

津波地震によってもたらされるであろう幾つかの地変形態と 形成される津波の数値解析

柿沼 太郎*

*独立行政法人港湾空港技術研究所

1.序　論

現在, 気象庁は, 地震の規模と津波の高さとを対応させた「量的津波予報」を用いて, 来襲する津波の予報を迅速に行なっている。ところが, 津波地震は, このような予測手法が適用できない海底地震である。地震動の変位, 速度や加速度(強度)が大きくなくとも, それが津波地震による場合には, 油断ならない。なぜなら, 津波に先んじて観測された地震波に基づく量的津波予報によって予想される津波高さを大きく上回る津波が伝播して来るかも知れぬからである。津波地震には, こうした, 防災上の大きな問題点がある。なお, 本論文では, ある時刻の水面変動において津波に起因する偏差の最大値を津波高さと呼ぶ。

地震動と津波との関係をとらえたとき, このように異常であると言わざるを得ない地震は, Kanamori¹⁾により ‘tsunami earthquake’ と命名された。定量的には, 地震動の表面波マグニチュード M_s と津波マグニチュード M_t とを比較することによって津波地震が定義され²⁾, $M_t - M_s \geq 0.5$ であるような地震を津波地震と呼ぶ。

日本列島近海で発生した津波地震の典型的な例としては, 1896年明治三陸地震や 1975 年根室沖地震等が考えられている。このうち, 前者の地震は, 北海道南岸~東北地方における震度が 1 ~ 3 程度の弱震であり³⁾, 震害を発生させなかつたが, 岩手県沿岸の幾つもの地点において, 週上高さ, すなわち, 海水の最高到達位置の基準面からの高さが 20 m 以上にも達する津波を引き起こした⁴⁾。

地震動と津波の諸特性を明らかにするために, 地震学, 海洋学及び海岸工学を含む近代の学問では, 様々なデータの蓄積にも力が注がれている。そして, 各地震時に集められた観測値や, 地層内に刻まれた痕跡等が, 明治時代から続く検潮記録や古文書に現れる諸記述と共に解析され, 地震・津波研究が定性・定量の両面から行なわれてきた。津波地震に関しては, Pelayo and Wiens⁵⁾ らの研究者が, 実際に得られた地震波に基づく解析や推論によって, 地盤変動の発生機構の解明を進めており, 最近では, 津波地震についての特集も組まれている⁶⁾。

阿部⁷⁾は, こうした研究に考察を加え, 主として地震学的見地から, 津波地震の発生機構を次のような 6 種類に分類した。

- (1) ゆるやかな変動
- (2) 浅部における 2 次的断層
- (3) 浅部における低角断層
- (4) 巨大海底地滑り
- (5) マグマの貫入
- (6) プレート境界堆積物の破壊

これらは, いずれも特徴的な地震形態を示すが, それぞれにおいて未解明な部分が残されている。例えば, (1) の形態に現れる緩やかな地盤変動に関しては, それが弾性論・非弾性論のどちらの力学で発生するのかといった問題がある。その上, 阿部⁷⁾にも述べられているように, これらの各形態の地震は, 互いに独立した現象でなく, 同時に, または,

副次的に発生し得るのであり、このことが津波地震をより複雑にしている。従って、津波地震の全貌を理解するためには、地震発生機構の更なる考察によって、津波地震が何たるかを体系立てていくことが不可欠であり、だからこそ、津波地震を分類するというこうした作業は、理論展開を明確にして問題点を浮き彫りにするという意味において重要な意味を持つ。

ところで、改めて防災の立場から、つまり、来襲する津波の脅威を減ずるという目的から津波地震を論ずるならば、次の三つのステップを実現することが極めて重要な課題となる。すなわち、1)新たに発生した地震が津波地震であるかどうかを迅速に推定できること、2)その津波地震がもたらす海底地形の変化、つまり、地変が定量化できること、3)様々な形態の地変によってどのような規模と特質を有する津波が発生して伝播して来るのかを正確に予測できることである。そして、これらのステップは、互いの関連を明らかにしながら実現していく必要がある。なぜならば、1)において、各地の海底地盤構造を調査し、地盤変動の機構を探り、地殻内の物理・化学的な活動を解明していくが、これらを同時進行する際に、2)における地変過程を意識して理解を深めることが、津波地震に対する防災技術の発展に効率的に結び付く。そして、地変は、津波形成の直接的な原因であり、3)において、地変の過程が海水の運動とどのような関係を持つのかを考え併せて初めて、津波地震が正確に認識される。津波地震の特徴は、津波の規模が異常に大きくなることである。従って、様々な地変がどのような機構で起きるのかという、主として地震学的な研究と同時に、こうした地変と引き起こされる津波との関係を整理し、津波形成時の海水流動を考慮して現象を定量的に把握するという、主として流体力学的な視点に立った津波地震に関する研究を進め、両者の知見を総合して、津波地震に関する理解、予測、そして、防災技術を発展させることが必須である。

そこで、本研究では、流体力学的見地から、津波の形成過程に着目して、津波地震の典型的な地変形態を次のような七つの形式に分類する。これらの各形式の地変は、述べるまでもなく、海底下、もしくは、海底近傍における地盤やその構成物の運動によって現れるのであり、阿部⁷⁾によってまとめられたような様々な形態の地震が関与する。

(I) 流体運動と相互に干渉しない地変

- A形式: 一定領域における継続時間の長い地変
- B形式: 場所を変えて起きる地変
- C形式: 流体運動が周辺の影響を受ける地変
- D形式: 水中の有意な圧縮波を伴う地変

(II) 流体運動と相互に干渉する地変

- E形式: 地滑りによる地変
- F形式: 非弾性的な地盤挙動による地変
- G形式: 噴出としての地変

(III) 複合的な形態を示す地変

本分類において、地変形態は、地変が海水の流体運動と相互に干渉するか否かによって大別されている。ここで、地変が流体運動と相互に干渉するとは、海底の構成物が塑性体的、または、流体的な挙動を示し、その解析においては、海水と地変の双方の運動を連立させて解くことによって初めて地変が決定されるという意味である。無論、海底は、その上に存在する流体の重量を絶えず受けしており、地変によって津波が発生すると、その静水圧が変化し、更に、地変速度が変化するとき、底面が海水から動圧も受ける⁸⁾。このように時々刻々変化する圧力を海底摩擦と共に海水から受けながら、底面は、地変を進めることになる。この意味では、一般に、底面とそれに接する海水の運動とは、圧力や摩擦を介し

て絶えず互いに干渉しているのであるが、(I)の流体運動と相互に干渉しない地変の発生時には、海水の運動に殆ど左右されることなく、地変が断層運動といった地盤側の機構に基づいて定まる。従って、(I)の場合を対象とする解析においては、地盤の運動を支配する方程式系を解くことによって、地変を十分正確に把握できる。

なお、(II)の流体運動と相互に干渉する地変があるということは、逆に見れば、海水の存在や運動が起因となって地変が生じる可能性があることを示唆している。

ここでは、地変を広い意味で捉え、津波形成に関わる海底構成物の運動を地変と称する。従って、地変には、隆起や沈降といった底面形状の変化のみならず、土石流時の固体運動及び火山噴火に伴うガス噴流等も含まれる。底面の変化としては、例えば、比較的浅い水域の底面が、その形を変えることなく何らかの理由で急激に高温状態となり、その結果生じた海水運動が津波を形成するといった場合があるかも知れない。これは、形状変化と異なる底面状態の変化によって津波が生成される場合である。また、地盤の揺れを伴いながらも、地殻変動と全く異なる原因によって巨大な津波が発生する場合もある。例えば、隕石が水域に落下することによる、水面の攪乱⁹⁾と爆風の発生等が挙げられる。しかし、ここでは、こうした場合に言及せず、地変による津波形成過程を対象に据え、そして、地変の定義は、その原因が自然的か人工的かを問わず、底面形状の変化及び海底由来の物体の運動であるということにする。

