

海底溪谷の形成要因としての Turbidity Current に 関する基礎的研究

関 根 正 人*・長 瀬 智 彦**

1. はじめに

海底にはたくさんの谷が存在し、それらは構造谷・浸食谷あるいはその複合した成因によって形成された谷に分類されることが知られている。このうち、大陸斜面に形成される海底溪谷は浸食谷の一つとして分類され、わが国の列島周縁の大陸斜面は世界でも有名な海底溪谷の分布地域となっている。図-1 に一例として、富山湾南部の等深線図（星野・岩淵・青木、1970）を示しているが、図より各河川の沖合いに海底溪谷が形成されている様子が見て取れる。この海底溪谷が形成される要因に関してはいくつかの説が唱えられてきたが、現在最も主流をなす考え方は、この海底溪谷が「土砂混濁流（Turbidity Current）」によって形成された、とするものであり、その考え方の基礎は Daly (1936) により確立された。その後、海底溪谷の形成要因としての Turbidity Current に関する研究は、Kuenen (1937), Akiyama・Fukushima (1985), Parker, Fukushima and Pantin (1986), Garcia・Parker (1989), Garcia (1989), Choi・Garcia (1994) により精力的に進められてきた。このうち、Garcia (1989) によりなされた実験的検討は注目に値し、Turbidity Current の内部構造の概略が示されたほか、内部跳水や Turbidity Current による斜面構成材料の巻き上げ（連行）についての詳細な知見も得られた。また、数値計算による研究としては、Parker, Fukushima and Pantin (1986) の研究があり、流れの連続式・運動方程式・土砂濃度の保存式を基礎として解析を行う Three Equation Model と、これにエネルギー方程式を加えた Four Equation Model とを提案し、数値解析を通じて、この二つのモデルを比較検討してモデルの適用性を調べたほか、Turbidity Current の内部構造に関わる考察を加えている。このほか、近年、Choi・Garcia (1994) が、海底勾配が変化する場合に生じる内部跳水を伴う Turbidity Current の数値模擬を行っており、興味深い結果が得られている。

以上のような従来の研究を基礎として、本研究では、

Turbidity Current の内部機構の一端を明らかにする目的から、これまで明確な形で示されることのなかった「Turbidity Current が自己加速的に発達する条件」について数値計算を通じて検討した。ただし、この条件については Parker, Fukushima and Pantin (1986) による先駆的な研究があり、“ignition condition”と名づけた条件を示し、これとの関係から検討を行っている。彼らは、自己加速する領域と減速する領域との境界線を、流速と流砂量を軸とした平面上におとすことで示した。しかし、現象の内部構造に関する重要な点が図中に凝縮されているものの、陰な形でしか示されていない点に問題があると考えている。このようなことから、本研究では、自己加速する条件に及ぼす上流端条件・粒径および斜面勾配の影響を明らかにすることを目指す。次に、この条件を満足する流れの内部構造について検討し、流れが自己加速する原因についての考察を加えた。ここでの解析は、対象を一次元の現象に限定し、Choi・Garcia (1994) と同様に Three Equation Model に分類される解析モデルを採用した。本研究は、Turbidity Current が原因となって二次元平面上に起こると予想される海底の浸食のプロセスを考える上での準備として行われたものであり、一次元の場合における浸食過程については本論文中でその検討

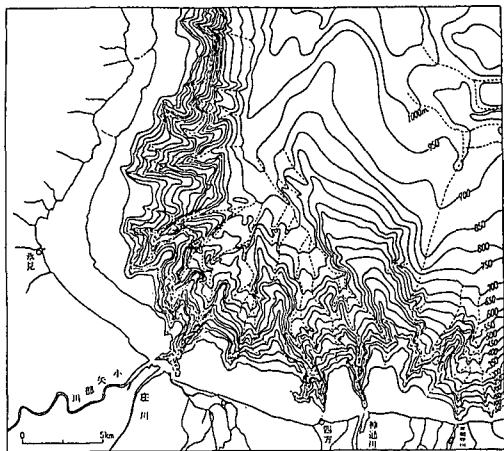


図-1 富山湾南部の等深線図（星野ら、1970 より引用）

* 正 会 員 工 博 早稲田大学助教授 理工学部土木工学科

** 学生会員 早稲田大学大学院 理工学研究科

表-1 計算条件

CASE	斜面勾配 I	土砂粒径 $D \times 10^6 [\text{m}]$	上流端層厚 $\delta_0 [\text{m}]$	上流端流速 $U_0 [\text{m/s}]$	上流端 体積濃度 $C_0 \times 10^3$
NOVA3	0.08	4.0	0.03	0.083	2.48
DAPER2	0.08	9.0	0.03	0.083	1.33
1	—	—	0.03	0.117	2.84
2	—	—	0.03	0.545	61.2
3	—	—	0.03	0.253	13.2
4	—	—	0.03	0.253	1.32
5	—	—	0.03	0.545	1.32

