

新潟堆積盆西山油帯郷本川沿いの新第三系タービダイト・

サクセションの堆積学的・数理的解析

徳橋秀一*・石原与四郎**・宮田雄一郎**

Shuichi TOKUHASHI, Yoshiro ISHIHARA and Yuichiro MIYATA (1999) Sedimentological and mathematical analysis of the Neogene turbidite succession along the Gomoto River through the Western oil belt in the Niigata Neogene sedimentary basin, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50 (1), p. 27-48, 12 figs., 1 table.

Abstract: Sedimentological and mathematical analysis of the turbidite succession along the Gomoto River through the Western Oil Belt in the Niigata Neogene Backarc Basin revealed the following results:

1) The frequent intercalation of CCC-turbidite sandstones (Walker, 1992) as well as debris flow deposits in the succession and the stable paleocurrent direction from south to north measured from the foreset laminae of the current climbing ripples strongly suggest that the turbidites in the succession were deposited as overbank deposits along the main channel which stretched from the south to the study area in the basin.

2) The periodicity of the cyclic variation recognized in the number and total thickness of the turbidite sandstone beds intercalated in the specific thickness of the hemipelagic mudstone, i. e. 100, 000 and more years, may reflect the Milankovitch cycles.

要 旨

新潟堆積盆西山油帯を切る郷本川沿いの河川改修工事に伴い連続的に露出した新第三系鮮新統椎谷層を主体とするタービダイト・サクセションを対象に、単層レベルでの詳細な連続柱状図を作成するとともに、堆積相解析・古流向解析等の堆積学的解析と時系列解析等の数理的解析を行った。その結果、本サクセションは、南方から供給された CCC-turbidites と頻繁な含偽礫泥岩（海底土石流堆積物）の挟在によって特徴づけられ、堆積盆底を南からのびるチャンネルによって運搬されチャンネル周辺に堆積したオーバーバンク堆積物であること、タービダイトの頻度と積算層厚の時間的変動に約10万年余というミラコビッチサイクル・オーダーの周期性が認められることが明らかになった。古流向は長い期間にわたってほぼ一定していることから、背弧海盆のタービダイト・サクセションにも、気候変動や海水準変動のような地球規模の周期的変動が反映している可能性が指摘される。

1. はじめに

砂岩貯留岩のうちタービダイト砂岩は、世界的にはカリフォルニアやメキシコ湾北岸、ブラジル沖、北海などを初めとする世界各地において、石油・天然ガスの主要な貯留岩の一つを形成している (Nelson and Nilsen, 1984; Weimer and Link, 1991; Normark *et al.*, 1993)。最近では、メキシコ湾北岸にみられるように、探鉱対象が浅海域から大水深域に移りつつあり、それにもない貯留岩としてのタービダイト砂岩の重要性が一層増大しつつある (Lawrence and Shew, 1993; Lawrence, 1994; Weimer *et al.*, 1998)。一方、国内的には新潟や秋田の油田堆積盆において、石油・天然ガスの主要な貯留岩をなしていることが知られている。

タービダイト砂岩の特性（層厚・連続性・粒度等）は、堆積環境と堆積様式、供給源の岩石特性と供給ポテンシャルによって大きく規制されることから、これらの要因の解明は大変重要である。前者の解明には通常堆積学的手法が、後者の解明には、通常重鉱物分析といった鉱物学的あるいは岩石学的手法が用いられる。筆者はこれまで、新潟堆積盆東山南部域の川口層のタービダイト砂岩を対象に堆積学的解明と重鉱物分析を行うとともに、

*資源エネルギー地質部 (Mineral and Fuel Resources Department, GSJ)

**山口大学理学部 (Faculty of Science, Yamaguchi University, Yoshida 1677-1, Yamaguchi, 753-8512 Japan)

Keywords: central Japan, Niigata oil basin, Nishiyama oil belt, Gomoto River, Neogene, turbidite, sedimentary facies analysis, time series analysis, channel-levee system, Milankovitch cycles

両者を組み合わせることによって、堆積様式の解明そのものにも新しい解釈をもたらしうることを示した(徳橋, 1985, 1990, 1992, 1994; Tokuhashi, 1993, 1996)。さらに、新潟堆積盆に露出する多くのタービダイト砂岩体の重鉱物分析を行い、重鉱物組成が個々のタービダイト砂岩体を特徴づける有効な指標としても使えることを示した(Agyingi and Tokuhashi, 1995; Tokuhashi and Agyingi, 1995; 徳橋, 1996a, 1996b, 1997)。

一方、タービダイト・サクセッションには、上方厚層化や上方薄層化といった大なり小なり周期的な変動がみられることが知られてきたが、近年は気候変動や海水準変動といった地球規模の周期的な変動が、タービダイト砂岩の累重方式の周期性を規制している可能性が大きいことが指摘されている(たとえば、増田ほか, 1989; Ito and Katsura, 1993; 石原ほか, 1997)。したがって、タービダイト砂岩の特性を規制する要因を解明するためには、上記の堆積環境と堆積様式、供給源の岩石特性と供給ポテンシャルの解明の他に、時系列解析等の数数学的解析によるタービダイト・サクセッションを対象にしたタービダイト砂岩の周期性の解析とその要因の解明が必要である。

