

# 沖積河川の縦断形と 河床材料分布形の形成について

清水康行<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 助教授 北海道大学工学部土木工学科 (〒060 札幌市北区北13条西8丁目)

本研究では河川の長期的な河床および河床材料の縦断分布形状を計算するための掃流砂および浮遊砂を含み、支川からの供給土砂をも考慮したモデルの開発を行った。このモデルを用いて大小様々な一定流量に対応する安定状態を検討した結果、流量の違いによって河床材料の縦断分布特性が大きく異なるという興味深い現象が示された。さらに、過去の日流量の繰り返しを与えることにより実際の石狩川の縦断形状および粒度分布特性が予測可能であることが示されるとともに河道の形成のメカニズムに関する様々な事実が明らかになり、実河川の長期的な縦断形状および河床材料の縦断分布形状を予測するための有効な手段が提案された。

**Key Words :** longitudinal bed and grain size profile, sediment transport

## 1. はじめに

沖積地河川の代表的な特性の1つに河川の縦断方向に沿った河床材料の細粒化が挙げられる。図-1は(a)石狩川および(b)豊平川(石狩川の支川)の平均河床高および河床材料の縦断分布を横軸に下流から上流に向かった距離をとって示したものである。ここで、平均河床高とは図中に示した年度における測量断面の内の低水路の平均標高であり、平均粒径は河床材料調査結果による粒度分布から計算されたものである。石狩川の平均粒径は上流から下流に向かって徐々に細粒化する現象が見られるが、豊平川の場合は中流部において粒径の急激な変化が見られる。山本ら<sup>1)</sup>によると我が国の河川の粒度特性は2つのグループに分類される。すなわち、河床材料が河川の流下方向に徐々に細粒化するタイプ(Type-A)と急激に変化するタイプ(Type-B)である。図-1に示した石狩川および豊平川はそれぞれこの(Type-A)および(Type-B)の例と言える。同様な特徴は外国の河川でも見られその例はParker<sup>2)</sup>などにより紹介されている。

河川の縦断形状および粒度分布の形成に関する研究は河川工学や地形学における古典的な課題であり、古くから数多くの研究が行なわれている。過去における研究では河川の粒度分布形成は流れによる土砂の選択的分級化(Selective Sorting)あるいは土砂流送中の磨耗(Abrasion)によるという立場がとられている例が多い。最近では、山本ら<sup>1)</sup>が(Type-B)の河川に見られる急激な粒径の変化を過去数千年間に及ぶ海水面の上昇により説明されることを示しており、また、Parker<sup>2)</sup>は選択的分級

化と磨耗の両方の効果を取り入れたモデルの提案を行ない河川の粒度分布の解析を行なっている。しかしながら、既往の研究では、この2つのグループの河川が実在する原因やそれぞれの形成条件は示されておらず、これは未だに河川工学上の謎のひとつであるとも言える。

本研究においては、この2つのグループ形成の原因究明の第1歩として、実河川の河床変動問題を扱うためのモデルの開発を行った。モデルはできるだけ一般性を持たせるため、浮遊砂・掃流砂を含む混合粒径モデルとし、支川からの流入流量および土砂量も近似的に考慮可能なものとした。

モデルの適用はデータの豊富な石狩川に対して行うものとした。一般に河道の形成は支配流量<sup>3)</sup>などの一定流量で説明される場合が多いため、この支配流量を含む何種類かの一定流量を用いて河床変動が定常状態に達するまで計算を行った。この結果、流量の違いのみによって河床材料の縦断分布特性が大きく異なるという興味深い現象が見られた。すなわち、小流量時においては(Type-B)の河川に見られるような急激な粒径変化を伴う河床材料の2極化が進行し、大流量時には(Type-A)の河川に見られるような河床材料のスムーズな縦断分布が形成された。流送土砂の磨耗効果は考慮されてはいないが、流量規模の違いとこれに伴う流下方向の掃流力分布形の組み合わせのみによる選択的分級作用によって、同じ河川でも全く異なる河床材料の縦断分布形が出現する可能性が示された。

実際の河道形成は大小様々な流量規模が組み合わせられ

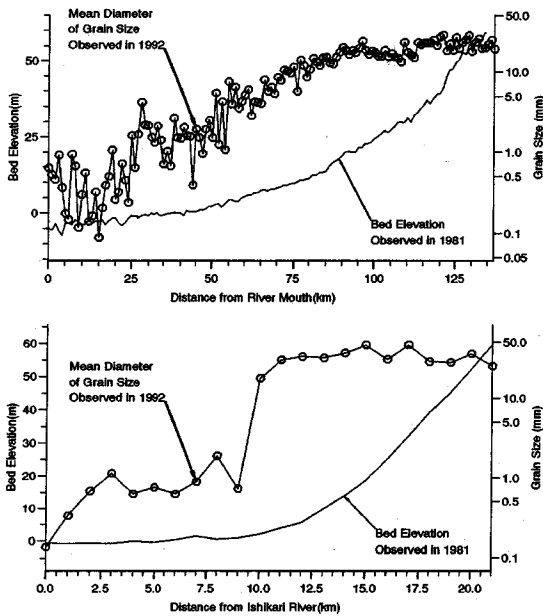


図-1 (a) 石狩川および(b)豊平川における河床高および平均粒径の縦断分布 [Longitudinal profile of bed elevation and mean diameter of bed material of (a) Ishikari River and (b) Toyohira River]

て行われると考えられるため本研究では石狩川の過去の実績流量を繰り返して与えることによりモデルの検証を行なった。この結果、石狩川の実際の流量規模の組み合わせによると、石狩川の特長である (Type-A) の粒度分布が再現され。この場合には河床縦断形も精度良く説明可能なことが示された。さらに計算結果により実河川の土砂輸送と河道の形成に関するメカニズムも明らかになった。

## 2. 基礎式

本研究で用いられる基礎理論は、清水ら<sup>4)</sup>によって提案され石狩川の1981年洪水時の河口部分の河床変動計算により検証されたものと基本部分は同一のものである。しかしながら、今回の解析は河川の一部ではなく100km以上の長い区間を扱うため支川や残流域からの流入流量や流入土砂量を考慮する必要があり、以下に示す理論はこれを前提として再構築されたものである。

河床および粒度分布の変化速度に対して流れの変化速度は非常に速いため、一般的にこの種の問題は河川流を疑似定常流として扱う場合が多い。本研究においてもこの立場から流れを疑似定常流として扱い、また、対象とする現象が流下方向の変化を扱っているため、流れの基本

式は以下に示す1次元定常流の運動方程式とする。

$$\frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\alpha Q^2}{2gA^2} \right) + i_e = \frac{q_x Q}{gA^2} \quad (1)$$

