

津波による礫堆積物の運搬および堆積

—岩手県合足海岸の例—

八 木 下 晃 司*

Transportation and Sedimentation of Beach and Sea-floor Gravels Caused by Tsunami: An Example at Attari Coast, Iwate Prefecture

Koji YAGISHITA *

Abstract

Gravel beds presumably formed by the Meiji-Sanriku-Tsunami (1896) Occur immediately below a large tsunami stone at Attari Coast, Ohfunato-City, northeast Japan. The stone weights approximately 10 tons and was transported by the tsunami from a nearby sea-floor. Gravel (mostly coarse-grained slate) beneath the tsunami stone consists of either rounded beach gravel or angular breccias that pre-existed on the beach or on the sea floor (probably deeper than the upper shoreface). Granulometric analyses of the breccias show a consistent decrease of size and number toward inland, whereas there is an increasing size and number of rounded beach gravel toward the foot-hill. The facts suggest that the tsunami (flood) was transported beach gravel inland during the deposition of angular clasts from the sea-floor.

Key words : Meiji-Sanriku-Tsunami, beach gravel, offshore breccia, clast size-analysis

キーワード : 明治三陸大津波, 津波石, 海浜礫, 海底角礫, 粒径分析

1. はじめに

筆者は先に東京地学協会の研究助成報告「津波による礫層の形成過程」で、岩手県大船渡市合足(アッタリ)産の明治三陸大津波(明治29年, 1896年)による津波石の存在を紹介し、津波石に伴われる堆積物が主として角礫層から成り立っていることを報告した(八木下, 2000)。礫層が津波によって打ち上げられた堆積物であることは、以下に述べる諸事実によって確実視される。しかし八木下(2000)でも述べたように、津波堆積物が大礫・中礫を主とする礫層のみから構成される事例は従来報告されていない。

三陸海岸の大津波は、明治に入ってからだけでも3回(1896, 1933, 1960年)記録されている(羽鳥, 1975; 首藤, 1991; 渡辺, 1998)。筆者は本調査で明らかにされる合足の角礫および円礫層は、明治三陸大津波によって運搬、堆積されたものと考えている。その理由は、まずチリ地震津波(1960年)によって大量の角礫および円礫が打ち上げられたという記憶が付近の住民にないことである。昭和三陸津波(1933年)であった可能性はどうであろうか。この点についても、合足集落の古老(87歳、したがって当時は20歳前後の若者であった)に聞いたところ、調査地の北東側約1 kmの平坦地(現在は田畑になっている)に、海

