

琵琶湖岸，萩の浜の海浜過程に関する研究

土 屋 義 人・河 田 恵 昭
芝 野 照 夫・山 下 隆 男

BEACH PROCESSES AT HAGINOHAMA IN LAKE BIWA

By *Yoshito TSUCHIYA, Yoshiaki KAWATA, Teruo SHIBANO*
and *Takao YAMASHITA*

Synopsis

To preserve natural lake shore environment along Lake Biwa, the beach processes should be investigated. Haginohama is one of the beautiful sandy beaches in the west side of the lake. In this paper, beach processes of Haginohama are studied in terms of coastal engineering to clarify the present situation of the beach and to predict beach changes.

Wave hindcasting was carried out for a period of 32 years between 1950 and 1981 to find long-term wave action on Haginohama beach. The Gumbel extremal distribution is employed to estimate the most probable wave heights and their return periods. Characteristics of beach sediment are considered, and predominant directions of littoral sand drift are found along the beach. Numerical calculation was made to estimate the predominant directions of littoral sand drift in terms of longshore wave energy flux for every five years of the period. This agrees with the predominant directions estimated by the characteristics of beach sediment. A one-dimensional analysis of beach change was employed to predict beach changes in several conditions of sediment sources and shore structures. From the view point of long-term beach change, there exists a deposition area by the central part of Haginohama beach, but the effective waves to the beach was caused by the typhoons which passed through near the lake.

1. 結 言

琵琶湖は、わが国最大の湖で、その東岸には野洲川および愛知川が、また西岸には安曇川など大小数多くの河川が流入し、随所に美しい砂浜を形成している。これらの河川が漂砂源となっているわけであるが、一方、このことは季節風や台風によって発生する波浪の所産ともいえるわけであり、また琵琶湖の成因と堆積の過程でもある。

自然環境の保全が強調されている今日、琵琶湖岸に点在する数多くの砂浜を保全することは、それら砂浜の利用のみならず、琵琶湖全体の環境保全からもきわめて重要なことであることはいうまでもない。しかし、一般には、開発と利用が先行し、保全対策がおくれがちであることはいなめないが、それらの調和のとれた対策がとられるよう配慮されてきているはずである。琵琶湖の場合には、沿岸漂砂に関して、閉漂砂海岸¹⁾的な性格をもっているのも、どこかに人為的な作用が加えられると、その反作用が現われがちであると思われるので、全体の漂砂の挙動を調査しておくことは、きわめて大切であろう。

萩の浜は古来真長浦と呼ばれ、史跡豊かなところである。地元では、小田が浜とも呼ばれていたが、昭和10年頃いつしか現在のように萩の浜といわれるようになったという。この浜は Fig. 1 に示すように、その北側は近江白浜につづき、そこには鴨川が流入し、さらにその北方には琵琶湖での最大の河川、安曇川がある。従来より、良好な水泳場として機能してきたこの萩の浜地区においては、湖岸の砂浜の変化が著しくな

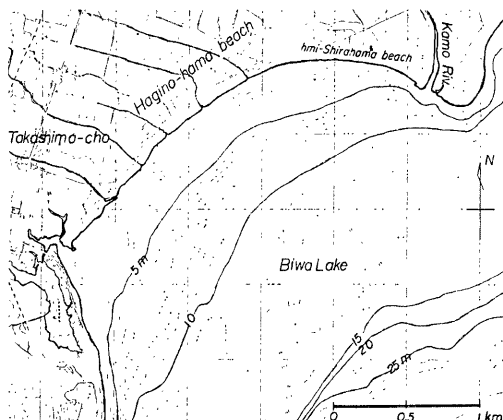


Fig. 1 Location of Hagino-hama beach, Takashima-cho, Shiga Prefecture

ってきた。したがって、この浜に来襲する波浪特性を調べ、また漂砂源の変化などを究明して、その海浜過程を理解し、適切な保全対策を考える必要がある。そのためには、通常 1) 波浪・風の特徴、2) 底質の特徴、3) 沿岸漂砂の動態、4) 湖岸地形の変遷および漂砂源の変化、5) 湖岸侵食の原因、6) 湖岸地形変化（侵食・堆積）の予測、7) 保全対策 などの項目について調査研究しなければならないであろう。

本研究では、萩の浜に来襲する波浪を長期間にわたって推算するとともに、底質調査をはじめとする各種の調査を行い、また、数値シミュレーションを併用して、この浜の海浜過程を究明し、琵琶湖岸における砂浜の形成と保全のための研究の実例にしたいと思う。

2. 波 浪 の 推 算

萩の浜における砂浜の形成状況、いいかえれば海浜過程を究明するに当たっては、まずこの浜に来襲する波

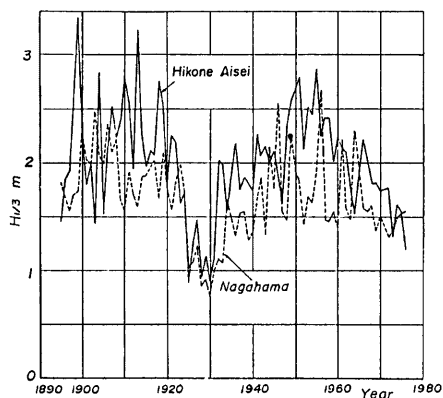


Fig. 2 Changes in significant wave height at Aisai, Hikone and Nagahama

浪の特性をできるだけ長期間にわたって推算しなければならない。琵琶湖の東岸，彦根愛西および長浜両地区における波浪統計に関する著者ら²⁾の研究によれば，Fig. 2 に示すように，来襲する最大の有義波高は1950年（昭和25年）頃より減少している傾向を示し，これは台風の上陸，通過と密接に関係することがわかる。したがって，萩の浜の波浪特性を究明するためには，少なくとも1950年以降の約30年間にわたって，波浪の推算を行う必要があろう。しかしながら，この地区では，波浪観測は行われていないので，湖上風を推定して，それから波浪を推算することにしたが，その場合，風の資料は彦根地方気象台におけるものを収集，解析して利用することにした。

2.1 風 の 特 性

萩の浜に来襲する波浪を推算するに当っては，湖上風を的確に評価しなければならない。しかし，この付近の琵琶湖内における風の観測は行われていないので，次のような方法によることにした。前述した約30年

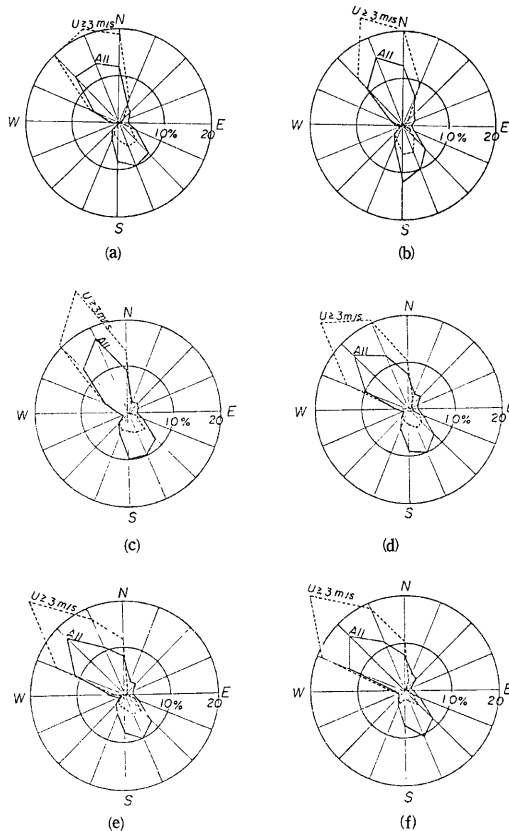


Fig. 3 Changes in wind rose at Hikone, Shiga Prefecture
 (a) 1950 to 1954 (17 typhoons) (b) 1955 to 1959 (21 typhoons)
 (c) 1960 to 1964 (17 typhoons) (d) 1965 to 1969 (12 typhoons)
 (e) 1970 to 1974 (7 typhoons) (f) 1975 to 1981 (7 typhoons)

間の風の資料は彦根地方気象台に保管されており、それは2時間または3時間間隔で、風速および風向(16方位)について整理されている。この資料を1950年から1981年まで収集し、それによって風特性の変遷を調べ、ついでである特定の期間に対して観測された彦根愛西地区の湖上および安曇川地区での資料との対応から、湖上風の推定方法を検討することにした。

(1) 彦根における風特性とその変遷

まず、1950年より1981年までの32年間の彦根地方気象台における風資料を用いて、5年間(ただし1975年～1981年は7年間)ごとの風配図を作成したものがFig. 3である。この場合、風の資料は3時間毎に1日8回観測されたものをすべて用いた場合(図中ではAllと記入)と強風時を対象とすることとして、風速3m/sec以上について統計したものとを比較して示してある。この地域は、当然のことながら季節風のみならず台風の影響をうけるので、1950年より1981年までの期間についてその台風の経路を調べたが、そのうち1960～1964年の5ケ年間について台風の経路をFig. 4に示す。これらの図から、次のことがわかる。まず、彦根における風特性は、前述したように季節風によるNW～Nと、台風によるSSW～SE方向の風に分けられる。図に記入した台風の

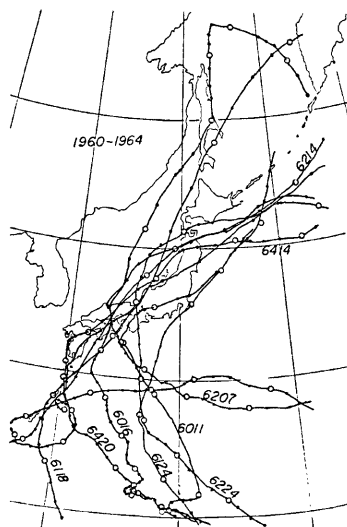


Fig. 4 Courses of typhoons passed Japanese islands in period between 1960 and 1964

数は、最近の十数年間でかなり少なくなっているので、風配図の変遷においても、全風速においては経年的変化は明確でないが、風速3m/sec以上の強風に対しては、最近の十数年間はかなり強度が少なくなっていることがわかる。このことは、後述するように、波浪推算の結果においても明らかにされる。

(2) 湖上風の推定

琵琶湖上における観測資料は、きわめて少なく、おそらく昭和49年(1974年)より昭和50年(1975年)にわたって、岩垣・土屋ら³⁾により彦根愛西地区の湖岸と沖の白石において実施されたものが唯一であり、その他、安曇川河口付近において建設省によって観測された資料がある程度であろう。ここでは、これらの風資料を用いて、彦根における風特性と湖上風との関係を見出すことにする。

まず、1975年～1976年における彦根、愛西および安曇川地区の風特性を比較したものの1例Fig. 5に示すが、図中それぞれの地区を U_H , U_{AI} および U_{AD} と記入してある。萩の浜の波浪推算に必要な湖上風は、主としてEまたはS成分の風であるので、そのような場合についてのみ検討する。そのほかのNまたはW成分の風については、彦根湖岸の波浪推算を行うに当たって、すでに著者ら²⁾が検討している。Fig. 6は前述した3地点について風速を比較した結果である。これらのうち、Fig. 6(a)は各3地点におけるおくれを考慮せず、それらの関係を求めたものであるが、Fig. 6(b)は風速のピーク時を対応させておくれを考慮した場合である。前者では、観測値が非常に散乱するが、後者ではかなりの相関を見出すことができる。

同様に、1972年より1977年間の台風期について、彦根と安曇川地区の風特性を比較した結果から、まず風速のおくれを考慮せず同地点における風速の関係を図示すると、Fig. 7(a)のようになる。これに対して、風速のピーク時からおくれを考慮して図示すると、Fig. 7(b)が得られる。一方、風向については、おくれを考慮した場合を(a)とし、考慮しない場合を(b)として、それらの関係をFig. 8に示す。これらの結果から、風速については、安曇川地区の風速 U_{AD} は彦根の風速 U_H より若干大きく、實際上

$$U_{AD} = (1.06 \text{ or } 1.13) U_H \quad \dots\dots\dots (1)$$

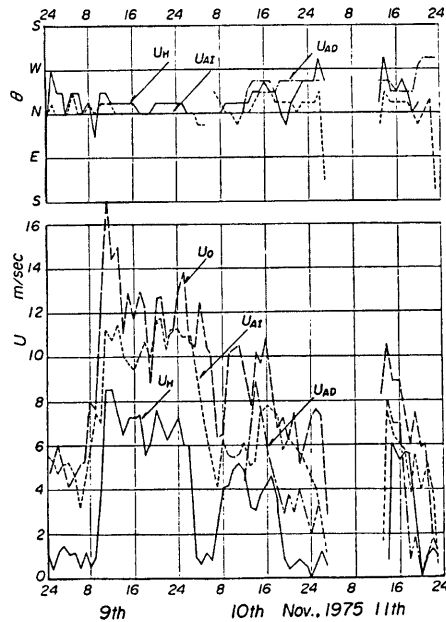


Fig. 5 An example of changes in wind characteristics at Hikone, Aisai and Ado river mouth point

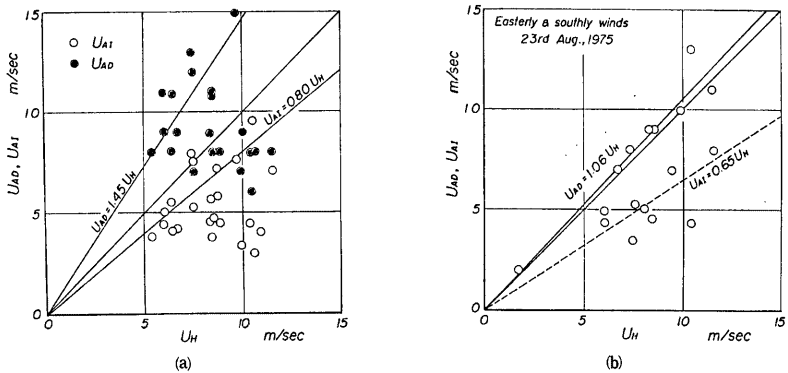


Fig. 6 Relations between wind speed at Hikone and Aisai, and Hikone and Ado river mouth point (a) Wind delay is not considered. (b) Wind delay is considered.

で表わされることがわかる。台風によるものに限定した最近の観測結果について検討した **Fig. 7(b)** によれば、その比例定数は1.13とした方が実用上好都合であろう。安曇川地区での測風塔の高さが不明であるが、湖面上約 10 m 程度であるとして、海面上高さ 10 m の風速として用いることにする。また、風向について

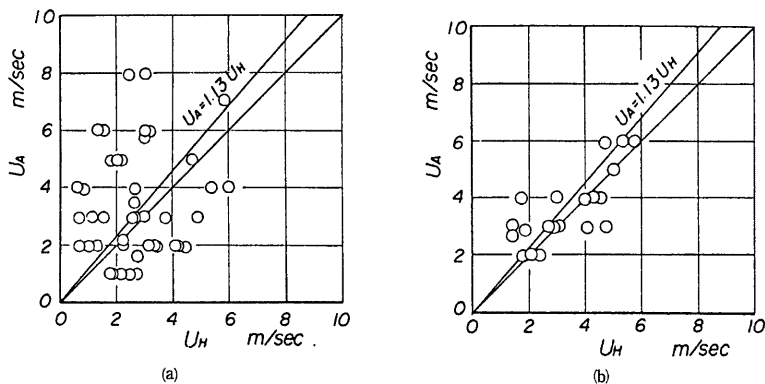


Fig. 7 Relations between wind speed at Hikone and Ado river mouth point
(a) Wind delay is not considered. (b) Wind delay is considered.

