

透水性地盤上に形成される堆積地形について

Fluvial Depositional Landforms on Permeable Plain

関根正人¹・新井智明²・窪田洋一³

Masato SEKINE and Tomoaki ARAI and Yoichi KUBOTA

¹正会員 工博 早稲田大学助教授 理工学部土木工学科(〒169 東京都新宿区大久保 3-4-1)

²学生会員 早稲田大学大学院 理工学研究科

³正会員 桜井建設(株)

Sediment deposition on permeable plain was studied experimentally in the present paper. A set of idealized experiments were conducted in the model flume with a relatively steep channel and a broad flat plain. Formation process of depositional landforms like alluvial fans is understood from a viewpoint of sediment hydraulics. The scale of such depositions is seen to be considerably affected by the permeability of the plain, which results from the reduction of surface water discharge due to a permeation through a land surface and the nonequilibrium bed load transport.

Key Words: depositional landforms, alluvial fan, permeability of the plain, groundwater level.

1. 序論

土砂を輸送した流れが急に広い平地あるいは水域に出ると、流れは横断方向に広がるとともに、流下に伴い土砂の流送能力を急激に低下させ、結果として輸送してきた土砂を堆積させる。このようにして形成された堆積地形の代表例が扇状地であり、河口デルタである。河口デルタは、いうまでもなく河川が湖や海などに出たところに形成され、流送能力の低下は周囲流体との間の活発な混合の結果と見ることができよう。一方、扇状地は、勾配の急な流路から透水性の高い平地上に出たところに形成され、地表を流れる水の一部が地表面下へ浸透し、その流量を減少させながら流下し、条件によってその流量の全てを失っていわゆる伏流の状態になる可能性もあるという特徴的な流れの産物と見ることができる。

本研究では、扇状地に代表される堆積地形の形成に及ぼす浸透の影響を土砂水理学的に理解する上で、第一段階として、透水性の高い平地上に形成される堆積地形について検討した。ここでは、その堆積の素過程の理解を目指すとともに、平地表層の透水性の程度やその下方に広がる帯水層内の浸透水の水

位、さらには堆積地形を形成する土砂の粒度組成が異なる場合など、地形形成に関わる諸要因が形成される地形の規模やそのプロセスにどのような影響を及ぼすかについて明らかにする。

2. 実験概要

実験に用いた装置の概要は写真-1および図-1に示す通りである。また、実験条件については表-1にまとめて示した。

まず、水路部には表-1に供給土砂として示した2種類の土砂を厚さ3 cmにわたって敷き詰め、これを平坦にならした状態を初期状態とし、通水中は移動土砂量に見合った量だけ同一材料を給砂することにした。なお、この水路の底部には主な実験材料である5号珪砂(含水比0.32, 平均粒径0.48 mm, 比重2.65)を粗度として貼り付けてある。平地部は、その底部に不透水面であるベニヤ板を水平に設置し、その上に粒径5 mmのガラスビーズを約10 cm、その上面の勾配が1/100となるように敷き詰めた。これにより、透水性の高い礫層を帯水層としてもつ平地を構成した。この平地の表面、すなわち、この帯水

