



Title	野外実測に基づく乱泥流の流動機構
Author(s)	知北, 和久; CHIKITA, Kazuhisa; 奥村, 康昭 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 291-300
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.291
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14176
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p291-300.pdf



野外実測に基づく乱泥流の流動機構

知北和久

北海道大学理学部地球物理学教室

奥村康昭

大阪電気通信大学工学部

(昭和61年11月23日受理)

Dynamics of River-Induced Turbidity Currents from Field Measurements

By Kazuhisa CHIKITA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

and

Yasuaki OKUMURA

Faculty of Engineering, Osaka Electro-Communication University

(Received November 23, 1986)

Observations on dynamics of river-induced turbidity currents were carried out in Katsurazawa Reservoir, Hokkaido during a snow-melting period of 1982. In order to measure the turbidity currents, three recording current meters were underwater moored at two longitudinal points. And one portable current meter was *in situ* used to obtain profiles of their flow velocity and direction.

Continuous measurement data from the recording current meters show the fact that there is a constant time difference (2 hrs) between the two points in variations of flow velocity. This could be attributed to longitudinal propagation of turbulence by a kinematic wave of constant velocity, assuming turbidity currents to be quasi-uniform.

Vertical profiles on dynamics of turbidity currents were obtained with a portable current meter, a thermister thermometer and a water sampler. The velocity profile can be reasonably fitted to formulas of a uniform flow, offered by Ashida and Egashira (1975). Application of autosuspension model (Bagnold, 1962) proves that net flow energy of the turbidity currents is consecutively supplied by downstream movement of suspended silt and clay.

I. はじめに

流入河川を有する湖沼および貯水池では、集中豪雨や雪氷の融解の際、その土砂流出によって多量の土砂が搬入される。この土砂が、シルトや粘土のような微細粒子からなる場合、その河口域では乱泥流 (Turbidity Current; 泥水密度流, 懸濁物密度流, 混濁流ともよばれる) が形成される (Fig. 1)。その bulk density が、湖水密度より一貫して高い場合、その堆積領域はほぼ湖盆全域に及ぶことが知られている (Fig. 1-c)。このことは、湖底の堆積構造や単純な乱泥流モデルによって、従来より数多く指摘されてきた (Gilbert, 1975; Sturm and Matter, 1978; Lambert and Hsu, 1979; 知北, 1977; Chikita, 1986a, 1986b)。しかし、そのカタストロフィックな現象のために、乱泥流に対する実測例は極めて少なく (例えば, Lambert *et al.*, 1976; 知北, 1981; Weirich, 1986)、その流動機構・堆積機構の実相については、依

然不明の点が多い。

このことから、1982年の融雪期、北海道桂沢貯水池で、流速計を用いた乱泥流の観測を実施した。その結果、融雪出水によって特徴づけられる、乱泥流の流動機構について、多くの知見が得られたのでここに報告する。

II. 観測システムの概要

乱泥流の観測は、1982年3-5月の融雪期に実施した。Fig. 2に、その測流地点(A, B, C地点)および本流幾春別川の水流量の観測地点(D地点)を示す。なお観測期間中、E地点では発電所から3-20 m³/sの導管放水があり、測流結果に影響を与えた。Fig. 3に、桂沢貯水池に関する1982年融雪期間の水文諸量を示す。融雪出水の開始は、3月30日である。

A, B地点には、それぞれ、2台および1台の自記式流向流速計をその最深部に設置した。これは、融雪出水前の3月27日、氷上より実施した。A地点における流速計の係留法をFig. 4に示す。底面より110 cmと290 cmの高さに測流センサーが位置するように、流速計A (b), A (a)をそれぞれ設置した。B地点には、流速計A (b)と同様の係留法で、110 cmの高さに1台設置した。なお、用いた流速計は、筆者の一人、奥村(1977, 1979, 1983)の作製によるもので、測定可能最低流速1.8 cm/s、流向分解能22.5°の性能を持つ。これは、60秒間の平均流速と瞬時の流向が10分ごとに測定される。

Fig. 5には、縦断方向の堆砂分布と観測地点の位置関係を示す。図から、A, B地点は、堆砂デルタのそれぞれ前置層底部と頂置層に位置していることがわかる。なお、E地点付近には、2つの支流、熊追沢と芦谷地沢が存在するが、その合計流量は、本流幾春別川の2割程度である(Fig. 2)。このことから、A, B地点の測流結果は、主に幾春別川とE地点放水との合計流量に対応して現れることが予想される。

C地点での測流には、携帯用の流向流速計(Norway Sensor Data社製, SD-4型, 計測可能最低流速1.2 cm/s, 流向分解能15°)を用いた。これは、貯水池水位がC地点を越えた4月13日以降、橋上より実施した。同時に、サーミスター温度計と北原式

