

土木研究所資料

前浜地形変化と碎波帯内における浮遊砂の発生・ 輸送機構に関する現地観測報告書

昭和63年10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、複写は、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。

前浜地形変化と碎波帯内における浮遊砂の発生・ 輸送機構に関する現地観測報告書

海岸研究室 室 長 宇多高明

研究員 小俣 篤

竹 淵 勉

齋藤友伸

要 旨 阿字ヶ浦海岸において、1975年より毎週1回の割合で実施している深浅測量によって得られたデータをもとに、前浜地形変化の実態とその機構について考察した。研究の結果、①バームの発達形態は、汀線位置、バーム頂点位置の変化特性より2つのパターンに分類されること、②前浜の堆積過程には粗砂と細砂が交互に堆積する場合と、細砂のみが堆積する場合があります、この差は主に波浪条件により生じること、および③前浜の侵食・堆積は来襲波のエネルギーフラックス、前浜勾配、底質の中央粒径をパラメータとして明瞭に分類されることがわかった。また、同海岸で実施した碎波帯内における浮遊砂に関する短期集中観測より、波のトラフレベルより上にも高濃度の浮遊砂が存在することを明らかにし、浮遊砂の発生は底面せん断力と斜降渦によること、斜降渦によって浮遊した底質は上昇流によって水表面近傍へ輸送されることを示した。

キーワード：阿字ヶ浦海岸、現地観測、前浜地形変化、バームの形成過程、浮遊砂の輸送機構

目 次

1. はじめに	1
2. 阿字ヶ浦漂砂観測用栈橋	2
3. 前浜地形変化の分析	4
3.1 まえがき	4
3.2 前浜地形の変化過程	4
3.2.1 バームの形成, 消失の実態	4
3.2.2 バームの形成過程の分類	10
3.2.3 潮位変化がもたらす前浜地形変化	17
3.3 バームの構造とその形成機構	20
3.3.1 観測方法	20
3.3.2 観測結果とその考察	20
3.4 前浜地形変化の支配要因	28
3.5 結 論	32
4. 碎波帯内における浮遊砂の発生と輸送機構	34
4.1 まえがき	34
4.2 観測方法	34
4.3 観測期間前後の前浜地形変化	35
4.4 浮遊砂濃度の鉛直分布	39
4.5 浮遊砂の発生と輸送機構に関する考察	44
4.5.1 濁度計測における気泡の影響	44
4.5.2 現地観測結果と考察	46
4.6 結 論	50
5. 総合結論	51
参考文献	52
付 録	55

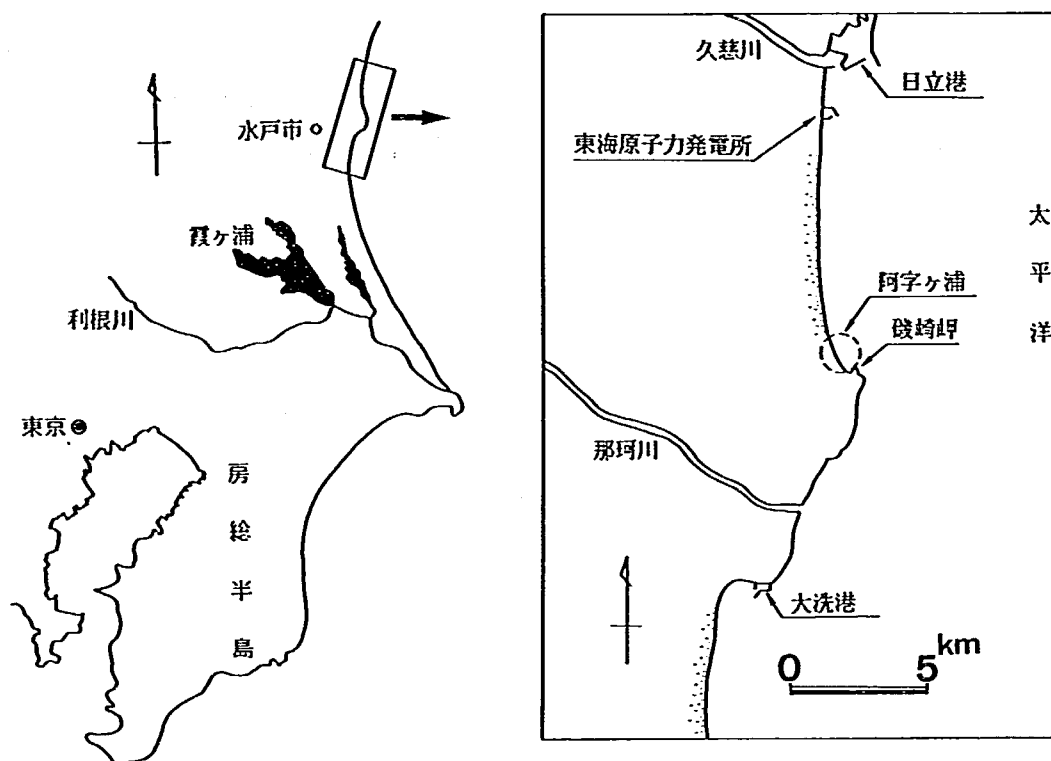
1. は じ め に

砕波帯内における流体運動、および海浜過程を解明することは、海岸工学上最も重要な課題の一つである。しかし、砕波帯内における流体運動は複雑なために、それによって引き起こされる砂移動や地形変化の機構は十分に明らかにされていない。その原因の一つに、実現象を解明するために必要な現地データが十分でないことが挙げられる。砕波に起因する砂移動に関しては、水理実験において相似則が確立されていないために十分な検討ができず、したがって現象の解明は詳細な現地観測データに頼らざるを得ない状況にある。

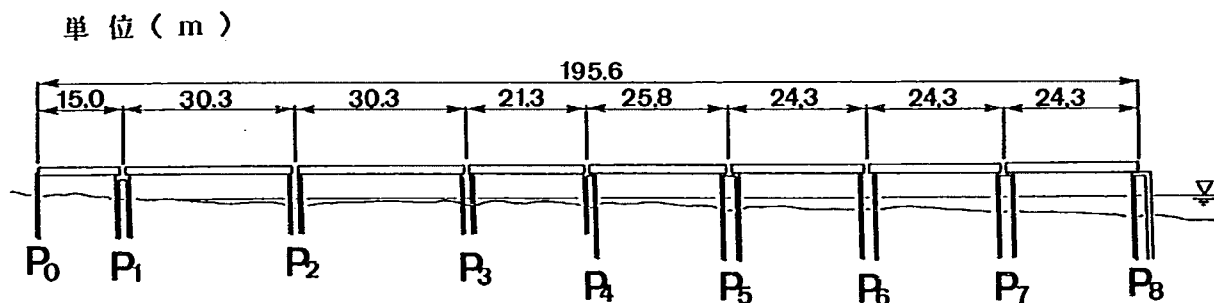
建設省土木研究所では阿字ヶ浦海岸に設置した漂砂観測用栈橋を用いて、過去12年間にわたる毎週1回の観測により、栈橋に沿う海浜断面形状などのデータを取得してきた。本研究は、これらのデータに基づいて砕波帯内の海浜過程を明らかにすることを目的とし、特に前浜地形変化に着目して分析を行う。さらに、短期間で集中的に行った現地観測結果より、砕波帯内における浮遊砂の発生と輸送機構を考察する。

2. 阿字ヶ浦漂砂観測用栈橋

阿字ヶ浦海岸は図－2.1に示すように茨城県水戸市の東北東約13kmに位置し、久慈川河口と磯崎岬に挟まれた延長約11kmの砂浜海岸の南端に位置する。この海岸には図－2.2および写真－2.1に示す漂砂観測用栈橋（延長約200m，先端水深約3～4m）が設置されている。この海岸では1975年6月26日より深浅測量を中心とする定期的な観測を毎週1回の割合で継続している。観測項目および方法等については、参考文献¹⁾を参照されたい。



図－2.1 阿字ヶ浦海岸位置図



図－2.2 漂砂観測用栈橋



写真-2.1 阿字ヶ浦海岸の全景（1987年10月撮影）

3. 前浜地形変化の分析

3.1 まえがき

前浜地形の変化を波や底質の条件と結び付けた研究は数多い。Rector²⁾, Nayak³⁾は2次元実験の結果より、平衡状態における前浜勾配やバームの高さを波と底質の条件を用いて定式化した。また、Sunamura⁴⁾, 武田ら⁵⁾は現地データを用いて同様の定式化を行った。しかし、現地における波条件は時間的に一定したものではないために、平衡状態を想定したこれらの結果がどのような形で現地に適用できるかが問題となる。

前浜の侵食・堆積は、汀線の前進・後退や、沿岸砂州の発生・消失とも関係づけられる。岩垣ら⁶⁾は、Johnson⁷⁾による暴風海浜と正常海浜の分類に底質粒径と波高の比を縮尺効果として取り入れ、沿岸砂州の発生限界を示した。分類におけるパラメータは、次元解析より得られたものであり、砕波帯内での漂砂現象を直接観察して得られたものではない。堀川ら⁸⁾はKemp⁹⁾による phase difference の考えを用いて海底勾配を含めた平衡海浜形状の分類を行った。この分類は砕波帯内での波浪変形が取り込まれた形となり、岩垣らの分類より現象を物理的にとらえている。服部ら¹⁰⁾は、砕波帯内での海浜変形が、浮遊した底質の挙動に強く支配されるという考えに立ち、海浜変形の分類を行った。これは、砕波帯内での底質移動の機構にまで踏み込み海浜変形をとらえる意味において、他の分類より現象を物理的に扱っていると考えられる。筆者らは阿字ヶ浦海岸での観測の経験から、砕波帯内においては浮遊形態での底質移動が活発であると考えている。そのため、底質の浮遊機構、浮遊した底質の輸送機構をまず定性的な意味において明らかにすることが、砕波帯内の海浜過程を明らかにするための前提条件と考えられる。この観点からは、服部らの分類は一つの有効なアプローチと考えられる。さらに、時間的に変化する波の条件と海浜変形との動的な応答関係を知ることとも重要な課題である。加藤ら¹¹⁾は海浜断面の毎日の測量結果を用いて、来襲波のエネルギーフラックスをパラメータとした岸沖漂砂による汀線変化のモデル化を行った。加藤らはエネルギーフラックスを用いる物理的な根拠に堀川らの分類法を引用している。

本研究では前浜地形変化の実態を詳細に求め、前浜の堆積、侵食という地形変化の機構を明らかにすることを目的として阿字ヶ浦海岸で取得したデータを解析した。データの解析に当たっては、個々の観測事例をできるだけ忠実にとらえ、現象の実態を把握するように務めた。次に、12年間にわたって毎週測定された地形測量データを用いて、前浜の侵食、堆積を支配する要因について検討した。

3.2 前浜地形の変化過程

3.2.1 バームの形成、消失の実態

バームの形成および消失過程を検討するに当たり、まず前浜地形およびバームの形状を代表するパラメータを図-3.1に従って定義する。

X_s : 基準点Oから汀線 (T.P. 0 mで定義) までの水平沖向き距離

X_B : 基準点Oからバーム頂点位置までの
水平沖向き距離

i_f : 前浜勾配

Z_B : T.P. 0 mを基準としたバームの高さ

本節では、1986年の1年間で前浜の顕著な堆積・侵食が見られた例を示し、前浜地形の変化に伴う上記パラメータの変化、底質の変化およびその時の波浪条件について述べる。なお、本論で用いた岸沖方向座標Xは、全て基準点Oを原点とする。

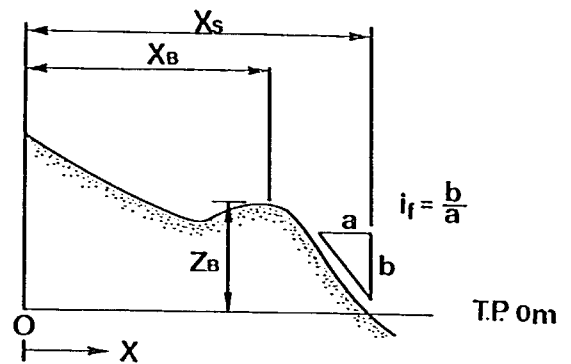


図-3.1 バーム形状を代表する諸パラメータ

前浜の顕著な堆積が見られたのは、1986年5月1日から6月12日までと、9月4日から9月25日までの期間である。まず、前者の期間における断面変化を図-3.2に示す。バーム形成前の5月1日の海浜形状は、栈橋の橋脚周辺における楔状の局所的な洗掘を除けば、水深約3mまではほぼ一様勾配である。しかし、5月8日には $X=80$ m付近にバームの前兆と思われる地形が出現する。その後5月29日までバームは次第に発達し、前浜が急勾配化するとともに、T.P.-2m以深が平坦になったことがわかる。以後6月12日までの海浜断面形状は5月29日とほぼ同様であり、地形が安定したことを示している。

この時の波浪条件を図-3.3 a), b)に示す。有義波高 $H_{1/3}$ と有義周期は運輸省第二港湾建設局横浜調査設計事務所により阿字ヶ浦の沖合、水深約30mの地点で取得されたデータを用いた。b)の波向はアリダードを用いて毎週1回目視観測した値を示す。その値は東より反時計回り(北側)を正とした角度で示した。栈橋の中心軸は東から 9° 北側に傾いており、海岸線はこの栈橋の中心軸とほぼ直角に交わっている。したがって 9° より小さな角度は南寄りの、逆に 9° より大きな角度は北寄りの入射条件であることを示す。日平均有義波高 $\widehat{H}_{1/3}$ はこの期間中約80%が1.5m以下であるが、ほぼ1週間毎に $\widehat{H}_{1/3} \approx 2$ mの波が襲来している。また波向は 4° から 8° の間にあり、海岸線の傾きから考えると南寄りの入射となっている。このことからこの期間には北向きの沿岸漂砂が存在し、栈橋周辺の海浜は侵食傾向にあった可能性がある¹²⁾。

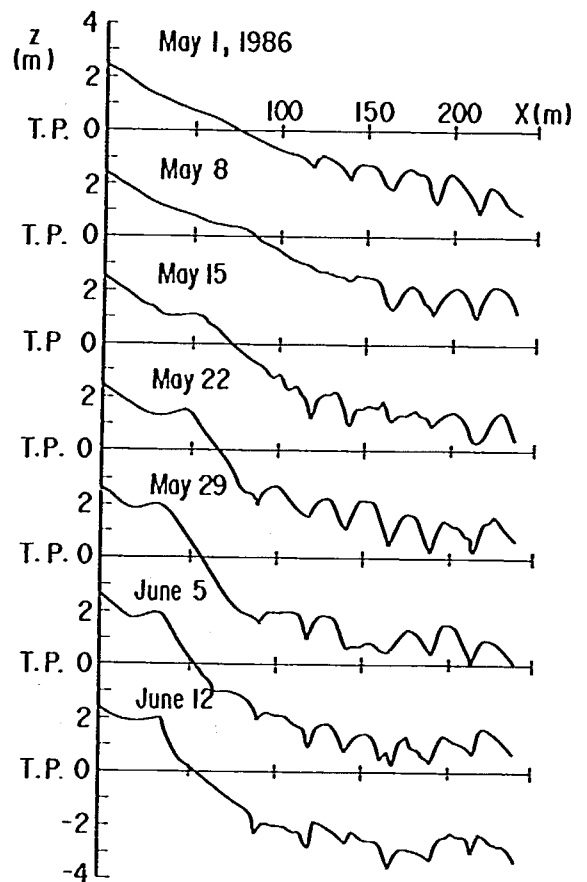


図-3.2 海浜断面形状の経時変化
(1986年5月1日～6月12日)

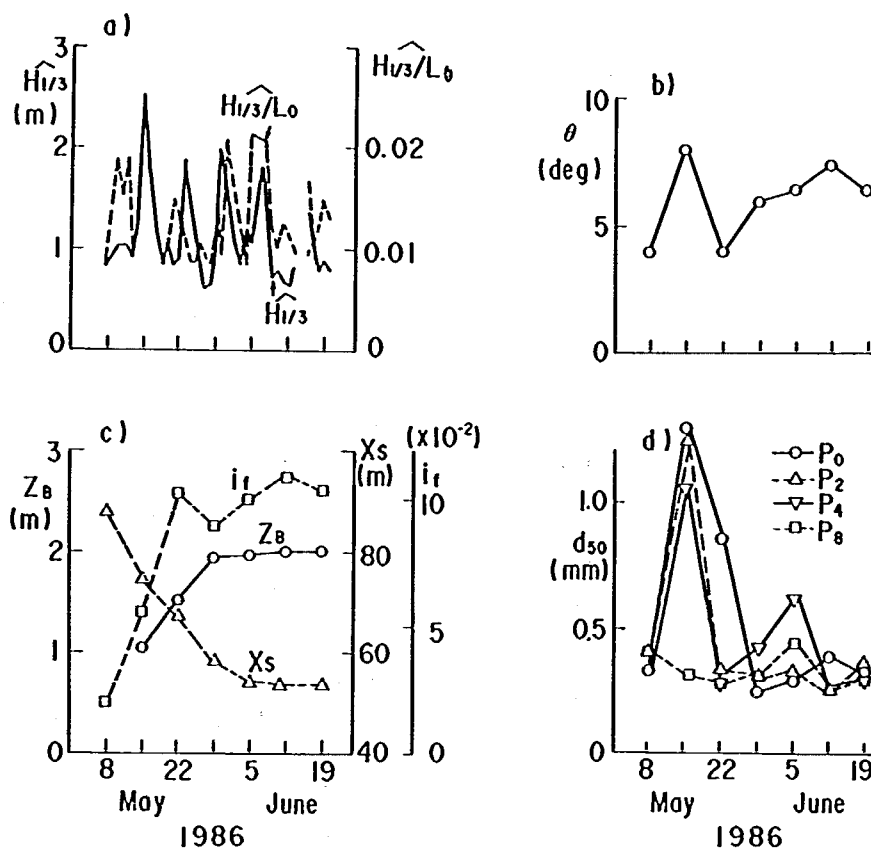


図-3.3 波浪条件, 底質条件, i_r , Z_B , X_s の経時変化

次に, バーム高 Z_B , 前浜勾配 i_r , 汀線位置 X_s の変化を図-3.3 c) に示す。バームは図-3.2 に示した 5 月 8 日の断面形においてその存在が認められるようになり, 次第に高さを増して, $Z_B \approx 2.0$ m で 5 月 29 日頃に安定した。前浜勾配はバームの成長とともに急になり, $i_r = 0.11$ で安定した。一方, 汀線は 5 月 8 日より次第に後退している。断面図によると, 前浜上より $Z \approx -1.5$ m までが前浜と一体的に急勾配化しており, 汀線付近からはほぼこの深さまでの砂が打ち上がり, 汀線が後退しつつバームが形成されたと推定される。

次に底質の中央粒径 d_{50} を, 図-3.3 d) に示す。この図で特徴的なことは, バームが形成されつつある 5 月 8 日より 5 月 15 日の間, $P_0 \sim P_4$ 地点の d_{50} が大きくなったことである。また, P_2 と P_4 で d_{50} が約 0.3 mm に細粒化したのは 5 月 22 日であるが, P_0 ではその時期が 1 週間遅れている。このように, バームの形成とともに時空間的に底質特性が変化したことがわかる。

堆積変化は 1986 年 9 月 4 日～25 日にも見られた。この期間の観測結果を図-3.4, 3.

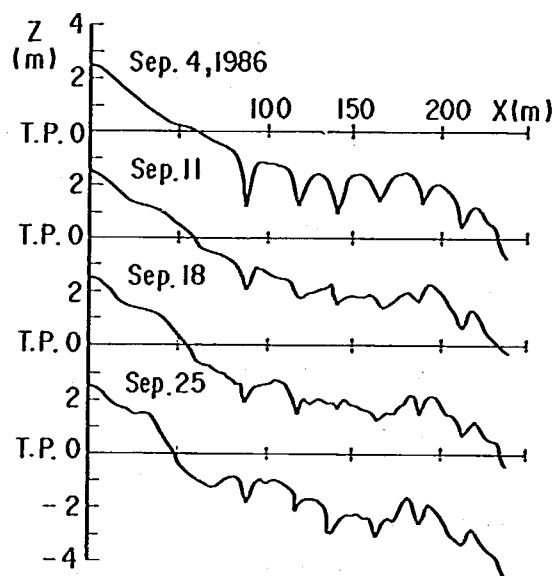


図-3.4 海浜断面形状の経時変化
(1986 年 9 月 4 日～9 月 25 日)

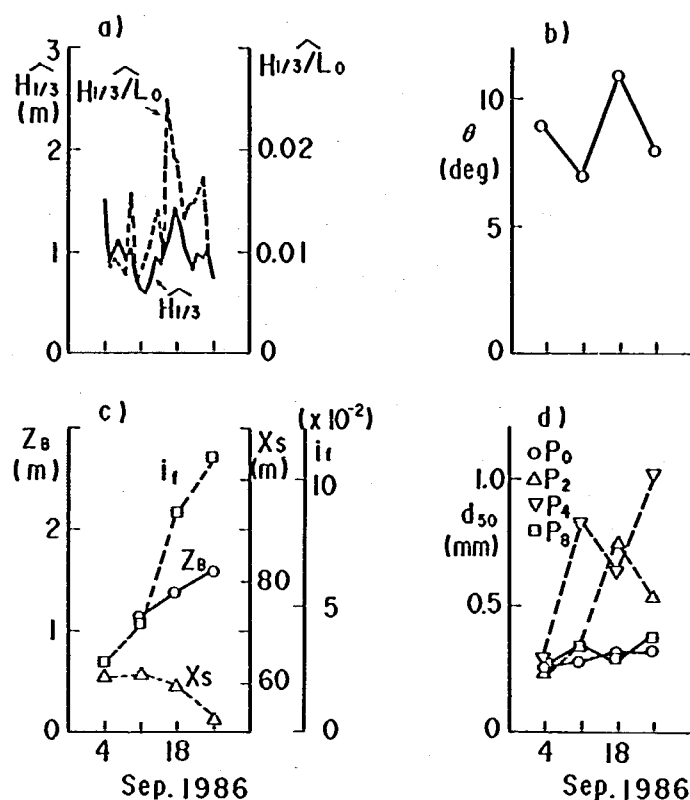
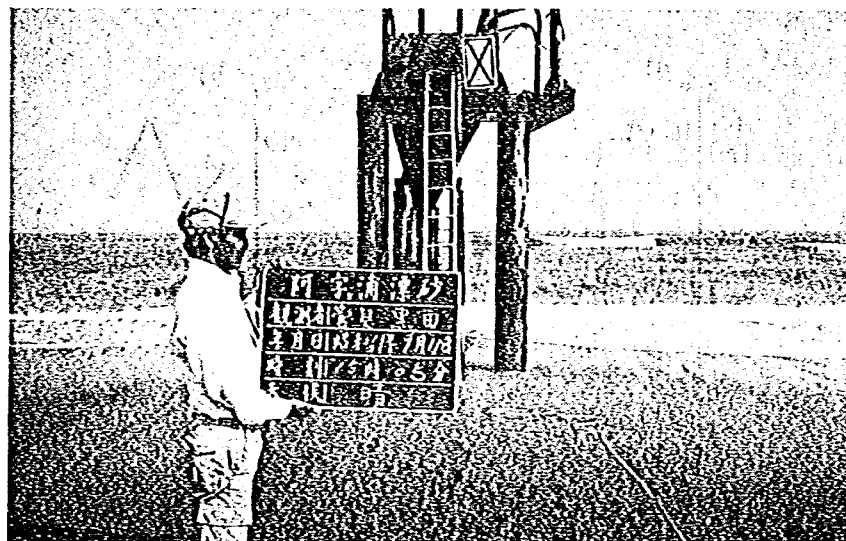


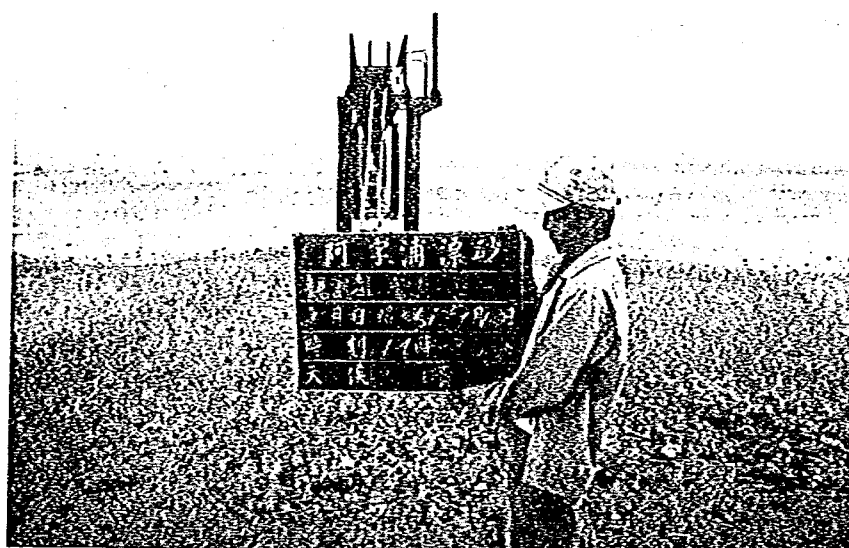
図-3.5 波浪条件, 底質条件, i_r , Z_B , X_s の経時変化

5に示す。断面変化によると、9月11日には既に小さなバームの発達が見られる(図-3.4)。この期間は前ケースとは異なり、波高は $\hat{H}_{1/3} \div 1\text{m}$ とはほぼ一定であり静穏であった。ただし、波形勾配はバームの成長時にやや大きくなっている(図-3.5 a)。波向は、ほぼ直角入射として良い条件である(図-3.5 b)。よって、沿岸漂砂による地形変化は小さいと考えられる。バーム高、前浜勾配、汀線位置の変化状況は前ケースと同様であるが(図-3.5 c)、バームは前ケースより、0.4 mほど低い $Z_B \div 1.6\text{m}$ では安定した。これは、バーム成長時の来襲波高が小さかったことによると考えられる。汀線は前ケースと同様バームの成長とともに後退している。このことから、汀線付近の砂が岸向きに輸送されて前浜に堆積し、汀線が後退する一方でバームが成長したと考えられる。また、底質は前ケースと異なる変化を示す。前ケースではバーム成長時には前浜に粗砂が堆積し、成長後半に細砂が堆積した。しかし、図-3.5 d)ではその傾向は見られず、 P_2 , P_4 で粗粒化しているものの、前浜の底質特性は変化していない。写真-3.1~3.3にこの期間の P_0 付近の状況を示す。バーム形成時の9月18日には表面に礫が見られるが(写真-3.2)、25日にはほぼ細砂が表面を覆っている(写真-3.3)。このように写真でみる限りはバーム形成時、一時的な底質の変化が見られる。前浜表面に礫が現われる原因は明らかでないが、粒径数mm程度の粗砂に比べ数cmの礫は岸向きに掃流され易く、波高の小さな波によって礫のみが打ち上げられた可能性がある。以上に述べた2つの観測例によれば、バームの形成には2~3週間を要することがわかる。

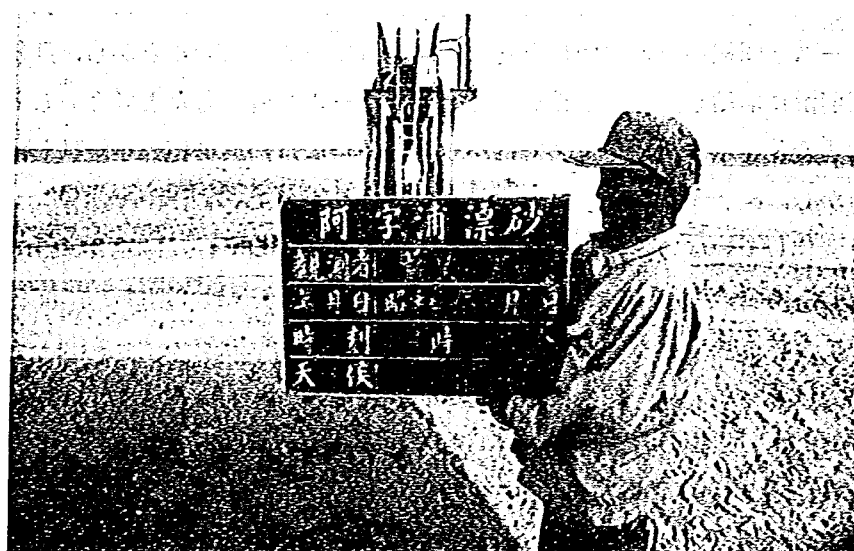
次に前浜が侵食される場合の地形変化特性、底質の変化およびその時の波浪条件について述べる。前浜の侵食は、1986年7月31日~8月7日および9月25日~10月2日の2時期に見られた(図



