



閱 覧 用

ISSN 0386-5878

土木研究所資料第3592号

土 木 研 究 所 資 料

海岸における底質の分級に関する研究

平成10年10月

建設省土木研究所
河川部海岸研究室

Copyright © (1998) by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

海岸における底質の分級に関する研究

海岸研究室 研究員 山本幸次

科学技術

特別研究員 張 達平^{*1}

室 長 佐藤慎司

室 長 田中茂信^{*2}

要旨

水系一貫の土砂管理の観点からの海岸保全を図る上では、海岸過程における底質の分布状況と分級機構を明らかにする必要がある。そこで、駿河湾沿岸の駿河海岸、富士海岸、石川県沿岸の石川海岸における底質の分布状況を調べた。また、河口部での底質の分級機構、2次元海浜変形に伴う底質の分級機構、3次元海浜変形に伴う底質の分級機構を実験により検討した。その結果、底質の分布状況と分級機構についての知見が集約でき、海岸における底質を粒径集団で評価し、その移動特性を明らかにすることの必要性を示した。

キーワード：海岸過程、底質の分級、土砂管理

^{*1} 現 上海大学

^{*2} 現 財国土開発技術研究センター調査第一部次長

目 次

第1章 はじめに	1
第2章 海岸における底質の分級に関する問題の所在	2
2. 1 海岸で見られる地形と底質の分布	2
2. 2 海岸における底質の分級に関する諸現象と課題	3
第3章 駿河海岸における底質の分布特性	6
3. 1 駿河海岸の概要	6
3. 2 海浜状況と底質の分布特性	6
3. 3 考 察	8
第4章 富士海岸における底質の分布特性	14
4. 1 富士海岸の概要	14
4. 2 海浜状況と底質の分布特性	14
4. 3 考 察	17
第5章 石川海岸の海底における底質の分布特性	27
5. 1 石川海岸の概要	27
5. 2 石川海岸の海底における底質の分布特性	27
5. 3 考 察	28
第6章 河口砂州の消長に伴う底質の分級に関する実験	36
6. 1 実験の目的	36
6. 2 実験方法	36
6. 3 実験結果	37
6. 4 考 察	39
第7章 2次元海浜変形に伴う底質の分級に関する実験	46
7. 1 実験の目的	46
7. 2 実験方法	46
7. 3 実験結果	46
7. 4 考 察	49
第8章 3次元海浜変形に伴う底質の分級に関する実験	59
8. 1 実験の目的	59
8. 2 実験方法	59
8. 3 実験結果	60
8. 4 考 察	62
第9章 底質調査法の提案と今後の課題	72
9. 1 底質調査法の提案	72
9. 2 今後の課題	72
第10章 おわりに	76
参考文献	77

第1章 はじめに

海岸は、河川からの流出土砂や、海食崖の侵食に伴う崩落土砂などで構成され、砂礫海岸、砂質海岸、泥質海岸などに分類できる。例えば、黒部川や富士川などの急流河川を供給源とする海岸(下新川海岸や富士海岸)は、海底勾配が急で砂礫により構成されている。一方、信濃川や日野川などの下流部が緩勾配の河川を供給源とする海岸(新潟海岸や弓ヶ浜海岸)は、海底勾配が緩く大部分が砂で構成されている。

砂礫海岸の底質は大部分が砂礫であるが、細砂やシルトも存在する。これらの底質は波の作用により徐々に分級され、汀線から碎波帯には砂礫が、地形変化の限界水深付近には細砂やシルトが分布するようになる。また、大部分が砂からなる砂質海岸でも、波によるふり分け作用を受け、汀線付近に粗砂が、地形変化の限界水深付近に細砂やシルトが分布する。これは、碎波帯内での波による底質の攪乱と、それによる細砂やシルトの浮遊、および沖合への輸送により生じると考えられる。

海岸において汀線から碎波帯に粗粒の底質が分布することは、波や流れに伴う海浜変形を軽減する機能(アーマコートなど)が増加することを意味する。また、沖合での細粒底質の堆積は、海底が緩勾配となる過程に重要な役割を果たすことになる。すなわち、細砂やシルトは沖合の海底地形を形成する重要な構成物質であると言える。汀線付近が粗粒の底質で覆われると波の作用による移動が抑制され、海底が緩勾配化すると沖合で波が碎けて波の作用が弱くなるので海岸は安定になると考えられる。しかし、海底の緩勾配化には豊富な土砂供給が前提となる。

ところで、明治以降、我が国では全国各地で海岸侵食が著しく進んだ。このため、各種の工法により海岸保全が図られてきた。しかし、侵食は激化の一途をたどっており、その原因の一つに河川からの流出土砂量の減少や、海食崖の侵食防止に伴う崩落土砂の減少があげられる。河川流域においては生産される土砂が自然の状態では河川や海岸に供給されることは少ない。また、海食崖の保全も不可欠なことから、海食崖からの土砂供給も減少すると考えられる。すなわち、豊富な土砂供給が望めないため、今後も海岸侵食の進行が危惧される。

このような状況では、河川や海食崖からの供給土砂を海岸に有効に寄与させることが、有限な資源の活用上から見て重要な課題となる。この場合、河川や海食崖からの土砂の量のみでなく、その質を問うことが必要とされる。なぜなら、河川からは多様な粒径からなる底質が流出し、海食崖の侵食に伴う崩落土砂も多様な粒径からなるため、それらの全量が海岸に寄与するとは限らないからである。したがって、粒径まで考慮した土砂管理計画が必要となる。そのためには河川や海食崖から海岸に供給される土砂の量や質を把握し、海岸における底質の分級と海岸の安定化に寄与する底質の粒径を明らかにする必要がある。海岸に供給される土砂の量や質を把握することは、代表的な河川をケーススタディとして行われつつある。しかし、海岸における底質の分級と安定化機構についてはほとんど研究されていない。

そこで、本研究では、現地海岸における底質の分布特性を調べるとともに、海岸での底質の分級についての検討を行った。その結果、海岸における底質の分級と分布特性について、現地調査および室内実験の知見が集約できたので報告する。なお、本研究の成果は水系一貫の土砂管理の観点からの海岸保全や、養浜およびサンドバイパスなどの海岸保全手法に生かされることになる。

第2章 海岸における底質の分級に関する問題の所在

2.1 海岸で見られる地形と底質の分布

海岸への土砂供給源である河口の例として宮城県阿武隈川を写真-2.1に示す。河口部に砂州が形成され、その両側には砂浜が広がる。河口前面では波と河川からの流れが干渉しているとともに、河口テラスにより波が屈折している。このような砂州と河口テラスは波の作用により変形するが、このとき河川から供給された土砂は分級されて、細砂やシルトは沖合に流出し、砂礫は汀線付近に残り沿岸流で運ばれて海浜を形成すると考えられる。

海岸への土砂供給源である海食崖の例として新潟県神林海岸を写真-2.2に示す。この海岸はもともと海岸砂丘であったが、侵食が進み海食崖となった。海食崖表面と基部は砂が多いが、汀線付近には砂礫も見られ、汀線付近では砂が波や流れにより運び去られたと考えられる。この状況から海食崖から供給される土砂も分級され、細砂やシルトは沖合に流出し、砂礫は汀線付近に残り沿岸流で運ばれて海浜を形成すると考えられる。

長崎県橘湾の海岸の状況を写真-2.3に示す。写真上部の範囲には巨礫が分布し、写真下部の範囲には粗砂が見られる。巨礫が分布する範囲と粗砂が分布する部分の境界が明確である。このような底質の分布をなす海岸は珍しく、陸側の山地などの地形や地質が影響していると考えられ、地形学的観点からの地域研究の対象となりえる。

写真-2.4は福島県沿岸の海岸の状況である。沿岸方向に波打つかस्प状の地形ができており、写真中央部の突出した部分は小礫からなり、周囲に比較して粗いことが分かる。カस्पの形成には離岸流が影響すると考えられており、波打ち帯で転動していた小礫が沿岸流に運ばれ、離岸流が発生する位置に堆積したと推定できる。このような離岸流の発生と底質の分布特性の関係を調べることも、一つの研究課題と言える。

山口県大島の海岸では、細かい底質からなる海浜の上に粗い底質が帯状に2列分布していた（写真-2.5）。写真から分かるように底質の色自体が異なり、粗粒の底質はカस्प状に堆積している。2列の帯状になっているのは潮位の変化に起因し、カस्प状になっていることは波のうちあげ特性に関係していると考えられる。しかし、潮位変化や波のうちあげと底質の分布特性との関係は明らかにされていない。

青森県陸奥湾沿岸の海岸の状況を写真-2.6に示す。小さなカस्प状の地形が小礫によって形成されている。細かい底質からなる海浜の上に粗い底質が堆積して、波のうちあげ特性に応じて小さなカस्पを形成したものと考えられる。粗い底質で形成された地形は、バルハン砂丘のような形状をしており、その形成過程を解明することは興味のある課題である。

写真-2.7は琵琶湖湖岸に設置された突堤周辺の状況である。突堤基部に粗い底質が堆積していることが分かる。写真下部の細粒底質の部分と粗粒底質の部分が明確に分かれている。突堤に沿う冲向きの流れが生じ、それにより細粒の底質が運ばれて、粗粒の底質のみが残されたと考えられる。このような現象は現地海岸でも見られ、海岸構造物の影響により底質の分布特性も変わることを示す。

2.2 海岸における底質の分級に関する諸現象と課題

沿岸漂砂の卓越する湾入海浜を例にとり、河川や海食崖から土砂供給、海浜流に伴う底質移動を模式的に図-2.1に示す。沿岸漂砂の上手側の海食崖から河川までの区間では、海食崖から土砂が供給され(Q_c)、それが沿岸漂砂(q_1)により下手側へと運ばれる。この際、海浜の2次元変形によっても岸沖の底質移動(q_0)が生じる。また、離岸流の発生位置ではそれにより沖合へと底質が運ばれる(q_r)。河川から流出した土砂(Q_r)も同様の移動形態をとり、漂砂の下手端では岬等に沿う流れが生じるため、沖合へ運ばれる底質の量が多くなる。

図-2.1の底質移動による混合砂の分級を模式的に図-2.2に示す。河川からの流出土砂の分級は、流出土砂によって形成された河口テラスの変形(河口砂州の形成、写真-2.1参照)時に生じると考えられる。種々な粒径の底質(混合砂)からなる海食崖の侵食により海浜に土砂が供給され(写真-2.2参照)、その際に底質の分級が生じると考えられる。

高波浪時には汀線付近の底質は沖合へと移動し、静穏波の作用下において汀線付近へ再び移動するが、この際に海浜の構成材料の分級が生じる可能性がある(写真-2.5、2.6参照)。沿岸漂砂の卓越する海岸では、上手側で底質粒径が粗く、下手側に向かって徐々に細かくなると言われている。これは、細粒の底質が沿岸流により運ばれやすいことによると考えられる。

海岸においては、底質はまず波浪によって攪乱され浮遊し、細粒の底質が流れによって運ばれ移動すると考えられる。この底質の攪乱は砕波帯内で著しく生じる。したがって、この砕波帯外へと流出する流れである離岸流が生じる場合には、シルトのみならず細粒の底質も沖合へと流出してしまう可能性がある(写真-2.4参照)。また、構造物周辺でも冲向き流れが生じ、細粒底質が流出してしまう可能性もある(写真-2.7参照)。すなわち、離岸流や構造物に沿う冲向き流れによる海浜砂の分級により海岸侵食が進む可能性が指摘できる。

以上の分級機構により淘汰された底質で構成された安定な海浜となる(図-2.3)。したがって、以下に示すような海岸における底質の分級に関する課題を解明すれば安定な海岸の形成を目指すことができる。

課題①：現地海岸における底質の分布特性

課題②：河口部での流出土砂の分級

課題③：海食崖の侵食に伴う崩落土砂の分級

課題④：2次元海浜変形に伴う底質の分級

課題⑤：3次元海浜変形に伴う底質の分級

課題⑥：離岸流や構造物に沿う冲向き流れによる底質の分級

しかし、現状では広範囲を長期間で調査することは困難であり、上記の課題についての現地海岸規模の研究は少ない。また、海浜変形の予測モデルでも底質の分級についてはほとんど考慮されていない。そこで、以下では、このような問題意識のもとで、現地海岸での底質に関する踏査や調査結果を検討する(課題①)とともに、課題②、④、⑤については実験的検討を行った。

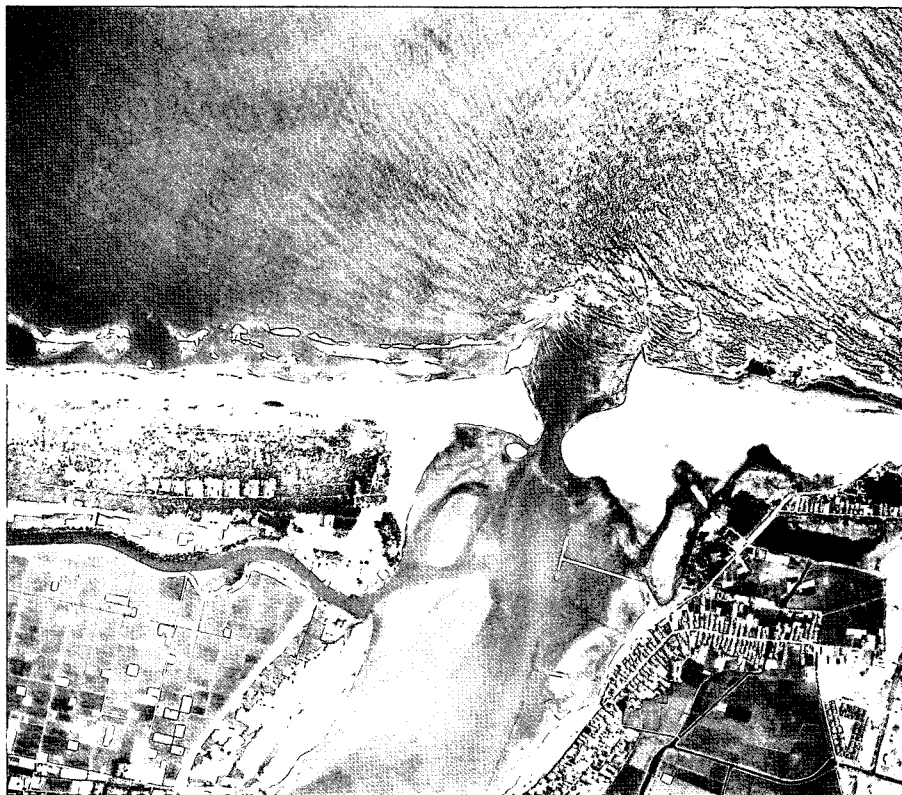


写真-2.1 阿武隈川河口の状況 (1961年12月21日撮影)



写真-2.2 新潟県神林海岸の海食崖の状況
(1994年6月28日撮影)



写真-2.3 長崎県橘湾の海岸の状況
(1993年3月10日撮影)



写真-2.4 福島県の海岸の状況
(1992年3月9日撮影)



写真-2.5 山口県大島の海岸の状況
(1991年10月下旬撮影)



写真-2.6 青森県の海岸の状況
(1996年3月13日撮影)

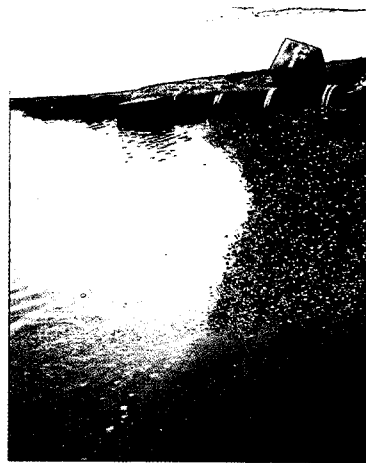


写真-2.7 琵琶湖の湖岸の状況
(1993年5月18日撮影)

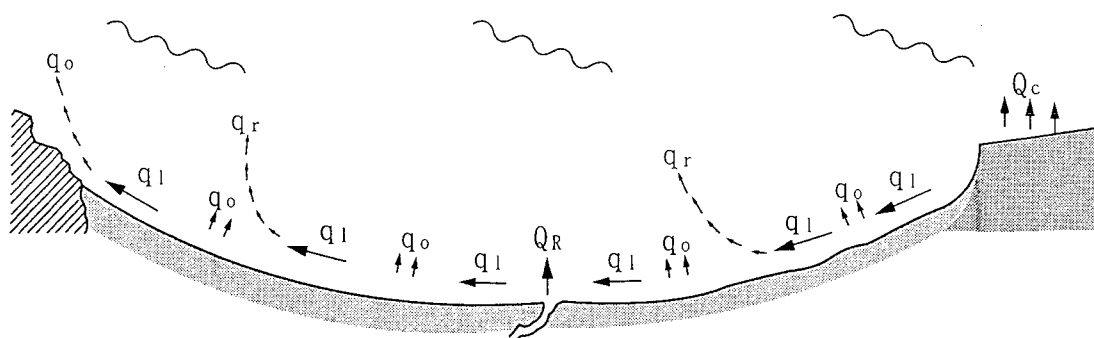


図-2.1 海岸における土砂移動の模式図

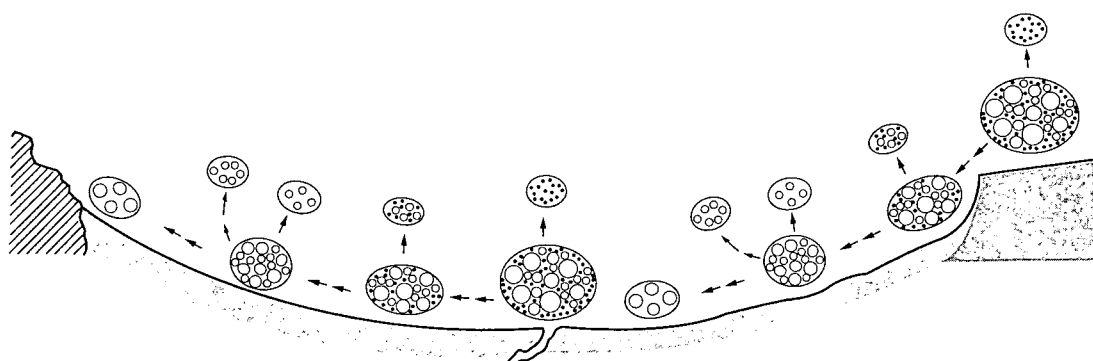


図-2.2 海岸における底質の分級の模式図

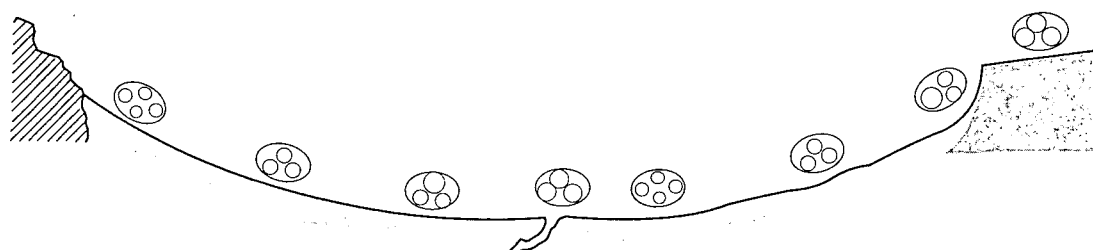


図-2.3 海岸における底質の分布の模式図

第3章 駿河海岸における底質の分布特性

3.1 駿河海岸の概要

駿河海岸は駿河湾西岸に位置し（図-3.1）、大井川扇状地の外縁をなす延長約18kmの砂礫海岸であり、全国有数の侵食海岸でもある（宇多、1997¹⁾）。駿河湾は南側に開いており、湾口から富士川河口にかけて急深な駿河トラフが南北に連なる。このため、駿河湾沿岸では、湾口の南側から来襲する外洋性の波浪が卓越する条件にある。また、駿河海岸の沖には規模の小さい水深50m以浅の大陸棚が見られ、海岸線の方向は中央部に流入する大井川河口を境に北側ではE58°N方向、南側ではE39°N方向となる（図-3.2）。

大井川港沖の1969年～1974年の波浪観測データによると、有義波のエネルギー平均値は、波高 $H = 0.94\text{m}$ 、周期 $T = 9.4\text{sec}$ 、卓越波向はSSE方向となる（宇多ほか、1986²⁾）。この卓越波向に直交する法線の方向はE22.5°Nであるから、海岸線の方向から単純に沿岸漂砂の方向を推定すると、大井川河口を境に北側では明らかに北向きで、南側ではやや北向きとなる。しかし、過去に駿河海岸で行われた土砂移動に関する調査によれば、沿岸漂砂の方向は大井川河口北側では北向き、南側では南向きである（宇多ほか、1986²⁾）。

以上のような沿岸漂砂の特性を有する駿河海岸での底質に関する現地踏査は、1995年2月1日～3日に行った。踏査は勝間田川河口付近の測点No.91から小川漁港南側の測点No.6の約18kmに至る区間（図-3.2参照）で行い、海浜状況、底質の分布特性を調べた。以下では、主に海岸構造物等の設置状況と、その周辺の底質の特性について述べる。

3.2 海浜状況と底質の分布特性

大井川河口の南側の測点No.91～84の区間は無堤で、汀線付近にも海岸構造物のない海岸である（図-3.3）。駿河海岸南端の突堤東側のNo.90付近は、前浜勾配は約1/23と緩勾配であり、粒径の細かい底質が分布していた（写真-3.1）。採取した底質の分析によれば、中央粒径は $d_{50} = 0.24\text{mm}$ 、淘汰度は $S_o = 1.28$ と細粒で淘汰の良いものであった。なお、ここでは $S_o = (d_{75}/d_{25})^{1/2}$ とした。また、スコップにより表面から30cm程度の砂を取り除いた結果、底質は深さ方向にほぼ同じであることが観察された。

測点No.84～76の区間は、堤防があるものの自然の前浜を有する海岸である。この区間の海浜状況はほぼ同様で、その1例としてNo.80付近の状況を写真-3.2に示す。ややカスプ状の汀線形状となっており、細粒の底質の上にカスプの海側に凸な部分に対応して礫が分布していた。細粒の底質と礫の分布する境界（写真-3.2、○印地点）の状況を写真-3.3に示す。この境界より陸側の礫の粒径を写真から読み取ると $d = 21\text{mm}$ となる。なお、写真からの礫粒径の判読は、河川における底質の調査法（山本、1974³⁾）に準じた。また、汀線付近で採取した底質は $d_{50} = 2.13\text{mm}$ 、 $S_o = 3.44$ と淘汰の悪い粗砂であった。

測点No.84～76の区間では、写真-3.2に示すように細粒の底質の緩勾配海浜の上に礫が堆積しカスプ状の地形を形成していた。なお、無堤区間のNo.88～84は河口に近づくにつれて礫の量が増えて、写

真-3.2に示す状況に近づく遷移区間となっていた。測点No.88~76の区間を通じて見ると、砂の上に堆積した礫の量が徐々に多くなるとともに、前浜勾配も急になる傾向にあった。結局、このような場所では、底質の採取地点の選定によって粒径分布の評価に大きな違いが生じる。写真-3.3はカスプ上の礫から細粒の底質へと変化する地点を撮影したものであるが、この地点の岸側と沖側では粒径は大きく異なり、淘汰度も違ってくる。このことは、砂礫海岸での底質調査の難しさを示すものである。このような場所では、数ヶ所で底質を採取し、それぞれの粒度分析と海浜状況の写真撮影を行うことが望ましい。

測点No.76~68（吉田漁港）は堤防があり、汀線に消波堤が設置された海岸である。また、No.70付近には離岸堤も設置されている。写真-3.4はNo.74付近に設置された消波堤背後の状況であるが、粗い粒径の底質が堆積し、流木などのゴミが集積していた。消波堤は汀線に設置されるため、波により攪乱され浮遊した細粒の底質が堆積する静穏域がない。このため、消波堤があっても底質の分布に与える影響は少ないと考えられる。

吉田漁港南側のNo.70付近のブロック積みによる離岸堤背後の状況を写真-3.5に示す。この付近は局所的に緩勾配の砂浜となっていた。また、汀線付近で採取した底質は、 $d_{50}=0.24\text{mm}$ 、 $S_o=1.19$ と細粒で淘汰度の良い砂であった。これは、離岸堤により、その背後の波が小さくなり、粒径の小さな底質が堆積したものと考えられる。消波堤と異なり離岸堤の場合にはその背後に広い静穏域が形成されるので、波で攪乱され浮遊した細粒底質が集積しやすいと言える。また、この地点は吉田漁港の防波堤の遮断域にも位置するため、それによる循環流によって浮遊した底質が集積したと推定される。このように、海岸構造物の影響が底質の分布状況に顕著に生じることが分かる。

測点No.69~65には吉田漁港が位置し、No.64から大井川河口右岸のNo.56までは再び堤防があり、No.62より河口側では汀線に消波堤、護岸が設置されている。写真-3.6は吉田漁港北側のNo.67付近の状況であり、この付近の底質は粗礫が多く分布しており、前浜勾配がやや急になっていた。No.67~61の海浜状況も同様であった。うちあがった礫の粒径は写真測定法で $d=27\text{mm}$ であり（写真-3.6）、汀線付近で採取した底質は $d_{50}=4.36\text{mm}$ 、 $S_o=2.19$ と中粒径で淘汰の進んでいないものであった。結局、大井川港南側の海岸は、写真-3.2に示すような広い粒度分布の砂礫からなり、突堤の影響範囲にあるNo.90や、吉田漁港および離岸堤の遮蔽域に位置するNo.70などの構造物周辺に、細粒底質が集積し緩勾配の前浜を形成していることが分かる。すなわち、底質の分布特性には海岸構造物の影響が大きく関与すると指摘できる。

大井川河口右岸の状況を写真-3.7に示す。バームが形成されており、その前面は急勾配で粗礫で構成されていた。写真判読による粒径は $d=53\text{mm}$ とかなり粗い。礫浜はかなり広く河口砂州状の地形となっていた。河川からの流出土砂には細砂やシルトが含まれているが、汀線から2列のバームまではほとんど礫であった。波による攪乱が繰り返されて細砂やシルトが沖合に流出するとともに、礫が残りアーマコート化したと考えられる。また、粗粒の底質が残されたことにより勾配が急で、バームが形成された前浜となったと推定される。

大井川河口より北側は海岸侵食の著しい区間であり、新型離岸堤、消波堤などの海岸保全施設が整備されている（図-3.4）。また、堤防は測点No.44~6にかけて建設されており、測点No.38~No.30付近までは建設省中部地方建設局と大井川町により、大井川港南防波堤南側の土砂のサンドバイパスが侵食対策として行われている。大井川港北側の海岸の侵食原因は、大井川港の建設経緯との関係から大

井川港の防波堤による沿岸漂砂の阻止と推定される（宇多・山本、1991⁴⁾）。

写真-3.8は測点No.37付近の状況であり、沖合には新型離岸堤が見える。新型離岸堤背後の消波堤前面には砂礫が堆積し、幅10m程度の前浜となっている。汀線付近で採取した底質は $d_{50}=0.44\text{mm}$ 、 $S_o=1.24$ と細粒で淘汰度の良いものであった。これは、新型離岸堤により、その背後の波が小さくなり細粒の底質が堆積したためと考えられる。さらに前浜も緩勾配となり海浜は安定状態に近づきつつある。

測線No.36～15の区間には消波堤が設置されており、海浜の状況は写真-3.4に示した消波堤背後の状況とほぼ同じであった。

本踏査とは別の時期の1994年9月1日に撮影した測点No.14で工事中の大規模突堤の上手側と下手側の状況を写真-3.9、3.10に示す。上手側の堆積域には砂礫が堆積しバームを形成している。一方、下手側の侵食域では浜崖が形成されるとともに、その前面は緩勾配で砂で覆われていた。写真-3.11は、踏査時の大規模突堤の下手側の状況である。簡易な計測によれば前浜勾配は約 $1/2.4$ であった。汀線付近で採取した底質は、 $d_{50}=0.45\text{mm}$ 、 $S_o=1.28$ と細粒で良く分級されていた。これは、大規模突堤の漂砂の下手側となっているため、粒径の細かい砂が迂回して汀線付近に堆積したためと考えられる。

また、写真-3.12には砂の表面をスコップでとり除いた状況を示す。下層には比較的粗い底質が見え、このことから底質採取の際には表面のみでなく、バーム高や波のうちあげ高を考慮して1m前後の深さまで採取することが望ましいと言える。

写真-3.13は測点No.12付近の状況であり、簡便な計測では前浜勾配は $1/3.5$ と急勾配であった。採取した底質は、 $d_{50}=16.5\text{mm}$ 、 $S_o=1.38$ と粒径の粗い淘汰の進んでいないものであった。さらに北側の測点No.6の状況を写真-3.14に示す。写真-3.13で見られた底質より粗くなり、バームが形成されていた。この付近では様々な粒径の底質が運ばれ堆積するが、バームが形成される2次元海浜変形により細粒の底質が沖合に流出して礫のみが残ったと考えられる。

結局、大井川河口より北側では海岸保全施設の整備やサンドバイパスが行われているため自然な状態での底質の分布を示しているとは考えにくい。しかし、新型離岸堤背後や大規模突堤の遮蔽域に細砂が堆積していたことなど、構造物の影響による底質の分布が見られたことが特徴としてあげられる。

3.3 考 察

大井川河口より南側では、河口付近の底質が粗く、南側のNo.90付近では細かい底質が分布し、その間では大小の粒径からなる混合底質が見られた。駿河海岸の大井川河口南側では沿岸漂砂の卓越方向は南向きとされており、粗粒の底質が河口部に、中間に混合底質が、南端に細粒の底質が分布することと対応する。一方、北側では河口より北側に向かって底質が粗くなり、淘汰度は良くなる。駿河海岸の大井川河口北側では沿岸漂砂の方向は北向きで、下手側で底質が粗くなることになり、大井川河口南側とは逆の特性を示す。これは、砂礫が運ばれる過程において細粒の砂が沖へ流出し、結果的に粗くて淘汰のよい礫が残ったと考えられる。

大井川河口の南側、北側のどちらにおいても海岸構造物（突堤、離岸堤、大規模突堤）周辺では細かい粒径の底質が分布していた。これは、構造物により波が小さくなり、細粒底質が集積したものと考えられ、構造物の底質分布に及ぼす影響は大きいことが分かる。駿河海岸のように広い粒度組成の

底質が分布する海岸では、波や流れによって底質が分級され、局所的な微地形や構造物周辺では異なる底質が分布する。このため、底質調査においては採取地点や採取深さ、採取量によって、海岸の底質分布特性を見誤る場合があるので注意が必要である。

