

土木研究所資料

海岸から深海への土砂損失機構 調査報告書

平成元年 2 月

建設省土木研究所
河川部海岸研究室

「Copyright © (1988) 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。」

海岸から深海への土砂損失機構 調査報告書

土木研究所海岸研究室 室長 宇多高明
研究員 小俣 篤

要 旨

下新川海岸と駿河海岸において、海岸から深海への土砂損失機構を調査した結果を取りまとめた。下新川海岸では、黒部川河口沖と生地鼻沖で深海への土砂流出が生じている。洪水時に河口から流出した土砂や沿岸漂砂によって上手側海岸より供給された土砂が、海底急斜面上に堆積することにより斜面が不安定となり、この結果、深海への土砂流出が生ずることを示した。駿河海岸では和田鼻沖に存在する2つの海底谷のうち、主として南側の海底谷を経由して土砂が流出している。細粒分の土砂流出は高波浪時に生じる海浜流によること、また、粗粒分の土砂流出は沿岸漂砂によって運ばれた土砂が堆積して形成された海底急斜面の不安定化により発生することを示した。

キーワード：深海への土砂流出，沿岸漂砂，下新川海岸，駿河海岸，土砂収支，扇状地，対策工

目 次

1. まえがき	1
2. 下新川海岸における土砂損失機構	2
2.1 下新川海岸の概要	2
2.1.1 黒部川扇状地と下新川海岸	2
2.1.2 下新川海岸沖の海底地形	13
2.2 下新川海岸沖での沖向き土砂移動	18
2.2.1 海底面の状況	18
2.2.2 生地沖での流れと砂礫移動	23
2.2.3 黒部川河口沖の地形変化	36
2.2.4 土砂移動機構に関する考察	38
2.2.5 結 論	39
2.3 ま と め	40
3. 駿河海岸における土砂損失機構	41
3.1 駿河海岸の概要	41
3.1.1 大井川扇状地と駿河海岸	41
3.1.2 駿河海岸の侵食実態	43
3.2 海底谷周辺での土砂移動	50
3.2.1 調査内容	50
3.2.2 地形地質調査の結果	53
3.2.3 南谷谷頭部への土砂移動	61
3.2.4 谷頭部での土砂移動の実態	65
3.2.5 谷頭部周辺の流れと土砂移動との関係	71
3.2.6 結 論	76
3.3 ま と め	76
4. あとがき	78
参考文献	79

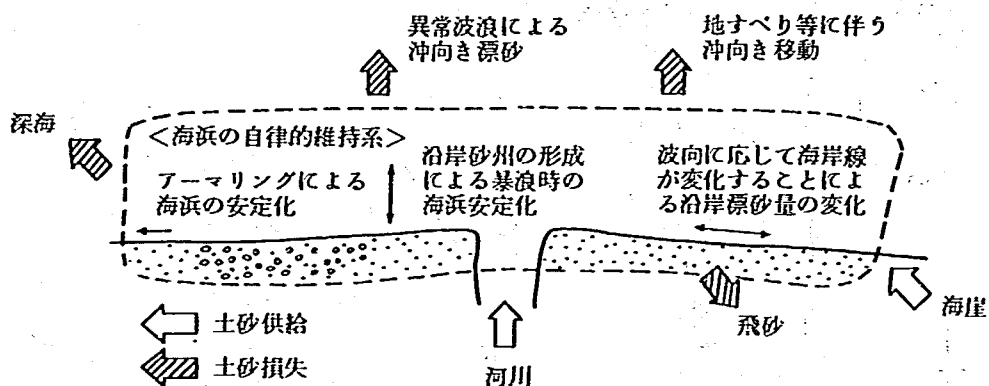
1. ま え が き

近年、全国各地で海岸侵食が顕著となり、種々の対策がとられている。これらの侵食問題を考える上で、最も本質的な点は、沿岸域における土砂収支を考えることである。

海浜は砂礫で構成される地形であり、自然の営力による変化を受け易い地形と位置付けられる。そのような地形が、波浪、流れ、風などの自然の営力の作用下で存在するのは、海浜それ自体を維持しようとする絶妙な機能が存在するからに違いない。高波浪時には冲向き漂砂により沿岸砂州が形成され、静穏時には岸向き漂砂により前浜が回復するという現象も、そのような機能の1つと考えられる。

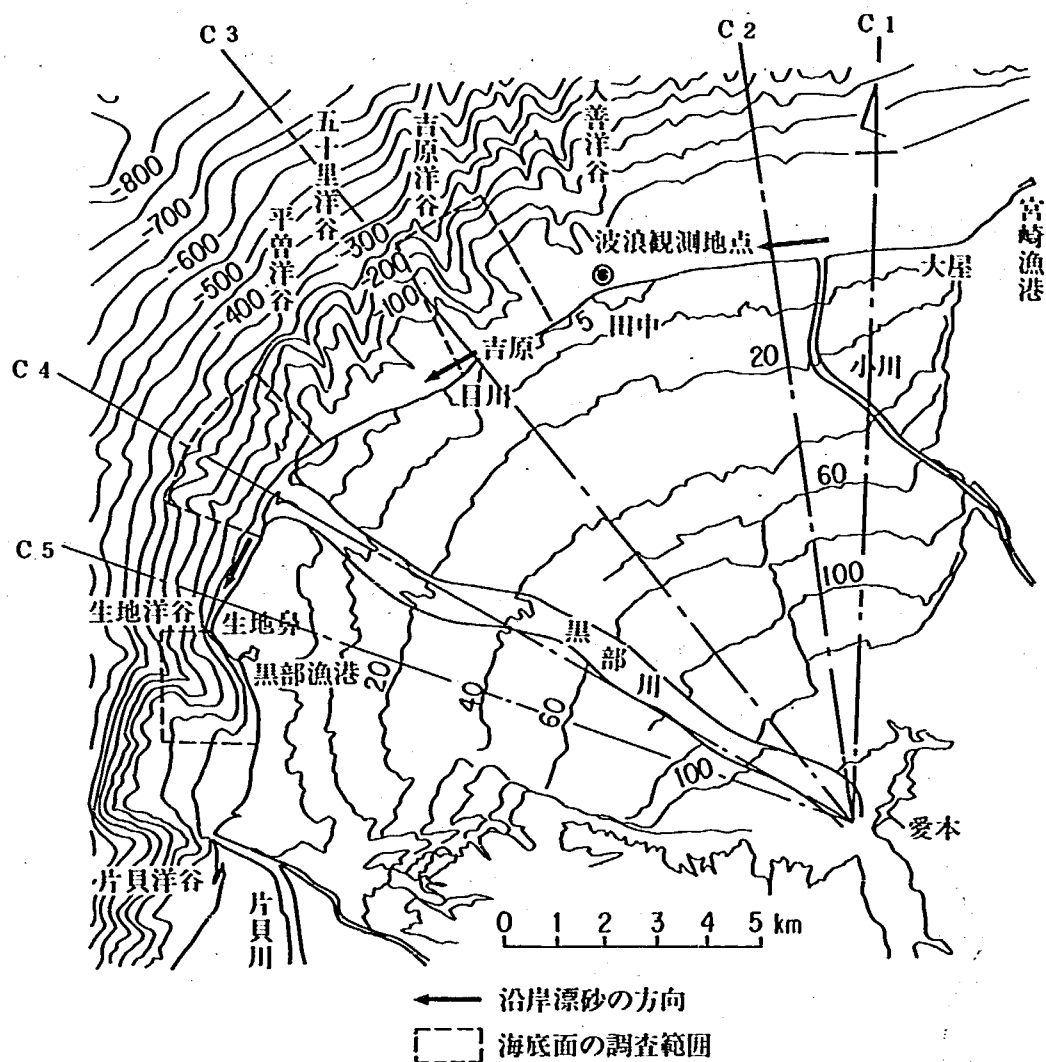
一方、我が国は急峻な山地を有し、そこで多量の土砂生産が行われている。生産された土砂は河川により海へと輸送され、海浜を養ってきた。この点から考えると、我が国の海浜は堆積性にあったと言える。しかし、日本列島は深海底にそびえる巨大な山脈状の地形を成しているため、海岸から深海底へと連続した土砂移動も存在するはずである。事実、海底地滑り、turbidity current 等、海底での土砂移動に関連する報告は数多い。

これらの点を総合すると、海浜の安定性はその構成材料と自然の営力との間に存在する海浜の自律的維持機能と、大局的に見た土砂収支により支配されていると考えられる（図－1.1 参照）。特に、後者は海浜の長期的な変形速度を決定する支配的な要因となる。



図－1.1 海岸での大局的な土砂収支の模式図

海岸侵食に関する多くの議論では、海浜への土砂供給量の減少、沿岸漂砂の阻止等がその原因として取り上げられている。その中で、海岸からの土砂損失は見過ごされており、その実態も明らかにされていない。特に、山地からの供給土砂が海底に堆積することによって形成された扇状地の外縁を成す海岸では、海底への土砂移動が地形形成と密接な関係を持つため、海浜の安定を考える上で深海への土砂損失を無視することはできない。このような点より、本研究では、富山湾と駿河湾の深海に面した下新川海岸と駿河海岸を対象として、深海への土砂損失機構を調査し、その結果をとりまとめた。



図－2.2 黒部川扇状地

富山湾へ輸送され堆積したことにより黒部川扇状地は形成された。また、扇頂の愛本地点は黒部川の狭窄部であるため、扇状地は円錐状の形状を成す(図－2.2参照)。この扇状地の形成に関しては多くの研究がある(例えば建設省, 1979)。陸上の等高線は10m以高で愛本を中心としたほぼ円弧形状を示す(図－2.2)。一方、海岸線(標高0m)は全体的に同心円形状からずれ、西部の生地鼻周辺で10mの等高線との間隔が広く、東部では狭くなっている。また、海底も大屋地先より西へ向かうほど急勾配となり、生地鼻付近で海に突出した形状となっている。黒部川扇状地の地形は、愛本を頂点とした円錐形状と、水深20m以浅から陸上5m以内の範囲の円錐形状からのずれによって特徴付けられる。

(2) 下新川海岸の侵食

現在の下新川海岸では黒部川河口より東側の区域が侵食され、その程度は東側ほど著しい。その侵食は図－2.2に示した西向きの沿岸漂砂に起因する。そこで、西向きの沿岸漂

砂による侵食と扇状地地形の特徴との関連について述べる。扇状地の円錐形状は河川の氾濫、河道の変遷の繰り返しによって形成される。地表面の状況より旧河道の流路跡を調べることができる（吉川, 1952. 藤井, 1965. 深井, 1966. 式, 1969. 榎根・山本, 1971）。これらによると、旧河道は現在の小川河口から生地鼻の間で放射状に存在する。旧河道跡の分布状況をもとに考えると、過去の黒部川の流路は大きく変遷し、河川から海へと流出する土砂は東西の広い範囲に分配されていたと推定される。古文書や古地図からも河道の変遷をたどることができる。これらは「黒部川のあゆみ」（建設省, 1977）にまとめられている。ここでは、参考のためにそれらの一節を引用する。以下が引用文であり、文中の地名位置については図-2.3 に示した。

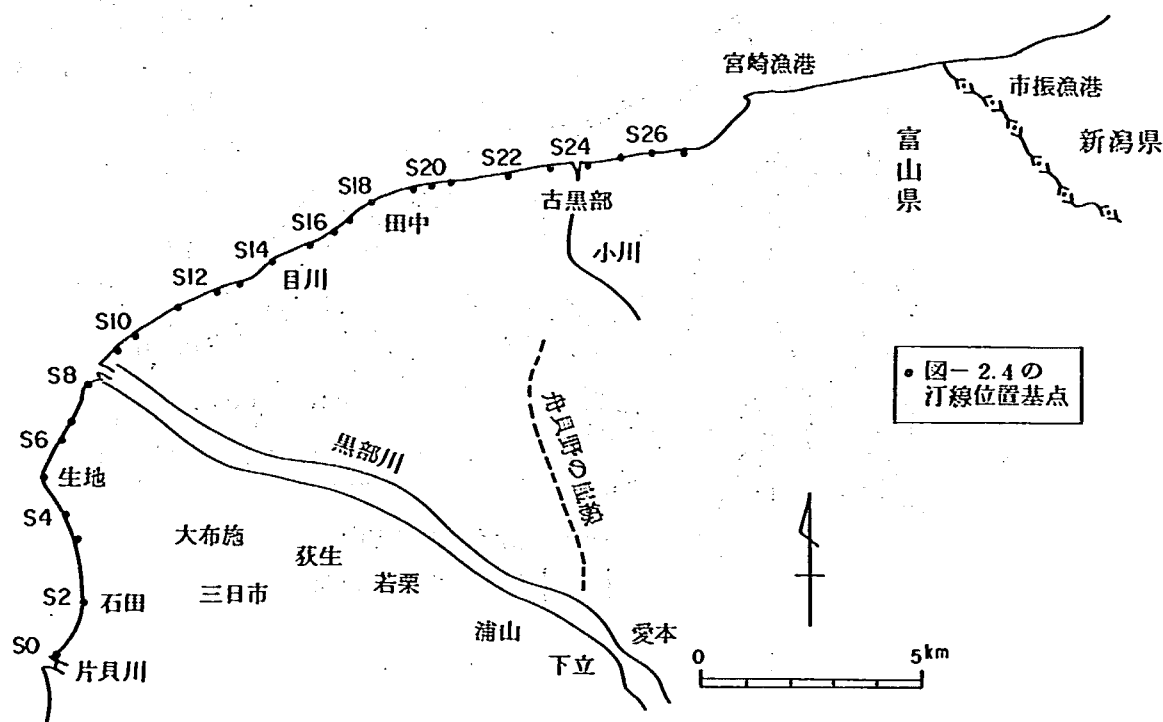


図-2.3 扇状地の地名

「古扇状地時代の河道は知るよしもないが、新扇状地の河道は古書によれば愛本を扇の要として、左右に時計の振り子のように自由奔放に移動し、元来定まった河道を持たなかった。黒部川が、かつては“あばれ川”と恐れられ、黒部48ヶ瀬をもつ“いろは川”といわれ、黒部川について書き残した古い詩に数多くある。そのいくつかを捨ってみる。

「金砂子」（1671）三日市川より古黒部迄川の数48ヶ流有、然共10川許は平生水なし。

「奥の細道」（1691）黒部48ヶ瀬とかや、数しらぬ川を渡りて那古と言う浦に出ず。

「北国紀行」（1485）40あまり8の瀬ながら長雨に、ひとつ海ともなれる頃かな。

黒部川の河道は扇状地の河川としての特徴を十分に果していたようである。越中資料第3巻の下新川役所調査には次のような記述がある。

“黒部川は口碑に伝ふる所によれば、往古愛本橋下中の口より愛本村、新屋村間を貫流し、横山村大字古黒部を経て海に注ぎしものなるも、貞享2年(1685)の大洪水にて現今の位置に変遷したるものなり、或は宝暦年間(1751-63)の洪水にて変遷したりともいへり。当時はいろは川と称へ、四十八瀬あり。又、三日市以東国道甲線の沿道は、一つの雑林にして荆棘繁茂の未開地なりしが、佐々成政時代に堤防の築造を命じ、流域を制御し、漸々開墾せられたるが如し、降りて文政11年(1828)7月10日の洪水は、下立、浦山、若栗、荻生、大布施、生地、石田の諸村に氾濫して海に注ぎしも、河流は漸次東に移り、現在の位置に変せりと言ふ。”

黒部川の本流は、かつて舟見野の崖線に沿って流れており、古黒部で海に注いでいた。本流の位置がほぼ現在の河道付近に移ったのは、さきに引用した文書によると17世紀後半または18世紀中頃のことである。天明5年(1825)の絵図ではすでに本流は現在の河道付近に移っている。(入善町誌)』

以上のように、黒部川は洪水のたびに河道を変え、網状に流れていた。さらに、河道は1500~1700年ごろに最も東寄りにあり、その後西へと移動していったようである。現河口の東側の海岸線が円弧形状よりずれているのは、河道が現在位置に固定されたことによって東側の区域に河川より土砂が供給されなくなったため、西向きの沿岸漂砂量と土砂供給量との均衡が失われた結果、海岸侵食を生じたことが原因と考えられる。さらに、最近では下新川海岸の東に位置する宮崎漁港、市振漁港(図-2.3参照)によって沿岸漂砂が阻止され、上手側からの漂砂供給量が減少したことにより侵食が助長された(例えば土屋ほか、1981, 土屋ほか、1987)。

片貝川河口から宮崎漁港の範囲における1988年現在の海岸状況を写真-2.1 a)~i)に示す。黒部川河口より東の海岸では、離岸堤背後を除いてほとんど前浜はなく、消波工または離岸堤が全域にわたって施工されている。

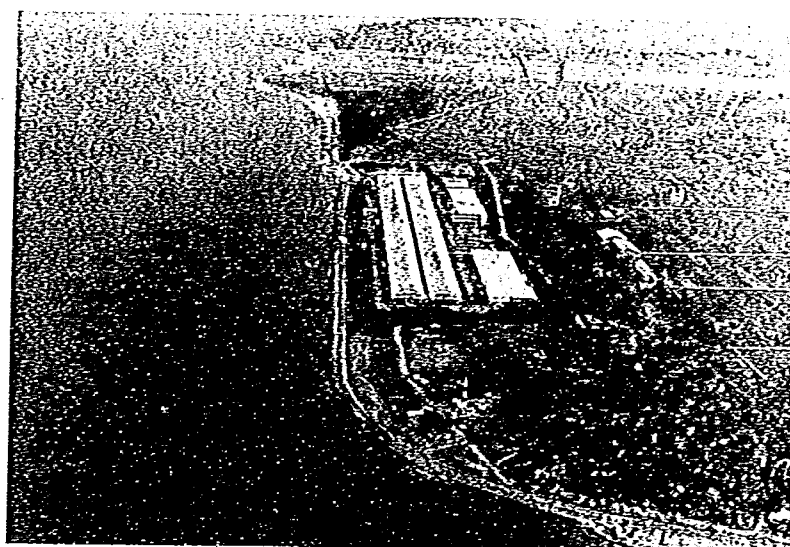
山田ほか(1978)は空中写真、測量図を用いて、片貝川河口から泊の間の汀線変化を調べた。1910年から1976年までのデータより作成した汀線変化図を図-2.4に示す。図中の基点S0~S27の位置は図-2.3に示した。横軸はS0からの沿岸距離である。1910年~1947年の変化によると、生地から東の海岸全域で汀線が後退したことがわかる。1947年~1957年及び1957年~1969年にも、S14(目川)以東及びS20以東でそれぞれ侵食が進行した。このように、侵食は東側の海岸ほど顕著である。さらに、1969年~1976年ではS01~S22の間で汀線が後退した。S22以東では護岸の建設によって汀線の後退が阻止されたため、侵食箇所は下手海岸へと移ったと考えられる。以上のように、侵食区域は東側の海岸から西へと徐々に広がったことが明らかであり、西向きの沿岸漂砂により近年でも東側の海岸が侵食されたことがわかる。一方、片貝川と生地の間での汀線の変化は少ない。黒部川河口では出水による土砂供給があるため汀線位置に変化



a) 片貝川河口とその北



b) 黒部漁港と生地鼻

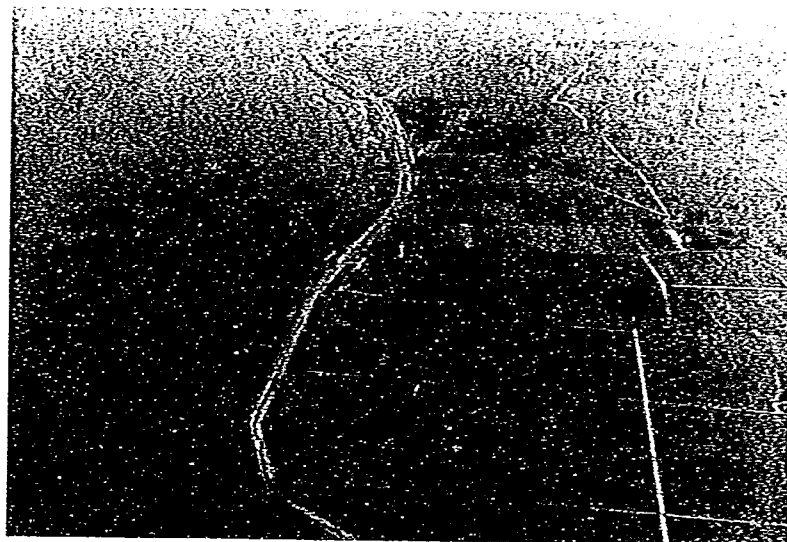


c) 生地鼻～黒部川河口

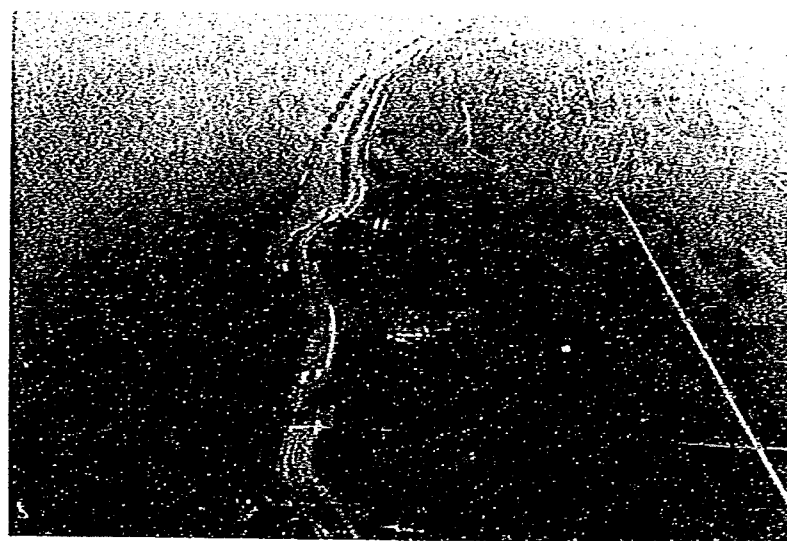
写真－ 2.1 下新川海岸の空中写真



d) 河口右岸から目川，田中を望む



e) 目川，田中

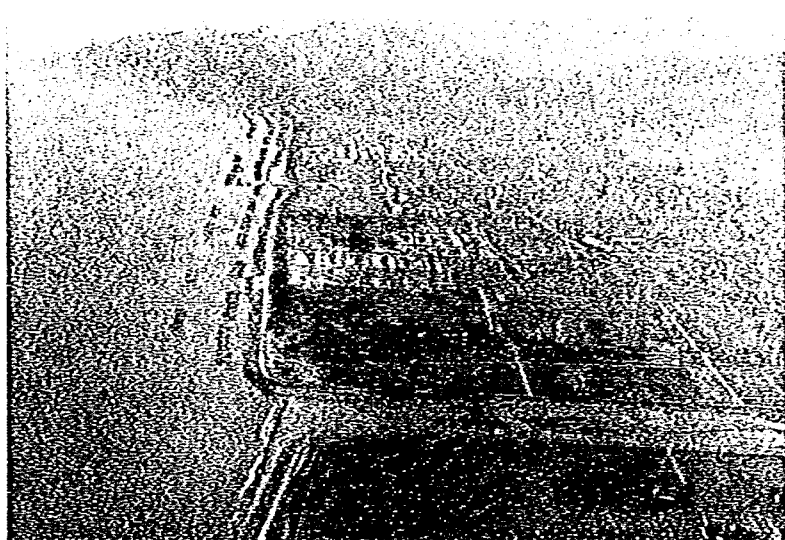


f) 田中より東

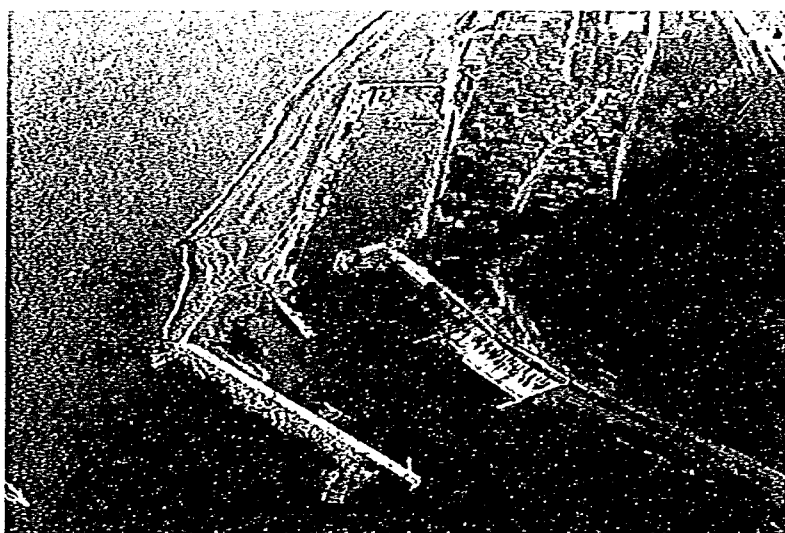
写真－2.1 下新川海岸の空中写真



g) 小川河口周辺



h) 小川河口～宮崎漁港



i) 宮崎漁港

写真－2.1 下新川海岸の空中写真

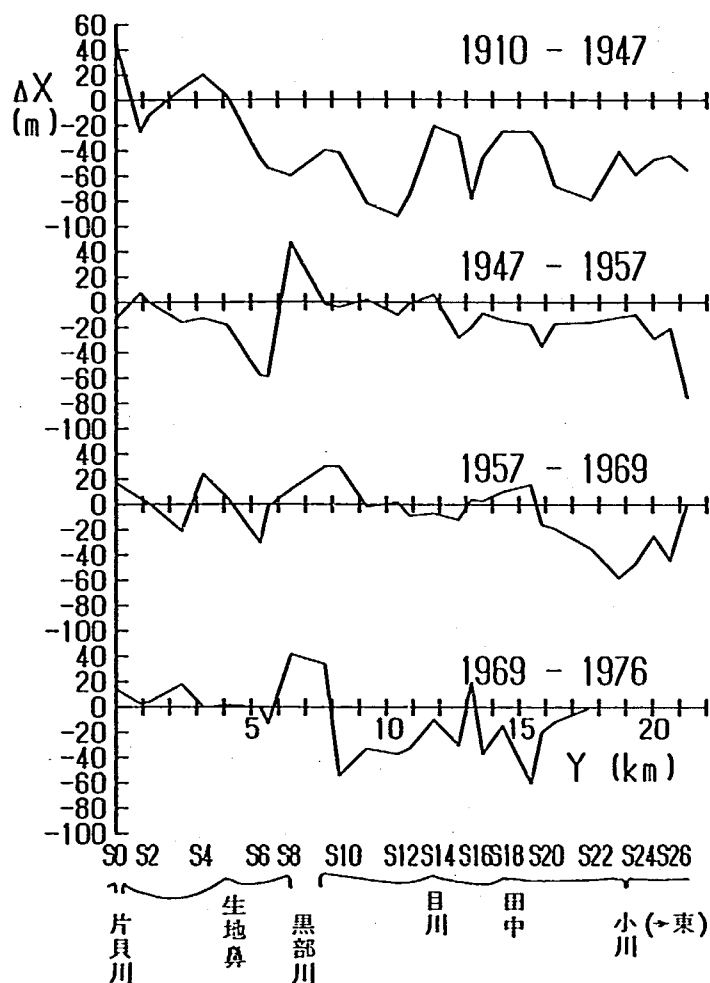
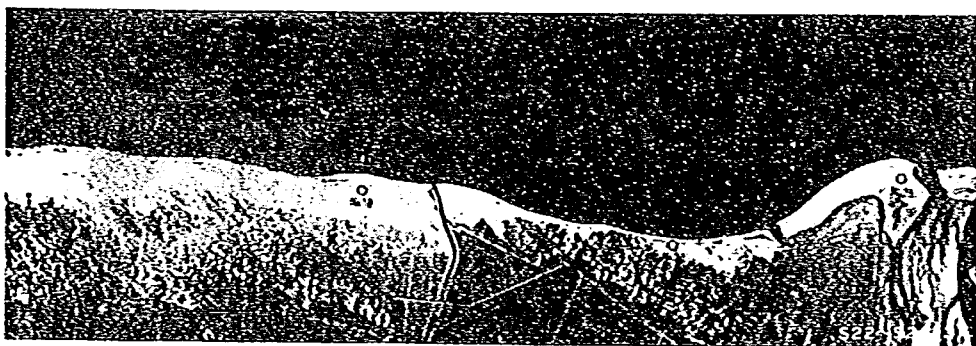


図-2.4 片貝川～泊地先間の汀線経年変化

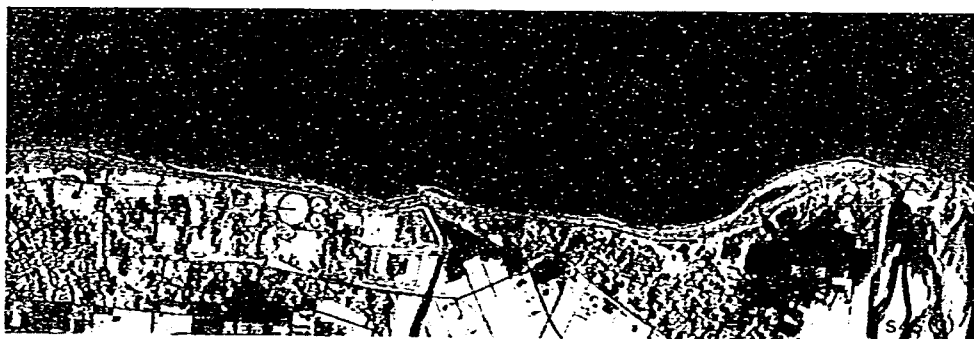
が見られるものの、侵食量に見合う堆積はどこにも生じていない。これらのことは1947年～1985年の間に撮影された黒部川河口とその左岸側海岸の空中写真（写真-2.2）および生地鼻から片貝川河口の間の海岸の空中写真（写真-2.3）からも明らかである。すなわち、河口及び河口左岸の海岸では河線が後退しているのに対し（写真-2.2），生地鼻から片貝川河口にかけては顕著な河線変化は見られない（写真-2.3）。黒部川河口から生地沖の海底は非常に急勾配であり、生地鼻付近の海岸線は大きく沖に突出した形状となっている（図-2.2及び写真-2.4参照）。このことから、西向きの沿岸漂砂は河口より西の生地付近に堆積して砂嘴地形（生地鼻）を形成し、近年では生地鼻沖合の急斜面より深海へと流出していると推定される。宇多・山本（1986）は黒部扇状地の地形特性を断面の重ね合わせ手法により調べた。結果を図-2.5に示す。測線位置は図-2.2に示した。東側のC1，C2測線では侵食により形成されたと考えられる緩斜面が $Z = -4 \sim -20\text{m}$ に存在する。C3ではその幅が半減する。河口沖のC4では緩斜面は全く存在せず、さらに生地鼻沖のC5では $Z = 0 \sim -300\text{m}$ までが他の断面に比べ明らかに急勾配となっている。陸上の等高線が同心円形状を示すのに対し、海底地形にこのよう