* 岩手大学教育学部地学教室

* Department of Geology, Faculty of Education, Iwate University

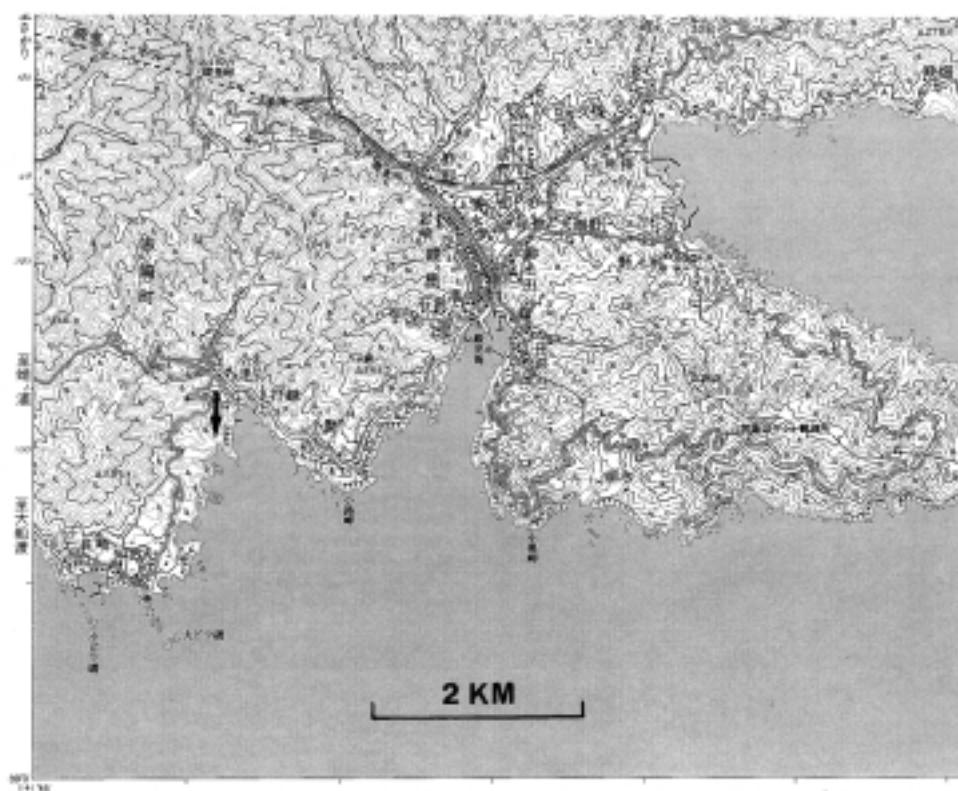


図 1 国土地理院発行，5 万分の 1 地形図「綾里」．調査地点は矢印．

Fig. 1 Map showing the investigated locality in 1:50,000 scale (Geographical Survey Institute of Japan).

底角礫や海浜円礫が大量に打ち上げられた記憶はないというのである¹⁾。こうしてみると一連の礫群は合足の津波石と共に，つまり明治三陸大津波によって内陸部へ進入して来たと考えるのが妥当であろう。昭和三陸津波によっても，調査地点から約 4 km の綾里（リョウリ）では標高 28.7 m の高度にまで海浜砂が達したという記録はある（東京大学地震研究所，1934）。しかしこれは砂堆積物であって，津波のかく乱作用によっておそらく浮遊し易い砂堆積物のみが，このような高度にまで到達したのではないかと筆者は考えている²⁾。

そこで筆者は津波石の産状やその周辺の地形，そしてトレンチや小穴（ホール）における角礫や円礫の産出状況，またそれらの粒径（粒度）などについて調査した。本稿ではその結果を報告し，

海底礫や海浜礫がどのようにして内陸部に打ち上げられたのかを論じる。また礫層の産状が，最近報告された太平洋地域の他の津波礫層のもの（Moore, 2000）とは大いに異なるので，この点について考察する。

II. 津波石の産状およびその周辺地形

津波石が産する合足海岸（図 1）は，大ビラ磯，小路岬を両端とする南に開いた V 字型の湾内にあり，またその湾内のさらに奥の V 字型の小湾に面している（図 2A）。このような湾地形内では津波の営力は屈折や反射などにより，より効果的に集中し波高も高くなると考えられる（八木下，2000）。

津波石は小 V 字型湾の海岸より WNW の方向 66 m の地点に位置する（図 2B，図 3）。津波石の



図 2 A : 合足海岸の状況 .
B : 明治三陸津波 (1896 年) による津波石
(粘板岩塊 , 矢印) . 津波石の後方に小丘
が見える . バーの長さは 1.5 m .

Fig. 2 A : Coastal scene of Attari.
B : A huge stone (slate) transported land-
ward by a tsunami, 1896 (white arrow).
Note the hill-slope behind the stone,
and the white bar is 1.5 m long.

大きさは、 $1.1 \times 2.5 \times 1.3$ m (高さ×横幅×奥行) で 3.6 m^3 の体積を有する粘板岩の岩塊であり、粘板岩の密度を 2.75 g/cm^3 として重量計算を行うと $9.9 \times 10^3 \text{ kg}$ 、すなわち約 10 t (トン) の重量となる (理科年表 (国立天文台, 2000) では、粘板岩の密度を $2.7 \sim 2.9 \text{ g/cm}^3$ としている)。

この津波石にはフジツボが付着していることから、もともとは現在地の内陸部ではなく、海岸付近あるいは浅海底にあったことは確かである。また津波石が明治三陸大津波によって打ち上げられたものであることは、被害状況を記述した当時の文筆家の記載および絵図からもまず間違いなし (八木下, 2000)。

打ち上げられた津波石がゴロゴロ転がる、いわゆる転動 (rolling) によって運搬され、石のすぐ後ろ (内陸側) にある小丘の手前で停止したことも、周囲の地形状況から容易に推察される (図 2B)。小丘 (図 3 では hill としてある) の傾斜は約 27° である。また図 3 の横断面に示されるように、汀線から内陸へ向かっては比高 4 ~ 5 m の急な斜面であるが、これより内陸側では比高 1 ~ 2 m のなだらかな斜面となっている。また図 3 の平面図には描かれていないが、小丘の両側は小規模の谷地形となっている。したがって NE-SW 方向の横断面図をつくるとするならば、小丘は W 字型地形の真中の凸状地形を呈することになる。