結果を示してある。

2. 本研究の概要

Turbidity Current の内部機構を把握するため、本研究では、大陸斜面に生じた高濃度の浮遊砂流が流下することにより、Turbidity Current が発生するものとして現象をモデル化し、数値解析を行った。ただし、その発生原因については別途考察するものとし、ここでは扱わないこととする。現象を支配する方程式は、水の連続方程式、運動方程式、浮流砂の拡散方程式である。ここでは、海底付近に生じる流れ (Under-flow) を想定しており、流れの上には大きな水深の海水が存在するが、ここでは解析の簡単化のためにこれを淡水に置き換えてモデル化した。また、流れについては浅水流近似を用いることにし、上記の基礎方程式を流れの層厚にわたって平均化した式に基づいて解析することにした。さらに、海底地形の変化の解析に際しては、流れが地形変化に直ちに追従できるとした疑似定常の仮定を用いている。本論文では、均一粒径土砂、一様勾配海底を対象とした一次元の現象を対象とした。解析に用いた支配方程式を式 (1)、(2)、(3) に示す。

$$\frac{\partial}{\partial x}(\delta U) = e_w U \dots\dots\dots (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x}(\delta U^2) \int_0^1 F_{(t)}^2 d\zeta \\ = -Rg\delta C \frac{\partial \eta}{\partial x} - Rg \frac{\partial}{\partial x}(\delta^2 C) \int_0^1 \int_{\zeta}^1 G_{(t)} d\zeta' \\ - C_f U^2 \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(CU\delta) \int_0^1 F_{(t)} G_{(t)} d\zeta = w_s (\bar{E}_s - C_b) \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 δ は流れの厚さ、 U 、 C はそれぞれ、流れの層厚方向に平均化した流速、および体積濃度である。 g は重力加速度、 η は海底高を表しており、 R は土粒子の水中比重で、 $R=1.65$ である。 w_s は粒径 D の土砂粒子の最終沈

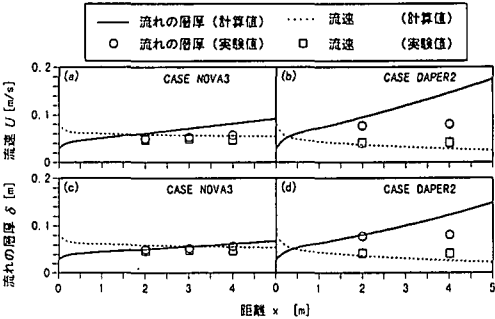


図-2 解析モデルの妥当性の検証

降速度であり、 C_b は基準点濃度である。Turbidity Current においては、 $C \equiv \rho_0 C_b$ と表記した場合に ρ_0 がほぼ 2.0 という一定値をとることが示されている (Garcia, 1989)。また、 $\bar{E}_s$ は海底面からの土砂粒子の巻き上げ (連行) 速度を w_s で除して得られる無次元連行速度であり、次式で定義される。

$$\left. \begin{aligned} \bar{E}_s &= \frac{1.37 \times 10^{-7} Z_u^5}{1 + \frac{1.37 \times 10^{-7}}{0.3} Z_u^5} \\ Z_u &= \frac{u^*}{w_s} R_p^{0.6} \quad R_p = \frac{\sqrt{gRD^3}}{v} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 R_p は粒子 Reynolds 数である。 e_w は周囲水と Turbidity Current との境界面を通しての水の連行に関する係数 (連行係数) である。連行係数に関する関係式についてはいくつかの経験式が提案されているが、本研究では原則として Garcia (1989) により提案された次式を用いることにする。

$$e_w = \frac{0.075}{\sqrt{1 + 718 Ri^{2.4}}} \quad Ri = \frac{RgC\delta}{U^2} \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 Ri は Richardson 数である。また、 F 、 G はそれぞれ層厚方向の流速および濃度の分布形を表しており、層平均の方程式を誘導する際に考慮すべき相似関数である。本研究では式 (6)、(7) に示す関数を用いている (Plapp・Mitchell, 1960)。

$$\begin{aligned} F_{(t)} &= 1.69 \zeta^{1/7} (1 - \zeta)^2 \dots\dots\dots (6) \\ F_{(t)} &= 1 - \zeta^{1/7} \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