最近、新潟堆積盆中央部の西山油帯を横切る郷本川沿いにおいて、河川改修工事に伴い、新潟堆積盆において代表的なタービダイト・サクセッションとして知られる新第三系椎谷層のほぼ全層準とその上位の浜忠互層部層の最下部にいたるタービダイト・サクセッションが露出するに至った。西山油帯や中央油帯においてこのような連続的なセクションが出現することは大変まれなことである。そこで本論文では、新潟堆積盆西山油帯を横切る郷本川沿いに露出する主に椎谷層のタービダイト・サクセッションを対象にした堆積学的・数数学的解析を行い、上記の問題も含めて、本タービダイト砂岩の堆積様式について検討することにする。

2. 調査地域周辺の地質及び層序

新潟堆積盆中央部の日本海側の地表部には、下位より寺泊層、椎谷層、浜忠互層部層、稲川砂岩部層、西山層といった新潟堆積盆標準層序の中部を代表する地層が、西山油帯、中央油帯とよばれる背斜軸部周辺に分布している(鈴木ほか, 1974; 黒川ほか, 1987, 1992; 小林・立石, 1992; 小林ほか, 1993; 第1図, 第1表)。ここでは、これらの地層の岩相等について簡単に言及する。なお用いる層序区分と地層名については、Agyingi and Tokuhashi (1995) に従うことにする。

寺泊層

西山油帯及び中央油帯の背斜軸部にみられるが、特に西山油帯の北部にまとまって分布する。信濃川の放水路

第1表 新潟堆積盆西山及び中央油帯の層序。Agyingi and Tokuhashi (1995) を一部改変。

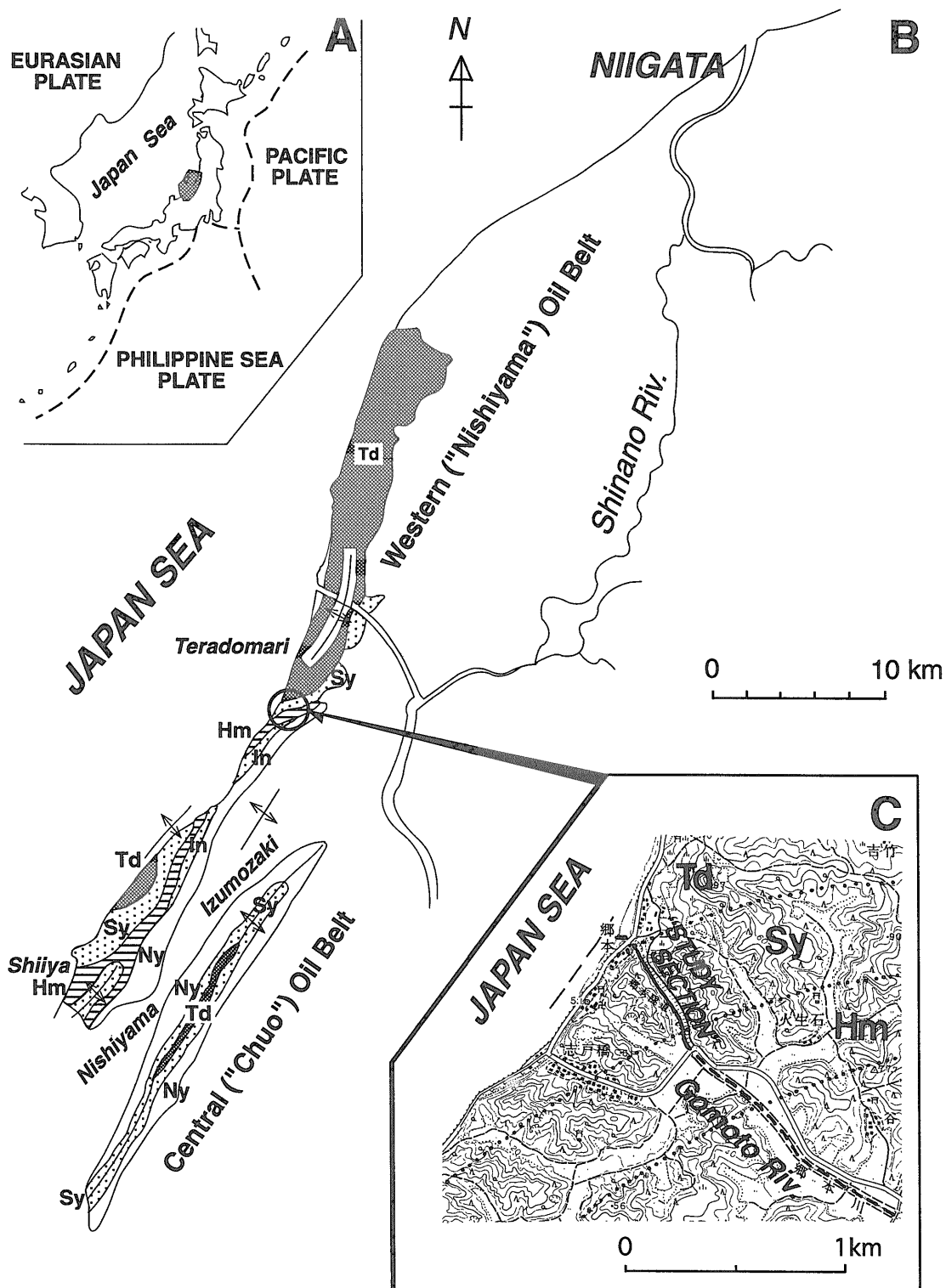
Table 1 Stratigraphy in the Western and Central Oil Belt. Modified from Agyingi and Tokuhashi (1995).