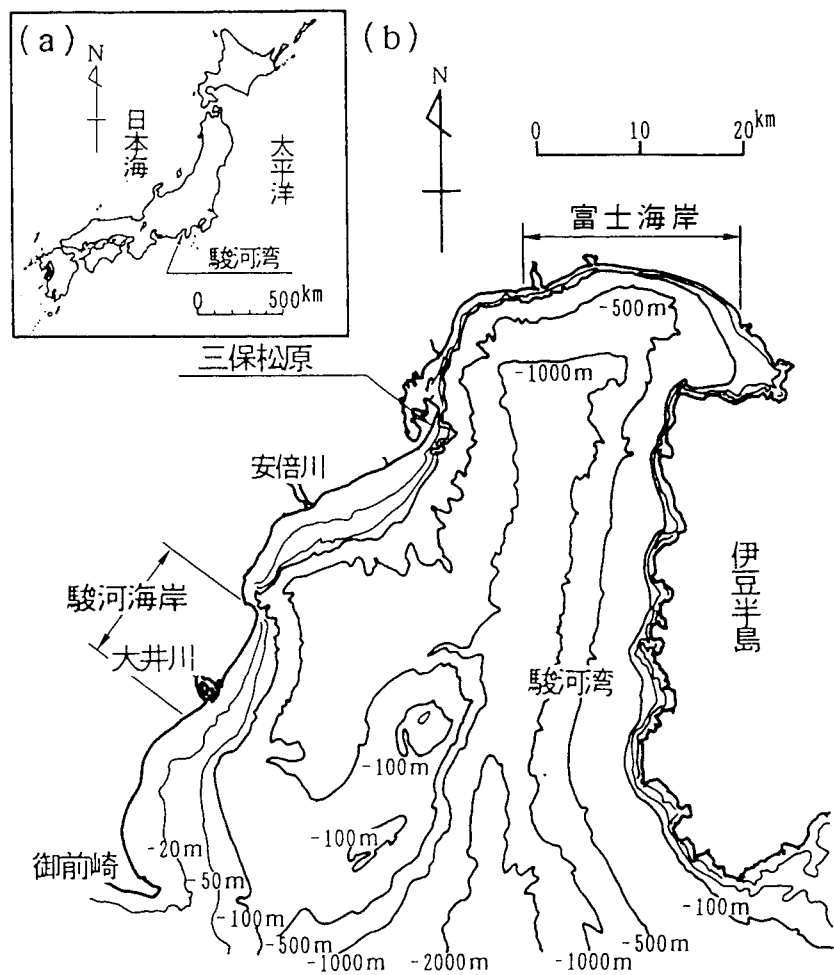


図-3.1 駿河湾の形状と駿河海岸および富士海岸の位置

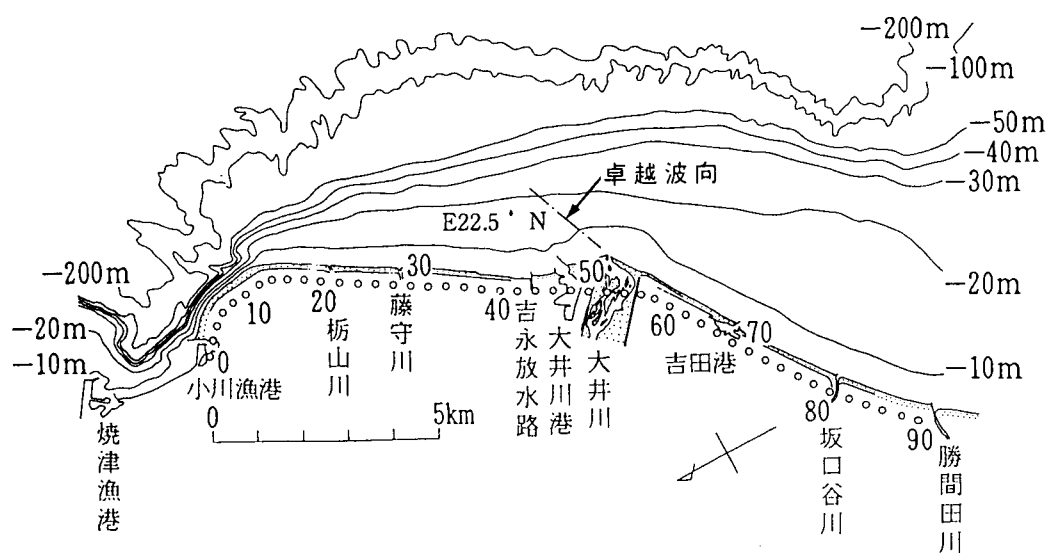


図-3.2 駿河海岸の形状

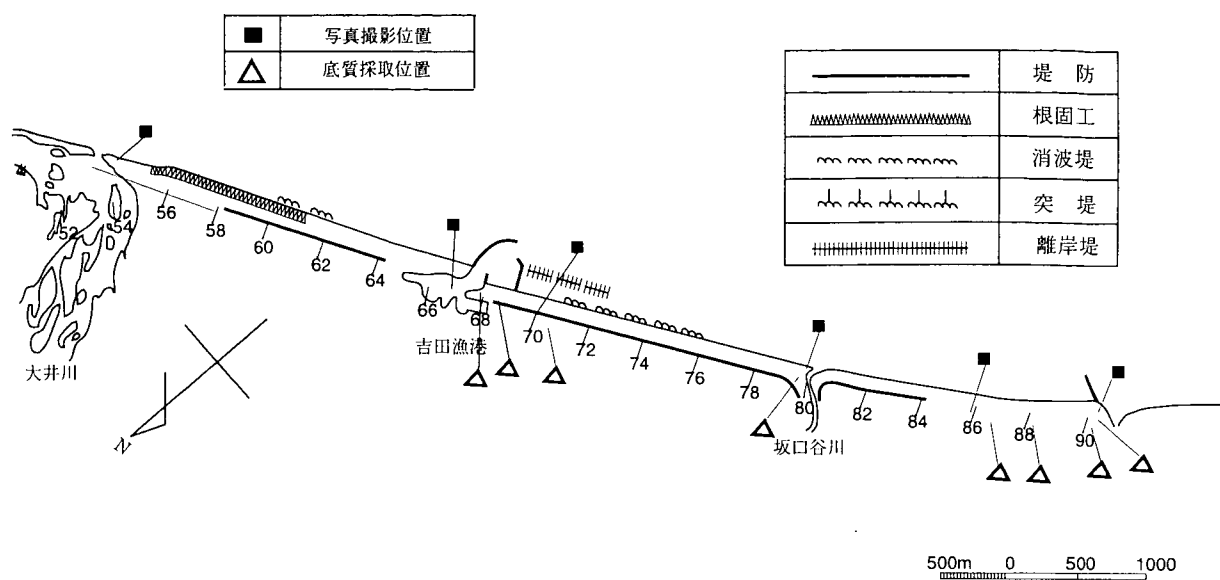


図-3.3 大井川河口南側の測点位置と海岸の整備状況



写真-3.1 測点No.91付近の海岸状況
(1995年2月1日撮影)



写真-3.2 測点No.80付近の海岸状況
(1995年2月1日撮影)

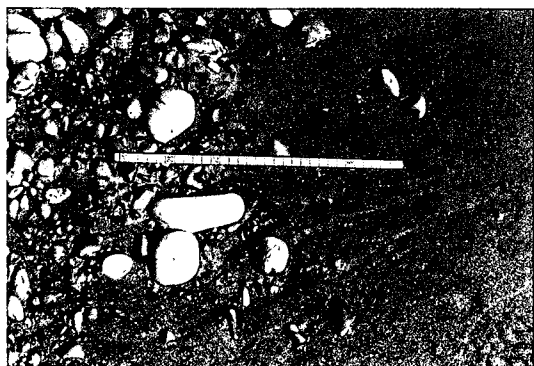


写真-3.3 測点No.80付近の底質
(1995年2月1日撮影)



写真-3.4 測点No.74付近の海岸状況
(1995年2月1日撮影)



写真-3.5 測点No.70付近の海岸状況
(1995年2月1日撮影)



写真-3.6 測点No.67付近の海岸状況
(1995年2月1日撮影)



写真-3.7 大井川河口右岸の海岸状況
(1995年2月1日撮影)

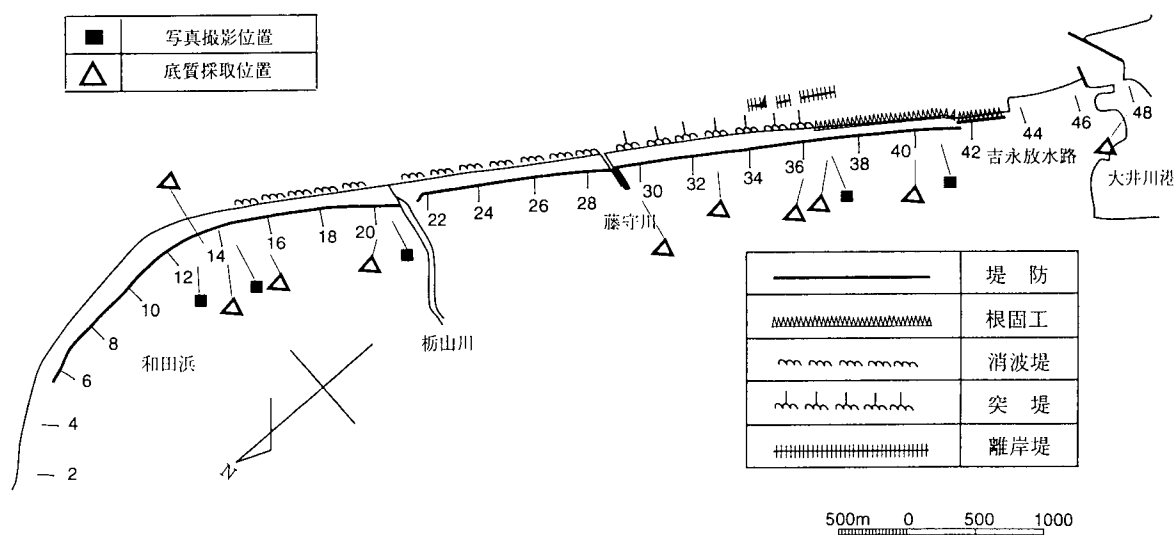


図-3.4 大井川河口北側の測点位置と海岸の整備状況



写真-3.8 測点No.37付近の海岸状況
(1995年2月2日撮影)



写真-3.9 測点No.14に施工中の大型突堤
南側の海岸状況 (1994年9月1日撮影)



写真-3.10 測点No.14に施工中の大型突堤
北側の海岸状況 (1994年9月1日撮影)



写真-3.11 測点No.14に施工中の大型突堤
北側の海岸状況 (1995年2月2日撮影)

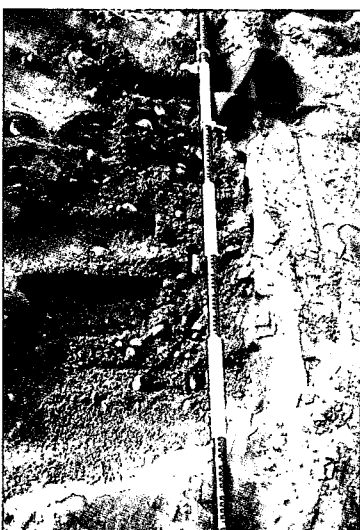


写真-3.12 測点No.14に施工
中の大型突堤北側の底質
(1995年2月2日撮影)



写真-3.13 測点No.12付近の海岸状況
(1995年2月2日撮影)



写真-3.14 測点No.6付近の海岸状況
(1995年2月2日撮影)

第4章 富士海岸における底質の分布特性

4.1 富士海岸の概要

駿河湾の湾奥部に位置する富士海岸(図-3.1参照)は、富士川河口西岸の蒲原町から沼津港に至る延長約25kmの砂礫海岸である。図-4.1に富士海岸での測量基準点の番号と、水深50m、100mの等深線形状、および波の卓越方向を示す。海岸線の法線方向は富士川河口～田子の浦港では $S20^{\circ}E$ 方向に、田子の浦港～沼津港では $S14^{\circ}W$ 方向と、田子の浦港を境に大きく異なる。海岸線と-100mの等深線の間隔は富士川河口沖や中央部で狭く、狩野川河口沖では広い。富士川扇状地沖の-50～-100mの等深線は岸沖方向に大きく変動しているが、富士海岸の中央部では沿岸方向に滑らかな等深線形状となっている。

また、田子の浦港での1958年～1963年の波向観測結果によれば、波向の出現率はS、SSWの順に高い。この波向と前述した海岸線の方角との関係から推定される沿岸漂砂の卓越方向は東向きとなる。この沿岸漂砂の方角は、富士海岸での侵食状況(宇多ほか、1995⁵⁾)や首藤ほか(1977)⁶⁾のトレース調査などによっても確認されている。

4.2 海浜状況と底質の分布特性

1) 踏査による底質の分布特性の把握

図-4.2に海岸の整備状況を示す。富士海岸は全国でも有数の侵食海岸であり(宇多、1997¹⁾)、測点No.48より西側には離岸堤や消波堤が設置され人工的な海岸となっている。一方、中央部(No.45付近)より東側には広い砂礫浜が残されており、良好な自然環境にある。海岸全体では海に突き出た構造物としては元富士樋管(No.81)、田子の浦港(No.63)、昭和放水路(No.49)、昭和第二放水路(No.31)、新川放水路(No.7)、沼津港(No.0)がある。ここでは、1996年8月22日に行った踏査により得られた定性的な砂礫の分布特性を示す。砂礫の分布特性は、現地海岸での写真撮影により粒径等の把握が可能な礫と、通常の写真撮影では粒径等の把握が困難な砂に分けて調査した。砂の場合は採取して、それを拡大写真撮影して特性の把握を行った。

まず、富士川河口左岸(No.85)に堆積していた礫の状況を写真-4.1に示す。スケールとして■印が1cm角を示す粒度表を置いて撮影した。写真から読み取った礫の粒径は10cm～2mm程度とばらついている。また、礫の色から判断すると、いろいろな岩石からなり、形は角張っていることが分かる。写真-4.2は同地点の汀線付近にあった砂の拡大写真である。砂の粒径は1～0.3mm程度で、形は丸みを帯びており円磨度が高く、透明な石英粒、くすんだ赤茶の岩石粒、黒色の岩石粒などからなる。

写真-4.3は元富士樋管近傍(No.80)に堆積していた底質である。No.85よりも砂の量が多くなったが礫の粒径や円磨度はあまり変わらない。沿岸方向に約1km離れたのみでは、礫特性に関しては変化が見られないことが読み取れる。同地点で採取した砂を写真-4.4に示す。No.85に比較して粒径が0.8～0.3mmとやや細かく、岩石粒の大きさが揃い淘汰が進んだが円磨度は低い。また、No.85に比較して透明な石英粒、くすんだ赤茶の岩石粒が少なくなり、黒っぽい感じとなった。

田子の浦港西側(No.64)の底質は、表層のほとんどが礫であった(写真-4.5)。No.85、80の礫と比

較するとやや角が取れており円磨度がやや高くなった。また、粒径は1～5 cm程度で礫の大きさが揃い淘汰が進んだ。同地点で採取した砂は、粒径が1～0.1mm程度で淘汰度が悪く、くすんだ赤茶の岩石粒が多くなった(写真-4.6)。砂に関して言えば、この地点は堆積域になるから、いろいろな大きさの種々の岩石粒が集積したものと考えられる。しかし、礫に関しては淘汰度が良いから、この議論は適用できない。このことは、砂と礫とでは移動特性に違いがあることを示唆するものである。

昭和放水路西側(No.48)の底質の状況を写真-4.7に示す。No.85、80、64に比較して礫の形は角が取れ円磨度が高くなり、粒径は2～10cmと大きくなり淘汰が進んだ。同地点で採取した砂の粒径は0.7～0.1mm程度で淘汰度が悪い(写真-4.8)。岩石粒の種類も多く、No.64付近の砂と同様な特性を示す。この地点も砂礫の堆積域であり、砂と礫の特性はNo.64のそれと良く似ている。

測点No.37では、礫の粒径が2～8 cm程度で淘汰が進み、角張った礫が少なく円磨度が高くなった(写真-4.9)。同地点で採取した砂の粒径は0.1～1.5mmとばらつくが、大きくて角張った岩石粒が多い(写真-4.10)。また、くすんだ赤茶の岩石粒は見られるが、透明な石英粒は見られない。

昭和第二放水路東側(No.31)の底質の状況を写真-4.11に示す。粒径は1～4 cm程度とNo.37より細かくなり、淘汰もよくなった。同地点で採取した砂を写真-4.12に示す。No.37とほぼ同じ特性を示し、透明な石英粒が見られない。

測点No.14の底質の状況を写真-4.13に示す。2～7 cm程度の礫が多く、粒径が大きくなり淘汰が進んだ。また、ほとんどの礫が丸みを帯びており、円磨度が高いことが分かる。なお、この地点では砂が露出しておらず採取ができなかった。

測点No.6の礫の状況を写真-4.14に示す。粒径は8～2cm程度であり、大きい礫が多くなった。礫の色から判断すると、種々の岩石の礫で構成されていることが分かる。同地点の砂を写真-4.15に示す。1～0.2mm程度の岩石粒からなり、透明な石英粒と、これまで見られなかった赤い岩石粒が見られるようになった。また、No.37、31の岩石粒に比較して丸みを帯び、円磨度が高くなった。

沼津港西側(No.1)では礫は露出しておらず、砂の採取のみを行った(写真-4.16)。粒径は0.3～0.1mmと小さく、透明な石英粒や赤い岩石粒が多くなった。形は比較的に角張っており、円磨度が低い。赤い岩石粒は狩野川から供給された底質と考えられ、富士川から供給された砂礫とは異なるようである。この赤い岩石粒の含有量について沿岸方向に調査すれば、狩野川から供給された底質の移動特性が推定できる。

踏査から得られた底質の分布特性は次のようになる。礫の分布特性は、富士川の河口付近では淘汰の悪い大小の礫からなり、東に向かって小礫が減少し粗粒になるとともに、淘汰と円磨度がよくなる。淘汰と円磨度が西から東に向かってよくなることは、沿岸漂砂の卓越方向(東向き)と一致する。砂の分布特性としては、No.14付近では砂が露出していないことがあげられる。また、No.85～48では透明な石英粒が見られるが、No.37～31ではほとんどなく、No.6～1で再び見られるようになる。さらに、赤い岩石粒がNo.6～No.1で見られ、それより西側では確認できない。円磨度は礫ほど顕著に変化せず、あまり摩耗は進んでいない。砂の分布特性は沿岸漂砂の方向と一致せず、透明な石英と赤い岩石粒に着目すると、No.48とNo.6付近に砂移動の境界があると考えられる。これらのことから富士川から供給された砂礫は西から東へ、狩野川から供給された砂は東から西へ移動すると推定される。ただし、写真撮影による定性的な資料を基にしているから、底質の鉱物組成を簡便に定量的に分析する手法の開発が望まれる。

2) 底質の分布特性に関する定量的調査

ここでは、1986年12月21日～1987年2月4日の期間に採取された底質の粒度分析結果と海底状況を紹介する。まず、代表測点の汀線（T.P.0m）で採取された底質の沿岸方向分布特性を図-4.3に示す。富士川河口から東側に約1kmの地点に位置するNo.82の底質は、中央粒径約0.4mmで、粒度曲線が細粒部分で急激に立ち上がり淘汰が進んでいる細砂である。これは、写真-4.1、4.3に示したNo.85、80の状況と一致しない。底質の採取場所にもよるが、写真-4.2、4.4の砂を多く採取し分析したためと考えられる。一方、沼津港の西に近接するNo.3の底質は、中央粒径約50mmで、粒度曲線も急激に立ち上がる淘汰度のよい礫となっている。これは、写真-4.14に示したNo.6の状況と一致する。

No.82とNo.3の中間のNo.72～15の底質は、田子の浦港のすぐ東側のNo.63を除けば中央粒径約1.5～8mmで、粒度曲線がなだらかに立ち上がる淘汰のよくない砂礫である。この区間は写真-4.7～4.12に示したように砂礫が混在することを反映している。No.63は田子の浦港の影響による堆積域に位置し、防波堤に沿う沖向きの流れにより細かい砂が運び去られ、淘汰のよい中央粒径約20mmの礫が汀線付近に残された（写真-4.5参照）と推定される。

一般に沿岸漂砂の上手側の土砂供給源付近で底質の粒径が粗く、下手側に向かって小さくなると考えられているが、富士海岸では逆に土砂供給源の富士川河口付近で細かく、沿岸漂砂の下手側の沼津港に向かって粗くなる底質の分布特性を示すのが特徴である。この粒度分布の特性は写真-4.1～4.14から判読される底質の特性とよく一致する。

次に、沿岸漂砂上手側のNo.82、72、63、54、15、3を選んで水深方向の底質の特性を調べた。河口部のNo.82では図-4.4に示すように、水深0～15mまでは水深6mの底質を除けば中央粒径が約0.1～0.4mmの淘汰度のよい細砂であるが、水深20m以深では粒度曲線がなだらかに立ち上がる淘汰の悪い中央粒径約20mm～30mmの底質となる。すなわち、水深の浅いところには淘汰のよい細砂が、水深の深いところには淘汰の悪い粗粒分の多い底質が分布する。

写真-4.17にNo.82の海底状況を示す。水深2mの状況によると大きな礫が分布しており、粒度分析結果には反映されていない。水深4～15mは写真から得られる情報と粒度分析結果は対応している。しかし、水深30mでは対応がよくない。礫が見られなくなるところは水深4mであり、水深2mまで礫が存在するとすれば、汀線付近も写真-4.1、4.3に示したように礫が見られることから、礫が移動するのは碎波帯内と考えられる。

No.72では図-4.5に示すように、水深方向の底質の分布はNo.82とは逆の傾向となる。水深2～6mには粒径20mm程度の淘汰のよい小礫が、水深8～15mには粒径0.2～0.5mmの砂が分布する。水深30mには淘汰の悪い砂礫が分布する。写真-4.18には海底の状況を示した。水深2mでは大小の礫と砂が混在するが、粒度分析結果では淘汰のよい小礫となっており、写真の状況が反映されていない。また、水深4mには写真によると淘汰のよい粗砂で覆われているが、粒度分析では小礫であり対応はよくない。水深15、30mについては、写真では粗砂で覆われており、粒度分析では淘汰の悪い砂礫となっておりほぼ対応している。

田子の浦港の堆積域に位置するNo.63では、水深方向にほぼ同じ底質が分布しており、粒径が10～50mmの礫である（図-4.6）。海底の状況を写真-4.19に示すが、水深2、4、15、30mにおいて粗砂や小礫が見られ粒度分析の結果と対応している。

離岸堤が整備されているNo.54では図-4.7に示すように、水深方向に関係なく淘汰がよくない中央

粒径約0.4～10mmの砂礫（混合砂）が分布する。ただし、水深10m以浅では粗粒分がやや多く、水深10m以深では細粒分が多いことを示す粒度曲線となっている。写真－4.20には海底の状況を示した。各地点において粗砂や小礫が見られ、粒度分析結果とよく対応していることが分かる。

構造物のないNo.15では水深方向にほぼ同じ底質が分布し、10～100mmの淘汰のよい礫となっている（図－4.8）。写真－4.21に海底の状況を示す。水深2mには数cmの淘汰のよい礫が見られ、粒度分析結果とよく一致している。しかし、水深4、15、30mは砂で覆われており、海底の状況と粒度分析結果は一致していない。

沼津港から600m西側のNo.3では図－4.9に示すように、水深10mを境にそれより浅いところでは中央粒径約30～70mmの淘汰のよい礫からなり、深いところでは中央粒径約0.15mmの細砂となっている。また、水深15m以深では0.1mm以下のシルト分も含まれている。結局、水深の浅いところには淘汰のよい礫が、水深の深いところにはシルトを含む細砂が堆積している。海底の状況を写真－4.22に示した。水深2、4mは砂で覆われており、淘汰のよい礫が分布する粒度分析結果とは一致していない。なお、水深15、30mには粒度分析結果では細砂が分布することになっており、海底の状況も細砂やシルトに覆われており、両者はよく対応している。

4.3 考 察

ここでは、富士海岸における底質の分布特性を示した。これによると、汀線付近の底質の分布特性は、従来議論されているように沿岸漂砂の上手側で粗く、下手側で細くなる特性とは逆に、上手側で細かく、下手側で粗い傾向を示した。また、沿岸漂砂の上手側にあたる地点では水深の浅いところでは細かく、水深の深いところでは粗くなる底質分布特性を示し、下手側ではそれとは逆の傾向を示すことが分かった。さらに、中央部では様々な粒径の底質が水深方向に関わらず分布していることが見いだされた。

このような底質の沿岸方向、水深方向の分布特性は、沿岸漂砂による土砂移動のみでは説明できないことから、駿河湾特有の流れや岸沖方向の土砂移動、海底面付近での流れなどによる土砂移動にともない生じると考えられる。したがって、これらの現象を現地海岸において観測するとともに、いろいろな作用による土砂の移動機構と底質の分級機構を解明することが、侵食機構に対応した侵食対策を検討する上でも重要である。

現地海岸で底質調査を行うには注意を有する。海底状況を撮影して得られる情報と、底質を採取して粒度分析をした結果とは必ずしも一致しない。これは、底質の採取方法（位置、層厚、量、採取機器など）が確立されていないことや、写真－3.12に示したように礫が細砂で薄く覆われたりすることによる。また、写真－4.23、4.24に示す昭和放水路東側の静穏時と波浪時のように、砂層の上に礫が堆積してバームが形成されている場合もあれば、その礫のほとんどが沖合に運ばれてなくなってしまう場合もあるので、複数（時空間）の底質調査の情報からの検討が必要とされる。