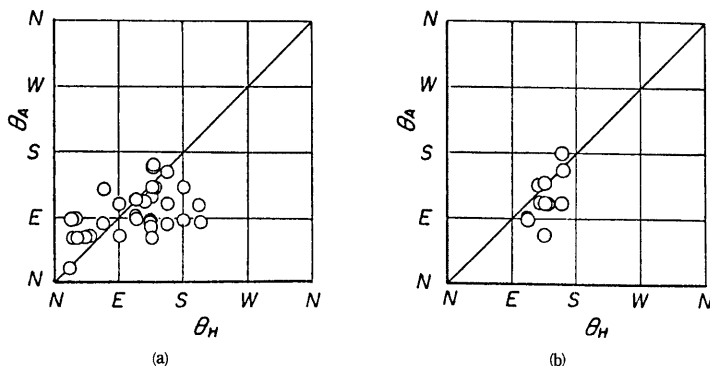


Fig. 8 Relations between wind direction at Hikone and Ado river mouth point
(a) Wind delay is not considered. (b) Wind delay is considered.

は、Fig. 8 に示した結果から、系統的な相違は見出されないで、彦根の風向を実用上用いてよいものと思われる。

2.2 波浪の推算

(1) 波浪推算の方法

琵琶湖における波浪の推算については、すでに著者ら²⁾が検討しているので、ここでは式(1) (ただし、係数は1.13とする)を用いて、長期間にわたる3時間毎の彦根の風速および風向の値から湖上風を計算し、それを用いて定常状態に達するものとしてSMB法によって波浪推算を行うことにした。Fig. 9には菰の浜に対する吹送距離を各波向に対して示す。琵琶湖西岸では、冬季季節風時に卓越するNW方向からの風は陸風となるため、波浪の来襲に対しては対象外となる。このことは冬季季節風時以外、すなわち台風期琵琶湖西岸へ来襲する波浪を検討しなければならないことになる。したがって、前述した期間において、琵琶湖周辺に影響を与えた台風について、毎時風向・風速資料をも収集して、これら両者の資料に基づいて

て解析を行った。**Fig. 9** からわかるように、萩の浜へ来襲する波浪はほぼ NE~SSW の方向からのものである。なお、波浪の推算には、次のような仮定を用いる。

1) 湖上風は場所的に一様であり、その特性は彦根気象台の風向および10分間平均風速によって代表されるが、風速は前述したように彦根地方気象台の観測風速を1.13倍したものをを用いる。

2) 彦根地方気象台における10分間平均風速と風向の風は、風波が定常状態になるまで吹いたものとして吹送時間の影響は無視する。

3) 風向と波向は一致する。

4) 吹送距離は対象とする地点での対岸距離とする。

この波浪推算は、前述した32年間の彦根地方気象台の風特性を湖上風に変換し、SMB 法で推算されるように作られたプログラムによって、すべて実施される。

(2) 波浪特性とその変遷

以上のような方法によって、1950年より1981年までの32年間の彦根地方気象台における風資料を用いて、3時間毎の1日8回の波浪推算を行った。湖上風として入力した風資料のデータ数は合計約9万以上に及ぶが、こうして推算された波浪特性から、その経年変化について考察する。

まず、**Fig. 10** は年最大波高(有義波高)の経年変化を示し、図中にはその最大波高を発生させた台風名を記入してある。これから明らかなように、年最大波高の発生はほとんど台風によっており、1950年のジェーン台風によるものを最大として、1965年以降は台風の来襲と大きく関係して漸減していることがわかる。また、図中には有義波周期も記入してあるが、この場合のように有限風域においては、波高に依存することは当然である。**Fig. 11** には、波向別の年最大波高の経年変化を示す。ただし、推算の対象とした32年間は、台風の来襲頻度からすれば必ずしも長期間ではなく、波向として16方位について年最大波高の経年変化を求めても、統計上必ずしも有意義でないで、波高として、NE、ENE および E、ENE、E および ESE、ESE、SE および SSE、および SSE、S および SSW の4方向を対象として分類してある。いうまでもなく、この場合、風特性と吹送距離によって波浪特性が決まるので、S成分の強風が卓越するジェーン台風の場合が最も大きな波浪を伴うことになり、その値は有義波高で2mに及ぶことになる。**Fig. 11** の場合と同様

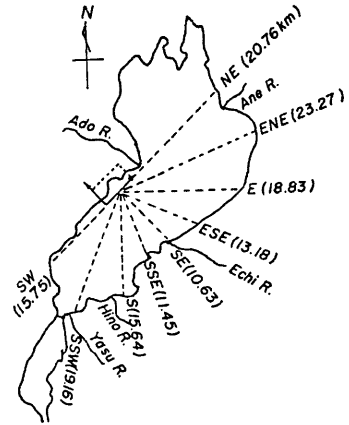


Fig. 9 Distribution of fetch at Haginohama beach

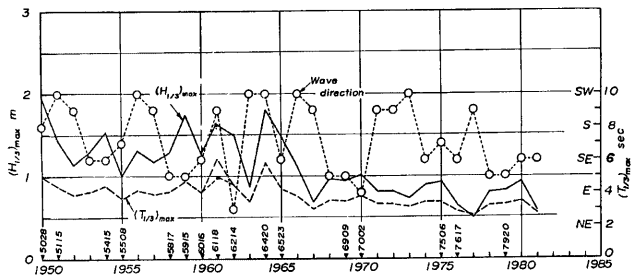


Fig. 10 Changes in yearly maximum wave height and period of significant waves and their direction

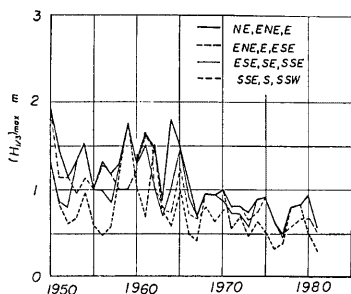
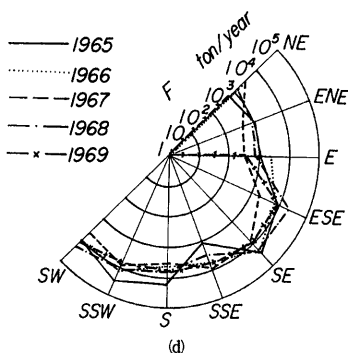
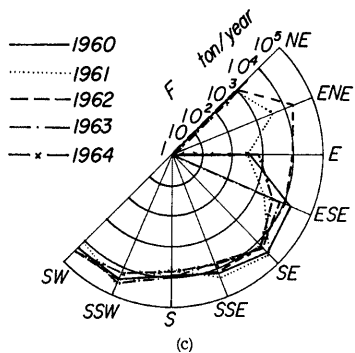
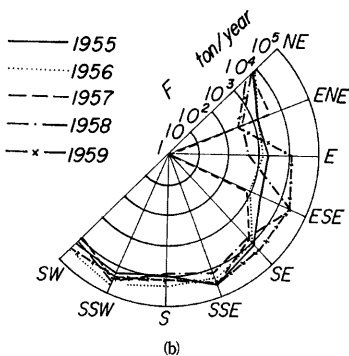
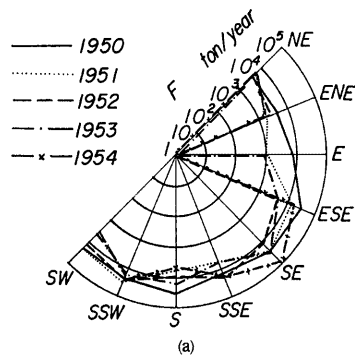


Fig. 11 Changes in yearly maximum wave height of significant waves in wave directions classified

エネルギーフラックスを萩の浜の地点において計算し、その方向特性を示す。1950年より、平均的には、波浪のエネルギーフラックスは、経年的に減少しているようである。

に、いずれの波高に対しても、この32年間に於いては、ジェーン台風の場合を最大として最近の約十数年間では年最大波高は減少傾向を示している。しかし、この傾向はあくまでこの期間の統計上のことであって、自然はあまりにも過去に忠実であるといわれた寺田寅彦の名言を思い出さなければならない。このような波浪の生起確率や再現期間については、3.でその極値統計として考察することにする。

次に、来襲波浪のエネルギーフラックスを計算し、その経年変化を考察する。漂砂や海浜変形を論ずる場合、波浪のエネルギーフラックスの変化は、ひとつの指標になるわけであるので、ここでは便宜上沖波のエネルギーフラックスについて検討する。Fig. 12には、沖波のエネルギーフラックスについて検討する。Fig. 12には、沖波のエネルギーフラックスについて検討する。



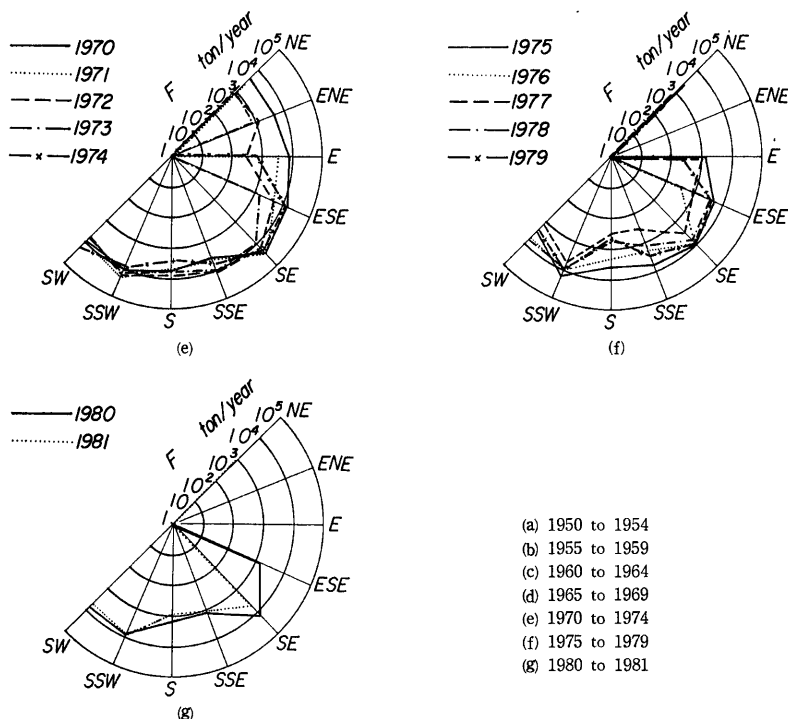


Fig. 12 Changes in directional distributions of wave energy flux in deepwater at Haginohama beach

3. 波浪の極値統計

湖岸における防災対策において、来襲する波浪の規模を推定することはきわめて重要であることはいうまでもないが、できれば波浪の極値または異常波浪の再現期間の推定を必要とする。従来、琵琶湖の波浪統計に関する研究はきわめて少なく、おそらく彦根愛西および長浜地区を対象とした著者ら²⁾の研究があるだけであろう。前述したように、萩の浜は琵琶湖の西岸にあるので、東岸にある彦根愛西あるいは長浜地区とは、それらの波浪統計上の特性は相違するものと思われる。しかし、琵琶湖における波浪統計を研究する場合、従来の研究を考察しておくことは大変意義のあると思われるので、まず著者ら²⁾の研究結果を要約したあと、萩の浜の波浪統計について考察することにした。

3.1 彦根（愛西湖岸）における波浪の極値統計²⁾

(1) 年最大波高の特性

年最大波高は波浪の推算結果からつぎの手順で推定された。まず1892年以降1975年までの彦根気象台の風資料を1～4時間ごとの波の推算結果から日最大波高および月最大波高を求めた。ついで、このようにして推定された月最大波高の統計的な独立性を検討するために、これらが同一の季節風あるいは台風によって生じたものでないことを風記録の時間的変化を調べて確認し、同一の風による場合には、2番目に大きい波高を月最大波高とした。そして、最後にこれらの資料から年最大波高を各年について選びだした。また、極値

波浪に及ぼす季節性を考慮するために、1年を台風期(5月～10月)および季節風期(11月～4月)にわけ、それぞれの期間最大波高を同様の方法で求めた。

以上の方法によって求めた両湖岸における年最大波高の経年変化を図 Fig. 2 に示した。この図では、経年変化に顕著な周期性が現われている。しかし、ここでは年最大波高を統計的に独立であると考え、その出現率を確率とみなして考察を進める。

(2) 極値統計

期間最大波高がいかなる確率分布に従うかを検討することは長期の再現期間をもつ波高を精度よく推定するうえできわめて重要である。従来、極値波高の確率分布としては、対数正規分布、Gumbel 分布、Weibull

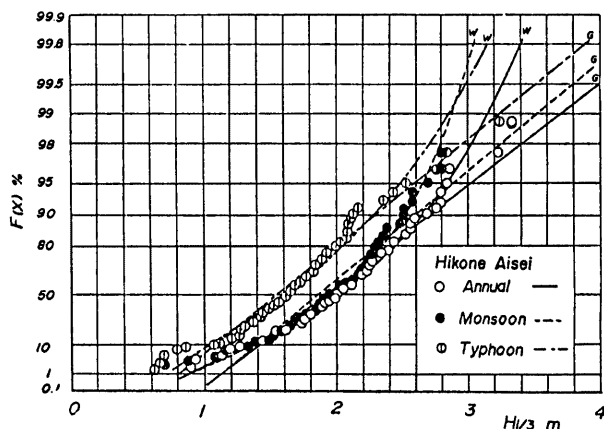


Fig. 13 Applicability of extremal distributions to yearly maximum wave height of significant waves at Hikone in Lake Biwa

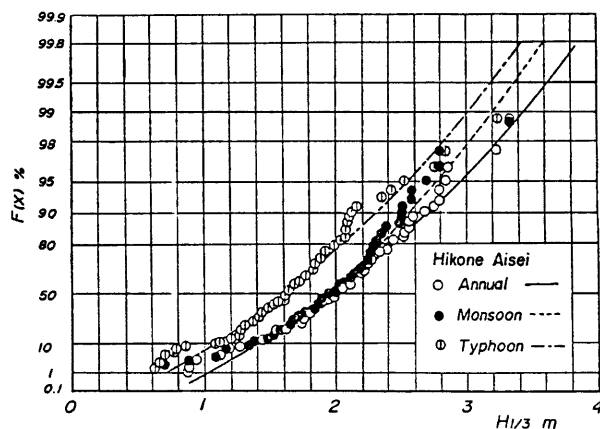


Fig. 14 Applicability of Gamma distribution to yearly maximum wave height at Hikone in Lake Biwa

分布および対数極値分布 A 型 (Fréchet 分布) などが用いられている。ここでは、Gumbel 分布、Weibull 分布、正規分布およびガンマ分布 (Pearson III 型分布) を用いることにした。その検討結果を要約すれば、次のようである。Fig. 13 は彦根 (愛西海岸) における期間最大波高のトーマスプロットによる非超過確率値に対する Gumbel 分布および Weibull 分布の適合性を検討したものである。さて、これらの図では、台風期最大波高は Gumbel 分布に比較的好くあてはまるが、年最大および季節風期最大波高は両分布の中間に図示され、両分布の適合性は必ずしも良くない。また、一般に、季節風による波浪の発達には限界があり、一方台風による波浪はかなりの大きさまで発達するので、年最大波高の非超過確率値の大きい部分は台風に伴う波浪によって、それ以外は季節風に伴う波浪によって規定される。このため、台風期最大波高および季節風期最大波高の非超過確率曲線が交差することが予想される。しかし、この傾向は彦根愛西海岸においてわずかにうかがえるだけで、季節風に伴う波浪が卓越している。Fig. 14 は、ガンマ分布の適合性を調べたものである。この場合、積率法よりも最尤法による結果の方がよい適合性を示したので、図中には原点母数を 0 として最尤法により他の母数を推定したガンマ分布の理論曲線のみが示されている。これらの図において、非超過確率値の小さいところでのガンマ分布の適合性は正規分布より若干悪くなる傾向があるが、非超過確率値の大きいところでの適合性はおおむね良くなっている。したがって、極値分布である Gumbel 分布および Weibull 分布がよい適合性をもつ場合もあるけれども、より広い適用性をもつガンマ分布を用いるのが適切であると考えられる。

3.2 萩の浜における波浪の極値統計

まず、萩の浜における年最大波高の経年変化は Fig. 10 および 11 に示したとおりであるが、これらと彦根愛西および長浜について約 80 年間にわたって波浪推算して作られた年最大波高の経年変化を示した Fig. 2 と比較すると、1950 年以降の傾向はよく類似している。しかし、統計期間を約 30 年にとっても、もしこれらの図にみられる長期的な変動があるとすれば、そのような長期変動を論ずるにはなお十分であるとはいえないと思われる。ここでは、この期間において推定された年最大波高について、その極値統計を検討する。

