

白良浜の海浜過程とその保全 (1)

土 屋 義 人・河 田 恵 昭
芝 野 照 夫・山 下 隆 男

BEACH PROCESSES OF SHIRARAHAMA AND ITS PRESERVATION

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

Synopsis

The objective of this paper is to study the beach processes of Shirarahama and to propose the most adequate beach erosion control work. Shirarahama beach is a white sandy beach surrounded by rocky headlands so that it is very stable as a pocket beach. But, recent urbanization of the hinterland has reduced sediment supply to the beach. A little beach erosion, therefore has gradually occurred due to the imbalance between gains of sediment and losses by incoming waves and blown sands. This situation is very severe, because the total volume of white sand in the beach is only approximately 10^5 m^3 . From the results of the field data analysis, of one dimensional analysis of beach change using long-term and short-term energy fluxes and of numerical simulation of nearshore currents, it is concluded that Shirarahama beach is stable for most of the year, but the beach sediment may be carried away in the offshore direction of Yuzaki headland in high wave conditions. The headland control work is proposed to control the beach erosion engaging beach nourishment.

1. 緒 言

白良浜は和歌山県西牟婁郡白浜町にあって、鉛山湾に属し、湯崎、権現崎の岩礁地帯に囲まれた長さ約 450 m、幅約 50 m の白砂の美しい浜で、典型的なポケットビーチ (pocket beach) となっている。この浜は、鉛山湾を経て、紀伊水道の南端に位置して太平洋に面しているため、夏期には台風により、また冬期には季節風による強風と高波浪の影響をうけており、また高潮や津波の影響も少なくない。

大正 8 年(1919)、この地で初めてさく泉に成功し、いわゆる銀砂湯が知られてから、温泉郷として発展し、白良浜の背後地は、高度に都市化されてきた。一方、わが国の海岸域の利用に伴って、自然海浜の消滅が余儀なくされてきたなかで、この美しい自然の白良浜の保全が要望されてきた。

すでに、著者ら^{1,2)}は飛砂による海浜変形を中心としたこの浜の海浜過程について検討を加え、2, 3 の特徴的な結果を得てきた。これらの研究を通じて、本来安定であるポケットビーチが徐々に侵食され、浜砂が減少しつつあることが見出されてきた。その侵食量は一般に取り扱われる海岸侵食に比較して軽微ながら、浜砂の絶対量が少いことから、白砂青松の美しいこの浜が貴重な自然資源としてより重要視されるようになったのは当然のことといえよう。そこで、本研究では、白良浜の保全対策に必要な海浜過程についてさらに調査し、この浜の侵食原因とそのプロセスを究明して、長期的な視点から最も適切な保全対策の方法を検討する。そのために、まず大正時代からの白良浜の写真を収集して、その変遷を調べ、ついで白良浜の海浜過程における外力の特性を明らかにし、その極値統計などの検討を行う。

白良浜の侵食原因をはじめとする海浜過程の究明においては、まず漂砂源および底質特性を明らかにすべ

きことから、約10年前頃より著者ら¹⁾が調査してきた結果を含めた最近の調査結果に基づいて、それら変動特性を調べる。

海浜地形の変化特性を究明するために、汀線の長期的変化と短期間の変動特性を見出す。海浜の変形は、一般に風と波浪によって起こるので、まず白良浜の飛砂による海浜変形の実態を著者ら¹⁾の調査結果に基づいて紹介するとともに、波による海浜変形に対しては、いわゆる1次元解析法 (one-line theory) によって長期および短期の海浜変形の予測を行って、白良浜の海浜過程を究明するとともに、数値シミュレーションによって鉛山湾の海浜流の特性を見出し、漂砂の流出経路について考察する。

最後に、これらの調査結果に基づいて、白良浜の保全工法を具体的に考察する。

2. 白良浜の変遷

海浜過程を究明するに際して、できるだけ古い資料を収集して、その浜の変遷を明らかにすることがきわめて有効である。白浜地区に始めて温泉が開さくされたのは、1919年頃といわれ、その最初の湯が現在の白良浜の海中に掘さくされ、銀砂湯と呼ばれた。それ以来各所に源泉が設けられている。このように温泉郷として栄えてきたこの白浜地区であるため、白良浜に関する古資料が保存されているものと想像されたので、白浜町役場はじめ、白浜町郷土史料館や町内の長老のかたがたの御協力をいただいて、白良浜に関するできるだけ古い写真を収集した。ここでは、これらの写真によって白良浜の変遷を考察することにする。この場合、収集された写真の年代が最も重要となるが、幸い同郷土史料館の嶋清治氏らの御協力を得て、白良浜周辺の旅館など構造物をはじめ、樹木などの存在と記憶とによって、できるだけ正確を期するよう努めることとした。ただし、これらのうち、2、3のものについては、なお構造物などの対応から、著者らにおいて修正したものであることをつけ加えなければならない。

以上のような経緯で収集された写真は、最も古いもので大正初期から始まるが、ここでは、これらの写真に従って、白良浜の変遷を述べることにする。

1) 白良浜の北部海浜

1916年頃の写真によれば、当時白良浜の浜砂を硝子製造のため難波・堺（大阪）方面に売却していたといわれることを示すように、浜砂の積出しのための棧橋や運搬船が撮影されている。さらに、大正末期頃といわれるものには、前述した銀砂湯元らしいものが汀線付近にみられる。これら大正時代における白良浜は、写真でみる限りでは、権現崎付近における汀線の位置や浜の形状はそんなに現状とも、また昭和初期頃におけるものとも変わりはないようにみられる。しかし、砂浜自身は確かに現状より、かなり広く、当時白良浜の背後地には砂丘があり、松林が生育していたようである。また、大正末期頃に建築されたといわれる白浜館の存在が唯一の旅館であったのであろうか。

つぎに、昭和初期の白良浜には、なお浜砂の搬出用の棧橋がみられ、また中央部および南部の浜には小川の流入があったが、後者は多分現在の寺谷川であろうと思われるものが認められる。同時に、白良浜の広大さ、とくに背後の砂丘が現状と大きく異っているし、南部海浜には、かなりの松林があったことが認められる。当時は、まだこの付近には道路はできていなかったことがわかる。いずれにしても、前述した大正末期頃の白良浜とそんなに大きな変化はみられない。

1945年以後の終戦後の写真によれば、白良浜の南部海浜には沿岸道路がすでに建設されており、また寺谷川の流入も明らかである。そして、背後地の広大な砂丘地の存在を知ることができる。汀線付近には、現在と同じように、波長の短い beach cusp が形成されており、このことから考えると台風期に撮影されたものかも知れない。

2) 白良浜の南部海浜

収集された白良浜の写真のうち、その南部海浜すなわち湯崎方面の撮影されているものはきわめて少なく、1935年頃の一葉があるのみである。当時、すでに背後地には、沿岸道路が建設されて、その前面には護岸が設けられている。しかし、現在のまぶの湯付近には、当時でも砂浜は存在せず、岩礁が露出していたように



Photo 2.1 Aerial view of Shirahama beach around 1935 (by Tsujimura)

みうけられる。すなわち、白良浜の南端で砂浜の存在していた限界地点がこの付近であったといっていよいであろう。

なお、1935年頃の白良浜全体を海側より飛行機によって撮影された貴重な写真が、辻村善一郎氏の好意によって提供されたので、それを **Photo 2.1** として示す。当時の白良浜の全景を知る唯一の資料かも知れないが、これから次のことが理解される。すなわち、この付近は潮位偏差が大きいので、この写真から汀線の位置について論ずることはできないが、権現崎からまぶ湯の付近まで砂浜が存在し、そこには3つの小川が流入している。砂浜の幅は南部海浜が砂丘になっていたこととあいまって、かなり広がったことがわかるが、南北両端付近の汀線状況からすれば、現在とそんなに大きな変化はないようにみうけられる。しかし、この写真が飛行機から撮影されたいわゆる斜め写真であるため、汀線の位置関係は明確ではない。

3. 外力の特性

海浜過程の外力として、種々の気象・海象要因が考えられるが、白良浜の場合には、これまでの観測研究から風および波浪が支配的な外力であることがわかっている¹⁾。さらに、潮位偏差が約2mあり、当然のことながら白良浜に来襲する波浪の屈折特性などが変化するため、この影響も無視できない。そこで、ここではその後得られた観測データを用いて、これらの外力の特性について再度検討を加える。

3.1 風の特性

白良浜においては、強風によって飛砂が発生する。とくに、11月から2月にかけてはNW方向からの季節風をはじめ、3月には台湾坊主と呼ばれる異常低気圧に伴うW方向からの強風が大量の浜砂を移動させ、浜の地形を変化させている。風の特性について、すでに白浜空港の長期にわたるデータを用いて検討しており、短期的には白良浜の護岸背後に設置したコーシンペーンによる記録を用いて明らかにしている。これらは、いずれも陸上地形の影響を少なからず受けており、鉛山湾の海上風の特性として取り扱うことに若干の問題があろう。そこで、ここでは、京都大学防災研究所白浜海象観測所海洋観測塔の測風記録を解析して、

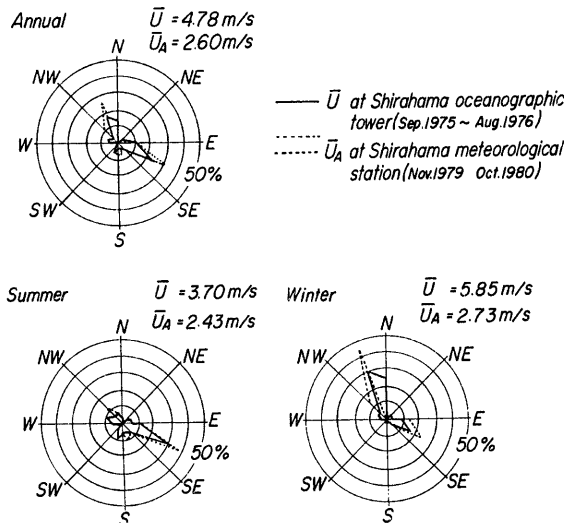


Fig. 3.1 Wind roses at Shirahama

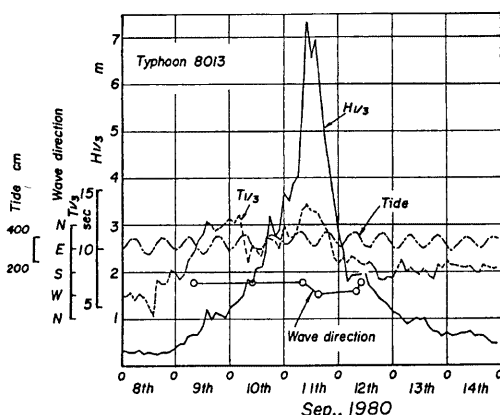


Fig. 3.2 Wave conditions in Typhoon 8013 at Gobo

上述したことを確かめてみることにする。Fig. 3.1 は1975年9月～1976年8月の風配図⁹⁾を示したものであり、観測値は実線で表わしている。図中には白浜測候所の風の記録を同じく白丸と破線で示してある。風速の値は、もちろん周辺の地形等の影響を受けるので直接比較することはできないが、いずれも夏期(5月～10月)にESE方向の頻度が高く、冬期(11月～4月)にNまたはNNW方向の頻度が高いことが示され、これらは従来の解析結果とほぼ一致することがわかる。

3.2 波浪の特性

白良浜に来襲する高波浪としては、S方向からの台風によるものとNW方向からの冬季節風によるものが挙げられる。すでに、前者の波浪については、潮岬や周参見の観測データを用いて解析してきたが、潮岬では波向観測がされておらず、また白浜から遠く離れており、また周参見では、湾奥の漁港付近のデータであるので、入射波浪の来襲方向の制約や屈折・回折等の影響が入っているといえよう。これらの影響はできるだけ除去して用いてきたが、幸いなことに御坊地点で台風時の波浪記録が取得されているので、これを用いて検討する。Fig. 3.2 は水深 -18m に設置された超音波波高計による台風8013号通過時の波浪記録である。この記録から、有義波高 $H_{1/3}$ は 7.3m、有義波周期は 13.4 sec に達している。この高波浪の前後にわたって、波向はWSWに一定になっていることが見出される。したがって、白良浜には同様の波浪が来襲するものとして、本論文の解析では水深が 50m の地点でこれらの値を与え、波の変形計算を行うことにした。

一方、冬季節風時の波浪については、いずれの地点もフェッチの値が異なるので、そのまま用いることはできない。すでに、白浜の風の記録を用いて波浪推算を実施してきたが、その信頼性について検討する資料がなかった。そこで、1980年5月から1981年5月までの前述の観測塔の波浪記録のうち、Fig. 3.3³⁾ に示す有義波高 $H_{1/3}=2.16$ m を記録した12月24日前後の記録から確かめてみることにする。この期間で、25日18時までには一定のNNW～NW方向からの季節風が吹いており、有義波周期は 6～8 sec、最大 9 sec になっている。これらの結果は、すでに行っている波浪推算の結果とかなりよく一致しており、冬季節風時には、十分な精度で波浪特性が把握できることがわかる。

3.3 潮位の特性

Fig. 3.4 は白浜における各種の潮位と基準潮位との関係を示す。これから、白浜の平均潮位は東京湾中等潮位とほぼ一致し、平均満潮位と干潮位の差が約 2m あることがわかる。鉛山湾の権現崎と湯崎を結ぶ線

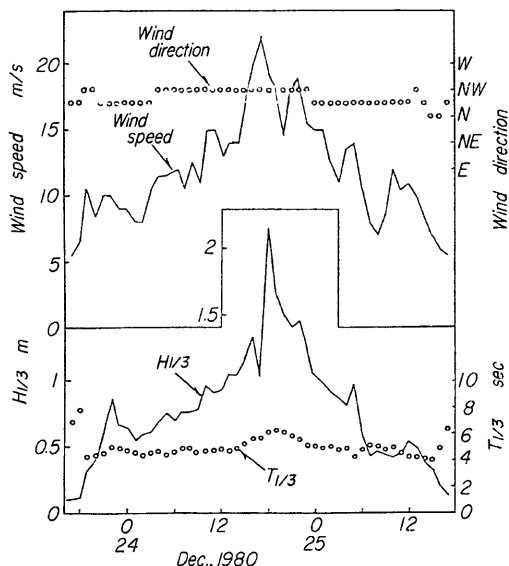


Fig. 3.3 Wave conditions under monsoons at Shirahama Oceanographic Tower.

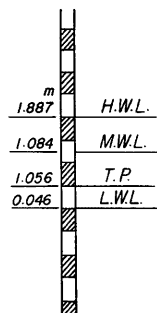


Fig. 3.4 Tidal range at Shirahama

上で、水深が 10 m 程度であることから、満潮時と干潮時で高波浪の砕波点が岸沖方向に大きく移動し、白良浜の海浜過程に及ぼす潮位の影響が無視できないと推定される。

一方、異常潮位をもたらす高潮や津波については、潮位記録の取得期間も少く、極値統計の解析結果の信頼性に問題があるので、一般的な結論は得られないが、つぎのようなことがわかっている。まず、高潮については、1961年の第2室戸台風時に、串本で T. P. 上 113 cm (偏差 90 cm)、和歌山で T. P. 上 251 cm (偏差 216 cm) の高潮が記録され、白浜でも、1 m 以上の高潮が起ったと推定されている。浜通りは白砂で 30 cm も埋り、交通は完全にストップ、白良浜海岸一帯の旅館や土産物店は軒並に、風雨に加えて、砂と波におそわれた⁹⁾。つぎに津波については、史料によれば⁹⁾、津波の波高は 1707年には 14 m、1854年には 8 m といわれ、1946年の南海道大地震の津波による記録は 6.5 m とされている。1960年のチリ津波では白浜に近い富田で 2.3 m となっている。

4. 漂砂源および底質特性

近年の海岸侵食に代表される海岸漂砂に伴う災害が問題となっているが、これは河川流域の高度な土地利用に伴う河川からの流送土砂の変化及び海岸域における各種

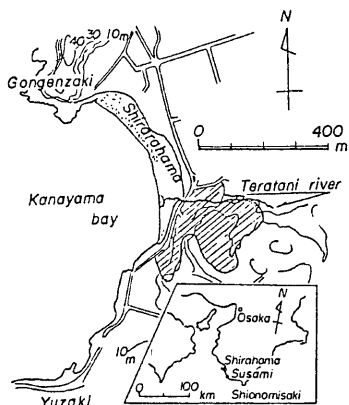


Fig. 4.1 Area of sediment source in hinterland

構造物の築造に伴う沿岸漂砂のバランスの変化など自然環境の変化に原因することは周知のことである。このような海浜過程の究明と予測を行うには、まずその海岸の漂砂源とともに底質特性を明らかにする必要がある。

