

流下反砂堆と交互砂礫堆の形成におよぼす衝撃波、水路幅および側壁の影響 Effects of Shock Waves, Channel Width, and Walls on the Formation of Antidunes Moving Downstream and Alternating Bars

東京工業大学 正 員 福 岡 捷 二
東京工業大学 学生員○中 村 徹 立
千葉県 正 員 高 島 英二郎
東京工業大学 学生員 安 陪 和 雄

1. 序

従来、小規模河床形態は粒径または水深スケールに支配され、中規模河床形態は水路幅スケールに支配されるといわれている¹⁾。このことは十分に発達した小規模または中規模河床形態のスケールについては正しいと思われる。しかし河床形態がいかなる力学的要因により発生するかについては、未だ十分な説明ができていないようである。特に、中規模河床形態の基本となる交互砂礫堆の発生メカニズムについての我々の知識はきわめて乏しい。交互砂礫堆の発生機構の解明のために必要なことは確かな物理的考えにもとづいた確度の高い実験であろう。

著者らはこれまで急勾配流路でみられる河床形態について種々の角度から検討してきた²⁾。この中でUpper flow regimeに属する流下反砂堆がLower flow regimeの砂堆と多くの点で共通していることが明らかとなった。さらに、流下反砂堆が存在する時その水面形状は規模は小さいが単列または複列砂礫堆の形状と酷似しており、流下反砂堆を詳細に調べることが砂礫堆の発生機構の解明の手がかりを与えるとの考えに至った。急勾配流れに固有の現象に衝撃波がある。衝撃波は水底に凹凸がある場合にもそれが引き金となって水面に発生する。本研究では衝撃波の存在に着目して三次元流下反砂堆と交互砂礫堆の関係を検討し砂礫堆発生メカニズムの解明を目指している。

2. 実験方法

実験は水路幅を最大30cmまで自由に換えられる長さ8m高さ20cmのアクリル製循環開水路を用い、表1に示す条件で行った。給砂量が流砂量と一致するように給砂することにより平均河床勾配が変わらないことを確かめた後、水深・波長・波高・波速・流量・流砂量および流れの方向を測定した。

	実験条件
勾配	1/100
平均粒径(mm)	0.77
水路幅(cm)	4, 12, 20, 30
単位幅流量 ($\text{cm}^3/\text{sec}/\text{cm}$)	10 ~ 70 (10間隔)
	100 ~ 300 (50間隔)
	400 ~ (100間隔)

3. 三次元流下反砂堆と衝撃波の相互関係

表1 実験条件

一般に衝撃波が発生するのは、射流で i) 水面に波源が存在する場合、
ii) 側壁に障害物が存在する場合、 iii) 水路側壁が屈折している場合、である³⁾。i) ~ iii) の場合に共通して言えることは衝撃波の発生原因が水面に存在することである。写真1は単列流下反砂堆上の水面形状を示す。写真2はこの時の単列流下反砂堆を撮影したものであり、図1はその等高線を示す。この場合と水路幅は同じであるが単位幅流量が小さい場合には写真3、写真4および図2に示す二列流下反砂堆が観察される。しかし三次元流下反砂堆上の水面には i) ~ iii) で示した衝撃波の発生原因は存在しない。

三次元流下反砂堆の存在によって水面に衝撃波が発生する機構を明らかにするため図3、図4に示す射流実験を行った。図3は水底側壁付近に突起物を置いた場合の流況を示す。突起物上流側の圧力は増加するため水面は盛り上がる。一方、突起物下流側の圧力は低下するため水面はくぼむ。水面に現われた凹凸はその部分の水面に衝撃波の発生原因が存在する場合と同様の作用を周囲の流体に及ぼし、流れの方向を変化させる。このため水底に置かれた突起物の上流側および下流側の水面から衝撃波が発生する。図4は水底側壁付近に複数の突起物を適当な間隔で流下方向に並べた場合の流況である。突起物Iの下流側の水面から発生す