極値分布としては、まず Gumbel 分布について検討することにした。Fig. 15 は台風や季節風などの区別をせず、年最大波高の Gumbel 分布への適合性を調べたものであり、Fig. 13 に示した結果のうち Annual と記したものと比較される。Fig. 13 の場合より、Gumbel 分布に一致している。彦根愛西および長浜地区では正規分布またはガンマ分布がよく適合したが、萩の浜の場合には波高の大きい範囲のみならず、小さい範囲でも彦根愛西および長浜地区のものほどは適合しない。全く同様な波浪推算の方法によったが、彦根愛

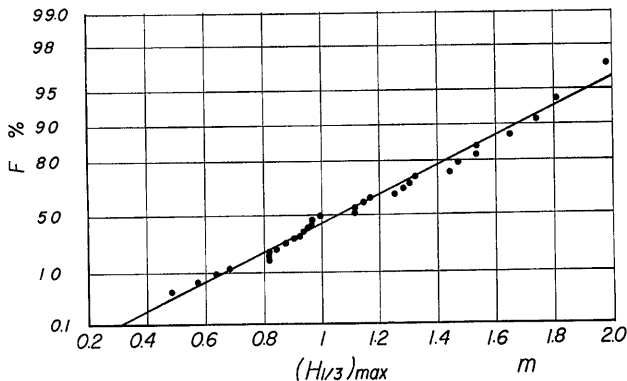


Fig. 15 Applicability of Gumbel distribution to yearly maximum wave height at Haginohama beach

西および長浜の場合には、3時間ごとの平均値として風速および風向を用いたのに対して、萩の浜の場合には、3時間ごとの値をそのまま用いて計算したことによるのかどうかはわからない。改めて、両者の方法による波浪推算結果を比較してみる必要があろう。

いずれにしても、萩の浜の場合には、波浪統計の対象期間が32年間であるので、ここでは前述した結果に基づいて、台風およびその他の原因別および波高別に分けて、それぞれの極値統計を検討することにする。台風およびその他の低気圧によるとして分類した年最大波高を図示した結果が、Fig. 16 である。台風による場合、全体的に Gumbel 分布にかなりよく一致しており、またその他の低気圧による場合も、その適合性は良好である。一方、同様に正規分布の適合性を調べた結果によれば、Fig. 16 に示した Gumbel 分布の場合と同様に、その適合性は十分であり、とくに低気圧による場合はきわめて良好であることがわかっている。

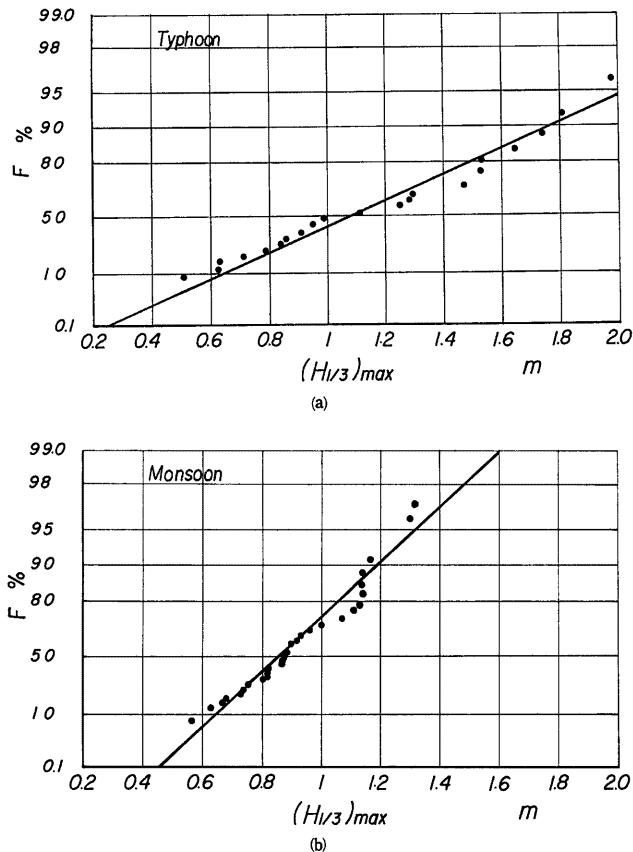
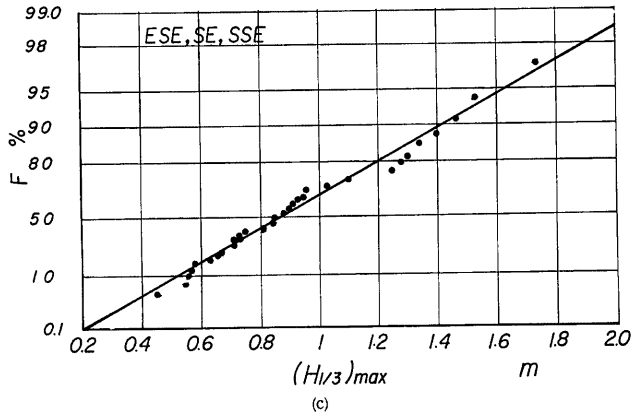
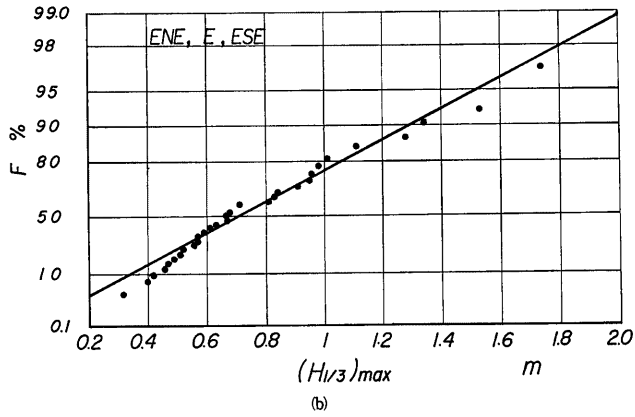
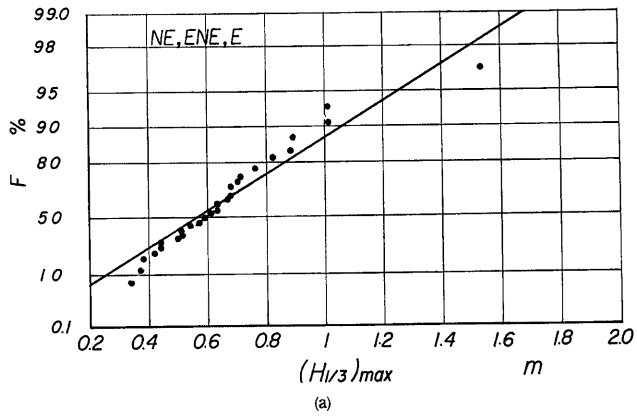


Fig. 16 Applicability of Gumbel distribution to yearly maximum wave height at Haginohama beach (Causes are classified by typhoons and other low pressures)
(a) In case of typhoons (b) In case of other low pressures



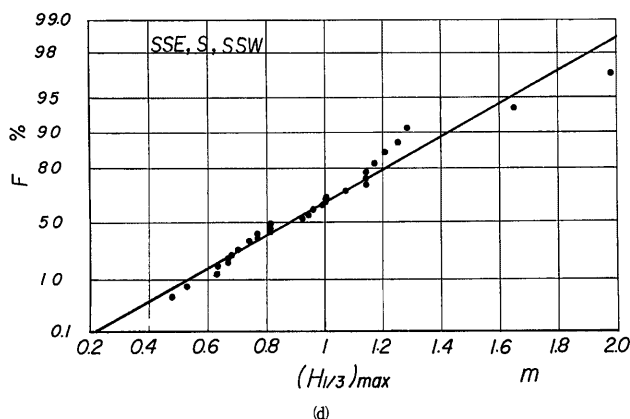


Fig. 17 Applicability of Gumbel distribution to yearly maximum wave height at Haginohama beach in case of directional classification

- (a) Wave directions; NE, ENE and E (b) Wave directions; ENE, E and ESE
 (c) Wave directions; ESE, SE and SSE (d) Wave directions; SSE, S and SSW

Table 1 Extremal wave height and its period and their return period at Haginohama beach

	10年	20年	50年	100年
年 最 大 波	1.70 (5.01)	1.94 (5.30)	2.26 (5.70)	2.51 (6.00)
台 風 時 最 大 波	1.78 (5.02)	2.04 (5.50)	2.36 (5.85)	2.63 (6.10)
台 風 以 外 最 大 波	1.19 (4.28)	1.32 (4.36)	1.42 (4.52)	1.62 (4.8)
NE~E 最大波	1.06 (4.02)	1.27 (4.35)	1.50 (4.60)	1.68 (4.84)
ENE~ESE //	1.30 (4.34)	1.53 (4.68)	1.80 (5.13)	2.02 (5.48)
ESE~SSE //	1.44 (4.57)	1.65 (4.82)	1.92 (5.28)	2.12 (5.60)
SSE~SSW //	1.43 (4.62)	1.64 (4.82)	1.91 (5.28)	2.11 (5.60)

次に、波向別の年最大波高について検討する。**Fig. 17** は NE から SSW 間を相互に接近する方位を入れた 1) 波向 NE, ENE, N, 2) 波向 ENE, E, ESE, 3) 波向 ESE, SE, SSE, および 4) 波高 SSE, S, SSW の4方向に分けて、それぞれ年最大波高の Gumbel 分布の適合性を示したものである。全般的には、Gumbel 分布の適合性はかなりよいが、波向(d), すなわち SSE, S, SSW のときは適合性は悪化している。これは、主としてこの波向の波浪が台風によるので、その頻度に依存するものと思われる。

以上の考察の結果によれば、波浪の極値統計においては、台風などの原因別に分けるか、できれば波向別年最大波高を論ずる方がよいと思われる。その場合、波浪の極値分布としては、Gumbel 分布の適合性がかなり高いといってよい。したがって、ここでは Gumbel 分布にもとづいて、各再現期間ごとの確率波高(m) および周期(カッコ内 sec)を求めて **Table 1** に示す。

この確率波高の推定結果によると、年最大波高は、再現期間20年とすれば、約 2 m で、台風時の波浪の場合であり、その波高は SSE~SSW である。これに対して、NE~E および ENE~ESE の波向では、対岸距離の関係から 1.3 m~1.6 m 程度となり、台風以外の低気圧による波浪が対象となる。なお、これらの確率波浪は、前述したように、萩の浜の沖を対象地点として推算したいわゆる沖波であるので、実際に浜の保全対策においては、浅水変形、屈折など波浪の変形計算を的確に行う必要があることはいうまでもない。

4. 底質特性

砂浜を構成する砂礫は、その湖岸における外力、すなわち主として来襲波浪の履歴を表わすものであって、その特性から沿岸漂砂の卓越移動方向などを明らかにすることができる。

4.1 底質調査の対象区域

底質調査の対象とした Fig. 18(a) に示すように大溝港以北の萩の浜全域と近江白浜、さらにこの地域一帯の湖浜地形の形成に大きな影響を与えている鴨川から安曇川河口より北側 Fig. 18(b) をも対象とした。なお、底質特性などから詳述するように、この区域の底質および湖浜地形は大きく3つの型に分類することができる。まず、第1は安曇川河口付近から北側の区域である。この区域は、安曇川河口デルタの先端にあり、河口付近は粗粒径の円礫から構成されている。一方、河口北側では、かつてこの区域が湿地帯であり、当時の泥質の底質と河口から運搬された礫との混合した底質から構成されているが、湖浜地形も他とは相違して約 1 m 程度の崖となっている。

第2は、安曇川河口から鴨川河口付近に至る区域と萩の浜中央部に見られる葦が生育し、かつての湿地帯を想像させる区域である。とくに、安曇川河口から鴨川河口にかけての区域は、安曇川の南側河口から松ノ木内湖の区域および青井橋から鴨川河口北側の区域の湖岸は葦が密生し、その底質も泥質であると考えられる。

さらに、第3の区域は、萩の浜および近江白浜に見られる細粒径の砂から構成される区域であって、その背後には松林が続き、水泳場として利用されているところである。汀線から松林の背後まで 50~100 m 程度の幅をもって、大溝港から旧鮫川河口までの約 1.500 m および鮫川河口から鴨川河口南側までの約 1.500 m の砂浜が見られる。これら2つの区域の砂浜をもつ湖岸の中間では、現在葦原となっているが、1893年測図の地形図においても、その付近一帯は湿地であり、またその陸側に小さな内湖が存在していたことが記されている。以上のような湖浜地形の特性を念頭において、底質特性について検討する。

4.2 調査方法

底質調査は1982年10月に実施したが、いずれも沿岸漂砂の動態をよく表わしていると考えられる汀線砂礫を採取した。また、砂礫の採取については、萩の浜および近江白浜では原則として 50 m 間隔で行い、安曇川河口から北側では採取可能な位置で行った。なお、萩の浜の中間部すなわち底質の採取地点 No. 17 から No. 28 に至

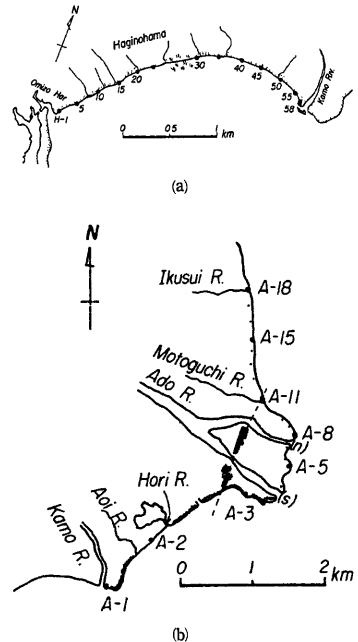


Fig. 18 Points of sediment sampling along Haginohama beach and its relevant areas (a) Haginohama beach (b) Northern area of Kamo river

る約 500 m の区間では、水深約 0.5 m の位置においても底質を採取した。これは汀線砂礫が底質採取時期に近い外力の影響を受け、その履歴を表わしているのに対して、水深約 0.5 m の位置では、採取時期以前の強い外力の影響を表わしていると考えられるためである。

採取した底質は、炉乾燥の後、15種の篩をもつ篩によって約15分間篩分けたが、なお資料のうち粒径10 mm 以上の底質が多く含まれるものについては、約 1 kg~4 kg の資料を篩い、大粒径の礫が篩分け重量分量分布に影響を与えないよう考慮した。

4.3 萩の浜および近江白浜の底質特性

ここでは、主として萩の浜および近江白浜の汀線砂礫の粒度分析結果に基づいて、その特性を検討する。

まず、底質調査の対象としたこの区域は前述のように、約 3 km の湖岸線の中間付近に沿岸方向を 250 m あまりの葦の生育した範囲を含んでおり、2つの区域として分けることができる。

Fig. 19 は延長約 3 km の萩の浜および近江白浜にわたる汀線砂礫と一部水深約 0.5 m 付近の底質の中央粒径 d_{50} と標準偏差 σ_{ϕ} の沿岸方向分布を示したものである。

まず、第1の区域として区分できる大溝港から旧鯉川の約 1.5 km の区域では、この湖岸に流入する小河川の河口部付近の中央粒径が大きく、とくに小田川河口付近で顕著となっている。この小田川は、その上流域は高島町南部の標高 705 m の山地であり、山地からの流送土砂の粒径が粗粒径であることから、河口付近の汀線砂礫も他の底質採取地点に比べて中央粒径が大きくなっているものであろう。このように流入小河川の河口付近のみ中央粒径 d_{50} は大きくなるが、その他の地点では 0.5~1 mm までと非常に細粒の汀線砂礫となっている。また、底質の淘汰の状態を示す標準偏差 σ_{ϕ} の沿岸方向分布も、中央粒径の分布とほぼ同様に、流入小河川の河口付近でその値が大きく、淘汰の状態が悪いことを示している。しかし、小田川河口付近から魚道川にかけて、しだいに標準偏差の値が小さくなる傾向を示している。このことは、汀線砂礫すなわち漂砂が移動するに従って淘汰され、漂砂の下手側ほど標準偏差の値が小さくなることから、萩の浜における汀線砂礫は、全体的には南から北へと移動する傾向にあるといえよう。

