静岡県清水海岸沖の表層堆積層の分布と土砂移動の変遷史

Distribution of Surface Deposits and Depositional Process off Shimizu Coast, Shizuoka Prefecuture

吉河秀郎¹•根元謙次²

Shuro YOSHIKAWA and Kenji NEMOTO

Coastal erosion has been one of the serious environmental problems in Japan. Numerous studies on sediment transport related to the coastal erosion for preservation of the coastal environment, have been performed on the basis of civil engineering research. To clarify modern sediment transportation related to the coastal erosion at the near shore zone, is very important for preservation of the coast at present and the future. In this study, we researched the surface deposits and sedimentary structures to discuss the process of sediment transportation off Shimizu coast, Shizuoka, Japan.

1. はじめに

海岸侵食に関する研究は日本各地の海岸で数多く行われ、 その成果が海岸保全事業に活かされてきた、本研究域であ る静岡県清水海岸の海岸侵食の発端は、同海岸への主な 土砂供給源である安倍川の河床での1950~60年代の高度 成長期における過剰な土砂採取である. その結果, 河口か ら排出される土砂量が減少し、1970年頃に河口周辺の海 岸で侵食が開始した(宇多, 1997). その後, 侵食域は北 東方向に伝播し、静岡海岸をへて1994年には三保半島の 基部,1998年には羽衣の松前の海岸に達した(佐藤, 1998).静岡県静岡土木事務所によると、調査域周辺では 海岸侵食対策として、1989年頃から離岸堤や消波堤が設 置され、さらに、ヘッドランド区間(図-1)では毎年約 35,000m³(清水海岸全体で約50,000m³/yr)の養浜が行わ れている. また, 静岡・清水海岸はこのような海岸侵食の 典型的な例とされ、宇多(1997)、宇多ほか(2006)、佐 藤ほか(1999)などにより海岸侵食の現状,離岸堤の効果, 漂砂について, 深浅測量や底質調査, 砂層厚調査等の結

果から検討されている.近年では、吉河ほか(2006, 2007), 吉河・根元(2007a)がナローマルチビーム測深による海 底地形調査と底質調査結果から、沿岸域における堆積物の 移動様式の詳細について議論している.

将来的な海岸保全のためには,海浜域における現在の土 砂移動を詳細に把握することに加えて,侵食が始まる前か ら現在までの地形変化の過程,つまり表層堆積層の形成過 程(土砂移動の変遷史)の把握が重要である.本研究では, 清水海岸沖における表層堆積層の形成過程の検討を目的に, 音波探査およびトレンチ調査を行った.

1 正 会 員	博(理)	東海大学特定研	肝究員ポストドクター
2	理博	東海大学教授	海洋学部海洋資源学科

2. 調査方法

(1) 音波探査

海底表層堆積層の調査は、パラメトリックシングルナロー ビームサブボトムプロファイラー(ドイツ Innomar 社製 Ses 2000音波探査装置)を用いて、2007年4月に実施した. 測位には、水平方向15cm 以内の精度とされる StarFire シ ステムの D-GPS (NAVCOM 社製 SF-2050M)を使用し、 動揺センサー(TSS 社製 DMS-05)による船体の動揺補正 も同時に実施した、潮位補正には気象庁による清水港の潮 汐観測資料を用いた、測線は岸沖方向に100~200m 間隔



図-1 調査域. 1~5:離岸堤,L:L字突堤. 1~Lの背後の 海岸をヘッドランド区間と呼ぶ.平面直角座標第8系 (JGD2000). に36本,海岸線に沿う方向に200m 間隔に16本である(図-1).本装置は主周波数帯には100kHzの音波を使用し, 副周波数帯には5~15 kHzの音波を使用している.送信パ ワーは12kW である.また,本装置の主な特徴は,副周波 数帯の音波の指向性が±1.8度と狭いこと,水深分解能が 5cm と高分解能なことである.

(2) トレンチ調査

音波探査によって海底下に複数の反射面が確認されたた め、表層堆積層のトレンチ調査を2007年6月、11月に計3 点で実施した. トレンチ地点の測位は前述の D-GPS によ り行った. トレンチ作業では、ダイバーが作業地点で海底 面の堆積物を採取および撮影した後、エアーリフトにより 堆積物を海底から海中へ吸い上げる. 掘削深度が反射面に 到達後、再び堆積物の採取と撮影を実施した。堆積相の 記載はダイバーの目視観察結果と、採取した試料の粒度分 析結果に基づいて行った.本稿では,堆積相解析の代表的 な例として、トレンチ地点 T1 (図-1)の調査結果につい て述べる. T1 における掘削深度は約1.3m である. また, 採取した堆積物に含まれる小枝(木片)を用いて加速器質 量分析法(AMS法)による放射性炭素(¹⁴C)年代測定を 行った(パレオ・ラボ(株)に委託). その他の試料は篩い 分けによって、含礫率(>2mm)、含砂率(2mm~1/16mm)、 含泥率(<1/16mm)を求めた.

