

巨大津波石の移動メカニズムに関する研究

仲座 栄三¹・後藤公太²・池原優樹²

¹正会員 琉球大学教授 工学部 (〒903-0213 沖縄県西原町字千原1番地)
E-mail: enakaza@tec.u-ryukyu.ac.jp (Corresponding Author)

²元琉球大学大学院博士前期課程 (〒903-0213 沖縄県西原町字千原1番地)

沖縄県の宮古島諸島及び八重山諸島には、無数の津波石が点在している。本研究は、その中でも胴回り長さが30mを超えて、高さが5mを超えるような巨大津波石に着目して、水理実験を通じて、津波による移動メカニズムを明らかにしている。津波石の規模やその移動距離から、来襲した津波の規模や津波発生頻度を推定しようとする研究が数多く行われている。しかしながら、本研究が対象としているような巨大津波石の移動メカニズムはこれまでに十分に明らかにされていない。本研究では、現存する巨大津波石の概要を整理した上で、それをモデル化し、水理実験によって、作用させた津波の最大流速、津波石の移動開始時の津波流速、津波石の平均移動速度、津波石に作用する抗力などを明らかにしている。

Key Words : tsunami boulder, Meiwa Tsunami, tsunami force, tsunami deposit, experimental study

1. はじめに

沖縄県の先島地方（八重山諸島及び宮古島諸島）には、津波によって打ち上げられたと想定される巨大岩塊が陸上部やサンゴ礁上に数多く点在している。これらの巨大岩塊は、高さや周長がそれぞれ10 mを優に超えるようなものもあり、見る者にこれらを運んだ津波の津波力の強大さを想像させるものとなっている。

牧野¹⁾²⁾は、1771年に発生した明和津波による八重山地方の災害の実態を伝える古文書「大波之時各村之形行書」を読み解き、実際に八重山諸島の石垣島に打ち上げられている岩塊の分布や津波浸水推定域を系統的に調べ上げ、それらの分布図を著書「八重山の明和津波」にグラビアとして掲載している。岩塊の分布図には、「津波石（津波によって陸上に打ち上げられた珊瑚礁）の分布図」と表示されている。ここに初めて、「津波石」という用語が現れる。

牧野¹⁾²⁾は、調査当時、石垣島の崎原公園の一角にある巨大津波石（石垣島地方に現存する津波石の中で最大規模）に名前の無いことに驚き、地域の方々とも相談されて、それに「津波大石（つなみうふいし）」と名づけている（以降、この津波大石に対して場所を付記し、適宜「大浜の津波大石」と呼ぶ）。同時に、牧野は、これを明和津波起源であるとし、著書に紹介している。

その後、この大浜の津波大石の起源は、いろいろと議

論されることになる。河名・中田³⁾は、津波大石は明和津波によるものではなく、西暦2000年頃に発生したと推定される大津波（仮称“沖縄先島津波”）によるものとの判断を与えている。牧野は、このような解釈に大いに反論することとなった。

河名・中田³⁾は、大浜の津波大石の起源を西暦2000年前の津波発生によると判断した根拠について、その岩塊の上端部にありかつ、なかでも最新と判断されるサンゴ化石から採取した破片の¹⁴Cによる年代測定結果が2000年頃を示していることによると説明している。しかしながら、その判定には大いに疑問が投げられる。なぜなら、著者の一人である仲座は、河名・中田らが説明するような年代を示す最新のサンゴ化石の存在を幾度も丁寧に調べたが、正しい年代値を与えるような化石の存在を見出すことはできず（すなわち、岩塊を成すサンゴ化石は方解石化していて、正しい津波発生年の推定が不可能）、むしろ隆起石灰岩の一種としての判断からは、数万～数十万年前の年代オーダーを示すようなサンゴ化石の存在しか確認できていないからである。（このことの真偽は、現代科学において容易に説明できることであるので、今後の調査結果に期待したい。）

牧野²⁾は、古文書「大波之時各村之形行書」の末尾に当たる「奇妙変異記」の存在を見出し、それを初版「八重山の明和津波」の改定版に紹介している。これに、いくつかの特徴ある津波石のことが記されている。一つは、

大浜村にかかわる二個の石「原文では、この二個の石について、『大浜津口の■の端にある石（■の部分は原文で欠損もしくは判読困難な文字）』、『“とふりや”という所ある石』と記されている」、もう一つは桃里村の“いなふ田”というところにある二個の石（原文では、これらの石は、「浜から三町ほど沖の方にあった」と記されている）、また安良村の子の方向にある伊波泊というところにも、鉄のような石（現在、“ヤスラウフカネ”と呼ばれている）があると記されている。

河名ら⁴⁾は、牧野の見出した古文書「奇妙変異記」を分析し、「大浜の津波大石については触れられていない」と結論づけた。また、記されている大浜村の二つの石について、その内の一つは大浜村に現在ある黒石（こるせ御嶽の北方約500 m離れたところにある“とふりやの岩塊”と判断し、もう一つを現在の“こるせ御嶽”の位置から北東側の海上に約1 kmほど離れたサンゴ礁切れ目の北側の端に存在する岩塊であると判断した。河名らは、古文書原文を「大浜村より卯の方、6町58間（760 m）の距離にある『大浜津口北の端』に4間（7.2 m）角程の石がある」と読み、また上述のように解釈したのである。このような河名らの解釈は、「古文書は大浜の津波大石の事について触れていない」、「明和津波以前に、津波大石を現在位置に運ぶほどの巨大津波が発生したのではないか」とする判断と推測を与えるようになった。

しかし最近、仲座⁵⁾は、古文書原文の欠損部を「何という字が書いてあるか」という観点ではなく、「何という字が書いてなければならぬか」という観点から検討し、「古文書は、大浜の津波大石のことについて明確に触れている（すなわち、津波大石は明和津波起源である）」とする見解を与えている。仲座の解釈が河名らの解釈と大きく異なる点は；河名らが、二つの石の位置を説明している者の視点を現在の「こるせ御嶽」の位置に置き、「大浜津口」を「大浜村の沖に存在するサンゴ礁切れ目」のことで解釈しているのに対して；仲座は、「大浜津口」を当時の船着場である「大浜津口（入江）」と解釈し、説明者の視点をそこに置いているところにある。さらに仲座⁶⁾は、海中にある津波石の分布を調べ、河名らが着目したサンゴ礁切れ目の北の端にある津波石は、津波の戻り流れによって、津波大石とはまったく異なる場所から運ばれたものであるとする判断を与えている。このようなことから、河名・中田³⁾の与えた「大浜の津波大石の沖縄先島津波説」は否定されよう。

大浜の津波大石は、石垣島における最大級の津波石であり、明和大津波に起源を持つものと判断するか、あるいは明和大津波以前にもその規模を上回るような巨大津波の発生があり、それに起源するものと判断するかどう

かは、沖縄県先島地方の津波防災上極めて重要な意味を持つ。なぜなら、当地方の巨大津波発生頻度の推定や津波の持つ津波力の推定に大きな意味を与えるからである。特に、後者は、津波石の移動を流体力学的に推定する上でも極めて重要な判断基準を与え得る。現在、大浜の津波石は、国の天然記念物に指定されている。この意味においても、この津波石の発生年を科学的に明らかにすることは大変重要なことと言える。先に触れたように、現代科学を用いれば、その発生年が河名・中田らの主張のように西暦2000年頃のものであるか否かは容易に説明されることなので、推定年の再現精査が客観的な証拠にもとづいて早急に行われることを期待したい。

様々な形状を取る津波石からそれを運んだ津波の規模や津波の流体力を推定することは可能であろうか？仲座ら⁷⁾は、沖縄県久高島において、サンゴ礁内に生息するサンゴの形状や規模が来襲波浪にどのような影響を与えるものとなっているのかの調査⁸⁾の際に、サンゴ礁の礁縁（リーフエッジ）からおおよそ100 mほど岸側に、リーフエッジとはほぼ平行に並ぶ多数のサンゴ質の巨大な岩塊の存在に気づき、「それらのリーフエッジからの距離に基づいてこの海岸に来襲した最大級の波の推定が可能ではなかろうか」との着想を経て、水理実験を行っている。実験では、様々な形状や規模の岩塊モデルに対して、不規則波を作用させて、波来襲方向に直角に並べた岩塊モデルの移動率（すなわち、海岸工学的な被害率）から、来襲波浪の最大波高を20 m程度と推定している。

それから10年を経て恩田⁹⁾が、さらにそれから10年を経て、Gotoら¹⁰⁾が、同じく久高島におけるサンゴ礁上の岩塊の分布を調べている。その他最近、久高島の岩塊について触れ、台風の高波による岩塊の移動を“台風石”と命名した上で実験的に調べる研究も増えている。特に、恩田⁹⁾及びGotoら¹⁰⁾は、リーフ上の岩塊の発生起源が台風に伴う高波によるものと明示している。前者は台風に伴う高波によって発生した岩塊がサンゴ礁池を埋没される要因であると説明し、後者は久高島海域が台風の高波による岩塊発生と移動機構究明のための稀に見るサンゴ礁海域であると説明している。