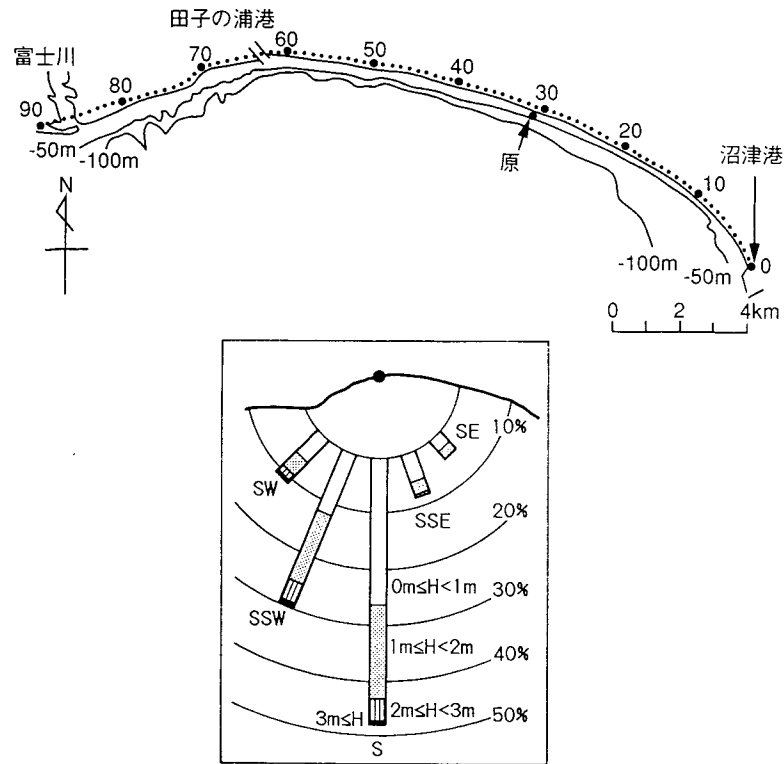


図-4.1 富士海岸の形状と波向

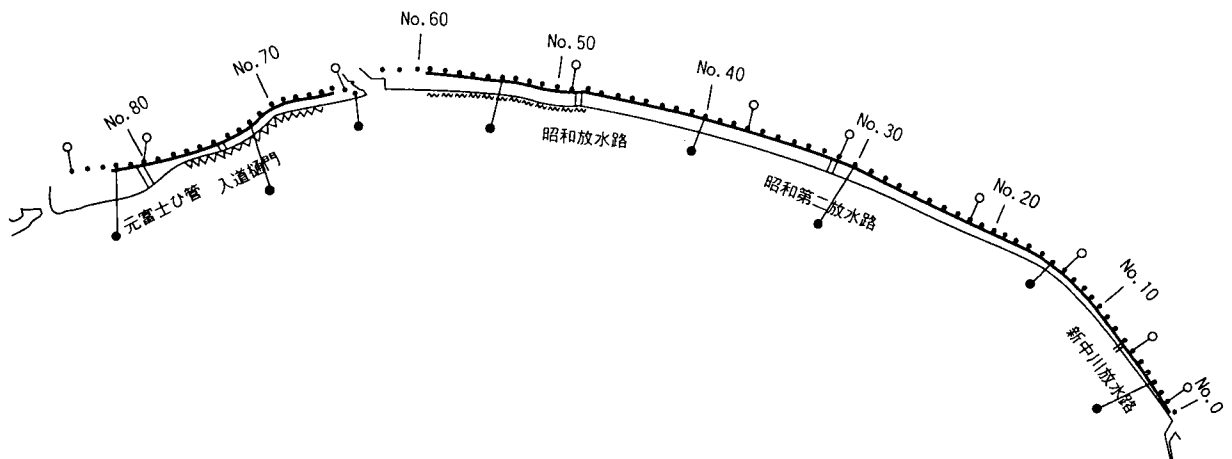


図-4.2 富士海岸の測点位置と海岸の整備状況



写真-4.1 測点No.85付近の底質

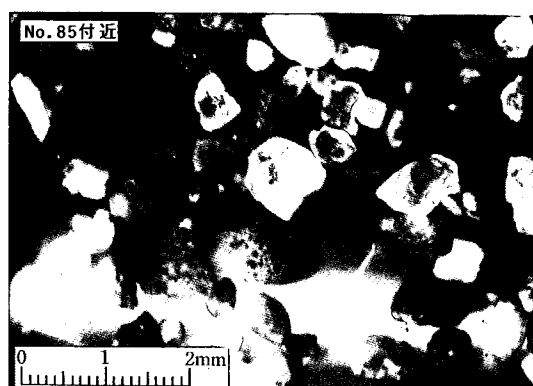


写真-4.2 測点No.85付近の砂

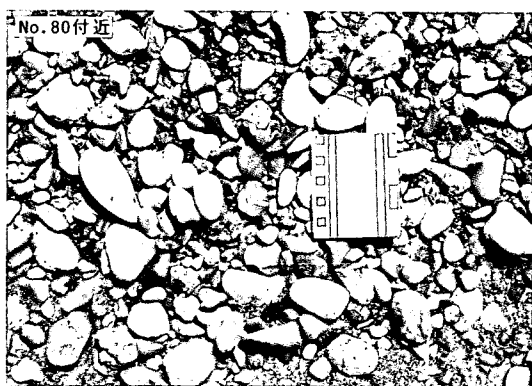


写真-4.3 測点No.80付近の底質

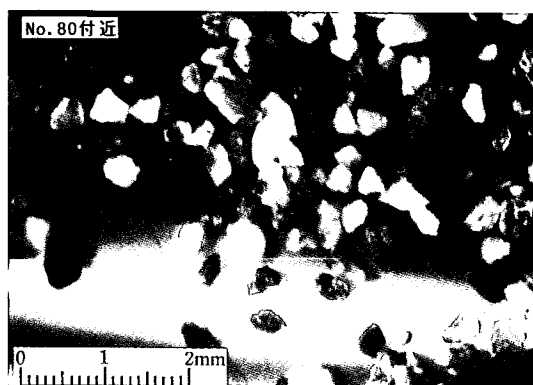


写真-4.4 測点No.80付近の砂

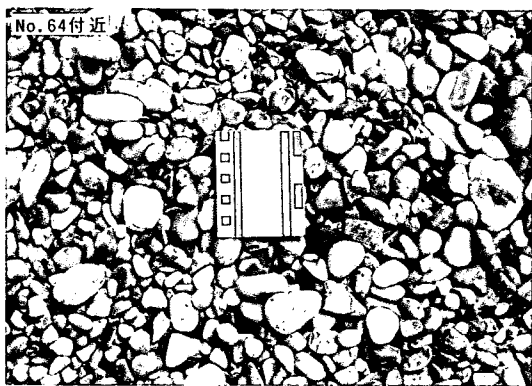


写真-4.5 測点No.64付近の底質

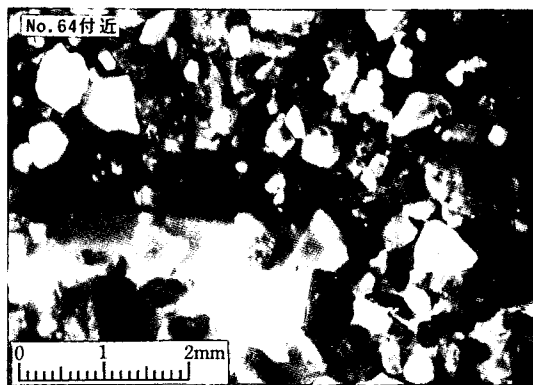


写真-4.6 測点No.64付近の砂

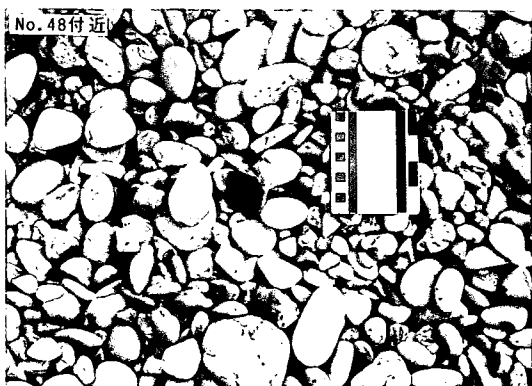


写真-4.7 測点No.48付近の底質

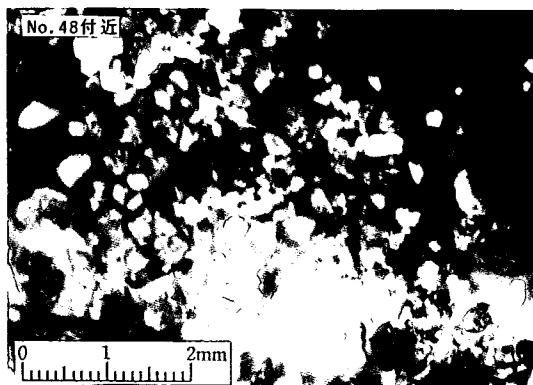


写真-4.8 測点No.48付近の砂

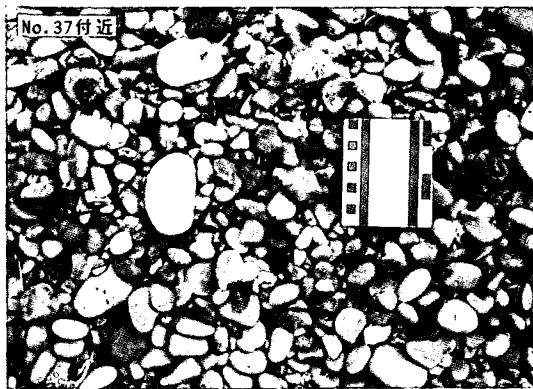


写真-4.9 測点No.37付近の底質

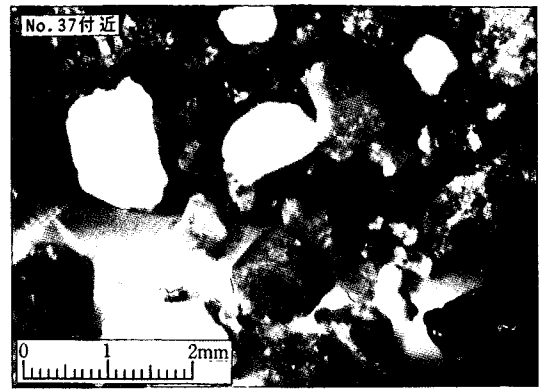


写真-4.10 測点No.37付近の砂

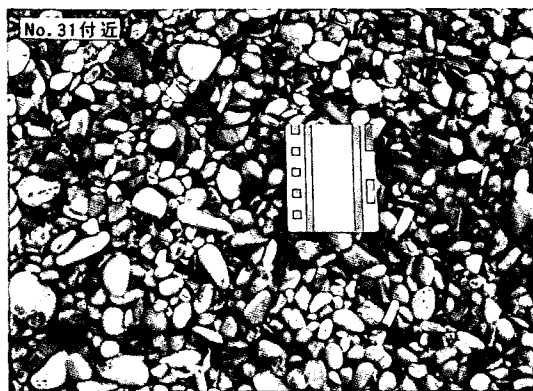


写真-4.11 測点No.31付近の底質

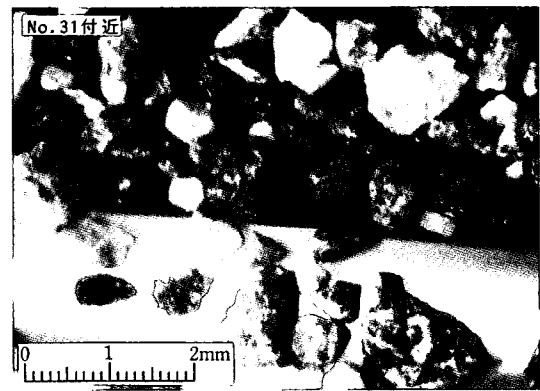


写真-4.12 測点No.31付近の砂

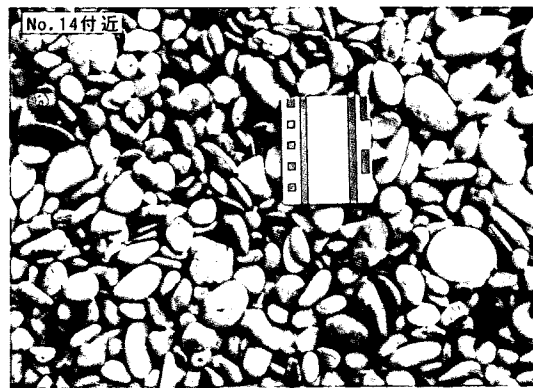


写真-4.13 測点No.14付近の底質

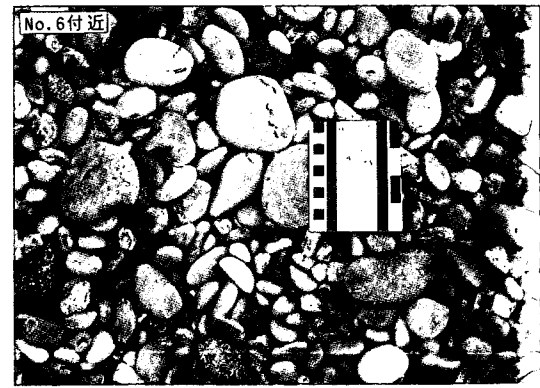


写真-4.14 測点No. 6 付近の底質

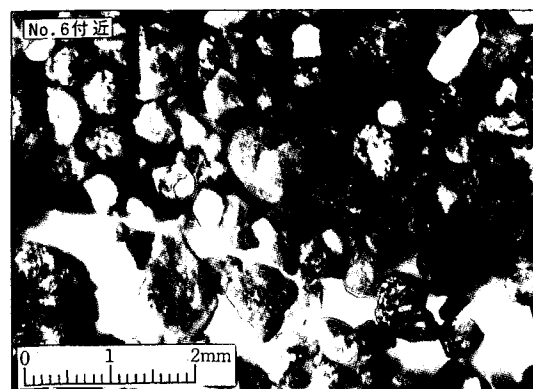


写真-4.15 測点No. 6 付近の砂

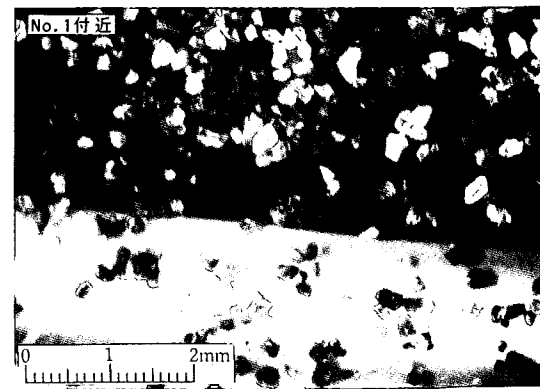


写真-4.16 測点No. 1 付近の砂

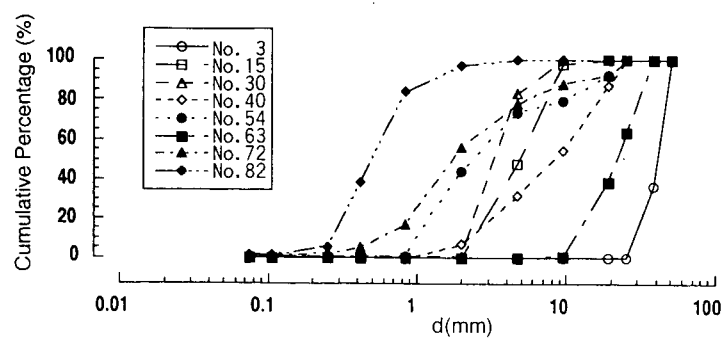


図-4.3 代表測点の汀線で採取した底質の粒度加積曲線

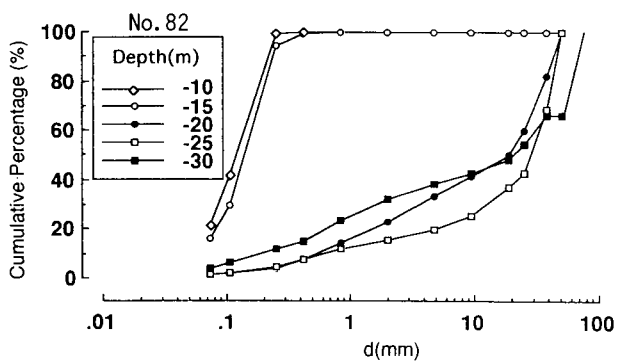
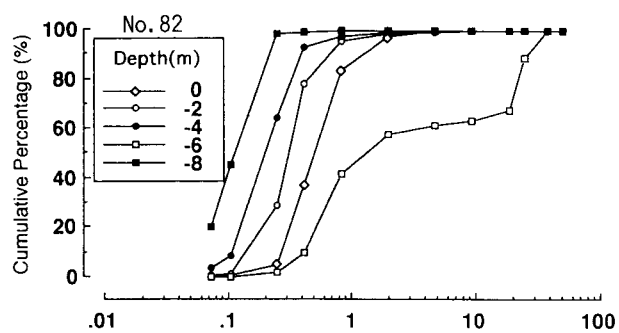
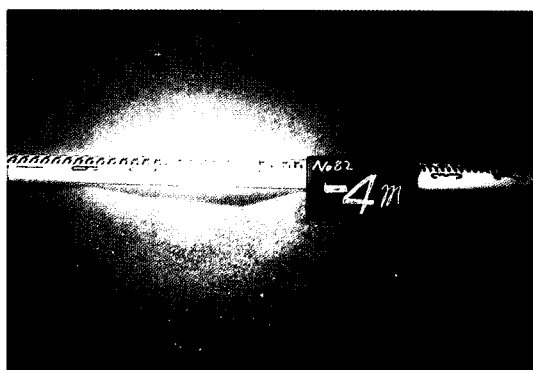


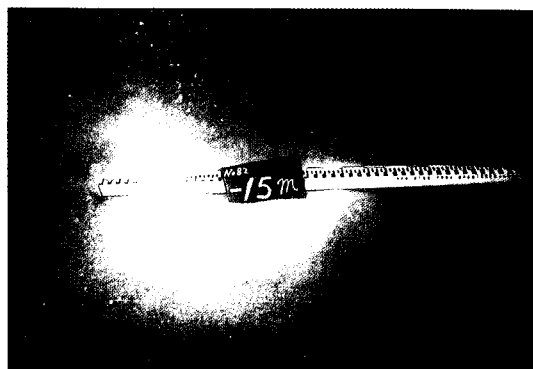
図-4.4 測点No.82で水深方向に採取した底質の粒度加積曲線



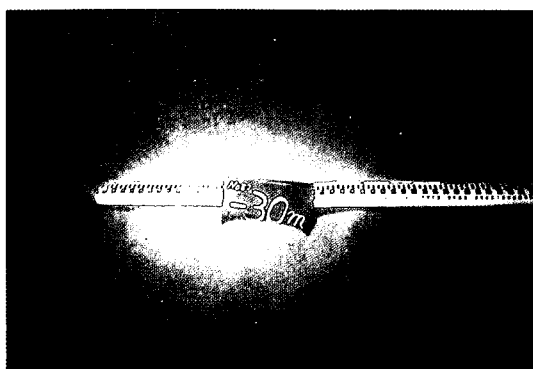
(a) - 2 m



(b) - 4 m



(c) - 15m



(d) - 30m

写真-4.17 測点No.82の海底状況 (1986年12月撮影)

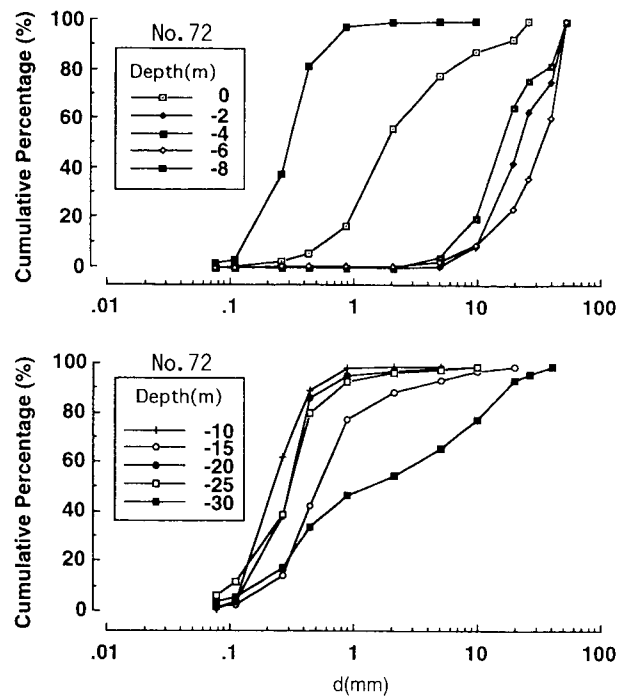
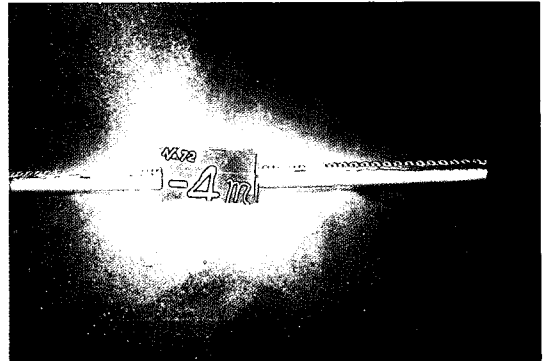


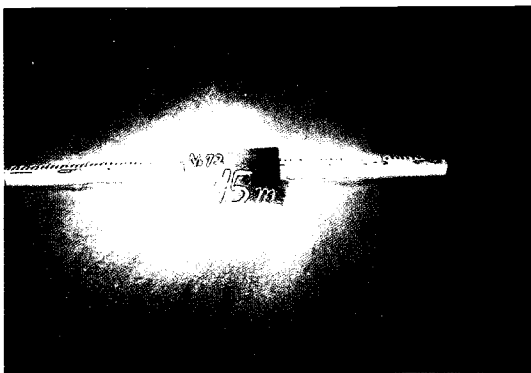
図-4.5 測点No.72で水深方向に採取した底質の粒度加積曲線



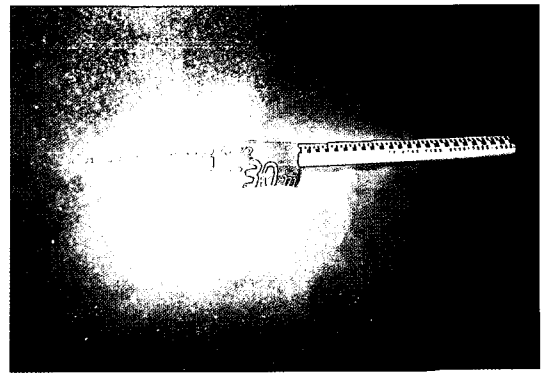
(a) - 2 m



(b) - 4 m



(c) - 15 m



(d) - 30 m

写真-4.18 測点No.72の海底状況 (1986年12月撮影)

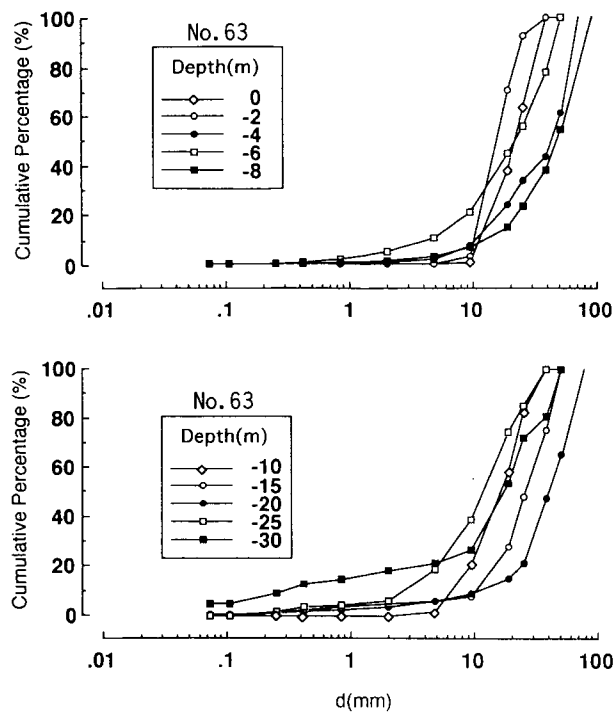
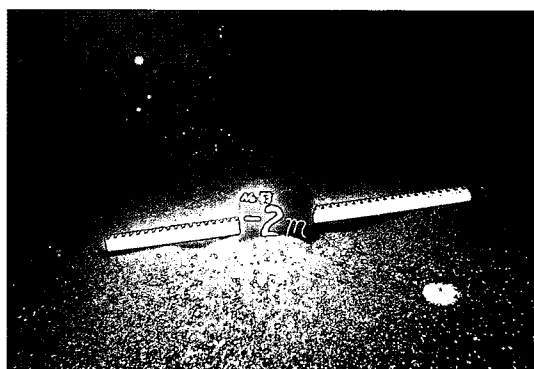
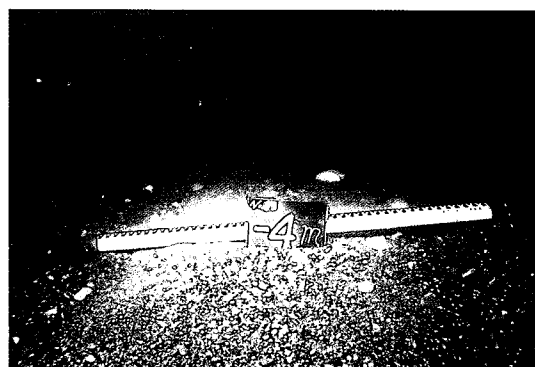


図-4.6 測点No.63で水深方向に採取した底質の粒度加積曲線



(a) - 2 m



(b) - 4 m



(c) - 15 m



(d) - 30 m

写真-4.19 測点No.63の海底状況 (1986年12月撮影)

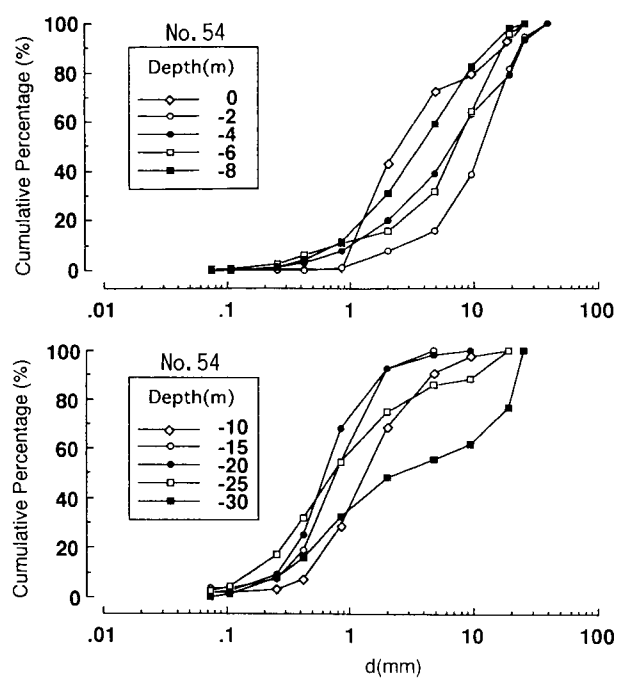
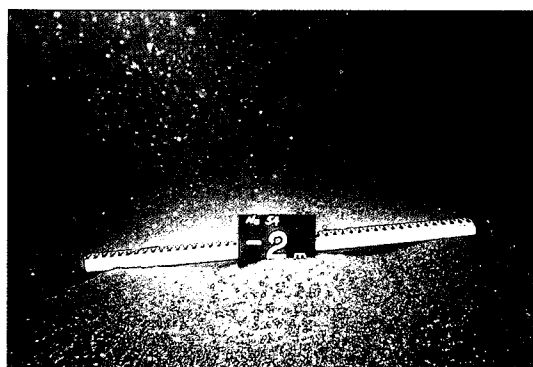
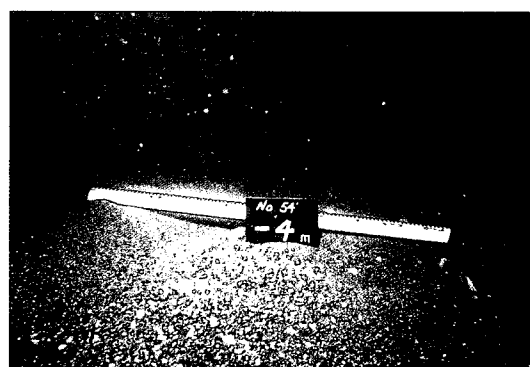


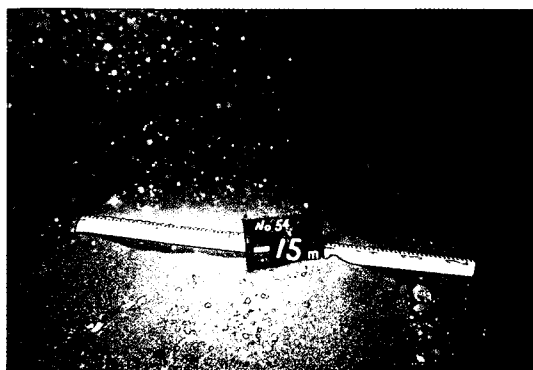
図-4.7 測点No.54で水深方向に採取した底質の粒度加積曲線



(a) - 2 m



(b) - 4 m



(c) - 15 m



(d) - 30 m

写真-4.20 測点No.54の海底状況 (1986年12月撮影)

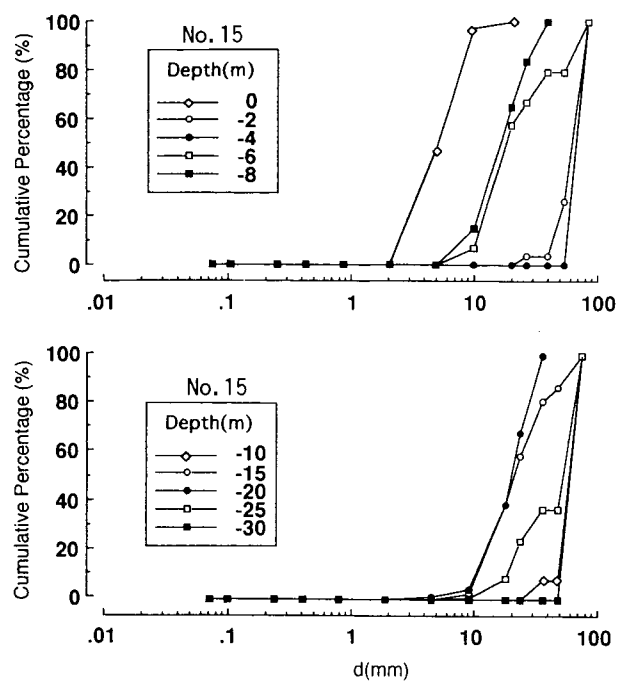
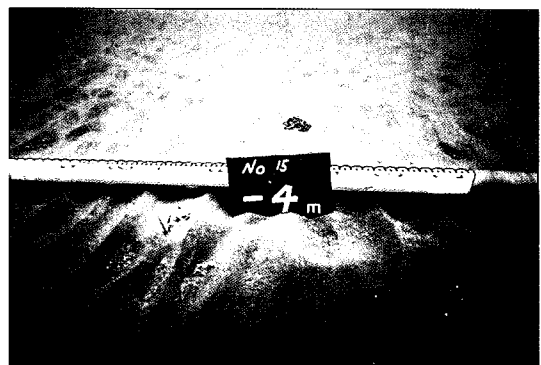


図-4.8 測点No.15で水深方向に採取した底質の粒度加積曲線



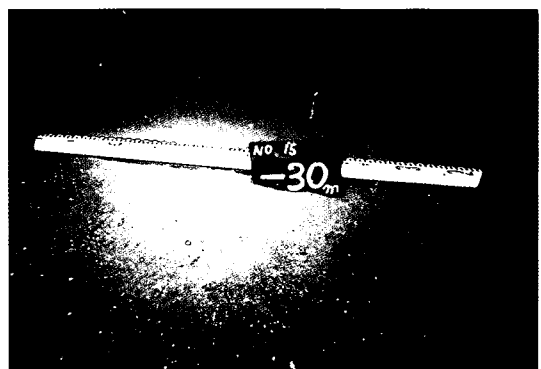
(a)- 2 m



(b)- 4 m



(c)- 15 m



(d)- 30 m

写真-4.21 測点No.15の海底状況 (1986年12月撮影)

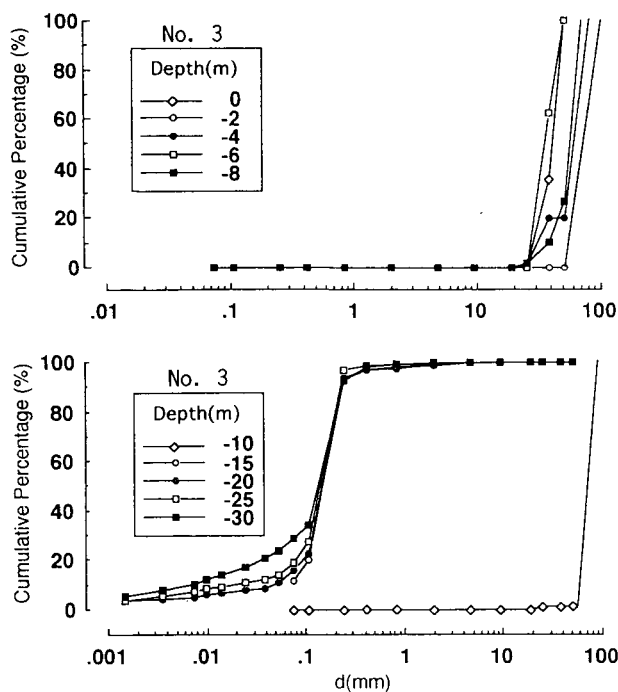
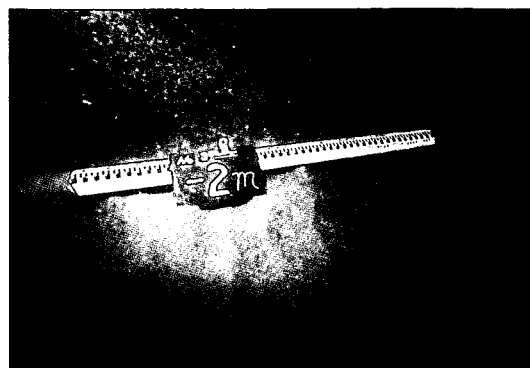
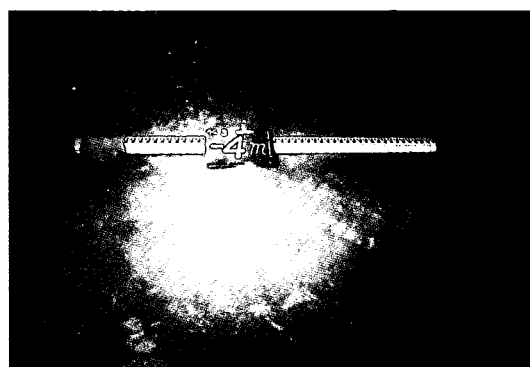


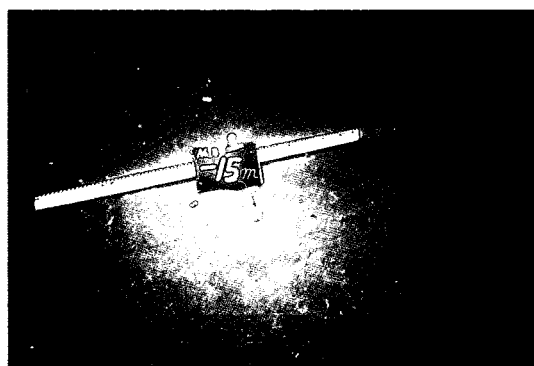
図-4.9 測点No.3で水深方向に採取した底質の粒度加積曲線



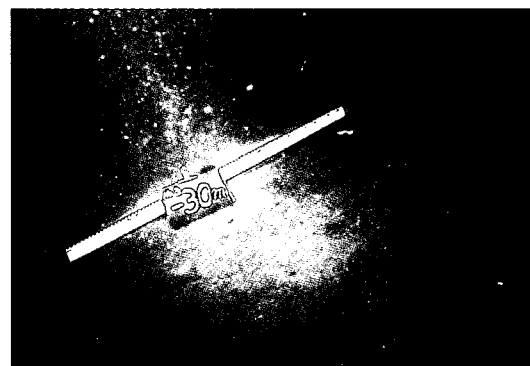
(a) - 2 m



(b) - 4 m



(c) - 15 m



(d) - 30 m

写真-4.22 測点No.3の海底状況(1986年12月撮影)



写真-4.23 昭和放水路東側の海岸状況(1996年6月22日撮影)

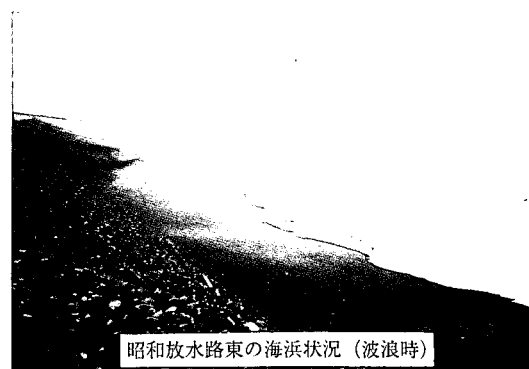


写真-4.24 昭和放水路東側の海岸状況(1996年3月8日撮影)

第5章 石川海岸の海底における底質の分布特性

5.1 石川海岸の概要

石川海岸は、日本海に面した手取川扇状地の外縁をなして広がる砂浜海岸である。この海岸のうち、手取川河口部を中心とする約19kmの区間は、激しい侵食を受けたため直轄海岸として海岸保全工事が進められてきている。石川海岸の手取川河口より北東約7kmにある徳光地先では、近年、海浜レクリエーションゾーンの整備が進められており、その整備に伴い従来からの海岸侵食の防止のみではなく、レクリエーション空間を確保するために離岸堤の沖出しや人工リーフの建設が行われている。一方、石川海岸はバーの発達のない海岸としても有名であり（例えば、石田・喜岡、1984⁷⁾）、1990年～1991年には冬期の異常波浪により沖方向へのバーの大規模な移動が起こった事例も報告されている（武藤ほか、1992⁸⁾）。

徳光地先では海岸の沖合、約1.5kmの位置（水深15m）に設置された超音波式波高計により波浪観測が実施されてきている。また、徳光地先の北東12kmにある金沢港でも超音波式波高計（設置水深20.2m）による波浪観測が行われている。これらによると、石川海岸では冬期風浪が卓越し、10月～3月に高波浪が出現し、NNWとN方向の入射波が卓越していることがわかる。徳光地先付近における平均海岸線に対する法線方向はN52°W（NWより反時計回りに7°）であることから、この海岸では冬期風浪時、時計回りの方向からの入射波が卓越することになる。そして、この入射波は西向きの沿岸漂砂を卓越させる。

5.2 石川海岸の海底における底質の分布特性

以上の漂砂特性を有する石川海岸を含む加佐ノ岬から滝崎までの海底状況と、採取した底質の粒度について述べる。1995年3月に海底状況の撮影（ただし、撮影日は異なる）と、底質の採取を行った地点を図-5.1に示す。写真-5.1には南端の加佐ノ岬沖の水深16.6m地点の状況を示す。底質の粒度は $d = 0.34\text{mm}$ であり、波長約20cmの砂漣ができています。写真-5.2は水深38.0m地点の状況である。底質の粒度は $d = 0.58\text{mm}$ であり、水深16.6m地点の底質より粗い。また、波長約30cmの砂漣が見られる。水深の深い地点の方が底質の粒度が粗く砂漣の波長も長い。