ただし、 $x$  は流下方向距離、 $Q$  は流量、 $g$  は重力加速度、 $H$  は水位、 $A$  は流積、 $\alpha$  はエネルギー補正係数、 $q_x$  は単位流路延長当たりの横流入流量、 $i_e$  はエネルギー勾配である。横流入流量とは支川からの合流流量、残流域からの表面流、地下水流などを含む全ての流入量である。抵抗則としては岸・黒木<sup>5)</sup>による平坦河床および砂州の抵抗則である次式を用いる。

$$\frac{u}{u_*} = 6.8 \left( \frac{h}{d_m} \right)^{1/6} \quad (2)$$

ここで、 $u$  は平均流速、 $u_*$  は摩擦速度 ( $= \sqrt{gh i_e}$ )、 $h$  は水深、 $d_m$  は平均粒径である。式(2)は河床形状が平坦もしくは砂州の場合の抵抗則でありどの河川にもこれを適用することには問題がある。しかしながら、本研究でモデルケースとなる石狩川の観測データに基づく板倉<sup>6)</sup>や岸<sup>7)</sup>などの研究結果によると、石狩川で小規模河床形態の卓越する非砂州の領域は河口から10km程度の区間であり、この区間も洪水時にはduneが発達する傾向よりむしろ河床波がtransitionやflatの領域に移行する抵抗特性が見られる。さらに、中・上流部の砂州区間では洪水流量観測結果はほぼflatの抵抗特性を示すことも報告されており、抵抗則として式(2)を採用することは妥当であると考えられる。

式(2)および流れの連続式  $Q = Bhu$  を用いることにより式(1)中のエネルギー勾配  $i_e$  は次式で表わされる。

$$i_e = \frac{Q^2 d_m^{1/3}}{46.24 h^{10/3} g B^2} \quad (3)$$

ただし、 $B$  は河幅である。

掃流砂量式は次式の芦田・道上<sup>8)</sup>の式を用いる。

$$\frac{q_{Bi}}{\sqrt{sgd_i^3}} = p_i 17 \tau_{*i}'^{3/2} \left( 1 - \frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*i}'} \right) \left( 1 - \frac{u_{*ci}}{u_*'} \right) \quad (4)$$

ただし、 $d_i$  は砂粒子の粒径。下付き添え字  $i$  は混合粒径における粒径  $d_i$  の粒子に対する物理量であることを示す (以下に現われる記号全てに共通)。さらに、 $q_{Bi}$  は粒径別単位幅掃流砂量、 $s$  は砂の水中比重、 $p_i$  は粒径  $d_i$  の粒子が河床 (交換層) に存在する割合、 $\tau_{*i}'$  は粒径別無次元掃流力 (河床せん断力) ( $= u_*'^2 / sgd_i$ )、 $\tau_{*i}'$  は粒径別無次元有効掃流力 (有効河床せん断力) ( $= u_*'^2 / sgd_i$ )、 $u_*'$  は有効摩擦速度、 $\tau_{*ci}$  は粒径別無次元限界掃流力 ( $= u_{*ci}^2 / sgd_i$ )、 $u_{*ci}$  は粒径別限界摩擦速度であり以下のEgiazaroff・浅田<sup>9)</sup>の式で求める。

$$\frac{u_{*ci}^2}{u_{*cm}^2} = \left[ \frac{\log 23}{\log \left( 21 \frac{d_i}{d_m} + 2 \right)} \right]^2 \frac{d_i}{d_m} \quad (5)$$

ただし、 $d_m$  は河床材料の平均粒径 ( $= \sum_i d_i p_i$ )、 $u_{*cm}$  は  $d_m$  に対する限界摩擦速度であり、岩垣の式<sup>10)</sup>で求める。

浮遊砂の河床からの浮上量は板倉・岸<sup>11)</sup>の式で求める。

$$q_{sui} = p_i K \left( \alpha_* \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \frac{g d_i}{u_*'} \Omega_i - w_{fi} \right) \quad (6)$$

$$\Omega_i = \frac{\tau_{*i}' a'}{B_{*i}} \frac{\int_{a'}^{\infty} \xi \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi}{\int_{a'}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi} + \frac{\tau_{*i}'}{B_{*i} \eta_0} - 1 \quad (7)$$

ただし、 $q_{sui}$  は粒径別浮遊砂の単位面積当たりの河床からの浮上量、 $w_{fi}$  は粒径別浮遊砂の沈降速度であり Rubey<sup>12)</sup>の式で求める。また、 $a' = B_{*i}/\tau_{*i}' - 1/\eta_0$ 、 $\eta_0 = 0.5$ 、 $\alpha_* = 0.14$ 、 $K = 0.008$ 、 $\rho_s$  は浮遊粒子の密度、 $\rho$  は水の密度である。 $B_{*i}$  は揚力算定の際の速度に摩擦速度  $u_*$  を適用するための換算係数であり、均一粒径の場合は  $B_{*i} = 0.143$  の一定値が用いられるがここでは遮蔽効果を考慮して沖・黒木<sup>13)</sup>による次式で与える。

$$B_{*i} = \xi_i B_{*0} \quad (8)$$

$$\xi_i = \frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*ci0}} \quad (9)$$

ただし、 $B_{*0} = 0.143$ 、 $\tau_{*ci} = u_{*ci}^2 / s g d_i$ 、 $\tau_{*ci0} = u_{*ci0}^2 / s g d_i$  である。 $u_{*ci0}$  は粒径  $d_i$  の均一粒径の場合の限界摩擦速度で岩垣の式<sup>10)</sup>より求める。

粒径別浮遊砂濃度の連続式は次式で表わされる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \langle c_i \rangle + \frac{1}{B} \frac{\partial (Q \langle c_i \rangle)}{\partial x} = q_{sui} - w_{fi} c_{bi} + \frac{q_x \langle c_{zi} \rangle}{B} \quad (10)$$

ここで、 $t$  は時間、 $c_{bi}$  は河床付近の粒径別浮遊砂濃度、 $\langle c_i \rangle$  は水深平均の粒径別浮遊砂濃度、 $\langle c_{zi} \rangle$  は支川等からの横流入浮遊砂量の粒径別水深平均濃度である。

上式中の  $\langle c_i \rangle$  と  $c_{bi}$  の関係は水深方向の濃度分布式より求められるが、ここでは以下に示す指数型の分布式を採用するものとする。

$$c_i = c_{bi} \exp(-\beta \xi) \quad (11)$$

ただし、 $\beta = w_{fi} h / \epsilon$ 、 $\xi = z/h$ 、 $z$  は河床からの距離、 $\epsilon$  は水深平均の拡散係数 ( $= \kappa u_* h / 6$ )、 $\kappa$  はカルマン定数 ( $= 0.4$ )、 $c_i$  は河床から  $z$  の距離における粒径  $d_i$  の粒子の濃度である。