4.1 漂砂源

白良浜の漂砂源としては、一般的に次のような2つの場合が考えられる。その1つは、鉛山湾の海側からたとえば沿岸漂砂として、隣接する海岸から運ばれてくる場合であり、いま1つは後背丘陵地から河川の流送土砂として運搬される場合である。白良浜に隣接する海浜の底質調査によれば、例えば瀬戸浜の海浜の底質は粒径の粗い砂利から構成され、その背後は礫を含んだ地層から成っている。また、白良浜の南側の海岸は岩石海岸ともいべき崖が続いているが、その構成岩石は砂岩である。白良浜に隣接する海岸の底質はこのように砂利または砂岩の岩屑から構成されており、白良浜と同質の白砂の海浜は皆無である。さらに、鉛山湾の底質調査結果によれば、権現崎付近の沖側の岩床の凹部に若干の白砂が堆積している。この白砂の経緯を詳細に検討する必要があるが、後述するようにこの底質は比較的均一な粒度分布を持ち、礫を含んでいないことから、高波浪による岩床の削石によって生産されたものとは考えられない。

一方、白良浜の後背丘陵地を現地踏査し、その漂砂源としての白砂の分布を調べた結果、一般に均質で軟かく風化しやすいといわれている鉛山層群⁹⁾の砂岩および白砂が Fig. 4.1 の斜線で示す範囲に分布していることがわかった。図中の1、2および3はその付近において土砂を採取し、その粒度分布を調べた場所を示している。さらに、大正時代初期から昭和22年頃までに撮影された写真からも、白良浜の背後地はいずれ

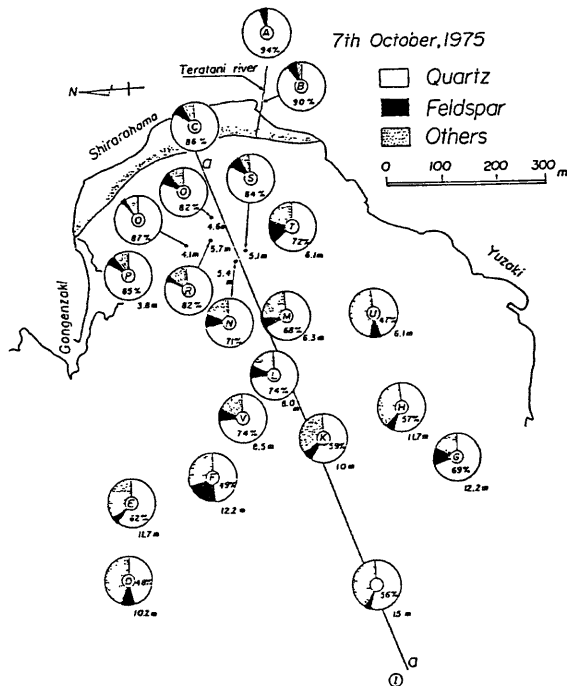


Fig. 4.2 Distribution of mineral composition on and off Shirarahama beach

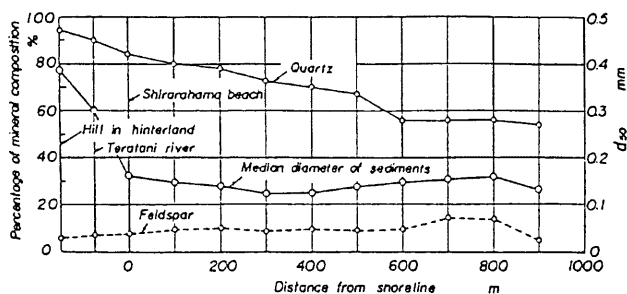


Fig. 4.3 Offshore changes in median diameter of bottom sediments and their composition of quartz and feldspar

も浜砂と同一の構成をもつ丘陵地となっていることをうかがわせる。すなわち、白良浜の背後は海岸堤防などの海岸構造物もなく、丘陵地から松林さらに砂浜へと続いており、地面侵食によって容易に丘陵地から砂浜へと土砂が供給されていたものと考えられる。一方、白良浜の南側では丘陵地と砂浜の間に道路が見られるものの、丘陵地に現在のような建物はなく畑となっている。また、この丘陵地は当時みかんの木が植えられていたとも記されている。この畑と丘陵地の境界は裸地の崖となっており、白良浜の背後と同様にこの丘陵地からも土砂が供給されていたと考えてよいであろう。

また、Fig. 4.2 は白良浜およびそれに接続する鉛山湾の海底、白良浜の後背丘陵地および寺谷川河床の合計22地点から底質を採取し、それらの地点の底質を石英、長石およびその他に分類し、底質に占めるそれぞれの割合を示した白良浜一帯の鉱物組成図である。図中その他として示したものはほとんど貝の破片であり、一部磁鉄鉱などの有色鉱物を含んでいる。ただし、測点Iの底質はヘドロ化しており分類不可能であった。また、各測点の水深は超音波測深機と測深綱とを併用し測定した。これから、一般に沖方向に距離が増加すれば、石英の含有率は減少することが認められる。さらに、このことを明らかにするため、Fig. 4.2 に示す測線aに沿って白良浜を基準にした沖向きの距離をxとして石英の含有率の距離xによる変化をFig. 4.3に示す。これらの図から、石英の含有率は、漂砂源と考えられる後背丘陵地では90%以上の値となるとともに、海岸では、沖に進むほどその値は小さくなっており、水深10m付近では60%近くになっている。一方、長石の含有率の変化は、石英のそれほど顕著でないが、沖に進む程大きくなるようである。白良浜の浜砂は、かなり白く、これは石英の含有率が大きいためであり、沖方向に茶色くなるのは長石が橙色をしており、その含有率が大きくなるためであると考えられる。したがって、これらのことより、白良浜を形成する白砂は白良浜の後背丘陵地を漂砂源としていると推定される。

以上の考察より、斜線で示した流域をもつ寺谷川からの流送土砂のみによって現在の白良浜が形成されたとは考えられないが、県道完成前の白良浜に接続していた丘陵地の地面侵食によって浜砂が供給されていたのではないかと考えられる。しかし、背後地の宅地化にともなって、最近では寺谷川からのわずかな流送土砂が有効な漂砂源となっている。

4.2 底質特性

白良浜は一般に均質な粒度分布をもった白砂から構成されている。この白良浜の漂砂源として現在では寺谷川からのわずかの流送土砂に依存していると考えられるが、鉛山湾における底質の中央粒径の分布を示すとFig. 4.4のようである。なお、これは1972年6月に採取した結果である。このうち水深10m以深では岩床中に点在している凹部の底質を採取したものである。これから、権現崎と湯崎に限られた範囲とその若干沖側の岩床部のみ白砂が堆積しており、白良浜より沖側で底質は若干細粒となり、水深10m付近よ

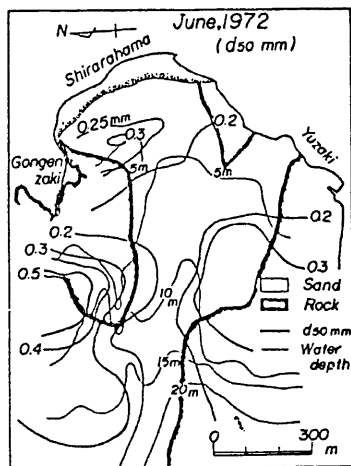


Fig. 4.4 Distribution of median diameter of bottom sediment in Kanayama bay

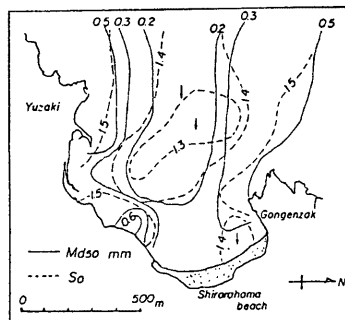


Fig. 4.5 Characteristics of sediment surveyed in July, 1980

り再び粒径が増大する傾向を示している。これらの底質が白良浜から沖方向へ移動したのかどうかは詳細な検討が必要であるが比較的均一な粒度分布をもっていることから同質の底質であるように思われる。また、1980年7月23日に行われた底質調査⁹⁾の結果を示すものが **Fig. 4.5** である。これは **Fig. 4.4** と相違して平均粒径 Md とふるい分け係数 $S_0 = \sqrt{d_{15}/d_{25}}$ それぞれの値で示している。**Fig. 4.5** の平均粒径の分布を見ると前出の中央粒径の分布と同様に、鉛山湾中央部の沖合に沿って、粒径の小さい領域が存在するが、その両端、すなわち権現崎および湯崎に近い岩礁地帯では、一般に粒径が大きくなっている。また、ふるい分け係数の分布も平均粒径の分布と比較的よく一致しており、鉛山湾中央部の沖合では帯状にその値が1.4以下を示す領域が見られるものの、権現崎、湯崎の岩礁地帯および白良浜南端付近から湯崎側に値が1.5以上を示す若干不均質な底質特性をもつ領域が分布している。一方、白良浜北端に近い範囲に1.4以下の値で均質な底質特性を表わす領域が見られる。これは冬期季節風時に権現崎によって遮閉される領域であって、後述するように白良浜中央部付近から北側への底質移動が考えられ、この付近から権現崎に沿って沖方向へ底質が流失していることに起因するものと考えられる。

さらに、**Fig. 4.6** はこの底質の真比重の分布を示すもので、平均的には、鉛山湾全体にわたる底質は通常の砂、すなわち石英を多量に含んだ砂が示す2.65付近の比重であるが、底質粒径の分布と同様に鉛山湾中央部沖合に帯状に比重が2.65から2.66の範囲の底質が分布する。また、権現崎と湯崎に近い岩礁地帯付近では、岩削による底質も含まれると考えられることから比重が2.66以上となっている。一方、白良浜に近い汀線から沖合150 m程度の範囲では比重は小さく2.64以下を示している。さらに、白良浜の北側から南側にかけての前浜および後浜では底質比重が2.64以上を示す分布が見られ、これは汀線より

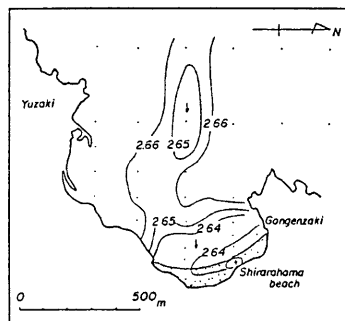


Fig. 4.6 Distribution of specific gravity of sediment

陸上部では、冬季季節風の風によって北から南へと底質が飛砂として運搬されることから、白良浜の北側では底質比重が大きく、南側で小さくなるものと考えられよう。また、後述するように白良浜の中央部付近から南側へと移動する底質は、螢光砂による漂砂移動の現地観測において示されているように沖方向へと底質が移動しており、比重の小さな底質も同様に沖方向へ運ばれ、帯状に広がる沖合まで移動するものと考えられよう。

一方、白良浜の汀線付近、とくに高潮位面から低潮位面の間に分布する底質の中央粒径、淘太度および標準偏差の沿岸方向分布を調べた。その結果、つぎのことが指摘できる。1) 中央粒径の分布は高潮位から低潮位の間の領域で沿岸方向に周期的に変化し、一般に白良浜の南側の部分の粒径がそれより北側に比べて大きい。2) 淘太度のピークは白良浜の両端に近いところに見られ、不均一な粒度組成であることを示す。3) 平均潮位面を境にして、中央粒径の沿岸方向分布が2つに分けられるが、白良浜の両端では中央粒径の値は両者ともほぼ一致しており、海浜の両端に向う沿岸漂砂の存在を示唆している。これらのことから、各々の潮位における底質特性の沿岸方向分布は来襲波浪および浜漂砂の履歴を表わすとともに、一般には海浜の両端に向って沿岸漂砂が存在することを示しているといえよう。

5. 海浜地形の変化

5.1 汀線の変動

白良浜は南側を湯崎、北側を権現崎に挟まれた典型的なポケットビーチである。一般に、ポケットビーチは安定な海浜であるとされているが、白良浜は夏季から秋季にかけて台風による高波浪が、また冬期には季節風による波浪が来襲する。この来襲方向の相違する波浪によって浜に沿う流れが発生し、これに伴う沿岸漂砂の存在が、季節的ならびに長期的な汀線の変動をもたらすものと考えられる。ここでは、これまでに撮影された航空写真から汀線の位置を読み取ったが、古い航空写真は撮影時刻が不明なものもあるため、潮位補正が行えず汀線の変化を比として示すことにした。一方、最近の継続して撮影されている写真については撮影時刻が明らかであり、潮位補正を行った。

Fig. 5.1 は1980年12月から1981年12月に至る1年間にわたって撮影された白良浜の汀線変動を読み取った位置を示したもので、白良浜の沖合に湯崎側から権現崎側まで基準線を引き、この基準線から汀線及び白良浜背後の海岸堤防までの距離を測定した。また、潮位の補正については写真撮影時刻の実測及び推算潮位をそれぞれ $T.P. \pm 0m$ になるようにし、また汀線位置については最近の測量結果に基づいて B_N , B_C 及び B_S それぞれの汀線付近の海浜勾配を求め、それと潮位差との関係で補正している。**Fig. 5.2** は航空写真の

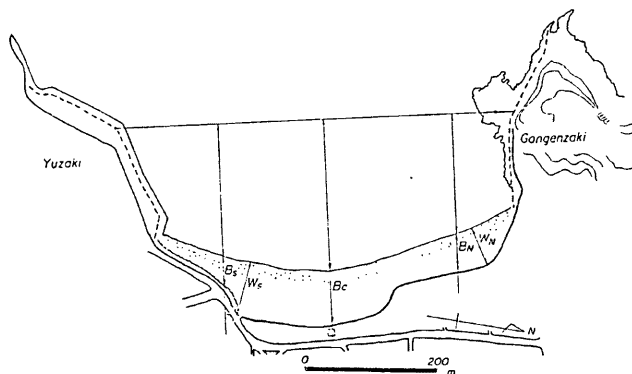


Fig. 5.1 Survey lines of beach width

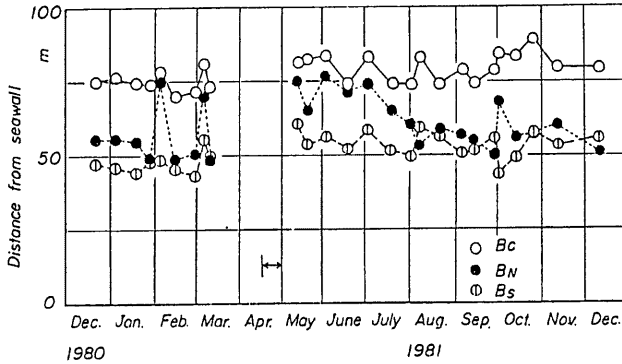


Fig. 5.2 Time-series of beach width of Shirarahama beach

撮影時刻の実測潮位によって汀線の位置を補正し、海岸堤防から汀線までの浜幅を示したものである。これによると中央部の B_c の値は 75 m～85 m とほぼ年間を通じて一定している。ただし、10月については若干汀線の前進が見られる。また、浜の南側の B_s の値はほぼ 50 m～60 m の間で変化している。一方、北側の B_N の値は 5月から7月にかけて 75 m 程度の幅を示しているが、その後漸減して現在では 50 m～60 m となっている。さらに、1981年4月中旬から5月にかけて白良浜へ約 11,300 m³ の給砂があり、 B_c 、 B_s および B_N の各測点でそれ以前の浜幅にくらべて、 B_c では 5 m 程度、 B_s では 7 m 程度、また B_N では 20 m 程度平均的に汀線の前進がうかがえる。この給砂の影響による汀線の前進距離から次のようなことが言えよう。すなわち、給砂後土砂は浜全体へと拡がるが、とくに春期の波浪によって浜の中央から北側への移動が顕著であり、北側の汀線がより前進したものと考えられる。Fig. 5.3 は1980年12月22日の汀線位置を基準として、その後の撮影時の汀線位置の変化を見たものである。1981年5月から7月にかけて前述したように給砂の影響による全体的な汀線の前進が見られるが、とくに北側 B_N の前進が顕著となり、給砂土砂が北側の権現崎方向へ移動したことをうかがわせる。また、1981年10月2日の撮影時の汀線はとくに白良浜の北側 B_N が前進したことを示しており、これは9月30日から10月1日にかけて紀伊半島沖合を通過した台風22号

