茨城県那珂海岸における後浜上限の位置と高度

武 田 一 郎*

茨城県勝田市那珂海岸における2年間(1980年8月28日~1982年8月30日)の地形測量と波のデータを用い、後浜上限の位置と高度に関する検討を行った。バーが波に対してフィルター役目を果たすため、また、汀線直前の水深を規定するステップ基部水深に限度があるために、汀線碎波の最大波高には限度がある。その結果、沖合い段階での暴浪の規模が異なっても、波の遡上限界地点に大きな差が生ずることはない。したがって、その地点に一致する後浜上限の位置はかなり安定したものとなる。

この後浜上限の高度は海浜堆積物の粒径が粗くなるほど大きくなる。これは、沖合いの暴浪特性が同じであっても、海浜堆積物の粒径が粗ければ汀線碎波波高が大きくなり、その結果、波の遡上限界高度が大きくなるためである。その理由は、海浜堆積物の粒径が粗いほど波に対してフィルターの効果を有するバーが発達しにくくなり、また、最大の汀線碎波波高を規定するステップ基部水深が大きくなるためである。

キーワード：後浜上限、遡上波、波のフィルター効果、バー、ステップ

I はじめに

海浜は、砂礫や貝殻片などの未固結物質(海浜堆積物)が堆積しており、それが波によって移動する範囲の沿岸地帯である。海浜の範囲のうち沖側限界は移動限界水深(wave base)として議論されてきた(たとえば、Sunamura, 1992, pp. 132-138)。しかし、陸側限界にあたる後浜上限は、それを結ぶ線が沿岸線(coastline)、すなわち海浜と内陸の境界として扱われる重要な部分であるにもかかわらず、意外にもほとんど注目されてこなかった。

後浜上限は、海食崖の基部や海岸砂丘の海側端、あるいは植生分布の海側端に当たるとされており(たとえば、豊島, 1973; Komar, 1976, p. 12; 佐藤・合田, 1979, p. 18; 堀川, 1979, p. 192; 榎木, 1982, p. 22)、そこは波の作用が及ぶ陸側の限界点、すなわち暴浪時の波が遡上する限界の地点と考えられている(たとえば、荒巻, 1971, p. 3; 茂木, 1973, p. 111; 町田, 1984, p. 268; Bird, 1984, p. 1)。しかし、暴浪時の波の規模はさまざまであるので、各暴浪の波の遡上限界が上述の地形や植生の境界で与えられる後浜上限とつねに一致しているのか否かと

いう疑問、また、後浜上限がどのように維持されているのかという疑問が生ずる。

とくに、海浜がその背後で海岸砂丘と接する場合、海浜も砂丘も未固結の堆積物で構成されているために両者の地形は変化しやすいので、後浜上限の維持についての疑問は大きなものとなる。本稿では、これらの疑問点を、背後に海岸砂丘が発達していた時期の茨城県勝田市那珂海岸で得られた2年間の地形測量データ(Takeda, 1983)を用いて検討する。また、後浜上限の高度を決定する要因についても検討を試みる。

II 那珂海岸の概要と地形測量データ

茨城県勝田市那珂海岸は東海村海岸と阿字ヶ浦海岸の間に位置する延長約5 kmの砂浜海岸であった(第1図、第2図)。那珂海岸は、現在、港湾と海浜公園となっており人工的に大きな改変を受けているが、1980年代の中頃までは自然状態がほぼ保たれている海岸であった。海浜の背後には幅200~300 mの植生を伴う海岸砂丘が発達しており、その内陸側は標高約30 mの洪積台地となっていた。

海浜堆積物の平均粒径は北部で粗く南部で細粒であった。汀線位置は短期的には岸沖方向の砂移動に

*京都教育大学地理学教室

第1図 調査地域（茨城県勝田市那珂海岸）
Fig. 1 Study area

The field work was conducted at Naka beach, Ibaraki, Japan.

第2図 調査地区
Fig. 2 Monitoring sites

伴って前進と後退を繰り返したが、長期的には安定していた（田中ほか，1973；Takeda，1983）。また、海岸線から水深 20 m までの等深線は海岸線とほぼ平行であったので（第2図），入射波特性の場所的な差異は小さかったと考える。なお、この海岸における平均潮位差は約 1 m である。

Takeda (1983) はこの海岸に設けた N 地区（前浜中央部における堆積物の平均粒径 $D=0.76$ mm）、C 地区（ $D=0.66$ mm）、S 地区（ $D=0.26$ mm）の 3 調査地区（第2図）において、1980 年 8 月 28 日から 1982 年 8 月 30 日までの 2 年間、1 週間に 1 ないし 3 回の頻度で海浜および極浅海域の地形測量を行った。測量は自動レベルと標尺を用い、N 地区では海岸線と直角方向に伸びる 20 m おきの 16 本の測線、C 地区と S 地区では同様に 50 m おきの 11 本の測線に沿い、各測線の砂丘地海側端部に打ち込んだ杭を基準点として行われた。測点間隔は基本的には 5 m であり、測点以外に顕著な傾斜変換点が