海岸付近の地質について述べると、海岸に沿った崖露頭 (図 2A) は全て粘板岩から成っており、これは津波石のものと全く同一のものである。おそらく当該の津波石は、津波襲来以前に崖露頭から剥離、転落し湾内の浅海底にあったのではないかと考えられる。なお、合足海岸の崖露頭の地層は下部白亜系合足層として報告されており、大船渡層群に対比される (小貫, 1969)。

III. 礫層の産状

a) トレンチ側壁の礫層

図 3 に示されるように、筆者はまず津波石より 11.7 m ほど海岸によった地点に縦 1.6 m 横 0.8 m、深さ 0.85 m のトレンチを掘った (図 3 の tr としてある小長方形)。ここでは粗粒の劈開の発達した悪い凝灰質粘板岩の角礫 (最大径 8.9 cm) のみが産出した。このトレンチの NW 側の側壁では、図 4 に見られるように、少なくとも 2 層から成る正級化が認められた (実際のトレンチ側壁は図 5)。しかしこの正級化がトレンチの側壁の全てで認められたわけではない。トレンチの SE 側の側壁では、級化が認められないか、むしろより粗粒な礫が上位にある逆級化とも見える部分がある。つまり図 4 の明らかな正級化もごく部分的でしかない、ということになる。もちろん筆者は角礫層の堆積と津波石の内陸への運搬は同時であったとみている。その理由は前述した津波石の重量からして、明治三陸大津波が巨大な津波石のみでなく多量の海底

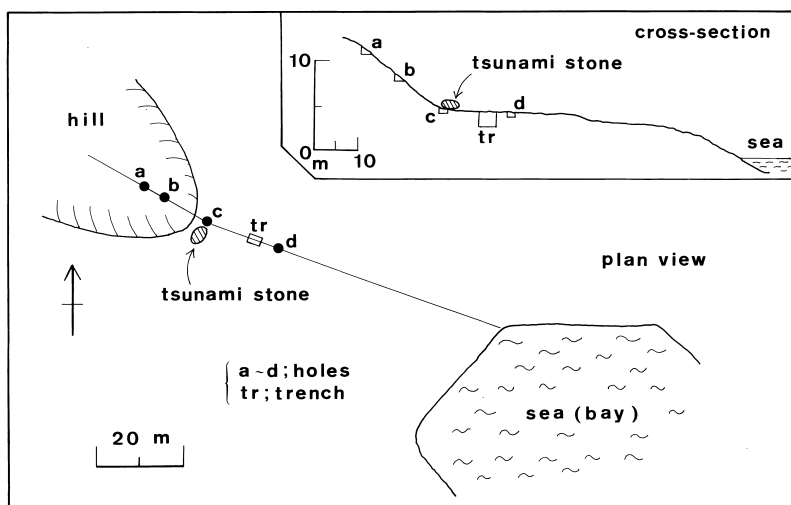


図 3 合足海岸における津波石の位置と、トレンチ (tr) および小ホール (a ~ d) の位置を示した図。
a は小丘の麓から比高 6.8 m, b は比高 3.0 m の位置にある。c は津波石のすぐ隣, d は津波石より ESE の方向 (海側へ向かって) 15.2 m の位置にある。

Fig. 3 Map showing locations of trench (tr) and holes (a-d).

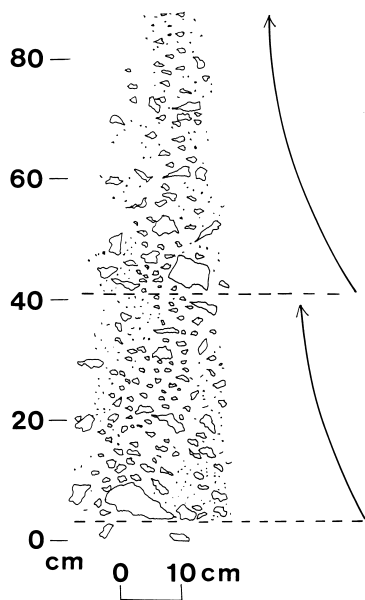


図 4 礫の正級化を示すトレンチ壁のスケッチ。
しかしこのように明瞭な正級化を示す礫層も、トレンチの反対側の側壁では正級化が認められず消失している。

Fig. 4 Normal-grading of slate breccias observed on a side-wall of the trench (tr in Fig. 3)



図 5 レンチ壁スケッチ (図 4) の実際。

Fig. 5 Actual photo of Fig. 4.