3. 音波探査結果とその解釈

(1) 音響層序,および堆積層の分布

音波探査によって得られた代表的な記録を図-2 に示す. 海底下に明瞭かつ連続性の良い 2 つの反射面が, 羽衣海 脚北部, 調査域南部の岩礁域(位置は図-1 を参照), およ び 5 号ヘッドランドの南東側を除いた調査域のほぼ全域で 認められる. これらを上位から反射面 Ra, Rb とし(以下 Ra, Rb), 海底面から Ra までを S1 層, Ra から Rb まで を S2 層, Rb より下位層を S3 層とする(図-2).

Ra および Rb の主な特徴は,Ra が海底面に対して概ね 平行でありほとんど起伏がないのに対して,Rb は起伏に 富むことである. Rb の起伏は,現在の水深10m 以浅にお いて全体的に凹凸が大きく,特に3号ヘッドランド以南で 顕著であり,調査域南部で最大約1mに達する.

S1 層は、その多くが内部反射の少ない音響的透明層で あるのに対して、S2 層には多くの不連続な内部反射が認 められる.S1 層には、離岸堤前面の水深 5~8m 付近や海 底砂丘などにおいて局所的に、比較的連続性の良い1枚の 反射面が挟まれる場合がある.この内部反射の反射強度は Ra のそれと比べて弱い.S3 層においては、岩礁域を除き 連続した明瞭な反射面はほとんどみられず、S3 層の基底 面は不明である.

S1 層, S2 層, および S1+S2 層の層厚を色の濃淡で表す (図-3). 各図には10m 間隔の等深線を合せて示した.

S1 層(図-3A)は全域で1m以下の層厚である.例外 的に、水深10~30m付近に1985年以降に形成された海底 砂丘上(依田ほか、1997)で最大4.2m,北駒越海底谷の 谷頭部で最大2mと厚く分布する.羽衣海脚北部ではS1 層の分布は認められない.5号ヘッドランド南東側の水深 約10~20mにおいてもS1層の堆積はみられず、その無堆 積域は北駒越海底谷の谷軸方向へ続く.3号~5号ヘッド ランド沖の水深7~15m付近と、岩礁域のS1層の層厚は 0.5m以下である.探査範囲(約3,800,000m²)におけるS1 層の体積は約2,300,000m³、また海底砂丘の体積は約 300,000m³(計算範囲は図-3Aの黒枠内)である.

S2 層(図-3B)は羽衣海脚の水深10m 以深と5 号ヘッ ドランドの南東側,3 号~4 号ヘッドランド沖の水深10m 以深,および岩礁域で0~0.5mの層厚であることを除き, 層厚 1m 以上である.特に,羽衣の松前の水深 5m 付近,1 号ヘッドランド前面,2 号~3 号ヘッドランド周辺の水深 約10m 以浅では最大 2~2.5m の層厚が,北駒越海底谷の 斜面では最大4.2m の層厚がみられる.また,東海大学前 面において,岸沖方向の S2 層の堆積が確認でき,層厚が 最も厚くなる場所は海底谷の谷頭や斜面である.探査範囲 における S2 層の体積は約3,100,000m³である.



図-2 代表的な音波探査記録とその解釈. 音波探査記録の位置は図-1(M-M')を参照. 縦軸は水深(m)を, 横軸は表示している音 波探査記録の基点(0m)からの距離(m)を示す.

(2) 堆積層の分布の解釈

海底砂丘上の S1 層(図-3A)の最大層厚4.2mは,海底 地形から認められる海底砂丘の比高約4m(依田ほか, 2000)にほぼ等しい. 依田ほか(1997)が確認した1995 年以降,海底砂丘の層厚が増加していない場合,この地域 には,1985年から1995年の間に年平均約30,000m³(= 300,000m³÷10年間)の堆積物の供給が存在した.

現在の沖方向への土砂移動を示すサンドリッジ(吉河ほか、2006)は、その比高から S1 層に相当する.よって、現在の漂砂を示す堆積層(砂層)は音響的透明層である. サンドリッジとは、3 号~5 号ヘッドランド沖の水深約 5m から海底谷(南東)方向に分布する直線状の高まり(比高 20~70cm)である(吉河ほか,2006,2007).また、調査 域南部では、現在の地形変化(土砂移動)は同域の S1 層 の層厚以上に及ばない(吉河・根元,2007b).