る衝撃波と突起物Ⅱの上流側の水面から発生する衝撃波は重畳して強い衝撃波となる。突起物Ⅰの上流側から発生する衝撃波は側壁で反射して突起物Ⅱと突起物Ⅲの間から発生する衝撃波と重畳する。このため強い衝撃波が連続的に現われ、衝撃波が交わる水路中央部分の水面は高く盛り上がる。その水面形状は写真1に示す流下反砂堆上の水面形状に酷似したものとなる。以上の考察より三次元流下反砂堆上の水面に衝撃波が発生する原因は、河床の凹凸が流水の直進を阻害することにより水面に盛り上がりを生じさせることであると考えられる。

図5は単列流下反砂堆を生じている時の流線、衝撃波、河床の等高線および縦断形状を示す。三次元流下反砂堆の河床面は流下

方向に勾配をもつだけでなく、水路幅方向にも勾配をもつ。三次元河床波の谷では河床面は水路中央方向に傾くため、図5に示すように流れは河床波の谷の方向へわずかに曲げられる。河床波の谷に集中した流れは河床波の山から力を受け、水面が盛り上がるためこの部分より衝撃波を生じる。また水路側壁付近でも河床波の山は障害となるため別の衝撃波が側壁付近から発生する。単列流下反砂堆では水路中央部の水面の盛り上がりから発生した衝撃波は側壁で反射し、側壁から発生する衝撃波と重畳する。側壁から発生する衝撃波も、水路中央部の直下