写真－ 3.1 前浜の状況（1986年9月11日）



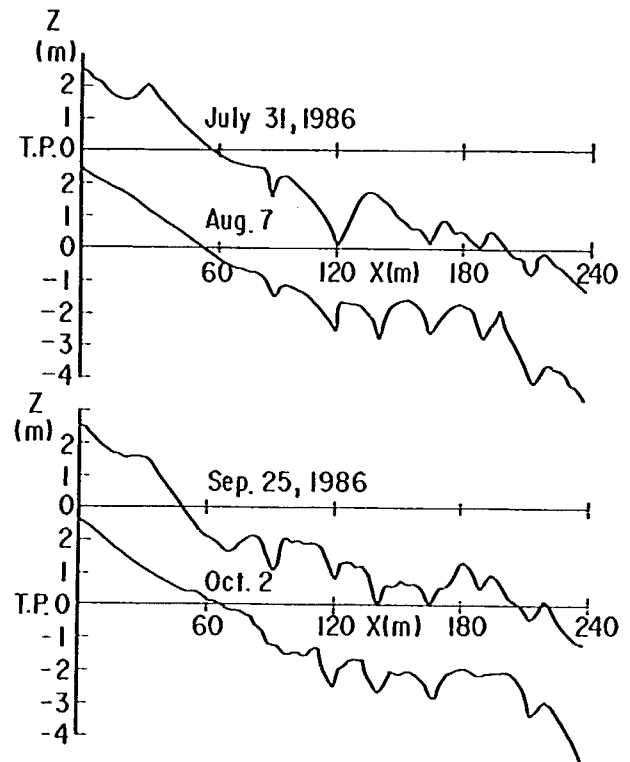
写真－ 3.2 前浜の状況（1986年9月18日）



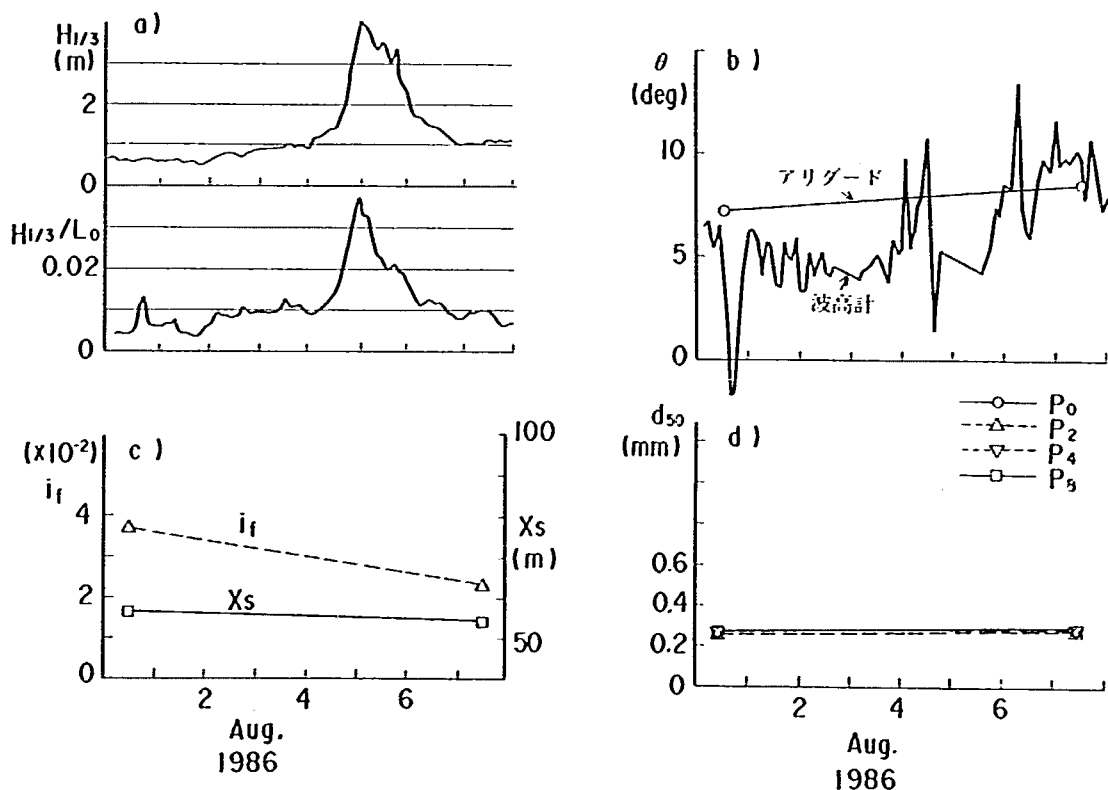
写真－ 3.3 前浜の状況（1986年9月25日）

—3.6 参照)。また、この時の波浪条件をそれぞれ図—3.7, 3.8のa), b) に示す。図示した期間が8日間と短いため、毎偶数正時の波浪データを示した。図—3.7 a) によれば8月4日から波高、波形勾配ともに増加し5日には $H_{1/3} \div 4$ mになった。その高波浪によって侵食が生じたと考えられる。その後波浪は静穏化し、7日には $H_{1/3} \div 1$ mになった。波高計の記録から求めた波向データ(図—3.7 b))によると、高波浪は海岸線に対して南側から入射した。一方、図—3.6をもとに、7月31日と8月7日の地形を比べると、汀線位置はほとんど変化しておらず、バームの消失と同時に沖($X = 180$ 付近)に堆積が見られる。このことから、バームの消失は8月5日の高波浪による冲向漂砂に起因すると考えられる。

9月25日から10月2日にかけての侵食時には、前浜勾配は緩くなり、汀線は前進した



図—3.6 海浜断面形状の経時変化



図—3.7 波浪条件、底質条件、 i_f , Z_B , X_s の経時変化(1986年7月31日~8月7日)

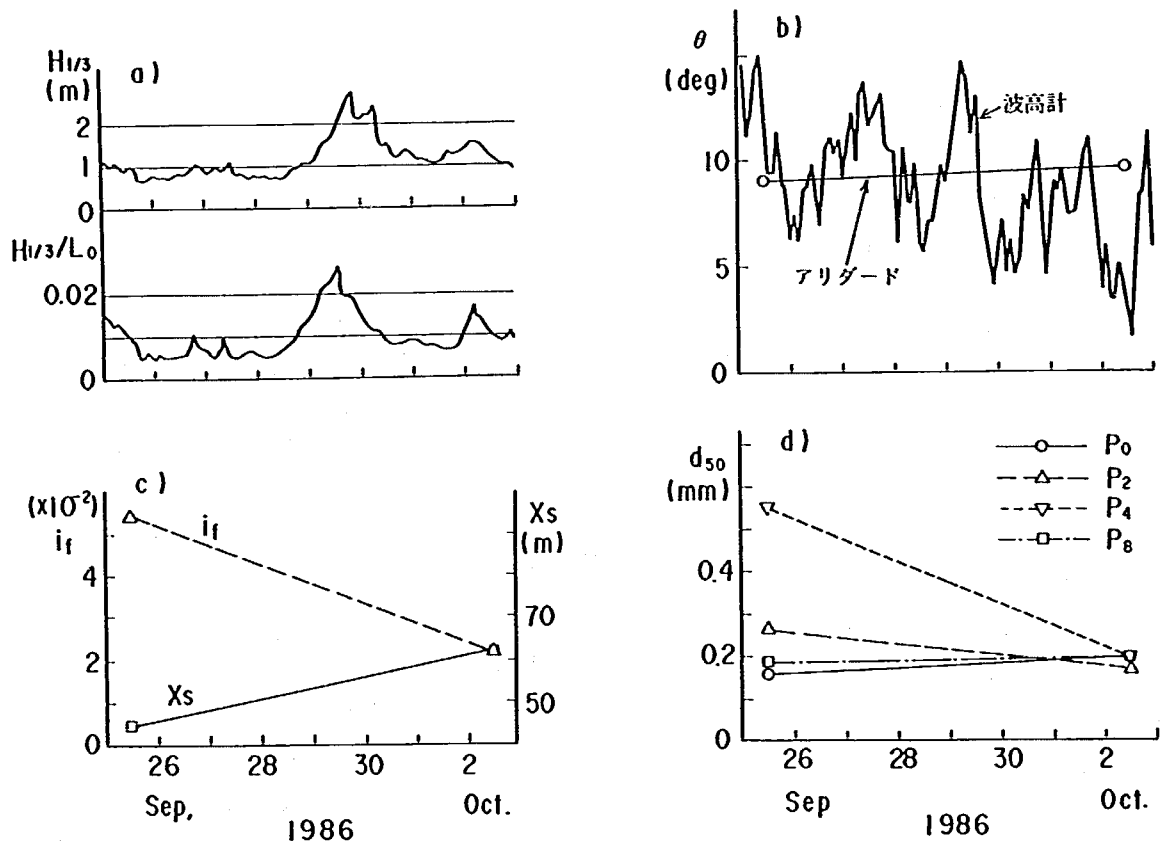


図-3.8 波浪条件, 底質条件, i_f , Z_b , X_s の経時変化(1986年9月25日~10月2日)

(図-3.8 c)参照)。これは、バーム形成時と逆の変化である。同期間の波浪条件を見ると $H_{1/3}$ は最大で約2.5m, 波向は海岸線に対してほぼ直角方向となっている(図-3.8 a), b)参照)。また両日の海浜断面(図-3.6参照)によれば, バーム消失と同時に $X=80$ m付近に堆積が見られる。このことからバームは, 29~30日の間に出現した $H_{1/3} \approx 2.5$ mの波により消失し, その砂は $X=80$ m付近に堆積したものと考えられる。以上のように, バームの消失は高波浪により1週間以内に生じることがわかる。

3.2.2 バームの形成過程の分類

(1) バームの形成パターン

前節で述べたように阿字ヶ浦では顕著なバームの形成および消失が生じている。以下ではバームの形成過程に着目し, それらの分類を行う^{(13), (14)}。

1975年6月より1986年12月までの期間において, バームの形成は合計63回確認された(付表-1参照)。この回数は, バームが形成され, 消失するまでを1回としてカウントしたものである。これらのうち, 特に顕著なバームの発達が見られた8例(ケース1~8)を代表と

表-3.1 バームが形成された時期の一覧

ケース	バーム存在期間	パターン分類
1	July 29, 1976 ~ Aug. 26	I
2	Mar. 8, 1979 ~ Mar. 29	I
3	June 7, 1979 ~ July 12	II, I
4	Sep. 3, 1981 ~ Oct. 1	I
5	Mar. 10, 1983 ~ Nov. 3	II
6	Nov. 17, 1983 ~ Dec. 22	I
7	May 15, 1986 ~ July 31	I
8	Sep. 11, 1986 ~ Sep. 25	I

して、その形成過程を詳細に検討した。各ケースのバーム存在期間を表- 3.1 に示す。各ケースのバーム形成時の断面変化は付図- 1 ~ 8 に示した。さらに、バームの形成過程を明らかにするため、各観測時の X_s 、 X_B 、 Z_B 、 i_f の経時変化を調べた。その結果バームの形成過程は、汀線位置とバーム頂位置の変化から2つのパターンに分類されることがわかった。各々の代表例として1979年6月7日~7月12日の間と、1986年5月15日~7月31日の間の観測結果を以下に示す。他の6ケースについては付図- 9 ~ 14 に示した。

最初にケース3(1979年6月7日~7月12日)の観測例を図- 3.9 に示す。 Z_B は6月28日から7月5日の間を除き、バームが消失するまでの間に徐々に増加している。この間の X_s

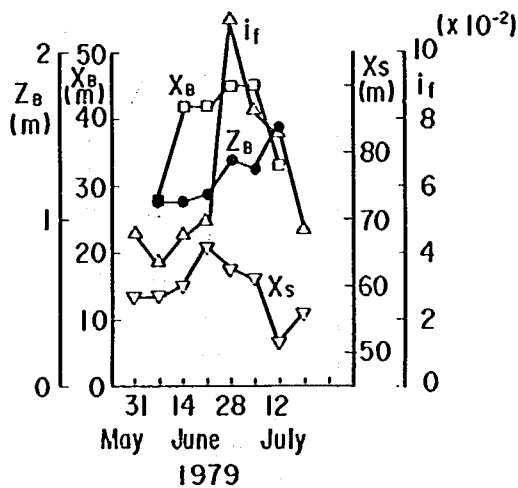


図- 3.9 Z_B 、 X_B 、 X_s 、 i_f の経時変化
(ケース3, 1979年5月31日
~7月19日)

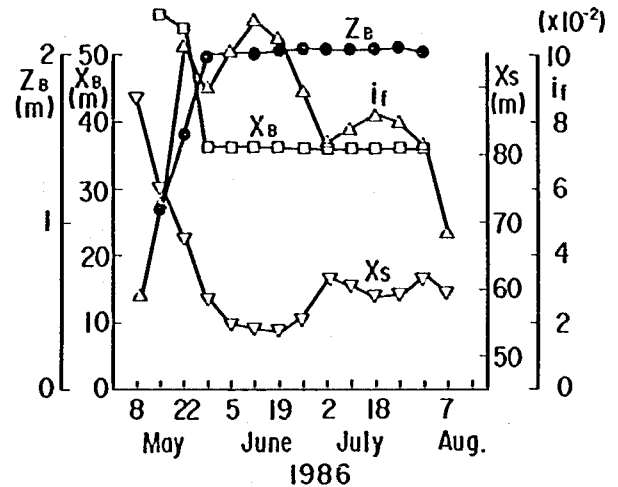


図- 3.10 Z_B 、 X_B 、 X_s 、 i_f の経時変化
(ケース7, 1986年5月8
日~8月7日)

および X_B の変化を見ると、6月21日を境に前半期間では X_s および X_B がともに増加している。この時 Z_B はあまり変化していないが、 Z_B が一定で X_B が増加しているということは、前浜に砂が堆積したことを表わす。これに対して後半期間の6月28日以降では、 Z_B の増加と共に X_s 、 X_B が共に減少している。

次にケース7(1986年5月15日~7月31日)の観測例を図- 3.10 に示す。5月8日から29日の間、 X_B 、 X_s はバームの成長とともに減少した。 Z_B 、 X_B は5月28日以後ほとんど変化しておらず、バームが安定していることを示している。

これらの例に示されるように、バームの形成過程は基準点から汀線までの距離と、

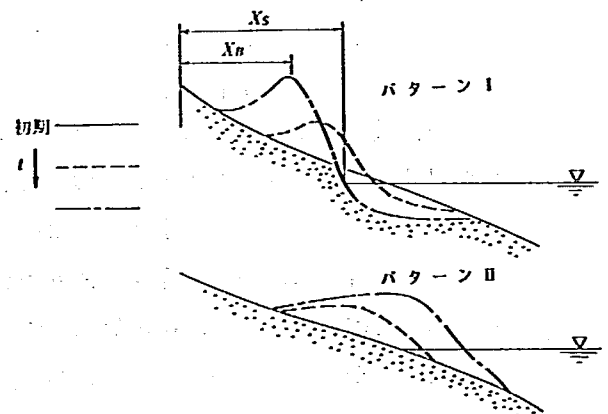


図- 3.11 バーム成長形態の模式図

基準点からバーム頂点位置までの距離の経時変化より2つの形成パターンに分類された(図-3.11)。すなわち、パターンⅠはバームの発達とともに X_B 、 X_S が共に小さくなる形態であり、パターンⅡはバームが発達するとともに X_S 、 X_B も大きくなるという形態である。表-3.1に各ケースの分類結果を示した。

ケース1～8においてバームが消失する際の断面形の変化を付図-15～22に示したが、これらによるとバームは全てのケースで1週間以内に消失した。バームの形成には前述のように2～3週間の時間を要するのに対して、消失に要する時間は1週間以内であることがわかる。

(2) バームの形成パターンに関する因子

表-3.1に示した8ケースのうち、沖波データが欠測したケース2を除く残りの7ケースのデータをもとに、波浪条件と地形変化の関係を考察する。バームの形成期間における日平均有義波高($\hat{H}_{1/3}$)、波形勾配($\hat{H}_{1/3}/L_0$)およびアリダードを用いて測定した波向(θ)を図-3.12から図-3.18に示す。各図にはバーム発達期間とそのパターンを付記した。バーム発達時の $\hat{H}_{1/3}$ はほとんどの期間1～1.5mである。ケース5(図-3.15)およびケース7(図-3.17)ではバーム発達期間に $\hat{H}_{1/3} \geq 2$ mの波が生じており、このような場合でも前浜に堆積が生じることがわかる。 $\hat{H}_{1/3}/L_0$ は0.01～0.02の範囲にあり、バーム発達時に0.02を越えることは少ない。以上のことから波浪条件としては全体的に比較的穏やかであったことがわかる。

一方、波向のデータにはパターン別に特徴が見られる。パターンⅠの形成形態を示すケース1、ケース3の後半期間およびケース4、6、7では、バーム発達時に θ が 9° (図中の破線)以下で、汀線に対して南寄りの入射波が卓越していたことがわかる。よって、この期間には北向きの沿岸漂砂が卓越し、栈橋付近では沿岸漂砂による侵食

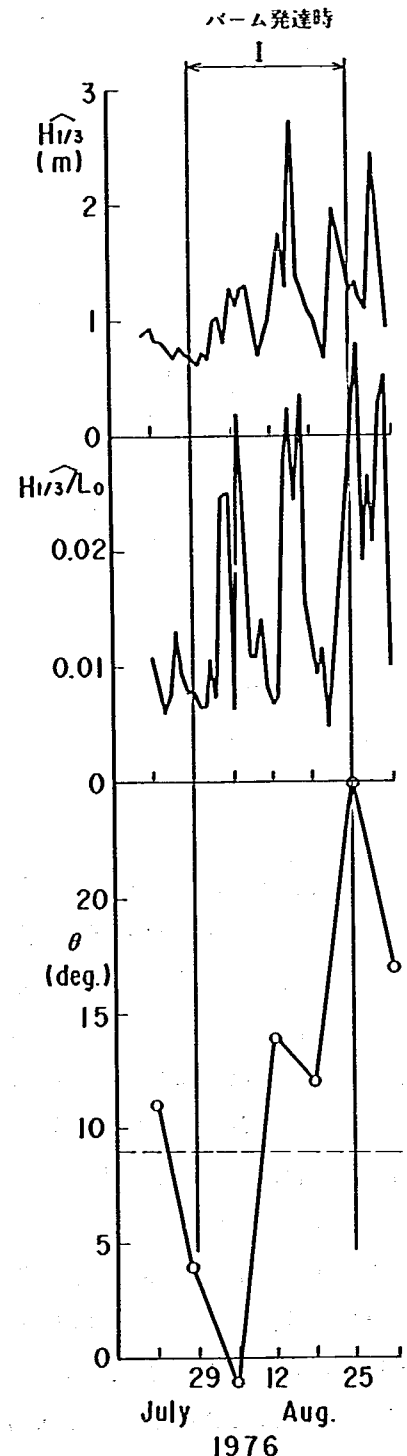


図-3.12 $\hat{H}_{1/3}$ 、 $\hat{H}_{1/3}/L_0$ 、 θ の経時変化
(ケース1, 1976年7月22日～9月2日)

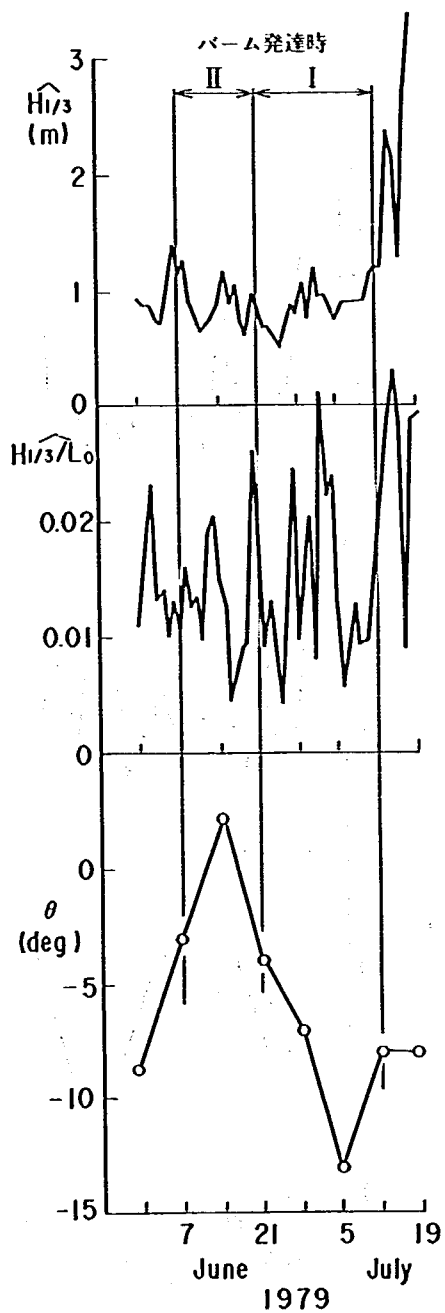


図-3.13 $\widehat{H}_{1/3}$, $\widehat{H}_{1/3}/L_0$, θ の経時変化 (ケース3, 1979年5月31日~7月19日)

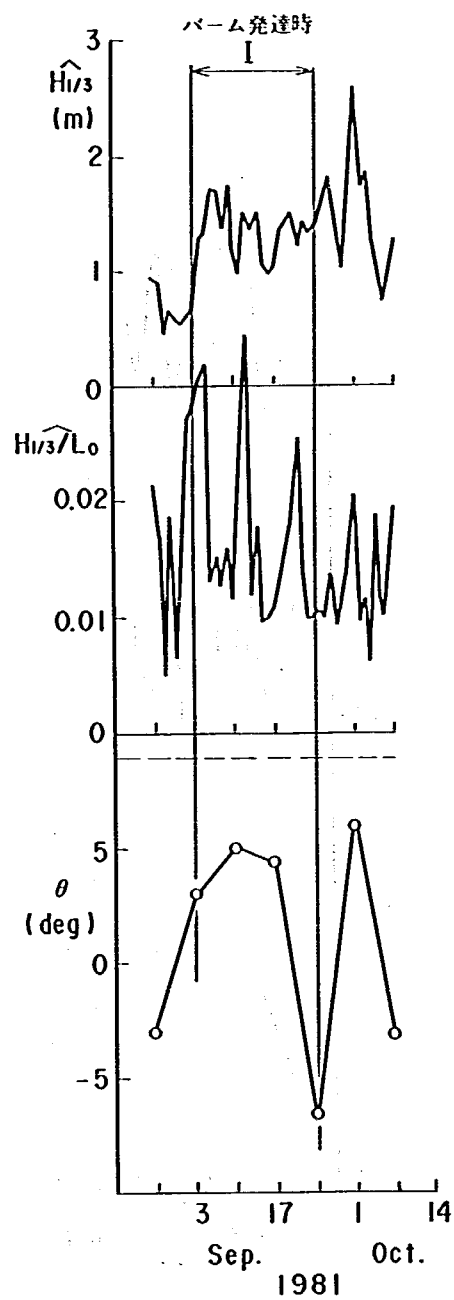


図-3.14 $\widehat{H}_{1/3}$, $\widehat{H}_{1/3}/L_0$, θ の経時変化 (ケース4, 1981年8月27日~10月8日)

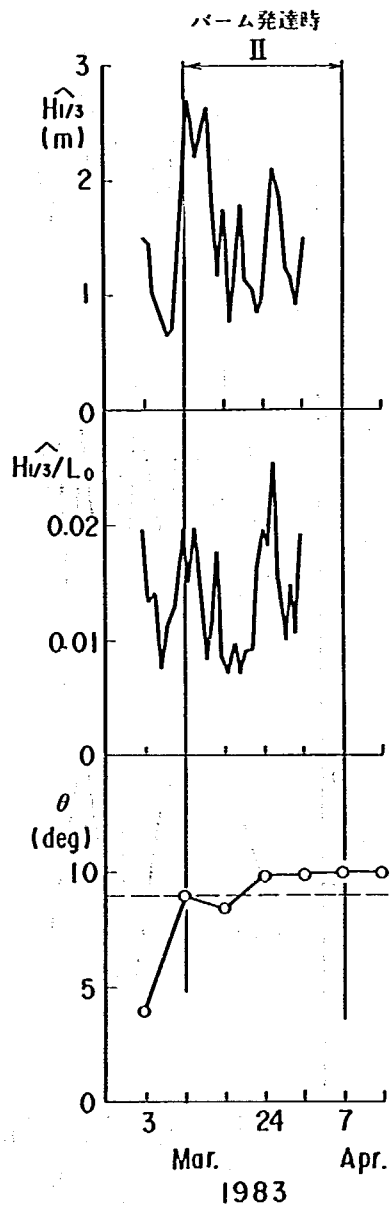


図-3.15 $\widehat{H}_{1/3}$, $\widehat{H}_{1/3}/L_0$, θ の経時変化(ケース5, 1983年3月3日~11月10日)

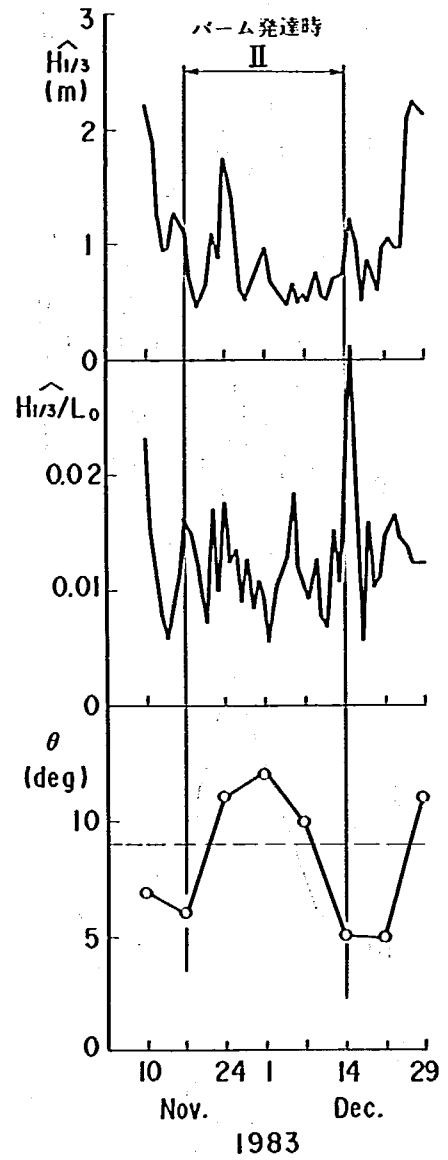


図-3.16 $\widehat{H}_{1/3}$, $\widehat{H}_{1/3}/L_0$, θ の経時変化(ケース6, 1983年11月10日~12月29日)

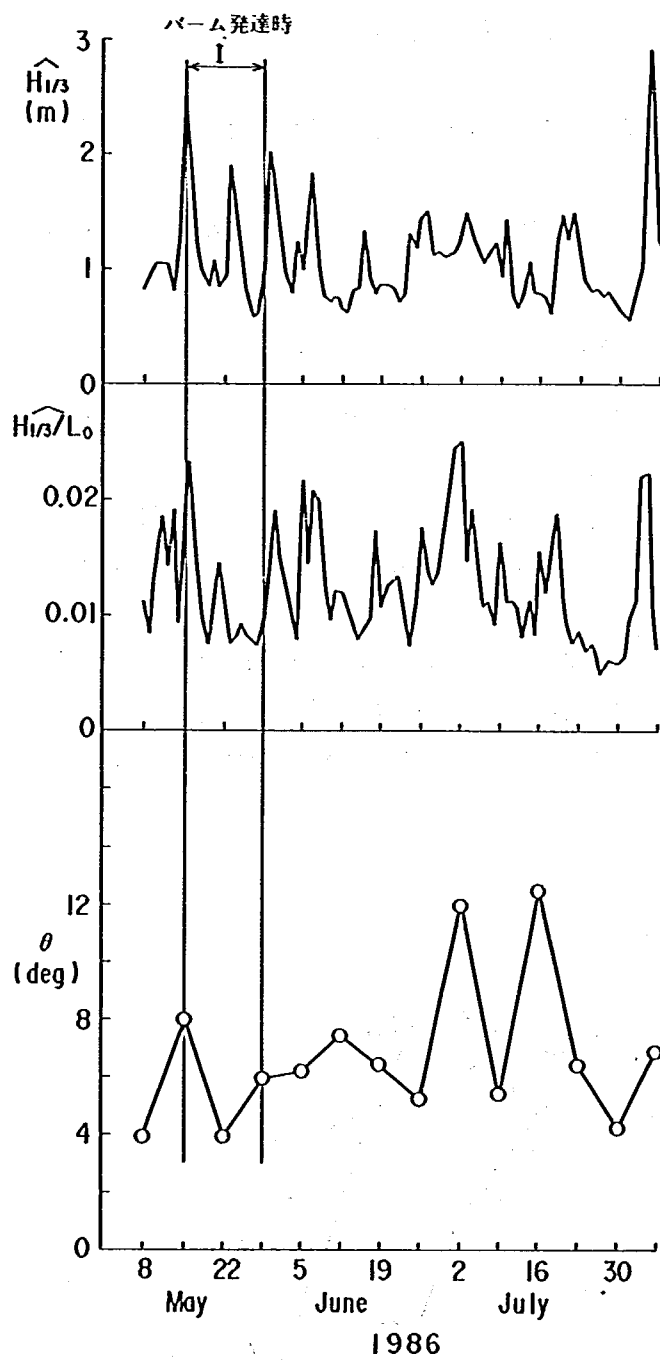


図-3.17 $\widehat{H}_{1/3}$, $\widehat{H}_{1/3}/L_0$, θ の経時変化(ケース7, 1986年5月8日~8月7日)

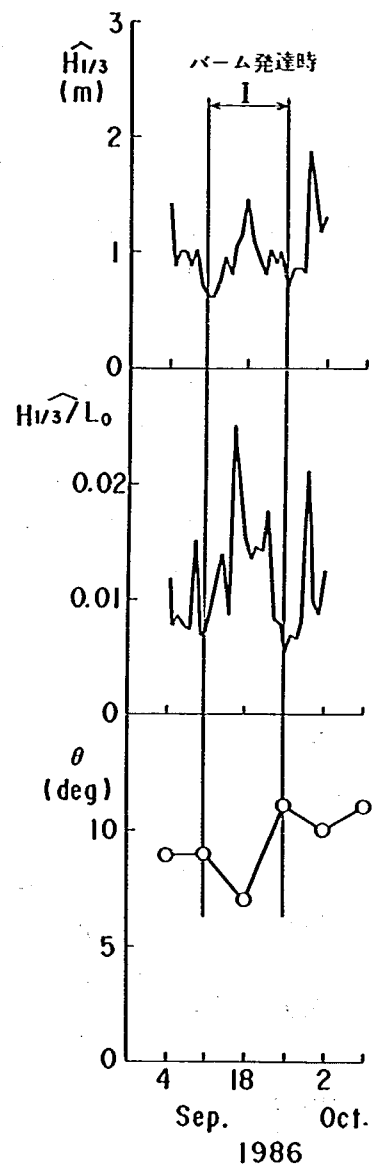


図-3.18 $\widehat{H}_{1/3}$, $\widehat{H}_{1/3}/L_0$, θ の経時変化(ケース8, 1986年9月4日~10月2日)