一方、鯉川から鴨川河口右岸に至る約 2.5 km の近江白浜では、流入小河川の河口付近における汀線砂礫の中央粒径は顕著に大きくなる傾向は見られない。これは、いずれの流入河川とも平野部を貫流する鴨川から農業用水を目的として分流されたものであって、小河川の上流域に粗粒径の土砂を生産する山地がないことに原因しているものといえよう。中央粒径の沿岸方向分布には、ピークが2ヶ所現われており、その1つは鯉川河口付近とこの近江白浜のほぼ中央部にあたるところである。この2つのピークを示す地点から、それぞれ東西方向に向って中央粒径の値が漸減している。また、標準偏差の値も同様の傾向を示し、これら両

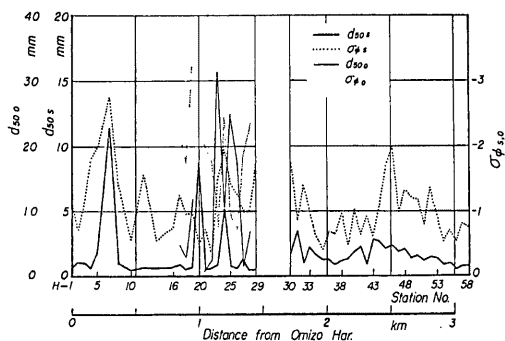


Fig. 19 Longshore distributions of medium size and standard deviation of sediment at Haginohama beach

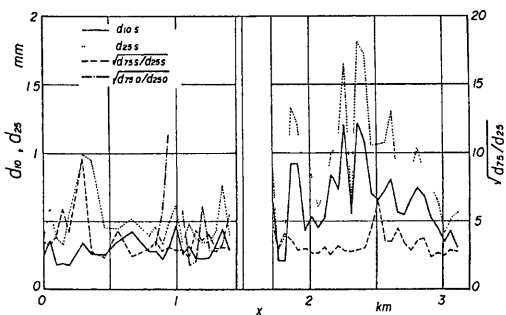


Fig. 20 Longshore distributions of 10% and 25% sizes and sorting coefficients of sediment at Haginohama beach

者から沿岸漂砂はピークを示す地点より漸減する方向へと移動しているものと考えられる。

また、漂砂は来襲する外力、すなわち波浪の大小によって量的および質的にも変化するが、来襲波浪が小さな場合には、比較的細粒の底質が移動するものといえる。そこで、篩分け分析を行った汀線砂礫について、それを構成する10%粒径 d_{10} および25%粒径 d_{25} の値をとり、その沿岸方向分布を示したものが Fig. 20 である。これから萩の浜区域で d_{10} と d_{25} の分布で若干の相違が見られる。すなわち、 d_{10} では和田打川付近をピークとして、それより大溝港の方向へその値が漸減するような傾向が見られるが、 d_{25} では前述の小田川以南が同様の傾向を示している。さらに、それぞれのピークを示す地点より北側では、2、3ヶ所のピークを示す地点があるけれど、北側に向ってそれぞれの値が漸減するようである。

一方、近江白浜では、前述した d_{50} および σ_ϕ で明らかにされた傾向とほぼ同様であるが、とくに d_{10} で示す細粒の底質は、現在葦が生育している萩の浜と近江白浜を分ける区域へと漸減している。また、Fig. 21 は75%および90%粒径それぞれについて、汀線砂礫と一部の区間については水深 0.5 m 付近の底質の沿岸方向分布を示したものである。砂礫の粒径分布のうち粗粒径のものは細粒径のものに比べて、来襲波浪が大きい場合に輸送、運搬されることから、その分布を詳細に検討すれば高波浪時の沿岸漂砂の動態が明らかにできるものと考えられる。萩の浜における d_{75s} および d_{90s} の分布傾向は中央粒径 d_{50} の傾向と同様であって、小田川から大溝港に向ってその値が漸減しており、その方向へ漂砂が移動していることをうかがわせる。また、近江白浜においても d_{50} の分布とはほぼ同じ傾向を示すが、そのピークの位置が若干北側に移動している。萩の浜の北側への移動は明瞭ではない。

近江白浜においても、細粒径のものと粗粒径のものでは、その傾向に変化が見られる。すなわち、 d_{10} および d_{25} では、駄本川と三ツ矢川の間付近から鯉川の方へ底質の移動があるものと考えられるが、それ以上の粒径は逆に駄本川付近にその両側から移動してくるようである。

一方、水深約 0.5 m の位置における底質の粒径は汀線砂礫に比べて粒径が大きく、高波浪の来襲時にの

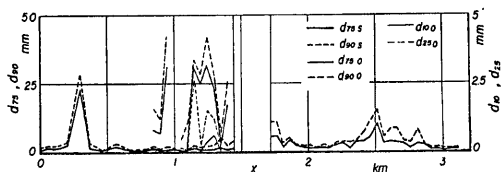


Fig. 21 Longshore distributions of 75% and 90% sizes of sediment at Haginohama beach

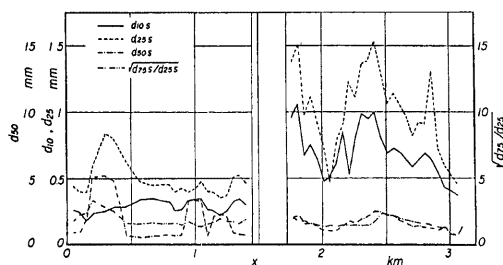


Fig. 22 Longshore distributions of sediment characteristics averaged at Haginohama beach

み移動するものと考えられるが、その分布傾向は明らかではない。

以上のように、主として汀線砂礫の沿岸方向分布を示したが、その粒度分析による各値は沿岸方向に大きく変化しており、砂礫の移動方向をより明らかにするために各測定点における値を移動平均したものが Fig. 22 である。

さらに、これらの各粒径値および砂礫の淘汰状態を示す標準偏差などから推定できる沿岸漂砂の移動方向を総括して示したものが Fig. 23 である。これから萩の浜では、細粒径の d_{10} 以上のものは和田打川を境としてそれより大溝港の方向へ、また若干逆の方向へ移動しているものと考えられる。一方、粒径の大きなものは、主として小田川から流出すると考えられ、その粒径の砂礫も大溝港の方向へ移動しているが、このように、汀線砂礫の沿岸方向分布から砂礫の移動、すなわち沿岸漂砂の移動を推定したが、来襲波浪のエネルギーフラックスと沿岸漂砂量の沿岸方向分布とは若干相違するところもあって、大溝港から小田川の区間および鯉川から舩本川付近までは底質特性の分布から推定した沿岸漂砂の移動方向ともよく一致している。しかし、萩の浜の小田川から旧鯉川にかけての区域では、最近の波浪エネルギーフラックスの分布も複雑で、しかもその値が小さく、このことが底質特性の分布が明瞭でないことと一致しているといえよう。一方、近江白浜では、波浪のエネルギーフラックスの値は一般に小さく細粒径の底質にのみ影響するものと考えられる。この細粒径の底質の移動方向は舩本川付近から鯉川へ向う方向であって、これは波浪のエネルギーフラックスの方向とよく一致している。しかし、舩本川と三ツ矢川の中間付近から鴨川河口では、波浪のエネルギーフラックスも小さく、底質特性から推定した沿岸漂砂の移動方向とその方向が相違する。これは、底質採取の時期が9月下旬であることから、採取前の夏期に来襲した南からの波によって底質が移動したものであって、短期的で季節的な変化が顕著に現われているものであろう。このことは、地形の変遷について後述

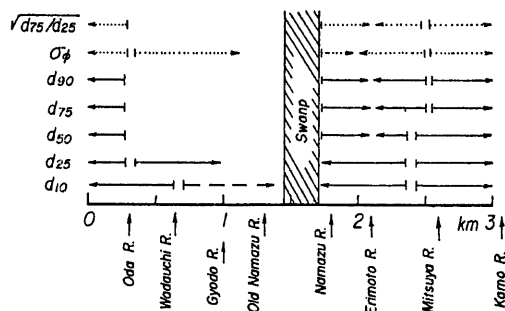


Fig. 23 Predominant directions of longshore sediment transport by characteristics of sediment

するように、底質採取時における畝本川および三ツ矢川など流入小河川の河口砂洲は、いずれも南から南西方向を示しており、長期的には波浪のエネルギーフラックスの方向と底質の移動方向とは一致しているものといえよう。

4.4 鴨川河口以北における底質特性

鴨川以北における汀線砂礫の採取は、萩の浜におけるものと同様に行ったが、鴨川河口左岸から青井川河口付近および堀川河口から安曇川（南川）河口右岸付近までは草地が広がっており、また湖岸に立ち入ることが不可能なために汀線砂礫の採取はできなかった。

鴨川河口以北の汀線砂礫の採取位置は Fig. 18 (b) に示したとおりであるが、前述のように採取不可能なところがあるために、採取間隔は一定していない。なお、砂礫の採取に際してはこの付近の粒径は萩の浜に比べて大きいために、10 kg 程度採取している。

Fig. 24 は各汀線砂礫採取位置における中央粒径 d_{50} と標準偏差 σ_{ϕ} を示したものである。中央粒径は鴨川、安曇川（南川および北川）の河口付近でその値が大きく、また標準偏差の値も大きくなっている。これは、河口上流域から粒径の大きな砂礫が流送され、河口付近に堆積していることを示すものであって、この付近一帯の漂砂供給源として大きな役割を果たしているものといえよう。安曇川（北川）以北では、比較的砂礫の採取位置も多いことから、安曇川河口デルタにおける汀線砂礫の移動などを見ると、次のようである。

まず、安曇川河口デルタの形状は、いわゆる河口網状流の発達によって扇型に生長するのではなく、河口先端がしだいに突出する形状を示している。このため狭義に河口デルタを限定すれば、安曇川（南川）右岸の南船木を結ぶ延長線より琵琶湖側と考えることができる。この延長線の北端は砂礫の採取位置で見ると、No. 11 の元口川河口付近となり、湖岸線の形状においても元口川より北側では、ほぼ湖岸線は南北に向っているが、元口川から安曇川（北川）河口に向っては琵琶湖に張り出した孤状をなし、その付近の湖岸線は北西から南東方向となっている。これらの安曇川河口デルタの形状と汀線砂礫の中央粒径の沿岸方向分布を

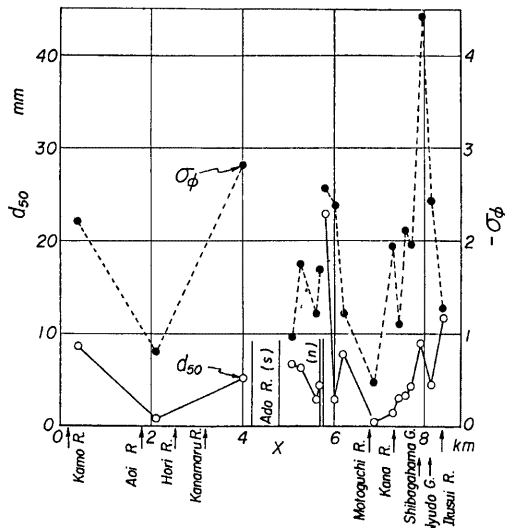


Fig. 24 Longshore distributions of medium size and standard deviation of sediment along northern area of Kamo river

見ると、元口川付近が1つの境界になっているものと考えられる。すなわち、汀線砂礫の中央粒径および標準偏差のいずれも、一般に安曇川河口から元口川の方向へその値が小さくなり、また砂礫採取位置 No. 18 から元口川に向けてそれらの値も小さくなっている。このことは粒径が小さく、また標準偏差の値が小さくなる方向へ沿岸漂砂の移動が卓越するといわれることから、いずれも元口川の方向へ沿岸漂砂の移動があるものと考えてよいであろう。とくに、元口川以北では、前述したように、湖岸線の方がほぼ南北であり、冬季季節風時の北からの風によって生じる波浪によって、北から南へと沿岸漂砂が移動するものと考えられる。

5. 湖岸地形の変遷

5.1 地形の変遷

萩の浜は、その北側に流れる鴨川および安曇川によって形成された河口デルタの一部である。また、安曇川デルタは Fig. 25 に示すように広く条里制土地割⁴⁾があったことが知られており、その条里制土地割の一部が現在湖底に見られることを示している。このことは、条里制が大化2年(646年)の班田収授の法によって始められたものであって、安曇川デルタの開発は1000余年の歴史をもっているといえよう。しかし、安曇川は扇状地を流下する河川の特長として、しばしば氾濫・洪水が発生したことが条里遺構の破壊された空白部の存在によって見い出されるが、このような河川の変化によってデルタが発達し、現在の地形を形づくってきたといえよう。

a) 安曇川河口砂州の変遷

ここでは、まず湖岸地形の変遷を明らかにするために、高島町から安曇川町周辺の旧家などに残された古

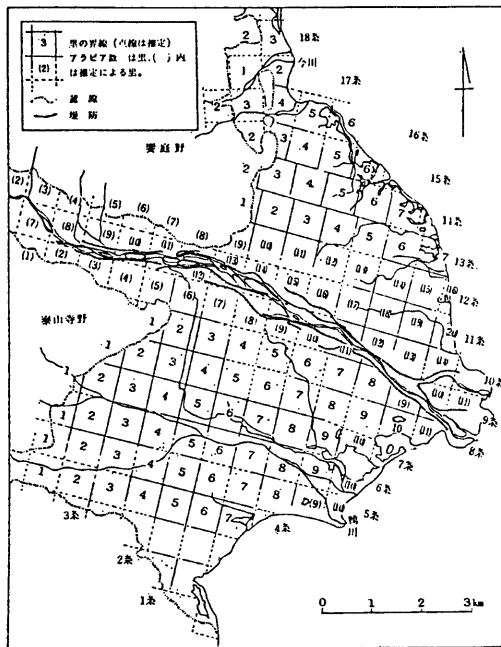


Fig. 25 Land partition in northern area of Kamo river by the Jori-sei law⁴⁾

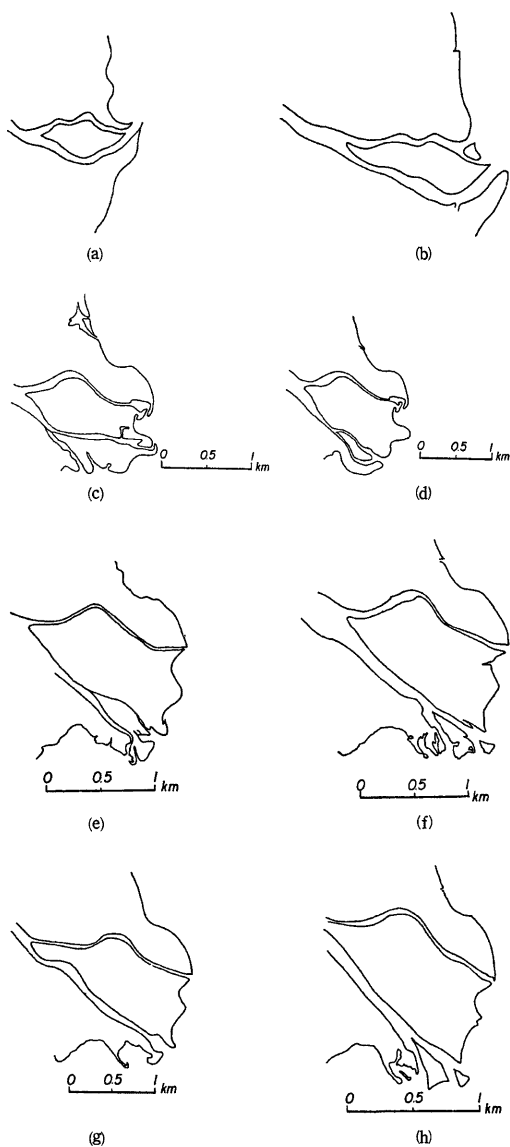


Fig. 26 Historical changes in shoreline at river mouth of Ado river
 (a) Around 1690 (b) Around 1697 (c) In 1893
 (d) In 1920 (e) In 1947 (f) In 1961
 (g) In 1967 (h) In 1975