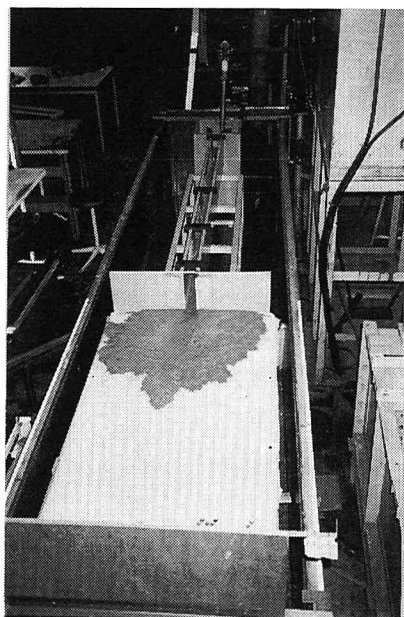


写真-1 実験装置

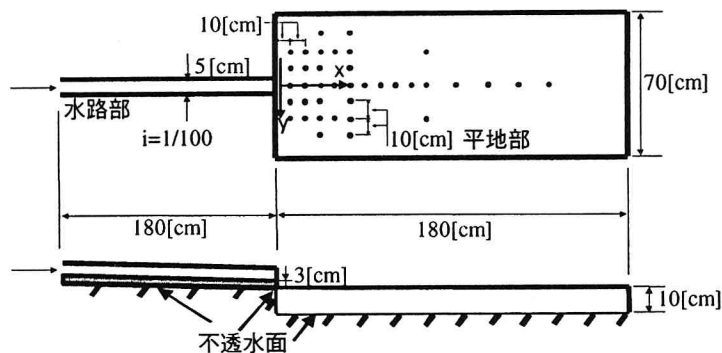


図-1 実験装置

表-1 実験条件

Case	平地部の構成材料	平地部表面	帯水層内の水位	供給土砂
1	ガラスビーズ (平均粒径 5[mm])	不織布	低い*	5号珪砂 (一様砂礫)
2			高い**	
3			低い*→高い**	
4		板	浸透なし	
5		5号珪砂	低い*	混合砂礫
6		不織布	低い*	

*約 5[cm] (不飽和) **約 10[cm] (ほぼ飽和)

層の上面には、原則として厚さ 2 mm の不織布を敷設することにした。これは、堆積した土砂がガラスビーズ層内へ進入することでその間隙を埋め、帯水層内の透水性が低下するのを防ぐためである。ただし、この表面の透水性の違いにより堆積地形の形成に及ぼされる影響について調べるため、不織布の代わりにベニヤ板を敷設し、帯水層への浸透を遮断した場合、および、表層 5 cm 分を 5 号珪砂からなる砂層で置き換えた場合の実験も行っている。

帯水層内の水位については、平地部外縁(すなわち、両側端と下流端境界)に設けたスリットの幅を調節することにより制御できるようになっている。その値は底部に敷設されたベニヤ板に開けた直径 3.5 mm の穴(図-1 中に測定点の位置を示す)からとった静圧の値として求めることができる。ここでは、この水位が底部より 5 cm の場合(不飽和)と 10 cm の場合(ほぼ飽和の状態)の 2 通りを想定し、通水時間中この値が設定値から大きくはずれないように留意した。

実験は、帯水層内の水位が所定の値になっていることを確認してから始めることとし、土砂の堆積状況や帯水層内の水位変化(マンオメーターの読み)を写真およびビデオ撮影するとともに、通水開始後 1 時間毎の堆積地形の形状の詳細な測定を行った。

3. 堆積地形の形成過程

本研究で対象とする透水性の高い平地上に堆積地形が形成される過程を理解するために、ここでは Case 1 において撮影された一連の写真(写真-2)を見ながらその概略を説明しておくことにしよう。

まず、通水開始から 10 分後までは帯水層へ浸透する流量が大きいので、平地上にはっきりとした流路は見られない(写真-2(a)参照)。時間経過とともに帯水層上層の飽和度が増加すると、表面流の帯水層内への浸透量が減少し、表面流の流量の低下が抑制される。それに伴い、表面流が生じている部分に堆積より浸食がわずかながら卓越する領域が生じるようになり、ゆっくりと流路が形成される(同(b)参照)。この段階までの堆積は流下方向へ長く伸びた形状となるが、時間の経過とともに流路先端部への土砂の堆積がゆっくりと進み、いずれその先端部付近の河床が周囲より高くなると、流れはより標高の低い位置を目指して「首を振る」ことになり、条件によっては流路の分岐を起こすことにもなる(同(c)参照)。そして、新たな方向に向かって流路ができると、その延長上に新たな堆積地形の突出部が生じ、一時的に幾何学的に非対称で不規則な堆積地形形状となる。