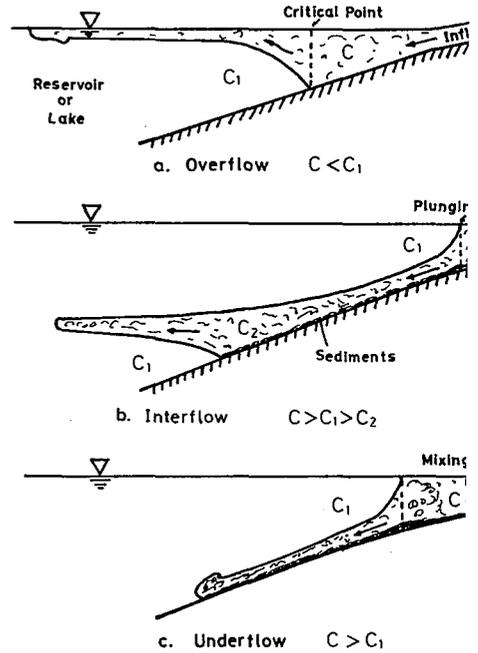


Fig. 1. Flow patterns of turbidity currents during a snow-melting period (modified from Wunderlich and Elder (1973)). Difference in bulk density between river and reservoir waters depends mainly on that of sediment concentration (C) because of a variation of θ in temperature and the maximum at Type c is typical of the turbidity currents

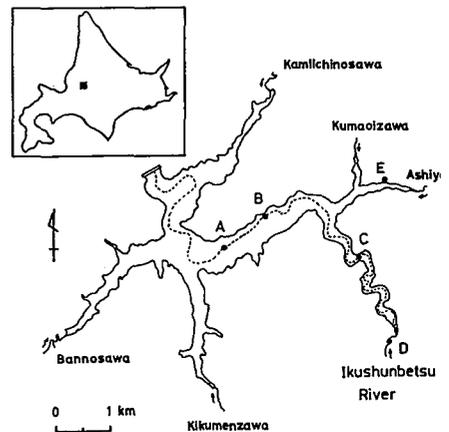


Fig. 2. Katsurazawa Reservoir and local measuring points of turbidity currents (A and C), river flow (D) and water discharge at a power plant (E).

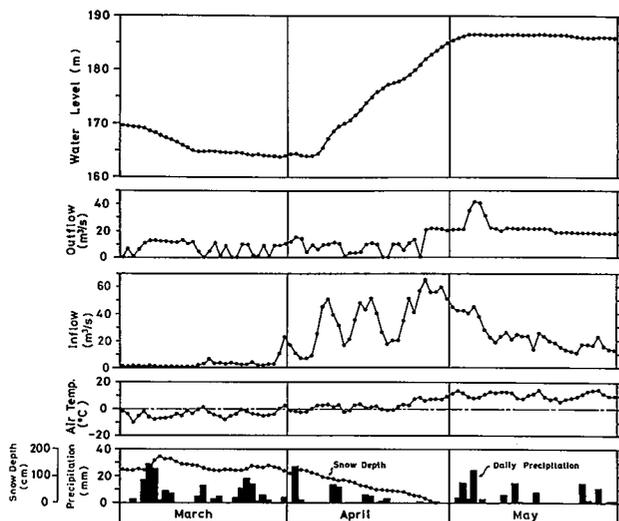


Fig. 3. Daily hydrological records of Katsurazawa Reservoir during the snow-melting period of 1982.

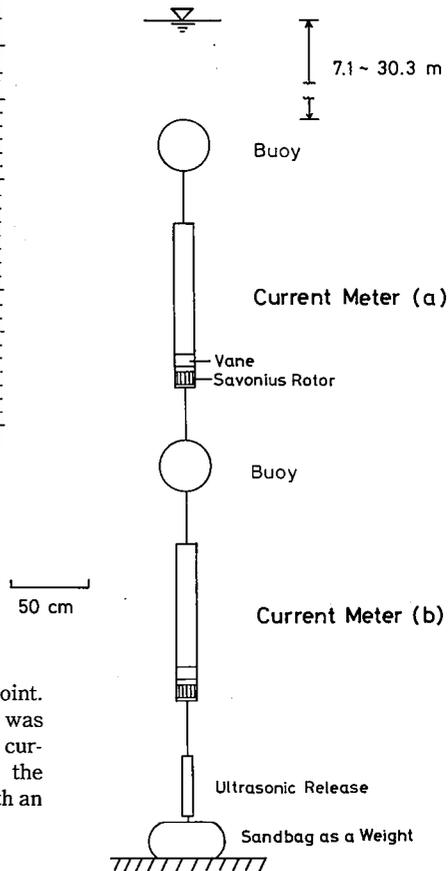


Fig. 4. Subsurface mooring system at A point. At B point, one recording current meter was underwater fixed in the same way as the current meter A (b). Water depth above the upper buoy changed from 7.1 to 30.3 m with an increase of water level (Figs. 3 and 5).