加佐ノ岬から約2km北側の尼御前岬沖の水深9.7m地点の状況を写真-5.3に示す。底質の粒度は $d = 2.34\text{mm}$ と粗い。また、写真上部には転石も見られる。写真-5.4には水深23.0m地点の海底状況を示す。底質の粒度は $d = 0.32\text{mm}$ であり波長約20cmの砂漣が見られ、加佐ノ岬沖水深16.6mの状況とよく似ている。

加佐ノ岬から北側に約4km離れた新堀川左岸沖の水深13.6mの底質は $d = 0.17\text{mm}$ からなり、明瞭な2次元砂漣は見られない（写真-5.5）。写真-5.6に示した水深30.0mには波長約40cm砂漣が形成されており、底質の粒度は $d = 0.44\text{mm}$ である。砂漣の大きさや底質粒度は加佐ノ岬沖の水深38.0m地点（写真-5.2）のそれと似ている。

加佐ノ岬から約10km北側の安宅パーキングエリア沖の水深13.5mの状況を写真-5.7に示す。底質の粒度は $d = 0.17\text{mm}$ であり、波長約20cmの砂漣ができています。写真-5.8は水深24.4mの状況で礫が多

く見られ、粒度分析の結果得られた粒径は $d = 3.25\text{mm}$ となった。写真-5.9は水深31.0mの状況であり、底質の粒径は $d = 0.17\text{mm}$ であったが、表層はシルトで覆われている。この地点では水深10m付近には細砂が、水深20m付近には砂礫が、水深30m付近には再び細砂が分布することになり、分級が生じている。加佐ノ岬、尼御前岬、新堀川河口沖の水深30m付近には砂漣が見られたのに対し、この地点では見られない。岬の影響がなくなり一定方向の流れが弱くなったためと考えられる。

加佐ノ岬から北側に約13km離れた梯川左岸沖の水深7.6mの状況を写真-5.10に示す。底質の粒径は $d = 0.19\text{mm}$ であり、明瞭な砂漣は見られない。水深28.1mの状況を写真-5.11に示す。底質の粒径は 0.44mm と粗く、波長約80cmの波長に対し波高の小さい砂漣が見られる。この地点でも水深の深いところに粗粒の底質が存在する。

手取川左岸沖の水深22.7mの状況を写真-5.12に示す。底質の粒径は $d = 0.48\text{mm}$ で、波長約30cmの砂漣が形成されている。また、水深31.7mでは波長約1mの砂漣が見られ、山の部分が細砂で谷の部分に礫が集積しており（写真-5.13）、平均的な粒径は $d = 1.24\text{mm}$ であった。

手取川河口から約7.5km北側の徳光パーキングエリア沖の水深21.4mの状況を写真-5.14に示す。明瞭ではないが波長約1mの砂漣が形成されており、礫が点在し平均的な底質の粒径は $d = 1.00\text{mm}$ であった。水深29.0mでも礫が点在し、平均的な底質の粒径は $d = 0.76\text{mm}$ と粗粒であった（写真-5.15）。

手取川河口から北側に約20.5km離れた金沢港沖の水深14.7mの状況を写真-5.16に示す。底質の粒径は $d = 0.13\text{mm}$ と細かく、波長10cmの小さな砂漣が形成されていた。水深32.1mの状況を写真-5.17に示す。表面はシルト等に覆われているが、採取した底質の粒径は $d = 0.15\text{mm}$ であった。この地点は金沢港の影響により流れの場が弱くなるため細粒の底質が集積しやすいと考えられる。

金沢港から北側に約11km離れた白尾インターチェンジ沖の水深8.5mの状況を写真-5.18に示す。底質の粒径は $d = 0.15\text{mm}$ で、網状砂漣が見られる。写真-5.16に示した金沢港沖の水深14.7mの状況に似ている。写真-5.19は水深24.4mの状況であり、底質の粒径は $d = 0.15\text{mm}$ であったが、表面はシルトで覆われており、写真-5.17の状況に似ている。写真をよく見ると、波長約10cmの砂漣がシルトで覆われているようである。

滝崎から南側に約12km離れた今浜インターチェンジ沖の水深12.4mの状況を写真-5.20に示す。網状砂漣が形成されており、底質の粒径は $d = 0.15\text{mm}$ であった。写真-5.21に水深19.8mの状況を示す。底質の粒径は $d = 0.15\text{mm}$ で網状砂漣が形成されている。金沢港沖や白尾インターチェンジ沖と比較すると、底質の粒径はほぼ同じであるが、網状砂漣が形成されていることとシルトに覆われていないことが異なり、この地点には浮遊したシルトが集積しにくい流れの場になっていると推定される。

石川海岸の海底の大まかな底質分布を図-5.2に示す。南が粗く、北が細かいので、漂砂の移動方向は北向きと推定される。

5.3 考 察

海底での底質分布から推定される底質の移動方向は北向きとなる。一方、来襲する波向と汀線の経年的変化から推定される底質の移動方向は南向きである。したがって、汀線付近と沖合では底質の移動方向が異なることになる。このことは、石川海岸での波、流れ、地形変化の現地観測からも土砂の移動の模式図として提案されている（田中ほか、1996⁹⁾）。

砂漣の形成状況や底質の分布特性、シルトの堆積状況、海岸線の形状から加佐ノ岬から滝崎までの

海岸は手取川を境に2つの系に分けられる(図-5.3)。加佐ノ岬から手取川河口では安宅パーキングエリアで浮遊した底質が集積しやすい状況にあり、手取川河口から滝崎までは金沢港～白尾インターチェンジの区間に浮遊した細粒底質が堆積しやすい場にあると考えられる。図-5.3に示したシルトの移動の模式図は、石川海岸での波、流れ、地形に関する現地調査結果から推定されている土砂移動の模式図(田中ほか、1996⁹⁾)とは異なり、シルトや細砂の分布状況も踏まえて底質移動の議論を進める必要がある。

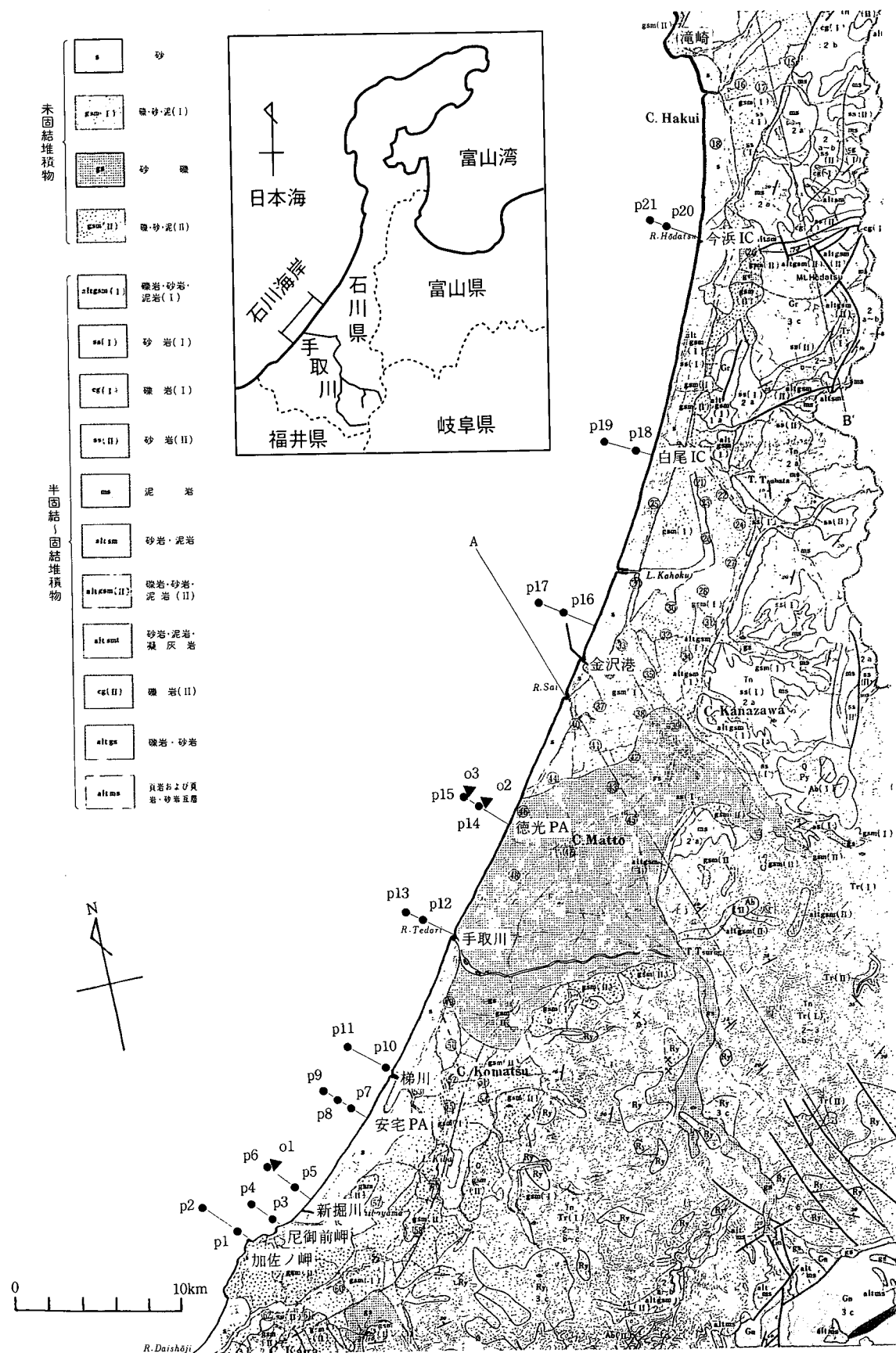


図-5.1 石川海岸の位置と海底状況撮影および底質の採取地点

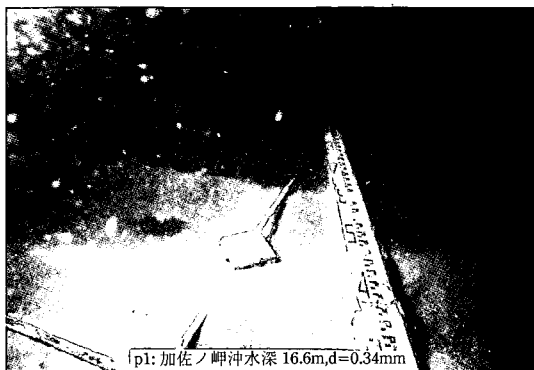


写真-5.1 加佐ノ岬沖の水深16.6mの
海底状況（1995年3月撮影）

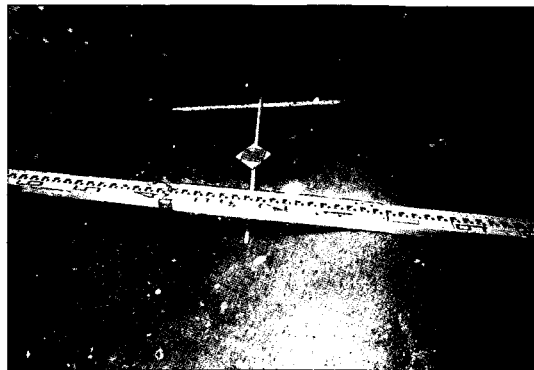


写真-5.2 加佐ノ岬沖の水深38.0mの
海底状況（1995年3月撮影）

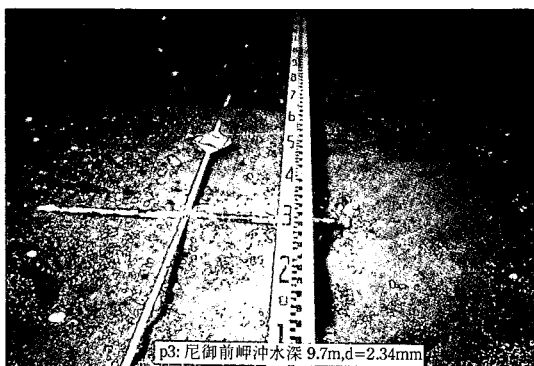


写真-5.3 尼御前岬沖の水深9.7mの
海底状況（1995年3月撮影）

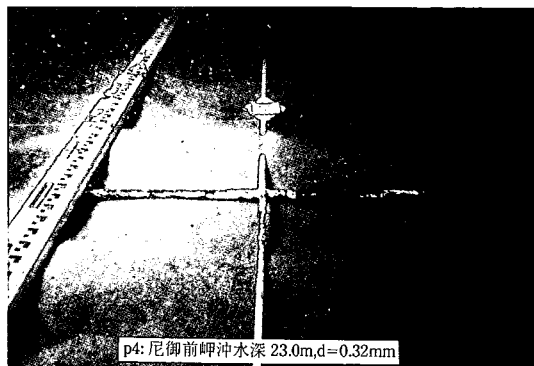


写真-5.4 尼御前岬沖の水深23.0mの
海底状況（1995年3月撮影）

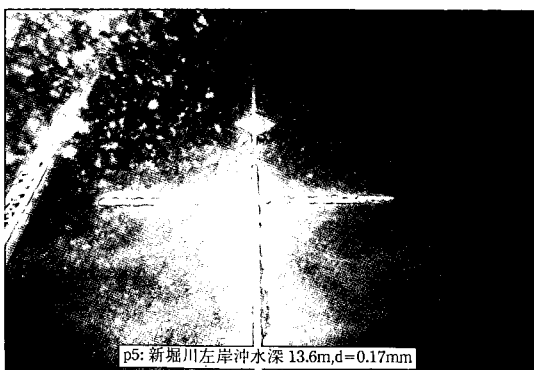


写真-5.5 新堀川沖の水深13.6mの
海底状況（1995年3月撮影）

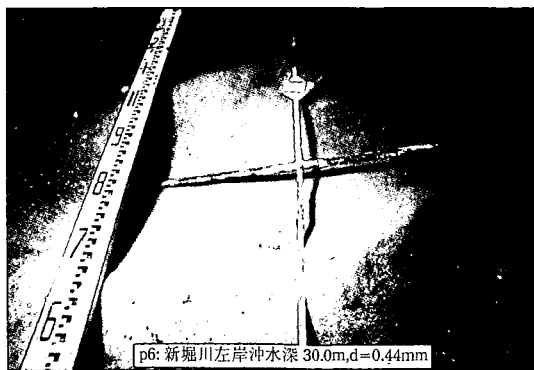


写真-5.6 新堀川沖の水深30.0mの
海底状況（1995年3月撮影）

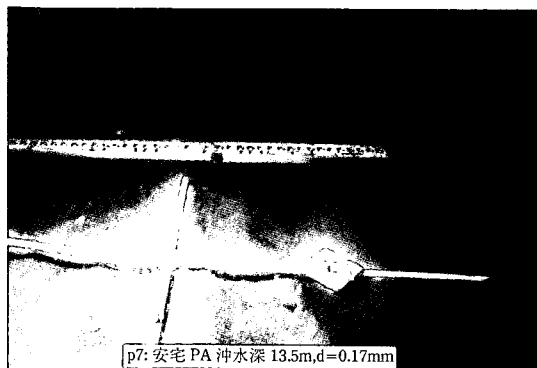


写真-5.7 安宅パーキングエリア沖の
水深13.5mの海底状況
(1995年3月撮影)



写真-5.8 安宅パーキングエリア沖の
水深24.4mの海底状況
(1995年3月撮影)

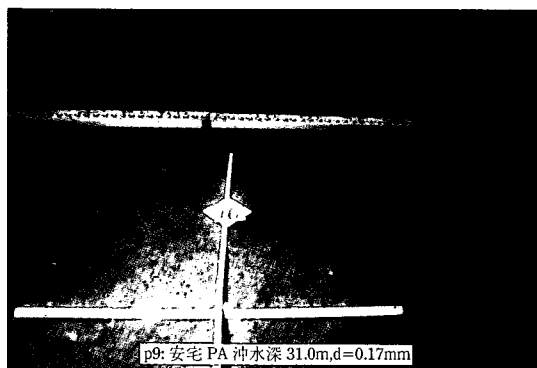


写真-5.9 安宅パーキングエリア沖の
水深31.0mの海底状況
(1995年3月撮影)

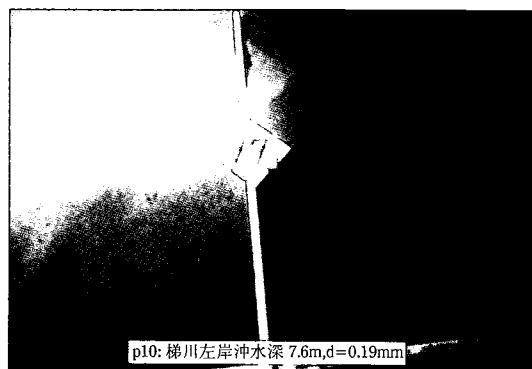


写真-5.10 梯川左岸沖の水深7.6mの
海底状況 (1995年3月撮影)

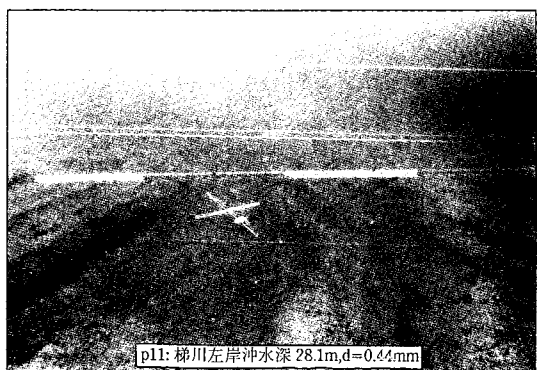


写真-5.11 梯川左岸沖の水深28.1mの
海底状況 (1995年3月撮影)

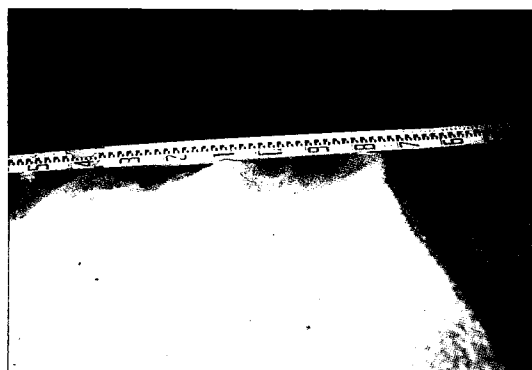


写真-5.12 手取川左岸沖の水深22.7mの
海底状況 (1995年3月撮影)

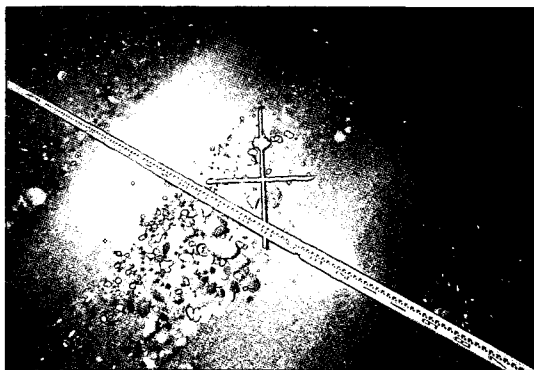


写真-5.13 手取川左岸沖の水深31.7mの
海底状況 (1995年3月撮影)

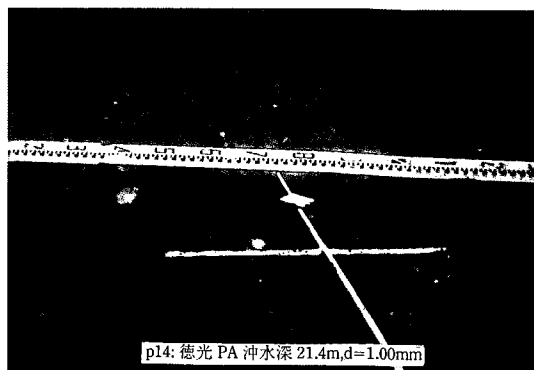


写真-5.14 徳光パーキングエリア沖の
水深21.4mの海底状況
(1995年3月撮影)

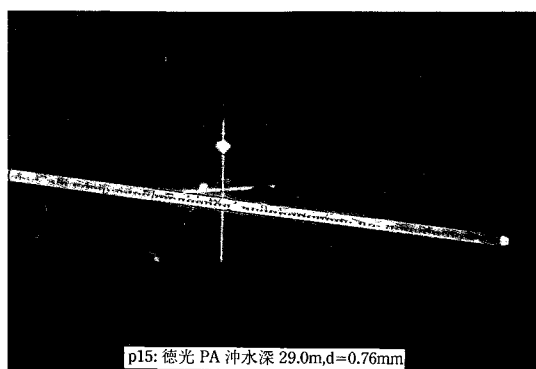


写真-5.15 徳光パーキングエリア沖の
水深29.0mの海底状況
(1995年3月撮影)

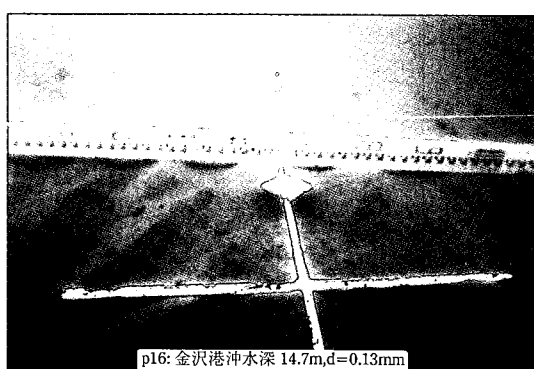


写真-5.16 金沢港沖の水深14.7mの
海底状況 (1995年3月撮影)

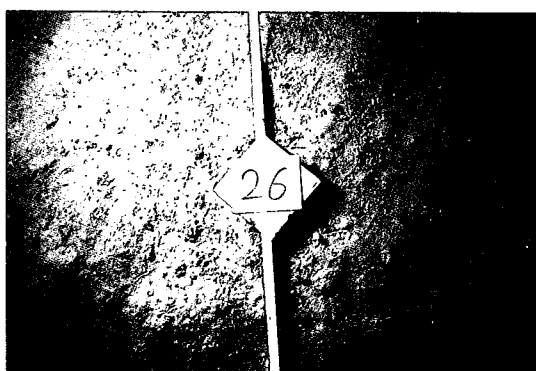


写真-5.17 金沢港沖の水深32.1mの
海底状況 (1995年3月撮影)

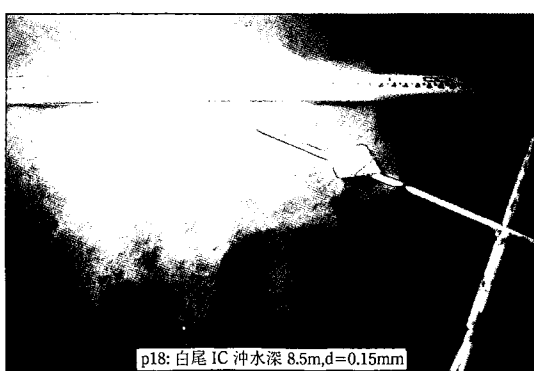


写真-5.18 白尾インターチェンジ沖の
水深8.5mの海底状況
(1995年3月撮影)

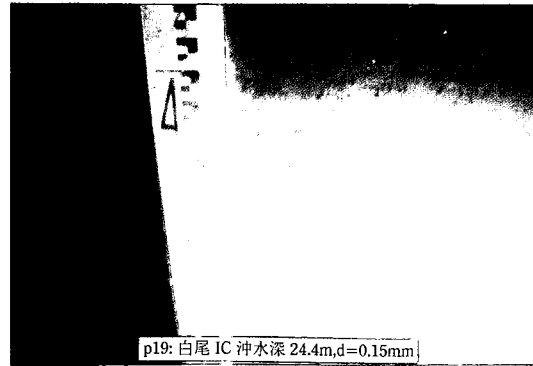


写真-5.19 白尾インターチェンジ沖の
水深24.4mの海底状況
(1995年3月撮影)

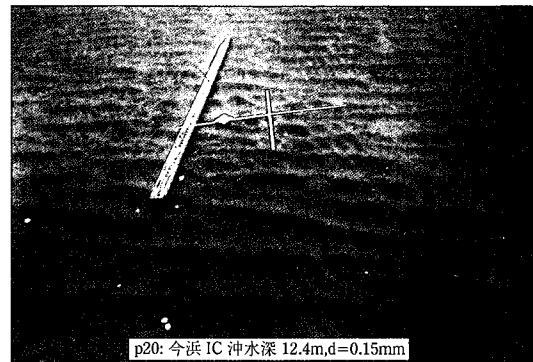


写真-5.20 今浜インターチェンジ沖の
水深12.4mの海底状況
(1995年3月撮影)

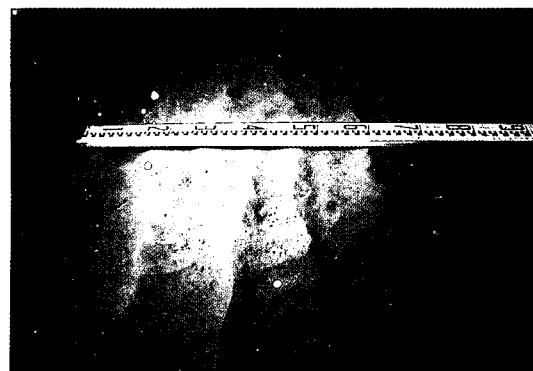


写真-5.21 今浜インターチェンジ沖の
水深19.8mの海底状況
(1995年3月撮影)

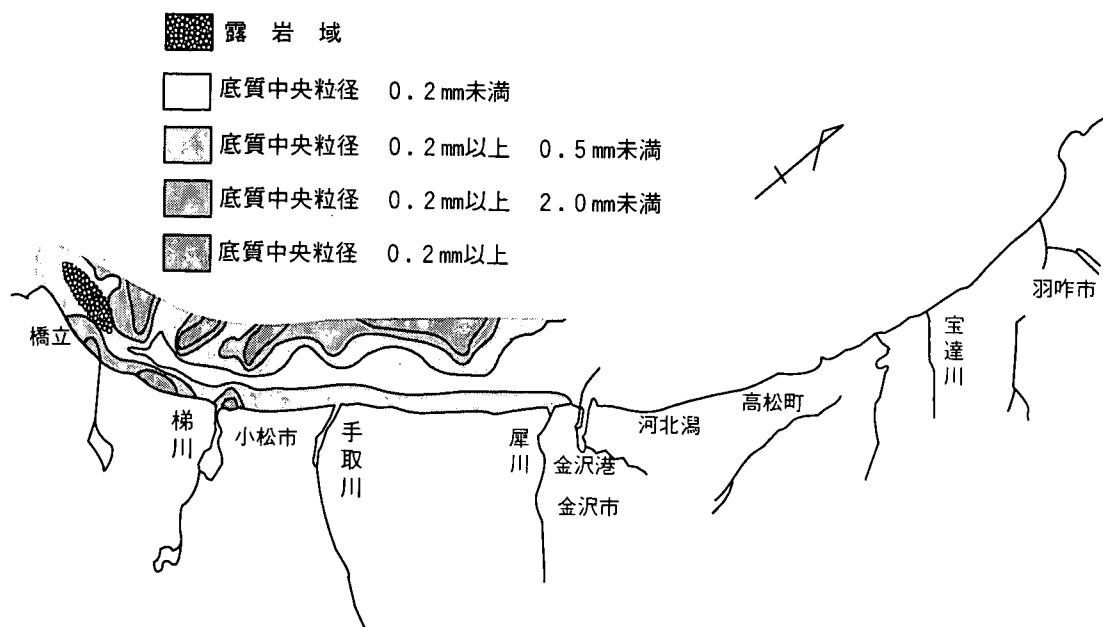


図-5.2 底質の分布状況

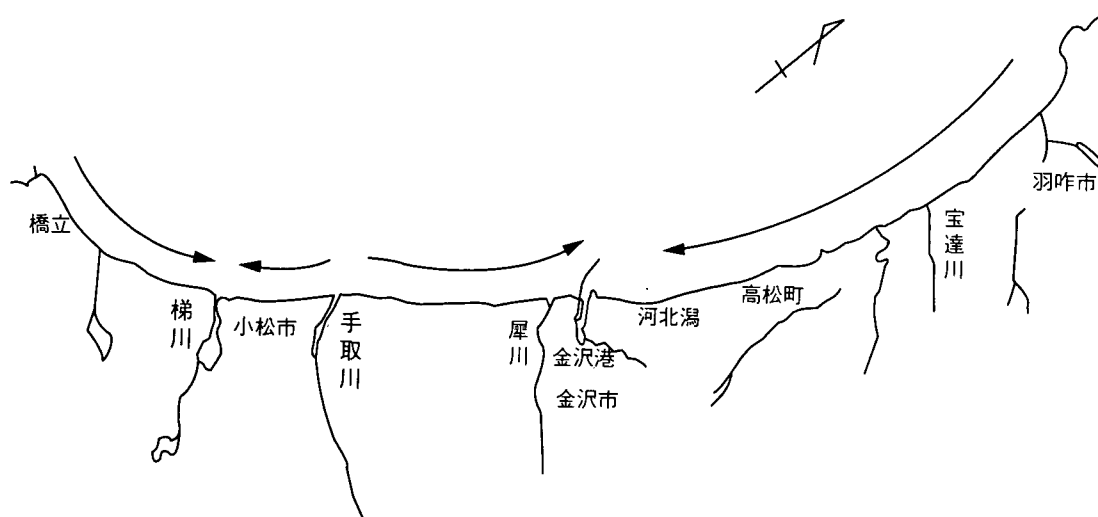


図-5.3 底質の分布状況から推定されるシルトの移動

第6章 河口砂州の消長に伴う底質の分級に関する実験

6.1 実験の目的

全国各地で問題となっている海岸侵食の原因の一つに、河川流出土砂量の減少があげられる。河川流域での種々の開発は今後も進むと考えられることから、河川流出土砂量は減少傾向にあると言える。このような状況では、河川からの流出土砂を海岸に有効に寄与させることが有限な資源の活用上から非常に重要である。これには、河川からの土砂流出・堆積機構や、河口部での海浜変形機構についての理解が不可欠である。その際、従来の研究では欠けていた視点として、量のみではなく、その質を問うことが必要とされる。なぜなら河口では流入した土砂が分級し、周辺海岸へ移動すると考えられるからである。

河川からの土砂の流出は主として洪水時に起こり、しばしば河口テラスを形成して河口周辺に堆積する。これに関連して、宇多ほか(1992a¹⁰⁾)は、河口テラスが周辺海岸へ供給される土砂の貯砂源になるという観点より若干の検討を加えたが、河口部における土砂の分級については触れていない。また、河口部では沿岸漂砂と岸沖漂砂による地形変化が生ずるが、いずれの場合にも土砂の分級という視点からの研究は行われていない。

そこで、ここでは岸沖漂砂による河口テラスの変形時における土砂の分級を、2次元移動床模型実験により検討し、河川流出土砂の粒径の面から見た海岸への寄与度について考察するものである。

6.2 実験方法

実験では現地現象の模式化が必要である。洪水時にフラッシュされた砂州が、波によって復元した例として、黒部川河口の例があげられる(佐々木ほか、1991¹¹⁾)。写真-6.1、6.2は洪水時に河口砂州がフラッシュされて消失したあと、冬期風浪の作用により河口砂州が復元された状況を示している。黒部川は急勾配海岸に流入するため河口テラスの幅は狭いが、波の作用により海面下より汀線付近に砂礫がうちあがったことが明らかである。このように河口砂州が形成される場合、洪水時に流出土砂が堆積してできた河口テラスの構成物質が分級され、河口砂州には粗砂または礫が堆積し、細粒分は流出すると考えられる。実験ではこうした現象の再現を試みる。