本研究の一部は既に発表済み^{1) 2)}であるが、本論文は更なる検討を行い、その結果を新たにまとめ直したものである。

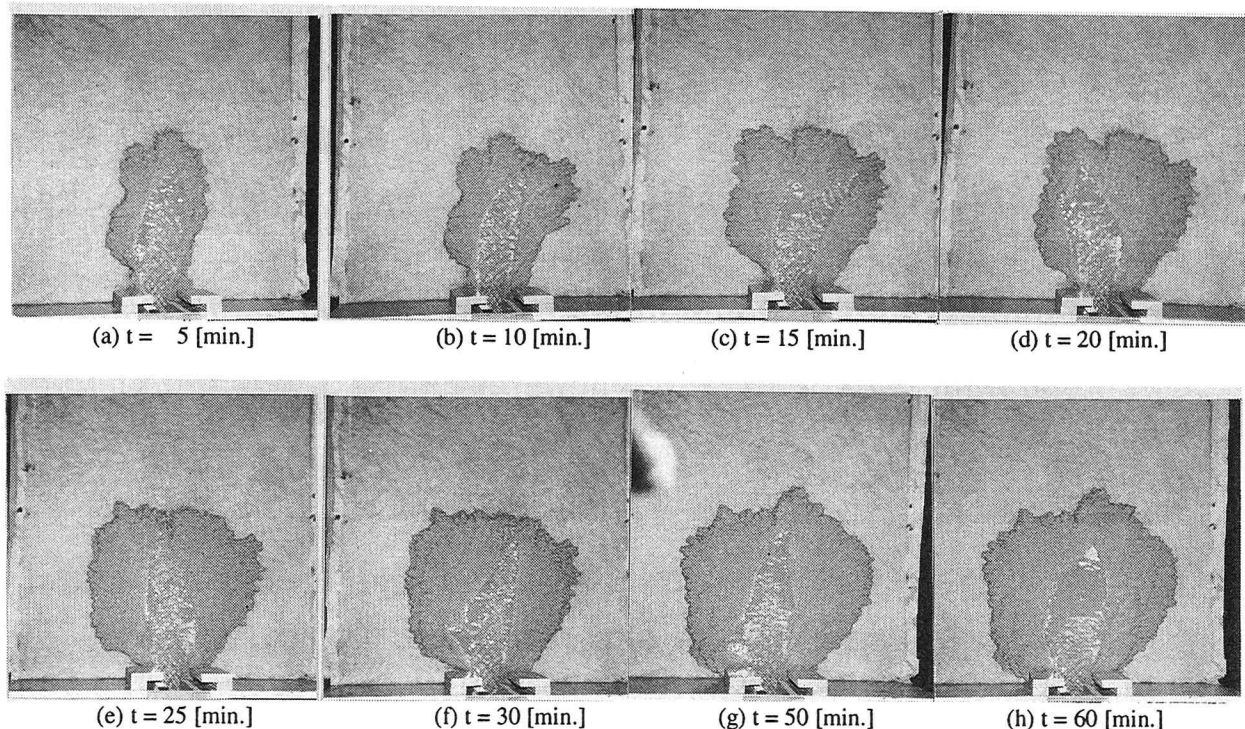


写真-2 堆積地形の形成過程：Case 1

しかし、同一方向への流路の伸長は長くは続かず、やがて新たな流路の首振り・分岐が起こる(同(d)～(f)参照)。このようなプロセスを経て、堆積地形は流下方向のみならず横断方向へもその規模を増大させ、ほぼ左右対称の規則的な地形へと発達を遂げる(同(g), (h)参照)。さらに時間が経過すると、同様のプロセスを経てより規模の大きなものへと成長していくが、その形状をある特定の時間帯に限って見れば、あたかも相似性を保ちながら成長しているように見える点は注目に値する。また、この堆積地形の発達過程が、芦田・澤井・謝³⁾、松永・泉・池田⁴⁾ および関根・吉田・町田・新田⁵⁾ により報告されている河口デルタの形成・発達過程と本質的な点において酷似している点は興味深い。

参考までに、土砂移動の素過程という観点から、この堆積地形形成の特徴について、簡単に触れておくことにしよう。ここでの土砂移動の形式はそのすべてが掃流砂であるが、かなり非平衡性の強い流砂現象となっている。すなわち、(1)表面流の流量が流下方向へ低下していくことに伴い、掃流力がより顕著な形で低下していくが、(2)土砂を輸送する地表の水の流れが明らかに限界掃流力を下回る程度のものにまで減衰しても、慣性力の作用によって土砂はさらに下流まで運ばれることになり、これが堆積地形の伸長を可能にしているのである。