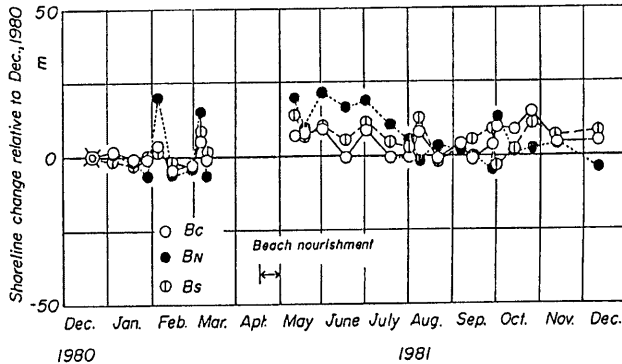


Fig. 5.3 Shoreline change since December 23, 1980

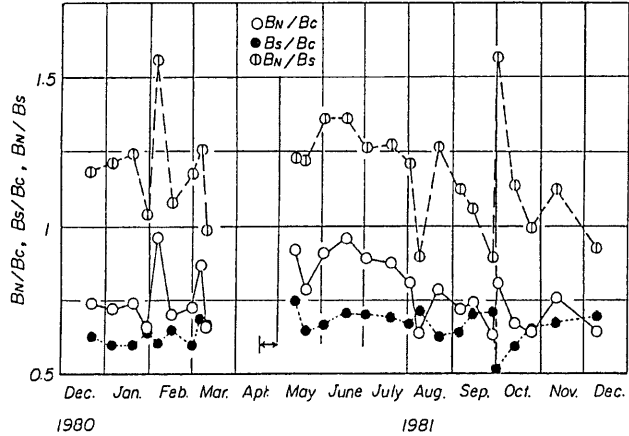


Fig. 5.4 Time-series of ratios B_N/B_C , B_S/B_C and B_N/B_S

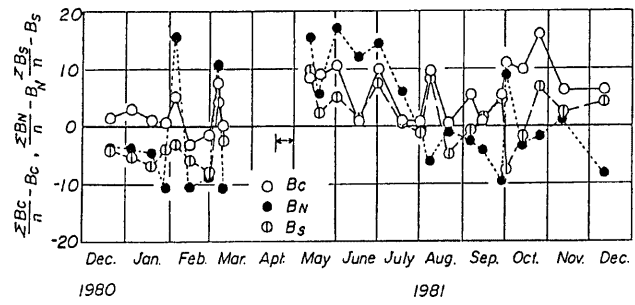


Fig. 5.5 Deviation of beach width from mean one

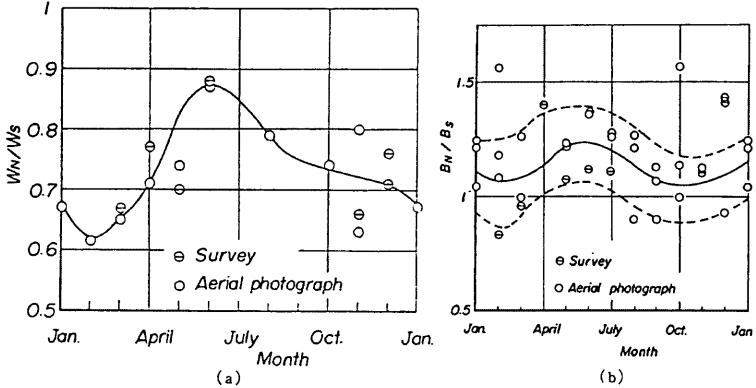


Fig. 5.6 Seasonal change of beach width

による高波浪の来襲が原因しているものと考えられる。これは後述する白良浜の海域の深浅測量図から作成した台風の通過後の侵食堆積図からも明らかである。**Fig. 5.4** は3測線それぞれの浜幅の比として表わしたものであって、 B_S/B_C および B_N/B_C の関係から前者の値が大きくなれば後者の値は小さくなる傾向が、1980年1月下旬、1981年8月上旬、9月下旬から10月上旬の台風通過後などに見られる。さらに、この B_C の値が年間を通じてあまり変化がないことから、上述の傾向は白良浜中央部を支点として、浜の南側の汀線が前進すれば北側は後退し、またその逆の場合も生じることを示しているといえよう。

ほぼ1年間にわたる浜幅の平均値から各撮影日時の浜幅の変化を見たものが **Fig. 5.5** である。これによっても1981年4月における給砂の効果が見られ、白良浜全体にわたって汀線の前進がみられる。しかし、8月から9月にほぼ平均値に近くなっている。一方、台風による高波浪の来襲後はいったん北側の汀線が大きく前進したものの、その後、汀線の前進は急激な後退を示し、白良浜の中央部から南側の汀線が前進する傾向が見られる。この傾向もほぼ1ヶ月程度で以前の平均値に近い値になっている。このように、給砂によって前進した汀線がほぼ給砂以前へと戻るとは、汀線付近の土砂の侵食を表わすことになるが、この土砂は飛砂として海浜後部への堆積及び来襲波浪によって生じる沿岸流に伴って沿岸方向に移動し、浜の両端にある権現崎、あるいは湯崎側へと流失することが考えられる。

Fig. 5.6 は汀線の季節変化を示したもので、そのうち **Fig. 5.6(a)** は1947年に米軍によって撮影されたものから、入手しうる航空写真および実測量の結果に基づいているが、撮影時刻が不明であるため潮位補正を行っていない。この図から **Fig. 5.4** に示したものと同様に、冬期では W_N/W_S 、ただし、前出の B_C, B_N および B_S とは測線の位置が相違するが、 W_N は白良浜の北側および W_S は南側である。すなわち白良浜の南側汀線が後退するが、北側の汀線は前進する傾向を示している。一方、夏期の5月～8月にかけては逆に南側の汀線が前進して北側で後退する傾向である。さらに、**Fig. 5.6(b)** は1980年12月から1981年12月の期間に撮影された航空写真および浜の水準測量によって得られた結果から求めたものである。これからも **Fig. 5.6(a)** と同様に春から夏にかけて浜の北側の汀線が南側のそれにくらべて相対的に前進する傾向を示しており、その変動は約±20%程度にも及んでいる。この相対的な汀線の変化は白良浜に来襲する波浪が、夏期にはS～SW方向、冬期にはNW～W方向と2つの卓越波向を有していることに原因するものであろう。**Fig. 5.7** は前出の浜幅 B_C, B_N および B_S について、**Fig. 5.6** 同様にその季節変化と汀線の変動幅を示したものである。これによると白良浜の中央部の B_C 測線ではその変動が B_N および B_S に比べて少し小さく、約20m程度となっている。一方、白良浜の北側および南側の B_N, B_C では約25m～30m程度となっ

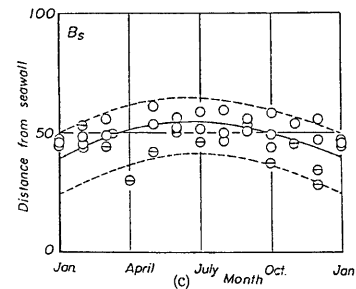
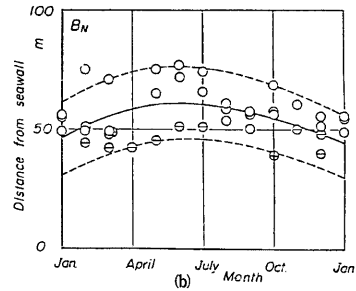
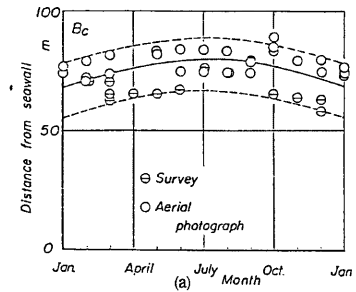
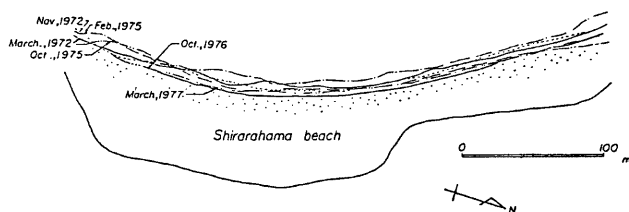
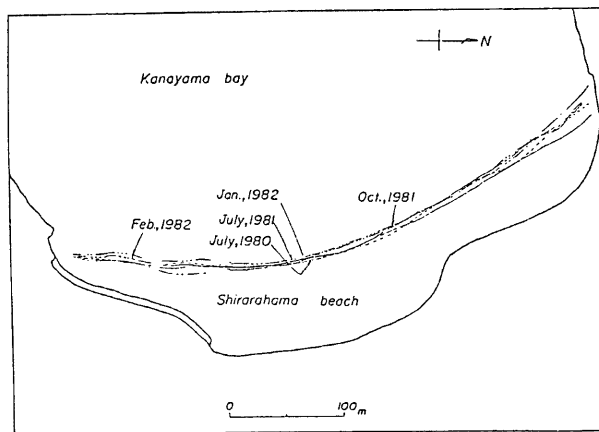


Fig. 5.7 Seasonal changes of beach width and its deviation



(a)



(b)

Fig. 5.8 Shoreline changes of Shirarahama beach

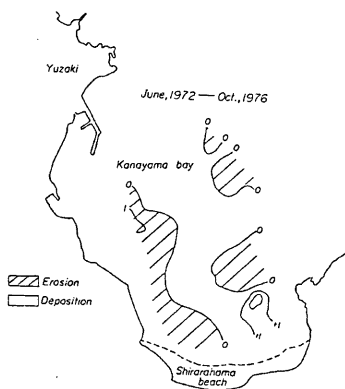


Fig. 5.9 Distribution of erosion and deposition areas between 1972 and 1976

ているが、とくに浜の北側の B_N 測線で春から夏にかけての変動が大きいようである。また、Fig. 5.8 は1972年3月以降1982年2月までの期間に実施した白良浜の水準測量結果に基づいて、汀線の位置をも測定し、潮位補正を行った後の汀線の位置を示したものである。この期間で汀線の最大前進・後退距離は浜中央部では比較的小さいが、浜の両端とくに北端の汀線変動が大きいことが明らかである。

5.2 侵食・堆積領域

白良浜の海域における深淺測量図および陸上部における水準測量結果から、1年以上にわたる期間での侵食・堆積領域と台風の来襲に伴って大きく海岸変形が生じたと考えられる期間での侵食・堆積領域について検討する。ただし、侵食・堆積土砂量については、測量の精度の関係から詳細な検討が不可能であるが、その領域の傾向を見るには十分であると考えられる。

1) 長期間にわたる侵食・堆積領域

Fig. 5.9 は1972年6月と1976年10月に測深された結果に基づくものであって、約4年半の変化を表わしている。これによると鉛山湾の南側に広く侵食領域が広がるとともに、権現崎西側沖合に部分的に侵食領域が見られる。一方、堆積領域は湾中央部から権現崎南側へと広がっており、とくに権現崎南側の白良浜から約150 m～200 m 沖合に最大2 m 以上の堆積領域が見られる。また、最近の1年間、1980年7月から1981年7月の期間について見たものが **Fig. 5.10** である。これによると鉛山湾全体にわたって堆積領域が広がっているが、権現崎沖合南側と白良浜沖合に部分的な侵食領域が見られる。また、**Fig. 5.9** においても見られた白良浜から約150 m～200 m 沖合の権現崎南側には、1 m 以上の堆積領域が存在している。このことは白良浜の北端への漂砂の移動とそれが沖方向へと運搬され、また権現崎による遮閉領域であることから堆積領域となるものであろう。

一方、白良浜の前浜から後浜における侵食・堆積領域を示したものが **Fig. 5.11** である。これらの図は1年間にわたるもので、冬期季節風時の飛砂の影響などが含まれているが、白良浜の北・南端の汀線付近の侵食が顕著となっている。

次いで、短期間における土砂の侵食・堆積領域については、台風期および冬期季節風時に分けて考察する。まず、**Figs. 5.12(a)** および **(b)** は台風期の1972年6月から11月と1981年7月から10月の期間である。**Fig.**

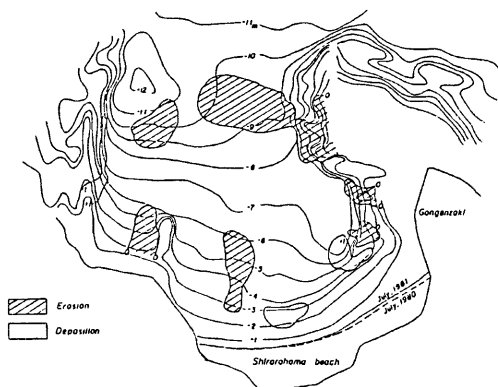


Fig. 5.10 Annual change of erosion and deposition areas

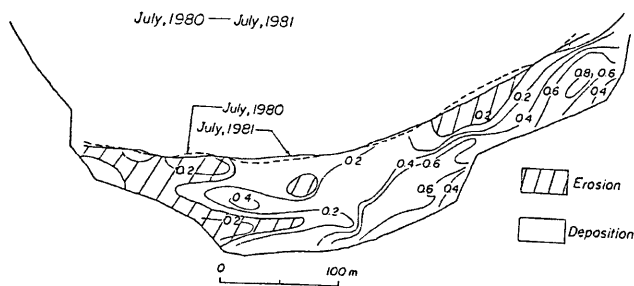


Fig. 5.11 Distribution of erosion and deposition areas on Shirahama beach

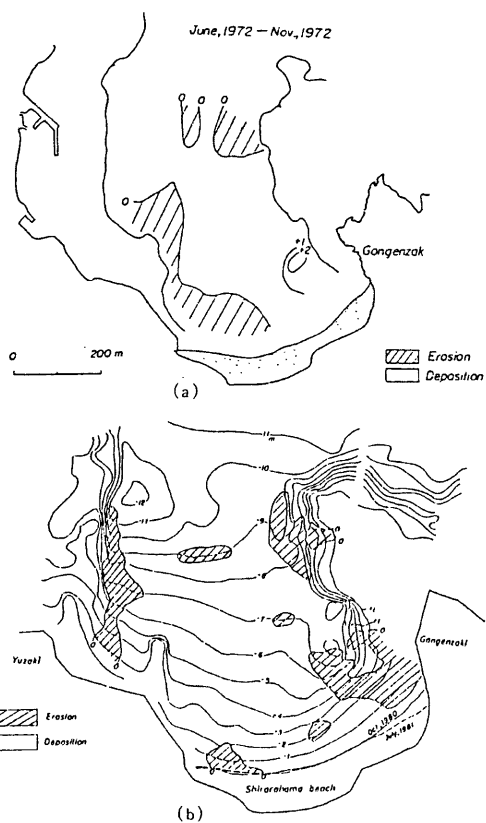


Fig. 5.12 Sea bottom changes by typhoon

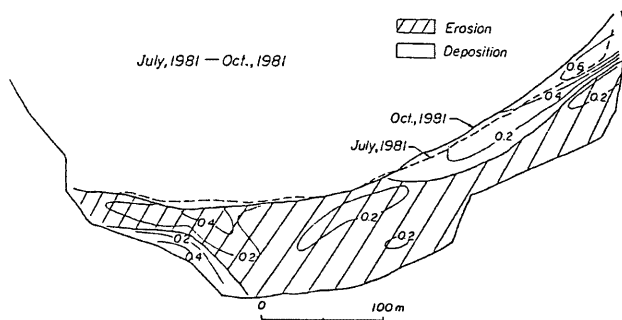


Fig. 5.13 Beach change of Shirahama by typhoon

5.12(a) では白良浜の中央付近から湯崎側の沖合で侵食領域となり、また、堆積領域は権現崎西側に見られる。一方、Fig. 5.12(b) は1981年9月30日から10月1日にかけて台風による高波浪の来襲した期間のものであって、その影響を表わしているものと考えられる。まず、湯崎沖合に帯状に、また、白良浜南端付近では汀線の後退がみられるところ、さらに権現崎の西側と沖合に侵食領域が存在している。深浅測量の精度との関係もあって、この図からは堆積領域は鉛山湾全体にわたっているが、白良浜北端の急激な汀線の前進範囲でも1mをこえる土砂の堆積は見られない。この期間における白良浜陸上部における侵食・堆積領域を示したものがFig. 5.13であって、白良浜の南側の侵食に対して北側汀線付近の堆積が見られる。これは汀線変化においても見たように、南側の侵食土砂が北側へと移動したものであろう。

冬期季節風時の侵食・堆積領域については、飛砂による海浜変形でくわしく述べられているが、ここでは1981年10月から1982年2月に至る期間に3回測量されており、その結果に基づいて陸上部の侵食・堆積領域について検討する。Fig. 5.14(a) は1981年10月から1982年1月の期間で、季節風はほぼNWおよびWからの風が卓越し、それによって飛砂として運搬されることから、その風向と一致して浜の北側では侵食され南側に堆積する傾向を示している。また、Fig. 5.14(b) は1982年1月から2月までの1ヶ月間のものであるが、汀線付近のものは波的作用によって南から北へ、また、陸上部の砂はより後浜の海岸堤防付近まで運搬され堆積していることが明らかである。この季節風時の白良浜における砂の移動は、後述するように、飛砂による海浜変形で見られる結果ともよく一致している。

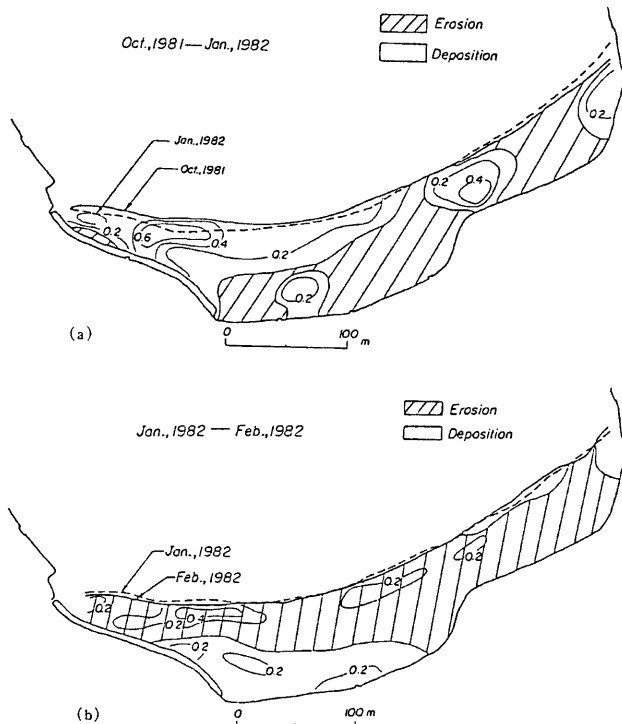


Fig. 5.14 Beach changes of Shirarahama by monsoons

5.3 浜砂量の変化

海岸保全のために養浜を実施する場合、海岸変形に伴って生じる汀線の変化のみならず浜砂量の変化を算定して、養浜砂の流失砂量を推定する基礎とすべきであろう。このために、経年的な浜砂量の長期的な変化とともに、短期的な変動を明らかにすることは、砂浜の維持上必要である。

