

漂砂・波浪制御工法と沖合への展開

著者	河田 恵昭
雑誌名	ECOSYSTEM ENGINEERING
巻	2
ページ	15-26
発行年	1994-09
URL	http://hdl.handle.net/10112/1733

1 漂砂・波浪制御工法と沖合への展開

河田 恵 昭

(京都大学防災研究所)

1. 緒言

河川における流砂の問題を取り上げるとき、流域の降雨の特性や流出機構、洪水波の伝播機構などを解析しなければならない。河口部海岸における海岸漂砂の問題を取り上げるとき、流砂は漂砂源としての境界条件を与え、解の特性を規定する。このように考えると、海岸漂砂の移動限界水深より深く、大陸棚に至る海域で、いわゆる陸棚漂砂を対象とする場合には、海岸漂砂は陸側の境界条件を与えることになる。したがって、海岸漂砂の実態を把握しなければ、陸棚漂砂の動態は不明であることになる。

ところで、わが国の河口部海岸では、大河川であればあるほど海岸侵食の問題は深刻である¹⁾。戦後、わが国の海岸侵食対策の先駆けとなった新潟海岸の信濃川河口左岸側をはじめ、天竜川、大井川、富士川など、多数の砂防ダム、多目的ダム群や河口港をもつ河口海岸では例外がないほどである。そこでは、各種海岸侵食対策が講じられ、多くは現在も継続中である。そのため、それらの海岸では漂砂環境は、それまでの自然環境に代わって人為的なもので規定されていると言ってよい。そのような新しい環境に対応しようとして、海岸侵食が進むのである。陸棚漂砂の動態の解明は、陸側に自然河川や自然海岸を控えていない限り人為的に規定された、言い替えば各種侵食対策工法で規定された海岸漂砂の特性を把握してこそ可能となろう。

そのような事情に鑑みて、ここではわが国の海岸侵食の現状を述べ、各種海岸侵食制御工法の水理機能を解析し、陸棚漂砂の境界条件としての海岸漂砂の実態を示す。ついで、陸棚漂砂についての知見、とくに海底微地形であるsand waveの実態に的を絞って紹介する。

2. 海岸侵食の現状とその深刻さ

わが国では、第二次世界大戦後、治山・治水や河川の砂利採取が、いずれもある期間に集中して行われ、河川の流送土砂量の激減をもたらし、それから20~30年を経て大河川の河口部海岸を中心として、著しい海岸侵食が発生したことは周知の通りである。わが国の年間の土砂生産量が約1億3千万 m^3 であること²⁾を考えると、1986

年現在のハイダム(堤高15m以上、貯水量100万トン以上のダムで、1987年現在、332ある)における累積堆砂量8億6千万 m^3 がいかに膨大なものかわかるだろう。しかも、これ以外の各種ダムが4,000程度あること³⁾を考えると、これは下限値で、おそらく累積堆砂量はその2倍程度はあると推定される。図-1は、ハイダムにおける1945年以降の10年毎の年平均堆砂量を求めたものである。これから、1945-1955年はダム数が少ないことによって年平均堆砂量が少ないのは当然であるが、55年代以降、ダム数が増加しているにもかかわらず、むしろ減っていることに気がつく。生産土砂量が大局的にみて減っていないとすれば、山腹や溪床からハイダムのある河道に土砂が供給されにくい環境にあると言える。1955年以降の全国平均ダム堆砂量2,400万 m^3 のうち天竜川と大井川で約30%を占めており、しかも両河川では近年は逆に増えている傾向にある。これに起因して、河口部の海岸侵食が深刻になっていることは周知のことである。表-1は過去20年間のわが国の海岸の侵食性海岸への変貌を具体的に表したものであって、保全の必要な海岸の延長が約16,000km、そのうち侵食海岸が12,000kmあるという状況下では、そこに侵食対策が実施されればされるほど、海岸漂砂を取り巻く環境は人為的なものになっていくわけである。

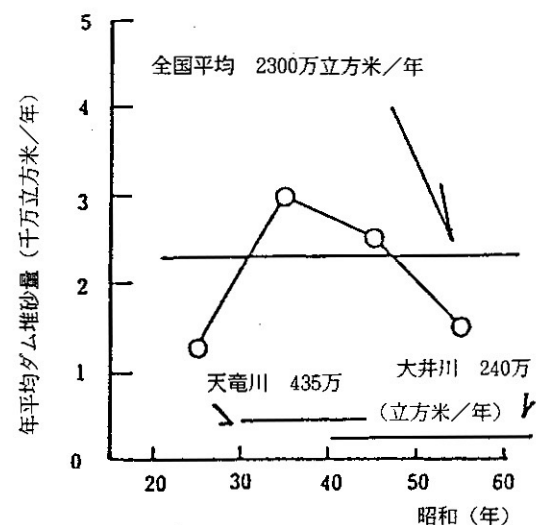


図-1 ハイダムにおける10年間平均の堆砂量

表-1 わが国の20年間の海岸の変貌

	海岸保全区域指定延長 (km)	堤防 (km)	護岸 (km)	突堤 (基)	突堤 (km)	離岸堤 (基)	離岸堤 (km)	海岸防護総延長 (km)
1965年度	10 701	2 086	3 743	6 781	273	347	28	6 100
1985年度	15 958	2 836	5 806	9 630	387	3 732	347	9 008

3. 海岸侵食制御構造物の水利機能

海岸侵食制御構造物は水利機能として、波浪制御によって外力をコントロールするものと、漂砂制御によって漂砂の運動そのものを変化させるものを合わせてもっている。前者は、波のエネルギーを減少させることが目的であるから、碎波水深より深いところに設置することが多く、また後者は、漂砂移動の活発な碎波点以浅の海域で効果を期待されるので、便宜上これらをわけて取り扱うことにする。

3.1 海岸侵食制御の原理

いま、つぎのような条件下におかれた侵食性海岸を考えてみよう。沿岸漂砂の上手側で、図-2に示した原因によって漂砂源が減少あるいは消失したと仮定しよう。このため、上手側から下手側に向かって海岸侵食が進行することになる。このような海岸では、海岸侵食は一般につぎのような過程を経て顕在化するようになるだろう。まず、下手側海岸では従来ほど漂砂の供給がないため、漂砂帯の水深は当然深くなり、海浜勾配も急峻になる。そうすると、碎波点が岸に近づくため来襲波浪は以

前に比べてエネルギーをより汀線近くで放出するようになり、かつ浜の反射率が大きくなるために、離岸漂砂が助長されるようになる。このため、浜砂の沖への流失が助長され、ついには砂浜や礫浜がなくなってしまうわけである。

1) 碎波帯より沖に設置した構造物-波浪制御の機能-

沿岸漂砂の減少にともなう侵食制御の方法論については、すでに土屋⁴⁾が示しているので、これを用いることにする。すなわち、沿岸漂砂量 Q_x は次式で与えられるとしている。

$$Q_x = ch_b \sqrt{ghb} \sin 2\theta_b \dots \dots \dots (1)$$

ここに、 hb は碎波水深、 θ_b は碎波角、 g は重力の加速度及び c は常数である。

一方、岸・沖方向漂砂量式についてはいまだ適切なものがないので、ここでは、Short⁵⁾や砂村⁶⁾によって定義された、次式の K^* を使うことを試みる。これは、岸・沖方向漂砂量を与えるものではないが、大局的にその