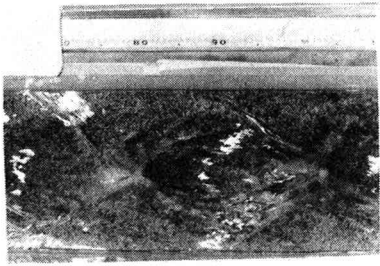


写真1 単列流下反砂堆上の水面形状

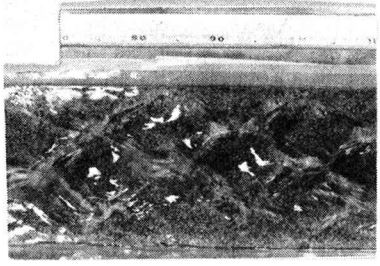


写真3 二列流下反砂堆上の水面形状

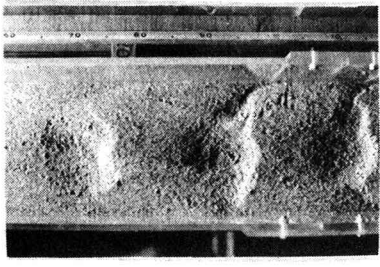


写真2 単列流下反砂堆

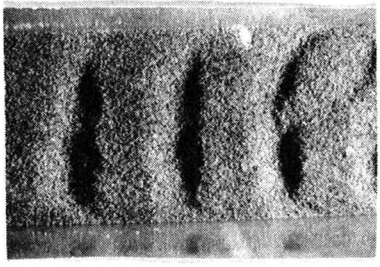


写真4 二列流下反砂堆

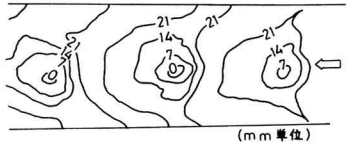


図1 単列流下反砂堆の等高線

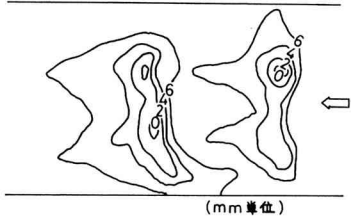


図2 二列流下反砂堆の等高線

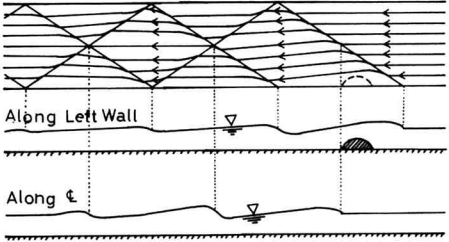


図3 水底側壁付近に単一の突起物を置いた場合の流況

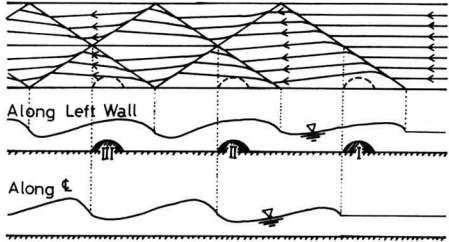


図4 水底側壁付近に複数の突起物を流下方向に並べた場合の流況

流の水面の盛り上がりから発生する衝撃波と重畳する。このため単列流下反砂堆上の水面には写真1に示す連続的な衝撃波が観察される。

図6は二列流下反砂堆を生じている時の流線、衝撃波および河床の等高線を示す。図5に示した単列流下反砂堆上の衝撃波、流線および河床形状のパターンを水路幅方向に2列並べたものが生じている。

4. 三次元流下反砂堆の規模に及ぼす水路幅の影響

図7は本実験範囲における流下反砂堆の波長と水深の関係を示す。流下反砂堆の波長は砂堆と同様に¹⁾水深によって規定されほぼ $L=5h$ で表わされ、水路幅の影響は水深に比して相対的に小さいことがわかる。

一般的に知られているように単位幅流量一定の条件では水路幅が大きいほど、また同じ水路幅でも水深が小さいほど流下反砂堆の三次元性は顕著となる。図8は流下反砂堆または交互砂礫堆を生じている時の水路幅と水深の関係を示す。流下反砂堆が現われる条件のもとで水深、勾配および粒径を一定に保ち水路幅を増加させると、流下反砂堆は単列→二列→三列と変化する。この時水深が一定であるため流下反砂堆の波長は変化せず、従って三次元流下反砂堆の大きさはほぼ同じである。このため単列流下反砂堆を生じる水路幅を基準にとりその水路幅の約2倍および約3倍の水路幅をもつ流れでは、それぞれ二列流下反砂堆および三列流下反砂堆を生じる。この結果は本実験範囲で成立するものであり、さらに広い範囲の条件で同様な実験を行い検討する必要がある。

流下反砂堆が現われる条件で水路幅および勾配を一定に保ち単位幅流量を減少させると図9に示す5種類の水面形状が観察される。単位幅流量が減少し水深が小さくなるにつれて流下反砂堆の大きさは小さくなる。それに伴い流下反砂堆上の水面波も図9-aから図9-eに示すように列が増加し大きさは小さくなる。図9において衝撃波の線の太さはその強度を示し、波線は非常に弱い衝撃波を表わ