仲座⁶⁾は、1988年の研究当時、リーフ上の岩塊の発生が何によるものであるかが「最大の謎」であるとした。なぜなら、台風によるものとする、他のサンゴ礁海域においても同様な多数の岩塊の点在状況が見いだされなければならないはずであるが、そうした海岸はある地域に限定されているからである。その他、津波起源であるとする主張もあった¹¹⁾。しかしながら、仲座の与えた「最大の謎」は、2024年、仲座・菅沼¹²⁾によって遂に解明されるに至っている。それは、1945年の沖縄戦時の艦

砲射撃の砲弾の炸裂によるものとする判断が与えられている。その結果、久高島などに見られるリーフ上の岩塊は、「沖縄戦の石」と命名されている。

ところで、久高島のリーフ上の岩塊の分布状況から Goto¹³⁾は、リーフエッジからの距離が大よそ300 mまでに位置する岩塊は波浪によるものと判断してよいとし、それ以上離れた所に位置する岩塊は津波によるものとの判断基準を与えている。しかし、このような判断にそれほど根拠のないことは、明和大津波が様々な場所に津波石を残している宮古島や石垣島における現状を見れば明らかである。

今村¹⁴⁾は、平面2次元数値計算によって、明和大津波の再現を試み、古文書が伝える津波遡上高との比較を行っている。同時に、津波石の一次元移動計算モデルを用いた数値計算も行っている。津波石の移動に対しては、先に述べた古文書の伝える桃里村の“いなふ田”（現在、伊野田と呼ばれている）の二つの石を対象としている。このとき、津波石の発生源は、汀線からおおよそ300 m沖のリーフ内浅瀬であったとしている。しかしながら、これらの津波石にリーフ内浅瀬に存在したことを示す波浪侵食の痕跡（ノッチなどの痕跡）はまったく無く、むしろ汀線より陸地側にあったことを示す雨水による石灰岩の溶解と再結晶による鍾乳洞化した空洞部が見られる¹⁵⁾。古文書「奇妙変異記」に記されている「アマダラアライス」とは、地方の方言でまさに「雨水のしたたる荒石」という意味を成し、仲座¹⁵⁾の判断が正しいことを示す内容となっている。

津波石移動の数値計算については、Goto¹⁰⁾も実施している。対象とした津波石は、古文書の伝える“とふりゃの津波石”と“やすらうふかね”であり、津波石の元位置の設定の相違によって津波石の到達位置が大きく異なることを示している。

Nandasena & Tanaka¹⁶⁾は、数値計算及び水理実験によって津波の遡上と津波石の移動計算を行っている。津波石モデルは、1.5 cm～8 cm角ほどの石灰岩、サンゴ、セメントなどが用いられている。津波及び津波石の数値計算には共に1次元モデルを用いている。計算結果は、1/20勾配の斜面上の津波石移動に関する水理実験結果と良好な一致を示していると説明されている。

Nakamura¹⁷⁾は、数値計算により明和大津波の再現を試み、津波発生源の推定を行っている。その結果、古文書記録に記されている津波遡上高を広い範囲に亘って説明できるためには、これまでに想定されている波源域よりもかなり離れた琉球海溝付近に波源域を設定し、その規模を拡大する必要があると主張している。

Hisamatsu¹⁸⁾は、明和大津波の再現を対象として津波

伝播及び津波石の移動に関する数値計算を行っている。津波波源域の設定には、Nakamura¹⁷⁾のモデルも組み入れられている。津波石の移動に関する計算には、先に説明した「大浜の津波大石」を対象としており、その初期位置を岸からおおよそ1 km沖にあるリーフエッジの沖側のリーフ斜面上（水深10 mほど）に設定している。それが約321B.C.～A.D.140頃に発生した津波によってリーフ平坦部上に打ち上げられ、1771年の明和津波以前の津波によって現在位置に打ち上げられたが、1771年の明和大津波時にはそれは動いていないとのシナリオを設定している。

上で述べた河名・中田、河名ら、そして今村ら、Goto¹⁰⁾ら、Hisamatsu¹⁸⁾に見られるように、従来の研究の殆どにおいて、巨大津波石の起源は、リーフ先端部沖の斜面上あるいは、汀線から沖側に離れた海中にあったとする見解にある。これに対して、仲座¹⁹⁾は、先に説明したように、津波石として知られる巨大岩塊は、いずれも隆起石灰岩の岩塊であり、その起源はリーフ先端沖の斜面上ではなく、現在の汀線付近の陸上部かもしくは汀線付近の浅海部にあったとする判断を与えている（規模の大きい津波石としては、幅が数mに達するハマサング類の存在もあるが、ここでは、周長が30 mを超えるような琉球石灰岩質の巨大津波石に限っている）。このような見解あるいは考古学的な調査結果などから、仲座¹⁵⁾、¹⁹⁾、²⁰⁾は、「沖縄先島地方に発生した明和大津波クラスの大津波の発生は、1771年の明和大津波のただ一つである」とする判断を与えている。

以上のように、津波石の存在は、歴史津波規模の検証や先史津波の発生とその規模の推定に重要な情報を与え得ることは間違いないが、それらの発生源や発生メカニズムに関しては、いまだ明らかにすべき点が多く残されている。

福田・福岡²¹⁾、²²⁾は、様々な形の石礫群の個々の剛体運動とその周りの水流の三次元運動を説明する固液混相流の数値解析法を構築し、水理実験結果との比較を通して、数値解析法の説明力の高さを示している。さらに、固液混相流の数値解析に適した並列計算技術を開発することで、現地土石流を対象とした高精度の固液混相流の解析を実現し、現地土石流の力学の理解に貢献している。このような計算手法をこれまで述べてきた巨大津波石の移動に対する数値計算に適用することで、従来の平面二次元的な古典的な数値計算による津波石移動の再現性の問題点を明らかにできると共に、精度の高い津波石の移動に関する議論が可能と想定される。しかしながら、津波石に関し、こうした数値計算を検証するほどの水理実験結果は、著者らの知る限りにおいて、未だ十分に得られていない。

本研究においては、巨大津波石を対象に水理実験によってその移動メカニズムを明らかにし、その結果を三次元数値計算へ供すると共に、現存する津波石の規模や移動距離から津波の規模やその流体力を推定しようとする議論を力学的に補うことのできるような基礎的知見を与えることを目的としている。こうした基礎研究成果は、津波石の観察や修学旅行などで津波石から防災を学ぶ学生の学習などにも活用されることが期待される。

2. 巨大津波石の規模と特徴

ここでは、沖縄県先の島地方に数多く点在する津波石群の中から、図-1に示すような特徴ある巨大津波石について、それらの概要を示す。巨大津波石の特徴については、仲座ら^{15), 19), 20)}に詳しく説明されているが、本研究における実験で用いる巨大津波石モデルの形状や寸法の設定根拠、そして津波石に作用する津波力を解釈する上で必要と判断されるため、ここに再度それらの概要を示すことにする。

図-1(a)は、宮古島諸島の下地島の西からやや南西に面する海岸に存在する「帯大岩」である。これは、宮古島及び八重山諸島に散在する津波石群の中でも最大規模の津波石であり、周長が約59 m、最高高さが約12 m（平均高さは10 m程度）となっている。汀線付近の浅瀬に断崖を成していた隆起石灰岩の一部が津波によって破壊され、断崖背後の標高約10 mの平地に打ち上げられたものと判断される。汀線から現在地までの水平距離は50 mほどである。この津波石に残る波の侵食根（ノッチ）や岩塊底部の表面に現れている雨滴による侵食状況から、この岩は当初、現在の姿とは上下逆さまの状態で、写真に見る右側を波の来襲方向に向けて立っていたものと判断される。また、現在の状況での上端面の傾斜と水平に刻まれたノッチのラインから、この岩は汀線付近の浅場の斜面に存在していたと判断される。ノッチの最深部の侵食量が約2.5mであることから、佐和田湾における津波石のノッチ形成速度を調べた安谷屋²⁴⁾の調査結果（対応が明確なもの平均値 1.0 mm/year）を参考にすると、この岩は、明和津波で打ち上げられるまでに約2500年にも亘って波の侵食を受け続けていたものと推定される。

この帯大岩が、明和津波起源であることについては、加藤²⁵⁾が付着サンゴ化石の年代測定から 880 ± 70 yr BPを得て、明和津波起源であると判断している。この判断には、宮古島に残る古文書「御問合書」²⁶⁾の記述「高さ九尋、周囲四十尋の石、… が十尋ほどの高さに上がった」が、現在測る帯大岩の寸法と大方符合していることが大きな意味合いを与えている。仲座ら¹⁹⁾は、この帯大岩の



