

### 4.3.3 津波遡上高の詳細解析に基づく津波発生機構の解明

#### (1) 調査研究の目的と概要

(a) 課題名：津波遡上高の詳細解析に基づく津波発生機構の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
気象研究所	主任研究官	長谷川洋平	yhasegaw@mri-jma.go.jp
気象研究所	主任研究官	吉田康宏	yyoshida@mri-jma.go.jp
気象研究所	研究官	林 豊	yhayashi@mri-jma.go.jp
札幌管区気象台	主任技術専門官	小林政樹	masaki@met.kishou.go.jp
札幌管区気象台	技術専門官	上川明保	akiyasu.kamikawa@met.kishou.go.jp
釧路地方気象台	防災業務課長	蒲田喜代司	kabata@met.kishou.go.jp
釧路地方気象台	主任技術専門官	松山輝雄 <small>現札幌管区気象台</small>	teruo.matsuyama-a@met.kishou.go.jp

(c) 調査研究の目的

2003年の津波は、震源に近いえりも町百人浜や大樹町晩成温泉において4m程度の高い遡上を確認されており、ここから離れるに従い津波の高さ・遡上高は概ね徐々に減じている。しかるに、厚岸町末広では、その周辺でほとんどが2m程度以下を示す中、極めて狭い範囲で4m前後の遡上高が出現している。一方、1952年の津波では、厚岸湾内仙鳳趾の6.5mを筆頭に釧路町、厚岸町から霧多布にいたる数十kmの広い範囲で4~5mの高い津波が観測されている。本調査研究では、このように2つの津波でそれぞれ異なる特徴的な現象が発生した厚岸周辺を対象にして細密な計算格子を用いた遡上数値計算を行い、震源過程及び津波伝播過程との関連を含めて津波発生機構を解明することを目的とした(図1)。

#### (2) 調査研究の成果

(a) 調査研究の要約

これまでに提案されている2003年十勝沖地震の断層上のすべり量分布及び本研究で新たに解析したすべり量分布に基づき津波伝播・遡上数値計算を行った。その結果、襟裳岬の東沖合に大きなすべりを持ちそれよりさらに東ではすべりが無い山中・菊地の解析結果に基づいた計算で、厚岸町の一部で局所的に大きな津波高を生じたパターンをある程度再現することができた。また、この最大波は、波源から海岸に直接到達した第1波のエネルギーが沿岸付近の水深の浅い領域に捕捉され、湾や岬が組み合わさった複雑な海岸線により反射・入射を繰り返したものが重なって現れた可能性のあることが分かった。一方、4mという鋭いピーク値そのものは再現されなかったことから、この最大波は1km程度の長さしかない浜の中でも津波遡上高のばらつきが大きい、局所的でかつ波長の短い波であったことが推定される。1952年の津波については数値計算による再現はできなかったが、最

大遡上高を記録した仙鳳趾での聞き取り調査等により、6.5m という記録の信頼性を再確認した。

## (b) 調査研究の実施方法

### 1) 津波現象の把握

数値計算の結果と比較する観測事実としては、主に 2003 年十勝沖地震津波合同調査班（谷岡・他、2004）による津波の最大高さ・最大遡上高のデータを使用するが、詳細計算の対象である厚岸周辺では海岸付近で実際に起きた現象を細かく把握するため、特に局所的に大きな遡上が見られた末広周辺で津波を目撃した住民から、その状況についても詳細な聞き取り調査を行った。

1952 年の津波については中央气象台（1953）等により各地の詳細な現地調査報告がなされているが、この時に最大遡上高 6.5m を記録した厚岸湾西岸の仙鳳趾において当時津波を目撃した住民から聞き取りを行い、この記録の信頼性について再確認を行った。

### 2) 津波初期波形計算

2003 年の津波初期波形は、山中・菊地の遠地地震波解析（Yamanaka and Kikuchi、2003）谷岡らの検潮データ解析（Tanioka *et al.*、2004）気象研究所による強震波形解析（次項 a））の、各解析結果のすべり量分布から海底の永久変位垂直成分を Mansinha and Smylie (1971) に基づいて計算し、これを時間差無しで津波初期波形として与えた。1952 年の津波初期波形は笠原(1975) の解析結果を使用して同様に計算した。