存在した場合にはその位置の測量も行われた。

波浪データは、調査地域の南約 10 km の大洗港沖の波高計（第1図）で 2 時間おきに実測された有義波を使用した。第3図に調査期間の波浪状況を示した。図中の $\bar{H}$ は日平均沖波波高、 $\bar{T}$ は日平均の波の周期である。

III 後浜上限の位置の安定性

1. 調査開始日における後浜上限の位置

日本の海岸砂丘は人為的な影響が大きくない限りほとんど植生に被われており（中西・福本，1987a），その植物は、海側から内陸にかけて波浪・風・飛砂・水分状態などの違いにより種類が移り変わる帯状分布を呈する（村上，1964，pp. 38-39；中西・福本，1985，1987a, b，1990，1991；福本，1985，1988，1989；Nakanishi and Fukumoto，1987；成瀬ほか，1992）。那珂海岸の砂丘地においてもこの植物

第3図 調査期間の波浪状況 ($\bar{H}_o$ = 日平均沖波波高, $\bar{T}$ = 日平均周期)

Fig. 3 Time-series data of the daily average deep-water wave height, $\bar{H}_o$, and the daily average wave period, $\bar{T}$

の帯状分布が見られ、砂丘地海側端付近にはコウボウムギ、ハマボウフウ、ハマヒルガオなどの海滨植物が成育し、とくにコウボウムギが卓越していた。

N地区とC地区ではコウボウムギを主体とするこれらの植物の団塊状群落の海側端が、ほとんど例外なく地形的な傾斜変換点となっていた。この地点よりも海側にハマボウフウやハマヒルガオが侵入したこともあったが、それは一時的であり、また、団塊状の群落を形成したことはなかった。一方、S地区の砂丘地海側端は比高1 mから2 m程度の浜崖で限られ、その崖面には、しばしば、コウボウムギを主体とする植生が侵入した。しかし、浜崖基部よりも海側に植物が侵入することはほとんどなかった。これら、植生の団塊状群落海側端と一致する傾斜変換点(S地区では浜崖基部)が各調査地区の後浜上

限であった。

調査を開始した1980年8月28日における各調査地区の中央測線に沿う地形断面を第4図に点線で示した。同一調査地区内では各測線に沿う断面の形態に大きな差異はなかったので、図示した中央測線の断面はそれぞれの地区を代表するものとする(ただし、S地区における浜崖の比高や傾斜角度には測線ごとにある程度の差異があった)。図中の水平距離0 mは測量基準杭の位置である。この図に示されるように、調査開始日における後浜上限の位置はN地区では基準杭の海側0.5 mの地点、C地区では1.5 m地点、S地区では、2.5 m地点であった。第4図にその位置を短い破線で示した。

第4図 後浜上限の安定性を示す海浜縦断面

点線は調査開始日の1980年8月28日における断面形、破線は調査期間中最大規模の暴浪（1980年12月25日）の直後の12月29日における断面形、実線は2年の調査期間内に生じた地形変化の範囲を示す。

Fig. 4 Subaerial beach profiles showing the stability of the landward limit of the backshore at the center of the monitoring site

Dotted and broken lines show the beach profiles on 28 August 1980, the first day of the investigation, and on 29 December 1980, just after the largest storm during the two-year survey period, respectively. Solid lines show the vertical range of beach change.

2. 調査期間内の後浜上限の位置

第4図に示した上下2本の実線のうち、上の線は各測点の調査期間内の最大高度を結んだものであり、下の線は同様に最小高度を結んだものである。すなわち、これらの2本の線はそれで囲まれた範囲内で地形変化が生じた上限と下限を示すものである。この図から、いずれの調査地区においても、地形面は

海側ほど大きく変動し、後浜上限に近づくにつれて変動の程度が小さくなったこと、そして地形がほとんど変化しなくなる地点が調査開始時の後浜上限付近であったことがわかる。その正確な位置はC地区では調査開始時の後浜上限と一致し、N地区では調査開始時の後浜上限から陸側に2m、S地区では同様に0.3mの地点であった。N地区とS地区に

についてはその地点を第4図に一点鎖線で示した。これらの地点は調査終了日の後浜上限であるので、2年の間に、C地区では後浜上限の位置は変わらず、N地区とS地区ではこれらの距離だけ後浜上限が後退したことになる。

2年間の観察によると、いずれの調査地区においても小規模の暴浪の遡上波は後浜上限に達することではなく、 $\bar{H}_0$ が2.5 m~3.0 m程度の暴浪で後浜上限付近まで波が遡上した。しかし、暴浪の規模がそれ以上になっても波が後浜上限を越えることはほとんどなかった。遡上波が後浜上限を越えたのは、1980年9月28日をピークとする暴浪($\bar{H}_0=3.9$ m, $\bar{T}=10.2$ sec)、同年の10月4日をピークとする暴浪($\bar{H}_0=3.8$ m, $\bar{T}=12.7$ sec)、そして、同年の12月25日をピークとする暴浪($\bar{H}_0=4.3$ m, $\bar{T}=12.6$ sec: 以下、12月25日の暴浪とする)の時の3回のみであった。