$\langle c_i \rangle$  は式 (11) を河床から水面まで積分することにより次式となる。

$$\langle c_i \rangle = \frac{1}{h} \int_0^1 c_i d\xi = \frac{c_{bi}}{\beta} (1 - \exp(-\beta)) \quad (12)$$

式 (12) が式 (10) 中の  $\langle c_i \rangle$  と  $c_{bi}$  の関係である。

混合粒径における粒径別流砂の連続式は交換層における粒径別の流砂の交換、河床の変動および河床変動に伴って新たに交換層に加わる粒径分布を考慮し次式で表わされる<sup>14)</sup>。

$$\delta \frac{\partial p_i}{\partial t} + p_i^* \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left[ \frac{1}{B} \frac{\partial (q_{Bi} B)}{\partial x} \right.$$

$$\left. + q_{sui} - w_{fi} c_{bi} - \frac{q_x c_{Bzi}}{B} \right] = 0 \quad (13)$$

ここで、

$$p_i^* = p_i; \partial \eta / \partial t \geq 0$$

$$p_i^* = p_{i0}; \partial \eta / \partial t < 0, \eta_0 \leq 0$$

$$p_i^* = p_{im}; \partial \eta / \partial t < 0, \eta_0 > 0$$

ただし、 $\eta$  は河床高、 $\delta$  は交換層 (河床材料と流砂の交換が行われる層) の厚さ (ここでは  $d_{90}$  の値を用いることとした)、 $\lambda$  は河床材料の空隙率、 $c_{Bzi}$  は粒径別横流入掃流砂濃度である。河床低下 ( $\partial \eta / \partial t < 0$ ) の場合には交換層内の粒子と原河床 (交換層のより下の河床) の粒子が交換されるため原河床の粒度分布を考慮する必要がある。そこで、式 (13) 中の  $p_i^*$  に関しては、河床上昇の場合には流砂中における粒度構成  $p_i$  を、河床低下の場合で過去にこの地点で一旦堆積したことのある場合には堆積した時点における河床の粒度構成  $p_{im}$  を、また河床低下の場合で計算初期河床よりもさらに低下した場合には計算の初期河床と同じ粒度構成  $p_{i0}$  を与えるものとした。

全流砂の連続式は全ての粒径の流砂の交換を考慮し次式で表わされる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left[ \frac{1}{B} \frac{\partial \sum_i (q_{Bi} B)}{\partial x} \sum_i (q_{sui} - w_{fi} c_{bi}) - \frac{\sum_i (q_x c_{Bzi})}{B} \right] = 0 \quad (14)$$

ただし、 $\sum_i$  は粒径別の量を合計した量であることを示す。

横流入流量は、本川の流量を用いて次式で表わされる。

$$q_x = \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (15)$$

支川からの供給流砂濃度を本川における流砂濃度と等しいと仮定する。これは、本川に合流する支川の河床材料や河床勾配が合流点付近では本川にほぼ等しいと考えることに相当する。

$$\langle c_{zi} \rangle = \langle c_i \rangle \quad (16)$$

$$c_{Bzi} = \frac{q_{Bi} B}{Q} \quad (17)$$

なお、実際には支川によっては明らかに本川と粒度分布の異なる土砂が供給される場合も十分に想定され、上記の仮定は非現実的のようにも思われる。しかしながら、上記以外の仮定をした場合、例えば支川からの供給土砂が本川の流送土砂に比べて多くの粗粒分を含むとした場合、本川の合流点付近における流送能力を越える土砂が供給されることとなり、本論文で行なうような長期的な計算を行なうとこの地点の河床材料が局所的かつ一方的に粗粒化し、河床も継続的に上昇してしまうこととなる。実際にこのような場合には本川の局所的な川幅の自己調節などにより流送能力の変化が生ずるものと考えられるが、本論文で対象とする石狩川の場合図-2および図-3に示し

たようにマクロ的には河床高および河幅の変化は顕著では無いと見なして、上記の仮定をそのまま採用することとした。

本計算においては抵抗則として式(2)の平坦河床または砂州の抵抗を仮定しているため河床波による形状抵抗は考慮せず、有効掃流力を全掃流力に等しいと仮定し次式で与える。

$$\tau'_{*i} = \tau_{*i} \quad (18)$$

$$u'_{*i} = u_{*i} \quad (19)$$

### 3. 河床縦断形状および河床材料が安定に達するための条件

一般に、河道の安定形状などを議論する場合、河道の形成に支配的である支配流量<sup>3)</sup>(characteristic discharge)、低水路満杯流量(bankfull discharge)、平均年最大流量などの一定流量により説明が行なわれる場合が多い。そこで、本研究においてもある河川に一定流量が長期間流れた場合どのような条件で安定状態に達するのかということ、前節で提示した諸式を用いて考察を行なう。

ある流量で河床高および河床材料の粒度分布が定常もしくは定常に近い状態に達するためには式(10)および式(13)の時間微分項がゼロとなる必要がある。この場合、式(10)および式(13)は

$$\frac{1}{B} \frac{\partial(Q < c_i >)}{\partial x} = q_{sui} - w_{fi} c_{bi} + \frac{q_x < c_{xi} >}{B} \quad (20)$$

$$\frac{1}{B} \frac{\partial(q_{Bi} B)}{\partial x} + q_{sui} - w_{fi} c_{bi} - \frac{q_x c_{Bxi}}{B} = 0 \quad (21)$$

となる、さらに式(20)、式(21)および式(15)より次式が得られる。

$$\frac{\partial(Q < c_i >)}{\partial x} + \frac{\partial Q c_{Bi}}{\partial x} = (< c_{xi} > + c_{Bxi}) \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (22)$$

ただし、 $c_{Bi}$ は掃流砂の濃度(=  $B q_{Bi} / Q$ )である。さらに、式(16)および式(17)に示したように支川等からの流入土砂濃度を本川の土砂濃度に等しいと仮定すると式(22)は次式となる。

$$\frac{\partial}{\partial x} (< c_i > + c_{Bi}) = 0 \quad (23)$$

または、

$$\frac{\partial c_{Ti}}{\partial x} = 0 \quad (24)$$

ただし、 $c_{Ti} = < c_i > + c_{Bi}$

式(24)は河床高および河床材料の粒度分布が定常に達するためには、全ての粒径について掃流砂と浮遊砂を合計した流砂濃度の縦断分布が上流から下流まで全ての断面で全ての粒径について一定となる必要があることを示している。そこで、後に示す一定流量による計算では、式(24)を満たすまで計算を継続することとする。