また、 C_f は流れの抵抗係数であり、ここでは $C_f=0.03$ で一定とした。本研究では Turbidity Current の上流端における流れの層厚 δ_0 、平均流速 U_0 および平均濃度 C_0 を境界条件として与え、式 (1)、(2)、(3) を 4 次の Runge-Kutta 法を用いて解いている。

3. 数値解析モデルの妥当性

本章ではまず、本研究の解析モデルの妥当性について検証しておく。Garcia (1989) は、比重、粒径、材質が

異なる数種類の人工の粒子を用いた水槽実験を行い、Turbidity Currentの諸特性について検討している。そこで、この水槽実験と同一条件下で数値計算を行い、実験結果と計算結果とを比較することにより、解析モデルの妥当性について調べる。検討の対象とした条件は、表-1のCASE NOVA3とCASE DAPER2であり、その検討結果を図-2に示す。図-2では計算結果を曲線で、実験結果をプロットでそれぞれ表している。実験結果については、流下方向の数断面において流速の鉛直分布が得られているため、その平均流速を算出して示した。また、流れの層厚については、その求め方についての詳しい記述がないために、その精度を議論することができないが、元論文からその値を引用することにした。この図より、いずれの条件についても、流速はよい一致を示すものの、流れの層厚については若干の差異が認められる。この点については次のように考える。もし、 δ に関する実験値が十分精度のよいものであるとするならば、式(5)で与えられる周囲水からの水の連行が過大評価されている恐れがある。これは、連行量が大きいと流れそのものはそれだけ大きな抵抗を受ける形となり、流速が低下し、層厚が増すことになるからである。この点を確かめるため、式(5)より小さめの連行量を与えることで知られるParkerら(1986)の式

$$e_w = \frac{0.00153}{0.0204 + Ri} \quad Ri = \frac{RgC\delta}{U^2} \dots\dots\dots (8)$$

を用いて同一の計算を行った結果を図-2(c), (d)に示した。実験値と計算値とはよりよい一致を示すことがわかる。

以上の検討により、本解析モデルにより概ね現象が再現し得ることがわかった。ただし、連行係数については実験データの精度の問題もあることなどから断定的なことはいえないため、以下の解析には式(5)を用いることにした。

4.. 自己加速するTurbidity Currentの発生条件

海底が浸食を受け、海底溪谷が形成されるためには、海底に生じるTurbidity Currentが自己加速しつつ発達していく必要があると考える。そこでここでは、流れが自己加速しながら成長していく条件について検討する。ここでは、Parker, Fukushima and Pantin (1986)とは異なり、上流端における流れの層厚・流速・土砂濃度・土砂粒径および斜面勾配の変化に伴い、自己発達する流れが定常的に生起する条件がどのように変化するかを定量的に明らかにすることを目指す。ここでの検討は表-1に示すCASE 1~CASE 5の5ケースを想定し、粒径と斜面勾配をそれぞれ変化させて行い、流れが自己発達す

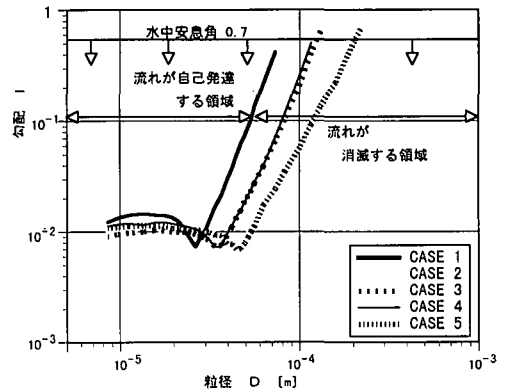


図-3 自己加速する流れの生じる条件

る場合としない場合の境界を求めた。なお、一般的な土砂の水中安息角が30~35度程度であり、これ以上の勾配の斜面においては斜面そのものが安定することができないため、これに対応する勾配($I=0.7$)を斜面勾配の上限とした。