まず、ここでは白良浜の前浜から後浜における浜砂量と海底に存在する浜砂と同一の底質特性をもつ海底砂に分けて考察する。**Fig. 5.15** は白良浜の水準測量によって求めた浜砂量の経年変化であり、1970年12月測量の結果を基準としている。ただし、これまで1974年および1981年の2回小規模な養浜が実施された。図中の白丸は測量時の浜砂量を、黒丸は最初に求めた浜砂量を基準として測量時ごとに累加した量として表わしている。浜砂量の変化は測量時ごとに大きく変化しているが、とくに養浜が実施された1974年および1981年に浜砂全体の量が增加している。しかし、1981年の養浜砂量は約 $6,000 \text{ m}^3$ であるが、測量結果から得られた浜砂の変化量は $4,900 \text{ m}^3$ となっている。この量は1980年7月から1981年7月までの期間におけるものであり、その間に浜砂が侵食され海域へと流出したことになるであろう。このことから考えるとこれまでの養浜を考慮しなければ浜砂全量は減少の傾向にあるものと考えられる。

また、この浜砂量の測量期間がいろいろであるために、年間当りの浜砂量の変化として示したものが **Fig. 5.16** である。この図から浜砂の堆積量として $14,800 \text{ m}^3$ 、侵食量として $25,300 \text{ m}^3$ が最大の値として示されるが、これはいずれも1ヶ月間の変化量から算定したものであって、実際はこれより小さな値となるものといえよう。さらに、これら測量期間ごとの変化量を平均的な値にすると、養浜の影響を含んでいるが堆積量として約 $5,000 \text{ m}^3$ 、また侵食量として約 $9,000 \text{ m}^3$ が最大となっている。

一方、鉛山湾の海底に存在する海底砂量の経年変化を示すものが **Fig. 5.17** のようである。1976年と1980年の間に大きな差が見られるが、これは測量の機器および実施方法などが相違することに起因するものであるが、とくに、1980年以降の海底砂量が白良浜に近い領域で増大する傾向にある。これは前述したように白良浜から沖方向に流失する漂砂によるものと考えられよう。また、この図から各領域の土砂量を算定すると、A、B および C 領域では約 10 万 m^3 、D、E および F 領域では、約 15 万 m^3 、さらに G、H、I および J 領域では、 85 万 m^3 の砂が堆積している。この堆積砂量を各地域ごとに見ると、A、B および C 領域では、約 $1.9 \text{ m}^3/\text{m}^2$ 、D、E および F 領域では約 $4.9 \text{ m}^3/\text{m}^2$ および G、H、I および J 領域では約 $5.6 \text{ m}^3/\text{m}^2$ となっており、沖合ほど単位面積当りの堆積土砂量が多くなっていることを示している。

このような浜砂および海底砂量の算定とともに、白良浜ではかつてガラス原料の珪砂、すなわち浜砂を採取しており、それは明治年間から大正年間末期まで続けられた⁸⁾。この浜砂の採取量は **Fig. 5.18** に示すように、その最盛期には年間約 $3,000 \text{ m}^3$ にも及んでおり、この量は1981年の養浜砂量の約半分にも相当する。

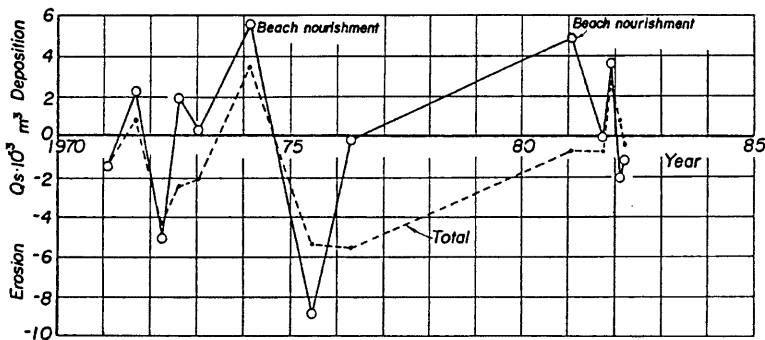


Fig. 5.15 Changes of beach sediment in Shirarahama beach

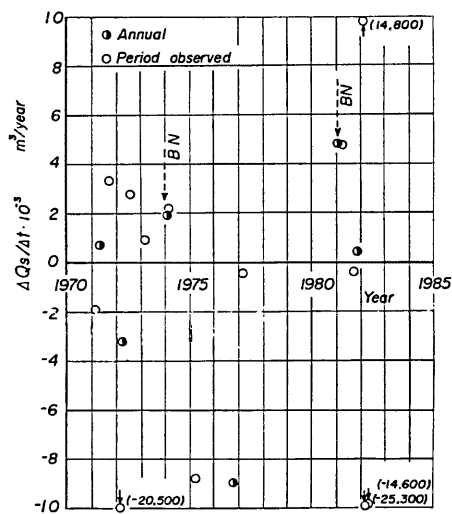


Fig. 5.16 Annual change in volume of beach sediment in Shirarahama beach

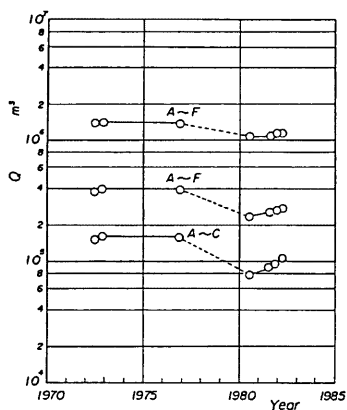


Fig. 5.17 Yearly changes in volume of sediment in Kanayama bay

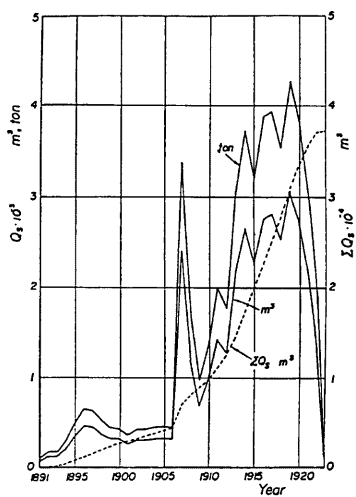


Fig. 5.18 Volume of beach sediment mined for raw materials of glass

また、1891年の採取開始以来1923年までの約30年間で採取された全浜砂量が約 3.7万m^3 にも及び、これによっても白良浜の海岸侵食が進んだものと考えられるが、当時は白良浜の背後には海岸堤防などはなく、また背後の丘陵地から漂砂として土砂が供給されていたことを考えると、現在のような海岸地形として平衡状態になっていたものと推定される。さらに、白浜を含む紀伊半島は地殻変動の活発な地域であり、南海道地震などによって被害が発生している。この南海道地震によって白浜付近は約 30cm 程度の地盤沈下があったと推定されている⁹⁾。このような地盤沈下は、当然のことながら平均海面の相対的な上昇をもたらし、これに伴って汀線が後退することになる。この地盤沈下に伴って白良浜の浜砂量が見かけ上減少し、その量を算定すると約 30cm の沈下では約 $7,000\text{m}^3$ となるが、この当時の漂砂源の存在を考えると、前述した場合と同様な推論がなされるであろう。

6. 風による海浜変形

前述したように、白良浜の海浜変形は波浪による漂砂と強風による飛砂によって起こる。とくに、毎年冬期季節風による飛砂に伴う海浜の変形は、白良浜の背後地を通る道路の路上に飛砂が堆積し、交通障害を起こすほどになる。したがって、養浜計画において、現状より砂浜を拡幅することになれば、飛砂による海浜変形が大きな問題となるであろう。

そのためには、現在の白良浜における飛砂による海浜変形の実態を明らかにするとともに、その予測法を確立しておかなければならない。本研究では、昭和45年頃より数ヶ月にわたって、白良浜の飛砂による海浜変形を調査してきた土屋ら¹⁾の研究成果について述べるとともに、すでに、適用性を明らかにした海浜変形の1次元的な取り扱いをさらに2次元に拡張し、任意の風向に対しても海浜変形を予測できるような計算法

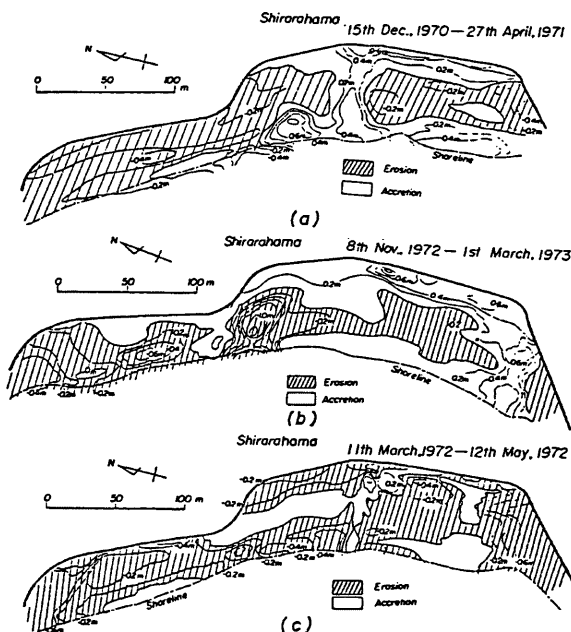


Fig. 6.1 Beach changes of Shirarahama by wind

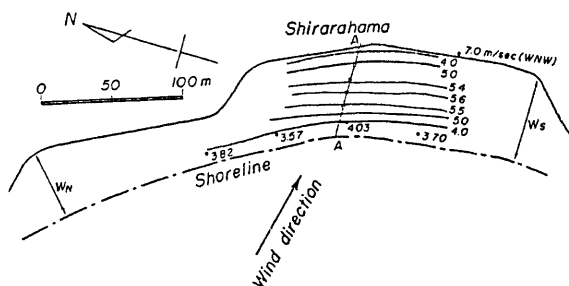


Fig. 6.2 Distribution of wind velocity on Shirarahama beach in spring season

を試みる。

6.1 海浜変形の実態

Fig. 6.1 は、白良浜の水準測量図をもとにして作られた侵食・堆積図であり、図中にはそれぞれの期間が示してある。このうち **Fig. 6.1(a)** では、冬の季節風などの主として北西風による飛砂と波浪の影響が考えられる。これら両期間の浜の侵食および堆積部分の分布形状はかなり類似しており、一般的にはこの浜の北側が侵食され南側に堆積が多く見られるが、これは NW または NNW 方向の季節風による飛砂が主原因となっている。

Fig. 6.1(c) は、春期における浜の侵食・堆積図の 1 例であって、その一般的特徴は、前述した冬期の場合とかなり異なり、汀線に直角方向に変形し、とくに汀線付近と南側の海岸堤防の前面が大きく侵食されていることである。これは異常低気圧による W および SW 方向の強風による飛砂と波浪が主原因となっていると思われる。**Fig. 6.2** は春期における WNW 方向の風の場、その平面分布を示したものである。これから風速が汀線近傍から浜中央部に向かってかなり増大し、前述したこの付近の浜の侵食傾向とある程度一致している。また、春期の侵食土砂量が一般に堆積土砂量に比べて多いのは、飛砂によって南側の海岸堤防付近が大きく盛り上がり、春期の強風により海岸堤防を越えて背後地に流送され、堆積したためと考えられる。

Fig. 6.3 は 1971 年 12 月の浜砂の中央粒径 d_{50} の平面分布図から、飛砂の卓越移動方向と思われる測線に沿ってその場所的変化を图示したものがあがるが、距離の基準点は図中の矢印の始点である。この図から中央粒径は測線に沿って減少しており、その方向は前述した冬期の北西季節風の方向とよく一致していることが見出される。

6.2 海浜変形の予測

飛砂による海浜変形は、一般的に 2 次元的であるので、できればその予測法を見出さなければならない。しかし、飛砂は風による現象であることを考えると、2 次元的な海浜変形を予測するためには、砂浜上の風特性の分布を時空間について推定する必要があるが、それは極めて困難である。したがって、ここでは、主として実用

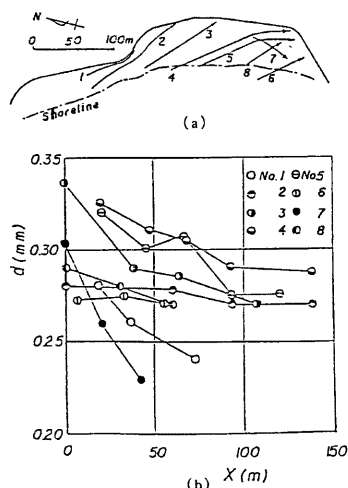


Fig. 6.3 Change in median diameter of surface sediment on Shirarahama beach with distance from shoreline in dominant wind direction

的な予測法を対象とし、また海浜の起伏は著しくない場合を取り扱うこととして、次の仮定をおくことにする。

(i) 砂浜上の摩擦速度の分布は、砂浜の幅 x_0 として、それぞれの風向に沿う砂幅をとることにして、次式で一般的に表わされるとする。

$$\frac{u_*}{U_K} = \beta \left(\frac{x}{x_0} \right)^{\alpha/\pi} \dots \dots \dots (6.1)$$

ここに、 U_K : コーシンペーン風速計による平均風速、 β : 定数、および x_0 : 風向に沿った浜の幅である。

(ii) 汀線に沿う微小距離 Δx について、その風向における海浜変形を各地点ごとに式 (6.1) によって計算して、それらを海浜面上において集計することができるとする。

(iii) したがって、海岸堤防などによる局所的な風特性の変化を考慮することはできないが、海浜上の風速分布さえ、この方法で実用的に推定できれば、2次元的な海浜変形をある程度予測することができるであろう。

なお、飛砂量則として、著者ら¹⁰⁾による次式を用いる。

$$q_* = 4.62 \left\{ 1 + 0.495(1 - 1.05e) \left(1 - \frac{1}{r^2} \right)^2 \right\} \sqrt{0.0286 + 4.70 \left[1 + e - (1 - e) \sqrt{1 + \frac{0.355}{(1 - e)\tau_*}} \right]^2 \left(1 - \frac{1}{r^2} \right)^2} \\ \times (\tau_* - \tau_{*c}) \dots \dots \dots (6.2)$$

ここに、 $q_* = q_B / u_* d_{50}$ 、 $\tau_* = u_*^2 / (\sigma / \rho - 1) g d_{50}$ 、 $\tau_{*c} = u_{*c}^2 / (\sigma / \rho - 1) g d_{50}$ 、 $e = 0.95 / (1 + 5.47\tau_*)$ 、 $r = 0.95(1 + 65.0\tau_*) / (1 + 5.47\tau_*)$ 、 q_B : 単位幅単位時間当りの飛砂量、 σ/ρ : 空気に対する砂粒の相対密度、 g : 重力の加速度、 u_{*c} : 限界摩擦速度および e : 反発係数であり、著者らの saltation の実験結果から $\tau_{*c} = 0.01$ および飛び出し角度などの値を代入して計算する。

このような実用的な方法によって推定した海浜変形を実測結果と比較して検討しよう。**Fig. 6.5**は一例として **Fig. 6.1(c)** に対して、この期間における風の頻度特性として **Fig. 6.4** に示した結果を用いて、すべての風向に対し海浜変形を計算機で積分し、図示したものである。図中の数字は海浜の変形量の100倍 (cm) の値で示してある。この推定結果を **Fig. 6.1(c)** と比較して、次のことがわかる。全体的な侵食・堆積の傾向は、比較的良好に対応しているようであるが、白良浜の北端および海岸堤防付近においては、かなりの相違があることが指摘される。前者は、北西風の場合、白良浜における風の分布が権現崎に遮閉されるため、北端付近の風特性の推定が困難であることによるためと思われる。また、後者については、堤防に沿って風が集中するために、この付近の海浜変形は、このことを考慮しなければならないことを示しているといえる。これに対して、白良浜の中央部における海浜変形は、ここで示した実用的な方法で、十分推定できるものといえてよいであろう。

この推定結果から明らかなように、季節風時の飛砂による海浜変形は、一般に強風の風向に沿う浜の奥部に堆積することになるので、もし養浜によって白良浜を拡幅する場合には、季節風によって、どの程度海浜が変形するか、いいかえればどの程度浜が傾くかを予測しておくなければならないであろう。