4. 諸条件が堆積地形の形成過程に及ぼす影響

(1) 帯水層内の浸透水の水位の違いによる影響

ここではCase 1と3との比較を通じて、帯水層内の浸透水の水位が表面流ならびに堆積地形に及ぼす影響について見ていくことにする。Case 1では帯水層内の水位を常に5 cm程度と低くしてあるのに対し、Case 3では通水開始から1時間後に5 cmから約10 cmへと上昇させ、ほぼ飽和の状態へと変化させている点に留意されたい。両者の結果を図-2～4にまとめて示す。図-2では各時間における平地面上に生じた堆積地形の形状(各々の図の左側)と、表面流が存在する範囲(右側)を示している。両者の水位が異なっている通水開始から2時間後の結果を比較すると、帯水層内の水位が高いCase 3のほうが、(1)土砂の堆積が広範囲にわたっていること、(2)側方の堆積の厚さが全般的に薄くなっていること、および、(3)表面流が生じている範囲が広く、流量も多いこと、などがわかる。また、図-3に示した $x=30$ [cm]における横断面形状と、図-4に示した中心軸上($y=0$ [cm])における縦断面形状を見ると、堆積地形の先端部の勾配がCase 1ほど急であることがわかる。これは、前章で説明したように、表面流の地表面下への浸透の程度と、それに伴う掃流力の流下方向への低下の仕方の違いによるものであり、こうしたことがより顕著に現れるCase 1の場合には、その先端部