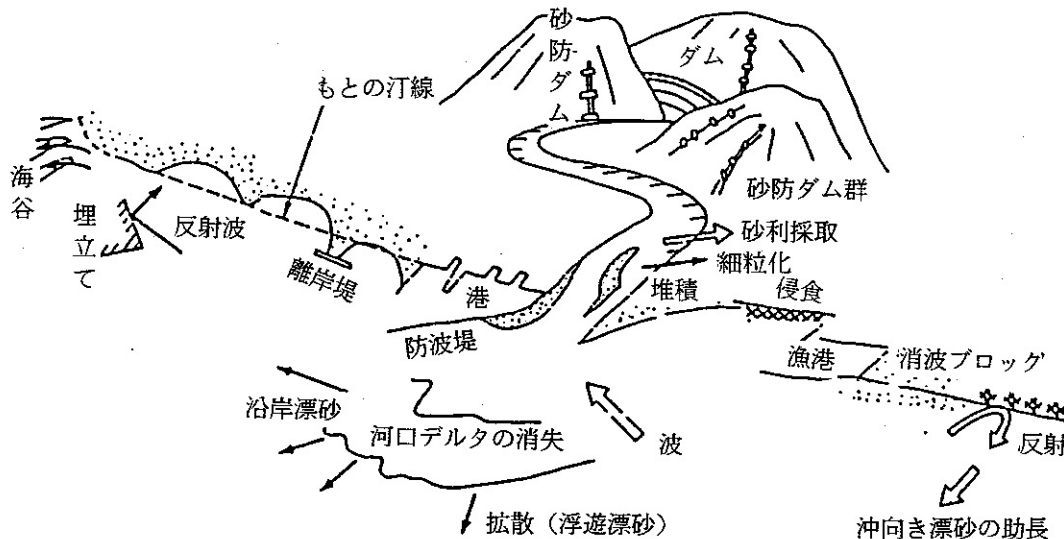


図-2 漂砂源の減少や海象条件の変化による海岸侵食の模式図

方向を示すと考えてよいだろう。

$$K^* = \left(\frac{\bar{H}_b}{\bar{T}} \right)^2 / gd \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここに、dは粒径であり周期T及び碎波波高Hbはともに日平均値である。式(2)は、もちろん、平均値について成立する式であるが、ここでは短期的にも成立すると仮定し、碎波波高と沖波波高の関係を示す経験式⁷⁾、

$$H_b/H_o = (\tan \beta)^{0.2} \cdot (H_o/L_o)^{-0.25} \quad \dots\dots\dots(3)$$

を用いて変形すれば、つぎのように表される。

$$K^* = \sqrt{\frac{H_o}{L_o}} (\tan \beta)^{0.4} \frac{1}{(\sigma/\rho - 1)} \left(\frac{H_o}{d} \right) \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに、βは海底勾配、 $K^* = 2\pi K^*/(\sigma/\rho - 1)$ である。図-3は従来の沿岸砂州の発生限界を示す図に式(4)を表示したものであって、水中比重を考慮した波高・粒径比が一般に数百以上となる現地海岸では、式(4)は従来の発生限界とかなり一致し、しかも、沿岸砂州の移動特性と勾配の影響がはいっている。したがって、式(2)は日平均諸量を用いているが、従来の沿岸砂州の発生限界条件をさらに詳しく表したものと解釈できる。ところで、碎波波高が水深に規定されるものとし、かつ、斜め入射波の場合には波浪のエネルギーフラックスの岸方向成分が寄与すると考えれば、式(2)は近似的に、つぎのようになる。

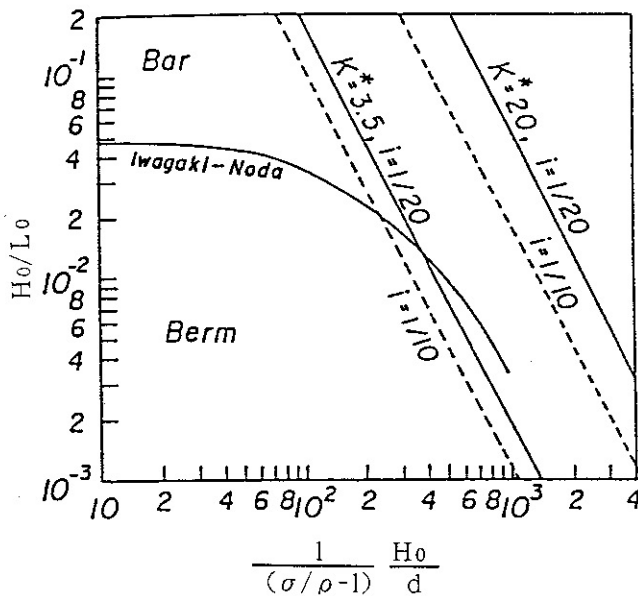


図-3 海浜の領域区分図の統一

$$K^* = a \left(\frac{H_b^2}{\bar{T}^2} \right) (\cos \theta_b / gd) \quad \dots\dots\dots(5)$$

ここに、aは係数である。式(5)はもちろん岸・沖方向漂砂量を表すものではないが、この値が小さくなるとバーが岸方向に移動し、極端な場合にはwelded barとなり、岸に乗り上げてバームを形成して、汀線が前進することになる。すなわち、向岸漂砂となり、逆に大きければ離岸漂砂になるわけである。加藤ら⁸⁾は那珂海岸で波の日平均したエネルギーフラックスが大きくなると汀線が後退し、小さくなると前進する事実を見いだしており、式(5)の妥当性がある程度言えそうである。さらに河田ら⁹⁾はSunamura¹⁰⁾らによる海浜断面の区分を表すパラメーターが式(4)と等価であることを示して、従来の海浜断面の区分法を統一している。

したがって、式(5)から、沿岸漂砂の場合と同じく、岸・沖漂砂を制御するには碎波水深と碎波角を変化させればよいことがわかる。そこで、つぎの2つのケースについて、波浪制御することによって、海岸侵食を緩和する方法が考えられる。

(a) 碎波水深を浅くする場合

式(1)と(5)から、沿岸漂砂量は碎波水深の2.5乗に比例し、K*の値もその2乗に比例するので、仮に碎波水深を20%減少させると、沿岸漂砂量はもとの57%に減少する。K*も64%に小さくなり、したがって、バーがより岸に向かうはずである。碎波水深を小さくするには、いま対象とする波の碎波点より沖に浅瀬を作って強制的に碎波させてやればよい。これを実現するには、従来のような潜堤によるほか、人工リーフを作ることも一案であろう。さらに、もっと沖合いで、浮き防波堤などによって碎波させ、波のエネルギーを消失させることも考えられよう。しかし、漂砂源が消失した場合には、碎波水深をゼロにしない限り沿岸漂砂をなくすことができないので、適用にある程度限界があるろう。

(b) 碎波角を小さくする場合

式(1)の表示からわかるように、沿岸漂砂量は碎波角が45°のとき最大となる。しかし、沖ではともかく、対象とする海岸へ入射する卓越波の碎波角が45°以上になることは希であるので、ここではこの角度よりも小さな角度で入射する場合を対象にしよう。これには土屋が指摘するように、海岸線の向きを少し変えて、碎波角を減らしてやればよい。長大な直線海岸でこれを一度にやることは不可能なため、ある程度の汀線長について繰り返してやればよいわけである。安定海浜工法では、ポケットビーチを連続的に作ることが考えられている。一方、碎波角が小さくなるのでK*の値が大きくなりバーが岸に近づきにくいことになる。しかし、直線海岸でなくポケットビーチになれば波向線は浅海域で扇状に広が

るため、波高が減少する。そのため、汀線の単位長さ当りのエネルギーフラックスが減少し、 K^* の値がむしろ小さくなる。和歌山県の白良浜で著者らが調べた結果では、ポケットビーチでは、いわゆる平衡海浜よりもはるかに緩勾配で海浜の断面が形成されており、むしろ岸・沖方向漂砂に対しても安定していると言える。さらに漂砂源がなくなった場合には碎波角をゼロにすれば、基本的に沿岸漂砂量がゼロになるので、この条件でも適用できることになる。