これらの暴浪のうち、1980年の9月28日と10月4日の暴浪では遡上波が後浜上限まで到達しない測線も多く、また、波が後浜上限を越えた測線においてもその距離はわずか(数十 cm~1 m 程度)であり、地形変化の程度は微々たるもので、後浜上限の位置に変化は生じなかった。前述したN地区とS地区における後浜上限の後退は、調査期間内では最大の規模であった12月25日の暴浪のみによって生じた。第4図にこの暴浪の直後(12月29日)の測量によって得られた地形断面を破線で示した。いずれの調査地区においても、この時に形成された後浜上限近傍の地形縦断面が調査終了日まで残留したことがわかる。

12月25日の暴浪の最盛期の観察は行われていないが、砂丘地に残された形跡からN地区では測量基準杭より約5 m内陸まで、C地区では基準杭よりも約2.5 m内陸まで、S地区ではほぼ基準杭まで波が遡上したことがわかった。これらの地点は、最終の後浜上限からN地区とC地区で約4 m内陸部、

S地区で約2 m内陸部にあたる。しかし、これらの地点と最終の後浜上限との間の区間では、海水の侵入はあったものの厚さ数 mm 程度の砂の堆積が生じたのみで実質的な地形の変化は観測されず、また、この区間の植生が枯死することもなかった。この暴浪時においても、後浜上限を越波した波は暴浪最盛期中のとくに大きなものに限られ、しかも後浜上限を越えると急激に減衰したと推測する。

那珂海岸の南側に接する阿字ヶ浦(第2図)で測定された12月25日の暴浪の最大有義波の波高($H_{1/3}$)は4.74 mであった(高橋ほか, 1982a)。阿字ヶ浦においては暴浪の確率波高は求められていないが、①約50 km南方の鹿島港における再現期間10年の確率波高が $H_{1/3}=7.68$ mとされており(高橋ほか, 1982b)、②両地域が同じ海域に面しつつ近接していることから両地域の確率波高に大差がないと仮定し、また、すでに述べたように、③12月25日の暴浪が2年の調査期間内では最大であったことから(第3図)、12月25日の暴浪の再現期間を2年ないしは数年程度と推定する。

つまり、この海岸では2年ないしは数年程度の再現期間の規模を持つ暴浪で、初めて後浜上限付近の地形に変化が生じたことになる。ただし、この12月25日の暴浪の時、東日本太平洋沿岸一帯において40 cmから60 cmの水位上昇を記録した高潮が発生した(高橋ほか, 1982a, p.199)。この高潮の重複がなかったならば、N地区とS地区においても12月25日の暴浪による後浜上限の後退量はより小さく、2年の調査期間内の後浜上限の位置はより安定していたはずである。

以上のように、暴浪時の波の遡上限界はある地点よりも下方にはほぼ限定される。2年ないしは数年程度の再現期間を有する比較的大きな規模の暴浪が襲来したり高潮が重複した場合に遡上波がその地点を越えたとしても、越波した部分の地形や植生の変化は大きくはない。そのために、後浜上限の位置がほ

ば一定の位置にあったと考える。なお、海水が後浜上限を大きく越えて内陸深部まで侵入するような事態は、津波や再現期間のきわめて長い大暴浪が襲来した時、あるいは大規模の高潮が発生した時に生ずる異常現象であるとする。

3. 汀線碎波波高の限界

波の遡上限界高度は直接的には汀線碎波特性に係する（たとえば、武田・砂村, 1982; 武田, 1995）。したがって、暴浪時の波の遡上限界地点に限度が存在するということは、沖波段階の暴浪の規模が大きくても、汀線碎波の規模に限界が存在するということになる。ここでは、その理由について考察する。

浅海域にバー（海底砂州）が発達する場合、波高の大きな波はそれを通過する際にバー頂部付近で砕けやすく、その時、かなりのエネルギーを失う（たとえば、Carter and Balsillie, 1983）。また、さらに波高が増大し波がバーの沖側斜面で砕けるようになる、砕波後の波はバー上を bore として進行するが、その間に底面摩擦や乱れなどでより多くのエネルギーを消費する。波は波高が増大すればするほど、バーの沖側斜面のより沖側で砕波し、bore の状態を長く保持することになるので、より多くのエネルギーを失う（武田, 1996）。つまり、波高の大きい波ほどバーを通過する際の波高減衰の程度が大きくなり、バーの岸側の波は小さくなる。このように、バーは潜堤として働くことにより波に対する

フィルターの効果を発揮する（Davidson-Arnott and Randall, 1984; 武田・砂村, 1985; Takeda and Sunamura, 1986, 1992; Wright *et al.*, 1986; Baba and Thomas, 1987; Seymour, 1987; Carter, 1988, pp. 111-112; 武田, 1996）。