が生じた可能性がある¹²⁾。このことからパターンⅠの特徴である汀線の後退は、沿岸漂砂による侵食の影響が大きいと推定される。

パターンⅡの発達形態を示すケース5では、 $\theta \doteq 9^\circ$ でありほぼ直角入射の条件であった。しかし、同じパターンⅡのケース3の前半期間では $\theta = 2^\circ \sim -4^\circ$ と南側からの入射となっている。パターンⅡの場合では、汀線の変化と波向とは一定の関係を示さないようである。

(3) 経験的固有関数展開による分析

バームの形成パターンをより詳しく調べるため、経験的固有関数展開¹²⁾を用いて地形変化を分析した。

岸沖方向座標を X とした時、時刻 t の海浜地形断面の地盤高 $Z(X, t)$ を次式のように展開する。

$$Z(X, t) - \bar{Z}(X) = \sum_{k=1}^n C_k(t) \cdot e_k(X) \quad (3.1)$$

ここに、 $\bar{Z}(X)$: 観測期間(1976～1986年)の平均海浜地形断面の地盤高、 e_k : K 番目の固有値に対応する岸沖方向の固有関数、 C_k : e_k の時間関数である。

岸沖方向の固有関数 e_k の分布を図-3.19に示す。図には固有値の大きい順に3番目までの固有関数 e_1, e_2, e_3 を示した。 e_1 は測量範囲全域で正の値を示す。 e_2 は $X = 160$ m 付近より岸側で正、沖側で負の値を示す。また、 e_3 は $X = 140$ m より岸側で負、 $X = 140 \sim 210$ m 間で正、それより沖側で再び負の値を示す。これらの分布形より e_1 は長期的な地形変化を代表し、 e_2, e_3 は正負の面積がほぼつりあうことから $X \leq 240$ m の範囲で生じる岸沖漂砂に起因する地形変化を表わすものと考えられる¹²⁾。来襲波の波高が1 m 程度の場合、砕波点は水深

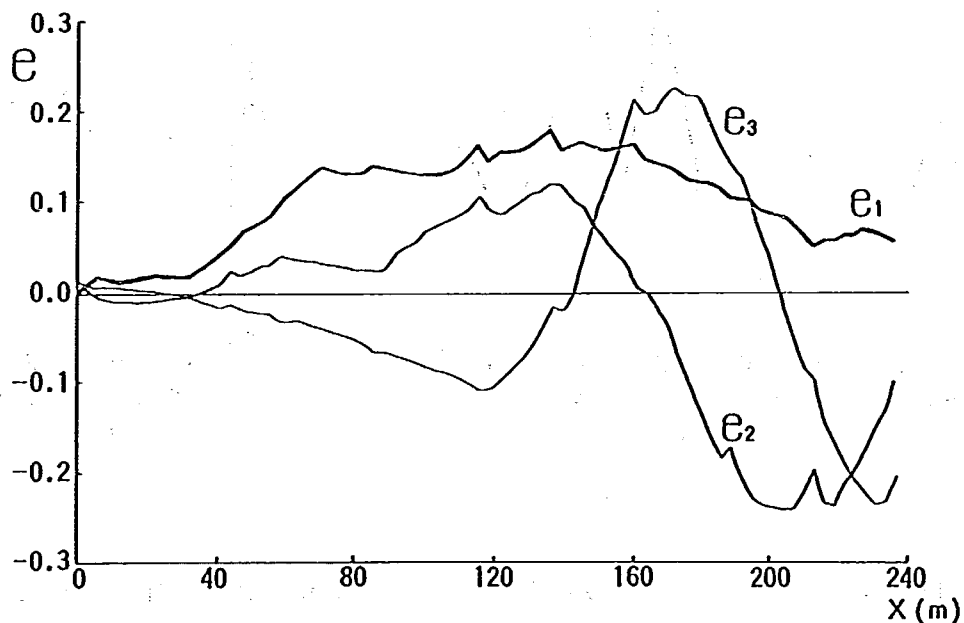


図-3.19 固有関数 e_k ($k=1, 2, 3$) の岸沖分布

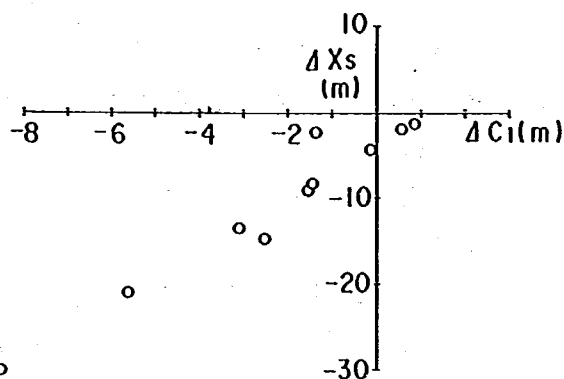


図-3.20 ΔX_s と ΔC_1 の相関

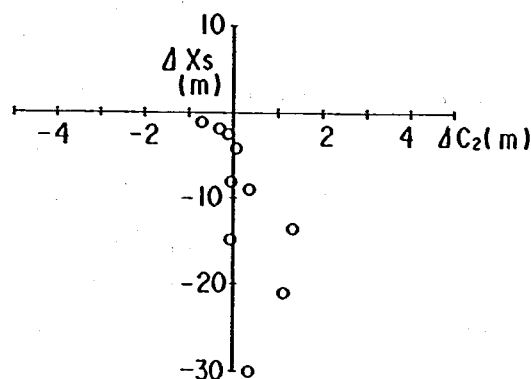


図-3.21 ΔX_s と ΔC_2 の相関

1.3 m付近, ほぼ $X = 100 \sim 200$ mの範囲に位置する。よって, このような波浪条件での e_1 はその形状から沿岸漂砂による地形変化を表わすと考えられる。すなわち, バーム発達時の e_1 は主に沿岸漂砂による地形変化を表わすことになる。

そこで, 各バーム形成時期の地形変化における e_1 , e_2 , e_3 各成分の寄与率を調べるために, 各時期の C_k の変化を求めた。その結果より各週の C_k , X_s の変化量

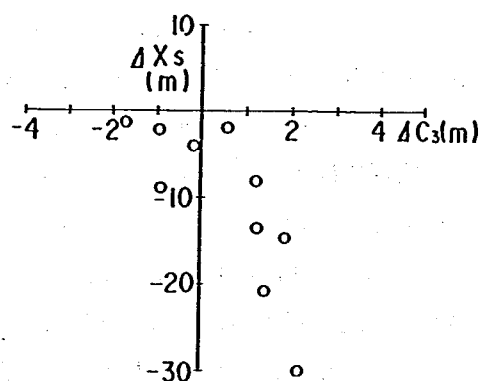


図-3.22 ΔX_s と ΔC_3 の相関

(ΔC_k , ΔX_s) の関係を求め, バームの形成パターンごとに分けて整理した。パターン I のケースについて ΔX_s と ΔC_1 , ΔC_2 , ΔC_3 との相関を図-3.20~3.22に示す。図-3.20によれば, ΔC_1 のデータはほとんどの場合負の領域にあり, ΔX_s と正の相関関係を有する。これは, 沿岸漂砂によって侵食された結果, 汀線が後退したことを裏付けている。また, 図-3.21, 22によれば, ΔC_2 , ΔC_3 と ΔX_s はほとんど相関関係を示さない。ただし, 注意すべき点として, ΔC_2 , ΔC_3 の絶対値は ΔC_1 のそれに比べ小さく, 地形変化への寄与率が小さいことがあげられる。

パターン II のケースにおける ΔX_s と ΔC_1 , ΔC_2 , ΔC_3 の関係についても同様に調べた。しかしながら, パターン II においてはこれらの間に明瞭な関係は見られなかった。

3.2.3 潮位変化がもたらす前浜地形変化

阿字ヶ浦海岸は太平洋に面し, 約 1 m の干満差が存在する。このため浅海域の波の変形状況は時々刻々変化し, その結果砂の移動状況も変わるはずである。そのため, 潮位変化が存在することによって前浜地形に変化が生ずることが十分に考えられる¹⁵⁾。前節までの議論は週単位のデータに基づいたものであり, 潮汐の影響は無視されている。そこで1981年9月4日より11日まで8日間, 栈橋を利用した深浅測量を6時間間隔で33回行い, その結果より前浜地形変化に対する潮位変化の影響について調べた。観測期間の平均海浜形状を図-3.23に示す。平均海浜形状に現わ

れている楔型の形状は橋脚の洗掘によるものである。この期間の平均的な干満差は約 0.7 m であった。観測期間中の大洗港における潮位変化と汀線距離 X_s の経時変化を図-3.24 の上段に示す。 X_s は 1 日周期の変動を有しつつ減少し、観測期間中に約 8 m 減少した。1 週間間隔の測量であればその結果は図中破線で示したように直線的な変化しか得られない。しかし、 X_s はその間にもほぼ 1 日周期の変動を示していることが明らかである。両者を比較すると、干潮時に汀線距離が短くなっている。そこで、有意な地形変化が生じている汀線付近の測点①~⑪における地盤高の経時変化を求め、図-3.24 の下段に示した。図によると、9 月 4 日より 11 日まで各測点とも全体的に海浜高さが減少しており、汀線距離の減少と同じ傾向を示す。次に図に示した実線と破線で示したタイミングにおける各測点の地盤高変化に注目する。実線のタイミングではほぼ T.P. 約 0.2 m 以下で侵食され、それ以上で堆積が生じている。このタイミングは満潮直前に当たる。また破線で示したタイミングではその逆の現象が現われている。このタイミングは干潮ないしはその直後に当たっている。この現象は他の干満潮時にも現われている。これらは図-3.25 の模式図に示すような汀線付近における岸沖方向の二次元的な地形変化の結果と考えられる。すなわち、底質は潮が満ちる時に岸向きに移動し、引く時には逆に沖向きに移動したと考えられる。

潮位変化は水深の変化として波の変形に影響する。図-3.23 に示した平均海浜断面によれば $X \geq 100$ m の平坦部は約 T.P. - 2 m であった。観測期間の入射波は平均的に約 1.5 m であり、砕波位置は潮位変化に応じて $X \leq 100$ m から平坦部の範囲で変化したと考えられる。このような波の変形状況の変化が地形の変化に影響することは十分に考えられるが、図-3.24 によれば各測点の地盤高変化は、干潮満潮時の直前または直後にピークを持つ。このことは、漂砂の方向が潮位の絶対的な高さではなく、水位の上昇・下降という潮位変化そのものに関係していることを示している。したがって、以上に述べた地形変化は波の変形以外の要素に関連すると考えられる。Duncan¹⁶⁾ は、干潮時に砂浜の地下水位の水面勾配が急になるため戻り流れが強くなり、これによって沖向きの漂砂が助長されると述べている。ここで述べた観測結果は、この原理に従っているようである。加藤ら¹⁷⁾ も同海岸における現地観測の結果から、地下水位の存在の重要性について述べている。

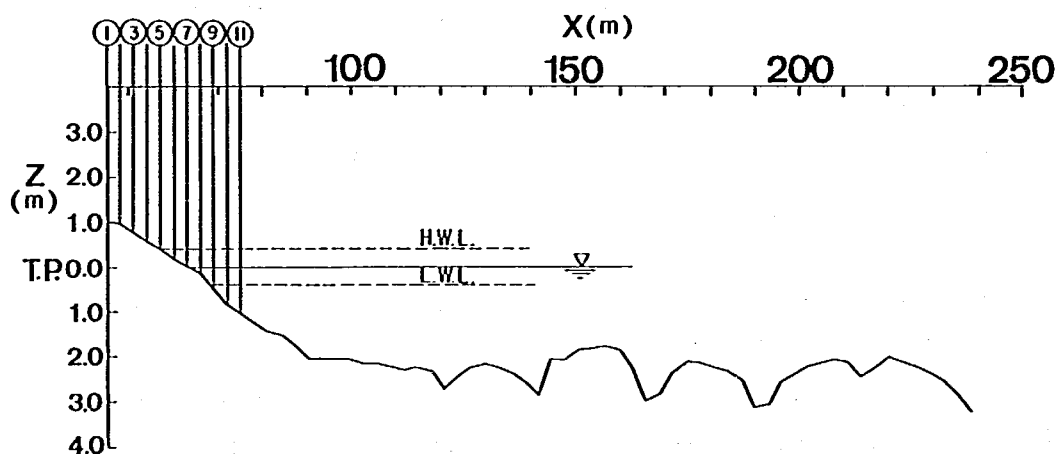


図-3.23 平均海浜断面形と測点位置

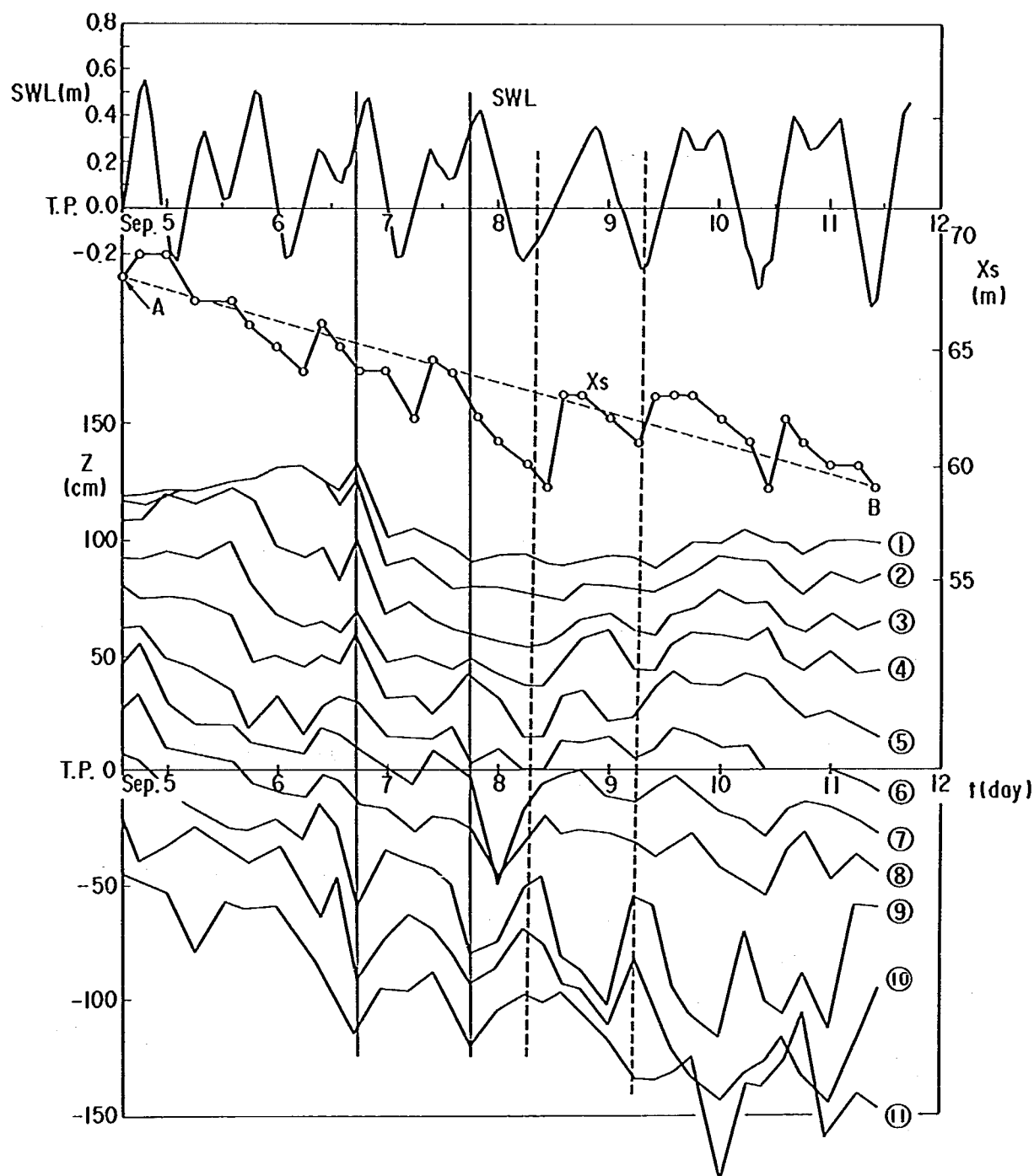


図-3.24 潮位, X_s , 各測点の地盤高 Z の経時変化

以上の結果から、潮位変化が前浜地形の日変化を引き起こしていることがわかった。しかし、その変動は図-3.24の X_s の変化からも明らかなように、直線A Bの周りに生ずる変動として表われている。よって、潮位変化はバームの形成、消失に強く影響する因子とはならないと考えられる。ただし、前述したバーム形成時の底質の変化などに対する影響については否定できない。

← 干潮から満潮にかけての漂砂方向
 ⇐ 満潮から干潮にかけての漂砂方向

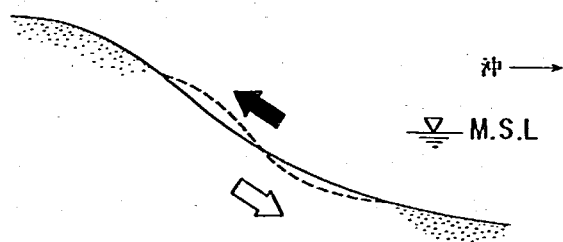


図-3.25 岸沖方向漂砂による前浜地形変化の模式図

3.3 バームの構造とその形成機構

3.3.1 観測方法

前浜地形を構成する底質に空間的な分布があることはよく知られている。前述のようにバームの発達時に前浜表層の底質粒径に時間的な変化が生じた(図-3.3, 3.5 参照)。また、底質粒径は岸沖漂砂に大きな影響を与える。このためバーム発達時の底質粒径変化や、前浜を構成する底質の分布を明らかにすることは岸沖漂砂による地形変化の過程を解明する上でも重要な課題となる。しかし、前浜地形の変化に伴う底質の変化を調べた研究は少ない。また筆者ら^{13), 14)}は、阿字ヶ浦海岸において前浜地形の掘削調査を行い、バーム内の構造とその形成機構を検討してきた。ここでは、バームを構成する底質の特性を調べ、バームの構造を明らかにすると共に、その形成機構を考察する。そのため、漂砂観測の結果と前浜の掘削調査よりバームの断面構造を調べた。バームの掘削調査は、1987年5月21日と1988年2月9日～2月22日に実施した。各々の調査は以下の要領で実施した。

(1) 1987年5月21日

バームの内部構造を明らかにすることを目的とし、バーム頂点位置から沖側約10mの範囲を掘削し、掘削溝側面の写真撮影を行った。

(2) 1988年2月9日～2月22日

バームの形成過程を明らかにすることを目的として、栈橋軸上の水準測量、底質採取および写真撮影を毎日行った。水準測量は、栈橋の中心軸上のP。(図-2.2 参照)を基準とし、沖側36m、岸側12mの範囲で行った。この範囲は、定期観測のデータによればバームが形成され易い範囲にあたる。底質は、水準測量の範囲($X = 33 \sim 81\text{m}$)内の10点で採取した。1点の採砂量は約500gである。これらの観測は毎日1回行った。さらに、観測最終日の2月22日には測線上に溝(延長約20m、幅約3m、深さ約1m)を掘り、その側面を調査することで底質の堆積状況を調べた。

3.3.2 観測結果とその考察

(1) 1987年5月21日の調査結果

2月19日から5月21日までの間におけるバームの発達に伴う海浜断面形変化を図-3.26に示す。2月19日から3月5日の間に $35 \leq X \leq 55\text{m}$ の範囲でバームの発達が見られた。しかし、4月9日以後ではそれより陸側の $20 \leq X \leq 40\text{m}$ の範囲で土砂が堆積し、5月21日には前浜勾配 $i_r = 0.068$ 、バーム高 $Z_B \div 1.5\text{m}$ のバームが形成された。このバームは4月9日には安定し、その後5月21日まで前浜断面はほとんど変化しなかった。また、バーム発達時の汀線位置には変化が見られない。バーム発達時(2月19日～4月9日)の波浪条件を図-3.27に示す。日平均有義波高 $\hat{H}_{1/3}$ はバームの形成期間を通じて $0.7 \sim 1.5\text{m}$ の間で変動していた。波形勾配の変域は $0.01 \sim 0.02$ の間にあり、静穏な波浪条件であった。ただし、 Z_B が大きく増加した3月5日～4月19日の間には $\hat{H}_{1/3} \div 1.5\text{m}$ の波が数日おきに来襲した。

$X = 35 \sim 43\text{m}$ の範囲(図-3.26 参照)における掘削断面の一部を写真-3.4に示す。パー

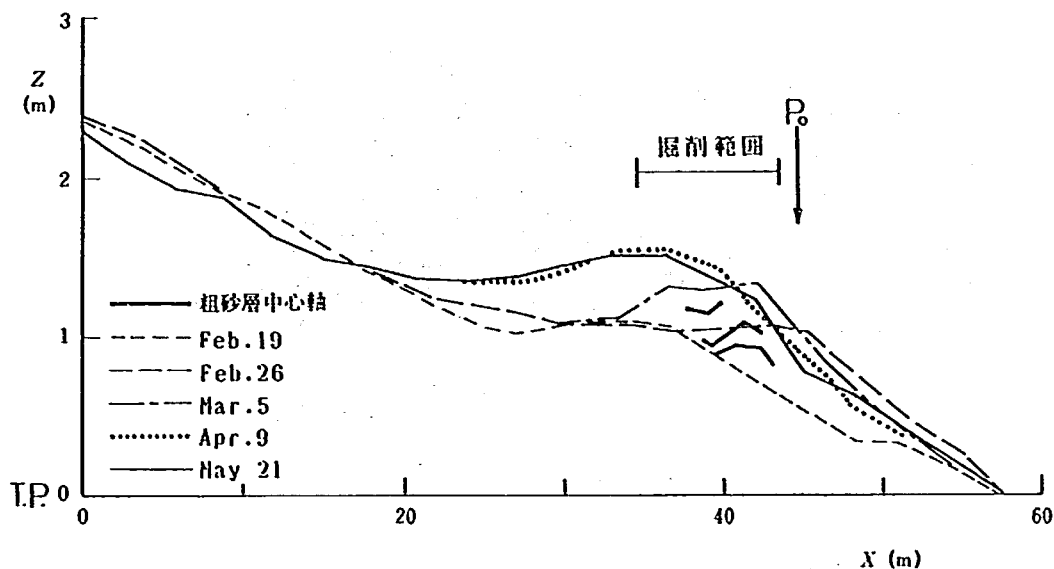


図-3.26 前浜の地形変化(1987年2月19日～5月21日)と掘削範囲

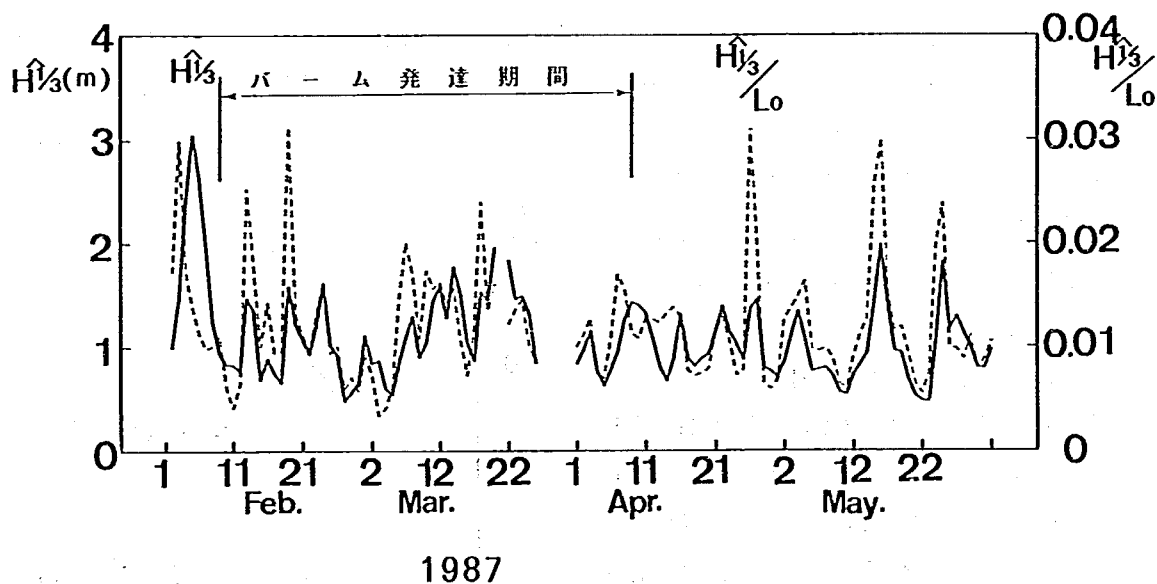


図-3.27 $\hat{H}_{1/3}$, $\hat{H}_{1/3}/L_0$ の経時変化(1987年2月1日～3月29日)

ムの断面は粗砂と細砂が重なり合っており、各層は数 cm から 10 cm の厚さを有している。このようなバーム内での粗砂と細砂による層状の堆積は Clifton¹³⁾ らの調査報告と一致している。いま粗砂層に注目して、その岸沖方向分布を調べる。5月21日の海浜断面形状と写真より求めた粗砂層の中心軸を図-3.26に示した。粗砂層の中心軸の形状とバームの断面形状とは良く一致することがわかる。このことから、バームは粗砂、細砂が繰り返し堆積しつつ発達し、その結果バーム内部に層状模様が形成されたと推定される。図-3.26に示した粗砂層の中心軸と前浜断面形の変化から判断すると、各層は2月19日から3月5日の間に形成されたと考えられ

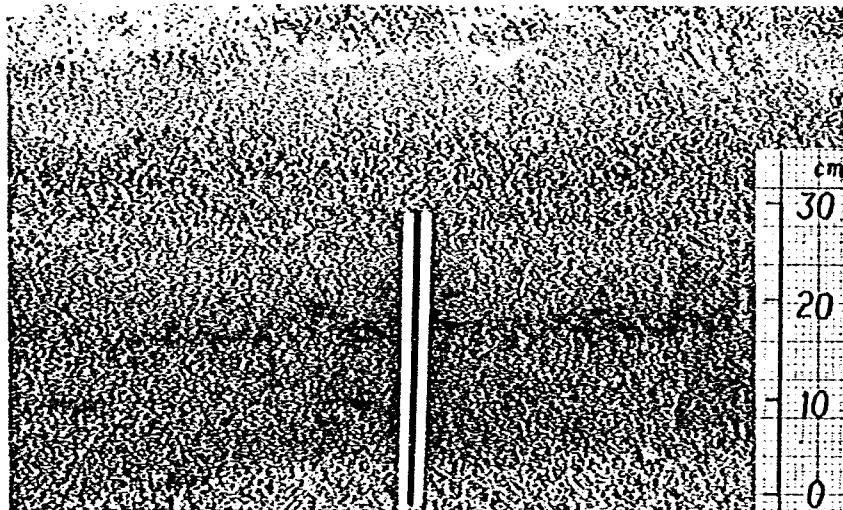


写真-3.4 掘削した前浜断面の状況(1987年5月21日)

る。そこで2月19日から3月5日までの前浜部の状況を写真-3.5, 3.6, 3.7に示した。2月19日にはほぼ前浜全域が細砂で覆われていた(写真-3.5)。しかし、2月26日には海滨の広い範囲が礫で覆われているのが明らかであり(写真-3.6), 3月5日には再び砂が全体を覆っている(写真-3.7)。2月26日の礫に覆われた海滨表面の状況は、図-3.26に示した粗砂層中心軸のうち上から2番目の粗砂層の形成時の状況を示すと考えられる。また、2月19日~26日の波浪条件(図-3.27)を見ると、2月22日には $\hat{H}_{1/3} \doteq 1.5$ mの波浪が来襲している。2月26日~3月5日の間でも $\hat{H}_{1/3} \doteq 1.1$ mの波浪が来襲していることから、粗砂の打ち上げはある程度波高が大きい時に生じたものと考えられる。

次に、2月19日から5月21日の期間における P_0 (図-2.2参照)での中央粒径 d_{50} の変化を図-3.28に示す。 d_{50} は3月26日に0.6mmと粗粒化している。 P_0 は $X=45$ mに位置し、図-3.26によると地盤高 Z は2月26日~4月9日の間に26 cm減少した。これらのことから、 P_0 地点においても断面内に粗砂と細砂の層が形成されており、 P_0 付近の侵食により3月26日に粗砂が出現したと推定される。以上のようにバーム発達時において粗砂と細砂から成る層の形成が確認された。

