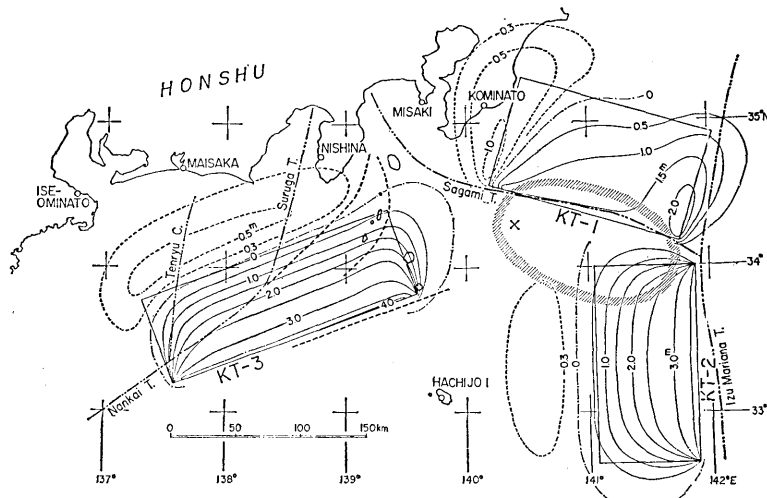


Fig. 9. Fault models assumed for the 1605 Keicho tsunami. Parameters of these faults are tabulated in Table 3. The symbol × and a hatched ellipse show the epicenter of the earthquake and the tsunami source area by USAMI (1975) and HATORI (1975). Vertical bottom displacement fields are shown by solid and broken contour lines.

Table 3. Fault parameters of hypothetical models for the 1605 Keicho and the 1498 Meio tsunamis.

| Model | L (km) | w (km) | δ ($^{\circ}$) | ϕ ($^{\circ}$) | u_d (m) | u_s (m) | |
|----------------------|-------------|-------------|----------------------------|--------------------------|--------------|--------------|-----|
| 1605 II 3 (Keicho 9) | | | | | | | |
| KT-1 | 150 | 100 | 30 | N17W | -3.1 | 6.3 | |
| KT-2 | 150 | 100 | 40 | N90W | -7.0 | 0 | |
| KT-3 | 200 | 80 | 30 | N20W | -7.2 | 3.6 | |
| 1498 IX 20 (Meio 7) | | | | | | | |
| MO-1 | NE part | 130 | 80 | 30 | N30W | -4.8 | 1.5 |
| | SW part | 150 | 100 | 24 | N25W | -3.7 | 1.6 |
| MO-3 | NE part | 130 | 100 | 80 | N39W | 5.0 | 0 |
| | SW part | 140 | 100 | 80 | N36W | 4.0 | 0 |
| MO-4 | | 220 | 80 | 30 | N28W | -7.6 | 2.6 |

L , fault length; w , width; δ , dip angle; ϕ , dip direction; u_d , dip slip component (normal +); u_s , strike slip component (right lateral +),

Table 4. Computed tsunami heights for each model of the 1605 Keicho tsunami.

| | Obs. | KT-1 | KT-2 | KT-3 | MO-4 | KT-1 & KT-3 |
|------------|----------|-------|--------|-------|-------|-------------|
| HACHIJO I. | 10-20 m | 4.3 m | 14.2 m | 6.6 m | 7.6 m | 7.9 m |
| KOMINATO | 5-7 | 6.0 | 4.9 | 4.0 | 4.4 | 6.5 |
| MISAKI* | 4-5 | 0.7 | 0.9 | 2.8 | 4.0 | 3.0 |
| NISHINA | 3-4 | 0.6 | 2.0 | 3.7 | 5.2 | 3.5 |
| MAISAKA | 4-5 | 0.4 | 1.3 | 3.2 | 4.5 | 3.7 |
| ISE | 4-5 | 0.4 | 1.7 | 5.4 | 7.5 | 5.2 |
| | K | 4.44 | 1.63 | 1.20 | 0.94 | 1.04 |
| | κ | 2.31 | 1.36 | 1.46 | 1.61 | 1.36 |

* excluded from the calculation of K and κ .

K and κ , values calculated by the equations (1) and (2).

の図より引用したブロック境界である。また各断層のパラメータは Table 3 に示してある。

Table 4 は羽鳥 (1975) の各地の推定津波の高さと、各モデルによる計算津波の高さを比較して示す。また最下段には (1), (2) 式でもとめた K , κ の値を示してある。なおここに出てくる三崎については、石橋 (1978) の高知県土佐清水市説もあり、不明確であるので、比較の対象からはずした。

八丈島の特徴的な大きな波高は、三好 (1978) によれば北西季節風 (当日は2月3日) による風浪との相乗効果と考えられるが、KT-2 ではそのような効果なしでも大波高が計算されている。しかし東側の二つのモデル、KT-1, KT-2 のいずれも、舞阪や伊勢に大

きい津波がおんよでない。

一方 KT-3, MO-4 の東海道沖のモデルをとると、舞阪、伊勢などの津波の高さを説明できるし、八丈島の波高もかなり高いので、北西季節風の効果を考えれば、十分な値ともいえよう。

小湊が代表する房総半島の値は、やはり KT-1 が最も大きい。房総の被害が大きかったことから津波の高さはかなり大きく推定されているが、この史料については疑問も提出されている(石橋, 1978)。東海道沖のモデルでは 4~4.5 m 程度となっている。