(a) 帯大岩（下地島）



(b) 佐和田湾奥部に点在する津波石（北方向に望む）



(c) 津波大石（石垣島大浜）



(d) あまたりやの荒石（石垣島伊野田）

図-1 巨大津波石の事例（人の高さとの対比）

ノッチ部分から貝の化石を見出し、年代測定から AD1200-1300 という年代を得ている。この年代は、加藤²⁵⁾の示す年代とも大よそ符合する。

帯大岩が存在する付近の海岸線は、不連続的ではあるが、沿岸方向に約2 kmにも亘って、現在の断崖線と破壊前の断崖線との間が約25 mの幅で不自然に剥がされた状態にあることが確認できる。このことから、この帯大岩を含めて、石灰岩質の岩塊が明和津波によって大量に生成され、平地上に打ち上げられたものと判断される。この海岸一帯の汀線から海側にはリーフフラットが約50～70 mほど沖側に張り出しているが、リーフエッジ沖の海中の斜面上からリーフ上に打ち上げられたと判断されるような岩塊は存在しないことに注目しておく必要がある。帯大岩は、その規模からして世界最大規模の津波石と想定されるが、同様な規模の巨大津波石の事例がトンガ王国に存在することがFrohlichら²⁷⁾によって紹介されている。

明和津波は下地島を西側から東側に横断し、伊良部島の佐和田村に甚大な被害をもたらしている。図-1(b)は、下地島と伊良部島との間の北側の海岸（佐和田湾の湾奥部）に点在する津波石群を示す。1～3 m角ほどの岩塊が無数に点在しており、下地島を横断した津波がこの付近に大量の津波石を運び残したものと判断される（但し、この海岸には津波石だけでなく、根付の石も多く存在することから、津波石の判定には注意を要する）。

河名・中田²⁸⁾は、佐和田湾が下地島と伊良部島の間にあり、北方に面していることから、図-1(b)に示す佐和田湾奥部に大量に存在する津波石は、島の北西あるいは西方（沖縄トラフ側）から来襲した津波によってもたらされた可能性が高いと推測している。しかしながら、その方向にリーフエッジは約3 kmも沖に離れており、その間に津波石は殆ど存在しない。また、佐和田湾の津波石の散在する範囲が、下地島の西海岸の不自然に切り取られた断崖痕の背後に限られていることから、これらの津波石は明和津波起源であると判断すべきであろう。また、安谷屋²⁹⁾が調べた津波石の新たなノッチ深さからも、調査時（2007年）から判断して235年程の経過年、すなわち明和津波の発生年が推測されている。

図-1(c)は、これまでに説明してきた石垣島の「大浜の津波大石」を示している。標高10 mほどの平地にあり、その胴回り長は約38 m、高さは6～10 m程度である。この石の起源について、仲座¹⁵⁾は、現在の位置から南西方向に150 mほど下った汀線背後の陸側の位置にあったと推測している。すなわち、大浜の津波大石は、1 kmほど沖側にあるリーフエッジ沖の海中の斜面上からやってきたものではなく、現在の砂浜背後に存在した隆起石灰

岩断崖の一部であったと判断している。これによれば、津波大石の移動量は、150 m程度と判断されることになる。仲座¹⁵⁾によれば、この発生源から二個の津波石が発生し、その一つが大浜の津波大石、他方がとふりゃの“たかこるせ石”であると判断している（古文書「奇妙変異記」には、これら二つの石は、「“たかこるせ石”と呼ばれ、『こるせ御嶽』に共に並んで立っていた」と記されている）。このような判断によれば、“とふりゃ”にある“たかこるせ石”は、津波大石の発生源と同じ個所から北方向におよそ800 mほど流されたことになる。このたかこるせ石は、胴回り長約34 m、高さは4～5 mである。すなわち、大浜の津波大石の規模と比較すると、若干小さ目の寸法を有する。このことが、移動距離約150 mと800 mという相異を与えたと判断される。

図-1(d)は、石垣島の伊野田にある二つの津波石の内の一つ（大きい方）を示している。古文書「奇妙変異記」には、この石は、「浜から300 mほど沖側から運ばれた」と記されている。この海岸を浜から300 mほど沖に行くところはサンゴ礁内に位置し、水深2～3 mほどの浅海域である。このような海域にこの津波石の発生源があったならば、その証を示す波の侵食痕がこの津波石の根元付近に残されているはずである。しかしながら、そのような痕跡はこの石に見いだされていない。むしろ、この石の岩質や岩相からは、これまでに示してきた津波石と同様に、海岸付近に見られる隆起石灰岩断崖が風化して残存した一部と判断される。図-1(c)と図-1(d)に示す岩塊の根元あたりには共に、空洞部が見られる。これらの空洞部の天井面は一部鍾乳洞石化したのようになっており、これらの石が共に、海中ではなく、陸上部に存在したことを示している。図-1(d)に示す津波石の起源を仲座¹⁵⁾は、現在の津波石の位置から約南東方向に350 mほど下がった琉球石灰岩が成す断崖の先端付近と推定している。そこを津波石の発生源とすると、この津波石は、陸上部間をおよそ350 mほど運ばれたことになる。この石の寸法は、同周り長が約40 m、高さ5～6 mである。

以上をまとめると、最大規模の津波石である帯大岩は59 m×10 m（胴回り長×高さ、以下同様）、大浜の津波大石は38 m×8 m、とふりゃのたかこるせ石は34 m×5 m、伊野田の津波石は40 m×6 m程度の規模であり、それらがそれぞれ50 m、150 m、800 m、350 mほど運ばれたと判断される。一方、図-1(b)に示す1～3 m角ほどの比較的小さな津波石は、1～2 kmほど運ばれたことになる。

これら巨大津波石の寸法を参考に、以下に示す実験では、巨大津波石モデルが設定されている。

2. 実験装置及び実験方法

図-2に示すように、実験には琉球大学工学部社会基盤デザインコースが所有する長さ10m、幅0.6m、高さ0.4mの開水路が用いられた。水路の上端に長さ3.5 mの貯水部（以下、たんにダム部と呼ぶ）を設け、その開口部に仕切り板を設置した。図に示すように、ダム開口部から下流方向に0.5 m間隔で容量式波高計を設置し（ch4～ch11）、津波伝播に伴う水位を計測した。

波高計ch1～3は、ダム水位の計測用である。流速の測定には、超小型プロペラ流速計を用いた。計測位置は、図-1にv1及びv2で示す位置である。プロペラ流速計の性能上の制限から、計測できる流速は最大2.0 m/sとなっている。波高計ch4～ch11及び流速計（v1及びv2）は、津波石モデルが水路の横断方向中央に設置されることから、津波石モデルの移動に影響を与えないように、水路の側壁側に寄せて設置した（側壁から10 cmほど離れている）。容量式波高計は、その先端部の構造上の問題から水位が1.1 cm以上となる場合に水位の計測が可能となっている。

津波石モデルの移動や津波先端部の伝播速度の計測のために、図-2に示すデジタルビデオカメラ3台を用いた。その内の2台は、開水路の長さ方向に沿って平行に設置し、他の1台は上流から流れや石の移動が平面的に捉えられるように、開水路床面上約1.0 mの位置に設置した。

実験縮尺としては、フルード則に基づき、1/100に設定した。ただし、津波の周期については、実際には20分から50分などと長周期なものとなる。しかし、このような長周期の津波を発生させることは、本研究で用いた津波発生装置では不可能であり、その点についての縮尺はフルード則に基づいていない。

図-3に示すように、津波石モデルは、正方形断面を基本として、上述の巨大津波石の寸法等を参考に、9.7 cm×9.7 cm×10.0 cm（横×奥×高さ）及び9.7 cm×9.7 cm×5.0 cm

の2種類の角柱に設定した。材質は、コンクリートモルタルである。津波石モデルの比重は1.7及び2.0であり、開水路床との摩擦係数はほぼ0.4と計測された。表-1に、津波石モデル番号と津波石諸元との対応をまとめて示す。津波石モデルの初期位置は、ダムの開口部から2.5 mの位置に設置した。ダム開口部の仕切り板を手動で瞬時に明け、ダムブレークの的に津波を発生させ伝播させた。発生した津波は、静置されている津波石モデルに衝突し、津波石モデルを平面的に回り込みあるいは、津波石モデルを運びながら伝播した。それらの様子は、デジタルビデオカメラ、波高計及び超小型流速計で計測された。ダム開口部の仕切り板は、手動で瞬時に取り払われるため、計測される津波波形に幾分かの違いが生じる。そのため、実験では、同じ条件の実験を2～3回繰り返し、それらがほぼ同じ波形を示すことを確かめた。ダム内の貯留水位については、14 cm～32 cmまで、約2 cm間隔で変化させた。



