ISSN 0386－5878
土木研究所資料第2806号

土 木 研 究 所 資 料

河道平面形状と砂州の関係に関する基礎調査
—河道平面計画論のために—

平成元年12月

建 設 省 土 木 研 究 所
河 川 部 河 川 研 究 室

土木研究所資料
第2806号1989年10月

河道平面形状と砂州の関係に関する基礎調査
—河道平面計画論のために—

河川研究室　室　長　山本晃一
主任研究員　高橋　晃
部外研究員　佐藤英治

要旨

本報告書は，河道平面計画の立案および河道の将来の変化特性を知るうえでの判断や参考資料とすることを目的とし，土木研究所において過去に実施した基礎実験，模型実験結果および実河川の航空写真より，砂州の特性，河道平面形に対する砂州の配置形態，水衝部位置等との関係について調べ，とりまとめたものである。

キーワード：河道特性，河床形態，河道平面計画，砂州

目　　次

はじめに

第1章　序論 …… 1

第2章　従来の研究 …… 4
2－1　砂州の水理特性 …… 4
2－2　砂州と河道平面形状 …… 19

第3章　基礎実験における砂州形態 …… 31
3－1　直線水路実験 …… 31
3－2　湾曲水路実験 …… 107
3－3　まとめ …… 160

第4章　模型実験における砂州形態 …… 163
4－1　信濃川小千谷地区模型実験 …… 165
4－2　信濃川小千谷・越路地区模型実験 …… 177
4－3　富士川下流部模型実験 …… 185
4－4　黒部川愛本峡窄部下流模型実験（その1） …… 196
4－5　〃　（その2） …… 215
4－6　手取川河口模型実験 …… 228
4－7　渡良瀬川岩井地区模型実験 …… 237
4－8　阿武隈川模型実験 …… 245
4－9　黄瀬川模型実験 …… 265
4－10　斐伊川模型実験（その1） …… 281
4－11　〃　（その2） …… 299
4－12　まとめ …… 309

第5章　実河川における砂州形態と平面形 …… 312
5－1　各河川の砂州形態 …… 312
5－2　まとめ …… 354

第6章　総括 …… 362
6－1　砂州の水理特性 …… 362
6－2　砂州と河道平面形状との関係 …… 366
6－3　構造物の砂州形態に及ぼす影響 …… 367

おわりに …… 369

はじめに

水は，高きから低きへと流れる。山深くで湧き出た水は，沢となって山を下り，無数の沢が集まり川となる。その川は山間部を縫うように流れ，洪水時には多くの土砂を産出する。そうして運搬された水と土砂は，山麓部において一気に放出され，土砂の堆積および激しい流路の変遷を繰り返し，扇状地を形成する。さらに扇状地の下流まで運ばれた土砂は，沖積平野を形成するに至る。その沖積平野において河道は，蛇行し，迂曲，短径を繰り返し，蛇行形態を変化させる。日本の河川の多くは，このようにして形成されたものである。

このような河道形成の中途にあって，川は洪水のたびに氾濫し，流路を変え，人々の生活を脅かしてきた。そのため，古来から河川技術者は，堤防を築き，護岸を施し，水制を設けることにより川を治め，川が人間の生活環境の一部として共存し，利用され得るように努めてきた。これが河川事業であり，川が人間社会にとって有益なものとなるように対策を講じるのが河道計画である。

河道計画は，大きく河道平面計画と河道縦横断計画に分けられよう。河道平面計画とは，川をどの位置にどのような形で固定し，いかに水流を安全に流下させるかを計画するもので，堤防あるいは低水路の法線計画，護岸構造物（法覆い工，根固め工，水制工等）の設置計画等があげられる。一方，河道縦横断計画には，所定の計画流量を安全に流下させるための河道断面形の計画，流量を制御するための治水ダムの建設，土砂輸送を抑制し河床の安定を計るための砂防ダム，床止め工の建設等がある。

また近年では，宅地の開発が進むに連れ，雨水流出が早まり，ピーク流量が増大する傾向にあるにもかかわらず，河道の拡幅は困難となっており，洪水時のピーク流量をカットすることを目的に遊水地や水調節池の建設あるいは放水路の建設が盛んに行われるようになっている。

上述したような河道計画は，人間が自然の力に逆らって川を制御しようと試みるものであるが，川は自然の状態に戻ろうとし，変化するものであり，河道計画は，河道に人為的な作用を加えた後の将来的な河川の姿を十分に予測，認識した上で実施されるべきものである。

人的作用を除いた川を変化させる主要因は，いうまでもなく洪水である。洪水時に営まれる侵食，運搬，堆積という三作用により，川が変化していくのである。河道内における土砂の堆積は，多くの場合砂州（砂礫堆，中規模河床波とも呼ばれる）という形で生じ，発達する。

砂州が発達することにより，流れの集中が起こり，側岸の侵食が助長され，河道の平面的変化が促進されることになる。また，砂州は，河道条件および水理条件の違いによりさまざまな形態を示し，その形成位置は河道平面形状と密接に関係している。したがって，河道の平面計画を遂行する上で，砂州の特性を把握することは極めて重要なことである。

砂州に関する研究は，これまで多くの研究者により試みられ，水理的に見た砂州の発生領域，砂州のスケール，あるいは砂州と河道平面形状との関係等についてある程度の成果が得られている。

本調査は，建設省土木研究所において過去に実施した基礎実験および模型実験の結果を砂州の特性を把握するという観点に立って再整理するとともに，実河川における砂州の実態を航空写真をも

用いて同様な整理を行い，従来の研究で示されている砂州の特性との差異を調べ，砂州の特性および砂州と河道平面形状との関係をより明らかにすることを目的とするものである。

なお，本調査は，河道の平面形が決まっているときに砂州の配置形態，水衝部の位置がどのようになるかを調べたものであり，これは河道平面計画を立案する上での助言となり，河道が今後どのように変化していくかを予想する上での判断材料となるものと考えられる。

また，本論は，土木研究所で実施した基礎実験および模型実験のデータ，さらに土木研究所で収集した実河川のデータを集約した資料集という意味合いも含んでいることを付記しておく。

第１章　　序　　論

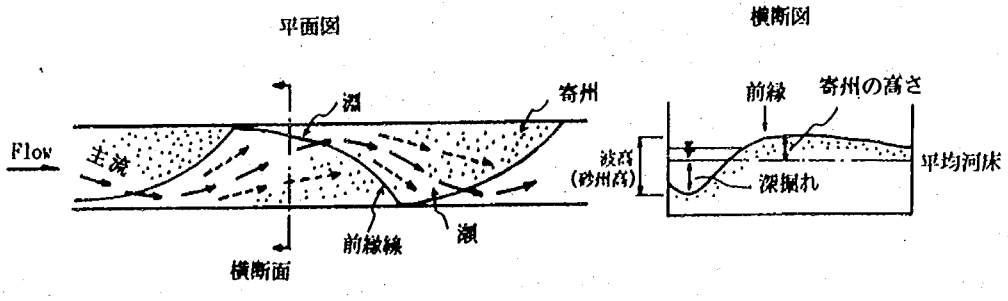
砂州とは，「移動床の場合に河床の平面に現われる河床形態のうち，中規模のもの」を言い，中規模河床波とも呼ばれる。また，砂礫堆と呼ぶ技術者もいる。移動床においては，水理条件と河床材料の粒径に応じて各種の河床波が発生する。一般に，河床波は表－１．１のように分類されており，中規模河床波（砂州）は，小規模河床波に比べかなりスケールが大きなものであり，ある水理量では小規模河床波と中規模河床波が共存し得る。[1)]

表－１．１　河床波の特徴と定義

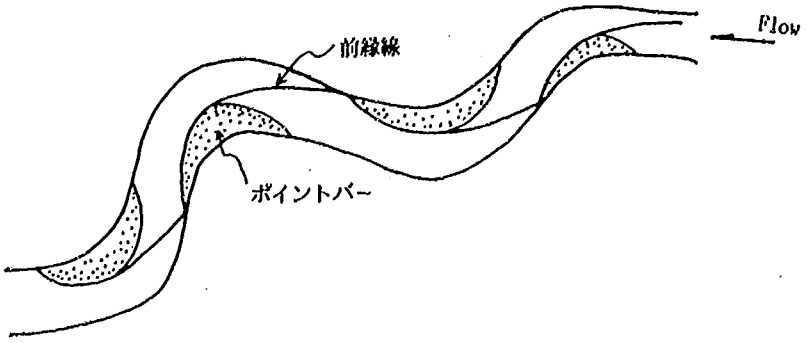
河床形態			形状・流れのパターン 縦断図	形状・流れのパターン 平面図	移動方向	河床波の特性
小規模河床形態	低水流領域	砂漣		直線状	下流	河床波の移動速度は，流水の速度よりも小さい。砂漣の波長は河床材料の粒径の約500～1,500倍である。
		砂堆		曲線状 三日月状 舌状	下流	河床波の上流側斜面は，通常勾配の急な下流側斜面に比べると緩やかに傾斜している。砂堆の波長は水深の約４～10倍である。
		遷移河床				発達の初期段階にある小さな砂漣と砂堆が平坦河床の間に広がっている。
	高水流領域	平坦河床				多量の流砂が平坦な河床上を流れている。
		反砂堆			上流 停止 下流	河床波と同位相の水面波と強い相互干渉をもつ河床波。
中規模河床形態		交互砂州		L_s	停止 下流	水流は水路内を曲がりくねって流れる。交互砂州の波長は水路幅の約５～16倍である。
		複列砂州			下流	－
		うろこ状砂州		B_s L_s	下流	うろこ状砂州はB/Hが非常に大きい領域で発生する。それは魚のうろこのように見える。

さらに，中規模河床波は，交互砂州（Alternate bars），複列砂州（Double bars），ウロコ状砂州（Multiple bars）に分類される。交互砂州は，単列砂礫堆とも呼ばれ，河道内に左右交互に現われる砂州形態である。図－１．１は，交互砂州の基本形態を示したものであり，交互砂州の形成に伴い流れは蛇行し，河岸の流れが集中する部分では深掘れが生じる。

また，交互砂州は，河道の蛇行に応じて形成される場合が多く，沖積平野を流れる河川（中間地河道・自然堤防帯）で顕著に見られる。蛇行が著しい場合には，図－１．２に示すような固定砂州（Point bars）が形成されることが多い。



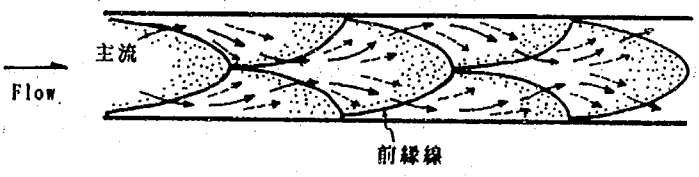
図－１．１　交互砂州の基本形態



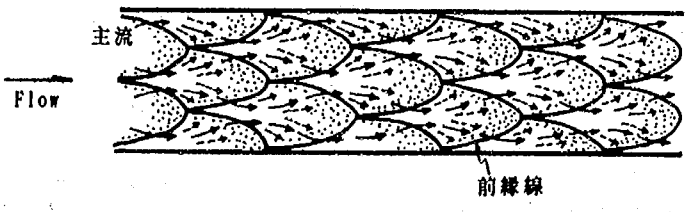
図－1.2　蛇行河道における固定砂州（ポイントバー）の形成

複列砂州は，図－1.3に示すように交互砂州を横に二つ合せたような形の砂州形態であり，2列砂州とも呼ばれ，川幅水深比B／Hが大きい場合（B／Hが100程度）に形成される。複列砂州が形成される場合には，主流部は二つに分かれ，それぞれが蛇行しながら流下することになる。

ウロコ状砂州は，多列砂州とも呼ばれ，図－1.4に示すように複列砂州を横に並べた砂州形態であり，その形が魚の鱗に似ていることからウロコ状砂州と呼ばれる。ウロコ状砂州は，B／Hが大きいほどその列数は多くなる。また，ウロコ状砂州は，扇状地や砂河川で多く見られる。河床材料が粗い扇状地では，低流量時に流れは網状となり，砂州形状は不明瞭となる。一方，砂河川では，低流量時，ウロコ状砂州が水面下にきれいに配列されることが多い。



図－1.3　複列砂州（2列砂州）の基本形態



図－1.4　ウロコ状砂州の基本形態（4列のウロコ状砂州の場合）

河道は，縦断的に見た場合に4つ以上のSegment（ほぼ同一の河床勾配を持つ区間）に分けられることが多い。それらのSegmentは，大局的には，地形的に区分されるものであり，急勾配の山

間部を流下する河道（山地河道），山地から平野部に出た所に形成される扇状地上を流下する河道（扇状地河道），さらにその下流の比較的勾配の緩い沖積地上を流下する河川（中間地河道），および最下流部で緩勾配のデルタ地上を流下する河道（デルタ河道）の4 Segmentに代表される。

これらのSegmentにおいて，同一のSegment内ではほぼ同一の河道特性を有するが，Segmentが変われば，河道特性は異なったものとする。したがって，河道の蛇行現象さらに砂州形態もまた，各Segment毎に異なった特徴を示すことになる。各Segment別に河道および砂州の特徴を示すと以下のようである。

・山地河道……①河床材料は，礫から砂まで含む混合粒径である。
②渓谷や狭窄部を流れ，河道位置がほぼ固定されている。
③砂州の形態は谷壁によって規成され固定されることが多いが，B / Hが大きい場合は，多列砂州が発生していることもある。

・扇状地河道…①河床材料は，礫を主体とし，アトリックスに砂が入る（d_mが2 cm以上）。
②河床勾配は，1/60 ～ 1/500程度である。
③蛇行は少なくてB / Hが大きく，ウロコ状砂州が形成される。低流量時，流れは網状流となる。
④河道変遷は非常に激しく，自然河道では洪水のたびに河道が移動し，扇面のいたる所に旧河道跡が残る。

・中間地（自然堤防帯）河道
①河床材料は，中砂・粗砂・小砂利から成る（d_mが0.4 mm ～ 3 cm）。
②河床勾配は，1/500 ～ 1/1500程度である。
③蛇行が激しく，その蛇行に対応した砂州（交互砂州）が形成される。B / Hが大きい所では，複列砂州や島が形成される。
④粗砂，小砂利を河床材料を持つ河川では，激しい迂曲の結果，三日月湖などが形成される。

・デルタ河道…①河床材料は，細砂から成る（d_mが0.3 mm以下）。
②河床勾配は，1/5000程度以下である。
③蛇行は大きいものもあるが，無いものもある。
④流れの強さに対して河岸の耐侵食力が有り，河道変遷は少ない。
⑤砂州は形成されない場合が多い。

第2章　従来の研究

砂州の水理特性（砂州の発生域，スケール等）や砂州と河道平面形状との関係について，多くの研究が行なわれている。砂州の発生域，スケールについては，木下の研究[2]以来，蛯川[3]池田[4),5)]，村本・藤田[6)]，深見[1)]，山本[10),11)]などによって実証的な視点から検討が成されている。理論面からは，近年，砂州の発生領域に関する検討が，Parker，G.[7)]，Fredsøe[8)]，黒木・岸[9)]などによって行われている。また，砂州と河道平面形状との関係については，木下[1)]，山本[10,11)]などが実証的に分析を行っている。

本章では，彼らの研究成果をまとめ，本研究を進める上での基礎知識とするものである。

2－1　砂州の水理特性

砂州は，河道の平面形状，河岸侵食等と密接な関係にあり，砂州を考慮した河道計画を立案するためには砂州の基本的な特性を認識することが重要である。

本節では，砂州がどのような水理量の場で形成され，水理量の違いにより砂州形状がどのように変化するか（砂州の発生領域），また，砂州のスケール，砂州の移動特性について述べる。なお，これらは，直線実験水路あるいはほぼ直線に近い実河道のデータを基に論じたものである。

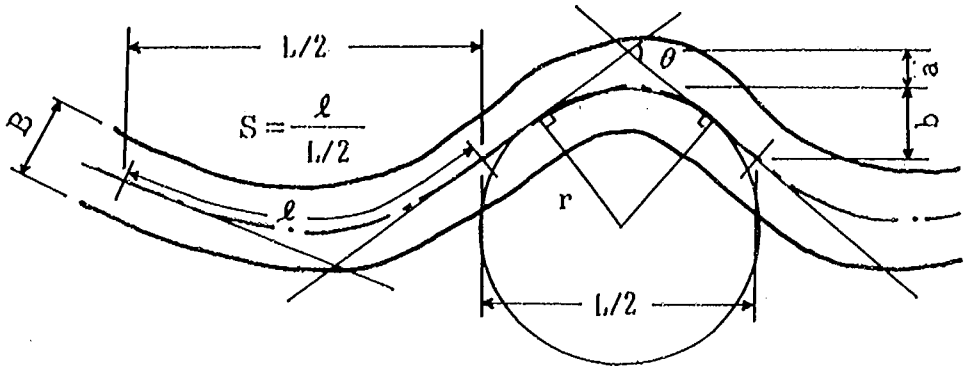
(1)　砂州に関するパラメーターの定義

まず，砂州の水理特性を論じる上で必要な砂州に関係するパラメーターについて記述しておこう。

①　河道が水流を支配している基本的なパラメーターとしては，次のものがあげられる。

- 水理量……流量Q，水深H，流速V，摩擦速度u_*，無次元掃流力τ_*，移動限界摩擦速度u_{*c}
- 河床材料……平均粒径d_m，60％粒径d_{60}など
- 川幅……常水路幅B，堤間幅B'
- 勾配……水面勾配I_w，河床勾配I_b

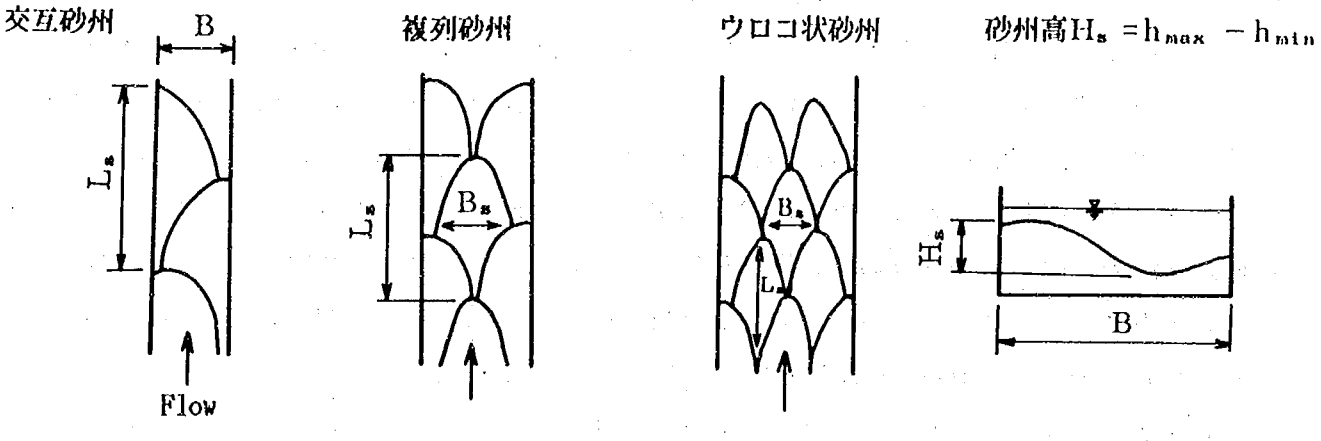
②　河道内の平面形状（蛇行形状）を評価するパラメーターとしては，蛇行波長L，蛇行振幅b，曲り角θ，曲率半径r，蛇行度Sなどがあげられる（図－2.1参照）。



$$r=\frac{a\cdot\sin(90^\circ-\theta/2)}{1-\sin(90^\circ-\theta/2)}$$

図－2.1　蛇行形状を表わすパラメーター

③　砂州の形状（スケール）および移動特性を表わすパラメーターとしては，砂州長L_s，砂州幅B_s，砂州高H_s，進行速度v_sがあげられる。L_s，B_s；H_sは，交互砂州，複列砂州およびウロコ状砂州ごとに図－2.2のように定義する。

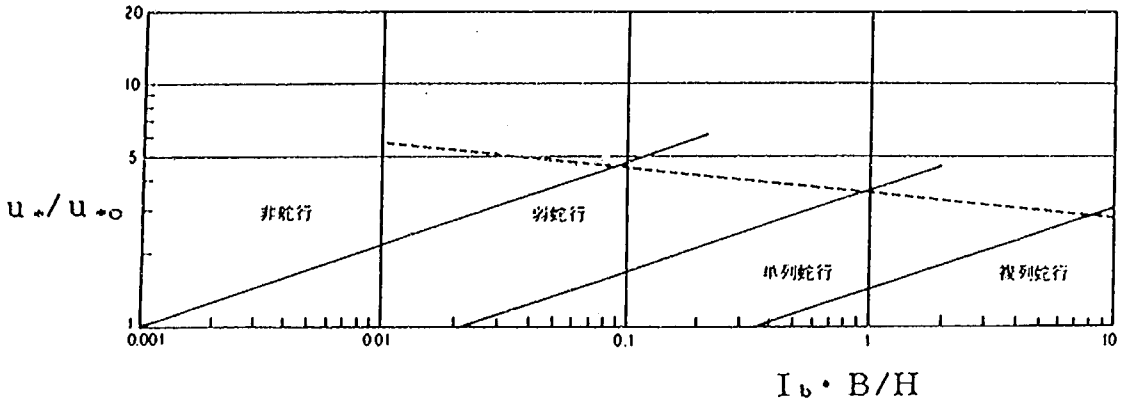


図－2.2　砂州のスケールを表わすパラメーター

(2)　砂州の発生領域

池田[4),5)]は，砂州の発生領域を図－2.3に示すようにu_*/u_{*c}と$I_b\cdot B/H$の関係から定量的に区分している。発生領域は，4つに分けられ，砂州の形成されない非蛇行領域および砂州が形成されても不明瞭な弱蛇行領域は緩流河道に多く見られ，交互砂州が明瞭に形成される単列蛇行領域は中間地河道に対応し，複列砂州ないしは網状の発生する複列蛇行領域は扇状地河道に対応すると大局的に述べている。また，この発生域区分は，河道条件が一定でも流量が変化することにより砂州形状が変化することを示している。たとえば，中小洪水の場合に複列砂

州が形成されていても，大洪水になると摩擦速度の比が大きくなり，水深も大きくなることで単列蛇行領域になり，交互砂州が形成される場合などである。ただし，建設省土木研究所河川研究室で整理した実河川のデータ[12]によれば，池田の発生領域区分は，現地の状況と必ずしも合致しないようである。



非蛇行：砂礫堆の形成されない領域
弱蛇行：不明瞭な単列砂礫堆の形成される領域
単列蛇行：明瞭な単列砂礫堆の形成される領域
複列蛇行：複列砂礫堆、網状流の形成される領域

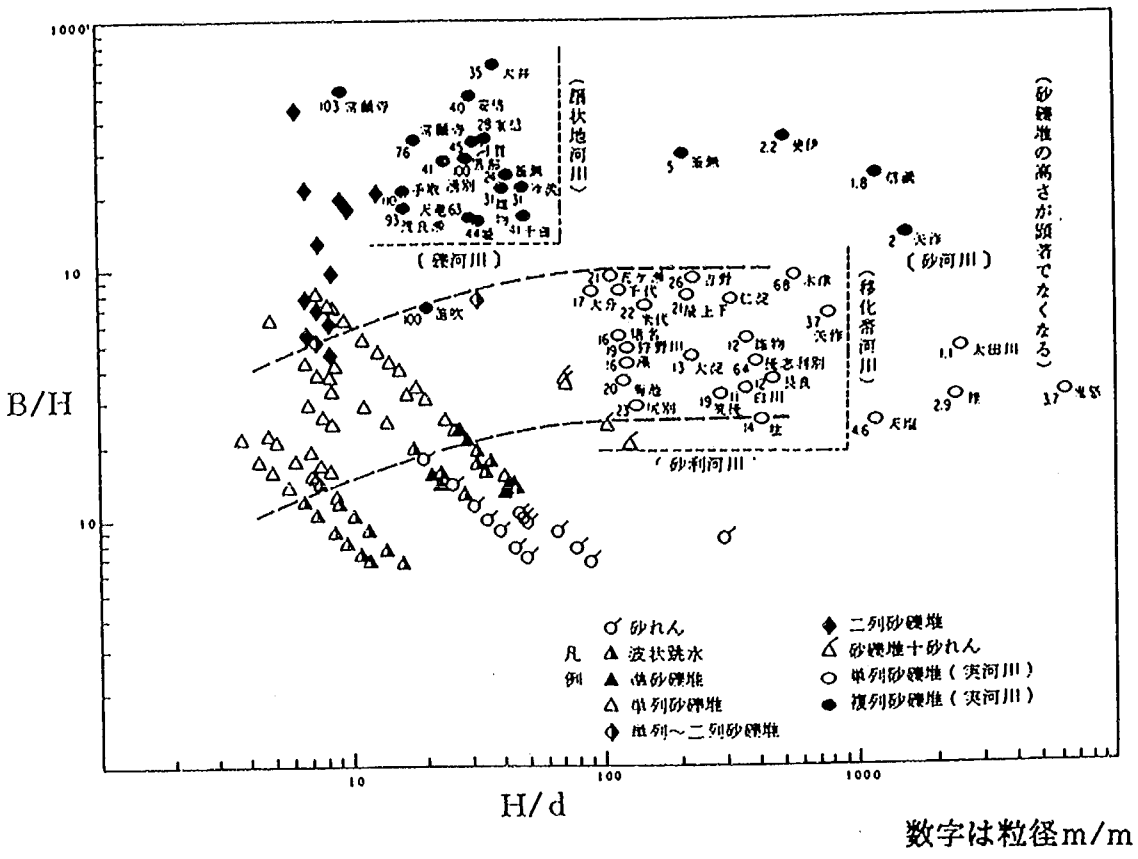
図－2.3　砂州区分図（池田による）

深見[1),12)]は，砂州形態の区分がτ_*，B/HおよびH/dの3つのパラメーターによって評価できると考え，水路実験および実河川のデータをτ_*毎にB/H～H/dのグラフに整理した。実河川の水深Hは，平均年最大流量あるいは低水路満杯流量時における値である。その結果，砂州形態がτ_*に関係しないことを見い出している。図－2.4は，τ_*に関係なくB/H～H/dのグラフを作成したものであり，H/dが100以下と小さい実験水路のデータを見ると，交互砂州形成の下限および交互砂州と複列砂州との境界を与えるB/Hの値は，それぞれH/dの増大とともに大きくなっている。一方，実河川のデータでは，交互砂州と複列砂州（ウロコ状砂州を含む）の境界がH/dに関係なく，B/H＝100程度である。

以上のことから，深見は図－2.4に破線で示すような砂州形態の区分を行っている。ただし，実河川のデータは，河道が必ずしも直線でないこと，また流量によって砂州形態が変化するであろう砂河川のデータの扱いが十分でないことから，さらに検討の余地がある。

山本[10),11)]もまた，砂州形態がτ_*，B/H，H/dの3量によって支配されると考え，粒径0.2 mm以上の直線水路実験および模型実験のデータを用いてB/H毎にτ_*～H/dのグラフを作成することにより，砂州の発生領域を検討している（図－2.5および2.6参照）。

図－2.7は，H/dが大きい場合を実河川のデータで補足することにより交互砂州の発生領域を示したものである。B/Hが50以下においては，B/Hが大きいほど大きなH/dで交互砂州が形成されることを示しており，B/Hが50以上では，河床材料が0.2 mm以上の河川でまず交互砂州が形成されると判断している。なお，実河川のデータを整理することにより，粒径

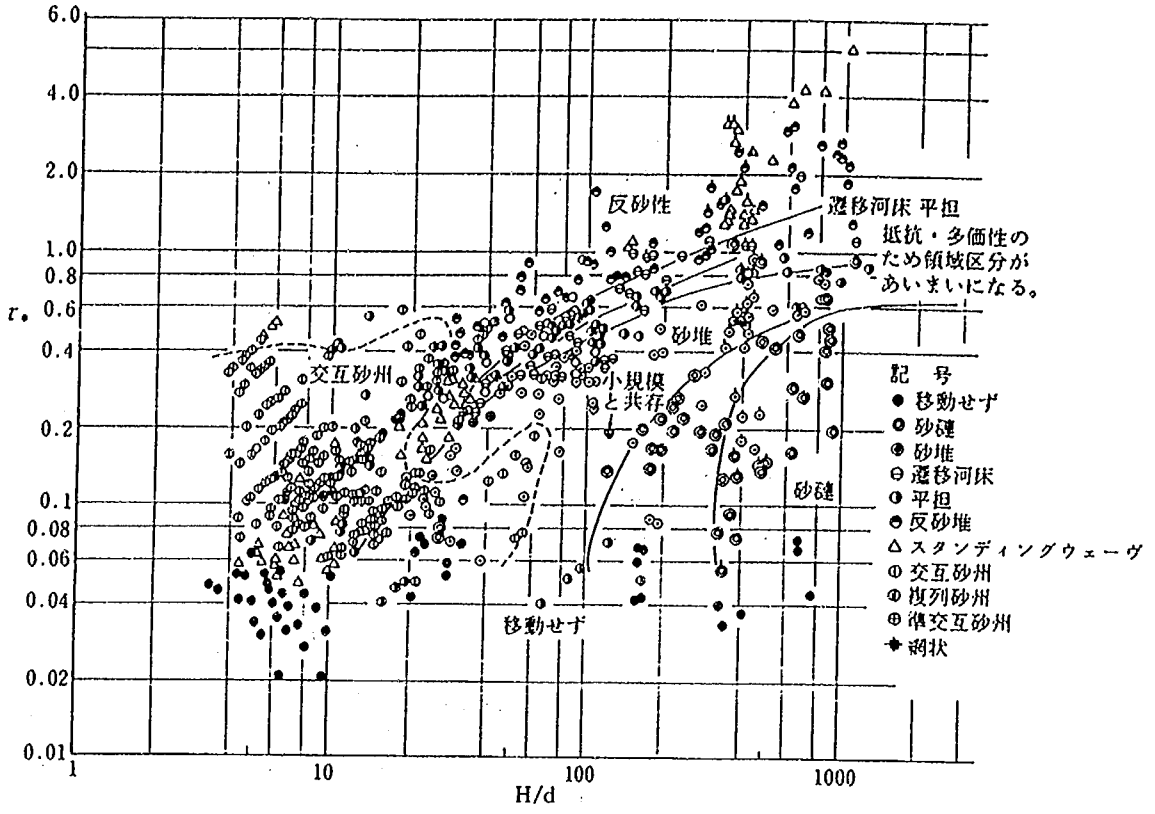


図－2.4　砂州区分図（深見による）

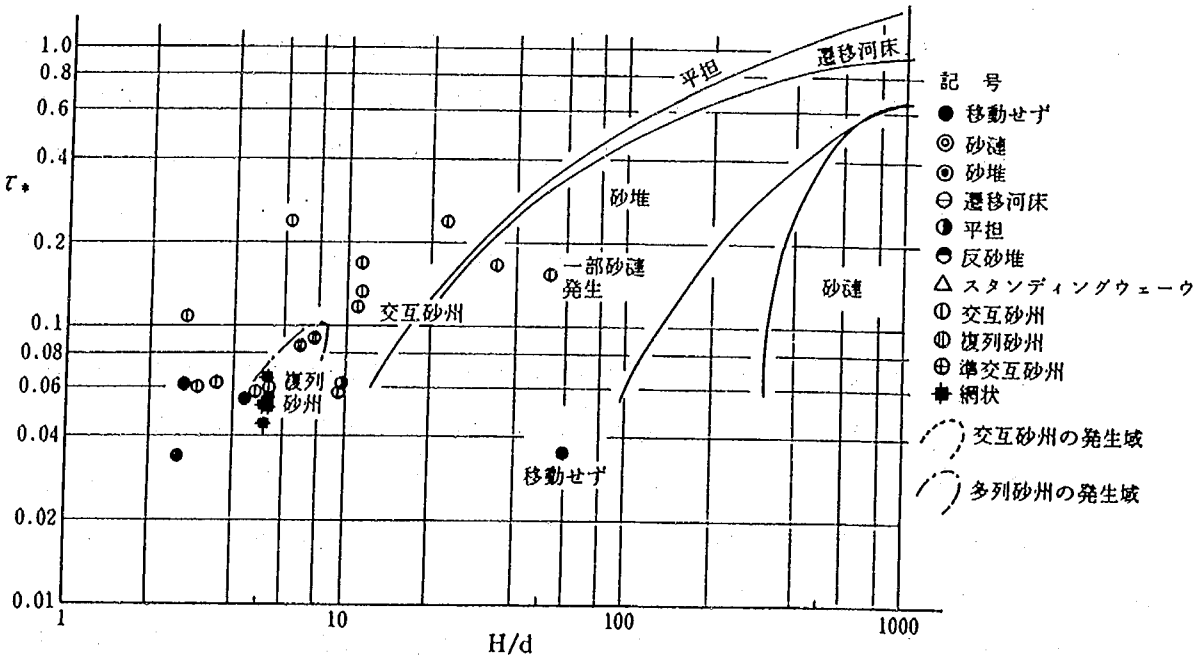
0.2 mm以下の河川でH/d が10,000を越えるような場合の砂州の発生事例は無いようであると述べている。

図－2.8は，H/d が60以下での実験データをもとに複列砂州の発生領域を検討したものであり，B/Hが50～80の場合には，B/Hが大きいほど大きなH/d で複列砂州が形成されることを示している。さらに，H/d が60以上での複列砂州の発生領域を検討するために，実河川のデータ（平均年最大流量および低水路満杯流量時の水理量）を用いて図－2.9に示すB/H～d_mのグラフを作成している。その結果，B/Hが100以上であれば，砂州形態は粒径，河床勾配によらず複列砂州（多列砂州）となることを見い出している。これらのことから，H/dが小さい場合にはH/d が大きくなるほど複列砂州の発生するB/Hは大きくなり，H/d がある値より大きい場合にはB/Hが一定値以上で複列砂州が形成されると推定される。図－2.10は，このことを明らかにすべく作成したB/H～H/d のグラフであり，H/d が50程度以上になるとB/Hが100程度で複列砂州が発生すると判断している。また，同図には，多列砂州の予想される列数を実線に付した数字で示している。

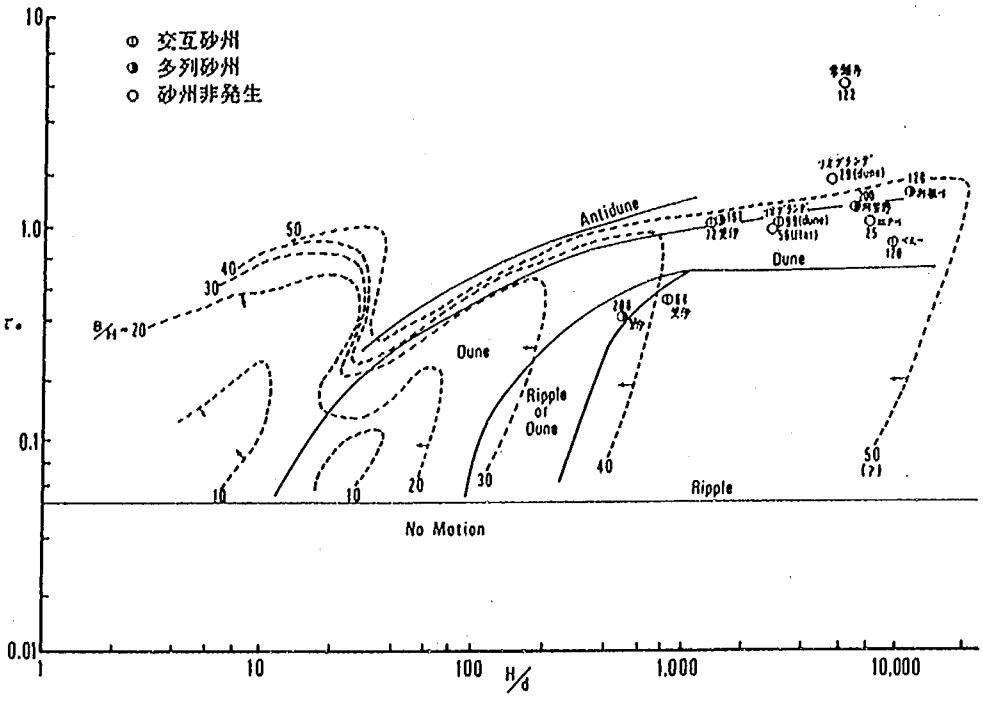
最近，黒木・岸[44]は河床安定理論結果を用いて中規模河床形態の実用的な領域区分を提案している。図－2.11は，黒木・岸による領域区分に実河川データをプロットし，良好な結果が得られているとしている。[45]



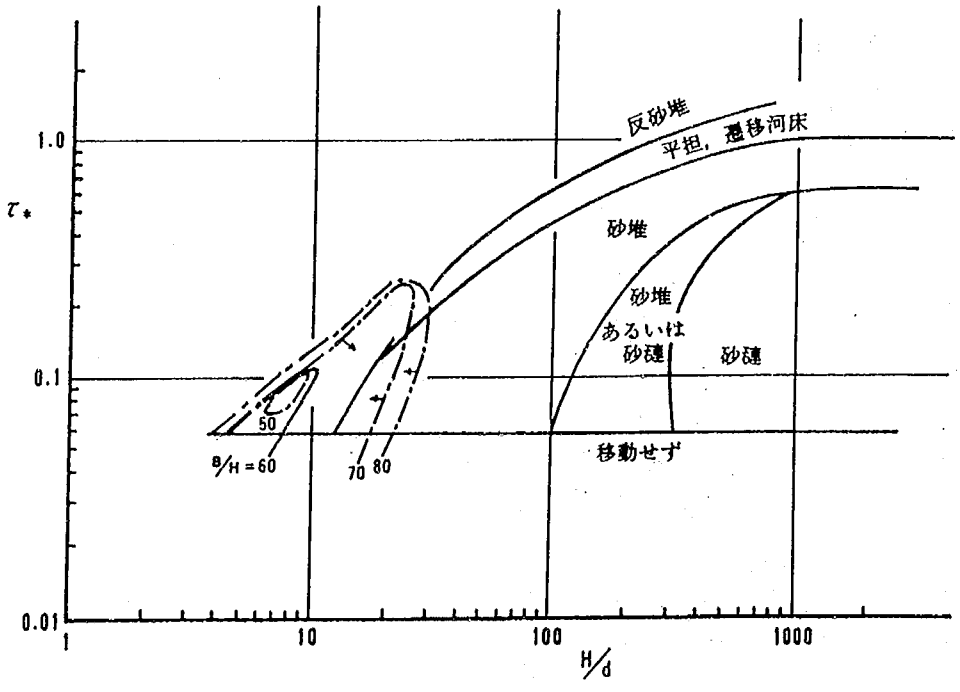
図－2.5　交互砂州の発生領域（B/H＝10～20の場合）



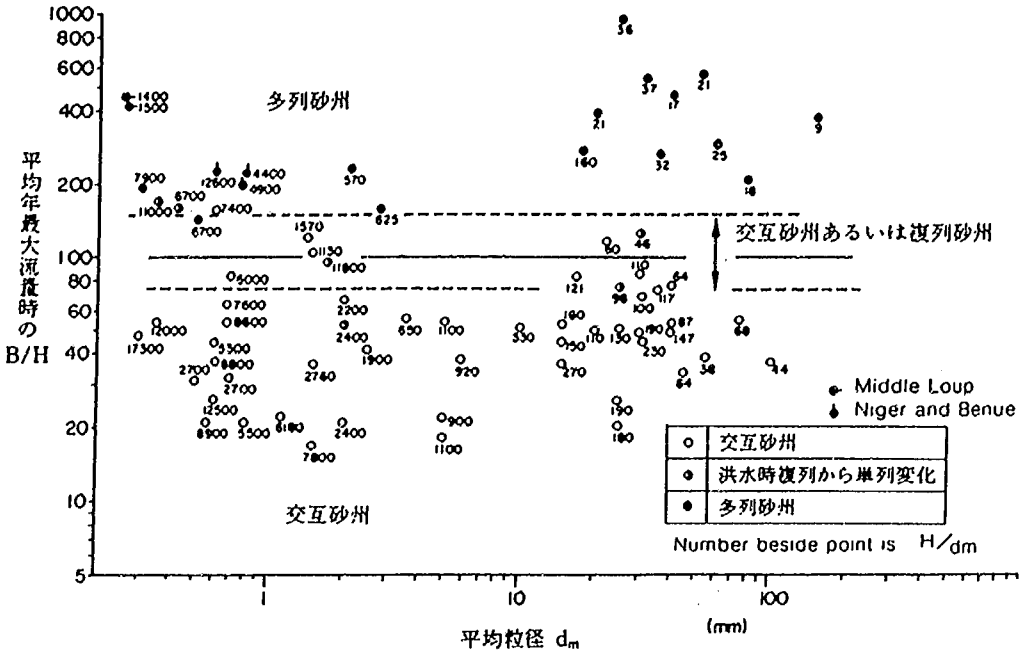
図－2.6　複列砂州の発生領域（B/H＝50～60の場合）



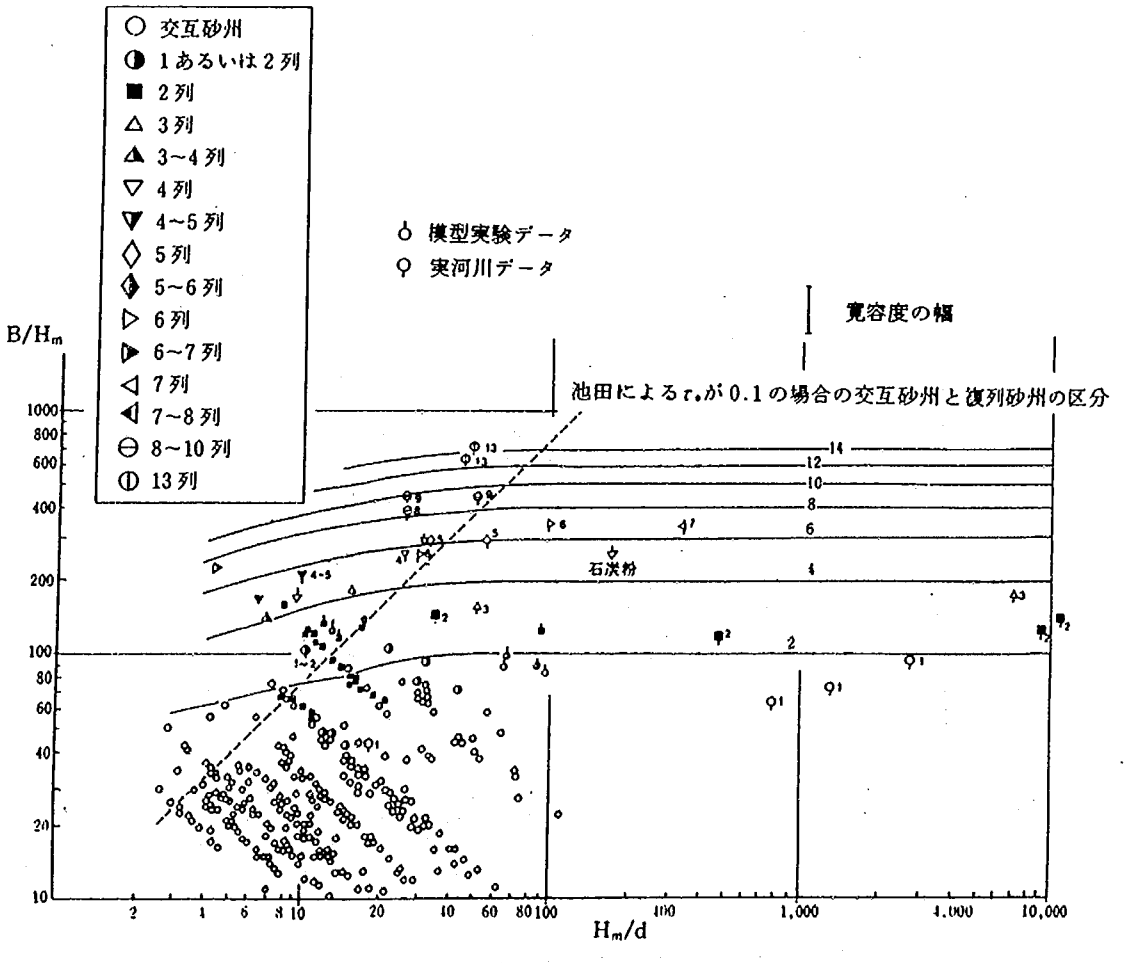
図－2.7　交互砂州の発生領域（$d_m > 0.02$ cmの場合）



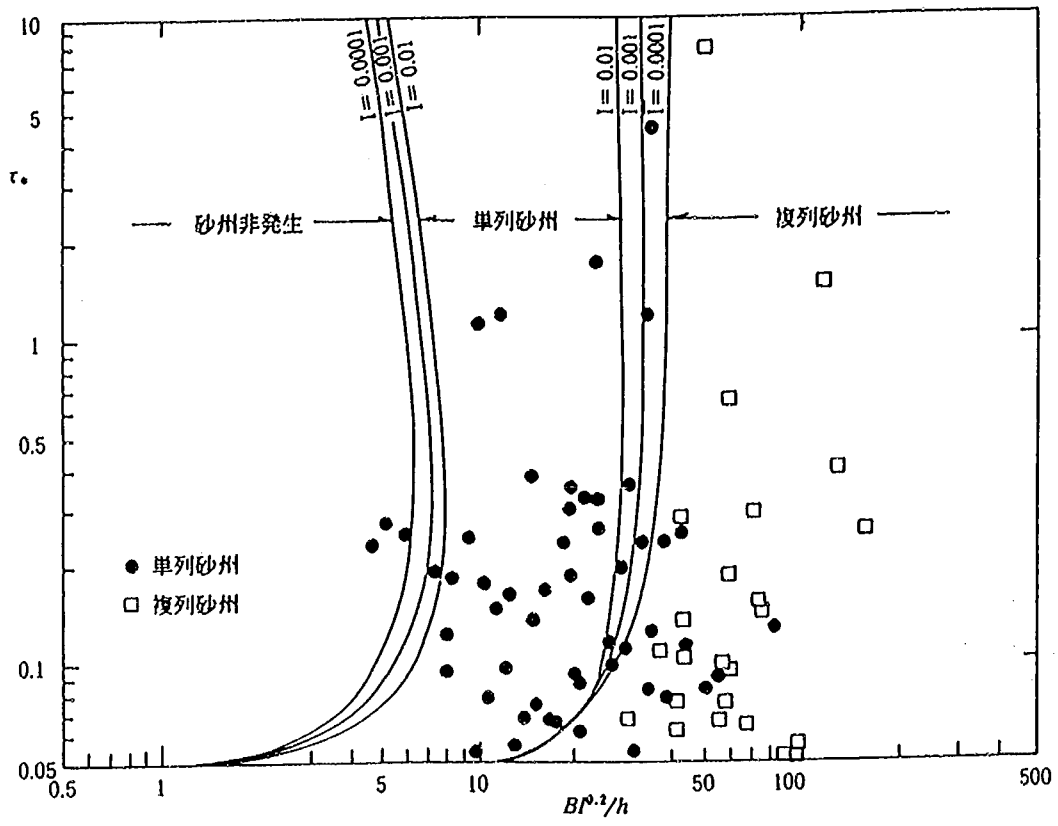
図－2.8　複列砂州の発生領域
（小規模河床波の区分間はB/H＝10～20の場合）



図－2.9　実河川における砂州の形態区分



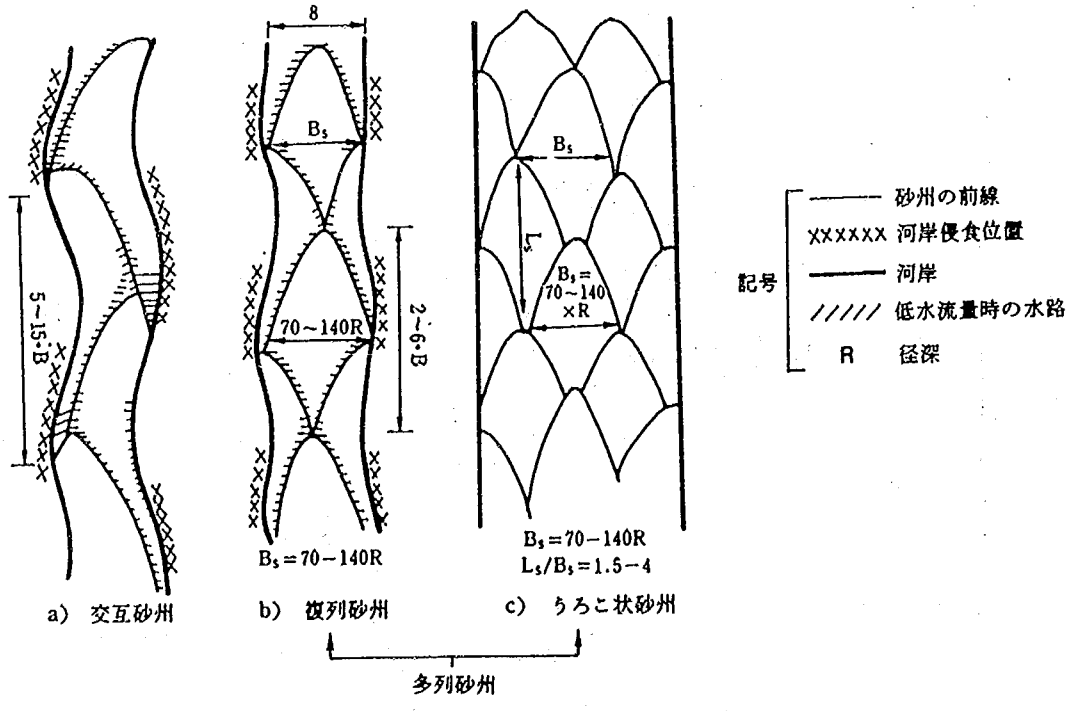
図－2.10　多列砂州の発生領域



図－2.11　日本の河川の中規模河床形態の分類（黒木，山口[45]）

(3)　砂州のスケール

図－2.12は，山本[10]が実河川で生じている典型的な砂州のスケールを調査したもので，交互砂州の場合，砂州長L_sは川幅の5倍から15倍程度，複列砂州の場合には3倍から7倍程度，ウロコ状砂州の場合は，砂州幅B_sは水深（砂利河川では平均年最大流量時の水深，砂河川で



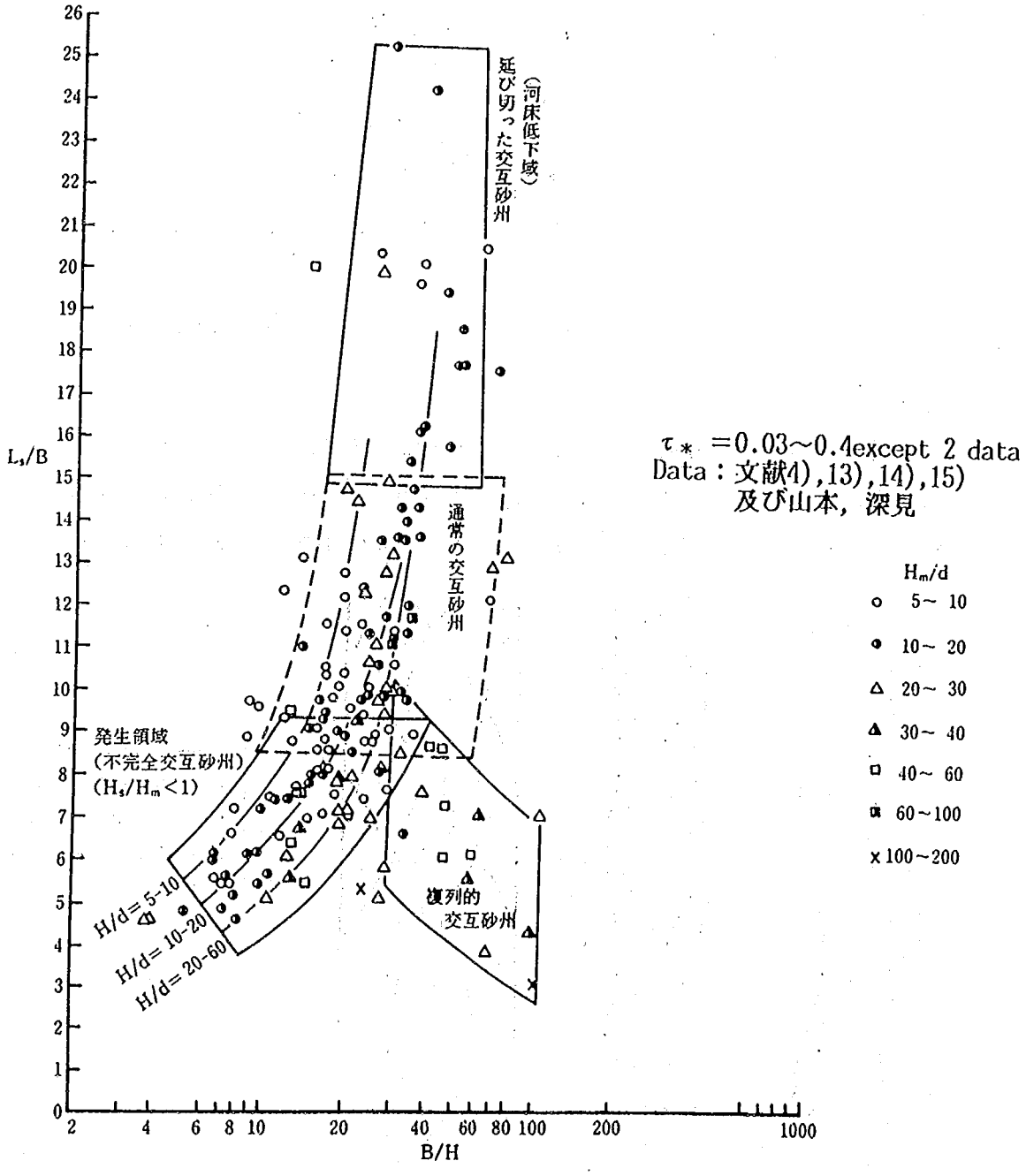
図－2.12　実河川における砂州のスケール

は水深に応じてそのスケールを変化させる）の100倍程度であり，L_sはB_sの1.5～3倍程度であると述べている。

さらに山本[11]は，実験データにより砂州のスケールを詳しく検討している。図－2.13は，直線水路における交互砂州の川幅Bに対する相対長さL_s/BがB/H，H/dによってどのように変わるかを調べたものである。なお，データはτ_*が0.03～0.4の範囲であり，このτ_*の範囲では，τ_*はL_s/Bにほとんど影響しないことを確かめている。

山本は，同図をもとに交互砂州のスケールについて次のような特性を述べている。

① B/H_mが20以下でH_m/dが50以下の場合（C領域），同一のH_m/dに対してB/H_mが小

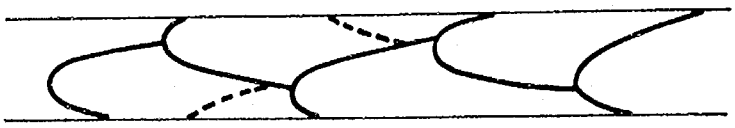


図－2.13　交互砂州のL_s/BとB/Hの関係

さいほどL_s/Bが小さい傾向にある。つまり，B/H_mが交互砂州の発生限界に近いと交互砂州の波長が小さい傾向にある。このような場合には交互砂州の波高H_s（交互砂州の頂部と谷部の高低差）も小さく流れの蛇行性も弱い。これは，交互砂州の形成実験を行うと，通水初期においては砂州長が短く，それが成長するにつれて長くなる傾向と一致している。

② L_s/Bが20程度と非常に長い交互砂州が発生することがある（A領域）[16]。この場合交互砂州の前縁は不明瞭となりその移動速度は小さい。このような状態は交互砂州が最も延びきった状態と考えられる。河床低下傾向の所でこのようなことが起こりやすい。

③ B/Hが，40程度の大きさになると，つまりその水理量が複列砂州の発生に近いような状態（D領域）ではL_s/Bが4～8と急に小さくなる。これは交互砂州が図－2.14のように複列的な性格を持つためと考えられる。なお複列砂州の$2L_s/B_s$（交互砂州のL_s/Bに相当）は，実験室および実河川の観測資料とも4～9程度の範囲にあり，交互砂州のL_s/Bのように10以上とはならないようである。



図－2.14　複列的交互砂州の形状

④ 交互砂州の長さは，その平均的な長さ（川幅の8～14倍）に対して個々の交互砂州は，その1/2から2倍の長さの交互砂州になりうる。あまり砂州長が長くなる（L_s/Bが20程度）と砂州の前縁線が不明瞭となり，分裂し，短くなる（L_s/Bが4程度）と統合してしまうらしい。

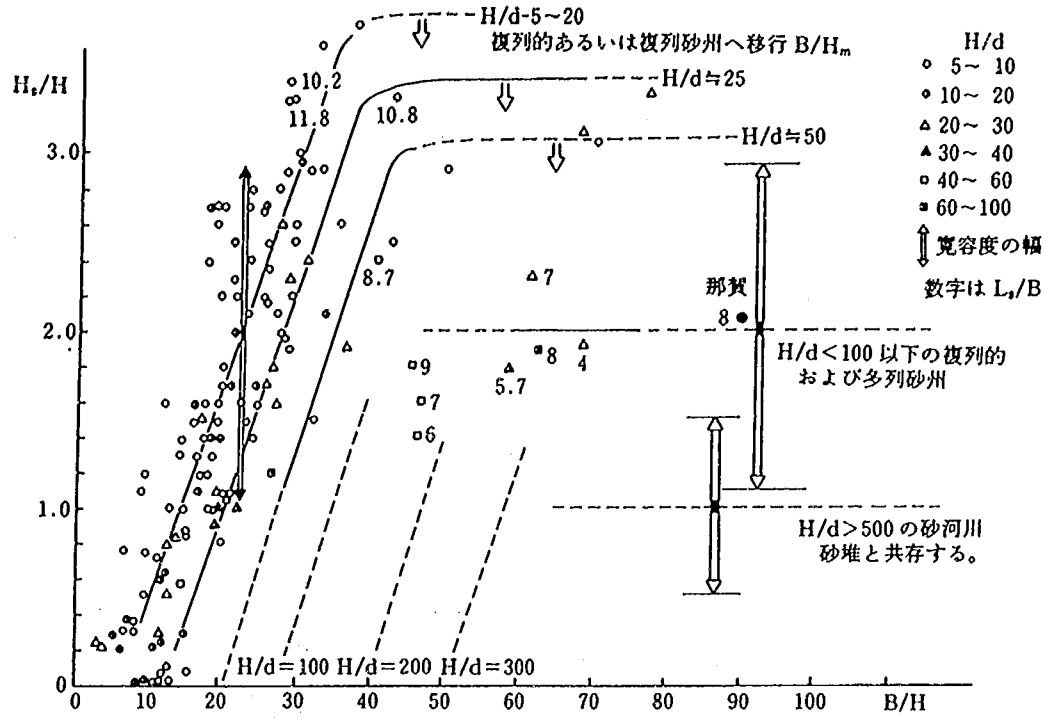
また山本は，砂州高H_sについて論じており，図－2.15は，砂州高H_sの水深Hに対する無次元垂直スケールH_s/HがH/B，H/dに対してどのように変るかを調べたものである。なお，データはτ_*が0.0～0.4の範囲であり，砂州長と同様にτ_*はH_s/Hにほとんど影響しないことを確かめている。山本は，同図と実河川の資料をもとに次のようなことを述べている。

① H_m/dが小さいほどB/H_mが小さい値でH_s/H_mが大きい。

また，H_m/d及びB/H_mが30以下では，

$$H_s/H_m = \alpha + \beta \cdot B/H_m \qquad (2-1)$$

の関係がある。ここでαはH_m/dが小さいほど，小さく，βは0.12程度である。このことはH_m/d及びB/H_mが前述の値以下で交互砂州が発生し，かつ水深が同一の河川間では，川幅が大きいほどH_sが大きくなることを示している。



図－2.15　H_s/H と B/H の関係

② 交互砂州の発生限界 B/H_m に近いほど，その垂直スケール H_s/H_m は小さくなる。H_m/d が 100 以上の場合の H_s/H_m は資料が少なく明らかで無いが，交互砂州の発生限界から推定すると，図－2.15 破線で示す中の推定線上の H_s/H_m となろう。

③ H_s/H_m の値には限界があり，複列砂州の条件に入る B/H_m より多少小さい B/H_m で H_s/H_m が最大となるようである。H_m/d が 5～10 では，H_s/H_m の最大値は 3.6 程度，H_m/d が 20～30 では 3.2 程度である。

B/H_m が複列の条件に近づくと交互砂州の形状が図－2.13 に示すごとく複列の形態と似たものとなり L_s/B が 6～8 と半減し，H_s も同様に急減し，H_m/d が 100 以下で小規模河床波が発生しない条件では H_s/H_m は 2 前後の値となる。なお，直線水路で多少複列的性格を持つ交互砂州の発生している那賀川 4～9 km の砂州高 7～8 m が平均年最大流量程度の水理量（$B/H_m = 87$，$H_m/d = 110$，$\tau_* = 0.1$，$B = 300$ m，$d_m = 3$ cm）で生じたとすると H_s/H_m が 2 前後となる。図－2.15 に●印でプロットされたように，ほぼ推定値と近い所に在る。

④ 最深部の生じる所の横断面の平均河床は実験結果を整理した結果によると最深部から H_s の 7～8 割程度の所にある。なお阿部等[16]も実験結果の整理より同様な結論を得ている。実験は H_m/d が 15 以下で行われているので，この実験範囲を越える H_m/d での状態を外挿

的に類推することには多少問題が残るが砂州上に小規模河床が発生しないような水深条件では，最深部の水深H_{max}は

$$H_{max}/H_m \fallingdotseq 1 + 0.8\frac{H_s}{H_m} \qquad (2-2)$$

で評価される程度の値になると推測される。

⑤ H_m/d が大きい場合のH_s/H_mは，資料が無く，明確なことは言えないが，B/H_mが十分に大きくて多列砂州の発生する実河川のH_sを音響測深機による河床高の調査結果から評価すると，H_s/H_mが1程度であるようである。たとえば1971年7月24日，斐伊川での中出水（d_m = 2 mm前後，水深1m前後，勾配1/800程度）に対して観測された河床形状を見ると，砂堆と砂州が共存し，砂州のH_sは水深程度のスケールとなっている。

また，1980年3月27日および4月25日阿賀野川1～4 km区間（d_m = 0.6 mm）で，筆者等が行った音響測深機による河床波の観測によると，H_sが3m程度の砂州が共存することが確認しえた。4月7日に融雪出水のピークが2170 m^3/sであり，その時のH_mは3m程度であるので，H_s/H_mが1程度の値となっている。さらにBrahamaputra川の砂州と思われる河床波の垂直スケールも水深程度の規模を持っている。なお，Simon，D.B.等は，砂河川における砂州の垂直スケールは，B/H_mが100以上ならH_s/H_mが1程度であるとしている。

⑥ B/H，τ_*およびH_m/dが同一の値を持つ条件においても，波長L_s同様，H_sも平均的な高さに対して，個々の交互砂州の波高H_sは0.5から1.5倍の波高になり得ると思われる。B/Hが20の場合，H/dが5～30のH_s/H_mが0.8～2.8の間に実測資料が散らばっていることからも理解し得る。

多列砂州の場合も，交互砂州同様，その垂直スケールH_sは，図－2.15に示した寛容度の幅として示された範囲に観測資料はばらつくものと推定される。

(4) 砂州の移動特性

木下[2]は，交互砂州の移動状況の特徴をまとめており，そこから重要なことを抜粋すると次のごとくである。

① 砂州の進行状態には大局的には，かなり一様な進行速度と，長さを持つように見られる。

② その中でも短い砂州の動きは速く，長い砂州はそれより遅い。

③ ある長さと速度で多くの砂州が安定状態を示した時に，上流側に短い砂州ができると，その動きは速く，長さが伸る。したがって，その前方の砂州が押し縮められ，縮められた砂州の動きは速くなり，長さが伸る。同様にして粗密波の伝播のように砂州の前進よりも速く，その一時的な短い砂州は前方に伝播移行する。

④ 砂州の長さには（速度にも）上限と下限があり，それ以上短くなると消滅し，長くなると分裂する。その場合砂州1個（ここで砂州1個とはL_sの長さに相当するものである），水流の1蛇行が消滅したり新たに加わったりする。

⑤ 水路上流端の移動床部の起点を自然に洗掘させてゆくのにまかせ，砂州も自然に形成させるにまかせた場合には，最起点の砂州が流下してゆくのにともなって，また新たな砂州が，その上流側に形成されだす。それが必ずしもその前に流下していった砂州と，一定なへだたりが出来た時にできるとは限らないで，その起点における発生の長さのムラが，その後絶えず下流に伝播しはじめる。

⑥ 起点において砂を補給した場合，起点から生じる砂州は，短く動きが速い。

以上のことは，砂州形状を把握する場合，ある一つの水理量に対して一つの砂州形状が生じるという考え方が危険なことを示している。砂州長は，上流部の砂州を発生させるかく乱の仕方や，河道中の砂州の進行を止めるような障害物によって大きく変わりうる。その最大波長と最小波長には限界があり，あまり短くなると消滅し，長くなると分裂するということである。砂州長のある水理量に対する長さのばらつきは，砂州の特性そのものと考えた方が良い。

河床波の進行速度V_sと流砂量の関係をSimon[17]は次のように示している。

流砂の連続式より

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{(1-\lambda)}\frac{\partial q_s}{\partial X} = 0 \qquad (2-3)$$

$\delta = x - V_s t$とおき，（2－3）式を置換積分すると，

$$q_s = (1-\lambda) V_s Z + C_1 \qquad (2-4)$$

となる。ここでZ ＝ 0をsand wave の谷間に取り，谷間位置の流砂量をq_0とし，平均流砂量q_{sm}はZ の平均値をh_{mean}とすると，

$$q_{sm} = (1-\lambda) \cdot V_s \cdot h_{mean} + q_0 \qquad (2-5)$$

となる。交互砂州の場合，q_{sm}，h_{mean}とも横断方向に変化し，h_{mean}は中央で小さく，水路壁で大きく，またq_0も横断方向に変化があると考えられる。ここでは，水路壁近くを考え，砂州が十分に発達し，河床に働く無次元掃流力が大きくなれば，（$\tau_* < 0.3$程度か）$h_{mean} \fallingdotseq 1/2\ H_s$，$q_0 \fallingdotseq 0$と考えられるので，側壁近くの単位幅流砂量は，

$$q_{sm} \fallingdotseq 1/2 \cdot (1-\lambda) \cdot V_s \cdot H_s \qquad (2-6)$$

と考えられる。ところで水路幅で平均した平均流砂量$\overline{q}_{sm}$はq_{sm}と異なっており，$\overline{q}_{sm}$に対するq_{sm}の比をβ_1とすれば，

$$\overline{q}_{sm} \fallingdotseq 1/2 \cdot (1-\lambda) \cdot 1/\beta_1 \cdot V_s \cdot H_s \qquad (2-7)$$

となる。従ってq_{sm}，H_sとτ_*，H/d の関係が分かっておりβ_1が一定値であれば，（2－7）式によりV_sが推定しうることになる。

山本[10]は，B/H が30以下，τ_*が0.3以下，H_m/d が20以下の場合で，砂州が十分に発達

した場合の砂州の進行速度V_sが上述の考え方で評価しえるかを検討している。小規模河床波はflatであるので，流砂量式として，実験データから得られたH/dが5～20の場合の曲線式

$$q_s/u_* d = f(\tau_*) \qquad (2-8)$$

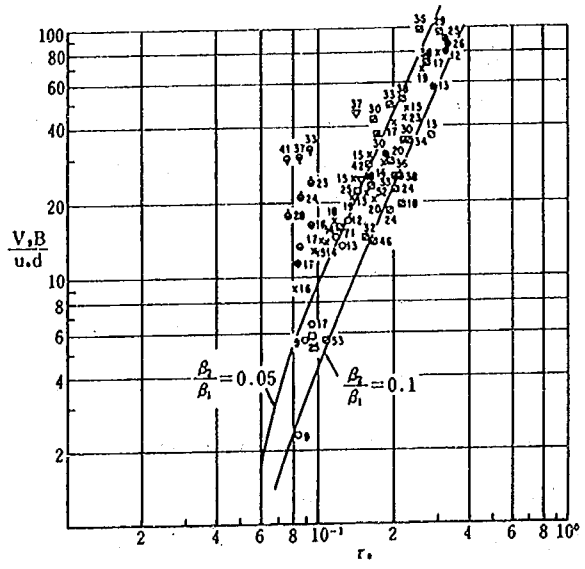
を使い[10]（砂州の存在による流砂量の減少を無視した），砂州高はH_sの評価式として，図－2.15より，

$$H_s/H \fallingdotseq \beta_2 B/H \qquad (2-9)$$

とすると，

$$\frac{V_s B}{u_* d} = 3.33 \frac{\beta_1}{\beta_2} \cdot f(\tau_*) \qquad (2-10)$$

図－2.16に（2－10）式でβ_1/β_2を0.05，0.1とおいた場合の曲線式を示している。同図には，井口[14]，池田[4]，木下[2]，山本[18]の実験結果も示しており，τ_*が0.15以上では曲線がほぼ実験値と合っているが，τ_*が0.1以下のB/Hの大きい木下のデータとはかなりずれている。これは，B/Hが大きくなることにより砂州が複列的な性格を持ちβ_2が小さいためと考えられる。



	d_{cm}	B_{cm}	H/d	
○	0.23	15.31	7～12	井口
●	0.045		25～17	
×	0.0765	13.2	7～13	木下
⊖	0.0233	30	7～ 9	〃
⊕	〃	45	〃	〃
⊗	〃	65	〃	〃
□	0.055	17	5～13	池田
▣	0.033	17	16～41	〃
⊠	0.029	17	8～42	〃
▽	0.06	30.60	27～28	山本

Numbers beside simbols are B/H

図－2.16　交互砂州の進行速度

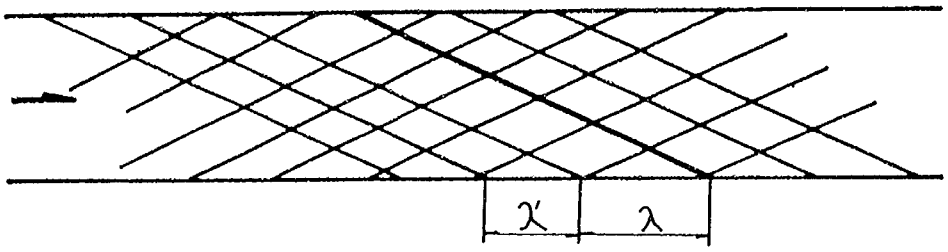
山本[10]は，木下の実験結果および現象解析，土木研究所で行った模型実験の結果から多列砂州の移動特性を次のようにまとめている。

① 砂州の進行状態は，大局的にはかなり一様な進行速度と長さを持つ。

② その中でも短い砂州の動きは速く，長い砂州はそれより遅い。

③ 「うろこ状のbarの斜めの配列性の中に非常に連続的な，流下方向への波動性を持つことが見出される。それは図－2.17の一つの斜の配列を仮に太線で示したが，それが多数のう

ろこの並列によって成立っているのにもかかわらず，その性質は単列砂州の一つの砂州の動きと非常に似た性質を持っていることであり，図－2.17のλとλ'の長さに大小があっても，その進行速度がλ'の方が早く，λの方が遅い関係上，やがて同一のλとV_sにそろって，動的なパターンの統一化と安定性がそこに現れる。」[19)]



図－2.17　ウロコ状砂州の移動

④　「うろこ状砂州の場合，その斜の一連の配列を示す砂州群は，限界外に波長が短くなって消滅するときは，いっせいにそろって消滅するという性質が見られるようである。この性質は消滅の場合のみならず分裂の場合でも同様と考えられる。この斜めにそろった一つの波動性があってそれが単列の場合と似たような性質を示す。」[19)] つまり砂州の重合，発生，変形は斜めの太線を単位として変形していく。

⑤　手取川河口模型実験結果[20)]によると，堆積空間のところで幾分小さい砂州が発生し，侵食傾向の所は長かった。（これを一般論とするには，もう少し資料の蓄積が必要である。）

⑥　「砂州が形成された当初は，そのスケールが小さく進行速度は速い。そしてあるひろがりに達すると①の動きにうつる。」[19)]但し，この現象も河床勾配が1/100以上の場合に顕著であるが1/250以下となるとそれほどでも無いようだ。

⑦　砂州上の小規模河床波が，場所的に異なると，流砂量がそこで極端に異なるため，砂州形が変形し，きれいな扇形にならないことがある。特に河床勾配が1/40～1/200程度では，砂州の終端付近にAntidune が発生すると，そこの流砂量が多いため，そこが溝状に河床低下し，砂州の前線がそこだけ伸る。また勾配が非常に大きいと（I_b＞1/50程度か）相対水深H_m/dが10以下となることが多く，砂州の一部は水面に出てそこが動かなくなり，典型的なうろこ状砂州とはならず網状化することがある。河床材料の均一性が悪いほど相対水深H/dが大きくても，この現象が生じやすい。

さらに山本は，多列砂州の移動速度について次のように論じている。十分に発達した多列砂州の前縁における最大段落差H_sは，水深に比例すると考えられるので

$$H_s / H = \alpha_1 \qquad (2-11)$$

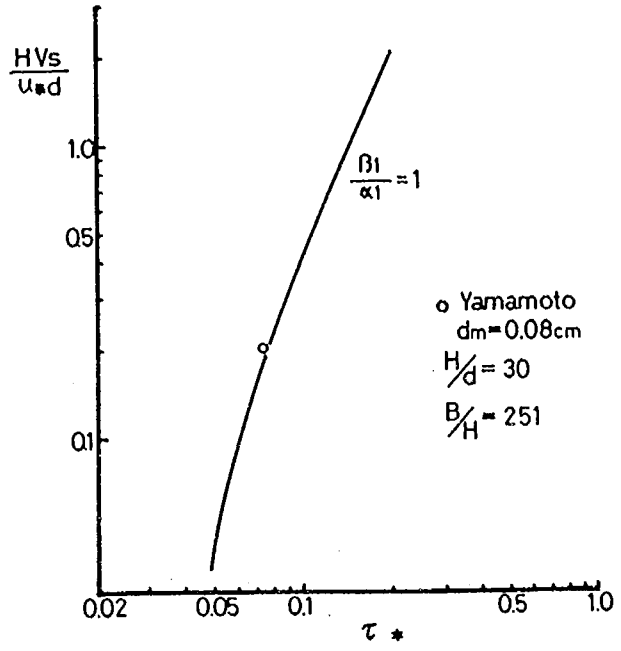
とすると，単列砂州と同様な考え方により

$$\frac{HV_s}{u_* d} \fallingdotseq \frac{\beta_1}{\alpha_1} \cdot \frac{2}{(1-\lambda)} f(\tau_*) - \frac{q_0}{u_* d} \qquad (2-12)$$

となる。従ってH/dが30以下，τ_*が0.3以下の場合には$q_0 \fallingdotseq 0$と考えられ，$\lambda = 0.4$とすると

$$\frac{HV_s}{u_* d} \fallingdotseq 3.33 \frac{\beta_1}{\alpha_1} f(\tau_*) \qquad (2-13)$$

となる。$\alpha_1 = 2$，$\beta_1 = 2$とし，流砂量の関係式におけるH/d = 5～20の$f(\tau_*)$を使って計算した（2－13）式の関係を図示すると図－2.18のようである。



図－2.18　ウロコ状砂州の進行速度

2－2　砂州と河床平面形状

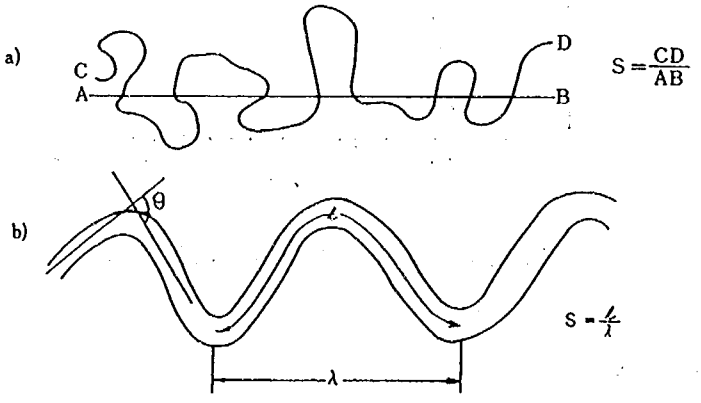
河川には，扇状地を流下する河川のように出水時にはほぼ直線状の流路となるが，平水時には網状の流路となる河川，中流部で典型的に見られるような曲りくねった河川，また河道内に島が生じているような河川等，種々の平面形状がある。そして，砂州は，種々の平面形状に対応してさまざまな形態を示しており，それらは密接な関係にあると考えられる。特に，河道の蛇行は砂州の形成に大きく影響しており，また逆に砂州の形成は河道の蛇行・変動を支配する重要な要素である。したがって，砂州と河道平面形状との関係を明らかにすることは，河道を管理し，計画する上で非常に重要なことである。

本節では，砂州が河道の蛇行形状とどのように関係しているか，すなわち，砂州が蛇行河道においてどのように配置され，移動するかということについて述べる。山本[11]は，砂州と河道平面形状の関係を過去の研究成果も総合してまとめており，以下においては山本が報告していることを記述することとする。

(1) 河岸が現世の河川堆積物で構成されている場合の蛇行度と砂州の配置形態

河岸が現世の河川堆積物で構成されている場合は，河川はみずから流れの強さに応じた平面形状を形成し，蛇行したり網状流路を作ったりする。ここでは，まず種々の平面形状をどのような指標で表現したら良いかを検討し，次に平面形状と砂州の配置形態との関係を示す。

平面形状（蛇行形態）を分類するものとしては，Schumm，S．A．[21]によるtortuous，irregular，regular，transitional，straightといった蛇行形態の分類，Chitale，S．V．[22]やKellerr-hals，R．等[23]による同様の分類，これらとは異なった視点，水路内に存在する砂州の配置形態の質的な差異より分類した木下[2]の蛇曲（一蛇行長内に2つの深掘れのある蛇行形態）・迂曲（一蛇行長内に深掘れ部が3つ以上ある蛇行形態）という蛇行の形態区分，一蛇行長内の深掘れ部（pool）の数によって蛇行形態を分類したKondrat'yev，N．Y．[24]等の分類など，さまざまな平面形状を区分する試みがなされているが，ここでは平面形状を特定の名称を付して分類分けすることは行わず，蛇行度S（sinuosity）を平面形状を表わす指標として用いることにする。なお，蛇行度は図－2．19 a）に示すごとく谷長に対する水路長の比である。河道の曲りが図－2．19 b）のごとく単純な場合には，蛇行度Sは1蛇行の水路長lと蛇行波長λの比である。

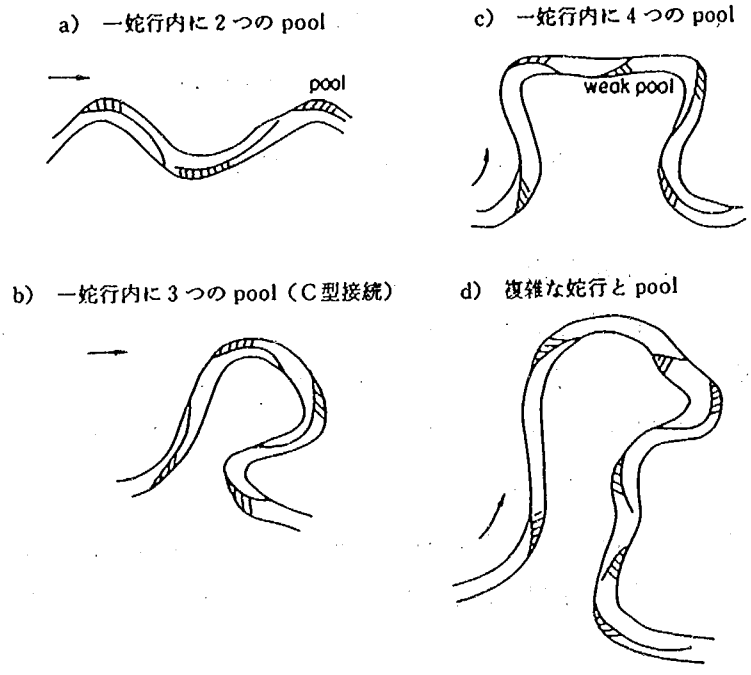


図－2．19　蛇行度Sの定義

河岸物質が現世の河川で運ばれた堆積物で構成されている場合，河岸侵食の位置が砂州による深掘れ部の位置と密接に関係しているため，蛇行度と砂州の配置形態も同様に強い関係にある。この関係を以下に述べることとする。なお粒径の細かい砂河川では，明確な前縁を持つ砂州が発生しない場合が多いが，河道内に砂州の淵に相当する深掘れ部（pool）を持っていることが多い。また直線河道では砂州の発達しない小さいB/H_mであっても河道が蛇行している場合には，砂州の長さスケールに相当するような間隔で深掘れ部が生じている。以下ではこのような場合も含めて蛇行度と砂州の配置形態と呼ぶこととする。

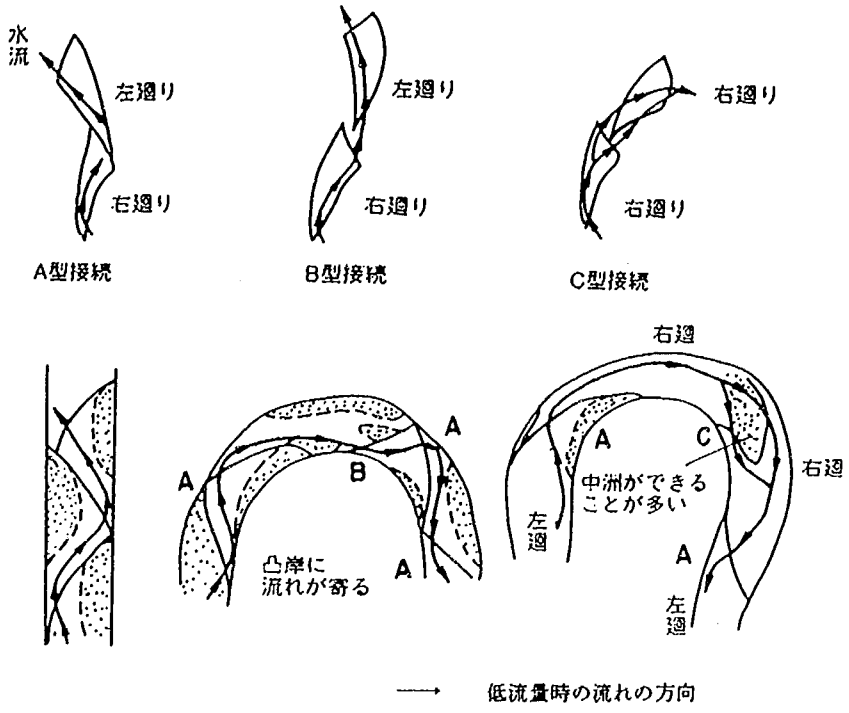
① 河道内に発生する砂州が単列砂州の場合

蛇行度S が 1.4 程度（この時のわん曲角 θ は 140°～ 180°である。）より小さい河道で，bankfull 流量程度の時の B/H_m が，多列の砂州が発生するほど大きくなければ，1 蛇行長内に 2 つの pool（淵）を持つ蛇曲河道になり，砂州は図－ 2. 20 a）に示されたような形で存在する。したがって蛇行波長 λ は，ほぼ砂州のスケールに相当する長さとなり河幅の 6 ～ 15 倍となる。なお勾配が 1/5,000 以上の砂河川では，流量が大きくない時に水路内に多列の砂州が発生することがあるが bankfull 流量程度の時には，川幅に対応した砂州が発生し，蛇行の波長も川幅に対応したものとなっている（例：阿武隈下流部，江戸川中流部，鬼怒川下流部）。



図－ 2. 20　蛇行形状とプール

蛇行度S が 1.4 より大きい場合には，蛇行形状と砂州の関係が，S が 1.4 より小さい場合と違ったものとなり，1 蛇行長内に 3 つ以上の pool を持つ迂曲河道になる。つまり，蛇行の振幅が大きくなるにつれて，砂州はその長さを保つことができなくなり，分裂を始め，図－ 2. 21 に示す木下[2)]の言うC 型の接続の砂州が発生する。より蛇行度が増すと 1 蛇行長内に 4 つあるいはそれ以上の pool を持つようになり，水路の平面形状は複雑なものとなり，蛇行波長そのものを定義しえなくなる。pool と pool の間の距離は平均的に見れば川幅の 5 ～ 6 倍程度であり，蛇行の振幅が増し，pool と pool の間の距離が川幅の 10 倍程度となると分裂が始まり，新たな副次的な pool が発生するようである。



図－2.21　砂州の接続型[2)]

② 河道内に発生する砂州が多列砂州の場合

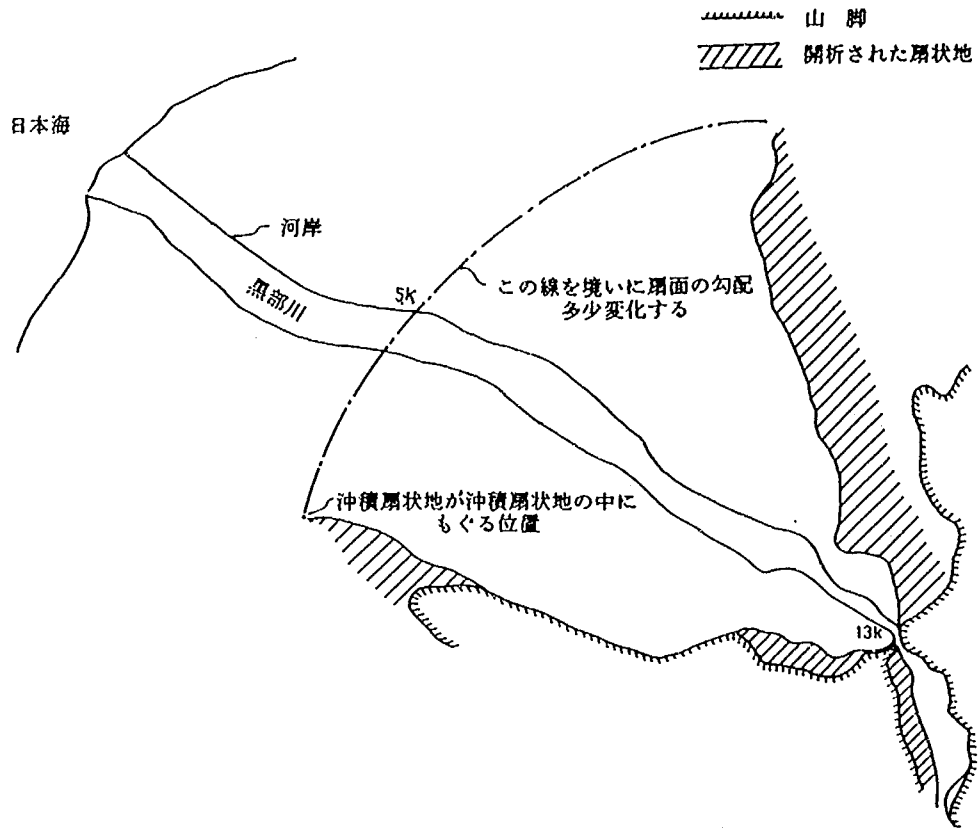
Bankfull 流量程度の流量時の B/H_m が，100 以上になると多列の砂州が発生し，河道内に交互に pool が発生しなくなるため一般に蛇行度は小さく直線状の河道を持つ。

B/H_m が 80 ～ 150 程度で砂州の形成を制御する岩や，河川構造物が無い場合には，河道には複列の砂州が発生し，水路幅が広い所，狭い所が繰り返すような水路となる（図－2.11 b）参照）。大出水時には狭い所が掘れ，拡幅部は堆積する。出水が無い場合や，河床低下傾向の河川では，拡幅部の砂州の高い所に草や柳が生え，島状になり大出水でも動かなくなることがある。

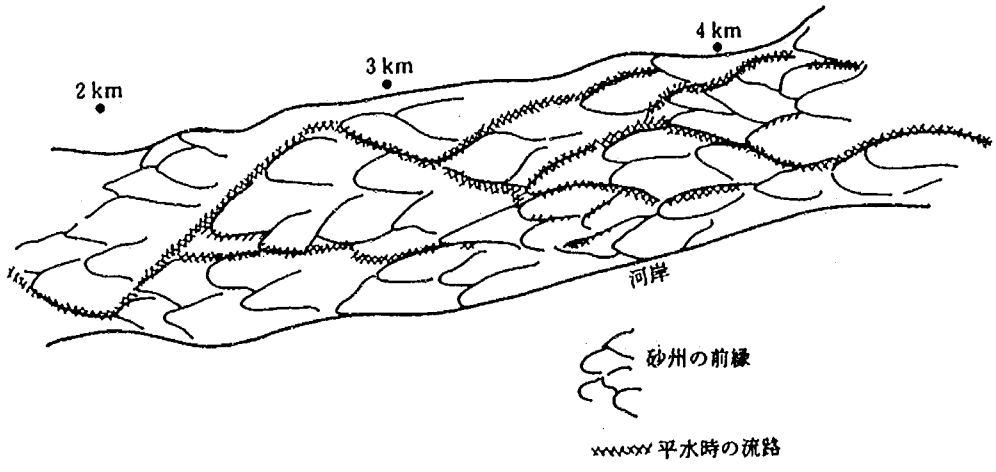
B/H_m が数百を越えるような多列の砂州を持つ河川では，河道はほぼ直線状であるが，図－2.22 に示すような川幅に比例するような緩やかな蛇行や，川幅の狭拡を繰り返すことがある。この理由として，大出水時に生じるであろう砂州のスケールが，この河道の平面形状を規定しているという考えが有るが，扇状地を流れる河川では，100 年に 1 回起こるような大出水においても，その時の水深は，平均年最大流量時の 2 倍程度で，単列の砂州を発生させるような条件には無く，正しい説とは思われない。谷壁などによる強制的な流路位置固定や，扇状地の扇面の発達史の影響を受けていると考えた方が妥当である。例えば図－2.22 に示す黒部川では，河道の方向が大きく変わる 5 km付近は，扇面の勾配が多少緩くなる所であり，この地点はちょうど開析された扇状地が，現世扇状地の中に消えていく位置と扇頂間の距離を半径とし，扇頂を中心として描いた円弧が河道と交れる位置となっている。この位置は河床上昇しやすい位置であり，下流側の扇面の一時的な扇頂部と考えれば，そこで流

路の方向が変化する理由が理解できる。

多列砂州が生じている砂利河川の平水時の流路は，水深の 100 倍程度の B_s に対応した網状流路を取らず，図－2.23 の安倍川の例に示すように砂州を三つ合わせたような流路を取ることが多い。



図－2.22　黒部川の低水路形状（1947 年 1 月）



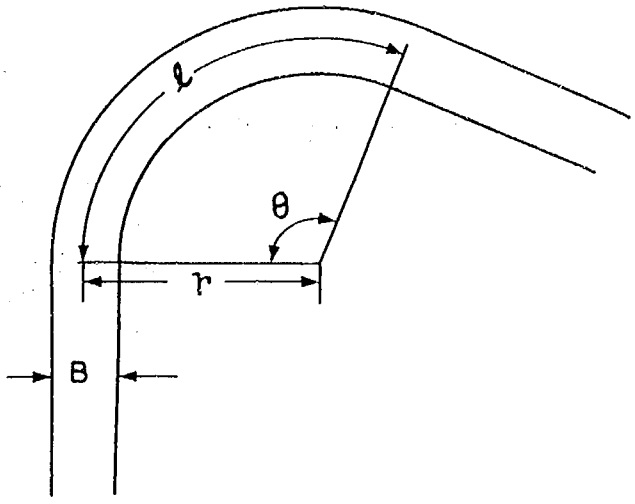
図－2.23　安倍川の砂州形態（1973 年 12 月）

(2) 河岸が固いもので構成されている場合の平面形状と砂州の配置形態

河岸が護岸や，岩，谷壁によって固定されている場合には，水路の平面形とそのスケールが水路内に発生する砂州のスケールに対応しないことがあるため，水路のスケールが砂州のスケールより小さいと，水路のスケールに対応した強制砂州が発生し，逆に水路のスケールが砂州のスケールより十分に大きいと，砂州は水路内で自由に動きまわることになる。

① 直線河道と直線河道が単わん曲でつながる場合

直線河道と直線河道が単わん曲でつながる場合で，直線河道部に砂州が発生する条件に無い場合には，流れの強さと平面形に対応した平衡横断形を生じるが，直線部に砂州が発生する条件にある場合には，上流からの砂州の流下に伴ってわん曲部の横断形は変動する。この場合，わん曲部の平面スケールによってその変動特性が異なってくる。



図－2.24　記号の定義

わん曲部の形状を表わす曲率半径r，川幅B，わん曲角θを図－2.24に示すごとく定義し，このわん曲部における砂州の配置構造，横断形変動形態が，r，B，θの三量によってどう変わるか検討してみる。

単わん曲における砂州の配置構造，横断形変動形態Fは相似律より，次のような無次元量によって支配されると考えられる。

$$F = f\left(\tau_*,\ H/d,\ u_* d/\nu,\ B/H,\ r/B,\ \theta\right) \qquad (2-14)$$

なお，ℓ/Bは，r/Bとθが決まると一義的にその値が決まってしまう。これらの各項のFに及ぼす影響程度については，実証的な資料[19)20)25)26)27)28)]が少なく，はっきりしたことは言えないが，実河川（直轄河川）で生じる水理量の範囲内では次のごとく推察される。

実河川における砂州の存在形態と平面形の関係から判断すると，直線部で砂州の発生し得

る条件では，τ_*，H/d，u_*d/νがわん曲部での砂州の存在形態に及ぼす影響は大きくなく，水路の平面形状と砂州のスケールによって，つまりr/B，θ，B/Hの三量によって，わん曲部の砂州の存在形態とその変動特性が決まってしまう。砂州のスケールがBによってほぼ決まってしまうため，B/Hの影響もそれほど大きくない。

初めに，直線部で単列砂州が発生するような条件の場合，r/Bとθの違いによってわん曲部の砂州の形態がどう変わるか述べる。

ℓ/Bが8程度以下では，砂州の波長L_sは川幅の6～12程度であるので，わん曲部に深掘れ部が一つでき，この深掘れ部は上流からの砂州の流下に伴って，その位置を変化させる[25]。これを木下，三輪[26]は，「①わん曲部に砂州が入ると，②その砂州はそこで停止ぎみとなり，③砂州長を減少させ，④ある限界に達すると，上流から流下する砂州に突き出されるように進む。」という変動を繰り返すと述べている。

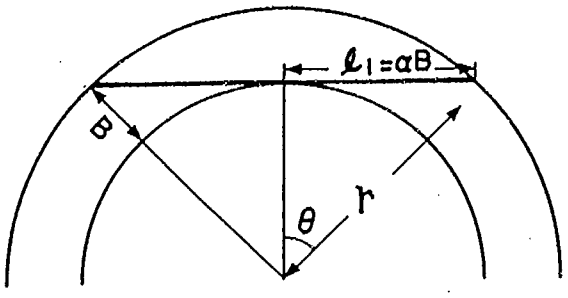
わん曲内の砂州の配置によって凹岸より洗掘深は大きくないが凸岸側にもpoolを作ることもある。θが小さい内は，流れの蛇行具合は，わん曲部においても砂州による流れの偏流が強く，砂州に応じて流れが波動する状態（Ⅰ型）を示すが，θが大きくなると水路平面形の影響が卓越し，砂州の状態が④であっても凸岸には主流が寄らなくなり凹岸側にそのまま主流が走るような形（Ⅱ型）になる。このⅠ型からⅡ型が現れる限界のθは，十分に砂州が発達するような条件（今の所砂州の波高H_sとH_mの比H_s/H_mが1程度以上の砂州としておく。）ではθが45°前後であるようである。

ℓ/Bが8～10以上の場合には，わん曲部の長さが長いため，わん曲部に2つ以上の深掘れ部（pool）を持つようになる。r/Bがある値より大きいと，上流から流下する砂州は，そのままわん曲部をすり抜けていく。従って，砂州のL_sはBの10倍程度であるので，Bの5倍程度の間隔に左右交互に深掘れ部を発生させることになる。しかしながらr/Bがある値以下では，水路の曲りの影響が強く，わん曲の凸岸側に流れを変移できなくなり，いわゆるC型の砂州の接続となり（図－2.21参照），poolは凹岸のみに発達し，その間隔は川幅の5倍程度となる。上流からの砂州の流下に伴ってこれらのpoolがどう動くかは，実験資料が少なく，明確に述べることはできないが，ℓ/Bが10程度の場合は実験結果を見ると，poolの位置は砂州の流下に伴って前後に動き，その深さも脈動するが大略的位置は動かないようである。ℓ/Bがより大きな場合にどうなるかは資料が無いので良く分からない。

図－2.21に示されるC型とB型（あるいはA型）の砂州接続が，どのようなr/Bによって区分されるかは，これも資料が乏しく明確なことは言えないが，砂州がB型からC型の接続に変化する限界での砂州の形状は，図－2.25に示すごとく，砂州の前縁が丁度凸岸に接するような状態であるようである。前縁長をℓ_1とし，αをℓ_1/Bとすると，$\alpha=5$，4，3に対して，r/Bはそれぞれ12.5，8，4.5となり，ℓ_1/Bが小さいほどr/Bが小さくなる。

図－2.26には，手に入った実験資料，実河川の資料を用いてⅠ型，Ⅱ型，およびA型，

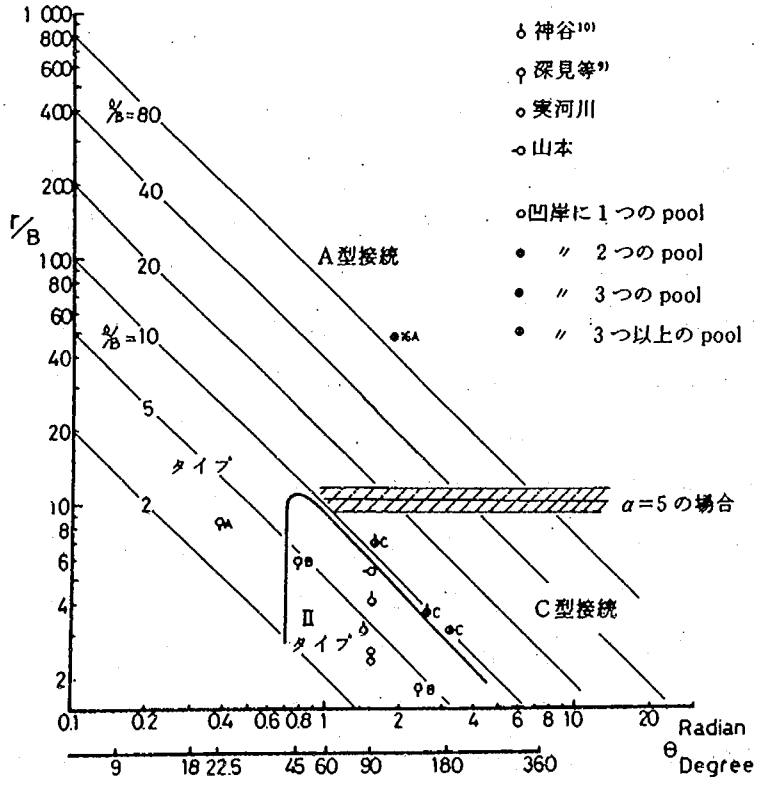
C型接続の発生する領域を示した。なお図中の記号の右横に示すA，B，C及び数字は，接続型のタイプ及びpoolの数を示す。



$$\cos\theta = \frac{r-\frac{B}{2}}{r+\frac{B}{2}}$$

$$\sin\theta = \frac{\alpha B}{r+\frac{B}{2}}$$

図－2.25　砂州がB型接続からC型接続に変化する限界状況
（図－2.19参照）



図－2.26　砂州形態の分類

直線部で多列砂州が発生するような場合の砂州の存在形態は，主にr/B，θ，B/Hの三量によって決まると考えられ（H/dが40以下では，砂州のスケールがH/dに影響を受けるためH/dの効果も入れる必要があろう。），前述の交互砂州の場合よりパラメーターが一つ増える。このような場合の実験資料は少なく，また実河川で沖積層を流下するところでは河道が直線状となり，多列砂州を持つわん曲部は少ないので，r/B，θ，B/Hの組合せによってどのような砂州の形態を持つかは，ほとんど明らかになっていないが，少ない資料の範囲で述べれば次のごとくである。

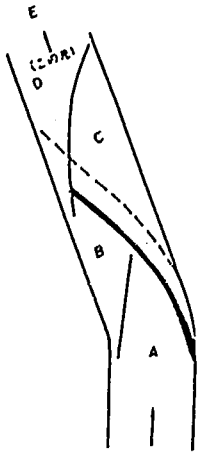
木下良介[19]は，r = 144 cm，θ = 20°，B = 80 cmのわん曲水路（I_b = 1/40，d_m = 0.765 mm，Q = 1.2，0.8，0.4 ℓ/s ℓ，4～8列の多列砂州が発生，r/B = 1.8）において多列砂州の挙動について現象観察を行い次のように述べている（原論文の砂礫堆を砂州と変えた）。

1) 「このわん曲水路を図－2.27のような領域に分けるとA域までは直線水路と同様な挙動を示す。低流量の場合は，B地域は遊休区域の如くなり，C地域に集中した流れが，比較的大きな砂州を発達させながらD域に向い，やがてAと同じようなE域に致る。極度に流量が少ない場合には，A域で網流するとともにB域にも網流が拡がり，C域の岸よりの集中化は，小部分で起るだけとなる。けれども満水面で多列砂州が十分に発達すると，A域にまずウロコ状砂州が出来，進出してくるとともに，B域にも発達し，共に活発に前進する。そしてC域には大きな砂州ができるが，A，B域とC域との段落は大きい。明確な境界線（太実線）は前進し，やがて図－2.27の破線近くまで進出してくる。したがってCの大きな砂州と右岸の深掘れ位置も，下流側に移動するのであるが，やがて破線付近まで進出した斜めウロコ群はフラッシュされるようにC域を通ってD域に出ていく。それとともにA，BとCとの明瞭な境界線は，再び図の太線付近に戻り，また新たな前進を繰り返す。このようにわん曲部の存在が多列砂州の形態変化に影響を与えることは認められるが，その前進しつづける性質を阻むことは出来ない。」

2) 「単列砂州のわん曲部における動きに見られる砂州の停滞性の現象は，多列砂州が発生する今回の実験ではほとんど見出されなかった。うろこになり，多数の蛇行水流が並列するようになるとB域に砂州を停滞させようとするような力関係が無くなり，移動性が保たれやすいものと考察される。」

3) 「3番目の特徴として，このわん曲では，図－2.28のような平行する斜めの線が形成されやすいということが見出される。直線水路においては，通水初期に現われる交錯する斜めの線の縞模様が「やがてウロコ状配列の砂州に発達してゆき，また十分に発達したのちにおいても斜めの配列の連帯性が強いが，図－2.27のような場合，どちらか片側方向のみの線条形成が卓越するということは極めて注目される。」

木下のこのまとめに付け加えることは少ないが，筆者が行った河川移動床模型実験の内，多列砂州が発生した場合の実験結果（手取川[20]，斐伊川[28)29)]）および航空写真による現地



図－2.27　木下[18]によるA，B，C，D領域の定義



図2.28　わん曲部における多列砂州の線条構造[18]

河川の砂州形態の読み取りによる次のようなことが付け加えられる。

1）流れが集中するような所であるC域の砂州のスケールは，多少大きめであることが多い。これは流れが集まる傾向の所であり，水深が大きく，それに応じて砂州のスケールも大きく，また列数が小さいほど強くなろう。

2）砂河川の多列砂州の方が，砂利河川の多列砂州より斜めの配列の連帯性が強い。

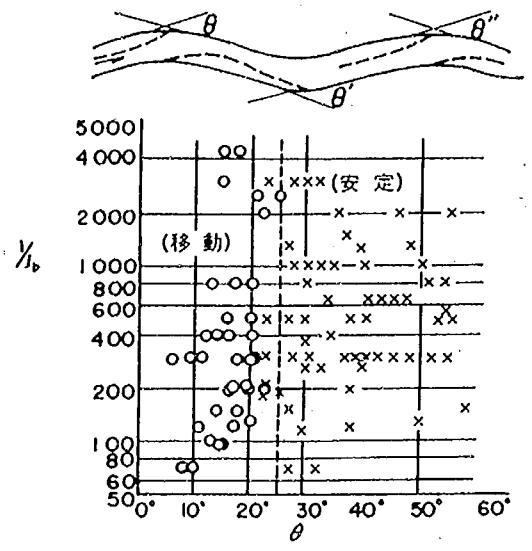
この斜めの連帯性の強い所は，流量が増加し，水深が増し，砂州が統合される場合には，この連帯性の強い所は保存され，連帯性の弱い所が統合されると思われる。

3）扇状地河川の平水時の流路は，この斜めの連帯性の強い所に出来やすいと考えられるが，小出水によって変形されてしまうためか明瞭な線条構造が見られる所は少ない。

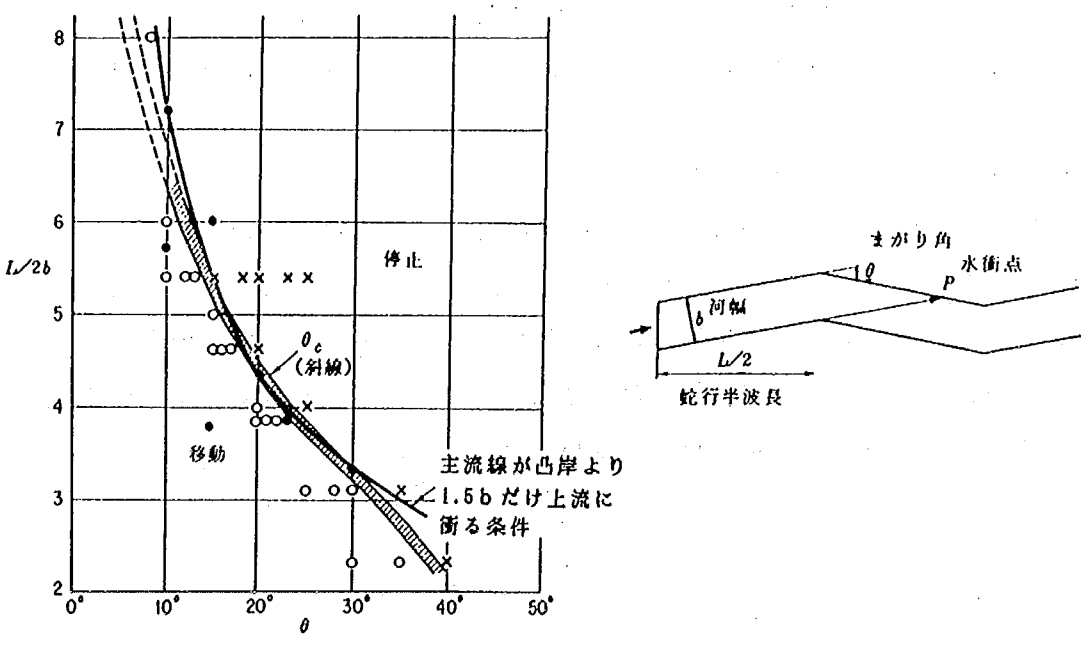
② 水路が規則的に蛇行する場合

前述のように直線河道が単わん曲でつながっている場合には，上流から流下してくる砂州は，わん曲部で変形を受けるが，砂州の流下と言う波動性を下流にそのまま伝えていく。しかしながら水路が砂州のスケール程度の波長を持って蛇行し，ある程度わん曲角θが大きい場合には，砂州は移動を止めてしまう。三輪[30]は，多数の航空写真を収集し，実河川の砂州の移動の有無と河道の曲りとの関係を調査し，単断面，単列砂州の形成河道で河岸が固定されている場合，砂州の移動と安定（移動しない）の関係を図－2.29のごとく示した。驚くべきことに，砂州の移動停止限界は，河道のわん曲角θのみによって決まり，河川の大小，勾配の緩急（1/70～1/500）などにかかわらず，つまり流れのフルード数に無関係に，停止限界のθ_cが一様に20°前後ということを見出した。その後，木下と三輪[26]は，種々の蛇行波長を持つ蛇行水路を作り，直線水路であれば砂州が発生するような水理条件で実験を行い，図－2.30に示すような砂州の移動停止限界角を求め，水路の蛇行波長が水路幅の8～10倍

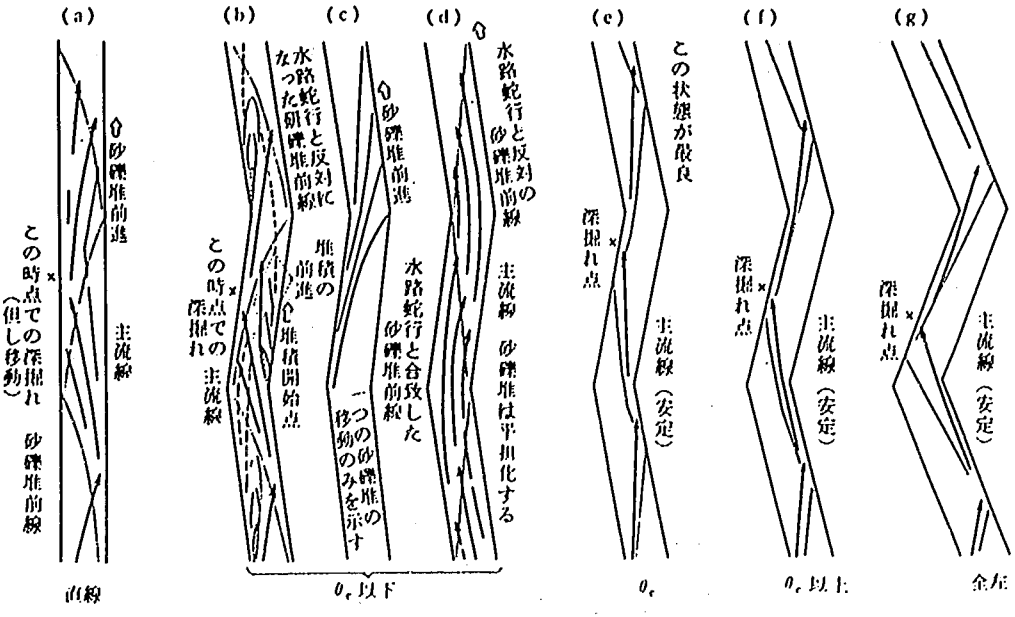
の場合，θ_cが20°前後となること，これより水路の蛇行波長が短いとθ_cが大きく，長いとθ_cが小さくなることを見出した。また砂州の移動限界θ_cの状態では，図－2.31に示すように砂州の前線が水路蛇行と反対の形となるため，水路凸部の深掘れが小さくなることを見出した。



図－2.29　蛇行水路における交互砂州の移動限界角（三輪[30]）



図－2.30　交互砂州の停止限界角度θ_c（木下・三輪[26]）



図－2.31　蛇行水路の形状と砂州の関係[26)]

実河川の移動停止限界角θ_cが，20°前後であるのは砂州の波長L_sが水路幅の8～10倍程度であるからであり，実験結果とみごとに一致している。なおMissouri川では最少の維持管理費で保持しうる蛇行形状は，川幅の10倍から20倍の曲率半径を持つ[30)]と述べられている。蛇行長λは川幅の10倍程度であるからこの時のわん曲角は図－2.26より$\theta = 15 \sim 25°$となり，河道維持の観点からもこの限界角は重要な値と言える。

B/H_mが大きく，直線河道で多列砂州が発生するような場合には，たとえθが20°以上で規則的に蛇行しても砂州のスケールが水路のスケールより小さいので砂州は水路内を動くことになろう。

③　水路が規則的に広狭のある場合

水路のB/H_mが80～150程度で，直線水路であれば複列砂州が発生するような場合では，川幅に砂州のスケールに対応した狭拡の変化をある程度あたえると，砂州の移動は止まると考えられる。ただし，河道を狭めたり，拡げたりすることを，河川の平面計画として実施することは，他に害的側面が生じるため好ましくない。ただし砂防河川での流路工の帯工の間隔やそで部の長さの設計には重要な視点を与えよう。

第3章　基礎実験における砂州形態

基礎実験は，砂州の基本的な特性を水理的に把握するために，実験水路において，水理条件あるいは水路条件を変え，実施するものである。

本章では，建設省土木研究所で実施した直線水路および湾曲水路における実験結果を砂州の形成に注目して再整理し，砂州の水理特性についての詳細な検討を行う。

3－1　直線水路実験

本論執筆にあたり，整理した直線水路実験は7実験であり，そのうち3実験は矩形断面の水路において水理量を変化させた実験（実験A～C）であり，2実験は屋外大型水路で水理量を変えて行った実験（実験D～E）であり，1実験は側岸勾配を変えて行った実験（実験F）であり，1実験は河相変化に着目した実験（実験G）である。

上記の7実験についてそれぞれ実験の概要を示すと次のようである。

① 実験　A[1),32)]

- 目　　的……小規模河床波と中規模河床波が共存する場合の河床形態の検討
- 水路諸元……水路長 15 m，水路幅 75 cm，コンクリート製水路，矩形断面
- 実験場所……鹿島試験所
- 実験年度……昭和 52 年度
- 担 当 者……深見　親雄，坂野　章

② 実験　B

- 目　　的……砂州形成時における側岸洗掘の検討
- 水路諸元……水路長 28 m，水路幅 60 cm，両面ガラス張り鋼製水路，矩形断面（図－3.1参照）
- 実験場所……篠崎試験所
- 実験年度……昭和 53 年度
- 担 当 者……山本　晃一

③ 実験　C

- 目　　的……砂州形成時における側岸洗掘の検討
- 水路諸元……水路長 30 m，水路幅 60 cm，両面ガラス張り鋼製水路，矩形断面（図－3.2参照）
- 実験場所……土木研究所水理共同実験棟
- 実験年度……昭和 55 年度
- 担 当 者……山本　晃一

④ 実験　D[1)]

- 目　　的……大型直線水路における砂州の形成状況の検討

・水路諸元……水路長 65 m，水路幅 2 m，屋外大型水路，法面勾配 1 ： 1.5（図－ 3. 3 参照）

・実験場所……鹿島試験所

・実験年度……昭和 53 年度

・担 当 者……深見　親雄，坂野　章

⑤ 実験　E [1)]

・目　　的……大型直線水路における砂州の形成状況の検討

・水路諸元……水路長 40 m，水路幅 1.5 m，屋外大型水路，矩形断面

・実験場所……鹿島試験所

・実験年度……昭和 53 年度

・担 当 者……深見　親雄，坂野　章

⑥ 実験　F

・目　　的……河岸勾配を変えた場合の局所洗掘の検討

・水路諸元……水路長（直線部）22 m，河床幅 60 cm，コンクリート製水路側壁勾配直：5 分： 1 割： 2 割（図－ 3. 4 参照）

・実験場所……土木研究所水理共同実験棟

・実験年度……昭和 58 年度

・担 当 者……浅野　富夫，林　正男

⑦ 実験　G

・目　　的……河相を変化させた場合の局所洗掘の検討

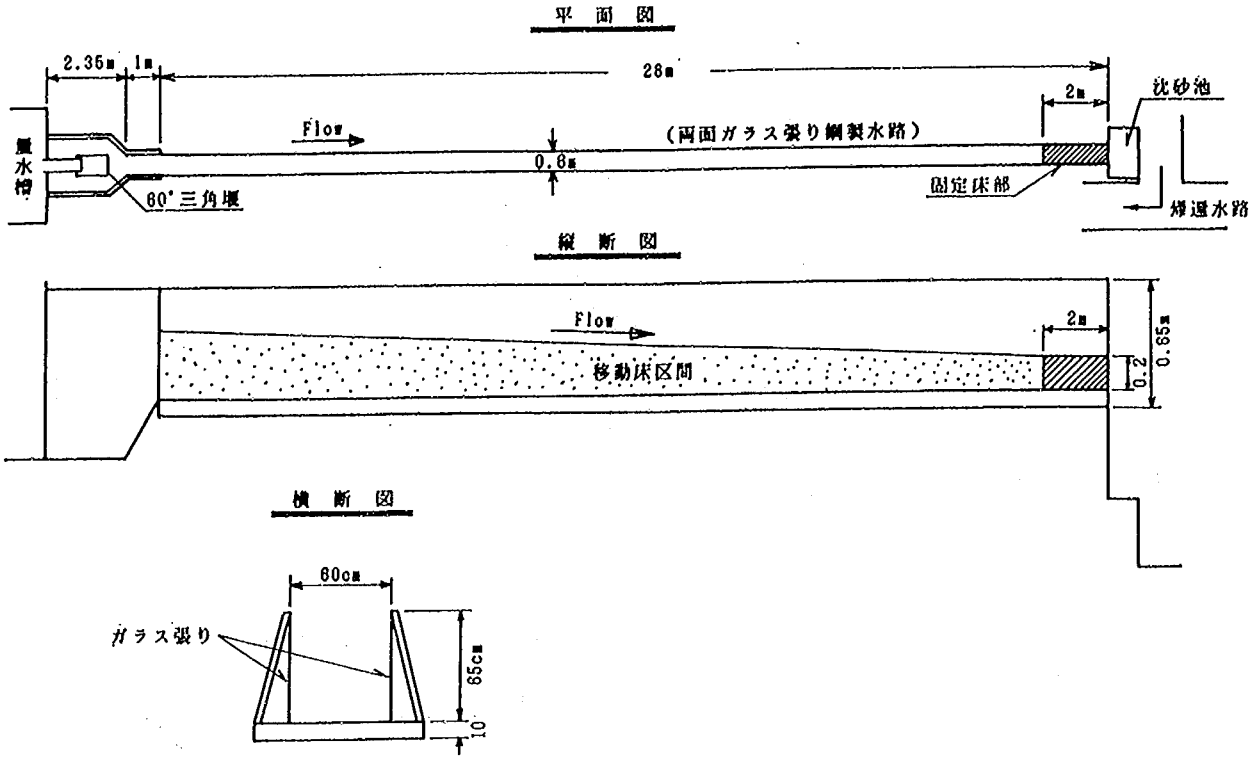
・水路諸元……実験C と同一水路（図－ 3. 2 参照）

・実験場所……土木研究所水理共同実験棟

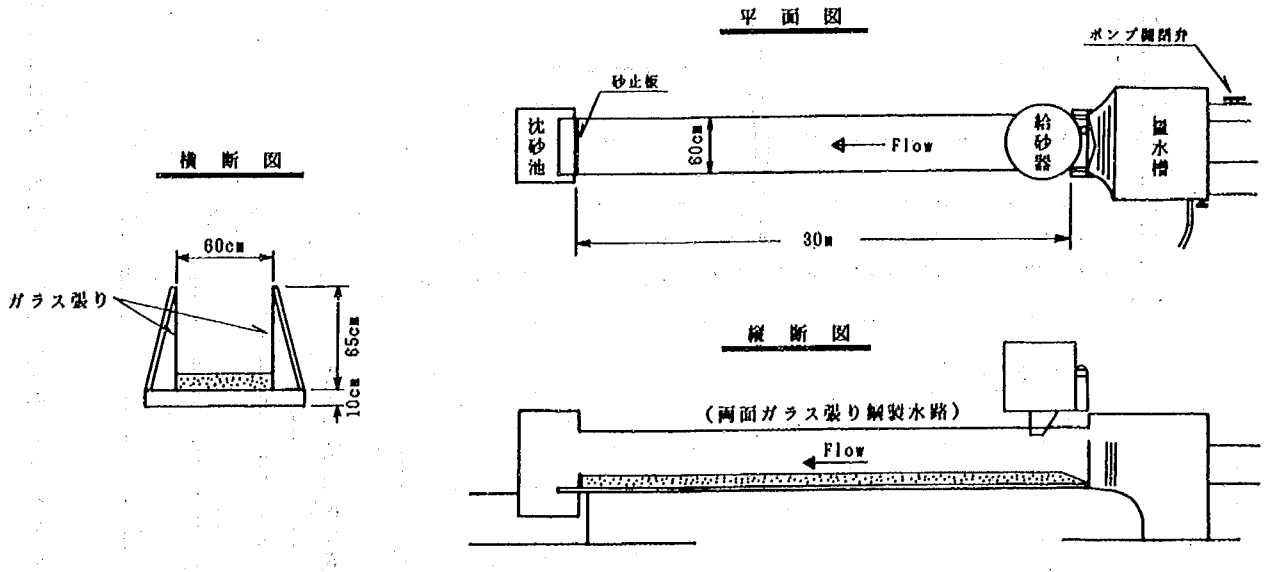
・実験年度……昭和 58 年度

・担 当 者……浅野　富夫，林　正男

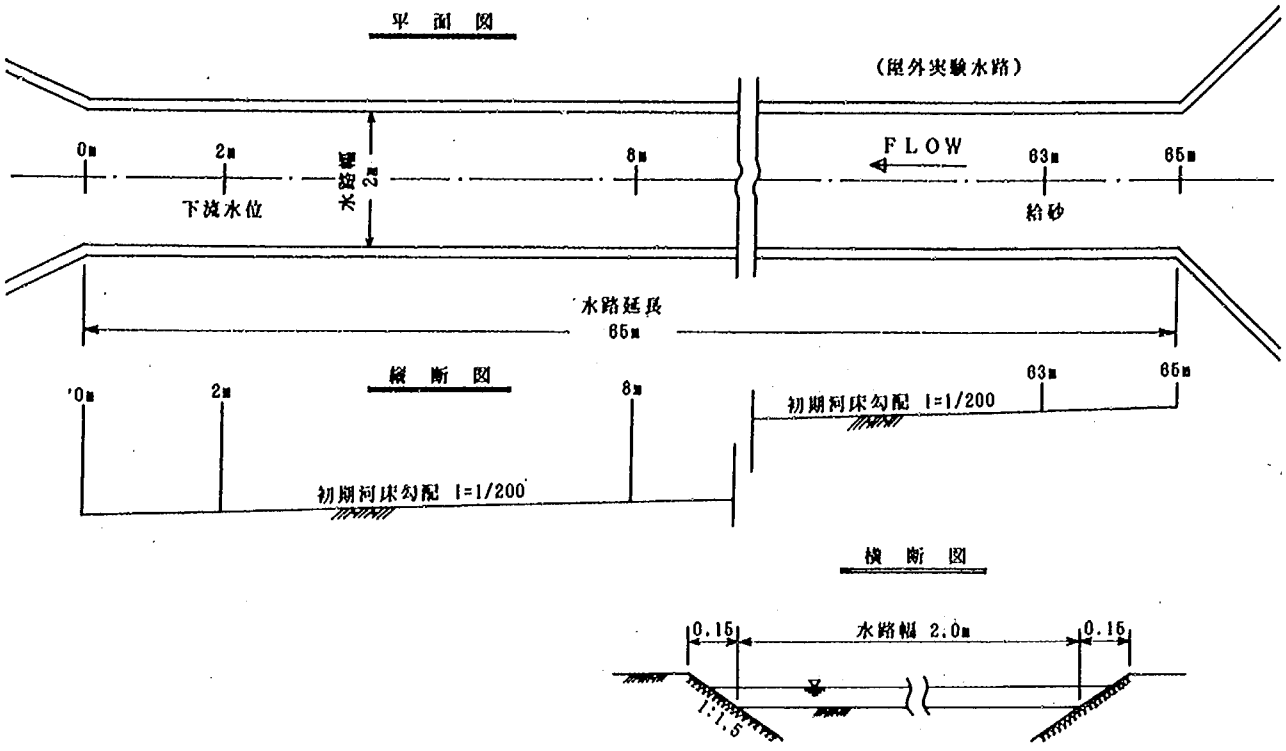
以上，各実験の概要を述べたが，以下においては項目を水理量を変化させた実験（実験A～F）側壁勾配を変化させた実験（実験G），河床変化に着目した実験（実験F）の 3 項目に分け，それぞれの実験条件および実験結果を述べることとする。



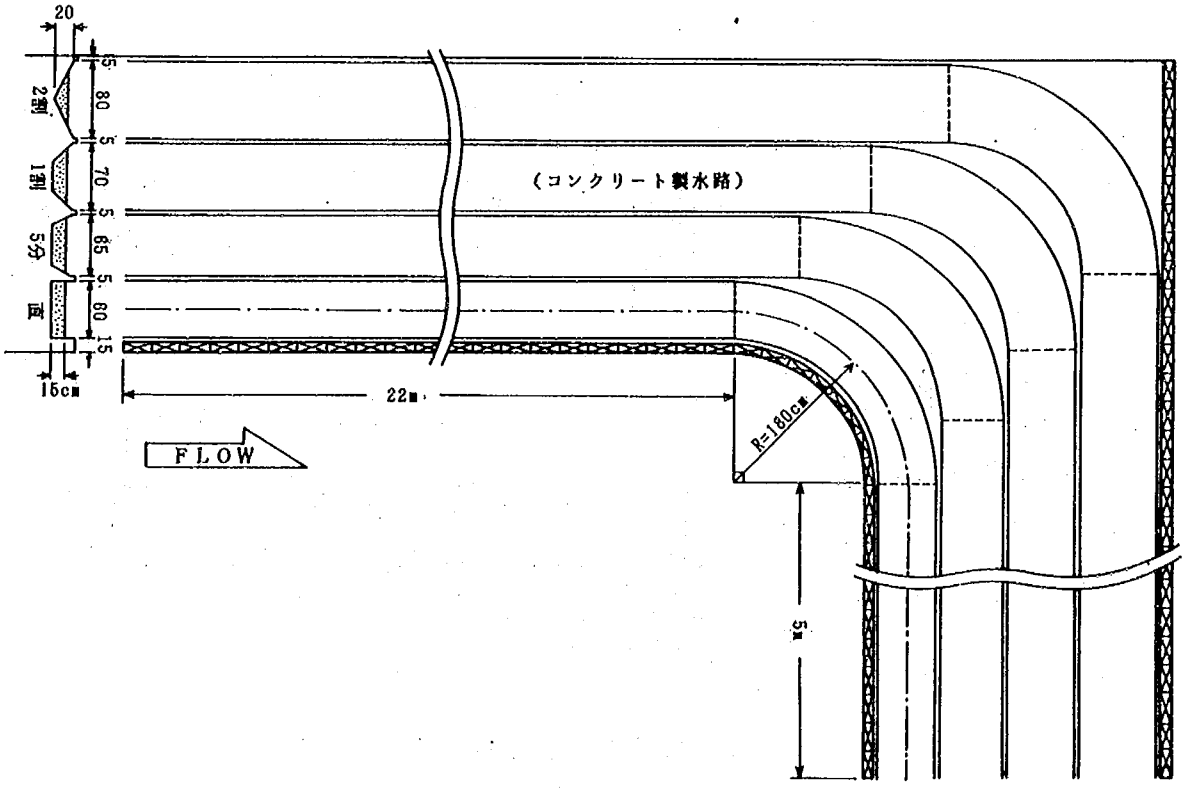
図－3.1　実験水路概要図（実験B）



図－3.2　実験水路概要図（実験C，H）



図－ 3.3　実験水路概要図（実験Ｄ）



図－ 3.4　実験水路概要図（実験Ｇ）

(1) 水理量を変化させた実験（実験A～D）

① 実験A

本実験は，深見・坂野がS．52年に鹿島試験所にて実施した実験であり，小規模河床波と中規模河床波が共存することを確認し，その条件での河床波の挙動を観察したものである。なお，本実験結果は，山本・深見が「河川における土砂の移動機構に関する研究ノート，土研資料1416号，pp．124－129，1978．」で，深見が「砂礫堆と砂堆・砂漣の共存，土木技術資料21－10，pp．27－32，1979．」ですでに公表しており，ここでは改めてその結果を記載するものである。

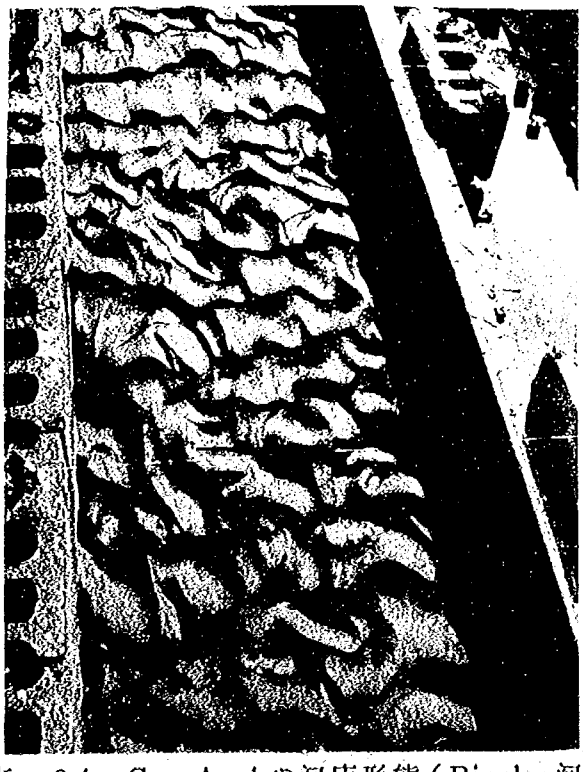
表－3.1　実験一覧表（実験A [1)32)]）

B＝75cm，d_m＝0.031cm

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_w	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	通水時間 (hr)	砂州形態
A－1	21	9.2	1/588	3.92	0.306	8.15	297	7	Ripples
A－2	6.5	3.9	1/400	3.09	0.191	19.2	126	30	Ripples/準交互砂州
A－3	5.0	3.3	1/217	3.86	0.297	22.7	106	20	Ripples/交互砂州 L_s≒4m
A－4	5.0	2.2	1/123	4.19	0.350	34.1	71.0	5	Ripples/交互砂州
A－5	9.2	2.2	1/112	4.38	0.384	34.1	71.0	2	Ripples? /交互砂州 L_s＝8～10m
A－6	－	1.0	1/100	3.13	0.196	75.0	32.0	14	Ripples/複列交互砂州

〔Case A－1〕

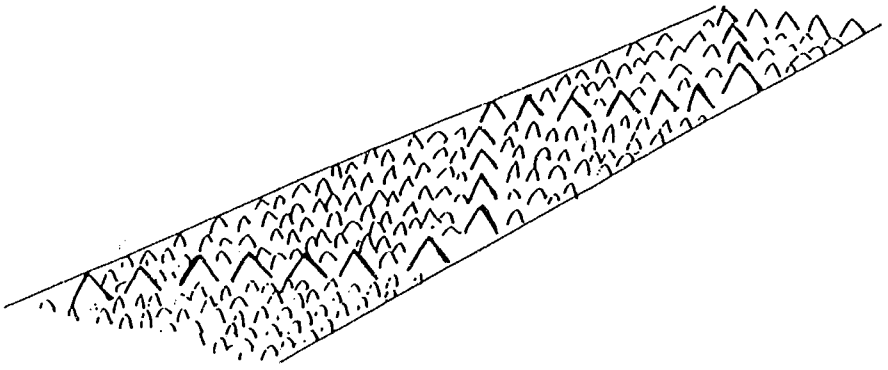
通水直後，河床一面に大きさ2～3cmの鱗片状の河床波が生じ，しだいに発達して写真－3.1に示すような長さ10～15cm程度のRipplesに成長した。Ripplesは，一見不規則な三次元的形状をしているが，それらをよく観察すると，水面へわき上がるBoils，それらが連なり生じる縦すじ等の流況と密接な関係を有していることがわかる。



写真－3.1　Case A－1の河床形態（Ripples河床）

〔 Case A － 2 〕

通水開始から，不規則な三次元的Ripples が成長するまでは，Case A － 1 と同様であるが，4 ～ 5 時間経過すると，図－ 3. 5 に示すようにRipples の中に周辺より一段高くなる部分が現われ，水路を斜めに横切って，交互に連なる状態となった。これは，木下の行った実験において認められた平坦河床で砂粒子が寄せ集められて斜め交互に連なる直線が現われる河床形態（準交互砂州）と同様であることから，これをRipples 河床における準交互砂州と考える。なお，このとき，流れの顕著な蛇行は見られない。

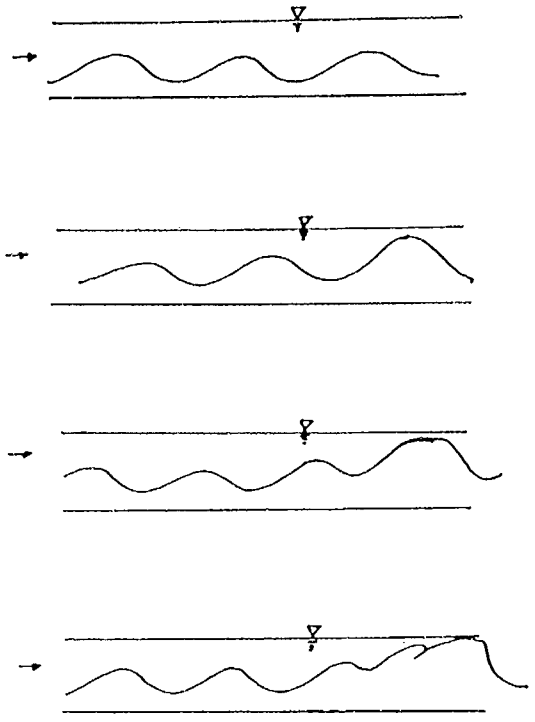


図－ 3. 5　Ripples 河床に現われた斜め線（準交互砂州）

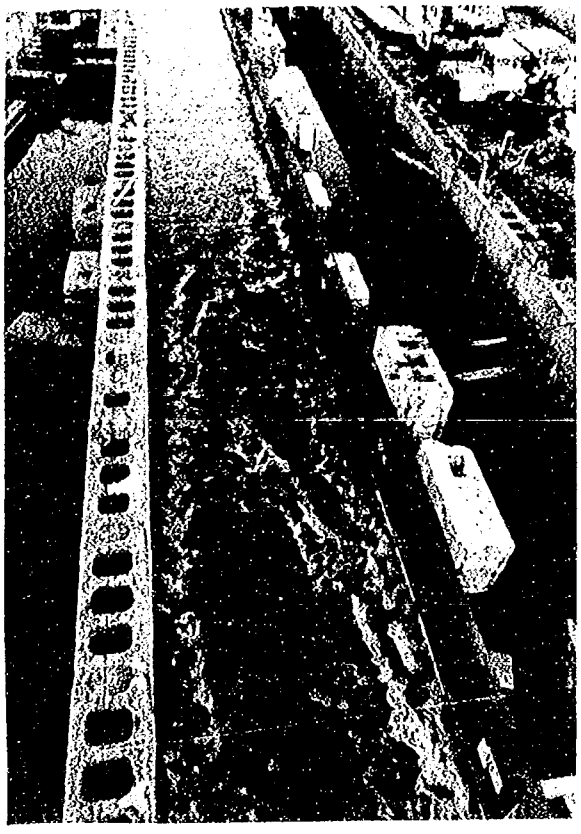
〔 Case A － 3 〕

Case 2 と同様に斜め交互の直線状の高まりが形成され，その高まりの発達はCase A － 2 よりも顕著で，時間の経過とともに直線状の高まりの上流側が高くなり，同時に斜め交互の直線は下流へ張り出すような弧状になった（図－ 3. 6 参照）。

このように砂州が発達すると，主流部の蛇行が現われ，最終的には交互砂州が形成された。砂州長は，約 4 m，すなわち水路幅の 5 倍強であった。砂州が形成された後も，Ripples は河床全面に生じていた。写真－ 3. 2 は，通水中（ 20 時間後）の流況を示したものである。



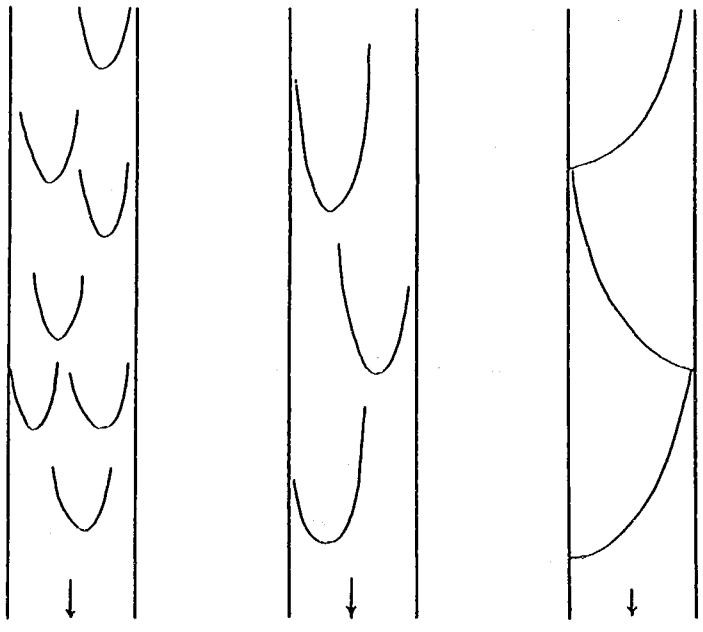
図－3.6　Ripplesの堆積（Case A－3）



写真－3.2　Case A－3の流況
（Ripplesと交互砂州の共存）

〔Case A－4〕

このケースでは，砂礫堆の形成初期に斜め交互の直線状の高まりは生じず，Ripplesが積み重なった舌状の高まり（Dunes）が河床面に不規則に現われ，やがて統合されて交互の砂州が形成された（図－3.7参照）。



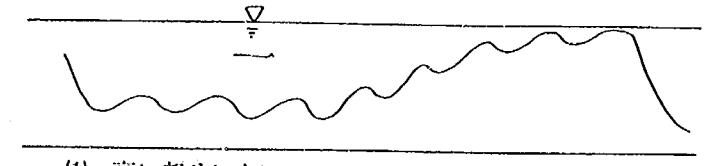
図－3.7　舌状Dunesが統合されて交互砂州を形成する状況（Case A－4）

砂州前縁線先端の河床が高い場所では，Ripplesが偏平し，部分的に平坦河床のような状態となるため，線条の波状跳水が現われ，同時に平坦面に波状跳水に対応した小さな河床波（波長5 cm程度）が生じる。このような小さな河床波は，しだいに生長して大きく（波長10～15 cm）なり，それに伴って波状跳水は消える。その河床波がさらに生長して再偏平していく。このような状態を20分前後の周期で繰り返しながら，砂州は全体として下流へ移動して行った（図－3.8参照）。

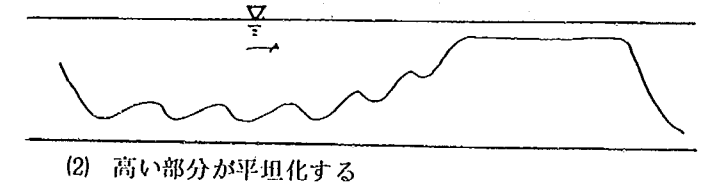
Ripplesと砂州の高さは，どちらもCase A－3の場合より低く，Ripplesの変形はあるものの全体的にはRipplesと砂州の共存状態であった。

〔Case A－5〕

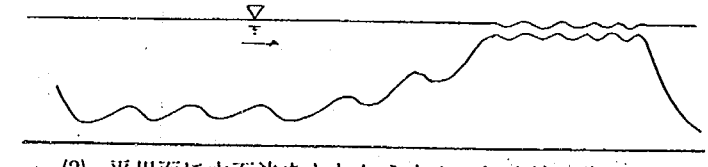
河床面の動きは激しく，初めは水路の諸処に波状跳水を生じる程であった。河床は水面波を伴う三次元的な河床波（Ripplesの高さを低くしたようなもの）とFlat bedあるいはAntidunesになる部分が半々にあり，やがて，Flat bedあるいはAntidunesになっている部分は舌状の形で伸びて砂州を形成し，高さの低いRipplesの河床波は主流部をはずれたところに集まり，流れに直角に二次元的配列を示した。交互砂州の前縁線はかなり明瞭であるが，段差は非常に低いものであり，砂州長は8～10 mで，その上に舌状のDunesに対応した波長4 m程度の筋状の蛇行跡も見られた（図－3.9参照）。なお，このCaseは他と異なり，フルード数が1.2と大きく，Upper Regimeにおける実験である。



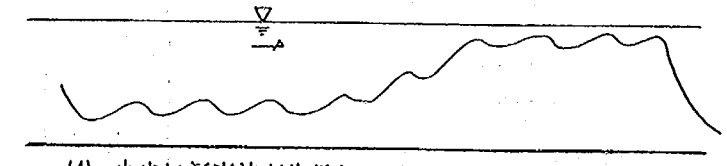
(1) 高い部分にもRipples が生じている



(2) 高い部分が平坦化する

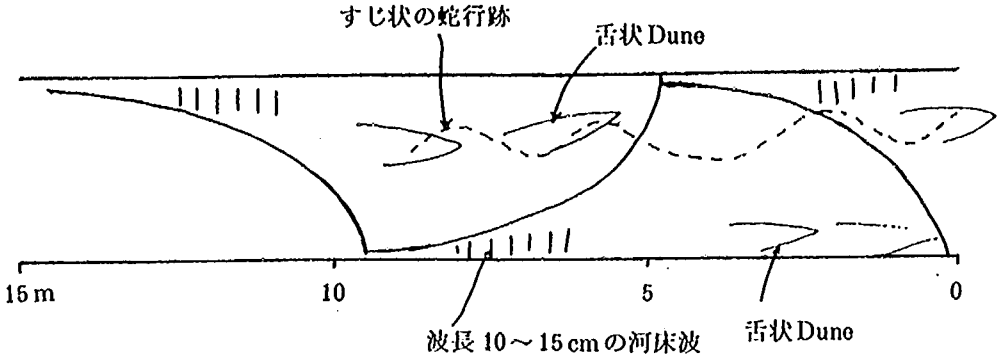


(3) 平坦面に水面波をともなう小さい河床波が生ずる



(4) 小さい河床波が生長して元のRipples と同様になる

図－3.8 砂州前縁線先端部におけるRipplesの形状変化（Case A－4）



図－3.9　Case A－5における河床形態

〔Case A－6〕

この実験では，砂州の発達状況はCase A－3の場合と同様で，形成された砂州は，単列と二列の中間的な形状を有していた。

以上，6ケースの実験で，小規模河床形態と中規模河床形態とが同一の条件で共存することを確認することができた。ただ，Case A－5で見られたようにUpper Regimeにおける小規模河床波は，不安定で，B/Hが大きい場合水路全幅にわたって形成されることはまれで，特に蛇行流が生じた後はAntidunesの生じる位置が主流部沿いに限られるようである。

② 実験B

本実験は，山本が昭和53年に篠崎試験所にて実施した実験であり，流量の変化に伴う洗掘形状および砂州形状の変化を把握することを目的に行ったものである。

表－3.2　実験一覧表（実験B）

$d_*=0.072cm$

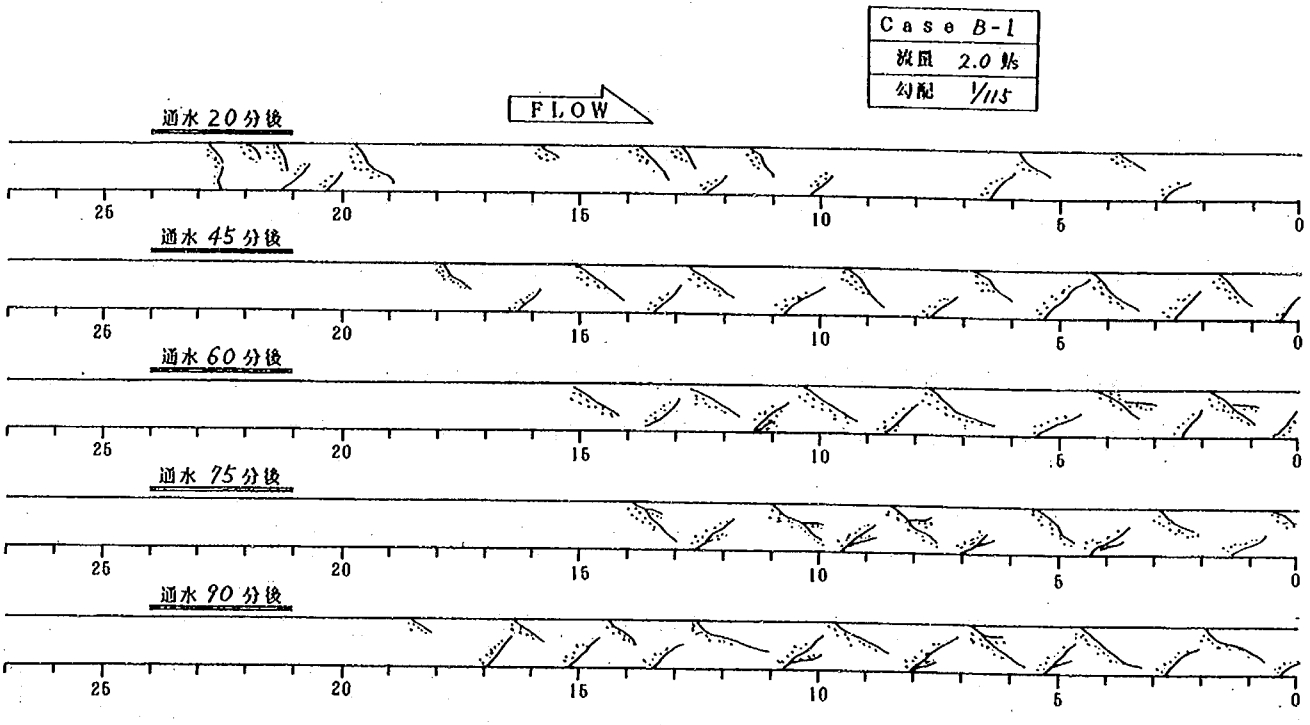
CASE	Q (l/s)	H (cm)	B (cm)	I	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	通水時間 (hr)	砂州形態	備考
B－1	2.0	1.5	30	1/116	3.56	0.109	20.0	23.8	1.5	交互砂州 L_*≒2～3m，H_*≒2.6cm，V_*≒0.16cm/s	流量を連続して通水（タイプⅠ）
B－2	1.0	0.8	〃	1/113	2.63	0.0596	37.5	20.8	〃	－	
B－3	0.4	0.6	〃	1/114	2.27	0.0443	50.0	8.33	〃	－	
B－4	2.3	2.1	〃	1/245	2.90	0.0722	14.3	29.2	〃	－	流量を連続して通水（タイプⅡ）
B－5	1.5	1.8	〃	1/233	2.59	0.0578	16.8	22.2	〃	準交互砂州 L_*≒2m，H_*≒0.8cm，V_*≒0.06cm/s	
B－6	0.5	0.7	〃	1/232	1.72	0.0254	42.9	9.72	〃	－	
B－7	4.0	1.4	60	1/120	3.38	0.0982	42.9	19.4	〃	交互砂州 L_*≒6～7m，H_*≒3.5cm，V_*≒0.15cm/s	流量を連続して通水（タイプⅢ）
B－8	2.0	0.8	〃	1/118	2.58	0.0571	75.0	11.1	〃	複列的交互砂州 L_*≒3～4m，H_*≒3.1cm，V_*≒0.08cm/s	
B－9	0.8	1.0	〃	1/115	2.92	0.0732	60.0	13.9	〃	複列砂州 L_*≒2～3m，H_*≒2.7cm	

図－3.10(1)～(9)は，各ケースにおける砂州前縁線の経時的変化を示したものであり，図－3.11(1)～(7)は各ケース（Case B－4およびCase B－9を除く）における砂州の進行速度を走時曲線で示したものである。また，図－3.12(1)～(3)は通水後の河床横断図に示す。

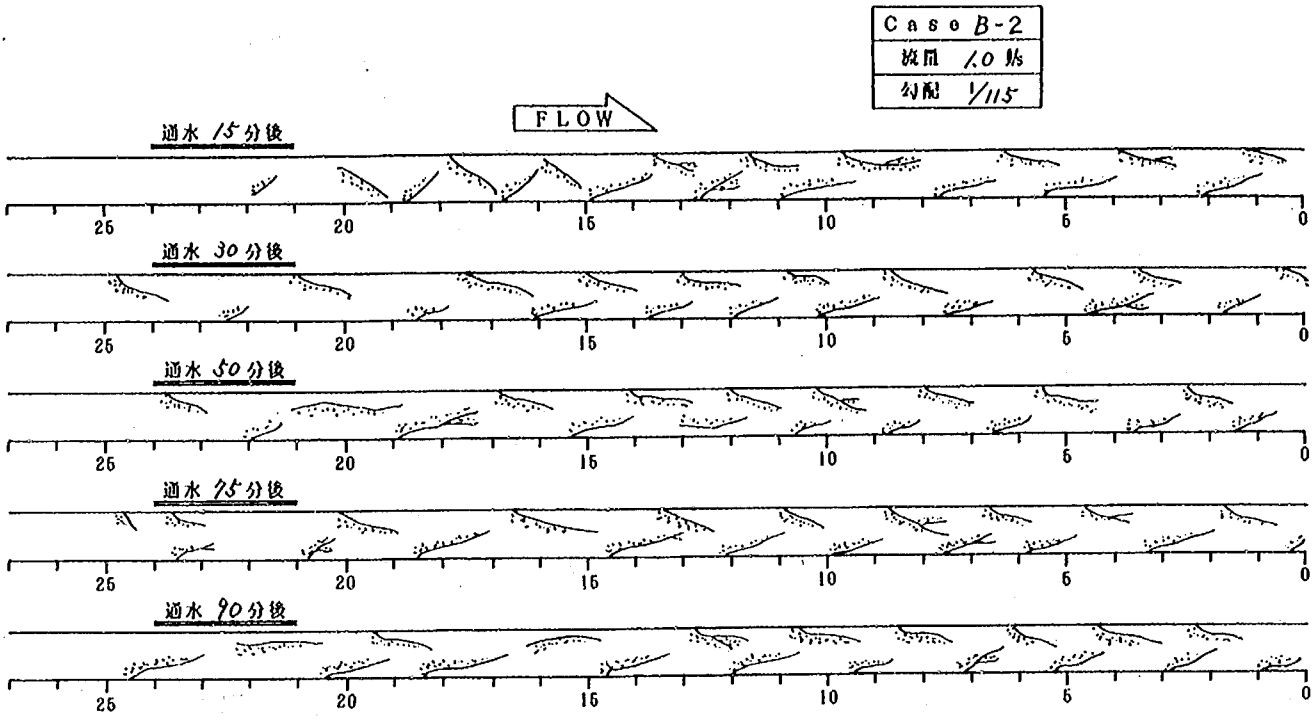
〔タイプⅠ（Case B－1～B－3）〕

タイプⅠの実験は，初期河床勾配を$I_b = 1/115$に設定し，流量を2.0 ℓ/s，1.0 ℓ/s，0.4 ℓ/sと連続的に変化させたものである。

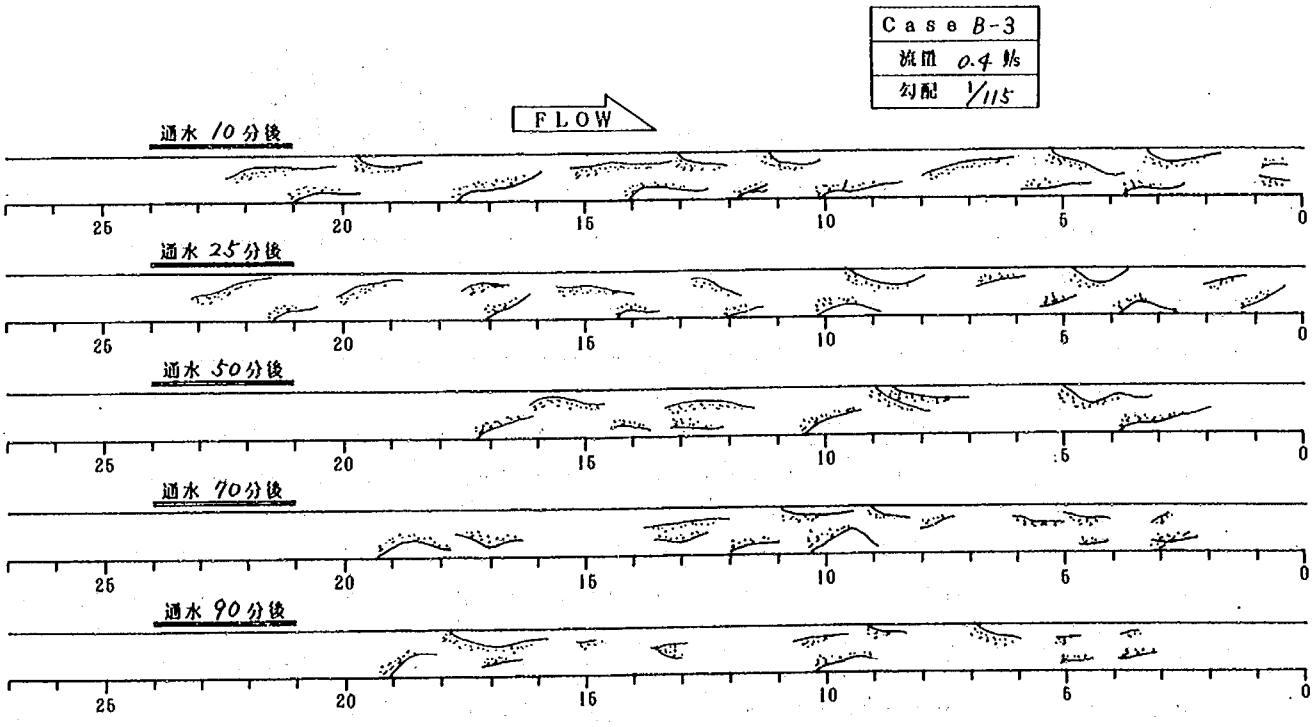
Case B－1では，通水開始後，約20分で23 mから下流に小規模河床波が現われ始めた。60分後には15 mから下流で交互砂州が形成され，上流ではRipplesおよびFlat bedの河床形態を示した（図－3.10(1)参照）。Case B－2，B－3と流量を減少させるに連れて，交互砂州によって生じた側壁直下の洗掘形態は，徐々に細長くなり，かつ徐々に埋め戻される傾向が見られ，Case B－3では交互砂州の形態がくずれてしまい，τ_*が0.05位となり砂州の移動はほとんどなくなった（図－3.10(2)，(3)および図－3.11(1)～(3)参照）。



