

## 仲間と歩んだ40年間の土砂災害・土砂資源に関する研究

### Research on Sediment Disasters and Sediment Resources for 40 Years with Colleagues

藤田正治

Masaharu FUJITA

京都大学名誉教授

Professor Emeritus, Kyoto University

#### Synopsis

For 40 years, I have mainly researched about sediment transport and sediment disasters. Also, I was very interested in the research on sediment management including habitat conservation in rivers based on transport hydraulics. This paper summarizes 40 years of stories on the research and describes what I want to convey to young researchers.

**キーワード:** 土砂災害, 土砂資源, 流砂, 河床変動

**Keywords:** sediment disaster, sediment resource, sediment transport, bed variation

#### 1. はじめに

学部3回生の時(1979年)土木工学セミナーという科目があり, ガイダンス担当の池淵周一教授から「水工学に関して興味のあることを書きなさい」と言われ, 「ダム堆砂」と書いたところ, 「君は防災研究所の芦田和男教授のところで勉強しなさい」と告げられた。今から思うと, これが土砂水理学や土砂災害の研究のスタートラインに立ったときであった。その後, 芦田研(防災研究所砂防研究部門)で卒業論文, 修士論文, 博士論文を執筆し, 1985年4月から1987年9月まで助手を務めた。その後, 1995年9月まで鳥取大学工学部土木工学科水工学研究室(道上正規教授), 2002年6月まで京都大学農学研究科森林科学専攻山地保全学研究室(水山高久教授)に勤務し, 2002年7月に防災研究所に戻った。2003年3月までは水災害研究部門土砂流出災害研究分野(高橋保教授), 2003年4月から同分野(井上和教授), 2005年4月からは流域災害研究センター流砂災害研究領域で研究を行った。防災研究所では一貫して砂防研究部門の流れをくむ研究室に所属した。

さて, 40年間の研究を振り返ると, 流砂に関する基礎研究から始まり, 土砂災害や河川環境の課題について, その時々々の社会のニーズを見ながら諸現象の本質を考えて研究を行ってきた。最後は土砂災害の防止軽減に対して, いかに社会貢献できるかということ意識しながら研究を進めた。また, 最近十年くらいは, 土砂資源というキーワードをもって研究を進めた。講義において, 土砂は災害の原因か, それとも重要な資源かと聞くと, 日本人の学生はほとんど災害の原因と答えるのに対し, 東南アジア等の留学生は両面あると答える学生が多かった。土石流, 崩壊, ヘドロ, 濁水など土砂移動現象は怖い, 汚い, 臭いという印象で, テレビなどのマスコミでは土砂災害という言葉が日常茶飯事に使われ, わが国では一般的に土砂に対するマイナスのイメージが強いことが反映された結果であろう。しかし, 土砂は水とならび昔から重要な資源である。今から25年ほど前, 流砂系総合土砂管理の必要性が指摘され, 安全, 利用, 環境の観点からいくつかの河川で土砂管理計画が立てられたが, 持続性があるかどうか疑問であった。土砂を資源の視点で考えているうち

に、持続可能な土砂管理のためには土砂を資源として扱うことが重要であるという考えに至った。このことは研究生活最後に伝えたかったことの一つであるので、本稿はもちろん土砂災害に関する研究の記述が大半を占めるが、土砂資源というキーワードもタイトルに付け加えて少し述べることにした。

これまで複数の研究室に異動し、転勤が多かったことは大変であったが、色々な研究分野の研究仲間と交流し、異なる大学や学部の学生と知り合い、地域の行政関係者や技術者と出会うことができ、何よりもわが国の第一線で活躍されている先生方の教えを受けることができたのは私の宝である。本稿は私が関わってきた先生や研究者を紹介しながら40年の研究を振り返り、研究生活の締めくくりとして、もしかすると若手研究者や学生の方の今後の研究に役立つかもしれないとの思いで、私の研究内容や考え方などを書き記した。

## 2. 学生時代

### 2.1 研究のスタートライン

卒業論文のテーマはスリットダムの土砂流出調節効果に関する研究であり、澤井健二先生（当時、芦田研究室助手）に指導していただいた。宇治川水理実験所の屋外にあった長さ約20m、幅50cm程度の水路を使って、一袋30kgの珪砂を数十袋流す実験で、12月の実験所は水槽の水が凍るほど寒く、寒さ対策が大変であった。スリット砂防堰堤の模型を設置して、その上流の堆砂過程とダムからの土砂流出過程について計測し、この過程を流砂理論に基づいて解析し、両者を比較するという内容であった。今から思えば、卒論でいきなり砂防分野の研究のスタートラインに立っていた。当時は研究室にPCはなく、河床変動の数値計算は今ほど気軽にできなかったのので解析的に河床変動を計算した。今は河床変動の汎用ソフトもあり便利と言えば便利だが、少なくとも流砂や河床変動の理論をしっかり学び、実際の流砂現象を観察してから数値計算してほしいものである。

### 2.2 微細砂の浮遊限界と浮遊砂量

修士課程では、内地留学されていた岡部健士先生（当時徳島大学助手）に指導していただいた。研究は木製水路の製作から始まったが、幅一定の底面に凹凸の少ない直線水路の製作は岡部先生のノウハウと製作技術の賜物であった。木製水路のため色々な細工が容易で、修士論文では底面から流砂採集装置、博士論文では河床から可視化のための染料の注入するための装置、河床砂の浮上率の実験ためにポリスチレン粒子を河床から供給するための装置を設

置することができた。

修士論文では、珪砂6, 7, 8号を篩って 44~74 $\mu$ 、88~105 $\mu$ 、105~125 $\mu$ 、125~149 $\mu$ 、149~177 $\mu$ 、297~420 $\mu$ の6種類の一樣粒径の微細砂を準備するところから始まった。このような一樣な微細砂を作るのにひと夏を要した。

研究の目的は、一樣に敷かれた微細砂の浮遊限界や掃流限界を明確にし、浮遊砂量や掃流砂量の算定式を求めるもので、流砂の基礎的研究であった。

Fig.1は修士論文で得られた最も興味深い結果であり、粒径 $d$ と沈降速度(Rubeyの式)および岩垣の掃流限界摩擦速度  $u_{*c}$  (岩垣, 1956) の関係、浮遊し始めるときの摩擦速度  $u_{*so}$  と浮遊砂が活発になり始めるときの摩擦速度  $u_{*st}$ 、掃流限界摩擦速度の実験値を示したものである(芦田・藤田, 1986a)。従来、浮遊砂が発生する限界の摩擦速度  $u_{*s}$  は沈降速度  $w_0$  にほぼ等しいということが知られていた。この考え方によると、Fig.1よりおよそ粒径100 $\mu$  (0.01cm) より大きい砂は摩擦速度が増加すると静止→掃流→浮遊へと遷移するのに対し、小さい砂は静止→浮遊→掃流へと遷移することになる。したがって、100 $\mu$ 以下の砂は主に浮遊形態で輸送され、このような微細砂はウォッシュロード（浮遊形態の砂の内、河床材料には含まれないもの）になることが示唆される。

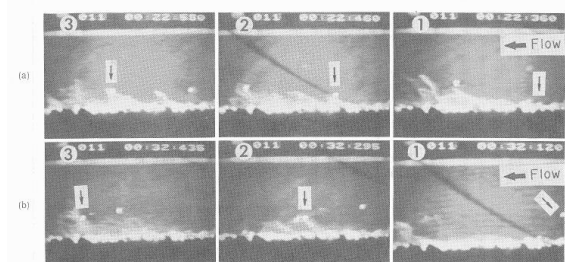


Photo 1 Visualization of upward flows near a channel bed, a picking up process of a particle on the bed, and a resuspension process of a falling particle

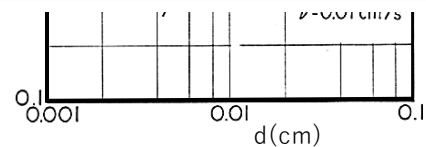


Fig.1 Theoretical and experimental threshold shear velocities of bed load and suspended load of fine sands

一方実験データを見ると、一樣砂の掃流限界摩擦速度は岩垣の式とほぼ一致しているが、粒径100 $\mu$ 付近を境に浮遊限界の特徴が異なっている。すなわち、100 $\mu$ より大きな砂は従来の考察の通り静止→掃流→浮遊へと遷移しているが、小さい砂は静止→掃流→浮遊へと遷移し、掃流から浮遊へは急に遷移する。

これは、100 $\mu$ 程度の微細砂の一樣砂では移動限界付近では水理学的滑面の条件になり、微細砂は粘性底層の中にあるため浮上しにくい、掃流し始めて存在高さが少し高くなると急激に浮遊砂が発生する。従来の流砂量式や掃流砂量式は粗面を対象にしているので、水理学的滑面の場合に適用する場合は、式の導出過程で滑面の抵抗則や河床付近の乱れ特性を考慮しなければならないことが示された。

### 2.3 河床砂の浮遊機構と浮遊砂量の算定

博士課程では芦田先生の指導の下、修士論文に続き浮遊砂の研究に取り組み、乱流発生機構と浮遊砂の運動機構の関係について検討した。江頭進治先生（当時、芦田研究室助手）、宮本邦明先生（当時、防災研究協会研究員）には貴重な助言をいただいた。当時、乱流の可視化実験技術の向上やより時間解像度の細かい高速ビデオ撮影技術の発展を背景として、この課題に興味を持つ研究者が国内外に多く、流行りの研究であった。

浮遊砂の研究は古くからなされているが、本研究の特徴は、河床砂の浮上過程とその後の浮遊過程を乱流構造との関係でモデル化し、河床砂の浮上量の算定法を提案するとともに、ラグランジュ的手法で浮遊砂濃度分布を算定する手法を導いたことである（芦田・藤田，1986a；芦田・藤田，1986b）。その中で、浮上過程に大きく影響する揚圧力の確率分布や河床の礫の遮蔽効果についても明らかにした。

Photo 1は、河床にあるポリスチレン粒子が河床付近の乱流発生機構であるバースティング現象のエジェクションによる上昇流によって浮上する様子や沈降してきたポリスチレン粒子が上昇流で再浮上する様子を撮影したものである。撮影と解析には、耐水システム研究室（高橋保教授）が購入した高速ビデオ（毎秒200フレーム）と芦田先生が購入した画像解析措置（入力画面を重ね合わせることで浮遊砂の軌跡が描ける）を使った。どちらも最先端の機器で、これらの機器のおかげで研究が遂行できた。

映像から河床の砂粒子が河床付近で上昇流が発生する時の揚圧力の作用で河床を離脱し、そのまま浮上し浮遊過程に入り、その後、鉛直上向きの乱れと下向きの乱れによる流体力で浮遊するというモデルを構築した。砂粒子の運動方程式にはTchenの式（Hinze，1959から引用）を用いて解析し、揚圧力、乱れ速度による流体力の確率分布特性や乱れの寿命時間を考慮することで、浮遊砂の存在高さの確率分布を求めた。

博士論文では、浮遊砂量を求めるために河床砂の浮上率のモデル化も行った。河床で作用する揚圧力は滑面か粗面で大きく異なるので、その標準偏差

$F'_{Lo} = c\rho u_*^2 d^2$ に含まれる揚圧力係数 $c$ は砂粒レイノルズ数の関数であるとした。ここに、 $d$ ：砂の粒径、 $\rho$ ：水の密度である。この関係式は Einstein の研究や実験値を参考に Fig.2 のような関数とした。また、粗面では河床の粗礫が河床の砂の運動に遮蔽効果を

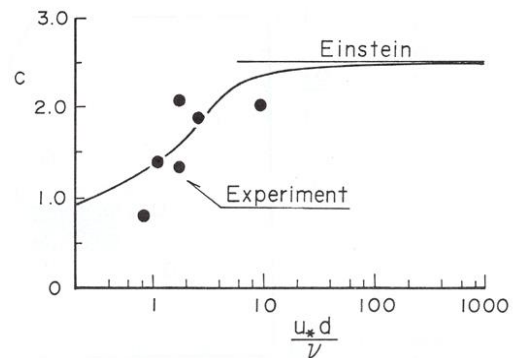


Fig.2 Relationship between the coefficient  $c$  and the particle Reynolds number

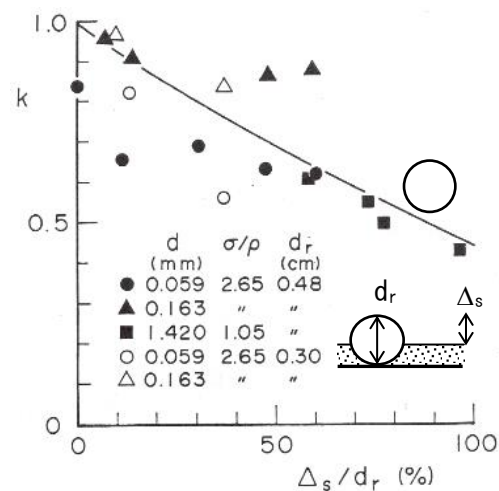


Fig.3 Sheltering effect of bed gravels

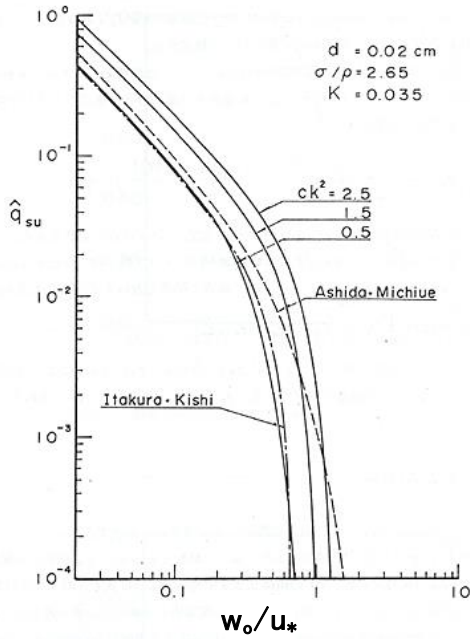


Fig.4 Pick-up rate of sands on a riverbed

もたらず. 遮蔽係数 $k$ はシンプルに粗礫の中の砂の存在高さ $\Delta_s/d_r$  (Fig.3 参照) の関数として Fig.3 のように与えた. 遮蔽係数を考慮すると, 摩擦速度が $ku_*$ と表される. 河床砂に作用する揚圧力は, 平均0, 標準偏差 $F'_{Lo} = cpk^2u_*^2d^2$  の正規分布に従うとし, 力のつり合いや力積方程式から浮遊限界摩擦速度および浮上速度を求め, 浮遊砂が発生し始めるときの摩擦速度 $u_{*so}$ を式(1), 浮上率 $q_{su}$ を式(2)のように求めた. 両式とも揚圧力係数や遮蔽係数がパラメータとして入る.

$$\frac{u_{*so}^2}{(\sigma/\rho - 1)gd} = \frac{\pi}{18} \frac{1}{ck^2} \quad (1)$$

$$\hat{q}_{su} = \frac{q_{su}}{\rho\sqrt{gd}} = \frac{2}{3} K \sqrt{\frac{\pi\sigma}{6\rho}} I \quad (2)$$

ここに,

$$I = \int_{\eta_0}^{\infty} \frac{u_*}{\sqrt{gd}} \sqrt{ck^2\eta - \frac{\pi}{8}C_{Do}\xi_o^2} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}\eta^2\right) d\eta$$

$\eta_0 = (\pi/8)C_{Do}\xi_o^2/(ck^2)$ ,  $\xi_o = w_o/u_*$ ,  $C_{Do} = 2 + 24\nu/(w_0d)$ ,  $\nu$ : 動粘性係数,  $\sigma$ : 砂の密度である.

Fig.4 は式(2)の浮上率と芦田・道上(1970), Itakura・Kishi(1980)の式比較している. 式(2)と従来の式は同様の傾向があるが, 浮遊限界付近で式(2)は急減している. ついで, 浮遊砂の基準点濃度を $C_B = q_{su}/w_o$  という関係から求めると Fig.5 のようになる. 同図には実験データも示されている. 式(2)は粒径がパラメータになっており (Itakura・Kishiの式も粒径別の式), 浮遊限界がよく表現できていることがわかる. 提案した式は, 粗面や滑面で

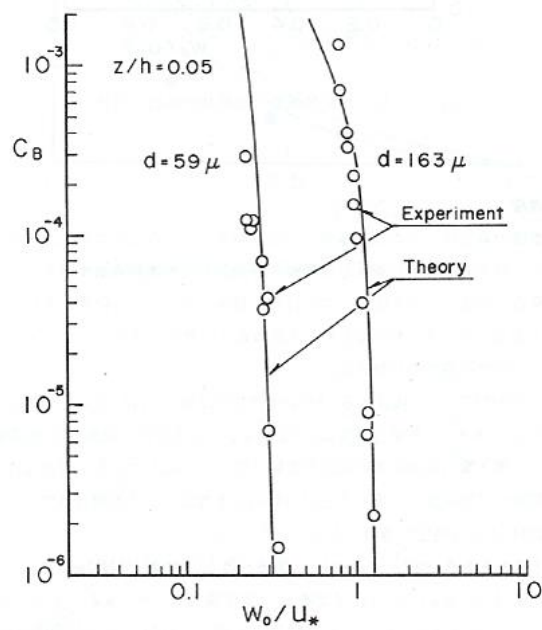


Fig.5 Concentration at a reference level

も適用でき, また, 遮蔽効果も考慮できることから汎用性が広い.

### 3. 鳥取大学時代

#### 3.1 道上正規先生の教え

博士課程修了後, 防災研究所で2年間助手を務め, その後鳥取大学の道上正規教授の研究室に異動し, 8年間勤務した. 表層崩壊の予測手法 (Michiue・Fujita, 1990), 貯水池内のウォッシュロードの堆砂に関する研究 (道上・藤田・三木, 1992), 急流河川の堆砂の数値計算法 (日下部・道上・藤田・檜谷・宮本, 1996), さらに河川環境の問題に研究の幅を拡げることができた. 道上先生は日ごろから「専門の研究はもちろんのこと, 専門外の仕事もした方がいい」と言われ, 「鳥取県の道路や鉄道の交通網整備が県外地域との移動利便性に及ぼす効果の解析」なども行った. その時は「何でこのような研究を」と思ったが, 若いときには色々な分野に視野を広げておくことが将来色々な意味で役に立つと今では思う. 最近は若手研究者の評価が厳しく, 業績に繋がらないことを避けようとする雰囲気があるが, いい研究者を育てるという意味では, 意味のある雑用なら積極的に取り組むべきであろう.