津波地震を含む地震の新たな分類としては、この他にも着眼点の異なる様々な方法が考えられるであろう。例えば、予報という側面から津波地震を分類することも可能で、その際には、強震計等によって測定される地震動の規模や特性に応じて地震を分類することが一つの鍵となるであろう。また、研究が進めば、現在の段階で予知と呼ばれる各種の方法、例えば、動物の行動や、雲の形状の変化

等によって、津波地震の発生を断定することができるようになるのかも知れない。

本研究が着目する対象は、海水の流体運動である。そして、その目的は、津波地震によって発生すると推測される地変を津波の形成過程に着目して分類し、様々な地変を対象として数値解析を行なうことにより、各形式の地変が有する特徴を捕まえ、津波地震時に発生・伝播・成長する津波の形成機構を解明していくことである。

2. 津波地震がもたらす地変形態の推定

(I) 流体運動と相互に干渉しない地変

[A 形式]: 一定領域における継続時間の長い地変

まず、流体運動と相互に干渉しない地変について考える。ここでは、底面の隆起による津波の生成及び成長を対象とする。

A 形式の地変をもたらす地震時には、ゆっくりとした地殻変動、または、浅い滑り角の断層運動に伴って底面が緩やかに隆起する。この緩やかさが水面を上昇させるに十分速いとき、底面の永久変位に見合うような大きな水面変動が生成される。その際、地震波として放出されるエネルギー流束が比較的低く、短周期成分も励起されにくいため、量的津波予報によって予測される津波高さを上回る津波が来襲する。このように、長い継続時間の弱い地震動という意味で、津波地震は、「ぬるぬる地震」等とも呼ばれている。また、本震時の高速滑りに続いて、断層面上でゆっくりとした余効滑りが継続し、本震と同程度の地震エネルギーを解放しながら地盤を隆起させる場合もこの A 形式に含めて考える。

より正確に言えば、ある領域にわたって空間的にほぼ一様な緩やかな地変が現れる場合を A 形式とする。地変速度が時間とともにその領域内ではほぼ一様に変化する場合も、A 形式と考える。間欠的で段階的である地変も、その領域にわたって地変が停止するなら

ば、それを地変速度が 0 である状態と考えて、地変速度が変化する場合として A 形式に含める。また、底面が比較的長時間にわたって一様に振動するような地変も、A 形式に含められる。

ところで、プレート間地震の作用による断層の立ち上がりのみでは、比較的長時間にわたる地盤の隆起を説明できないとする考え方がある。これに関して、Satake and Tanioka¹⁰⁾は、津波地震が海溝近傍の柔らかいプレート境界付近で発生することを見出し、非弾性破壊の可能性を示唆した。こうした研究は、津波地震の発生場所を特定することに貢献し¹¹⁾、防災上重要な知見を与える。また、海底下の堆積層へのマグマの貫入によって、緩やかな底面隆起がもたらされる場合があることも、地震波の波形解析等に基づいて指摘されている¹²⁾。

いずれの場合にせよ、隆起速度が遅過ぎると、地変がいわゆる *creeping motion* となり、津波が生成すると同時に周囲に伝播するため、5. で示すように水位の増加が抑制される。地形の大きな変化と、その地変のある程度の迅速さが、津波に高さを与えててしまうのである。

[B 形式]: 場所を変えて起きる地変

一定の領域で発生する A 形式の地変と異なり、B 形式は、場所を移動して発生する地変である。すなわち、B 形式では、一つ一つの地変が、底面の大きな永久変位を伴わない、通常の継続時間、または、むしろ短い時間に生じる地変であっても、それらが次々と場所を変えて発生することにより、地変上を伝播する津波の水位が徐々に高められていく。つまり、A 形式は、その地変領域にわたってほぼ一様な底面変位が生じ、場所による地変の有意な違いがないため、高い津波が生成するには、比較的緩やかであるにせよ大きな変位が現れなければならないが、これに対して B 形式は、底面の変位が任意の地点において、津波高さに見合うほど大きな値を示さないという点に特徴がある。B 形式も、弱い地震動

が比較的長く継続するので、ぬるぬる地震という語の範疇に入る。

B 形式は、次の三つの形態に細分される。

B-1 形式: 場所を変えて多段階で起きる複数の地変

B-2 形式: 異なる場所に連続的に進展する一つの地変

B-3 形式: 異なる場所に連続的に進展する複数の地変が場所を変えて多段階で起きる地変

B-1 形式で発生する複数の地変は、それぞれが同一領域で発生し、ある地変によって生成した津波が、伝播中に別の地変を経験して成長するという津波形成過程を示す。

B-2 形式の地変は、一つのみであるが、その発生場所が時間とともに連続的に変化し、津波の生成・伝播・成長の過程が、進展する地変上で同時に起きる。本間¹³⁾は、地盤破壊の進展を考慮して、津波の伝播特性を調べるための 1 次元解析を行なった。また、Aida¹⁴⁾は、平面 2 次元的な広がりを考慮して、線形理論に基づく数値計算を行ない、指向性を有する津波增幅特性について考察した。これらの研究では、断層の主として長軸方向に沿った破壊の進行に着目しているが、ここでは、津波のポテンシャルを著しく高める可能性のある、断層幅方向の地変の進展をも対象とする。

また、B-3 形式は、B-1 及び B-2 形式の複合形態である。

地変領域が全く異なる場所に移動する場合の他、隆起域と沈降域が互いに発生場所を交換したり、また、初めに広い領域が隆起し、次に、時間差を持ってその領域に含まれる狭い領域のみが隆起するといった地変も、B 形式に含めて考える。従って、プレート間地震の際に、上側プレートの端部が付加プリズムとなり、その内部で発生した 2 次的断層によ

る地変が派生するという場合も、このB形式に含めておく。この、副次的断層による派生を含む地変は、Fukao¹⁵⁾によって示された機構であり、分離されたブリズムが上方に大きくせり上がり、堆積物の剛性率が低いことと相俟って、ブリズム上に大きな地変が発生する。

このように、ここで提案する分類は、あくまで底面の変形に着目したものであり、各形式の地変が現れる原因には、幾つかの異なる種類の地震過程を含む。そして、B形式の地変を生じる地振動も、他の形式の場合と同様、断層の食い違いの作用を考慮した弾性理論で説明できると限らない。

[C形式]: 流体運動が周辺の影響を受ける地変

C形式は、流体運動が地変のみならず、地変領域周辺の地形や海流等の影響をも受ける場合である。

周辺地形からの影響がある例としては、対岸が存在する海底における、速度の水平方向成分を含む地変が挙げられる。対岸と言っても、底面近くに潜っていても構わない。すなわち、海底に、震源域から離れるにつれて急に高くなる斜面や鉛直壁面が存在し、この斜面、または、壁面に向かって、その面の対岸を形成するような面を端縁として持つ地盤が押し出されることによって、他に行き場のない水が上方に持ち上がるといった場合である。対岸があると、地震動の比較的弱い横ずれのみの地変でも、海水が上方に押し出されて、海面の上昇を生む。ずれる部分の高さが高いと、同じずれ量でも、押し出される海水の体積が大きい。また、斜面上の隆起が海水をその対岸に向かわせる場合には、上方に押し出される海水の寄与により、対岸のない場合の隆起よりも水位の上昇量が大きくなるであろう。