Geologic Age		Standard Stage	Western/Central Oil Belts
5	PLEISTOCENE	Haizume Stage	Haizume Fm.
		Nishiyama Stage	Nishiyama Fm. [Ny]
	Inagawa Sd. M. [In]		
MIOCENE	Shiia Stage	Shiia Fm. [Sy]	
	Teradomari Stage	Teradomari Fm. [Td]	
10			
Ma			

として人工的に開削された大河津分水(新信濃川)沿いは、寺泊層の模式地である。模式地の寺泊層は、黒色-暗灰色泥岩と大半が厚さ30cm以下の細粒ないし極細粒のタービダイト砂岩の互層からなる泥岩優勢な砂岩泥岩互層-等量互層で特徴づけられる。生痕化石や生物擾乱構造(バイオターベーション)はほとんど観察されず、タービダイト砂岩の微細な堆積構造もよく観察される。厚い凝灰岩層が挟在される。

椎谷層

椎谷層は、寺泊層の上位に整合に重なり、西山油帯から中央油帯にかけて広く分布する。模式地は椎谷町北方の観音岬の海食崖である。椎谷層は、厚さ数m以上の厚層理タービダイト砂岩も頻りに挟む砂岩優勢砂岩泥岩互層を主体とする地層であるが、凝灰岩やスランプ堆積物、海底土石流堆積物も挟在する。調査地域では南方に厚くなり、最大層厚は1,000mを越す。粒度も南方に粗粒化することが知られている。



第1図 調査セクションの位置図。A. 新潟堆積盆位置図, B. 西山及び中央油帯周辺の地質略図, C. 郷本川及び調査セクションの位置図。

Td: 寺泊層, Sy: 椎谷層, Hm: 浜忠互層部層, In: 稲川砂岩部層, Ny: 西山層。

Fig. 1 Index map. A: The location of Niigata Sedimentary Basin, B: Geological sketch map of the Western and Central Oil Belt, C: The location of the study section along the Gomoto River. Td: Teradomari Formation, Sy: Shiiya Formation, Hm: Hamatsuda Alternation Member, In: Inagawa Sandstone Member, Ny: Nishiyama Formation.

浜忠互層部層

中央油帯においては、椎谷層は主に青灰色の泥岩から成る西山層によって整合に覆われているが、西山油帯では、この西山層の最下部に浜忠互層部層及び稲川砂岩部層が発達している。浜忠互層部層は、通常数10cmより薄いそして葉理構造の発達した極細粒の薄層理タービダイト砂岩と灰色の泥岩との等量ないし泥岩優勢砂岩泥岩互層から成り、主に西山油帯に分布している。模式地は西山町浜忠の道路沿いの露頭である。

稲川砂岩部層

西山油帯では、浜忠互層部層の上位にはほぼ整合に重なる稲川砂岩部層が分布する。本部層は、基盤岩の礫もしばしば含む粗粒な厚層理タービダイト砂岩を主体とするが、葉理構造の発達した細粒の薄層理タービダイト砂岩も挟在する。この他に、凝灰岩やスランプ堆積物・土石流堆積物も挟在する。本部層は南方に薄くなって消滅する。

西山層

西山油帯・中央油帯の周辺部に広く分布する。主に塊状の青灰色シルト岩ないし泥岩から成るが、下部に薄いタービダイト砂岩の薄層が挟在されることがある。西山層の上位には、不整合を隔てて、主に砂質泥岩からなる灰爪層が分布する(第1表)。

これらの地層中には多数の凝灰岩が挟在されており、その多くが鍵層として命名されて地域的・広域的対比に利用されている(鈴木ほか, 1974; 黒川ほか, 1987, 1989, 1992)。

3. 岩相上の特徴

郷本川沿いのルートマップを第2図に、柱状図を第3図に示す。また、代表的な露頭写真を第4図に示す。郷本川沿いのタービダイトサクセッションは、一部表土や断層によって連続関係が不明な部分があることから、上位よりZone IからZone VIに区分している。しかし第2図のルートマップに示されているように、Zone IVの下部とZone Vの上部は、断層を挟んで同じ層準が厚さにして約60m重なっていることから、第3図の柱状図では、重複部分を一つにまとめて描いている。郷本川沿いでは、半遠洋性泥岩中にタービダイト砂岩、タービダイト泥岩、凝灰岩、含偽礫泥岩が挟在されている。以下に種類ごとにそれらの特徴について述べる。

