

急流河川を対象とした津波の河川遡上シミュレーション

The study of numerical simulation of tsunami propagation in steep stream river

工藤健太郎*・玉田崇**・安田浩保***

Kentaro Kudo, Takashi Tamada and Hiroyasu Yasuda

* 正会員 博(工) いであ株式会社 国土環境研究所水環境解析グループ 研究員 (〒224-0025 横浜市都筑区早渕 2-2-2)

** 正会員 工修 いであ株式会社 東京支社水圏グループ 技師 (〒105-0004 東京都港区新橋 6-17-19)

*** 正会員 博(工) (独) 土木研究所 寒地土木研究所寒地水圏研究グループ寒地河川チーム 研究員
(〒062-8602 札幌市豊平区平岸 1 条 3 丁目)

This study analyzed the extent of tsunami propagation and the behavior of tsunami water level into the river through the study of Mukawa River and Sarukawa River that face the Pacific Ocean. For the study of tsunami propagation into the river, tsunami runup form at the river mouth was necessary and 2-D non-linear long wave was applied in this study. For the analysis of tsunami propagation, the consideration of undular bore fission was necessary. 2-D analysis of dispersive waves of tsunami was favorable for this purpose, but it was not easy due to the limitations of computing situation. In this study, 1-D non-linear dispersive long wave model and 2-D non-linear long wave model was introduced by taking consideration of the applicability and the limitation of those models.

Key Words: undular bore, steep stream river, nonlinear dispersive long wave theory

1. はじめに

1.1 本研究の概要

我が国は四方を海に囲まれ、数百年周期で大規模な地震津波がたびたび発生して、その都度甚大な被害を被っている。沿岸、沿川には津波の来襲に伴うさまざまな危険性が内在しているが、特に 2003 年十勝沖地震を契機として、津波の河川遡上による危険性が認識されるようになった。

河川に侵入した津波は、伝播に伴い波頭部の前傾化が促進されると、非静水圧の効果により急激な水位上昇を生じ波状段波を形成する事がある。河川防災上の目的で河道内の津波の予測を実施するためには、実在の河川、すなわち流下方向に流況が変化する流れ場において波状段波の効果을適切に取り扱う必要がある。このことは、河床勾配が緩やかな河川については数値解析を通して明らかにされつつある¹⁾²⁾。その一方で、緩流河川と比べて相対的にフルード数が大きくなる急流河川においては、最長侵入距離が短くなることが容易に推測されるなどの理由で十分に現象が理解されているとは言い難い状況にある。最近になって、中村ら³⁾の水理実験などにより、急流の不等流場を遡上する波状段波の特性が徐々に明らかになっている。彼らは急流河川の流況に一致するフルード数が 0.4 を上回るような場合まで言及し、このような流況では静水時とは異

なる波高減衰メカニズムが存在することを示唆している。この研究を除き、実在する急流河川など高フルード数条件を対象とした波状段波の研究事例は殆ど見当たらないのが現状である。

本研究では、北海道の急流河川である鶴川・沙流川を対象として、津波の河川遡上の数値シミュレーションを試みた。震源海域から河口の津波の解析には平面二次元の非線形長波モデルを用い、河川に遡上した津波の解析には断面一次元の非線形分散波モデルを用いることとし、計算負荷を削減しつつ高解像度で河道部の波状段波を計算する手法の妥当性について検討した。

1.2 対象河川の概要

本研究の対象は、鶴川、沙流川における河口～10km の区間である(図-1 参照)。鶴川・沙流川は太平洋に面する急流河川であり、河床勾配はそれぞれ約 1/1000, 1/700 程度、解析対象区間の平水時のフルード数はおよそ 0.2～0.4 である。2003 年十勝沖地震においては、図中の水位観測所において、津波遡上と思われる水位変動が観測された。

2. 数値モデル

2.1 断面一次元の非線形分散波の基礎方程式

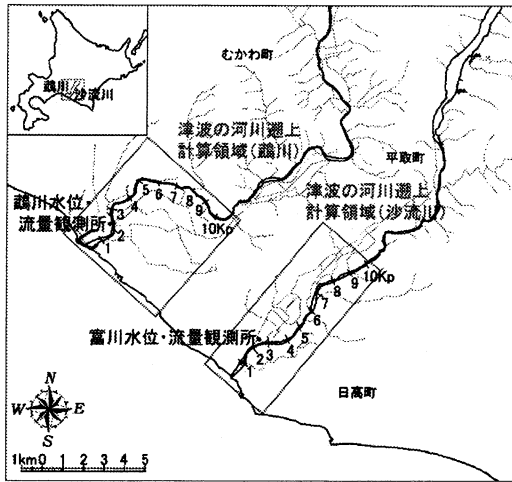


図-1 本研究の対象河川

波状段波は、波形を急峻にする効果（非線形効果）と波形を主に後方になだらかにする効果（分散効果）によって発生する波動現象である。波状段波周辺、特に波頭部における水粒子の運動に着目すると、水粒子に作用する重力加速度に比べて鉛直方向の加速度が無視できず、静水圧近似が成り立たない。そのため、波状段波は静水圧近似を用いて導かれる浅水理論式では表現できず、少なくとも非線形分散波理論式によって表現する必要がある。

本研究の目的は、鵜川・沙流川の河道内を遡上する津波の遡上範囲および河川水位（津波高）を検討することであるが、河道内に津波が侵入した場合に波状段波が発生する事が想定される。実際に、2003年9月26日に発生した十勝沖地震においては、十勝川に侵入した津波が波長10～25mの分散波列を伴いつつ河川を遡上する様子が確認されている。このような現象を浅水理論式により解析すると、河道内の津波高を過小評価する可能性が高い。例えば、2003年十勝沖地震津波の十勝川の再現計算¹⁾では、分散波列により15%程度の水位上昇が7～8km程度にわたり生じたことが示されているほか、分散波列が十分に発達した水理実験を浅水理論式に基づき再現計算すると、最大水位が50%程度もの過小評価となることが示されている⁴⁾。

そこで、本研究では、非線形分散波理論の方程式をStaggered Leap-frog法によって差分化して津波の伝播計算を実施する事とした。運動方程式の移流項は三次精度風上差分とし、分散項とあわせてThomas法（TDMA：三重対角行列解法）により陰的に計算した。基礎方程式は、安田ら²⁾の解析と同様に、アーセル数を1のオーダーとしたときに、静水深を h として、

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{h^2}{3} \frac{\partial^3 q}{\partial t \partial x^2} - \frac{C_f}{D^2} |q| q \quad (1)$$

として導かれる積分されたPeregrineの式³⁾を基本とした。(1)式に対して、河道断面への適用を考えて積分を施し、また分散項の係数に一般断面における平均的な水深を意味する径深を用いると、基礎方程式は以下ようになる²⁾。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{R^2}{3} \frac{\partial^3 Q}{\partial t \partial x^2} - \frac{C_f}{AD} |Q| Q \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

ここで、 q ：単位幅流量、 Q ：河川流量、 η ：水位、 A ：河道断面積、 B ：水面幅、 D ：全水深、 R ：径深、 g ：重力加速度（ $=9.8\text{m/s}^2$ ）である。河床による摩擦の効果は、河床抵抗係数 C_f により考慮する。なお、分散項の水深（径深 R ）は、元々の式では平均水位を意味する。そこで、径深 R および水位 η の初期条件については、初期流量および下流端水位をもとに不等流計算を別途実施し、その結果を与えた。