なお舞阪の計算値は、200 m 以浅の海岸の増幅率を考慮して推定してあるが、その根拠になった1944年津波の痕跡高 0.9 m は、今切水道内側のものであり(表, 1946; 中央気象台, 1945)、やや低い値になっている。ここでは外海に面したところは 1.5 倍大きかったとして補正した。

Fig. 10 は各地の K_i の平均値 K に対する比を示したものであるが、これによっても KT-1 は分布が系統的にずれていることで採用できないことがわかる。その他のモデルから最適モデルを選ぶことはむずかしい。図中 KT-2, KT-3 に黒丸で示したものは、羽鳥(1975)の三崎の値を神奈川県のものとした時のもので、その場合の κ は () で示してある。

全体を見ていけば、KT-1 と KT-3 が同時に動いたとしたモデルが最もよく、特に八丈島の津波の高さから波浪の効果を差引くとすれば、更にこのモデルは優秀なものとなる。

津波の史料はこの場合非常に少なく、また精度も高くないので、決定的なモデルは得られ

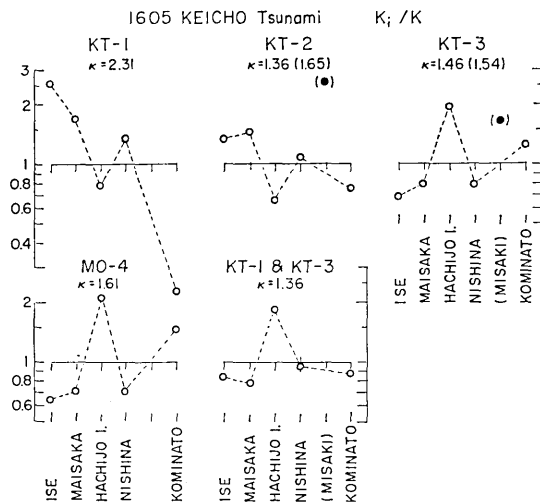


Fig. 10. Fluctuation of K_i/K to selected locations along the coast. K_i is the ratio of the real value and the computed value of tsunami heights at the i 'th location. K is the geometrical mean of K_i , which is calculated by the equation (1). κ is calculated by the equation (2) as a measure of variation of K_i .

ないが、この資料の限りにおいてはKT-1とKT-3が同時に動いたとするのがよく、もし房総方面の高さが4m程度でよしとするならば、KT-3, MO-4など東海沖の波源モデルが有力となろう。また房総沖単独の波源では、舞阪、伊勢の津波の高さが説明出来ない。

ここでは一応KT-1 & KT-3モデルを採用するが、5点から求めた κ は1.36である。しかしこの計算に用いた各地の実測推定値は、1.12~1.41の率の不確定な幅を持ってきめられている。したがってこのモデルの κ の値は、それだけ不確定性をもっている。

6. 1498年明応津波

青木(1977)は東海道、南海道沖の歴史的大地震の空間時間分布の考察から、今度起こり得る東海地方の地震は、明応型である可能性を示唆した。また津波の高さは安政東海津波より大きく、その面からもこの津波についての検討は必要であろう。

この津波は南海トラフ沿いの他の地震と異り、東海道沖にのみ波源があり、南海道には波源はないとされている。最近都司(1980)は、和歌山市付近でこの津波による大被害の記録を発見した。もしこの記録が正しければ、南海道方面にも波源を考える必要があるかもしれない。

しかしここでは問題を東海道に限っており、宝永津波の節で述べたように、東海、南海両地域の波源相互間の寄与は、最大津波の高さをみる限りほとんど無視出来るので、東海道沖の波源として従来通り取扱う。

さてモデルとしては、Table 3に示してあるパラメータをもった、Fig. 11, (a), (b), (c)に示すものを仮定する。ここで(a)図、MO-1は、安政東海津波のAT-1の北東側

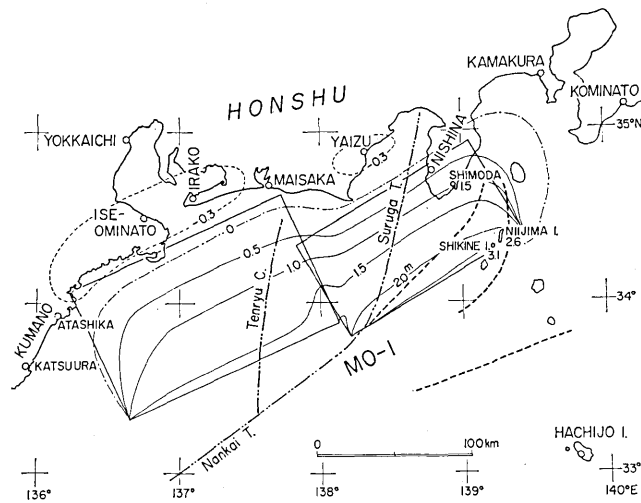


Fig. 11(a).

Fig. 11(a), (b), (c). Fault models assumed for the 1498 Meio tsunami. Parameters of these faults are tabulated in Table 3. Thick broken lines show the tectonic lines by Aoki(1977). Vertical bottom displacement fields are shown by solid and broken contour lines. The hatched ellipse shows the tsunami source area by HATORI (1975).