3.1 タービダイト砂岩

郷本川沿いにみられるタービダイト砂岩は、層厚が1m以下のものが多いが、数10cm以上のものは、下位より級化構造を有する塊状部(Ta)、平行葉理部(Tb)、カーレントリップル葉理部(Tc)、上部平行葉理部(Td)へ

と変化するブーマシーケンスを呈するものが多い(第5図A, B)。塊状級化部には、泥岩偽礫が含まれていることもある(第5図C)。タービダイト砂岩の基底部は、場合によってかなり不規則で、チャート等の古期岩小礫で埋積された小規模なスカーアンドフィル構造を伴うものもみられる(第5図D)。数10cm以下のタービダイト砂岩の場合には、全体が細粒の葉理砂岩から構成されている場合が多く、薄層の場合には特にカーレントクライミングリップル葉理の発達が目立つ(第5図E)。このほかにコンボルト葉理構造もしばしば観察される(第5図F)。

3.2 タービダイト泥岩と半遠洋性泥岩

比較的厚いタービダイト砂岩の直上には、その上位の半遠洋性泥岩とは色や粒度を異にするタービダイト泥岩(Te(t))の薄層がしばしば観察される。岩質は、灰白色の砂質シルト岩から粗粒シルト岩で上方に級化する。一方、半遠洋性泥岩(Te(h))は、暗灰色の細粒シルト岩、いわゆる泥岩から成り、級化構造などは観察されない(第5図B, C)。

