

論 説  
 Original Article

# 海底チャネル地形の多様性の要因： 海底チャネル理論平衡形状モデルからの検討\*

成 瀬 元<sup>\*\*,†</sup>

(Received October 29, 2015 ; accepted January 8, 2016)

**Governing factors of diversity of submarine channels:  
 examination from the theoretical model of the equilibrium profile of submarine channels**

Hajime Naruse

**Abstract :** It has been known that submarine fans are diverse in constitutive architectural elements. Leveed channels are common architectural elements of submarine fans but some of submarine fans lack such self-constructive channels. Also, frontal splays that form radial shape of submarine fans do not always develop at the end of submarine channels. Several researches suggested that this diversity of submarine fans is originated from attributes of sediment supply such as ratio between sand and mud. Here this study aims to consider deterministic parameters that govern types of submarine fans, using a theoretical model that assumes submarine channel are in equilibrium condition. The equilibrium profile is here defined as profiles where turbidity currents are bypassing or depositing uniformly. 1D momentum conservation is considered, and grain-size distribution is approximated to two size classes : channel-forming sands and levee-forming muddy sediments. Widths of channel and levees are calculated from empirical hydraulic geometry. The model predicts length of leveed channels in the equilibrium condition and hydraulic conditions at downstream end of the channels. As a result, depending on boundary condition at upstream end of channels, two possible cases were recognized: (i) submarine channels in which levee-forming muddy sediments are run out at the end of channel, (ii) submarine channels in which sandy sediments are run out. It can be interpreted that these types of results correspond to submarine channels with/without frontal splays. Essentially three parameters are significant to determine types of submarine channels : sand/mud ratio of supplied sediments, discharge of turbidity currents and rate of aggradation of channels. Although application of this research is reconnaissance, this model may be useful to estimate flow conditions from topographic features of submarine fans and distribution of lithofacies from limited information.

**Keywords :** natural levee, numerical model, submarine fan, turbidity current

## 1. はじめに

海底チャネルは深海底に普遍的に主としてみられる地形であり、混濁流により形成されると考えられている (図 1)。チャネル内部に堆積する砂岩はしばしば石油や天然ガスの貯留岩となることから (Weimer *et al.*, 2000)、チャネル砂岩の空間分布や内部構造を高解像度で理解するため、海底チャネルの形成条件や発達過程が堆積学・石油地質学の分野では注目を集めてきた (Clark and Pickering, 1996)。その結果、2000 年代以降になって、海底チャネルに関する

地形調査・地震波探査が進展すると同時に (Posamentier and Kolla, 2003)、多数の水槽実験ならびに理論的研究が行われ (Straub *et al.*, 2008)、海底チャネルの形成プロセスの理解が急速に深まっている。本論文では、海底チャネルならびにその堆積物に関する研究の動向を紹介し、海底チャネル理論平衡形状モデルから海底チャネル地形の多様性の要因について検討を行う。

そもそも、地質学分野において混濁流研究が行われ始めたのは 1950 年代のことだが、当初は海底谷や級化層理の成因に着目した研究が中心であった (Kuenen and Migliorini, 1950 ; Bouma *et al.*, 1962)。現世の海底扇状地の地形的特徴が地層中の海底扇状地の堆積相モデルへと結びつけられ、盛んに研究がおこなわれるようになったのは 1970 年代のことである。Normark (1970) は現世の海底扇状地におけるチャネル構造やフロントルスプレー (ローブ

\* 平成 27 年 6 月 10 日、平成 27 年度石油技術協会春季講演会地質・探鉱部門シンポジウム「深海成砂岩 - 最新の理解と探鉱開発 -」で講演。This paper was presented at the 2015 JAPT Geology and Exploration Symposium entitled "Deepwater Sandstones - the latest understandings and E&P" held in Tokyo, Japan, June 10, 2015.

\*\* 京都大学大学院理学研究科 Graduate School of Science, Kyoto University

† Corresponding author : E-Mail : naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp

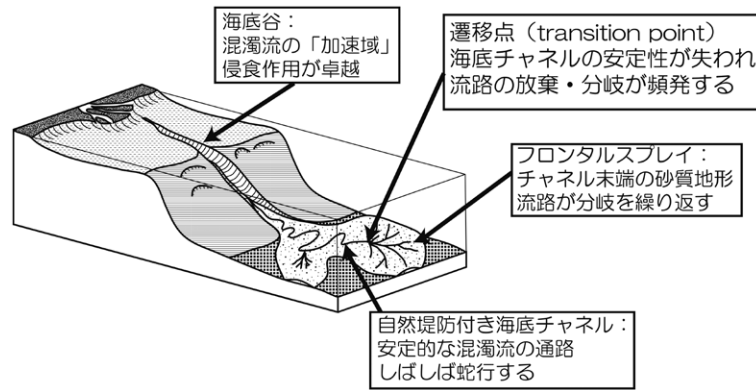


図1 海底扇状地の地形区分の模式図

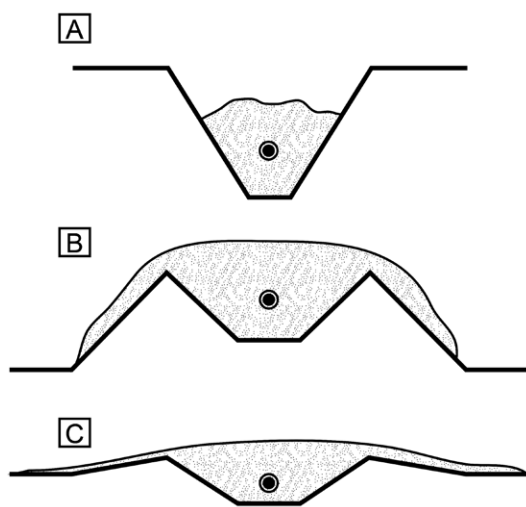


図2 海底谷・海底チャネルの横断形の模式図

流向は紙面に対して垂直である。A. 海底谷の模式図。海底谷からは混濁流はあふれ出さず、底面を侵食しながら流れくだる。B. 自然堤防付き海底チャネルの模式図。混濁流はチャネルからあふれだして自然堤防を形成する。チャネル底は堆積盆地よりも高い位置にあることもある。C. フロンタルスプレイ上の海底チャネルの模式図。チャネル底は周囲よりも低い位置にある。自然堤防はあまり発達しない。

状地形)を観察し、それらの特徴から、上部・中部・下部海底扇状地などの地形区分を行った(図1)。一方、Mutti and Ricci Lucchi (1972)やWalker (1978)は主としてタービダイトからなる海底扇状地堆積物を地層中で認定し、現世の海底扇状地の地形区分と結びつけるための堆積相モデルを提案した。ただし、この段階では基本的には放射状に広がるフロンタルスプレイ(ローブ状地形)を主体として構成される深海地形、すなわち砂質ラジアル扇状地のみが典型的な海底扇状地として認識されており、海底チャネル地形の多様性については十分な理解がなかった(Walker, 1992)。

海底扇状地における海底チャネルの多様性が強く認識されるようになったのは、1980年代になってからのことである。アマゾン海底扇状地に対してサイドスキャンソナーによる地形調査が行われた結果(Damuth *et al.*, 1982, 1983), この海底扇状地のチャネルは極めて長大で蛇行しており、その一方で、これまで海底扇状地の主要な地形