#### 3.2 表層崩壊の発生予測に関する研究

道上研究室に入ったころ, 科学研究費で表層崩壊の発生機構と予測手法に関する研究プロジェクトが進められていた. 異動して早々このプロジェクトに

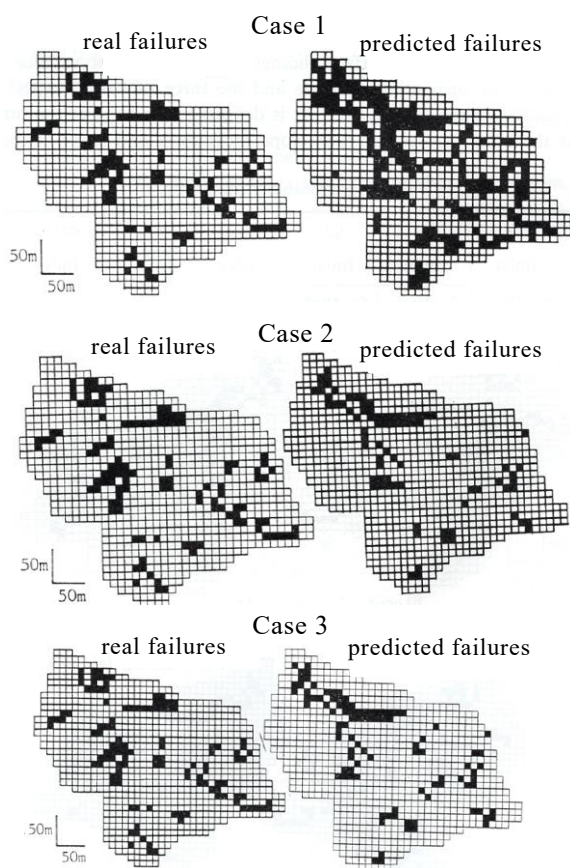


Fig.6 Comparison between observed locations of slope failures and the simulated locations (Case 1: standard permeability, Case 2: 10 times higher than the standard permeability, Case 3: Case2+lateral seepage)

参加して、表層崩壊の予測手法について研究を進めた。Fig.6のCase 1は、実際の表層崩壊の場所をシミュレーションで再現しようとしたものであり、透水係数などのパラメータは標準的な値か現地調査で得られた値を用いた。実際の崩壊とシミュレーション結果を比較すると、計算では崩壊発生数が過大評価され、十分精度の良い計算とは言い難い。

当時、このようなシミュレーションによる崩壊発生時刻が実際の時刻より遅くなるのが指摘され、それは土層中の大孔隙の効果を考慮していないからだと言われていた。また、本モデルでは、斜面内の不飽和帯で降雨の浸潤線の鉛直方向の降下過程しか考慮していなかった。不飽和帯でも斜面方向に浸透するので、その効果も考慮する必要があった。Fig.6のCase 2はが大孔隙の作用で透水係数を10倍にした場合、Case 3は不飽和透水係数を導入した場合である。多少実際の崩壊の再現性はよくなっているが、以上のような工夫をしても再現精度はこれらの図の程度であり、このような手法の限界を感じた。約15年後、再び流域規模の表層崩壊の予測モデルを構築

するが、鳥取大学でのこの研究が崩壊予測に関する一つの考え、すなわち、個々の崩壊場所を精度よく予測することに精力を払うより、斜面規模ではなく流域か地区の規模での崩壊リスク情報を、崩壊シミュレーションを通して作る方が防災に役立てることができるのではなかという考えに達した。

### 3.3 河床変動の数値計算

道上研究室では1次元および2次元河床変動計算による研究が盛んで、わが国でも最先端の研究を行っていた。その中心的役割は檜谷治氏(当時、助教授)が担っていた。彼の数値計算モデルを使って、下記のような研究を行った。

まず、貯水池堆砂対策として、今では排砂バイパストンネルは一つの有望なメニューとなっているが、その先駆けは1998年運用開始の十津川水系旭川の旭ダム、2005年から運用の美和ダムのバイパストンネルであろう。美和ダムの排砂バイパストンネルの効果を検証するために、堆砂計算が実施された(道上・藤田・三木, 1992)。美和ダムへの流入土砂は100 $\mu$ 以下のシルトや粘土が主体であり、美和ダムでの堆砂計算では博士課程で提案した浮上率の式(2)が活かされた。この計算は排砂バイパストンネルの効果の検討に役に立った。

ついで、山地河川は常流と射流の混在流れとなるため、通常の差分計算の適用は非常に難しい。当時、このような場で力を発揮するマッコーマック法が注目されており、我々も砂防堰堤の上流域の射流から常流へ遷移する場の堆砂計算にこの手法を適用した(日下部・道上・藤田・檜谷・宮本, 1996)。この時の成果は、山地河川における河床変動の数値計算法(砂防学会編, 2000)に収められている。

### 3.4 浮遊砂の沈み込みモデル

粗面上の浮遊砂の実験を学生に頼んだところ、学生から「給砂しても浮遊砂がなくなってしまう」という不可思議な報告を受けた。詳細を学生に聞いたところ、礫を厚く敷いて細砂を供給したところ、河床に沈降した浮遊砂が礫層にすべて沈み込んだということであった。これは誰も着目していない新たな研究ネタである。予定を変更して浮遊砂の沈み込みの実験とシミュレーションを行うことにした(道上・藤田・北川・三村, 1994)。

Fig.7は粒径3.7mmの礫で作った5cmの礫層に粒径 $d=0.17\text{mm}$ の細砂を供給し、砂が十分沈み込んだ状態の礫層中の細砂の割合を調べたものである。清水と流水の条件で実験を行った。細砂が礫径の十数倍以上の深さまで沈み込んでいることがわかる。また、

流水の作用でより多く沈み込むこともわかった。さて、粒径 $d_r$ の礫からなる層の中を砂が沈み込むためには適当な大きさの空隙が必要である。その代表スケールは  $l_s = 0.49d_r\lambda^{1/3}$  と近似できる。ここに、 $\lambda$ : 礫層の空隙率である。実験により、礫層を一層の厚さが礫の粒径程度とする多層としたとき、砂が各層を落下する確率は  $d/l_s$  の関数となる。実験をした結果、 $\lambda=0.4$ のとき、 $d/d_r < 0.02$ のとき沈み込む確率は1、 $d/d_r < 0.6$ のとき0となった。このような知見を使って、礫層に浮遊砂を供給したときの非平衡・非定常の浮遊砂濃度分布を数値計算する方法を提案した。この研究は後の空隙率の変化を考慮した河床変動計算の研究に繋がるもので、学生から思いがけないヒントをもらい興味深い研究ができた。

### 3.5 河川環境の研究

学位論文をまとめたあと数年間はその続きで何とか浮遊砂に関する研究課題を見つけることができたが、その後、研究課題を見つけるのに困った。その時道上先生が「藤田君は川遊びが好きだから河川環境の研究をしたらどうだね」と言われた。それまで、流砂の研究は治水や利水、土砂災害の問題解決のために行うものだと考えていたが、よくよく考えると水生生物の生息場や河川景観としての河床形態は流砂が作っているのだから、河川環境の問題にも土砂水文学の研究者の活躍の場があると考えようになった。道上先生の助言で研究の幅が大きく広がった。

河川環境の研究は多様であるが、魚釣り好きということもあり淵の研究を始めた。釣りをする者なら淵の周辺は色々な魚類の好適場であることを知っており、多自然型川づくりのためには淵の研究は重要であると考えた。淵に関する分類は河川生態学分野でいち早く行われており、堰の下流(S型)、岩の周辺(R型)、湾曲部(M型)、ダムの下流(D型)と名付けられている。多自然型川づくりにこの知見を活かすことができるが、この分類では水量との関係が明確でないため河道設計には不向きである。淵は土砂水文学で言う局所洗堀だから土砂水文学的に分類できる。Fig.8は河川形態に見られる淵を分類したもので、これらの河川形態は土砂水文学的に形成条件が明確であるので河川環境の設計に活かせる(藤田・道上, 1995)。

水生生物の生息場物理環境の研究に対する土砂水文学の貢献は、生息場の形成、変形、破壊、再生のプロセスを科学的に追跡することである。たとえば、山地河川では階段状河床形態が一般的な河床形態であり、水生生物の生息場となっているが、この構造の形成から変形、破壊、再生の過程は土砂水文学の

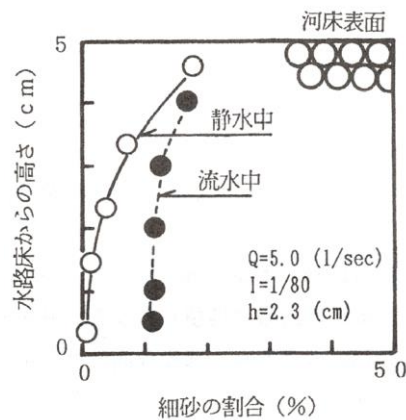


Fig.7 Deposition of fine sands in a gravel layer with a large porosity

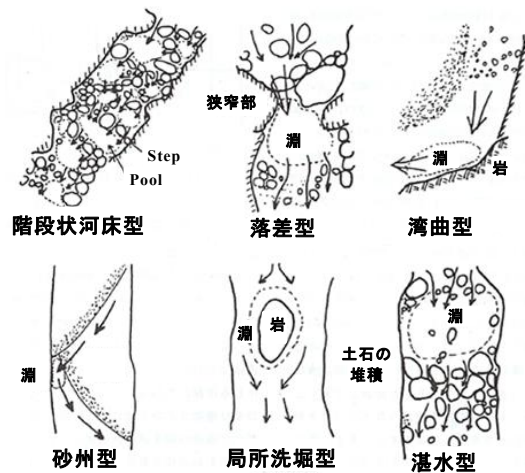


Fig.8 Classification of pools found in riverbed morphology

知見から検討することができる。階段状河床形の土砂水文学的研究は芦田・江頭・安東(1984)により進められ、① 河床材料が混合砂であること、② 流れが射流で反砂堆が形成されること、③ 初期河床の平均粒径程度かそれより大きな粒径の礫が移動して、分級現象が活発であること、④ 最大粒径程度の礫は移動しないこと、以上が階段状河床形の形成条件である。階段状河床形が形成されると抵抗が増加し、それを考慮した流れにおいて最大粒径の礫が移動すると階段状河床形は破壊される。Fig.9は鳥取県千代川のいくつかの支川に対して、1年確率洪水流量、5年確率洪水流量、20年確率洪水流量に対する $h/d_m$ および $\tau_{*m}$ を示したものである。ここに、 $h$ : 水深、 $d_m$ : 平均粒径、 $\tau_{*m}$ : 平均粒径に対する無次元掃流力である。図には、上記の②の条件(点線)、③の条件(太線)、④の条件(一点鎖線)が描かれている。また、ステップの構成材料の10%粒径の移動限界も引かれている。5年確率の洪水流量のときどの支川でも階段状河床形の形成領域に入り、20年確率の洪水ではステップの最大粒径は移動しないが、それより

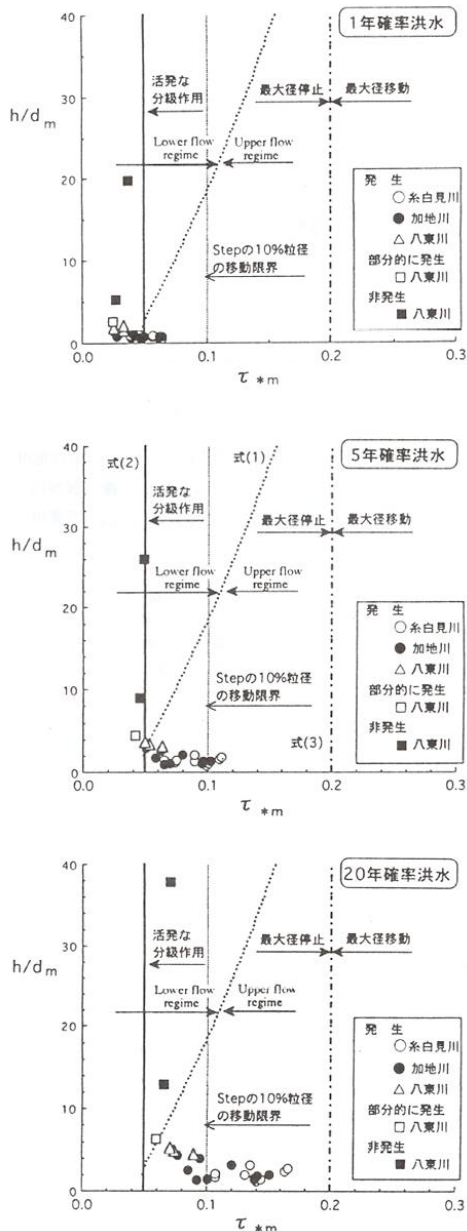


Fig.9 Conditions on formation, deformation and destruction of step-pool river morphology

も小さい粒径が移動することを示している。Fig.10は階段状河床の波長の実測値と反砂堆の波長(Kenedy式)を比較したもので、5年確率流量の時両者はよく一致している。以上より、5年確率洪水の時、階段状河床形の構造が形成され、20年確率程度の洪水で変形、数十年確率程度の洪水で破壊することが示された。

#### 4. 私を育ててくれた穂高砂防観測所

##### 4.1 砂防研究の原点

穂高砂防観測所は、山地流域の降雨流出・土砂流出に関する観測研究を五十数年実施している世界唯

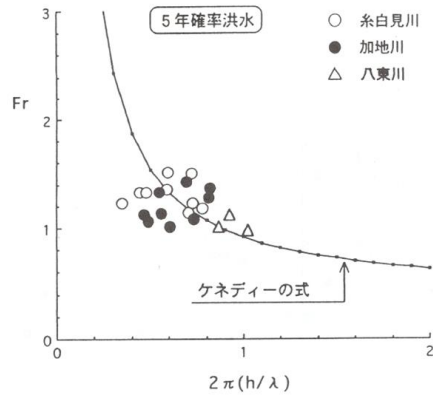


Fig.10 Wave length of step-pool river morphology

一ともいえる観測所である。来訪者は多く、学生の講義や研究、民間との共同研究などを実施している。また、高校生の学習の場、技術者の研修の場としても有効活用されている。海外の研究者も防災研究所には行ったことはないが、穂高砂防観測所に行ったことがあるという研究者も少なくない。2015年には、観測所の堤大三准教授を事務局長として、GRAVEL BED RIVERS 8というワークショップが開催された。1980年から5年おきに開催している伝統のあるワークショップで、これまで英語圏の国でしか開催されていなかったが、初めてアジアで開催された。ヨーロッパ、アメリカ、オセアニア、アジアの礫床河川の研究者や学生が高山市に集まった。

この穂高砂防観測所に博士課程の学生の時からしばしば訪問し、観測所常駐の澤田豊明准教授から現地観測の楽しさ、困難さ、厳しさ、課題などの話を聞かされた。観測研究の成果については、机上で土砂水理学を学んできた者にとっては、目から鱗が落ちるようなものが多く興味深かった。澤田先生は、「溪流の流砂量と流量の関係は一義的ではなく、季節的に変化する」と言われ、ならば流砂量式は何なのかと思ったことがある。土砂は崩壊や侵食現象により生産されると考えていたが、「凍結融解作用で土砂は生産されるんだよ」と言われ、降雨量と土砂生産の関係だけでは計り知れない現象があることを学んだ。後々の研究のきっかけになるようなことを多く教えられた。

穂高での本格的な研究は鳥取大学時代で、河川の淵の研究の一環として、比較研究のため観測所近くの蒲田川の階段状河床形の変動を1994年から1997年にかけて調べた。その後、足洗谷、ヒル谷、そして源流へと研究の対象はどんどん上流から源流に向かった。学生の頃、どこまで登ってもきりがなかった。学生の頃、どこまで登ってもきりがなかった。源頭部まで行くと大きな岩とともに研究の種がごろごろ転がっていることに気づいた。

## 4.2 蒲田川の階段状河床形の変化

鳥取大学時代、階段状河床形の基本構造の波長は5年確率程度の洪水流量に対する反砂堆の波長に対応しており、20年確率の洪水ではステップの構造が変形することが示された。比較研究をしたいという理由で、学生時代よく訪れていた穂高砂防観測所を基地として、蒲田川の階段状河床形の変動について調査した(藤田・道上・澤田, 1999)。現地調査にじっくり取り組むには、穂高砂防観測所のような基地が必要である。調査方法は平板測量による階段状河床形の平面図の作製である。大学で講義・実習を担当していた測量技術の応用であったが、今であればUAVで簡単に測量できる。しかし、このような古典的な方法では、一つ一つのステップ構造を見ながら測量するので、現場の状況がよく理解できるという利点もある。古典的方法侮るなかれである。

Fig.11に調査結果を示す。1994年7月27日の数年前の洪水流量は5年確率から10年確率で、階段状河床構造の大きなステップと小さなステップが形成された。それ以降1996年10月9日までは10年確率の洪水の作用を受けて小変形しているが、ステップの位置はほぼ保たれていた。それから1997年9月30日までに、比較的大きな洪水を受け流路が拡幅した。ステップを構成する側岸の石が流れたため、1996年10月9日時からステップ構造は変形しているが、その形はほぼ維持されている。このような結果は鳥取県の千代川での調査結果とよく一致した。

## 4.3 ヒル谷堰堤からの排砂 —いわゆる土砂出し—

穂高砂防観測所の試験流域であるヒル谷流域には、流量や水質、流出土砂量などの観測のための堰堤(Photo 2)が設置されている。年によって変動するが、

この堰堤には平均すると50m<sup>3</sup>ほどの土砂が堆積する。観測の継続のために観測所の澤田先生、当時技術職員の志田正志氏がこの堆積土砂の排除を行っていた。いわゆる「土砂出し」であり、堰堤の排砂門から堆積土砂を排除する。堰堤に近い個所にはシルトや粘土の硬い堆積層と落ち葉の堆積層があり、その上に砂礫が堆積している。1年間の堆積過程がよくわかった。排砂門を開けると砂礫層は水位低下によって排砂されるが、シルトや粘土、落ち葉の層が現れると侵食が進まなくなる。後は大変な力仕事が続いていた(Photo 2)。

2000年ごろ、この土砂出し作業を手伝ったとき、これを堰堤と観測機器の維持管理のための作業にとどめておくのは勿体ないと思った。善は急げ、いくつかのアイデアを澤田先生と相談した。貯水ダムからの排砂の問題が大きく取り上げられ始めたときであったので、多くの技術者や学生に排砂現象と排砂後の下流域の状況を見てもらう企画を立てた。そこで、澤田先生が理事長で、私も参加しているNPO法人山の自然文化研究センターの行事とした。また、排出土砂の移動とそれに伴う生息場や魚類、水生生物への影響に関する調査は新規性のある研究であるので、当時私が在籍していた水山研究室の学生たちと研究を進めた。