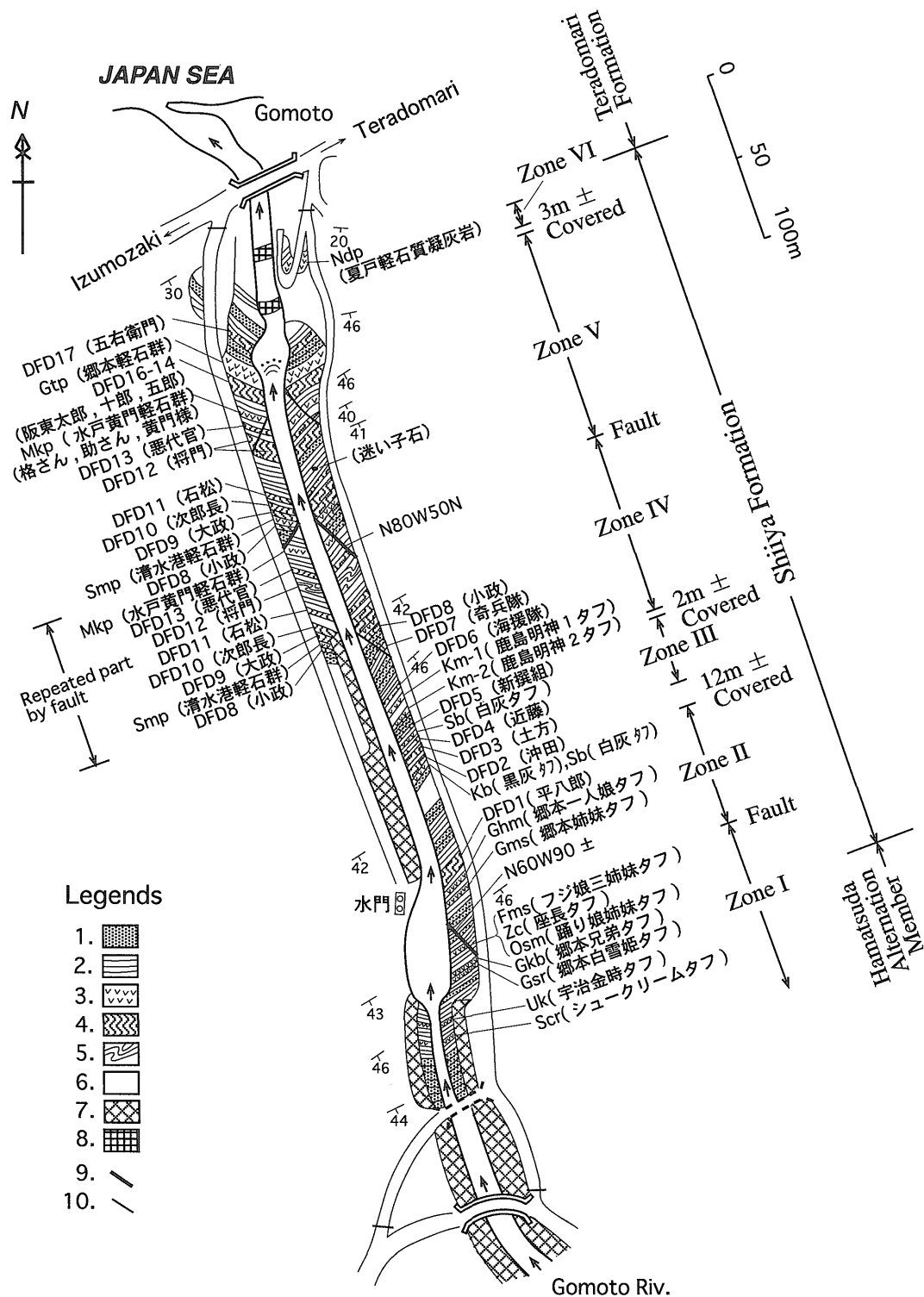
3.3 含偽礫泥岩

厚さは数10cmのものから数mのものまで変化に富む。基質の部分は、淘汰の悪い砂質シルト岩から粗粒シルト岩で上方に細粒化する。泥岩中には、変形したり分離した大小様々の泥岩や砂岩の偽礫が多数含まれている(第6図A, B, C, D, E, F)。チャート等の古期岩礫はほとんど含まれていないなど、いわゆる含礫泥岩とは特徴を少し異にするため、ここでは含偽礫泥岩と名づけている。堆積物の特徴から、デブリフロー(Debris Flow Deposits; 海底土石流)堆積物と考えられる。本研究では、郷本川沿いに出現するデブリフロー堆積物を上位より、DFD 1からDFD17まで識別した(第3図)。先にZone IVの下部とZone Vの上部で、断層を挟んで同じ層準が2回みられることを示したが(第2図)、この層準に挟在するDFD12は、Zone Vの上部では、上に述べたような通常含偽礫泥岩の産状を示すが(第6図B)、Zone IVの下部では地層が横臥褶曲状に変形したスランプ状の産状を示し(第6図A)、短い距離で岩相が変化していることが想定される。

3.4 凝灰岩鍵層

郷本川沿いのタービダイト・サクセッションには、半遠洋性泥岩の中に多数の凝灰岩及び砂質凝灰岩が挟在されている(第2, 3図)。

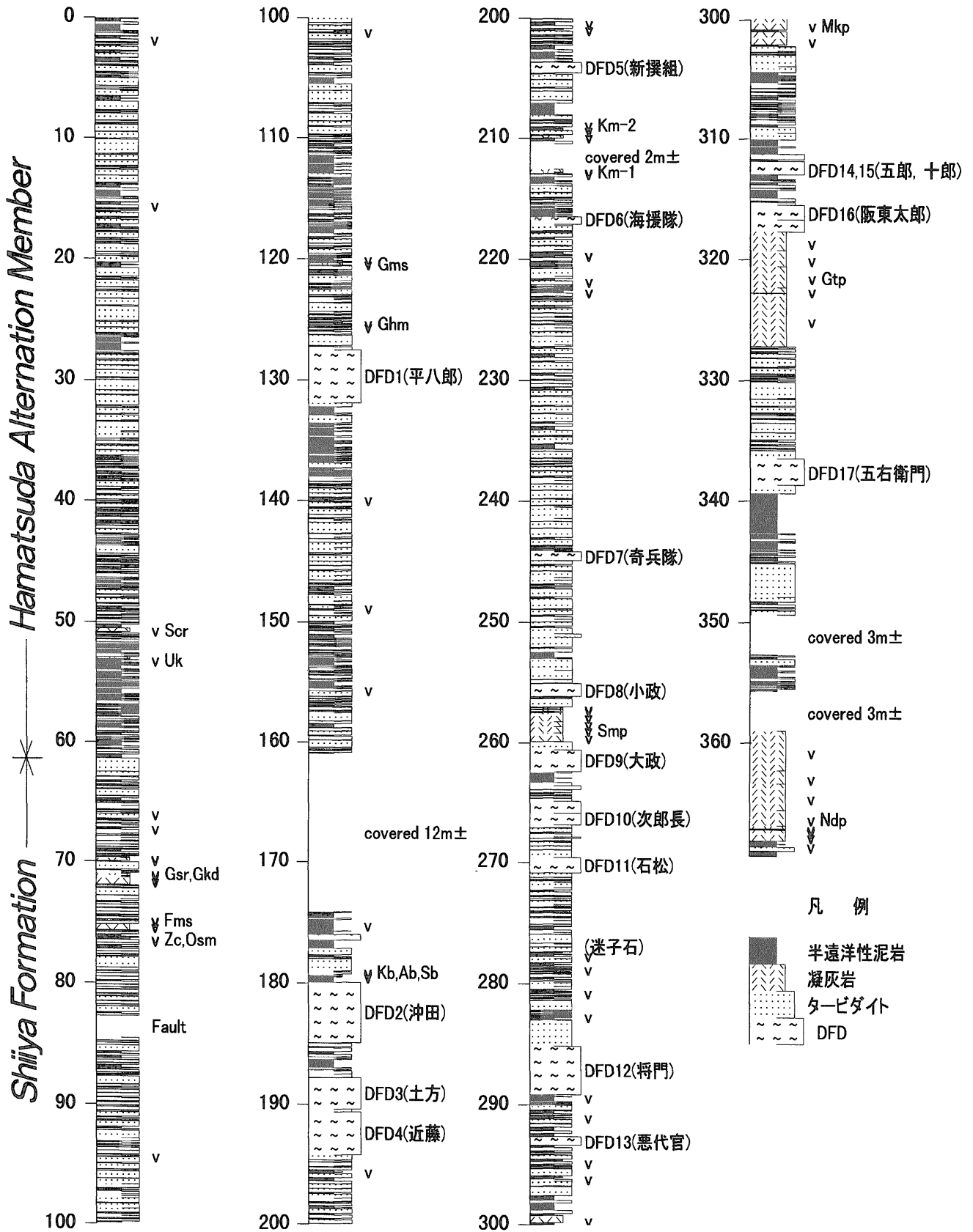
そのなかで特徴となるようなものについては、鍵層名を付した。ここではこれらの鍵層の柱状図を第7図A, Bに示すとともに、個々の凝灰岩鍵層の特徴について、野外での産状を中心に簡単に記載する。