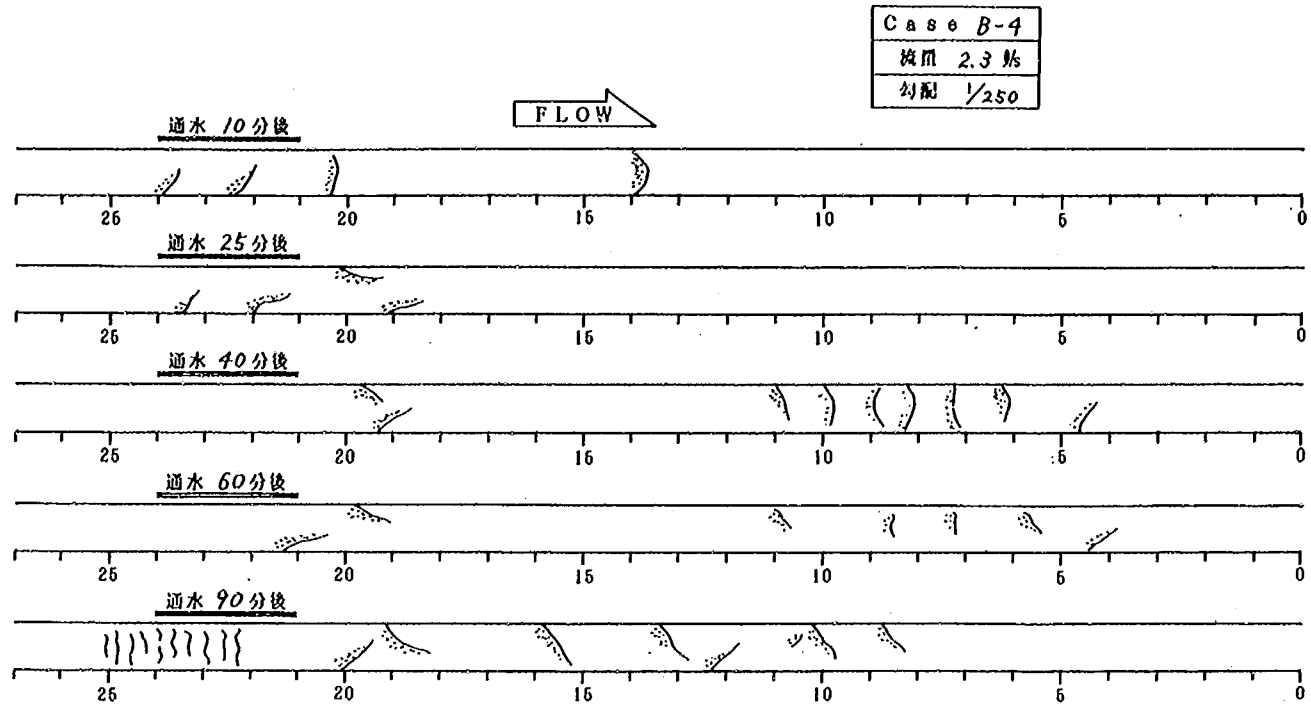
図－3.10(1)　砂礫堆前縁線経時変化図



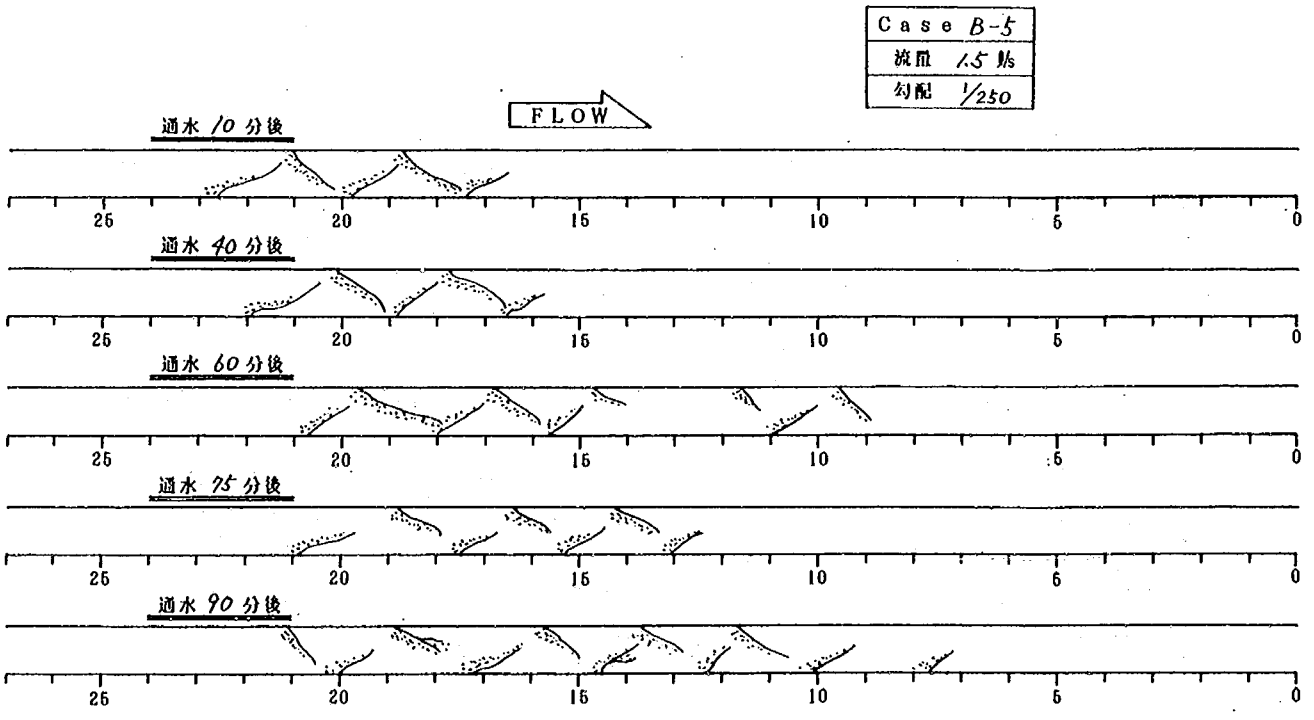
図－ 3. 10 (2)　砂礫堆前縁線経時変化図



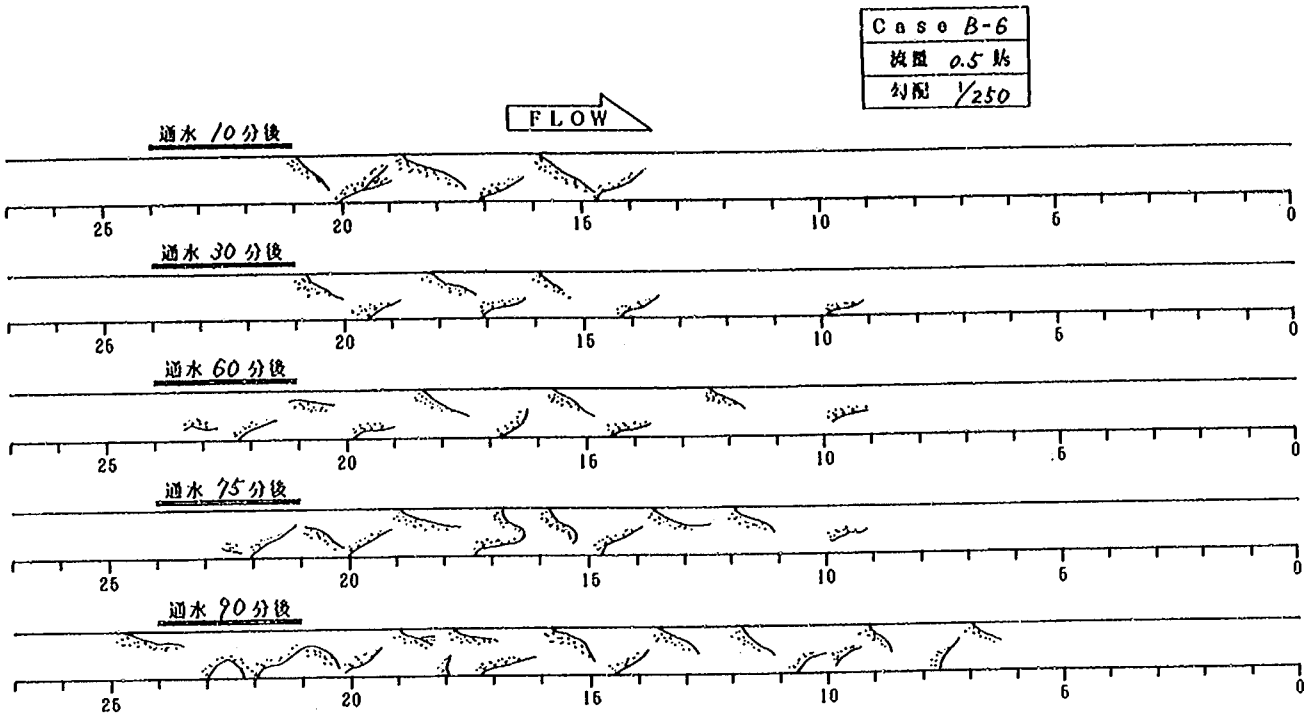
図－ 3. 10 (3)　砂礫堆前縁線経時変化図



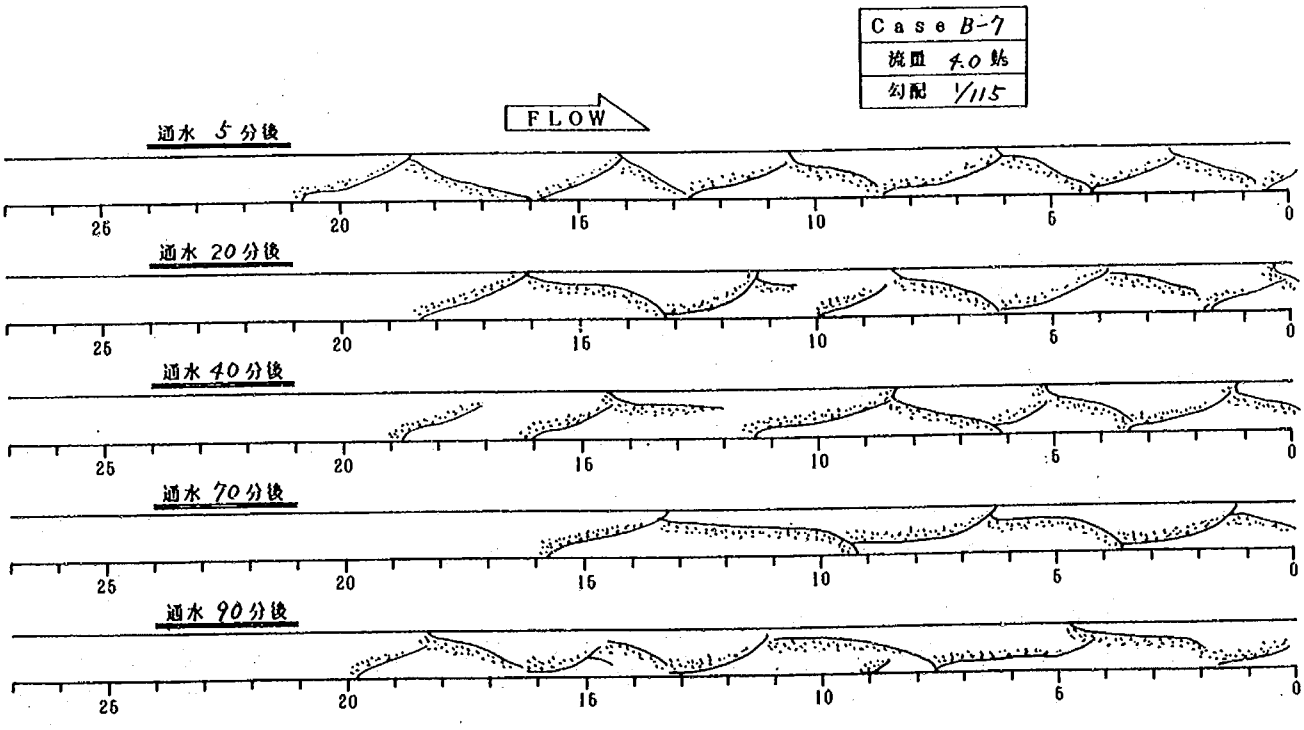
図－ 3. 10 (4)　砂礫堆前縁線経時変化図



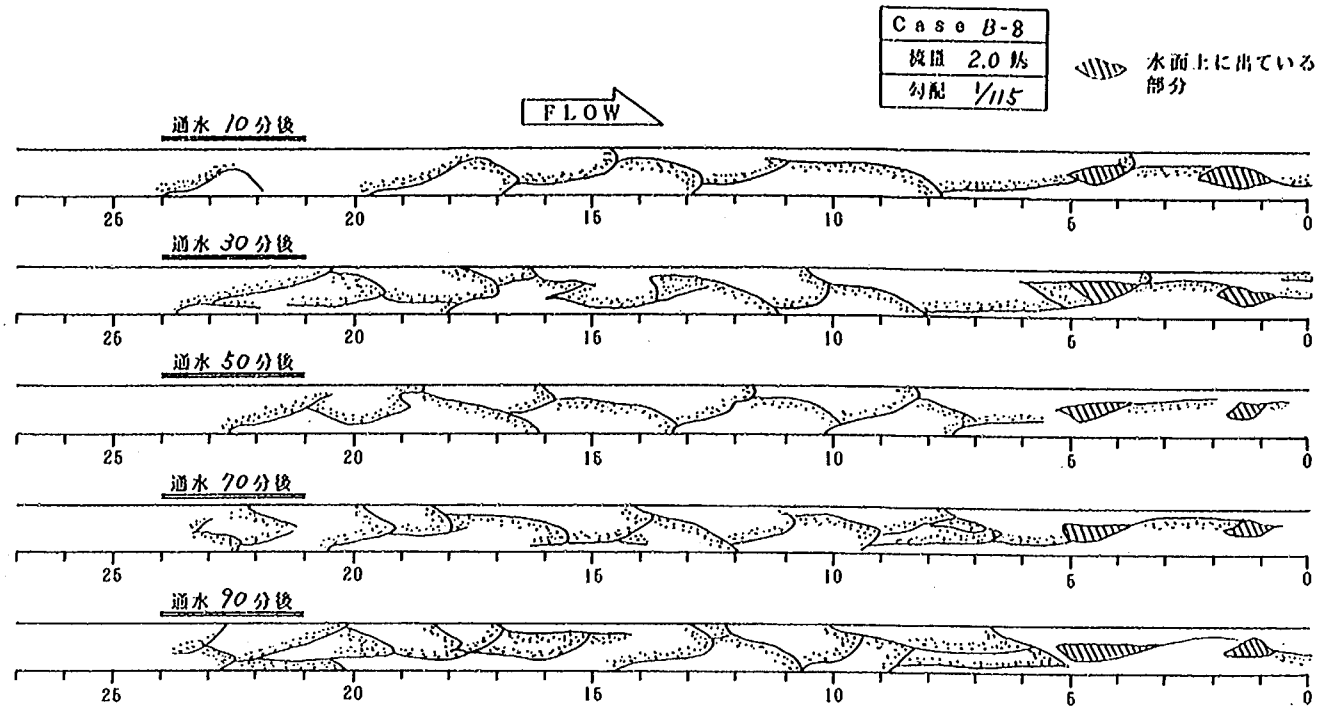
図－ 3. 10 (5)　砂礫堆前縁線経時変化図



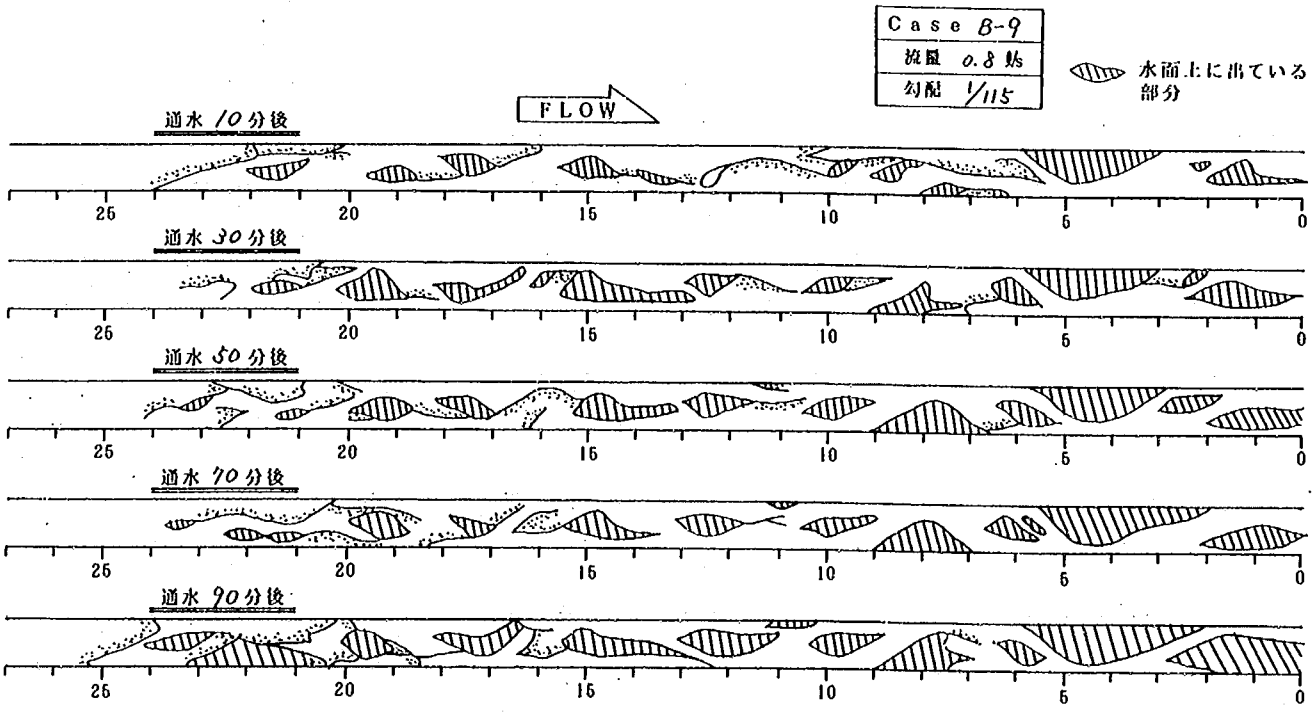
図－ 3. 10 (6)　砂礫堆前縁線経時変化図



図－ 3. 10 (7)　砂礫堆前縁線経時変化図

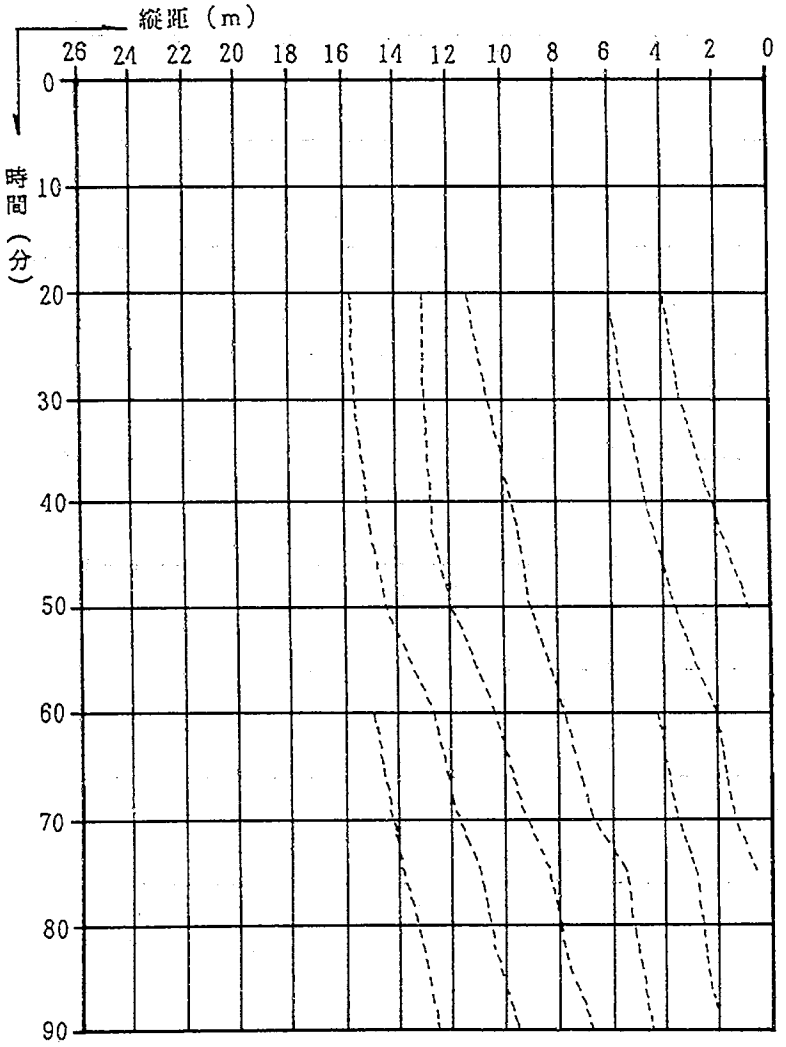


図－ 3. 10 (8)　砂州前縁線経時変化図



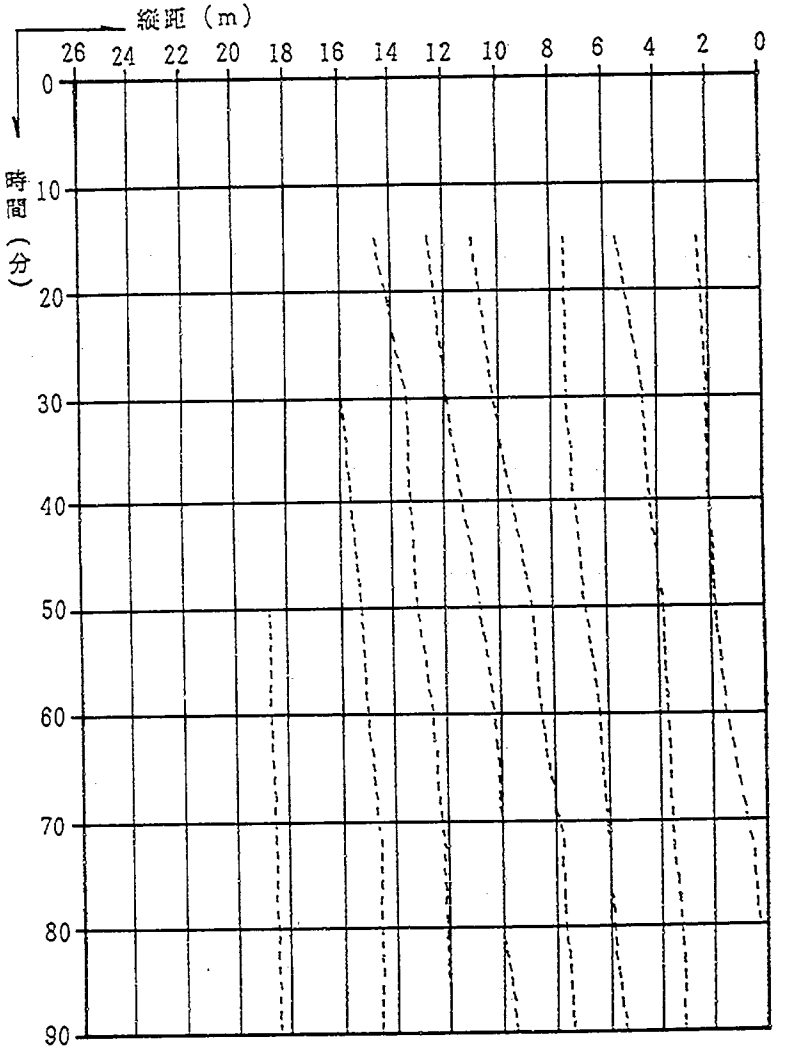
図－ 3. 10 (9)　砂州前縁線経時変化図

Case	B-1
流量	2.0 l/s
河床勾配	1/115



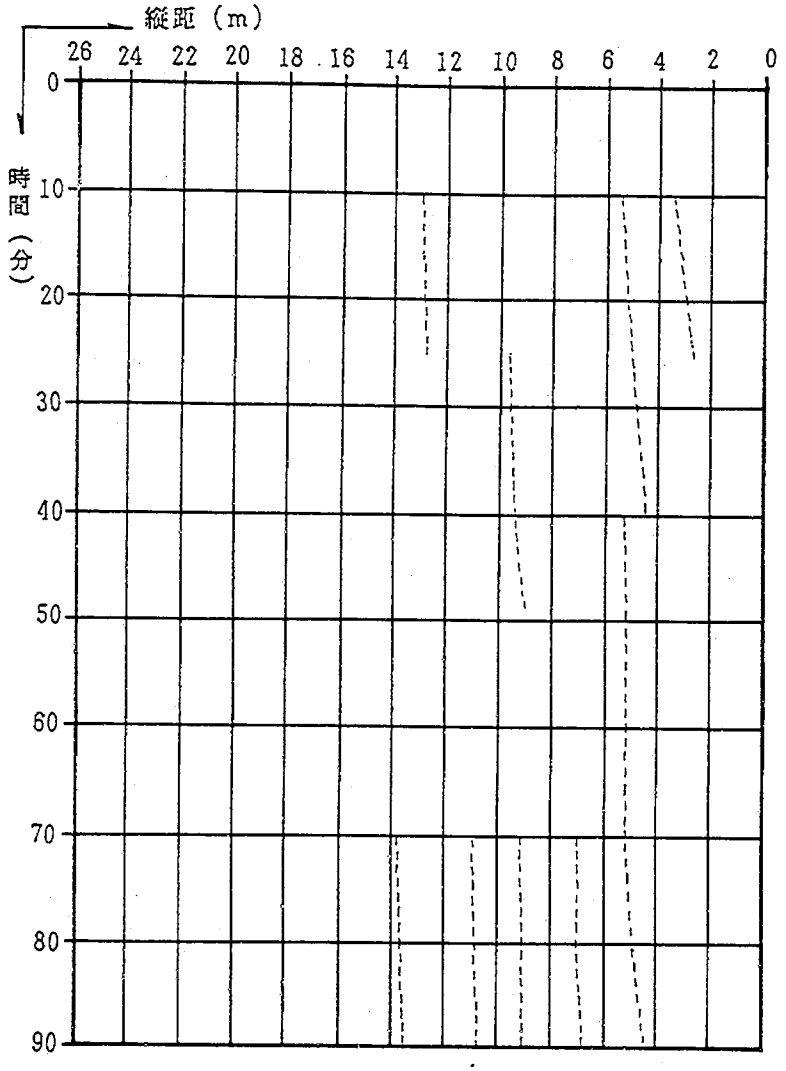
図－3.11(1)　砂州の走時曲線（Case B－1）

Case	B-2
流量	1.0 l/s
河床勾配	1/115



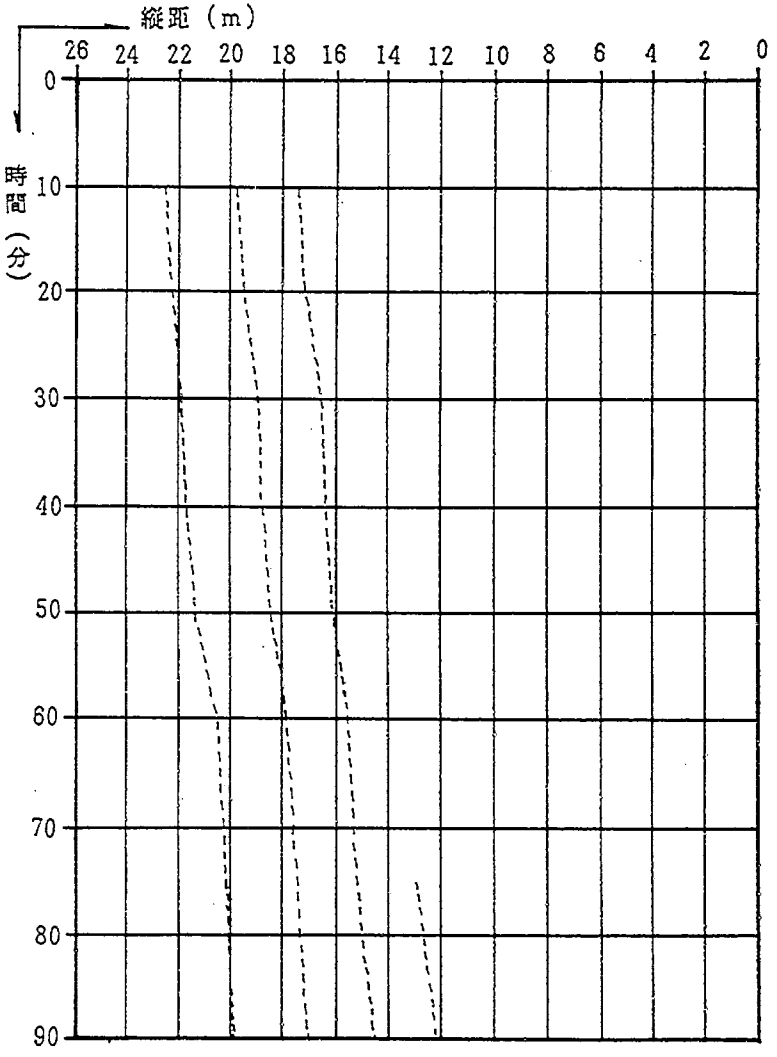
図－3.11(2)　砂州の走時曲線（Case B－2）

Case	B-3
流量	0.4 ℓ/s
河床勾配	1/115

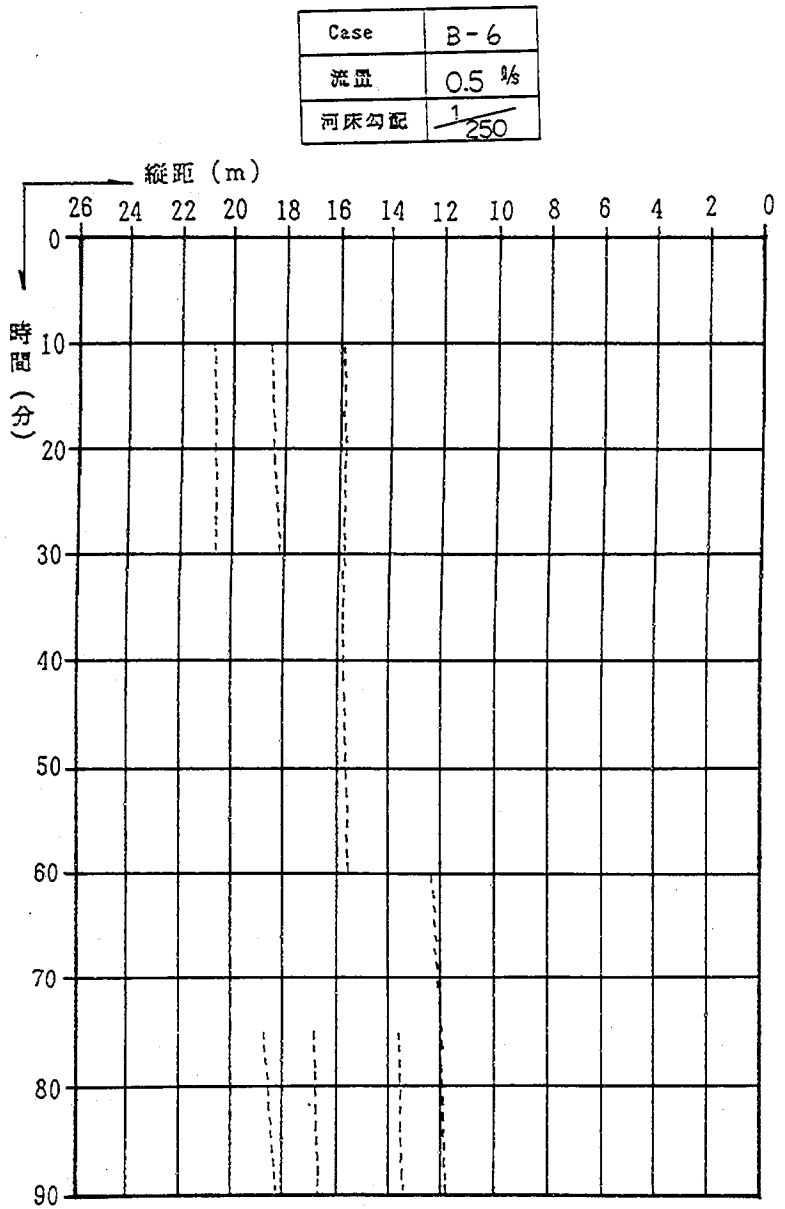


図－3.11(3)　砂州の走時曲線（Case B－3）

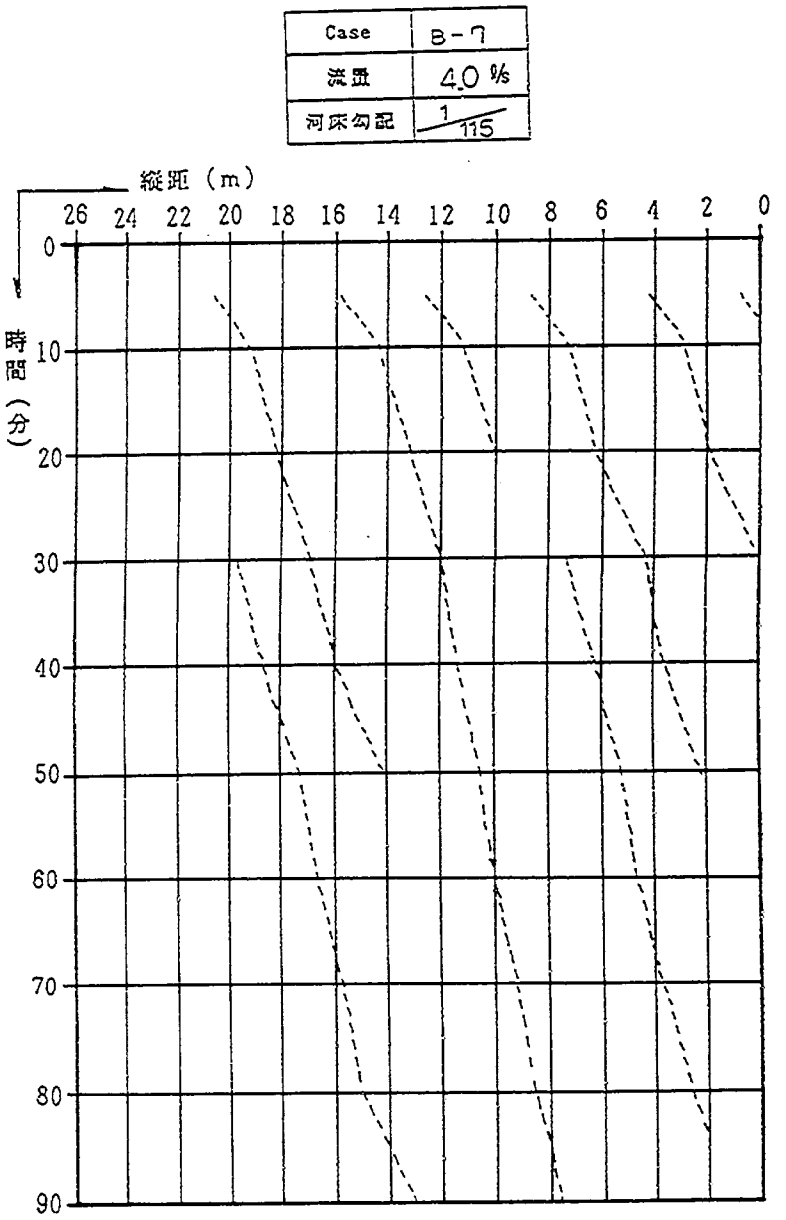
Case	B-5
流量	1.5 ℓ/s
河床勾配	1/250



図－3.11(4)　砂州の走時曲線（Case B－5）

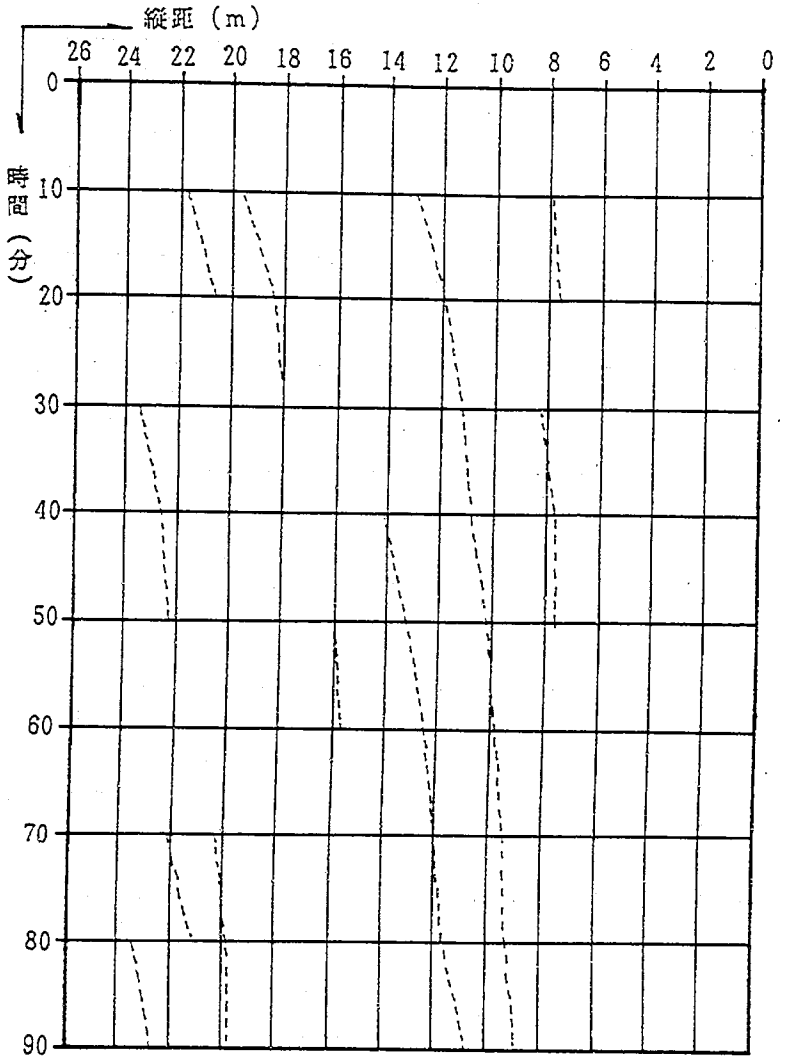


図－3.11(5)　砂州の走時曲線（Case B－6）

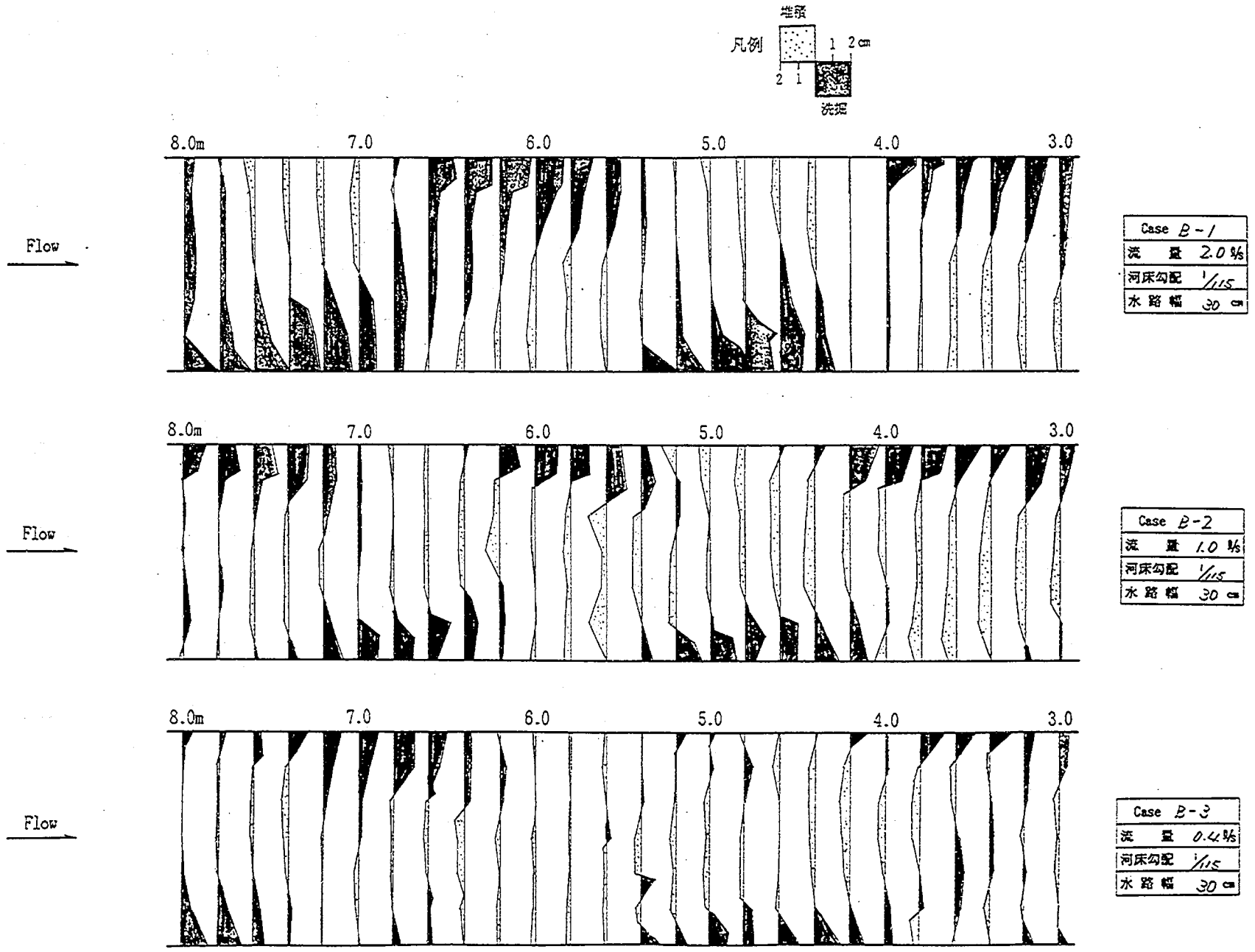


図－3.11(6)　砂州の走時曲線（Case B－7）

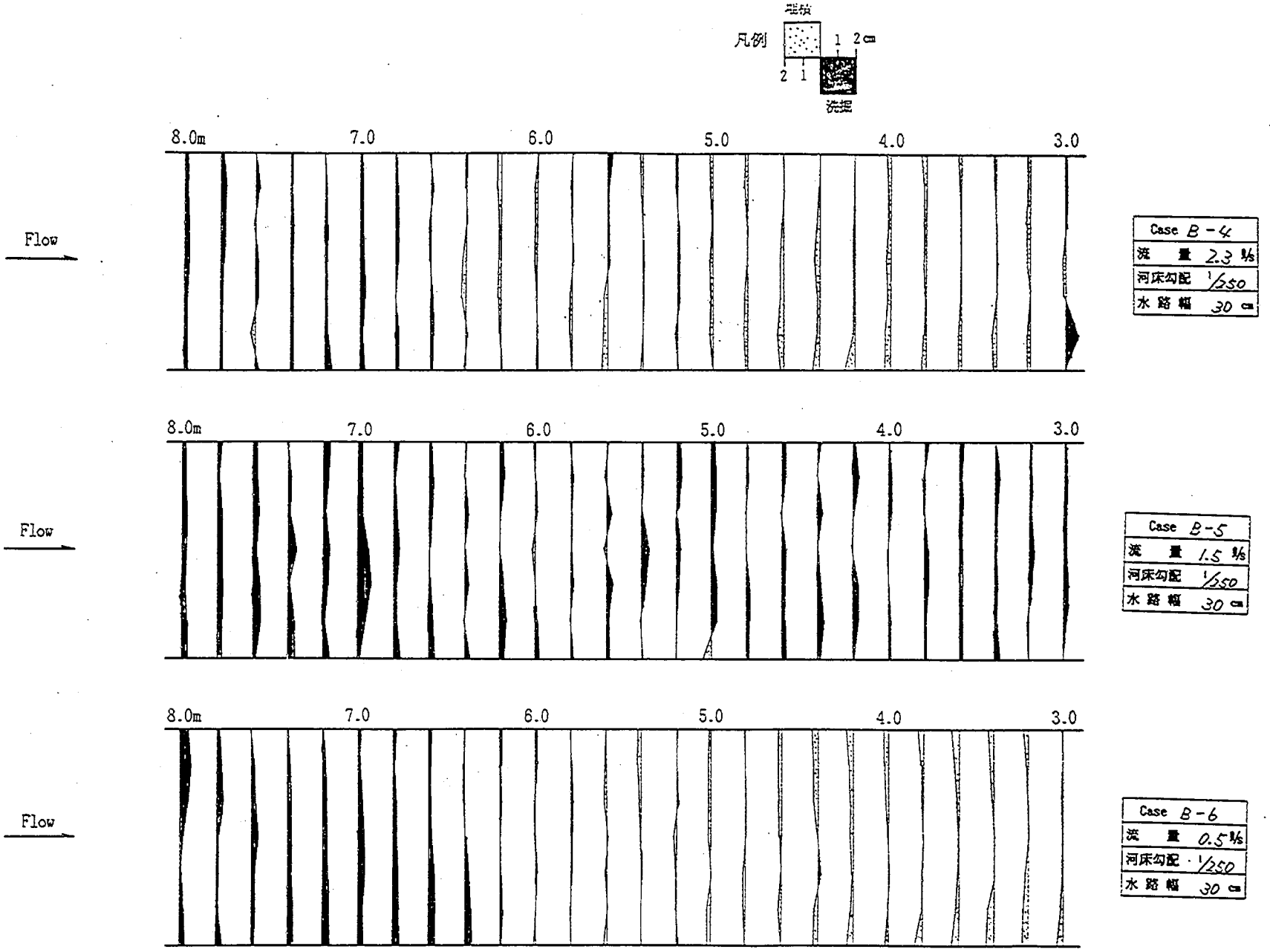
Case	B-8
流量	20 %
河床勾配	1/115



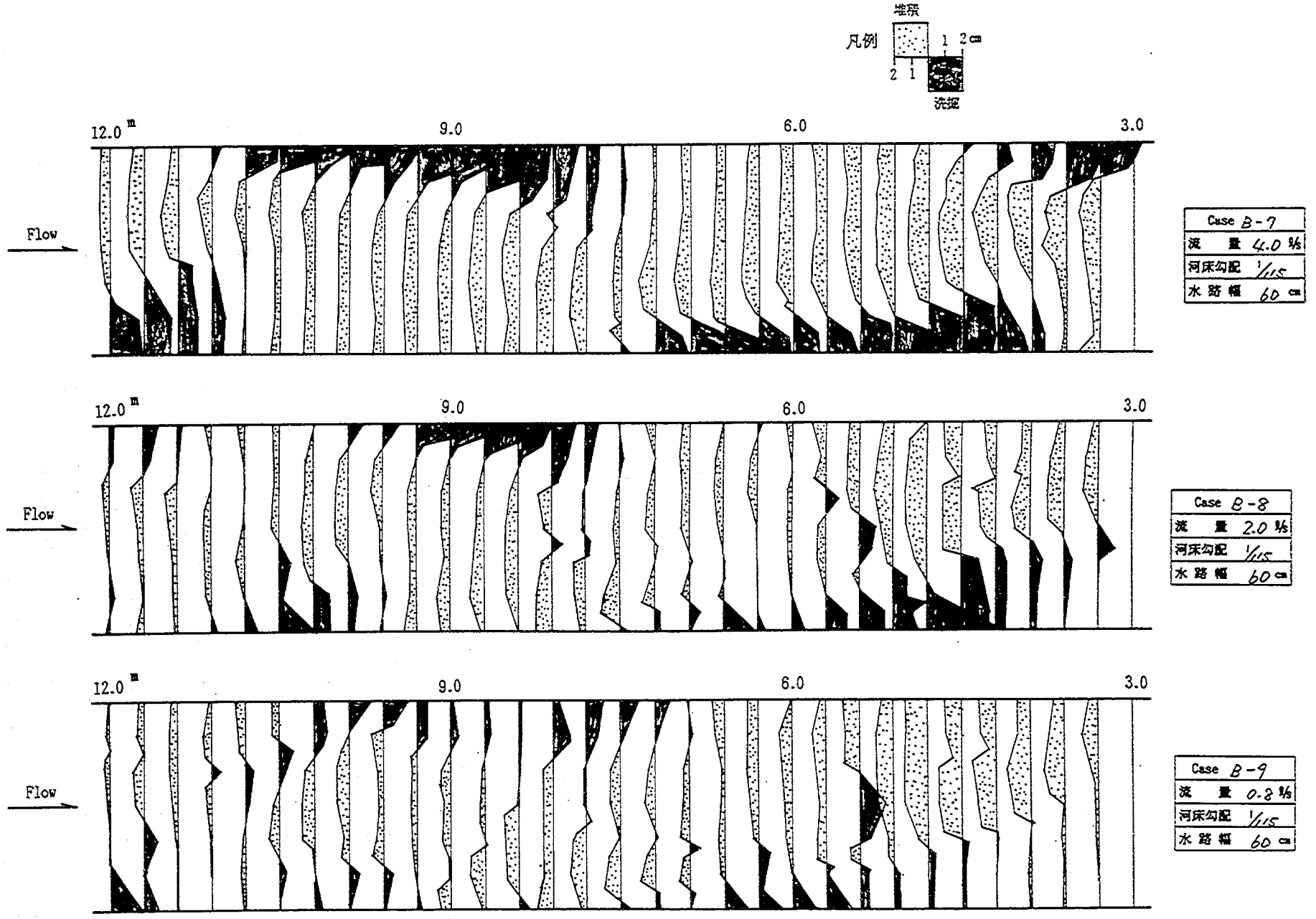
図－3.11(7)　砂州の走時曲線（Case B－8）



図－3.12(1)　通水後の河床横断図（Case B－1～3）



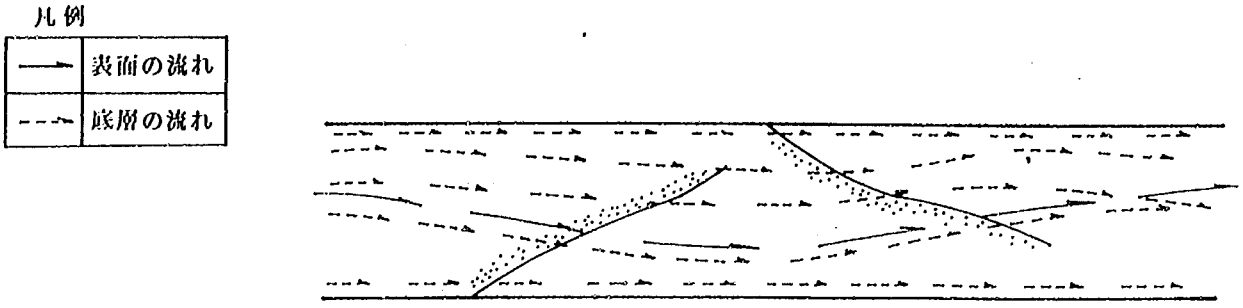
図－3.12(2)　通水後の河床横断図（Case B－4～6）



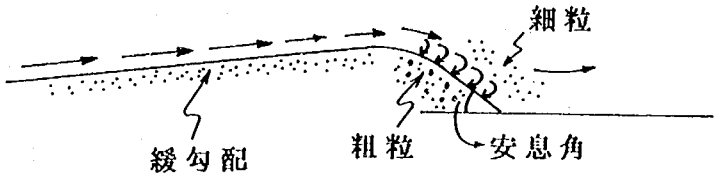
図－3.12(3) 通水後の河床横断図（Case B－7～9）

交互砂州が発生したCase B－1における砂州上での流れは，図－3.13に示すように前縁線前面に粗砂が堆積し，細砂は砂州上を移動するという現象が観察された。

Case B－1で形成された交互砂州の砂州長は2～3mであり，砂州高は最大で2.6cmであった。また，砂州の進行速度は，通水時間内の平均で0.16 cm/s である。



図－3.13　水面および河床付近の平面流況（Case B－1）



図－3.14　砂州上の流況

〔タイプII（Case B－4～B－6）〕

タイプIIの実験は，初期河床勾配を$I_b = 1/250$に設定し，流量を2.3 ℓ/s，1.5 ℓ/s，0.5 ℓ/s と断続的に変化させたものである。

Case B－4では，通水60分後あたりで砂州が見られるようになるが，それは規模の小さいものであり，交互砂州までは発達しなかった。流れも大きな蛇行はなく直線に近い状態であった（図－3.10(4)参照）。

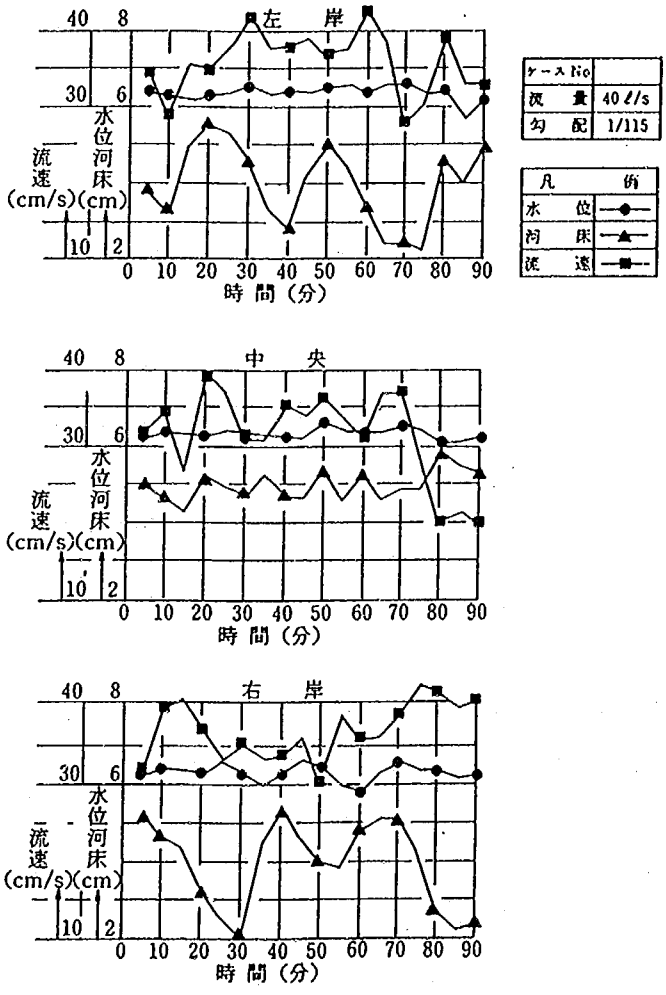
しかし，Case B－5では10m付近から上流側に交互砂州が現われ，流れは砂州の発生に伴い次第に蛇行するが，10mより下流では依然として河床形態に変化は見られなかった（図－3.10(5)参照）。さらに，Case B－6では，Case B－3と同様に交互砂州の形態がくずれ，砂州の移動もほとんどなくなった（図－3.10(6)および図－3.11(4)，(5)参照）。

Case B－5で形成された砂州は明瞭な交互砂州ではない（準交互砂州）が，通水後の砂州長L_sを見ると2m程度であり，砂州高H_sは0.8cm程度となっている。また，砂州の平均的な進行速度は0.06cm/s である。

〔タイプⅢ（Case B－7～B－9）〕

タイプⅢでは，通水幅を60 cmにし，初期流量4.0 ℓ/sで砂州が形成されるまで初期通水を行った。その結果，通水後約70分で交互砂州が発生した。Case B－7以下はこの状態で開始した。

Case B－7では，時間と共に砂州長が長くなり，側壁直下の洗掘部分も細長く延びている（図－3.10(7)参照）。 図－3.15は，5 m地点の左岸，中央，右岸における水位，河床高，流速の時間的変化を示したものであり，この図から，砂州上の流れは遅く，側岸の洗掘部の流れは速いことがわかる。



図－3.15　交互砂州発生時の河床高，流速の時間変化

Case B－8では，流量が減少することによりCase B－7で洗掘された部分が埋め戻され，洗掘位置が不規則になり，交互砂州が次第に変化していった。ある地点では複列の砂州に近い河床形態が見られ，また，5 m地点より下流では中州が形成された（図－3.10(8)参照）。Case B－9では，さらに洗掘部分の埋め戻しが進み，流れが複雑な蛇行を繰り返し，中州が水路全体に見られるようになった（図－3.10(9)参照）。

このように，本タイプでは流量の減少に伴い交互砂州から複列砂州への移行が認められた。

通水後の砂州長L_sは，複列砂州化のため一概には判断しにくいが平均的に見ると，Case B－7で6～7m，Case B－8で3～4m，Case B－9で2～3mであり，砂州高H_sは，それぞれ最大で3.5cm，3.1cm，2.7cmである。また，砂州の進行速度V_sは，Case B－7で0.15cm/s，Case B－8で0.08cm/sであり，Case B－9では流路が固定化することにより砂州は移動していない。このように，流量の減少に伴う複列化及び掃流力の減少により，砂州の長さ，高さおよび進行速度は小さくなっている。

③ 実験C

本実験は，山本が昭和55年に土木研究所にて実施した実験であり，洪水流量の増水時と減水時における中規模河床波の変化およびそれに伴う洗掘深の変化を観察したものである。

表－3.3　実験一覧表（実験C）

$B=60cm$，$d_m=0.042cm$

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_e	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
C－1	1.0	1.2	1/80	3.83	0.216	50.0	28.6	1.5	交互砂州 L_s=5～6m，H_s≒3.0cm，V_s=0.03cm/s	流量を連続して通水 （タイプⅠ…増水）
C－2	2.0	1.7	1/82	4.51	0.299	35.3	40.5	〃	Ripples?/交互砂州 L_s=4～6m，H_s≒3.5cm，V_s=0.07cm/s	
C－3	4.0	1.8	1/83	4.61	0.313	33.3	42.9	〃	Ripples/交互砂州 L_s=5～6m，H_s≒4.9cm，V_s=0.19cm/s	
C－4	1.0	0.7	1/78	2.97	0.130	85.7	16.7	〃	交互砂州 L_s=6～7m，H_s≒3.3cm	流量を連続して通水 （タイプⅡ…減水）
C－5	0.5	0.6	1/79	2.73	0.110	100	14.3	〃	複列的交互砂州 L_s=4～5m，H_s≒3.5cm	
C－6	0.25	0.5	1/77	2.52	0.0937	120	11.9	〃	複列砂州 L_s=2～4m，H_s≒2.5cm	

写真－3.3(1)～(6)は，各ケースにおける通水90分後の流況および通水後の河床状況を示したものであり，その状況を図に示すと図－3.16のようである。また，図－3.17(1)～(6)は，各ケースの砂州走時曲線を示したものである。図－3.18(1)，(2)には，通水後の河床横断図を示す。

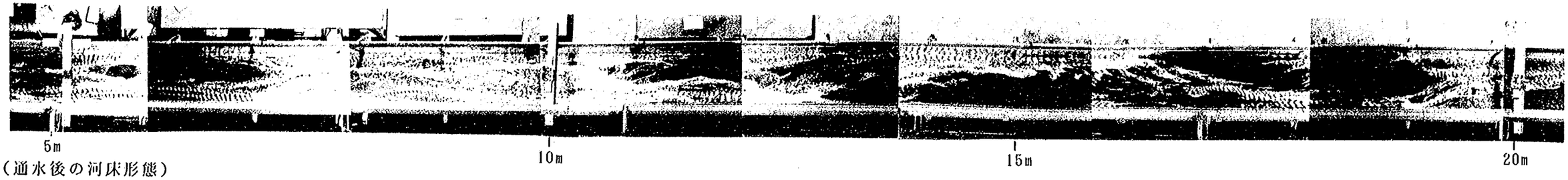
〔タイプⅠ（Case C－1～C－3）〕

タイプⅠは，流量を1.0 ℓ/s，2.0 ℓ/s，4.0 ℓ/sと断続的に増水させた実験で，Case C－1の実験開始前に予備通水を行い，砂州を発生させた後に実験を開始した。Case C－2，C－3は，前ケースの実験終了時の状態から，継続して実験を開始した。

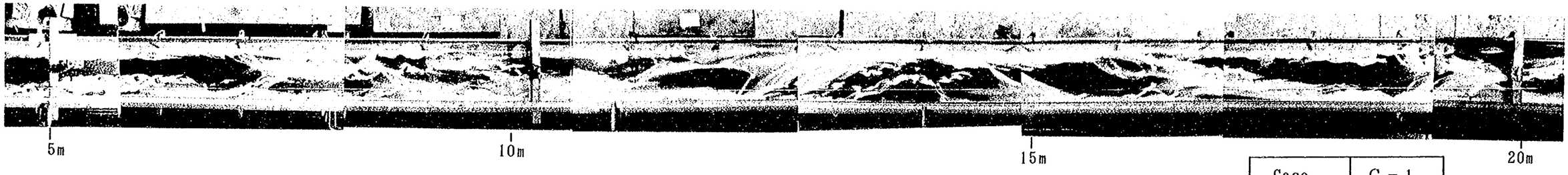
タイプⅠでは，流れが蛇行するとともに砂州は単列の形態を示し，流れが集中する箇所では波状跳水が生じた（写真－3.4参照）。

Case C－3では，砂州上にRipplesが形成された（写真－3.5参照）。ただし，通水を止めるとRipplesは，消えてしまった。通水後における砂州長L_sは，Case C－1で5～6m，Case C－2で4～6m，Case C－3で5～6mであり，流量の増大に伴う砂州長の

（通水90分後の流況）



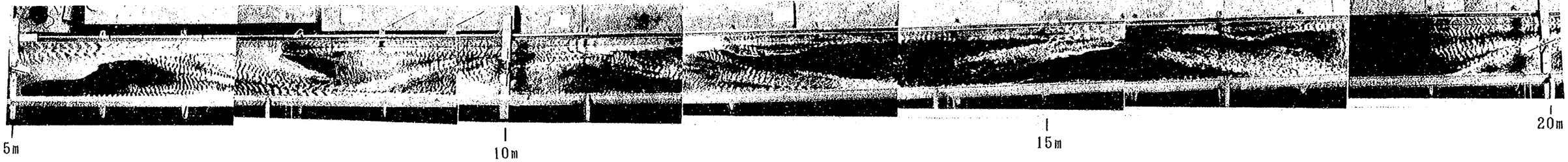
（通水後の河床形態）



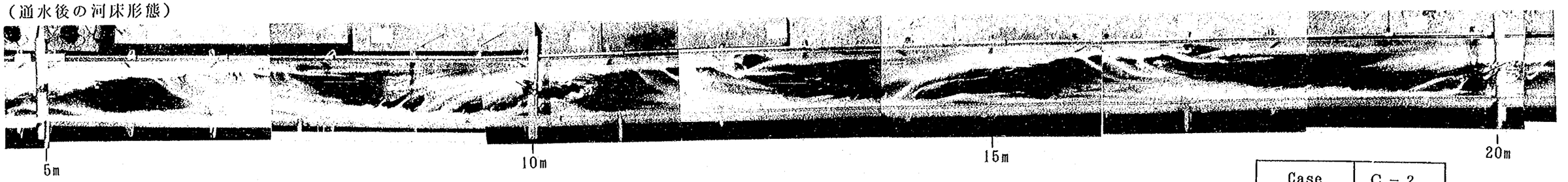
Case	C－1
流量	1.0 ℓ/s
河床勾配	1/78.3

写真－3.3(1)　Case C－1における流況および河床形態

（通水90分後の流況）



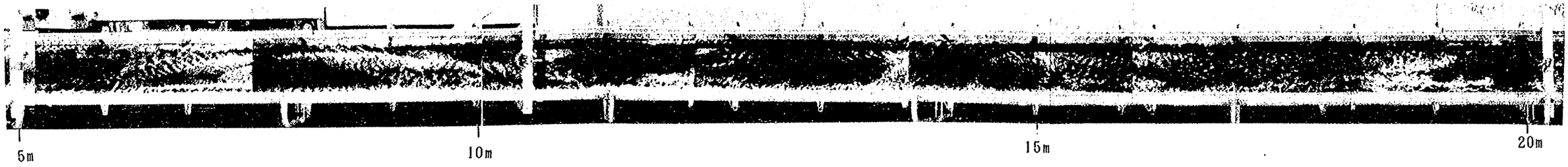
（通水後の河床形態）



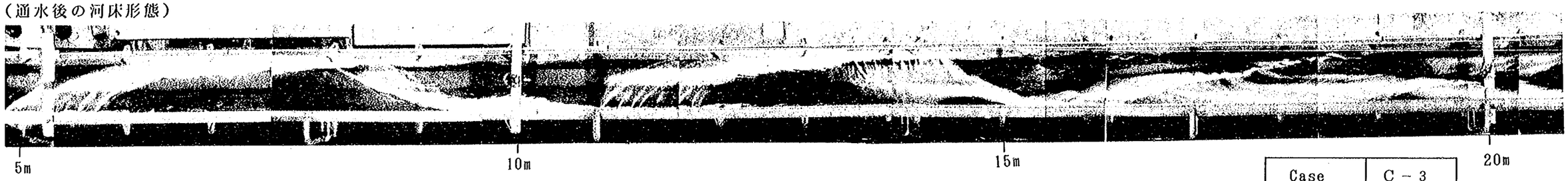
Case	C－2
流量	2.0 ℓ/s
河床勾配	1/78.3

写真－3.3(2)　Case C－2における流況および河床形態

（通水90分後の流況）



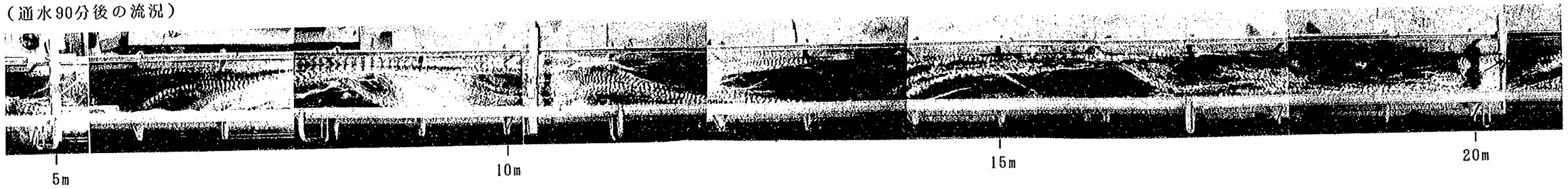
（通水後の河床形態）



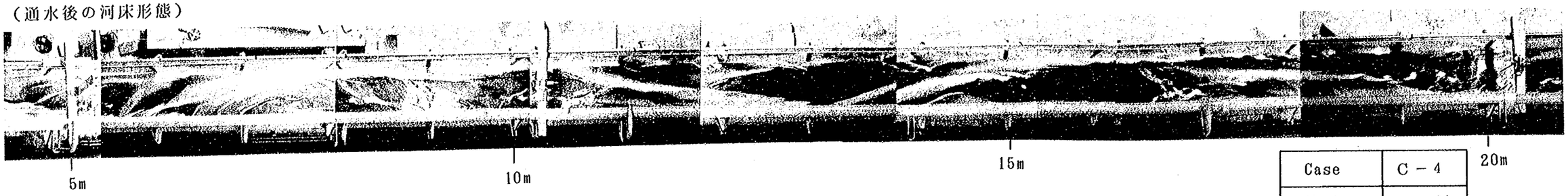
Case	C－3
流量	4.0 ℓ/s
河床勾配	1/78.3

写真－3.3(3)　Case C－3における流況および河床形態

（通水90分後の流況）



（通水後の河床形態）



Case	C－4
流量	1.0 ℓ/s
河床勾配	1/78.3

写真－3.3(4)　Case C－4における流況および河床形態

（通水90分後の流況）



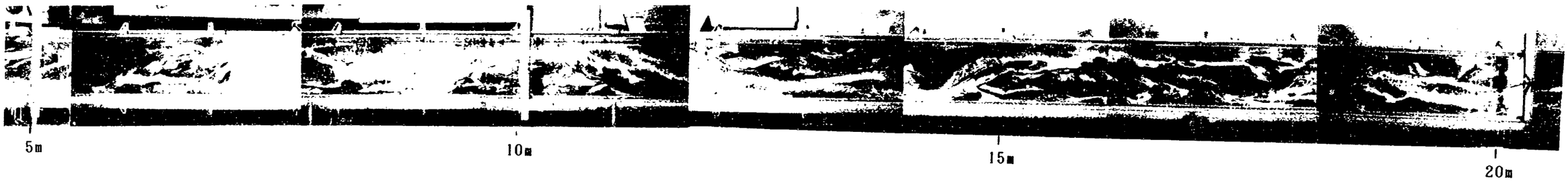
（通水後の河床形態）



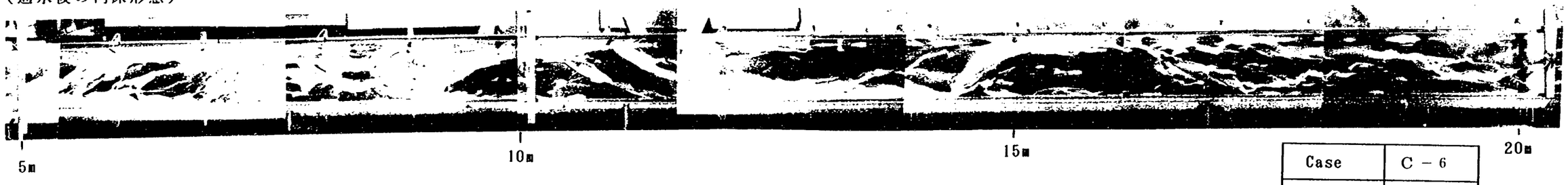
Case	C－5
流量	0.5 l/s
河床勾配	1/78.3

写真－3.3(5)　Case C－5 における流況および河床形態

（通水90分後の流況）



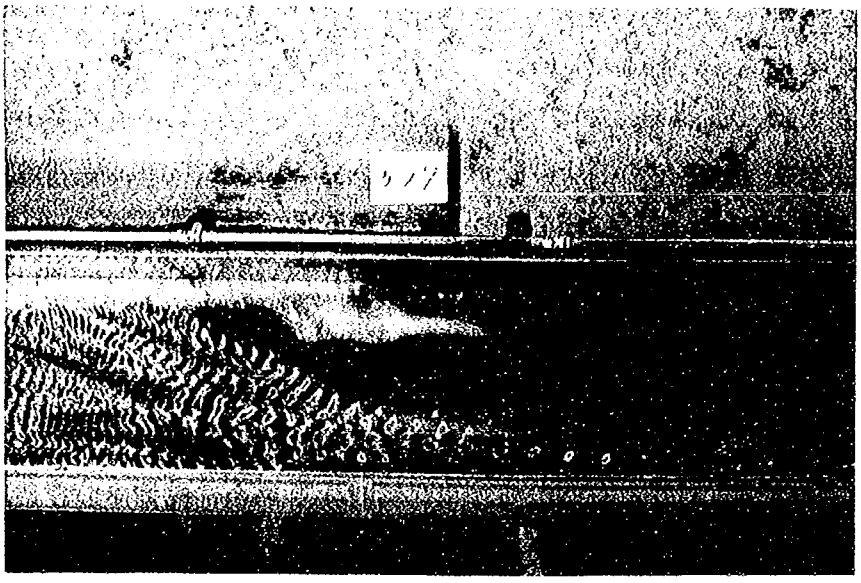
（通水後の河床形態）



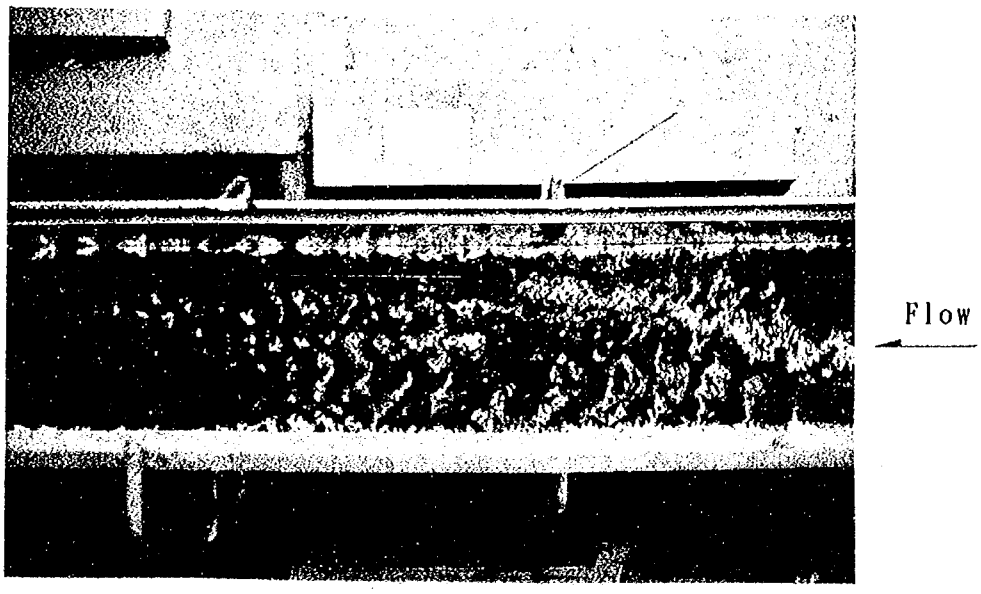
Case	C－6
流量	0.25 l/s
河床勾配	1/78.3

写真－3.3(6)　Case C－6 における流況および河床形態

変化は認められなかった。一方，通水後における砂州高H_sは，最大値がCase C－1で3.0 cm，Case C－2で3.5 cm，Case C－3で4.7 cmとなっており，流量の増大に伴い洗掘および堆積が顕著になっている（図－3.18(1)参照）。



写真－3.4　流水が集中する箇所で生じた波状跳水（Case C－2より）



写真－3.5　Case C－3で生じたRipples

また，砂州の平均的な進行速度U_sは，Case C－1で0.03 cm/s，Case C－2で0.07 cm/s，Case C－3で0.19 cm/sであり，流量の増大に伴いV_sが速くなっている（図－3.17(1)～(3)参照）。

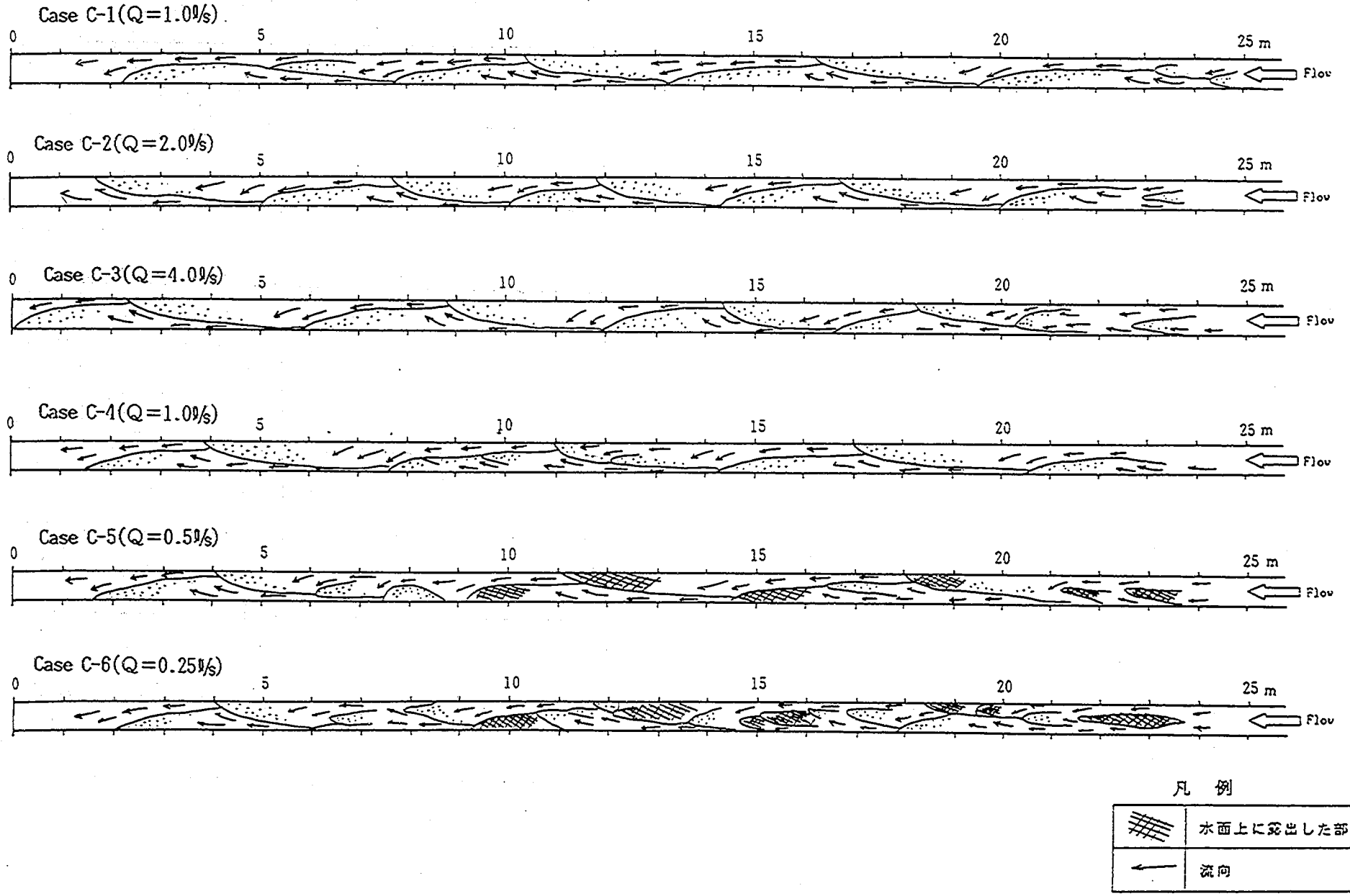
〔タイプⅡ（Case C－4～C－6）〕

タイプⅡは，流量を1.0 ℓ/s，0.5 ℓ/s，0.25 ℓ/sと断続的に減少させた実験であり，タイプⅠと同様にCase C－4の実験開始前に予備通水を行った後，Case C－4，C－5，C－6と継続して実験を行っている。

タイプⅡでは，Case C－4で交互砂州の形態を示したが，流量が小さくなるに連れ，流れは網状となり，中州や舌状の砂州が形成されるようになり，複列の傾向を示した。なお，複列化により砂州の進行は止まり，固定的な砂州を形成した。

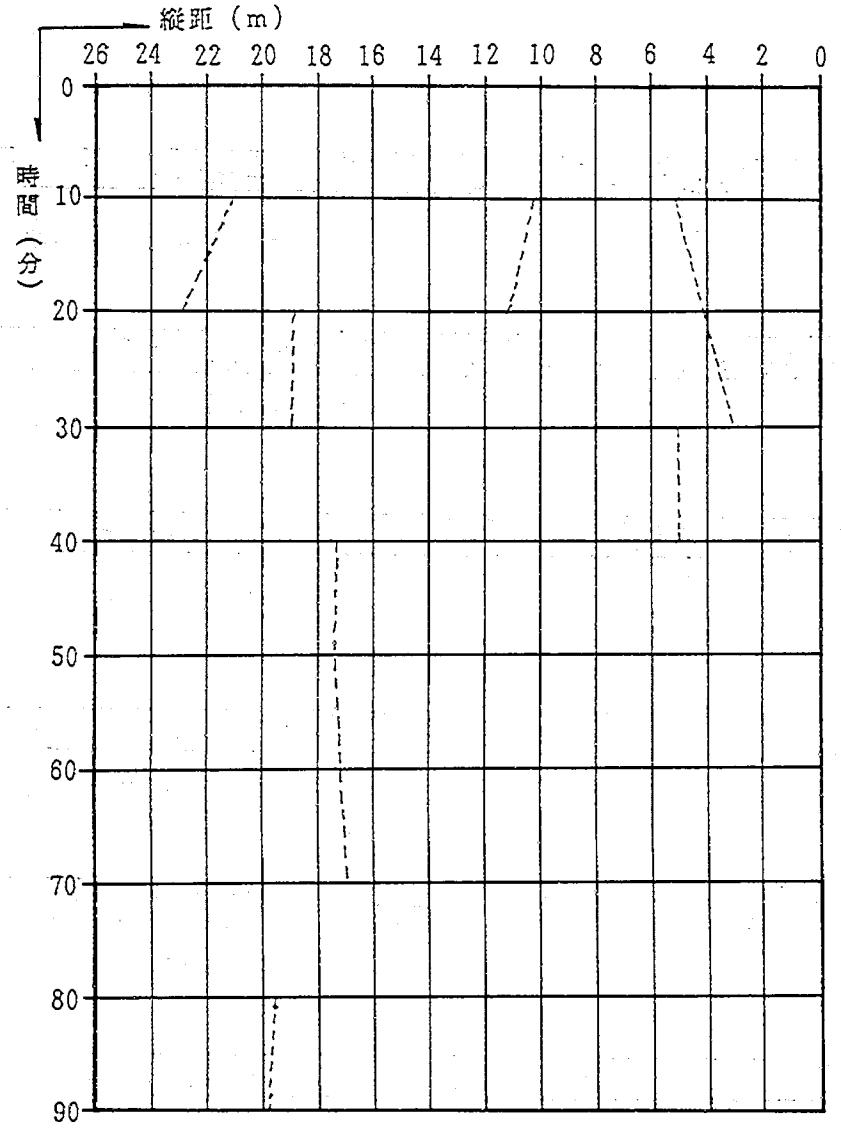
砂州長L_sは，砂州形態が複雑なため一様ではないが，平均的に見れば，Case C－4で6～7 m，Case C－5で4～5 m，Case C－6で2～4 mであった。これは，流量が減少するとともに，交互砂州が分裂し，砂州長が短くなったものである。

砂州高H_sは，最大値をとってCase C－4で3.3 cm，Case C－5で3.5 cm，Case C－6で2.5 cmである。交互砂州が複列砂州に移行する場合，洗掘部の埋め戻しにより砂州高は小さくなる傾向にはあるが，部分的には流れの集中によりさらに洗掘が助長され，砂州高が大きくなることもある（図－3.18(2)参照）。



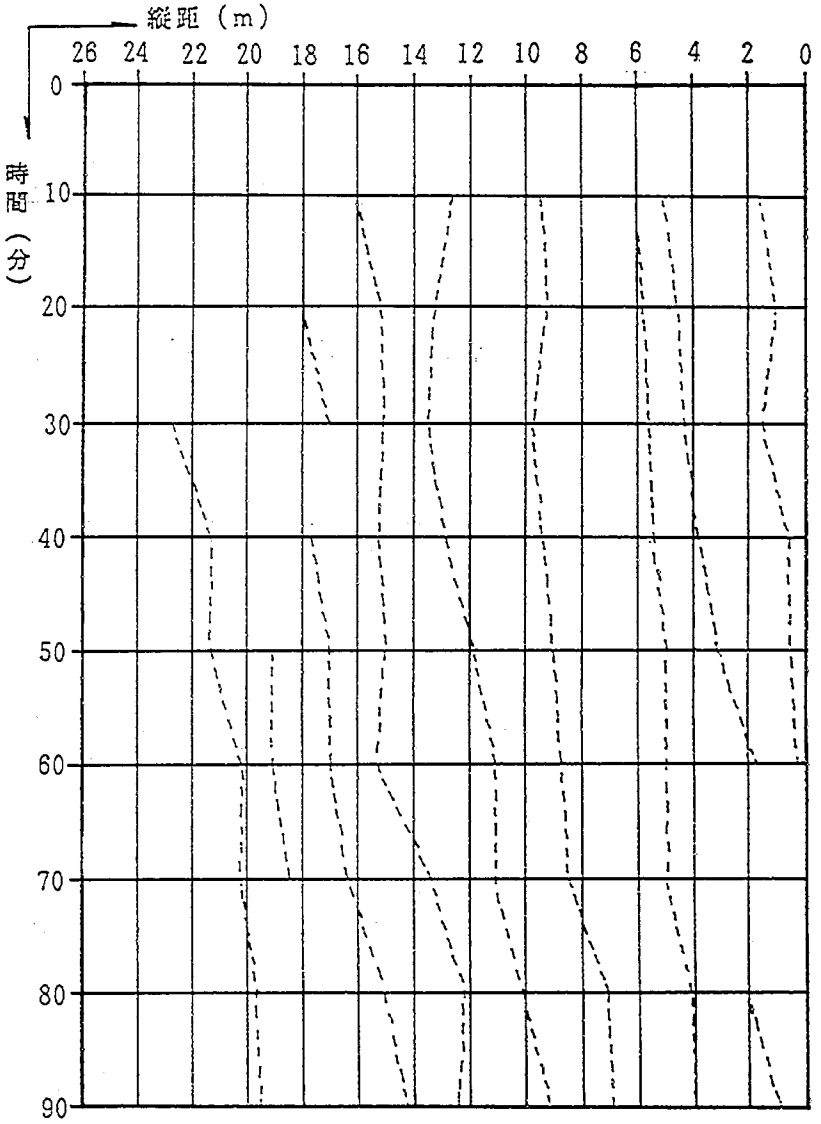
図－3.16　実験Cにおける通水後の河床形態（通水時間90分）

Case	C－1
流量	1.0 ℓ/s



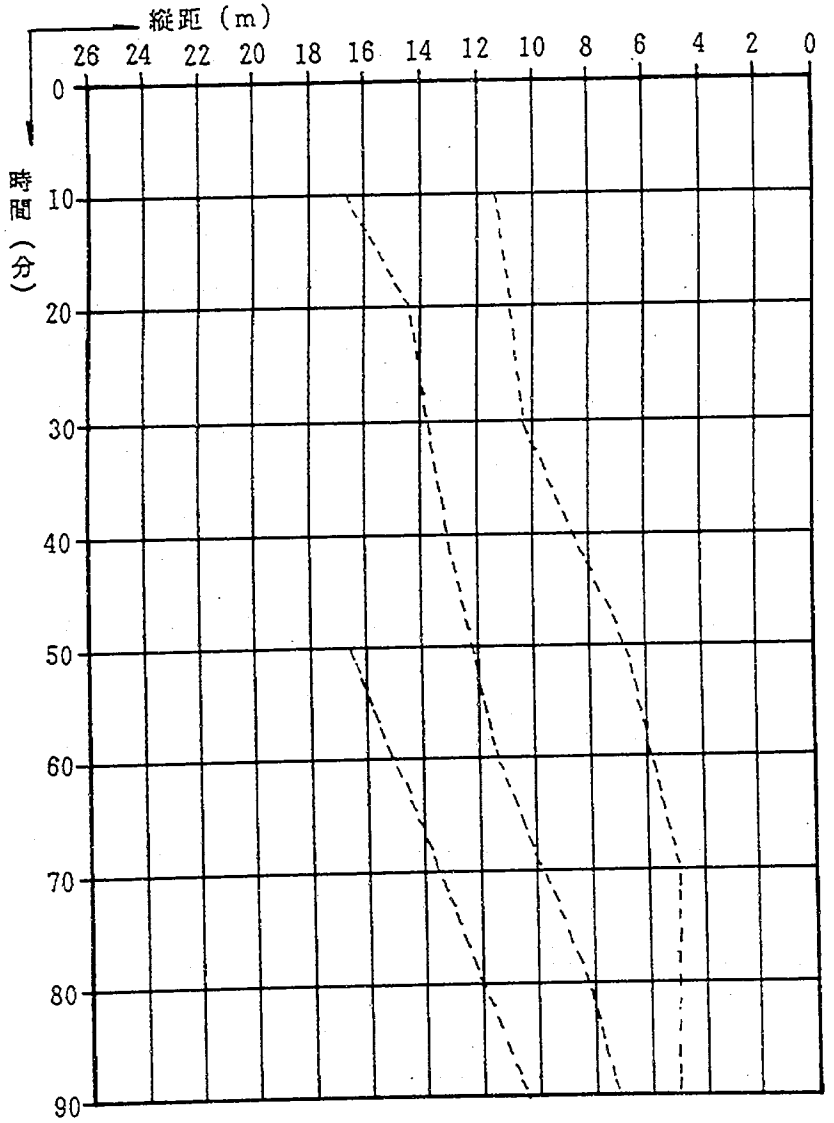
図－3.17(1)　砂州の走時曲線（Case C－1）

Case	C－2
流量	2.0 ℓ/s



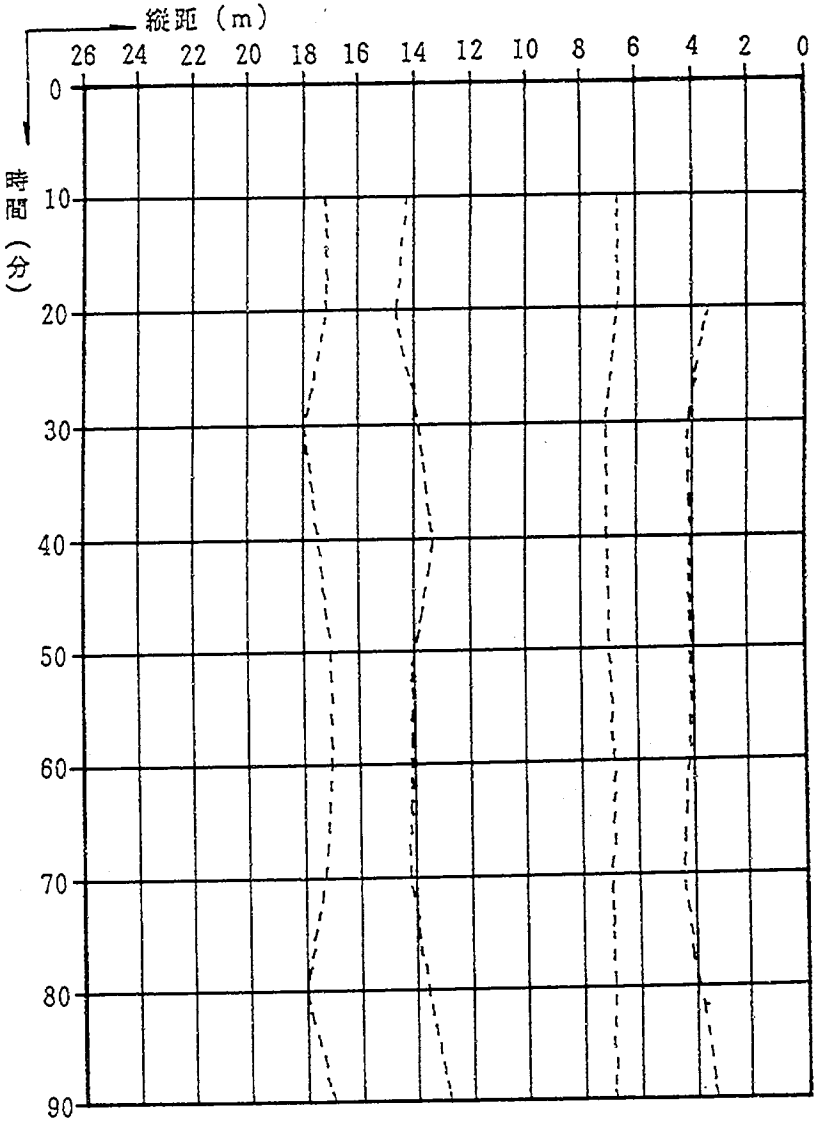
図－3.17(2)　砂州の走時曲線（Case C－2）

Case	C-3
流量	4.0 ℓ/s

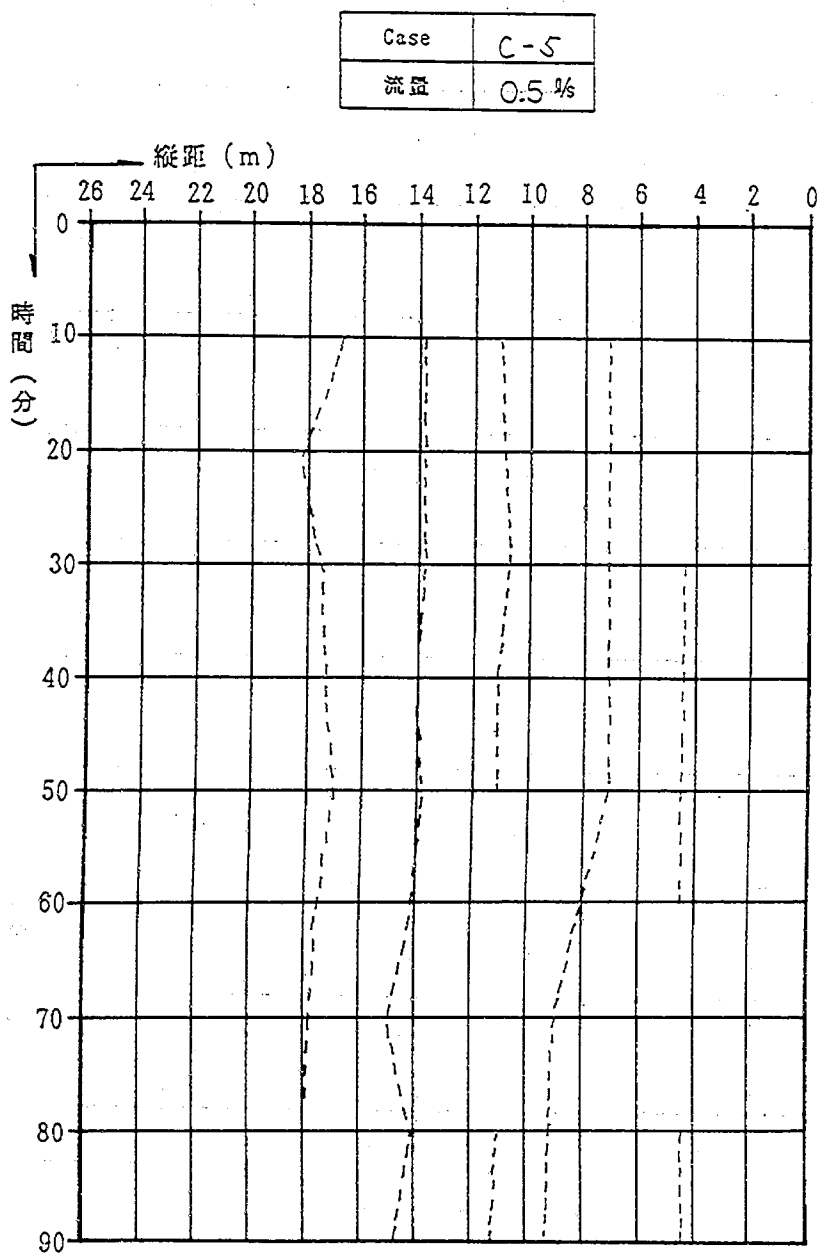


図－3.17(3)　砂州の走時曲線（Case C－3）

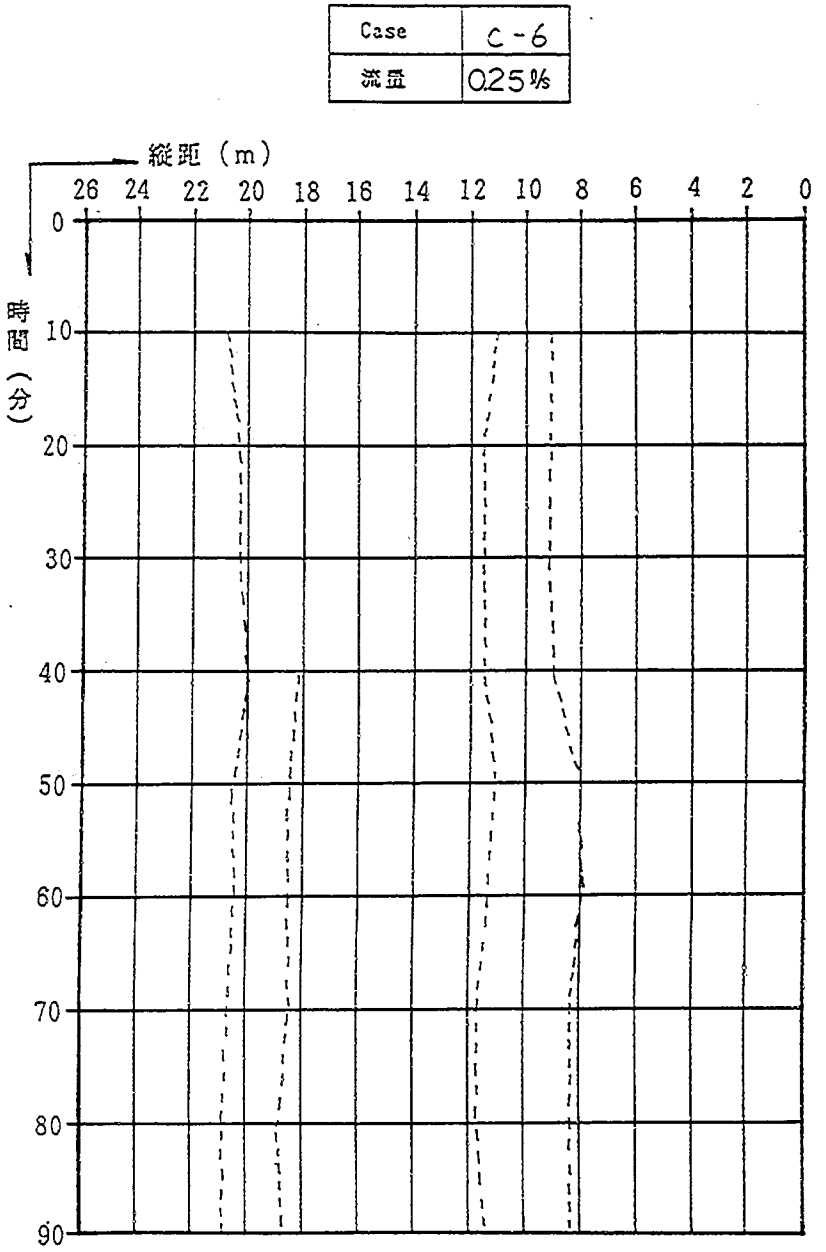
Case	C-4
流量	1.0 ℓ/s



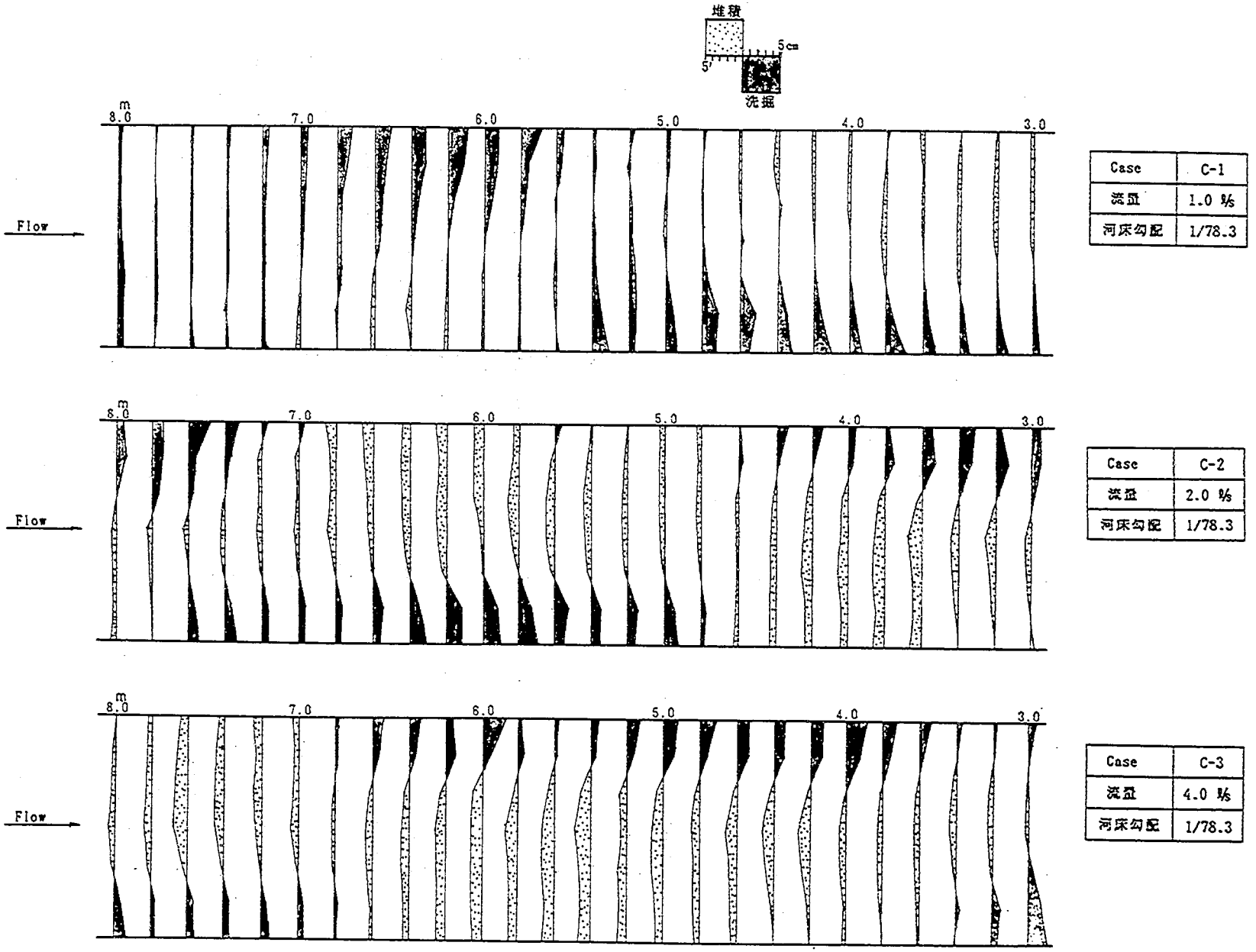
図－3.17(4)　砂州の走時曲線（Case C－4）



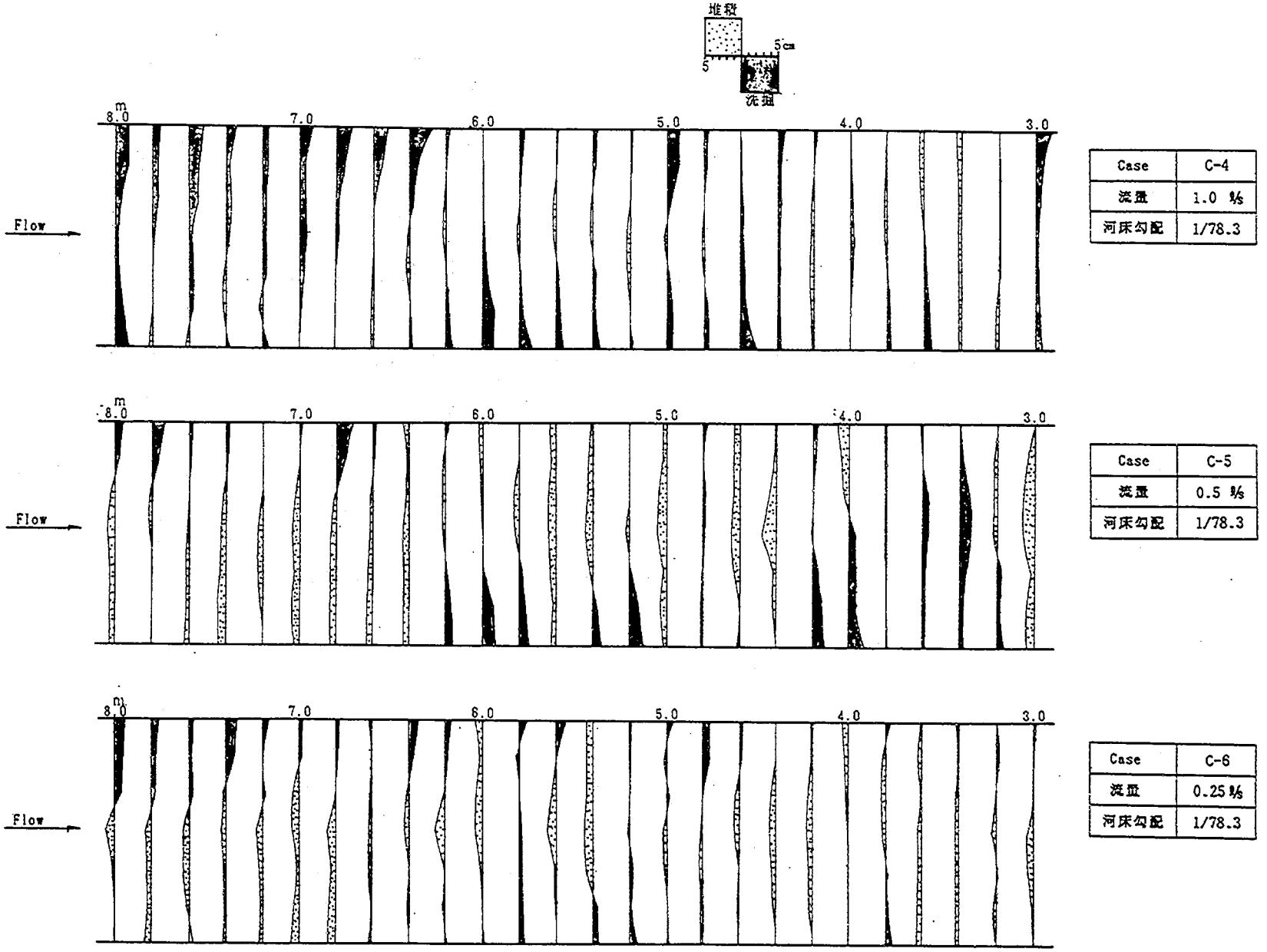
図－3.17(5) 砂州の走時曲線（Case C－5）



図－3.17(6) 砂州の走時曲線（Case C－6）



図－3.18(1) 実験Cにおける通水後の河床横断図（Case C－1～3）



Case	C-4
流量	1.0 l/s
河床勾配	1/78.3

Case	C-5
流量	0.5 l/s
河床勾配	1/78.3

Case	C-6
流量	0.25 l/s
河床勾配	1/78.3

図－3.18(2)　実験Cにおける通水後の河床横断図（Case C－4～6）

④ 実験D

本実験は，深見，坂野が鹿島試験所にて実施した実験であり，大規模屋外水路を用いて流量の違いによる中規模河床波の変化状況を観察したものである。なお，本実験結果は，深見が「砂礫堆と砂堆・砂漣の共存，土木技術資料21－10，pp．27－32，1979.」ですでに公表しており，ここでは改めてその結果を記載するものである。

表－3.4　実験一覧表（実験D[1)]）

B＝200cm，d_m＝0.066cm

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_e	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態　（下流側の状況）
D－1	15.5	2.1	1/202	3.19	0.0955	95.2	31.8	5.5	複列的交互砂州 L_s=8～16m，H_s=6.5cm
D－2	24.2	2.8	1/205	3.66	0.125	71.4	42.4	4.0	交互砂州と複列交互砂州が共存 L_s=6～15m，H_s=5.5cm
D－3	37.2	3.4	1/209	3.99	0.149	58.8	51.5	3.0	交互砂州 L_s=10～12m，H_s=3.4cm
D－4	52.3	4.2	1/217	4.36	0.178	47.6	63.6	2.5	交互砂州 L_s≒14m，H_s=4.8cm

写真－3.6(1)～(4)は，各ケースにおける通水中の流況および通水後の河床形態を示したものである。図－3.19(1)～(4)は，通水後の河床横断図を示す。

〔Case D－1〕

Case D－1では，比較的整った交互砂州が形成された。なお，下流部においては，時間経過に伴い砂州前縁線が中央側へふくらみ，かつ前縁線先端が円味を帯び，それに伴い砂州長が短くなり，複列化への前兆とも思えるような傾向を示した（写真－3.6(1)参照）。砂州長は，上流で15～16m，下流で8～10mであり，また，砂州高H_sは横断面測定を行った地点のうち，8m地点で最大値を生じ6.5cmであった（図－3.19(1)参照）。

〔Case D－2〕

Case D－2では，当初下流部に交互砂州が発生した。その後，この砂州上に上流からの砂州が重なるように進行し，8m地点から20m地点の間で複列砂州を形成した。

なお，上流部における砂州は単列の状態で下流へ移動した（写真－3.6(2)参照）。

砂州長L_sは，交互砂州で12～15m，複列砂州で6～8mである。砂州高H_sは，最大（38m地点）で5.5cmである（図－3.19(2)参照）。

〔Case D－3〕

Case D－3では，水路中央付近から下流にかけて顕著な交互砂州の発達が見られ，全体的な移動は認められたが，形状が変化することはなかった。砂州長は10～12m程度である。水路中央部から上流では，複列砂州とも思える不規則な砂州を形成した（写真－3.6(3)参照）。砂州高H_sは，2.6m地点で最大値を生じ3.4cmであった（図－3.19(3)参照）。

〔Case D－4〕

Case D－4では，26 m地点より上流において砂州長約14 mの交互砂州が形成された。ただし，44 m付近より上流では給砂が少なかったためか砂州は顕著には発達していない。26 m地点より下流では，その上流と異なり，波長の短い砂州が重なり合って存在している。これは，水路下流部への土砂の堆積により水理条件が上流と違ってきたためと思われる（写真－3.6(4)参照）。砂州高H_sは，38 m地点で最大値を生じ4.8 cmであった（図－3.19(4)参照）。

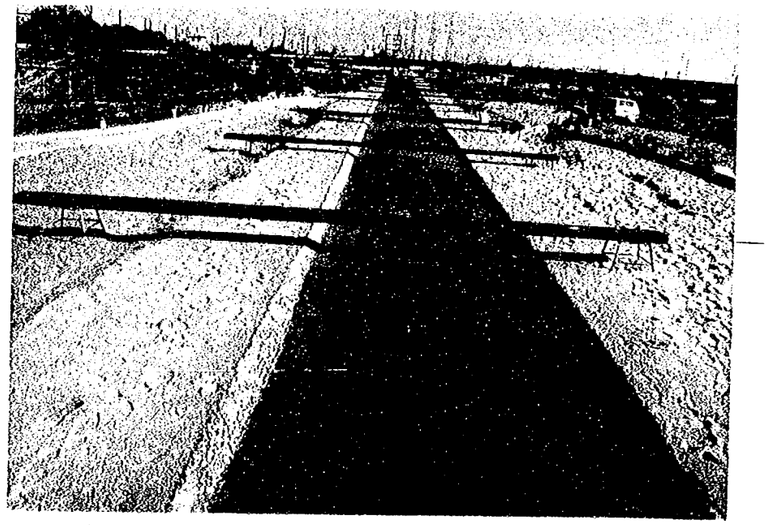
以上，本実験は流量の違いによる砂州形態の変化を見たものであるが，一つのケースにおいても上流と下流で砂州形態が違ってくるというような微妙な条件下にあり，ケースごとの砂州形態を見ても流量の違いによるはっきりとした傾向が現われていない。この原因は，給砂が少なかったことにより上流側で河床が低下し，下流端で堆砂傾向にあり，非平衡状態であったことによるものと考えられる。

なお，全ケースを通じて，流れの集中により水深が大きくなっている部分にはRipplesが形成された。

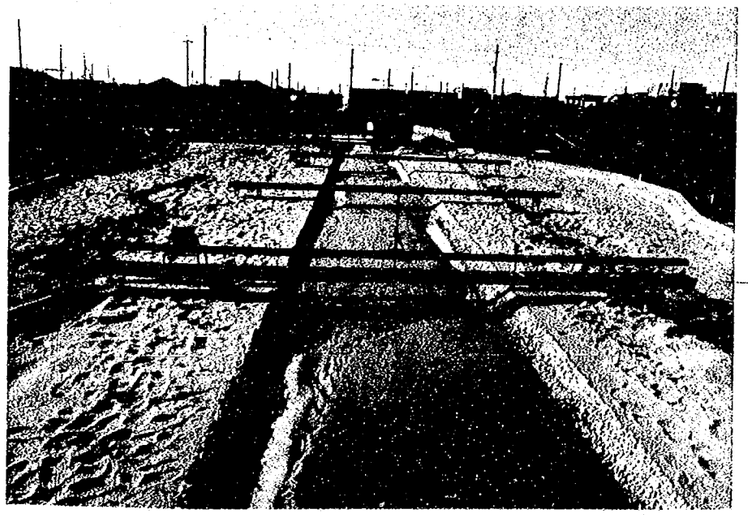
通水終了後の流況および河床形態（全景）



通水中の流況（2m地点から上流を望む）

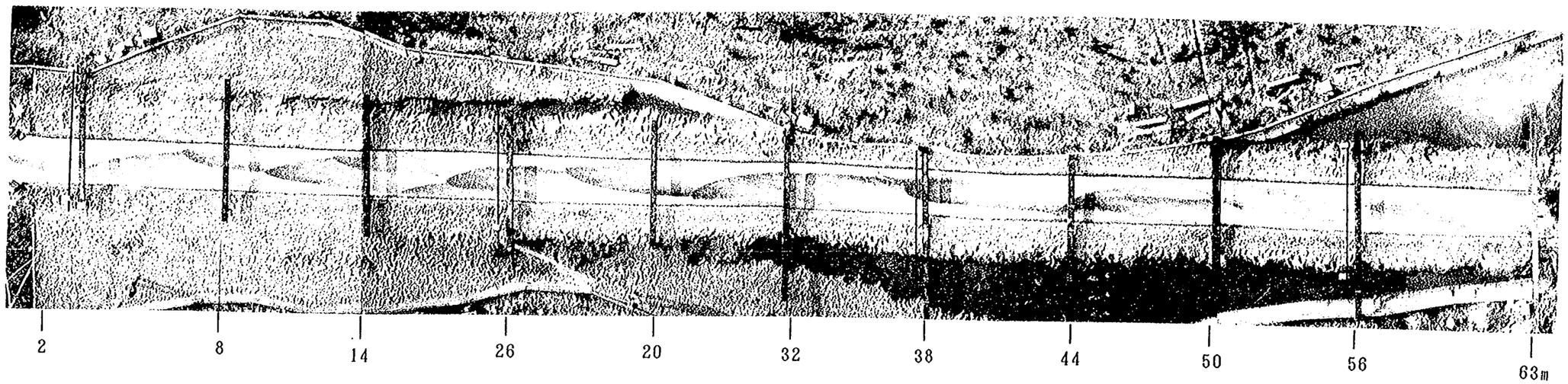


通水後の河床形態（26m地点から下流を望む）

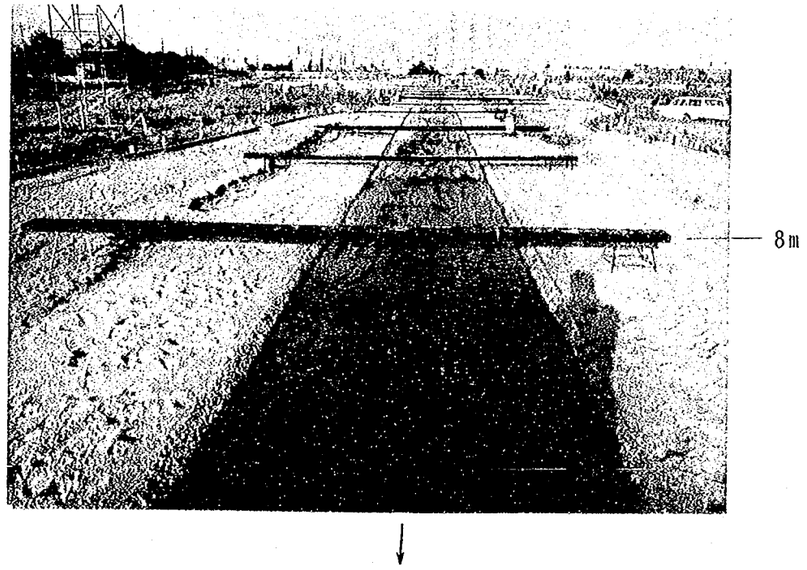


写真－3.6(1)　Case D－1における流況および河床形態

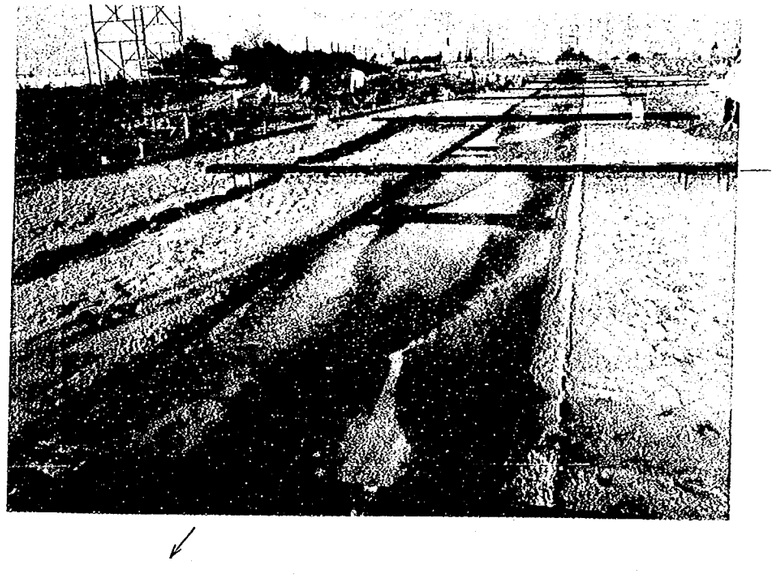
通水終了時の流況および河床形態（全景）



通水中の流況（2m地点から上流を望む）

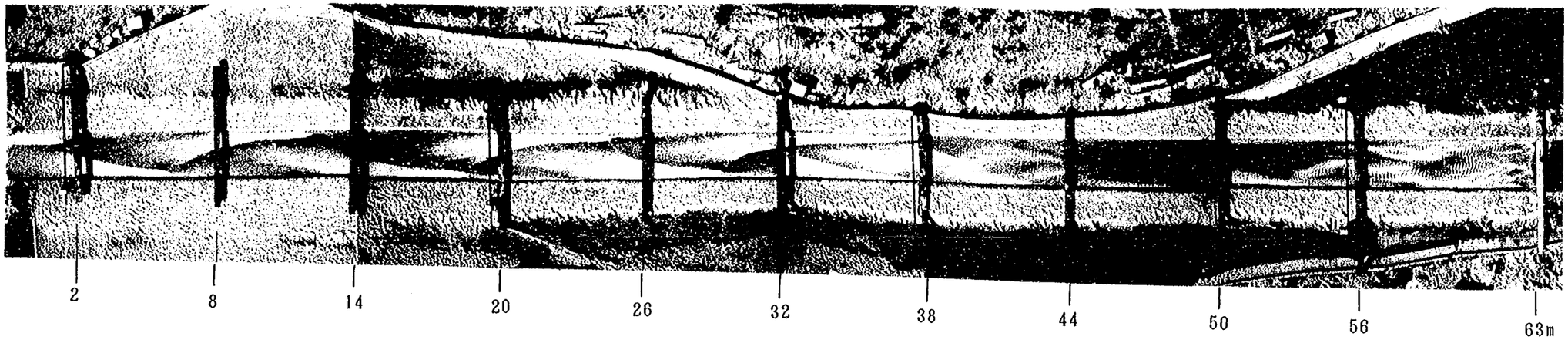


通水後の河床形態（8m地点から上流を望む）

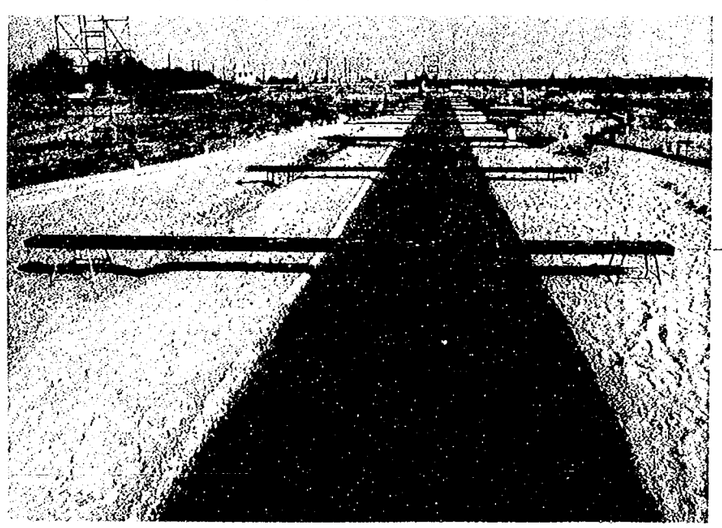


写真－3.6(2)　Case D－2における流況および河床形態

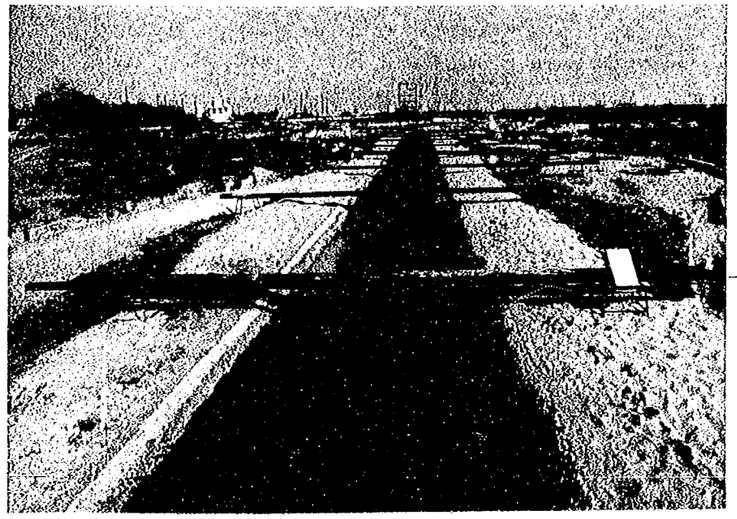
通水終了時の流況および河床形態（全景）



通水中の流況（2m地点から上流を望む）

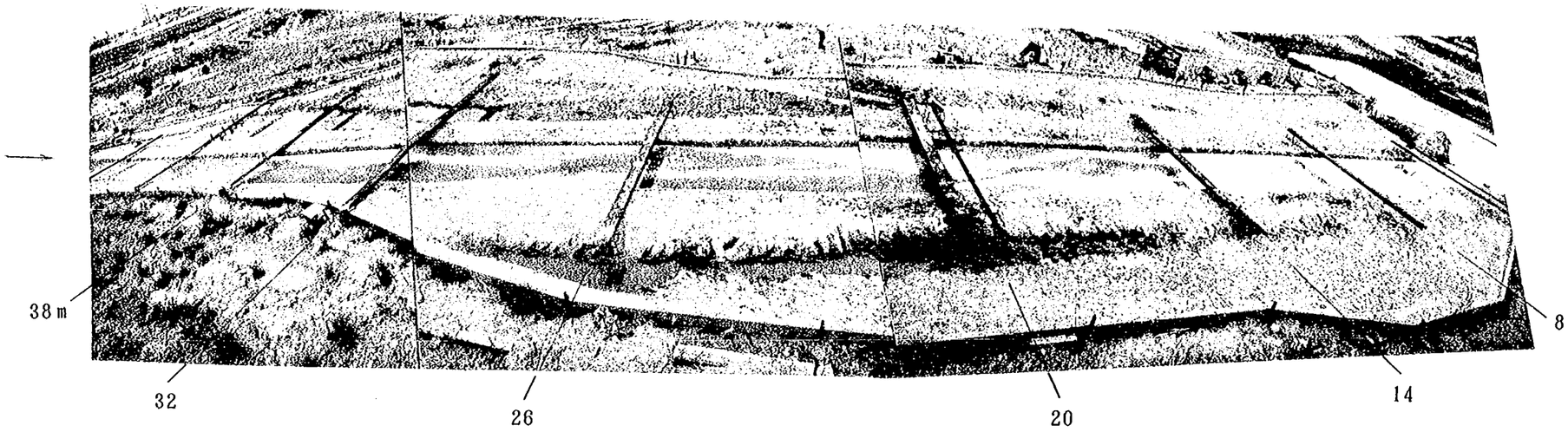


通水後の河床形態（14m地点から上流を望む）

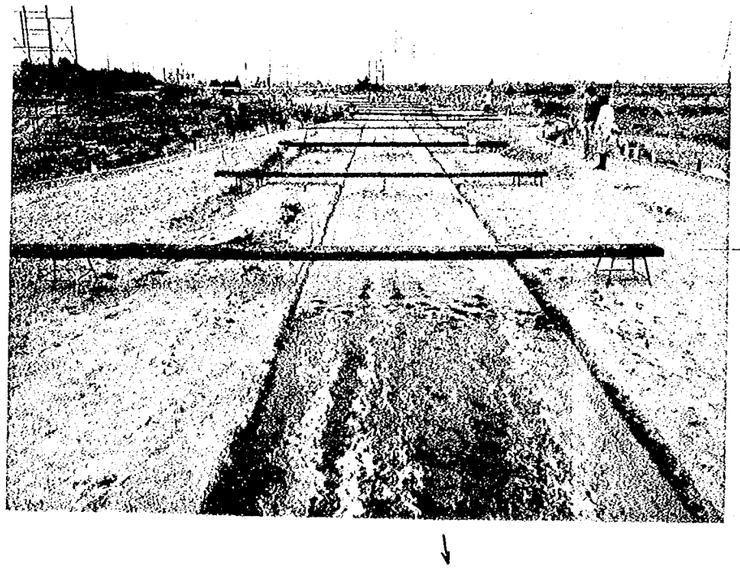


写真－3.6(3)　Case D－3における流況および河床形態

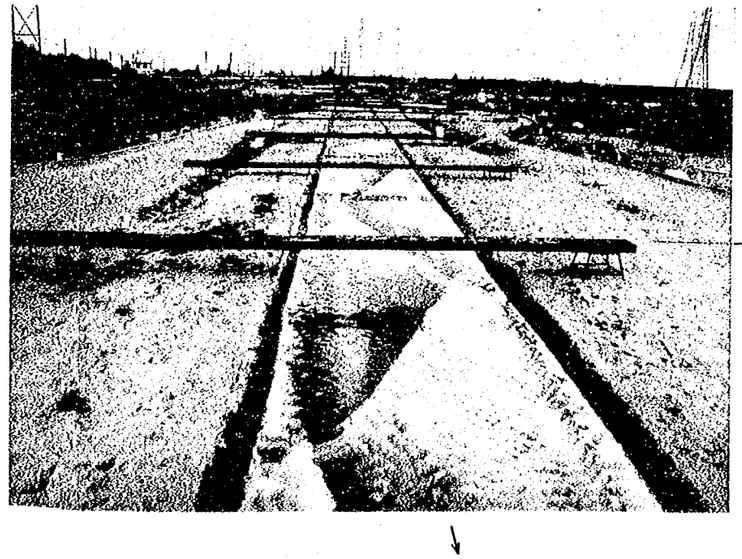
通水終了時の流況および河床形態（全景）



通水中の流況（2m地点から上流を望む）

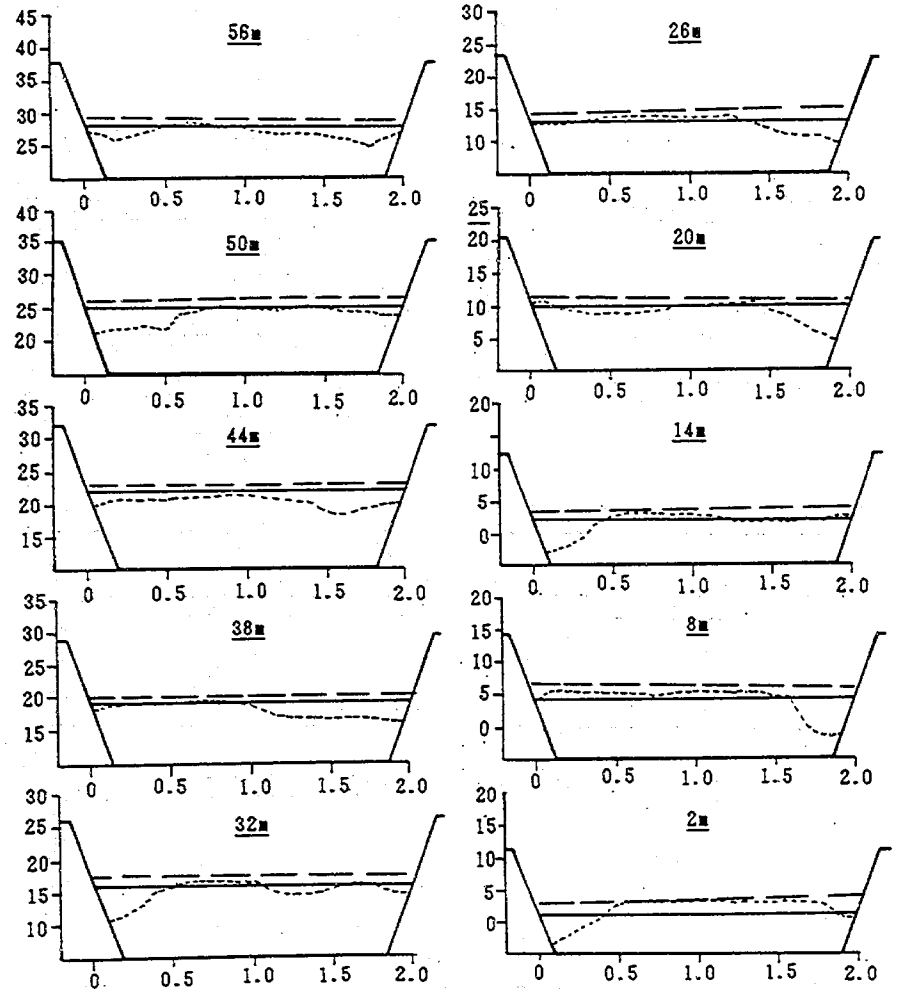


通水後の河床形態（2m地点から上流を望む）



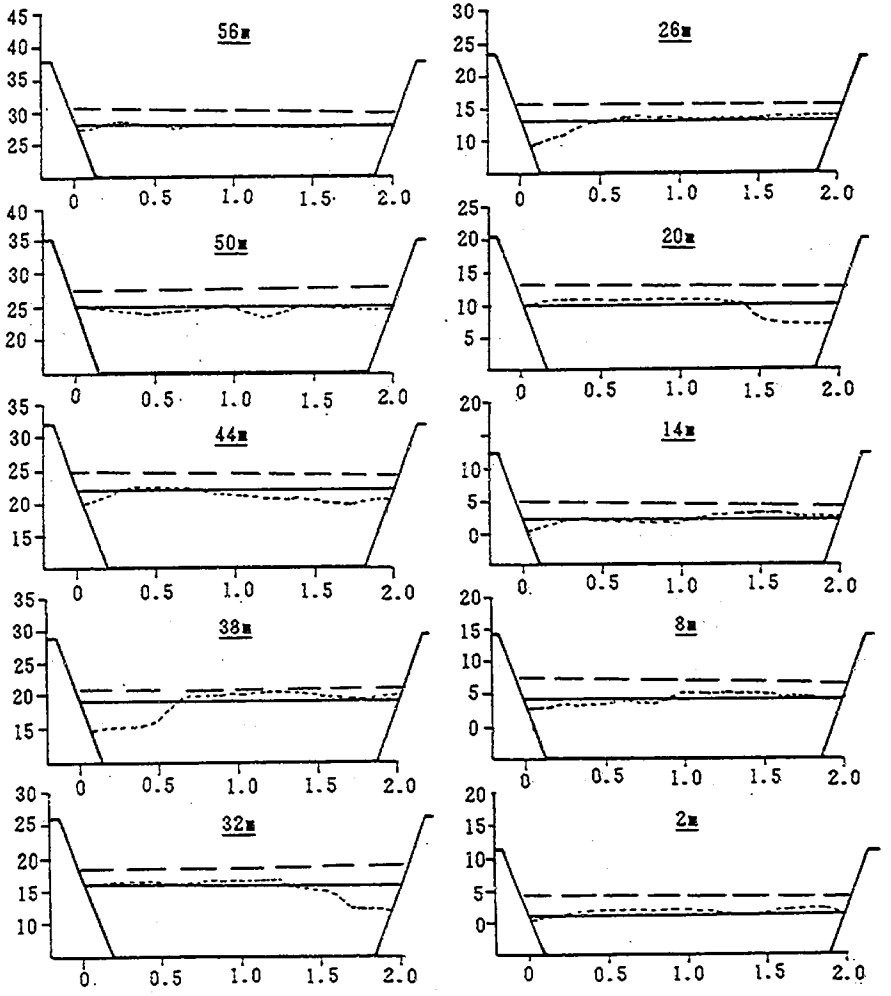
写真－3.6(4)　Case D－4 における流況および河床形態

Case	D-1
流量	15.5 l/s
通水時間	330 分



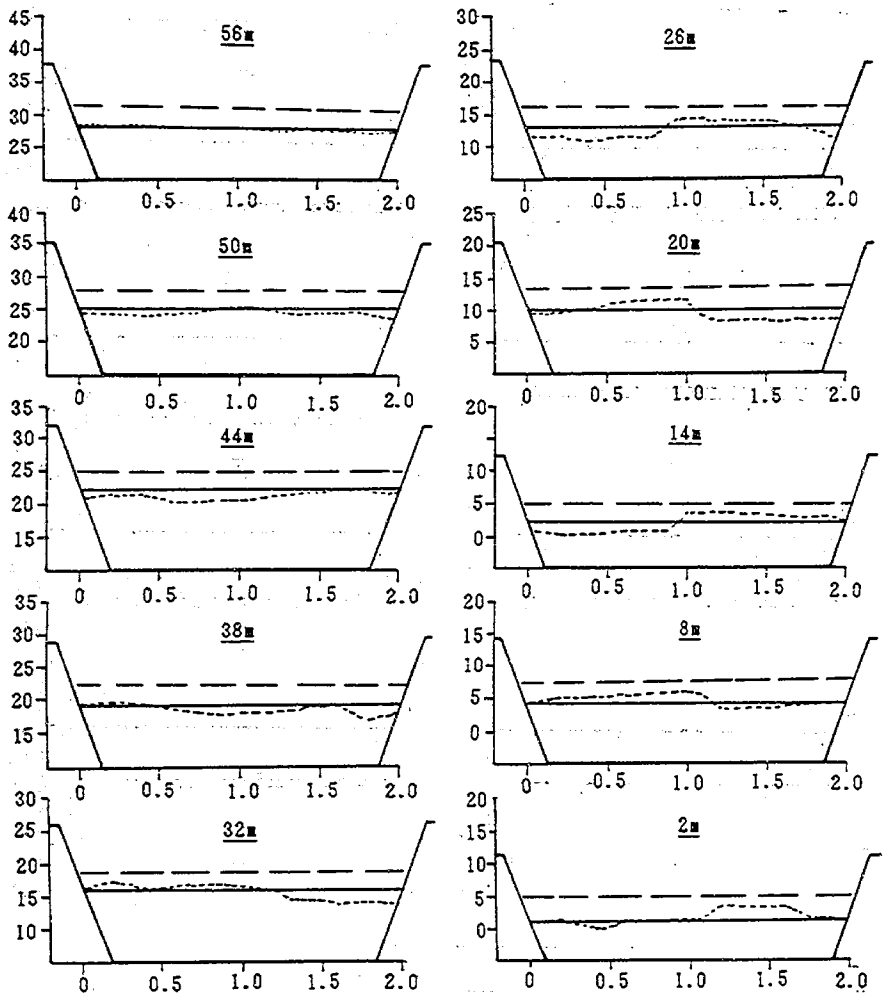
図－3.19(1)　通水後の河床横断図（Case D－1）

Case	D-2
流量	24.2 l/s
通水時間	240 分



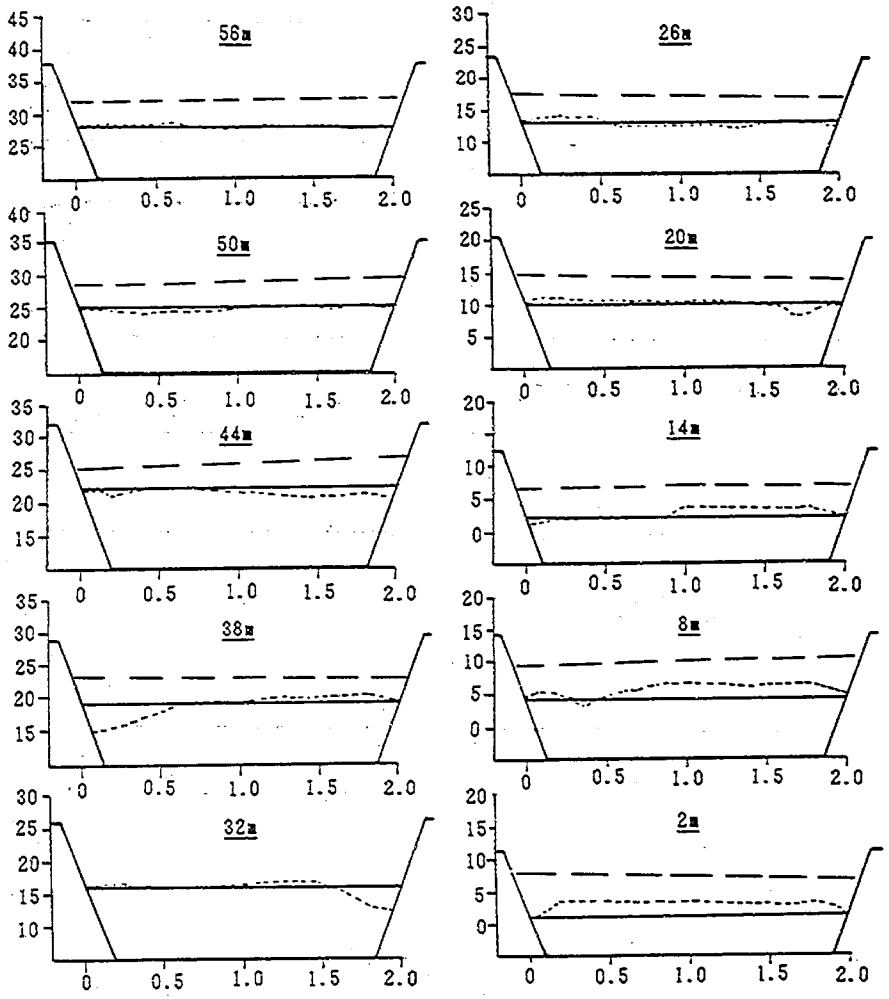
図－3.19(2)　通水後の河床横断図（Case D－2）

Case	D-3
流量	39.2 l/s
通水時間	180 分



図－3.19(3)　通水後の河床横断図（Case D－3）

Case	D-4
流量	52.3 l/s
通水時間	150 分



図－3.19(4)　通水後の河床横断図（Case D－4）

⑤ 実験E

本実験は，実験Dと同様に深見，坂野が昭和53年に鹿島試験所にて大型水路を用い，流量の変化による河床形態の変化を観察したものである。なお，本実験結果は，実験A，Dとともに深見が「砂礫堆と砂堆・砂漣の共存，土木技術資料21－10，pp．27－32，1979.」ですでに公表しており，ここでは改めてその結果を記載するものである。

表－3.5　実験一覧表（実験E）

$B=150cm$，$d_*=0.066cm$

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_b	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態
E－1	6.0	1.2	1/100	3.36	0.106	130	17.4	2.3	－
E－2	7.7	1.5	〃	3.77	0.133	103	22.0	1.5	複列的交互砂州 L_s≒15m
E－3	2.7	1.1	〃	3.30	0.102	135	16.8	7.0	複列砂州 L_s≒5m
E－4	5.6	1.1	〃	3.33	0.104	133	17.1	4.0	複列砂州 L_s≒5m
E－5	6.3	1.9	1/150	3.52	0.116	78.9	28.8	11.0	Ripples／交互砂州と複列砂州が共存
E－6	10.5	2.0	〃	3.65	0.125	73.5	30.9	5.0	Ripples／複列的交互砂州 L_s≒14m

写真－3.7(1)～(6)は，各ケースにおける通水中の流況および通水後の河床形態を示したものである。

〔Case E－1〕

流れは網状であり，若干二列蛇行の傾向を示すが，上流における給砂が不適当であったためか，側壁沿いのみお筋が一方的に洗掘されて，明瞭な河床形態が得られなかった（写真－3.7(1)参照）。

〔Case E－2〕

流れは図－3.20に示すように，特徴ある蛇行を呈し，河床には前縁線先端部が丸まった複列的な交互砂州が形成されたが，やはり側壁沿いのみお筋が深くなり，全体の砂礫堆形状は変形している（写真－3.7(2)参照）。



図－3.20　Case E－2の表面流線

〔 Case E－3 〕

流れは網状に近く，大局的には二列砂礫堆が形成された（写真－3.7(3)参照）。

〔 Case E－4 〕

河床形態は大局的に二列砂礫堆であり，流れは網流化している（写真－3.7(4)参照）。

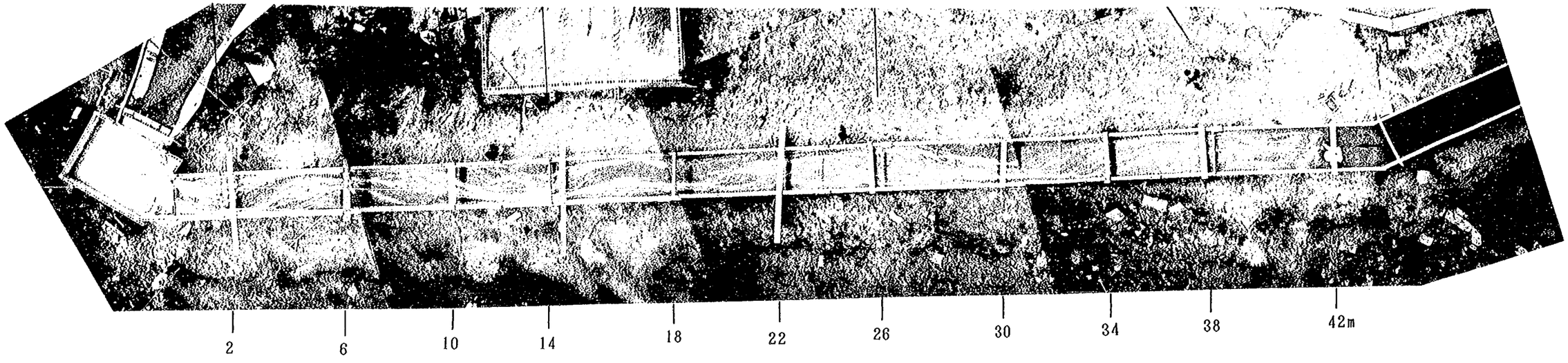
〔 Case E－5 〕

河床勾配を1/100から1/150にしたため，Ripplesが共存する状態となった。砂州の発達が悪く，形状は不明瞭であるが，複列砂州と交互砂州の混じったような状態に見える（写真－3.7(5)参照）。

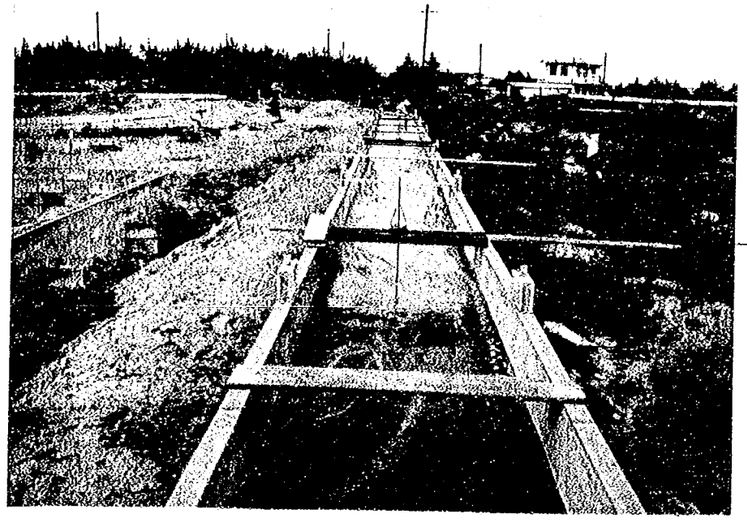
〔 Case E－6 〕

この場合もRipplesが共存しているが，砂州は明瞭に発達し，河床が高くなった部分ではRipplesは消える。砂州の形状は，前縁線先端の丸くなった複列的な交互砂州である（写真－3.7(6)参照）。