図-3 津波石モデル（左からモデルⅠ～Ⅲ）

表-1 実験水路と津波石モデル間の摩擦係数

津波石番号	I	II	III
形状 (横×奥×高さ) [cm]	9.7×9.7×10.0	9.7×9.7×10.0	9.7×9.7×5.0
比重	1.7	2.0	2.0

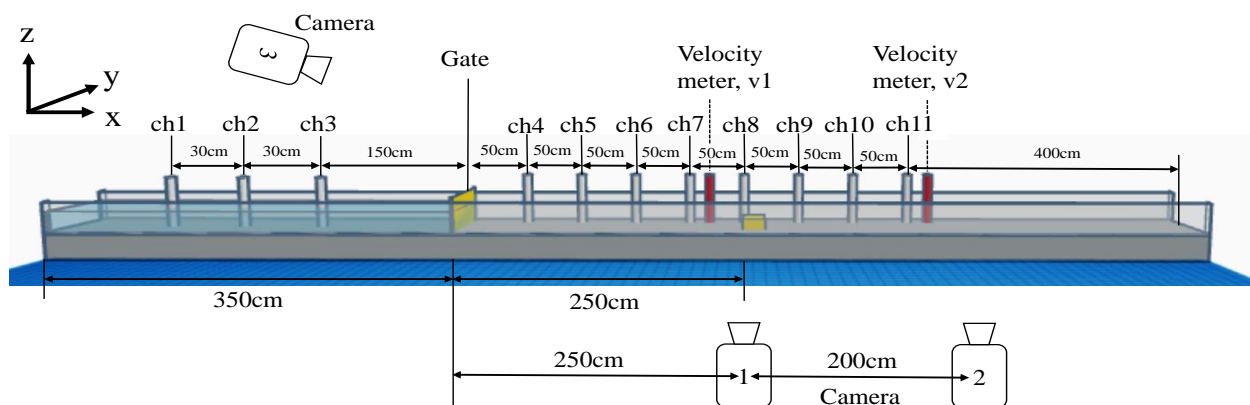


図-2 実験装置概要

3. 実験結果及び考察

図-4に、ダム水位とch4位置で計測された入射津波高の最大値（以下、入射津波高あるいは単に、最大津波高、あるいは津波高と呼ぶ）との関係を示す。ダム水位 h_d と津波高 H との関係はほぼ比例する関係にあり、直線近似で、式(1)で与えられる。

$$H = 0.32h_d + 1.58 \quad (1)$$

図-5に、津波石Iに作用させた津波の伝播波形及び石の移動軌跡を示す。図の縦軸は計測された水位 h (cm)を表す。横軸は時間 t (s)である。図に示す津波伝播に伴う水位は、波高計ch4～ch11で得られたものであり、それぞれの波形のゼロ値を波高計ch4からの距離に応じてオフセットを与えて表示してある。水路における波高計の設置間隔は50 cmであることから、図中の各波形のゼロ値の間隔は波高計間隔50cmに対応する。図中の●印は石に津波が衝突した瞬間、○印は石が移動した瞬間の位置と時間を表し、×印は移動中の石の位置と時間、△印は石が静止した時の位置と時間を表す。水位波形の示す値は、計測水位を表すが、上述のように、波高計の先端部の構造上の問題から、実際の水位は計測水位の数値に1.1 cmを加える必要がある。よって、入射津波高の算定には、計測開始最低水位である1.1 cmを計測水位に加えて実測値とした。正しい津波先端部の位置や時間について、ビデオカメラによる画像解析で調べることをも試みたが、撮影範囲が比較的広い幅を対象としているため、定量的な評価には至っていない。その結果、津波先端到達時については、波高計で捉えた最初の水位の計測時とした。

移動中の石の位置については、波高計設置位置を津波石が通過した瞬間としている。津波石の初期位置は、ダムゲートから下流側へ2.5 m離れた位置にあるため、波高計ch8の位置に対応する。計測される水位及び流速は、水路横断中央部の値を表すのではなく、水路側壁側の計測位置における値を表す。したがって、津波石モデルが流下しながら波高計や流速計位置付近を通過したとしても、計測されている水位や流速は、津波石の直上流あるいは直下流の値を示すのではなく、それらは津波石を回り込んだ流れの水位や流速を表す。図中、津波石位置から上向きに矢印で示す波形の値は、津波石が水位計測位置を通過時の水位を表している。

図-5(a)は津波高7.6 cmの場合に対応する。図において、最も上流側の波高計ch4の示す水位波形を見ると、水位は津波先端部が段波状に通過した後に上昇し、最高水位に到達、その後徐々に減少、時間15 s付近には反射波の到達する様子を示す水位の擾乱が見られる。入射津波の

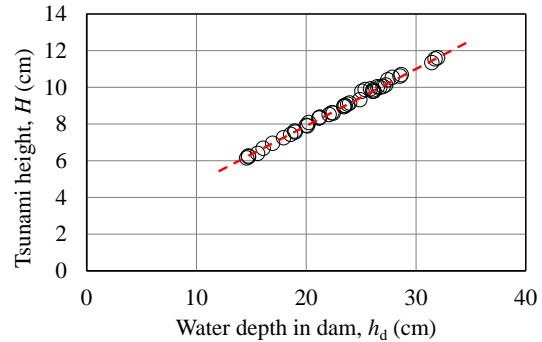
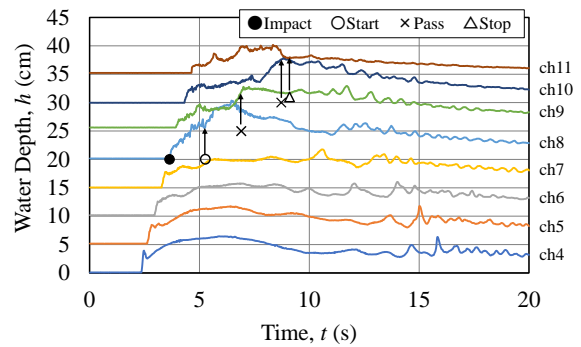
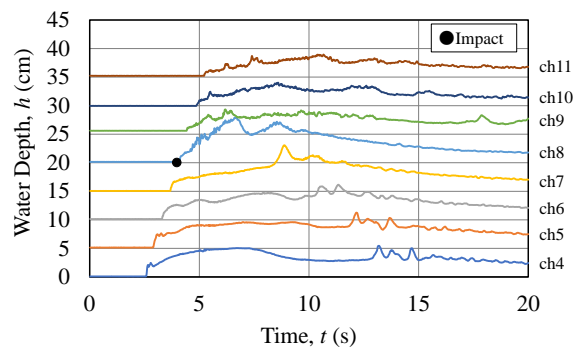


図-4 初期ダム水位と津波高 (ch4) の関係



(a) 津波高 7.6 cm



(b) 津波高 6.5 cm

図-5 津波波形と津波石の移動 (津波石I)

波先端部は時間が2.5 s付近で波高計ch4を通過した後、約4.5 s時で3.5 m離れたch11の位置に到達しており、波先端の伝播速度は1.8 m/s程度と算定される。また、ch4及びv1の位置にてそれぞれ計測された最高水位 h_{\max} と最大流速 u_{\max} は、7.6 cm及び1.8 m/sであったことから、それらから与えられるフルード数は2.1と与えられる。

フルード数の計算には、水位と流速値とは通常同じ位置で同時刻の計測値を用いなければならないが、実験における入射津波高をch4の位置で計測しているため、代表的なフルード数の目安として、ここではch4及びv1で

それぞれ計測された最高水位と最大流速値を用いている（入射津波の特性としての最高水位及び最大流速が用いられることに注意）。

図-5(a)に示すch4の水位波形に見るように、入射津波の先端付近の水位と最高水位とは2倍程度の違いがある。また、後に図-14において運動エネルギーとして示されるように、入射津波の流速は入射津波先端部付近において最高値を示す。したがって、ここに水位と流速とのそれぞれの最高値を用いて定義されるフルード数は、同時刻の水位と流速の値を用いて定義されるフルード数の1/1.4倍程度の値を示すことになる。実際に現地において来襲津波のフルード数を計測することは困難な場合が多い。水位については、津波痕跡などから最高水位として与えることができる。流速については、局所的には災害時のビデオカメラ画像などから与えることができる。あるいは、流体力などからの推定値として与えられる。しかし、いずれにしても、実際の津波来襲時に入射津波の水位と流速との同時計測値としてのフルード数を陸上部において推定することは困難な場合が多い。したがって、ここに定義される水位と流速値とのそれぞれの最大値を用いて定義されるフルード数は、入射津波の特性を示す一つの代表的な指標としての意味合いを持つと言える。また、本研究では、入射津波の最大水位及び流速値の最大値などを津波石移動に対する重要なパラメータとして議論している。このようなことから、以下、上述のように定義されるフルード数を求め、それを代表フルード数と呼ぶ。