絵図⁵⁾をはじめとして、最近の地形図および航空写真によって、安曇川をはじめとする流入河川の河口砂州の形状を明らかにする。この河口砂州の形状の変化は、その当時の沿岸漂砂の方向を示すものであって、これによって、萩の浜から付近一帯の湖岸線の形成などが明らかにされる。**Fig. 26 (a)** は1690年(元禄3年)の検地後に描かれた「舟木北浜村南浜村小物成場絵図」から安曇川河口付近を描いたものでこの当時から安曇川は、現在のように北川と南川に分流して琵琶湖に注いでいたことが明らかである。また、とくに南川河口右岸の砂州は、その先端を北側へと向けており、南側からの波浪によって北向きの沿岸漂砂が卓越していたものと考えられる。さらに、安曇川河口の下に描かれている鴨川河口の砂州も、同様に北の方向へと延びていることがわかる。また、1697年(元禄10年)近くに描かれた **Fig. 26 (b)** に示す「太田村与舟木北浜領境絵図」においても、安曇川の南川河口右岸は、河口砂州が北へと延びており、前出の1690年の絵図と同様に南から北への沿岸漂砂、すなわち南方向からの波浪の来襲によって河口砂州の地形が大きく影響されているものといえよう。その後、1600年代以降の絵図や地形図はほとんど存在しないが、1893年に測量されたわが国最初の1/20,000地形図による安曇川河口部の形状を示したものが **Fig. 26 (c)** である。1690年当時の河口地形から見ると安曇川の南川右岸の砂州形状が大きく変化していることが明らかである。しかし、前出の河口形状は絵図であって、正確に測量されたものではなく、地形の特徴を強調したものと考えられるが、地形を表現していることにおいては、河口砂州の形状など十分に信頼できるものであろう。このように、南川の河口右岸の形状に相違はあるが、北川河口右岸には、小さな北側へ屈曲した砂州が見られ、南から北への漂砂の動きが考えられる一方、その北側では南側へ屈曲した小さな砂州も存在しており、河口砂州のうちその規模が小さなものは季節的な波浪の来襲する方向と一致して変化するものと考えられる。また、**Fig. 26 (d)** は1920年測量の1/25,000地形図によるもので、前出の1893年の地形図ではその形状があまり顕著でなかった安曇川の南川右岸の砂州が、1690年代の絵図に見られると同様に、大きく発達して、その先端の方向が少し北よりに傾いて延びていることがわかる。

Fig. 26 (e)~(h) は、1961年の地形を除いて、いずれも航空写真から描いたもので、安曇川の北川の河口付近の地形がほぼ固定しているが、南川河口付近の地形はその河口砂州の形状が変化していることから、安曇川の主流は南川であることが明らかである。河口砂州先端の形状のうち、とくに1967年の **Fig. 26 (g)** の南川右岸では河口砂州先端がいずれも北側へと屈曲しており、南側からの波浪によって堆積土砂が移動したことと思われる。

以上のように、安曇川河口デルタ先端に見られる砂州の形状から、砂州の形成に影響を与える外力、すなわち来襲波浪の方向を定性的に検討したが、安曇川河口より北側の区域では、冬季節風に伴うN方向からの風による影響が大きく、また河口の南側では、頻度は少ないもののS方向からの風に伴う波浪によって、河口砂州も変化するものといえよう。

b) 鴨川河口の変遷

安曇川河口と同様に、鴨川河口も経年的に変化して現在に至っていることは明らかであるが、ここでは入手しうる最も古い資料として、1893年測量の1/20,000地形図以降現在までの航空写真などに基づいて河口地形の変遷を検討する。

鴨川の最上流は、比良山系最高峰の武奈ヶ岳であって、その延長距離は約15kmと比較的短いが、比良山地は主として分解質の花崗岩山地であることから、土砂生産の量も多いものと考えられる。最上流の武奈ヶ岳の標高は1,214mであって、鴨川扇状地の扇頂にあたる高島集落の標高が約200mであることから、その差は約1,000mにも達するといえる。この武奈ヶ岳と高島集落との距離は約10kmであり平均的な勾配は1/10にもなり、鴨川はその勾配が急な河川といえよう。このように、後背山地の地質と急勾配の河川であることから、土砂生産量も多く、扇状地の形成とともに湖岸の形成に大きく寄与していたものといえよう。最近では、後述するように、鴨川上流域では砂防ダムが数多く築造され、下流への土砂流出が減少しているものと考えられる。以上のような特性をもつ鴨川について、その河口部の変遷を示したものが **Fig. 27** である。まず、1893年当時の河口はその方向を北側へ向けているが、1947年の航空写真によればその方向を少し

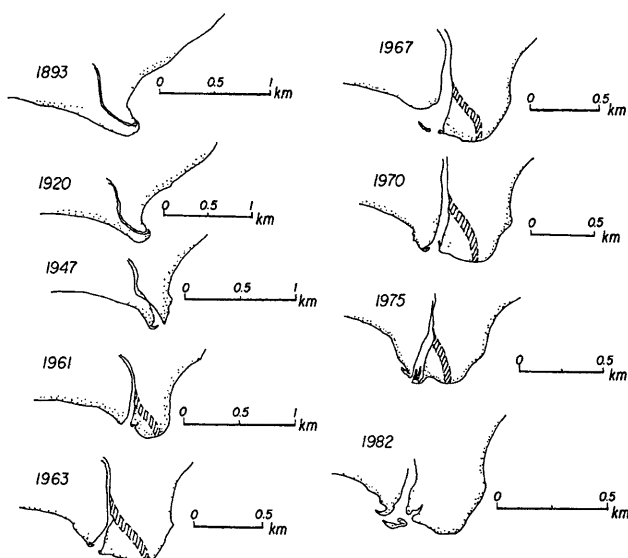


Fig. 27 Changes in river mouth configuration of Kamo river

南側へと向けるようになってきている。これは安曇川をはじめとするこの地域では、たび重なる河川の氾濫・洪水があったと言われていることから、これらによってしだいに河口も変化したものと考えられる。1961年には、現在と同じ位置に河口は移動しているが、図中に斜線で示したように、1947年当時の流路を表わす地形がその後の航空写真によって判読される。この鴨川河口の砂州は、安曇川河口に比べて小規模であって、河口両岸から延びている砂州はいずれも河道内へ向う方向に屈曲している。しかし、1975年および汀線砂礫調査を行った1982年には、河口右岸の砂州は萩の浜の方向へ向いている。これら河口砂州の形状から安曇川河口のそれと比較して、上流域からの土砂流出の量の少ないことと相俟って、河口左岸は冬季節風時のN方向からの風は陸風となることから、安曇川河口左岸に比べて来襲波浪も小さいものといえよう。しかし、河口右岸の小規模な砂州が萩の浜の方向に延びているのは、河口右岸付近の湖底の形状が安曇川河口右岸のそれと相違しており、すなわち前者では後者に比べて湖底勾配が緩く、南方向から来襲する台風時などの高波浪の波向は汀線付近で若干萩の浜の方向へと向っていることに原因するものと考えられよう。

c) 萩の浜へ流入する小河川の河口形状の変遷

ここでは、大構港から鴨川河口に至る湖岸を一括して萩の浜と呼ぶが、この湖岸には Fig. 28 に示すように1920年当時7つの小河川が流入していた。これら流入河川のうち、小田川を除いて農業用水としての河川であって、その上流を鴨川からの分流としている。さらに、この当時には萩の浜の背後にも内湖が存在しており、魚道川、旧鯉川、鯨本川および三ツ矢川は内湖の出口としての小河川であった。しかし、この内湖も1947年の航空写真では耕地と変化していることが判読でき、この約25年間の間に干拓されたものであろう。

これら流入する小河川のうち、その河口形状が地形図および航空写真から判読可能な小田川、和田打川、旧鯉川および鯨本川について、その変遷を明らかにすると次のようである。

まず、小田川の河口の形状は Fig. 29 に示すように、1893年当時小さなデルタを形成し、しかもほぼ左右対称な形状を示していたが、その後、1961年および1963年には右岸側の河口砂州が北の方向に延長されるようになってきた。なお、河口砂州の北側への延長は、1961年秋に第2室戸台風が琵琶湖西岸を通過したこと

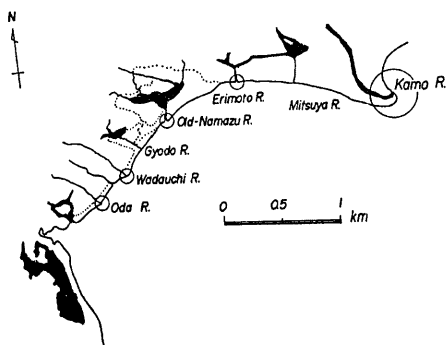


Fig. 28 Rivers running into Haginohama beach and inland lakes

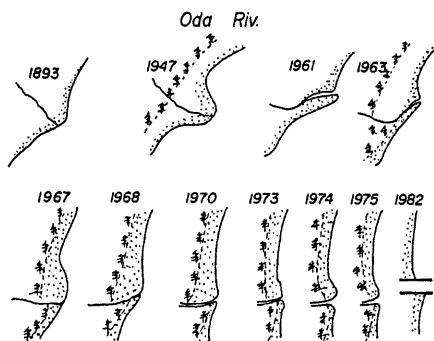


Fig. 29 Historical changes in shoreline at river mouth of Oda river

から、この影響によるものもあると思われるが、台風通過直後の資料がないために不明である。しかし、右岸の河口砂州が北側に屈曲することは、沿岸漂砂の方向がその方向に向っていることを示すもので、後で明らかにする波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布とよく一致している。その後、1967年以降の航空写真によれば河口砂州の屈曲は見られないが、かつて左右対称に形成されていたデルタは侵食され、河口から北側に続く湖岸線は弓型から釣針状へと、Fig. 30 に示す概念図のようにその形状を変化させてきており、現在では河口の安定をはかるために、河口兩岸から導流堤が湖中へ延長されている。

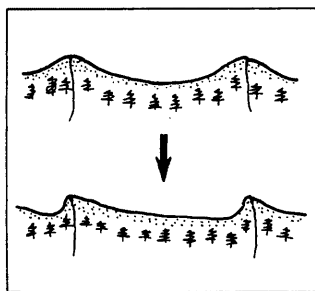


Fig. 30 Sketch of change of shoreline

また、和田打川の河口形状も小田川河口とほぼ同様であって、Fig. 31 に示すように左右対称な河口デルタが変形して1960年代には右岸河口砂州の北方向への屈曲とともに、河口デルタの侵食によってほぼ一直線の河口となり、現在では河口部に護岸が築造されて河口の安定をはかっている。旧鯉川河口の変遷を示したものが Fig. 32 であって、この河川は1920年当時の1/25,000 地形図では、その内陸側に内湖があ

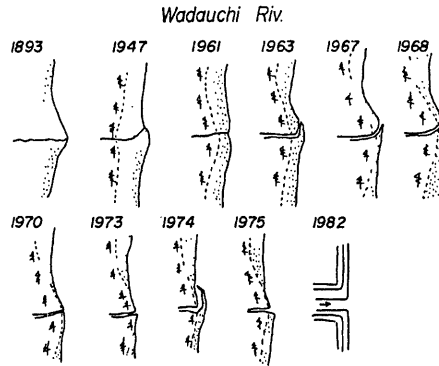


Fig. 31 Historical changes in shoreline at river mouth of Wadauchi river

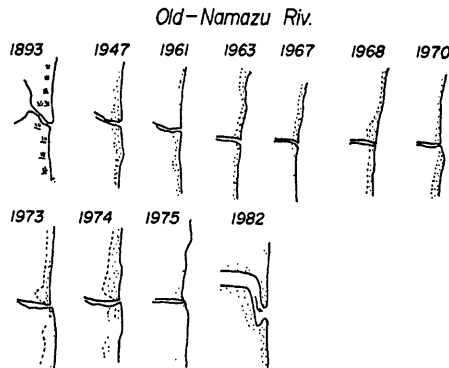


Fig. 32 Historical changes in shoreline at river mouth of old-Namazu river

り、その内湖から流出する河川であった。この内湖の成因は沿岸漂砂の堆積によって浜堤がしだいに延び、その背後に残された水域が内湖として存在するものと考えられ、1893年当時の河口砂州の形状は北側からの沿岸漂砂の堆積によって、河川の流下方向が南へと向いているものといえよう。その後、内湖の干拓によって河口付近も変化したものと思われるが、航空写真からの判読ではあまり変化が見られない。ただし、汀線砂礫の調査を実施した1982年9月には、再び河口左岸の砂州は南方方向に屈曲して延びており、南側への沿岸漂砂の移動をうかがわせる。この1982年の河口砂州の右岸側は小規模ながら北側に向いていて、両岸の砂州の規模の相違によって調査実施前の来襲波浪の影響を示すものといえよう。

一方、萩の浜の中央に広がる葦地より北側に位置する駄本川河口形状の変遷を Fig. 33 に示している。この河川の河口の形状は大きな変化を示さないが、全般的には西側から東側へと河川が偏流している。しかし、1982年では河口砂州は東から西へと逆方向となっている。

以上のように、萩の浜に流入する小河川の河口砂州の変化を経年的に見てきたが、小田川および和田打川が流入する萩の浜南部では、全般的に北側へ砂州が屈曲して延びていること、さらに河口北側の湖岸線の形状の検討によって南から北へと向う沿岸漂砂が存在するものと考えられる。一方、萩の浜北部の近江白浜と

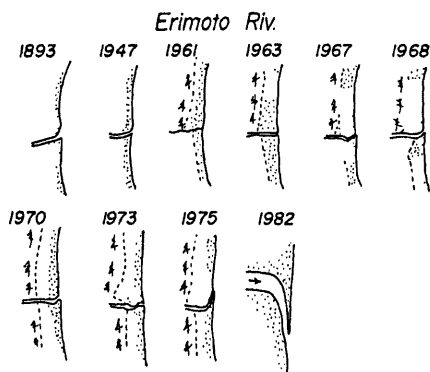


Fig. 33 Historical changes in shoreline at river mouth of Erimoto river

呼ばれている湖岸では、流入小河川の河口砂州の延長がその方向を一定とせず、変化している。このことから、この区域における沿岸漂砂の方向は、来襲する波浪の方向に対応して種々変化するものと考えられる。

5.2 湖岸線の変化

ここでは、河口形状の変化を判読した地形図および航空写真から湖岸線の位置を経年的に明らかにするとともに、萩の浜の漂砂源として流入河川についても検討する、すなわち、1893年に測量された1/20,000地形図から算定した湖岸線を基準として、航空写真などから読取った湖岸線の位置を求めた。ただし、航空写真の撮影日時の湖水面は変化しているものと考えられるが、ここでは一応無視している。Fig. 34 には湖岸線を読むための基線を示したもので、南側は現在の国道161号線が小田川を越える付近の道路にとり、北側は横江浜集落から延びる道路が鴨川の北側派流を越える橋上にそれぞれ基点を定めている。この基線から直角方向に100 m 間隔で測線を延ばし、この測線と交わる湖岸線の位置を1893年のそれを基準として、沿岸方向に湖岸線の前進・後退量として示したものが Fig. 35 である。この図から萩の浜の北端の鴨川付近を除いて、湖岸線は急激な前進を示し、とくに現在葦地の存在する旧鯉川河口付近の沿岸は、この約80年間で最大90 m にも及んでいる。一方、鴨川河口右岸では、逆に湖岸線の後退が見られるが、これは河口が1893年当時に比べて南側へと移動したことが最大の原因であると考えられる。また、萩の浜中央部付近の湖岸線の前進は、鴨川河口の南側への移動によって、河口付近に堆積した土砂および河口右岸の侵食土砂が長年月にわたる来襲波浪によって移動し堆積したものであろう。さらに、南側からの波浪によって移動した沿岸漂砂が、この中央部付近に堆積し、この両者による影響と考えられる。この萩の浜中央部は約90年前も現在も