次に, S1 層が形成されない地域について述べる. 羽衣 海脚北部が無堆積域であることは,その場所が,海進期の 旧海岸線を表す残存性礫質堆積物の露出域(根元ほか,

1987;依田ほか,1997)であることと調和的である.また, 5 号ヘッドランドの南東側における無堆積域は,礫を多く 含んだベッドフォーム(吉河・根元,2007a)の分布域に 対応し,その無堆積域は海底谷の谷軸方向に続く.同域に おける粗粒堆積物の分布は,依田ほか(1997)による1995 年当時の音波探査結果からも,海底面の強反射域(図-3A の白色の枠内)として確認されている.よって,この地域 では5 号ヘッドランド設置(1999~2000年)以前から, 礫などの粗粒堆積物が海岸から海底谷方向へ移動していた と考えられる.つまり,同域では,海岸から定常的に土砂 供給があるにも関わらず,S1層が安定的に堆積せず,移 動(侵食)と再堆積を繰り返していると推測される.この 見解は,同域における過去数年間の水深変動が約40~70 cmの範囲で,侵食と堆積を繰りしていることからも支持 される(吉河・根元,2007b).

S2 層は、内部反射の強度とその連続性から、長期的に 海浜域から粗粒堆積物と細粒堆積物の供給を繰り返した結 果、言い換えれば、暴浪時と静穏時を繰り返した結果、形 成されたと考えられる.反射面 Rbは、Ra と比べて起伏が 大きく、サンドリッジが分布しない調査域南部(吉河・根 元,2007a)において、その起伏は特に大きい.過去数年 間の海底地形の変動を見る限り(吉河・根元,2007b)、 調査域南部において、現在の環境下では Rb の起伏は形成 されないため、Ra と Rb の形成要因は異なる.

S2 層の形成時期について検討する.依田ほか(2000) は三保半島のボーリング試料と半島沖の地質構造を対比さ せ、海底堆積層を区分している.それによれば、最上位の 堆積層は、現在の三保半島を構成する3つの砂嘴を形成し た縄文海進期(約6000年前)以降現在までの地層(A0層) である(依田ほか、2000). A0層は、羽衣の松から4号ヘッ ドランド沖の水深10m付近において層厚約5m(図-3Cの 黒色の太線)であり、同域におけるS1+S2層の層厚(最 大約2m)より明らかに厚く、A0層基底がS2層基底より



図-3 地層等層厚線図. A:S1層, B:S2層, C:S1+S2層, 図 A の白枠は,依田ほか(1997)による海底面の強反射域.

深いことを示す. よって,反射面 Rb は6000年前以降に形 成された.

4. トレンチ調査結果とその解釈

(1) 地質層序

調査域北部で行った海底トレンチ調査(図-1,掘削深 度:約1.3m)による模式柱状図を図-4に示す.堆積相は 明瞭な岩相変化によって,上位から堆積相 A, B, C に区 分される.堆積相 A と B の境界は直線的であり,堆積相 B と C の境界は屈曲している.



図-4 T1 地点の模式柱状図

海底面は砂質堆積物からなる波長20cm程度のリップル に覆われている。海底面(堆積相A最上部)の堆積物は含 砂率96%,その内の約90%が細粒砂~極細粒砂である。 堆積相Aには全体的に礫の分布が認められず、淘汰度の 良い砂層であり、堆積物には貝殻片や蟹の遺骸が含まれる。

堆積相B最上部(深度0.5~0.6m)は堆積相 A に比べて 粗粒であり淘汰度が悪く,含礫率25%,含砂率73%,含 泥率 2%である.礫は0.2~1cm 程度のものが多く,最大で 長径5.5cm,短径3.5cmである.堆積物には赤褐色に酸化 した礫や貝殻片,また,主に潮間帯~水深10mに生息す るムラサキイガイ(奥谷,2000)の貝殻が含まれる.堆積 相 B は下方に向けて礫が減り,上方粗粒化が認められる.

堆積相C最上部(深度1~1.2m)の堆積物は含礫率26%, 含砂率67%,含泥率7%であり,堆積相A,Bに比べて泥 質堆積物の割合が高く,底質が多様である.堆積物には, 潮間帯に多く生息するイトマキボラ(奥谷,2000)の貝殻 が含まれる.堆積相Cの礫は最大で長径7cm,短径5.5cm であり,普遍的にかたまって存在し,全体的に礫の粒径が 堆積相Bのそれより大きい.また,堆積相Cは堆積相A, Bに比べて明らかに地層が固く,生物痕が少ない.さらに, ¹⁴C年代測定から得られた堆積相Cの最上部に含まれる小 枝(木片)の年代値は1730~1810年(最確値)である.