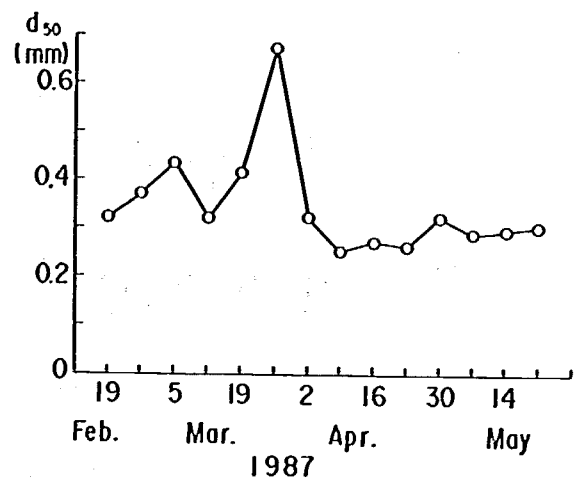
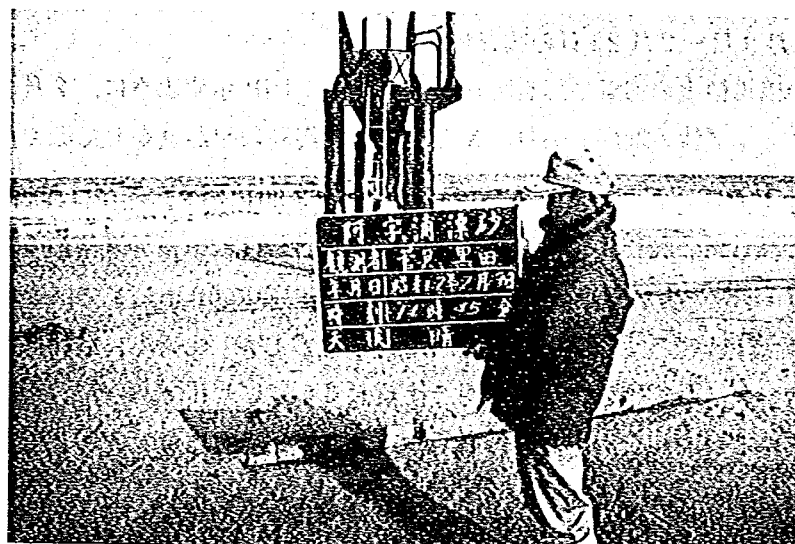
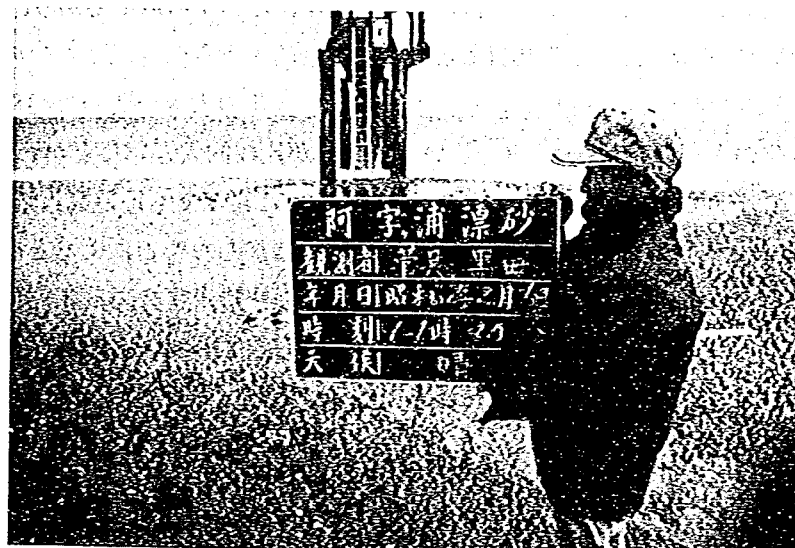


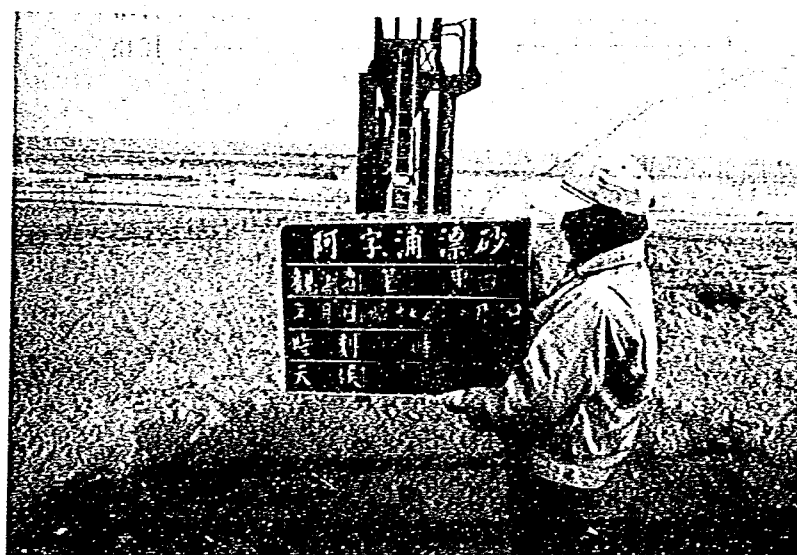
図-3.28 d_{50} の経時変化
(1987年2月19日~5月21日)



写真－3.5 前浜の状況（1987年2月19日）



写真－3.6 前浜の状況（1987年2月26日）



写真－3.7 前浜の状況（1987年3月5日）

(2) 1988年2月9日～2月22日の調査結果

観測時期の栈橋軸上の海浜地形を図-3.29に示す。図に示すように、2月11日と18日の断面形は共にステップ状の地形であり、 $X \approx 130\text{ m}$ で海底勾配が急変して深くなっている。次に図-3.29に示した測定範囲における地形変化を図-3.30に示す。測量は観測期間中、毎日午後1時前後に実施した。図によれば2月9日～13日には $X \geq 50\text{ m}$ で堆積が生じた。次いで、2月13日～17日では $48 \leq X \leq 60\text{ m}$ の範囲で堆積し、逆に $60\text{ m} \leq X$ では侵食が生じた。さらに、2月26日にはほぼ全域で堆積が生じバームが発達した。しかし、最終的なバーム高は、1.26 mに止まっており、これまでに示した例と比較して小さい変化であった。

以上に述べた地形変化を、2月9日を基準とした地盤高変化量 ΔZ として図-3.31に示す。 ΔZ は2月15日まで $X \geq 51\text{ m}$ で変化していたが、その後堆積範囲が陸側へと広がり、19日以後、その変化は $X \geq 36\text{ m}$ で生じた。また、地形変化は連続的でなく断続的に生じており、12～13日、15～16日、18～19日、20～21日に大きかったことがわかる。観測期間中の波浪条件を図-3.32に示す。日平均有義波高 $\widehat{H}_{1/3}$ はほとんど1 m以下であり、静穏であった。また、波形勾配 $\widehat{H}_{1/3}/L_0$ は2月10日に0.025と比較的大きな値を示すものの、それ以後は0.007より0.015の範囲に分布している。上記の地形変化の大きい期間の初日を图中矢印で示した。地形変化の大きい時は、20日を除いて $\widehat{H}_{1/3}$ が比較的大きいことがわかる。20日については $\widehat{H}_{1/3}$ が小さいものの、バーム頂点付近($X = 51\text{ m}$)でも地盤高は増加している。これは、 $\widehat{H}_{1/3}/L_0$ が小さくなったために打ち上げ高が増加したことによると推定される。

次に、代表地点での地盤高 Z と底質の中央粒径 d_{50} の経時変化を図-3.33に示す。代表地点として最終的なバームの頂点位置付近の $X = 51\text{ m}$ 、汀線付近の $X = 81\text{ m}$ 、およびそれらの中間の $X = 60\text{ m}$ 地点を選んだ。 $X = 51\text{ m}$ 地点の地盤高 Z は2月15日以前にはほとんど変化せず、その後堆積の傾向を示した。一方、 $X = 60\text{ m}$ 地点の地盤高は、2月10日～14日の間に大きく

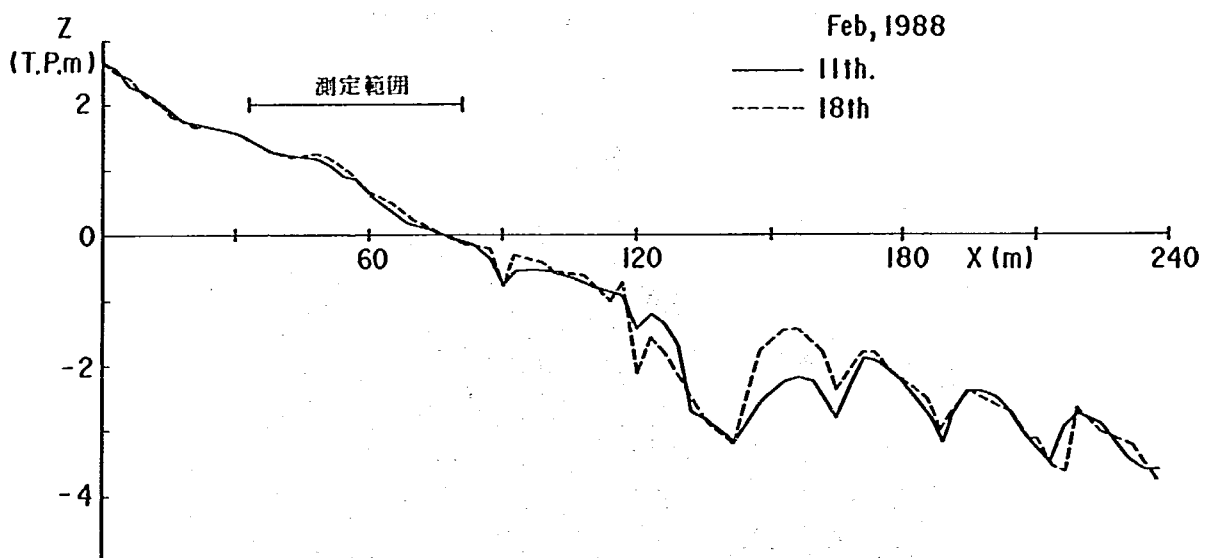


図-3.29 海浜断面形状と観測範囲

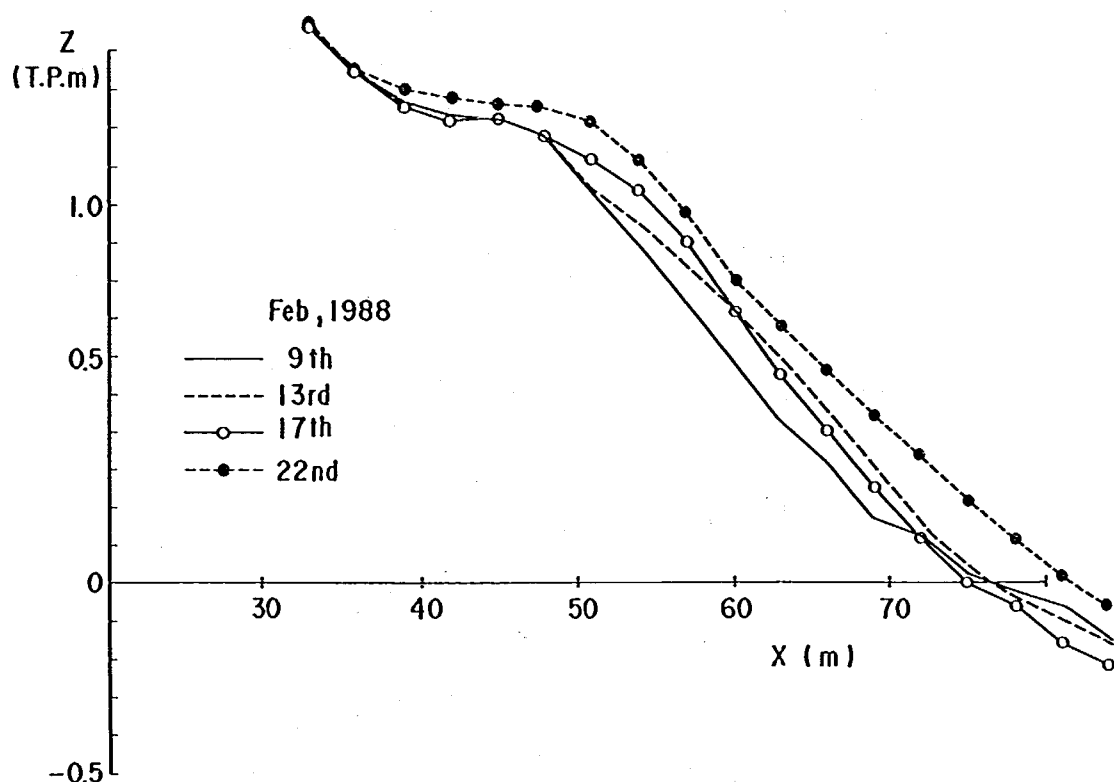


図-3.30 前浜地形の経時変化(1988年2月9日~2月22日)

上昇したが、その後はあまり変化していない。このように地形変化は生じているものの、 d_{50} は両地点とも終始約0.3mm程度で変化していない。汀線よりやや沖側の $X=81\text{m}$ 地点では2月18日以前に Z は平均的に減少傾向にあり、その一方で d_{50} は2月10日、16日に0.4mmを越え粗粒化した。さらに Z が増加した18日以降にも粗粒化が生じている。以上の観測結果より、表層の底質の変化は汀線付近より沖でのみで生じており、前浜では粒径の変化は生じなかったことがわかる。2月22日に小型バックホーにより、 $X=30\sim 50\text{m}$ の範囲で深さ1mの掘削を行ったが、層状の模様は形成されていなかった。このことは、前例(1987年2月~5月)と異った結果である。

以上のことより、バームが発達する際に生じる前浜底質の時空間的な変化過程は一定したものでなく、粗砂と細砂が交互に堆積する場合と、細砂のみが堆積する場合があることがわかった。ここで、これらの2つの底質構造の形成要因について考察する。1986年5月及び1987年5月のケースと1986年9月及び1988年2月のケースの相違として次の点が挙げられる。

- ① バームの形成が始まってから安定するまでの頂点高 Z_b の変化量は、前者でそれぞれ1m、0.8mであるのに対して、後者では共に0.2mと小さい。
- ② バーム形成時の $\widehat{H}_{1/3}$ は、平均的に見て両者ともに1m程度であるが、前者では $\widehat{H}_{1/3}=1.5\text{m}$ 程度の波が数回来襲していた。

以上のことから次の推定が可能となる。波高がある程度大きい場合は、汀線付近に存在していた粗い砂を岸に輸送するだけの掃流力が生じる。このため粗砂と細砂による層状の断面が形成される。また波の打ち上げ高も大きいバームは大きく発達する。

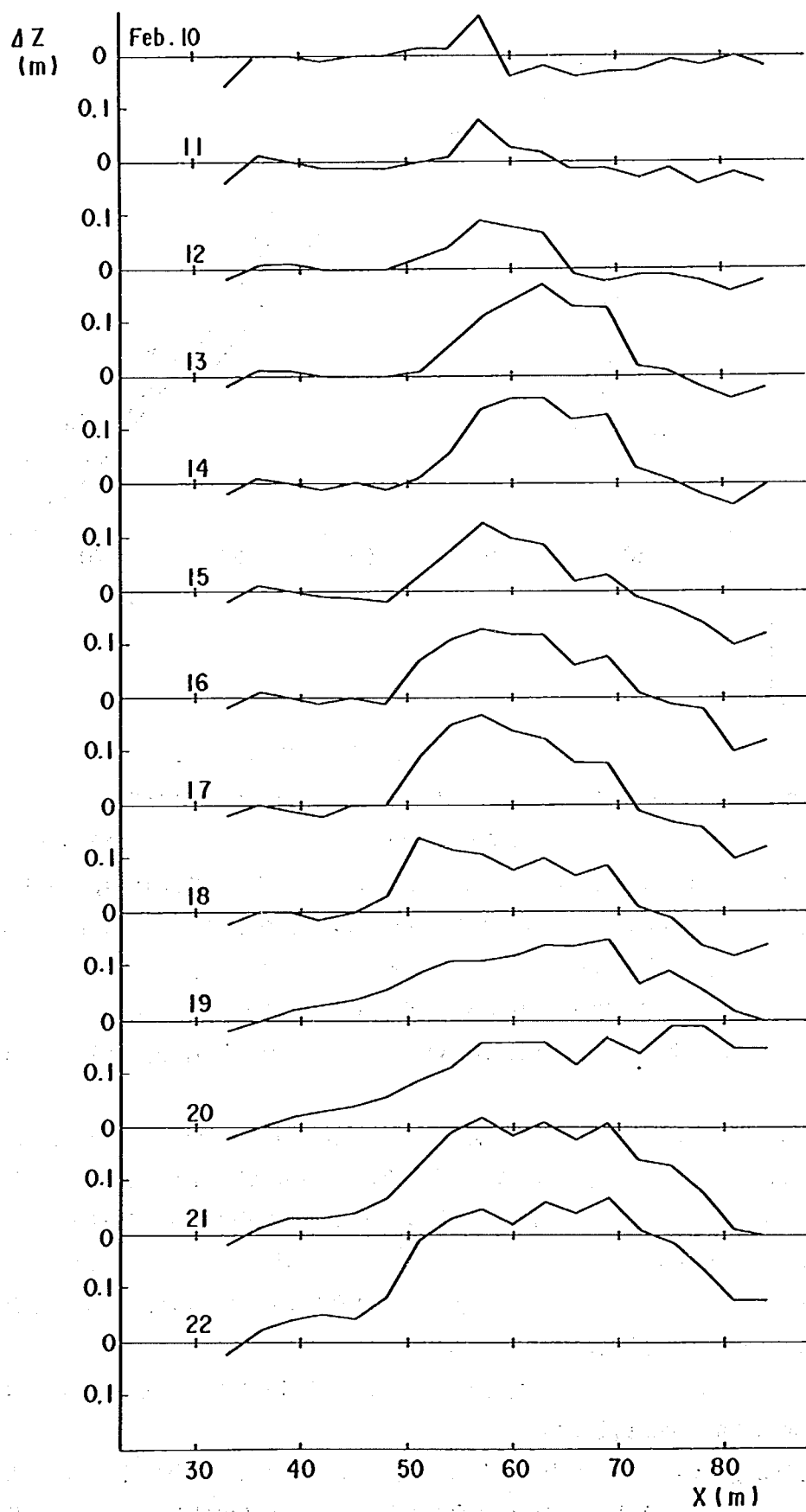


図- 3.31 地盤高変化量の岸沖分布

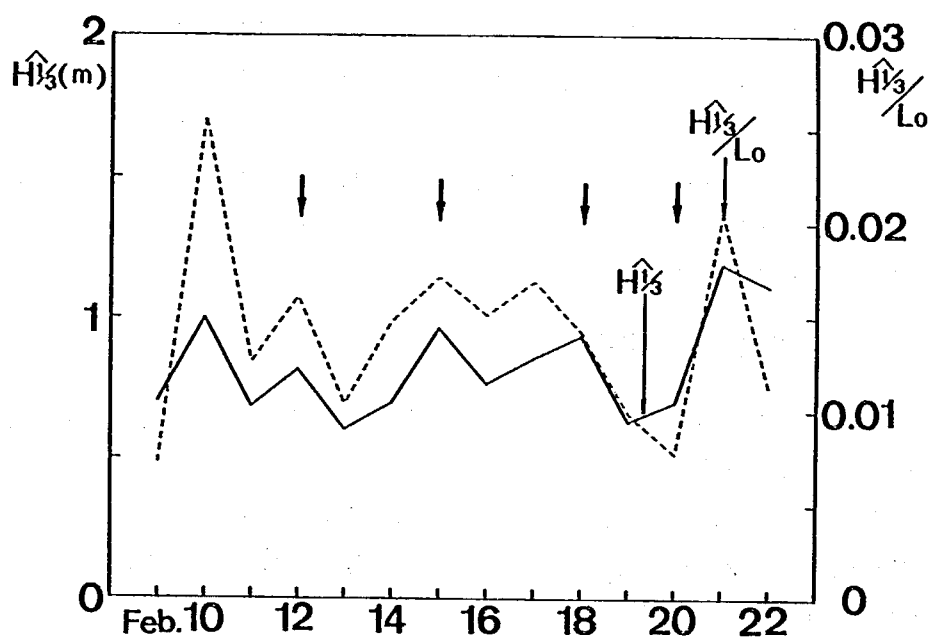


図-3.32 $\hat{H}_{1/3}$, $\hat{H}_{1/3}/L_0$ の経時変化

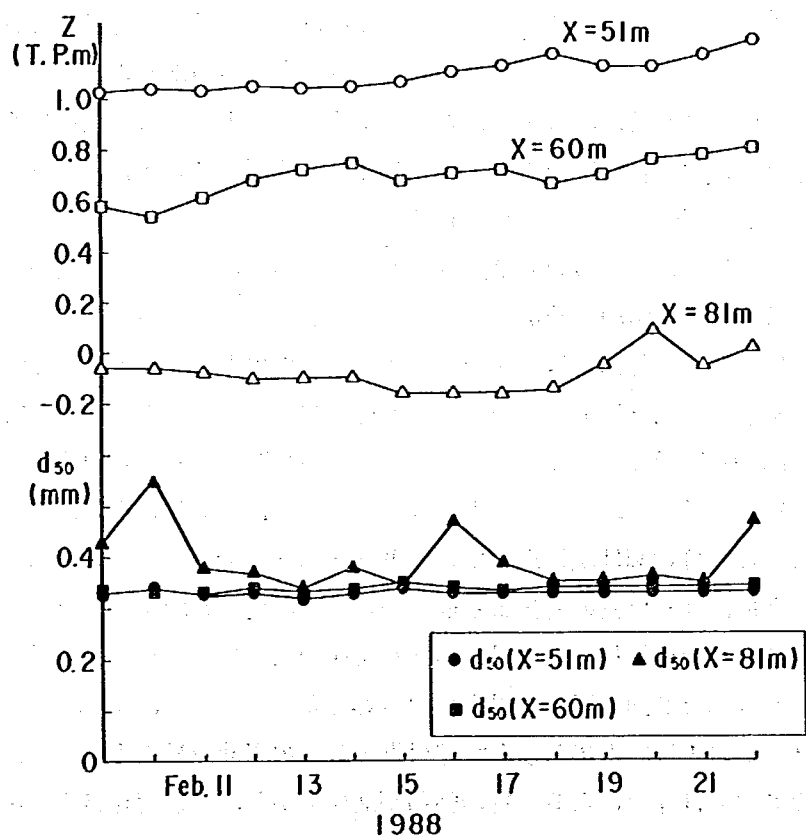


図-3.33 代表地点での地盤高および d_{50} の経時変化

粗砂が前浜に打ち上がる前提として、汀線付近に粗砂が存在する必要がある。橋本ら¹⁹⁾は同海岸の底質の空間分布を調べ、底質が深さ方向に粗粒化し、汀線付近に粗砂が露出していることを示した。これらのことから、バーム発達時に汀線付近が侵食され、かつ粗粒砂を掃流できる波浪が来襲した時に層状の堆積が生じると考えられる。また波高が小さい場合は、仮りに汀線付近に粗い砂が存在しても岸に輸送されず、細砂のみが前浜に輸送される。この結果、バームの断面は層状にならず細かい均一の砂が堆積していたと考えられる。また、このような構造の形成には、前述した潮位変化も影響すると考えられる。

3.4 前浜地形変化の支配要因

前浜地形は、波浪条件の変化によって絶えず変動している。本節では、この前浜地形の変化を支配する要因について検討する。

2次元海浜変形と波浪、底質条件との関係を扱った研究は数多く行われている。岩垣ら⁶⁾は波形勾配と波高粒径比をパラメータとして暴風海浜と正常海浜の分類図を作成した。その後も多くの研究が行われており、例えば砂村²⁰⁾は汀線位置の変化モデルを提案している。これらの研究においては、2次元的地形変化の代表パラメータとして汀線位置が用いられていることが多い。しかし、前述のように現地海岸では、汀線は後退しつつバームが発達する場合も多く、汀線位置の後退が前浜の侵食と必ずしも対応しない。このため、2次元海浜変形を考える上で、汀線位置の変化が堆積、侵食の判断基準になり得るかは疑問である。加藤¹¹⁾らは現地観測データをもとに短期的な地形変化をモデル化する際に、海浜断面上のT.P.約0.7 m位置の水平方向変位量を用いている。その理由は、この地点の地形変化が岸沖漂砂による地形変化の特性を良く表わすためと考えられる。岸沖漂砂によって生ずる典型的な地形変化であるバームの形成、消失は、平均水位以上の地点で生じる。そのため、汀線位置の変化より前浜地形の変化の方が、岸沖漂砂による地形変化を良く表わすと考えられる。結局、汀線付近における2次元の意味でのNetの岸沖漂砂の方向は、それによって決定される前浜部の地形変化より判断すべきと考えられる。

次章で述べるように砕波帯内においては、波のトラフレベル付近でも高濃度の浮遊砂が観測されており、この浮遊砂がNetの岸沖漂砂量に大きく影響すると考えられる。しかし、このような波のトラフレベル付近に存在する浮遊砂は既往の小型実験では再現されないと判断される。例えば、阿字ヶ浦海岸での長期観測結果と岩垣らの分類図⁶⁾と比較する(図-3.34参照)。阿字ヶ浦での波高粒径比(H_0/d_{50})は図に示すように $5 \times 10^2 \sim 10^4$ の範囲にあり、岩垣らの分類図によればほとんどのデータが暴風海浜の範囲にあることになる。しかし、実際には正常海浜の海浜断面形状も見られることから、この分類図は現地海岸での地形変化に適用できないことになる。

冒頭に述べたように、汀線位置の変化より前浜の堆積、侵食を判断することには疑問がある。このためここでは、前浜地形の堆積および侵食の判断を次のようにして行った。最初に、毎週の地形測量結果を用い、連続した2回の測量結果を重ね合わせた。このとき、T.P.0 mより陸上の地形変化が堆積であれば、その1週間内における汀線付近のNetの岸沖漂砂の方向は岸向と判断した。

現地海岸の砕波帯内では浮遊による底質の移動が活発であり、地形変化は底質の浮遊状態およびそれを輸送する流速場に支配されると考えられる。底質の浮遊は、砕波による流体の混合や波による流速を支配すると考えられる来襲波のエネルギーフラックスに強く影響されると考えた。そこで、

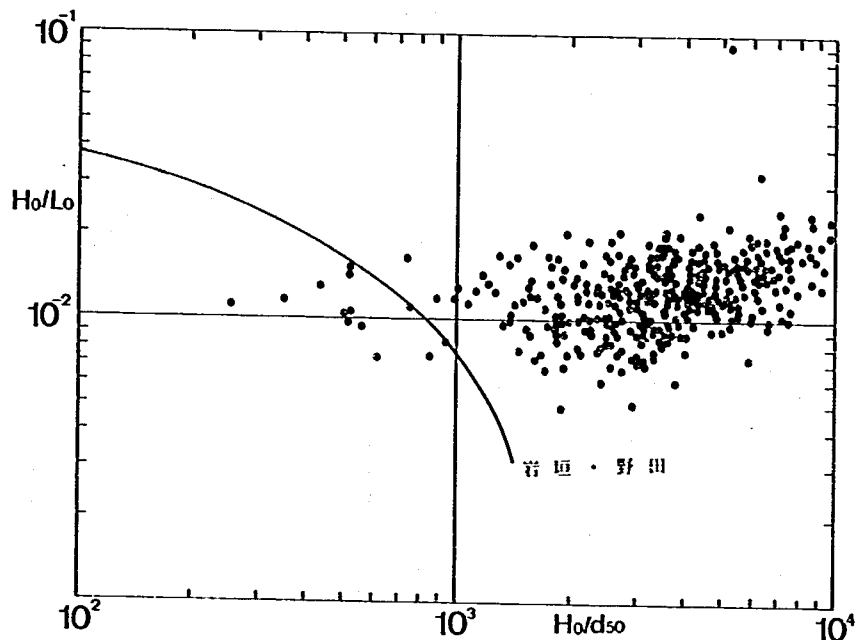


図-3.34 岩垣らによる正常海浜と暴風海浜の分類

本研究においては、外力の代表パラメータとしてエネルギーフラックスを用いる。従来より、2次元地形変化をもたらす外力の代表パラメータとして沖波波形勾配を用いることが多い、今回用いた波浪データより求めた週平均の沖波有義波高 ($\overline{H_{1/3}}$) とその波形勾配 ($\overline{H_{1/3}}/L_0$) の関係を図-3.35に示す。図によれば沖波有義波高の変化が波形勾配と良く対応し、波形勾配の変化は波高の変化と同義になることがわかる。また、波高の変化はエネルギーフラックスの変化とよく対応する。以上の点より代表パラメータとして波形勾配でなくエネルギーフラックスを用いた。また、砂の移動形態、特に底質の浮遊限界を判断する上で、底質の粒径は重要な影響をもつ。このような観点から、前浜の堆積侵食の分類をエネルギーフラックス F と粒径で整理した。ただし、地形測量は1週間毎に行っている。したがって、1週間の積分された地形変化より、侵食、堆積を判断したことになる。そこで、沖波観測データより日平均波高、周期を求め、毎日の F を計算した結果を1週間積分して平均した値 $\bar{F}$ を代表値とした。なお、毎日の波向資料がないため、以下の解析では波向は考慮していない。また、底質データは $\bar{F}$ を計算する初日のタイミングでの P_0 地点における底質の中央粒径 d_{50} を用いた。

堆積または侵食は、ある安定状態に達すると停止する。つまり、前浜に砂が堆積することによってバームが形成され前浜が急勾配化すると、それ以上の変化は生じなくなる。侵食時も同様である。このように、堆積侵食の判断は単に外力や底質の特性だけでなく、地形そのものも影響すると考えられる。ここでは前浜の地形変化を判断するため、地形を代表する特性値として前浜勾配 i_r を用