このように、津波形成過程における海水の流体運動が、地変領域周辺の海底地形の影響を受ける場合には、地変の向きと海水が移動

する向きとが大きく異なる可能性があるため、特に、地変速度が水平方向成分を有する場合、地震動の規模によらず津波の生成に注意を要する。なお、速度の水平方向成分を含む地変は、海底地盤の横滑り等にも起因するが、必ずしも横ずれ断層によるわけではない。

地変速度が、その領域にわたって一様な鉛直上向きの成分のみを有している場合にも、底面の隆起域の端部上では、柿沼・秋山⁸⁾の図-2に示されているように、津波生成過程における海水運動の流速が地変領域外に向かう水平方向成分を持つ。従って、狭窄部を取り囲む海底の壁面が海水を水平方向に逃さない場合には、地変が海水を鉛直上方に持ち上げる効率が比較的高くなる可能性がある。

[D形式]: 水中の有意な圧縮波を伴う地変

津波生成の議論において無視されることの多い、海水の圧縮性が、大きな水面変動を生成するよう有意に働く場合も考えられる。ここでは、流体の圧縮性に働きかける地変をD形式の地変と呼ぶ。流体の圧縮性が水面波に及ぼす影響については、Piddock¹⁶⁾、Sezawa¹⁷⁾、Kajiura¹⁸⁾、泉宮、阿部¹⁹⁾、大町ら²⁰⁾及び柿沼²¹⁾らが言及している。底面の隆起や沈降によって発生した疎密波が水面と底面を往復するが、その際に、連続的、または、断続的に起きる地変が水中の疎密波を繰り返し突き上げることによって疎密波を徐々に大きくしていく、これによって水面上昇が増加する。D形式では、ゴム・ボールを上向きにドリブルしてどんどん高く弾ませるときのように、地変の速度・加速度とタイミングが共振現象を発生させるような条件であるかどうかが重要である。

(II) 流体運動と相互に干渉する地変

[E形式]: 地滑りによる地変

次に、流体運動と相互に干渉する地変について考える。

比較的弱い地震が誘発した地滑り、特に、海底地滑りによって津波が発生するという可

能性が指摘されている²²⁾。八重山・宮古諸島を襲った 1771 年明和の大津波では、地震による震害に比べて津波が大きく、その原因が海底地滑りであったとする説がある。海底地滑りの場合、滑動部は、その剛性が大きい場合も、また、それが流体のように振舞う場合も、海水流動と相互干渉して運動することになる。従って、解析においては、底面構成物の運動と海水の流体運動の両者を連立して解く必要がある。前者の運動も均一密度の流体運動と解釈すれば、例えば、非線形浅水波理論に基づく 2-layer モデルを用いて松本ら²³⁾が土石流による津波発生・伝播を解析し、また、喜岡ら²⁴⁾が流動化した底質と海水の干渉を Boussinesq 型の 2-layer 長波モデルを用いて扱っており、こうした手法を適用して海底地滑りによる津波発生過程の解析を行なえるであろう。

海底地滑りを対象とした、より詳細な解析を行なうためには、滑動部の内部における空隙率の変化を考慮して、滑りの停止に到るまでの固結領域の進展過程を再現する必要がある。地滑りの発生及び停止条件は、各地点における地層の構造や、地震動の強度分布及び時間変化に依存するため、地滑りの規模と断層運動との関係付けが容易でない。また、地滑りによって発生した土砂流は、海中で、その流動体の密度分布を時々刻々変えていくが、その際、海底地形の影響を大きく受ける。従って、海底地滑りを正確に把握するためには、各地点の特性に対応した解析が要求される。

[F 形式]: 非弾性的な地盤挙動による地変

海溝付近では、先に採り上げた Satake and Tanioka¹⁰⁾、Fukao¹⁵⁾ 及び Kanamori and Kikuchi²²⁾ で指摘されたように、上盤側に付加体と呼ばれる比較的柔らかい堆積物が存在し、その変形の容易さが硬い地盤よりも大きな上下変動を実現する可能性がある。

こうした柔らかい地盤・地層による地変

によって、大きな水面変動が形成される場合には、二つの種類が考えられる。一つは、堆積物が塑性体的、または、流体的な挙動を示す場合 (F 形式) であり、非弾性的な変形が支配的であるという点にその特徴がある。Tanioka and Seno²⁵⁾ は、プレート境界浅部に到る地震滑りが、海溝陸側斜面先端部の堆積物や未固結付加体を非弾性変形させることによって、大きな津波を発生させるという現象を数値解析によって再現した。

柔らかい地盤に起因する現象の、もう一つの種類は、地震動が下層地盤から相対的に柔らかい上層地盤内に伝播した結果生じる現象である。すなわち、地震波の增幅に伴う底面変位の増大と、地震波の長周期化及びトラップによる長時間にわたる地変の継続である。地変は、地盤・地層構造に依存して、大きな津波を発生させ得るが、その可能性を予測できるか否かは、津波の波源減付近の地盤構造が明らかにされているかどうかにかかっている。

なお、地盤が非弾性体として運動しても、それが海水の流体運動と有意な相互干渉を示さない場合は、(I) のいずれかの形式の地変に含められる。地盤運動の支配方程式系を問わず、その解が海水流動の境界条件を一方向的に定めるからである。

[G 形式]: 噴出としての地変

G 形式は、海底火山等からの気体、液体や固体の噴出物が海水に働きかけて津波を発生させる場合であり、噴出物の運動が海水の流体運動と干渉する。この場合には、高温物質が海水によって急激に冷却されるといった、熱力学的な干渉も生じるであろう。

(III) 複合的な形態を示す地変

複合的な形態を示す地変は、底面隆起により海底地滑りが誘発され、同時に、海底火山の噴火が起き、それらが相乗効果を示す等、幾つかの原因が重なって大きな津波が生じる場合である。底面の隆起によって生成した津

波に、湾の対岸で同時生起した土砂崩れを発生源とする津波が重なって伝播して来るといった現象もこの形式に含まれる。

実際の地変は、程度の違いこそあれ、複数の形式に跨った性質を示す。例えば、水中の圧縮波は、いずれの場合にも生じる可能性があり、海震によって航行中の船舶を揺さぶるのであるが²⁶⁾、海水の圧縮性が津波の高さに有意な影響を与えるかどうかは、そのときの条件による。複数の形式の地変が、同時に、または、位相差を持って複合的に生じる場合、出現する津波の規模や形状は、個々の地変によって生成される津波の大きさと、それらが出てくる同期性や、内在する非線形機構に依存することになる。

以上のように、本研究では、津波地震がもたらすであろう地変を典型的な七つの形式に分類して考える。ここで注意すべきは、海水の流体運動を注視するあまり、実際に起こり得ない地盤変動を想定してしまう可能性である。流体力学と地震学の双方を見据え、過去の事例に留意しながら検討を進める必要がある。しかしながら、換言すれば、流体運動としての津波の形成過程から地盤変動を再考することによって、従来見過ごされてきた未知の地震形態が見出される可能性もある。本研究には、こうした問題提起の意味が込められている。

3. 基礎方程式と数値計算法

本論文では、海水の圧縮性を無視し、A及びBの二つの形式を津波地震の形態として採り上げ、それぞれに対する津波形成過程の数値解析を行なう。非線形・非分散の浅水波理論に基づく数値モデル²⁷⁾を適用し、鉛直2次元断面内で生じる現象を対象として、時間とともに進行する底面の隆起や沈降によって生成・伝播・成長する津波の水面形をシミュレートする。

任意の時刻において速度ポテンシャルが

各層内で鉛直方向に一樣であるという長波近似を仮定する。このとき、非粘性・非圧縮性の2層流体の非回転運動を対象とした連続方程式及びBernoulliの式は、式(1)～(4)のように表わされる。A及びB形式の解析のためには、一般に、単層を考えればよいのであるが、他の形式への適用を鑑みて、ここでは、2層モデルを考えておく。