本モデルにおいて、河床抵抗係数 C_f は以下のように表現できる。

$$C_f = \frac{1}{\phi^2} = \frac{u_*^2}{U^2} \quad (4)$$

ここで、 ϕ ：流速係数、 U ：平均流速、 u_* ：河床摩擦速度である。流速係数 ϕ は粗面水路における対数則から導かれ、河床形態によって無次元掃流力 $\tau_* (= \tau / \rho g d, s \approx 1.65, d$ ：土粒子粒径（一般に60%粒径 d_{60} ））との関係が変化する性質がある⁹⁾。鵜川・沙流川においては、平時時には河床形態は移動なしの平坦河床であるものと仮定すると、流速係数 ϕ は次式で表せる。

$$\phi = 6.0 + 5.75 \log_{10} \frac{R}{2.5d} \quad (5)$$

2.2 河道地形のモデリング

河道部の地形条件は、鵜川・沙流川それぞれの平成18年度定期横断測量成果を利用し、これをもとに設定した（図-2、図-3参照）。なお、図-2、図-3においては、河道幅は平時・潮位0m時の水面幅として算出している。海域の地形条件は、内閣府中央防災会議⁷⁾における地形条件を利用した。また、河口部の地形については、平成15年～平成18年の河口部測量成果を入手し、その中から河口砂州が最もフラッシュされた地形（平成15年8月）を抽出し、この地形を与えた。

河床の土粒子径は、平成18年度の河床材料調査結果に基づいて与えた。なお、それぞれの河道の河床材料は、60%粒径でおよそ5～15mmであった。

2003年十勝沖地震の例によれば、河道内の波状段波の波長は十勝川の場合で10～25m前後であった¹⁾。この事例を参考とすると、鵜川・沙流川においても、波状段波の波長は短く見積もると10m程度であると想定される。一般に、波動の数値計算を行う場合、空間刻みは大きくとも波長の1/10程度は必要である。また、一定の精度が確保できる最小格子幅は、深海域で波長の1/20程度、浅海域で波長の1/100程度とされている⁸⁾。しかし、鵜川・沙流川で発生する波状段波の波長を10mとすると、1格子あたり

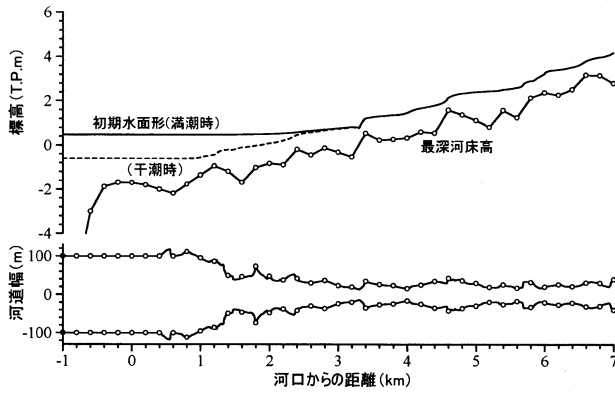


図-2 鶴川の河道条件

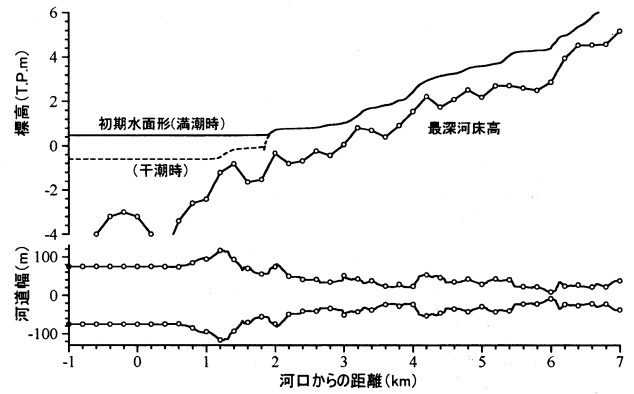


図-3 沙流川の河道条件

の格子幅は 0.1m となり、それにあわせて計算の時間間隔もさらに短く設定する必要がある。

一方、実河川を対象とした場合、現在の計算機の能力としては、一次元断面モデルであっても計算格子数は数万メッシュ、空間刻みは小さくとも 1m 程度が限界である。むしろ、本検討を適切かつ効率的に実施するためには、まず計算対象領域を絞り込むことにより計算負荷を減らし、その分多数の検討ケースを設定するほうが得策と思われる。

2.3 砕波モデルの設定

後述のとおり、本研究では砕波モデルを導入し、砕波指標については以下の通り設定した。まず、実際の検討に先立ち、2.1 で述べたスキームを使用してテストランを実施したところ、計算が発散する場合がある事が分かった。その直接的な原因は、津波先端部において波状段波が発生した後に、波状段波の先端の波が河道断面の急縮および波形曲率の効果により波高が増大し、同時にこの波の伝播速度も増大する現象が発生する場合があり、この波が時間的に成長することで波高水深比あるいは流速（水粒子速度）波速比が過大となり、最終的には計算の安定条件が満たされなくなったためである。

現状ではこのような波動現象における砕波指標については明確にされていないものの、波高増大した波はいつか砕波するものと仮定し、本研究では、一次元非線形分散波モデルに砕波モデルを組み込む事とした。既往の浅水域の津波解析モデルの砕波モデルにならない、一般的な砕波モデルであるエネルギー散逸を運動量の拡散として記述すると、運動方程式は次式のようになる。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{R^2}{3} \frac{\partial^3 Q}{\partial t \partial x^2} - \frac{C_f}{AD} |Q| Q + \nu \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (6)$$

ここで、 ν ：砕波減衰項の渦動粘性係数である。砕波減衰項の渦動粘性係数は、岩瀬ら⁹⁾の研究を参考に以下のように設定した。

$$\nu = 0.23 \sqrt{gD\eta} \cdot \left| \frac{x - x_a}{x_p - x_a} \right| \quad (7)$$

ここで、 ν ：座標 x における渦動粘性係数、 x_p ：波峰点の座標、 x_a ：波谷点の座標である。数値計算における砕波判定は、波高水深比と流速波速比のどちらかが砕波限界を超えた場合に砕波が生じるものとした。

波高水深比に関する砕波限界は、岩瀬ら⁹⁾の研究を参考に予備計算を実施し、その結果から以下のように設定した。なお、予備計算の内容については後述する。

$$\frac{H_b}{h} > 0.83 \quad (8)$$

ここで、 H_b ：砕波点における波高、 h ：静水深である。

一方、流速波速比により砕波判定を行う場合には、流速（＝水面の水粒子の速度 u_s ）と波速 C を計算する必要がある。まず、水粒子の速度は、断面平均流速 U （＝ Q/A ）を用いて、次式のように表される。

$$u_s = U - \frac{D^2}{3} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \quad (9)$$