いた。

以上の考え方にもとづいて、11年6ヶ月分の地形測量データを用いて前浜地形の変化を分類した。

横軸に $\bar{F}$ 、縦軸に d_{50} をとり i_r を3つの範囲に分けて整理した(図-3.36, 3.37, 3.38)。図-3.36が $i_r \leq 0.04$ 、図-3.37が $0.04 < i_r \leq 0.06$ 、図-3.38が $i_r > 0.06$ の範囲にあたるデータを示す。なお、1975年6月から1986年12月までの平均前浜勾配は0.052である。このとき用いた i_r の値は d_{50} と同様、 $\bar{F}$ を計算する際の初日における値である。各図を見るとデータにばらつきはあるものの、 $\bar{F}$ が大きいと侵食、小さいと堆積となる傾向が明らかである。さらに $\bar{F}$ がある程度大きくても、 d_{50} が大きいと堆積または安定傾向となる。堆積侵食を示すデータの分類境界を图中的実線と破線で示した。境界が明瞭でないため、侵食を示すデータのみより判断した境

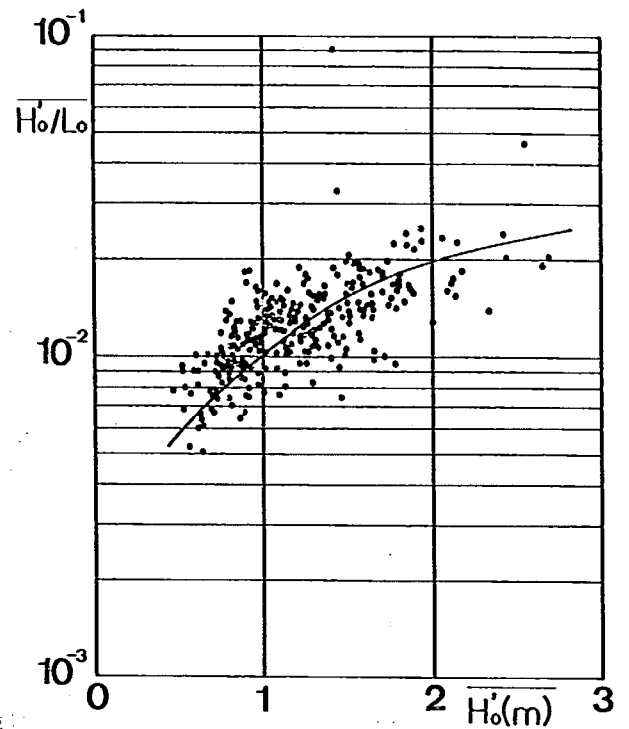


図-3.35 $\bar{H}_0'$ と $\bar{H}_0'/L_0$ の相関

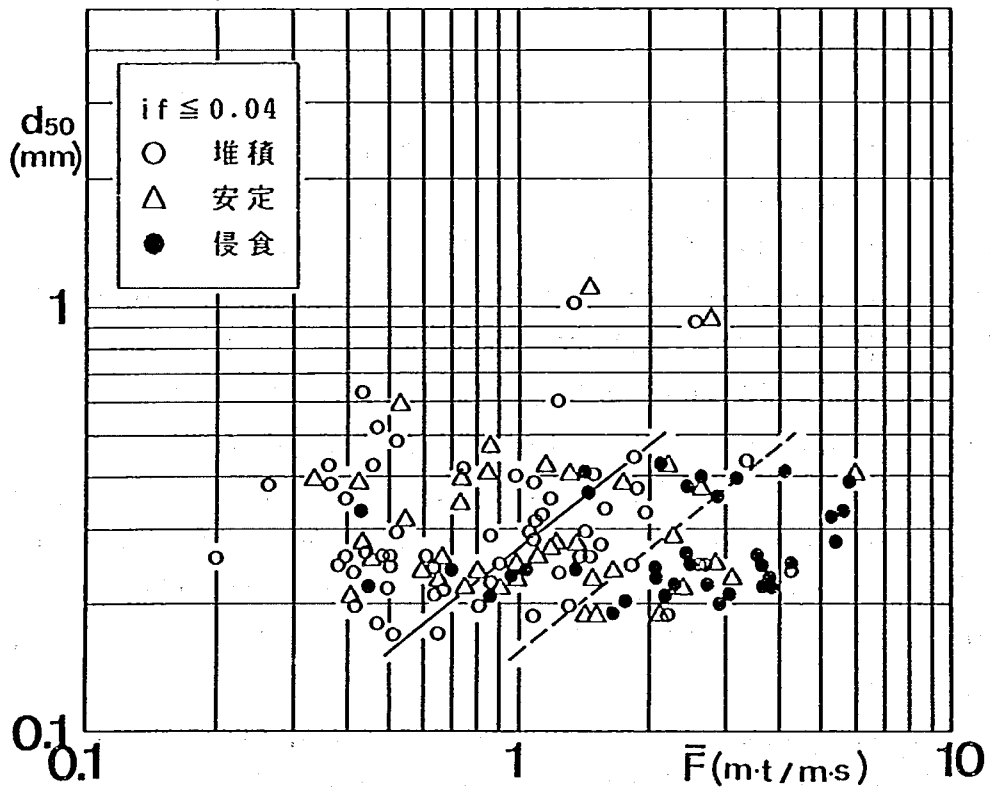


図-3.36 前浜の堆積・侵食傾向の分類図($i_r \leq 0.04$)

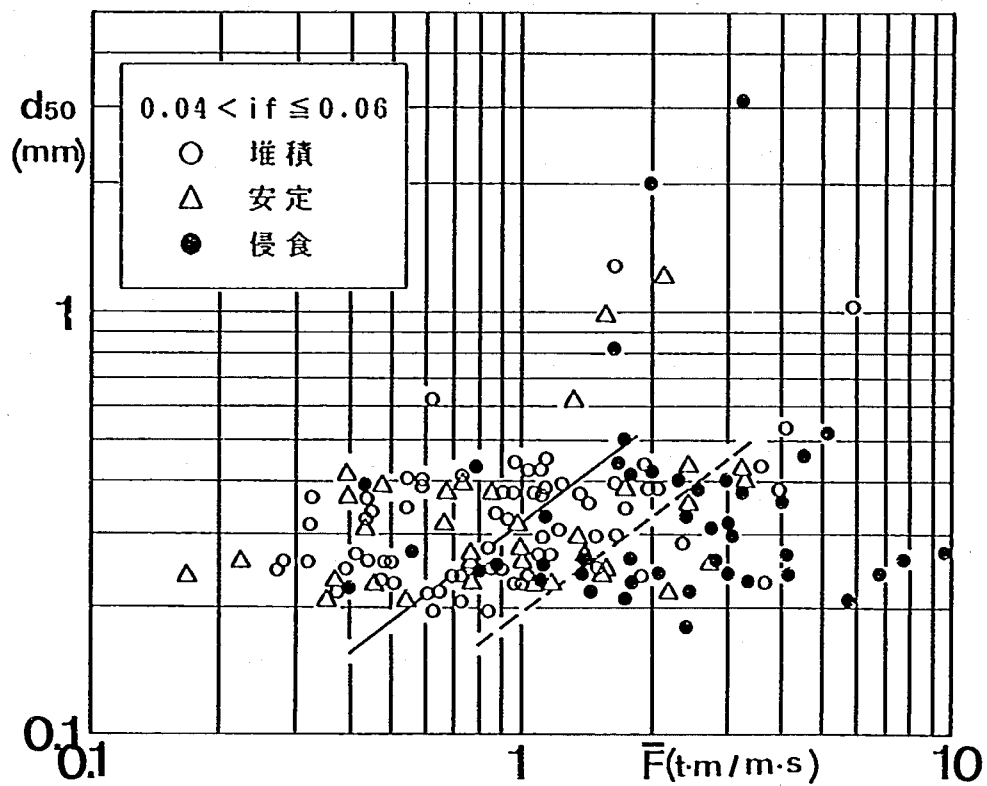


図-3.37 前浜の堆積・侵食傾向の分類図 ($0.04 < i_f \leq 0.06$)

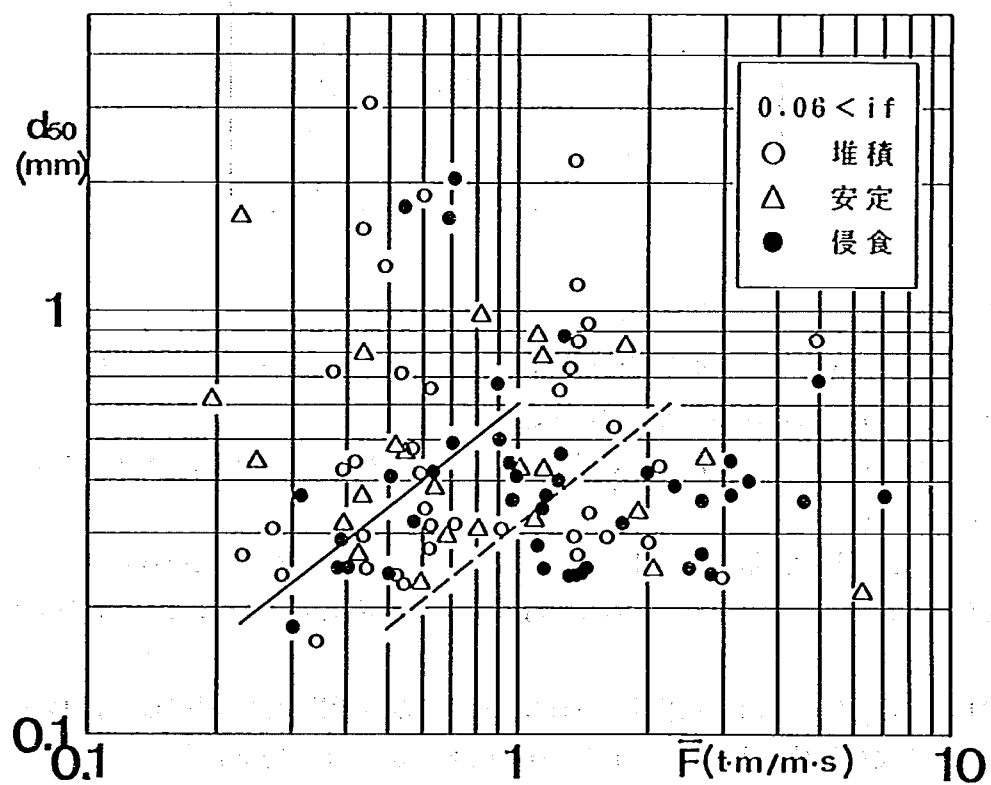


図-3.38 前浜の堆積・侵食傾向の分類図 ($i_f > 0.06$)

界を実線、堆積を示すデータのみより判断した境界を破線とした。同じ粒径において破線で示す境界より $\bar{F}$ が大きくなるほとんどのデータは侵食を示すことが明らかである。また、実線で示す境界より $\bar{F}$ が小さい場合には、ほとんどが堆積および安定を示す。各図中の実線よりも右側の領域においても、 d_{50} が0.5 mm以上では必ずしも侵食となっていない。図中に示した実線および破線は次の式で表わされる。

$$d_{50} = C \bar{F}^{0.8} \quad (3.2)$$

ここに d_{50} はmm、 $\bar{F}$ は $m \cdot \text{ton}/m \cdot s$ の単位を持つ。また、 C は定数であり、その値を表-3.2に示す。表より i_f が大きくなると C の値は大きくなることがわかる。つまり、 i_f が大きいほど侵食され易いという結果を得る。各図より、 $\bar{F} > 2$ ではほとんどが侵食傾向を示し、 $\bar{F} < 0.4$ および $d_{50} > 0.5$ ではほとんどが堆積傾向を示す。また、前浜勾配が大きいと侵食され易い傾向を示す。データは1週間の平均値であり、波向や海底地形を考慮していないためデータは当然のことながらばらついている。また、ここでは侵食堆積の境界に幅が与えられている。それにもかかわらず、ここで用いた $\bar{F}$ 、 d_{50} 、 i_f により前浜の侵食、堆積をよく分類できていると考えられる。以上のことから、前浜の地形変化は入射波のエネルギーフラックス、底質の中央粒径、前浜勾配に強く支配されることがわかる。

表-3.2 定数Cの一覧

i_f の範囲	境界線	C
$i_f \leq 0.04$	実線	0.27
	破線	0.15
$0.04 < i_f \leq 0.06$	実線	0.31
	破線	0.19
$0.06 < i_f$	実線	0.60
	破線	0.31

3.5 結 論

阿字ヶ浦海岸で実施した定期的な現地観測および短期的な現地観測のデータを用いて前浜地形変化について分析した結果、次のことが明らかとなった。

- ① バームの形成に要する時間は2～3週間であり、消失に要する時間はこれよりもずっと短く1週間以内である。
- ② バームの成長過程は、形成時の汀線位置およびバーム頂点位置の変化から2つのパターンに分類された。このうち、パターンIにおける汀線位置の後退は沿岸漂砂による侵食が原因と考えられた。
- ③ 1981年9月4日～11日の観測によれば、汀線距離は潮位変化に対応して1日周期の変動を示した。前浜では潮位が上昇する時に岸向き、低下する時に沖向きの漂砂が生じた。
- ④ バームは、粗砂と細砂から成る層状の構造を有するものと、細砂のみの均一砂で成るものがある。
- ⑤ バームが層状構造を有する場合は、均一砂から成る場合に比べ、バーム高の増加が大きかった。

層状構造を有するバームの形成時には波高 1 ~ 1.5 m の波浪が来襲し、この波浪により粗砂の打ち上げが生じたものと考えられた。これに対して均一砂から成るバームの形成時の波高は 1 m 以下であり、終始穏やかな波浪条件であった。

- ⑥ 汀線付近における Net の岸沖漂砂の移動方向を沖波エネルギーフラックス, P_0 地点での底質の中央粒径および前浜勾配で整理した結果、前浜の侵食と堆積を分類することができた。中央粒径が 0.5 mm 以上ではほとんどの場合堆積となり、それ以下では式 (3.2) に示す関係で分類された。この関係式の定数は前浜勾配によって変化し、前浜勾配が大きいほど侵食され易い傾向となる。

4. 砕波帯内における浮遊砂の発生と輸送機構

4.1 まえがき

砕波帯内における岸沖漂砂に関する研究は数多く行われている。その中で地形変化のモデル化も試みられている。例えば砂村²¹⁾は小型2次元実験の結果をもとに岸沖漂砂量のモデル化を行った。しかしながら、このような小型実験では砕波帯内において底質があまり浮遊せず、したがって定性的に見たとしても現地海岸とは異なる現象が生じている可能性が大である。一方、清水ら²²⁾は大型2次元実験結果に基づいて岸沖漂砂量のモデル化を行った。このモデル化においては、無次元掃流力のべき乗の形をした漂砂量公式を用いている。この形の漂砂量公式は主に開水路における土砂移動に対し用いられているものであり、砕波帯内のような鉛直方向に流体運動が著しく変化し、かつ砕波によって水表面近くからの乱れの供給があるような場合には適用できないと考えられる。

前浜の地形変化は汀線付近及び砕波帯内での漂砂の結果として生じるものであり、より具体的には鉛直および岸沖方向に分布する漂砂量の積分の結果として扱うべきものである。砕波帯内においては浮遊形態の砂移動が活発と考えられる。現地観測^{23), 24), 25), 26)}や実規模実験²⁷⁾によれば、砕波帯内では水面近くにも高濃度の浮遊砂が存在し、波のトラフレベルより上でも高い浮遊砂濃度が測定されている。さらに、加藤ら²⁸⁾は波の山の部分に存在する高濃度の浮遊砂が、波のトラフレベルより上の岸向きの質量輸送によって岸向きに輸送され、netの岸向き漂砂を生じる可能性を示した。また、最近の研究によって、砕波に起因する大規模な渦運動による底質の浮遊過程が明らかにされつつある。澁岡ら^{29), 30)}は、砕波帯内においてボアから海底面へと供給される渦により、底面の底質が巻き上げられ、水表面近くへと輸送される過程を説明している。

筆者らは阿字ヶ浦海岸で現地観測を行ってきた経験から浮遊砂による砂移動が活発であると考え、前浜への砂の堆積機構を明らかにすることを目的として現地観測を行った。現地観測は、前浜近くの砕波帯内における浮遊砂濃度の鉛直分布を明らかにし、浮遊砂の輸送機構を求めることに主眼をおいた。特に、波のトラフレベルより上に存在する浮遊砂を確認するとともに、前浜近くの砕波帯内における底質の浮遊機構を明らかにすることを目的とした。

4.2 観測方法

現地観測は阿字ヶ浦海岸において1986年10月15日、1987年10月8日、1988年7月7日、8日に行った。観測は漂砂観測用栈橋の北側約10mに設けた栈橋と平行な測線上で行った。各観測時の観測項目は次の通りである。

- 1986年10月15日：ポリピンを用いた採水、地形測量、底質採取
- 1987年10月8日：ポリピンを用いた採水、地形測量、
- 1988年7月7・8日 底質採取、濁度・流速・波高の経時測定

採水および濁度・流速・波高の測定は測線上の水深約0.7mの位置に測点を設け測定した。測点は水深がほぼ0.7mと一定になるように潮位変動に応じて数回移動した。なお、観測時の沖波有義波高は各回共に約1mであった。

採水は6個のポリビン（鉄パイプ（ $\phi 50\text{mm}$ ）に取り付けた採水器（図-4.1）を用いて行った。ポリビンの容量は1ℓである。各ポリビンは最高位置の採水口が波頂高さよりも低くなるように、底面からほぼ1mの範囲に取り付けた。観測員が採水器を測点まで運び、波峰の到達直前に海中に立て、次の波峰の到達直前に各ポリビンの採水口を同時に閉じるという方法で採水を行った（写真-4.1参照）。なお、1987年の観測では波峰通過直後に採水口を閉じ、波の峰のみを対象として採水を行った。このような方法で採水する場合、ポリビンを設置した高さによって採水効率が異なることが考えられる。このため観測に先立って予備実験を行い、各高さに設置したポリビンに1波あたり0.5～0.8ℓの海水が採水できるようにポリビンの採水口の大きさを調節した。

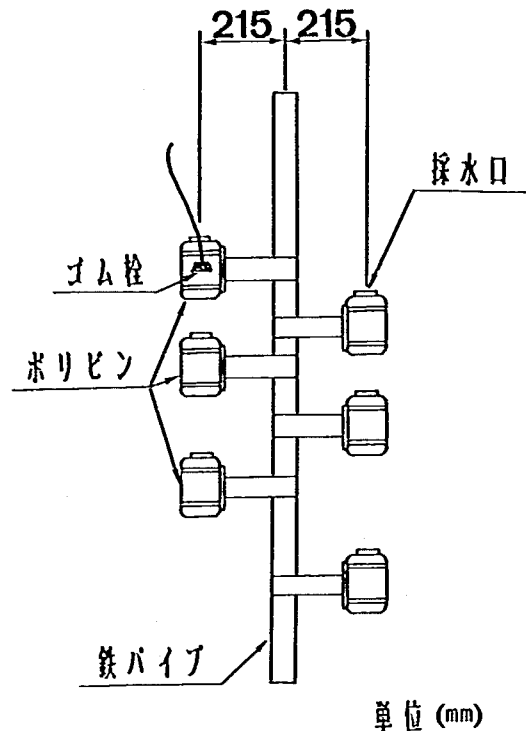


図-4.1 採水器の形状

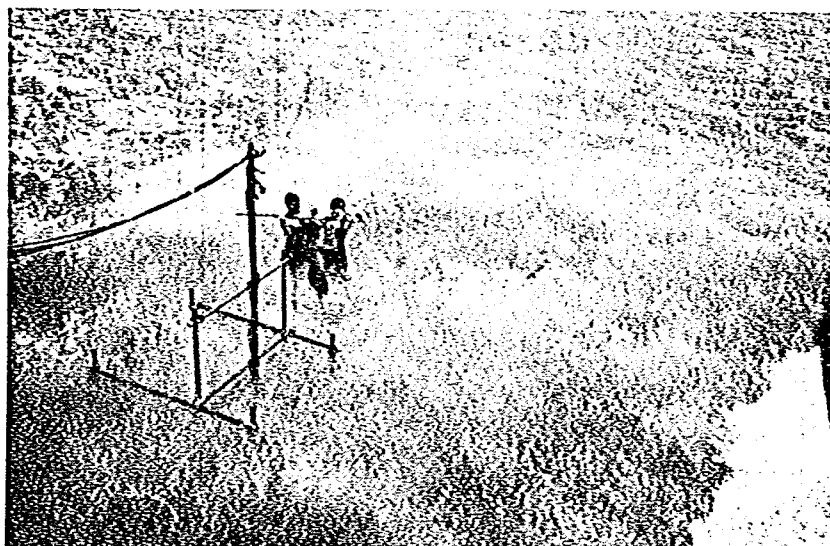
濁度・流速・波高の経時測定は、各測定器（光学式濁度計、2成分電磁流速計、容量式波高計）を鉄パイプ（ $\phi 50\text{mm}$ ）で組んだ測定架台（図-4.2）に取り付け、測線上の水深約0.7mの位置に設置して行った（写真-4.1、4.2参照）。濁度計と流速計の取り付け位置は、1987年では底面より0.25m上と平均的なトラフレベルより少し高い位置に、1988年は底面近傍と平均的なトラフレベルより少し低い位置に取り付けた（図-4.2参照）。得られたデータは栈橋上でデータレコーダに収録した。また、観測期間中の地形変化を測定するために、観測開始前と終了後に測線上の地形測量と底質採取を行った。

4.3 観測期間前後の前浜地形変化

観測時の海浜地形状況を知るために、毎週行っている栈橋上の深浅測量の結果を図-4.3に示す。各観測時とも前浜付近には小さなバームの発達が見られる。1986年の観測時の海浜地形では $X \approx 80 \sim 150\text{m}$ の範囲でT.P. 約-1.5mの平坦面が存在する。1987年では $X \approx 90 \sim 150\text{m}$ でT.P. 約-1.5mで平坦になっており、 $X = 150\text{m}$ より沖ではT.P. -3mより深くなっている。1988年では $X = 120\text{m}$ より沖がT.P. -2～-3mとほぼ平坦になっていた。このように各観測時の海浜地形にはT.P. -1.5m～-3mに平坦面が存在していた。

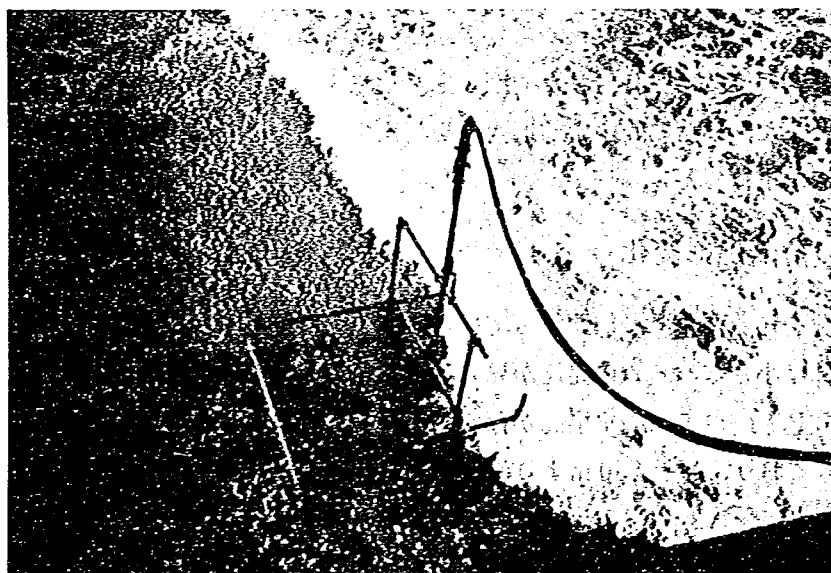
次に、観測時の海浜地形変化を調べるために観測前後に行った前浜測量の結果と、底質の中央粒径分布を図-4.4～4.6に示す。底質採取地点は図中のプロットマークに示された位置である。

1986年10月14日から15日の間ではT.P. 1.5m付近で堆積が生じた（図-4.4）。1987年10月8日から9日にかけてはT.P. 0.3m付近とT.P. 1.2m付近で（図-4.5）、1988年7月6日から7日にかけてはT.P. 0.1m～0.8mの間で堆積が生じた（図-4.6）。以上のことから、現地観測を行った時期、前浜は堆積傾向にあったことがわかる。また、表層底質の中央粒径によると、1987



波の入射方向

写真-4.1 採水状況

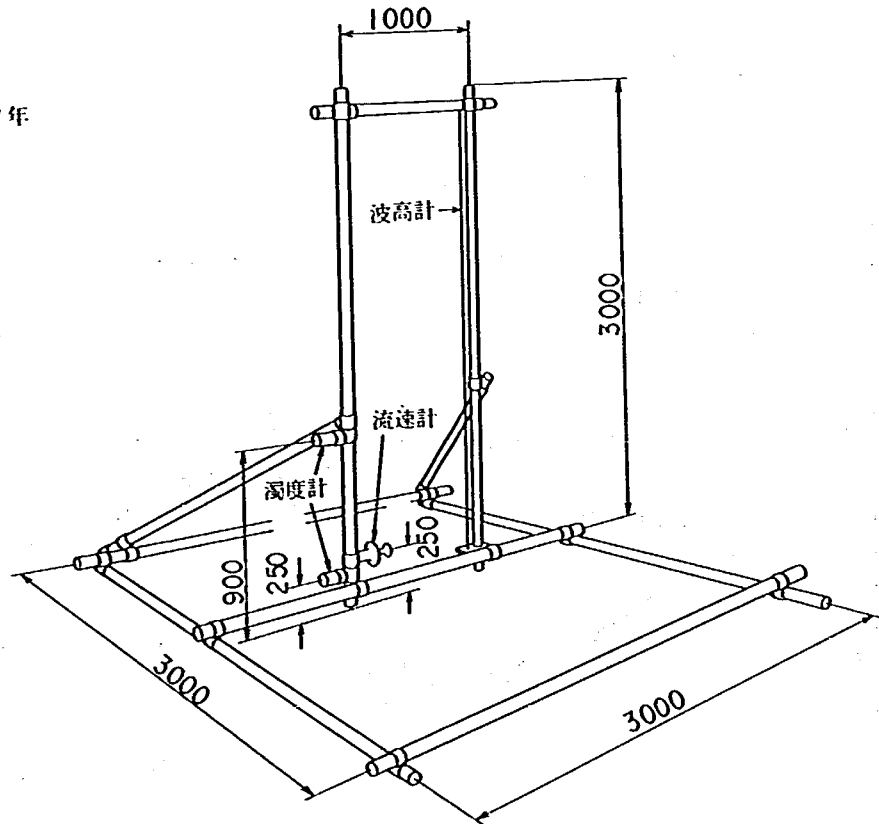


波の入射方向

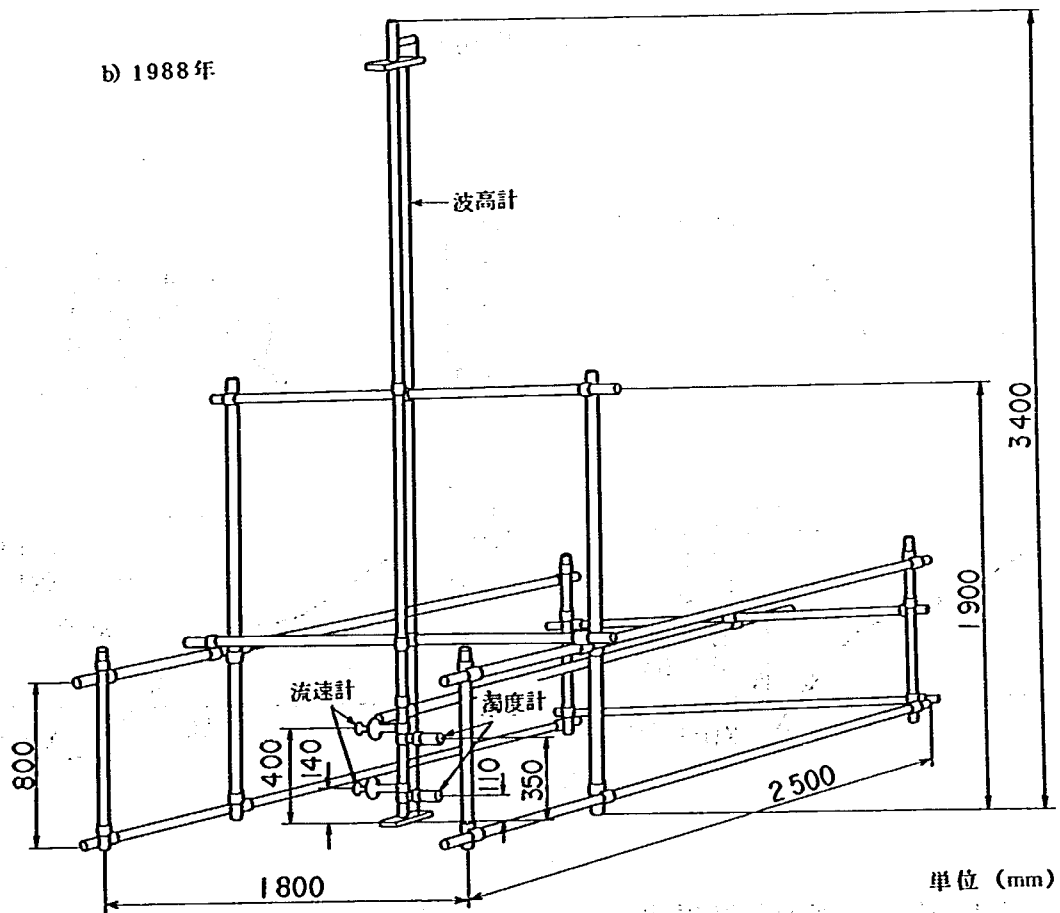
← 栈橋の手すり

写真-4.2 測定架台

a) 1987年



b) 1988年



単位 (mm)