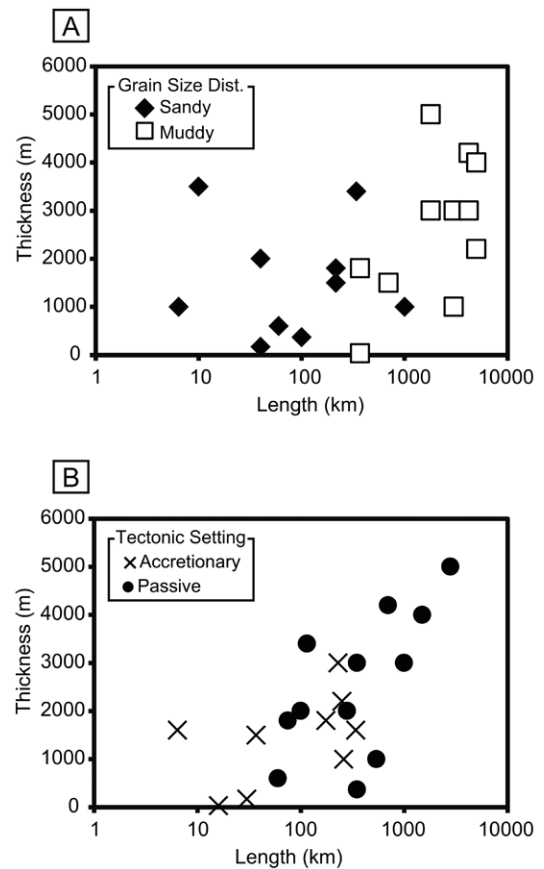


図3 海底扇状地の規模の比較

データおよび扇状地の砂質・泥質の判断およびテクトニックセッティングの判断は Bouma *et al.* (1985) に基づく。A. 砂質海底扇状地と泥質海底扇状地のサイズ比較。泥質海底扇状地は同じ規模(厚さ)でもより長い形状を示すことが分かる。B. テクトニックセッティングによる海底扇状地のサイズ比較。受動的縁辺域の方が付加体周辺よりも海底扇状地が大型であることが分かる。

要素と考えられてきたチャネル末端のフロンタルスプレイ(ローブ状地形)は相対的にみてあまり発達しないことが明らかになったのである(Barnes and Normark, 1985)。その後、世界の海底扇状地の地震波探査やサイドスキャンソナー調査が進むにつれて(Bouma *et al.*, 1985), 海底扇状地のとりわけ海底チャネル地形には顕著な多様性があることが明らかになってきた(図2)。一部の海底扇状地で

は自然堤防を伴ってよく蛇行するチャネルが発達するのに対して (Peakall *et al.*, 2000), 自然堤防を伴わない小規模なチャネルばかりが発達する海底扇状地も存在することが明らかになったのである (Normark and Gutmacher, 1985)。

このような海底扇状地の地形的な多様性は、どのような要因によって決まるのだろうか (図 3)。海底扇状地の地形タイプを決める決定的な要因は、供給源の粒度分布であるという考えが古くから存在する (Reading and Richards, 1994)。一般的な傾向として、砂質の海底扇状地は放射状のフロントスプレイ (ローブ地形) をよく発達させるのに対して、泥質の海底扇状地は長大なチャネル地形をつくることが多い (Galloway, 1998)。さらに、1990 年代のシーケンス層序学の発展に伴って、海水準変動との関連性も論じられるようになった (Mutti, 1985; Posamentier *et al.*, 1991)。例外は多数あるものの (Covault and Graham, 2010), シーケンス層序学においては、海底扇状地が典型的に発達するのは相対的海水準の低下する時期に形成される低下期堆積体 (Falling Stage Systems Tract) や、海水準が上昇を開始したばかりの時期にできる低海水準期堆積体 (Low Stand Systems Tract) とされている。海水準上昇速度が増加した時期に堆積する海進期および高海水準期堆積体には海底扇状地はあまり発達しないものとされることが多い (Posamentier and Kolla, 2003)。そして、海水準が低い初期の段階での海底扇状地はフロントスプレイを主体とするのに対し (Saller *et al.*, 2008), 海水準が上昇するにつれて、自然堤防を伴う海底チャネルを主体とするタイプに移行するという報告がされている (Posamentier and Kolla, 2003)。しかしながら、供給堆積物の粒度分布や相対的海水準変動といった要因がどのようにして海底チャネルの形態を決めるのかという具体的なメカニズムに関しては、1990 年代までは未知のままであった。

2000 年代になって、三次元震探地形学の急速な発展に伴い、海底扇状地の多様性の研究にも大きな進展が見られた。海底チャネルの形態が高解像度でとらえられたことにより、それまでスムーズなローブ状地形と認識されていた海底扇状地のフロントスプレイにも、小規模な分岐流路が普遍的に存在することが分かったのである (Posamentier and Kolla, 2003)。海底扇状地の上流域では長期間にわたって極めて安定的に維持されている海底チャネルが、末端部になると何らかの理由で急激にその安定性は失われ、頻繁にチャネルの付け変わり (channel avulsion) が発生するようになる。このチャネルの分岐・放棄は特定の地点に集中し、この地点がフロントスプレイの上流端点となるのである (図 1)。すなわち、自然堤防付きチャネルとフロントスプレイの遷移は、自然堤防を伴うチャネルの安定性の問題としてとらえることができるようになった。

自然堤防付きチャネルが安定性を失う現象のメカニズムについては、Posamentier and Kolla (2003) が混濁流の運搬する碎屑物の粒度分布変化によって説明している。混濁流が運搬している碎屑物は、自然堤防を構成する泥質碎屑

物と、チャネル底を構成する砂質碎屑物に大別することができる。泥質碎屑物を豊富に含む混濁流は自然堤防を十分に発達させることができ、流れはチャネル内を安定して流れ続けることができる。しかしながら、自然堤防の面積は海底チャネルよりもはるかに広いため、次第に流れの中から泥質碎屑物は選択的に失われ、混濁流の運搬する浮流碎屑物は下流方向へ進むにつれて砂質碎屑物に富むようになっていく。最終的に、下流域では混濁流の内部から自然堤防を構成するために十分な量の泥質碎屑物が失われてしまい、ある地点から下流ではチャネルはその安定性を失って分岐を繰り返すようになると考えるのが Posamentierらのモデルである。このモデルは、混濁流の含む碎屑物の粒度分布に応じて海底扇状地のタイプが異なることをよく説明している。しかしながら、彼らのモデルはあくまでも定性的なものであり、具体的にどの程度砂質になると海底チャネルが安定的に存在できなくなるのかについては説明していない。また、粒度分布以外の混濁流の水利条件 (流量など) がどの程度海底チャネルの安定性に寄与しているのかについても、現状では明らかになっていない。

そこで、本研究は、海底チャネルが安定的に存在する状況 (平衡状態) をモデル化し、この安定性が失われる状況がどのような要因で引き起こされるのかについて検討した。モデル化を行う際に想定している混濁流は、サージ型ではなく持続的混濁流である (Mulder and Alexander, 2001)。海底チャネルが安定的に存在する状況では、堆積速度が空間的にはば一定であり、自然堤防とチャネル底の上昇速度が釣り合っていることが想定される。そこで、これらの条件を混濁流の浅水方程式系に組み込んだ結果、海底チャネルの理論的な平衡形状を記述することができた。このモデルの計算結果を踏まえて、本論文では海底チャネルのタイプを決める要因が何であるのかについて議論を行う。

## 2. 海底扇状地の地形区分

海底扇状地をどのように地形区分するかについてはいくつかの方式があるが、本研究では、(A) 海底谷 (submarine canyon), (B) 自然堤防付き海底チャネル (leveed channel), (C) フロントスプレイ (frontal splay) の 3 つに区分する (図 1)。(A) 海底谷は侵食的な地形であり、周囲の地形面に対してチャネル底が低いこと、混濁流の溢れ出しに伴う自然堤防の発達が全く見られないことで特徴づけられる (図 1 および図 2)。海底谷の上流端 (海底谷頭) は谷の下刻に伴って陸側へ移動していく。混濁流は陸棚もしくは海底谷の谷頭で発生し、海底谷の内部で底面を侵食しながら加速し発達していくものと考えられている (成瀬, 2011)。(B) 自然堤防付きチャネルは、自然堤防がよく発達し、チャネルの蛇行が顕著であることが多い。全体としては、上方に積みあがる堆積地形である。海底谷と異なり、この地形ではチャネルから混濁流の溢れ出しが常時発生している (図 1 および図 2)。時として自然堤防は決壊し、決壊地点の周囲には小規模な舌状 (ローブ状) 地形であるクレバススプレイが発達することがある (Pirmez *et al.*,