Photo 3は排砂後の河道の状況の変化を示したもので、アーモアコートの発達した平坦部とプール部の写真である。平坦部は一旦アーモアコートが土砂で覆われ、排砂後徐々に回復している。プール部は一旦土砂で満杯になり、その後徐々に回復する。

このような排砂時の下流域の土砂移動現象や河床変動について、実態調査と数値計算の研究を立ち上げた(藤田・澤田・水山・木下, 2000)。研究のポイントは2点である。最初の点は、アーモアコートが

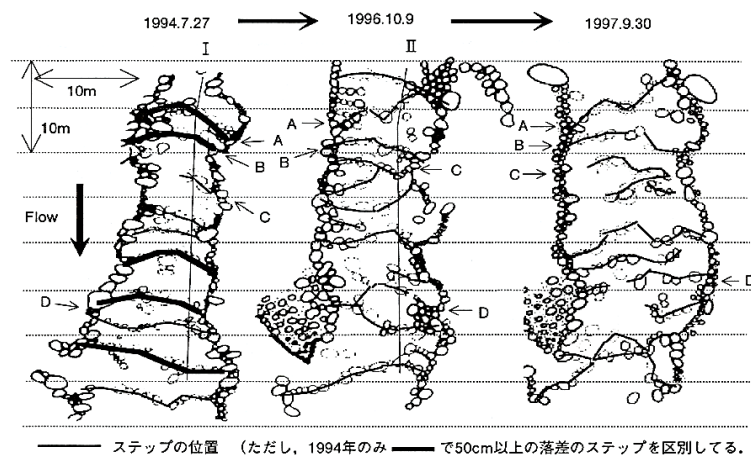


Fig.11 Variation of a step-pool morphology in a section of the Gamata River from 1994 to 1997





Photo 2 A Check dam in Hiru-dani valley



Photo 3 Sediment movements on a rather flat riverbed with an armor coat, and deposition and erosion processes in a step-pool structure

十分発達した比較的フラットな個所とプールが連続した河道に、アーマーコートの平均粒径より小さい土砂を供給したときの供給土砂の移動特性の解明である。二点目は、この移動特性が説明できる数値計算モデルの構築である。モデル化において、アーマーコートの空隙を埋めながら土砂が通過し、もとのアーマーコートに戻る過程、プール部に土砂が堆積し、その後侵食して元に戻る過程を表現することが興味の対象である。Fig.12, 13は堰堤の下流域の平面図と縦断図を示したものである。平均勾配は0.125である。この区間のすべてのプールの位置とプールの土砂の貯留容量や幅、アーマーコートの平均粒径を事前に調査した。

まず、供給土砂の移動過程の特徴は、土砂の堆積堆がフロントを形成して徐々に下流に進行するということであり、山地河川の流砂の特徴の一つである。アーマーコートの発達した平坦区間では、流量と上流からの流入土砂量に応じてアーマーコート内の最大堆積厚、排砂後の侵食過程が終了したときの最小堆積厚が決まる。流量が小さく土砂供給量が多い時には、Photo 3のようにアーマーコートを完全に覆いつくす。ついで、プール部では、流量とプールへの流入土砂量に応じて堆積土砂量は決定され、流入土砂量が一定であれば流量が大きいほど堆積土砂量は小さい。

以上のようなプールとアーマーコートの発達した河道における土砂移動について解析するために、河道を実態に合わせてFig.14のようなプールと平坦河床の連続構造としてモデル化した。アーマーコート部の河床変動は、式(3)のようにアーマーコートの空隙率を考慮して定式化した。ここに、 $d_r$ ：アーマーコートの平均粒径、 $\lambda_r$ ：アーマーコートの空隙率で、アーマーコートの礫は移動しないものとし、そ

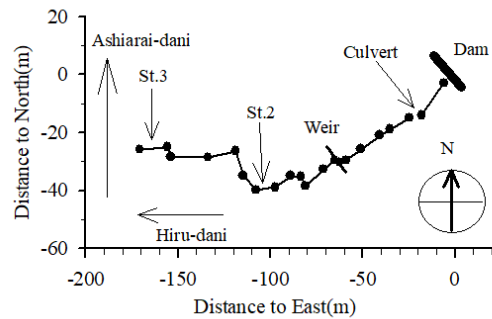


Fig.12 Plane view of Hiru-dani valley downstream of the dam

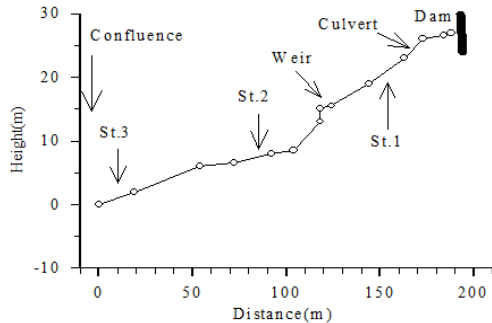


Fig.13 Longitudinal profile of Hiru-dani valley downstream of the dam

こに粒径 $d$ 、空隙率 $\lambda$ の砂が流入してくるものとした。アーマーコート中の掃流砂量はFig. 3の遮蔽係数を考慮した。

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{B\lambda_r(1-\lambda)} \frac{\partial}{\partial x} (B_s q_B) = 0 \quad (3)$$

ここに、 $x$ ：流下方向の軸、 $z$ ：土砂の堆積厚、 $B$ ：水路幅、 $B_s$ ：流れ幅、 $q_B$ ：掃流砂量である。各アーマーコート部への流入土砂量は一つ上流のプールからの流出土砂量とする。

次にプール部の堆積土砂量は、そのプールからの

流出土砂量と一つ上流のプールまたはアーマールコート部から流出土砂量の差で決まるので、プールからの流出土砂量の算定式が必要になる。従来、流出土砂量について、澤田(1985)は落水脈の河床における流速に支配されるとし、半理論的にプール出口の単位幅流出土砂量 $q_{so}$ の式を下記のように提案している。

$$\frac{q_{so}}{\sqrt{sgd^3}} = A \left\{ \frac{7.207\alpha^2 q^{3/4}}{sgd(0.745V_w^{1/2} + 0.37q^{2/3})} \right\}^{6.62} \quad (4)$$

ここに、 $A$ ：係数、 $q=Q/B_{in}$ 、 $s=\sigma/\rho-1$ 、 $Q$ ：流量、 $B_{in}$ ：プールの入り口幅、 $V_w$ ：土砂貯留容量(土砂堆積のためのプールの空き容量)、 $d$ ：砂の粒径、 $\sigma$ ：砂の密度、 $\rho$ ：水の密度、 $g$ ：重力加速度で、 $A=2.015 \times 10^{-6}$ 、 $\alpha=0.41$ (m-sec単位)である。 $\alpha$ は元の式には考慮されていないが、プール幅はプール入り口幅より大きく、底面速度も小さくなることを考慮して導入した。式(3)をFig.15に図示する。

Fig.16は左と右で異なる水理条件での土砂堆積の計算結果である。アーマールコートの礫の粒径は10cm、供給土砂の粒径は3mmとした。左側(Exp.IV)は流量 $0.049\text{m}^3/\text{s}$ 、単位時間排砂量 $5.55 \times 10^{-3}\text{m}^3/\text{s}$ (この内、浮遊砂成分は40%)の条件で、Case 1は同様の条件で流量のみ $0.15\text{m}^3/\text{s}$ と大きくした。

まず、Fig16上図はアーマールコート部の河床変動を示したもので(ぎざぎざの下の点はプールの位置である)、一旦アーマールコートが砂で覆われるが、排砂後最終的にアーマールコート内まで侵食が進行し終了している。また、流量が大きい方が最大堆積厚は小さく、最終的な堆積厚も小さい。Fig.16の下図はプールの土砂貯留容量の変化を示したもので、流量が小さい方はプールが満砂し、排砂後徐々に回復するのに対し、流量が大きいとプール内の堆積量は小さく、排砂後すぐに元の状態に回復することがわかる。プールの回復については、藤田・水山・澤田・新原(2005)がヒル谷での調査研究により、小さいプールから回復することなど興味深い知見を示している。

以上のような研究成果は山地河川の土砂移動現象の解明だけでなく、河川環境への影響が小さい水理条件、排砂条件の決定に利用できるものである。

#### 4.4 生息するイワナへの影響

ヒル谷には魚類ではイワナ、その他何種類かの水生昆虫が生息している。4.3のような排砂を行うと当然これらの生物にも影響する。排砂に伴う魚類への影響を評価するために、Fig.17のようなモデルの構築を図った。影響の原因は水質の変化と土砂の移

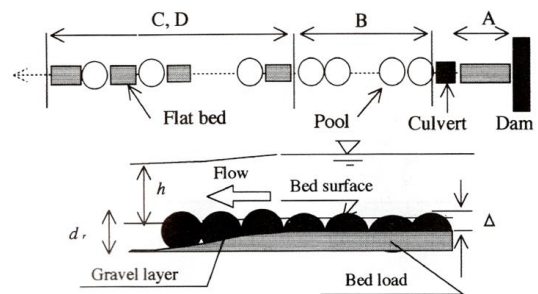


Fig.14 A model of a sequential structure of pools and flat riverbeds covered with armor coats

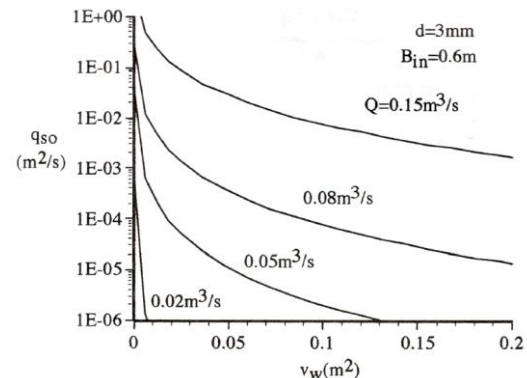


Fig.15 Relation between sediment discharge from a pool and the storage capacity per unit width for sediment

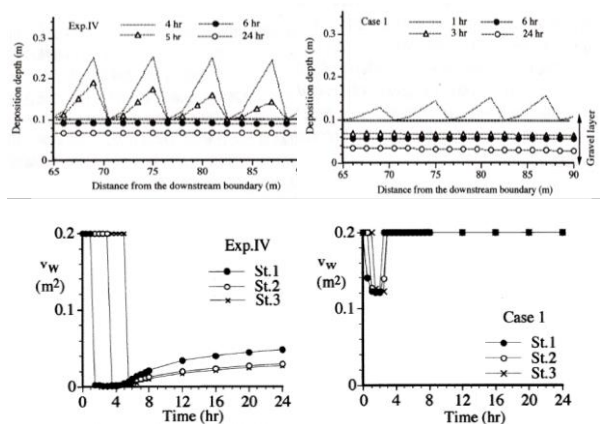


Fig.16 Simulation of sediment deposition on flat riverbeds and pools

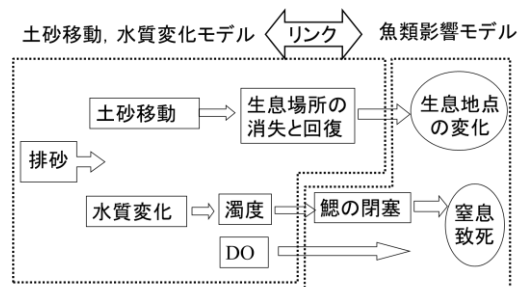


Fig.17 Model for assessing the impact of sediment flushing on fish

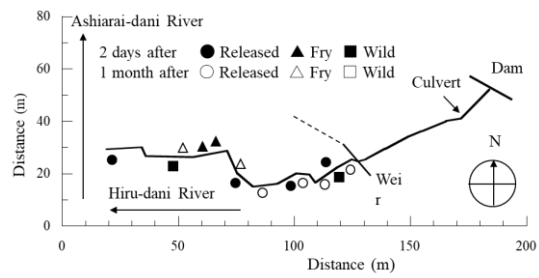
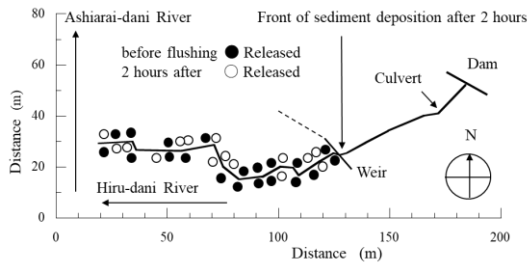


Fig.18 Changes in habitats of chars due to sediment movement

動であり、前者では窒息、場合によっては致死に至る。後者は生息場の消失が問題となる。これらのモデル化について、水山研究室の木下篤彦氏(当時、博士課程学生)が中心となって、排砂が魚類に与える影響について特筆すべき研究を行った(木下・水山・藤田・澤田・吉清, 2001; Kinoshita・Mizuyama・Fujita・Sawada, 2002; 木下・藤田・水山・澤田, 2003; 木下・藤田・田川・水山・澤田, 2005; 木下・藤田・水山・澤田, 2006; 木下・藤田・水山・澤田, 2012)。

まず、排砂後4.3で解析したような土砂移動があると、イワナは生息場を失い、濁水の影響もイワナは受ける。そこで、現地で排砂後の生息地点の変化の実態調査を行った。ヒル谷には天然のイワナが生息しているが少ないため、養殖のイワナをFig.18の左図の位置に排砂の前日に放流した。左図に排砂2時間後、右図に2日後、1か月後のイワナの生息地点を示している。ヒル谷は小渓流であり、流量が少ない時イワナの生息地点は特定することができる。排砂2時間後の堆積土砂堆のフロントの位置を図中に示しているが、イワナの生息地までには達していない。すなわち、2時間後までは生息場所は消失していない。

さて、排砂2時間後にはイワナには濁水の影響しか与えられていない。このとき、生息場所はほとんど変化がないことがわかる。したがって濁水がイワナに与える影響はほとんどないと考えられる。排砂2日後には掃流砂の堆積堆は下流端まで達しており、イワナはPhoto 3のような土砂移動の洗礼を受けている。その結果、プールの埋没や河道における堆積によってハビタットや避難場所が消失し、イワナの生息数が大幅に減少し、生息分布が大きく変わった。ただし、調査時天然のイワナの稚魚が捕獲されており、Photo 3のような土砂堆積が進んでもわずかな淀みが残留し、小型の魚が避難することができたと推測される。1か月後にはアーマーコートやプールはかなり元の状態に戻ったため、生息地点が2日後よりも上流に移動した。

ついで、イワナに与える濁水の影響評価モデルを

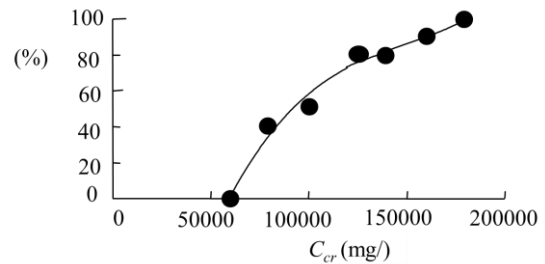


Fig.19 Critical concentrations that can be eliminated by gill cleaning movements of chars

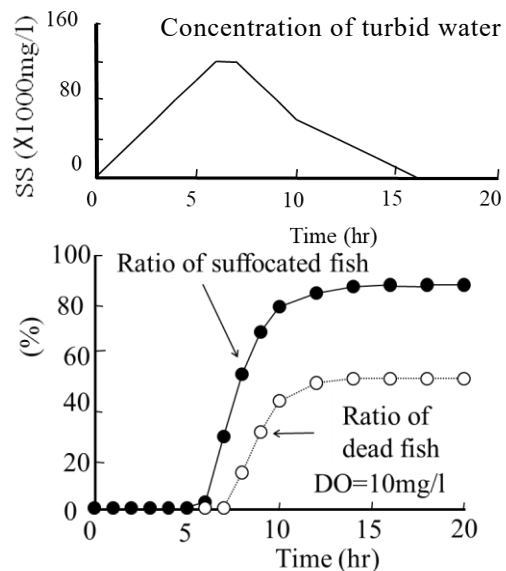


Fig.20 Suffocation rate and fatality rate of chars due to turbid water

提案した。今、清水中の溶存酸素濃度を $C_{oxo}$ とすると、濁水中のイワナに対する見かけの溶存酸素濃度は次式のようにあらわされる。

$$C_{ox} = r_t(t)r_g(t)C_{oxo} \quad (5)$$

ここに、鰓の閉塞(鰓への土砂の付着)による溶存酸素濃度の低減率 $r_g(t)$ は、 $S$ を時刻 $t$ における有効な鰓の面積、 $S_0$ を鰓に何も付着していないときの $S$ とすると、

$$r_g(t) = S/S_0 \quad (6)$$

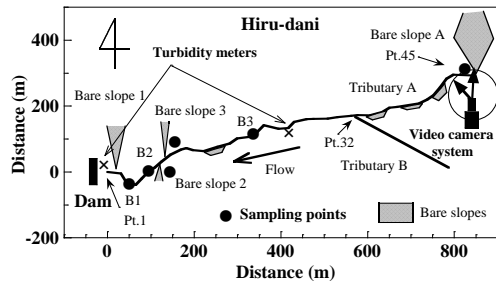


Fig.21 Sediment movement monitoring system in Hill-dani valley

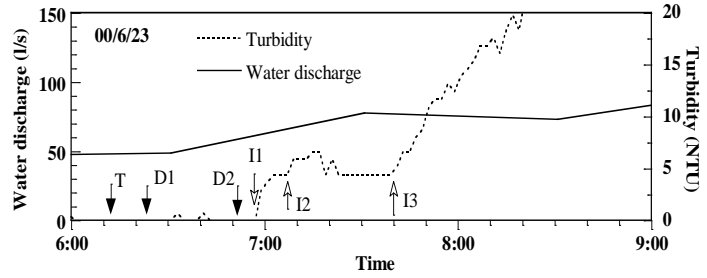
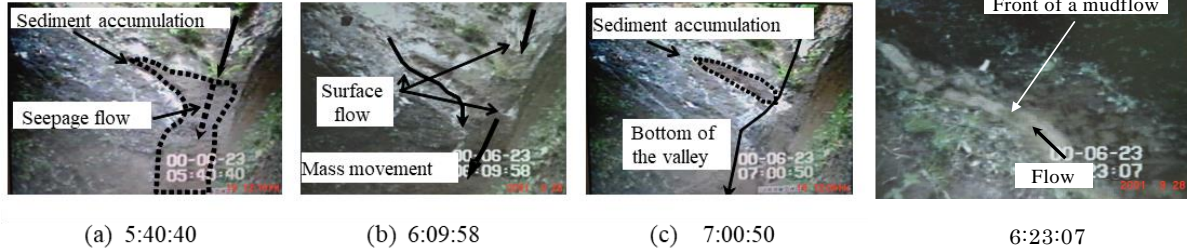