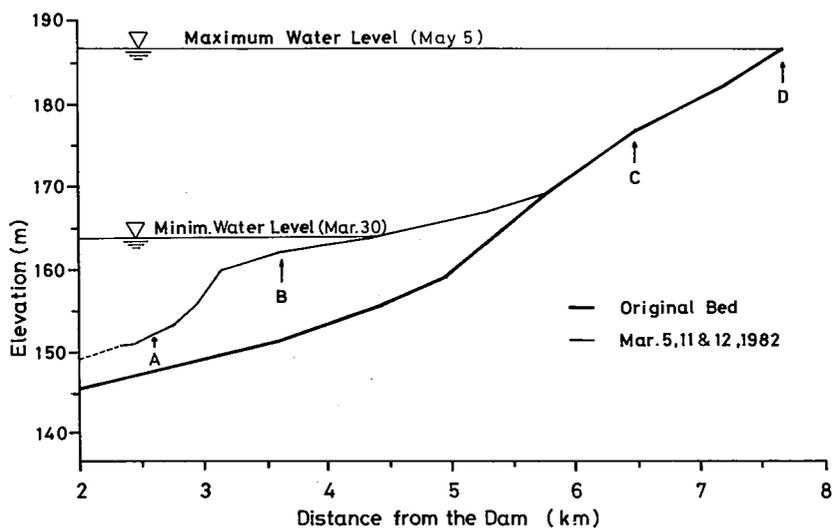


Fig. 5. Locations of the points A, B, C and D in a longitudinal section.

採水器によるサンプリングによって、水温と浮遊物質濃度の垂直分布を得た。さらに、浮遊物質の粒度分布を、遠心器付き光透過式粒度分析装置(セイシ企業, SKC-2000型)によって求めた。また、D地点では、本流の水位、水温および濁度の連続測定を行った。濁度の測定には、D-21P型水中濁度計(測定範囲0.5-1,600 mg/l)を用いた。

III. 観測結果

A, B地点の測流結果と、これに対応するD, E地点での観測結果を、それぞれFig.6とFig.7に示す。図は、4月5-8日間の結果であり、最初の顕著な融雪出水が発生した期間に対応する(Fig.3)。なお、A地点の流速計A(b)は、計器の不調で、今回全く測流できなかった。D地点での浮遊物質濃度は、濁度計の指示値と浮遊物質濃度との間の検量曲線から求められ、10分毎にプロットされている。また、E地

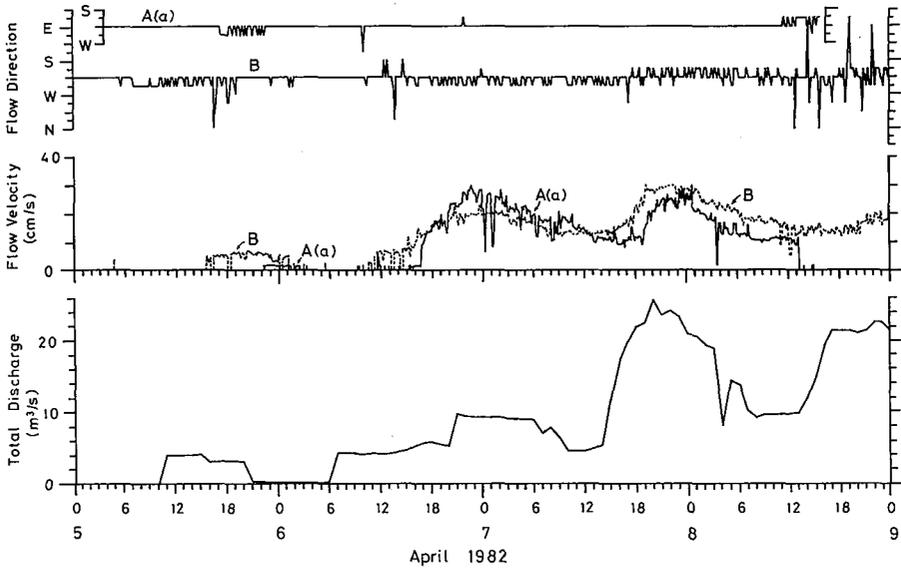


Fig. 6. Flow velocity and direction measured at A and B points. The current meter A (b) had no records. The variation in flow velocity can correspond to that in total discharge from D and E points.

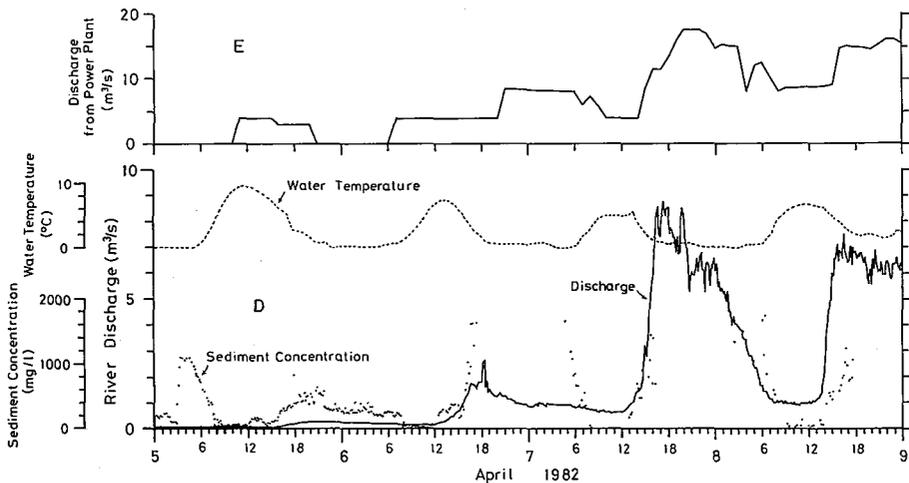


Fig. 7. Hydrological records of Ikushunbetsu River (D) and water discharge from a power plant (E) during the period of April 5-8, 1982.