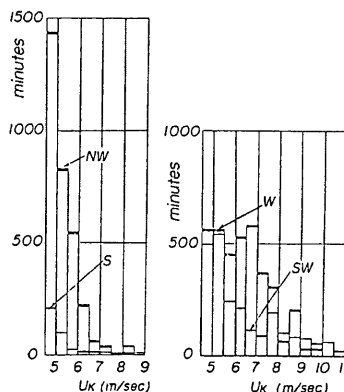


Fig. 6.4 Occurrence frequency of winds from March to May, 1972 at Shirarahama beach

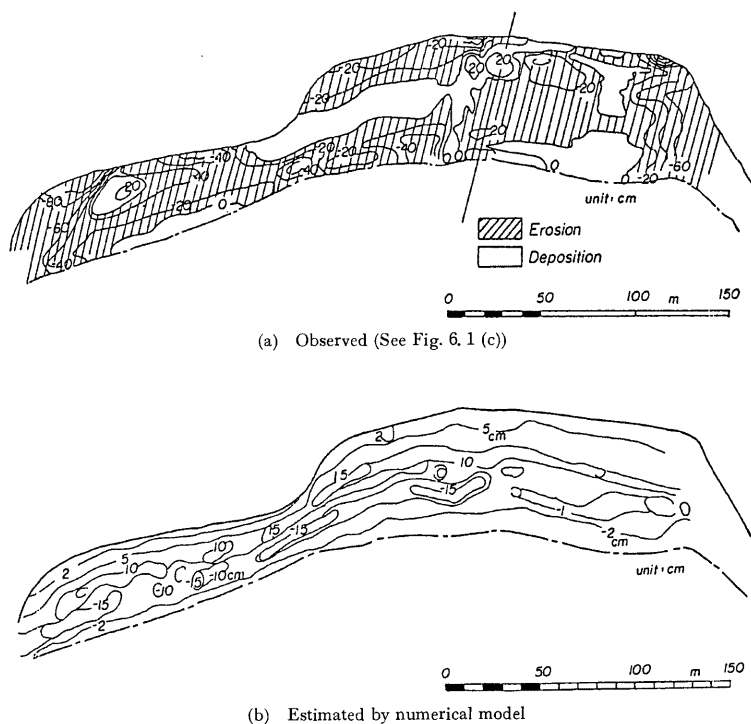


Fig. 6.5 Comparison between estimated and observed beach changes by wind

7. 波による海浜変形

白良浜には、前述したように、台風および季節風時の高波浪が侵入するので、これらによる海浜変形を究明しておく必要がある。従来、海浜変形の予測手法としては、いわゆる1次元解析法 (one-line theory) といわれる沿岸漂砂量の非一様性に基いた計算手法が試みられてきたが、この場合には海浜変形の過程において、海浜断面形状が同一であるという基本的な仮定が用いられるため、実際上しばしば問題点があげられてきた。一方、海浜流の計算に基づいた2次元的な海浜変形の予測手法の試みが、最近ようやく試みられ始めたが、海岸漂砂の一般的表示法と碎波帯内の波浪の変形やそれに伴う漂砂機構において未解決の問題が多く、現在なお成功したものはない¹⁴⁾。

本研究では、まず1次元解析法によって白良浜の海浜変形を考察してこの浜の変形特性を明らかにしたあと、白良浜から鉛山湾間の海浜流の数値シミュレーションを行って、台風や季節風時の高波浪による海浜流の特性を調べて、白良浜の侵食原因すなわちいかなる波浪条件において、どこから浜砂の流出が予想されるかについて考察することにする。

7.1 海浜変形の予測

海浜変形の基礎式は、海浜変形の連続式と漂砂の運動方程式すなわち漂砂量則によって構成され、これらを種々の初期条件および境界条件のもとで連立して解き、海浜変形機構を解明しようとする試みが行われてき

た。著者らもすでに1次元解析法を2, 3の海岸の海浜過程の究明に適用し, 海浜変形を予測してきた^{12, 13)}。したがって, 海浜変形の機構と波浪の変形計算法についての説明は省略し, 計算結果に基づいて検討する。

1) 沿岸方向のエネルギーフラックスの分布特性

白良浜に最も近い波浪観測所は, いうまでもなく京大防災研究所の白浜海象観測所であるが, 観測塔の設置場所の関係から, 観測された波浪データが必ずしも白良浜に利用できないと思われたので, 白浜より約20 km 南方に位置する周参見漁港の観測データを用いる。すなわち, 1970年4月より1976年3月までの7年間の波浪観測資料を用いたが, 本漁港の地形特性から季節風時の波浪に対しては, 若干問題があると考えられるので, 5月より10月までのいわゆる台風期に対してのみ利用することにした。そして, 11月より4月までのいわゆる季節風期に対しては, 田辺漁港における1974年7月より1977年6月までの4年間の風資料を用いて, SMB法で波浪推算を実施した。この場合, 最も問題になるのは波浪の変形計算の精度である。波向線法によれば各波向線を求めることができるので, 波の屈折特性はわかるが, 海底地形が複雑であるため, 波向線が交差することもありうるし(理論上は砕波するが), また砕波点における波向から沿岸方向のエネルギーフラックスの成分を求める精度はきわめて低いことが予想される。とくに, 白良浜のように比較的安定な海浜の場合はなおさらである。ここでは, このことを念頭において考察する。このようにして得られた波浪データを用いて, 白良浜における波浪のエネルギーフラックスの沿岸方向分布を計算し, それを集計したもののうち夏期の台風期の場合を Fig. 7.1 に示す。ここに, 距離 x は湯崎から北向きにとってあり, α は沖波の波向で北から反時計回りを正にとってある。この図から, 台風期には $\alpha=90^\circ$ および 126° の方向からの波浪によって, 白良浜の北部海浜にエネルギーフラックスが集中する傾向にあるが, 全方向に対する全エネルギーフラックスは白良浜の両端と中央部付近でゼロとなっていることがわかる。しかし, 権現崎付近におけるエネルギーフラックスの分布では, この付近が岩礁地帯であるため, 屈折計算の精度や砕波条件などの関係から, 必ずしも適切な計算ではなかったことをつけ加えなければならない。

同様に, 季節風期の場合の計算結果を Fig. 7.2 に示す。季節風による波浪は主として北西から侵入するので, 全エネルギーフラックスはほとんどの波浪による。この場合も, 台風期と同様に, 全エネルギーフラックスは白良浜の両端とほぼ中央部でゼロとなっている。さらに, 通常の波浪データとして集計したものと前述した季節毎のエネルギーフラックスの分布を Fig. 7.3 に示すが, これからもほとんど同じ傾向を見出すことができる。ここで用いた波浪データは, この白良浜における観測値ではないので, 精度上の問題があることはいうまでもないが, エネルギーフラックスの分布におけるこの事実は, 白良浜の安定性を示す大きな特長であるといつてよいであろう。いいかえれば, 一般にエネルギーフラックスが沿岸漂砂量に比例す

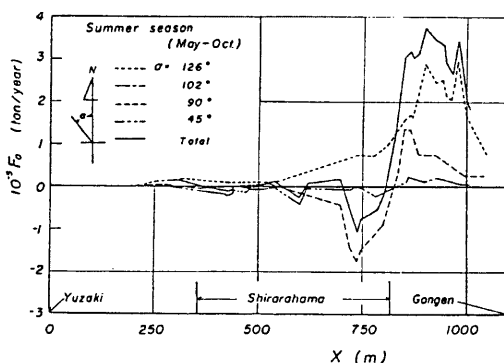


Fig. 7.1 Longshore distribution of wave energy flux in summer season

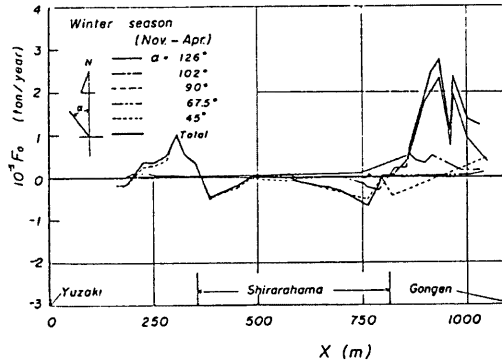


Fig. 7.2 Longshore distribution of wave energy flux in winter season

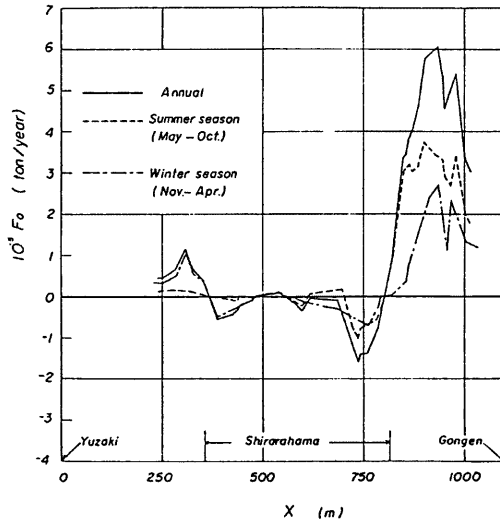


Fig. 7.3 Longshore distribution of annual and seasonal wave energy fluxes

ることを考えると、前述したエネルギーフラックスの分布によれば、白良浜では、台風期や季節風期を通じて長期的に考えた場合には、その両端と中央部付近において漂砂があるが、その系の中で比較的保存される傾向にあると推論される。

この傾向が、台風や季節風の通過に伴ってどのようになるかをさらに検討することにした。まず、前述した台風期中における波浪データのうち、台風7520号によるエネルギーフラックスの分布を波向別に示すと **Fig. 7.4** のようになる。この場合も、前述した台風期や季節風期とほとんど同じように、白良浜の両端および中央部において、エネルギーフラックスがゼロになる傾向を示す。この経過において、エネルギーフラックスの分布が時間的にどのように変化したかを検討したところ、経時的には白良浜の南北端でエネルギー

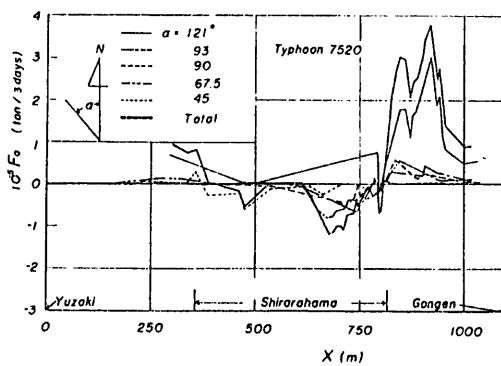
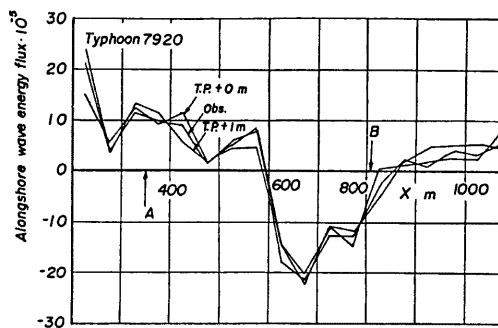
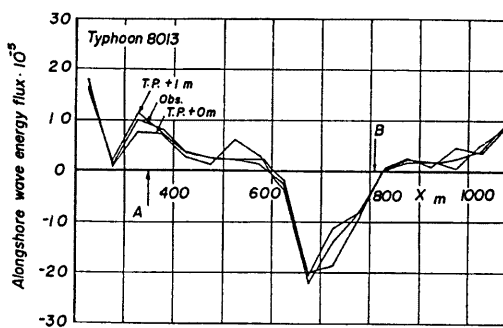


Fig. 7.4 Longshore distribution of wave energy flux of incoming waves associated with typhoon 7520



(a) Typhoon 7920

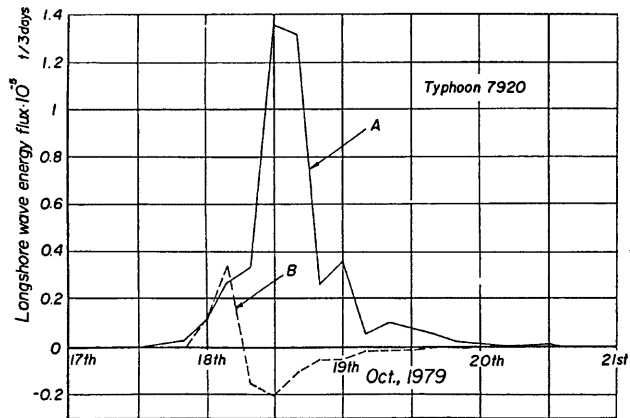


(b) Typhoon 8013

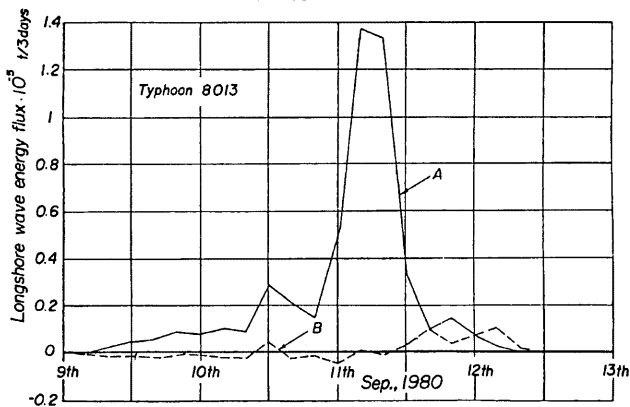
Fig. 7.5 Longshore distribution of wave energy flux of incoming waves associated with typhoons 7920 and 8013

フラックスがゼロにならず、しかも、白良浜の両端部は岩礁になっているので、流出した漂砂が再び浜に入ってくる可能性が少ないのではないかと想像される。このことが、白良浜の浜砂の流出現象に関係しているのではないと思われる。しかし、台風7520号は太平洋上を北東進したので、白良浜には大きな影響を及ぼさなかったと考えられるので、つぎに最近の台風について検討する。

最近、わが国に上陸した台風の中で、紀伊水道に大きな波浪をもたらしたものとしては、台風7920および8013号をあげることができる。これらの台風による波浪は御坊において観測され、すでに Fig. 3.2 に示したように有義波高は実に 7 m にも及んだ。したがって、ここではこれらの台風時の御坊における観測結果を用い、これを沖波として全く同様な計算を行って、エネルギーフラックスの分布特性を検討する。Fig. 7.5 はこれらの両台風によるエネルギーフラックスの計算結果であり、図中AおよびBはそれぞれ白良浜の南北端を表わす。まず、これら2つの台風による場合は、前述した台風7520号の場合と相違して、白良浜の南端においては、必ずしもエネルギーフラックスはゼロとならない。そして、白良浜の中央部における分布特性



(a) Typhoon 7920



(b) Typhoon 8013

Fig. 7.6 Changes of wave energy flux at both ends of Shirarahama beach

も若干異なっているが、北端においてはエネルギーフラックスはほとんどゼロになっている。また、図中にはこの海域の潮位差が大きいので、実測潮位を用いた場合のほか、 $T.P. \pm 0m$ (大体平均潮位に対応している) および $T.P. +1m$ の場合のそれぞれについて計算してあるが、潮位の与え方によってエネルギーフラックスの分布はほとんど変わらないことがわかる。

Fig. 7.5 に示したエネルギーフラックスの分布によれば、南北端において漂砂の流出入があることになるので、それがいつ起こるのかを考察する。ここでは白良浜の南北両端におけるエネルギーフラックスの時間的変化を考察することとし、その結果を **Fig. 7.6** に示す。ただし、前述した理由から、推定されたエネルギーフラックスの推定精度、とくに砕破点における波向を用いて、沿岸方向のエネルギーフラックスの成分を計算する精度にかなり問題があるので、その大きさそのものについてはなお検討すべきであるが、確かに台風の通過に伴って、沿岸漂砂量が流出入することが想像される。とくに、いずれの台風の場合でも、台風通過のある時期に、白良浜の南端ではつねに正のエネルギーフラックス、すなわち沿岸漂砂が流入してくる傾向をとる。これに反して、北端ではわずかに北向きに流出していくが、差引きとしてはほとんどゼロになっている。しかし、前述したように、この付近は岩礁であるため、いったん漂砂が流出すると、それは沖方向へ輸送されるであろうから、たとえエネルギーフラックスが南向きに変わっても、流出した漂砂は再び流入しない可能性が高いであろう。これら白良浜の南北両端におけるエネルギーフラックスの特性のうち、前者すなわち南端においては、現在消波護岸ができており、多かれ少なかれ来襲波浪は反射されるうえに、海底は岩礁であるため、漂砂はほとんど存在していない。したがって、たとえ北向きのエネルギーフラックスが存在しても、それに伴う漂砂は存在せず、流入する可能性はあまりないものといえるであろう。後者の場合は、台風の通過に伴って、まず北向きのエネルギーフラックスが存在し、ついで南向きに変わる台風7920号の場合には、前述した理由から浜砂の流出が十分考えられることになるが、その量はかなり小さいものであろう。なお、ここで説明した沿岸漂砂の流出過程が台風時の高波浪時に必ずしも対応していないことは興味深く、波向や屈折特性に依存して、かなり限定された波浪条件においてのみ可能なようである。