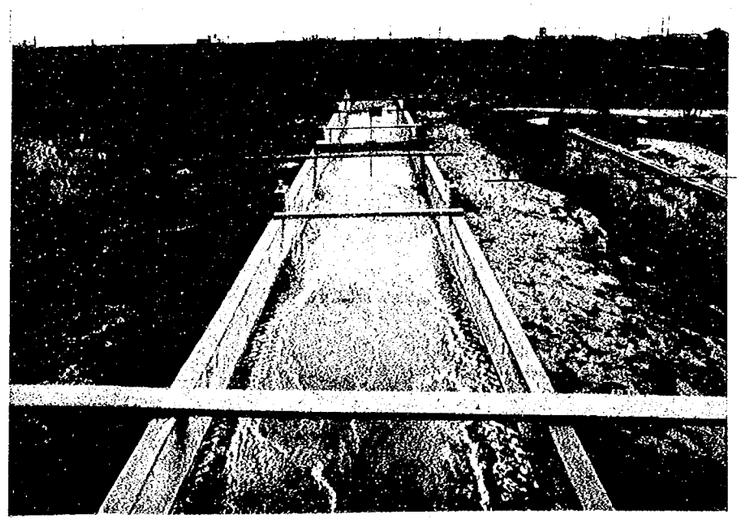
通水中の流況（全景）



通水中の流況（6m地点から上流を望む）

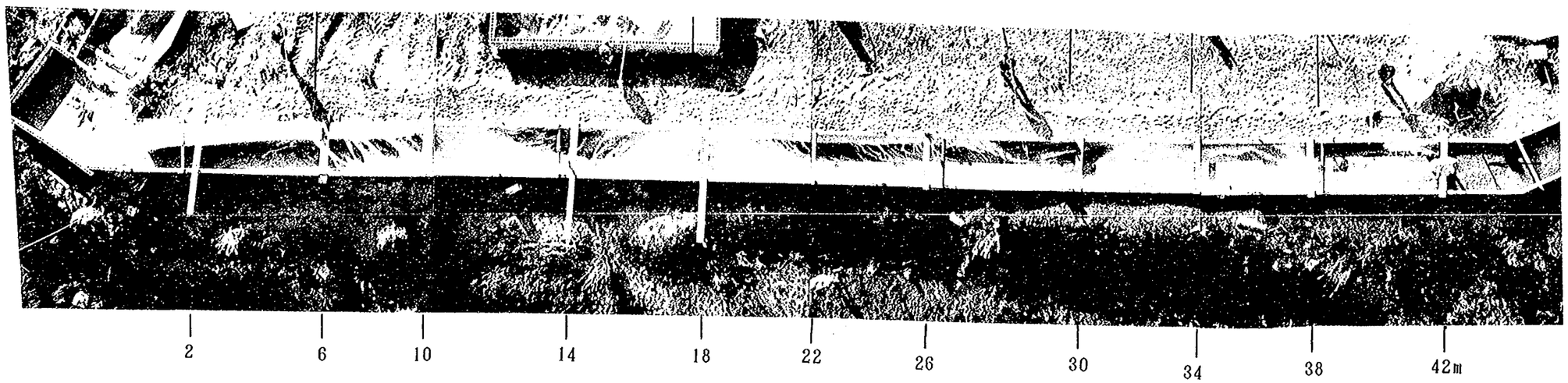


通水中の流況（26m地点から下流を望む）

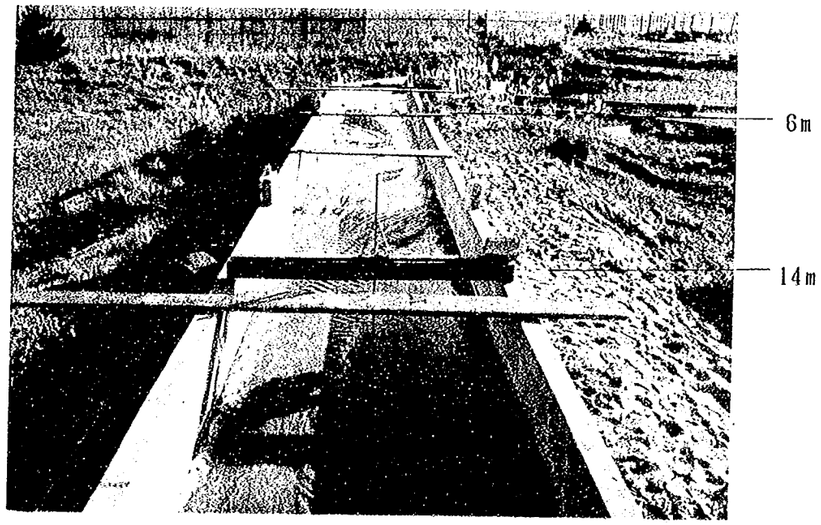


写真－3.7(1)　Case E－1における流況および河床形態

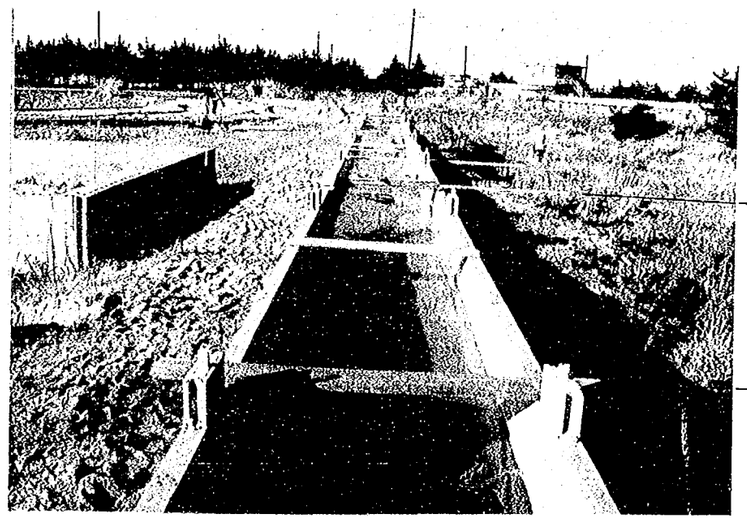
通水終了時の流況および河床形態（全景）



通水中の流況（18m地点から下流を望む）

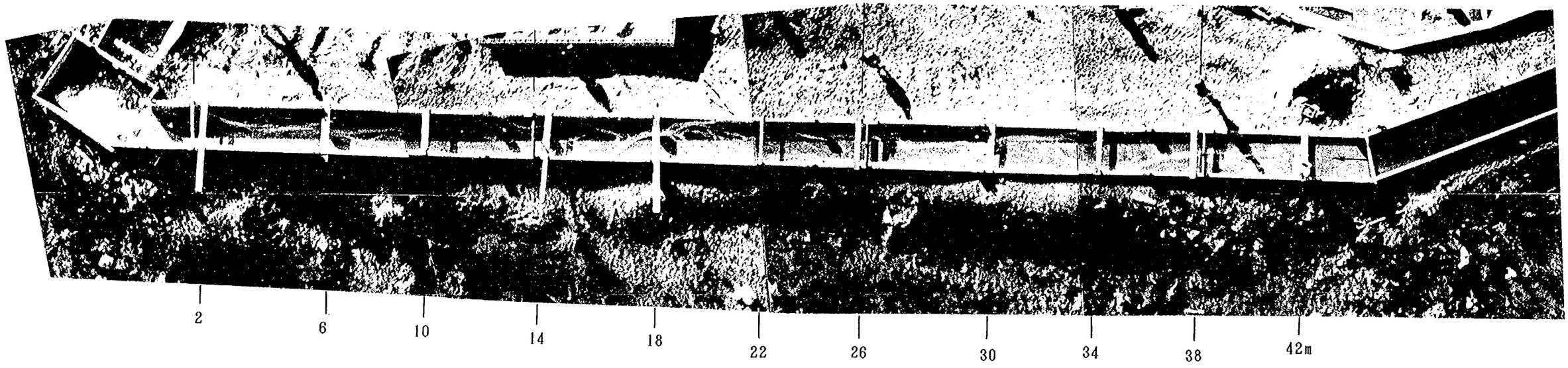


通水中の流況（2m地点から上流を望む）

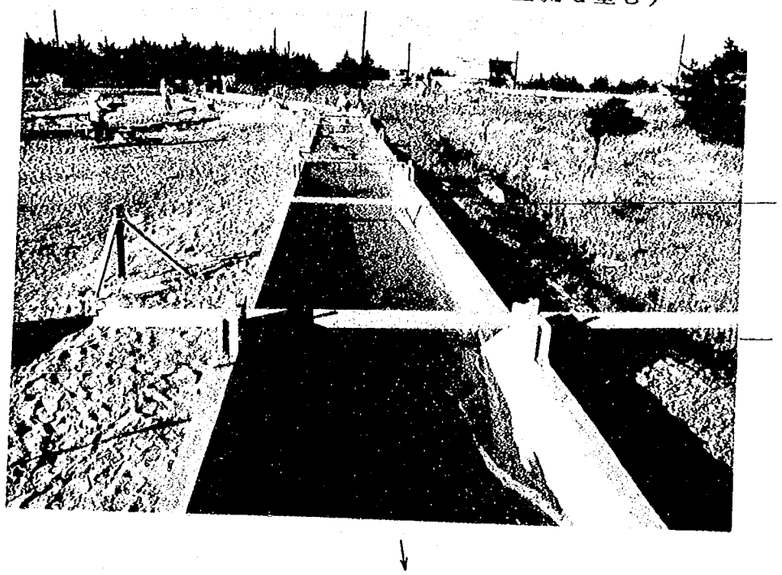


写真－3.7(2)　Case E－2における流況および河床形態

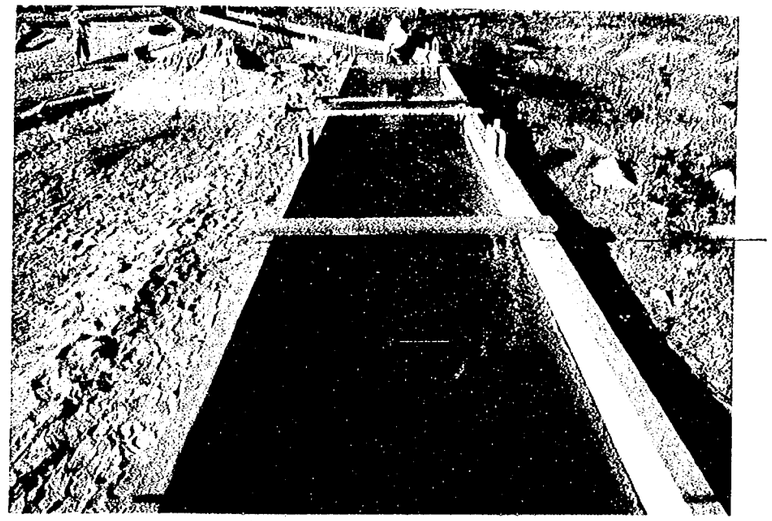
通水中の流況（全景）



通水中の流況（14m地点から上流を望む）

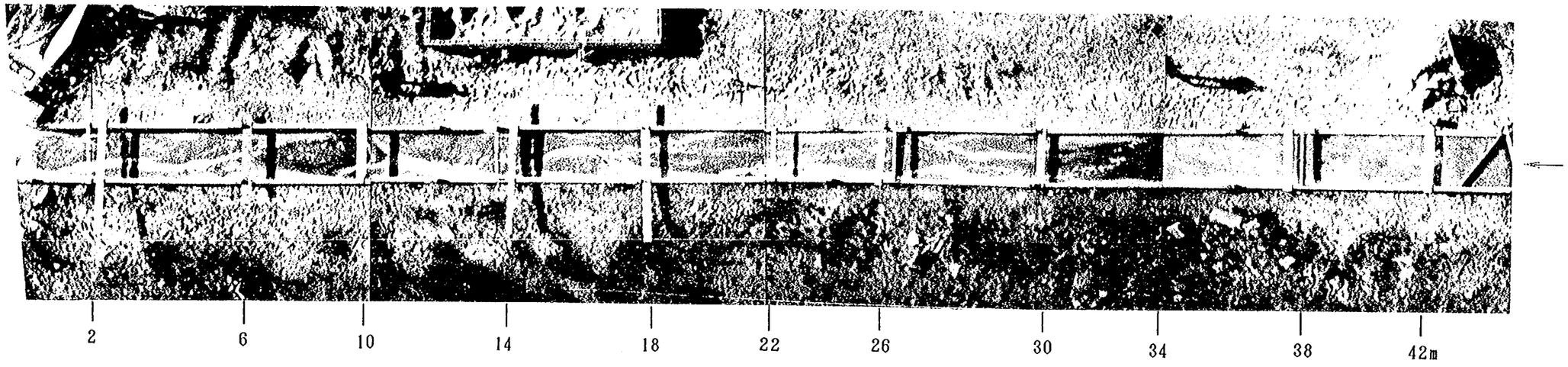


通水中の流況（30m地点から上流を望む）

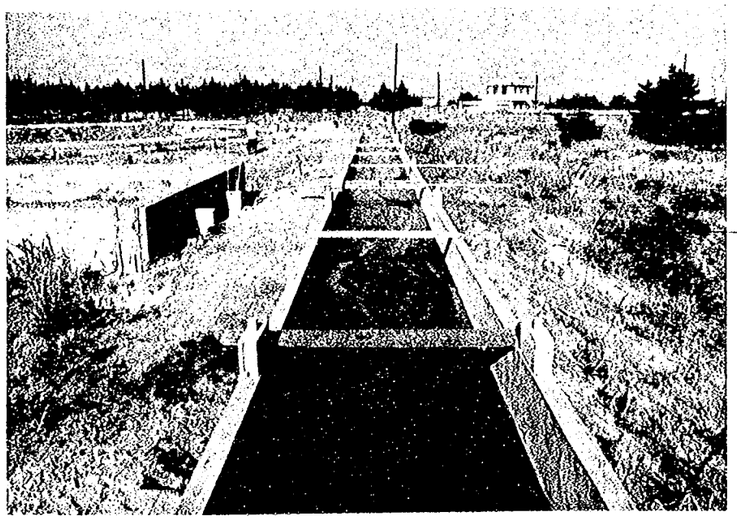


写真－3.7(3)　Case E－3における流況および河床形態

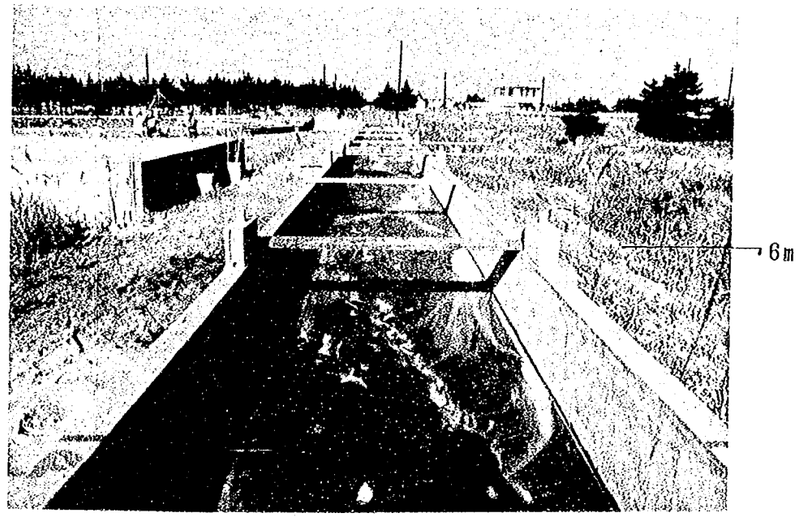
通水終了時の流況および河床形態（全景）



通水中の流況（2m地点から上流を望む）

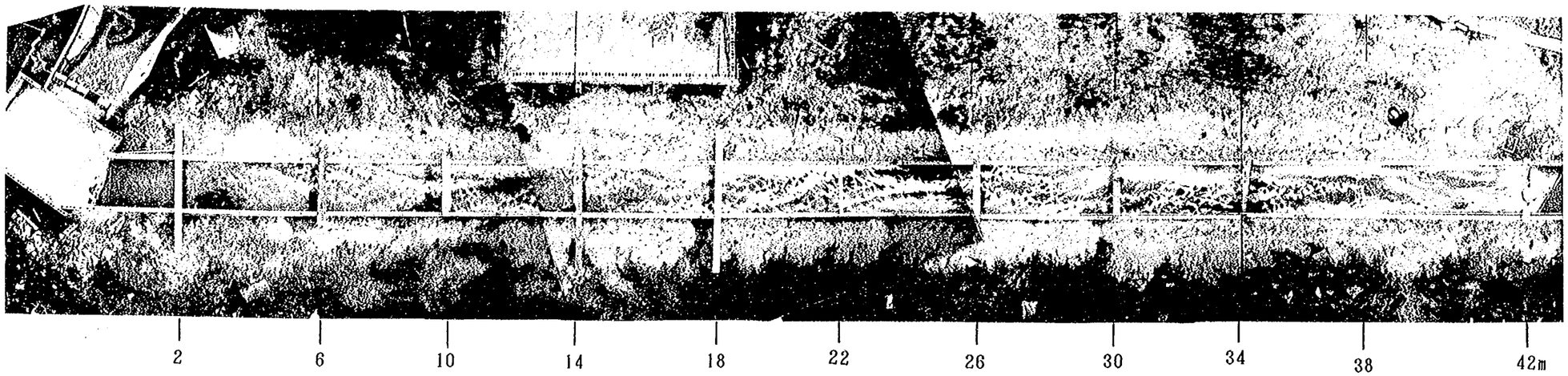


通水後の河床形態（2m地点から上流を望む）

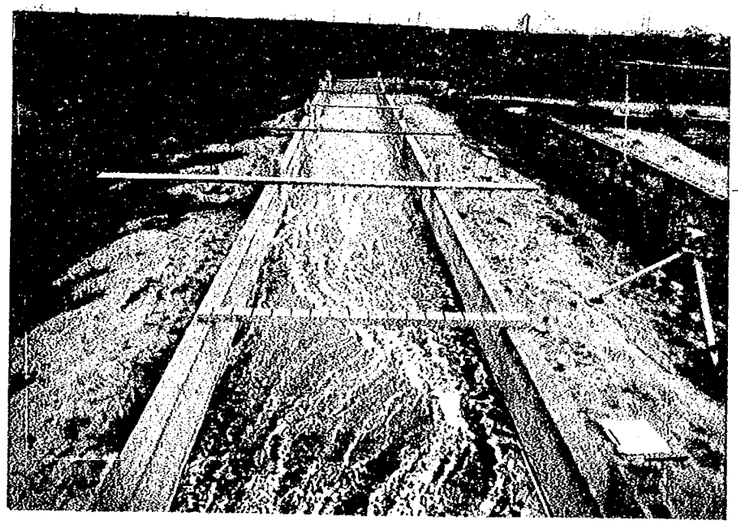


写真－3.7(4)　Case E－4 における流況および河床形態

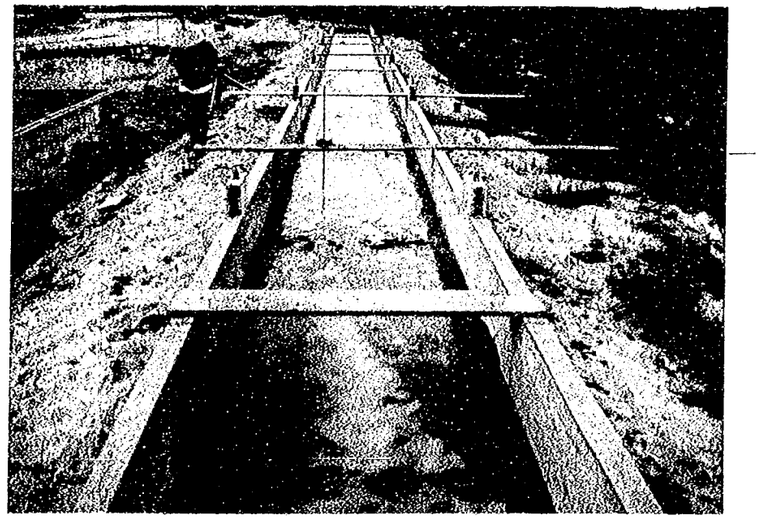
通水終了時の流況および河床形態（全景）



通水中の流況（26m地点から下流を望む）

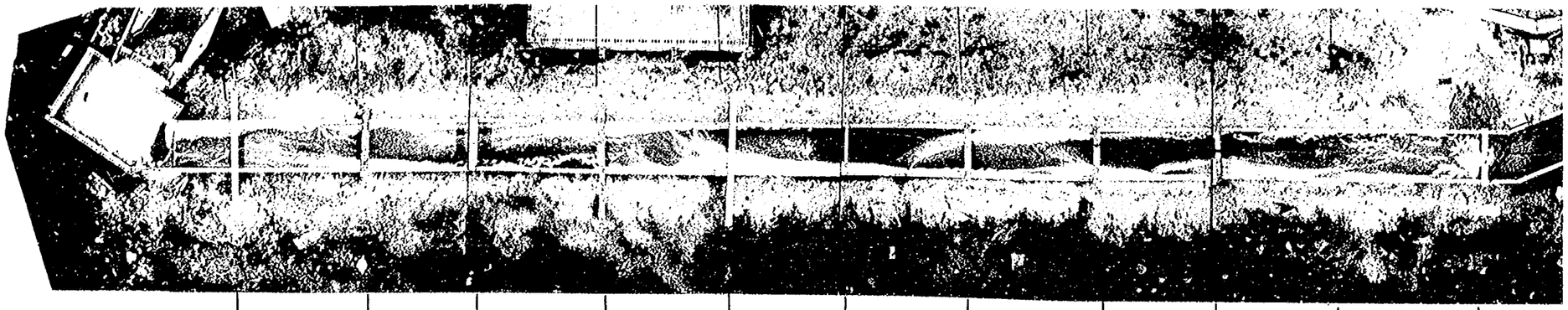


通水後の河床形態（6m地点から上流を望む）

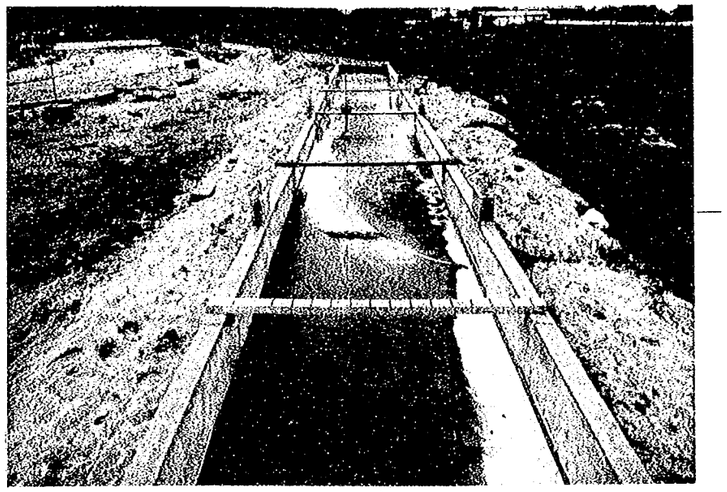


写真－3.7(5)　Case E－5における流況および河床形態

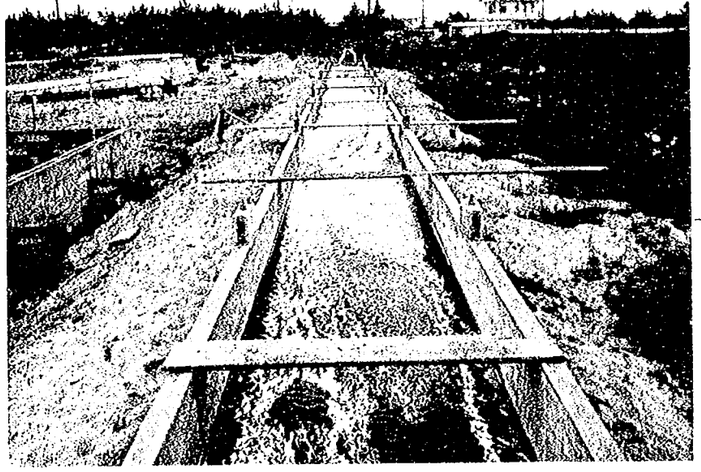
通水終了時の流況および河床形態（全景）



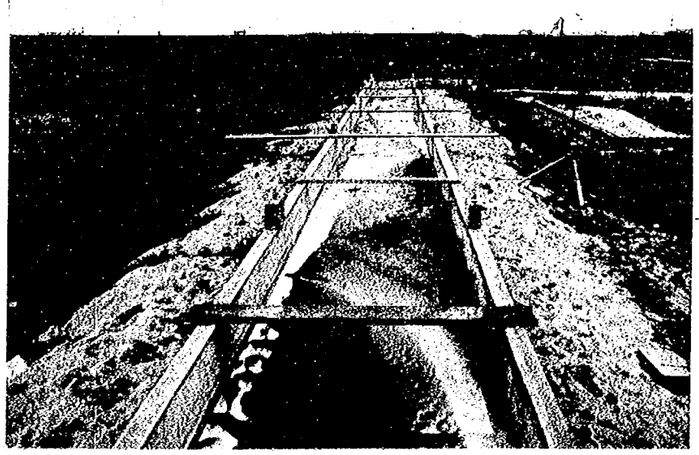
通水後の河床形態（18m地点から上流を望む）



通水中の流況（6m地点から上流を望む）



通水後の河床形態（30m地点から下流を望む）



写真－3.7(6)　Case E－6における流況および河床形態

(2) 側壁勾配を変えた実験（実験F ）

本実験は，浅野，坂野，林が昭和58年に土木研究所にて実施した実験であり，側壁勾配が直，5分，1割，2割からなる4本の水路を用いて，側壁勾配の違いによる流況および河床形態（局所洗掘）の変化を検討したものである。なお，本実験水路は直線部と湾曲部を有しており，ここでは直線部のみに限定し，実験結果を述べることとする。湾曲部に関しては，3－2 湾曲水路実験の中の実験Jで述べることとする。

表－3.6 実験一覧表（実験F ）

$B=60cm$, $d_m=0.15cm$

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_w	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備考
F－1	3.0	1.5	1/103	3.78	0.0588	40.0	10.0	2.5	交互砂州	側壁勾配：直
F－2	〃	1.4	1/100	3.70	0.0566	42.9	9.33	〃	L_s=6～8m	〃 ：5分
F－3	〃	1.2	1/102	3.40	0.0475	50.0	8.00	〃	V_s=≒0.11cm/s	〃 ：1割
F－4	〃	1.3	1/109	3.42	0.0482	46.2	8.67	〃		〃 ：2割
F－5	6.0	2.4	1/114	4.64	0.0851	25.0	16.0	〃	交互砂州	側壁勾配：直
F－6	〃	2.2	1/115	4.33	0.0773	27.3	14.7	〃	L_s=4～6m	〃 ：5分
F－7	〃	2.0	1/104	4.34	0.0777	30.0	13.3	〃	V_s=≒0.27cm/s	〃 ：1割
F－8	〃	1.9	1/109	4.13	0.0704	31.6	12.7	〃		〃 ：2割

図－3.21(1)～(8)は，各ケースにおける砂州前縁線の経時変化を示したものである。各ケースの通水150分後の流況を示すと写真－3.8(1)，(2)のようである。また，図－3.22(1)，(2)には，洗掘位置の経時変化を図－3.23(1)，(2)には通水150分後の洗掘位置および洗掘深を示す。

〔タイプⅠ（F－1～F－4 ）〕

タイプⅠは，流量を3 ℓ/s ，初期河床勾配を1/100に設定し，側壁勾配が直，5分，1割，2割の4ケースについて実験を行ったものである。

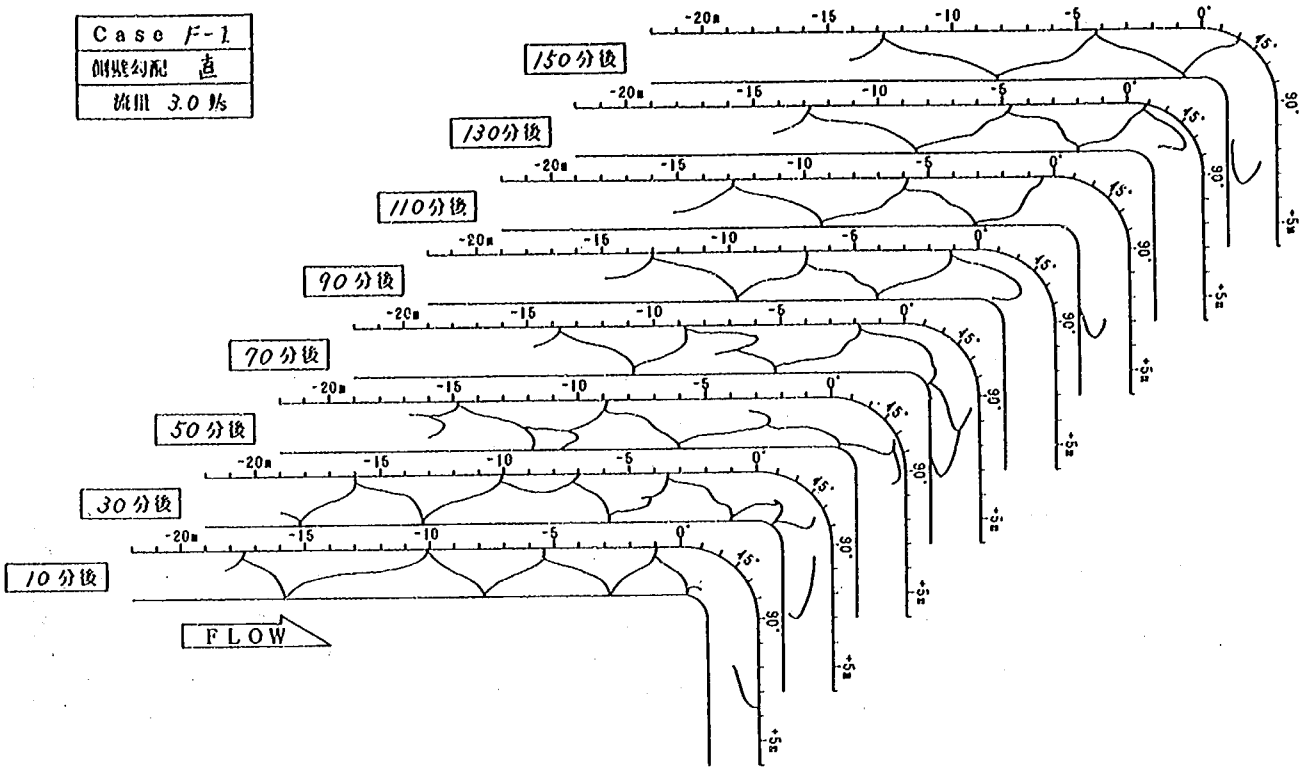
タイプⅠでは，全ケースとも交互砂州が形成された。砂州の長さは全ケースとも同程度（砂州長6～8m）であり，砂州長に対する側岸の影響は見られなかった（図－3.21 (1)～(4)，写真3.8(1)参照）。また，砂州の進行速度も同程度で等速に近く平均すれば0.11 cm/sである（図－3.22(1)参照）。 洗掘状況を見ると，側壁勾配が緩いほど洗掘深は浅くなり，洗掘範囲は広くなるのが認められた（図－2.23(1)参照）。

〔タイプⅡ（Case F－5～F－8 ）〕

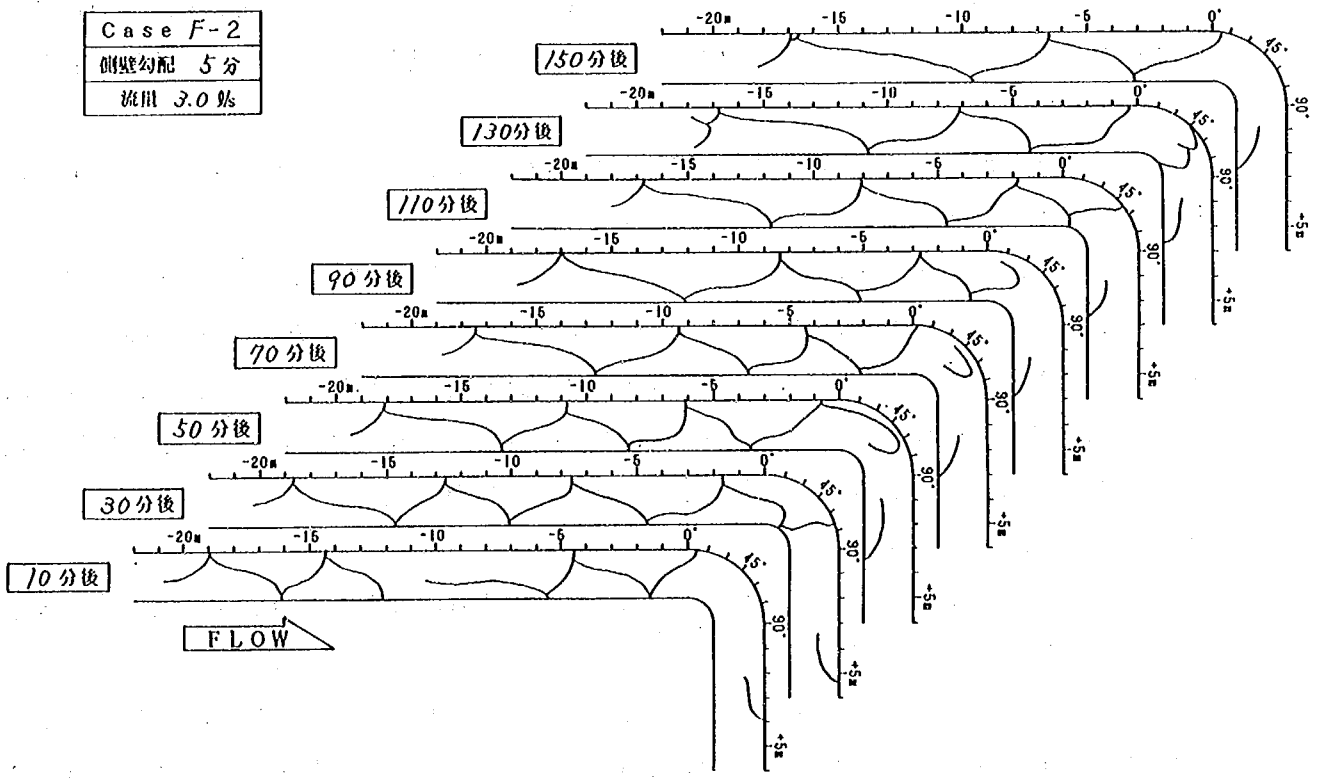
タイプⅡは，流量をタイプⅠの2倍の6 ℓ/s ，初期河床勾配を1/100に設定し，側壁勾配が直，5分，1割，2割の4ケースについて実験を行ったものである。

タイプⅡでもタイプⅠと同様に全ケースにおいて交互砂州が形成された。砂州の大きさもまたタイプⅠと同様に，全ケースで同程度であったが，タイプⅠと比べると砂州長は小さく，4～6m，程度であった（図－3.21(5)～(8)，写真－3.8(2)参照）。 砂州の平均的な進行

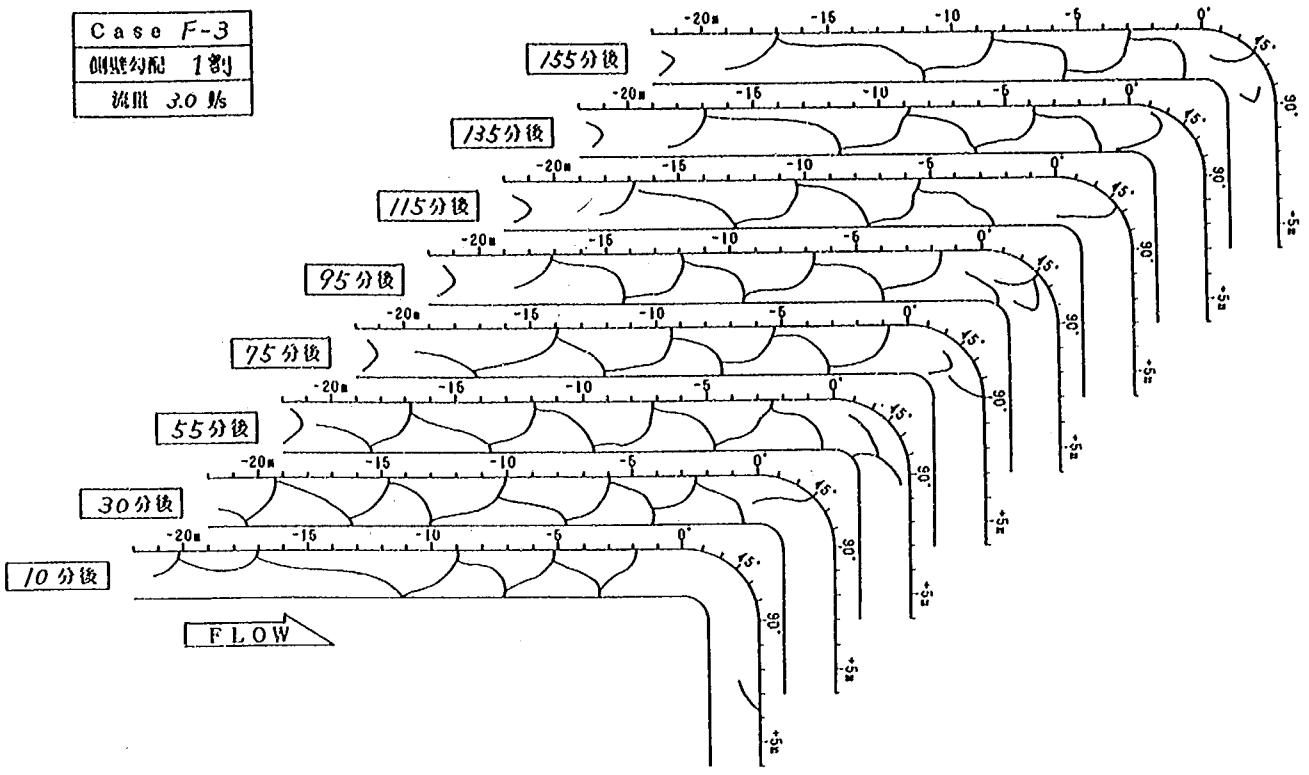
速度は 0.27 cm/s であり，タイプⅠに比べて大きい値を示している（図－3.22(2)参照）。また，側岸付近の洗掘状況に関しては，タイプⅠと同様なことが認められた（図－3.23(2)参照）。



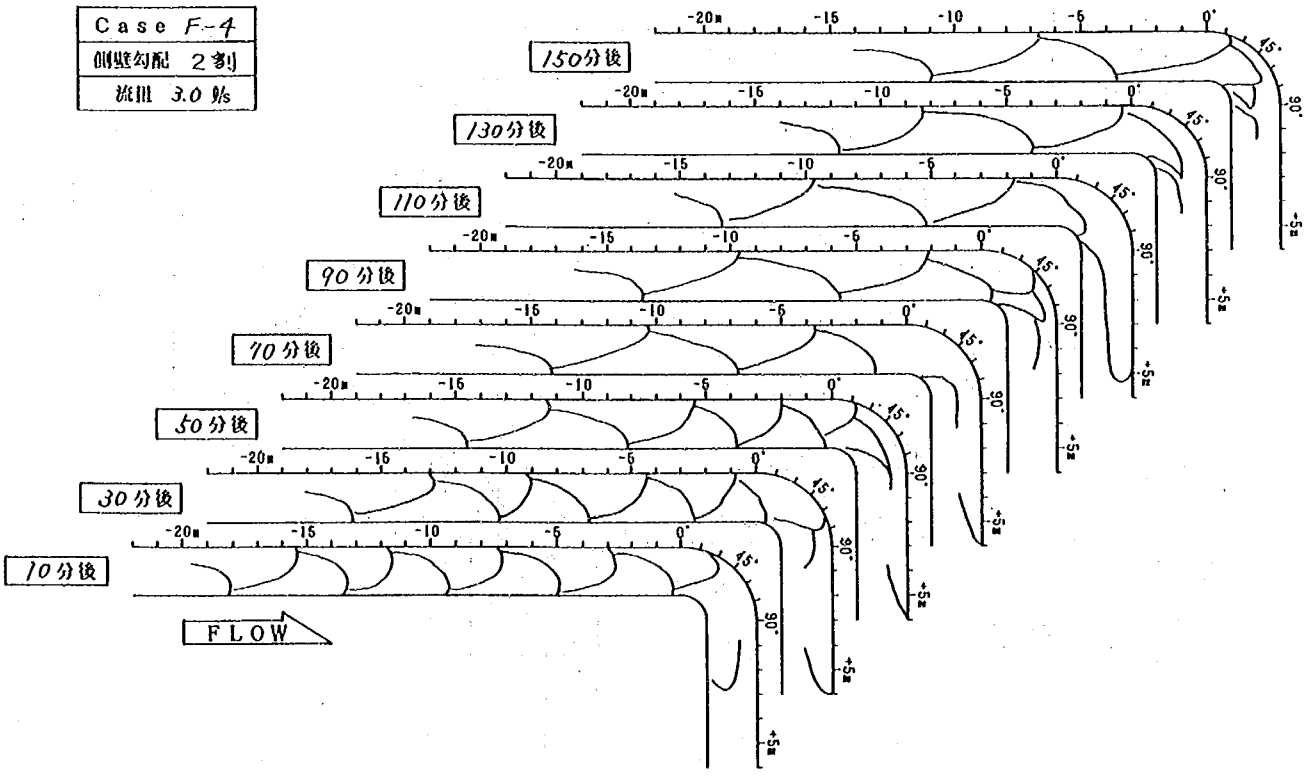
図－3.21(1) 砂州前縁線経時変化図



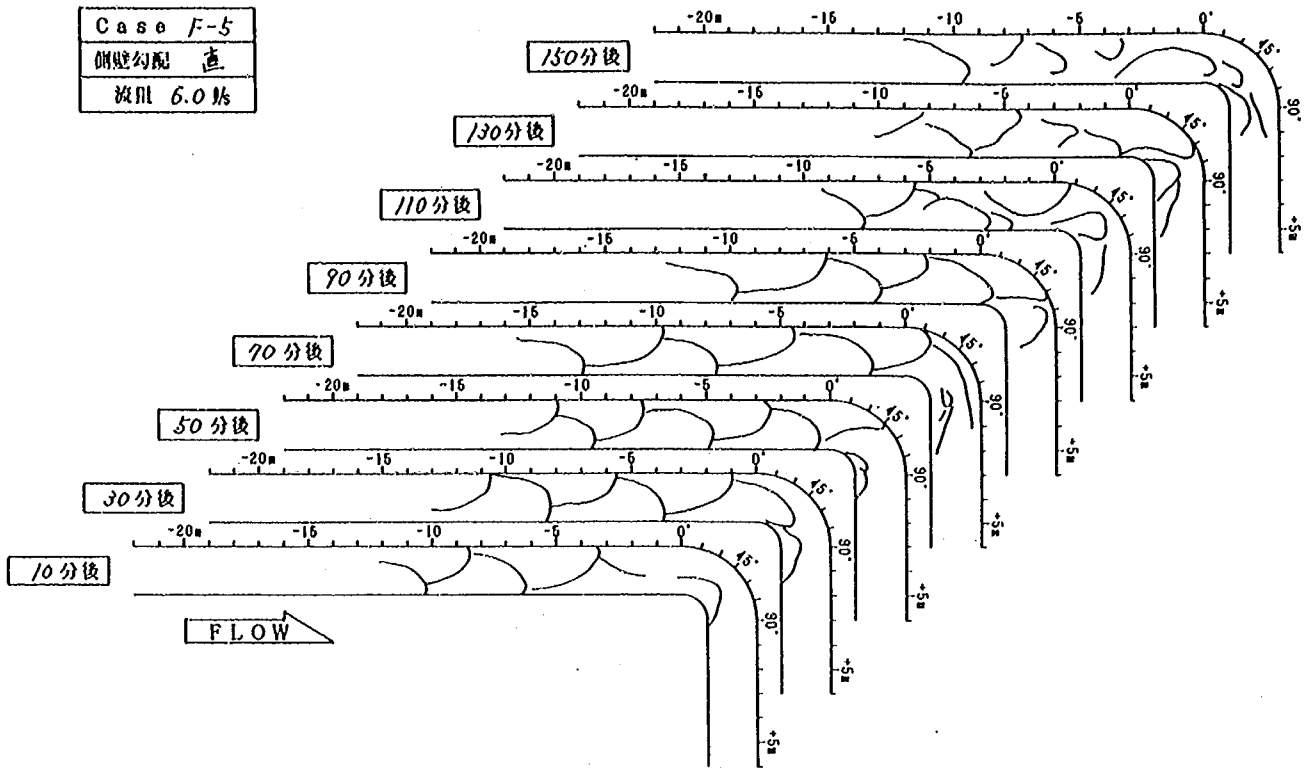
図－3.21(2) 砂州前縁線経時変化図



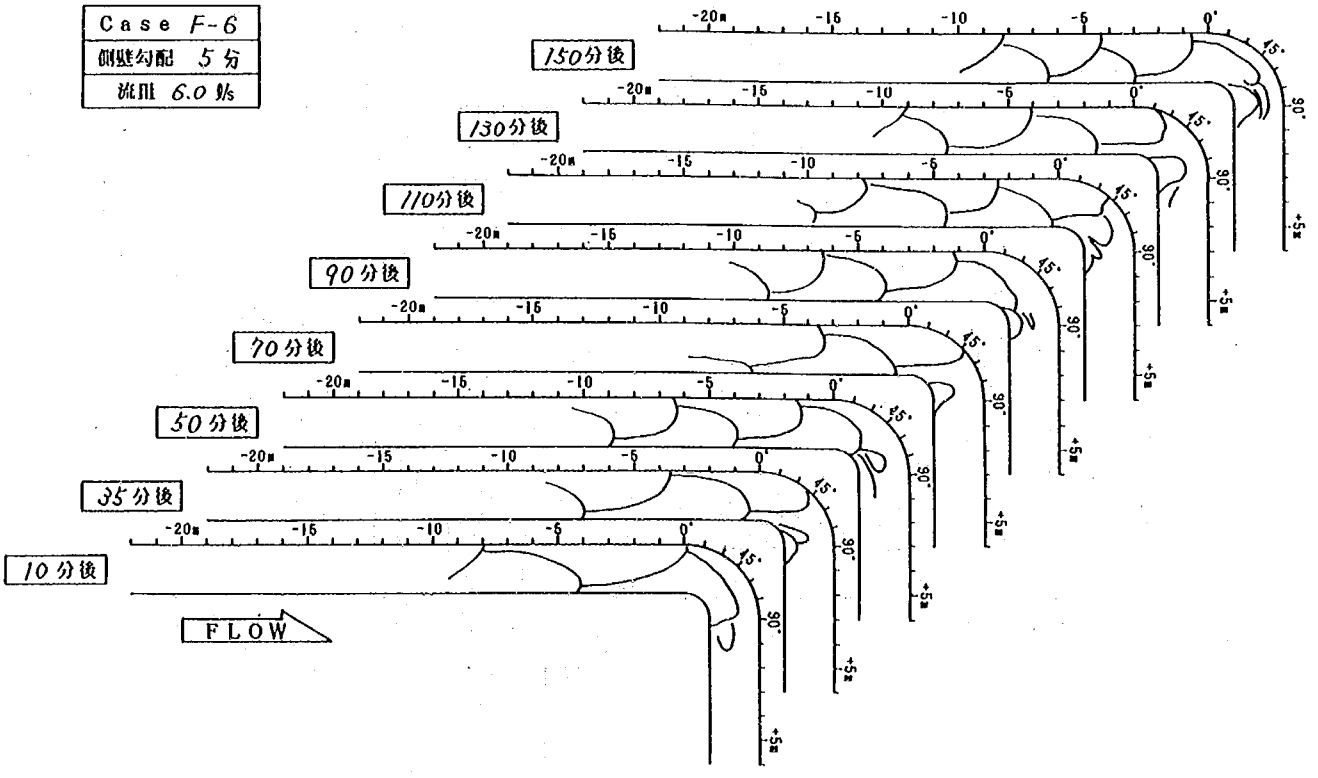
図－ 3. 21 (3)　砂州前縁線経時変化図



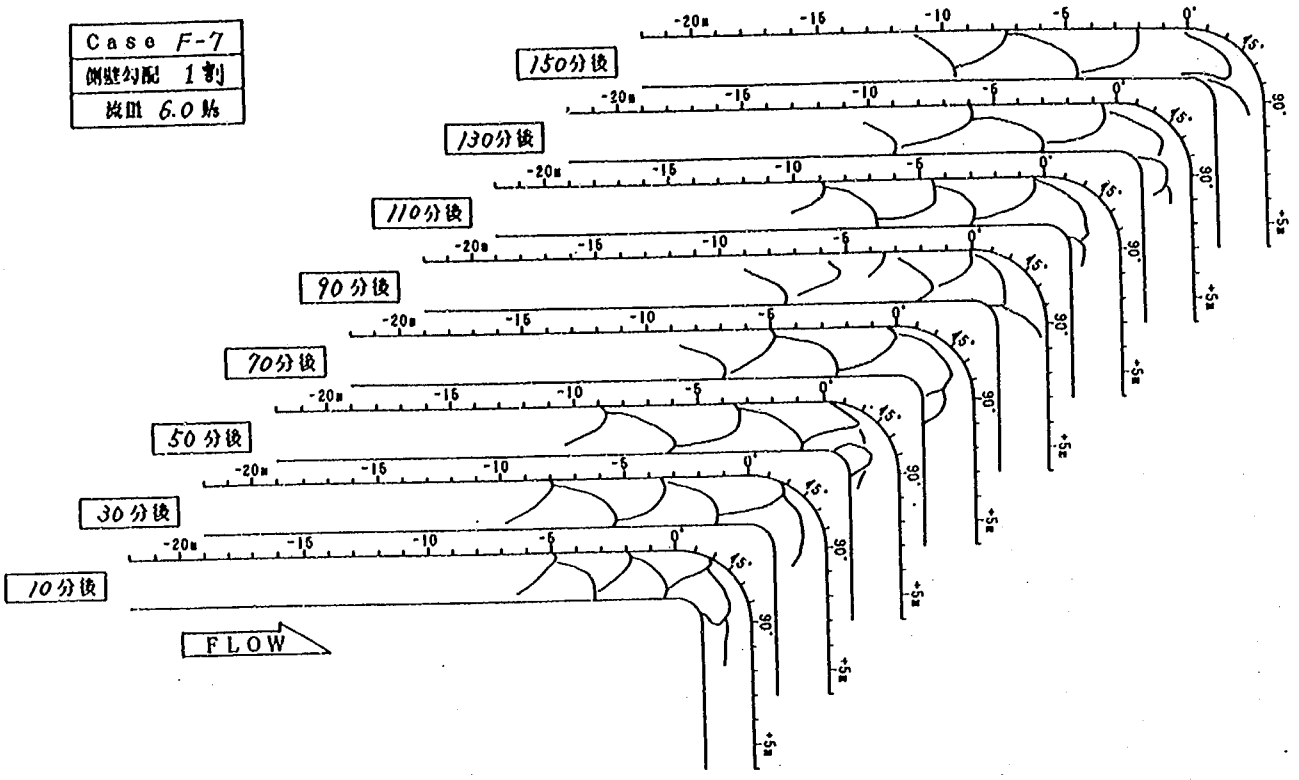
図－ 3. 21 (4)　砂州前縁線経時変化図



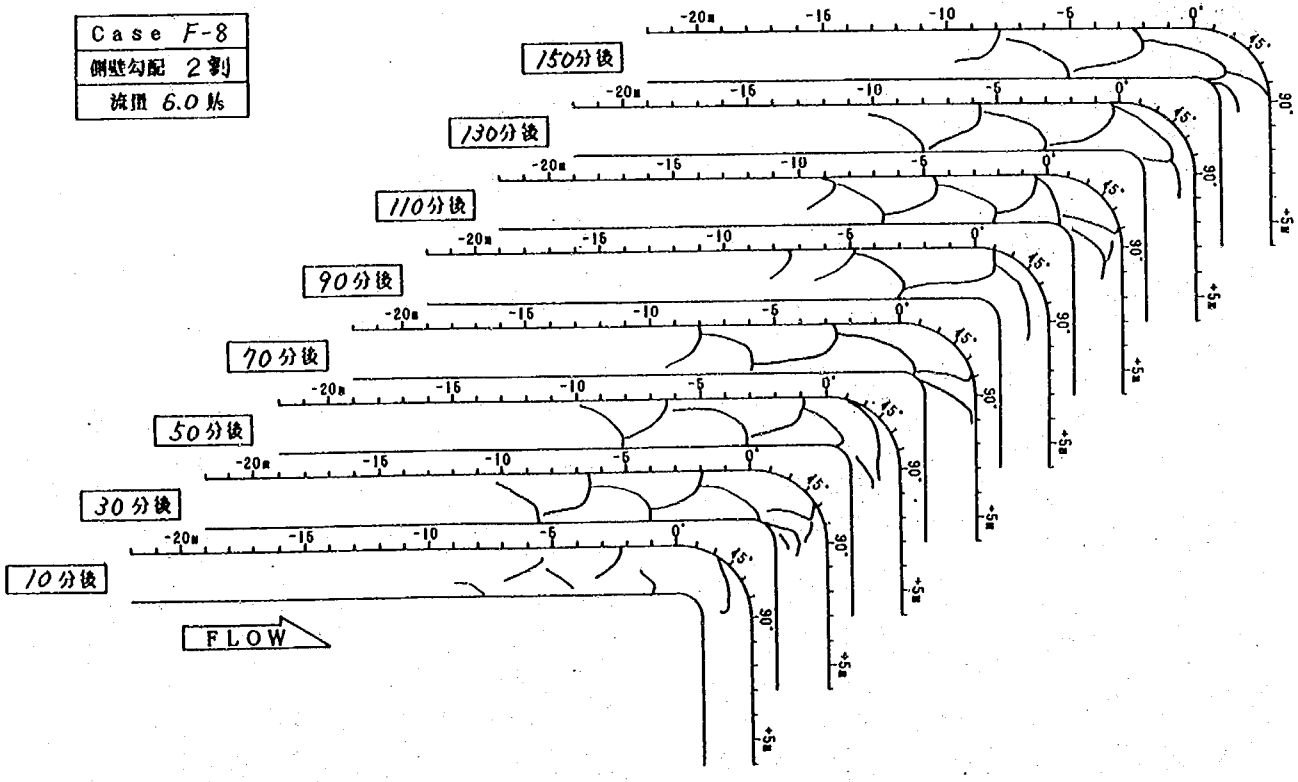
図－ 3. 21 (5)　砂州前縁線経時変化図



図－ 3. 21 (6)　砂州前縁線経時変化図

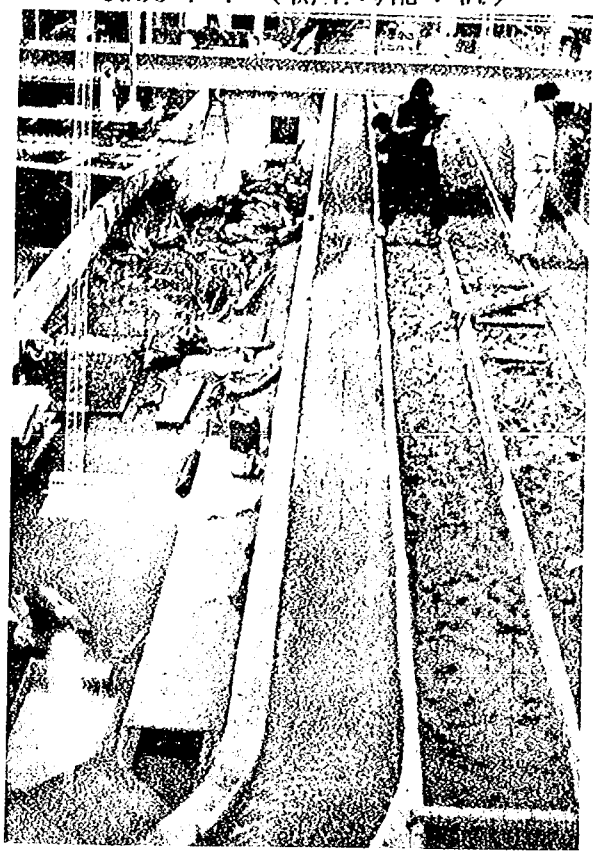


図－3.21(7) 砂州前縁線経時変化図

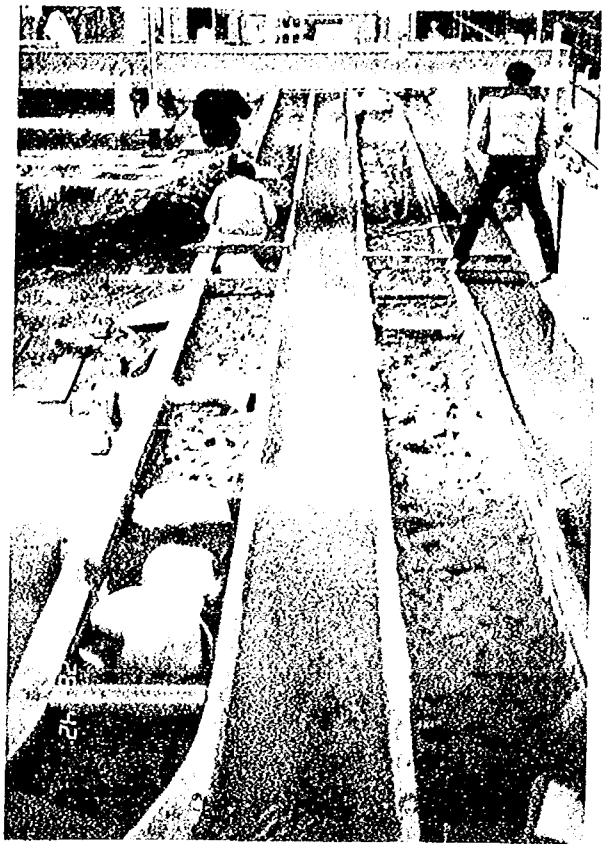


図－3.21(8) 砂州前縁線経時変化図

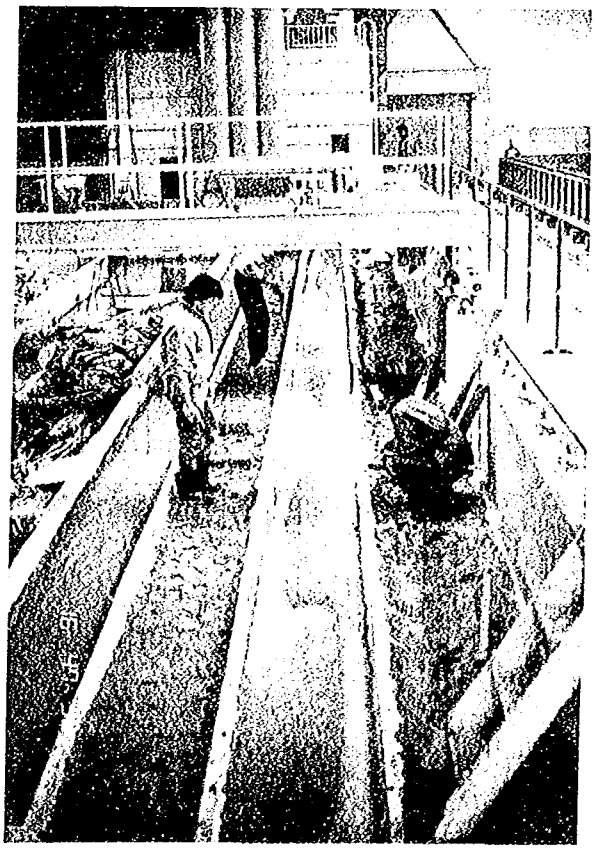
Case F-1 （側壁勾配：直）



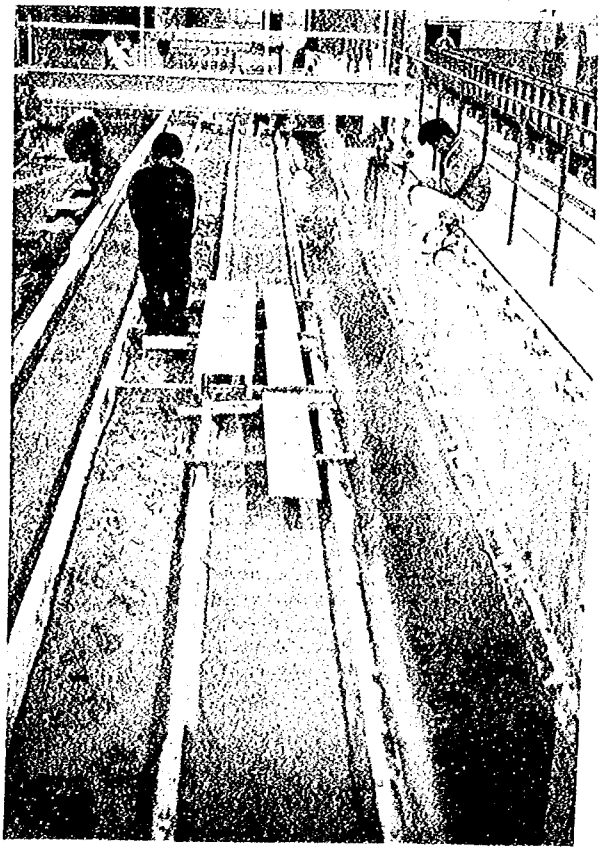
Case F-2 （側壁勾配：5分）



Case F-3 （側壁勾配：1割）

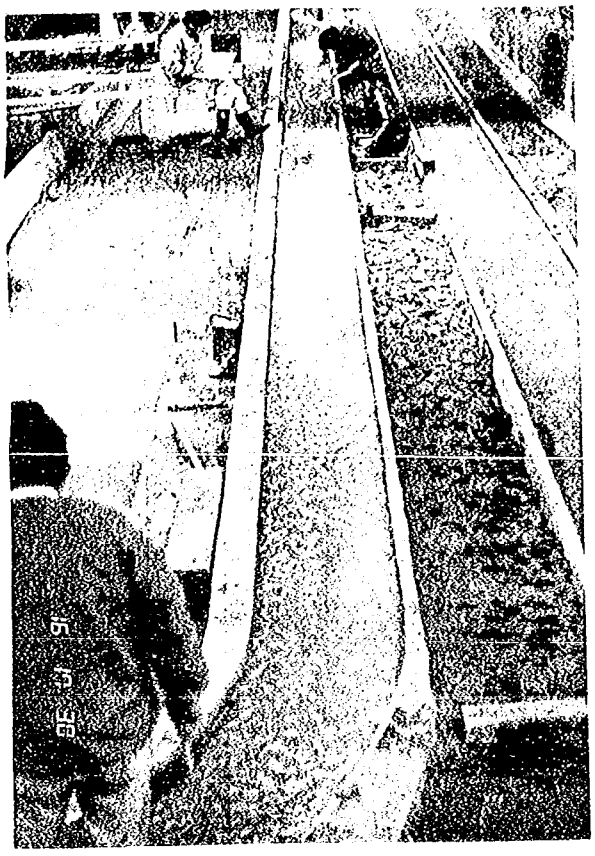


Case F-4 （側壁勾配：2割）

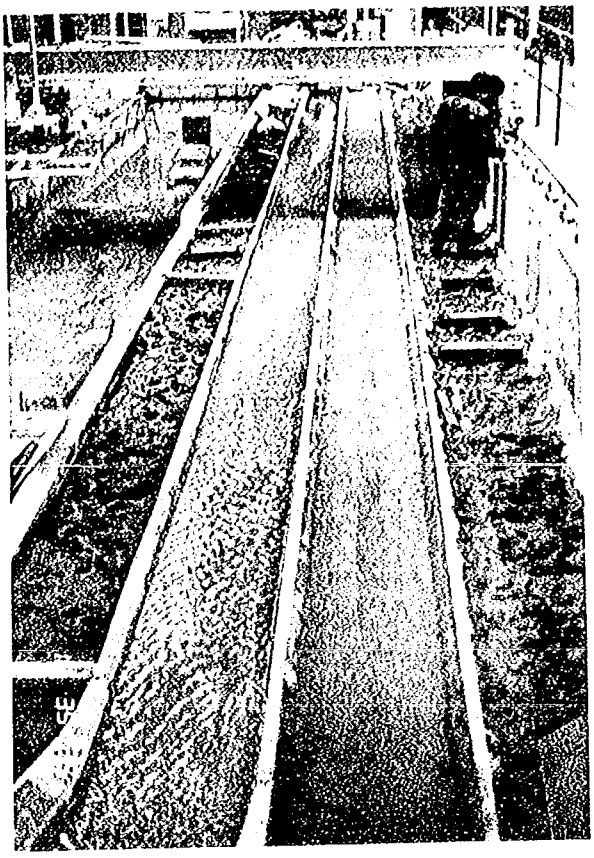


写真－3.8(1) Case F－1～4における流況（通水150分後，Q＝3.0 ℓ/s）

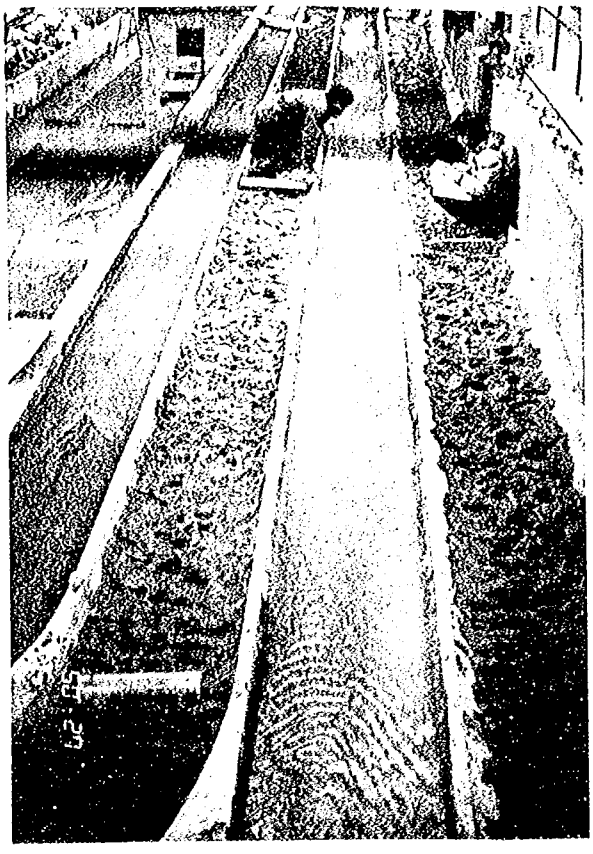
Case F-5 （側壁勾配：0分）



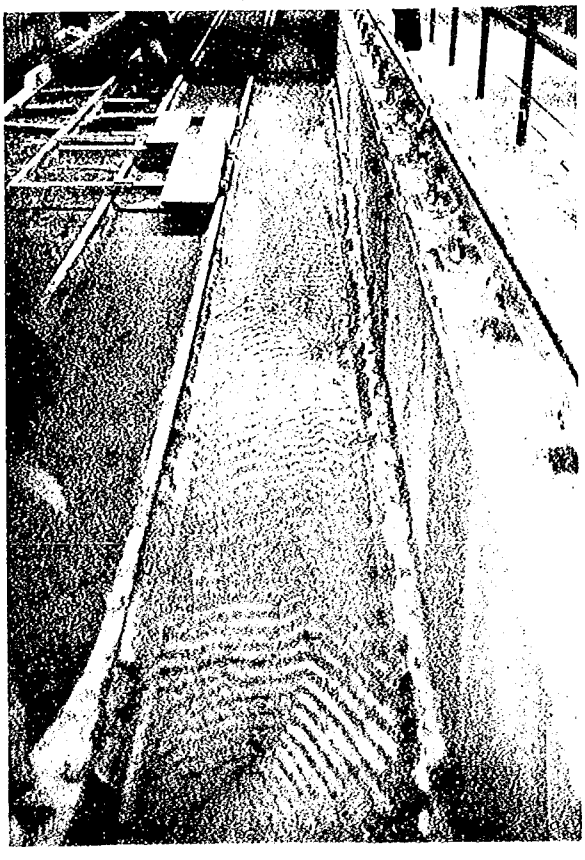
Case F-6 （側壁勾配：5分）



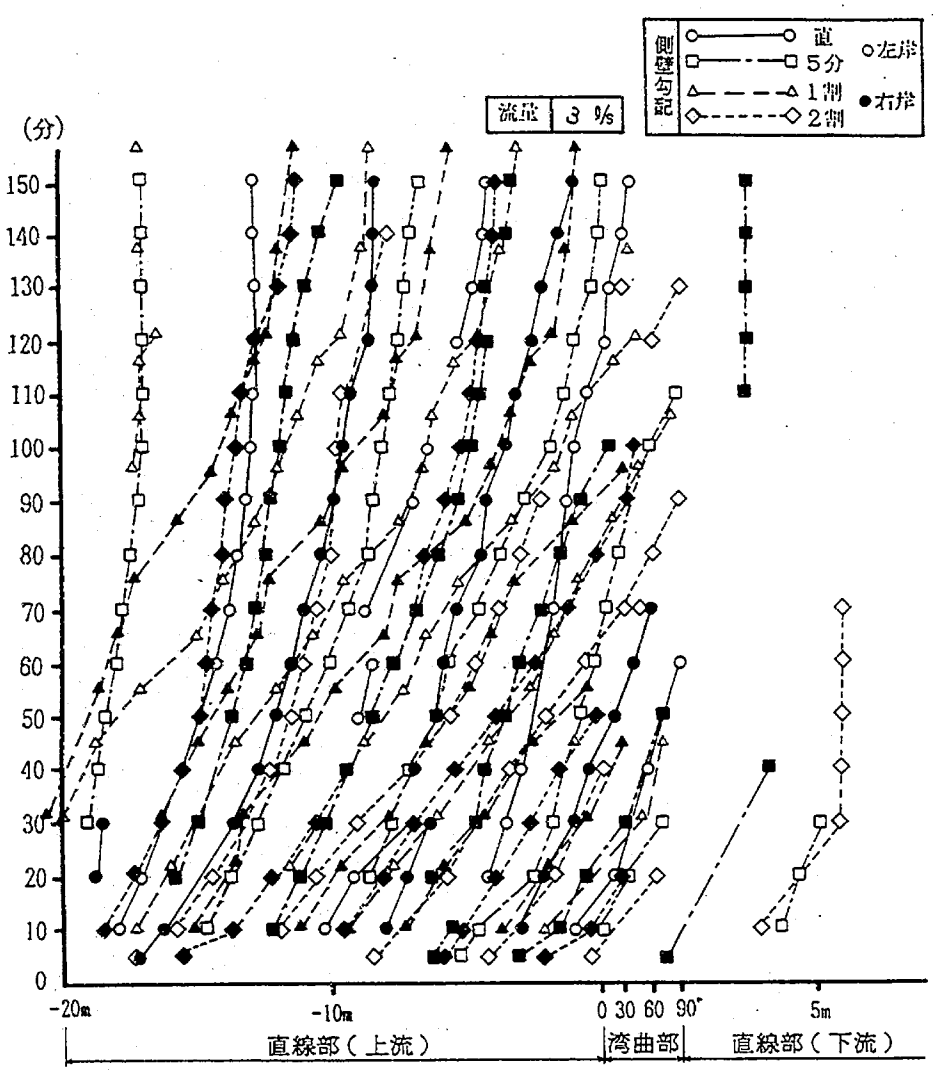
Case F-7 （側壁勾配：1割）



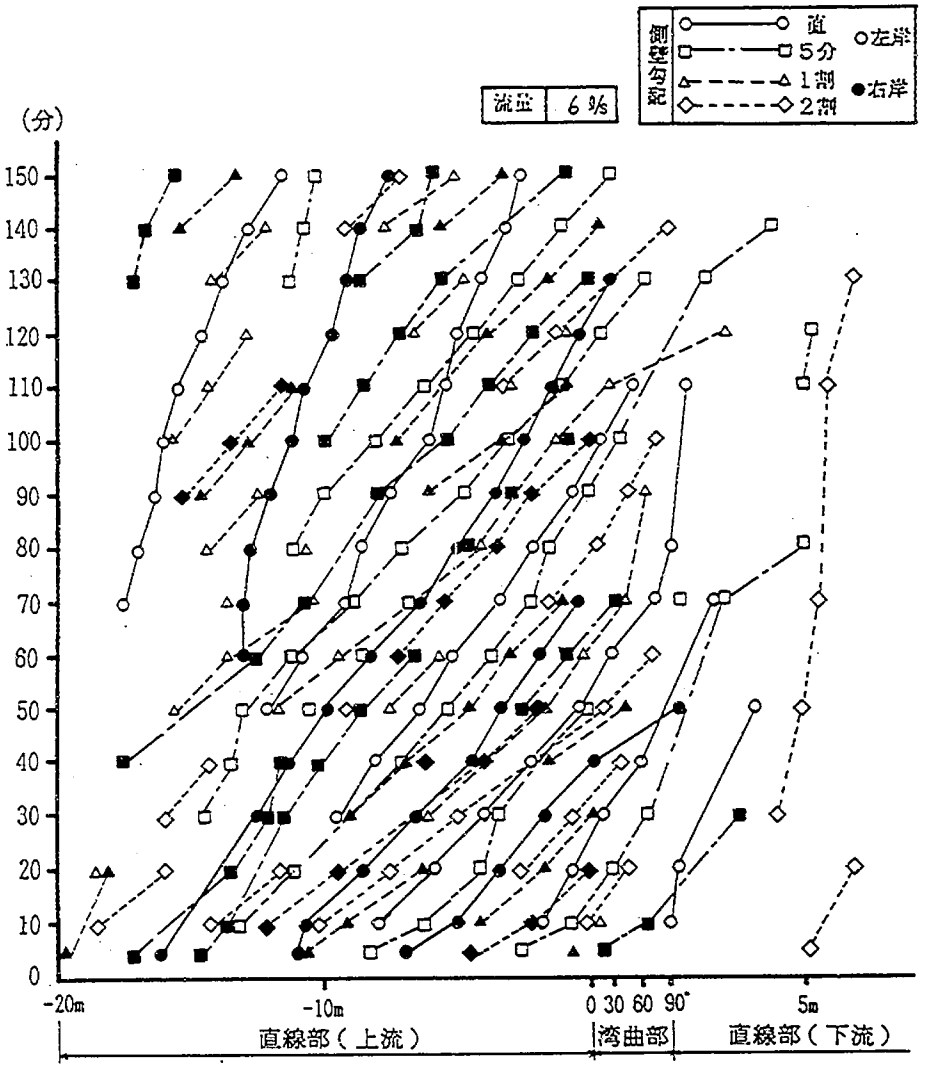
Case F-8 （側壁勾配：2割）



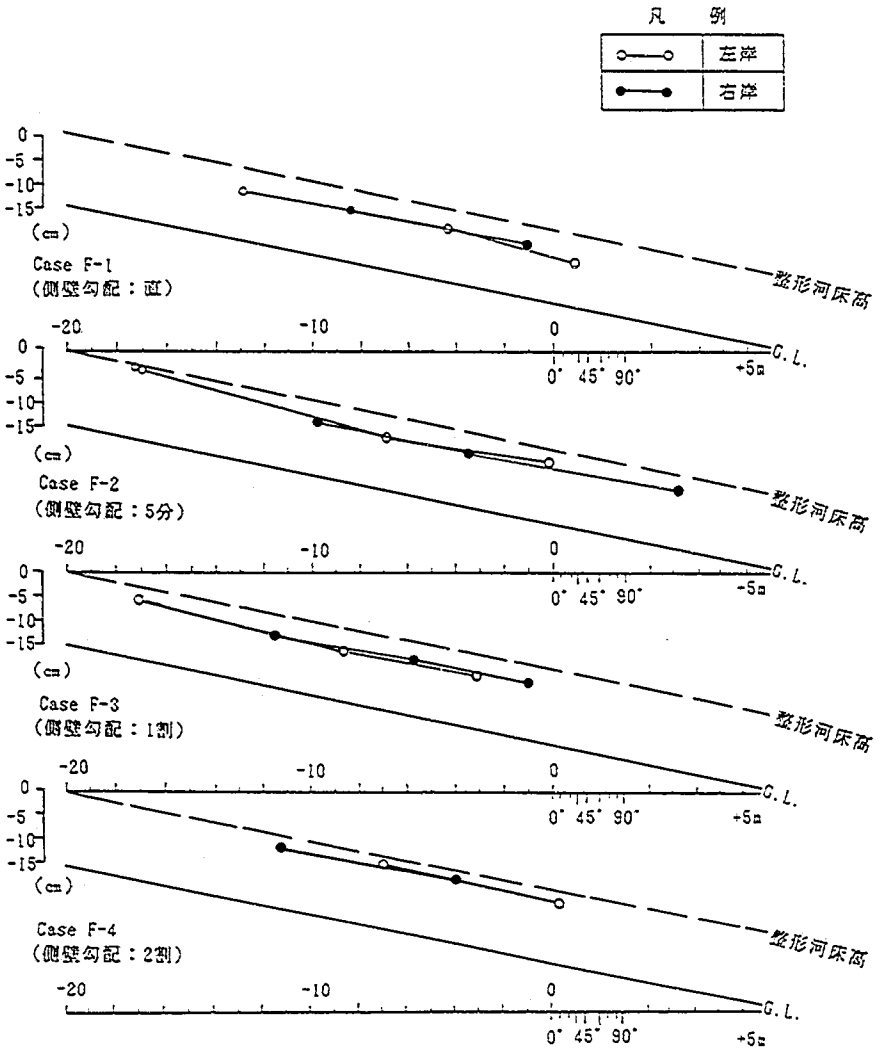
写真－3.8(2) Case F－5～8における流況（通水150分後，Q＝6.0 ℓ/s）



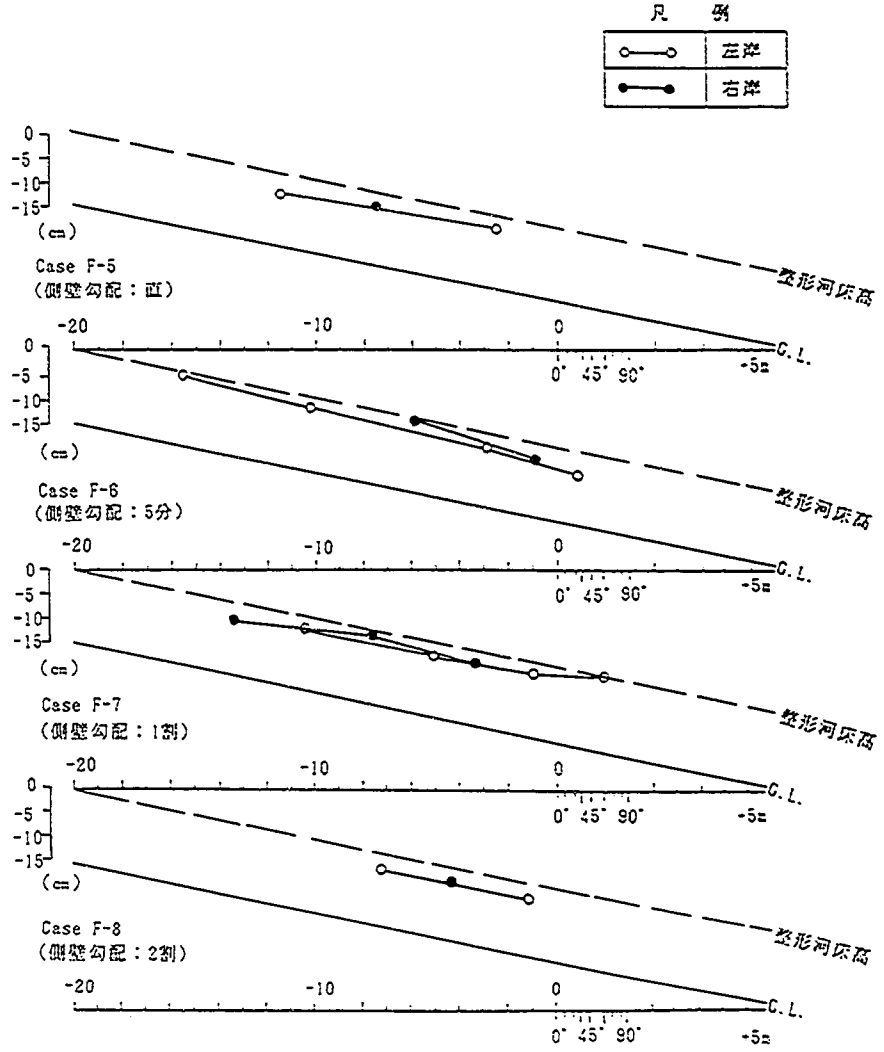
図－3.22(1) 洗掘位置の経時変化図（Case F－1～4）



図－3.22(2) 洗掘位置の経時変化図（Case F－5～8）



図－3.23(1)　通水150分後の洗掘位置および洗掘深
（Case F－1～4，Q＝3.0 ℓ/s）



図－3.23(2)　通水150分後の洗掘位置および洗掘深
（Case F－5～8，Q＝6.0 ℓ/s）

(3) 河相変化に着目した実験（実験G）

本実験は，浅野，坂野，林が昭和58年に土木研究所にて実施した実験であり，河相を実験中に変化させた場合に流況および河床形態がどのように変化するかを観察したものである。ここで言う河相変化とは，給砂量の減少，勾配の変化である。

表－3.7　実験一覧表（実験G）

B＝60cm，d_m＝0.15cm

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_w	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
G－1	3.0	1.7	1/103	4.02	0.0667	35.3	11.3	1→3	交互砂州	通水60分後に給砂を停止
		1.8	1/100	4.20	0.0727	33.3	12.0			
G－2	6.0	2.5	1/ 98	5.00	0.103	24.0	16.7	〃	〃	〃
		2.4	1/105	4.73	0.0924	25.0	16.0			
G－3	4.5	1.5	1/ 49	5.48	0.124	44.0	10.0	〃	〃	通水60分後に河床勾配を1/50→1/100
		2.0	1/110	4.22	0.0735	30.0	13.3			
G－4	3.0	1.6	1/ 50	5.60	0.129	37.5	10.7	〃	〃	通水60分後に河床勾配を1/50→1/150
		2.0	1/151	3.60	0.0535	30.0	13.3			

〔流砂量の減少（Case G－1，G－2）〕

本ケースは，通水60分後に給砂を止め，その後120分通水を行ったものである。ケースは，流量が3 ℓ/sの場合と6 ℓ/sの場合の2ケースである。初期河床勾配は1/100に設定している。写真－3.9(1)は，給砂を停止する直前の流況と停止後の流況を比較して示したものである。

2ケースを通じて，砂州は交互砂州の形態を示し，流れも蛇行している。給砂を止めてからの砂州長は，給砂中のそれに比べ徐々にその大きさを増した。河床勾配が大きく変化したわけでもなく，このような現象が起きたのは，給砂を止めたことにより上流からの給砂量が減少し，それに応じて流れの集中する側岸付近の洗掘が助長され，洗掘部が徐々に下流方向に伸び，砂州長が長くなったものと考える。

〔勾配の変化（Case G－3，G－4）〕

本ケースは，実験中に水路勾配を変えることにより，勾配の変化に伴う河床形態の変化を検討したものである。Case G－3は通水60分後に勾配を1/50から1/100に変化させたもので，Case G－4は同じく通水60分後に勾配を1/50から1/150に変化させたものである。写真－3.9(2)は，勾配を変化させる直前の流況と変化後の流況を比較して示したものである。

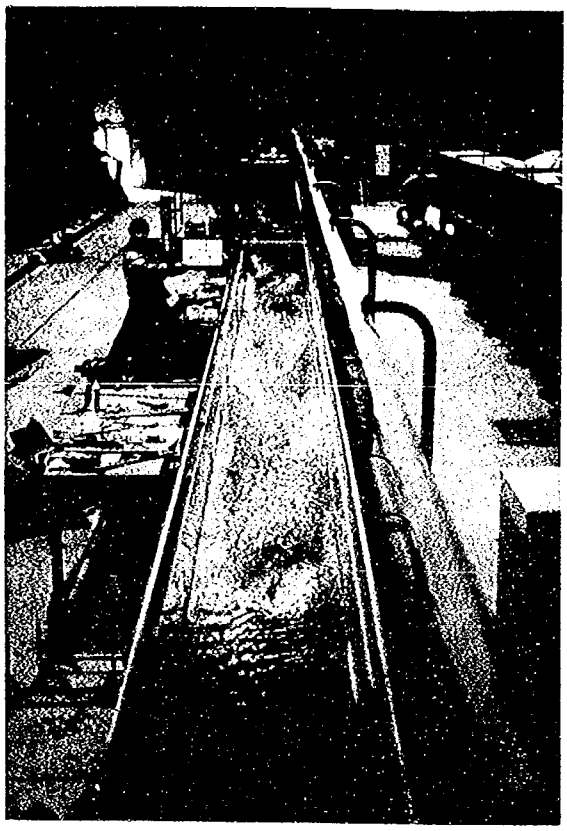
実験結果を見ると，2ケースとも勾配が緩くなることにより，砂州長は短くなった。

交互砂州の砂州長は，図－2.12に示されるごとくB/HとH/dに支配され，B/Hが小さくH/dが大きいほど砂州長は短くなる傾向にあるとされており，本実験においても勾配が緩くなることにより，水深Hが増し，B/Hが小さくなるとともにH/dが大きくなったため，砂州長が短くなったものと考えられる。

Case G-1　(Q=3.0ℓ/s)

通水60分後に給砂を停止

〔通水60分後〕



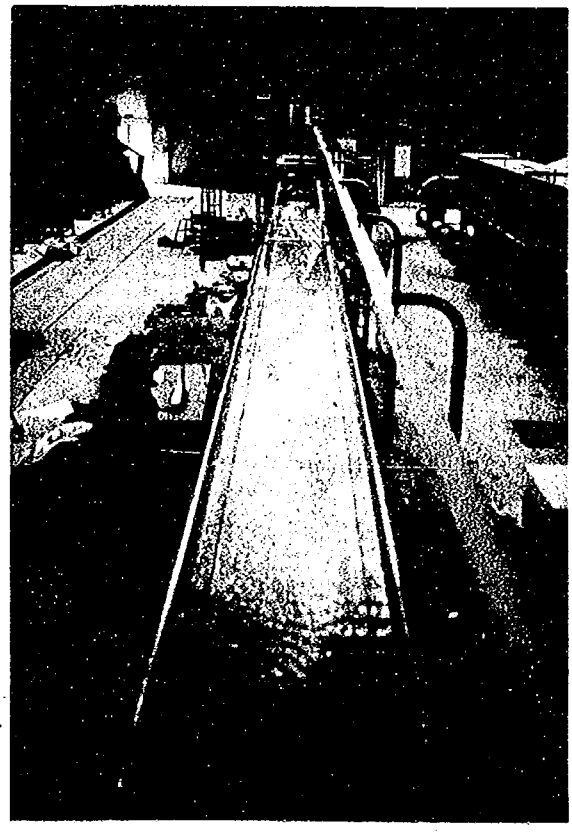
〔通水180分後〕



Case G-2　(Q=6.0ℓ/s)

通水60分後に給砂を停止

〔通水60分後〕



〔通水170分後〕

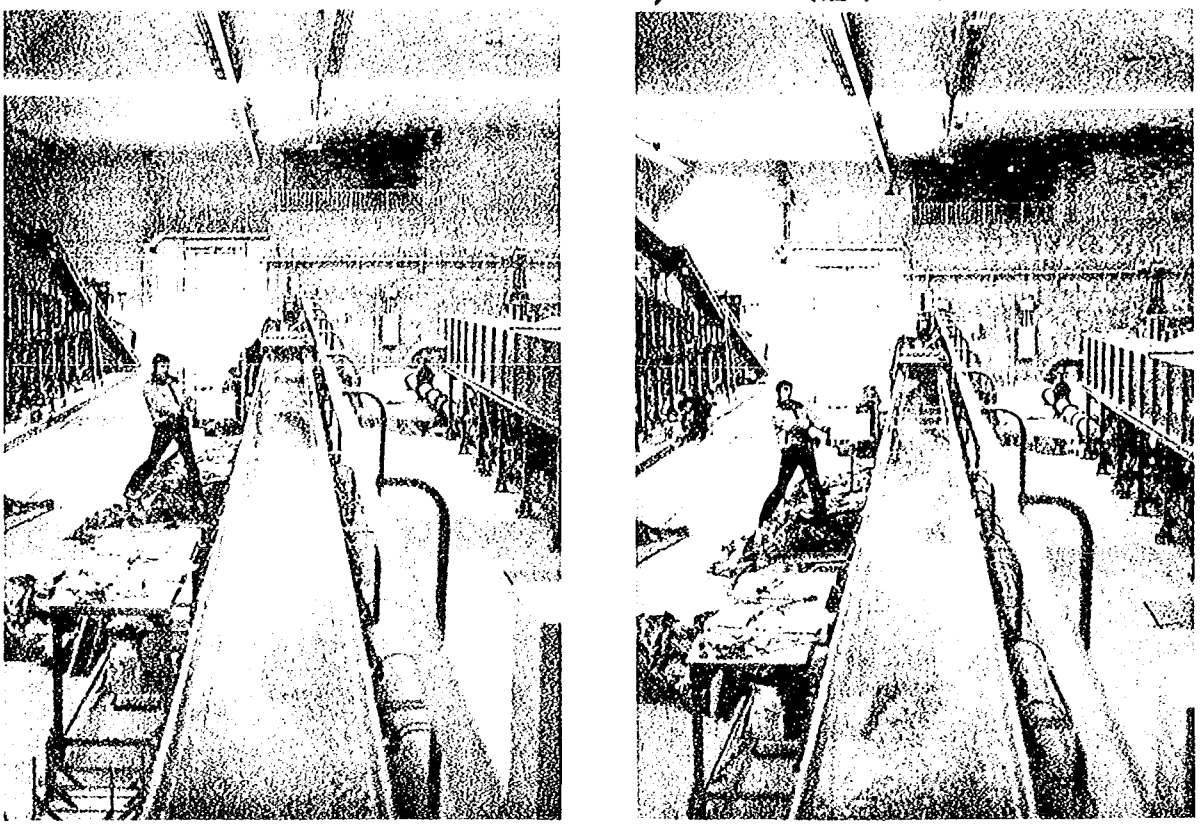


写真－3.9(1)　流砂量の減少に伴う流況の変化（Case G－1，2）

Case G-3　(Q=4.5ℓ/s)

通水60分後に
河床勾配を
1/50→1/100

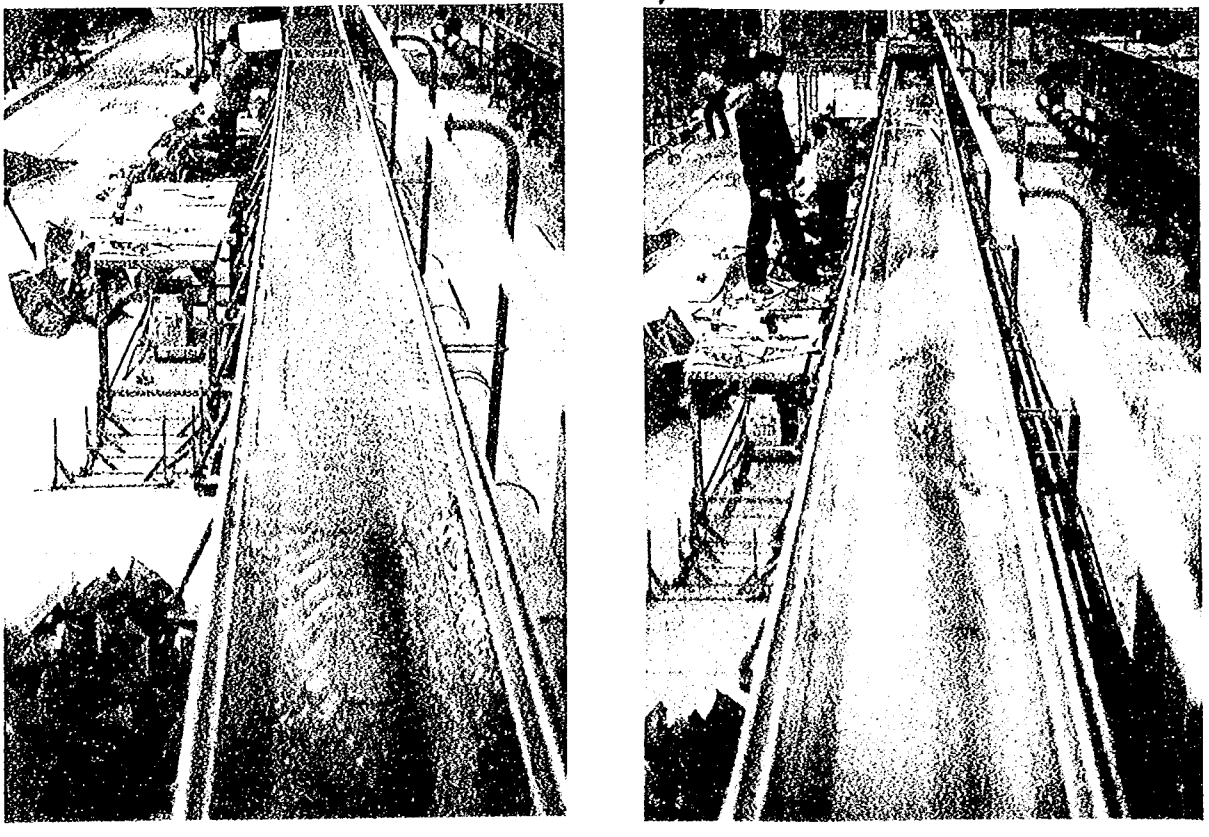
〔通水60分後〕　　〔通水160分〕



Case G-4　(Q=3.0ℓ/s)

通水60分後に
河床勾配を
1/50→1/150

〔通水60分後〕　　〔通水180分後〕



写真－3.9(2)　勾配の変化に伴う流況の変化（Case G－3，4）

3－2　湾曲水路実験

湾曲水路実験については，建設省土木研究所で実施した単湾曲水路における4実験を再整理し，検討を加えた。1つは水理量を変化させた実験（実験H），1つは曲率を変化させた実験（実験I），2つは側壁勾配を変えた実験（実験J，K）である。

上記の4実験についてそれぞれ実験の概要を示すと次のようである。

(1)　実験H

- 目　　的……湾曲部における洗掘と堆積現象の把握
- 水路諸元……水路幅2m，曲り角39.6°，曲率半径7m，コンクリート製水路（図－3.24参照）
- 実験場所……土木研究所河川屋外実験場
- 実験年度……昭和55年度
- 担 当 者……山本　晃一

(2)　実験I

- 目　　的……曲率の違いによる湾曲部での砂州形態の検討
- 水路諸元……水路幅25cm，曲り角22.5°：45°：90°：135°，曲率半径212.5cm：147cm：62.5cm：45.8cm，直線部：木製，湾曲部：透明アクリル版（図－3.25参照）
- 実験場所……鹿島試験所
- 実験年度……昭和50年度
- 担 当 者……深見　親雄，坂野　章

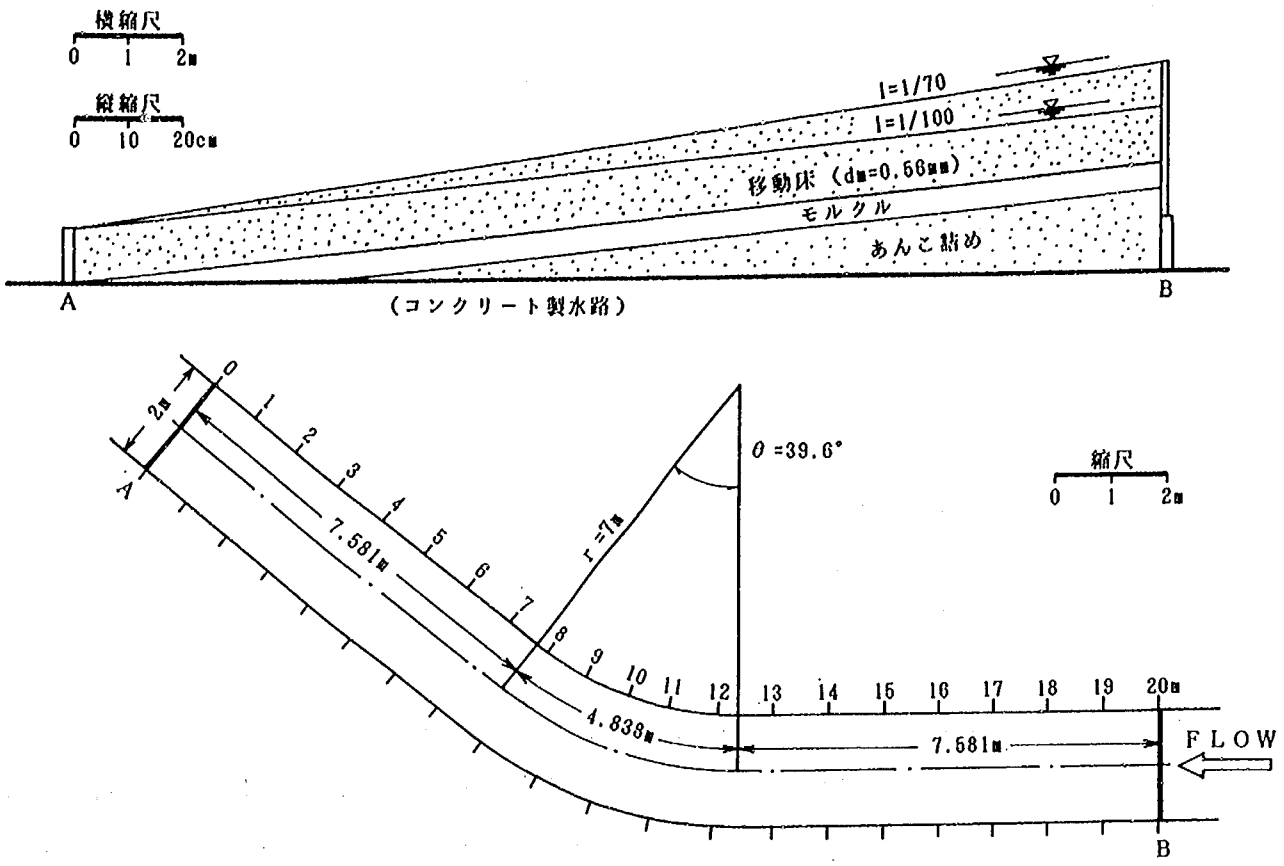
(3)　実験J

- 目　　的……河岸勾配が異なる場合の湾曲部における局所洗掘の検討
- 水路諸元……河床幅60cm，曲り角90°，曲率半径180cm，コンクリート製水路，側壁勾配直：5部：1割：2割（図－3.4参照）
- 実験場所……土木研究所水理共同実験棟
- 実験年度……昭和58年度
- 担 当 者……浅野　富夫，林　正男

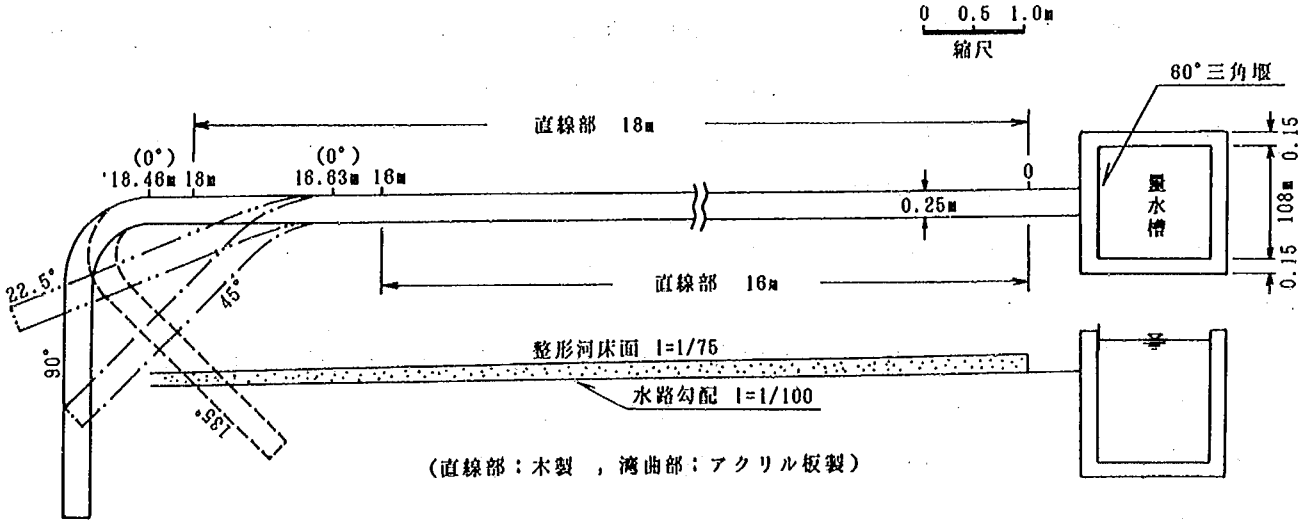
(4)　実験K

- 目　　的……河岸勾配が異なる場合の湾曲部における局所洗掘の検討
- 水路諸元……実験Jと同一水路（図－3.4参照）
- 実験場所……土木研究所水理共同実験棟
- 実験年度……昭和57年度
- 担 当 者……浅野　富夫

以上，各実験の概要を述べたが，以下においては項目を水理量を変化させた実験（実験H），湾曲部の曲率を変化させた実験（実験I），側壁勾配を変化させた実験（実験J，K）の3項目



図－3.24　実験水路概要図（実験H）



図－3.25　実験水路概要図（実験I）

に分け，それぞれの実験条件および実験結果を述べることとする。

(1) 水理量を変化させた実験（実験H）

本実験は，山本が昭和55年に土木研究所で実施した実験であり，水路幅2m，曲り角39.6°曲率半径7mの単湾曲水路において流量および河床勾配を変え，砂州形態がどのように変化するかを調べたものである。また，本実験は，直線部で河床形態が多列砂州となるような水理条件（B/H＞100）を設定している。なお，本実験では，全ケースにおいて実験開始前に予備通水を行い，砂州を発生させた後に実験を開始している。また，実験中，給砂は行っていない。

表－3.8　実験一覧表（実験H）

$B=200cm$，$d_m=0.056cm$，$r=700cm$，$\theta=39.6°$，$r/B=3.5$

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_w	U_*(cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態（通水初期の状況）
H－1	8.8	1.7	1/122	3.70	0.151	118	30.4	2	4～5列のウロコ状砂州
H－2	3.7	1.2	1/114	3.21	0.114	167	21.4	2	〃
H－3	4.9	0.8	1/ 70	3.35	0.124	250	14.3	1.5	6～7列のウロコ状砂州
H－4	2.1	0.9	1/ 68	3.60	0.143	222	16.1	2	網状
H－5	8.5	1.1	1/ 70	3.92	0.170	182	19.6	2	5～6列のウロコ状砂州

写真－3.10～3.14は，各ケースにおける流況および河床状況を示したものである。図－3.26(1)～(5)は，湾曲部周辺における砂州の走時曲線を示したものであり，図－3.27(1)～(5)は，湾曲部における通水後の河床横断図を示したものである。

〔Case H－1〕

写真－3.10(1)に見られるごとく，通水20分位までは湾曲部上流で4～5列の砂州が形成され，湾曲部中央あたりでは3列の砂州が形成された。湾曲部末端の左岸沿いには，湾曲の影響により流れの集中が生じ，深掘れが生じている。その下流では，この流れの集中に対応した砂州が発達し，単列の傾向を示している。

その後，時間の経過とともに湾曲部始端の右岸側に流れの集中が進み，この集中した流れは，湾曲部で水路全体に広がるように直進し，湾曲部末端で右岸沿いの流れと合流し，そこで深掘れを大きくした。一方，湾曲部末端の右岸側には，砂州が発達した（写真－3.10(2)参照）。

〔Case H－2〕

最初から湾曲部上流の水路中央で冠水しない部分があり，ここで流れが二分される形になった。これは，初期の河床整形に問題があったためであろう。この二分された流れは，各々拡散しながら流下し，湾曲部で大略的に2列の砂州を形成させた。さらに，湾曲部末端から下流では，4～5列の砂州が発生した（写真－3.11(1)参照）。

その後，湾曲部上流では，右岸側の流量が多くなり，この流れの集中により，湾曲部末端右岸側の砂州が発達し，右岸側は流れが集中するようになる（写真－3.11(2)参照）。

〔Case H－3〕

実験開始後10分の状況を見ると，湾曲部上流では6～7列の砂州が，湾曲部で4～5列の砂州が発生している（写真－3.12(1)参照）。その後，湾曲部上流の流れが左右岸二筋に分かれ，その流れは拡散しつつ流下し，湾曲部水路中央で集中するという傾向が強まり，2列砂州的な形態を生じた（写真－3.12(2)参照）。さらにその後は，湾曲部上流の右岸側の流れが強くなり，Case H－2，H－3で見られたものと同様な湾曲部で流れが拡散し，湾曲部末端の右岸側で流れが集中するという単列的様相を呈した（写真－3.12(3)参照）。

〔Case H－4〕

実験開始後は，水路内に島が発生するとともに網状化の形態を示した（写真－3.13(1)参照）。その後時間が経過するに連れて，網状化した流路は一本に集中する傾向が進み，通水60分位までは大略的には2列砂州の形態であった。さらにその後は，流路がほぼ一本に集中し自由蛇行のような形態となり，湾曲部下流は3～4列の砂州形状を示した（写真－3.13(2)参照）。

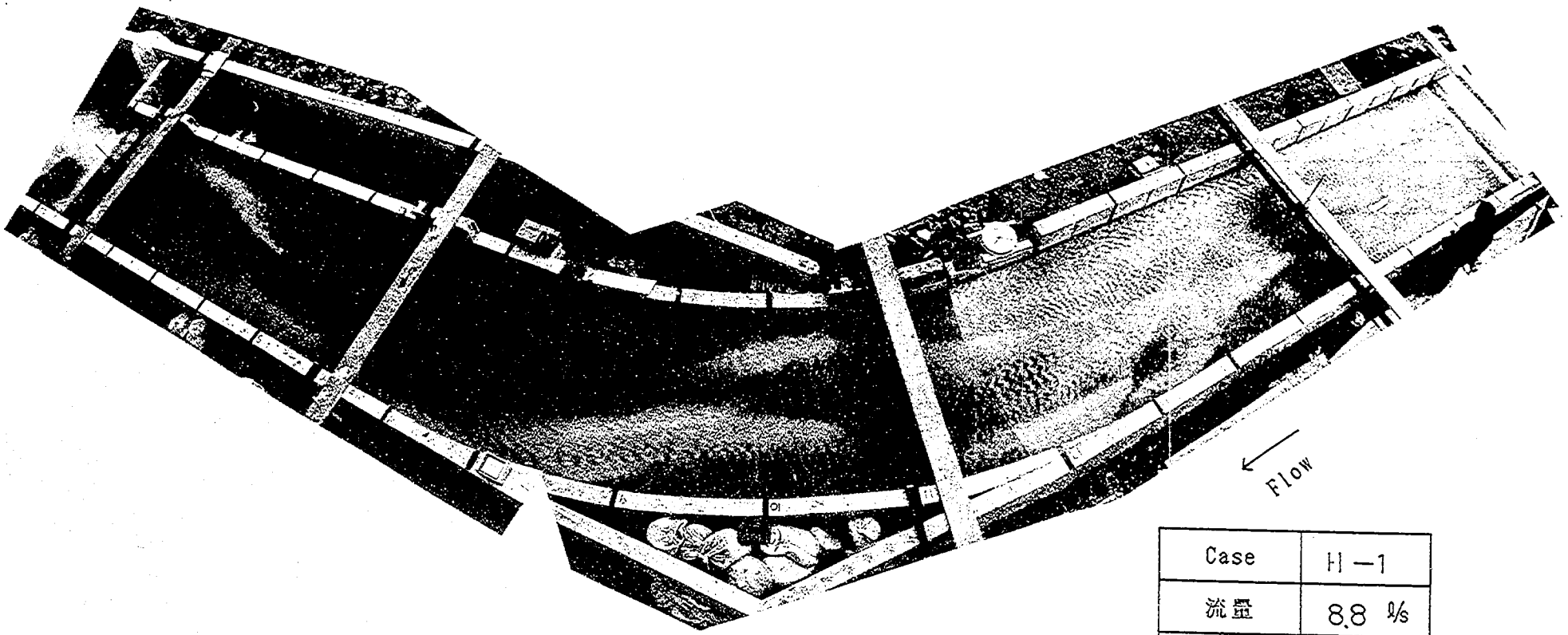
〔Case H－5〕

通水10分後における状態を見ると，湾曲部上流では5～6列の砂州，湾曲部およびその下流では大略的に見ると2列である（写真－3.14(1)参照）。その後，通水60分後位までは大略的に2～3列の砂州を形成していたが，さらに時間が経過すると流れの集中が進み，Case 3と同様な経過を示した（写真－3.14(2)参照）。

以上，各ケースの実験結果について述べてきたが，本実験では全ケースにおいて湾曲部上流の直線部で時間の経過とともに典型的な多列砂州の形態を示さなくなり，流れの右岸側への集中が起こってしまった。これは，湾曲部上流の直線区間が短く，また給砂を行っていないことにより平衡状態の砂州が形成されず，流れは不安定な状態で湾曲の影響を受け，流れの集中を余儀なくされたものと考えられる。以上のように，平衡状態の砂州形態とは言えず，本実験より言えることは少ないが，まとめると次のようになろう。

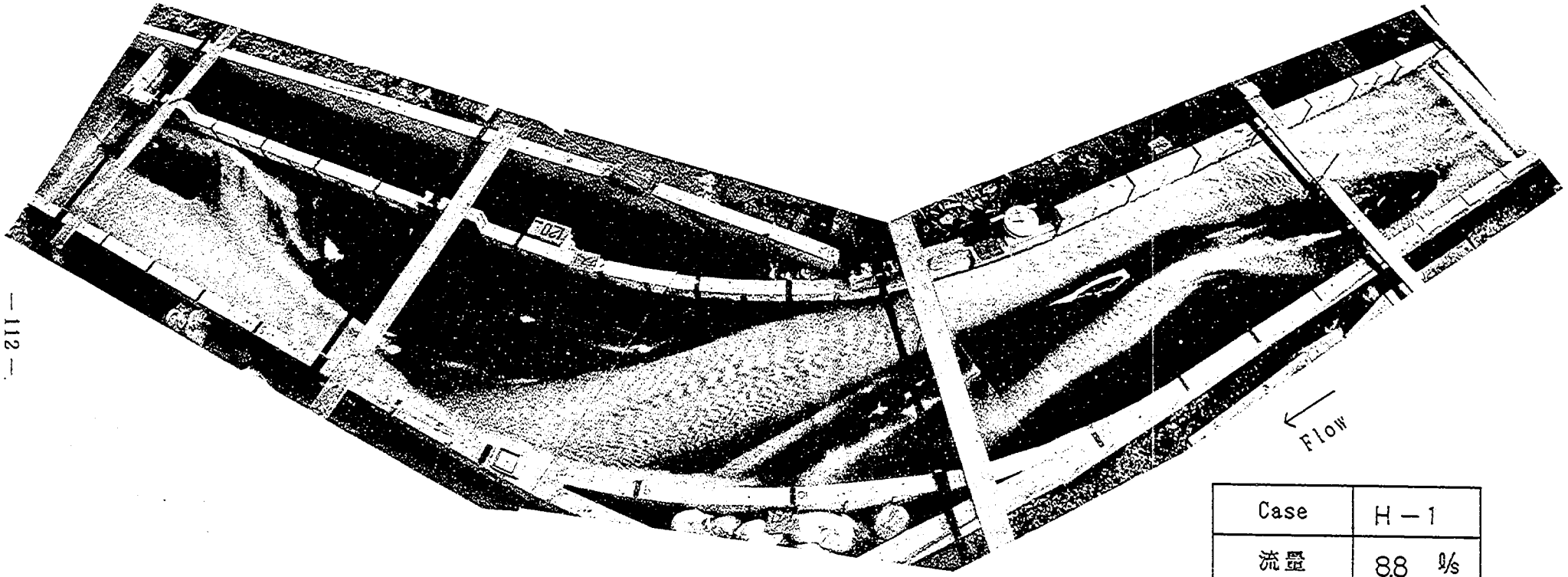
図－3.28に示すように，流れが湾曲部始端の凸岸側から湾曲へ流入した場合，流れは湾曲曲部で水路全体に拡散するように流下し，拡散した流れは湾曲部後半の凹岸部で集中し，そこで深掘れが生じる。一方，湾曲部後半の凸岸側には，砂州（ポイントバー）が発達する。

湾曲部後半の凹岸部で生じた深掘れは，図－3.27(1)～(5)に示すように，流量が大きいほど大きいものとなっている。また，湾曲部における砂州の移動速度は，流量が大きいほど速く，湾曲上下流の砂州の移動速度より若干遅い傾向が見られる（図－3.26(1)～(5)参照）。



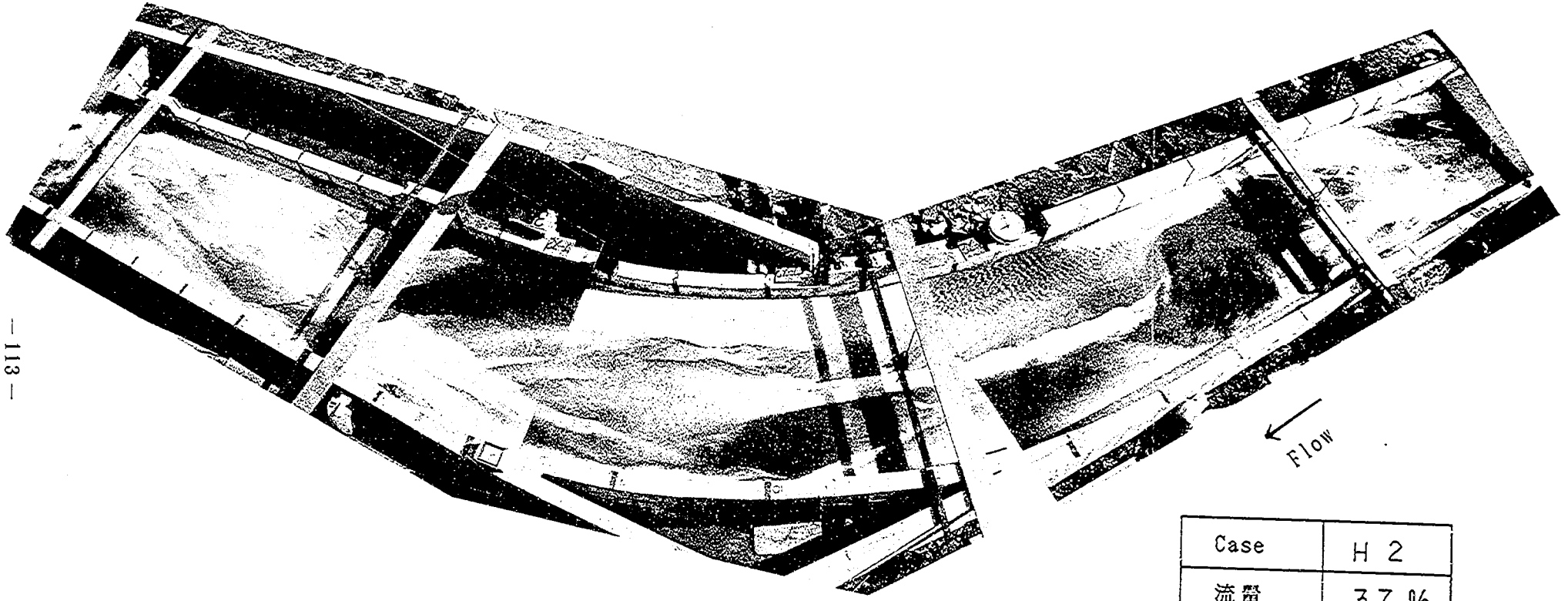
Case	H－1
流量	8.8 l/s
河床勾配	1/100

写真－3.10(1)　Case H－1 における流況（通水 20 分後）



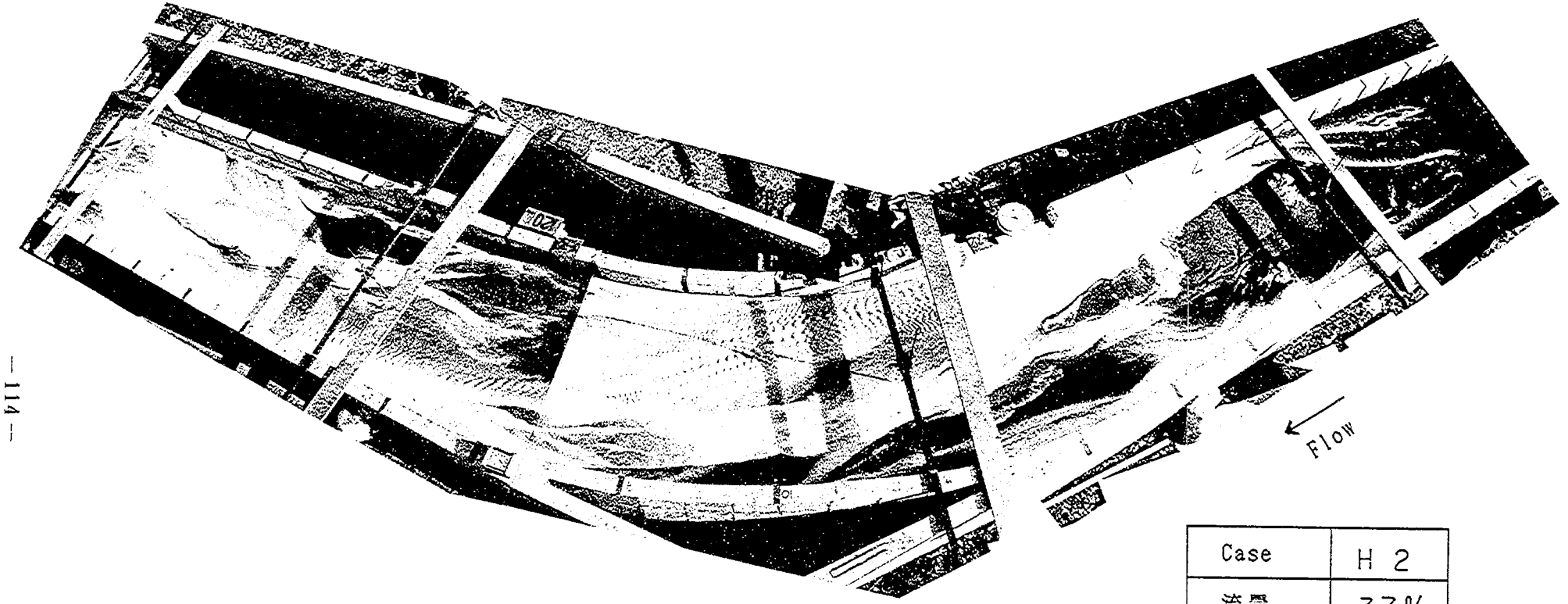
Case	H－1
流量	8.8 ℓ/s
河床勾配	1/100

写真－3.10(2)　Case H－1 における流況（通水 120 分後）



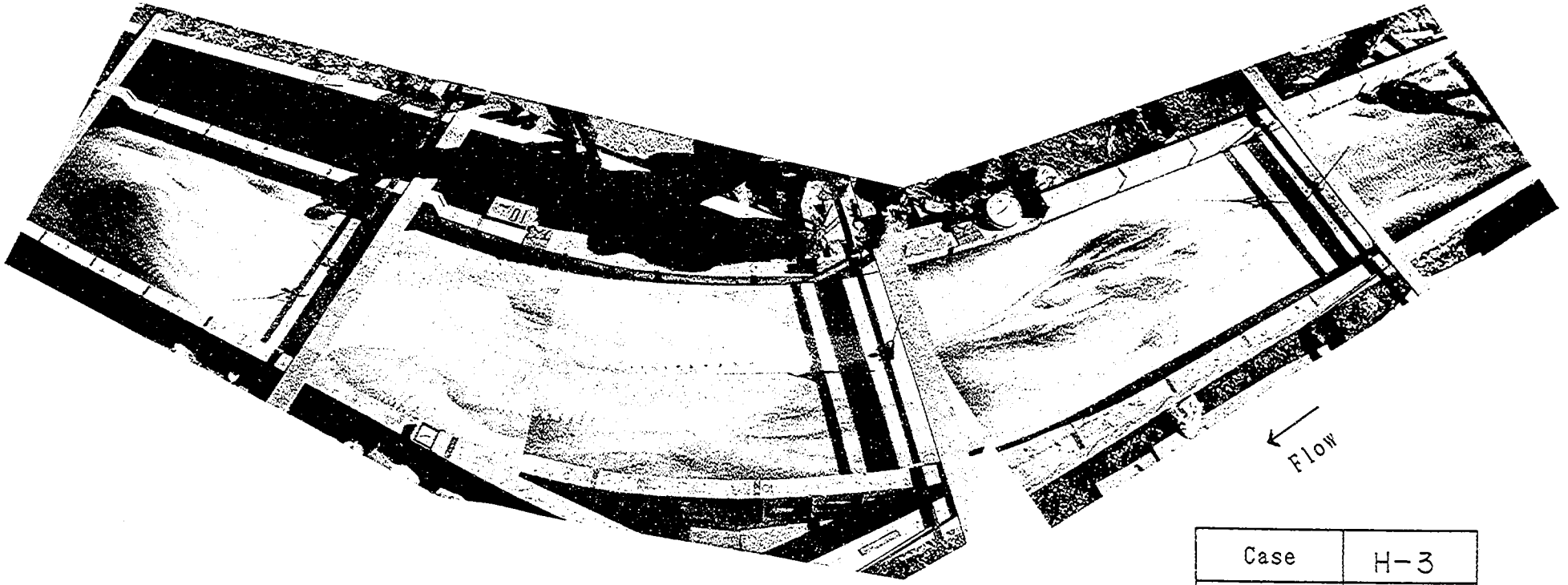
Case	H 2
流量	3.7 ℓ/s
河床勾配	1/100

写真－3.11(1)　Case H－2 における流況（通水 30 分後）



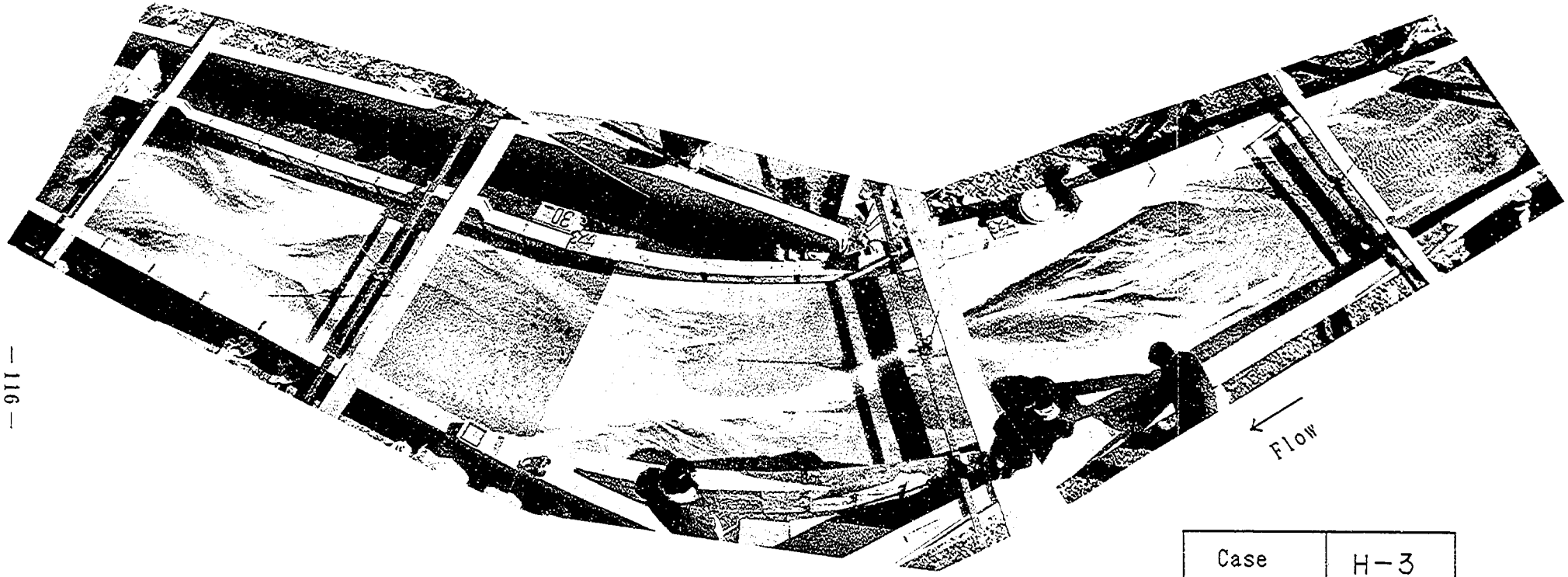
Case	H 2
流量	3.7 l/s
河床勾配	1/100

写真－3.11(2)　Case H－2 における流況（通水 120 分後）



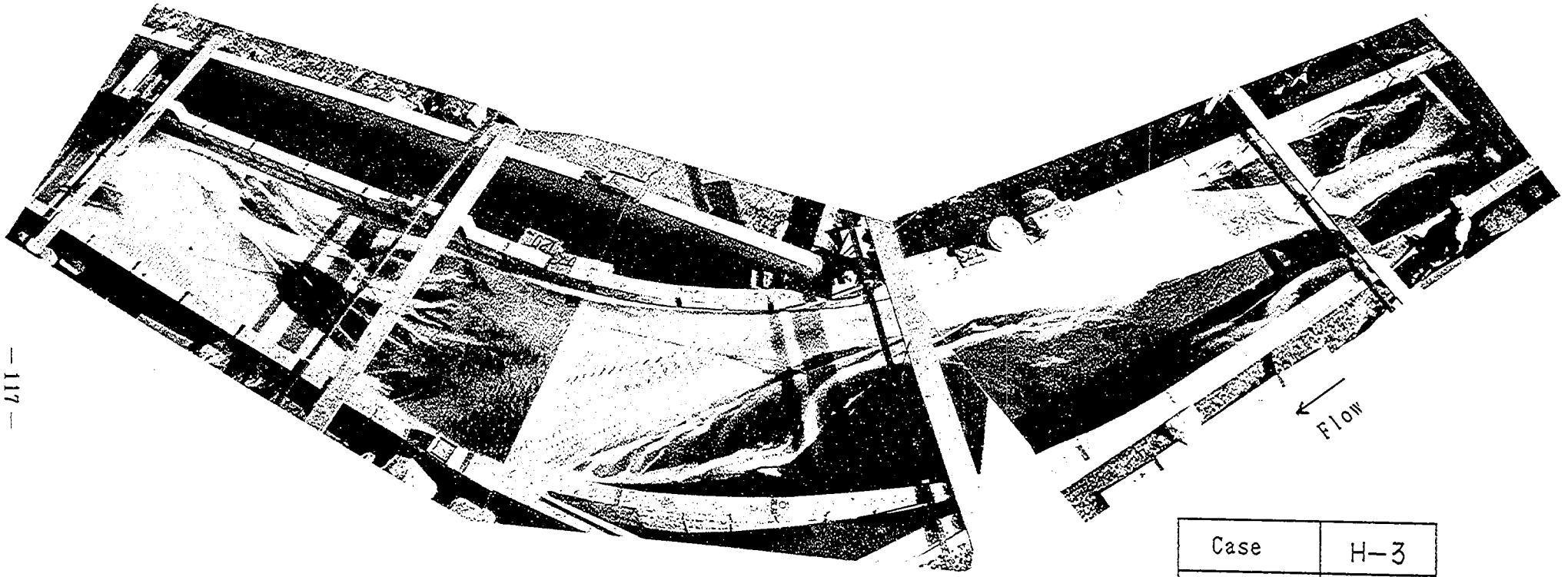
Case	H-3
流量	4.9 l/s
河床勾配	1/70

写真－3.12(1)　Case H－3 における流況（通水 10 分後）



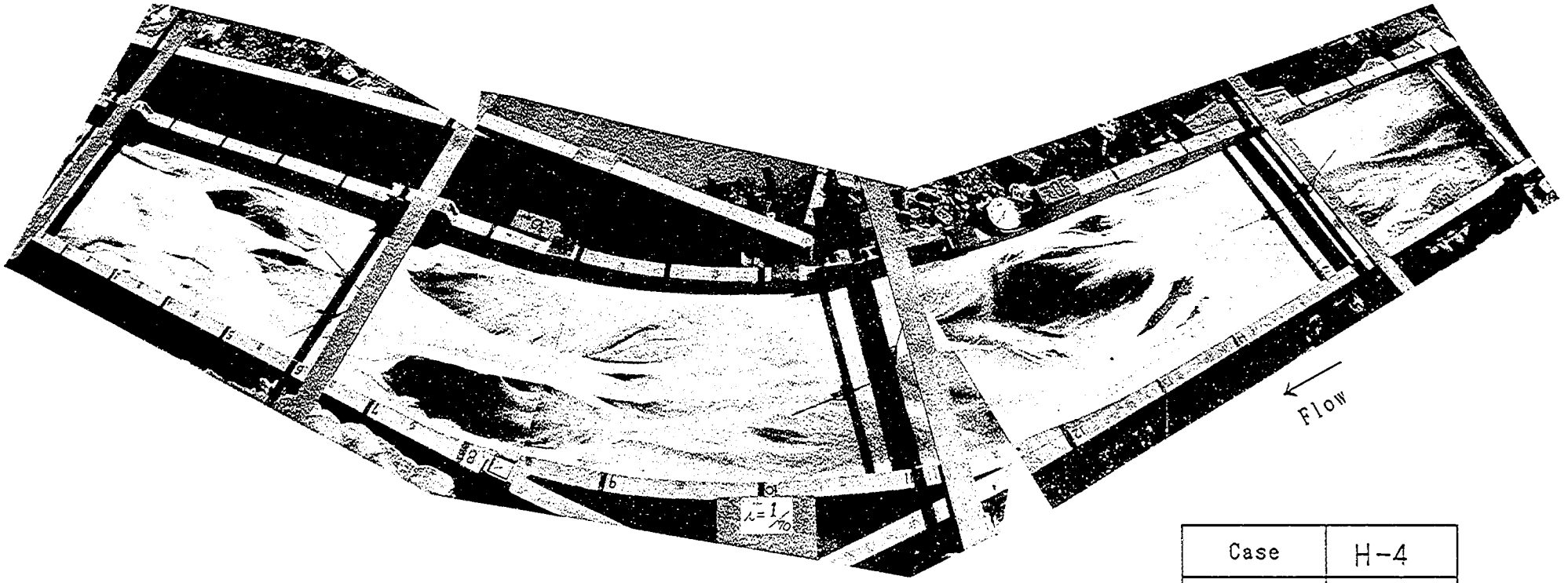
Case	H－3
流量	4.9 ℓ/s
河床勾配	1/70

写真－3.12(2)　Case H－3 における流況（通水 30 分後）



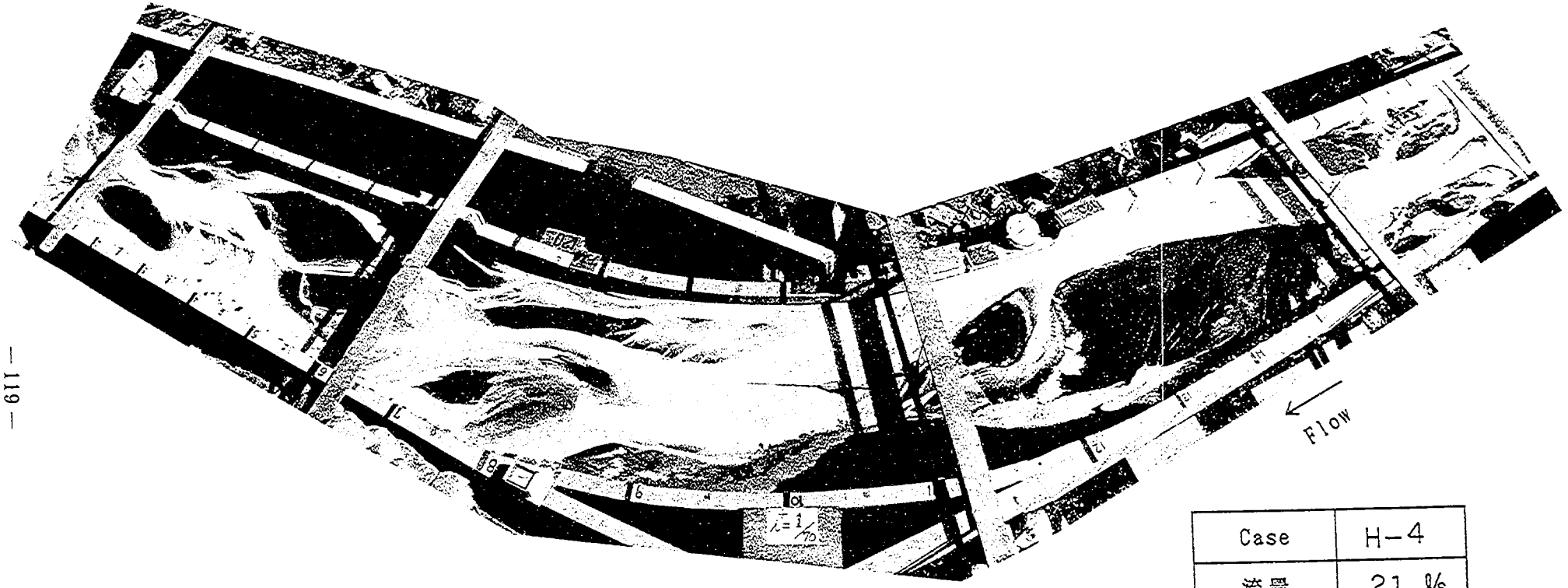
Case	H−3
流量	4.9 l/s
河床勾配	1/70

写真－3.12(3)　Case H－3 における流況（通水 90 分後）



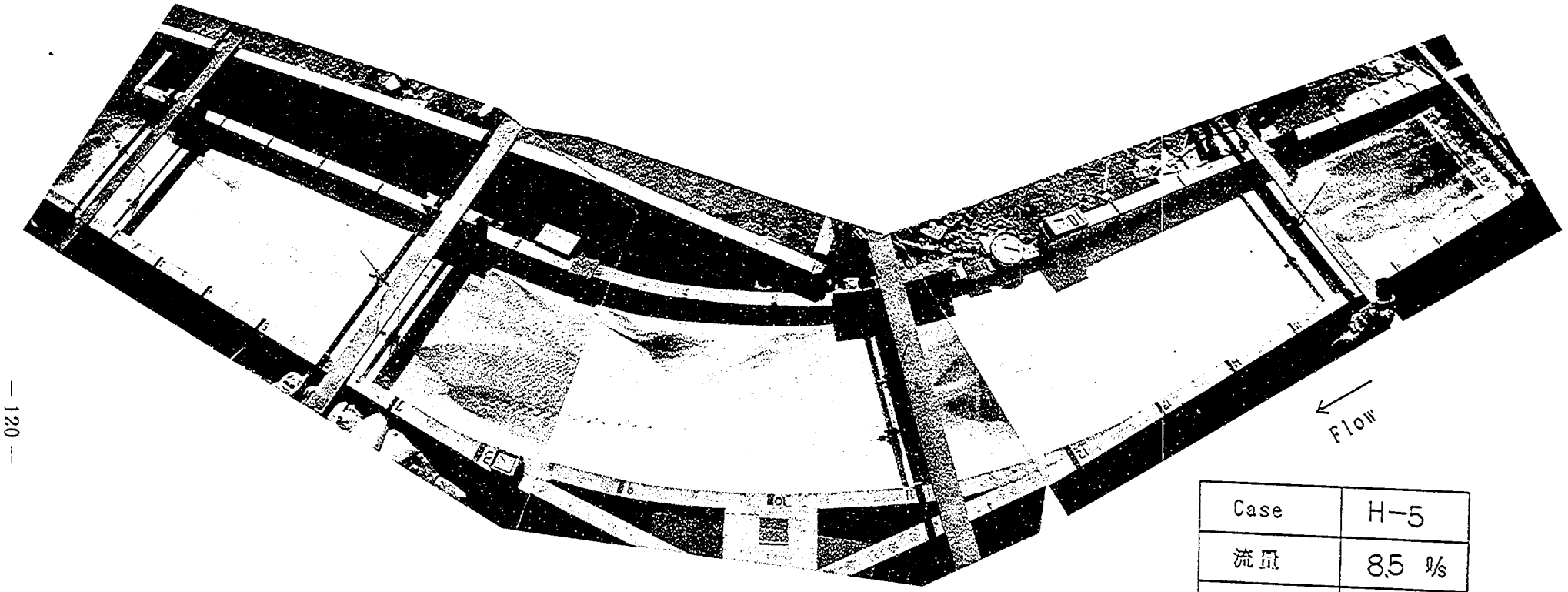
Case	H-4
流量	2.1 l/s
河床勾配	1/70

写真－3.13(1)　Case H－4 における流況（通水 30 分後）



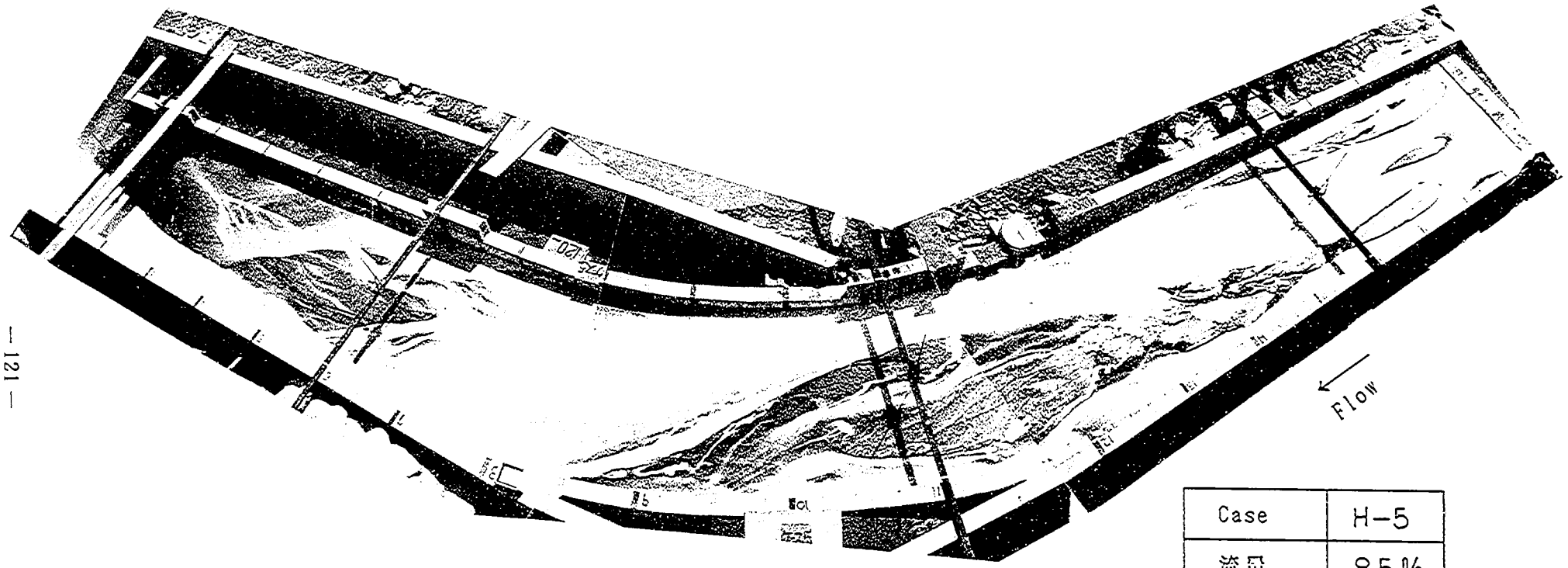
Case	H−4
流量	2.1 l/s
河床勾配	1/70

写真－3.13(2)　Case H－4 における流況（通水 120 分後）



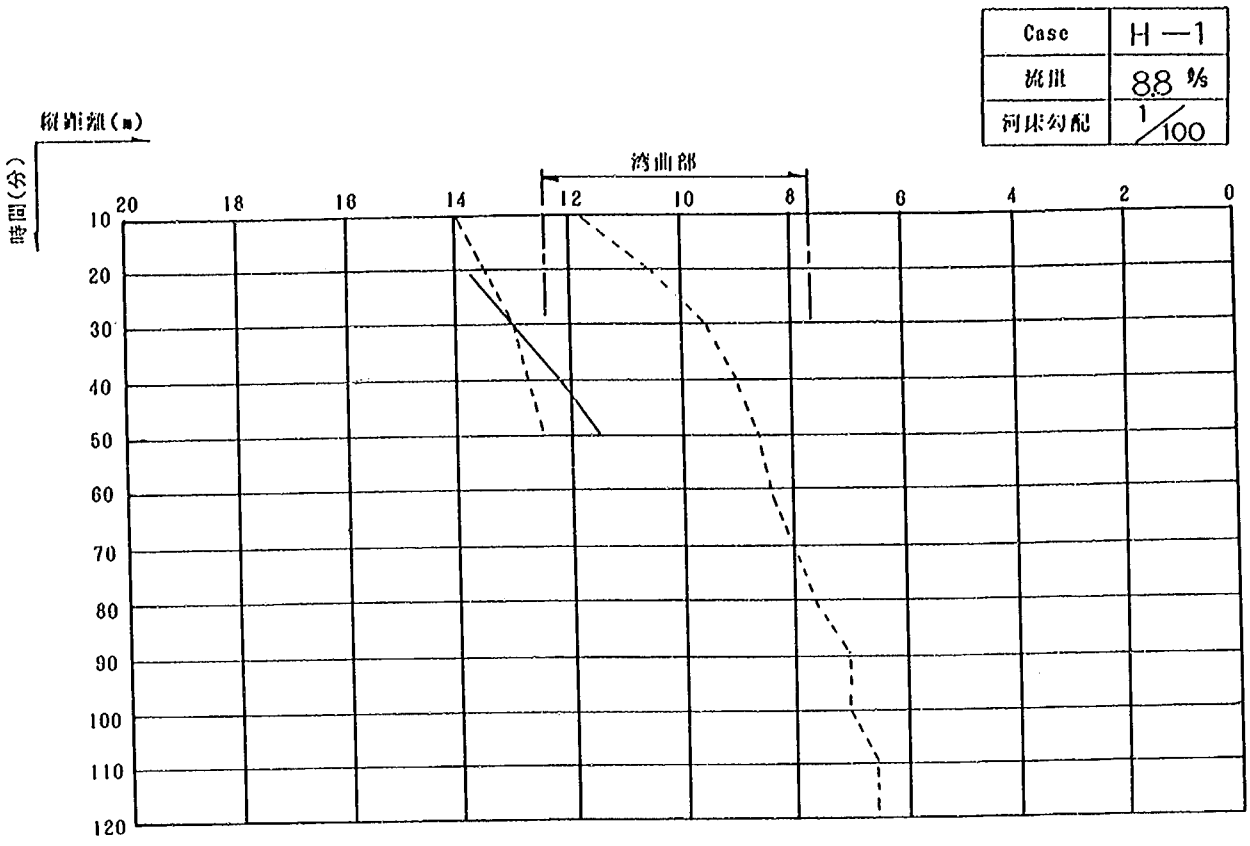
Case	H−5
流量	8.5 l/s
河床勾配	1/70

写真－3.14(1)　Case H－5 における流況（通水 10 分後）

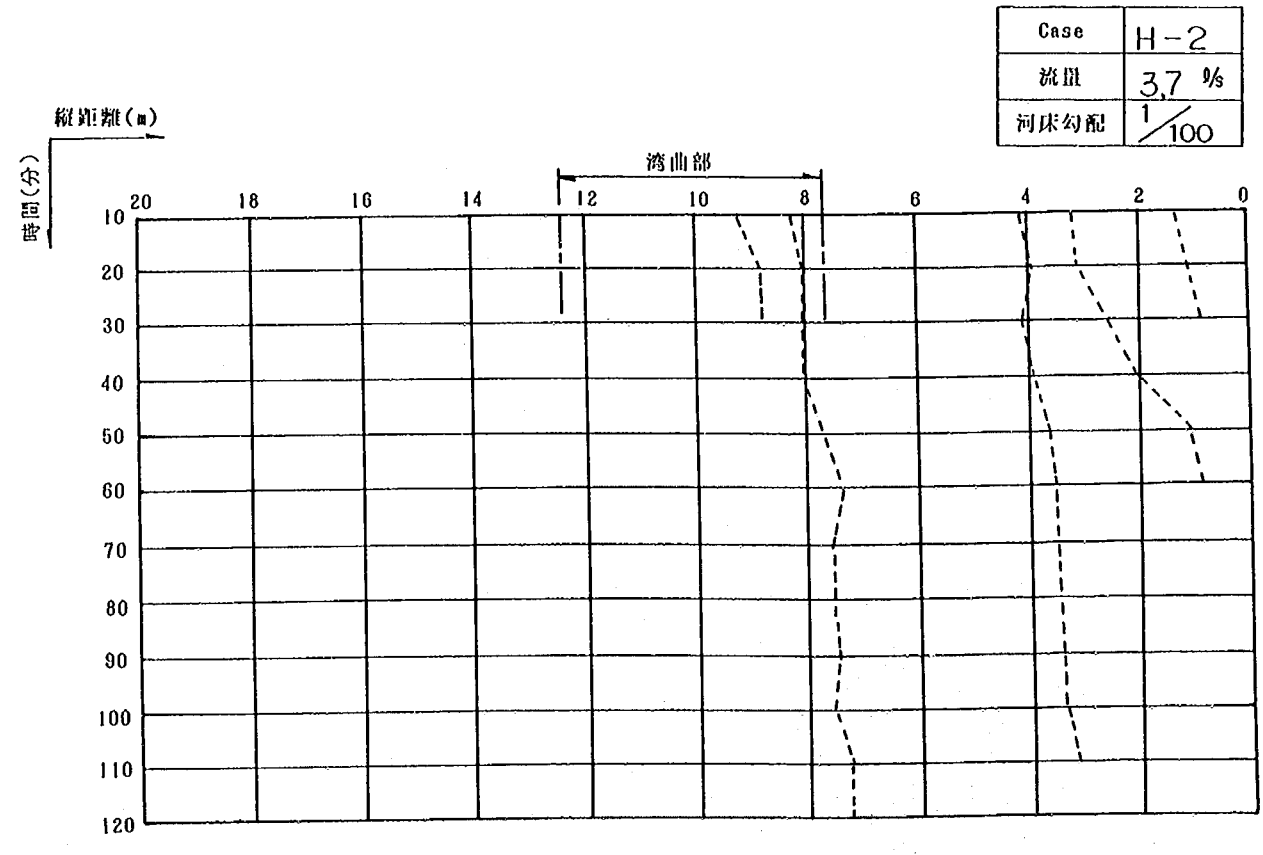


Case	H−5
流量	8.5 l/s
河床勾配	1/70

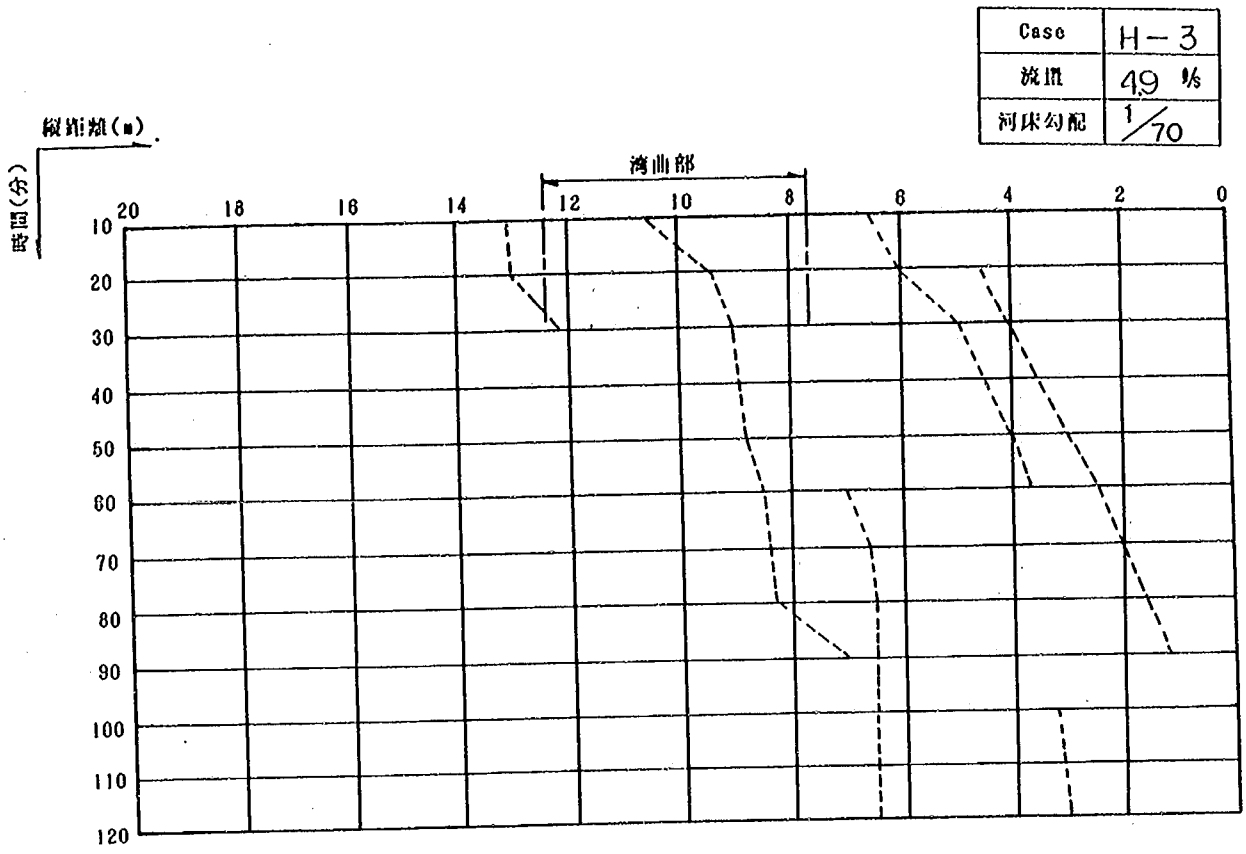
写真－3.14(2)　Case H－5 における流況（通水 120 分後）



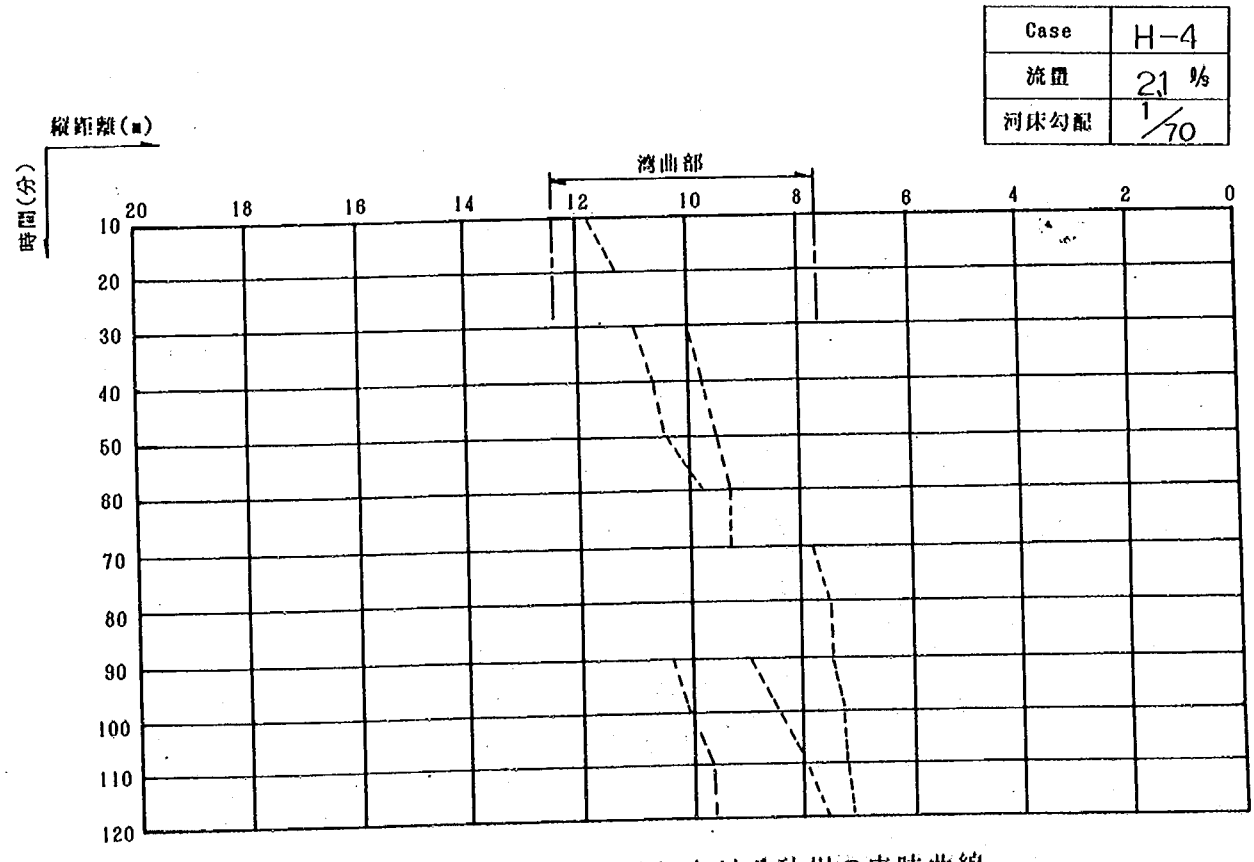
図－3.26 (1)　Case H－1 における砂州の走時曲線



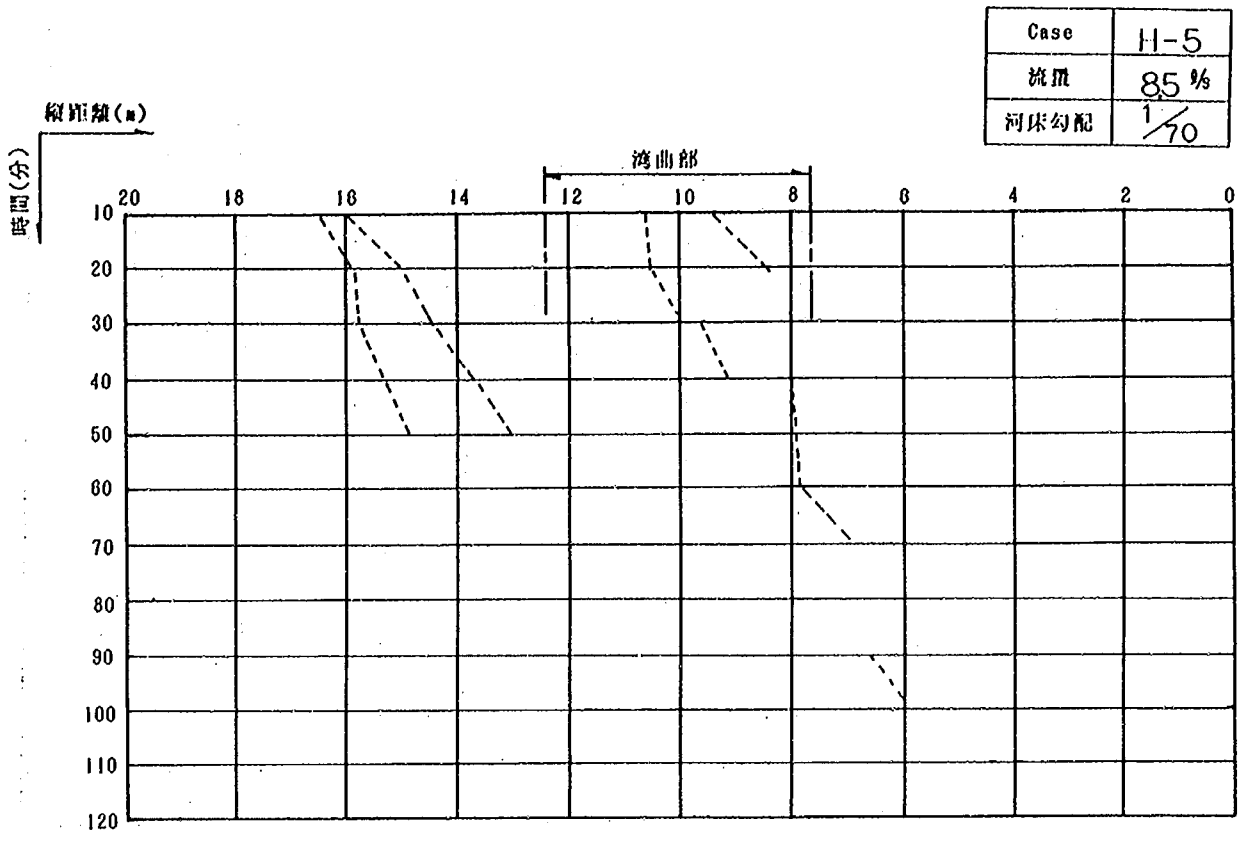
図－3.26 (2)　Case H－2 における砂州の走時曲線



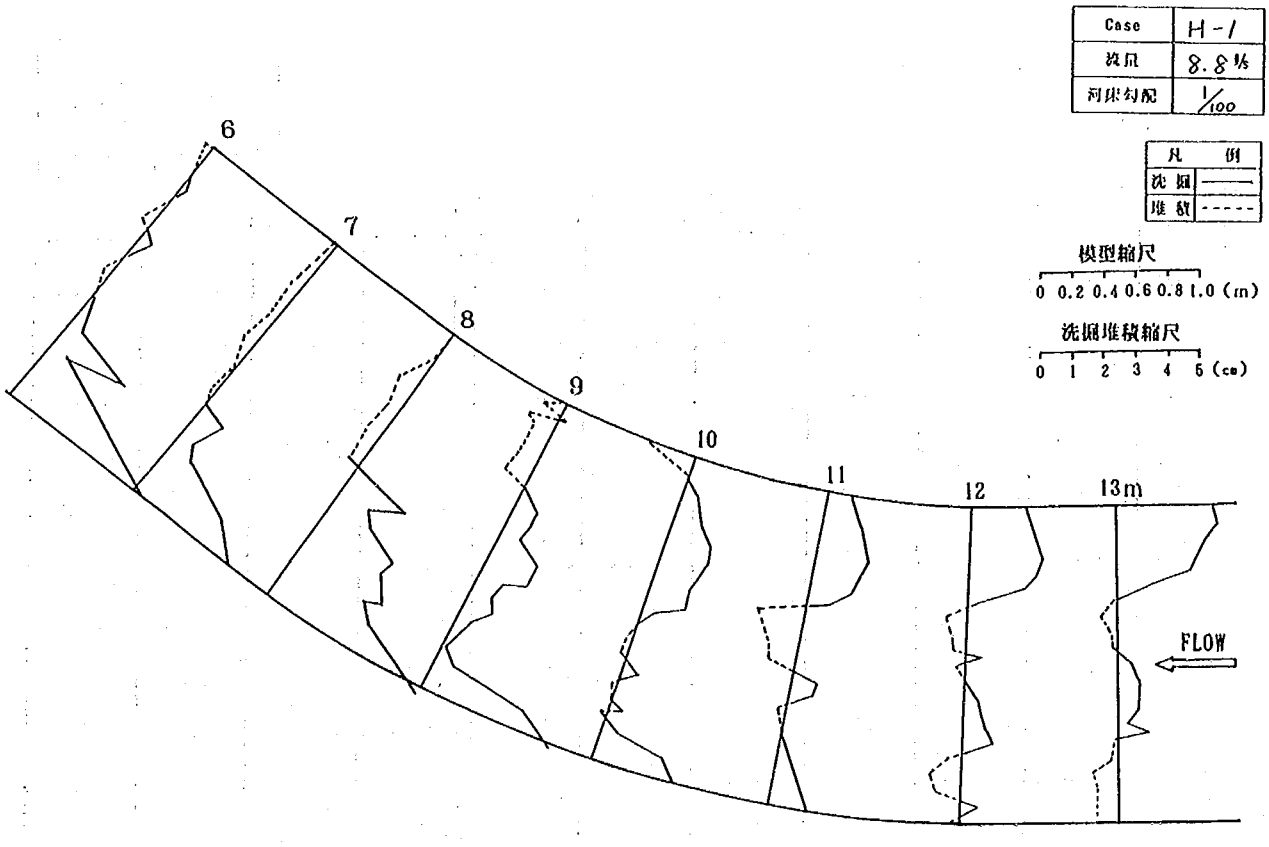
図－3.26(3)　Case H－3における砂州の走時曲線



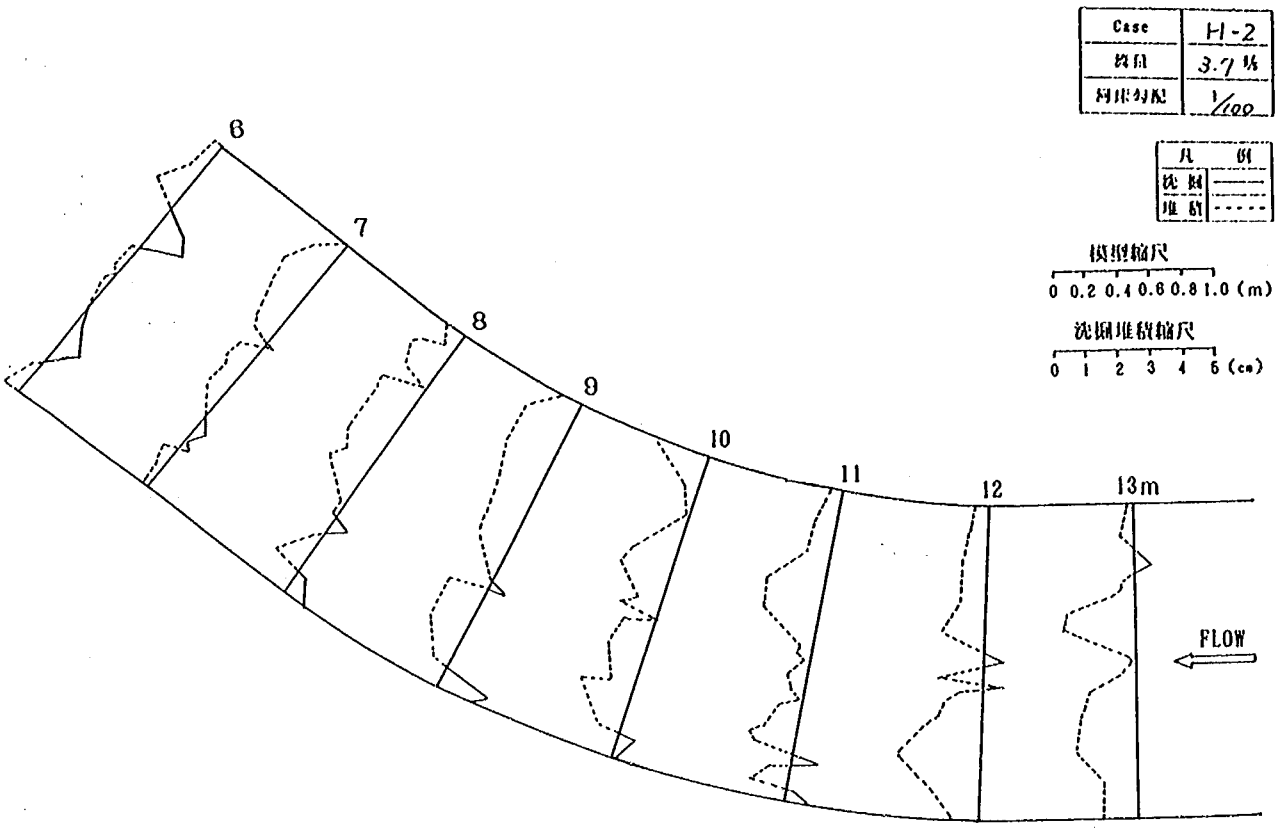
図－3.26(4)　Case H－4における砂州の走時曲線



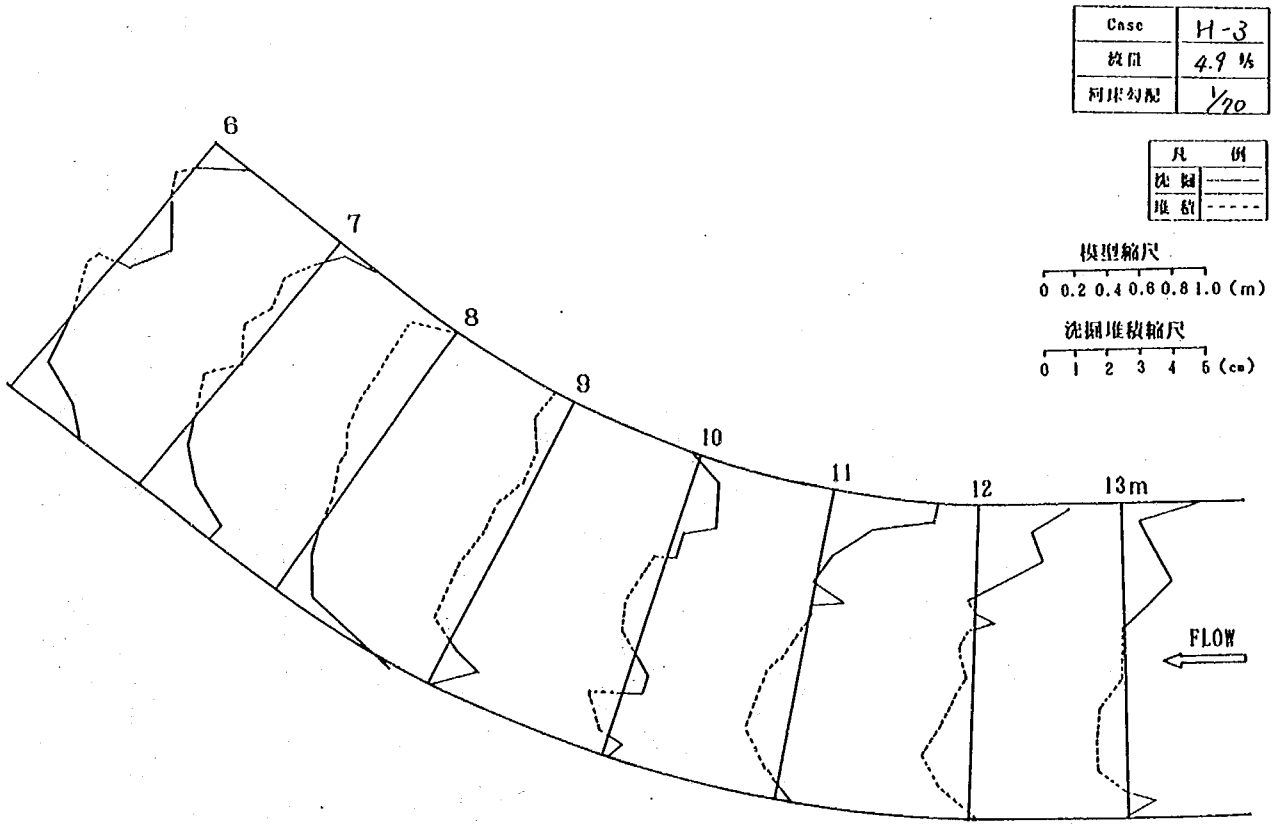
図－3.26(5)　Case H－5における砂州の走時曲線



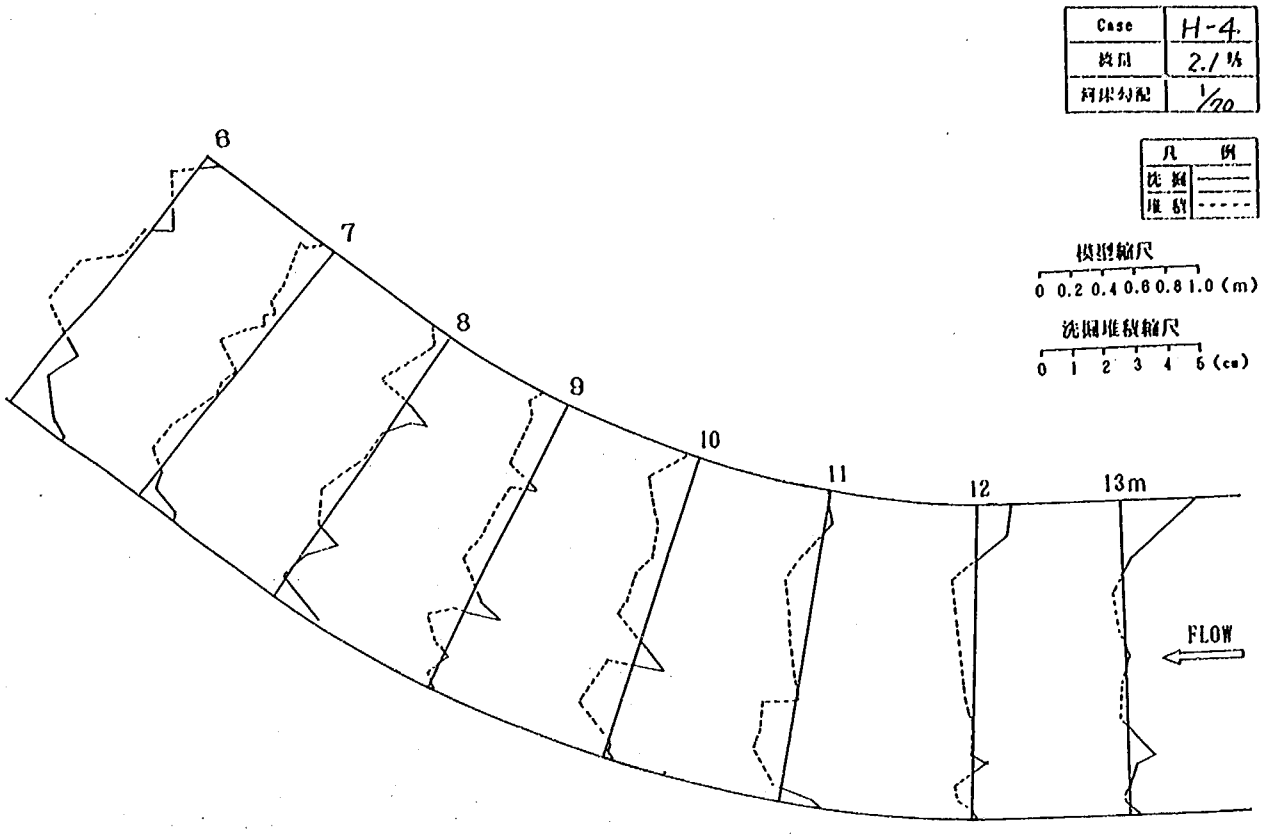
図－3.27(1)　湾曲部における通水後の河床横断図（Case H－1）



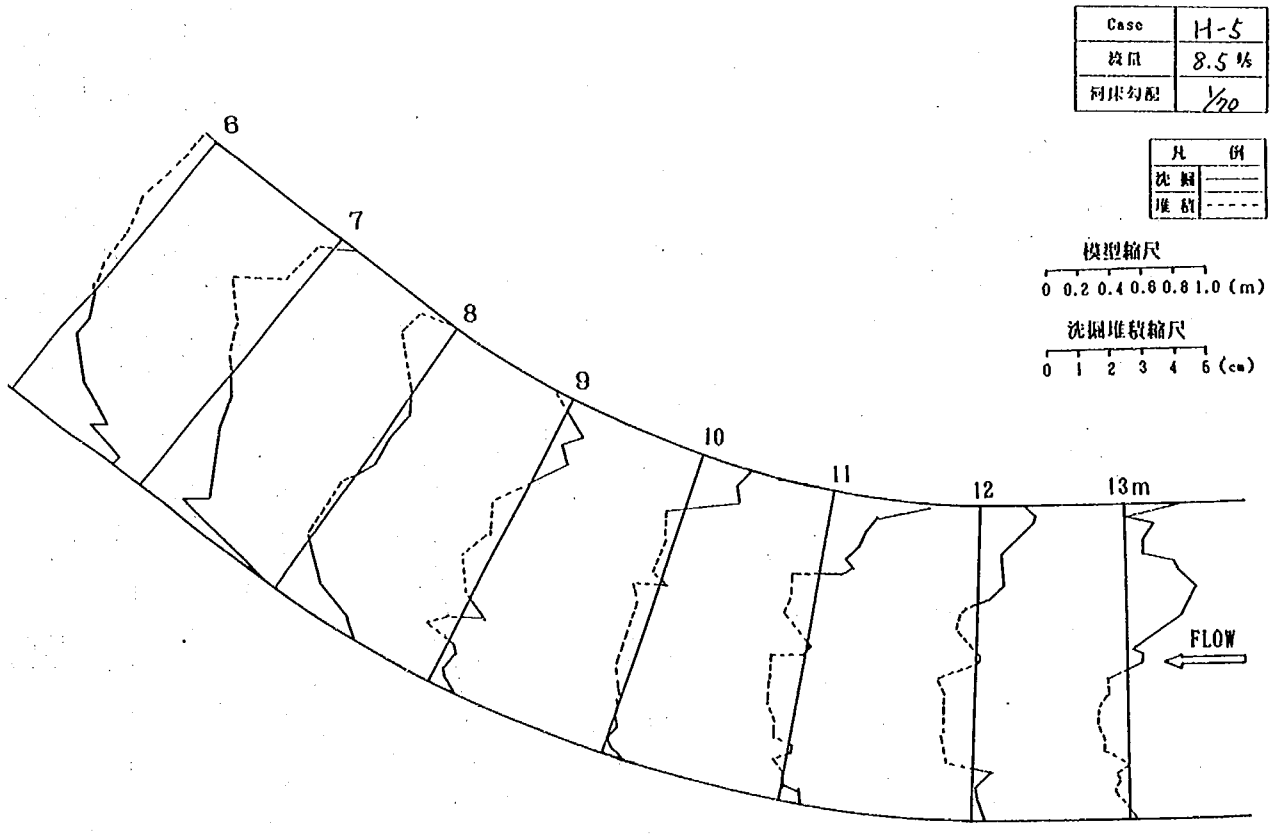
図－ 3. 27 (2)　湾曲部における通水後の河床横断図（Case H－2）



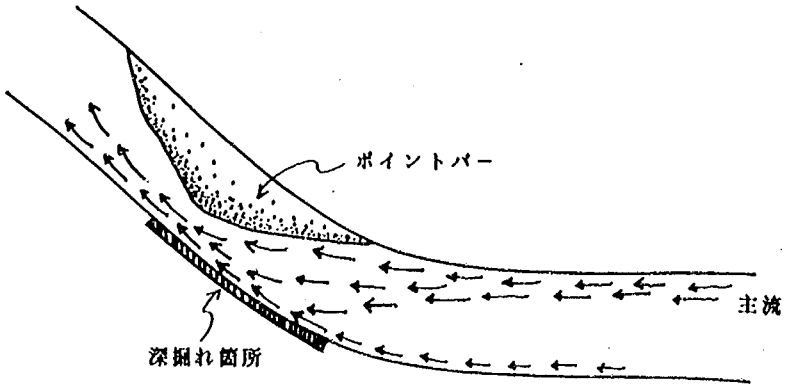
図－ 3. 27 (3)　湾曲部における通水後の河床横断図（Case H－3）



図－ 3. 27 (4)　湾曲部における通水後の河床横断図（Case H－4）



図－ 3. 27 (5)　湾曲部における通水後の河床横断図（Case H－5）



図－3.28　湾曲部における流況

(2)　湾曲部の曲率を変化させた実験（実験Ⅰ）

本実験は，深見，坂野が昭和50年に鹿島試験所にて実施した実験であり，水路幅25 cmの単湾曲水路において，湾曲部の長さを水路中央で4B，すなわち100 cm，曲り角をθ = 135°，90°，45°，22.5°の4種類に変えて実験を行ったものであり，湾曲部の曲り方の違いによって湾曲部の砂州形態がどのように違ってくるかを調べたものである。水理条件は，直線部で交互砂州が発生するような条件を与えた。また，実験開始前には予備通水を行い，砂州が十分に発達した後に，実験を開始した。