また、波速 C は、孤立波の波速として次式で与えられる。

$$C = \sqrt{gh} \left(1 + \frac{\eta}{2h} \right) \quad (10)$$

岩瀬らの研究によれば、数値計算上の波高水深比（ H_b/h ）と流速波速比（ u_s/C ）の間には、次式の関係がある。

$$\frac{u_s}{C} = 0.71 \frac{H_b}{h} \quad (11)$$

岩瀬らの実験により得られた砕波点の波高水深比（＝0.83）をこの式に代入すると、砕波点の流速波速比は 0.59 となる。

$$\frac{u_s}{C} > 0.59 \quad (12)$$

しかし、この論文でも述べられている通り、この波高水深比と流速波速比の関係は、水平床を伝播するソリトン分裂波を対象としているため、本研究のような河床勾配が変化する場合にはそのまま適用できない可能性がある。不等流場を遡上する波状段波の実験として中村ら³⁾の研究があり、波頂部においてわずかに砕波することや、その後は連続した波面を自律的に復元するなどの興味深い現象が観察されているが、砕波の発生条件については明かな指標が

得られていない。そこで、本研究における砕波判定としては、波高水深比と流速波速比のどちらかが砕波限界を超えた場合に砕波が生じると仮定し、予備計算により砕波限界を設定することとした。

2.4 予備計算

計算対象区間の検討、計算格子の縦断方向の分割間隔、砕波モデルのパラメータを検討するための予備計算を以下の通り実施した。

予備計算は鵜川を対象とし、河口沖10kmから上流10kmまでの合計20kmの区間について、上流端には平水流量(23.45 m³/s)、下流端には津波高2m、周期20分の正弦波を与え、また平均潮位はT.P.0.5mに設定した。計算格子間隔は1mとし、タイムステップは計算の安定性を考慮して0.01sとした。砕波限界の波高水深比、流速波速比は、暫定的に $H_b/h = 0.8$ 、 $u_b/C = 0.6$ に設定した。なお、鵜川・沙流川における高水敷の標高は、河口付近を除いて平水時の水面位置より2~3m高く、本研究において想定している津波の波高程度であるため、計算の安定性を考慮して低水路のみを計算対象とする事とした。

上述の計算条件における予備計算結果(鵜川)を図-4に示す。予備計算の結果、沖合から入射された津波は徐々に浅水変形していくが、波の分散は河口沖0.5km地点付近(水深約3m)において発生している事が確認された。また、津波は最大で6km付近まで遡上する可能性がある事が分かった。同様の検討を沙流川に対して実施したが、津波の遡上距離は同じく6km以下である事が分かった。

以上の検討から、下流側・上流側の境界条件設定位置はそれぞれ若干の余裕を見て河口沖1km(水深約8m)および河口より7km地点とし、合計8kmを計算対象区間とした。また、この予備計算の結果、鵜川・沙流川で発生する波状段波の波長はおおよそ10m程度であり、1mの格子間隔でも波状段波が表現可能である事が確認された。

次に、砕波条件の波高水深比、流速波速比をそれぞれ0.1ずつ変化させ、鵜川観測所地点における津波波形の変化を確認した。なお、平均潮位は、十勝沖地震津波の第1波到達時を想定し、干潮位(T.P.-0.6m)に設定した。予備計算の結果、砕波限界を設定しない(砕波しない)場合には、段波先端の波が急成長し計算が破綻する場合があったが、逆に砕波指標を岩瀬らの値より小さくした場合では、砕波指標を変化させても津波波形の計算結果に大きな差異は見られなかった。そこで、本研究においては、砕波限界の波高水深比、流速波速比を岩瀬らの定数に設定した。

2.5 境界条件の設定

河道部における津波遡上計算においては、上流端には河川流量の時系列を与えた(鵜川:約43m³/s、沙流川:約54m³/s)。下流端条件は、以下に示す平面二次元の非線形長波モデルにより、海域を伝播する津波のシミュレーションを実施し、その結果を強制潮位として与えた。

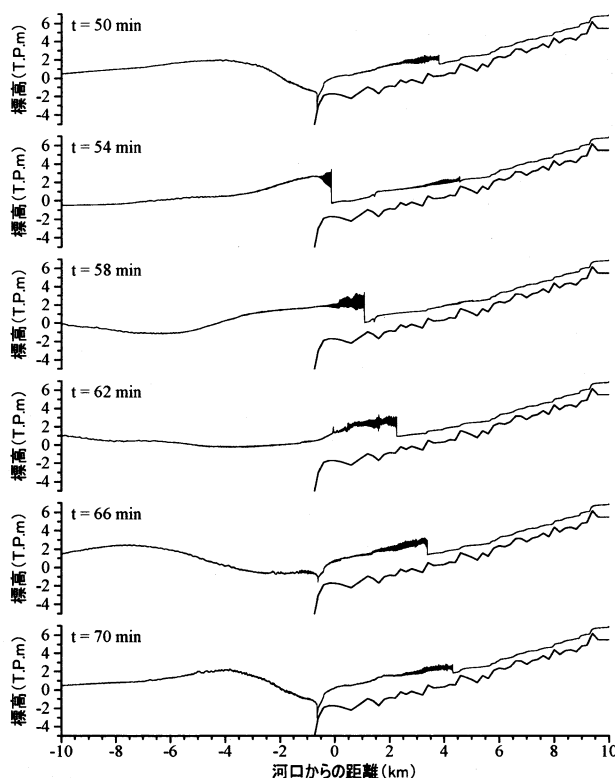


図-4 予備計算結果(鵜川)

(1) 平面二次元の非線形長波モデルの基礎方程式

海域部における津波の伝播計算においては、波源モデルはMansinha and Smylieの断層モデル¹⁰⁾を用い、海域部の津波の伝播は、非線形長波理論をStaggered Leap-frog法によって差分化し計算を行った。また、数値計算の安定条件として、C.F.L条件に基づいて計算格子間隔 Δs から時間間隔 Δt を設定した。

地形条件は、内閣府中央防災会議⁷⁾における地形条件を利用した。波源域から鵜川・沙流川の河口部までの計算メッシュ分割においては、中央防災会議の地形条件に準じて、ネステッドグリッド(計算格子間隔1,350→450m→150m→50m)を用いた。なお、後述する予測計算においては、海域の平面二次元計算においても河道部の地形を設定し(25m→12.5m)、断面一次元非線形分散波モデルによる計算結果との比較を行う事とした。

(2) 断層パラメータの設定

モデルの精度検証として、2003年十勝沖地震の再現を実施した。この地震の断層パラメータについては、幾つかの研究機関(例えば、東北大学¹¹⁾、東京大学¹²⁾、秋田大学¹³⁾)が検討し、それぞれ文献およびインターネットで公表されている。表-1には、既往文献等において発表されている2003年十勝沖地震の断層パラメータについて整理したものを示す。予備計算の結果、苫小牧港~襟裳岬間の痕跡津波水位¹⁴⁾の再現性が最も良好であったのは、東北大学が公表しているパラメータであったが、到達津波高自体はやや過小評価となっていた。そこで、モデルの精度検証に

おいては、東北大学が公表しているパラメータを基本断層パラメータとしたうえで、滑り量のみ東京大学の値を採用した断層パラメータを設定することとした。

潮位については、痕跡津波高と比較するため、W.L.=T.P.0mを設定した。海底面における粗度係数には、一般的なマンニングの粗度係数である $n=0.025$ （一定）を与えた。計算時間（再現時間）は、計算対象地域における津波氾濫が概ね収束するまでとし、鶴川水位観測所の水位データも考慮して、地震が発生してから12時間後までの計算を実施することとした。