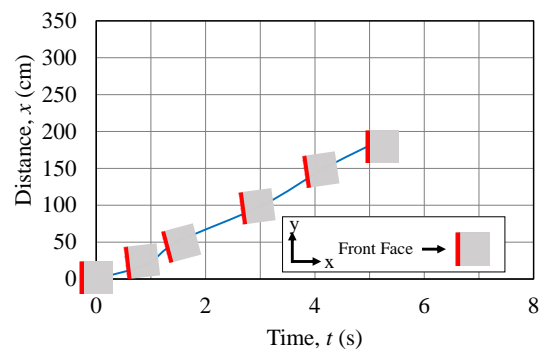
図-5(a)において、津波石の移動の様子を見ると、津波到達時にはなく、津波到達から2 sほど経過した後移動を開始し、ch9の位置を通過して、初期位置から1 mほど運ばれた位置で静止している。波高計位置ch10の水位は、津波石が静止した時間当たりから低下し始めている。津波石が静止した時間を起点として、津波石の前面の上流側にできた堰あげ背水による水位上昇部が上流へと伝播し始めて、時間15.0 s当たりで、津波石からの反射津波はch4の位置に到達している。反射波の伝播の存在から、それが見られる時間帯において、津波に伴う流れはフルード数（水位と流速値の同時計測値で計算されるフルード数、以下これをたんにフルード数と呼ぶ）が1.0以下になり、流れは常流に変化しているものと判断される。実際にch7及びv1の同時計測データを用い、時間10 sにおけるフルード数を求めるとほぼ1.0であった。

図-5(b)は、津波高6.5 cmの場合に対応する。この場合、津波石は動いていない。ch4で計測された津波波形の最大水位は6.5 cm、v1で得られた最大流速は1.5 m/sであり、これらの数値から与えられる代表フルード数は1.9であ

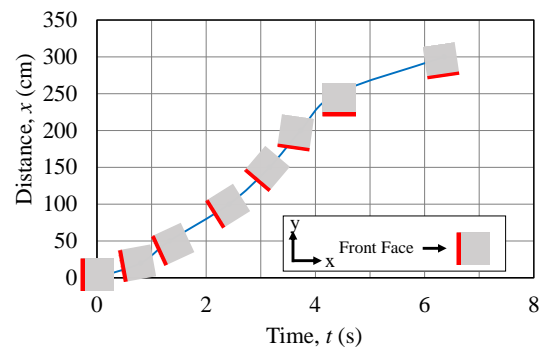
る。また、水位波形の伝播速度から得られた津波先端の伝播速度は1.4 m/sである。津波石の初期位置とほぼ同じ位置にあるch8の波形は、津波到達時から急激な水位の上昇を示している。その後、8 s 当たりから短周期の水面変動が現れ、それが上流側へ伝播している。これは、津波石からの反射波の伝播を示している。

図-6に、デジタルビデオカメラ3で得られた津波石の移動開始から停止までの間の石の位置と鉛直軸回りの回転の様子を示す。図中、津波石は■のマークで表されている。その一辺に赤色で示す線は、移動開始前の津波を受ける側の津波石の前面を表している。それが回転することで、津波石の鉛直軸回りの回転の様子を表す。また、青の実線は、各時間毎の津波石の位置をスプライン関数で結んだものである。

図-6(a)は、津波石モデルI、津波高7.9 cmの場合に当たる。この場合、津波石は移動開始から静止時まで比較的回転を伴わずに移動している。図-6(b)は、津波石モデルI、津波高8.5 cmの場合に当たる。津波石の移動の様子を大まかに見ると、移動初期の加速期（0～1 s）と、ほぼ一定速度期（1～3 s）、そして減速期（3～6.5 s）に分けられる。加速期では津波石はほぼ初期の面の方向を維持したまま移動し、一定速度期にわずかながら左回転が認



(a) 津波高 7.9 cm



(b) 津波高 8.5 cm

図-6 津波石の移動形態（津波石I）

められ、その直後に45°ほど回転して静止している。こうして、津波石の移動の加速期や減速期には、石移動速度と鉛直軸回りの回転とに何らかの関係性の存在が示唆されるが、津波石移動中の回転の有無や回転方向については実験の度に不確定的に発生しており、実験ではそれらに定量的な評価を与えることはできなかった。

図-7に、津波先端の伝播速度（図中、□印で示す）、流速測定点v1及びv2の位置で得られた津波の最大流速（図中、□印以外の印で示す）と入射津波高との関係を示す。最大流速は、超小型プロペラ流速計の測定限界が最大2.0 m/sとなっているため、計測値は2.0 m/sで頭打ちとなっている。また、先に述べたように、波先端部の波速については、波高計で計測した値としているので、実際には津波先端部が正しく捉えられている訳ではない。津波高が約1.1 cmとなる波の先端部を追跡した伝播速度となる（以下、この値を津波先端部の波速と呼ぶ）。図に示すように、津波先端部の波速に比較して、津波の最大流速の方が大きくなっている。最大流速は、測定場所が上流側となるv1の方で若干大き目となっている。これは、ダムブレイク的に発生させた津波高が下流に伝播するほど低下することによるものと、津波石の障壁効果によるものである。津波高と最大流速及び波先端の波速とはほぼ直線的な関係を示すものの、それらに津波石の形状による系統的な相違は現れていない。

図-8に、津波石移動開始時の流速値（測定箇所v1）を示す。図示のとおり、津波石移動開始時の流速値は約7.5 cm以上の入射津波に対して総じて、津波石I<津波石II<津波石IIIの関係にある。単純に考えると、重量の大きな石ほど動くのに大きな流速を必要とするはずであるが、図の関係は必ずしもそうはなっていない。軽い石ほど津波先端部到達時と共に瞬時に移動させられる傾向にあり、その結果、津波石移動時の流速は大きめの値を示している。津波石IIIの場合、津波高が5 cmを超えるあたりで移動を開始している。津波高が5~7 cmの間は石移動開始時の流速はほぼ同じ値を示し約1 m/sとなっている。これは、高さが5 cmと背の低い津波石IIIの場合、衝突した津波の先端部は津波石を乗り越えてしまい、流れがしばらく津波石を押さえつける形に作用することによるものと判断される。津波高が6 cmを超えたあたりから、津波の衝突作用が激しくなりかつ、津波石が津波の先端部到達時に流されるようになり、移動開始時の流速は大きい値を示すと共に、流速値は津波高とほぼ比例する関係にある。津波石I及びIIについては、津波に伴う水位が津波石の高さ程度までに高まり、浮力を得た後に津波石が移動開始しており、重量の大きい津波石ほど大きな流速で移動を開始している。両者共に、移動開始時の流速は津波高に

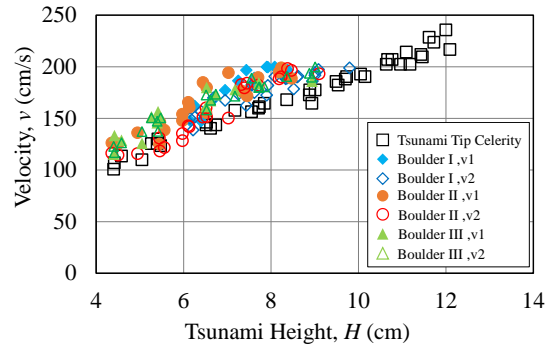


図-7 津波先端部の波速及び津波の最大流速

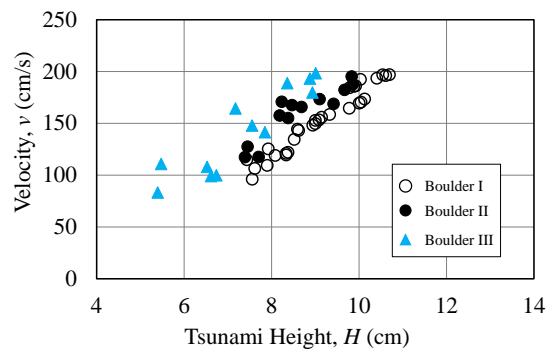
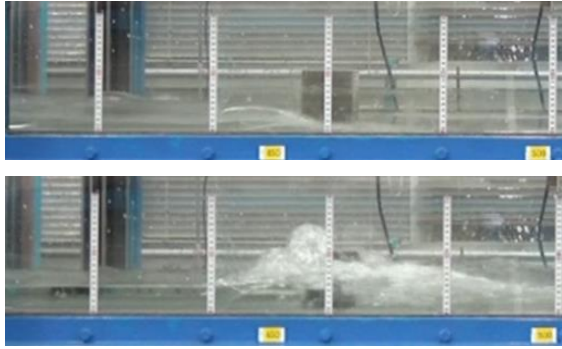


