

巡検案内書

モデル実験から理解する沖積河川の堆積・侵食・地形発達作用*

Understanding sedimentation, erosion, and geomorphological development of alluvial rivers through model experiments*

成瀬 元¹

概要

Hajime Naruse¹

2023年3月9日受付.

2023年6月8日受理.

* 日本地質学会第130年学術大会(2023年京都) 巡検(Hコース, ワークショップ)案内書
¹ 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻
Division of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Kyoto University,
Kitashirakawa Oiwakecho, Sakyo-ku,
Kyoto 606-8502, Japan

Corresponding author: H. Naruse,
naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp

このワークショップでは、堆積地質学で用いられるモデル実験を体験し、その意義について議論する。まず、小型の水路を使って沖積河川を模した実験を行う。この実験では沖積河川を流れる土砂の流量や粒度を変化させ、河川地形に与える影響を検討する。水路の下流端に堰を設け、海や湖・ダムへそそぐ河川の地形発達作用を観察する。次に、簡便な数値モデルを用いて2種類の数値実験を行う。一つ目の実験は土砂流量を変化させることで起こる河川地形変化を再現する。二つ目の実験は水平2次元格子モデルによるベッドフォームの形成実験である。計算領域の格子間で土砂を流入・流出させ、ベッドフォームが発達し移動する様子を観察する。これらの実験を通じて、モデル化により複雑な自然現象の本質を抽出することの楽しみが参加者に伝わることを主催者は期待している。

Keywords

bedform, cellular automaton, Exner equation, flume experiment, numerical simulation, morphodynamics

はじめに

このワークショップでは、堆積地質学では野外調査とならんで研究の柱となっている水路実験および数値計算を用いた数値実験の基礎を実践的に学び、これらのモデル実験で観察された堆積・侵食作用と地層・地形形成プロセスに関して参加者全員で議論を行うことを目的としている。このワークショップは堆積地質学の初学者を対象としており、参加者に水路実験・数値計算・水理学の知識や経験がほとんどないことを想定している。

伝統的に、堆積地質学では野外調査による地層の観察を重視してきた。堆積地質学で広く用いられている堆積相解析(facies analysis)は、露頭やボーリングコアで観察された地層の特徴と最も一致する堆積相モデルを探索することで、地層の過去の堆積環境を復元する研究手法である(Dalrymple and James, 2010)。このとき用いられる堆積相モデルは、主として現世の地形で観測された堆積物(deposit)の特徴から経験的に構築される。この分野のもう一つの大きな柱は成因論的層序学(genetic stratigraphy)である(Muto et al., 2007)。これは、地層の堆積盆スケールでの形態的特徴を海水準変動や土砂(sediment)供給量といった環境情報と結びつける研究分野であり、よく知られているシーケンス層序学もその一つである(Catuneanu, 2020)。シーケンス層序学におけるモデルもまた、主として地震波探査断面にみられた

地層の特徴から構築された経験的なモデルである(例えば、Catuneanu et al., 2011)。現在でも、堆積地質学において、これらのような経験に基づくデータ駆動科学的アプローチの重要性はもちろん失われてはいない。

それでは、堆積地質学における水路実験や数値実験の意義は何だろうか。条件をコントロールできる実験は、一般の科学的手法と同様に、堆積地質学においてもモデルや仮説の検証をするために無くてはならない研究手法である(例、Cai and Naruse, 2021)。しかし、それだけではない。実験的手法では天然のスケールや環境では観測が難しい現象を取り扱うことができる。例えば、直接現地へ赴くことが難しい深海底の混濁流や土石流の挙動を観察するには、水路実験が有効な手段となる(Naruse and Masuda, 2006; Sequeiros et al., 2009)。また、天然スケールでは数千年以上かけて起こる地形変化や地層の形成プロセスも、実験であれば短時間のうちに観察し、現象への理解を深めることができる(Muto, 2001)。たとえ直接観測できるような現象であったとしても、堆積・侵食現象の観測データを大量に集めることはあまりにも労力が大きい。そのため、地形発達に関する経験則を作るうえでも実験的研究手法は強力な解析ツールとなる。例えば、リップル(ripple mark)やデューン(dune)などのベッドフォーム(bedform)形成条件の相図は大部分が実験データに基づいて経験的に作られている(Ohata et al., 2017)。

さらに、アナログ実験や数値実験は、自然環境の変化と地

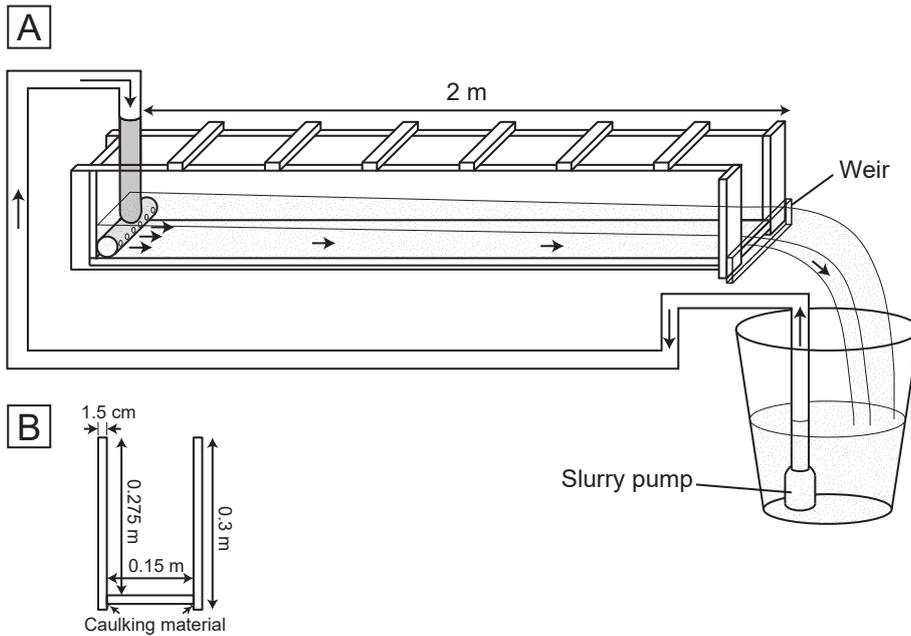


Fig. 1. Flume experiment setup. (A) Design and layout of the acrylic flume used in this experiment. A slurry pump circulates water and sand from the bucket at the downstream end of the flume. (B) Vertical cross section through the flume. The acrylic plates are glued together with acrylic adhesive and waterproofed externally with caulking material.

形・地層の関わりを考える上での視点を与えてくれる。例えば、中世以降、日本列島の自然環境は大きく変化し続けてきたことが知られている。特に山地の森林被覆率の変化は大きい。江戸時代初期(17世紀)には木材や燃料として利用するために山地の伐採が進み、日本の森林被覆率は大幅に低下した(Totman, 1989)。現在は森林におおわれている京都近郊の山々も、江戸時代から明治初期にかけてはほとんどがはげ山であったことが知られている(小椋, 1990)。このような植生の荒廃の結果として山地の削剥が進み、土砂生産量が増大したことで、日本の沖積平野や海岸の地形は大きく変化した(千葉, 1991)。一方、近年は日本の森林被覆率は大幅に回復し、さらには建築資材としての川砂の採取や砂防ダムの建築により、河川土砂流量(sediment discharge)が急激に減少した。加えて、土木工事による河川の直線化が進んだことで、侵食による河床低下や海岸侵食が深刻な社会問題となりつつある(宇多ほか, 2009; 井上ほか, 2014)。しかし、山地からの土砂供給量が変化すると具体的にはどのような地形変化が起こり、その地形的特徴はどのような形で地層中に記録されるのだろうか。水路実験や数値計算を用いれば環境条件を簡単に変化させることができ、人為的な環境変化に対する地形の長期的な応答を考える材料を得ることができる。

このワークショップでは、堆積地質学におけるモデル実験(水路実験と数値実験)の意義を理解するため、特に土砂流量の変化が地形に与える影響に注目して実験を行うことを予定している。まず、小型の水路を使って沖積河川を模した実験を行う。水流量を一定にしたうえで土砂の流量や粒度を変化させ、それらが河川地形に与える影響を検討する。また、形成された地形に擾乱を与えることで、地形の安定性を観察する。さらに、水路の下流端に堰を設け、河川下流端の水位を上昇させた場合にどのような地形が形成されるか試す。