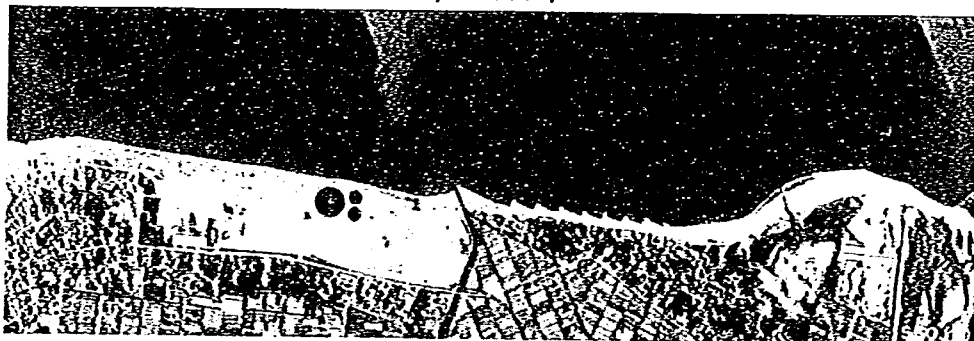
a) 1947~1949年の間に撮影



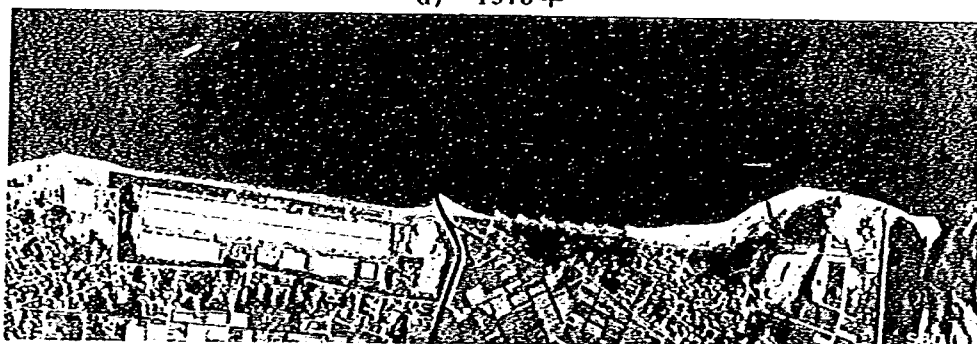
b) 1957年



c) 1970年

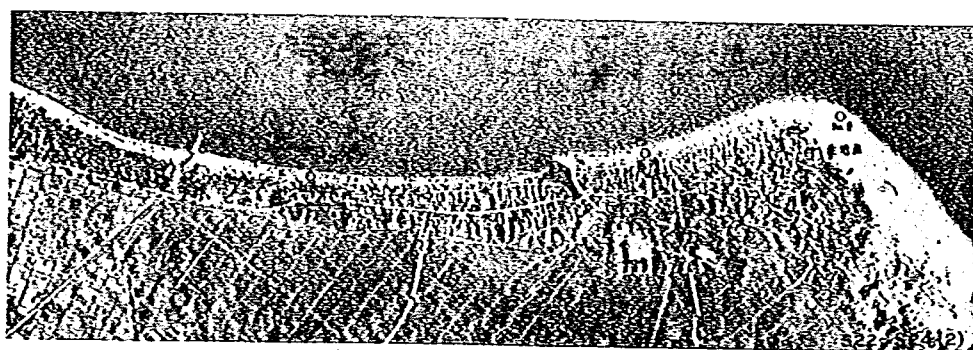


d) 1975年

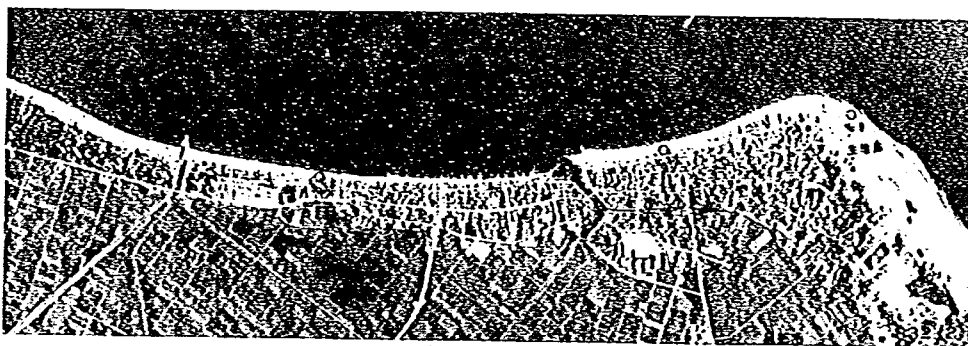


e) 1985年

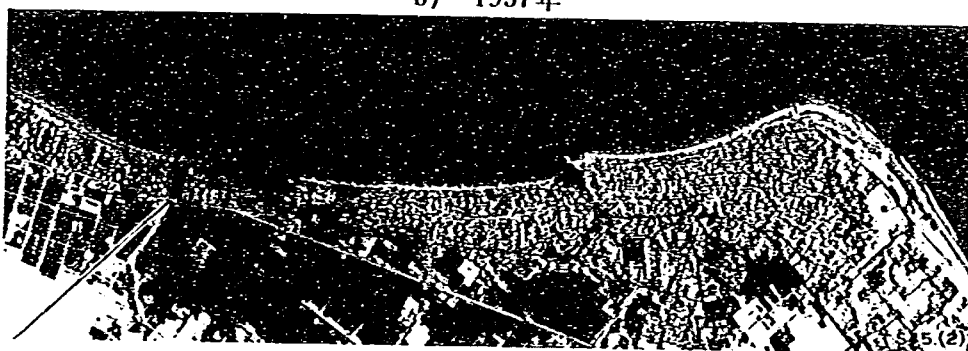
写真-2.2 黒部川河口左岸海岸の汀線変化(1947年~1985年)



a) 1947～1949年の間に撮影



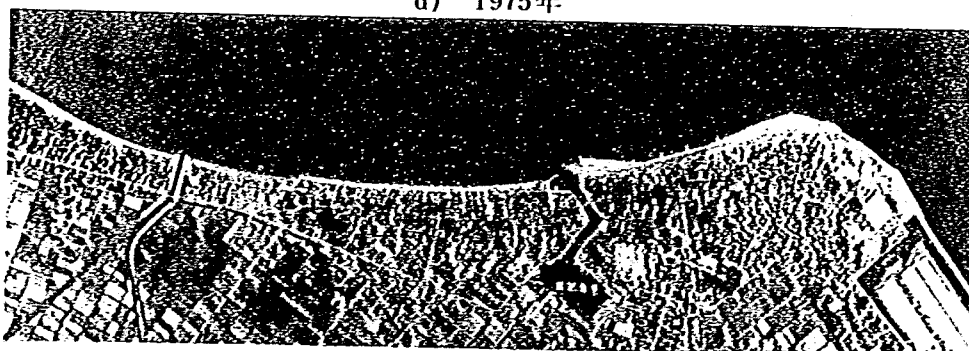
b) 1957年



c) 1970年



d) 1975年



e) 1985年

写真－2.3 生地鼻周辺の汙線変化（1947年～1985年）



写真- 2.4 黒部川河口より生地鼻を望む

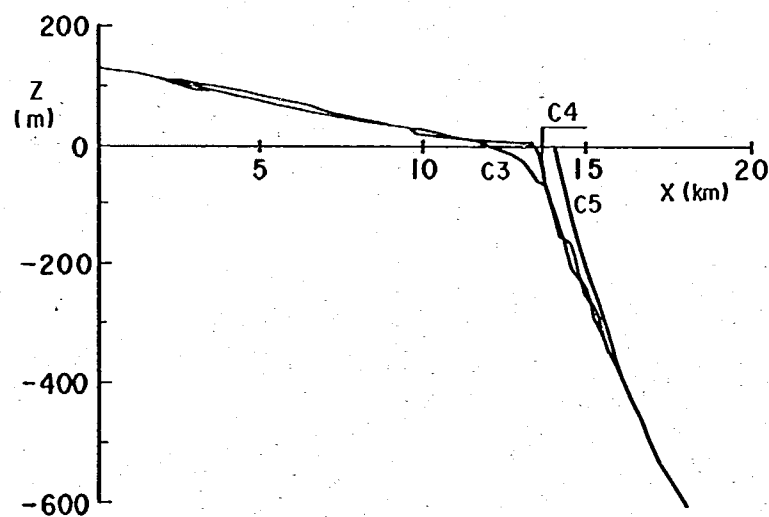
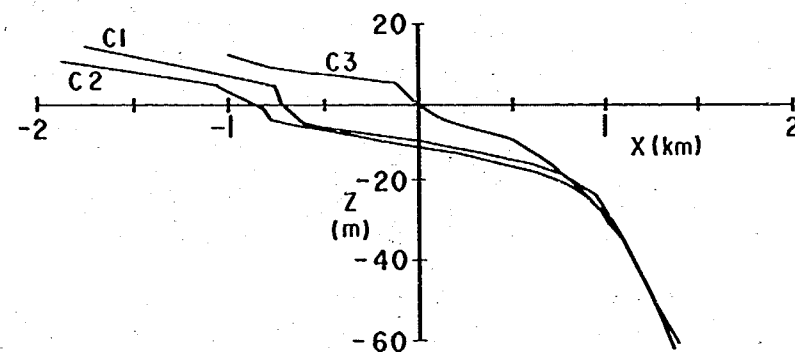


図- 2.5 扇状地の断面図の重ね合わせ

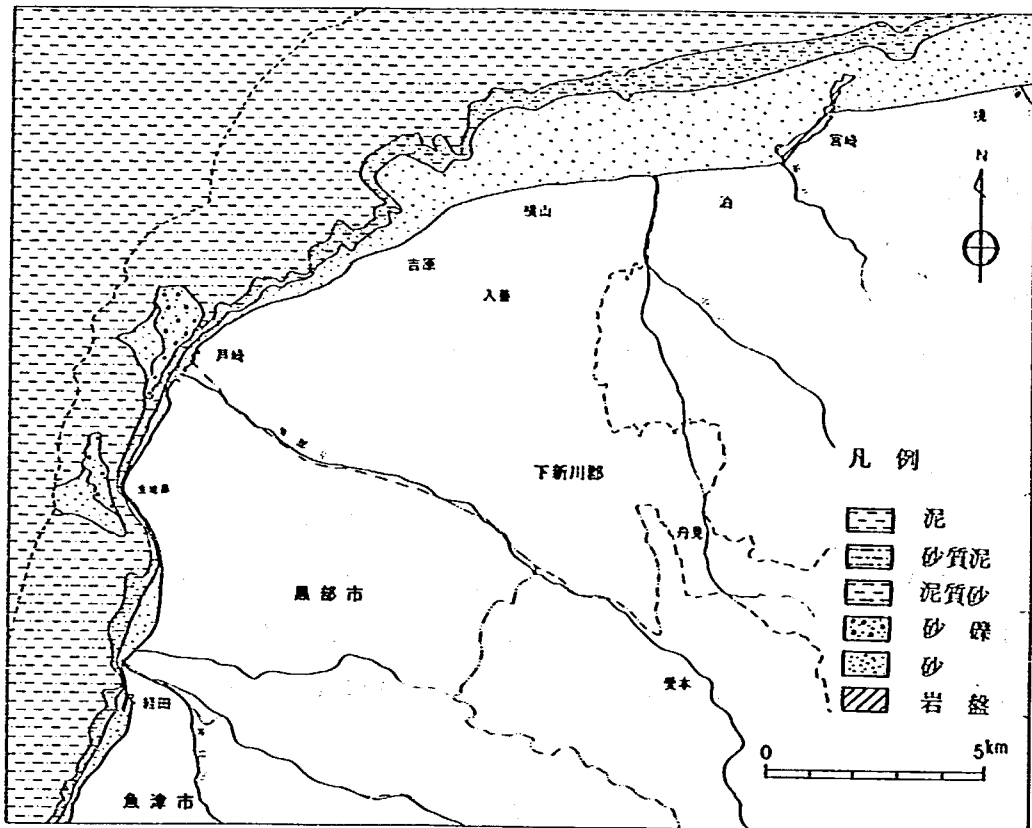
な差異が生じたのは、前述した海岸線の円弧形状からのずれとよく対応する。これらは、西向きの沿岸漂砂による東側区域での海岸侵食と、生地鼻の砂嘴地形に代表されるような西側区域での土砂堆積に起因する。さらに、最近では生地鼻周辺と片貝川河口の間で堆積は見られていないことから、下新川海岸の西向き沿岸漂砂は、黒部川河口から生地鼻周辺沖の海底急斜面を経て深海へと流出していると考えられる。

2.1.2 下新川海岸沖の海底地形

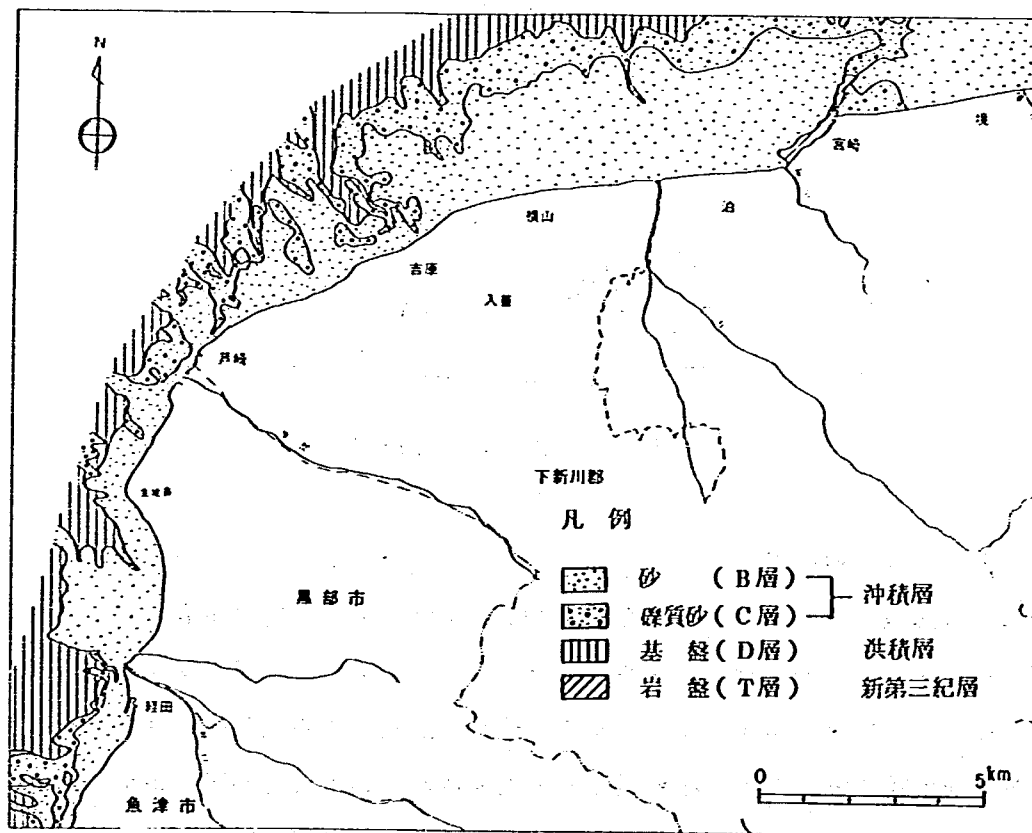
建設省国土地理院（1982）は富山湾沿岸で詳細な海底調査を行い、黒部川扇状地沖の地形、地質を示した。ここでは、その成果の一部を引用して下新川海岸沖での土砂移動の実態を考察する。海底地形の詳細を知るために、下新川海岸沖の沿岸海域地形図を図－2.6に示す。黒部川河口より東へ向かい水深20mまでの浅海域に平坦面が広がっている。下新川海岸の侵食過程より、この平坦面は西向きの沿岸漂砂による侵食の結果形成されたことがわかる。一方、黒部川河口から西の海岸線は南に向かって大きく湾曲し、生地鼻が沖に突出していることが明らかである。さらに生地鼻沖は急斜面であり、生地鼻南西の海底には生地洋谷がある。この洋谷（海底谷）の存在が下新川海岸沖の海底地形の特徴である。生地洋谷の他に、平曽、五十里、吉原、入善の4つの洋谷が下新川海岸沖にある。これらの海底谷が深海へ向かう土砂移動の特定の流路となっている可能性がある。

次に、海底の底質分布を図－2.7（建設省国土地理院，1982）に示す。汙線沿いおよび河口より東の侵食平坦面上の底質はほぼ砂であるが、その沖では黒部川河口沖及び生地鼻沖を除いて泥質砂または砂質泥となっている。黒部川の河床は主に粒径10cm程度の礫で構成されており、下新川海岸も砂礫から成る。したがって、この結果からは、黒部川河口より東の海底谷での土砂移動が活発であると考えにくい。一方、黒部川河口沖と生地鼻沖では沖合1km付近の海底に砂礫が存在する。これは、河川から流出する土砂及び沿岸漂砂によって生地鼻周辺に運ばれた土砂が、深海へと流出していることを示唆する。下新川海岸沖の海底地質図（図－2.8，建設省国土地理院，1982）によると、海底谷の谷底では入善洋谷を除いて海岸近くまで洪積層の基盤が露出していることがわかる。このことは、地質学的な時間スケールでは各海底谷が侵食された状態にあったことを示すと考えられる。また、吉原洋谷の谷頭には埋没林があるが、これは海水準の上昇に伴う扇状地の発達によって海底下に埋没されたハンノキ等の林が、近世の海底侵食により海中に姿を現わしたものであると言われている（藤井，1965）。この点も海底での土砂移動の存在を示唆している。

海底表面の底質分布から判断すると、深海へ向かう土砂移動は黒部川河口沖と生地鼻沖とで生じているようである。これは、入善、五十里、平曽の各洋谷の谷頭が汙線よりかなり離れていることと関連すると考えられる（図－2.6参照）。現在より沖合に汙線があった時期には、これらの海底谷へも浅海から土砂が移動した可能性は高い。ただし、吉原洋谷は目川



図－2.7 下新川海岸沖の底質図（国土地理院，1982）



図－2.8 下新川の海底地質図（国土地理院，1982）

沖で谷頭部が汀線に近接しており、さらに埋没林も存在することから考えると、ここで土砂移動が生じていないとは断定できない。

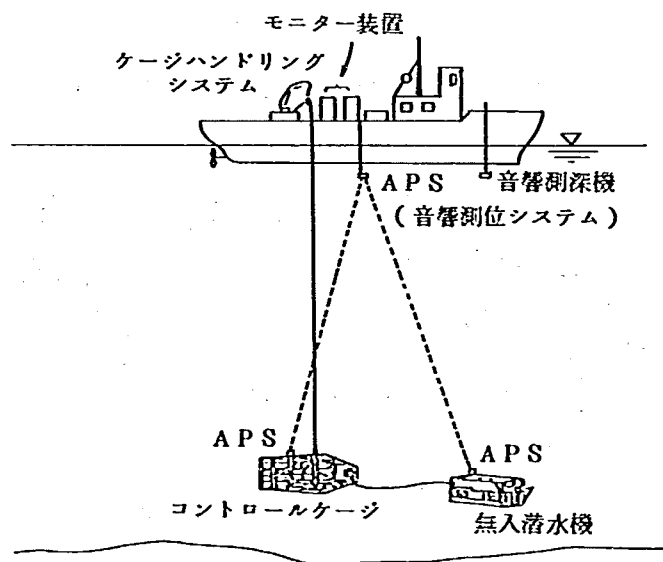
2.2 下新川海岸沖での沖向き土砂移動

2.2.1 海底面の状況

(1) 調査概要

前節での考察に基づき、筆者らは海底での土砂移動の調査対象区域として、河口東で最も大きな海底谷である吉原洋谷、黒部川河口沖および生地鼻沖の海底を選定して、1985年に海底面の調査を行った。

調査対象区域（吉原沖，河口沖，生地鼻沖）を図－2.2に破線で示した。調査項目は深淺測量，ROV（遠隔操作海底探査機）を用いた海底谷の写真撮影とビデオ撮影（図－2.9参照），スミスマッキンタイヤ型採泥器による底質採取，サイドスキャンソナーによる音波探査から成る。海底面の調査は1985年9月27日～10月15日に行った。



図－2.9 海底面の調査機器

(2) 吉原沖の海底面の状況

吉原沖の海底谷谷頭部の深淺図を図－2.10に示す。図には底質採取，ビデオ撮影及びサイドスキャンソナーの記録より求めた表面底質分布も示した。円グラフは底質採取点とふるい分け試験の結果を示す。また，ビデオ撮影地点及びその観察結果は白ぬきの円で示した。等深線形状より谷地形が汀線近くまで入り込んでいることが明らかである。図中の破線に沿った海底谷谷底の勾配は約1/13である。表面底質分布によると，谷頭の一部を除いて谷底は泥，シルトで覆われている。水深170m（図中矢印）の地点の海底面の状況を写

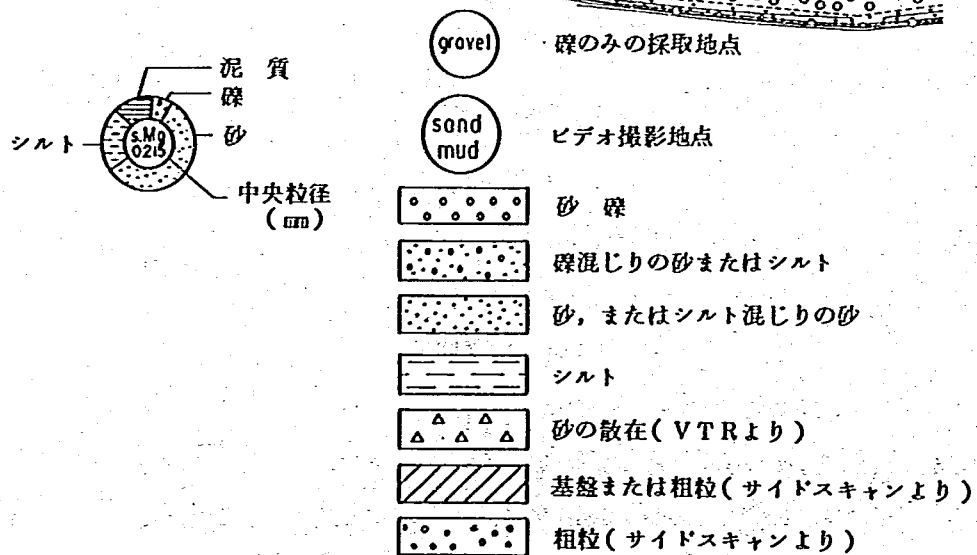
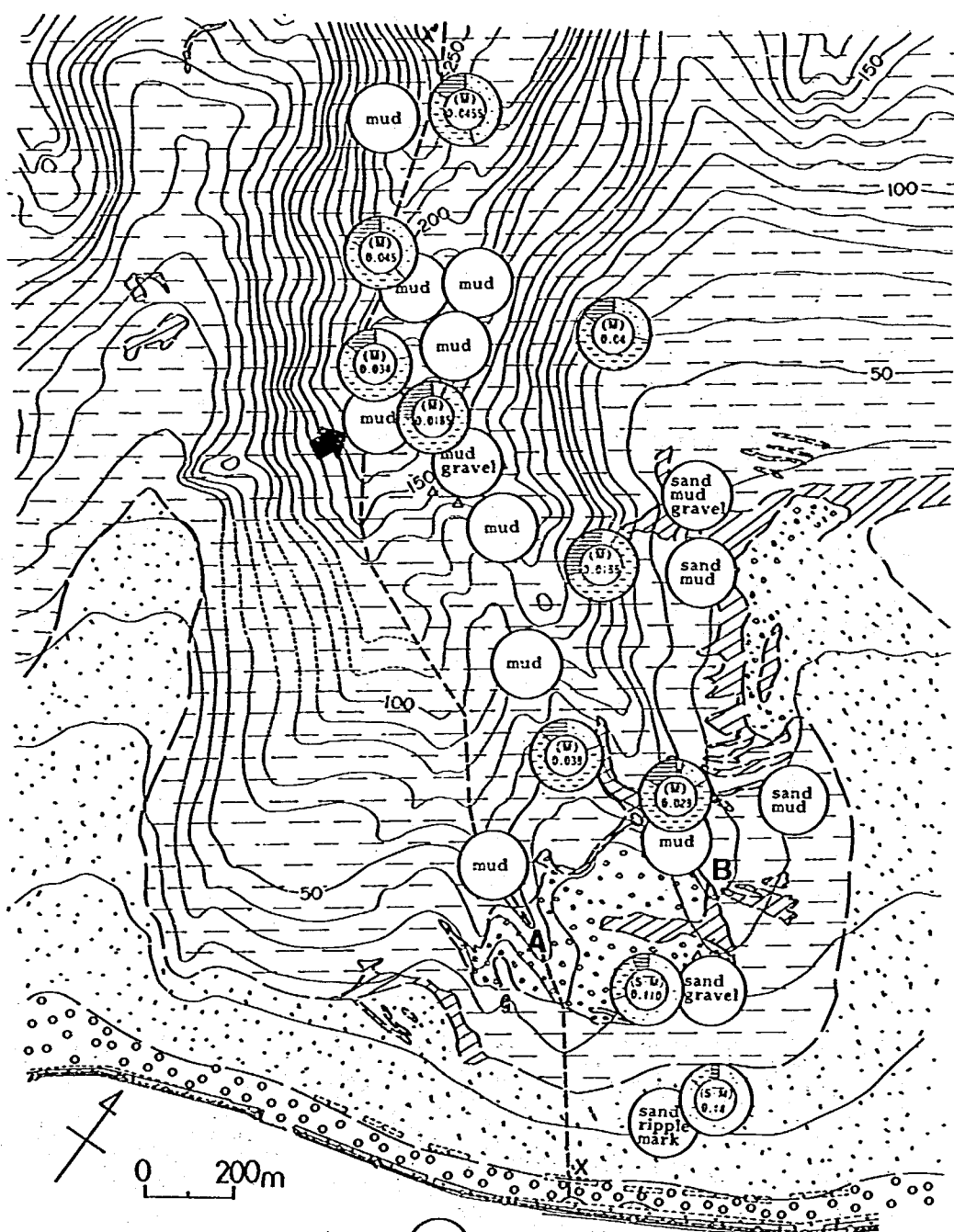


図- 2.10 吉原沖の海底地形と表面底質分布

真- 2.5 に示す。海底表面はシルトで覆われており、底生生物が多く見られる。海底表面の状況からは吉原洋谷で最近土砂移動が生じていないことがうかがわれる。谷頭部 A, B で示した位置の周辺には埋没林が存在する（藤井ほか, 1983）。埋没林は 1 万年～8 千年前に海水準の上昇に伴って海中に埋もれたハンノキやヤナギ等が地中に保存され、最近の海底侵食によって海中に姿を表わしたものと考えられている（藤井, 1982）。埋没林の一例を写真- 2.6 に示す。埋没林の周辺には礫が散在しているが、これは表面底質分布（図

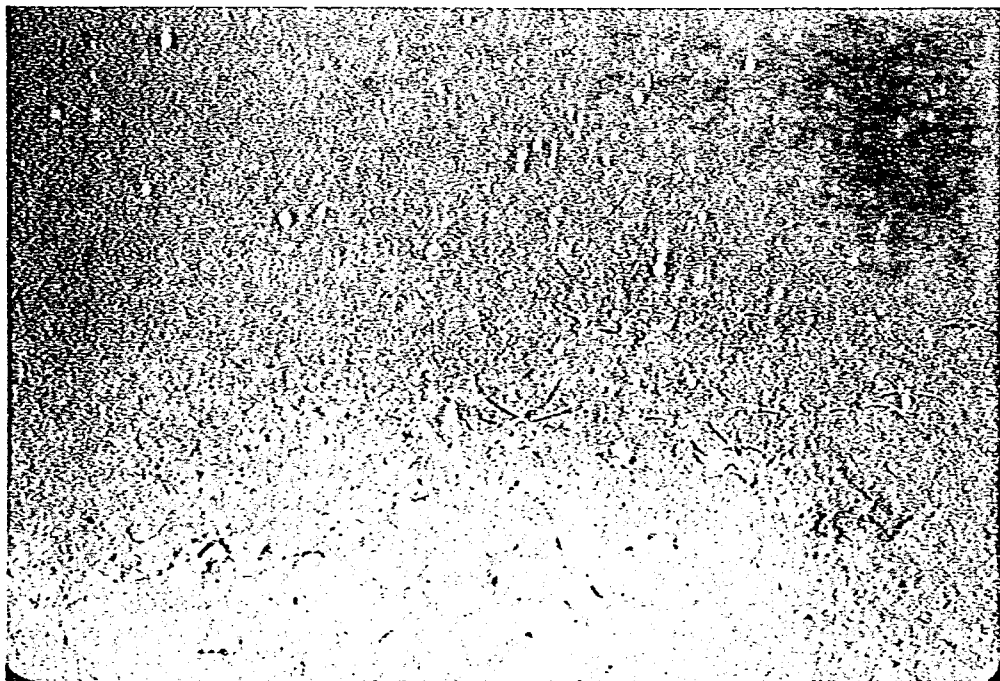


写真- 2.5 海底面の状況（吉原洋谷の水深 170 m 地点）

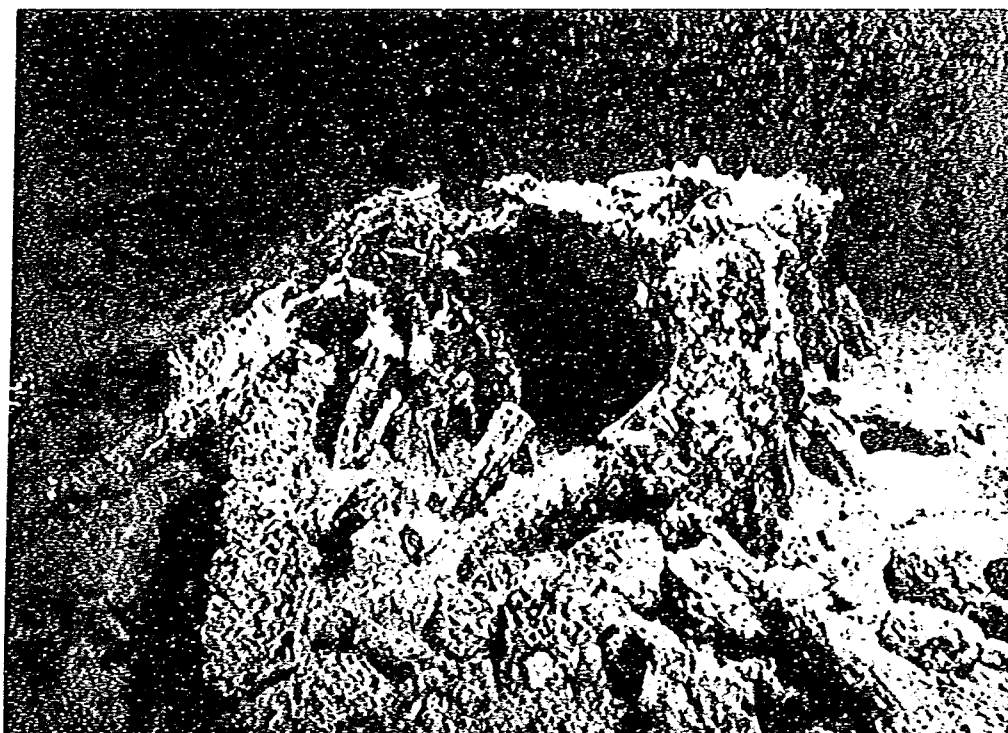


写真- 2.6 吉原沖の埋没林の一例

-2.10) にも明らかである。これらのことから、吉原洋谷での海底侵食、すなわち深海への土砂移動の存在が推測される。しかし、吉原洋谷では水深50m以深の谷底がほとんどシルトで覆われており、谷頭部の勾配もあまり急ではないことから、土砂移動は最近生じていないと考えられる。ただし、谷頭部には急勾配の箇所も多く局所的な地滑りが生じている可能性は否定できない。吉原海底谷における深海への土砂移動は、下新川海岸の侵食があまり進行しておらず、汙線が現在より沖に位置していた時期に活発であったと推定される。

(3) 河口沖の海底面の状況

黒部川河口前面の海底地形と表面底質分布を図-2.11に示す。礫のみしか採取できなかった採取点では一回り小さい円中に " gravel " と記した。河口前面の海底勾配は、水深100 m以深は平均的に約 1/7 と急であり、それ以浅ではさらに急勾配となる。表面底質分

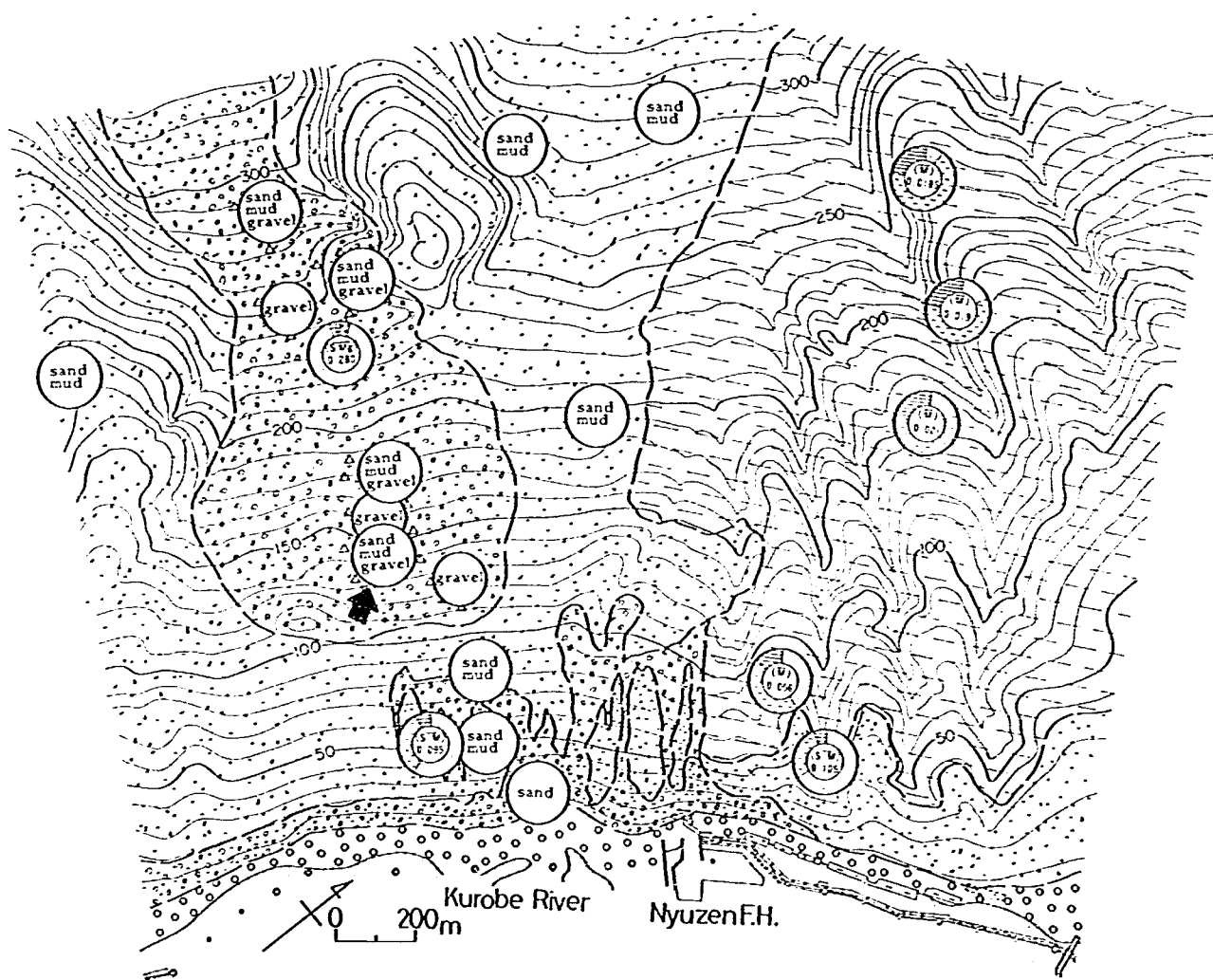


図-2.11 黒部川河口沖の海底地形と表面底質分布

布によると、調査範囲の東側はシルトに覆われている。一方、西側は砂に覆われており、水深 100 m 以深には広い範囲に砂礫の領域が存在する。等深線によると、砂礫の領域は幅の広い谷地形になっている。この領域内の水深 140 m 地点（図中矢印）の海底面の状況を写真－2.7 に示す。粒径 10～20 cm の玉石が散在している。黒部川からは多量の wash load が流出するため、波の作用が及ばない水深域では細粒分が海底表面に沈積すると考えられる。しかし、以上の調査結果のように河口沖の海底表面が砂礫で覆われていることは、その区域で最近でも活発な土砂移動が生じている可能性を示唆する。このことから、黒部川から流出する土砂の多くは河口沖の海底斜面を経て深海へ流出すると考えられる。