2) 碎波帯より岸に設置した構造物—漂砂制御の機能—

(a) 拡散過程：壮年期の急峻な山地が時間の経過とともに浸食され老年期の山地となり、やがて準平原になるという地形の輪廻はよく知られている。同様のことが海岸でも考えられる。仮に沿岸漂砂がほとんどなく岸・沖漂砂の季節的な変動で汀線が前進・後退を繰り返していると考えてみよう。その場合、漂砂はもともと混合粒径から構成されており、高波浪になるにつれて、移動限界水深はどんどん深くなり、それにつれて浮遊漂砂で濁った海域は沖に広がっていく。すなわち、漂砂は本質的に非可逆な拡散過程に従って沖に流失しているわけである。永年にわたって、海岸が平衡状態に保たれるためには、なんらかの漂砂の供給がなければならないことはこのことからわかる。

(b) 安定河道とのアナロジー：いま、沿岸漂砂量が減って下手海岸が侵食されたとしよう。侵食が進行中（汀線の後退が続いていると考えてもよい）の海岸は以前に比べて浜勾配がきつくなり、浜砂の粒径が荒くなる。これは、漂砂源の減少という新しい自然環境に対して海岸が安定になろうとしている姿にはかならない。自然の法則に従っているのである。安定な海岸の姿をここで探ってみよう。ここでは、安定流路の概念を適用することにしたい。藤田¹¹⁾は河川の安定流路の幾何形状について考察し、図-4のような安定流路条件の模式図を示している。これから、ある一定の流量のもとでは、水深と河道構成材料の粒径が増加し、川幅が狭くなると安定河道が得られるとしている。

沿岸漂砂があるということは、そこに川の流れのような1方向流、すなわち沿岸流があるということである。いそ波帯では碎波後の波がそれほどエネルギーをもっていないのに対し、この流れがフラックスとしての沿岸漂砂量を支配しているわけである。このように考えると、ここでいう漂砂制御とはいかにして沿岸流を制御するかということとはほぼ同じ意味となる。藤田は、河道構成材料の粒径を独立変数と考え、つぎの4つの方法で安定河道が得られるとしている。(1) ダム・分水などによって流量を調節する。(2) ショートカット、床固めによって河床勾配を増減させる。(3) 護岸によって、側岸侵食を減らす、及び(4) 越流型平行工によって実

質上河道幅を制御する、などの方法を提案している。これらの条件は、結局、河道内に砂州（バー）を発生させない条件と考えられている。

そこで、河田¹²⁾は、従来、単列砂州や複列砂州の領域区分に有効とされているいくつかのパラメーターを海岸に適用した場合を考察して、安定な海浜を得る条件をつぎのように提案している。

- (1) 沿岸流の流量を人為的に減らすこと
- (2) 浜砂の粒径を荒くすること
- (3) 沿岸流の幅を狭くすること

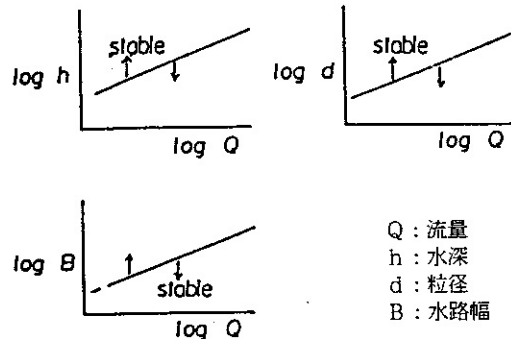


図-4 安定流路の条件

3. 2 各種制御工法の水理機能

ここでは、新しく開発されつつある工法も含めて、前節で示した水理機能の面から検討すべき点をまとめたものが表-2である。ただし、参考文献は『海岸工学講演会論文集』と『海岸』にすべて掲載されているので、ここでは挙げないことにする。

1) 護岸：豊島が指摘しているように、これだけで海岸を保全するのは困難である。近年、表法勾配が3割程度の緩傾斜護岸が作られているがこれでも前面に広い前浜がなければ、台風時の高波浪などによって法先などが洗掘される可能性が高い。沿岸漂砂の卓越する海岸でこの護岸の上、下手側の決壊例が幾つか報告されており、また法先強度が不足して裏込め土の吸い出しによる法面崩壊例があるので、改良の余地がある。この工法は控堤の機能に使う方がよいだろう。

2) 突堤：この機能はあくまでも水制としてのものであろう。従来より群として施行されることが多いことは、間接的にこの機能を証明していることになる。これによって波浪場や流速場を著しく乱すようでは効果を期待できないので、やはり、透過・緩傾斜・低天端を基本としよう。ただし、漂砂の補足率は不明である。

3) 離岸堤：碎波点より沖に作って、波浪制御の機能を発揮する方が施行後の維持などの点から有利だろう。沿岸漂砂の卓越する海岸では、漂砂の捕捉率が極めて高いため、下手側の海岸が必ず侵食されることに注意しな

ければならない。砕波帯より岸側に施行されると、継続的な維持工事が必要だけでなく、海底断面の季節変動まで抑えることになり、離岸堤の沖側では、反射によって離岸漂砂を助長する危険性がある。

4) 人工リーフ工法（潜堤を含む）：基本的に砕波点より沖に施行されるべきであろう。卓越波が汀線に直角方向から入ってくるのではなく、斜めから入ってくる場合には、砕波角が大きくなり沿岸流流速が大きくなって、侵食を助長する可能性がある。また、自然の珊瑚礁では何箇所か切れたところもあり、そこから沖に向かう早い

流れが観測されているので、人工リーフでもこの点の処理がとくに重要だろう。

5) 安定海浜工法：原理的に沿岸漂砂量を制御できる方法である。漂砂源の消失による静的な安定海浜は比較的簡単にできようが、その減少による動的な安定海浜の形成では、ヘッドランドの位置、構造や規模について検討しなければならない。また、波向きが極端に変化する異常波浪などの場合、最大湾入位置が変化するのでそのことを住民に周知徹底しておく必要がある。

表-2 各種海岸侵食制御工法の特徴

工 法	主たる制御対象	制 御 機 能	長 所	短 所	工 費	備 考
突 堤	波浪、沿岸流	沿岸流速、沿岸漂砂	構造が簡単	群として効果を発揮 下手側の侵食	普通（これを基準工費とする）	養浜と同時施行がよい
離岸堤	波浪、海浜流	波浪の回折、海浜流のパターン 沿岸漂砂、岸沖漂砂	波浪の制御効果が大 きい	沿岸漂砂が卓越する 海岸では侵食制御が 困難。常時、維持必 要。景観がよくない	高い	養浜と同時施行がよい
サンドバイパス 工法	漂砂	沿岸漂砂	漂砂の連続性を確保	常時、経費が必要	若干高い	浜砂流出防止のため他の工法との併用が望ましい
養 浜	波浪	消波	自然海浜の優れた消 波機能発揮	単独施行は問題が多 い	高い	浜砂流出防止のため他の工法との併用が望ましい
人工リーフ工法 （潜堤を含む）	波浪、海浜流	海浜流のパター ン、岸沖漂砂	人工リーフは消波機 能高い。漁礁と兼用 可能。景観を左右し ない。	沿岸漂砂に対する効 果が疑問（消波機能 低い）	非常に高い（砂 止め潜堤は若干 高い）	養浜との同時施行がよい
安定海浜工法 （ヘッドランド 工法）	波浪、沿岸流	沿岸漂砂	任意の大きさの浜を 造成。景観がよい。 大規模なヘッドラン ドを利用可能	異常波浪で浜の平面 形状が大きく変形す る可能性が大きい。	ヘッドランドの 位置・規模に依 存	養浜をやれば、大 きなポケットビー チが可能
緩傾斜護岸	波の遡上	浜漂砂、岸沖漂 砂	仮反射率	強度不足の可能性。 沿岸漂砂による侵食 に対して効果が疑問	普通	異常波浪に対する 防災力に不安

