

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

徳橋 秀一 (大阪出張所)
Shuichi TOKUHASHI

1. はじめに

何百枚 何千枚 ときには 何万枚と積み重なるタービダイトの安息の地とは 一体どのようなところであろうか。そして安息の地に それらはどのような姿でどのように調和しつつ 横たわっているのであろうか。

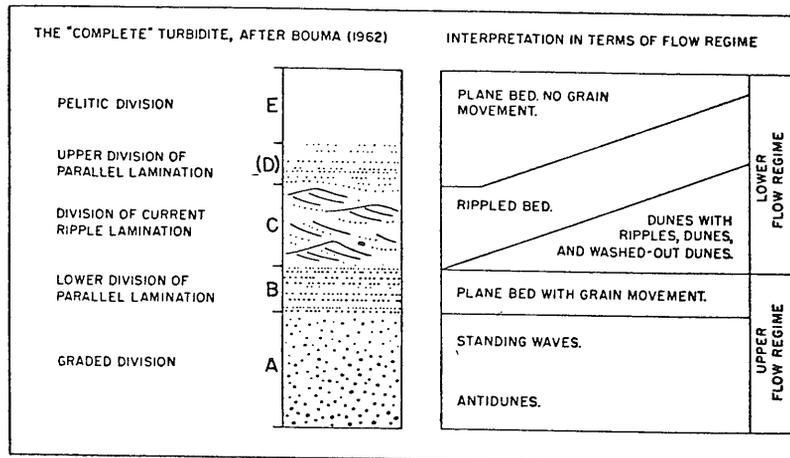
ここでは フリッシュ中の種々の岩相をタービダイト相として統一的に扱う土台となり 1970年代に一世を風靡した 海底扇状地岩相モデルに焦点を当て このモデルの果たした役割とその内容について紹介することにする。

2. 海底扇状地岩相モデルの歴史的役割

1950年代には 海底谷の成因として 海洋地質学からもたらされた混濁流 (turbidity current) 説が 陸上の級化層理 (graded bedding) の成因として導入された結果 (KUENEN & MIGLIORINI, 1950; NATLAND & KUENEN, 1951) 級化層理の研究が飛躍的に発展した。そして幾何学的な美しさと単調さとを兼ね備えたフリッシュなる地層が 一躍世界的に注目されるようになり 1950年代末にはタービダイト (turbidite) なる用語も生まれたのである。このように 1950年代は 現代フリッシュ堆積学の基礎が急速に築かれ 碎屑岩堆積学の分野に革命が進行した時代であったといえる。

しかし 次に続く1960年代は フリッシュ堆積学の進歩にとっては 比較的ゆるやかな進歩の時期 あるいは次の飛躍的な発展期へ向けての準備期とも云える時期であった。タービダイトと非タービダイトの領域をめぐる論争は 基本的には 級化層理や BOUMA sequence (第1図) の枠組を出発点にしていた。それらに適合しない堆積物は別の名前でよばれ 同じフリッシュ堆積物中にありながら 混濁流とは独立した別個の営力が考えられたりした。またタービダイト相の解釈も proximal か distal か あるいは channel か interchannel か といった一次元的な議論の枠を出なかった。すなわち 1960年代はタービダイトの領域 (実態) と混濁流の基本的特性をめぐる 混乱と創造の時代であった。一方混濁流の産みの親である海洋地質学の分野では アメリカ合衆国を中心に いろいろな堆積盆地の地形と堆積物に関する研究がすすみ 海底扇状地についても多くのデータが集積されるようになった。海底扇状地が混濁流の産物であることは既に常識であり 測定・採取技術の進歩に伴い 扇状地上の微地形と堆積作用との間のより細かい関係が 各地の海底扇状地で論じられていた。

1970年代になると 海底扇状地の成長モデルが これらの海洋地質学者から提出されるようになった。一方陸上のフリッシュの研究に従事していた地質学者も slope-fan-basin の系列によって フリッシュ中にみられ



第1図
BOUMA sequence (左)とその水文学的解釈(右)。(D)は D部が一定の露頭条件下でのみ観察されることを示す。WALKER (1967) 原図。

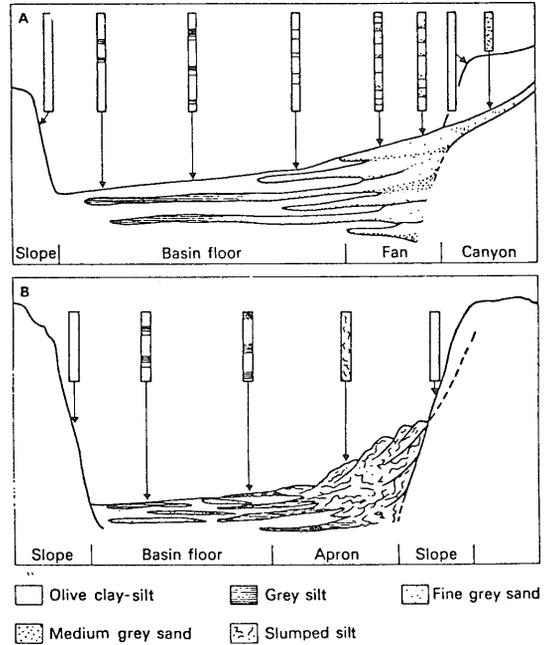
種々の岩相を それぞれ有機的に関連づけることが可能であることに気づき 統一的分類によるタービダイト相のタイプ分けと それらのタイプと slope-fan-basin系の各環境要素との関連のモデル化・定式化を試みるようになった。1970年代初期に こうした海底扇状地岩相モデルが 陸上のフリッシュの研究に適用される条件は 十分に熟していたといえる。新しい研究のアドバルーンは まず MIGLIORINI 以来の伝統を有するイタリアからあげられ (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972) 次いですぐ 現世海底扇状地研究の先進国の北アメリカでもとりあげられた (WALKER & MUTTI, 1973)。それ以来フリッシュの堆積環境論の花形として 海底扇状地岩相モデルは全盛期を迎えるに至った。フリッシュの研究が 1950年代に次いで 1970年代に第2の黄金期を迎えたわけである。

このように海底扇状地は タービダイトの一大集積地であり 巨大な墓場とよぶにふさわしいものである。海洋地質学によって 海底扇状地各部の地形と堆積物の特徴が明らかにされてきたことにより 初めて タービダイト相全体の骨格が明らかになったといえる。これによって 1960年代のタービダイト相の領域 タービダイト相相互の関連をめぐる諸論争に 一つの確かな決着をつけることができたのであり 多くのフリッシュ堆積学者を魅了したといえる。1950年代・1970年代と フリッシュ・タービダイトの研究に飛躍的な発展をもたらした基本的なアイデアは 2度とも 現世海洋底の研究からもたらされたといえる。まさに 現在が過去を解く鍵となっていたわけである。