まず、長さ150m、幅0.6m、高さ1.4mの2次元造波水路の中に河口テラスの模型を製作した(図-6.1)。河口テラスの長さ(l)、水深(h)は、3河川(富士川、天竜川および石狩川)の平均値(宇多ほか、1992a¹⁰⁾)を参考とし、フルード則により1/50縮尺と考えると、 $l = 5\text{ m}$ 、 $h \approx 9\text{ cm}$ となる(表-6.1参照)。これらを基本的に考えると、テラス模型の l は5mでよいが、海岸端部にある仕切板による影響を除くため、実験では l を9.25mと長めに設定した。また、河口テラスの前置斜面は1/5と急勾配とした。なお、仕切板より岸側には長さ2.25mの貯水池を設けるとともに、貯水池と沖合の海底面に間隙を設けて水の循環を図り、河口テラス上で過剰なウェーブ・セットアップが生じないようにした。

実験は波浪、底質条件を変えて6ケース行った(表-6.2参照)。河口テラス上の水深は一定($h = 9\text{ cm}$)とし、浅海面(リーフ)上での土砂移動を扱った研究(宇多ほか、1992b¹²⁾)により岸向きに

砂が運ばれる波浪条件、すなわち $h/H_o' \approx 0.6$ 、 $H_o'/L_o \approx 0.03$ となる 3 種類の波高、周期を設定した (表-6.2 参照)。流出土砂の海岸への寄与を考える場合、河口テラスより沖への土砂移動が起る条件では海岸への寄与はほとんどないと考えられるので、河口砂州が形成される条件のみに着目する。

底質の分級を対象とした実験のため混合砂を用いることにした。この場合、底質の粒径の選択基準を定めることが重要であるので、Sunamura (1989)¹³⁾ をもとに底質の移動形態を定める上で重要なパラメータ d/H_o の相似の点より条件設定を試みた。現地海岸の底質粒径の変動幅はかなり広いが、宇多 (1990)¹⁴⁾ が示したように、沖浜で波による顕著な地形変化が見られなくなる限界水深 (地形変化の限界水深) 付近では 0.2mm 以下の細粒となる。一方、汀線付近における海浜構成物質の粒径は砂浜の 0.2~0.3mm より、礫浜の数 cm まで広い範囲に及ぶ。また、外海・外洋に面した海岸での平均的な碎波波高は 1 m のオーダーである。したがって、単純化のためにここでは $H_o = 1$ m とおいてみる。また、 $d = 0.2$ mm、1 mm、1 cm、10cm とおいて d/H_o を求めると、それぞれ 2×10^{-4} 、 1×10^{-3} 、 1×10^{-2} 、 1×10^{-1} となる。

一方、実験では縮小模型の歪みを避けるため、できるだけ高波浪を作用させることとしたが、造波装置の性能上、 H_o としては約 0.2m が限界であった。この条件を念頭に入れ、実験では $d_{50} = 0.03$ 、0.17、1.3、3.7mm の底質を用いることとした。この条件で d/H_o を計算すると、それぞれ 1.5×10^{-4} 、 8.5×10^{-4} 、 6.5×10^{-3} 、 1.9×10^{-2} となる。すなわち、実験で使用する底質の粒径は現地海岸では $d = 0.2$ mm~数 cm の底質に相当し、かなり広い範囲をカバーし、ほぼ現地条件に対応する。

このことからこれらの底質を用いて混合砂を調整した。表-6.2 に示すように、混合砂 I では d_{50} が 0.17、1.3、3.7mm の 3 種類を、混合砂 II では d_{50} が 0.03、0.17、1.3mm の 3 種類を同一割合で混合した。2 種類の混合砂の粒度分析の結果の一例を図-6.2 に示す。粒径加積曲線がなだらかでないため、平均粒径 d_m は次式で定めた。

$$d_m = (d_{84} - d_{16}) / 2 \quad (1)$$

式 (1) より、混合砂 I、II の初期状態における平均粒径は各々 1.71mm、0.62mm となる。

測定項目は、入射波高、碎波波高、初期状態における河口テラスの勾配変化点から岸向きに測った碎波点までの距離、海浜形状および底質の粒度分布である。波高は造波開始直後と造波終了直前の 2 回測定した。また、造波終了後、水路中央部の地形変化が顕著な場所で約 150 g のサンプルを採取し、試料を乾燥後、粒度分析を行った。地形測定は造波前後の計 2 回行い、水路中央部を 10cm 間隔で測定した。

6.3 実験結果

河口テラスの初期地形 (実線) と造波終了時の地形 (波線) を図-6.3 に示す。波の作用時間はエネルギーの大きさを考慮して、ケース①、④で 3 時間、ケース②、⑤で 2 時間、ケース③、⑥で 1 時間とし、形成される河口砂州の規模がほぼ同じになるようにした。図-6.3 に明らかなように、各ケースとも前置斜面の水深約 30cm 以浅が侵食され、侵食された土砂が河口テラス上に堆積し、河口砂州が形成された。なお、いずれの砂州も海面下に没した形状であるが、実際には満潮時の波の作用で砂がうちあがり、その後、潮位が下がる条件を考えれば現実の砂州とかなり似た状況となる。

形成された地形は、水深約 30cm から河口砂州の頂部まで連続した約 1/13 勾配斜面となった。造波

終了後の詳細地形に着目すると、混合砂Ⅰのケース①～③では、汀線付近にステップが形成されている。一方、混合砂Ⅱのケース④～⑥では顕著なバー・トラフの形成が見られる。なお、ケース②にもバー・トラフ状の凹凸が汀線付近に見られるが、これはケース④～⑥と比較するとバー上水深がかなり大きく異なっており、むしろケース①～③と同じ分類にいれてもよいであろう。

Sunamura (1989)¹³⁾ は、碎波波高、周期および底質粒径などの関係より、バー・トラフの形成条件を与えているが、これに当てはめると図-6.4となる。実験条件はケース①～③とケース④～⑥の2つに分類される。すなわち底質の平均粒径が $d_m \cong 1.71\text{mm}$ と大きいケース①～③は、バー・トラフの形成とバーム形成との遷移領域にあり、平均粒径が $d_m \cong 0.62\text{mm}$ と小さいケース④～⑥はバー・トラフが形成される領域に入る。

バー・トラフの形成の可否より見ると、混合砂Ⅰを用いたケース①～③と、混合砂Ⅱのケース④～⑥の違いは明瞭であって、前者では主としてステップが形成され、後者ではバー・トラフが形成された。そこで、バー・トラフの形成に最も大きく影響する碎波波高と周期がほぼ同じケース①、④を代表として選んで詳細検討を試みた。

ケース①の海浜形状と各地点の底質粒度分布を図-6.5、6.6に示す。河口砂州の岸側に位置し、河口テラスの初期地形が残された測点No.1では、粒径 $0.1 \sim 0.4\text{mm}$ の範囲の底質がほとんどを占める（図-6.6参照）。ケース①では $d_{50} = 0.17, 1.3, 3.7\text{mm}$ の底質を混合した混合砂Ⅰを用いているから、No.1では主として 0.17mm の底質のみが検出されたことを意味する。すなわち、この場所では沖合より運ばれた細粒の底質（ $d_{50} = 0.17\text{mm}$ ）のみが堆積したことが分かる。

これと対照的に河口砂州の岸端の測点No.2では、粒径 0.8mm 以上の底質がほとんどを占め、粒径 1.3mm の底質の含有率は大きく低下している（図-6.6参照）。結局、河口砂州は混合砂Ⅰの粗粒分（粒径 3.7mm の底質）で形成されたと言える。

造波終了後の碎波点に位置し、初期と比較して大きく削られた測点No.3では、海底表面においては粒径 $0.1 \sim 0.5\text{mm}$ の底質の含有率が高いものの、海底面下 3cm までの範囲では初期と同様な粒度分布を示す。この位置では表面に粒径 0.17mm の底質が堆積し、その下部には初期の混合砂Ⅰが残されていることになる。

河口テラスが侵食される場合、場所ごとにある水深までの全土砂が運び去られるため、ごく表面を除く下層の粒度組成は変わらないが、造波停止時、碎波点付近で碎波により巻き上げられていた粒径 0.17mm の底質が沈降堆積したため上述の底質特性が得られたと考えられる。同様に侵食域にある測点No.4でも -0.25m 以浅の全土砂が運び去られたため底質の粒度分布は初期と変わらない。

ケース④の地形と底質の粒度分布を図-6.7、6.8に示す。河口砂州の岸側のNo.1では、 0.03mm 、 0.17mm および 1.3mm の底質からなる混合砂Ⅱのうち、粒径 0.17mm 以下の底質が大量に堆積している。河口砂州の岸端付近のNo.2では、最も粒径の大きい $d_{50} = 1.3\text{mm}$ の底質が多く含まれる。河口砂州は混合砂Ⅱの粗粒分で形成され、その岸側に細粒分が堆積した。この特徴は、ケース①の場合と同様である。

侵食域のトラフ上の測点No.3では、粒径 1.3mm の底質のみが残され、 0.17mm 、 0.03mm の底質は運び去られた（図-6.8参照）。また、バー上の測点No.4においても粒径 0.03mm の底質は運び去られた。測点No.3、No.4は造波終了時における碎波帯内に位置するため、碎波により巻き上げられた底質のうち粒径 0.03mm の底質は拡散流出してしまったことが分かる。

ケース①、④の比較より混合砂Ⅰの細粒成分は粒径 0.17mm の底質であり、碎波により巻き上げられ

たものの浮遊拡散しにくく砕波帯内に残されたが、混合砂Ⅱの細粒成分である粒径0.03mmの底質は浮遊拡散するため砕波帯外へ流出してしまったことがわかる。一方、十分沖合の測点No.5では、初期とほぼ同じ粒度分布を示す。

実験結果は次の3点に要約される。

①混合砂Ⅰ、Ⅱの底質条件の違いは、テラスとその前置斜面上での侵食域にバー・トラフが形成されるか否かにみられる。これらの相違は、砕波波高、周期および底質粒径を用いた、バー・トラフおよびステップの形成に関するSunamura (1989)¹³⁾の判定条件によりほぼ区分される。

②混合砂Ⅰ (0.17、1.3、3.7mmの底質の同率混合砂) では、テラス上の河口砂州より岸側の平坦面上には0.17mmの底質が堆積し、河口砂州は3.7mmの底質のみにより構成されていた。また、侵食域では次々と底質が運び去られてしまうため、底質の粒度は初期と同一であった。

③混合砂Ⅱ (0.03、0.17、1.3mmの底質の同率混合砂) では、河口砂州の岸側に0.17mm以下の底質が堆積する点はケース①と同一であったが、河口砂州は1.3mmの底質により構成されていた。また、砕波帯のトラフ上の底面付近では1.3mmの底質のみが残されてアーマーコートが形成され、0.17mm以下の底質は運び去られた。

6.4 考 察

以上の実験結果をもとに、それぞれ粗粒・細粒底質からなる混合砂を用いた場合の河口テラスの変形 (河口砂州の形成) と、混合砂の分級について考察する (図-6.9参照)。ケース①と④ではバー・トラフの形成かステップの形成かを除き、河口砂州の形成という点より見る限り両者はよく似ているが、底質の粒度分布は侵食域で大きな違いを示す。すなわち、粗粒の底質からなる混合砂の場合、侵食域の底質の粒度組成には変化がみられず、底質は砂州へと運び上げられる。一方、細粒の底質を含む混合砂は侵食域では細粒の底質が流出してアーマーコートが形成され、粗粒の底質のみにより砂州が形成される。

いずれの場合も砂州が形成され、この砂州は沿岸漂砂により下手側海浜へ流出するが、細粒の底質を含んだ河川流出土砂のうち、本実験における混合砂Ⅱに相当する細粒の底質は河口砂州形成時に流出拡散してしまうことになる。なお、実験では細粒の底質は河口テラス上、河口砂州より岸側に堆積した。この細粒の底質は流れによって容易に移動し、しかも河口砂州は通常3次元的な広がりを持つので、戻り流れによって沖方向へも広く拡散してしまうと考えられる。

実験時に測定した砕波波高の平均値は約17cmであった。この値をもとに d/H_b を計算すると、 $d = 0.03, 0.17, 1.3\text{mm}$ の順に、それぞれ 1.8×10^{-4} 、 1.0×10^{-3} 、 7.6×10^{-3} となる。ところで、ケース①、④の実験において砂州上に堆積したのは少なくとも1.3mm以上の底質であり、0.17mm以下の底質は堆積しなかった。すなわち $d/H_b \leq 1.0 \times 10^{-3}$ の底質は河口テラス上に形成される砂州には寄与しないことになる。オーダー的な意味よりこの値の現地換算を行うと、 $H_b = 1\text{m}$ のとき $d = 1.0\text{mm}$ となる。

一方、砕波帯内の平均的な底質粒径は、現地海岸では1~10mmと比較的大きい場合がある (例えば、宇多ほか、1990¹⁵⁾ ; 宇多・野口、1990¹⁶⁾)。これらの現地データは本研究の実験結果とかなりよい対応を示している。また、現地海岸においては底質粒径は水深によって変化し、宇多 (1990)¹⁴⁾ が示したように波により顕著な地形変化が収束する限界の水深 (地形変化の限界水深) 付近で $d_{90} = 0.2\text{mm}$ 以下のとなる。本実験と現地で少なくとも砕波帯内の底質粒径はよく対応することから類推すると、河

川や海食崖より供給された海浜構成物質のうち、現地海岸では粒径0.2mm以上の底質のみが海岸に寄与すると推定される。

本実験によれば、河川砂州を構成しうる限界の粒径の底質があり、それは $d/H_b \geq 1.0 \times 10^{-3}$ を満足する底質であった。現地海岸の碎波波高のオーダーを1 mと仮定すると、この底質の粒径は1 mmとなり、現地海岸の碎波帯内の底質粒径（1～10mm）とよい対応を示す。また、現地海岸の地形変化の限界水深付近の底質粒径が約0.2mmで与えられることは、河川や海食崖からの流出土砂のうち0.2mm以下の底質は汀線付近の海岸へ直接的には寄与しないことを示している。



写真-6.1 河口砂州のフラッシュ
(黒部川、1989年9月26日)



写真-6.2 高波浪による河口砂州の形成
(黒部川、1989年11月25日)

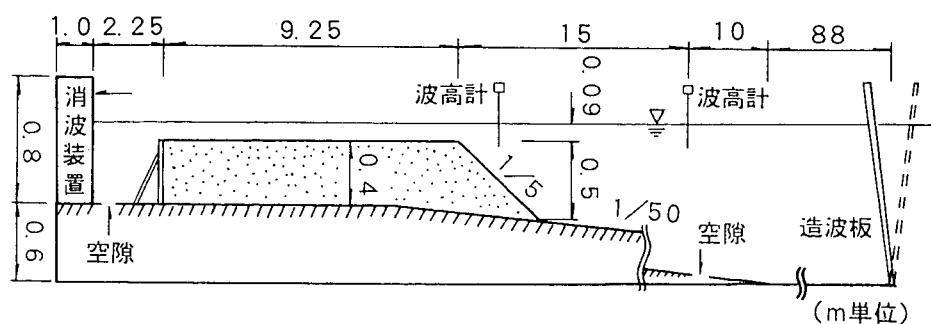


図-6.1 実験水路と河口テラス模型の諸元

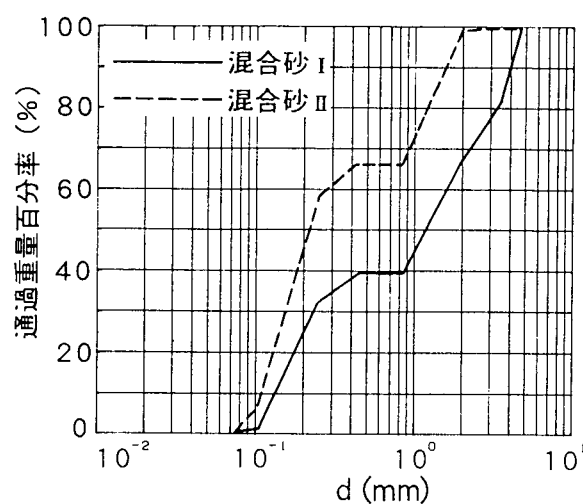


図-6.2 混合砂Ⅰ、Ⅱの粒径加積曲線の一例

表-6.1 河口テラスの現地データ

河川名	l (m)	h (m)
富士川	250 [5]	5.0 [0.1]
天竜川	200 [4]	4.0 [0.18]
石狩川	300 [6]	5.0 [0.1]
平均値	250 [5]	4.7 [0.094]

[]内はフルード則 1/50 縮尺値

表-6.2 実験条件

ケース No.	設定波浪		設定底質混合比 (重量比)				粒度特性		
	H'_0 (cm)	T (s)	d_{50} (mm) 0.03	d_{50} (mm) 0.17	d_{50} (mm) 1.3	d_{50} (mm) 3.7	平均粒径 d_m (mm)	ふるい 分け係 数 S_0	偏り 度 S_a
①	13.0	1.66	0	1	1	1	1.66	3.58	0.15
②	15.0	1.79	0	1	1	1	1.78	3.54	0.22
③	18.0	1.96	0	1	1	1	1.71	3.44	0.18
④	13.0	1.66	1	1	1	0	0.62	1.69	0.56
⑤	15.0	1.79	1	1	1	0	0.61	1.74	0.52
⑥	18.0	1.96	1	1	1	0	0.63	1.87	0.48

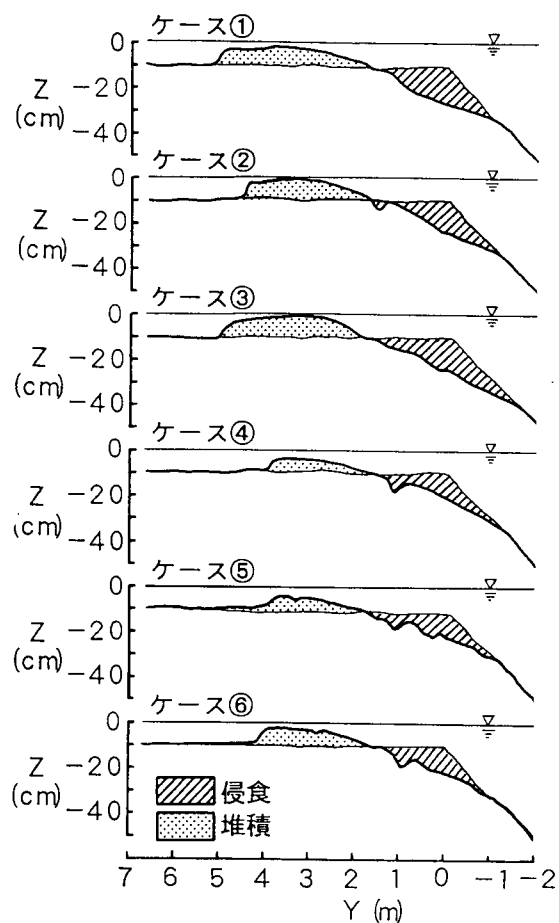


図-6.3 河口テラスの初期地形と
造波終了時の地形

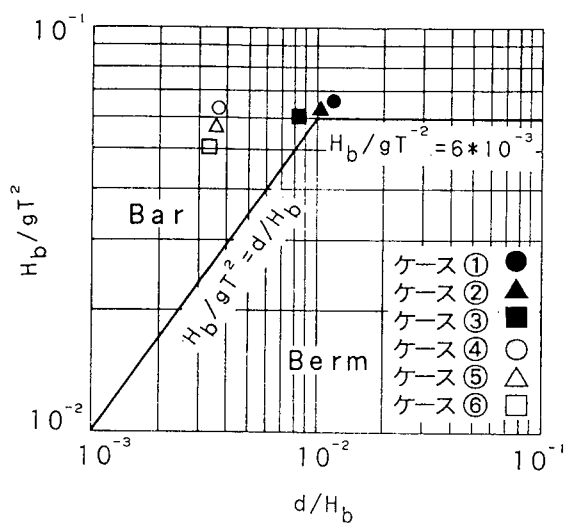


図-6.4 バー・トラフ地形の形成条件

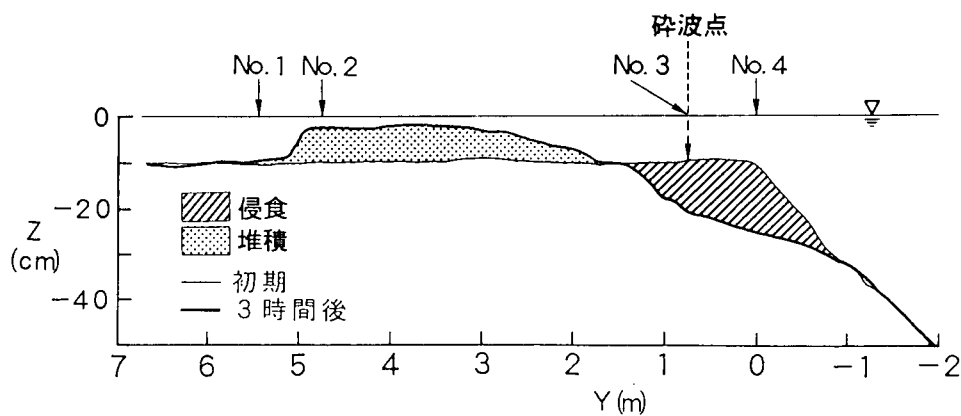


図-6.5 混合砂 I からなる河口テラスの変形 (ケース①)

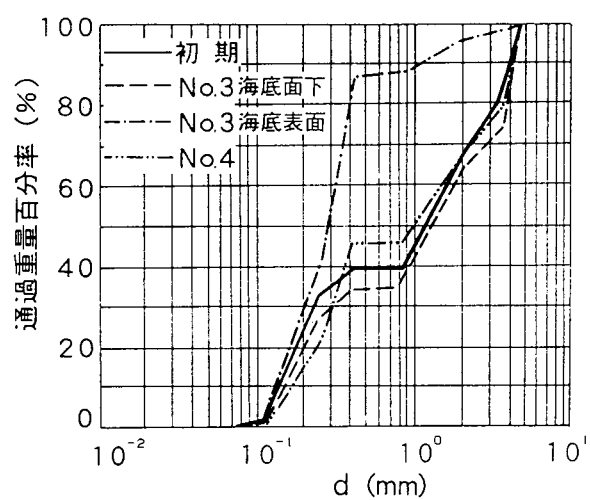
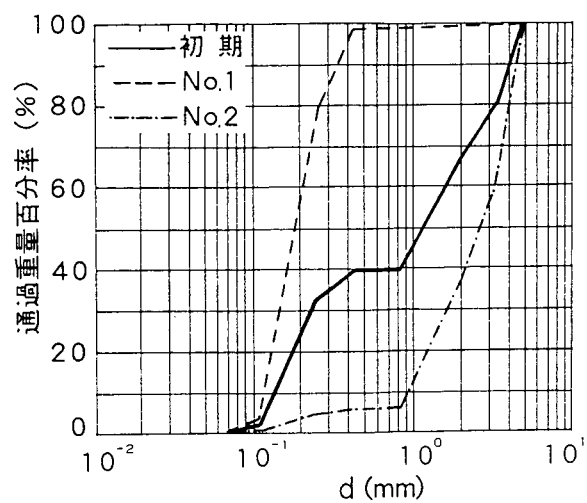


図-6.6 断面内各地点における底質の粒度加積曲線 (ケース①)

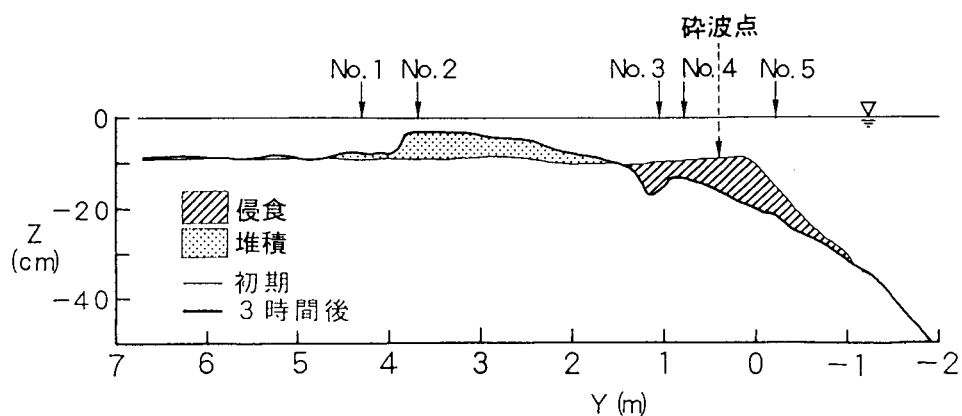


図-6.7 混合砂Ⅱからなる河口テラスの変形 (ケース④)

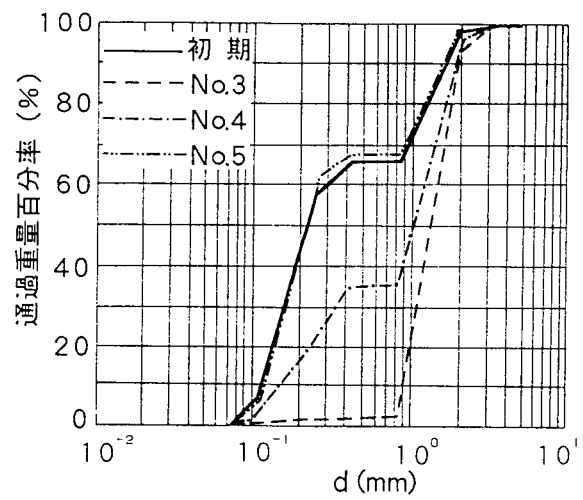
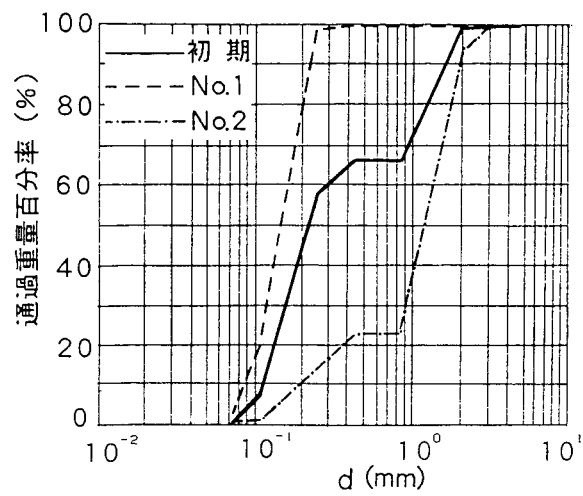
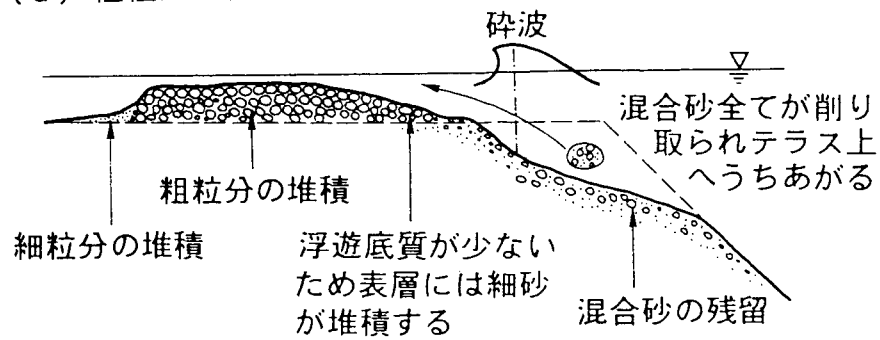


図-6.8 断面内各地点における底質の粒度加積曲線 (ケース④)

(a) 粗粒分が多い底質（ステップの形成）



(b) 細粒分が多い底質（バー・トラフの形成）

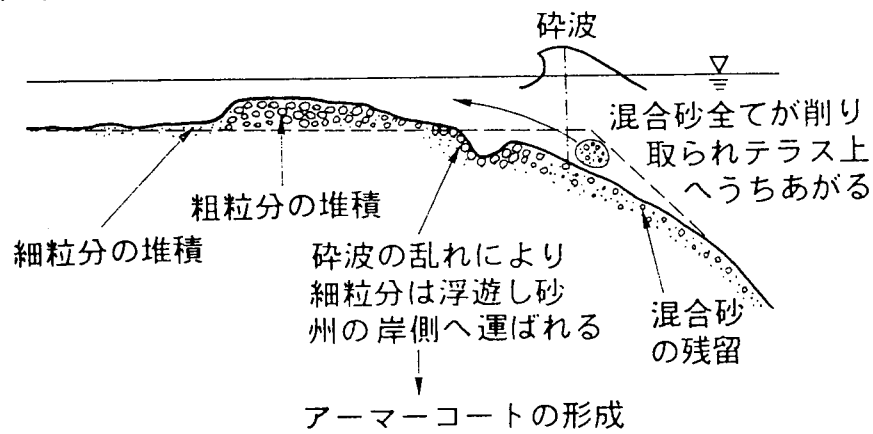


図-6.9 河口砂州の形成と混合砂分級機構

第7章 2次元海浜変形に伴う底質の分級に関する実験

7.1 実験の目的

遠浅の海岸では、高波浪時に前浜が侵食されるとともに沖合にバーが形成される。このバーは波浪が静穏になる過程で岸側に移動し前浜に堆積して静穏時にはバームが形成される。このように来襲する波浪の特性に応じて、岸沖方向の土砂移動に伴う2次元海浜変形が生じる。また、現地海岸では、最終砕波点付近で中央粒径が最大値を持つことが報告されており、海浜を構成する底質の分級が生じると言われている（例えば、Bascom、1952¹⁷⁾）。

このような海岸地形の2次元変形と底質の分布については、石田・喜岡（1984）⁷⁾が石川海岸ではバーの発達が良好で、そのトラフの部分に大きな粒径（ $d_{50}=3.0\sim 3.5\text{mm}$ ）の底質が分布し、その他はほぼ一様で細砂（ $d_{50}=0.2\text{mm}$ ）であることを示した。また、加藤ほか（1988）¹⁸⁾は鹿島灘の砂浜海岸についてトラフの領域では $d_{50}=0.5\text{mm}$ 、その他の領域では $d_{50}=0.18\text{mm}$ と報告している。

しかし、2次元海浜変形に伴う底質の分級に関する定量的な研究はまだ少ない。これは、砕波帯の底質移動に関する現地調査が困難なこと、実験室においては現地スケールに近い模型実験を行わないと、実験砂の粒径が小さくなり過ぎて分級を検討できないことによる（山本、1977¹⁹⁾）。また、2次元海浜変形に伴う底質の分級を議論するには、岸沖方向の粒径別漂砂量を算定する必要がある。これについては、田中ほか（1988）²⁰⁾が混合掃流砂の捕砂による実験を行い算定式を見いだしている。

そこで、ここでは底質の岸沖方向の分級機構の解明を目的として、大型2次元水路における実験を行って、地形測量と粒度分析から、2次元海浜変形と底質の分級との関連性を検討した。

7.2 実験方法

実験は幅2m、長さ150m、高さ5mの大型2次元水路内で行った。実験Ⅰでは1/10の海底勾配の模型海浜を中央粒径 $d_{50}=0.3\text{mm}$ の実験砂を用いて整形し（図-7.1）、実験波の周期を3.0～5.0s、砕波波高を34～103cmの範囲内で変化させ5ケース行った。ケース①～⑤の比較により作用する波の違いで形成される地形変化の特性を調べた。さらに、ケース④、⑤においては、0.2mm、2mm、20mmの蛍光砂を等体積で混合して4ヶ所に投入し、波作用後の各蛍光砂の分布より、底質の分級に関する粒径毎の底質の移動状況を調べた。

実験Ⅱでは1/20の海底勾配の模型海浜を中央粒径 $d_{50}=2\text{mm}$ 、ふるい分け係数 $S_o=3.08$ の混合砂で作成し（図-7.2）、侵食性の波と堆積性の波を交互に作用させて、2次元海浜変形に伴う底質の分級に関する実験を行った。ここで、ふるい分け係数は $S_o=(d_{75}/d_{25})^{1/2}$ で表わされる。この混合砂の分級は、底質採取と粒度分析により検討した。