写真－2.7 海底面の状況（黒部川河口沖の水深 140 m 地点）

(4) 生地鼻沖の海底面の状況

生地洋谷周辺の海底地形と表面底質分布を図－2.12 に示す。汀線から水深 50m までの海底勾配は約 1/4 と非常な急斜面となっている。図中の破線で示す海底谷谷底に沿った勾配は約 1/7 と急である。表面底質分布によると、生地鼻の先端周辺より水深 150 m 付近までに砂礫が広く分布する。また、谷底では水深 250 m 以深に砂礫が見られる。それ以浅の谷底は水深 50 m までシルトに覆われている。以上のことから、生地鼻先端付近より生地洋谷谷底の水深 250 m 以深へ向かう土砂移動経路の存在がうかがわれる。

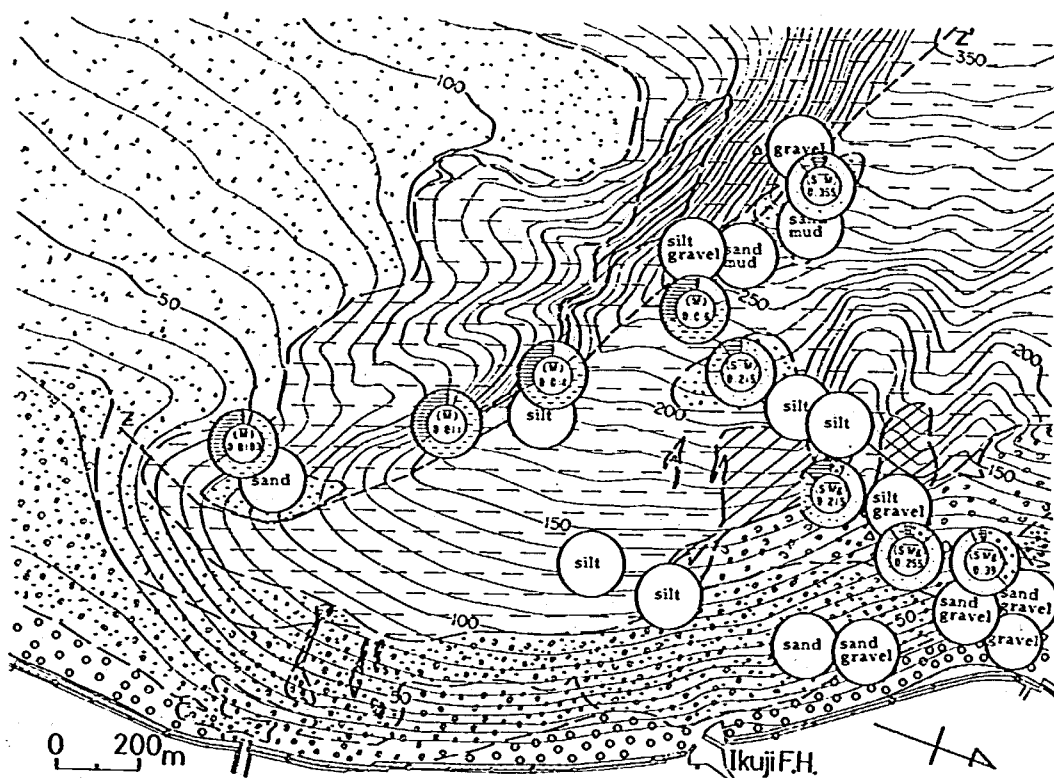


図- 2.12 生地洋谷周辺の海底地形と表面底質分布

2.2.2 生地沖での流れと砂礫移動

(i) 調査内容

海底面の調査結果より、深海への土砂流出は主に生地鼻沖と黒部川河口沖で生じていると推定された。そこで、まず生地鼻沖での土砂流出の経路、機構を調べるために種々の現地調査を行った。調査は1986年12月～1987年1月と1987年12月～1988年3月の2回、冬季風浪時に行った。調査内容は次の通りである。

① 流向流速測定

生地鼻沖の水深12m地点(図- 2.13)の底面上約1.5mの位置にロータ回転式流速計を設置し、流向流速を測定した(図- 2.14, 写真- 2.8 参照)。測定時間間隔は10分である。流速は5秒間の平均値であり、厳密には波動運動成分を除去し得ないが、ロータの応答性が低いため測定結果はほぼ平均的な流れを表わす。

② トラップ調査

生地鼻沖の急斜面上の土砂移動を調べるため、図- 2.13に示すT1, T2, T3の位置にボックスカルバート(1.5×1.5×4m)製のトラップ(写真- 2.9)を設置した。1回目の調査位置はT1, 2回目の調査位置はT2, T3である。設置水深はT1が10m, T2, T3が14mである。捕砂状況は、ダイバーの潜水調査により調べた。

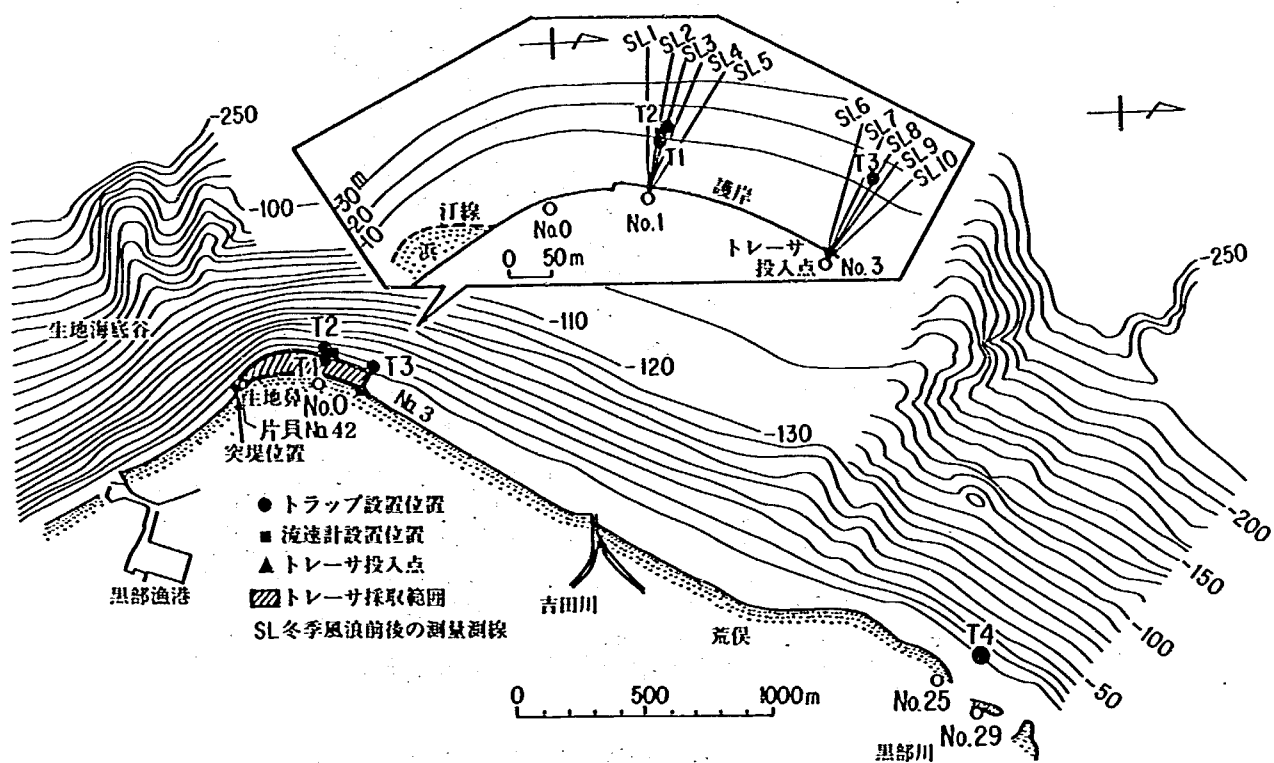


図-2.13 測定地点位置図

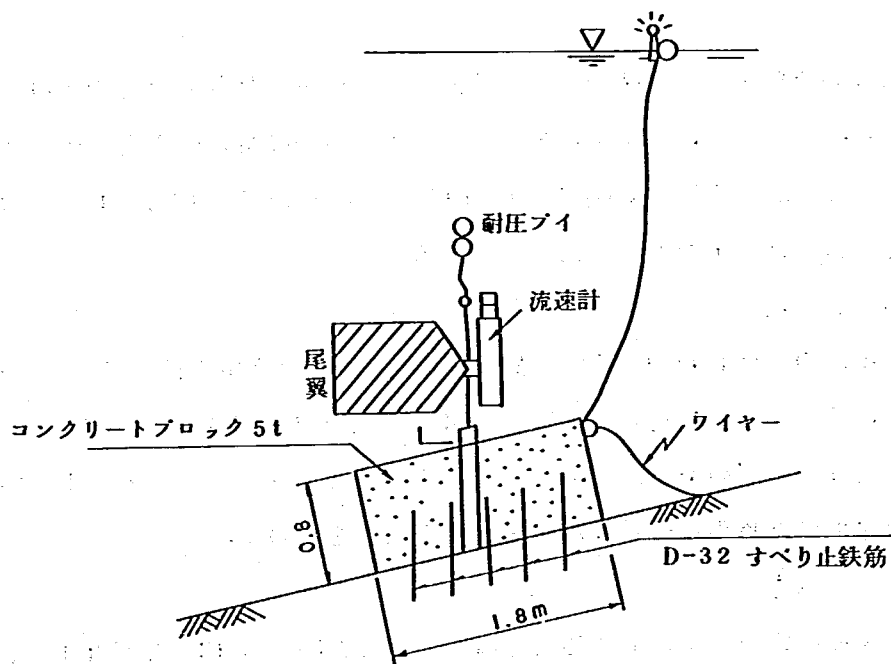


図-2.14 流速計の設置状況



写真-2.8 ロータ回転式流速計

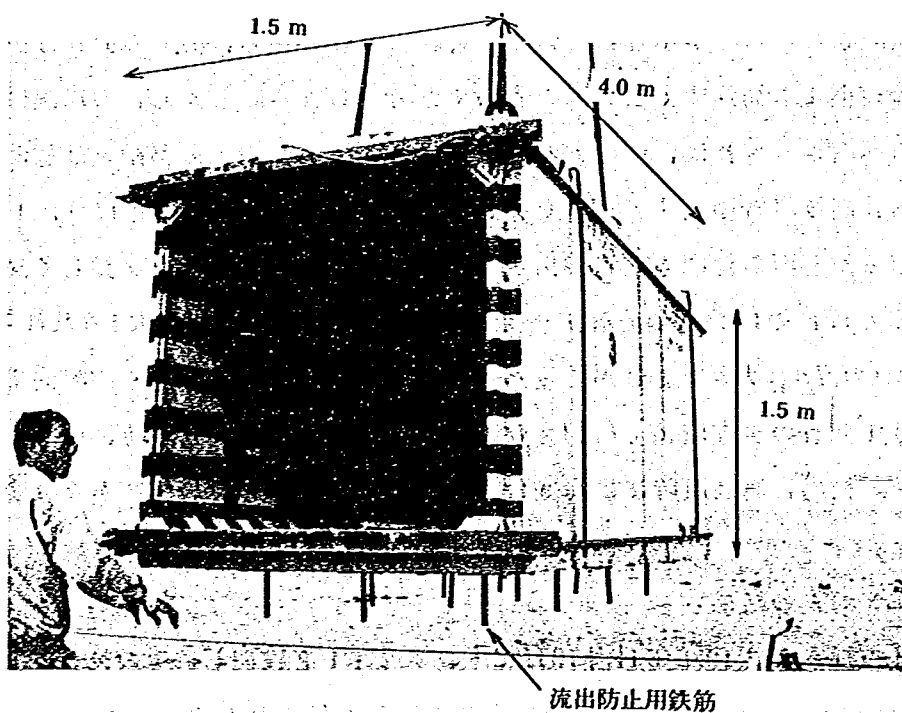


写真-2.9 ト ラ ッ プ

③ トレーサ調査

生地鼻周辺での土砂移動状況を調べるため、生地鼻の北側に位置する護岸前面に約50 m²のトレーサを投入し、図-2.13に示す範囲で移動状況を調べた。トレーサには現地の底質とは異なる能登安山岩の礫（平均的な粒径約50 mm）を用いた。

④ 深浅測量

冬季風浪時に生じる地形変化を調べるため、2回目の調査前後（1987年12月1日、1988年3月11日）にトラップT2とT3の周辺（図-2.13）で深浅測量を実施した。

(2) 流向流速測定の結果

長期間欠測のない2回目の観測時の測定結果を図-2.15に示す。流速ベクトルは煩雑さを避けるため2時間ごとに示した。また、図には田中観測所（図-2.2参照）で測定した水深15mにおける波浪データと風向風速も示した。

流速ベクトルを見ると、北北東、すなわち生地鼻より河口に向かう流向が卓越している。これは、沿岸漂砂の卓越方向、すなわち沿岸流の卓越方向とは全く異なっている。流速計の設置位置は水深12mであり、波高2～4mの波により形成される砕波帯よりかなり沖に位置するため、沿岸流の影響はほとんどないと考えられる。波高との対応を見ると、12月30日、1月19日、1月24～27日のように、波高の高い時と流速が大きい時が必ずしも一致していない。一方、風向の変化は流向の変化と比較的良く対応し、特に南南西の風向が長期間継続する時に北北西の流向となる傾向が見られる。河村（1977）によると、富山湾周辺では主として冬季に出現する北寄りの傾度風向の時に、地上風は湾奥から生地鼻方向へ向かう風向となることが示されている。これらのことから、海底の流れは主として観測点より南の湾奥より発達する吹送流を表わすと考えられる。しかし、海岸線に沿って生地鼻より河口へ向かう流れは、その方向から判断して深海への土砂移動とは無関係と考えられる。一方、高波浪時の流速データを詳しく見ると、12月2日、12月17日、1月31日には短時間であるが北西の冲向き流れが出現している。そこで、この点を詳しく調べるために、12月2日と17日の10分毎の流速データを図-2.16に示す。流向に大きな乱れを生じ流速も大きく、海底の流れに大きな変動があったことがわかる。中には冲向きの流向も見られる。この傾向は1回目の調査時にも確認されており、この時には高波浪時に流向が乱れ、その後欠測した。結局、高波浪時には海底付近の流れが静穏時と比較してかなり変化することがわかった。

(3) トラップ調査の結果

1回目の調査では1986年11月13日にトラップT1を設置し、その後3回堆積状況を調べた。12月8日の観察ではトラップ内に少量の堆砂が見られたのみであった。12月25日には、トラップ内の約1/3が砂礫で埋められていた。このときには、トラップに近接した流速計取り付け用ブロックが洗掘により傾き、トラップとの結合ワイヤーが切断されていた。さ

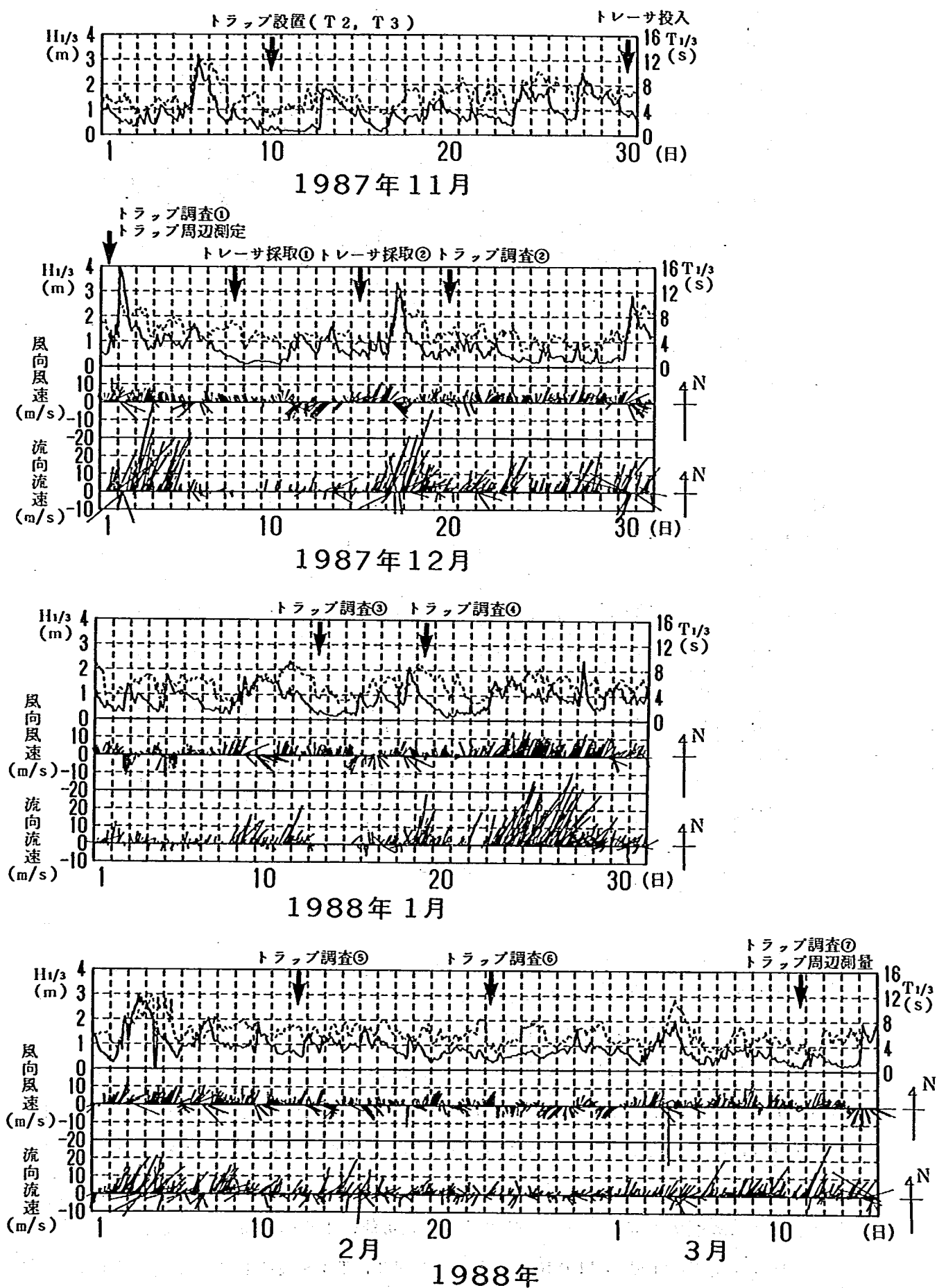


図-2.15 流速測定結果 (2回目観測時)

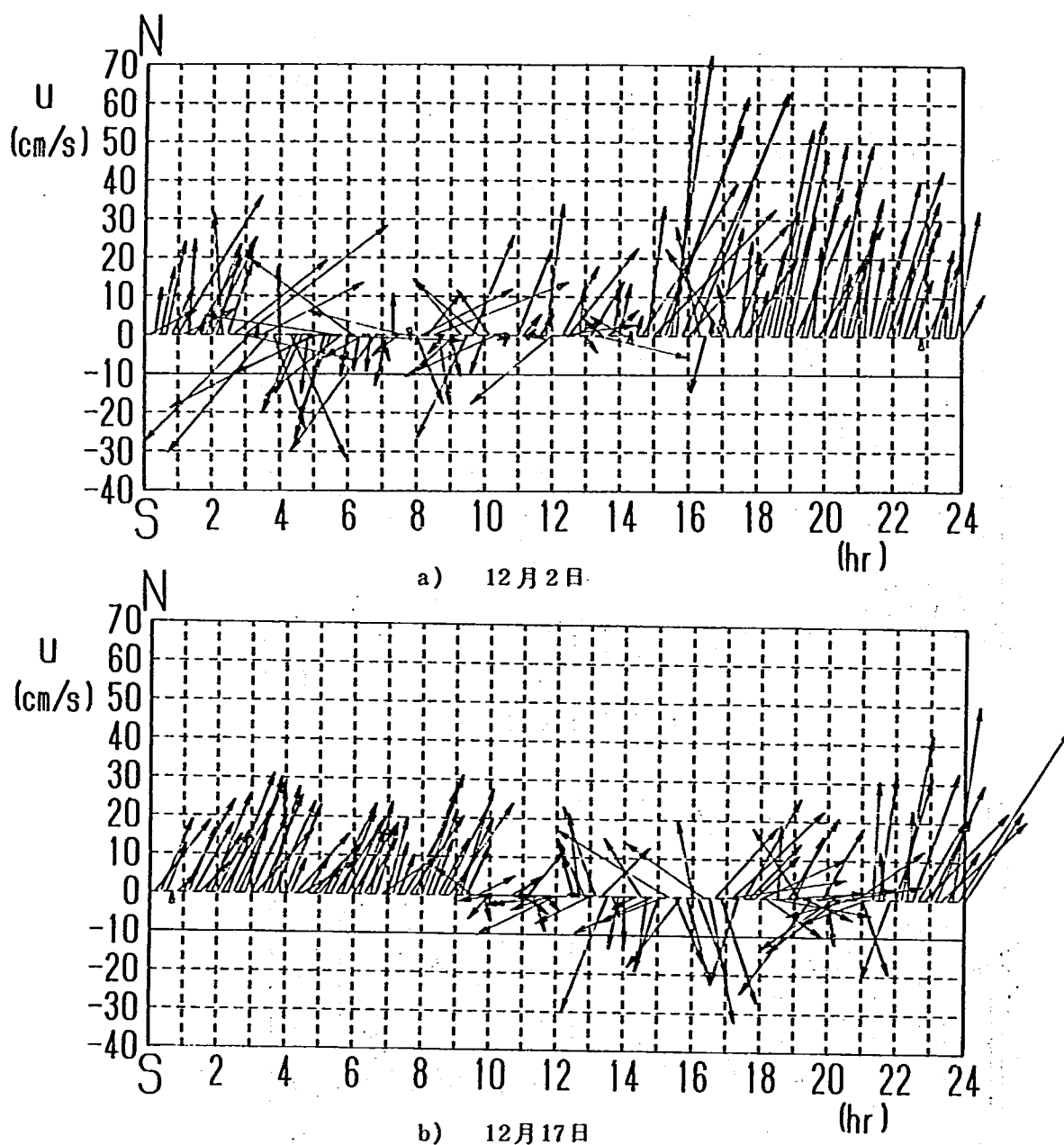
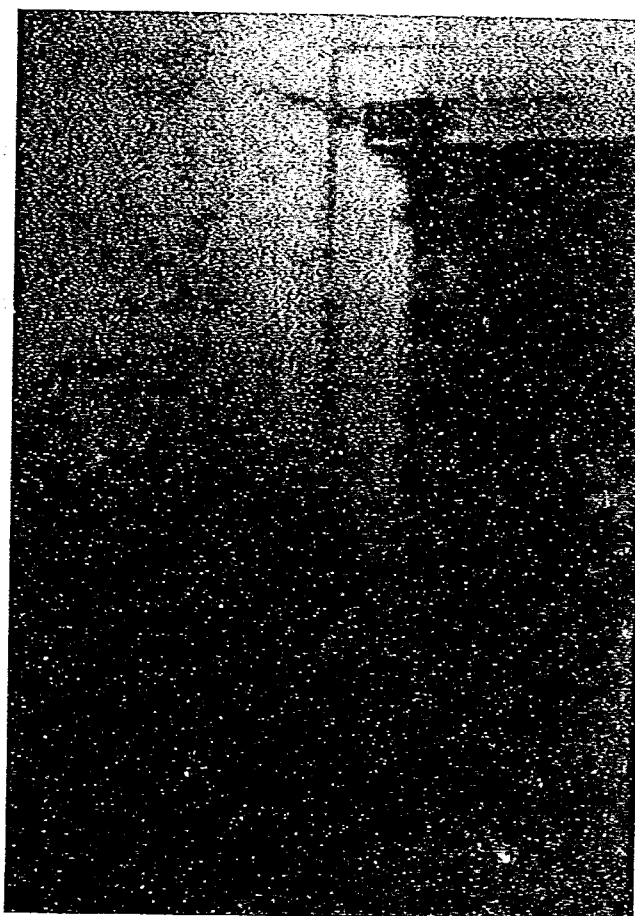


図-2.16 10分毎の流速ベクトル

らに、1月21日には、上部に約30 cmの隙間を残しただけの状態では、トラップ内に砂礫が堆積していた(写真-2.10)。観測期間中の波浪データ(図-2.17)によると、12月14日以降に波高2 m以上の波浪の来襲頻度が増加し、特に12月20日、1月10日、1月3日の波高が高い。トラップ内の堆砂は12月8日~25日に生じ、特に高波浪の来襲頻度の高い12月25日~1月21日に多量の堆砂を生じた。このことから、高波浪の来襲と砂礫移動の関連が示唆される。また、約40日の間に約7 m³の堆砂が生じ、かなり礫が含まれていたことから、地滑りのような形態で一度に多量の砂礫が移動した可能性が高いと考えられる。

2回目の調査では1987年11月10日にトラップT2、T3を設置してその後8回堆積状況を調べた。しかし、調査期間を通じてT1、T2共に土砂はほとんど捕捉されなかった。こ

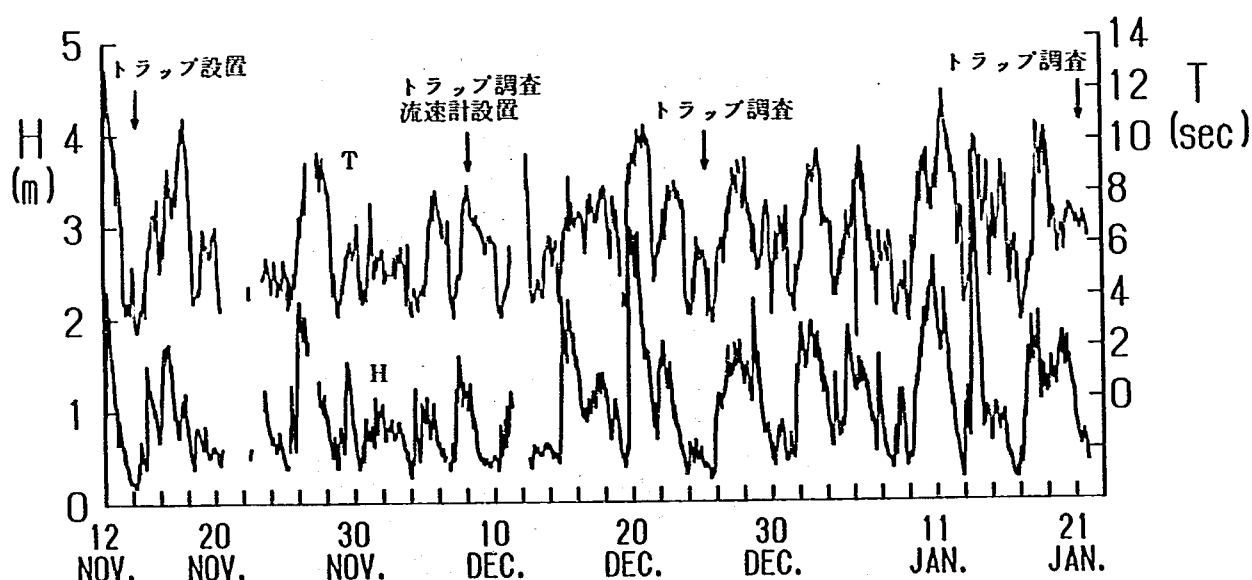


(a)



(b)

写真-2.10 トラップT1内の堆砂状況(1987年1月21日)



図－2.17 1回目調査時の波浪データ

の観測期間にも3 mを越える高波浪が数回来襲したが、急激な土砂移動は確認されなかった。

生地鼻周辺へは沿岸漂砂によって継続的に土砂が供給される。しかし、生地鼻周辺の海岸に顕著な堆積は生じていないことから、冲向きの土砂移動も高頻度で生じている可能性が高い。浅海域で冲向きの土砂移動を継続的に発生させる主要因は高波浪と考えられる。しかし、高波浪が来襲したにもかかわらず、2回目の調査時ではトラップに土砂が捕捉されなかった。1回目と2回目の調査では設置水深がやや異なるものの、T1～T3はかなり近接している。以上のことから、冲向きの土砂移動は狭い範囲で局所的に発生した可能性が高い。その裏付けの1つとして、2回目の調査時（12月15日）に生地鼻沖の水深約20 mまでの海底をダイバーが潜水調査したところ、所々に土砂移動の後と見られる直径1 m程度の小さな凹地が発見されたことを挙げる事ができる。

次に、生地鼻沖の海底斜面における土砂移動を地形変化の面から調べた。代表例として測線SL3とSL8の断面形状を図－2.18に示す。水深約10 m以浅は緩勾配であるが、水深20～40 mの海底勾配はSL3で約1/3，SL8で約1/6と急勾配である。また、地形変化は水深30～50 mにまで及んでいることがわかる。さらに、海底地盤高の変化量の水平分布を図－2.19に示す。横軸のXは測量基準点からの水平距離である。T2周辺のSL1～SL5では、SL2を除いてX<10 mの範囲で堆積傾向にあり、全体としては堆積量が多い。T3周辺のSL6～10でも、X<15 mの範囲でSL10を除き堆積傾向にあり、全体としては堆積量が多くなっている。これらの範囲は水深がほぼ20 m以浅に当たり（図－2.18参照）、沿岸漂砂による土砂供給があったことを示すと考えられる。しかし、局所的には

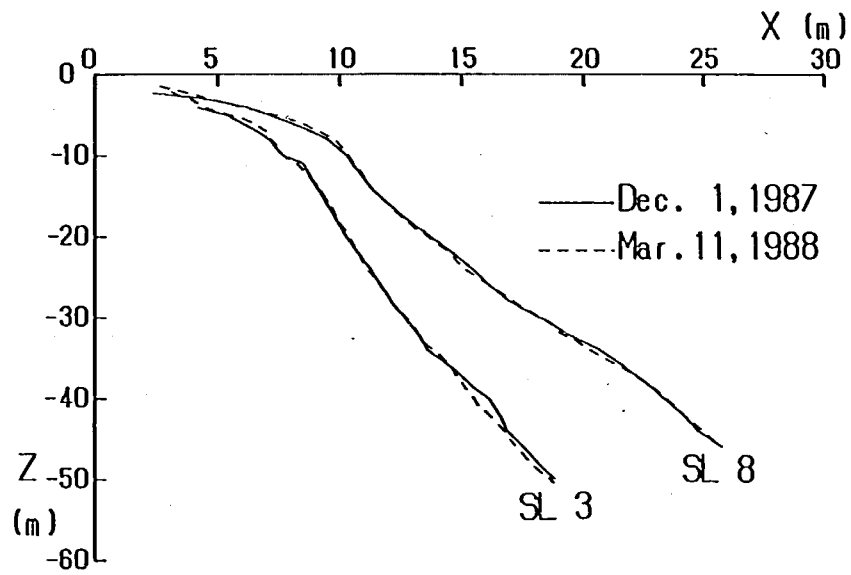


図-2.18 測線SL 3とSL 8の断面変化

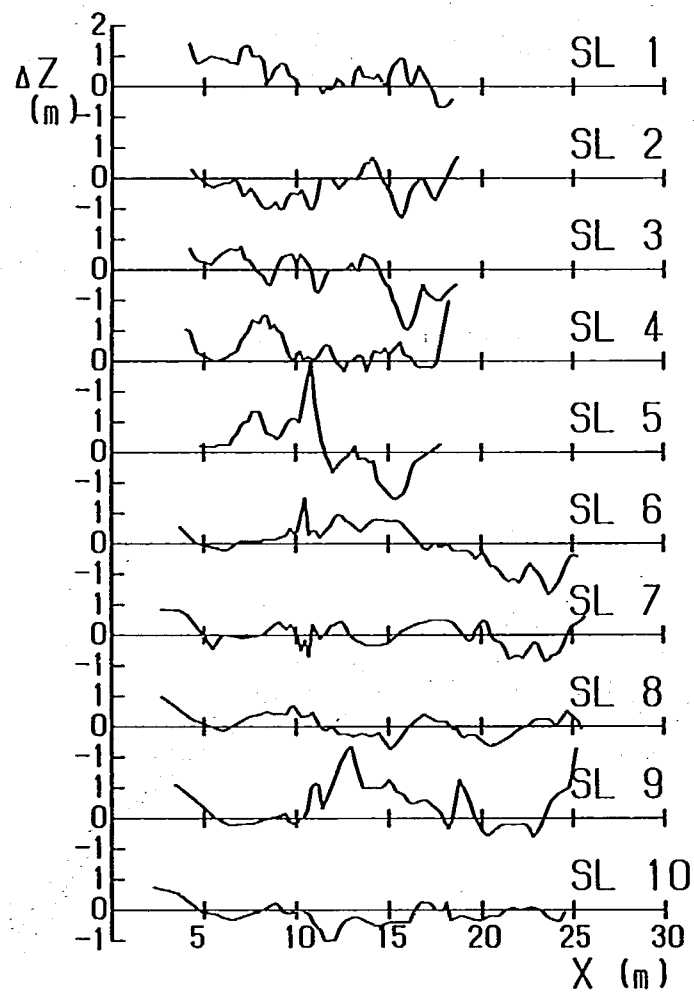
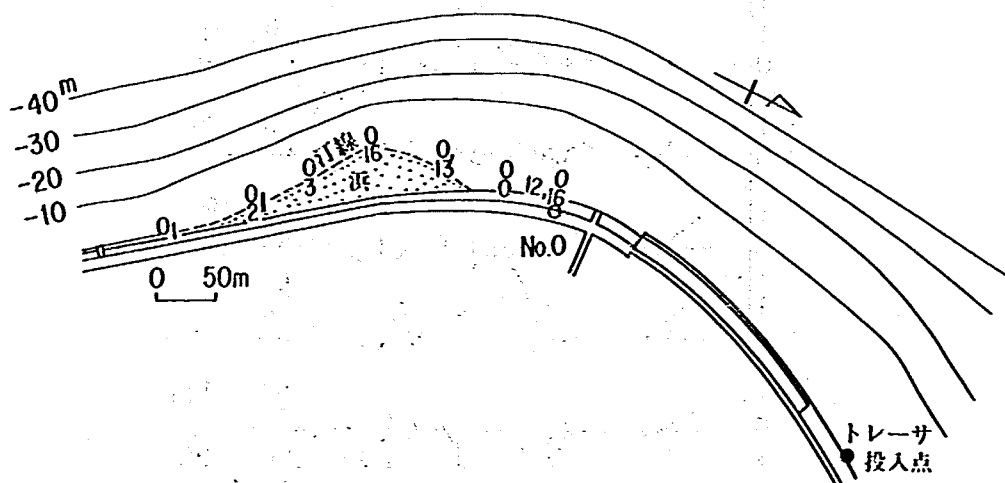