3. 海底扇状地をめぐる個別的研究の発展

1950年代以前

アメリカ合衆国周辺における海底地形の調査は 音響測深機の採用によって 1930年代に飛躍的に進むようになり 大陸斜面のあちこちに 海底谷の存在が明らかにされた。海底扇状地の存在が明らかになったのも このような背景を経てであった。SHEPARD & EMERY (1941) は カリフォルニア沖の大陸斜面を切る海底谷の末端部に ゆるやかな勾配の半円錐状の地形を見出しこれを“deltas”と名づけた (MENARD, 1955)。deltaと名づけたのは 海底谷の出口が かつての海岸線であったとする海底谷陸上起源説 (沈水説) の考えに基づくものであった。一方 混濁流説の推進者である KUENEN (1950) や KUENEN & MIGLIORINI (1950) は これらの地形を 海底谷末端部に発達した扇状地状堆積地形であると指摘し 今後 同じような地形が数多く見出され



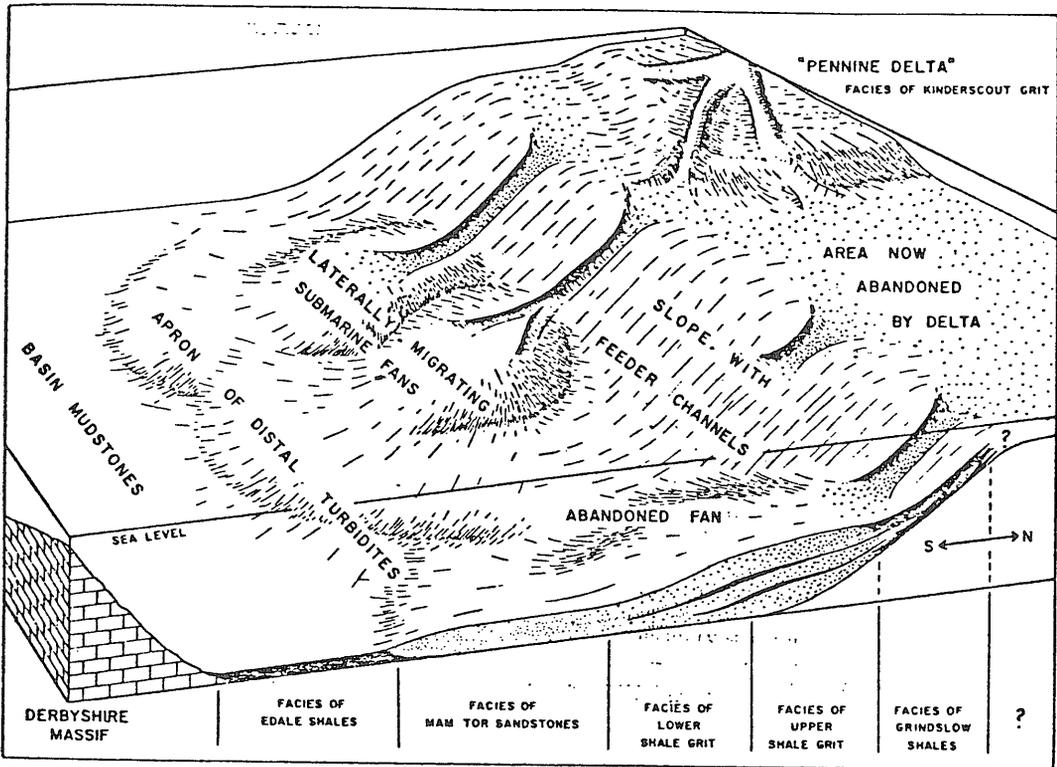
第2図 堆積盆断面の概念図。A：海底谷—扇状地—海盆底を通る断面 B：斜面—エプロン—海盆底を通る断面。GORSLINE & EEMERY (1959) 原図。

ることを予測した。その後 同じような地形は次々見出されたが これらは 1950年代前半には “delta” “delta-like fan” “depositional fan” “delta-fan” “delta-like apron” “coalscing alluvial plain” “apron” などの 様々の名前ではばれていた (MENARD, 1955)。しかし 1950年代後半以後は “deep-sea fan” “subsea fan” “submarine fan” などとよばれるようになり delta とよばれることはほとんどなくなった。

こうして海底扇状地は 海洋地質学・海底地形学の重要な位置を占めるようになったが その成長過程のモデル化 及び それらを土台にしての 陸上のタービダイト相の統一的分類と位置づけが論議されるには 1970年代を待たなければならなかった。しかしながら 既にその基本的なデッサンは 1950年代の末には 海洋地質学の先端的な成果として提出されていたといえる。

たとえば GORSLINE & EMERY (1959) は カリフォルニア沖の borderlands 中の San Pedro-Santa Monica 両堆積盆における堆積物と堆積作用の特徴を (1)海底谷と海底扇状地上部 (2)海底扇状地周辺部 (3)海盆底 (4)大陸斜面 の4つの地域に分けて述べているが その内容は 後に述べる 1970年代に提出された slope-fan-basin 系の堆積モデルの骨格そのものであるといえる (第2図)。

しかし この時期は BOUMA sequence (BOUMA, 1962)



第3図 上下に重なる地層の堆積環境を横の関係で復元したときの概念図。 WALKER (1966) 原図。

はもちろんのこと turbidite なる用語そのものがまだ普及していない時期であったため 陸上の地質学者に真剣に討議されるには まだあと10年の歳月が必要とされたのである。しかし カリフォルニア borderlands 地域の研究は それ以前もそれ以後も 海洋地質学における先駆的な研究成果で 内外から注目されてきたといえる。

1960年代

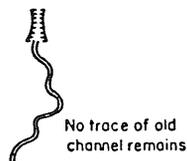
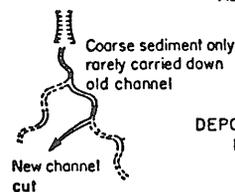
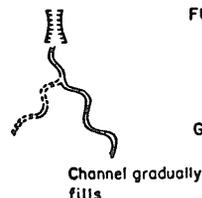
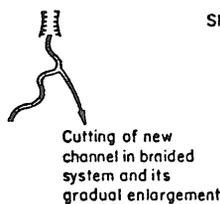
1960年代になると 陸上のフリッシュ層の解析結果と海洋地質学からもたらされる諸知識を比較して 特定の地層の堆積環境として 古海底扇状地を導き出す先駆的な研究もなされるようになった。たとえば WALKER (1966) は 英国北部の石炭系上部の地層を対象にして 詳細な岩相解析 (facies analysis) を行った。その結果 上下に重なる地層 (下位より Edale Shales, Mam Tor Sandstones, Shale Grit, Grindslow Shales, Kinderscout Grit) の堆積環境として それぞれ 堆積盆底 (泥岩) エプロン (ディスタル・タービダイト) 海底扇状地 (ディスタル・タービダイトとプロキシマル・タービダイト) 大陸斜面 (砂質泥岩及びチャネル堆積物) デルタ (浅海成砂岩) を想定した (第3図)。そして このような堆積環境の南