図-4.2 測定架台の形状

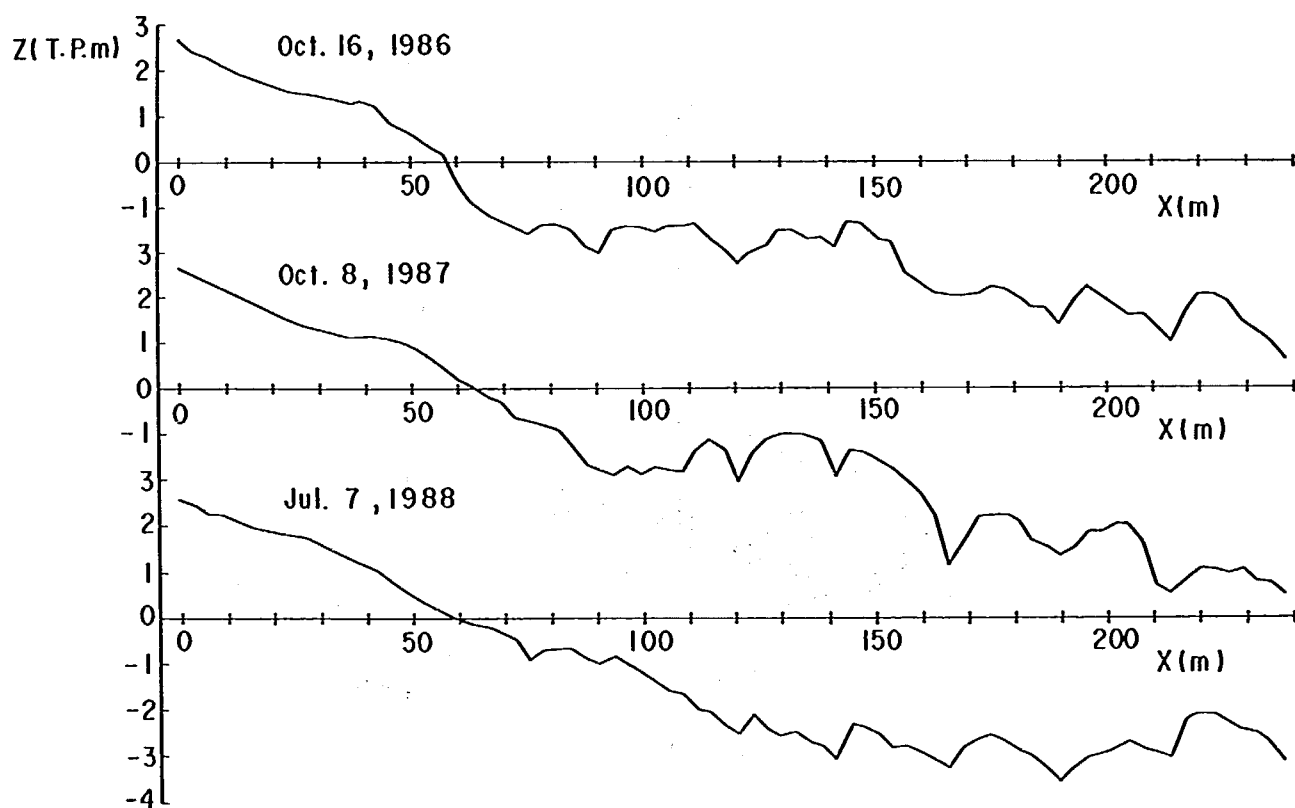


図-4.3 観測時の海浜地形

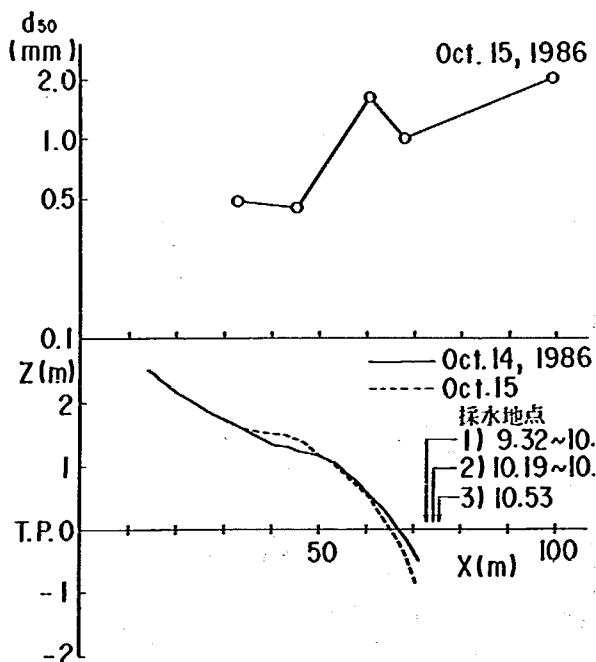


図-4.4 前浜地形断面と底質中央
粒径分布(1986年)

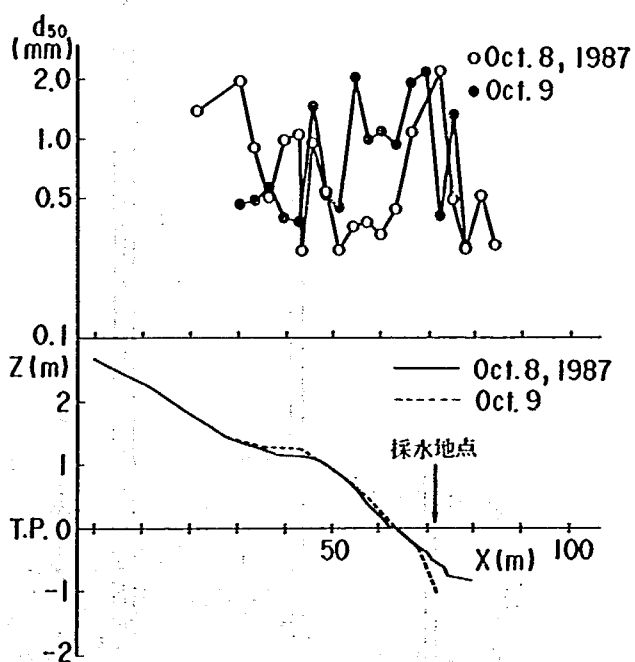


図-4.5 前浜地形断面と底質中央
粒径分布(1987年)

年にはかなり変動がみられるものの、全体としてT.P. 0m付近から沖に $d_{50} = 1 \sim 2 \text{ mm}$ の粗砂域があり、前浜の堆積部では $d_{50} \cong 0.5 \text{ mm}$ と細かくなっていることがわかる。

4.4 浮遊砂濃度の鉛直分布

ポリビンによる採水は表-4.1に示すように1986年に9ケース(ケース1~9), 1987年に11ケース(ケース10~20), 1988年では7月7日に9ケース(ケース21~29), 7月8日に7ケース(ケース30~36)行った。各観測時の採水位置は表-4.1及び図-4.4~4.6(図中の矢印)に示した。なお、ケース10~20は波峰通過時のみを対象とした採水結果である。ケース1~36の採水結果より得られた浮遊砂濃度の鉛直分布を観測年度ごとに図-4.7~4.9に示す。トラフレベルの位置は表-4.1を参照されたい。各測点の濃度は0.1~10 ppt に分布している。砕波帯内における浮遊砂濃度の鉛

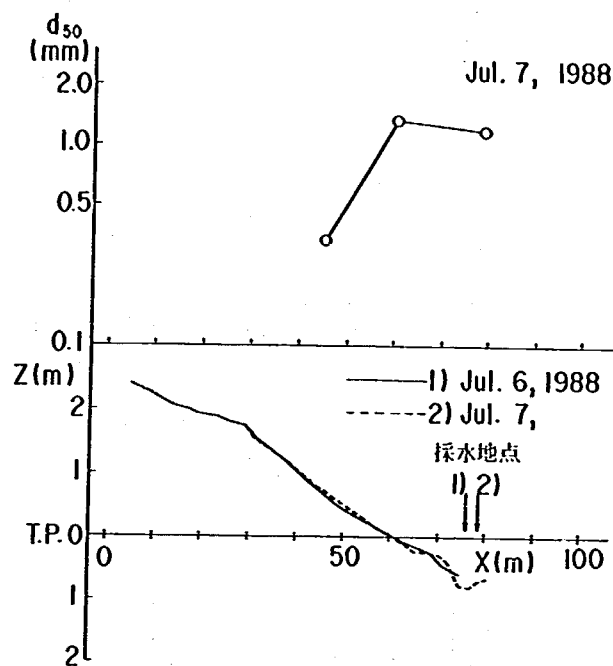


図-4.6 前浜地形断面と底質中央粒径分布(1988年)

表-4.1 浮遊砂の採水ケース

採取年月日	ケース番号	採取地点 X(m)	平均的なトラフレベルの水深 h(m)	備考
1986年10月15日	1~9	73.0~75.7	0.7~0.8	1波の採水
1987年10月8日	10~20	71.8	0.5~0.8	1波峰の採水
1988年7月7日	21~29	76.2	0.5~0.7	1波の採水
1988年7月8日	30~36	78.7	0.5~0.6	1波の採水

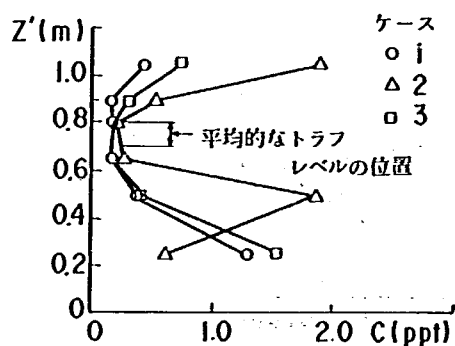


図-4.7(a) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1986年)

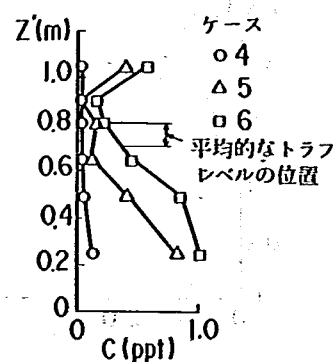


図-4.7(b) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1986年)

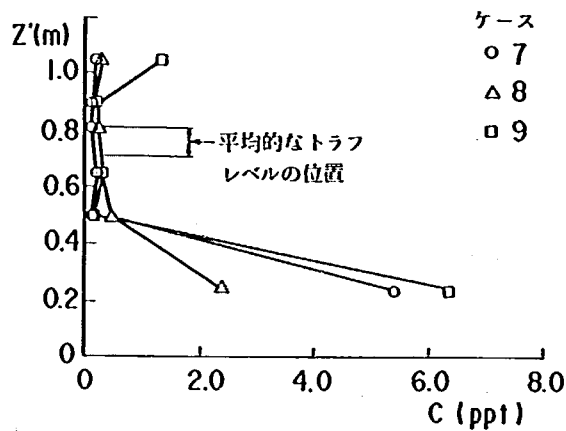


図-4.7(c) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1986年)

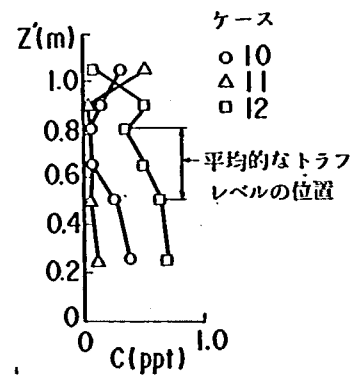


図-4.8(a) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1987年)

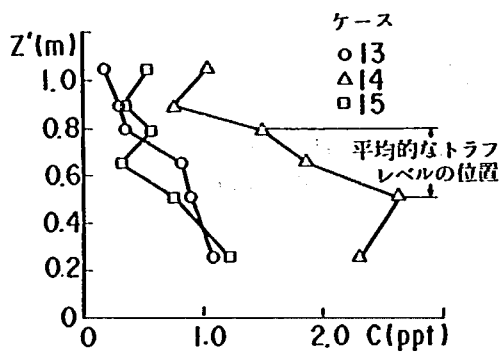


図-4.8(b) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1987年)

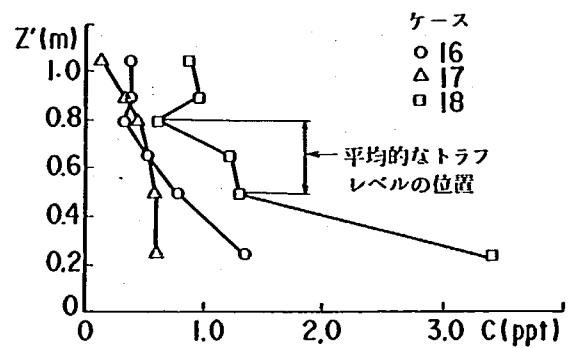


図-4.8(c) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1987年)

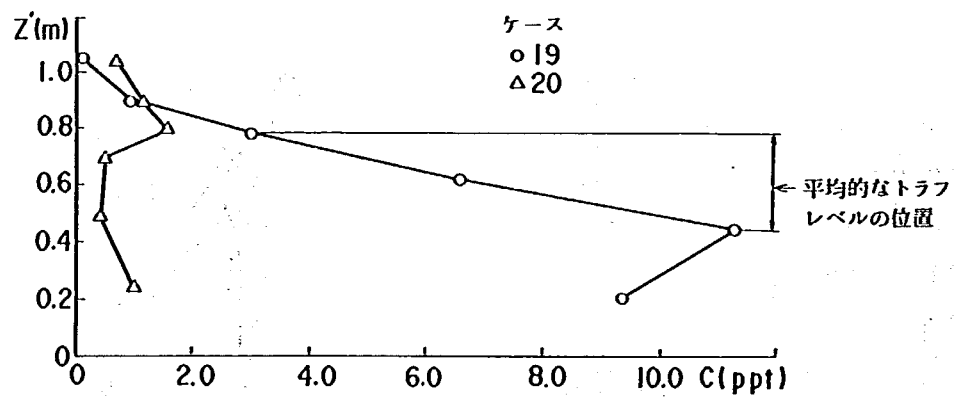


図-4.8(d) 浮遊砂濃度の鉛直分布 (1987年)

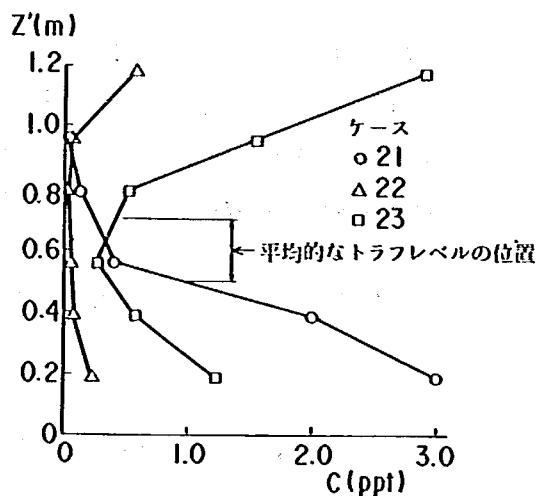


図-4.9(a) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1988年)

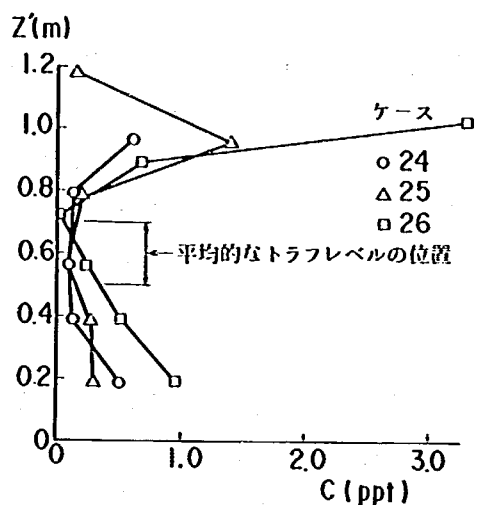


図-4.9(b) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1988年)

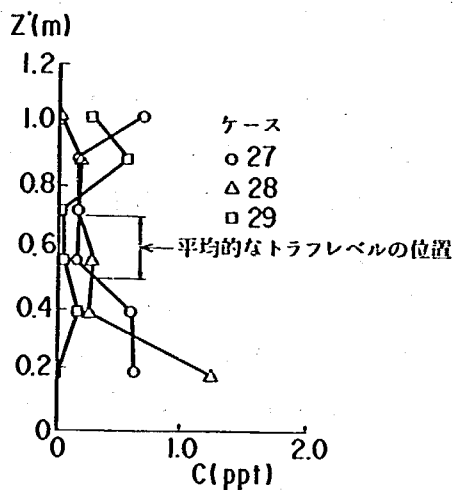


図-4.9(c) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1988年)

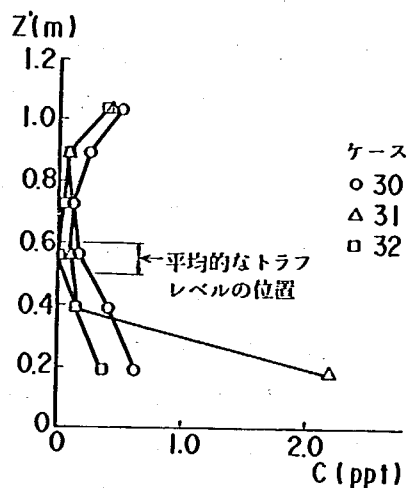


図-4.9(d) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1988年)

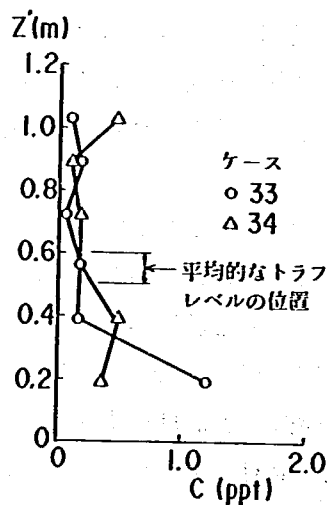


図-4.9(e) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1988年)

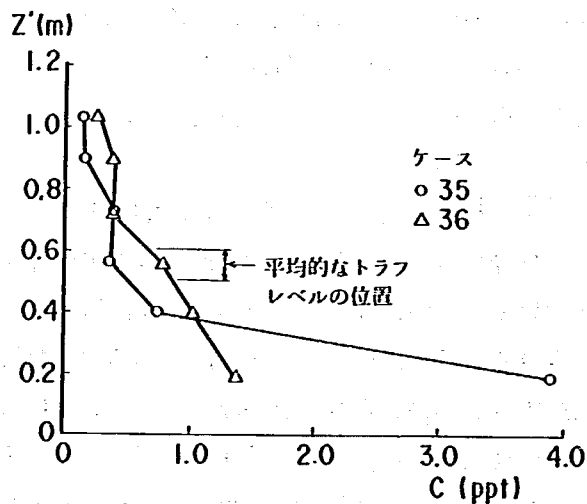


図-4.9(f) 浮遊砂濃度の鉛直分布
(1988年)

直分布は、田中²³⁾による現地観測結果($H_{1/3} = 1.3 \sim 1.7$ m, 自然採水)では $0.1 \sim 7$ ppt, 鹿島ら²⁷⁾による実規模実験($H = 0.85$ m, ポンプ採水)では $1 \sim 2$ ppt と本測定結果と同様の範囲に分布している。このことから、測定濃度が妥当な範囲にあることがわかる。図-4.7~4.9の採水結果によれば、ケース1~36の浮遊砂濃度の鉛直分布は次の5種類に分類できる。平均的なトラフレベルの位置は各図中および表-4.1に示した。

- (1) 底面付近からトラフレベル上まで低濃度である(ケース4, 10, 11, 12, 17, 22, 24, 27, 28, 29, 30, 31, 34)。
- (2) 底面付近のみ高濃度である(ケース7, 8, 32, 33, 35)。
- (3) 底面付近では高濃度で採水位置が上昇するにつれて濃度が減少し、トラフレベル以上では低濃度となる(ケース16, 21, 36)。
- (4) 底面付近では高濃度で採水位置が上昇するにつれて濃度が減少するが、トラフレベル上でも比較的高濃度を保つ(ケース13, 14, 15, 18, 19)。
- (5) トラフレベル付近では比較的低濃度を示し、底面付近とトラフレベル以上で高濃度である(ケース1, 2, 3, 5, 6, 9, 20, 23, 25, 26)。

(2), (3)の場合では底面付近にのみ浮遊砂が存在する。しかし, (4)の場合では水面近くに浮遊砂が存在することが明らかであり, 底面付近の浮遊砂がなんらかの機構で水面近くに輸送されることを示唆している。さらに特徴的なのは(5)の場合である。波のトラフレベル付近より上で高濃度を示しており, 波の峰に高濃度の浮遊砂を輸送する機構の存在がうかがわれる。

以上に述べた観測により, 既往の現地観測と同様にトラフレベル付近及びその上でも底面付近と同程度の高濃度の浮遊砂が確認された。その数は(4)と(5)のケースを合わせると全体の36ケース中15ケース, (3)を合わせると18ケースに及び, 砕波帯内においては水表面近くまで浮遊砂が巻き上げられていることが明らかである。

測定されたトラフレベル付近の浮遊砂の粒度組成を明らかにするため, 各観測時の採水試料を乾燥させ, ふるい分け試験を行った。この際, 各高さの試料毎にまとめてふるい分けを行った。1987年及び1988年の観測時の粒度曲線を各高さ毎に図-4.10及び4.11に示す。1987年では下層ほど粗粒分が多いが, 1987年, 1988年共にトラフレベル付近でも $d_{50} \cong 0.2$ mmの細砂である。このことから, トラフレベル付近に存在する浮遊砂がシルト質のような微細粒分ではないことが確認された。以上のことから, 底面付近の浮遊砂がトラフレベルより上に輸送される機構が存在することが明らかである。

柴山ら³¹⁾は砕波に伴い発生する大規模な渦が底質の浮遊を引き起こすことを説明したが, 観測位置は砕波帯よりかなり岸側の前浜近くに位置するため, この考えには相当しない。また, 砕波帯において砕波時に波峰に取り込まれた浮遊砂が, 沈降せずに長距離を波峰部に維持され岸向きに輸送されるとは考えにくい。一方, 灘岡ら²⁹⁾は砕波後の波, すなわちボアの進行に伴って形成される大規模な渦運動により底質が浮遊し, 巻き上げられる過程を説明した。栈橋上からの観察によると, ボアの通過後には boiling とも言える沸き上がりが生じ, それに伴って砂が巻き上げられる様子が見られた。そこで次節では濁度, 流速の測定結果を用いて, 浮遊砂の発生・輸送機構を考察する。

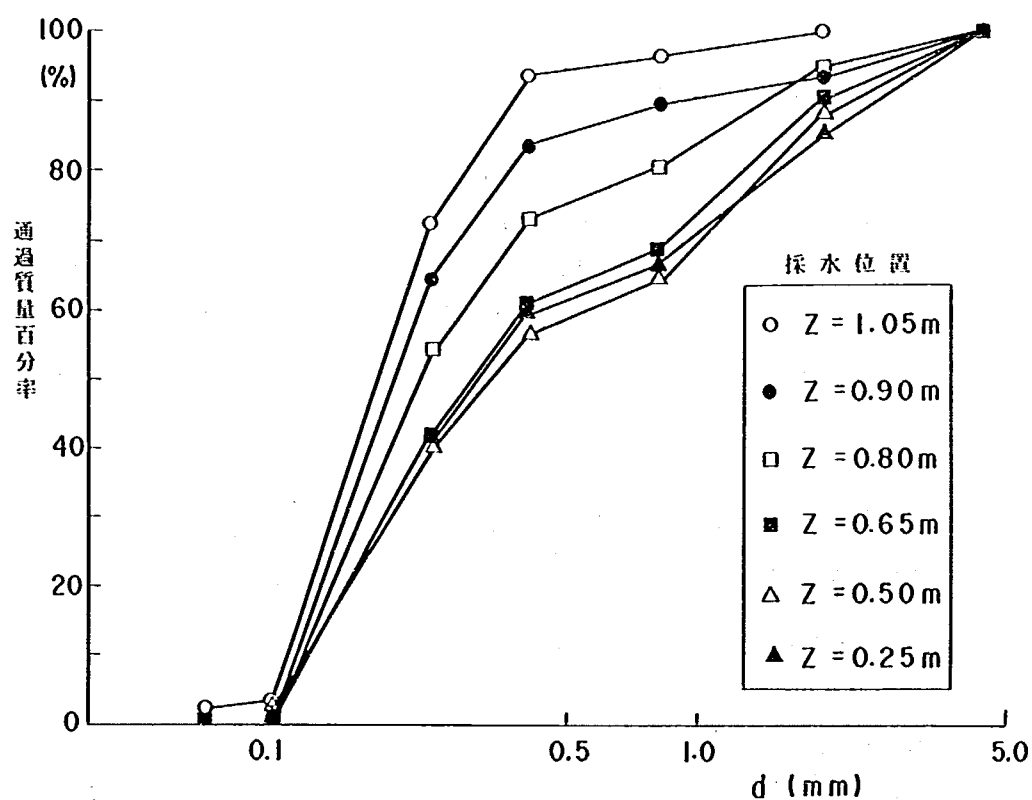


図-4.10 採水試料の粒度曲線(1987年)

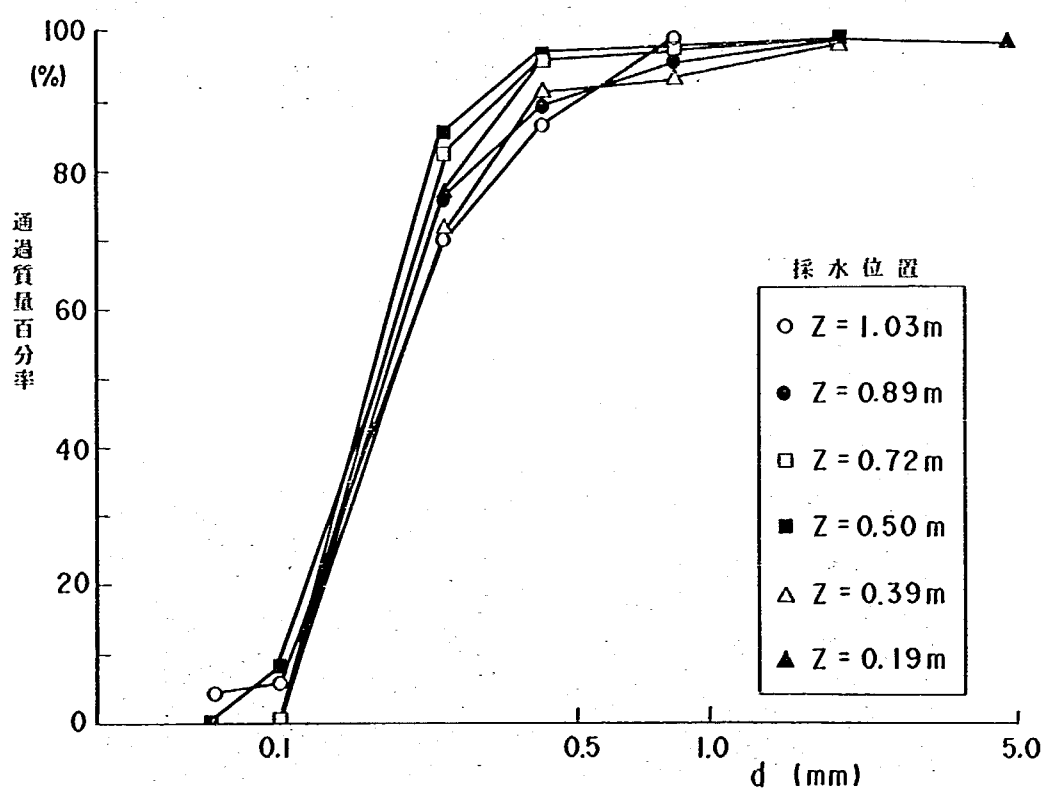


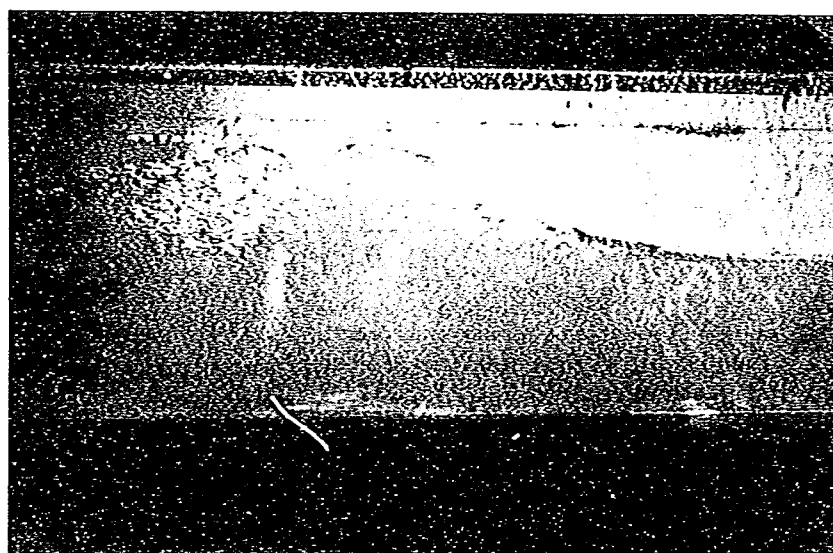
図-4.11 採水試料の粒度曲線(1988年)

4.5 浮遊砂の発生と輸送機構に関する考察

4.5.1 濁度計測における気泡の影響

砕波帯内において光学式の濁度計を用いて測定を行う場合、気泡の存在が大きな障害となる。すなわち、気泡による光の散乱に対し濁度計が応答するため、気泡が存在する場合には実際の測定値が濁度変化に対応するか、あるいは気泡によるものかどうかの判断が困難となる。そこで、固定床水路実験によって砕波帯内での濁度計の応答を調べた。なお、観測に用いた濁度計は静水中で0 ppm、空気中ではノイズが大きくなるもののほぼ一定して約185 ppmを示す。実験は海底

a)



b)