(2) 地質層序の解釈

T1 地点における堆積相 A はサンドリッジの堆積物である. なぜなら,トレンチ地点はサンドリッジの分布域であ

り,また,サンドリッジの比高と堆積相 A の厚さ(約0.5m) は同様である.つまり,淘汰度の良い砂層で構成される堆 積相 A は,現在,頻繁に移動と再堆積を繰り返す漂砂を 示す堆積相である.

堆積相 B は堆積相 A と比べて明らかに粗粒な堆積物に よって構成されている.その粗粒堆積物には赤褐色に酸化 した礫が含まれることから,堆積相 B は堆積相 A のよう に頻繁に移動および再堆積していないと推測される.また, サンドリッジと礫を多く含んだベッドフォームの分布は隣 接しているため(吉河・根元,2007a),堆積相 B が上方 粗粒化を示す理由には,堆積相 B 最上部がそのベッドフォー ムの残留堆積物であることがあげられる.

堆積相 C の礫の分布や粒径から,堆積相 C 最上部は, 堆積相 A, B の形成時より大きな営力が岸から沖方向に働 いた結果,形成したと推測される.また,堆積相 C 最上 部形成時には,通常の暴浪時よりも多く泥質堆積物が巻き 上がったと考えられる.さらに,堆積相Cは堆積相 A, B と比べて明らかに固く締まっているため,現在,移動もし くは再堆積していないといえる.

¹⁴C年代測定による木片の堆積年代(1730~1810年)は、 木片が他生の産状の場合や、堆積相 C の形成後に木片が 混入するなどの不確定要素を含む.しかし本稿では、この 年代を、木片が堆積相 C 最上部に固定された時期、つま り堆積相 C 最上部の形成年代として議論を進める.

5. 議論

音響層序と地質層序の各深度から、S1層は堆積相Aに、 S2層は堆積相Bに、S3層は堆積相Cに対比される.以下では、前述の解釈を踏まえて表層堆積層の形成過程(土砂移動の変遷史)について下位層から順に述べる.

堆積相 C (S3 層相当層)の特徴に加えて,反射面 Rb の起伏は,現在の台風などの暴浪時の波浪規模では形成さ れないことから,S3 層最上部は,台風の暴浪時より大き な営力を持つ海岸から沖方向へのマスムーブメントによっ て形成されたと考えられる.さらに,Rb が広域的に認め られることから,現在局所的に海底谷周辺で発生している 堆積物重力流(吉河・根元,2007a)ではなく,さらに営 力の大きい土砂の運搬が推測される.そのマスムーブメン トとして津波の営力などが考えられる.しかし,堆積相 C の解析を行ったのは1箇所であることや,木片の堆積年代 には不確定要素が含まれるため,これ以上成因に関する議 論は行わない.

何らかのマスムーブメントによって反射面 Rb が1730~ 1810年頃に形成された後, S2 層は粗粒堆積物と細粒堆積 物の供給の繰り返しの結果形成された.調査域南部では, 現在 S1 層より下位層が移動や再堆積をしていないと推測 されるが,3号~5号ヘッドランド周辺では,S2 層上部も 現在移動している可能性がある.つまり,本域における堆 積物の移動様式は多様であるため,各地域の S1 層と S2 層の形成過程には差異が生じている可能性がある.ここで 反射面 Ra の成因が重要となる. Ra が何らかの環境の変化によって生じた同時間面であ る場合,S1層の形成時期について次のことが考えられる. 海底砂丘(S1層)の主な形成時期は1985~1995年であり (依田ほか,1997),この地域において急激な土砂の供給 (30,000m³/yr)が存在した.この土砂供給の存在した地域 が海底砂丘域に限定されていたとは考えられないため、そ の他の地域におけるS1層の主な土砂供給も1985~1995年 頃であったと考えられる.この時期における大きな環境変 化には海岸侵食があげられる.海岸侵食が確認された時期 は、調査域北部では1995~1998年頃(佐藤,1998),調査 域南端では1985年頃とされる(字多,1997).

海岸侵食は、土砂の供給と流出の均衡が崩れたときに生 じる.本域では、主に安倍川河口からの排出土砂量が減少 したため、沿岸漂砂によって海浜域に供給される土砂量が 減少した.その結果、海岸では流出量が供給量を上回り侵 食が開始した.同時に、海底においても、海岸から流出し てくる土砂や沿岸漂砂による土砂の供給不足によって侵食、 もしくは堆積の停滞が生じた.この時に侵食面(反射面 Ra)が形成されたと考えられる(吉河・根元,2007b). その後、元々の海岸堆積物や養浜土砂の内、主に細粒物 質が海底へ流出、ならびに、沿岸漂砂による土砂供給など によって S1 層(砂層)が主に形成されたと推測される. また、現在の環境下において S1 層は移動と再堆積を繰り 返している.