方への前進によって 現在の地層断面・累積関係ができあがったと考察した。

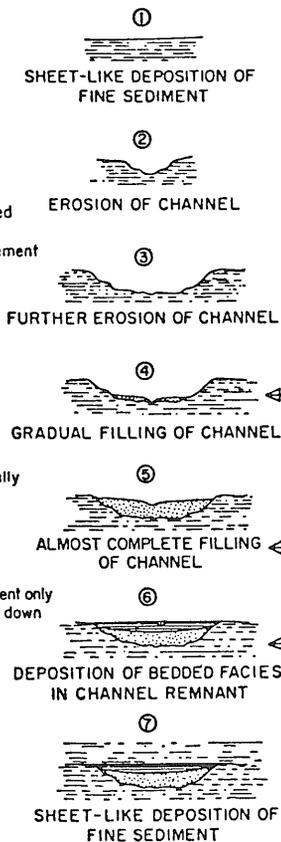
一方 2人の海洋地質学者 NORMARK と PIPER は fan-valley での侵食・堆積・埋積作用を明らかにすべく 現世の2つの fan-valley と陸上の fan-valley 堆積物について 比較論的に検討した (NORMARK & PIPER, 1969)。現在が過去の鍵であるとともに過去もまた現在を解く鍵であると彼らは指摘している。彼らは California の Dana Point 近くの露頭に露出する上部中新統の Doheny Channel の堆積物から fan-valley 堆積物の特徴を如何なく観察し fan-valley の形成 (侵食) と消滅 (埋積) の過程を 地形と地層断面の両方からモデル化した (第4図)。

このように 1960年代には 陸上の研究と海底の研究を結びつけて 堆積物や地形の成因の解明に役立てようとする先駆的な試みが フリッシュ堆積学者の側からも海洋地質学者の側からもなされるようになった。そして 1970年代の海底扇状地成長モデル 海底扇状地岩相モデルへと発展していった。

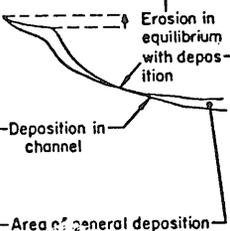
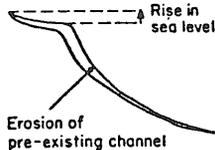
SAN LUCAS MODEL



CHANNEL



LA JOLLA MODEL



Turbidity currents spread out sufficiently after leaving canyon to be unable to cut channels

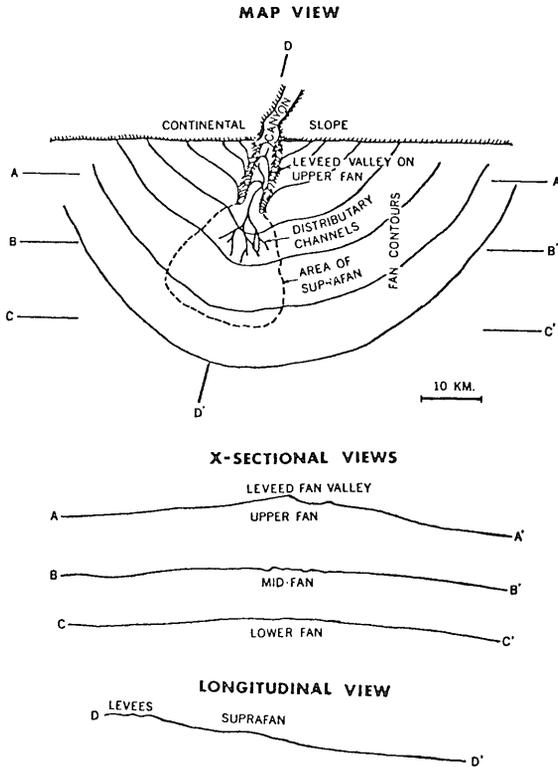
第4図 fan-valley (channel) の形成(侵食)消滅(埋積)モデル. NORMARK & PIPER (1969) 原図.

4. 海底扇状地成長モデルの提出

現世海底扇状地の一般化された成長モデルは元スクリップス海洋研究所に属し現在アメリカ地質調査所 (Menlo Park) の NORMARK によって提出された (NORMARK, 1970). NORMARK によると海底扇状地の成長過程を明らかにするためには扇状地上にみられる fan-valley system が現在の扇状地の形態・表面模様と平衡関係にあるかどうかつまりそこにある fan-valley system が現在の海底扇状地の成長に直接関係している fan-valley であるかどうか識別することがまず最も重要であるとしている. たとえばスクリップス海洋研究所の約 20km 西方にある La Jolla fan には fan 全体を横切る一本の長い fan-valley が知られているがこの fan-valley は扇状地表面上を侵食することによって形成されたものである. La Jolla canyon を流れてきた混濁流の堆積物の大部分はこの fan-valley を通って fan を横断しより下流域へ運ばれてしまうという.

つまり現在の La Jolla fan-valley は La Jolla fan の成長にはほとんど関与しておらず La Jolla fan の成長は現在ほとんど止まっているといえる. このような表面が改変されてしまっている fan からは fan そのものの成長過程を解きほぐすことはできない.

これに対して Baja California 半島沖の San Lucas fan Columbia 河沖の Astoria fan には fan 成長の際の模様・表面地形がよく残されていて fan の成長過程を知ることができるという. upper fan (上部扇状地) には両側に自然堤防 (levees) を伴った fan-valley がみられる. この fan-valley は基本的に堆積性のもので valley の底面はまわりの fan 表面の平均的高さよりも高い. fan-valley は下流側へ徐々に浅くなりその末端部からは扇状地表面上に盛り上がった suprafan が形成されている (mid-fan, 中部扇状地). suprafan の上にはたくさんの channels があるが網目状をなすことから頻繁に埋積と移動を繰り返していることが予想



第5図 海底扇状地成長モデル (本文参照).
NORMARK (1970) 原図.

される。suprafan の下流側には 小さな channel をもたないほぼ平坦な面が広がっている (lower fan, 下部扇状地)。

このような地形的特徴から fan の形成に関連して 次のような堆積作用が考えられる。すなわち 海底谷を流下してきた混濁流は まず扇頂部から fan-valley に入るが その際 valley からあふれた堆積物は 自然堤防上やその外側に堆積する。fan-valley の底と自然堤防との比高は下流に徐々に小さくなり valley 底面が fan 表面と交わると 混濁流は その流路を一挙に拡大するとともに 流速を急速に減じ 運んできた堆積物を そのまわりに放出・沈積する。その結果 fan-valley の末端部より下流域に 盛り上がった堆積地形が形成される。これを suprafan とよぶ。この suprafan の部分 (mid-fan) が したがって 最も堆積の盛んなところということになる。suprafan で沈積しなかった 細粒物質は さらに下流域へ sheet flow となって運搬され lower fan やその外側の basin floor (海盆底) で沈積することになる。一般に ある期間 このような堆積作用が繰り返し継続され fan-valley と suprafan の成長が促進される。しかし slump 等によって fan-valley

の一部がせき止められたり あるいは 異常に大きな混濁流が起きた際に新しい fan-valley が形成されたりすると 従来の fan-valley はとり残され 今度は新しい fan-valley の下流側に新しい suprafan が形成され成長するようになる。このような fan-valley の移動が繰り返されて 半同心円状の対称的な海底扇状地が形成されるという (第5図)。また このような成長過程は 陸上や湖底の fan の場合にも 基本的には同じであるとしている。さらに 現在非対称的な fan については まだ fan の歴史が浅く十分に成長していないためであるとしている。これは 北半球では コリオリーの力によって混濁流が進向方向へ向かって左側に曲がる傾向があり このため 自然堤防は常に右側が高く また fan-valley (channel) は左側 (反時計方向) に移動する。その結果典型的な fan は非対称化する という MENARD *et al.* (1965) の見解には反対であることを示している。

