

タービダイトの話 (5)

SEDIMENT GRAVITY FLOWとは何か

徐 垣 (京都大学理学部)・徳 橋 秀 一 (燃料部)
Wonn Soh Shuichi TOKUHASHI

1. はじめに

これまでこのシリーズでは 海底扇状地に代表されるタービダイトの堆積環境及びその形態について 筆者の一人(徳橋)が行ってきた研究結果をふまえて解説がなされてきた。

今回は turbidity current の流動機構を考える上で密接な関わりを有し 1970年代以降実験及び理論堆積学の分野で活発な議論がなされている sediment gravity flow の内容について紹介することにする。すなわち sediment gravity flow の内容を通して turbidity current の力学的な側面・メカニズムにスポットを当てることにする。

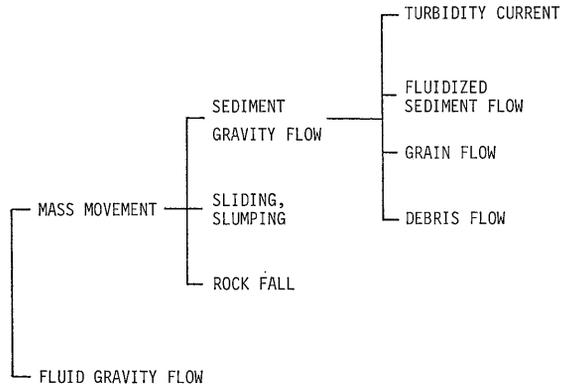
2. Sediment gravity flow

砕屑物を移動・運搬する機構として従来より考えられてきたものに fluid gravity flow がある。これは“流体が移動するときに砕屑粒子との間に生ずる 流体の抗力 (fluid drag)”によって砕屑粒子を移動・運搬するもので この機構によって形成されたものに各種の砂州 (bar) や砂丘 (dune) などの堆積物 更には深海底でのコンターライト (contourite) などもある。

しかし このような“流体の抗力”による砕屑粒子の移動とは別に 一群の砕屑物が重力の直接的な作用によって斜面を移動する マス・ムーブメント (mass movement) という移動様式がある。このマス・ムーブメントには 崩落 (rock fall) や滑り面にそって滑り下るスライディング (sliding) 及びスランピング (slumping) とここで説明しようとする sediment gravity flow がある (第1表)。

sediment gravity flow という言葉は MIDDLETON & HAMPTON (1973 1976) によって提唱され それまでにあった density current や gravity current, subaqueous mass-transport などといった用語の混乱を統一し 現在までに一定の市民権を得た感がある。このことは ここ数年新たに出版された堆積学の教科書 例えば 『Sedimentology—Process and Product—』 (By M.R. LEEDER, 1982), 『Origin of Sedimentary Rocks

第1表 砕屑物運搬様式の分類



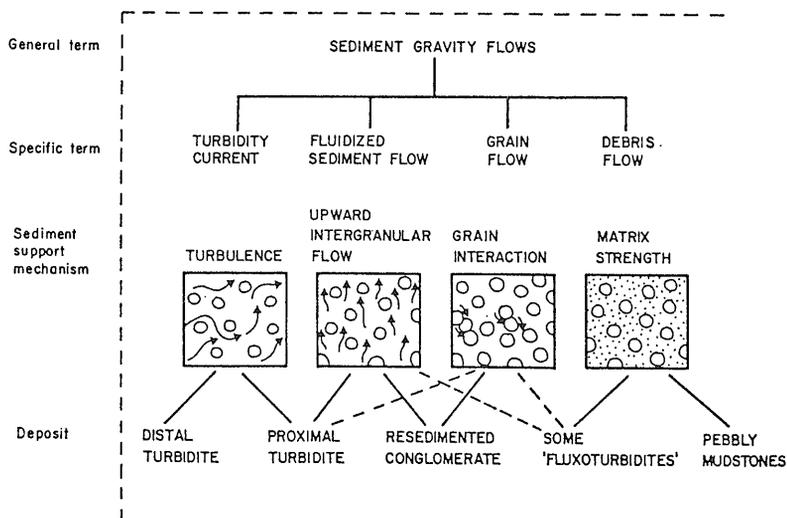
(second ed.)』 (by BLATT, MIDDLETON & MURRAY, 1980), 『Sedimentary Environments and Facies』 (by H.G. READINGS, 1978) のいずれを見ても この用語が用いられていることから明らかである。

sediment gravity flow は 深海底だけでなく湖底 (PHARO & CARMACK, 1978など) でもその存在が認められている。しかし この運搬機構によって堆積した堆積物の圧倒的多数は 深海 (deep water) の環境下で形成されたものである。

a. sediment gravity flow にみられる4つの流動機構

sediment gravity flow は 砕屑粒子を支持する4つの基本的メカニズム—乱れ (turbulence) 間隙水の上昇 (upward intergranular flow) 粒子間の相互作用 (grain interaction) マトリックス強度 (matrix strength) —のうちの何が主要な支持機構となり得るかによってそれぞれ turbidity current, fluidized sediment flow, grain flow, debris flow の4つのメカニズムを異にする流れに区分される (MIDDLETON & HAMPTON, 1973, 1976; 第1図)。

他方 このような粒子の支持機構の違いによる分類の他に レオロジーの観点をも含めた区分も提案されている (DOTT, 1963; LOWE, 1979; NARDIN et al., 1979; 第2表参照)。しかしながら これらの分類においても sedi-