[第1層]

$$\frac{\partial \iota}{\partial t} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \{(\eta - \iota) \nabla \phi_1\} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \phi_1}{\partial t} = -\{g\eta + p_0/\rho_1 + (\nabla \phi_1)^2/2\} \quad (2)$$

[第2層]

$$\frac{\partial \iota}{\partial t} = \frac{\partial b}{\partial t} - \nabla \{(\iota - b) \nabla \phi_2\} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \phi_2}{\partial t} = -\{g\iota + (p_1 + P)/\rho_2 + (\nabla \phi_2)^2/2\} \quad (4)$$

ここで、 $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ は、水平方向の微分演算子である。重力加速度は、 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ とする。また、 $\phi_1(x, t)$ 及び $\phi_2(x, t)$ は、それぞれ、第1層（上層）及び第2層（下層）の速度ポテンシャルであり、 ρ_1 及び ρ_2 は、それぞれ、第1層及び第2層の密度である。各層における密度は、一様、かつ、一定とする。水面、内部界面及び底面の位置をそれぞれ $z = \eta(x, t)$ 、 $z = \iota(x, t)$ 及び $z = b(x, t)$ とし、これら境界面における摩擦を考えない。第*i*層の上面における圧力を $p_{i-1}(x, t)$ とし、大気圧 p_0 を0とする。各層の静水深を $h_i = \text{const.}$ とし、 $P = (\rho_2 - \rho_1)gh_i$ とする。

式(3)を式(1)に代入して次式を得る。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial b}{\partial t} - \{\nabla[(\eta - \iota)\nabla\phi_1] + \nabla[(\iota - b)\nabla\phi_2]\} \quad (5)$$

ところで、式(2)と同様にして、次式のような界面 $z = \iota$ 上で成り立つ Bernoulli の式が得られる。

$$\frac{\partial \phi_1}{\partial t} + g\iota + p_1/\rho_1 + (\nabla\phi_1)^2/2 = 0 \quad (6)$$

式(6)に式(2)を代入して、次式が得られる。

$$p_1 = p_0 + \rho_1 g(\eta - \iota) \quad (7)$$

式(7)は、静水圧分布を表わしており、本基礎方程式系が静水圧近似のもとでの方程式系であることがわかる。式(7)を式(4)に代入して、次式を得る。

$$\frac{\partial \phi_2}{\partial t} = -\{g\iota + p_0/\rho_2 + r^{-1}g(\eta - \iota) + (1 - r^{-1})gh_1 + (\nabla\phi_2)^2/2\} \quad (8)$$

ここで、 $r = \rho_2/\rho_1 \geq 1$ である。

これらの基礎方程式は、前進差分を用いて陽解法で解く。2層の場合の計算手順を図1に示す。図1の手順を繰り返して、新しい時間ステップにおける値を次々に求める。1層問題の場合も、 $r = 1$ かつ $\rho_1 = \rho_2$ と設定しておけば、2層流体を対象とした図1と同一の手順によって数値計算を進めることができる。

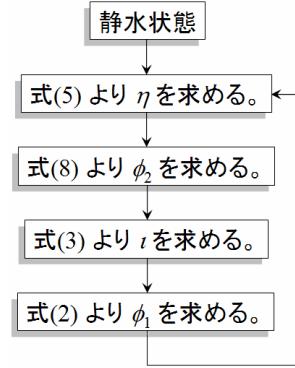


図1 計算の手順

4. 底面の隆起に伴う津波発生過程の検証計算

本数値モデルの検証計算を行なった。すなわち、Hammack²⁹⁾は、底面をある領域にわたって一様に上昇させ、これに伴う水面波の発生過程を対象とした水理模型実験を行なった。実験は、地変の時間変化が異なる幾つかのケースに対して行なわれたが、ここでは、‘transitional motion’なる底面隆起の場合を対象として、水面変動の実験結果と計算結果とを比較する。

鉛直2次元断面内において、 $x=0$ に関して水平方向に対称な運動を考える。ある領域内で、底面が空間的に一様に隆起する。その隆起量 $b+h_0$ の時間変化を次式に従って与える。

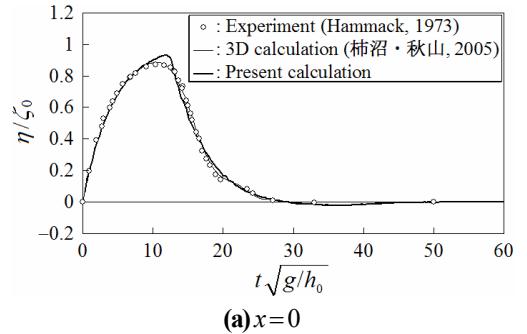
$$b+h_0 = \delta(1 - e^{-\alpha t}) \quad \text{when } t \geq 0 \quad (9)$$

ここで、 $\alpha > 0$ である。

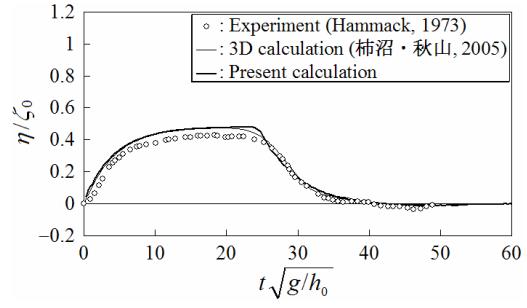
隆起部の x 軸方向の幅を $2B$ ($B = \text{const.}$) とし、初期状態における静水深を h_0 として、 $B/h_0 = 12.2$ とする。底面の相対永久変位 δ/h_0 、並びに、 $\zeta(t_c) = 2\zeta_0/3$ を満たす時刻 t_c を次式のように与えることにより、式(9)の底面の隆起量が定まる。

$$\delta/h_0 = 0.1 \quad \text{and} \quad t_c \sqrt{gh_0} / B = 0.39 \quad (10)$$

図2に、本数値モデルによる検証計算の結果を示す。ここで、水面変動について、Hammack²⁸⁾による実験結果と、本数値モデルにより得られる計算結果及び3次元数値モデル⁸⁾による計算結果とを比較している。ここで、 $x=0$ 及び B は、それぞれ、この隆起域の中央及び端部の位置に相当する。本モデルによる数値解析の格子間隔及び時間間隔は、十分に細かいことを確認している。出現した最高水位は、本モデルによる結果がやや過大に評価しており、その差は、実験値の最高水位に対して約5.1%である。こうした差は、本モデルに分散項が考慮されていないこと、そして、設定可能な計算格子間隔に下限があること等に起因するが、波源上の最高水位を5%程度過大評価する可能性があることは、津波高さを議論する際に注意する必要がある。また、ここでは、流体の粘性及び海面における摩擦を考慮していないが、こうした因子が水位の上昇にどのように関わるのかが明らかでなく、この点も、実際の現象と解析結果との違いになり得る。



(a) $x=0$



(b) $x=B$

図2 検証計算における水面変動の比較

5. 一定領域における継続時間の長い地変 (A形式) による津波の生成

計算対象領域を $0 \text{ km} \leq x \leq X$ とし、 x 軸方向の計算格子間隔を $\Delta x = 1 \text{ km}$ とする。また、計算時間間隔は、 $\Delta t = 0.5 \text{ s}$ とする。初期状態において、静水状態を仮定する。

図3において、初期静水深 h_0 を $4,000 \text{ m}$ 、または、 $1,000 \text{ m}$ とし、 $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ にある底面が $0 \leq t \leq \delta/W \text{ (s)}$ の間一定速度 $W \text{ (m/s)}$ で隆起して、永久変位 δ が 3 m 、または、 6 m となって停止する場合に生成する津波の数値解析を行なった。