礫を内陸へ打ち上げたことは十分考えられること、また後述するように、角礫が現地性でなく海底（おそらく外浜以深）から運ばれてきたものとみなされるからである。

津波による運搬メカニズムは混濁流のような堆積物重力流（sediment gravity flow）ではありえない。堆積物重力流は重力による碎屑物の動きが主体であり、碎屑物の動きに伴って水が動くとされる。それに比して、合足の角礫群が津波によって運ばれたものであるならば、トラクション流（traction current）による堆積物であったと考えられる。上述の正級化や逆級化とも見える礫の堆積状況がごく局部的でしかないことから、おそらく津波の内部ではこのトラクション流が複雑な様相を呈していたのであろう。言うまでもなく、堆積物重力流のもとでは、正級化層にせよ逆級化層にせよ、これらが広範囲に存在することが期待される。

b) その他の小穴（ホール）における粘板岩角礫と円礫の量比、および粒径変化

前項（章のa）で述べたように、トレンチ（tr）では円礫を確認することができなかった（図6A）。しかし合足海岸では図6Bのように海浜礫は全て粘板岩の円礫である。両者の円磨度（roundness）の違いは著しい。

さて図3の平面図、および横断面図に見られるように、筆者はトレンチ（tr）のそれぞれ海岸寄り、小丘寄りにa～dの4つの小ホール（hole）を掘った。aホールは小丘上にあり、津波石から約6.8 m高い位置にある。またbホールは同じく小丘上にあるが、津波石から3.0 mの高さの位置にあり、さらにcホールは津波石に隣接するところである。dホールは津波石より海岸寄りに15.2 mの位置で掘った。それぞれのホールの大きさは、縦幅0.3 m、横幅0.4 m、深さ0.3 mであるが、これら小ホールから採取した円礫と角礫の量比、礫径の変化などを調査した。結果は表1および図7、8に示してある。なお表1や図7における平均粒径（ $Me\phi$ ）は、Folk and Ward（1957）の計算式に基づいて算出した。また津波石から比高約6.8 mの小丘上の小ホールaの表1の欄に記載事項が

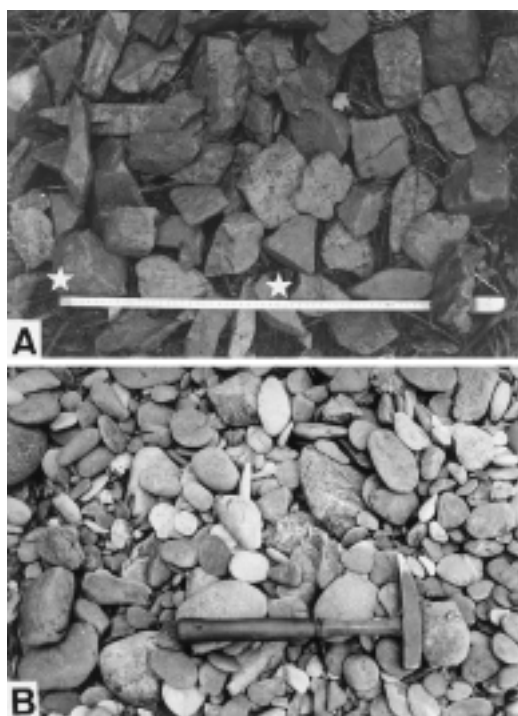


図 6 A：津波石から海岸寄りに 11.7 m の地点で掘ったトレンチより採取された粘板岩の角礫群。二つの星印の間隔は 30 cm。
 B：合足海岸で見られる海浜礫（円礫）。ハンマーの長さは 30 cm。

Fig. 6 A：Slate breccias collected from a trench (tr in Fig. 3), 11.7 m seaward from the tsunami stone.
 B：Beach gravel at Attari Coast. The hammer is 30 cm long.