第1図
Sediment gravity flow の分類
(MIDDLETON & HAMPTON, 1976)

ment gravity flow を4つの流れに区分することが可能であり 前述の主要な支持機構による分類とも 内容的に大きな違いは認められない。従ってここでは 前述の MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976) による碎屑粒子の支持機構による分類に基づいて述べることにする。

b. sediment gravity flow の実際

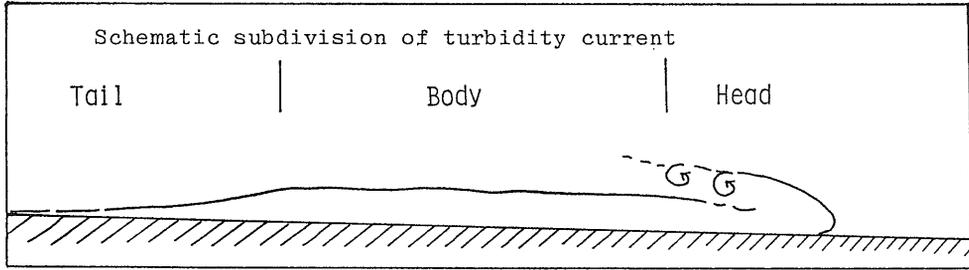
前述した流動機構の異なる4つの流れの中で 自然界に最も頻繁に起きるのは turbidity current と debris flow である。それは同時に 碎屑粒子を長距離にわたって運搬し得る能力をもつものでもある。それに比べ

て残りの grain flow と fluidized sediment flow は 特殊な環境下ないし特殊な条件が整ったときのみ重要で 概して前二者の補助的な役割を演じていることが多いとされている。また 自然界の実際の流れの中では例えば turbidity current であっても debris flow に特徴的な降伏応力 (yield stress) や grain flow に特徴的な粒子間の相互作用などのメカニズムが同時に働いていることが少なくない (第7章参照)。またある場合には 粒度によってその支持メカニズムが異なることも知られている。

また一方では スランピング (水底地回り流) や debris flow から turbidity current へ (MORGENSTERN 1967)

第2表 碎屑物運搬様式の種類と特性 (NARDIN et al.,1979)

Mass Transport Processes		Mechanical Behaviour	Transport Mechanism and Sediment Support
Rock Fall		Elastic	Freefall and subordinate rolling of individual blocks or clasts along steep slopes,
Slide	Glide		Shear failure along discrete shear plains with little inertial deformation or rotation,
	Slump		Shear failure accompanied by rotation along discrete shear surfaces with little internal deformation,
Sediment Gravity Flow	Mass Flow	Plastic Limit	Shear distributed throughout the sediment mass. Strength is principally from cohesion due to clay content. Additional matrix support may come from buoyancy.
		Plastic	Cohesionless sediment supported by dispersive pressure. Flow may be in inertial (high concentration) or viscous (low concentration) regime. Usually requires steep slopes.
	Fluidal Flow	Liquid Limit	Cohesionless sediment supported by upward displacement of fluid (dilatance) as loosely packed structure collapses, setting into a more tightly packed framework. Requires slopes in excess of 3 degrees.
		Liquified Flow	Cohesionless sediment supported by the forced upward motion of escaping pore fluid. Thin (<10 cm) and short-lived.
		Fluidized Flow	Supported by fluid turbulence.
		Turbidity Current	



第2図 Turbidity current の形態 (MIDDLETON & HAMPTON, 1976)

fluidized sediment flow から turbidity current へ (GONZALEZ-BONORINO & MIDDLETON, 1976) といった様にある流れのメカニズムから他のメカニズムへと移り変わることが一般に知られている。このように実際の流れの中では これら4つの流れのメカニズムが複雑に関係し作用していると考えなければならない。

3. Turbidity current

turbidity current は4つの流れのメカニズムの中でも最も古くから知られている(例えば DALY, 1936)。それは turbidity current のもつ『侵食能力』が海底谷の成因といった重要な問題の解明に大きな波紋を投げかけたからであった。

その後 turbidity current についての研究者の興味はむしろ多量の砂や礫を運ぶ『運搬能力』へと移り変わり水路実験 (KUENEN, 1950 ; MIDDLETON, 1966 a, 1966 b, 1967, 1970 ; PANTIN, 1979など) や野外観察に基づく堆積物からのアプローチ (BOUMA, 1962 ; WALKER, 1975 ; LOWE, 1981など) がなされてきた。

a. turbidity current のメカニズム

turbidity current の中では流れによって生ずる乱れによって 碎屑粒子が流体中に支持されている。この碎屑粒子を支持する乱れの上方向支持力は 斜面を流れる速度と正の相関を示し その速度が大きいほど支持力も増大する。

b. turbidity current の形態

海底ケーブルを切断するといった自然界での大規模な turbidity current を我々が直接目のあたりに観察することは現段階では不可能である。しかしそのスケールを縮小することによって 室内での水路実験によりその形態や流れの内部の特徴などがある程度知ることは十分可能である。