NORMARK (1970) とほぼ時期を同じくして NELSON *et al.* (1970; 第6図) HANER (1971) によっても fan の地形と堆積様式について独自の しかし本質的には同じような考えが公表された。fan を upper fan, middle fan (mid-fan), lower fan の3つに分割し middle fan を堆積の最も盛んなところとしていること fan-valley (channel) の移動によって fan が成長していること これらは三者に共通した結論であるが 同時に 1960年代の蓄積を経て1970年代になって生まれた海底扇状地成長モデルの 最も重要な部分である。

5. 海底扇状地岩相モデルの提案

海洋地質学の分野から刻々もたらされる slope-fan-basin 系の地形と堆積物に関する知識は 次第に 陸上のフリッシュの研究に強い影響と衝撃を与えるようになった。なぜなら 陸上のフリッシュやその上下の地層にみられる種々の堆積物と同じ特徴をもつ堆積物が slope-fan-basin 系の海底から ほとんど見出されるだけでなく それらが 特定の堆積環境・地形要素と密接に関連して見出されているからである。このことは 特定の地形・堆積環境と特定の堆積物 (岩相) が 密接な対応関係にあることを意味し 逆に 堆積物の特徴 (岩相) から 堆積環境の推定が可能なることを意味している。したがって これまでにフリッシュに関連して知られている種々の堆積物を 前もって いくつかの統一的な基本岩相に分類・区別しておけば 種々のフリッシュ層もあるいは slope-fan-basin 系各部の堆積物も これら基本岩相の提携関係によって表現できることになる。

すなわち いろいろな堆積盆のフレッシュ層やそれととりまく地層の堆積環境や堆積様式を slope-fan-basin 系によって 具体的に推定したり 議論することが可能になるのである。

このような考えに基づく新しい研究は まず MIGLIORINI 以来の伝統を有するイタリアで公表され (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972) 続いて 北アメリカでも公表された (WALKER & MUTTI, 1973)。

(A) MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) の岩相モデル
MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) の論文は イタリアの雑誌にイタリア語で公表されたために その普及には限界があり その主な内容は WALKER & MUTTI (1973) によって 世界に紹介されたといえる。しかし その後 MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) の論文は T. H. NILSEN によって英訳されて 1978 年 International Geology Review (vol. 20, no. 2, p. 125-166) に紹介された また AGI (American Geological Institute) Reprint Series 3 としても出版された。ここでは 英訳本に従って その内容の概略を紹介する。

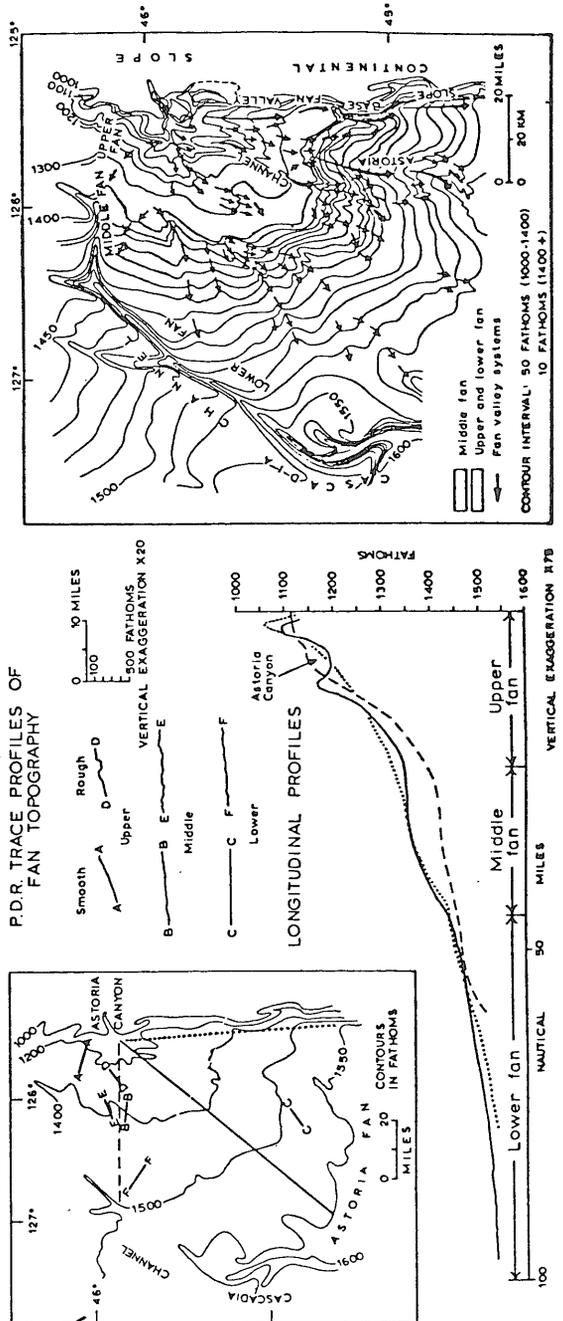
MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) は 北部アペニン山脈に露出する種々のタービダイト相の解析 及び 世界各地の現在と過去の堆積盆からもたらされたタービダイト相に関する数多くの知識をもとに 種々の岩相を次の 7 つの基本岩相に区分した。

- タービダイト相 (Turbidite facies)
- A 砂岩-礫岩相 (Arenaceous-conglomerate facies)
- B 砂岩相 (Arenaceous facies)
- C 砂岩-泥岩相 (Arenaceous-pelitic facies)
- D 泥岩-砂岩相 I (Pelitic-arenaceous I)
- E 泥岩-砂岩相 II (Pelitic-arenaceous II)
- 提携相 (Associated facies)
- F 異常堆積相 (chaotic facies)
- G 半遠洋性及び遠洋性堆積相 (Hemipelagic & pelagic facies)

次に 各岩相の産状 基準となる特徴について 概略を説明しよう。

岩相A (砂岩-礫岩相)

中粒から極粗粒の砂岩を主体として 散在する礫ないし礫岩そのものを伴う。単層の厚さは 1m から 10m 以上 層理面は平坦な場合から不規則な凹凸を示す場合まで様々である。境界も 極めて明瞭な場合から綿密な観察を要するものまで多様である。個々の単層の拮りは 数 100m~数 1,000m で その間の厚さの変化は大きく 侵食性のチャンネル構造が頻繁に観察される。砂岩の泥岩に対する厚さの比 (sand/shale 比) は



第6図 Astoria fanの表面及び断面地形。NELSON et al. (1970) 原図。

極めて高い。頁岩のはさみは非常にうすいか 不連続的ないし完全に削られて消失していることが多い。内部堆積構造としては 級化構造に限られているのが一般的で その他には 単層上部に 厚くて平行な板状ないしゆるく波打った葉理構造が認められることがある。

第1表 各堆積環境における基本岩相の提携関係 (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972)