表－3.9　実験一覧表（実験Ⅰ）

B＝25cm，d_*＝0.08cm

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_b	U_*(cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	直線部の H_*(cm)	砂州形態	備　考
Ⅰ－1	0.80	1.0	1/75	3.81	0.101	25.0	12.5	60	2.03	直線部で交互砂州	θ=135°，r=45.8cm
Ⅰ－2	1.32	1.4	〃	4.28	0.141	17.9	17.5	〃	1.77		
Ⅰ－3	0.80	1.1	〃	3.79	0.111	22.7	13.8	〃	1.85	〃	θ=90°，r=62.5cm
Ⅰ－4	1.32	1.2	〃	3.96	0.121	20.8	15.0	〃	1.7		
Ⅰ－5	0.80	1.0	〃	3.81	0.101	25.0	12.5	〃	1.88	〃	θ=45°，r=147cm
Ⅰ－6	1.32	1.1	〃	3.79	0.111	22.7	13.8	〃	1.55		
Ⅰ－7	0.80	0.9	〃	3.43	0.0909	27.8	11.3	〃	1.99	〃	θ=22.5°，r=212.5cm
Ⅰ－8	1.32	1.0	〃	3.81	0.101	25.0	12.5	〃	1.76		

（Q＝1.32l/s通水時，直線部でL_*＝2～2.5m，V_*＝0.24cm/s）

図－3.29 (1)～(4)は，8ケースの実験から得られた曲り角，流量の違いによる流況および砂州形態の特徴をタイプ化して示したものである。図－3.30 (1)～(4)は，湾曲部周辺の砂州の移動状況を凹岸側と凸岸側について走時曲線で示したものである。また，図－3.31 (1)～(8)には，湾曲部凹岸側と凸岸側の河床縦断経時変化を示す。

〔Case Ⅰ－1〕

Case Ⅰ－1は，曲り角135°，曲率半径45.8 cmの単湾曲水路において，流量0.8 ℓ/s を

通水したケースである。

砂州は，湾曲の影響を強く受け，時間経過とともに様々な動きを示す。砂州の前縁線先端部の位置が湾曲凹岸部の中央より下流に移動すると，最大洗掘深はほとんど変化しない（B－Aタイプ）。その後は，湾曲凸岸側に大きな固定砂州状の堆積が見られ，このとき凹岸側では全体に一様な洗掘が見られる（Aタイプ～A－Bタイプ）。この状況は，湾曲と逆の曲率をもつ砂州前縁線の先端が湾曲部に入ってくるまで続く。そして，その砂州の前縁線先端が湾曲中央付近に来た時には凹岸側の2箇所に洗掘を生じるようになる（Bタイプ）。その後，砂州の移動は，ごく緩慢になった後，急激に湾曲部を通り抜けるような様相を呈し，凹岸の洗掘深も一様になる。

〔Case Ⅰ－2〕

Case Ⅰ－2は，Case Ⅰ－1と同一水路で流量のみを1.32 ℓ/sと大きくしたケースである。

全体的な様相はCase 3と同様であるが，湾曲部での砂州の前縁線は本ケースの方が明瞭となっている。

〔Case Ⅰ－3〕

Case Ⅰ－3は，曲り角90°，曲率半径62.5 cmの単湾曲水路において流量0.8 ℓ/sを通水したケースである。

湾曲部での砂州の移動は，上流直線部での砂州の流下状況とさほど変わらず，時々刻々と下流に移動しているが，必ずしも湾曲部における砂州の進行速度は等速ではない。

砂州の前縁線先端部が湾曲部中央の凹岸に形成される時には，その下流に形成される砂州は前縁線が不明瞭となったり，波長の短い砂州の発生により砂レキ堆が分裂したりすることがある（Bタイプ～B－Aタイプ）。この状態は，湾曲と同一方向の曲率をもつ砂州の前縁線が流下してくるまで続く。その間，砂州の移動とともに湾曲凹岸側の洗掘は次第に大きくなり，湾曲末端で最大洗掘深を生じている（B－Aタイプ）。

〔Case Ⅰ－4〕

Case Ⅰ－4は，Case Ⅰ－3と同一水路で流量のみ1.32 ℓ/sと大きくしたケースである。

砂州の湾曲部の通過状況はCase Ⅰ－3と似ているが，砂州前縁線の先端位置が湾曲凹岸側の中央より下流において洗掘深はほぼ一定で（Bタイプ～B－Aタイプ），その後，上流の砂州が湾曲部に流下してくると湾曲凸岸全体に砂州が形成されるようになり，凹岸側には一様な深掘れが生じる（Aタイプ）。さらにその後，湾曲凹岸側に前縁線の先端をもつ砂州が流下してくると局所的な洗掘を始める（A－Bタイプ）。

〔Case Ⅰ－5〕

Case Ⅰ－5は，曲り角45°，曲率半径147 cmの単湾曲水路において流量0.8 ℓ/sを通水したケースである。

曲り角が135°，90°のケースよりも湾曲部の砂州の通過はスムーズである。凹岸部の深掘れは直線部のそれの約2倍の値を示す。一方，凸岸部の深掘れは直線部より小さくなってい

る。

〔Case Ⅰ－6〕

Case Ⅰ－6は，Case Ⅰ－5と同一水路で，流量のみを1.32 ℓ/sと大きくしたケースである。

砂州の湾曲部における通過状況は，Case Ⅰ－5よりもスムーズでなくなる。それと同時に，湾曲凹岸部の深掘れ形状は様々に変化し，最大洗掘深が生じるのは，砂州の前縁線先端が湾曲部後半に移動してきてからである。その最大洗掘深は，直線部の3～4倍の値を示す。

〔Case Ⅰ－7〕

Case Ⅰ－7は，曲り角22.5°，曲率半径212.5 cmの単湾曲水路において流量0.8 ℓ/sを通水したケースである。

砂州の通過状況はより直線部に近くなっている。前縁線先端部分に段落ちを形成しながら等速度で湾曲部をすりぬけていく。凸岸部の深掘れは直線部と同様であり，一方，凹岸部では直線部の2倍の値を示す。

〔Case Ⅰ－8〕

Case Ⅰ－8は，Case Ⅰ－7と同一水路で流量のみを1.32 ℓ/sと大きくしたケースである。

Case Ⅰ－7と同様，砂州の前縁線先端は等速度で下流へ移動している。ただし，CaseⅠ－7より移動速度は大きい。凸岸部の洗掘深は，直線部の値より若干小さい。これに対し，凹岸部の洗掘深は，直線部の2倍となっている。

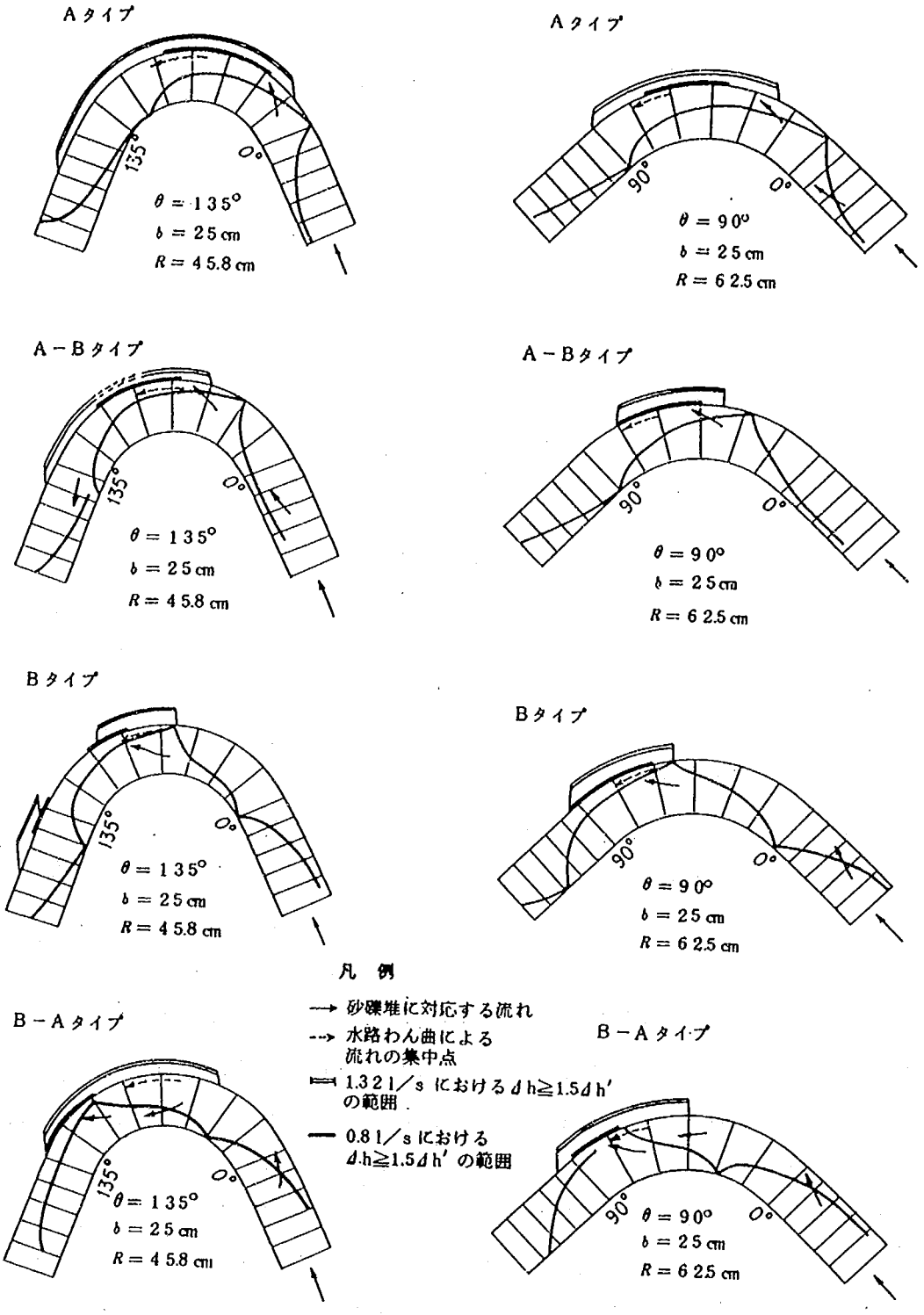
以上，各ケースごとに実験結果を述べてきたが，ここで本実験から得られた湾曲部における砂州形状の変化特性を総括して述べることとする。

① 砂州の前縁線先端が湾曲中央の凹岸側に来ることが，洗掘形状や湾曲部の砂州の平面形状に対して深い意味をもつ（Bタイプ）。つまり，湾曲下流部に形成されるべき砂州の前縁線が不明瞭となったり，そこに波長の短い砂州が発生したりする。さらに，凹岸側の洗掘形状にも変化が生じ，その時点までは一つの砂州に一つの局所的な洗掘溝をもって下流へ移動していたものが，その時点で急変し，二つの洗掘溝を有するようになる。以上の状況は，湾曲の曲率がきつく，流量が大きい程，その度合いは大きくなる。

② 最大洗掘深は，湾曲部末端の凹岸側に生じることが多い。

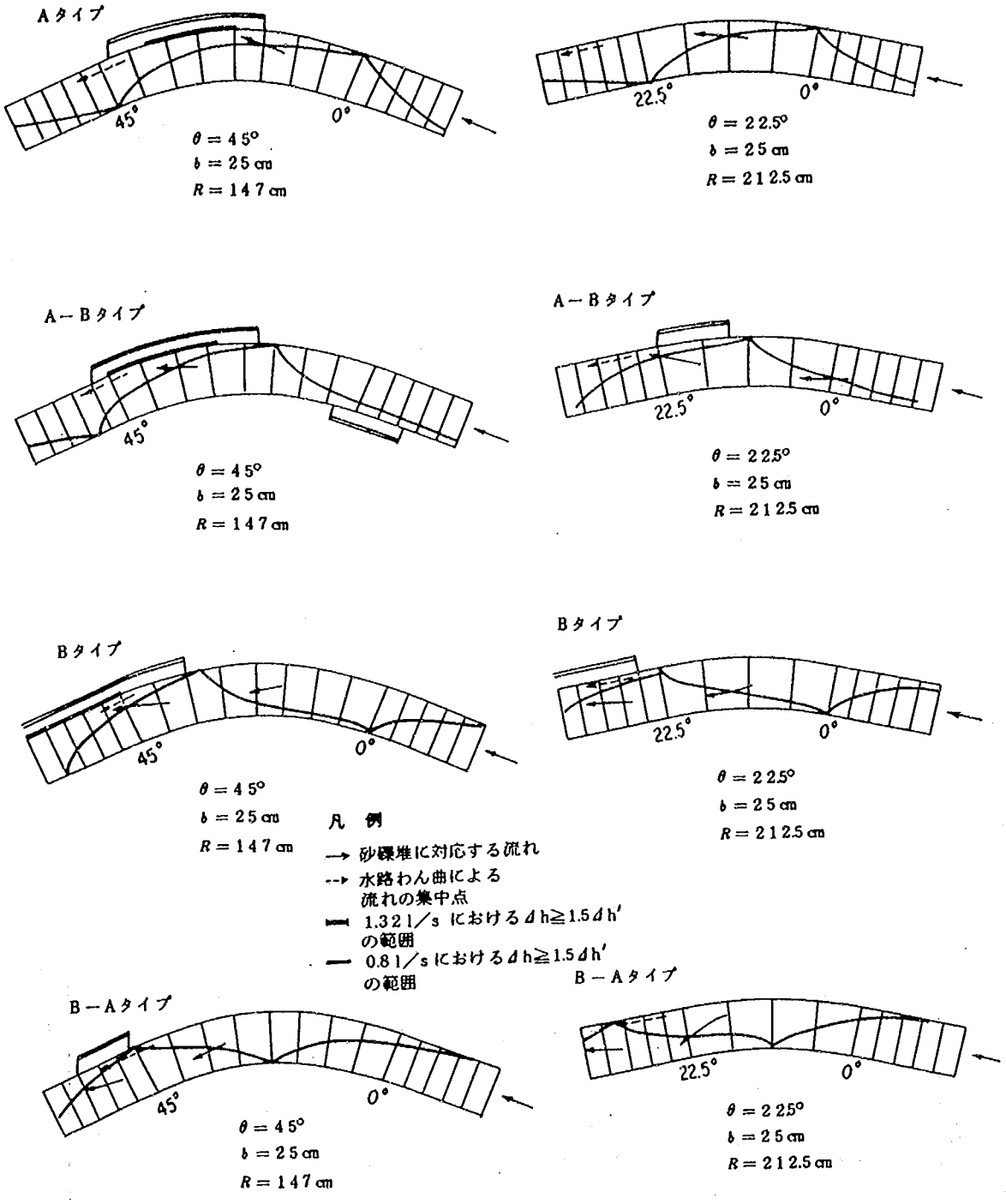
③ 湾曲部における砂州の移動速度は，流量が大きく，曲り角が小さいほど早い。また，前縁線先端が湾曲凸岸と凹岸の場合では，凸岸の場合の方が，移動速度は早い。この傾向は，流量が小さく，曲り角が大きいほど顕著に見られる。

④ なお，湾曲上流の直線部での交互砂州の砂州長L_sは2～2.5 mであり，進行速度V_sは，平均すると0.24 cm/sである（図－3.32参照）。



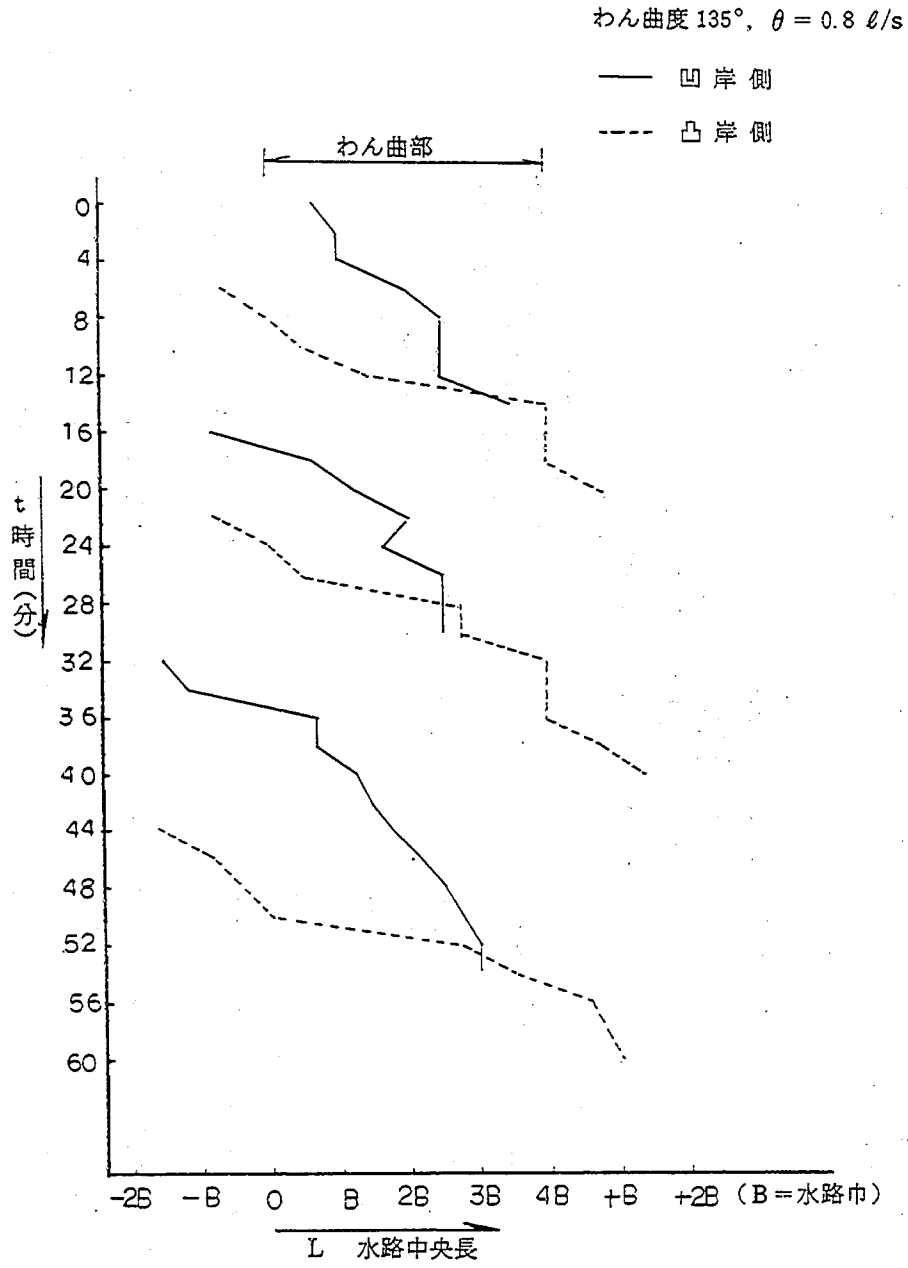
図－3.29(1) 湾曲部における深掘れと砂州形態[12)]
（Case Ⅰ－1，Ⅰ－2，$\theta = 135°$）

図－3.29(2) 湾曲部における深掘れと砂州形態[12)]
（Case Ⅰ－3，Ⅰ－4，$\theta = 90°$）

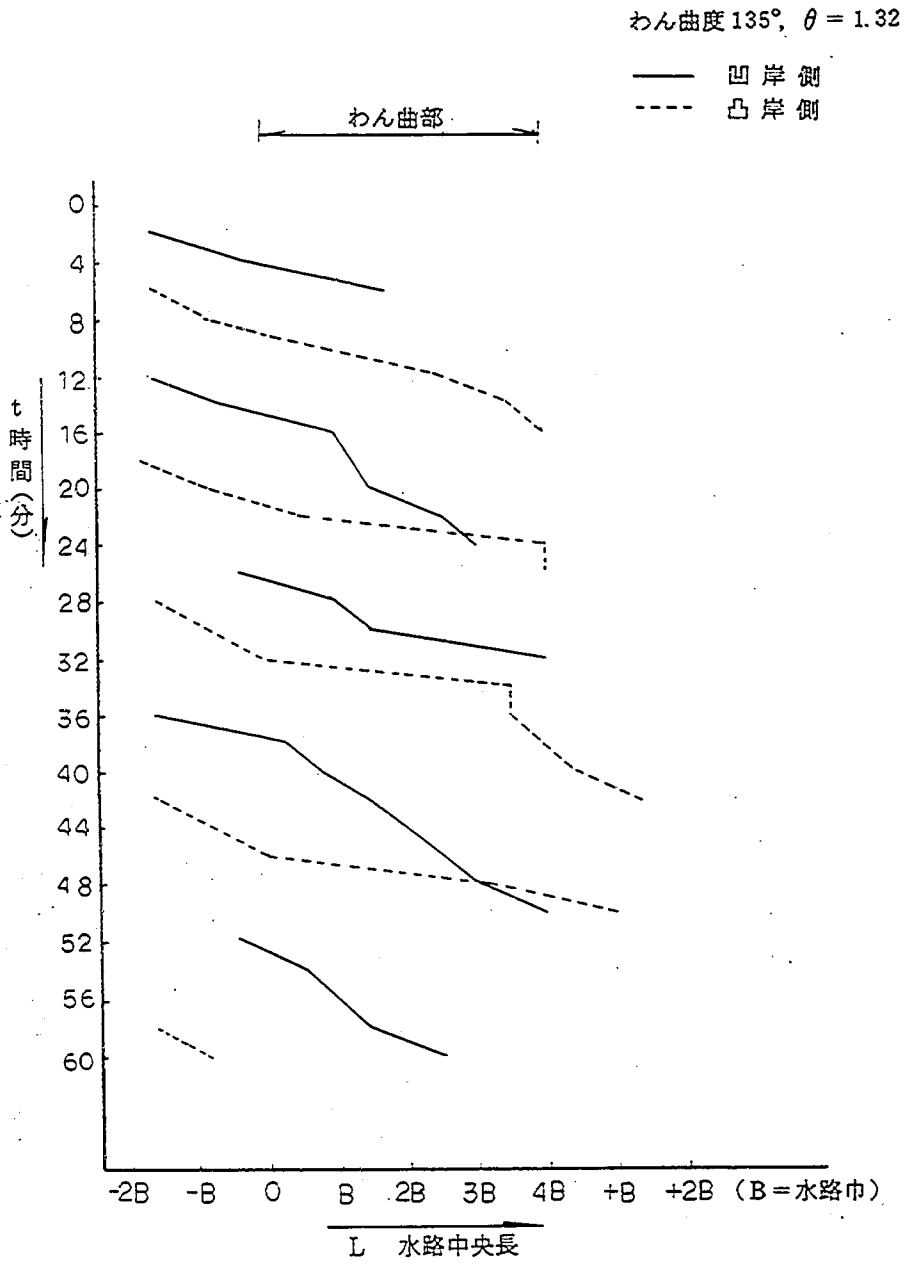


図－3.29(3) 湾曲部における深掘れと砂州形態[12)]
（Case Ⅰ－5，Ⅰ－6，$\theta = 45°$）

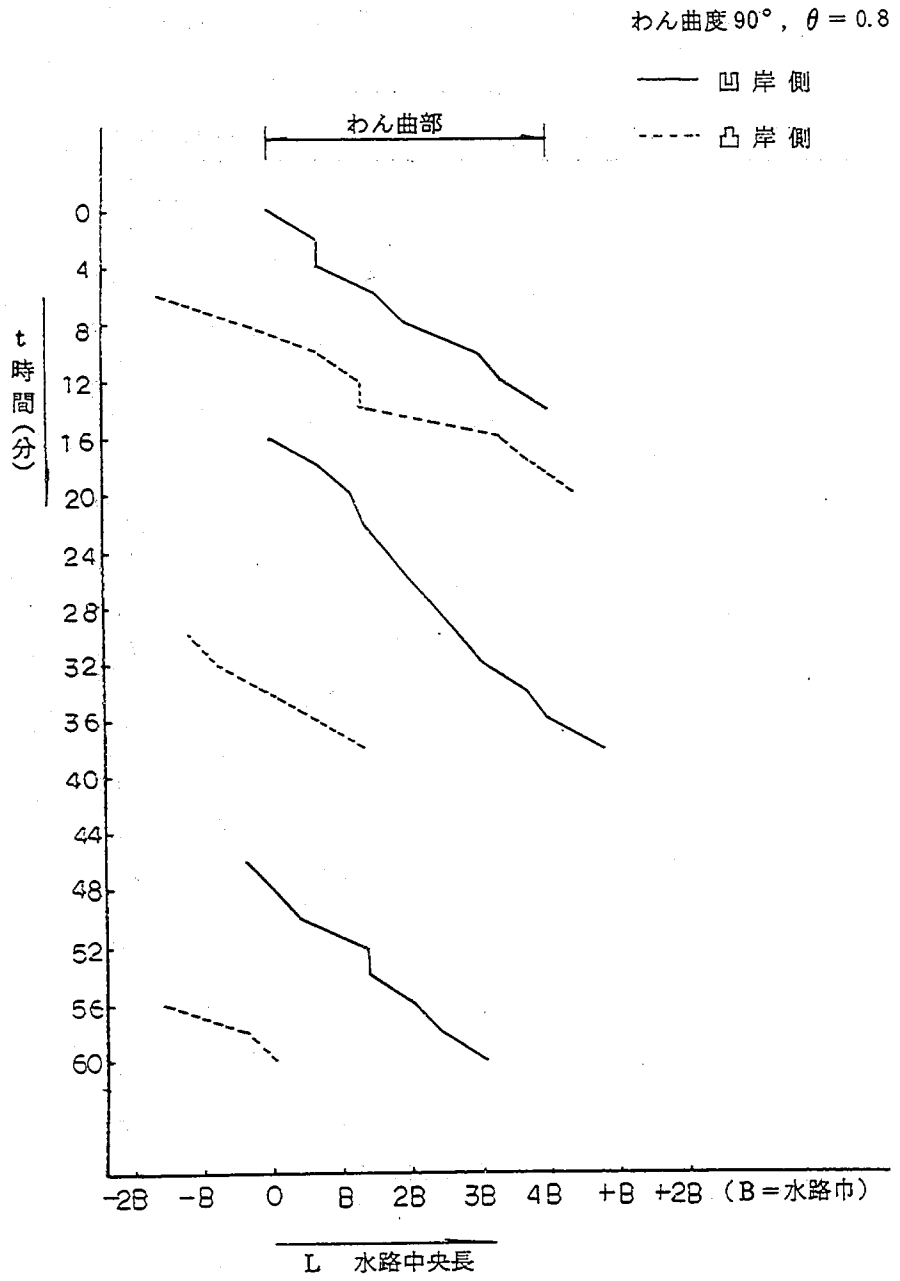
図－3.29(4) 湾曲部における深掘れと砂州形態[12)]
（Case Ⅰ－7，Ⅰ－8，$\theta = 22.5°$）



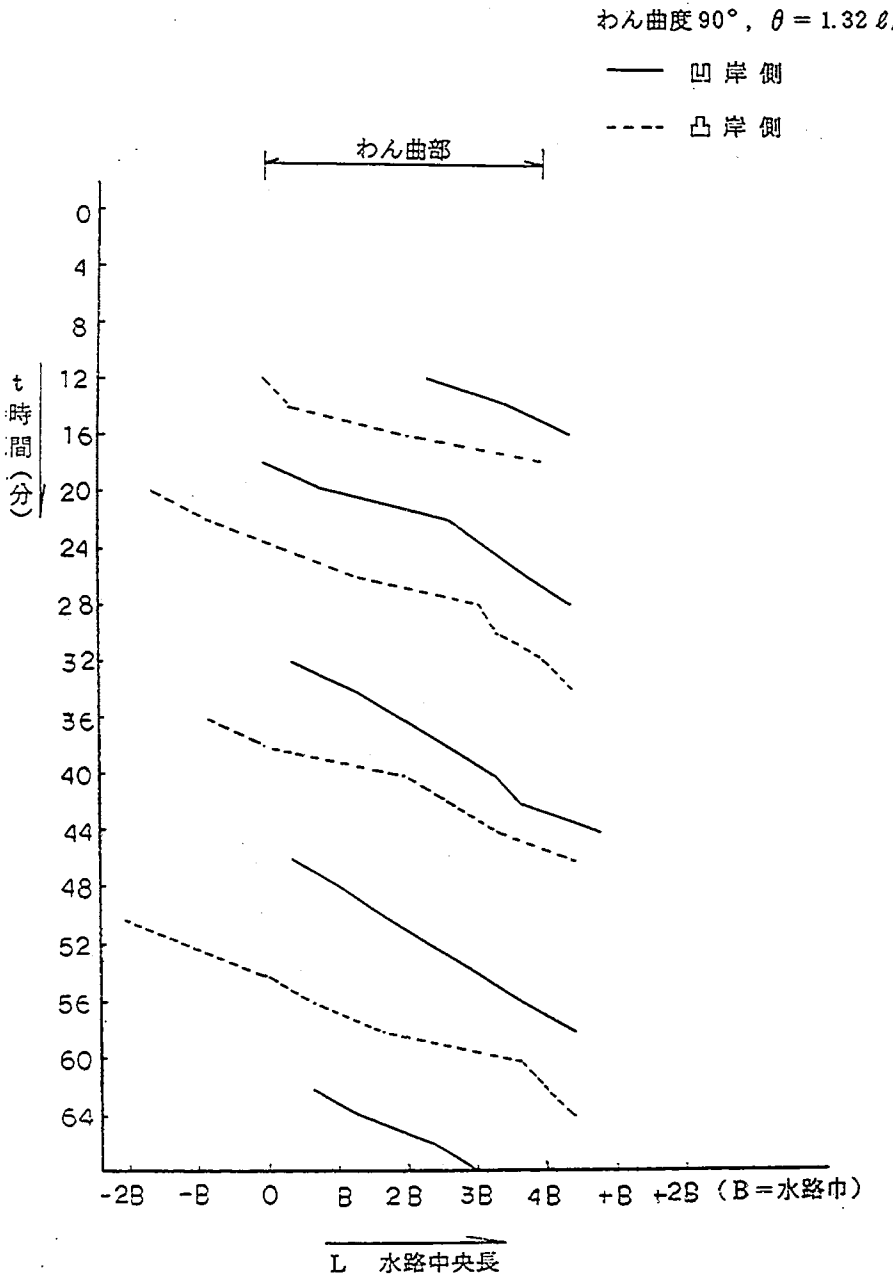
図－3.30(1) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－1）



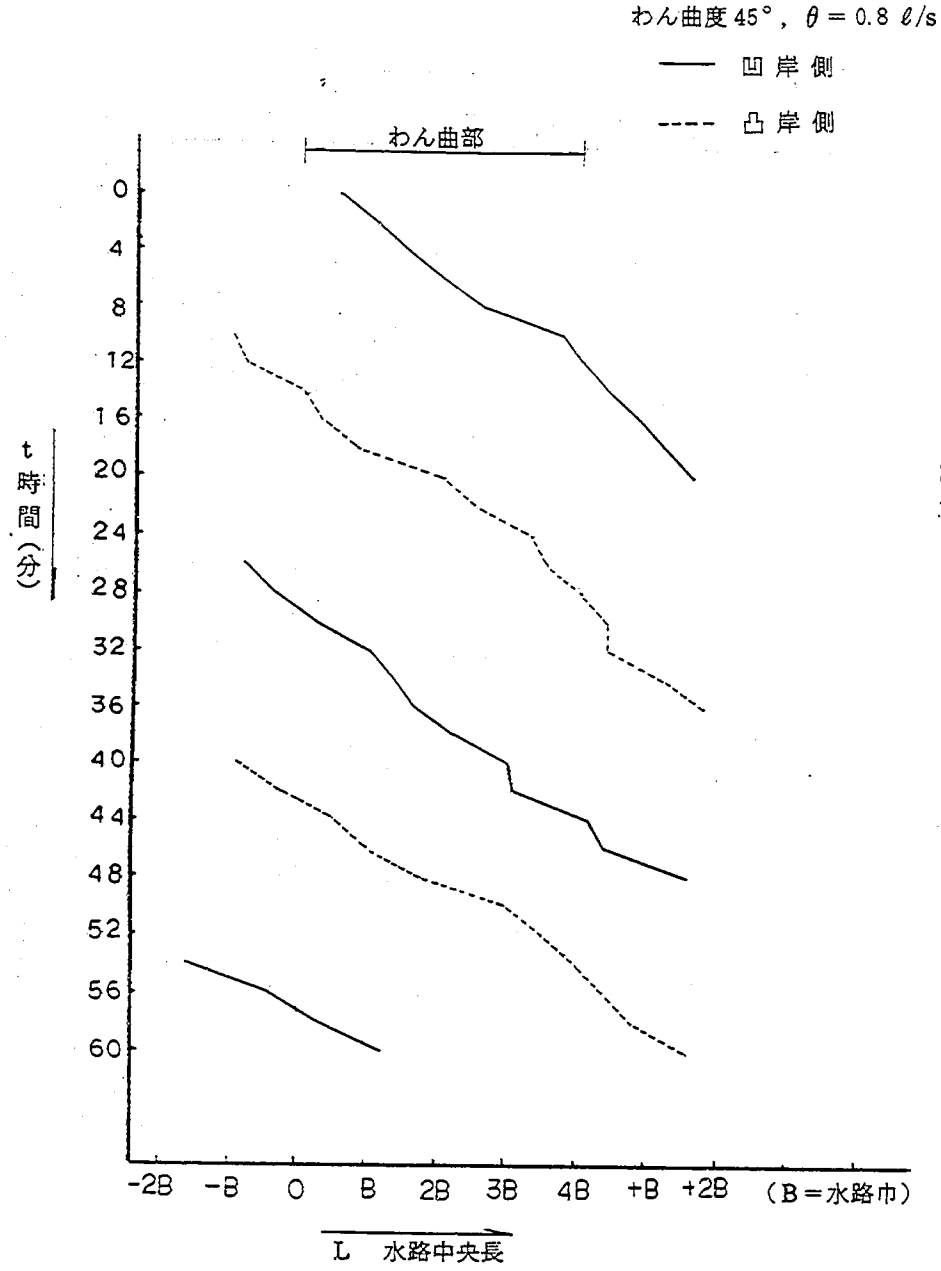
図－3.30(2) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－2）



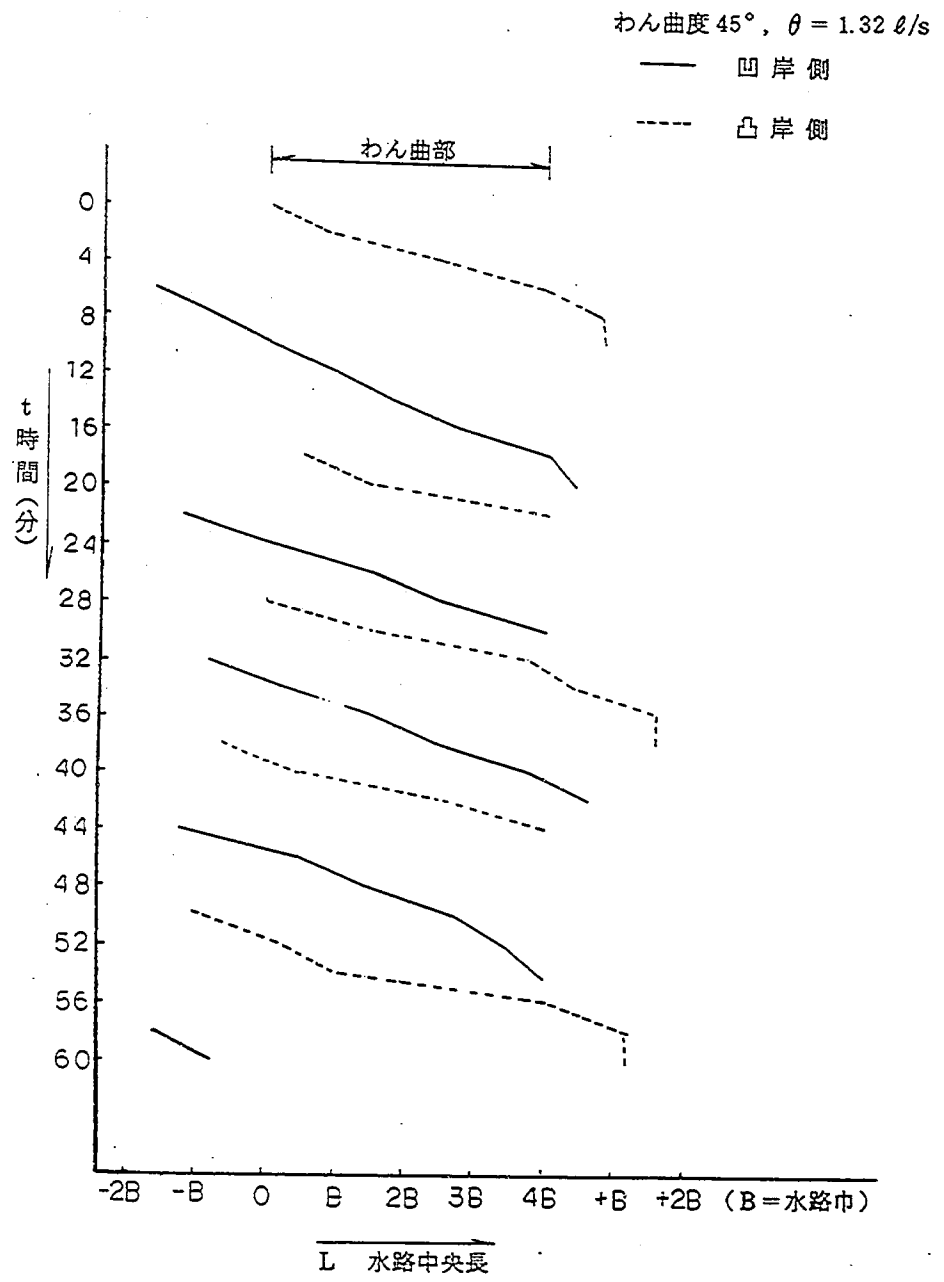
図－3.30(3) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－3）



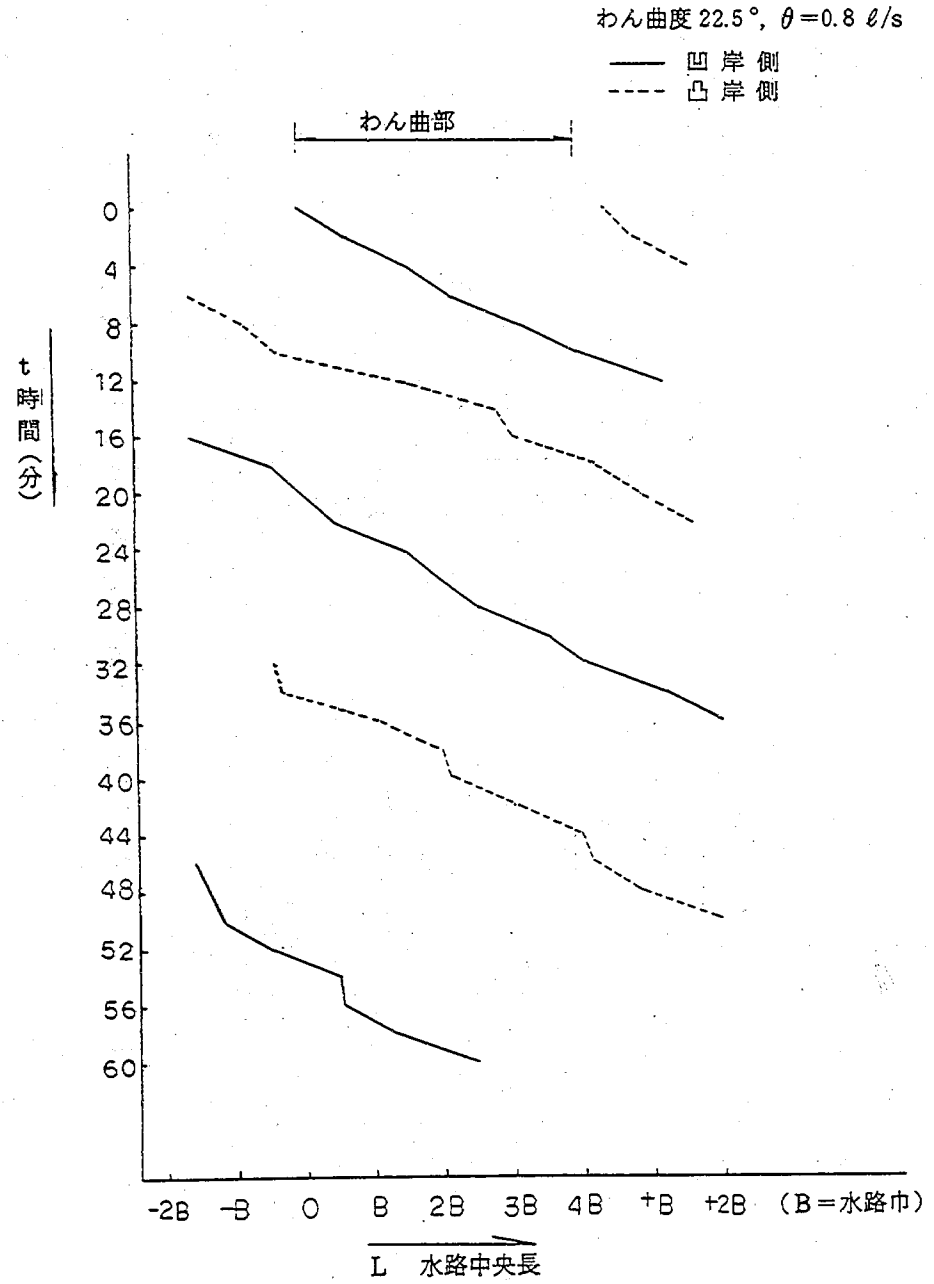
図－3.30(4) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－4）



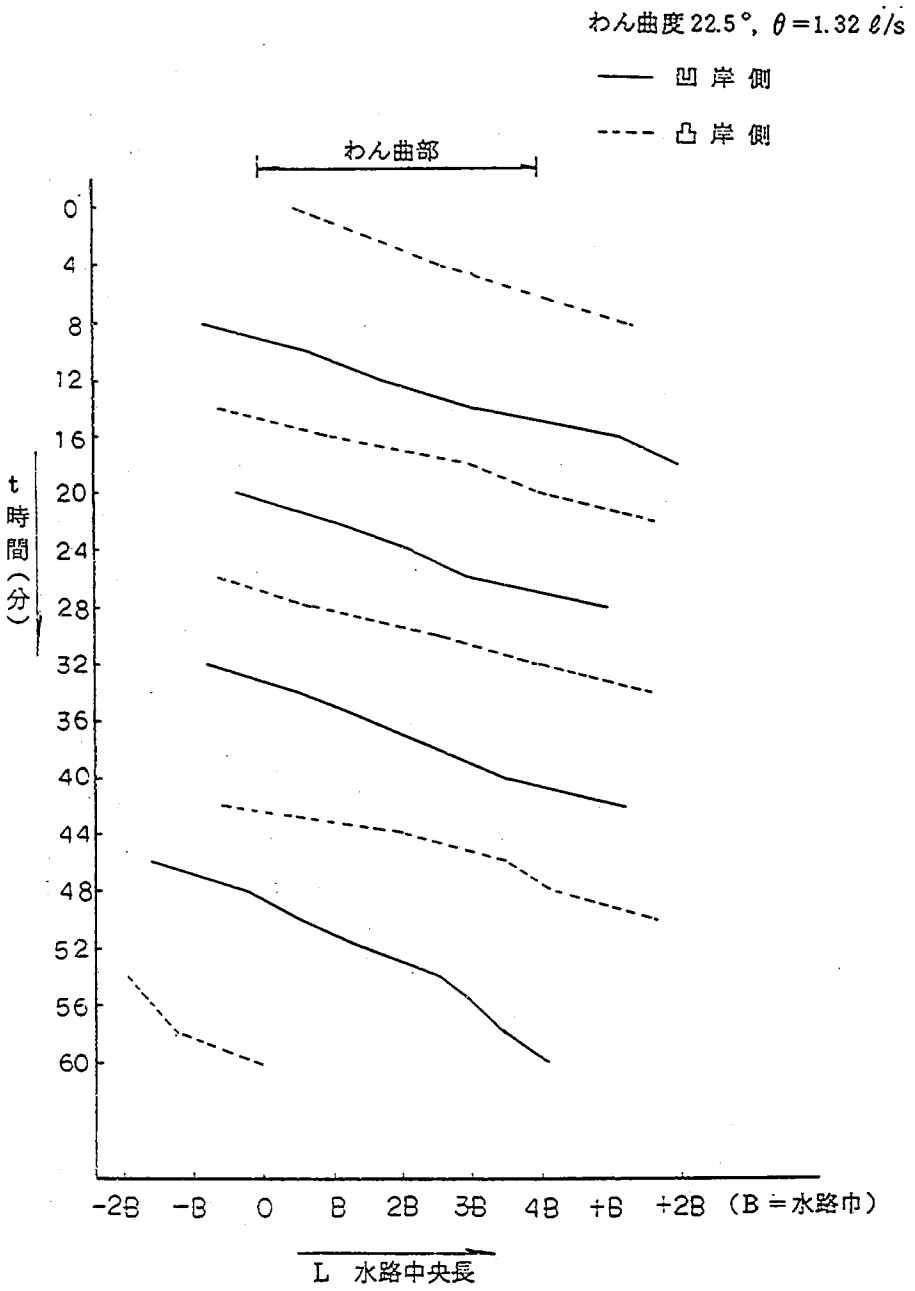
図－3.30(5) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－5）



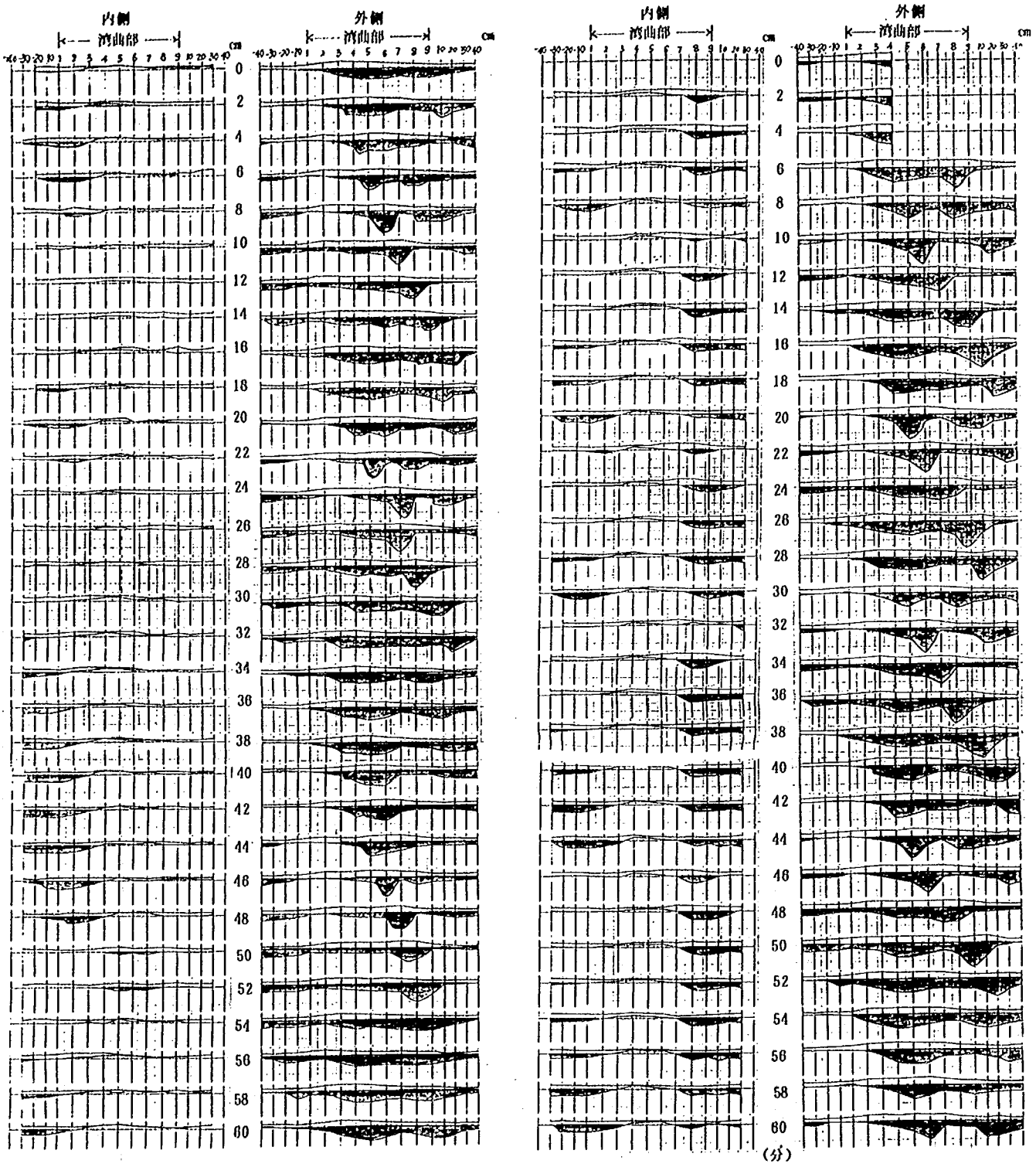
図－3.30(6) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－6）



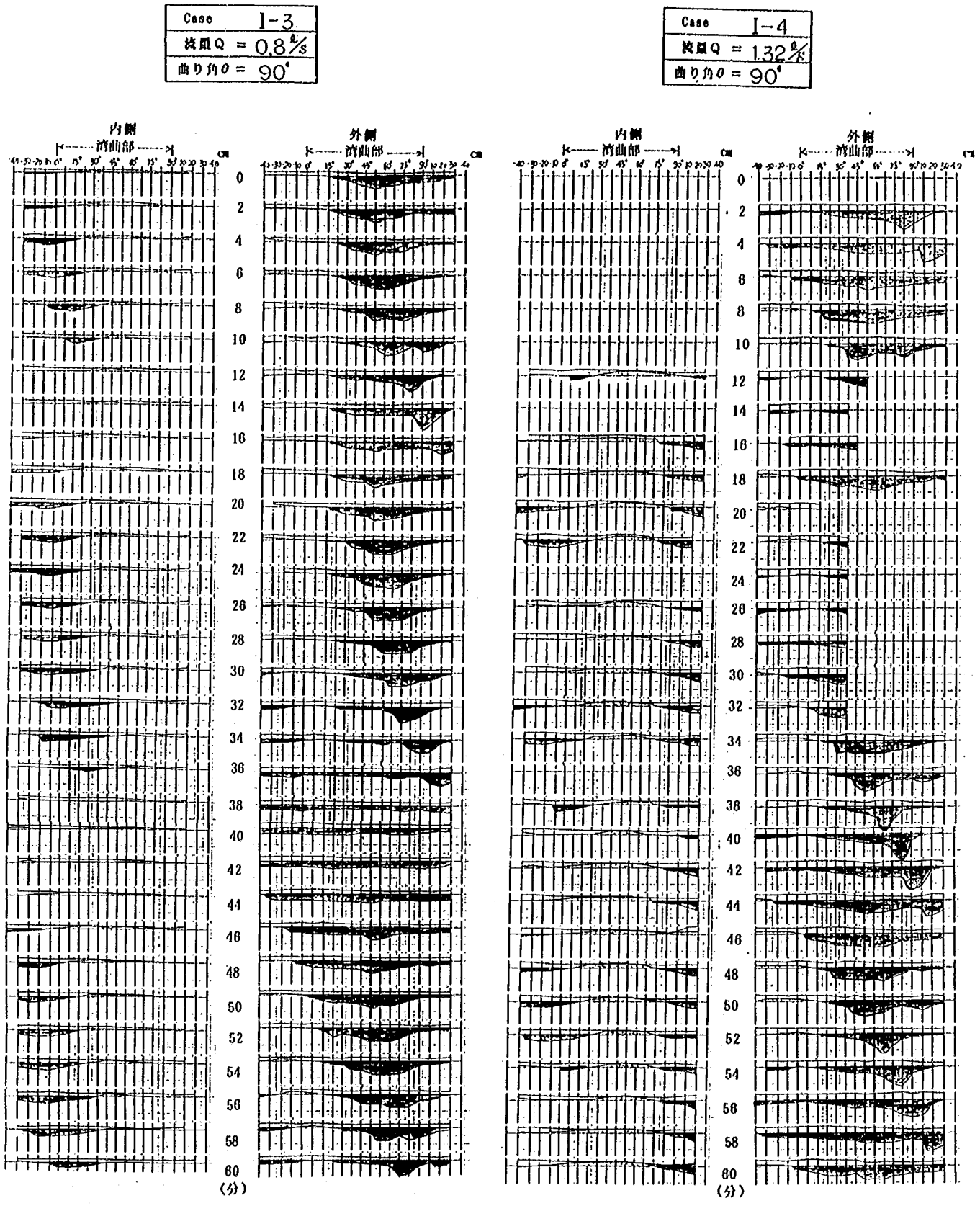
図－3.30(7) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－7）



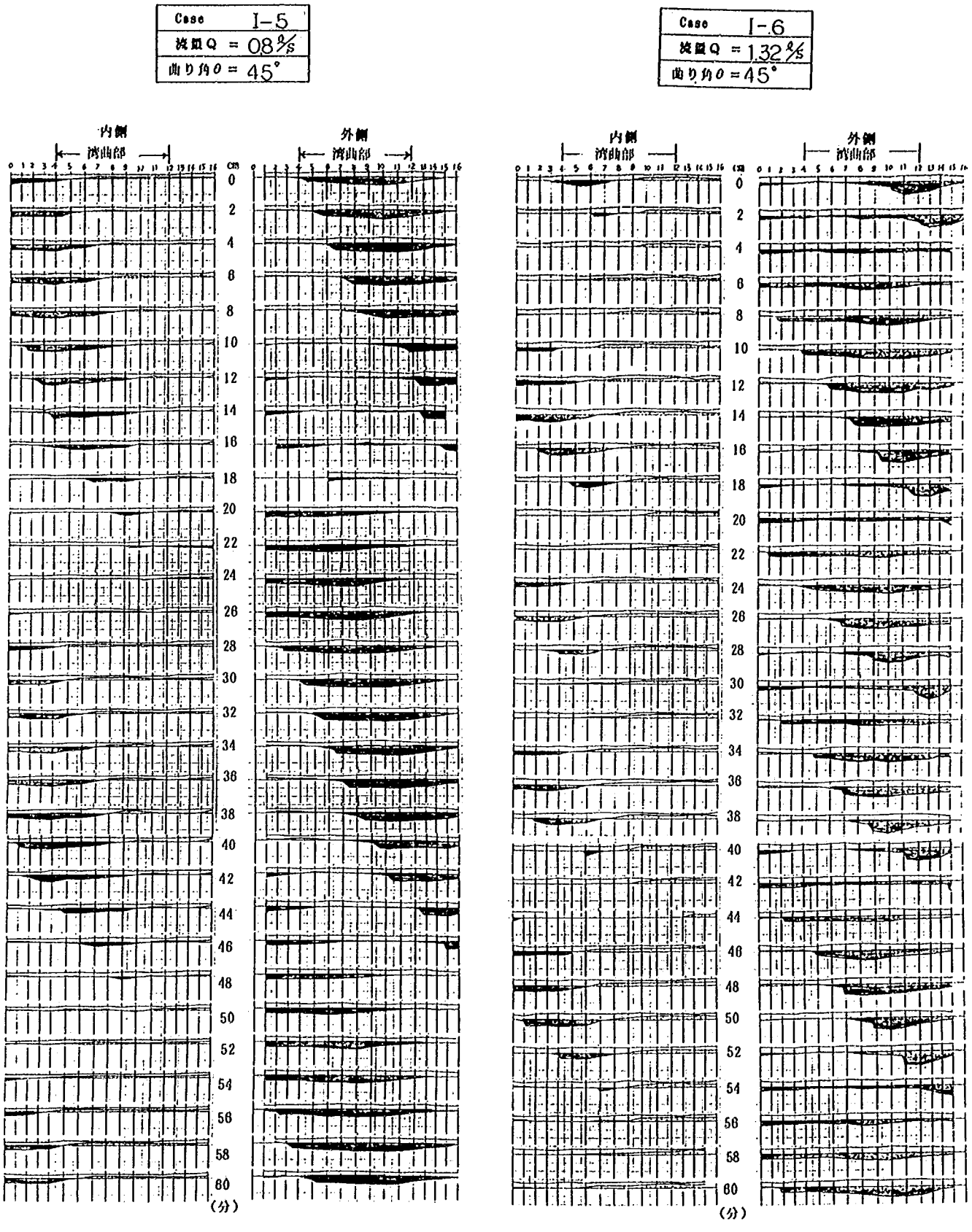
図－3.30(8) 湾曲部における砂州の走時曲線（Case Ⅰ－8）



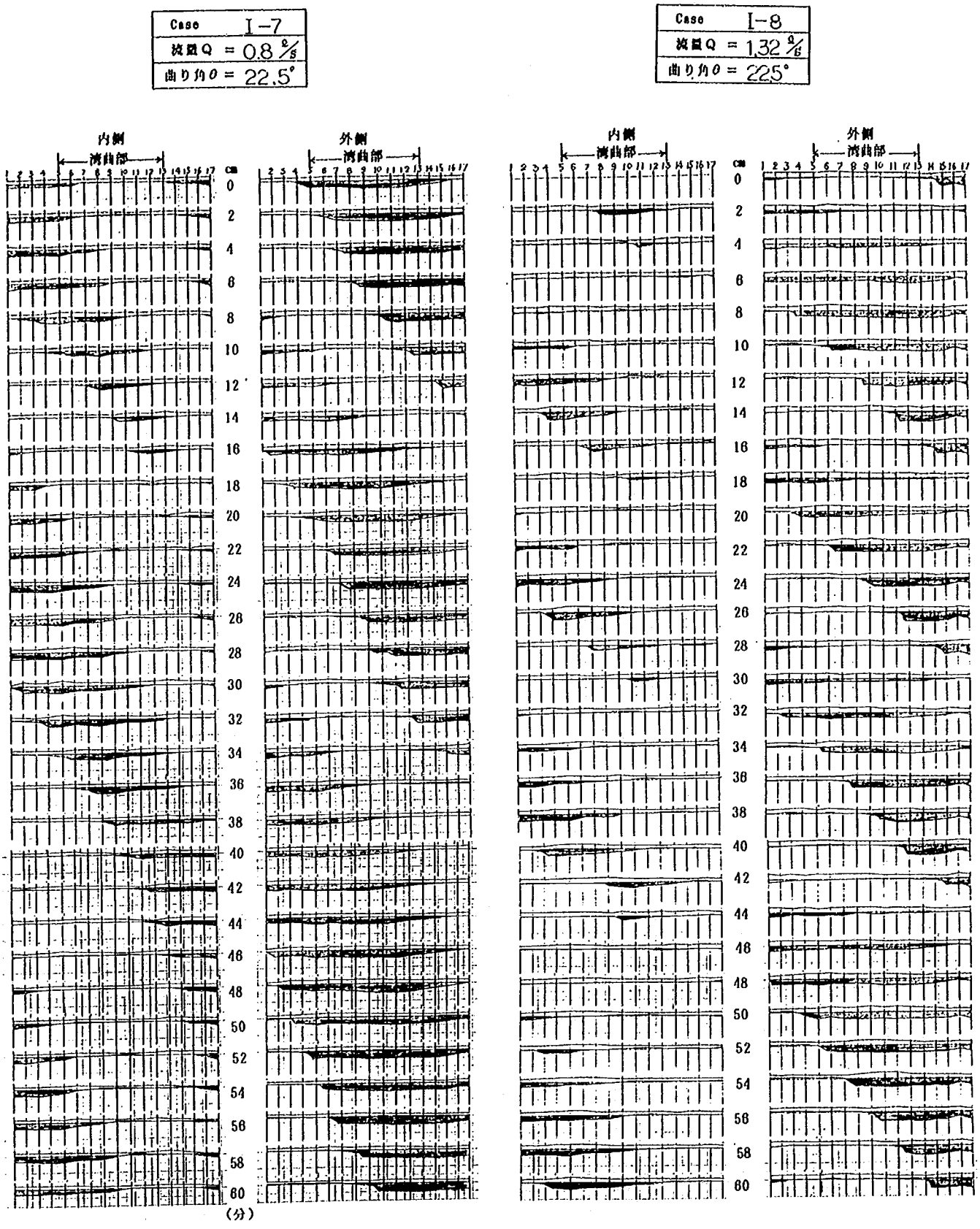
図－3.31(1)　湾曲部凹岸側と凸岸側の河床縦断経時変化図（Case Ⅰ－1，2）



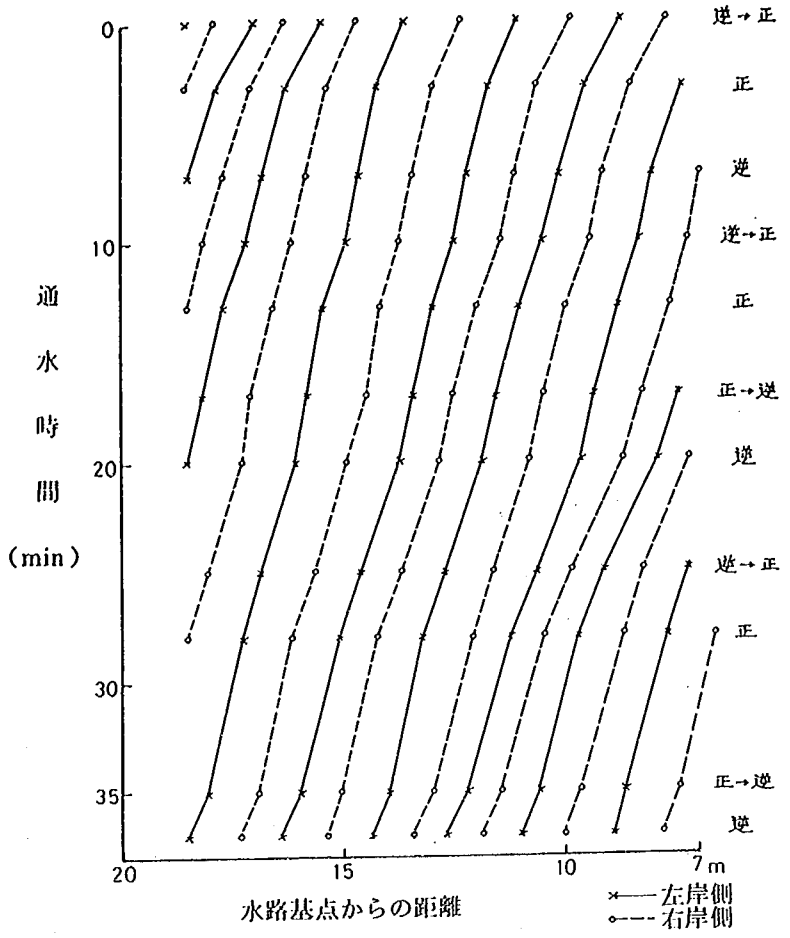
図－ 3. 31 (2)　湾曲部凹岸側と凸岸側の河床縦断経時変化図（Case Ⅰ－3，4）



図－3.31(3)　湾曲部凹岸側と凸岸側の河床縦断経時変化図（Case Ⅰ－5，6）



図－3.31(4)　湾曲部凹岸側と凸岸側の河床縦断経時変化図（Case I－7，8）



図－3.32　直線部における交互砂州の走時曲線（θ = 1.32 ℓ/s）

(3)　側壁勾配を変化させた実験（実験J，K）

①　実験J

本実験は，浅野，林が昭和58年に土木研究所で実施した実験であり，曲り角90°，曲率半径180 cmの単湾曲水路で側壁勾配を直，5分，1割，2割の4種類に設定した4本の水路を用いて行った実験である。本実験は3－1直線水路実験で取り上げた実験Fと同一の実験であるが，ここでは湾曲部における砂州の動きに着目し，考察を加える。

表－3.10　実験一覧表（実験J）

B＝60cm，θ＝90°，r＝180cm，d_m＝0.15cm

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_w	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備考
J－1	3.0	1.5	1/ 99	3.85	0.0612	40.0	10.0	2.5	直線部で交互砂州 L_s＝6～8m V_s≒0.11cm/s	側壁勾配：直
J－2	〃	1.5	1/103	3.78	0.0588	40.0	10.0	〃		〃　：5分
J－3	〃	1.4	1/101	3.69	0.0560	42.9	9.33	〃		〃　：1割
J－4	〃	1.3	1/105	3.48	0.0500	46.2	8.67	〃		〃　：2割
J－5	6.0	2.4	1/111	4.60	0.0874	25.0	16.0	〃	直線部で交互砂州 L_s＝4～6m V_s≒0.27cm/s	側壁勾配：直
J－6	〃	2.2	1/107	4.49	0.0831	27.3	14.7	〃		〃　：5分
J－7	〃	2.0	1/101	4.41	0.0800	30.0	13.3	〃		〃　：1割
J－8	〃	1.9	1/105	4.21	0.0731	31.6	12.7	〃		〃　：2割

図－3.33(1)～(8)は，各ケースにおける湾曲部での流況および砂州形状の時間的変化を示したものである。

〔Case J－1〕

Case J－1は，流量を3 ℓ/sとし，側壁勾配を直としたケースである。実験開始後，20分程で直線部に交互砂州が形成されるようになる。その後，砂州は，時間の経過とともに水路内を前進し，湾曲部に進入する。図－3.33(1)は，その後の湾曲部における状況を示したものである。

通水30分後には，砂州前縁線先端が湾曲30°付近の凹岸側に形成されるようになる。このときの流れは，湾曲部入口で凸岸側を真っ直ぐに流下し，湾曲内で拡散するような形で流下する。そしてその流れは，湾曲部後半の凹岸に沿って流れる。一方，湾曲部後半の凸岸側には，砂州が形成されるようになる。その後，凹岸部に前縁線の先端をもった砂州が湾曲内を前進するとともに，今度は湾曲部の凸岸側に前縁線先端をもった砂州が湾曲部に入ってくる。このとき流れは，湾曲部入口で凹岸を，湾曲部中央で凸岸を，湾曲部出口で凹岸を流下する形となる。湾曲部出口の凹岸側では，凸岸側にできた砂州の影響で流れの集中を起こし，局所的な洗掘が発生する。この現象は，通水60分後に見られる。さらにその後，凸岸側に前縁線先端をもつ砂州が湾曲内を流下していくと，通水90分後に見られるような湾曲部全体の凹岸側に沿った主流流れが生じる。このとき，湾曲部凸岸側には，不明瞭な砂州が全体的に形成されている。さらに今度は，湾曲凹岸側に前縁線先端をもった砂州が湾曲内に入ってくるようになり，通水30分後に見られるような現象を繰り返す。

〔Case J－2〕

Case J－2は，Case I－1と同じ流量で側壁勾配を5分としたケースであり，図－3.33(2)に砂州の時間的変化の様子を示した。

砂州の変化の様子は，基本的にはCase J－1と同じであるが，湾曲部後半の凸岸側に形成される砂州が消えることがないという点では異なっている。通水60分後には，湾曲部全体の凹岸側に主流部が形成されており，これはCase J－1では通水90分後の形状に対応するものであるが，このとき，湾曲部後半の凸岸側にはCase J－1では見られなかった明瞭な砂州が形成されている。通水100分後には，Case J－1でも見られた局所洗掘が湾曲部後半で生じているが，その洗掘深はCase J－1と同程度であった。

〔Case J－3〕

Case J－3は，前ケースと同じ流量で側壁勾配を1割としたケースである。図－3.33(3)は，砂州の経時変化を示したものである。

砂州の湾曲部における移動状況は，Case J－2と変わらない。砂州前縁線の先端が湾曲前半の凹岸側にある場合には，流れは湾曲入口の凸岸から水路全体に拡散するように流下し，後半で凹岸沿いの流れとなり，後半部の凸岸側に広い範囲にわたり砂州を形成する。その後，凹岸に前縁線先端をもつ砂州が流下するとともに，凸岸に前縁線先端をもつ砂州が

湾曲部に入ってくると，湾曲部後半の凹岸側に局所流を生じる。さらに，前縁線先端が湾曲中央の凸岸側に形成されるようになると，湾曲前半で主流部が凹岸側に移り，湾曲後半では主流部が凸岸側の砂州の影響により凹岸と凸岸に二分され湾曲末端で合流し，局所流を生じるようになる（Case J－2では120分後，Case J－3では80分後に対応）。さらにその後は，湾曲後半凸岸側の砂州へ凸岸に前縁線先端をもつ砂州が覆いかぶさるような形で湾曲部凸岸側全体に砂レキ堆が形成され，主流部が湾曲凹岸側全体を走るようになる。

〔Case J－4〕

Case J－4は，前ケースと流量が同じで側壁勾配を2割としたケースであり，図－3.33(4)に砂州の経時変化の様子を示す。

全体的な傾向は，これまでのケースと同じであるが，側壁勾配が緩くなったぶん流れが側岸ではねかえる現象すなわち蛇行する現象が弱まり，直進傾向に強めた。例えば，通水69分後に見られた状況を見ると，湾曲部上流で流れは，左右岸に二分される形（それは，完全に二分されたものではなく，水路全体を流れるという感じが強い）で流下し，湾曲部中央あたりで合流し，湾曲後半の凹岸側を流れるという様相を呈した。このとき，湾曲後半の凸岸側には，大きく砂州が形成されている。局所流の生じる箇所での洗掘深は，側壁勾配が緩いほど小さいという傾向は見られるものの，顕著にはその違いが現われていない。

〔Case J－5〕

Case J－5は，Case J－1に対して流量を6 ℓ/sと大きくしたケースである。なお，側壁勾配は直である。

図－3.33(5)は，本ケースの砂州の形成状況および流れの状況を時間的に示したものであるが，Case I－1と比較して見ると次のようなことが言える。

通水40分後に見られるような湾曲入口の凸岸側から流れが拡散しながら湾曲部に流入するような場合（Case J－1では通水120分後に対応），流量の多いCase J－5の方が拡散の度合いが大きく，湾曲後半の凸岸側に形成される砂州の位置がCase J－1より下流側に移行している。凹岸に沿っての流れを見ても，流量が多い方が勢いが強く，洗掘深がCase J－1に比べかなり大きくなっている。次に，通水55分後に見られるような湾曲部内で流れが二分されるような場合（Case J－1では通水70分後に対応するが図－3.33(1)には示されていないのでCase I－2の通水120分後図－3.33(2)を参照してもらいたい）を見てみる。流量が3 ℓ/sの場合，この現象が起こるのは凸岸に前縁線先端をもつ砂州が湾曲内にかなり入り込んだ時であるが，流量が6 ℓ/sの場合にはかなり早い時点で分流が起こる。これは，流量が多くなることにより，流れが湾曲凹岸を沿う傾向が強くなったことの現われである。

〔Case J－6〕

Case J－6は，Case J－5と同じ流量で側壁勾配を5分としたケースであり，図－3.33

(6)に砂州の時間的変化の様子を示した。

砂州の形成状況は，Case J－5と同様である。湾曲凹岸側に流れの集中が起こる場合の洗掘状況を見ると，側岸に勾配をもつ本ケースの方が側岸が直のCase J－5に比べ洗掘は軽減されている。

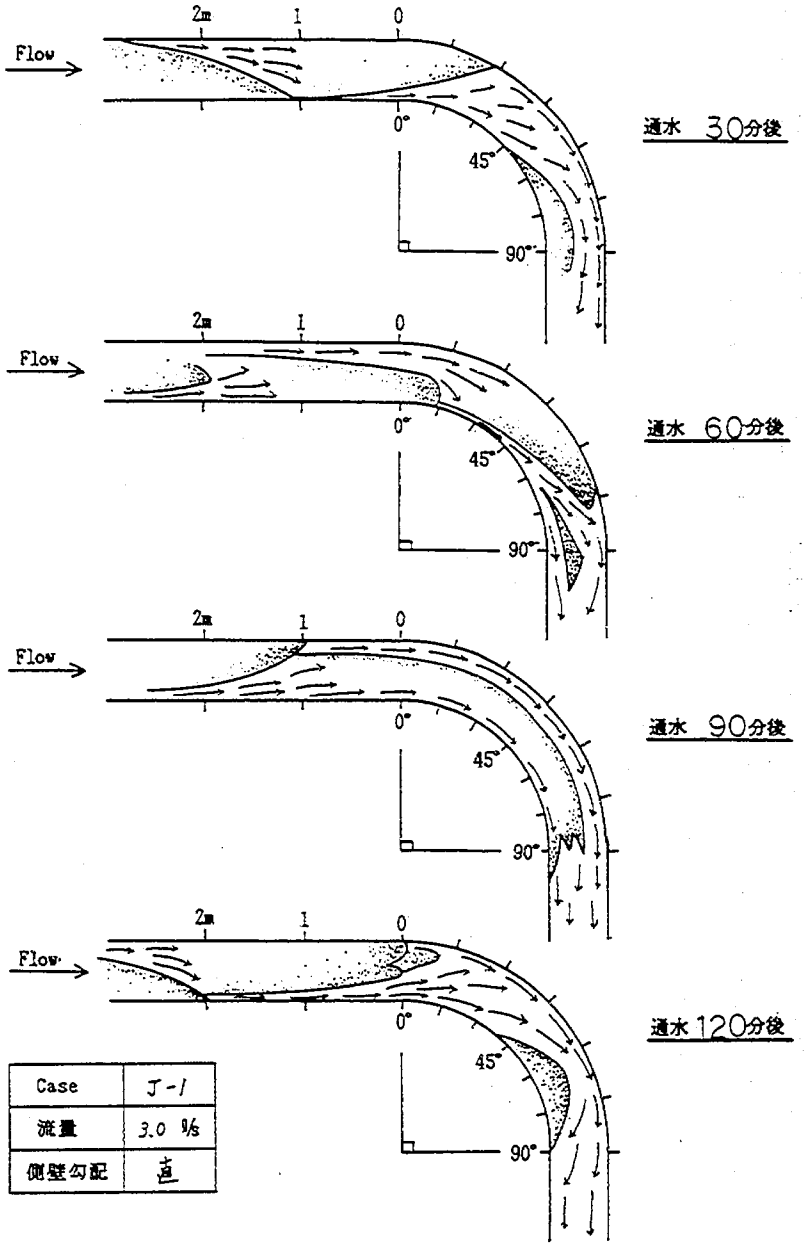
〔Case J－7〕

Case J－7は，Case J－5，6と同じ流量で側壁勾配を1割としたケースである。図－3.33(7)は，砂州の時間的変化の様子を示したものである。砂州の形成状況は，Case J－5，6と同様である。洗掘状況を見ると，Case J－6に比べさらに側壁勾配が緩くなっただけ，洗掘深は若干小さくなっているものの大きな違いは見られなかった。

〔Case J－8〕

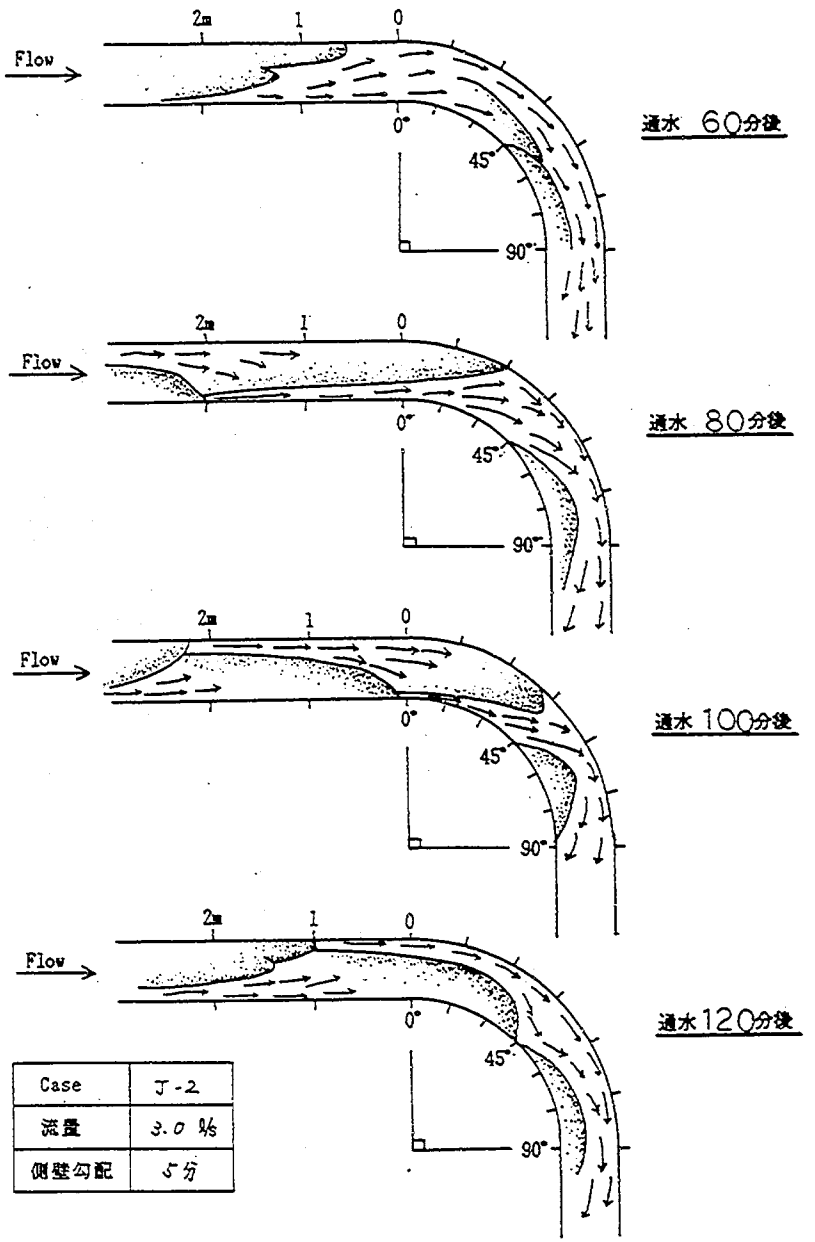
Case J－8は，Case J－5，6，7と同一流量で側壁勾配を2割としたケースである。図－3.33(8)は，砂州の経時変化の様子を示したものである。

流れは，直進する傾向を最も強めた。通水55分後に見られるような砂州の前縁線先端が湾曲入口の凹岸側に位置するような，他ケースでは湾曲上流の直線部で右岸側に集中した流れが，湾曲部で拡散するとともに主流部が湾曲凹岸全体に形成される傾向を示したが，本ケースでは，流れがある程度拡散するものの直進傾向を強く示し，湾曲前半では主流部が凸岸側に形成され，湾曲中央の凹岸側で凹岸に沿った流れと合流し，それ以後は凹岸を集中した流れが走るという様相を呈した。また，通水70分後の状況を見ると，Case J－5のコメントの中でも述べた湾曲部内で流れが二分される傾向がより早い段階で見られ，流れの直進傾向を強く示していることが認められる。湾曲後半の凹岸側に生じる局所洗掘の状況を見ると，Case J－5の側岸が直の場合から比べ洗掘はかなり軽減されており，洗掘深で半分以下になっている。



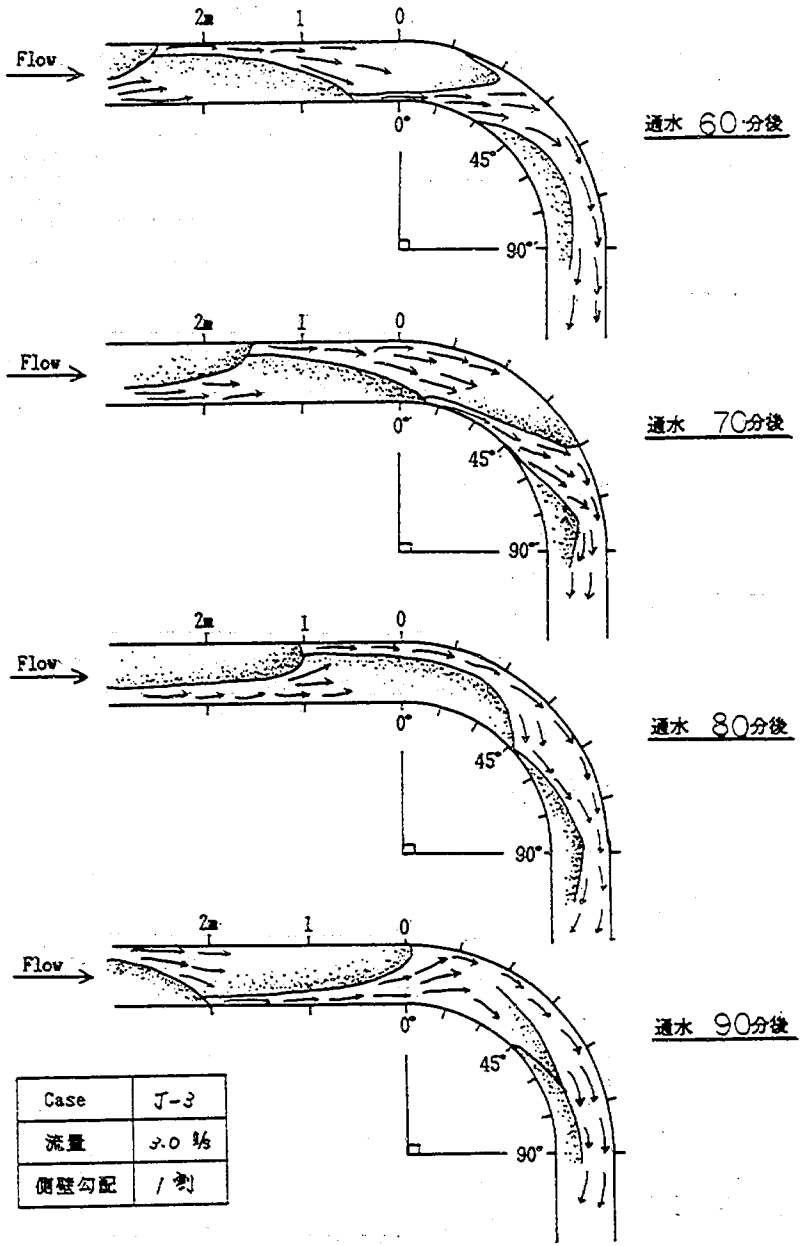
Case	J-1
流量	3.0 l/s
側壁勾配	直

図－3.33(1) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－1）



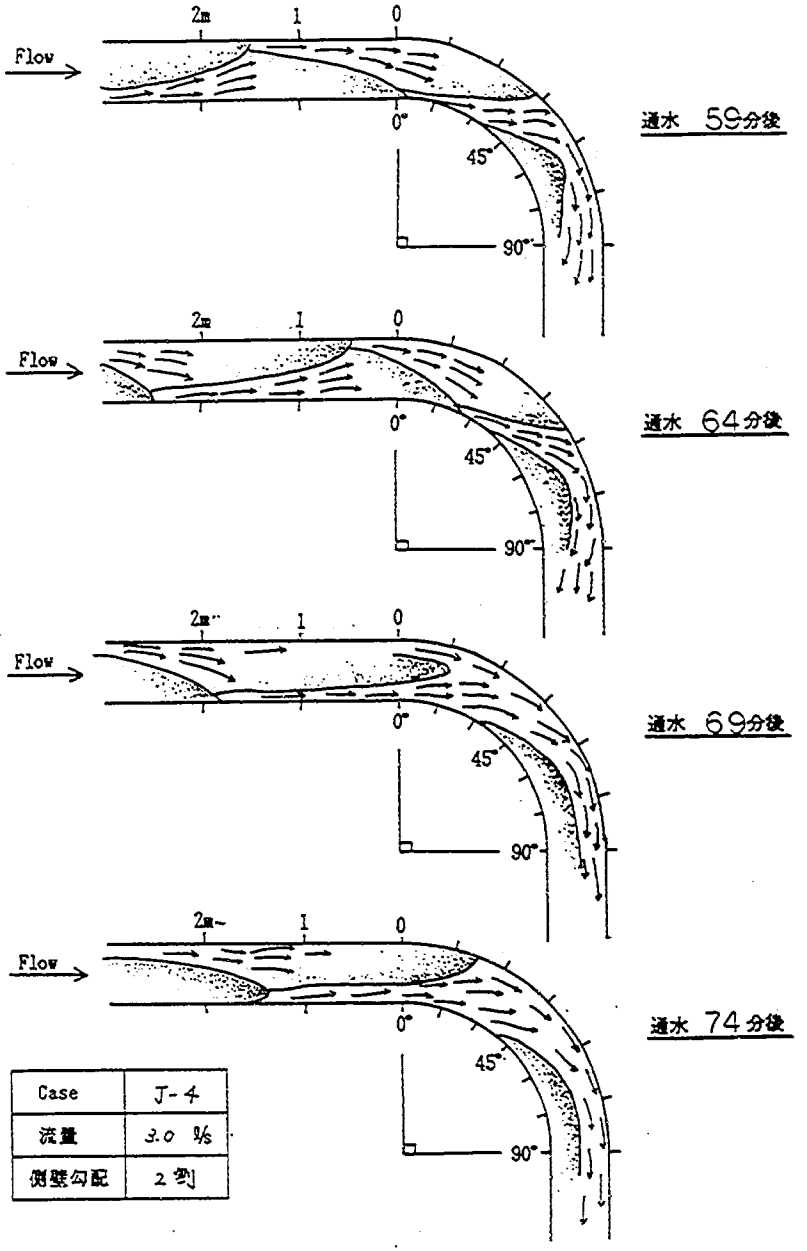
Case	J-2
流量	3.0 l/s
側壁勾配	5分

図－3.33(2) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－2）



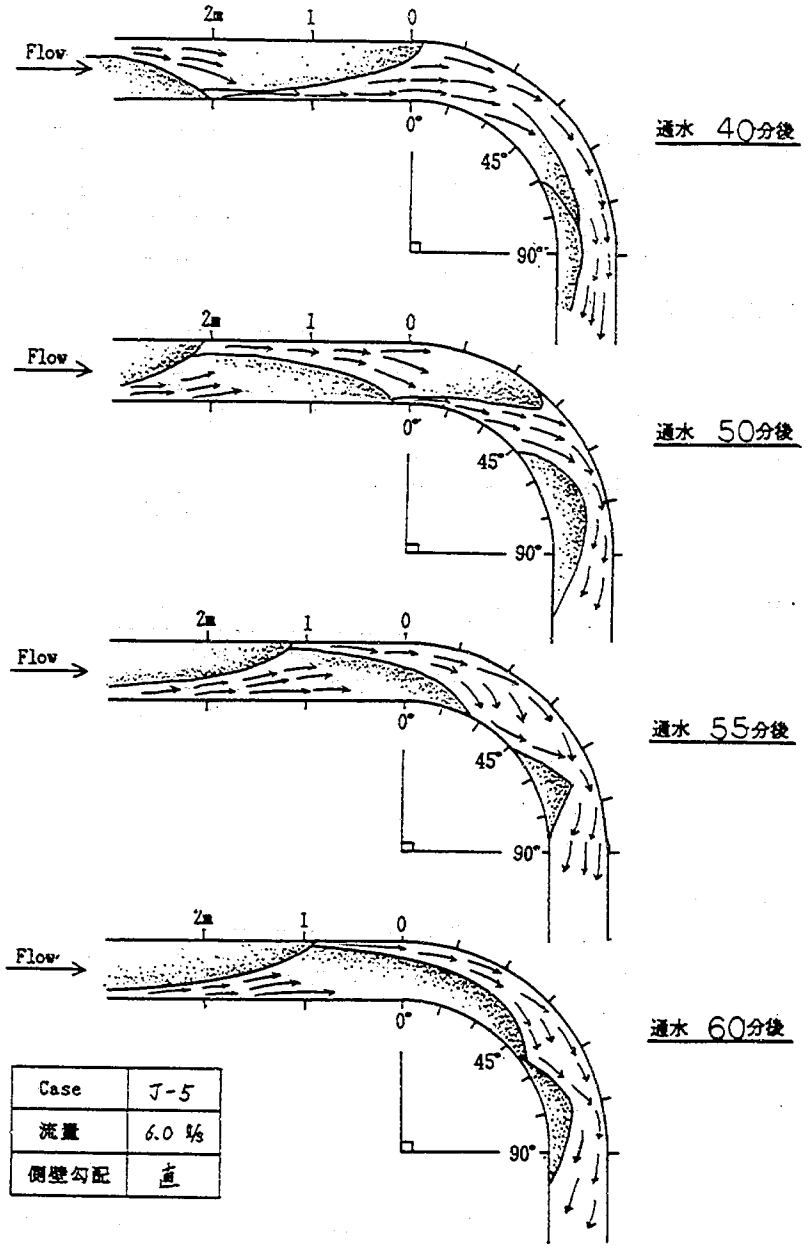
Case	J-3
流量	3.0 l/s
側壁勾配	1割

図－3.33(3) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－3）

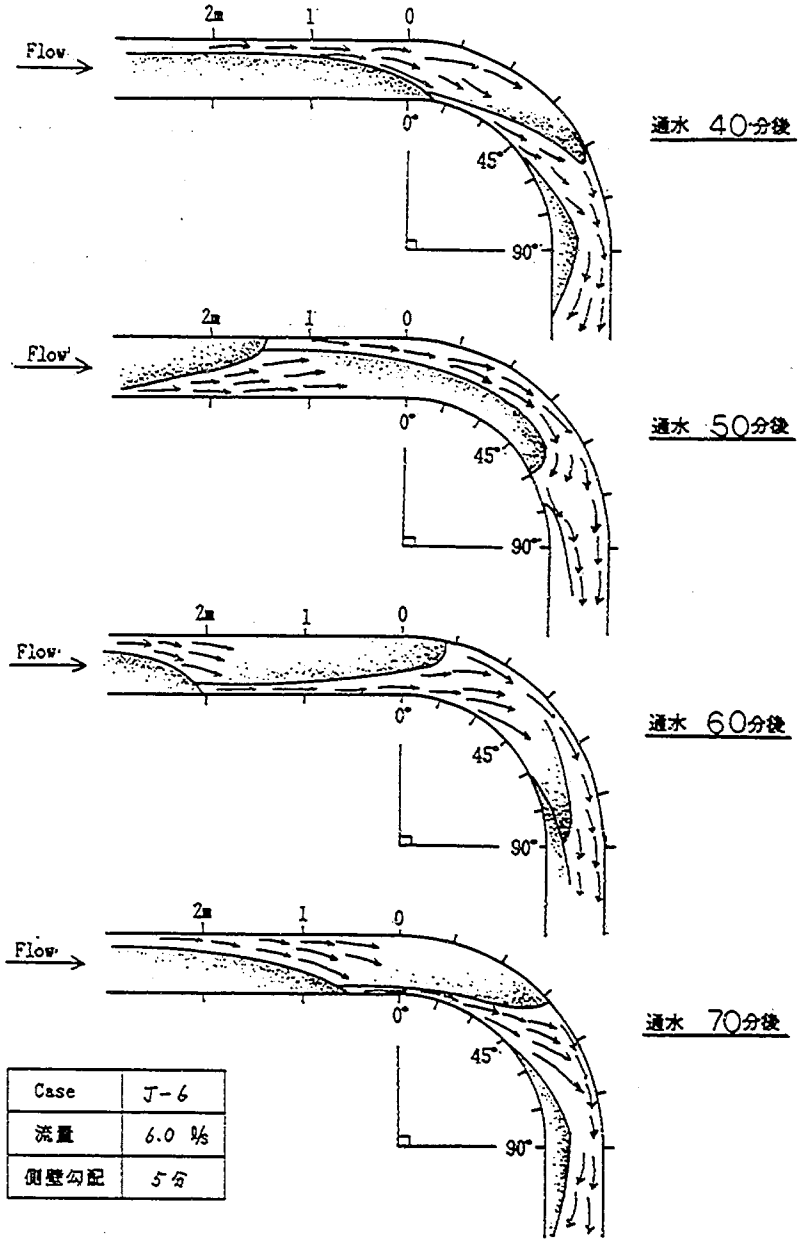


Case	J-4
流量	3.0 l/s
側壁勾配	2割

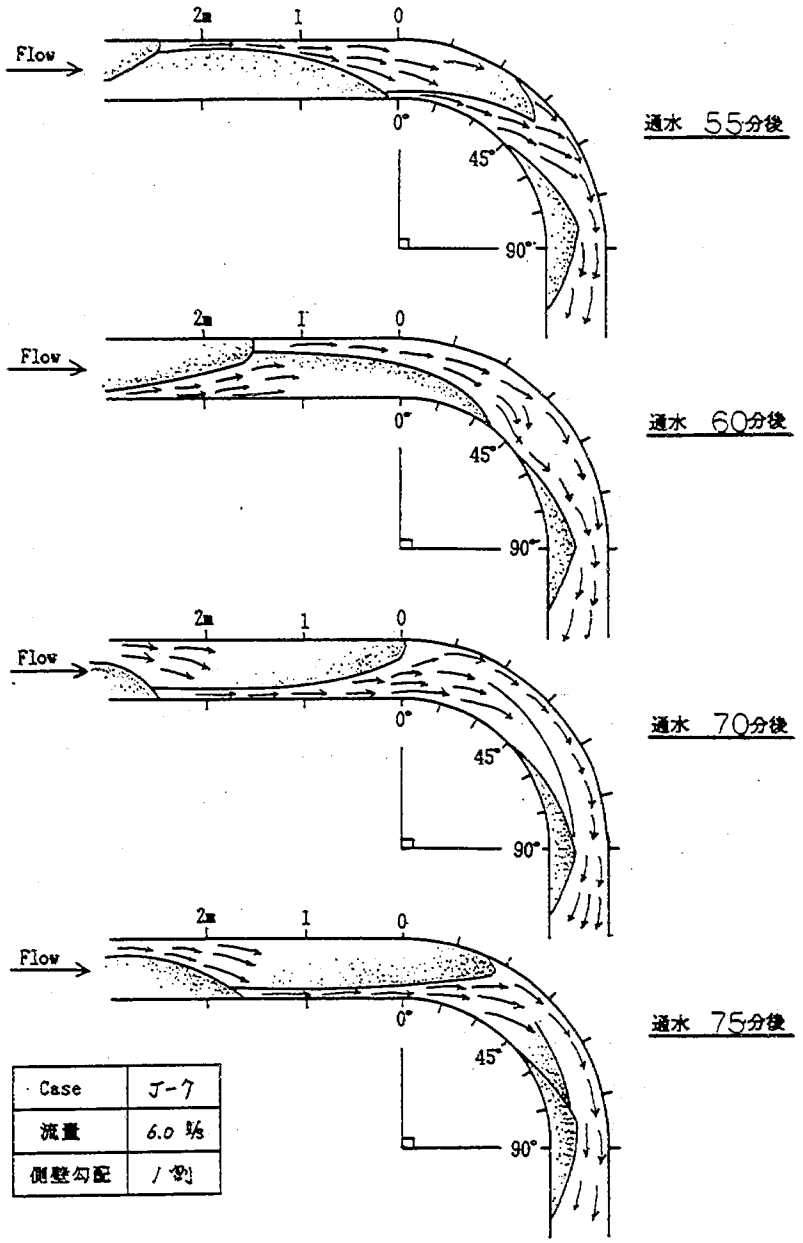
図－3.33(4) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－4）



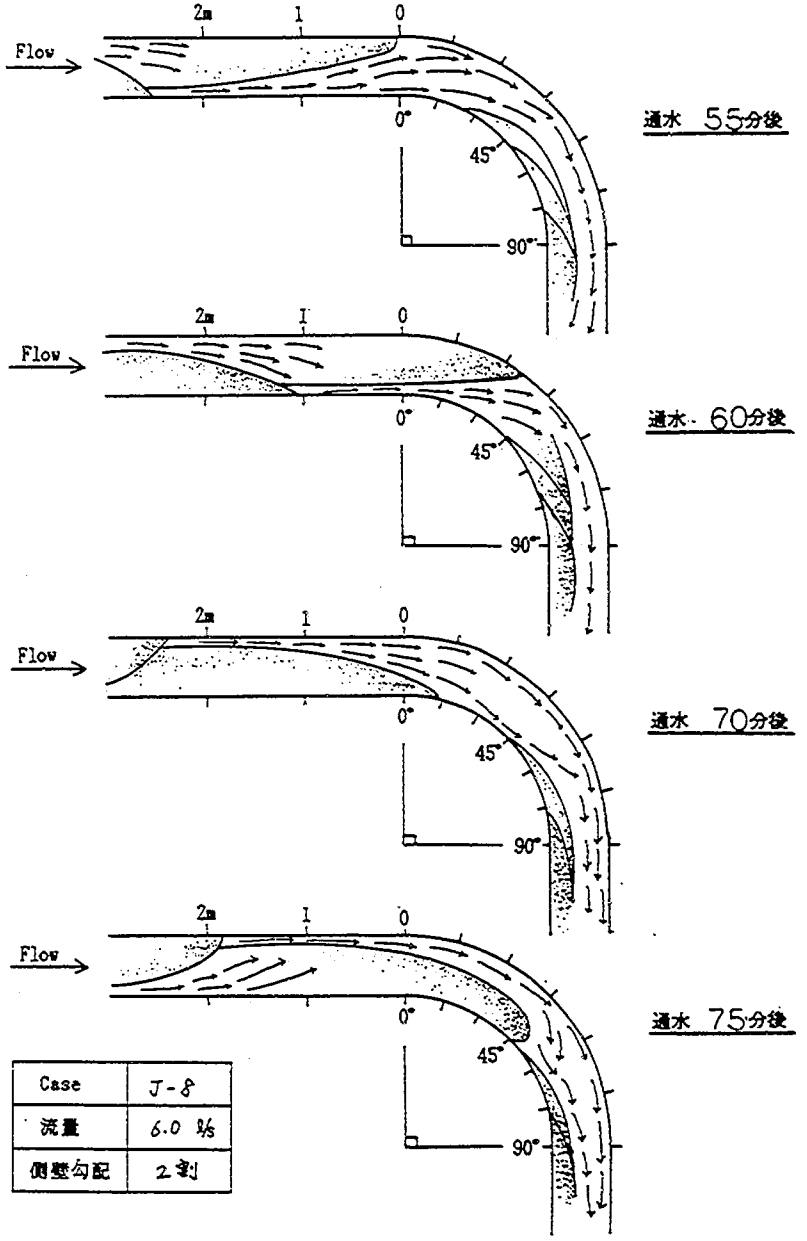
図－3.33(5) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－5）



図－3.33(6) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－6）



図－3.33(7) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－7）



図－3.33(8) 湾曲部における流況および砂州形状の経時変化
（Case J－8）

以上，各ケースについてコメントを述べてきたが，ここで全体的なまとめを行う。

1）水路条件，水理条件は限られるが，湾曲部における流況および砂州形状は，大略４つのパターンに分けられる（写真－3.15参照）。

① 砂州の前縁線先端が湾曲入口付近の凹岸側に位置するとき，流れは，湾曲入口の凸岸側から水路全体に拡散するように湾曲部に流入し，さらに湾曲凹岸に沿って流下し，湾曲後半の凸岸側には砂州が形成される（タイプⅠ）。

② 砂州の前縁線先端が湾曲前半部の凹岸側に進行したとき，流れは，湾曲前半で凸岸側に集中し，湾曲中央付近で拡散しながら主流部を凹岸側に移す。このとき，湾曲後半の凸岸側に形成された砂州は，そのまま残存する（タイプⅡ）。

③ 凹岸側の前縁線先端が湾曲後半に移行するとともに凸岸側に前縁線先端をもつ砂州が湾曲入口付近に形成される場合，湾曲上流部で凹岸側に集中していた流れが湾曲前半部で主流部を凸岸側に移し，さらにその流れは湾曲後半の凸岸側に形成された砂州の影響を受け，湾曲後半の凹岸部に局所流を生じさせ，局所洗掘を助長させる（タイプⅢ）。

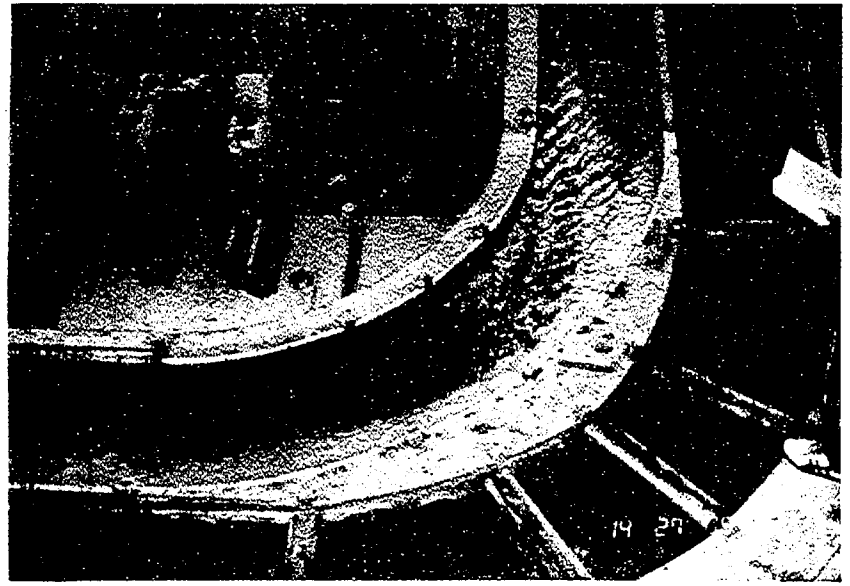
④ 湾曲凸岸に前縁線先端をもった砂州が湾曲内に進入してきたとき，流れは湾曲部全体の凹岸側を流れる。なお，湾曲後半部において流れは凸岸側に移行しようとするが，そこに形成された砂州のために，移行が妨げられ，逆に流れが凹岸側にはねかえされるような現象を示す（タイプⅣ）。

2）洗掘が大となる場所は，湾曲後半から末端にかけての凹岸側であり，その洗掘は側壁勾配が緩いほど軽減される傾向にある。なお，その傾向は，流量が大きいほど顕著に現われる。

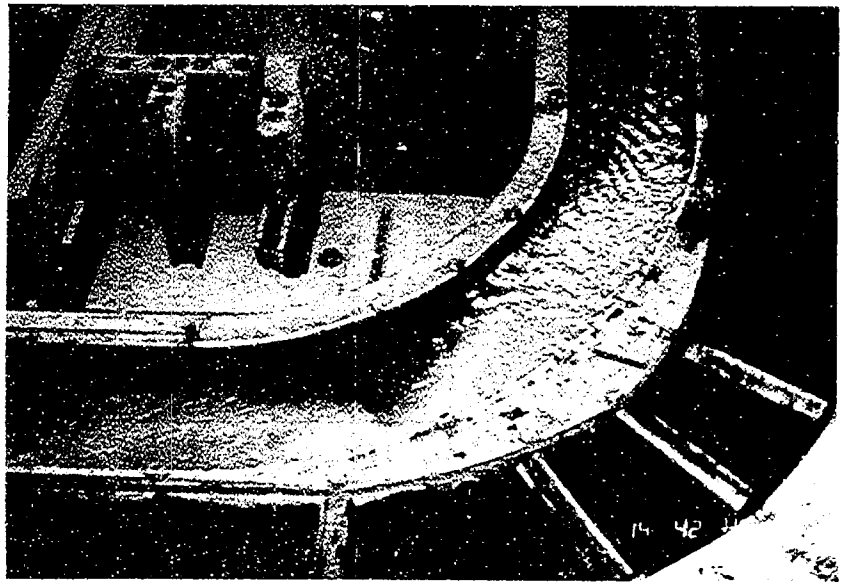
3）流量が大きいほど，また側壁勾配が緩いほど流れは直進傾向を強くし，湾曲凹岸に沿った流れを形成しやすくなる。

4）湾曲部における砂州の移動は，必ずしも等速ではなく，湾曲凸岸に前縁線先端をもつ砂州が湾曲内に進入し，主流部が湾曲凹岸全体に形成されるような場合（タイプⅣ），砂州はスムーズに湾曲内を進行する。

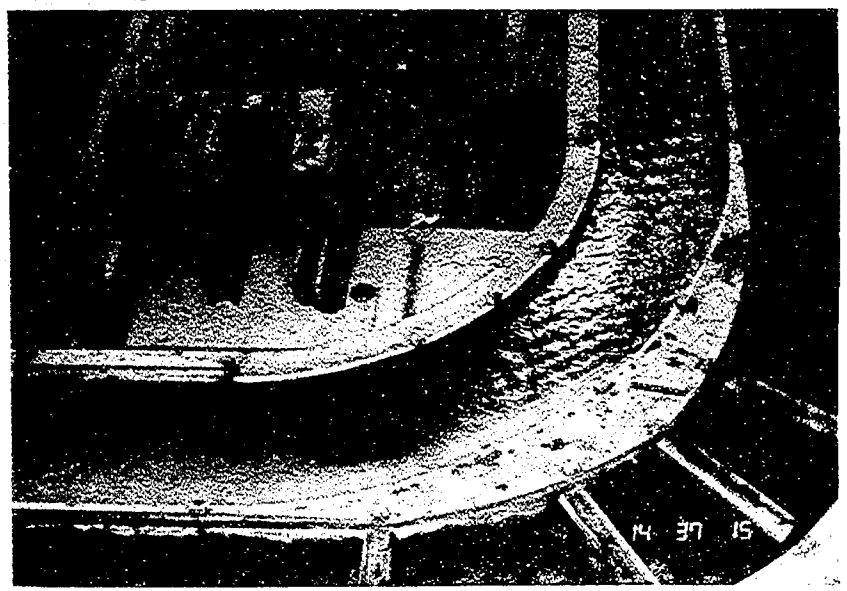
タイプⅠ



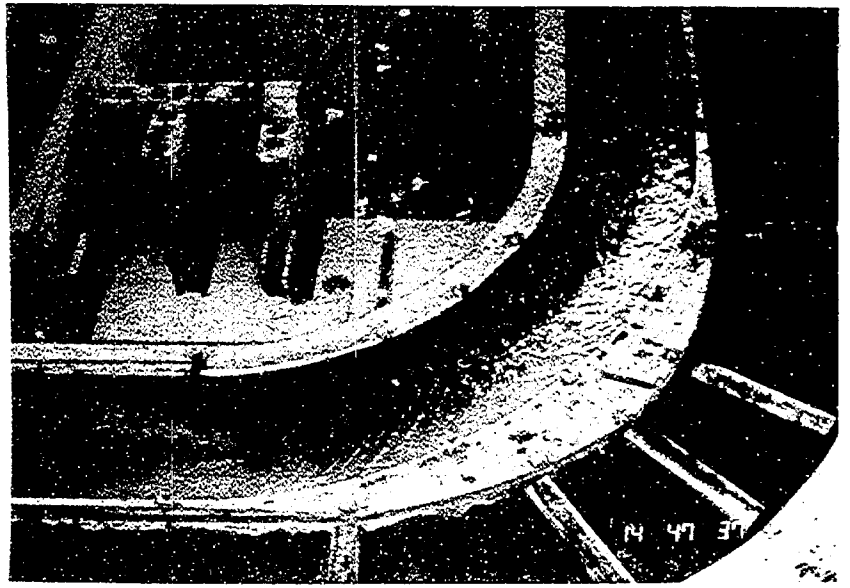
タイプⅢ



タイプⅡ



タイプⅣ



写真－3.15　$\gamma/_B = 3$，$\theta = 90°$の単湾曲水路における流況（Case J－5より）

② 実験K

本実験は，浅野・林が昭和57年に土木研究所にて実施した実験であり，実験Jと同一水路（B = 60 cm，θ = 90°，r = 180 cm）を用いて側岸勾配の変化による湾曲部の流況および砂州形状の変化について検討を行ったものである。

表－3.11　実験一覧表（実験K）

B=60cm，θ=90°，r=180cm，d_*=0.1cm

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_*	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備考
K－1	3.0	3.0	1/105	5.29	0.173	20.0	30.0	1.25	直線部で交互砂州	側壁勾配：直
K－2	〃	2.8	1/105	5.11	0.162	21.4	28.0	1.75		〃　：5分
K－3	〃	3.8	1/108	5.93	0.217	15.8	38.0	2.0	L_*=3～4m V_*≒0.18cm/s	〃　：1割
K－4	〃	2.6	1/104	4.95	0.152	23.1	26.0	1.25		〃　：2割
K－5	1.5	2.1	1/108	4.41	0.120	28.6	21.0	1.75	直線部で交互砂州	側壁勾配：直
K－6	〃	2.4	1/100	4.85	0.145	25.0	24.0	2.5		〃　：5分
K－7	〃	3.0	1/ 97	5.51	0.187	20.0	30.0	2.5	L_*=3～5m V_*≒0.08cm/s	〃　：1割
K－8	〃	2.0	1/102	4.38	0.119	30.0	20.0	2.0		〃　：2割

本実験における湾曲部の流況および砂州形態の変化は，大略的に実験Jと同様な様相を呈した。図－3.34 (1)～(8)は，各ケースにおける砂州前縁線の経時変化を示したものである。図－3.35 (1)，(2)は，洗掘位置の経時変化を示したものである。また，図－3.36 (1)～(8)には，河床縦断の経時変化を示す。

以下，実験全体を通して観察された状況について述べることとする。

1）前縁線の移行について

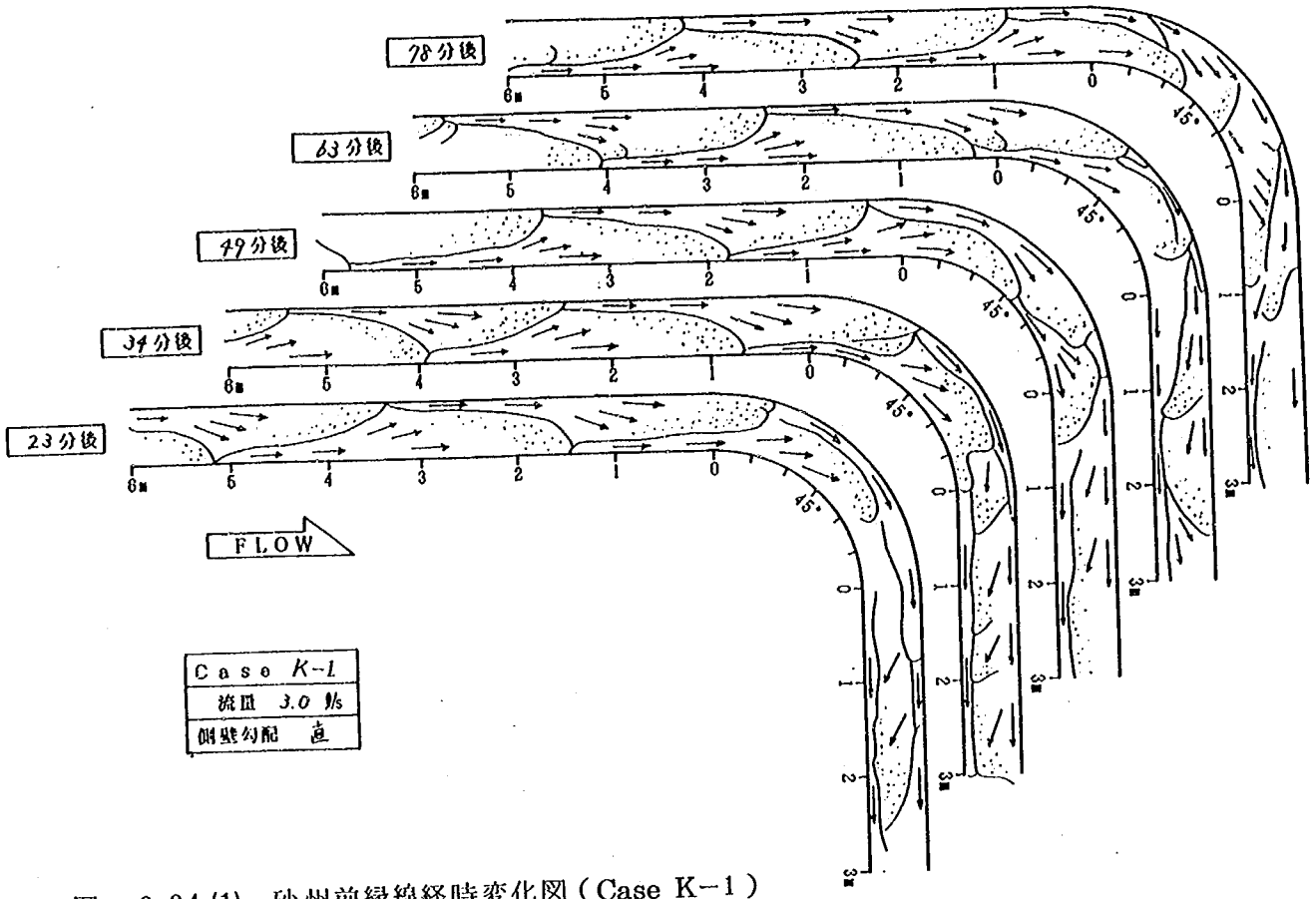
砂州の前縁線が湾曲部へ近づくと，それまで速かった前縁線の移動は通水時間の経過とともに遅くなり，前縁線の波長が短くなる。

2）湾曲部側岸近傍の局所洗掘について

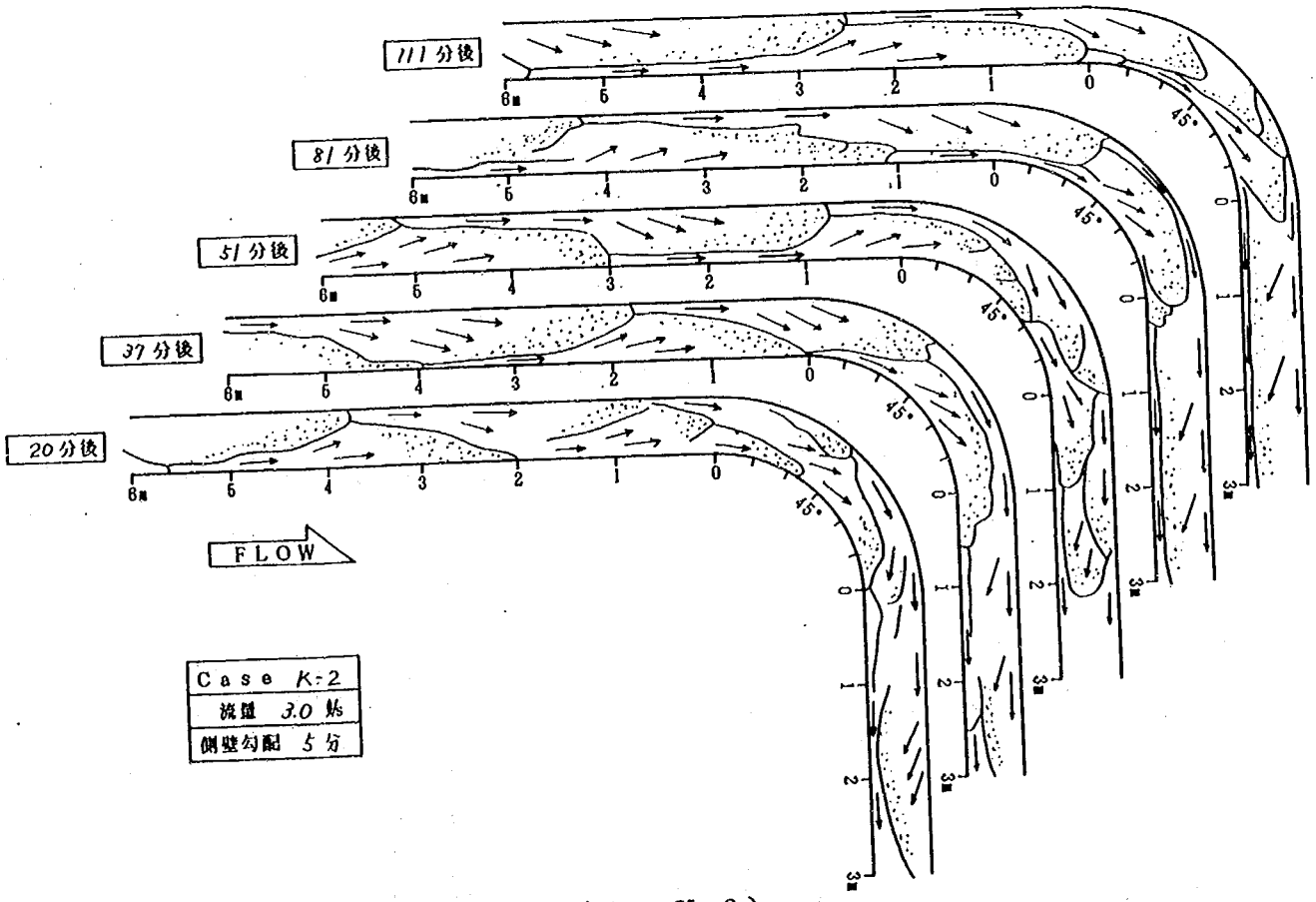
流れが集中する湾曲部凹岸側では局所的な洗掘が生じる。法勾配の違いによる湾曲部の洗掘深と流速の関係をみると，表－3.12のようである。

表－3.12　湾曲部における法勾配と洗掘深および流速との関係

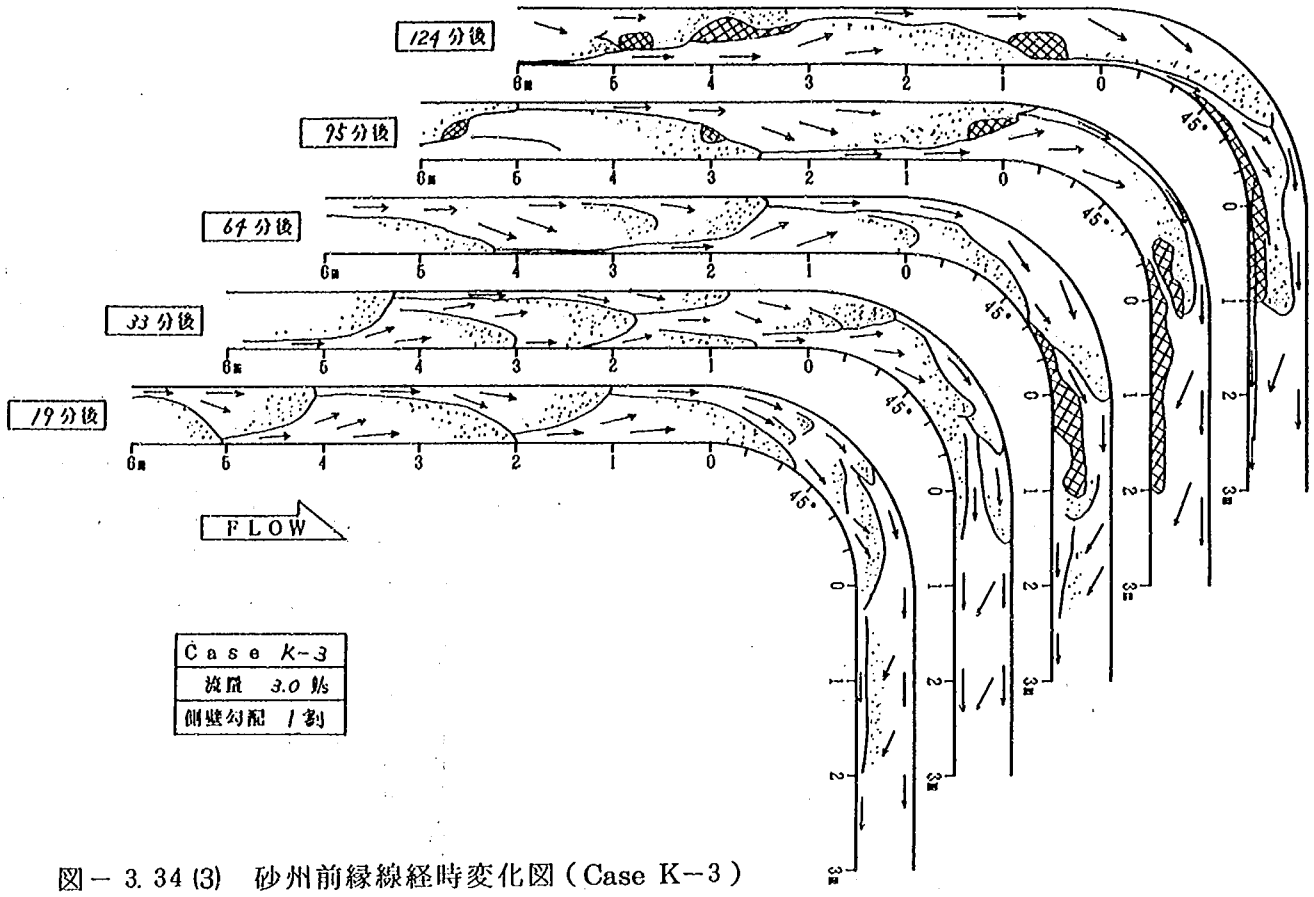
項目＼法勾配	直	5分	1割	2割
洗掘深	深 ←			→ 減
流速	遅 ←			→ 速



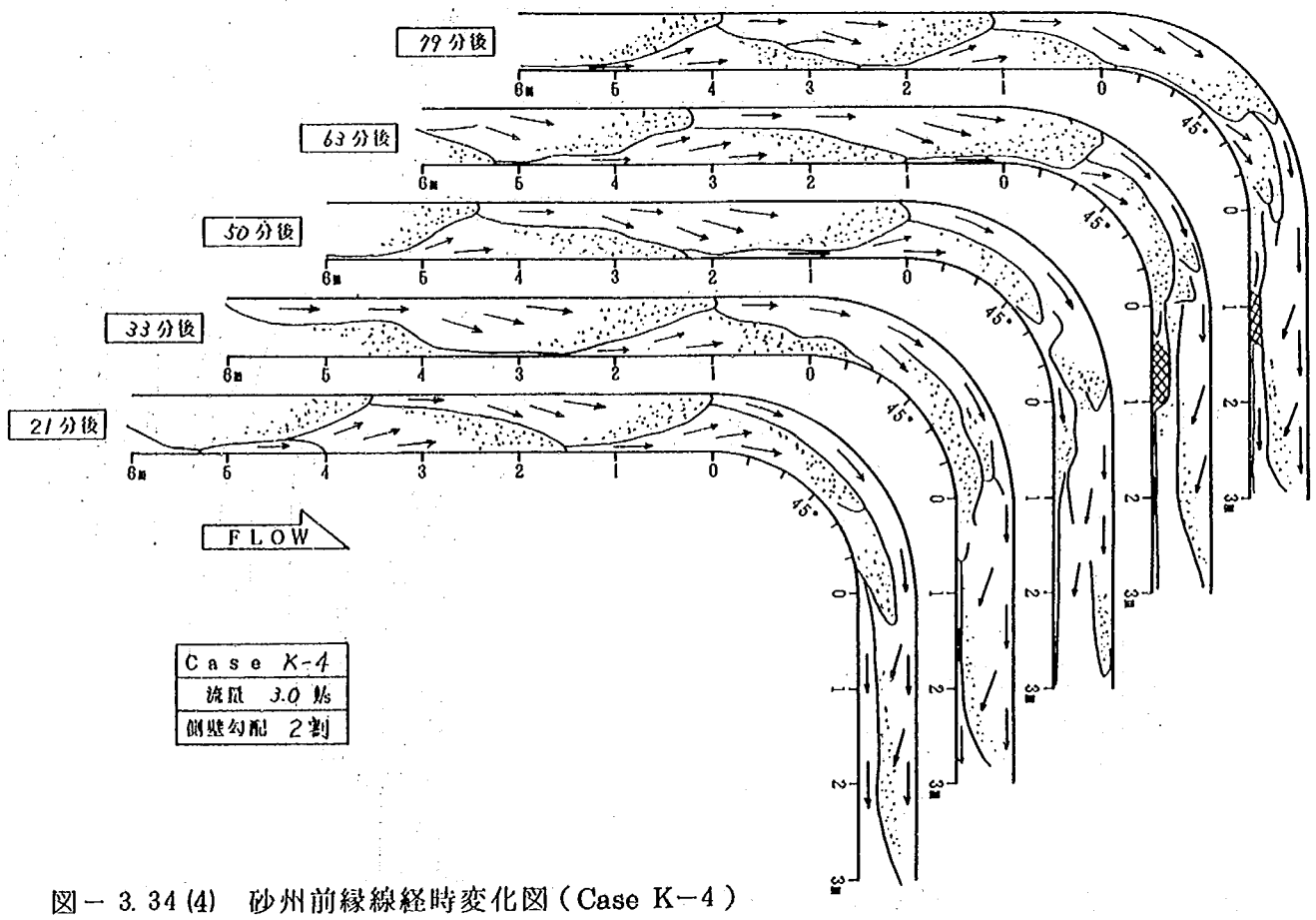
図－3.34 (1)　砂州前縁線経時変化図（Case K－1）



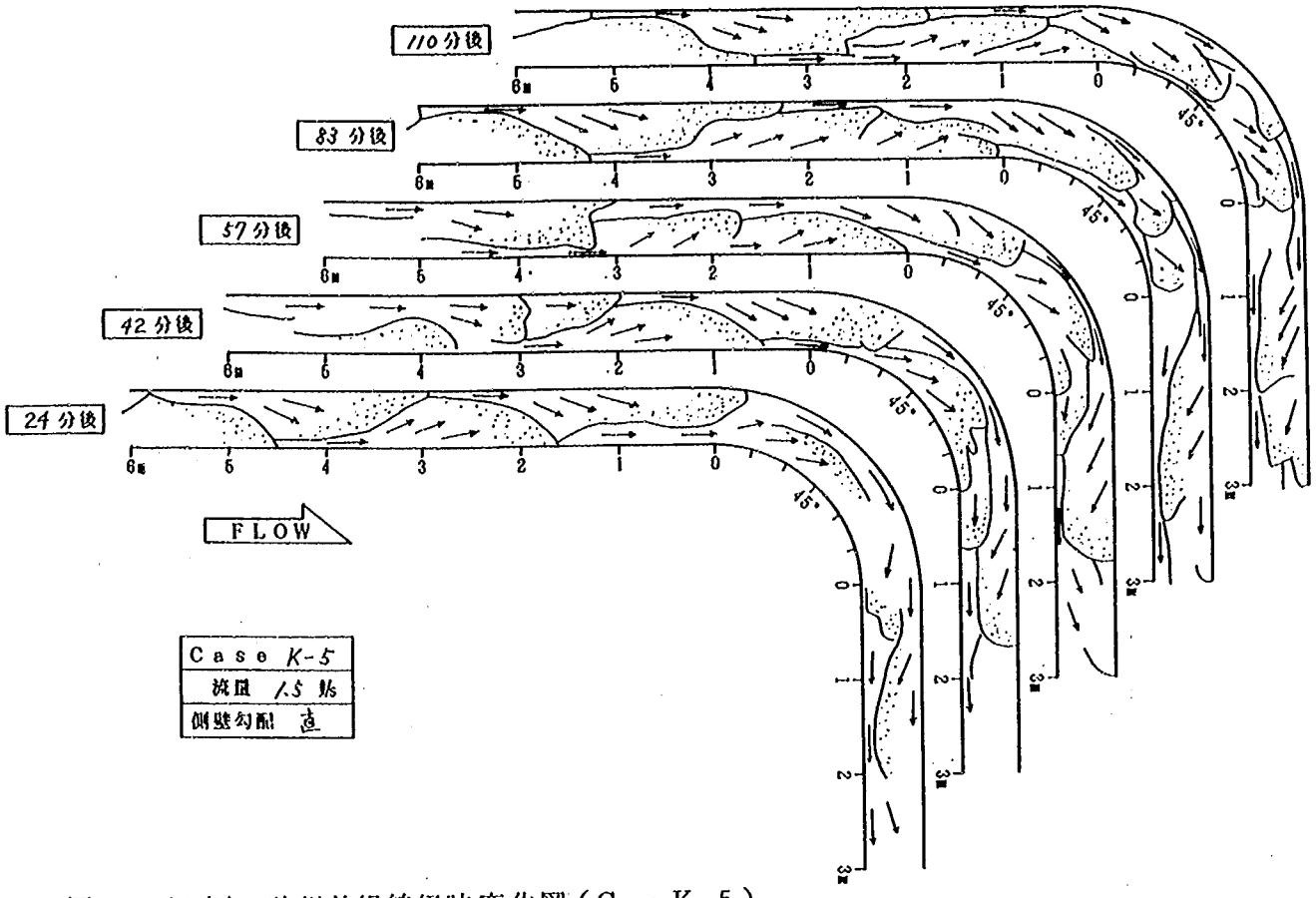
図－3.34 (2)　砂州前縁線経時変化図（Case K－2）



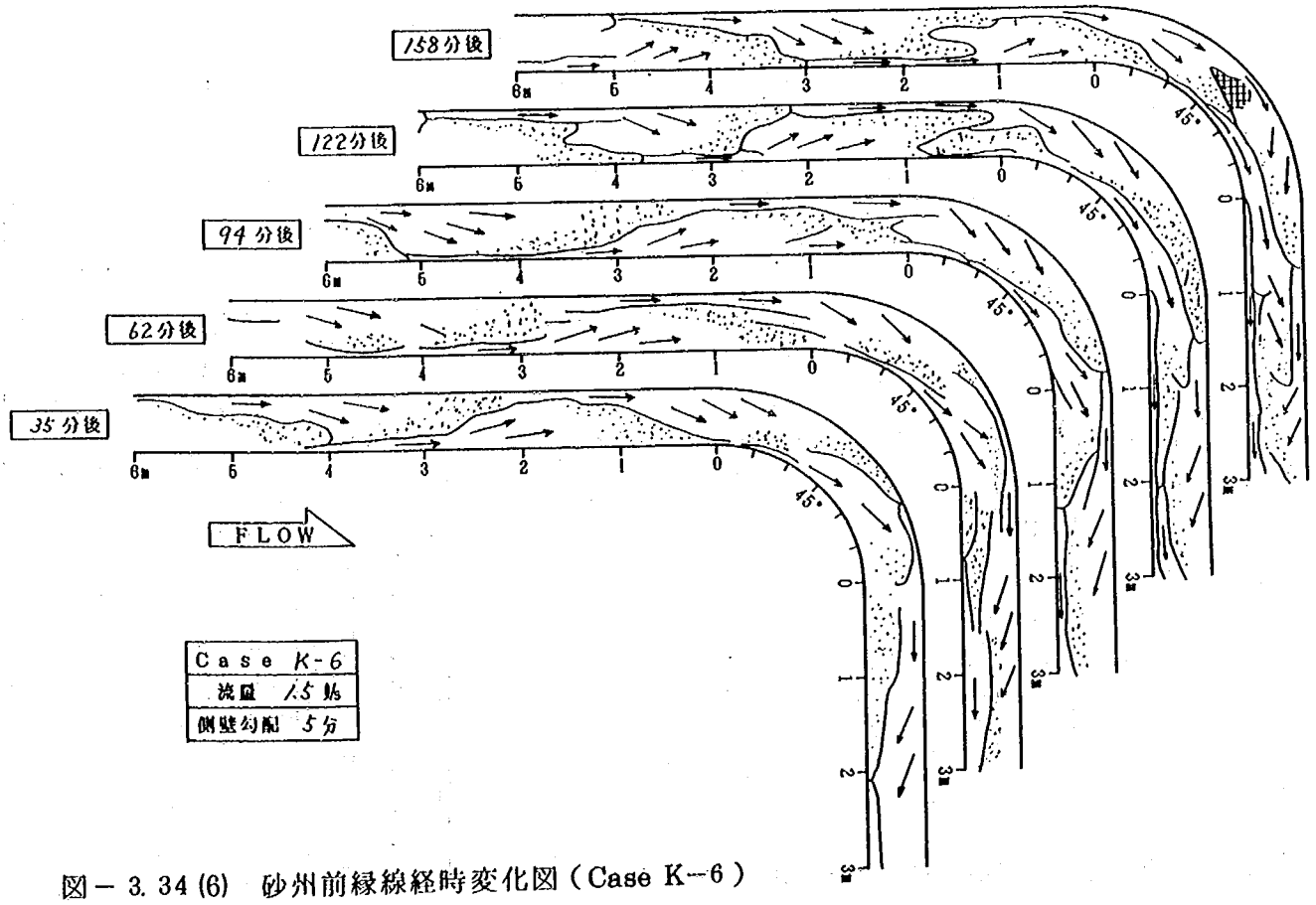
図－ 3. 34 (3)　砂州前縁線経時変化図（Case K－3）



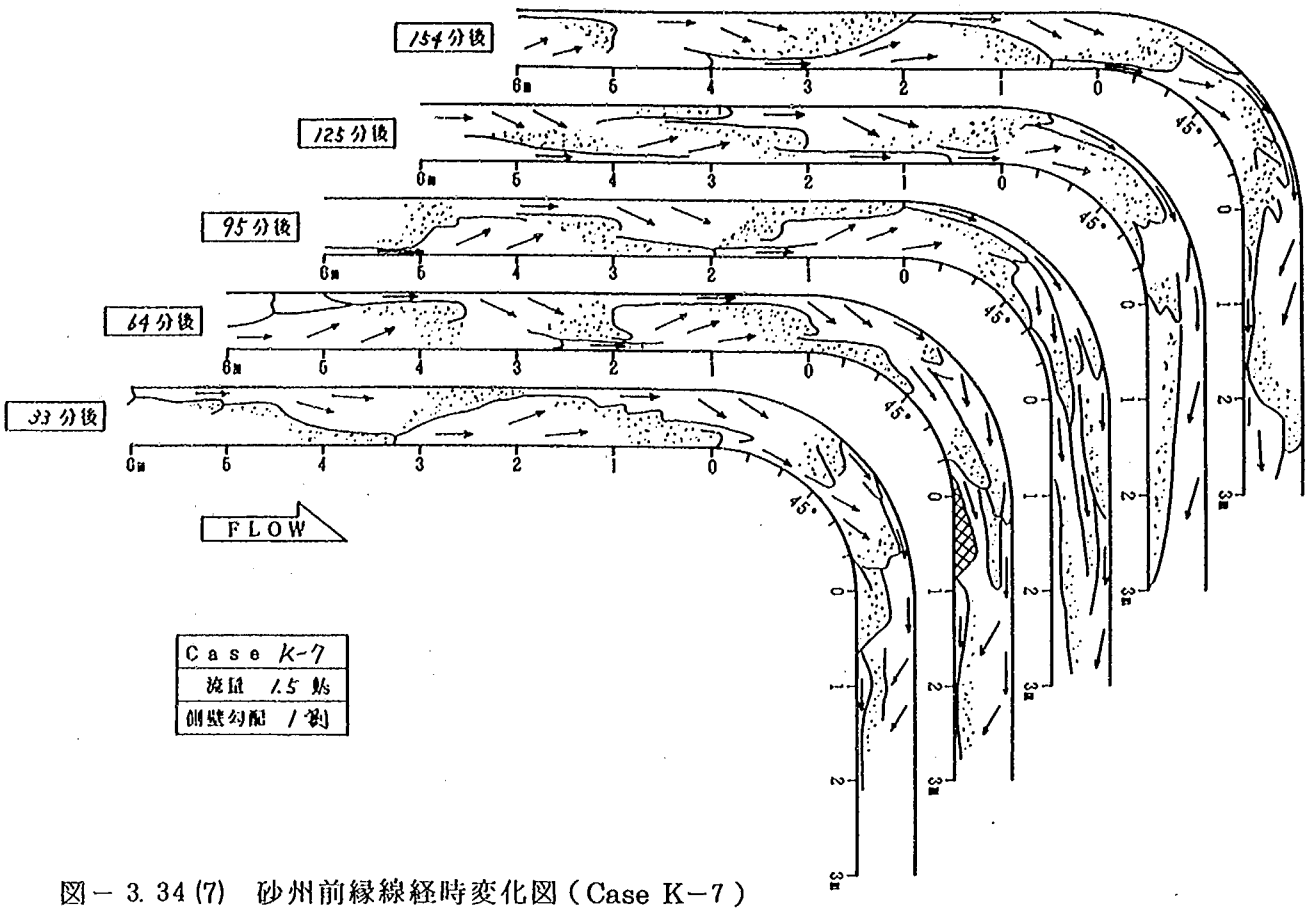
図－ 3. 34 (4)　砂州前縁線経時変化図（Case K－4）



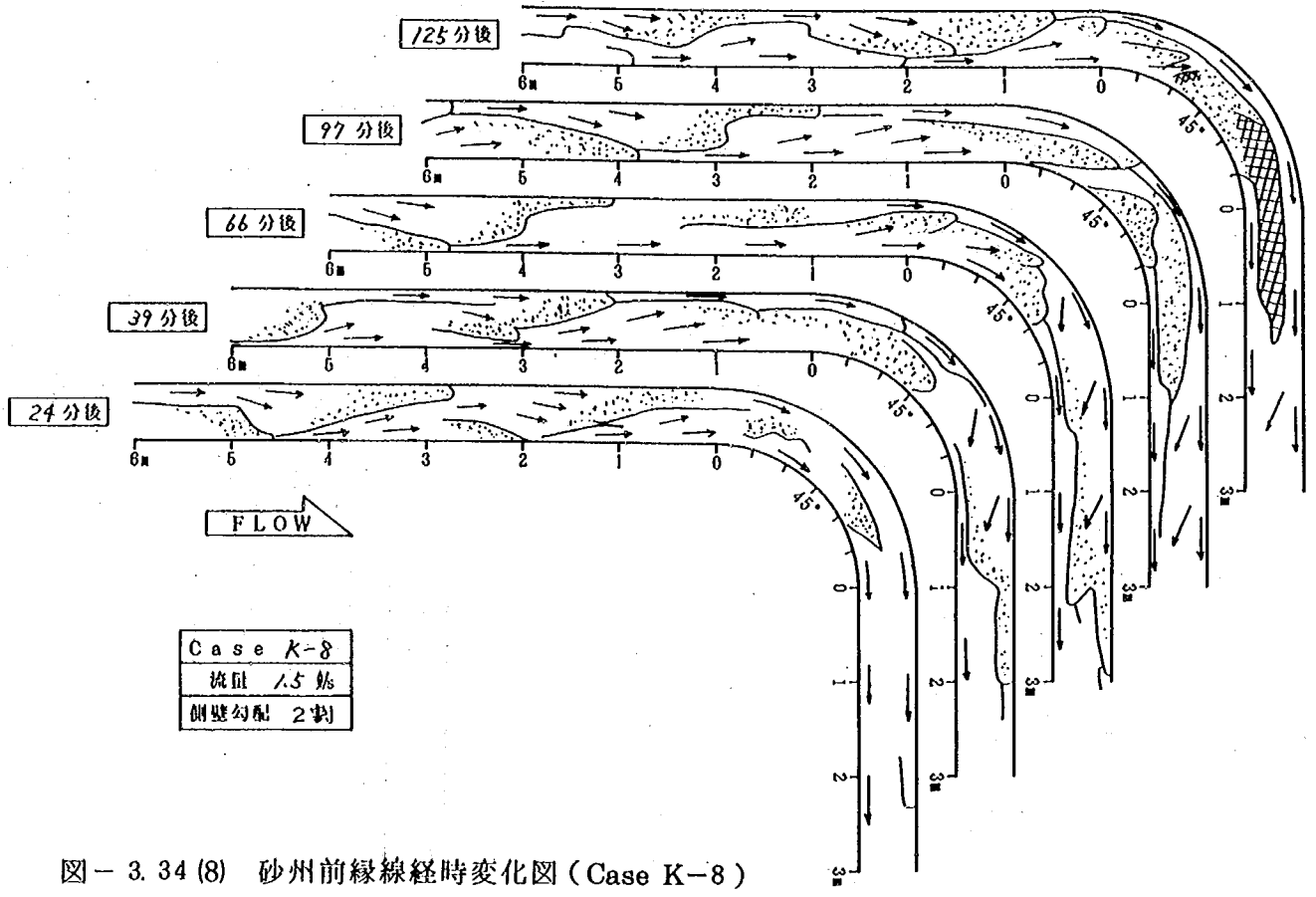
図－ 3. 34 (5)　砂州前縁線経時変化図（Case K−5）



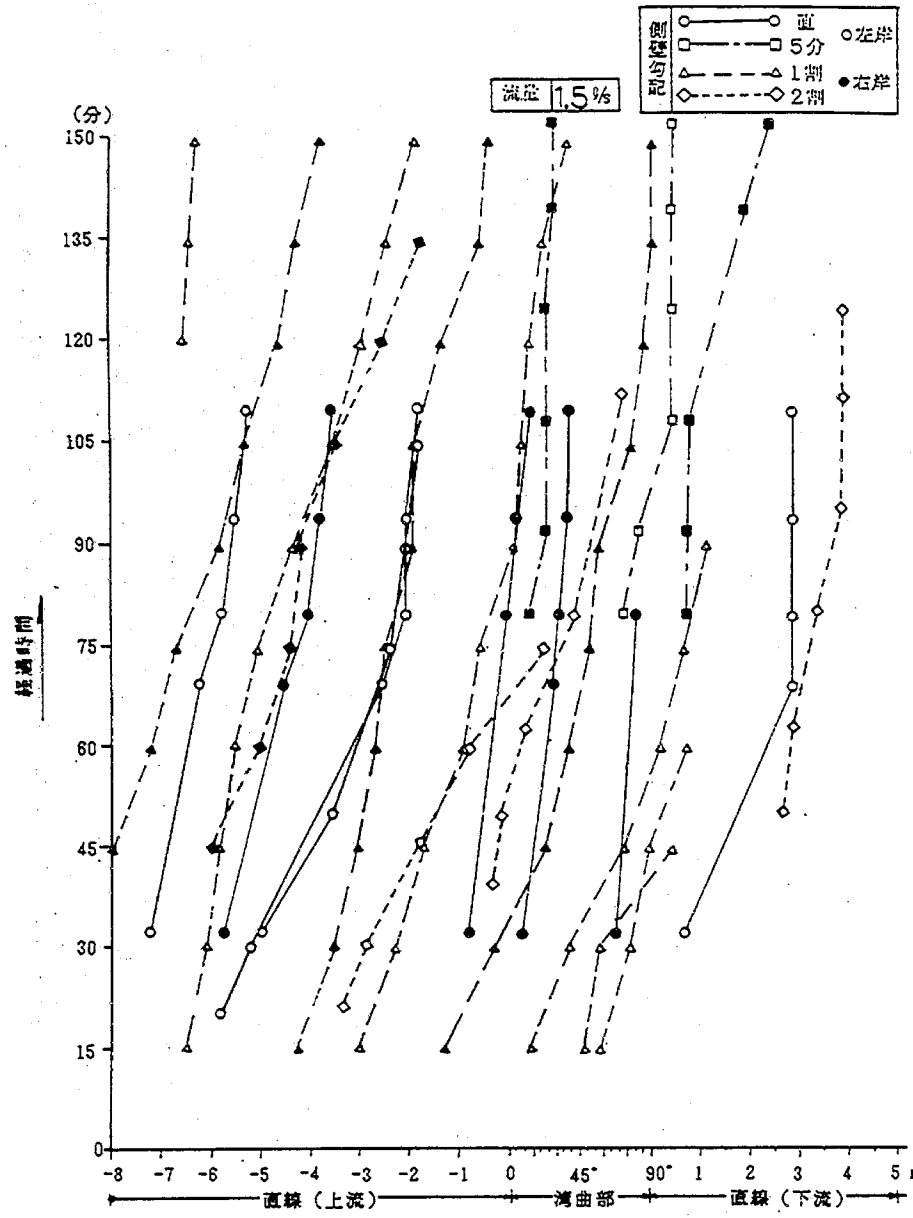
図－ 3. 34 (6)　砂州前縁線経時変化図（Case K−6）



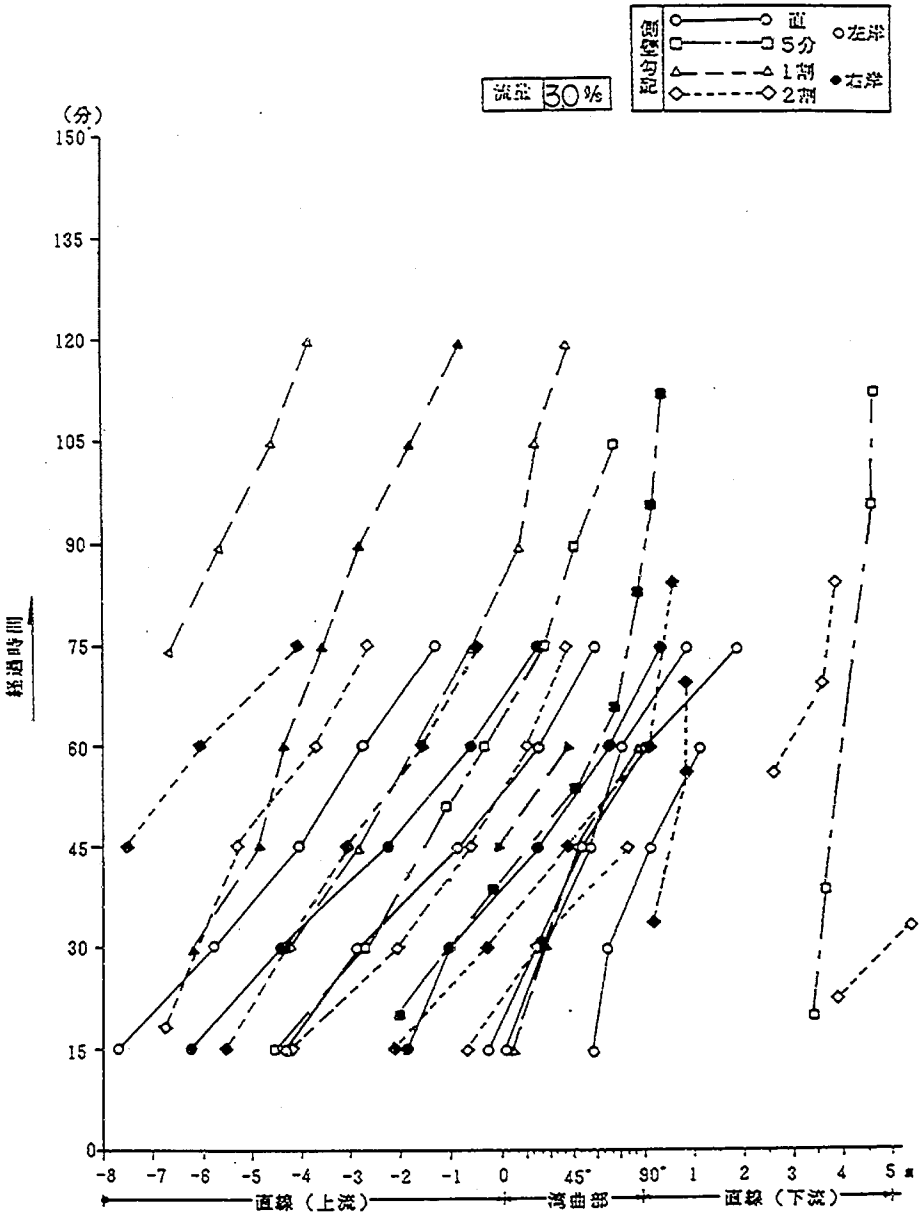
図－ 3. 34 (7)　砂州前縁線経時変化図（Case K－7）



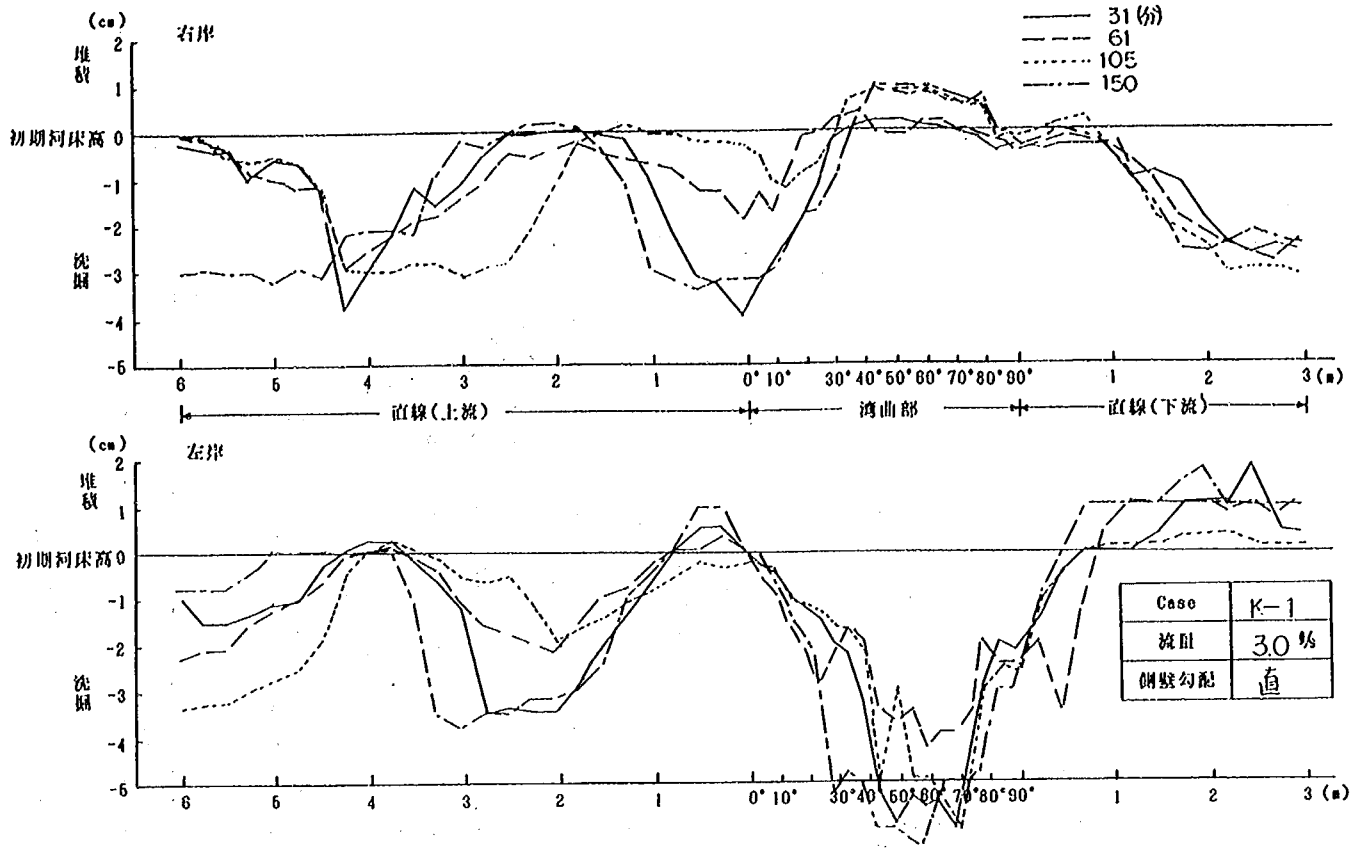
図－ 3. 34 (8)　砂州前縁線経時変化図（Case K－8）



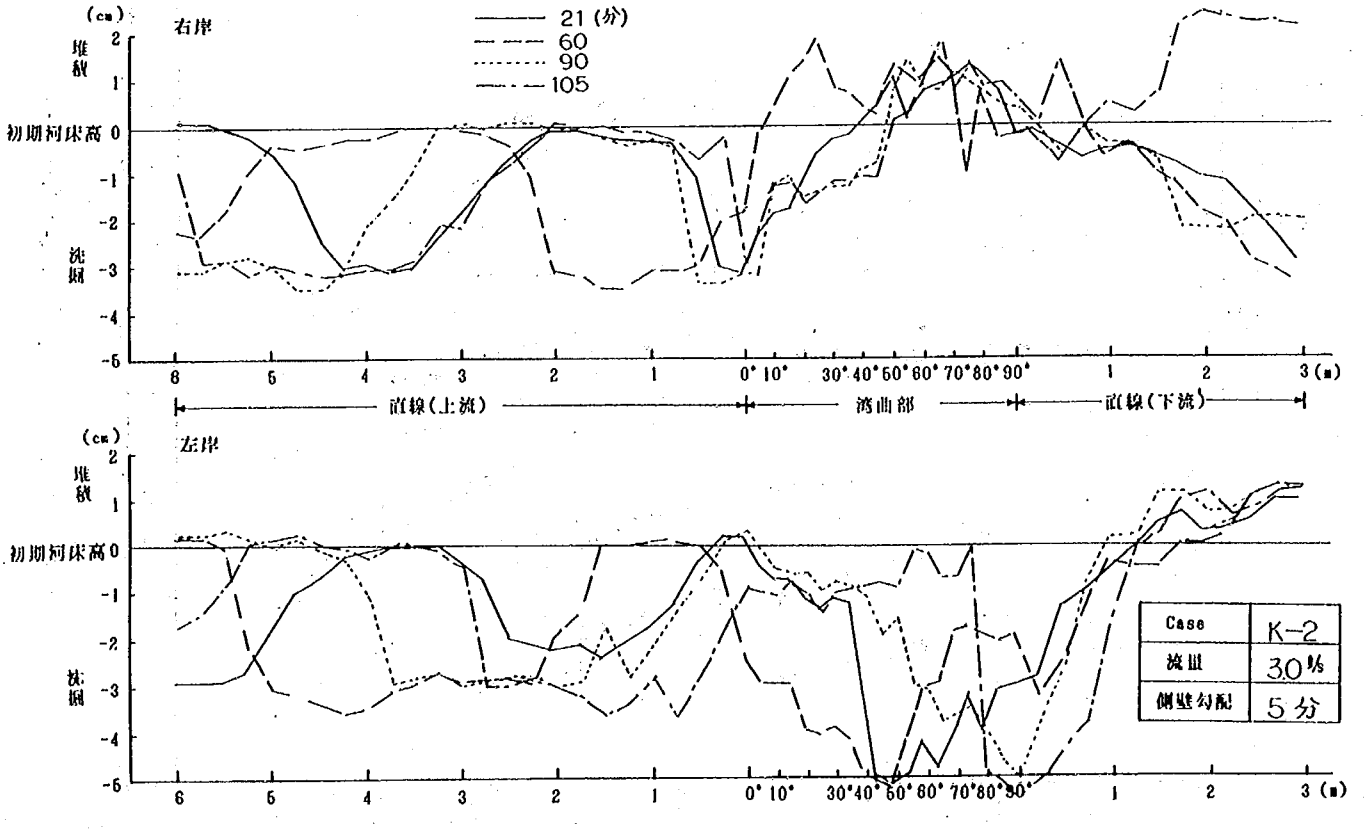
図－ 3.35 (1)　洗掘位置の経時変化図（Case K−1～4）



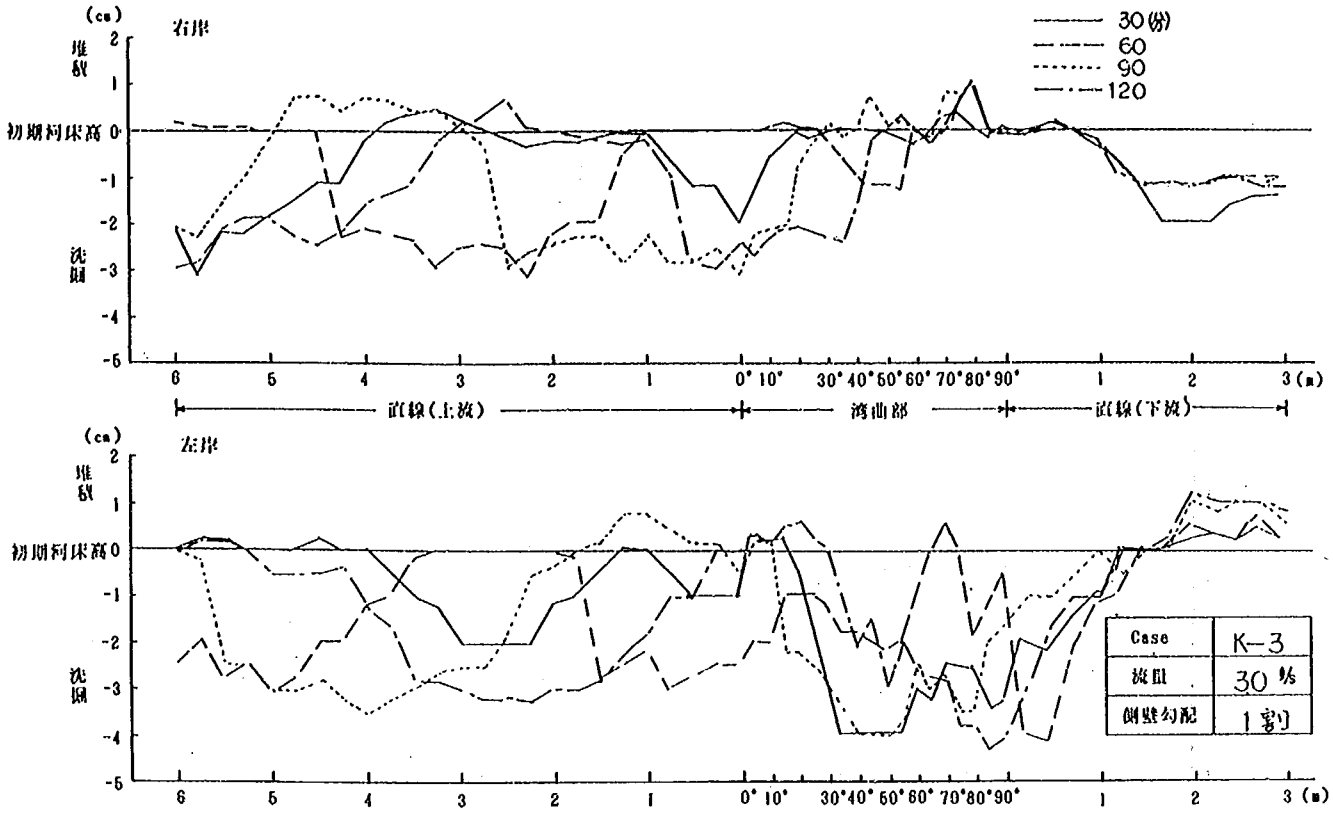
図－ 3.35 (2)　洗掘位置の経時変化図（Case K−5～8）



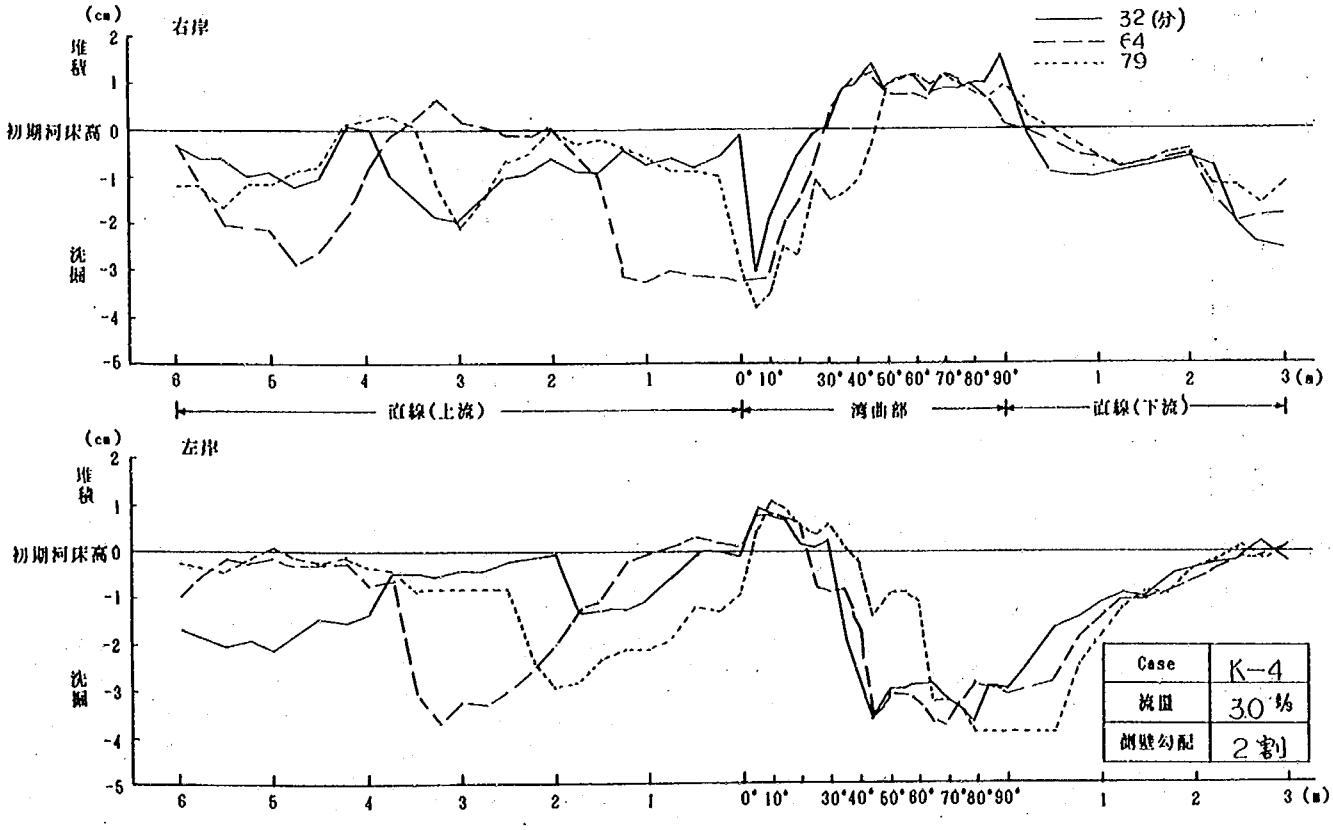
図－ 3. 36 (1)　右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－1）