(3) 鶴川・沙流川河口の津波波形の再現結果

2003年十勝沖地震における、苫小牧港～襟裳岬間の痕跡津波水位と、計算津波水位との比較図を図-5に示す。また、苫小牧沖における津波高の実測値¹⁵⁾と計算値との比較を図-6に示す。なお、文献14)においては、津波遡上高認定の根拠を“浮遊物”、“目撃証言”、“建造物痕跡”、“海岸痕跡”、“その他”の5つに分類しているが、データの中で信頼度が落ちると考えられるものは、別枠として信頼度の低い測定として位置づけられている。このことを踏まえ、本研究においても、信頼度の低いデータについては検証の対象から除外することとした。

図-5によると、襟裳岬～絵笛川間で計算結果が痕跡津波高を若干下回っているが、その他の地点では両者の値は概ね一致しており、特に、本研究の対象範囲である鶴川および沙流川周辺の地点では誤差が少ないことが分かる。

また、津波痕跡高と計算値の空間的な適合度を確認するために、幾何平均 K および幾何標準偏差 κ による検証⁸⁾を実施した。文献8)によれば、 K 値が0.8～1.2程度、 κ が1.6以下となる場合に計算結果が妥当であると判断されるが、図-5の計算結果においては、 $K=1.07$ 、 $\kappa=1.17$ であり、上述の指標を満足する結果が得られた。ただし、図-6によれば、苫小牧沖の地点（水深約50m）においては、地震発生約3時間後から実測津波波形と計算結果の津波高や津波の位相にずれが見られる結果となった。これらの津波は、津軽海峡～襟裳岬間の海域を反射して到達した津波と考えられ、海域の地形データの解像度不足によりこのような相違が発生したものと思われる。

以上の結果、平面二次元の非線形長波モデルにより2003年十勝沖地震の痕跡値自体は良好に再現されていることから、海域での計算については分散項を考慮する必要のない地形および波源であり、本研究で構築した海域部のモデルはおおむね妥当であると考えられる。そこで、海域の津波伝播計算の結果を基に、河道部の一次元津波遡上計算の下流端条件を設定した（図-7参照）。なお、海域の津波伝播精算の結果は、潮位ゼロとして計算された津波であるので、これに苫小牧港の推算潮位を重ね合わせて下流端水位の時系列を作成した。ただし、次節以降の津波の河川遡上の解析にあたっては、時間帯によって個々の津波波形に実測値とのずれがあることに留意する必要がある。

表-1 2003年十勝沖地震の断層パラメータ

	東北大学	東京大学	秋田大学
N(°)	42.05	42.05	42.148
E(°)	144.64	144.64	144.65
断層長さ(km)	92	92	80
断層幅(km)	90	90	80
走向(°)	230	241	210
傾斜角(°)	23	23	17
滑り角(°)	114	124	91
滑り量(m)	4.1	4.84	3.6
深さ(km)	15.7	15.7	0

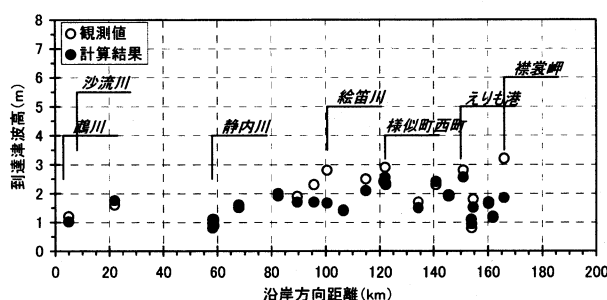


図-5 痕跡津波水位と計算津波水位の比較図

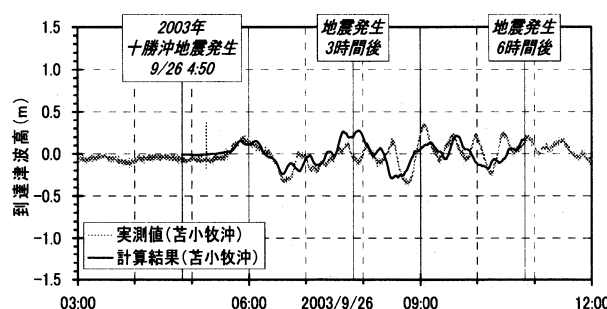


図-6 苫小牧沖における津波高の実測値と計算値の比較

2.6 再現性の検証

検証の対象とした実測データは、鶴川水位観測所（鶴川2.5km）と富川水位観測所（沙流川2.7km）の2地点とした。それぞれの水位観測所における、2003年十勝沖地震発生前後の水位記録（10分間隔で計測）を図-8に示す。また、この地震に対する計算結果として、当該水位観測所の位置における津波高を図-10に示す。鶴川、沙流川流域においては、9月25日から26日にかけてまとまった降雨があり（鶴川の雨量で合計37mm）、そのため25日深夜から両河川において水位が上昇している。

なお、沙流川については、2003年十勝沖地震発生の前月、8月9日深夜から10日未明にかけて、台風10号の接近に伴う記録的豪雨により、計画高水流量を上回る既往最大洪水が発生した（H15流量年表によれば、平取観測所において、計画流量5000m³/sを上回る5120.73m³/sの流量を記録）。この出水後、富川水位観測所においては水位の応

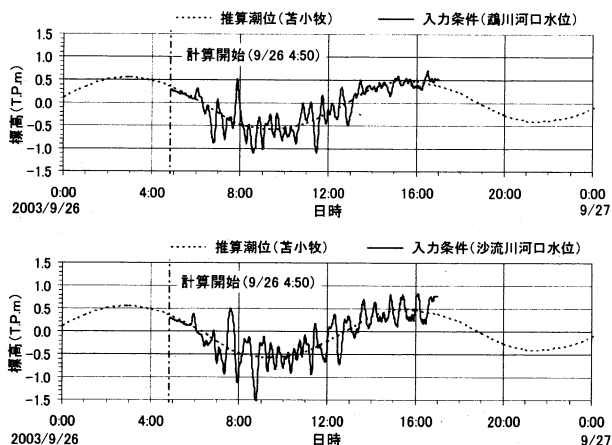


図-7 鵜川・沙流川の境界条件（下流端水位）

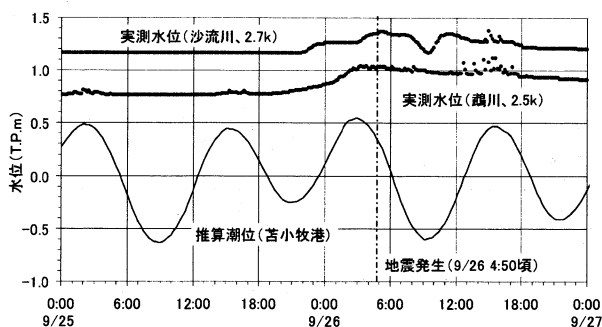


図-8 2003 年十勝沖地震発生時前後の水位記録

答性が悪化し、津波波形のような短時間に水位変化する現象を十分に捉えられなくなっている可能性がある。そこで、本研究では、実測の水位観測データ記録においてより顕著に、2003 年十勝沖地震の記録が読取れる鵜川水位観測所を対象としてモデルの再現性を検証する。