堆積環境		堆積物の一般的特徴	岩相のタイプ
斜面		塊状ないし平板状平行層理のある泥岩で ところどころ スランプ・スカープや斜面上への堆積物のオンラップによる不整合面がみられる。これらの泥岩には チャンネル状の砂岩岩体(A) 異常堆積物(F) うすい頁岩勝ちないし砂岩勝ちのタービダイト(D・E) そしてまれに 厚くて級化構造を有するタービダイト(C)が含まれることがある。	G A E F (B・C・D)
	上部	泥岩(G)を切り込んでいる大きな谷を埋める砂岩及び礫岩(A・B)と チャンネル内で及び自然堤防を超えて堆積したうすいタービダイト(E・D)	A・B・G・E・D (C・E・F)
海底扇	中部	岩相Dを切る大きな谷を埋める粗粒堆積物(A・B)で これらは ポジティブ・メガシーケンス(上方細粒化 及びあるいは 上方薄層化サイクル)を示す。	A・B・D (C・E・F)
	下部	砂岩—泥岩タービダイト(C)からなるレンズ状積成体で そのまわりを囲む泥岩—砂岩タービダイト(D)をほとんど削り込んでいない。ネガティブ・メガシーケンス(上方厚層化 及びあるいは 上方粗粒化サイクル)が支配的。	C (D・E・F)
海盆地		泥岩—砂岩タービダイト(D)と半遠洋性泥岩(G)との互層で ときどき厚い砂岩—泥岩タービダイト(C)をはさむ。ときには ほとんど半遠洋性泥岩(G)のみのときもある。	D・G (C) (F)

級化構造が全く認められず 単層の下から上まで同じ粒度でできていることもある。単層の基底には 特に大型の channel 構造 scour-and-fill 構造 impact marks drag marks (tool marks) などがよく観察される。しばしば 1m 以上の泥岩同時侵食礫(偽礫)が 単層の基底付近あるいは全体に密集ないし散在する。

岩相 B (砂岩相)

一部 岩相Aに類似する特徴を有するが 一般により細粒(中—粗粒から細粒砂岩)で より淘汰され より薄く層理面の平行性と地域的連続性により富み より多く泥岩層をはさむ。ゆるやかに波曲する(波長数 m から数 10m)厚くて平行な葉理構造や 浜辺の特に swash zone に特徴的にみられるような 平坦で極低角度のくさび状斜交葉理構造が 特徴的な堆積構造として観察される。皿状構造(dish structure)が 緩傾斜葉理と互層ないし側方移行の関係で観察される。底痕は少ないが 侵食性のチャンネル構造やレオロジカルな変形による構造 それに 泥岩偽礫が豊富に観察される。

岩相 C (砂岩—泥岩相)

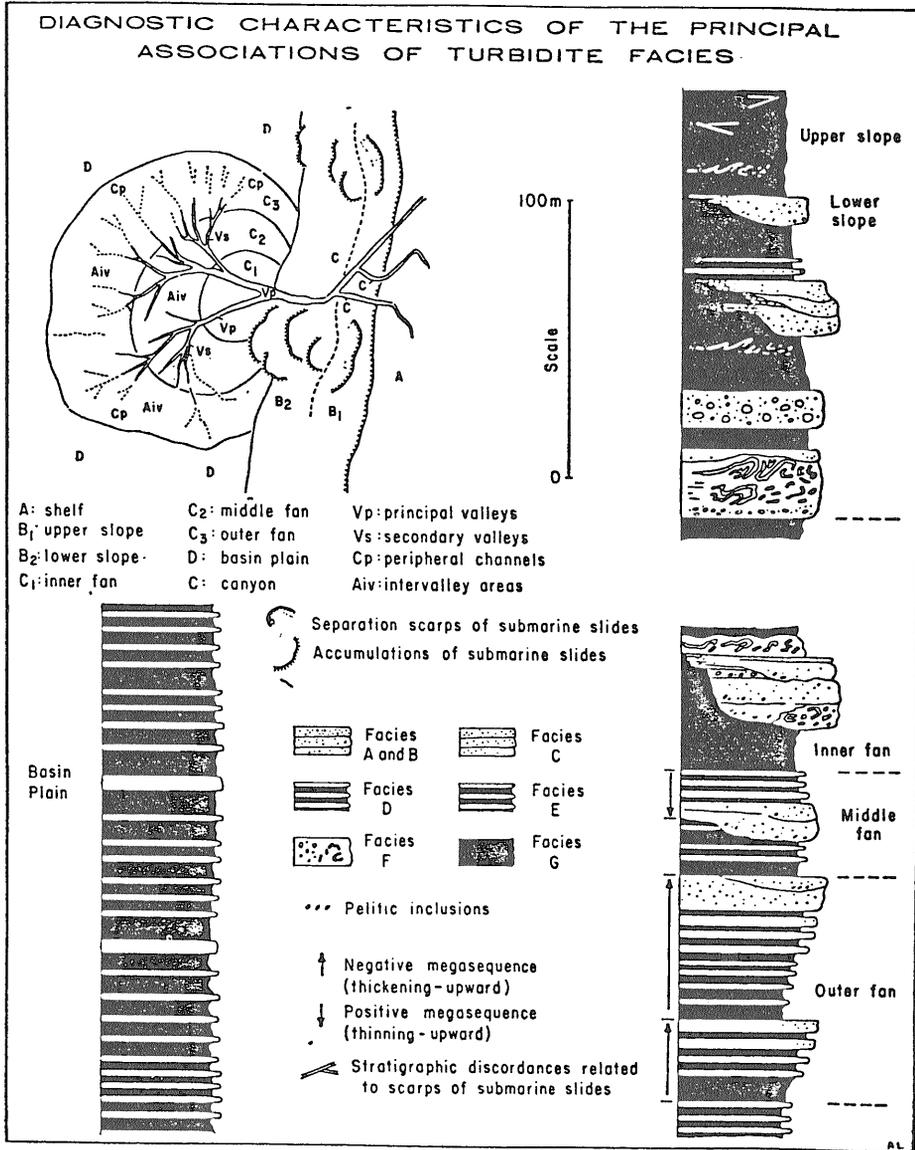
この岩相は BOUMA sequence の適用が議論されるような 古典的で典型的な砂勝ちな砂泥互層(砂岩優勢砂岩泥岩互層)である。砂岩部は 下部の中粒から細粒砂からなる級化部と 上部の細粒から極細粒砂ないし粗粒シルトからなる葉理部の 2部から構成される。砂岩部の基底には より粗粒の物質が存在することもある。一般に 砂岩部から上位の泥岩部への移行は突発的で

数 mm の間で起こる。単層の厚さは 50~150cm で 岩相AやBよりも より整然としてかつ連続性に富む。連続的な大露頭で観察すると 一般にいくつかの単層が数 10m の間で薄層化して消滅する現象がみられる。底痕は 最も豊富で多様性に富む。岩相AやBに比べてより小規模な 侵食性のチャンネル 単層の合体(amalgamation) 泥岩偽礫の散在等の現象がみられる。この岩相Cの特徴は WALKER (1967) の “proximal” turbidite の中に常に見出される。

岩相 D (泥岩—砂岩相 I)

最も重要な特徴は 個々の単層が 平行直線的に 数 100m~数 1,000m ときには数 10km にわたって連続することである。岩相Cの場合と同じく砂岩部と泥岩部が一つの対をなすが 泥岩部はずっとより厚く また 砂岩部の粒度はより細粒で 細粒—極細粒砂から粗粒シルトである。砂岩部には 断面全体にうすい葉理が発達する。砂岩・頁岩比は 1:2 から 1:9 で 砂岩層の厚さは一般に 3~40cm である。BOUMA sequence に従うと 最下部の a 部(級化部)や a 部と b 部(下部平行葉理部)を欠いた Tb-e Tc-e Td-e Te に属し Tc-e のタイプが最も多い。

しかし 岩相Cの場合と同じく 現実の堆積構造はより多様で BOUMA sequence の枠の中に収まるものではない。底痕の発達には 特に大きさにおいて 岩相Cの場合より劣るが tool marks が最もふつうにみられる。葉理面に沿っているような模様が観察されることもある。砂岩部がなくて泥岩部のみの場合もある(Te)。この場合 タービダイト泥岩は 岩質や動物群集などか



第7図 slope-fan-basin 系におけるタービダイト諸相の提携関係概念図 (本文参照). MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) 原図.