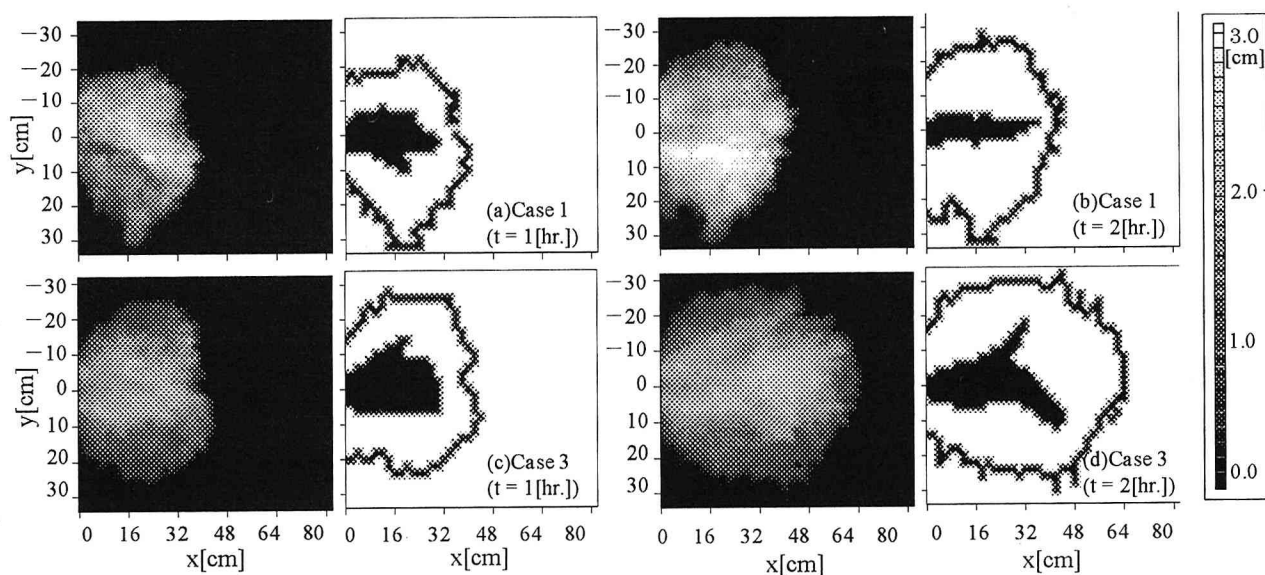


図-2 堆積状況と表面流が存在している範囲；左側：堆積地形形状，右側：表面流が存在している範囲（堆積地形外縁の形状を付記）

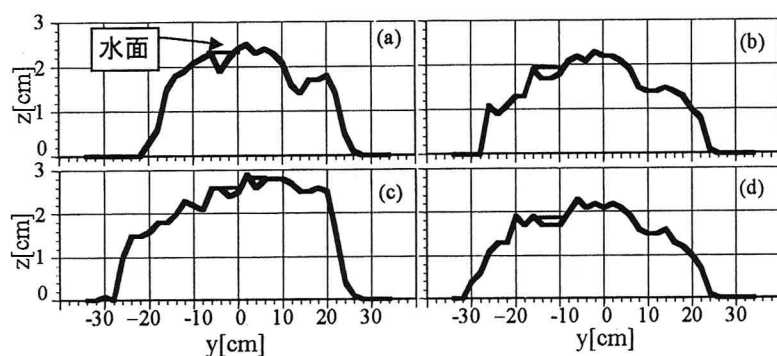


図-3 $x=30[\text{cm}]$ における横断面形状
Case 1 (a) $t=1[\text{hr.}]$, (b) $t=2[\text{hr.}]$
Case 3 (c) $t=1[\text{hr.}]$, (d) $t=2[\text{hr.}]$

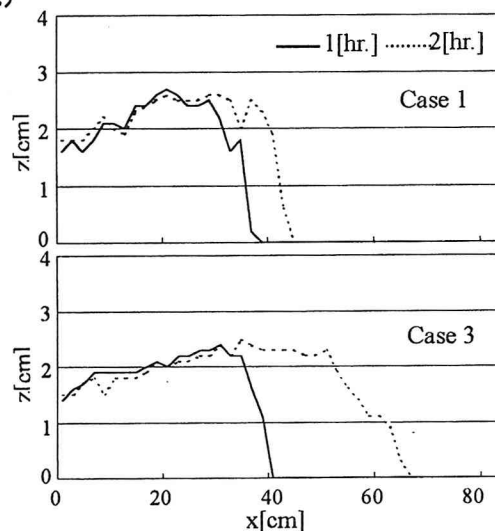


図-4 $y=0[\text{cm}]$ における縦断面形状

が輸送される土砂の安息角に近い急角度の斜面となり、そのことが結果として堆積範囲の拡大を抑制することにつながっている。

(2) 平地表層の透水性の違いによる影響

次に、Case 4, 5 の比較を通じて、平地の表層の透水性の違いが堆積地形の形成に及ぼす影響について見ていくことにする。Case 4 の平地表面にはベニヤ板が敷設されており、帯水層への表面流の浸透が遮断されているのに対して、Case 5 では、その表層がガラスビーズより透水性の低い 5 号珪砂により置き換えられている。従って、表層の透水性は Case 1 が一番高く、Case 5, Case 4 の順に低くなっている。測定結果を図-5～7 に示した。これらの図を前出の

図-2～4 と比較しながら見ていくことにする。まず、帯水層への浸透を遮断した Case 4 においては、平地に流入した水の全てが表面流となるため、流下方向への流量低下がなく、掃流力の急激な低減が生じないため、より広範囲にわたって土砂が輸送される反面、堆積層は薄いものとなる。また、明確な流路も形成されない。この傾向は Case 5 の場合にも現れており、河口デルタの形成過程に近いものとなっている。このことは、たとえば地表をコンクリートなどで被って不透水層とした平地上へ洪水が氾濫する場合には、裸地、森林、湿地などの自然の状態の平地上に氾濫する場合に比べて、土砂の堆積厚は小さくなるものの、より広い範囲にわたって堆積による被害を受けることを示唆している。