点放水量は、1時間平均で与えている。

Fig. 7から明らかのように、河川流量は日中に極小、18時頃極大という、融雪出水特有の日変動をもつ。浮遊物質濃度もそれに対応した増減を示し、4月6, 7, 8日の夕刻、測定限界 (1,600 mg/l) を越え、流量が急減する6時頃同様に減少している。

この期間のE地点放流水は、サンプリングによって、日中で浮遊物質濃度 40–500 mg/l、水温 5–9℃で、幾春別川と同様の変動を示した。また、放水量の最大値は、4月7日 21–22時の 17.6 m³/sであった。

他方、融雪出水前の3月12日の観測では、貯水池水は、A地点底部で浮遊物質濃度 20 mg/l、水温 3℃であり、この状態は、融雪出水前まで維持される。このことは、Fig. 7の最高水温 10℃を考慮しても、流入水が 400 mg/l 以上の浮遊物質濃度を持てば、その bulk density は、貯水池底水より常に大きいことを意味する。以上から、Fig. 7に示す流入水は、4月5日午後から、全体的な浮遊物質濃度の増加と水温の低下によって、bulk density が一貫して貯水池底水より高くなる。これは、それ以後下層流形密度流 (Fig. 1–c) が形成されたことを意味する。なお、4月5日 3–8時にみられる浮遊物質濃度の急激な変化は、濁度計の不調によると考えられる。

B地点の測流開始は、最初の融雪出水に対応して3月30日、A地点のそれは、流速計A (a) で4月5日であった (Fig. 6)。図から明らかのように、A (a)、Bの流速は、4月6日以後、D、E地点の合計流入量と浮遊物質濃度の増減ともない、明瞭な日変動を示す。これは、その主流向 (SW) が旧河道方位 (Fig. 2の破線) と一致することから、乱泥流の通過に伴う乱れの変動と考えられる。その変動は、流入量に対し流速計A (a) で2–3時間、流速計Bで0–1時間の遅れをもつ。また、それらの日変動パターンから、流入量の変化にかかわらず、流速計A (a) のBに対する遅延時間が一定 (2時間) であることがわかる。これは、乱泥流が流下する時、縦断方向への乱れの伝播速度が一定であることを意味する。これについては、後述のように、洪水波の概念を適用することで説明できる。また、流速計A (a)、Bの測流開始に対する流入量は、それぞれ 4.6 m³/s、4.0 m³/sで、この値を越えると連続測定が可能となる。これは、その測定可能な最低流入量に対応する流量の時、乱泥流の上界面 (interface) が、測流センサーの高さに位置することを意味する (Fig. 10の挿入図)。なお、流速の最大値は、流速計A (a) で4月6日 22時 35分の 30.1 cm/s、流速計Bで4月7日 22時 6分の 29.4 cm/sであった。

4月7, 8日の午後流入量は急激に増加したが、流速計A (a) では7日、流速計Bでは8日に、それに対応する流速の増大は認められなかった。そして、A (a) の流速は、4月8日午後測定不能となった。これは、乱泥流の通過によって、ローターに多量の土粒子が沈澱したためと考えられる。事実、流速計回収後の調査では、ローター内に 20 g 程度の土粒子が沈澱付着していた。また、流速計A (a) の流向は、その流速と対応をした変動を示さなかった。これは、ベーンに異物が絡まったためと思われる。

Fig. 8は5月5日、C地点最深部でとらえた乱泥流と同日D地点での水流量および降雨量の状況を示す。降雨によって融雪が促進され、C地点観測時、幾春別川の流量および浮遊物質濃度は、5 m³/s から 15 m³/s、1,000 mg/l から 2,000 mg/l へとそれぞれ急激に増加した (Fig. 8–b)。また、この時の水温は、約 7℃で殆ど変化しなかった。

これに対応して発生した乱泥流は、その流向プロファイルから、旧河道に沿って流下し、C地点を通過したことがわかる (Fig. 2)。その浮遊物質濃度の深度平均は、垂直プロファイルから 438 mg/l であり、極大値は底部の 600 mg/l である。このことから、浮遊物質濃度 1,000–2,000 mg/l、水温 7℃の流入水は、河口域で、より低温 (5℃) の貯水池水と混合希釈し、その後、乱泥流に移行したことがわかる。これから、流入量 Q_{in} 、乱泥流の流量 Q として、 $Q = (1+r)Q_{in}$ なる r を混合率と定義すれば、河口域での堆積を考慮して、 $r = 2 \sim 3$ となる。

その流速分布から、乱泥流の最大流速点は底面より 1.27 m 高にあり、8 cm/s 程度である。この分布に対し、準定常的に芦田・江頭 (1975) の式が適用できる (Fig. 9)。底面からの高さ z cm における流速 (cm/