ら 半遠洋性泥岩と区別することができる。岩相Dの全体的な特徴は 次の岩相Eとともに WALKER (1967) の“distal” turbidite に同じである。いわゆる泥勝ち砂泥互層 (泥岩優勢砂岩泥岩互層) である。

岩相E (泥岩—砂岩相II)

基本的な特徴は 岩相Dと同じであるが 次の点で異なる。

- (1) 個々の地層の厚さがより薄い。一般に 30cm 以下で 15cm 以下の場合が特に多い。
- (2) 砂岩・頁岩比がより高く ふつう 1:1 より大きい。
- (3) 粒度はより粗く sorting 値はより低い。

- (4) 層理面は極めて不明瞭で pinch-and-swell, flaser & lenticular bedding を示す。
- (5) 基底近くでの級化構造部や無構造部が存在する。
- (6) 泥岩偽礫が存在する。
- (7) 砂岩部と上位の泥岩部との境界は 一般に明瞭である。

この岩相について これまでに特にとりあげている例はほとんどないが WALKER (1967) のA→E beds (3cm 以下の Tae sequence) の記載は この岩相の存在を暗に予告していたのかもしれない。この岩相の成因はその特別な堆積環境 (自然堤防) と関係しているのかもしれない。

岩相 F (異常堆積相)

mass movement による再移動の結果形成されたと考えられるすべての堆積物で スランプ堆積物 オリストストローム 含礫泥岩 流状シルト岩等々の層間異常堆積物がこの岩相に含まれる。

岩相 G (半遠洋性及び遠洋性堆積相)

半遠洋性堆積物は 陸源性の泥質物質からなり 種々の割合で シルト・細粒砂・霊母片・炭酸塩を含んでいる。タービダイト堆積物の直下や直上に分布するほかタービダイト累層とタービダイト累層の間やタービダイト累層の同時異相堆積物としても存在する。タービダイトの泥岩とは 炭酸塩の含有量や色や含有微化石等によって 区別できることもある。 数10m の厚さをもつまとまった地層として露出するときは 互いに平行的でよく連続する成層構造が 色や風化の程度の違い等から 不明瞭ながら観察される。

以上が MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) によって分類された 7つの基本岩相の主な特徴である。次に彼らは 堆積環境を 大陸斜面 海底扇状地 海盆底の3つに分け 海底扇状地については さらに 上部(inner) 中部(middle) 下部(outer) に細分した。そしてそれぞれの堆積環境にみられる堆積物の特徴から 各堆積環境毎の提携岩相(facies association)を想定した。すなわち 先に区分した基本岩相と slope-fan-basin 系の堆積環境との間の対応関係の一般化を試みたわけである。その内容の概略を第1表と第7図に示す。

その際 各堆積環境における堆積物の特徴は 単に基本岩相の平面的・同時的な提携関係のみならず 地層断面における地層の累積傾向にも表われるという。たとえば middle fan の場合には 上位にいくほど砂岩層の厚さや粒度が減じる上方薄層化(upward thinning)・上方細粒化(upward fining)のサイクルが認められ これは channel の埋積に伴う現象であるという。他方 outer fan の場合には 上位にいくほど砂岩層の厚さや粒度が増大する上方厚層化(upward thickening)・上方粗粒化(upward coarsening)のサイクルが認められるという。MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) は 前者を positive megasequence 後者を negative megasequence とよんでいる。このような地層断面における特徴は 陸上のフレッシュ層の研究によって明らかにされたものである。このことは 海洋地質学的裏付け あるいは地形との直接的対応関係の証拠が弱いともいえ 現段階では 他の特徴と一応区別しておくことも必要であると思われる。

第2表 WALKER & MUTTI (1973) による岩相区分

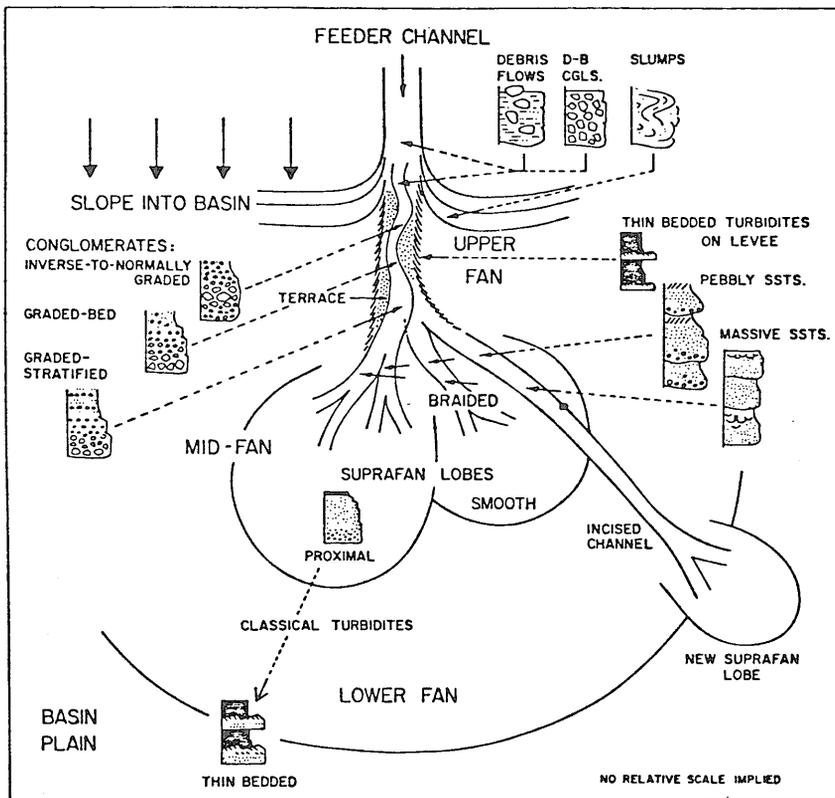
岩相	主な堆積物	堆積物の主な特徴あるいは成因		
A	粗粒砂岩 及び 礫岩	A 1	無秩序型礫岩	BOUMA (1962) の適用 不可能
		A 2	有秩序型礫岩	
		A 3	無秩序型含礫砂岩	
		A 4	有秩序型含礫砂岩	
B	中一細粒から粗粒砂岩	B 1	皿状構造を伴う塊状砂岩	
		B 2	皿状構造を伴わない塊状砂岩	
C	中粒から細粒砂岩	BOUMA の A(a) 部から始まる古典的なプロシマル・タービダイト		
D	細粒及び極細粒砂岩・シルト岩	BOUMA の B(b) 部あるいは C(c) 部から始まる古典的なディスタル・タービダイト		
E		岩相Dに比べ砂岩・頁岩比が高く よりうすくて層理面はより不規則である		
F	異常堆積物	スランプなど 下方へのマス・ムーブメントによって形成された堆積物		
G	遠洋性及び半遠洋性頁岩・泥炭岩	非常に稀釈な懸濁状態からの沈積堆積物		