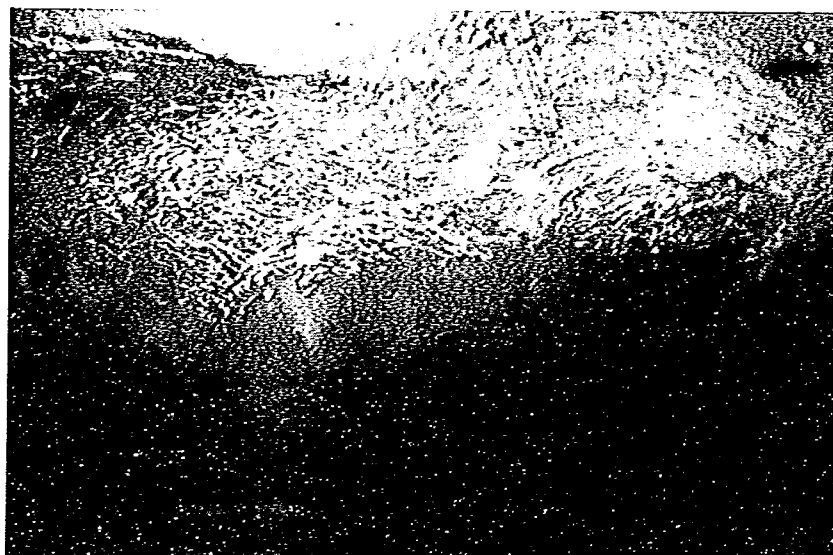
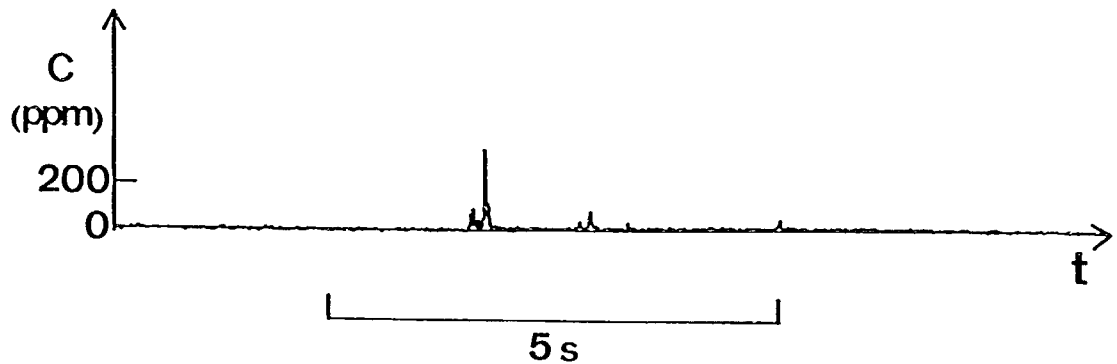


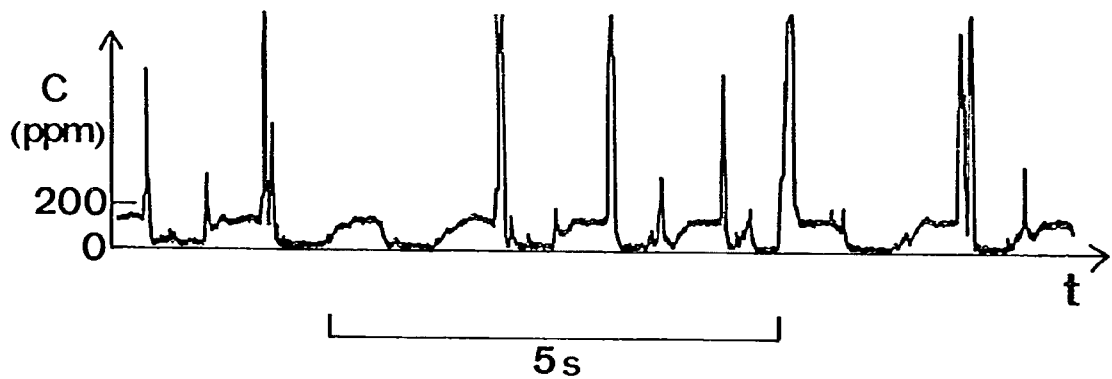
写真- 4.3 砕波と気泡混入状況 (a 遠景, b 近景)

勾配 1/30, 砕波波高 18 cm, 周期 1.3 秒の条件で行った。最初に、砕波帯外について調べると濁度計の反応は静水中と同じであった。次に、砕波帯内について同様に調べた。この実験における砕波と気泡の混入状況を写真－4.3 に示す。ボア前面に集中した気泡が見られる。砕波帯内における測定結果のうち、トラフレベル直下と直上、トラフレベルと波頂の中間の各測点での濁度波形を図－4.12 に示す。トラフレベル直下での反応は小さいが、他の 2 測点では大きな応答を示し、瞬間的に 1 ppt 程度の濁度が見かけ上存在する結果となった。濁度の上昇はボア前面の気泡集中領域に限定して生じており、空気中では 180 ppm, 水中では 0 ppm を示している。このことか

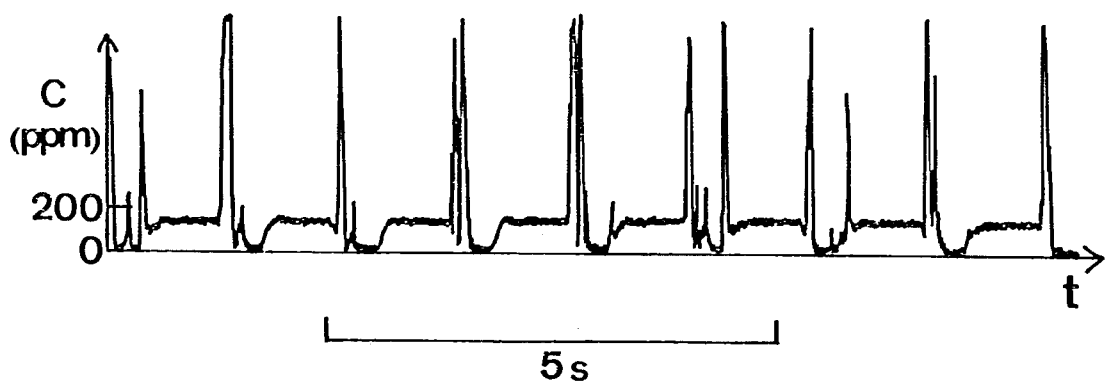
a) トラフレベル直下



b) トラフレベル直上



c) トラフレベルと波頂の中間点



図－4.12 砕波帯内での濁度波形

ら気泡の存在により濁度計が反応することが明らかである。よって、濁度計の応答がその変化から見てボア通過時の気泡混入によると判断される場合、浮遊砂が存在するかどうかは不明である。この場合には、その応答は気泡によるものとし、浮遊砂の存在については濁度の変化状況と採水結果をふまえて解釈した。なお、濁度データの検定にはカオリンを用いた。そのため浮遊砂濃度の変動傾向を理解する場合には問題とはならないが、漂砂量を定量的に求める際には底質として砂を用いた検定が必要となる。

4.5.2 現地観測結果と考察

1987年の観測では底面付近と波のトラフレベルより上で流速と濁度の測定を行った。測定位置は採水とはほぼ同じ位置である(写真-4.2参照)。代表的観測例を図-4.13(a)~(e)に示す。図には表面波形 η 、底面付近($Z' = 0.25\text{m}$)での岸沖方向の水平流速 u 、トラフレベルより上($Z' = 0.9\text{m}$)での濁度 C_u 、底面付近($Z' = 0.25\text{m}$)の濁度 C_d を示した。流速 u は岸向きを正とした。図-4.13の(a)では C_u が波の峰の到達時に急激に増減している。このとき C_d はあまり変化していない。(b)では、波峰が到達した後の $t = 7 \sim 10\text{s}$ に C_d が増加した。 C_u はその後の引き波時の $t = 15\text{s}$ 付近で急増した。そのとき C_d は変化していない。(c)では、 C_u が波峰の通過後に急増したが、 C_d はほとんど変化していない。(d)では、 C_u はほとんど変化せず、 C_d が波峰の到達時と通過後に増加している。(e)では、 C_u が波峰の到達時に急増減し、 C_d は通過後の $t = 8 \sim 12\text{s}$ で増加した。以上の変化をまとめると次の①~④となる。

- ① 波の峰の到達時に C_u が急激に増減する(a, e)。
- ② 波の峰の到達時に C_d が増加する(b, d)。
- ③ 波の峰の通過後に C_u が急激に増加する(b, c)。
- ④ 波の峰の通過後に C_d が増加する(d, e)。

波の峰の到達時に生じた C_u の急激な増減は、水路実験における濁度計の応答と類似していることから、主に気泡によるものと考えられる。ただし、実験に比べると濁度の減少は緩やかである。これが浮遊砂の存在によるものか、現地と実験での気泡の存在状況の違いによるものかは不明であるが、多くの採水結果には浮遊砂の存在が示されているため、気泡と共に浮遊砂が含まれていることは十分に考えられる。すなわち、同時期の C_d が小さいことから、ボア前面の渦運動によって浮遊砂がある程度集中して存在している可能性がある。

波の峰到達時における C_d の増加は岸向き流速 u の増加と対応していることから、底面せん断力による底質の浮遊の結果と考えられる。(d)、(e)に示される波の峰の通過後に C_d が増加する現象については、ボア前面から底面に下降する斜降渦による底質の浮遊に対応すると考えられる²⁹⁾。さらに(b)と(c)に見られた波の峰通過後の C_u の増加は、斜降渦によって浮遊した底質が水表面近くに輸送された結果と考えられる。浮遊砂の上昇の要因として、森岡ら²⁵⁾は斜降渦に伴い下降した気泡の上昇とともに生じる上昇流を挙げている。以上のことから高濃度の浮遊砂の存在領域を推定し、空間的な模式図として図-4.14に示した。図に示した矢印は浮遊砂の移動状況を推定したものである。すなわち斜降渦により領域Dで底質が浮遊し、浮遊した底質が上昇流により領域Cに輸送される。さらに、領域Cに存在した浮遊砂が、場合によっては波動運動によって次の波峰の前面に取り込まれると推定される。

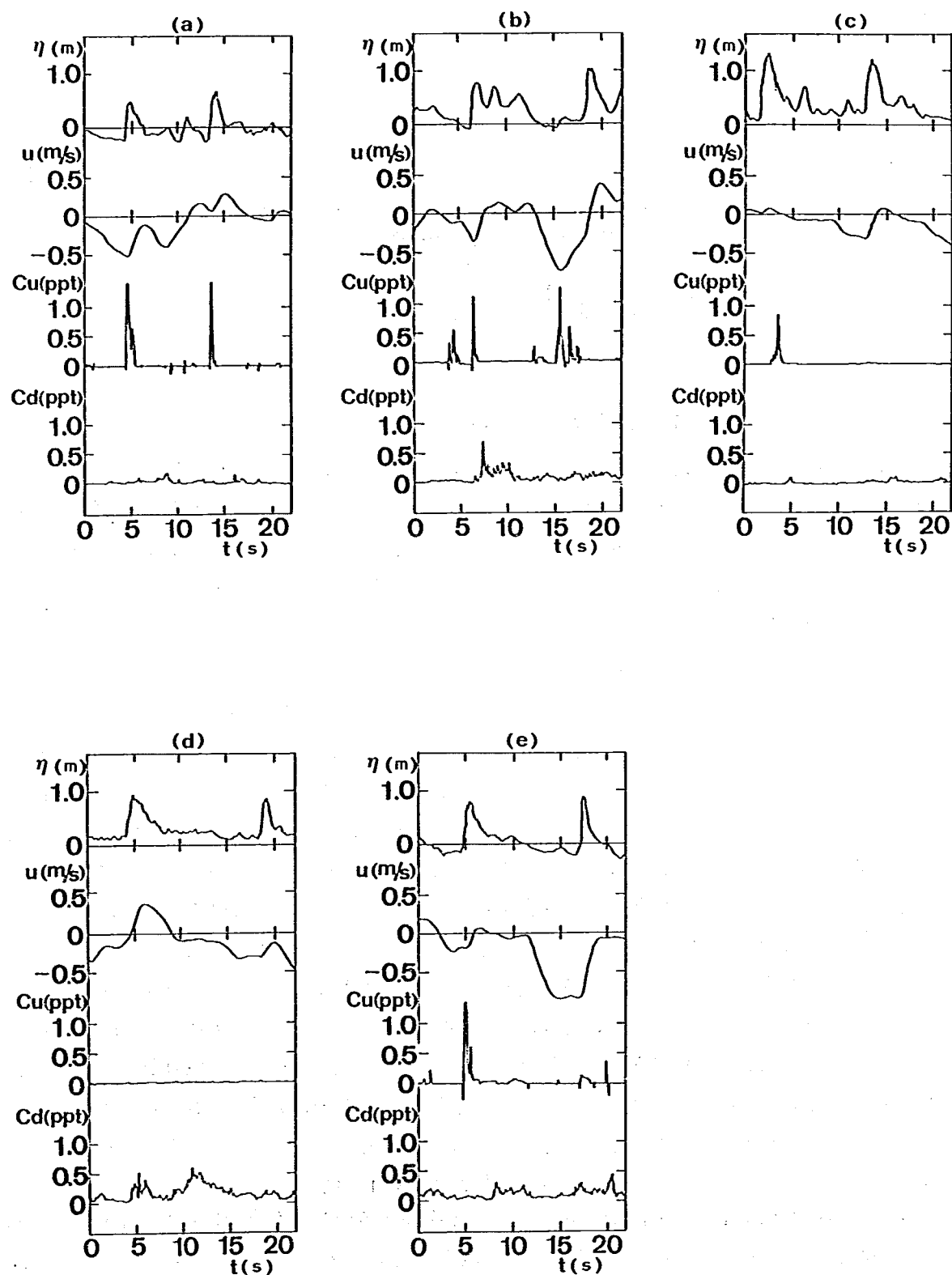


図-4.13 表面波形，流速，濁度の測定結果（1987年）

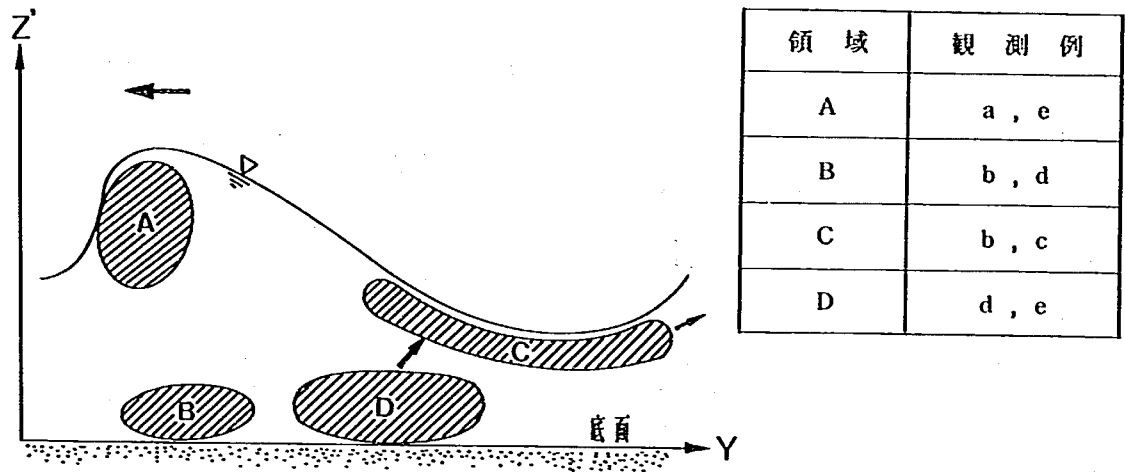


図-4.14 高濃度の浮遊砂の存在領域を示す模式図

以上の推定を確認するために、計測機器の取り付け位置を変更して1988年に現地観測を行った。濁度計は、底面近傍 ($Z' = 0.11 \text{ m}$) と常にトラフレベルより下になるように $Z' = 0.35 \text{ m}$ に設置した。また、 $Z' = 0.14 \text{ m}$ に水平方向流速を測定する流速計を設置した。さらに、 $Z' = 0.40 \text{ m}$ に鉛直方向流速を測定する流速計を設置し、上昇流の存在を調べた。また、前年と同様に容量式波高計を設置した。

測定結果の一部を図-4.15(a)~(d)に示す。底面近傍 ($Z' = 0.11 \text{ m}$) の濁度を C_d 、トラフレベル下 ($Z' = 0.35 \text{ m}$) の濁度を C_u 、岸沖方向の流速を u ($Z' = 0.14 \text{ m}$)、鉛直方向の流速を w ($Z' = 0.40 \text{ m}$)、表面波形を η とした。 u は岸向き流れを正、 w は上向きを正とした。なお、このときの η のデータにはノイズが大きかったため、移動平均を施した結果を示してある。図-4.15(a)では $t = 3 \text{ s}$ 、 20 s 付近で C_u が急増減した。この C_u の変化においても気泡の影響は大きく考えられるが、濁度の上昇が波の峰到達直前から生じているため、浮遊砂は確実に存在すると考えられる。この時の w の変化は波動運動を示していると考えられ、波峰の到達時には上向き流れ、すなわち波の峰へ向かう流れの存在を示している。このことは、図-4.14に示したような領域CからAへの浮遊砂雲の移動が生じることを裏付けると考えられる。このとき $t = 7 \sim 9 \text{ s}$ 、 $22 \sim 23 \text{ s}$ には波峰通過後の u の小さいときに C_d の増加が生じており、領域Dでの浮遊砂の発生を示している。すなわち、領域Aに浮遊砂が輸送されるための前提となる領域DからCへの浮遊砂移動が生じていたものと推定される。同様な例として図-4.15(b)が挙げられる。このケースでも $t = 1 \sim 2 \text{ s}$ で C_u の増加が見られ、そのときの w は波動運動に対応すると考えられる上昇流を示している。また、波の峰通過後の $t = 5 \text{ s}$ 付近には C_d の増加も見られる。

次に、図-4.15(c)に示す例では、波峰通過時の岸向き流速ピーク直後に C_d が増加している ($t = 9 \text{ s}$ 付近)。これは、底面せん断力により領域Bで底質が浮遊したためと考えられる。一方、 $t = 18 \text{ s}$ 以後 u の急減時に C_d が急増し、その直後から C_u が増加した。さらに $t = 19 \sim 20 \text{ s}$ に C_u が増加している時、 w は上昇流を示している。この w の変化は短期的であり波動運動とは別の現象と考えられる。このことは、底面付近の領域Dに存在していた浮遊砂が水面付近の領域Cまで上昇流により運搬されたことを裏付けると考えられる。また、その上昇流は流速波形から見

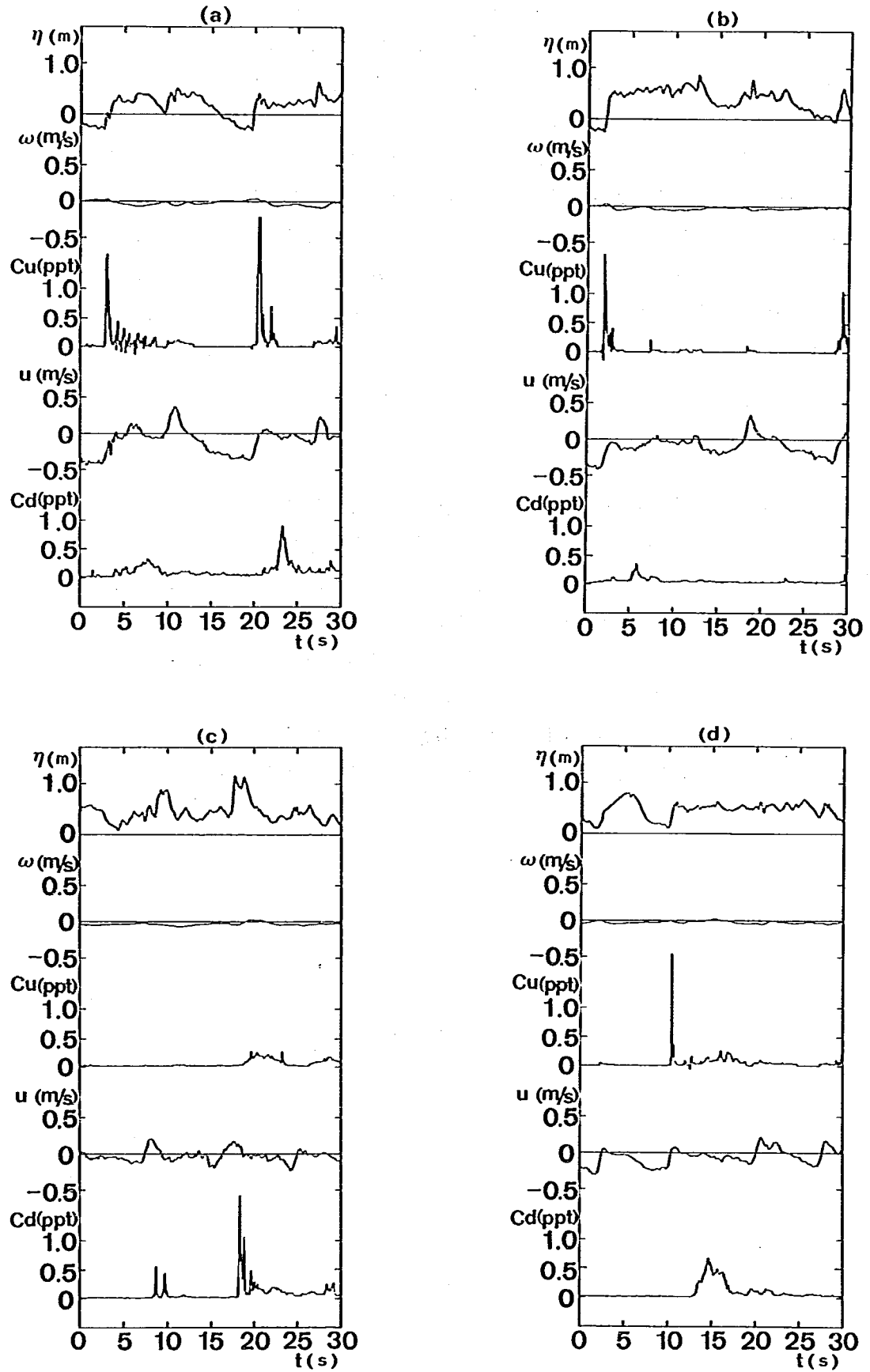


図-4.15 表面波形，流速，濁度の測定結果（1988年）

て局所的な現象と推定され、例えば斜降渦の降下に伴い輸送された気泡が再び上昇することによって形成された流れなどが考えられる。図-4.15(d)でも、波峰通過後に C_d が増加し($t \geq 13$ s), それに伴って C_u の増加が見られ、 w は上昇流を示しており($t = 14 \sim 15$ s), (c)と同様な現象が生じたものと考えられる。

以上の観測結果より、図-4.14に示した模式図による浮遊砂雲の輸送機構が裏付けられたと考えられる。すなわち、波の峰が通過した後に斜降渦が底面に達し、領域Dで底質を浮遊させ、浮遊した底質が上昇流により水面付近の領域Cに輸送される。さらに領域Cの浮遊砂雲の一部は波動運動によって次の波の峰前面に取り込まれ岸方向に輸送される。この機構の推定において、斜降渦の存在、上昇流の発生要因、領域CからAへの輸送外力等については直接的な測定結果を得ていない。これらについては、今後より詳細な観測や実験によって明らかにする必要がある。

4.6 結 論

本章の主な結論を以下に記す。

- ① 採水結果より、浮遊砂濃度の鉛直分布の状況は5種類に分類された。砕波帯内においてはトラフレベルより上にも高濃度の浮遊砂が存在することが確認された。
- ② 砕波帯内の岸寄りで行った、波高・流速・濁度の経時測定の結果より、高濃度の浮遊砂の存在領域は図-4.14に示すようにまとめられた。
- ③ 底質を浮遊させる要因として、波峰通過時における浮遊砂の発生は底面せん断力、波峰通過後における浮遊砂の発生は斜降渦によると推定された。
- ④ 底面付近に存在する浮遊砂は上昇流により水表面付近に輸送され、その一部は波動運動により次の波の峰の前面に取り込まれて岸方向に輸送されることが考えられる。

5. 総 合 結 論

本研究では前浜地形変化の実態とその機構を現地データを基に明らかにした。その結果から、前浜地形の変化、主に堆積変化過程、堆積の結果形成されるバームの構造、前浜地形変化に関与する因子を示すことができた。さらに、バームの構造を決める外力要因、前浜地形変化を支配する要因を考察した。前浜地形を支配する外力要因としては、主に底質の浮遊条件に関与するものとしてエネルギーフラックスを用いた。このとき沖波の諸量を支配要因として用いているが、本論で行った解析を砕波帯内における物理的な漂砂現象とより具体的に結び付けるためには今後さらに詳細な検討が必要である。その意味で、現地観測によって求めた浮遊砂の発生と輸送機構を、今後は定量的にも検討していく必要がある。また、本研究で推定された砕波帯内における浮遊砂の輸送機構に関しては未だ不確定な部分が多く、今後も現地観測を実施して検討する必要がある。なお、第4章に記した現地観測は、1986年～1988年の間に海岸研究室に在籍した職員全員で行われたことを付記し、観測に参加された方々に対し感謝の意を表します。

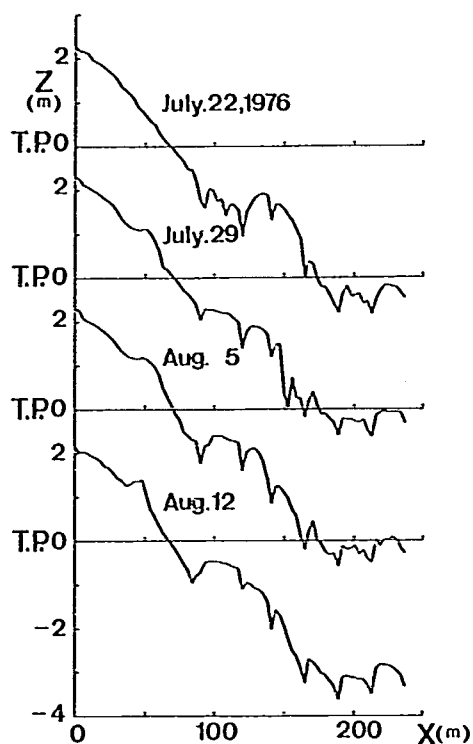
謝辞：本報告で用いた沖波波浪データは、運輸省第二港湾建設局横浜調査設計事務所の方々に便宜を図っていただいた。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

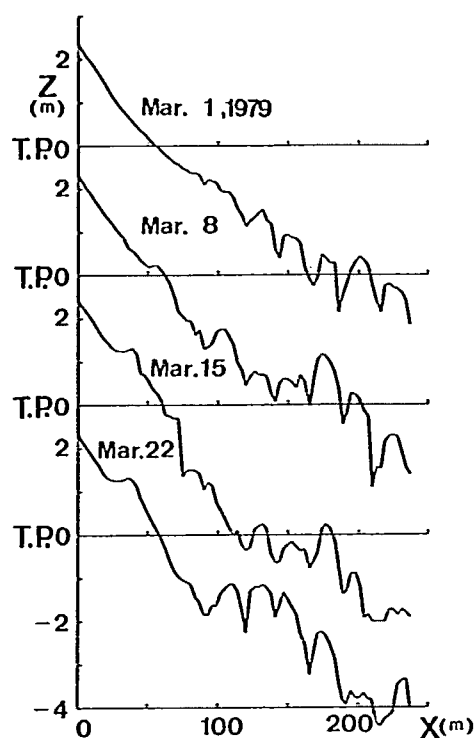
- 1) Uda, T., and Y. Sakai : Summarized data of beach profiles and wave observations at Ajigaura Beach, Tech. Memo. of P. W. R. I., No. 2294, 286p., 1985.
- 2) Rector, R. L. : Laboratory study of equilibrium profiles of beaches, B. E. B., Tech. Memo. No. 41, 1954.
- 3) Nayak, I. V. : Equilibrium profiles of model beaches, Proc. 12th Conf. Coastal Eng., pp. 1321-1329, 1970.
- 4) Sunamura, T. : Quantitative predictions of beach-face Slopes, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 95, pp. 242-245, 1984.
- 5) 武田一郎・砂村継夫 : バームの形成条件と高さ, 地形, Vol. 3, pp. 145~157, 1982.
- 6) 岩垣雄一・野田英明 : 海浜変形の実験における縮尺効果の研究, 第8回海岸工学講演会講演集, pp. 138~143, 1961.
- 7) Johnson, J. W. : Scale effects in hydraulic models involving wave motion, Trans. Am. Geophy. Union, Vol. 30, pp. 517-525, 1949.
- 8) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右・岡田 滋 : 波による二次元汀線変化に関する一考察, 第22回海岸工学講演会論文集, pp. 329~334, 1975.
- 9) Kemp, P. H. : The relationship between wave action and beach profile characteristics, Proc. 7th Conf. Coastal Eng., pp. 262-277, 1988.
- 10) 服部昌太郎・川又良一 : 砕波帯内の海浜変形過程, 第25回海岸工学講演会論文集, pp. 218~222, 1978.
- 11) 加藤一正・柳嶋慎一・村上裕幸・末次広児 : 短期汀線変動のモデル化の試み, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 297~301, 1987.
- 12) 橋本 宏・宇多高明 : 経験的固有関数による海浜地形変化の解析, 土木学会論文報告集, 第305号, pp. 59~71, 1981.
- 13) 宇多高明・小俣 篤・竹渕 勉 : 阿字ヶ浦海岸における波による前浜地形の変化, 土木技術資料, Vol. 30, No. 4, pp. 15~20, 1988.
- 14) 宇多高明・小俣 篤・竹渕 勉 : 波による前浜地形変化の支配要因, 第35回海岸工学講演会論文集, pp. 337~341, 1988.
- 15) 橋本 宏・宇多高明・竹渕 勉 : 潮位変化が岸沖方向漂砂に及ぼす影響, 第38回年次学術講演会講演概要集, pp. 203~204, 1983.
- 16) Duncan, J. R. : The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development, Marine Geol., Vol. 2, pp. 186-197, 1964.
- 17) 加藤一正・田中則男・瀧岡和夫 : 前浜の二次元的地形変化と潮位・波について, 第28回海岸工学講演会論文集, pp. 207~211, 1981.