Fig.22 Change in turbidity at the dam



(a) 5:40:40

(b) 6:09:58

(c) 7:00:50

6:23:07

Photo 4 Sediment movement in a head water area

Photo 5 Mud flow after sediment movement at a head water area

のようになる。清水に濁度成分が混入することによる低減率 $r_t(t)$ は、濁度の濃度を $C_s$ とすると、

$$r_t(t) = 1 - C_s \quad (7)$$

Sの変化式は、

$$dS/dt = -pS \quad (8)$$

とおける。 $p$ は単位時間あたりの鰓面積に対する濁質の付着面積率で濁水濃度に比例すると考えられるが、イワナは鰓に土砂が付着したときそれを排除するための洗浄運動をする。そのためイワナの個体は排除できる限界濃度 $C_{cr}$ を持っていると考えられる。水槽に濃度の異なる濁水を用意し、イワナをこの中に入れて生存率を調べた。この結果を使って、限界濃度をFig.19のように求めた。そこで、 $p$ は次のようにおく。

$$p = p_o(C_s - C_{cr}) \quad (9)$$

ここに、 $p_o$ ：比例係数である。

イワナの窒息条件は $C_{ox} < 1.7\text{mg/l}$ 、即死条件は $C_{ox} < 0.5\text{mg/l}$ であるので、式(5)から窒息か致死の判定ができる。Fig.20は上図のような濃度の濁水に対して、窒息するイワナの割合とそれが致死に至る割合の経時変化を示したものである。この研究は木下氏の貢献が大きく、魚類の生理的な側面を考慮した新規的で特筆すべき研究であったと思う。

## 5. 京都大学農学部時代、水山高久教授のもとで自由な研究

### 5.1 砂防分野入門

2005年、京都大学農学部林学科山地保全学研究室(水山高久教授)に異動した。我が国の砂防の本家といえる研究室である。工学から農学への異動ということで、内心不安であったが、これまでの研究を砂防分野に活かせればという思いで着任した。水山先生は行政との結びつきも強く、砂防事業の最前線の研究を行うことができた。

### 5.2 山地域における土砂動態の実態

源頭部で何が起きているのか、降雨流出、土砂移動、土石流の発生などの実態がどうなっているのか、これは誰もが知りたいと思うことである。水山先生に、穂高砂防観測のヒル谷の源頭部の裸地に監視カメラを設置することを突然申し出たが、水山先生は快くサポートしてくださった(藤田・澤田・水山, 2003)。遠隔操作可能なカメラ、映像ケーブル、電源ケーブル、遠隔操作制御用のケーブルを澤田先生の指導の下、水山研究室の学生の援助で設置した。ケーブル設置作業は言うは易し、実行するのはかなり困難であったが、苦勞のかいあって、観測所から源頭部の様子を見ることができた。降雨時に何が起きているのかわくわくしながら降雨を待った。

Fig.21は観測システムの概要を示したものである。

ヒル谷の堰堤地点の他3か所で濁度計、源頭部の裸地Aを監視するカメラを設置した。Fig.22は堰堤地点の降雨時の濁度変化の例を示したものである。映像によると時刻Tでは源頭部で濁りが発生しているが、堰堤では45分遅れて時刻I1で濁度が上昇している。約800mを45分なので濁水の流下速度は徒歩で下る速度より遅い。高校生（陸上競技部に所属）の時であれば2分そこそこで走っていた。澤田先生が両者のどちらが早いかと質問されたことがあり、濁水と答えたが間違っていた。このような感覚も研究者には必要だと思う。さて、時刻D1において源頭部で段波状の泥流が流れているが（Photo 5）、堰堤ではやはり45分遅れてI2で濁度が上昇している。時刻D2ごろは源頭部において濃度の高い泥流が発生しているが、堰堤にはI3で濁度の上昇がみられる。Photo 4は監視カメラの映像を示したもので、5時40分ごろから斜面を表面流が流れ、それが堆積物に浸透し、6時10分ごろには堆積物の小規模な滑動や侵食が見られ、それから10分後くらいに泥流が発生している。このような観測を通して、源頭部での表面流の発生、土砂移動、泥流の発生を総合的に観測することができた。また、堰堤の濁度変化が源頭部での土砂移動現象をよく表しており、濁度観測で土砂移動のモニタリングができる可能性を示した。

### 5.3 浮遊砂拡散理論

宮本邦明先生(当時、防災研究協会研究員)は、私が博士課程の学生の時、芦田研究室に立命館大学から来られた。私にとって、最も信頼のおける研究者である。ある日、「教科書の浮遊砂の拡散理論はあれでいいのか」と問題を投げかけてきた。

浮遊砂の算定は拡散方程式に境界条件を与えて濃度分布を求めて、濃度分布と流速分布の積を河床付近から水面まで積分することで算定される。これは今も昔も同じ方法で、教科書にも解説されていて誰もが使っている方法である。当時、山地河川のように相対水深が小さい条件で浮遊砂の実験を室内水路で行い、濃度分布の計測を行ったことがあった。

Fig.23はその実験結果と一般的な浮遊砂分布(Rouse分布)と比較したものであるが、両者を合わせるためには $\beta$  (拡散係数と渦動粘性係数の比)を通常では1~1.2とするが、それより大きい3.77を用いなければならなかった。このことを思い出し、確かに何か問題があるのではと思い、拡散理論を勉強し直した。

従来の浮遊砂拡散理論では、浮遊砂層は河床から水深の5%の高さ(基準点高さ)から水面までとしているので、浮遊砂の生成と消滅は基準点高さで発生すると考えられる。拡散理論では浮遊砂はランダムな乱れを受けるという前提があるので、浮遊砂は

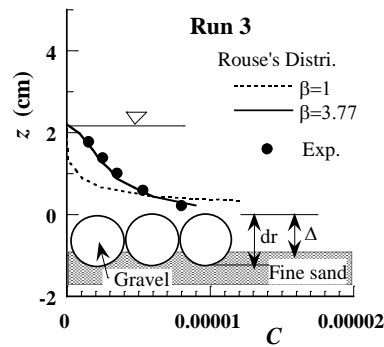


Fig.23 Concentration distribution of suspended load on a rough bed with a large relative roughness

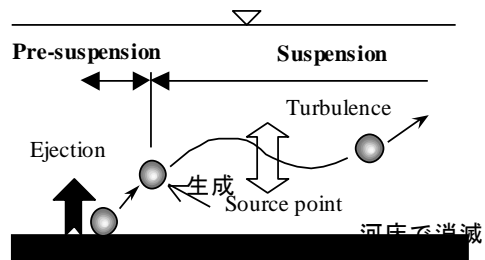


Fig.24 A model of pre-suspension and suspension

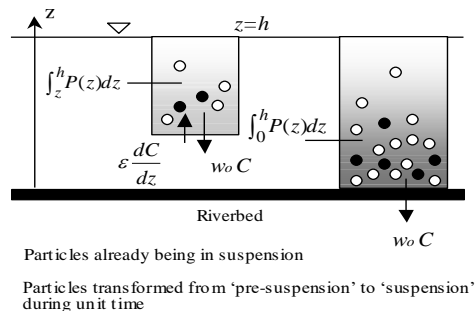


Fig.25 An diffusion equation of suspended load with a source term

平均的には沈降速度で落下すると考えられる。とすれば、同じ高さで生成して消滅することは説明がつかない。また、濃度分布は拡散方程式に基準点高さで境界条件(基準点濃度)を与えることで解くことができるが、基準点高さでの濃度の求める方法が曖昧であると考えられた。そこで、宮本先生の一言から新たな浮遊砂拡散理論を考えることになった(藤田・水山, 2005)。

さて、河床砂の浮遊機構は博士論文で検討されており、2.3で述べたようにパースティング現象のエジェクションが河床砂を浮上させ、その後、ランダムな乱れで浮遊砂は上昇と下降を繰り返し、やがて河床に戻る。消滅点は明らかに河床で、ランダムな乱れを受けるという前提を考えると、Fig.24のようにエジェクションで浮上する高さが生成点と考えられる。ここでは、生成点までを Pre-suspension、その後を Suspension と称した。生成点での単位時間、

単位体積あたり  $P$  の割合で浮遊砂が生成されるとする。定常等流条件下で浮遊砂濃度が平衡状態にある場合、 $P$  は  $z$  だけの関数となるので、拡散方程式は次式のように書くことができる。

$$w_0 C + \varepsilon_z \frac{dC}{dz} = \int_z^h P(z) dz \quad (10)$$

ここに、 $\varepsilon_z$  : 拡散係数である。式(3)の意味は Fig.25 を参考にすればよく理解できる。すなわち、左辺第1項は高さ  $z$  において上から下へ輸送される浮遊砂のフラックス、第2項は拡散によって下から上に輸送される浮遊砂のフラックス、右辺は単位時間に高さ  $z$  より上の領域で新たに生成される浮遊砂の量(エジェクションで運ばれてくる砂の量)を表し、式(10)はこれらのフラックスと生成率の釣り合いを表している。以降、 $P(z)$  のことを浮遊砂の生成強度と呼ぶ。

式(10)の境界条件は、河床表面では乱れによる浮遊砂の輸送はないことを考慮すると、以下のように書ける。

$$z = 0: \quad \varepsilon_z \frac{dC}{dz} = 0 \quad (11)$$

この境界条件はもちろん非平衡状態のときにも適用できる。式(10)、(11)より、河床では次式が成り立つ。

$$S = \int_0^h P(z) dz \quad (12)$$

ここに、 $S = w_0 C(0)$  で、単位時間、単位面積あたり河床に沈降する砂の量、すなわち浮遊砂が消滅する率である。式(12)は平衡状態では生成した浮遊砂の量だけ河床で消滅することを表す。平衡状態では、河床からの浮上率と生成強度の河床から水面までの積分値は等しいので次式も成立する。

$$q_{su} = \int_0^h P(z) dz \quad (13)$$

したがって、河床では動的平衡状態を表す下記の式が導かれる。

$$q_{su} = S \quad (14)$$

浮遊砂の生成強度の鉛直分布は、河床砂粒子の浮上率  $q_{su}$  と生成点の鉛直分布  $f_{zps}$  から算定される。もしも、平衡状態を考えるのであれば、生成強度は次式で表される。

$$P(z) = q_{su} f_{zps}(z) \quad (15)$$

藤田・芦田(1986a)は、河床砂はエジェクションによる揚圧力によって河床を離脱し、揚圧力と関連した上昇流によって浮上することを明らかにし、力積方程式と運動方程式に揚圧力や浮上速度の確

率分布を与えて、砂粒子の存在高さの確率分布を算定する方法を提示している。砂粒子のプレサスペンション過程は、揚圧力  $F_{Lo}$  による河床からの離脱とそれに引き続く上昇流  $w_{fe}$  による浮上からなる。この揚圧力と上昇流は同じエジェクションで発生するので次の関係が成り立つ。

$$w_{fe}' / w_{fe}' = F_{Lo}' / F_{Lo}' \quad (16)$$

ここに、 $w_{fe}'$  :  $w_{fe}$  の標準偏差(乱れ強度)で、河床が粗面であるか滑面であるかによって異なるが、一般的に  $w_{fe}' = \alpha_w u_*$  と表される。ここに、 $\alpha_w$  : 河床条件によって変化する係数で、粗面では約 1、滑面では 1 より小さい。生成高さは浮上速度を  $w_{fe} - w_0$ 、上昇流の寿命時間  $t_e$  とすると、

$$z_{ps} = (w_{fe} - w_0) t_e \quad (17)$$

である。藤田・芦田(1986a)は上昇流速の継続時間について可視化実験により検討し、継続時間が上昇流速に比例するような関係性を提示している。また、Yalin・Krishnappan(1973)は浮遊砂の確率的運動を解析するモデルの中でこの継続時間に相当する時間ステップを求め、それを  $h$  と  $u_*$  で無次元化した値を 0.0875 としている。吉川・石川(1978)は粗面の場合その値が 0.16 になるような式を提案している。そこで、これらの研究を考慮して、

$$\frac{t_e u_*}{h} = c_t \quad (18)$$

とし、 $c_t$  を従来の提案値の範囲内で実験との比較から決定する。以上のような考察により、 $w_{fe}$  の確率分布を与えることで生成点の高さの確率分布が求められる。

さらに、浮遊砂濃度の算定において、Pre-suspension の砂の濃度も算定しなければならないがこれについては藤田・水山(2005)を参照されたい。

以上のような考え方で浮遊砂の生成項を考慮した浮遊砂拡散理論を導き、拡散理論のあいまいな点を改善した。Fig.26 はこの拡散理論の適用例を示す。Lane-Kalinske 分布と実験値も比較のため示している。Run C-1 の水理条件は相対水深が 1.83、Run C-3 は 4.57 である。相対水深が小さく遮蔽効果が大きい Run C-1 では、浮上高さが上方に分布しているため、濃度が Lane-Kalinske 分布より大きい。浮上高さの分布によって濃度分が大きく異なることがわかる。したがって、浮遊砂濃度分布において、生成高さの分布が重要であり、Fig.23 のような相対水深の小さい条件では、生成高さが上方に位置するため  $\beta$  が大きくなったと考えられる。

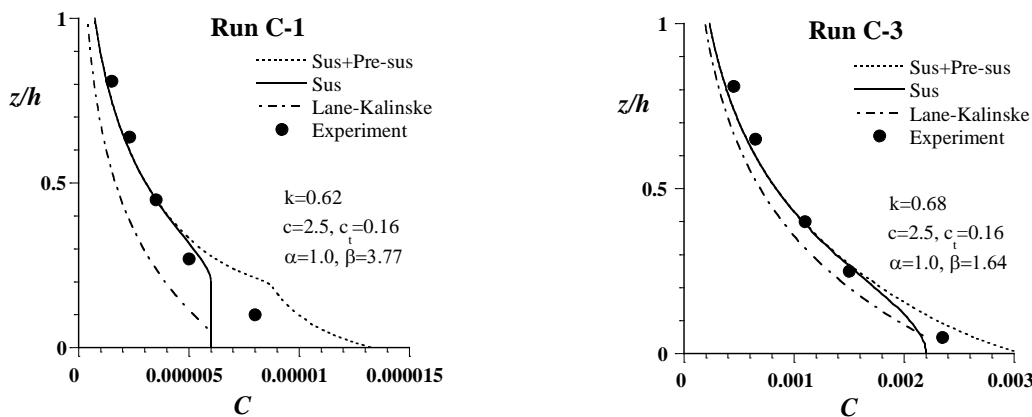


Fig.26 An example of concentration distribution by the presented model

#### 5.4 砂防構造物の機能に関する研究

砂防構造物の機能評価は砂防事業にとって重要事項であるので、様々な砂防構造物が設置されている場での河床変動計算法を検討した。それに関する研究として、床固め工群を有する河道の河床変動特性(藤田・水山・飯田, 1997), 水平オープン型砂防ダムの機能(藤田・水山・武蔵, 1998), 砂防ダム群の土砂流出調節効果(藤田・水山・武蔵, 2001)などの研究を行った。

### 6. 再び防災研究所での研究

#### 6.1 研究のアイデアとそれを可能にする仲間

2002年7月に農学研究科から防災研究所に15年ぶりに戻った。この間、防災研究所は改組しており、所属する研究者も以前と大幅に変わっていた。戻った研究室は15年前に所属していた砂防研究部門の流れをくむ水災害研究部門土砂流出災害研究領域であり、高橋保教授について井上和也教授のもとで勤務した。その後、改組があり、研究室名は流域災害研究センター流砂災害研究領域となり、2005年から研究室を任された。同年に研究室は宇治地区から懐かしの宇治川オープンラボラトリー(旧宇治川水理実験所)に移った。

防災研究所に戻ってから退職するまでを振り返ると新たな研究の発想をしながら、それを具現化する研究仲間にも恵まれたと思う。新たに取り組んだ研究の中からいくつかを紹介したい。

#### 6.2 河床材料の空隙に着目した研究

##### (1) 河床変動計算の問題点

河床変動解析では、河床材料の空隙率は0.4とするのが一般的であり、多少の大小はあっても一定と仮定する。このことをあまり気にかけていなかったが、アーマーカーの発達した河床にアーマーカー

トの粒径より小さい砂を供給するような条件では、空隙率を一定とすると実際の現象が説明できないことがわかった。たとえば、貯水池の下流域でアーマーカーが発達して流砂量がほぼゼロになった下流域に排砂や置き土により細砂を供給すると、砂は粗粒化した礫層の空隙の中に入り、空隙が流砂の非平衡性を吸収して河床上昇を防ぐが、空隙率を一定とした計算では必ず河床上昇する。また、河床材料の空隙は水生生物の生息場の物理環境としても重要な要素であるので、空隙の研究として空隙率だけでなく空隙構造の研究も重要である。堤・藤田・Sulaiman (2006)の粒子充填モデルはそれが検討できる一つの方法である。

ここでは、河床材料の空隙率の変化を考慮した河床変動モデルの開発(Sulaiman・Fujita・Tsutsumi, 2007; 藤田・Sulaiman・Ikhsan・堤, 2008)について紹介する。

##### (2) 空隙率の変化を考慮した河床変動解析

空隙率 $\lambda$ が変化することを考慮すると、流砂の連続式は次式のようなになる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_0}^z (1-\lambda) dz + \frac{1}{B} \frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0 \quad (19)$$

ここに、 $z$ : 河床位,  $z_0$ : 基準河床位,  $Q_s$ : 全流砂量,  $B$ : 川幅,  $t$ : 時間,  $x$ : 流れ方向の距離である。

河床材料の粒度分布は次の粒径別流砂の連続式から解析される。

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_0}^z (1-\lambda) p_j dz + \frac{1}{B} \frac{\partial Q_{sj}}{\partial x} = 0 \quad (20)$$