(B) WALKER & MUTTI (1973)

以上のような 陸域及び海域でなされてきた数多くの個別的な研究成果の一般化を試みての新しい大胆な提案は イタリア語でつましやかに公表されたが その影響はすぐに拡がった。1960年代における蓄積によってそのような提案を受け入れる下地は十分にできていたといえる。翌1973年 WALKER & MUTTI は 新しい見解を織りまぜてその内容を紹介した。

WALKER & MUTTI (1973) は 岩相を MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) に従って 同じくAからGまでの7つの基本単位に区分しているが 岩相A及びBについては さらに独自の細分案を提出した。それらの内容を第2表にまとめる。各岩相の特徴は 基本的には MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) に準拠しているので重複を避けるために各岩相の説明は省略する。表中無秩序型(disorganized)とは 何ら特定の堆積構造を有していないこと 有秩序型(organized)とは 級化構造(正逆の両方を含む)や成層(水平)構造あるいは礫の定方向性など 一定の堆積構造・組織を有していることを意味する。

次に slope-fan-basin系を5つの堆積環境に分け 各部の特徴を 基本岩相の提携関係(提携岩相)で説明している。MUTTI & RICCI LUCCHI の項では説明を省略した 各堆積環境毎の提携関係の概略を WALKER & MUTTI (1973) によって説明することにする。



第8図
海底扇状地各部における堆積物の
特徴を示す概念図。
WALKER (1978) 原図。

(1) 斜面—チャンネル型提携岩相

一般に 斜面上部は岩相Gで特徴づけられ 斜面下部は 種々の岩相Aで埋められたチャンネルで特徴づけられる。不安定な地形を反映して 特に斜面下部には 各種の異常堆積物(岩相F)が多くみられる。チャンネルを埋積する砂岩・礫岩体の大きさは 幅2~3km以下 厚さ100~150m以下であろう。地層断面の傾向は 上方薄層化・上方細粒化で 古流向は側方からである。地傾斜のような大規模な堆積盆の場合には 大陸斜面堆積物が地層として残ることは稀である。一般にタービダイト相は 浅海成堆積物や陸成堆積物とは構造的に分離される。小規模な堆積盆の場合には 海退相としてタービダイト相(下位)と浅海成堆積物(上位)の間に保存されていることが多い。

(2) 上部扇状地型提携岩相

自然堤防を伴った増勾性(堆積性)のチャンネルあるいは 下方に切り込み侵食崖を有するチャンネルのどちらにせよ 一つのチャンネルの存在で特徴づけられる。チャンネルの堆積物は 岩相Aに属する種々の堆積物 岩相B2 それに多分B1などで 自然堤防上の堆積物である岩相Eがそれに伴われよう。チャンネル堆積物の

まわりは 岩相Gに属する堆積物である。チャンネル堆積物の地層断面の傾向及び古流向は (1)の場合と同じである。(1)の斜面上のチャンネルと比較した場合の特徴の主な違いは 上部扇状地のチャンネル堆積物の方が泥岩の占める比率がより高いこと その幅がより広いこと(5,6kmまで) 岩相F(異常堆積物)の占める割合がより少ないこと などである。

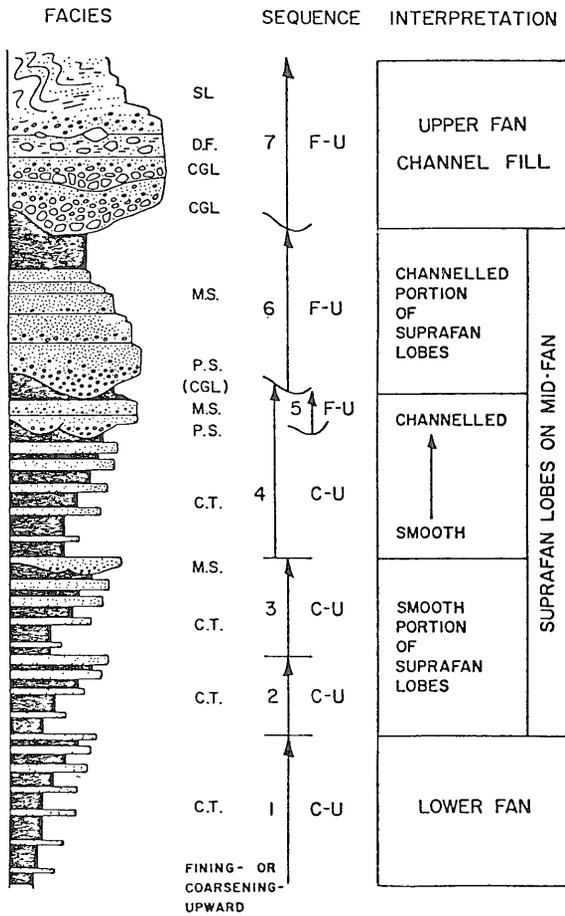
(3) 中部扇状地型提携岩相

この場合の中部扇状地とは MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) の middle fan と outer fan を合わせたものに相当し NORMARK(1970) の suprafan の発達する mid-fan に相当する。ちなみに MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) の論文には NORMARK (1970) の論文は引用されておらず 目に触れる前にまとめられたものと考えられる。

この中部扇状地型提携岩相を さらに2つに区分する。

(3A) チャンネル性中部扇状地型提携岩相

MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) の middle fan NORMARK(1970) の suprafan 上部の proximal channelled portion に相当する。網目状のチャンネルの堆積物は 岩相A・BまたはCで チャンネルとチャンネルの間の



第9図 地層断面にみられる海底扇状地堆積物の特徴。
 C. T. : Classic Turbidites, M. S. : Massive Sandstones, P. S. : Pebbly Sandstones, CGL. : Conglomerates, D. F. : Debris Flows, SL: Slumps, : C-U: Coarsening-upward, F-U: Fining-upward. WALKER (1978) 原図。

地域には 岩相 D・E が分布する。 上部扇状地 (inner fan) に比べると チャンネル堆積物中に占める岩相 A・B の割合は少ない。 個々のチャンネル堆積物は 側方方向へは不連続的で チャンネルの位置は 最も砂岩の割合の高いところである。 チャンネル堆積物の断面での傾向は上方薄層化・上方細粒化で たとえば 下位から上方へ岩相が A3・A4・B2→C・D へと移り変わる。これは チャンネルの埋積と新チャンネルへの移動といった現象に対応している。

(3B) 堆積舌状体状中部扇状地型提携岩相

舌状体の岩相は D及びCが支配的で その他に B2や A4 もみられるかもしれない。 チャンネルはまれである。 個々の砂岩層はよく連続する(多分1~2km)。 砂岩・頁岩比は 3A の場合より低く 平均すると1前