4. 陸棚漂砂へのアプローチ

わが国の河川河口部に流送される土砂は、流域開発が進むに伴って量的に減少するとともに、粒径も細流化してきた。したがって、波浪や流れなどの外力の特性が長期的に変わらなければ、河口デルタや河口部海岸の形成に寄与する土砂量は、以前に比べて減っていると言える。従来の海岸工学で漂砂の問題を取り扱う場合、その沖方向の境界は漂砂の移動限界水深程度であって、太平洋側では水深約10m、日本海側では約8mと考えてよい。それより深い海域の漂砂の動態はわが国ではあまりよくわかっていない。また、このように深い海域に構造物を作る場合は工学の分野の問題となるが、多くの場合埋立か橋脚の建設に関係するものであって、陸棚漂砂を一般的に取り扱ったものではない。しかし、諸外国、と

りわけアメリカ合衆国では砕波帯の沖はパイプラインの格好の敷設域である関係上、深い海域も工学の対象領域となっており、海洋物理学からの研究と加えて、活発に議論されている。

ここでは、とくに砂地の海底に形成されるsand waveに着目して、それに関する研究成果を紹介する。

4.1 砕波帯内外で形成されるsand waveの特性

砕波帯内外で形成されるsand waveはほとんどの場合、砂れん(ripple)と呼ばれるものであって、波動場あるいは海浜流場に対して粗度として働いている。古くはInman¹²⁾による図-5のような観測成果があり、たとえば砂れんの発生限界に関して、河田ら¹³⁾はKanekoの示した領域区分の適用性を図-6のように現地海岸におけるデータで検証している。沿岸流や離岸流の流速が

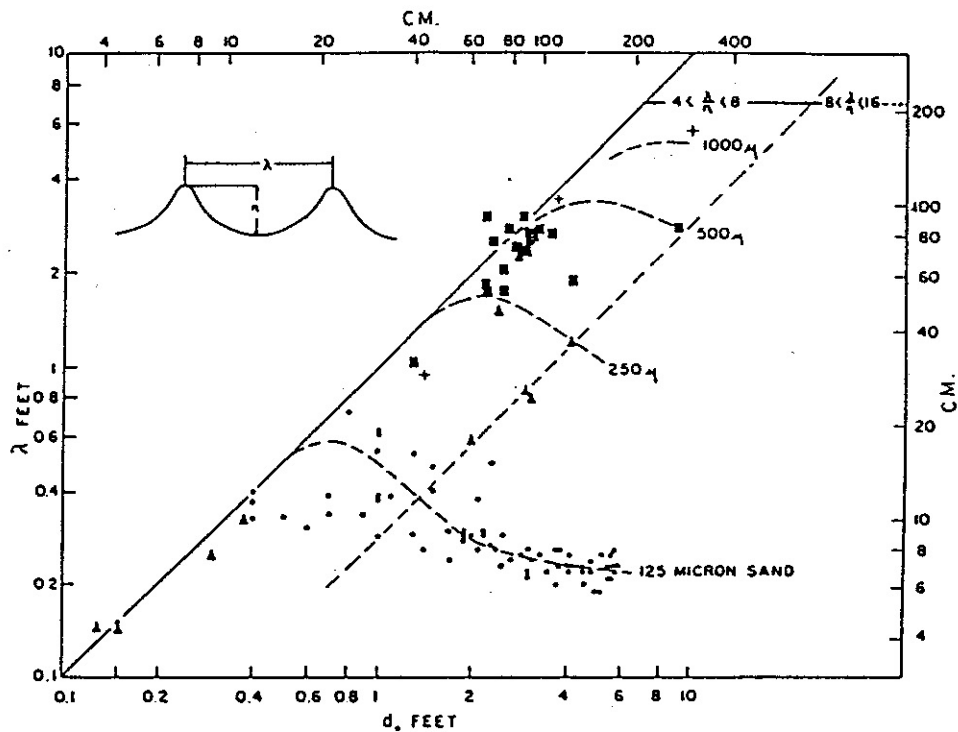


図-5 砂れんの特性(d_0 :底面における水粒子の軌道直径、 λ :砂れんの波長)¹²⁾

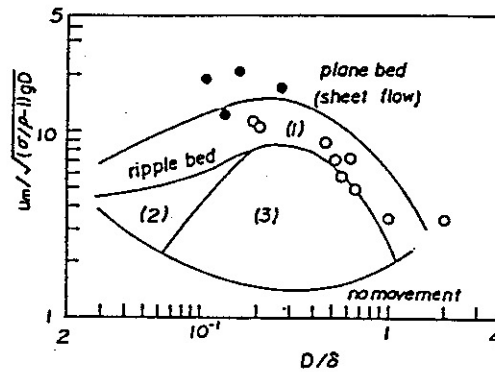


図-6 砂れんの領域区分

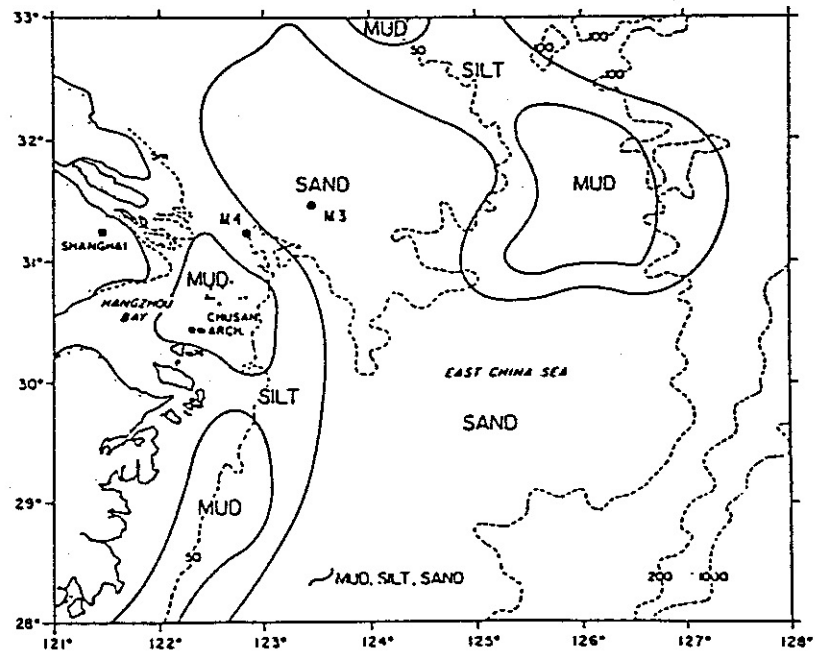
波動による水粒子速度の振幅よりも小さい場合には、これらの結果を用いれば、砂れんの有無や砂れんの形状特性が推定できる。