この海岸では全域の浅海域に outer bar が必ず存在し、さらに、その岸側にしばしば inner bar が形成された（Takeda, 1983）。Inner bar は極浅海域に発達するので頂部水深が小さく、そのために、ほとんどすべての波に対して強力なフィルターとなる（武田, 1996）。一方、outer bar は頂部水深が大きいので、低波高の波に対してはフィルター効果を発揮しない。しかし、暴浪時に波高が増大すると波に対するバーの相対水深が小さくなるので、inner bar 同様、outer bar もまた効果的なフィルターとして機能することとなる。したがって、暴浪時の波は汀線に到着するまでに二重の効果的なフィルターを通過するので、波高は大きく減衰する（第5図）。以上のように、暴浪の規模が大きいほどバーはより効果的なフィルターとなるので、沖合いにおける暴浪の規模が大きくても汀線付近の波の規模は限定される。その結果、大暴浪であっても波はある位置よりも内陸部には到達しない。もちろん、より厳密な議論の際には、潮汐や高潮、あるいは wave set-up（たとえば、Sunamura, 1992, pp. 26-27）や surf beat（たとえば、Bascom, 1980, pp. 223-224）などによる海水面の変動の影響も考慮に入れ

第5図 2段バー海岸における暴浪時の波の変形過程

Fig. 5 Schematic diagram showing transformation of waves on the double-bar beach during storm events

る必要がある。

次に、汀線碎波波高を規定する汀線直前の水深について考える。極浅海域の波の高さはその地点の水深に強く支配され、碎波波高 H_b と水深 h_b との間には、

$$H_b/h_b \leq 0.78 \quad (1)$$

の関係がある (たとえば, Sunamura, 1992, p. 23). したがって、汀線碎波の波高は汀線近傍まで到達した波自体の大きさにもよるが、その最大値は汀線直前の水深に規定される。前浜下部にステップ (第5図) が発達する場合には、そのステップの基部水深が汀線碎波の波高を規定する水深となる。

ステップの基部水深 h_s は、

$$h_s = 0.3D^{0.2} \{T(gH_b)^{0.5}\}^{0.8} \quad (2)$$

で与えられる (武田, 1997). ここに、 T は波の周期、 g は重力の加速度である。この式で示されるように、 D が一定であれば h_s は波の規模が大きいほど深くなる。しかし、波高がさらに増大するとステップは破壊される (たとえば, Short, 1979; 武田・砂村, 1982; Takeda, 1983). したがって、ステップが破壊される寸前の波浪条件下において最も深いステップが形成される。

造波水路実験によれば、ステップが形成され得る限界の波浪条件は基本的には D によって決まる (Takeda, 1983). したがって、 D が変化しない限りは破壊される寸前のステップ基部水深はつねにほぼ同じような大きさとなる。現地海浜では暴浪時の観測が困難なこともあってステップの形成と破壊の条件は求められていないが、定性的には実験室と同じであると考え。すなわち、ある場所の h_s はその場所の D に対応する最大値を持ち、そのために汀線碎波波高にもある限度が存在する。

4. 後浜上限の成立と固定化

上述したように、2 段のバーが波に対してフィルターの役目を果たすために、あるいはステップの基部水深に限度があるために、汀線碎波の規模には限度が存在する。したがって、暴浪の規模が大きくなっても波の遡上限界はある地点の近傍以下に限定される。その地点よりも内陸部の砂丘地には、異常海況時以外には海水がほとんど侵入しない。そのために、飛砂が卓越しない限りは砂丘地の地形変化の程度は小さい。海水侵入の機会が少なく地形変化の程度が小さいので、砂丘地では耐塩風性の海浜植物の生長が許される。那珂海岸の場合、すでに述べたように砂丘地海側端部に成育する海浜植物の代表はコウボウムギであった。

コウボウムギは根茎 (地下茎) を引いて繁殖する植物であり、砂中で枝分かれを繰り返し団塊状群落を形成する (たとえば, 村上, 1964, pp. 67-69; 亘理, 1970, p. 156). 強靱な根茎とその節々から出る多数のひげ根が砂の移動を防ぎ、そのために地形が安定する。したがって、少々の波の侵入に際しても地形の変化が抑えられる。また、コウボウムギは多年生の植物であり、根茎や根が季節的に枯死することがないので、地形固定作用が季節によって大きく衰えることもない。さらに、この植物は生命力が旺盛で繁殖力に富むので、たとえ異常海況時に海水に洗われ枯死しても、その後すぐに団塊状の群落を回復する。

海浜植物はしばしば後浜にも侵入するが、そこは頻繁に海水に洗われるので、耐塩風性といえどもその生育は阻害され、団塊状群落を形成することはない。つまり植物の根茎や根の密度がきわめて低く、それらによって砂が固定されることはないので、後浜の地形は暴浪時には容易に変化する。したがって、砂が遡上波によって頻繁に移動する後浜と砂移動が比較的少ない砂丘地との境界、すなわち後浜上限は、植生の団塊状群落の海側端となるばかりでなく地形