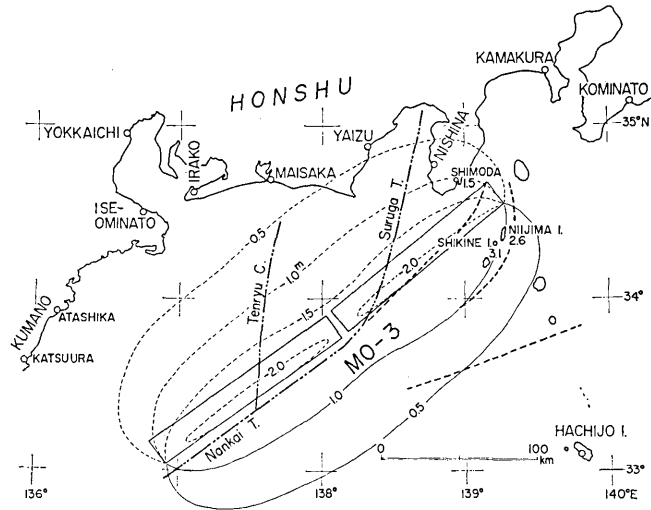


Fig. 11(b).

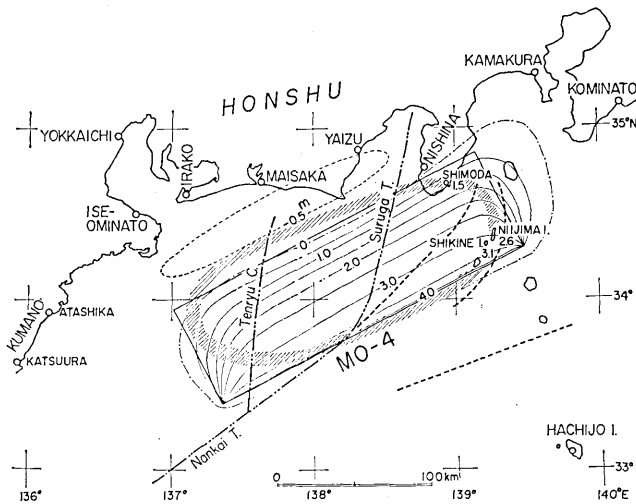


Fig. 11(c).

断層を時計廻りに廻転させたものであり、MO-3 は南海トラフから伊豆東方線に沿った正断層、MO-4 は断層の西端を天龍海底谷の近くで打切ったものであり、羽鳥 (1975) が示している推定波源域にほぼ等しい。

ここで新島、式根島、下田の位置に付した数字は、福富 (1938, など) による隆起量を示す。福富もこの隆起がいつの地震によるものであるか断定出来ぬとしているが、この付近に断層を考えると当然その量が問題になる位置であるのでここに示した。上に想定したモデルは、いずれもこの隆起に定性的に調和している。MO-3 に正断層をとったのは、伊豆東方線に断層線をとった時に、新島、式根島の隆起を説明できるからである。

Table 5. Computed tsunami heights for each model of the 1498 Meio tsunami

| | Obs. | MO-1 | MO-3 | MO-4 | KT-3 |
|-------------|----------|-------|-------|-------|-------|
| HACHIJO I.* | 4 m | 3.0 m | 5.1 m | 7.6 m | 6.6 m |
| KOMINATO | 4-5 | 1.9 | 2.5 | 4.4 | 4.0 |
| KAMAKURA | 8-10 | 4.1 | 3.6 | 5.6 | 9.1 |
| NISHINA | 5-10 | 3.1 | 6.0 | 5.2 | 3.7 |
| YAIZU | 6-8 | 7.2 | 6.0 | 10.5 | 7.5 |
| MAISAKA | 6-8 | 2.4 | 3.5 | 4.5 | 3.2 |
| ATSUMI | 5-6 | 3.4 | 6.1 | 5.6 | 4.0 |
| YOKKAICHI | 3-4 | 1.1 | 2.0 | 1.9 | 1.4 |
| ISE-OMINATO | 6-8 | 4.6 | 8.2 | 7.5 | 5.4 |
| KUMANO | 4-6 | | | | |
| { ATASHIKA | | 9.5 | 16.3 | 9.0 | 10.5 |
| { KATSUURA | | 4.1 | 3.7 | 5.6 | 5.6 |
| | K | 1.83 | 1.36 | 1.11 | 1.32 |
| | κ | 1.42 | 1.38 | 1.35 | 1.40 |

* excluded from the calculation of K and κ .

K and κ , values calculated by the equation (1) and (2).

これらのモデルによる計算結果を、前節 KT-3 の結果を含めて示したものが、Table 5 である。また最下段には (1), (2) 式から求めた K , κ が示してある。

この津波で顕著なことは、鎌倉で大きな被害があったことであり、かなり大きい津波の高さが推定されている (但し、これの史料を疑問視する説もある (石橋, 1980))。これを説明するモデルとしては KT-3 が最もよい。

八丈島での被害の記録は、都司 (1980) によれば、中間史料の誤りであって、原史料にもどると、新島での出来事であるという。八丈島にも津波がわずかに認められたというが、ここでは比較からはずした。

なお舞阪の値は、前節に述べた理由で、1.5倍の補正をした。

これらの結果について、 K_i と K の比の地域によるバラツキを求めてみると Fig. 12 に示すようになる。各モデルとも大きな差がなく、最適モデルはきめ難い。正断層モデル MO-3 はおくとして、鎌倉に最も効果的なものは KT-3 である。MO-1 は鎌倉、小湊に対して少々低い値を示す。但し K を補正することで、東の方の津波の高さを高くすることは可能であるが、そのままでは西の方の津波が高くなりすぎることになる。

