

論文の内容の要旨

論文題目 愛知県知多半島南部に分布する，漸深海環境下で形成された
新第三紀中新世の津波起源の礫岩層

氏名 橘 徹

2004年12月に発生したスマトラ沖地震はマグニチュードが9.0に達する連動型超巨大地震であった。この地震によって引き起こされたインド洋津波も規模の大きいものであり、インドネシアやタイなど周辺諸国に甚大な被害をもたらしたことは記憶に新しい。

インド洋津波の襲来を受けた各地域では津波による堆積物が形成されたことが報告されているが、この津波によるものに限らず、津波によって形成された堆積物は世界の各地に分布することが知られている。これまで報告された津波堆積物の多くは海底地震起源のものであり、第四紀に海岸付近で形成されたものが多いが、海底地震以外の原因で形成されたものや、非常に古い地質時代に形成されたもの、深海域で形成されたものも報告されている。

本論の研究対象である、上部漸深海域で形成された前期中新世の礫岩層（以下、礫ヶ浦礫岩層と表記する）も地質学的な観察より海底地震による津波堆積物であると解釈されてきた。しかしながら海底地震による津波では、上部漸深海域のような水深の深い海底に礫が含まれるような粗粒な津波堆積物は形成されえないという水理学的観点からの見解もあった。礫ヶ浦礫岩層の形成については、このように地質学的見解と水理学的見解とは相反するものであった。

それゆえ本研究では、i) 礫ヶ浦礫岩層ならびに周辺に分布する堆積岩の詳細な記載を行い、地質学的観察から礫ヶ浦礫岩層の形成プロセスについての情報を得る、ii) 津波を数値的に復元（津波シミュレーション）し、津波による流れによって礫岩層が上部漸深海域において形成され得るのか否かを水理学的に検討する、iii) これらの結果を併せて礫ヶ浦礫岩層の形成プロセスを検討する、ことを行った。

(i) 礫ヶ浦礫岩層の地質学的観察結果

礫ヶ浦礫岩層は愛知県の知多半島南部に分布する師崎層群に含まれるが、師崎層群分布域の限られた地域（礫ヶ浦海岸）にのみ出現する。師崎層群は前期～中期中新世に形成された泥岩層を主体とする堆積岩であり、礫ヶ浦礫岩層の出現層準から、この礫岩層の形成年代はおよそ 1700 万年程度と推定される。礫ヶ浦海岸および周辺地域より産出する化石から、礫ヶ浦礫岩層は水深 300m 程度の上部漸深海域に堆積したことが判明している。

礫ヶ浦海岸には泥岩層に挟まれて、メートルオーダーの礫を含む礫岩層、すなわち礫ヶ浦礫岩層が 8 層準分布することが確認されている。上部漸深海域という堆積環境を考慮すれば、このような巨大な礫を含む礫岩層の出現は特異である。地質学的観察によればこれらの礫岩層は上部に正級化する砂岩層を伴い、一連の上方細粒化するユニットを形成している。ひとつのユニットは 1 回のイベントによって形成されたと解釈される。また礫ヶ浦海岸には多数のサイスマイト（地震による振動によって形成された堆積構造を示す堆積岩）が認められる。

礫ヶ浦礫岩層には含まれる礫はほとんどが片麻岩の礫であり、円礫と角礫とが混在している。礫岩層に含まれる礫の詳細な観察によれば、礫は大きさ、形状、出現状況に基づいて 6 種に区分することができ、本研究ではこれらを「礫分類 A」～「礫分類 F」と呼んだ。礫分類 A の礫は巨大な円礫であり、最大で径が 3m に達する。礫分類 A の礫には付随する礫が少なく、細粒な堆積物中に孤立した状態で出現している。礫分類 B の礫は大きな角礫状の礫であり、最大で径が 2m 程度である。礫分類 B の礫はトラフ状の形状をなす礫岩層を構成する礫の一部となっている。礫分類 C の礫は大きな角礫状の礫であり、細粒な堆積物中に孤立した状態で出現しているものである。礫分類 D～F の礫は径の小さい角礫ないし亜円礫であり、礫岩層を形成している。

礫岩層にはインブリケーションやクラスターなど掃流によって形成されやすい堆積構造が多数見られるほか、漸深海底では津波以外では考えがたい、流れの反転を示す構造が見られた。また礫層の上位にある砂岩層でも流れの向きが反転する部分が成層していることが確認された。このように地質学的観察からは礫ヶ浦礫岩層は津波堆積物であると結論される。