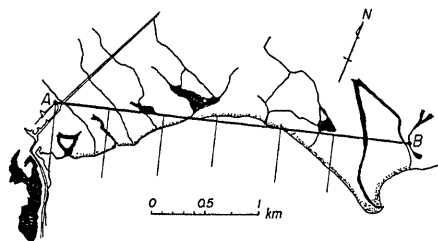


Fig. 34 Base line for measuring changes in shoreline

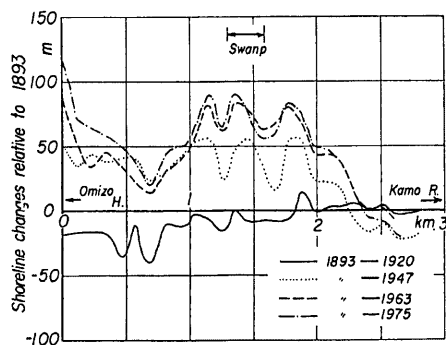


Fig. 35 Longshore distribution of changes in shoreline at Haginohama beach

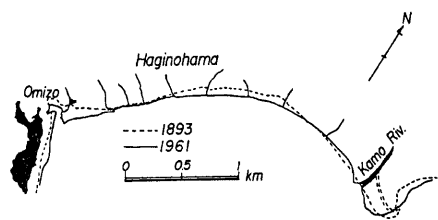


Fig. 36 Change in shoreline between 1893 and 1961 at Haginohama beach

葦地となっており、このことはその当時においても萩の浜両端からの沿岸漂砂が堆積して、背後に内湖を形成させるような沿岸漂砂が堆積する湿地となっていたものであろう。また、Fig. 36 には1893年測量の地形図と1961年測量の湖沼図に描かれた湖岸線の位置を示したもので、この図からも、前述ので述べたことが明らかになるであろう。また、萩の浜の南端に位置する乙女ヶ池前面の湖岸線は、1893年当時の地形図に砂浜の記入がなく、ほとんど道路下まで湖水がきていたものと思われる。しかし、1961年には若干の砂浜が見られ、湖岸線の比較においても最近では湖岸線の前進がうかがえるようである。

大溝港の港口から小田川に至る範囲では、大きな湖岸線の前進領域が見られるが、これは湖岸の干拓と同時に、汀線砂礫の卓越移動方向を検討した結果においても、小田川から大溝港に向う沿岸漂砂が推定されることと一致して、沿岸漂砂の堆積も湖岸線の前進の一要因となっているといえよう。さらに、萩の浜北端に位置する鴨川は、1920年から1947年の間に流下方向を北から南へと変えており、この河口の南流にともなって現在の河口左岸の広いデルタを形成したものと考えられる。

以上のように、萩の浜の湖岸線の変化は、内湖など湿地帯の干拓などの影響もさることながら、漂砂の供給源である鴨川をはじめとする小田川など小河川の影響が大きいといえよう。

6. 波浪の変形とエネルギーフラックス

海浜断面形状の季節的变化を省略して、長期的な汀線変化として海浜変形を取扱うことにすれば、平均的には海浜はいわゆる平衡勾配に達しているとして離岸漂砂量がゼロであると仮定できるため、沿岸漂砂量の非一様性によって海浜変形をある程度議論することができる。このような観点から、全沿岸漂砂量 Q_s と、主外力である波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向成分 P_l を結びつける研究^{6,7)}が行われており、それは

一般に次式で表示されてる。

$$\left. \begin{aligned} Q_x &= K P_I \\ P_I &= \frac{\rho g^2}{64\pi} T(H_0 K_R)^2 \sin 2\alpha_b \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 ρ ；湖水の密度、 T ；波の周期、 H_0 ；沖波の波高、 K_R ；砕波時の屈折係数、 α_b ；砕波時の波向、および g ；重力の加速度である。すなわち、後述する沿岸漂砂量の推定においては、波浪変形計算によって砕波時の波浪特性 (K_R , α_b) をいかに精度よく推定するかが重要になってくる。ここでは、2.2で得られた SMB 法による沖波の特性 (T , H_0 , α_0) を境界条件として、波浪の浅水変形および屈折を考慮した波浪の変形計算を行い、砕波時の波浪のエネルギーフラックス沿岸方向分布特性を明らかにする。

6.1 波浪の変形

進行する波は、海底地形の変化や障害物の存在によって種々の変形を受ける。一般に、波浪の変形の原因としては、(1)浅水化に伴う変形、(2)海底摩擦および内部粘性による減衰、(3)海底地形の変化による屈折、(4)障害物の存在による回折、(5)反射および(6)砕波が考えられる。これらのうち、(2)を無視すれば波高、周期とも大きくなり危険側の値になることおよび(5)の影響は埋立地護岸付近に限られ、しかもこの海域には障害物が存在しないことから、ここでは(1)、(3)および(6)による変形特性を調べる。

波の変形の計算には、土屋および山口⁸⁾によって改良された Worthington および Herbach の方法、すなわち初期条件として沖波の特性を与え、波向線方程式および波向線間隔方程式を数値積分して波向線の位置および屈折係数を求める方法を用いる。

計算対象領域は Fig. 37 に示すように、NE-SW 方向に 5 km, NW-SE 方向に 2.25 km の矩形領域で、これを空間のきざみ幅 $\Delta S=50$ m で格子分割し、各格子点上で1976年の湖沼図から水深を読み取った。

一方、対象とする沖波は、1日8回3時間毎の風から SMB 法で推算しているため、1年間に2,920または2,928個のデータがあり、1950年から1981年の32年間では93,504個のデータとなり、これら全てについて波浪の変形計算を行うことは、困難ではないにせよ計算のコストパフォーマンスにおいて無意味である。そこで、ここでは沖波波高が 0.3 m 以上でかつ波高が ENE~SSW の波浪に対して波浪の変形計算を行った。

なお、Fig. 37 からわかるように、この領域では来襲波浪の波高が小さいことに加えて、海底勾配が急であり、砕波時の波向を精度よく計算するためには、砕波点付近でさらに細い空間きざみで水深を与えて再計算するような方法を用いることも検討する必要がある。しかし、ここでは、長期間の沿岸方向エネルギーフラックスの分布特性を知ることが目的であるため、砕波条件以下の波浪の砕波波向 α_b としては、最終格子点のそれを代用することにした。また、沿岸方向距離は Fig. 37 に示した格子点 (34,44) の大溝港の港口を原点として、各格子点上で汀線の位置を読み取って与えることにした。

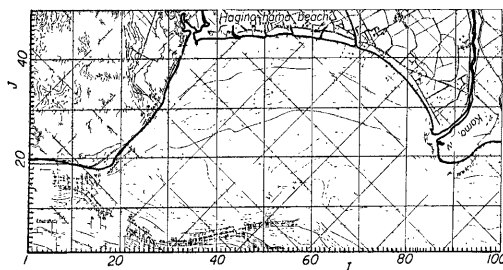


Fig. 37 Computer meshes for wave transformation at Haginohama beach

6.2 波浪の変形特性とエネルギーフラックス

(1) 屈折図

Fig. 38 に波向 ENE, E, SE, S および SSW の場合の屈折図の一例を示す。これらの図から明らかなように、来襲波浪の周期が短いため、波浪はほとんど屈折せず、萩の浜へ直接影響を及ぼす波向は E~SSW であり、ENE の場合には、打下地区の鉛直護岸部に波浪が集中するため、これによる反射波の影響も介入するであろう。さらに、E~SSW のそれぞれの波向について波向線間隔の粗密に着目して考察してみよう。なお、沖側境界の波向線は等間隔で、波浪のエネルギーフラックスは波向線間で保存されるものと仮定しているため、波向線間隔の粗密がエネルギーフラックスの大小に比例しているとみなされる。

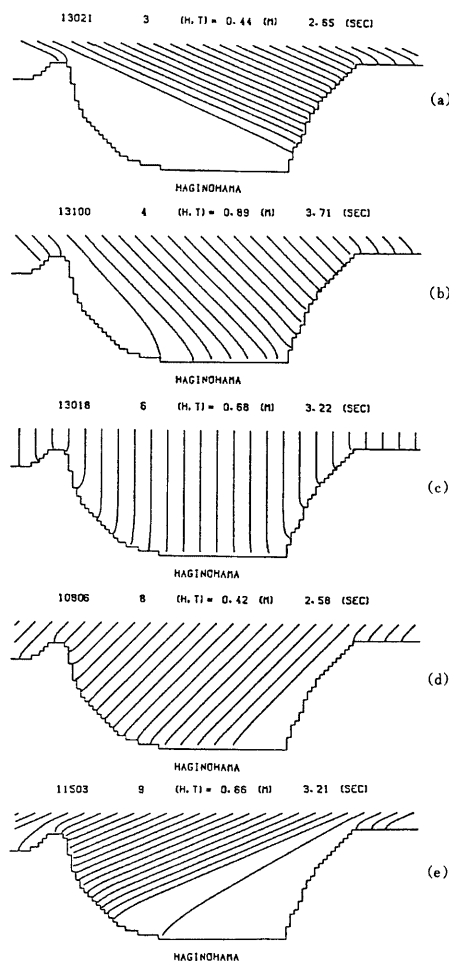


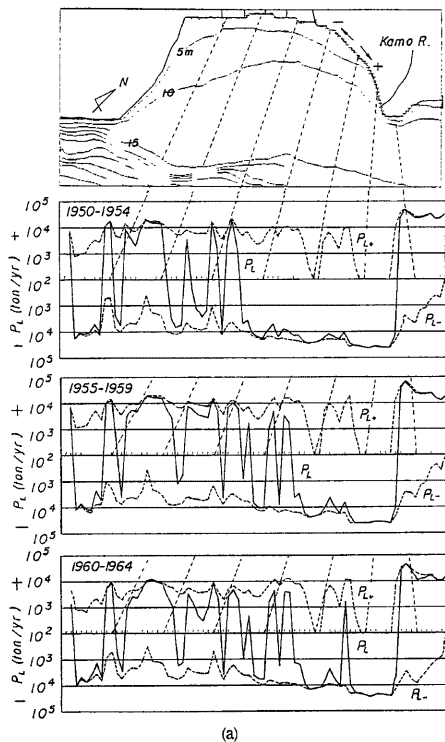
Fig. 38 Wave refraction diagrams at Haginohama beach

- 1) 波向 E の場合：近江白浜および萩の浜で粗となり，打下地区にエネルギーの集中がみられる。
- 2) 波向 SE の場合：波江白浜および打下地区で粗となり，萩の浜へは直線的に波浪が来襲し，エネルギーフラックスは沿岸方向にはば一様に分布する。
- 3) 波向 S の場合：大溝港はしゃへい領域となるが，萩の浜および近江白浜地区へは直線的に波浪が来襲する。
- 4) 波向 SSW の場合：萩の浜では粗となり，近江白浜および鴨川河口地区へエネルギーの集中がみられる。

以上の波向線間隔による議論では，波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向の分布特性を知ることができるが，沿岸漂砂量とこれらをつ結びつけるためには，前述したように，式(2)の $\sin 2\alpha_0$ がエネルギーフラックスに掛かるため，これを入れた評価が必要となる。以下では，砕波時のエネルギーフラックスの沿岸方向成分の分布およびその変遷について述べる。

(2) エネルギーフラックスの分布とその変遷

ここでは，砕波時のエネルギーフラックスの沿岸方向成分が長期的にみてどのような変遷をしてきたかを知るため，沖波波高 0.3 m 以上の波を対象として，1950年から5年毎のエネルギーフラックスの年平均値と32年間の平均値を算出した。Fig. 39 にはその結果を示す。ここに，エネルギーフラックスの符号は大溝港より鴨川方向に向う場合を正とし，その逆方向成分を負として表わし，横軸は大溝港を原点とした汀線に沿う距離を示す。ただし，打下地区による波の回折および反射は考慮していない。これらの図から，次のこ



(a)

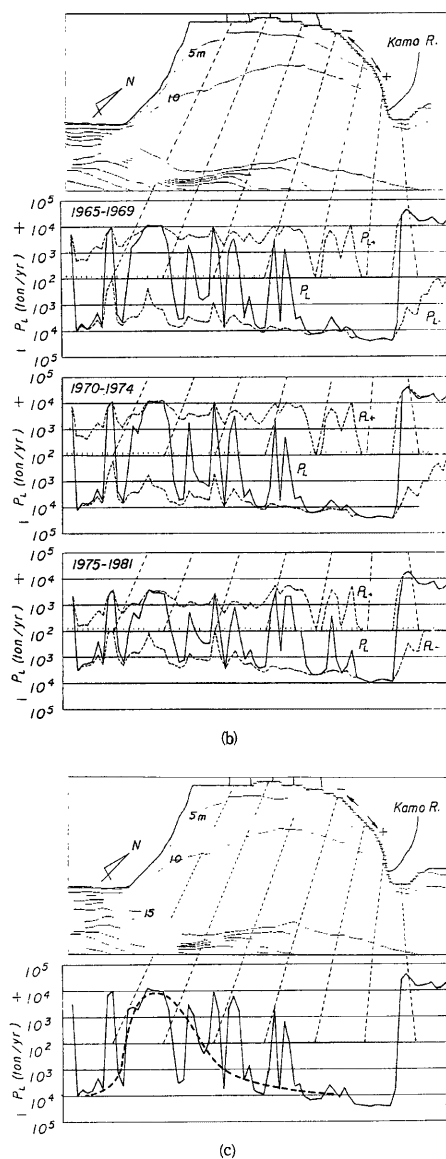


Fig. 39 Longshore distributions of wave energy flux at intervals of every five years and that for 32 years (a) Periods between 1950 to 1954, 1955 to 1959 and 1960 to 1964 (b) Periods between 1965 to 1969, 1970 to 1974 and 1975 to 1981 (c) Periods between 1950 and 1981

とがわかる。まず、1950～1981年の期間では、波浪のエネルギーフラックスの各5年間の年間平均値の沿岸方向分布は非常に類似している。すなわち、凹凸はあるものの、全般的な傾向として、萩の浜の南西部大溝港付近ではエネルギーフラックスは負となり、中央部では正であるが、それ以北の近江白浜では一般に負であって、場所的にかなり変動している。このような傾向を示しながら、エネルギーフラックスの絶対値は、経年的に急減している。これはいうまでもなく台風の来襲頻度によるものであって、経年的変化としてあえてとりあげるべきものではない。なお、Fig. 38 に示した波の屈折図から明らかなように、萩の浜の中部以西には、季節風および台風時の波浪が来襲するが、鴨川の河口部から中部以北では季節風時の波浪は河口デルタ地区でしゃへいされ、台風による波浪のみが侵入する。したがって、前述したいずれの期間でも、この付近のエネルギーフラックスは著しく小さくなっている。

一方、鴨川の河口以北のいわゆる河口デルタ地区では、波浪のエネルギーフラックスは場所的に著しく変動している。これは、河口デルタ地区の湖底地形が複雑であるため、波浪の変形が著しく、沿岸方向にも大きく変動するためである。河口デルタの発達過程などを考察するためには、湖底地形の変化を考慮して波浪の変化を考慮して波浪の変形を計算しなければならないであろう。