ここに、 $j$ : 粒径階,  $p_j$ : 河床材料中の粒径階 $j$ の存在率,  $Q_{sj}$ : 粒径階 $j$ の全流砂量である。

空隙率を一定とすると、上記の式は通常の河床変動解析の基礎式になるが、一定でないとする

空隙率に関する式がなければ解くことができない。空隙率に関する新たな式の導入は難しいので、空隙率を何かの物理量と結び付けて決めることを考えた。Photo 6 は粗粒化した河床表層とその隙間に砂が充填された状態の写真である。この両者の違いは粒度分布に現われるはずである。そこで、粒度分布と空隙率の関係をあらかじめ調べておき、それを河床変動計算で考慮することを考えた。他にも締固めは空隙率に関係する支配要因であるが、これについては今後の課題としている。

### (3) 粒度分布と空隙率の関係

堤氏(当時、穂高砂防観測所准教授)に箱に粒度分布に応じてランダムに選択した球を詰めるようなモデルを作ると、粒度分布と空隙率の関係を求めることができると思うが、そのようなモデルは作れるかと相談したところ、早速、粒子充填モデルを作成した(堤・藤田・Sulaiman, 2006)。彼のモデルの特徴は、選択した球を配置済みの球に接するように配置するとき、最も低い位置を見つけるということであり、これにより密度の高い詰め方になっている。

さて、粒度分布に応じて空隙率を求めるツールは開発されたので、あとは粒度分布型の分類と分布形状を特徴付ける幾何形状パラメータを求める必要がある。まず、粒度分布の密度関数が1つのピーク値をもつか、2つ以上のピークをもつかによってユニモダル分布とマルチモダル分布に分類されるが、ユニモダル分布を研究対象とした。ユニモダル分布には大きく分けて二つの分布があり、一つは密度関数が対数正規分布型の場合ともう一つは通過百分率がタルボット分布型または反タルボット分布型の場合である。

さて、対数正規分布型の密度関数は式(21)で表され、タルボット分布型の密度関数の修正式(最小粒径で通過百分率が0になるように修正)は式(22)のようである。式(22)で $n_T > 1$ のときタルボット型、 $0 < n_T < 1$ のとき反タルボット型になる。

$$p(d) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_L d} \exp\left[-\frac{(\ln d - \ln d_{mg})^2}{2(\sigma_L)^2}\right] \quad (21)$$

$$p(d) = \frac{1}{\log_e 10} \frac{1}{d} \left(\frac{\log(d/d_{\min})}{\log(d_{\max}/d_{\min})}\right)^{n_T} \quad (22)$$

ここに、 $d$ : 粒径,  $\sigma_L$ : 標準偏差,  $d_{mg}$ : 幾何平均粒径,  $d_{\min}$ ,  $d_{\max}$ : 最小, 最大粒径,  $n_T$ : タルボット数である。

Sulaiman・Tsutsumi・Fujita (2007)は粒度分布を対数正規分布型, タルボット分布型, 反タルボット分布型に分類する指標として次式を用いた。



Photo 6 Bed materials with packed sand and without packed sand

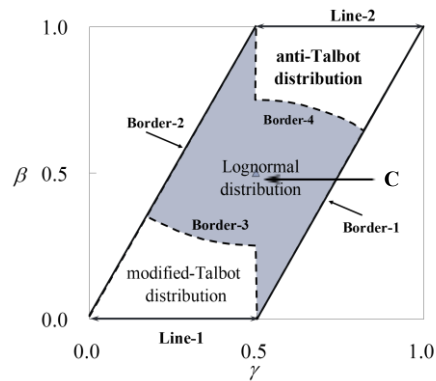


Fig.27 A graph to identify the types of grain size distributions

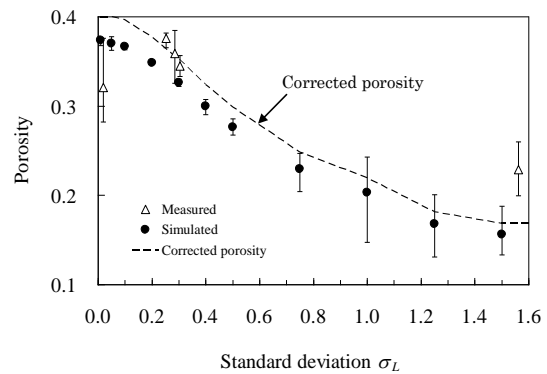


Fig.28 Porosity of sediment mixture with lognormal grain size distributions

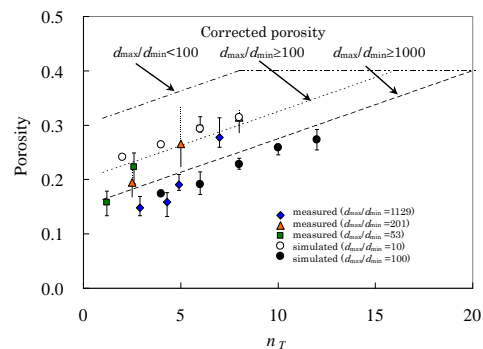


Fig.29 Porosity of sediment mixture with Talbot type of grain size distributions

$$\beta = \frac{\log d_{\max} - \log d_{\text{peak}}}{\log d_{\max} - \log d_{\min}} \quad (23)$$

$$\gamma = \frac{\log d_{\max} - \log d_{50}}{\log d_{\max} - \log d_{\min}} \quad (24)$$



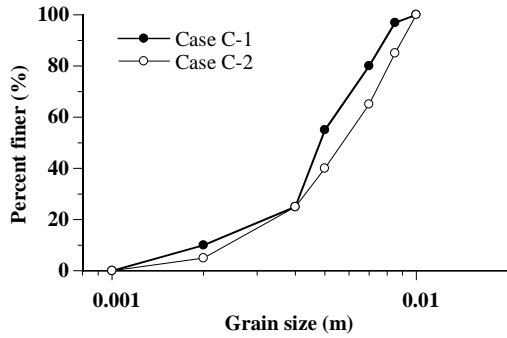


Fig.30 Grain size distributions of initial bed material

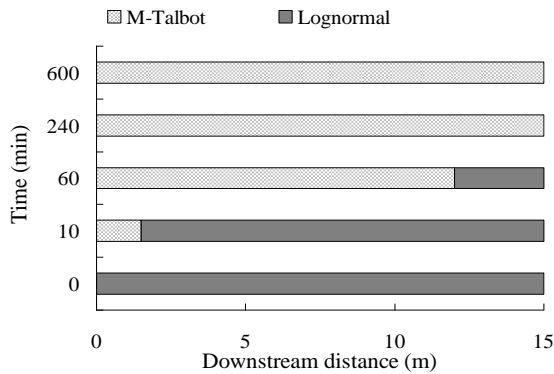


Fig.32 Change in type of grain size distribution (Case C-1)

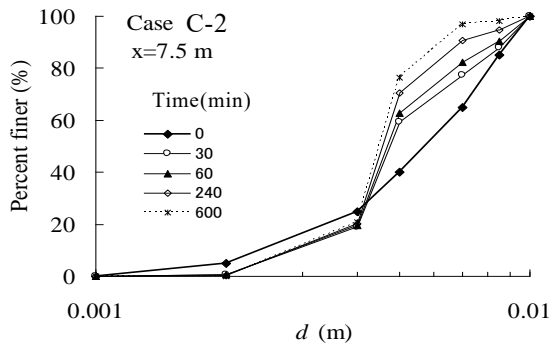


Fig.34 Change in grain size distribution at the center of the flume (Case C-2)

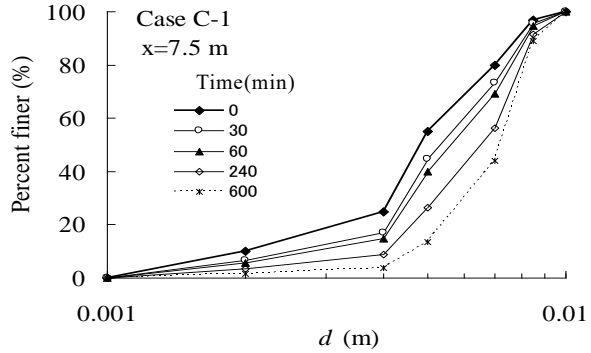


Fig.31 Change in grain size distribution at the center of the flume (Case C-1)

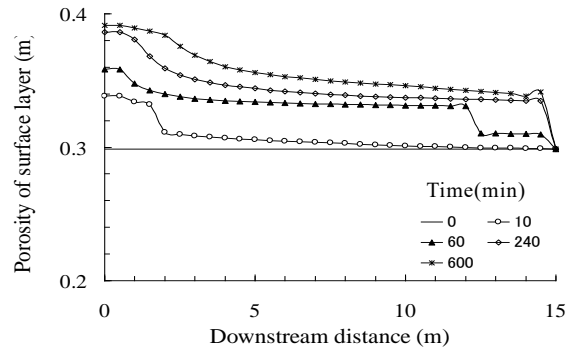


Fig.33 Change in porosity (Case C-1)

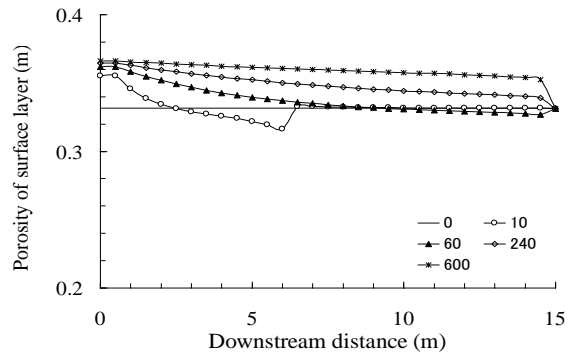


Fig.35 Change in porosity (Case C-2)

式(23)および(24)は、確率密度のピークに対する粒径および50%粒径が最大粒径と最小粒径の間において相対的にどこに位置するかを表すものであり、対数正規分布の場合、 $\beta=0.5$ 、 $\gamma=0.5$ となり、Fig.27に示す $\beta$ - $\gamma$ 空間 ( $0<\beta<1$ 、 $0<\gamma<1$ ) のPoint C にプロットされる。タルボット分布の場合、図中のLine-1 ( $\beta=0$ 、 $0<\gamma<0.5$ )、反タルボット分布の場合、Line-2 ( $\beta=1.0$ 、 $0.5<\gamma<1.0$ ) 上にプロットされる。また、マルチモダル分布では、 $\beta$ と $\gamma$ は0から1までの値をとり、図中のすべての位置にプロットされるが、ユニモダル分布では、幾何学的に図中のBordar-1お

よび2に囲まれた領域に限定される。

3つのタイプへの分類は下記のように行う。まず、任意の粒度分布の指標値の座標とPoint C、Line-1および2の距離を求め、どれに最も近いかを判定し、それぞれに対応する分布型に分類する。Fig.27はその結果得られたそれぞれの領域を示したものである。ここに、Bordar-3, 4は、 $\beta=(0.5-\gamma)^2+0.25$  および  $\beta=-(0.5-\gamma)^2+0.75$  で表される。

ついで、粒度分布の形状パラメータを $\Pi_1$ 、 $\Pi_2$ 、 $\Pi_3$ ...とし、空隙率はこれらのパラメータの関数であると仮定する。

$$\lambda = f_n(\Pi_1, \Pi_2, \Pi_3, \dots) \quad (25)$$

たとえば、対数正規分布型では $\Pi_1 = \sigma_L$ ，タルボット分布型では、 $\Pi_1 = d_{\max}/d_{\min}$ ， $\Pi_2 = n^T$ が形状パラメータである。Sulaiman・Tsutsumi・Fujita (2007)は対数正規分布型の粒度分布をもつ混合砂礫の空隙率を粒子充填モデルによって求め、混合砂礫の空隙率 $\lambda$ と $\Pi_1 = \sigma_L$ の関係をFig.28の描点ように求めた。また、タルボット分布型の粒度分布については、粒子充填モデルと実測によりFig.29のように、空隙率 $\lambda$ と $\Pi_2 = n^T$ の関係について、 $\Pi_1 = d_{\max}/d_{\min}$ をパラメータとして求めた。同図には実測値も示されているが、対数正規分布で標準偏差が大きくなると空隙率が減少する傾向やタルボット数 $n^T$ が小さくなり、最大粒径と最小粒径の比が大きくなるほど空隙率は小さくなる傾向が表されている。ここでは、解析や測定で得られた形状パラメータに対する空隙率の変化傾向を尊重して、Fig.28および29の点線のような補正曲線を河床変動計算に組み込むことにした。

#### (4) 情報多様な河床変動計算例

長さ15m，勾配1/100の水路の下流端に砂止めを設置し、対数正規分布型とタルボット分布型の2種の砂礫を用いて2つの場合を設定した。Case C-1では、Fig.30に示す対数正規分布型の混合砂礫を河床に敷き、給砂なしで $0.02\text{m}^3/\text{s}$ の流量を与える。Case C-2では、Fig.30に示すタルボット分布型の混合砂礫を河床に敷き、単位幅あたり $8 \times 10^{-6}\text{m}^2/\text{s}$ の割合で河床材料中の中粒径2.8-5.9mmの砂と $0.02\text{m}^3/\text{s}$ の流量を与える。

Case C-1の場合、初期の粒度分布は提案したモデルでも対数正規分布型と判定された。給砂がないため河床材料が粗粒化し、水路中央部の河床表層の粒度分布の変化はFig.31のようになった。粗粒化に伴い粒度分布型がタルボット分布に変化する様子がわかる。Fig.32は河床表層の粒度分布型の水路全体における分布の状況を示したものである。上流側からタルボット分布に変化し、最終的に全体にわたってタルボット分布型になっている。初期の河床表層の空隙率は本モデルでは0.3と求められた。Fig.33はその時空間変化を示したもので、河床表層が粗粒化しタルボット分布型になるに従って、空隙率が増加していることがわかる。

Case C-2では、給砂量が少ないために河床低下した。Fig.34は水路中央の河床表層の粒度分布を示したもので、タルボット型の粒度分布が対数正規分布型に変化している。また、粒度分布は一様化しつつあり、そのため計算上はFig.35に示すように空隙率が増加している。

以上のような河床変動解析はまだ改善点はあるが、

河川環境の評価にもつながる情報多様な非常に新規性の高いものである。

### 6.3 ハビタットロジーとの出会い

水生生物の生息場の形成、変形、破壊、回復からなる動的変動過程やハビタット構造を土砂水理学的に解明したとしても、それらの河川生態系の意味を明らかにしなければ生息場保全などの問題に活用できない。Fig.36それを解決するための構図を示したもので、土砂水理学や河川地形学と生態学の連携が必要であることを示している。20年ほど前、竹門康弘氏(当時、防災研究所水資源環境研究センター准教授)との会話の中で、河川の生息場を科学する学問体系が必要であると力説された。私は生息場を土砂水理学という学問で科学しようとしていたので、意気投合し、竹門氏が提唱するハビタットロジー学に興味を覚えた。ハビタットロジーとの出会いである。

竹門氏は穂高砂防観測所の試験流域で、河道内のマイクロハビタット構造とそこに生息する水生昆虫の調査を実施した。Fig.37の下図は典型的なマイクロハビタット構造を示したもので、各マイクロハビタットでは生物相が調べられた。上図は階段状河床の形成過程に関する土砂水理学的な知見のみから、人工的に描画した階段状河床形状に、竹門氏の調査したマイクロハビタットを記載したものである(鈴木, 2010)。これはFig.36の一つの連携の姿である。

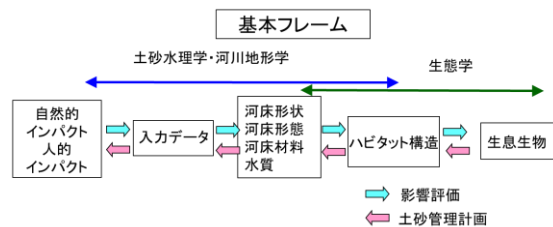


Fig.36 A framework of collaboration between sediment transport hydraulics and biology

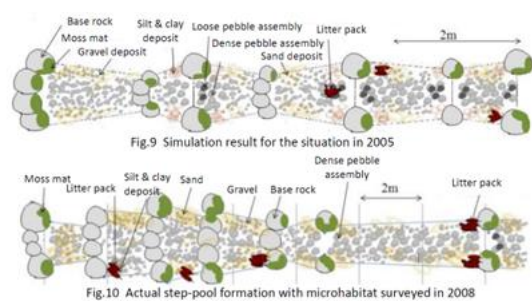


Fig.37 A picture of typical micro habitat composition using knowledge about formation process of step-pool morphology

## 6.4 凍結融解土砂生産から融雪型火山泥流のモデル化

穂高砂防観測所は焼岳山麓の標高1100mの高さにあり、極寒で積雪に覆われる場所に立っている。この寒冷地の条件を活かした研究をしないというのはいかにももったいなく、堤氏と宮田氏と共同で凍結融解土砂生産や融雪型火山泥流の共同研究を行った。

まず、現地の土砂生産・土砂流出過程は澤田先生が長期に渡って観測研究を行い、土砂生産・土砂流出は季節的なイベントであることを示した。すなわち、晩秋から初春にかけて凍結融解作用で風化基岩が土砂化し、それが春先から梅雨時にかけて流される。土砂がなくなると土砂生産はいくら雨が降ってもわずかになるため、降雨量と土砂生産量の関係は季節的に変化する。このような過程では凍結融解作用によって風化基岩からどれだけ土砂が生産されるのかということが重要である。澤田氏の後任の堤氏は土砂水理学、砂防学だけでなく一般的な科学の知識に厚く、この物理プロセスをモデル化して土砂生産量と結び付けたいと話したところ、やってみますと快諾を得た。その後、北海道から鹿児島まで観測サイトを設けながら観測研究の実施と、モデル開発を行った。この研究には多くの学生も参加し、泉山寛明氏(現国土交通省国土技術政策総合研究所主任研究員)の博士論文などでまとめられた(堤・藤田・伊藤・手島・澤田・小杉・水山, 2007; 泉山・堤・手島・藤田, 2009; 堤・藤田・泉山, 2009; 泉山・堤・藤田, 2011; 泉山・堤・藤田, 2012; 泉山・堤・藤田, 2016)。凍結融解による風化基岩の土砂化のモデルでは、まず地中水分の移動を考慮しながら地中温度分布を気象条件、斜面方向などから算定する方法を開発し(Fig.38左)、凍結融解の回数の地中方向の分布(Fig.38右)、土砂化するために必要な回数を調べ、土砂化量を算定するモデルを開発した。また、凍結融解回数を地表面から凍結融解深度まで積分し、それを凍結融解強度と称して凍結融解による土砂生産の活発さを表す指標を定義した。Fig.39は標高1,500mのところの北向きおよび南向き斜面における凍結融解強度の全国マップであり、上図が現在気候、下図は2度上昇したときの結果である。標高、斜面向き、気象条件が与条件になっており、気候変動の影響も検討できるモデルである。

観測所は焼岳からの火砕流堆積物からなる台地に立地しており、泥流が流れた歴史もあり、冬季に積雪期に火山噴火が起これば融雪型火山泥流の発生リスクがある。これはこの地域の防災に関して重要な課題であり、凍結融解土砂生産に続いて、積雪層内の熱伝導を定式化しながら、堤氏と宮田氏とともに積雪の融解に着目した火山泥流の研究を進めた(宮

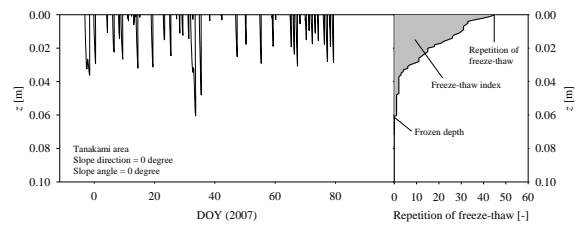


Fig.38 Freeze-thaw depth and freeze-thaw intensity

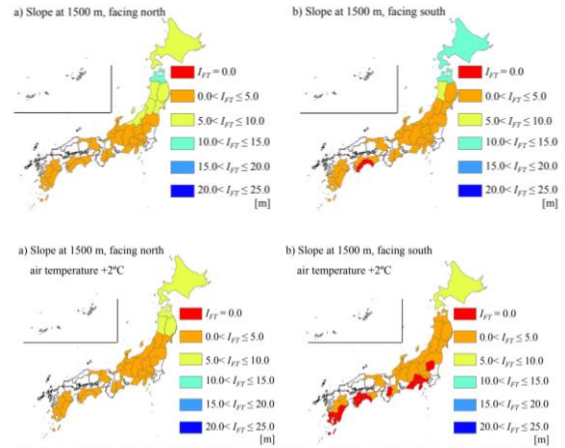


Fig.39 Freeze-thaw intensity on north-facing and south-facing slopes at a height of 1500 m in elevation (upper: Present temperature, lower: Present temperature + 2°C)

田・堤・村重・宮本・藤田, 2014; 村重・堤・宮田・藤田・酒井・上石, 2015).