ないのは、ここでは土壌の直下には基盤岩を成す粘板岩が露出し、角礫および円礫層のいずれもが認められなかったからである（図8A）。

表1および図7で明らかなことは、海岸から小丘の麓に向かっての角礫個数の急減、円礫個数の急増である。このことは小丘の麓までの海底角礫の沈積（堆積）作用の進行、そして海浜円礫の運搬作用の進行を示している。礫径についてはどうか。図7および表1から、海岸から小丘の中腹に向かう角礫径（平均粒径）の減少、そして同じく円礫径の小丘の麓に向かう増大が見られ

表 1 合足海岸における角礫および円礫の粒径分析値 .

Table 1 Clast size-analysis of gravel sediments at attari.

hole	Angular clasts #	Rounded clasts #	Ratio of Ang./Round	Mean diam. Ang($Me\phi$)	Mean diam. Round($Me\phi$)	MRS(ϕ)	
						Ang.	Round.
a	—	—	—	—	—	—	—
b	53	67	0.79	- 5.0	- 4.6	- 5.8	- 5.5
c	101	149	0.68	- 5.2	- 4.8	- 6.6	- 6.2
d	348	24	14.50	- 5.5	- 4.5	- 6.9	- 5.1

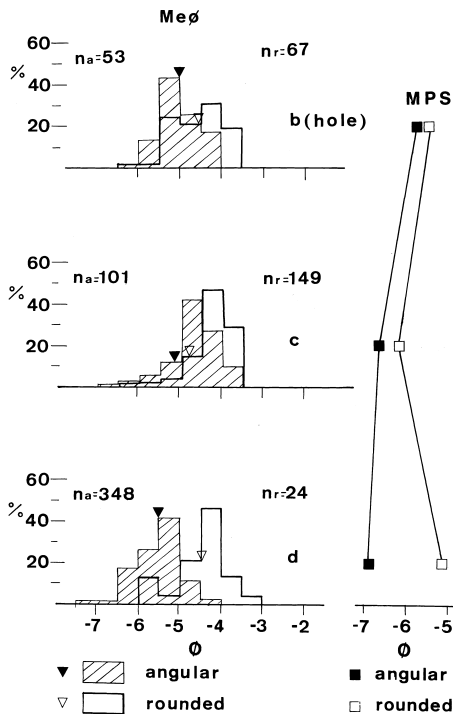


図 7 小ホール (b ~ d) における円礫 (海浜礫) と角礫 (海底礫) の礫径 (ϕ スケール) の頻度分布と平均粒径を表した図 (左図), および最大粒径 (MPS) の変化図 (右図). 各ホールにおける黒三角印の位置は, 角礫 (angular) の平均粒径, また白三角印は円礫 (rounded) の平均粒径を表す (それぞれの具体的な数値は表 1 を参照). n_a (角礫) n_r (円礫) はそれぞれのホールから産出した礫個数を示す.

Fig. 7 Size distribution and mean diameter ($Me\phi$) of rounded beach gravel (open triangle) and angular clasts (solid triangle) excavated from individual holes (b-d). n_a and n_r denote the number of all excavated angular clasts and rounded beach gravels, respectively. MPS is the maximum particle size.

る。最大礫径 MPS (maximum particle size) はそれぞれのホールにおいて, 最大礫径より大きい順に 10 個の礫径を計り, その平均値をとったものを指すが, これについて述べると, 1) 角礫については小丘の中腹までは単調な減少, しかし 2) 円礫については小丘の麓までは増大を示すが, 小丘の中腹にかけては減少傾向にある (図 7)。いずれにしても b ~ d の 3 ホールでは平均粒径 ($Me\phi$), 最大粒径 (MPS) のいずれも角礫の方が円礫よりも大きい (図 8B, C, D)。この事実は角礫および円礫それぞれの運搬, 堆積作用を考える上で重要である。

角礫および円礫についての以上のような諸データを整理する。合足海岸の礫層が主として海側からの寄せ波 (flood) により形成されたものと考ええると, 礫層を形成した津波の営力については次のように考えられる。1) 海底礫を侵食し海水中に巻き上げた津波は, 陸上へ進入するにしたがってその営力の衰退により海底角礫の礫径の大きなものから順に次々と沈積 (堆積) していった。2) 海底角礫に比してより小さな礫径をもつ海浜円礫は, 押し寄せた津波によって巻き上げられたが, 津波営力の減衰に伴って海底角礫が沈積を始めてもその小径の故に依然として内陸部へ進入し, 小丘の麓まで運搬作用が続行した。