7.3 実験結果

(1) 実験Ⅰ

各ケースで計測した入射波高と砕波波高を表-7.1に示す。ケース①、②の比較、およびケース③、④の比較から波高の違いによる2次元海浜変形、ケース②、③の比較から周期の違いによる2次元海

浜変形を検討する。

ケース①（入射波高 $H_0'=21\text{cm}$ 、周期 $T=3.0\text{s}$ 、波形勾配 $H_0'/L_0=0.015$ ）の断面形の経時変化を図-7.3に示す。造波開始から1時間で $Y=3\text{m}$ 付近にバーが形成され、その後は顕著な地形変化は生じていない。バーの規模は高さが約20cm、幅が約2mである。また、砕波位置はバーの沖側の斜面上にあり、砕波した波が $Y=2\sim3\text{m}$ のトラフ付近で大規模な渦を形成しているのが観察された。

ケース②の断面形の地形経時変化を図-7.4に示す。設定波浪は周期 $T=3.0\text{s}$ で、入射波高を $H_0'=42\text{cm}$ （ $H_0'/L_0=0.03$ ）とケース①より大きくした。4時間後の地形は $Y=4.5\text{m}$ 、8m付近に2つのバーが形成され、岸側のバーはケース①のバーとほぼ同じ規模になった。一方、沖側のバーの規模はかなり大きく、高さは約50cm、幅が約5mである。経時的な地形変化をみると、沖側のバーは沖へ移動・成長するとともに、砕波点も沖へ移動していた。ケース①と比較して、周期を一定とし波高を大きくした影響は1段バーから2段バーとなり、沖側のバーの規模が大きくなったことに現われた。地形変化からみると全体的に岸側で侵食、沖側で堆積を生じているが、地形変化の大きい範囲は汀線から最も沖側のバーの少し沖付近まで（ $Y=12.5\text{m}$ ）となる。また、地形変化に及ぼす波の影響をみると、入射波高の増大により、岸側の侵食域が広がるようになり、バーの数が多くなり、バーの規模も大きくなることが分かった。

ケース③の断面形の地形経時変化を図-7.5に示す。最終的には2段バーが形成され、ケース②と比較して各バーの規模が小さくなった。ケース③では周期をケース②より長くしたので、エネルギーは大きく地形変化も大きく生じてよいと考えられるが、波形勾配が小さくなったことが影響していると考えられる。

ケース④の断面形の地形経時変化を図-7.6に示す。最終的には3段バーが形成され、各バーの規模はケース③と比較してかなり大きくなった。ケース①、②の比較と同様な結果が得られた。

ケース⑤の断面形の地形経時変化を図-7.7に示す。周期が長くなりバーの形状が明確でないが、3段バーが形成された。ケース①では形成されていないが、ケース②～⑤では浜崖が形成された。2次元海浜変形でも浜崖が形成されることを示す。

次に、蛍光砂を投入したケース④、⑤の実験結果より混合砂の分級機構を検討する。図-7.8にケース④の2次元海浜変形と蛍光砂の移動状況を示す。図の上部に4時間後と8時間後の断面形とサンプル採取位置を示しており、下部には矢印で（A、B、C、D）の各蛍光砂の最大移動範囲を海底面からの深さ（0、10、30、50cm）別に示した。8時間後（実線）の移動距離を4時間後（点線）と比べると小粒径 $d=0.20\text{mm}$ （細線）と中粒径 $d=2.0\text{mm}$ （中線）は少々大きくなる程度であるが、大粒径 $d=20\text{mm}$ （太線）の砂移動距離はかなり大きくなった。経過時間による砂移動と地形変化特性は、0～4時間では各粒径の混合砂は砕波に伴う乱れにより、浮遊されて、沖へ運搬されてバーを形成したと考えられる。4～8時間ではバーがさらに発達しながら、多くの小粒径砂が広い範囲で拡散しているが、多くの大粒径砂がトラフに集中して点在するようになった。8時間後の小粒径 $d=0.20\text{mm}$ （細線）の分布範囲は $Y=-5\sim22\text{m}$ であり、中粒径 $d=2.0\text{mm}$ （中線）のそれは $Y=0\sim21\text{m}$ である。大粒径 $d=20\text{mm}$ （太線）の砂は主に沖へ移動している。

図-7.7はケース⑤の地形と蛍光砂の移動状況を示す。8時間後の小粒径 $d=0.20\text{mm}$ の分布範囲は $Y=-5\sim15\text{m}$ であり、中粒径 $d=2.0\text{mm}$ のそれは $Y=0\sim15\text{m}$ である。中小粒径の砂についてA、B、C、Dという蛍光砂の投入位置により、岸側への移動範囲は異なるが、沖側へのそれは同じ位置

($Y=15\text{m}$) までである。大粒径 $d=20\text{mm}$ (太線) の砂は沖へ移動して、その移動範囲は $Y=0\sim 6.2\text{m}$ であり、この位置は最も沖に形成されたバー岸側のトラフとなっている。粒径が小さいほど移動範囲が大きくなるが、中小粒径の砂の移動範囲の沖合の限界位置は $Y=15\text{m}$ で、地形変化の限界位置とほぼ一致している。移動距離を深さ別に比較すると、表面に近いほど移動距離が大きいことが分かる。沖への砂移動距離は位置 A、B、C、D の順に大きくなるがどれもほぼ同じ位置までしか移動していない。

(2) 実験Ⅱ

実験Ⅱで用いた混合底質の粒度加積曲線を図-7.10に示す。

実験は $1/20$ 勾配を初期地形として、波浪条件を変えてステップ⑦まで行った (表-7.2)。

図-7.11に地形経時変化を示す。造波開始から4時間後のステップ① (入射波高 $H_0'=70\text{cm}$ 、碎波波高 $H_b=86\text{cm}$ 、周期 $T=3.0\text{s}$ 、侵食性の波) では岸側が侵食を受けて、水路の岸側の壁から $Y=23$ 、 27m では砂が堆積し2段バーが形成されている。ここでは、バーの頂部水深がその岸側のトラフの水深より小さければバーと定義する。時間とともに2段バーは発達しながら沖へ約 2m 移動した (ステップ②)。

ステップ②からステップ③、④では設定波浪は周期を $T=4.0\text{s}$ と大きくし、入射波高を $H_0'=60\text{cm}$ と小さくした (堆積性の波)。岸側の侵食域が堆積域となり、バーの位置は岸 ($Y=27\text{m}$) へ移動し、汀線付近に小規模なバームが形成された (ステップ④)。

初期からステップ①、②と同じ侵食性の波を用いたステップ⑤、⑥では2段バーが発達しながら、バーの位置は $Y=30\text{m}$ に移動した。汀線付近の地形とバーの位置はあまり変化しなかったが、碎波帯 $Y=12\sim 22\text{m}$ の範囲はステップ②より侵食の深さが大きくなった。

ステップ⑦ではステップ③、④と同じ堆積性の波で、より大規模なバームが形成されて、汀線はさらに $Y=13\text{m}$ まで前進した。

初期～ステップ⑦の地形変化から、侵食性の波では岸側が侵食され、その沖側の碎波点付近で堆積しバーとして発達することがわかる。堆積性の波ではバーが岸へ移動し、バームが形成される。結局、侵食・堆積を繰り返しながら、地形変化の著しい範囲は $Y=14\sim 30\text{m}$ までの碎波帯に集中し、碎波帯の沖側のバーの位置があまり変化しなくなり、汀線付近の侵食がされにくくなる。水路の壁面から観察した結果、地形変化は碎波帯での渦と発達に関連していると見られた (Zhang et al., 1994²⁰⁾)。すなわち、沖側のバーで碎波した波はトラフの底面まで到達する大規模な水平渦、また、トラフに大規模な底面到達斜降渦を形成し、岸側の第2碎波点で碎波した波は小規模な底面到達斜降渦を形成していた。バームでは砂を掃流させる強いスワッシュ、また、ステップでは強いバックワッシュ渦が見られた。第1、第2碎波点の沖側では、底面まで到達する乱れはなく、地形変化も少ない。

図-7.12に著しい粗粒層と土砂混合履歴層 (一度でも混合を経験した層) を示した。トラフ、バームが形成される位置では粗い粒径の砂が表面を覆う傾向がある。均一な粒径の実験結果 (例えば、Kraus and Larson, 1988²⁰⁾) と比べると、汀線付近は粗い粒径の底質で覆われ、ステップ⑤のような侵食性の波に対しても侵食されにくくなると考えられる。バーは波の条件により移動するのでバーの位置の底質については明瞭な傾向が見られない。土砂混合履歴層の厚い範囲は碎波帯に集中しており、時間とともに厚くなり、その最大厚さは 61cm で、碎波波高の $7\sim 8$ 割程度である。土砂混合履歴層の沖合いの限界位置は沖合い地形変化の限界位置とほぼ一致している。

水路側面から土砂移動特性を観察した結果、土砂の混合過程には、表層に粗粒分が集積するタイプ（Aタイプ）と表層に細粒分が集積するタイプ（Bタイプ）の2種類が存在することが分かった（図-7.13）。ここでは、ある波の作用によりある場所での底質が移動・混合する層を混合層と定義する。

観察によれば、Aタイプ混合層では攪乱された混合砂のうち細粒の底質が粗粒の底質の間を埋めるとともに、海底表面では渦や流れにより細粒の底質が運びさらされ、結果として表層に粗粒の底質が残されることが分かった（図-7.13a）。Bタイプ混合層では波の作用により攪乱された混合砂のうち、粗粒の底質が砕波点付近に一方的に移動し、拡散状態となっている比較的細粒の底質が堆積して形成されることが観察より分かった（図-7.13a）。

Aタイプ混合層は、砕波による底面到達渦（斜降渦、水平渦、バックワッシュ渦）により形成されたトラフ、また、スワッシュゾーンにある強い流れにより形成されたバームの発達する位置にみられ、ここでは小粒径の砂は運びさらされ大粒径の砂が多く残され、分級も良くなると考えられる。バークレストはAタイプ混合層であるが、その両側の地形が低いので、トラフのような大きい粒径の砂は堆積しにくいと見られた。Bタイプ混合層は渦が底面に到達してない第1、第2砕波点の沖側にみられ（図-7.13b）、ここでは強い乱れがなく、また、ここに運ばれるものは細粒分が多い。したがって、時間がたつと、Aタイプの所では大粒径の割合が大きくなり、Bタイプの所では小粒径の割合が大きくなることが考えられる。波の条件の変化により砕波による渦が発達する位置と流速場が変化するので、これらの混合層は破壊されたり埋められたりするため、図-7.12に示したような著しい粗粒層が形成されることがある。

7.4 考 察

高波浪による混合砂の岸沖方向の土砂の移動特性について大型2次元水路を用いて実験を行った。1段、2段、3段のバーが形成され、多段バーの規模は沖に向かって大きくなった。また、蛍光砂の移動状況から、混合砂は全体的に沖へ移動し、海底面に近いほど移動距離が大きく、侵食性の条件において H_0' が大きいほど砂の移動距離が大きいことが明らかになった。大粒径の砂の移動は小、中粒径の砂の移動より、時間がかかることが分かった。さらに、海浜の2次元変化と海底面の砂の粒径との関係から、小粒径の砂は広い範囲で存在しているが、大粒径の砂はバー岸側のトラフに集中していることが分かった。この実験結果は石川海岸のような海岸の粒径分布特性とよく対応している。小粒径の砂は沈降速度が小さいから波の周期より長く浮遊してトラフの沖岸側の地形を超えることができるため広い範囲で拡散するものの、大粒径の礫は沈降速度が大きいからトラフの沖岸側の壁のような地形を超えられない高さの範囲で動いてトラフに多く残るという分級機構が考えられる。

2次元海浜変形に伴う混合砂の岸沖方向の分級機構について大型2次元水路を用いて実験を行った。土砂混合履歴層、つまり、分級が起こる範囲は砕波帯に集中しており、その最大厚さは砕波波高の7～8割程度であることが分かった。また、地形変化の過程で形成されたトラフ、ステップ、バームなどの位置では砕波による強い乱れの影響で表面が粗粒化する。これは一つの重要な原因として、バーの位置が固定化されやすく、汀線付近の侵食がされにくくなることが観察された。さらに、第1、第2砕波点の沖側では、表面に細粒分が集中するという分級機構が明らかになった。今後は粒径別漂砂量の評価法を検討していく必要がある。

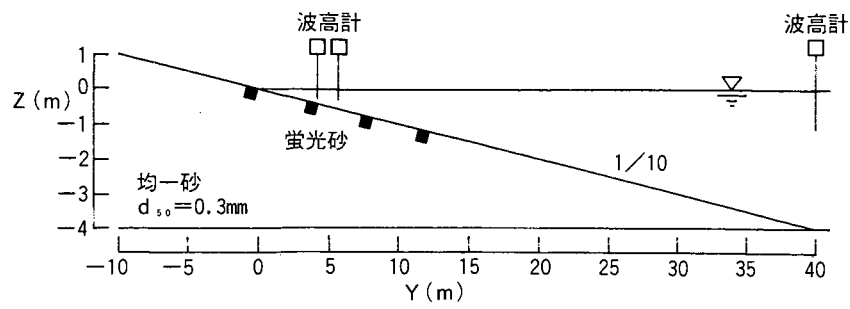


図-7.1 実験Ⅰの模型諸元

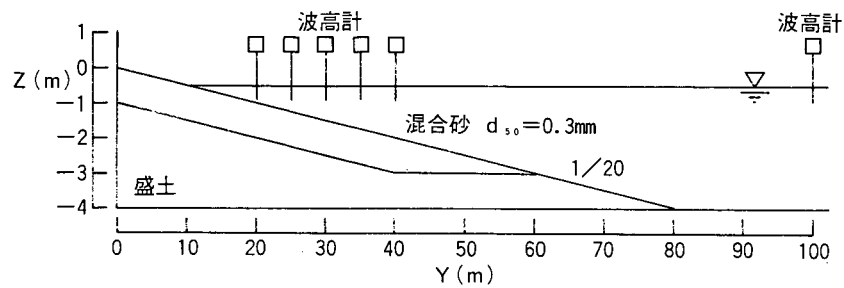


図-7.2 実験Ⅱの模型諸元

表-7.1 実験Ⅰの波浪条件

CASE	Ho(cm)	Hb(cm)	T(s)	Ho/Lo	i	Hb/gT	iD/Hb	Resultant bar
1	21	34	3.0	0.02	0	0.0039	8.24E-05	single
2	42	62	3.0	0.03	0	0.007	4.52E-05	triple
3	38	61.6	4.0	0.02	0	0.0039	4.55E-05	double
4*	75	103	4.0	0.03	0	0.0066	2.71E-05	triple
5*	59	69.6	5.0	0.02	0	0.0028	4.02E-05	double

* 蛍光砂の投入ケース

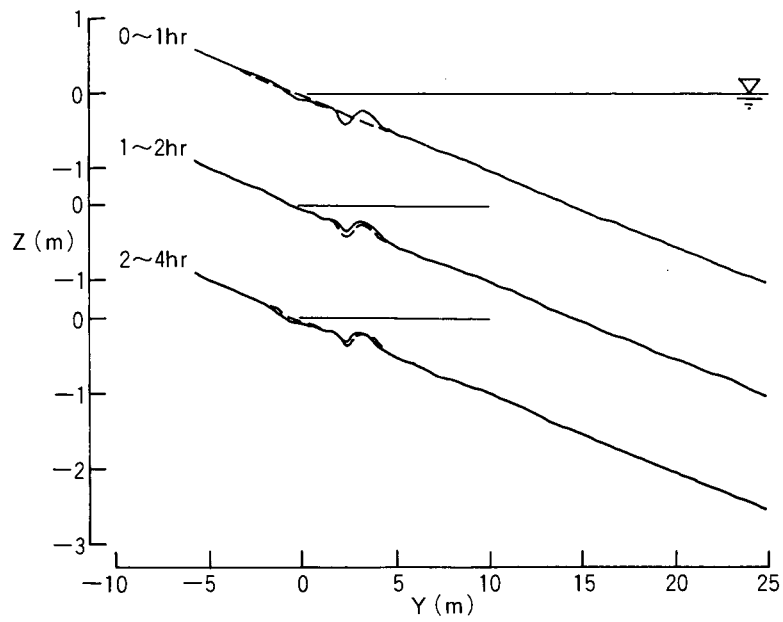


図-7.3 実験 I、ケース①の地形変化

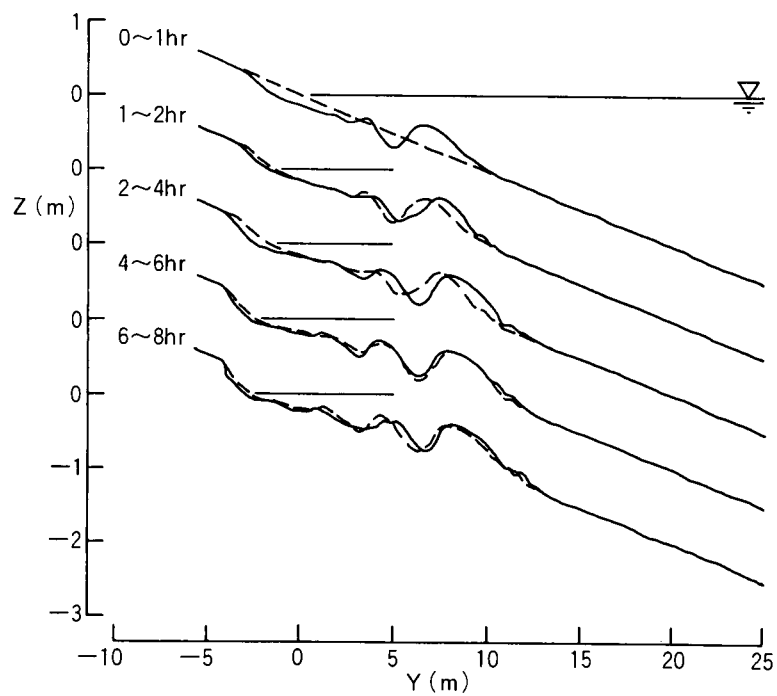


図-7.4 実験 I、ケース②の地形変化

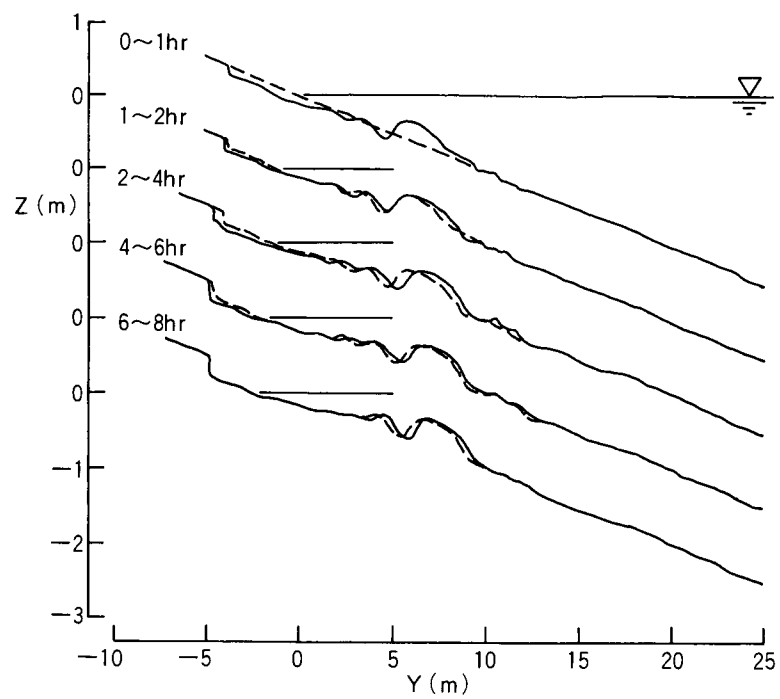


図-7.5 実験 I、ケース③の地形変化

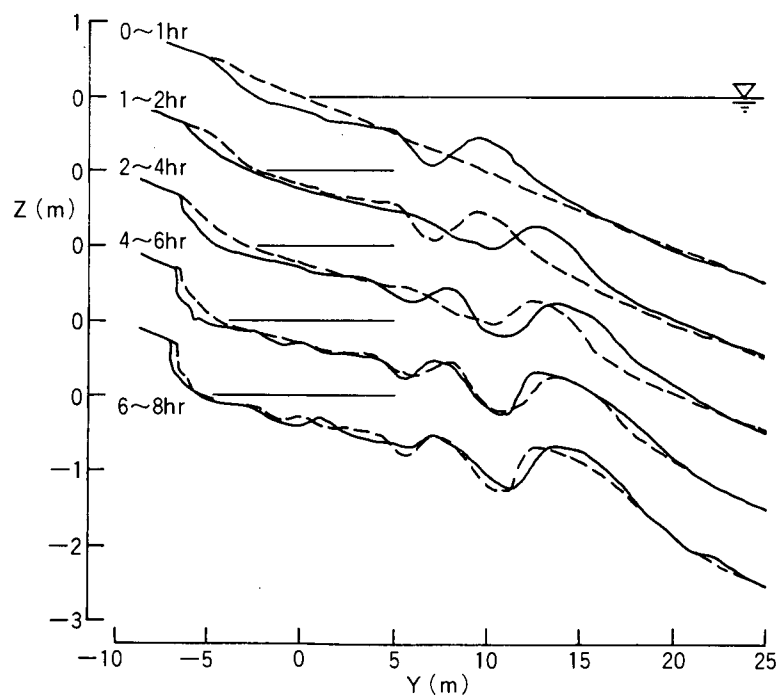


図-7.6 実験 I、ケース④の地形変化

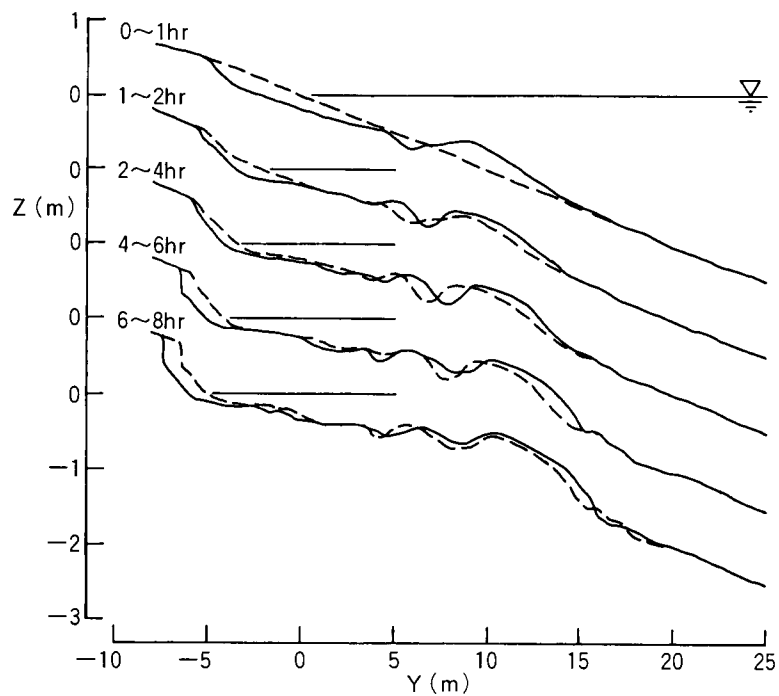


図-7.7 実験Ⅰ、ケース⑤の地形変化

表-7.2 実験Ⅱの波浪条件

CASE		Ho (cm)	Hb (cm)	T(s)	Ho/Lo	Initial Morphology	C*	Resultant Morphology	Exp. time(hr.)
1	1-1	70	86	3.0	0.050	1/20 slope	8.4	bar	0~4
	1-2	70	87	3.0	0.050	1-1	8.4	bar	4~10
2	2-1	60	76	4.0	0.024	1-2	5.9	bar+berm	10~20
	2-2	60	76	4.0	0.024	2-1	5.9	bar+berm	20~45
3	3-1	70	87	3.0	0.050	2-2	8.4	bar+berm	45~55
	3-2	70	87	3.0	0.050	3-1	8.4	bar+berm	55~65
4	4	60	77	4.0	0.024	3-2	5.9	bar+berm+step	65~110

* (Calculated according to Sunamura and Horikawa (1974) as $i=1/20$, $d_{50}=2\text{mm}$)