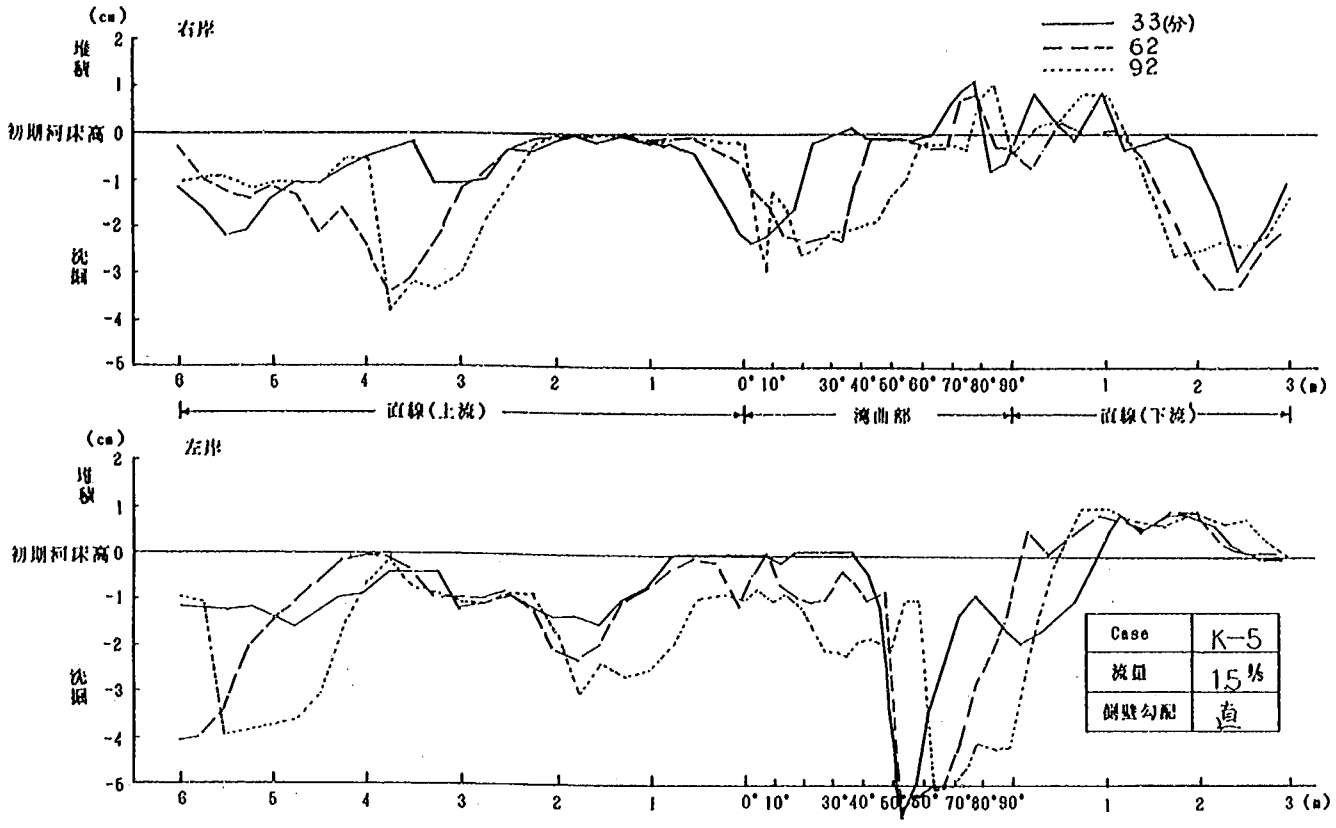
図－ 3. 36 (2)　右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－2）



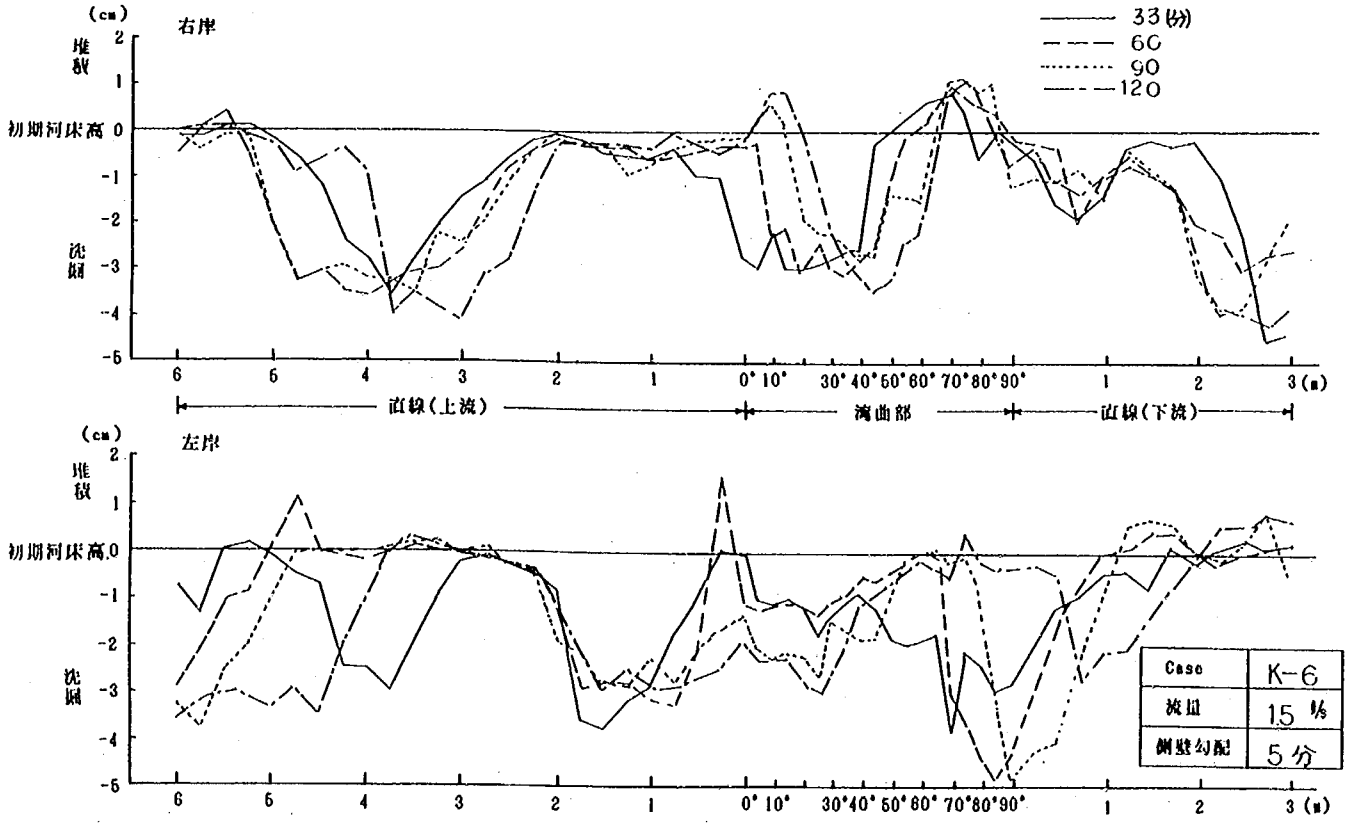
図－ 3. 36 (3)　右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－3）



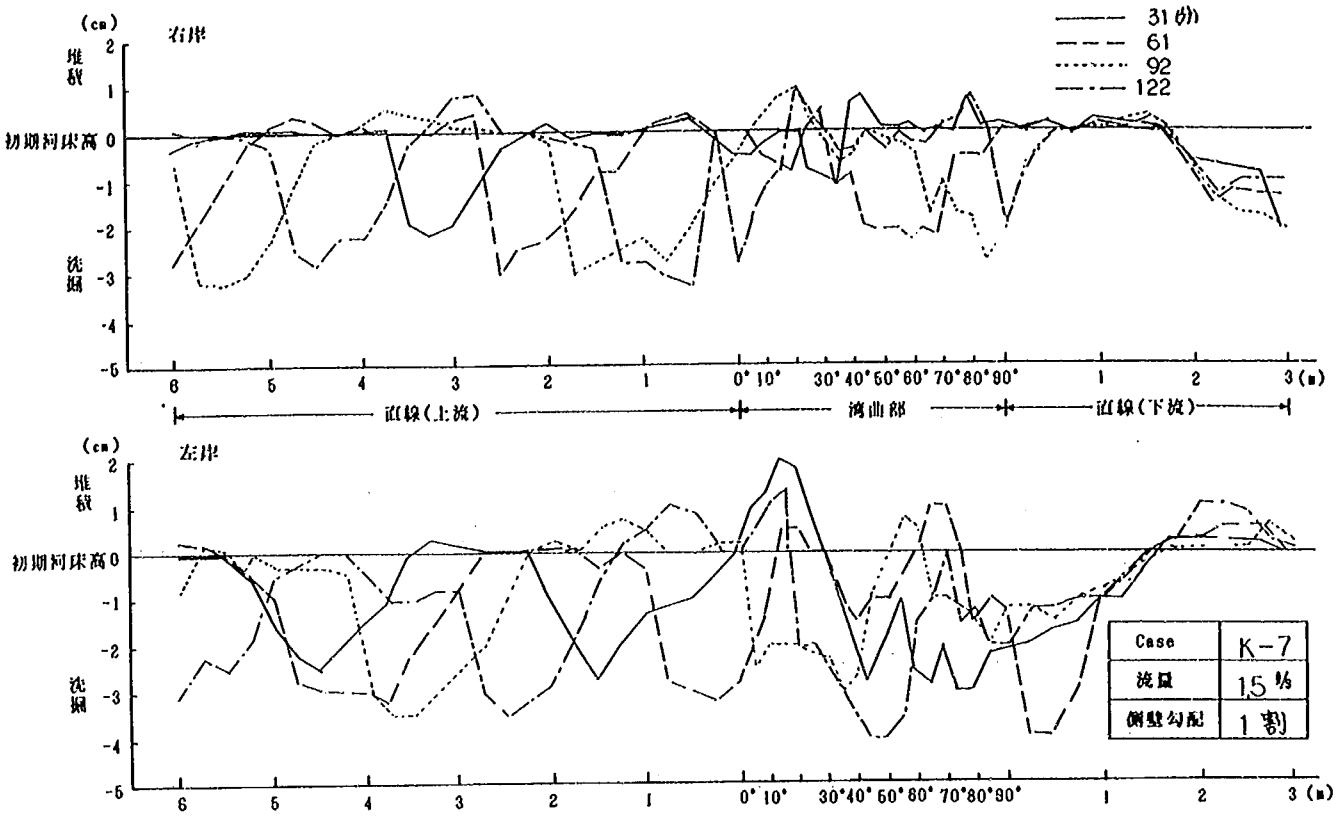
図－ 3. 36 (4)　右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－4）



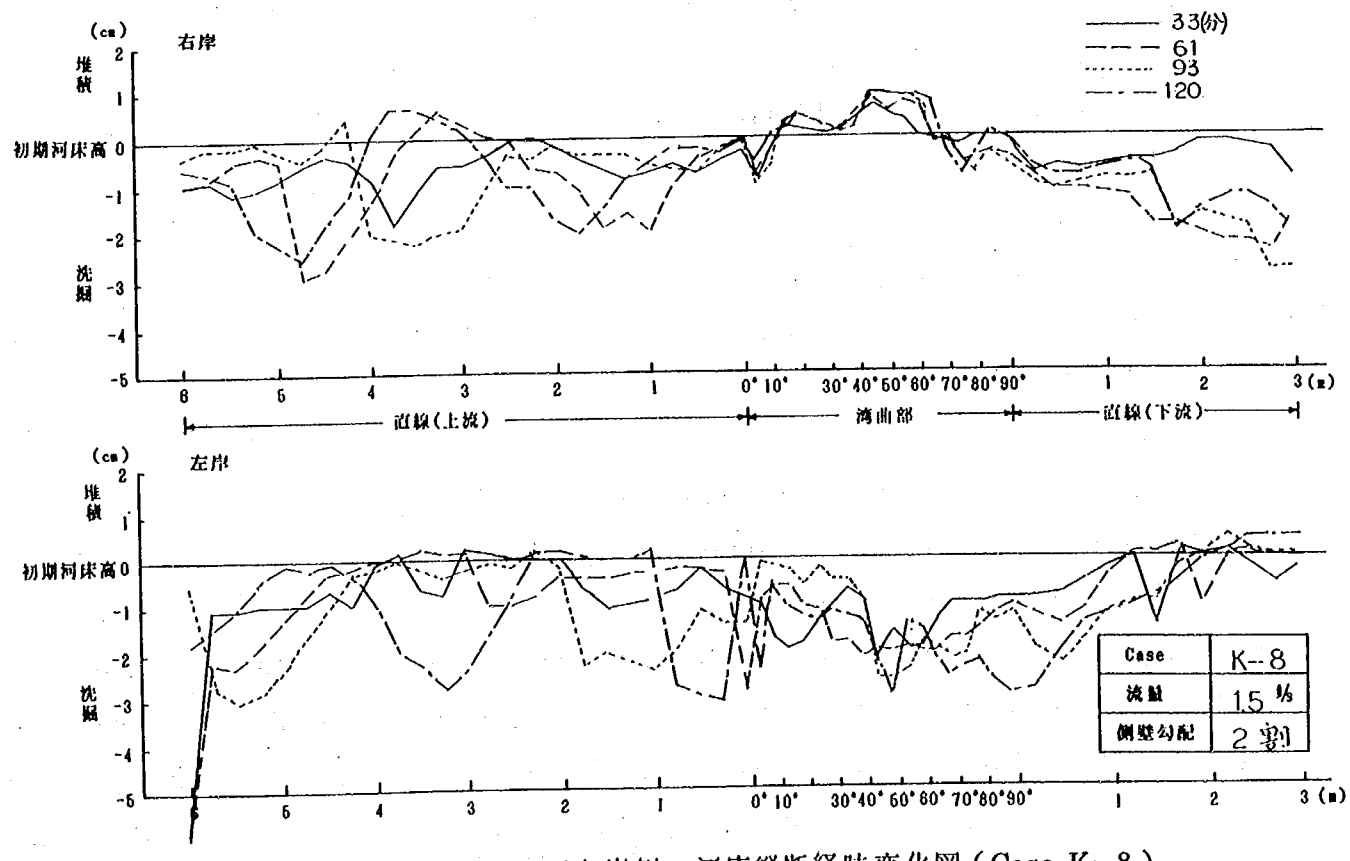
図－ 3. 36 (5)　右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－5）



図－ 3. 36 (6)　右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－6）

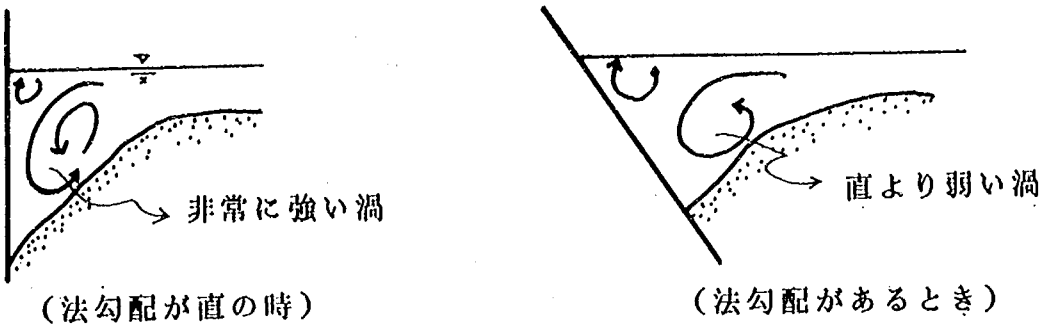


図－3.36(7) 右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－7）



図－3.36(8) 右岸側および左岸側の河床縦断経時変化図（Case K－8）

この表からわかるように，洗掘深は法勾配が緩いほど小さくなっており，そのとき水平方向の流速は速くなる傾向にある。これは，水流が湾曲凹岸で法面上に乗り上げることにより，鉛直方向下向きの渦が弱くなり洗掘が軽減されたものと考えられる。この渦は，図－3.37に示されるように法勾配が急なほど鉛直方向に強い渦となる。



図－3.37　湾曲凹岸に生じる渦（二次流）

3）直線区間で形成された交互砂州について

水路直線区間では，全ケースにおいて交互砂州が形成された。その交互砂州の砂州長L_sは，側壁勾配の影響はなく，$Q = 3.0\ \ell/s$のとき，$L_s = 3 \sim 4$ m，$Q = 1.5\ \ell/s$のとき$L_s = 3 \sim 5$ mである。また，砂州の進行速度V_sも，側壁勾配に関係なく，平均的に見れば，$Q = 3.0\ \ell/s$のとき$V_s \fallingdotseq 0.18$ cm/s，$Q = 1.5\ \ell/s$のとき$V_s \fallingdotseq 0.08$ cm/sである。

3－3　ま と め

前節まで，砂州の特性を把握するべく実施した直線水路における基礎実験の結果を個別に述べた。ここでは，それらの実験結果から得られた砂州の特性を直線水路における場合と湾曲水路における場合に分けてまとめる。

(1)　直線水路における砂州の特性

ここでは，直線水路（湾曲水路の直線区間を含む）実験の結果を整理し，砂州の基本的な特性（砂州の発生領域，砂州の規模，砂州の移動特性）および，河相変化（流量，勾配，流砂量および河岸勾配の変化）に伴う砂州の変化について考察する。

①　本基礎実験で形成された砂州は，$B/H = 20 \sim 200$，$H/d = 10 \sim 100$，$\tau_* = 0.05 \sim 0.4$の範囲である。交互砂州は$B/H = 20 \sim 90$，複列的交互砂州は$B/H = 70 \sim 100$，複列砂州およびウロコ状砂州は$B/H = 90 \sim 200$の範囲で形成されている（図－6.1参照）。なお，基礎実験では，H/dが100以上でB/Hが100以上となるような条件の実験は，施設規模が巨大となり事実上不可能である。したがって，砂州の発生領域の検討は，模型実験お

よび実河川のデータを含めて，第6章でまとめて述べることとする。

② 基礎実験で形成された交互砂州の砂州長L_sは，水路幅Bの5～12倍，複列的交互砂州の砂州長L_sは水路幅Bの5～10倍程度である（図－6.2参照）。また，複列砂州の砂州長L_sは平均水深Hの150～600倍と大きく広がった（図－6.3参照）。

③ B/Hが50以下で形成された交互砂州の砂州高H_sは，平均水深Hの1.5～2.5倍程度であり，H_s/HはB/Hが大きいほど大きい値を示す傾向が認められた。

④ 直線水路において交互砂州は，ほぼ一定の速度で下流に移動した。砂州の移動特性に関しては，第2章で述べたように木下が詳しく報告しており，本実験においても同様なことが認められた。

⑤ H/dが10～100の範囲においてB/Hが50程度以上であれば，流量の減少に伴い砂州形態は交互砂州から複列砂州への移行を生じた。その場合，砂州長，砂州高，進行速度は小さくなる。流量が増大すれば，その逆のことが言えよう。

⑥ 河床勾配が緩くなることにより，水深は大きく（B/Hは小さく）なり，交互砂州の長さは短くなった。

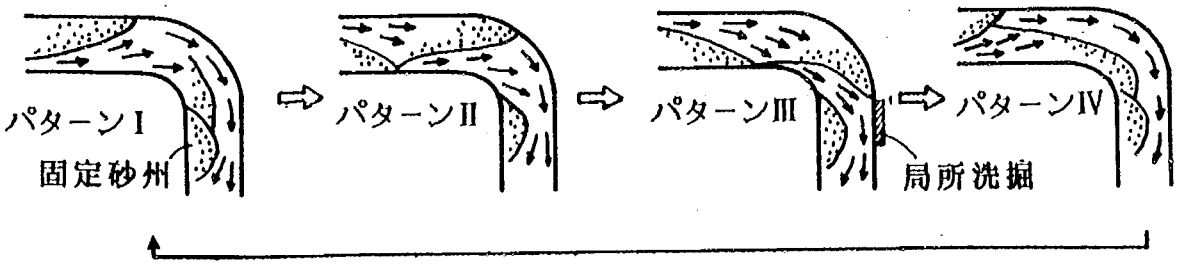
⑦ 給砂量が減少する（給砂を止める）ことにより，水衝部が下流に伸び，交互砂州の長さは長くなった。

⑧ 河岸勾配が緩くなることにより，交互砂州の大きさおよび進行速度には変化はないが，洗掘は軽減された。

(2) 湾曲水路における砂州の特性

ここでは，湾曲水路実験において得られた結果を整理し，湾曲における流況および砂州の移動特性についてまとめる。なお，ここで論じるのは，交互砂州の前縁線が一つの湾曲において1～2存在するような場合である。

① 湾曲部上流の直線部で砂州が移動することにより，湾曲部では周期的に流況および砂州形態が変化した。それは，大きく4つのパターンに分けられ，図示すると図－3.38のようである。



図－3.38　単湾曲水路における砂州の移動

なお，この形態はB = 60 cm，θ = 90°，r = 180 cmの単湾水路で認められたものであるが，B = 25 cmの水路でθを22.5°，45°，90°，135°と変化させた実験においてθが90°，135°と曲り角が大きい場合にも同様な形態が確認された。θ = 22.5°，45°の場合には，砂州はスムーズに湾曲部を通り抜けた。また，B = 2 m，θ = 36.9°，r = 7 mの湾曲水路でもパターンⅡ，Ⅲの形態が確認された。ここで注目したいのは，砂州の前縁線先端が湾曲凹岸側に進入してきた場合（パターンⅡ，Ⅲ），その下流に形成されるべき砂州の前縁線は不明瞭となったり，波長の短い砂州が発生したり，湾曲末端凸岸側の固定砂州が孤立することである。

このとき，湾曲後半の凹岸側で局所洗掘が生じ，洗掘深が最も大きくなる。

② 湾曲部の砂州の移動速度は，一様ではなく，パターンⅠからパターンⅡにかけて移動速度は遅くなり，パターンⅢでは，移動速度が早くなる。また，パターンⅣの状態では，砂州はスムーズに移動する。

③ 湾曲後半の凹岸側に発生する局所洗掘は，側岸勾配が緩いほど軽減される傾向にある。なお，この傾向は流量が多いほど顕著に現われる。

④ 流量が多いほど，側岸勾配が緩いほど流れは直進傾向を強くし，湾曲凹岸に沿った流れを形成しやすくなる。

第4章　模型実験における砂州形態

模型実験は，対象としている河川においてその河川が抱えている問題を水理的に把握，検討し，最良の河道計画を立案し，施工に移すべく実施するものである。模型実験で検討する事項としては，河道平面形（堤防法線形，低水路法線形）・縦横断形の計画，構造物（護岸，水制，堰，床止め等）の諸元・設置箇所・施工方法，合流・分流あるいは越流に関する計画などが上げられる。

特に，低水路法線形や構造物設置の検討に際して，河床に形成される砂州の形態は，それらを計画する上で考慮しなければならない重要な要素となる。

本章では，土木研究所で実施した模型実験において砂州が形成されたものを取り上げ，流況および砂州形態に着目して再整理し，河道の平面形あるいは水理量と砂州の関係について検討を加える。

ここで取り上げた模型実験は8河川，11模型であり，それらの実験概要を示すと以下のようである。

① 信濃川小千谷地区模型実験[33) 34)]
- 目的 ……低水路法線形の検討
- 対象区間 …… 20.5 k ～ 38.0 k
- 縮尺 ……S = 1/80
- 実験場所 ……鹿島試験所
- 実験年度 ……昭和 49 ～ 53 年度
- 担当者 ……馬場洋二，深見親雄，小川良市

② 信濃川小千谷・越路地区模型実験[35)]
- 目的 ……妙見堰建設に伴う水理的諸問題の検討
- 対象区間 …… 26.5 k ～ 33.25 k
- 縮尺 ……S = 1/70
- 実験場所 ……土木研究所河川屋外実験場
- 実験年度 ……昭和 62 年度
- 担当者 ……福岡捷二，高橋晃，森田克史

③ 富士川下流部模型実験[36)]
- 目的 ……低水路法線形の検討
- 対象区間 …… 0.0 k ～ 6.8 k
- 縮尺 ……S = 1/300
- 実験場所 ……土木研究所河川屋外実験場
- 実験年度 ……昭和 56 年度
- 担当者 ……須賀堯三，山本晃一，佐々木重義

④ 黒部川愛本狭窄部下流模型実験（その1）[37)]
- 目的 ……扇状地河川の安定化に関する検討（狭窄部下流の河床形態と側岸侵食の検討）

・対象区間 …… 5.0k ～ 15.0k

・縮尺 ……S = 1/300

・実験場所 ……土木研究所河川屋外実験場

・実験年度 ……昭和 57 年度

・担当者 ……須賀堯三，石川忠晴，林正男

⑤ 黒部川愛本狭窄部下流模型実験（その 2 ）[38]

・目的 ……扇状地河川の安定化と対策工に関する検討

・対象区間 …… 6.0k ～ 14.0k

・縮尺 ……S = 1/100

・実験場所 ……土木研究所河川屋外実験場

・実験年度 ……昭和 63 年度

・担当者 ……山本晃一，渡辺明英，林正男

⑥ 手取川河口模型実験 [20]

・目的 ……河口導流堤による河口改良計画の検討

・対象区間 …… 0.0k ～ 4.0k

・縮尺 ……S = 1/60

・実験場所 ……鹿島試験所

・実験年度 ……昭和 50 年度

・担当者 ……山本晃一，林敏夫，野積尚

⑦ 渡良瀬川岩井地区模型実験 [39]

・目的 ……本川狭窄部の諸対策と現況岩井分水路の分流機能回復案に関する水理的検討

・対象区間 …… 31.5k ～ 35.8k

・縮尺 ……S = 1/40

・実験場所 ……土木研究所河川屋外実験場

・実験年度 ……昭和 59 年度

・担当者 ……橋本宏，高橋晃，坂野章，加賀谷均

⑧ 阿武隈川模型実験 [40]

・目的 ……低水路法線形の検討

・対象区間 …… 28.0k ～ 37.3k

・縮尺 ……S = 1/70

・実験場所 ……鹿島試験所

・実験年度 ……昭和 52 年度

・担当者 ……深見親雄

⑨ 黄瀬川模型実験 [41]

・目的 ……暫定計画河道，計画河道，将来計画河道の諸問題の解決とそれぞれの河道に

おける諸水理特性の把握

- 対象区間……黄瀬川 0.0 k ～ 2.7 k，狩野川 3.2 k ～ 6.0 k
- 縮尺 ……S ＝ 1/60
- 実験場所……篠崎試験所
- 実験年度……昭和 53 年度
- 担当者……土屋昭彦，須賀堯三，藤本成，西田祥文，伊藤雄二

⑩ 斐伊川模型実験（その 1 ）[28]

- 目的 ……放水路の分流計画に関する検討
- 対象区間…… 12.0 k ～ 17.0 k
- 縮尺 ……S ＝ 1/30
- 実験場所……鹿島試験所
- 担当者……馬場洋二，深見親雄，坂野章

⑪ 斐伊川模型実験（その 2 ）[42]

- 目的 ……放水路の分流機能に関する水理的検討
- 対象区間…… 13.6 k ～ 17.0 k
- 縮尺 ……S ＝ 1/50
- 実験場所……土木研究所河川屋外実験場
- 実験年度……昭和 57 年度
- 担当者……須賀堯三，山本晃一，西田祥文，高橋晃，浅野富夫，坂野章

以上，12 実験の概要を述べたが，以下においてはそれぞれの実験結果について，詳細に述べることとする。なお，ここでは，砂州と河床平面形の関係あるいは構造物が砂州に与える影響を把握することを目的とし，各実験の代表的なケースの結果を整理し，検討する。

4－1　信濃川小千谷地区模型実験

(1)　信濃川の概要

信濃川は，その源を長野，埼玉，山梨の 3 県にまたがる甲武信岳（2,482 m）に発し，千曲川として長野県の佐久平を流下し，長野県日本アルプスの槍ケ岳（3,182 m）を水源とする左支川，犀川を合流，善光寺平を流下し新潟県に入り，その名を信濃川と改める。

途中，十日町市，川西町地先の河岸段丘の谷を流下しながら川口町に至り，最大の支川である谷川岳（1,974 m）に源を発する魚野川を合流し，小千谷市を経て妙見附近より北開き扇状地の長岡市を流下し，大河津先から洪水時は，大河津分水路により直接日本海へ，平水時には，洗堰から蒲原平野の穀倉地帯を潤しながら新潟市を経て日本海へ注いでいる。その流域面積は 11,900 km²，幹川流路延長は 367 km の我国有数の大河である。

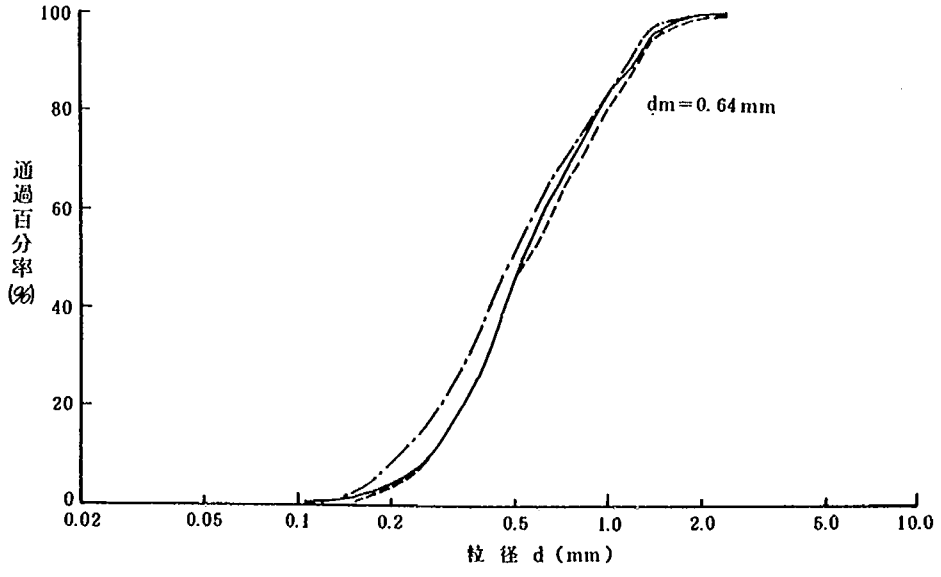
(2) 実験の目的

信濃川小千谷地区は，ちょうど信濃川が小千谷市から長岡市にかけての区間である（写真－4.1参照）。扇状地河川の典型は，河道の中を流水が網目状に乱流するような河川であるが，河道整正前の小千谷地区の河道は激しく乱流するほどではなく，大きく見れば中州を形成し，それに伴って河幅が広狭をくり返す，二列蛇行河川と言えよう。また，最近の河床は下刻傾向にあり，二本ある低水流路のうちの一本に沿って，みお筋が固定されてきており，中小洪水は，ほとんどこれに沿って流下するようになっている。

本実験は，本来複列砂州河道で河岸侵食位置が不安定であり，これらの要素を考慮し，信濃川小千谷地区における低水路計画を水理模型実験により検討しようとするものである。また，30.5k付近に計画が考えられている妙見堰の配置についても検討を行う。

(3) 模型の概要

模型縮尺は1/80であり，模型区間は20.5k～38kの17.5km区間である。実験に用いた河床材料は，図－4.1に示すような粒度分布の平均粒径d_m＝0.64 mmの砂である（現地河床材料の平均粒径は5cm程度である）。



図－4.1　模型砂の粒径加積曲線

(4) 実験条件

表－4.1　実験一覧表（信濃川小千谷地区模型，S＝1/80，21k～37k）

B'=900cm，d_*=0.064cm
(720m)

CASE	Q (l/s)	B (cm)	H (cm)	I_*	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
I－1	70 (4,000m³/s)	713 (570m)	3.4 (2.7m)	1/548	2.47	0.0598	121	53.1	25	複列砂州と交互砂州が共存	現況河道(昭和47年)
I－2	70 (4,000m³/s)	438 (350m)	4.4 (3.5m)	1/570	2.75	0.0731	99.5	68.8	40	複列的交互砂州 Ls=20～30m，Hs≒13.1cm	低水路法線形計画案1 (蛇行波長2km)
I－3	140 (8,000m³/s)	438 (350m)	6.9 (5.5m)	1/556	3.49	0.118	63.5	108	20	複列的交互砂州 Ls=25～30m，Hs≒7.0cm	
I－4	87 (5,000m³/s)	375 (300m)	5.0 (4.0m)	1/608	2.84	0.779	75.0	78.1	30	複列的交互砂州 Ls=25～35m，Hs≒13.0cm	低水路法線形計画案2 (蛇行波長3km)

（　）内の数値は，現地換算値

Case Ⅰ－1は，現況河道における検証実験であり，初期河床を昭和47年度測量の横断形状に整形し，低水路満杯程度の流量 4,000 m³/s を通水したケースである。

Case Ⅰ－2およびⅠ－3は，中小洪水を対象に砂州の安定を目的とした蛇行波長約2kmの低水路法線形のもとで 4,000 m³/s および 8,000 m³/s の流量を通水したケースである。

また，Case Ⅰ－4は，大洪水の主流線に蛇行形状を合わせた波長3kmの低水路法線形のもとで流量 5,000 m³/s を通水したケースである。

(5) 実験結果

〔Case Ⅰ－1〕

本ケースは，現況河道において，流量 4,000 m³/s を通水したケースであり，写真－4.2は，Case Ⅰ－1における通水中（通水25時間後）の流況を示したものである。写真－4.2を現地写真－4.1と比較すると，模型で生じた主流部の位置が現地のみお筋の位置とよく一致しているのがわかる。23^{k}，29^{k} および 33^{k} の川幅の広い箇所では主流が2つに分れているが，その他の箇所で，流れは波長約2kmで蛇行しており，河床には，川幅の広い所で複列砂州，川幅の狭い所で交互砂州（複列的）が形成されている。

〔Case Ⅰ－2〕

本ケースは，低水路法線形計画案1において流量 4,000 m³/s を通水したケースであり，写真－4.3は，通水中の流況および通水後の河床形態を示したものである。低水路法線を約1km毎に屈曲させたことにより，河道わん曲形状の影響で流れが集中する箇所が多く生じている。砂州はかなり発達しているが，その形状は，前縁の先端がいわゆる単列砂礫堆のように側岸に着いておらず，まるみを帯びたり尖ったりした舌状の形を呈したもの（複列的交互砂州）で，典型的な交互砂州とは形状が異なる。その理由としては，砂州の形成条件が交互砂州の形成領域をはずれているということが考えられる。すなわち，流量 4,000 m³/s が流れている状態の河幅水深比を見ると，水深がおよそ3.5m程度であることから，ほぼ100という値になり，多くの実河道の例では単列交互砂州と複列砂州との境界付近に相当し，直線水路における従来の実験結果からは複列砂州の領域に相当している。

本法線形は中小洪水において低水路内に生じた砂州の移動がなく，水衝部が凸岸上流に固定することを期待した法線形（21k ～ 30k で曲り角 $\theta = 20° \sim 40°$）であるが，上述のように砂州が完全な単列砂礫堆とならなかったためか，砂礫堆は屈曲部を通過して下流へ移動し，それに伴い水衝部も凸岸を過ぎて移動してしまう傾向が認められた。蛇行の度合が同程度である21k ～ 30k 区間において，砂州のスケールを見ると，砂州長 L_s は 1.5 km ～ 2.5 kmであり，砂州高 H_s は最大で約10.5m程度である。

〔Case Ⅰ－3〕

Case Ⅰ－2の実験後，流量を 8,000 m³/s に増して20時間の通水を行った。写真－4.4はこの場合の流況と河床状況を示したものであり，流れが高水敷に乗り上げる箇所で高水敷の洗堀が見られる。流れは低水路法線形の影響をかなり受けているが，激しく蛇行するのは27

k より上流で，それより下流では低水路凸岸の先端をかすめるようにして，直線的な流れ方を示している。また，低水路内の深掘れは，低水路法線形の影響が 4,000 m³/s の場合より強く働くため，ほぼ凸岸上流側に大きなものが見られ，ひとつひとつの砂州に対応する深掘れはむしろ小さくなっている。その結果，一見砂州が低水路の蛇行に適した形状になったように見えるが，これは大きな流量によって強制的に低水路の形状に合った河床形状が形成された結果と考えられる。21 k ～ 30 k の区間で砂州のスケールを見ると，砂州長 L_s は 2.0 ～ 2.5 km であり，砂州高 H_s は最大で約 5.6 m である。

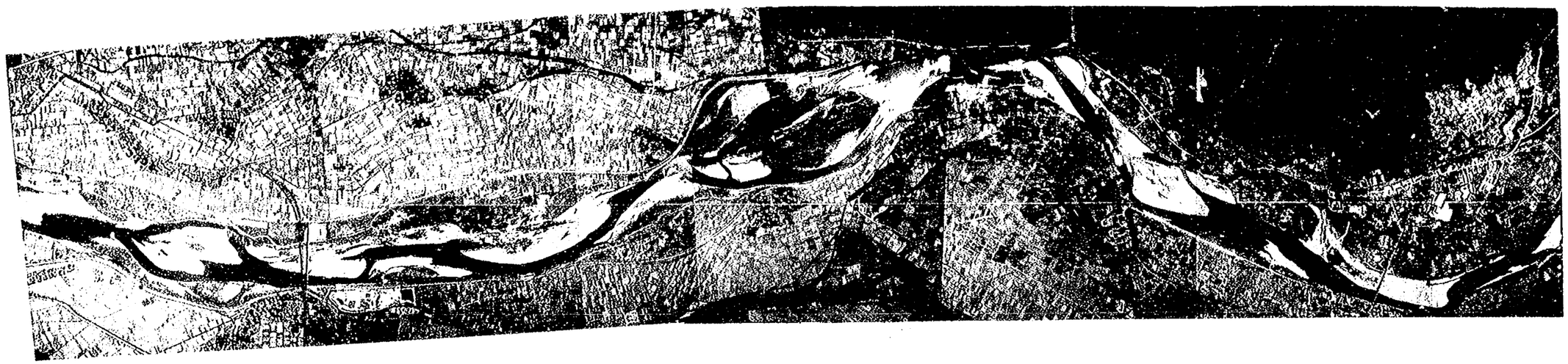
〔Case Ⅰ－4〕

本ケースは，低水路法線形計画案 2 において流量 5,000 m³/s を通水したケースであり，写真－4.5 は通水後の河床形態を示したものである。

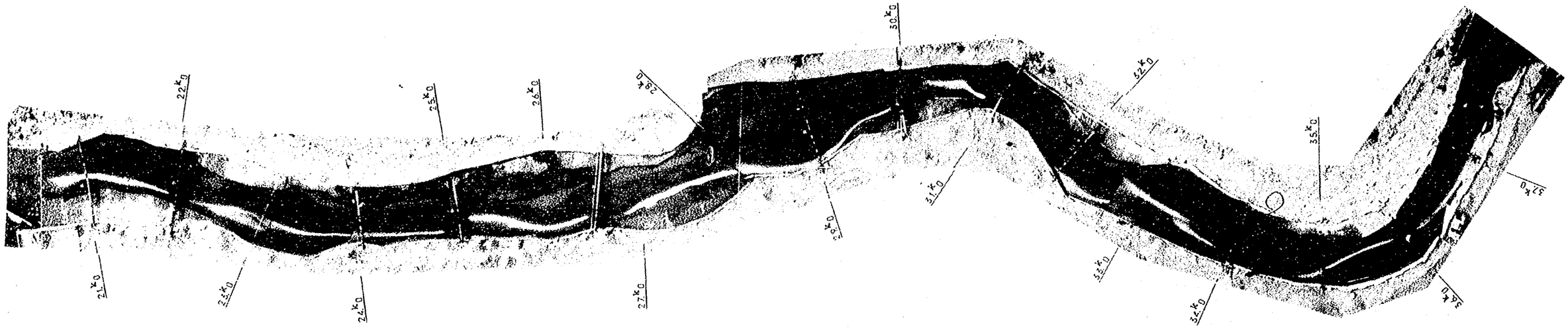
25 k から 29 k においては，低水路の蛇行波長が長いため，一湾曲区間に 3 つの砂州前縁線が形成され，時間の経過とともに下流へ移動した。

一方，27 k より下流では，低水路の蛇行波長が約 3 km，曲り角が 20°，40°であり，低水路の蛇行に対応して一湾曲に 1 つの前縁線が形成された。しかし，上流からの砂州の進入と砂州形態が複列的交互砂州であることにより，砂州は固定されず下流へ移動した。21 k ～ 29 k 区間における砂州長 L_s は 2 ～ 3 km である。また，洗掘深は，水衝部が 27 k 凸岸側に生じるときに最大値約 6 km を生じ，そのとき砂州高 H_s は約 10.4 m となった。

なお，写真－4.6 は，Case Ⅰ－4 と同一の低水路法線形のもとで 30.5 k 地点に堰を設置した状態で流量 5,000 m³/s を 40 時間通水した後の河床形態を示したものである。堰を設置したことによる流れの直線化は，最大 29 k 付近までで，29 k より下流では堰設置による有意な変化は認められない。

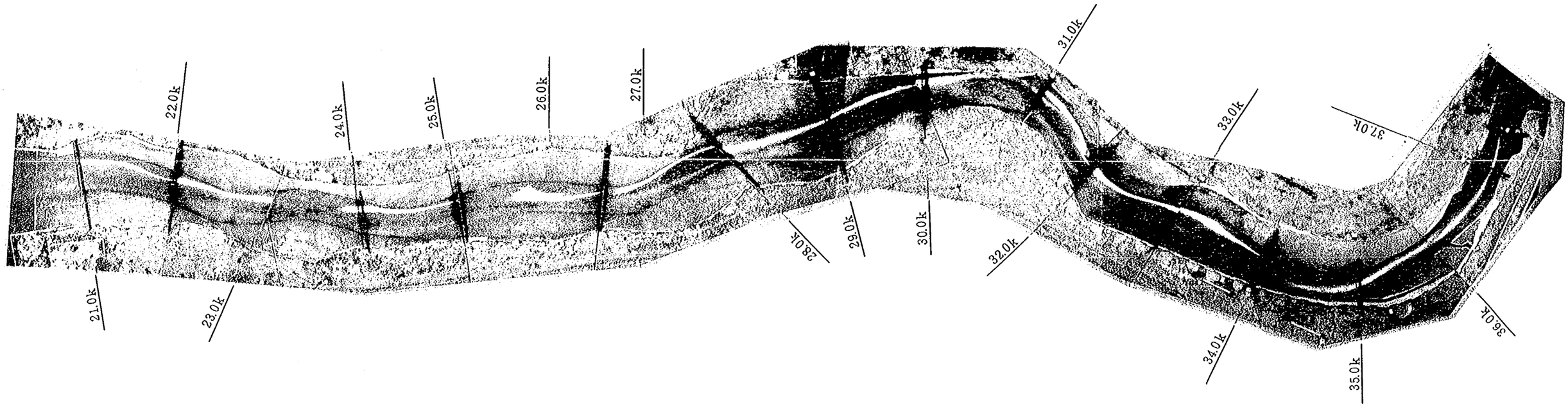


写真－4.1　信濃川小千谷地区航空写真

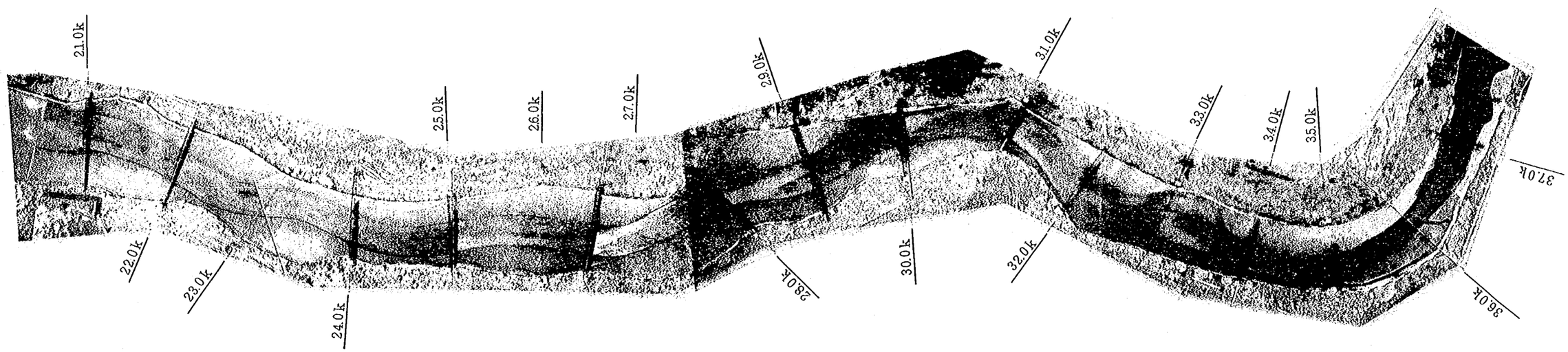


写真－4.2　Case Ⅰ－1における流況（通水25時間後，現況河道，Q＝4,000 m³/s）

（通水40時間後の流況）



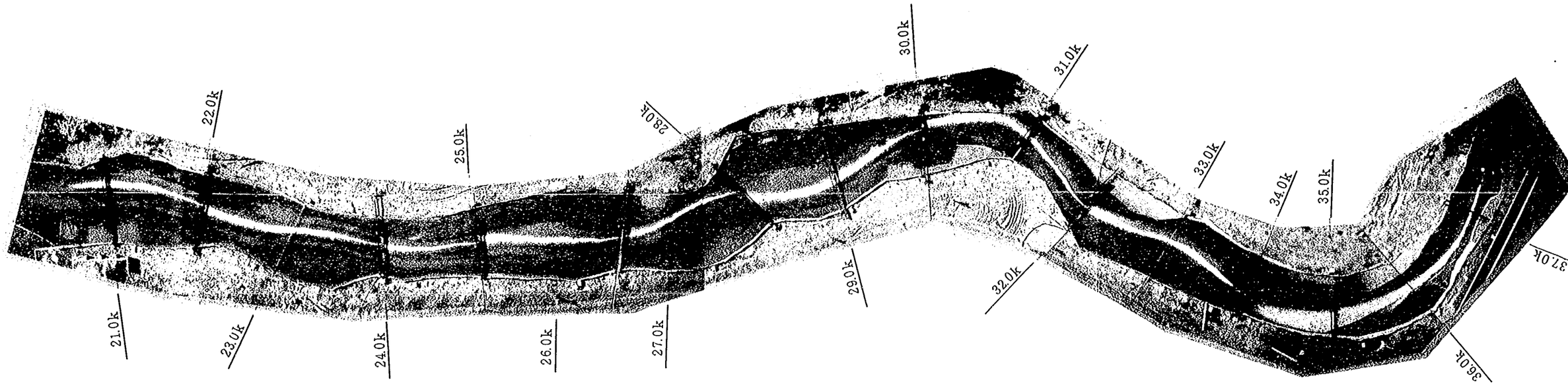
（通水後の河床形態）



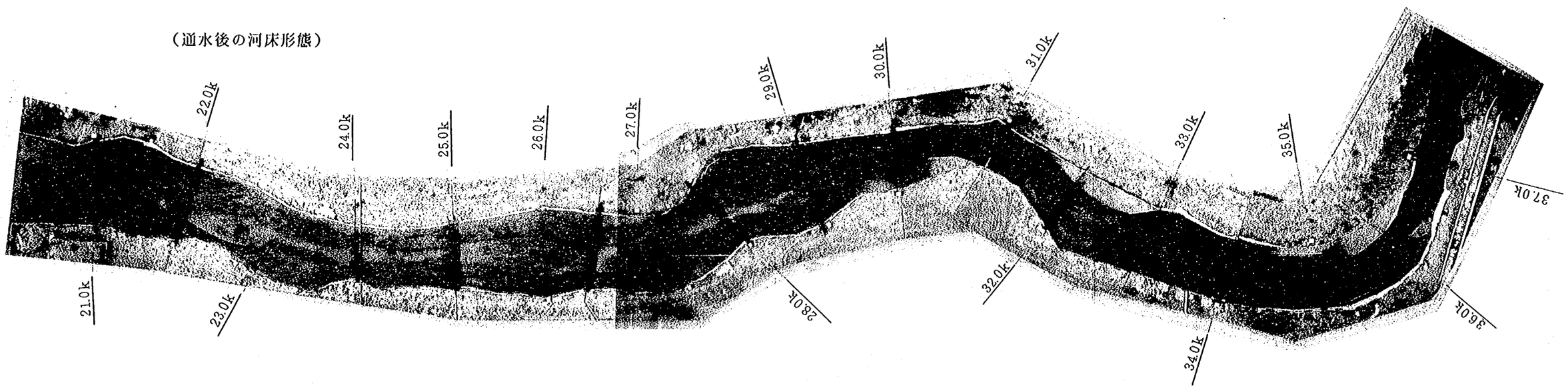
写真－4.3　Case Ⅰ－2における流況および河床形態

（低水路法線形計画案1，Q＝4,000m³/s）

（通水10時間後の流況）

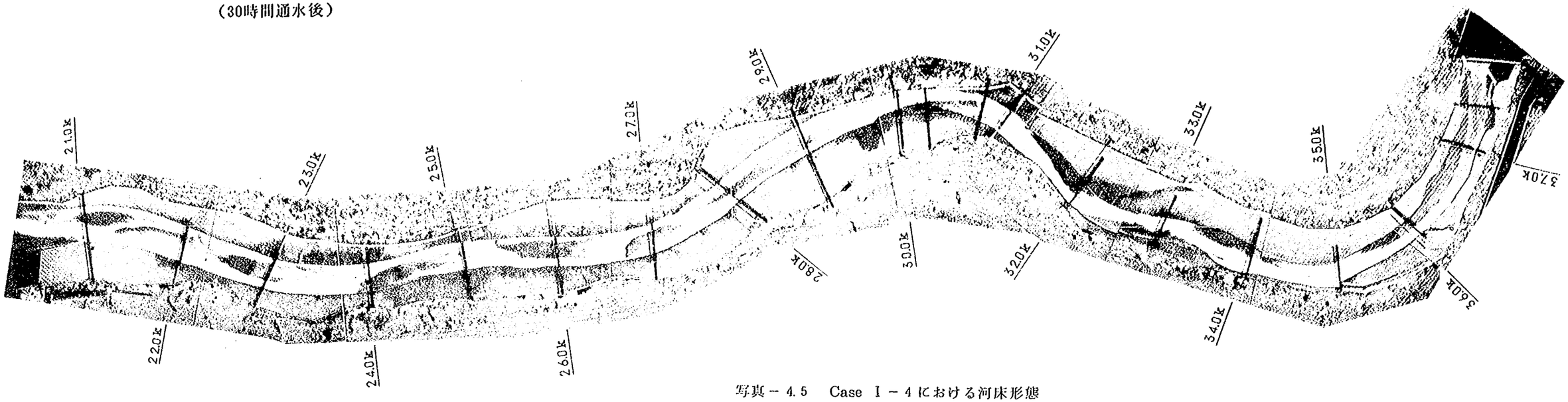


（通水後の河床形態）



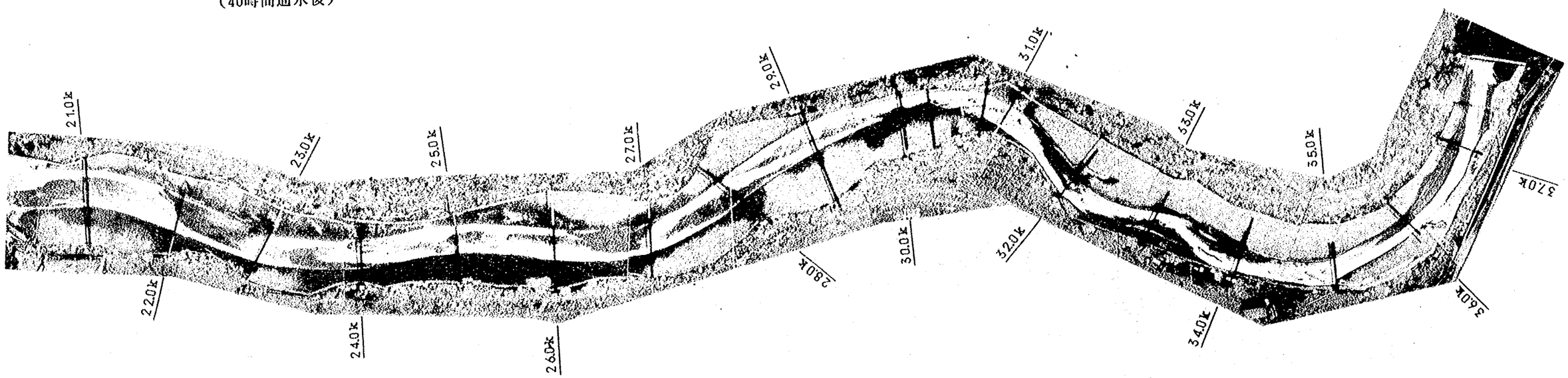
写真－4.4　Case Ⅰ－3における流況および河床形態
（低水路法線形計画案1，Q＝8,000m³/s）

（30時間通水後）



写真－4.5　Case Ⅰ－4における河床形態
（低水路法線形計画案2，Q＝5,000m³/s）

（40時間通水後）



写真－4.6　30.5 k 地点に堰を設置した場合の河床形態（Case Ⅰ－4と同一条件）

4－2　信濃川小千谷・越路地区模型実験

(1)　実験の目的

信濃川小千谷・越路地区における河道改修事業の施設計画の一環として建設される妙見堰は，信濃川が山間部から平野部へ出る新潟平野の扇頭部にあり，右岸は長岡市妙見地先，左岸は小千谷高梨地先を結ぶNo. 300 地点（大河津分派点から約 30 km上流地点）である。この地点の川幅は約 530 m，計画低水路幅約 300 mであり，この低水路部に堰を建設する。

本模型実験では，この妙見堰建設に伴う水理的諸問題に対して，次のような事項の検討を目的として実施した。

(1)　仮締切工設置に伴う諸対策の検討

(2)　堰上下流の施工順序の検討（河床掘削）

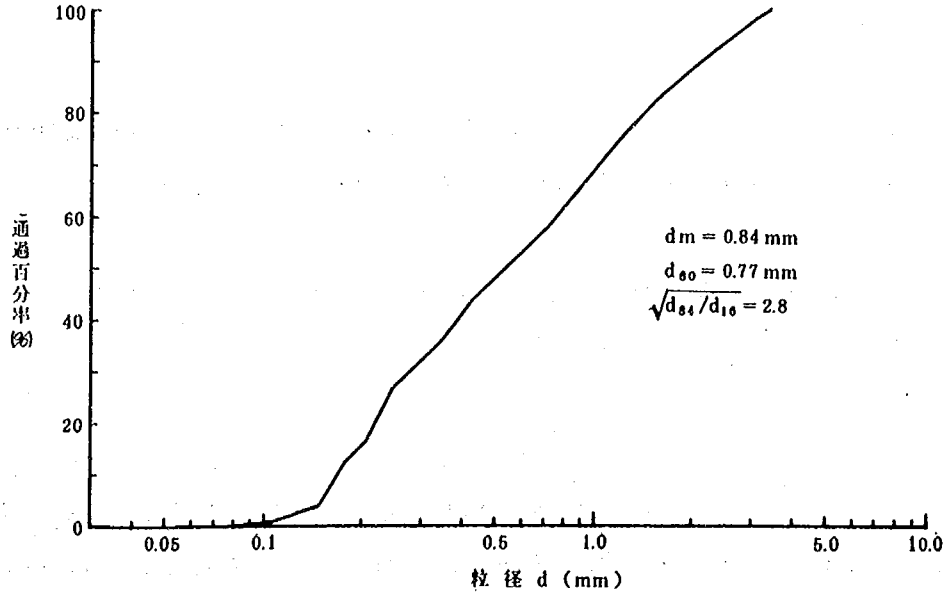
(3)　堰建設後の護床工の長さと安定の検討，および堰上流の土砂堆砂状況の把握とその軽減策の検討

(4)　魚道に係わるゲート操作方法の検討

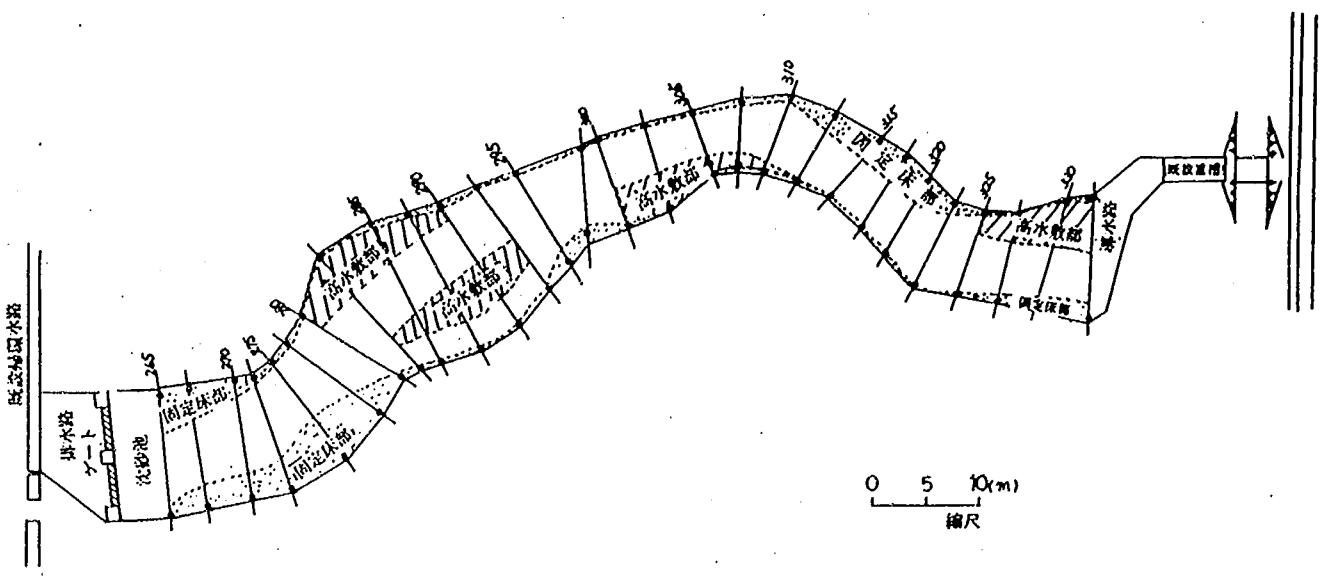
(2)　模型の概要

模型の縮尺は，現地の河床材料等から 1/70（無歪）とした。模型河床材料としては，図－4. 2 に示すような粒度分布を有する平均粒径 $d_m = 0.84$ mm の砂を用いた（現地河床材料の平均粒径は，$d_m = 55.8$ m）。

模型の範囲は，断面 No. 265（26. 5 km）～No. 332. 5（33. 25 km）の 6. 75 km区間とした（図－4. 3 参照）。



図－4. 2　模型砂の粒径加積曲線



図－4.3　信濃川模型平面図

(3)　実験条件

表－4.2　実験一覧表（信濃川小千谷・越路地区模型，S＝1/70，27 k～33 k）

B'=986cm，d_m=0.084cm
(690m)

CASE	Q (l/s)	B (cm)	H (cm)	I_w	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
Ⅱ－1	Qp=227 (9,300m³/s)	886 (620m)	7.7 (5.4m)	1/480	3.96	0.116	115	91.7	5.7	複列砂州	現況河道（低水路は昭和57年の平均河床高に整形）

（　）内の数値は，現地換算値

Case Ⅱ－1は，検証実験であり，低水路の初期河床を昭和57年2月の横断測量時における平均河床高に整形し，昭和57年9月洪水のハイドロ（Q_p＝9,300 m³/s）を通したケースである。

模型上流端からの流入は，断面No.327.5から上流で主流部が左岸寄りになるように流入させた。

(4)　実験結果

〔Case Ⅱ－1〕

写真－4.7は，ピーク流量時の流況および通水後の河床形態を示したものである。また，写真－4.8は，昭和57年撮影の現地写真と写真－4.7に示した模型における昭和57年9月洪水通水後の状況を比較したものである。

模型における流況は，河道形状の影響が強く作用し，断面No.315付近左岸側が水衝部となり，その下流では断面No.305付近の右岸側へ流れが集中する。断面No.300付近の主流部は，右岸寄りであるがこの下流では上流からの流出土砂が中州右側河道へ堆積する傾向となり，

河床高の低い中州左岸側低水路へ分流する。中州左岸側低水路の流れは，断面No.290左岸付近へ集中する傾向を示し，その後断面No.280付近で中州右岸側の流れと合流して，断面No.275付近の右岸側へ集中する。

上述したような模型実験における流況は，現地で形成されているみお筋の状況とよく一致している。しかし，模型上流端（断面No.322.5より上流）および下流端付近（断面No.270より下流）は，主流部の流入位置や下流砂止め工の影響によって相似性は良くなかった。

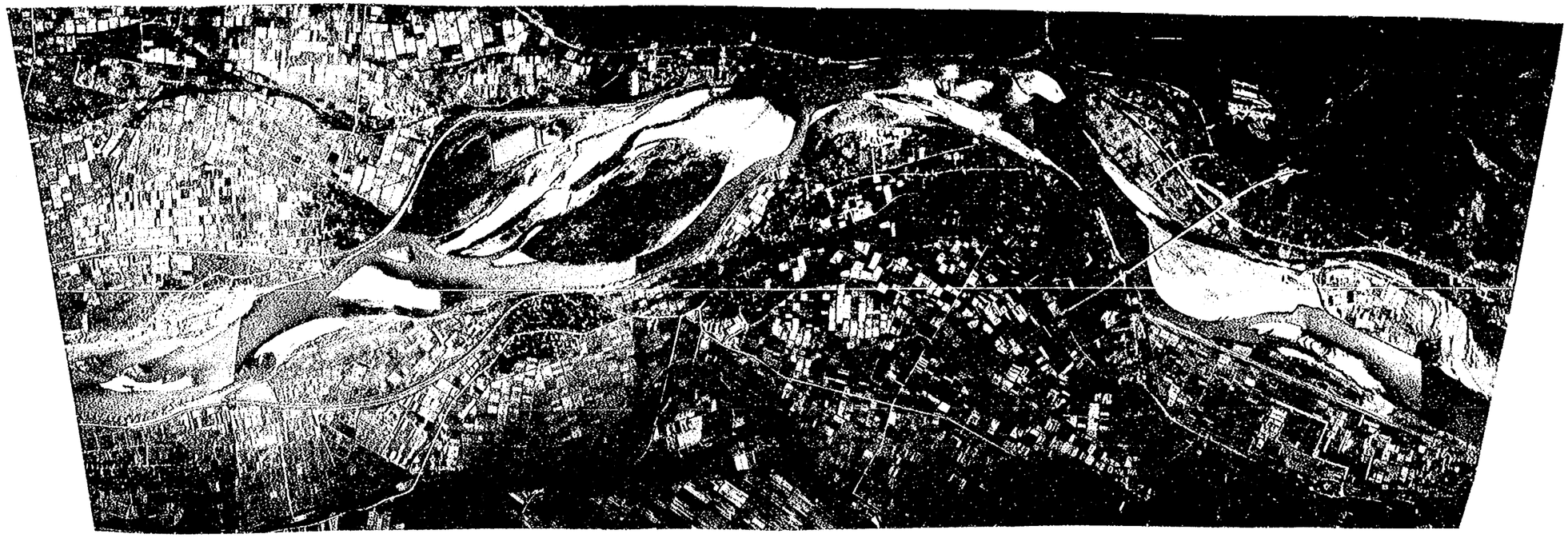
（ピーク流量時の流況）



（通水後の河床形態）

写真－4.7　Case Ⅳ－1における流況および河床形態（現況河道，Q_p＝9,300 m³/s）

（現地写真，昭和57年撮影）



模型検証実験（昭和57年9月洪水ハイドロ通水後）



写真－4.8　現地の河床形態と模型検証実験結果との比較

4－3　富士川下流部模型実験

(1)　富士川の概要

富士川は鋸岳（2,607 m）を水源とする釜無川と甲武信岳（2,483 m）を水源とする笛吹川の両川が甲府盆地で合流して本川となり，早川，芝川等を合せながら曲折南流し，富士市において駿河湾に注ぐ幹線流路延長 127 kmの河川である。

流域は長野，山梨，静岡の3県にまたがり，その流域面積は 4,530 km^2，そのうち富士山をはじめとする南アルプス，八ケ岳連峰，秩父山地等の山地が全流域の 81 %を占めている。富士川河道は日本三大急流河川のひとつに数えられているようにその河床勾配は急である。洪水時は多量の土砂を産出している。

(2)　富士川下流部の概要

富士川下流部とは，山間部より流れ出た地点より河口に至るまでの区間をいう。（写真－4.9 および図－4.4 参照）。この区間は河口より約 6.0 km上流地点の岩王町附近を扇頂とする東南にひらく典型的な扇状地河川に属し，堤防ができるまでは，河道変遷に著しいものがあった。この扇状地開発のための治水対策として，1,600 年代初期に古郡孫太夫によって，雁堤が設けられた。雁堤は現在水神社が存在する左岸の小丘から堤防を広げ，岩本地点の山裾で山付し，その空間に洪水の一部を一時貯留して流勢をそぎ，あわせて遊砂機能を有するようにしたものである。

川幅は，四ケ郷堰より漸拡し，開口角約 30 度で河口に至る。取水堰（河口から約 4 km）での堤防幅が 350 mに対して河口部では 2,000 mにも達する。

(3)　実験の目的

富士川では昭和 49 年度に工事実施基本計画の改訂が行われ，これに見合った河道改修計画の検討がなされている。なかでも下流部河道においては，河道整正ならびに河川環境の整備をも考慮した河道改修が急務とされている。下流部河道改修の基本思想は現在の河道を複断面河道とするものであるが，このとき重要となる低水路法線形状についてはもっとも適切な線形を選定する必要がある。

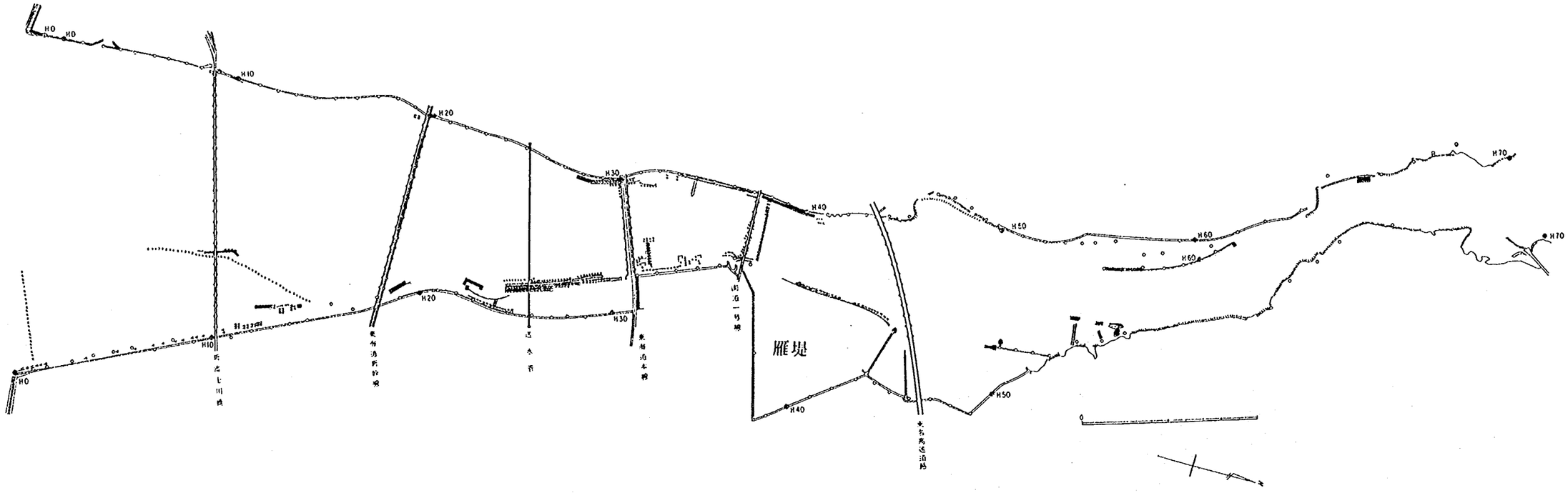
本実験は，流水の蛇行特性から見た好ましい低水路法線形状について検討したものである。

(4)　模型の概要

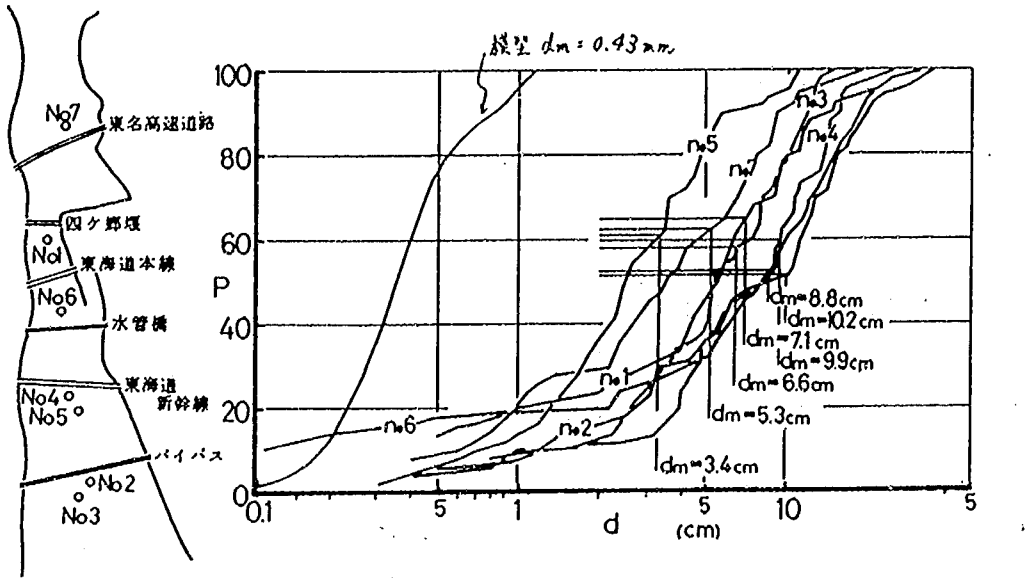
模型縮尺は 1/100 とした。河床材料は，図－4.5 に示す粒度分布の平均粒径 0.43 mmの砂を用いた（現地河床材料は，平均粒径 5 ～ 10 cm程度と思われる。）。模型の範囲は河道部をH－0 ～H－65（0.0 km～ 6.8 km）とし，海浜部を幅 4 km，沖合 1 kmとした。



写真－4.9　富士川下流部航空写真



図－4.4　富士川下流部平面図



図－4.5　現地と模型砂の粒径加積曲線

(5)　実験条件

表－4.3　実験一覧表（富士川下流部模型，S＝1/100，0.0^{k}～3.3^{k}）

B'=1300cm，d_m=0.043cm
(1300m)

CASE	Q (l/s)	B (cm)	H (cm)	I_e	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
Ⅲ－1	10 ($1,000m^3/s$)	670 (670m)	1.5 (1.5m)	1/242	2.46	0.0874	447	34.9	6	Ripples	現況河道(昭和50年)
Ⅲ－2	35 ($3,500m^3/s$)	〃	3.0 (4.3m)	1/272	3.29	0.155	223	69.8	2	4～6列のウロコ状砂州 L_s≒8～10m	
Ⅲ－3	75 ($7,500m^3/s$)	〃	4.3 (4.3m)	1/281	3.87	0.218	156	100	2	3～4列のウロコ状砂州 L_s≒10～12m	
Ⅲ－4	166 ($16,800m^3/s$)	〃	5.1 (5.1m)	1/246	4.51	0.292	131	119	2	複列砂州 L_s≒18～20m, H_s=7.0cm	
Ⅲ－5	75 ($7,500m^3/s$)	520 (520m)	4.9 (4.9m)	1/282	4.13	0.245	106	114	2	複列砂州 L_s≒13m, H_s=6.4cm	低水路法線形計画案（低水路幅一定で、若干蛇行）
Ⅲ－6	Qp=166 ($16,600m^3/s$)	〃	8.5 (6.5m)	1/282	4.75	0.325	80.0	151	6.8	複列砂州 L_s=13～15m, H_s=8.2cm	

（　）内の数値は，現地換算値

Case Ⅲ－1～4は，昭和50年度の現況河道において流量を1,000 m³/s，3,000 m³/s，7,500 m³/sおよび16,600 m³/sの4通り通水したケースである。Case Ⅲ－5～6は，低水路幅を一定とし，低水路を若干蛇行させた複断面河道において流量7,500 m³/sの定流およびピーク流量16,600 m³/sの不定流を通水したケースである。

なお，表－4.4に示した水理量は，河床勾配が一定の区間H－0～H－30（0.0^{k}～3.3^{k}）における平均的水理量である。

(6) 実験結果

〔Case Ⅲ－1〕

Q＝1,000m³/s通水時には河床面の一部にRipplesが発生したが，きわだった河床変動はない。本ケースでは現況河道断面に基づいて河床を整形しているため，流れは現況のみお筋部を流下する。このときの流況を図－4.6に示す。流れはH－54断面左岸，H－38断面右岸，H－20断面左岸で水衝部を形成する周期的な蛇行性状を示すとともに，各凸岸部で流れの集中，その下流部において流れは発散し，水面幅が広くなっている。H－54断面付近左岸の出し水制群，H－34断面付近左右両岸の水制，床固群，H－23断面付近左岸の水制護岸群，いずれも流れの集中する箇所に効果的に設置されているといえよう。

〔Case Ⅲ－2〕

Q＝3,500m³/sを通水すると，河床砂は活発に移動を始め，河床面には明瞭な砂州が形成される。砂州の発達過程および流況を図－4.7(1)，(2)に示す。流れが集中するH－54断面付近，H－34断面付近，H－20断面付近の下流にできる砂州の前縁線はいずれもその下流速度が他の砂州に比べて早く，これらの砂州は通水時間とともに徐々に規模が大きくなる。とくに通水開始後当初は活発に移動流下し，0.5時間でその流下速度は，200～400m下流に移動する。通水1.5時間後と2.0時間後との砂州を比較すると，砂州前縁線の流下速度はかなりにぶっており，この流量時における安定流路に近づきつつあることがわかる。

通水2時間目における砂州の形状および流況はつぎのようになる。扇頂部から固定堰間にかけては流れ方向に対して2個の複列砂州が形成される。固定堰より東海道本線間では河道中央部に流れが集中し，河床洗掘が著しいため砂州は形成されないが，そこより下流部に4列の砂州ができた。とくに左岸寄りの砂州の流下速度は右岸寄りの砂州に較べて早く，流れが左岸寄りに集中していることがわかる。断面H－20～H－10の間でも4列の砂州が形成され，それより河口部に至る区間では6列に相当する砂州が形成された。このように模型実験で得られた砂州の形成パターンは，木下が現地調査した図－4.8に示す砂州形状と非常に良く似かよっているといえよう。

〔Case Ⅲ－3〕

Q＝7,500m³/s通水時における砂州の発達過程および流況を図－4.9(1)，(2)に示す。Q＝3,500m³/s通水時にできた砂州の前縁線はさらに前進しその列数は減少する。2時間通水後の砂州の形態はつぎのとおりである。扇頂部より固定堰間には1個の複列砂州が形成され，その先端部は固定堰付近にまで達し，前縁線の移動流下速度はそこで極端に減ずる。固定堰の直下流付近では溶岩露呈部間の河床洗掘が著しく，その洗掘土砂によって，H－20断面左岸へ向う複列砂州を形成している。H－20断面より河口に至っては，低水路中央部を中心に3～4列の砂州が発達し，流れは全体に広がるとともに主流は左右低水路河岸に向けて流れる傾向がある。

〔 Case Ⅲ － 4 〕

計画高水流量のQ＝16,600m³/s を通水すると，図－4.10(1),(2)に示すように流れは変化する。扇頂部から固定堰の区間では，H－50断面付近から固定堰にまで達する大きな複列砂州が形成され，主流は左岸河岸沿いとなっている。固定堰から東海道本線間では河道中央部に流れが集中し，そこの河床洗掘により大量の土砂が流下する。この流量時においては下流部の砂州の発達が明瞭となり，複列というよりむしろ単列に近い砂州が形成され，通水2時間目でも前縁線の移動流下速度は減じなかった。

以上，Case Ⅲ－3およびⅢ－4の実験により，大洪水には，砂州の列数が減少し，砂州は大きくなり，単列化の傾向にあることがわかる。ただし，砂州の形態は流量にすぐさま応答するものでないことに注意をはらう必要があろう。

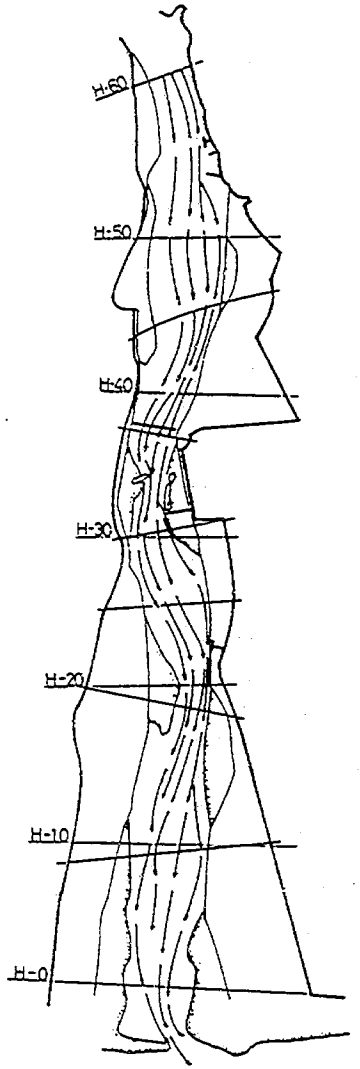
〔 Case Ⅲ － 5 〕

低水路幅を一定とした複断面河道において流量 7,500m³/s を通水した場合の砂州の発達過程および流況を図－4.11(1),(2)に示す。固定堰を流下した洪水流は両側に露呈した溶岩の間を流下し，H－30 断面付近より複列砂州を形成する。この砂州は通水時間とともに砂州長が長くなり，交互砂州の様相を呈してくる。この砂州の流下速度は 150m/hr 程度である。そこより下流では顕著な砂州は観察されなかった。横断流速分布形をみると，H－10断面で河道中央部がその両岸よりも若干遅くなるものの，H－0断面に至っては不均一な流速分布形を示した。

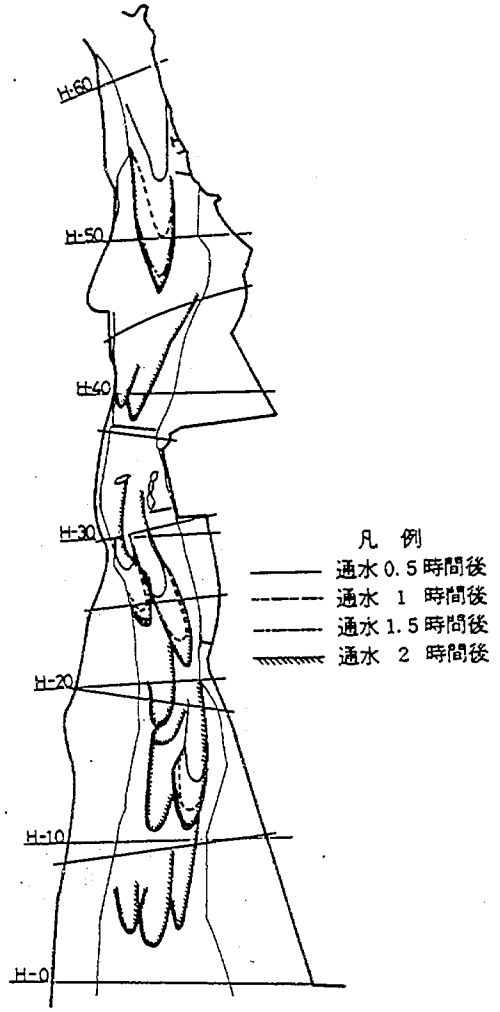
〔 Case Ⅲ － 6 〕

Case Ⅲ － 5 と同一河道において流量 5,000m³/s を5時間通水した後にQ_p＝16,600 m³/s の不定流を 1.8時間で通水した場合の砂州の発達過程および流況を図－4.12(1),(2)～図－4.13(1)～(4)に示す。Q＝5,000m³/s 通水時の状況はつぎのとおりである。通水開始後2時間目にH－30 ～H－25 断面付近で形成された複列砂州は，通水時間の経過とともに流下し，通水5時間目にはH－17断面付近にまで達し，その流下速度は現地換算で，40m/hrである。この砂州の下流には移動性の低い複列砂州が，さらに下流には交互砂州が連なり河口部に達している。断面流速はH－30断面で約4m/s，H－20 ～H－0断面間では3m/s 前後を記録した。

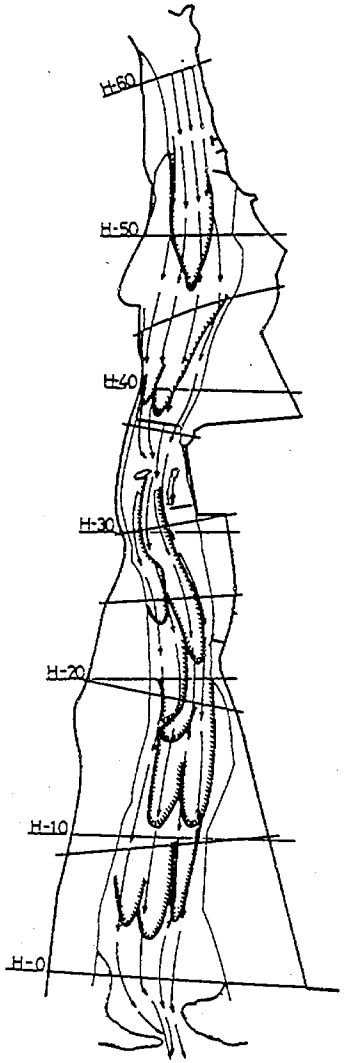
増水期には，H－17断面付近まで達していた砂州がさらに発達し，Q＝16,600 m³/s（ピーク流量）時にはH－12断面にまで達する規模となった。この砂州の下流には複列砂州が形成された。減水期には，砂州がわずかに下流に移行した程度で増水期ほどの変化はみられなかった。流量が大きい場合の流れは直線的であるのに対して，流量の減少とともに流れの集中，発散が明瞭になった。



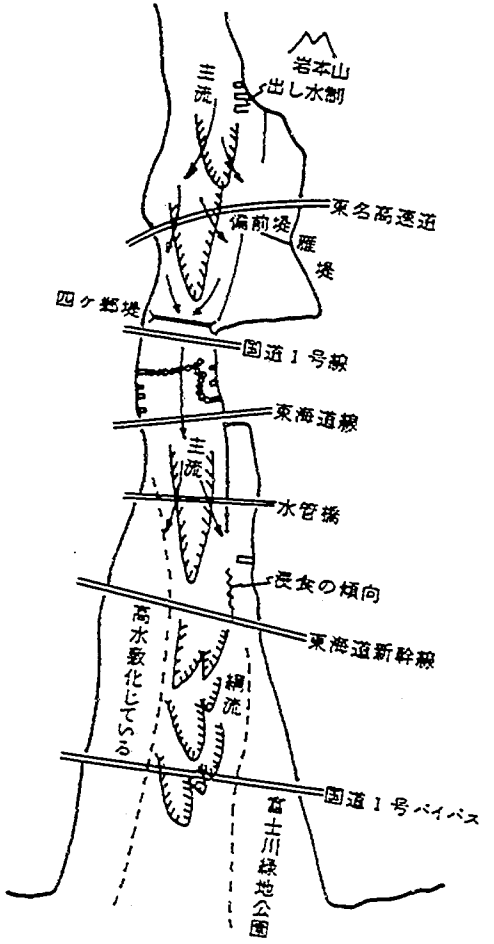
図－4.6　Case Ⅲ－1 における流況
（現況河道，Q＝1,000 m³/s ）



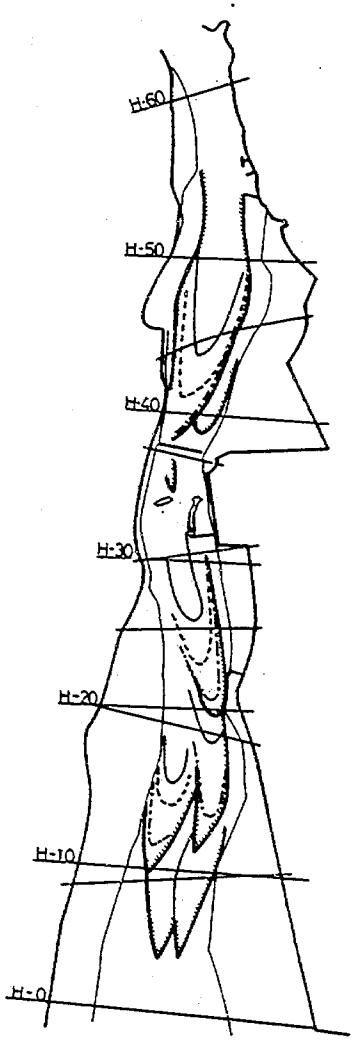
図－4.7(1)　Case Ⅲ－2 における砂州の発達過程
（現況河道，Q＝3,500 m³/s ）



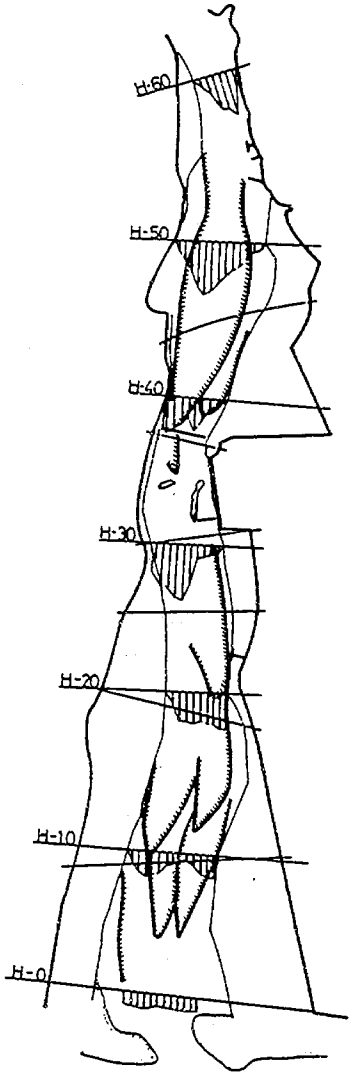
図－4.7　Case Ⅲ－2 における流況
（通水 2 時間後）



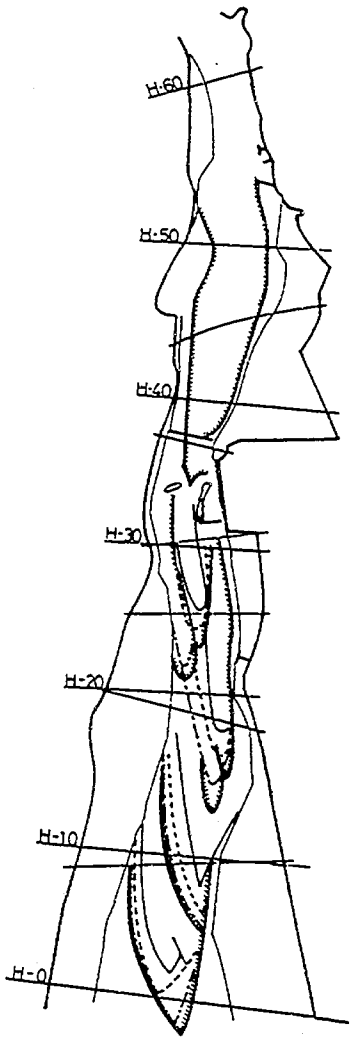
図－4.8　富士川下流部蛇行特性図
（木下博士作図による）



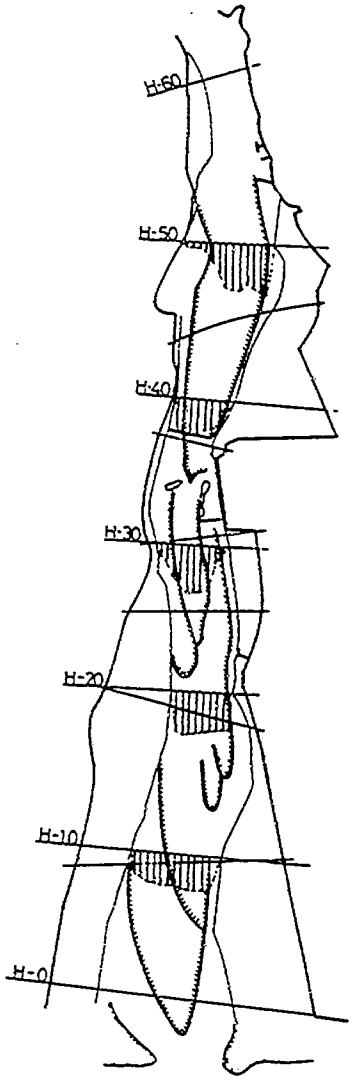
図－4.9(1) Case Ⅲ－3 における
砂州の発達過程
（現況河道，Q＝7,500 m³/s）



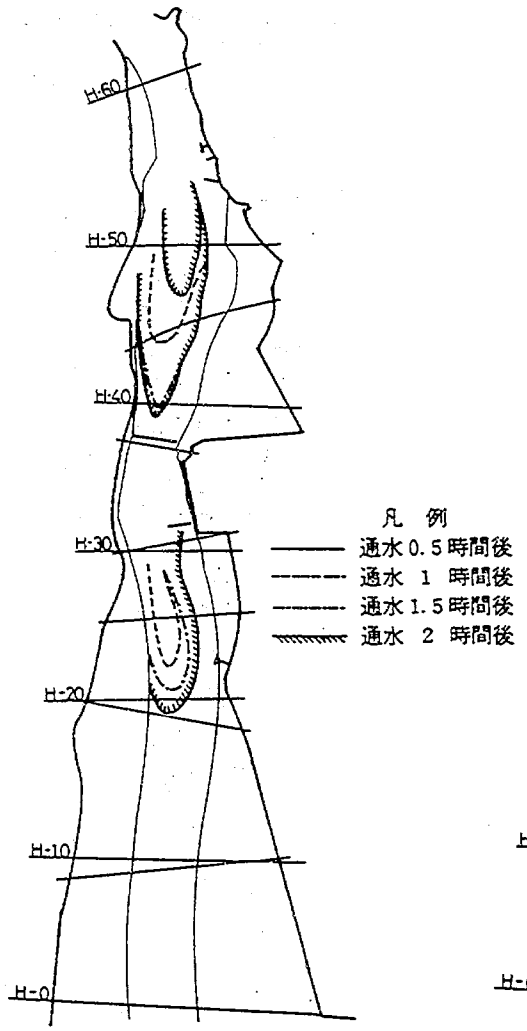
図－4.9(2) Case Ⅲ－3 における
流況
（通水2時間後）



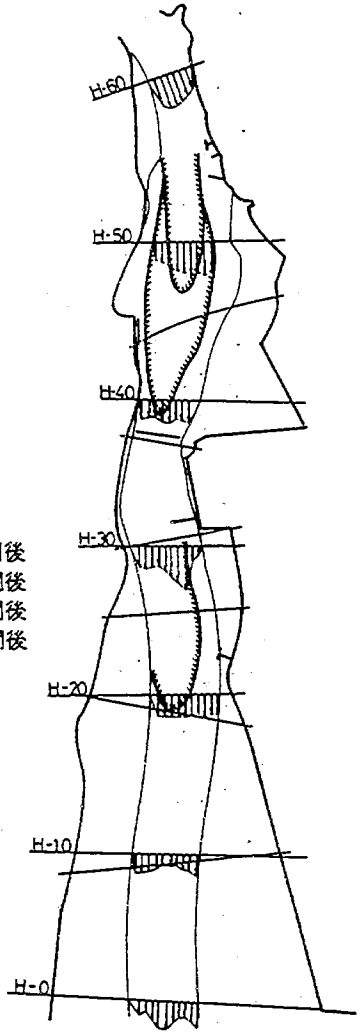
図－4.10(1) Case Ⅲ－4 における
砂州の発達過程
（現況河道　Q＝16,600 m³/s）



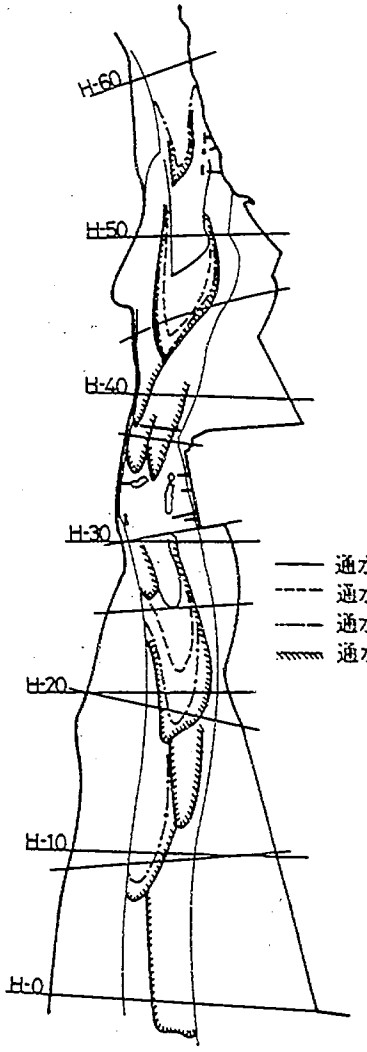
図－4.10(2) Case Ⅲ－4 における
流況
（通水2時間後）



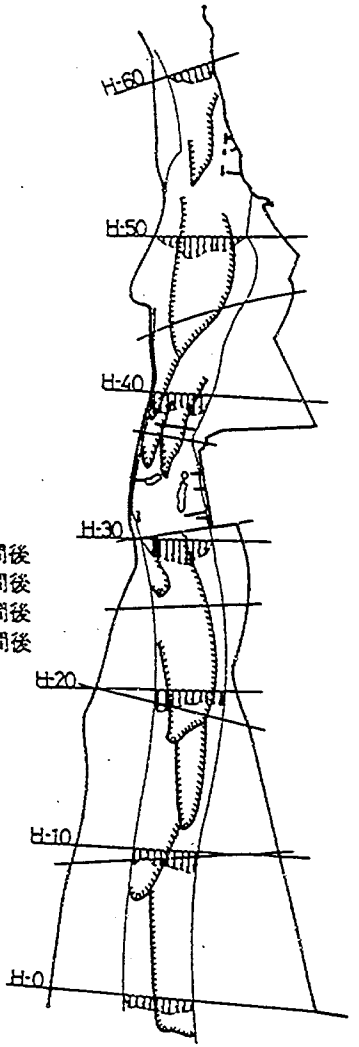
図－4.11(1) Case Ⅲ－5 における
砂州の発達過程
（計画河道，Q＝7,500 m³/s）



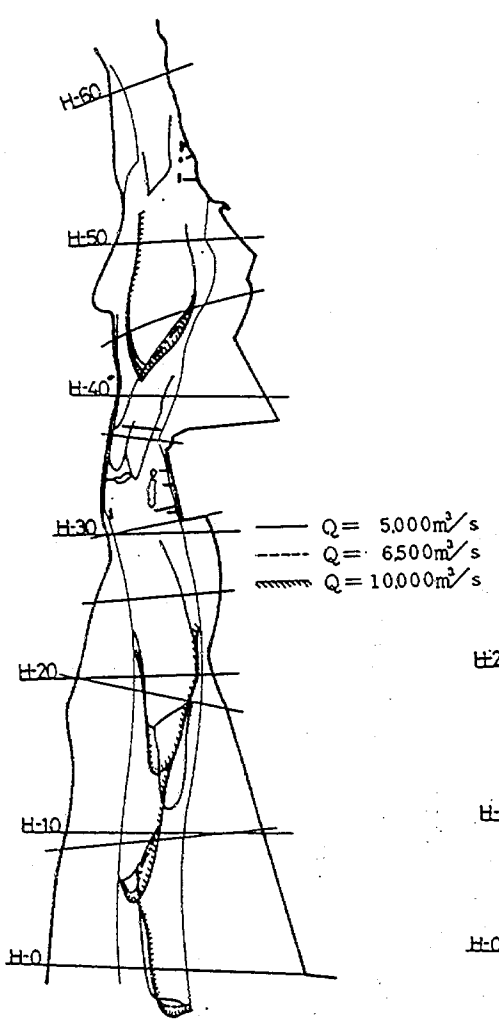
図－4.11(2) Case Ⅲ－5 における
流況
（通水 2 時間後）



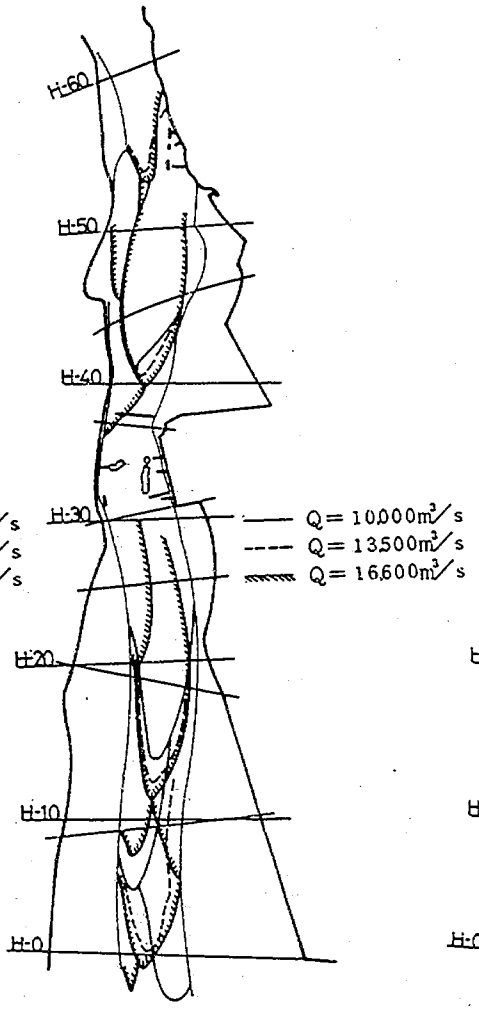
図－4.12(1) Case Ⅲ－6 における
砂州の発達過程
（計画河道，Q＝5,000 m³/s）



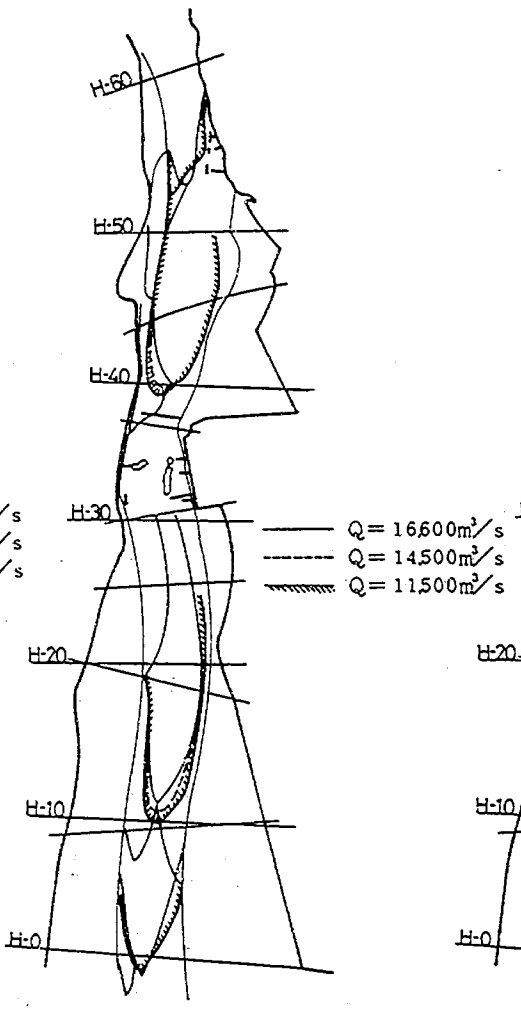
図－4.12(2) Case Ⅲ－6 における
流況
（通水 5 時間後）



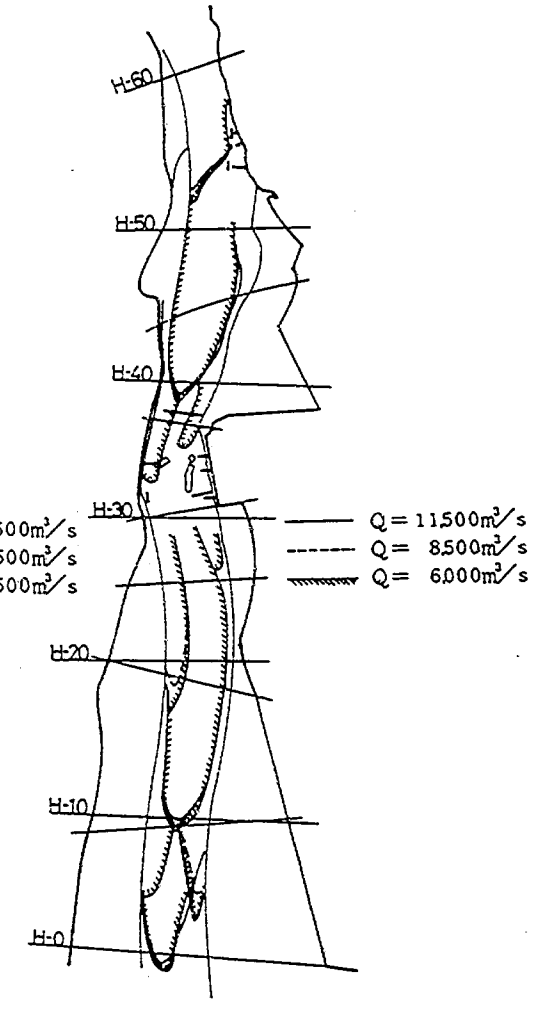
図－4.13(1) Case Ⅲ－6 における
砂州の発達過程
（不定流，
Q＝5,000～10,000m³/s）



図－4.13(2) Case Ⅲ－6 における
砂州の発達過程
（不定流，
Q＝10,000～16,600m³/s）



図－4.13(3) Case Ⅲ－6 における
砂州の発達過程
（不定流，
Q＝16,000～11,500m³/s）



図－4.13(4) Case Ⅲ－6 における
砂州の発達過程
（不定流，
Q＝11,500～6,000m³/s）

4－4　黒部川愛本狭窄部下流模型実験（その１）

(1)　黒部川の概要

黒部川は北アルプスの中央に源を発し，3,000 m級の山岳の間に壮大なＶ字峡谷を刻んで北流する我国有数の急流河川である。流域は幅約 10 km，長さ約 70 kmの典型的羽状流域で，大小無数の谷から構成されている。幹川流路延長は約 85 km，流域面積は 682 km^2 である。愛本地点（河口より 14 km）では両岸とも岩が露出して断崖をなし，川幅わずか 50 mの一大狭窄部を呈する。

愛本狭窄部を抜けると視界は依然広がり扇状地に出る。黒部川扇状地の頂角は約 80°，半径は約 12 kmで扇端は既に日本海に達している。扇状地河道の河床勾配は 1/80 ～ 1/120，平均川幅は 600 mであり，河床材料は 5 ～ 20 cmの粗礫を主体としている。昔は河道の変遷が著しく，黒部四十八瀬と呼ばれたように扇面全体を移動していたようである。現在の河道は前田利家以降の治水政策により固定されたもので，石積みの霞堤により両岸を画されている（写真－4.10参照）。

(2)　実験の目的

黒部川の従来の改修事業の主たる対象は，過去における水害の最も甚だしい区間，すなわち愛本狭窄部から河口に至る 13.6 kmの区間であった。ところが昭和 44 年８月の既往最大出水において愛本狭窄部で多大のセキ上げが生じ，その直上流，内山地区にも大きな水害をもたらした。そこで下流河道の改修に加えて狭窄部上流域の治水安全度向上も図ることとなり，愛本狭窄部の拡幅が具体的に検討されるようになった。また，愛本から河口に至る区間を複断面化する構想があり，河口から愛本狭窄部上流まで及ぶ大幅な河道改修が行われようとしている。

本実験は，上記の河道改修を遂行するにあたり基礎的な資料を得るために，次のような項目について検討したものである。

①狭窄部拡幅前と後の下流河道河床形態およびみお筋の変化。

②下流河道部の河床形態および側岸侵食特性と河道計画。

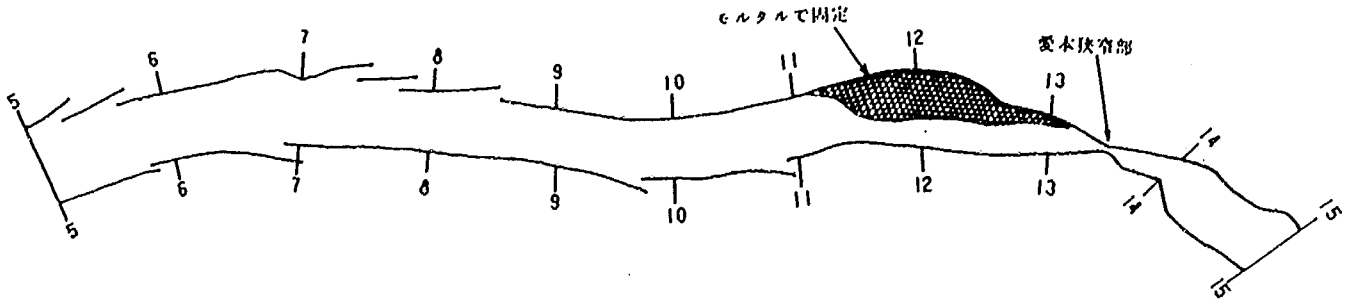
(3)　模型の概要

模型は縮尺 1/300 の無歪移動床模型であり，対象区間は 5.0ｋ から 15.0ｋ までの 10 km区間である。図－4.14 に模型平面図を示す。

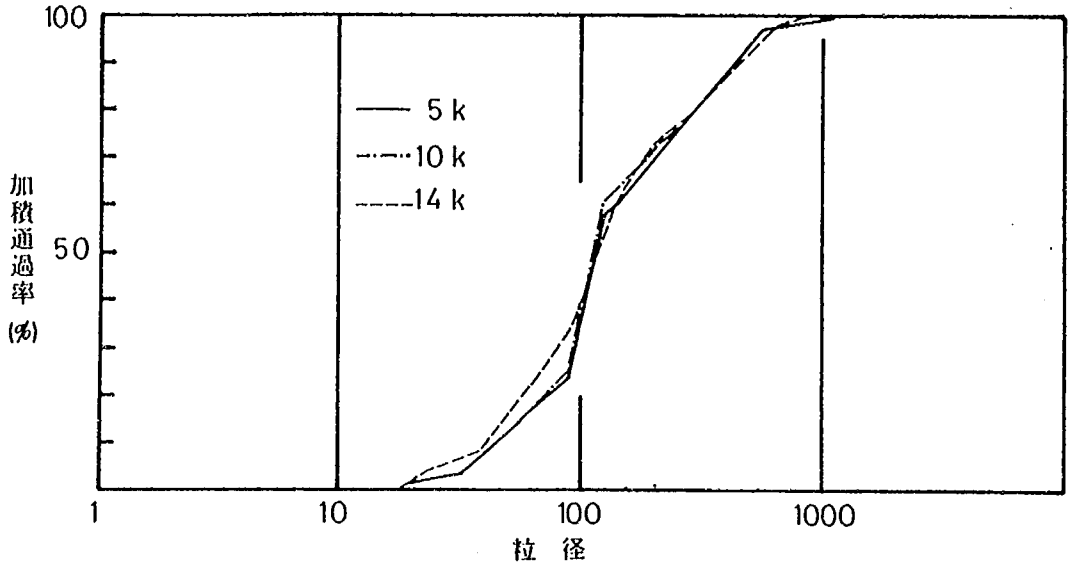
河床材料は，昭和 37 年から 50 年までの土砂採取の結果を総合し，平均粒径 0.4 mmの砂を用いることとした（図－4.15 参照）。



写真－4.10　黒部川下流部航空写真（昭和49年）



図－4.14　模型平面図



図－4.15　模型砂の粒径加積曲線（現地換算値）

(4)　実験条件

表－4.4　実験一覧表（黒部川愛本狭窄部下流模型，S＝1/300，5 k～11 k）

B'=167cm，d_*=0.04cm
(600m)

CASE	Q (l/s)	B (cm)	H (cm)	I	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
Ⅳ－1	0.6 (1,000m³/s)	140 (420m)	－	1/100	－	－	－	－	2	－	現況河道(昭和53年)
Ⅳ－2	1.3 (2,000m³/s)	〃	－	〃	－	－	－	－	〃	4列程度のウロコ状砂州	
Ⅳ－3	1.9 (3,000m³/s)	〃	－	〃	－	－	－	－	〃	3～4列のウロコ状砂州	
Ⅳ－4	4.0 (6,200m³/s)	〃	－	〃	－	－	－	－	0.25	2～4列のウロコ状砂州	
Ⅳ－5	Qp=3.8 (6,000m³/s)	83 (250m)	－	〃	－	－	－	－	3.7	複列砂州	計画河道(低水路幅250m)，水制設置
Ⅳ－6	QP=3.8 (6,000m³/s)	157 (470m)	－	〃	－	－	－	－	〃	2～4列のウロコ状砂州	計画河道(高水敷幅30m)，水制設置

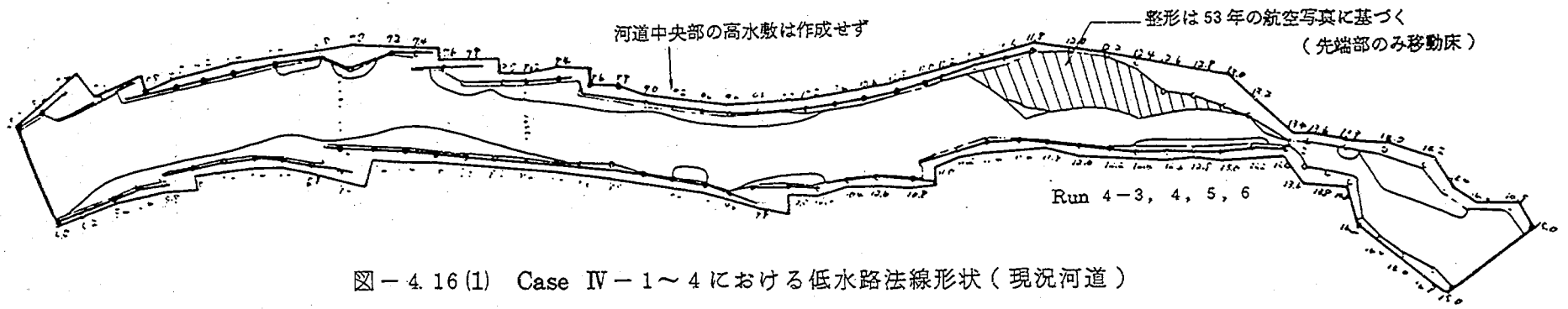
（　）内の数値は，現地換算値

Case Ⅳ－1～3は，昭和53年の航空写真をもとに図－4.16(1)に示すごとく低水路法線形を設定した現況実験であり，それぞれ流量を1,000 m³/s，2,000 m³/s，3,000 m³/s 通水したケースである。なお，初期河床は，平坦に整形している。

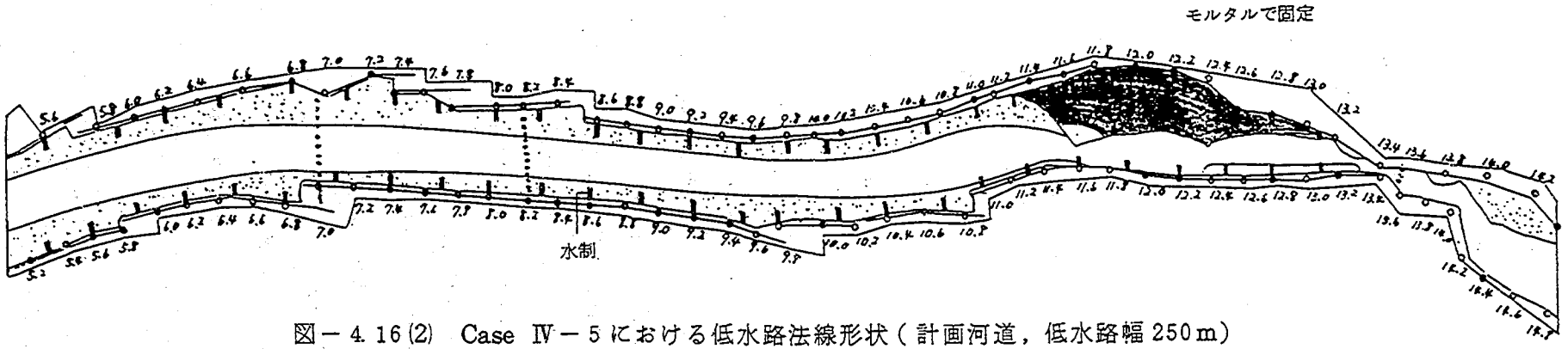
Case Ⅳ－4は，Case Ⅳ－2で2,000 m³/s 通水した後に6,000 m³/s の流量を通水したケースである。

Case Ⅳ－5は，複断面河道（低水路幅250 m）において，中規模洪水（Q_p = 2,000 m³/s）を2波，大規模洪水（Q_p = 6,000 m³/s）を1波通水したケースである。なお，堤脚部には水制を設置するとともに愛本狭窄部を拡幅した条件で実験を行っている（図－4.16(2)参照）。

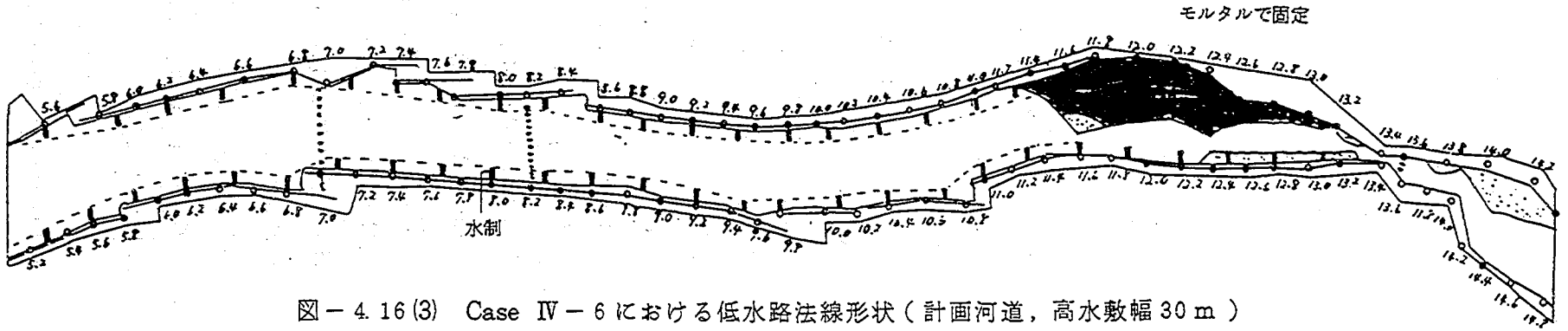
Case Ⅳ－6は，高水敷幅が一律30 mとなるように低水路幅を広げた（低水路幅は400～500 m）ケースであり，通水条件および他の河道条件はCase Ⅳ－4と同様である（図－4.16(3)参照）。



図－4.16(1)　Case Ⅳ－1～4における低水路法線形状（現況河道）



図－4.16(2)　Case Ⅳ－5における低水路法線形状（計画河道，低水路幅250m）



図－4.16(3)　Case Ⅳ－6における低水路法線形状（計画河道，高水敷幅30m）

(5) 実験結果

〔Case Ⅳ－1～4〕

写真－4.11(1)～(3)は，流量1,000 m³/s，2,000 m³/s，3,000 m³/sを1時間通水後の流況を示したもの（Case Ⅳ－1～3）であり，写真－4.11(4)は，流量2,000 m³/s通水後に流量6,200 m³/s を15分程度通水した後の流況を示したもの（Case Ⅳ－4）である。

Case Ⅳ－1（Q＝1,000 m³/s）の場合には，掃流力が小さく砂州は十分に発達できない。砂州の発生する地点は2 km弱のほぼ一定の間隔を持ち，その中間では流れが分散して微粒子の堆積が盛んである。砂州の形成・非形成に合わせて主流が蛇行しているが，その波長は2 km弱である。

Case Ⅳ－2（Q＝2,000 m³/s）の場合には，主流の幅は河道幅の1/3～1/2（250m程度）であり，その他の部分にも水は来るが流速は極めて小さく，砂州の形成は主流路内に限定されている。主流はわずかに蛇行しており波長は2 km強となっている。9ᵏより下流では4列程度のウロコ状砂州が形成されていると考える。

Case Ⅳ－3（Q＝3,000 m³/s）の場合には，水流が河道全体を流れる。砂州のパターンは基本的には多列であるが，河道平面形（広狭・屈曲）の影響により縦断的にかなり変化している。まず，11.5 k の急拡によって約1 kmのスケールを持つ巨大な砂州が形成される。この砂州は時間とともにどんどん発達するが，移動性のいわゆる砂州ではなく，固定された堆積空間と考えた方が良い。この砂州の発達途中においてはいくつかの水流に分れて流れているが，砂州が河幅いっぱいに広がった後は右岸沿いのみお筋が強まり，11 k～10.5 kの右岸に強い水衝部が形成される。砂州の下流で水流は収束し9.5 k までの間は河道中央を流れる。ここまでの流れは概ね11.5 k付近の平面形によって定まっていると考えてよかろう。これより下流では多列の砂州が形成され，水流の離合集散が見られる。水衝りの状況は砂州の移動・変形によって変化する。7 k 地点より下流の砂州はスケールが若干小さく，3～4列程度のウロコ状砂州が形成されている。7 k 右岸付近に水衝りが生じて流向が左に向く。

Case Ⅳ－4（Q＝6,200 m³/s）の場合には，比較的短い時間でその前の中小洪水の河床形状が消され，6,200 m³/s なりの形状が出現する。主流の位置はその前の2,000 m³/s の影響を受け若干蛇行しているが，砂州のスケールが完全に変化していることがわかる。流れの特徴は，大局的には3,000 m³/s の場合と良く似ている。すなわち11.5 k から10.5 kにかけて大きな砂州が形成され，9.5 k 付近までの流れがこれに規定される。9.5 k から7 k までは複列的な砂州が形成され，その移動によってみお筋の位置も変化する。7 k より下流では，2～4列程度のウロコ状砂州が形成されている。また7 k 右岸に水衝部があり湾曲部内側に向う流れが見られる。

以上の結果をまとめると，流量と河床形態の間に次のような関係のあることがわかる。まず1,000 m³/s 程度の流量（平均年最大流量に近い）では砂州は十分に発達しない。2,000 m³/s では250 m程度の幅で常水路的な部分が形成され，その中において砂州が十分に発達す

る。3,000m³/s 以上になると流ればほぼ河道全幅に広がり，砂州形態に違いはあるものの，ほぼ似たような流況を呈する。特に 11k 付近に形成される砂州の発達が顕著でそれ以降の流れに少なからぬ影響を与える。

〔Case Ⅳ－5〕

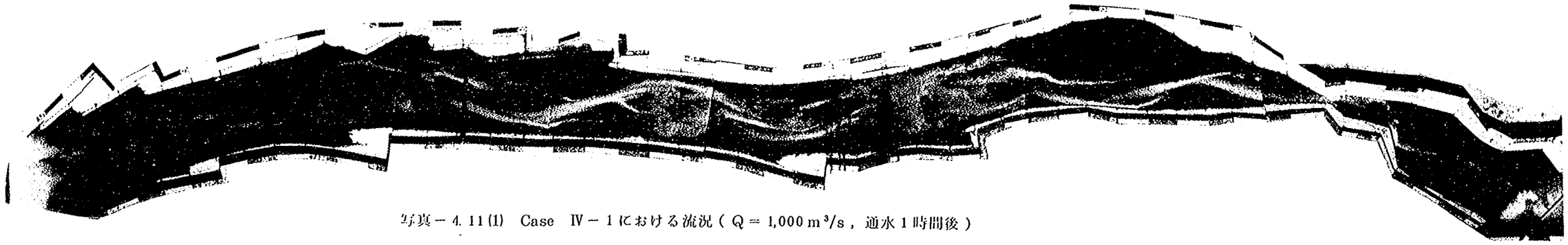
中洪水（Q_p＝2,000m³/s）を2波通水後の状況を写真－4.12(1)に示す。本ケースでは，低水路幅をB＝250 mと狭くしたため，流量 2,000m³/s で低水路全面に流れが生じ，河床には2～4列程度のウロコ状砂州が形成された。特に，11ᵏと 9.5ᵏ付近には大きな堆積州（複列砂州）が形成された。写真－4.12(2)～(6)は，大洪水ハイドロ（Q_p＝6,000m³/s）通水時の各段階での状況を示したものである。増水期には，流量の増大に伴い砂州のスケールは大きくなり，ピーク流量時にはほぼ複列砂州に近い河床波が形成された。また，増水期には，水流が高水敷に乗り上げるとともに，低水路側岸の侵食が進んだ。特に，11ᵏ付近では，河道中央に大きな砂州が形成され，主流が右岸側に集中することにより右岸側の侵食が著しく進んでいる。

一方，減水期には，ピーク時に形成された砂州がほぼそのままの形で残り，流量が 1,500 m³/s 程度になると，砂州が水面上に出始め，主流が左右に分岐する傾向が見られた。

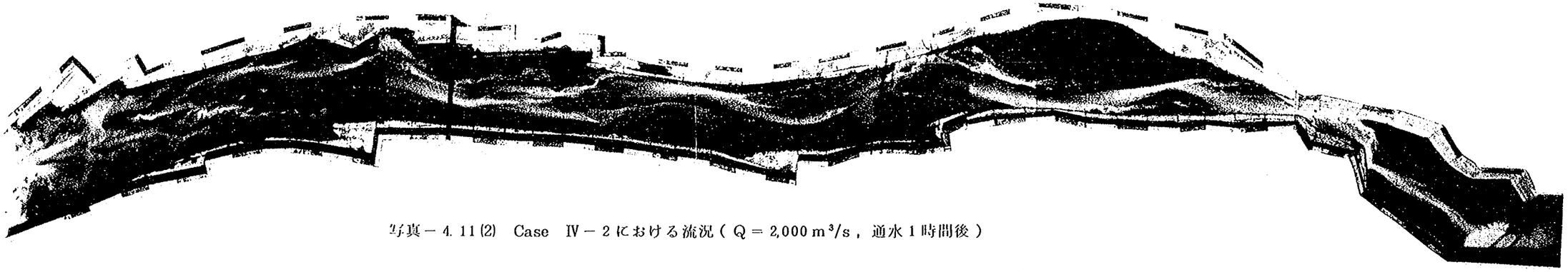
〔Case Ⅳ－6〕

中洪水（Q_p＝2,000m³/s）通水後の状況を写真－4.13(1)に示す。低水路の幅が広いため流れが分散し，砂州は十分に発達しなかった。写真－4.13(2)～(6)は，大洪水（Q_p＝6,000 m³/s）通水時の各段階での状況を示したものである。9ᵏから 11ᵏの間では，流量の増大に伴い2～3列のウロコ状砂州（複列的）が発達し，下流へ移動した。9ᵏより下流では，流量が 2,000～4,500m³/s 程度において6列前後のウロコ状砂州であったものがピーク流量時にはスケールが大きくなり，2～4列のウロコ状砂州へと移行した。ピーク時の流況および砂州の配置は，現況河道で流量 6,200m³/s を通水した Case Ⅳ－4（写真－4.11(4)参照）と非常に良く似ている。

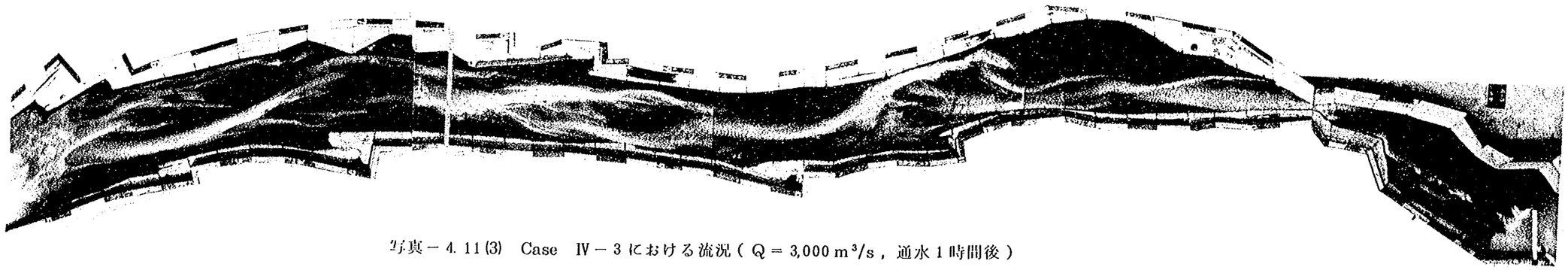
一方，減水期には Case Ⅳ－5 と同様にピーク時に形成された砂州がそのままの形で残り，主流にみお筋を縫って蛇行する状況を呈した。



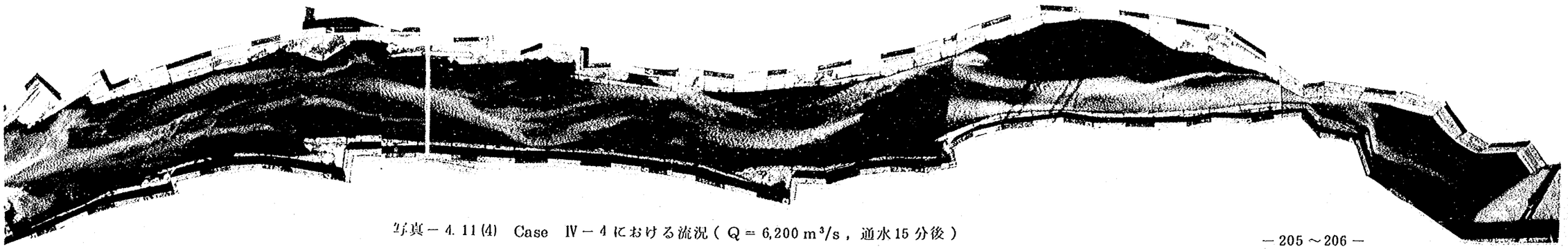
写真－4.11(1)　Case　Ⅳ－1における流況（Q＝1,000 m³/s，通水1時間後）



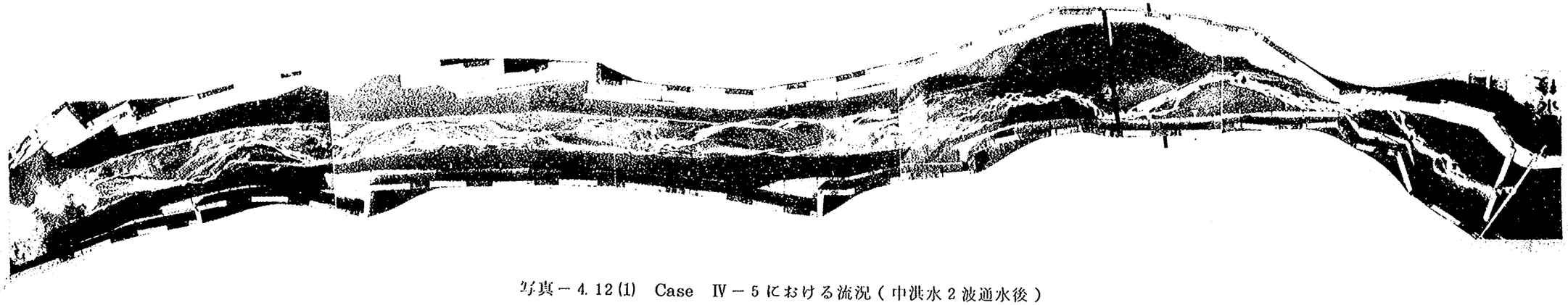
写真－4.11(2)　Case　Ⅳ－2における流況（Q＝2,000 m³/s，通水1時間後）



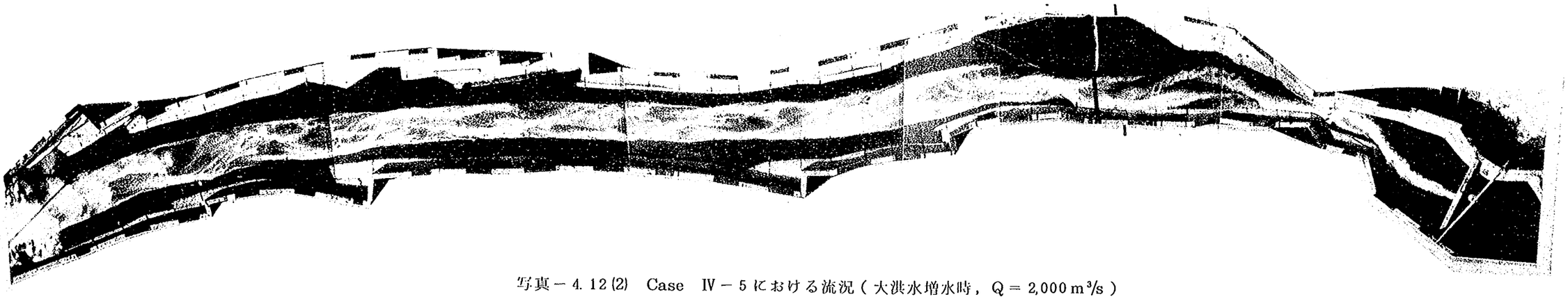
写真－4.11(3)　Case　Ⅳ－3における流況（Q＝3,000 m³/s，通水1時間後）



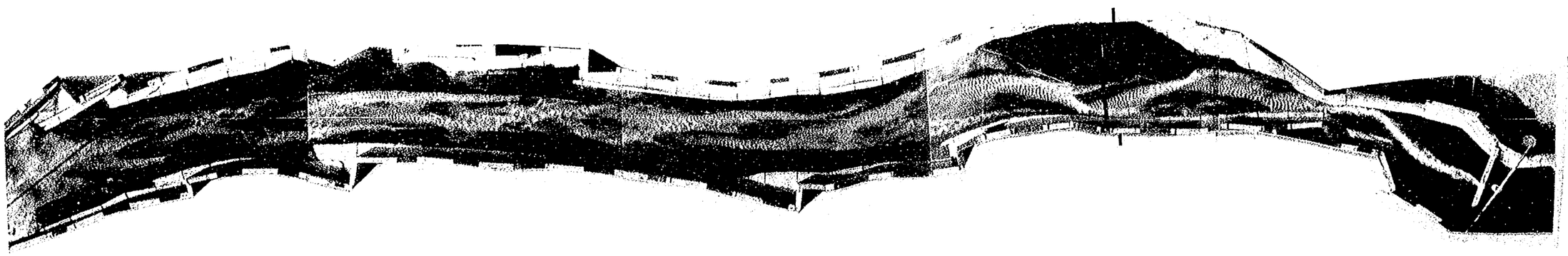
写真－4.11(4)　Case　Ⅳ－4における流況（Q＝6,200 m³/s，通水15分後）



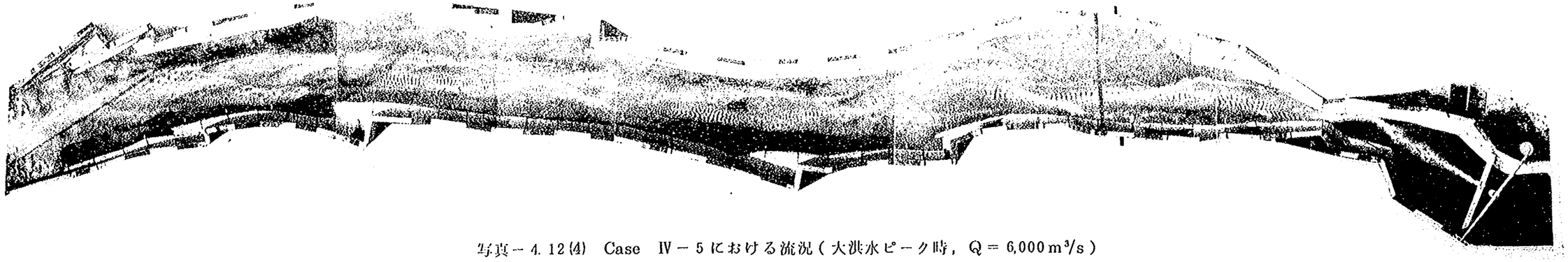
写真－4.12(1)　Case　Ⅳ－5における流況（中洪水2波通水後）



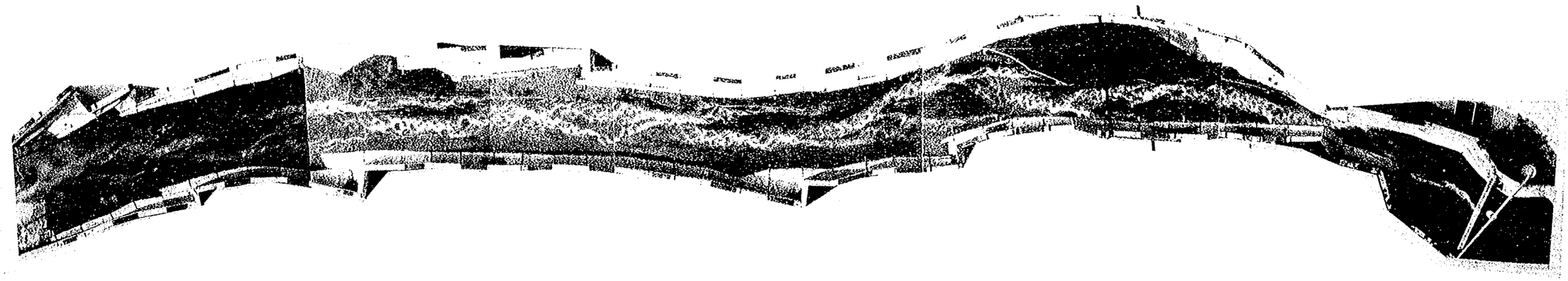
写真－4.12(2)　Case　Ⅳ－5における流況（大洪水増水時，Q＝2,000 m³/s）



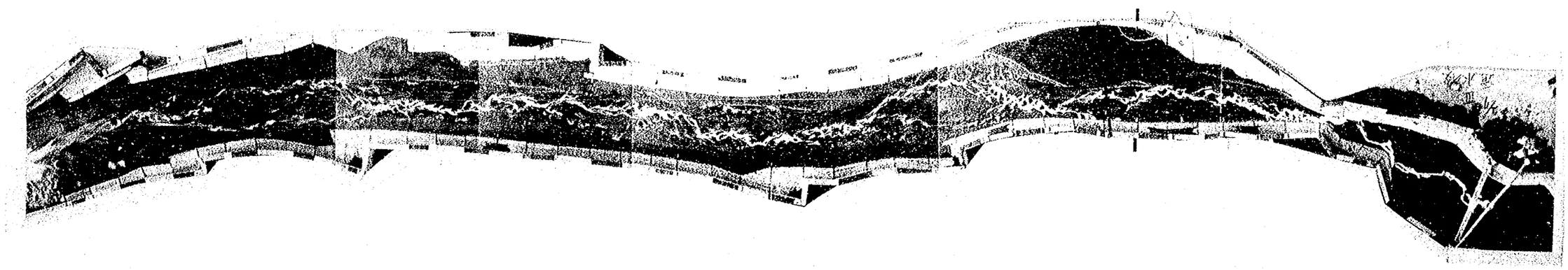
写真－4.12(3)　Case　Ⅳ－5における流況（大洪水増水時，Q＝4,500 m³/s）



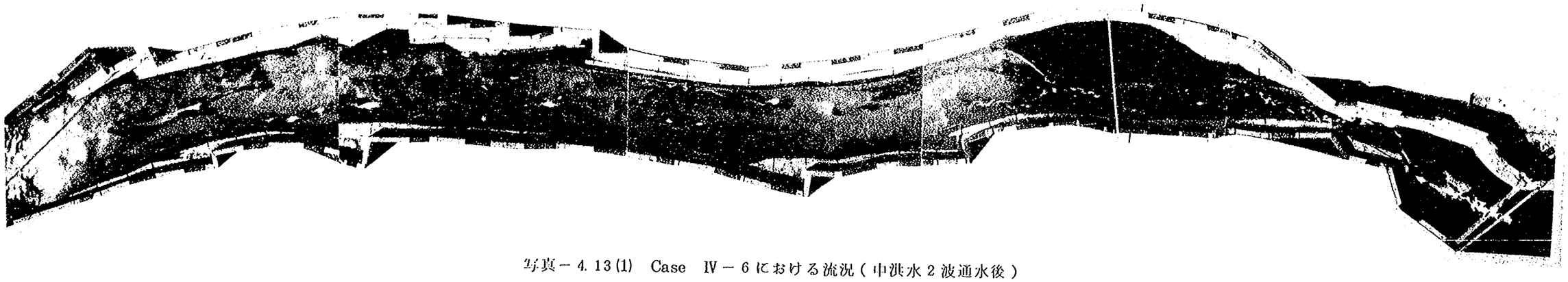
写真－4. 12(4)　Case　Ⅳ－5における流況（大洪水ピーク時，Q＝6,000m³/s）



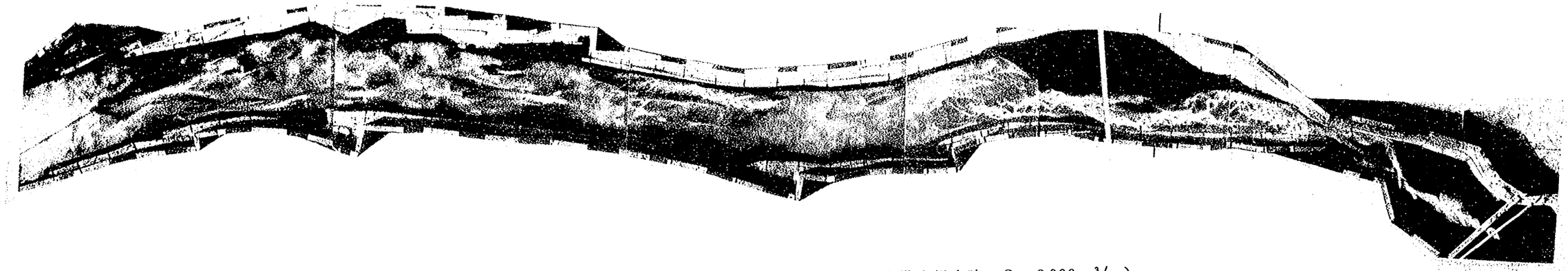
写真－4. 12(5)　Case　Ⅳ－5における流況（大洪水減水時，Q＝1,500m³/s）