鵜川水位観測所の水位記録から、干潮時のために微少であるがまず地震発生（4:50 頃、計算開始時刻）から約 3 時間後（8:00 頃）、つぎに約 8 時間後（13:00 頃）の満潮時と重なった時刻にこの地点まで津波が到達したことを読みとることができる。また、地震発生前においても、満潮と重なる時刻には若干の水位変化が見られるが、これは鵜川河口の波浪が河道内を遡上しているためと思われる。

一方、実績水位記録では、2003 年 9 月 26 日 14:50 に最大津波高（約 25cm）を記録しているのに対して、計算結果（図-9 参照）での 15:10 過ぎの津波水位も 25cm 程度に達していることがわかる。計算結果において 8:04 頃に波高 40cm 程度の津波が侵入している（観測結果では 8:10 頃に数 cm 程度の水位変化）が、この水位変化は、海域の計算結果（図-7 参照）において 7:50 頃に見られる津波が遡上したものと考えられる。この点を除けば、満潮時の最大津波高はおおむね一致しており、本モデルによる津波遡上の再現性は良好といえる。また、図-10 に、鵜川における津波波形計算結果の一例を示すが、河道部における波状段波も安田らの数値解²⁾と良く似ており、計算が不安定あるいは発散している様子は見られない。以上から、河道

表-2 鵜川・沙流川の流量

	豊水流量	平水流量	低水流量
鵜川	45.97 m ³ /s	23.45 m ³ /s	12.96 m ³ /s
沙流川	62.27 m ³ /s	36.00 m ³ /s	20.48 m ³ /s

部における津波解析モデルはおおむね妥当といえる。

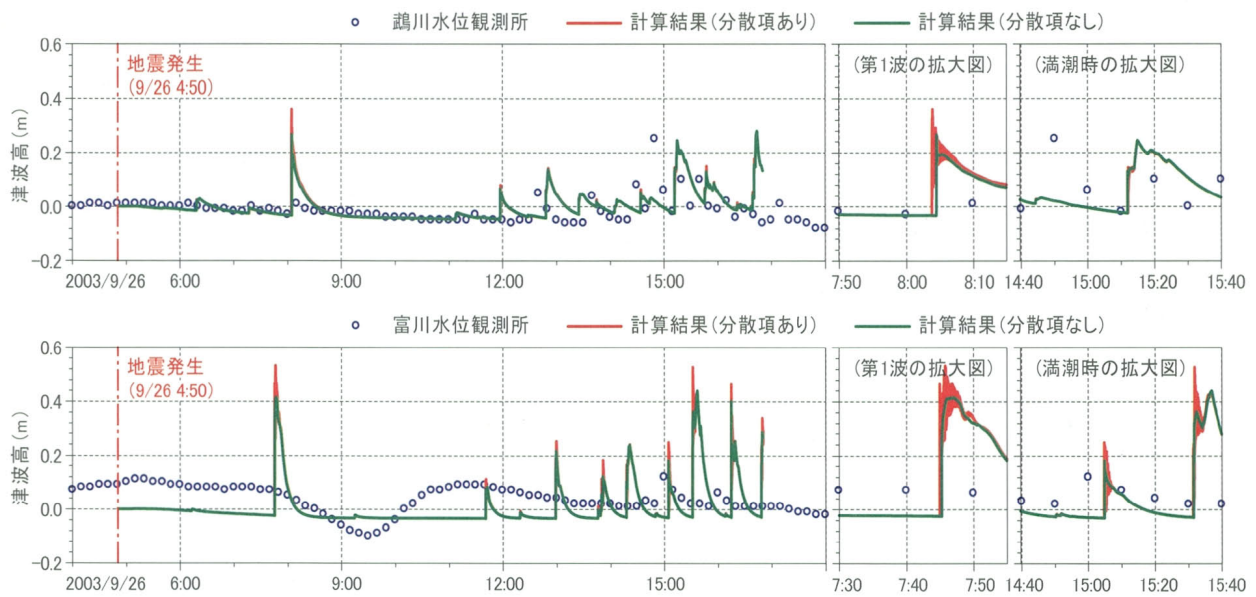
さらに、図-11 には、計算により得られた河道内の最大津波水位縦断面図を示す。図-12 には、波数分散の影響による津波高とその増大率（分散項を考慮した場合の最大津波高を、分散項を考慮しない場合の最大津波高で除した値）の計算結果を示す。これらの結果によれば、波状段波を考慮した場合（分散項あり）と考慮しない場合（分散項なし）の違いは、主に津波遡上上限から下流 1~2km の範囲に見られる。これは、河道に侵入した波状段波が、ある地点を境に波高増大を発生することを意味している（分散項なしの場合は、計算上波数分散現象は発生しないため、物理的な波高増大も生じない）。図-2、図-3 に示した鵜川・沙流川の河道幅と見比べると、波高増大が発生する箇所は河道幅が狭くなる場所に相当するようである。よって、図-12 に示した津波高差分の分布、および津波高増大率の分布は河道地形の影響を強く受けていると考えられる。現況再現計算においては、波頭部の津波高増大率は約 1.3~1.5 程度、津波高の増分は 0.2~0.5m 程度であった。

3. 津波の河川遡上予測の試み

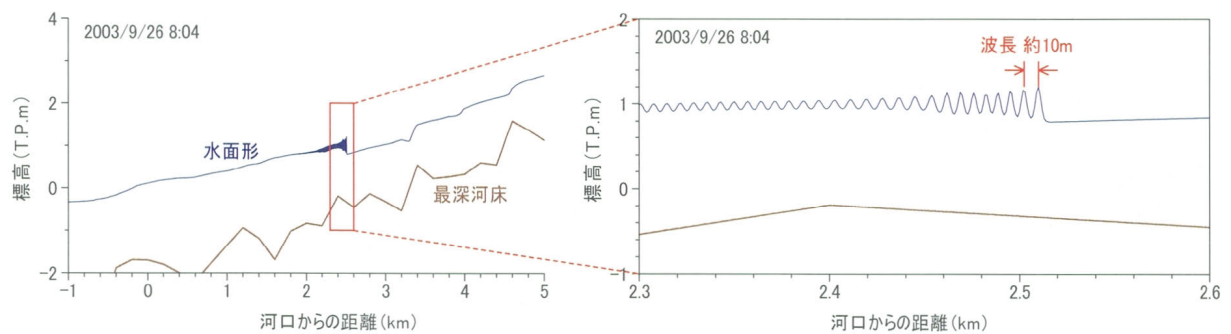
3.1 計算対象地震と計算条件

第 2 章で構築したモデルを用い、将来発生すると予測されている地震について、鵜川・沙流川の津波河川遡上の予測を試みた。想定する地震は、内閣府中央防災会議資料⁷⁾において、鵜川・沙流川沿岸における津波高が大きくなる「500 年間隔地震」、「三陸沖北部の地震」、「明治三陸沖の地震」の 3 ケースとし、それぞれの地震の断層パラメータも中央防災会議資料に準じて設定した。さらに、海域の平面二次元の計算については、河道部についてもメッシュ分割を行い（25m→12.5m）、断面一次元非線形分散波モデルによる計算結果との比較を行う事とした。