以後、これらの解析結果により与えられている断層モデルをそれぞれ、山中・菊地モデル、谷岡モデル、気象研モデル及び笠原モデルと呼ぶ。

#### a) 気象研究所の強震波形解析

2003 年十勝沖地震の破壊過程を気象庁が展開している加速度記録を用いて解析を行った。近地波形を用いて破壊過程を解析する利点は遠地実体波を用いた解析より時間・空間解像度が高いということである。解析には気象庁が津波地震早期検知網として全国約 150 点に展開している加速度計の記録を 1 回積分し速度に変換した後に、周期 50 秒から 6 秒のバンドパスフィルターをかけて使用した。基本的には震央距離の近い北海道の観測点を選んだが、なるべく方位角の範囲を広げるため、東北地方の観測点も解析に加えた。

理論波形は武尾(1985)の手法を用いて計算した。波形計算をする時に用いた速度・密度・非弾性減衰定数は、1994 年の三陸はるか沖地震の解析で Nakayama and Takeo (1997) が使った構造を参考にした。メカニズム解は防災科学技術研究所が広帯域地震計の観測網 (F-net) を用いて解析したものをを用いた（走向 249 度、傾斜 15 度、すべり角 127 度）。断層面は気象庁一元化震源の本震余震分布を基に 150km × 135km の大きさに仮定した。断層を 15km × 15km の小断層に分割し（断層上に 10 × 9 の小断層が分布することになる）各小断層でのすべり量の時間関数を Ide *et. al.* (1996) の方法を用いて計算した。気象庁一元化震源によると本震の深さは 42km となっているが、同地域のプレート境界の形状から考えると深すぎる。また、震源の深さを 42km と 25km に仮定して解析した結果、後者のほうが波形の一致度が良かった。そこで今回の解析では震源の深さを 25km とした。この

場合、断層の上端・下端の深さは各々15.3km、50.2kmとなる。本方法では破壊過程を解析する際に求めるパラメーターの数が非常に多くなる。このため、すべり量が空間的・時間的に滑らかになるように制限を加えないと、求められた値は暴れてしまい、非現実的なものとなる。この滑らかさを規定するパラメーター(hyper parameter)の値は ABIC 最小にするようにして選んだ(Fukahata and Yagi, 2003)。

### 3) 津波伝播・遡上数値計算

伝播・遡上数値計算は、下に示す非線形浅水長波式を支配方程式とし、これを staggered leap-frog 法により差分化して行う。計算対象領域は図 2 に示す範囲とし、675m、225m、75m、25m の 4 種類の格子サイズの領域（以下、それぞれ A、B、C 及び D 領域とする）を接続している。数値計算の安定条件を満たすよう、数値積分の時間ステップは全ての領域で 0.5 秒とし、再現時間は 3 時間とした。遡上先端条件は本間の越流公式によった（後藤・小川、1982）。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

： 静水面からの水位上昇量  $M, N$ : x,y 方向の流量フラックス

$D$ : 全水深  $g$ : 重力加速度  $n$ : Manning の粗度係数（海域、遡上域とも 0.025 とした）

この数値計算プログラム及び前述の地殻変動計算プログラムは、東北大学工学研究科災害制御研究センター津波工学研究室から提供いただいたものを入出力部等一部修正して使用した。また、海底地形データは産業技術総合研究所活断層研究センターから提供いただいたものに床潭漁港の防波堤データ等（末広離岸堤は未考慮）を一部追加、修正して使用した。計算結果の図作成には GMT (Wessel and Smith, 2002) を使用した。

### (c) 調査研究の成果

#### 1) 聞き取り調査結果

##### a) 厚岸周辺における 2003 年の津波

2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震の直後数日間に、十勝沖地震津波合同調査班が実施した現地調査により、厚岸湾東岸に位置する末広地区で局地的に高い津波遡上高があったことが分かっている（谷岡・他、2004）。この末広地区及び周辺の筑紫恋・床潭・幌満別の各地区において津波を目撃した住民から詳細な聞き取り調査を行い、また津波の到達した場所を確認できた場合には津波遡上高の測定を行うことにより、厚岸湾東岸における津波の詳細な挙動と遡上高の詳細分布を把握した。聞き取り調査の結果は表 1 に、遡上高の測定結果を表 2 に、調査地点の分布を図 3 に示す。