図-8 津波石移動開始時の流速

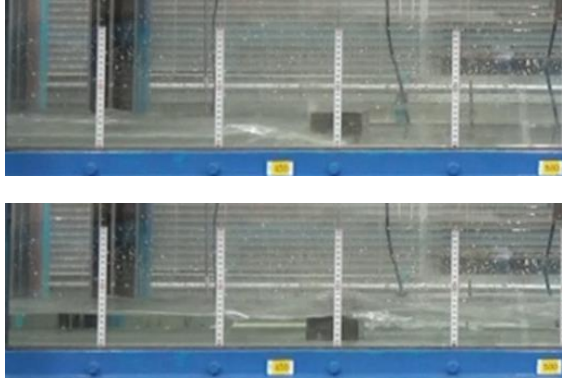
ほぼ比例している。

図-9に、津波石II及びIIIの場合に対する津波の衝突と伝播の様子を示す。作用させた津波高は、それぞれ8.4 cm及び6.7 cmである。津波石IIが移動開始時には、衝突津波が激しく作用し、津波石の前面に巻き上がるしぶきも相当大きなものとなっている。対して、津波石IIIの場合は（津波高が5~7 cmの場合）、津波が津波石に乗り上げ越流するため、前者のような激しい水塊の巻き上げはなく、津波石背後には段落ち部の定常流れのような状況が形成されて、流れが石をおさえ付けることで石の移動が鈍ることが確認された。しかしながら、津波高が7.5 cm以上となると、津波の衝突作用が激しくなり、津波石IIの場合に類似した激しいしぶきを伴う移動を示した。

図-10に、津波石が移動開始から停止するまでの間の平均津波石移動速度と津波高との関係を示す。津波石の平均移動速度は、総じて津波高に比例する形にある。津波石I及びIIについては、形状が同じで、比重が異なるため、比重の軽い方の津波石Iの平均移動速度が速くなっている。津波石IIIについては、津波高が5 cm程度から移動を開始するものの、津波高が8 cm程度までの間は津波が石へ乗り上げるために津波石はすぐに停止してしまう。そのため、平均移動速度が津波高に単純に比例すること



(a) 津波石II



(b) 津波石III

図-9 津波の津波石への衝突と伝播

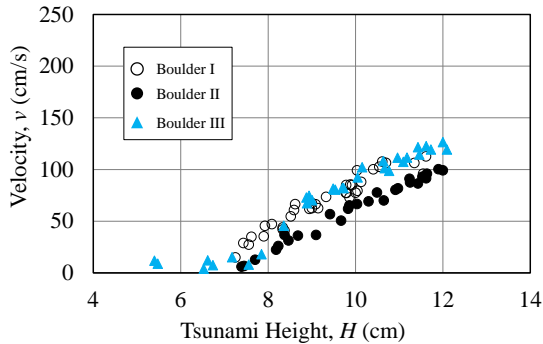


図-10 津波石の平均移動速度

なく、平均移動速度も遅くなっている。しかしながら、津波高が8 cmを超えたあたりから平均移動速度が急激に大きくなっている。津波高が8 cm以上となると、平均移動速度は津波石Iの場合の平均移動速度とほぼ同じ程度となっている。

図-11に、津波石がほぼ一定速度で移動していると判断される時間帯における石周りの流速 (v_1) を示す。総じて、流速値は津波高と比例関係にあり、津波石が移動開始時の流速と比較して小さくなっている。津波石IIIの場合、重量は津波石IやIIの場合よりも軽いにもかかわらず、津波高が約9 cm以上において、流速値は津波石I

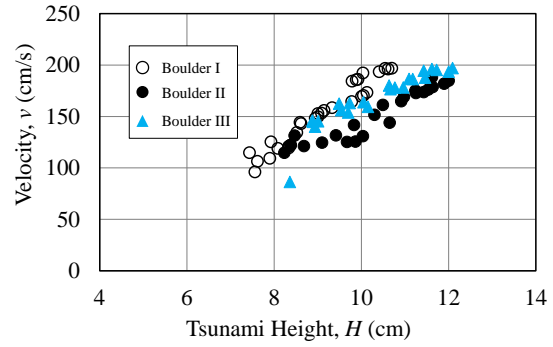


図-11 津波石が定常的に移動時の津波石周りの流速

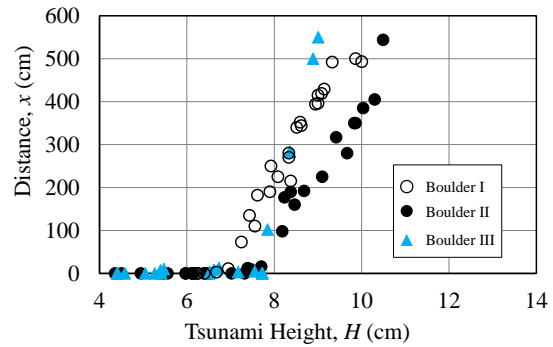


図-12 津波石の移動距離と津波高の関係

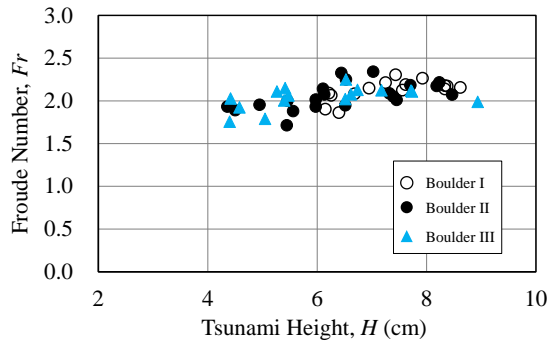


図-13 入射津波高と代表フルード数の関係

と津波石IIの場合の流速値の間にあり、津波石移動開始時の流速値よりもかなり小さくなった流速で流されていることになる。先に、図-10で見たように、津波石IIIの平均石移動速度は津波石Iの場合と同程度であり、津波石IIIが完全に水没しながら流れに乗るまでに時間を要していることが分かる。津波石IIIについて、津波高8 cm以下にデータが存在しないのは、石移動距離が極めて短く、一定速度での石移動期の設定が困難であったことによる。

以上に述べてきた図-8～図-11に示される実験結果は、石移動開始時の遅れなど、従来のモリソン式に基づく流体力による津波石移動の数値計算などには考慮されてい

ない現象をも含んでおり、今後の数値計算等で考慮すべき点と言える。

図-12に、津波石の移動距離と津波高との関係を示す。比重1.7と2.0にそれぞれ対応する津波石IとIIの場合を比較すると、比重の小さい方の津波石Iの方がより長い距離まで運搬されている。津波石IIIの場合、津波の移動は津波高が約4 cmから認められるものの、津波高が7 cm程度まではわずかに移動する程度となっている。しかしながら、津波高が7.5 cmを超えると、津波石は津波の流れに取り込まれ、長い距離に亘って運搬されている。さらに、津波高が9 cmを超える場合には、用いた開水路の端までの距離6 mにも亘って流され、開水路床内に留まることはなかった。このことは、巨大津波石の移動距離が海岸の汀線付近から数百メートル内となっているのに対して、図-1(b)に示すように、1〜3 m角ほどの比較的小さな津波石は1〜2 kmほど運ばれていることに対応するものと判断される。

3. 流れのフルード数、比エネルギー及び津波石に作用する抗力の検討

図-13に、代表フルード数と津波高の関係を示す。先に説明したように、入射津波の特性を表す一つの目安となる代表フルード数の算出には、最大流速値 (v_1) と入射津波高 (ch_4) を用いた。データが津波高9 cm程度までとなっているのは、それ以上の津波高の場合、流速値が用いた超小型プロペラ流速計の測定上限を超えることによる。図によれば、実験した範囲内の代表フルード数は1.5〜2.5程度となっている。このように入射津波のフルード数が1.0を大きく超えるような状況は、実際には起こり得ないと想定される。そのため、本研究結果を実際の現象に適用する場合には、フルード数を調整する必要がある。しかし、数値計算などの検証に対しては、実験と数値計算とでまったく同じ状況を設定できるため、実験で得られたデータの数値等をそのまま参照できる。

以下においては、本研究のようにフルード数が高い状況下での実験結果を実際の現象に適用する場合の一つの考え方を示す。

図-14に、 ch_7 で得られた水位及び v_1 で得られた流速を用いて、求めた比エネルギー E_s の時間変化を示す。図には、比較のために、水位 h 、運動エネルギー K_s をも示してある。入射津波高は18.6 cmである。