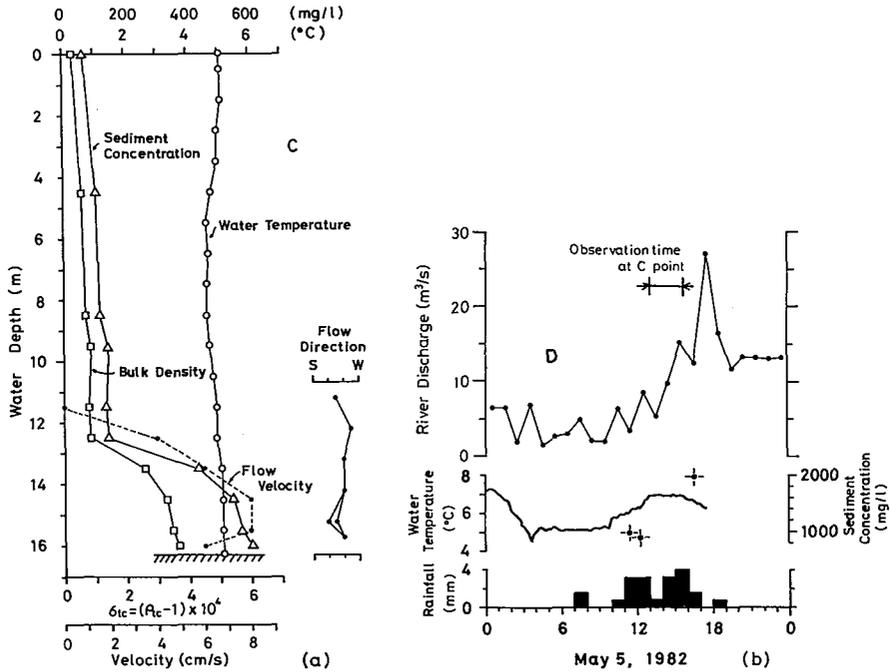


Fig. 8. (a) Turbidity current observed at C point on May 5, 1982 and (b) the hydrological records at D point. Bulk density ρ_{tc} was obtained from $\rho_{tc} = \rho_\theta (1 - C \times 10^{-6} / \rho_s) + C \times 10^{-6}$ (ρ_s : particle density (g/cm³), ρ_θ : water density (g/cm³) at $\theta^\circ\text{C}$, C: sediment concentration (mg/l)).

s) を $u(z)$ として,

$$\frac{u(z)}{u_{*b}} = \frac{1}{k_1} \ln \frac{z}{k_b} + A \left(\frac{u_{*b} k_b}{\nu} \right) \quad (0 \leq z \leq h_1) \quad (1)$$

$$\frac{u(z)}{u_{*1}} = \frac{u_{max}}{u_{*1}} - \frac{1}{k_2} \ln \frac{\beta + k_2}{\beta + k_2(h-z)/h_2} \quad (h_1 \leq z \leq h) \quad (2)$$

$$u_{*b} = \{ (\rho_1 - \rho_r) g h_1 I / \rho_1 \}^{1/2} \quad (3)$$

$$u_{*1} = \{ (\rho_u - \rho_r) g h_2 I / \rho_u \}^{1/2} \quad (4)$$

ここで, u_{*b} , u_{*1} : それぞれ底面および上界面での摩擦速度 (cm/s), k_1 : von Kármán 定数 (= 0.4), ν : 動粘性係数 (cm²/s), u_{max} : 最大流速 (cm/s), k_b : 粗度高さ (cm), h_1 , h_2 : それぞれ, 底面から最大流速点まで, 最大流速点から上界面までの高さ (cm; $h = h_1 + h_2$), ρ_1 , ρ_u : それぞれ h_1 間, h_2 間の平均 bulk density (g/cm³), ρ_r : 貯水池水の bulk density (g/cm³), I : 底面勾配, k_2 , β : 定数, g : 重力加速度である.

ρ_1 , ρ_u , ρ_r , ν は, 浮遊物質濃度と水温の関数であり, Fig. 8 の垂直プロファイルから, $\rho_1 = 1.000356$ g/cm³, $\rho_u = 1.000225$ g/cm³, $\rho_r = 1.000063$ g/cm³, $\nu = 0.01515$ cm²/s と求められる. これから, $h_1 = 127$ cm, $h_2 = 300$ cm, $I = 0.00836$ を与えると, (3), (4)式から $u_{*b} = 0.553$ cm/s, $u_{*1} = 0.632$ cm/s が得られる. なお, 上界面の位置は, 流速プロファイルから, その変曲点を選んだ. また, I の値は, この付近での地形測量

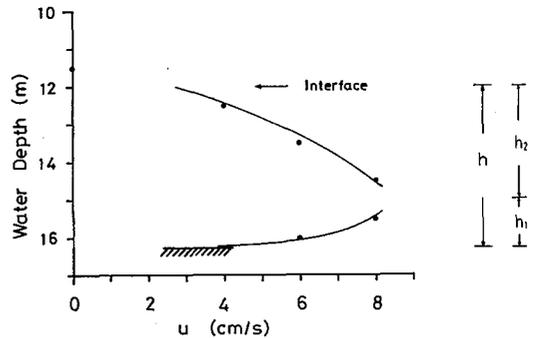


Fig. 9. Velocity profile (solid line) of the turbidity current of May 5, given by the Ashida and Egashira's formulas.