図-2.19 海底地盤高の変化量分布

(4) 生地鼻周辺の砂礫の移動状況

(a) 1987年12月8日の採取結果



(b) 1987年12月15日の採取結果

図-2.20 トレーサ調査結果

の高波浪が来襲した(図-2.15 参照)。その結果、トレーサは急速に移動したと推定される。トレーサは投入点と№0の間で採取されており、№0の南の浜でもいくつか発見された。この浜は沿岸漂砂によって形成された砂嘴(生地鼻)の先端にあたる。この浜より南にほとんど前浜はなく、沿岸漂砂による底質移動は少ないと考えられる。また、投入から採取までわずか8日しかなく、多量のトレーサが短期間の間に浜より南へ輸送されたとは考えにくい。一方、水深10m付近でトレーサは全く発見されていない。以上のことから、ほとんどのトレーサは投入直後に来襲した波高約4mの高波浪により、水深10m以深の海底へと急速に移動したと推定される。

2回目の調査時に投入地点から№0の間を踏査したが、トレーサは確認されなかった。このとき、№0以北でトレーサを採取したところ、多くのトレーサが前浜に打ち上がっていた(図-2.20(b)参照)。これは、1回目の採取時に投入点と№0の間で発見されたトレーサが、波高2mを越える高波浪が来襲しなかったために、沿岸方向を南に移動して前浜に多く打ち上げられた結果と考えられる。

ダイバーが生地鼻沖の急斜面上で沖に向かい礫を転がしたところ、かなりの距離を落下していった。生地鼻沖の海底勾配は1/3~1/6と非常に急である。そのため、沿岸漂砂によって急斜面上に輸送された砂礫は、局所的には非常に不安定な状態で堆積すると考えられる。そして、不安定な堆積状態にある土砂が、高波浪を契機として局所的に沖向きの土砂移動を開始することは十分に考えられる。多量のトレーサが投入点より急速に消失したのも、このような現象によると推定される。

不安定に堆積した土砂が沖向きの移動を開始する原因には次のことが考えられる。第一には過剰堆積によって地滑りが発生し、初速度を得た砂礫が重力により沖へ流下する形態の土砂移動である。第二には高波浪の作用によって分散圧力(Bagnold, 1954)が発生した結果、表層の底質が支持力を失い、重力によって砂礫が移動を開始し、Grain flowとして砂礫が沖向きに移動するものである。

生地鼻周辺での海底断面変化を図-2.21, 2.22に示す。生地鼻東の測線№0(図-2.11 参照)では水深約12m以浅で侵食傾向にあり、特に1986~1987年では水深7~11mの範囲が大きく侵食された。生地鼻南の片貝測線№42(図-2.13 参照)では水深20m付近にまで地形変化が生じている。これらの例のように、通常波による砂礫の移動が生じない水深の範囲で地形が大きく変化していることは、上記の機構による砂礫移動の発生を裏付けると考えられる。

沖向きの土砂移動の発生を直接示す事例として、生地鼻南のブロック積み突堤(図-2.13 参照)の沈下を挙げるができる。生地鼻南には4基のブロック積み短突堤が施工されていた。このうち1基が1987年2月の高波浪時に2~3m沈下した。写真-2.11には沈下前(1986年11月)、写真-2.12には沈下直後(1987年2月5日)の状況を示す。また、写

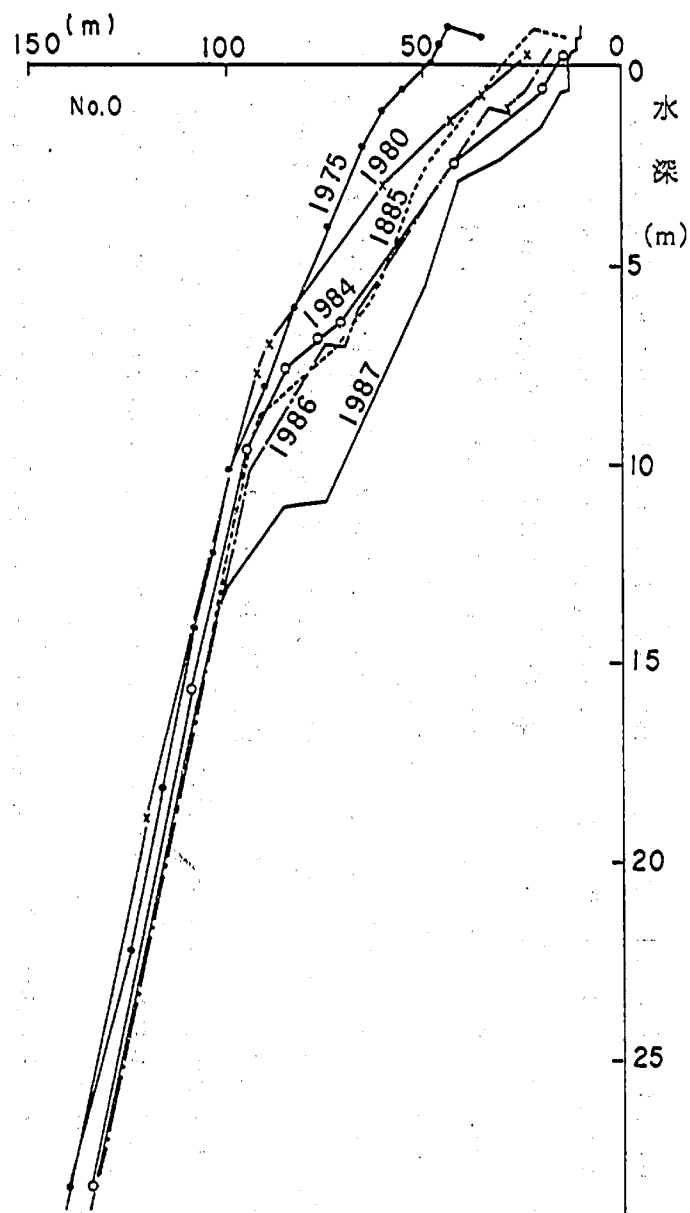


図-2.2.1 生地鼻沖の海底地形変化(測線No.0)

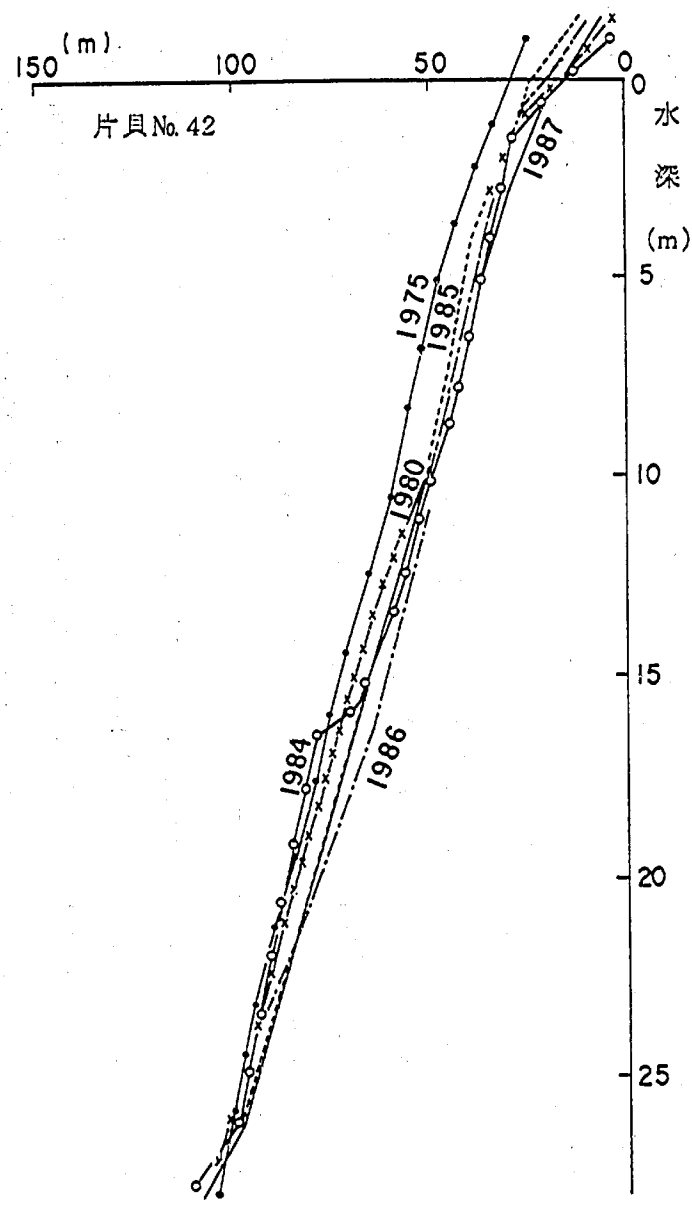
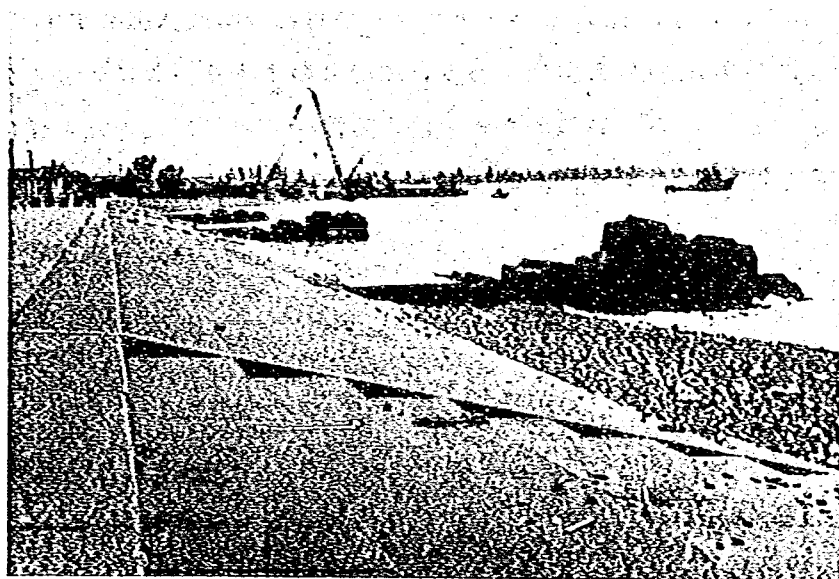


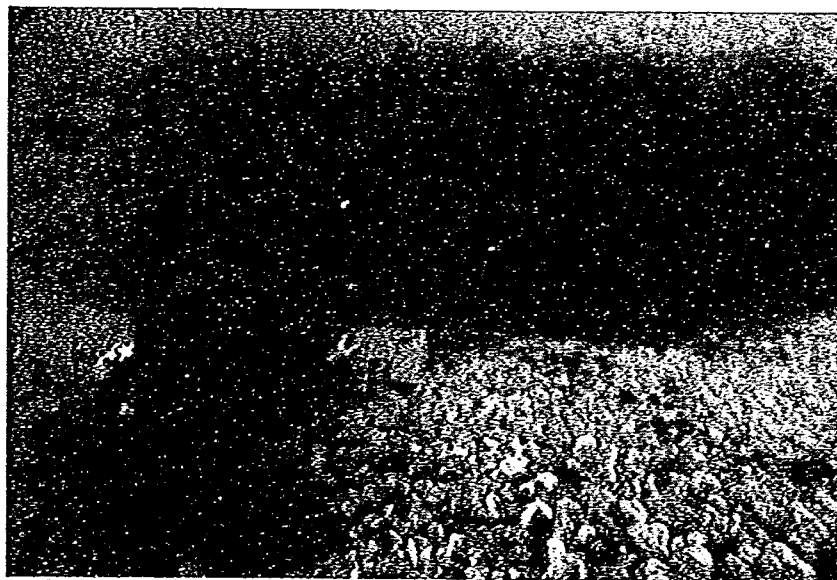
図-2.2.2 生地鼻沖の海底地形変化(片貝測線No.42)



写真－2.11 沈下前の突堤の状況（1985年11月撮影）



写真－2.12 沈下後の突堤の状況（1987年2月5日撮影）



写真－2.13 沈下突堤のすぐ沖の海底の状況（1987年7月撮影）

真-2.13は1987年7月に撮影した沈下突堤先端付近の海底状況を示す。この写真に示されるように海底は急勾配の砂礫斜面であり、地滑りのような現象によって突堤は一度に沈下したと推定される。さらに特徴的なことは、隣接する突堤にほとんど変化が生じていないことである。このことから、冲向きの土砂移動が局所的に発生することがわかる。

2.2.3 黒部川河口沖の地形変化

海底面の状況から、河口沖でも深海への土砂移動が生じている可能性がある。ここでは、河口沖の地形変化より土砂移動の実態を考察する。

1回目の調査時には、河口左岸沖にトラップT4を設置した(図-2.11参照)。観測期間はトラップT1と同じである。このとき、T4内に堆積は生じなかった。2回目の調査時の1988年2月18日に設置地点を潜水調査したところ、トラップは発見できなかった。地形形状から見て設置地点の海底はかなり堆積したようであり、トラップは埋積された可能性もある。供給土砂の出口である河口沖の海底でこのような地形変化が生じることは十分考えられる。そこで、1975年以後の定期深浅測量の結果を用いて、河口沖(No.25及びNo.29、図-2.13参照)の海底断面の変化を調べた。測線No.25では(図-2.23)、1975年より経年的に侵食が進行したことがわかる。侵食範囲は水深約7m以浅であることから波高3~4mの冬期風浪時に生じた西向き沿岸漂砂によって侵食が生じたと考えられる。また、その原因は最近の河川流出土砂の減少にあると考えられる。一方、河口中央沖の測線No.29では(図-2.24)、1980年から1985年の間に水深6~24mの範囲が侵食され、それ以浅では堆積した。また、1985年から1986年にかけては水深7m以浅で著しい侵食が生じた。以上のように、河川からの土砂流出の影響を直接受けると考えられる海底では、大きな地形変化が生じている。水深8m以深の海底勾配は1/4と非常に急である。そのため、洪水時に河口から土砂流出が生じた時、過剰堆積による地滑りの発生やwash load等の流出に端を発する密度流の発生によって、深海への土砂移動が生じることは十分可能と考えられる。

ここで河川の流量との関連を考察する。1951年~1986年の年最大および平均流量の経年変化を図-2.25に示す。年平均流量にあまり変化は見られないが、年最大流量は長期的にみて減少傾向にある。さらに、3000 m³/s以上の洪水は最近生じていない。前節で述べたように、年最大流量の長期的な減少は、河川からの流出土砂量の減少を示唆する。海底の地形変化との関連を調べると、1985年から1986年の期間にNo.29沖の海底が大きく侵食されたのに対して、1985年には930 m³/sの年最大流量を生じている。1985年の測量は7月、出水は8月であることから考えると、海底の侵食は出水時に生じた可能性が高い。その理由は次の通りである。1979年~1984年には大きな出水がなかったことから、河口前面には徐々に土砂が堆積し、その結果1985年には河口前面がかなり急勾配化したと考えられる(図-2.24参照)。そこに1985年の出水が生じたため河口前面に多量の土砂が急激に堆積し、海底地滑りを生じたか、

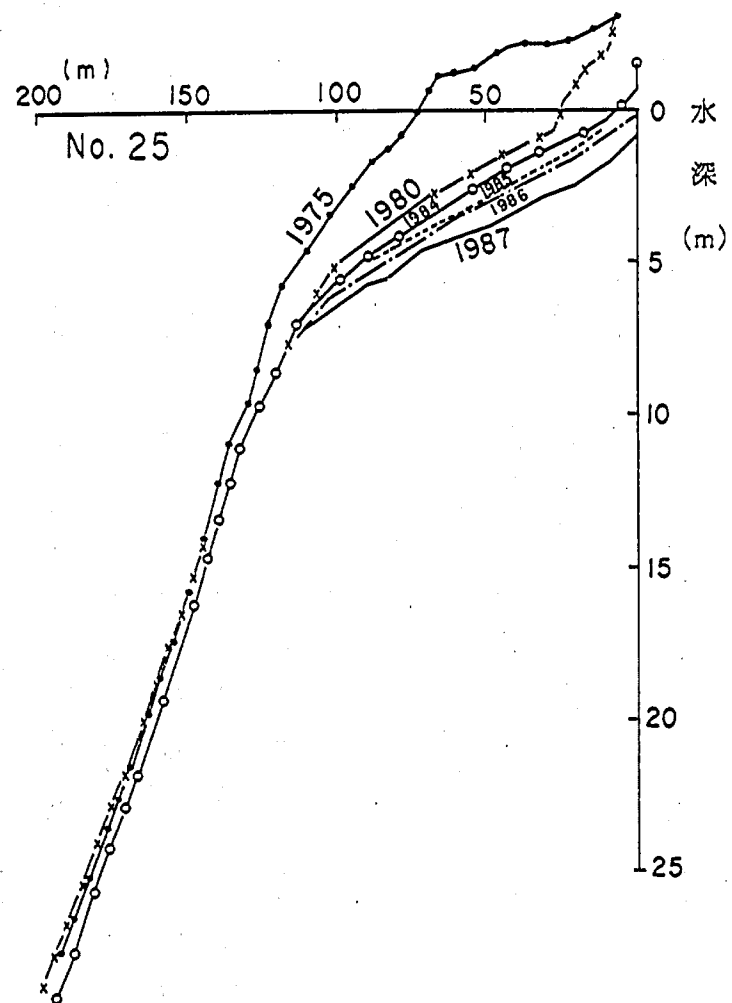


図-2.23 黒部川河口沖の海底地形変化(測線No.25)

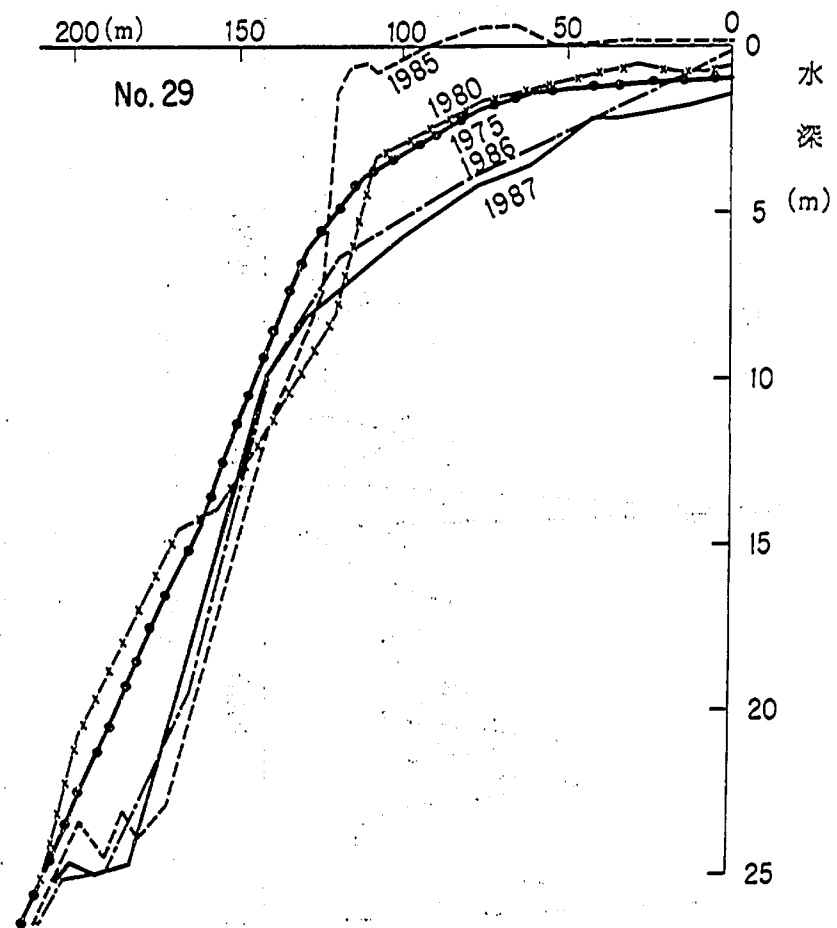


図-2.24 黒部川河口沖の海底地形変化(測線No.29)

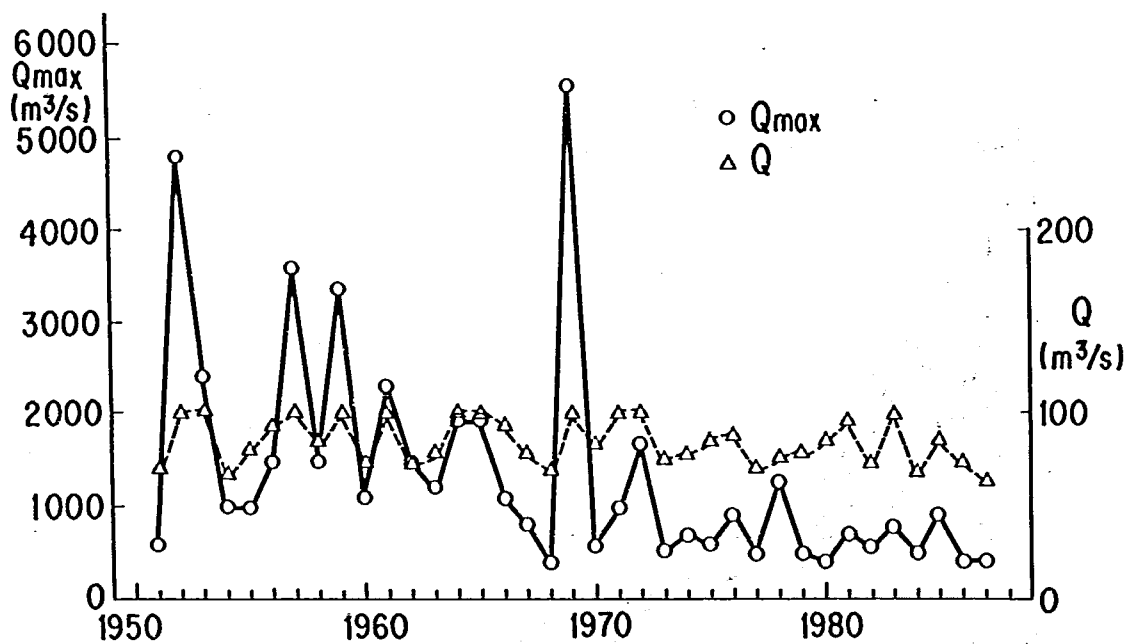


図-2.25 年最大流量と年平均流量の経年変化（愛本地点）

あるいは堆積により不安定度を増した急斜面が冬季風浪時に崩壊した。これらの冲向きの土砂移動により、一度に海底が侵食されたと考えられる。

2.2.4 土砂移動機構に関する考察

河口沖では河川からの流出土砂量と沖合の地形との関係から、河口前面で堆積が生じるか深海へ土砂が流出するかが決まる。河口沖の浅海域が沿岸漂砂による侵食によりある程度緩勾配になっている場合には、小さな出水時に緩勾配斜面上で堆積が生じると考えられる。これに対して、堆積が進行し浅海域が急勾配化した時に出水が生じた場合、あるいは高波浪が来襲した場合には深海への土砂移動が発生すると考えられる。また、大出水時には多量の土砂が河川より流出するため、土砂が直接深海へ流出することもあり得る。さらに深海への土砂流出に伴って河口前面の海底は大きく侵食される可能性が高い。最近では大きな出水が少なく、河川からの供給量に比べ沿岸漂砂による侵食量または深海への流出量が上回っているため、河口沖の海底は長期的に見て侵食傾向にあると考えられる。

一方、沿岸漂砂によって生地鼻周辺に輸送された砂礫は生地鼻沖の急斜面上に堆積する。砂礫の堆積が進み、不安定な状態になった時に高波浪が作用すると、冲向きの土砂移動が生じると考えられる。この砂礫移動は不安定に砂礫が堆積した箇所が生じるために、局所的な現象になると考えられる。

上述の考察に既往の調査結果（建設省黒部工事，1979．石川・山本，1987．土屋ほか，1971．土屋ほか，1987）より求めた土砂移動量のオーダーを加えて、黒部川河口より西の

海岸における土砂移動のモデルを作成した。このモデルでは、生地鼻から片貝川方向への沿岸漂砂による土砂移動はほとんどないとしている。土砂移動モデルを図-2.26に示す。大出水時に河川より流出した土砂のほとんどは深海へと流下する。また、小出水時には河口沖の海底地形に応じて浅海域に一時堆積するか、または出水時に海底地滑り等を生じて深海へと流出する。河川からの流出土砂量に比べ沿岸漂砂量は1～2オーダー小さいため、河川流出土砂量と深海への流出土砂量はほぼ等しい。生地鼻方向へ沿岸漂砂により移動する土砂は、生地鼻沖に一時堆積して、そのほとんどが高波浪を契機に深海へと流出する。深海への土砂移動の機構として、河口沖では出水時に生じる過剰堆積による地盤の不安定化wash loadによる密度流の発生、海底急斜面に高波浪が作用した時生じるgrain flow等を挙げることができる。また、生地鼻沖では沿岸漂砂により輸送され堆積した砂礫が、高波浪によりgrain flowまたは地滑りを生じて、冲向きの砂礫移動が発生すると考えられる。

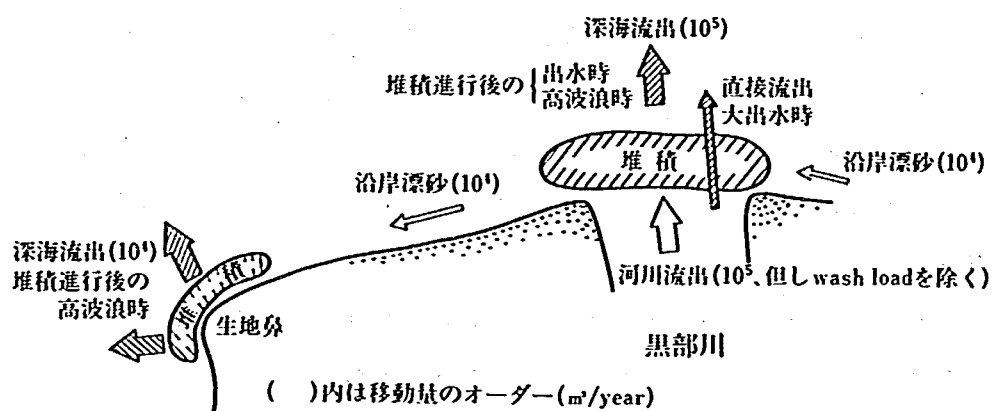


図-2.26 黒部川より生地鼻の間の海岸における土砂移動のモデル

2.2.5 結 論

主要な結論を以下に記す。

- ① 海底面の状況より、下新川海岸における深海への土砂流出は河口沖と生地鼻沖で生じていると推定された。
- ② 生地鼻沖水深約10m地点で冬季風浪時に流向流速測定を行った結果、吹送流と考えられる北向きの流れが卓越することがわかった。しかし、波高約2m以上の高波浪時には、海底付近の流れは乱れて冲向きの流向も出現した。
- ③ 生地鼻沖水深10mの位置にトラップを設置したところ、高波浪の来襲後にトラップ内に砂礫の著しい堆積が見られた。堆積が生じた期間には高波浪による流向の乱れも観測されている。しかし、別の観測時には同様な波浪条件でも砂礫移動は観測されなかった。ま

た、トラップ周辺の地形変化から、高波浪の作用後には近接した海底に侵食部と堆積部が共存することがわかった。以上のことから、生地鼻沖では高波浪の来襲により冲向きの砂礫移動が局所的に生じていると推定された。

- ④ 生地鼻南の4基のブロック積み突堤のうち1基が高波浪の来襲後に2～3m沈下した。この現象も局所的な冲向き土砂移動の発生を示すと考えられる。
- ⑤ 河口沖では、出水により河口前面に堆積が進行した後に、過剰堆積による地滑りや波浪の作用によって深海への土砂移動が生じると推定された。
- ⑥ 下新川海岸の黒部川河口から生地鼻の間の土砂移動モデルは図-2.26のようにまとめられる。

2.3 ま と め

下新川海岸における深海への土砂損失機構は図-2.26のようにまとめられた。この結果を受けて今後の海岸保全計画を策定するにあたっての課題は次のように要約できる。

- ① 下新川海岸への最大の土砂供給源は黒部川であり、そこから海岸へ流出する土砂を有効に海岸へ寄与させる必要がある。特に下手海岸への供給土砂を確保するためには、河口部の汀線後退を阻止するとともに、河口沖の海底侵食を防止する必要がある。
- ② 河口より東の海岸への土砂供給はほとんどなく、今後海浜の回復を図る場合には多量の土砂資源を確保する必要がある。そのためには、黒部川から深海へと流出する土砂を貯留し利用する方法が有効と考えられる。

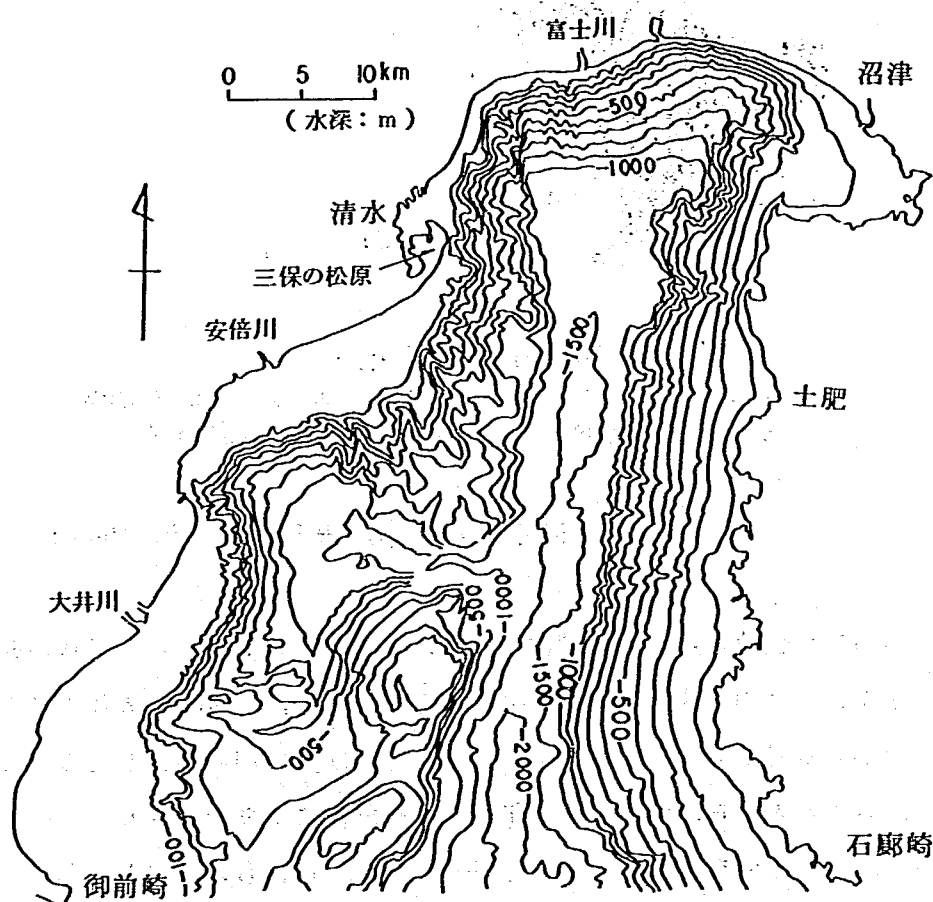
以上の点より、黒部川河口沖に深海へ流出する土砂を貯留するとともに、河口周辺の侵食を防止する施設として海底ダムを挙げることができる。ただし、海底が砂礫からなる急斜面であることから、構造物の安定性、海底斜面の安定性を明らかにする必要がある。その一環として、現在河口沖に土砂貯留施設の試験施工が進められているので、この試験から得られた成果を有効に利用すべきであろう。なお、もう1つ注意すべき点として生地鼻周辺の海底地盤の安定性を挙げることができる。土質力学的に見て海底地盤が十分な安定性を有するか十分に検討する必要がある。