聞き取り調査の結果、末広地区・床潭地区とも、第一波は比較的小さく、三波目か四波目の押し波およびその前の引き波が最も大きく、最大の押し波は 06 時 30 分頃であったこ

とを確認できた。また、津波はうねりが押し寄せてくる感じでじわじわと海面が上がってきた旨の証言が多く、長周期の波が卓越していたことが分かる。また、末広での証言では、津波先端は浜を速い速度で駆け昇るようなものではなかったようである。

測定の結果、厚岸湾東岸付近の津波遡上高は、床潭地区では 1.9～3.1m、末広では 3.3～4.4m、その他の地点では約 2 m であった。このように、厚岸湾東岸付近においては、4m 程度という高い遡上高は、末広地区の海岸約 1 km という非常に限定された範囲でのみ認められる現象であったことが確認できた。

なお、末広地区で津波が引いた時の写真と津波が押してきて離岸堤が水没した写真とを目撃者から提供していただいた(写真 1、2)。離岸堤の上端の高さを測定したところ、最大波が到達した時の海水面より 1.9～2.3m 高いという結果を得たので、末広地区では、海岸から約 80m 沖にある離岸堤の位置で、少なくともそれ以上の高さの津波となっていたことが分かる。

#### b) 仙鳳趾における 1952 年の津波

厚岸湾西部に位置する仙鳳趾集落における 1952 年 3 月 4 日の十勝沖地震の津波については、当時調査を実施した複数の機関から調査結果が報告されているが、内容は表 3 のように大きく異なる。しばしば引用されている津波の高さは、中央气象台(1953)の調査で「波打際まで一面にあった積雪が、一線を劃して洗い流されている」痕跡から測定された 6.54m である一方、北海道大学・海上保安庁からはより低い 2.0～4.4m の測定結果も報告されている(楠・浅田、1954、第一管区海上保安本部水路部、1954、田宮・中村、1953)。このように、仙鳳趾における 1952 年の津波の高さについて、調査実施者により大きく異なる報告がなされているため、文献調査と聞き取り調査により、当時の報告の信頼性を再確認した。

厚岸周辺の自治体が編纂した市町村史、地元の漁協・新聞社が刊行した沿革に関する文献、および 1952 年の十勝沖地震発生直後に刊行された地方新聞(3 月 4～14 日刊行の北海道新聞釧路版・北海タイムス・北海日日新聞)からは、仙鳳趾集落の津波に関して上述の報告と独立な情報を新たに得ることはできなかった。

地震発生当時とその後の気象状況を知るため、仙鳳趾に近い釧路および根室測候所の気象観測記録を調べた。地震が発生した 3 月 4 日の積雪は釧路で 21.5cm(一日のうち最深だった時の積雪の深さ、以下同じ)、根室で 16.0cm であった。地震発生後、中央气象台が仙鳳趾の現地調査を行った 3 月 12 日(調査日は今回の調査で部内資料より確認)にも釧路で 12.5cm、根室で 4.0cm の積雪を記録しており、この日まで最高気温が 0 を超えたのは両地点とも 9 日の一日だけだった。また、両地点とも 3 月 4 日から 12 日の間で降水量が 1 mm 以上の日は無かった。これらのことから、仙鳳趾においても現地調査時までには波打際の積雪が津波以外の理由で大きく消失していたとは考えにくく、この積雪の縁の部分で津波の到達点とする認定は適切だったと考えられる。

聞き取り調査では、当時の津波を目撃していた七十才台の男性で、地震発生当時から現在まで仙鳳趾に住み続けている漁師 1 名を対象とした。自宅に向かいに行った聞き取り調査地点および結果を図 4 及び表 4 に示す。津波の第一波に関しては伝聞による情報しか得られなかったが、第二波が最大波でありその後の波は小さかったこと、湾内に海水がなか

った等の回答を得た。多岐にわたる回答が互いに矛盾していないことから、50年以上を経ての証言であるが、その内容はかなり信用できるだろう。また、当時の津波が遡上した場所を現地で示してもらった。現在では地形が改変されているため、聞き取りにより得た改変前後での地面のおよその高度差を考慮して測定すると、約6mの遡上高が求められ(表4)中央气象台(1953)の6.54mという測定値に整合する。