検討結果を図-3に示す。図中の矢印は、CASE 1に対して得られた流れが自己発達領域と流れが発達せず消滅する領域を示している。他の条件についても同様であり、各曲線の左上側部分が自己発達する流れが生じる条件を、右下半分が流れが消滅する条件を、それぞれ表している。この図より、どのケースの曲線も同様の形状を示し、下向きの楔形をしていることがわかる。ここで、ある一つのケースに注目し、勾配を一定として、粒径を変化させて考えてみると、流れの上流端条件に応じて流れが自己加速する粒径には限界が存在することがわかる。また、大粒径の土砂を取り込んだTurbidity Currentが自己発達するためには、急勾配の斜面である必要があることがわかる。さらに、任意の δ_0 , U_0 および C_0 に対して、流れが自己加速的に発達する条件を満たす土砂粒径には上限値が、また海底勾配には下限値がそれぞれ存在することがわかる。また、上流端条件が求める条件に及ぼす影響について考えると次のようになる。すなわち、(1) CASE 3とCASE 4、およびCASE 2とCASE 5の比較から、上流端濃度の違いが及ぼす影響は小さい、(2) CASE 4とCASE 5との比較から、上流端流速の違いが及ぼす影響は大きく、粒径を一定として上流端流速を大きくした場合には、より小さい勾配でも自己加速した流れが生じるようになる、(3)勾配を一定として上流端流速を大きくした場合には、より大きい粒径でも流れが生じるようになる、ことなどがわかる。なお、ここでの検討は $\delta_0=0.03$ [m]の場合のみを対象としているため、上流端における流れの層厚の違いが及ぼす影響については今後さらに考えていく余地を残している。

5. Turbidity Current の内部構造

前節の内容を踏まえ、自己発達する条件を満たす Turbidity Current の内部構造について考える。ここでは一例として、CASE 1 の場合の計算結果を示しながら説明する。式 (1), (2), (3) の右辺の各項は、順に静水からの水の連行、重力および底面せん断力、土砂の堆積量と連行量との差、を表すパラメータと考えることができるため、これらの流下方向変化と合わせて Turbidity Current の内部構造についてみていくことにする。検討結果を図-4 に示す。自己加速しながら発達する Turbidity Current の場合は、流下に伴い流速が増加するが、これは、流れに作用する重力の影響が大きく働いているためである。また、流れに対する周囲水からの水の連行および底面せん断力が増加していくことや、土砂の堆積量と連行量との差が正の値を維持していることから、海底からの土砂の巻き上げが卓越していることなどがわかる。これは、底面せん断力の増加に伴うものと考えられる。さらに、濃度に関しては、その値がある程度の値を保っているが、流れの厚さが増加するにもかかわらず流れの濃度が減少しないのは、海底からの土砂の巻き上げが流下方向に連続して生じていることを意味している。そして、流速は流下方向に増大し続けるわけではないが、これは、底面せん断力のほかに、静水からの連行と海底

からの巻き上げも流れに対する抵抗として働くことから、やがてはこれらの抵抗力と流れに作用する重力とが釣り合う平衡状態へと到る可能性があることを示している。

以上のことから、1) 静水からの連行量が増加し、それに伴い流れの厚さが増大する、2) 流速の増加に伴い、底面せん断力も増加する、3) これに伴い、海底からの巻き上げが生じ、流れの濃度が上昇する、4) したがって、周囲の静水との密度差がより大きくなることから、流れに作用する重力の影響がより大きくなる、5) 重力の作用により流れは加速される、というプロセスが連続することにより、流れは流下とともに自己加速し、発達していくものと考えられることができる。

6. 海底変動計算

次に、海底面における土砂の体積保存の関係を表す式 (9) を用いて、海底溪谷の形成に関する一次元的なシミュレーションを試みた。

$$(1-\lambda)\frac{\partial \eta}{\partial t} + w_s(\bar{E}_s - C_b) = 0 \dots\dots\dots (9)$$

式中の λ は土中の空隙率であり $\lambda=0.4$ とする。ここでは、表-1 の CASE 1 の場合における計算を行い、Turbidity Current により海底が浸食されていく過程について考える。結果を図-5 に示す。図-5 中の縦軸に示した流れの層厚、流速、および濃度については、各々を上流端における値で除した無次元量を表している。この図より、Turbidity Current が時間経過とともに海底を浸食していく様子がわかる。ここでは、計算の便宜上、上流端における海底高を固定していることから、海底が浸食を受けるにつれて、上流端付近の海底勾配が局所的に急に