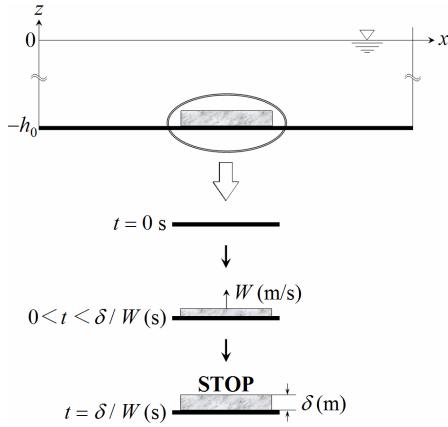


図3 底面の一部の領域の一様な隆起

津波が波源域外に伝播して、波形が安定した時刻における津波高さを η_{\max} で表わす。すなわち、 η_{\max} は、既に津波の形成過程を終えた、一つの向きに伝播中の津波の津波高さである。伝播津波の津波高さ η_{\max} と底面の隆起速度 W との関係を図4に示す。

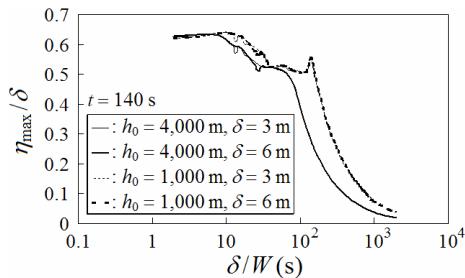


図4 波源域外に伝播して波形が安定した伝播津波の津波高さ η_{\max} と底面の隆起速度 W との関係

底面の隆起速度があまりにも遅いと、津波が生成しながら伝播するため、波源域から逃げて行く津波が底面隆起の作用を受けにくくなり、津波高さが抑制される。このように、底面の隆起速度 W が大きいほど、津波高さ η_{\max} が大きくなる傾向にあるが、ここで対象

とした場合においては、 $4 \text{ s} < \delta/W < 10 \text{ s}$ の範囲内で、 η_{\max} が最大値を示している。また、 $h_0 = 1,000 \text{ m}$ の場合に、 $\delta/W \approx 140 \text{ s}$ で、 η_{\max} がその周辺と比較的大きな差を持つ極大値を示しており、このような極大値は、 $h_0 = 4,000 \text{ m}$ の場合に見られない。これらの理由については、今のところ明確でないが、津波の形成過程における波動、または、流れを生成成分と伝播成分に分離して考えると、このうちの伝播成分が、波速に照らして相対的に幅の広い地変領域上で隆起を受け続け、津波を成長させるか、もしくは、水位減少を抑制するかも知れない。これに関しては、底面の隆起域の幅を変えた解析を行なって確かめる必要がある。

なお、底面の永久変位 δ が 3 m である場合と 6 m である場合を比較すると、他の条件が同一であれば、無次元津波高さ η_{\max}/δ と隆起時間 δ/W との関係においてあまり差がないことがわかる。

6. 場所を変えて多段階で起きる複数の地変 (B-1 形式) による津波の形成

(1) B-1 形式の地変の解析対象

地変領域が複数あり、それらにおける隆起が時間差を持って現れるとき、各地点における底面の変位よりも、津波高さが大きくなる可能性がある。それは、ある領域の底面隆起で生成された津波が伝播しているとき、その後に生じる底面隆起によってその津波が更に持ち上げられる場合である。

第1の地変の永久変位を δ_1 とすると、この地変による最高水位が $s_1 \delta_1$ となり、その後波源域外を伝播する津波の津波高さが $s_1 k_1 \delta_1$ となる。この津波高さを持つ津波が第2の底面隆起を受けるとき、第2の地変の永久変位を δ_2 とすると、最高水位が $(s_1 k_1 \delta_1 + s_2 \delta_2)$ となり、波源域から外に出た伝播津波の津波高さが $(s_1 k_1 \delta_1 + s_2 \delta_2) k_2$ となる。ここで、係数である s_i や k_i は、空間や時間に関して一定値と限ら

ず, 2次元伝播の場合には, 一様水深においても, 伝播津波の津波高さが津波の伝播に従って変化する.

津波高さに影響する地変領域数を I とするとき, 波源域外を伝播する津波の津波高さは, 次式で表わされる.

$$\eta = \sum_{i=1}^I \{s_i(k_i \cdot k_{i+1} \cdot k_{i+2} \cdot \dots \cdot k_I) \delta_i\} \quad (11)$$

第 i 断層によって盛り上がった水面は, 分離して伝播津波となるが, 伝播津波の津波高さは, 盛り上がった水面とその周囲の水面との水位差に依存し, 分離しにくい場合は, $k_i \sim 1.0$ といった係数が現れる.

式(11)において, $s_i(k_i \cdot k_{i+1} \cdot k_{i+2} \cdot \dots \cdot k_I)$ を簡単に σ_i と書くことになると, 伝播津波の津波高さは, 次式のように表わされる.

$$\eta = \sum_{i=1}^I (\sigma_i \delta_i) \quad (12)$$

津波高さは, $\sigma_i \delta_i > 0$ であるとき, 地変の段階数の増加について大きくなる.

ここでは, 次のような場合について, 形成される津波の解析を行ない, 多段階の地変による効果を調べる.

- (a) 1段階隆起
- (b) (a)の2/3の幅の1段階隆起
- (c) (a)の1/3の幅の1段階隆起
- (d) 連続して位置する (c) の幅の2領域が時間差を持って隆起する2段階隆起
- (e) 離れて位置する (c) の幅の2領域が時間差を持って隆起する2段階隆起
- (f) 連続して位置する (c) の幅の3領域が時間差を持って隆起する3段階隆起
- (g) 連続して位置する (c) の幅の2領域が同時に隆起及び沈降した後にそれぞれが

沈降及び隆起する2段階地変

これらすべての場合において, 初期静水深を 4,000 m とし, それぞれの段階における各領域内の地変は, 0.15 m/s, または, -0.15 m/s の一定速度で一様に生じ, 変位の絶対値が 3 m となったときに停止するものとする.

(a) では, 底面の $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起する.

(b) では, 底面の $40 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起する.

(c) では, 底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起する.

(d) では, 底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起し, その後, $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が 20 s 間隆起する.

(e) では, 底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起し, その後, $30 \text{ km} \leq x \leq 40 \text{ km}$ の部分が 20 s 間隆起する.

(f) では, 底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起し, その後, $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が 20 s 間隆起し, 更にその後, $30 \text{ km} \leq x < 40 \text{ km}$ の部分が 20 s 間隆起する.

(g) では, $t = 0 \sim 20 \text{ s}$ の間, 底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が隆起し, 同時に, $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が沈降し, その後の 20 s 間, $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の隆起部及び $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の沈降部がそれぞれ揺れ戻しのように沈降及び隆起し, 波源域の海底が元の地盤高さの平らな状態となる. 隆起域及び沈降域が互いに場所を交換する (g) の場合, 地変が発生する領域全体の場所が一定であるが, 隆起及び沈降のそれぞれが場所を変えて発生するという意味で, 地変領域に変化があるとして, これを B-1 形式に含めている.

多段階地変の場合と比較するために, 津波が 1段階地変のみを経験する (a), (b) 及び (c) の場合の, 津波が波源域外に伝播して波形が安定した時刻 $t=140 \text{ s}$ における伝播津波の水面形を 図5 に示す.