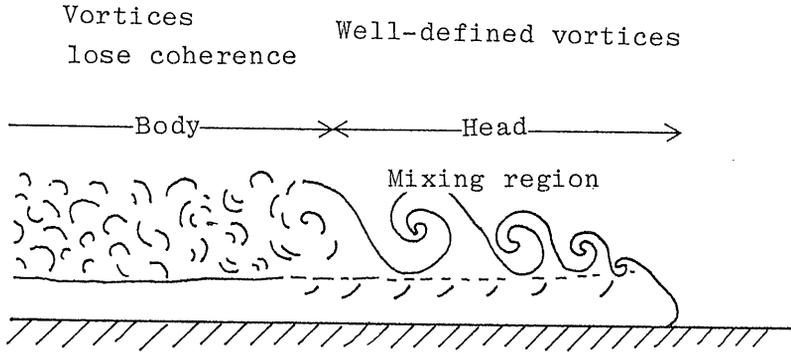
turbidity current には その形態上の特徴により 1)サージ型 (surge type) 2)定常型 (steady type) の2つに区分される(MIDDLETON, 1966 b)。しかし後者の場合には その上流に安定した高密度流体の連続的供給といった条件が求められる。そのため 理論上及び室内実験においては その存在が確認されるが 自然界では極めてまれにしか存在しないと考えられる。従って単に turbidity current と言う場合には 一般に前者を意味していると考えてよい。

斜面を流れ下る turbidity current の形態は大きく 頭部 (head) 体部 (body) 尾部 (tail) の3つに区分される(第2図)。頭部は 流下する斜面が極めて低角の場合を除くと (KOMAR, 1972) 流れの中で最も厚く発達する部分で 実験開水路 (open channel) では 後述する体部のほぼ2倍の厚さになる。また 頭部は舌状の外形を示す。頭部の速度は 体部に比べて遅い (MIDDLETON, 1966 a)。そのため 常に体部より頭部に向けて物質が供給されつづける。しかし 頭部に新たに供給された細粒な粒子は 粗粒な粒子と違って 頭部内の運動によって頭部上方へと押しやられ 周囲の液体と混じり合うなどして 結局頭部から消失してしまう。このような結果 頭部は 常に流れの中でも最も粗粒な粒子が集中する場所となる。実験結果より求められた頭部の速度と厚さの関係式を (1.1) 式に示す。

$$U_h = 0.7\sqrt{\Delta\rho/\rho g D_z} \dots\dots\dots (1.1)$$

- U_h : 頭部の速度
- Δρ : 周囲の流体と turbidity current との密度差
- ρ : 周囲の流体の密度
- D_z : 頭部の厚さ
- g : 重力加速度

頭部の重要な特徴は ほとんどの場合この部分では堆



第3図
Turbidity current の頭部(Head)と体部 (body) の境界 (ALLEN, 1971 を一部修正)

積作用が行われず むしろスコアー・マーク等の流痕の形成にみられるように 侵食作用が進行することである。しかしその詳細については 依然不明な点が多い。例えば平 (1978) のように BOUMA シークエンスのA部(級化・塊状部)が頭部からの堆積作用によって形成されるという見解・考え方もある。

頭部と体部は 流れの先端部直後に形成される内部波が周囲の流体と混じり不明瞭となる部分をもって境される (ALLEN, 1971; 第3図)。

体部では活発な堆積作用が進行し A部(級化・塊状部)ばかりでなく B部(下部平行葉理部)やC部(斜交葉理部)なども この部分から形成される。

この体部より更に流れの厚さ・密度及び速度を減少させ稀薄化した部分が尾部である(第2図)。ここからはD部(上部平行葉理部)が形成されるとされている。

このような形態をもつ surge 型 turbidity current は 1) 堆積物の損失や稀薄化に伴う密度の減少 2) 流れが衰退したり伸びきることによる厚さの減少 3) 前面ないしその表面での摩擦 4) 流下する斜面の傾斜の減少 といった理由で衰退し (ALLEN, 1971) より稀薄な turbid layer に変化したり消失したりする。

c. turbidity current の堆積物—turbidite (狭義)—の特徴

現在 turbidite(狭義)を認定する際に用いられる論拠として 以下に述べられている4つの観察事実が指摘されることが多い。

- 1) 下位からA部(級化・塊状部) B部(下部平行葉理部) C部(斜交葉理部) D部(上部平行葉理部) E部(泥質部)へと移り変わる内部堆積構造 (BOUMA シークエンス) の非可逆的移行様式 の存在。
- 2) 底面に認められる scour mark 等の流痕の存在。
- 3) 平行葉理や斜交葉理等に代表される様な掃流による

堆積構造の存在。

- 4) 乱流からの急激な堆積作用の結果生じた級化構造の存在。

以上4つの特徴は 頭部における侵食作用と連続して生じる体部での堆積作用 更に頭部から体部・尾部へと続く一連の減衰過程で説明でき turbidity current の性質をよく表わしているといえよう。

4. Grain flow

a. grain flow のメカニズム

非粘着性粒子 (cohesionless particle) にせん断応力 (shear stress) が働くと 衝突 (grain collision) 等の粒子相互作用によって垂直応力 (normal stress) が生じこれによって粒子は相互に拡がろうとする。このような圧力を分散圧力 (dispersive pressure) と呼ぶ (BAGNOLDS, 1954)。流体内における非粘着性粒子の分散圧力とせん断応力との関係は (1. 2) 式の様に表わされる (BAGNOLDS, 1954)。

$$P = T / \tan \alpha \quad \dots\dots (1. 2)$$

$$T / P = \tan \alpha \quad \dots\dots (1. 3)$$

- P : 分散圧力
- T : せん断応力
- α : 内部摩擦角

grain flow は このような分散圧力に伴う垂直応力によって 碎屑粒子を支持し流動化を可能にしている。この場合流れにかかるせん断応力は (1. 4) 式に表わされる。

$$T = \sigma \mu \tan \alpha + \mu \dot{\epsilon} \quad \dots\dots (1. 4)$$

- $\sigma \mu$: 垂直応力
- μ : 粘性
- $\dot{\epsilon}$: ひずみ速度

ただし $T > \sigma \mu \tan \alpha$

b. grain flow の形成条件

次に 実際に grain flow が発生するために必要である 2つの条件 1) 流体中の非粘着性粒子の濃縮度 2) セン断応力を維持するために必要となる斜面勾配について考えてみる。