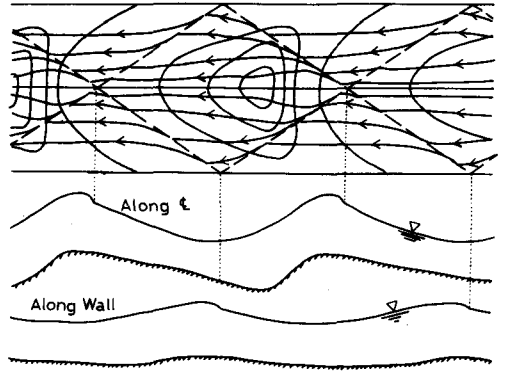


図5 単列流下反砂堆の流線、衝撃波、河床の等高線および縦断形状

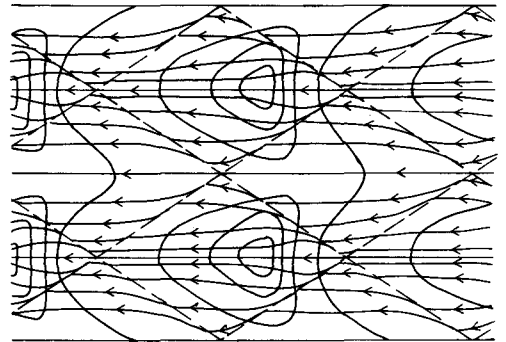


図6 二列流下反砂堆上の流線、衝撃波および等高線

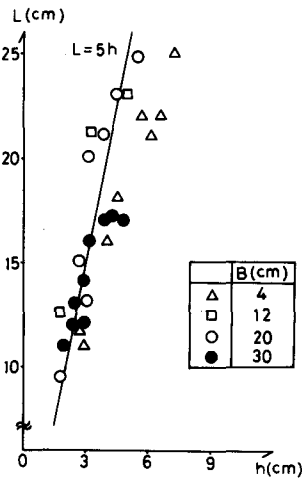


図7 流下反砂堆の波長と水深の関係

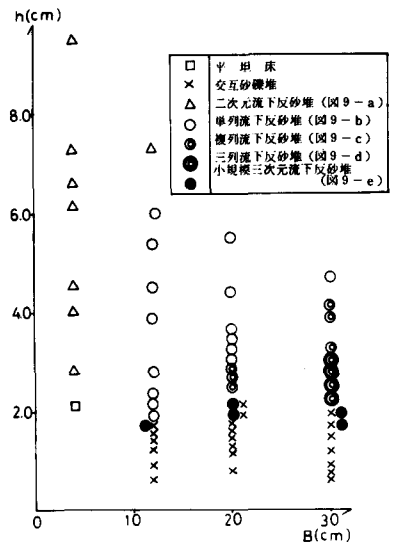


図8 流下反砂堆または交互砂礫堆を生じている時の水路幅と水深の関係

す。黒く塗りつぶした部分は水面が顕著に盛り上がる所である。

図9-aは二次元的な流下反砂堆上の水面形状を示す。対角線状の衝撃波は弱く水面形状も二次元的である。図9-bは写真2に示すような単列流下反砂堆上の水面形状である。先に述べた理由により衝撃波および水面の盛り上がりは図9に示す5種類の水面形状の中で最も著しく、かつ安定している。単列流下反砂堆を生じる場合よりも単位幅流量を減ずると流下反砂堆は不安定となる。このため図9-cから図9-eに示す水面形状は、それぞれ左図および右図の間で頻繁に変化する。このうち図9の左図は水路中央部に単列流下反砂堆を生じ側壁付近はほぼ平坦であるため水面の盛り上がりが水路中央部のみに見られる場合である。水路側壁付近に見られる衝撃波は、水路中央部の水面の盛り上がりにより発生した衝撃波が伝播し側壁で反射したものである。一方、図9の右図は水面の盛り上がりが2列生じる場合であり、その河床には二列流下反砂堆を生じている。

図9-bから図9-dにおいて単位幅流量が減少するにつれて流下反砂堆の大きさが小さくなるため、衝撃波の強度は小さくなる。さらに単位幅流量を減少させた場合、本実験条件では4列以上の流下反砂堆は観察されず水面形状は図9-eの様になる。衝撃波は流下反砂堆上の水面付近にのみ限定され側壁までは達しない。これは衝撃波の強度が小さい上に、水深・幅比が小さく衝撃波は減衰しやすいためである。

5. 交互砂礫堆の発生機構と安定形状への移行

交互砂礫堆の形状特性、水理量との関係について多くの優れた研究⁴⁾⁵⁾⁶⁾があり次第に明らかにされつつある。しかし交互砂礫堆の発生機構についてはほとんど未解明であるといってもよい。前節まで三次元流下反砂堆と衝撃波との関わりについて論じてきた。三次元流下反砂堆が生じている時、流量を次第に減ずるとやがて流下反砂堆は消え交互砂礫堆が現われる。このことは流下反砂堆とその上の衝撃波の存在が何らかの形で交互砂礫堆の発生の引き金となっていることを予想させる。本節では平坦床から交互砂礫堆が発生し、安定形状に移行する過程を実験によって詳細に検討する。