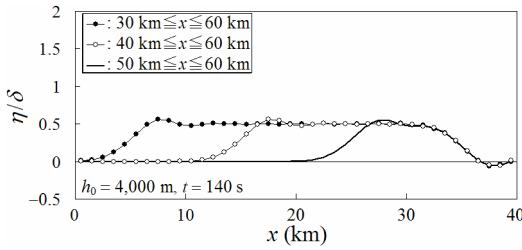


図5 30, 20 及び 10 km の幅の領域の底面が隆起したときの伝播津波の水面形（地変が1段階のみである(a), (b) 及び(c)の場合の計算結果を示す。）

(2) B-1 形式の (d) の地変によって形成される津波

津波が2段階地変を受ける(d)の場合の、時刻 $t=140$ sにおける伝播津波の水面形を図6に示す。

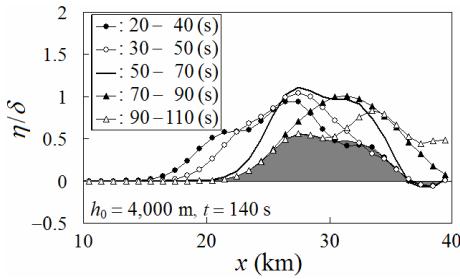


図6 隣接する2段階隆起の場合の伝播津波の水面形 ((d)の場合の第2段階の隆起の発生時刻毎に伝播津波の水面形を示す。灰色を付して示した水面形は、地変が1段階のみである(c)の場合の結果である。)

ここで、図中の灰色を付して示した水面形は、底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起した1段階のみの地変の場合の結果である。底面のこの部分が隆起した後、その隣接部が隆起する2段階の地変の場合には、第1の底面隆起で生成した津波が伝播中に第

2の底面隆起によって更に押し上げられ、そのタイミングによって津波の成長の度合いが異なる。20 s間にわたる第2の隆起の発生時刻を変えて調べた結果、図6のように、第2段階の隆起が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間に生じたときに津波が最も大きく成長し、津波高さ η_{\max} が、1段階のみの地変の場合の約2.0倍になっている。これを式(12)中の係数で表わせば、それぞれ、 $\sigma_1 \approx 0.56$ 及び $\sigma_2 \approx 0.55$ となる。

この、第2段階の隆起が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間に生じたときの、津波の水面形の時間変化を図7に示す。

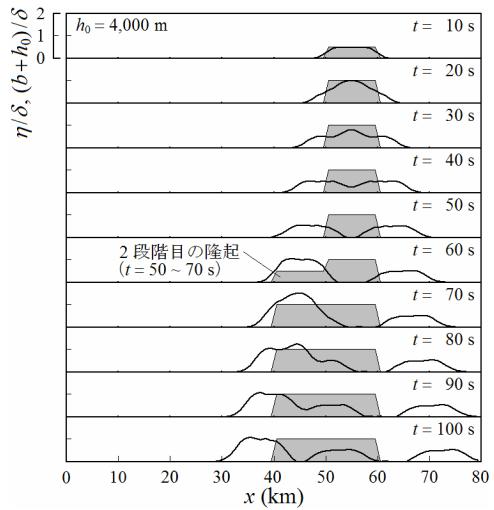


図7 隣接する2段階隆起の場合の伝播津波の水面形の時間変化 ((d)の場合の第2段階の隆起が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間に生じたときの水面形の時間変化を示す。灰色を付して示した部分は、初期状態からの底面の変位である。)

ここで、灰色を付した部分は、初期状態からの底面の変位である。すなわち、この部分の上面が、地変領域における時々刻々の底面形状を表わす。図7より、第2段階の底面隆起を経験することによって、伝播中の津波が成長する様子がわかる。なお、 x 軸の正の方向

に伝播する津波は、1段階の地変のみを経て得られるに過ぎない津波高さを有するのであるが、そうして生成された二つの峰が断続的に連なっていることは、特筆に値する。波源域の近辺において、断層の長軸を境にして、一方に大きな津波が現れ、他方に比較的低い津波が2波生じる場合には、このような、場所を変えて2段階で起きる地変が生じた可能性がある。

(3) B-1 形式の (e) の地変によって形成される津波

離れて位置する2領域の2段階地変である(e)の場合において、底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起し、 $30 \text{ km} \leq x \leq 40 \text{ km}$ の部分が $t=100 \sim 120 \text{ s}$ の間隆起するときの、時刻 $t=190 \text{ s}$ における伝播津波の水面形を図8に示す。

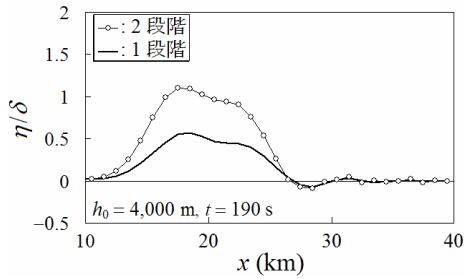


図8 離れて位置する2段階隆起の場合の伝播津波の水面形 (2段階の地変が生じる(e)の場合と、1段階隆起のみの(c)の場合の結果を比較している。)

第2段階の隆起を経験することによって、波源域外を伝播する伝播津波の津波高さ η_{\max} が、1段階のみの隆起を受ける場合の約1.9倍になっている。この(e)の場合の伝播津波の水面形は、(d)の場合で第2段階の隆起が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間に生じたときの水面形とほぼ一致する。

(4) B-1 形式の (f) の地変によって形成される津波

3段階の地変が生じる(f)の場合において、底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間隆起し、 $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間隆起した後、 $30 \text{ km} \leq x < 40 \text{ km}$ の部分が 20 s 間隆起するときの、時刻 $t=190 \text{ s}$ における伝播津波の水面形を図9に示す。

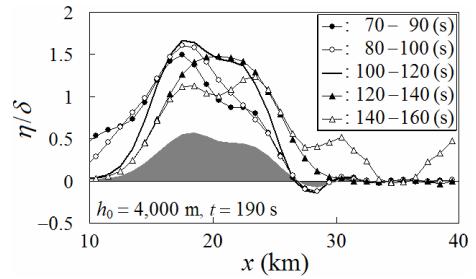


図9 3段階隆起の場合の伝播津波の水面形 (f) の場合の第3段階の隆起の発生時刻毎に伝播津波の水面形を示す。灰色を付して示した水面形は、地変が1段階のみである(c)の場合の結果である。)

図9によると、第3段階の隆起が $t=100 \sim 120 \text{ s}$ の間に生じたときに、津波が最も大きく成長し、波源域外を伝播する伝播津波の津波高さが、第1段階の隆起のみを受ける場合の約2.9倍に、第1段階と第2段階の隆起のみを受ける場合の約1.5倍になっている。この場合、式(12)において、 $\sigma_3 \approx 0.56$ となる。

(5) B-1 形式の (g) の地変によって形成される津波

また、(g)の場合において、 $t=0 \sim 20 \text{ s}$ の間、底面の $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が隆起し、同時に、 $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の部分が沈降し、その後、 $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の隆起部及び $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の沈降部がそれぞれ $t=50 \sim 70 \text{ s}$ の間、同時に沈降及び隆起し、波源域の海

底が元の地盤高さの平らな状態となるときの、時刻 $t=140$ s における伝播津波の水面形を図10に示す。

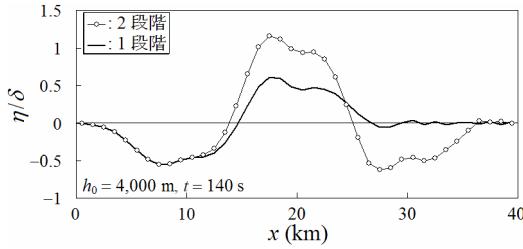


図10 同時に隆起及び沈降した隣接する二つの領域がそれぞれ沈降及び隆起して地盤高さが元に戻る2段階地変の場合の伝播津波の水面形（2段階の地変が生じる（g）の場合と、隣接する二つの領域が同時に隆起及び沈降する1段階地変のみの場合の結果を比較している。）