的にもなんらかの特徴を持つことになる。N 地区と C 地区では上に凸の傾斜変換点, S 地区では浜崖の基部がそれであった。

IV 後浜上限の高度

2 年の調査期間内に後浜上限の位置は若干後退したが (C 地区では変化しなかった), いずれの調査地区においても後浜上限の高度 (BH) はほとんど変化しなかった (第 4 図)。このことは中央測線のみならず他の測線に関しても観測された。その各測線の BH を第 6 図に示した。この図から、各調査地区内の測線ごとの BH には大きな差がないこと

第 6 図 後浜上限の高度 (BH) の沿岸方向の分布
BH は各調査地区における BH の平均値。

Fig. 6 Along-shore distribution of the height of the landward limit of the backshore (BH)

がわかる。一方、第 6 図と第 1 表に示した調査地区ごとの BH の平均値 (N 地区で 4.8 m, C 地区で 4.5 m, S 地区で 3.7 m) には有意な差が認められる。各調査地区は約 4 km の狭い範囲内にあり、入射波や潮汐の特性は同一とみなすことができた。したがって、調査地区間の BH の差異は調査地区によって異なる D に起因するものであると推測する。

すでに述べたように、各調査地区の前浜中央部における海浜堆積物の平均粒径 D は N 地区で 0.76 mm, C 地区で 0.66 mm, S 地区で 0.26 mm であったので、BH は D が粗いほど高くなるといえる。BH は暴浪時の波の遡上限界高度に対応し、また、その高度は汀線砕波波高の増大に伴って大きくなるので、沖合いの暴浪特性が同一であっても D が粗ければ汀線砕波波高が大きくなるということになる。この理由もまた、バーのフィルター効果とステップの基部水深との関連で説明することができる。

まず、 D とバーのフィルター効果の関係について考える。Inner bar は暴浪時に海浜から侵食された砂によって形成され、暴浪後の静穏時に徐々に岸方向に向かって移動し、ついには陸上に乗上げてバームとなる (たとえば, Takeda, 1983 ; Sunamura and Takeda, 1984)。ある海浜において、浅海域に inner bar が存在しやすいか、あるいは陸上にバームが存在しやすいかは、その海浜が面する海域の波浪特性と D とに関係し、同一波浪条件下では D が細かいほど inner bar が発達しやすい (たとえば, Short, 1979 ; Sunamura, 1988)。したがって、 D が細かい海浜では高いフィルター効果を持つ inner bar が浅海域に存続しやすく、そのために暴浪時の波のエネルギー損失量が大きく、結果として、汀線付近の波高が小さくなる。

暴浪襲来時に、細粒堆積物からなる海浜に inner bar が存在しない場合もある。しかし、その場合でも、潜堤効果を有する inner bar がいないために暴浪の初期の段階で陸上部や極浅海部が簡単に侵食さ

れ、その砂が沖側に運搬され、速やかに inner bar が形成される (Takeda and Sunamura, 1983, 1992; 武田・砂村, 1985; 武田, 1996). したがって、暴浪の最盛期には inner bar が存在することになる.

次に、 D とステップ基部水深との関係であるが、粗粒の D の海浜ほど高波高の波の条件下で大きな水深のステップが形成されることをすでに述べた. また、波高がさらに増大してステップの形成領域を越えても、粗粒堆積物で構成されるステップは破壊されにくく、 D と暴浪の規模との関係によっては暴浪のかんりの段階までステップ地形が存続し得る. また、式 (2) が示すように、同一波浪条件下であっても h_s は D が粗いほど大きくなる. つまり、 D が粗いほど暴浪時に存在し得るステップの規模は大きくなり、その結果、汀線碎波波高が高くなり得る.

第 7 図に D と BH との関係を示した. この図には鹿島海岸と九十九里海岸で得られたデータ (第 1 表) も示した. 両海岸ともに、那珂海岸と同様、背後に植生を伴う砂丘が存在し、また、常時 1 段、最大で 2 段のバーが発達する (九十九里海岸では、場所によっては 3 段のバーが発達することもある).

さらに、那珂海岸と両海岸は太平洋に面し、かつ相互に近い位置にあるので (第 1 図)、沖合いの暴浪特性に大差がないと判断した. また、那珂海岸と同じように両海岸においても狭い範囲内では BH に顕著な差は認められなかったので、各データは一地点のある時点において収集された. ただし、両海岸ともに人工改変が進んでいるので、データは人工構造物からなるべく離れた所で収集された. なお、鹿

第 7 図 海浜堆積物の粒径 (D) と後浜上限高度 (BH) との関係

Fig. 7 Relationship between the height of the landward limit of the backshore (BH) and the grain size of beach material (D)

第 1 表 那珂海岸 (調査地域), 鹿島海岸, 九十九里海岸における後浜上限の高度

Table 1 Height of the landward limit of the backshore on Naka beach, Kashima beach, and Kujukuri beach (see Fig. 1)