## 7. 大規模災害の研究は防災研究所の使命

### 7.1 気候変動の影響による大規模土砂災害

地球温暖化が自然現象に与える影響については色々な場面で認められる。土砂災害に限っても、この十年で、2011年紀伊半島大水害、2012年九州北部豪雨災害、2013年伊豆大島土砂災害、2014年広島市土砂災害、2016年北海道・東北豪雨災害、2017年九州北部豪雨災害、2018年西日本豪雨災害、2019年東日本台風災害、2020年九州地方での土砂災害、2021年熱海市での土砂災害、青森県下北北部での土砂災害など、毎年どこかの地域で大規模土砂災害が発生している。

これらの災害は線状降水帯の停滞や大型台風による強くて長い雨によるものであり、これらの豪雨の特徴について、降雨イベント中の最大時間降雨量と総降雨量を最大時間降雨量で割った継続時間の特性値の二つの指標で考察する。Fig.40は災害調査を行った災害から、2011年紀伊半島大水害、2013年伊豆大島土砂災害、2014年広島市土砂災害、2017年九州

北部豪雨災害について、二つの降雨指標を示している。紀伊半島大水害の雨の特徴は最大時間雨量40mm/h程度で、特性継続時間は40時間程度である。伊豆大島土砂災害では120mm/hと7時間、広島市土砂災害では80mm/hと8時間、九州北部豪雨災害では100mm/hと8時間である。紀伊半島大水害では、図の右下に降雨条件がプロットされ、紀伊半島南部の付加体の地層の地域で、複数の深層崩壊や天然ダムが形成された。伊豆大島土砂災害や九州北部豪雨災害では、図の斜め右上方にプロットされ、広域に同時多発表層崩壊や土石流が発生した。積算雨量も大きい斜面侵食も激しく、流木を含んだ土石流が災害を大きくした。多量の土砂が下流域まで運ばれ、河床上昇が洪水氾濫を助長し、流砂も住宅地に厚く堆積するような現象、土砂・洪水氾濫が発生した。広島市土砂災害では、上方向にプロットされ、急に降雨量が増加し、その上継続時間が2、3時間であり、結果的に溪流の流量が大きくなった。そのため溪床が露岩するほど侵食され、大土石流が扇状地を襲った。このように、降雨条件がどこにプロットされるかによって土砂災害の特徴が分類できる。

気候変動によって強く長く続く降雨の頻度が高くなっていることが降雨予測でも示されており、九州北部豪雨災害や広島土砂災害のような災害の頻度が高くなることが予想されている。

## 7.2 大規模土砂災害についての研究への転換

博士課程が終わり防災研究所の助手になった時、芦田先生が1889年(明治22年)の十津川大水害について現地調査されるのに同行した。この水害では多数の深層崩壊が発生し、崩土が河川を閉塞してできた天然ダムが決壊して、奈良県、和歌山県で甚大な被害が生じた。調査では深層崩壊の跡地、天然ダムの痕跡などを資料や地図を見ながら調べた。深層崩壊で崩れた地山や天然ダムが池となって残っているのを見ながら、多数の深層崩壊や天然ダムが発生したこのような大災害はめったに起こるものではないので、現職中はこのような災害調査はないと高を括っていた。事実、その後、ほとんどの土砂災害調査団に加わったが、十津川大水害のような災害ではなかった。しかし、2009年、この考えは一変した。台湾に台風Morakotが来襲し、多数の深層崩壊や天然ダム、大洪水、異常な河床上昇、天然ダムの決壊による大洪水などが発生し、多くの犠牲者や被害が生じた。時速5km/h程度でゆっくり進む大型台風が同じ地域に長時間強い雨をもたらしたのが一因であった。高雄県甲仙郷小林村は深層崩壊による崩土の流出と崩土が形成した天然ダムの決壊による大洪水によって一夜にして村が壊滅した。まさに十津川大水害の

A:2011年台風12号紀伊半島大水害 B:2013年台風26号伊豆大島土砂災害  
C:2014年8月広島大規模土砂災害 D:2017年九州北部豪雨災害

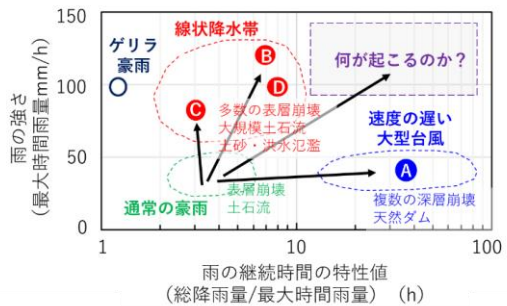


Fig.40 Relationship between the maximum hourly precipitation and the characteristic duration time of the rainfall (the cumulative precipitation / the maximum hourly rainfall) during major large-scale sediment disasters

ような大規模土砂災害が身近なものとして発生した。

この災害調査後、日本近海の海水温度が上昇しているのも、もしも台風Morakotと同様のゆっくり進む台風が地形地質の類似しているわが国を襲うと同様の大規模土砂災害が発生すると研究仲間と話していた。2011年、大型の台風12号が高知県から鳥取県に11km/h程度の速度でゆっくり通過し、この結果、紀伊半島に大雨をもたらし、奈良県や和歌山県で多数の深層崩壊や天然ダムが発生した。まさに、台風Morakotに類似した大規模土砂災害が発生した(松村・藤田・山田・権田・沼本・堤・中谷・今泉・島田・海堀・鈴木・徳永・柏原・長野・横山・鈴木・武澤・大野・長山・池島・土屋, 2011)。

このような二つの大規模土砂災害が2、3年のうちに2回発生したのを契機に、頻繁に起こる通常の土砂災害の研究も重要であるが、防災研究所の研究者としてはこのような大規模土砂災害の研究を行い、対策に資する研究成果をあげて社会に貢献しなければならないと考えた。

## 7.3 複合土砂災害の研究から国際ネットワーク作り

大規模土砂災害では、大規模な土砂移動現象だけでなく、降雨期間中に落石、がけ崩れ、小溪流からの小規模土砂流出、表層崩壊、地すべり、土石流などが発生する。台湾での台風Morakot災害やわが国での台風12号による災害の共通点は多数の深層崩壊と天然ダムが大きな影響を及ぼしたことであり、この発生プロセスや崩土の流下プロセスが重要になるが、警戒避難の観点では深層崩壊発生前の浸水や洪水氾濫、中小規模の土砂移動現象の時系列が重要である。このような様々な規模の異なる現象が影響する災害を我々は複合土砂災害と呼んだ。

台風Morakot災害における高雄県甲仙郷小林村で

は、背後から深層崩壊が発生し、その崩土の一部が村に大きな被害を及ぼし、その他の崩土が河川を閉塞し天然ダムを形成した。その時点で洪水流量が大きかったので、その天然ダムは直ぐに決壊して大洪水が発生し村は壊滅した。Fig.41に小林村で発生したハザードを示している。時系列に説明すると、まず、村内の内水氾濫、浸水、二つの支川での土石流の発生とそれによる橋梁の流失、深層崩壊の発生、天然ダムの形成と破壊、大洪水が発生した。ともすれば深層崩壊、天然ダムの決壊に注目するが、住民の避難行動を考えると、深層崩壊発生前の中小規模のハザードの発生のタイミングが重要である。

Fig.42は台風12号による紀伊半島大水害時の降雨条件の変化を60分間雨量と土壌雨量指数で表したものの(スネーク曲線)で、この線上で発生したハザードを示したものである。土砂災害発生基準線(CLライン)を超えたあたりから小規模な土石流、落石、浸水などが発生し避難困難な状態(ST1)となり、積算雨量が600mmを超えて土壌雨量指数が大きくなったとき、大規模崩壊の発生、洪水、河岸侵食、橋梁被害が出る状況(ST2)になった。さらに積算雨量が増加すると、深層崩壊の発生、天然ダムの形成(ST3)、降雨が止んでからも土壌雨量指数が大きくなったままの状態でも深層崩壊の発生(ST4)がみられ、その後通常の状態に戻った。

事前に、スネークライン上でどのようなハザードが発生するのかを調べておき、豪雨時の土砂災害警戒情報に、落石や小規模土石流の発生危険状態、崩壊や土石流の発生危険状態、深層崩壊や天然ダムの発生危険状態など、段階的にリスク情報が発信できれば、市町村はよりの確な指示を出すことができ、住民はより安全な避難ができるものと思われる。次世代の土砂災害警戒情報では、このような点の改良が期待される。

なお、この二つの災害調査を通して、台湾国立成功大学防災研究センター謝正倫教授(当時)と筑波大学宮本邦明教授(当時)と、両国で発生する大規模土砂災害の防止・軽減のためには複合土砂災害の研究を推進することが重要であることを議論し、複合土砂災害をキーワードにした国際研究者ネットワークを作る必要性を協議した。そこで、台湾と日本だけでなく土砂災害の常襲地域であるインドネシアのガジャマダ大学のJoko Legono教授(当時)とともに複合土砂災害研究者ネットワーク(MSDネットワーク)を作った。今ではネパールやブータンも参加して活動を継続している。

#### 7.4 複合土砂災害シミュレータの開発

流域で発生する表層崩壊、土石流、河床変動など

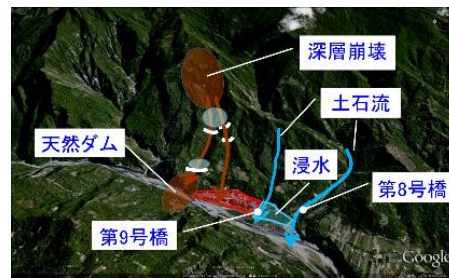
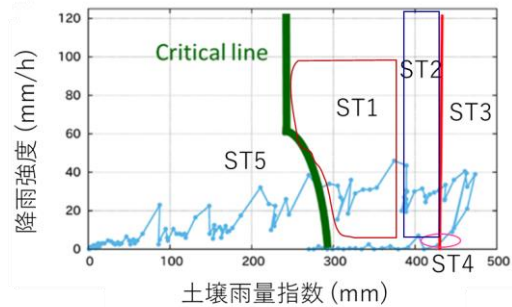


Fig.41 Multi-hazards at Shaolin Village by Typhoon MORAKOT



- ST1: 小規模な土石流、落石、浸水などにより避難困難
- ST2: 大規模崩壊の発生、洪水、河岸侵食、橋梁被害
- ST3: 深層崩壊の発生、天然ダムの形成
- ST4: 深層崩壊の発生
- ST5: 通常の状態

Fig.42 Multi hazards along the snake line at Typhoon TALAS

土砂災害に関連する個々の現象の研究は従来進められており、各現象のモデル化もすでに行われている。また、これらの土砂移動現象は降雨流出過程の中で発生するので、降雨流出モデルの中でそれらが解析できるようなシミュレーションモデルも提案されている(Fujita・Tsutsumi・Takebayashi・Yamanoi・Izumiyama・Kawata, 2012)。シミュレーションはいくつかの仮定のもとに行われるので、その精度が常に問題になるし、土砂生産量などの境界条件にも影響を受けるので、シミュレーションの結果が何を語っているのかは十分理解する必要がある。しかし、豪雨時に現地で直接得られるハザードの情報は少ないことを考えると、シミュレーション技術を活用することは非常に有効である。そこで、豪雨時に時系列的に発生する洪水、表層崩壊、河床変動の統合モデルの開発に多くの仲間と取り組んだ。

この研究は斜面規模の崩壊モデルの構築から始まった。2次元飽和不飽和降雨浸透モデルと斜面安定解析から崩壊すべり面を計算するというオーソドックスな方法であるが、堤氏がプログラムの作成、解析を行った。モデルは、2005年に発生した大分県竹田市の瀬ノ口の火山堆積物の地層の大規模崩壊に適

用された(堤・藤田・林, 2007). 発生時刻, すべり面ともに十分な精度で再現できた. さらに, 気候変動の影響を検討するため異なる降雨条件で計算したが, ここで一つの興味深い結果を得た. すなわち, 崩壊規模は異なる場合があるが, 斜面内の土中水分量がほぼ一定値になったとき崩壊が発生することである. これは, 一つの斜面が崩壊に対する限界水分量を持っているということを示唆するものであり, あらかじめ限界水分量がわかれば, 土中水分量の追跡を行うことで崩壊の危険性を知ることができる(Fujita・Ohshio・Tsumumi, 2010).

Fig. 43は降雨強度一定で崩壊が発生するまで降雨を与え続けたとき, 崩壊発生時の限界土中水分量を示したもので, 崩壊発生時の2か月前の最小飽和度と最大飽和度を与えた. 初期飽和度が違っていても, 土中水分量がおよそ31,700<sup>3</sup>のとき崩壊している. Fig.44は土中水分量の時間変化をシミュレーションしたもので, このようなモニタリングをすることで崩壊の発生リスクの変化を知ることができる.

博士課程のChen Chen Yu氏(現, 台湾水土保持局・研究・技術開発部の俊研究員兼事務局長)は, 江頭・松木(2000)の単位河道と単位斜面モデルによる土砂流出モデルに, 以上の知見を使って流域規模の斜面崩壊と崩壊土砂の流入を考慮した河床変動と洪水解析を行うモデルを開発した(Chen・Fujita, 2013; Chen・FUJITA, 2014a; Chen・Fujita, 2014b). Chen氏は単位斜面を分割してより実際の斜面に近い斜面要素で崩壊の予測を行った. このモデルには先行研究で明らかにされた, 斜面の限界土中水分量を勾配, 斜面長, 降雨強度で近似する曲線を系統的な崩壊シミュレーションによって求めている. また, 崩壊規模, 土中水分量の変化も同様の方法で近似曲線を求めている.

Chen氏の研究は博士課程の山野井一輝氏(現防災研究所助教)が引き継ぎ, Fig.45に示すような4段階のレベルで表示できるようなシミュレータSiMHiS(Storm Induced Multi-hazard Information Simulator)を開発した(山野井・藤田, 2014; Yamanoi・Fujita, 2014; 山野井・藤田, 2016; 山野井・藤田, 2017). シミュレータは, 流域モデル(単位河道・単位斜面モデル), 斜面要素モデル, 表層崩壊モデル, 土砂生産モデル, 土砂供給モデル, 降雨・土砂流出モデルからなる. 地形データや土質パラメータ, 河床材料の粒度分布などを与えておけば, 降雨データのみを入力することで斜面崩壊の場所, 時刻および規模が計算され, 単位河道の河床高の変化や河床材料の粒度分布の変化なども計算される. また, 河道内の流れも解析でき, 崩壊 → 土砂流出 → 河床上昇 → 洪水氾濫という一連の現象が解

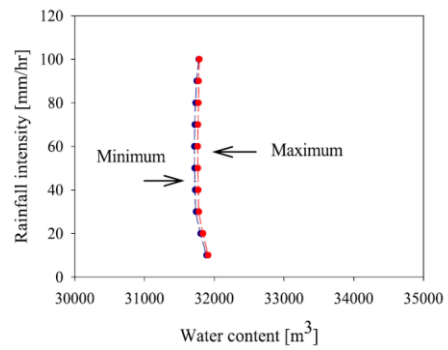


Fig.43 Critical water content

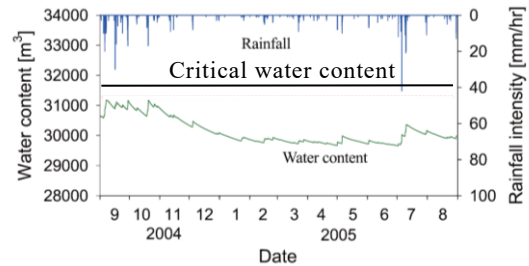


Fig.44 Prediction of slope of slope failure by monitoring of water content in soil layer

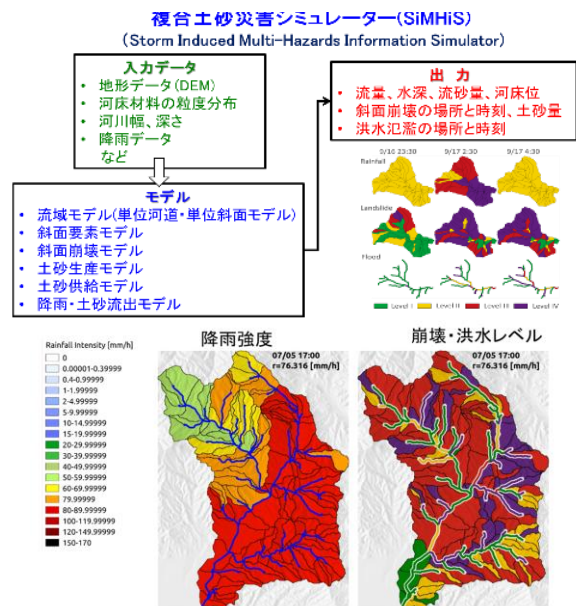


Fig.45 Composition of sub-models of SiMHiS and information provided by SiMHiS

析でき, 洪水氾濫に与える崩壊の影響なども解析することができる. このような複合ハザードの解析は, 実際には把握できない流域の状況の変化を表現することができるので, 警戒避難システムの中で有用な情報を提供するものである.