次に、方向別に分けたエネルギーフラックスの沿岸方向分布とその変遷について考察する。Fig. 39 から過去32年間の2つに分けられることがわかる。すなわち、a) 1950～1964年と b) 1965～1981年の2つである。Fig. 12 から明らかなように、a) の期間では、それぞれの5年間に、ジェーン台風、伊勢湾台風および第2室戸台風などの大型台風による波浪のエネルギーフラックスへの寄与がかなり大きい。これに対して、b) では琵琶湖付近を通過する台風数の減少によって、エネルギーフラックスは明らかに小さくなっている。しかし、図(c)に示した32年間の平均値が示すように、エネルギーフラックスの絶対値は各5年ごとに相違するものの、それらの方向特性はそれぞれ非常によく似ている。さらに、この特性を明らかにするために、つぎのような工夫をした。すなわち、今回のエネルギーフラックスの計算では、汀線位置を50m間隔に読みとり、その間を線形補間し、砕波角と汀線の向きとの挟角から沿岸方向のエネルギーフラックスを求めている。この方法では、汀線の曲率の大きいところでは、この挟角の急変を避けることはできない。Fig. 39 のエネルギーフラックスの鋭い立上りの幾つかはこれに起因していることがわかる。そこで、このような計算方法上の短所をできるだけ修正するために、計算結果と汀線の平面形状の急変点を対照して、図(c)に破線で示すような平滑化を行った。これからわかるように、萩の浜では単峯型のエネルギーフラックスの分布になっていることがわかる。方向特性としては鴨川より南へ向うエネルギーフラックスがあり、これが大溝港より北へ1.5km付近まで続いている。それより以南では、逆に北へ向うものが現れるが、大溝港に近づくと反転して南へ向うエネルギーフラックスがみられる。このことは後述する沿岸漂砂と漂砂源との関係を明らかにするものである。

7. 沿岸漂砂量の推定

沿岸漂砂の動態を知ることは、海浜過程の究明における主要事項のひとつであるが、その方法としては、一般に次のものがあげられる。第1は、現地観測によるものであり、第2は波浪特性からの推定であるが、できればそれらを併用すべきである。ここでは、波浪特性から、沿岸漂砂の主方向とその量を推定することを試みるが、現地観測調査によって確かめ、その卓越方向(主方向)の存在と沿岸方向分布を明らかにすべきである。

7.1 沿岸漂砂量式

前述したように、沿岸漂砂量は式(2)によって実用上表わされるが、その具体的には、 $K=0.77$ とした Komar⁶⁾ の表示が用いられる。この関係は、実数値よりも現地海岸における実測値の方が適合性が高く、たとえば下新川海岸について調べた著者ら⁹⁾ の結果によれば、れき海岸においても実際に適用できるようなのである。ただし、萩の浜は通常の海浜に比べると、波浪の作用は著しくなく、底質の淘汰はきわめて悪いので、このような海浜に対してこの関係式がそのまま適用できるかどうかはわからない。この表示式には底質特性

は導入されていないので、ここではこの式によって推定することにする。

7.2 沿岸漂砂の主方向とその変遷

一般に、沿岸漂砂の主方向を見出す方法としては、既応構造物による方法、自然地形による方法、風および波のエネルギー解析による方法、および底質による方法¹⁰⁾があるが、ここでは、前述したように32年間について波浪のエネルギーフラックスを計算してあるので、これから沿岸漂砂の主方向を推定することにする。

まず、沖波のエネルギーフラックスの方向分布とその変遷を Fig. 12 に示したが、これから考えられる沿岸漂砂の主方向は次のようである。この計算の対象地点は、Fig. 37 に示したように、萩の浜の中央部付近の沖合であるので、この結果から推定される漂砂の卓越方向は、この浜に対する大局的な判断であることに注意しなければならない。これから、SW～SE 方向の方が SE～NE 方向よりもエネルギーフラックスは一般に大きくなっており、さらに台風が通過したときには大きな値を示している。最近の十数年間にはエネルギーフラックスそのものが減少しているが、これらのことから萩の浜に及ぼす波浪は主として台風によるものであるといつてよいであろう。

次に、萩の浜に沿うエネルギーフラックスの分布については、すでに Fig. 39 で考察したが、ここでは各地点におけるエネルギーフラックスの値から式(2)を用いて正負の向きの沿岸漂砂量を推定し、その沿岸方向分布について考察する。このようにして推定した沿岸漂砂量の分布を Fig. 40 に示す。ただし、Fig. 39 に示した波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向成分は、対象とした5ヶ年間の合計であるが、Fig. 40 ではこれを一年間当りの値に直して沿岸漂砂量を計算して図示してあるので、その単位は m^3/year となっている。また、図中 a, b, c, d, e および f はそれぞれ 1950—1954年, 1955—1959年, 1960—1964年, 1965—1969年, 1970—1974年および1975—1981年の期間の平均の沿岸漂砂量とその方向を表わしている。沿岸漂砂量については、次節で考察するが、ここでは、漂砂の主方向とその変遷について考察する。Fig. 40 によって、まず注目すべきことは萩の浜における沿岸漂砂の卓越方向は経年的に変動するが、鴨川の河口付近と近江白浜および小田川河口付近では、比較的その方向が一定している。また、萩の浜南端の大溝港付近では、沿岸漂砂はわずかに北東向きとなっているが、あまり著しく卓越した沿岸漂砂は存在していない。こ

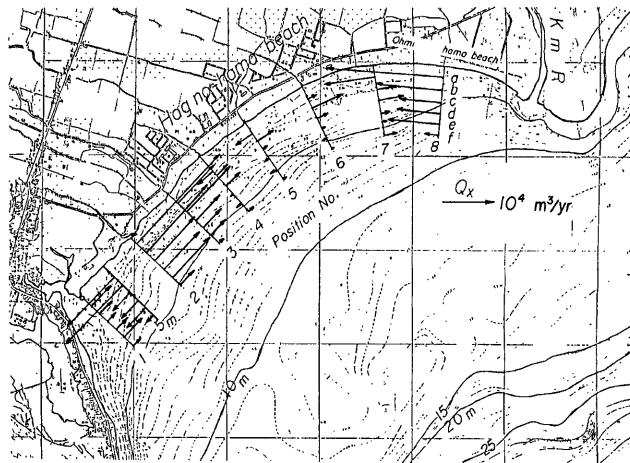


Fig. 40 Longshore distributions of rates of longshore sediment transport and their changes in every five years

れに対して、前述した鴨川の河口から近江白浜の範囲では、沿岸漂砂は一般に西向きであり、鴨川が主たる漂砂源のひとつになっていることがわかる。小田川河口から和田打川にかけて北東向きであって、経年的にその値に変動があるものの、一定の方向となっている。付近における小規模な突堤の周辺における堆積・侵食状況や小河川の河口砂州の方向から漂砂の主方向を判断すると、大局的には北東向きであると思われる。以上考察した結果は、前述した萩の浜の底質特性から推定された沿岸漂砂の卓越方向を示した Fig. 23 とかなりよく対応している。

7.3 沿岸漂砂量とその変化

次に、沿岸漂砂量の南西および北東方向の沿岸方向成分について考察する。Fig. 41 には、各地点における各期平均のこれら両方向の沿岸漂砂量 Q_x の沿岸方向を示す。これから次のことがわかる。まず、萩の浜の中部以北では、沿岸漂砂はほとんどすべて西向きであり、一定しているが、近江白浜西端より萩の浜では、南西および北東方向の漂砂はほとんど同程度になっている。前者は、鴨川からの流送土砂が近江白浜や萩の浜の漂砂源になっていることを示すものであるが、後者は前述したようにこの浜の沿岸漂砂の卓越方向の存在を複雑にしているのである。萩の浜の海浜過程には、冬季季節風時のみならず台風時の強風に伴って高波浪が来襲することが考えられる。例えば、第2室戸台風の通過時には約 2 m の波浪が来襲したものの、通年の波浪エネルギーに対する頻度が小さく、海浜に局所的な変化をもたらすことは考えられるが、長期的な観点からはほど大きく影響しないといえよう。

なお、萩の浜や近江白浜における波浪のエネルギーフラックや沿岸漂砂量は経年的に減少しているように考えがちであるが、いうまでもなくこれは通年の風特性や台風の通過頻度とその経路など、統計上過去数十年間において減少傾向を示しただけのことで、冬季季節風時の異常波浪や台風時の高波浪によって繰返す可能性が高いと考えるべきである。

8. 海浜変形の予測

ここでは、漂砂の連続式を適用して、海浜変形の1次元解析を行う。具体的には、つぎの3つを対象として海浜変形の数値計算を実施し、それぞれの場合の変形特性を検討して、この浜の侵食の将来予測を試みる。

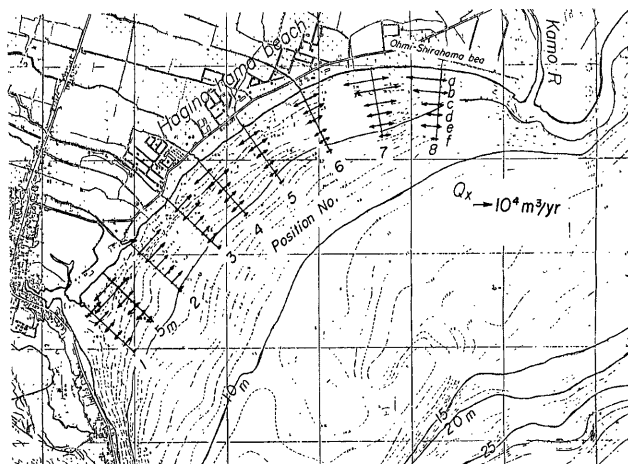


Fig. 41 Longshore distribution of rates of longshore sediment transport in northern and southern directions

すなわち、

(i) 海浜変形の長期予測：この解析の目的は、過去30年間にわたる波浪の統計的特性が将来的にも変化しないと仮定した場合、萩の浜の長期的傾向を見出すことである。

(ii) 砂防ダムによる漂砂源の変化の影響評価：鴨川、和田打川および小田川流域には、1960年以来多くの砂防ダムが築造され、当然のことながら漂砂源としての流送土砂量は減少していると考えられる。したがって、これが海浜変形にどの程度影響するのかを調べる。

(iii) 湖岸構造物の沿岸漂砂阻止の影響評価：和田打川河口の西岸には、1976年災の災害対策として導流堤とそれに接続する傾斜護岸および突堤が建設された。これによって、沿岸漂砂が程度の差こそあれ阻止されるので、漂砂の上手および下手側の湖岸の汀線変化を算定して、これら構造物築造の影響を評価する。

8.1 海浜変形の基礎方程式

いま、海浜の季節変化を省略して、主として長期的な海浜変形を対象して沿岸漂砂による1次元的な海浜変形を取扱い、漂砂帯の幅 B 、漂砂の移動限界水深を h_k とすれば、岩垣¹⁰⁾による海浜変形の基礎方程式は次式で表される¹¹⁾。

$$\frac{h_k}{B} \frac{\partial y_0}{\partial t} = \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} - \frac{h_k}{B} \left(1 - \frac{\bar{h}}{h_k} \right) \frac{\partial B}{\partial t} - \frac{1}{(1-\lambda)B} \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{1}{B^2} Q_R(t) \delta(x-x_0) \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 $\bar{h}$: 平均水深、 Q_x : 沿岸漂砂量であり、また $\delta(x-x_0)$ は Dirac の δ 関数で、 $x=x_0$ に河川などの漂砂源 $Q_R(t)$ があるものとする。

さて、海浜変形を式(3)に基づいて取扱う場合には、 $\bar{h}$ 、 h_k あるいは B および Q_x に対する一般の表示を必要とし、これらが波の変形特性と底質特性の関数として与えられれば、式(3)を積分することは可能であろう。しかし、ここでは、来襲波浪の特性が長期的には比較的一定であり、かつ、漂砂源からの底質の供給が期待できない場合を取り扱うこととすれば、岩垣のいう沿岸漂砂量の非一様性を取りあげればよいだろう。したがって、ここでは式(3)の右辺第1および第2項は省略する。

つぎに、沿岸漂砂量 Q_x の表示としては、前述した式(2)を用いることにする。ただし、海浜変形に伴う砕波点における波向は次式で表されるものとする。

$$\alpha_b = \theta_b - \tan^{-1}(\partial y_0 / \partial x) \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 θ_b は初期海浜において座標に対して汀線が示す角度である。したがって、右辺第1および第2項を省略した式(3)と式(2)および式(4)を初期および境界条件のもとに数値計算によって解けばよい。なお、萩の浜に流入する河川からの漂砂源は式(3)の右辺第4項によって導入される。

なお、これらの取り扱い、基本的には汀線から移動限界水深に至る海浜勾配が変らず、汀線が前進あるいは後退するという仮定に立脚したものであるが、萩の浜では来襲波浪の特性から、台風時の高波浪によって形成された湖底地形が比較的長期にわたって保存され、したがって、海浜勾配が経年的に大きく変化しないと考えられるので、これを適用することができると考えられる。

8.2 境界条件と移動限界水深

萩の浜の変形計算を行うにあたり、その両端となる大溝港および鴨川での境界条件をまず検討してみよう。大溝港の後背地は内湖であるので、ここからの漂砂の供給はほとんど期待できない。また、この港は湖岸の内陸港であり、港口付近の湖岸砂洲が顕著に発達した事実や、それによって港口閉塞が起こったことがこれまで指摘されていないので、当然のことながらこの付近の沿岸漂砂量も少く、かつそれらは港口の部分で捕捉されると考えられる。一方、大溝港より北東へ約 2.1 km 地点では、Fig. 39 に示したように、5年ごとに区切ったいずれの年代においても、沿岸方向のエネルギーフラックスが零になる区間が約 300 m あり、したがって、この付近を横切り、あるいは発生する沿岸漂砂を無視することができよう。これらのことから、両地点では $Q_x=0$ および $Q_R=0$ とおける。

つぎに、漂砂の移動限界水深を求めてみよう。移動限界の定義としては、湖底の表層の砂が波向の方向に

集团的に掃流される表層移動の条件で求められた関係式を用いる。まず、萩の浜に来襲した年最大波浪および周期としては、1961年の第2室戸台風の有義波高 1.69 m, 周期 6.46 sec を用いることにし、萩の浜の漂砂の中央粒径として、底質調査の結果から 0.6 mm とすれば、この浜の最大移動限界水深は 2.6 m となる。そこで、数値計算では移動限界水深として、1.5 m より 4.5 m までの 1 m ごとに計算する。なお、計算間隔は 50 m とし、沿岸方向の漂砂量は Simpson の 5 点の移動平均値を用いる。

8.3 湖岸変形の長期予測

Fig. 42 は1950年から1980年までの5年ごとの波浪データを用いて計算した萩の浜の汀線の前進・後退量の沿岸方向分布を表す。ただし、横軸Xの零点は大溝港とし、移動限界水深は 2.5 m としている。これらの図から、湖岸変形の特徴としてつぎのことが指摘できる。

(i) 萩の浜の中央部付近およびその両端付近では、汀線は前進傾向にあり、それらの中間付近では後退傾向にある。

(ii) 第2室戸台風以降、琵琶湖付近を通過する台風の来襲頻度と経路に依存して、汀線の経年的な変動量が減少している。

これらの結果から、萩の浜における沿岸漂砂の動態について考察すれば、大局的につぎのようになる。す

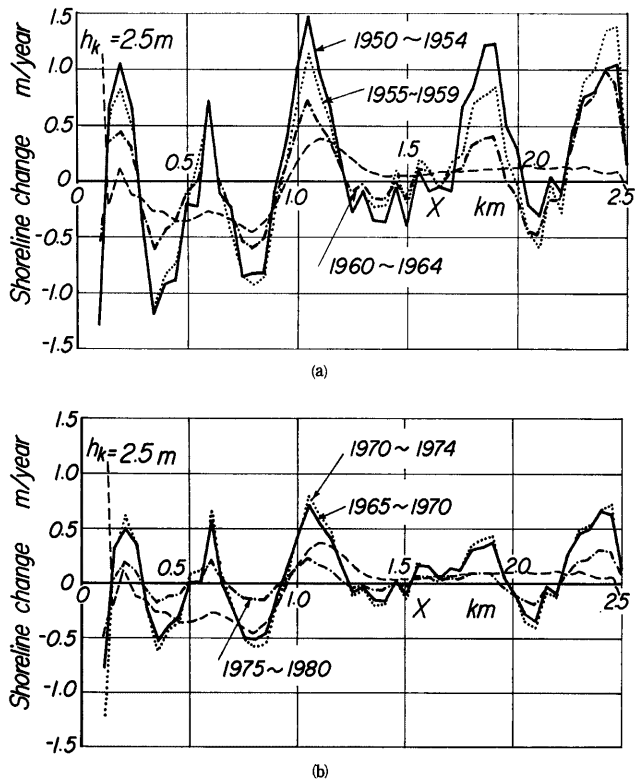


Fig. 42 Longshore distributions of rates of shoreline change at interval of every five years