次に、数値計算モデルを用いて、2種類の数値実験を行う。

一つ目は沖積河川の地形変化を模した数値実験である。河川に流れる土砂の流量を変化させ、水路実験で見られた地形変化を再現することを試みる。二つ目の数値実験は水平2次元格子モデルによるベッドフォームの形成実験である。地形を格子状に区切り、それぞれの格子に含まれる土砂を単純なルールに従って移動させることで、ベッドフォームが発達し移動する様子を観察する。これらの数値実験では、プログラミング言語 Python を用いて、地形変化モデルを参加者自身が作成する。

水路実験：沖積河川縦断形の地形変化

1. 実験装置

長さ 2.0 m、幅 0.15 m、深さ 0.275 m のアクリル製水路を用いて、沖積河川縦断形の変化を観察する(Fig. 1)。水路は厚さ 1.5 cm のアクリル板をアクリル接着剤(アクリサンデー社製アクリルサンデー)を使って組み立てたものであり、底板および背板と側壁の接着部はコーキング材(セメダイン社製バスコーク)によって防水加工が施されている。水路の下流端には側方へ 2.5 cm 伸びる板が接着されている(Fig. 1)。この板に万力で別の板を取り付けることで、下流端に堰を設置することができる。この堰の高さは自由に設定することが可能である。ポンプで吸い上げた水と土砂を流入させるため、水路の上流端に塩化ビニルパイプを設置してある。この塩化ビニルパイプは背板にケーブルタイで固定されており、パイプの先端には T 字状の継手が接続されている。この T 字継手には直径 8 mm 程度の小孔が等間隔で多数あけられており、継手の左右両端の出口も解放されていて、それらの穴から水と土砂の混合物を一樣に噴出させることができる。

この実験では、スラリーポンプ(ボンスター社製 PSK シリーズポンプ 140 リットル/分)を使って水路内に水および

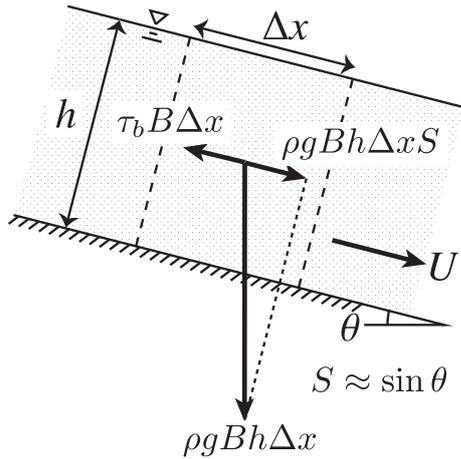


Fig. 2. Hydraulic quantities of flow. Symbols are explained in the text.

土砂を循環させる。スラリーポンプは通常汚泥の処理に用いられるポンプであり、水と土砂を同時に吸い上げることができる。本実験では、ポンプのホースは水路の上流端の塩化ビニルパイプに接続されており、ポンプから吐き出された水・土砂は前述の T 字状継手の穴から噴出し、水路内を流れ下って、下流端に設置されている大型のバケツ(容量 120 リットル)へ流れこむ(Fig. 1)。スラリーポンプはこのバケツ内に設置されているため、バケツに流入した水と土砂は再び吸い上げられ、水路内を循環することになる。このスラリーポンプの電源はトランス(東京理工舎製リコースライダートランス)を通じて供給される。これは、供給電圧を変化させることでポンプの出力を調節するためである。本実験では、おおむね 75 V 程度の電圧でポンプを駆動することになる。

2. 水理条件の測定

本実験では、水路内の流れの体積流量 Q_v 、水深 h 、鉛直平均流速 U 、底面せん断応力 τ_b の 4 つの値を流れの基本的な水理量として測定する(Fig. 2)。測定誤差の影響を減らすため、すべての測定は実験の参加者全員がそれぞれ一回ずつ行い、得られた値を平均したものをこの実験の水理条件の代表値とみなすことにする。

(1) 流量の測定 流量は以下の手順で測定する。まず、土砂を入れない状態で、水路内に水を循環させる。実験参加者はバケツを持ち、下流端で採水を行う。この時、もう一人の実験参加者はストップウォッチで採水時間を測定する。電子天秤によって水の入ったバケツの重量を測定し、事前に測定したバケツ自体の重量を引くことで、採水量を測定する。この採水量を採水時間で割ることによって、水路内の水の質量流量 Q_w を求めることができる。ここで、水の質量流量とは、流れの中のある断面を単位時間当たりには通過する水の総質量を意味する。流れが時間的に変動しない状態となっていれば、水の流量は水路内のどの断面でも同じ値となっている。次に、質量流量 Q_w を水の密度 ρ (本実験では簡単のため $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ とする)で割ることによって、体積流量 Q_v を求める。すなわち、

$$Q_v = \frac{Q_w}{\rho} \tag{1}$$

ということになる。この実験では、いったん測定した流量の値は実験中変化しないものとみなす。

(2) 水深の測定 水深 h は、実験参加者が水路の側壁に直接ノギスをあてて測定を行う。ここで、水深 h は底面と垂直方向に測った水面までの距離と定義される。水路の流入口および流出口付近を避ければ、水路全体で水流の水深はほとんど等しくなるため、測定地点はどこを選んでも構わない。壁面のアクリル板での屈折の効果を避けるため、測定者はできる限り視線が壁面に垂直かつ水面と平行になるよう測定時には注意する。また、水面は微妙に振動しているため、ある程度の時間をかけて、できる限り平均的な水深を測定する。

(3) 流速の算出 本実験では流量 Q_v と水深 h の計測値から鉛直平均流速 U を間接的に測定する。水路の幅を B とすると(この実験では $B = 0.15 \text{ m}$)、流れの断面積 Bh に鉛直平均流速 U を掛ければ体積流量 Q_v となる(成瀬, 2022b)。したがって、以下の関係から流速 U を求めることができる。

$$U = \frac{Q_v}{Bh} \tag{2}$$

(4) 勾配の測定と底面せん断応力の算出 流れが底面に及ぼすせん断応力 $\tau_b [\text{kg/ms}^2]$ を計算によって求める。ここで、底面せん断応力とは、底面の面積で割った面積当たりの流れの摩擦力を意味する。流れの底面せん断応力は水路内の土砂の駆動力となっており、底面せん断応力が増加すると土砂の移動量も非線形に増加する(例えば, Wong and Parker, 2006)。水路内での土砂の運搬量の増減を見積もるには、この底面せん断応力を推定しなくてはならない。

いま、流れの水深および流速がいたるところで一定となっている状態(等流状態)にあるならば、底面摩擦力は流れの駆動力(斜面下方向への重力)とつり合っているものとみなすことができる。すると、以下の関係式が成り立つ(成瀬, 2022a)。

$$\tau_b = \rho ghS \tag{3}$$

ここで、 g は重力加速度(本実験では $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ とする)、 S は斜面勾配である。この式(3)の右辺(流れの駆動力)を計算するために必要な変数のうち、ここまでの測定で流れの水深 h はすでに求められており、重力加速度 g と水の密度 ρ も既知である。すなわち、まだ測定されていない値は斜面勾配 S のみということになる。そこで、実験参加者は、それぞれデジタル傾斜計(STS 社製 DL 164 V)を用いて水路の側壁から水面の斜面勾配を測定し、得られた結果から底面せん断応力 τ_b を算出する。

3. 実験の手順と条件

まず土砂を入れない状態でスラリーポンプにより水を循環させ、上記の手順で水の流量を測定する。その後、水路内に土砂を投入してポンプで循環させ、実験条件を下記の 1-4 の順に変化させる(Fig. 3; Table 1)。実験条件を変化させる

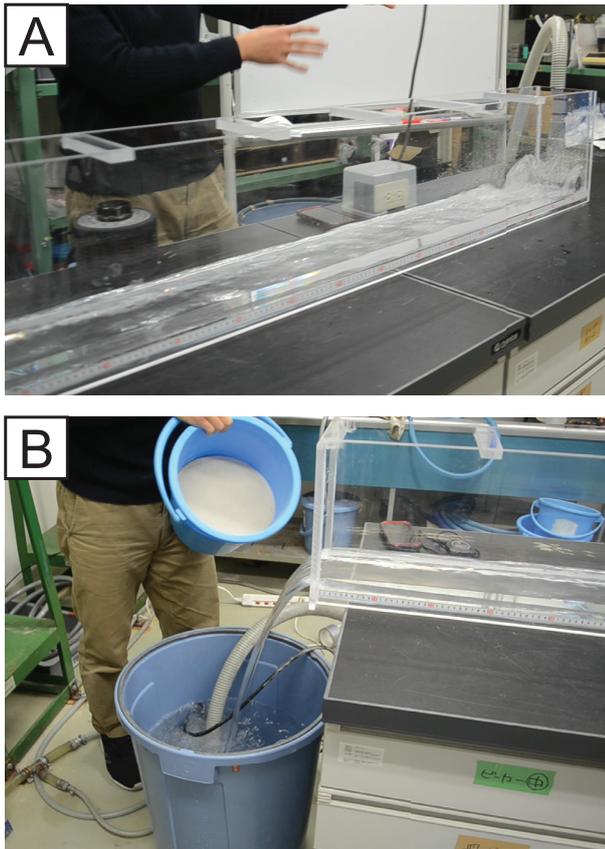


Fig. 3. Photographs of the flume experiments. (A) Upstream part of the flume. Water and sand are injected from the inlet. (B) Downstream part of the flume. A mixture of water and sand flows into the bucket and is circulated by the slurry pump.