大津波では引き波の営力も大きいといわれる。しかし引き波の営力が, 上述の円礫および角礫の分布にどの程度の影響をあたえたのかは不明である。筆者が引き波の営力をさほど重視しない理由は, トレンチや小ホールを掘った際, 内陸側に傾いた礫のインプリケーションを認めなかったこと

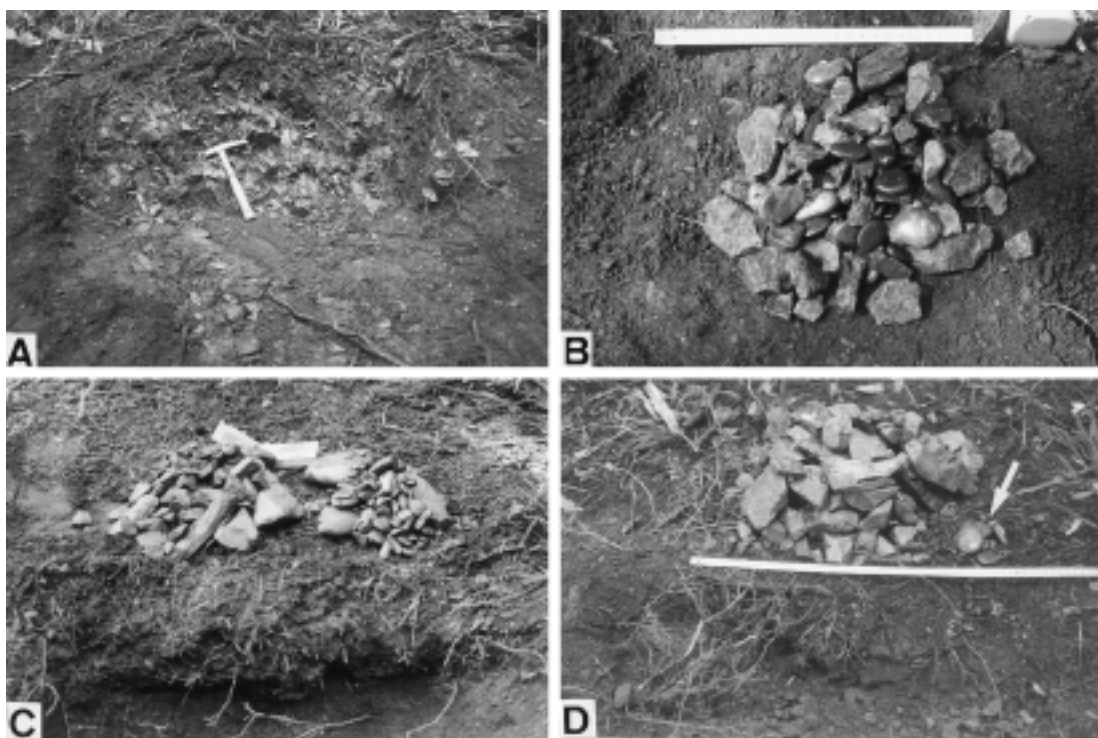


図 8 各ホールにおける基盤岩や礫の産出状況。

A : ホール a における基盤岩 (粘板岩) の露出状況。ハンマーの長さは 30 cm。B : ホール b における円礫と角礫の産出状況。C : ホール c における円礫 (右側) と角礫 (左側) の産出状況。D : ホール d における円礫 (白矢印) と角礫の産出状況。

Fig. 8 A : Hole a showing the basement rock (slate). B : Breccias and beach gravel excavated from hole b. C : Breccias and beach gravel from hole c. D : Breccias and beach gravel (arrow) from hole d.

による。引き波による礫層であるならば、内陸側に傾くインプリケーションがなければならない (例, Nanayama *et al.*, 2000)。

IV. 討 論

a) 礫堆積物の内陸への分布状況

津波堆積物の研究は、近年盛んになってきた。欧米研究者の優れた報告も多いが (例, Atwater, 1987; Bondevik *et al.*, 1997; Moore, 2000), この分野に関してはわが国においても研究活動が目立ってきている (例, Minoura and Nakaya, 1991; Minoura and Nakata, 1994)。しかしこれらの報告例を見ると、ボーリングコア資料による分析にせよ、あるいはトレンチ掘削による露頭

断面の解析にせよ、シルト～砂堆積物が主とした研究対象になっており、粗粒堆積物が含まれていてもそれらはせいぜい小～中礫サイズのものが若干含まれているという程度である (例, 阿部ほか, 1990)。