以上のように、1952年十勝沖地震で仙鳳趾の集落に6.54mの津波があったとする中央气象台(1953)の測定値は信頼できる。また、この地点では津波の挙動に影響を与えるとされる海水の打ち寄せがなかったことも確認できた。一方、北海道大学や海上保安庁による2.0~4.4mという測定値が、より低い波高の波を最大波と誤認するなど適切でない値なのか、集落内で津波の高さや挙動が異なるという現象があったのかについては、再確認するには至らなかった。

## 2) 2003年の津波の数値計算結果と観測値との比較

津波初期波形計算に使用した3つのモデルの主な諸元を表5に、すべり量分布を図5に示す。また、これらから計算した垂直変位分布=津波初期波形を図6に示す。これらのモデルは、2003年の地震前に想定されていた震源域(地震調査研究推進本部、2003)の東側の領域には大きなすべりを持たないという特徴がある。

厚岸周辺の観測値と計算値との比較は、最初にこれらの初期波形をそのまま使って津波数値計算を行い、厚岸町(厚岸漁港)に北海道開発局が設置している潮位観測計(観測地点位置は図1右で厚岸と記した地点)の波形記録の最大値と対応する地点の計算波形の最大値との比を求めた上で、この値をもとの断層のすべり量に乘じ初期変位量を調整して再度伝播・遡上計算を行ってから比較するという方法をとった。

図7にすべり量未調整の場合の厚岸での観測及び計算波形を示す。振幅の大きさには差があるが、計算値を〔観測最大値/計算最大値〕で正規化した右図で見ると、各モデルの結果とも波形としては観測データを概ね良く再現している。

上で得た値を使いすべり量の調整を行った場合(表6にすべり量調整後の各モデルの最大すべり量等を示した)の結果として、図8に厚岸での観測及び計算波形、図9にC領域の計算波高最大値の2次元分布図を、また、図10には同じ領域で海岸線に沿った計算値と観測値の比較を示す。D領域のみで見ると、各モデルで末広付近の狭い部分で周辺よりも津波が高まる傾向のあることが再現されているが、C領域の厚岸湾全体で見た場合は山中・菊地モデルによる結果が末広への集中傾向をよりはっきりと示している。ただし、どのモデルも4mという高さは再現できていない。参考に、さらに広い、ただし計算格子のやや粗いB領域で大まかな傾向を見た場合(図11、12)、全体的な高さ分布のパターンとしては再現が良くない部分が有ることが分かる。なお、図9、10ではあまりはっきりしないが、漁船の転覆が発生した床潭漁港内ではその近傍より波高が高く計算されており、防波堤で囲まれた半閉鎖水域に海水が集中した効果を再現しているものと考えられる。

図13には、山中・菊地モデルでの計算結果による波高分布の時間的変化を8分間隔のスナップショットで示した。これによれば、波源から海岸に直接到達した第1波のエネルギーが沿岸付近の水深の浅い領域に捕捉された後、湾や岬が組み合わさった複雑な海岸線によって反射・入射を繰り返しており、末広付近の地震発生後100分前後(午前6時30

分前後)の最大波はこれらの波が重なって現れた可能性がある。

以上の結果より、末広付近に現れた最大波のピークは、沿岸付近の細かい海底地形に影響を受けやすく、1 km程度の長さしかない浜の中でも津波遡上高のばらつきが大きい、局所的でかつ波長の短い波であった可能性がある。各モデルによる結果の違いは、山中・菊地モデル以外は、観測データの存在する陸側に比べて海側(南東側)のすべり量推定の精度が相対的に低いことによる初期波形南東側の推定誤差の影響等が考えられるが、これについてはさらなる検討が必要である。

### 3) 1952年の津波の数値計算結果

この解析は、1952年当時の詳細地形を再現するまで至らなかったため、現在の地形データを使用し1枚矩形断層・一様すべりの笠原モデル(1975)を用いて試算を行った。このため、遡上高の詳細な解析を行うことはできないが、観測地点の近傍海域における最大波高分布で大まかな傾向を把握した。図14、15に初期波形及び3時間での計算波高最大値分布を示す。その結果、厚岸湾周辺では仙鳳趾で最大の津波が観測されたパターンを再現することはできなかった。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