最後に季節風の場合について同様な考察をしなければならない。一例として、季節風による波浪のエネルギーフラックスの分布を **Fig. 7.7** に、またその時間的変化を **Fig. 7.8** に示す。これから前述した台風の場合とはほぼ同様な傾向を見出すことができるが、白良浜の北端より南端において沿岸漂砂の流出の可能性があらわに示唆されるであろう。ただし、この場合には、権現崎付近における波浪の変形計算の精度が大きく影響するかも知れない。

2) 海浜変形の予測

1次元解析法によって、台風7920および8013号による白良浜の海浜変形を計算した。当然のことながら、

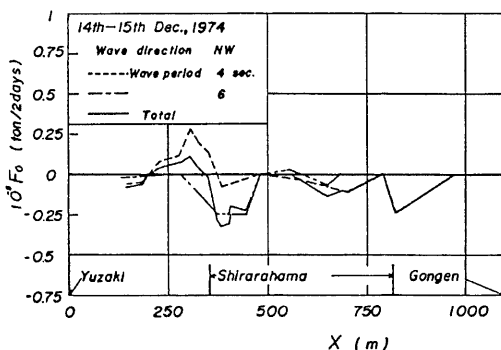


Fig. 7.7 Longshore distribution of wave energy flux in monsoon

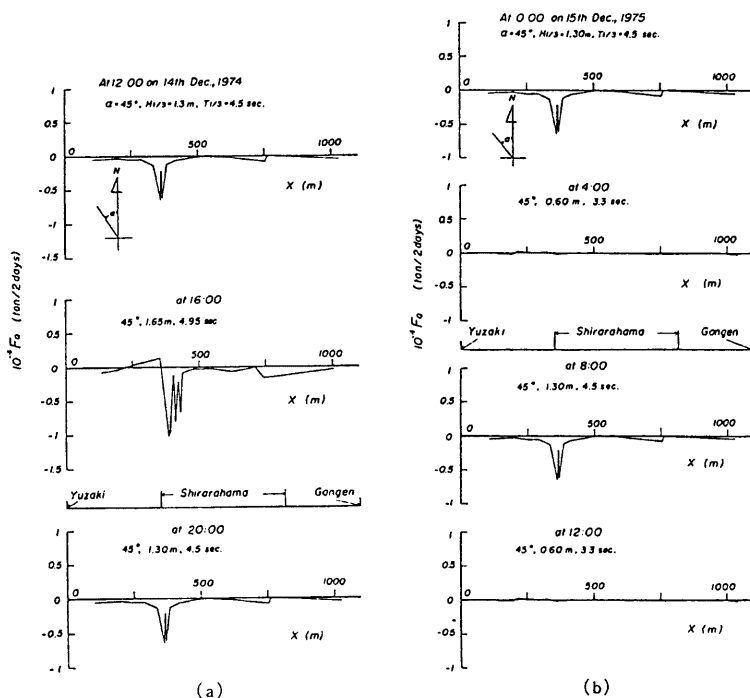


Fig. 7.8 Changes of wave energy flux in monsoon

この手法を用いる場合には、海浜断面形状が変形の前後において、また沿岸方向に一定であると仮定される。このとき同時に、漂砂の移動限界水深も一定であるとして取り扱われるので、深浅測量の結果から、それを推定しなければならない。しかし、測量時期の近い資料について検討してみた結果、海浜断面の変化がきわめて小さいので、必ずしも的確に変形限界点を見出すことができなかった。ここでは底質および波浪特性を考慮して、漂砂の移動限界水深 $h_k = 5$ m および 7 m とし、さらに潮位は実測潮位と T.P. +1 m および T.P. ± 0 m のそれぞれについて計算することにした。また、初期条件として1978年3月の深浅測量結果による白良浜の地形を与えることとし、境界条件としては、湯崎および権現崎からの沿岸漂砂の流出入がないと仮定することにした。このようにして、白良浜の汀線変化を計算した結果の数例を Fig. 7.9 に示す。ただし、前述したように海底地形の複雑な鉛山湾における波浪の変形計算によれば、沿岸方向のエネルギーフラックスは場所的にかなり大きく変動したので、適当な数個の計算点について移動平均することにした。すなわち、図中漂砂の移動限界水深 h_k のあとにカッコで示した数字たとえば(5-5)は、それぞれエネルギーフラックスについては5点の移動平均を、また沿岸漂砂量の微分値についても5点の移動平均を行ったことを表す。これらの計算結果によれば、いずれの計算条件に対しても、ほとんど同様な海浜変形の傾向を示す。すなわち、白良浜の南部海浜では堆積傾向に、また北部は侵食傾向である。もっとも、波浪変形の計算精度に加えて、沿岸漂砂量式にかかる係数 K (この計算においては Komar にならって $K=0.77$ とした) にも関係して、海浜変形の絶対値を議論しても、必ずしも適切ではない。台風の通過に伴う海浜変形の実測結果は少なく、直接比較できるものはないが、夏期における深浅および汀線測量結果と比較すると、北部

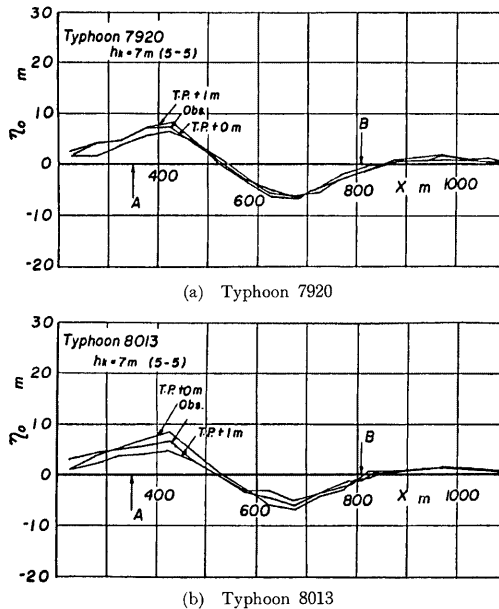


Fig. 7.9 Some examples of predicted beach change by stormy waves associated with typhoons 7920 and 8013

海浜が少し変形する傾向は理解できるようであるが、南部付近において堆積する傾向はあまりみられない。**Fig. 7.5** に示した白良浜へのエネルギーフラックスの流入入に関して前述した考察結果によれば、この付近は岩礁であって沿岸漂砂の流入は考えられないので、実際には堆積現象の規模はかなり小さくなり、汀線はそれほど前進しないのではないと思われる。また、漂砂の移動限界水深については、 $h_k = 5\text{ m}$ および 7 m についてそれぞれ計算したが、この計算結果によれば、前者の方が後者の場合より、海浜変形の規模は相対的に大きくなっていることがわかる。

7.2 鉛山湾の海浜流

前節では、1次元海浜変形モデルを用いて沿岸漂砂による海浜変形特性を検討してきたが、白良浜のように比較的安定なポケットビーチの場合でも、浜の変形特性を考える場合には離岸流を含む2次元モデルによる検討が必要であろう。そのため、ここでは2次元数値モデルによって鉛山湾の海浜流の特性を調べ、白良浜からの浜砂の流出の可能性およびその経路について検討する。

周知のように、白良浜は鉛山湾の湾奥に位置しており、南北両端には湯崎および権現崎の両岬 (headland) が突出し、湾の海底地形は、**Fig. 7.10** に示すように極めて複雑である。さらに、鉛山湾の沖合には瀬戸崎および番所ノ鼻が突出しており、入射波の伝播を考えるうえで、これら両岬は白良浜の第1 headland となることが予想される。そこで海浜流を計算する領域として **Fig. 7.10** (狭領域)、入射波の変形計算をする領域を **Fig. 7.11** (広領域) のように設定した。

波浪の変形計算は、広領域における波浪の変形計算として波向線法を、狭領域のそれとしては、両領域の接続線上で境界条件として広領域の結果を与え、波向線法および数値波動解析法の両方法を用いた。この場合、初期条件は開境界で沖波の波高、周期を与え、境界条件として、開境界においては、 $K_r = 0$ 、湯崎側境

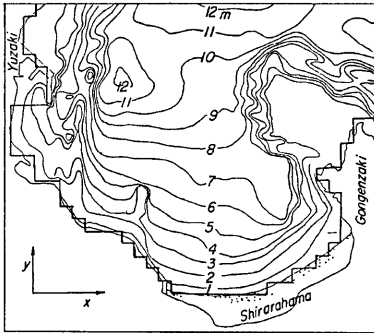


Fig. 7.10 Narrow area of numerical calculation of wave deformation in Kanayama bay with bottom topography

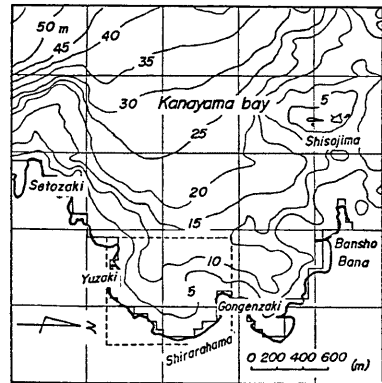


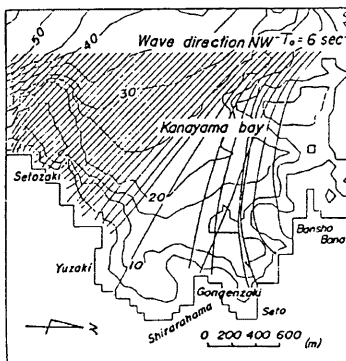
Fig. 7.11 Wide area of numerical calculation of wave deformation off Kanayama bay with bottom topography

界においては、 $K_r=0.2$ 、白良浜においては、 $K_r=0$ 、および権現崎側境界においては、 $K_r=0.05$ の反射率を仮定した。

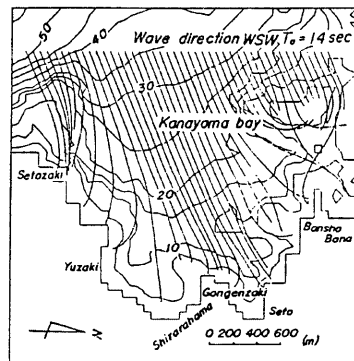
1) 波浪の変形特性

前述した波浪の変形計算法によって鉛山湾から白良浜に至る領域の波浪特性を知るために、波の屈折特性と波高および波向で表わされた波浪ベクトルの空間分布を求めることにした。その場合の計算条件としては、季節風時の波浪に対して、周期 6 sec および 8 sec で、波向 W, WNW および NW とし、また台風時に対しては、周期 12 sec および 14 sec で、波向 SW, WSW, W および WNW とした。なお、波浪ベクトルの空間分布の計算については、沖波波高はいずれも 2 m とした。

この海域の海底地形はきわめて複雑であり、かつ対象とする波浪の周期が 6~8 sec および 12~14 sec というように広範囲であるため、十分広領域について波の屈折計算をする必要がある。しかし、通常のように沖波波長の1/2程度の水深から浅い海域に対して屈折図を描く代りに、水深 40 m 付近からの海域を対象

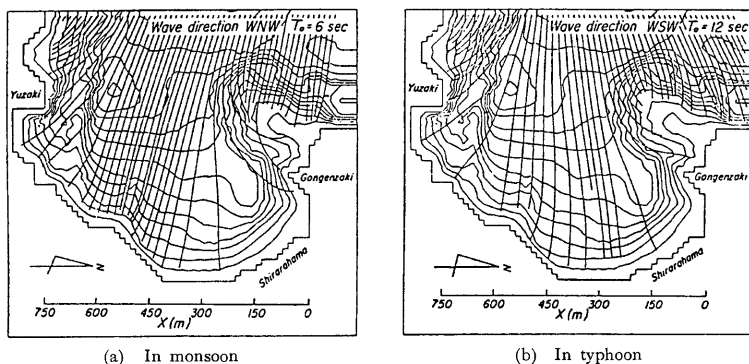


(a) In monsoon



(b) In typhoon

Fig. 7.12 Some typical examples of wave refraction diagram in Kanayama bay



(a) In monsoon (b) In typhoon
Fig. 7.13 Some typical examples of wave refraction diagram in Kanayama bay

とする。この範囲に対して、前述した波向線法によって計算した屈折図の代表例を **Fig. 7.12** に示す。このようにしても、当然のことながら周期 12 sec および 14 sec の場合にはなお不十分であるが、そんなに大きな影響はないものと考えられる。

まず、周期 6 sec および 8 sec の季節風時の波浪の場合には、いずれも波向 W および WNW のときには、白良浜に侵入する波向線はほとんど同じ傾向を示し、波向線間隔が広がり波が分散するが、波向 NW の場合には、この傾向はさらに著しく、波向線間隔は急激に広がって屈折による波高の減少が期待される。いいかえれば、波向の NW の場合には、より波浪が侵入し難い傾向にある。しかし、湯崎付近には直接波が侵入することになる。一方、周期 12 sec および 14 sec の台風時の波浪の場合には、波向 SW および WSW のときには、波向線間隔は沖から次第に広がって、この方向からの波は屈折によってかなり波高が減少することが期待される。これに対して、波向 W および WNW のときには、いずれの周期の場合にも白良浜への侵入波の経過は同じ傾向を示し、波向線間隔は急激に広がり、分散することになる。これらの特性は、前述した季節風時の波浪を対象とした場合とよく似た屈折特性であり、それが鉛山湾沖の海底地形に大きく依存しているわけである。いいかえれば、季節風および台風時の波浪の侵入に対して、白良浜は波浪を減殺し、分散させ、かついずれの場合もほぼ同様な屈折特性を現わすようになっているようであって、これが波浪の屈折特性からみた白良浜の安定性に関係しているのかも知れない。

次に、これらの屈折図を用いて、権現崎および湯崎の 2 つのヘッドランドで囲まれた白良浜の屈折図を計算し直したものの代表例を **Fig. 7.13** に示す。これから次のことがわかる。まず、季節風時の波浪では、前述した傾向がさらに明確となり、波向 W, WNW および NW のいずれにおいても、よく似た波向線を示し、かつ白良浜の汀線付近では波向は汀線にほとんど直角となっている。そして、権現崎に囲まれた白良浜の北端には波浪が侵入し難い傾向になっているが、これに対して南端の現在消波護岸ができていた範囲には直接波浪が侵入することがわかる。そして、権現崎では侵入波が砕波し、ヘッドランドとしての機能を十分果している。また、湯崎も同様な傾向を見出すことができるが、ここでは、直接波浪が湯崎のヘッドランドに衝突し、白良浜への波浪の進路を変えているようにさえみえる。これらの傾向は、台風時の波浪に対しても、驚くほど類似しており、周期の相違する屈折図とは思えないほどである。すなわち、白良浜は季節風および台風時の波浪に対しては、波浪の屈折特性が同じになるように、鉛山湾沖の四双島付近の海底地形と権現崎および湯崎の 2 つのヘッドランドによって自然に波浪を制御するように配置されているものといつてよいであろう。このことが、大局的に考えた白良浜の存在理由でもあり、またその安定性を支配しているのではなかろうか。

ここで示した波浪特性は、**Fig. 7.14** に示す波浪ベクトル図でさらに明らかにされる。ただし、波向線法

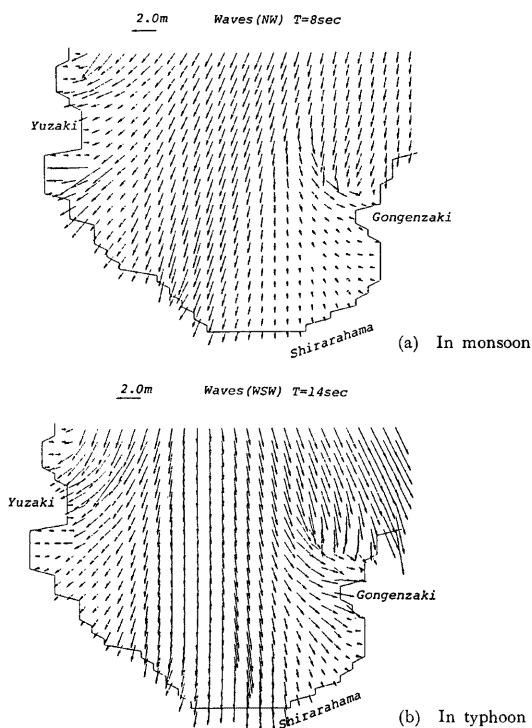


Fig. 7.14 Wave vectors in Kanayama bay in stormy conditions

と数値波動解析法による結果の比較から、白良浜の両端へ波が集中する傾向や権現崎および湯崎付近における波浪ベクトルの状況と現地の波浪との対応を考えると、波向線法による計算結果の方が波浪ベクトルの空間分布として理解しやすいように思われる。それに加えて、数値波動解析法の原理的な適用性の問題を考えると、ここでは波向線法による計算結果を用いる。

2) 海 浜 流

a. 海浜流の計算方法 2次元非定常海浜流モデル^{14,15)}の基礎方程式は、鉛直方向に積分平均化したNavier-Stokesの方程式と連続式であり、 x, y 方向の流速 U, V および平均海面変動 $\bar{\eta}$ について、次式のように表示される。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(UM + S_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(UN + S_{xy}) &= -\rho g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} + \tau_{sx} - \tau_{bx} \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(VM + S_{yx}) + \frac{\partial}{\partial y}(VN + S_{yy}) &= -\rho g(h + \bar{\eta}) \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} + \tau_{sy} - \tau_{by} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.1)$$