このままで最も単純な波源としては、MO-4 がよく、数字的に κ も最も小さい。

資料の不十分なこともあり、決定的な波源を得ることはむずかしい。今後更に資料が充実され、殊に新島などの地殻変動の記録や、地震の震度の記録などで、別の面からも検討を加えられるようになれば、精度のよい波源が求められるようになる。

この津波の場合も、実測推定値の幅の平均によって計算した場合 $\kappa=1.35$ である。しかし津波の高さ推定値の幅は、1.09~1.41 の率で不確定さがあり、 κ はそれだけ不確

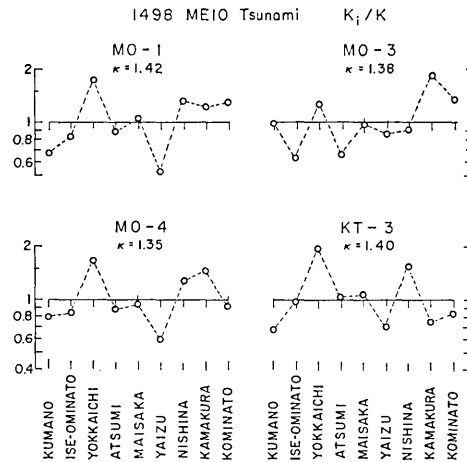


Fig. 12. Fluctuation of K_i/K to selected locations along the coast. K_i is the ratio of the real value and the computed value of tsunami heights at the i 'th location. K is the geometrical mean of K_i , which is calculated by the equation (1). κ is calculated by the equation (2) as a measure of variation of K_i .

定さをもっている。

7. 各津波の比較

安政津波の場合は満足すべき近似が得られたが、慶長、明応の二つの津波については著しく近似が悪い。このことは津波の古記録の数が少ないこと、質が悪いこと、したがって津波の高さの推定値に不確定さがあることによっている。また地殻変動とか地震とか別の面から断層位置などを限定する資料が乏しいことも挙げられよう。したがって今回求めた二つの津波の波源は、今後資料の追加や見直しによっても変わることがあるものとする。

ここでは今回求められた波源について、各津波の特徴を検べてみる。ここで採用したモデルは、1854年安政東海津波、1707年宝永津波は AT-1, 1605年慶長津波は KT-1 & KT-3, 1498年明応津波は MO-4 である。また参考のために1944年東南海津波の Model III' (相田, 1979) を加えた。

Table 6 にはそれらの断層パラメータを再度示した。右端には剛性率を 5×10^{11} dyne \cdot cm $^{-2}$ として計算した地震モーメント M_0 を示してある。ここで得られた M_0 と比較のため、他の代表的な地震の M_0 をみると、1960年チリ地震 240×10^{28} dyne \cdot cm (以下同じ単位で)、1964年アラスカ地震 56, 1896年三陸地震 5.9, 1933年三陸地震 4.3, 1968年十勝沖地震 2.8 などがある。ここに計算された値は、東海道沖のものだけであるから、南海道側の断層を含めると、日本付近としては超大級の地震ということになる。

なお1944年のモデルを除いて、他のものは K がほとんど1に近いので、ここでは K を乗ずることなく、断層ずれの量もモデルに与えた値をそのまま採用した。

Fig. 13 はこれらの断層モデルの位置関係を1枚の図に示したものである。

Table 6. Estimated parameters of tsunami source models.

| Earthquake | Fault | L (km) | w (km) | δ ($^{\circ}$) | ϕ ($^{\circ}$) | u_d (m) | u_s (m) | M_0 (dyne-cm) |
|------------------|--------------------|-------------|-------------|----------------------------|--------------------------|--------------|--------------|----------------------|
| 1944 Tonankai | NE part | 84 | 78 | 30 | N45W | -1.4 | -0.5 | 1.6×10^{28} |
| | SW part | 154 | 67 | 30 | N45W | -2.0 | -0.7 | |
| 1854 Ansei-Tokai | NE part SW part | 115 | 70 | 34 | N72W | -3.8 | -1.3 | 4.6×10^{28} |
| 1707 Hoei | | 150 | 100 | 24 | N25W | -3.7 | 1.6 | |
| 1605 Keicho | Off Boso | 150 | 100 | 30 | N17E | -3.1 | 6.3 | 11×10^{28} |
| | Off Tokai | 200 | 80 | 30 | N20W | -7.2 | 3.6 | |
| 1498 Meio | | 220 | 80 | 30 | N28W | -7.6 | 2.6 | 7×10^{28} |

L , fault length; w , width; δ , dip angle; ϕ , dip direction; u_d , dip slip component (normal +); u_s , strike slip component (right lateral +); M_0 , seismic moment (rigidity 5×10^{11} dyne-cm $^{-2}$).

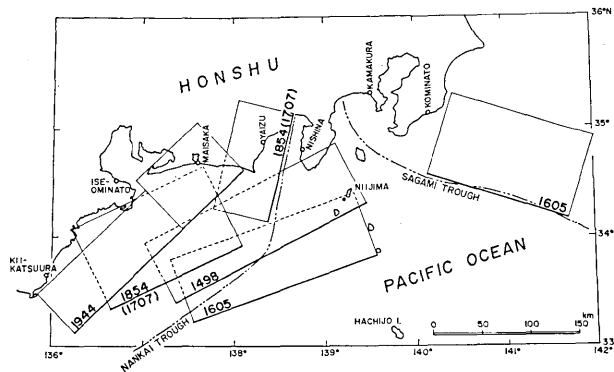


Fig. 13. Fault models of tsunamis generated off the coast in the Tokaido district, which were estimated by the present study. The parameters are tabulated in Table 6.