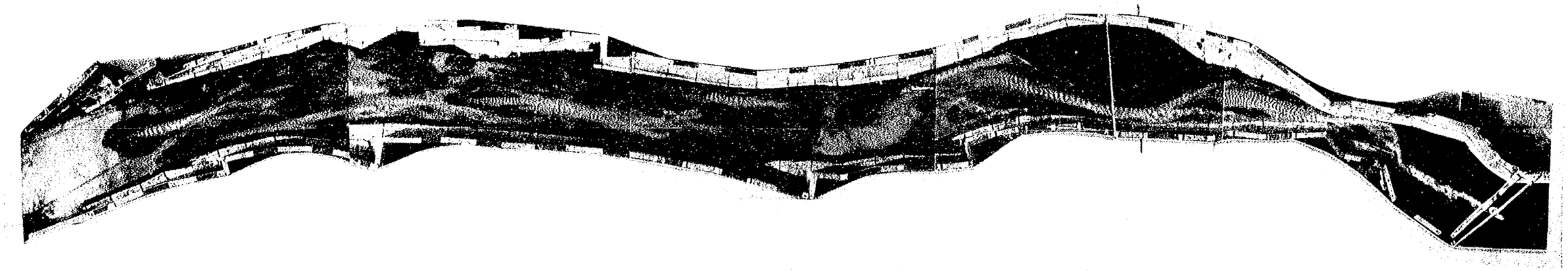
写真－4. 12(6)　Case　Ⅳ－5における流況（大洪水終了時）



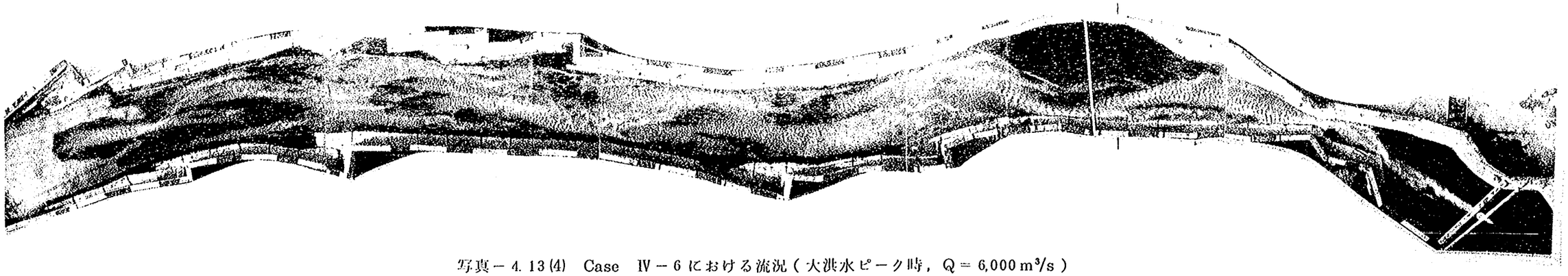
写真－4.13(1)　Case　Ⅳ－6における流況（中洪水2波通水後）



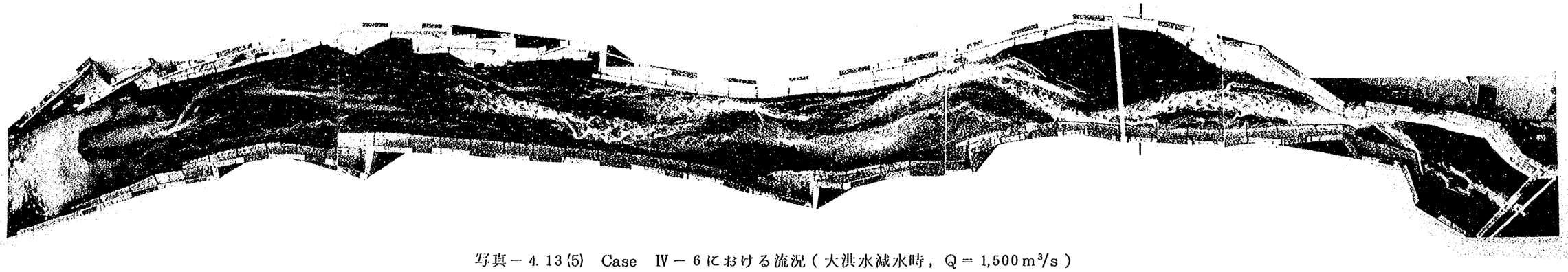
写真－4.13(2)　Case　Ⅳ－6における流況（大洪水増水時，Q＝2,000m³/s）



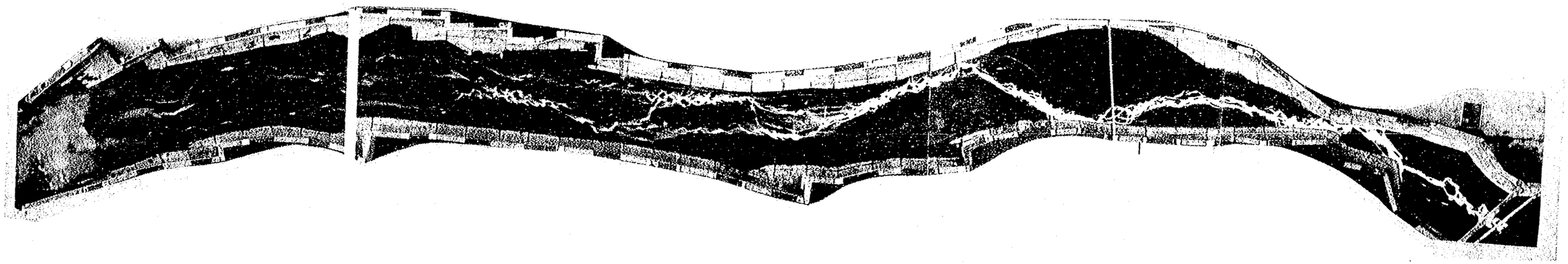
写真－4.13(3)　Case　Ⅳ－6における流況（大洪水増水時，Q＝4,500m³/s）



写真－4.13(4)　Case　Ⅳ－6における流況（大洪水ピーク時，Q＝6,000 m³/s）



写真－4.13(5)　Case　Ⅳ－6における流況（大洪水減水時，Q＝1,500 m³/s）



写真－4.13(6)　Case　Ⅳ－6における流況（大洪水終了時）

4－5　黒部川愛本狭窄部下流模型実験（その２）

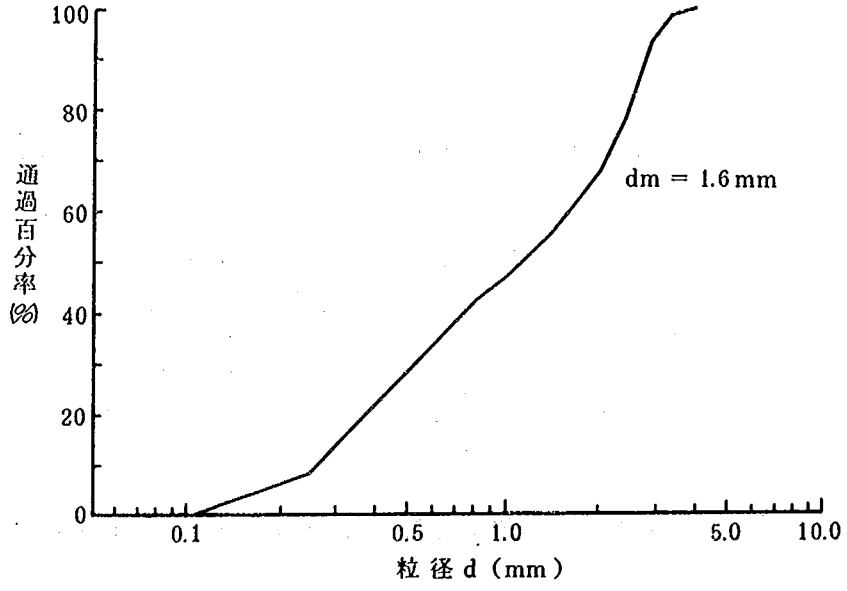
(1)　実験の目的

愛本狭窄部下流の扇状地において河道を複断面化する改修計画が立案されている。

本実験は，前項に示した黒部川愛本狭窄部模型実験（その１）に引き続き行った実験であり，現象をより正確に把握するために模型縮尺を 1/300 から 1/100 と大きくし，複断面河道の妥当性を検討したものである。

(2)　模型の概要

模型の縮尺は 1/100 とし，対象区間は 6.0 k～ 14.0 kの 8 km区間とした。河床材料には，図－4.17 に示すような粒度分布のd_m = 1.6 mmの砂を用いた。



図－4.17　模型砂の粒径加積曲線

(3)　実験条件

表－4.5　実験一覧表（黒部川愛本狭窄部模型，S = 1/100，6 k～11 k）

B'=500cm，d_m=0.16cm
(600m)

CASE	Q (l/s)	B (cm)	H (cm)	I_e	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
V－1	20 (2,000m³/s)	400 (400m)	1.2 (1.2m)	1/88	3.66	0.0517	333	7.50	1	4～6列のウロコ状砂州 Ls=4～7m	現況河道(昭和60年)
V－2	30 (3,000m³/s)	450 (450m)	1.8 (1.8m)	1/88	4.63	0.0793	250	11.3	1	4列程度のウロコ状砂州 Ls=4～8m	
V－3	Qp=82 (8,200m³/s)	480 (480m)	2.5 (2.5m)	1/88	5.28	0.108	192	15.6	2.9	2～4列のウロコ状砂州 Ls=5～11m	

（　）内の数値は，現地換算値

Case V－1～3は，昭和60年の現況河道における実験であり，Case V－1およびCase V－2はそれぞれ2,000m³/s および3,000m³/s の定流を通水したケースであり，Case V－3は計画高水流量6,200m³/s をピーク流量とする不定流を通水したケースである。

なお，表－4.5に示した水理量は，低水路幅がほぼ一定である6k～11kの5.0km区間の平均的水理量である。

(4) 実験結果

〔Case V－1〕

写真－4.14および図－4.18にQ＝2,000m³/s 通水時の流況および通水後の河床形態を示す。主流部は，11.4k～10.8kの右岸を走り，10.8k付近で跳ね返った水流は，9.8k左岸に流下する。9.6kより下流では，流れは直線的であり，堤防沿いに水衝部が形成されるようなこともなかった。また，河床には，4～6列程度のウロコ状砂州が形成され，その砂州は下流への移動を示した。砂州長は，400～700m程度である。

〔Case V－2〕

写真－4.15および図－4.19にQ＝3,000m³/s 通水時の流況および通水後の河床形態を示す。

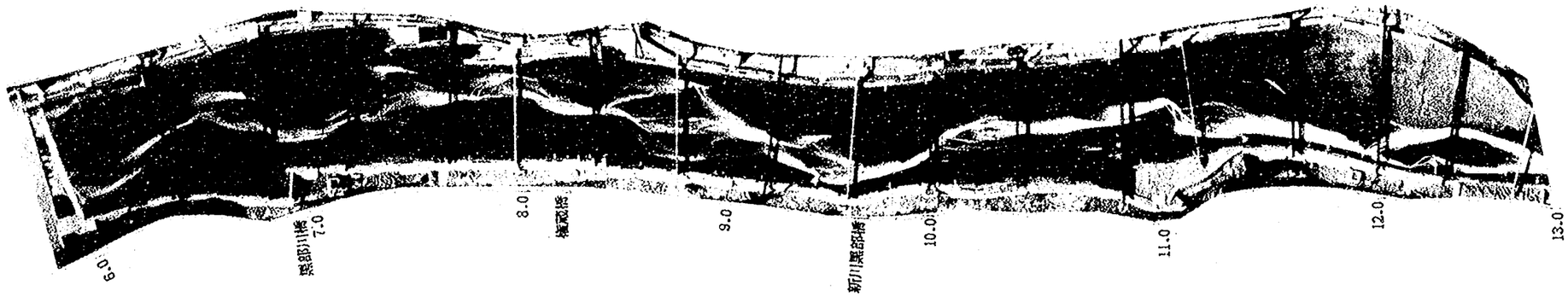
流況は，概ねCase V－1（Q＝2,000m³/s ）と同じであるが，9.6kより下流の低水路側岸の侵食が顕著である。また，砂州形態は，Case VI－1と大差は見られないが，7.0k付近および11.0k付近で若干列数が少なくなっており，平均的には4列程度のウロコ状砂州と考えられる。砂州長は400～900m程度である。

〔Case V－3〕

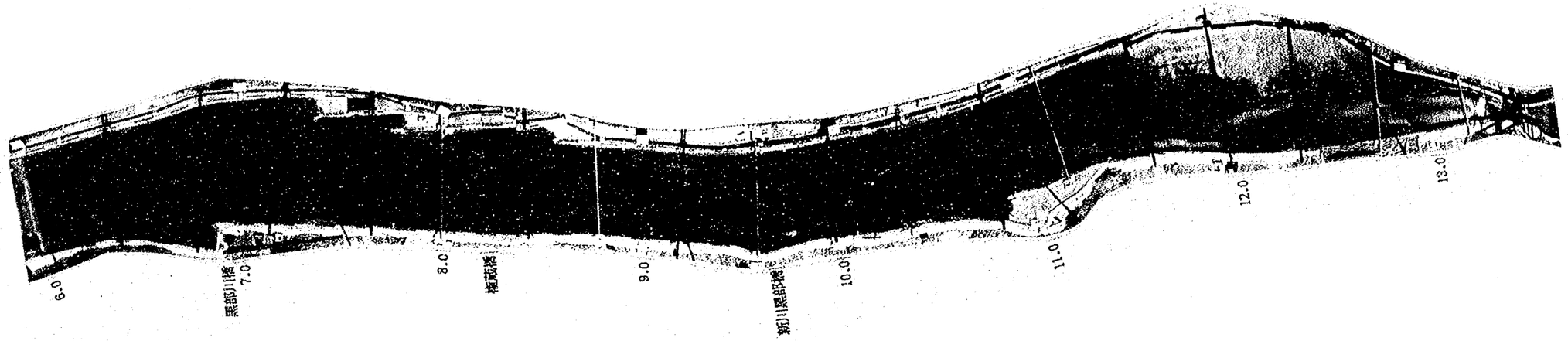
増水期，ピーク流量，減水期での流況および河床形態を写真－4.16(1),(2)および図－4.20(1)，(2)に示す。

増水期1,000m³/s では，11.4kmの急拡から流れが右岸方向へ寄るが，9.6km付近からはほぼ河道中央部を平面形状に沿って流下する。特に水衝部は観察されない。2,000m³/s では，概ね1,000m³/s と同じであるが10.8km右岸，9.4km左岸に水衝部が形成される。3,000m³/s から流況に変化が生じる。主流部は蛇行性を増し，水衝部が形成され始める。特に10.8～10.4km右岸，9.6～9.0km左岸の水当たりが強まる。4,500m³/s では，更に水衝部位置が拡大し，12.0～11.4km左岸，10.8～10.0km右岸，9.6～8.6km左岸，6.6～6.0km右岸が水衝部となる。ピーク流量6,000m³/s の水衝部位置は，12.0～11.4km 左岸，11.0～10.0km 右岸，9.8～8.6km左岸，7.8～7.6km左岸，6.6～6.0km 右岸となる。主流は，11.6km から発散し砂州の影響で10.8km 右岸へ蛇行する。ここでは右岸沿いを流下する流れと，跳ねられて9.8km 左岸へ蛇行する流れに分離する。前者はほとんど右岸沿いを流下するが，後者は9.8km 左岸沿いから左岸沿いを流れるものと，砂州に影響されながら蛇行して流れるものに別れる。減水期では，概ねピーク時の河床形態によって流路が限定され，みお筋部に水流が集中する。特に1,500m³/sからは，河道内に非水没域が見られるよう

になりみお筋が明確になる。河床形態について見ると，増水期の 1,000 m^3/s では，河道中央部に砂堆が発生するが移動速度は鈍く，規模も小さい。2,000 m^3/s ～3,000 m^3/s では，4 列程度のウロコ状砂州が主流部内に形成され，移動性を増してくる。4,500 m^3/s からは，河床形態が変化し，列数が少なく規模の大きい砂州を形成するようになる。特に流れが発散する 11.4 km 付近からは川幅いっぱいに砂州が形成され，10.8 km 右岸まで達する。ピーク流量の 6,200 m^3/s では，砂州の複列化が顕著になり，河床形態が固定される。砂州長は，500～1,100 m 程度である。減水期では，いっきに流量が減水するために河床変動は落ち着き，ピーク時で形成された砂州が安定し，みお筋が固定される。

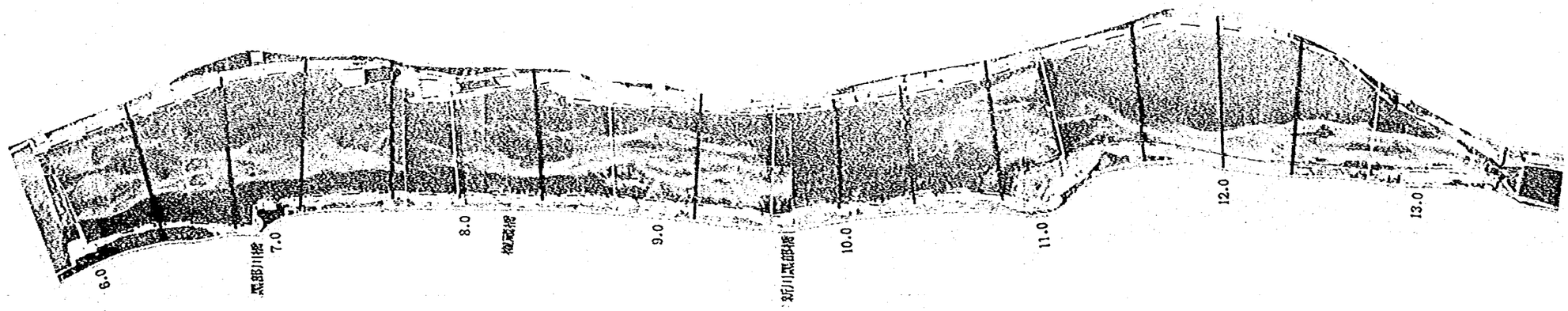


写真－4.14　Case　V－1における通水後の河床形態（現況河道，Q＝2,000m³/s）

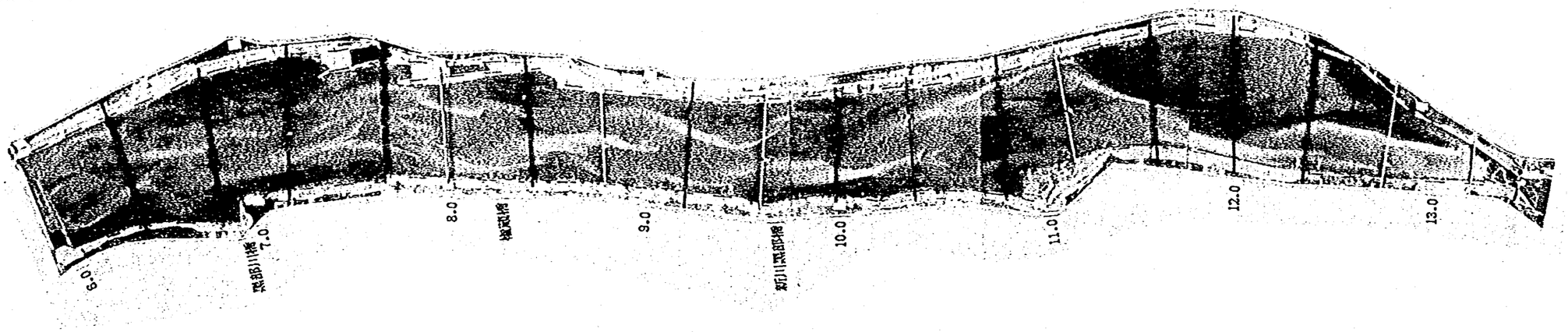


写真－4.15　Case　V－2における通水後の河床形態（現況河道，Q＝3,000m³/s）

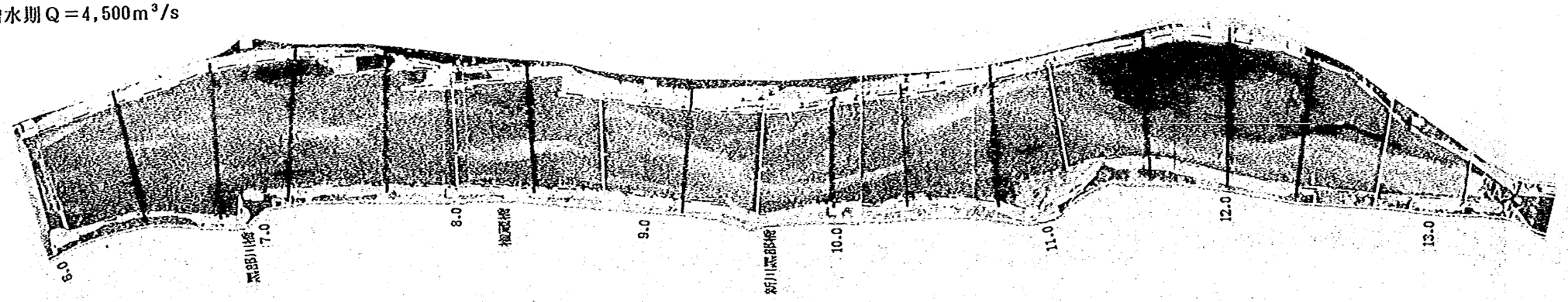
増水期 Q＝1,000m³/s



増水期 Q＝3,000m³/s

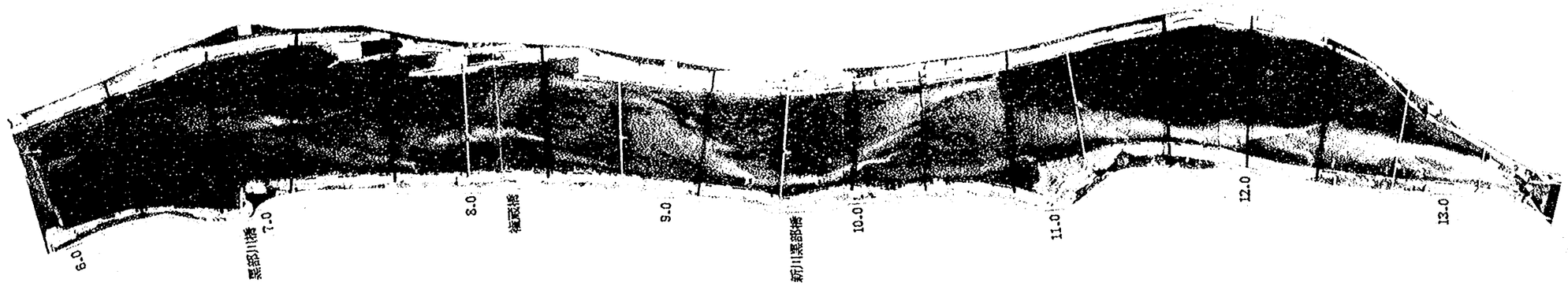


増水期 Q＝4,500m³/s

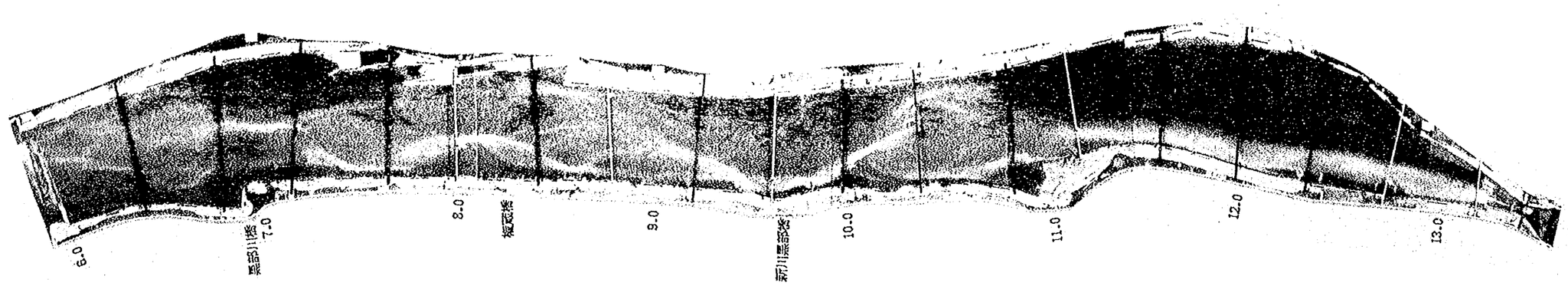


写真－4.16(1) Case V－3 における流況および河床形態（現況河道，Q_p＝6,200 m³/s）

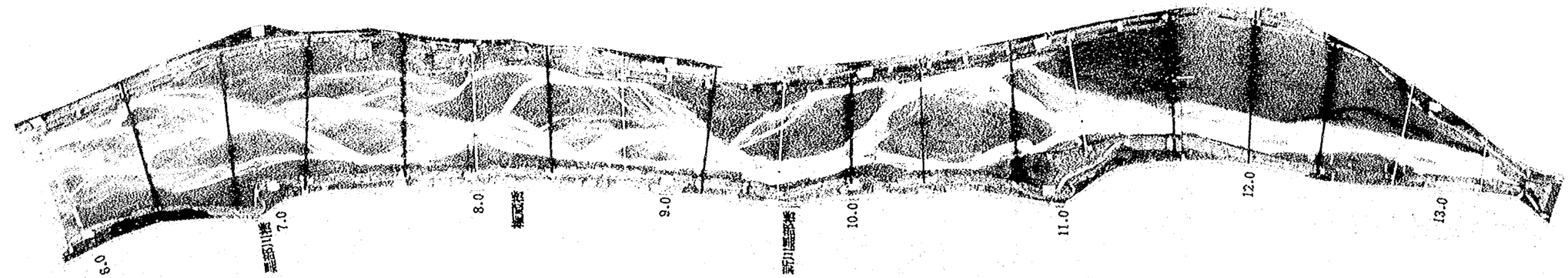
ピーク時Q＝6,200m³/s



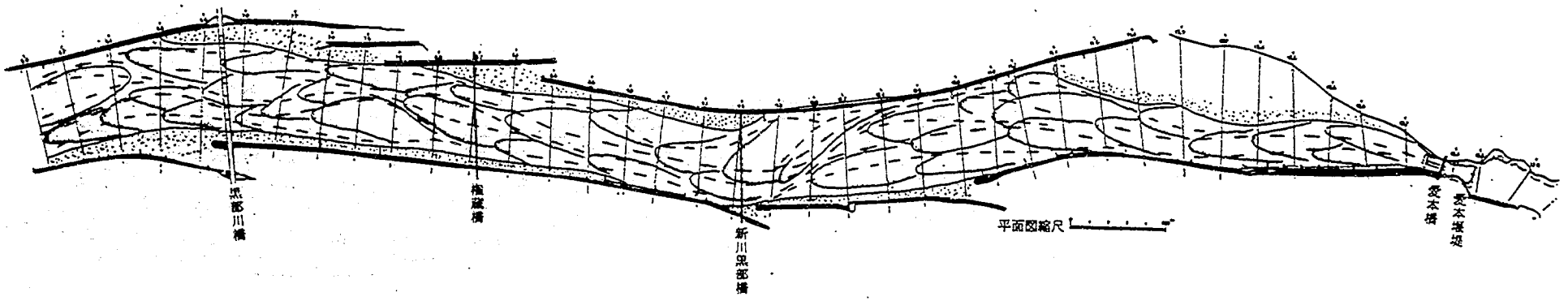
減水期Q＝2,500m³/s



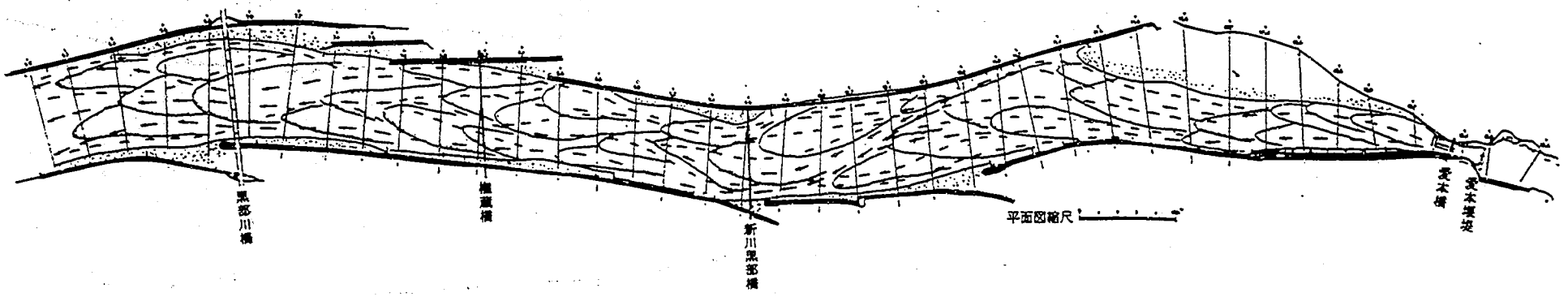
減水期Q＝700m³/s



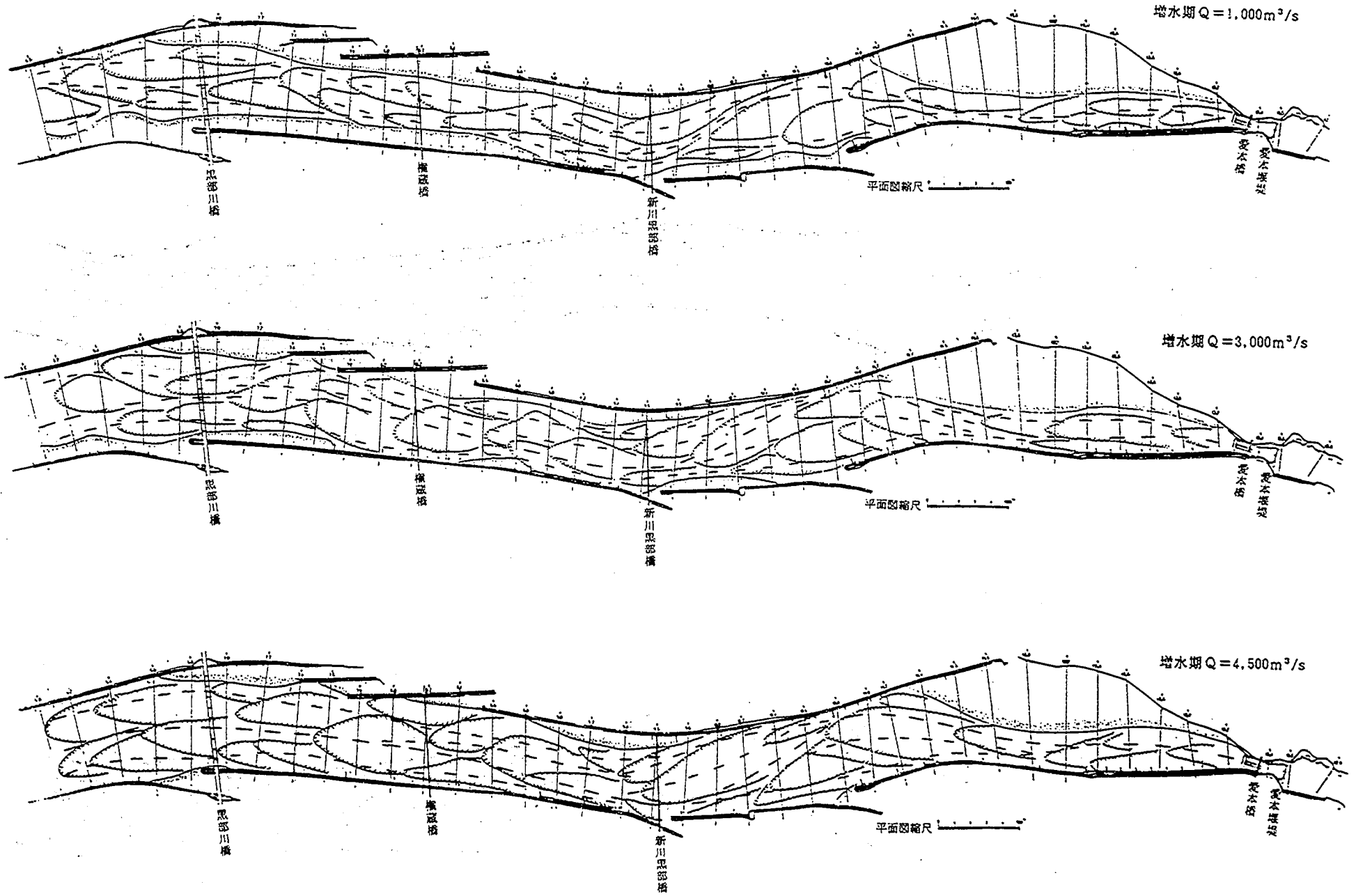
写真－4.16(2) Case Ⅴ－3における流況および河床形態（現況河道，Q_p＝6,200 m³/s）



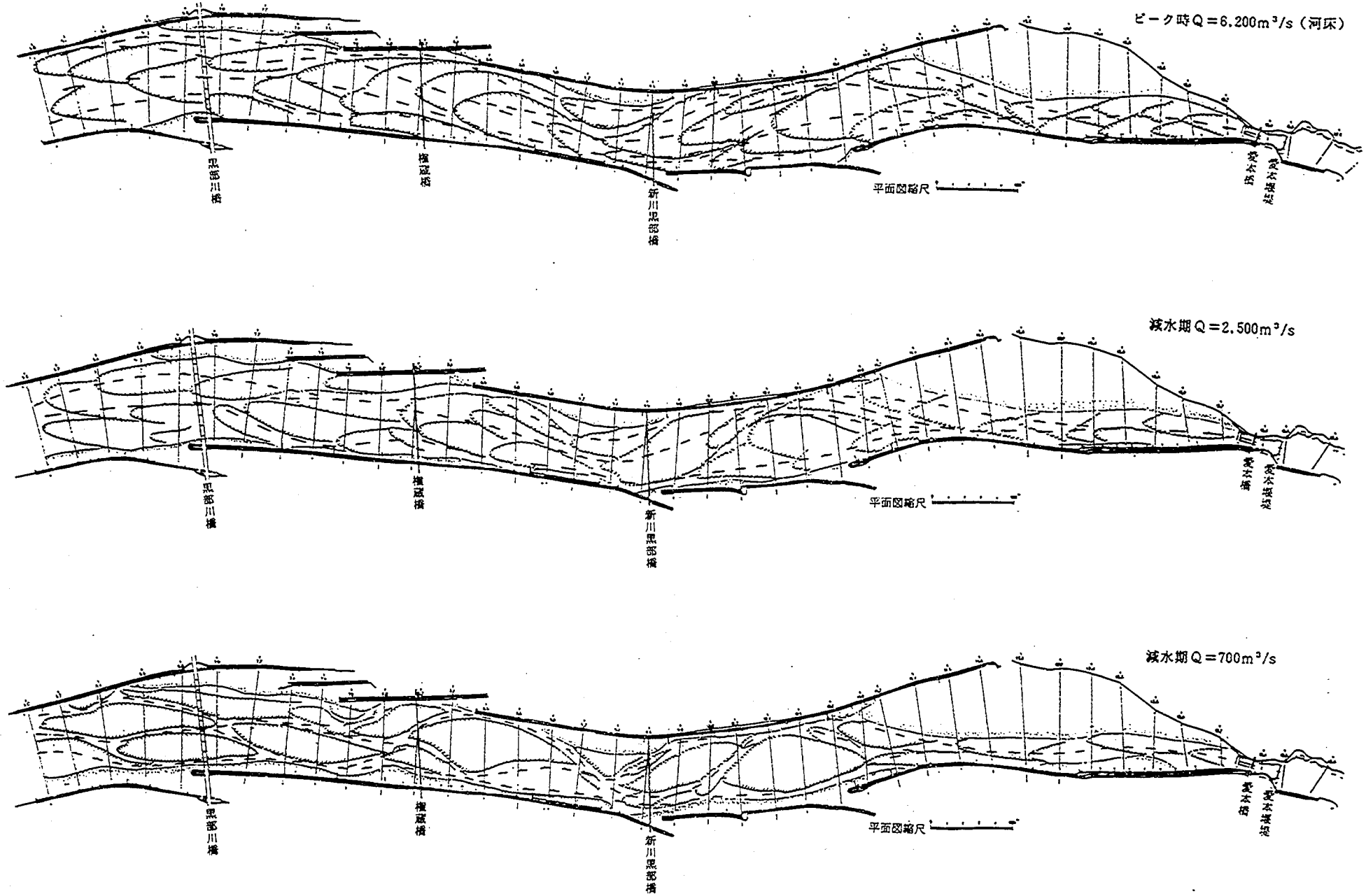
図－4.18　Case Ⅴ－1における流況および河床形態（現況河道，Q＝2,000 m³/s）



図－4.19　Case Ⅴ－2における流況および河床形態（現況河道，Q＝3,000 m³/s）



図－4.20(1)　Case　V－3 における流況および河床形態（現況河道，$Q_p = 6{,}200\,m^3/s$）



図－4.20(2)　Case　V－3における流況および河床形態（現況河道，$Q_p = 6{,}200\,m^3/s$）

4－6　手取川河口模型実験

(1)　手取川の概要

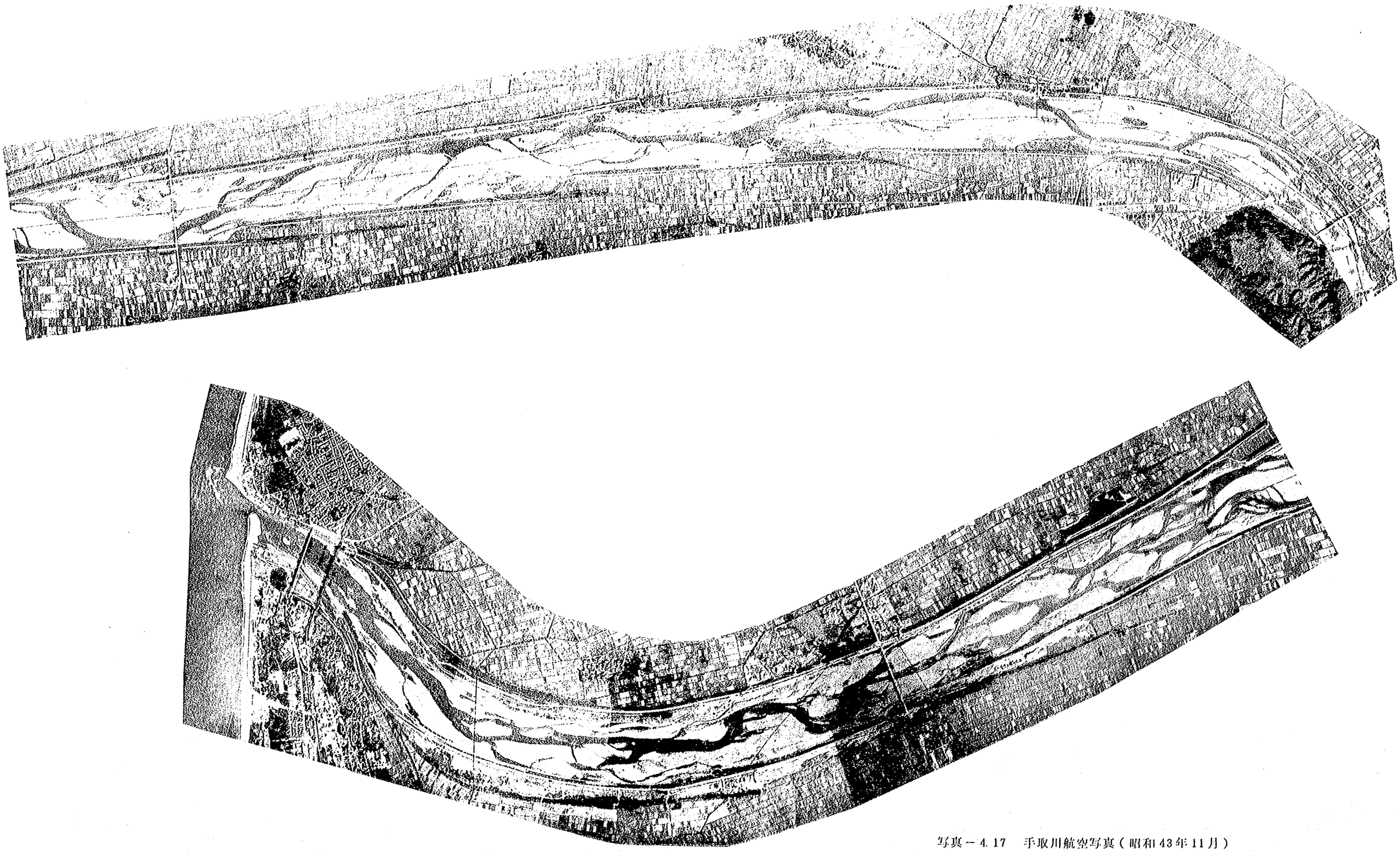
手取川は石川，岐阜，福井の3県を界する白山（2,702 m）を水源とし，山狭を北上し尾添川および大日川等の支川を合流し，鶴来町に至る。これより手取川扇状地を流下し美川町において日本海に注ぐ，その流域面積は809 km²，幹川流路延長は72 kmである。

手取川の河道は，鶴来地点から直線形をなして扇状地南縁を流下し，下流部3 km地点より右に大きく曲流し日本海へ注いでいる（写真－4.17参照）。川幅は，河口から10 km 地点までは一様で約400～450 mを有するが，これより上流部は漸減し天狗橋（14 km地点）附近では200 m程度となる。河床の縦断形は下流部では約1/380～1/200，中流部で1/150，上流部で1/130の急流河川である。このため河道内では一定した低水路を形成せず，全川にわたって乱流が生じる。また昭和9年以降は河床低下が続いており，現在（昭和50年）までに平均河床高で約2.0 m低下したものと考察される。

(2)　実験の目的

手取川河口は，手取川扇状地の先端部に有り，急流河川のため河口水深は浅く，河口砂州が発生し，冬期には流量減と季節風による風浪のため，完全閉塞することもある。そのため漁船が河口を通ることができず，春期の漁期には河口砂州の掘削等の努力がなされている。また河口閉塞による内水排除困難や洪水時の水位上昇が心配されている。そこでこれらの問題を抜本的に改良するために河口導流堤による河口改良の計画がなされている。

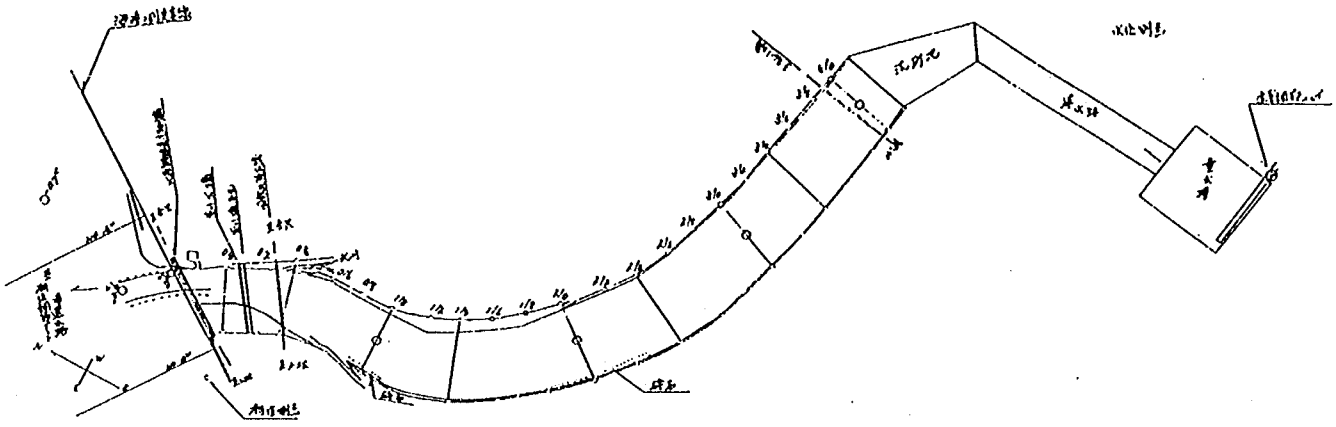
本実験は，上述の問題に解決すべく，最良の導流堤計画を検討したものである。



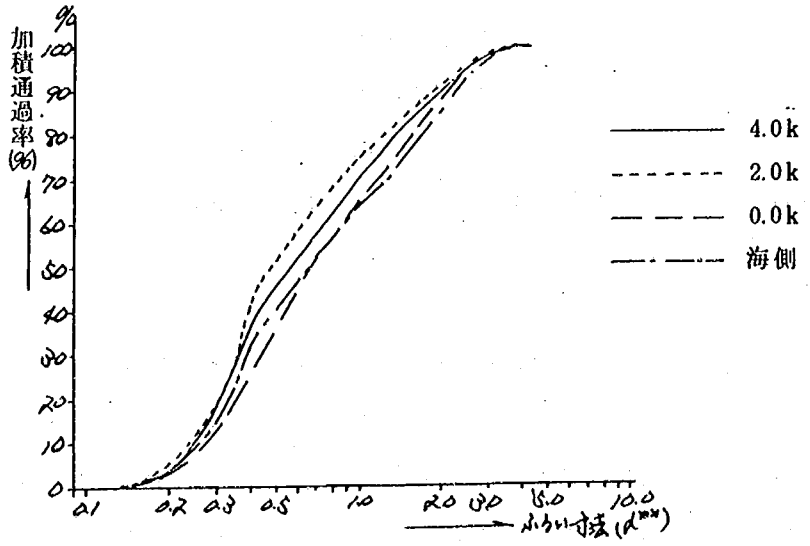
写真－4.17　手取川航空写真（昭和43年11月）

(3) 模型の概要

手取川模型の縮尺は 1/60 であり，模型の範囲は図－ 4. 21 に示すように，河道は上流 4.0km まで，外海部は 1.5 km程度沖合までである。実験に用いた河床材料は，図－ 4. 22 に示すような現地の河床材料の粒度分布とほぼ相似な分布形を持つ平均粒径 d_m =0.1cm（現地の 1/60 ）の砂である。なお，河口砂州には，石炭粉（ d = 0.021 cm ）を用いた。



図－ 4. 21　手取川模型平面図



図－ 4. 22　模型砂の粒径加積曲線

(4) 実験条件

表－4.6　実験一覧表（手取川河口模型，S＝1/60，2^K～4^K）

B=700cm，d_m=0.1cm
(420m)

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_w	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
Ⅵ－1	64 (1,500m³/s)	2.2 (1.3m)	1/268	2.84	0.0498	318	22.0	10	3～4列のウロコ状砂州 Ls=7～10m	現況河道(昭和48年)
Ⅵ－2	Qp=179 (5,000m³/s)	4.8 (2.9m)	1/260	4.25	0.112	146	48.0	－	2～3列砂州	Case Ⅵ-1 終了後に継続して通水

（　）内の数値は，現地換算値

Case Ⅵ－1は，河道部を昭和48年9月測量の形状，河口砂州部を昭和48年2月測量の形状，海浜部を昭和47年10月測量の形状に整形し，導流堤を約300m沖合まで出した条件の下で1500 m^3/s の定流を通水したケースである。

Case Ⅵ－2は，Case Ⅵ－1終了後にQ_p＝5000 m^3/s の不定流（計画ハイドロ）を通水したケースである。

なお，表－4.6に示した水理量は，河床がほぼ直線で河床勾配が一定である2.0k～4.0k区間の平均的な水理量を示したものである。

(5) 実験結果

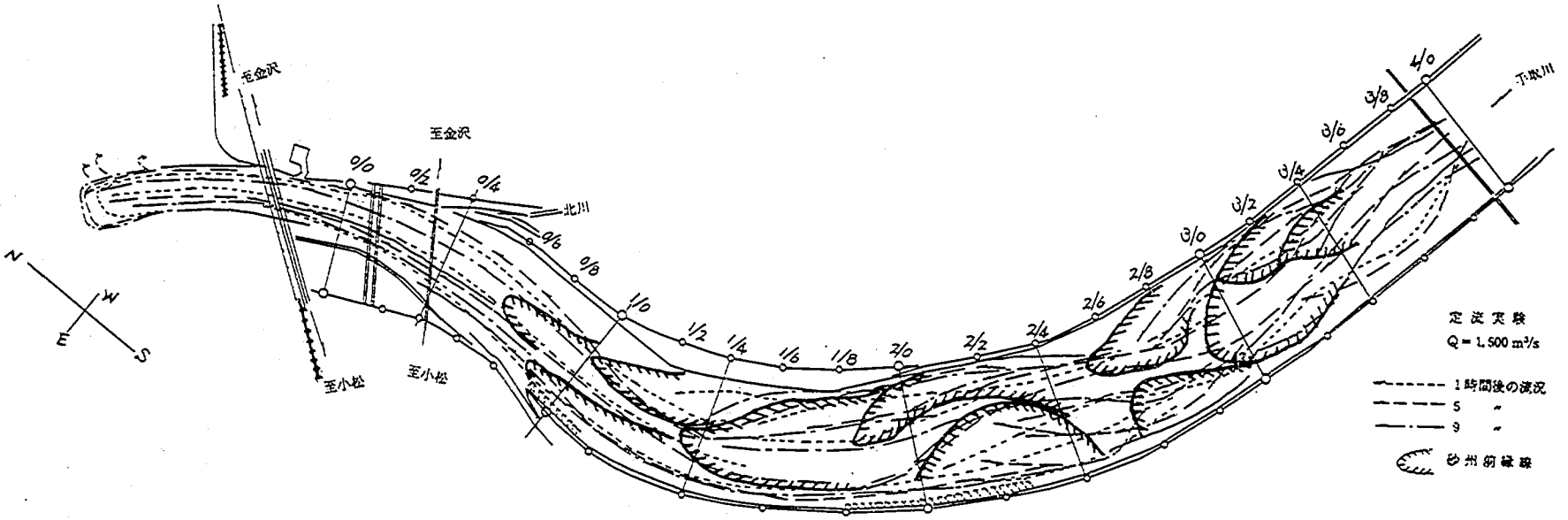
〔Case Ⅵ－1〕

図－4.23は，Case Ⅵ－1における時間的な流況の変化および実験終了時の砂州形態を示したものである。流れは網流となっており，河床にはウロコ状砂州が形成される。流路は固定されず，砂州の移動に伴い，その位置を変えている。砂州は，湾曲上流の直線部で3～4列のウロコ状砂州を形成していたものが，湾曲部において2～3列のウロコ状砂州へと変化している。砂州のスケールもまた，直線部でL_s＝400～600mであったものが，湾曲部でL_s＝800m程度と大きくなっている。

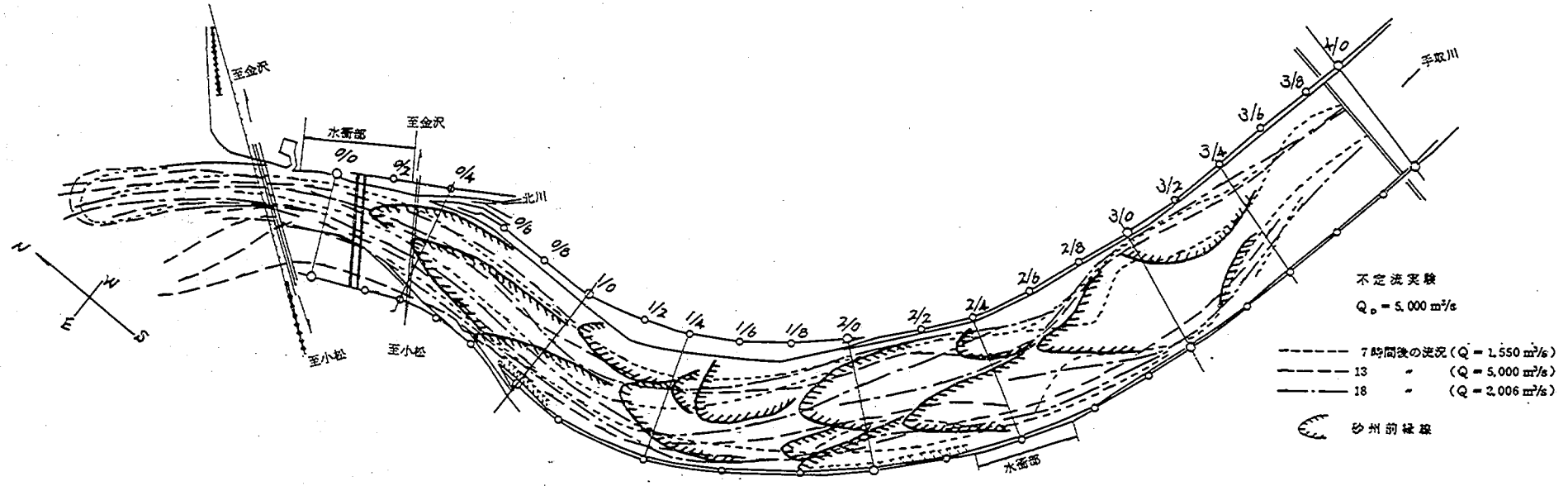
〔Case Ⅵ－2〕

図－4.24は，Case Ⅵ－2における時間的な流況の変化および実験終了時の砂州形態を示したものである。増水期に網流であった流水がピーク時には直線的な流れになり，さらに減水期には砂州形態に対応した網状の流れにもどっていないのがわかる。砂州のスケールは，流量増により大差が認められなかった。なお，3.0km上流で砂州のスケールはCase Ⅵ－1より大きく，湾曲部では逆に小さくなった。これは，補給砂が不足したことにより上流で河床低下，湾曲部で堆積傾向にあったためと考える。

以上，各ケースの実験結果を述べた。なお，山本は本実験データの引用文献「手取川河口処



図－4.23　Case Ⅵ－1における流況および河床形態



図－4.24　Case Ⅵ－2における流況および河床形態

理に関する水理的検討」[20]の中で網状河川手取川の砂州の特性についてまとめており，以下に付記する。

① はじめに

本手取川移動床模型実験は，模型底質材料として混合砂を使い，また網状河川を再現させたという点で，日本では初めての実験と思われる。手取川の砂州の挙動そのものは本実験の検討項目ではないが，今後の網状河川の挙動，移動床の相似律の検討のために，二，三の点について報告しておきたい。

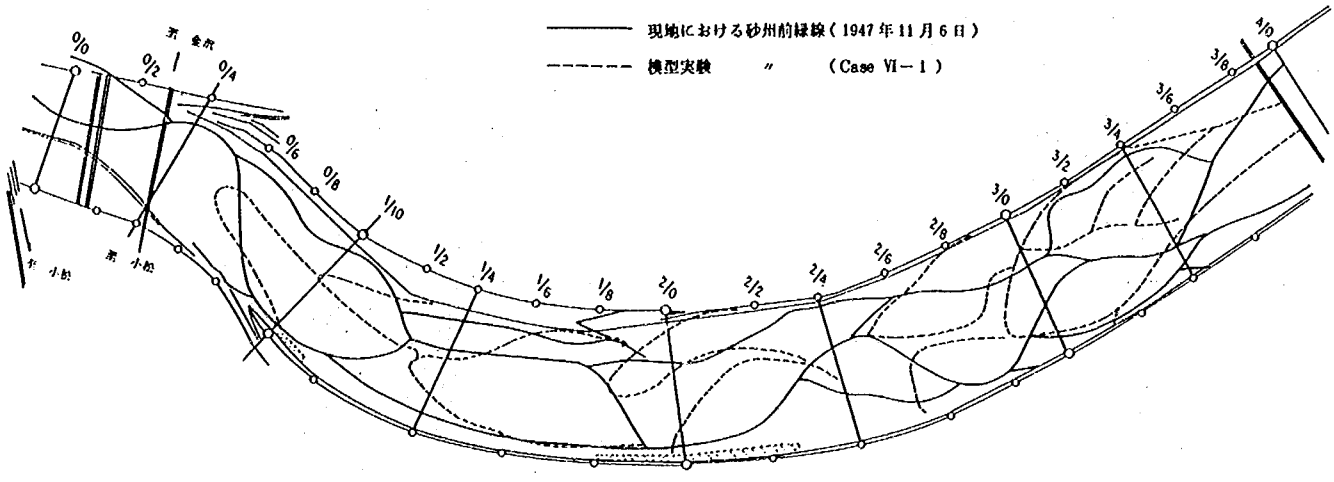
② 砂州の相似律

砂州の挙動，特性を決める重要なパラメータは，無次元掃流力 $\tau_* = u_{*2}/sgd$，川幅水深比 B/H，水深粒径比 H/d および粒度分布形である（移動床の相似律については文献[43]を参照されたい）。本実験の場合 τ_*，B/H，H/d，粒度分布を，現地と模型でほぼ同一とすることができた。そのため砂州のスケール（長さ λ_s，高さ H_s）がほぼ同一となった。

図－4.25は，1947年11月6日撮影の空中写真より砂礫堆の前縁を示したものであり，実験1－3（Case VI－1と同一実験）の砂州の前縁線も示してある。ほぼ砂州長 λ_s のスケールが同一になっている。

③ 流量変化による砂州スケールの変化

木下[2]の指摘のように，砂州は流量増によって新しい砂州を生じているというものではなく，前の流量で生じた砂州をそのまま受けついでいく。そのことは砂州のスケールは大出水時でも同一スケールの砂州を持っているということであり，流量が大きくなったからと言って砂州が大きくなるということではない。ただ砂州の前進速度を速くする。本実験においても λ_s は，流量 1,500 m³/s の定流通水時とピーク流量 5,000 m³/s の不定流通水時でスケールはほぼ同一であった。ただ模型上流部の3～4 km地点は 5,000 m³/s の洪水の場合，補給砂が追いつかず，河床低下域になったためか λ_s が大きくなり H_s も小さくなった。ところが2～3 km地点は補給砂が多いためか（堆積域）λ_s は 1,500 m³/s より小さいようだ。砂

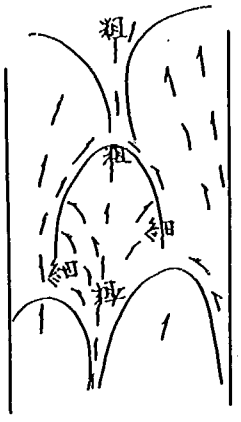


図－4.25 砂礫堆のスケール

州のスケールは，河床が堆積域か侵食域かによって多少スケールが変わるようで堆積域では短く，侵食域では長くなる。

④　流水による河床材料のふるい分け

混合粒径の砂を用いて実験を行ったが，流れによるふるい分け作用が有り，流水の収れんする所では深く掘られ粒径も粗くなっていた。また収れんした流れが拡散する時，図－4.26のように，砂州前縁の手前側は細砂となった。ただ流れの主流部の前縁は粗砂となっていた。なお細砂の部分では，Antidune および dune 河床が発生している所もあった。



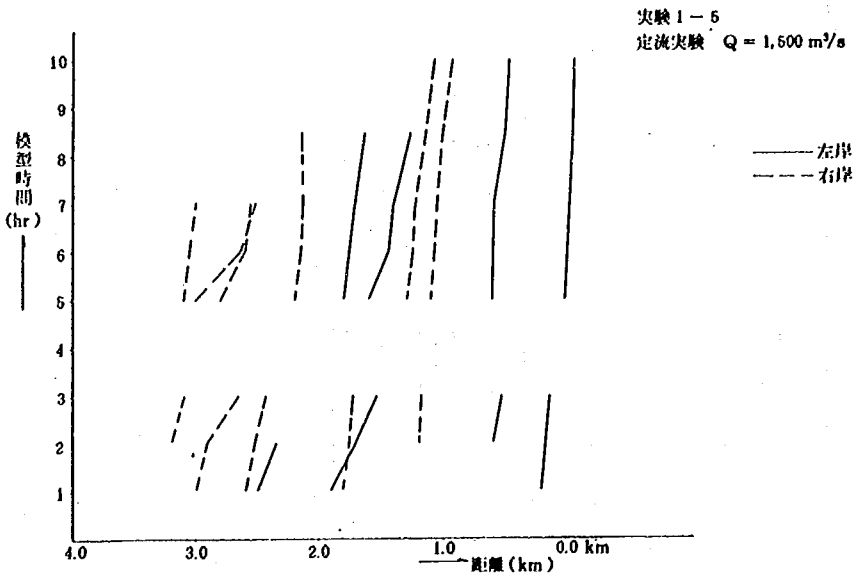
図－4.26　砂州上の分級

⑤　砂礫堆の前進速度

砂礫堆の前進速度 V_s を把握するため，実験1－5（河道条件，水理条件ともにCase VI－1と同一の実験）の時，砂州の先端位置の時間変化を調べてみた。その結果が図－4.25である。相似律により模型時間を約7.75倍すれば現地時間に相当する。これによると上流の方が移動速度が速く，下流の方が遅い。これは無次元掃流力が上流の方が大きいためと考えられる。砂州の前進速度を図－4.27より求めてみると

3 km地点の砂州は		現地換算 1,500 m^3/s
		で $V_s \fallingdotseq$ 6.5 m/h
2 km	〃	V_s = 5.9 m/h
1 km	〃	V_s = 4.4 m/h

となる。



図－4.27　砂州移動の時間変化図

この速度はあまり大きなものではなく，この川の通常の出水（年1回洪水が1,500 m³/s 前後）なら，砂州の基本的な位置は，それほど大きく変わらないだろうことを示している。しかし，出水が無いと小流量時の水路が生じ（小流量時の水路は，砂州の前縁の深掘れ部に生じる），これが砂州の形をくずし，また小流量時の水路幅に応じた新しい砂州を生じることがある（航空写真よりの判断）。

なお大出水時には流砂量が多くなるため，V_s が速くなり，同一砂州スケールなら τ_* の 1.2 ～ 1.5 乗に比例するようだ（ただし τ_* が 0.08 ～ 0.4 の範囲）[43]。

(5) 手取川扇状地河川の砂州

手取川扇状地河道部 16 km の河道は基本的に三つに分けることができる（表－4.7 参照）。

0 ～ 4 km地点の網状河川部

5 ～ 9 km地点の 8 の字蛇行（2列の砂州）の部分

10 ～ 15 km地点の多少乱れるが安定的交互砂州区間

この変化はB/R（川幅÷径深）の変化に対応し，B/Rが 100 以上なら交互砂州から複列砂州に変わるようだ。[43]

表－4.7　手取川の Bars　2,000 m³/s 時の諸値

距離(Km)	川幅 b (m)	平均水深	τ_0 (g/cm²)	B/R	τ_*	d_m (cm)	R/d_m	λ_s or λ	λ/B	河　状
0.0	356	2.23	1.32	159	0.229	3.448	63			↑
1.0	342	2.66	0.41	128	0.055	4.435	60			
2.0	388	1.87	0.65	207	0.096	4.076	46	300 ～500		$H_s = 3\ m$
3.0	417	1.79	6.74	232	0.072	6.269	28			網状乱れる。3～4列
4.0	324	1.80	1.08	180	0.094	6.966	25			↕
5.0	380	1.46	0.79	260	0.068	7.063	21			
6.0	362	1.51	0.96	237	0.077	7.624	20			
7.0	362	1.51	0.94	239	0.062	9.055	17	500 ～600		8の字蛇行幾分乱れる。
8.0	334	2.09	1.57	157	0.099	9.547	22			2列 or 3列
9.0	345	1.55	1.44	222	0.099	10.757	14	1,750	5	↕
10.0	307	2.00	1.74	153	0.089	11.809	17	1,500	5	
11.0	224	2.43	1.73	92	0.080	13.116	19	1,500	7	多少乱れるが安定的蛇行
12.0	287	2.30	1.78	124	0.068	15.824	15	1,750	6	
13.0	230	2.45	1.68	93	0.058	17.847	14	1,600	7	$H_s = 6 \sim 7\ m$
14.0	174	2.30	2.22	60	0.080	16.618	15	1,300	7	↓
15.0	196	2.45	1.97	57						
16.0	110	2.47	2.70	27						

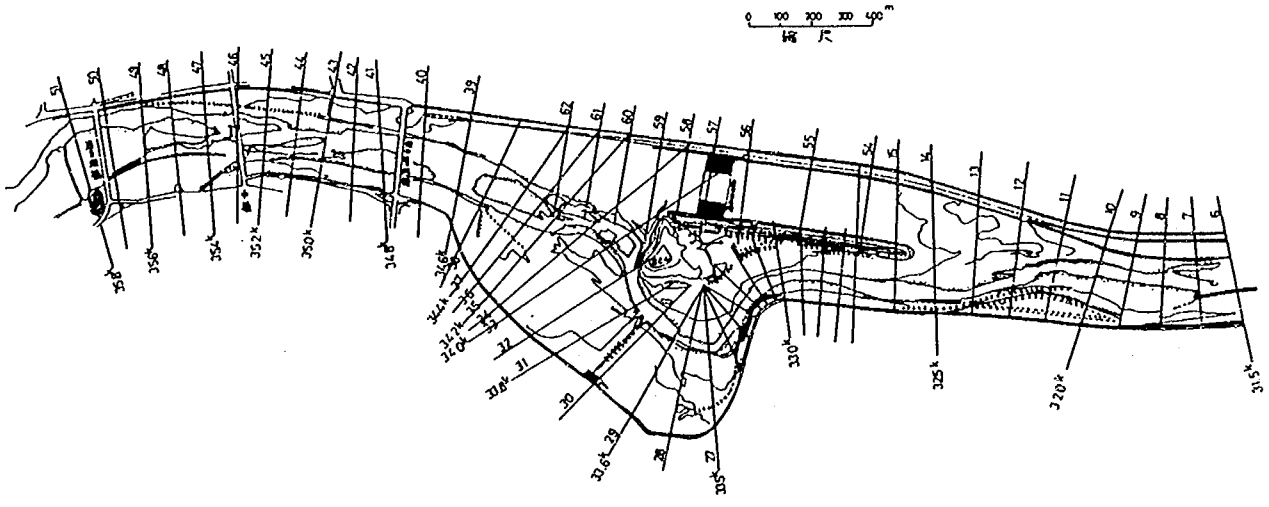
4－7　渡良瀬川岩井地区模型実験

(1)　渡良瀬川の概要

渡良瀬川の水源は群馬，栃木の県境界にある皇海山（2,143.5 m）に源を発する松木川が最上流に位置し，栃木県上都賀郡足尾町渡良瀬地先で渡良瀬川と名称を変える。さらに群馬県山田郡大間々町まで急峻な渓谷を形成しながら流下し，同県桐生市地先から平地に出て栃木県足利市および佐野市等を経て茨城県古河市地先で利根川に合流する。その間合わせる支川は大小23，他に面積3,000 haにも及ぶ我国屈指の洪水調節池として渡良瀬川遊水池を有する流域面積2,601.9 km²，流路延長107.6 kmの利根川水系最大の支川である。

(2)　岩井地区の概要

渡良瀬川岩井地区付近は写真－4.18および図－4.28の平面図に示すように，岩井山の南側を一巡し，ここで異常な急曲狭窄部を形成しており，この付近を境として河状も急変している。このため洪水時に狭窄部で高流速が生じ，またその上流で水位の堰上げがあって治水上の一大難点となっていた。そこで岩井山北側に分水路が計画され，昭和42年完成に至っている。この岩井山上流部56.0 km～34.0 km区間では河床勾配1/100～1/450，川幅150m～200 mであり，低水路は固定されておらず，主流路は各年で異なる。蛇行ピッチは約2,000 mとなっている。岩井山下流部の32.5 km～23.0 km区間は，河床勾配1/300～1/1,400，川幅約200 m，低水路幅100～150 mの複断面河道である。低水路は本堤とほぼ平行して形成されており，主流路の蛇行ピッチは約1,500 mとなっている。

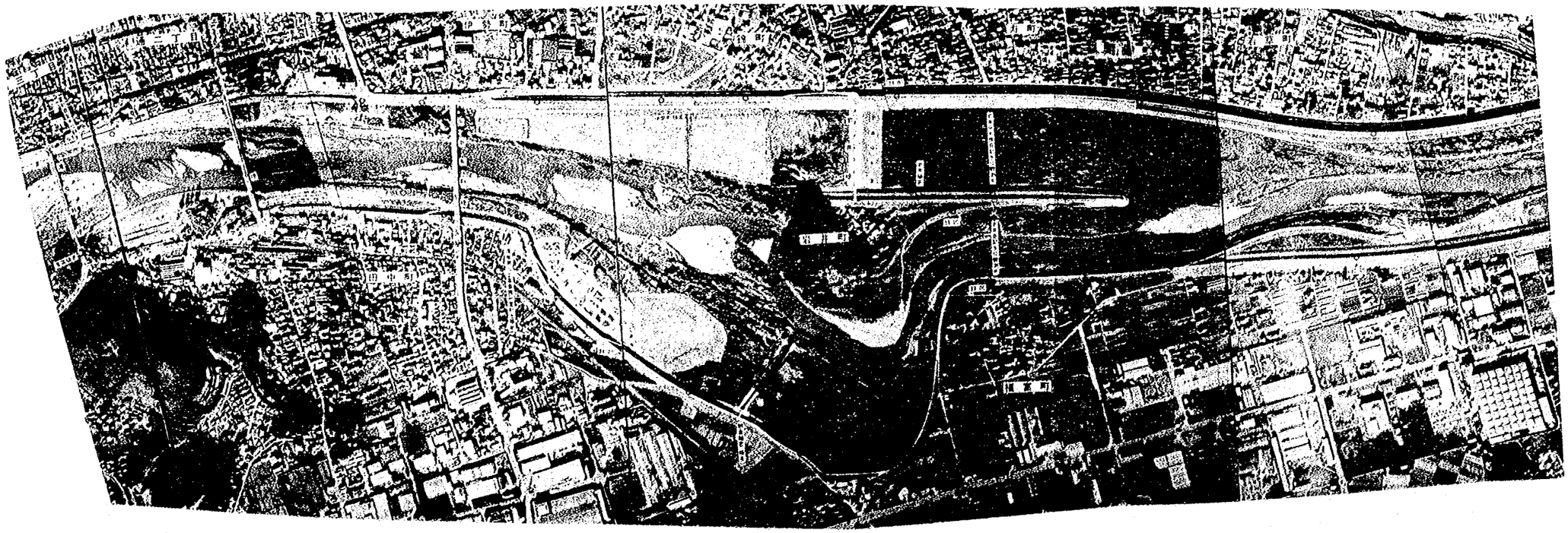


図－4.28　渡良瀬川岩井地区平面図

（分水路建設前，昭和 36 年）



（分水路建設後，昭和 50 年）



写真－4.18　渡良瀬川岩井地区航空写真

(3) 実験の目的

渡良瀬川岩井地区では，洪水対策として分水路が建設されたものの，その後本川側の河床が漸次低下して，現在では以前に比較して約2m低下した状態となっている。このため現況分水路の分流機能の低下とともに，洪水時にも大部分が本川を流下することによって，本川側急曲狭窄部の高流速対策等の問題が依然として残されている状況となっており，これらの対策とともに分流機能を回復するための調査・検討が進められている。

本実験は，本川側狭窄部の諸対策と現況岩井分水路の分流機能回復案等に関して，次のような事項は水理的検討を目的として実施したものである。

(1) 現況岩井分水路の分流機能と河道水理現象の把握

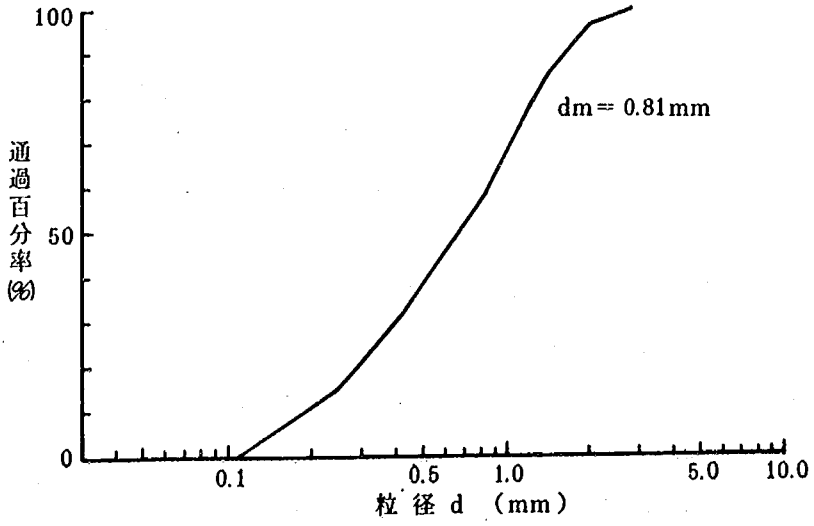
(2) 本川側水衝部の緩和および対策法の検討

(3) 分水路の分流機能回復策と本川水衝部の流速軽減効果の検討

(4) 最良とされる案および現況河道における移動床実験での河床変動状況と諸対策の検討

(4) 模型の概要

渡良瀬川の模型製作に際しては，実験目的に対する必要精度等から模型縮尺を1/40（無歪）とした。模型の範囲は，岩井山付近を中心とした31.5（No.6）～35.8 km（No.51）の4.3 km区間である。河床材料は，図－4.29に示すような粒度分布の平均粒径d_m＝0.81 mmの砂を用いた。（昭和56年現地調査によれば岩井地区付近の平均粒径は約20 mm～60 mmの範囲となっている。）



図－4.29 模型砂の粒径加積曲線

(5) 実験ケース

表－4.8　実験一覧表（渡良瀬川岩井地区模型，S＝1/40，32.8^{K}～33.8^{K}）

B=325cm，d$_m$=0.081cm
(130m)

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I$_e$	U$_*$ (cm/s)	τ$_*$	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
Ⅶ－1	99 (1,000m^3/s)	7.0 (2.8m)	1/556	3.51	0.0942	46.4	86.4	4	ポイントバー	現況河道(昭和54年)
Ⅶ－2	198 (2,000m^3/s)	9.8 (3.9m)	1/500	4.38	0.147	33.2	121	2	〃	
Ⅶ－3	395 (4,000m^3/s)	13.3 (5.3m)	1/588	4.71	0.169	24.4	164	1	〃	

（ ）内の数値は，現地換算値

Case Ⅶ－1～3は，現況河道における現象把握を目的とした実験であり，昭和54年度測量河道に1,000 m^3/s，2,000 m^3/s，4,000 m^3/sと定流を積み重ね方式で通水した一連のケースである。なお，表－4.8に示した水理量は，湾曲部32.8^{k}（No.17）～33.8^{k}（No.31）の平均的水理量である。

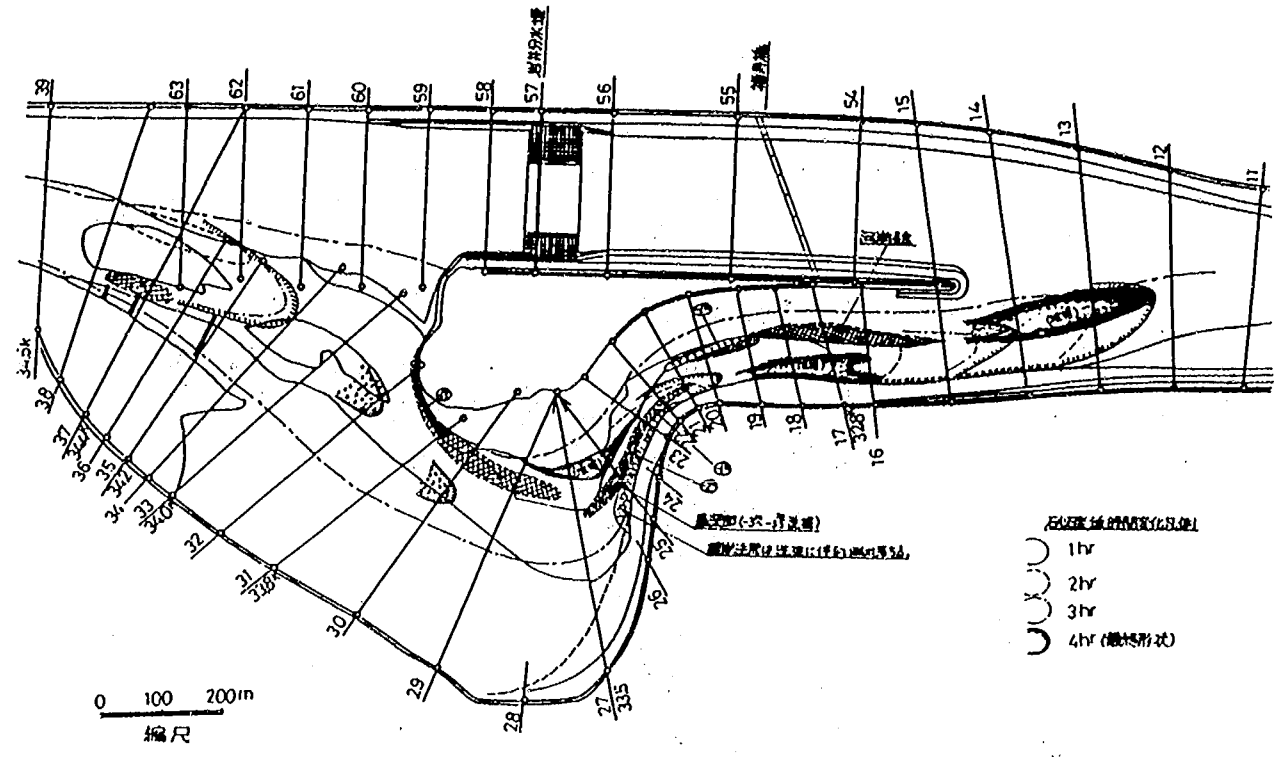
(6) 実験結果

〔Case Ⅶ－1～3〕

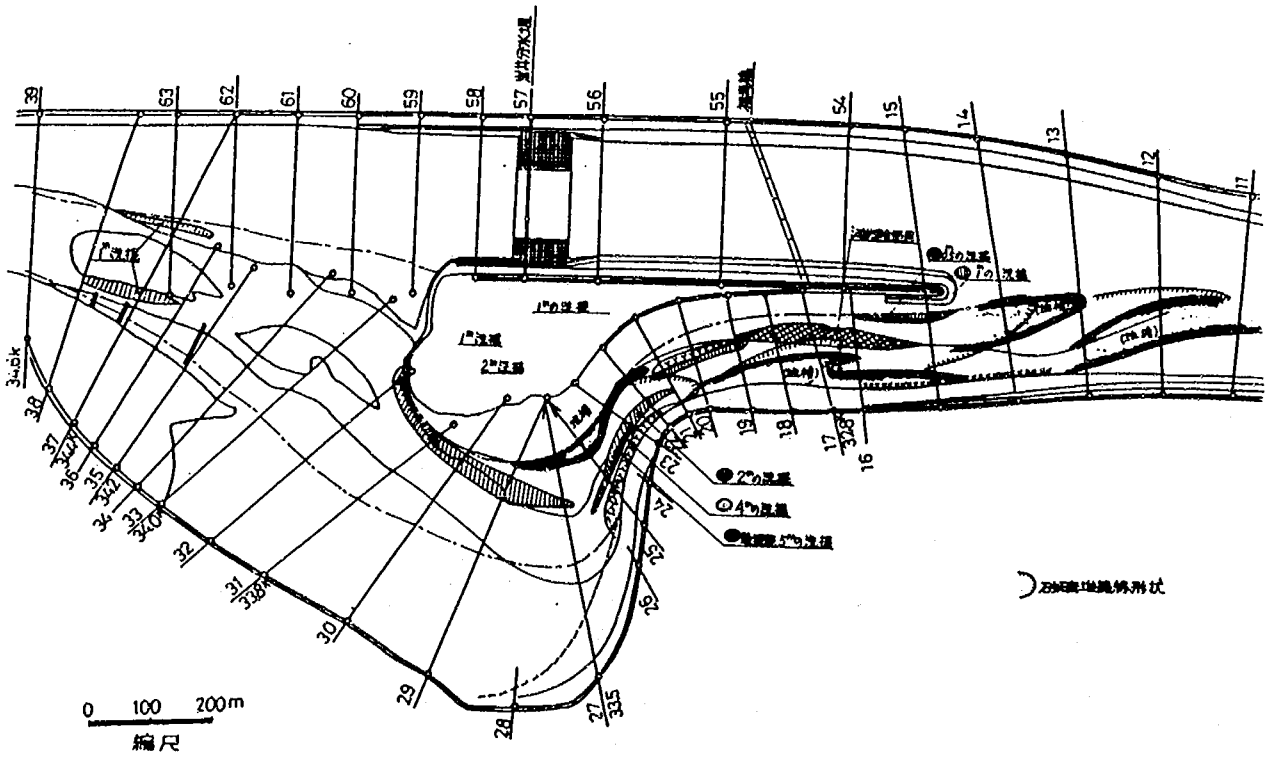
図－4.30(1)～(3)は，Case Ⅶ－1～3における河床形態を示したものである。

各流量での全体的な流況としては次のようである。上流からの流れが断面No.32左岸の岩井山先端に当り，岩井山に沿って狭窄部へと流入し，断面No.25～No.23付近の右岸堤防へ激しく集中する。主流は堤防沿いを走り，断面No.20～No.18左岸低水護岸へと向かう，背割堤に沿った流れは，断面No.14.5で分水路と合流する。

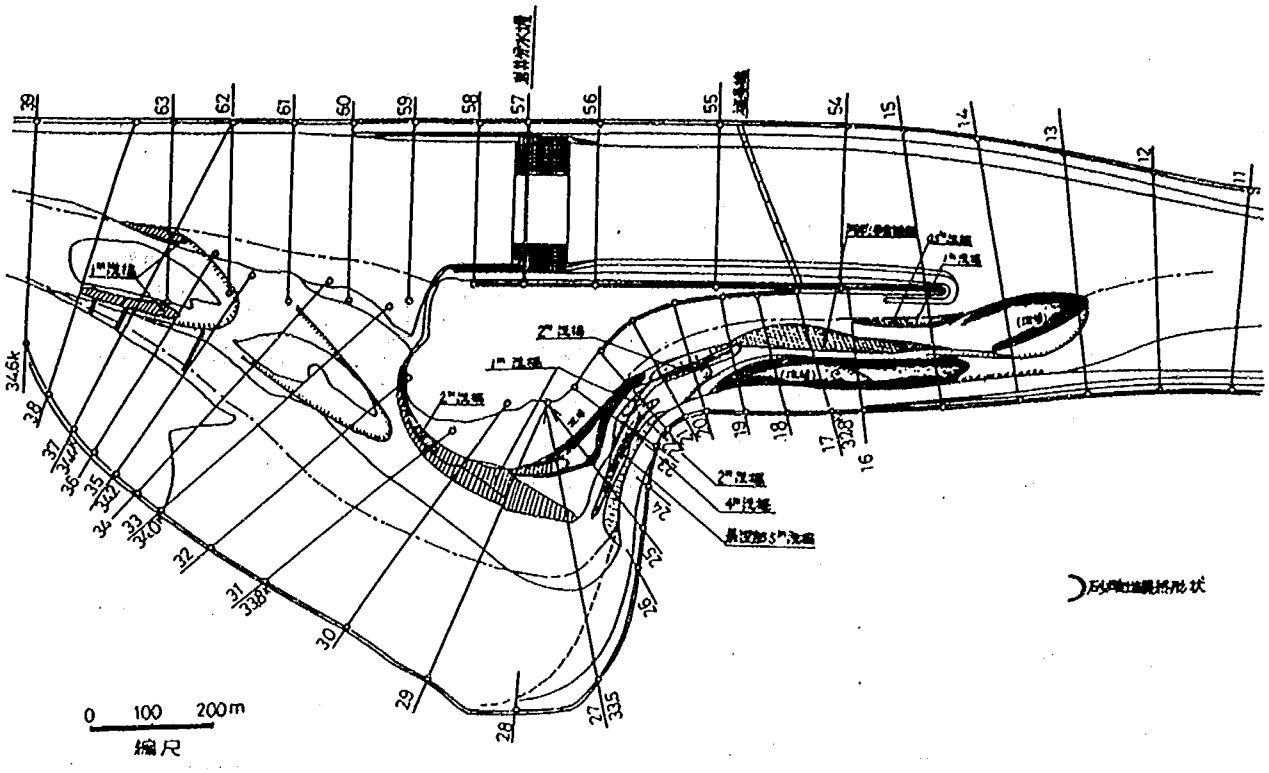
現況河道の岩井山流頭部上流では，川幅が広く，複列砂州が形成されるが，岩井山流頭部で川幅が狭まることから砂州はそこで止まり，安定した砂州を形成する。この付近は上流からの流出土砂が多ければ堆積する領域と考えられる。狭窄部付近の断面No.26～No.24間では，湾曲内側の左岸高水敷上へ堆積する傾向を示し，反対側右岸沿いではQ＝1,000 m^3/sで最深部がさらに2.0～3.0m洗掘される。Q＝2,000 m^3/s，4,000 m^3/sでは断面No.26およびNo.25で，1,000 m^3/s時と洗掘は変わらないが，断面No.24，No.23では洗掘がさらに進行し，約4.0～4.5mの洗掘となる。この場合Q＝2,000 m^3/sで洗掘が進行し，4,000 m^3/s時ではあまり増大していない。断面No.22～No.19間の急曲狭窄部は，主流が右岸から河道中央，そして左岸側に移る区間であり，Q＝1,000m^3/s時，および2,000m^3/s時は比較的河床変動が少ない。Q＝4,000 m^3/s時は，上流部での洗掘領域が下流側へ広がり，強い水衝部となり断面No.24右岸付近一帯の洗掘土砂は，活発な動きの砂州を形成しながら下流右岸側に伸びて堆積する。断面No.18～No.16間では，右岸側への砂州の形成とともに，主流が左岸へ寄ることにより，左岸高水敷の河床侵食が激しい。この高水敷部を侵食した土砂は，分水路との背割堤前面付近に堆積し，砂礫堆を形成する。



図－4.30(1)　Case Ⅶ－1における河床形態（現況河道，Q＝1,000 m³/s）



図－4.30(2)　Case Ⅶ－2における河床形態（現況河道，Q＝2,000 m³/s）



図－4.30(3)　Case Ⅶ－3における河床形態（現況河道，Q＝4,000 m³/s）

4－8　阿武隈川模型実験

(1)　阿武隈川の概要

阿武隈川は，その源を福島県白河郡旭岳（1,835 m）背熊滝に発し，東流して白河を過ぎ郡山，福島の各盆地を貫いて北上し，福島，宮城の県境の伊具に入り，狭窄部の沿岸を通って，更に丸森，館矢間の間を流れる。その後，丸森町，小斉西部に至って北流し，角田盆地に於いて白石川を合流して仙台平野部を貫流し，亘理町荒浜地内で海に注ぐ東北三大河川の一つである。

この間大小58本もの支川を合せ，その幹川流路延長は約225 kmで流域面積は5,404.8 km^2である。河床勾配は3区間に分割でき，0^k～80^k，80^k～100^k，100^k～160^k区間で，各々1/1,500，1/200，1/800である。

(2)　実験の目的

阿武隈川29^k～36^k区間は，写真－4.19に示すように急湾曲部であり，流量改訂に伴う新しい河道計画によって大幅な低水路法線の改変と掘削計画が立てられた。低水路法線の計画案は2つ立案され，当初の第1計画案は湾曲部での低水路幅が極端に広いもので，第2計画案は低水路幅の狭いものである。

本実験は，これらの低水路法線形の妥当性を検討したものである。また，この湾曲部には計画河床高を維持するための床固め工も計画されており，これに関する検討も目的のひとつである。

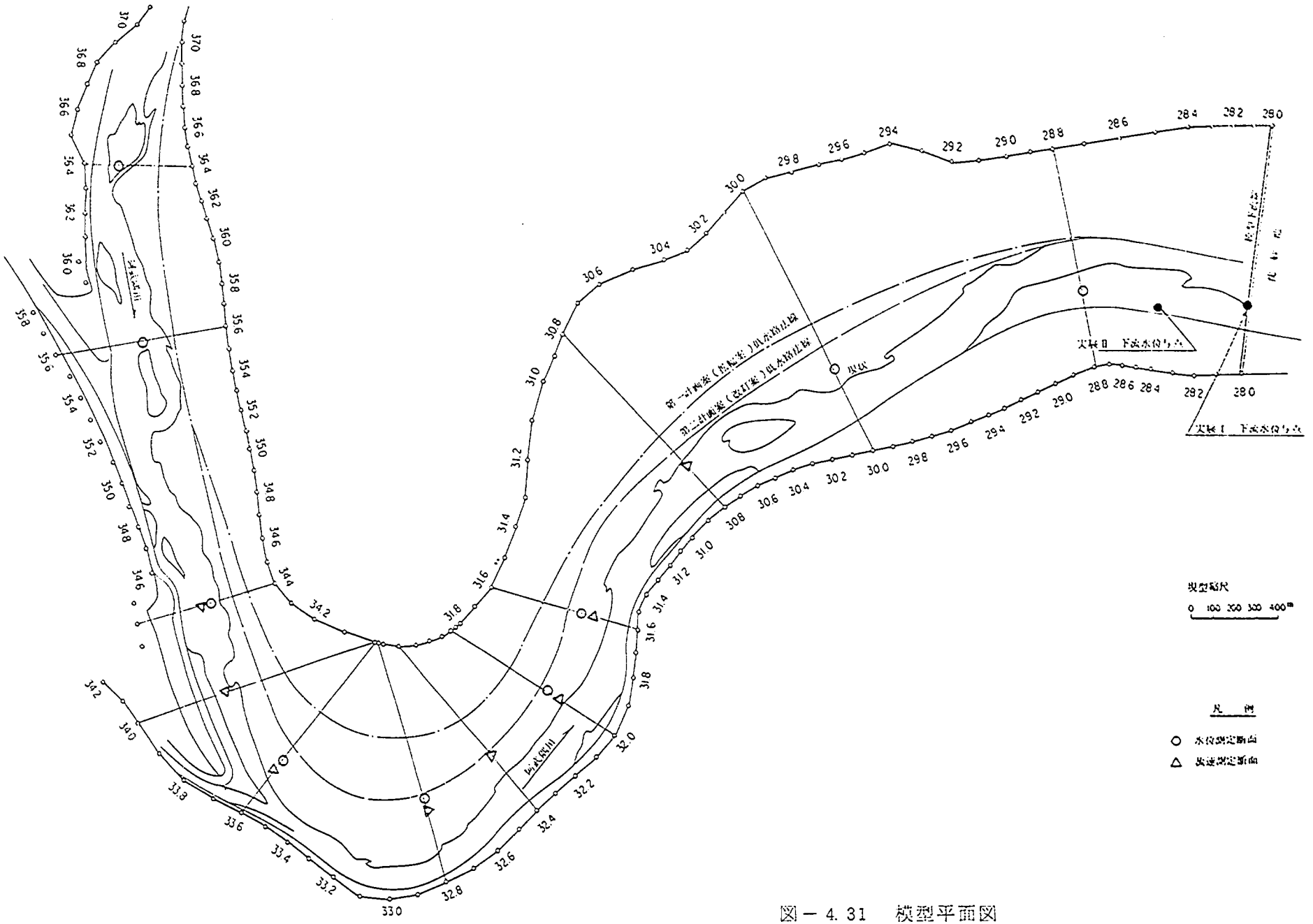
(3)　模型の概要

模型は，縮尺の1/70の無歪模型であり，模型範囲は28.0^k～37.3^kの9.3 km区間である。図－4.31に模型平面図を示す。

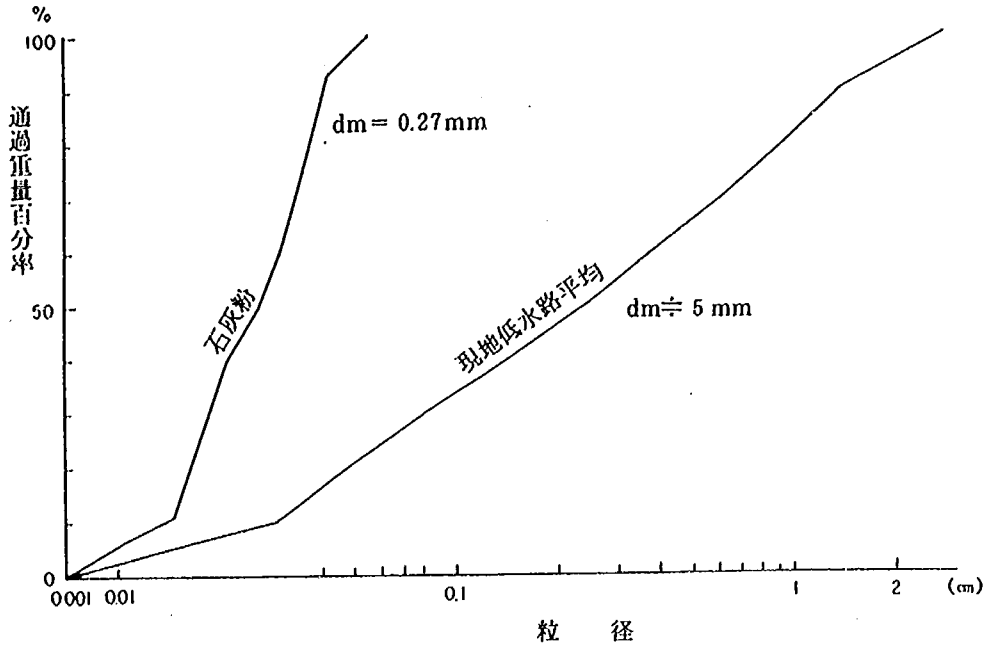
低水路部の河床材料には，図－4.32に示す粒度分布の平均粒径0.27 mmの石炭粉を用いた（現地河床材料の平均粒径は約5 mmである）。



写真－4.19　阿武隈川航空写真（昭和36年）


370
368
366
364
362
360
358
356
354
352
350
348
346
344
342
340
338
336
334
332
330
328
326
324
322
320
318
316
314
312
310
308
306
304
302
300
298
296
294
292
290
288
286
284
282
280
第一計画案（放水路）以外の施設
第二計画案（改訂案）以外の施設
放水路
実験Ⅱ 下流水位ゲージ
実験Ⅰ 下流水位ゲージ
模型縮尺
0 100 200 300 400m
凡 例
○ 水位測定断面
△ 流速測定断面

図－4.31　模型平面図



図－4.32　現地および模型砂の粒径加積曲線

(4)　実験条件

表－4.9　実験一覧表（阿武隈川模型，S＝1/70，30^{k}～35^{k}）

d_{*}=0.027cm

CASE	Q (l/s)	B (cm)	H (cm)	I_{*}	U_{*} (cm/s)	τ_{*}	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
Ⅷ－1	37 (1,500m³/s)	357 (250m)	5.7 (4.0m)	1/1,594	1.87	0.0803	62.6	211	6	ポイントバー (湾曲部で 2 pool)	現況河道(昭和49年)
Ⅷ－2	98 (4,000m³/s)	〃	8.1 (5.7m)	1/1,574	2.25	0.116	44.1	300	6	〃 (1 pool)	
Ⅷ－3	98 (4,000m³/s)	857 (460m)	7.3 (5.1m)	1/2,042	1.87	0.0802	90.0	270	20	〃 (3 pool)	第1計画河道 (低水路幅：大)
Ⅷ－4	49 (2,000m³/s)	486 (340m)	7.3 (5.1m)	1/1,744	2.03	0.0940	66.6	270	10	〃 (3 pool)	第2計画河道 (低水路：小)
Ⅷ－5	98 (4,000m³/s)	〃	8.3 (5.8m)	1/1,757	2.15	0.106	58.8	307	30	〃 (2 pool)	
Ⅷ－6	190 (7,800m³/s)	〃	11.6 (8.1m)	1/1,715	2.57	0.152	41.9	430	5	〃 (2 pool)	
Ⅷ－7	98 (4,000m³/s)	〃 (8.7m)	9.6	1/1,467	2.53	0.147	50.6	356	10	〃 (1 pool)	第2計画河道 第1床止設置(34.4K)
Ⅷ－8	98 (4,000m³/s)	〃	9.6 (6.7m)	1/1,565	2.45	0.138	50.8	356	10	〃 (1 pool)	第2計画河道 第2床止設置(33.0K)
Ⅷ－9	98 (4,000m³/s)	〃	9.7 (6.8m)	1/1,598	2.44	0.136	50.1	359	10	〃 (1 pool)	第2計画河道 第3床止設置(32.0K)

（　）内の数値は，現地換算値

Case Ⅷ－1，2は，現況河道における実験であり，昭和49年測量の断面形に整形した移動床にそれぞれ1,500 m³/s，4,000 m³/sの流量を通水したケースである。

Case Ⅷ－3は，現況河道より極端に低水路幅を拡幅して実験（第1計画河道実験）であり，低水路内を計画河床高に整形し，流量4,000 m³/sを通水したケースである。

Case Ⅷ－4～6は，低水路幅を第1計画河道よりも狭くした実験（第2計画河道実験）であ

り，流量を2,000 m³/s，4,000 m³/s，78,000 m³/sの3通りを通水したケースである。

Case Ⅷ－7～9は，第2計画河道において，床止めをそれぞれ34.4ᵏ（第1床止め），33.0ᵏ（第2床止め），32.0ᵏ（第3床止め）に設置し，4,000 m³/sの流量を通水したケースである。

なお，表－4.9に示した水理量は，湾曲部30.0ᵏ～35.0ᵏの5 km区間の平均的水理量である。

(5) 実験結果

〔Case Ⅷ－1，2〕……現況実験

・ 1,500 m³/sの場合（Case Ⅷ－1）

6時間後においても，平面的な砂州形状は最初と変わらず，みお筋沿いの最深河床が強調され，小斉わん曲部の砂州が高くなっている（ここは現地においては，砂利採取で低くなっている部分である）が，この程度の流量では大局的な砂州形状は変化しないと考えられる。

流量のほとんどは，みお筋沿いに流下している。最大流速は，31.6ᵏ右岸で1.8 m/sの値を示しており，33.2ᵏ右岸から31.6ᵏ右岸低水路法線沿いは，特に他より高い値を示している（写真－4.20参照）。

・ 4,000 m³/sの場合（Case Ⅷ－2）

6時間後の河床についてみると，この流量でも，縦断的な河床変動及び大局的な砂州形状に変化はなく，みお筋沿いの低下が進んでいる。特に水衝部では最深部河床の低下が激しく，32.8ᵏ～32.4ᵏ右岸沿いは，現地より約6 mも深くなっている。その他34.6ᵏ右岸及び31.6ᵏ右岸の凸部においても，局所的に5～6 mの深掘れが生じている。

6時間後における主流部は，模型上流部から，36.0ᵏ右へ曲った後，34.0ᵏまで左岸沿いに走って，右岸へ向う。特に33.0ᵏ～34.0ᵏにかけて，左岸の砂州の河道中央側に著しく高い部分があって流れは急激に右岸にはねられる形となる（図－4.33参照）。

〔Case Ⅷ－3〕

第1計画河道において，Q＝4,000 m³/sを20時間通水したときの流況を写真－4.21および図－4.34に示す。

河床の縦断的な変化を見ると，現状の低水路に比べて極端に幅の広くなった小斉わん曲部（31.5ᵏ～34.0ᵏ）では，顕著な堆積が生じている。この部分の平面的な堆積状況を見ると，わん曲上流部（32.5ᵏ～34.0ᵏ）では，右岸側水路幅の3/4に相当する堆積域があり，下流部（32.5ᵏ～31.5ᵏ）では，低水路左岸側に砂州が形成されている。

みお筋は，わん曲部上流の34.0ᵏで左岸に向った流れは，現状ではすぐ右岸へ向ったが，第1計画河道ではそのまま左凸岸沿いに33.0ᵏまでみお筋を形成する。したがってこの区間では右岸の水衝箇所は32.2ᵏ～32.0ᵏと移動する。32.5ᵏ～34.0ᵏのみお筋は現状とまったく異なり，その影響により水衝部が500 m程度下流に移行している。

これらの結果から，第1計画河道のような，極端な低水路拡幅を行った場合，みお筋および，それに伴う水衝部の大幅な変動をきたす恐れがある。また主流幅は新たな砂州の形成

によって，現状におけるものとあまり変わりがなくなる傾向を示し，将来，拡幅の効果が減少することも考えられる。したがって，上下流の河道幅や，堤防法線等を軽視したような，極端な河道形状の改造については十分な検討を加える必要があろう。

〔Case Ⅷ－4～6〕

- 2,000 m^3/s の場合（Case Ⅷ－4）

第2計画河道において，流量 2,000 m^3/s，4,000 m^3/s，7,800 m^3/s と通水したときの流況と写真－4.22(1)～(3)および図－4.35(1)～(3)に示す。

河床の縦断的変化は，34.6^{k}から上流では，堆積傾向で，それより下流は，一様に河床低下を示している。その中でも，33.0^{k}と29.8^{k}のように，平均河床の高い部分があるが，これは，そこに形成された高い砂州の影響であると考えられる。

みお筋は，33.8^k～33.4^{k}左岸に沿い，そこから32.6^{k}の右岸に向かう流れとなる。32.8^k～32.4^{k}右岸沿いは，この流れによって洗掘を生じ，そこの河床砂が下流へ堆積して32.2^k～31.8^{k}右岸にかけて，砂州を形成するため，そこでは流れが左岸に向けて曲げられる。32.4^k～31.8^{k}の左岸沿いに走った流れは，同様にして31.6^{k}右岸，30.6^{k}左岸へと蛇行して，そのまま，29.4^{k}まで左岸に沿っている。すなわち，流量 2,000 m^3/s の主流部は，わん曲した低水路内において，交互砂州をくり返しながら波長約600 mの蛇行を呈することになる（写真－4.22(1)，図－4.35(1)参照）。

- 4,000 m^3/s の場合（Case Ⅷ－5）

河床の縦断的な変化を見ると，上流から堆積（35^{k}より上流）－洗掘（35^k～34^k）－堆積（34^k～33^k）－洗掘（33.0^k～31.0^k）－堆積（31.0^{k}より下流）を交互に生じ，堆積する箇所は，砂州が形成され流れが砂州の反対側に偏る所で，洗掘する箇所は，その流れが反対側へ折返す所となる。

主流は，35.2^{k}から34.8^{k}まで右岸沿いに走り，34.6^k～34.4^{k}で左側へ折返し，34.4^{k}まで左岸沿いに走る。流れの一部は34.0^{k}付近で左岸高水敷へのり上げ，32.6^{k}付近で再び低水路へ落ち込む。33.4^{k}左岸から，主流部は32.6^{k}右岸へ向かい，右岸沿いに31.6^{k}まで走って，さらに30.0^{k}左岸へ向かう。31.6^{k}から下流左岸へ向かった流れは，かなりの量が左岸高水敷上へのり上げるため，低水路内掃流力が減少し，30.0^{k}右岸から下流へ延びる大規模な砂州を形成させることになる。逆に，この砂州が形成されることによって，高水敷上へのり上げる流れは，さらに大きくなる。

主流線の蛇行は，低水路の蛇行形状に規定されるような形となり，流量 2,000 m^3/s のように蛇行する低水路内でさらに短い波長の蛇行を示すようなことは無くなる。

低水路内の蛇行波長は，ほぼ6 kmと考えられるため，33.0^{k}で右岸に凸，30^{k}で左岸に凸とした後，さらに下流27.0^{k}付近で右岸に凸とするような法線形が理想的である。第2計画河道における低水路法線形状は，31.0^{k}から下流部が上述のものと異なっている。すなわち，30.0^{k}付近の低水路位置をもう少し左岸側へ移動させることによって，この部分の

左岸高水敷へのり上げる流れを緩和させることができるであろう（写真－4.22(1)，図－4.35(2)参照）。

- 7,800 m³/s の場合（Case Ⅷ－6）

河床の縦断的変化の傾向は，4,000 m³/s と同様であるが，7,800 m³/s では，31ᵏから上流が4,000 m³/s の場合より全体的に低い。

みお筋の幅が広くなり，主流部は全体に直線的となる。模型流頭部（37.3ᵏ）から34.6ᵏまで右岸沿いに走った流れは，34.0ᵏ左岸をかすめるようにして，32.6ᵏ右岸へ向かう。さらに31.6ᵏ左岸から30.6ᵏ左岸へ向かった後，24.9ᵏ付近から，下流右岸へ折り返す。

左岸高水敷上の流れを見ると，34.0ᵏ付近で低水路へ落ち込み，それとは別に，31.6ᵏ から左岸へ向かう流れによって31.0ᵏ付近から左岸高水敷へのり上げた流れは，30～29ᵏで低水路へ落ち込む。左岸高水敷へのり上げた流れの流速は大きく，30.0ᵏ断面における流速の状況を見ると，低水路内では，7,800 m³/s の最大の流速は1.8 m/s，4,000 m³/s のそれは2.4 m/s で，高水敷上では7,800 m³/s の最大流速は1.8 m/s で，4,000 m³ のそれは1.2 m/s となっており，7,800 m³/s では高水敷上でも低水路と同様の値となっていることからも，洪水が低水路法線に沿って流下していないことがわかる。

低水路内の主流部の蛇行は，4,000 m³/s の場合よりやや直線的となり，4,000 m³/s の場合と同様に30.0ᵏ付近の低水路を，もう少し左岸側へ移動すれば，そこでの高水敷上への乗り上げを緩和させることができると思われる（写真－4.22(3)，図－4.35(3)参照）。

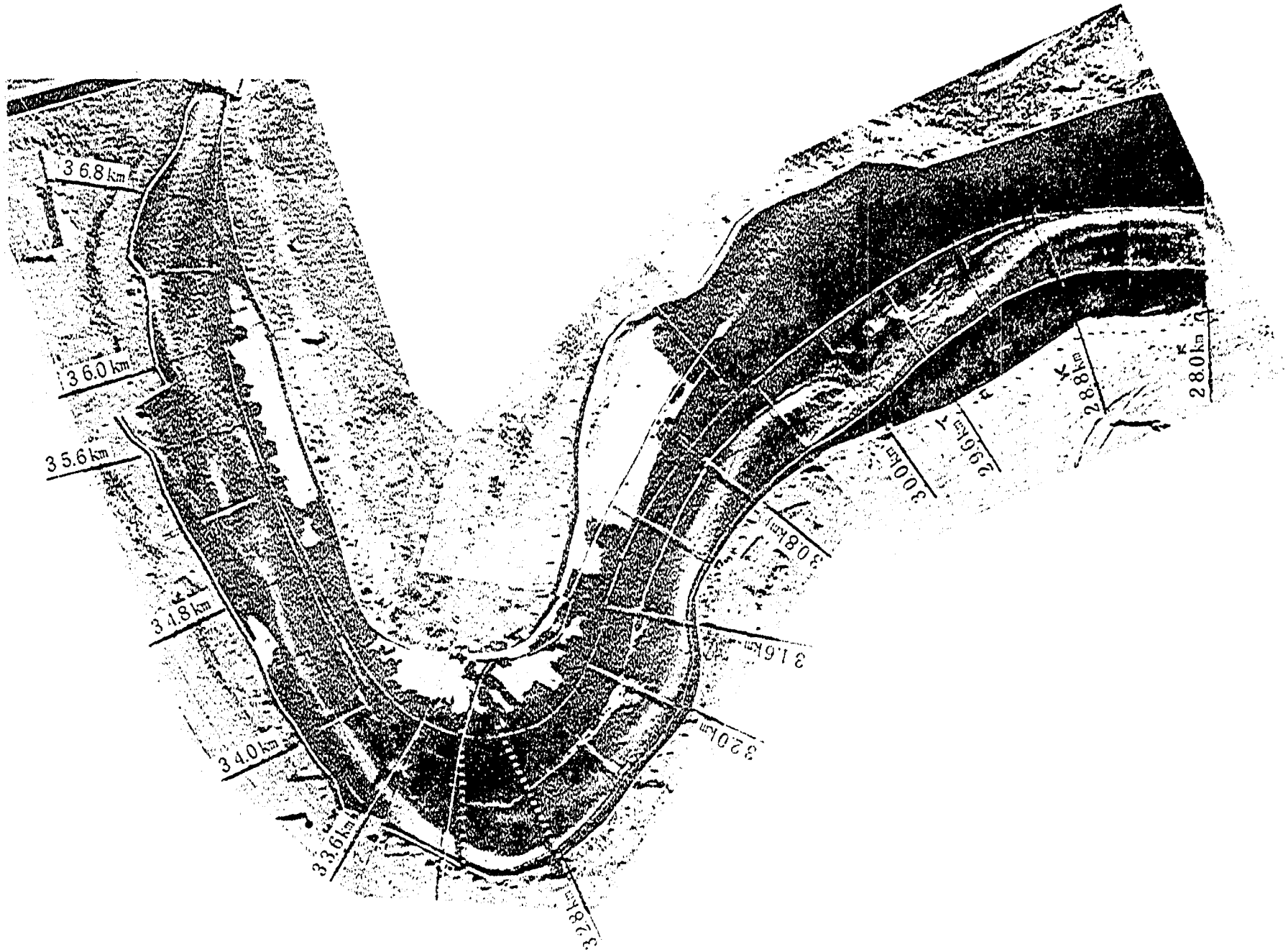
〔Case Ⅷ－7～9〕

図－4.36(1)～(3)は，それぞれ第1，第2，第3床固め設置時における流量4,000 m³/s の10時間通水後の流況を示したものである。

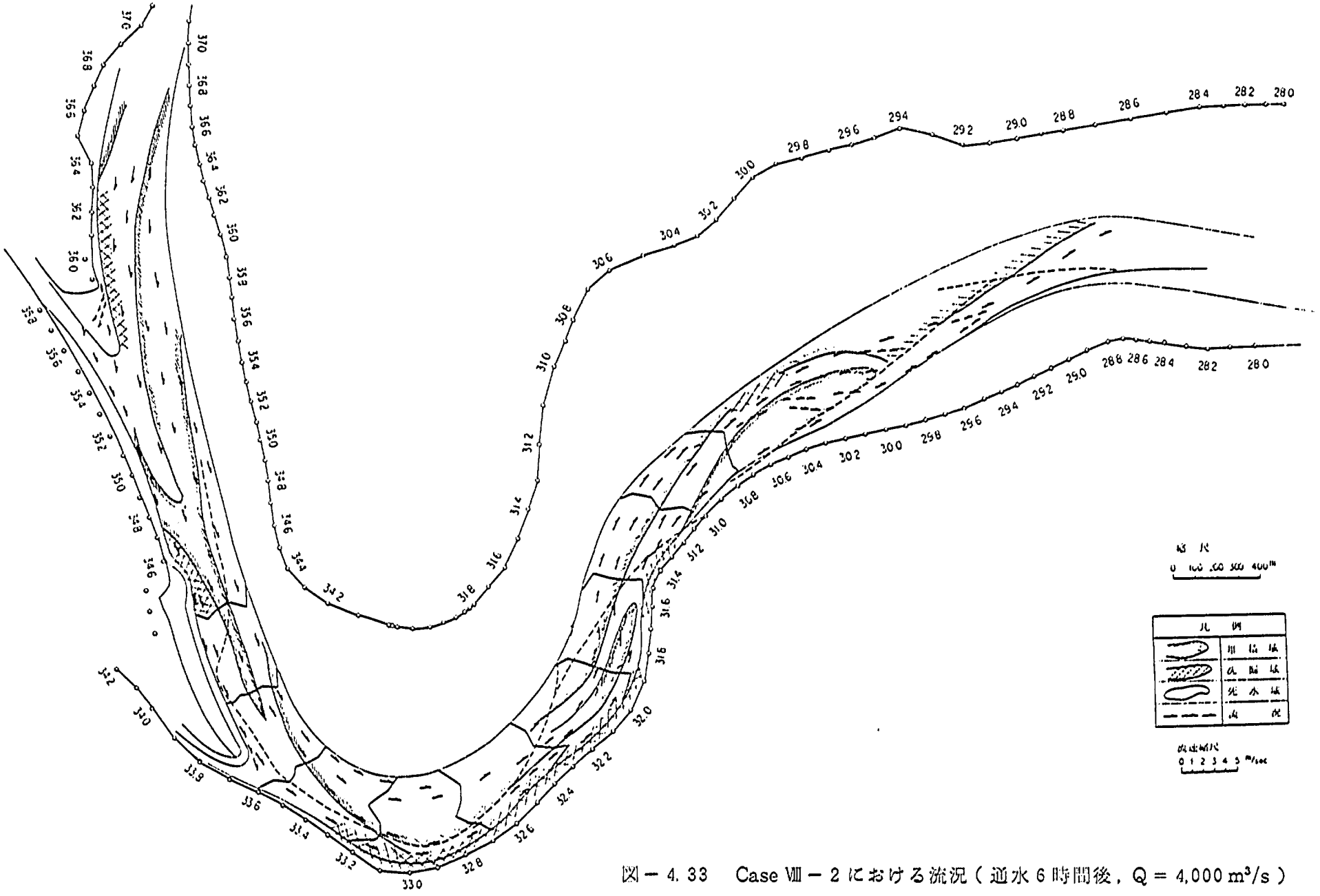
縦断的な河床変動について見ると，35.8ᵏ～35.2ᵏで堆積傾向，34.4ᵏ～33.2ᵏで洗掘傾向，33.2ᵏ～32.6ᵏで堆積傾向，32.0ᵏ～30.4ᵏで洗掘傾向，30.2ᵏ～29.4ᵏで堆積傾向となっている。

4,000 m³/s の10時間後においての主流について見ると，上流から34.8ᵏ右岸へ向かった流れは，そこで34.0ᵏ左岸へとはね33.0ᵏまで左岸沿いに走っている。34.0ᵏ左岸において，低水路の流れの一部が高水敷上へのり上げ，32.6ᵏから31.6ᵏの低水路左岸へと落ち込んでいる。33.0ᵏ左岸から主流部は，32.6ᵏ右岸へ向かい，31.4ᵏ右岸低水路沿いに走り，そこから，31.0ᵏ左岸へはねている。床固付近の局所的な洗掘について見ると，第2，第3床固では，床固の無い状態と比べて有意な差はみられないが，第1床固（34.4ᵏ）の直上流においては4,000 m³/s の10時間後に，平均4 m程度洗掘され最大洗掘深は10 mとなっている。これは第1床固めは，右岸から岩が張り出している狭窄部で床固めにより河床低下が妨げられているため，掃流力の増加と，流水の集中を生じて，顕著な現象となったものと思われる。

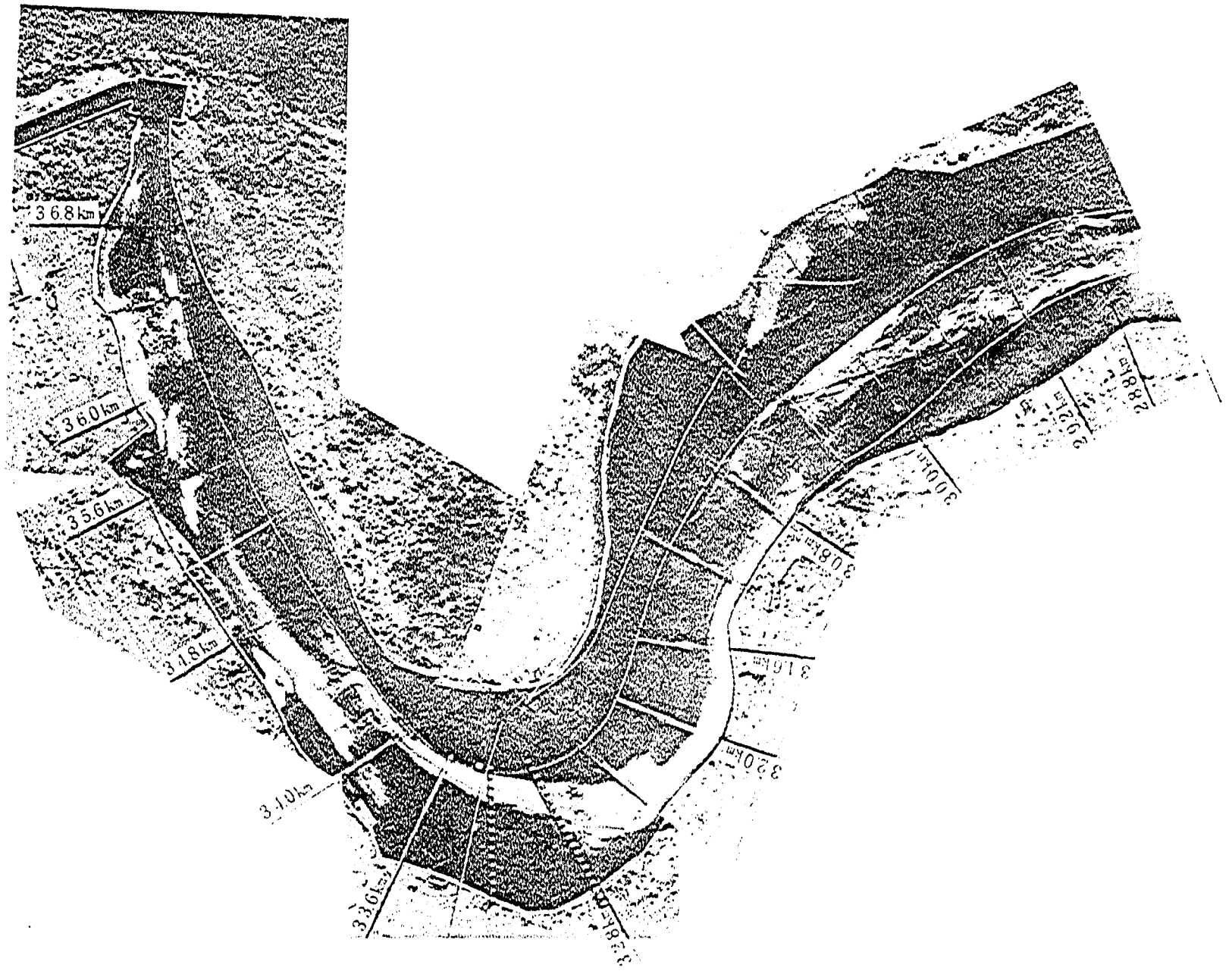
以上のようなことから，阿武隈川小斉わん曲において計画されている床固めは，天端が河床高と同じであるため，砂州及びそれに伴う低水路内の洪水の蛇行等に対して，影響が少なく，床固周辺の局所洗掘も第1床固めを除いて，あまり問題にはならない。



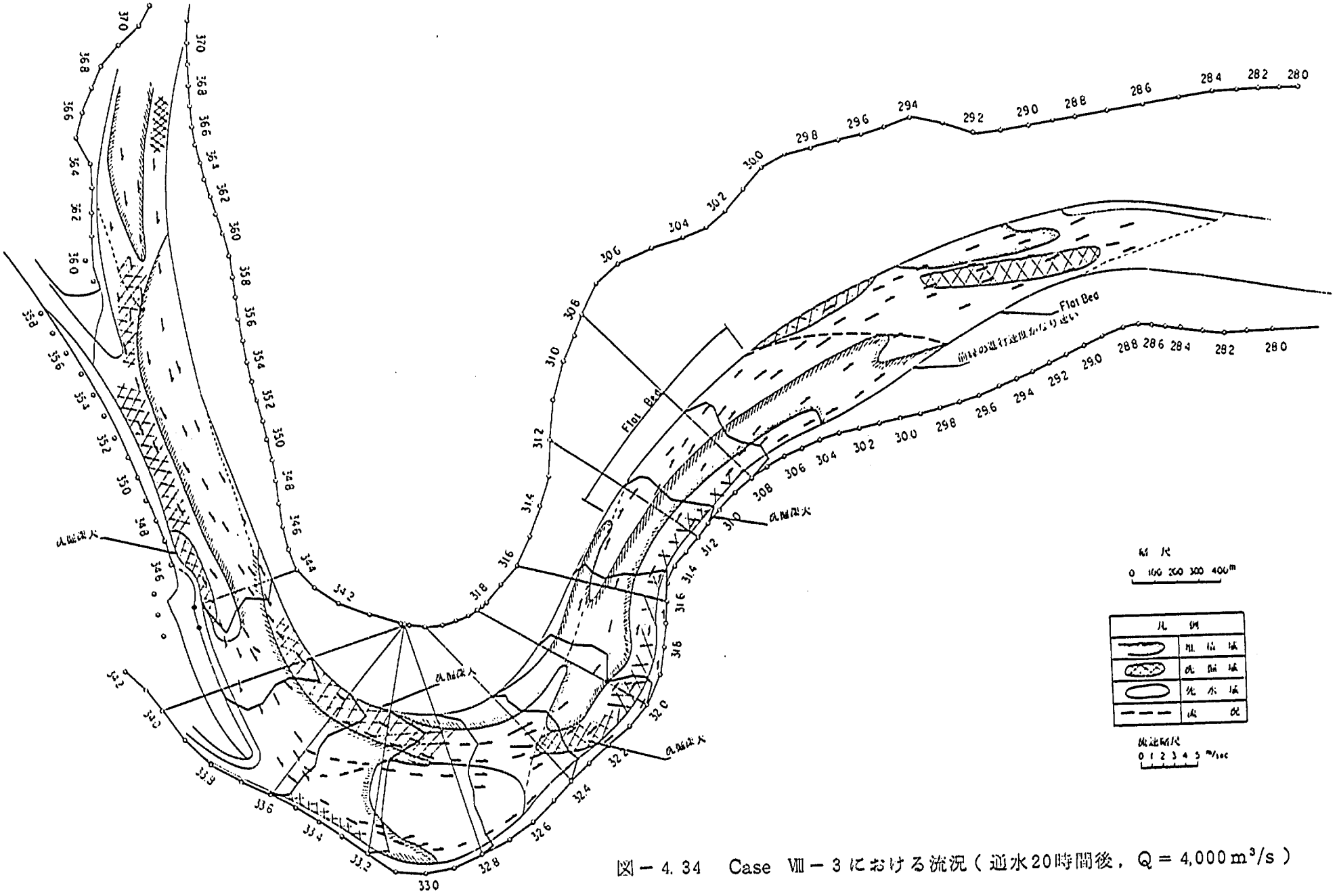
写真－4.20　Case Ⅷ－1 における流況（通水 6 時間後，Q = 1,500 m³/s）



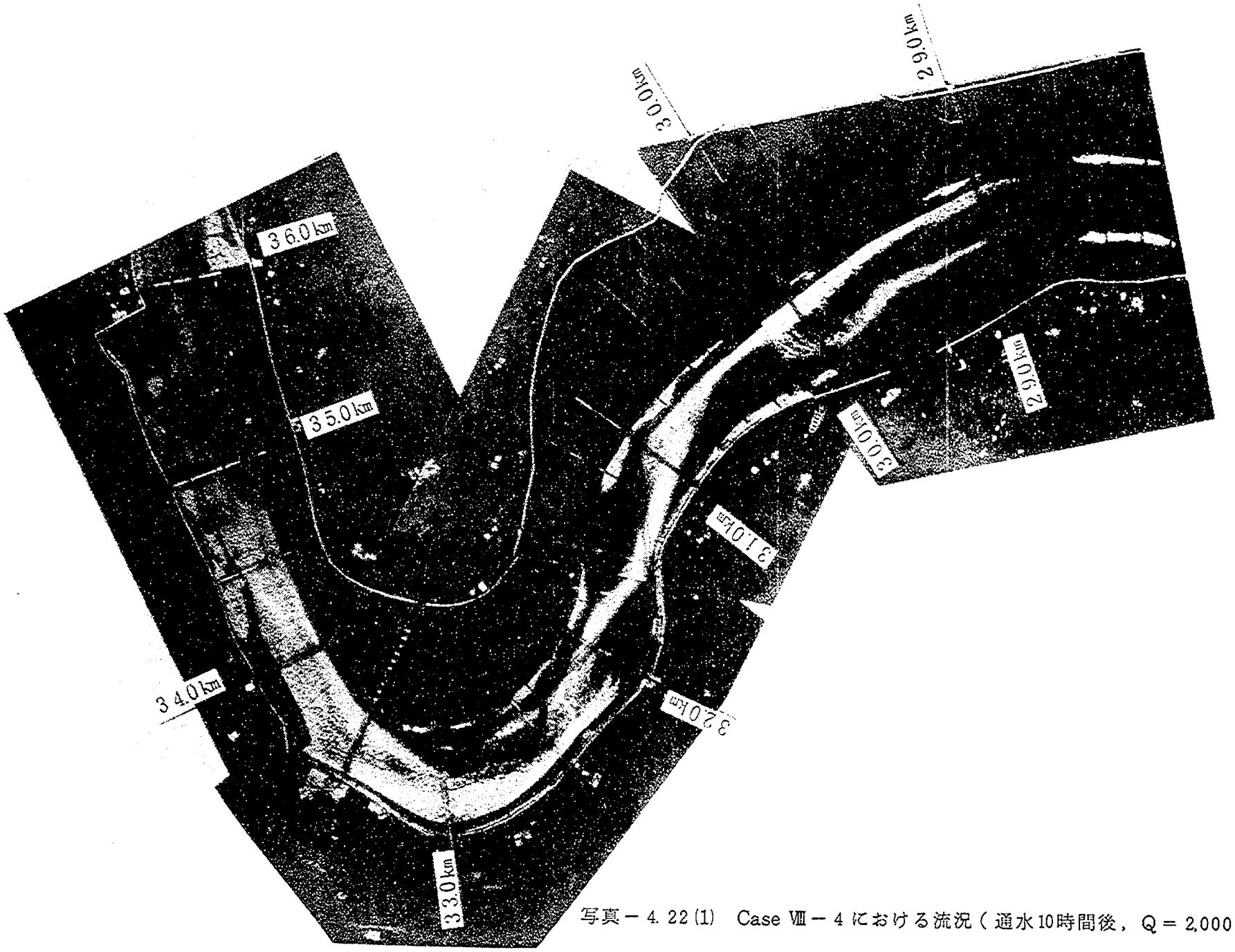
図－4.33　Case Ⅷ－2における流況（通水6時間後，Q＝4,000 m³/s）



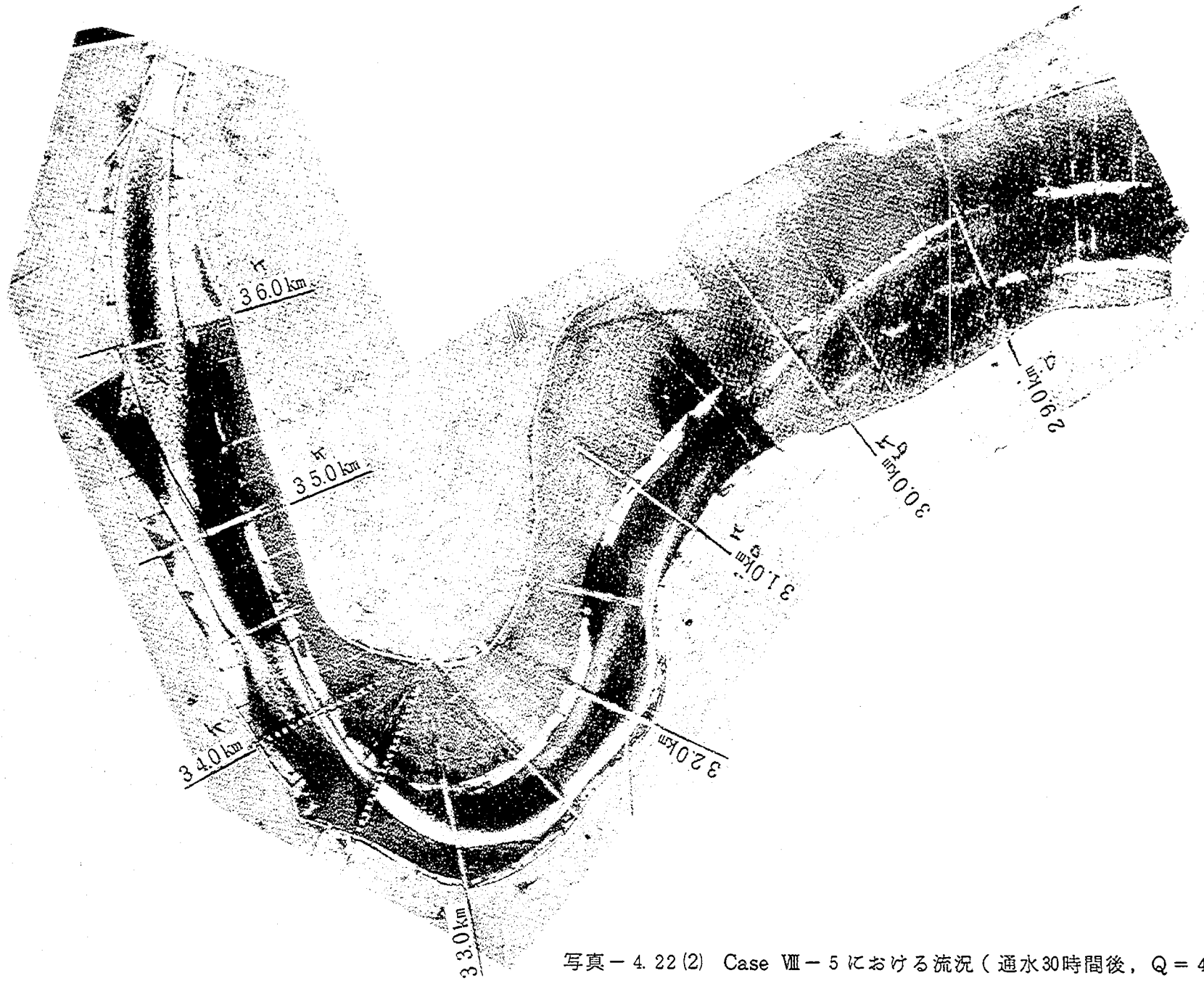
写真－4.21　Case Ⅷ－3における流況（通水20時間後，Q＝4,000m³/s）



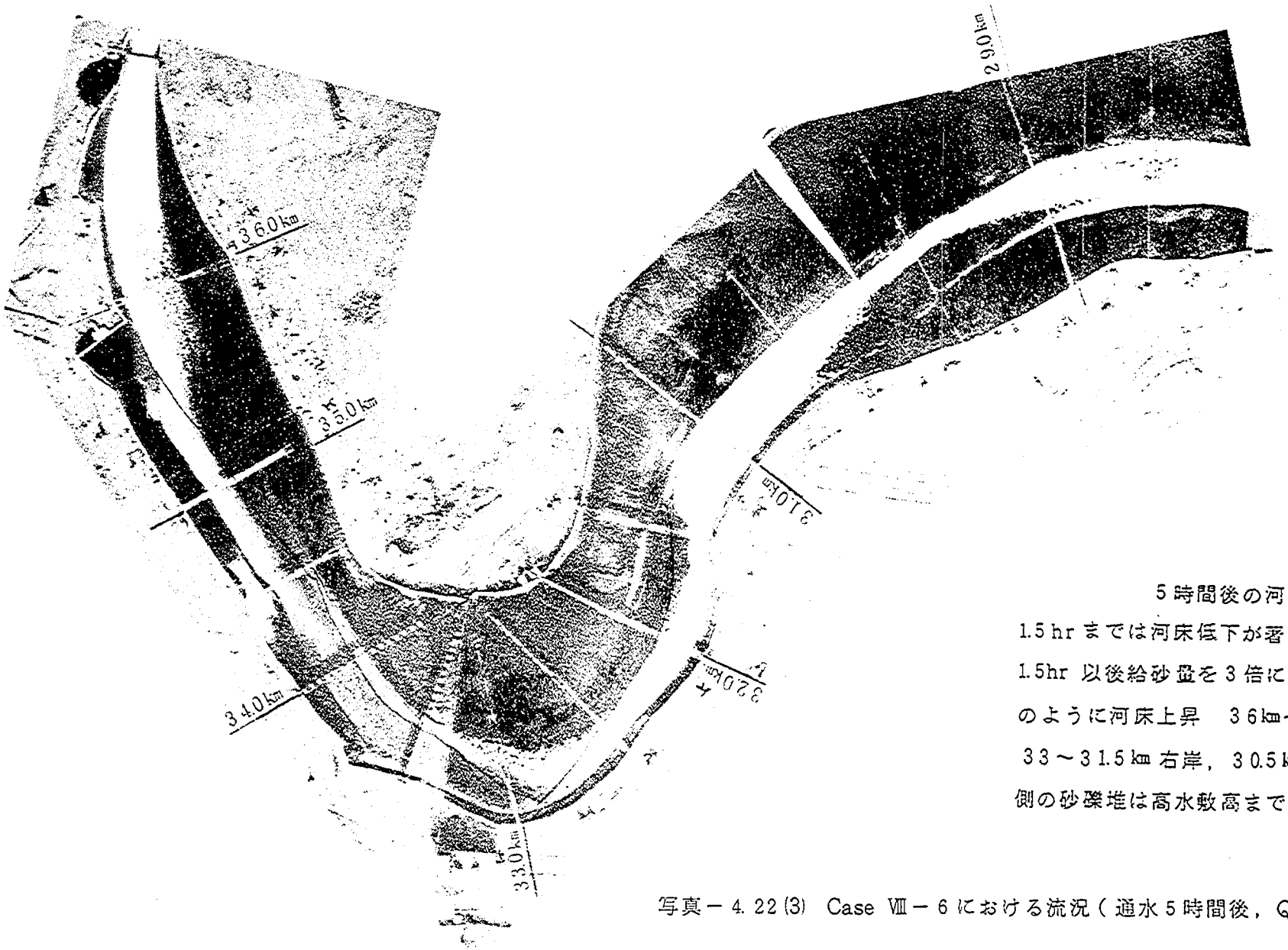
図－4.34　Case Ⅷ－3における流況（通水20時間後，Q＝4,000 m³/s）



写真－4.22(1)　Case Ⅷ－4 における流況（通水10時間後，Q＝2,000 m³/s）

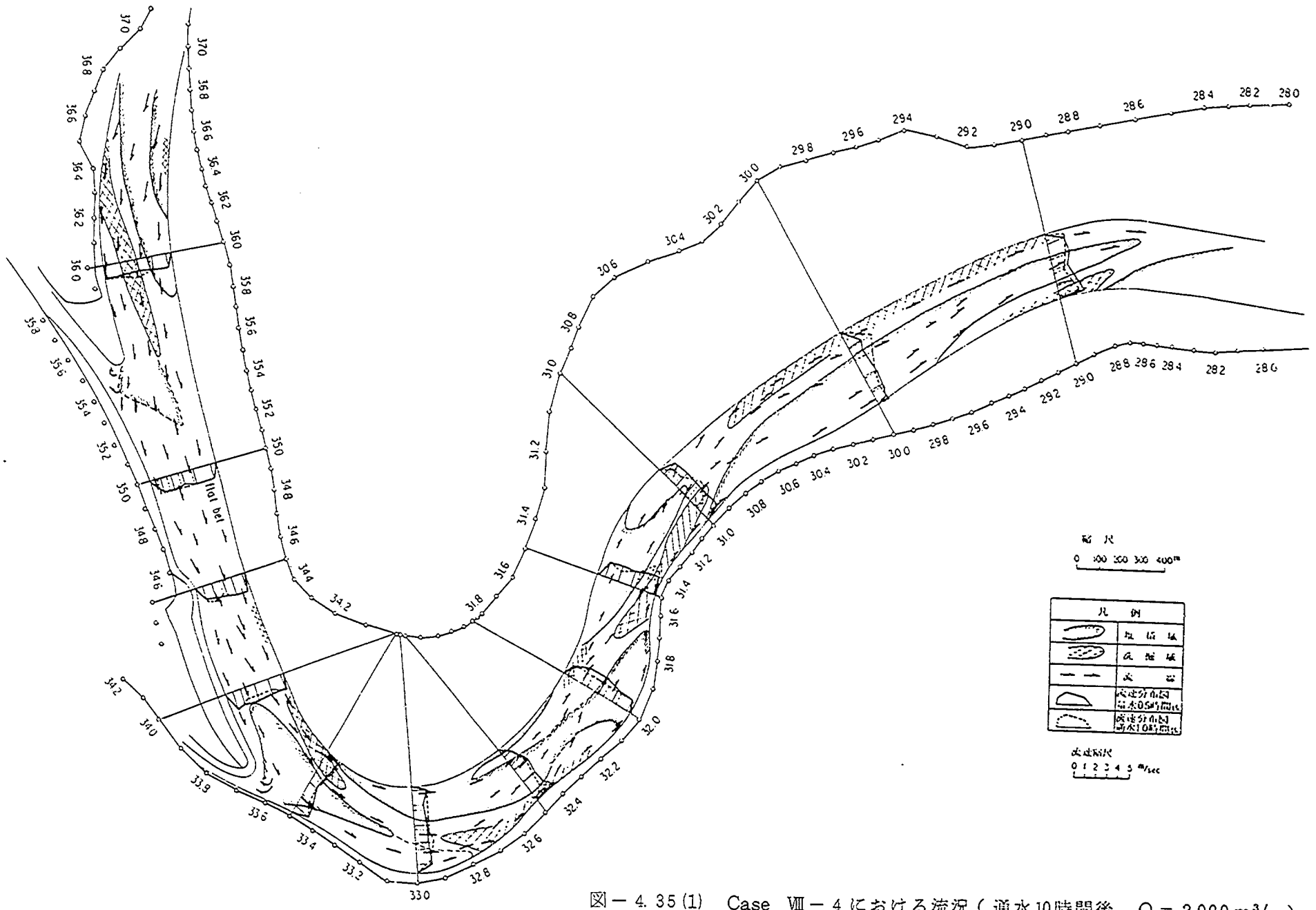


写真－4.22(2) Case Ⅷ－5における流況（通水30時間後，Q＝4,000 m³/s）

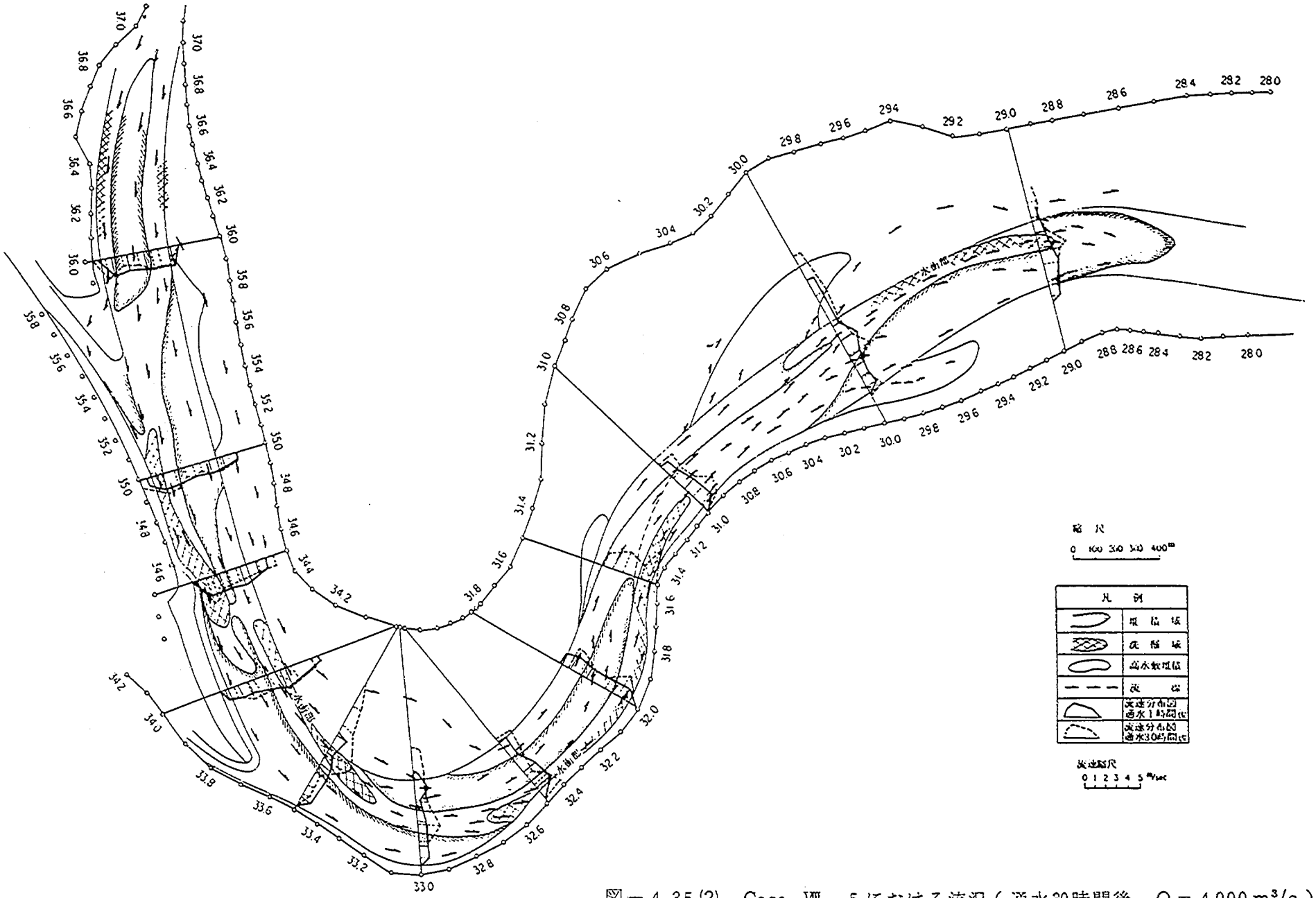


5時間後の河床を撮影
1.5hrまでは河床低下が著しかったが，
1.5hr 以後給砂量を3倍に増大，上写真
のように河床上昇　36km～35km 左岸，
33～31.5km 右岸，30.5km より下流右岸
側の砂礫堆は高水敷高まで上昇していた。

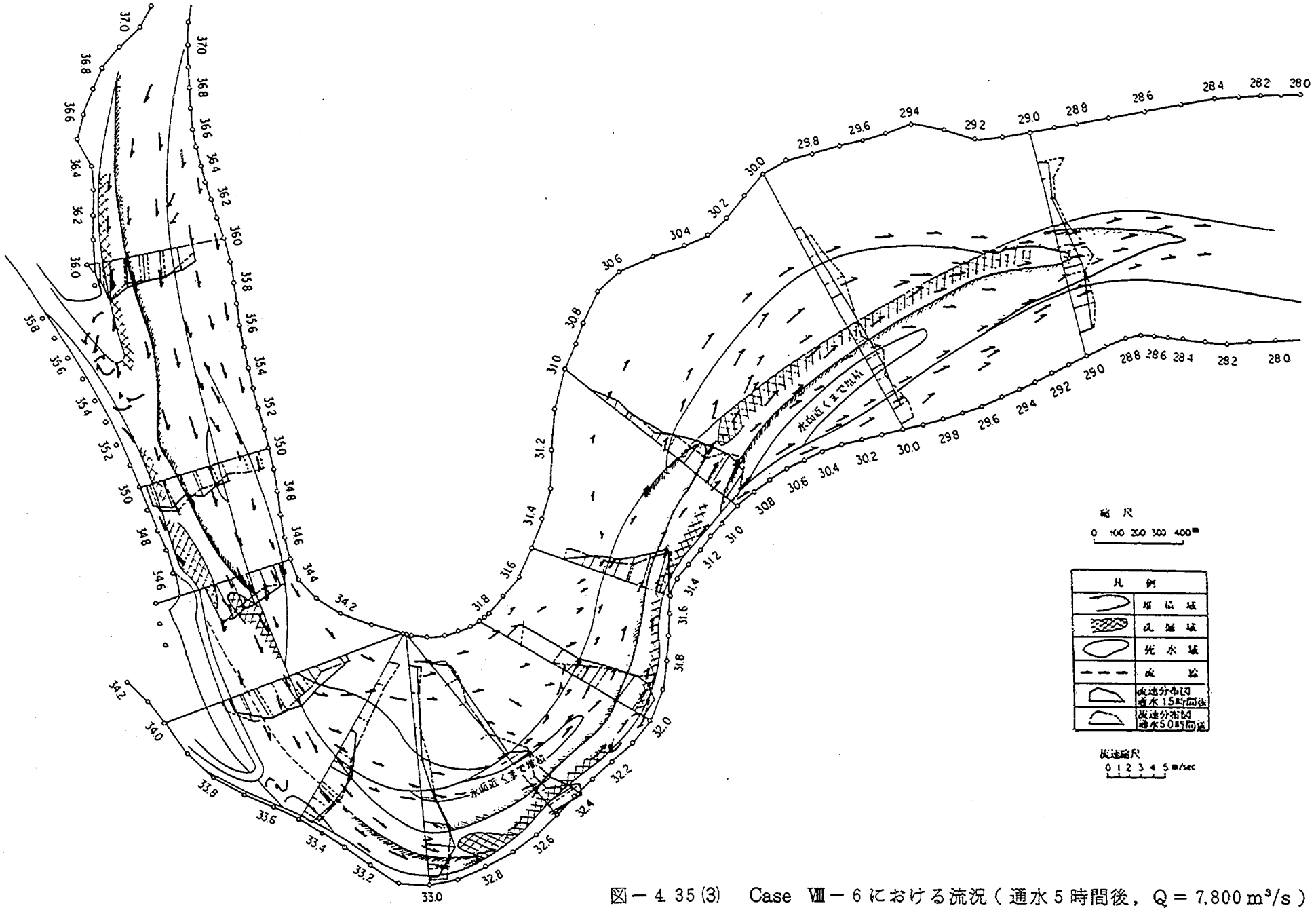
写真－4.22(3)　Case Ⅷ－6 における流況（通水5時間後，Q＝7,800 m³/s）



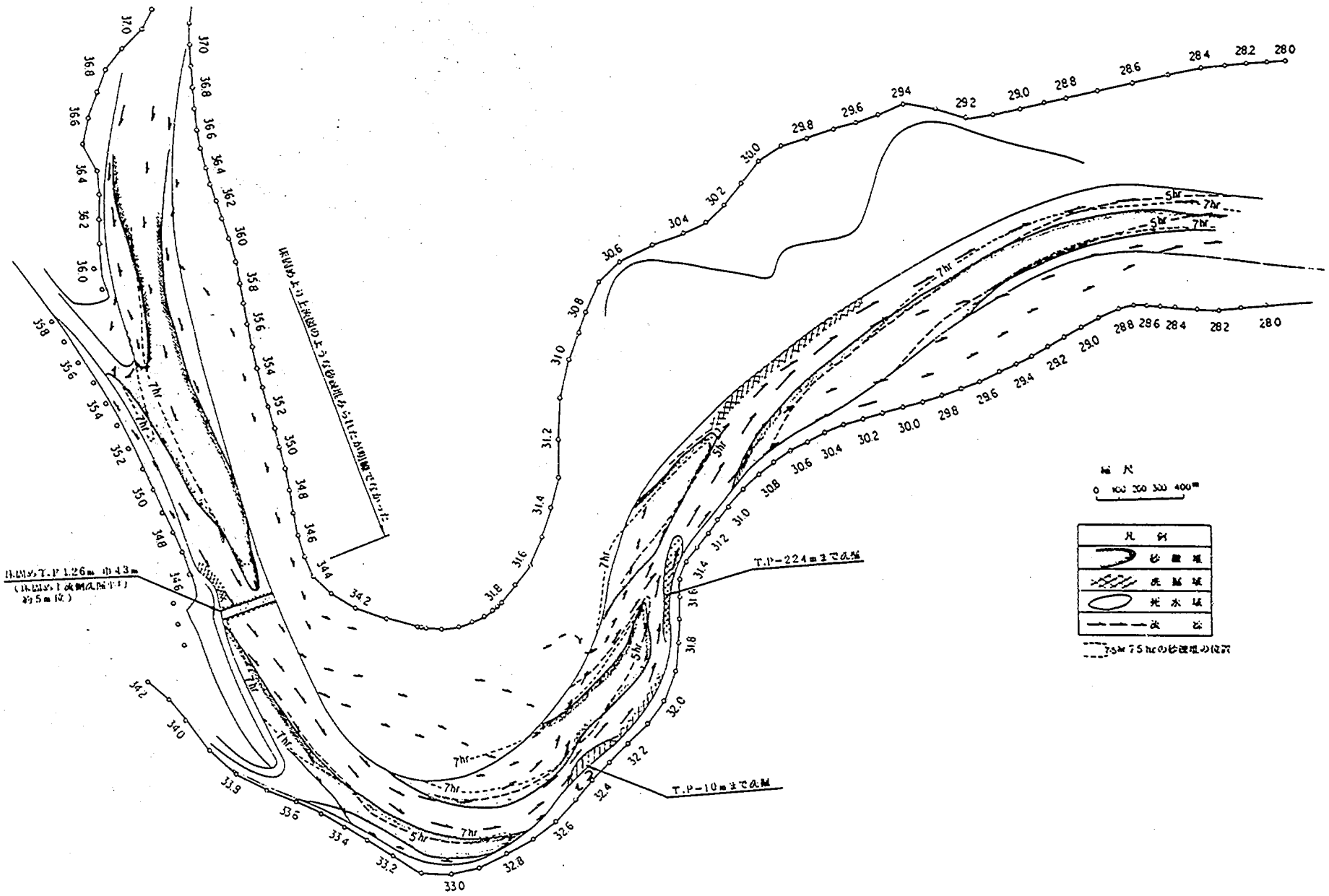
図－4.35(1)　Case Ⅷ－4における流況（通水10時間後，Q＝2,000 m³/s）



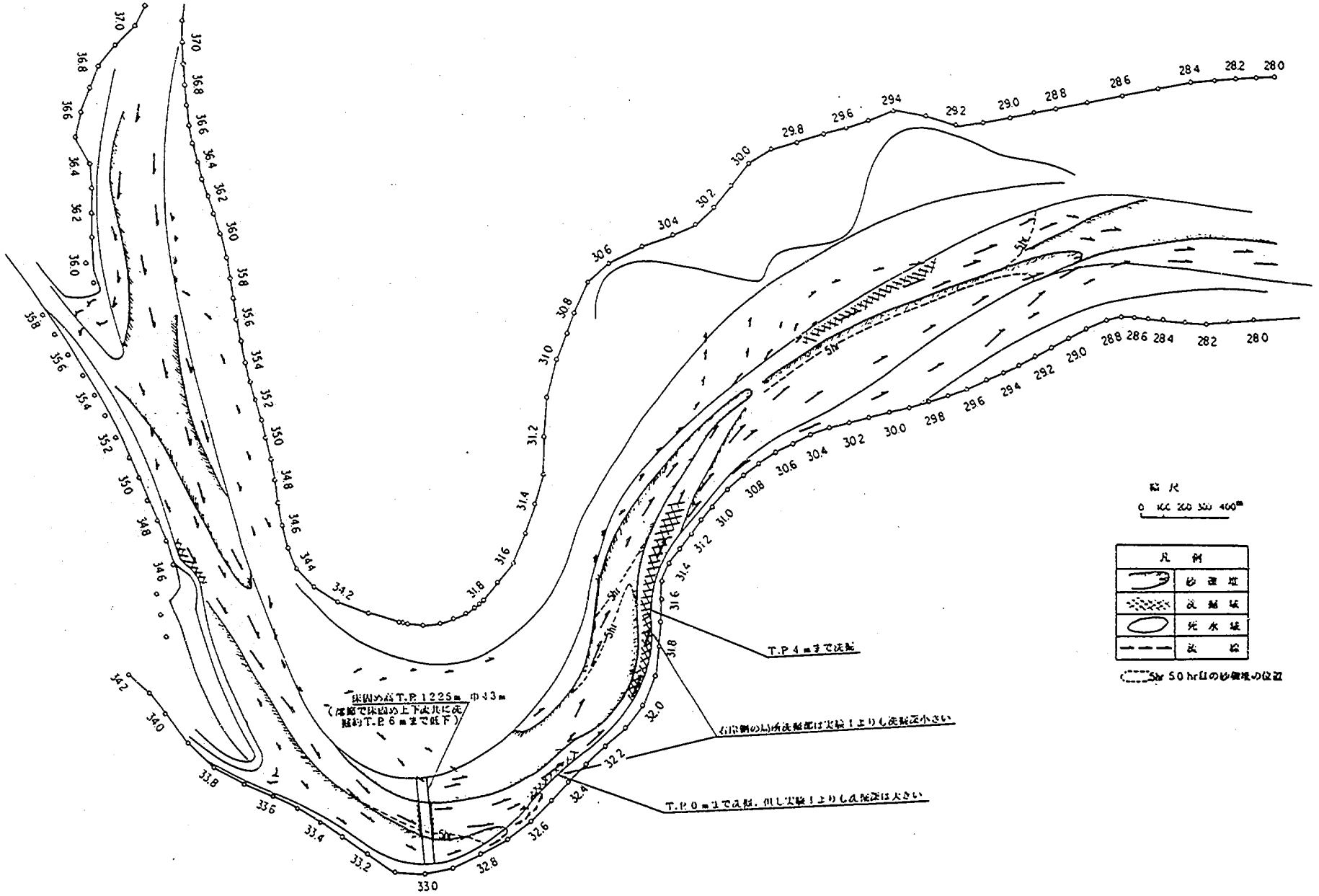
図－4.35(2)　Case Ⅷ－5における流況（通水30時間後，Q＝4,000 m³/s）



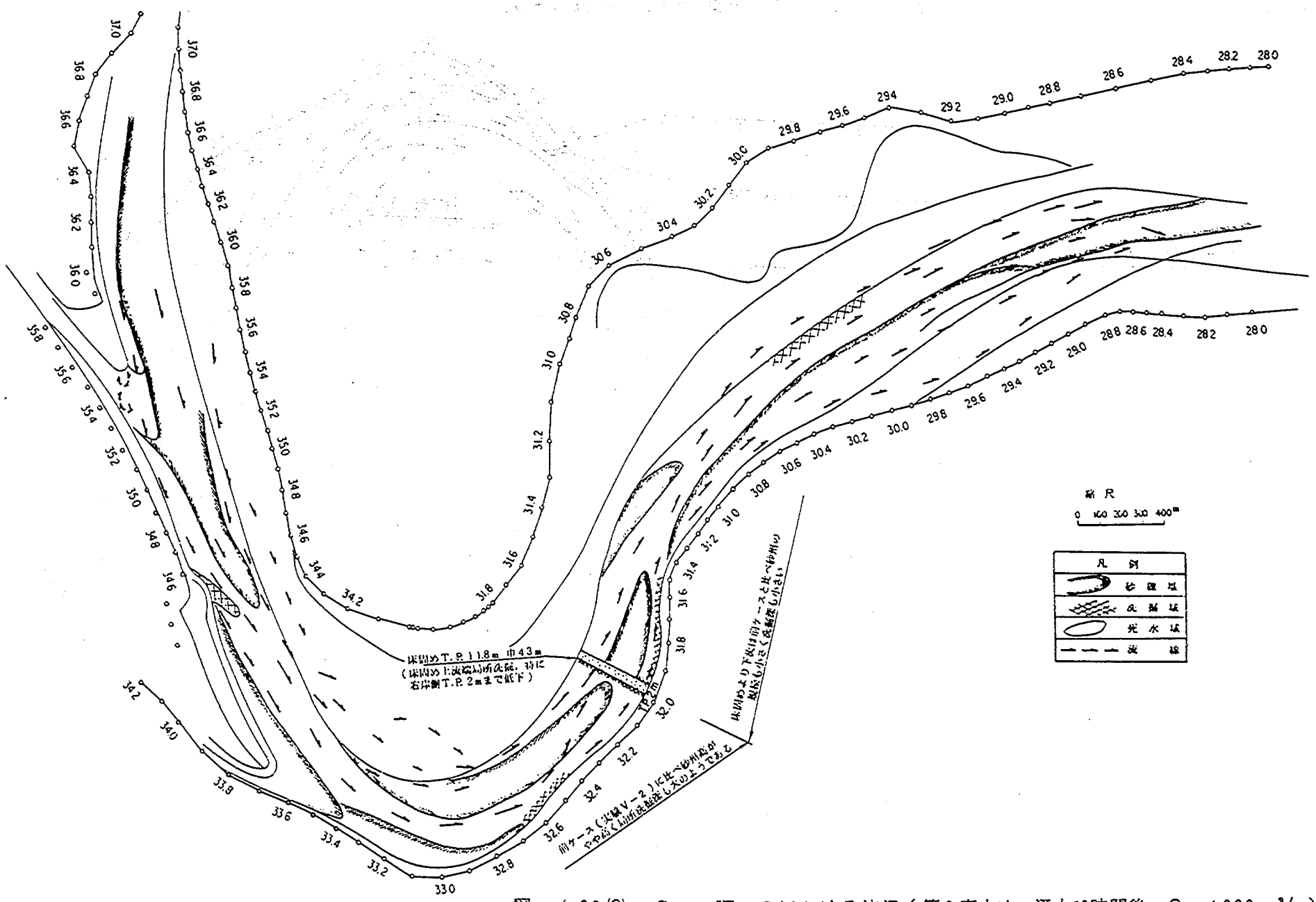
図－4.35(3)　Case Ⅷ－6における流況（通水5時間後，Q＝7,800 m³/s）