1997)。自然堤防付きチャンネルの中流域では、チャンネル底の高さが周囲の地形より高い天井川状の形態がしばしば見られる (Pirmez and Imran, 2003)。(C) フロンタルスプレイは、海底谷もしくは自然堤防付き海底チャンネルの末端に発達する舌状 (ローブ状) 地形である。クレバススプレイに比べると規模が大きく、表面には小規模なチャンネルがしばしば発達する。ただし、自然堤防付きチャンネルと比べると流路の位置は安定せず、分岐・側方移動や放棄を繰り返す (Saller *et al.*, 2008)。

上記の地形区分 (A), (B), (C) は、基本的には Posamentier and Walker (2006) に従ったものであるが、本研究ではスロープチャンネル (slope channel) と堆積盆地自然堤防付きチャンネル (basin floor leveed channel) の区別はせず、一括して自然堤防付きチャンネルとして扱っている。また、本研究の区分 (A)・(B)・(C) はおおそ Walker (1978) の上部・中部・下部海底扇状地に相当する。ただし、必ずしも 1 つの海底扇状地で 3 つの地形区分がそろっているとは限らず、上・中・下の順序についても絶対的なものではないため、本研究では Walker (1978) の区分名は採用しない。海底扇状地の地形区分が行われ始めた当初の区分と対応関係を検討すると、Normark (1970) の上部扇状地が自然堤防付きチャンネル、中部扇状地がフロンタルスプレイ、下部扇状地がより沖合のスムーズな海盆底に対応することになる。一方、Pirmez and Imran (2003) は、アマゾン海底チャンネルの研究に基づいて、海底チャンネル地形を上部・中部・下部扇状地チャンネルに区分している。この区分はチャンネル底と周囲の堆積盆地との高さの関係に基づいており、周囲の堆積盆地よりもチャンネル底が高い天井川状のチャンネルを中部扇状地チャンネルとし、チャンネル底が周囲よりも低い海底チャンネルを上部・下部扇状地チャンネルと区分している。本研究の区分では、Pirmez and Imran (2003) の上部・中部扇状地チャンネルが自然堤防付き海底チャンネルに相当し、下部扇状地チャンネルがおそらくフロンタルスプレイの分岐流路に相当するものと考えられる。

### 3. 海底チャンネルの理論平衡形状

#### 3.1 理論

ここでは、海底チャンネル地形の多様性を決める要因を検討するための理論について記述する (図 4)。海底チャンネルを形成するのは混濁流である。混濁流の挙動は、以下の一次元浅水方程式系によって記述できる (Parker *et al.*, 1986)：

$$\frac{\partial Bh}{\partial t} + \frac{\partial BUh}{\partial x} = Be_w U \quad (1)$$

$$\frac{\partial BUh}{\partial t} + \frac{\partial BU^2 h}{\partial x} = -RgBCh \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{2} Rg \frac{\partial BCh^2}{\partial x} - BC_i U^2 \quad (2)$$

$$\frac{\partial BC_s h}{\partial t} + \frac{\partial BUC_s h}{\partial x} = Bw_s (E_s - r_0 C_s) \quad (3)$$

ここで、 $t$  は時間、 $x$  は流下方向を正とする空間座標、 $B$

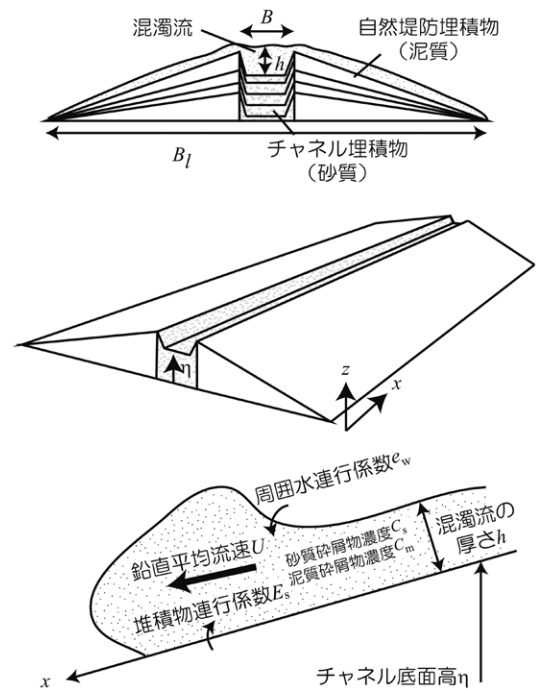


図 4 海底チャンネル平衡形状モデルのパラメーターの説明

は海底チャンネルの幅、 $h$  は混濁流の厚さ、 $U$  は鉛直方向に平均した流速、 $e_w$  は周囲の流体 (海水) の連行係数、 $R$  は碎屑物粒子の水中比重 ( $R = (\rho_s - \rho_f) / \rho_f$ ;  $\rho_s$  は碎屑物粒子密度で  $\rho_f$  は海水の密度)、 $g$  は重力加速度、 $\eta$  はある基準面から測ったチャンネル底面の高さ、 $C_i$  は底面摩擦係数である (図 4)。 $C$  は鉛直方向に平均した碎屑物総濃度であり、

$$C = C_s + C_m \quad (4)$$

と定義される。本モデルの特徴は碎屑物を 2 種類に区分していることであり、 $C_s$  はそのうちで砂質碎屑物の濃度をあらわし、 $C_m$  は泥質碎屑物の濃度をあらわしている。本モデルでは、泥質碎屑物はチャンネル内ではウォッシュロードとしてふるまう。すなわち、チャンネル内での泥質碎屑物の堆積は起こらず、自然堤防でのみ堆積するものと近似する。一方、 $w_s$  と  $E_s$  はそれぞれ砂質碎屑物の沈降速度と底面における碎屑物連行係数をあらわしている。 $r_0$  は底面近傍 (流厚の 5% の高さ) における砂質碎屑物濃度と鉛直平均砂質碎屑物濃度との比を示している。砂質碎屑物は堆積・侵食作用によって海底チャンネル底面の高さを変化させるが、自然堤防には溢れ出さないものと近似する。

式 (1) は流れの質量保存式であり、流速  $U$  と流体連行係数  $e_w$  に応じて、混濁流が周囲の海水を取り込んで流れの体積が増加することをあらわしている。式 (2) は混濁流の運動量保存式であり、右辺第 1 項は斜面下方向の重力、第 2 項は水圧、第 3 項は摩擦をあらわしている。式 (3) は流れの中の砂質碎屑物の質量保存則であり、底面近傍 (底面から測って流れの厚さの 5% に当たる高さ) での流れの巻き上げ (連行) 量と沈降量の差で混濁流の濃度が変化することを示している (図 4)。

ここで、自然堤防を伴って 1 本のチャンネルが安定して存

在し続けるための条件を考える。チャネル地形が安定して存在するためには、(A) 堆積速度が流れ方向に一定であること、(B) チャネルと自然堤防の堆積速度が釣り合っていること (Spinewine *et al.*, 2011)、という 2 つの条件が必要になる。まず、条件 (A) について説明する。堆積速度が場所によって変化すると、その周辺ではチャネルの勾配が変化し、混濁流が流れる条件も変化し続ける。結果として、海底チャネル地形も変化し続けるため、長期的にみるとその海底チャネル地形は安定とは言えなくなる。次に、条件 (B) についてだが、もし自然堤防の堆積速度がチャネル内の堆積速度よりも速ければ、海底チャネルの深さが増加して、混濁流の溢れ出しの量が減少する。そのため、いずれは自然堤防の堆積速度が低下して、チャネル内の堆積速度と釣り合うようになるはずである。すなわち、海底チャネルの深さの増加に関しては、混濁流堆積作用のネガティブ・フィードバックがあるということになる。一方、もし海底チャネル内の堆積速度が自然堤防よりも速ければ、次第に海底チャネルは浅くなり、いずれは自然堤防が決壊してチャネル内に混濁流を保持することはできなくなるだろう。すなわち、この状況では、海底チャネルを安定して維持することはできない。まとめると、海底チャネルが長期間にわたって維持されるためには、条件 (A) と (B) が両方同時に満たされることが必要になる (図 4)。