4.2 陸棚漂砂の特性

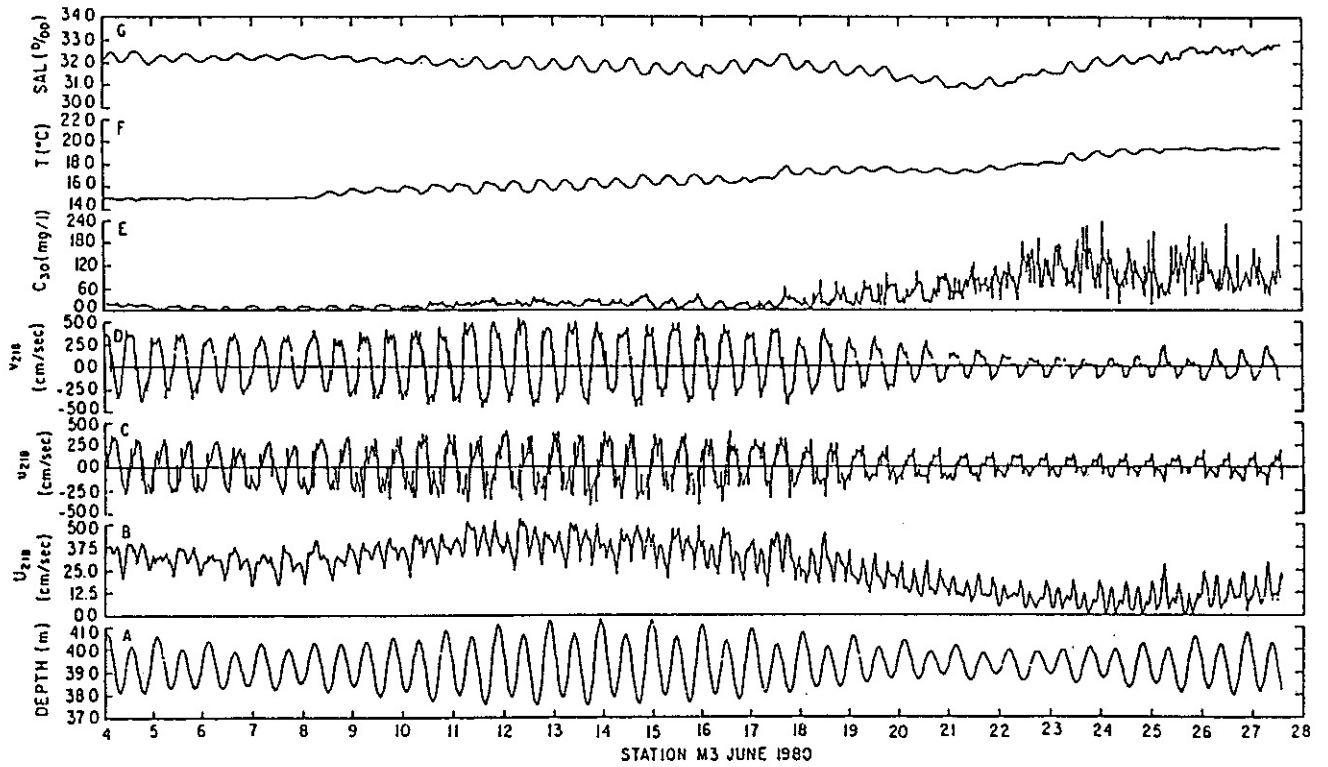
アメリカ合衆国では1970年代から現地海域で陸棚漂砂の研究が活発に行われ、観測結果はすでにまとめられて、本になったものや^{14) 15)}、『Jour. of Marine Geology』などの論文集に多く発表されている。この分野では観測船や洋上観測機器、Landsatなどの観測衛星とを結び付ける組織的な研究体制が必須であって、アメリカ合衆国がリードしている。

そこで、まず潮流が卓越する場合を例に挙げる。たとえば、過去10年間以上にわたる米中共同観測事業として、東シナ海での陸棚漂砂の観測を実施しており、

図-7はその結果の1例である。測点M3は揚子江東方150km、水深39mの位置にあり、底質の中央粒径は0.23mm、大潮が3.76m、小潮が1.37m、海底から218cmの位置での30分間平均流速(その流速の大きさの80%は主要4分潮から算定できる)は0.8から53.2cm/sまで変化している。海底から30cmの位置で計測した浮遊漂砂の濃度は180ppmぐらいまで達していることが認められる。図-8は解析した結果の例であって、海底から1mの位置での流速と底質粒径によって、bed load(掃流)とsuspended load(浮遊)の境界、陸棚漂砂の移動限界を表示している。



(a) 東シナ海の観測位置



(b) 1980年6月4日から28日までの観測結果

(A) 水圧式波高計による水深変化, (B) 海底上218cmでの30分間平均流速, (C) その東西成分, (D) その南北成分, (E) 海底上30cmでの浮遊漂砂濃度, (F) 水温, (G) 塩分濃度

図-7 観測記録例(M3地点)

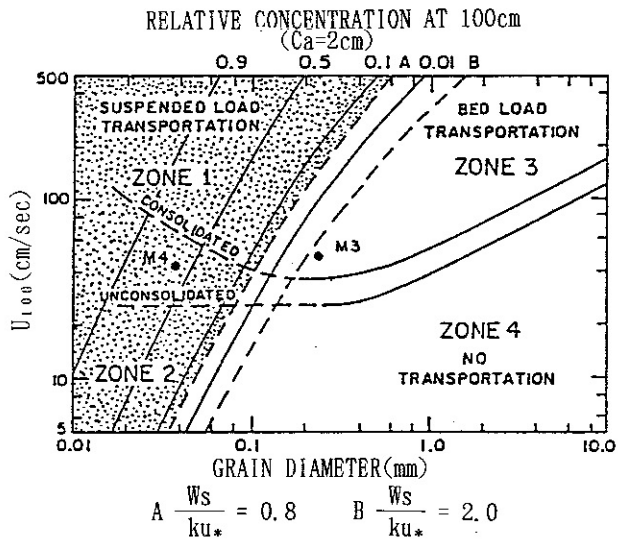
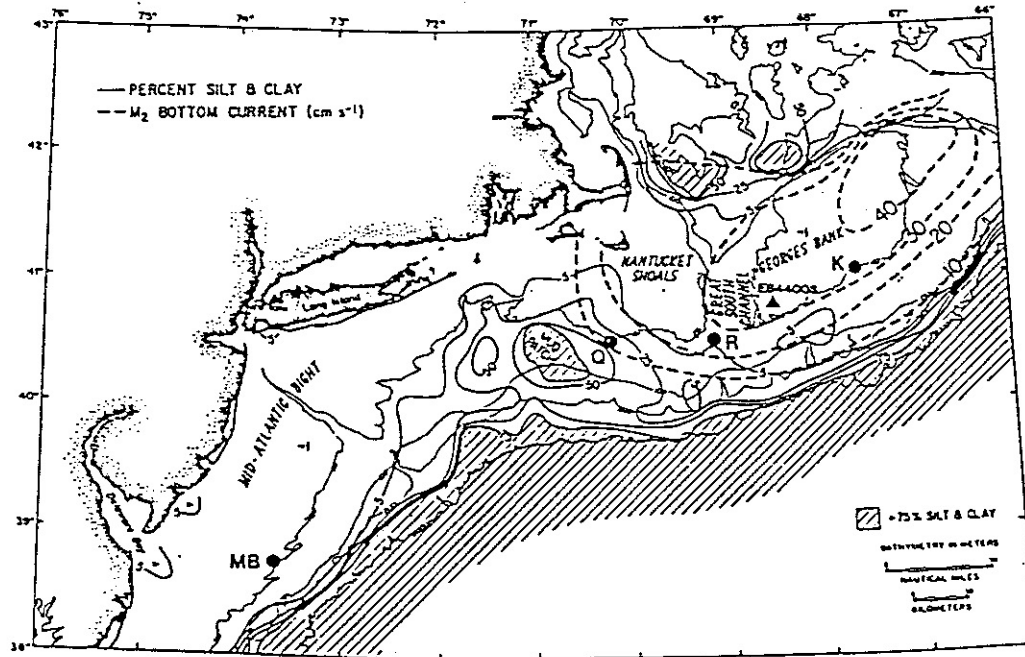
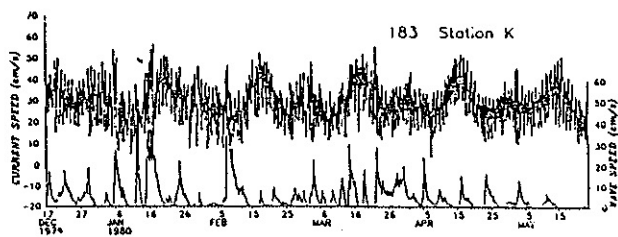