後である。 舌状体の断面には 上方厚層化・上方粗粒化の傾向がみられる。 たとえば 下位から上位へ D→C→(そして多分) チャンネル型の B2-A4 といった岩相変化がみられる。 これは 増勾作用 (aggradation) の結果である。 古流向の方向は広くばらつくが ベクトル平均は やはり堆積盆の軸の方へ向かう側方流型である。

(4) 下部扇状地型提携岩相

現世海底扇状地の場合 凸面をもったsuprafan (middle fan) と 非常に平坦な堆積盆地 (basin floor, basin plain) との間の漸移帯に相当する。 しかし 地質学的には 下部扇状地の堆積物と堆積盆地の堆積物との識別に成功した研究例はない。 MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) が 堆積舌状体部を下部扇状地とし その外側を直接堆積盆地として 両者の間に独立した提携岩相を設けなかった理由はここにある。 しかし 現世海底扇状地には 下部扇状地の存在は明瞭である。 チャンネルの発達は見られないことから (NORMARK, 1970) 低くて広い流れの堆積物からなるであろう。 堆積作用の活発な地域 (suprafan の下流側) での岩相はDで 不活発な地域の岩相はGであろう。 suprafan の位置が変わると 堆積の不活発な地域が活発な地域へと変わる。 したがって 地層断面では G→Dへの岩相変化 すなわち 上方厚層化・上方粗粒化の傾向が予想される。 個々の砂岩層は 側方にも下流にも相当連続するであろう。 古流向は 側方流方向から軸流方向まで変化に富む。 砂岩・頁岩比は 全体として1以下であろう。

(5) 堆積盆地型提携岩相

堆積物の支配的な岩相は D及びGである。 古流向は軸流型である。 地層の側方及び下流域への連続性は極めてよい。 たとえば Amazon cone から流れ出た混濁流は Demarara 深海平原を 500km余も流れている。 地層断面の傾向については これまでのところ 特に何の提案もされていない。

(C) WALKER (1978)

以上が WALKER & MUTTI(1973) によって紹介された海底扇状地岩相モデルの主な内容である。 WALKER は その後 上記の論文でなされた岩相区分は 必要以上に細分しすぎたとして 碎屑性粗粒再堆積堆積物のみを対象とした新区分を提案している (WALKER, 1978)。

ここでは 次の5つに区分している。

- (1) 古典的タービダイト (Classic turbidites)
- (2) 塊状砂岩 (Massive sandstones)

- (3) 含礫砂岩 (Pebbly sandstones)
- (4) 礫岩 (Clast-supported conglomerates)
- (5) 異常堆積物 (Matrix-supported beds)

ここで (5)の異常堆積物の主な構成は スランプ堆積物と海底土石流堆積物(Subaqueous-debris-flow deposits)である。

この論文では (4)の礫岩や(5)の異常堆積物についての研究成果を取り入れ WALKER & MUTTI (1973) の考えをさらに発展させた。ここでは それらの内容のこれ以上の説明は割愛するが 第8図と第9図によってその概略は理解されよう。

6. おわりに

以上 フリッシュ堆積物の岩相及び堆積環境解析の切り札として 1970年代に全盛期を迎えた海底扇状地モデルについて その歴史的経過と内容について紹介した。もちろん すべてのフリッシュの堆積作用が この海底扇状地モデルによって説明し得るものではないし また安易にこのモデルを適用して事足れりとしてよいものでもない。あくまで総合的視点から判断すべきである。

しかし 海洋地質学と陸上の地質学の結合によって生れてきた このような基本的な成果を 十分に理解し正しく評価・活用することは 当面の課題を解決する上でも また 別の新しい課題を進展させていくためにも大変重要なことと思われる。海底扇状地の成長モデル及び岩相モデルについては 邦文によるまとまった紹介がほとんどなされていないことから ここでは いくつかの基本文献によって やや詳しくその内容を紹介した。著者の力量不足で十分な説明になっていないが 少しでもまとまった形でイメージを描いていただけたなら 大変幸いである。なお 今回の内容に関連して フリッシュの研究史や現世のタービダイト堆積盆に関する邦文の review としては 平山 (1973) 岡田 (1976) がある。

また 海底扇状地モデルとタービダイトに関する英文による最近の review としては RUPKE(1978) WALKER (1979) などがある。

引用文献

BOUMA, A.H. (1962) : *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. 168p., Elsevier, Amsterdam.

GORSLINE, D. S. & EMERY, K. O. (1959) : Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 279-290.

HANER, B. E. (1971) : Morphology and sediments of Redondo Submarine Fan, southern California. *Bull.*

Geol. Soc. Am., 82, 2413-2432.

平山次郎 (1973) : フリッシュの研究史とその問題点 海洋科学 5, 394-402.

KUENEN, PH. H. (1950) : *Marine Geology*. 568p., John Wiley, New York.

KUENEN, PH. H. & MIGLIORINI, C. I. (1950) : Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, 91-127.

MENARD, H. W. (1955) : Deep-sea channels, topography and sedimentation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 39, 236-255.

MENARD, H. W., SMITH, S. M. & PRATT, R. M. (1965) : The Rhone deep-sea fan. In : *Submarine Geology and Geophysics* (Ed. by W. F. Whittard & R. Bradshaw), 271-284, Butterworth, London.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972) : Le torbiditi dell' Appennino settentrionale : intraduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.

NATLAND, M. L. & KUENEN, PH. H. (1951) : Sedimentary history of the Ventura Basin, Calif., and the action of turbidity currents. 76-107, *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 2, Tulsa.

NELSON, C. H., CARLSON, P. R., BYRNE, J. V. & ALPHA, T. R. (1970) : Development of the Astoria canyon-fan physiography and comparison with similar systems. *Mar. Geol.*, 8, 259-291.

NORMARK, W. R. (1970) : Growth patterns of deep-sea fans. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 54, 2170-2195.

NORMARK, W. R. & PIPER, D. J. W. (1969) : Deep-sea fan-valleys, past and present. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80, 1859-1866.

岡田博有 (1976) : 海洋底の碎屑性堆積物とくに現在のタービダイト堆積盆地. 科学 46 145-153.

RUPKE, N. A. (1978) : Deep clastic seas. In : *Sedimentary environments and facies* (Ed. by H. G. Reading), 372-415, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

SHEPARD, F. P. & EEMERY, K. O. (1941) : Submarine topography off the California coast : canyons and tectonic interpretation. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 31, 1-171.

WALKER, R. G. (1966) : Shale Grit and Grindslow Shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. *J. Sedim. Petrol.*, 36, 90-114.

WALKER, R. G. (1967) : Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sedim. Petrol.*, 37, 25-43.

WALKER, R. G. (1978) : Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 62, 932-966.

WALKER, R. G. (1979) : Turbidites and associated coarse clastic deposits. In : *Facies Models* (Ed. by R. G. Walker), 91-104, Geol. Ass. Canada. Publication, Toronto.

WALKER R. G. & MUTTI, E. (1973) : Turbidite facies and facies associations. In : *Turbidites and Deep Water sedimentation*, 119-157, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, Short Course, Anaheim.