(ii) 津波の数値的復元による水理学的検討結果

礫岩層が津波によって形成されえたのかを水理学的に検討するためには、津波によって海底に生じる流れがどの程度の流速であるのかを明らかにする必要がある。同時に礫岩層に含まれている礫、なかでも最も動きにくい、すなわち径の大きい礫がどの程度の流速ならば動きうるのかを明らかにする必要がある。

それゆえ本研究の第 3 章では、径の大きな礫を対象とした限界流速値の推定を行った。礫の形状によって限界流速値が大きく異なることから、限界流速値の推定は礫が球状に

近似される場合と立方体状に近似される場合とに分けた。なお、球状の礫は地質学的観察による「礫分類 A」に相当し、立方体状の礫は「礫分類 B, C」に相当する。

球状の礫の場合、径 d の礫の限界流速は以下の式のようになる。

$$u_c = \sqrt{\frac{4}{3} \left(\frac{\rho}{\rho_w} - 1 \right) \frac{gd}{C_D \varepsilon} \cdot \frac{\sin \theta}{\cos(\theta + \xi) + k_L \sin(\theta + \xi)}}$$

ただし u_c は限界流速値、 ρ は礫の密度、 ρ_w は海水の密度、 g は重力加速度、 C_D は抗力係数、 ε は遮蔽係数、 θ は礫の動き始めの回転中心と重心とがなす線が鉛直方向となす角、 ξ は礫が置かれている斜面の傾斜角、 k_L は揚力/抗力比を表す。

礫ヶ浦礫岩層に含まれる最も大きい球状の礫（径 $d=3\text{m}$ ）に対して、この式より限界流速値は約 3m/s となる。

立方体状の礫についても球状の礫の場合と同様の考察から、礫径 d の礫に対する限界流速の式を求めた。その式によれば礫ヶ浦礫岩層に含まれる最も大きい角礫状の礫に対する限界流速値は、球状の礫の場合とほぼ等しく、およそ 3m/s となる。

本研究の第 4 章では礫ヶ浦礫岩層形成時の地形を推定し、その地形に基づいて津波の復元を行った。津波を発生させた地震として、スマトラ島沖地震(2004)や歴史地震としては仁和地震(887)に相当する M9 クラスの連動型超巨大地震を想定した。また比較のためにより規模の小さい、宝永地震(1707)に相当する M8.5 クラス、安政東海地震(1854)あるいは東南海地震(1944)に相当する M8 クラスの地震によって引き起こされる津波の復元も行った。

津波の復元の結果によれば、礫ヶ浦礫岩層が堆積したと考えられる水深 300m 程度の漸深海底では、M9 クラスの連動型巨大地震による大規模な津波の場合、最大で 3m/s 程度の引き流れが生じることが判明した。この流速値は礫ヶ浦礫岩層に含まれる最大の円礫ならびに最大の角礫の限界流速値とほぼ一致する。すなわち連動型超巨大地震による津波であれば、水深 300m 程度であっても巨大な礫を動かさうる、つまり礫ヶ浦礫岩層のような礫岩層を形成しうることが示された。なお、最大流速の出現時には津波は進行波ではなく、定在波 (Standing Wave) となっていたことが、復元された海面変動量と流速との関係から判明した。

M8.5 クラスの地震ならびに M8 クラスの地震によって発生する津波では礫ヶ浦礫岩層に相当するような礫岩層を形成しうだけの流れは生じ得ないことが津波の復元から判明した。

(iii) 地質学的観察結果と水理学的検討に基づく礫ヶ浦礫岩層の堆積プロセス

水理学的検討結果によればスマトラ沖地震(2004)や仁和地震(887)のような連動型超巨大地震によって引き起こされた津波ならば漸深海域に巨大な礫を運搬することは可能であり、礫ヶ浦礫岩層は津波によって形成されたものであると解釈される。

地質学的観察結果と併せると、海岸域ないし浅海域に存在した礫が津波による引き流れによって、チャンネル状の経路に沿って運搬され、水深 300m 程度の漸深海域に礫岩層として堆積したと考えられる。礫種が片麻岩にほぼ限定されかつ多数の角礫を含むことから、運搬経路に沿うような崖があり、その崖の崩壊によって生成された礫が礫岩層形成の主体となったと考えられる。