調査海岸	調査地区	$\tan \beta$	D (mm)	BH (m)
那珂海岸	N 地区	0.013	0.76	4.8
	C 地区	0.013	0.66	4.5
	S 地区	0.010	0.26	3.7
鹿島海岸	大竹海岸 (鉾田町)	0.008	0.21	3.0
	別所釜海岸 (大洋村)	0.008	0.21	2.6
	角折海岸 (大野村)	0.008	0.23	2.9
	相生海岸 (波崎町)	0.008	0.17	2.4
	西松下海岸 (波崎町)	0.007	0.17	2.4
九十九里海岸	新堀浜 (野栄町)	0.003	0.34	3.3
	関海岸 (光町)	0.004	0.30	2.6
	海浜公園 (蓮沼村)	0.004	0.16	2.3
	井之内浜 (成東町)	0.005	0.17	2.1

島海岸のデータは1994年3月31日、九十九里海岸のデータは1994年3月30日に得られた。

第7図から、データポイントに多少のばらつきはあるが、 BH は D が粗くなるにつれて高くなること、そして、この三つの海岸では D と BH の間に同じ関係が成り立つということがわかる。なお、第1表に示したように各地点の水深-10 m以浅の平均海底勾配($\tan \beta$)にはかなりの差があるが、 BH と $\tan \beta$ の間には系統的な関係を見出すことはできなかった。

V おわりに

ほぼ自然状態にあり、背後に砂丘が発達していた時期の茨城県勝田市那珂海岸で得られた2年間(1980年8月28日から1982年8月30日)の地形測量データを用い、後浜上限の位置と高度に関する検討を行った。2年の間に規模の異なる数多くの暴浪が襲来したが、このデータから、後浜上限の位置がかなり安定していたこと、また、海浜堆積物の粒径が粗いほど後浜上限高度が大きくなることの2点が明らかとなった。本稿では、これらのことを提示し、さらにその理由について考察した。考察の結果は次の二つのパラグラフにまとめられる。

浅海域に発達するバーが波に対してフィルターの役割を果たすため、また、汀線直前の水深を支配するステップ基部水深に海浜堆積物の粒径に対応する限度が存在するために、沖合いの暴浪の規模が大きくなっても汀線碎波の波高はある限度を越えることがない。したがって、暴浪時の波の遡上限界地点はある一定の位置以下に制限される。その一定の位置が後浜上限であり、そこはかなり固定したものとなる。後浜上限よりも内陸側には大規模高潮の発生や津波の襲来などの異常海況時以外には海水が侵入することがないので、耐塩風性植物が団塊状群落を形成する。その地下茎や根の地形固定作用が後浜上限の位置をさらに安定させることとなる。

細粒の堆積物からなる海浜ではinner barが発達しやすく、そのフィルター効果のために暴浪時においても汀線近傍の波の波高は小さく抑えられる。さらに、暴浪の初期の段階でステップが速やかに破壊されて汀線直前の水深が小さくなる。したがって、汀線碎波の限界波高はより小さく制限される。一方、粗粒堆積物からなる海浜ではinner barが発達しにくく、また、暴浪のかんりの段階までステップ地形が保持されるために、汀線碎波の限界波高は大きくなる。その結果、海浜堆積物の粒径が粗いほど後浜上限高度が大きくなる。なお、那珂海岸における海浜堆積物の粒径と後浜上限高度との関係が、九十九里海岸と鹿島海岸においても成り立つこともわかった。

以上でまとめたように、後浜上限の位置の安定性や高度は、基本的には後浜よりも海側のバーやステップの性状に関係する。したがって、本稿で論述した内容は、ほかの海浜、しかも背後が砂丘ではない海浜にも適用できるはずである。ただし、その際には次の点に留意する必要がある。①後浜上限の位置が安定するためには汀線位置が長期的に安定しており、かつ人為的な影響が小さい海浜であるということが前提となる。②海浜堆積物の粒径と後浜上限高度との関係は、海域の暴浪特性や潮汐特性、および、発達し得るバーの段数によって異なるはずである。③島や岬の背後の海浜、珊瑚礁の海浜、浅海域にブラットホーム、暗礁、岩礁、人工構造物などが存在する場合、あるいは河口周辺などでは、波の遡上が抑制されるので後浜上限高度は低くなるはずである。④礫浜海岸では堆積物の粒径と後浜上限高度との関係が砂浜海岸のものとは異なることを確認している。

鹿島海岸と九十九里海岸における現地調査、および本稿をまとめるに際し、河川整備基金の助成を受けた。大阪大学の砂村継夫先生には貴重なご助言をいただき、また、欧文要旨の校閲をお願いした。

(投稿 1997年1月24日)

(受理 1997年4月5日)