3. 駿河海岸における土砂損失機構

3.1 駿河海岸の概要

3.3.1 大井川扇状地と駿河海岸

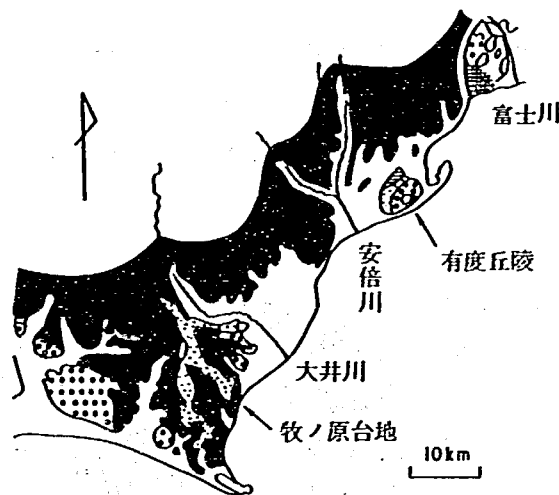
駿河海岸は駿河湾の南西部に位置する。駿河湾は中央に駿河トラフを有する深海であり、その海底は急斜面であって大陸棚は非常に狭い（図－3.1）。狭い大陸棚は大井川及び安倍川により形成された扇状地沖に位置し、その沖端の水深は約100 mであることから、海水準が現在より約100 m低かった時の扇状地の跡を示すと推定される（例えば、吉川ほか、1984）。大井川扇状地も黒部川扇状地と同様に深海に土砂が堆積して形成されたことは明らかである。ただし、黒部川扇状地と異なり沖合には大陸棚が存在する。両者の相違の原因としては、扇状地形成時の陸地及び海底地形の差違等が挙げられる（貝塚、1969）。また、大井川河口の北、焼津の沖合には、海底谷が汀線付近に入り込んでいる（図－3.1 参照）。海底谷の谷頭部の海岸線は大きく湾曲し、沖に突き出た砂嘴状地形となっている。駿河海岸では南に位置する湾口から外洋波浪が入射するため、北向きの沿岸漂砂が卓越する。この沿岸漂砂により砂嘴が形成されたと考えられる。安倍川河口の北に位置する三保の松原も同様な地形形状を



図－3.1 駿河湾海底地形図
(海上保安庁発行沿岸の海の基本図より作成)

有する（図－3.1 参照）。三保の松原周辺の海底は焼津沖のように海底谷が海岸線近くにまで入り込んでおらず、比較的浅い海底に土砂が堆積した。このため、砂嘴地形が大きく成長したと推定される。

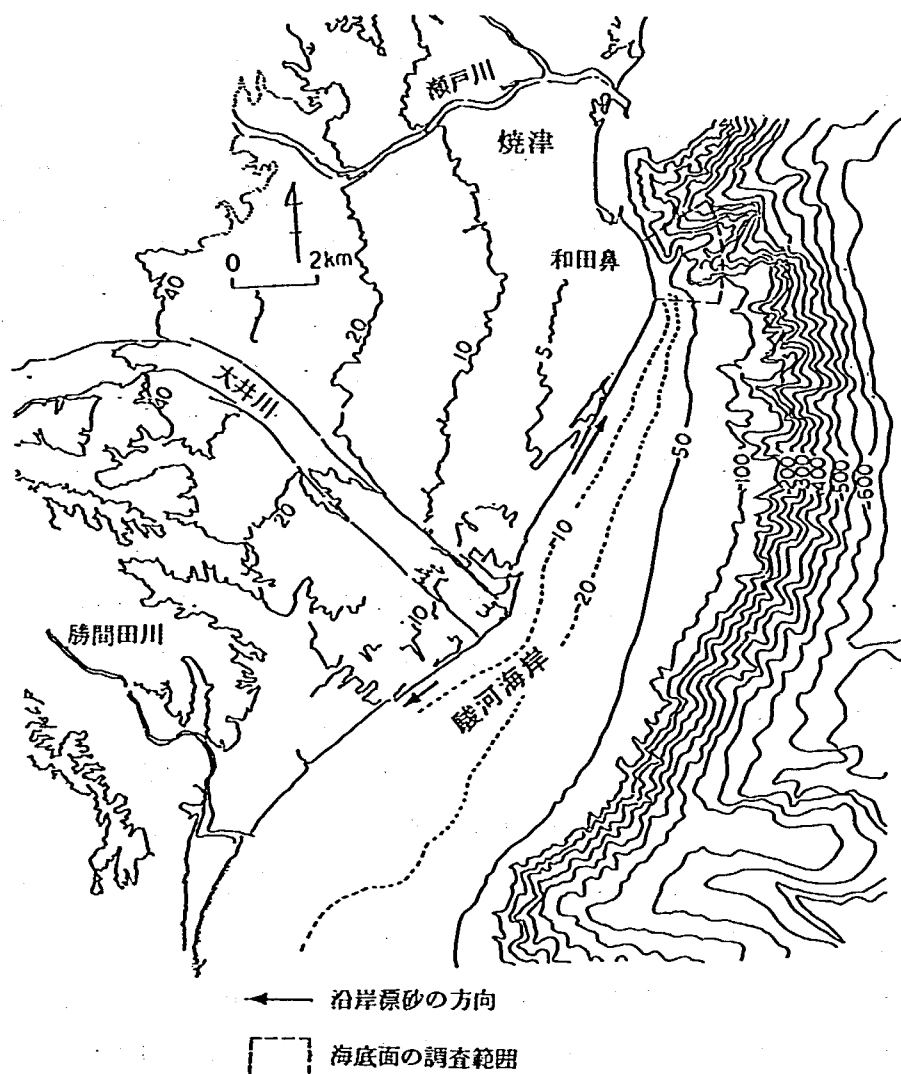
大井川、安倍川周辺の平地が沖積扇状地であることは土（1968）による第四紀層の分布図（図－3.2）によっても明らかである。大井川扇状地の等高線と沖合の等深線図を図－3.3 に示す。大井川扇状地は標高40m付近に扇頂を有する扇型の形状を成す。大井川は上流に赤石山脈を擁する急流河川であり、大井川からの供給土砂により河口付近の海岸線は海側に突出している。また、焼津の北に位置する和田鼻周辺では0mと5mの等高線の間隔が広く、北向きの沿岸漂砂がこの周辺に堆積したことを示唆している。



- | | | | | | |
|---------|---------------|---------------|----------------|---------------|--------|
| 1 ■ | 2 ▨ | 3 ▤ | 4 ▥ | 5 ▧ | 6 □ |
| 1. 先第四系 | 2. 掛川層群, 根古屋層 | 3. 小笠原層, 久能山層 | 4. 牧ノ原層, 小鹿層など | 5. 長春原層, 国吉田層 | 6. 沖積層 |

図－3.2 駿河湾西岸域の第4紀層分布（土，1968）

大井川から海岸へ供給された土砂は沿岸漂砂により北へと輸送され和田鼻の砂嘴地形を形成させた。また、大井川扇状地の地形区分によると（門村，1968），大井川により形成された扇状地の北側の限界は焼津より南にあり，焼津付近は瀬戸川の勢力圏であることが示されている。これらのことから，焼津付近の平坦地は瀬戸川により形成されたもので，大井川からの供給土砂は焼津まで到達していないと考えられる。これらの仮定とともに，和田鼻沖には海底谷が存在することを考慮すると，沿岸漂砂により北へ輸送された土砂は海底谷へと流下し，深海へ流出している可能性が高い。海岸近くに入り込んだ海底谷へと土砂が流出する

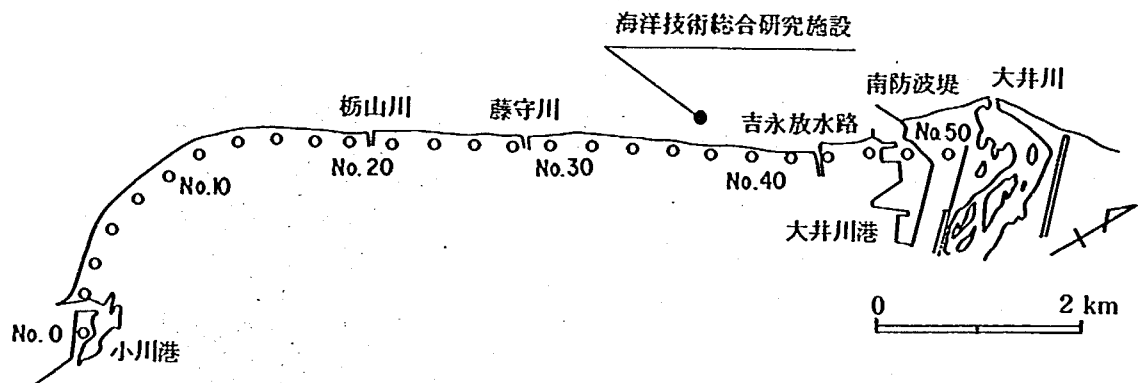


図－3.3 大井川扇状地の地形

事例は世界各地で報告されている (Shepard, 1973)。この中でも、CaliforniaのScripps 海岸では、沿岸漂砂により輸送された土砂がScripps Canyon へと流出する現象が様々な点から観測されている (Inman, D. L. et al., 1976)。ここでの海底谷への土砂流出量は20 万 m^3/yr とも言われている。

3.1.2 駿河海岸の侵食実態

駿河海岸は大井川扇状地と海との接線を成し、大井川河口の左右岸に広がる海岸である。このうち、河口北側の海岸 (図－3.4) は近年著しく侵食され、現在消波堤によって汀線の後退が防がれている。この海岸の析山川河口付近 (No. 20) では推定8万 m^3/yr の北向き沿岸漂砂が存在するが、大井川港の南防波堤 (図－3.4 参照) の建設により河口からの土砂供給が途絶えたため、侵食を生じるようになった (武内ほか, 1984)。1963年以後の汀線およ



図－3.4 駿河海岸（大井川左岸）における測線配置

び水深4mの等深線位置の経年変化を図－3.5 a), b) に示す。測線位置は図－3.4 に示した。大井川港南防波堤が1962年より建設された後、海岸の侵食が進み、侵食区域は徐々に北へと広がったことがわかる。

現在の大井川河口と大井川港の状況を写真－3.1 に示す。大井川港南防波堤の南に土砂堆積域が存在し、その北の海岸と汀線位置が著しく違っている。また、藤守川周辺の海岸の状況を写真－3.2 に示す。汀線付近に消波堤が並び、汀線の後退が防がれていることがわかる。一方、駿河海岸北端には小川港があるが、この港の防波堤付近に経年的な堆積傾向は認められない（図－3.5 参照）。このことから、沿岸漂砂により輸送された土砂が、海底谷へと流出していることが推定される。和田鼻周辺の海岸の状況を写真－3.3 に示す。写真右上が小川港である。写真中央部の浜幅の広い部分より汀線の著しい湾曲が始まり、小川港へと続いている。この湾曲部の沖に海底谷が位置する。

最後に、現在の海浜の状況を写真－3.4 a) ～ c) に示す。写真の撮影位置は a) が測線No. 34 付近、b) がNo. 28 付近、c) がNo. 18 付近である（図－3.4 参照）。海浜は主に粒径数mmの礫で構成されていることがわかる。当海岸での顕著な地形変化は水深約7m以浅で生ずるが、この範囲は約1/7と急勾配であって、しかも写真と同様主に砂礫の底質から成っている（宇多・筒井，1985）。しかし、海底勾配が約1/100の緩勾配となる水深7m以深では0.1～0.2mmの細砂の底質となる（建設省・運輸省，1985）。

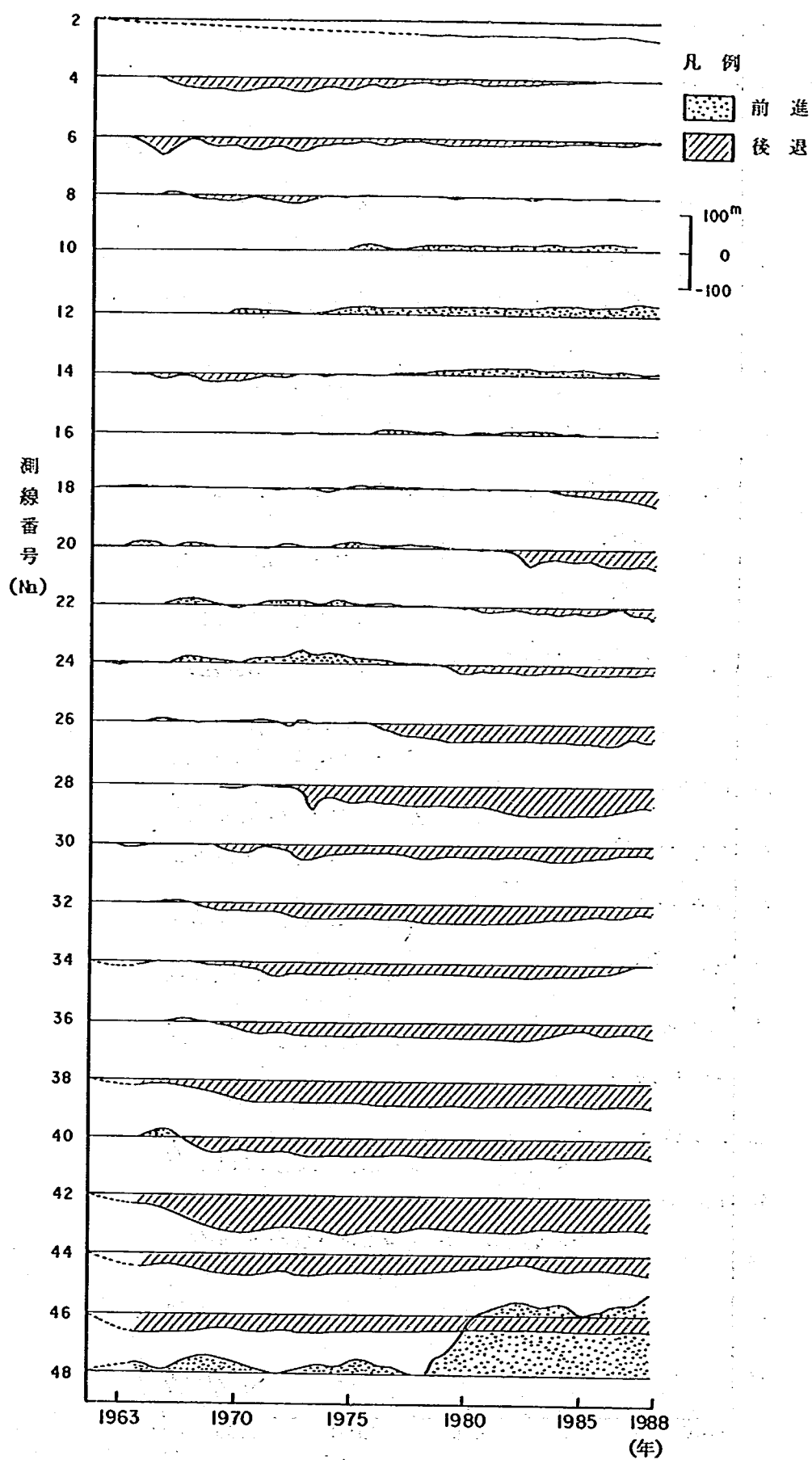


図-3.5 等深線位置の経年変化

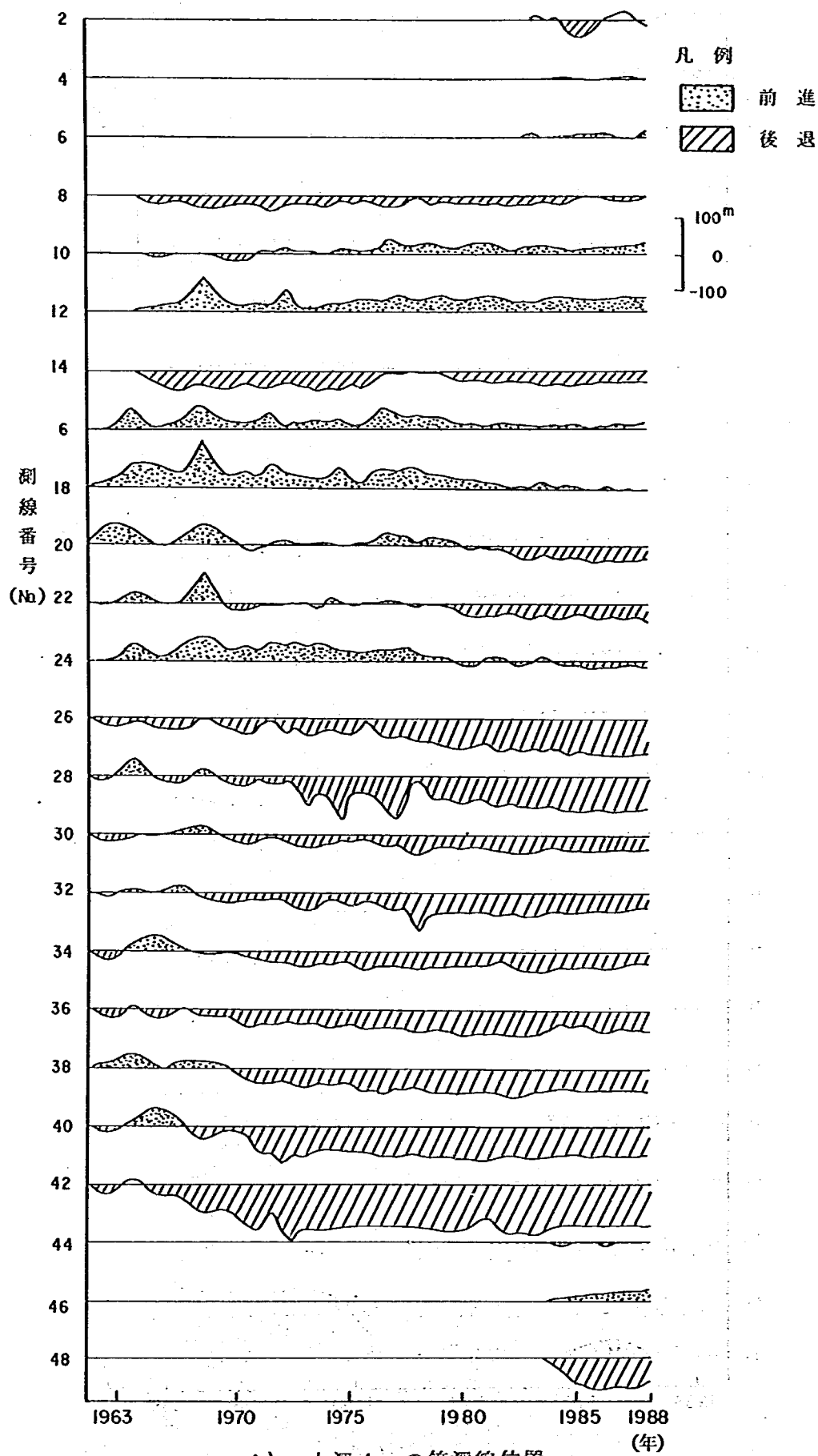
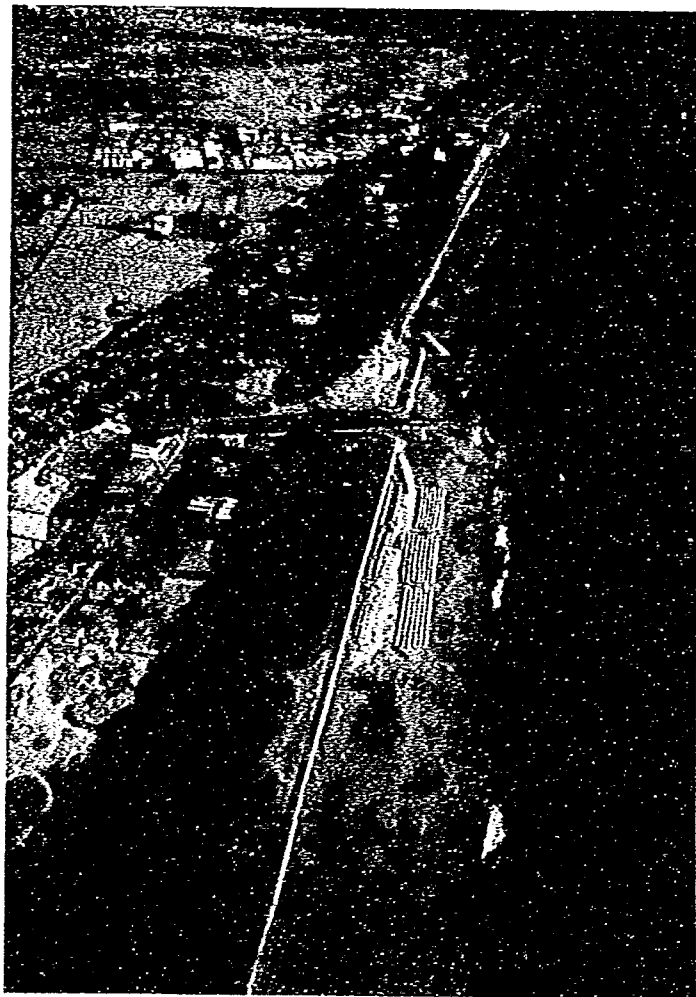


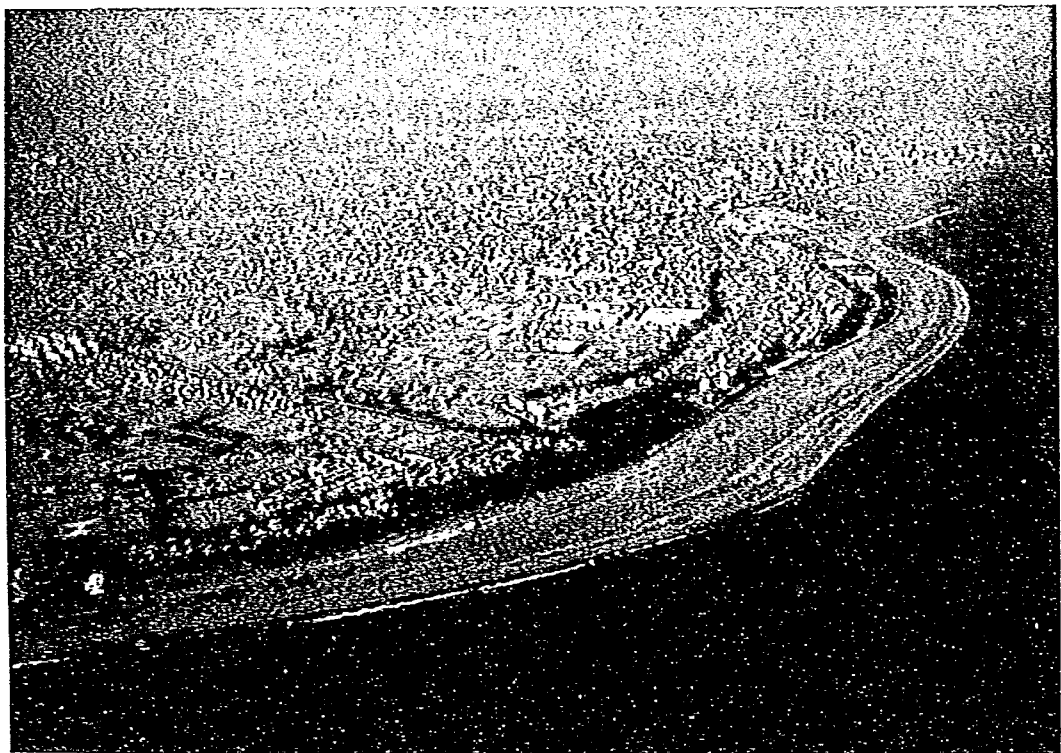
図- 3.5 等深線位置の経年変化



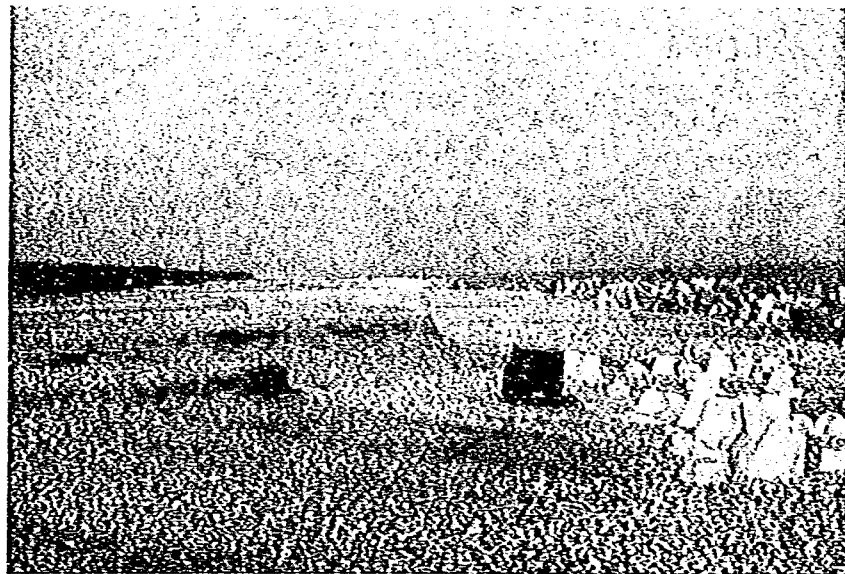
写真－ 3. 1 大井川河口と大井川港 (1988年11月)



写真－ 3. 2 藤守川周辺の海岸状況 (1988年11月)



写真－ 3.3 和田鼻周辺の海岸状況（1988年11月）



a) 測線№34 付近



b) 測線№28 付近



c) 測線№18 付近

写真- 3.4 海浜の状況 (1988年)

3.2 海底谷周辺での土砂移動

3.2.1 調査内容

調査は和田鼻沖の海底谷を対象として行った。本調査で取得された海底谷の深浅図(1985年8月)と定期深浅測量の成果を重ねて図-3.6に示す。海底谷は尾根を挟んで2つに分けられ、以後南側を南谷、北側を北谷と呼ぶ。海底谷への土砂移動調査は3か年にわたって行われた。調査期間は以下の通りである。

1回目調査 1985年7月～同年10月

2回目調査 1986年9月～1987年3月

3回目調査 1987年9月～1988年3月

1, 2回目の調査では、まず海底谷の状況および土砂移動の実態を把握するため、図-3.3に破線で囲んだ範囲で詳細な深浅測量、海底面の撮影および底質採取を行った(図-3.7参照)。また、音波探査を用いた地質調査より、海底谷での沖積堆積層の状況を調べた。さらに、大井川から北へ向かう沿岸漂砂が海底谷谷頭へ移動する状況を明らかにするために、海底谷南側の領域でトレーサ調査を行った。

以上の調査の結果、土砂移動は主に南谷谷頭部で生じていると判断された。そこで、3回目の調査では調査範囲を南谷谷頭部周辺(図-3.7参照)に絞り、深浅測量、底質の柱状採取および流向流速観測を行った。各種調査の方法を以下に示す。

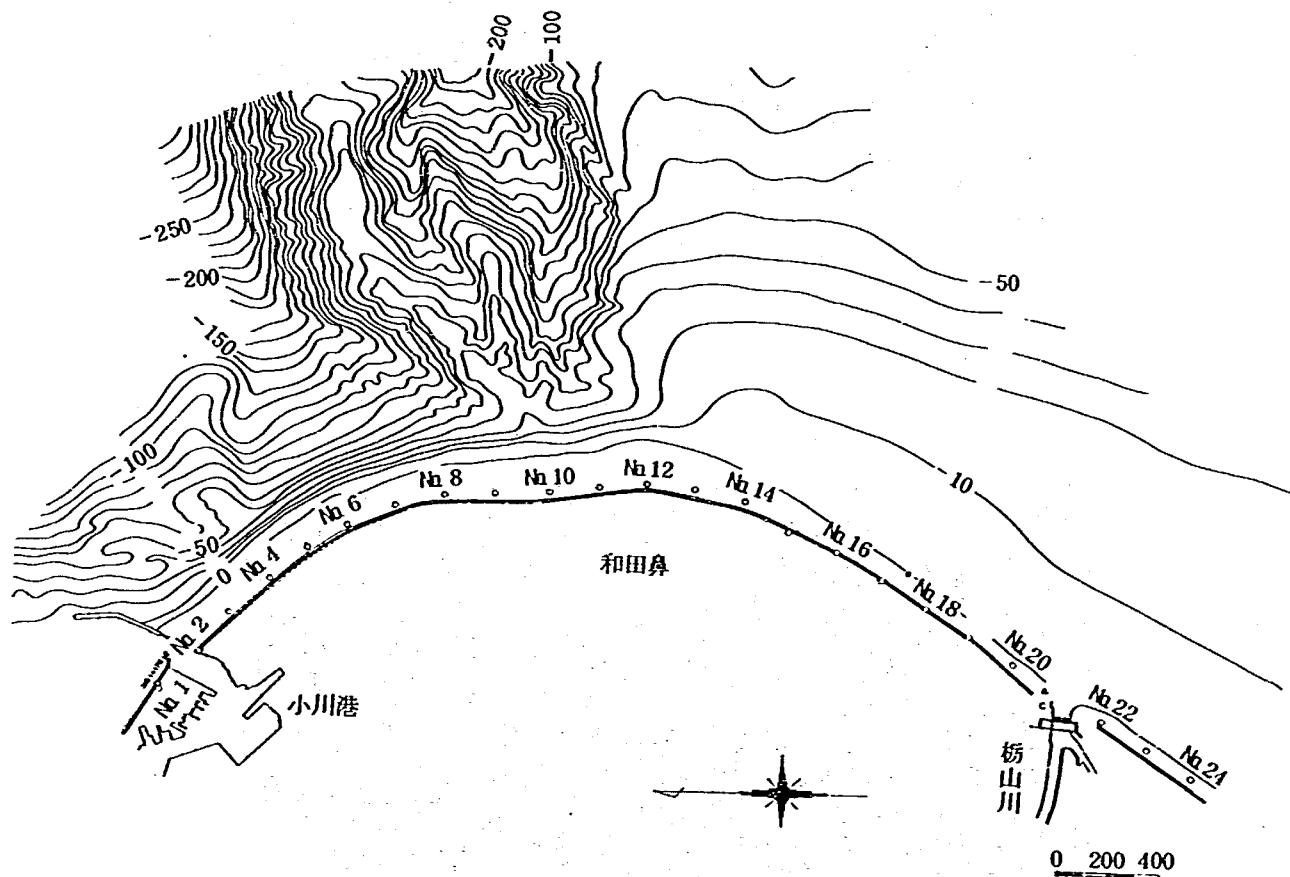
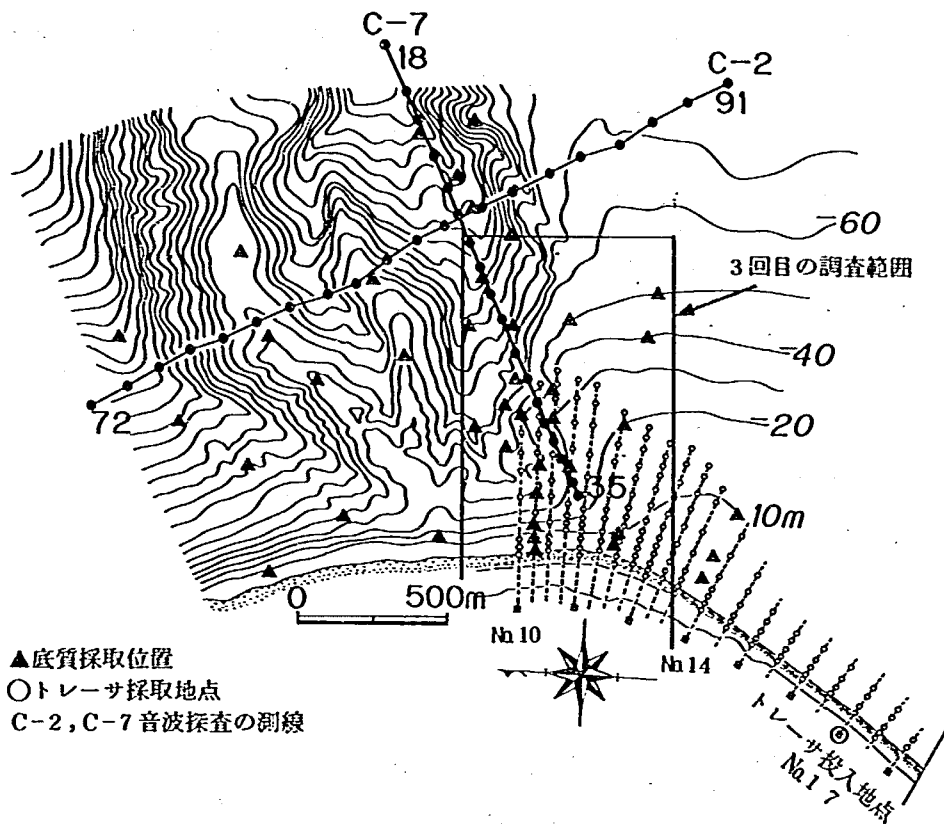


図-3.6 海底谷とその周辺の深浅図



図－ 3.7 調査範囲と測点配置

① 海底谷およびその周辺の深浅測量及び海底面の撮影

下新川海岸での調査と同様の機器（図－ 2.9 参照）を用いて、深浅測量，無人潜水機による 100 測点での写真・ビデオ撮影を行った。測量は 1985 年 8 月に，撮影は 1985 年 9 月に行った。

② 底質調査

底質調査の測点を図－ 3.7 に▲印で示す。底質採取にはスミスマッキンタイヤ型採泥器を用いた。採泥器の開口部面積は 0.1 m^2 であり，深さ方向には約 20 cm（総量 500 g）の底質を採取した。底質採取は 1986 年 11 月 28 日から 12 月 1 日の間に行った。

③ 地質調査

発信周波数 3.5 KHz のソノストレータを用い，合計 8 測線（総延長約 15 km）の音波探査を行い，地質断面を求めた。代表的に C－2 と C－7 測線の位置を図－ 3.7 に示す。音波探査は 1987 年 2 月 1 日に行った。

④ トレーサ調査

約30m³のトレーサを1986年9月25日に汀線付近に投入し(図-3.7),その後約1ヶ月毎に3回(第1回10月14日,第2回11月2~3日,第3回11月27~28日)図に示す測線上の計160地点で採取を行った。1点当たりの採取範囲は表面積1×1m,深さ約10cmである。トレーサには現地の底質と異なる矢作川産の白色花崗岩質砂礫(最大粒径50.8mm,中央粒径6.5mm)を用いた。