一般に分散圧力は 流体中に非粘着性粒子が9% (体積パーセント) 以上含まれてくると作用し始め 濃縮度が高くなるほどその大きさは増大する。そして15%以上になると 比躍的に増大する。従って grain flow として流れるためには 少なくとも15%以上の非粘着性粒子の濃縮が必要となる。

他方 すべての非粘着性粒子を純粋に分散圧力だけで維持するためには 18~25° という比較的高角な斜面を必要とする (LOWE, 1976 a)。そのため 例えば海底谷の谷頭付近に認められるような小規模な砂の avalanche (SHEPARD & DILL, 1966) といった 海底下でも特異な場のみその存在が認められる。しかもこのような場合でも形成される grain flow の厚さは5 cm 以上の厚さにはならないという (LOWE, 1976 a)。

では その他の状態においては grain flow は形成されないのでしょうか? LOWE (1976 a) は 厚い turbidity current の底の部分に density-modified grain flow が形成されることを理論的に明らかにしている。それによると 流れをとりまく流体に比べて流れ内部の密度が大きい場合には 粒子により大きな浮力が働くとともに 流れ内部の乱流や間隙水の脱水による抗力によって流れの内部ではより一層分散しやすい状態が作られる。その結果 比較的小さな斜面勾配でも grain flow が形成されることになる。しかしながら 厚さ 27cm の modified grain flow を形成するためには 100m 以上の厚さの turbidity current が必要となる (NARDIN *et al.*, 1979 中の HEIN の計算による)。従って このような grain flow の形成は 海底谷の中でも更に特異な場に限られることになろう。

grain flow は (1.4)式にも示すように非ニュートン流体である。そのため 斜面勾配が小さくなるなどしてせん断応力がある程度以下に減小すると ($T \leq \sigma \mu \tan \alpha$) 流れは急速に停止し 含まれる碎屑粒子は急激に堆積する。あたかもそれは 幾輻にも連なった貨車が停止するときの様子に似ており “freezing (瞬間凍結)” と呼ばれている。

c. grain flow 堆積物の特徴

grain flow 堆積物の特徴は まだ十分に明らかでない

く不明な点が多い。

現在までに報告されたこの堆積物の特徴をまとめてみると 1) 掃流によって形成された内部構造の欠除 2) スコア・マーク等の流痕の欠除 3) 激しい粒子間の衝突に伴って生じた特徴的なファブリック (粒子の長軸が流向に平行で 上流側に向かって比較的高角に長軸が傾斜する) の存在 4) 逆級化構造の存在 などがある。

5. Fluidized sediment flow

fluidized sediment flow の名称は MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976) に従ったもの (第1図参照) で 第2表の liquified flow と fluidized flow を一括したものに相当する。従って liquified sediment flow と名づけることもできよう。

a. fluidized sediment flow のメカニズム

地震や衝撃荷重によって それまでルーズに充填されていた堆積物中にせん断応力が働くと 堆積物中の間隙水圧が上昇し 粒子間に働いていた垂直応力がゼロとなる。このような状態では 接触関係を失った粒子が間隙水と同じふるまいをし 全体としてあたかも流体のごとき挙動をする。このような現象は液状化現象 (liquefaction) と呼ばれ このような状態で流れるものを fluidized sediment flow という。

fluidized sediment flow の場合には 粒子間の相互作用は一般に働かず そのため層流 (laminar flow) を形成する。また 流れの最大運搬距離は 主にその物質が沈降までに要する時間に関係する。

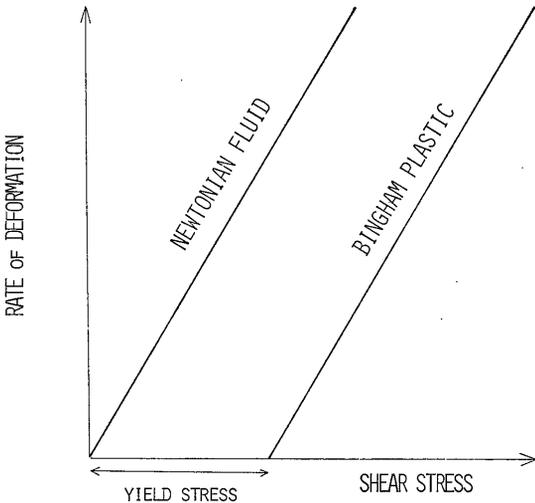
$$D = t \text{ Uhead} \dots\dots\dots (1.5)$$

- D : 最大運搬距離
- t : 沈降に要する時間
- Uhead : 流体頭部の平均速度

その結果 fluidized sediment flow は 沈降速度の小さい細粒粒子の運搬には有効でも 沈降速度の大きい粗粒粒子の場合には効果的でないといえる。例えば 径 0.06mm のシルト粒子の場合にはある条件で 2 km の移動が可能であるのに対して 径 0.1mm の細粒砂の場合には 同じ条件でわずか 19m しか移動できないことになる (LOWE, 1976 b)。

b. fluidized sediment flow 堆積物の特徴

理想的な fluidized sediment flow は 非乱流流体 (non-turbulent flow) で 含まれる碎屑粒子は 間隙水



第4図 ニュートン流体とビンガム流体の関係

の放出とともに急激に沈積する。しかし一旦沈積したこれらの碎屑物中にもまだ十分な水を含んでおり堆積作用の進行とともに hydroplastic な変形や含まれる水の脱水による脱水構造が生じる。