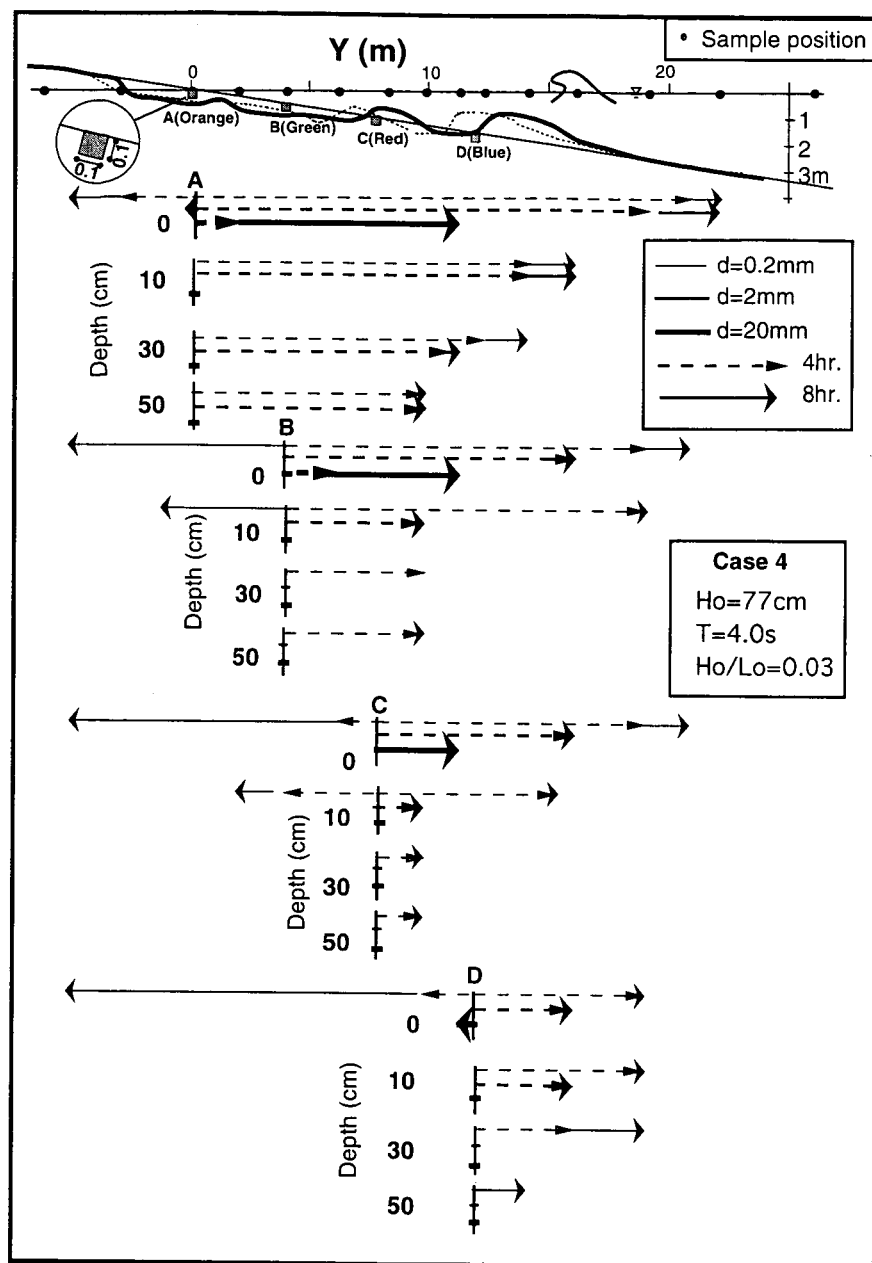


図-7.8 実験Ⅰ、ケース④における蛍光砂の移動状況

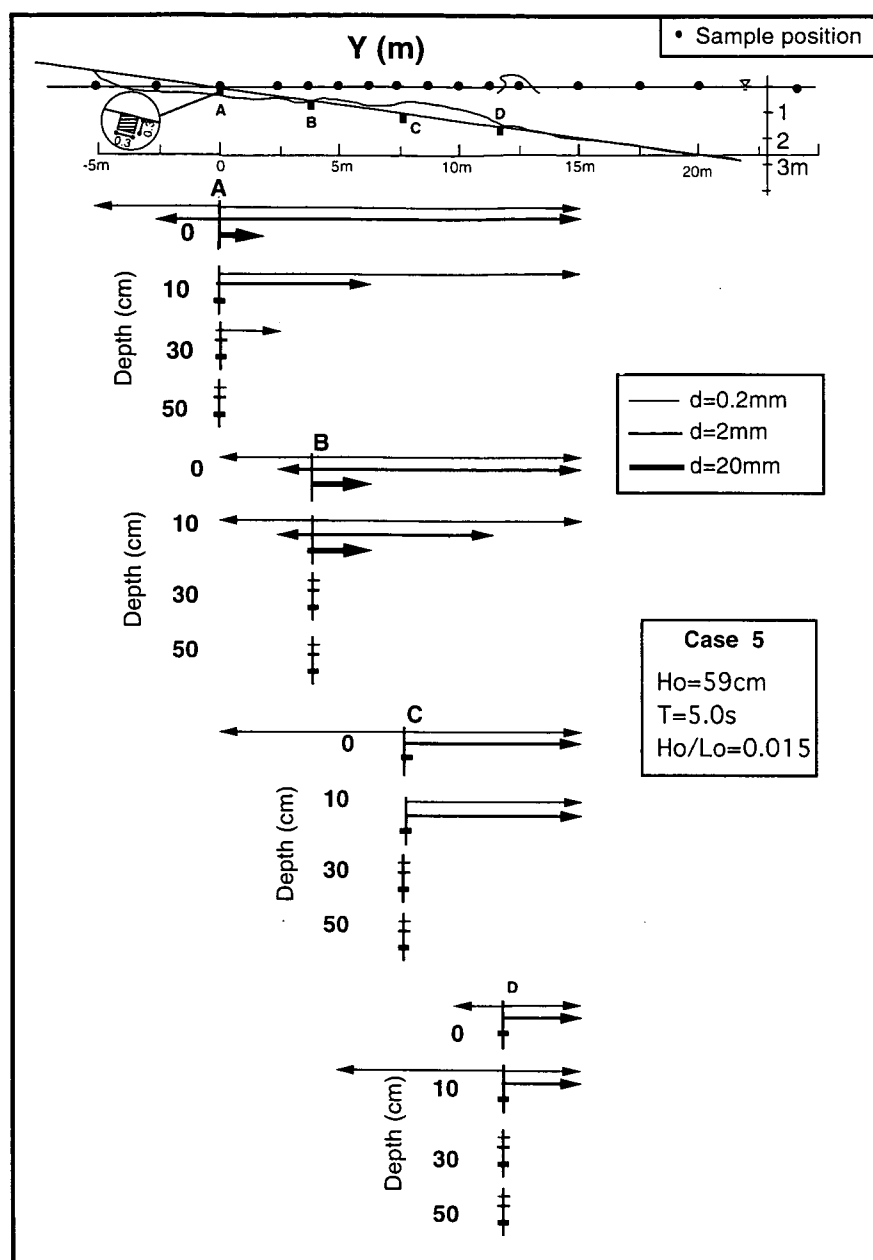


図-7.9 実験Ⅰ、ケース⑤における蛍光砂の移動状況

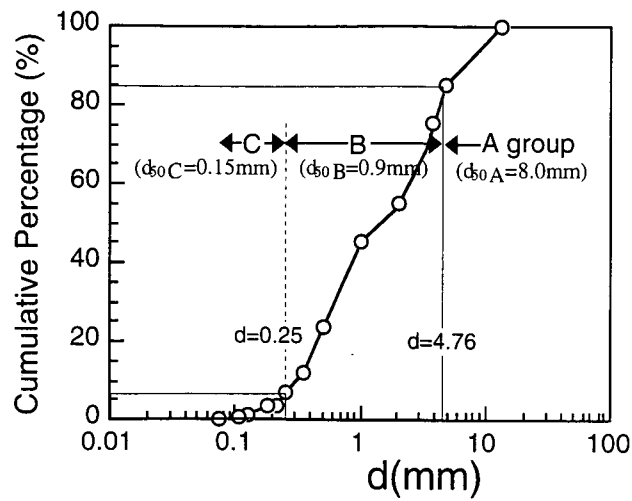


図-7.10 実験Ⅱで用いた混合砂の粒度加積曲線

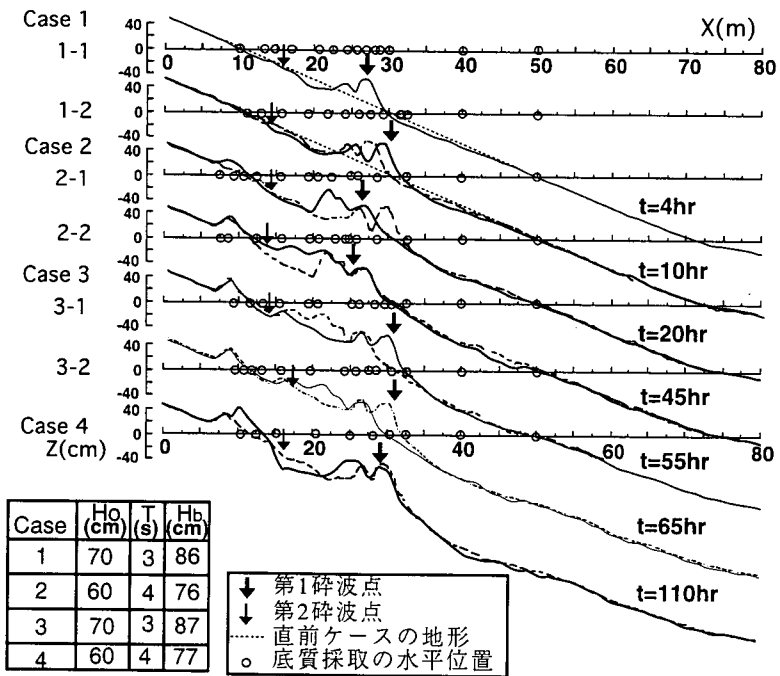


図-7.11 実験Ⅱの地形変化

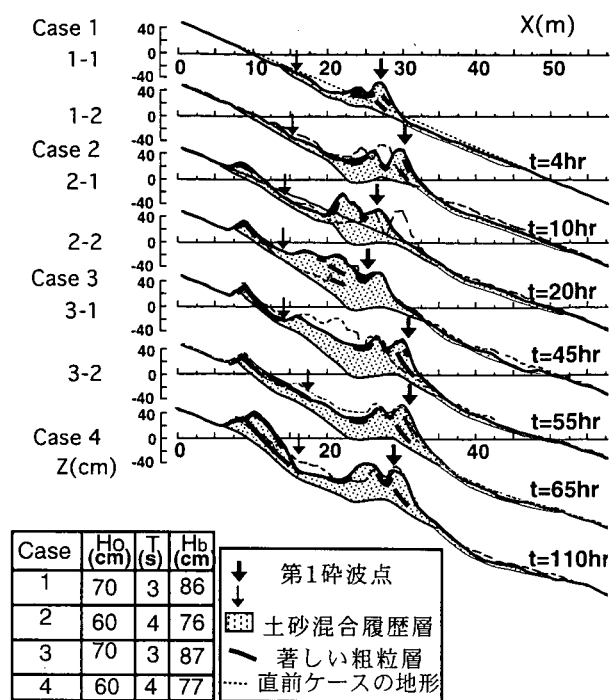


図-7.12 実験Ⅱの地形変化に伴う底質の分級状況

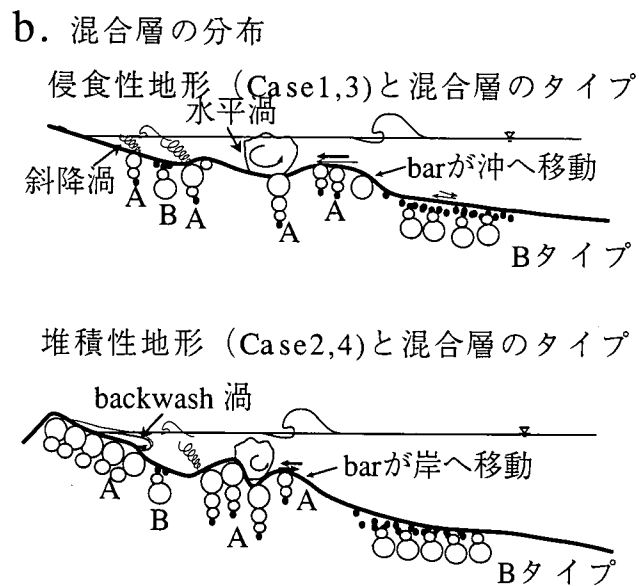
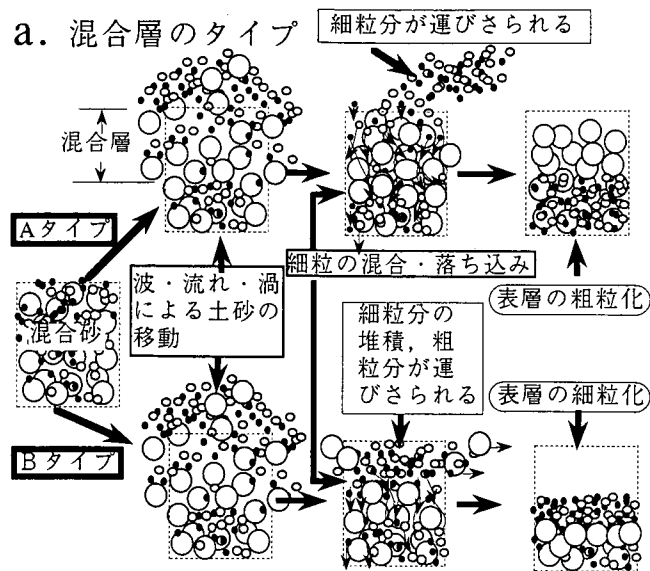


図-7.13 底質の分級に関する模式図

第8章 3次元海浜変形に伴う底質の分級に関する実験

8.1 実験の目的

第3、4章に示したように駿河海岸や富士海岸などは、広い粒度組成の底質で構成され、沿岸方向や水深方向に特徴的な底質の分布特性を示す。このような現地海岸における底質の分布特性は、碎波帯内での波による底質の攪乱と、それによる細砂やシルトの浮遊、流れによる浮遊底質の沖合への輸送、および底質の粒径ごとの沈降速度に起因する分級現象によって生じると考えられる。

3次元海浜変形に伴う底質の分級機構を対象とした研究はほとんど行われていない。これは、3次元の現地観測が時空間・経済的に困難なこと、底質の浮遊・輸送を再現する3次元の実験手法が確立されていないことによる。例えば、3次元海浜変形実験では粒径0.2mm程度の砂を用いるが、実験縮尺を1/30としても現地換算では6mm程度の中礫となる。したがって、砂を用いた実験では砂礫の移動機構と、それに伴う海浜変形の検討にとどまり、現地海岸で見られる細砂やシルトの浮遊・輸送機構に伴う海浜変形を明らかにすることは難しい。

一方、港湾内の堆砂等を対象とした底泥に関する実験では、カオリンなどが用いられる（五明ほか、1986²³⁾；柴山ほか、1988²⁴⁾）。これらを構造物周辺の海浜変形実験に用いるとすると、カオリンの粒径は約0.003mmであり、実験縮尺1/30として現地換算で約0.1mmの細砂となる。これにより、現地海岸の細砂やシルトの浮遊・輸送機構は再現可能であるが、カオリンは粘着性が強いいため現地海岸と相似な海浜変形を再現できない問題点がある。

そこで、ここでは砂とカオリンの中間粒径の細粒底質を用いて、3次元海浜変形実験を行い、現地の細砂やシルトの浮遊・輸送機構と、それに伴う海浜変形と底質の分級の再現を試みた。なお、細粒底質は第6章の河口砂州の実験で用いた混合砂に使用したもので、実験結果を基に細粒底質を用いた海浜変形実験手法の可能性を検討した。

8.2 実験方法

実験は幅30m、長さ23m、高さ1mの平面水槽内に模型海浜を製作して行った（図-8.1）。模型海浜は1/20勾配の断面形で沿岸方向に一様とし、沿岸流を卓越させるために模型海浜に対する沖側の入射波向が15°になるように設定した。波浪条件は、 $H_0' = 6$ cm、 $T = 1.13$ sとし、左右端の導波板はスネルの法則で求めた波向線に沿って設置した。模型海浜の中央部には縦堤長5m、横堤長2m、先端水深15cmのT型突堤を設置し、その周辺で堆積・侵食の海浜変形が生じる条件とした。なお、T型突堤の前面には異型ブロックをならべ、反射波を極力小さくした。

以上の条件のもとで、底質を変えて3ケースの実験を行った。ケース①では砂を、ケース②では細粒底質を、ケース③では砂と細粒底質を体積比1:1で混合した底質（以下、混合底質）を用い、設定波浪を10時間作用させて碎波波高分布、流況、地形変化などを調べた。

実験で用いた細粒底質は、比重2.71で、中央粒径0.05mmであり、構成物質はシリカが約80%を占める。液性限界 w_L は24.0%、塑性限界 w_p は21.3%、塑性係数 $I_p = 2.3$ であり、カオリン（ $w_L = 47.6\%$ 、 $w_p = 25.6\%$ 、 $I_p = 22.0$ ）と比較すると砂の性質に近い。また、砂の中央粒径は0.25mm、混合底質の

それは0.15mmで、液性限界と塑性限界は砂、混合底質とも測定不可であった。

8.3 実験結果

ケース①～③の初期地形を図-8.2に示す。ケース①では設定した模型海浜に整形でき、ほぼ等間隔の等深線形状を示す。しかし、細粒底質を用いたケース②では流動し精度のよい整形ができなかった。したがって、 $X = 8\text{ m}$ で各等深線が沖側にやや突出しているように、等深線がなみうつ模型海浜となった。混合底質を用いたケース③でも流動し精度のよい整形ができなかった。結局、模型海浜の整形の精度が各ケースで少し異なるが、実験的には問題は少ないと考えられる。

入射波の測定は沖側の3地点で行った。初期における測定波高はケース①で5.2～6.3cm、ケース②で4.9～6.5cm、ケース③で5.3～5.9cmとややばらついた。しかし、平均値はケース①で5.6cm、ケース②で5.5cm、ケース③で5.5cm、周期は各ケースとも $T = 1.13\text{ s}$ であり、沖波に関してはほぼ同じ条件と言える。ケース①～③の初期における波峯線形状を図-8.3に示す。各ケースともほぼ同様な波峯線形状を示し、沖合では 15° の角度で入射し、T型突堤の横堤により波が回折し、遮蔽域を形成している状況が分かる。

ケース①～③の初期における碎波波高の測定結果を図-8.4に示す。ケース①では碎波波高は全体的には約6cmの値を示すが、T型突堤周辺の $X = 11 \sim 13\text{ m}$ で小さくなり、遮蔽域が形成された。ケース②では全体的に碎波波高が4～6cmとケース①より低くなり、その影響でT型突堤の遮蔽域での波高減衰が明確でない。ケース③ではケース①と同様に全体的には約6cmの値で、 $X = 9 \sim 13\text{ m}$ で碎波波高が小さく遮蔽域が形成された。実験中の観察によれば、ケース②においては写真-8.1に示すように造波開始直後から細粒底質が浮遊し、実験水が白濁した状態となった。このことから、ケース②において全域で碎波波高が低減したのは、細粒底質と実験水が混合し粘性が増し、エネルギー逸散量が大きくなったためと考えられる。

次に、初期における汀線位置から碎波点までの距離（以下、碎波帯幅： Y_b ）の沿岸方向分布を図-8.5に示す。ケース①の上手側においては、碎波帯幅は $X = 0 \sim 9\text{ m}$ では約1.6mで、T型突堤の遮蔽域では徐々に短くなる。また、下手側においても碎波帯幅は、遮蔽域では徐々に長くなり、 $X = 15 \sim 24\text{ m}$ では $Y_b = 0.9 \sim 1.5\text{ m}$ の値となる。ケース②では全域において碎波帯幅は約1mの値となり、ケース①に比較して狭くなった。ケース③の碎波帯幅は、上手側ではケース①とほぼ同様の傾向を示すが、下手側ではケース②と同様の傾向を示す。つまり、ケース③の碎波帯幅は上手側で長く、下手側では短くなった。

碎波波高の沿岸方向分布に比較し、碎波帯幅の場合では各ケースの違いが顕著になった。ケース②において全域で碎波帯幅が狭いのは、碎波波高が小さくなったのと同様に、細粒底質を含む実験水の粘性の増加によると考えられる。また、ケース③の下手側で碎波帯幅が狭くなったことは、実験中に濁りが見られたことから、その影響が生じたと考えられる。しかし、実験手法の制約上、T型突堤下手側では碎波測定を上手側より遅れて行ったため、侵食が進んで碎波位置が岸側へとずれた可能性もある。これらのことについては今後の検討課題として残されている。

ケース①の初期における流況を図-8.6に示す。上手側では $X = 1 \sim 6\text{ m}$ に右向きの沿岸流が、 $X = 7 \sim 12\text{ m}$ で反時計回りの海浜流セルが見られ、 $X = 12\text{ m}$ ではT型突堤に沿って冲向き流れとなる。下手側では $X = 12\text{ m}$ でT型突堤に沿って冲向き流れが、 $X = 12 \sim 15\text{ m}$ に時計回りの海浜流セルが、 $X =$

16~24mに右向きの沿岸流が見られる。すなわち、 $X=16\text{m}$ 付近で向岸流が左右に分かれた。

ケース②では、T型突堤の上手側で明確な海浜流セルが見られず、汀線沿いに右向きの流れとなった（図-8.6）。また、下手側では $X=17\text{m}$ で向岸流が左右に分かれ、 $X=12\sim16\text{m}$ に時計回りの海浜流セルが、 $X=18\sim24\text{m}$ に右向きの沿岸流が形成された。結局、ケース①に比較して、向岸流の流速が速くなる位置が岸側にずれて、右向きの沿岸流もやや弱くなった。これは、ケース①より全体的に碎波波高が小さく、碎波帯幅が狭くなっていたことと対応している。

ケース③においては、上手側では右向きの沿岸流が、下手側では $X=15\text{m}$ で向岸流が左右に分かれ、 $X=12\sim15\text{m}$ に時計回りの海浜流セルが、 $X=15\sim24\text{m}$ に右向きの沿岸流が形成された（図-8.6）。全体的な流れの強さはケース①、②の中間となった。

以上の碎波、流れの条件下でのケース①~③の10時間後の地形を図-8.7に示す。ケース①では沖合の地形変化は少ない。0~12cmのコンターの間隔が広がっている。ケース②では地形変化が沖合まで生じているとともに、変化量が大きい。ケース②においては堆積域にも写真-8.2に示すような浜崖が形成された。ケース③では地形変化があまり生じていない結果となった。10時間後の地形では分かり難いので断面形状の変化と地形変化量を以下に示す。

ケース①の代表測線（図-8.1参照）における海浜断面形状の経時変化を図-8.8に示す。上手側の導波板の影響範囲にある $X=3\text{m}$ では、岸側が侵食され沖が堆積したが、侵食量の方が大きい。T型突堤の上手側の $X=11.98\text{m}$ では縦堤による沿岸漂砂の遮断と、横堤による静穏域の形成により砂が堆積した。ただし、砂の堆積は横堤まで達してはいない。T型突堤下手側の $X=12.02\text{m}$ では横堤により静穏域が形成され砂が堆積した。 $X=21\text{m}$ では汀線付近と $Y=2\sim4\text{m}$ に若干の堆積が見られる。ケース①では海浜全体のプロファイルのタイプを分類するパラメータ（例えば、砂村、1985²⁵⁾）は $C_s=5.5$ であり、堆積と侵食の中間タイプとなる。 $X=21\text{m}$ ではこの2次元地形変化に、沿岸漂砂で運ばれた砂が $Y=0\sim2\text{m}$ に堆積した地形変化が重なったと考えられる。

ケース①における初期地形と、波を10時間作用させた後の地形との比較から得られた地形変化量を図-8.9に示す。T型突堤上手側においては $X=2\sim4\text{m}$ で侵食量が多い。これは、図-8.6(a)における強い向岸流の位置と対応しており、砂はこの位置から右向きの沿岸流によりT型突堤の方に運ばれ、 $X=5\sim12\text{m}$ の汀線付近と、T型突堤に沿って堆積したことが分かる。下手側では $X=14\sim18\text{m}$ で侵食量が大きく、T型突堤付近と $X=18\sim24\text{m}$ の汀線付近に堆積が見られる。これも $X=16\text{m}$ で向岸流が左右に分かれ、時計回りの海浜流セルと右向きの沿岸流が見られたことと良く対応している。

ケース①では、実験中においては水の濁りは少なく、断面変化からも岸沖方向の砂の移動は少ないことが分かる。また、地形変化量の特性は流れの特性とよく対応しており、ケース①の地形変化は海浜流に伴う沿岸漂砂により生じたと考えられる。

ケース②の断面変化を図-8.10に示す。 $X=3\text{m}$ では岸側の $Y=-0.5\sim3\text{m}$ が侵食され、 $Y=-0.5\text{m}$ に浜崖が見られる。また、沖合の $Y=3\sim6\text{m}$ に細粒底質が堆積した。T型突堤周辺の $X=11.98$ 、 12.02m では汀線付近が侵食され、横堤の内側と沖に堆積が見られる。横堤より岸側の堆積状況は、ケース①と異なり横堤に近い場所が堆積量が多く、冲向きの漂砂が横堤により遮られて堆積したような状況を示す。ケース①では堆積傾向であった $X=21\text{m}$ でも侵食型の地形変化が生じた。

ケース②の地形変化量を図-8.11に示す。ケース①に比較して地形変化が大きく、 $X=0\sim10\text{m}$ 、 $X=14\sim24\text{m}$ の $Y=-0.5\sim2.5\text{m}$ の範囲で侵食が、T型突堤周辺と全域の沖側に堆積が見られる。

ケース②の実験条件でタイプ分類をすると、 $C_s=16.2$ とかなりの侵食型の地形変化が生じることになる。また、実験中に細粒底質の浮遊が著しかったことから、ケース②では底質の浮遊と岸沖漂砂による地形変化が支配的であったと推測される。さらに、図-8.6(b)に示した沿岸流に伴う地形変化も複合して、 $X=3$ 、21mにみられるような浜崖（図-8.10、写真-8.2）が形成されたと考えられる。

ケース③の断面変化を図-8.12に示す。 $X=3$ mでは $Y=1\sim 2.5$ m、 $3\sim 4$ mが侵食され、 $Y=4\sim 5$ mに堆積が見られる。 $X=11.98$ mでは汀線付近が若干侵食され、横堤の前面に小山状に堆積が見られる。また、 $X=12.02$ mでは汀線付近に小さなバームが形成されているのみである。すなわち、T型突堤の遮蔽域では断面変化が小さい。 $X=21$ mでは変形のパターンはケース②と似ているが、沖側での堆積が小さくなっている。

ケース③の地形変化量を図-8.13に示す。全体的に地形変化量が小さい。これは砂の粒子間に細粒底質が入り込み、移動しにくい状況になったためと考えられる。また、ケース①に比較して沖側に堆積が見られる。これは細粒底質が集積したことによると推定されるが、今回の実験では定量的な測定を行っておらず、実験手法の課題として残されている。

ケース③では3次元海浜変形に伴い底質の分級が生じた。その状況を写真-8.3に示す。汀線付近に帯状に砂が堆積している。上手側、下手側両方に見られる。縦堤に沿って上手側では白色の細粒底質が、下手側で茶色の砂が堆積している。横堤の背後に白色系の細粒底質が堆積している。また沖合ではパッチ状に白色になっており表面が細粒底質に覆われていることを示す。この状況は第5章で紹介した金沢港沖の状況に似ている。

ケース③におけるT型突堤遮蔽域の底質を写真-8.4に示す。 $X=11.98$ m、 $Y=2.9$ m（図-8.12、 P_1 ）のサンプルによると、海底面から約1cmの厚さの部分は堆積した細粒底質で、やや流動化しており、そこより深い部分は混合底質である。 $X=12.02$ m、 $Y=-0.2$ m（図-8.12、 P_2 ）のバームが形成された地点のサンプルによれば、表面から約5cmは細粒底質がほとんどない砂のみで、それより深い部分は混合底質である。

地点 P_1 では、碎波帯内で混合底質が分級され、細粒底質のみが浮遊・輸送されて遮蔽域に堆積したものと考えられる。このような死水域での細粒底質の堆積（例えば、写真-3.5、3.11、写真-5.17、5.19）は、砂を用いた室内実験では再現が困難であった現象である。また、地点 P_2 では混合底質が波により攪乱され、砂と細粒底質の輸送機構の違いから分級され、粗粒の砂がうちあげられてバームが形成されたと推定できる。この現象は、現地海岸で見られるバームの層状化（例えば、宇多ほか、1989²⁶⁾）の一要因と考えられる。

8.4 考 察

各ケースの地形変化、特にT型突堤背後の堆積状況から次のことが言える。ケース①では突堤背後の汀線付近に顕著な堆積が見られるのに対し、ケース②ではT型突堤先端部付近の遮蔽域に堆積が見られる。これは、ケース①では波による掃流形式の砂移動が卓越するのに対し、ケース②では浮遊が卓越するため、流れの死水域に直接、細粒底質が堆積するためと考えられる。

一方、ケース③では写真-8.3、8.4に示したように混合底質の分級が生じたことが特徴としてあげられる。これは、砂は掃流形式で移動し、細粒底質は浮遊形式で移動することを示すものであり、現地海岸の底質移動を定性的に再現している。

細粒底質を海浜変形実験に用いることにより、現地海岸のどのような現象を再現できるか考察する。写真-8.5は碎波によって砂が巻き上げられる状況である。また、写真-8.6は巻き上げられた砂がそのまま浮遊している状況である。写真から推定すると砂の粒径は0.2mm前後であるが、碎波によって容易に巻き上げられ、十数秒間浮遊していた。このような底質の浮遊は、砂を用いた3次元海浜変形実験では生じない。写真-8.1はケース②における細粒底質の浮遊状況であり、写真-8.6の砂の浮遊状況に良く似ている。すなわち、砂を用いた実験では再現できない底質の浮遊現象を、細粒底質を用いることにより実験的に検討できる。

写真-8.7は富士海岸で見られた小規模な浜崖である（1996年3月8日撮影）。砂浜に形成される浜崖と比較すると、規模が小さく岸沖方向に数段見られる点に特徴がある。浜崖表面の観察によれば、砂礫やシルトの混じった底質であった。写真-8.2はケース②で形成された浜崖である。浜崖の形状は写真-8.7に似ているおり、砂礫やシルトからなる海岸の浜崖を再現している。写真-8.2に示した浜崖は砂を用いた3次元海浜変形実験では形成されないが、細粒底質を用いた実験では形成される可能性がある。

波による底面せん断力を基本として漂砂量を与える現状の地形変化の数値計算でも、ケース②で見られた死水域での顕著な堆積や、写真-8.4に示した細粒底質の堆積は再現不可能である。このことから、今後、浮遊底質の拡散・沈降過程を取り込んだモデルを開発する必要があると言える。その場合、検証実験として細粒底質を用いた実験が利用できよう。