⑤ 南谷谷頭部周辺での深浅測量

深浅測量は南谷谷頭部周辺(図-3.7参照)において,20m間隔で岸沖方向に設けた36測線(C0~C35)に沿って台風の前・後に行なった(図-3.8参照)。台風前の測量は1987年9月26日~10月9日に,台風後は10月23日~25日に行った。

⑥ 南谷谷頭部での底質採取

1988年1月21日~29日に南谷谷頭部の13地点(図-3.8)でピストンコアラ(内径10cm,長さ2.5m)を用いて底質の柱状採取を行った。

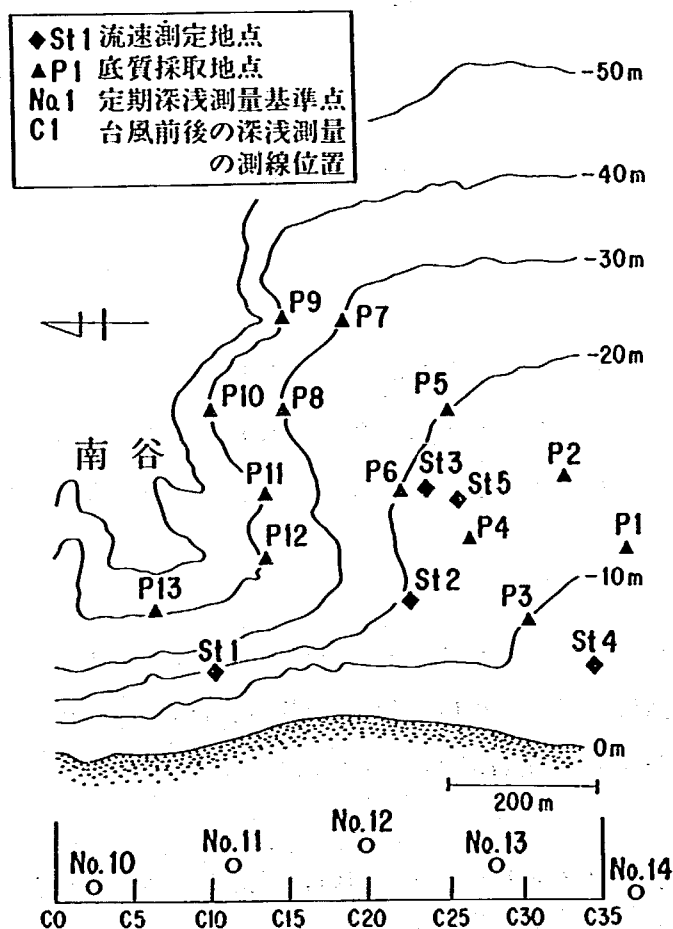


図-3.8 南谷谷頭部周辺での測線・測点配置

⑦ 流向流速観測

流向流速は、南谷谷頭部の5地点で流速計を用いて測定した(図-3.8)。St1~3では1988年1月19日~31日に、2成分電磁流速計を底面に固定して測定した。St4,5では1987年1月20日~31日に、ローター式流速計を底面上1mに設置して測定した。

3.2.2 地形地質調査の結果

(1) 海底面の状況

音響測深によって求めた深浅図に写真とビデオから判定した底質の分布を記入した結果を図-3.9に示す。まず、海底谷を横切るX-X', Y-Y', 及び海底谷に沿う断面V-V', W-W'の断面形状を図-3.10に示す。南側の谷(以下南谷と呼ぶ)の縦断勾配は1/9.5, 北側の谷(以下北谷と呼ぶ)の縦断勾配は1/7と急であり、横断面は切り立っていることがわかる。特に南谷は深く切り込まれた形状となっている。

次に、図-3.9をもとに表面底質分布について調べた。この場合、代表測点P1~P14の海底写真を図-3.11に示したので、図-3.9と図-3.11両者を参照して議論を進める。

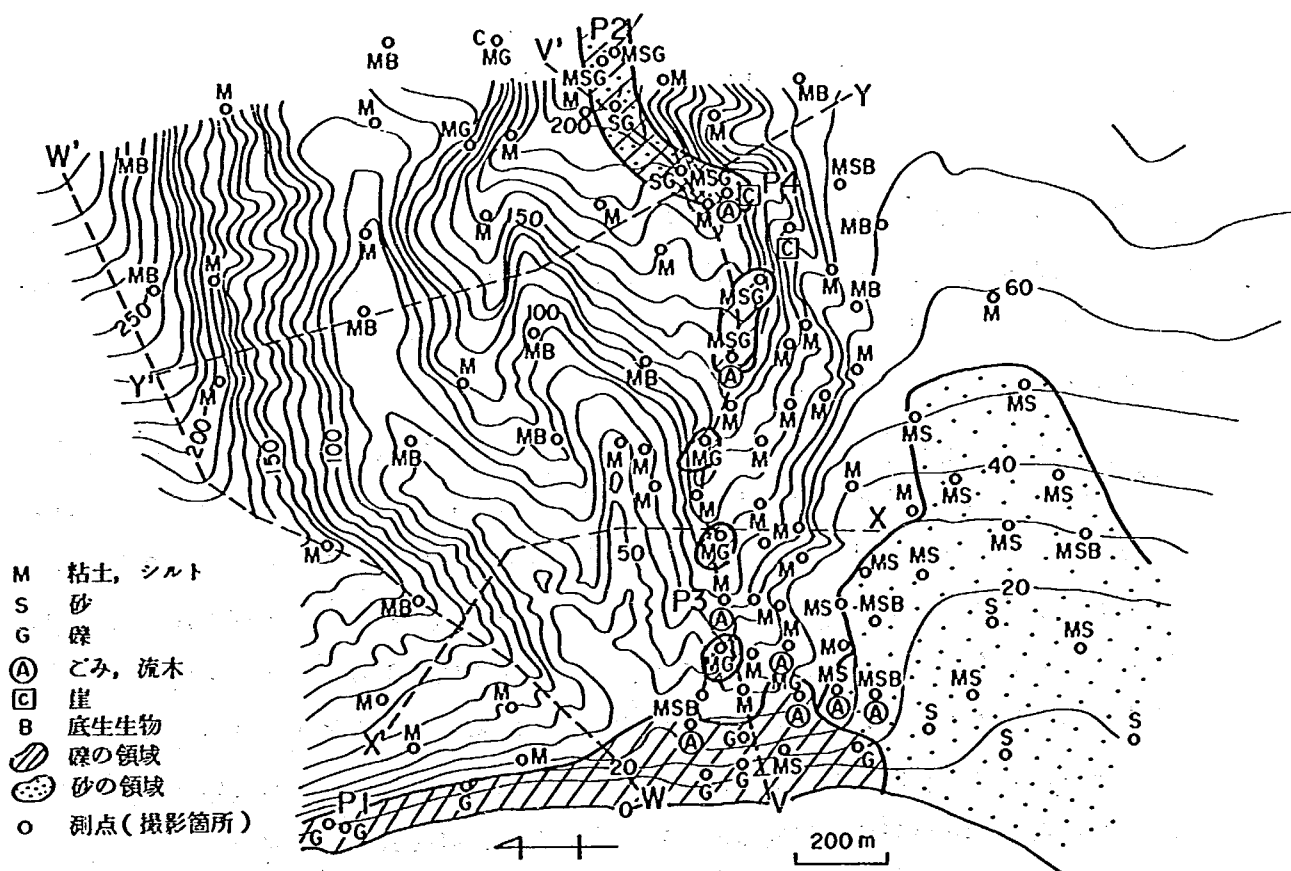


図-3.9 海底谷周辺の深浅図と表面底質分布

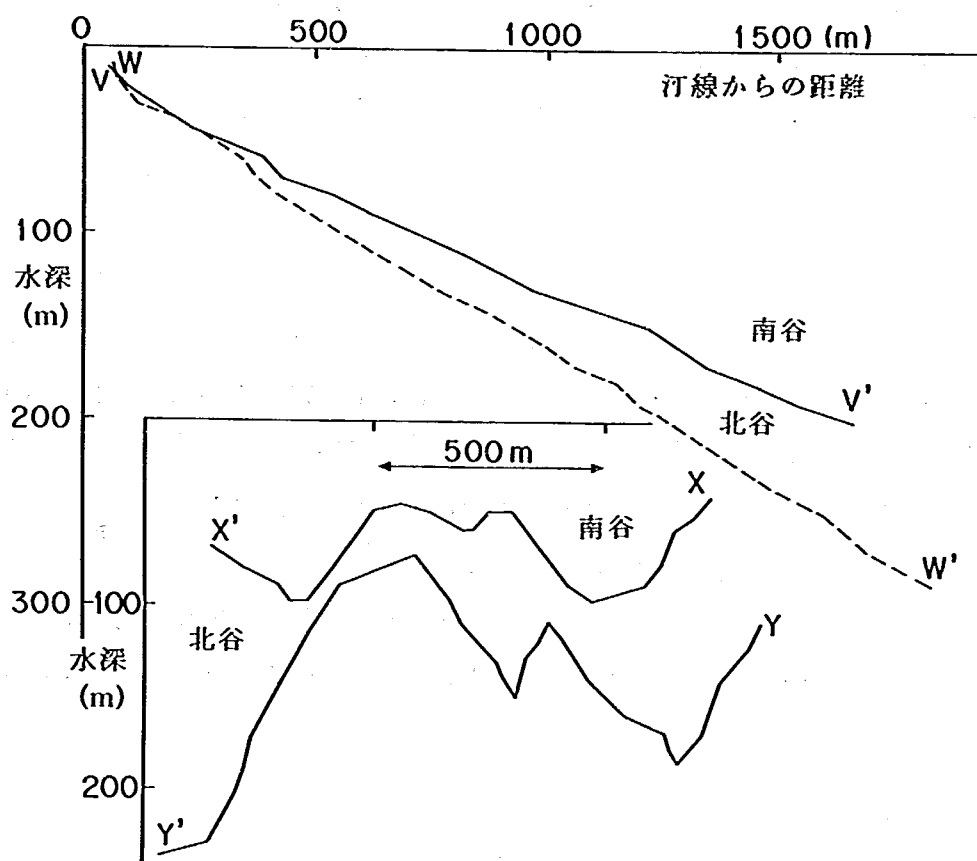


図- 3.10 海底谷の縦横断面

南谷の谷頭部より北の汀線沿いには礫が帯状に広がっている。この範囲には砂，シルトの細粒分はほとんど見られなかった（図-3.11，P 3，P 4 参照）。さらに，北側では生物付着が著しく（図-3.11，P 4 参照）。現在この範囲の海岸へ回り込む漂砂が少ないことがうかがわれる。南側では水深30～50m以浅の浅海に砂の領域が見られる（図-3.11，P 1 参照）。これは，南側の海岸からの沿岸漂砂がこの区域に堆積していることを示すと考えられる。続いて南谷の谷筋を見ると，谷底に礫が存在し，水深250～300mには礫で覆われた場所がある（図-3.11，P 8～P 10 参照）。また，図中，流木やビニールなどのゴミが見られた点をAで示した。例えば，測点P 2，P 6で見られた新しい植物片を図-3.11に示した。これらの地点は南側の海岸から谷頭そして谷底に沿って分布している。これらの流木は新しいことから，流れによって最近谷底へ運搬されたと考えられる。以上のことから，南谷においては深海へ向かう流れが存在し，土砂が深海へ流出していると推定される。また，水深140m以深の谷底の撮影結果によると，海底表面は砂礫でありシルト分がほとんど見られない。一方，南谷谷底でもそれ以浅では礫がシルト分で覆われている状況が見られる。このことは，深海へ向かう土砂移動がある程度長い時間間隔で生じており，

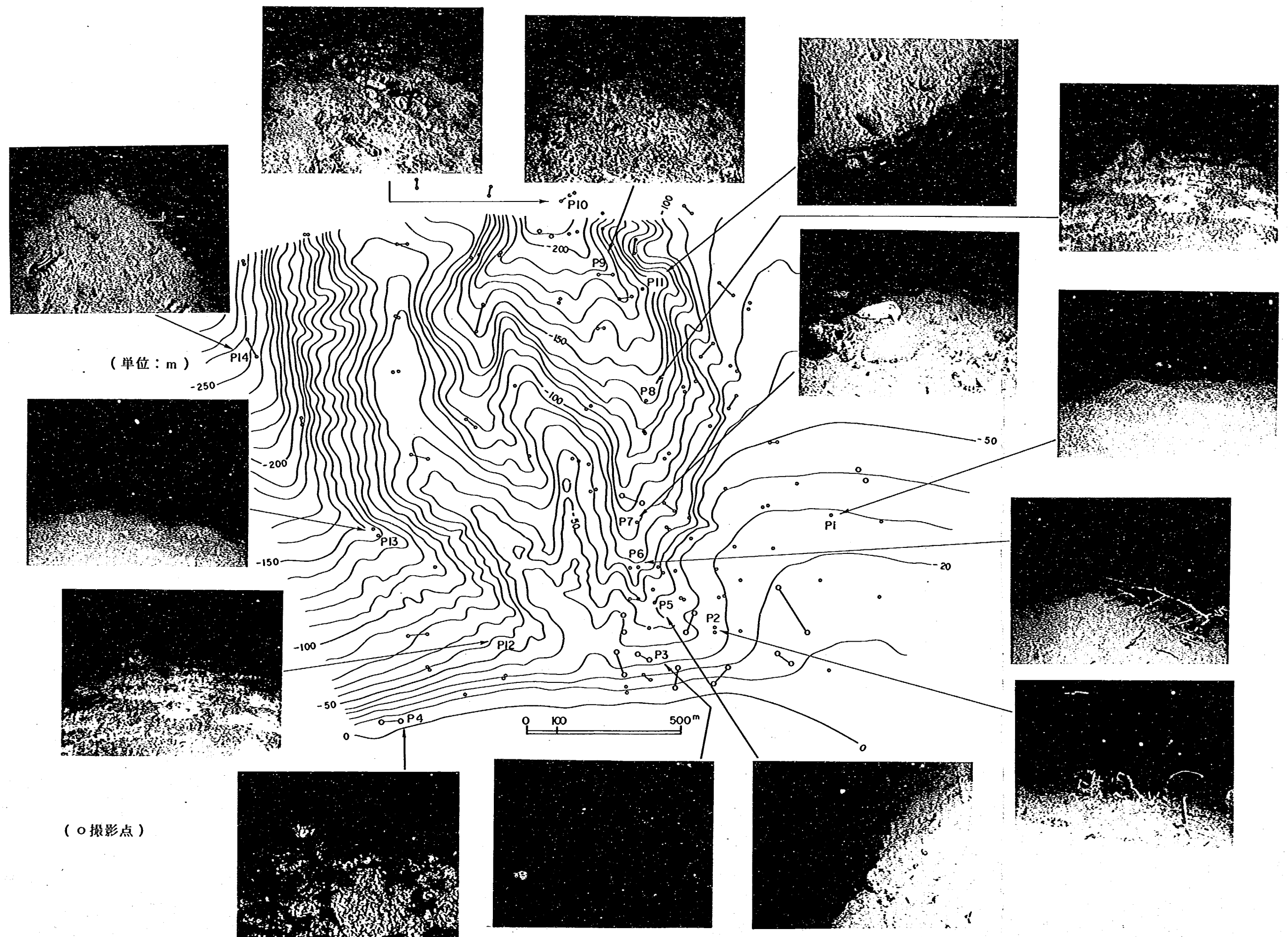
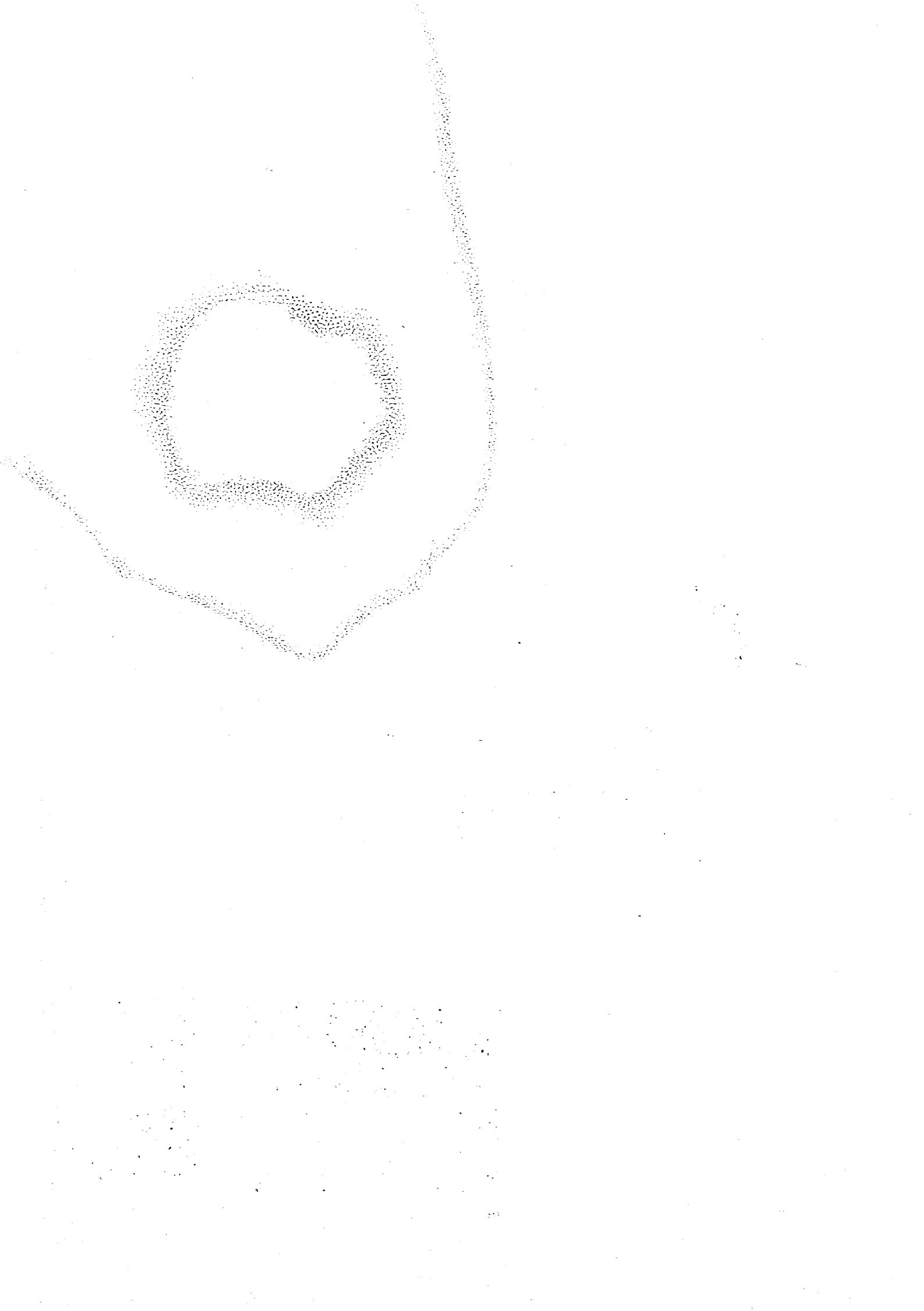


図-3.11 代表測点(P1~P14)の海底写真



海浜から細粒分が供給され易い浅海部では、土砂移動の発生後表面にシルトが沈積することを示すと推定される。南谷の谷筋南側の谷壁には、所々洪積層と考えられる基盤が露出した崖が見られる（図-3.11，P11参照）。これらの崖の表面は、侵食された形状を示す。これは、谷が深海へ向かって左にわん曲していることから、谷を流下する流れにより谷の側面が削られたためと考えられる。また、谷頭付近にも崖や段差等の不安定と考えられる地形が見られる（図-3.11，P5参照）。沿岸漂砂により供給された土砂が堆積し、堆積部が不安定となると崩壊が生じて土砂が谷底へ流出すると考えられる。その結果、崖や段差が形成されたと推測される。

一方、北谷は表面をシルトに覆われており、底生生物もかなり存在する（図-3.11，P12～P14参照）。このことから、北谷では最近土砂の移動は生じていないと考えられる。

(2) 底質調査

底質調査で得られた各採取点でのシルト，砂，礫の重量百分率を図-3.12に示す。底質の分類はJISに従っている。図にはビデオ撮影等で判断した表面底質分布の結果も併せて記入した。表面底質分布と底質採取結果とを比較すると、海底谷南側の汀線より水深30～50mまでの浅海に砂の領域がみられること、南谷筋に礫が多くみられることなど、両者はかなり良い一致を示す。一方、南谷と北谷に挟まれた尾根筋や北谷の谷底にも砂礫がかなり存在し、ビデオ撮影等で得られた表面底質分布とは異なった特徴を示している。しか

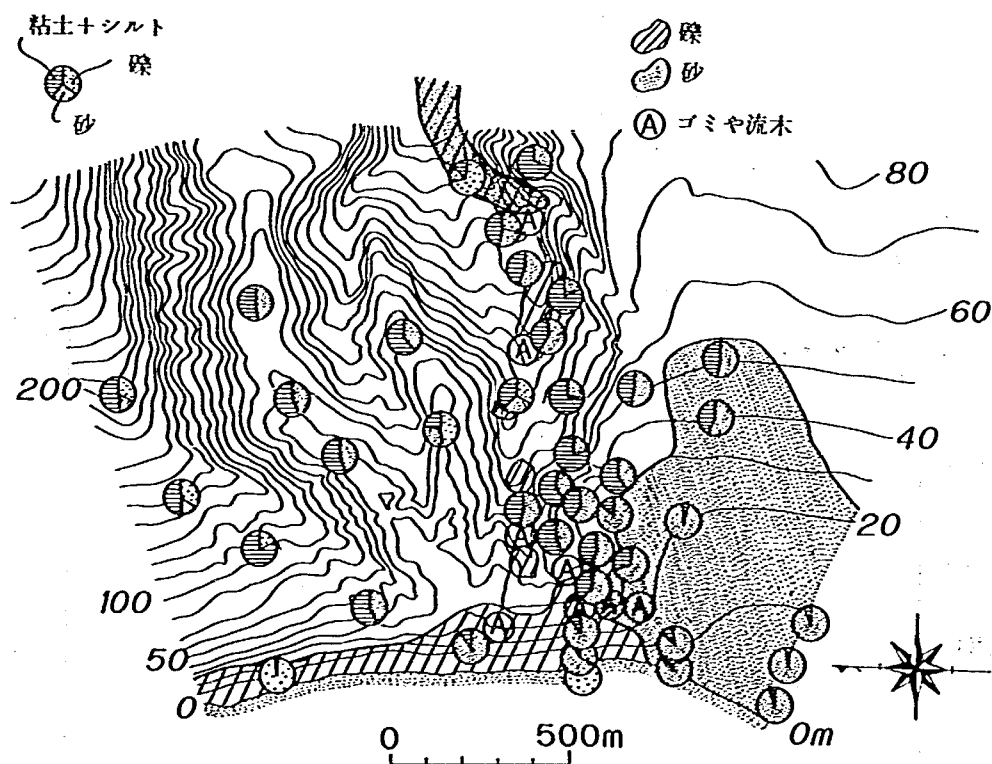


図-3.12 底質採取により求めた底質分布

し、この海底地形がもともと扇状地堆積物によって形成されたことを考慮すると、尾根筋や北谷の谷底で砂礫が採取されてもおかしくはない。尾根筋や北谷の谷底では表面がシルトに覆われているにもかかわらず、南谷の谷底は表面すらシルト分で覆われていない。さらに、ゴミや流木などが見られた。これらのことはむしろ、南谷を土砂流出の流路とする推定の妥当性を示すと考えられる。

(3) 地質調査

音波探査によって求められた地質断面図を図-3.13に示す。海底谷の代表的な横断面としてC-2断面を、縦断面として南谷に沿うC-7断面を示した。音波探査記録より明瞭な反射面が得られたのはC層とD層の境界である。A～C層では音波の反射が弱く、したがってこれらの層は砂泥から成る堆積層と推定される。しかもこれらの層は水深約100m

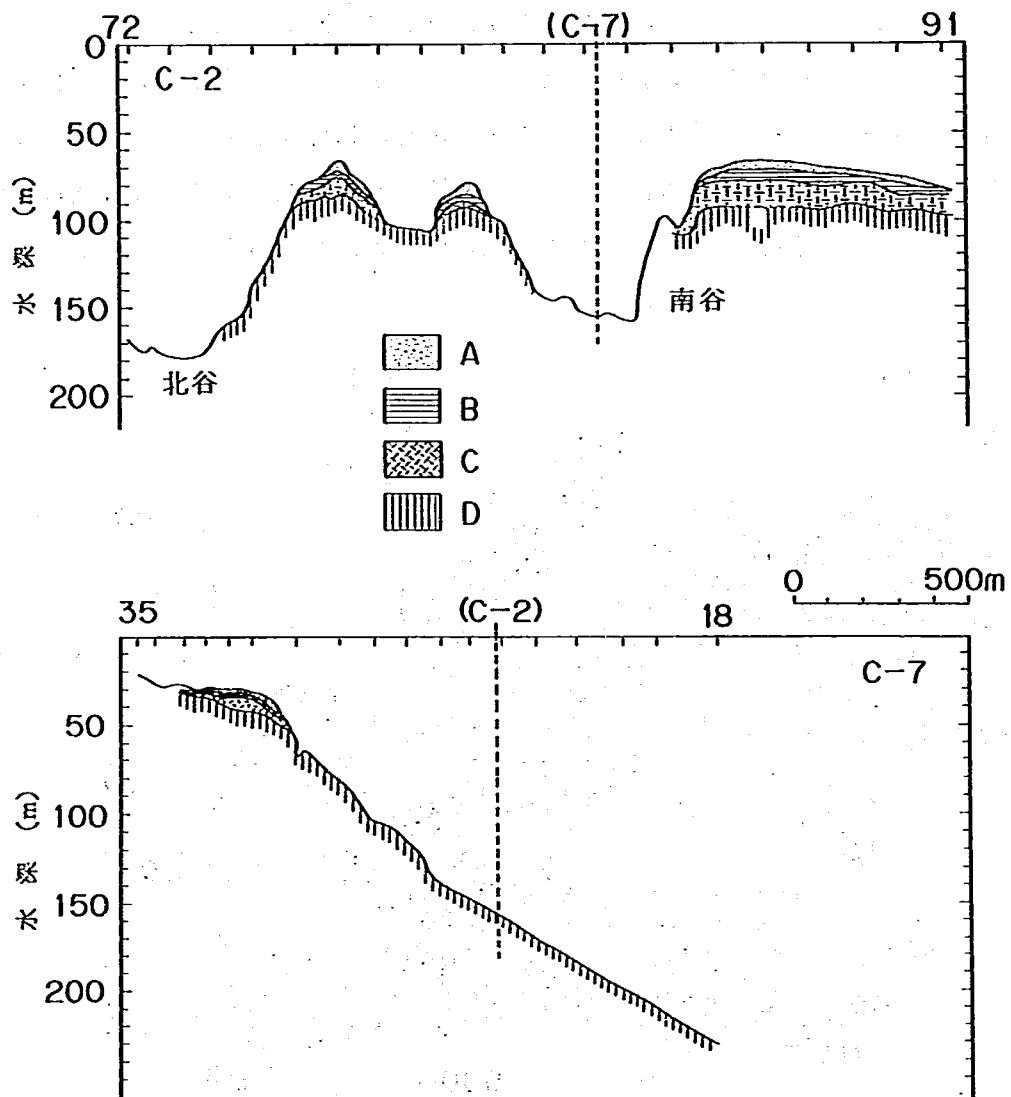


図-3.13 音波探査によって求めた地質断面図

以浅に分布していることが特徴と言える（図-3.13 参照）。一方、我が国の沖積層は一般に水深 100 m 以浅に分類する。結局、これらの点より判断すると、A～C 層は沖積層、D 層は基盤層である洪積層と推定される。C-2 断面では、南谷、北谷の谷底共に基盤が露出した状態になっている。この状況は他の測線の測定結果でも同じであった。海岸へ多量の土砂を供給する河川の周辺海域にあるにもかかわらず、南谷及び北谷の谷底には沖積堆積物が見られない。このことより、これらの谷は侵食性の状態にあると推定される。また、この結果は北谷においても土砂移動が生じていたことを示唆する。しかし、北谷の形成は地質学的なかなり長い時間スケールを持った現象と考えられる。何故ならば、海底谷谷頭部での表面底質分布（図-3.9, 3.12 参照）をもとに判断すると、沿岸漂砂は北谷の谷頭部まではあまり到達していないと考えられるからである。現在北谷の海底面がシルトで覆われている点は、少なくとも最近では土砂の流出が生じていないことを意味する。

C-7 の南谷に沿う断面形を見ると、沖積層が海底谷に向かって急勾配に堆積していることがわかる。谷頭部の沖積層は沿岸漂砂の堆積域にあたる。また、谷底では基盤が露出している。この図より、谷頭部まで輸送され堆積した土砂が海底谷を經由して、混濁流等により一度に深海へ流出する土砂移動のパターンが推定される。

(4) 南谷谷頭部の底質分布

底質採取の結果を用いて、南谷谷頭部とその北側の底質分布特性を検討する。中央粒径と含泥率の分布を図-3.14, 3.15 に示す。含泥率の定義は全体に占める粒径 $74\mu\text{m}$ 以下のシルト分の重量百分率である。測点数は少ないが、図には調査結果から求めた各々の等分布線を示した。汀線に沿った領域を除いて両者の等分布線の形状は類似しており、等深線と似た形状を示す。また、図中 AA' および BB' で示す線に沿った領域では海底谷に向かって突出した分布形になり、粗粒の領域が形成されている。この粗粒の領域は等深線が海底谷に向かって凸状を成す部分に対応し、その両脇が小支谷になっている。等分布線の突出方向は、谷頭部でゴミや流木などが見られた測点（図-3.9 参照）を結んだ方向と同じである。ただし、ゴミ等が見られた測点は西側の小支谷沿いに分布し、粗粒の領域からはずれている。このことから、粗粒の領域をただちに海底谷への土砂移動経路と判断することには無理がある。

汀線に沿った領域では、中央粒径と含泥率は異なった分布を示す。測定数が少ないため図に示す等分布線の推定精度はやや低い。しかし、図-3.15 の中央より北側の汀線沿いでは、水深 10～20 m において中央粒径が大きい一方で含泥率も 10 % 前後と高いことがわかる。これは、和田鼻の砂嘴を回り込む砂の成分が少ないことを示すと考えられる。

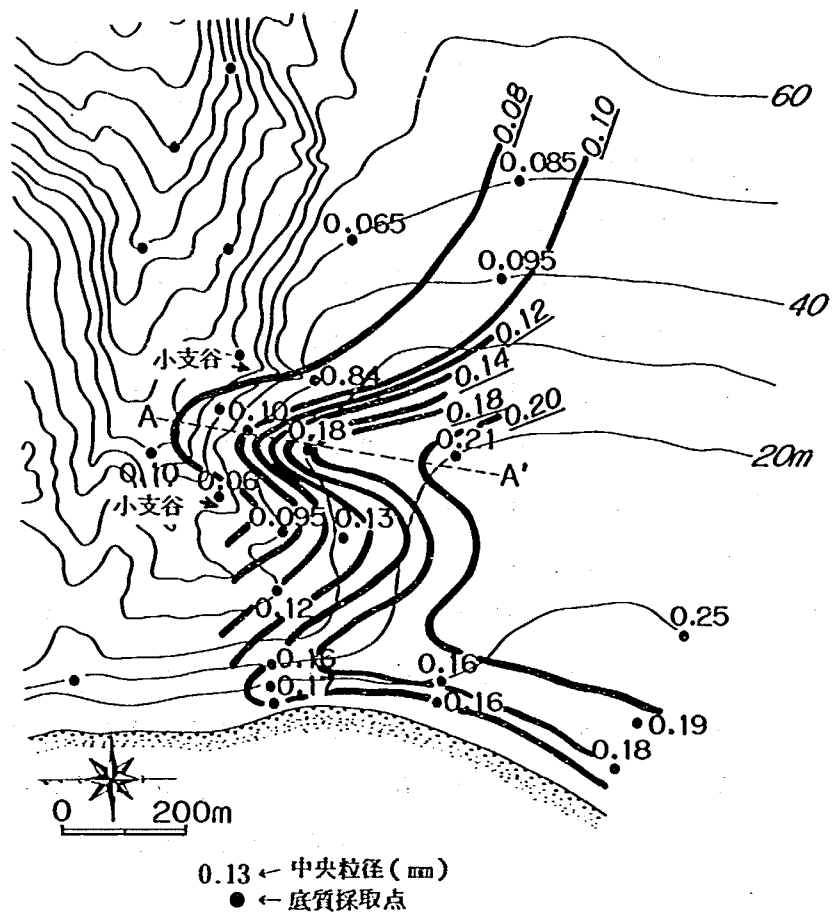


図-3.14 南谷谷頭部の中央粒径分布

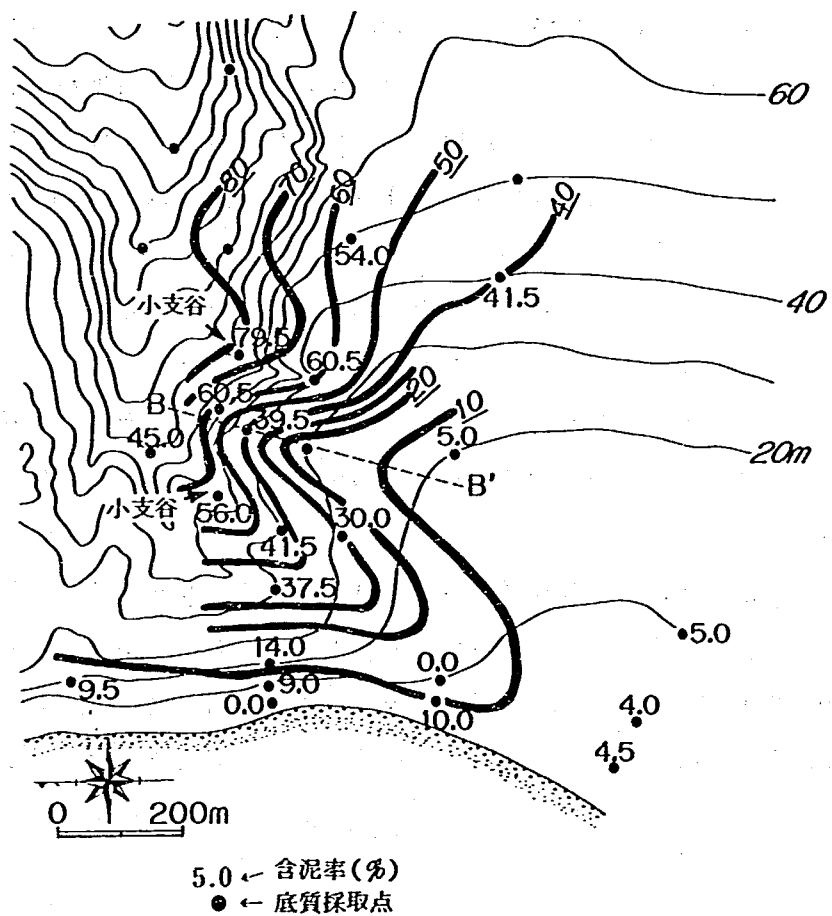


図-3.15 南谷谷頭部の含泥率分布

3.2.3 南谷谷頭部への土砂移動

トレーサ調査の結果を用いて、南谷谷頭部への土砂移動状況を考察する。トレーサ調査期間中の有義波高 $H_{1/3}$ 、周期 $T_{1/3}$ の経時変化を図-3.16に示す。このデータは、駿河海岸の水深約9mの位置にある海洋技術総合研究施設（図-3.9参照）で毎時観測された結果である。駿河海岸の来襲波は平常時で $H_{1/3} = 0.5$ m程度であるが、1回目の調査期間（1986年9月25日～10月14日）には $H_{1/3} = 2$ m以上の高波浪が2回、 $H_{1/3} \approx 1$ mの波浪が1回来襲している。2回目の期間（1986年10月14日～11月3日）では $H_{1/3} \approx 1$ mの波浪が1回来襲しただけであった。3回目の期間（1986年11月3日～11月28日）では、採取直前に $H_{1/3} = 2$ m以上の高波浪が来襲している。