第2段階の地変を経ることによって、時刻 $t=140$ s に波源域外を伝播する伝播津波の津波高さ η_{\max} が、隣接する二つの領域が同時に隆起及び沈降する第1段階のみの地変を受ける場合の約1.9倍になっている。

また、図10の波形は、 x 軸の負の方向に進行するのであるが、成長した峰の後に、第2段階の沈降によって形成された第2の谷が追随している。

7. 異なる場所に連続的に進展する一つの地変（B-2形式）による津波の形成

断層の幅方向に地変が徐々に進む場合も、底面の永久変位よりも大きな津波が形成される可能性がある。津波が、底面隆起の進展側において、伝播しながら継続して地変の影響を受け、徐々に成長するからである。

いま、地変が、 $x=70$ km の地点から

$x=70-R$ (km) の地点まで、徐々に遅れて開始する場合を対象とする。ここで、 $R>0$ とし、地変が x 軸の負の方向に一定速度 R/τ (km/s) で進展していくとする。この τ は、地変が全幅 R だけ進むために要する進展時間である。また、各地点における地変は、一定速度 W (m/s) の隆起であり、底面の永久変位 δ が 3 m となって停止するものとする。初期状態における静水深は、 $h_0 = 4,000$ m で一様であるとする。

底面の隆起域の全幅 R が 20 km で、地変の進展時間 τ が 70 s であるときの、津波の形成過程における水面形の時間変化を図11に示す。

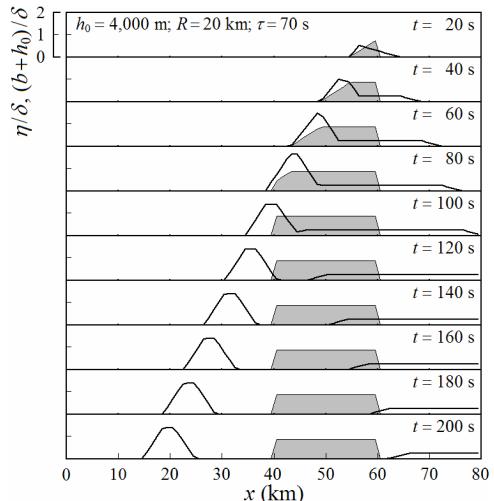


図11 底面の隆起域の全幅が $R=20$ km で地変の進展時間が $\tau=70$ s の場合の水面形の時間変化（灰色を付して示した部分は、初期状態からの底面の変位である。）

津波の前・後への分離が津波の生成と同時に進行している。その際、 x 軸の負の向きに進む津波は、その伝播を追い掛けるように底面の隆起域が移動するため、津波形成に対する底面隆起の効果が大きくなり、津波の成長

が著しい。

逆に、 x 軸の正の向きに進む水面波では、生成する波から底面の隆起部が逃げて行くので、津波の生成に関与する底面領域の幅が狭くなり、水位上昇があまり見られない。波の峰の長さは、非常に長くなっている。

底面の隆起域の全幅が $R=10, 20$ 及び 30 km であるときの、時刻 $t=190$ s における、波源域外に伝播して波形が安定した伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展時間 τ との関係をそれぞれ図12～14に示す。

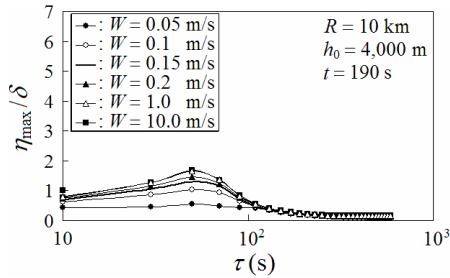


図12 流域域の全幅が $R=10$ km の場合の伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展に要する時間 τ との関係 (底面の隆起速度 W 毎に結果を示している。)

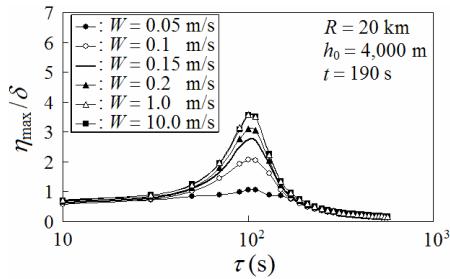


図13 流域域の全幅が $R=20$ km の場合の伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展に要する時間 τ との関係 (底面の隆起速度 W 毎に結果を示している。)

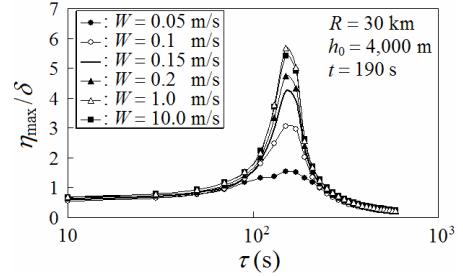


図14 流域域の全幅が $R=30$ km の場合の伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展に要する時間 τ との関係 (底面の隆起速度 W 毎に結果を示している。)

また、底面の隆起速度 W が 0.15 m/s である場合を対象として、図12～14の横軸を書き直すことにより、図15に示すような、時刻 $t=190$ s における伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展速度 R/τ との関係が得られる。

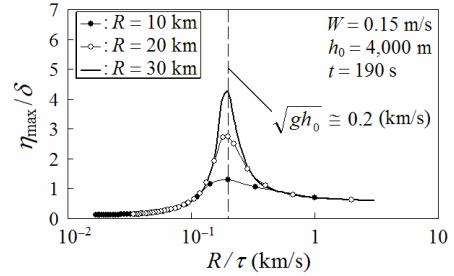


図15 底面の隆起速度が $W=0.15$ m/s の場合の伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展速度 R/τ との関係 (底面の隆起域の全幅 R 每に結果を示している。)

ここで、破線は、初期水深における水面波の長波の波速である約 0.2 km/s の値を示している。隆起域の全幅 R が $10, 20$ 及び 30 km のどの場合においても、地変の進展速度 R/τ が水面波の長波の波速の近傍にあるとき、地変の進展側で、津波の成長率が著しく高くなる。地盤の破壊速度 u_B が S 波の伝播速度 u_S の

7割程度あるとすると、 $u_S=3.0 \text{ km/s}$ のとき、 $u_B \approx 2.8 \text{ km/s}$ となり、地変の進展速度が $R/\tau \approx u_B$ ならば、B-2 形式に特徴的である大きな津波高さは、実際に現れ得ない。しかし、断層の滑り角が浅い場合や、地盤表層の構成物が塑性体であって F 形式の非弾性的な地変が生じるような場合には、弾性地盤内の破壊速度がこうした値であったとしても、底面に現れる地変の進展速度は、非常に遅くなる可能性がある。また、E 形式の海底地滑りにおける滑動や、海底下の堆積層内で水平方向にも徐々に広がるマグマによって、緩やかな進展速度を有する地変が現れるならば、B-2 形式の地変を想定して算出されたような大きな津波が形成される可能性がある。図14 は、 $\eta_{\max}/\delta \approx 5.7$ となるまでに成長した津波が出現する可能性を示しているが、このような大きな値を無視してよいと判断するには、議論を要するであろう。

図16 に、時刻 $t=190 \text{ s}$ における伝播津波の津波高さ η_{\max} と底面の隆起速度 W との関係を示す。ここで、底面の隆起域の全幅 R 毎に計算結果を示しており、地変の進展時間 τ は、各全幅 R に対して固定している。