つぎに各津波の高さの全般的な地域分布をみるため、200 m 等深線上の波形を計算し、その波高（全振幅） H_0 を求めて、海岸に沿ってプロットしたものが Fig. 14 である。一見したところ熊野灘沿岸が低いけれども、海岸での津波の高さは、これに浅海域での増幅作用を考慮する必要がある。この地域での増幅率は、遠州灘沿岸で1~1.5、熊野灘沿岸では2.5~4 程度になっている（相田, 1979）。

津波によっての高さの違いは、熊野灘沿岸では割に小さい。しかし遠州灘以東、ことに浜名湖以東の地域ではその違いが著しい。1498年の津波モデルでは東京湾口でも波高（全振幅）が4 m に達している。これは鎌倉の津波の高さを高くするモデルであるから当然であろう。このように地域によって安政東海津波より、明応津波、慶長津波の方が高かったかもしれないということは、今後十分検討されなければならないであろう。

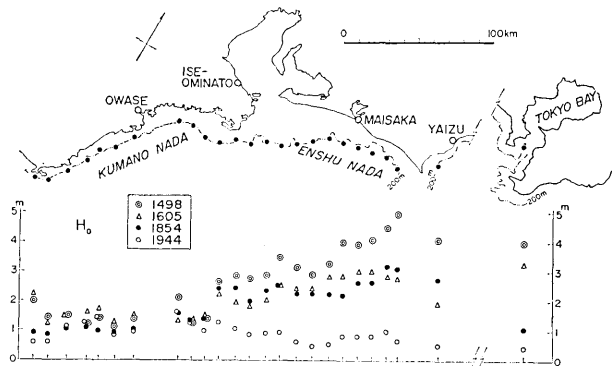


Fig. 14. Distribution of computed tsunami heights H_0 along the 200 m depth contour (double chain line) for the 1498, 1605, 1854 and 1944 tsunamis.

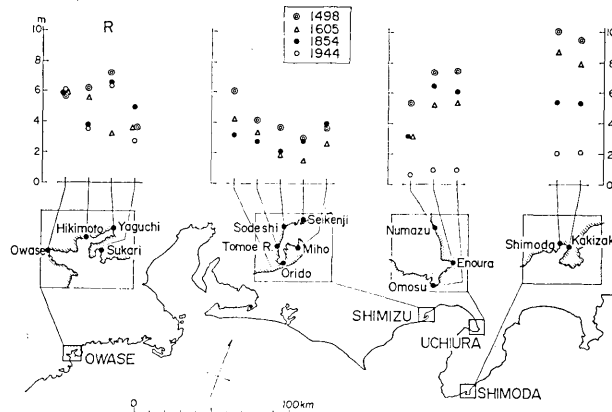


Fig. 15. Computed heights R of each tsunami in four harbors.

また湾内についても、下田、内浦、清水、尾鷲について比較した (Fig. 15)。これは湾内の波形計算から、その最高水位をとったものである。これらは古記録に記載されなかった地域もあるので、数値シミュレーションによってはじめて推定可能な値である。ここでは下田が津波によって相違が著しいことが非常に目につく。

8. 陸上へ浸水する津波

陸上へ浸水する大津波については、前節のような海岸を直立壁として完全反射する計算では、津波被害との関係を調べるについて不十分である。そこで前節までに得られた津波波源モデルで、湾外の地点の水位を計算し、それを入力とする局地モデルに、陸上浸水を考慮した計算を行うことが出来る。

計算の方式は相田 (1977b) の方法で、非線型項を含み、また流速の2乗に比例する摩擦項を考慮した。摩擦係数は、通常の海底については 0.005 を与え、5 m 以浅および陸上

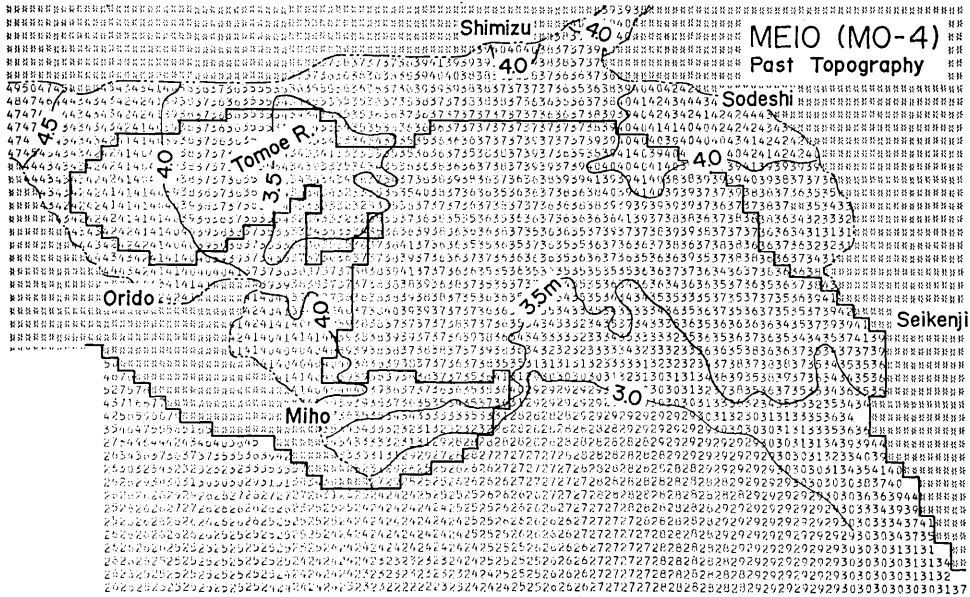


Fig. 16(a). Distribution of the maximum water elevation in Shimizu harbor computed by the local inundated data, where the input waves were computed by the 1498 tsunami model, MO-4, where the topography was that of long ago.