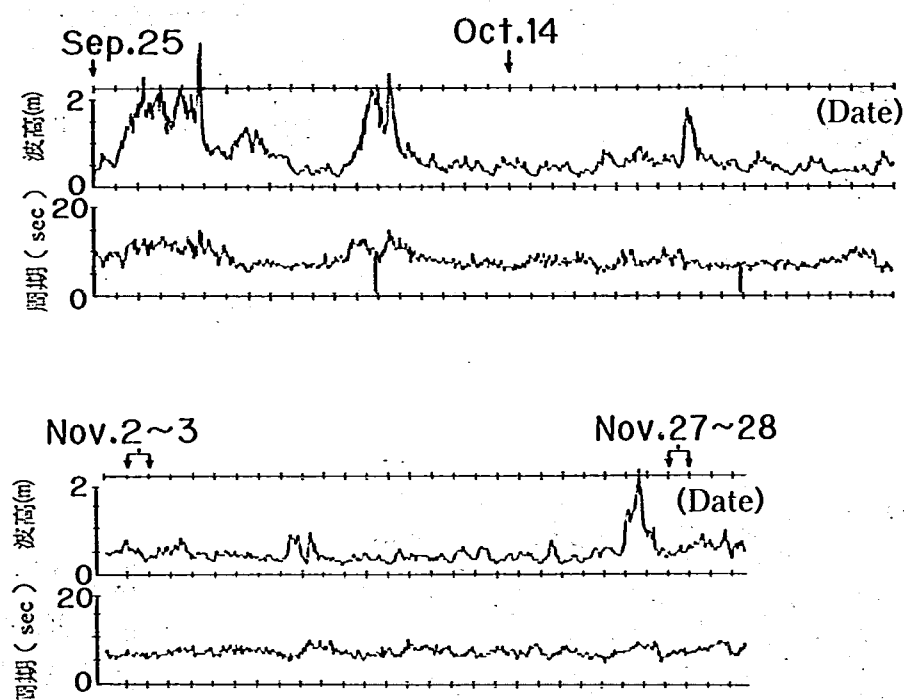
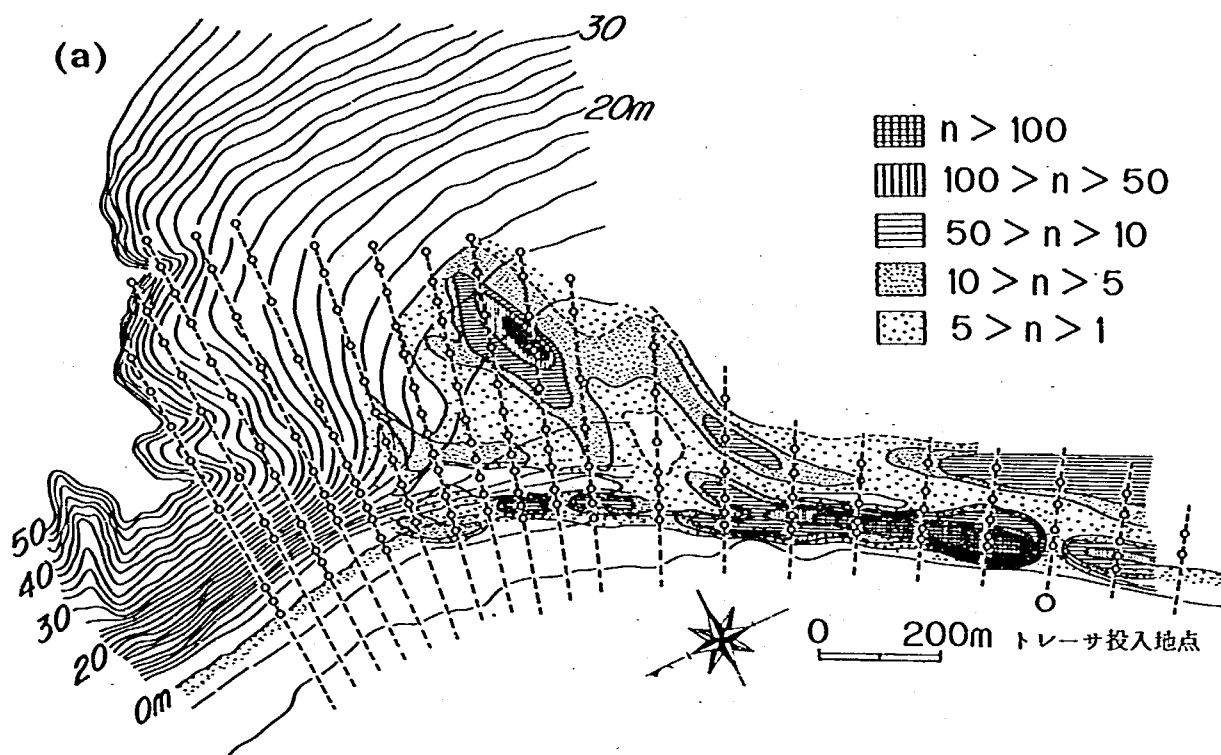
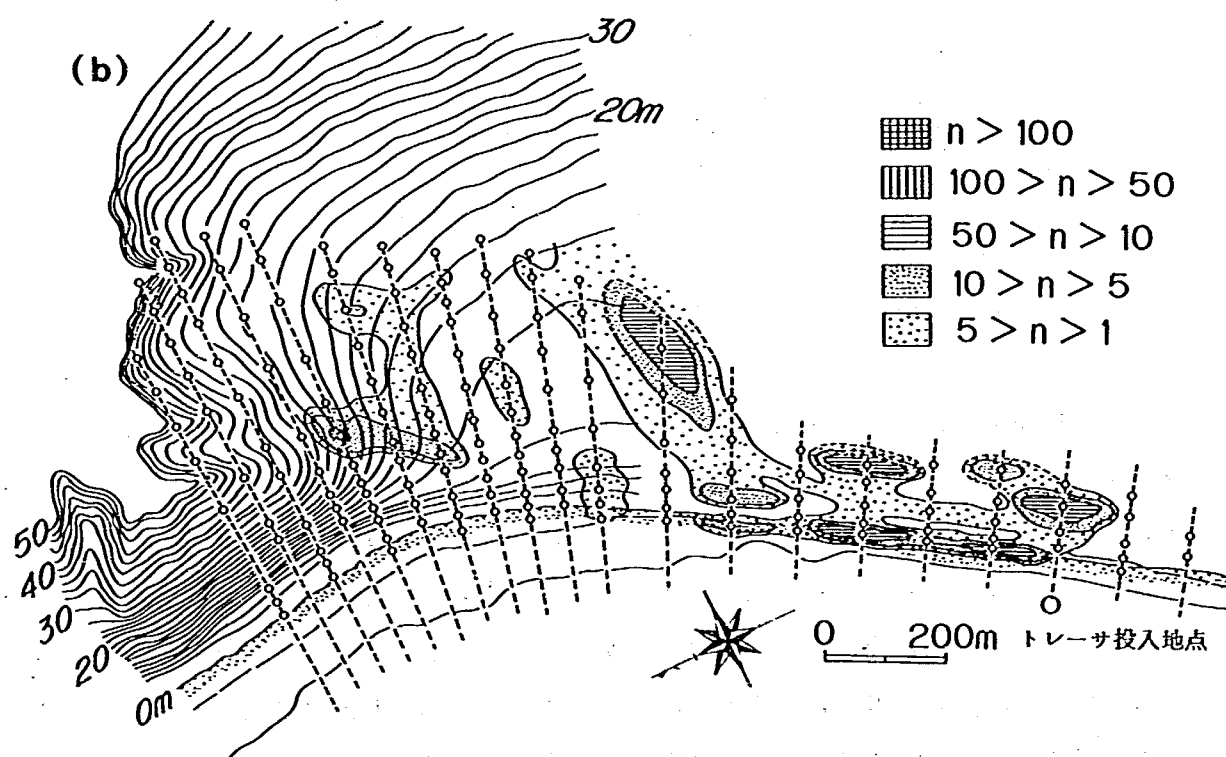


図-3.16 トレーサ調査期間中の有義波高、周期の経時変化

図-3.17 (a), (b), (c)に採取された底質 0.1 m^3 当たりのトレーサ検出個数の分布を示す。トレーサの粒径は様々であるが、2回目以後は粒径 4.76 mm 以上のトレーサはほとんど採取されていない。この原因としては、粗粒分があまり沖へ移動しなかったこと、汀線付近では鉛直方向の混合によりトレーサの粗粒分が表面に少なくなったことが挙げられる。図-3.17 (a)によるとトレーサは全体的に北へと移動し、かなりの部分が東北東の方向に向かって汀線から離れていった。東北東方向、すなわち汀線から離れる方向の移動は通常の沿岸漂砂による移動とは考えにくい。(b)では、南側の汀線の接線上にあたる北北東方向へトレーサが移動した。東北東方向への移動状況はあまり変化していない。汀線付近では北へ移動したトレーサが見られなくなっている。この期間の高波浪としては $H_{1/3} \approx 1.5 \text{ m}$ の波浪が半日程度来襲した

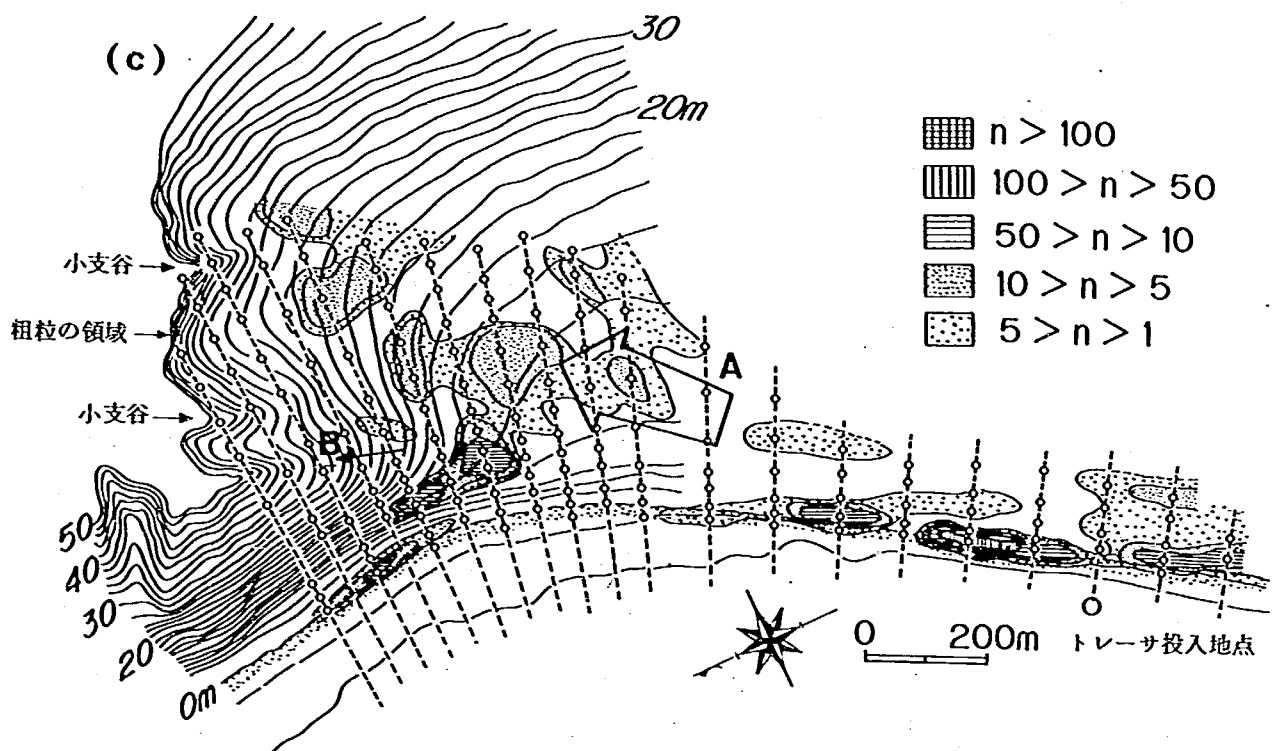


a) 1回目採取 (1986年10月14日)



b) 2回目採取 (1986年11月2～3日)

図-3.17 トレーサ調査の結果



c) 3 回目採取 (1986年11月27日～28日)

図-3.17 トレーサ調査の結果

けであり、全体的には $H_{1/3} \approx 0.5 \text{ m}$ でほぼ静穏であった。そのためトレーサが測定範囲外に移動したとは考えられない。(c)を見ると、汀線から離れたトレーサは広がりつつ海底谷へ向かって移動している。また、汀線に沿ったトレーサの分布をみると(a)に比べて北向きに移動している。ただし、その移動量は汀線から離れたものに比べ少ない。波高が高かったため1回目の調査期間での移動が最も大きい。高波浪の来襲がほとんどなかった2回目の調査期間では、トレーサの移動はあまり生じなかった。このように、波高1.5～2.0 mの高波浪が数日来襲した1回目と3回目の調査期間にトレーサの移動が大きく、波高1.5 m程度の波浪が半日程度しか来襲しなかった2回目の調査期間にはトレーサがあまり移動しなかった。このことより判断すると、海底谷への土砂移動は波高1.5 m以上の高波浪が数日続く時に主に生じるようである。

図-3.17 (a), (b), (c) より一連のトレーサの動きを見ると、土砂の移動は大きく2つの経路に分けられる。1つは、汀線に沿い北へ向かう経路、もう1つはトレーサ投入地点を中心に北北東方向から東北東方向の間で扇状に広がり海底谷へと移動する経路である。汀線沿いの北へ向かう移動は汀線付近での波による saw-tooth 運動に対応した移動と考えられる。海底谷へ向かう土砂の移動範囲は広い。北北東方向は汀線の接線上であり砕波に起因する沿岸流

及びそれが汀線から剝離した流れによる移動と考えられる。この移動方向を図-3.17(c)に矢印Aで示す。この矢印の先にはゴミなどが見られた小支谷(図-3.9参照)が存在することは注目される。一方、図に矢印Bで示した北東方向への移動は汀線から離れた水深10~30mの領域で生じており、北北東方向への移動と同じ外力によるとは考えにくい。その外力は明らかでないが、谷地形が存在するために高波浪時に生じると考えられる離岸流や反射波などが考えられる。駿河海岸では前浜から水深5~7mまでの海底勾配が1/7と急であり、高波浪時には反射波の影響が強く、斜め部分重複波による底質移動が生じる可能性がある。沿岸流の剝離や離岸流は実際には確認されていないので、今後数値計算等により明らかにする必要がある。

沖側の測点数が限られているため東北東方向の移動がどの範囲に及ぶかは明らかではない。しかし、水深が大きい領域での波や流れは土砂移動の外力としては弱いと考えられることや、海底谷までの距離が長いことより判断すると、測定範囲より沖側での移動量はあまり多くないと推定される。トレーサ調査の結果より、海岸から海底谷へと土砂が移動する経路は、矢印B付近より矢印A付近までの範囲と考えられる。図-3.17(c)の谷頭部でのトレーサ分布と図-3.14、3.15に示した底質特性の分布及びゴミや流木が見られた測点の分布より判断すると、図-3.14に見られる谷頭部の粗粒域及びその東西両側の小支谷が有力な移動経路と推定される。一方、駿河海岸の前浜には礫を含む粗粒分が多く存在する。矢印AからBに挟まれた範囲の経路では礫などの粗粒分の移動は確認されていない。それ故、汀線沿いに北に向かって移動したが礫が南谷谷頭部西の急斜面から海底谷へ移動することとも考えられる。

定期深浅測量の結果を用いて、南谷谷頭部南側における1962年~1988年の汀線、5m、10mおよび15mの等深線の変化を調べた(図-3.18)。汀線、5m、10mの等深線は一定した変化を示さないが、15mの等深線は北東に向かって前進しており、この付近で堆積が生じたことがわかる。堆積が生じた領域は図-3.9に示した砂の領域に当たり、トレーサの広がりの方角に対応する。このことから、南からの沿岸漂砂により輸送された土砂により図-3.18に示された堆積が生じたと考えられる。

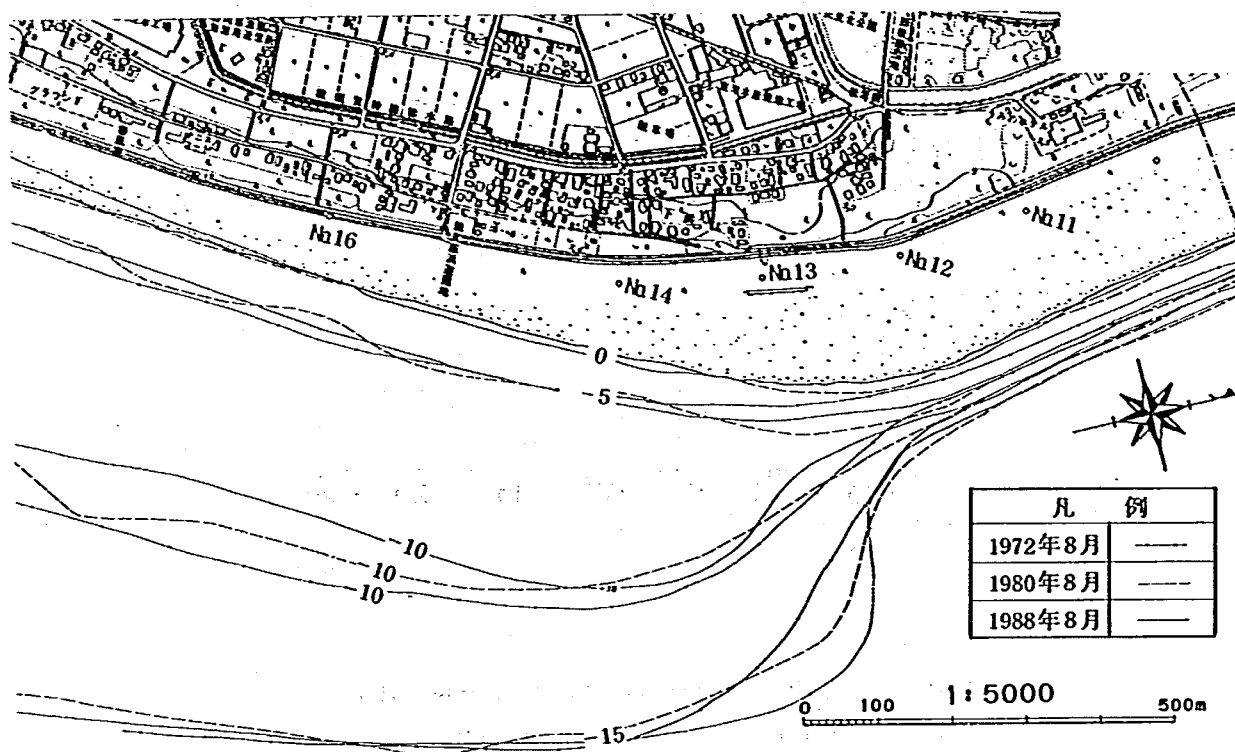


図- 3.18 南谷谷頭部南側の等深線の経年変化

3.2.4 谷頭部での土砂移動の実態

(I) 高波浪前後の地形変化

1987年に実施した南谷谷頭部周辺の深浅測量は台風の来襲前後に行われたので、高波浪の作用によって生じた地形変化を調べることができる。海洋技術総合研究施設で観測した、測量実施時前後の日平均有義波高 $H_{1/3}$ と周期 $T_{1/3}$ の経時変化を図- 3.19に示す。観測期間中の波浪条件は、平均的に見て $H_{1/3} \approx 1\text{ m}$ 、 $T_{1/3} \approx 8\text{ sec}$ であるが、10月17日には台風19号により $H_{1/3} = 2.5\text{ m}$ 、 $T_{1/3} = 10.5\text{ sec}$ の波が来襲した。まず、汀線、水深10、20mの等深線位置の高波浪前後における変化量を図-3.20に示す（測線位置は図- 3.8参照）。南谷の北側に位置する測線C 0～C 5上の汀線は前進傾向を示すが、その南のC 5～C 35上の汀線はほぼ一様に約10m後退した。水深10mの等深線は南谷谷頭部のC 0～C 15で後退し、南谷の南側の緩斜面上を通るC 35では約50mと大きく前進した。さらに、水深20mの等深線は谷頭部のC 0～C 20ではあまり変化しないが、緩斜面上を通るC 20～C 35では約10m前進した。結局、南谷谷頭部では汀線と10mの等深線は後退したのに対し、20mの等深線には変化が見られなかったことがわかる。この地形変化を起こした漂砂に関しては以下の推定が可能である。第一に、暴浪時の沿岸漂砂は南から北（C 35からC 0方向）へ移

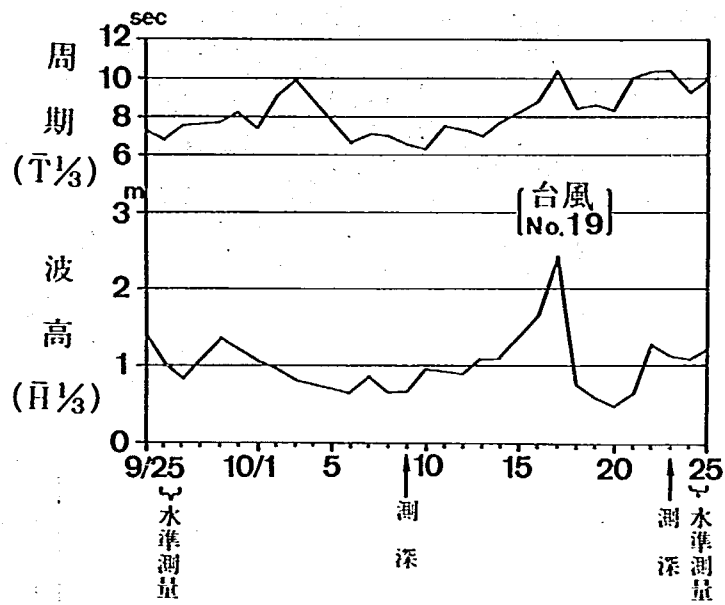


図-3.19 台風19号来襲時の日平均有義波高 ($H_{1/3}$) と周期 ($T_{1/3}$) の経時変化 (1987年)

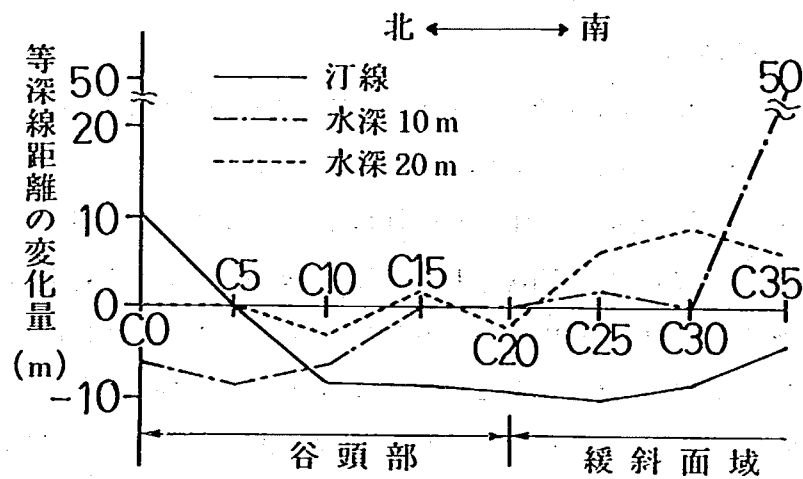


図-3.20 台風前後の等深線位置の変化

動することから、C5よりも北へ砂礫が移動した可能性がある。第二の可能性は、浅海域の砂礫が暴浪により20m以深の南谷谷底へ一度に流下することである。今回の観測では砂の堆積域と推定された緩斜面域（C20～C35）の汀線が後退し、10mと20mの等深線は前進したことから、汀線付近の砂が冲向きに移動した可能性が高い。そこで、これらの地形変化をさらに詳しく調べるために、深浅測量を実施した範囲で土砂量の変化を求めた。その際、水深が深く測量の精度に問題がある箇所は除き、測量範囲を地形特性別に20ブロックに分割し、さらに堆積・侵食傾向を示す範囲をまとめて4ブロック（B1～B4）に分類した（図-3.21）。水深10m～40mの等深線が海底谷方向に張り出している緩斜面域にあるB1では堆積傾向を示し、土砂量の増加量は約 $6.7 \times 10^3 \text{ m}^3$ であった。堆積した土砂は、南側からの沿岸漂砂と、汀線付近のB2（ここでは約 $3 \times 10^3 \text{ m}^3$ 侵食した）よりもたらされたと考えられる。また、B1に隣接するB3では約 $0.7 \times 10^3 \text{ m}^3$ 侵食された。ここは等深線が南谷から南西方向に入り込んでいる位置にあり、侵食された土砂は主に南谷谷頭へ移動したと推定される。南谷谷頭へと急勾配斜面で連続しているB4では、約 $2.9 \times 10^3 \text{ m}^3$ 侵食された。侵食された砂礫は北谷谷頭方向または南谷谷底へと輸送されたと考えられる。

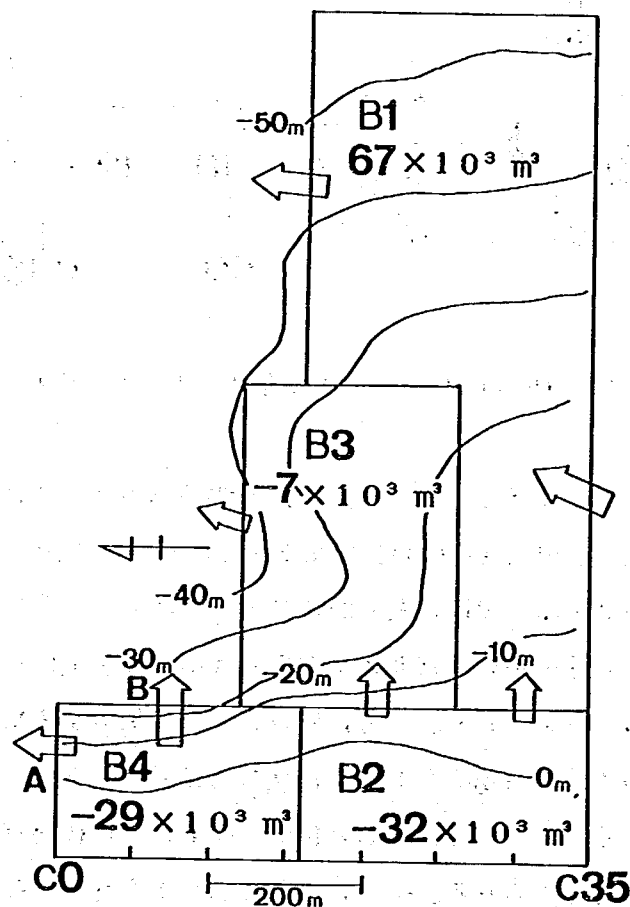


図-3.21 台風前後の土砂量変化

(2) 谷頭部での土砂収支

定期深浅測量データより、図-3.1に示す測線№2～16の範囲で1983年から1987年の間の地形変化を調べた。高波浪前後の深浅測量範囲は測線№10～№14付近に相当する。

1983年2月を基準とした1987年2月における汀線、水深5、10、15mの等深線位置の変化量を図-3.22に示す。汀線は、南谷谷頭部(№10～№12)以北でやや前進し、南側では後退しているが、その変化量は小さい。水深5～15mの等深線は南谷谷頭以南で前進しており、その前進量は緩斜面域の№12～№16で大きい。この図より、南谷谷頭部の南側、水深5～15mの範囲は長期的に見て堆積傾向にあったことがわかる。一方、南谷と北谷の間の海底尾根位置(№8、№9)以北では、等深線の前進量は小さい。№2の北には小川漁港の防波堤があるため、海底尾根より北へ向かう沿岸漂砂が存在すれば、この範囲の等深線は長期間の間にかなり前進するはずである。それにもかかわらず等深線の変化量が小さかったことから、海底尾根より北側へは砂礫があまり移動してないと推定される。

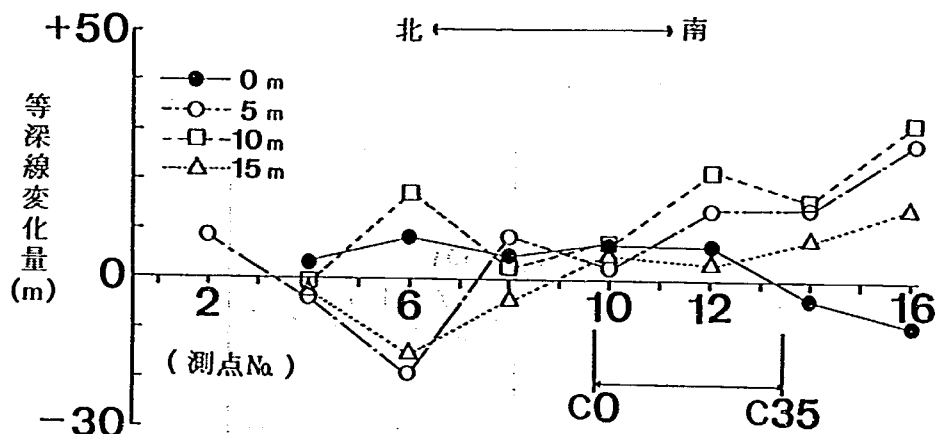


図-3.22 1983年2月から1987年2月までの等深線変化

地形の経年変化をさらに詳しく調べるため、1977年8月以降の汀線位置の時空間変化を調べた(図-3.23)。小川漁港近傍の測線№2では堆積傾向の変化は認められない。また、北谷谷頭部の測線№3～№6では、長期的に見て汀線はやや前進傾向にある。これらのことから、南谷谷頭から汀線沿いに回り込んだ土砂は小川港までは達せず、北谷谷頭部に少しずつ堆積していると考えられる。一方、南谷谷頭部に位置する№9～№12の汀線は前進後退を繰り返しているが、長期的な堆積・侵食傾向は見られない。これは、南谷谷頭部では砂礫の移動が激しく、高波浪時に著しい侵食が生じ、その後再び堆積するという変動を繰り返しているためと考えられる。結局、南谷谷頭部から北への砂礫移動(図-3.21の矢印A)は少なく、南谷谷底への砂礫移動(矢印B)が卓越していると結論される。汀線の