水位に換算した比エネルギー E_s 及び運動エネルギー K_s は、次なる関係式で与えられる。

$$E_s = \frac{v^2}{2g} + h \quad (2)$$

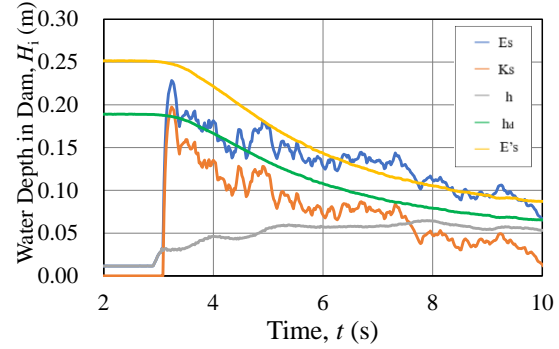


図-14 津波の比エネルギー（水頭値）の時間変動

$$K_s = \frac{v^2}{2g} \quad (3)$$

ここに、 v は平均流速、 h は水位、 g は重力加速度を表す。

図に示すように、水位と運動エネルギーの時間変化を見ると、津波の先端部付近に運動エネルギーの最大値が現れている（最大流速発生時に対応する）。エネルギー損失を無視すると、比エネルギーは、ダム水位の時間変動と一致することになるため、図にはダム内の水位 h_d の経時変化も示してある。入射津波が津波石に衝突し津波石前面の水位が上昇した後は、津波進行は津波石の幅に亘って遮られるため、入射津波は津波石を回り込んで流れるようになる。したがって、測定位置における水位及び流速は、断面収縮による縮流効果で増大する。津波石による開水路断面積の閉塞率を考慮すると、計測位置における比エネルギーは4/3倍程度に増幅される。

図-14では、津波に伴う流れが開水路断面中央部に位置する津波石をよけて開水路側壁側に縮流し増幅するのが、4.5 s以降に認められる。この時間帯以降の比エネルギーについては、ダム水位の時間変動を4/3倍だけ増幅させた水位の時間変動 (E'_s) とよく一致している。

物体に作用する流れの流体力に対しては、以下のような経験式が存在する。

$$F_D = \frac{1}{2} C_D \rho A v^2 \quad (4)$$

ここに、 F_D は抗力、 C_D は抗力係数、 ρ は流体の密度、 A は受圧面積、 v は石移動速度に対する流れの相対速度を表す。

津波石に対して床面の静止摩擦力は、次のように与えられる。

$$F_\mu = \mu mg \quad (5)$$

ここに、 F_μ は抗力、 μ は静止摩擦係数、 m は津波石の質量を表す。

ここで、津波石IIIについて、津波高8 cmに対して津波

石に作用する抗力及び静止摩擦力の大きさを試算してみる。但し、議論を単純にするために、石の鉛直軸回りの回転は考慮しないことにする。

石移動距離が有意な値となる事を勘案して、図-11より、津波高8 cmに対して、石移動時の流速値は大よそ1.25 m/sであり、実際のスケールでは、12.5 m/sと与えられる。抗力係数 C_D を1.0で与えると、抗力が次のように与えられる。

$$F_D = \frac{1}{2} \times 1.0 \times 1.0 \times 10^3 \times 10.0 \times 10.0 \times 12.5^2$$

$$= 0.8 \times 10^7 \text{ N} \quad (6)$$

静止摩擦力については、次のように与えられる。

$$F_\mu = 0.4 \times 2.0 \times 10^3 \times (10.0 \times 10.0 \times 10.0) \times 9.8$$

$$\cong 0.8 \times 10^7 \text{ N} \quad (7)$$

但し、石の断面及び高さについては、それぞれ10.0 × 10.0 m² 及び10.0 mで近似し、重力加速度についても適宜10.0 m/s²で近似した。

これらの計算値より、 $F_D \cong F_\mu$ の関係にあることが示される。

ここの計算においては、津波石に作用する浮力及び回転の効果を考慮していない。前者については、津波石が完全に水没状態にないことが理由であり、後者については議論を単純にするための設定である。

ここで与えた津波高8 m及び流速値12.5 m/sを用いると、 Fr 数が次のように与えられる。

$$Fr = \frac{12.5}{\sqrt{9.8 \times 8.0}} = 1.4 \quad (8)$$

以下においては、石垣島最大の津波石である津波大石を発生させた津波の津波高の推定を試みることを通じて、高いフルード数条件下で実施された実験結果の現地適用法について説明する。

石垣島にある大浜の津波大石の胴回り長は40 m程度で、平均高さは7~8 m、最大10 m程度となっている。実験では津波石の密度を最大2.0 kg/m³に設定していることから（琉球石灰岩の密度は1.8~2.7 kg/m³程度となっている）、高さ10 cmの津波石モデルIIに関する実験結果を参照することにする。

図-11より、津波高13 cm（実スケールで13 m）の場合の流速を読み、2.0 m/sに設定、これを現地スケールに直すと、20 m/sであり、比エネルギーが、次のように与えられる（以下、実スケールにて計算を行う）。

$$E_s = \frac{v^2}{2g} + h = \frac{20.0^2}{2 \times 9.8} + 13.0 = 33.4 \text{ m} \quad (9)$$

これを、実際の現地におけるフルード数0.8程度の比エネルギーに対応させると、

$$E_s = \frac{v^2}{2g} + h = \frac{v^2}{2gh} + h = \left(\frac{Fr^2}{2} + 1 \right) H \quad (10)$$

より、津波高 H が次のように与えられる。

$$\left(\frac{Fr^2}{2} + 1 \right) H = 33.4 \text{ m} \quad (11)$$

$$H = \frac{33.4}{\left(\frac{Fr^2}{2} + 1 \right)} = \frac{33.4}{\left(\frac{0.8^2}{2} + 1 \right)} = 25.3 \text{ m} \quad (12)$$

このとき、フルード数は0.8であることから、

$$v^2 = 0.8 \times gH \cong 202.4 \text{ m}^2/\text{s}^2 \quad (13)$$

よって、抗力が次のように与えられる。

$$F_D = \frac{1}{2} \times 1.0 \times 1.0 \times 10^3 \times 10.0 \times 10.0 \times 202.4$$

$$= 1.0 \times 10^7 \text{ N} \quad (14)$$

一方、同様なことを津波高11.0 cmに適用すると、

$$E_s = \frac{v^2}{2g} + h = \frac{12.5^2}{2 \times 9.8} + 11.0 = 19.0 \text{ m} \quad (15)$$

これを、フルード数0.8程度の比エネルギーに対応させると、津波高 H が次のように与えられる。

$$\left(\frac{Fr^2}{2} + 1 \right) H = 19.0 \text{ m} \quad (16)$$

$$H = \frac{19.0}{\left(\frac{Fr^2}{2} + 1 \right)} = \frac{19.0}{\left(\frac{0.8^2}{2} + 1 \right)} = 14.4 \text{ m} \quad (17)$$

このとき、フルード数は0.8であることから、

$$v^2 = 0.8 \times gH \cong 115.2 \text{ m}^2/\text{s}^2 \quad (18)$$

よって、抗力が次のように与えられる。

$$F_D = \frac{1}{2} \times 1.0 \times 1.0 \times 10^3 \times 10.0 \times 10.0 \times 115.2$$

$$= 6.0 \times 10^6 \text{ N} \quad (19)$$

この場合、津波石の静止摩擦力を下回り、津波石の移動は不可となる。

式(6)及び式(7)より、津波石に作用する抗力が底面摩擦力若干上回る場合の津波高は、上と同様な計算により、 $H = 22 \text{ m}$ が与えられる。

次に、津波石の移動距離について検討する。

実験と現地における現象とを一致させるために、流体が津波石に及ぼした仕事等しくするように設定する。したがって、次の関係式が与えられる。

式(6)及び(7)より、 $H = 22 \text{ m}$ に対する実験の津波高（すなわち、 $F_D \cong F_\mu$ となる場合）は8 cm程度と与えられる。これに対する津波の移動量を図-12より読み取って、津波石の移動量がおよそ150 m（実験スケールで、1.5 m）と与えられる。

以上の議論から、石垣島最大の津波石“大浜の津波大石”を運ぶぎりぎりの入射津波高を22 m程度と予測す

ると、津波大石の移動量は150 m程度と予測され、現在の津波大石の発生源からの移動距離を説明可能となる。但し、この場合、津波大石の移動距離を仲座^{15, 20)}にない150 mと設定している。また、ここでの議論は、式(6)及び式(7)に示すように、津波石に作用する抗力と静止摩擦力とが同程度となる場合の津波高を基準にしており、津波石が動くための最低限の津波高を対象にしている。したがって、実際の津波高としては、ここで対象とした津波高よりも幾分か高めの津波高を想定することが必要と思われる。

富樫ら²⁰⁾によれば、津波の遡上高は、入射津波高の1～3倍程度に設定できるので、入射津波高 $H = 22$ mに対して、遡上高が22～66 mと推定される。古文書記録には、津波大石のある大浜村で波あがり高145.8尺(44.2m)と記されている²⁾。

以上の試算は、津波大石及び津波遡上高の実情を良く表していると判断される。

6. おわりに

本研究では、沖縄県宮古島諸島及び八重山諸島に散在する巨大な津波石の特徴の概要を整理した上で、水理実験によって、巨大津波石の移動メカニズムを明らかにした。実験によって得られた主な結論は以下のようにまとめられる。