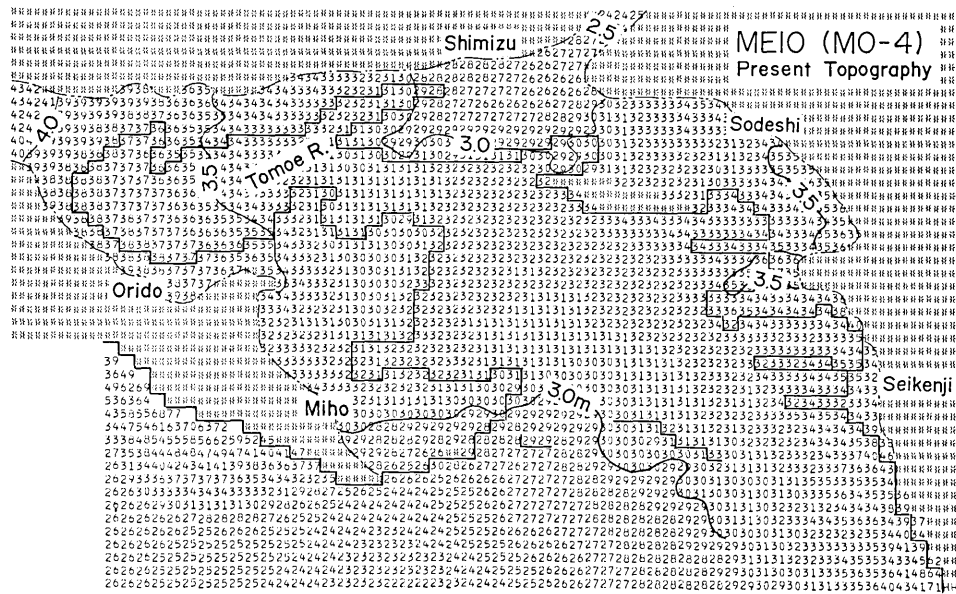


Fig. 16(b). Caption is the same as that of (a) above, but the topography is that of present.

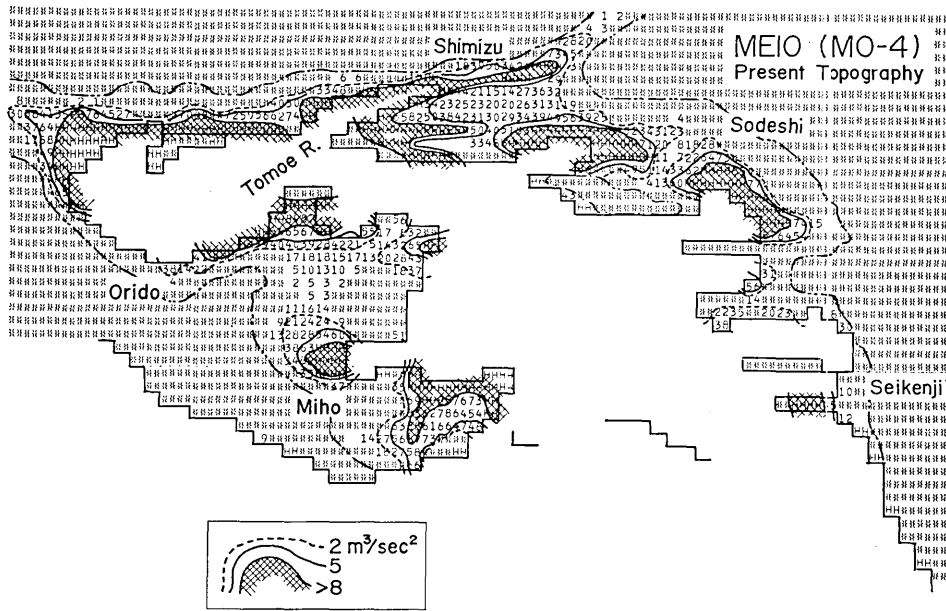


Fig. 16(c). Distribution of the maximum value of $[\text{current velocity}]^2 \times [\text{inundation height above the ground surface}]$ as the representative quantity of the hydraulic pressure due to inundated water in the inundated area of Fig. 16(b).