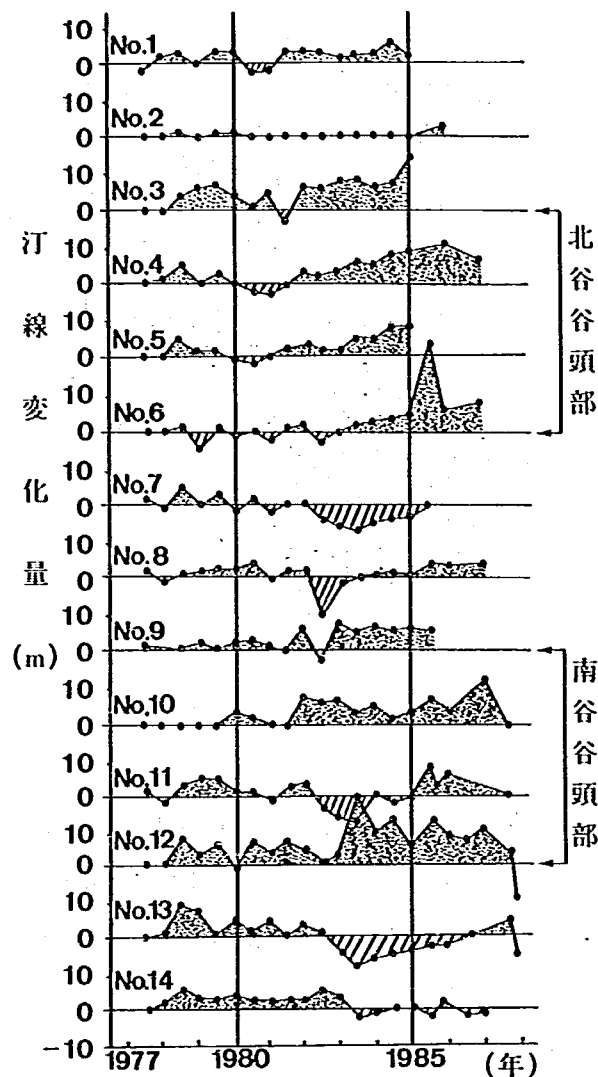


図-3.23 測線№1～№14の汀線位置の時空間変化

経年変化は、№13、14のように南側に位置する測線ほど小さく、これに比較して南谷谷頭部での汀線変化が特に激しいことが注目される。

次に、深浅測量範囲を21のブロックに分割し、それぞれのブロック毎に1983年から1987年の間の土砂量変化を求めた(図-3.24)。図中の矢印は砂礫移動の推定経路を示す。矢印の大きさと概略の移動量のスケールを表わした。№10より南の南谷谷頭南側(№10～№16)では土砂が堆積し、南からの沿岸漂砂(矢印C、D)が堆積している。これに対し、№2～№8の北谷谷頭部での変化量は比較的小さい。この結果より、矢印Eに示す漂砂量は少なく、№8より北側での堆積変化が小さいという前述の推定が裏付けられる。ただし、北谷谷頭には2.2万 m^3 の侵食がみられ、矢印Gに示す砂礫移動が存在する可能性がある。しかし、北谷谷頭部の水深10～20mの海底表面には生物付着の著しい礫が帯状に分布し、その沖にはシルト質の底質が分布している(図-3.8、3.10参照)。このことより、矢印Gで示す砂礫移動は活発ではないと考えられる。さらに、谷頭部は急勾配のため測深の精度が落ちることを考慮すると、矢印Gで示す砂礫の移動はあまり生じていないと考えられ

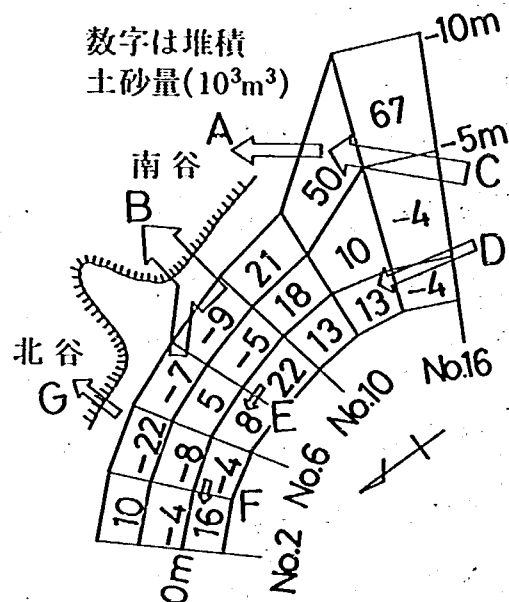


図- 3.24 1977年2月から1987年2月までの土砂量変化

る。結局、海底谷への砂礫移動は高波浪時に生じる矢印A及びBの経路をとると考えられる。底質分布やトレーサ調査の結果によれば、No.12~No.16の緩斜面域では礫分の移動が生じていないことから、礫分は矢印Bの経路で高波浪時に流出していると考えられる。

(3) 底質分布からみた砂礫移動特性

底質調査は南谷谷頭部周辺を中心に行った。底質調査結果を各採取点での柱状図とシルト（粒径 $74\mu\text{m}$ 以下）、砂（粒径 $74\mu\text{m}\sim 2\text{mm}$ ）、礫（粒径 2mm 以上）の重量百分率にして図- 3.25 に示す。この結果は、1986年の調査で明らかになった表面底質分布と良く一致し、No.12~No.13の緩斜面域には、少なくとも $30\sim 60\text{cm}$ の厚さで砂が堆積していることがわかる。水深 10m のP3から南谷に向かうP4, P5, P6では、少ないながら礫が採取された。このことは、高波浪時の海浜流によりこの方向に粗粒分が輸送された可能性を示唆している。P5, P6よりさらに南谷に近いP9とP11の位置する小支谷及びその中間尾根のP10では、ほぼ一様に砂が堆積している。前節ではこれらの小支谷及び尾根上に卓越した移動経路がある可能性を示したが、その付近の底質が同様であったことより、ここでは詳細な土砂移動経路を確認することはできなかった。P13は、台風前後及び経年的な地形変化より砂礫移動の経路と判断された、南谷谷頭直上の経路（図- 3.21, 3.24の矢印B）に位置する。ここにはシルト分が多く存在し、鉛直方向に見ても礫は存在しなかった。台風前後の汀線変化（図- 3.20）によると、南谷谷頭部（測線C5~C15）ではP13位置の陸側にある水深 $10, 20\text{m}$ の等深線は後退している。結局、P13の位置する斜面は急勾配であるため、汀線付近から水深線 20m までに存在した砂礫は、水深 40m に位置するP13付近に止まることなく一度に深海へ流出することが考えられる。

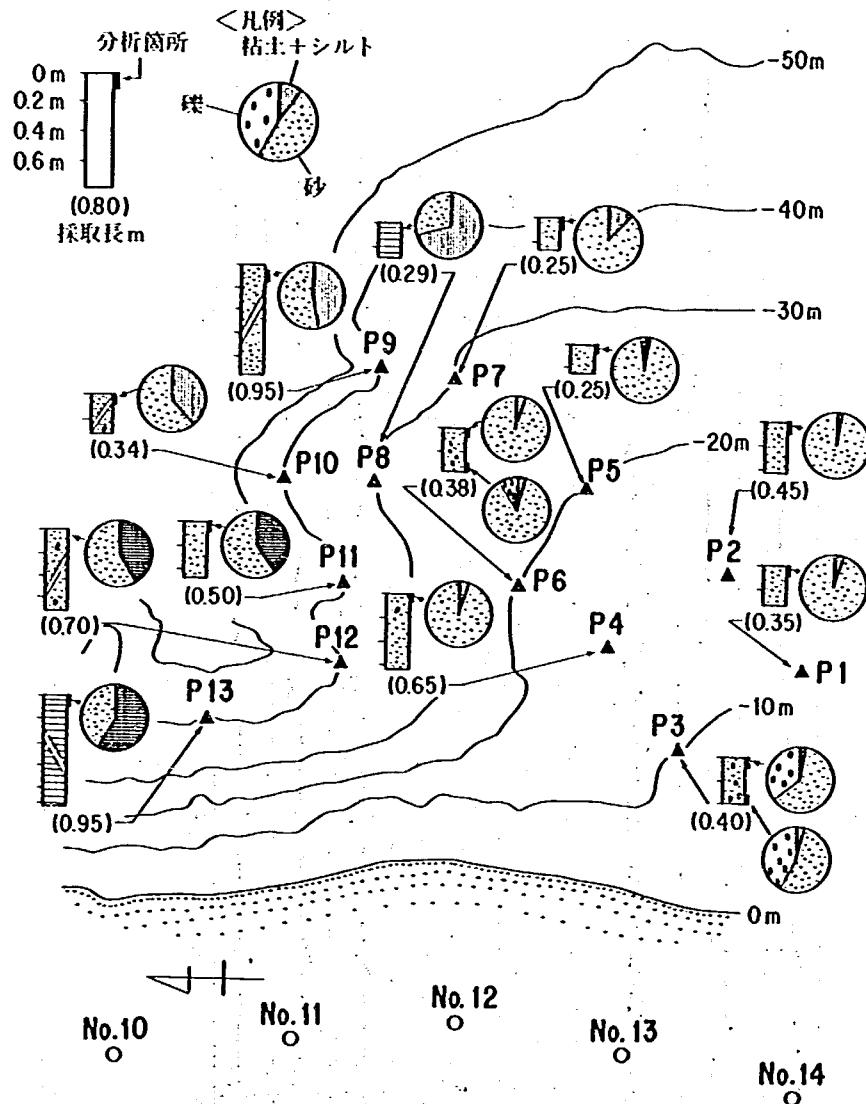


図-3.25 底質の平面分布

3.2.5 谷頭部周辺の流れと土砂移動との関係

(1) 南谷谷頭部周辺での流速測定

南谷谷頭部周辺の測点 St 1～5 (図-3.8 参照) において測定した流速の経時測定結果について述べる。1988年1月に行った St 1～3 での測定結果が図-3.26 である。図には潮位 (清水予報値), 毎時の10分間平均の風向風速及び有義波高 $H_{1/3}$ (海洋技術総合研究施設観測値) を併記した。観測期間中には $H_{1/3} \approx 1.2$ m の波浪が短期間来襲しただけであり, 他の期間は $H_{1/3} \approx 0.5$ m と静穏であった。1月19日～26日の間の St 1～3 の流速ベクトルは, 流向が南北に変化する半日周期の卓越した変化を有する。この変動は潮位変動とよく対応する。すなわち, 海底谷から南に向かう方向とその逆の流れが潮汐に対応して発生している。さらに, 潮差が大きい 19～23 日での流速は大きく, 潮差の小さい 23～27 日での流速は小さい。このように, 静穏時の流れは潮汐の影響を受けていることが明らかである

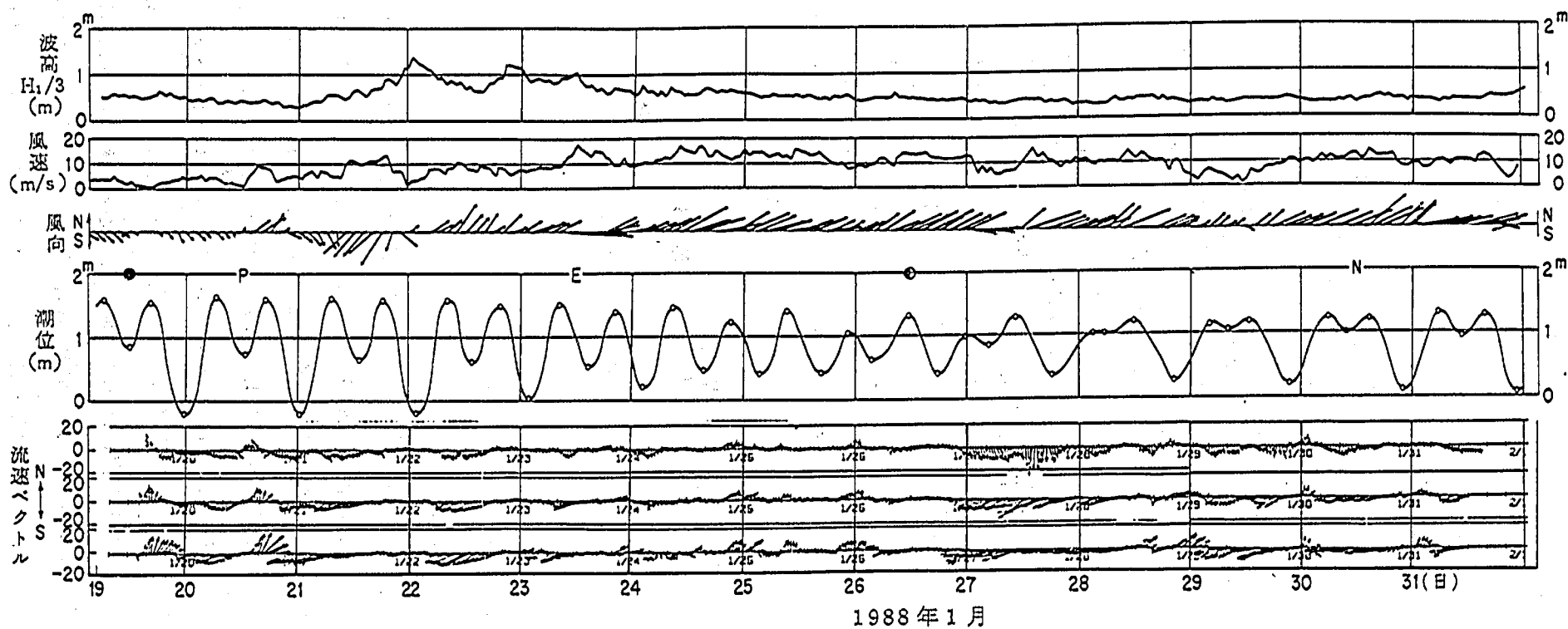


図-3.26 流速測定結果(1988年1月)

が、流速の絶対値は 20 cm/s 以下であり、砂礫移動の直接的な外力にはならないと考えられる。1月27日以降 St 1 で南向き、St 2, 3 で南西向きの流れがほぼ1日半続いた。この流れの方向は南谷から海水が湧き上がる方向である。1月22日以後風速 $10 \sim 15 \text{ m/s}$ の南西風（観測域では陸から沖へ向かう風）が続いた。このため、この風の作用で海面近くに北東方向への吹送流が発達し、その補償流として湧昇流が発生した可能性が高い。このような upwelling は Inman et al. (1976) によっても報告されている。ただし、流速の絶対値は最大で 30 cm/s 程度であり、砂礫移動の有意な外力にはならないと考えられる。

次に、1987年1月に行った St 4, 5 での測定結果を図-3.27 に示す。観測期間には、1月23日から24日にかけて最大で $H_{1/3}$ が約 2.2 m の高波浪が来襲した。高波浪の来襲期を除いては、南向きの流れが卓越しており、潮汐変動と良く対応した流速変動を示す。高波浪の来襲時には St 4, 5 共に波の影響によると考えられる流向の乱れが生じ、St 4 では約 50 cm/s 、St 5 では約 25 cm/s の南谷へ向かう北向き流れが発生した。この流向はトレーサの移動方向や図-3.21, 3.24 に示した緩斜面域での砂移動の方向とも対応する。このことから、高波浪時に生じる砂の移動は波によって誘起された海浜流に支配されると考えられる。すなわち、高波浪時に浮遊した砂が南谷へ向かう流れによって運ばれたと考えられる。

(2) 海浜流の数値計算

高波浪時の地形変化及び流速測定の結果より、海底谷への土砂移動は高波浪時に生じることがわかった。そこで、南谷谷頭部周辺での流況を調べるために図-3.28 に示す一辺 4000 m の正方形領域を対象に海浜流の数値計算を行った。波浪場の計算には放物型方程式（平口・丸山，1986）を用い、計算領域を 160×160 の格子（格子間隔 25 m ）に分割した。入射波の条件は大井川港の水深 9.0 m 地点における波浪観測結果（1969年～1974年）を参考に、高波浪の条件として沖波波高、周期をそれぞれ 4 m 、 10 sec および波向を SE 方向に設定した。海浜流の計算には鉛直方向に積分された連続式と radiation stress 項を含む運動方程式を用い（橋本・宇多，1974）、波浪場の計算と同じ格子を用いて差分化した。計算に用いた地形条件、座標系、境界条件を図-3.28 に示す。計算時間 7 分 （計算時間間隔 $\Delta t = 0.2 \text{ sec}$ ）での計算領域中央部（図-3.28 参照）における流速ベクトル分布を図-3.29 に示す。図には 50 m 毎に各格子点の流速ベクトルを表示した。水深 10 m の等深線が陸側に入り込む部分には、約 80 cm/s の流速を有する汀線に沿った北向き流れが発生している。この流れは先に示した St 4 における高波浪時の北向き流れと一致する。この流れは、北へ向かい水深が深くなるに従い流速を減少させ、南谷に沿う北東方向に流向を変える（矢印 a）。また、小川港から北谷谷頭部にかけては汀線に沿って南へ向かう反流を生じ、南谷と北谷に挟まれた尾根付近で流向を東に変え、南谷沖へと向かう（矢印 b）。このように海浜流計算の結果、高波浪時の流れは矢印 a, b で示すように南谷へ集中することがわか

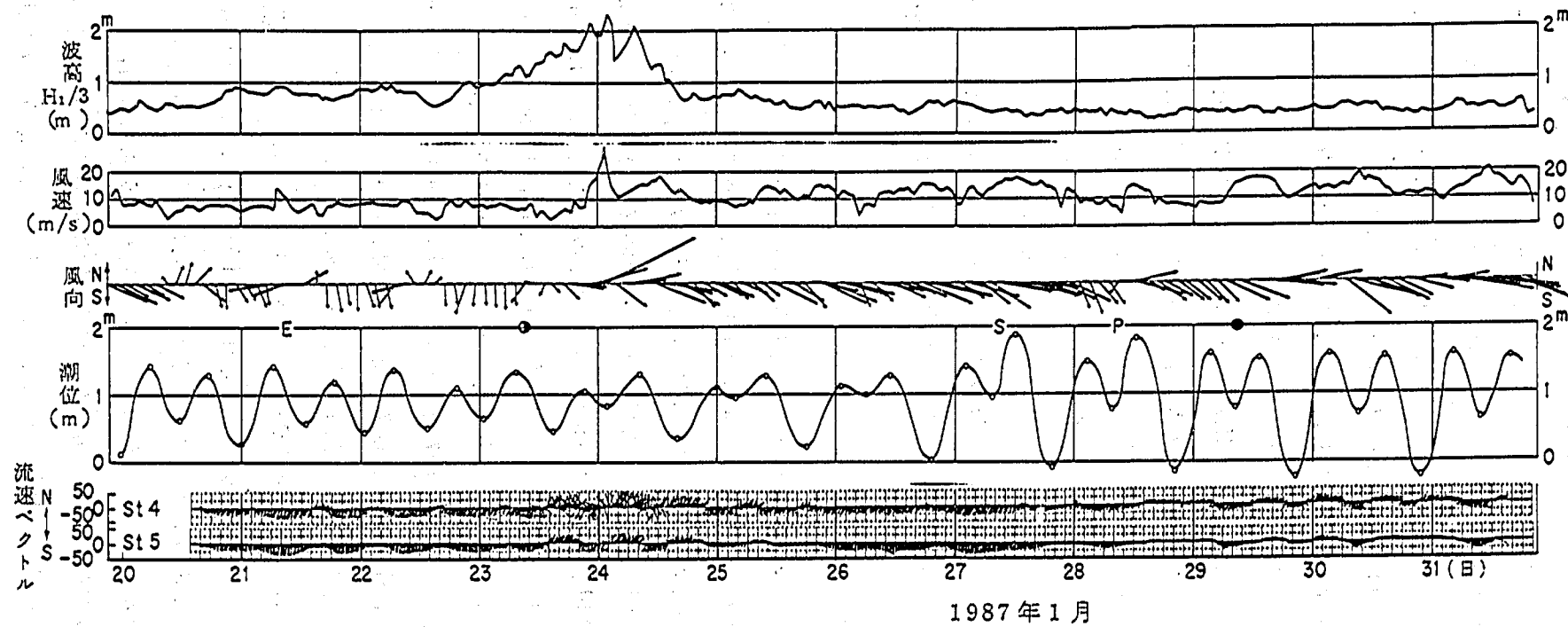


図-3.27 流速測定結果(1987年1月)

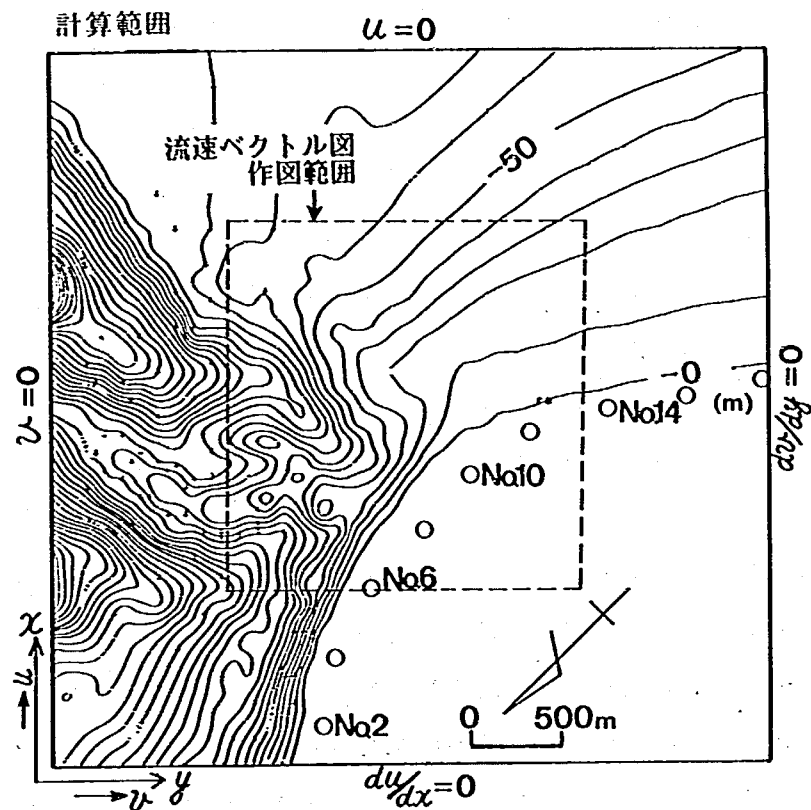


図-3.28 海浜流計算の範囲と境界条件

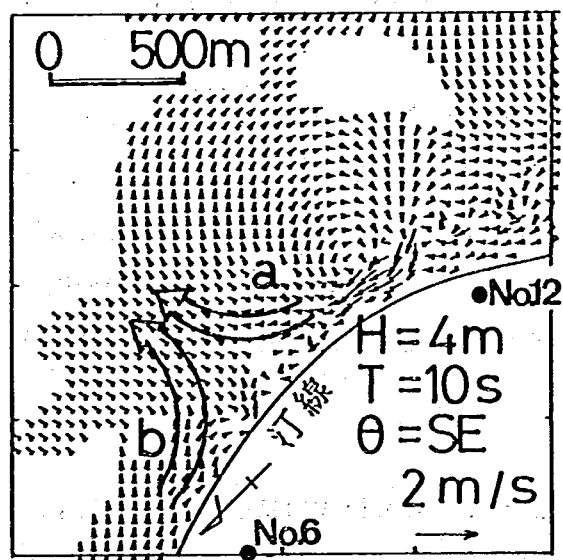


図-3.29 海浜流計算結果 ($H_0=4\text{m}$, $T=10\text{s}$, 波向SE)

った。これは、図-3.24 に矢印 B で示した南谷谷頭部での砂礫の移動方向とも対応する。一方、南谷谷頭部南側の緩斜面域には循環流が形成されている。この領域は砂の堆積域であり、南からの沿岸漂砂はこの循環流によって東方向に拡がって緩斜面域に堆積すると考えられる。

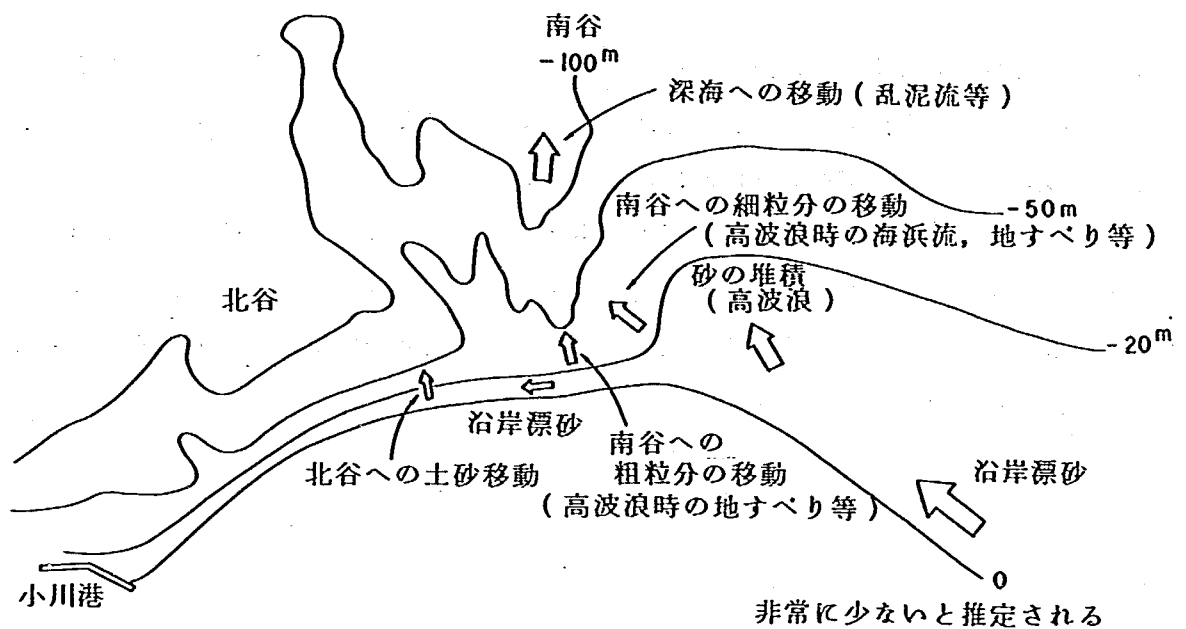
3.2.6 結 論

主要な結論を以下に記す。

- ① 海底面の状況、底質採取及び地質調査の結果より、駿河海岸では沿岸漂砂が南谷より深海へと流出することがわかった。
- ② トレーサ調査により、汀線付近の土砂は海底谷へ向かい水深30 m程度の沖合にまで広がって移動することがわかった。トレーサは $H_{1/3} = 1.5$ m以上の高波浪が数日続いたときに大きく移動した。
- ③ 底質の分布特性及びトレーサ調査より、海底谷への土砂移動経路として図-3.17 (c)の矢印 B 付近より矢印 A までの範囲を挙げることができる。
- ④ 台風来襲前後の地形変化及び経年的な地形変化より、南谷谷頭より北への砂礫の移動は少なく、南谷谷頭に至った砂礫は高波浪時に南谷谷底へと流下することがわかった。さらに、等深線変化の状況と底質調査の結果より、流下する砂礫は水深40 m以深の谷底に一度に流出することが推定された。また、高波浪時に南谷谷頭部南側の緩斜面域で砂が堆積したことがわかった。
- ⑤ 南谷谷頭周辺での流速測定の結果より、緩斜面域への砂礫の移動は高波浪時に生じる海浜流によると推定された。高波浪時の海浜流の数値計算でも南谷に向かう流れが認められた。
- ⑥ 調査結果を総合すると、海底谷周辺での漂砂の移動の機構は以下であると推論される。南谷谷頭部では南からの沿岸漂砂が静穏時に堆積する。高波浪時に生じる海浜流は南谷谷頭へと砂礫を運搬すると共に、南谷谷頭南側の緩斜面域に砂を運搬堆積させる。さらに、南谷谷頭部では汀線付近から水深20 m付近の範囲の砂礫が侵食され、その砂礫が一度に谷底へと流下する。この時、北谷谷東方向へ一部の砂礫が移動する。

3.3 ま と め

海底谷周辺での土砂移動機構をまとめて模式的に図-3.30 に示す。この図において、南谷への粗粒分の移動、北谷への土砂移動については、実証的なデータが乏しいので今後さらに調査を加える必要がある。この状況において、南谷谷頭部南の緩斜面域に人工岬等の構造物を建設し、駿河海岸を静的に安定化することは可能と考えられる。しかし、下手海岸への沿岸漂砂を完全に遮断し、海底谷への土砂移動を阻止する場合には、以下の点に注意する必要がある。



図－ 3.30 海底谷への土砂損失機構の模式図

- ① 小川港に向かう沿岸漂砂は少ないと考えられるが，構造物により小川港に向かう沿岸漂砂を完全に阻止する場合には，下手海岸への人工的な土砂供給や対策工等により，下手海岸を安定化させる手法等について検討する必要がある。
- ② 谷頭部は非常に急斜面であるから，土質力学的に見て静的な安定状態を保ちうるか検討する必要がある。
- ③ 南谷谷底での土砂移動が供給土砂の有無に係わらず発生する場合には，海底谷谷底の侵食が進行する可能性がある。そのため，海底谷への供給土砂がなくなることにより，海底谷谷底での土砂移動がどのように変化するか予測しておく必要がある。

4. あ と が き

本調査の結果、下新川海岸、駿河海岸への土砂損失機構を明らかにすることができた。残された課題については今後も必要な調査を進めていく予定である。また、対策工の計画に当たっては、その影響を十分に把握しなければならない。

本調査は、建設省北陸地方建設局黒部工事事務所、中部地方建設局静岡河川工事事務所と土木研究所とが共同で進めたものである。調査結果の整理、解析に当たっては関係各位に多大な御協力を頂いた。また、国土地理院地理第二課には調査成果の使用にあたり便宜を図って頂いた。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

(第2章)

- Bagnold, R. A. (1954) Experiments on a gravity-free dispersion of large solid sphere in a Newtonian fluid under sea: Proc. R. Soc. Lond., A 225, pp. 49-63.
- 藤井昭二 (1965) 黒部川扇状地の形成と富山湾周辺部の埋没林について, 地球科学, 第78号, pp. 11-20.
- 藤井昭二 (1982) 海底埋没林と海水準変動, 中部土壤肥料研究, 第56号.
- 藤井昭二 (研究代表者) (1983) 富山湾黒部川扇状地沖埋没林の研究, 昭和57年度科学技術研究補助金 (総合研究A) 研究成果報告書.
- 深井三郎 (1966) 黒部川扇状地の微地形とその形成, 黒部川, 古今書院.
- 榎根 勇・山本莊毅 (1971) 扇状地の水循環, 古今書院.
- 石川忠晴・山本浩之 (1987) 黒部扇状地の動態に関する考察, 土木学会論文集, 第381号 / II-7, pp. 35-43.
- 河村 武 (1977) 全国地上風分布図, 気象庁技術報告, 第91号, p. 76.
- 建設省国土地理院 (1982) 沿岸海域基礎調査報告書 (富山湾東部地区), p. 224.
- 建設省黒部工事事務所 (1977) 黒部川のあゆみ, p. 422.
- 建設省黒部工事事務所 (1979) 下新川海岸侵食の歴史, p. 417.
- 式 正英 (1969) 臨海扇状地, 地理, 14-6.
- 土屋昭彦・星畑国松・本間勝一 (1971) 河川からの流出土砂量, 防災科学技術総合研究報告, 第25号, pp. 35-41.
- 土屋義人・山口正隆・白井 亨・河田恵昭・芝野照夫・山下隆男・A. R. Syamsudin (1981) 富山県宮崎海岸の海浜過程について, 京大防災研究所年報, 第24号, B-2, pp. 433-473.
- 土屋義人・芝野照夫・須山 洋・吉村敏明 (1987) 黒部川扇状地海岸の形成と変化について, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 322-326.
- 宇多高明・山本幸次 (1986) 湖及び湾内に発達する砂嘴地形の変形特性, 地形, 第7巻, 第1号, pp. 1-22.
- 山田時夫・谷井文夫・竹村利夫 (1978) 黒部川扇状地における海岸侵食, 黒部川扇状地地域社会研究所紀要, 第2号, pp. 3-9.
- 吉川虎雄 (1952) 黒部川扇状地の海岸決壊調査, 富山湾海岸侵食調査報告, pp. 162-174.

(第3章)

橋本 宏・宇多高明 (1974) 海浜流の数値計算法とその応用, 第21回海岸工学講演会論文集, pp. 355 ~ 360.

平口博丸・丸山康樹 (1986) 斜め入射波に対する放物型方程式の適用性の拡張, 第33回海岸工学講演会論文集, pp. 114 ~ 118.

Inman, D. L., Nordstorm, C. E., Flick, R. E. (1976) Currents in submarine canyon: An air-sea-land interaction, Annual Review of Fluid Mechanics, Vol. 8, pp. 275 ~ 310.

門村 浩 (1968) 空中写真による軟弱地盤の体系的解析, 地理学評論, 41, pp. 19 ~ 35.

貝塚爽平 (1969) 変化する地形, 科学, Vol. 39, No. 1, pp. 11 ~ 19.

建設省河川局・運輸省港湾局 (1985) 海岸部における砂輸送システム調査報告書, p. 286.

Shepard, F. P. (1973) Submarine Geology, 3rd ed., Harper & Row Pub., p. 517.

武内達夫・宇多高明・中島秀樹・青山春男 (1984) 駿河海岸における海浜地形変化の解析, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 360 ~ 364.

土 隆一 (1968) フォッサマグナ南部の第4紀地殻変動と新第3系の構造, 日本地質学会第75回秋季学術総合討論会資料, pp. 72 ~ 82.

吉川虎夫・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1984) 新編日本地形論, 東京大学出版会, p. 415.

宇多高明・筒井保博 (1985) 駿河海岸の侵食実態の解析, 土木技術資料, Vol. 27, No. 7, pp. 394 ~ 399.

海岸から深海への土砂損失機構
調査報告書

ISSN 0386-5878
土木研究所資料 第2730号
平成元年2月 (1989)
海岸研究室 室長 宇多高明
研究員 小俣 篤

要旨 下新川海岸において、海岸から深海への土砂損失機構を調査した結果を取りまとめた。下新川海岸では、黒部川河口沖と生地鼻沖で深海への土砂流出が生じている。洪水時に河口から流出した土砂や沿岸漂砂によって上手側海岸より供給された土砂が、海底急斜面上に堆積することにより斜面が不安定となり、この結果深海への土砂流出が生ずることを示した。駿河海岸では和田鼻沖に存在する2つの海底谷のうち、主として南側の海底谷を經由して土砂が流出している。細粒分の土砂流出は高波浪時に生じる海浜流によること、また、粗粒分の土砂流出は沿岸漂砂によって運ばれた土砂が堆積して形成された海底急斜面の不安定化により発生することを示した。

キーワード: 深海への土砂流出, 沿岸漂砂, 下新川海岸, 駿河海岸, 土砂収支, 扇状地, 対策工

郵便はがき

305-□□

40円切手
をはいて
下さい。

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所

河川部海岸研究室 行

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所



土木研究所資料第 2730 号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

印