ここに、 $M = \rho(h + \bar{\eta})U$, $N = \rho(h + \bar{\eta})V$, τ_{sx}, τ_{sy} ; x, y 方向の海面せん断応力, τ_{bx}, τ_{by} ; x, y 方向の海底せん断応力, $S_{xx}, S_{xy}, S_{yx}, S_{yy}$; radiation stresses とよばれる波による過剰運動量流束で、波のエネルギー $E = (1/8) \rho g H^2$ および波向 θ によって、次のように表示される。

$$\left. \begin{aligned} S_{xx} &= E \left\{ \left(2n - \frac{1}{2} \right) \cos^2 \theta + \left(n - \frac{1}{2} \right) \sin^2 \theta \right\} \\ S_{xy} &= S_{yx} = \frac{En}{2} \sin^2 \theta \\ S_{yy} &= E \left\{ \left(2n - \frac{1}{2} \right) \sin^2 \theta + \left(n - \frac{1}{2} \right) \cos^2 \theta \right\} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.2)$$

ここに, $n = C_g/C = 1/2(1 + 2kh/\sinh 2kh)$, H ; 波高および θ は x 軸からの反時計回り方向の角度で定義した波向である。また, 海面および海底のせん断応力は抵抗係数 C_D を用いて次式のように定義した。

$$\left. \begin{aligned} \tau_{bx} &= \rho C_D U \sqrt{U^2 + V^2} \\ \tau_{by} &= \rho C_D V \sqrt{U^2 + V^2} \\ \tau_{sx} &= \rho_0 C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\ \tau_{sy} &= \rho_0 C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.3)$$

ここに, W_x, W_y ; x, y 方向の風速であり, 抵抗係数 C_D は種々の表示法が提案されているが^{16,17)}, ここでは一意的に $C_D = 0.0026$ を与えた。

一方, 定常計算の場合には, 式(7.1)の時間微分項をゼロとして, 輸送流れ関数 Ψ を用いれば, 基礎方程式は次式のように表わされる。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \Psi}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial y^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} \right) - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2 \partial y} \right) \\ &= -(h + \bar{\eta}) \left\{ \left(\frac{\partial^2 S_{xx}}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 S_{xy}}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 S_{yy}}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 S_{yx}}{\partial y^2} \right) - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial x} \right\} \dots\dots\dots (7.4) \end{aligned}$$

ここに, 輸送流れ関数 Ψ は, 次式のように定義される。

$$\left. \begin{aligned} \Psi_y &= U(h + \bar{\eta}) = M/\rho \\ \Psi_x &= -V(h + \bar{\eta}) = N/\rho \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.5)$$

ここでは, 鉛山湾の海底地形が複雑であるため, その地形的な特性に起因する流れの特性を知ることが重要であり, また計算時間が短縮されることから, 式(7.4)の左辺を省略した線形計算を行うことにする。

数値計算に当っては, 非定常計算は leap-frog および松野スキームによる差分法を用い, 定常計算は SOR 法 (successive over-relaxation 法) を用いた。すなわち, 非定常計算の場合は, 解が定常になるまで計算を行えばよいわけであるが, 最大水深が約 13 m および $\Delta t = 15$ m であるため, 安定な計算を行うには時間きざみを小さくとる必要があり, $\Delta t = 0.1$ sec とした。そのために, この種の計算に付随する長波としての湾内のじょう乱が減衰し, 定常解を得るまでには膨大な計算時間を要することになるため, 比較的外力が弱く長波性のじょう乱の小さい吹送流の場合についてこの計算方法を適用し, 波浪流の場合には定常計算によった。定常計算の場合, 線形化した基礎方程式を輸送流れ関数 Ψ で表示すると, 次式のような楕円型の偏微分方程式となる。

$$\left. \begin{aligned} \Psi_{xx} + \Psi_{yy} + \frac{1}{A} \left(\frac{\partial^2 S_{xx}}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 S_{xy}}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 S_{yy}}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 S_{yx}}{\partial x \partial y} \right) &= 0 \\ A &= \rho C_f \sqrt{W_x^2 + W_y^2} / h \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.6)$$

ここに, Ψ_x および Ψ_y は Ψ の x および y についての偏微分である。なお, ここでは平均水位変動 $\bar{\eta}$ は水深に比べて小さいという仮定を用いている。

式(7.6)を SOR 法で解く場合は, 加速度係数 ω を用いて次式のように修正量 $\varepsilon_{i,j}$ を配分し, 修正量の総和 (ノルム) がある値になるまで繰り返し計算を行う。

$$\left. \begin{aligned} \Psi_{i,j} &= f(\Psi_{i+1,j}, \Psi_{i,j+1}, \Psi_{i-1,j}, \Psi_{i,j-1}) \\ \Psi_{i,j}^{k+1} &= \Psi_{i,j}^k + \omega \varepsilon_{i,j} \\ \varepsilon_{i,j} &= f(\Psi_{i+1,j}^k, \Psi_{i,j+1}^k, \Psi_{i-1,j}^{k+1}, \Psi_{i,j-1}^{k+1}) - \Psi_{i,j}^k \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.7)$$

ここに、 k は繰り返しのステップを意味する。ただ、境界条件としては、固定壁で $\Psi=0$ 、開境界では $\Psi=\text{const.}$ を与え、外力条件としては、狭領域における波向線法による波浪特性から radiation stresses を計算して与えることとした。

b. 海浜流の特性 まず、鉛山湾の海底地形による流れの特性を知るために、一定方向から一様風速 H の風を作用させた場合の非定常計算法による吹送流の流況を検討しよう。Fig. 7.15 に示したように、SW の風に対しては鉛山湾全域に反時計回りの流れが起こり、白良浜の汀線近傍ではかなり強い (10~20 cm/sec) の N 方向の流れが生じており、これは権現崎の岩礁を回り北方向へ流出していくことがわかる。また、W 方向については、両岬にそって白良浜に流れが集中し、それは浜の南端付近から鉛山湾の中央部を通して外海へ流出している。さらに等 NW 方向の場合には、SW とは逆に、浜の近傍で速度 20~30 cm/sec の S 方向流を引き起こす時計回りの流れが鉛山湾全域に生じることがわかる。

次に、SOR 法で得られた結果から、波浪流の特性を検討し、白良浜からの土砂の考えられる流出経路を考察する。ただし、この計算は、線形計算であるため、非線形効果によって生ずる海浜流セルは計算されておらず、地形的な流れが評価されるにとどまる点に留意する必要がある。

沖波の条件としては、前述したように台風時の波浪を想定して周期 14 sec および波高 2 m の波を SW, WSW, W および WNW の波向について、また季節風時に対しては、周期 8 sec, 波高 2 m の波を NW,

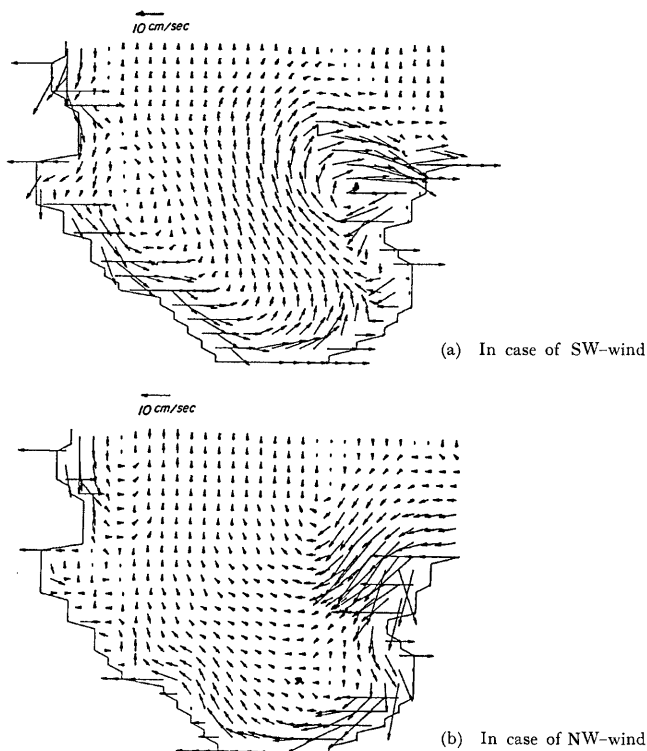
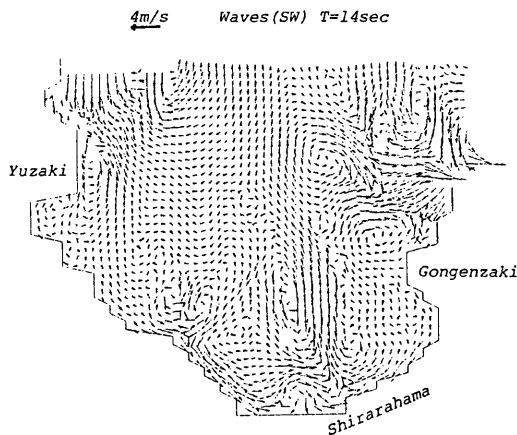


Fig. 7.15 Drift currents in Kanayama bay by wind ($H=20\text{m/sec}$)

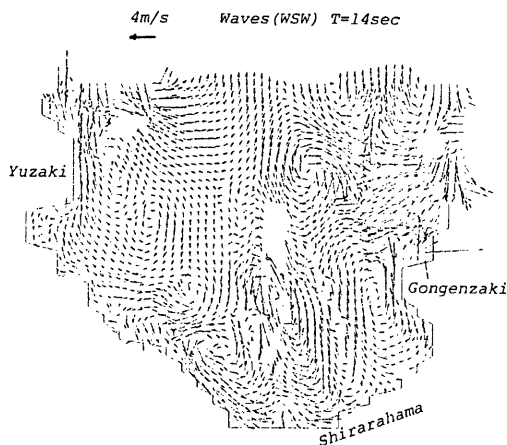
WNW およびWの波向についてそれぞれ与えた。**Fig. 7.16** および **Fig. 7.17** にそれぞれ台風時および季節風時の海浜流の流況図を示す。**Fig. 7.16** からは、鉛山湾全域における流況特性として次のことがいえよう。

(i) いずれの波向に対しても、権現崎の浅瀬の先端では時計回りのセルが形成され、その一部は湾の中央部を通り沖へ流出する流れが生じている。

(ii) 一方、白良浜北端の権現崎の浅瀬の背後では、反時計回りのセルが形成されているが、その規模および位置は波向きによって異なっている。すなわち、WNW の場合には顕著なセルが形成され、Wではその位置が沖へずれ、WSW および SW では時計回りのセルと2つに分かれ、白良浜の中央部で、南側に形成



(a) In case of SW, $H_0=2\text{m}$ and $T=14\text{sec}$



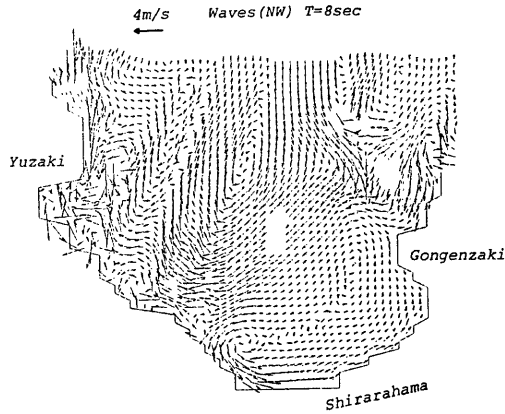
(b) In case of WSW, $H_0=2\text{m}$ and $T=14\text{sec}$

Fig. 7.16 Nearshore currents generated by incoming waves in typhoon

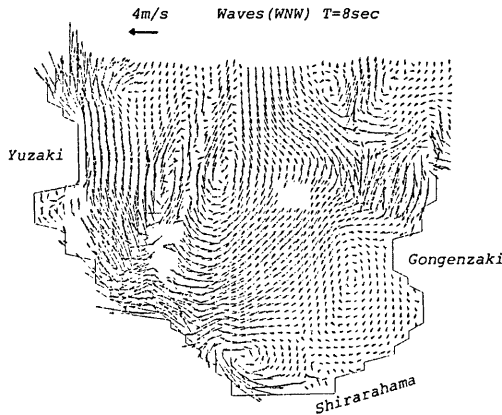
される反時計回りのセルと合流して、離岸流を発生させている。また、この反時計回りのセルは白良浜南端部に突出している浅瀬に沿って形成され、いずれの波向においても生じている。このことより、白良浜中央部の離岸流は、権現崎の背後のセルが分裂する場合に形成され、それは波向が WSW および SW の場合であると結論される。

iii 湯崎側の浅瀬の背後では、権現崎の場合とは逆に、時計回りのセルが形成されるが、波向が SW の場合にはこのセルはほとんどみられず、波向が NW 方向に変わるにつれて顕著となり、NW の場合には、浅瀬に沿った強い沖方向流れを生じている。

一方、Fig. 7.17 に示した季節風時の波浪を対象とした流況図においても、波向毎の流況特性は類似しており、これは屈折図にみられる傾向に一致している。



(a) In case of NW, $H_0=2\text{m}$ and $T=8\text{sec}$



(b) In case of WNW, $H_0=2\text{m}$ and $T=8\text{sec}$

Fig. 7.17 Nearshore currents generated by incoming waves in monsoon

さらに、白良浜近くの流況の特性について、底質の移動方向を考慮して詳細に検討すると、次のことがわかる。

(iv) 季節風時の波浪に対しては、白良浜ではいずれの波向に対しても、南から北へ向う流れが生じているが、NW および WNW の波向に対しては湯崎側の岬に沿った流れが顕著であり、白良浜での流れは弱く離岸流は発生していない。また、W方向の波向に対しては白良浜南端部の突出した浅瀬に沿った強い向岸流が発生していることから、これによって運ばれた漂砂が白良浜南部に堆積する傾向にあると考えられる。すなわち、冬期季節風時の波浪に対しては、白良浜の漂砂は少なく、浜の南部では堆積傾向にあることが推測される。

(v) 一方、台風時の波浪の場合には、波向によって異なっており、WNW およびWの波に対しては、北向きの強い流れが生じ、WSW およびSW の波に対しては浜の中央部からの離岸流が生じる。このことから、台風時の漂砂の特性として、白良浜北部への漂砂と中央部からの漂砂の流出が考えられよう。すなわち、白良浜北部に堆積し、あるいはその中央部から権現崎の浅瀬に沿って漂砂が流出する可能性が推察される。

8. 白良浜の保全対策

前述した調査結果によれば、研究すべき残された問題も少なくないが、白良浜の海浜過程をかなり理解することができる。ここでは、この調査された海浜過程に基づいて、どのような保全対策を思考することができるかについて述べる。

8.1 可能な保全対策

ここでは、白良浜の海浜過程を大局的に次のように考えることにする。すなわち、現在この浜の有効な漂砂源はほとんど皆無となっているが、権現崎および湯崎に囲まれたいわゆるポケットビーチとなっているため、比較的安定な浜であるが、台風や季節風による高波浪などによって若干変動する。その過程において、白良浜の南北両端付近からわずかに漂砂が流出する可能性があるが、その大部分は再び浜砂を形成するので

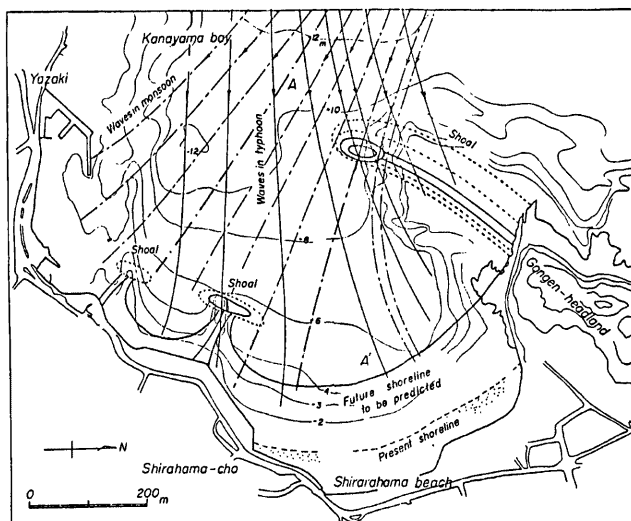


Fig. 8.1 Propose of headland defense work at Shirarahama beach

あろう。したがって、白良浜の保全対策を考える場合には、できるだけこの自然海浜の特性を活かした方法を考えるのが得策であろう。この立場から、保全対策のうえに人工養浜を考えるに当たり、次の諸点に留意する。

(i) 白良浜の海浜過程の主外力である台風および季節風時の高波浪のうち、発生頻度が高く、また地形特性上それを制御しやすい季節風時の波浪は、権現崎の岩礁域を利用してその侵入を防ぐよう headland を作る。ただし、湯崎側で季節風時の波浪が直接侵入する範囲については、適当な離岸堤などによって反射波を減少させ、養浜してトンボロの発生を期待する。

(ii) 台風による高波浪の侵入に対して、最も形成可能な安定な浜をいかにして造成するかを思考しなければならない。この場合、自然海浜の消波機能が最も高いことに留意し、海浜のみならず各種極造物による波浪の反射をできるだけ減少せうような方法を採用し、離岸漂砂をできるだけ発生せしめないようにすべきであろう^{18,19)}。