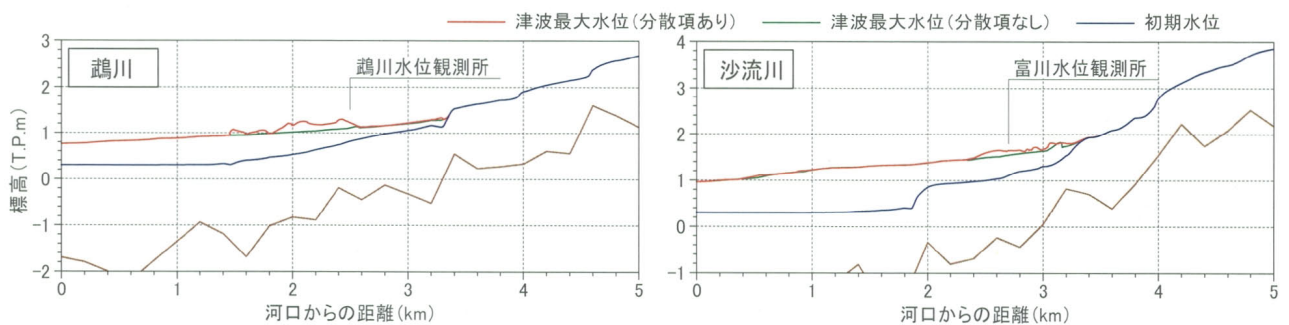
また、第 2 章の結果によれば、津波の河川遡上は海域の潮位の影響を強く受け、特に満潮時には津波の河川遡上が顕著になる。そこで、本章の予測計算においては、海域の潮位に朔望平均満潮位（苫小牧東港：H.W.L. = T.P.+0.803m）を設定することとした。河口砂州についても、津波が遡上しやすい条件、すなわち砂州がフラッシュされた状態を仮定した。河川流量は、海域部の津波伝播計算時には平水流量を、河道内の津波遡上計算では豊水、平水、低水流量の 3 ケースを検討した（表-2 参照）。なお、流量は近年 10 年間（平成 9 年～平成 18 年）の流量を基に算定した。計算時間（再現時間）は、計算対象地域における津波氾濫が概ね収束するまでの 8 時間とした。



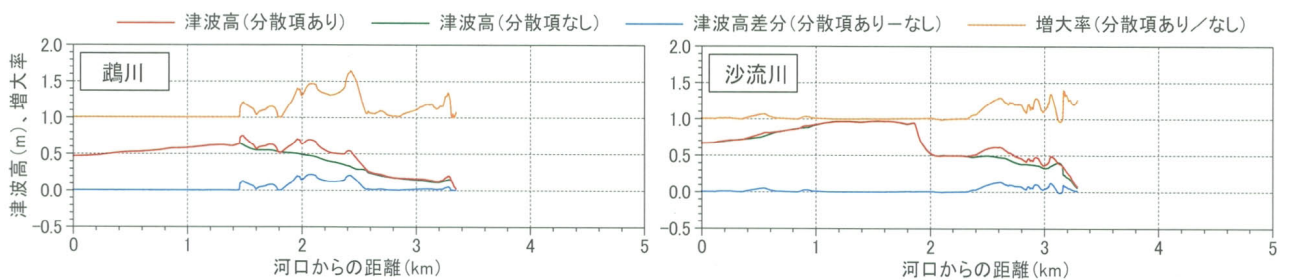
図－9 水位観測所における津波高の比較（2003 年十勝沖地震，上：鷗川，下：沙流川）



図－10 河道内津波波形（例：鷗川，分散項あり）



図－11 最大津波水位縦断面図（2003 年十勝沖地震）



図－12 波数分散の有無による津波高の相違（2003 年十勝沖地震）

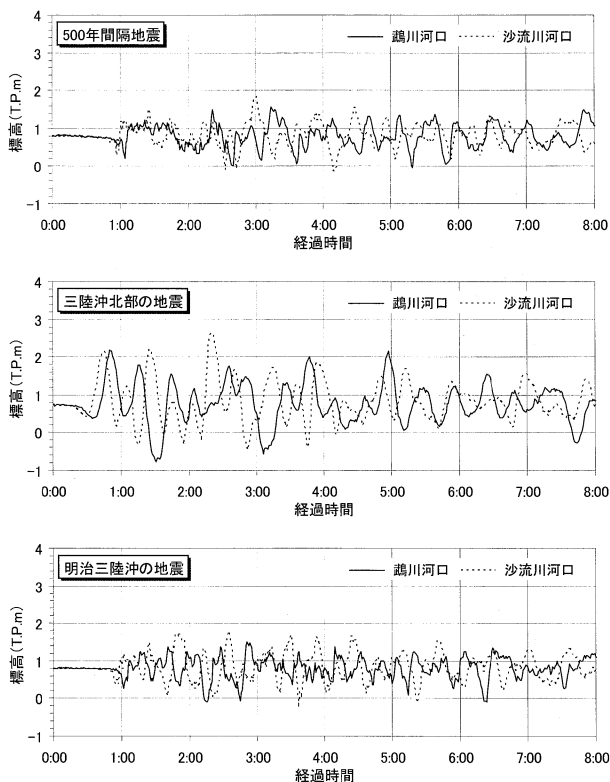


図-13 各地震における河口部での津波波形

3.2 河口津波高の予測計算結果

平面二次元の非線形長波モデルによる、鵜川および沙流川河口地点での津波水位計算結果の時系列を図-13に示す。図-13によれば、鵜川・沙流川それぞれにおいて、最も津波高が高くなる地震は三陸沖北部の地震である事が分かる。最大津波高は、鵜川で T.P.+2.2m、沙流川で T.P.+2.6m となった。なお、いずれの地震においても沙流川河口の最大津波高のほうが鵜川のそれよりも高くなっているが、これは鵜川・沙流川それぞれの河口付近の地形の影響であると考えられる。

3.3 河川を遡上する津波の予測計算結果

前節の結果を踏まえ、最も津波高が高くなる三陸沖北部の地震を対象として、河道内の津波遡上の予測を行った。

河道内の最大津波水位予測結果を図-14に、波数分散の影響による津波高とその増大率（分散項を考慮した場合の最大津波高を、分散項を考慮しない場合の最大津波高で除した値）の計算結果を図-15に示す。鵜川においては河口 1.5km より上流の区間で、波数分散を考慮した場合の水位のほうが、その影響を考慮しない場合に比して、最大で約 50cm 程度水位が高くなることが分かった。ただし、両者の違いが顕著となるのは、河口から 3km 地点より上流の区間であった。沙流川においては、河口 0.5km より上流の区間で、波数分散を考慮した場合の水位のほうが、最大で約 70cm 程度水位が高くなることが分かった。津波高増大率としては、鵜川・沙流川ともに、津波が到達する先端部から約 1.5km の区間で大きくなることが分かった。既

に安田ら⁹⁾が実施している十勝川のような河床勾配が比較的緩やかな河川と比べ、鵜川・沙流川は河床勾配が急であるために最長侵入距離が短くなりがちであるが、本研究の結果によれば、波状段波の形成に伴う水位上昇の影響範囲は 1~2km に達し、非線形分散波理論の結果は浅水理論のそれと比べて 1.5 倍程度大きくなっていった事が分かる。

次に、図-16に、流量条件の違いによる津波遡上範囲の感度解析結果を示す。これによると、流量が大きいほうが初期水位（津波が作用する前の水位）が高いため、最大津波水位は、河川上流端からの流量が多いほど高くなる傾向が見られた。しかし、津波高（津波最大水位-初期水位）をみると、河川上流端からの流量が少なく初期水位が低いほうが、津波高は高くなる傾向が見られた。