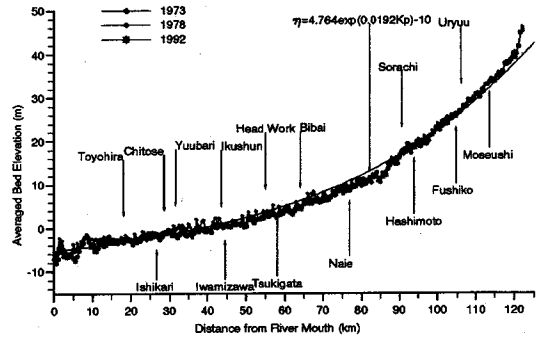


図-2 石狩川の平均河床縦断図 [Longitudinal profile of bed elevation of the Ishikari River. Symbols are observed cross sectionally averaged values in three different years. Observed values are approximated by a smooth regression curve which is used for the initial condition of the calculations.]

### 4. 計算条件および計算手法

過去における水理・水文データの蓄積が豊富な石狩川をモデル河川とし、河床および河床材料の変動計算を実施する。以下に石狩川の計算条件を述べる。

図-2は石狩川における1973年、1978年および1992年の測量結果に基づく平均河床高の縦断図である。1973年以前のデータも存在するが、1973年以前は捷水路工事が頻繁に行なわれており、同じ横軸(河口からの距離)上での比較は出来ない。図-2に示した過去約20年間の河床高は比較的变化が少なくほぼ次式で近似可能であり、これを計算の初期河床高とする。

$$\eta = 4.764 \exp(0.0192K_p) - 10 \quad (25)$$

ここで、 $\eta$ は平均河床高の標高(m)、 $K_p$ は河口から上流に向かった距離(km)である。

図-3は図-2に示した平均河床高と同じ年度における横断図より読み取った低水路の河幅であり、これを近似する次式を計算上の河幅とする。

$$B = 367 \exp(-0.01375K_p), K_p \leq 42 \quad (26)$$

$$B = 228 \exp(-0.00246K_p), K_p > 42 \quad (27)$$

ここで、 $B$ の単位は(m)である。

図-4に示す1981年と1992年の河床材料調査結果により次式に示す $d_{10}$ 、 $d_{50}$ および $d_{90}$ の近似式が得られる。

$$d_{10} = 0.205 \exp(0.0128K_p) \quad (28)$$

$$d_{50} = 0.446 \exp(0.0269K_p) \quad (29)$$

$$d_{90} = 1.260 \exp(0.0313K_p) \quad (30)$$

ただし、 $d_{10}$ 、 $d_{50}$ 、 $d_{90}$ はそれぞれ10%、50%、90%粒径(mm)である。上式の $d_{10}$ 、 $d_{50}$ 、 $d_{90}$ より河床材料の粒度分布に対数正規分布を仮定することにより、任意の地点

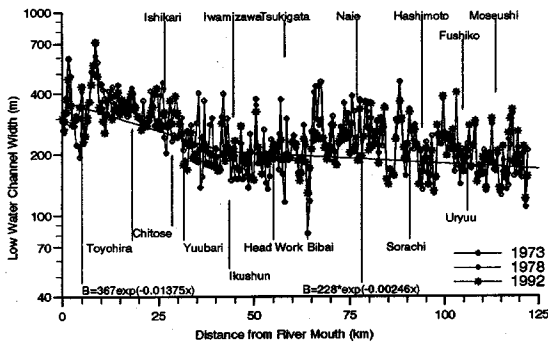


図-3 石狩川の河幅縦断面図 [Longitudinal profile of channel width of the Ishikari River. Symbols are observed values in three different years. The smooth curve approximates the observed values used of channel width for the calculations.]

の任意の粒径に対する河床粒度の構成比率が定まり、これを河床材料の初期粒度構成(交換層および原河床)とする。

図-5は石狩川の流量観測所における過去30年間の観測データに基づく平均年最大日流量(白丸)および平均日流量(黒丸)を示したものである。この実測データを参考にして設定した、6種類の流量分布形(図中に併記)を用いて計算を行なうものとした。この流量分布形は次式の形をとる。

$$Q = Q_0 \exp(-0.00876K_p) \quad (31)$$

ここで、 $Q_0$ は河口での流量(単位は $m^3/sec$ )であり、6種類の流量分布形に対する $Q_0$ の値はそれぞれ400, 600, 1000, 2000, 4000および7000 $m^3/sec$ である。

これらの一定流量による計算においては、河口水位は常に過去30年間の平均河口水位である0.19mの一定値とした。上流端における流砂量の境界条件は、浮遊砂、掃流砂共に動的平衡状態を仮定し、式(11)、式(13)および式(14)の $x$ に関する微分項をゼロとして計算を行なうこととした。これは、流砂の流入量と言うとその場の河床せん断力と河床材料から計算される流砂量をそのまま計算区間に流入させることに相当し、この結果、上流端の河床材料の粒度構成は変化しないこととなる。上流端の流砂条件に関しては生産土砂量や、ウォッシュロードなどを考慮すべきであるという考え方もある。しかしながら、粒径別の流入土砂量を正確に与えることはほとんど不可能である。仮に何らかの方法でこれを与えた場合でも本研究で採用する動的平衡状態を仮定した流砂量以外のものを与えた場合、長期間の計算を行なうと上流端の河床高や粒径分布がどんどん変化してくることになり図-2や図-4の河床高および河床材料の実測値から言っても現実的ではない。

計算は石狩川の河口から上流120kmまでの区間を流

下方向121点に、粒径を最小0.064mmから最大200mmまでを21粒径に分割し差分法で行なった。計算の時間刻み幅( $\Delta t$ )および差分スキームは黒木ら<sup>15)</sup>の方法に従って行なうものとした。実際の計算に用いられる $\Delta t$ は流量規模や河床材料の粒度分布によって異なるが、次章で示す計算例では最小で10秒程度、最大で1日程度である。

計算手順は、式(1)により水面形を求め、これから必要な河床せん断力等を算出し、式(4)により掃流砂量を、式(6)により浮遊砂の浮上量を計算し、式(10)により粒径別の浮遊砂の濃度分布を計算する。この結果を用いて、式(13)で河床材料の粒度分布変化を、式(14)で河床高の時間変化を計算する。得られた河床材料の粒度分布および河床高を用いて次の時間の水面形の計算を行なう。この繰り返しで、計算区間の全地点において式(24)が満足されるまで計算を継続することにより安定状態が求まることになる。