から得られた。C地点での底面堆積物の平均粒径は0.00194 cmであり、 $k_b=0.00194$ cmとして、 $u_{*b}k_b/\nu=0.0708$ から、底は水理学的滑面の状態にある。すると(1)式で、 $A(u_{*b}k_b/\nu)=1/k_1 \cdot \ln(u_{*b}k_b/\nu)+B$ (B:定数)と近似できる。上界面付近の流速分布から、 $\beta=0.068$ であり、 $B=-5.62$, $k_2=0.1$, $u_{max}=8.53$ cm/sを与えると、Fig. 9の実線のようになる。ただし、B, k_2 の値については、今後検討の余地がある。

なお、レイノルズ数 $Re=\bar{u}h/\nu=1.7 \times 10^5$, 内部フルード数 $Fr=\bar{u}/\{(\rho_t-\rho_r)/\rho_r \cdot gh\}^{1/2}=0.659$ (\bar{u} , ρ_r :それぞれ底面-上界面間の平均流速および bulk density)であり、乱流かつ常流の流れであることがわかる。

IV. 討 論

1. Kinematic wave による乱れの伝播

Fig. 6では、流速計A(a), Bの流速の日変動が、流入量の変化にかかわらず、一定時間(2時間)のずれを保持して進行することを示した。これは、乱泥流が通過する地点の流積の変化に依らず、各地点で乱れの伝播速度が一定のためと考えられる。ここでは、洪水波の一種である kinematic wave の第一近似解によって、A, B両地点で伝播速度が一定であることを明らかにする。

乱泥流を擬似等流と考えると、その断面平均流速(U)は、次式の Chezy 式によって与えられる。

$$U = C(RI)^{1/2} \tag{5}$$

ここで、C: Chezy 係数, R: 径深 (=A/P, P: 潤周, A: 流積) である。

CがAにのみ依存するとすれば、UはAのみの関数である。このとき、Qを流量(=AU)として、連続の式は、

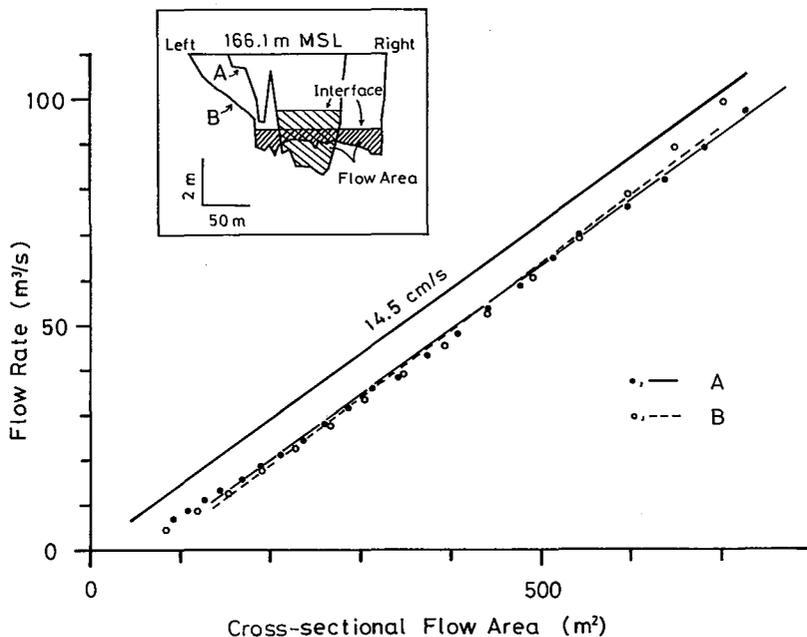


Fig. 10. Application of a kinematic wave to longitudinal propagation of turbulence with constant velocity (Fig. 6). A slope of Flow Area-Flow Rate lines shows the constant wave velocity ($\omega_0 = dQ/dA$). It is assumed that bottom parts of reservoir water are filled with suspension of turbidity currents (figure in the square). It is plotted at every 0.25 m depth where interface of turbidity currents is located. (see text for more detail)

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{dQ}{dA} \frac{\partial A}{\partial x} = 0 \quad (6)$$

となる。このとき、kinematic waveの伝播速度(ω)は、 $\omega = dQ/dA$ で与えられる。 ω が一定(ω_0)で、(6)式が成り立つことは、 ω_0 上で、A、Qが一定であることを意味する。すると、各点で $Q = \omega_0 A$ ($A=0$ の時 $Q=0$)であり、A-Q曲線が直線で傾き ω_0 が等しいことを示せばよい。

Fig. 10は、その結果を示す。太い実線は実側値 $\omega_0 = 14.5$ cm/sで、A、B地点間距離1,047 mとその遅延時間2時間から得られた。A、B地点に対するChezy係数Cは、Aに依らず一定とし、それぞれ0.827、1.50と求められた。この値は、乱泥流の流積が各点の底部全域を占めるとし(Fig. 10の挿入図)、流速計A(a)、Bのそれぞれの測定開始流入量4.6 m³/s、4.0 m³/sに対し、混合率 $r = 2.55$ 、2.20をそれぞれ与え、(5)式から求めている。このとき、A、B地点の断面形状および底面勾配(それぞれ $I = 0.0070$ 、0.0028)は、音響測深による地形測量の結果(Fig. 10およびFig. 5)を用いている。Fig. 10は以上の値を用い、 r を流量に依らず一定として、A、B地点の断面形に対し、0.25 m深ごとのP、Aについてプロットした結果である。流速計A(a)、B間の一定の遅延時間は、Fig. 6から、乱泥流の流量がそれぞれ16.3-90.9 m³/s、12.8-81.9 m³/sの範囲のとき認められる。Fig. 10のプロットから、この範囲で直線関係が認められ、その傾きは、A、B地点について、それぞれ14.5 cm/s、14.8 cm/sで、共に実側値14.5 cm/sとよく一致する。また、ここで与えた混合率 r は、Fig. 8で示した $r = 2 \sim 3$ の範囲にあり、A、B地点でそれぞれ $r = 2.55$ 、2.20とほぼ一致することから、擬似等流の近似が成り立つことを示す。以上から、乱泥流における流下方向の乱れの伝播は、kinematic waveによると考えられる。