この小論で述べているように、津波堆積物のほとんどが大礫～中礫サイズの礫質堆積物のみから構成されている合足海岸のような報告例は、筆者の知る限り極めて少ない。その少ない報告例として、最近 Moore (2000) によって報告されたハワイ諸島の津波堆積物とされる礫群の分布や産状がある。その内容はここで述べている合足海岸の礫質堆積物のものとは大いに異なるので少し考察してみたい。

Moore (2000) が明らかにしたところによると、ハワイ諸島、モロカイ島ではサンゴ礁起源の石灰岩礫は、津波によって現在の海岸線から 2 km も内陸部へ入り、また高度では標高 72 m の海岸斜面に達しているという。さらに、石灰岩礫は内陸部へ入るほど、また斜面高度が増すほど、その礫径が減少するというデータを得ている。Moore (2000) は、この石灰岩礫を運搬した津波の原因をハワイ諸島周辺で発生した巨大な海底地すべり (submarine sliding) に帰している。

Moore の報告例と、筆者が得た合足海岸のデータは礫の内陸への分布範囲、また斜面上の高度において大いに異なる。つまり筆者が明らかにした合足海岸の礫層の礫径や分布は、モロカイ島のそれらに比してはるかに規模が小さい。明治三陸津波はその被害状況 (死者 22,000 名) だけから見ても規模の大きなものと考えられるが、Moore (2000) の報告した津波はさらに大規模なものであった可能性がある。モロカイ島の地形を見ると、海岸線は直線的であり、斜面は太平洋の真正面 (南面) に向いている。一方、合足海岸は前述したように、V 字型湾内のさらに奥の小 V 字型湾に面している。筆者が冒頭に述べたように、このような地形では津波の営力は増幅されると考えられる。両者の礫分布の違いは何に起因するのであろうか。今後の検討課題として考えてみたい。

Moore (2000) の報告した礫群の分布状況は、本調査 (合足) のそれとは大いに異なるが、今村ほか (1997) が報告したフローレス津波による堆積物の広がりとは比較しうる。すなわちフローレス津波 (1992 年 12 月発生、マグニチュード $M=7.5$) では、平面的には汀線より内陸部へ向かって 100 m の堆積分布があり、またその厚さは奥地へ向かってクサビ状の分布を示す (層厚は 0.1 ~ 0.3 m の範囲)。

b) 円礫、角礫の海底における分布状況

ところで筆者はこれまで堆積学、とくに河川堆積物や沿岸堆積物を中心として研究してきた者であるが、合足海岸の津波堆積物を調査しているうちに、一つの疑問に突き当たった。それは「円礫となっている海浜礫は、海岸から沖合へ向かって

どの程度の広がりをもって分布しているのであろうか」という疑問である。つまり沖合へ向かって海浜礫の円礫度は漸移的に減少するのか、あるいはある深度 (例えば上部外浜 (upper shoreface)) をもってその円礫度が不連続的に急減するのであろうか。筆者の知る限りでは、このような基本的事項は未だ調査されていないように思う。なお、本調査地の礫群の円礫度については、円礫と角礫の違いがあまりにも明瞭であり、その中間型は極めて少ない。したがって筆者は礫の円礫度の変化は海底では不連続になっているのではないかと考えている。

また、不思議なことに、本調査地のトレンチ、ホールのいずれにおいても二枚貝やその破片などは認められなかった。津波堆積物にはしばしば沖合いのホタテ貝などの底棲生物の殻破片などが含まれるが (例、Nanayama *et al.*, 2000)、今回の調査ではそれらは認められなかった。

V. ま と め

1. 合足海岸で見られる海浜円礫、海底角礫から成る礫層は、いずれも明治三陸大津波 (1896 年) によって津波石と共に内陸に打ち上げられ、形成されたものと考えられる。

2. 合足海岸の海底角礫群の礫径については、内陸部へ向かってその平均粒径 (M_{ϕ})、最大礫径 (MPS) の減少が認められる。また礫数自体も内陸へ向かって減少する。このことから角礫群は、津波によって海岸より内陸へ向かって順次堆積していったものと考えられる。

3. 海浜円礫群は内陸の小丘の麓までは礫数、平均粒径および最大粒径がともに増大するが、これらは小丘の中腹で減少する。円礫群については角礫が沈積 (堆積) を始めてからもなお内陸部へ向かって運搬された、と考えられる。