(iii) 白良浜の海水浴場としての機能を確保するために、夏期の波浪を侵入させ海水の交流を促進させる。

この立場から、具体的に考えられる方法として Fig. 8.1 に示す安定海浜工法を提示する。本工法では、まず、湯崎側については、離岸堤または突堤工法によって砂浜を確保しようとするものである。この場合、対象とする台風および季節風の波浪は、離岸堤または海岸線に対して、ほとんど直角に入射する傾向があること、およびこの付近の海底には現在岩礁が全面的に露出しており、とくに離岸堤設置予定地は浅瀬になっていることに留意している。

一方、権現崎を利用した季節風による波浪の制御に対しては、防波堤方式によるが、その地形特性を活用し、さらに潮位特性との関係から、高波浪時最大波高が約 1 m 以上の波が碎波する程度の高さとし、基本的には潜堤に近い構造でよいとする。したがって、権現崎の岩礁部分に捨石をするかあるいは、コンクリートブロックで保護して現状より浅くするか、具体的には種々の方法が考えられよう。ただし、その先端は少なくとも季節風時の波浪が白良浜にできるだけ入らないようにして、白良浜側の離岸堤によるトンボロ発生を抑制しないことを条件とする。

これらのほかに、当然のことながら、養浜砂の流出について検討しなければならないが、これについては、次の2つの考え方があろう。その1つは、積極的に砂止め工を設置するという方法である²⁰⁾。この場合には、前述したような白良浜の特性をほとんど考慮せず、養浜砂の流出防止を図ることになるので、高波浪によっても砂止め工としての潜堤を越えて沖側に流出した漂砂はもはや再び浜砂とはならないであろうし、また海水交流の妨げにもなるであろう。いま1つの方法は、白良浜の安定性に立脚するものであるが現在の汀線より約 50 m~60 m 沖側まで養浜することになるので、果してどのような安定海浜が形成されるかが問題となろう。Silvester²¹⁾ や土屋^{18,19)} の最近の研究によれば、それは可能であろう。

8.2 安定海浜の形成方法に対する試案

前述したように、白良浜の海浜過程を生かして、いかに安定海浜を形成させるかの具体的な方策について考察しておかなければならない。安定な海浜として、Fig. 8.2 に示す2つの場合が考えられる。すなわち、

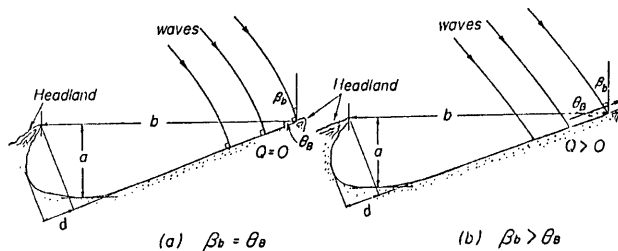


Fig. 8.2 Statically and dynamically stable beaches controlled by headlands

(a) は headland に囲まれた海域においてのみ漂砂が存在する場合で、来襲波浪の卓越波向すなわち砕破点での波向は汀線と直角 ($\beta_0 = \theta_B$) となり、その結果、headland を越えて下手側へ沿岸漂砂は存在せず、常に安定な海浜形状を保つとするものであり、(b) は波向と汀線となす角の比が $\beta_0/\theta_B > 1$ であり、headland を越えて下手側への沿岸漂砂が存在するが、安定な海浜形状となっているものである。したがって、土屋ら¹⁸⁾ は前者を静的に安定な海浜、後者を動的に安定な海浜ということにしている。この観点からすれば、白良浜は現在静的に安定な海浜に非常に近い状態になっていると判断される。したがって、白良浜の静的に安定な海浜としての前述した特長を十分に生かして、Fig. 8.1 に示したような安定海浜をどのように作るかについて考えよう。

この場合、対象とすべき波浪は、主として台風時のものであり、WSW および SW 方向からの周期十数秒の波浪である。また、季節風時の NW および WNW 方向からの波浪は、権現崎の headland によってかなり遮閉されるものと想像されるが、この方向の波浪に対しても検討しなければならないであろう。静的に安定な海浜では、波向線がほとんど汀線に直角になっているものと考えてよい。したがって、対象とすべき波浪のすべてに対して、波向線が汀線に直角になるような海底地形を造成すればよい。いうまでもなく、このような条件を満たす海底地形の数学的解は、種々の波浪を対象とする場合には存在するとは思わないが、海浜過程において支配的な波浪を対象とする限りでは、實際上そのような海底地形の存在を期待してもよいであろう。

この場合、最も注意すべきことは、次の点であろう。まず、現在の白良浜が静的に安定であるための根本的な条件、すなわち台風や季節風時の波浪がほとんど汀線に直角方向に侵入してきており、それによって現在の海浜形状（平面形状のみならず海浜断面形状）が形成されているため、この状態をできるだけ模擬して養浜すべきであろう。そのために、まず波向線が計画汀線に対して直角となるような海底地形で、かつ波向線間隔の沿岸方向分布が現状と極端に変わらないように配慮することにし、さらに砕波帯内の海底勾配をできるだけ現状に近くなるようにすることにしよう。

以上のような考え方で、一例として具体的に所要の海底地形の存在を調べることにする。Fig. 8.1 における波向線 A~A' に沿う海底地形を図示すると Fig. 8.3 のようになるので、いま現状より計画汀線を沖側に約 100 m (Fig. 8.1 に示した汀線) 前進させた場合を考え、水深 8 m~9 m 付近までの範囲の海底地形を変えることにする。その方法として、前述した根本的な条件から砕波水深との関係から水深 4 m~5 m 付近までの海浜勾配を現状とはほぼ同一とし、図中に示したような海底断面を考え、これを基準として海底地形を変化させ、波向線が計画汀線にできるだけ直角になるような等深線を求めることにする。このようにして得られた海底地形と波向 SW から NW の範囲で周期 6 sec, 8 sec, および 12 sec の場合の屈折図の代表例を

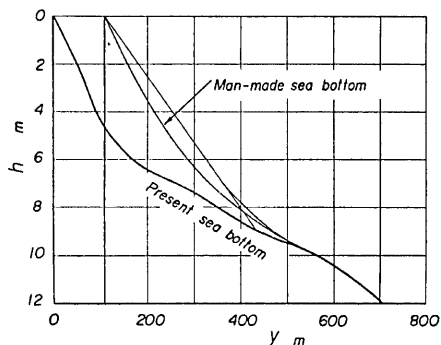


Fig. 8.3 Proposal of man-made sea bottom at beach nourishment

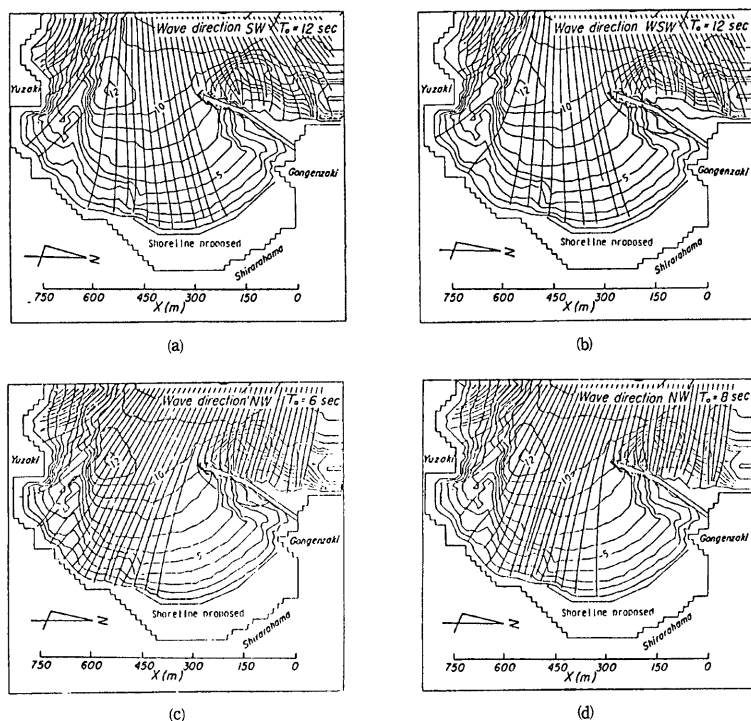


Fig. 8.4 Changes of wave refraction in man-made sea bottom at Shirarahama beach

Fig. 8.4 に示す。これから次のことがわかる。まず、周期 6 および 8 sec の季節風時の波浪は、ヘッドランド先端で遮閉されて白良浜への侵入はかなり制御されることになる。いうまでもなく、これらの図は進入波の屈折図であるから、ヘッドランドによる波の回折は示していないが、実際には白良浜の中央部以北の範囲には回折波が侵入することになる。しかし、その波高はそんなに大きくないであろうし、また権現崎を通過していた砕波はヘッドランドによってほとんど完全に遮閉されることになる。これに対して、周期 12 sec の台風時の波浪に対しては、周期が長いのでヘッドランドの遮閉効果は著しくないので、権現崎基部の遮閉領域を除いて、現地形の場合とほとんど変わらない。

これらの屈折図を用いて、白良浜に沿う砕波高の分布を計算し、現地形および安定海浜造成後の両者について比較したものを Fig. 8.5 に示す。ここに、点線および実線はそれぞれ現地形および造成後の地形に対応し、また距離 x の原点は Fig. 8.4 に示したものと同一である。前述した安定海浜造成のための海底地形は、必ずしも理想的なものではなく、安定海浜としての条件をより適切に満足させるように修正すべきであることはいうまでもないが、Fig. 8.5 に示した砕波高の沿岸分布から次のことがわかる。まず、周期 6 および 8 sec の波に対しては、屈折特性はかなり変化したけれども、砕波高分布はほとんど変わっていない。いずれも、白良浜の南端から離岸堤を設置しようとする個所付近で砕波高が大きくなっている。ただし、Fig. 8.5(a) の場合のように、造成後の場合に局所的に砕波高が増大しているところがあるが、これは海底地形の若干の修正によって砕波高を減少させることができるかどうかさらに検討しなければならない。一方、周期 12 sec の

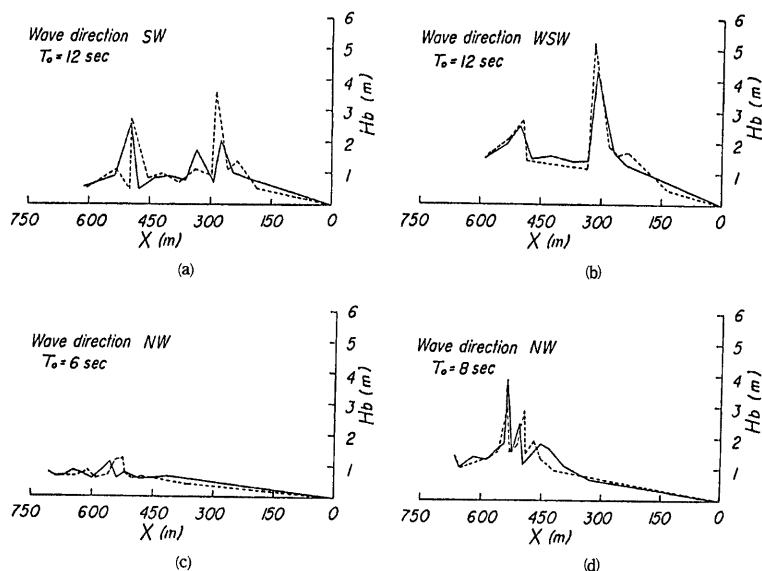


Fig. 8.5 Comparison between breaker heights at present bottom topography and those at beach nourishment at Shirarahama beach

場合には、Fig. 8.5(d)における局所的な砕波高の増大を除いて、その他のほとんどすべての条件において、造成後の砕波高は現地形の場合より若干小さくなっているようである。とくに、現地形の場合には、局所的に砕波高が大きくなっている個所が数多く現われているが、そのような傾向がかなり修正されているのは好都合である。なお、前述したように、以上の計算には権現崎ヘッドランドによる波の回折を考慮していないので、白良浜の北端付近の砕波高分布は実際かなり修正されなければならない。しかしながら、前述した季節風および台風時の波浪を対象とした計算結果によれば、いずれも白良浜の南端付近に向うに従って、砕波高が増大する傾向を示している。したがって、もし砕波点における波向が必ずしも汀線に垂直に近くなく、ある角度をもつようであれば、沿岸漂砂の発生を余儀なくすることになる。Fig. 8.4に示した屈折図によれば、汀線に対してかなり垂直に入射してきているようであるが、計算精度との関係で必ずしも沿岸漂砂が存在しないいわゆる静的に安定な状態になっているとはいえないかも知れないので、この点について、さらに詳細に調べなければならないであろう。しかし、ここで提案した方法によって、海底地形を造成し、より適切に安定な海浜を速やかに形成させることは、原理的に可能なように思われる。

9. 結 語

以上、白良浜の海浜過程に関する研究成果について述べた。この浜の特性をかなり理解することができたけれども、海浜流および海浜変形の数値シミュレーションにおいては、鉛山湾の海底地形が複雑であるため、波浪の変形計算の精度が必ずしも十分でなく、したがってまた白良浜が比較的安定な浜であるだけに、その海浜変形の予測はきわめて困難である。今後、水理模型実験との併用で、数値シミュレーションの結果を検証するとともに、白良浜の海浜過程をさらに詳細に究明することも必要であろう。

本研究で究明された白良浜の海浜変形の特性に基づいて、具体的な保全対策について考察したが、その中で安定海浜の存在と形成をはじめ、養浜砂の流出防止のための潜堤の必要性と規模、および対策工法の適用性に関する検討に対しては、できれば水理模型実験と数値シミュレーションとの併用で解決していかねばならないであろう。

最後に、本研究に際し御便宜をはかっていただいた和歌山県土木部河川課、田辺工事事務所および白浜町役場の関係諸氏に謝意を表明する。

参 考 文 献

- 1) 土屋義人・河田恵昭・芝野照夫・林 省造：白良浜の海浜過程について，第22回海岸工学講演会論文集，1976，pp. 343-348.
- 2) Tsuchiya, Y., Y. Kawata, T. Shibano, S. Nakamura, T. Yamashita, H. Yoshioka, S. Serizawa and Kardana: Beach processes of Shirarahama "a pocket beach", Bull. DPRI, Kyoto Univ., Vol. 28, No. 256, 1978, pp. 33-68.
- 3) 防災研究協会：白良浜の海浜過程に関する調査研究，1982，124 p.
- 4) 白浜町誌編纂委員会：瀬戸鉛山村，村の日記，1978，pp. 1-44.
- 5) 橋本義愛・三好 力：和歌山県の港湾災害について一特に高潮，津波とその防災対策上の問題点一，運輸省第三港湾建設局，1963，p.p. 67-90.
- 6) 松下 進：日本地方地質誌近畿地方，増補版，1962，pp. 209-215.
- 7) 和歌山県：白浜海岸測量調査委託業務報告書，1981.
- 8) 和歌山県：白浜地区海岸調査資料，1981，1982.
- 9) 国土地理院：Vertical earth movement in Nankai district, 1953.
- 10) 土屋義人・河田恵昭：砂粒の saltation に基づく飛砂量則について，第19回水理講演会論文集，1975，pp. 7-12.
- 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.
- 12) Tsuchiya, Y., M. Yamaguchi, Y. Kawata, T. Shibano and T. Yamashita: Prediction of beach erosion at Murozumi coast, Jour. Natural Disaster Science, Vol. 2, No. 1, 1980, pp. 38-68.
- 13) 土屋義人・山口正隆・白井 享・河田恵昭・芝野照夫・山下隆男・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. 433-475.
- 14) Liu, P. L. and C. C. Mei: Water motion on a beach in the presence of a breakwater, 1. Waves, 2. Mean currents, Jour. Geophys. Res., Vol. 81, No. C-18, 1976, pp. 3079-3094.
- 15) 土屋義人・安田孝志・徳田邦博：離岸流の理論(1)一直角入射の場合一，第26回海岸工学講演会論文集，1979，pp. 495-499.
- 16) Grone, P. and G. W. Groves: Surges, in The Sea edited by M.N. Hill, Interscience Publishers, Vol. 1, 1963, pp. 611-646.
- 17) 土屋義人：高潮の発生機構とその極値に関する研究，文部省科学研究費自然災害特別研究成果報告，A-56-4，1981，pp. 12-15.
- 18) 土屋義人・R. Silvester・芝野照夫：安定海浜工法による海岸侵食制御について，第26回海岸工学講演会論文集，1979，pp. 191-195.
- 19) 土屋義人・芝野照夫・西嶋照毅：安定海浜の形成過程に関する実験，第29回海岸工学講演会論文集，1982，pp. 274-278.
- 20) 佐藤孝夫：大神子海岸養浜工法調査，調設広報 KOBE，運輸省第3港湾建設局，Vol. 8, No. 1, 1980，pp. 37-49.
- 21) Silvester, R.: A new look at beach erosion control, 京大防災研年報，第22号 A，1979，pp. 19-31.