### 5. 一定流量による計算結果と考察

式(31)に示した6種類の流量分布形を用いて計算を行なった。安定に達するまでの時間は式(31)の $Q_0$ (河口の流量)の値が400, 600, 1000, 2000, 4000および7000( $m^3/sec$ )に対してそれぞれ200, 100, 50, 10, 2および1年間の時間を要した。図-6はそれぞれの流量規模別の安定状態における河床材料(交換層)粒度分布の平均粒径 $d_m$ の縦断分布を示したものである。なお、図-6には初期平均粒径(太線)および1992年実測の平均粒径(白丸)も併せて示した。いずれの計算においても初期条件は全く同じであるにもかかわらず、粒径分布の計算結果は大きく異なっている。また、図-7は同じく安定状態における河床高の計算結果を計算初期河床高(太線)および1992年の実測値(黒丸)と併せて示したものである。河床高のほうは河床材料の分布特性と異なり、流量規模の違いによる安定形状の違いはそれほど顕著ではない。ただ、下流部で若干の違いが見られる。この違いを詳しく見るために図-7の下流部分を拡大して示したのが図-8である。図-6~8に示した計算結果に基づき以下に考察を行なう。

#### (1) 小流量時( $Q_0 = 400 \sim 600 [m^3/s]$ )

河床せん断力は下流から上流に向かって徐々に大きくなる(主として河床勾配が急になるため)が、上流部においては河床材料中に含まれる細かい成分が少ないことと、流量が少ないために河床せん断力自体がさほど大きくなりなため、流砂量は少ない。当然流砂中の粒径も細粒成分のみであり、上流部においては細粒成分のみが河床から抜け出すため河床低下は顕著ではないが、河床材料は細粒成分の抜け出す分だけ僅かながら粗粒化する。

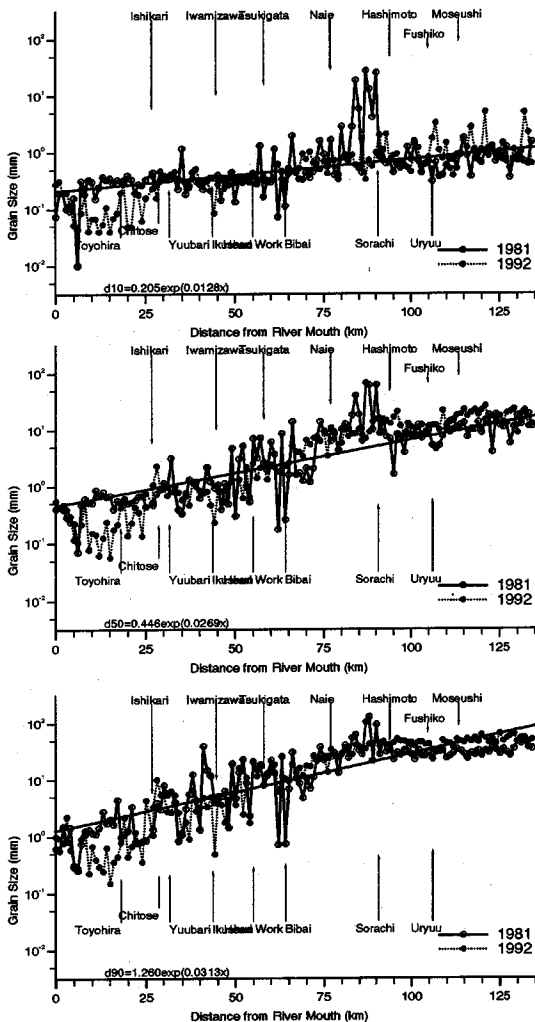


図-4 石狩川河床材料  $d_{10}$   $d_{50}$   $d_{90}$  縦断面図 [Longitudinal profile of  $d_{10}$ ,  $d_{50}$  and  $d_{90}$ . Symbols are observed values in two different years. Lines are used as the initial conditions of the calculations.]

上流部の河床から抜け出した細粒土砂は下流へ輸送されるが、ある程度下流に達すると河床せん断力が小さくなり、ついには限界掃流力以下になるため急激に堆積する。この地点では河床は上昇し堆積する成分はもとの河床材料より細かいので河床材料は細粒化する。上流部で河床材料が粗粒化する区間と、下流部で細粒化する区間の境界は河床が低下する区間と上昇する区間の境界に一致する。

下流部では河口水位による堰上げ背水の影響で河床せん断力が非常に小さくなるため計算初期においては全く土砂移動が無く河床変動も粒径変化も無い。しかしながら、ある程度時間が経過すると初めは土砂移動が無かったものが上流から発達してくる堆砂の影響で水深が浅くなり河口の水位が一定であるため水面勾配が増加するよ

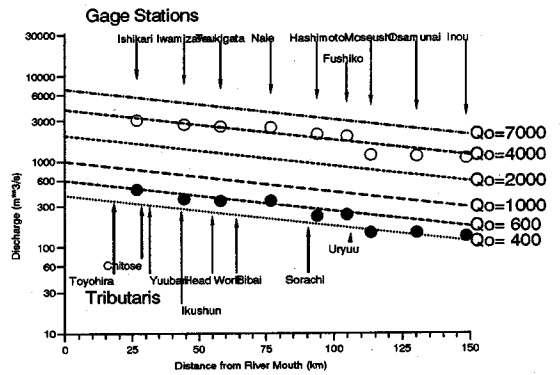


図-5 石狩川流量分布図 [Longitudinal discharge profile of the Ishikari River. Circles are averaged annual maximum discharge and filled circles are yearly averaged discharge. The six curves are discharge profiles used for the calculation with constant discharge.]