前に、参加者は形成される地形の様子をそれぞれ予想し、実際に形成される地形でその予想を検証する。最後に、水路内で観察された現象が実際の河川ではどのような現象として観察されるか、実験参加者同士で議論を行い考察する。

(**実験条件 1**) 水路内に中粒砂(東北珪砂 5号砂; 幾何平均粒径約 400 μm)を 20 kg 入れ、ポンプによって循環させて、地形が形成される様子を観察する。地形が時間的に変化しない定常状態となったら、上記の手法に従って流れの水力条件

(水深・流速・せん断応力)を測定する。ホワイトボードマーカーを使い、地形の状態を水路の側面にトレースする。

(**実験条件 2**) 実験条件 1 の状態から中粒砂をさらに 20 kg 追加で投入し、水路内を循環させ、地形変化の様子を観察する。地形の時間変化が止まったら、再度流れの水力条件を計測し、実験条件 1 の時の測定値との比較を行う。また、ホワイトボードマーカーで再び地形の状態を水路側面に記録する。

(**実験条件 3**) 実験条件 2 の状態から水路内に細粒砂(東北珪砂 8号砂; 幾何平均粒径約 100 μm)を 10 kg 投入し、ポンプで循環させる。水路内での地形発達の様子と、砂床での粒度の分別の様子を観察する。

(**実験条件 4**) 実験条件 3 の状態から水路の下流端に堰を設置し、下流側の水深を約 10 cm に上昇させる。これによっておこる水路内での地形変化を観察し、さらに土砂の粒度分別の様子を観察する。

数値実験 1：沖積河川縦断形の地形変化

土砂の供給量や粒度が沖積河川地形にどのような影響を与えるか、簡単な数値モデルに基づいた実験により検討する。実験条件の設定は上記の水路実験を模したものとなる。すなわち、一方向に流れる水路の中に一定量の土砂を供給し、水路内に発達する地形の変化をこの実験では観察する。その後、土砂流量や粒径を変化させ、地形の応答を検討する。この数値モデルの詳細については [URL2] を参照されたい。

1. 沖積河川縦断形の地形変化モデル

最初に、堆積・侵食作用をモデル化する。流れによって土砂が運搬されているものとする。ある区間において、上流から流入してくる土砂の量と下流へ流出する土砂の量を比較して、流出土砂の方が少なかったとすると、その区間には土砂が蓄積されていることになる。これが堆積(deposition)である。一方、流入する土砂よりも流出する土砂の方が多いならば、その区間に堆積していた土砂は減少し、侵食(erosion)が起こる。流路の幅が一定であると仮定し、区間の幅を無限に小さくとると、ある一地点での土砂の運搬量と堆積・侵食の関係(質量保存則)を以下の偏微分方程式で表すことができる([URL2]; 成瀬・横川, 2020)。

Table 1. Experimental conditions for the flume experiments.

	Sediment in flume		Notes
	400 μm	100 μm	
Condition 1	20 kg	0 kg	
Condition 2	40 kg	0 kg	
Condition 3	40 kg	10 kg	
Condition 4	40 kg	10 kg	Weir is set at the downstream boundary

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{1 - \lambda_p} \frac{\partial q_s}{\partial x} \quad (4)$$

ここで、 t は時間、 x は流れの方向に沿った空間座標(下流方向を正とする)である。 η は流れの底面の標高、 λ_p は底面土砂の空隙率、 q_s は流路単位幅当たりの土砂の流量を表している。この式は Exner 方程式と呼ばれる堆積・侵食作用の基礎式である([URL2]; Paola and Voller, 2005)。式(4)の左辺は底面標高の上昇(下降)速度であり、正であれば堆積、負であれば侵食が起きていることを示している。右辺に含まれる $\partial q_s / \partial x$ は土砂流量の空間変化であり、これが正となる地点では下流方向へ土砂流量が増大して、その地点では侵食が起きていることを意味する。 $\partial q_s / \partial x$ が負となる地点では下流方向へ土砂流量が減少しており、その分だけ堆積が起きていることになる。底面土砂は土砂粒子以外に空隙を含む。そのため、土砂の量の変化に係数 $-1/(1 - \lambda_p)$ を掛けることで、地形(標高)の変化速度を得ている。本数値実験では、この式(4)によって河川の地形変化を計算する。

式(4)を実際に計算するためには、河川流路上の各地点における q_s を求めなくてはならない。一般に、掃流状態で移動する土砂の流量は以下のような形式の経験式によって求められる(Meyer-Peter and Müller, 1948; Wong and Parker, 2006)。

$$q_s = \sqrt{RgD^3} \alpha (\tau_* - \tau_{*c}) \beta \quad (5)$$

ここで、 $R = (\rho_s - \rho) / \rho$ は土砂粒子の水中比重(ρ_s は土砂粒子の密度)、 D は土砂粒子の粒径、 α と β は経験的係数および指数である。本実験では、Wong and Parker(2006)に従い α および β の値をそれぞれ 4.93 および 1.6 とする。 τ_* はシールドズ(Shields)数と呼ばれ、土砂の移動に関連した現象を検討するうえで重要な無次元数である。この無次元数は次のように定義される。

$$\tau_* = \frac{\tau_b}{\rho RgD} \quad (6)$$

ここで、 τ_{*c} は限界シールドズ数と呼ばれる無次元数であり、土砂粒子が流れによって動き出す閾値となるシールドズ数を意味する。本実験では、 τ_{*c} は一定値(0.047)とする。

それでは、式(6)の計算に必要な底面せん断応力 τ_b はどのようにして求めればよいのだろうか。まず、底面せん断応力 τ_b と流速 U の間には以下のような関係があるものとする(成瀬, 2022a)。

$$\tau = \rho C_f U^2 \quad (7)$$

ここで、 C_f は底面摩擦係数である。本実験では、底面摩擦係数は 0.004 で一定値とする。この式(7)の右辺にある流速 U の値を得るには、本来は何かの数値流体モデルによる数値計算が必要となる。しかし、本実験では、単純化のため計算領域内では常に流れが力のつり合いの状態にある(等流である)ことを仮定する。すると、計算領域のいたるところで式(3)がなりたつ。このとき、式(2)、式(3)および斜面勾配 $S = -\partial \eta / \partial x$ から、式(7)は次のように書き換えることができる。

ろで式(3)がなりたつ。このとき、式(2)、式(3)および斜面勾配 $S = -\partial \eta / \partial x$ から、式(7)は次のように書き換えることができる。

$$\tau_b = \rho \left(-\frac{\sqrt{C_f} g Q_v}{B} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (8)$$

式(8)から底面せん断応力 τ_b を求め、そこから式(6)および(5)によって土砂流量 q_s の分布を求める。そして、得られた q_s の分布から Exner 方程式(4)を計算することで、地形の標高 η がどのように時間・空間的に変化するかを予測することが可能となる。しかし、Exner 方程式を解析的に解くことはできないため、具体的に地形の時間発展プロセスを予測するには、後述の有限差分法による数値計算が必要となる。

2. 有限差分法による偏微分方程式の数値計算

物理現象を表現する微分方程式は、解析的な解の表現が困難であったり、不可能であったりすることが多い。この実験で用いる偏微分方程式(4)も、このままの形では解を得ることはできない。そこで、この実験では有限差分法によって偏微分方程式の近似解を得ることとする。

有限差分法とは、微分方程式の微分項を有限の差分に近似して解く数値計算法である。この実験では、時間微分に関しては前進オイラー法を用い、空間微分に関しては中心差分法を用いる FTCS 法(Forward Time Centered Space method)を使うこととする。前進オイラー法(Forward Euler Scheme)は最も単純な有限差分法の一つである。何らかの関数 f を変数 t によって微分した項を前進オイラー法によって差分化すると、以下ようになる。

$$\frac{\partial f}{\partial t} \approx \frac{f(t + \Delta t) - f(t)}{\Delta t} \quad (9)$$