- 1) 研究対象とする巨大津波石の概要が整理された。
- 2) 入射津波の最大水位と最大流速値を用いた代表フルード数が定義された。
- 3) 津波石モデルを用いて、作用津波と石の移動の時間的關係が示された。
- 4) 津波石の移動時の位置と回転の代表的状況が示された。
- 5) モデル化した津波石に対して、津波が移動開始する時の流速と津波高の關係が明らかにされた。
- 6) 津波の津波石への衝突の様子と移動開始時の様子が示された。
- 7) 津波石が移動開始して静止するまでの平均速度と津波高との關係が示された。
- 8) 津波石がほぼ一定速度で移動している際の津波石周りの流速と津波高との關係が示された。
- 9) 津波石の移動距離と津波高との關係が示された。
- 10) 実験に用いた津波のフルード数が示され、比エネルギーとダム水位との比較が示された。
- 11) 高いフルード数で実施された実験結果を実際の低いフルード数と対比させるための一案が示された。
- 12) 提案された比エネルギーに基づく現地適用性を石

垣島最大の津波大石の移動に対して適用し、ほぼ実際の状況を説明できることについて述べた。

数値計算の場合、条件設定を本実験条件とまったく同じように設定することができるため、数値計算の検証などには本実験結果が直に適用可能と判断される。また、こうしてチューニングされた数値計算結果を現地適用することで、現存する津波石が物語る津波規模や津波力をさらに明らかにすることが可能と期待される。今後は、実験結果と精度の高い三次元的な数値計算とを相補的に活用した津波高や津波力の推定手法が望まれる。

本論は、防災教育やツアーガイドなどにも利用可能なように、できるだけ平易な言葉での説明や簡略化した計算によることとした。したがって、より厳密な計算などを行う場合は、適宜適切な数値計算などによることが求められる。

謝辞：本研究の一部については、尾崎次郎基金による援助を受けている。本研究をまとめるにあたり、福田朝生准教授にご助言を頂いた。また、本研究の実施には、当時琉球大学大学院理工学研究科博士後期課程に在学中であった稲垣賢人氏及び工学部環境建設工学科に在学中であった渡久山諒氏に多大な協力を頂いた。実験に関しては、当時卒業研究として係わった多くの学生による協力を得ている。ここに記し、関係者各位に心からの感謝の意を表す。

参考文献

- 1) 牧野清：八重山の明和大津波、発行者牧野清、447p., 1968.
- 2) 牧野清：改訂増補八重山の明和大津波、発行者牧野清、462p., 1981.
- 3) 河名俊男・中田高：サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生期、地学雑誌、103, 4, pp.352-376, 1994.
- 4) 河名俊男・島袋永夫・島袋綾野・玉木謙・伊波望・仲宗根直司・濱中望・比嘉淳：石垣島大浜における1771年明和津波による2個のサンゴ礁岩塊（高こるせ石）の移動-古文書「奇妙変異記」に基づく考察-、沖縄地理、7号、pp.53-60, 2006.
- 5) 仲座栄三：石垣島大浜の津波大石は古文書にしるされていたか（その2）、沖縄科学防災環境学会論文集 (Coastal Eng.), Vol.5, No.1, pp.17-23, 2020.
- 6) 仲座栄三：石垣島の海に引き流された津波石の分布が語るもの、沖縄科学防災環境学会論文集 (Coastal Eng.), Vol.5, No.1, pp.24-31, 2020.
- 7) 仲座栄三・津嘉山正光・松田和人・日野幹雄：リーフ上に打つ上げられたサンゴ礁岩塊位置による歴史大波の推定、海岸工学論文集、第36巻、pp.65-69, 1989.
- 8) 津嘉山正光・仲座栄三：サンゴ礁岩塊群の波浪減衰効果に関する研究、琉球大学工学部紀要、48, pp.31-

- 39, 1994.
- 9) 恩田真理子：琉球列島久高島裾礁における巨礫堆積物の分布とその地形形成における役割，地理評，72，pp.246-762，1999.
- 10) Goto K., Okada K., Inamura F.: Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan, *Marine Geology*, 262, pp.14-24, 2009.
- 11) Aydan O., Tokashiki N.: Tsunami boulders and their implications on the potential for a mega-earthquake along the Ryukyu Archipelago, Japan, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78, 3917-3925, Springer Nature 2008.
- 12) 仲座栄三・菅沼匠人：沖縄戦の石及び沖縄戦の弾痕，沖縄科学防災環境学会論文集 (Coastal Eng.), Vol.9, No.1, 1-7, 2024.
- 13) Goto K., Kawana T., Imamura F.: Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan, *Earth-Science Reviews*, 102, pp.77-99, 2010.
- 14) 今村文彦，吉田功，アンドリュウ・ムーア：石垣島における 1771 年明和大津波と津波石移動の数値計算，津波工学研究報告 18，pp.61-72，2001.
- 15) 仲座栄三・渡久山諒・稲垣賢人：南西諸島における津波石の起源と発生メカニズムに関する研究，土木学会論文集 B3 (海岸工学)，Vol.71, No.2, 1-193-1-198, 2015.
- 16) Nandasena N., Tanaka N.: Boulder transport by high-energy (tsunami): Model development for threshold entrainment and transport, *Research Report of Department of Civil and Environmental Engineering, Saitama Univ.*, Vol.39, pp.1-12, 2013.
- 17) Nakamura M.: Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami, *Geophysical Research Letters*, Vol.36, L19307, PP.1-4, 2009
- 18) Hisamatsu A., Goto K. and Imamura F.: Local paleo-tsunami size evaluation using numerical modeling for boulder transport at Ishigaki Island, Japan: Episodes, Vol.37, no.4, pp.265-276, 2014.
- 19) 仲座栄三・入部綱清・徳久氏琉・宮里直扇・稲垣賢人・Rusila Savou：堆積物から推定される琉球諸島における歴史・先史津波について，土木学会論文集 B3 (海洋開発)，Vol.69, No.2, 1-515-1-520, 2013.
- 20) 仲座栄三：古文書・津波堆積物が示す世界最大規模の津波の実態と対応策，2014 年度（第 50 回）水工学に関する夏季研修会講義集，B-8-1-B-8-16, 2014.
- 21) Tomoo Fukuda, Shoji Fukuoka: Interface-resolved large eddy simulations of hyperconcentrated flows using spheres and gravel particles, *Advances in Water Resources*, 2019.7. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.10.037>.
- 22) 福田朝生，福岡捷二：複雑境界形状の固液混相流解析のための各プロセスに複数の計算領域ブロックを割り当てる動的負荷分散手法，第 32 回数値流体力学シンポジウム，F11-4 2018.12.
- 23) 福田朝生，福岡捷二：凸型の鋼製フレームを持つ砂防堰堤による流木を含む高精度数値解析法を用いた土石流捕捉効果の検討，土木学会論文集 B1(水工学), 57 (2), pp. 1-1177 - 1-1182, 2020.11.
- 24) 安谷屋昭：宮古島市伊良部佐和田湾におけるノッチ形成速度の試算，宮古島市総合博物館紀要，第 11 号，pp.57-72，2007.
- 25) 加藤祐三：沖縄県宮古郡島塩路島「帯大石」の起源，歴史地震，5 号，pp.111-115，1989.
- 26) 平良市史編さん委員会：平良市史，第八巻，資料編 6 (考古・人物・補遺)，853p., 1998.
- 27) Frohlich C., Hombach J., Taylor F., Shen C., Moala A., Kuger J.: Huge erratic boulders in Tonga deposited by a prehistoric tsunami, *Geology*, vol.37, no.2, pp.131-134.
- 28) 富樫広由・中村武弘：津波の陸上遡上に関する実験的研究，第 22 回海岸工学講演会論文集，土木学会，pp.371-375，1975.

(Received April 13, 2024)

(Accepted April 18, 2024)

DYNAMIC MECHANISM OF MOVEMENT OF HUGE TSUNAMI BOULDERS BY HYDRAULIC EXPERIMENT

Eizo NAKAZA, Kouta GOTOH and Yuki IKEHARA

Huge boulders deposited by tsunami are scattered throughout the Miyako and Yaeyama Islands in the prefecture of Okinawa in Japan. This study focuses on giant tsunami boulders that have a waist circumference of more than 30 m and height of more than 5 m and analyzes the mechanism of their movement by tsunami through a hydraulic experiment. Many studies have been conducted to estimate the scale of tsunamis and the frequency of tsunami occurrences from the scale of tsunami boulders and their distances traveled. However, the mechanism of the movement of giant tsunami boulders has not been clearly explained so far. In this study, the outline of these existing huge tsunami boulders is outlined and modeled in a hydraulic experiment to investigate and determine the maximum flow velocity of the tsunami, the flow velocity to start the movement of the tsunami boulders, the average movement speeds of the tsunami boulders and the friction resistance acting on the tsunami boulder.