条件 (A) と (B) が同時に満たされていて、海底チャネルが安定して維持されている状況にある海底チャネル地形について、式 (1-4) であらわされる混濁流浅水方程式モデルから検討する。海底チャネルの深さと幅は、経験的に、混濁流の流量と以下の関係をもつことが知られている (Konsoer *et al.*, 2013)：

$$B = \alpha_1 Q^{\beta_1} \quad (5)$$

$$H = \alpha_2 Q^{\beta_2} \quad (6)$$

ここで、 $Q$  は混濁流の流量であり、 $H$  はチャネルの深さをあらわしている。 $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\beta_1$ ,  $\beta_2$  は経験的な定数であり、Konsoer *et al.* (2013) によるとそれぞれ 3.73, 0.26, 0.524, 0.427 となる。混濁流が常に自然堤防上をあふれだしていることを考えると、混濁流の厚さ  $h$  は常に  $h > H$  とならなくてはならない。ただし、あまりにも混濁流のあふれだしの量が多いとチャネルを長距離にわたって維持することが困難になるため、混濁流の流量は

$$Q = BUh \quad (7)$$

と近似できるものとする。一方、自然堤防の幅  $B_1$  はチャネル幅  $B$  と正の相関があり、以下の経験式で表すことができる (Nakajima and Kneller, 2013)：

$$B_1 = \alpha_3 B^{\beta_3} \quad (8)$$

ここで、 $\alpha_3$  と  $\beta_3$  は経験的な定数であり、それぞれ 9.78 および 0.968 となる。そして、海底チャネル内部の堆積速度は、以下の Exner 方程式であらわされる：

$$\frac{d\eta}{dt} = \dot{\eta} = \frac{w_s(r_0 C_s - E_s)}{1 - \lambda_p} \quad (9)$$

ここで、 $\lambda_p$  は堆積物の間隙率である。条件 A より海底チャネル内部の堆積速度  $\dot{\eta}$  は空間的・時間的に一定である。したがって、 $\dot{\eta}$  を定数とみなすと、式 (9) より、チャネル内の混濁流の砂質碎屑物濃度  $C_s$  は以下の式にしたがって変化することになる：

$$C_s = \frac{1}{r_0} \left\{ \frac{(1 - \lambda_p)\dot{\eta}}{w_s} + E_s \right\} \quad (10)$$

一方、条件 B より、海底チャネルの累重に追従して自然堤防も累重し、自然堤防の幅が式 (8) に従うとすると、泥質堆積物の保存則は以下のようにあらわされる。

$$\frac{\partial BC_m h}{\partial t} + \frac{\partial BUC_m h}{\partial x} = -0.5 \dot{\eta} B_1 \quad (11)$$

今は、海底チャネルが時間的に安定して存在している状況を考えているため、混濁流は定常流として取り扱うものとして (すなわち混濁流の頭部と尾部はチャネル形成に大きな影響はないものと近似)、これ以降は式の時間微分項は無視することにする。すると、式 (3) および (10) より、以下の混濁流の流速変化に関する常微分方程式を得る：

$$\frac{dU}{dx} = -\frac{1}{MUh} \left\{ (1 - \lambda_p) \left( r_0 + \frac{e_w U}{w_s} \right) \dot{\eta} + e_w E_s U \right\} \quad (12)$$

ここで、

$$M = \frac{dE_s}{dU} \quad (13)$$

である。さらに、式 (1) と (5) より、混濁流の厚さ  $h$  の流下方向の空間変化は、

$$\frac{dh}{dx} = e_w (1 - \alpha_1 \beta_1 Q^{\beta_1 - 1} U h) - \frac{h}{U} \frac{dU}{dx} \quad (14)$$

となる。また、式 (1) と (11) より、混濁流中の泥質碎屑物濃度  $C_m$  の空間変化は、

$$\frac{dC_m}{dx} = \frac{-0.5 \beta_1 \dot{\eta} - C_m e_w U B}{BUh} \quad (15)$$

となる。最後に、式 (1), (2), (3), (4), (9), (11), (14) から、チャネルの地形  $\eta$  を記述する常微分方程式

$$\begin{aligned} \frac{d\eta}{dx} = & -\frac{U^2}{RgCh} (e_w + C_t) + \frac{(1 - \lambda_p)\dot{\eta}}{2CU} \\ & - \frac{1}{2} e_w (1 - \alpha_1 \beta_1 Q^{\beta_1 - 1} U h) - \frac{U}{RgC} \frac{dU}{dx} \end{aligned} \quad (16)$$

が得られる。

常微分方程式 (12) と (16) を連立させて数値的に解けば、平衡状態にある海底チャネル底の地形  $\eta$  を記述することが

できる。また、平衡状態にある海底チャネルを流れる混濁流の厚さ・砂質および泥質碎屑物の濃度変化も、式(10)、(14)、(15)からそれぞれ知ることができる。

### 3.2 計算手法

本研究のモデルを実際に計算するためには、いくつかのパラメーターを経験的な式から算出しないといけない。まず、碎屑物粒子沈降速度  $w_s$  は Dietrich (1982) に従い、以下の式から算出される：

$$\frac{w_s}{\sqrt{RgD_s}} = \exp \{ -a_1 + a_2 \ln(Re_p) - a_3 [\ln(Re_p)]^2 - a_4 [\ln(Re_p)]^3 + a_5 [\ln(Re_p)]^4 \} \quad (17)$$

ここで、 $D_s$  は粒径、 $Re_p$  は粒子レイノルズ数であり、

$$Re_p = \frac{\sqrt{RgD_s} D_s}{\nu} \quad (18)$$

と定義される。 $\nu$  は水の動粘性係数である。 $a_1, a_2, a_3, a_4, a_5$  は経験的な定数であり、それぞれ 2.891394478, 0.95296, 0.056834671, 0.002892046, 0.000244647 である。次に、流れによって巻き上げられる碎屑物の量をあらわす碎屑物連行係数  $E_s$  は、水槽実験に基づいて

$$E_s = \frac{AZ_u^5}{1 + \frac{A}{0.3} Z_u^5} \quad (19)$$

$$Z_u = \frac{u_*}{w_s} Re_p^{0.6} \quad (20)$$

という経験式が広く用いられている (Garcia and Parker, 1991)。ここで、 $u_*$  は流れの摩擦速度であり、

$$u_* = \sqrt{C_f U} \quad (21)$$

である。 $A$  は経験的な定数で、 $1.3 \times 10^{-7}$  である。 $r_0$  は底面近傍 (流厚の 5% の高さ) における砂質碎屑物濃度と鉛直平均砂質碎屑物濃度との比を示しており、混濁流においてはほぼ定数 (約 2.0) であることが知られている (Parker *et al.*, 1986)。流体連行係数  $e_w$  は、Fukushima *et al.* (1985) にしたがって、

$$e_w = \frac{0.00153}{0.0204 + RCgh/U^2} \quad (22)$$

として求められる。最後に、流れの摩擦係数  $C_f$  は、Keulegan (1938) により

$$C_f = \left\{ \frac{1}{\kappa} \ln \left( 11 \frac{h}{k_s} \right) \right\}^{-2} \quad (23)$$

として算出した。 $\kappa$  はカルマン定数で 0.4 であり、 $k_s$  は底面粗度高さで、ここでは粒径  $D_s$  の 2.5 倍に設定した。

本研究では、上流端 ( $x = 0$ ) における境界条件を指定し、式 (12) – (16) をオイラー法により計算することで、平衡海底チャネルの地形、混濁流の流速・厚さ・濃