図-8 観測結果から求めた陸棚漂砂の移動限界と移動形態 (A, B: 掃流漂砂と浮遊漂砂の境界、 W_s : 底質の沈降速度、 κ : カルマン定数、 u_* : 摩擦速度)

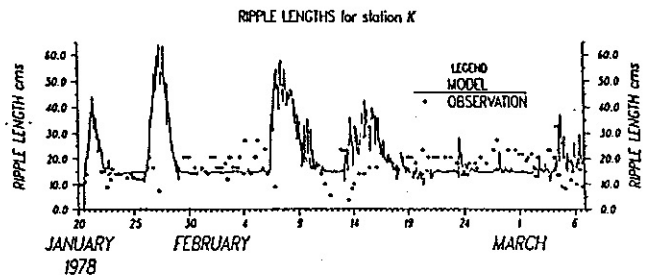
つぎに陸棚で波浪が卓越する場合を例にとる。図-9はニューヨーク東方の陸棚に沿う海域の漂砂の観測結果¹⁷⁾である。測点Kの水深は63m、Rは80m、Qは66m、MBは61mであって、たとえば測点Kの流速ではM2分潮による潮流のほかに、波浪による水粒子速度が付加されている(図中wave speedとは圧力センサーによって求められるパワースペクトルから、線形波の関係を用いて水粒子速度を推定したものである)。この海域では潮流と同程度以上に波による水粒子速度が観測されている。(c)は砂れんの波長の実測値と、Grantら¹⁸⁾のモデルによる計算値の時系列である。ある程度の予測が可能なが見いだされる。表-3は海底の砂れんの波長、波高であって、その上部で浮遊漂砂の移動が評価されている。



(a) ニューヨーク東方の観測位置



(b) 観測点Kでの海底上1mでの流速記録



(c) 砂れんの波長の計算値と実測値

図-9 観測記録例¹⁷⁾

表-3 砂れんの特性¹⁷⁾

Station	Ripple height (cm)	Ripple length (cm)	Sediment size (μm)	Comments
K	1-3	10-30	200	Almost 100% shell hash cover 20 January to 7 February 1980.
R	1-2	5-15	180	Ripples degrade 1-2 days after storm.
Q	1	5-10	70	Numerous animal burrows and imprints. Round-crested ripples.
MB	1-5	5	300	Extensive shell hash cover. Ripples only in exposed sand.

4. 3 陸棚におけるsand waveの特性

ここでも幾つかの観測例を示す。図-10はカナダの陸棚の場合である¹⁹⁾。水深は22m、底質の中央粒径は0.23mmである。この海域では潮流の方向と波の伝播方向がほぼ直交するために、同一地点で9種類のsand waveが観測されている。sand waveの発生領域は必ずしも明確に

区分されていないことがわかる。同じ海域での観測例では、図-11に示した水深10m、底質の中央粒径0.11mmの位置で砂れんが観測され、その波長と底面における波の水粒子軌道半径の比がレイノルズ数の関数で与えられている²⁰⁾。