うになり、結果的に河床せん断力も増え河口付近でも流砂が発生するようになる。この場合、全区間においてほぼ定常な流砂が生ずるようになり、上流部の粗粒化と河床低下、下流部の細粒化と河床上昇がバランスしたところで流砂量は定常状態に達し、河床高、河床材料ともに変化がなくなる。定常に達した時点の河床材料はKP50付近を境に完全に2極化し、(Type-B)の河川のような粒度分布となる。

河床材料の2極化は実河川では良く見られる現象であり、実際に石狩川でも若干その傾向は見られる。ただし、小流量が継続的に流れた場合、特に下流部で堆積傾向が続き現実の石狩川の河床高より高くなってしまふ。なお、図-6の流量が  $400\text{m}^3/\text{s}$  の場合には河床高の計算結果に揺れのような現象が見られる。これは小流量時には対象とする粒径のうち場所的な河床せん断力および粒径別の移動限界の微妙な違いにより移動可能な粒径の範囲が空間的にアンバランスとなるために生ずる現象であり、実際にこのような現象により河床材料の2極化も促進されると考えられる。

## (2) 中流量時 ( $Q_0 = 1000 \sim 2000 [\text{m}^3/\text{s}]$ )

流量が増えるとともに河床材料の分級および河床低下・堆積の境界が上流へ移動する。これは、流量が増えるほど流砂中の粒径が相対的に大きくなり、粒径が大きいほど河床せん断力の減少に敏感に反応するため堆積の始まる地点が上流に移動することによるものである。この堆積の始まる地点が分級の境界となるため、流量が増えるほど分級の境界が上流へ移動し、 $Q_0=2000\text{m}^3/\text{s}$ の流量分布の場合になるとこれが上流端まで達し、全区間で河床は堆積、粒度も全区間で粗粒化し(Type-A)の河川のような分布形を取るようになる。河床の堆積は下流部ほど大きく、この場合にも堆積した区間は河床せん断力は

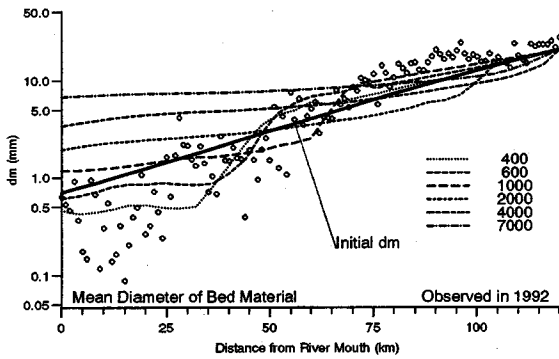


図-6 石狩川河床材料平均粒径の計算結果 [Calculated equilibrium profiles of mean grain diameter of bed material compared with initial profile (thick line) and observed values (circles).]

増加し最終的には全区間の流砂濃度が一定になるまで堆積が続く。  $Q_0=2000\text{m}^3/\text{s}$  の流量分布は一般に河道の形成に支配的であると言われる平均年最大流量に近い値ではあるが河床材料は全体的に粗粒化し、河床も上昇して現実の石狩川とは異なる結果となる。

### (3) 大流量時 ( $Q_0 = 4000 \sim 7000 [\text{m}^3/\text{s}]$ )

流量がさらに増えると上記の中流量時の現象が一層明確になるが、下流部では河口水位による低下背水の影響で河口に向かって河床せん断力増加するようになる。この結果河口部では堆積傾向も少なくなり  $Q_0 = 7000 \text{m}^3/\text{s}$  の場合にはむしろ洗掘傾向が見られるようになる。この結果河床形状は現況の河床高に近い形で安定する。

以上、流量規模の違いによって、同じ河川で同じ初期条件で計算を行なったにもかかわらず、その結果は大きく異なることが示された。特に、2つのタイプの河床材料分布は流量規模の違いに伴う流砂の輸送特性の違いにより生ずるということが説明され、これは河川工学上非常に注目すべき事実である。実河川に2つのタイプの粒度特性が存在する理由がすべてここで述べたような現象に起因するとは言いきれないが、少なくとも、重要な要因になっていると考えられる。

本節で示した一定流量による計算により得られる安定状態では石狩川の河床縦断形状と河床材料の両方を表現することは難しいようである。河床材料は中小流量時にほぼ現況の石狩川のような傾向を示すが、河床縦断形状は大流量時の方が適合度が高い。実際の河川では、大小様々な流量の繰り返しにより河床縦断形状や河床材料が形成されると考えられる。そこで、次節においては過去の実績の流量を繰り返し与えることによりその変動特性を検討する。

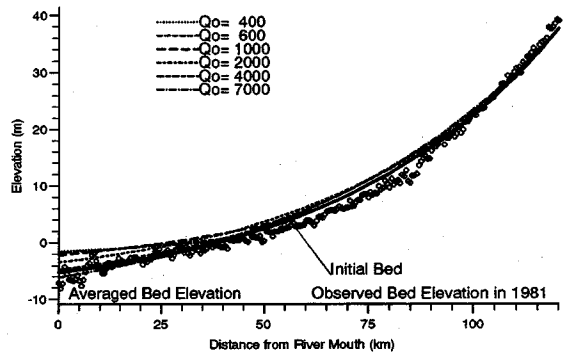


図-7 石狩川平均河床高の計算結果 [Calculated equilibrium profiles of bed elevation compared with initial profile (thick line) and observed values (circles).]

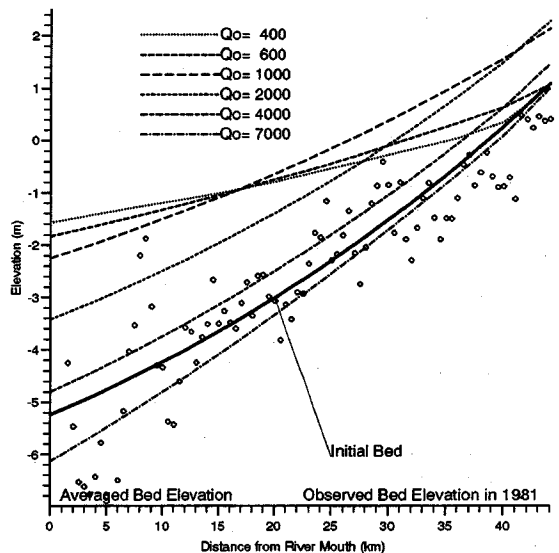


図-8 石狩川下流部の平均河床高の計算結果 [Calculated equilibrium profiles of bed elevation compared with initial profile (thick line) and observed values (circles).]

## 6. 流量時系列による計算

より現実的な条件で計算を行いモデルの有効性を確かめるため、本節においては過去における実測の流量を与え、石狩川の河床変動特性を検討する。図-9は1975年から1984年までの10年間の石狩川河口における実測の日流量である。この10年間は1975年と1981年の2度の洪水を含む期間となっている。この10年間の日流量を5回繰り返して用いることにより50年分の河床変動を計算する。流量分布は式(31)の形式をそのまま用いて図-9の河口流量は式(31)の  $Q_0$  の値として用いる。他の条件は前節の計算と全く同じとする。

図-10に平均河床高の縦断分布を、図-11に河床材料 ( $d_{10}$ ,  $d_{50}$  および  $d_{90}$ ) の縦断分布を、いずれも10年毎の

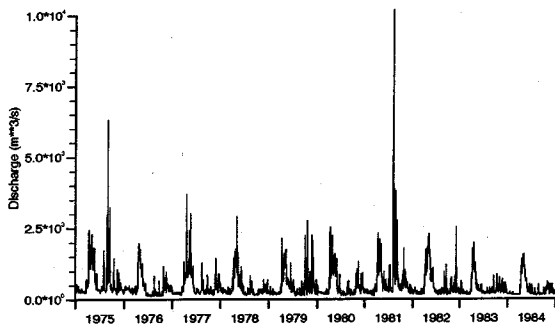


図-9 石狩川河口における1975年～1984年の実績日流量 [Observed daily averaged discharge data from 1975 to 1984 at the river mouth of the Ishikari River.]