度変化を求めた。計算に当たって指定した境界条件は、混濁流の流量  $Q$ 、混濁流の初期厚さ  $h_0$  とチャネル深  $h$  との比  $h_r$ 、砂 / 泥濃度比  $C_r (= C_s / C_m)$ 、チャネル累重速度  $\dot{\eta} (= d\eta / dt)$  もしくは総碎屑物濃度  $C$  (このパラメーターは  $C_r$  と  $\dot{\eta}$  から算出可能)、砂質碎屑物の粒径  $D_s$  の 5 つである。他の条件は、これら 5 つのパラメーターから算出することができる。計算を終了させる条件は、(i) 濃度  $C_m$  が負になる、もしくは(ii) 流速  $U$  がほぼゼロになる (初期流速の 0.1% になる) という 2 つに設定した。条件 (i) は、混濁流の内部で泥質碎屑物が尽きたことを示している。一方、条件 (ii) は、実質的には砂質碎屑物が尽きたことを意味する。本研究のモデルではチャネル累重速度がいたるところで一定になるように計算が進められるため、砂質碎屑物濃度  $C_s$  が非常に低下すると、累重速度の低下を補うために流速  $U$  が極端に低下する。そして、流速を低下させるために、地形勾配  $\frac{d\eta}{dx}$  が上昇 (上り坂) となって計算が発散することになる。したがって、流速  $U$  の低下を検出

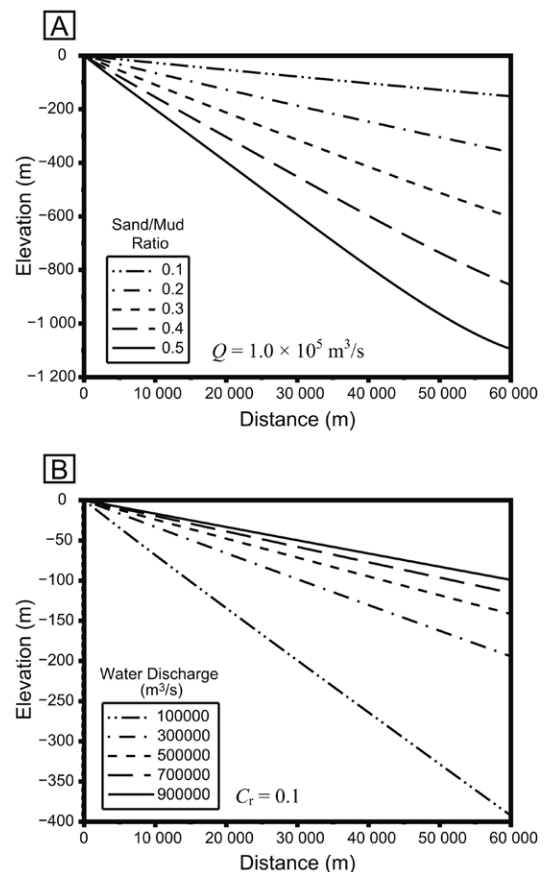


図5 海底チャネル平衡形状の変化

共通の計算条件として、砂質碎屑物粒径  $D_s = 250 \mu\text{m}$ 、上流端での総碎屑物濃度  $C_0 = 0.32\%$ 、混濁流の上流端での厚さはチャネル深の 1.1 倍に設定してある。A. 砂質 / 泥質碎屑物濃度比に応じた海底チャネル平衡形状の変化。泥質であるほど勾配が小さくなるのが分かる。その他の計算条件は、混濁流流量  $Q = 1.0 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$  である。B. 流量に応じた海底チャネル平衡形状の変化。流量が大きいくほど勾配が小さくなるのが分かる。その他の計算条件は、砂質 / 泥質碎屑物濃度比  $C_r = 0.1$  である。

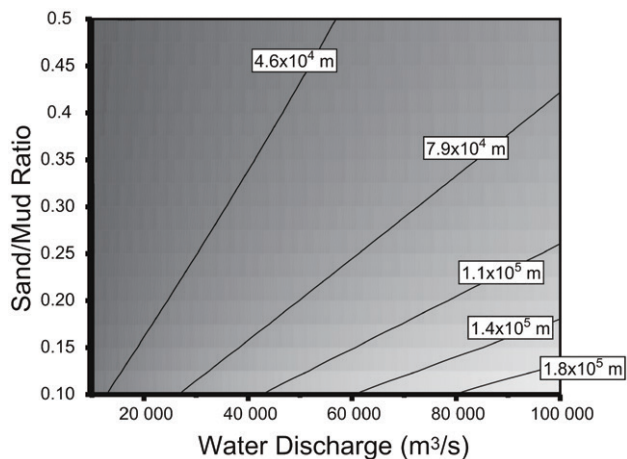


図6 平衡形状を保つ自然堤防付き海底チャネルの限界長さ  
図中の線は等値線である。流量が大きく、より泥質な混濁流が流れるチャネルほど長く伸びる傾向が現れる。共通の計算条件として、砂質碎屑物粒径  $D_s = 250 \mu\text{m}$ 、チャネル累重速度  $\dot{\eta} = 5.0 \times 10^{-8} \text{m/s}$ 、混濁流の上流端での厚さはチャネル深の1.1倍に設定してある。

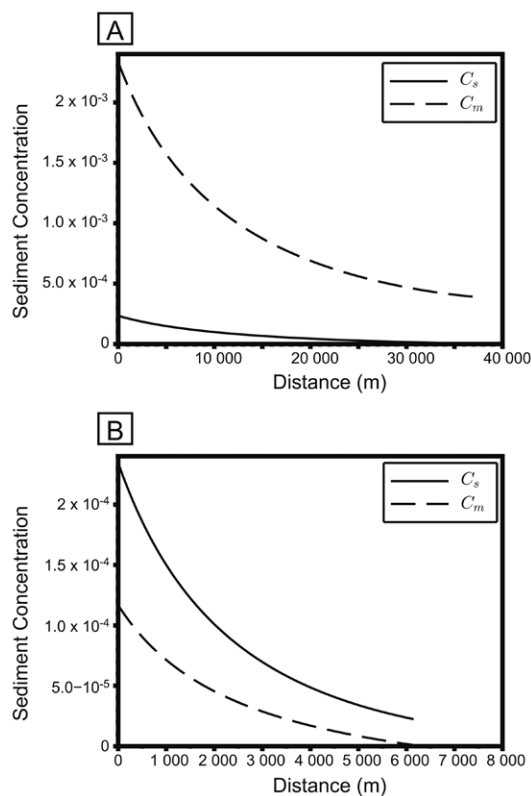


図7 泥質混濁流および砂質混濁流の濃度変化の例  
共通の計算条件として、混濁流流量  $Q = 1.0 \times 10^4 \text{m}^3/\text{s}$ 、砂質碎屑物粒径  $D_s = 250 \mu\text{m}$ 、チャネル累重速度  $\dot{\eta} = 5.0 \times 10^{-8} \text{m/s}$ 、混濁流の上流端での厚さはチャネル深の1.1倍に設定してある。A. 砂質 / 泥質碎屑物濃度比  $C_r$  を低く ( $C_r = 0.1$ ) 設定した場合の混濁流の濃度変化計算例。砂質碎屑物が先に使い果たされ、平衡チャネル形状が維持できなくなる。B. 砂質 / 泥質碎屑物濃度比  $C_r$  を高く ( $C_r = 2.0$ ) 設定した場合の混濁流の濃度変化計算例。泥質碎屑物が先に使い果たされ、自然堤防が維持できなくなる。

することが、実質的には砂質碎屑物の枯渇を検出することになるのである。

### 3.2 計算結果

計算を行った結果、平衡状態の海底チャネル地形は下に凸な縦断形を示すことが明らかになった (図5)。平均的な地形勾配は主として流量および砂質 / 泥質碎屑物濃度比で決まり、より泥質で流量が大きいほど勾配は小さくなる傾向がある。

平衡状態の海底チャネルは、無限の長さにわたって維持できるわけではない。チャネル累重速度がゼロではない限り、混濁流の濃度はチャネルを埋積するにつれて下流方向に向かって低下し、いずれは空間的に均一な堆積速度が維持できなくなる。この平衡海底チャネルが維持できなくなるまでの長さは、混濁流の流量が大きく堆積速度が小さいほど長い (図6)。また、チャネルの長さは境界条件として設定した上流端での砂 / 泥濃度比  $C_r$  にも強く依存しており、泥濃度が高ければ高いほど長いチャネルが形成される傾向がある (図6)。