Stage 1：まず平坦にならした河床上に小さな水深で水を流し始めると、初め図10のStage 1に示すような水路幅に比べてスケールが極めて小さい三次元流下反砂堆が発生する。この流下反砂堆上には図上に破線で示すような弱い衝撃波が現われる。黒く塗りつぶした部分は流下反砂堆の谷を示す。

Stage 2：流れの平均掃流力 τ_0 は河床砂の限界掃流力 τ_c の約2～3倍程度であるため流砂量は小さいが、流砂量の場所的变化は大きい。このため流下反砂堆の発達程度は場所的に異なり、特に大きくなる流下反砂堆が現われる。また流下反砂堆の波速が場所的に変化するため隣接する流下反砂堆は合体して大きくなることもある。このような2つの機構で大きな流下反砂堆が現われ、そこからは図10のStage 2に示すような強い衝撃波が発生する。この衝撃波は伝播し側壁で反射する。

Stage 3：側壁で反射した衝撃波の直下流では水深が僅かに増加する。このような限界掃流力付近の流れでは水深と流速の僅かな変化が掃流力の変化となって現われ、河床の洗掘・堆積を引き起こす。従って衝撃波の直下流では流砂は堆積傾向にある。この堆積域の下流側では上流側から供給される流砂が極端に少なく

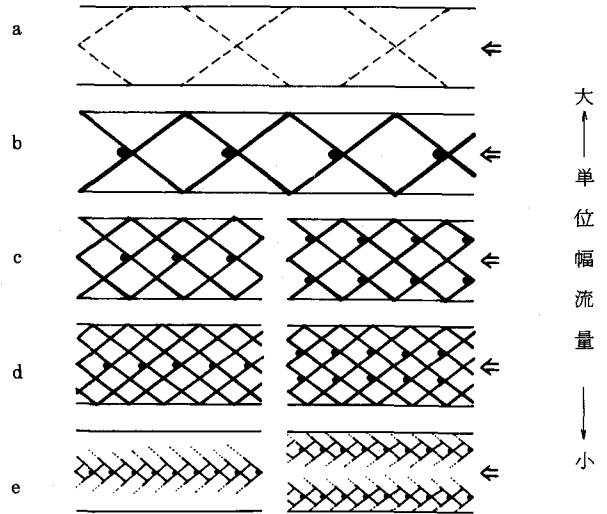


図9 単位幅流量の変化に伴う流下反砂堆上の水面形状の推移（水路幅・粒径・勾配一定）

なり洗掘傾向になる。さらに側壁付近では水流および流砂はほぼ側壁に沿って流れるため水路幅方向の流砂は少ない。このため側壁で反射する衝撃波の直下流では堆積し、この堆積域の下流では洗掘しくぼみが現われる。図10のStage 3に示すように側壁付近にくぼみが生じるとそこから新たな衝撃波が発生する。

Stage 4：側壁付近のくぼみには流れが集まり掃流力が増大するため、くぼみは発達して長く深くなり谷を形成する。図10のStage 4に示すように谷から発生する衝撃波は強くなり対岸まで達し、その直下流で砂が堆積して高さが粒径程度の直線状砂礫堆前縁部を形成する。

Stage 5：対岸に到達した衝撃波は再び反射して同じメカニズムでそこに谷をつくる。このようにして微少な波高の交互砂礫堆が形成される。この段階では交互砂礫堆前縁の形状は衝撃波と一致する。写真5および写真6は谷の部分から発生する衝撃波とその水面下に形成されている直線状の交互砂礫堆の形状が一致することを示す。

Stage 6：砂礫堆前縁部が発達しその高さが大きくなると衝撃波の角度と砂礫堆前縁部の角度は一致なくなる。この段階に達するともはや衝撃波は砂礫堆の発達およびその上の流れには影響せず、砂礫堆上の流れの抵抗則とそれに伴う流砂の非平衡性が砂礫堆形状を左右するようになる。