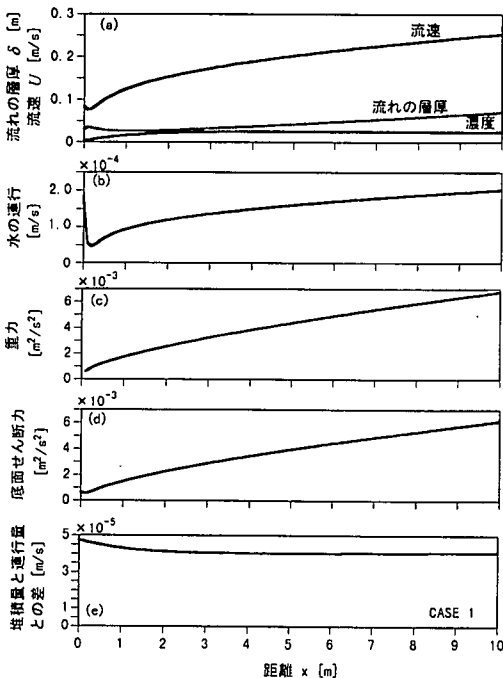


図-4 Turbidity Current の内部構造 : CASE 1
(ただし $I=0.08$, $D=4.0 \times 10^{-6}$ [m])

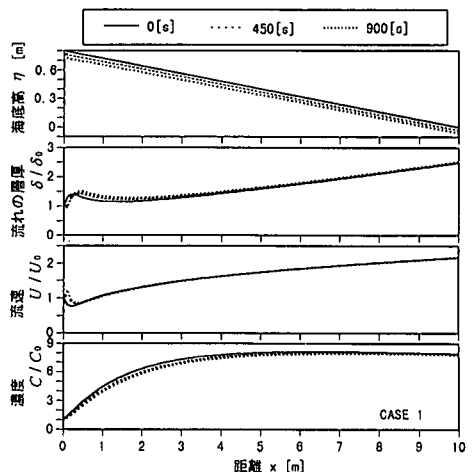


図-5 海底変動計算結果 : CASE 1
(ただし $I=0.08$, $D=4.0 \times 10^{-6}$ [m])

なり、その影響が流速、および濃度の状況に現れている。しかしこの点を除けば、一度生じた自己発達のな流れが、ある時間経過した後も消滅することなく発達していく様子が確認できる。

7. おわりに

本研究では、海底溪谷の形成要因と考えられているTurbidity Currentが自己加速しつつ定常的に生起する条件を明らかにした。さらにこれを満足する条件の下で生じる流れを対象に、その内部構造の一端、特に、流れが発達し、溪谷が形成されていくプロセスについて明らかにすることができた。今後は実験的な検討と合わせて、二次元斜面上に溪谷が刻まれていくプロセスについてさらに明らかにしていくことを考えている。

参考文献

- 星野通平, 岩淵義郎, 宵木 斌 (1970): 深海地質学, 東海大学出版会。
- Akiyama, J. and Fukushima, Y. (1985): Entrainment of non-cohesive bed sediment into suspension, External Memo., No. 175, St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, University of Minnesota.
- Choi, S.-U. and Garcia, H. M. (1994): Finite element simulation of turbidity current with internal hydraulic jump, *Computational Methods in Water Resources*, Edited by Peters, A and et al., pp. 1283-1290.
- Daly, R. A. (1936): Origin on submarine "Canyons", *American Journal of Science*, ser. 5, 31, pp. 401-420.
- Garcia, H. M. (1989): Depositing and eroding sediment-driven flows: turbidity current, Ph. D Thesis, University of Minnesota.
- Garcia, H. M. and Parker, G. (1989): Experiments on hydraulic jumps in turbidity current near a canyon-fan transition, *Science*, Vol. 245, pp. 393-396.
- Kuenen, Ph. H. (1937): Experiments in connection with Daly's hypothesis of the formation of submarine canyons, *Leidshe. Geol. Med.*, 8, pp. 327-351.
- Parker, G. and Fukushima, Y. and Pantin, H. M. (1986): Self-accelerating turbidity currents, *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 171, pp. 145-181.
- Plapp, J. E. and Mitchell, J. P. (1960): A Hydrodynamic theory of turbidity currents, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 65, No. 3, pp. 983-992.