計算条件をさまざまに変化させ、チャネル末端での混濁流の状態を調べたところ、チャネル平衡状態が維持できなくなるのは、チャネル底に堆積する砂質碎屑物が使い果たされていることによるケースと、自然堤防を構成する泥質碎屑物が使い果たされることによるケースがあることが明らかになった (図7)。どちらの碎屑物が先に使い果たされるかを決めているのは、上流端の砂 / 泥濃度比  $C_r$  と、混濁流のチャネル上昇速度  $\dot{\eta}$  (総碎屑物濃度  $C$ ) の2つである (図8)。とりわけ砂 / 泥濃度比の影響は非常に大きく、この比が0.6を上回る場合には必ず砂質碎屑物よりも自然堤防を構成する泥質碎屑物が先に使い果たされることも分かった。

## 4. 議論

### 4.1 海底チャネル理論平衡形状の特徴と意義

本研究は、海底チャネルが安定的に存在する状況においてチャネルの縦断形を記述し、チャネルの安定性が失われる要因がどこにあるか探求するためのモデルを提案した。このモデルで取り扱われる海底チャネルの堆積速度をいたるところで0にすれば、いわば陸上河川でいうところの平衡河川 (grade river) の地形を求めるために使うこともできる。海底チャネルの平衡形状に関する理論的な研究としては、すでに Kneller (2003) が摩擦速度と沈降速度が常に釣り合う場合のチャネル形状を理論化しているが、彼らのモデルは常に混濁流が浮流限界付近で流れ続けていることを想定している。浮流限界付近では混濁流の濃度は限りなくゼロに近づいてしまうため、彼らのモデルは現実の混濁流の状況とは大きくかい離している。一方、Spinewine *et al.* (2011) は海底チャネルと自然堤防の埋積速度が釣合の状態にある状況を考慮して、海底チャネルの縦断形を予測するモデルを提案している。しかしながら、本研究はより明示的に混濁流の内部の濃度変化を追跡し、さらにチャネルや自然堤防の幅に関しては実際の海底チャネルの計測

結果に基づく経験式を利用している点が異なっている。したがって、実際の海底扇状地のタイプを決める要因を検討するうえでは、本研究のモデルは利用価値が高いものと考えられる。

それでは、実際の海底チャネルの地形を理解するためにあたって、本研究で示したモデルはどのような意義をもつのだろうか。本研究の海底チャネル平衡形状モデルは、あくまでも時間的・空間的に安定した状態で海底チャネルが維持される場合の地形や混濁流の水利条件を記述しているにすぎない。ただし、実際の海底チャネルの場合、少なくとも上流部から中流部にかけての自然堤防付きチャネルは長期間にわたって安定して存在していることから (Pirmez and Imran, 2003), 平衡形状の条件に比較的近い状態にあることが予想される。一方、自然堤防付きチャネルとフロンタルスプレイの境界 (遷移点) より下流では、流路変更 (channel avulsion) と分岐が繰り返されていることから、海底チャネルが平衡形状に至っているとは考え難い。すなわち、本研究のモデルは、海底谷の末端から自然堤防付きチャネル・フロンタルスプレイ境界までの区間の海底チャネルを取り扱っているということになる。

本研究のモデルは、チャネルの累重速度がゼロでない限り、チャネルの平衡形状は有限の長さしか維持されないことを示した (図 6)。実際の海底チャネルにおいては、この平衡形状チャネルの長さは、前述の通り海底谷の出口から下部扇状地チャネル遷移点までの長さに相当すると考えられる。すなわち、海底チャネル平衡形状の長さを支配する要因は、チャネル遷移点がどの位置に現れるかを示す要因と読み替えることができるだろう。ただし、実際の海底チャネルの末端付近では、平衡状態は徐々に破れつつ非平衡チャネルへと遷移が起こるはずである。したがって、平衡形状チャネルの長さが海底谷出口から遷移点までの長さと厳密に一致しているとは限らない。平衡形状チャネルの長さは遷移点の位置を決める指標としては有益かもしれないが、どの程度の一致が見られるかについては、現世海底扇状地の調査に基づく今後の検証が必要であろう。

#### 4.2 混濁流の流量と粒度分布が決める海底扇状地の形態的多様性

海底チャネルの平衡形状モデルは、混濁流の流量と粒度分布が海底チャネルの形態を決める主要な要因であることを示している (図 6 および 図 8)。計算の結果、流量が大きく泥勝ちの混濁流が流れるチャネルほど長い距離にわたって平衡形状が維持されるが (図 6)、このことは、実際の海底扇状地においても泥勝ちの海底扇状地ほど長い距離にわたってチャネルが伸びていることと整合的である (図 3)。一方、砂勝ちの混濁流が流れる海底チャネルでは、自然堤防の材料となる泥が早く使い果たされるため、短い距離で安定的な海底チャネルが維持できなくなる。このことは、砂質な海底扇状地が頻繁にチャネル流路変更を繰り返して円弧状の地形を形成することに対応すると考えられる (図 1 および 図 3)。

さらに、安定的な海底チャネルが維持できなくなったと

きに混濁流の中に残っている浮流碎屑物の粒度分布について着目すると、海底チャネル末端の地形の多様性について理解することができる (図 7 および 図 8)。初生的に砂勝ちな混濁流が海底チャネルを形成した場合、チャネル末端では泥質碎屑物が先に使い果たされて自然堤防の堆積速度が低下し、海底チャネルは安定的に維持されなくなる。すなわち、自然堤防は頻繁に決壊を繰り返し、結果としてローブ状の地形が海底チャネルの末端に形成されるだろう。この状況は、例えば Navy 海底扇状地のような砂質海底扇状地のチャネル末端部の構造とよく類似している (Normark *et al.*, 1979)。一方、初生的に泥がちな混濁流がチャネルを形成した場合、砂質碎屑物が先に使い果たされる。この場合、自然堤防は形成されるもののチャネル底はもはや累重することができない。したがって、自然堤防の高さは極めて高くなり、混濁流が自然堤防を決壊させることは難しくなる。結果として、チャネル末端にはローブ状地形が形成されることはなくなるだろう。この状況は、たとえばアマゾン海底扇状地のような、泥質で海底チャネルがよく発達する海底扇状地の地形的特徴とよく一致する (Pirmez and Imran, 2003)。

ここまで記述したように、海底チャネルの特徴は混濁流中の初生的な粒度分布に強く影響を受けることが本研究のモデルからは予測された。このことは Posamentier and Kolla (2003) などがすでに定性的な予測を行っており、本研究の成果は彼らの予測を数値モデルに基づいて定量的に確かめたという位置づけになる。ただし、本研究では混濁流の流量も海底チャネルの地形的特徴を決める要因となっていることが明らかになったが、このことは既存研究では十分に考慮されていなかった。Posamentier and Kolla (2003) では、海底扇状地の勾配変化がスロープチャネルとフロンタルスプレイの遷移に与える影響が議論されているが、そもそも海底チャネルの地形勾配がどのようにして決定されるかについては十分な議論がなかった。陸上河

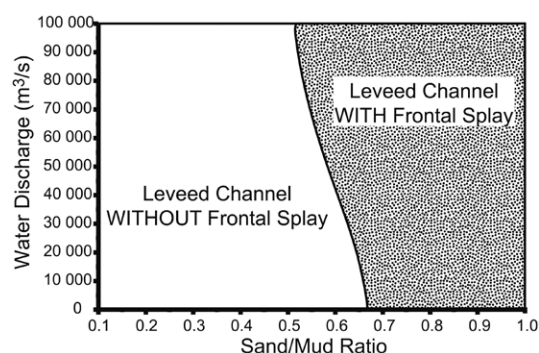


図 8 海底チャネルのタイプ相図

流量と砂 / 泥質碎屑物濃度比に応じて、(i) 末端で泥質碎屑物を使い切り自然堤防を維持できなくなるタイプのチャネルと、(ii) 砂質碎屑物を使い切るタイプに分かれる。これらは、フロンタルスプレイを伴うチャネルと伴わないチャネルに対応すると考えられる。共通の計算条件として、砂質碎屑物粒径  $D_s = 250 \mu\text{m}$ , チャネル累重速度  $\dot{q} = 5.0 \times 10^{-8} \text{m/s}$ , 混濁流の上流端での厚さはチャネル深の 1.1 倍に設定してある。