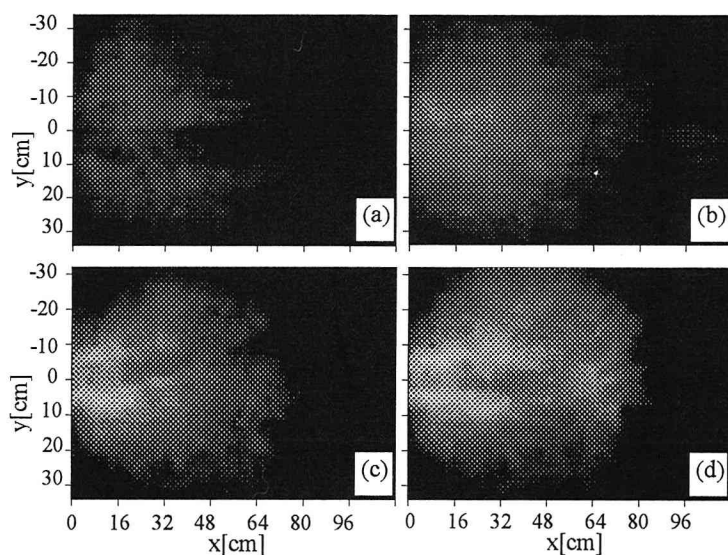


図-5 堆積状況：(a) Case 4 ($t=1$ [hr.]), (b) Case 4 ($t=2$ [hr.])

(c) Case 5 ($t=1$ [hr.]), (d) Case 5 ($t=2$ [hr.])

(凡例は図-2 と同一)

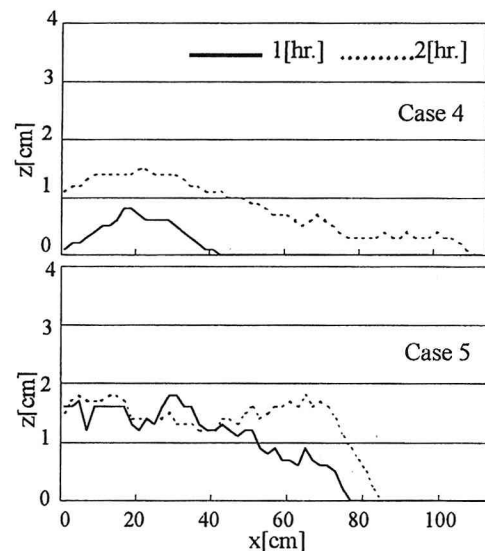


図-6 $y=0$ [cm]における縦断面形状

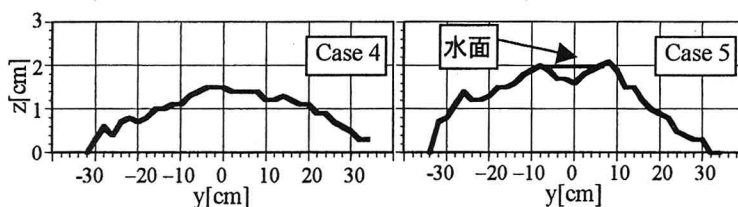


図-7 $x=30$ [cm]における横断面形状； $t=2$ [hr.]

(3) 輸送土砂の粒度組成の違いによる影響

最後に、堆積する土砂としてCase 1より広い粒度幅をもつ混合粒径砂を用いたCase 6の結果を示し、粒度組成の違いによる堆積地形への影響について見ていく。図-8にはこの2つのケースで用いた土砂の粒径加積曲線を示してある。図に示す通り、Case 6の場合の方がわずかに粒度幅が広い。図-9～11にはCase 6の場合の結果を図-2～4に対応する形でまとめて示した。結果として、堆積地形を形成する土砂の粒度幅が広い場合には、流路の側岸に相当する自然堤防状の凸部がより明確な形で形成され、しかもその耐浸食性が大きいために、流路はより安定なものとなる。これは、輸送される土砂の分級と、堆積した土砂相互の噛み合わせが強まることによるものと考えられる。さらに、これらの結果として、流路の首振り・分岐の発生頻度が低下し、より堆積範囲の大きな地形となることがわかった。ただし、堆積した土砂が混合粒径砂の場合には下方への浸透が小さく抑えられるため、ここでの結果は4 (2) から

もある程度予想できるものと言えよう。

5. おわりに

透水性の高い平地上に形成される堆積地形について、その形成・発達の過程を理解するために、平地の表面下に広がる帯水層の水位、その表層の透水性さらには、地形を形成する土砂の粒度組成を制御した実験を行った。その結果、表面流の帯水層への浸透に伴う流量の低下が顕著であればあるほど、(1)堆積範囲が狭く、堆積厚の大きな地形となること、(2)堆積の先端部に生じる下り斜面の勾配が大きくなること、さらには、混合粒径砂の分級と噛み合わせの効果とから、(3)粒度幅が広い材料によって堆積地形が形成される場合ほど、より強固な自然堤防が形成され、流路が安定化することにより、堆積の範囲は拡大することが理解された。ただし、この堆積地形の形成に伴う土砂の分級過程には未だ不明の点が多く、今後の研究課題として残されている。