この式(9)を差分方程式と呼ぶ。この式の右辺は関数 f の t に関する局所的な傾きを表現しており、 $\Delta t \rightarrow 0$ のときの右辺の極限が $\partial f / \partial t$ となることは明らかである(Fig. 4)。しかし、実際の計算では Δt を有限の値とするため、解析解と数値解の間には離散化誤差が生じる。オイラー法の場合、離散化誤差は離散化間隔 Δt に比例する。この差分の近似精度を向上させた手法として、以下の中心差分法(Central difference scheme)がある。

$$\frac{\partial f}{\partial x} \approx \frac{f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (10)$$

中心差分法の離散化誤差は、 Δx^2 に比例する。すなわち、オイラー法と比べると、離散化間隔 Δx を小さくすれば急激に離散化誤差も小さくなるということになる。

いま、空間を間隔 Δx で分割し、分割された区間の境界を格子点とよぶことにする。すべての格子点において、ある時刻 i における地形標高 η^i と土砂流量 q_s^i が与えられているものとする。このとき、Exner 方程式(4)の時間微分項および空間微分項をそれぞれオイラー法・中心差分法の差分式によって置き換えると、

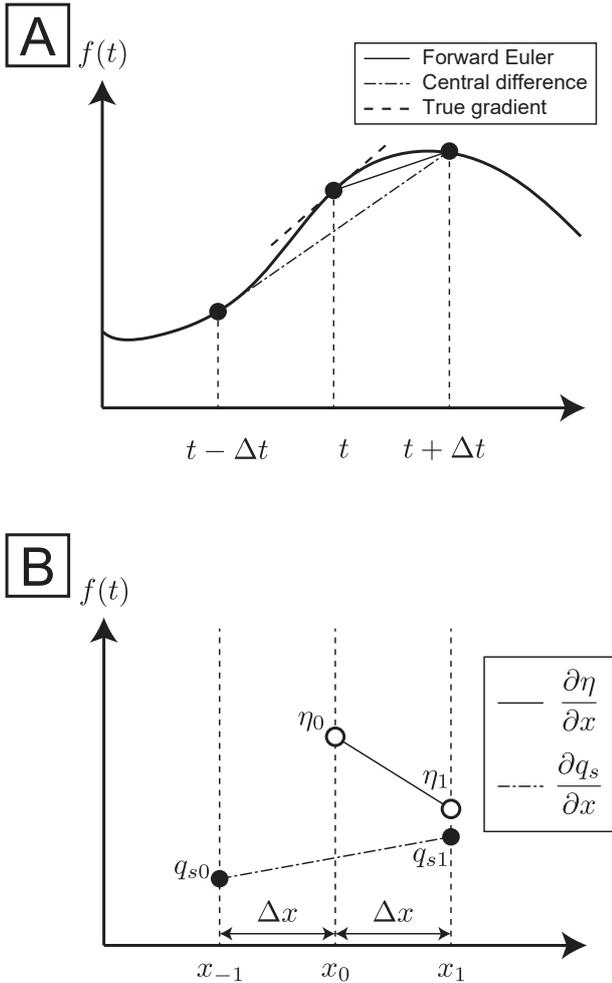


Fig. 4. Schematic representation of the numerical schemes and boundary conditions. (A) Forward Euler and central difference schemes. (B) Boundary conditions at the upstream end of the calculation domain. The forward Euler scheme calculates the slope at the upstream end of the domain, whereas the central difference scheme is used at other grid points. The input value for the sediment discharge, q_s , is given at grid point $j = -1$ (outside the domain). The central difference scheme is used to calculate the gradient in q_s at the upstream end.

$$\frac{\eta_j^{i+1} - \eta_j^i}{\Delta t} = \frac{1}{1 - \lambda_p} \frac{q_{sj+1}^i - q_{sj-1}^i}{2\Delta x} \quad (11)$$

となる。ここで、上付き添え字の i はその変数が i 番目の時間ステップにおける値であることを表している。また、下付き添え字の j は、その変数が j 番目の空間格子における値であることを表している。式(11)を変形すると、

$$\eta_j^{i+1} = \eta_j^i + \frac{\Delta t}{2\Delta x} \frac{1}{1 - \lambda_p} (q_{sj+1}^i - q_{sj-1}^i) \quad (12)$$

となる。式(12)の右辺の変数はすべて i 番目のタイムステップでの値であることを注意が必要である。すなわち、 i 番目のタイムステップでの地形標高 η^i が与えられていれば右辺

を計算することができ、左辺にある次のタイムステップでの地形標高 η^{i+1} を得ることができる。ただし、右辺にある土砂流量の値を求めるためには、式(8)を計算し、その結果を式(6)・(5)に代入しなくてはならない。式(8)も空間微分項を含んでいるため、以下のように中心差分法で離散化して計算することにする。

$$\tau_b^i = \rho \left(-\frac{\sqrt{C_f} g Q_v}{B} \frac{\eta_{j+1}^i - \eta_{j-1}^i}{2\Delta x} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (13)$$

η^{i+1} の値が求めれば、さらに計算を反復して η^{i+2} を求めることができる。次々に新しい時間ステップでの値を計算していくことができる。この離散化された差分式の反復計算が、有限差分法による数値計算の基本的な手順である。

3. 初期条件と境界条件

数値計算を行う際には、計算を開始する最初のタイムステップ ($i = 0$) での変数の値を指定しなくてはならない。これを初期条件とよぶ。この実験では、河床がいたるところで一定の勾配 S_0 となっているように初期条件を設定する。すなわち、下流端の標高を 0 m として、計算区間の長さを x_{max} とすると、 j 番目の格子点での標高 η_j^0 は、

$$\eta_j^0 = S_0 (x_{max} - j\Delta x) \quad (14)$$

となる(計算区間の上流端で $j = 0$ とする)。

数値計算では計算区間外で起こっていることは予測できないため、計算区間の端点での変数の値は何らかの形で指定しなくてはならない。計算区間端点で変数値を指定するための条件を境界条件と呼ぶ。特に、中心差分法の場合、計算区間の端では差分を取る区間が計算区間外にはみ出してしまい、そのままでは変数の勾配が計算できなくなる。そのため、計算区間の境界では何らかの特殊な処理が必要となる。

まず、この数値実験での境界条件として、計算区間の下流端の標高は常に一定 ($\eta = 0$) に設定する。これによって、下流端の地形変化を計算する必要がなくなる。

め、下流端で変数 η および q_s の中心差分を計算する必要もなくなる。一方、上流端での境界条件は以下のようにする。まず、標高の空間微分項については、上流端でのみ前進オイラー法を用いることにする。これによって、差分をとる格子点が計算区間外にはみ出す問題は生じなくなる。一方、土砂流量 q_s については、仮想的に計算区間外に格子点 $j = -1$ が存在することにして、その仮想格子点に対して常に一定の土砂供給 q_{s0} があるものとする。すなわち、計算区間の上流端 ($x = 0$) では、

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} \Big|_{x=0} \approx \frac{q_{s1} - q_{s0}}{2\Delta x} \quad (15)$$

として Exner 方程式の計算を行う。

4. 計算の実装と実験条件

本実験では、土砂供給量 q_{s0} を様々な変化させて計算を行い、地形の変化パターンを観察する。モデルの計算プログラムはプログラミング言語 Python で実装する。実験中にはプログラミングの初心者であってもモデルを完成させられるよ

Table 2. Experimental conditions for numerical model 1.