直線状の交互砂礫堆が変形し安定形状に移行していく過程は次の様と考えられる。砂礫堆前縁部の流下速度は掃流力が小さい側壁付近に比べて水路中央部の方が大き

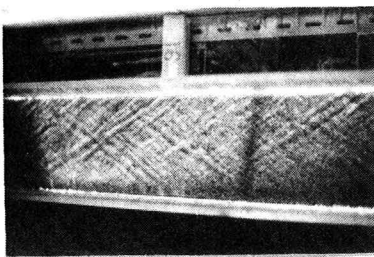


写真5 直線状の交互砂礫堆上の水面

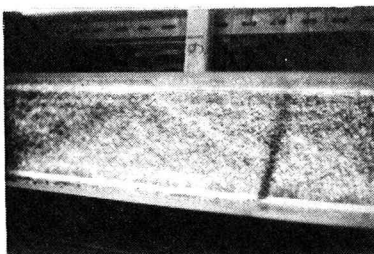
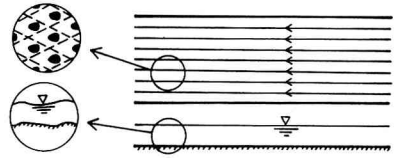
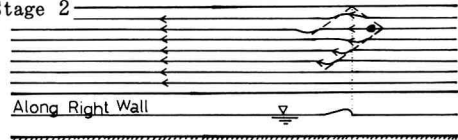


写真6 直線状交互砂礫堆

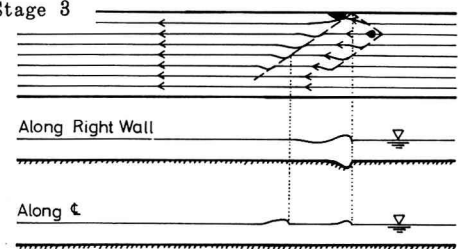
Stage 1



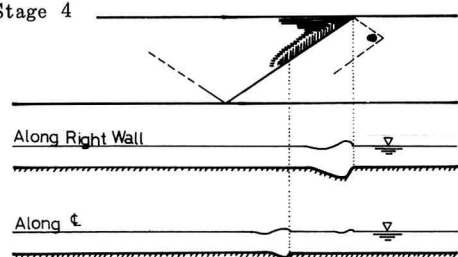
Stage 2



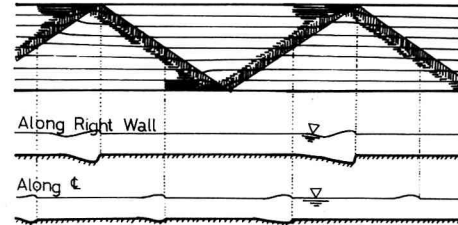
Stage 3



Stage 4



Stage 5



Stage 6

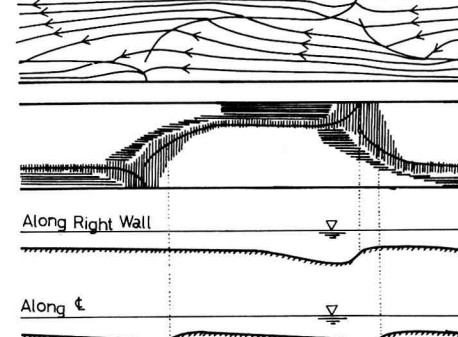


図10 交互砂礫堆の発生と安定形状への移行

いため砂礫堆前縁部は次第に湾曲してくる。水路側壁付近では谷が発達し流れの集中が起こる。その結果、側壁付近での交互砂礫堆の波高が増大し流下速度が変化する。一方、谷への流れの集中は水路中央部を流下する流量を減少させる。このため水路中央部の流砂量は減少し、この部分での交互砂礫堆の流下速度は遅くなる。このような変化過程を経て交互砂礫堆前縁部の流下速度が水路幅方向にほぼ一様となり、交互砂礫堆は図10のStage 6に示す安定形状に至ると思われる。