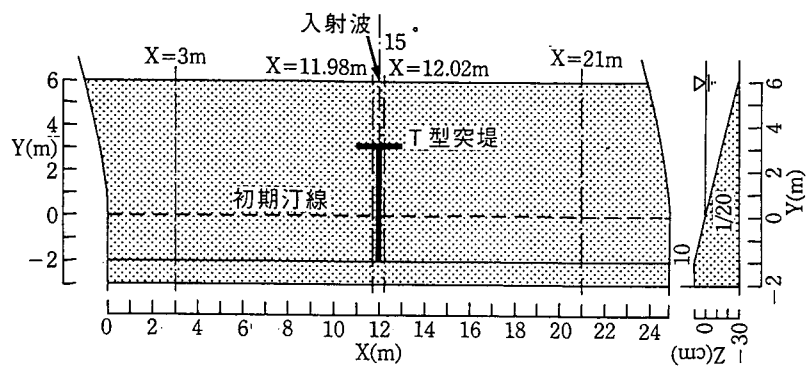


図-8.1 実験模型の諸元

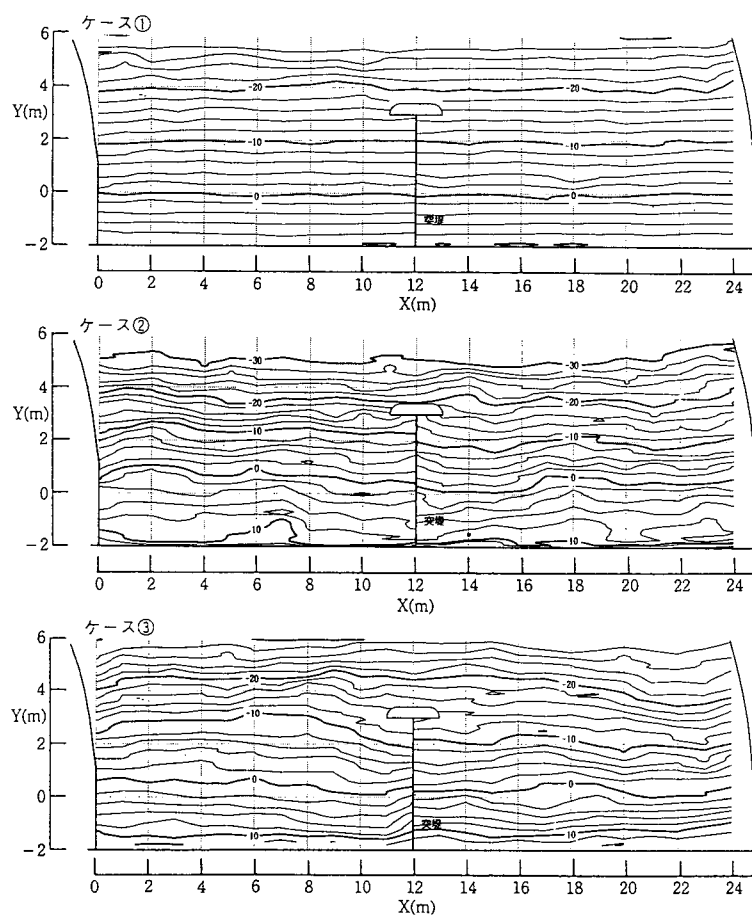


図-8.2 各ケースの初期地形

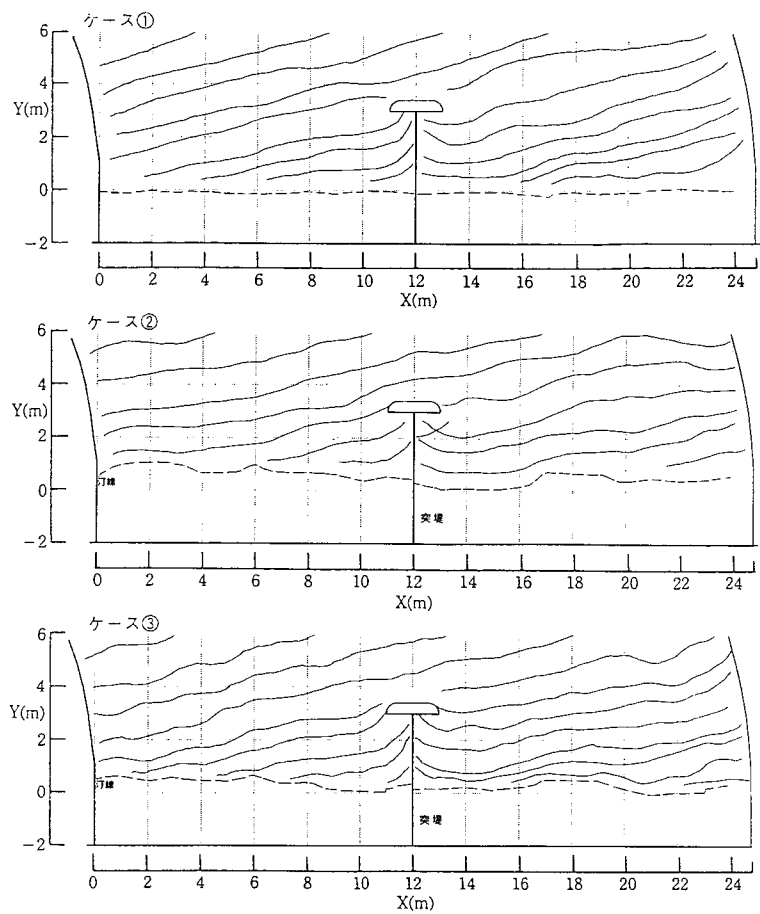


図-8.3 各ケースの初期における波峯線形状

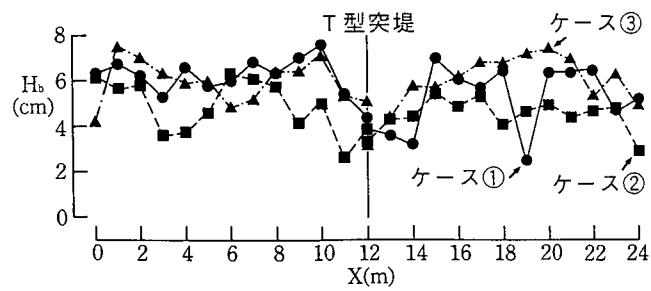


図-8.4 各ケースの碎波波高沿岸方向分布（初期）

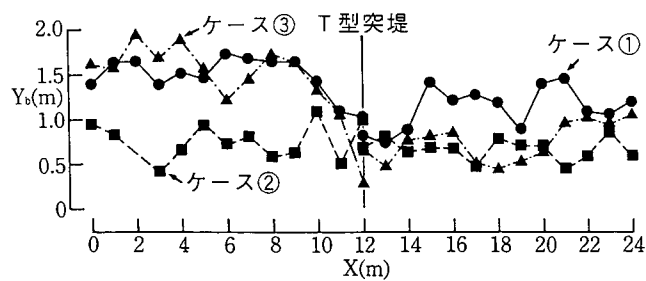


図-8.5 各ケースの碎波帯幅沿岸方向分布（初期）



写真-8.1 ケース②における細粒底質
の浮遊状況

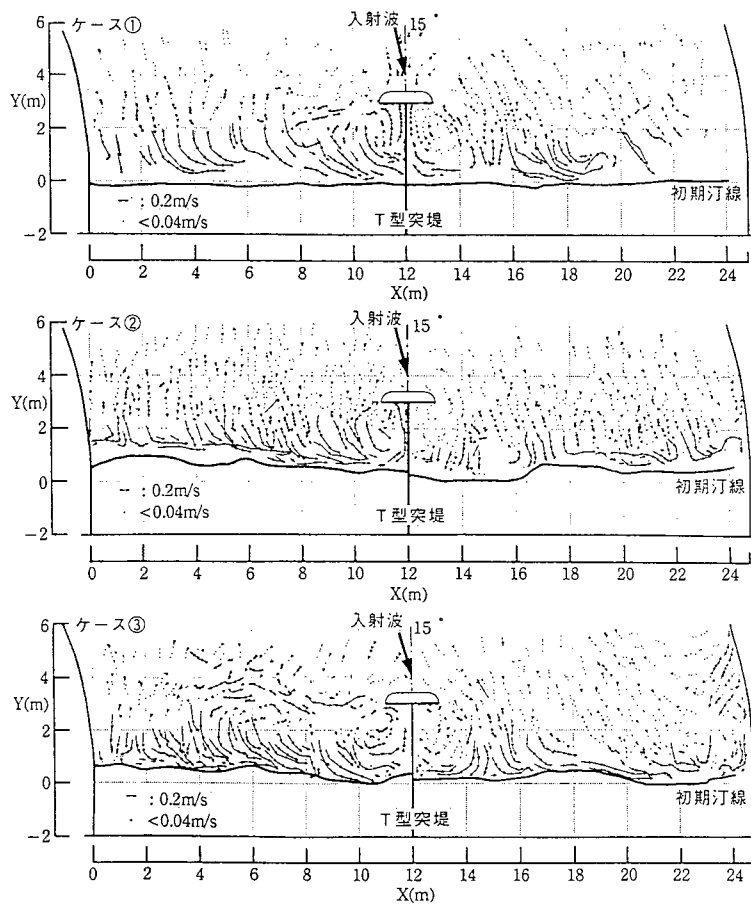


図-8.6 各ケースの初期における流況



写真-8.2 ケース②において形成された浜崖

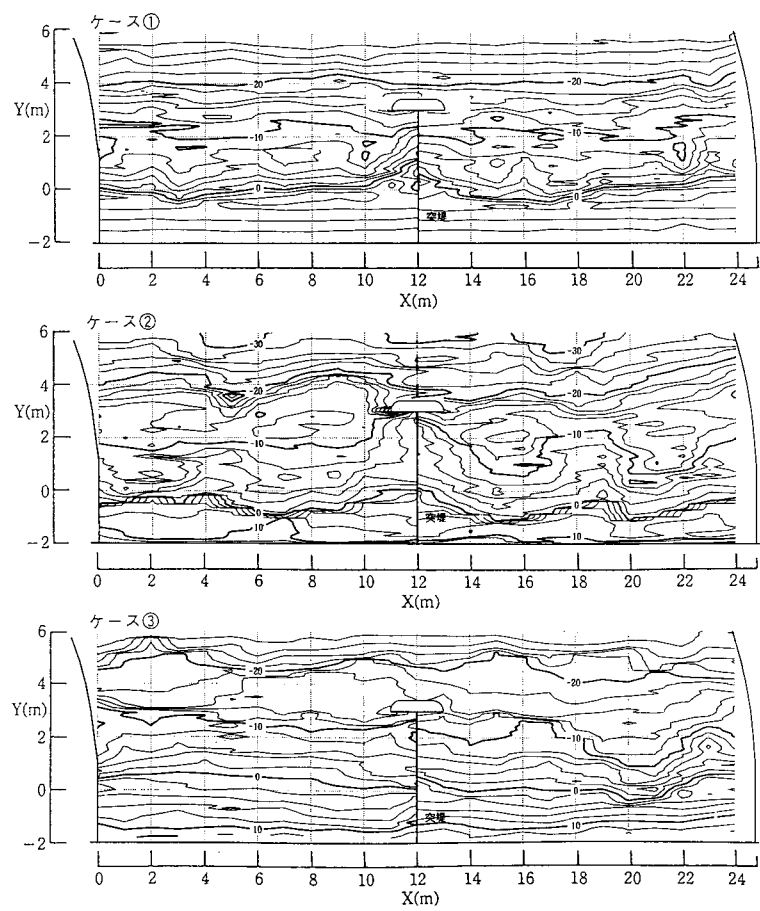


図-8.7 各ケースの10時間後の地形

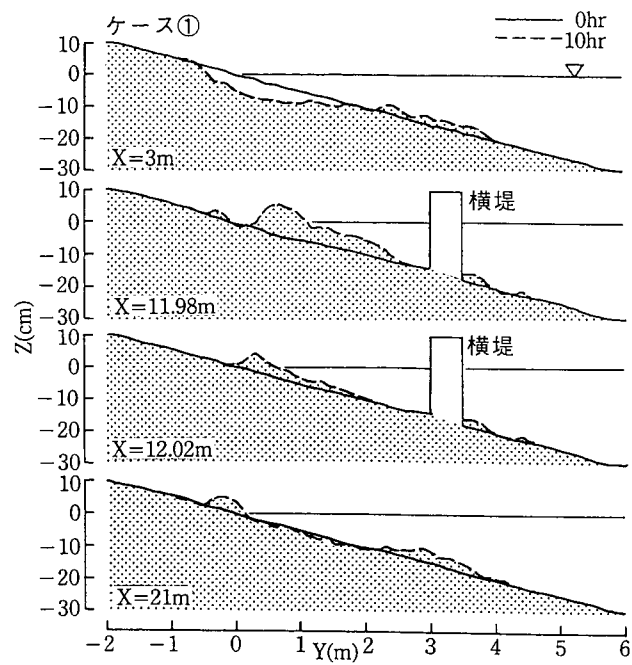


図-8.8 ケース①の断面変化

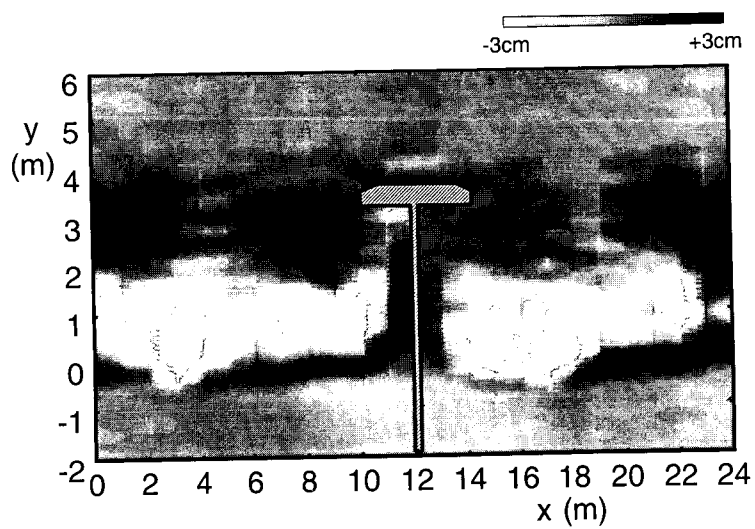


図-8.9 ケース①の地形変化量

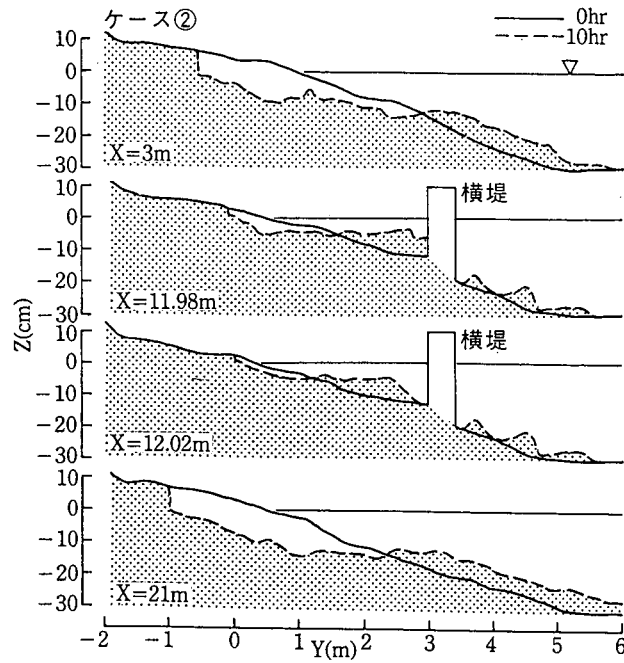


図-8.10 ケース②の断面変化

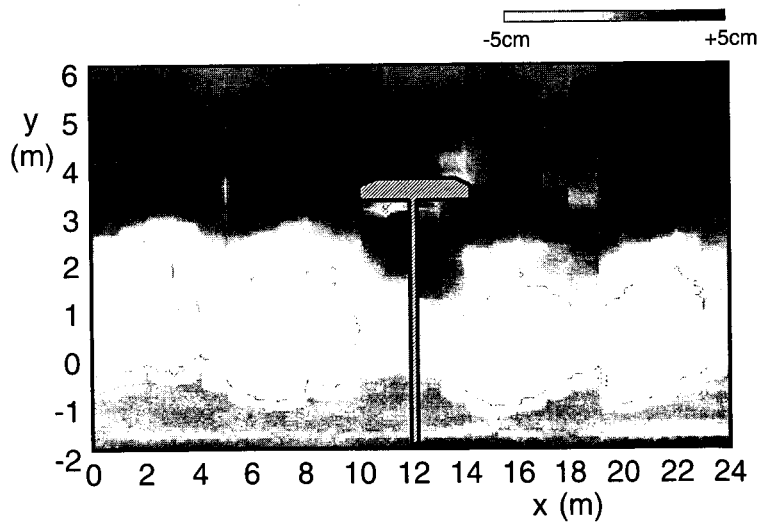


図-8.11 ケース②の地形変化量

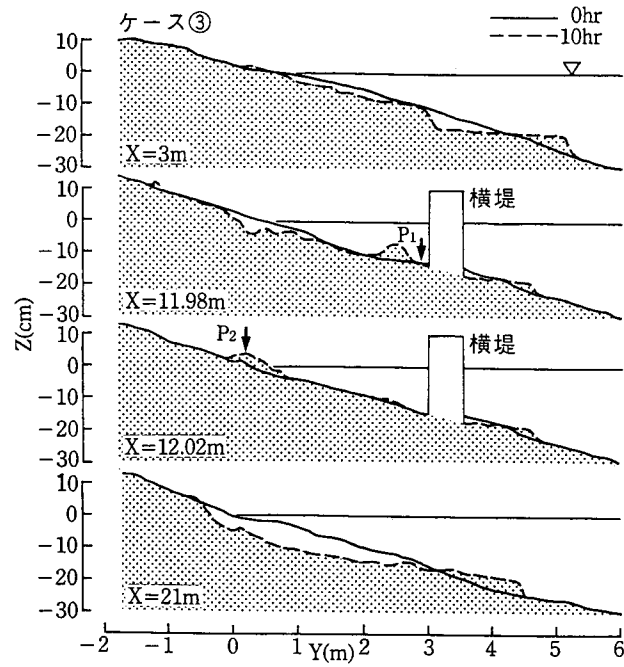


図-8.12 ケース③の断面変化

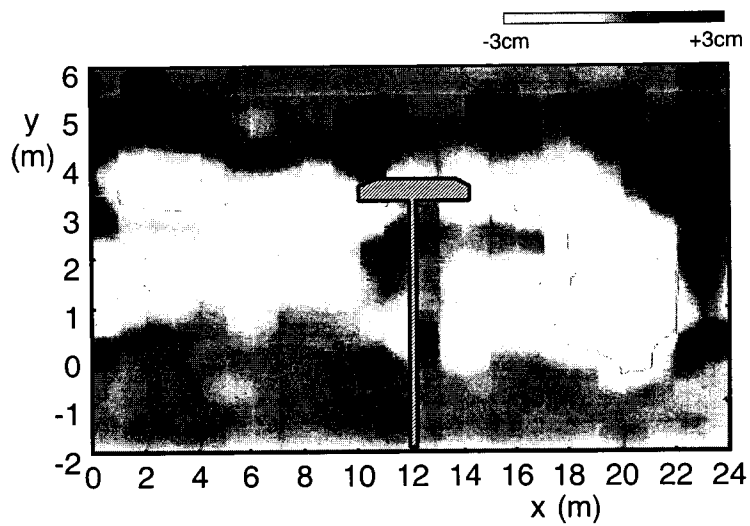


図-8.13 ケース③の地形変化量



写真-8.3 ケース③におけるT型突堤付近
の底質分布状況



写真-8.5 現地海岸での底質の巻き上げ
(1996年6月26日撮影)



写真-8.7 富士海岸で見られた小浜崖
(1996年3月8日撮影)

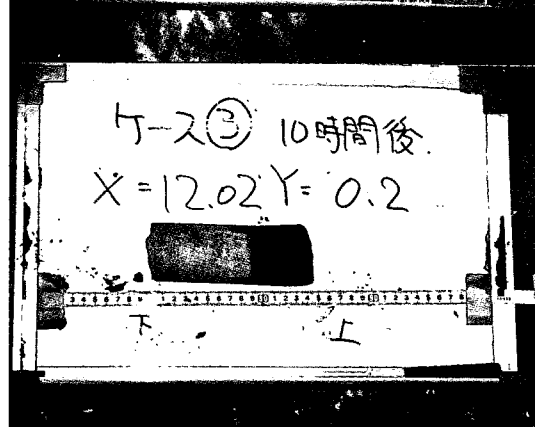
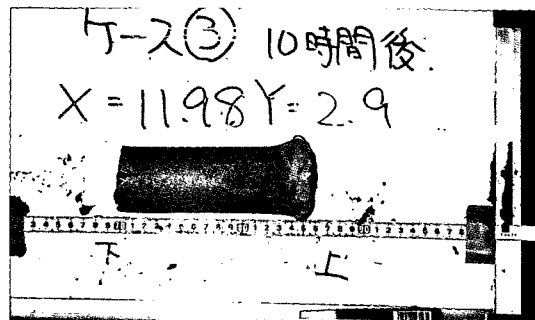


写真-8.4 分級された底質

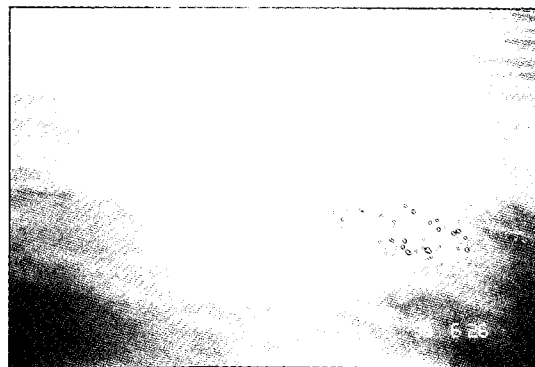


写真-8.6 巻き上げられた底質の浮遊状況
(1996年6月26日撮影)

第9章 底質調査法の提案と今後の課題

9.1 底質調査法の提案

現状の現地海岸での底質調査には若干問題点がある。そこで、第3～5章で述べた現地海岸での底質の分布状況から、砂礫海岸の底質の調査手法として次の方法を提案する。底質の採取地点は測量基準点をもとに、その断面形測量線上で勾配の変化地点を考慮して選定する。例えば、陸上側では汀線付近、バーム頂部と背後やバームと斜面との交点、汀線からの距離で決めた固定点などで採取する。また、海面下ではバーム頂部やトラフ、水深で決めた地点などで底質を採取する。これを適当な間隔で決めた測量基準点毎に行う。

底質の採取は、幅、長さ、深さを現地海岸の底質分布特性に応じて適宜決めて行う。これは、砂のみが表面に薄く堆積し、その下に礫がある場合(写真-9.1)、また、その逆の堆積状況を示す場合(写真-9.2)に対処するためである。特に、明確な層状堆積を示すような場合には、層毎に底質を採取し、その深さ等を同時に把握することが望ましい。

次に、採取した底質を篩い分けし、64mm以上の底質(粒径集団1)、64mm～2mmの底質(粒径集団2)、2mm～0.5mmの底質(粒径集団3)、0.5mm～0.125mmの底質(粒径集団4)、0.125mm以下の底質(粒径集団5)に区分する(表-9.1参照)。粒径集団1については、大きい方から10個程度を直接測定し、長径 a 、中径 b 、短径 c を求め、平均粒径、円磨度、扁平度などを把握する。粒径集団2～4については、篩い分けにより平均粒径と粒度加積曲線を求める。また、粒径集団2の円磨度、扁平度等は、大きい方から10個程度を選び直接法で求め、粒径集団3、4の円磨度等は拡大写真から判読する。粒径集団5については、平均粒径、沈降速度、塑性特性などを調べる。円磨度は $(\sum r_i) / (NR)$ 、扁平度は $(a + b) / (2c)$ で求められる。ここに、 R は砂礫の最大面の最大内接円の半径、 N は角の数、 r_i はその角ごとの曲率半径である。

これらにより、採取地点での全体の粒度組成と、各粒径集団の割合、各々の粒径集団の粒度組成、各粒径集団の淘汰度、代表円磨度、代表扁平度等を把握する。以上の調査を行えば、各粒径集団毎の底質の移動特性を推察でき、海岸保全を立案するのに役立つ。例えば、粒径集団3、4が大部分を占める海岸では、土砂の移動は掃流と浮遊どちらも卓越するから、浮遊による土砂移動を考慮した保全手法を立案しなければならない。一方、粒径集団1、2が大部分を占める海岸では掃流のみの土砂移動を考慮すればよい。また、各粒径集団が混在する海岸では、粒径集団4、5の移動特性を配慮しなければならないであろう。

9.2 今後の課題

山本(1994)²⁷⁾によれば、扇状地を持つ河川の場合は扇状地河道区間のセグメント1(底質の粒径2cm以上)、その下流のセグメント2-2(底質の粒径1cm～0.3mm)、さらにその下流のセグメント3(底質の粒径0.3mm以下)からなる。また、扇状地を持たない河川の場合は河床材料が砂利であるセグメント2-1(底質の粒径3cm～1cm)、その下流でセグメント2-2(底質の粒径1cm～0.3mm)、さらにその下流のセグメント3(底質の粒径0.3mm以下)からなる。なお沖積地より上流の山間部や狭

窄部はセグメントM（底質の粒径はさまざま）と名付けられている。これらのセグメントと地形区分との関係、河岸物質、勾配、蛇行速度、河岸侵食程度、水路の深さとの関係などが明らかにされつつある（表-9.2）。海岸においても沿岸漂砂の上手側から下手側に向かい、底質の平均粒径が変化するところもあるので、セグメントにより分類し地形特性との関係を把握することが望まれる。

また、河床材料は図-9.1に示すような主モードであるA集団、それより粒径の細かいB集団、A集団より粒径の大きいC集団を持つ（山本、1994）²⁷⁾。さらに、河川工学の分野では底質が粒径により分類されている。そして、これらの組合せで河床材料が評価でき、洪水時の移動形態の違い（掃流砂、浮遊砂、ワッシュロード）により底質の分級が生じる。したがって、各河川においてセグメント毎にどのような分級が生じるか推定されている（山本、1994）²⁷⁾。海岸においては波が常時作用するため、河川工学の分野でのセグメントや粒径集団の考え方をそのまま適用できないが、応用は可能であろう。そのためには海岸での底質の調査とその解析が重要な課題となる。

海岸での底質の分級の要因である細砂・シルトの浮遊・輸送機構に関する研究としては、佐藤ほか（1995）²⁸⁾、1996）²⁹⁾の碎波帯内での浮遊砂の現地観測などがある。ところで、現地海岸における細砂やシルトの浮遊・輸送機構や、細砂やシルトの堆積による海底地形の形成機構等についてはまだよく分かっていない。これは、この現象に関する現地観測が時空間・経済的に困難なこと、底質の浮遊・輸送機構の再現する実験手法が確立されていないことによる。

実験の限界と問題点は次のようである。波による底面せん断力を基本として漂砂量を与える現状の地形変化の数値計算では、構造物背後における死水域での顕著な細粒底質の堆積などは再現不可能である。このことから、今後、浮遊底質の拡散・沈降過程を取り込んだモデルを開発する必要があると言える。また、汀線付近への粗粒底質の堆積は、海浜の安定化につながると考えられ、海岸過程における底質の分級機構に関する定量的な検討が研究課題として残されている。

細粒底質を用いた実験の有効性は確認されたが、次のことが問題点として挙げられる。細粒底質を単独で用いる実験では、浮遊現象は再現できるが、岸沖漂砂による海浜変形が卓越しすぎる。また、砂と細粒底質の体積比1：1の混合底質では、底質の分級機構とそれらの輸送機構（浮遊と掃流形式）が再現できるが、現地海岸の変形特性とやや異なる変形が生じる。したがって、砂と細粒底質の混合率を変えて、現地海岸の底質の移動機構（浮遊と掃流形式）と、それに伴う海浜変形と底質の分級を良好に再現できる実験手法を開発することが今後の課題と言えよう。

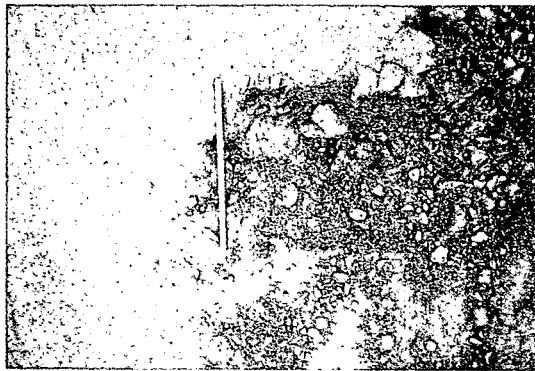


写真-9.1 砂の下に砂礫が分布する地点
(富士海岸、1995年10月11日)

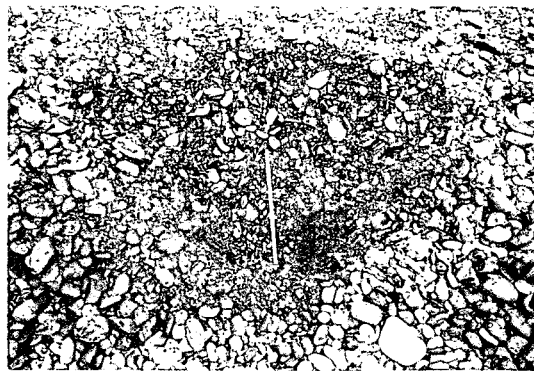


写真-9.2 礫の下に砂礫が分布する地点
(富士海岸、1995年10月11日)

表-9.1 底質の粒径集団区分

Wentworthの粒径区分	粒径 (mm)	ϕ 値	集団区分
巨 礫 (Boulders)	>256	-8ϕ 以下	1
大 礫 (Cobbles)	$64\sim256$	$-6\sim-8\phi$	
礫 (Pebbles)	$4\sim64$	$-2\sim-6\phi$	
細 礫 (Granules)	$2\sim4$	$-1\sim-2\phi$	2
極粗砂 (Very coarse sand)	$1\sim2$	$0\sim-1\phi$	3
粗 砂 (Coarse sand)	$1/2\sim1$	$1\sim0\phi$	
中 砂 (Medium sand)	$1/4\sim1/2$	$2\sim1\phi$	4
細 砂 (Fine sand)	$1/8\sim1/4$	$3\sim2\phi$	
極細砂 (Very fine sand)	$1/16\sim1/8$	$4\sim3\phi$	5
シルト (silt)	$1/256\sim1/16$	$8\sim4\phi$	
粘 土 (Clay)	$<1/256$	8ϕ 以上	

表-9.2 河川における各セグメントとその特徴 (山本、1994)

	セグメントM	セグメント 1	セグメント 2		セグメント 3
			2-1	2-2	
地形区分	← 山 間 地 → ← 扇 状 地 → ← 谷底平野 → ← 自然堤防帯 → ← デ ル タ →				
河床材料の 代表粒径 $d_{\#}$	さまざま	2cm 以上	3cm～ 1cm	1cm～ 0.3mm	0.3mm 以下
河岸構成物質	河床河岸に岩が出 ていることが多い。	表層に砂, シルト が乗ることがある が薄く, 河床材料 と同一物質が占め る。	下層は河床材料と 同一, 細砂, シル ト, 粘土の混合物。	シルト・粘土	
勾配の目安	さまざま	1/60～1/400	1/400～1/5 000	1/5 000～水平	
蛇行程度	さまざま	曲りが少ない	蛇行が激しいが, 川幅水深比が大き い所では 8 字蛇行 または島の発生	蛇行が大きいもの もあるが小さいも のもある。	
河岸侵食程度	非常に激しい	非常に激しい	中, 河床材料が大 きいほうが水路は よく動く。	弱, ほとんど水路 の位置は動かない。 い。	
低水路の平均深さ	さまざま	0.5～3m	2～8m	3～8m	

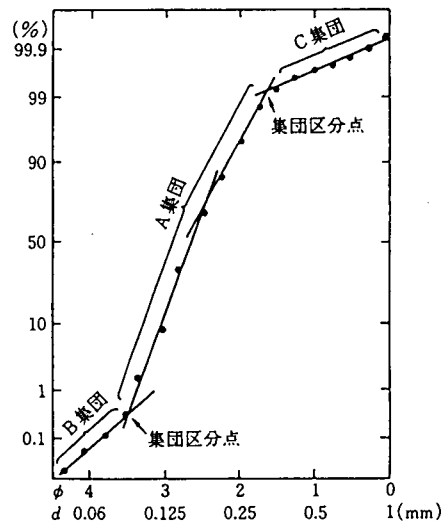


図-9.1 河床材料(砂の場合)の粒度分布 (山本、1994)

第10章 お わ り に

第2章では海岸における底質の分布特性にふれ、分級に関する研究課題を提起した。第3章～第5章では現地海岸の底質について述べた。第6章では、河口テラスでの分級については、宇多ほか(1993)³⁰⁾の研究をもとに検討したが、海食崖からの供給土砂の分級は残されている。第7章では、2次元海浜変形に伴う分級を検討したが現地海岸との整合が取れているとは言い難い。なお、詳細な議論は張ほか(1994³¹⁾、1995³²⁾、1996³³⁾を参照されたい。第8章では、砂、細粒底質、混合底質を用いた3次元海浜変形実験を行った。その結果、砂の実験では流れに伴う沿岸漂砂による海浜変形を、細粒底質を用いた場合では底質の浮遊と岸沖漂砂による海浜変形を、混合底質を用いた実験では底質の分級を再現できた。

9章で述べた底質を粒径毎に区分し、地形特性との関係を論じることが、河川工学の分野でセグメント論として提唱されている(山本、1994²⁷⁾)。このセグメント論の考え方は、砂礫海岸、ひいてはいろいろな海岸に応用できると筆者らは考えている。しかし、現地海岸において、粒径集団毎に底質特性を分析した例は少ない。今後、粒径集団を考慮した海岸での底質調査が数多く行われ、土砂移動の理論的なモデルや粒径別漂砂量公式との比較検討により、海岸における土砂移動機構が解明されることを望んでいる。また、このような調査研究が進めば、それぞれの海岸でどのような粒径の底質が海岸の安定に寄与しているか把握され、自然の砂質海岸、砂礫海岸などをそのまま次世代に残すことができよう。

謝辞：建設省中部地方建設局沼津工事事務所には富士海岸の海底状況の写真を、建設省北陸地方建設局金沢工事事務所には石川海岸の海底状況の写真を提供していただいた。ここに記して感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 宇多高明 (1997) : 「日本の海岸侵食」、山海堂、442p。
- 2) 宇多高明・小俣 篤・山本幸次 (1986) : 駿河海岸安定化手法調査報告書、土木研究所資料第2285号、67p。
- 3) 山本晃一 (1974) : 急流河川の河床材料調査法と表面粒度特性、土木研究所報告第147-11号、20p。
- 4) 宇多高明・山本幸次 (1991) : 駿河海岸の侵食実態と海底谷への土砂流出対策工に関する調査報告書、土木研究所資料第3032号、62p。
- 5) 宇多高明・山本幸次・張達平 (1995) : 駿河湾湾奥部に位置する富士海岸の海浜変形機構、地形、16、pp.137-155。
- 6) 首藤伸夫・田口二郎・遠藤泰司 (1977) : 富士海岸における砂礫の移動について、第24回海岸工学講演会論文集、221-225。
- 7) 石田 昭・喜岡 渉 (1984) : 石川海岸における多段砂州の現地観測、第39回年次学術講演会講演概要集、pp.191-192。
- 8) 武藤和宏・宇多高明・島敏明・岡本俊策 (1992) : 高波浪によるバーの大規模変動の観測ー石川海岸の離岸堤・人工リーフ沖の地形変化ー、海岸工学論文集、第39巻、pp.446-450。
- 9) 田中茂信・佐藤慎司・川岸眞一・石川俊之・山本吉道 (1996) : 石川海岸の沖合における漂砂機構、海岸工学論文集、第43巻、pp.551-555。
- 10) 宇多高明・山本幸次・永瀬恭一 (1992a) : 貯砂源としての観点から見た河口部海浜の地形的特性、海岸工学論文集、第39巻、pp.391-395。
- 11) 佐々木庸介・宇多高明・山本 清・伊藤佳晴・山本幸次 (1991) : 黒部川河口部における海浜変形、海岸工学論文集、第38巻、pp.346-350。
- 12) 宇多高明・小菅 晋・伊藤弘之・山崎順一 (1992b) : サンゴ洲島の形成・消失機構に関する研究、海岸工学論文集、第39巻、pp.376-380。
- 13) Sunamura, T. (1989) : Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling、Applications in Coastal Modeling、pp.159-213。
- 14) 宇多高明 (1990) : 波による移動限界水深を定める代表波の選定法、海岸工学論文集、第37巻、pp.294-298。
- 15) 宇多高明・小俣 篤・峯松麻成 (1990) : 仙台湾沿岸における砂浜消失の危機、海岸工学論文集、第37巻、pp.479-483。
- 16) 宇多高明・野口賢二 (1990) : 富山県東部宮崎・境海岸における海浜変形の実態、地形、第11巻、第4号、pp.337-347。
- 17) Bascom, N.W (1952) : The relationship between sand size and beach face slope、Trans. AGU、Vol.32、No.6. pp.57-68。
- 18) 加藤一正・藤田誠・柳島慎一・村上裕幸・末次広児 (1988) : バー・トラフ地形変化と底質特性の変動、第35回海岸工学講演会論文集、pp.332-336。

- 19) 山本晃一 (1977) : 波によるふるい分け作用、第24回海岸工学講演会論文集、pp.142-145。
- 20) 田中 仁・片山祐貴・加賀正之・須賀堯三 (1988) 混合砂海浜における漂砂量則 : 第35回海岸工学講演会論文集、pp.307-311。
- 21) Zhang, D.P., T. Sunamura, T. Shigenobu and K. Yamamoto (1994) : Longshore bars produced by breaker-induced vortex action、Proc. of Coastal Dynamics'94, Spain、ASCE、pp.29-43。
- 22) Kraus, N. C. and M. Larson (1988) : Beach profile change measured in the tank for large waves 1956-1957 and 1962、Technical Report CERC-88-6、39p。
- 23) 五明美智男・矢内栄二・堺和彦・大槻忠・糸刈長敬 (1986) : 波と底泥の相互干渉に及ぼす物性の影響について、第33回海岸工学講演会論文集、pp.322-326。
- 24) 柴山知也・佐藤慎司・平出和也・青木徹 (1988) : 波による底泥の質量輸送速度、第35回海岸工学講演会論文集、pp.347-351。
- 25) 砂村継夫 (1985) : 海浜地形-本間仁監修/堀川清司編「海岸環境工学」一、東京大学出版会、pp.130-146。
- 26) 宇多高明・小俣篤・竹渕勉 (1993) : 前浜における底質粒径の時空間変化とバームの形成機構、海岸工学論文集、第36巻、pp.359-363。
- 27) 山本晃一 (1994) : 「沖積河川学-堆積環境の視点から-」、山海堂、470p。
- 28) 佐藤慎司・田中茂信・野口賢二・山本幸次 (1995) : 碎波点付近における浮遊砂の現地観測、土木学会論文集、No.521/II-32、pp.135-144。
- 29) 佐藤慎司・田中茂信・野口賢二・加藤史訓 (1996) : うねりによる長周期変動と浮遊砂輸送、土木学会論文集、No.551/II-37、pp.101-111。
- 30) 宇多高明・山本幸次・小西正純 (1993) : 河口テラス上における河口流出土砂の分級機構、海岸工学論文集、第40巻、pp.471-475。
- 31) 張達平・田中茂信・山本幸次 (1994) : 大型2次元水路による海浜砂の分級機構に関する研究、海岸工学論文集、第41巻、pp.361-365。
- 32) 張達平・山本幸次・佐藤慎司・田中茂信 (1995) : 混合砂の分級過程に関する実験的研究、海岸工学論文集、第42巻、pp.481-485。
- 33) 張達平・佐藤慎司・戸崎正明・田中茂信 (1996) : 混合砂海浜の断面変形と粒径別漂砂量に関する実験的研究、海岸工学論文集、第42巻、pp.481-485。