- 18) Clifton, H. E : Beach lamination ; Nature and origin, Marine Geol., Vol. 7, pp. 553-559, 1969.
- 19) 橋本 宏・宇多高明：前浜勾配，粒径および波高の動的関係について，第27回海岸工学講演会論文集， pp. 221～225，1980.
- 20) 砂村継夫：自然海浜における汀線位置の時間的变化に関する予測モデル，第27回海岸工学講演会論文集， pp. 255～301，1980.
- 21) 砂村継夫：Swash zoneを含む砂波帯の岸沖漂砂量に関する研究，第31回海岸工学講演会論文集， pp. 316～320，1984.
- 22) 清水隆夫・斎藤昭三・丸山康樹・長谷川寛・鹿島遼一：大型造波水路実験による岸沖漂砂量分布形のモデル化，電力中央研究所報告，No 384028，60p.，1985.
- 23) 田中則男：砕波帯内における浮遊砂分布の一観測例とその観測方法について，第22回海岸工学講演会論文集， pp. 319～324，1975.
- 24) 田中則男・加藤一正・澁岡和夫：砕波帯内における浮遊砂濃度分布，第26回海岸工学講演会論文集， pp. 182～186，1979.
- 25) 宇多高明・小俣 篤・竹渕 勉：一波で観測した浮遊砂濃度の鉛直分布，第42回年次学術講演会講演概要集， pp. 646～647，1987.
- 26) 宇多高明・小俣 篤・竹渕 勉・齋藤友伸：浮遊砂の砕波帯内における輸送機構に関する現地観測，第43回年次学術講演会講演概要集， pp. 732～733，1988.
- 27) 鹿島遼一・清水隆夫・丸山康樹・齋藤昭三：大型造波水路による岸沖漂砂の実験的研究，第28回海岸工学講演会論文集， pp. 197～201，1981.
- 28) 加藤一正・田中則男：砕波帯内の浮遊砂に関する現地観測，第30回海岸工学講演会論文集， pp. 224～228，1983.
- 29) 澁岡和夫・上野成三・五十嵐竜行：砕波帯内の三次元的大規模渦構造と浮遊砂の現地観測，第34回海岸工学講演会論文集， pp. 21～25，1987.
- 30) 澁岡和夫・上野成三・五十嵐竜行：砕波帯内における底面近傍の流体運動特性と浮遊砂について，第34回海岸工学講演会論文集， pp. 256～260，1987.
- 31) 柴山知也・堀川清司：砕波による底質の浮遊，第32回海岸工学講演会論文集， pp. 302～306，1985.

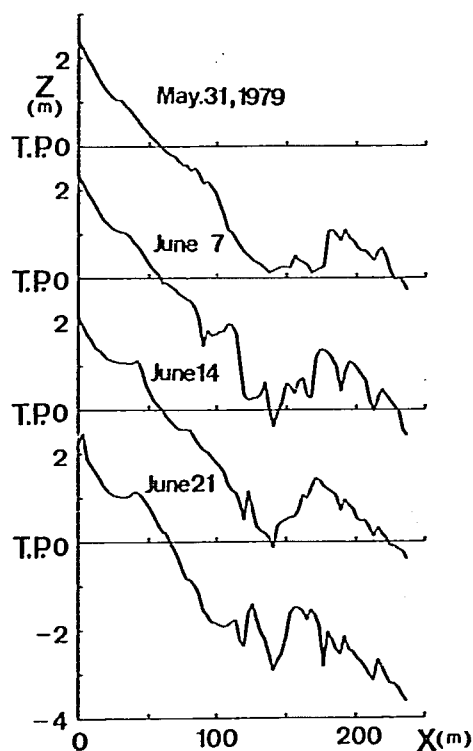
付 録



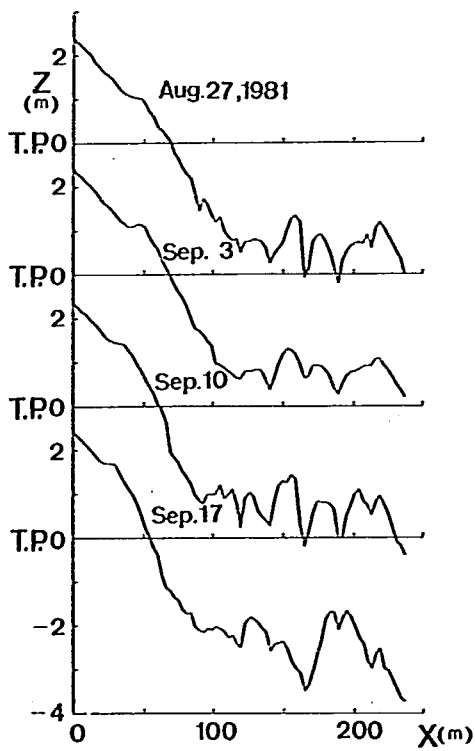
付图-1 海滨地形变化(1976年7月22日~8月19日)



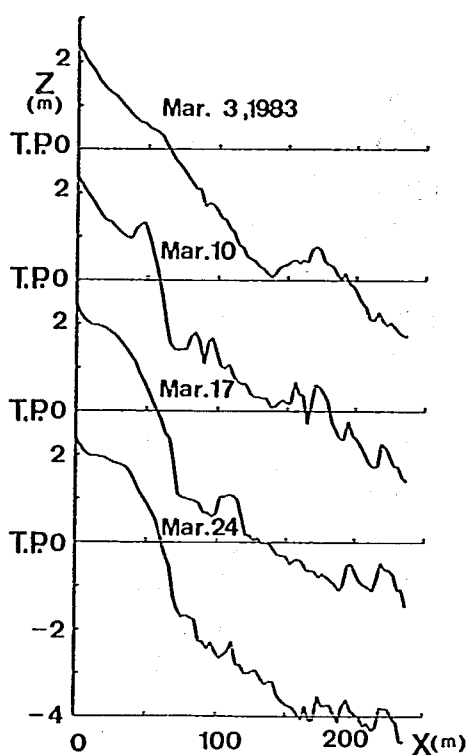
付图-2 海滨地形变化(1979年3月1日~3月22日)



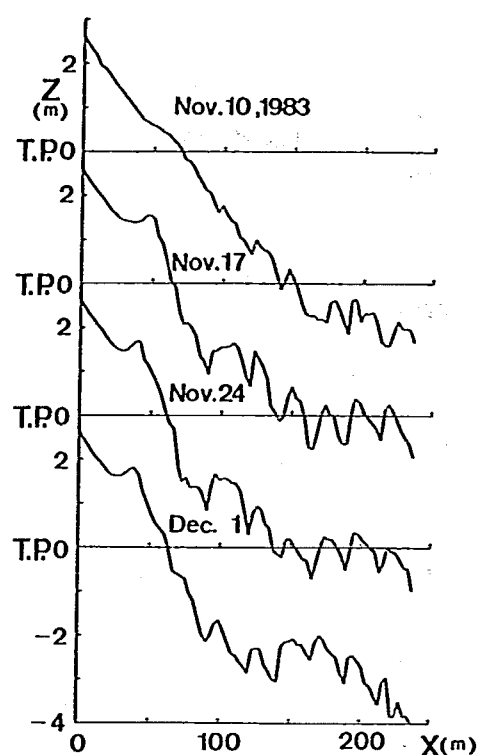
付图-3 海滨地形变化(1979年5月31日~6月21日)



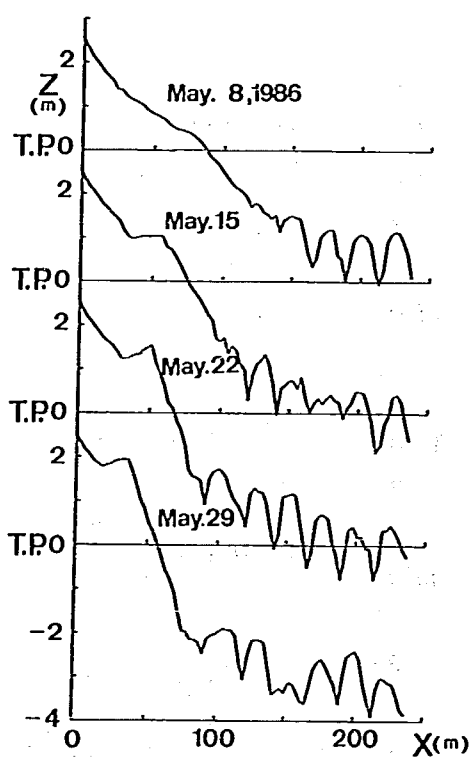
付图-4 海滨地形变化(1981年8月27日~9月17日)



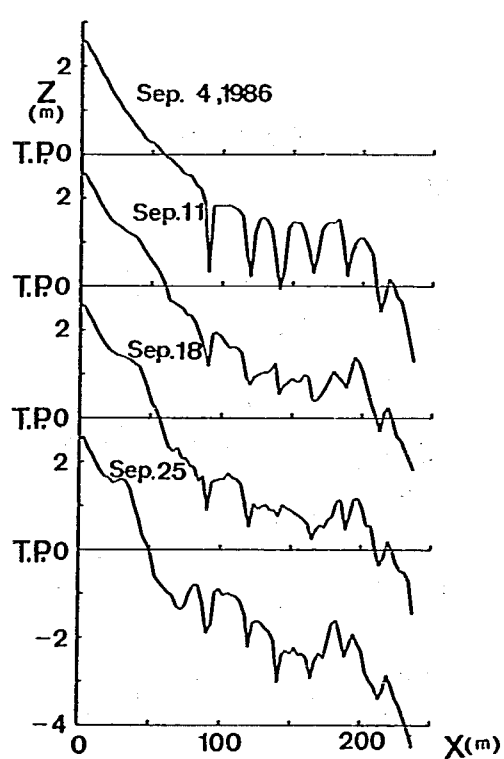
付図-5 海浜地形変化(1983年3月3日~3月24日)



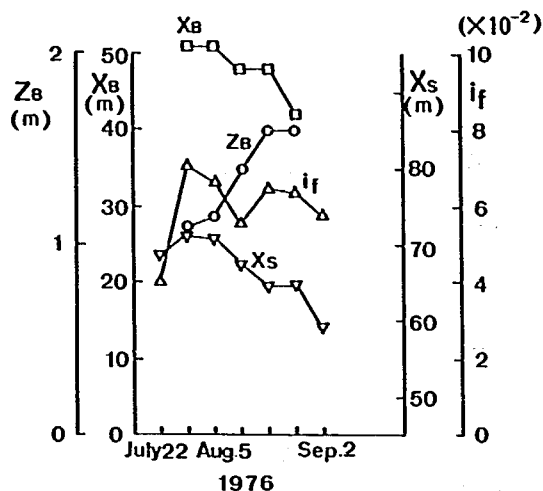
付図-6 海浜地形変化(1983年11月10日~12月1日)



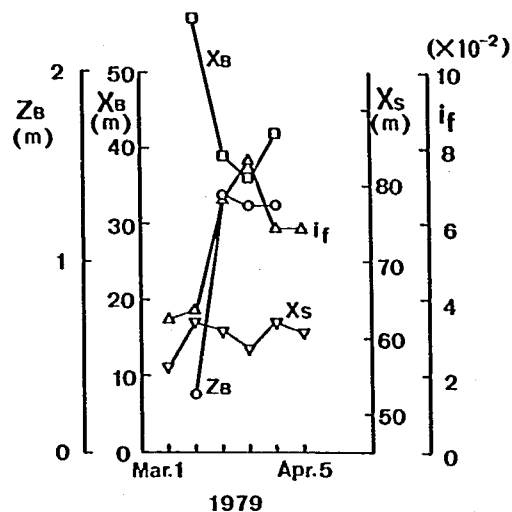
付図-7 海浜地形変化(1986年5月8日~5月29日)



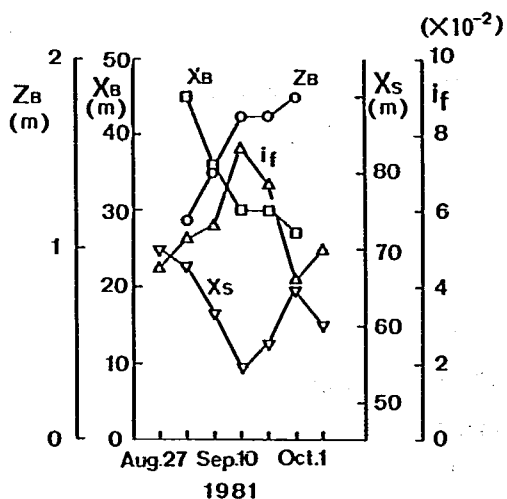
付図-8 海浜地形変化(1986年9月4日~9月25日)



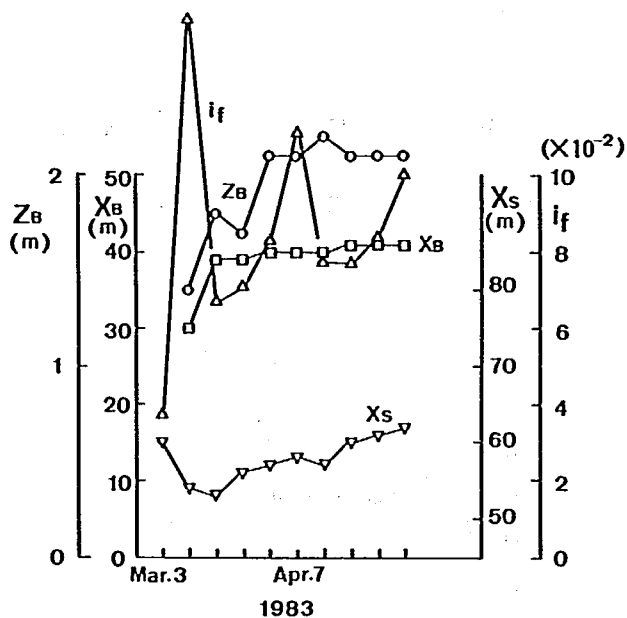
付図-9 Z_B, X_B, X_S, i_f の経時変化 (ケース 1)



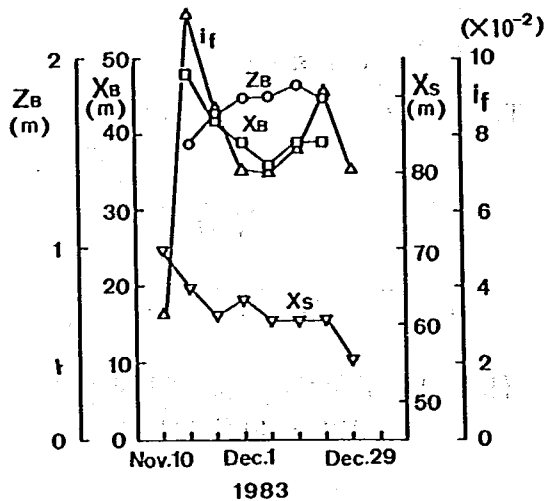
付図-10 Z_B, X_B, X_S, i_f の経時変化 (ケース 3)



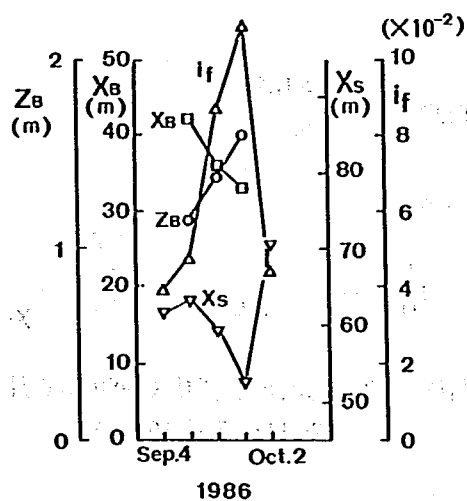
付図-11 Z_B, X_B, X_S, i_f の経時変化 (ケース 4)



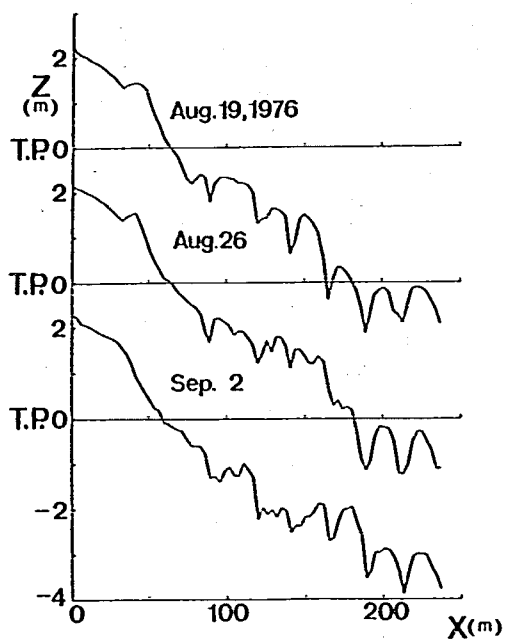
付図-12 Z_B, X_B, X_S, i_f の経時変化 (ケース 5)



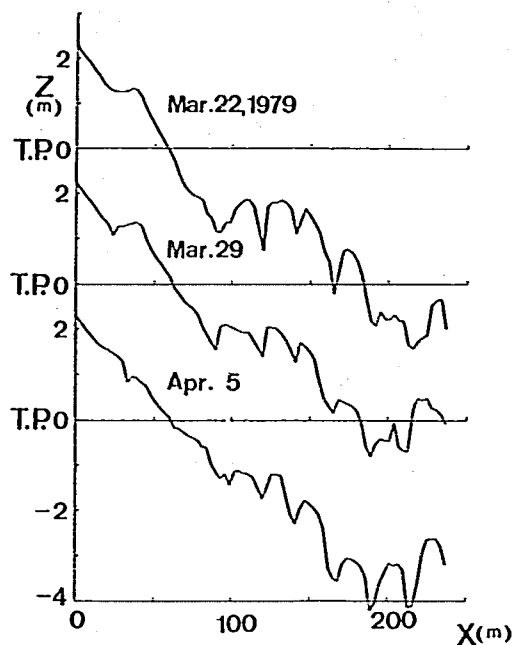
付図-13 Z_B, X_B, X_S, i_f の経時変化 (ケース 6)



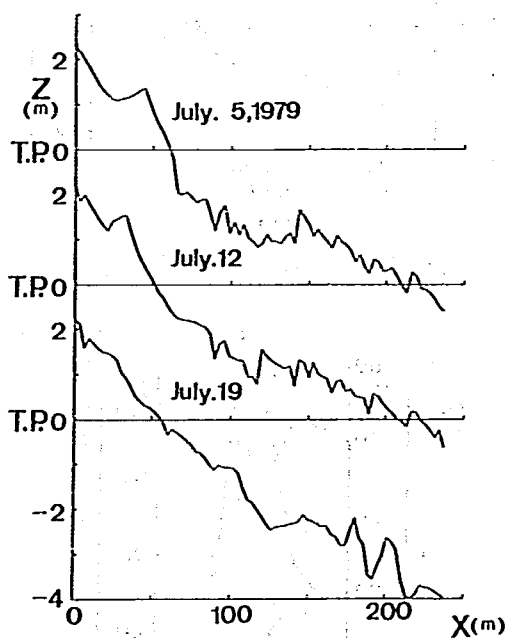
付図-14 Z_B, X_B, X_S, i_f の経時変化 (ケース 7)



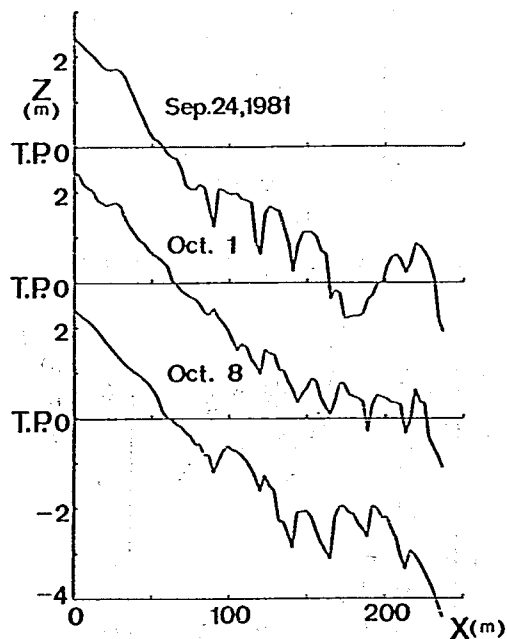
付図-15 海滨地形变化 (1976年
8月19日~9月2日)



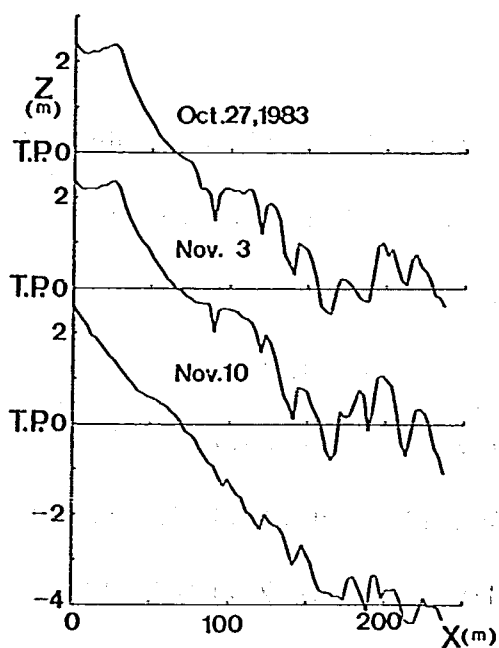
付図-16 海滨地形变化 (1979年
3月22日~4月5日)



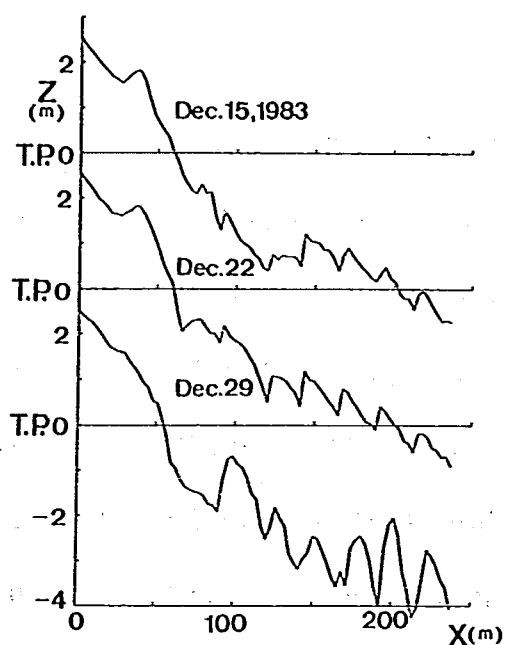
付図-17 海滨地形变化 (1980年6月
26日~7月10日)



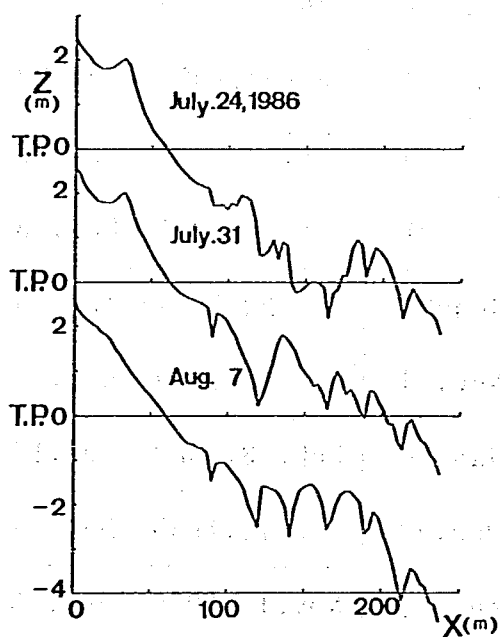
付図-18 海滨地形变化 (1981年9月
24日~10月8日)



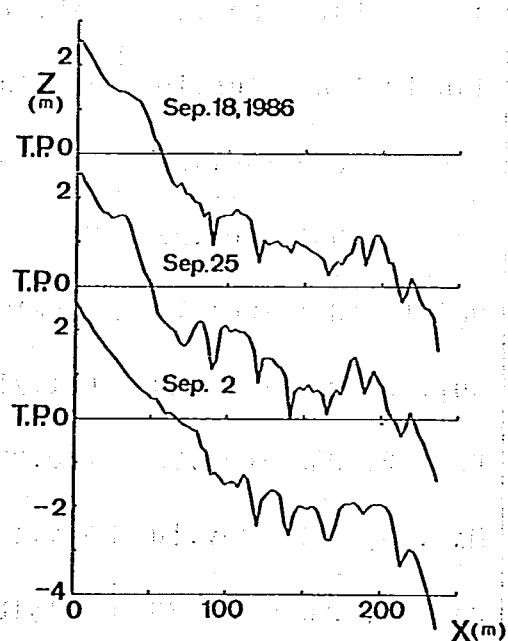
付図-19 海滨地形变化 (1983年10月27日~11月10日)



付図-20 海滨地形变化 (1983年12月15日~12月29日)



付図-21 海滨地形变化 (1986年7月24日~8月7日)



付図-22 海滨地形变化 (1986年9月18日~10月2日)

付表-1 バーム存在期間一覧

July10,1975~Aug. 7	Aug. 7,1975~Sep.11	Nov.20,1975~Dec. 4
Dec. 4,1975~Jan. 7	Jan. 7,1976~Jan.22	Feb.12,1976~Feb.26
Mar.18,1976~Mar.31	Mar.31,1976~Apr.22	May 6,1976~May 27
May 27,1976~June17	June24,1976~July 8	July22,1976~Sep. 2
Sep. 2,1976~Sep.30	Oct.28,1976~Nov.11	Apr.28,1977~May.12
June16,1977~June30	July21,1977~Aug.11	Aug.18,1977~Sep. 1
Mar. 2,1978~Mar.16	Apr.20,1978~May 4	May 25,1978~July6
July 6,1978~Aug. 3	Aug. 3,1978~Sep. 7	Dec.28,1978~Jan.11
Jan.11,1979~Jan.25	Mar. 1,1979~Apr. 5	May 31,1979~July19
Aug.16,1979~Sep.13	Sep.13,1979~Sep.27	Nov.15,1979~Nov.30
Dec. 6,1979~Dec.27	Feb. 7,1980~Feb.21	Feb.28,1980~Mar.13
June12,1980~Aug.10	July10,1980~July24	July24,1980~Aug.28
Nov. 6,1980~Nov.27	Jan.15,1981~Feb. 5	Mar.12,1981~Apr. 2
Apr. 2,1981~Apr.23	May 7,1981~May 21	Sep. 3,1981~Oct. 8
Oct.15,1981~Oct.29	June10,1982~June24	July22,1982~Aug. 5
Aug. 5,1982~Sep.20	Oct.21,1982~Nov. 4	Nov.18,1982~Dec. 2
Dec. 2,1982~Dec.23	Dec.28,1982~Jan.20	Feb. 3,1983~Feb.17
Mar. 3,1983~Nov.10	Nov.10,1983~Dec.29	Apr.11,1985~May 2
May 2,1985~May 23	July18,1985~Aug. 1	Nov.14,1985~Dec. 5
Mar.13,1986~Apr. 3	Apr. 3,1986~Apr.24	May. 8,1986~Aug. 7
Sep.11,1986~Oct. 2	Oct. 9,1986~Oct.23	Oct.30,1986~Nov.27

前浜地形変化と碎波帯内に
おける浮遊砂の発生・輸送機構
に関する現地観測報告書

ISSN 0386-5878
土木研究所資料第2672号
昭和63年10月(1988)

海岸研究室 室長 宇多高明
研究員 小俣 篤
竹淵 勉
齋藤友伸

要 旨 阿字ヶ浦海岸において、1975年より毎週1回の割合で実施している
深浅測量によって得られたデータをもとに、前浜地形変化の実態とその機構
について考察した。研究の結果、①バームの発達形態は、汀線位置、バーム
頂点位置の変化特性より2つのパターンに分類されること、②前浜の堆積過
程には粗砂と細砂が交互に堆積する場合と、細砂のみが堆積する場合があり、
この差は主に波浪条件により生じること、および③前浜の侵食・堆積は米穀
波のエネルギーフラックス、前浜勾配、底質の中央粒径をパラメータとして
明瞭に分類されることがわかった。また、同海岸で実施した碎波帯内におけ
る浮遊砂に関する短期集中観測より、波のトラフレベルより上にも高濃度の
浮遊砂が存在することを明らかにし、浮遊砂の発生は底面せん断力と斜降渦
によること、斜降渦によって浮遊した底質は上昇流によって水面近傍へ輸
送されることを明らかにした。

キーワード：阿字ヶ浦海岸、現地観測、前浜地形変化、バームの形成過程、浮遊砂の輸送機構

郵便はがき

40円
切手
を
貼
り
下
さ
し

3 0 5 - □ □

建設省土木研究所

河川部海岸研究室 行

茨城県つくば市大字旭一番地

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所



土木研究所資料第2672号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名 印