	Water discharge (m ³ /s)	Channel width (m)	Sediment discharge per unit width (x10 ⁻⁴ m ² /s)	Calculatin domain length (m)	Initial slope	Grid size (m)	Calculation end time (sec.)	Time step length (sec.)	Notes
Condition 1	0.01	0.15	0.5–5.0	2.0	0.05	0.01	200	0.01	
Condition 2	1.0x10 ²	1.0x10 ²	0.5–5.0	2.0 x 10 ⁴	1.0 x 10 ⁻³	100	3.15 x 10 ⁸	2.88 x 10 ⁴	
Condition 3	1.0x10 ²	1.0x10 ²	0.5–5.0	2.0 x 10 ⁴	1.0 x 10 ⁻³	100	3.15 x 10 ⁸	2.88 x 10 ⁴	Adding a sinusoidal waveform to the elevation

うに解説を行うが、もしプログラムの詳細を理解したい場合は、事前に何らかの Python に関する教科書を参照しておいてもよい(例えば、喜多ほか, 2021)。

計算の手順は、以下の通りである。

- (1) 地形標高を記録する配列 η を用意し、適切な初期値を与える(式(14))。土砂流量を記録する q_s を用意する。
- (2) 式(13)によって各格子点での底面せん断応力 τ_b を計算し(計算区間の端点では前述の境界条件を適用)、得られた値を使って式(6)および(5)から各格子点での q_s を求める。
- (3) 得られた q_s を使って、式(12)から各格子点での標高 η を計算し、計算結果を配列に代入する。計算区間の端点では前述の境界条件(式(15))を適用する。
- (4) 手順(2)と(3)を所定の回数(時間)だけ繰り返す、計算結果をグラフに出力する。

さらに手順(2)から(4)までを所定の回数だけ繰り返す、異なる時刻での地形の様子をグラフに出力して、地形変化の様子と環境条件の関係を観察する。

計算に用いるパラメーターは以下の通りである。全ての実験において、水路実験と同様に重力加速度 $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ とし、底面摩擦係数 $C_f = 0.004$ 、土砂粒子の水中比重 $R = 1.65$ 、粒径 $D = 400 \text{ }\mu\text{m}$ 、間隙率 $\lambda_p = 0.4$ とする。その他のパラメーターは以下の3種類の条件を設定する(Table 2)。(計算条件 1)水路実験のスケールに合わせた計算を行う。水流量 $Q_w = 0.01 \text{ m}^3/\text{s}$ 、水路幅 $B = 0.15 \text{ m}$ 、幅当たりの土砂流量 $q_s = 0.5 \times 10^{-4} - 5.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ の範囲で設定する。計算区間の長さは 2 m とし、格子間隔 $\Delta x = 0.01 \text{ m}$ (格子点数 201 個)、初期勾配 $S_0 = 0.05$ と設定する。計算の時間間隔 $\Delta t = 0.01 \text{ 秒}$ とし、合計で 200 秒間(= 20000 ステップ)の地形変化を計算する。

(計算条件 2)天然スケールでの計算を行う。水流量 $q = 1.0 \times 10^2 \text{ m}^3/\text{s}$ とし、水路幅 $B = 100.0 \text{ m}$ 、幅当たりの土砂流量 $q_s = 0.5 \times 10^{-4} - 5.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ の範囲で設定する。計算区間の長さは 20 km とし、格子間隔 Δx は 100.0 m に設定する(格子点数 201 個)。初期勾配 $S_0 = 0.001$ とする。計算の時間間隔 $\Delta t = 8 \text{ 時間}$ とし、合計で 10 年間の地形変化を計算する。

(計算条件 3)底面に擾乱を与えた際の河床面の変化を観察する。このような地形的擾乱は、例えば人間の河川改修による河床勾配の局所的な変化や、地震に伴う地殻の隆起・沈降な

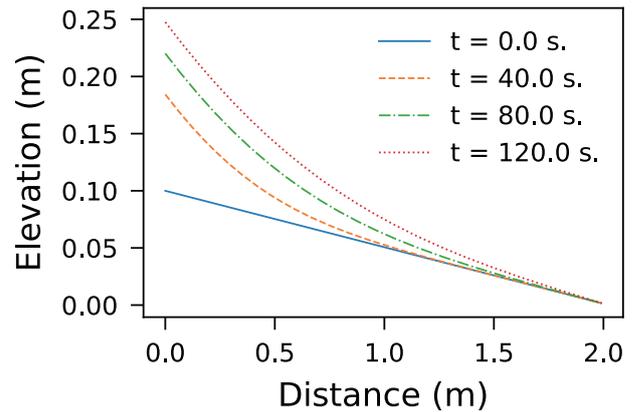


Fig. 5. Numerical model 1. Gradual deposition occurred in the alluvial channel.

どによって発生する。計算のパラメーターはすべて計算条件 2 と同一とするが、初期条件の河床面を完全に平坦にはせず、正弦波(波長 10–20 km, 振幅 1–3 m)を加えて河床を波打った形状にする。この際に、振幅を大きく設定しすぎると河床に上り坂ができてしまい、計算が発散するので注意が必要である。

数値実験 2 : 水平 2 次元格子モデルによる ベッドフォームの形成実験

ベッドフォームは堆積地質学で古くから重視されてきた研究対象の一つである。リップル・砂丘などのベッドフォームは、流れと土砂移動過程の相互作用によって自発的に形成される周期的な微地形である。過去に存在していたベッドフォームの痕跡は葉理構造として地層中に保存され、古流向の手掛かりとなる。また、地層の堆積構造からベッドフォームの種類を復元することができれば、その形成条件(流速・水深・粒径など)から過去の古水理条件を推定することが可能になる(Southard and Boguchwal, 1990; van Den Berg and van Gelder, 1993; Ohata et al., 2017)。そのため、ベッドフォームの形成条件を求める実験がこれまで数多く行われてきた(Southard, 1991; de Cala et al., 2020; Ohata et al., 2023)。

この数値実験では、Nishimori and Ouchi(1993)による単純な格子モデルでベッドフォームの平面 2 次元数値シミュレー

ションを行い、ベッドフォームの挙動を支配する要因について考察する。以下に、この実験で用いるモデルを紹介する。

1. Nishimori and Ouchi(1993)の砂床格子モデル

風や水流にさらされている砂床を考える。砂床は非常に多数の土砂粒子で形成されているため、粒子一つ一つの動きを計算することは計算負荷の面で難しい。そこで、砂粒一つ一つがどのように積み重なっているかは無視し、砂床面の高さだけを問題にすることにする。砂床面の高さの変動こそがベッドフォームの形成・移動を表しているということになる。

砂床面を基盤の目状(2次元)のマスで切り分けて、各マスの中にある土砂の量をそのまま砂床の「高さ(標高)」と定義する(今回は間隙率は考慮しない)。コンピューター内に2次元の配列(変数の集まり) η を用意し、 $\eta(k,l)$ の数値をそれぞれ k,l 番目のマスに入っている砂の量(高さ)とする。ここで、1番目の座標値(k)が流れ方向に相当する(下流方向が正)。そして、この砂床を構成する土砂を以下に説明するクリープおよび跳動という二つのプロセスによって移動させる(Fig. 6)。

(1)土砂粒子のクリープ移動 流れが存在せずとも、土砂粒子は斜面下方向へ徐々に移動する。このような移動をクリープとよぶ。クリープによる土砂粒子の移動量は斜面勾配に比例することが知られている。このクリープによる土砂移動を以下のようにモデル化する。

まず、ある時間ステップ i に格子 (k,l) から流出する砂の量を $\gamma \cdot \eta(k,l)$ と定義する。ここで、 γ はクリープ移動量を決めるための適当な係数である。一方、流出した粒子はあらゆる方向へ均等に移動すると考える。ただし、斜めのマスはすこし“遠い”ので、流出量は半分だと考えよう(つまり横のマスへの流出量:斜めのマスへの流出量=2:1とする)。すると、1タイムステップでのグリッド (k,l) における砂の量の変化は、(16)

$$\begin{aligned} \eta^{i+1}(k,l) = & \eta^i(k,l) + \gamma \left[\frac{1}{6} \{ \eta^i(k+1,l) + \eta^i(k-1,l) + \eta^i(k,l+1) + \eta^i(k,l-1) \} \right. \\ & \left. + \frac{1}{12} \{ \eta^i(k+1,l+1) + \eta^i(k+1,l-1) + \eta^i(k-1,l+1) + \eta^i(k-1,l-1) \} - \eta^i(k,l) \right] \end{aligned} \quad (16)$$

ということになる。 $\eta(k,l)$ が周りのマスよりも小さい(低い)場合にもクリープによる流出が起こるのは奇妙に思えるかもしれないが、実際には周囲の高いマスからの流入量が常に低いマスからの流入量が上回るため、結果的には高いマスから低いマスへ標高差に比例して砂が流れ込むようなモデルとなっている。なお、 k もしくは l 方向の計算区間外へ土砂が流出した場合、流出した境界の反対側から同じ量が流入するものとする(周期境界条件)。

(2)砂粒子の跳動 ベッド上で流れにさらされている粒子は、主として跳動(とびはね)によって運搬される。そこで、砂床上の土砂のクリープ移動を計算した後に、砂粒子の跳動をモデル化して計算する。