3.4 計算手法の相違が津波予測結果に与える影響

断面一次元の非線形分散波モデルおよび平面二次元の非線形長波モデルによる津波水位の計算結果の比較図を図-17に示す。なお、平面二次元モデルによる河道部の予測計算では、河道部の地形は 25m および 12.5m のメッシュで、ネスティングにより海域と接続されている。

図-17によれば、2つのモデルによる計算結果は大きく異なり、遡上距離および津波水位の双方について、平面二次元の計算結果は断面一次元の計算結果を下回っている事が分かる。その主な原因としては、差分法の差異（平面二次元の計算は一次の風上差分を用いているために、数値粘性が相対的に大きく作用している）によるもの、支配方程式の差異（分散項の有無）によるものと、地形条件の差異（1次元直線水路と平面地形の相違、側岸への波の遡上の有無、および解像度）によるものが考えられる。鵜川においては、断面一次元モデルでは河口部で 50cm 程度の波高増大が見られるのに対し、平面二次元モデルではその効果がほとんど無く、一方の沙流川においては、2つのモデル間での河口部の水位差はほとんど見られない。この両河川の違いは、河口部の水深の違いによる可能性がある（図-2、図-3参照）。また、平面二次元モデルでは河道内で津波がより早く減衰するが、これは空間的な解像度および差分法の差異によるところが大きいと考えられる。

本研究で取り扱うような津波の河川遡上のシミュレーションを実施する上では、理想としては平面二次元の非線形分散波モデルを使用すべきであろう。しかしながら、分散項を考慮して波長 10m 程度の波状段波を再現しようとするならば、空間的な解像度は少なくとも 1m 程度以下である必要があり、これを平面二次元で表現するためには莫大な計算時間が必要となる。米代川の例⁸⁾を参考とすると、河口から 7km の区間を対象として、平面二次元非線形長波モデル・最小格子 10m で計算したケースと、平面二次元非線形分散波モデル・最小格子 2m で計算したケースでは、計算時間にして約 80 倍の差があり、後者のケースでは 1 時間分の計算に約 150 時間を要する（計算環境の CPU は Intel 社 Pentium4 3.8GHz）。同じ環境・計算条件で、