級化構造はこのような堆積物に普通に認められる。純粋な非乱流体では distribution grading が一般的であるがしばしば乱流が混じる場合には coarse-tail grading が期待される (LOWE, 1976 b)。その他掃流による葉理構造の欠除やスコア・マークなどの流痕の欠除も特徴としてあげられる。しかし grain flow と同様その詳細において不明な点が多く今後の検討が待たれる。

6. Debris flow

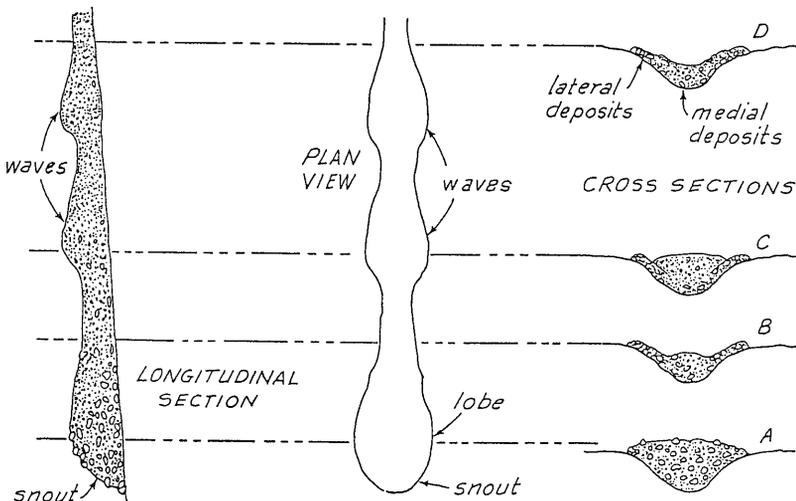
debris flow は sediment gravity flow の中では turbidity current に次いで重要な流れであり今後の研究の進展に伴って更に注目されることが期待されよう。

一般に debris flow の堆積物というとき内部構造の混沌とした含礫泥岩が例としてあげられるように含泥率のかなり高いものを想定する場合が多い。しかしながらマトリック中に粘土分をわずか 1.1% しか含まない流れが直径 1 m の巨礫を運搬したという観察結果 (CURRY, 1966) や 1.5 ~ 4% 程度の含泥率でも全体として十分 debris flow として挙動したという実験報告 (HAMPTON, 1975) などは従来とは異なった含泥率の小さい debris flow の存在を強く示唆している (第7章参照)。

a. debris flow のメカニズム

debris flow は粘土やシルトなどの粘着力をもつ粒子 (cohesive particles) 等がつくり出すマトリックの降伏応力 (yield stress; 第4図) と大きな密度によって生じる浮力によって砂や礫といった非粘着性粒子 (cohesionless particles) が支持される。そのため勾配の小さな斜面上でも数 10 km ときにはそれ以上にわたって流動することが知られている。このように debris flow は大きな粘性と密度そして高濃度よりなる流れで含まれる固体相 (非粘着性粒子) の量が多い故に流体内部の乱れは防げられ基本的に層流をなしている。

JOHNSON (1970) は陸上で観察される debris flow の挙動 (flow behavior) を理想的塑性体 (BINGHAM plastic) と仮定し (第4図) しこれを (1.6) 式のように



第5図 Debris flow の形態 (JOHNSON, 1970)

表わした。

$$T = c + \delta\mu\tan\alpha + \mu\dot{\epsilon} \dots\dots(1.6)$$

c : 粘着力

ただし $T > c + \delta\mu\tan\alpha$

ここでいう粘着力(c)は 弱い物理化学的な力によって形成された粘土鉱物間のネットワークをせん断するために必要な最小限の力である。この値は 含まれる粘土鉱物の種類によっても異なるが 基本的には流れに含まれる粘土鉱物の量と相関をなしている (HAMPTON, 1975)。

またこのようなレオロジーモデルは 溶岩流や glacial flow のそれとも類似しており (JOHNSON, 1970) 水中土石流 (subaqueous debris flow) においても成り立っている (MIDDLETON & HAMPTON, 1973・1976)。

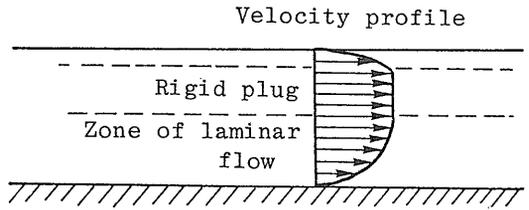
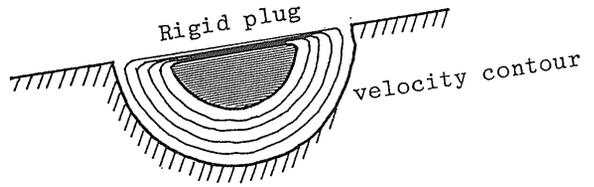
b. debris flow の形態

debris flow の形態は 陸上での観察や水路実験によってその概要が明らかにされており (例えば JOHNSON, 1970) 水中土石流のそれともほぼ同様と考えられる。

debris flow の形態は 大きくみて舌状をなす snout と呼ばれる前面部と その表面に内部波の発達する体部に区分される (第5図)。 snout は全体の中で最も厚くその前面部には最も粗粒な碎屑粒子が集中する。 debris flow とこれを包有する流体との境界には 両者の速度差によって内部波が形成される。

debris flow の重要な特徴の一つに “rigid plug” の存在がある (第6図)。これは 流体の内部にかかるせん断応力と流体がもつマトリックスの降伏応力ないし降伏値 (yield value) が等しい ないしは後者が前者に優る領域をさしている。また現象的には 流れ内部での速度が等しくなる領域といえる。そのため “rigid plug” 内部では 物質の攪拌も多くは期待されず いわばパックされた状態で運搬される。