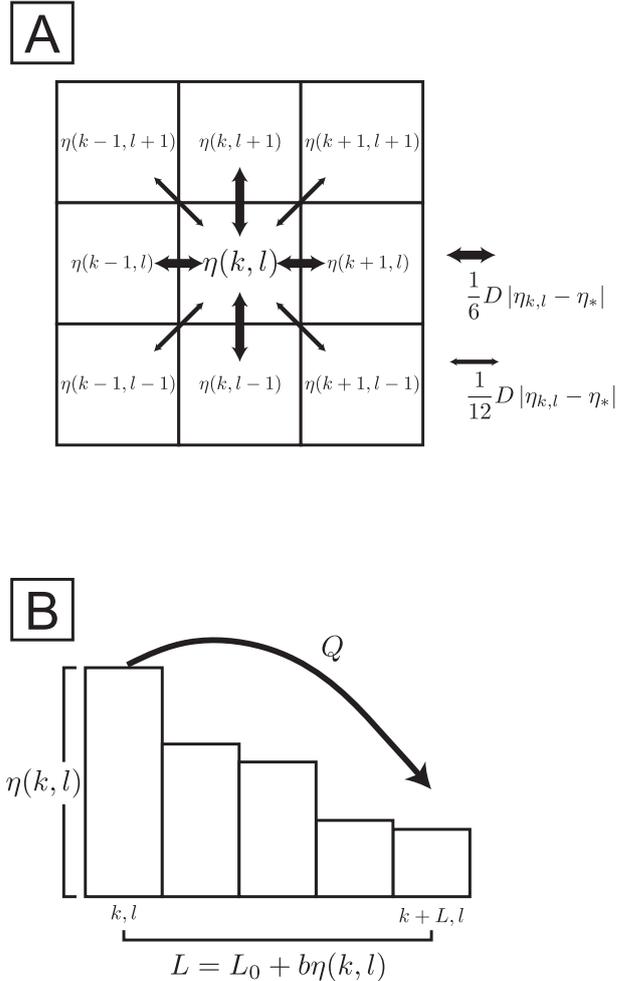


Fig. 6. Cellular model of Nishimori and Ouchi (1993). (A) Sediment Creep. The parameter η_* denotes the elevation of the cell compared with $\eta(k,l)$. (B) Saltation of sediment.

ここでは、跳動は、ある格子 (k,l) から下流側へ距離 L だけ離れた格子 $(k+L,l)$ へ砂が輸送されるようにモデル化される。すなわち、計算格子の k 座標が増加する方向が流れの下流方向ということになる。単純化のため、時間1ステップあたりにひとマスから跳動する砂の量 Q を一定とすると、

$$\begin{cases} \eta^{i+1}(k,l) = \eta^i(k,l) - Q \\ \eta^{i+1}(k+L,l) = \eta^i(k+L,l) + Q \end{cases} \quad (17)$$

となる。高い場所にある砂床から飛び跳ねた砂粒子はより遠くまで飛ぶはずなので、跳躍距離 L は

$$L(k,l) = L_0 + b\eta(k,l) \quad (18)$$

と設定される。ここで、 L_0 は標高が0の際の跳動移動距離であり、 b は移動距離を決めるための適当な係数である。計算区間外に砂粒子が流出した場合は、クリープの場合と同様に、反対側の計算区間境界から砂粒子が流入するものとする。

このモデルで重要なのはパラメーター Q 、 γ と L_0 である。

Q はいわゆる砂粒子のピックアップレートを示しており、 γ はクリープの起こりやすさを表している。 Q と L_0 は流れの強さ(底面せん断応力)と粒径の大きさの相対的な関係を表している。一方、 γ は砂の安息角のような土砂の物性を反映したようなパラメーターといえるだろう。ベッドフォームの流れに対する反応を見たければ、主に Q と L_0 を増減させれば良いことになる。これらのパラメーターを変えることは、あたかも流速を変化させているような効果をもたらす。

2. 計算の手順と計算条件

このモデルを計算する手順は以下の通りである。

- (1) 砂床の高さ η を記録する 2 次元配列(砂床高配列)を作る。この配列に入れる初期の標高は乱数とする(小さい値でよい)。また、粒子が移動する量を記録する 2 次元配列(移動量配列)を作る。
- (2) クリープによって土砂粒子を移動させる。粒子が移動した後の各マスの砂粒子量を計算し、移動量配列に記録する。このとき、座標 (k,l) がマスの終端(側方もしくは上・下流方向の境界)にきたら、反対側の端に戻ってその値を使うことにする(周期境界)。つまり、マスの終端が 0 および 99 とするなら、 $k = 100$ のとき $k = 0$ 、 $l = 100$ のとき $l = 0$ と読み替えることになる。
- (3) クリープによる移動量配列の値を砂床高配列に加える。
- (4) 跳動による移動位置を求め、求められた位置の移動量配列に移動量を書き込む。
- (5) 跳動による移動量配列の値を砂床高配列に加える。
- (6) (2)–(6) を所定のステップ数だけ繰り返す。

計算に用いるパラメーターは以下の通りである。まず、計算領域の大きさは 100×100 マスとする。計算の総ステップ数は 200 ステップとする。クリープによる移動量係数 γ は 0.8、跳動移動距離パラメーター L_0 と b はそれぞれ 7.3 および 2.0 と設定する。また、跳動による粒子移動量 Q は 0.6 とする。これらのパラメーターを様々に変化させ、ベッドフォームの形状や周期の変化の様子を観察する (Fig. 7)。

終わりに

このワークショップで行う実験・計算はすべて初心者を対象としている。ワークショップの終了後も独自に実験を再現できるように、やや煩雑かもしれないが、本稿には装置やモデルの計算手順の説明をできる限り詳細に記載した。なお、このワークショップに使用するプログラムや解説資料はすべて Web ページ (<http://github.com/narusehajime/geosocjp2023workshop/>) で公開される予定である。また、本稿で扱う実験では必要としなかったが、モデル実験で自然界の現象を再現する場合に必要な相似則の説明を本稿の付録 1 として記した。

本ワークショップで使用する実験装置やモデルはかなり単純化してあるため、実験結果を現実の地形と比較するにはある種の想像力が必要となる。しかし、この想像力を養うことも実験の楽しみである。実験では自由に条件や設定を変えて

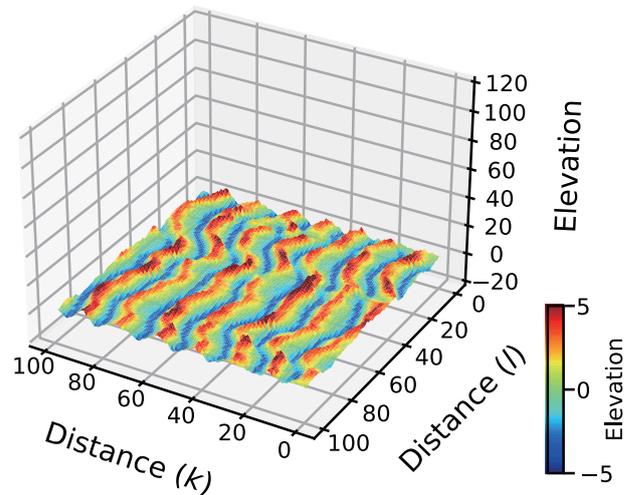


Fig. 7. Example of a numerical cellular model of bedforms. Ripples developed in the lattice cells.

地層地形形成の一部始終を観察でき、実際には存在する地形だけではなく、何らかの理由で実際には存在しない地形すら作り出すこともできる。このような実験による体験を通じて我々は複雑な自然現象に潜む単純な本質に気づくことができ、野外における地層観察にも洞察がもたらされるだろう。このワークショップをきっかけとして、堆積・侵食・地形発達作用の実験的研究に興味を持つ研究者が一人でも増え、新しい研究が生まれることを願ってやまない。

謝 辞

水路実験装置の作成にあたっては酒井祐一氏(宇都宮大)、菊地一輝氏(中央大)および京都大学理学研究科堆積学研究グループの学生に協力していただいた。深く感謝する。

付録 1：相似則と支配無次元数

本稿が扱う実験は自然界の特定の河川を再現することを目的とはせず、土砂流量の変化が地形に発達に与える一般的な傾向を検討している。しかし、もし実験が特定の自然界の現象を小さいスケールで再現しようとしているのであれば、実験条件の設定の際には相似則を考慮する必要があるだろう。

スケールの異なるシステム同士であっても、幾何学的相似と力学的相似の両方が満たされているとき、同じ現象が起こる。これを相似則とよぶ。二つのシステム(例えば河川と実験水路)のサイズが異なっても、長さ・幅・深さなどの長さの比がすべて等しい状態を幾何学的相似という。一方、力学的相似とは、システムで働いている力や応力の比がすべて等しい状態である。力学的相似が成り立っているときには、再現すべき現象に関連した物理量で構成される無次元数がシステムの間で等しくなる。