2. Autosuspension modelの適用

流速公式の適用から、Fig. 8-aの乱泥流は、等流に近い安定した流れであることが判明した。乱泥流の流動の特徴は、多量の微細な浮遊物質の内包によって貯水池水との間に密度差が生じ、それによって運動エネルギーが保持されていることである。Bagnold(1962)は、浮遊物質の挙動を考慮した、乱泥流の流動に対するエネルギー収支モデル(autosuspension model)を提唱した。このモデルをFig. 8-aの乱泥流に適用し、その流動状態を明らかにする。乱泥流が安定であるための条件は、Chikita(1980)の修正式を用いると、

$$(\rho_s - \rho_0) gh \bar{C} u \sin \phi \geq \tau_b u_b + \tau_i u_i + (\rho_s - \rho_0) gh \sum \bar{C}_i w_i \quad (7)$$

で与えられる。ここで、 ρ_s : 浮遊粒子の密度、 ρ_0 : 水の密度、 \bar{C} : 浮遊粒子のh間平均体積濃度($= C_m \times 10^{-8}$ / ρ_s 、 C_m : h間平均濃度(mg/l))、 τ_b 、 τ_i : それぞれ底面、上界面でのせん断応力、 u_b 、 u_i : それぞれ h_1 間、 h_2 間の平均流速、 u : h間平均流速、 \bar{C}_i : 浮遊粒子の各粒径範囲別の平均体積濃度、 w_i : 各粒径範囲別の中央粒径粒子の沈降速度、 ϕ : 底面傾斜角である。

(7)式の左辺は、浮遊粒子が移動速度 u を持つことによって生じる乱れのエネルギー、右辺第一、二項は、流速 u_b 、 u_i を維持するためのエネルギー、第三項は、粒子の浮遊状態を維持するのに必要なエネルギーである。

ここで、前述の値を用いると、 $\sin \phi = 0.00836$ 、 $h = 427$ cm、 $\tau_b = \rho_1 u_{*b}^2 = 0.306$ dyn/cm²、 $\tau_i = \rho_0 u_{*i}^2 = 0.400$ dyn/cm²、 $u = 6.04$ cm/s、 $u_b = 6.76$ cm/s、 $u_i = 6.14$ cm/sであり、また $\rho_s = 2.6513$ g/cm³、 $\rho_0 = 1.0000$ g/cm³と与えられる。右辺第三項のうち $\sum \bar{C}_i w_i$ は、Fig. 11から、Table 1のようにi番目の各粒径範囲別に \bar{C}_i 、 w_i を求め計算された。なお、Fig. 11から、浮遊物質を構成する粒子の約80%が粘土($d < 3.91 \mu$)、約20%がシルト($3.91 < d < 62.5 \mu$)であることがわかる。

結局、(7)式の各項に対応して、

$$5.64 > 2.07 + 2.46 + 0.129 = 4.66 \quad (\text{CGS})$$

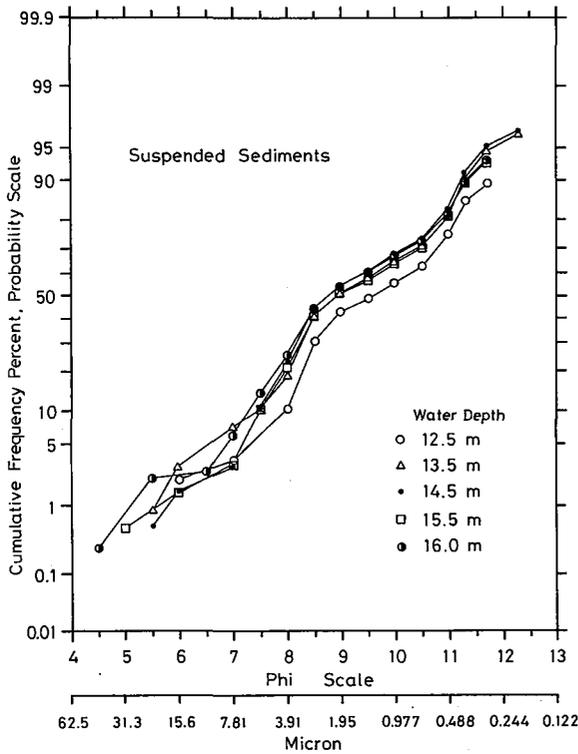


Fig. 11. Grain size distribution of suspended sediments which the turbidity current of May 5 contained.