図－4.36(1)　Case Ⅷ－7における流況（第1床止め，通水10時間後，Q＝4,000 m³/s）



図－4.36(2)　Case Ⅷ－7における流況（第2床止め，通水10時間後，Q＝4,000 m³/s）



図－4.36(3)　Case Ⅷ－7 における流況（第3床止め，通水10時間後，Q＝4,000 m³/s）

4 － 9　黄瀬川模型実験

(1)　黄瀬川の概要

黄瀬川は，狩野川の右支川であり，流路延長 29.9 km，流域面積は 258.6 km² で狩野川水系漸流域 852 km² の 1/3 弱を占める最大支川である。

黄瀬川における降水は，富士川，愛鷹山および箱根山脈の斜面を流下し，黄瀬川に注ぐ。

鮎壺の滝（ 4.4 km付近 ）より上流では，三島熔岩流の地表あるいは地表近くに存在し，鮎壺の滝をはじめ佐野の滝など至る所に遷急点が形成されている。また，鮎壺の滝より上流は河岸が低く，洪水流は越流しやすい状況である。

三島市以南では半径約 1 kmの火山噴出物を主とする扇状地が見られ，黄瀬川はこの扇状地面を深く侵食して段丘を形成している。

(2)　実験の目的

黄瀬川の現状河道は平均河床勾配が約 1/250 程度と急であるのに加えて，洪水時には大水深・大流速となる。さらに湾曲部が多く，水衝部が生じポイントバーが形成される。したがって，計画河道に改修した場合における平均流速の逓減・河岸の保護及びポイントバー形成に伴う河積減少対策等を要する。加えて，これらの構造物は，その安定性および将来の維持・管理の面からも詳細な工法の検討が要求される。さらに，将来計画河道においては，単位幅流量と平均流速から判断して，落差工等の勾配緩和施設が当然必要と予想され，その配置等には特に配慮する必要があるものと思われる。

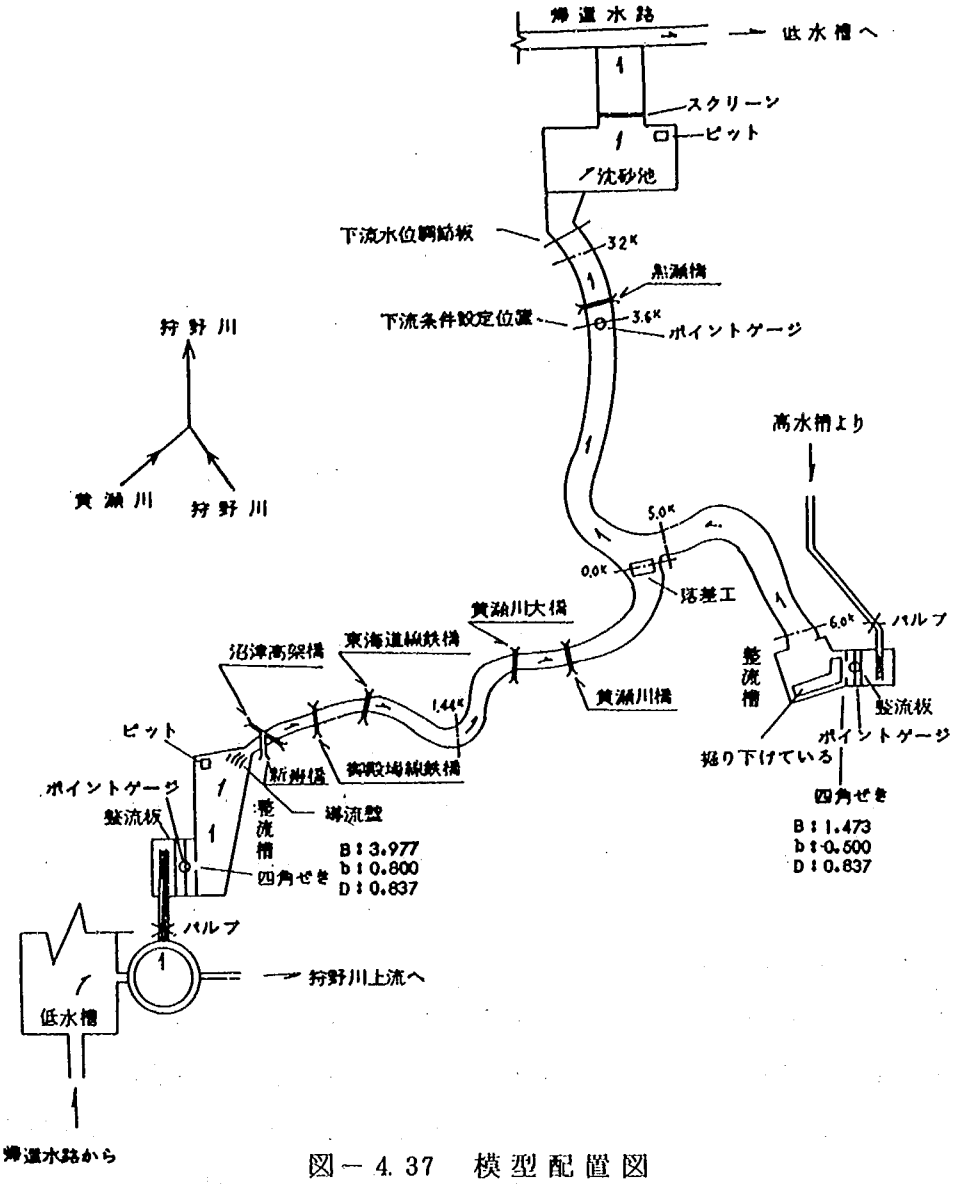
また，黄瀬川は本川狩野川にほぼ直角に合流する形状をとっている。さらに，この両川は河床勾配に差があり，合流点における流速・流下土砂量及び平均粒径等，それらの特性が異なっているため合流点の処理にあたっては，これらの要素を配慮し，合理的な設計を要する。

以上の諸問題に加え，現状河道から計画河道へ改修する過渡的段階の河道（ 暫定計画河道 ）が，長期にわたって存続することが予測される。したがって，同河道の問題点・問題箇所の調査・把握とその対策の検討および計画河道に至る工事の手順について検討する必要がある。

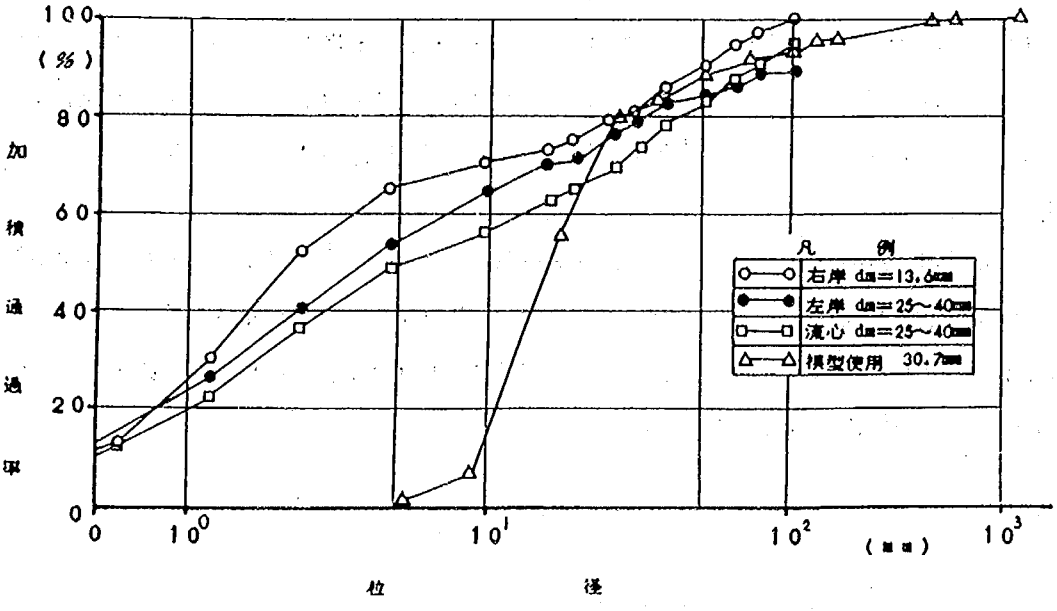
本模型実験は，以上に述べた暫定計画河道・計画河道及び将来計画河道の諸問題の解決と，それぞれの河道における諸水理特性の把握を目的として行ったものである。

(3)　模型の概要

模型の縮尺は 1/60 とし，模型区間は黄瀬川の 0.0^{k}～2.7^{k}，狩野川の 3.2^{k}～6.0^{k} としている。図－ 4.37 に模型平面図を示す。実験に用いた河床材料は，図－ 4.38 に示す粒度分布の平均粒径 0.4 mmの砂である（ 現地の河床材料の平均粒径は黄瀬川の模型対象区間で 15～40 mm，狩野川 3.0^{k}～6.0^{k} で 8 mm程度である ）。



図－4.37　模型配置図



図－4.38　現地および模型砂（現地換算値）の粒径加積曲線

(4) 実験条件

表－4.10　実験一覧表（黄瀬川模型，S＝1/60，0.9^K～2.2^K）

B'=167cm，d_m=0.04cm
(100m)

CASE	Q (l/s)	B (cm)	H (cm)	I_e	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備考
Ⅸ－1	43 (1,200m³/s)	133 (80m)	6.5 (3.9m)	1/259	4.96	0.360	20.5	163	2	ポイントバー	計画河道，構造物なし
Ⅸ－2	43 (1,200m³/s)	133 (80m)	－	－	－	－	－	－	－	〃	計画河道，水制工設置
Ⅸ－3	79 (2,200m³/s)	108 (65m)	9.0 (5.4m)	1/250	5.94	0.545	12.0	225	1	〃	将来計画河道，落差工
Ⅸ－4	79 (2,200m³/s)	108 (65m)	9.8 (5.9m)	1/221	6.59	0.672	11.0	245	1	〃	将来計画河道 落差工＋水制工

（ ）内の数値は，現地換算値

Case Ⅸ－1は，計画河道において構造物を設置しない条件で流量 1,200 m^3/s を通水したケースである。

Case Ⅸ－2は，計画河道において水制工（半透過水制）を 1.4^kの湾曲凹岸に6基，2.0^k 付近の湾曲凹岸に4基設置した条件で流量 1,200 m^3/s 通水したケースである。

Case Ⅸ－3は，将来計画河道（河床を2m程度掘削）において落差工を 0.6^k，1.3^k，2.0^k，2.4^kの4箇所に設置した条件で流量 2,200 m^3/s を通水したケースである。

Case Ⅸ－4は，Case Ⅸ－3の落差工に加え，水制工を 1.1^k，1.5^k，2.0^k周辺の湾曲凹岸に設置した条件で流量 2,200 m^3/s を通水したケースである。

なお，表－4.10に示した水理量は，0.9^k～2.2^k区間における平均的な水理量である。

(5) 実験結果

〔Case Ⅸ－1〕

一般に，黄瀬川のような急流河川の流れは河道法線形に強く支配されて流下し，湾曲部では遠心力の作用により，凹岸側が速く凸では遅いものとなる。また，土砂移動も激しく，流れの遅い凸岸側には土砂が堆積し始め，逆に凹岸側は洗掘が進行する。この傾向は時間経過とともに顕著となり，通水後模型値で10分～20分で凸岸側には大きな砂州の形成がみられ，砂州の下流側には逆流域・死水域等が発生するようになる。砂州の発達した状態での流れは，写真－4.23および写真－4.24にみるように河岸沿いの流れが通水初期より，相当に強調される。また，湾曲部では河岸沿いに生ずる下降流とそれから派生する河床近くの内側にむかう流れ，さらに下流方向への流れ等によりらせん流が発生する。通水後の湾曲部洗掘状況を示すと，写真－4.25のようである。流れが集中し，水深が大きくなる湾曲凹岸部では，Ripplesが形成されていることがわかる。

〔Case Ⅸ－2〕

半透過水制を 1.4^k付近湾曲部と 2.0^k付近湾曲部に設置した場合の流況を写真－4.26に示

す。

半透過水制は水制全体が透過式杭打水制では，流れに対する抵抗が小さく，その機能が十分に発揮させられないため，河岸取付側の半分を不透過構造にしたものである。水制を設置したことにより，流れは河心側に寄り，護岸前面の洗掘は軽減された。水制不透過部の下流側には土砂の堆積がみられた。しかし，一方では抵抗増加のため，最上流が水制の上流側では洗掘が進行する。この問題は，さらに上流に透過水制を設けることで解消できる。

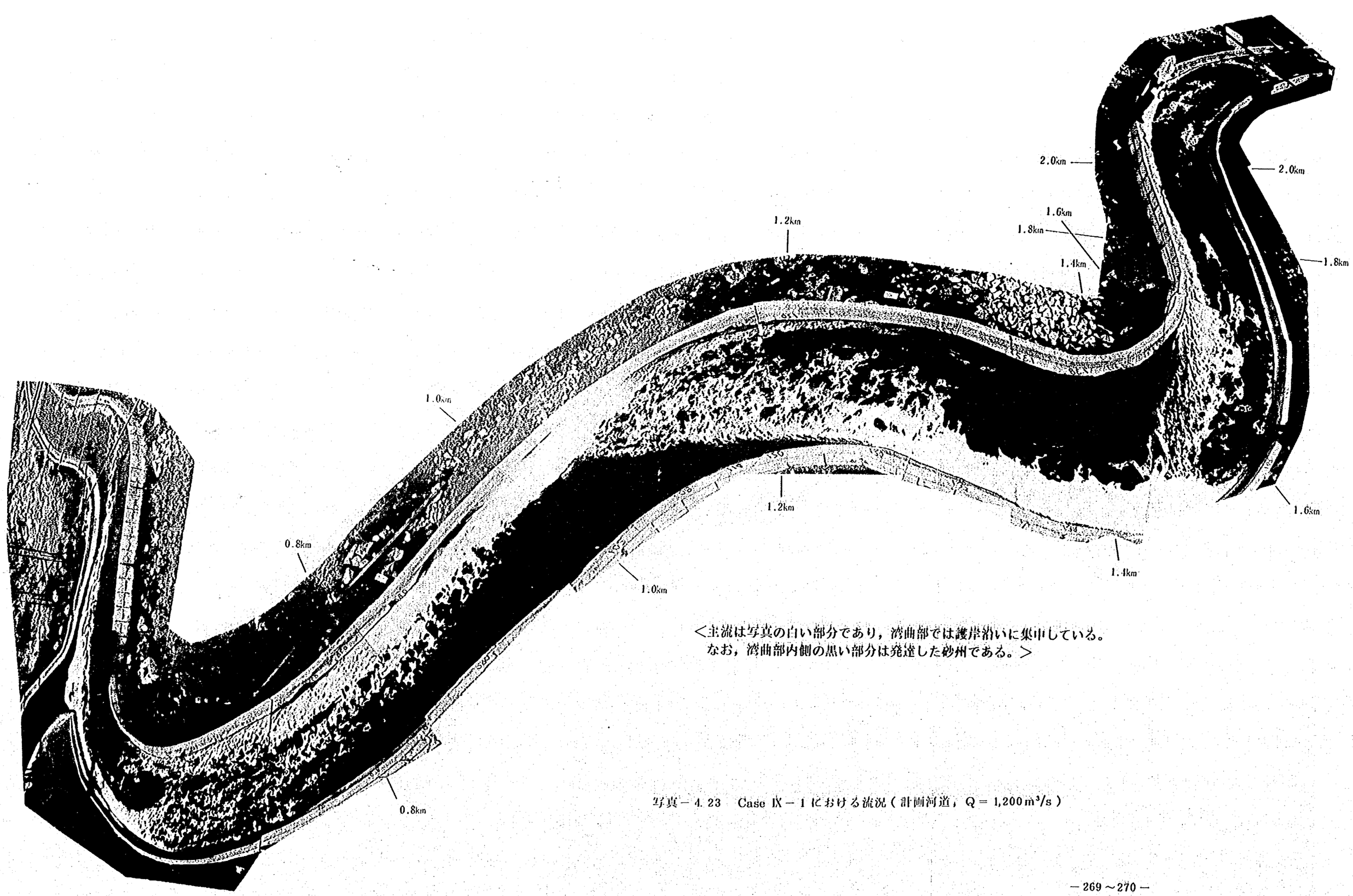
〔Case Ⅸ－3〕

将来計画河道では河床掘削により，流勢が計画河道の段階におけるそれをはるかに上回るため，護岸及び堤防の安全を考えた場合，勾配緩和施設が必要となる。そのため，Case Ⅸ－3では落差工を設けた。全体的な流況は，写真－4.27および図－4.39に示す通りである。また，湾曲部における流況を写真－4.28に，通水後の湾曲部（落差工周辺）の洗掘・堆積状況を写真－4.29に示す。流れは流量が2,200 m^3/sと多いことにもより湾曲部外側の河岸側に寄る流れが計画河道より強調され，断面最大流速はそのほとんどが湾曲部外側の堤防沿いに存在する。この流れの偏流により，湾曲部凸岸には砂州が広く高く形成され，落差工は埋没し，落差工の効果はなくなってしまった。一方，湾曲部凹岸側の落差工下流は強く洗掘を受けた。

〔Case Ⅸ－4〕

Case Ⅸ－3の結果から，落差工の配置では設計対象流量2,200 m^3/secを流下させることは極めて危険であると考えられる。Case Ⅸ－4では，主眼を湾曲部凹岸の洗掘防止におき，1.4 km付近湾曲部を中心とし，その上下流湾曲部に水制を配置した。図－4.40は，落差工および水制を設置した場合の流況を示したものである。水制設置により流速はCase Ⅸ－3より減速され，また，砂州の規模は小さくなった。しかし，最深河床高は1.4 km付近湾曲部においてはほとんどCase Ⅸ－3と変らなく，水制による局所洗掘防止効果はほぼ期待できないことがわかった。

このように，水制が一定の範囲内である程度の効果を発揮することはわかったが，目的とした護岸沿いも洗掘を防ぐことはできず，計画河道のように有効でないことが判明した。



＜主流は写真の白い部分であり，湾曲部では護岸沿いに集中している。
なお，湾曲部内側の黒い部分は発達した砂州である。＞

写真－4.23　Case Ⅸ－1 における流況（計画河道，Q＝1,200m³/s）

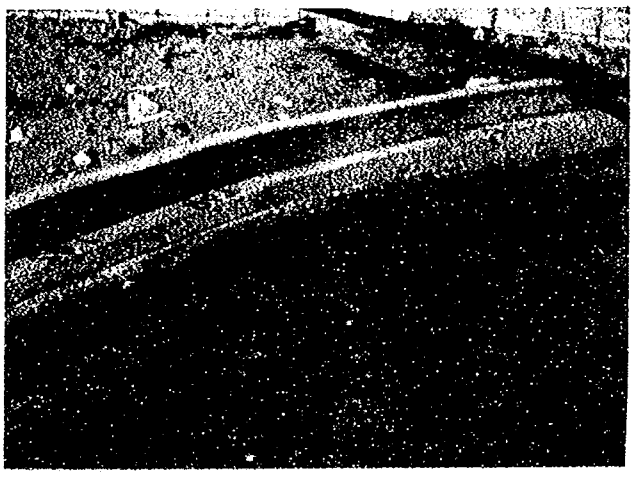


1.4km付近湾曲部における砂州の発達状況
＜砂州は湾曲部内側に広く発達し，川幅の2/3以上にも達する。＞



1.0km付近湾曲部における砂州の発達
＜砂州は川幅の 2/3以上にも達し，その砂州の発達により左岸側橋脚部では堆積が生じ，右岸側橋脚部では洗掘が助長される。＞

写真－4.24　Case Ⅸ－1における流況（計画河道，Q＝1,200m³/s）



2.0km付近湾曲部の洗掘



1.4km付近湾曲部の洗掘

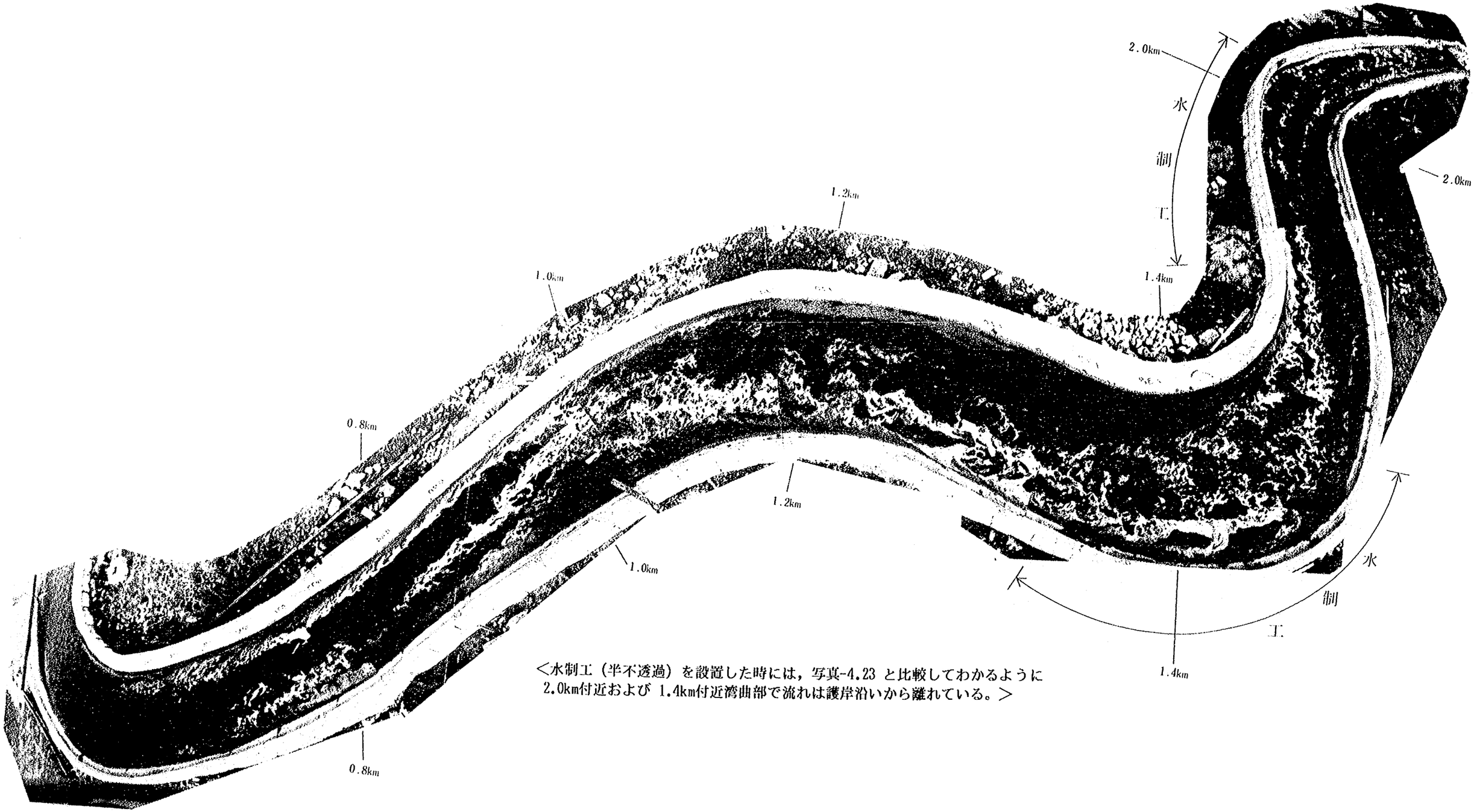


1.0km付近湾曲部の洗掘



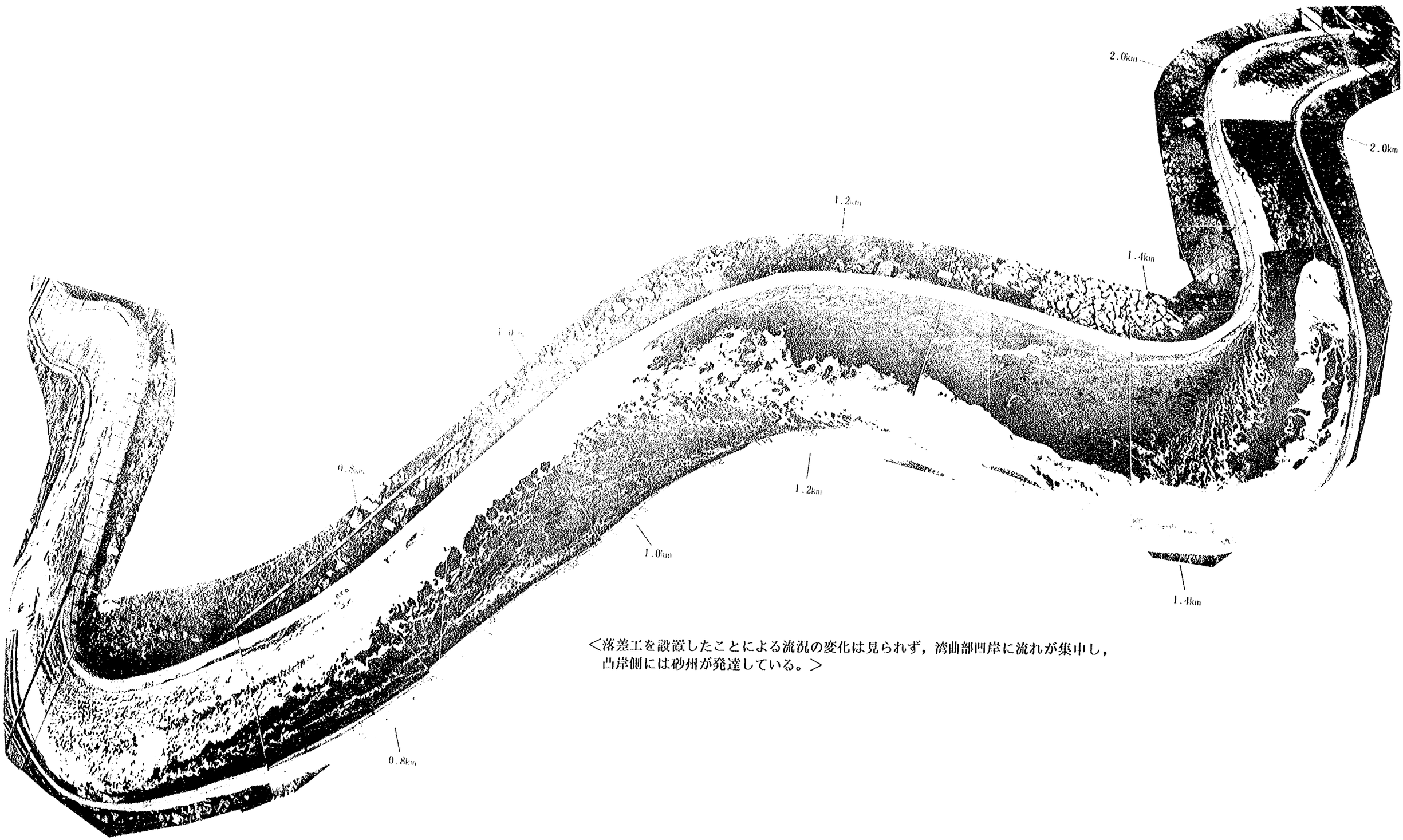
合流点付近の洗掘

写真－4.25　Case Ⅸ－1における通水後の河床形態（計画河道，Q＝1,200m³/s）



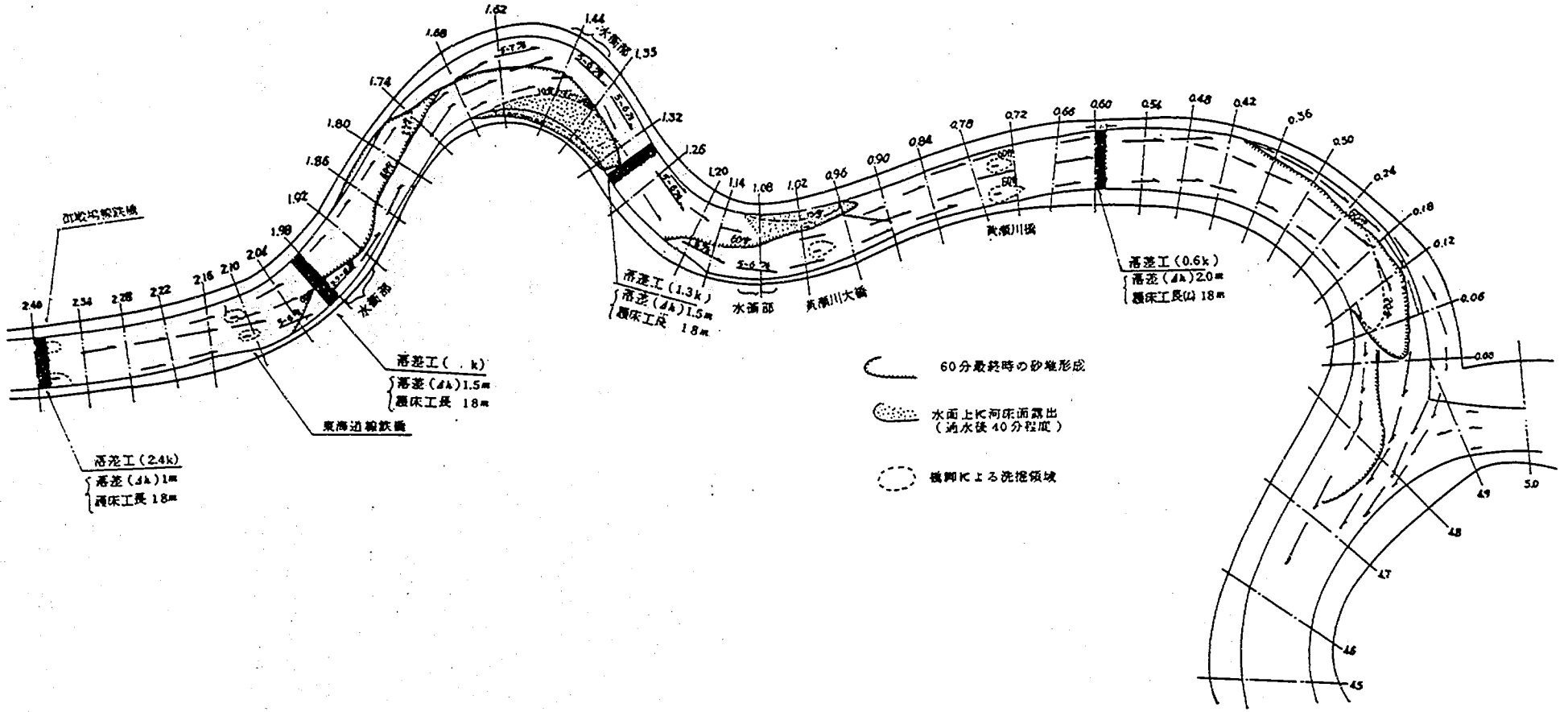
＜水制工（半不透過）を設置した時には，写真-4.23 と比較してわかるように
2.0km付近および 1.4km付近湾曲部で流れは護岸沿いから離れている。＞

写真－4.26　Case Ⅸ－2 における流況（水制工設置，Q = 1,200 m³/s ）



＜落差工を設置したことによる流況の変化は見られず，湾曲部凹岸に流れが集中し，
凸岸側には砂州が発達している。＞

写真－4.27　Case Ⅸ－3 における流況（落差工設置，Q＝2,200 m³/s ）



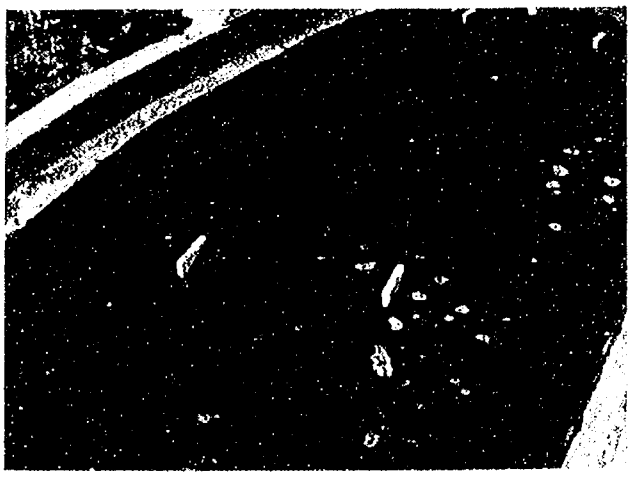
図－4.39　Case Ⅸ－3における流況および河床形態（落差工設置，Q＝2,200 m³/s）



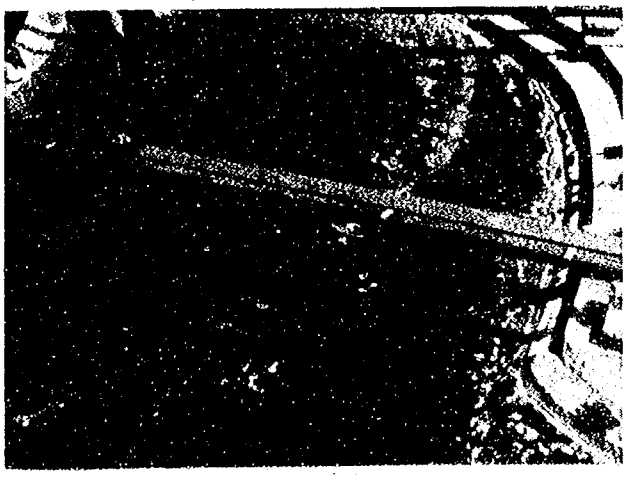
1.4km付近の砂州の発達
＜砂州はCaseIX-1と同様に湾曲部凸岸に広く発達している。＞



1.3kmの落差工上の流れ
＜左岸側においては多少落差工の効果が見られるが，右岸側では土砂の堆積により落差工は埋没し，落差工の効果はほとんど見られない。＞



1.0km付近湾曲部の流況
＜上流湾曲部の影響により流れは右岸側に集中し，堤防に沿って流下している。＞

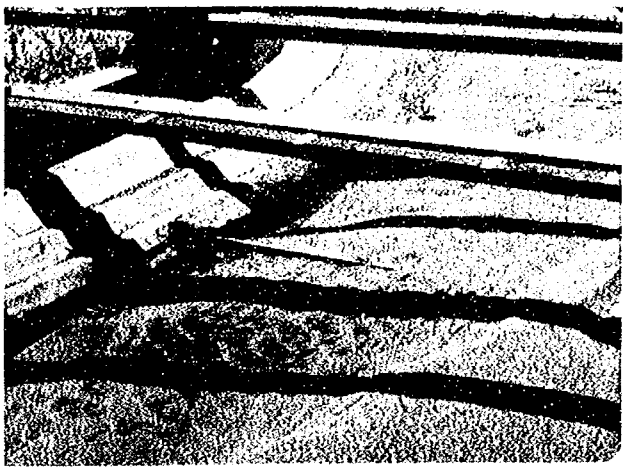


合流点付近の流れ
＜高水敷上の流れが非常に速く，洗掘が進行する。ただし，対策工として帯工が入っている。＞

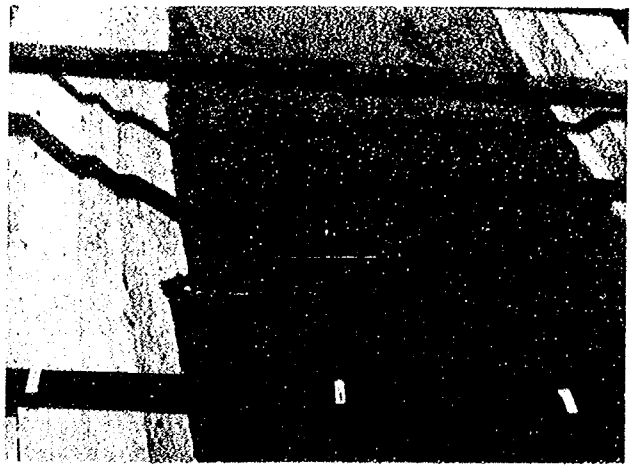
写真－4.28　Case IX－3における流況（落差工設置，Q＝2,200 m^3/s）



2.0km 落差工
<左岸側は土砂で埋没，効果なし>

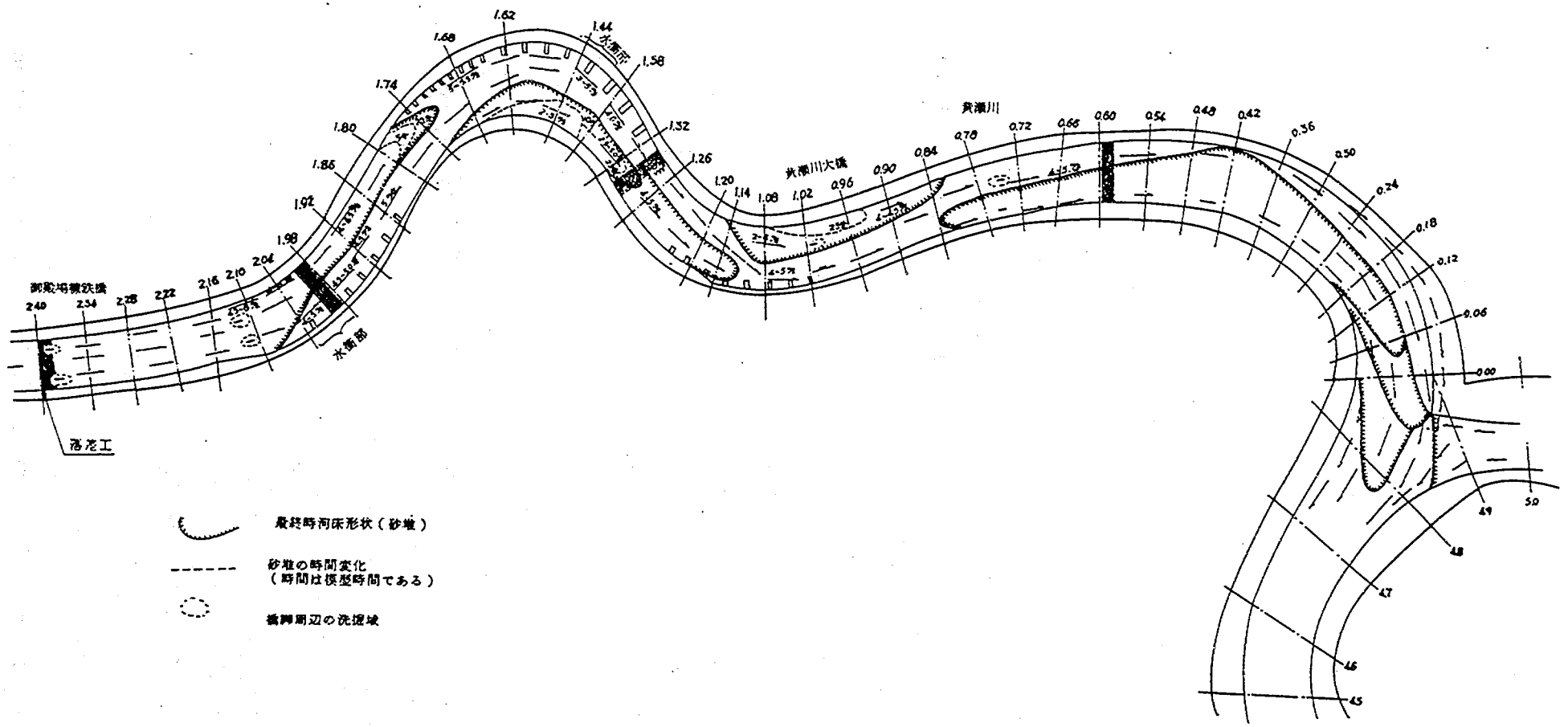


1.3km 落差工
<右岸側は土砂で埋没，効果なし>



0.6km 落差工
<ほとんど土砂で埋没し，効果がない>

写真－4.29　Case Ⅸ－3 における通水後の河床形態（落差工設置，Q＝2,200m³/s）



図－4.40　Case Ⅸ－4 における流況および河床形態（落差工＋水制工，Q＝2,200m³/s）

4－10　斐伊川模型実験（その１）

(1)　斐伊川の概要

斐伊川水系は，その源を島根県仁多郡船通山に発し途中大馬木川，阿井川，久野川，三刀屋川，赤川を合わせ，北に流れ，斐川平野を東に貫流し，宍道湖に流入後，大橋川を経て，中海に流入し，周辺の意宇川，飯梨川，伯太川，加茂川等を合わせて境水道を経て日本海へ注いでいる。

その流域は島根，鳥取両県にまたがり，宍道湖までは羽状流域，下流は放射状流域，従って水系としての形状は複式流域を呈し，流域面積 2,070 km²，幹川流路延長 153 kmで山陰地方中部における社会，経済の基盤をなしている。

斐伊川河床材料の粒度分布形はほぼ一様に近く，粒径が小さい割には河床勾配は急である。古来流送土砂量の多い河川で，多量の土砂を宍道湖へ運搬し，築堤が行われてからの河道は天井川を形成している。また，水流は，写真－ 4. 30 (1)，(2)に示すように，河床全体に形成されたウロコ状砂州の間を縫うように分派し網状流を呈している。

(2)　実験の目的

流量改定に伴う斐伊川水系の改修計画における考え方は，ダムによる洪水調節で河道の負担を軽減させ，更に斐伊川より神戸川に至る放水路を開削して洪水の一部を分水し平野部河道の安全性を確保するとともに，大橋川の改修とダム，放水路との効果により，宍道湖水位を低下させるということである。これらのうち放水路計画は，上島で 4,500 m³/s の計画流量を大津地点までで流量 2,500 m³/s に下げるために，流量 2,000 m³/s を放水路を通して神戸川に分水させることになっている。

この計画における分流点の位置は 14.0 k ～ 15.0 k の間で考えられており，重要文化財である来原岸樋を境に，分流点を上流案と下流案とに大別し，以下のような項目について模型実験により検討することとなった。

① 分流点位置は，来原岩樋の上流と下流のどちらが有利か。
② 放水路取付部法線の適切な形はどんなものか。
③ 計画分流可能な越流幅はどの程度か。
④ 分流させた場合，本川側の河床変動はどのような状況か。
⑤ 放水路への流入土砂量はどの程度か。
⑥ 所要の補捉効果の得られる沈砂池の設計諸元はどの程度か。

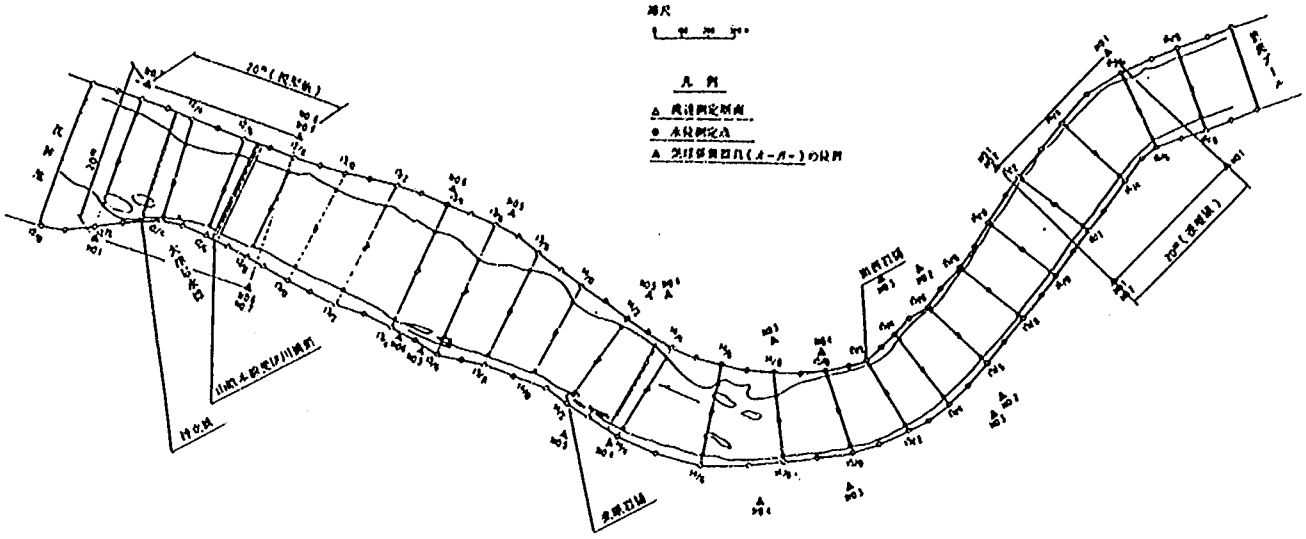
(3)　模型の概要

斐伊川模型の縮尺は，水平・垂直方向とも 1/30 としている。模型対象区間は，放水路計画位置の上下流 12.0 k ～ 17.0 k の 5 km区間である。図－ 4. 41 に模型平面図を示す。河床材料は，現地と模型における無次元掃流力 τ^* を一致させるように，図－ 4. 42 に示す粒度分布の平均粒径 0.27 mmの石炭粉を用いた（現地河床材料の平均粒径は，昭和 48 年の調査によれば 15 k ～ 16 k で d_m = 2.17 mmであった）。

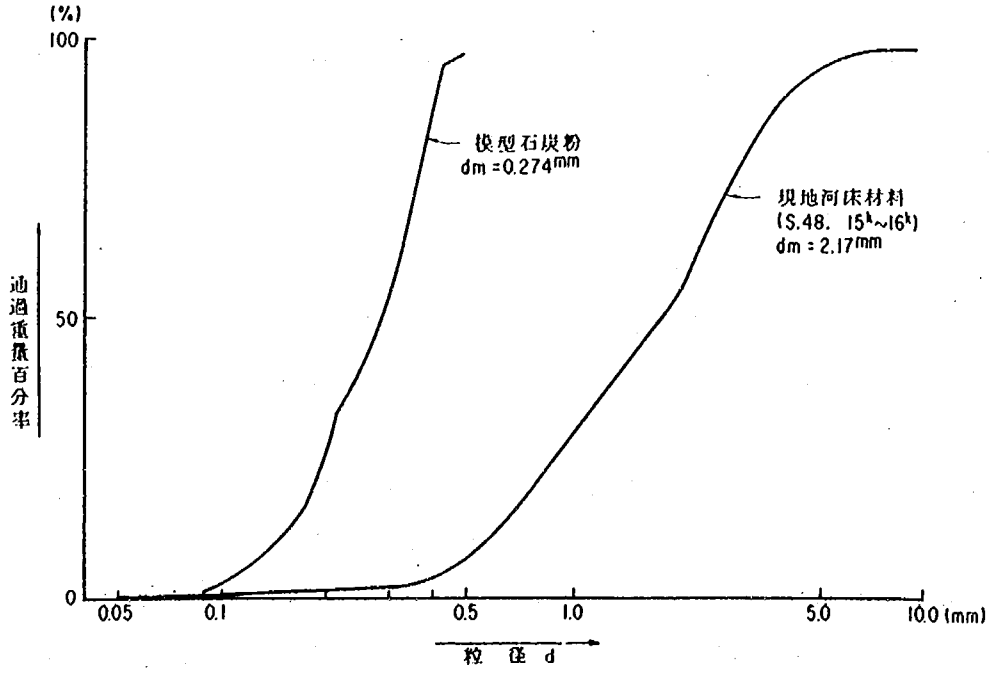


写真－4.30(1)　斐伊川航空写真（昭和45年8月27日）

写真－4.30(2)　斐伊川航空写真（昭和47年7月19日）



図－4.41　斐伊川模型平面図



図－4.42　現地および模型砂の粒径加積曲線

(4) 実験条件

表－4.11　実験一覧表（斐伊川模型，S = 1/30，12^K～17^K）

B=1,000m (300m)，B'=1,333cm (400m)，d_m=0.027cm

CASE	Q (l/s)	H (cm)	Iw	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
X－1	41 (200m³/s)	3.3 (1.0m)	1/722	2.12	0.103	303	122	23	4～6列のウロコ状砂州 Ls=8～11m	現況河道(昭和50年)
X－2	81 (400m³/s)	5.0 (1.5m)	1/707	2.63	0.159	200	185	5	4列程度のウロコ状砂州 Ls=10～17m	
X－3	284 (1,400m³/s)	6.7 (2.0m)	1/807	2.85	0.186	149	248	1	複列砂州 Ls=17～23m	
X－4	730 (3,600m³/s)	11.7 (3.5m)	1/855	3.68	0.307	85.5	433	0.58	複列砂州 Ls=20～27m	
X－5	Qp=473 (2,333m³/s)	11.0 (3.3m)	1/8870	3.52	0.284	90.9	407	－	複列砂州 Ls=20～27m	初期河床を昭和50年測量の平均河床高で平坦に整形 昭和47年洪水ハイドロ

（　）内の数値は，現地換算値

Case X－1～5は，現況河道における検証実験である。

Case X－1～4は，初期河床を昭和50年10月測量断面に整形し，それぞれ200 m³/s，400 m³/s，1,400 m³/s，3,600 m³/sの定流を通水したケースである。Case X－2は，200 m³/s通水後，継続して400 m³/sを通水した。なお，流量200 m³/s，400 m³/sは1～2年確率の洪水流量，1,400 m³/sは昭和50年洪水のピーク流量，3,600 m³/sは改訂前の計画洪水ピーク流量に対応する。

Case X－5は，初期河床を昭和50年10月測量の平均河床高で平坦に整形し，昭和47年洪水ハイドロ（Q_p = 2,333 m³/s）を通水したケースである。

(5) 実験結果

〔Case X－1，2〕

流量200 m³/sの通水10時間目までの河床には，Ripplesが卓越しており，15時間目位からはうろこ状の砂礫堆が13.6 k～15.0 k付近に明瞭にでき始め，それが次第に発達して，流れはその上を網流している。23時間目にも以上の状況に変化はなく，ほぼ平衡状態に達したものと思われた。写真－4.31は，Case X－1における通水後の河床形態を示したものであり，写真－4.30(1)に示した現地の平水時の流況と比較すると，みお筋（網状流）の状況およびウロコ状砂州の平面的なスケールはよく一致している。流量200 m³/s通水後，継続して流量400 m³/sを通水してからは，15.0 kより上流では大局的にみると，網流する流れの中で，主流が8の字蛇行を示すようになる。また15.3 k右岸から14.7 k左岸へ向う流れと，14.1 k左岸から13.6 k右岸へ向う流れが200 m³/s時よりも明瞭になっている。写真－4.32(1)，(2)はCase X－1における通水5時間後の流況および通水後の河床形態を示したものである。

〔Case X－3〕

流量 1,400 m³/s では 1 時間（模型）で河床形状は十分に発達したものと思われた写真－4. 33 (1), (2)は，Case X－3 における通水 1 時間後の流況および通水後の河床形態を示したものである。その時点の流況を見ると 16.2 k ～ 15.6 k 右岸沿いに走る流れは，15.6 k ～ 15.0 k 左岸へと向きを変え，そこから下流 12.0 k 低水路中央まで直線的に流下している。河床形態については，流量 200 ～ 400 m³/s の場合に生じたようなウロコ状砂州は消え，流速の小さい部分にのみ波高の小さい Ripples が形成されている。写真－4. 33 (2)を見ると主流部分にも同様の規模の Ripples が形成されているが，これは減水時（模型上流の量水槽で止水しても，河道内の水がしばらくの間流れており，この流れにより石炭粉が掃流される。）に生じたもので，通水中の状態までは平坦河床に近いものと思われる。

〔Case X－4〕

流量 3,600 m³/s の実験では，写真－4. 34 (1), (2)に示すように流頭部から 16.5 k 右岸へ向う流れは，15.2 k まで右岸沿いに走り，そこから 14.9 k 左岸へ向かい，そこから下流は左岸側寄りに主流部が生じている。この流れは，Case X－1 ～ 3 よりも明瞭となっている。また，13.7 k ～ 14.2 k 左岸堤防前面には，はく離域が生じている。平面的な河床状況は，16.2 k ～ 15.1 k 左岸，15.2 k ～ 12.0 k 右岸に砂州が生じており，Case X－1 ～ 3 のときよりも，その堆積部と，洗掘域の形成は明瞭に現われている。

〔Case X－5〕

昭和 47 年 7 月洪水の不定流実験では，流量 800 m³/s 位から 15.0 k より下流で凸岸側が堆積，凹岸側が洗掘という傾向が現われはじめ，流量が 1,000 m³/s になると 14.8 k 右岸付近の河床は水面近くまで上昇してくる。ピーク流量時には写真－4. 35 (1), (2)に示すように 16.0 k ～ 14.9 k 左岸，15.2 k ～ 12.0 k 右岸に高い砂州が形成され，完全に主流域と死水域とが分れる状態になり，主流線は 15.4 k より上流で右岸沿いに，15.4 k ～ 14.9 k で右岸から左岸沿いに移り，14.9 k より下流では左岸沿いに現われる。また主流部の河床はほとんど深さ 3 m のモルタル床版まで洗掘を受けている。また放水路取付予定位置である 13.7 k～14.2 k 付近の左岸堤防前面は，流量の増加とともに，はく離域が増大し，ピーク時においては堤防から 50 m 程の幅にまで発達する。また，洪水の減水時には，ピーク流量時までに形成されたみお筋への流水集中が激しすぎるため，ピーク時までに形成されたみお筋が埋め戻されず，現地で見られるようなほとんど平坦な河床状態には戻らなかった。

以上，各ケースの実験結果を述べたが，ここで本実験結果をもとに石炭粉を用いた模型実験の現地との相似性について付記しておく。

① 流量 200 m³/s，400 m³/s の実験の河床抵抗は，Ripples の影響で，大きめになるが，中規模河床形態（ウロコ状砂州の形成と流れの網流）との流況の相似性は良好で，流砂量も現地と一致しているようである。斐伊川の長期的な河床変動は，比較的小さな流量で支配されているということから，この程度の流量を用いて計画河道の長期的な河床変動を検討する場

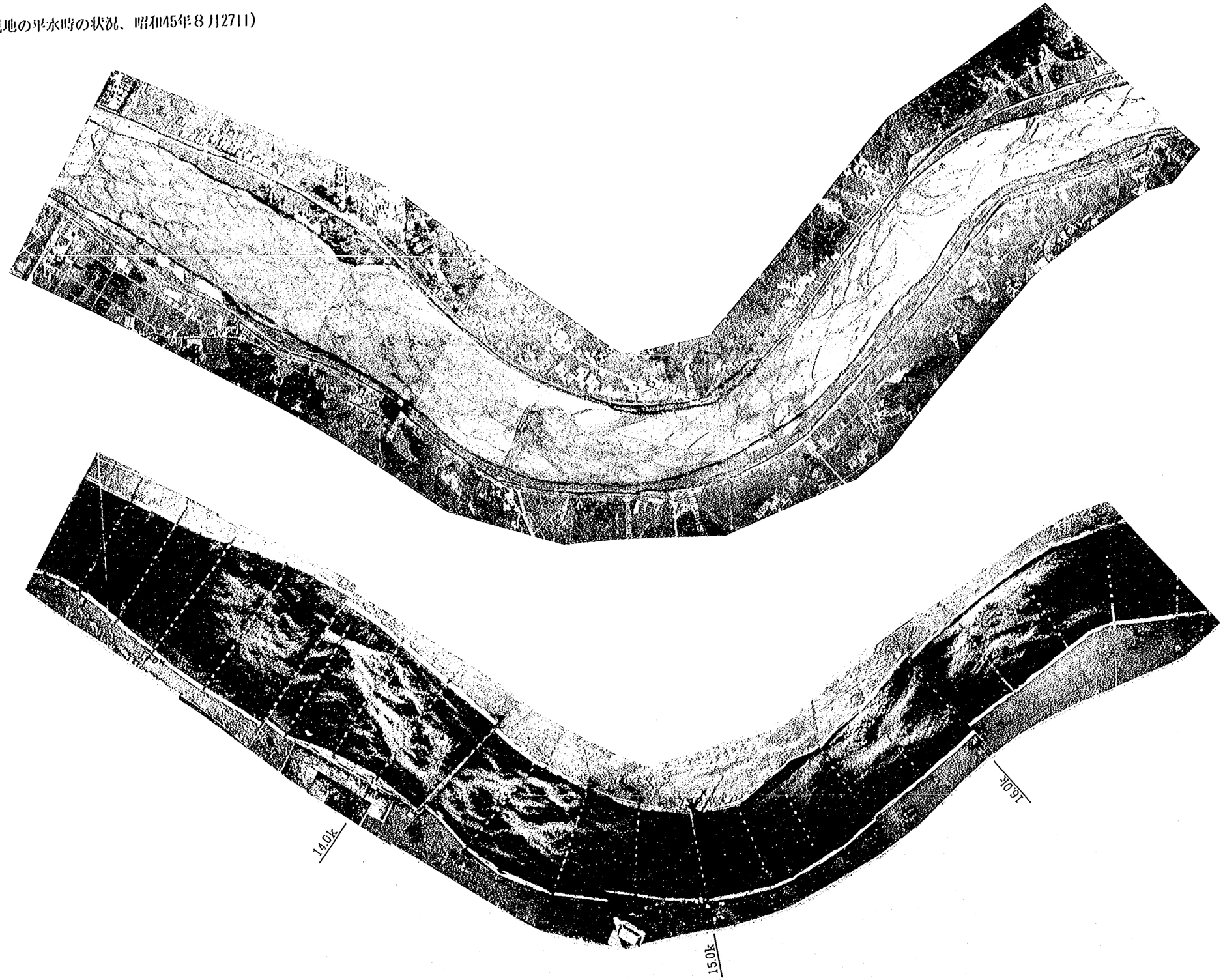
合は，石炭粉を用いた実験の相似性は良い。

② 流量 1,400 m^3/s 以上になると，低流量時のような網流状態は消え，流れは 1 本の大きな蛇行を示し，波長および位置ともに現地における 47 年洪水のみお筋跡とよく一致している。しかし，実験における河床横断形状は，砂州高，みお筋の深さとも非常に大きく，みお筋への流量集中が激しいために，流速，水位，流砂量などについては，現地との相似性が良くない。

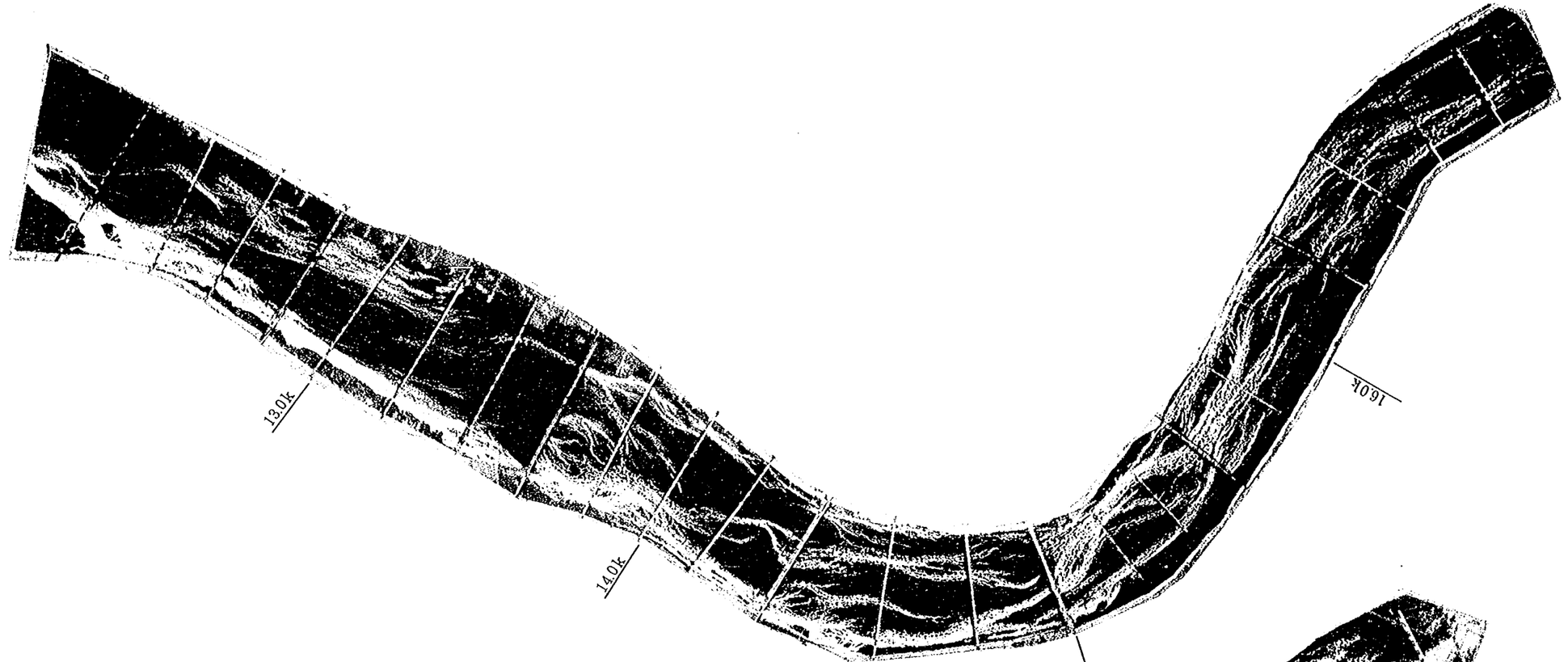
③ これは，模型の河床材料として用いた石炭粉の流砂形態が，実際より小さい流量で浮遊形態になりやすいため，河道のわん曲等によってできたみお筋沿いの洗掘が大きくなって，流量の集中を強め，さらに洗掘を増大させるという具合いに，加速度的にみお筋への流量集中を起こすためと考えられる。このほか，河幅が広く流れが浅いこと，主流部沿いの河床抵抗が小さく，主流部を外れた部分は河床抵抗が大きいことなども，流量集中の原因のひとつである。

④ もちろん，現地においても浮遊砂が卓越するような流量になれば，このような現象は生ずるはずであるが，現地と模型における無次元掃流力を一致させるために用いた石炭粉では，沈降速度が相似でないため流砂形態が掃流から浮遊へ変化する流量は 1,000 m^3/s 程度と小さく，それ以上の流量では現象の相似が得られないことになる。

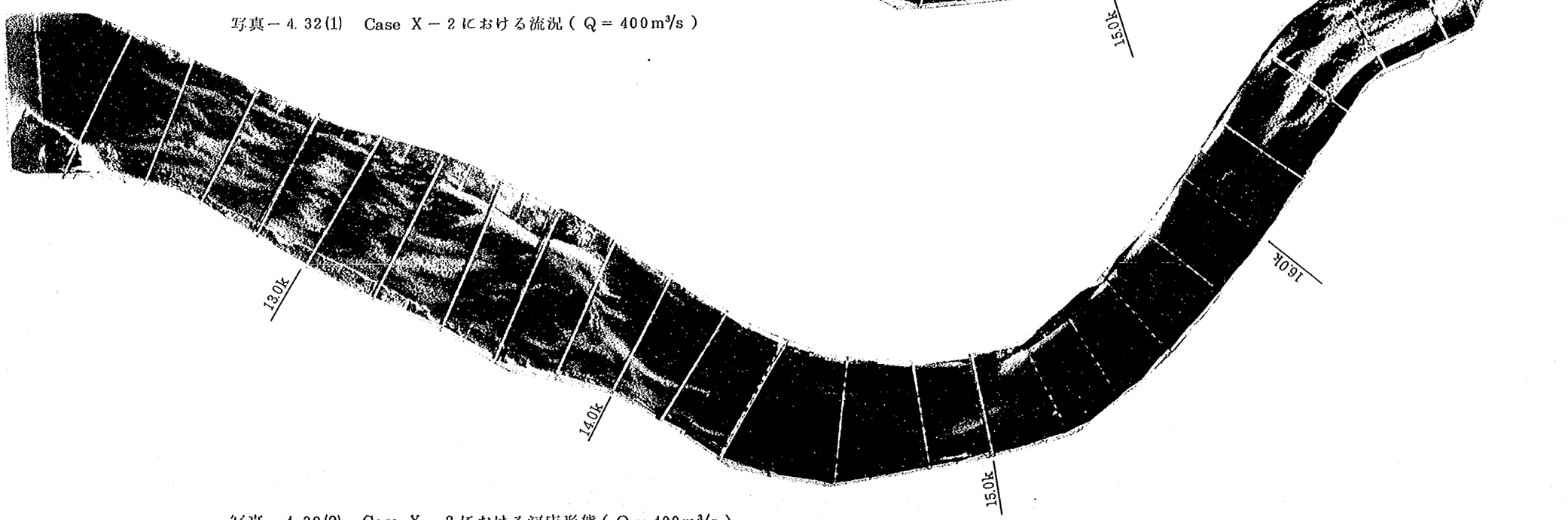
(現地の平水時の状況、昭和45年8月27日)



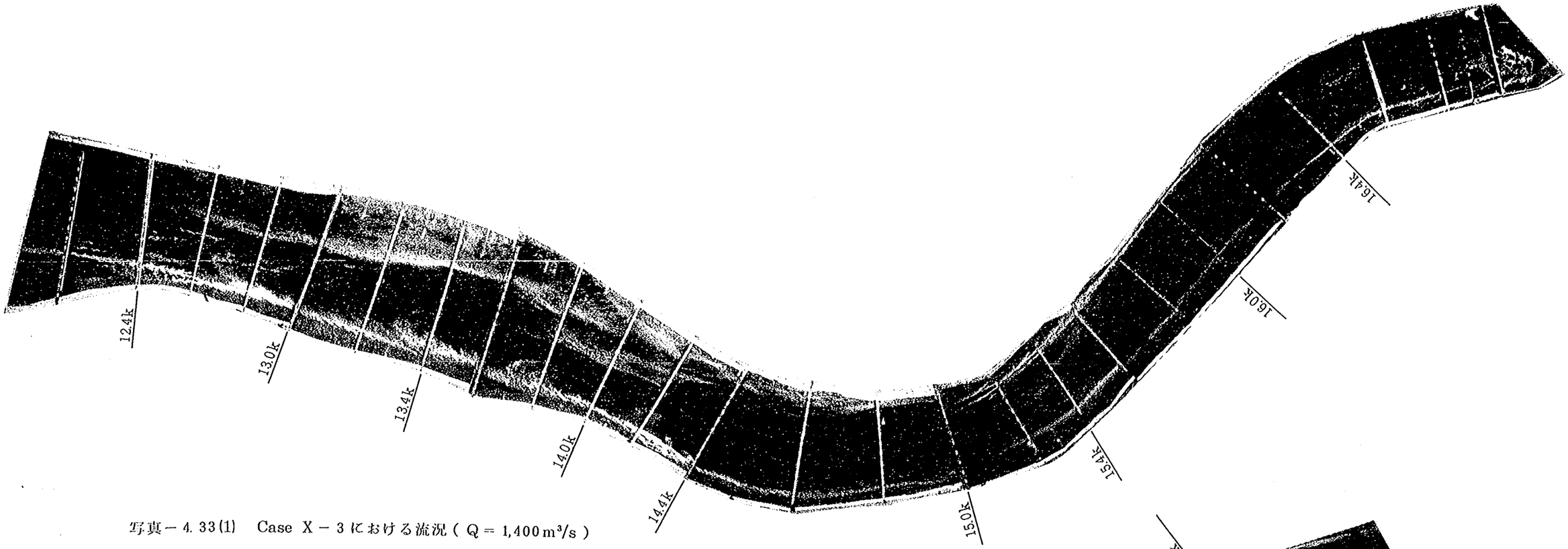
写真－4.31　Case X－1における通水後の河床形態（Q＝200m³/s，23時間通水）



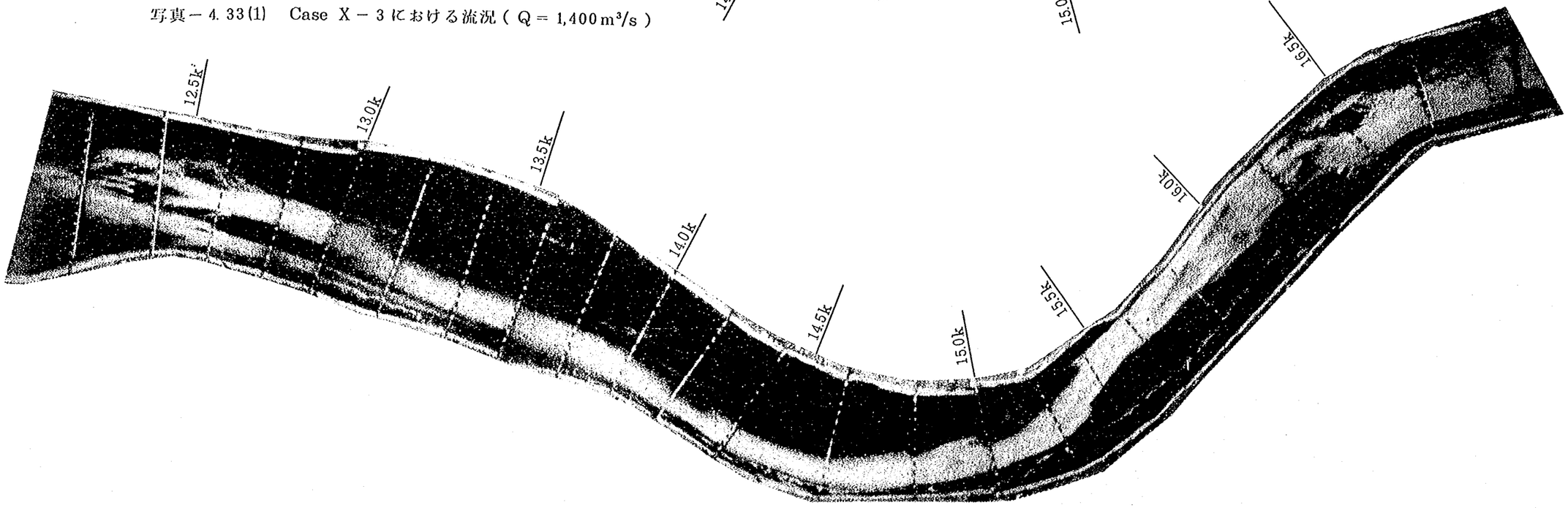
写真－4.32(1)　Case X－2における流況（Q＝400m³/s）



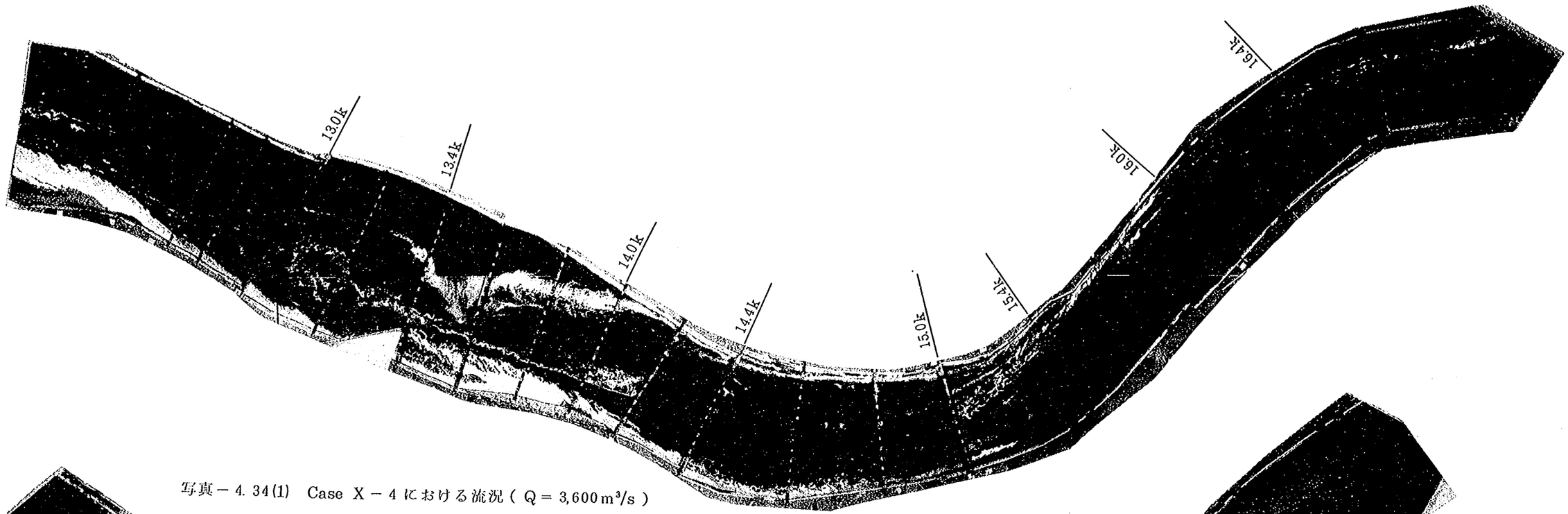
写真－4.32(2)　Case X－2における河床形態（Q＝400m³/s）



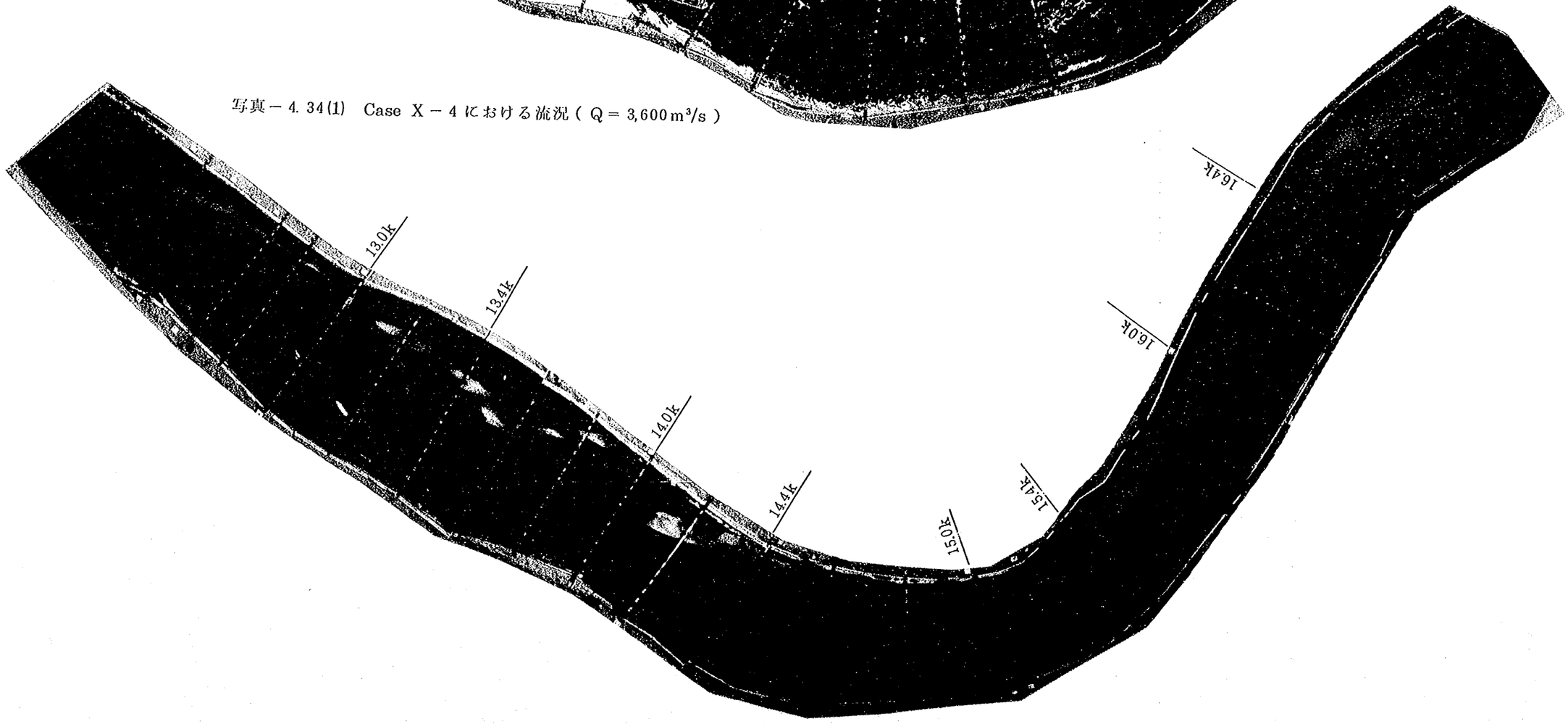
写真－4. 33(1)　Case X－3 における流況（ Q = 1,400 m³/s ）



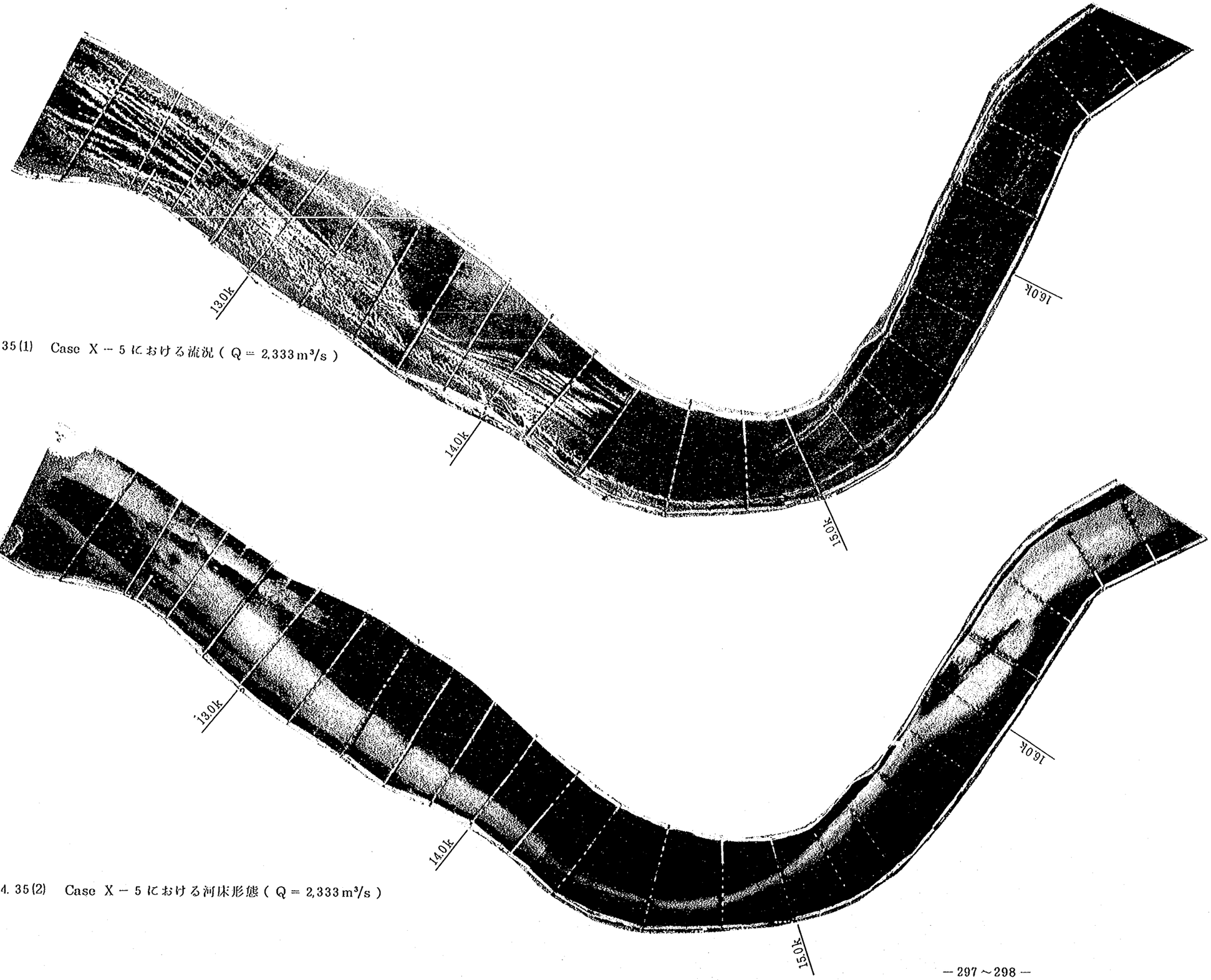
写真－4. 33(2)　Case X－3 における河床形態（ Q = 1,400 m³/s ， 1 時間通水 ）



写真－4. 34(1)　Case X－4 における流況（ Q＝3,600 m³/s ）



写真－4. 34(2)　Case X－4 における河床形態（ Q＝3,600 m³/s ）



写真－4. 35(1)　Case X－5 における流況（Q＝2,333 m³/s）

写真－4. 35(2)　Case X－5 における河床形態（Q＝2,333 m³/s）

4－11　斐伊川模型実験（その２）

(1)　実験の目的

前項４－11斐伊川模型実験（その１）の引用文献である「水理模型実験による斐伊川分流計画の検討」[28]において放水路分流計画の大略方針が決定された。

本実験は，さらに詳細な分流計画を立てるために，以下のような項目について検討したものである。

1）放水路の取付位置

2）堰軸の方向

3）分流幅

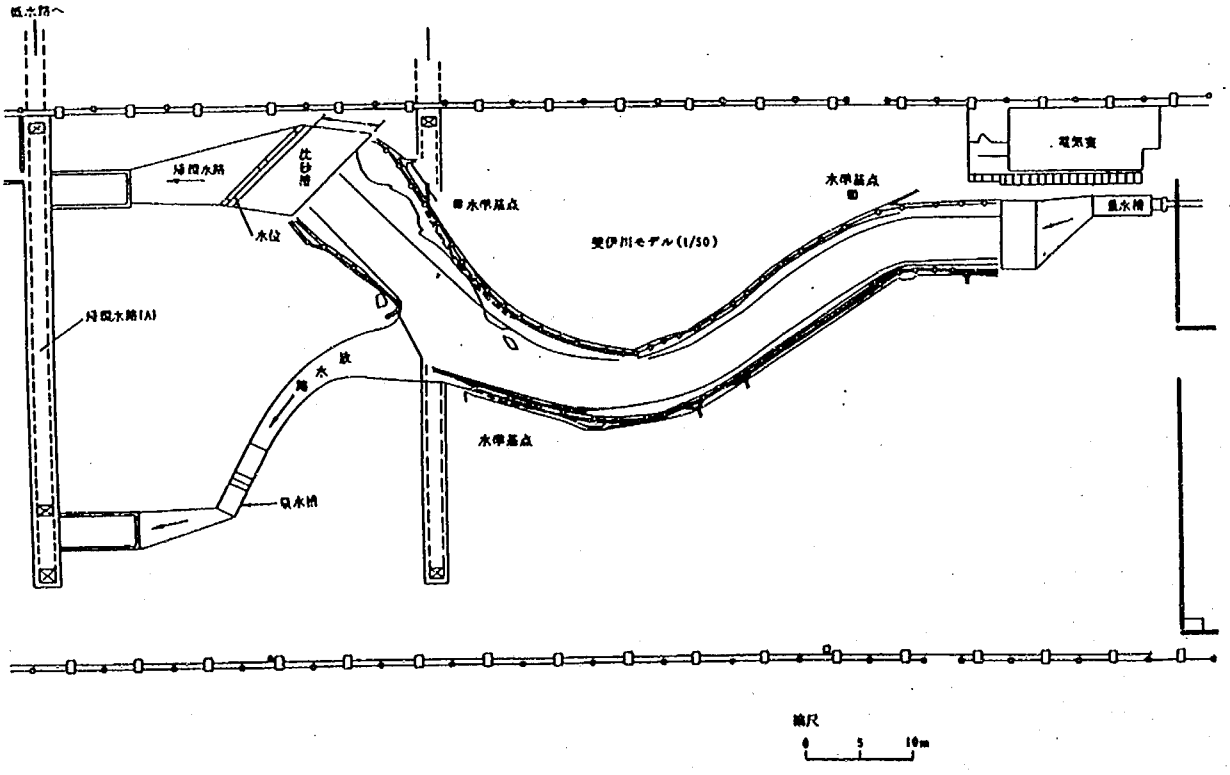
4）沈砂池

5）局所洗掘対策

なお，本実験は，砂河川における模型実験の定量的表現（相似性）の向上にも観点を置き，検証実験を行っている。

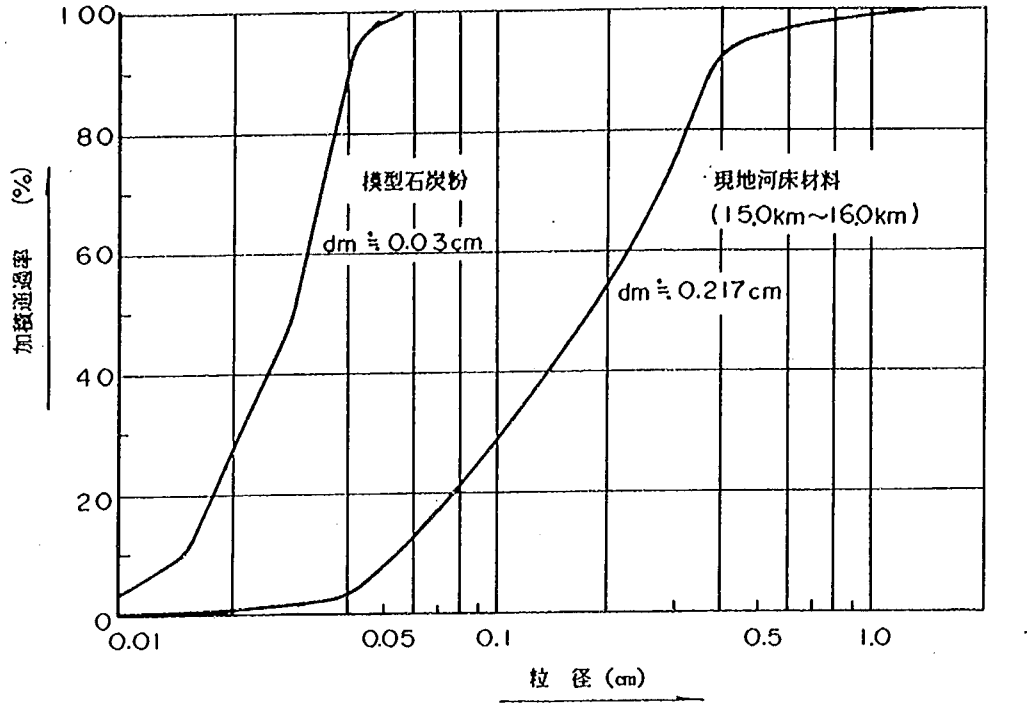
(2)　模型の概要

模型の縮尺は，水平・垂直方向とも1/50である。対象区間は，13.2ｋ～17.0ｋの3.8 km区間である。図－4.43に模型装置平面図を示す。



図－4.43　模型配置平面図

低水路部には，図－4.44に示す粒度分布の平均粒径約0.3 mmの石炭粉を約10 cm厚で敷き詰めている（なお，現地河床材料の平均粒径は，昭和48年調査によれば15 k ～ 16 k でd_m= 2.17 mmである）。



図－4.44　現地および模型砂の粒径加積曲線

(3)　実験条件

表－4.12　実験一覧表（斐伊川模型，S = 1/50，14.6^K ～ 16.0^K）

B=440cm, B'=600cm, d_*=0.03cm
(220m)　(300m)

CASE	Q (l/s)	H (cm)	I_*	U_* (cm/s)	τ_*	B/H	H/d	T (hr)	砂州形態	備　考
XI－1	11 (200m³/s)	2.2 (1.1m)	1/701	1.75	0.0634	200	73.3	20	4～6列のウロコ状砂州 Ls=4～5m	計画河道 昭和47年洪水ハイドロ
XI－2	Qp=129 (2,283m³/s)	5.4 (2.7m)	1/648	2.86	0.168	81.5	180		2～4列のウロコ状砂州	
XI－3	11 (200m³/s)	2.4 (1.2m)	1/697	1.84	0.0696	183	80.0	7	4～6列のウロコ状砂州	
XI－4	11 (200m³/s)	2.8 (1.4m)	1/653	2.05	0.0866	157	93.3	20	4～6列のウロコ状砂州	計画河道 計画洪水ハイドロ
XI－5	Qp=224 (4,313m³/s)	7.8 (3.9m)	1/663	3.40	0.238	56.4	260		交互砂州 (ポイントバー)	
XI－6	11 (200m³/s)	2.6 (1.3m)	1/888	1.69	0.0592	169	86.7	8	3～4列のウロコ状砂州 ポイントバー	

（　）内の数値は，現地換算値

Case XI－1～3は，計画河道，分流なしの条件の下で，昭和47年洪水ハイドロ（Q_p = 2,333 m^3/s ）を通水した一連の実験であり，最初流量200 m^3/s を20時間通水した後に不定流（Q_p = 2,283 m^3/s ）を通水し，その後再び流量200 m^3/s を7時間通水したケースである。

Case XI－4～6は，計画河道，分流なしの条件の下で，計画洪水ハイドロ（Q_p= 4,500 m^3/s ）を通水した一連の実験であり，最初流量200 m^3/s を20時間通水した後に不定流（Q_p = 4,313 m^3/s ）を通水し，その後に再び流量200 m^3/s を8時間通水したケースである。

なお，表－4.12に示した水理量は，14.6 k～16.0 kの湾曲区間における平均的水理量である。

(4) 実験結果

〔Case XI－1～3〕

洪水前（Case XI－1，Q = 200 m^3/s ）の条件では，図－4.45(1)に示すように河床形態はウロコ状砂州の形態を呈す。14.7 k～16.2 kにおいては4～5列の砂州が形成され，分流堰付近で砂州は不明瞭になるものの14.1 kより下流では再び4～5列の砂州が形成されている。砂州量は，200～250 m程度である。その後流量が大きくなることにより，流れは湾曲の影響を受け湾曲凹岸に集中を起こすとともに，網状流から蛇行流への移行を示す。洪水直後（Case XI－2，Q_p= 2,283 m^3/s ）の河床形態は図－4.45(2)に示すごとくであり，砂州の列数が少なくなるとともに砂州のスケールが大きくなったことがわかる。また，湾曲中央部（14.7^k～15.0^k）凹岸側には水衝部が形成されており，流れが湾曲凹岸に集中したことがわかる。洪水後，流量200 m^3/s を一定量しばらく通水（Case XI－3 ）すると，河床形態は再びウロコ状砂州の形態にもどった（図－4.45(3)参照）。

〔Case XI－4～6〕

洪水前（Case XI－4，Q = 200 m^3/s ）における流況および河床形態は図－4.46(1)に示すとおりであり，Case XI－1と同様にウロコ状の砂州が形成されている。その後流量の増大に伴い，砂州形態は交互砂州へと移行する。図－4.46(2)は洪水直後（Case XI－5，Q＝4,313 m^3/s ）の河床形態に示したものであり，15.0^kから上流において交互砂州の形態を生じるが不明瞭なものである。湾曲部において主流部は凹岸側に沿って生じ，凸岸側にはポイントバーが形成されている。

洪水後，流量Q = 200 m^3/s の一定量をしばらく通水（Case XI－6 ）すると，15.6^kから上流では，再びウロコ状砂州が形成されるが，湾曲中央部（14.5^k～15.0^k）では洪水直後の河床形状のままである（図－4.46(3)参照）。これは，著しい湾曲部凹岸の洗掘および凸岸の堆積により流路が固定されてしまったことによるものである。また，14.5^kから下流でも，再びウロコ状砂州が形成された。

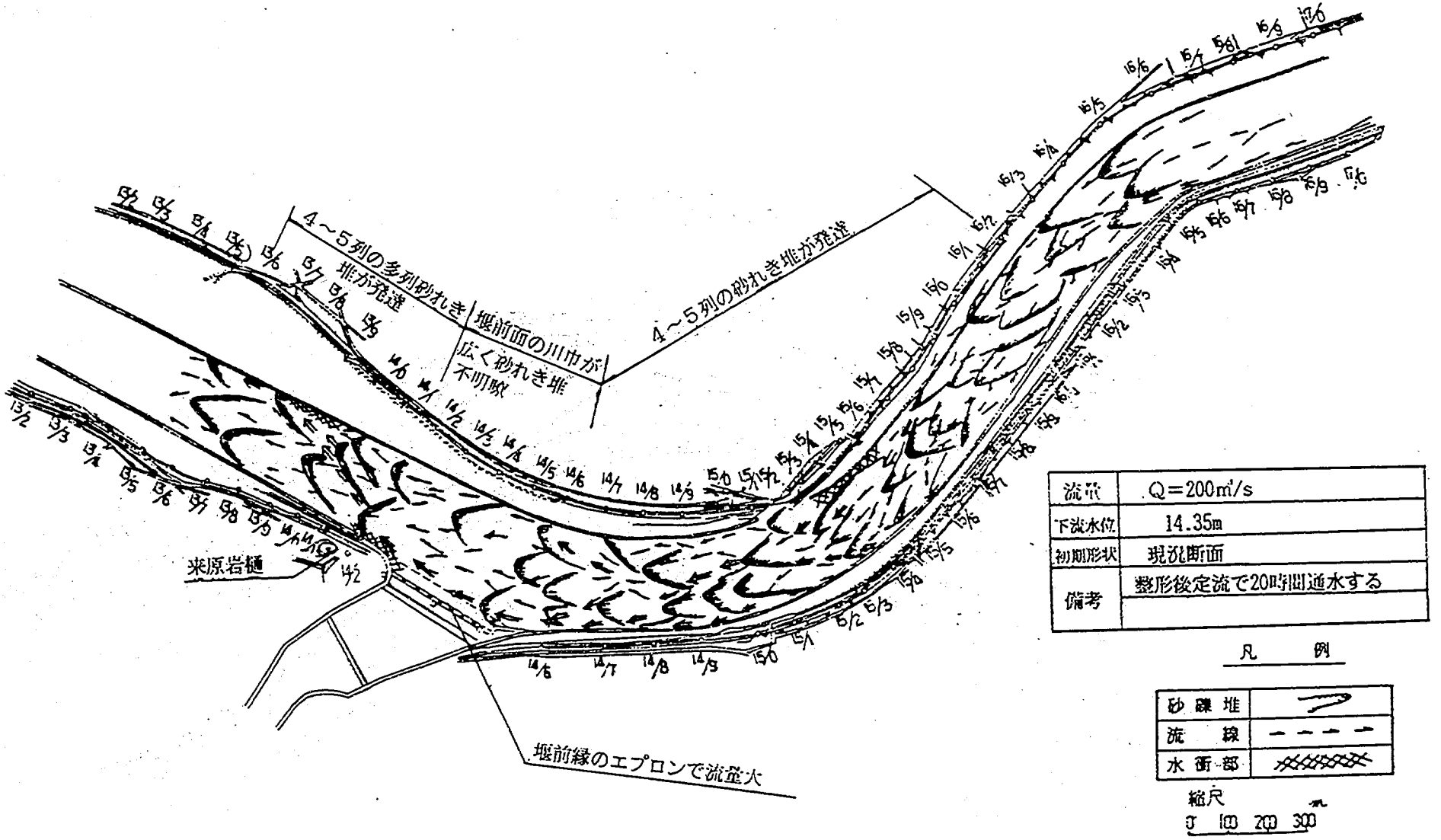
以上，ケース別に実験結果を述べたが，ここで砂州の特性についてまとめると次のようである。

① 流量が200 m^3/s 程度の時，河床には砂州長200 m程度の4～6列のウロコ状砂州が形成

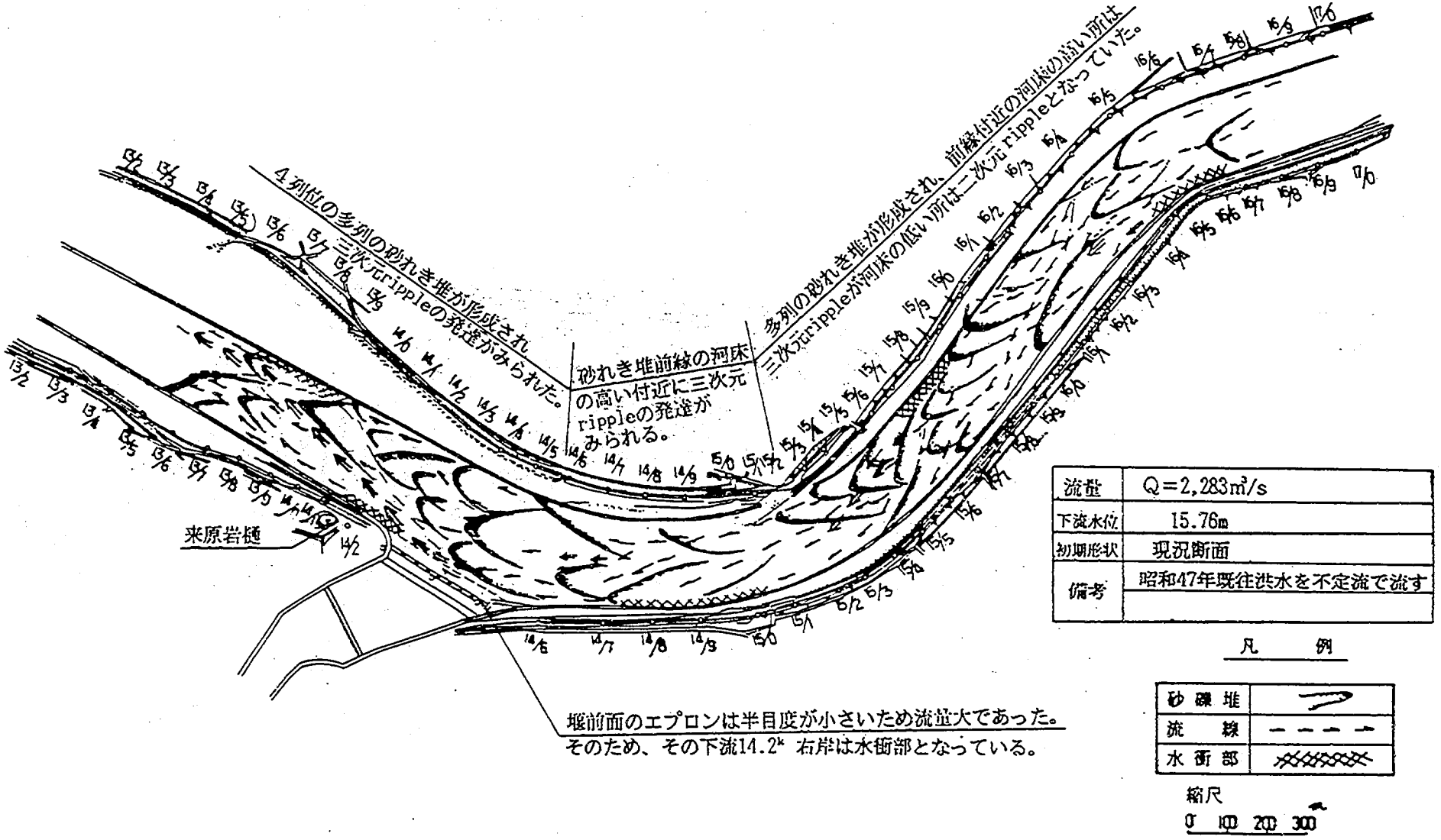
される。このとき，水理量B/Hは200程度となっている。

② 洪水時（Q_p=2,000 m^3/s～4,500 m^3/s）にはB/Hが100以下となり，流水が網状流から蛇行流へと移行するとともに河床形態がウロコ状砂州から交互砂州へと移行する。また，このとき湾曲部では凸岸にポイントバーが形成され，凹岸は水衝部となる。

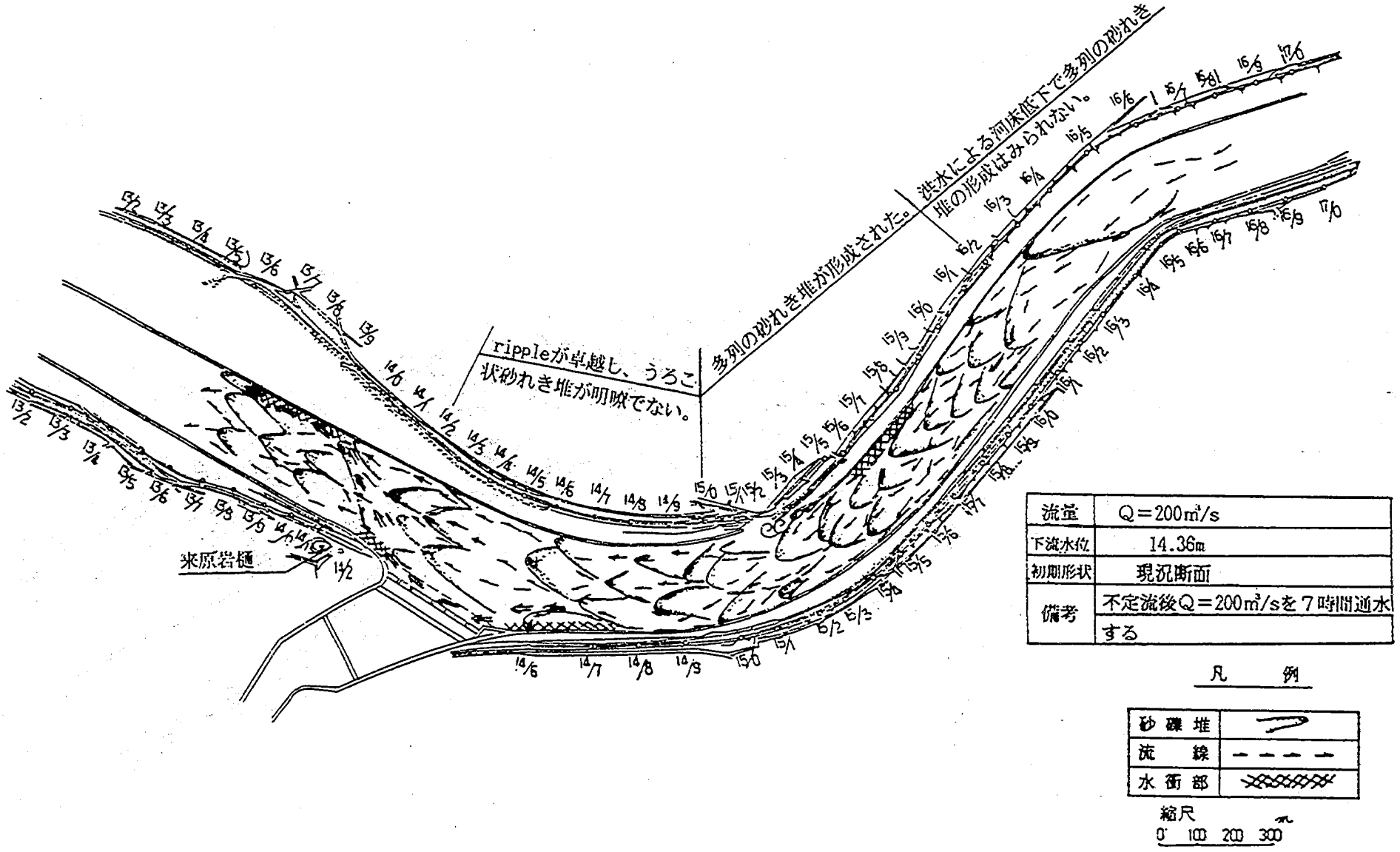
③ 洪水後には，河床形態は再びウロコ状砂州へともどる。ただし，計画洪水（Q_p= 4,500 m^3/s）程度の大洪水後には，湾曲部で著しい堆積・洗掘が生じ，流路が湾曲凹岸に固定されてしまい，ウロコ状砂州への移行は生じないようだ。



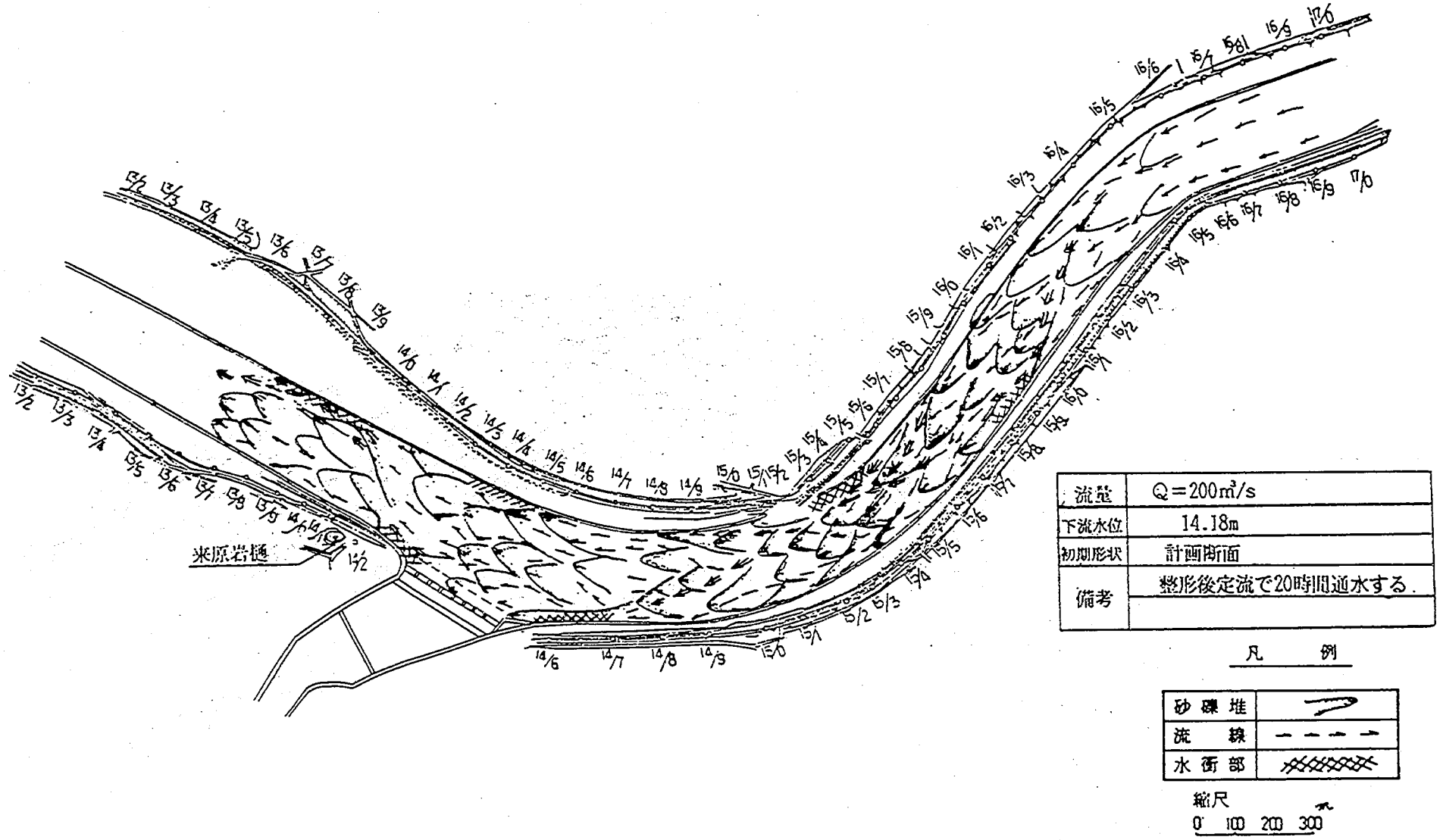
図－4.45(1) Case XI－1における流況および河床形態（Q＝200 m³/s，洪水前）



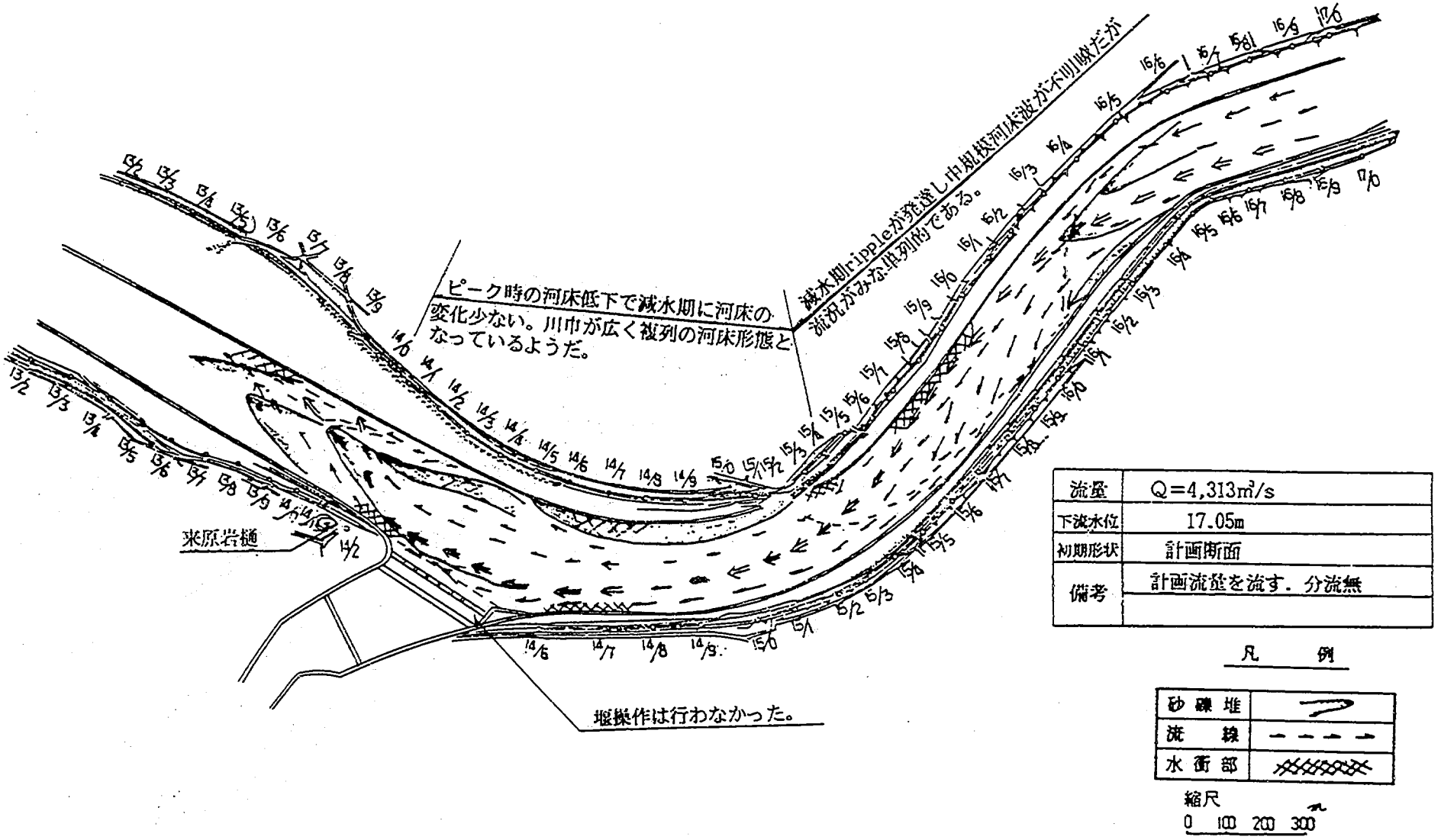
図－4.45(2) Case XI－2における流況および河床形態（Q＝2,283 m³/s，洪水直後）



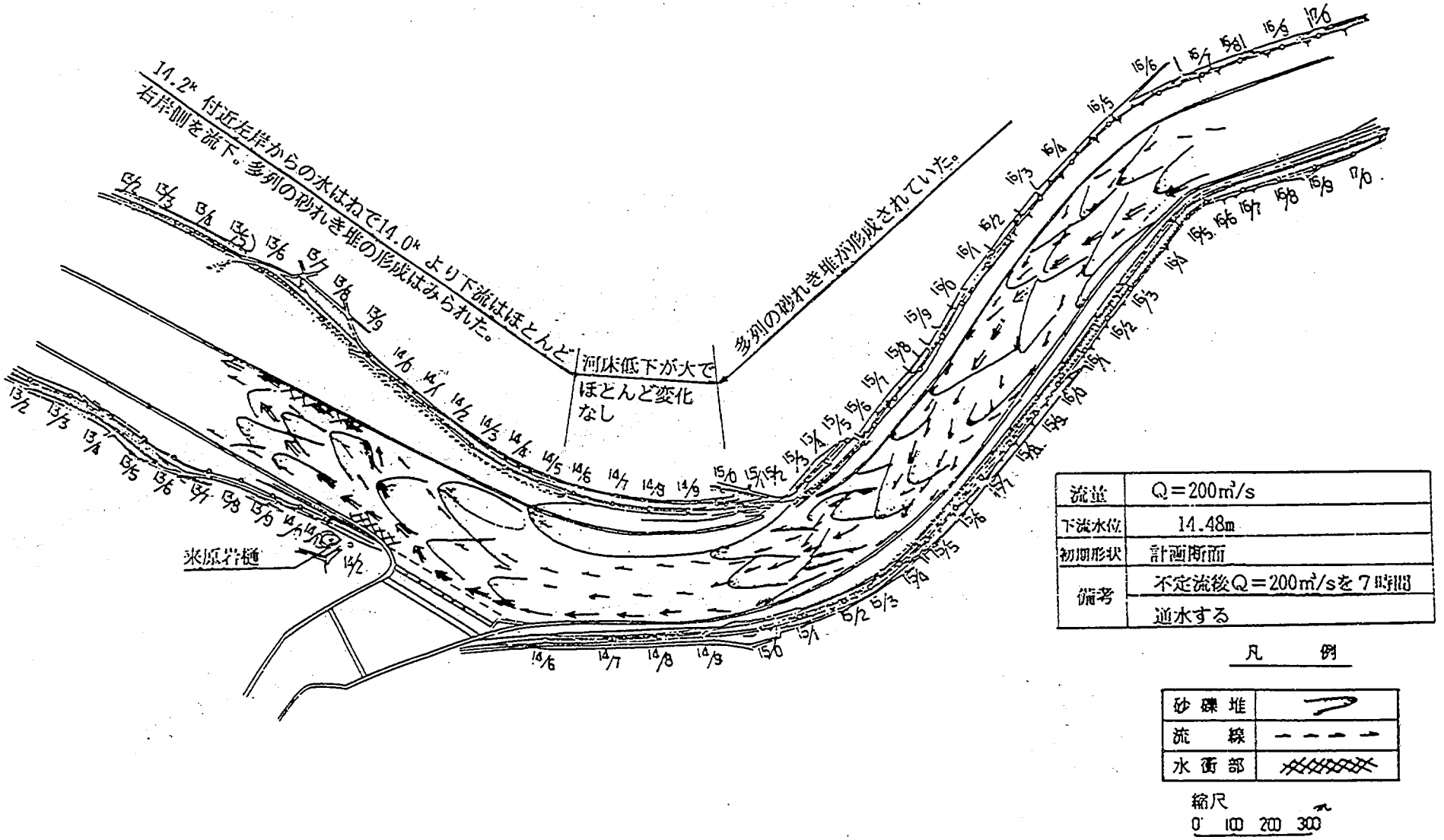
図－4.45(3) Case XI－3における流況および河床形態（Q＝200 m³/s，洪水後の平水時）



図－4.46(1) Case XI－4における流況および河床形態（Q＝200 m³/s，洪水前）



図－4.46(2) Case XI－5における流況および河床形態（Q＝4,313 m³/s，洪水直後）



図－4.46(3) Case XI－6における流況および河床形態（Q＝200 m³/s，洪水後の平水時）

4－12　ま と め

第4章 4－1～4－12では，各模型実験の結果を述べた。それらの実験では，共通して河床には砂州が形成されており，その砂州は水理量および河道条件の違いによりさまざまな形態を示した。

ここでは，それらの実験結果をもとに，砂州の水理特性，砂州と河道平面形状との関係，および構造物が砂州形態に及ぼす影響，効果についてまとめる。

(1)　砂州の水理特性

砂州は，基本的に交互砂州，複列砂州，およびウロコ状砂州に分けられ，それらはB/H，H/d，τ_*の3要素により支配されると考えられている。ここでは，本模型実験で形成された砂州がどのような水理量のもとで，どのような形態・形状を示したかについて考察する。

①　本模型実験で形成された砂州は，湾曲河道で形成されたポイントバー，複列的交互砂州，複列砂州およびウロコ状砂州であり，それらは，B/H = 50～300，H/d = 7～500，τ_* = 0.05～0.4の範囲で形成されている。ポイントバーは，B/H = 10～90；交互砂州はB/H = 10～120，複列砂州は80～150，ウロコ状砂州はB/H = 150～300程度と領域区分される（図－6.1参照）。黄瀬川模型実験では，ポイントバーがB/H = 10～20の範囲で形成されており，この領域では河道が直線であれば交互砂州は発生しないと考えられるが，河道の蛇行により強制的にポイントバーが形成された。

②　本模型実験で形成された複列的交互砂州の砂州長L_sは，川幅Bの5～7倍程度である。（図－6.2参照）。また，複列砂州およびウロコ状砂州の砂州長L_sは，平均水深Hの200～450倍程度である（図－6.3参照）。

③　複列的交互砂州の砂州高H_sは平均水深Hの1～3倍程度で，複列砂州のH_sはHと同程度（H_s/Hが1前後）である。

④　扇状地河川あるいは砂利河川（礫河川）の典型的な例である富士川，黒部川，手取川の模型実験では，現地で実際に生じている砂州と同等なウロコ状砂州を再現できた。模型実験において，現地で形成されているウロコ状砂州は，現地換算にして平均年最大流量程度の流量を通水することにより再現された。模型実験の結果と実河川の状況を比較すると表－4.13のようである。

表－4.13　扇状地河川における模型と現地との砂州形態の比較

河川名	模型		現地	
	現地換算流量	砂州形態	平均年最大流量	砂州形態
富士川	3500㎥/s	4～6列のウロコ状砂州	3095㎥/s	2～4列のウロコ状砂州
黒部川	2000㎥/s	4～6列のウロコ状砂州	1710㎥/s	4～6列のウロコ状砂州
手取川	1500㎥/s	3～4列のウロコ状砂州	1854㎥/s	2～4列のウロコ状砂州

また，流量が平均年最大流量程度以上になると，砂州の列数は少なくなるとともに砂州のスケールは大きくなることが模型実験により認められた。

⑥ 斐伊川は，砂河川の典型例であり，模型実験では流量の変化に伴う砂州形態の顕著な変化が認められた。模型実験で生じた砂州形態と現地の砂州形態を比較すると表－4.14のようである。

表－4.14　斐伊川における模型と現地との砂州形態の比較

模型		現地（航空写真より）		
現地換算流量	砂州形態	撮影年月日	流量	砂州形態
200m³/s	4～6列のウロコ状砂州	S.45,8,27	8月22日 292m³/s 8月27日 33m³/s	8～10列のウロコ状砂州
400m³/s	4列程度のウロコ状砂州			
1400m³/s～2333m³/s	2～4列のウロコ状砂州			
2333m³/s～3000m³/s	複列砂州	S.47,7,19	7月12日 1,597m³/s 7月19日 98m³/s	2～6列のウロコ状砂州
4500m³/s	交互砂州			

上表に示すように，低流量時には，模型による現地の河床形態がかなりうまく再現できたと考えられる。

(2) 砂州と河道平面形状との関係

砂州は，河道平面形状と密接に関係している。湾曲部における砂州形態は，r/B，θ，B/Hの3要素によって支配されると考えられる。

ここでは，模型実験において認められた砂州と平面形状との関係についてまとめる。

① 信濃川小千谷地区模型実験の21^{k}～29^{k}区間においては，中小洪水を対象に砂州の移動を停止させることを目的に，低水路の曲り角をθ = 20°～40°，蛇行波長を約2km（L/2B = 3～3.5）とした。しかし，低水路満杯程度の流量4,000 m³/sでは，B/Hが100程度と大きいため，河床には複列的な交互砂州が発生し，砂州を完全に停止させることができなかった。このことから，砂州形態が複列的となるような川幅の広い河道において砂州を停止させるためには，河道（低水路）の曲り角をさらにきつくする必要があろう。

② 信濃川小千谷・越路地区，渡良瀬川，阿武隈川，黄瀬川の模型実験における湾曲河道では，θ = 45°以上の曲り角を有しており，流れは湾曲の影響を強く受け，凹岸側に沿って主流部が形成され，湾曲凸岸ではポイントバーが広範囲に形成された。洗掘を強く受ける箇所（水衝部）は，湾曲中央から後半にかけての凹岸側が多いようである。

一方，曲り角θが45°以下であれば，信濃川小千谷地区の模型実験で見られるように，流

れが湾曲凹岸に沿って流下することはなく，砂州の形状に応じて流れが偏流するものと考えられる。

③ 阿武隈川模型実験における急湾曲部では，流量の違いによる砂州形態の変化が顕著に表われた。第2計画河道において，湾曲部の曲り角は145°，曲率r と低水路幅Bの比r/Bは2.4であり，河道の曲りが大きいのに対して川幅が広いため，低流量時には湾曲上流凸岸側を流下した流れが湾曲中央の凹岸に急角度で衝突し，その後流れは凸岸側に偏流されて湾曲に関係なく蛇行した。一方，流量が多くなれば，流れは湾曲凹岸に沿って流下する傾向が強まり，湾曲凸岸には広くポイントバーが形成された。また，第1計画河道では，第2計画河道よりも低水路幅が広く，r/Bが1.5と極端に小さいため，低水路内に広く砂州が形成され，みお筋および水衝部の位置が変化した。このことから，湾曲部の流下能力を向上させるために，むやみに川幅（低水路幅）を拡幅することは，河道計画上無意味と言えよう。

④ 斐伊川模型における湾曲部では，低流量時は湾曲の影響はなく，湾曲部一面にウロコ状砂州が形成された。しかし，流量が増大するとともに流れは湾曲の影響を強く受け，主流部が湾曲凹岸に形成されるようになり，凸岸にはポイントバーを形成する傾向を示した。この流量が中小洪水程度であれば，湾曲部の河床は，流量低減時に再びウロコ状砂州の形態にもどるが，流量が大洪水となると，湾曲凸岸には大きなポイントバーが形成され，減水後も流れは湾曲凹岸に固定され，ウロコ状砂州へはもどらなかった。

(3) 構造物の河床形態に及ぼす影響・効果

河道計画においては，側岸の洗掘を防止するとともに流向を規制する水制工，河床低下を防止し河床の安定をはかる床止め工，流れを制御する堰等を設置することが多い。それらの構造物は，流況および砂州形態に変化をもたらすものと考える。そして，それらは流況および河床の安定に対して効果的に働く場合もあれば，逆に悪影響を及ぼすこともあり得る。

ここでは，構造物が流況および砂州形態に対してどのような効果あるいは影響を与えるかということについて模型実験で得られた結果をもとに考察する。

① 湾曲部に堰を設置した場合，堰付近の流れは直線化するものの，湾曲部の洗掘・堆積を軽減させる効果はほとんどない。

② また，床止め工を湾曲部に設置した場合，その場所が湾曲部上・中・下流のどこに設置しても，湾曲部の流況および砂州形態に大きな影響はない。

③ 河床勾配の緩和と流勢の軽減を目的として落差工を湾曲部に設置した場合，湾曲凹岸に集中する流れはより強調され，湾曲凸岸に形成される砂州の規模も大きくなる。

④ 一連の蛇行河道において，水制がない場合の水衝部にあたる各湾曲凹岸に水制を設置した場合，流れは河心側に移り，湾曲凸岸の砂州（ポイントバー）は小さくなる。なお，最上流水制の上流側では洗掘が進行するが，その水制のさらに上流に透過水制を設けることで洗掘は緩和できる。

第5章　実河川における砂州形態と平面形

河川には，扇状地に見られるような出水時はほぼ直線状の流路となるが平水時は網状の流路となる河川，中間地で典型的に見られるような曲りくねった河川，あるいは河道内に島が形成され流路が2つに分れているような河川等，種々の平面形状がある。

砂州は，このような河道平面形状と密接に関係しており，本章では，実河川において砂州がどのような地形条件，水理条件のもとでどのように形成されているかという実態を航空写真をもとに解析し，砂州形態と河道平面形状との関係を把握する。

5－1　各河川の砂州形態

実河川における砂州の実態を調査することを目的とし，日本全国の河川において砂州の形成が顕著に見られる代表31河川について航空写真から集成図を作成した（図－5.1～5.31参照）。

本節においては，調査した代表31河川における砂州および河道の特徴を各河川別にコメントすることとする。

(1)　十勝川……図－5.1参照（S・22年，S・38年，S・47年航空写真より）

〔57^{k}～66^{k}〕

- 築堤により河道は直線化されているが，常水路幅は一様でなく，交互砂州と複列砂州が混在している。
- また，S・22年からS・47年にかけて，植生が砂州上に繁茂することによる高水敷化が進み，常水路幅は次第に狭まっている。それに伴い砂州形態は交互砂州の傾向を強く示すようになっている。
- 扇状地 $I_b = 1/580$，砂利河川　$d_m = 2.5$ cm

(2)　沙流川……図－5.2参照（S・22年航空写真より）

〔0^{k}～8^{k}〕

- 中間地河道（$I_b = 1/800$）であり，迂曲跡が多数見られる。
- 迂曲跡から旧迂曲河道の曲率半径は400～500 mと考えられ，短絡直前の迂曲河道の r／B が2～3程度である[11]ことから，旧河道の川幅は広く見積もっても200～250 mと推定される。短絡化したS・22年現在の川幅が平均的に380 mであることから，河道の短絡化により川幅は広くなるものと考えられる。なお，S・38年，S・48年の航空写真を見ても，基本的に，砂州形態は変わっていない。これは，8k～19k，19k～25kについても同様に言える。
- 砂利河川 $d_m = 1.5$ cm

〔8^{k}～19^{k}〕

- 上下流に比べて川幅が狭く（B＝250 m），交互砂州が形成されている。
- 迂曲跡あり。

・$I_b = 1/650$，$d_m = 1.7\,cm$

〔 $19^k \sim 25^k$ 〕

・川幅が一定でなく（平均的には B＝320m），交互砂州と複列砂州が共存している。

・迂曲跡あり。

・$I_b = 1/570$，$d_m = 3.0\,cm$

・19k上流に堰があり，堰上の流れ一様である。

(3) 石狩川上流……図－5.3参照（S・22年，S・31年航空写真より）

〔 $15^k \sim 23^k$ 〕

・砂州形態は，複列砂州と考えられるが，蛇行の影響により交互砂州の傾向を示している。

・地形的には扇状地（$I_b = 1/310$）であり，流路の変遷跡が多数残っている。

・S・31年には21k上流湾曲部に堰が建設されているが，湾曲凸岸にはポイントバーが形成され，凹岸は水衝部となっているため，堰上の流れは一様でない。

・S・22年には水衝部となっていた22k上流右岸に水制が建設されたものの，S・31年には砂州の移動により水制部は砂州でおおわれ，水衝部はその下流に移行している。

・砂利河川 $d_m = 2.9\,cm$

・砂州上の植生の繁茂が著しく，S・41年，S・51年の航空写真を見ると砂州の高水敷化が進み，流路は固定されている。

(4) 後志利別川……図－5.4参照（S・22年，S・42年航空写真より）

〔 $0^k \sim 15^k$ 〕

・中間地河道（$I_b = 1/1,400$）であり，河道は蛇行し，交互砂州が形成されている。また，迂曲跡も多数残っている。

・S・42年には，改修により河道は直線化され，複断面河道になっているが，砂州の形態およびスケールは変化していない。これは，常水路幅が同程度のためと考える。なお，河道が直線化したことにより，河床勾配および河床材料はS・22年当時から変化しているものと推察される。

・砂利河川 $d_m = 1.4\,cm$

(5) 最上川上流……図－5.5参照（S・43年航空写真より）

〔 $170^k \sim 182^k$ 〕

・砂州形態は複列的な交互砂州

・S・43年には堤防が完成しており，河道は固定されているが，堤内地には蛇行跡が残っており，流路が変遷していたことがわかる。

・中間地河道 $I_b = 1/620$，砂利河川 $d_{60} = 1.0\,cm$

・砂利取りが行われている。

・No.60地点上流には堰が設置されているが，砂州がその上に発達しており，流れが右岸側に片寄っている。

(6) 雄物川上流……図－5.6参照（S・46年航空写真より）

〔 82^{k}～88^{k} 〕

・S・46年にはある程度堤防も設置され，河道は直線的になっているが，堤内地には迂曲跡が多数残っており，旧河道は迂曲していたことがわかる。また，旧河道の川幅は，直線化（短絡化）した現河道より狭かったと言えよう。

・砂州形態は，複列的な交互砂州

・中間地河道 $I_b = 1/900$，砂利河川 $d_m = 2.0\,cm$

・砂利取りが行われている。

(7) 阿武隈川下流……図－5.7(1)，(2)参照（S・36年5月14日航空写真より）

〔 1^{k} ～ 15^{k} 〕

・中間地河道（$I_b = 1/2,200$）であり，河道は蛇行し，迂曲跡も見られる。

・迂曲跡から旧河道は，蛇行度が大きく，川幅は狭かったものと推察される。また，勾配も緩かったものと考えられる。

・砂利河川（$d_m = 0.11\,cm$）であり，平常時は4～6列のウロコ状砂州が形成されている。また，蛇行に伴いポイントバーが形成されており，出水時には交互砂州へ移行するものと推察される。なお，S・46年の航空写真を見てもS・36年と砂州形態は変わっていない。

・湾曲凹岸には，水制が多数設置されている。

〔 25^{k}～37^{k} 〕

・砂州形態は基本的に交互砂州であるが，若干複列化している所も見られる。また，31k～35kは急湾曲部になっており，湾曲岸には，全体的にポイントバーが形成されている。

・中間地河道 $I_b = 1/1,700$，砂利河川 $d_m = 0.55\,cm$

・迂曲跡あり。

・なお，25kより下流では，河床材料が急に小さくなり，砂州形態は交互砂州から1k～15kと同様なウロコ状砂州へと変っている。

(8) 阿賀野川……図－5.8参照（S・22年，S・43年11月航空写真より）

〔 5^{k} ～ 10^{k} 〕

・砂河川（$d_{60} = 0.06\,cm$）であり，平常時は2～6列のウロコ状砂州が形成されている。山本らの観測によれば，平均年最大流量の半分程度の流量2,000 m^3/s 以下では，この砂州はほとんど動かないようである。また，このウロコ状砂州は，交互砂州が分裂したような配列であることから，出水時には交互砂州を形成するものと考えられる。

・河道はほぼ直線

・中間地河道（$I_b = 1/3700$）であり，迂曲跡が残る。

・水制が多数設置されている。

〔 10^{k}～22^{k} 〕

・中間地河道（$I_b = 1/1600$）であり，河道は蛇行しており，迂曲跡も見られる。

・砂州形態は，蛇行に伴うポイントバーの形成により交互砂州の形態を示しているが，複列砂州の部分も見られる。

・S.22年には湾曲凸岸にポイントバーが広く発達しているが，その後，S.43年にはポイントバーの高水敷化が進み，川幅が狭くなるとともに，湾曲凹部に流れが一層集中するという堤防の維持，管理上好ましくない状況に至っている。したがって，湾曲凹岸には，護岸・水制が，密に設置されることとなっている。

・砂利河川 $d_m = 2.4\,cm$

(9) 阿賀川……図－5.9参照（S.41年航空写真より）

〔 $14^k \sim 20^k$ 〕

・通常時，流れは網状となっており，流量が1,000 m^3/s 程度（平均年最大流量 $Q = 1.078\ m^3/s$ ）の出水時には，4～6列の多列砂州が形成されるものと考える。

・地形的には扇状地（$I_b = 1/210$）であり，河道はほぼ直線。

・砂利河川 $d_{60} = 6.0\,cm$

・水制が多数設置されている。

・砂州上には植生がかなり繁茂しており，24k地点では島が形成されている。

・砂利取りが行われている。

(10) 黒部川……図－5.10参照（S.49年航空写真より）

〔 $0^k \sim 13^k$ 〕

・砂利取りによりみお筋が河道中央に強制されているが，本来，平常時の流れは網状である。

・出水時，流量が2,000 m^3/s 程度（平均年最大流量 $Q = 1{,}710\ m^3/s$ ）では，4～6列の多列砂州が形成されるようである。さらに流量が増大した場合，砂州が統合され，列数は減少するとともに，流れは蛇行を始めることが模型実験で確かめられている。

・出水時の蛇行流により水衝部となる箇所に水制が多数設置されている。

・扇状地（$I_b = 1/120$）であり，河道はほぼ直線。

・砂利河川 $d_m = 9.9\,cm$

(11) 手取川……図－5.11参照（S.43年航空写真より）

〔 $0^k \sim 3^k$ 〕

・砂州形態は，大まかにみれば2～4列の多列砂州と考えられる。

・この区間は扇状地の扇端部にあたり，上流に比べ河床勾配が緩くなる（$I_b = 1/150 \rightarrow 1/350$）とともに，上流で直線であった河道が湾曲している。

・砂利河川 $d_m = 5.0\,cm$

・砂利取りが行われている。

〔 $3^k \sim 10^k$ 〕

・砂州形態は，大まかに見て2～4列の多列砂州と考えられる。

・扇状地（$I_b = 1/160$）であり，河道は直線。

・砂利河川　$d_m = 13.8\,cm$

・水制が多数設置。

・砂利取りが行われている。

(12)　常願寺川……図－5.12参照（S・44年航空写真より）

〔$10^k \sim 15^k$〕

・扇状地河道（$I_b = 1/67$）であり，河道はほぼ直線。

・平常時の流れは網状であり，みお筋が非常に複雑となっている。これは，河床材料が0.01cmから20cmまで幅広く卓越しているため，小流量においても小粒径のものが移動し，複雑なみお筋を形成したものと考える。

・砂州形態はみお筋が複雑で判断しにくいが，細かくみて8～10列，大まかにみて2～4列の多列砂州と思われる。

・砂利河川　$d_{60} = 4.0\,cm$

・水制が多数設置されている。

・なお，S・44年当時は常水路が堤間いっぱいに広く存在しているが，現在では植生の繁茂による高水敷化が進み，常水路幅が狭くなっている。

(13)　渡良瀬川……図－5.13参照（S・36年航空写真より）

〔$17^k \sim 26^k$〕

・砂河川（$d_{60} = 0.06\,cm$）であり，平常時は2～4列のウロコ状砂州が形成されている。また，蛇行に応じてポイントバーが形成されており，出水時には交互砂州への移行が推察される。

・中間地河道　$I_b = 1/1,600$

・20k湾曲凹岸に水制あり。

・なお，現在は河床低下に伴う河床材料の粗粒化により，砂州が見られなくなっている。

〔$45^k \sim 50^k$〕

・河道はほぼ直線であり，複列（2列）砂州が形成されている。

・扇状地　$I_b = 1/143$，砂利河川　$d_m = 12.5\,cm$

・水制あり。

・砂利取りが行われている。

(14)　富士川……図－5.14参照（S・23年～S・50年のみお筋変遷図）

〔$1^k \sim 4^k$〕

・扇状地河川（$I_b = 1/240$）であり，河道は直線で川幅が広く，みお筋はかなり激しく変遷している。S・23年，S・39年のみお筋を見ると，流れは広い河道内を不規則に流下していたものと考えられる。

・S・40年からS・47年にかけては，砂利取りが多量に行われており，河床は乱され，砂

州形態は十分に判別できない。特に，河口部の砂利取りは著しく，砂州形態は全くわからなくなっている。

- S．47 年に砂利取りが全面禁止になった後，掘削跡は埋戻されつつあり，また元の河床に戻ろうとしているようである。
- S．49 年の航空写真から砂州形態を見ると，2～4 列砂州が形成されているようである。
- また，S．49 年には高水敷化が進み，常水路幅は狭くなっている。なお，東海道新幹線より下流左岸は人工的に高水敷化されたものである。
- 砂利河川 $d_{60} = 7.1\,cm$

(15) 鬼怒川……図－5. 15 参照（S．41 年 4 月航空写真より）

〔$3^k \sim 8^k$〕

- 砂河川（$d_m = 0.04\,cm$）であり，平常時は 2～4 列のウロコ状砂州が形成されている。また，$5^k \sim 8^k$ 区間の湾曲岸にはポイントバーが形成されており，出水時には交互砂州への移行が推察される。
- 中間地河道 $I_b = 1/3{,}000$
- なお，現在は，河床低下に伴う粗粒化により，ウロコ状砂州が見られなくなっている。

(16) 安部川……図－5. 16 参照（S．49 年航空写真より）

〔$0^k \sim 5^k$〕

- 地形的には扇状地（$I_b = 1/250$）であり，河道はほぼ直線。
- 流れは網状であり，砂州形態は大まかに見て 2～4 列の多列砂州と考えられる。
- また，大まかに見た場合の砂州前縁線内には，不明瞭な前縁線が見られ，1 つの大きな鱗状の砂州は，3 つ程度の小さい鱗が集まることにより形成されたものと推察される。
- 砂利河川 $d_{60} = 3.0\,cm$

(17) 木曽川……図－5. 17 参照（S．22 年，S．41 年航空写真より）

〔$10^k \sim 24^k$〕

- $14^k \sim 24^k$ 区間は右岸堤が長良川との背割堤となっており，流路の安定をはかる目的で水制が区間全体に設置されている。
- S．22 年から S．41 年にかけて砂州が部分的に水制にからんだ形で形成されているが，それは交互砂州の発達過程におけるものと考えられ，水制による強制的なものではないと言えよう。
- 砂河川（$d_m = 3.0\,cm$）であり，平常時はみお筋部に 2～6 列のウロコ状砂州が形成されている。
- 中間地河道 $I_b = 1/3{,}700$
- なお，近年には砂州上の草が成育し，流路が固定されている。

(18) 矢作川……図－5. 18 参照（S．23 年航空写真より）

〔$0^k \sim 7^k$〕

・砂河川（d_m＝0.15 cm）であり，6～8列のウロコ状砂州が形成されている。

・6^k～9^kでは湾曲凸岸にポイントバーが形成されており，出水時には交互砂州へ移行するものと推察される。なお，6^kより下流ではその傾向は見られない。

・中間地河道　I_b＝1/2,700

・昭和40年代には砂利取りが盛んに行われ，砂州形態が乱されている。その後，河床高は元に戻りつつあるものの，砂の動きは遅く，現在でも明瞭な砂州は形成されていない。砂の動きが遅い原因としては，ダム等の建設により流砂量が減少し，河床勾配が緩くなったことが大きい。

(19)　鈴鹿川……図－5.19参照（S・43年航空写真より）

〔9^k～13^k〕

・砂州形態は複列的な交互砂州と考えられる。また，みお筋部にはスケールの小さい砂州が形成されている。これは，鈴鹿川の河床材料がまさ土で構成されており，粒径が0.2 mmから30 mmまで幅広く卓越し，砂粒分が多いため，小流量時でも砂が動くことによりみお筋部に新たな砂州が形成されたものと推察できる。

・中間地河道　I_b＝1/500，砂利河川　d_m＝0.55 cm

・10^k下流に頭首工が建設されているが，砂州形態に及ぼす影響はその直下流部のみである。

・砂利取りが行われている。

(20)　紀の川……図－5.20参照（S・22年航空写真より，S・22年～S・57のみお筋変遷図）

〔5^k～15^k〕

・砂州形態は複列的な交互砂州であり，砂州は移動している。

・昭和40年代前半には砂利採取が活発に行われ，河床は低下し，みお筋は乱されている。S・46年には砂利採取が中止され，それ以後，砂州が上流から回復してきている。なお，8^kより下流では，S・40年以後砂利取りにより河床が低下し，河床勾配が緩くなるとともに河床材料が細かくなったため，砂州が全く見られなくなっている。

・中間地河道　I_b＝1/840，砂利河川　d_m＝2.0 cm

(21)　加古川……図－5.21参照（S・22年航空写真より）

〔4^k～15^k〕

・砂州形態は交互砂州であり，S・22年以後砂州および水衡部の位置は変化していない。5^k～10^kは河道の曲がり角が20°前後であり，水衡部は蛇行の湾岸側に形成され，砂州は移動・停止の限界にあるものと考えられる。

・中間地河道（I_b＝1/850）で迂曲跡あり，砂利河川　d_m＝4.0 cm

・堰が4箇所に設置されているが，砂州形態への影響は全く見られない。

・現在では，近年大きな洪水がなく砂州上の植生の繁茂が著しいため砂州の高水敷化が進み，さらに河道掘削を行ったことにより河道は複断面化している。

また，砂利取りも，行われている。

(22) 大和川……図－5.22参照（S・46年より）

〔 2^k～4^k 〕

・本河道は，人工掘削による河道である。 $I_b = 1/1,700$

・砂河川（$d_{60} = 0.2$ cm）であり，2～4列のウロコ状砂州が形成されている。また，その配列は交互砂州が分裂したような形であり，出水時には交互砂州へ移行することが推察できる。

〔 6^k～16^k 〕

・砂州形態は基本的に交互砂州と考えられるが，河床材料には1.2 mm以下の粒径が30%と砂分が多く含まれており，低流量で河床が動くため，複列化の傾向が見られる。なお，S・22年の航空写真を見ると，砂州形態は2^k～4^kと同様なウロコ状砂州の形態を示しており，このことから当時はもっと粒径が小さく，その後粗粒化が進んだものと考えられる。

・$I_b = 1/1,050$，$d_{60} = 0.5$ cm

(23) 九頭竜川……図－5.23参照（S・22年航空写真より）

〔 20^k～29^k 〕

・S・22年当時は，24^k～29^kの間で流路が2つに分かれている。これは，当区間が扇状地地形（$I_b = 1/340$）にあり，流路が激しく変遷していたことの現われと言えよう。なお，現在は，下流に向って左側の流路に一本化されている。

・砂州形態は複列（2列）砂州と考えられる。なお，昭和40年代に砂利取りが行われ，砂州形態は乱されている。

・砂利河川 $d_m = 7.0$ cm

・20^k付近が扇端部にあたり，その地点より下流になると河床勾配は急に緩くなるとともに河道は蛇行を始め，中間地河道の特性を有するようになる。

(24) 木津川……図－5.24参照（S・22年，S・47年航空写真より）

〔 0^k～20^k 〕

・砂州形態は複列的な交互砂州と考えられる。また，みお筋部にはスケールの小さい複列砂州が形成されている。これは，河床材料に砂分が多く含まれている（$d_{16} = 1.0$ mm）ことにより低流量で砂が動き，みお筋部に砂州が新たに形成されたものと推察できる。

・木津川は，昭和30年代後半から昭和40年代中途にかけて30 kmより下流で全体的に極端な河床低下を生じた。この河床低下により5^kより下流では河床勾配が緩くなるとともに河床材料の細粒化（$d_m = 0.2$ cm程度）が進み，さらに淀川の背水の影響で水深が大きくなることにより，河床形態が交互砂州へと変化した。また，近年，砂州上には植生が繁茂し，流路がみお筋部に固定され，常水路幅が狭くなっている。

・中間地河道（$I_b = 1/1,250$），砂利河川 $d_m = 0.6$ cm

(25) 日野川……図－5.25参照（S.46年航空写真より）

〔0^{k}～6^{k}〕

・砂州形態は基本的に複列砂州と考えられるが，河道湾曲の影響により交互砂州の傾向も認められる。

・植生が繁茂し，みお筋が固定化されている。

・砂利取りの形跡あり。

・扇状地 $I_b = 1/385$，砂利河川 $d_m = 6.0$ cm

(26) 斐伊川……図－5.26参照（S.45年8月27日，S.47年7月19日航空写真より）

〔10^{k}～15^{k}〕

・砂河川（d＝0.21 cm）であり，平常時は8～10列のウロコ状砂州が形成されている。

・14^{k}～17^{k}区間では河道は蛇行し，湾曲凸岸にはポイントバーが形成されている。このことから，出水時には砂州形態は交互砂州へ移行するものと推察される。

・中間地河道 $I_b = 1/800$

・図－5.26に示す昭和47年7月19日の航空写真集成図は，7月11日にピーク流量2,300 m^3/s（日流量1,000 m^3/s）を観測した大出水後のものであり（7月19日の流量は160 m^3/s），昭和45年8月27日の航空写真集成図に示す平常時のものよりも砂州の列数は少なく，2～6列のウロコ状砂州が形成されている。また，その砂州は斜め交互に配列しており，出水時に砂州形態が交互砂州へ移行した可能性を推察させる。

(27) 重信川……図－5.27参照（S.36年航空写真より）

〔4^{k}～9^{k}〕

・砂州形態は複列的な交互砂州。

・扇状地 $I_b = 1/230$，砂利河川 $d_m = 2.5$ cm，常水路幅 B＝200 m

〔10^{k}～16^{k}〕

・4^{k}～9^{k}に比べ常水路幅が広く（B＝300 m），また河床勾配が急（$I_b = 1/110$）で，流れは網状となっている。なお，河床は砂利取りによって乱されており，砂州形態は判別しにくいが，大まかに見て2～4列の多列砂州が形成されているものと考えられる。

・砂利河川 $d_m = 2.8$ cm

・堰，床止めが多数設置されている。

(28) 仁淀川……図－5.28参照（S.43年航空写真より）

〔0^{k}～14^{k}〕

・砂州形態は交互砂州。その砂州は，河道の蛇行に応じたポイントバーであり，固定化されている。

・中間地河道 $I_b = 1/940$，砂利河川 $d_m = 3.3$ cm

・砂利取りの形跡あり。

・水衡部に水制が設置されている。

・9^{k}地点に堰が設置されており，その地点には砂州前縁線の先端部が位置しており，堰上の流れは平均的である。

(29) 那賀川……図－5.29参照（S.49年航空写真より）

〔4^{k}～11^{k}〕

・河道はほぼ直線で交互砂州が形成されている。なお，砂州前縁線の先端部は丸みを帯びており，複列化の前段階と考える。

・扇状地 $I_b = 1/680$，砂利河川 $d_m = 3.0\,cm$

〔13^{k}～18^{k}〕

・山間部（$I_b = 1/590$）を流れ，河道は蛇行している。

・湾曲凸岸にポイントバーが形成され，交互砂州の形態を示す。

・砂利河川 $d_m = 3.1\,cm$

(30) 肱川……図－5.30参照（S.22年航空写真より）

〔3^{k}～20^{k}〕

・山間部（$I_b = 1/1,900$）を流れ，河道は蛇行している。

・14^{k}～16^{k}には旧河道跡が残っている。

・砂州形態は交互砂州

・砂利河川 $d_m = 1.3\,cm$

(31) 吉野川……図－5.31参照（S.22年，S.49年11月21日航空写真より）

〔0^{k}～8^{k}〕

・8^{k}前後で河床勾配が変化しており（$I_b = 1/1,200 \rightarrow 1/5,500$），またそれに対応して河床材料は小さくなり（$d_m = 1.6\,cm \rightarrow 0.03\,cm$），砂州形態は8^{k}より下流で交互砂州から2～4列のウロコ状砂州へと変化している。

〔8^{k}～24^{k}〕

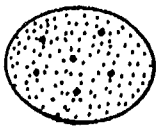
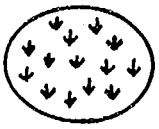
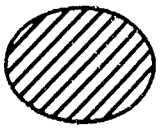
・河道は緩やかに蛇行し，その蛇行に対応して交互砂州が形成されており，砂州は固定されている。

・15^{k}～24^{k}では河道の曲がり角が20°～30°であり，水衝部が湾曲凸岸に形成されるとともに砂州が湾曲凹岸に発達している。この状態は，砂州の移動停止の限界状態であると考えられる。

・砂利河川 $d_m = 1.6\,cm$

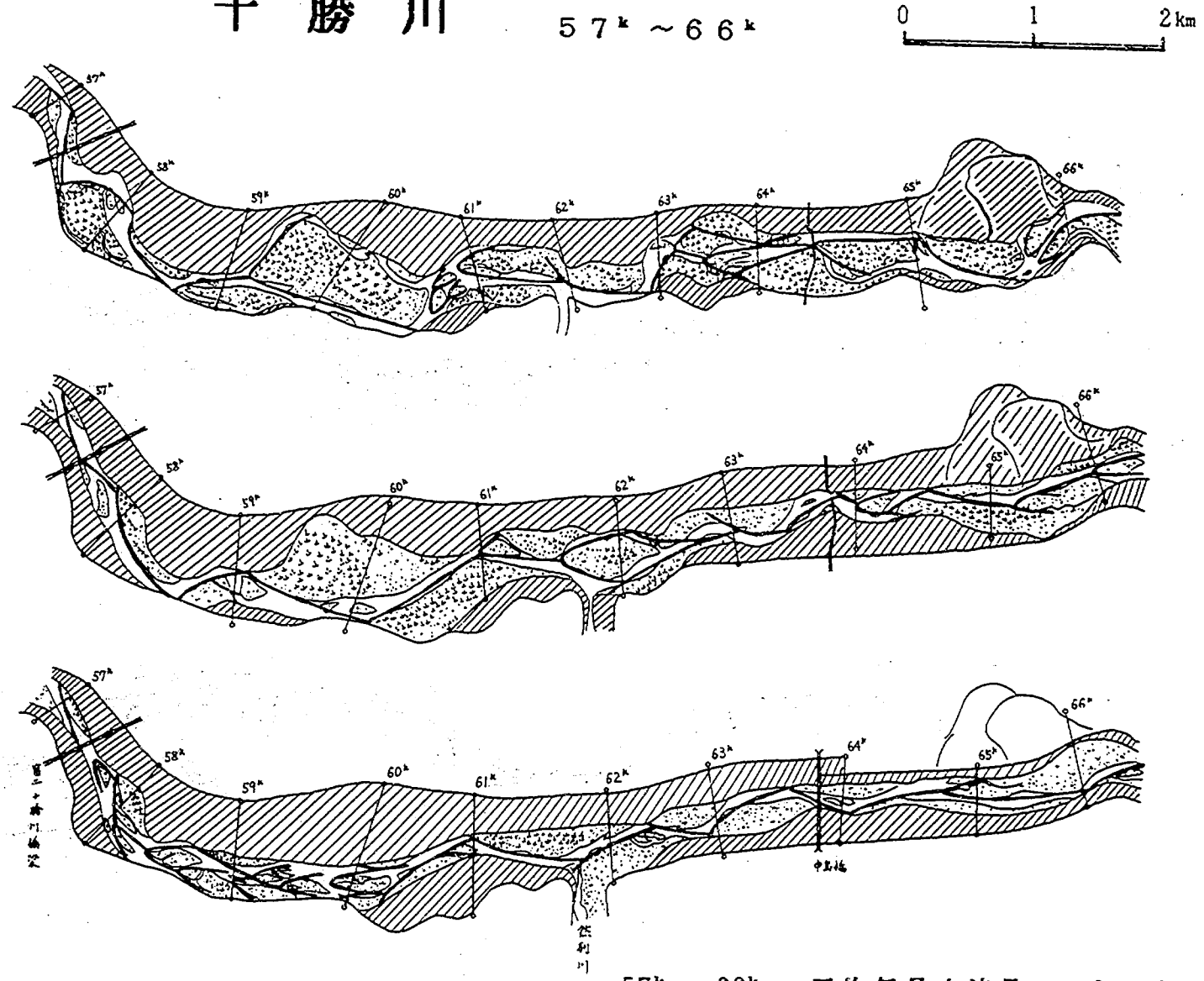
・昭和40年代には砂利取りが盛んに行われ，河床が低下し，河床勾配が緩くなることにより，河床材料が砂の区間が8^{k}から13^{k}付近にまで広がり，昭和40年代以後，13^{k}より下流では砂州が不明瞭となっている。

凡　　例

	水面上に露出した砂州
	砂州上に草木が生育している箇所
	複断面河道における高水敷あるいは単断面河道において植生の繁茂により高水敷化している箇所
	明瞭な砂州前縁線
	不明瞭な砂州前縁線

注）実河道における砂州は、複雑な形を有している場合が多い。特に、扇状地では、みお筋が網状となっており、非常に複雑な砂州が形成されている。したがって、砂州前縁線を記入するにあたっては、細かい砂州の形状にはとらわれず、河道内の全体的な流れに視点をおき、砂州の形態を判断するように努めた。

十 勝 川　　57k ～66k



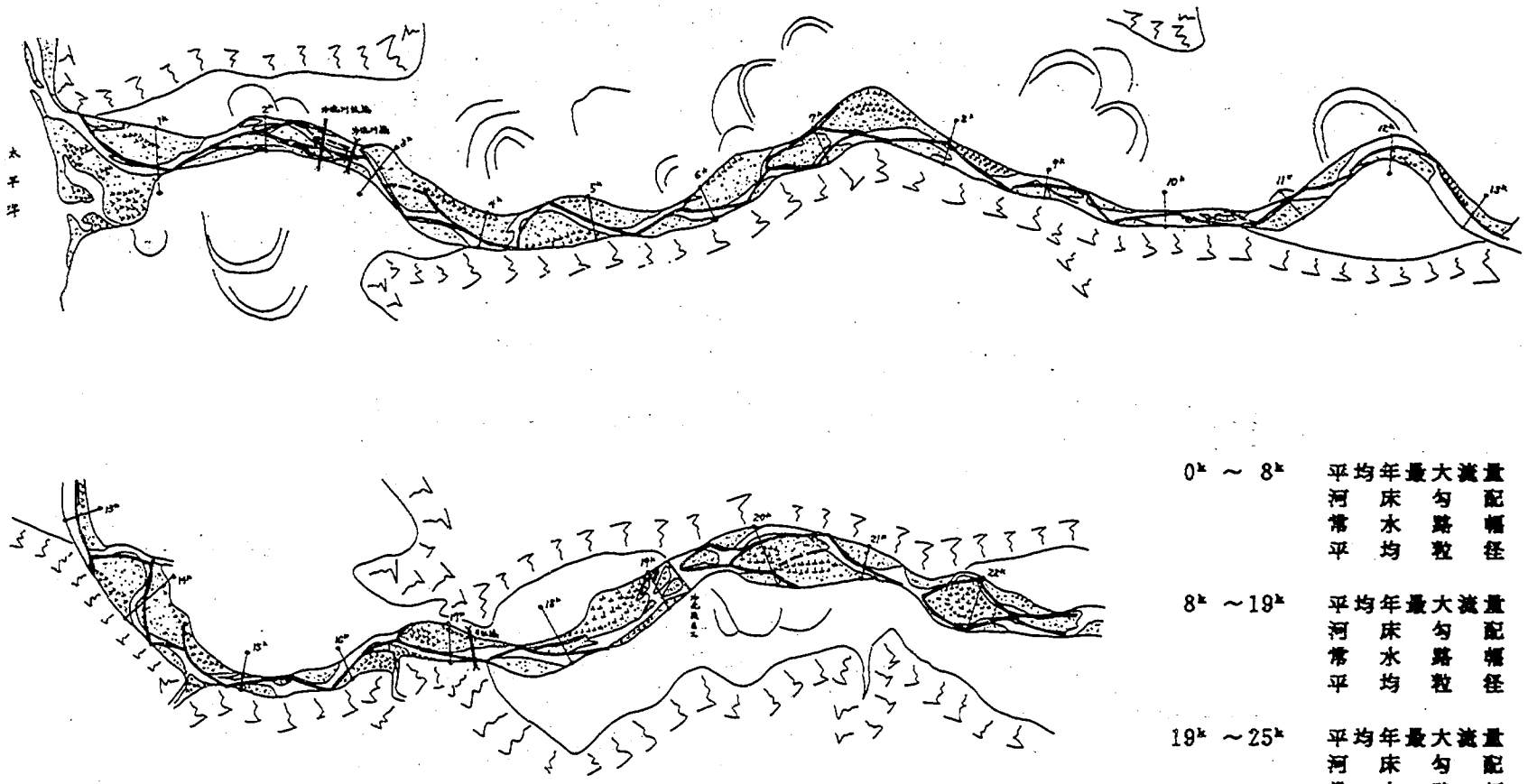
57k ～66k　　平均年最大流量　Q = 876 m³/s
河床勾配　I_b = 1/580
常水路幅　B = 290 m
平均粒径　d_m = 2.5 cm