2003年の津波で末広付近に非常に局所的なピークが見られた現象について、厚岸周辺で詳細な津波伝播・遡上計算を行った結果、山中・菊地モデルに基づいた計算で観測された遡上高分布パターンをある程度説明できることが分かった。しかし、4 mというピークの絶対量を再現することはできなかった。この現象をさらに正確に再現するには、浅水長波式の適用性を考慮しつつ、計算格子を細密化し地形の近似度を上げて数値計算を行う等、さらなる検討が必要と考えられる。また、震源過程をさらに詳しく議論するためには、詳細計算を行った厚岸付近以外の地域でも同様の細密格子を用いた遡上計算を行って観測値との比較、解析を行う必要がある。1952年の津波の解析では、当時の地形の正確な再現とともに、Hirata *et al.* (2003)の解析結果等、2003年のすべり領域よりも東側にすべりを持つモデルを使って再現実験を行う必要がある。

#### (e) 引用文献

- 1) 中央气象台：昭和27年3月十勝沖地震調査報告，驗震時報，第17巻，第1・2号，135p.，1953.
- 2) 第一管区海上保安本部水路部：十勝沖地震調査報告，「十勝沖地震調査報告 1952年3月4日」，十勝沖地震調査委員会編，209-219，1954.
- 3) Fukahata, Y. and Yagi, Y.: Waveform inversion for seismic source process using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 30, No. 6, doi:10.1029/2002GL016293, 2003.
- 4) 後藤智明，小川由信：Leap-frog法を用いた津波の数値計算法，東北大学工学部土木工学科，1982.
- 5) Hirata, K., Geist, E., Satake, K., Tanioka, Y. and Yamaki, S. : Slip distribution of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M8.1) along the Kuril Trench deduced from

- tsunami waveform inversion, J. Geophys. Res., Vol.108, NO.B4, 2196, doi:10.1029/2002JB001976, 2003.
- 6) Ide, S., Takeo, M. and Yoshida, Y.: Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling, Vol. 86, No. 3, 547-566, 1996.
  - 7) 笠原稔：1952年十勝沖地震の断層モデル，昭和50年度地震学会秋季大会講演予稿集，No.2，90，1975.
  - 8) 楠 宏,浅田 宏：十勝沖地震による北海道沿岸の津波調査，「十勝沖地震調査報告1952年3月4日」，十勝沖地震調査委員会編，273-285，1954.
  - 9) 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, October, 1971.
  - 10) Nakayama, T. and Takeo, M.: Slip history of the 1994 Sanriku-haruka-oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 87, No. 4, 918-931, 1997.
  - 11) 武尾実：非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波形合成 - 堆積層での非弾性減衰の効果について - ，気象研究所研究報告，第36巻，第4号，245-257，1985．
  - 12) 田宮美彌, 中村伸夫：十勝沖地震に伴う津波について，水路要報，増刊号10(海象編)，10-22，1953.
  - 13) 谷岡勇市郎・他：2003年十勝沖地震津波調査報告，東北大学津波工学研究報告，2004。（印刷中）
  - 14) Tanioka, Y., Hirata, K., Hino, R. and Kanazawa, T.: Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion, Earth Planets Space, 56, 373-376, 2004.
  - 15) Wessel, P. and Smith, W.: The General Mapping Tools GMT Version 3.4.1 Technical Reference and Cookbook, Laboratory for Satellite Altimetry NOAA/NESDIS/NODC, 2002.
  - 16) Yamanaka, Y. and Kikuchi, M.: Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24, 2003.
  - 17) 地震調査研究推進本部：千島海溝沿いの地震活動の長期評価について，2003.

(f)成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
長谷川洋平	2003年十勝沖地震に伴った津波の現地調査と数値計算実験	気象研究所地震火山研究部談話会	平成16年5月20日

(g)謝辞

東北大学工学研究科災害制御研究センター今村文彦教授には、津波数値計算プログラムの提供及び計算結果解析について指導をいただいた。応用地質株式会社大友秀夫氏には、

同プログラム実行方法についての助言をいただいた。北海道大学地震火山研究観測センター谷岡勇市郎助教授には解析方法等について指導いただいた。北海道開発局からは厚岸漁港の検潮データの提供を、産業技術総合研究所活断層研究センター佐竹健治副センター長からは海底地形データの提供をいただいた。厚岸町の谷内正俊氏には、未広地区における2003年十勝沖地震津波来襲時の写真を提供いただいた。ここに記してこれらの方々及び機関に感謝の意を表す。