計算結果を実測値とともに示す。河床高、河床材料とも一定流量による計算結果に比べてその変化は少なく、実測値との適合性も高い。初期条件として与えた河床材料の粒度分布は下流部で実測値より若干粗いが、図-11(a)の $d_{10}$ に見られるように、計算結果は下流部において初期分布より著しく細粒化する傾向が見られ、結果的には実測値に近づく傾向が見られる。なお、図-11の特に河口からの距離が25km以下の部分で河床材料の分布が一見異常とも見られる急激な変化を示しているが、これは前述のように流量が小さい場合、掃流力の分布と粒径別の移動限界との微妙な関係で、ある特定の粒径以上の粒径がある瞬間ある地点で突然移動しなくなるために生ずる現象である。

図-12は河口部における平均河床高、平均粒径の50年間の計算経過を計算流量と共に示したものである。河床は洪水時には急激に洗掘されるがその後の中小流量時に徐々に堆積し再び次の洪水で洗掘される、という周期的な繰り返して結果的に現況の河床高を維持している。河床材料の粒度分布は河床高に比べ洪水に対する反応は鈍いが、河床の洗掘・堆積に呼応しながら粗粒化および細粒化を繰り返しながら、初期値よりは細かい一定値に近づく傾向が見られる。

これを、前節の一定流量による計算結果と合わせて考えると、ここで行った石狩川の河床縦断形状および河床粒度分布の形成に関する計算において以下のようなプロセスが推察される。河床材料は非洪水時の中小流量が長期間流れるような状況で徐々に形成される。この場合、上流から輸送されてくる細粒分が下流部に堆積するため下流部では河床は上昇する。数年から10年に1度程度の出水によりこの下流部に堆積した細粒分は一時的にフラッシュされる。このとき、河床高は大流量に敏感に反応してほぼもとの高さに戻るが、河床材料の粒度分布に関しては堆積した細粒分の全てがフラッシュされるわけではないので粗粒化はあまり敏感ではなく、完全に初期状態に

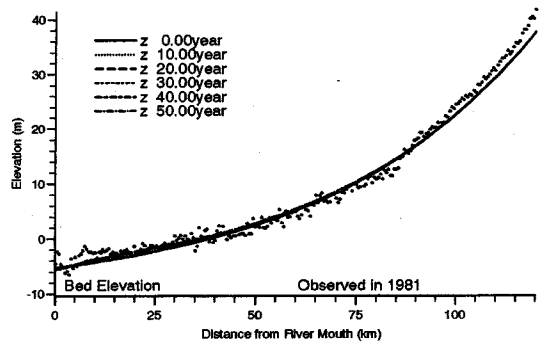


図-10 流量時系列による石狩川平均河床高計算結果 [Longitudinal bed elevation profiles calculated using a series of recorded discharge compared with observed values.]

は戻らない。従って徐々にではあるが下流部の細粒化は進行する。これを土砂輸送という観点から言い替えると、大洪水時以外の中小出水時には土砂の大部分は河道内に貯留され、大洪水時に一気に流出するというプロセスが繰り返されながら河道が維持されているということに相当する。

## 7. おわりに

沖積河川の河床材料の縦断分布形状には2つのタイプが存在する。すなわち、上流から下流に向かって徐々に細粒化するタイプの河川と中流部で急激に細粒化するタイプの河川である。本研究では沖積河川の河床縦断形と河床材料分布の形成メカニズムを検討する目的でモデルの開発を行った。モデルはできるだけ実河川の状況を表現可能な浮遊砂および掃流砂を含む混合粒径モデルとし、支川などからの流入流量および流入土砂量も考慮可能なものとした。このモデルの有効性を確かめるため石狩川を例として河床変動および河床材料の粒径変化の計算を行った。数種類の規模の一定流量を用いて河床および河床材料の粒度分布が定常に達するまで計算を行った結果、流量規模の違いによって河床材料の分布特性が大きく異なることが示された。計算結果によると小流量時には下流部で細粒化と上流部で粗粒化が生じ2極化が進行し、反対に大流量時にはスムーズな粒径分布が形成される。これは正に実河川で見られる2つのタイプの粒度分布と対応している。実河川の粒度分布特性の違いが本研究で示したように単に流量規模(およびこれに対応する河床せん断力分布)の違いのみに起因しているかどうかは不明であるが、重要な要因のひとつになっていることは間違いないと考えられる。一般に河道の特性を決定する流量として支配流量<sup>3)</sup>という概念がある。本研究で対象とした石狩川の場合、砂州や蛇行特性を説明するのに



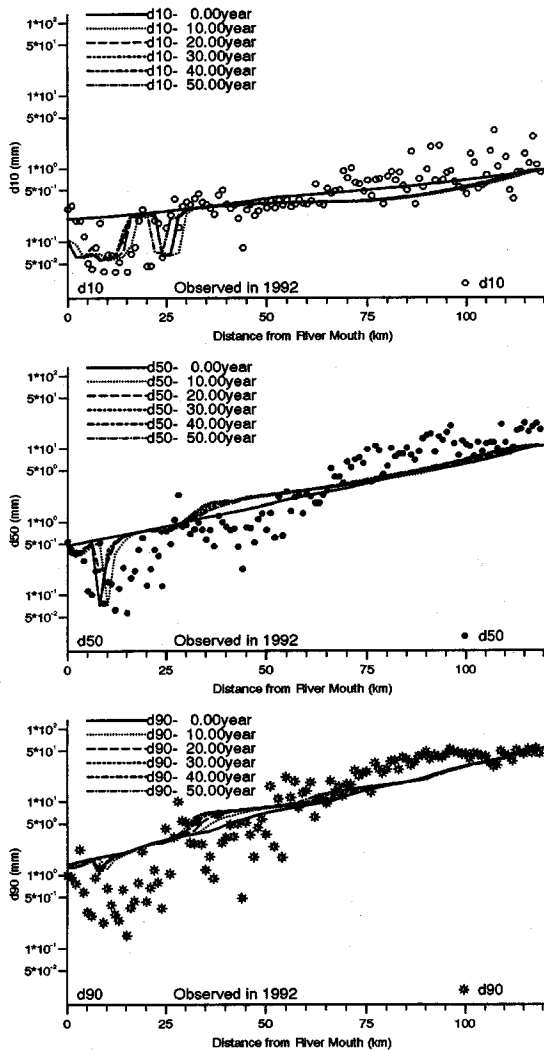


図-11 流量時系列による石狩川河床材料粒度特性計算結果 (a)  $d_{10}$ , (b)  $d_{50}$  および (c)  $d_{90}$  [Longitudinal profiles of (a)  $d_{10}$ , (b)  $d_{50}$  and (c)  $d_{90}$  calculated using a series of recorded discharge compared with observed values.]