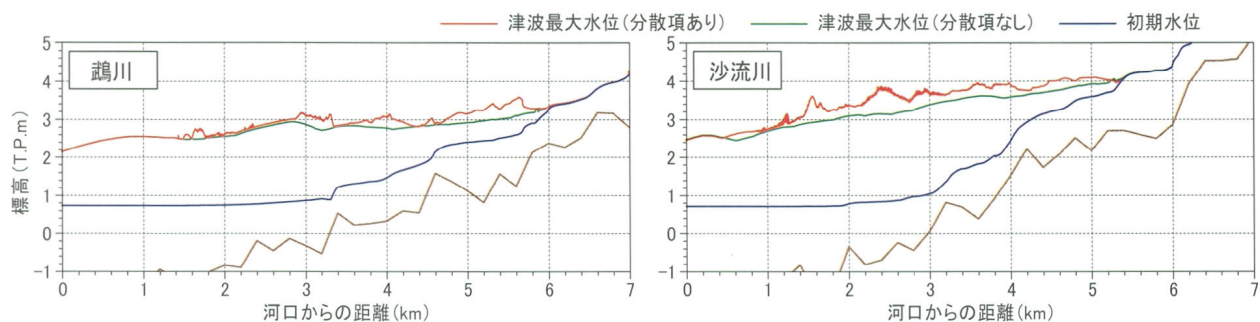


図-14 最大津波水位縦断面図（三陸沖北部の地震）

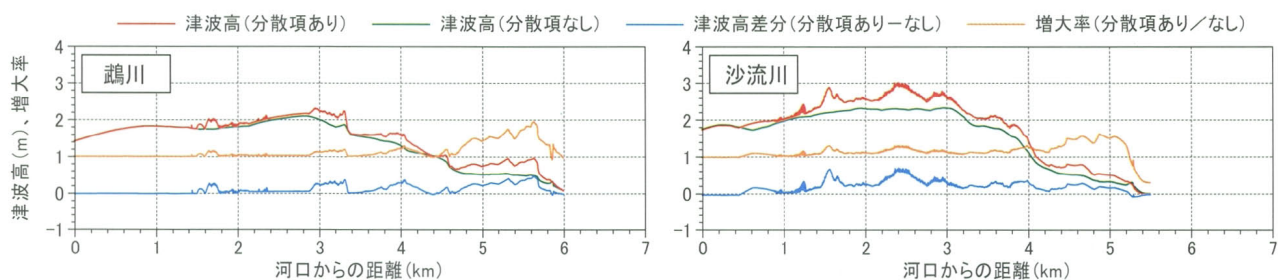


図-15 波数分散の有無による津波高の相違（三陸沖北部の地震）

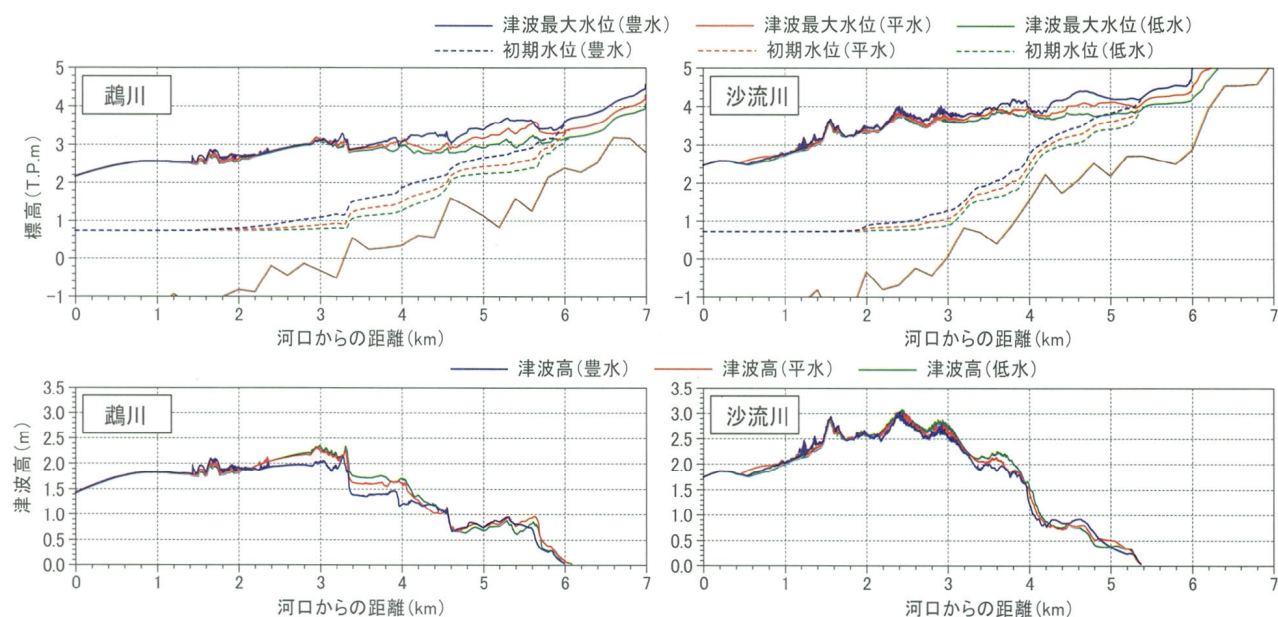


図-16 河川流量の違いによる津波水位・津波高の相違（三陸沖北部の地震）

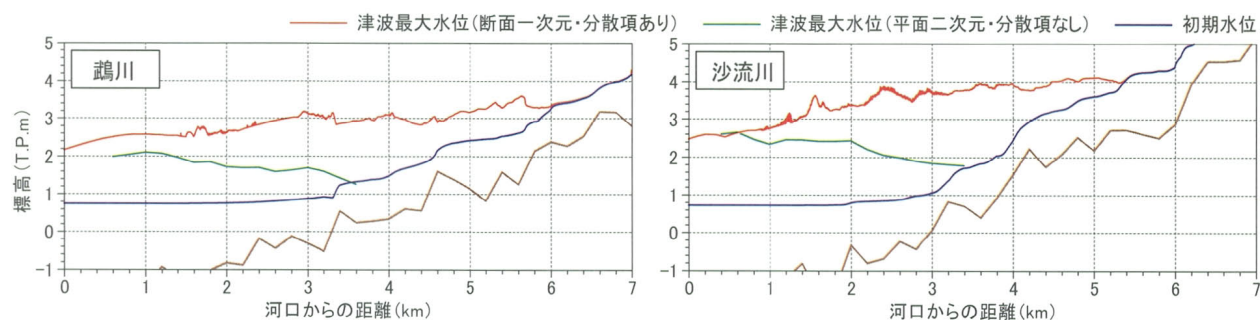


図-17 計算手法の違いによる最大津波水位の相違（三陸沖北部の地震）

解像度を 1m とすると河道部のメッシュ数は 4 倍、 Δt も 1/2 以下にする必要があり、その結果、計算負荷は約 8 倍、計算速度では実時間の約 1200 倍程度となると思われる。

一方、筆者の利用している計算環境では、CPU が異なる (AMD 社 Opteron 2.8GHz) ため単純な比較はできないが、河道部 (1~7km) のみの計算であれば 8 時間分の計算をするのに約 6 時間要し、実用上十分な計算速度であった。従って、今後津波の河川遡上の数値シミュレーションを実施する際には、断面一次元の非線形分散波モデルは有力なモデルの一つとなると考えられる。

4. まとめ

本研究で得た主な結論は、以下の通りである。

- ・震源海域から河口までの津波の解析には平面二次元非線形長波モデル、河川に遡上した津波の解析には断面一次元非線形分散波モデルを用いて、急流河川における津波の河川遡上の数値シミュレーションを実施し、モデルおよび空間解像度が計算結果に与える影響を検討した。
- ・断面一次元モデルによる予備計算の結果、鶴川・沙流川においては、波状段波は河口沖数 100m、水深約 3m の地点で発生することが確認された。これは、少なくとも今回の対象海域では分散項を考慮しなくとも妥当な解が得られるが、海岸付近および河道部では波の分散を考慮する必要があることを意味する。ただし、平面二次元計算結果においては、実測津波波形と相違が見られ、その原因は対象水域の地形の解像度不足によるものと考えられた。
- ・また、当該河川で発生する波状段波の波長は 10m 程度であり、これを数値モデルで表現するためには、空間解像度は 1m 以下とする必要がある。この空間解像度を平面二次元モデルで実現することは、現時点の容易に入手可能な計算機環境では困難であるが、断面一次元モデルを用いることにより実務上十分な計算速度を確保することが確認された。
- ・断面一次元モデルによる河道部の津波遡上計算の結果、方程式に考慮された非静水圧の効果を表す分散項により、特に津波遡上の先端部で津波高が増大することが分かった。分散項なしの計算結果との比較から、波状段波による津波高増大率はおおよそ 1.5 にまで達すること、その範囲は今回対象とした急流河川でさえ津波が到達する先端部から約 1~2km の区間であること、津波高の増大は河道形状の影響を受けている事が分かった。
- ・断面一次元モデルおよび平面二次元モデルによる河道部の津波遡上計算結果を比較した結果、遡上距離および津波水位の双方について、平面二次元の計算結果は断面一次元の計算結果を下回っている事が分かった。その主な原因としては、支配方程式の差異 (分散項の有無)、差分法の差異、地形条件の差異 (1 次元直線水路と平面地形の相違、および解像度) であると考えられた。

謝辞

本研究を行うにあたり、国土交通省北海道開発局室蘭開発建設部にはデータの提供など多大な便宜を図っていただきました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 安田浩保：河川を遡上する津波の 1 次元解析手法の提案と実現象への適用，水工学論文集，第 50 巻，pp.1417-1422，2006。
- 2) 安田浩保，渡邊康玄：河川を遡上する津波に関する数値的研究，水工学論文集，第 49 巻，pp.1327-1332，2005。
- 3) 中村祐介，安田浩保，清水康行：流れの遡上に伴う波高減衰に着目した波状性段波の実験的研究，地震工学論文集，第 29 巻，pp.890-894，2007。
- 4) 安田浩保：不等流を遡上する波状性段波の水理実験とその数値計算，応用力学論文集，第 10 巻，pp.555-562，2007。
- 5) Peregrine, D. H.: Long waves on a beach, J. Fluid Mech., Vol.27, part 4, pp.815-827, 1967。
- 6) 山本晃一：構造沖積河川学—その構造特性と動態—，山海堂，2004。
- 7) 内閣府中央防災会議：日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会の検討結果報告，<http://www.bousai.go.jp/chubou/16/siryol.pdf>，2006。
- 8) (財)国土技術研究センター：津波の河川遡上解析の手引き (案)，<http://www.jice.or.jp/siryol/pdf/tsunami.pdf>，2007。
- 9) 岩瀬浩之，深澤雅人，後藤智明：ソリトン分裂波の碎波変形に関する水理実験と数値計算，海岸工学論文集，第 48 巻，pp.306-310，2001。
- 10) Mansinha, L. and Smylie, D. E.: The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440, 1971。
- 11) 大垣圭一，今村文彦：現地データを利用した 2003 年十勝沖地震津波の数値解析と特性の把握，海岸工学論文集，第 51 巻，pp.271-275，2004。
- 12) 大久保修平，笠原稔：平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震に関する緊急調査研究報告書 (平田直編) 4.2.3 節 重力観測，図面集 p.9，東京大学地震研究所，<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/hirata/tokati/mokuji040604.htm>，2004。
- 13) 永田祐一郎，高橋智幸，松富英夫，今井健太郎，鈴鹿陽：2003 年十勝沖地震津波の波源の推定，海岸工学論文集，第 51 巻，pp.266-270，2004。
- 14) 東北大学大学院工学研究科災害制御研究センター：津波工学研究報告，第 21 号，2004。
- 15) 永井紀彦，小川英明：平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震津波波形の特性，港湾空港技術研究所資料，No.1070，http://www.pari.go.jp/bsh/ky-skb/kaisho/report/2003toka_j/2003toka_j.htm，2004。

(2008 年 4 月 14 日 受付)