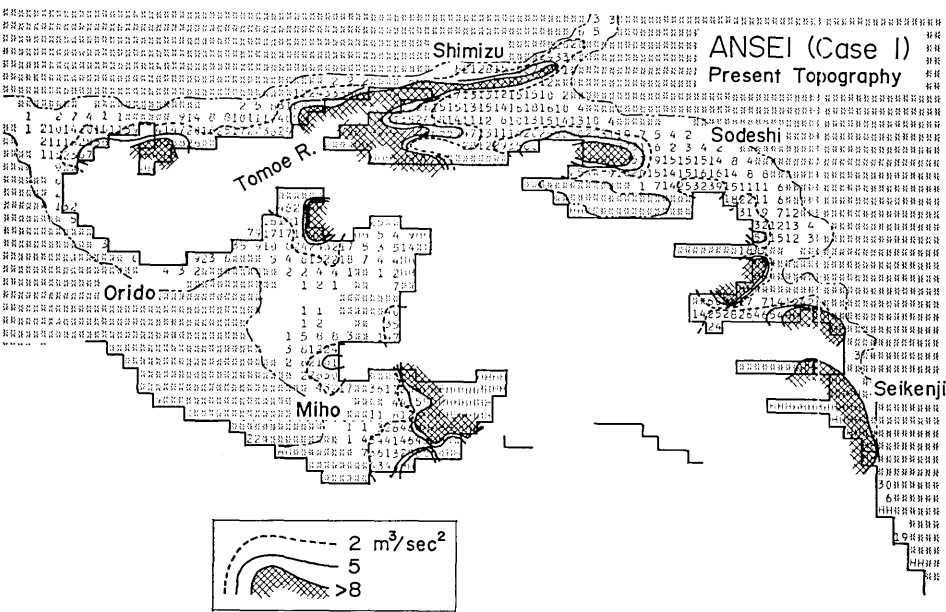


Fig. 16(d). The same distribution as Fig. 16(c) in the case of input waves by AT-1 for the 1854 tsunami.

部分は 0.01, 陸上家屋密集地は 0.02, 海岸の護岸など断面急変部については 0.03 の等価摩擦係数を与えた。

また浸水の先端は, 浸水格子点と非浸水格子点をチェックして, その境界に地上からの水位の平方根に比例する流速を与える。この際流量係数としては 0.5 を採用した。

計算は清水港を例として取上げ, 水深約 100 m の地点を入力点とし, 港内を 125 m の格子間隔で 62×47 分割, 水深および地上の標高を与えた。港外入力点では 0.04 min 間隔での水位を与え, 流量には特に条件を与えていない。計算は平均水位上 0.5 m の潮位として行った。

Fig. 16, (a) は前節での 1498 年明応津波の波源モデル (MO-4) から計算された港外水位を与えたもので, 清水港の地形は明治初期の地図から推定した古い時代のものである。図中実線の階段形の線は海岸線を示し, 浸水域の先端は 2 点鎖線で示してある。

ラインプリンターで打出された数字は, デンメートル単位の 2 桁で示す最高水位であって, そのコンターを m 単位で示してある。

清水港の最も奥で 5.0 m の点があるが, これは前節 Fig. 15 の清水, 折戸の値よりやや低い。しかしその他の地点では Fig. 15 の非浸水モデルの計算値とかなり近い値を示している。

つぎにこの入力を現在の地形のものに与えてみると Fig. 16, (b) のようになる。湾奥の値は最高 4.3 m になり, 全体として 0.5~0.8 m 低く, 部分的には浸水先端などで 1.5 m も低い値になっているところもある。これは港口に防波堤が完成しており, また埋立が進行して港内面積の縮小など, 津波に対する特性が変わって来ているためと思われる。

筆者は 1946 年南海道津波の際の宇佐の場合, その浸水域で津波の溢流水の圧力と家屋被害により相関があることを見出した (相田, 1977b)。陸上での流れによる構造物の受ける圧力は, 流速の 2 乗と, 地上に溢れた水の高さの積に比例すると思われるから, その量の分布を計算すると Fig. 16, (c) のようになる。

これは Fig. 16, (b) に示した陸上浸水部のものであり, 流れの圧力の最大値の分布を示している。2, 5, 8 m^2/sec^2 のコンターをひいてあるが, 8 m^2/sec^2 以上の部分は影をつけて示した。これは前記南海道津波の宇佐の経験から木造家屋の破壊が 50% 以上に達するであろうと推定される地域である。

これに対して同様に安政東海津波の入力を与えてみたのが Fig. 16, (d) である。但しこの場合, 旧地形で推定されている実際の津波の高さになるように入力波を調整して計算した。この場合の方が湾奥などの流水圧力は小さい。しかし (c), (d) に共通して, 巴川流域と三保半島が流水圧力の大きい危険な地域であることがわかる。

9. む す び

東海道沖におこった歴史津波の波源を, 地震断層モデルとして, そのパラメータを数値実験的に検討した。1854 年安政東海津波の場合, 石橋 (1976) が提出した断層モデルのパラメータは, 津波波源としても最適のものであることが明らかにされた。また 1707 年宝永

津波は、津波高さ分布が、安政東海津波とほとんど一致していること、断層を駿河湾中央で打切ったり、湾外に止めたりした場合、湾奥、湾外の津波の高さの比が実際のものと調和しないことなどから、震度分布や地盤変動などに議論があるものの、津波の高さを説明するためにはむしろ安政東海津波と同じ波源でよいと結論された。

1605年慶長津波、1498年明応津波についてもモデルが決められた。それらはいずれも安政東海津波より海岸から離れて置かれ、断層のずれの量も大きい。しかしこれらはいずれも精度の点で劣るもので、今後の史料の発掘などの上で、更に精度のよいモデルが求められることが望ましい。

しかし明応津波などは安政東海津波よりも地域的には高かった可能性が強く、災害予測の立場に立つならば、過去最大津波として注目されねばならない。

また陸上遡上計算によって地域の津波危険度の検討が可能であることがわかる。陸上における津波は、構造物の稠密度や地形によって著しく複雑な挙動を示すから、是非共局地的な解析が必要になる。