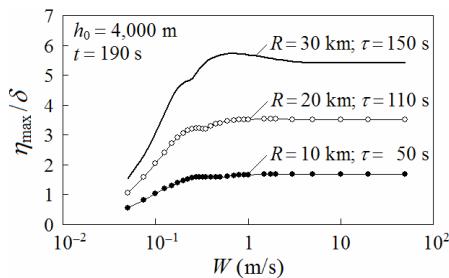


図16 伝播津波の津波高さ η_{\max} と底面の隆起速度 W との関係（底面の隆起域の全幅 R 毎に結果を示している。地変の進展時間 τ は、各全幅 R に対して固定している。）

底面の隆起速度 W が大きいほど、伝播津

波の津波高さ η_{\max} は、概ね増加する傾向にある。しかしながら、図16 をより詳しく見ると、 $\eta_{\max}-W$ 曲線は、 $R=10, 20$ 及び 30 km のそれぞれの場合に、 $W \approx 0.43, 0.31$ 及び 0.23 において勾配の最低値をとり、 W がより大きいと、 $R=10 \text{ km}$ の場合に単調に増加し、 $R=20$ 及び 30 km の場合に極大値が現れ、更に W が大きいと、 η_{\max}/δ は、 $R=10, 20$ 及び 30 km のそれぞれの場合に、約 $1.7, 3.5$ 及び 5.4 の値に漸近し、底面の隆起速度 W に依存しなくなる。断層運動による弾性論的な地変のみを考えると、実際に生じ得る底面の隆起速度は、ある範囲内に限られるが、それと異なる地盤活動、例えば、海底火山の爆発は、より高速の底面隆起を伴うかも知れず、地変領域が進展する結果、非常に大きな津波高さが現れる可能性がある。

以上のように、異なる場所に連続的に進展する地変によって津波が形成されるとき、伝播津波の津波高さ η_{\max} は、底面の隆起域の全幅 R 、地変が進展に要する時間 τ 及び隆起速度 W に依存する。

8.結論

津波地震による地変を津波形成過程における流体運動に着目して A ~ G の七つの形式に分類した。そして、そのうちの、一定領域における継続時間の長い地変（A 形式）及び場所を変えて起きる地変（B 形式）について地変形態を想定し、非線形浅水波モデルを適用して、それぞれの地変によって形成される津波の数値解析を行なった。

A 形式の地変を対象とした解析では、底面の隆起速度が遅いと、津波生成時の伝播によって津波高さが抑制されることが確かめられた。

B 形式の地変に関しては、場所を変えて 2, または、3 段階で起きる地変と、異なる場所に連続的に進展する地変とを対象とした解析を行なった。伝播中の津波は、その下方に現

れる底面隆起の発生時刻、隆起速度や、隆起域の進展速度に依存して成長し、底面の永久変位よりも大きな水面変動を得る可能性がある。ここで行なった解析では、想定した連続的に進展する地変によって、伝播津波の津波高さが底面の永久変位の約 5.7 倍になるまで津波が成長する場合があった。

本研究のように津波の形成過程を対象として海水の流体運動の解析を行なう意義の一つは、見過ごされてきた地変形態を導き出し、それが実際に起こり得る地変であるのか、そして、いかなる機構で発生するのかを新たな問題として問い合わせることにある。今後、ここで挙げた他の形態の地変をも対象として津波形成過程の数値解析を行ない、津波地震の解明に貢献したい。

参考文献

- 1) Kanamori, H.: Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 6, pp. 346-359, 1972.
- 2) 阿部勝征: 巨大地震と津波の大きさ, *科学*, Vol. 51, pp. 754-761, 1981.
- 3) 宇津徳治: 1885 年～1925 年の日本の地震活動, *地震研究所彙報*, 第 54 卷, pp. 253-308, 1979.
- 4) 羽鳥徳太郎: 岩手県沿岸における明治三陸津波(1896 年)資料の検討, *津波工学研究報告*, 第 12 号, pp. 59-65, 1995.
- 5) Pelayo, A. M. and Wiens, D. A.: Tsunami earthquakes: Slow-thrust faulting events in the accretionary wedge, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp. 15321-15337, 1992.
- 6) 桜井識人編: 三陸～房総沖津波地震, *月刊地球*, Vol. 25, pp. 337-405, 2003.
- 7) 阿部勝征: 津波地震に関する研究の現状, *津波工学研究報告*, 第 12 号, pp. 45-58, 1995.
- 8) 柿沼太郎, 秋山 実: 海底地形の変動に伴う津波発生過程の数値計算, *海岸工学論文集*, 第 52 卷, pp. 236-240, 2005.
- 9) 藤本浩介, 今村文彦: K/T-Impact による津波の発生, *海岸工学論文集*, 第 44 卷, pp. 315-319, 1997.
- 10) Satake, K. and Tanioka, Y.: Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 154, pp. 467-483, 1999.
- 11) 谷岡勇市郎, 佐竹健治: 津波地震はどこで起こるか 明治三陸津波から 100 年, *科学*, Vol. 66, pp. 574-581, 1996.
- 12) Kanamori, H., Ekstrom, G., Dziewonski, A., Barker, J.S. and Sipkin, S. A.: Seismic radiation by magma injection: An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, pp. 6511-6522, 1993.
- 13) 本間正作: 海底変動の進行において生ずる波(II), *験震時報*, 第 16 卷, 第 1 号, pp. 81-87, 1952.
- 14) Aida, I.: Numerical experiments for tsunamis caused by moving deformations of the sea bottom, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 47, pp. 849-862, 1969.
- 15) Fukao, Y.: Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches, *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, pp. 2303-2314, 1979.
- 16) Piddock, F. B.: The wave-problem of Cauchy and Poisson for finite depth and slightly compressible fluid, *Proc. Royal Society of London*, No. A 563, pp. 347-356, 1912.
- 17) Sezawa, K.: Formation of deep-water waves due to subaqueous shocks, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 6, pp. 19-46, 1929.
- 18) Kajiura, K.: Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 48, pp. 835-869, 1970.
- 19) 泉宮尊司, 阿部宏之: 海水の圧縮性と鉛直共鳴による海面変動の增幅メカニズム, *海岸工学論文集*, 第 43 卷, pp. 421-425, 1996.
- 20) 大町達夫, 築山 洋, 松本浩幸, 細川真利: 津波の発生・伝播と海底水圧変動との関連性, *海岸工学論文集*, 第 47 卷, pp. 361-365, 2000.
- 21) 柿沼太郎: 流体の密度を考慮した非線形波動方程式, *海岸工学論文集*, 第 49 卷, pp. 1-5, 2002.

- 22) Kanamori, H. and Kikuchi, M.: The 1992 Nicaragua earthquake: A slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, Vol. 361, pp. 714-716, 1993.
- 23) 松本智裕, 橋 和正, 今村文彦, 首藤伸夫: 土石流による津波発生・伝播モデルの開発, *海岸工学論文集*, 第 45 卷, pp. 346-350, 1998.
- 24) 喜岡 渉, 柏原謙爾, Hossain, Md. A., 猪垣智靖: 流動化した底質による湾水振動の制御について, *海岸工学論文集*, 第 44 卷, pp. 711-715, 1997.
- 25) Tanioka, Y. and Seno, T.: The sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, pp. 3389-3392, 2001.
- 26) 清川哲志, 稲田 裕: *Seaquakes の発生メカニズムについて*, *海岸工学論文集*, 第 36 卷, pp. 734-738, 1989.
- 27) 柿沼太郎: 海底の変動によって発生し伝播する表面波及び内部波の数値計算, *土木学会第 56 回年講概要集*, II, pp. 4-5, 2001.
- 28) Hammack, J. L.: A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth, *J. Fluid Mech.*, Vol. 60, pp. 769-799, 1973.