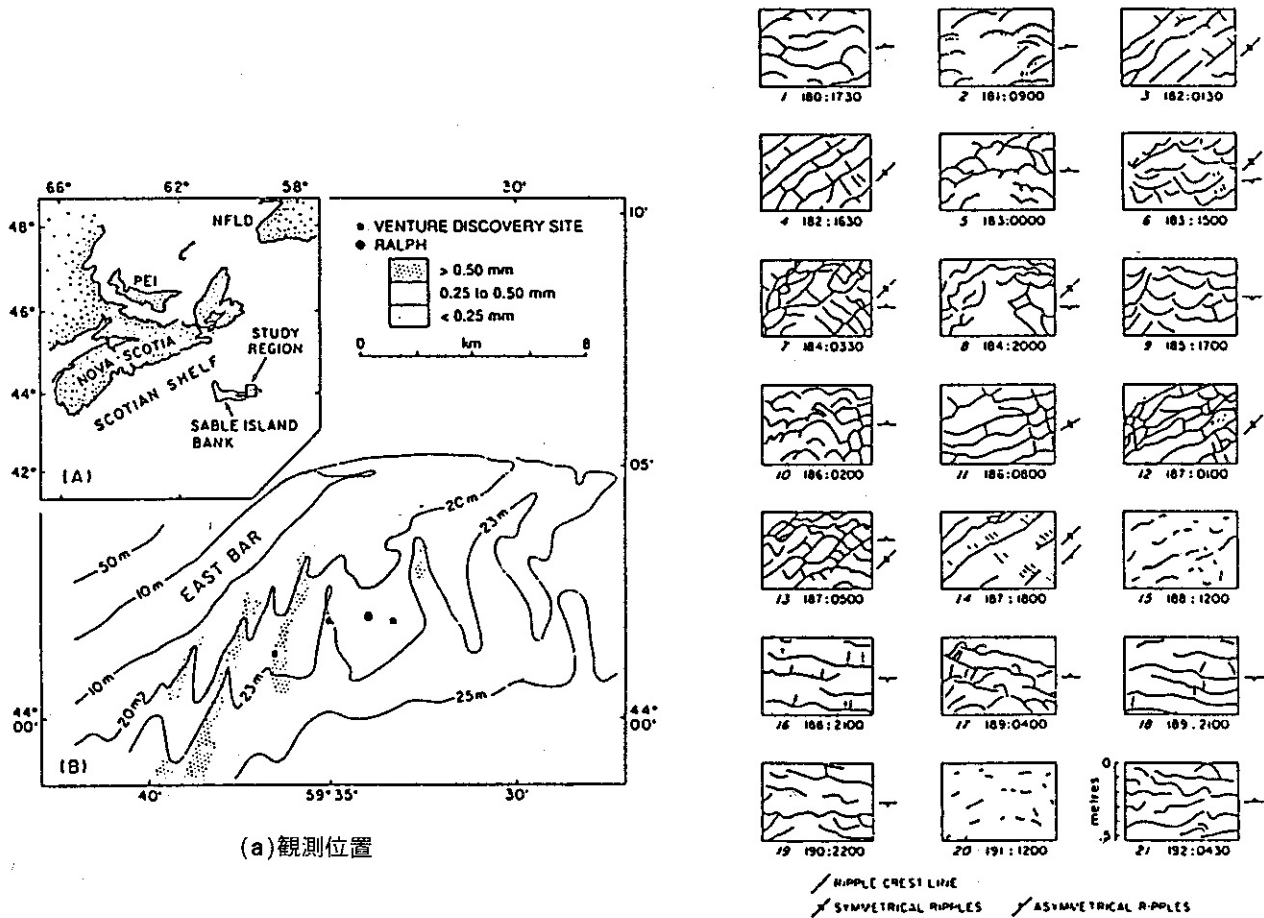


図-10 カナダにおける砂れんの観測例¹⁹⁾

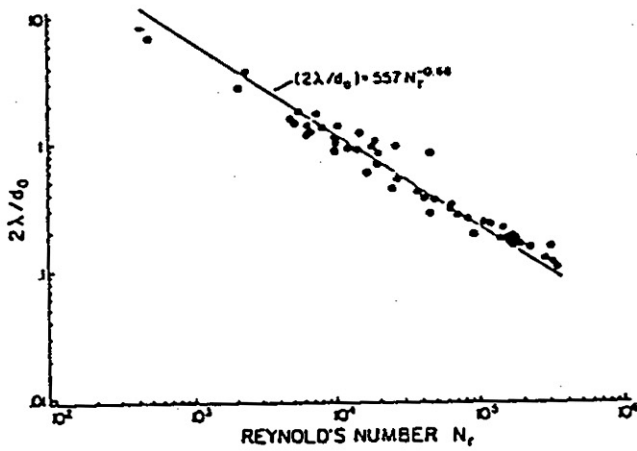


図-11 レイノルズ数($u_0 d_0 / 2\nu$, ν : 海水の動粘性係数)と砂れん無次元波長との関係²⁰⁾

さて、砂れんよりスケールの大きいsand waveは、高波浪、あるいは潮流の速い海域で観測されている。たとえば、図-12はニューファンドランド沖(カナダ)のセープル島周辺のsand ridgeの例²¹⁾である。そのスケールは、水深20~40mで波高5m、波長1600m、水深40~80mで波高10m以上、波長3000m以上であって、底質の平均粒径は0.25~0.50mmと報告されている。このsand ridgeは、周期50~80sの長周期重力波(infragravity waves)による陸棚漂砂量の局所勾配の相違に起因すると考え、その発生モデルでは、周期50s、波長1200m、波高15m、沖側水深70mとして計算され、図-13のような結果を得ている。

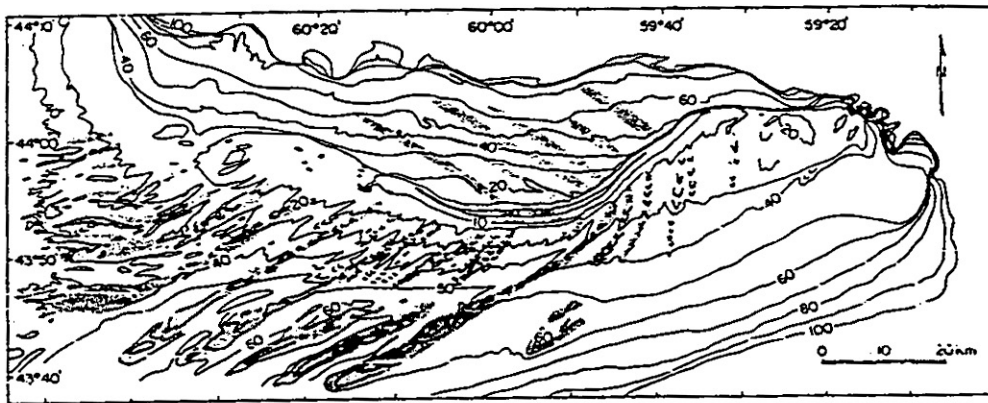


図-12 観測されたsand ridge(图中、陰影の部分)²¹⁾

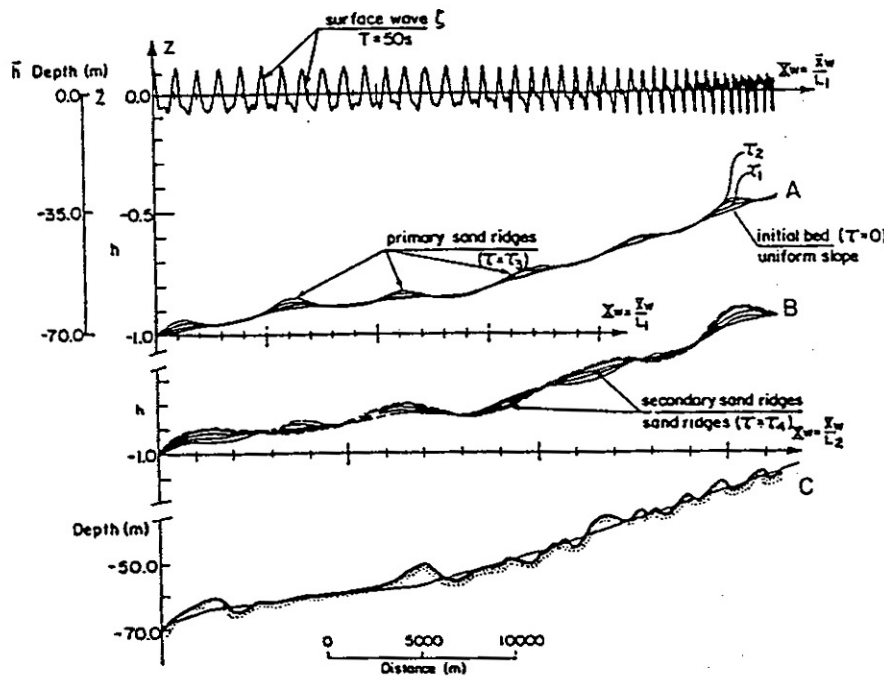


図-13 長周期重力波によるsand ridgeの形成²¹⁾

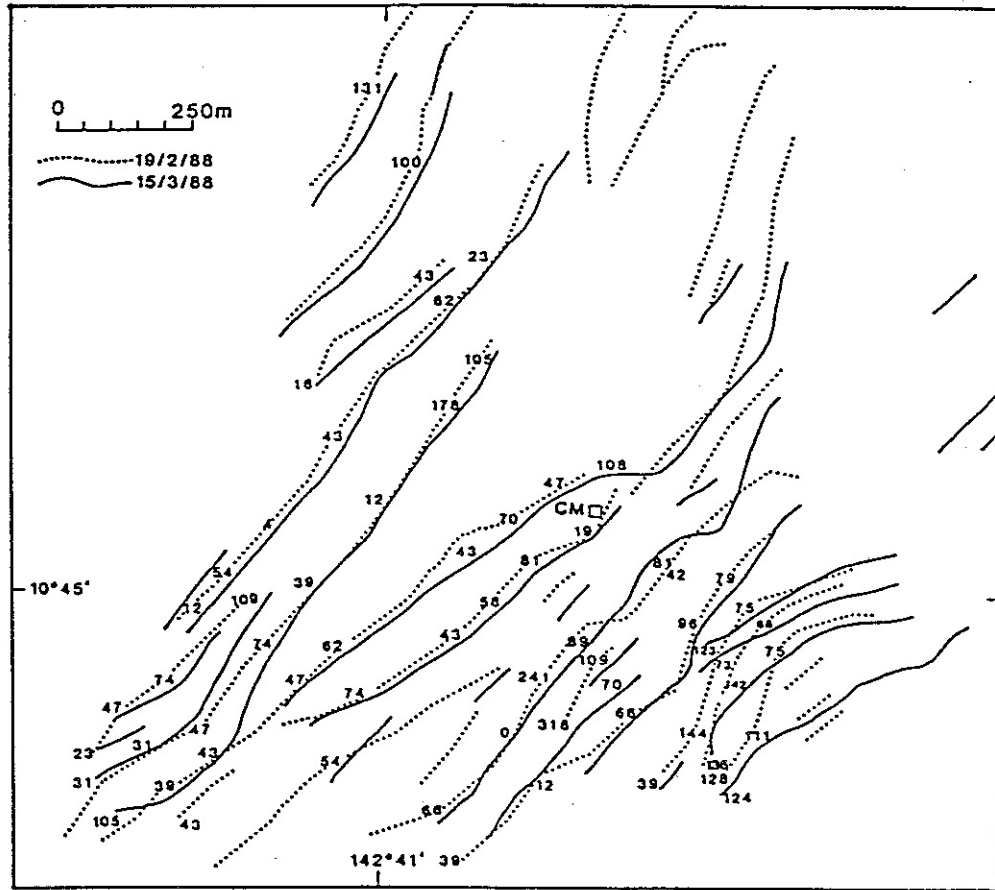


図-14 Sand ridgeの観測例²²⁾

つぎに、潮流による場合の1例が、図-14に示したアドルフ海峡（オーストラリア）の水深20m以浅で観測されている²²⁾。ここでのsand waveは波長102m、波高3.9m、1日当りの移動距離は図中の数字のように分布し、その平均は0.75m、底質の中央粒径は0.8mmであって、海底上1mでの平均流速は0.42m/s、最大流速は1.36m/sに達すると報告されている。同じ様な例は、バス海峡（オーストラリア）でも観測されており²³⁾、sand waveは波長370m、波高9m、底質の中央粒径は

crestで0.6mm、troughで0.39mmであって、海底付近の平均流速は0.25m/sと述べられている。このsand waveの上にはmegaripplesが共存しており、その波長は4m、波高は0.3mであった。