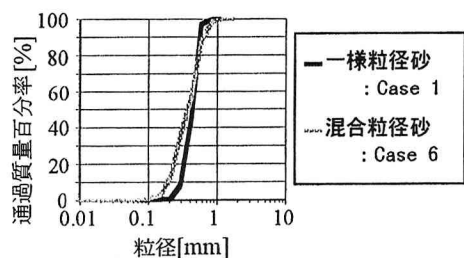


図-8 粒径加積曲線

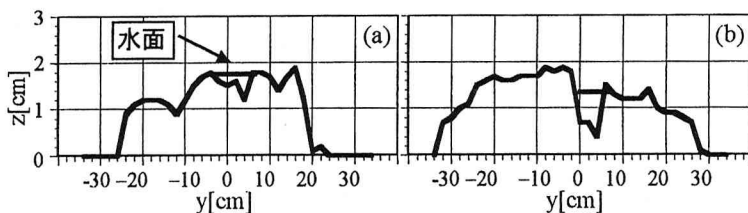


図-10 $x=30$ [cm]における横断面形状 : Case 6
(a) $t=1$ [hr.], (b) $t=2$ [hr.]

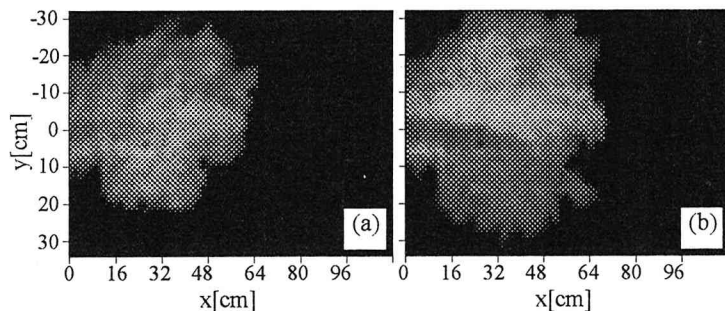


図-9 堆積状況 : Case 6 (a) $t=1$ [hr.], (b) $t=2$ [hr.]
(凡例は図-2 と同一)

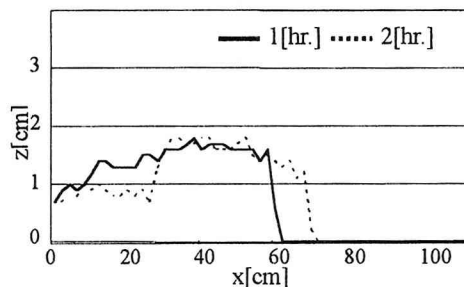


図-11 $y=0$ [cm]における縦断面形状 : Case 6

謝辞：本研究は早稲田大学特定課題研究助成（課題番号 96A-122）を受けて行われたものである。本研究の遂行に当たり、同大学流体実験室の職員諸氏の支援を賜った。ここに併せて記し、謝意を表します。

参考文献

- 1) 関根・新井・脇田：透水性の高い平面上に形成される堆積地形に関する研究，第51回年次学術講演会概要集，pp. 606-607，1996.
- 2) 関根・窪田・新井：地盤の透水性の違いが堆積地形の形

成過程に及ぼす影響について，第52回年次学術講演会概要集，pp. 494-495，1997.

- 3) 芦田・澤井・謝：二次元水域への掃流砂の流出に伴う砂州の発達・変動過程に関する研究，第31回水理学講演会論文集，pp. 731-736，1987.
- 4) 松永・泉・池田：掃流砂による河口デルタの形成実験，第50回年次学術講演会概要集，pp. 480-481，1995.
- 5) 関根・吉田・町田・新田：河口デルタの形成過程に及ぼす諸要因について，第51回年次学術講演会概要集，pp. 604-605，1996.

(1997. 9. 30 受付)