図－5.1　十勝川における砂州形態

沙 流 川　0k ～22k

0　1　2km

昭和 22 年



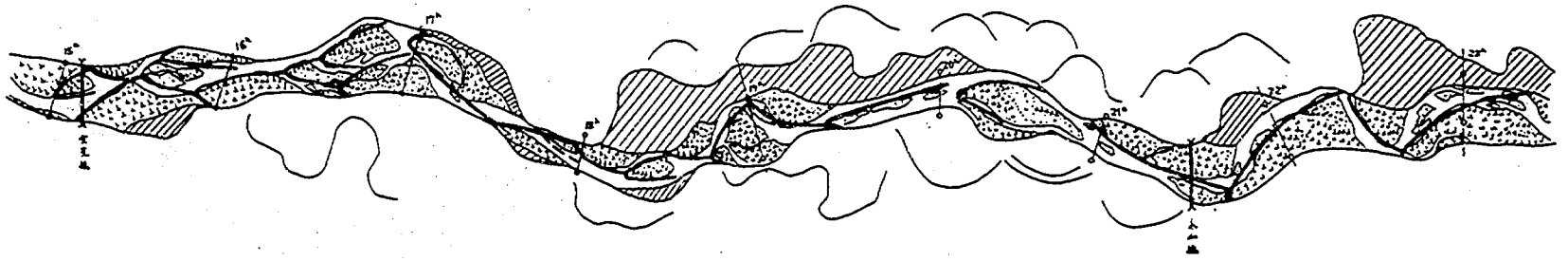
0k ～ 8k	平均年最大流量	Q = 1,030 m³/s
	河床勾配	I_b = 1/800
	常水路幅	B = 380 m
	平均粒径	d_m = 1.5 cm
8k ～19k	平均年最大流量	Q = 1,030 m³/s
	河床勾配	I_b = 1/630
	常水路幅	B = 250 m
	平均粒径	d_m = 1.8 cm
19k ～25k	平均年最大流量	Q = 1,030 m³/s
	河床勾配	I_b = 1/520
	常水路幅	B = 320 m
	平均粒径	d_m = 3.0 cm

図－5.2　沙流川における砂州形態

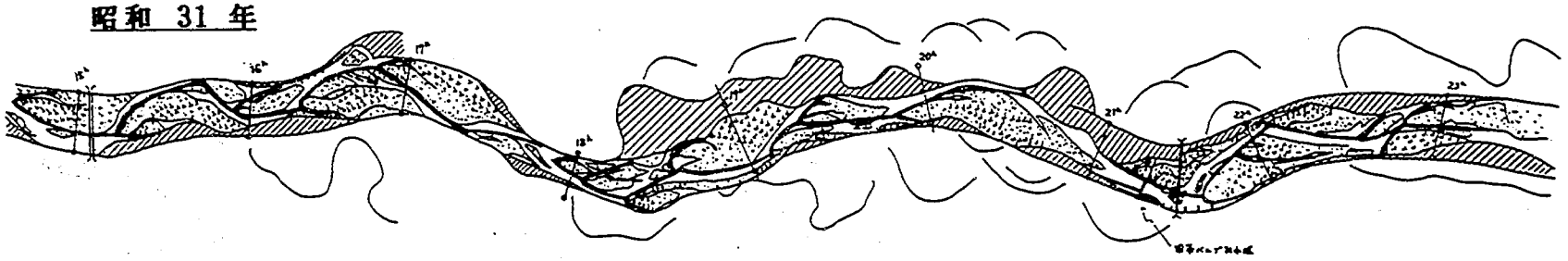
石狩川上流　15k ～23k

0　1　2km

昭和 22 年



昭和 31 年



15k ～23k

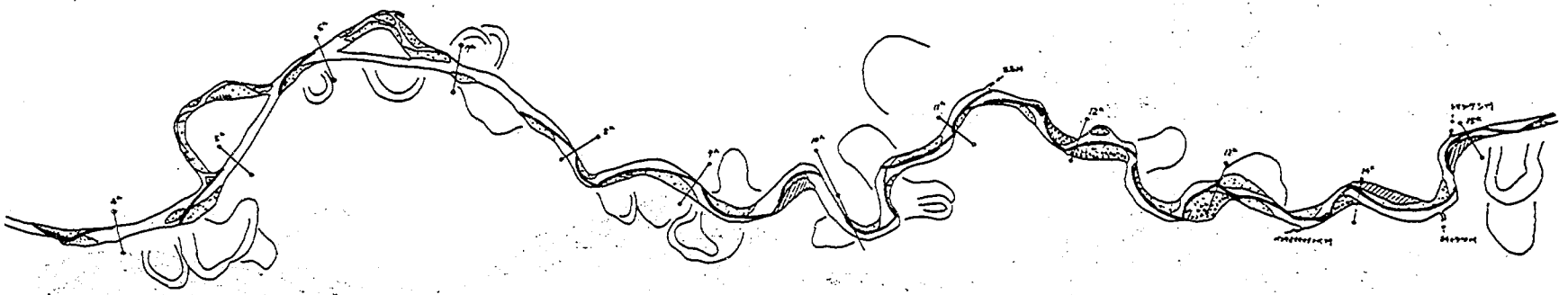
平均年最大流量	Q	= 654 m³/s
河床勾配	I_b	= 1/310
常水路幅	B	= 200 m
平均粒径	d_m	= 2.9 cm

図－5.3　石狩川における砂州形態

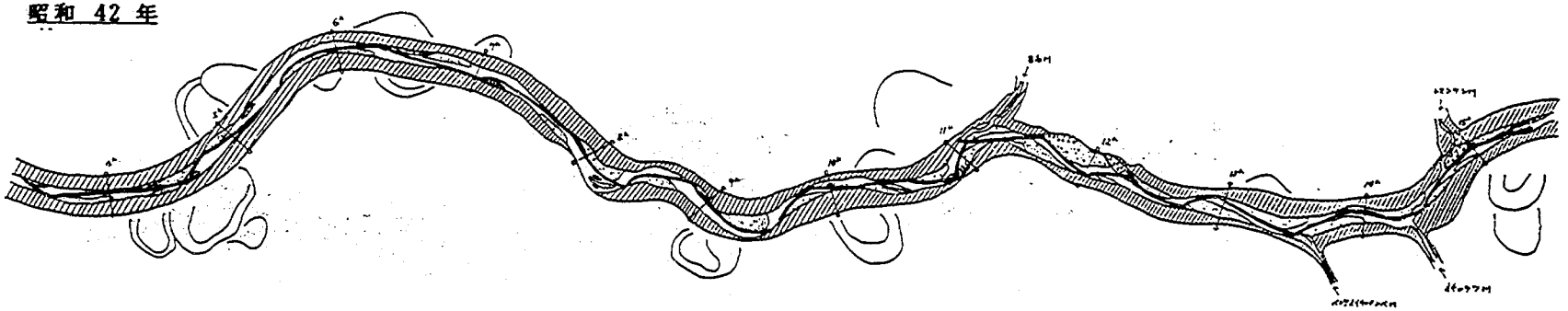
後志利別川　4ᵏ～15ᵏ

0　1　2km

昭和 22 年



昭和 42 年



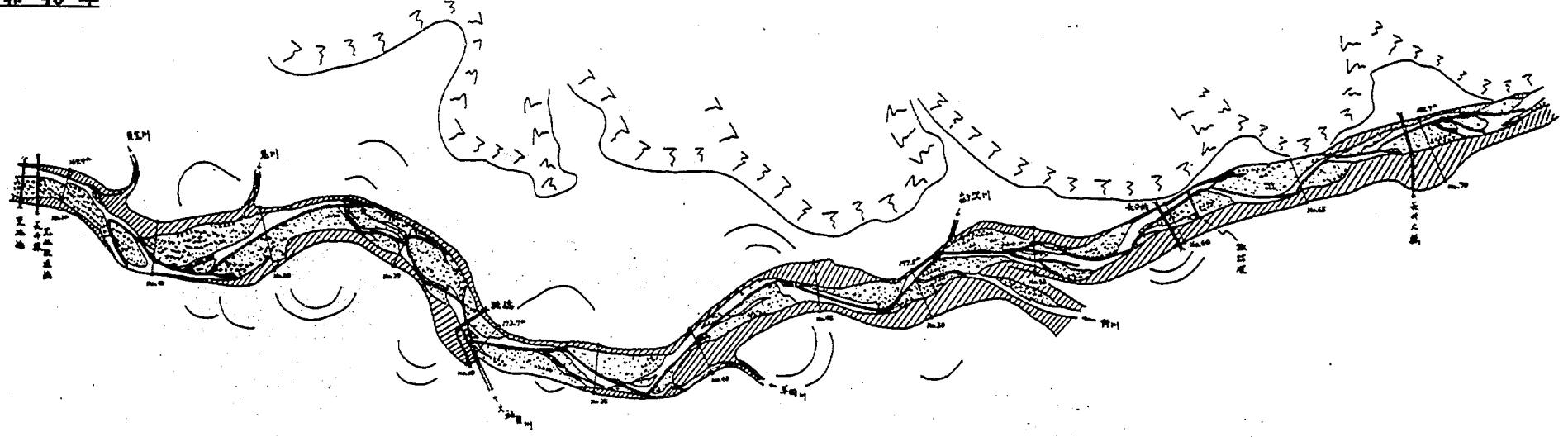
4ᵏ～15ᵏ　平均年最大流量　Q = 441 m³/s
河床勾配　I_b = 1/1,400
常水路幅　B = 100 m
平均粒径　d_m = 1.4 cm

図－5.4　後志利別川における砂州形態

最上川上流　　170k ～ 182k （長井地区）

0　1　2km

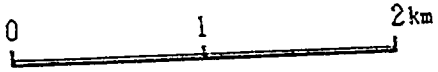
昭和 43 年



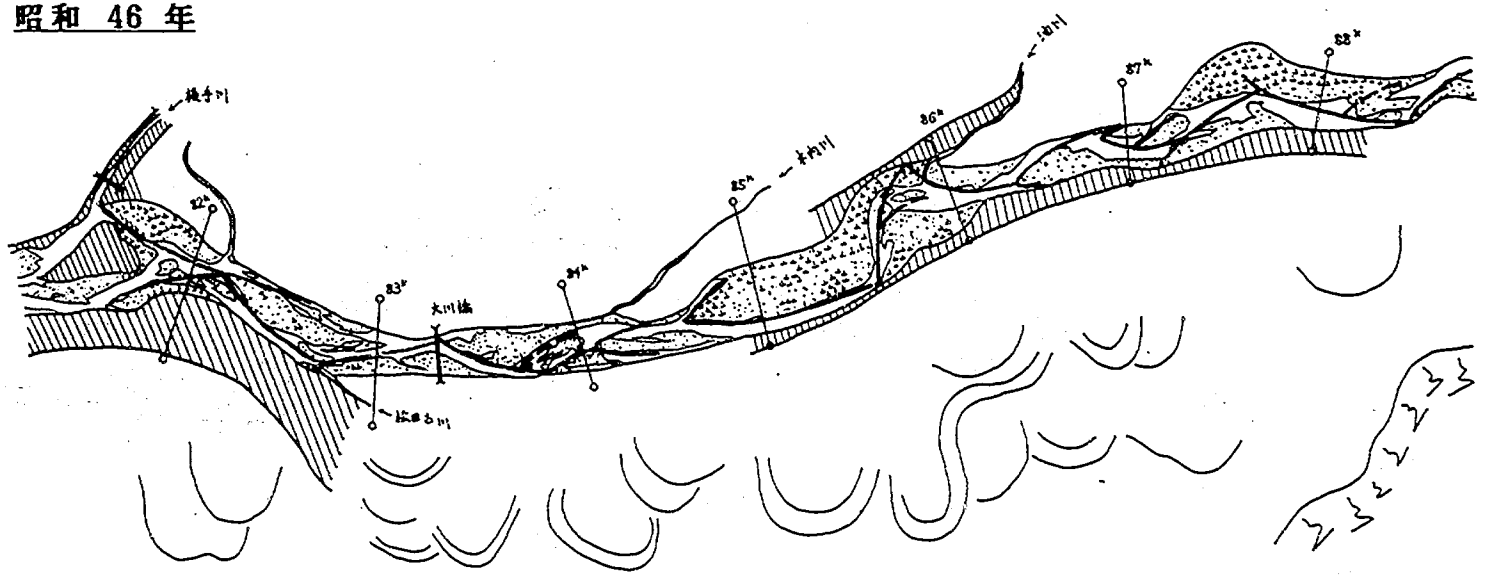
170k ～ 182k　平均年最大流量　Q = 890 m³/s
河床勾配　I_b = 1/620
常水路幅　B = 220 m
60 % 粒径　d_{60} = 1.0 cm

図－5.5　最上川における砂州形態

雄物川上流　82k ～88k



昭和 46 年



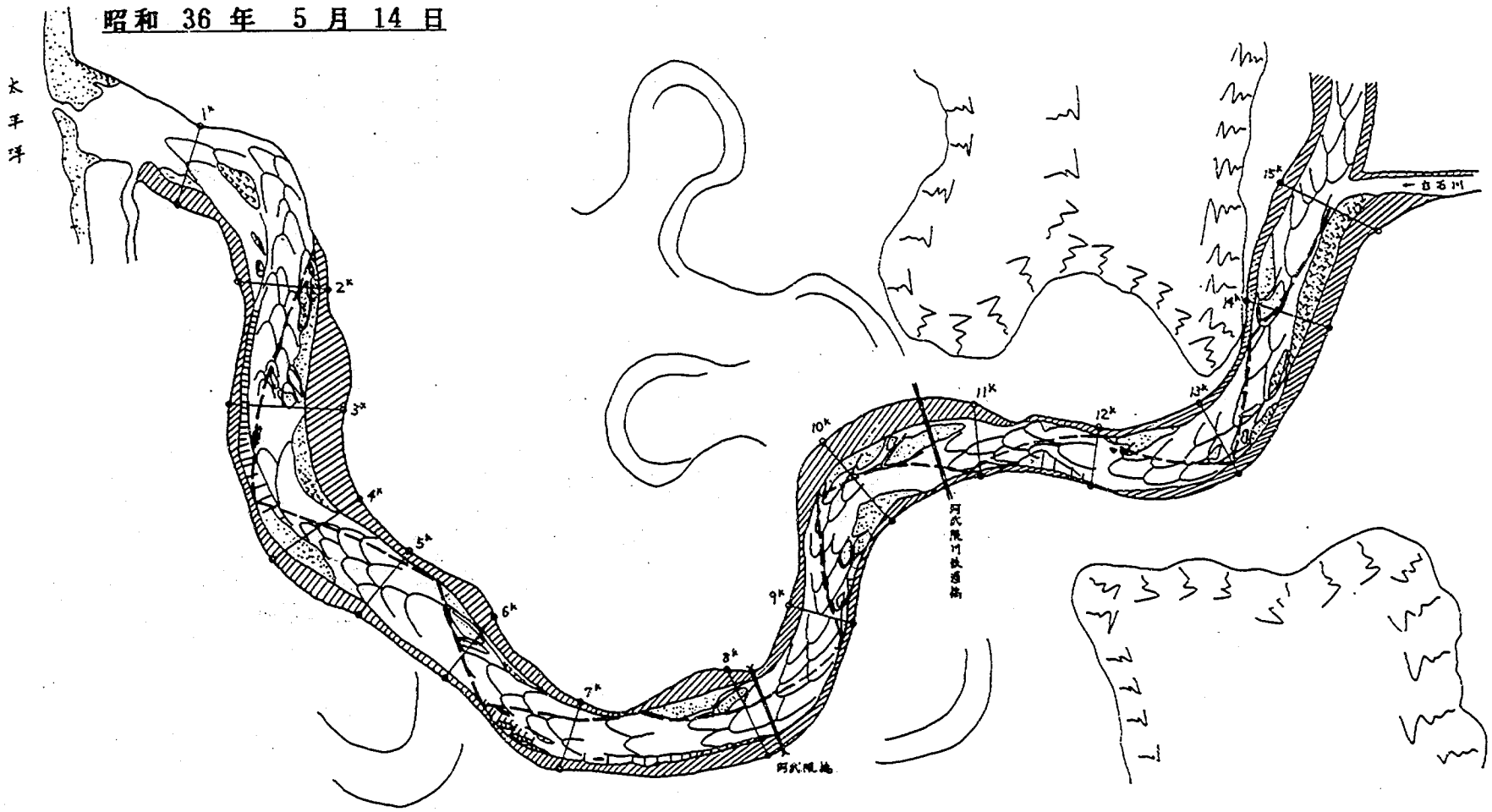
82k ～88k　平均年最大流量　$Q = 1{,}131\ m^3/s$
河床勾配　$I_b = 1/900$
常水路幅　$B = 250\ m$
平均粒径　$d_m = 2.0\ cm$

図－5.6　雄物川における砂州形態

阿武隈川下流　0ᵏ ～15ᵏ

0　1　2km

昭和 36 年　5 月 14 日



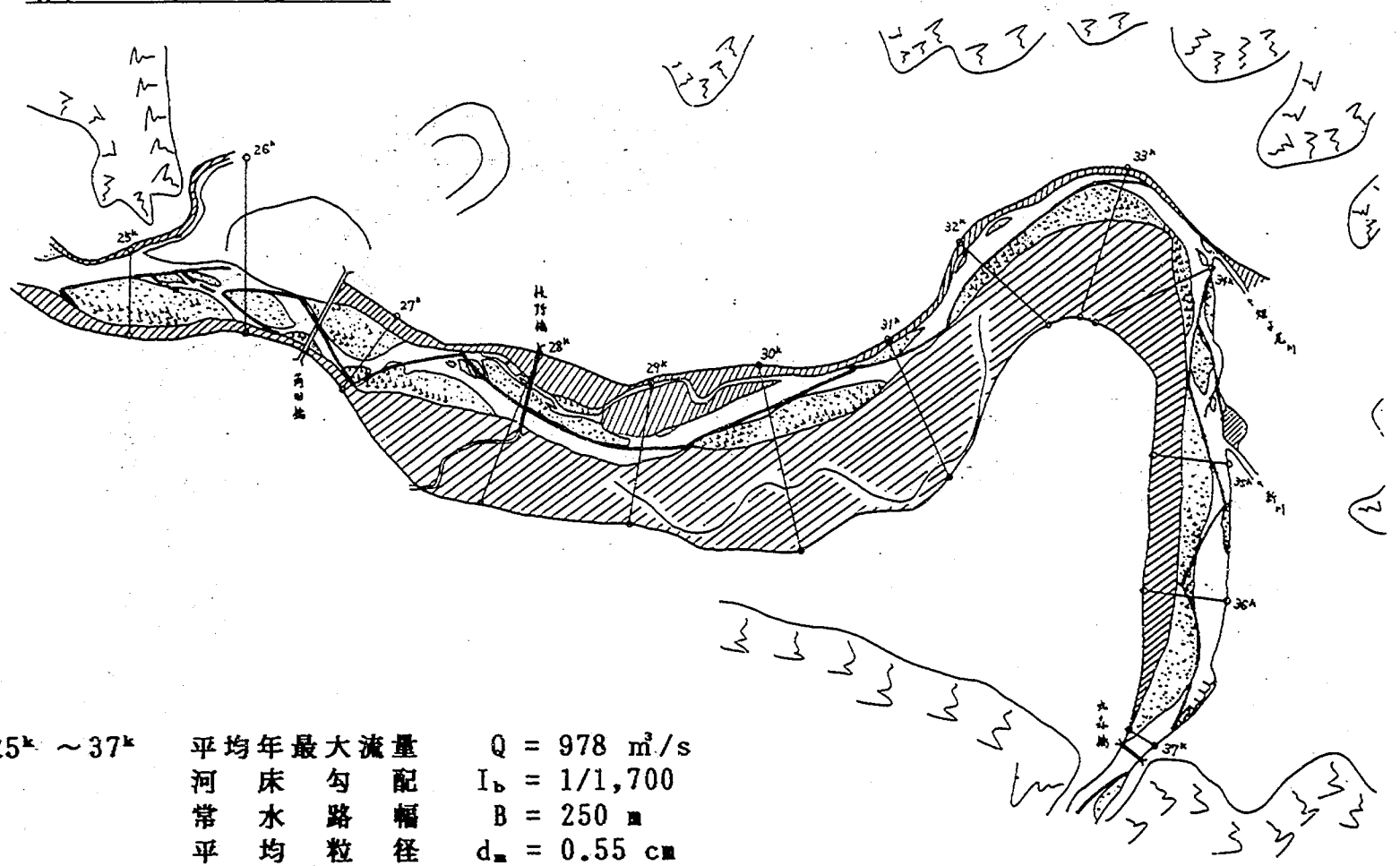
0ᵏ ～15ᵏ　平均年最大流量　$Q = 1{,}794\ m^3/s$
河床勾配　$I_b = 1/2{,}200$
常水路幅　$B = 360\ m$
平均粒径　$d_m = 0.11\ cm$

図－5.7(1)　阿武隈川における砂州形態

阿武隈川下流　25k ～37k

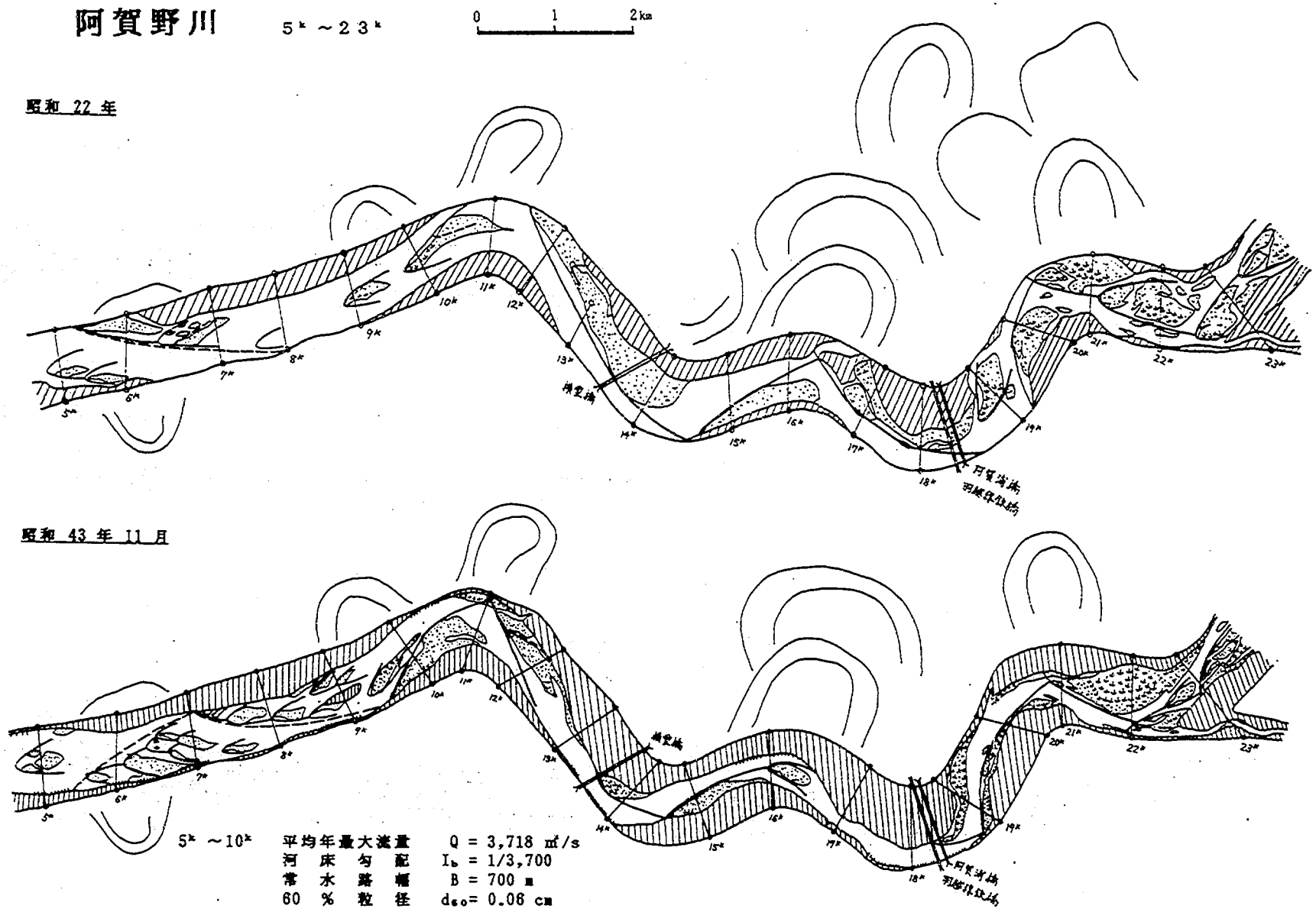
0　1　2km

昭和 36 年　5 月 14 日



25k ～37k　平均年最大流量　Q = 978 m³/s
河床勾配　I_b = 1/1,700
常水路幅　B = 250 m
平均粒径　d_m = 0.55 cm

図－5.7(2)　阿武隈川における砂州形態

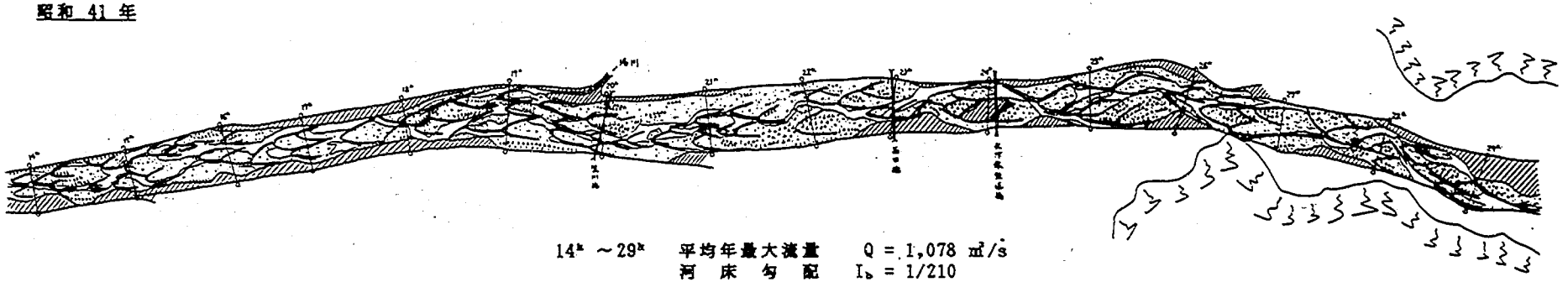


図－5.8 阿賀野川における砂州形態

阿賀川　14k～29k

0　1　2km

昭和 41 年



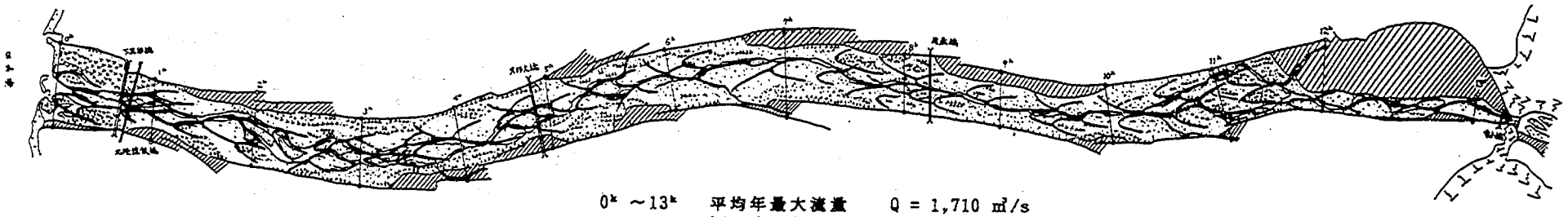
14k ～29k　平均年最大流量　Q = 1,078 m³/s
河床勾配　I_b = 1/210
常水路幅　B = 300 m
60 % 粒径　d_{60} = 6.0 cm

図－5.9　阿賀川における砂州形態

黒部川　0k～13k

0　1　2km

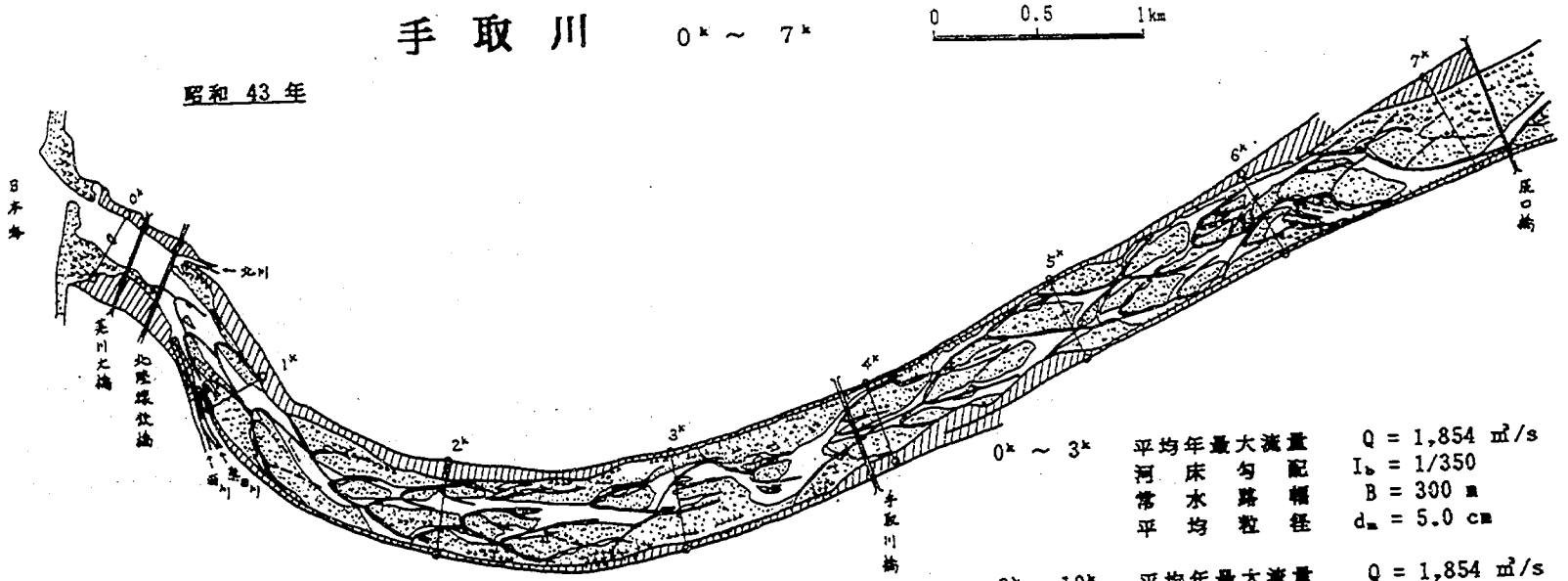
昭和 49 年



0k ～13k　平均年最大流量　Q = 1,710 m³/s
河床勾配　I_b = 1/120
常水路幅　B = 450 m
平均粒径　d_m = 9.9 cm

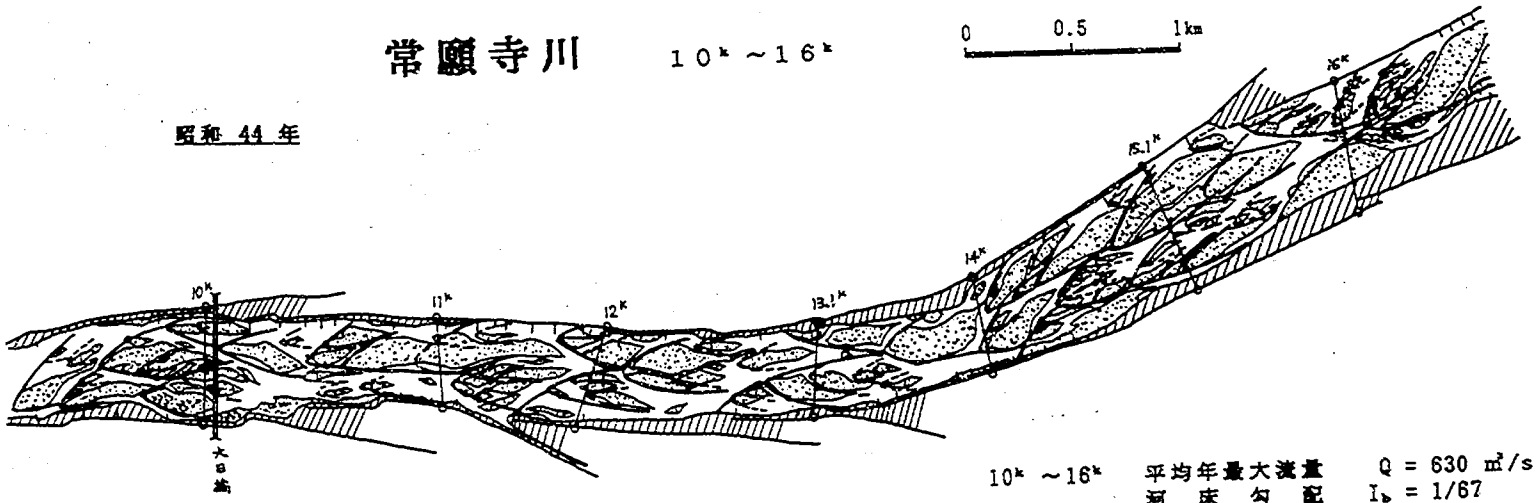
図－5.10　黒部川における砂州形態

手取川　0ᵏ～7ᵏ



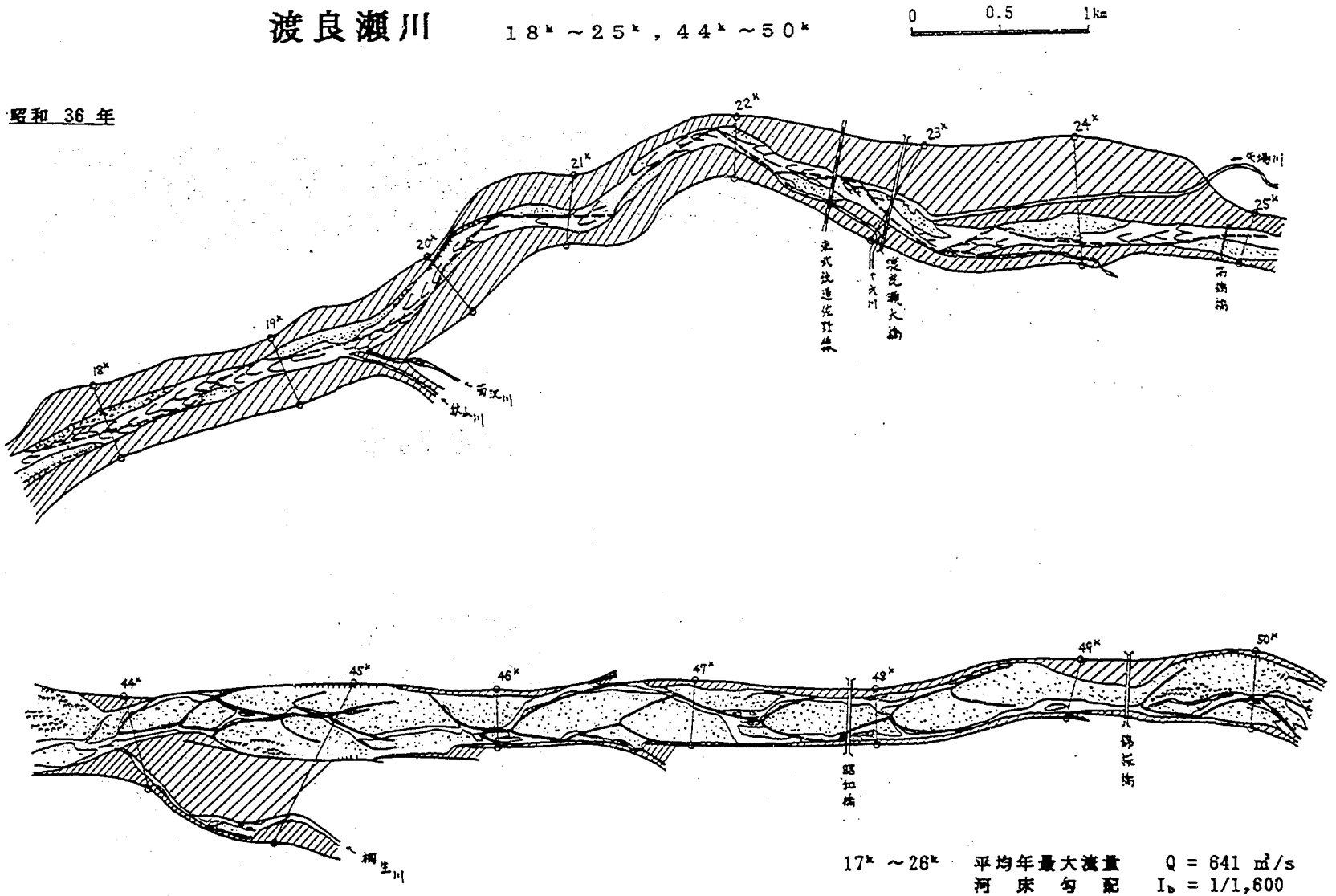
図－5.11　手取川における砂州形態

常願寺川　10ᵏ～16ᵏ



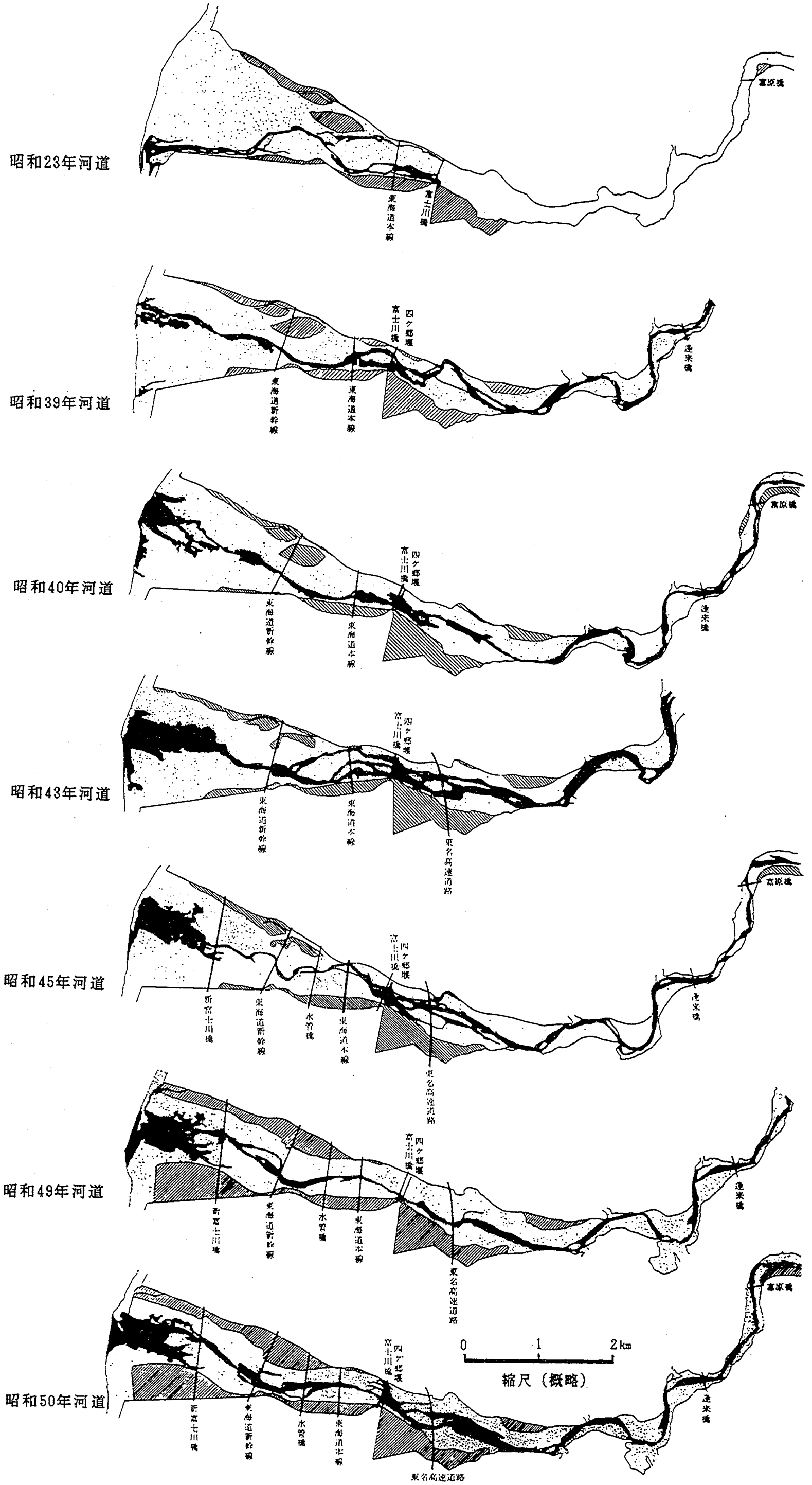
図－5.12　常願寺川における砂州形態

渡良瀬川　18k～25k，44k～50k



17k ～26k	平均年最大流量	Q = 641 m³/s
	河床勾配	I_b = 1/1,600
	常水路幅	B = 140 m
	60 % 粒径	d_{60} = 0.06 cm
45k ～50k	平均年最大流量	Q = 705 m³/s
	河床勾配	I_b = 1/143
	常水路幅	B = 250 m
	平均粒径	d_m = 12.5 cm

図－5.13　渡良瀬川における砂州形態

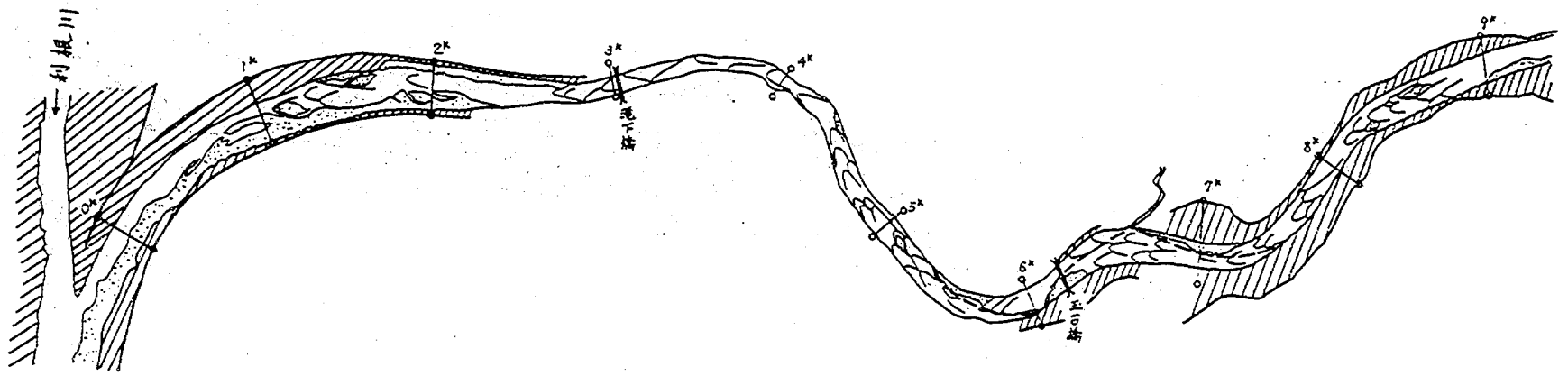


図－5.14　富士川におけるみお筋の変遷

鬼怒川　0ᵏ ～ 9ᵏ

0　1　2km

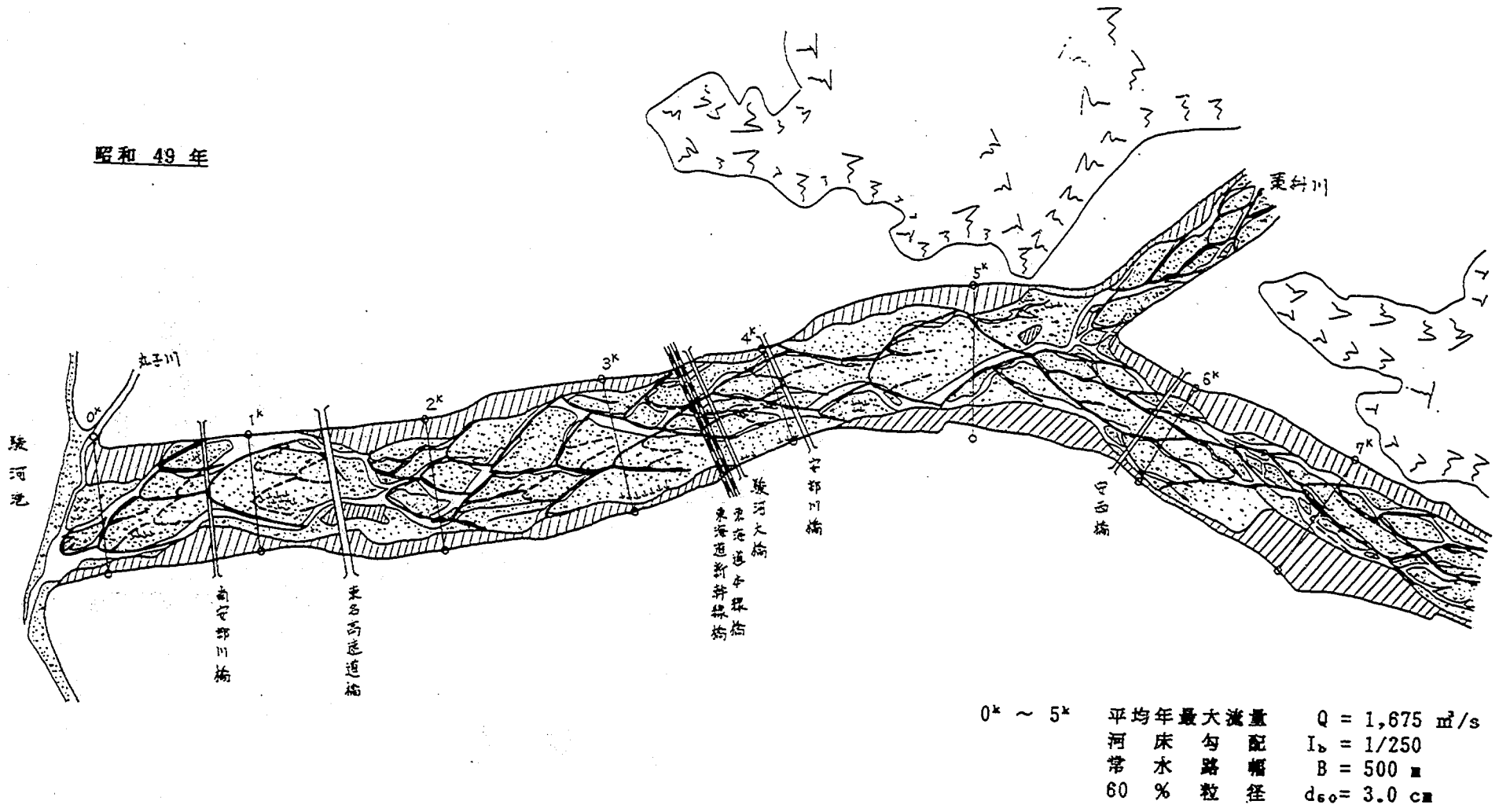
昭和 41 年　4 月



3ᵏ ～ 8ᵏ

平均年最大流量	Q	= 958 m³/s
河床勾配	I_b	= 1/3,000
常水路幅	B	= 120 m
平均粒径	d_m	= 0.04 cm

図－5.15　鬼怒川における砂州形態

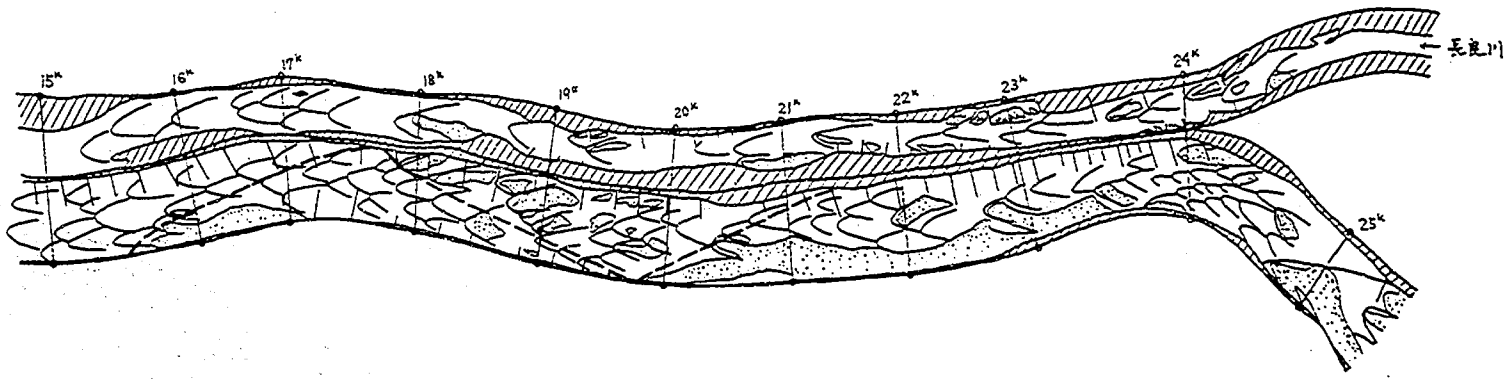


図－5.16　安部川における砂州形態

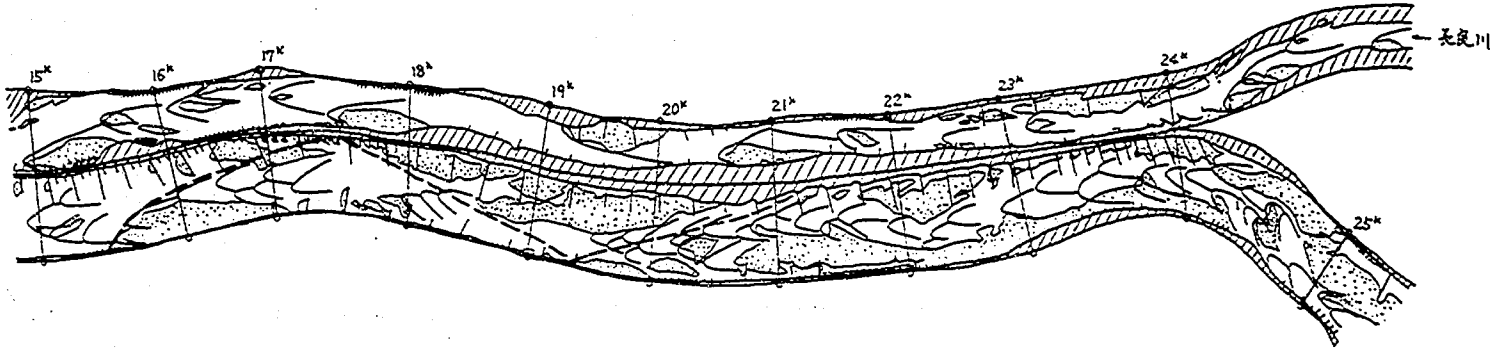
木曽川　15k～25k

0　1　2km

昭和 22 年



昭和 41 年



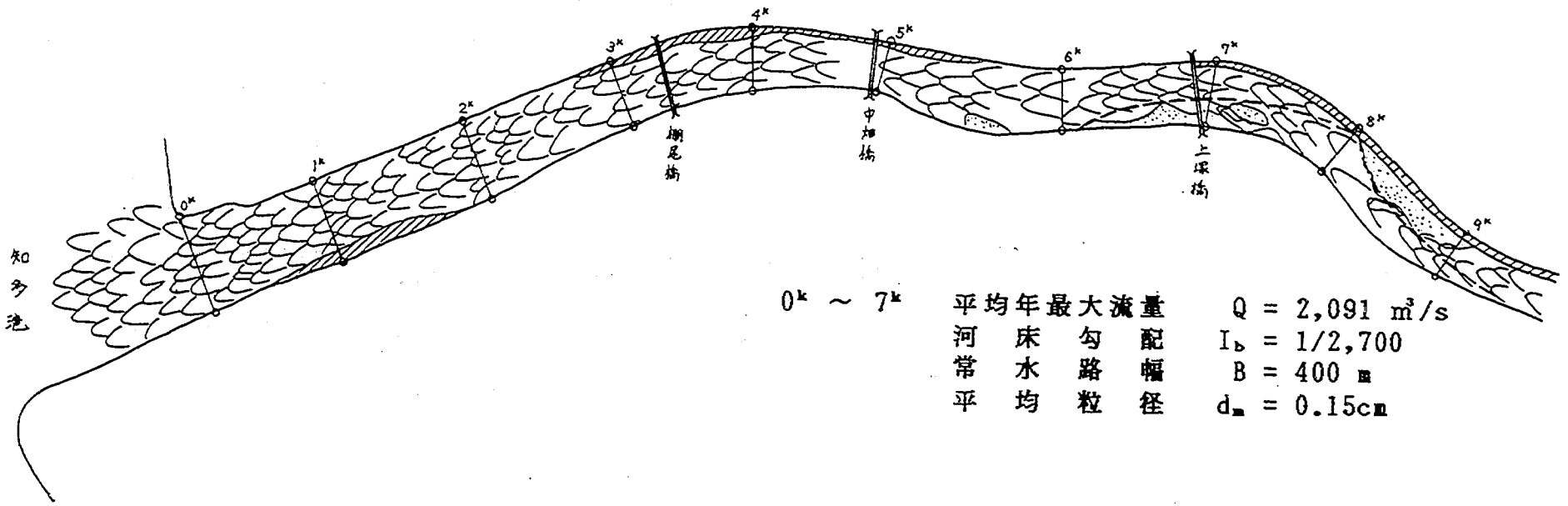
10k ～24k　平均年最大流量　Q = 6,604 m³/s
河床勾配　I_b = 1/3,700
常水路幅　B = 650 m
平均粒径　d_m = 0.05 cm

図－5.17　木曽川における砂州形態

矢作川　0ᵏ ～ 9ᵏ

0　1　2km

昭和 23 年



0ᵏ ～ 7ᵏ

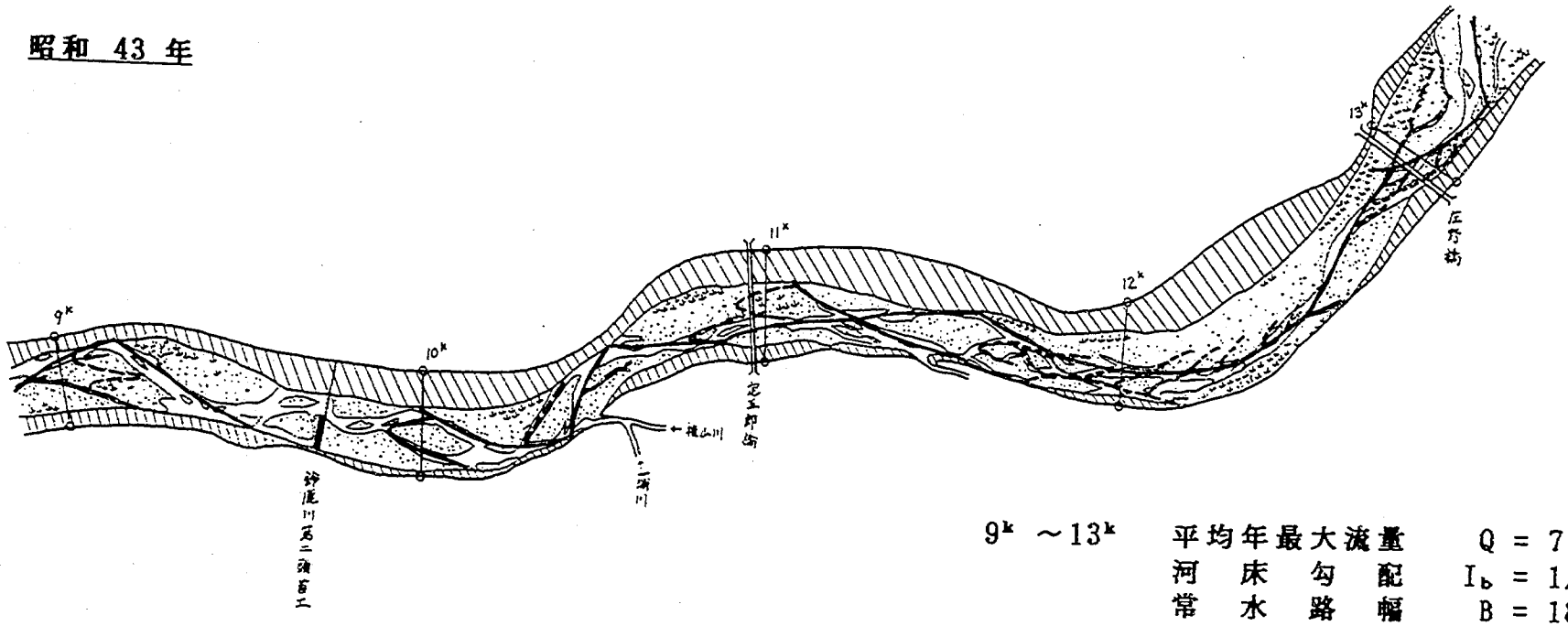
平均年最大流量	Q	= 2,091 m³/s
河床勾配	I_b	= 1/2,700
常水路幅	B	= 400 m
平均粒径	d_m	= 0.15cm

図－5.18　矢作川における砂州形態

鈴 鹿 川　　9ᵏ ～ 13ᵏ

0　　0.5　　1km

昭和 43 年

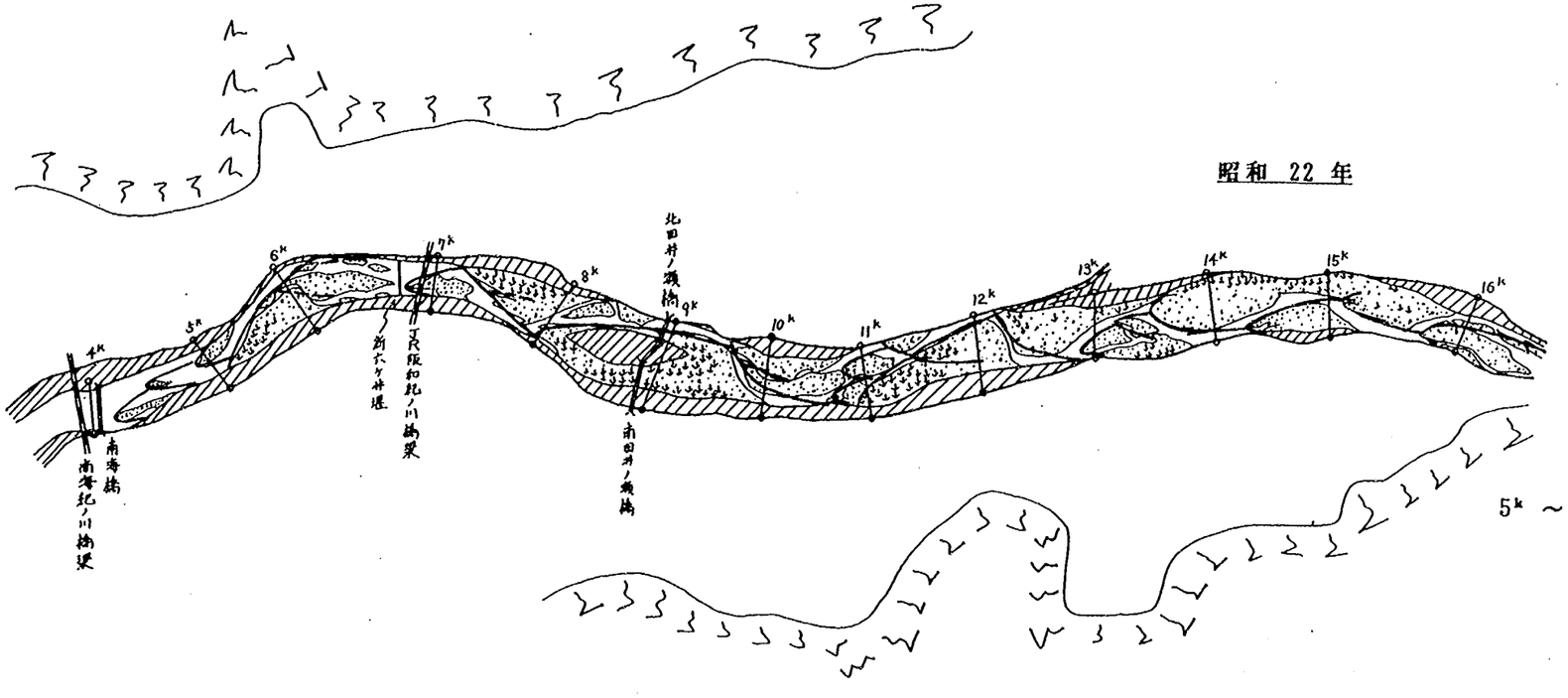


9ᵏ ～13ᵏ　平均年最大流量　Q = 718 m³/s
河床勾配　I_b = 1/500
常水路幅　B = 180 m
60 % 粒径　d_{60} = 0.55 cm

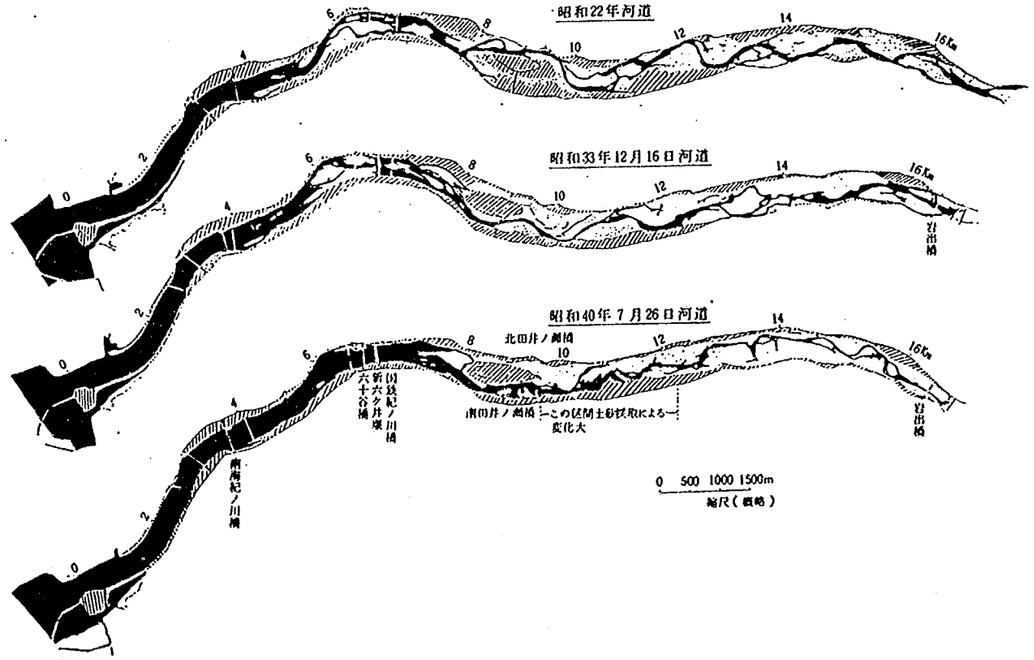
図－5.19　鈴鹿川における砂州形態

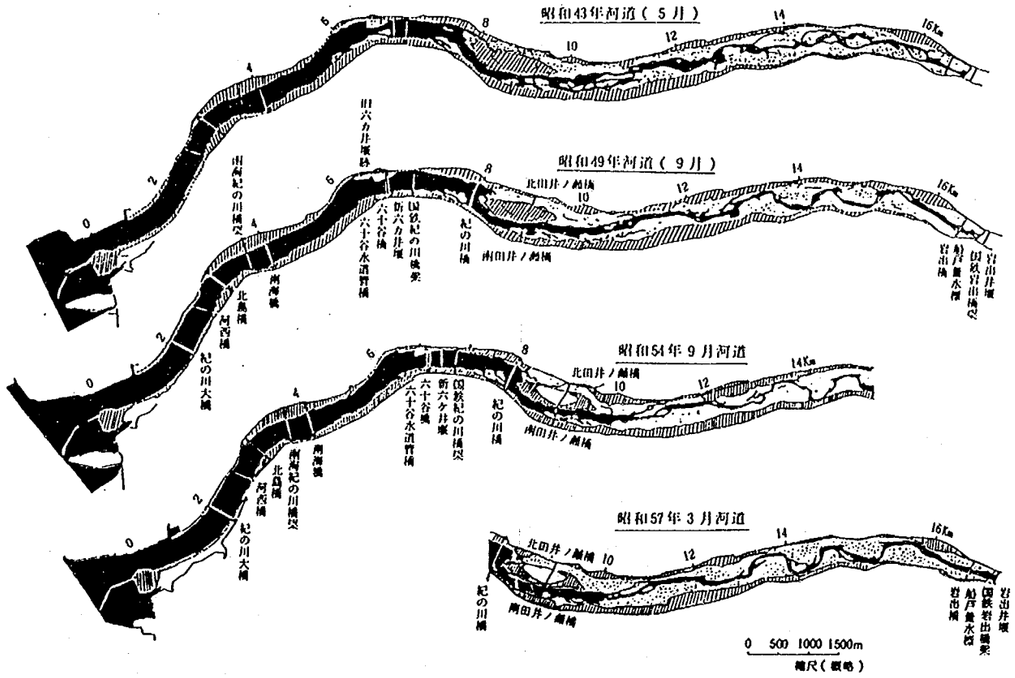
紀の川　4ᵏ～16ᵏ

0　1　2km



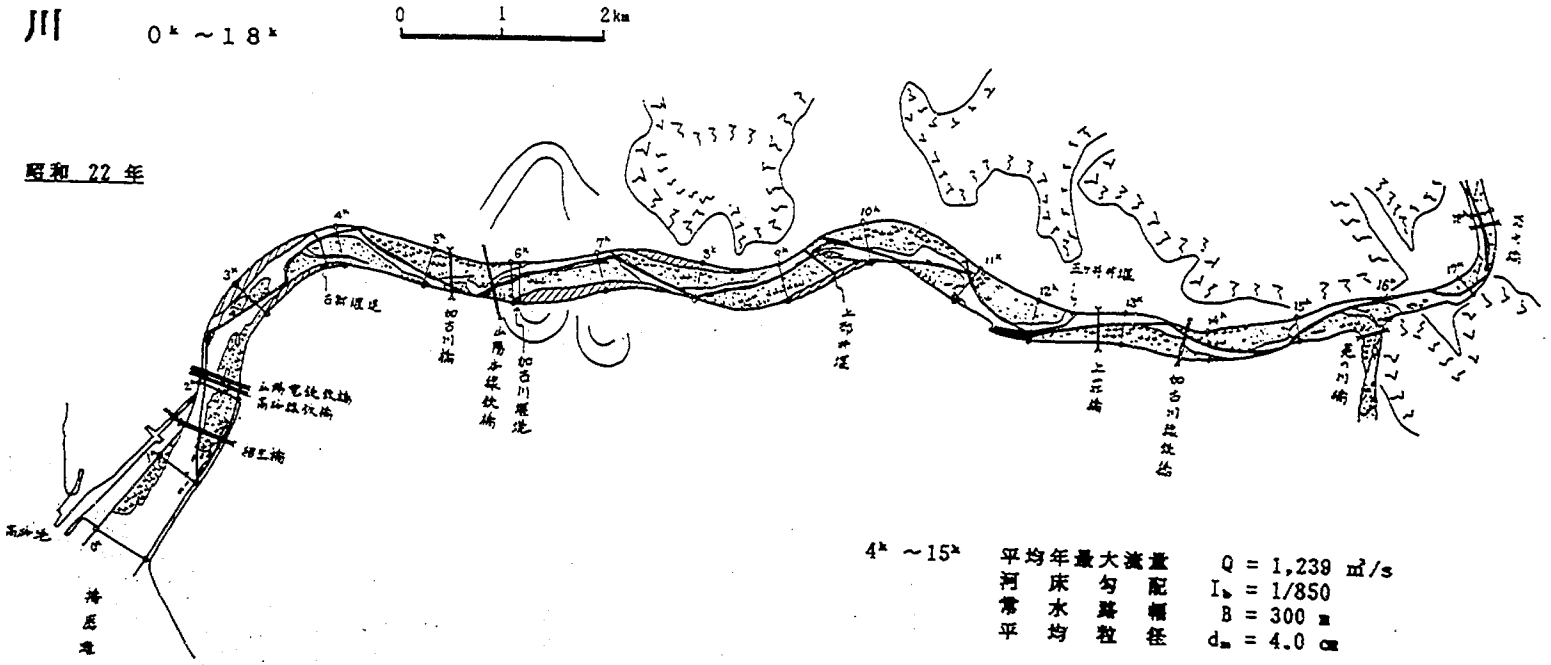
平均年最大流量　Q = 2,231 m³/s
河床勾配　I_b = 1/840
常水路幅　B = 450 m
平均粒径　d_m = 2.0 cm





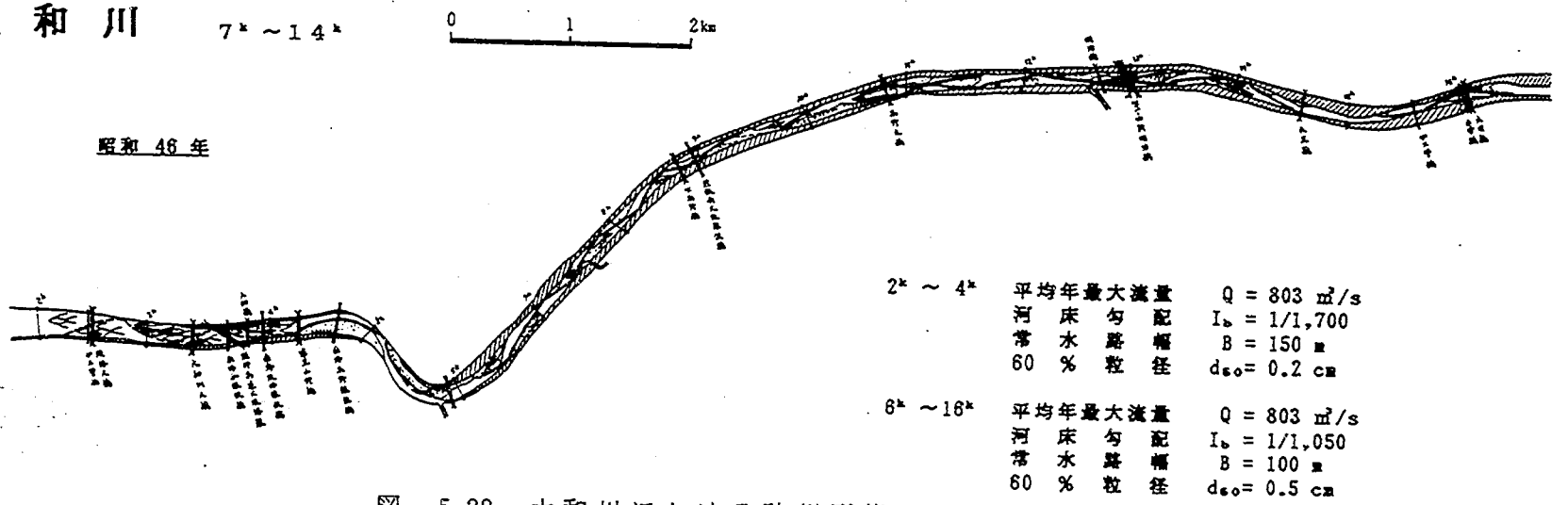
図－5.20　紀の川における砂州形態およびみお筋の変遷

加古川　0k～18k



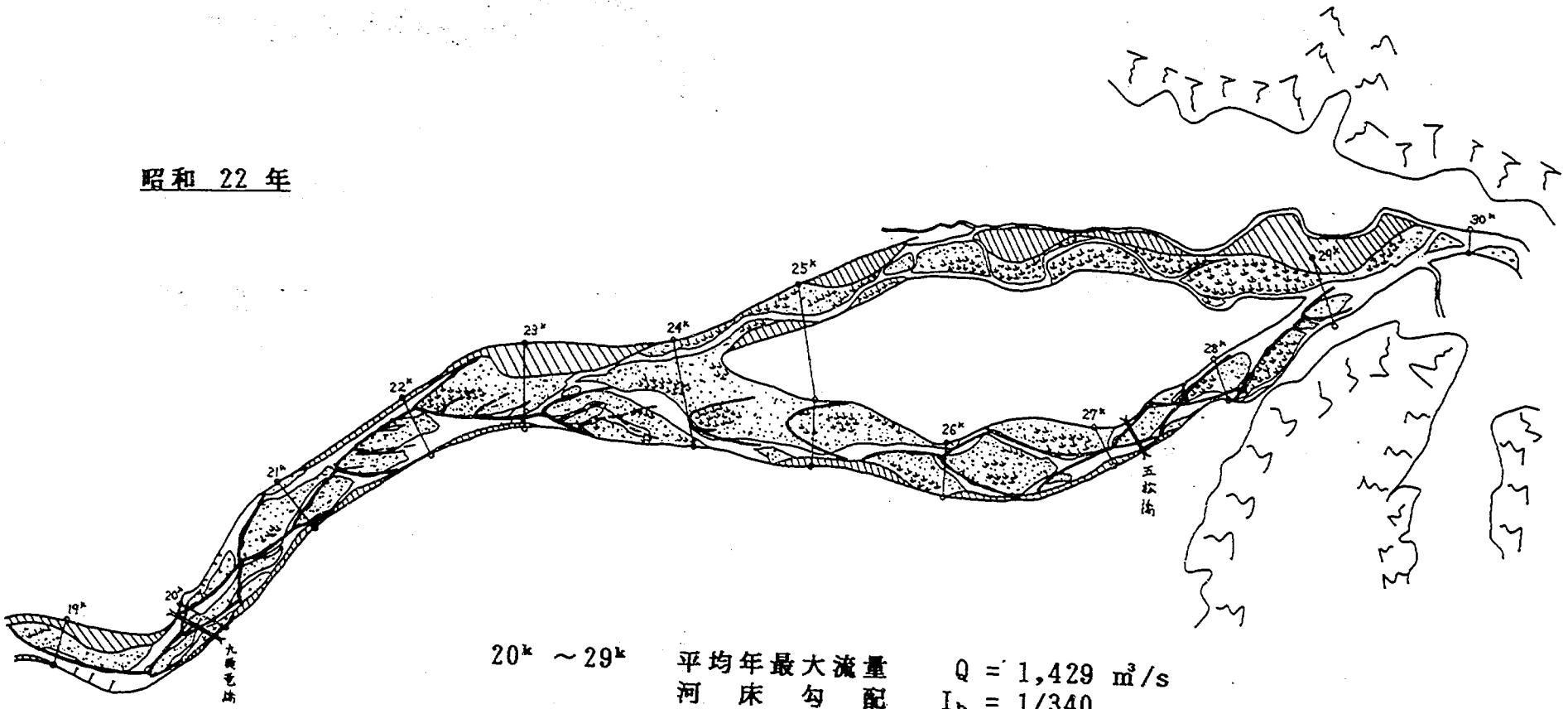
図－5.21　加古川における砂州形態

大和川　7k～14k



図－5.22　大和川における砂州形態

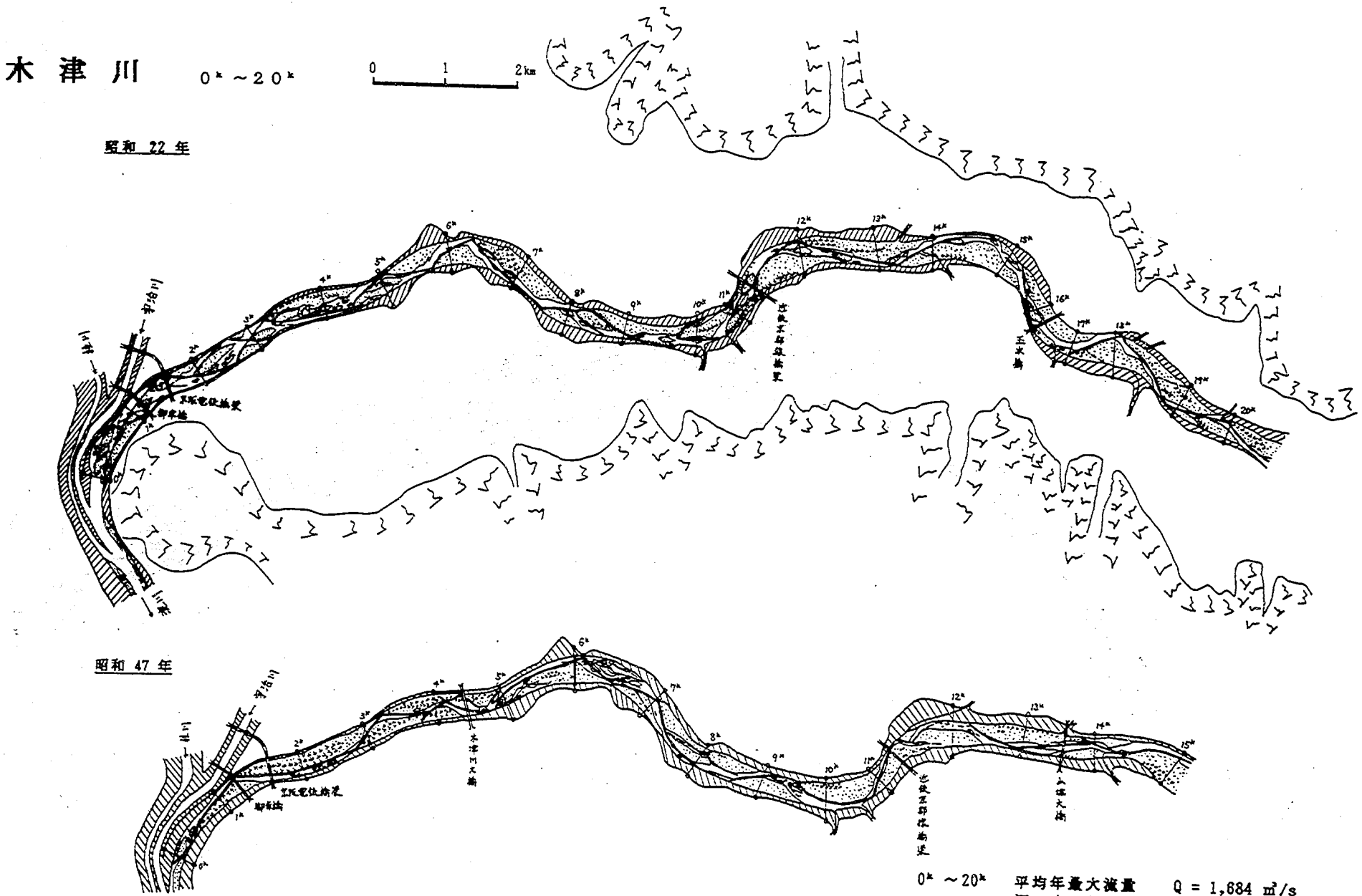
九頭竜川　19k ～30k



20k ～29k

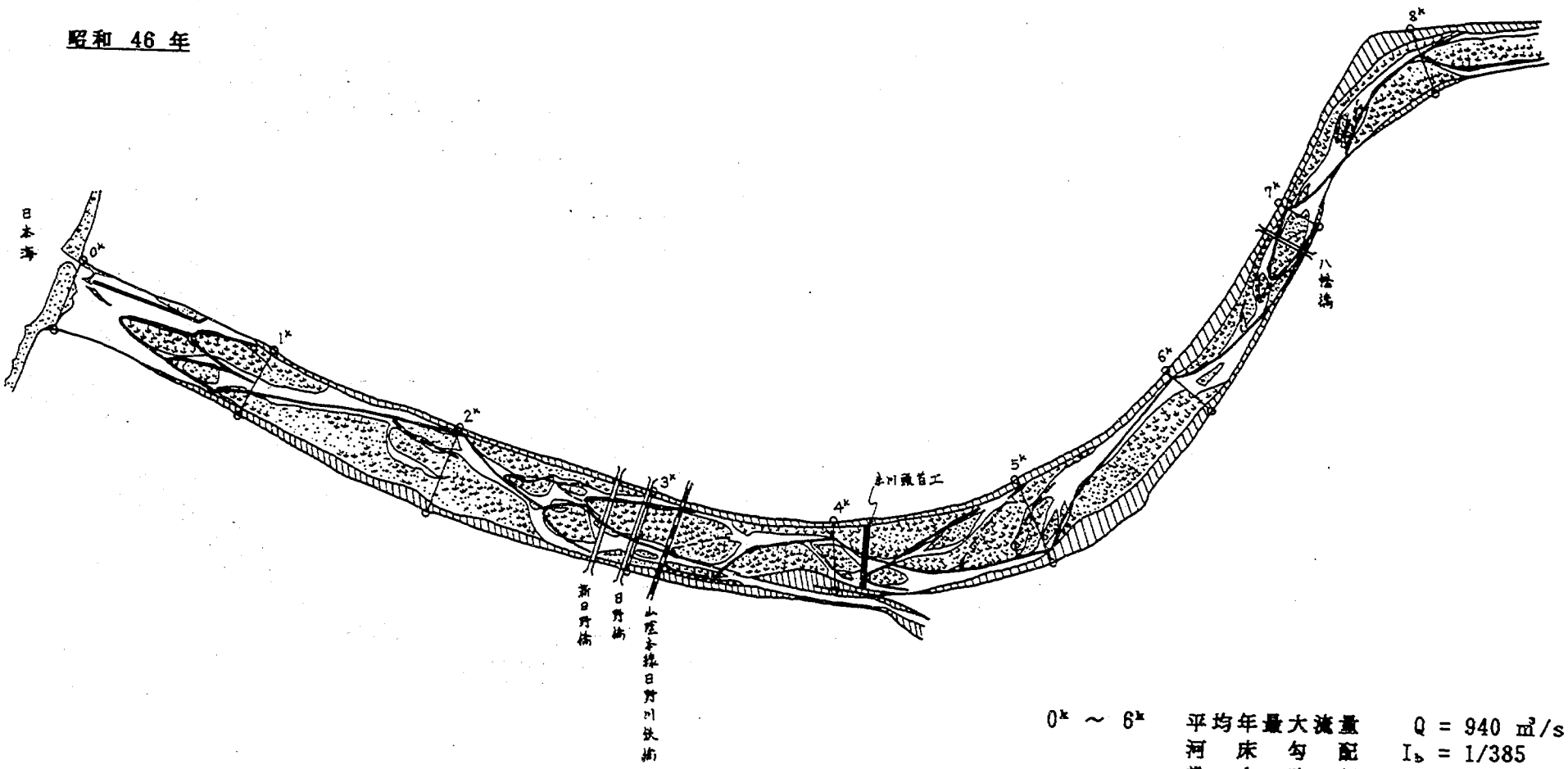
平均年最大流量	Q	= 1,429 m³/s
河床勾配	I_b	= 1/340
常水路幅	B	= 400 m
平均粒径	d_m	= 7.0 cm

図－5.23　九頭竜川における砂州形態

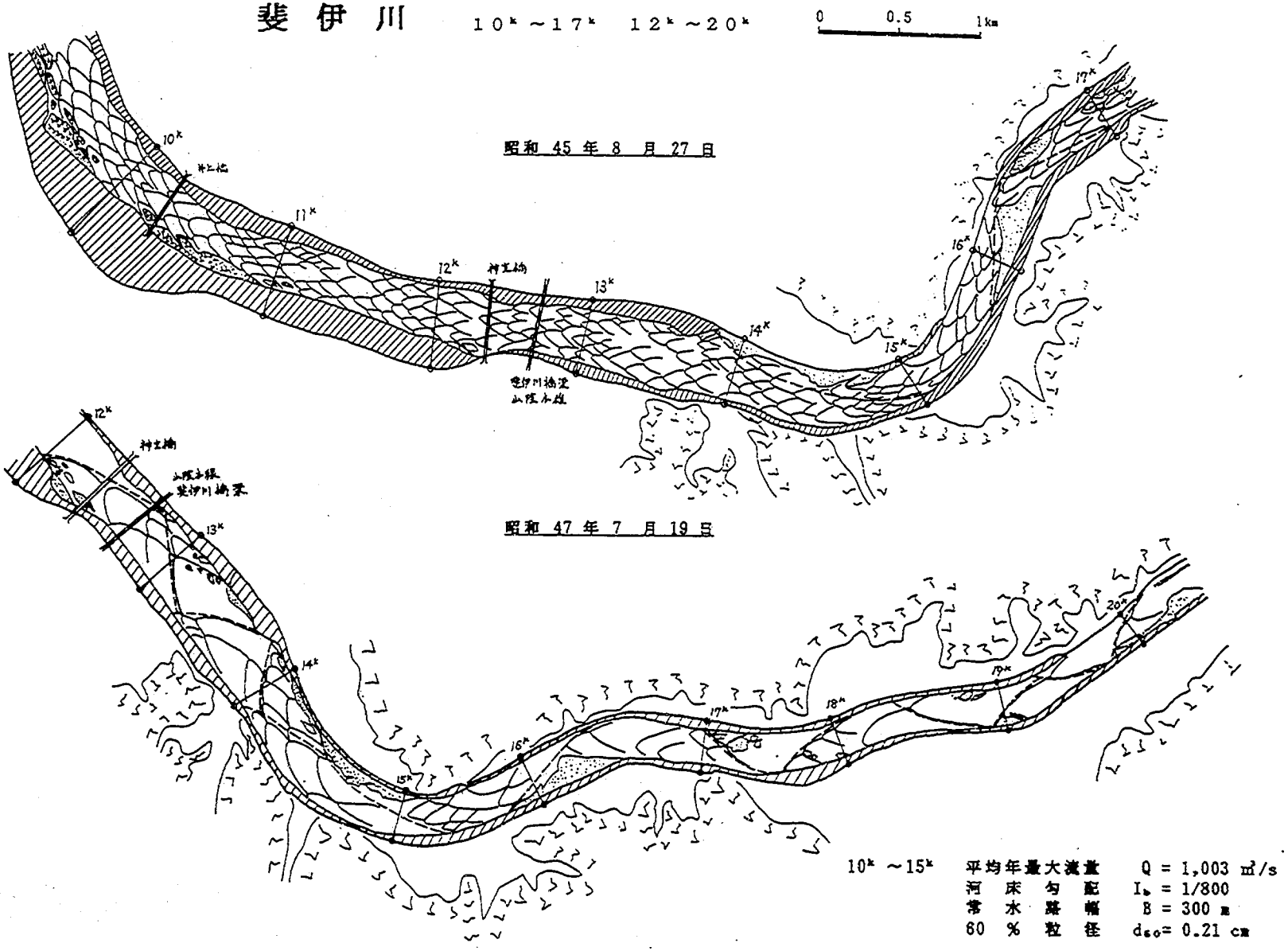


図－5.24 木津川における砂州形態

日 野 川　0k ～ 8k



図－5.25　日野川における砂州形態

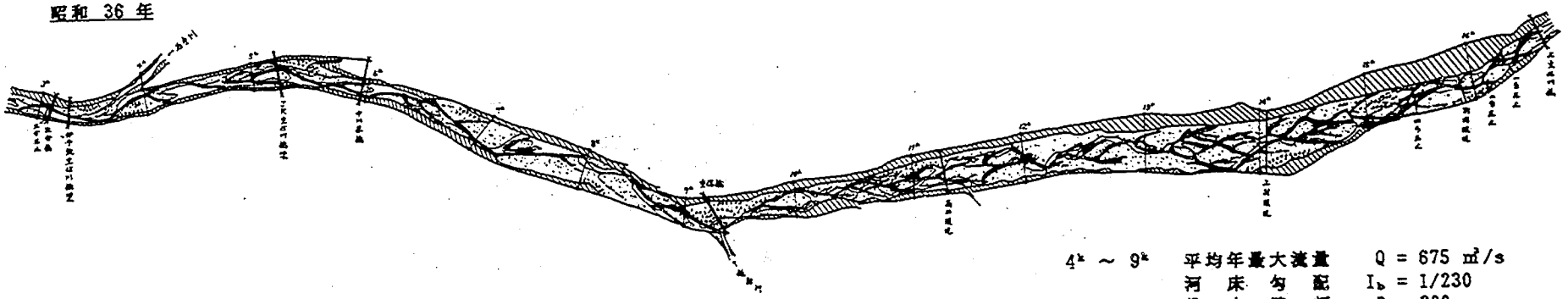


図－5.26　斐伊川における砂州形態

重信川　3k ～ 16k

0　1　2km

昭和 36 年



4k ～ 9k　平均年最大流量　Q = 675 m³/s
河床勾配　I_b = 1/230
常水路幅　B = 200 m
平均粒径　d_m = 2.5 cm

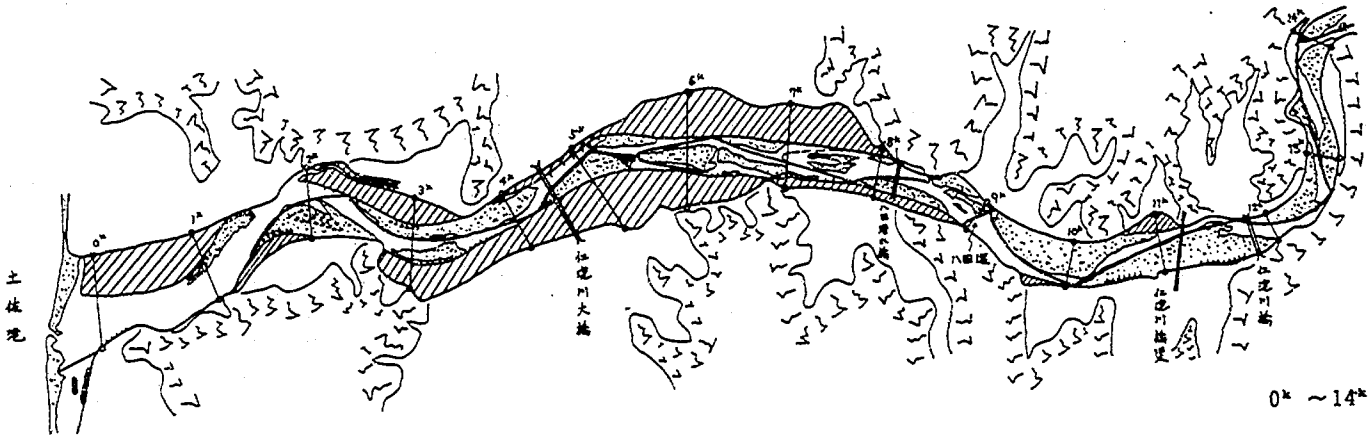
10k ～16k　平均年最大流量　Q = 675 m³/s
河床勾配　I_b = 1/110
常水路幅　B = 300 m
平均粒径　d_m = 2.8 cm

図－5.27　重信川における砂州形態

仁淀川　0k ～14k

0　1　2km

昭和 43 年



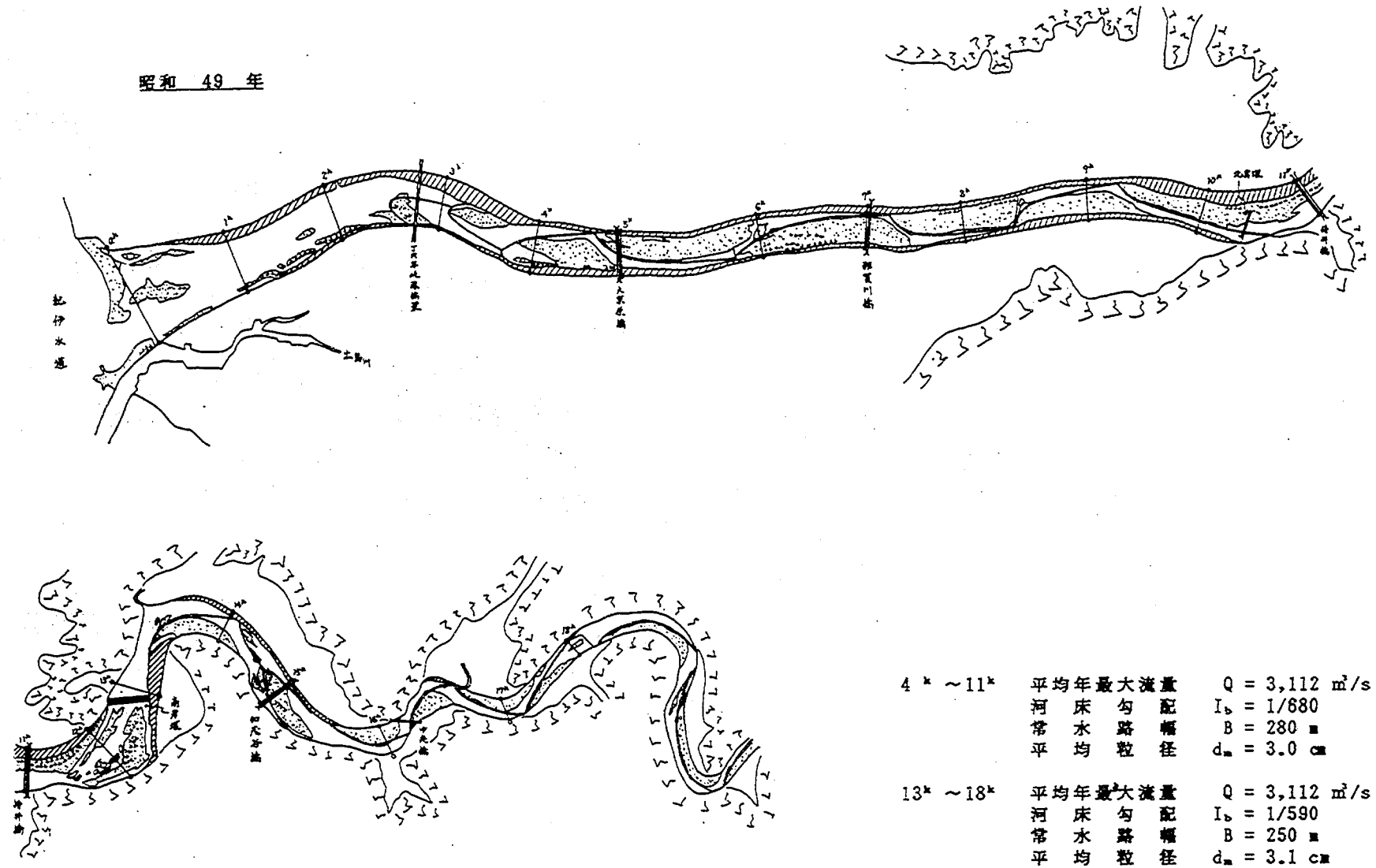
0k ～14k　平均年最大流量　Q = 5,420 m³/s
河床勾配　I_b = 1/940
常水路幅　B = 340 m
平均粒径　d_m = 3.3 cm

図－5.28　仁淀川における砂州形態

那賀川　0ᵏ～18ᵏ

0　1　2km

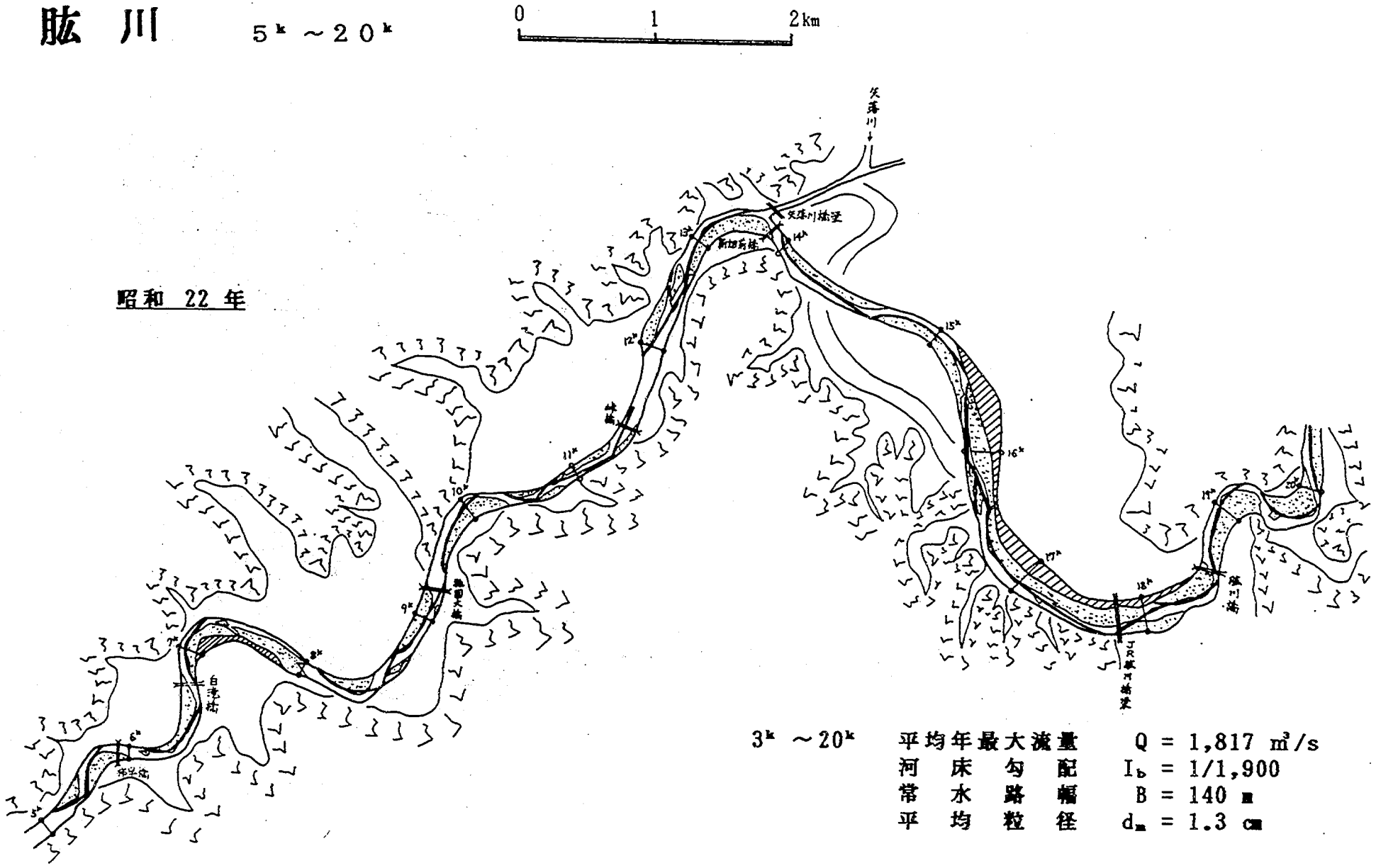
昭和 49 年



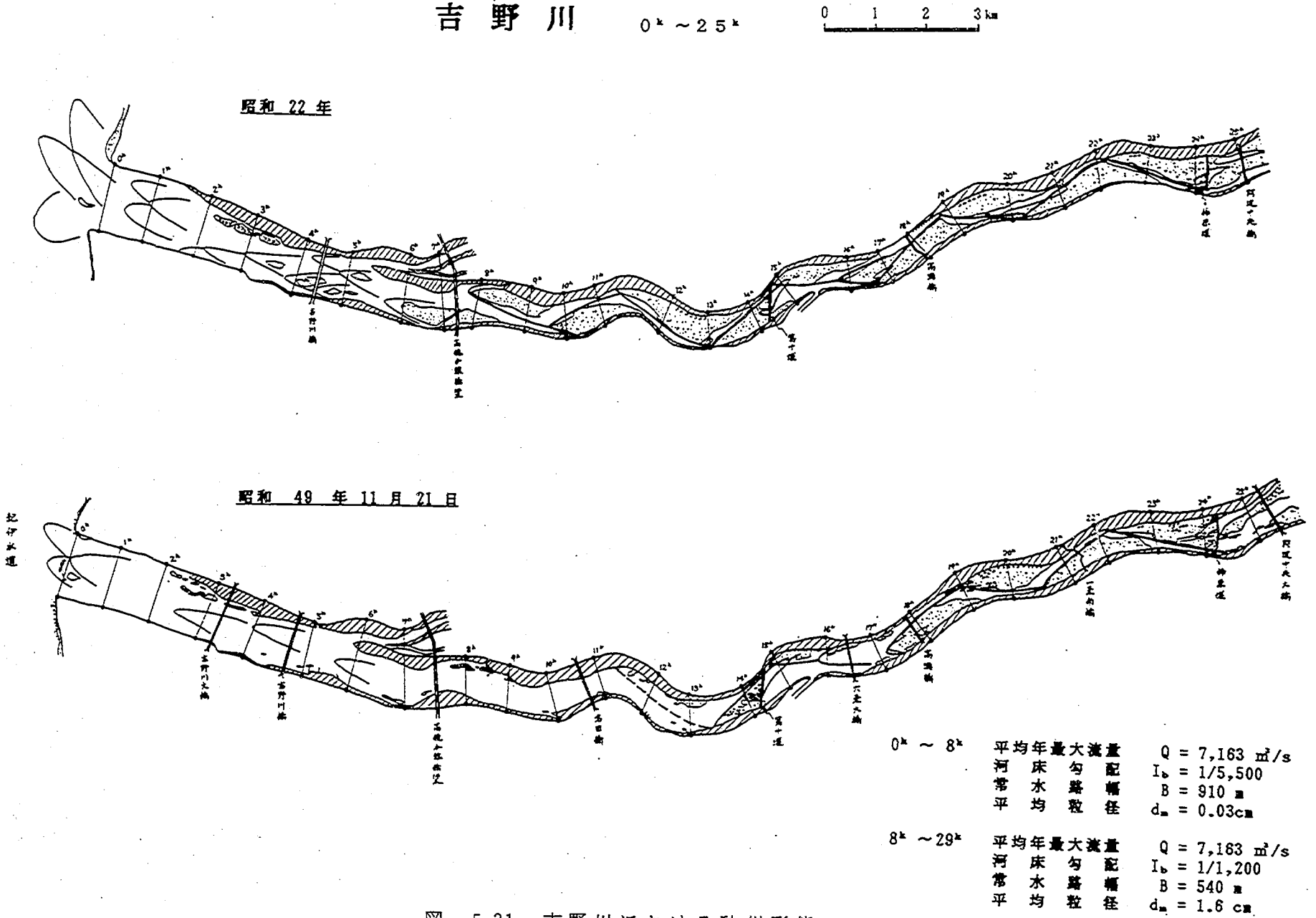
4ᵏ～11ᵏ	平均年最大流量	Q = 3,112 m³/s
	河床勾配	I_b = 1/680
	常水路幅	B = 280 m
	平均粒径	d_m = 3.0 cm
13ᵏ～18ᵏ	平均年最大流量	Q = 3,112 m³/s
	河床勾配	I_b = 1/590
	常水路幅	B = 250 m
	平均粒径	d_m = 3.1 cm

図－5.29　那賀川における砂州形態

肱川　5k ～20k



図－5.30　肱川における砂州形態



図－5.31　吉野川における砂州形態

5－2　ま　と　め

前節５－１においては，代表31河川の砂州形態を個別にコメントした。本節では，それらの河川で認められた砂州の特性についてまとめることとする。

(1)　実河川において形成されている砂州は，どの程度の流量で形成されるものかということが，一つの大きな問題である。砂利河川においては，従来の研究[11),12)]および本模型実験の結果から平均年最大あるいは低水路満杯程度の流量で実河川の砂州形態を評価するのが妥当と考えられる。

表－5.1は，本調査で対象とした砂利河川の砂州形態と平均年最大流量時の水理量との関係を示したものである。表中の水理量は，昭和40年代前後の調査結果である。また，平均年最大流量は，昭和40年代の10年間前後の平均値である。表－5.1に示した平均年最大流量時の水理量によれば，砂利河川における砂州は，$B/H = 20 \sim 500$，$H/d = 20 \sim 1000$，$\tau_* = 0.05 \sim 0.5$ の範囲で形成されている。交互砂州は $B/H = 20 \sim 100$，複列的交互砂州は $B/H = 100 \sim 200$，複列砂州および多列砂州は $B/H = 200 \sim 500$ の領域に区分される（図－6.1参照）。実河川では $B/H = 100 \sim 200$ においても複列交互砂州的なものがある。

また，砂利河川では，低流量時，河床材料が移動しないため，平均年最大流量程度で形成された砂州がそのままの形で河床に残り，水流はみお筋が河道内を蛇行している。多列砂州を形成する扇状地河川では，みお筋は網状となる。

(2)　一方，砂河川では，低流量時においても河床材料が移動する。低流量のウロコ状砂州が形成されている河川は，流量の増大とともに列数が減少し，大流量時には交互砂州へ移行するものと推察される。このように，砂河川では，流量の変化に応じて砂州形態が顕著に変化するため，一概に砂州形態を判断できない。

表－5.2は，本調査で対象とした砂河川において，航空写真の撮影年月日を考察して砂州形成流量を評価し，砂州形態と評価流量時の水理量との関係を示したものである。

表－5.2に示したような評価によれば，砂河川における砂州形態は $B/H = 30 \sim 700$，$H/d = 200 \sim 10{,}000$，$\tau_* = 0.5 \sim 2.0$ の範囲で変化し，B/H が100以上であれば，ウロコ状砂州を形成するものと考えられる。阿賀野川，木曽川では川幅が広く，平均年最大流量時でも B/H が100以上であるため，交互砂州が形成されるのはさらに大きな流量時（大洪水時）であろう（図－6.1参照）。

(3)　砂粒分が多く含まれる砂利河川（$d_m = 0.5 \sim 0.6$ cm程度）では，低流量時に砂粒分が移動し，みお筋部にスケールの小さい砂州が形成される（例：鈴鹿川，大和川，木津川）。

また，常願寺川は，河床材料が砂から礫まで広く分布しており，みお筋が非常に複雑となっている。

(4)　吉野川 $13.^k \sim 23^k$ に代表されるように，河道の曲り角が θ が20°程度の場合には，砂州が湾曲凹岸に形成されるとともに，水衝部は湾曲凸岸に形成される。この時，砂州は移動・停止の限界状態にあると考えられる。

表－5.1　砂利河川における砂州形態と水理量との関係

河川名	対象区間	I_b	d_m (cm)	B (m)	B' (m)	H (m)	Q (m^3/s)	Q_p (m^3/s)	B/H	H/d	U_* (m/s)	τ_*	砂州形態	備　考
十勝川	57K～66K	1/580	2.5	290	700	1.72	876	6,100	169	68.8	0.170	0.072	複列砂州と交互砂州が混在	河道はほぼ直線 Ls=600～1,200m，n=0.034
沙流川	0K～8K	1/800	1.5	380	-	1.65	1,030	3,900	230	110	0.142	0.083	複列砂州と交互砂州が混在	迂曲跡あり Ls=600～1,000m，n=0.03
	8K～18K	1/630	1.8	250	-	1.97	〃	〃	127	109	0.175	0.105	交互砂州	Ls=800～1,200m，n=0.03
	18K～25K	1/520	3.0	320	-	1.61	〃	〃	199	53.7	0.174	0.063	複列砂州と交互砂州が混在	Ls=700～1,000m，n=0.03
石狩川上流	15K～23K	1/310	2.9	200	250	1.36	654	3,900	147	46.9	0.207	0.092	複列的交互砂州	蛇行跡多数 Ls=800～1,000m，n=0.029
後志利別川	4K～15K	1/1400	1.4	100	300	2.66	441	1,250	37.6	190	0.136	0.082	交互砂州 （ポイントバー）	迂曲跡多数 Ls=700～1,400m，n=0.031
最上川上流	170K～182K	1/620	1.0*	220	380	1.94	890	3,400	113	194	0.175	0.190	複列的交互砂州	迂曲跡あり Ls=800～1,600m，n=0.030
雄物川上流	82K～88K	1/900	2.0	250	-	2.55	1,131	4,200	98.0	128	0.167	0.086	複列的交互砂州	迂曲跡多数，現河道はほぼ直線 Ls=800～1,200m，n=0.035
阿武隈川下流	25K～37K	1/1700	0.55	250	900	2.82	978	7,800	88.7	513	0.128	0.183	交互砂州	急湾曲部でポイントバー Ls=1,000～2,000m，n=0.035
阿賀野川	10K～22K	1/1600	2.4	460	-	3.50	3,718	13,000	131	146	0.146	0.055	複列砂州と交互砂州が共存	迂曲跡多数 Ls=3,500～4,000m，n=0.025
阿賀川	14K～29K	1/210	6.0*	300	500	1.43	1,078	2,900	210	23.8	0.258	0.069	4～6列の多列砂州	河道はほぼ直線 Ls=300～600，n=0.035
黒部川	0K～13K	1/120	9.9	450	580	1.90	1,710	6,500	237	19.2	0.394	0.097	4～6列の多列砂州	河道はほぼ直線 Ls=400～600m，n=0.07
手取川	0K～3K	1/350	5.0	300	430	2.23	1,854	5,000	135	44.6	0.250	0.077	2～4列の多列砂州	Ls=400～500m，n=0.033
	3K～10K	1/160	13.8	350	430	1.81	1,854	5,000	193	13.1	0.333	0.050	2～4列の多列砂州	河道はほぼ直線 Ls=400～500m，n=0.04

ただし，表中の水理量は昭和40年代前後の調査結果，水深Hは，計画粗度係数nをもとにManningの式から逆算した値，*は60%粒径である。

表－5.1　（つづき）

河川名	対象区間	I_b	d_m (cm)	B (m)	B' (m)	H (m)	Q (m^3/s)	Q_p (m^3/s)	B/H	H/d	U_* (m/s)	τ_*	砂州形態	備　考
常願寺川	10^K～15^K	1/67	4.0*	400	480	0.86	630	4,600	465	21.5	0.355	0.194	8～10列の多列砂州	河道はほぼ直線，粒度分布が広い Ls=200～400m，n=0.06
渡良瀬川	45^K～50^K	1/143	12.5	250	300	1.10	705	3,500	227	8.80	0.275	0.037	複列砂州	河道はほぼ直線 Ls=600～800m，n=0.035
富士川	1^K～4^K	1/240	8.1*	500	-	1.96	3,095	16,600	255	27.6	0.283	0.070	2～4列の多列砂州	下流に向って川幅が漸拡 Ls=700～1,000m，n=0.032
安倍川	0^K～5^K	1/250	3.0*	500	650	1.57	1,675	5,500	318	52.3	0.248	0.127	2～4列の多列砂州	河道はほぼ直線 Ls=400～800m，n=0.04
鈴鹿川	9^K～13^K	1/500	0.55*	180	300	1.98	718	3,900	90.9	360	0.197	0.436	複列的交互砂州	砂粒分が多く含まれる。 Ls=500～800m，n=0.035
紀ノ川	5^K～16^K	1/840	2.0	450	600	2.64	2,231	12,000	170	132	0.175	0.095	複列的交互砂州	Ls=1,600～2,400m，n=0.035
加古川	4^K～15^K	1/850	4.0	320	-	2.20	1,239	7,400	145	55.0	0.159	0.039	交互砂州	迂曲跡あり Ls=1,600～2,400m，n=0.033
大和川	6^K～16^K	1/1050	0.5*	100	200	3.43	803	5,200	29.2	686	0.179	0.396	交互砂州	人工掘削河道 Ls=700～1,000m，n=0.03
九頭竜川	20^K～29^K	1/340	7.0	400	-	1.65	1,492	5,500	242	23.6	0.218	0.042	複列砂州	流路が分派した後再び合流 Ls=500～1,000m，n=0.035
木津川	0^K～20^K	1/1250	0.6	350	450	2.82	1,684	6,100	124	470	0.149	0.228	複列的交互砂州	砂粒分が多く含まれる。 Ls=1,400～2,400m，n=0.033
日野川	0^K～6^K	1/385	6.0	300	380	1.58	940	4,000	190	26.3	0.201	0.041	複列砂州	植生の繁茂が著しい Ls=500～1,000m,n=0.035
重信川	4^K～9^K	1/230	2.5	200	280	1.42	675	2,900	141	56.8	0.246	0.150	複列的交互砂州	河道はほぼ直線 Ls=800～1,200m，n=0.035
	10^K～16^K	1/110	2.8	300	430	0.89	675	2,900	337	31.8	0.282	0.175	2～4列の多列砂州	河道はほぼ直線 Ls=400～600m，n=0.035
仁淀川	0^K～14^K	1/940	3.3	340	570	5.30	5,420	14,000	64.2	161	0.235	0.104	交互砂州	Ls=2,000～2,800m，n=0.033

ただし，表中の水理量は昭和40年代前後の調査結果，水深Hは，計画粗度係数nをもとにManningの式から逆算した値，*は60%粒径である。

表－5.1　（つづき）

河川名	対象区間	I_b	d_m (cm)	B (m)	B' (m)	H (m)	Q (m^3/s)	Q_p (m^3/s)	B/H	H/d	U_* (m/s)	τ_*	砂州形態	備　考
那賀川	4^K～11^K	1/680	3.0	280	390	4.02	3,112	9,000	69.7	134	0.241	0.119	交互砂州	河道はほぼ直線 Ls=2,000～2,500m，n=0.035
	13^K～18^K	1/590	3.1	250	270	4.46	3,112	9,000	56.1	144	0.272	0.148	交互砂州 （ポイントバー）	蛇行大 Ls=1,000～1,500m，n=0.040
肱川	3^K～20^K	1/1900	1.3	140	-	6.00	1,817	4,700	23.3	462	0.176	0.147	交互砂州 （ポイントバー）	蛇行大 Ls=800～1,800m，n=0.035
吉野川	8^K～24^K	1/1200	1.6	540	760	5.56	7,163	18,000	97.1	348	0.213	0.176	交互砂州	河道は穏やかに蛇行 Ls=3,000～3,800m，n=0.038

ただし，表中の水理量は昭和40年代前後の調査結果，水深Hは，計画粗度係数nをもとにManningの式から逆算した値，*は60%粒径である。

表－5.2　砂河川における砂州形態と水理量との関係

河川名	航空写真撮影年月日	流　量	砂州形態	砂州形成流量の評価	I_b	d_m (cm)	B (m)	H (m)	B/H	H/d	U_*	τ_*	備　考
阿武隈川 1K～15K	S36.5.14	4月17日　415m³/s 5月14日　104m³/s 4/17～5/14の平均　173m³/s 年最大流量(6/29)　1,164m³/s 年平均流量　182m³/s	・4～6列のウロコ状砂州 Ls=200～300m ・出水時は交互砂州 （ポイントバーの形成） Ls=1,200～2,000m	173m³/s 1,794m³/s	1/2,200 〃	0.11 〃	300 300	0.88 3.22	341 93.2	800 2,927	0.063 0.120	0.220 0.806	平均年最大流量 1,794m³/s 計画流量 9,200m³/s n=0.03
阿賀野川 5K～10K	S43.11	11月21日　481m³/s 年最大流量(3/31)　1,952m³/s 年平均流量　391m³/s	・4～6列のウロコ状砂州 Ls=400～800m ・出水時は交互砂州 （ウロコ状砂州が斜め交互に配列） Ls≒4,000m	481m³/s 3,718m³/s	1/3,700 〃	0.06* 〃	700 700	1.03 3.50	680 200	1,717 5,833	0.052 0.096	0.281 0.956	平均年最大流量 3,718m³/s 計画流量 13,000m³/s n=0.025
渡良瀬川 17K～26K	S36	年最大流量(6/28)　920m³/s 最大月平均流量(6月)　104m³/s 年平均流量　34m³/s	・2～4列のウロコ状砂州 Ls=100～200m ・出水時は交互砂州 （ポイントバーの形成） Ls=800～1,400m	34m³/s 641m³/s	1/1,600 〃	0.06* 〃	100 140	0.56 2.67	179 52.4	933 4,450	0.059 0.128	0.354 1.686	平均年最大流量 641m³/s 計画流量 4,350m³/s n=0.028
鬼怒川 3K～8K	S41.4	3月18日　63m³/s 年最大流量(9/26)　1,090m³/s 年平均流量　59m³/s	・2～4列のウロコ状砂州 Ls=120～280m ・出水時は交互砂州 （ポイントバーの形成） Ls=1,200～1,400m	63m³/s 958m³/s	1/3,000 〃	0.04 〃	110 120	0.86 4.20	128 28.6	2,150 10,500	0.053 0.117	0.434 2.121	平均年最大流量 958m³/s 計画流量 3,800m³/s n=0.025
木曽川 10K～24K	S41	年最大流量(7/2)　2,455m³/s 最大月平均流量(3月)　634m³/s 年平均流量　297m³/s	・4～6列のウロコ状砂州 Ls=400～600m ・出水時は交互砂州 （ポイントバーの形成） Ls≒4,000m	634m³/s 6,604m³/s	1/3,700 〃	0.05 〃	400 650	1.70 5.17	235 126	3,400 10,340	0.067 0.117	0.557 1.694	平均年最大流量 6,604m³/s 計画流量 12,500m³/s n=0.025
矢作川 0K～7K	S23	年最大流量(6/20)　358m³/s 最大月平均流量(9月)　48m³/s 年平均流量　33m³/s	・6～8列のウロコ状砂州 Ls=150～250m	358m³/s	1/2,700	0.15	400	1.22	328	813	0.067	0.183	平均年最大流量 2,091m³/s 計画流量 7,000m³/s n=0.03

ただし，表中の水理量は昭和40年代前後の調査結果，水深Hは，計画粗度係数nをもとにManningの式から逆算した値，*は60%粒径である。

表－5.2　（つづき）

河川名	航空写真撮影年月日	流　量	砂州形態	砂州形成流量の評価	I_b	d_* (cm)	B (m)	H (m)	B/H	H/d	U_*	τ_*	備　考
大和川 2K～4K	S46	年最大流量(9/16)　274m³/s 最大月平均流量(7月)　40m³/s 年平均流量　20m³/s	・2～4列のウロコ状砂州 Ls≒200m ・出水時は交互砂州 （ウロコ状砂州が斜め交互に配列） Ls=800～1,000m	40m³/s 803m³/s	1/1,700 〃	0.20* 〃	150 150	0.51 3.11	294 48.2	255 1,555	0.054 0.134	0.091 0.554	平均年最大流量 803m³/s 計画流量 5,200m³/s n=0.03
斐伊川 10K～15K	S45.8.27	8月22日　292m³/s 8月27日　33m³/s 8/22～8/27の平均　88m³/s 年平均流量　44m³/s	・8～10列のウロコ状砂州 Ls=100～200m	88m³/s	1/800	0.21*	300	0.43	698	205	0.073	0.155	平均年最大流量 1,003m³/s 計画流量 4,500m³/s n=0.03
12K～20K	S47.7.19	7月12日　1,597m³/s 7月19日　98m³/s 7/12～7/19の平均　466m³/s 年平均流量　64m³/s	・2～6列のウロコ状砂州 Ls=250～500m ・出水時は交互砂州 （ウロコ状砂州が斜め交互に配列） Ls=750～1,250m	466m³/s 1,597m³/s	1/800 〃	0.21* 〃	250 250	1.32 2.76	189 90.6	629 1,314	0.127 0.184	0.476 0.996	

ただし，表中の水理量は昭和40年代前後の調査結果，水深Hは，計画粗度係数nをもとにManningの式から逆算した値，*は60%粒径である。

(5) 実河川で形成された交互砂州の砂州長L_sは，川幅Bの4～11倍程度である（図－6.2参照）。また，複列砂州，多列砂州およびウロコ状砂州の砂州長L_sは平均水深Hの200～600倍程度，砂州幅B_sの2～4倍程度である。

(6) 昭和40年代は，多くの河川で砂利取りが盛んに行われ，砂州形態は乱されているが，砂利取りが中止された以後，砂州はかなり早い速度でもとの河床に戻っているようである（例：富士川，紀の川）。

(7) 砂利取り，ダム建設等により，河床が低下するとともに河床勾配が緩くなり，水深が大きくなることによって，木津川5^{k}より下流のように砂州形態が複列的から交互砂州へ変化する傾向が認められた。

(8) 砂州上に植生が成育する速度は非常に速く，出水が頻繁になれば，砂州は高水敷化し，常水路幅は狭くなってしまう状況が認められる。このことは，河道改修で常水路をむやみに拡幅しても効果がないことを示している。

(9) 扇状地に代表されるような勾配が急で川幅が広く，河床材料が砂利（礫）である河川では，平常時，みお筋が網状に形成される。そのみお筋の大きな流れに視点を置き，ウロコ状砂州の形態を評価したところ，1つの大きな鱗片状の砂州は，3つ程度の小さい鱗片状の砂州が集って形成される場合が多いことが認められた（例：手取川，常願寺川，安部川）。

(10) 実河川の調査を通じて，砂州の形態は，砂利河川と砂河川においてその特性が大きく異なることがわかった。表－5.3は，交互砂州，複列砂州等の砂州形態がどのような河道条件および水理条件の下で形成されるかを砂利河川の場合と砂河川の場合に分けて一覧表に示したものである。

表－5.3　実河川における砂州形態と河道条件および水理条件の関係

	砂州形態	河床材料	地形（河床勾配）	水理量	河道平面形と砂州形態	備　考
砂利河川	交互砂州	d_mが0.5cm～3.0cm程度の砂利	I_bが1/500～1/2000程度の中間地河道あるいは山地河道	・B／Hが20～100程度	・河道は蛇行している場合が多く湾曲凸岸にはポイントバーが形成される。 ・河道が20°～30°の曲り角で蛇行している場合に砂州は移動・停止の限界状態にあり，水衝部が湾曲凸岸に形成される。	・d_mが0.5～0.6cm程度で河床材料に砂粒分が多く含まれる場合には低流量時みお筋部にスケールの小さい砂州が形成される。（例：大和川） ・砂州長は，蛇行に支配される場合が多く川幅の5～10倍程度。
	複列的交互砂州	－同上－	I_bが1/200～1/600程度の扇状地およびI_bが1/500～1/2,000程度の中間地河道	・B／Hが90～200程度 ・B／Hが100以上で河道が直線であれば複列砂州が形成されると考えらるが，実河道は若干でも蛇行しているため，その蛇行の影響により交互砂州の傾向を示す。	・河道は直線的な場合が多く，蛇行していてもその程度は小さい。	・河床材料に砂粒分が多く含まれる場合，みお筋部にスケールの小さい砂州が形成される。（例：木津川，鈴鹿川） ・砂州長は，川幅の2～6倍程度。
	複列砂州及びウロコ状砂州	d_mが3.0cm以上の礫	I_bが1/60～1/400程度の扇状地	・B／Hが100以上	・河道はほぼ直線で川幅が広い。	・平水時は，網状のみお筋を形成する。 ・砂州長は，水深（平均年最大流量時）の200～600倍。 ・また，砂州長は，砂州幅の2～4倍程度。
砂河川	ウロコ状砂州～交互砂州	d_mが0.2cm以下の砂	I_bが1/800～1/4,000程度の中間地河道	・流量の変化に伴い砂州形態が変化する。 ・平水時，B／Hが100以上の場合にはウロコ状砂州が形成され，出水時に流量が増大しB／Hが小さくなるに従ってウロコ状砂州の列数が減少するとともに砂州のスケールは大きくなる。 ・更に出水時，B／Hが100以下になると交互砂州の形態を示すようになる。	・川幅は広く，河道は直線的な場合もあり蛇行している場合もあり様様である。 ・河道が蛇行している場合には湾曲凸岸にポイントバーが形成されており，出水時には交互砂州への移行が推察される。	・ウロコ状砂州のスケールは，砂利河川の複列砂州およびウロコ状砂州の場合と同程度。 ・また，出水時に形成されるであろう交互砂州のスケールは，砂利河川の交互砂州の場合と同程度。

第6章　総　　括

第3章から6章においては，基礎実験，模型実験，および実河川で観察された砂州についてその特性を考察し，まとめを行った。

本章では，それらから得られた砂州の特性を総括し，項目を砂州の水理特性，砂州と河道平面形状との関係，および構造物の砂州形態に及ぼす影響の3項目に分けてまとめることとする。

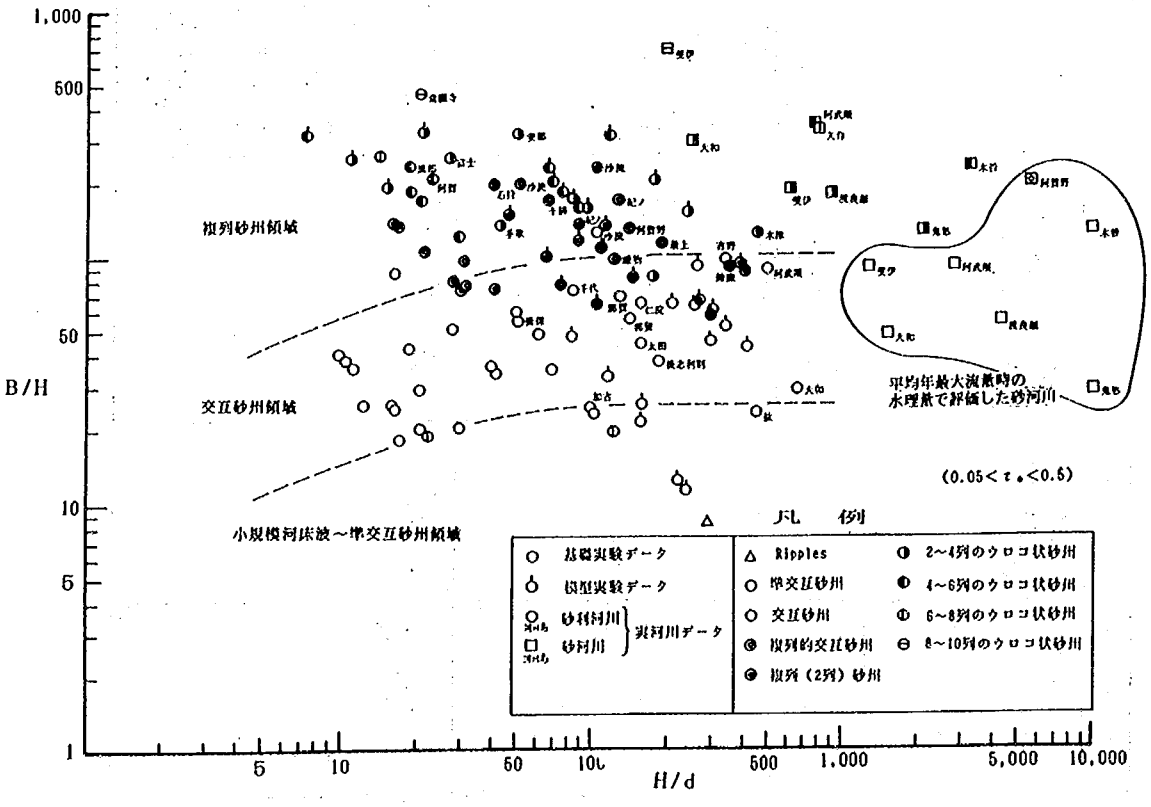
6－1　砂州の水理特性

(1)　砂州の発生領域

砂州形態は，B/H，H/d，τ_*の3要素により支配され，B/Hが最も砂州形態に支配的であると考えられる。図－6.1は，基礎実験，模型実験が実河川のデータをB/H～H/d のグラフにプロットしたものであり，砂州は，B/H＝10～700，H/d＝7～10,000，τ_*＝0.05～0.5の範囲で形成されている。なお，図中の破線は，深見[12]が示した砂州の領域区分の境界（図－2.4参照）である。

本調査により認められた交互砂州，複列的交互砂州，複列砂州およびウロコ状砂州の発生領域についてまとめると次のようである。

① 交互砂州は，B/H＝10～100の範囲で形成された。B/Hが50～100の範囲では，複列的交互砂州が形成される場合もあり，交互砂州～複列的交互砂州の遷移的な領域と言えよう。また，B/H＝10～20で交互砂州が形成される場合が見られるが，これは黄瀬川模型実験の



図－6.1　砂州の発生領域区分（本報告で使用した資料によるプロット）

データであり，河道の蛇行により強制的にポイントバーが形成したものである。

② 複列的交互砂州は，B/H＝50～200 の範囲で形成された。実河川においては，B/H が 100～200 の範囲で複列的交互砂州が形成されており，これは河道が若干でも蛇行していることにより，本来直線河道であれば複列砂州と成り得る領域において蛇行の影響を受け，交互砂州の傾向を示したものと考えられる。

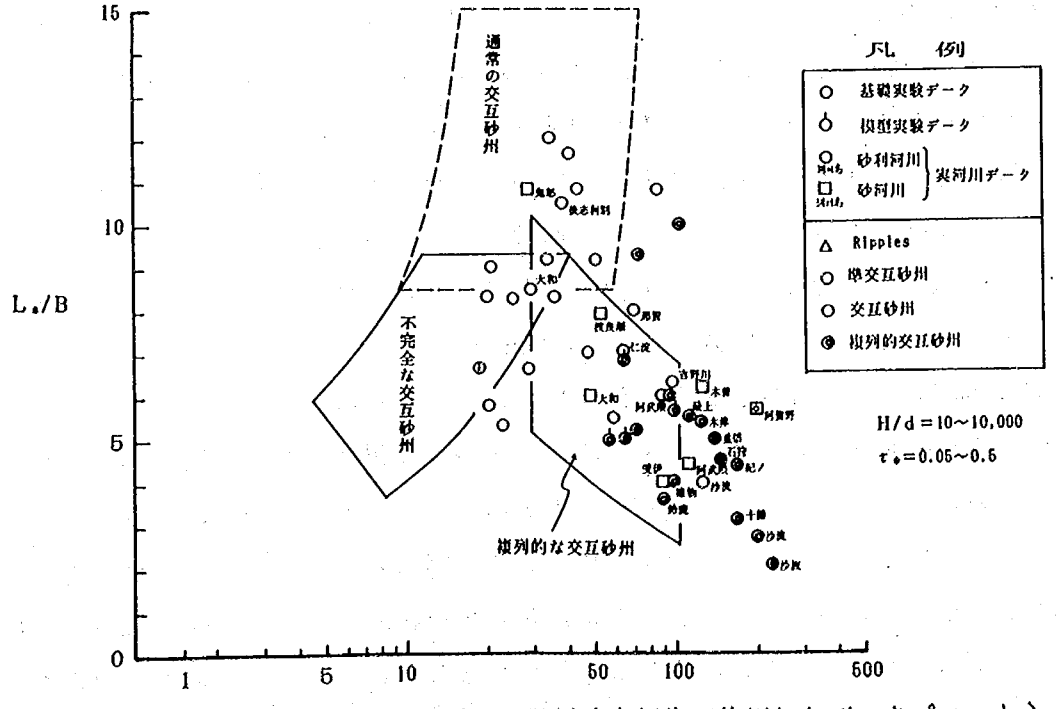
③ 複列砂州およびウロコ状砂州は，B/H＞100の範囲で形成された。B/Hが大きくなればなるほど砂州の列数が多くなる傾向に認められる。

(2) 砂州のスケール

交互砂州および複列的交互砂州の砂州長 L_s は川幅Bに支配された。複列砂州およびウロコ状砂州の砂州長 L_s は，平均水深Hに支配されると考えられ，それらの関係を検討すると次のようである。

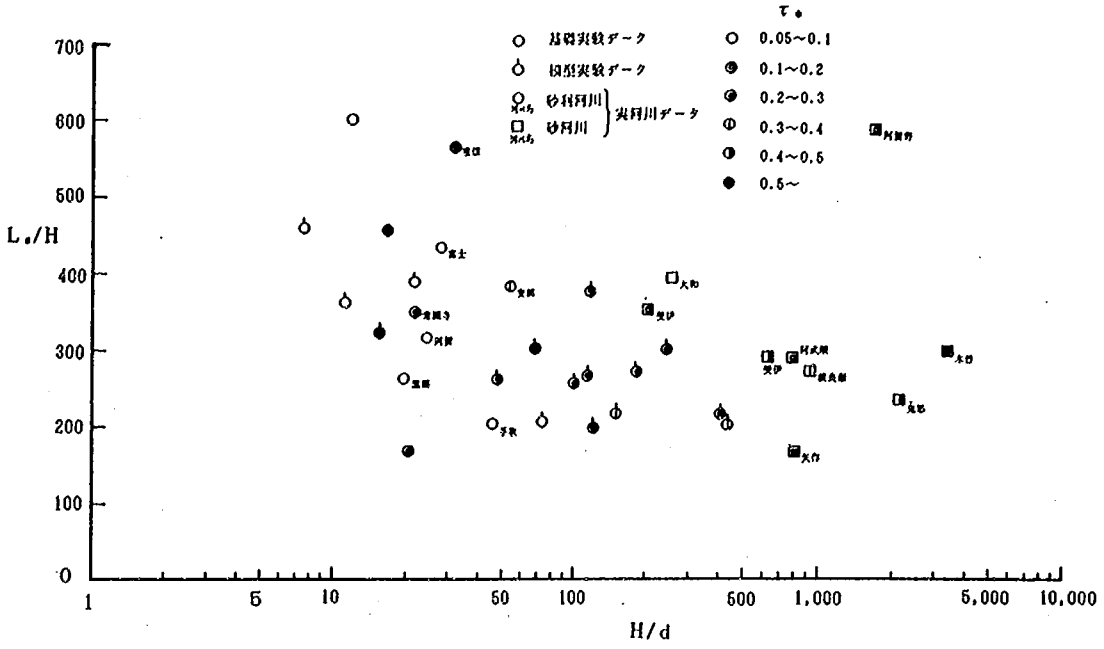
① 図－6.2は，基礎実験，模型実験および実河川で形成された交互砂州および複列的交互砂州の川幅Bに対する相対長 L_s/B とB/Hとの関係を示したものである。なお，図中に実線あるいは破線で囲んだ領域は山本[11]が示した不完全な交互砂州，通常の交互砂州および複列的な交互砂州の形成領域である。

本調査によれば交互砂州の砂州長 L_s は，川幅Bの4～12倍程度となっており，山本が示した L_s/B よりも小さめの傾向が認められた。また，山本[11]が示したような H/d と L_s/B の関係は認められなかった。複列的交互砂州の砂州長 L_s は，川幅Bの2～10倍程度となっており，山本が示した L_s/B と同程度の値を示した。ただし，B/Hは50～200の範囲にあり，山本が示した領域よりもB/Hが大きい領域で複列的交互砂州は形成されている。これは，河道が直線でない実河川のデータが含まれているからである。



図－6.2　交互砂州の L_s/B とB/Hの関係（本報告で使用したデータプロット）

② 図－6.3は，複列砂州およびウロコ状砂州の平均水深Hに対する相対長さL_s/HとH/dとの関係を示したものである。複列砂州およびウロコ状砂州の砂州長L_sは，水深Hの200～600倍であり，H/dが大きくτ_*が大きいほど（砂河川では）L_s/Hのばらつきは少なく，L_s/Hの値は小さい傾向にある。また，砂州長L_sは，砂州幅B_sの2～4倍程度である。



図－6.3　複列砂州およびウロコ状砂州のL_s/HとH/dの関係
（本報告で使用したデータのプロット）

以上のように，砂州の長さは，ある水理量に対してかなりのばらつきをもって存在する。これは砂州の特性そのものと考えるべきであろう。

(3) 河相変化に伴う砂州の変化

ここで言う河相変化とは，流量の変化，河床勾配の変化，給砂量の減少，側岸勾配の違い，砂利採取，植生の繁茂であり，以下にはそれらの河相変化に伴い砂州がどのように変化するかということについて本調査から得られた事項をまとめて述べる。

① B/Hが20～50程度の範囲であれば，流量の変化に伴い交互砂州の形態に変りはないが，砂州長，砂州高，進行速度が変化する。直線水路であれば，流量が増大することにより，B/Hが小さくなり，砂州長L_sは多少短くなる方向に，砂州高H_sは小さくなる方向に，進行速度V_sは速くなる方向にあると考えられる。

② B/Hが50以上であれば，流量の減少に伴い砂州形態は交互砂州から複列的交互砂州へ，さらには複列砂州へと移行する。その時，砂州長，砂州高，進行速度は小さくなる。B/Hが100以上の状態から流量が増大すれば，上記の逆の通りのことが言えよう。

③ ①，②に示したような流量の変化に伴う砂州形態の変化は，流量の変化に対応してすぐさま砂州が変化するものではなく，ある水理量と平衡状態の砂州が形成されるまでにはかなりの時間がかかるということに注意しなければならない。このことは，実河川において洪水が発生したからといってすぐさま砂州が変化するものではないことを示している。なお，河床

材料の小さい砂河川では，砂利河川に比べて砂州の変化が顕著に認められる。

④ 交互砂州が形成される条件下で河床勾配が緩くなった場合，水深が大きくなることによってB/Hは小さくなり，交互砂州の砂州長は短くなる。

⑤ 交互砂州が形成される条件下で給砂量が減少した場合，水衝部の範囲が下流に伸び，交互砂州の砂州長は長くなる。なお，これは，河床低下が生じない状態で観察された現象である。また，実河川において，砂利取りあるいはダムの建設等により河床低下が生じた場合，河床勾配が緩くなり，B/Hが小さくなることによって，以前は複列的な交互砂州を形成したものが交互砂州へと変化する傾向が認められる。

⑥ 河岸勾配は，交互砂州の長さおよび進行速度に影響をあまり与えない。しかし，河岸勾配が緩くなることによって，洗掘は軽減される。

⑦ 実河川において，砂州上に草木が成育する速度は非常に速く，出水が頻繁になければ，砂州は高水敷化し，常水路幅は狭くなる状況が認められる。このことは，河道改修により川幅をむやみに拡幅したとしても効果が期待できないことを示している。

(4) 砂利河川および砂河川における砂州の特性

実河川の調査を通じて，砂州の特性は砂利河川と砂河川で大きく異なることがわかり，表－5.1にそれらの特性をまとめた。ここでは，それらの特性のうち注目すべき点を要約してまとめることとする。

① 砂利河川（$d_m > 0.5$cm）において見られる砂州は，平均年最大程度の流量で形成されたものと考えられる。低流量では，河床材料が動かず，平均年最大流量程度で形成された砂州がそのままの形で残り，水流はみお筋に沿って流下する。ただし，平均粒径d_mが0.5～0.6cm 程度で河床材料に砂粒分が多く含まれる河川（大和川，木津川，鈴鹿川等）では，低流量時やみお筋部に小さいスケールの砂州を形成する。

また，ウロコ状砂州が形成される扇状地では，みお筋が網状となっている。大洪水時，平均年最大流量程度以上の流量が発生した場合には，河床形態が複列砂州（ウロコ状砂州）であれば列数が少なくなり，さらには交互砂州へ移行する傾向を生じるであろうが，ある水理量に対応した平衡形態の砂州が形成されるにはかなりの時間を要するため，洪水時に砂州形態が極端に変化することはないと考えられる。

② 砂河川（$d_m < 0.2$cm）において見られる砂州は，流量の変化に伴いその形態を変化させる。平水時，B/Hが100以上であれば，水面下にウロコ状砂州が形成される。

このウロコ状砂州は，出水時，流量の増大することによりB/Hが100以下になれば，交互砂州へと移行する。この移行は，蛇行している場合にポイントバーが湾曲凸岸に形成されていること，あるいは出水後のウロコ状砂州が斜め交互に配列していることから十分に推察されよう。

6－2　砂州と河道平面形との関係

(1)　河道の曲り角と砂州形態

河道の蛇行の程度により，そこに形成される砂州の形態は様々である。ここでは，基礎実験，模型実験および実河川での調査結果をまとめ，河道の曲り角 θ と砂州形態との関係を述べることとする。なお，ここで述べるのは砂州形態が交互砂州の場合，すなわちB/Hが100以下の場合であり，また一湾曲に砂州前縁線が一つ形成される場合，すなわち蛇行波長と砂州長が同程度の場合である。

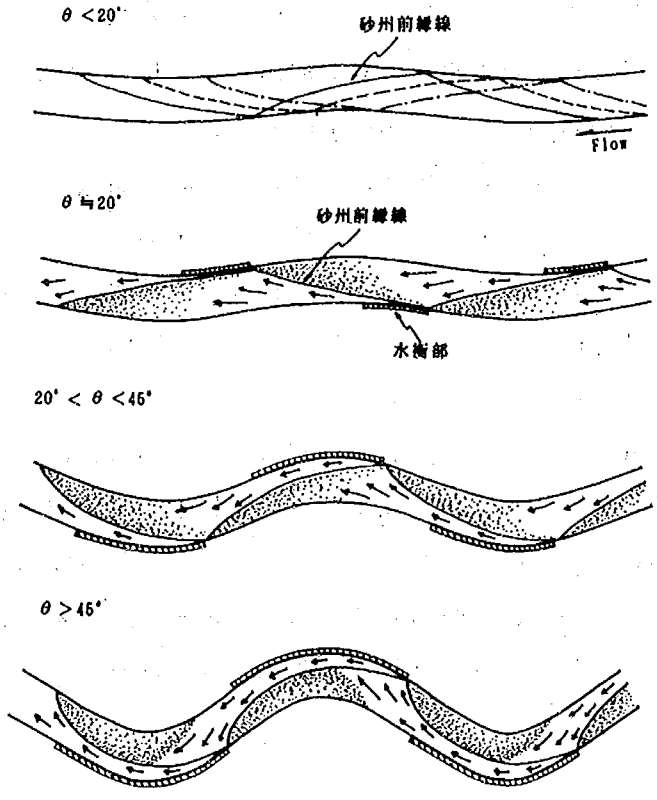
① 曲り角 θ が20°以下の場合，砂州は蛇行の影響を受けることなく，蛇行部を通り抜ける。

② 曲り角 θ が20°前後の場合，砂州は移動・停止限界にあると考えられる。このとき，砂州は湾曲凹岸に形成され，水衝部は湾曲凸岸上流側に形成される。なお，この状態での深掘れは，水衝部が湾曲凸岸に形成されるため，直線河道の場合と比べてさほど大きくない。[26)]

③ 曲り角 θ が20°～45°程度の場合，砂州は蛇行の影響を受けて停止する。このとき，砂州は湾曲凸岸に形成され，水衝部は湾曲岸下流側に形成される。ただし，このときの流れは，砂州形状に対応して偏流する流れであり，④の状態で見られるような蛇行による強制的な流れとは異なる。

④ 曲り角 θ が45°以上の場合，湾曲凸岸全体に砂州（ポイントバー）が形成され，湾曲凹岸は全体的に水衝部となる。

以上，①～④に示したように蛇行の度合い（曲り角 θ ）によって，湾曲部における砂州の形成位置および水衝部の位置が異なることがわかる。①～④の状況を模式化して示すと図－6.4



図－6.4　河道の曲り角と砂州形態との関係

のようである。なお，B/Hが100に近い場合，すなわち砂州形態が複列的交互砂州である場合には，②に示したような$\theta = 20°$前後では砂州は停止しない。このような川幅が広い河道において砂州を停止させるためには，河道の曲り角をさらにきつくするような必要があろう。

(2) 単湾曲水路における砂州の移動

単湾曲水路においては，その曲り角がきつくとも砂州は湾曲内に移動する。ここで述べるのは，直線水路で交互砂州が形成される場合であり，湾曲部上流の直線区間で形成された交互砂州が移動して湾曲部に進入することにより，湾曲部で砂州は押し出されるかのごとく下流に移動する。単湾曲水路における砂州の移動特性についてまとめると次のごとくである。

① 湾曲部における砂州の移動速度は，流量が大きく，曲り角が小さいほど速い。また，砂州前縁線先端が湾曲凸岸にある場合と凹岸にある場合とでは，凸岸の場合の方が砂州の進行速度は速い。この傾向は，流量が小さく，曲り角が大きいほど顕著に見られる。

② 砂州が湾曲部を移動するときの形態は，大きく4つのパターンに分けられる。（図－3.36参照）それらのパターンのうち注目すべきは，砂州前縁線先端が湾曲凹岸に進入してきた場合であり，そのとき湾曲後半の凹岸側で局所洗掘が生じ，洗掘深が最も大きくなる。

(3) 低水路の拡幅について

流下能力の向上を目的として低水路を拡幅することは，砂州形態に大きな変化をもたらす可能性がある。ここでは，本調査結果を踏まえて，低水路の拡幅による砂州形態への影響について考察することとする。

① 低水路の拡幅によりB/Hが100程度になれば，それまで交互砂州であったものが，複列的交互砂州さらには複列砂州へと変化する。このことは，例えば河道の曲り角が20°程度で砂州（交互砂州）が固定されている状態において低水路を拡幅した場合，砂州は複列化し，移動するようになり，水衝部の位置が変ってしまうということが考えられる。

② また，河道の曲り角が20°より大きく，湾曲部凸岸にポイントバーが形成されるような状態において低水路を拡幅した場合には，湾曲凸岸に形成されるポイントバーが大きくなるだけでいづれ砂州の高水敷化が進めば，低水路幅はもとの状態に戻り，低水路拡幅による効果は期待できないと考えられる。

③ さらに，阿武隈川模型実験で見られるように湾曲部における極端な低水路の拡幅は，主流部の位置に変化をもたらし，水衝部の位置を変えてしまう危険性がある。

6－3 構造物の砂州形態に及ぼす影響

構造物の砂州形態に及ぼす影響は，第4章のまとめで述べたとおりであるが，ここでは，実河川において見られた状況も含めてまとめを行うと次のようである。

① 河道横断構造物（堰，床止め，落差工，帯工）を設置した場合，構造物の流れは直線化する傾向は見られるものの，砂州の形態には影響を与えない。構造物上に砂州が覆いかぶさり，構造物の効果が半減している場合が多く見られる。

なお，湾曲部に落差工を設置した場合には，落差工下流の湾曲凹岸側の洗掘が助長され，凹岸側に流れが集中する傾向が強まり，湾曲凸岸に形成される砂州（ポイントバー）の規模は大きくなる。

② 水制工を水衝部に設置した場合，水制工により主流を河心側に偏流させることができれば，砂州の規模は小さくなる。しかし，実河川の状況を見ると，川幅に比べ水制長は短いため，側岸付近の洗掘を軽減させる効果は期待できるものの，対岸に形成される砂州の規模を小さくさせる効果は期待できないようだ。

おわりに

本論は，中間地河動あるいは扇状地河道において顕著に見られる砂州が，水理量によって，あるいは河道平面形状によって，どのような形態を示し，どのように変化するかを実証的な立場に立ち検討した。基本的には従来述べている砂州の特性が，本調査においても認められたと言えよう。

本調査で使われた実験資料は，土木研究所河川部河川研究室及び旧鹿島試験所の職員が，それぞれの目的に行ったものの集約であり，貴重な資料となるものと信じている。実験を行った各位に深く謝意を表したい。

本報告書作成には次の人がかかわった。調査の方針は山本が立て，取りまとめ，報告書の作成は，山本・高橋の指導のもとに佐藤が行った。図面の整理やワープロに当たっては，腹部由美子，田口久美子，宮崎和子さんの助力を受けた。

1989年10月

山本晃一
高橋晃
佐藤英治

参 考 文 献

1) 深見親雄：砂礫堆と砂堆・砂漣の共存，土木技術資料 21-10, pp. 27-32, 1979.

2) 木下良作：石狩川河道変遷調査，科学技術庁資源研究所資料第 36 号，1961.

3) 鮭川　登：直線河道における流れの蛇行現象に関する水理的研究，科学技術庁資源調査所，1971.

4) 池田　宏：実験水路における砂礫堆とその形成条件，地理学評論 46-7, pp. 435-451, 1973.

5) 池田　宏：砂礫堆から見た河床形態のタイプと形成条件，地理学評論 48-10, pp. 712-730, 1975.

6) 村本嘉雄，藤田裕一郎：中規模河床形態の分類と形成条件，第 22 回水理講演会論文集，pp. 275-282, 1978.

7) Parker, G.: On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers, J. Fluid Mech. Vol. 76 Part 3, pp. 457-480, 1976.

8) Freds φe, J.: Meandering and braiding of rivers, J. Fluid Mech. Vol. 84 Part 4, pp. 609-624, 1978.

9) 黒木幹雄，岸　力：中規模河床形態の領域区分に関する研究，第36回土木学会年講 II－261, pp. 519-520, 1981.

10) 山本晃一：河道特性論ノート〔I〕－護岸論のために－，土木研究所資料第1625号，1980.

11) 山本晃一：河道特性論，土木研究所資料第2662号，1988.

12) 建設省河川局治水課，建設省土木研究所河川研究室：蛇行現象と河道計画，財団法人土木研究センター，1982.

13) 井口正男：大型水路による細礫の流送実験，昭和53, 54年度文部省科研費報告，筑波大学水理実験センター，1980.

14) 井口昌平：昭和47年度文部省科研費による"水資源の存在状態におよぼす人的影響に関する研究"報告書，pp. 26-39, 1973.

15) 永田二生：貯水池内土砂堆積に関する研究，土木研究所部内資料，1961.

16) 阿部宗平，鈴木浩之：流路工計画の横工に関する実験的考察，土木研究所資料　Vol. 25-1, 1983.

17) Simmons, D.B., Richandson, E.V. and Nordin, C.F.: Unseedy movement of ripples and dunes related to bed-load transport, I.A.H.R., 1965.

18) 山本晃一：未発表資料，建設省土木研究所，1981.

19) 木下良作：大井川河床形態と洪水流に関する検討業務報告書，建設省中部地建静岡工事事務所委託調査報告書，1978.

20) 山本晃一，林　敏夫，野積　尚：手取川河口処理に関する水理的検討，土木研究所資料第1069号，1975.

21) Schumm, S.A.: Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains, Geological Society

of American Bulletin Vol. 74, pp. 1089-1100, 1963.

22) Chitale, S.V. : River channel patterns, ASCE Vol. 96, Hy. 1, January, pp. 201-221, 1970.

23) Kellerhals, R., Neill, C.R. and Bray, D.I. : Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta, Research council of Alberta, River engineering and surface hydrology report 72-1,1972.

24) Kondrat'yev, N.Y. : Hydromorphological principles of computations of free meandering, Trans of the State Hydrologic Institute (Trudy GGI) № 155, pp. 5-38, 1968.

25) 深見親雄，坂野　章：未発表資料，建設省土木研究所，1978.

26) 木下良作，三輪　弐：砂レキ堆の位置が安定化する流路形状，新砂防 94, pp. 12-17, 1979.

27) 神谷隆太郎：湾曲部の深掘れについて，第13回直轄技術研究発表会，pp. 519-524, 1959.

28) 馬場洋二，深見親雄，坂野　章：水理模型実験による斐伊川分流計画の検討，土木研究所資料第 1447 号，1979.

29) 山本晃一，坂野　章：石炭粉を使用した模型実験の問題点－斐伊川移動床模型を通して－，土木研究所資料　Vol. 23-3, pp. 27-32, 1981.

30) 三輪　弐：実際河川における砂レキ堆の移動と安定の限界角度，昭和49年農業土木学会講演会，1974.

31) Dondurant, D.C. : Sediment control methods, B. Stream channels, ASCE Vol. 98, Hy. 7, July, pp. 1295-1323, 1972.

32) 山本晃一，深見親雄：河川における土砂の移動機構に関する研究ノート－混合粒径河床材料の移動特性－・－中規模河床波と小規模河床波の共存－，土木研究所資料第 1416 号，1978.

33) 馬場洋二，深見親雄，小川良一：信濃川小千谷地区低水路計画に関する検討（その１），土木研究所資料第 1327 号，1978.

34) 馬場洋二，深見親雄，小川良一：信濃川小千谷地区低水路計画に関する検討（その２），土木研究所資料第 1446 号，1979.

35) 福岡捷二，高橋　晃，森田克史：信濃川小千谷，越路地区河道計画模型実験報告書，土木研究所資料第 2610 号，1988.

36) 須賀堯三，山本晃一，佐々木重義：富士川下流部河道水理模型実験報告書－蛇行特性を考慮した富士川下流部河道の低水路法線形状に関する検討－，土木研究所資料第 1744 号，1982.

37) 須賀堯三，石川忠晴，林　正男：黒部川愛本狭窄部水理模型実験報告書，土木研究所資料第 1942 号，1983.

38) 山本晃一，渡辺明英，林　正男：未発表資料，建設省土木研究所，1989.

39) 橋本　宏，高橋　晃，坂野　章，加賀谷均：渡良瀬川岩井地区模型実験報告書，土木研究所資料第 2201 号，1985.

40) 深見親雄：阿武隈川河道模型実験報告書，土木研究所資料第 1324 号，1978.

41) 土屋昭彦，須賀堯三，藤木　成，西田祥文，伊藤雄二：黄瀬川模型実験報告書，土木研究所資料第1458号，1979．
42) 須賀堯三，山本晃一，西田祥文，高橋　晃，浅野富夫，坂野　章：斐伊川放水路模型実験報告書－角析編－・－資料編－，土木研究所資料第1926号，1983．
43) 山本晃一：相似律の観点から見た移動床流れの水理，土木研究所資料第1059号，1975．
44) 黒木幹夫，岸　力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集第342号，1984．
45) 山口　甲，黒木幹夫：沖積河道における砂州形態と形成領域区分について，第18回自然災害科学総合シンポジウム講演要旨集．

河道平面形状と砂州の関係に関する基礎調査

－河道平面計画論のために－

ＩＳＳＮ0386－5878
土木研究所資料第2806号
１９８９年１０月

キーワード：河道特性，河床形態，河道平面計画，砂州

要　旨　本報告書は，河道平面計画の立案および河道の将来の変化特性を知るうえでの判断や参考資料とすることを目的とし，土木研究所において過去に実施した基礎実験，模型実験結果および実河川の航空写真より，砂州の特性，河道平面形に対する砂州の配置形態，水衝部位置等との関係について調べ，とりまとめたものである。

郵便はがき

四十一円切手をはって下さい

3 0 5 - □□

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所

河川研究室　御中

No.

No.

配布先氏名

配布先住所

土木研究所資料第2806号　　部

上記のとおり受領しました。

所　属（住所）

氏　名　　印