現在, SiMHiSと竹林洋史准教授の土石流シミュレータMorpho2DHのカップリングを計っており. これは世界最強の複合土砂災害シミュレータになり, 土砂災害の防止・軽減に活躍するものと考えている.

## 7.5 火山噴火災害の研究へ

2010年10月にメラピ火山が大噴火し、その後11月まで大小の噴火が続いた、火砕流や土石流による死者数は400人にのぼる大災害であった。土砂生産量は1億4千万 $m^3$ と推算され、火砕流が南斜面、火山灰が南西斜面に流出した。MSDネットワークを活用して、この災害調査を日本とインドネシアで共同調査を行った(藤田・宮本・権田豊・堀田・竹林・宮田・Djoko Legono・Muhammad Sulaiman・Faisal Fathani・Jazaul Ikhsan, 2012)。調査の目的は火砕流が流出した側と火山灰が堆積した側の土砂災害の特徴の違いである。火砕流側は直接的な被害が甚大であったが、地形変化による流域変更の結果、これまで流水がなかった河川に洪水が走り、橋梁の流失などが発生した。火山灰が堆積した南西斜面では、堆積後降雨浸透特性が変化し、少しの雨でも大洪水が発生し、砂防構造物の破損や決壊、土石流の流出が見られた。この後も継続して、洪水の発生条件の変化や復興状況なども調査した。噴火が地域の砂利採取事業を活性化し、河道の堆積土砂が常流に向かって数年で除去されることも分かった。

さてこのような調査を通してメラピ火山噴火に対して、砂防分野の立場からの研究がMSDネットワークを通して実施することができ、後のSATREPSプロジェクト「火山噴出物の放出に伴う災害の軽減に関する総合的研究」(井口教授代表)の参画に繋がった。

## 8. 土砂資源研究のススメ

### 8.1 土砂水理学と関係した土砂資源研究

河川は水だけでなく砂礫やシルト、粘土も下流に運ぶ。そこで、Table 1に示すように、河川の水と土砂に関する用語を対比してみよう。流量と流砂量、水位変化と河床変動、水管理と土砂管理、洪水災害と土砂災害のようにほとんど対応する用語が水と土砂に関して使われている。では、水資源に対する土砂資源はどうであろうか。水資源は当たり前に使われるのに対し、土砂資源という用語はほとんど聞かれない。大学の講義にも水資源工学はあって土砂資源工学はない。総合土砂管理においても土砂の資源的価値が議論されず、資源管理というより障害対策の意味合いの強い管理と考えられている。

40年間、流砂や河床変動、斜面崩壊、土石流などの研究を行ってきたが、それは災害の防止・軽減という視点での研究であった。しかし、生息場の物理環境の問題や総合土砂管理の問題について取り組んだとき、「土砂は資源である」という認識が高まり、この視点が総合土砂管理において重要であるという

考えに達した。土砂災害対策は土砂水理学が基礎となるのと同様、土砂資源管理も土砂生産・土砂流出、流砂現象などが係るので、土砂水理学が基礎となるべきである。そのような土砂資源研究について、序章のような研究を行った。新たな研究分野として今後発展することを期待する。

### 8.2 土砂は災害のもとか、重要な資源か

大学の講義で、学生に土砂は災害の原因か、水と同様に重要な資源かと質問すると、日本人の学生は災害の原因と答える者がほとんどであるが、留学生は資源と災害の両方と答える学生も少なくない。毎年土砂災害で苦しめられているわが国では、土砂災害という言葉が記憶に残り、土砂=災害となっているのかもしれない。

インドネシアからの留学生 Jazaul Ikhsan(現ムハマディア大学ジョクジャカルタ校講師)とインドネシアジャワ島中部地域にあるメラピ火山地域における総合土砂管理をテーマにした研究を行った。メラピ火山は数年に一回噴火する非常に火山活動が活発な火山であり、噴火の度に住民は火砕流や火山灰、土石流、泥流などによる被害を受ける。Fig.46 および Fig.47 は、メラピ火山地域の住民に、「河川は水資源を運ぶものか、土砂資源を運ぶものか、灌漑のための流路か、泥流のための流路か」や「火山噴火は災害か、資源を生み出す恵か」と質問した結果を示したものである(Ikhsan・Fujita・Takebayashi, 2010)。10 数年前の調査結果であり現地の住民の意識が変わっているかもしれないが、とくに郊外の地域で河川は水資源を運ぶのと同じくらい土砂資源を運んでくると考えており、火山噴火は全地域で災害であると同時に恵みであると考えている。この地域では、砂利採取が貴重な収入源になっており、火山噴火や噴出物を下流に運ぶ土石流や泥流は天の恵み

Table 1 Comparison between water and sediment transported in rivers

水	土砂
雨雲	土層, 風化基岩
降雨量	崩壊量, 侵食量
流量	流砂量
貯水量	堆砂量
水位変化	河床変動
取水	砂利採取
人工洪水	排砂, 置き土
洪水災害	土砂災害
水管理	土砂管理
水資源	土砂資源

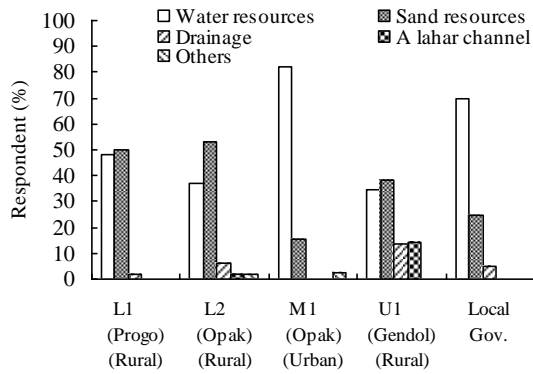


Fig.46 What are the functions of rivers?

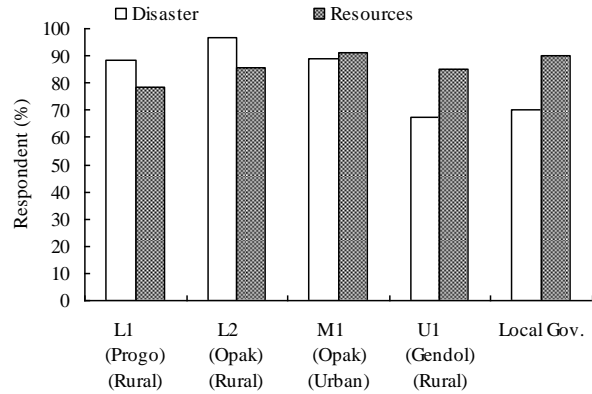


Fig.47 Are volcanic eruptions a disaster or a blessing from gods?



Photo 7 Sand mining activity in Merapi Area



Photo 8 Dredging in Sutami Reservoir in the Brantus River

という側面でもとらえている。

わが国では、日本人学生の意見のように、土砂からイメージされるものは土石流、山腹崩壊、落石、ヘドロなどマイナスのイメージのものが多く、唯一建設材料の砂利が資源として考えられている程度である。土砂は水と同様に災害の原因であるが貴重な資源でもあると考えることが総合土砂管理を進める第一歩ではないかと思う。総合土砂管理に関する事業は流域の関係者の合意を得ることが難しいが、それを可能にするためには、関係者が土砂の資源的価値を理解することから始まると思われる。

### 8.3 土砂の資源的価値

それでは、河川の土砂の資源的価値について考えてみよう。この資源的価値は、人間が直接何かを生み出すための土砂利用に見出されるが、それだけではなく自然システムを人間にとってより好ましい状態にするような土砂の活用にも資源的価値がある。

まず、前者の最も典型的な例として砂利資源がある。砂利を使用して建物などを建設するということが土砂の資源的価値が見いだされる。砂利採取はわが国では規制されているが、Photo 7 はメラピ火山地域における砂利採取の様子である。本川・支川のいたるところで砂利採取が活発であり、過剰採取という社会的問題も起こっている。Photo 8 は東ジャワのブランタス川にあるスタミダムで行われている浚渫船による堆砂の除去とパイプラインを使った輸



Photo 9 Step-pool morphology and braided river

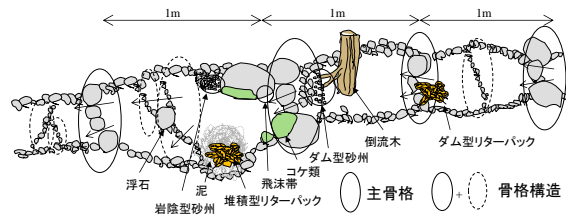


Fig.48 Typical composition of microhabitats in step-pool river morphology



Photo 10 Effects of riverbed degradation by excess sand mining on river structures in Indonesian rivers

送、浚渫した土砂の堆積地、田んぼになった堆積地の状況を示したものである。堆砂対策としての浚渫による土砂に資源的価値を見出し、農地開発に使っ



ている。また、河川の土砂は河口から海に流れ、その多寡が海岸侵食の一因になる。海岸侵食の防止軽減は国土保全上重要であり、河川から除去した土砂を養浜に使う事業は土砂の資源的活用である。その他、河川からの掘削土砂を堤防や土地の造成などに使うことも前者の意味での資源的活用である。

人間が直接利用して何かを生み出すというのではなく、自然システムを人間にとってより好ましい状態にするような土砂の活用については、下記のようなことが挙げられる。たとえば、山地河川の階段状河床形態や河川の砂州などの河床形態は、その場に適した良好な環境や景観を提供するものである。Photo 9 は穂高砂防観測所の付近の典型的な階段状河床形態とイタリアのタリアメント川に見られる網状河川の写真である。階段状河床形の典型的なマイクロハビタットの分布を Fig.48 に示す。(鈴木, 2010)大きな石や礫が構造骨格を作り、シルトや細砂、粗砂がその中で分布して堆積し、リターや苔、流木などとともに生息場の物理環境を構成している。網状流路は、主流路、二次流路、たまりなど様々な生息場を提供している。生態系サービスを受けている人間にとっては、このような生息場の保全は重要であり、そのためには物理環境を創造している流砂の動態を適切な状態にする必要がある。したがって、これらの景観や環境、生息場物理環境の回復や保全のために土砂供給することは、土砂の資源的活用である。

#### 8.4 総合土砂管理の研究の展開

前記の Jazaul Ikhsan 氏とは、メラピ火山地域の土砂動態、その中に占める砂利採取量などを調査するとともに、社会経済的背景から砂利採取事業、砂利採取事業と火山噴火の関係などを調べ、土砂が災害のもという面と地域の重要な資源であるという視点から研究を進めた。(Ikhsan・Fujita・Takebayashi, 2009; Fujita, 2014)このような研究は在職中にもっと進めたかったがかなわなかった。ただし、多くの関連委員会に参加しながら得た情報から、総合土砂管理研究の今後の視点について整理して、講演の機会に述べることができたので、ここでもそれを整理して述べたい。

##### (1) 土砂災害対策と土砂資源管理は一体で

水管理は水害対策と水資源管理からなるが、同様に土砂管理も土砂災害対策と土砂資源管理から構成される。水と違って土砂は、土砂災害対策と土砂資源管理はお互いに影響する。たとえば、土砂災害対策の一つとして土砂の流出を軽減することがあるが、その結果下流域への土砂流出が抑制されて、流砂不足になる。生息場環境的に言えば土砂資源不足であ

る。また、過剰な砂利採取のような不健全な土砂資源管理は河床低下を起し、利水上の問題、河川構造物や堤防の不安定化につながる。Photo 10 はインドネシアにおける過剰な砂利採取による河床低下の様子の写真である。したがって、土砂災害対策と土砂資源管理は一体として進める必要がある。

##### (2) 貯水池堆砂は負債か、貯金か

貯水池堆砂管理を流域の財政管理に例えて考えてみよう。まず、上流域の土砂生産は財政では収入のようなものであり、貯水池という銀行に貯金として貯めていくことになる。収入(土砂生産)が多いほど貯金(堆砂量)は増える。ちなみに、貯水池管理者は収入ではなく負債が増えていると考えるようである。しかし、ここでは、堆砂量を貯金と考えると思考が一変する。さて、この貯金をどのように使って、流域の将来を好ましくするのかを考える。好ましい流域というのは安全で豊かな環境の流域である。流域のどこかで流砂不足で生息場環境が悪くなっていれば、貯水池から排砂して(貯金を使って)改善を図る。しかし、使いすぎる(無駄使いすると)と先々問題が起こった時に使うべき土砂がなくて困ってしまう。また、砂をダムから流しても下流部や河口部にすぐに到達するわけではないが、長期的には河口部に砂が至り河口の砂州や干潟の環境の改善につながる。財政で言うところと長期投資のようなものである。収入を人為的に操作するという事は難しいので、このような財政管理は収入に応じて行う必要がある。

貯水池堆砂を負債と考えるといかに借金をなくすかということに汲々となり、ネガティブな考えしか発想できないが、貯蓄と考えていかに流域のより好ましい状態のために有効活用するかということを見ると、建設的でポジティブなアイデアが生まれるのではないだろうか。また、その先には土砂資源計画のような考えにも至ると思われる。

##### (3) 土砂資源活用は持続可能な土砂管理への成功の鍵

土砂の生産域から河口まで河川の流れに沿って、必ず顕著に土砂が堆積する場所があり、災害に繋がるような過剰な土砂を河川の外に除去するか、下流に流すかという手段をとることになる。しかし、河川からの土砂の除去、貯水ダムからの排砂、貯水ダムの下流域での置き土などの代表的な土砂管理の手段に伴って、濁水の発生や下流域での河床が上昇するので、とくに下流側で反対の声が強くなる。また、河川の外に出した土砂を土捨て場に廃棄する場合も、運搬費、土捨て場の確保、運搬による環境問題などの解決が難しい。しかし、土砂は資源だという認識が高まり、資源的活用することで流域にとって生産性のある対策になれば、これらの手段は進めやすく



Photo 11 Sediment deposition at the upstream end of Futatsuno Dam in Kumano river due to Typhoon Talas in 2011 Peninsula



Photo 12 Elevated embankment for tsunami countermeasures created with removed sediment

なるであろう。土砂管理の成功の鍵は土砂資源活用にあると考えられる。

### 8.5 PDR s U とその視点から見た持続可能な土砂管理論

流域管理の事業は色々な軸で評価されるが、管理目標の達成度に対しては、安全軸と環境軸が代表的である。総合土砂管理も同様に安全と環境の両面で評価される。もう一つの評価軸はその事業の持続可能性であろう。安全面と環境面で目標が達成されても、持続性がなければ十分ではない。

流域の土砂生産・土砂流出システムは土砂生産現象と土砂輸送現象からなり、その過程で土砂の堆積現象と河床の侵食現象が起こる。また、土砂管理の手段として河川からの土砂の除去、貯水池や堰で止められた土砂の下流への開放(排砂)など、土砂流出システムには人為的インパクトが与えられる。除去され河川外へ運搬された土砂は土捨て場で処分されるか、利活用されるか、または置き土として河川に戻される。以上が一般的な流域スケールで見たときの人為的インパクトも含めた土砂動態のプロセスである。

ここで、このプロセスに含まれる各要素について、土砂生産を P(Sediment Production), 土砂堆積を D(Sediment Deposition), 土砂の除去を Rm(Sediment Removal), 土砂の下流への開放(排砂, 置き土)を Rl(Sediment Release), 土砂の利活用を U(Sediment Utilization) と称することにする。P→D→Rs(Rm・Rl)→U は流域の土砂動態を上流から表しており、P は侵食、山腹崩壊、土石流などの現象により発生するが、その量、頻度は様々である。生産土砂は下流に流送されるが、スムーズに河口まで行くことはほとんどなく、勾配が緩くなる箇所、河道拡幅部、貯水池、河口部に必ず堆積する。したがって、流域を通して D は必ずどこかで複数発生する。P は安定した流域ではあまり変動がないが、一般には豪雨時多数の山腹崩壊や土石流が発生すると非常に大きくなり、その後もその影響が残る場合もある。P→D が

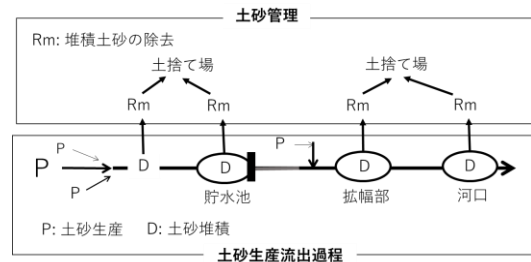


Fig.49 Unsustainable sediment management system

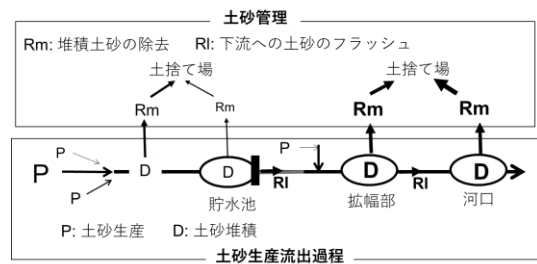


Fig. 50 Sediment management system with sediment release

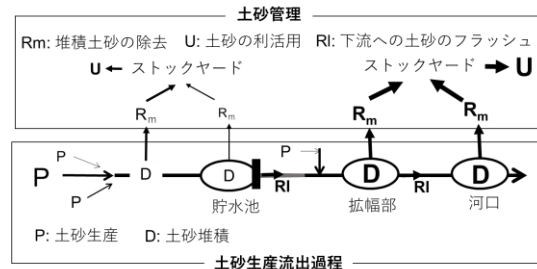


Fig.51 Sediment management system introducing stockyards, sediment utilization, and sediment removal