このように、sand waveの規模は大小それぞれであって、河川の流砂の場合のように、交互砂州(alternating bar)上に砂堆(dune)が乗り、さらに砂れん(ripple)が共存する場があるのと同じく、陸棚漂砂の場合にも、図-15のような共存が確認されている²⁴⁾。

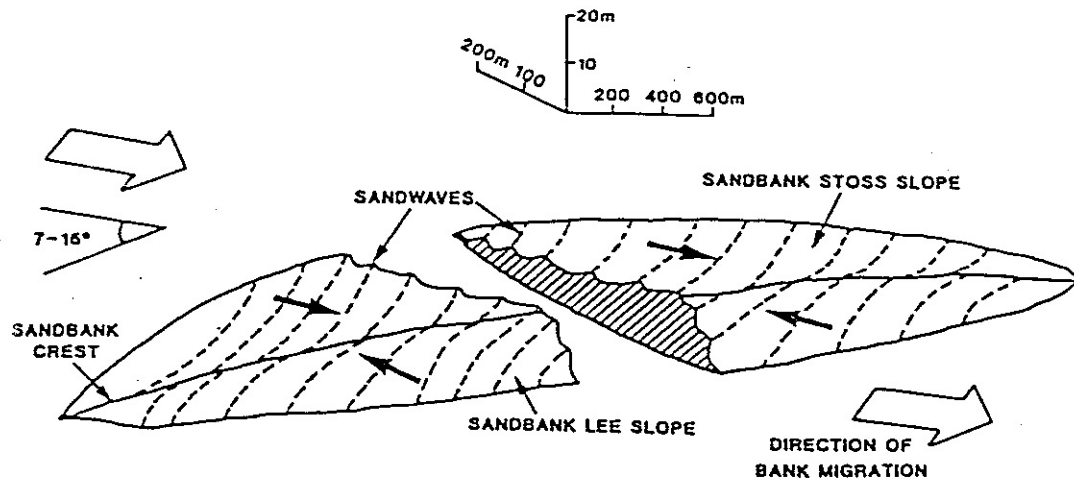


図-15 各種sand waveの重畳²⁴⁾

5. 結語

浅海から陸棚にかけての漂砂の研究は、海岸工学と海洋物理学の対象領域としてかなり重なり合うテーマであり、理工学の学際領域といえる。諸外国では国際かつ学際協力による現地観測が活発に行われているが、わが国は沿岸域の重要性を指摘しながらも、研究行動が伴っていないことは否めない。とくに4章で紹介したのは、近年の諸外国の研究成果であるが、それらの解析では、既存の流砂・漂砂研究で明らかにされた成果が多く適用されている。この事実は、これらの分野の研究が未だ萌芽的な段階に留まっている証左とも解釈される。わが国において、sedimentationを対象とする海洋研究者の数が少ないことを考えるとき、陸棚漂砂についての研究では、海岸工学が既存の海洋工学を包含し、“面的”にその対象領域を拡大する1つのチャンスとなるかもしれない。

参考文献

- 1) 河田恵昭：海岸浸食制御構造物論、海岸、No.28、pp.21-31、1988。
- 2) 芦田和男ほか：河川の土砂災害と対策、森北出版、p.260、1983。
- 3) ダム年鑑、日本ダム協会、P.1、202、1987。
- 4) 土屋義人：海岸侵食の制御、土木学会論文集、第287号、pp.11-23、1987。
- 5) Short, A. D.: Three-dimensional beach-stage model, Jour Geology, Vol.8, pp.553-571, 1979。
- 6) 砂村継夫：海浜地形、海岸環境工学、東京大学出版会、pp.130-146、1985。
- 7) Sunamura, T.: Determination of breaker height and depth in the field, Inst. Geosci., Ann. Rep. 8, Univ. Tsukuba, pp.53-54, 1982。
- 8) 加藤一正ほか：短期汀線変動のモデルの試み、第34回海講論文集、pp.297-301、1987。
- 9) Kawata, Y.: Methodology of beach erosion control and its application, Coastal Eng. in Japan, Vol.32, No.1, pp.113-132, 1989。
- 10) Sunamura, T. and K. Horikawa: Two dimensional beach transformations due to waves, Proc. 14th ICCE, ASCE, pp.920-938, 1974。
- 11) 藤田裕一郎：沖積河川の流路変動に関する基礎的研究、京都大学学位論文、210pp,1980。
- 12) Inman, D. L.: Wave generated ripples in nearshore sands BEB, U.S.Army Corps of Eng., Tech. Memo 100, 60pp.,1957。
- 12) Inman, D.L.: Wave generated ripples in near-shore sands, BEB, U.S.Army Corps of Eng., Tech.Memo 100, 60pp.,1957。
- 13) 河田恵昭ほか：高波浪時の海底微地形の観測、海岸工学論文集、第37巻、pp.198-202, 1990。
- 14) Nittrouer, C. A. ed.: Sedimentary Dynamics of Continental Shelves, Elsevier, 449pp, 1981。
- 15) Swift, D. J. P. et. al. ed.: Shelf Sediment Transport, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., 656pp, 1972。
- 16) Sternberg, R. G. et al.: Tidally driven sediment transport on the East China Sea continental shelf, Continental Shelf Research, Vol.4, Nos.1 / 2, pp.105-120, 1985。
- 17) Lyne, V. D. et al.: Sediment movement along the U.S.east coast continental shelf, Continental Shelf Research, Vol.10, No.5, pp.397-460, 1990。
- 18) Grant, W. D. and O. S. Madsen: Movable bed roughness in unsteady oscillatory flows, JGR, Vol.87, pp.469-482, 1982。
- 19) Amos, C. L. et al.: Ripple generation under the combined influences of waves and currents on the Canadian continental shelf, Continental Shelf Research, Vol.8, No.10, pp.1129-1153, 1988。
- 20) Boyd, R. et al.: Time-sequence observations of wave-informed sand ripples on an ocean surface, Sedimentology, Vol. 35, pp. 449 - 464, 1988。
- 21) Boczar-Karakiewicz, B. et al: The origin and stability of sand ridges on Sable Island Bank, Scotian Shelf, Continental Shelf Research, Vol. 10, No.7, pp.683-704, 1990。
- 22) Harris, P. T.: Sandwave movement under tidal and wind-driven currents in a shallow marine environment: Adolphus Channel, Northeastern Australia, Continental Shelf Research, Vol.9, No.11, pp.981-1002, 1989。
- 23) Malikides, M. et al.: Sediment transport and flow over sandwaves in a non-rectilinear tidal environment: Bass Strait, Continental Shelf Research, Vol.9, No.3, pp.203-221, 1989。
- 24) Harris, P. T.: Sediments, bedforms and bed-load transport pathways on the continental shelf adjacent to Torres Strait, Australia-Papua New Guinea, Continental Shelf Research, Vol.8, No.8, pp.979-1003, 1988。