実験で再現する現象に応じて、相似則を満たすために必要な無次元数は異なるが、多くの場合、土砂を用いた水路実験で起こる現象は以下の三つの無次元数に支配される：レイノルズ数 Re 、フルード数 Fr 、シールス数 τ_* である。

まず、河川における流体の挙動を理解するうえで考慮すべきは、主としてレイノルズ数 Re やフルード数 Fr である。これらは以下の式で定義される。

$$Re = \frac{Uh}{\nu} \quad (19)$$

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gh}} \quad (20)$$

ここで、 ν は水の動粘性係数である。レイノルズ数は流体の慣性力と粘性力の比を表し、特に乱流・層流の遷移を支配する。今回の実験のような開水路(水面が自由に変動しうる流れ)では、おおむね $Re < 500$ で流れは層流となり、 $500 < Re < 2000$ では遷移状態、 $Re > 2000$ では乱流となる。一方、フルード数は流れの慣性力と重力の比であり、流れの流速と表面の波速(長波)の比にもなっている。フルード数が1を超えた流れは射流(supercritical flow)、1を下回る流れは常流(subcritical flow)、1に等しい流れは限界流(critical flow)と呼ばれる。

上記二つの無次元数に加えて、流体によって運搬される土砂の挙動に関しては、式(6)で定義されるシールズ数 τ_* を考慮しなくてはならない。シールズ数は流れの底面せん断応力と土砂粒子の抵抗力の比を表している。いま、流れが等流であるとすると、式(3)を式(6)に代入することで、以下の関係式が得られる。

$$\tau_* = \frac{hs}{RD} \quad (21)$$

これらレイノルズ数、フルード数、シールズ数を考慮して、二つのスケールの異なるシステム(自然の沖積河川と実験系)の相似について検討してみよう。ただし、単純化のため、流れと地形が完全に平衡状態(等流)になっていることを想定する。まず、レイノルズ数について考慮する。水の動粘性係数 ν は水温によって変化するが、おおむね 1.0×10^{-6} 程度の値をとる。この値を代入すると、自然界の河川のレイノルズ数はおおむね 1.0×10^5 以上の値となることがわかるだろう。すなわち、河川流は完全に乱流である。一方、スケールの小さい実験系ではどうしてもレイノルズ数が小さくなるが、今回の実験のスケールであってもレイノルズ数は5000以上の値をとることが予想され、やはり乱流となることがわかる。完全に乱流となった流れでは、水の粘性の影響は底面近傍以外ではほとんど無視できる。そのため、底面が完全に粗面の場合(成瀬, 2022b)、レイノルズ数の違いが流れの挙動の違いとなって現れることはほとんどない。乱流を扱う水路実験の相似則を考慮する場合には、レイノルズ数の値を自然界と一致させることはそれほど重要ではない。

次に、フルード数に基づく現象の相似性(フルード相似則)について検討する。自然界の河川と実験水路でフルード数が等しいとすると、以下の関係が成り立つ。

$$Fr_p = \frac{U_p}{\sqrt{gh_p}} = \frac{U_m}{\sqrt{gh_m}} = Fr_m \quad (22)$$

ここで、変数の下付き文字 p は自然界の河川、 m は実験水路での値であることをそれぞれ表している。いま、自然界の河川と実験水路が幾何学的に相似であり、河川が水路の n 倍の大きさであるとする。すなわち、

$$h_p = nh_m \quad (23)$$

である。このとき、式(22)を変形すると、

$$Um = \frac{U_p}{\sqrt{n}} \quad (24)$$

となる。すなわち、自然界の流速をサイズ比の平方根で割れば、相似則を満たす実験水路の流速の値となる。自然界の河川と実験水路で底面の摩擦係数 C_f が等しく、二つのシステムで幾何学的相似も成り立っているのであれば、式(3)と式(7)より、式(24)の条件は常に満たされる。つまり、フルード相似則に関しては、流れが平衡状態(等流)で幾何学的相似が成り立てば力学的相似も満たされる。

最後に、シールズ相似則について検討する。土砂の粒径に関しても自然界の河川と実験系の間で幾何学的相似が成り立っていれば、

$$D_p = nD_m \quad (25)$$

である。このとき、自然界の河川および実験系のシールズ数 τ_{*p} と τ_{*m} の関係は、式(21)、(23)、(25)より、

$$\tau_{*p} = \frac{h_p s}{RD_p} = \frac{h_m s}{RD_m} = \tau_{*m} \quad (26)$$

となり、常に等しくなる。すなわち、シールズ相似則に関しても、流れが平衡状態で幾何学的相似則が成り立っていれば力学的相似も満たされることがわかるだろう。

ただし、土砂を用いた実験では、幾何学的相似則を厳密に満たすことは多くの場合で非常に困難である。例えば、縮尺100分の1の実験装置で土砂粒子の直径を実験水路の縮尺と同様に縮小してしまうと、中粒砂(250–500 μm)の粒径は粘土(2.5–5.0 μm)になってしまう。粘土サイズの粒子同士には粘着性が働いたため、非粘着性の砂粒子と同様のふるまいをすることは期待できない。別の言葉で言えば、極めて細粒な土砂の移動に関してはシールズ数以外の無次元数も考慮しなくてはならない。そもそも、土砂の移動にはシールズ数以外に粒子レイノルズ数($Re_p = \sqrt{RgDD}/\nu$)なども関係する場合があるため、シールズ相似則が満たされているからといって完全に力学的相似則が満たされるとは限らない。支配無次元数は対象となる現象ごとに異なり、それらを具体的に求めるにはバッキンガムの Π 定理に基づいた次元解析を行う必要がある(瀬津・富永, 2000; Dumka et al., 2022)。

粒子の粘着性を避けるため、水路実験では幾何学的相似則を満たさない粗粒な粒子を用いることが多い。この場合、シールズ相似則を満たすためには何らかの工夫が必要であ

る。例えば、軽量物質(プラスチック粒子など)を用いれば、石英粒子と比べて粒子水中比重 R を $1/3$ 以下にすることができるため、粘性を持たない粗粒な粒子を用いてもシールズ相似則を満たすことが容易になる。また、流れのせん断応力を大きくするために、実験装置として水平方向と鉛直方向で異なる縮尺を用いた歪み模型を利用することがある。装置の斜面勾配が大きくなることで流れのせん断応力が増加するため、その分だけ大きな土砂粒子を実験に利用してもシールズ相似則は満たされる。ただし、歪み模型の場合はフルード相似則が満たされることは期待できない。

実際には、相似則を部分的にしか満たしていなくても、堆積・侵食・地形発達に関する実現象は実験によって極めてよく再現できることが知られている。力学相似則を部分的に満たさない実験系がどの程度まで実際の現象を反映するかについては、Paola et al. (2009) などの文献をあたられたい。

付録 2 : 変数リスト

本稿で用いた変数のリストを以下に記す。変数に付されたカッコ内の記号は単位の次元であり、M, L, T はそれぞれ質量, 長さ, 時間を意味する。なお, 1 はその変数が無次元数であることを示す。

- B [L] : 水路の幅
- C_f [1] : 底面摩擦係数
- D [L] : 土砂粒子の粒径
- L [L] : 格子オートマトンモデルにおける跳動の移動距離
- L_0 [L] : 格子オートマトンモデルにおける跳動の最小移動距離
- Q [L] : 格子オートマトンモデルにおいて 1 回の跳動で移動する土砂の量
- Q_v [L^3T^{-1}] : 水の体積流量
- Q_w [MT^{-1}] : 水の質量流量
- R [1] : 土砂粒子の水中比重
- S [1] : 斜面勾配
- S_0 [1] : 斜面勾配の初期値
- U [LT^{-1}] : (層平均) 流速
- b [1] : 格子オートマトンモデルにおける跳動の移動距離を決める係数
- g [LT^{-2}] : 重力加速度
- h [L] : 流れの水深
- q_s [L^2T^{-1}] : 単位幅当たりの土砂流量
- t [T] : 時間
- x [L] : 流れの方向と平行方向の空間座標(下流方向を正とする)
- x_{max} [L] : 計算区間の長さ
- α [1] : 土砂流量式に用いられる経験的係数
- β [1] : 土砂流量式に用いられる経験的指数
- γ [1] : 格子オートマトンモデルで用いられるクリーブ移動量を決める係数
- η [L] : 底面の標高
- ν [L^2T^{-1}] : 水の動粘性係数
- λ_p [1] : 底面土砂の空隙率