4. 明治三陸大津波は大規模な津波営力を有していたが、円礫および角礫の分布状況を他の事例 (ハワイ、モロカイ島) などと比較するとより小規模なものであったと推定される。

謝 辞

先の研究助成報告「津波による礫層の形成過程」でも述べたように、本研究では調査地の杉林（共有林）の管理者、須田金雄様のご了承のもとにトレンチや各ホール掘削が行われた。樋口 亮氏（NHK放送記者）からは、合足の津波石について貴重なコメントを頂いた。また岩手県立大学の首藤伸夫教授、ならびに地質調査総合センターの七山太氏には津波堆積物全般についてご示唆を賜った。以上の方々のご教示、ご支援に厚くお礼を申し上げます。

なお本研究の調査費用は東京地学協会の研究助成金によっており、またフィールド調査に際しては、岩手大学学生、会田玲二君の、また粘板岩の薄片作成については同大学学生、堀合大輔君の助力を得た。

注

- 1) 老人は87歳という高齢であるにもかかわらず、昭和三陸津波の記憶についてはかなりはっきりしていて、また正確なものと思われた。例えば、1) 合足集落では27名の犠牲者が出たが、その半数近くが遺体としては上がらなかったこと、2) 引き波の力が強く、海へ流出した木造家屋の材が一本も残されなかったことに驚いたこと、また3) 明治三陸津波は、巨大な立浪だったと小学校で教えられたが、昭和三陸津波は立浪などではなく、洪水のような感じだった、そして4) 合足の津波石はよく知っているが、「あれは」昭和津波以前から「あそこにあった」、などということを書者に語った（2000年12月5日の聞き取り調査）。
- 2) 昭和三陸津波（1933年）のすぐ翌年、東京大学地震研究所は「昭和8年3月3日三陸地方津波に関する論文及報告」と題する地震研究所彙報別冊1号を刊行している。別冊第3章「津波被害及状況調査報告」では、綾里湾周辺について「...濱の小砂が24～25米の所までも上がっており、又その附近の雑木は水に洗はれて根を綺麗にむき出されている...」という文言が記載されている。また津波による最上位の水位を示した図では、綾里湾奥で28.7m、合足の本調査地では11.6mとなっている（別冊、第182図）。これらの水位はいずれもハンドレベルによる測定によっていると思われる。

文 献

- 阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章（1990）仙台平野における貞観11年（869年）三陸津波の痕跡高の推定。地 震 , **43**, 513-525 .
- Atwater, B.F. (1987) Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, **236**, 942-944.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I. and Mangerud, J. (1997) Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, **44**, 1115-1131.
- Folk, F.J. and Ward, W.C. (1957) Brazos river bar: A study in the significance of Grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, **27**, 3-26.
- 羽鳥徳太郎（1975）三陸沖歴史津波の規模と推定波源域。東京大学地震研究所彙報, **50**, 397-414 .
- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫（1997）最近の津波による土砂移動に関する現地調査。東北大学工学部津波工学研究報告, **14**, 89-100 .
- Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan. *J. Geol.*, **99**, 265-287.
- Minoura, K. and Nakata, T. (1994) Discovery of ancient tsunami deposit in coastal sequences of southwest Japan: Verification of a large historic tsunami. *The Island Arc*, **3**, 66-72.
- Moore, A.L. (2000) Landward fining in onshore gravels as evidence for a late Pleistocene tsunami on Molokai, Hawaii. *Geology*, **28**, 247-250.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S. and Ishii, M. (2000) Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sediment. Geol.*, **135**, 255-264.
- 小貫義男（1969）北上山地地質誌。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **69**, 1-239 .
- 国立天文台編（2000）理科年表2000年。丸善, 683p.
- 首藤伸夫（1991）津波時の土砂移動に関する過去の記録。東北大学工学部津波工学研究報告, **15**, 1-36 .
- 東京大学地震研究所（1934）津波被害状況調査報告。東京大学地震研究所彙報, 別冊1, 1-128 .
- 渡辺偉夫（1998）日本被害津波総覧（第2版）。東京大学出版会, 238p.
- 八木下晃司（2000）津波による礫層の形成過程。地学雑誌, **109**, 770-773 .

（2001年1月13日受付, 2001年5月14日受理）