このような debris flow は 流下する斜面勾配が小さくなるとともに流れにかかるせん断応力が小さくなり従って “rigid plug” はその厚さを増すが せん断応力が更に減少して “rigid plug” の厚さが流れの厚さと等しいまでになると 流れは停止し同時に急激な堆積もたらされることになる。これを “freezing” と呼ぶ。一般に debris flow による堆積物の形態をみると この “freezing” によって 大規模な舌状を呈したまま堆積している場合が多い。



第6図 Debris flow の流動様式と Rigid plug (JOHNSON, 1970)

c. debris flow 堆積物の特徴

debris flow 堆積物は 一般に級化構造や平行葉理のような堆積構造が欠如して 塊状無構造であることが多い。また後述する低含泥率 debris flow を除くと 堆積物全体にわたって淘汰が非常に悪い。ファブリックも 多くの場合無秩序でオリエンテーションも卓越方向をもたない。しかし 長軸が流向に平行して配列することもある (久富ほか, 1980 ; HEIN, 1982)。しばしば単層の下底部に逆級化構造が認められる (NAYLOR, 1980)。また 数10cm から数 10m に及ぶ巨大な同時侵食礫を含むこともある。

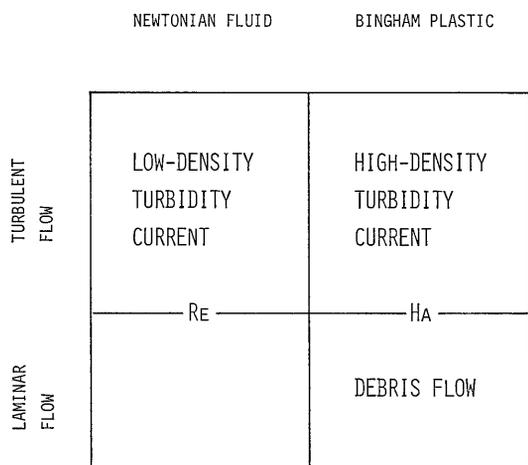
7. Turbidity current と debris flow

—その形成・移行条件—

ここでは 前述した4つの流れ なかでも主要な流れである turbidity current を低密度 turbidity current と高密度 turbidity current に区分し それらの形成条件について考察する。またもう一つの主要な流れである debris flow との相互の関連・移行条件について述べることにする。

a. 低密度 turbidity current の形成条件

粘土・シルトより中粒砂までの比較的細粒な碎屑物と水とからなる turbidity current は すべての碎屑粒子を乱れによる上方支持力だけで浮遊させることが可能である (PANTIN, 1978)。このような流れの場合には 密



第7図 低密度及び高密度 Turbidity current と Debris flow の関係

RE : レイノルズ数 HA : ハンプトン数

度も小さく 内部のマトリックス降伏値も無視できるほど小さいために 単純流体(ニュートン流体)として挙動していると考えて良い。

単純流体で乱流が形成される条件は レイノルズ数(Reynolds number)を求めればよい。

$$Re = \frac{U \cdot d \cdot \rho}{\mu} \dots\dots\dots (1.7)$$

Re : レイノルズ数

U : 流れの平均速度

d : 流れの厚さ

ρ : 流れの密度

μ : 流れの粘性係数

ただし $Re \geq 500 \sim 2,000$

このように単純流体では レイノルズ数が500~2,000を越す場合に乱流が形成される。つまり 内部のマトリックス降伏値が無視し得るような低密度 turbidity current の形成条件は レイノルズ数を用いることによって求めることができる。

b. 高密度 turbidity current の形成条件

一方 含まれる碎屑粒子が中粒砂以上となるような turbidity current では 碎屑粒子を単に乱れによる上方成分だけで支持することは困難となり 高密度・高濃度に伴って生じる内部のマトリックス降伏値や分散圧力等の支持要素が必要となってくる (PANTIN, 1979)。

このように比較的粗粒な碎屑粒子を含む場合には 一般に高密度・高濃度の turbidity current を形成し 流体の

挙動としても理想的塑性体(ビンガム塑性体)をなしていると考えてよい。

高密度 turbidity current の形成条件は 先の低密度 turbidity current のときのレイノルズ数とは異なり 理想的塑性体中に乱流が形成される条件を示すハンプトン数(Hampton number)を用いることで示される(HISCOTT & MIDDLETON, 1979)。

$$H = \rho U / \tau_0 \dots\dots\dots (1.8)$$

τ_0 : 流体のマトリックス降伏値

H : ハンプトン数

ただし $H \geq 1,000$

このように理想的塑性体では ハンプトン数が1,000を越すことで乱流が生じ 高密度 turbidity current が形成される(第7図)。

c. 高密度 turbidity current と debris flow の関係

次に ハンプトン数が1,000以下の場合を考えてみる。この場合には 理想的塑性体は 十分大きなマトリックス降伏値をもつ層流をなし 含まれる碎屑粒子はこのマトリックス降伏値によって支えられる流れ つまり debris flow をなしていることになる。よってこのハンプトン数が1,000となる境界は 高密度 turbidity current と debris flow とを分ける実質的な境界と考えることができる。