- ρ [ML^{-3}] : 水の密度
- ρ_s [ML^{-3}] : 土砂粒子の密度
- τ_b [$ML^{-1}T^{-2}$] : 底面せん断応力
- τ_* [1] : シールズ無次元せん断応力
- τ_{*c} [1] : 限界シールズ数

文 献

- Cai, Z. and Naruse, H., 2021, Inverse Analysis of Experimental Scale Turbidity Currents Using Deep Learning Neural Networks. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **126**, e2021JF006276.
- Catuneanu, O., 2020, Chapter 23 - Sequence stratigraphy. In Scarselli, N., Adam, J., Chiarella, D., Robert, D. G. and Bally, A. W. eds., *Regional Geology and Tectonics (2nd Ed.)*, Elsevier, 605–686.
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. St. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A. e., Tucker, M. E., 2011, Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsl. Stratigr.*, **44**, 173–245.
- 千葉徳爾, 1991. はげ山の研究(増補改訂). そしえて, 349p. [Chiba, T., 1991, *Study of Bald Mountains* (Supplementary Revision). SHOSHIETE, 349p.]*
- Dalrymple, R. W. and James, N. P., 2010, *Facies Models 4*, Geological Association of Canada, 575p.
- de Cala I., Ohata, K., Dorrell, R., Naruse, H., Patacci, M., Amy, L. A.,...McCaffrey, W. D., 2020, Relating the Flow Processes and Bedforms of Steady-State and Waning Density Currents. *Front. Earth Sci.*, **8**, 535743. doi: 10.3389/feart.2020.535743
- Dumka, P., Chauhan, R., Singh, A., Singh, G. and Mishra, D., 2022, Implementation of Buckingham's Pi theorem using Python. *Adv. Eng. Software.*, **173**, 103232.
- 井上卓也・清水康行・Gary Parker・山口里実・伊藤 丹, 2014, 給砂量と岩床侵食地形の関係. 土木学会論文集 B1(水工学), **70**, I_1039-I_1044. [Inooue, T., Shimizu, Y., Parker, G., Yamaguchi, S. and Ito, A., 2014, Influence of sediment supply on bedrock erosional morphology. *J. Japan Soc. Civil Engin., Ser. B1 (Hydraul. Engin.)*, **70**, I_1039-I_1044.]
- Meyer-Peter, E. and Müller, R., 1948, Formulas for bed-load transport, *IAHSR 2nd Meet., Stockholm, Appendix 2*, 39–64.
- Muto, T., 2001, Shoreline autoretreat substantiated in flume experiments. *J. Sediment. Res.*, **71**, 246–254.
- Muto, T., Steel, R. J., Swenson, J. B., 2007, Autostratigraphy: a framework norm for genetic stratigraphy. *J. Sediment. Res.*, **77**, 2–12.
- 成瀬 元, 2022a, 水流(一方向流)の基本的な性質. 伊藤 慎編, フィールドマニュアル 図説 堆積構造の世界, 朝倉書店, 1–2. [Naruse, H., 2022a, Fundamental properties of uni-directional flows. In Ito, M., ed., *The Field Manual - Illustrated World of Sedimentary Structures*, Asakura, Publ. Co., Ltd., 1–2.]
- 成瀬 元, 2022b, 一方向開水路流の水理学の基礎. 伊藤 慎編, フィールドマニュアル 図説 堆積構造の世界, 朝倉書店, 5–8. [Naruse, H., 2022b, Basics of hydraulics of uni-directional open channel flows. In Ito, M., ed., *The Field Manual - Illustrated World of Sedimentary Structures*, Asakura, Publ. Co., Ltd., 5–8.]
- Naruse, H. and Masuda, F., 2006, Visualization of the Internal Structure of the Massive Division in Experimental Sediment-Gravity-Flow Deposits by Mapping of Grain Fabric. *J. Sediment. Res.*, **76**, 854–865.
- 成瀬 元・横川美和, 2020, 土砂の移動とベッドフォーム・堆積構造. 松島亘志・成瀬 元・横川美和編, 土砂動態学—山から深海底までの流砂・漂砂・生態系—, 共立出版, 東京, 64–91. [Naruse, H. and Yokokawa, M., 2020, Sediment transport, bedforms and sedimentary structures. In Matsushima, T., Naruse, H. and Yokokawa, M., eds., *Sediment Dynamics - Sediment Transport and Ecology from Mountains to Deep Seas*, Kyoritsu

- Shuppan, 64–91.]
- 瀬津家久・富永晃宏, 2000, 水理学. 朝倉書店, 319p. [Nedu, I. and Tominaga, A., 2000, *Hydraulics*. Asakura Publ. Co. Ltd., 319p.]
- Nishimori, H. and Ouchi, N., 1993, Computational models for sand ripple and sand dune formation. *Int. J. Mod. Phys. B*, **7**, 2025–2034.
- 小椋 純, 1990, 京都近郊山地の植生史. 植生史研究, **5**, 39–47. [Ogura, J., 1990, History of the Vegetation of the Mountainous Area nearby Kyoto. *Japan. J. Histor. Bot.* **5**, 39–47.]
- Ohata, K., de Cala, I., Dorrell, R. M., Naruse, H., McLelland, S. J., Simmons, S. M. and McCaffrey, W. D., 2023, Density stratification controls the bedform phase diagram of saline-gravity currents versus open-channel flows. *Sedimentology*, **70**, 1224–1250.
- Ohata, K., Naruse, H. and Izumi, N., 2022, Upper and lower plane bed definitions revised. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **9**, 23.
- Ohata, K., Naruse, H., Yokokawa, M. and Viparelli, E., 2017, New Bedform Phase Diagrams and Discriminant Functions for Formative Conditions of Bedforms in Open-Channel Flows. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **122**, 2139–2158.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D. and Reinhardt, L., 2009, The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth Sci. Rev.*, **97**, 1–43.
- Paola, C. and Voller, V. R., 2005, A generalized Exner equation for sediment mass balance. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **110**, F04014.
- Sequeiros, O. E., Naruse, H., Endo, N., Garcia, M. H. and Parker, G., 2009, Experimental study on self-accelerating turbidity currents. *J. Geophys. Res.*, **114**, doi: 10.1029/2008jc005149.
- Southard, J. B., 1991, Experimental determination of bed-form stability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**, 423–455.
- Southard, J. B. and Boguchwal, L. A., 1990, Bed configurations in steady unidirectional water flows; Part 3, Effects of temperature and gravity. *J. Sediment. Res.*, **60**, 680–686.
- Totman, C., 1989, *The Green Archipelago*, Univ. California Press, 297p.
- 宇多高明・古池 綱・宮原志帆・芹沢真澄・三波俊郎・石川仁憲, 2009, ダム再編事業に伴う天竜川河口デルタの長期変化予測. 土木学会論文集 B2(海岸工学), **65**, 651–655. [Uda, T., Furuike, K., Miyahara, S., Serizawa, M., San-nami, T. and Ishikawa, N., 2009, Prediction of Long-term Evolution of Tenryu River Delta Associated with Sand Bypassing at Upstream Dams. *J. Japan Soc. Civil Eng. Ser. B2(Coastal Eng.)*, **65**, 651–655.]
- van Den Berg, J. H. and Van Gelder, A., 1993, § A New Bedform Stability Diagram, with Emphasis on the Transition of Ripples to Plane Bed in Flows over Fine Sand and Silt. In Marzo, M. and Puigdefábregas, C. eds., *Alluvial Sedimentation*, 11–21.
- Wong, M. and Parker, G., 2006, Reanalysis and correction of bed-load relation of Meyer-Peter and Müller using their own database. *J. Hydraul. Eng.*, **132**, 1159–1168.
- [URL1] 喜多 一・森村吉貴・岡本雅子, 2021, プログラミング演習 Python 2021, [Kita, H., Morimura, Y. and Okamoto, M., 2021, *Programming Practice Python 2021*.] <http://hdl.handle.net/2433/265459>.
- [URL2] Parker, G., 2004, 1D sediment transport morphodynamics with applications to rivers and turbidity currents, http://hydrolab.illinois.edu/people/parker/morphodynamics_e-book.htm.

*English translation from the original written in Japanese

(著者プロフィール)

成瀬 元 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻准教授. 98 年 京都大学理学部卒, 03 年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了(博士(理学)), 03 年 京都大学大学院理学研究科助手, 07 年 同助教, 07 年 千葉大学大学院理学研究科准教授, 11 年から現職. 研究内容: 堆積学およびモーフォダイナミクス, 特に土砂重力流および津波の堆積作用の機械学習モデルによる解明.
URL : <http://turbidite.secret.jp/>.