Table 1. Depth-averaged sediment concentration (C_m) and volume concentration (\bar{C}_i) for each grain size interval, obtained from Figs. 8 (a) and 11. Settling velocity (w_i) of the median size was given from the Stokes' law.

Grain Size Interval (μ)	C_m (mg/l)	\bar{C}_i	w_i (cm/s)
<0.3	27.30	1.03×10^{-5}	1.33×10^{-6}
0.3-0.4	16.84	6.35×10^{-6}	7.26×10^{-6}
0.4-0.5	36.44	1.37×10^{-5}	1.20×10^{-5}
0.5-0.7	43.96	1.66×10^{-5}	2.13×10^{-5}
0.7-1.0	25.90	9.77×10^{-6}	4.28×10^{-5}
1.0-1.4	31.86	1.20×10^{-5}	8.53×10^{-5}
1.4-2.0	26.62	1.00×10^{-5}	1.71×10^{-4}
2.0-2.8	44.23	1.67×10^{-5}	3.41×10^{-4}
2.8-3.9	87.35	3.29×10^{-5}	6.65×10^{-4}
3.9-7.8	72.52	2.74×10^{-5}	2.03×10^{-3}
7.8-16	10.44	3.94×10^{-6}	8.39×10^{-3}
16-22	3.99	1.50×10^{-6}	2.14×10^{-2}
22-44	1.42	5.34×10^{-7}	6.45×10^{-2}
$\Sigma \bar{C}_i w_i = 1.86 \times 10^{-7}$			

の関係が成り立つ。

以上から、C地点で観測された乱泥流は、エネルギー収支的に発達段階にあり、さらに下流域まで安定して流ることがわかる。

V. ま と め

1982年3-5月の融雪期、北海道桂沢貯水池において、乱泥流の流動に関する実測を行った。自記式流向流速計を用いた連続観測から、乱泥流の乱れは、縦断方向に kinematic wave により伝播し、その速度は、乱泥流の流積・流量に依らず一定であることがわかった。

また、5月5日に得た乱泥流に関するプロフィールから、その流速分布に芦田・江頭(1975)の式が適用できること、および、Bagnold(1962)の auto-suspension model を用いて、多量の浮遊物質の存在から、その流動が極めて安定した状態にあることを示した。

謝辞 今回の観測にあたって、陸水学講座の萩原英司氏、山形大学の上野祥司氏には、現地にて多大な協力を得ました。心から感謝いたします。また、現地での協力の他、資料を快く提供して下さい、桂沢ダム管理所の方々に深く感謝の意を表します。

文 献

- 芦田和男・江頭進治, 1975. 泥水密度流に関する基礎的研究. 土木学会論文報告集, No. 237, 37-50.
- ASHIDA, K. and S. EGASHIRA, 1975. Basic study on turbidity currents. *Trans. Jap. Soc. Civ. Engrs.*, 7, 83-86.
- BAGNOLD, R. A., 1962. Auto-suspension of transported sediment ; turbidity currents. *Proc. Roy Soc. Lond.*, A, 265, 315-319.
- 知北和久, 1977. 乱泥流による堆積機構-桂沢貯水池-. 陸水学雑誌, 38, 48-61.
- 知北和久, 1981. 乱泥流の研究. 水温の研究, 24, 7-19.
- CHIKITA, K., 1980. Sedimentation by turbidity currents. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, 6, 255-300.
- CHIKITA, K., 1986a. Sedimentation in an intermountain lake, Lake Okotanpe, Hokkaido. I. Sedimentary processes derived from the grain size distribution of surficial sediments. *Jpn. J. Limnol.*, 47, 53-61.
- CHIKITA, K., 1986b. Sedimentation in an intermountain lake, Lake Okotanpe, Hokkaido. II. Sedimentation rate and its sedimentary processes introduced from the 1977 Usu volcanic ash layer of sediment core. *Jpn. J. Limnol.*, 47, 355-368.
- GILBERT, R., 1975. Sedimentation in Lillooet Lake, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 12, 1697-1711.
- LAMBERT, A. M., K. R. KELTS and N. F. MARSHALL, 1976. Measurements of density underflow from Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, 23, 87-105.
- LAMBERT, A. and K. J. HSU, 1979. Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, 26, 453-461.
- 奥村康昭, 1977. 湖流の測定を目的とした自記式流向流速計. 大阪電気通信大学研究論集「自然科学編」, 13号, 49-60.
- 奥村康昭, 1979. 湖流の測定を目的とした自記式流向流速計(2). 大阪電気通信大学研究論集「自然科学編」, 15号, 69-81.
- 奥村康昭, 1983. 湖流観測を目的とした自記式流向流速計(3). 大阪電気通信大学研究論集「自然科学編」, 19号, 1-22.
- STURM, M. and A. MATTER, 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland) : Deposition of clastic detritus by density currents. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 2, 147-168.
- WEIRICH, F., 1986. The record of density-induced underflows in a glacial lake. *Sedimentology*, 33, 261-277.
- WUNDERLICH, W. O. and R. A. ELDER, 1973. Mechanics of flow through man-made lakes. In W. C. ACKERMAN *et al.* (ed.), *Man-Made Lakes : Their Problems and Environmental Effects*, 300-310, *Am. Geophys. Union*, Washington, D. C..