このような理論的な観点は 1)高密度 turbidity current と流体のマトリックス降伏値の相対的に小さい debris flowつまり低含泥率のdebris flowとは 流下する速度によってどちらの支持機構になるかが決定され 物性的には差がなくてもよいこと 2)含泥率が高く 高いマトリックス降伏値をもつ 流体(例えば含礫泥岩を形成するような泥流)であっても 流速がそれらにみあって大きな場合には turbidity current として流動することがあること 3)このように高密度 turbidity current と debris flow とは 流速によって相互に移行し得ることなどを示している。

しかし 一旦turbidity current になってしまうと既に述べたように turbidity current頭部での運動によって 細粒物質は選択的に放出され マトリックス降伏値は全体としてますます小さくなる。従って 一度十分に発達した turbidity currentからは debris flow へと移行することは困難である。

8. grain flow と debris flow—grain flow の役割

先に sediment gravity flow における grain flow の役割は turbidity current や debris flow に比べると副次的であり 限られた特定の条件下でしか形成されないとしたが、この点に関しては 必ずしも意見が一致しているわけではない。

高橋 (1980) によると 陸上の土石流 (debris flow) の発生・流動・堆積のメカニズムが BAGNOLD による分散圧力の効果を前提にすることによって最もよく説明できるとしている。すなわち 少なくとも石礫分を多く含んだ土石流は 一種の grain flow として扱えるとしているのである。このような debris flow と grain flow の類似性を暗示するものとしては 既に述べたように 両者に共に “freezing” という堆積現象が認められること 堆積物に逆級化構造が認められることなどが指摘される。もし debris flow における BAGNOLD 効果 (分散圧力効果) の前提が正しく かつ水底下での debris flow にも適用できるのであれば 前章で述べた低含泥率の debris flow においても 分散圧力が重要な役割を果たしていることが考えられる。この場合には 低含泥率の debris flow から高密度 turbidity current への移行は 実質的には grain flow から高密度 turbidity current への移行を意味していることになる。従って 高含泥率 debris flow (含泥泥流)—低含泥率 debris flow (grain flow)—高密度 turbidity current—低密度 turbidity current といったスペクトラムが存在し 分散圧力を主要な支持機構とする grain flow が重要な役割を果たしていることも考えられる。

このように sediment gravity flow における grain flow の役割については 今後更に検討することが必要であろう。

9. 適用の際の問題点—おわりにかえて

以上 MIDDLETON & HAMPTON (1973) 以来頻繁に用いられている sediment gravity flow の主な内容について紹介した。これによると sediment gravity flow には 碎屑粒子の支持機構を異にする4つの典型的な流れ—debris flow, turbidity current, grain flow, fluidized sediment flow—があることになる。しかもこれら4つの流れは 互いに全く独立した不連続的な流れではなく 中間的で複合的な性質を有する流れが存在するとともに 一方の流れから他方の流れへと移行することも可能な 相互に連続的で重複した関係にあるという。こうした議論は 自然界に存在する種々の se-

diment gravity flow における堆積物の運動・流動様式を理論的・力学的に解明したり相互に関連づけたりする上では大変有用であるが いざ自然界で観察される堆積物に適用するとなると 必要以上の混乱が引き起こされることも予想される。

例えば第7章で述べているように turbidity current と debris flow との間の流動様式が連続的な関係にあるとすれば その堆積物には中間的な特徴を有するものがあるはずである。その際どこまでをタービダイトと呼びどこからをdebris flow の堆積物と呼ぶかを客観的に決めることが果たして可能であろうか。また第8章で指摘したように grain flow の役割が重視される場合いわゆるプロキシマルタービダイト (Proximal turbidite) と grain flow 堆積物と debris flow 堆積物との間に明瞭な境界を設けることが果たして可能であろうか。更には 一つの流れによって堆積したにもかかわらず場所によって別個の堆積物名で呼ばれ 強いては それぞれ独立した別個の流れが想定されることはないだろうか。これらの懸念は 現実の堆積物を前にしたとき極めて深刻な問題となる。

turbidity current についても その発生・流動 (運搬) ・堆積のメカニズムがまだ十分に解明されておらず 研究者によっても意見が異なるのが実情である。このような段階では 自然界に起きている turbidity current と sediment gravity flow の一つの端成分として想定されている turbidity current とは 必ず分けて考えることが必要であろう。一般に前者の堆積物を広義のタービダイト 後者の堆積物を狭義のタービダイトと呼ぶことが多い。しかしそれでも 特定のメカニズムに限られた (押し込められた) 実験上及び理論上の流れとメカニズムがまだ不明の点が多い自然界の流れに 同じ名称 (turbidity current) を使っているための混乱は免れないであろう。

フリッシュ堆積学の分野では 1960年代のタービダイト相の領域をめぐる諸論争・混乱が 1970年代における海底扇状地モデルによって統一的に解釈され タービダイト相の領域は一気に拡大した (徳橋, 1982)。一方1970年代に理論及び実験堆積学の分野から提起された sediment gravity flow の考え方によると turbidity current は特定の碎屑物支持機構を有する流れに限られることになり 両者のギャップがかえって増大したようにもみうけられる。しかしこの点については 筆者らの理解不足・勉強不足によるものかもしれない 今後更に追求・検討していきたいと考えている。また 読者諸氏のご意見・ご批判をいただければ幸いである。