文 献

- 荒巻 孚 (1971): 『海岸』, 犀書房, 426p.
- 佐藤昭二・合田良實 (1979): 『海岸・港湾』, 彰国社, 372p.
- 榎木 亨 (1982): 『漂砂と海岸侵食』, 森北出版, 195p.
- 高橋智晴・広瀬宗一・橋本典明 (1982a): 『沿岸波浪観測年報 (昭和 55 年)』, 港湾技研資料, No. 417, 運輸省港湾技研研究所, 823p.
- 高橋智晴・広瀬宗一・橋本典明 (1982b): 沿岸波浪の統計的性質について. 土木学会第 29 回海岸工学講演会論文集, 1-15.
- 武田一郎 (1995): バー海浜およびバーなし海浜のバーム高度. 地形, 16, 361-372.
- 武田一郎 (1996): 一段バー海浜と二段バー海浜の侵食条件の比較. 地形, 17, 17-28.
- 武田一郎 (1997): ビーチ・ステップの基部水深. 地形, 18, 53-60.
- 武田一郎・砂村継夫 (1982): バームの形成条件と高さ. 地形, 3, 145-157.
- 武田一郎・砂村継夫 (1985): 暴浪による砂浜海岸の地形変化. 土木学会第 32 回海岸工学講演会論文集, 336-339.
- 田中則夫・小笹博昭・小笠原 昭 (1973): 『海浜変形調査資料 (第 1 報) —— 航空写真による汀線変化の解析 (東日本編) ——』, 港湾技研資料, No. 163, 運輸省港湾技研研究所, 95p.
- 豊島吉則 (1973): 海岸の地形——海岸縦断面からみた地形変化——. 海洋科学, 5, 839-843.
- 中西弘樹・福本 紘 (1985): 石垣島の砂浜植物の成帯構造の成立. 日生態会誌, 35, 513-525.
- 中西弘樹・福本 紘 (1987a): 吹上浜における海浜植生の成帯構造と地形. 神戸群落生態研究会編: 『中西 哲博士追悼植物生態・分類論文集』, 神戸群落生態研究会, 187-195.
- 中西弘樹・福本 紘 (1987b): 南日本における海浜植生の成帯構造と地形. 日生態会誌, 37, 197-207.
- 中西弘樹・福本 紘 (1990): 北海道オホーツク海沿岸における海浜植生の成帯構造と地形. 植物地理・分類研究, 38, 51-60.
- 中西弘樹・福本 紘 (1991): 山陰地方における海浜植生の成帯構造と地形. 日生態会誌, 41, 225-235.
- 成瀬敏郎・福本 紘・中西弘樹 (1992): 日本の海浜にみられる植生帯と地形断面形および堆積物の関係. 地形, 13, 203-216.
- 福本 紘 (1985): 沖縄県石垣島における海浜地形の地域的特性. 梅花短期大学研究紀要, No. 33, 137-158.
- 福本 紘 (1988): 鹿児島県吹上浜における海浜地形の地域的特性. 梅花短期大学研究紀要, No. 36, 223-234.
- 福本 紘 (1989): 北海道オホーツク海における海浜地形の地域的特性に関する研究ノート. 梅花短期大学研究紀要, No. 37, 187-193.
- 堀川清司 (1979): 『海岸工学』, 東京大学出版会, 317p.
- 町田 貞 (1984): 『地形学』, 大明堂, 404p.
- 村上司郎 (1964): 『はまべの植物』, 加島書店, 230p.
- 茂木昭夫 (1973): 汀線と碎波帯. 岩下光男・小牧勇蔵・星野通平・堀部純男・増沢譲太郎編: 『海洋科学基礎講座 7 浅海地質学』, 東海大学出版会, 109-252.
- 亘理俊次 (1970): 『海辺の花』, 山と溪谷社, 199p.
- Baba, M. and Thomas, K. V. (1987): Performance of seawall with a frontal beach. *Proc. Coastal Sediments '87*. (ASCE), 1051-1061.
- Bascom, W. (1980): *Waves and beaches*. Anchor Books, New York, 366p.
- Bird, E. C. F. (1984): *Coasts*. Australian National University Press, Canberra, 320p.
- Carter, R. W. G. (1988): *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617p.
- Carter, R. W. G. and Balsillie, J. H. (1983): A note on the amount of wave energy transmitted over nearshore sand bars. *Earth Surface Processes Landforms*, 8, 213-222.
- Davidson-Arnott, R. G. D. and Randall, D. C. (1984): Spatial and temporal variations in spectra of storm waves across a barred nearshore. *Marine Geology*, 60, 15-30.
- Komar, P. D. (1976): *Beach processes and sedimentation*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 429p.
- Nakanishi, H. and Fukumoto, H. (1987): Coastal vegetation and topography in northern Hokkaido, Japan. *Hikobia*, 10, 1-12.
- Seymour, R. J. (1987): An assessment of NSTS. *Proc. Coastal Sediments '87*. (ASCE), 642-651.
- Short, A. D. (1979): Three dimensional beach stage model. *Journal of Geology*, 87, 553-571.
- Sunamura, T. (1988): Beach morphologies and their change. Horikawa, K. ed.: *Nearshore dynamics and coastal processes*. Univ. Tokyo Press, Tokyo, 136-161.
- Sunamura, T. (1992): *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Sons, Chichester, 302p.
- Sunamura, T. and Takeda, I. (1984): Landward migration of inner bars. *Marine Geology*, 60, 63-78.
- Takeda, I. (1983): *Beach changes by waves*. Unpub-