用いられる支配流量は低水路満杯もしくは融雪出水規模の流量であり、これは河口地点の流量で  $2000\text{m}^3/\text{s}$  程度に相当する。しかしながら、計算結果によると石狩川の粒度特性に符合する流量は上記流量よりはるかに少ない規模の流量であった。

石狩川において、より実際の河川に近い状況で計算を行うために過去の流量時系列を用いて計算も行った。計算結果の河床高および河床材料の粒度分布は洪水に呼応した周期的な変動を繰り返しながら現況の石狩川に近い

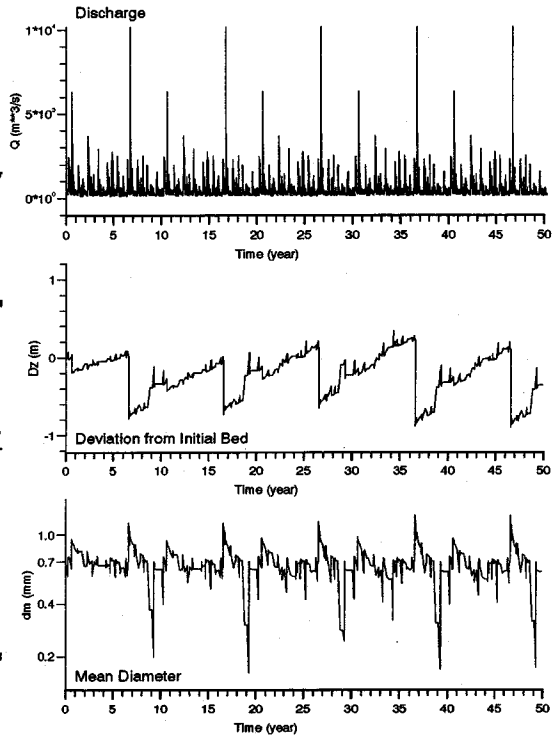


図-12 石狩川河口地点における河床高および平均粒径の時間変化 [Calculated time evolution of bed elevation and mean diameter of bed material at the river mouth.]

形で安定する傾向が見られた。この結果計算モデルの有効性が確認されるとともに中小流量での河床材料粒度の形成と洪水時と非洪水の繰り返しによる河床の形成というメカニズムが明らかにされた。中小出水時に徐々に河道内に貯留された土砂が大出水時に一気に海域へと流出するという事は、河川自体が自ら土砂輸送をコントロールしているということでもある。

本研究においては2種類の粒度特性を有する河川のうちの一方のグループ (Type-A) である石狩川を例として検討を行ったのみではあるが、河川の持つ土砂輸送機能と、これに伴う河道の形成のメカニズムに関して数々の興味深い事実が明らかになったと考えられる。今後は、他の一方のグループ (Type-B) に対しても検討を加え、より定量的な領域区分条件などを明らかにしていきたい。

本研究は (財) 北海道河川防災研究センターの研究助成

金による研究成果の一部であることを付記する。

#### 参考文献

- 1) 山本晃一, 藤田光一, 赤堀安宏: 沖積河道縦断形の形成に関する研究, 水工学論文集, 第 37 巻, pp.681-686. 1993.
- 2) Parker, G.: Selective sorting and abrasion of river gravel. *J. Hydr. Engrg.*, ASCE, 117(2), pp.131-171, 1991.
- 3) 山口甲: 沖積河川における河道計画に関する研究, 北海道大学学位論文, pp.1-159. 1990.
- 4) 清水康行, 板倉忠興, 岸力, 黒木幹男: 昭和 56 年 8 月洪水における石狩川下流部の河床変動について, 第 30 回水理講演会論文集, pp.487-492. 1986.
- 5) 岸力, 黒木幹男: 移動床における河床形状と流体抵抗 (I), 北大工学部研究報告, 第 67 号. pp.1-23. 1973.
- 6) 板倉忠興, 山口甲, 清水康行, 岸力, 黒木幹男: 昭和 56 年 8 月洪水における石狩川下流部での河床波観測について, 第 30 回水理講演会論文集, pp.481-486. 1986.
- 7) 岸力: 沖積河川の水理学における最近の進歩 (II), 利水評論, 第 35 巻, pp.28-39. 1987.
- 8) 芦田和男, 道上正規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第 206 号, pp.59-69. 1972.
- 9) 浅田宏: 山地河川の流砂量と貯水池の堆砂過程に関する研究, 電力中央研究所報告, No.2. 1976.
- 10) 岩垣雄一: 限界掃流力の流体力学的研究, 土木学会論文集, 第 41 号, pp.1-21. 1956.
- 11) Itakura, T. and Kishi, T.: Open channel flow with suspended sediments. *Proc. of ASCE, HY8*, pp.1325-1343, 1980.
- 12) Rubey, W. W.: Settling velocity of gravel, sand and silt particles. *Amer. Jour. Sci.*, 25, pp.325-338, 1933.
- 13) 沖健, 黒木幹男: 混合床上の浮遊砂量の算定式の検討, 土木学会第 40 回年次学術講演会講演概要集, pp.415-416. 1985.
- 14) 平野宗夫: Armaring をともなう河床低下について, 土木学会論文報告集, 195 号, pp.55-65. 1971.
- 15) 黒木幹男, 岸力, 清水康行: 河床変動の数値計算法に関する研究, 第 17 回自然災害総合シンポジウム講演論文集, pp.175-179. 1980.

(1994. 6. 22 受付)

## LONGITUDINAL PROFILE OF BED ELEVATION AND GRAIN SIZE IN ALLUVIAL RIVERS

Yasuyuki SHIMIZU

A one dimensional model to predict the long term stability of channel bed elevation and grain size profile is proposed. The model is tested using the geometric conditions of the Ishikari River. By a series of calculations using different discharge profiles, it is shown that the two different characteristics of grain size distribution, with and without an abrupt change in the longitudinal direction, can be formed simply by changing the discharge scale. It is also shown that the formation of the bed elevation profile as well as the grain size profile can be calculated using time series of actual discharges over a wide range of magnitude.