参考文献

- ALLEN, J. R. L. (1971) : Mixing at Turbidity current head, and its geological implications. *J. Sedim. Petrol.*, 41, p. 97-113.
- BAGNOLDS, R. A. (1954) : Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in Newtonian fluid under shear. *Roy. Soc. London Phil. Trans.*, A 249 : p. 235-247.
- BOUMA, A. H. (1962) : Sedimentology of some flysh deposits : A graphic approach to facies interpretation. p. 168, Elsevier, Amsterdam.
- CURRY, R. R. (1966) : observation of Alpine Mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 771-776.
- DOUGLAS, D. J. (1962) : The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1, p. 167-193.
- DOTT, R. H. JR. (1963) : Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47, p. 104-128.
- DALY, R. A. (1936) : Origin of submarine canyons. *Am. J. Sci. 5th. Ser.*, 31, p. 410-420.
- GONZALEZ-BONORINO, G. & MIDDLETON, G. V. (1976) : A Devonian submarine canyons. *Am. J. Sci. 5th. Ser.*, 31, p. 410-420.
- HEIN, F. J. (1982) : Depositional mechanisms of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enrage formation, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 19, p. 267-287.
- 久富邦彦・石上知良・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・立石雅昭 (1980) : 牟婁層群の「サラシ首層」—オリストストロームの一型式—地球科学, 34, p. 73-91.
- HAMPTON, M. A. (1975) : Competence of fine-grained debris flow. *J. Sedim. Petrol.*, 45, p. 834-844.
- HISCOTT, R. N. & MIDDLETON, G. V. (1979) : Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. *SEPM Special Pub.*, 27, 807-826.
- JOHNSON, A. M. (1975) : *Physical Processes in Geology*, Freeman, Cooper & Co., San Francisco, California, p. 577.
- KOMAR, P. D. (1972) : Relative significance of head and body spill from a channelized turbidity current. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 1151-1156.
- KUENEN, PH. H. (1950) : Turbidity currents of high density. *18th Int. Geol. Congr. London, Rep.*, Pt 8, p. 44-52.
- LOWE, D. R. (1976a) : Grain flow and grain flow deposits. *J. Sedim. Petrol.*, 45, p. 188-199.
- (1976b) : Subaqueous liquefied and fluidized flows and their deposits. *Sedimentology*, 23, p. 285-308.
- (1979) : Sediment gravity flows : Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM Special Pub.*, 27, p. 75-82.
- (1981) : Sediment gravity flows : 2. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, 52, p. 279-297.
- MIDDLETON, G. V. (1966a) : Experiments on density and turbidity currents 1. Motion of the head. *Can. J. Earth Sci.*, 3, p. 523-546.
- (1966b) : Experiments on density and turbidity currents. 2. Uniform flow of density current. *Can. J. Earth Sci.*, 3, p. 627-637.
- (1967) : Experiments on density and turbidity current. 3. Deposition of sediment. *Can. J. Earth Sci.*, 4, p. 475-505.
- (1970) : Experimental studies related to problems of flysh sedimentation. In. *flysh sedimentology in North America*. (Ed. by LAJOIE) *Spec. Pub. Geol. Assoc. Can.*, 7, p. 253-272.
- & HAMPTON, M. A. (1973) : Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition, In. *Turbidites and Deep water Sedimentation* (Ed. G. V. MIDDLETON & A. H. BOUMA) *Pacific Coast Section, SEPM*, p. 1-38.
- & ————— (1976) : Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In. *Marine sediment transport and environmental management*. (Ed. D. J. STANLEY & D. J. SWIFT) p. 197-218, John Wiley, New York.
- MORGENSTERN, N. (1967) : Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In. A. F. RICHARDS, ed., *Marine Geotechnique*. Urbana. Univ. Illinois Press., p. 189-220.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972) : le torbiditi dell' Appennino settentrionale : intraduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, p. 161-199.
- , ————— (1975) : Turbidite facies and Facies Association. In. *Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines, ICS, Field Trip All, Nice-75*.
- NARDIN, T. R., HEIN, F. J., GORSLINE, D. S. & EDWARDS, B. D. (1979) : A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *SEPM Special Pub.*, 27, p. 61-73.
- NAYLOR, M. A. (1980) : The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits a review. *J. Sedim. Petrol.*, 50, p. 1111-1116.
- PANTIN, H. M. (1979) : Interaction between velocity and effective density in turbidity flow : phase-plane analysis, with criteria for autosuspension. *Marine Geology*, 31, p. 59-99.
- PHARO, C. H. & CARMACK, E. C. (1979) : Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, British Columbia. *Sedimentology*, 26, 523-541.
- SHEPARD, F. P. & DILL, R. F. (1966) : *Submarine canyons and other sea valleys*. 381p., Rand McNally, Chicago.
- 平 朝彦 (1978) : 堆積物重力流—その堆積機構と堆積相. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨 p. 11-12.
- 高橋 保 (1980) : 土石流の力学的機構. 土木学会水理委員会「1980年度水工学に関する夏期研修会講義集」A-1, p. 1-17.
- 徳橋秀一 (1982) : タービダイトの話(2)タービダイトの巨大な墓場海底扇状地. 地質ニュース, no. 336, p. 39-50.
- VISSER, J. N. J. (1983) : Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa, *Sedimentology*, 30, 511-523.
- WALKER, R. G. (1975) : Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, p. 727-748.
- (1979) Turbidites and Associated Coarse Clastic Deposits. In. *Facies Models* (Ed. by R. G. WALKER), p. 91-104, Geol. Ass. Can. Publication, Toronto.