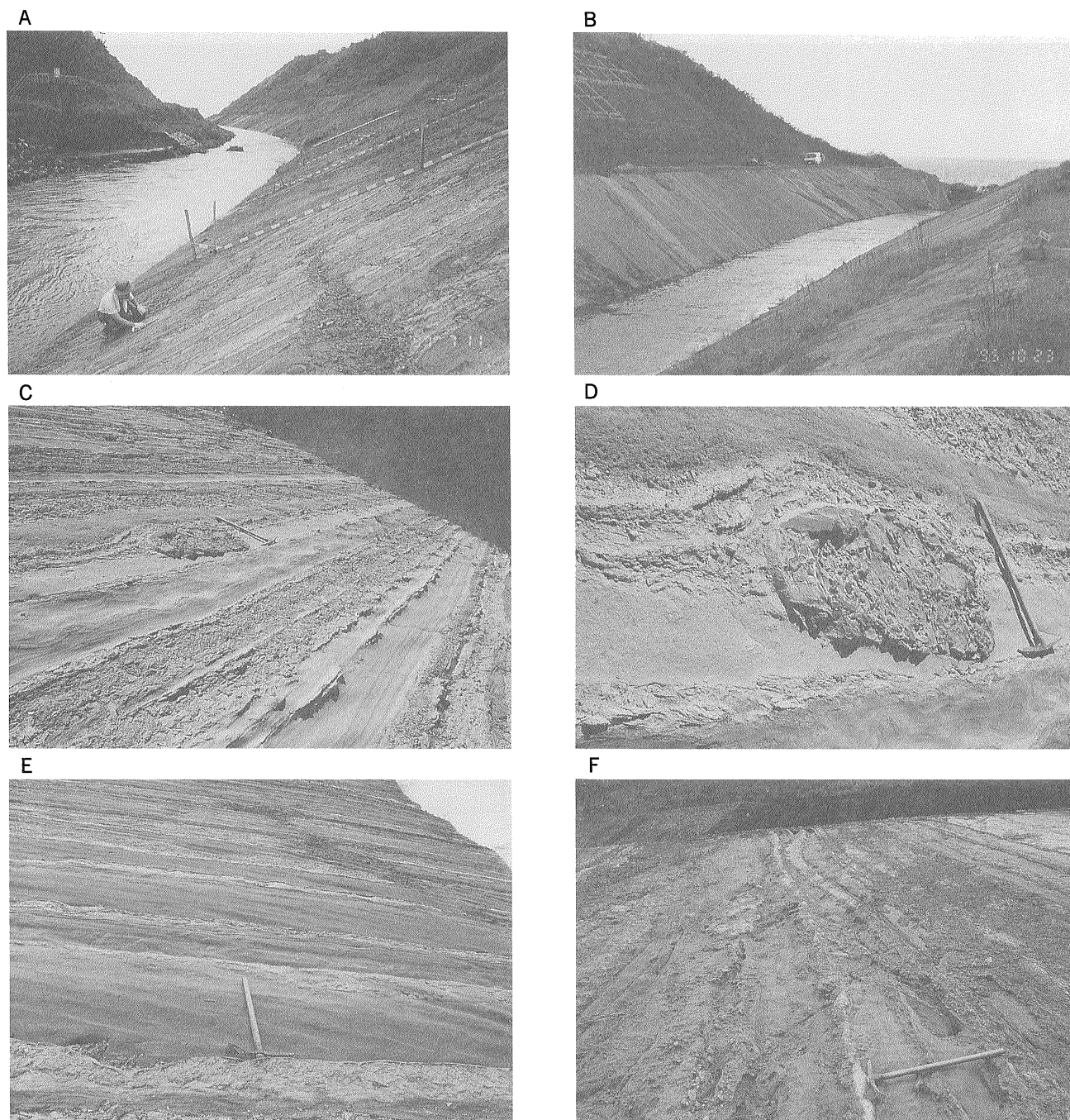
第2図 調査セクションのルートマップ。DFD：含偽礫泥岩 (Debris Flow Deposits)，括弧内は、凝灰岩鍵層や含偽礫泥岩の野外での通称名。

1：砂岩優勢砂岩泥岩互層，2：泥岩優勢砂岩泥岩互層，3：凝灰岩鍵層，4：含偽礫泥岩，5：スランプ状堆積物，6：表土に覆われた部分，7：コンクリートカバー部分，8：コンクリートで補強された河床部分，9：主要な断層，10：副次的な断層。

Fig. 2 Route map of the study section along the Gomoto River. DFD: Debris Flow Deposits. Japanese in parentheses means the alias named for each key tuff and debris flow deposits (DFD) in the field work. 1: Sandstone-dominated alternation, 2: Mudstone-dominated alternation, 3: Key tuff, 4: Debris flow deposits (DFD), 5: Slumped deposits, 6: Unobserved part by the cover of surface soils, 7: Unobserved part by the concrete cover, 8: River bed with concrete pavements, 9: Major fault, 10: Minor fault.