ここでは波源の断層モデルの確定から、湾内陸上部の津波危険度の推定に至る一連の津波被害予測の計算過程が示された。

謝 辞

この研究は文部省科学研究費補助金、自然災害特別研究(1)、昭和53~55年度、「東海地方における大地震の被害予測に関する研究」、(代表者 岐阜大学村松郁栄教授)の援助によって行われた。また数値計算は東京大学大型計算機センターを利用して行われた。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- 相田 勇, 1977a, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, 52, 71-101.
 相田 勇, 1977b, 陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—, 地震研究所彙報, 52, 441-460.
 AIDA, I., 1978, Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth.*, 26, 57-73.
 相田 勇, 1979, 1944年東南海地震津波の波源モデル, 地震研究所彙報, 54, 329-341.
 相田 勇, 1980, 地震断層モデルにもとづく津波シミュレーション, 海洋科学, 12, 485-494.
 ANDO, M., 1975, Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119-140.
 青木治三, 1977, 東海地方における大地震の可能性, 地震予知研究シンポジウム(1976), 56-68.
 中央気象台, 1945, 昭和19年12月7日東南海大地震調査概報, 1-94.
 福富孝治, 1938, 伊豆—新島, 式根島附近の土地隆起の跡, 地震工, 10, 1-4.
 羽鳥徳太郎, 1975, 明応7年, 慶長9年の房総および東南海道大津波の波源, 地震研究所彙報, 50, 171-185.
 羽鳥徳太郎, 1976, 安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県下26ヶ町村役場の地震報告から—, 地震研究所彙報, 51, 13-28.
 羽鳥徳太郎, 1977, 静岡県沿岸における宝永安政東海地震の津波調査, 地震研究所彙報, 52, 407-439.
 飯田波事, 1975, 伊勢湾における津波の特性, 名古屋市防災会議報告, 1-30.
 飯田波事, 1979, 明応地震・天正地震・宝永地震・安政地震の震害と震度分布, 愛知県防災会議地震

- 部会, 1-109.
- 飯田波事, 1981, 1605年の慶長地震の震源域, 地震学会講演予稿集, 1981 No. 1, p. 131.
- 今村明恒, 1943, 慶長9年の東海南海両道の地震津浪に就いて, 地震I, 15, 150-155.
- 石橋克彦, 1976, 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について—, 地震学会講演予稿集, 1976 No. 2, 30-34.
- 石橋克彦, 1977, 1707年宝永地震の東海地方の震源域について, 地震学会講演予稿集, 1977 No. 2, p. 161. および 1707年宝永地震の震源域は駿河湾奥まで及ばなかったか?, 地震予知連絡会東海部会資料, 69-79.
- 石橋克彦, 1978, 1605年慶長大地震の震源域について—南海道沖房総沖2元説への疑問—, 地震学会講演予稿集, 1978 No. 1, p. 164.
- 石橋克彦, 1980, 東海地震の長期的予測に関するコメント, 地震予知研究シンポジウム(1980), 123-125.
- MANSINHA, L. and D. SMYLLIE, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61, 1433-1440.
- 三好 寿, 1979, 八丈島の波浪と津波, 日本海洋学会講演要旨集, 1979春季, p. 273.
- 茂木清夫, 1977, 伊豆・東海地域の最近の地殻活動の一解釈, 地震研究所彙報, 52, 315-331.
- 大森房吉, 1913, 本邦大地震概説, 震災予防調査会報告, 68乙, 1-180.
- 表俊一郎, 1946, 昭和19年12月7日東南海大地震に伴った津波, 地震研究所彙報, 24, 31-58.
- 恒石幸正・塩坂邦雄, 1978, 安政東海地震(1854)を起こした断層の発見, 地震学会講演予稿集, 1978 No. 2, p. 46.
- 恒石幸正・塩坂邦雄, 1979, 富士川断層の証明(1), 地震学会講演予稿集, 1979 No. 1, p. 160.
- 都司嘉宣, 1980, 明応地震・津波の史料状況について, 海洋科学, 12, 504-526.
- 宇佐美龍夫, 1975, 資料日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1-327.

18. *Numerical Experiments of Historical Tsunamis Generated
Off the Coast of the Tokaido District.*

By Isamu AIDA,

Earthquake Research Institute.

Several tsunamis accompanying large earthquakes occurred in the coastal vicinity of the Tokaido district, Central Japan. All these tsunamis differed greatly in behavior. The numerical experiments are carried out for these tsunamis to prepare for tsunami hazards and to clarify some of the characteristics of earthquakes in this region.

Linear shallow water equations are solved by a space staggered finite difference scheme which is telescoped at selected coastal regions. Many historical documents describing the 1854 Ansei-Tokai tsunami still remain and some investigators have used these documents to estimate the inundation heights at about 50 sites. The numerical experiment of the tsunami based on the published parameters of this earthquake explains satisfactorily the distribution of the real tsunami heights along the coast.

Documents describing the 1605 Keicho and the 1498 Meio tsunamis are so scarce that estimates of the real inundation heights may be somewhat inaccurate. The source models for these tsunamis are also determined from among several hypothetical models. They are located south of the generating area of the 1854 tsunami.

Descriptions of the inundations caused by the 1498 and the 1605 tsunamis in the district's typical harbors of Shimizu and Shimoda are not found in historical documents. The tsunami heights in these two harbors estimated by simulations of these tsunamis are considerably higher than those of recent tsunamis.

Local model experiments including the effects of inundated water on land and quadratic bottom friction are made for the Shimizu harbor. It is clearly seen that the difference of the inundation pattern was caused by changes in the coastal geometry such as harbor construction. Attempts are made to zone tsunami hazards by estimating the hydraulic pressure caused by inundated water.