- lished doctoral thesis, Institute of Geosci., Univ. Tsukuba, 86p.
- Takeda, I. and Sunamura, T. (1983): A wave flume experiment of beach steps. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, No. 9, 45-48.
- Takeda, I. and Sunamura, T. (1986): Beach changes by storm waves. *Proc. 20th Conf. Coastal Eng.*, (ASCE), 1612-1622.
- Takeda, I. and Sunamura, T. (1992): Conditions for beach erosion on a barred beach. *Z. Geomorph.*, **36**, 453-464.
- Wright, L. D., Nielsen, P., Shi, N. C. and List, J. H. (1986): Morphodynamics of a bar-trough surf zone. *Marine Geology*, **70**, 251-285.

Position and Height of the Landward Limit of the Backshore on Naka Beach, Ibaraki, Japan

Ichirou TAKEDA*

The landward limit of the backshore is given by the base of sea cliffs, the seaward end of coastal dunes, or the seaward limit of vegetation colonization. It is considered that these locations coincide with the upper limit of the swash of storm waves. Since the magnitude of waves during each storm event differs considerably, it is anticipated that the stability of the backshore limit is not secure and that its height can vary. Using data on beach profiles and waves obtained from a Pacific beach in Japan, this study examines these points.

The field investigation was carried out at Naka beach, Ibaraki (Fig. 1). Vegetated sand dunes 200 to 300 m wide develop behind the beach. An outer bar is always present, but an inner bar only develops under certain wave conditions in the nearshore zone. Three monitoring sites were selected: N site (mean grain size of beach sediment $D=0.76\text{mm}$); C site ($D=0.66\text{mm}$); and S site ($D=0.26\text{mm}$) (Fig. 2). Beach profile surveys were conducted at each site for a period of two years beginning August 28, 1980. Daily averages of deep-water significant wave height and period are shown in Fig. 3. No significant along-shore difference in incident wave characteristics was observed. The coast is situated in a microtidal environment with a mean tidal range of 1 m.

At all 3 monitoring sites, the seaward limit of dune grass colonies was characterized by a specific topographic break in the beach profile. It was found that this position rarely shifted during the two-year survey period, although many storms of different magnitude occurred (Fig. 4), and that the position corresponded almost completely to the landward limit of beach change due to waves (Fig. 4). Therefore the position can be used as the landward limit of the backshore, which was fairly stable. This stability suggests that there is no significant difference in the uprush limit of waves in each storm event. This is probably due to the lack of significant temporal fluctuations in breaker height at the shoreline during storm events, as mentioned below.

Waves break on the seaward slope of an inner bar and flow shoreward as a bore, dissipating their energy by viscous damping and bottom friction. As a result, the shore wave-break height is lower than in cases where there is no inner bar occurrence. That is, the inner bar has a wave filtering effect by acting as a submerged breakwater. During storm events (Fig. 5), an outer bar works as an effective wave filter along with the inner bar, because the water depth of the outer bar relative to the breaker depth of larger storm waves becomes smaller. Storm waves are therefore affected by the doublewave

filtering effect until they reach the shoreline. Since higher storm waves break further offshore on the seaward slopes of the outer and inner bars, they must travel a longer distance as bores to reach the shore. Consequently, higher storm waves lose much more of their energy in comparison with lower storm waves; therefore the breaking height at the shoreline of the storm waves becomes much smaller. Thus the nearshore bars act to reduce the temporal variability in the shore break height during storm events.

The shore break height is influenced by the water depth at a step base. The step-base depth increases with increasing wave dimension as long as the waves fall in the formative condition for step morphology. If the wave magnitude exceeds this condition, the step is destroyed. Therefore the maximum possible step-base depth appears just before step destruction, after which the maximum shore break height occurs. Since the wave condition for step formation does not vary unless the grain size of beach material changes, it is reasonable to surmise that the maximum possible shore break height for a given beach is constant, even if each storm has different incident wave heights in the offshore region.

It was observed that the height of the landward limit of the backshore, BH , increases with increasing grain size of beach material, D (Fig. 6). This reflects the fact that the swash limit during storm events on a coarser sand beach is higher than that on a finer sand beach. Since 1) an inner bar of a fine sand beach which is easily eroded by storm waves is likely to develop in the surf zone, 2) the water depth of a step formed in fine sand is small, and 3) the step readily disappears in the early stages of storm wave occurrence, the shore break height during storm events is greatly reduced. On a coarse sand beach with a deeper step base, on the other hand, an inner bar is not likely to be formed, and the step is maintained until higher storm waves occur. Consequently, the maximum possible shore break height on a coarse sand beach is higher than that on a fine sand beach, even if the incident storm wave conditions are equal. Figure 7 plots the relationship between BH and D using data obtained from this beach and other data from the Kashima and Kujukuri beaches (Fig. 1).

Key words: landward limit of backshore, wave swash, nearshore bars, wave filtering effect, beach step