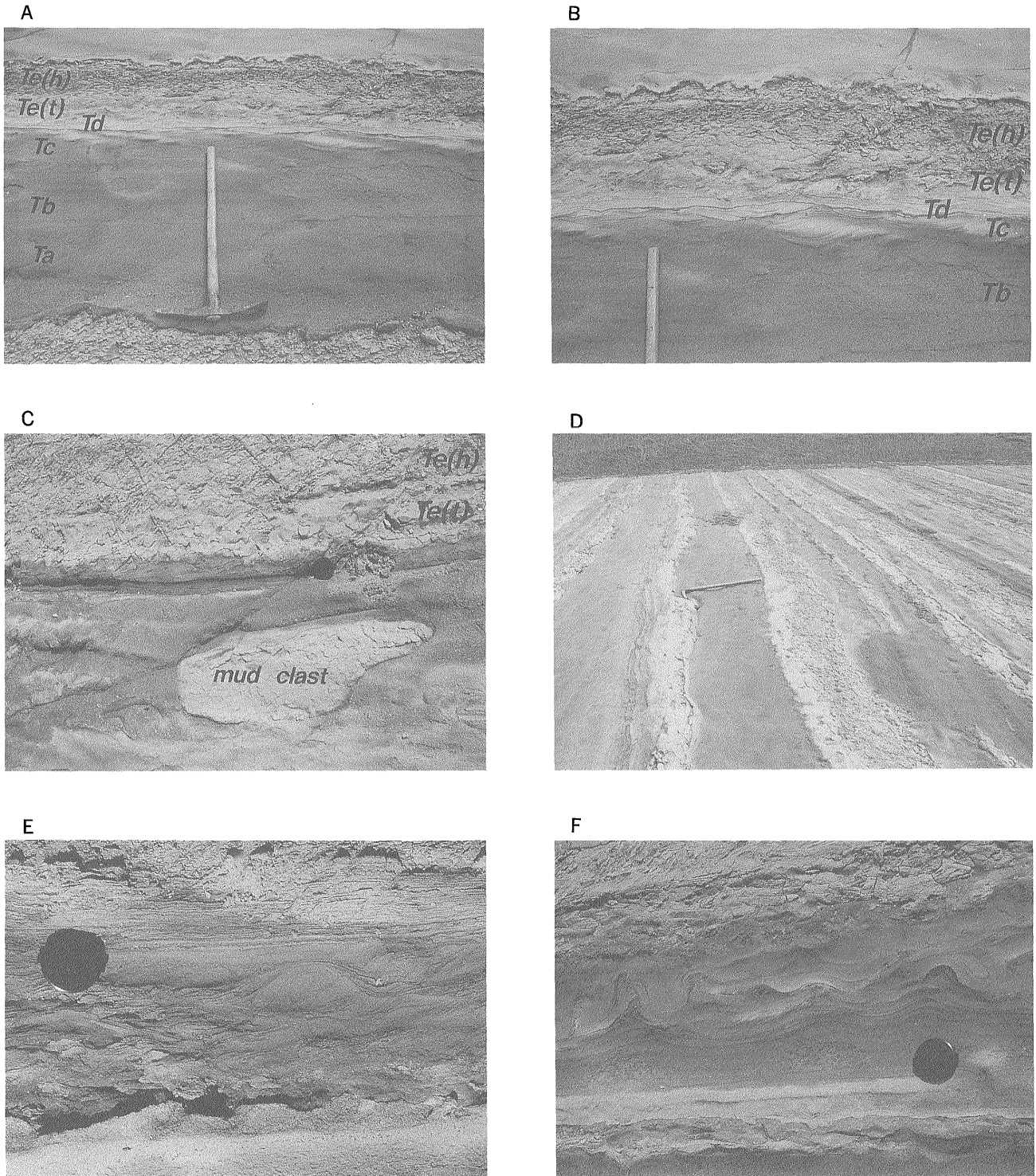
第3図 調査セクションの柱状図。柱状図右側のVは、その層準に凝灰岩層が挟まれていることを示す。
 Fig. 3 Stratigraphic column of the study section. V in the right side of the column indicates the intercalation of volcanic tuff at the horizon of this mark.



第4図 郷本川沿いの露頭写真。

A. 郷本川沿いの露頭外観(1). Zone I 付近から下流方向(日本海方向)を臨む。B. 郷本川沿いの露頭外観(2). Zone V 付近から下流方向(日本海方向)を臨む。C. Zone Vの“迷子石”付近の露頭。“迷子石”の存在によって、これを含むタービダイト砂岩の上面だけが上方に張り出している。D. “迷子石”。同時浸食礫(偽礫)として運ばれたものが、タービダイト砂岩の固結より早く固結したため、タービダイト砂岩の上面が上方に突出したものと考えられる。E. Zone II中の砂岩優勢砂岩泥岩互層。ピッケルの柄の長さは約60cm。F. Zone IIにみられる小規模なチャンネル性タービダイト砂岩。