以上のように、S1層は主に過去約20年前から現在まで の土砂移動を反映した堆積層であり、特に、海岸侵食に関 連した土砂移動による堆積物によって構成されていると考 える.ただし、海底谷周辺では現在の土砂移動が Raより 下位に及んでいる可能性があり、また、上述した Raの形 成過程が全域に該当するかは不明である.そのため、Ra の成因と海岸侵食の関係については疑問が残る.

過去と現在の堆積速度について検討する. S1 層を過去 20年間の堆積層とし、暴浪時に海底谷周辺で S2 層上部が 移動する可能性を考慮しない場合,また、反射面 Rb が 1730~1810年に形成された場合,S1 層と S2 層の堆積速 度は次のようになる.S1 層は過去20年間に2,300,000m³ 堆積(年平均115,000m³)し,S2 層は180~260年間に 3,100,000m³ 堆積(年平均12,000~17,000m³)した.この 年平均堆積量のオーダーの違いは、沿岸漂砂(離岸堤設置 前:130,000m³/yr,設置後:70,000m³/yr(字多ほか, 2006))によって調査域へ運搬された土砂や、調査域で過 去約20年間実施された養浜土砂(35,000m³/yr)が海岸侵 食に伴い大量に海底へ移動したためと考えられる.

6. おわりに

本研究では、音波探査結果から清水海岸沖の表層堆積 層を S1, S2, S3 層の 3 つに区分した. これらの堆積層の 分布および特徴と、トレンチ調査結果、さらに海底地形に 関する既存の研究報告をあわせて、清水海岸沖における表 層堆積層の形成過程について検討した. 調査域では、海底 谷の分布といった海底地形の特徴などによって堆積物の移 動様式が多様であるため、反射面の形成要因、形成時期に ついて疑問が残る. 今後、複数の地点における堆積相の解 析,および暴浪時の前後における堆積構造の変化の検討が 望まれる.

謝辞:東海大学大学院生や同大学海洋学部学生には現地 調査やデータ整理の際に,(株)鉄組潜水工業所の方々に はトレンチ調査の際に協力を受けた.以上の方々に深謝す る.

参考文献

宇多高明(1997):日本の海岸侵食,山海堂,442 p.

- 宇多高明・石井 隆・杉山喜一郎・西谷 誠・荻原 智・芹沢 真澄・石川仁憲(2006):動的平衡海浜に建設されたヘッド ランド群の漂砂制御効果の定量的評価,海岸工学論文集, 53, pp.661-665.
- 奥谷喬司(2000):日本近海産貝類図鑑,東海大学出版,1173
- 佐藤慎司・鈴木忠彦・瀬戸緒勝・松浦吉洋・山本吉道・花田昌 幸(1999):清水海岸海底谷周辺の波・流れと漂砂機構, 海岸工学論文集,46, pp.671-675.
- 佐藤 武(1998):清水市折戸海岸の侵食について一礫・粗粒物 質の移動一,東海大学紀要海洋学部,46, pp.107-117.
- 根元謙次・佐藤 武・伊津信之介・小川浩史・廣瀬重之(1987): 駿河湾・三保半島沖の海底地形および底質について,東海 大学紀要海洋学部,24, pp.83-97.
- 吉河秀郎・根元謙次・横山心一郎・鬼頭 毅・木村賢史(2006): 三保半島海浜から内側陸棚における砕屑物の移動と堆積, 海洋調査技術, 18, pp.3-15.
- 吉河秀郎・根元謙次(2007a):静岡県三保半島沿岸域の砕屑物 移動と海岸浸食について、堆積学研究, 64, pp.131-136.

吉河秀郎•根元謙次(2007b):地質学雑誌,投稿中.

- 吉河秀郎・根元謙次・秋山幸秀(2007):離岸堤型ヘッドランド 周辺から海底谷における土砂移動機構,海岸工学論文集, 54, pp.501-505.
- 依田美行・石井 良・滝野義幸・大田光晴・福岡一歩・根元謙 次(1997):駿河湾西岸三保の松原沖の底質分布について, 東海大学紀要海洋学部,43, pp.157-170.
- 依田美行・黒石 修・根元謙次(2000):堆積シーケンスからみ た三保半島及び半島沖大陸棚の形成,海洋調査技術,12, pp.31-47.