川の場合、沖積地形の勾配は流れの流量と碎屑物流量の比によって自律的に決まる。すなわち、例えば碎屑物流量が増加したり河川流量が低下したりすると上流側で堆積が進み、全体として河川勾配が増加することで平衡状態の河川が実現されるのである。本研究の結果は、海底チャネルであっても類似のメカニズムでチャネル勾配の変化が引き起こされることを示している。したがって、海底扇状地の地形的特徴を決める決定的な要因としては、混濁流の流量と粒度分布という要素が重要だといえるだろう。

#### 4.3 混濁流の特徴を決める要因

海底扇状地の地形的な特徴を決める上で極めて重要な役割を果たすのが混濁流の特性である。それでは、混濁流の流量や粒度分布はそもそもどのような要因によって決まるのだろうか。現世での混濁流の観測が不十分な現時点ではあくまでも予想に過ぎないが、混濁流の発生場はおそらく陸棚から陸棚外縁部の海底谷の谷頭であり、ここに供給される碎屑物の量と粒度分布が混濁流の流量と粒度分布を決めているはずである (Posamentier and Walker, 2006; Reading and Richards, 1994)。そして、海底谷へ供給する碎屑物の量や粒度分布を決める本質的な要因は、おそらく陸上での風化強度と陸上河川の長さであろう。泥質碎屑物の中でも粘土鉱物は主に長石の化学風化によって生成される (Nesbitt *et al.*, 1996)。すなわち、碎屑物の生成プロセスとして化学的風化作用よりも物理的風化作用が卓越すれば、より砂勝ちな碎屑物が沿岸域に供給されることになる。風化作用の相対的な強弱は気候・隆起速度・基盤岩の岩質など複数の要因によって決まるが、例えば隆起速度が速い地域では、斜面崩壊などの物理的な破碎作用が卓越し、より粗粒な碎屑物が生産されることが予測される (Sun and Liu, 2000)。一方、陸上河川の長さが増加すると、河川の粒子選別作用によって河口に到達する碎屑物が細粒化し、結果として混濁流の運搬する碎屑物の粒度分布もより泥質なものになる可能性がある (Seal *et al.*, 1997)。

このような供給源における粒度分布の違いは、テクトニクスセッティングの違いによる海底扇状地の多様性を説明するかもしれない (図3)。例えば、隆起活動が盛んなプレートの活動的縁辺域では、海底扇状地の長さが受動的縁辺域のものに比べて短いことが報告されている (Bouma *et al.*, 1985) (図3)。活動的縁辺域では山地の隆起速度が速いため、物理的風化が相対的に重要になり、砂質碎屑物が多く生産される。また、一般に活動的縁辺域においては河川の距離が短いため、粗粒な碎屑物が十分に分級されずに海岸線まで到達する。そして、河川の流域面積が小さいため、碎屑物流量も小さい。これらのことから、活動的縁辺域では混濁流の流量が小さく、供給される碎屑物に泥の含まれる割合も少なくなるため、海底扇状地の長さも短くなるものと考えられることができる。

一方、海水準変動が海底扇状地に与える影響はどうだろうか。海底扇状地は水深1,000 mを超える深海に発達するため、海水準変動の影響を直接的に受けるとは考えられない。しかしながら、海底扇状地に碎屑物を供給するシステ

ムが海水準の影響を受けるのであれば、間接的に海底扇状地の様式が海水準にしたがって変動することはあり得るだろう (Posamentier and Walker, 2006)。一般に、海進期においては岩盤・沖積河川境界が山側へ移動するため、陸上沖積河川の長さが限界まで増加することが知られている (Muto *et al.*, 2007)。陸上河川の長さが長くなると沖積平野の面積が増加するため、それを埋積するために碎屑物が消費されてしまい、河口まで到達する碎屑物は極端に減少する (Muto, 2001)。また、前述のように、河川の長さが増加すると分級作用によって河口付近の碎屑物は泥質になる。本研究のモデルの解釈が正しければ、海進時の碎屑物の供給量の減少が海底扇状地の規模を小さくするだけではなく、供給碎屑物の泥質化がフロントルスプレイの発達を妨げることになる。経験的に、相対的海水準の上昇速度が増加すると海底扇状地はフロントルスプレイ卓越型から自然堤防付きチャネル卓越型へと変化して、最終的に海進期には海底扇状地の発達が停止すると考えられているが (Posamentier and Kolla, 2003)、このことは本研究のモデルの予測と一致している。すなわち、海底扇状地の海水準変動への応答は、陸上河川の変化と対応した現象なのかもしれない。

## 5. 結 論

本研究では、自然堤防付き海底チャネルが安定して存在する条件を検討するため、混濁流の浅水方程式系に基づく海底チャネル平衡形状モデルを考案した。このモデルにより、混濁流が自然堤防付き海底チャネルの流路を安定して維持できなくなるまでの距離やその時の状況について検討することができる。結果として、海底チャネルの様式を決める主要な要素として混濁流の(1)流量および(2)砂質/泥質碎屑物比が重要であることが分かった。流量が大きいのか、泥質な混濁流ほど海底チャネルはより長く発達するのに対して、流量が小さく砂質な混濁流はチャネルを長距離にわたって維持できず、頻繁に流路が変化することが予想される。このことは、砂質な海底扇状地がしばしば小規模で放射状の形態を示すことを説明する。また、チャネルの末端で混濁流の砂質成分が保持され、フロントルスプレイ(ローブ状地形)が発達するためには、初生的に砂質碎屑物の比率が高い流れである必要があることも分かった。今後は、実際の海底扇状地との比較によりモデルの検証と応用を進めていく必要があるだろう。

#### 記号の説明

( $L$ :長さ,  $M$ :質量,  $T$ :時間, 1:無次元)

$A$  : 碎屑物連行係数に関する経験的定数 [1]

$B$  : 海底チャネルの幅 [ $L$ ]

$B_1$  : 自然堤防の幅 [ $L$ ]

$C$  : 混濁流の鉛直平均した総碎屑物濃度 [1]

$C_f$  : 底面摩擦係数 [1]

$C_m$  : 混濁流の鉛直平均した泥質碎屑物濃度 [1]

$C_s$  : 混濁流の鉛直平均した砂質碎屑物濃度 [1]

$C_r$  : 砂 / 泥濃度比 ( $C_s/C_m$ ) [1]  
 $D_s$  : 砂質碎屑物の粒径 [L]  
 $E_s$  : 底面碎屑物連行係数 [1]  
 $H$  : 海底チャネルの深さ [L]  
 $M$  :  $dE_s/dU$  [ $L^{-1}T$ ]  
 $Q$  : 混濁流流量 [ $L^3T^{-1}$ ]  
 $R$  : 堆積物水中比重 [1]  
 $Re_p$  : 粒子レイノルズ数 [1]  
 $U$  : 混濁流の鉛直平均流速 [ $LT^{-1}$ ]  
 $a_1, a_2, a_3, a_4, a_5$  : 碎屑物沈降速度に関する経験的定数 [1]  
 $e_w$  : 周囲水連行係数 [1]  
 $g$  : 重力加速度 [ $LT^{-2}$ ]  
 $h$  : 混濁流の厚さ [L]  
 $k_s$  : 底面粗度高さ [L]  
 $r_0$  : 底面近傍 (流れの厚さの 5% 高さ) における濃度と平均濃度の比 [1]  
 $t$  : 時間 [T]  
 $u_*$  : 摩擦速度 [ $LT^{-1}$ ]  
 $w_s$  : 砂質碎屑物沈降速度 [ $LT^{-1}$ ]  
 $x$  : 流下方向を正とする空間座標 [L]  
 $\alpha_1$  : チャネル幅に関する経験的定数 [ $L^{(1-3\beta_1)}T^{\beta_1}$ ]  
 $\alpha_2$  : チャネル深に関する経験的定数 [ $L^{(1-3\beta_2)}T^{\beta_2}$ ]  
 $\alpha_3$  : 自然堤防幅に関する経験的定数 [ $L^{(1-3\beta_3)}$ ]  
 $\beta_1$  : チャネル幅に関する経験的定数 [1]  
 $\beta_2$  : チャネル深に関する経験的定数 [1]  
 $\beta_3$  : 自然堤防幅に関する経験的定数 [1]  
 $\eta$  : 基準面から測ったチャネル底面の高さ [L]  
 $\kappa$  : カルマン定数 [1]  
 $\lambda_p$  : 底面堆積物の間隙率 [1]  
 $\nu$  : 海水の動粘性係数 [ $L^2T^{-1}$ ]  
 $\rho_f$  : 海水の密度 [ $ML^{-3}$ ]  
 $\rho_s$  : 碎屑物の密度 [ $ML^{-3}$ ]