このような交互砂礫堆の発生機構と安定形状への移行過程を模式的に図11に示す。

緩勾配流れで砂礫堆が発生する場合、衝撃波は砂礫堆発生を引き金とはなり得ないが砂礫堆の発生機構と安定形状への移行過程は急勾配流れの場合とほぼ同様であると考えられる。緩勾配流れでも流砂量の場所的变化が大きいため河床に凹凸を生じ、側壁の影響で急勾配流れの場合と同様に水路側壁付近に大きなくぼみが生じる。くぼみが十分発達して流れが集中すると、水路中央部を流下する流量は低下する。このため掃流力は減少して砂礫は堆積し、この堆積域の下流側では掃流力は回復し新たに谷を形成する。このような機構で緩勾配での交互砂礫堆が発生するが、急勾配流れで衝撃波に起因して砂礫堆が発生する場合に比べて長時間を要する。当然のことながら安定形状に到達する時間も緩勾配流れでの交互砂礫堆の方が長い。

6. 結 論

1) 三次元流下反砂堆の存在は流水の直進を阻害するため水面上に盛り上がりが生じる。この水面上の盛り上がりは衝撃波の発生原因となる。2) 流下反砂堆が現われる条件のもとで勾配、粒径および単位幅流量を一定に保ち水路幅を大きくすると流下反砂堆は単列→二列→三列へと変化する。同じ水路幅でも水深を小さくすると流下反砂堆は同様な変化過程を示す。3) 流下反砂堆が発達または合体することにより大きくなると水面上に衝撃波が現われる。この衝撃波が伝播し側壁で反射するとそこにくぼみをつくる。このくぼみより新たな衝撃波が発生するため衝撃波と同じ形状をもち粒径程度の波高をもつ直線状交互砂礫堆が発生する。4) 交互砂礫堆が安定形状へ移行する過程ではもはや衝撃波は作用を及ぼさなくなる。従来から言われているように交互砂礫堆の安定形状には、砂礫堆上の流れの抵抗則とそれに伴う流砂の非平衡性が重要となる。

本研究は文部省科学研究費（特定研究Ⅰ 複雑乱流の実験 代表者 日野幹雄教授）の補助を受けた。記して謝意を表します。

参考文献 1) 水理委員会：土木学会論文報告集，第210号，1973 2) 福岡ら：土木学会論文報告集投稿中 3) 吉川：水理学，技報堂出版，1976 4) 木下：土木学会論文報告集，第42号，1957 5) 鮎川：土木学会論文報告集，第207号，1972 6) 藤田，村本：京都大学防災研究所年報第23号，B-2，1980

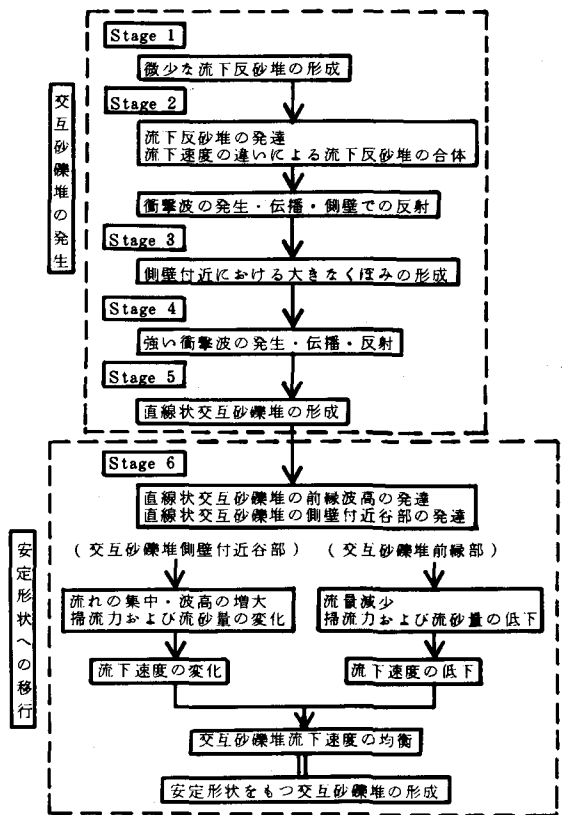


図11 交互砂礫堆の発生と安定形状への移行