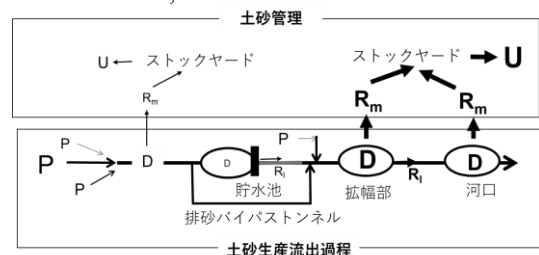


Fig.52 Sediment management using sediment bypass

過剰であると土砂災害や洪水氾濫の危険性が高くなり、砂防施設やソフト対策で被害の軽減を図ることになるが、D が異常に大きいと、Rm は過剰になり土砂の処分が苦勞する。一部の土砂をRlで下流に流すことができれば、上流域の負荷は少なくなるが、Rlには事前に流域の関係者で議論し、流す量を決めなければならない。多くの河川ではここがスムーズに運ばない。この流れがスムーズになると持続可能な土砂管理が実施できていると考えられる。

Fig.49 は土砂生産源から河口までの土砂動態の模式図を示したもので、途中で貯水ダムと拡幅部がある状況を設定した。輸送土砂は、ウォッシュロード(流送土砂には含まれるが、河床材料には含まれない粒径の小さい流砂成分)を除けば河口までスムーズに流れるということはなく、流域には自然的または人為的に顕著に土砂堆積(D)が進行する場所が必ず存在する。この図では貯水ダムと拡幅部がそれにあたり、その他にも急こう配から緩勾配に遷移する箇所や河口部も土砂が堆積傾向になる。Photo11 は、2011年の台風12号による洪水後の熊野川の二津野ダム上流での堆砂状況、ダム下流の本宮地区での土砂堆積の状況を示したものである。これらの場所で過度に堆積が進むと、洪水氾濫のトラブルスポットになる。そのため、過剰な土砂堆積は除去(Rm)して土捨て場に運搬される。しかし、土砂生産(P)は永続的に起こると考えられ、土砂堆積と土砂の除去は繰り返される。土砂生産→土砂堆積→土砂の除去→土捨て場というシステムは持続可能ではないと考えられる。

Fig.50 は、Fig.49のようなシステムに貯水ダムからの排砂を導入した場合である。貯水ダムにとっては堆砂を除去できるのでメリットが大きい。それによって、洪水調節に使う容量も増加する。また、貯水ダムの直下流では河床低下が進んでおり、河川生物の生息場物理環境も流砂不足により悪化している場合が多い。したがって、貯水ダムの直下流の河床低下と生息場環境の問題の解決にも繋がる。しかし、下流域では濁水や河床上昇などの問題が排砂により生じるので、排砂について下流域と同意を得ることが難しい。下流域での土砂の除去量が増加するのも問題である。また、アユ釣りなどの水産業、観光にも影響が出るかもしれないので、反対される場合が多い。しかし、河床低下や生息場の物理環境の保全・回復には有効であり、過度な濁水や河床上昇を抑えることができるような排砂条件を科学的に示すことができるかが解決への道である。アユ釣りについては、むしろ藻類の更新が起これ、生育条件がよくなることが知られているので、そのような理解を得ることが重要である。しかし、貯水ダム上流域で除

去すべき土砂量は排砂の分少し減少するが、下流域では増加し、結果的に除去しなければならない土砂量はほとんど変わらない。したがって、Fig.49のシステムと同様に除去した土砂の処理の問題が残さ、持続可能とは言えない。

Fig.51 は Fig.50 のシステムにおける土捨て場をストックヤードに変え、そこから土砂の利活用を計るというシステムである。一般に土砂の利活用のニーズは上流より下流の方が高いと考えられるので、除去した土砂は下流に運搬する必要があるが、運搬費や環境の問題が生じる。排砂のように流水の力で土砂を下流に送れば、その問題の解決にも繋がる。ただし、利活用のメニューを自治体、住民らと考える必要がある。河川での過剰な土砂をなるべく下流に送り、そこで利活用を活性化することで PDRsU の流れがスムーズになる。

Fig.52 は排砂バイパストンネルを設置したもので、貯水池堆砂が軽減され上流域での堆積土砂が減り、上流域での負荷が大幅に減少する。また、土砂をより下流域に送ることができ、下流での負荷が大きくなる半面、幅広い土砂利活用のニーズが期待される下流域で、土砂利活用事業を活性化することで問題の解消が図れる。Photo 12 は熊野川下流域の新宮市において、河床掘削土砂を使って建設された津波避難のための高台盛り土である。このような防災施設に除去した土砂を活用すると、地域貢献の施策として総合土砂管理が歓迎される。

持続可能な土砂管理を進める上での鍵として、土砂の資源的活用を挙げたが、利活用が過ぎると土砂災害の原因になる。わが国では、戦後過度の砂利採取により河床低下の問題が生じたため砂利採取が規制されている。インドネシアでは、噴火活動が活発な火山が多く、その際多量の土砂が生産され流出する。火山噴火後、その流域では砂利採取が盛んになり、その結果、下流域で河床低下の問題が発生するという流域管理上の問題が顕在化している。

## 8.6 土砂資源計画論に向けて

土砂は水と同様に限られた資源であるので、資源活用が進んでくると計画論が必要になる。水資源管理計画では、降雨量の実績と将来予測、降雨流出解析などが基本となる情報である。これと対比すると土砂資源計画のためには、土砂生産の実績と将来予測、土砂流出解析が必要になる。これらの研究は進展してきているが、計画論に使えるような精度があるかは不明確である。土砂水理学の研究は古くから主として防災のための研究が行われてきたが、土砂資源計画に有効な研究を行うという立場で今後の土砂水理学の研究を拓げるのもいいのではないかと

れからの研究者に大いに期待する。

## 9. おわりに

学生時代から今まで、水工学や河川工学、砂防工学の分野の世界第一人者である芦田和男先生、高橋保先生、道上正規先生、水山高久先生の指導の下で研究を行うことができたことは幸せの極みである。水工学の分野では、多くの技術者が掃流砂量公式に芦田・道上式や芦田・高橋・水山式を使っている。まさにこれらの式を導かれた先生方にご指導いただいたのは、私の誇りである。また、流砂研究の第一人者の江頭進治先生や宮本邦明先生に長期にわたって色々な視野からご指導していただいた。さらに、多くの共同研究者や学生と出会えたことも私の生涯の宝と言える。むしろ彼らなしでは私の研究成果は希薄なものであったと思う。国や地域の行政の方や技術者の方からは、キャンパス外での生き活きた土木工学、砂防工学を学び、研究成果を活かすことチャンスをいただいたことも深甚の喜びである。

土砂水理学の基礎的研究は、幅が広い対象に応用することができると思っている。河床の地形変化の予測や制御、土砂災害を引き起こす諸現象の予測や対策などはもとより、河川環境、とくに生息場物理環境の問題にも応用できる。また、土砂を資源として有効活用することが当たり前になれば、土砂生産、土砂流出、土砂利用を考えた土砂資源計画も将来必要になるであろう。そのとき、科学的な計画論は土砂水理学抜きにしては構築できない。今後、土砂水理学、さらには応用土砂水理学が発展することを大いに期待するとともに、土砂資源計画という考え方が広く世間に浸透することを期待する。

最後に、日ごろから一緒に研究を進めていただいた研究者の皆様、学生の時宇治川水理実験所の工場で実験装置を製作していただき、工作技術を教えてくださいました今井氏、山口氏、実験装置や実験技術について丁寧に教えていただいた元防災研究所技術職員の吉田義則氏、支援していただいた宇治地区の事務の皆様、研究室の歴代秘書の皆様にご感謝申し上げます。

## 参考文献

- 芦田和男・江頭進治・安東尚美(1984)：階段状河床形の形成機構と形状特性に関する研究，第28回水理講演会論文集，pp.743-750.
- 芦田和男・藤田正治(1986a)：河床粒子の浮遊機構とそのモデル化，土木学会論文集，375号/II-6，pp.79-88.
- 芦田和男・藤田正治(1986b)：平衡および非平衡浮遊砂量算定の確率モデル，土木学会論文集，375号/II-6，pp.107-116.
- 芦田和男・道上正規(1970)：浮遊砂に関する研究(1)－河床付近の濃度－，京都大学防災研究所年報，第13号B-2，pp.233-242.
- 泉山寛明・堤大三・手島宏之・藤田正治(2009)：地表面熱収支を考慮した裸地斜面における凍結融解シミュレーション，水工学論文集，53巻，pp.643-648.
- 泉山寛明・堤大三・藤田正治(2011)：裸地斜面の凍結融解強度に積雪および地形特性が与える影響，水工学論文集，55巻，pp.715-720.
- 泉山寛明・堤大三・藤田正治(2012)：間隙構造の変化を考慮した風化基岩の凍結融解時における熱伝導と水分移動の解析，土木学会論文集B1(水工学)，68(4)，pp.529-534.
- 泉山寛明・堤大三・藤田正治(2016)：気温上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測 地質を考慮した風化基岩における凍結融解による土砂生産量の推定法，砂防学会誌，68(5)，pp.10-20.
- 岩垣雄一(1956)：限界掃流力に関する基礎研究，(I) 限界掃流力の力学的研究，土木学会論文集，41号，pp.1-20.
- 江頭進治・松木敬(2000)：河道貯留土砂を対象とした流出土砂の予測法，水工学論文集，第44巻，pp.735-740.
- 吉川秀夫・石川忠治(1978)：流砂運動のモデル化とそれに基づく流砂量の算定について，土木学会論文報告集，第269号，pp.53-64.
- 木下篤彦・藤田正治・田川正朋・水山高久・澤田豊明(2005)：排砂に伴う濁りが魚類に与える生理的影響とその評価法，砂防学会誌，58(3)，pp.34-43.
- 木下篤彦・藤田正治・水山高久・澤田豊明(2003)：排砂に伴う濁水によるイワナへの影響評価法，水工学論文集，pp.1129-1135.
- 木下篤彦・藤田正治・水山高久・澤田豊明(2006)：砂防ダムからの排砂による溶存酸素濃度の低下とその予測，砂防学会誌，59(2)，pp.13-20.
- 木下篤彦・藤田正治・水山高久・澤田豊明(2012)：排砂による河床への土砂堆積に伴うイワナの局所的な避難空間の減少に関する研究，土木学会論文集B1(水工学)，68(4)，I\_1117-I\_1122.
- 木下篤彦・水山高久・藤田正治・澤田豊明・吉(2001)：ヒル谷における人為的排砂のイワナへのインパクト，河川技術論文集，第7巻，pp.363-369.
- 日下部重幸・道上正規・藤田正治・檜谷治・宮本邦明(1996)：マッコーマック法を用いた砂防ダム上

- 流の堆砂計算法に関する研究, 水工学論文集, 40巻, pp.977-982.
- 砂防学会編(2000): 山地河道の河床変動計算法, 山海堂.
- 澤田豊明(1985): 山地流域の土砂流出に関する研究, 京都大学博士論文, pp.51-85.
- 鈴木裕一郎(2010): 山地溪流における水生生物の生息場評価モデルに関する基礎的研究, 京都大学大学院工学研究科修士論文.
- 堤大三・藤田正治・泉山寛明(2009): 気温上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測, 水工学論文集, 53巻, pp.649-654.
- 堤大三・藤田正治・伊藤元洋・手島宏之・澤田豊明・小杉賢一朗・水山高久(2007): 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究—田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション—, 砂防学会誌, 59(6), pp. 3-13.
- 堤大三・藤田正治・林雄二郎(2007): 2005年台風14号により大分県竹田市で発生した斜面崩壊に関する数値シミュレーション, 水工学論文集, 51巻, pp.931-936.
- 堤大三・藤田正治・Muhammad Sulaiman(2006): 混合砂礫河床の材料の空隙率に関するシミュレーションモデル, 水工学論文集, 第50巻, 171.
- 藤田正治・澤田豊明・水山高久(2003): 山地流域における濁度変化と土砂動態, 水工学論文集, 47, pp.739-744.
- 藤田正治・澤田豊明・水山高久・木下篤(2000): 砂防ダムからの排出土砂の移動とそれが溪流環境に与える影響, 水工学論文集, 44巻, pp.1215-1220.
- 藤田正治・水山高久(2005): 生成項を考慮した浮遊砂拡散方程式とその適用, 砂防学会誌, 57(6), pp.3-12.
- 藤田正治・水山高久・飯田猛行(1997): 床固め工群を有する河道の河床変動特性, 砂防学会誌, 50(3), pp. 21-27.
- 藤田正治・水山高久・澤田豊明・新原伸栄(2005): 階段状河床におけるプールの満砂状態からの回復過程, 新砂防, 58(3), pp. 25-33.
- 藤田正治・水山高久・武蔵由育(1998): 水平オープン型砂防ダムの機能, 水工学論文集, 42巻, pp.931-937.
- 藤田正治・水山高久・武蔵由育(2001): 砂防ダム群の土砂流出調節効果, 水工学論文集, 45巻, pp.697-702.
- 藤田正治・道上正規(1995): 千代川の淵の構造と魚類の生息, 鳥取大学工学部研究報告, 第26巻, 第1号, pp.181-193.
- 藤田正治・道上正規・澤田豊明(1999): 階段状河床の洪水による変形に関する現地調査, 水工学論文集, 第43巻, pp.725-731.
- 藤田正治・宮本邦明・権田豊・堀田紀文・竹林洋史・宮田秀介・Djoko Legono・Muhammad Sulaiman・Faisal Fathani, Jazaul Ikhsan(2012): 2010年インドネシア・メラピ火山噴火災害, 京都大学防災研究所年報, 55(A), pp. 171-180.
- 藤田正治・Muhammad Sulaiman・Jazaul Ikhsan・堤大三(2008): 河床材料の空隙率の変化を考慮した河床変動モデルとその適用, 河川技術論文集, 第14巻, pp.13-18.
- 松村和樹・藤田正治・山田孝・権田豊・沼本晋也・堤大三・中谷加奈・今泉文寿・島田徹・海堀正博・鈴木浩二・徳永博・柏原佳明・長野英次・横山修・鈴木拓郎・武澤永純・大野亮一・長山孝彦・池島剛・土屋智(2011): 2011年9月台風12号による紀伊半島で発生した土砂災害, 砂防学会誌 64(5), pp. 43-53.
- 道上正規・藤田正治・北川豊広・三村光太(1994): 空隙の大きな河床への浮遊砂の沈み込み過程と非平衡浮遊砂, 水工学論文集, 第38巻, pp.609-615.
- 道上正規・藤田正治・三木敦史(1992): ウォッシュロードによる貯水池堆砂の1次元および2次元数値計算法, 鳥取大学工学部研究報告, 第23巻, 第1号, pp.109-120.
- 宮田秀介・堤大三・村重慧輝・宮本邦明・藤田正(2014): 泥流発生過程を考慮した融雪型火山泥流の予測, 土木学会論文集B1(水工学), 70(4), I\_949-I\_954.
- 村重慧輝・堤大三・宮田秀介・藤田正治・酒井英男・上石勲(2015): 火山泥流発生機構解明のための高温砂礫による融雪に関する実験的研究, 砂防学会誌, 67(6), pp. 3-10.
- 山野井一輝・藤田正治(2014): 土砂生産・土砂供給・土砂輸送堆積統合型モデルの開発と山地流域への適用, 土木学会論文集B1(水工学), 70(4), I\_925-I\_930.
- 山野井一輝・藤田正治(2016): 豪雨時の水・土砂災害に関わるハザード群の発生リスク評価, 土木学会論文集B1(水工学), 72(4), I\_1291-I\_1296.
- 山野井一輝・藤田正治(2017): 複合土砂災害シミュレータSiMHiSを用いた山地地域における土砂災害の警戒避難情報の提供に関する一考察, 砂防学会誌, 69(6), pp.15-23.
- Chen, C.Y. and Fujita, M. (2013): Simulation of Sediment Disasters Due to Slope Failures and the following Sediment Runoff, International Journal of Erosion Control Engineering, 7(1), pp. 19-31.

- Chen, C.Y. and Fujita, M. (2014a): A Multi-modal Sediment Disaster Simulator on a Basin Scale, Proceedings of INTERPRAEVENT2014 in the Pacific Rim, P-39.
- Chen, C.Y. and Fujita, M. (2014b): A Warning and Evacuation System by means of a Multi Sediment Hazards Simulation Model on a Basin Scale, Proceeding of International Debris-Flow Workshop 2014, T07-1.
- Fujita, M., Tsutsumi, D., Takebayashi, H., Yamanoi, K., Izumiyama, H. and Kawata, Y. (2012): A Combined Model of Sediment Production and Sediment Runoff, Proceedings of International Conference on Sediment Transport Modeling in Hydrological Watersheds and Rivers, Istanbul-Turkey, pp.317-324.
- Fujita, M., Oshio, S., Tsutsumi, D. (2010): A prediction method for slope failure by means of monitoring of water content in slope-soil layer, Journal of Disaster Research, No.3, Vol.5, pp.296-308.
- Fujita, M. (2014): Socio economic and disaster management, Proceeding of 2nd International Conference on Sustainable Innovation.
- Hinze, J. O. (1975): Turbulence, McGraw-Hill, pp.353-354.
- Itakura, T. and Kishi, T. (1980): Open channel flow with suspended sediments, Proc. ASCE, HY8, pp.1325-1343.
- Jazaul Ikhsan, Fujita, M. and Takebayashi, H. (2009): Concept on sustainable sand mining management in Merapi area, Annual Journal of Hydraulic, Engineering, JSCE, Vol. 53, pp 151-156.
- Jazaul Ikhsan, Fujita, M. and Takebayashi, H. (2010): Sediment Disaster and Resource Management in the Mount Merapi Area, Indonesia, International Journal of Erosion Control Engineering, Vol.3, No.1.
- Kinoshita, A., Mizuyama, T., Fujita, M. and Sawada, T. (2002): The Impact on Fish of Sediment Flushing from a Sabo Dam, Congress Publication, INTERVRAEVENT 2002 in the Pacific Rim, pp.927-934.
- Muhammad Sulaiman, Fujita, M. and Tsutsumi, D. (2007): Bed variation model considering porosity change in riverbed material, Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, 60(1), pp.11-18.
- Muhammad Sulaiman, Tsutsumi, D. and Fujita, M. (2007): Porosity of sediment mixtures with different type of grain size distribution, AJHE, JSCE, Vol.51, 23.
- Michiue, M. and Fujita, M. (1990): Method for predicting slope failure, Journal of Natural Disaster Science, Vol.12, No.1, pp.49-62.
- Yalin M.S. and Krishnappan B.M. (1973): A probabilistic method for determining the distribution of suspended solids in open channels, I.A.H.R., International symposium on river mechanics, A52-1-A52-12.
- Yamanoi, K., Fujita, M. (2014): Application of an Integrated Model of Sediment Production, Supply and Transport to a Mountainous Watershed, Proceeding of AOGS 11th Annual Meeting.

(論文受理日 : 2023年8月31日)