## 謝 辞

本研究は JSPS 科研費 26287127, 26610161 の助成を受けたものです。この研究の着想は、イリノイ大学アーバナ・シャンペーン校 Gary Parker 教授との議論より得られました。深く感謝いたします。

## 引 用 文 献

Barnes, N. E. and Normark, W. R., 1985 : Diagnostic parameters for comparing modern submarine fans and ancient turbidite systems : *Frontiers in sedimentary geology*, 1, 12–13, Springer-Verlag : New York, NY, United States.  
 Bouma, A. H., Kuenen, P.H. and Shepard, F. P., 1962 : Sedimentology of some flysch deposits : *a graphic approach to facies interpretation*, 168, Elsevier Amsterdam.  
 Bouma, A.H., Normark, W.R. and Barnes, N.E., 1985 : *Submarine fans and related turbidite systems* *Frontiers in sedimentary geology*, 1, Springer-Verlag, New York, NY, United States.

Clark, J. D. and Pickering, K. T., 1996 : Architectural elements and growth patterns of submarine channels : application to hydrocarbon exploration. *AAPG Bulletin*, 80 (2), 194–220.  
 Covault, J.A. and Graham, S.A., 2010 : Submarine fans at all sea-level stands : tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. *Geology*, 38 (10), 939–942.  
 Damuth, J. E., Flood, R. D., Kolla, V., Belderson, R. H., Kowsmann, R. O., Gorini, M. A. and Palma, J. J. C., 1982 : Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 14 (7), 472–472.  
 Damuth, J. E., Kowsmann, R. O., Flood, R. D., Belderson, R. H. and Gorini, M. A., 1983 : Age relationships of distributary channels on Amazon deep-sea fan; implications for fan growth pattern. *Geology [Boulder]*, 11 (8), 470–473.  
 Dietrich, W. E., 1982 : Settling velocity of natural particles. *Water resources research*, 18 (6), 1615–1626.  
 Fukushima, Y., Parker, G. and Pantin, H., 1985 : Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps Submarine Canyon. *Marine Geology*, 67 (1), 55–81.  
 Galloway, W. E., 1998 : Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems; component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin*, 82 (4), 569–595.  
 Garcia, M. and Parker, G., 1991 : Entrainment of bed sediment into suspension. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117 (4), 414–435.  
 Keulegan, G. H., 1938 : Laws of turbulent flow in open channels. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 21, 707–741.  
 Kneller, B., 2003 : The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6), 901–910.  
 Konsoer, K., Zinger, J. and Parker, G., 2013 : Bankfull hydraulic geometry of submarine channels created by turbidity currents : relations between bankfull channel characteristics and formative flow discharge. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118 (1), 216–228.  
 Kuenen, P. H. and Migliorini, C., 1950 : Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology*, 91–127.  
 Mulder, T. and Alexander, J., 2001 : The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48 (2), 269–299.  
 Muto, T., 2001 : Shoreline autoretreat substantiated in flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 71 (2), 246–254.  
 Muto, T., Steel, R. J. and Swenson, J. B., 2007 : Autostratigraphy : a framework norm for genetic stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 77 (1), 2–12.

- Mutti, E., 1985 : Turbidite systems and their relations to depositional sequences. *NATO Advanced Study Institutes Series. Series C : Mathematical and Physical Sciences*, **148**, 65–93.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1972 : Le torbiditi dell' Appennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, **11** (2), 161–199.
- Nakajima, T. and Kneller, B. C., 2013 : Quantitative analysis of the geometry of submarine external levees. *Sedimentology*, **60** (4), 877–910.
- 成瀬 元, 2011 : 混濁流のオートサスペンション：その意義と課題, 地質学雑誌, **117** (3), 122–132.
- Nesbitt, H., Young, G., McLennan, S. and Keays, R., 1996 : Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *The Journal of Geology*, 525–542.
- Normark, W.R., 1970 : Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin*, **54** (11), 2170–2195.
- Normark, W. R. and Gutmacher, C. E., 1985 : Delgada Fan, Pacific Ocean : *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, 59–64, Springer.
- Normark, W. R., Piper, D. and Hess, G. R., 1979 : Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy Submarine Fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. *Sedimentology*, **26** (6), 749–774.
- Parker, G., Fukushima, Y. and Pantin, H. M., 1986 : Self-accelerating turbidity currents. *Journal of Fluid Mechanics*, **171**, 145–181.
- Peakall, J., McCaffrey, B. and Kneller, B., 2000 : A process model for the evolution, morphology, and architecture of sinuous submarine channels. *Journal of Sedimentary Research*, **70** (3), 434–448.
- Pirmez, C., Hiscott, R. N. and Kronen, J. D., Jr., 1997 : Sandy turbidite successions at the base of channel-levee systems of the Amazon Fan revealed by FMS logs and cores; unraveling the facies architecture of large submarine fans. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **155**, 7–33.
- Pirmez, C. and Imran, J., 2003 : Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology*, **20** (6–8), 823–849.
- Posamentier, H. W., Erskine, R. D. and Mitchum, R. M., Jr., 1991 : Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. In Weimer, P., ed. : *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*, *Frontiers in sedimentary geology*, 127–136, Springer-Verlag, New York, NY, United States.
- Posamentier, H.W. and Kolla, V., 2003 : Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, **73** (3), 367–388.
- Posamentier, H. W. and Walker, R. G., 2006 : *Facies models revisited*, SEPM.
- Reading, H. G. and Richards, M., 1994 : Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, **78** (5), 792–822.
- Saller, A., Werner, K., Sugiaman, F., Cebastian, A., May, R., Glenn, D. and Barker, C., 2008 : Characteristics of Pleistocene deep-water fan lobes and their application to an upper Miocene reservoir model, offshore East Kalimantan, Indonesia. *AAPG Bulletin*, **92** (7), 919–949.
- Seal, R., Paola, C., Parker, G., Southard, J. B. and Wilcock, P. R., 1997 : Experiments on downstream fining of gravel : I. Narrow-channel runs. *Journal of Hydraulic Engineering*, **123** (10), 874–884.
- Spinewine, B., Sun, T., Babonneau, N. and Parker, G., 2011 : Self-similar long profiles of aggrading submarine leveed channels; analytical solution and its application to the Amazon Channel. *Journal of Geophysical Research*, **116** (F3), doi:10.1029/2010JF001937.
- Straub, K. M., Mohrig, D., McElroy, B., Buttles, J. and Pirmez, C., 2008 : Interactions between turbidity currents and topography in aggrading sinuous submarine channels : A laboratory study. *Geological Society of America Bulletin*, **120** (3–4), 368–385.
- Sun, J. and Liu, T., 2000 : Stratigraphic evidence for the uplift of the Tibetan Plateau between ~ 1.1 and ~ 0.9 myr ago. *Quaternary Research*, **54** (3), 309–320.
- Walker, R.G., 1978 : Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans : models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, **62** (6), 932–966.
- Walker, R. G., 1992 : Turbidites and submarine fans. In Walker, R. G. and James, N.P., eds. : *Facies models; response to sea level change*, 239–263, Geological Association of Canada, St. Johns, NL, Canada.
- Weimer, P., Slatt, R., Coleman, J., Rosen, N., Nelson, H., Bouma, A., Styzen, M. and Lawrence, D., 2000 : *Deep-water Reservoirs of the World*. Gulf Coast Section SEPM 20th Bob F. Perkins Research Conference, e-book.