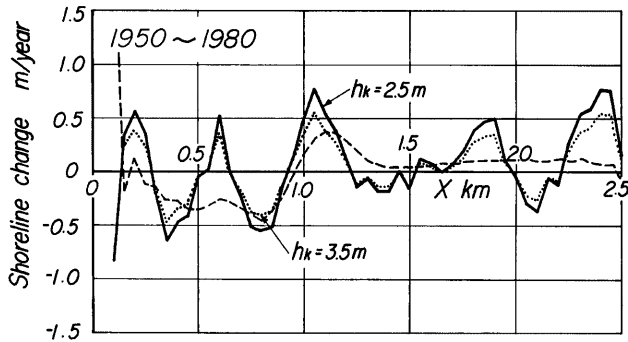


Fig. 43 Longshore distributions of average rates of shoreline change for past 31 years (Critical depths of water for sediment movement are assumed to be 2.5 m and 3.5 m respectively)

なわち、菰の浜南端の大溝港付近では漂砂の方向は南西向きであり、これより 300 m 以北では北東向きとなる一方、1.6 km 付近すなわちこの浜の中央部付近より北側では再び南西向きとなり、2 km より北側では北東向きとなっている。この結果は、大溝付近での沿岸漂砂の堆積と鴨川の河口デルタの伸長を意味し、Fig. 36 に示した浜中央部の凹部の曲率の減少につながる。

このような結果は、数値計算に用いた両端地点の境界条件の与え方のほかに、前述したエネルギーフラックスの計算上の取り扱いによって左右される。そこで、つぎに過去32年間の長期間の平均的な汀線の前進・後退傾向を Fig. 39 (c) に示した平滑化したエネルギーフラックスの分布形を用いて検討する。

Fig. 43 は過去31年間の波浪データを用いて毎年の汀線変動量を求めたものである。ただし、式(2)中の K の値としては、移動限界水深 h_k が 2.5 m としたので、Savage の提案した 0.217 を用いている。これらの図から、もちろん移動限界水深や K の値によって変動量は相違するが、汀線変動量の沿岸方向特性は前述したと同様の傾向を示すことがわかる。また、その最大値が約 1 m/year のオーダーであるので、汀線変動の累積最大値は 30 m 程度であると指摘できよう。図中、破線で示したものは、Fig. 39 (c) に示した平滑化したエネルギーフラックス分布を用いた場合の計算である。Fig. 43 から、破線で示した全般的な汀線の前進・後退の特性は Fig. 35 で示した地形図からの読み取ったほぼ同時期の汀線の前進・後退傾向とよく一致する。Fig. 42 には比較のためにこの破線で示した31年間の平均値である汀線の前進・後退速度を図示したが、やはり、1950年代の波浪のエネルギーフラックスが菰の浜の海浜変形に大きく寄与したことが見出される。NE 方向からの波は鴨川の河口デルタによってしゃ閉されたり、E 方向からの波は汀線にほぼ直角方向に入射するので、いずれの場合も沿岸方向のエネルギーフラックスは小さい。1 次元解析法を適用するかぎりでは沿岸漂砂量も少くなり、この浜は経年的にはかなり安定しているといえよう。しかし、波高が 2 m 以上で、沿岸方向のエネルギーフラックスが大きくなる SSE~SSW からの波をもつ台風時の年最大波浪は、再現期間が約20年程度の確率で来襲すると推定され、この高波浪によって菰の浜は大きく変形すると考えられる。したがって、この浜の変形の長期予測は、この付近を通過する台風の将来予測に依存していよう。結局、菰の浜の長期的な湖岸変形の特徴として、全体的にトレンドとしての湖岸侵食は明らかではなく、むしろ台風に伴う高波浪による短期的かつ局所的な湖岸変形が台風の来襲時まで残るという、いわゆる湖岸変形の履歴が比較的長期にわたって保存されることが挙げられよう。

8.4 防砂ダムによる漂砂源の変化の影響評価

菰の浜の漂砂源となっている流入河川のうち、流域に砂防ダムが築造されたものについて累加堆積量の経年変化を示したものが Fig. 44 である。このうち、小田川と和田打川は縦軸の1/20が実際の値である。こ

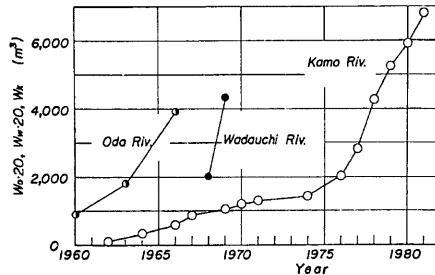


Fig. 44 Change in total volume of sediment deposited in sabo-dams

れら両河川の総堆積砂量は約 400 m^3 であり、鴨川の約 $7,000 \text{ m}^3$ に比べて $1/17.5$ である。さて、湖岸変形に及ぼす砂防ダムの影響を見出すために、以下の方法を用いた。すなわち、小田川と和田打川については砂防ダムが作られた期間の年平均堆積砂量を求め、これらの値を漂砂供給量 Q_R として両河川の河口部から萩の浜に与えることとした。一方、鴨川については、前述したように大溝港より 2.5 km 北東付近では数 100 m にわたって沿岸方向のエネルギーフラックスが零となっていることから、この地域を横切って鴨川方向から萩の浜への漂砂の供給は計算上期待できないので、無視することにした。もちろん、鴨川流域の約 $7,000 \text{ m}^3$ の堆砂量は長期的な観点からこの川の河口デルタの消長に大きく関係することは容易であろう。鴨川の平均縦断勾配は $1/10$ 程度であるので、このような急勾配河川では、満砂後の砂防ダムから堰堤を越えて流下する土砂がある程度期待できるので、砂防ダムの影響が河口付近に現われるにはなお年月が必要であろう。ここでは、萩の浜の汀線を曲線で近似し、最終砕波点の延長線と汀線の交点で波浪のエネルギーフラックスの値を与えて計算した結果、和田打川と小田川の両河口付近では汀線変化はほとんどみられないことがわかった。この結果は、今回のエネルギーフラックスの計算結果を用いた場合と比べて大きく相違しないと考えられる。元来、両河川の下流部は低湿地帯すなわち緩勾配による滞水域とみなせるので、当初より漂砂源はあまり期待できず、今回の取り扱いのような少量の給砂では影響が顕わにならなかったものと思われる。

8.5 湖岸構造物による沿岸漂砂阻止の影響評価

和田打川河口の両岸には、Fig. 45 に示すように、1976年に導流堤とそれに接続する傾斜護岸が建設され

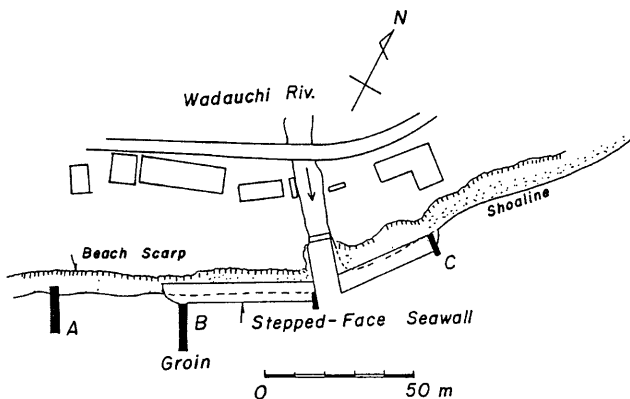


Fig. 45 Structures near river mouth of Wadauchi river

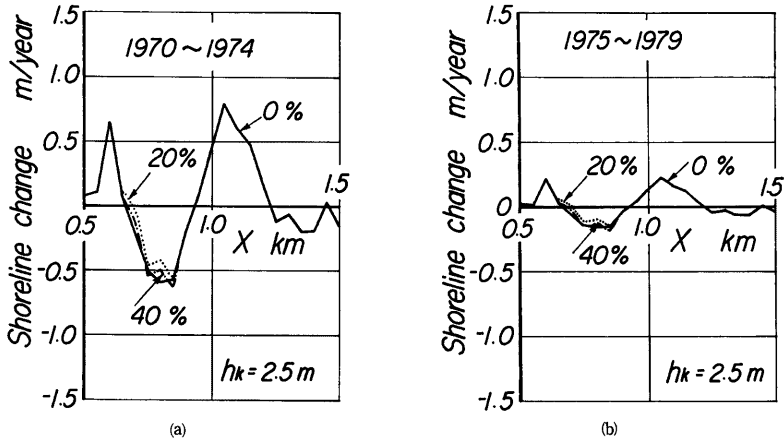


Fig. 46 Change in shoreline by structures near river mouth of Wadauchi river

た。この傾斜護岸の南北端には、約 15 m と 10 m の突堤 A, B および C が 3 本湖中に延びているが、先端は水中にほぼ没しており、いわば潜堤になっている。突堤の先端の水深は 1 m 未満であって、これらによって沿岸漂砂は完全に阻止されないと考えられる。そこで、これらの突堤の沿岸漂砂に及ぼす影響を評価するために、突堤 B および C の阻止率を 2 通り変化させて計算した。なお、今回の数値計算では、 $\Delta X = 50$ m であり、B と C は 50 m 程度しか離れていないので、和田打川河口付近の汀線変化をとくに見出すという立場から A は一応無視することにした。

Fig. 46 は移動限界水深を 2.5 m として、(a) 1970~74 年、(b) は 1975~79 年に対して計算したものであり、阻止率が 0、20 および 40% の場合である。この図から、阻止率の増加に伴って、和田打川の河口南部の突堤 B の南側で堆積、北側で侵食また北部突堤 C でも同様の特性が見出され、1970 年から 1974 年ではこの河口付近の漂砂の卓越移動方向は北東であったことがわかる。また、1975 年から 1979 年にかけてもこの付近の漂砂の移動方向は北東であることがわかる。これらのことから、和田打川の河口北部の突堤 C (傾斜護岸の北端) から北側の湖岸における最近の汀線の後退は、数値計算上は軽微ながらも、やはり突堤による沿岸漂砂の阻止に起因しているといえよう。なお、実際には突堤と傾斜護岸およびその北側の端部で波の反射が起こるので、この付近における汀線の後退には波の反射による沖方向漂砂の寄与も相当あるものと推定される。すでに、2. および 6. で指摘したように、大溝港より和田打川の北 200 m の 700~800 m の区間は台風時はもとより、季節風時や低気圧の通過時に波浪が来襲し、それらによるエネルギーフラックスの方向が逆転することから、活発な漂砂移動が期待される。したがって、この付近での湖岸構造物の築造は、たとえ小規模のものといえどもその影響は無視できるとは思われず、より慎重な取り扱いが望まれよう。

9. 結 語

以上、萩の浜の海浜過程を明らかにするために、調査研究した成果を述べたが、得られた主要な結論は次のように要約される。

- 1) 彦根地方気象台における風特性の変遷を調べたのち、琵琶湖の湖上風の推定法を検討し、これを用いて 1950 年より 1981 年の 32 年間にわたる波浪特性を推算し、年最大波高など波浪特性の経年変化を明らかにした。波浪の極値統計を調べた結果、台風およびそれ以外の気象要因に分けると、年最大波高の極値分布は Gumbel 分布によく一致することがわかった。また、波向別について同様に波浪の極値統計を検討し

たが、いずれも Gumbel 分布によく一致することが確かめられたので、再現期間を考慮して波浪の極値を示すことができた。

- 2) 萩の浜とその隣接する湖岸の底質特性を調べて、その沿岸方向分布から、この浜の漂砂源と沿岸漂砂の卓越方向を明らかにした。
- 3) 湖岸地形の変遷を航空写真や地形図のみならず、古地図などを利用して明らかにし、また河口地形の変遷と漂砂源の変化などについて考察して、長期的な観点から、萩の浜の変遷の特性を見出すことができた。
- 4) ついで、この波浪推算の期間を1950年より5年間ごとに分けて、その期間の萩の浜に沿う波浪のエネルギーフラックスの分布を波浪の変形計算から求めた。一般に、波浪のエネルギーフラックスは、沿岸漂砂量に比例するので、その沿岸方向の分布およびその沿岸方向の勾配によって、海浜変形の特性を理解することができる。これらの6つの期間におけるエネルギーフラックスの沿岸方向分布から、萩の浜および近江白浜へ及ぼす波浪の影響とその変遷を明らかにすることができた。
- 5) 波浪のエネルギーフラックスから、沿岸漂砂量の沿岸方向分布を推定するとともに、その主方向（卓越方向）および方向別の漂砂量の変遷について詳細に検討した。その結果、萩の浜および近江白浜の沿岸漂砂の主方向とその変動および変遷を明らかにすることができた。これは萩の浜における底質特性の沿岸方向分布や局所的な堆積・侵食状況から確かめることができた。萩の浜および近江白浜の沿岸漂砂量は、年平均としては非常に小さく、経年的には過去十数年間はかなり減少してきている。しかし、これは統計上のことであって、その再現期間は有限のはずである。
- 6) 萩の浜の適当な保全対策を考察するに当たっては、湖岸侵食を数量的に予測し、その長期的な砂浜の変形と短期的な変動特性を見出さなければならない。そのために、過去31年間の推算された波浪データを用い、1次元解析法によって砂浜の変形予測を行い、長期的傾向、短期的変動の予測のみならず、湖岸構造物の影響などを詳細に調べた。

最後に、本調査研究の実施に当り、格別の御協力をいただいた滋賀県生活環境部自然保護課広幡通雄課長をはじめとする関係諸君に謝意を表する。滋賀総合研究所の織田直文および谷 静夫研究員には、本調査研究の推進に御協力いただいた。また、底質の篩分け分析については、関西大学工学部井上雅夫教授の指導による同研究室の学生諸君の御協力を得た。ここに記して、謝意を表明する次第である。

参 考 文 献

- 1) 芝野照夫・土屋義人：漂砂の動態による海岸の分類について、京大防災研年報，第27号B-2，1984，pp. 557-572.
- 2) 山口正隆・土屋義人・芝野照夫：波浪の極値統計に関する一考察，第25回海岸工学講演会論文集，1978，pp. 70-74.
- 3) 岩垣雄一・土屋義人・酒井哲郎・山口正隆・芝野照夫・木村 晃：琵琶湖における波浪観測について，京大防災研年報，第19号B-2，1976，pp. 361-379.
- 4) 福田 徹：安曇川下流域における条里制の復元，人文地理，26(3)，1974，pp. 1~28.
- 5) 滋賀県立安曇川文化芸術会館：湖西の文化財シリーズ第1回展 一湖西の古絵図一，パンフレット，1981.
- 6) Komar, P. D.: Beach sand transport, Distribution and total drift, Proc. ASCE, Vol. 103, No. WW2, 1977, pp. 225-239.
- 7) 土屋義人・安田孝志：海浜変形の簡単なモデル，第25回海岸工学講演会論文集，1978，pp. 189-192.
- 8) 土屋義人・山口正隆：海辺変形予測モデルの適用に関する研究，文部省科学研究費試験研究成果報告書，1979，12p.

- 9) 土屋義人・山口正隆・白井 亨・河田恵昭・芝野照夫・山下降男・A. R. Syamsudin: 富山県宮崎海岸の海浜過程について, 京大防災研年報, 第24号 B-2, 1981, pp. 433-473.
- 10) 岩垣雄一: 海岸浸食論, 1966年度水工学に関する夏期研修会講義集, B, 1966, pp. 17-1~17.
- 11) 土屋義人: 海岸侵食について, 京大防災研年報, 第21号 A, 1978, pp. 25~42.