Fig. 4 Outcrops along the study section of the Gomoto River. A. An outlook view of the study section along the Gomoto River (1). Viewing downstream toward Japan Sea from Zone I area. B. An outlook view of the study section (2). Viewing downstream toward Japan Sea from Zone V area. C. An outcrop near big mud-clast “Maigoishi” horizon. Only the upper surface of the turbidite sandstone including “Maigoishi” intrudes upward just above the “Maigoishi”. The length of the picket is about 60 cm. D. The close view of the “Maigoishi”. Due to the earlier lithification of the big mudclast “Maigoishi” than the surrounding turbidite sandstone, the bedding surface of the turbidite sandstone which includes the “Maigoishi” intruded upward just above it. E. An outcrop of the sandstone-dominated alternation in the Zone II. F. Small channelized turbidite sandstone in the Zone II.

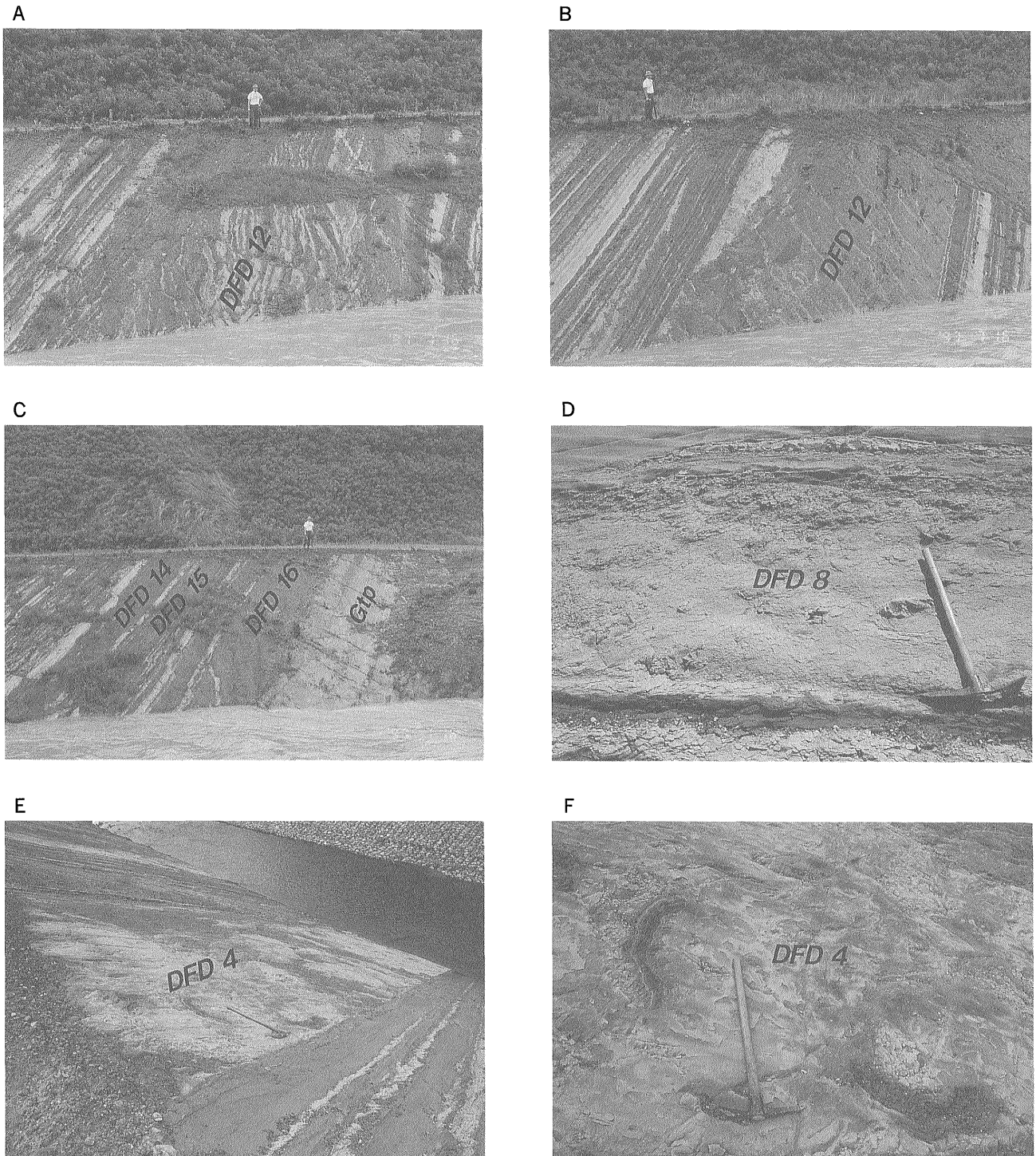


第5図 タービダイト砂岩の堆積構造

A. 比較的厚いタービダイト砂岩にみられるブーマシーケンス。B. タービダイト砂岩上部のカーレントクライミングリップル葉理及びタービダイト泥岩と半遠洋性泥岩。C. タービダイト砂岩上部に含まれる泥岩偽礫及びタービダイト泥岩と半遠洋性泥岩。D. タービダイト砂岩の基底部にみられる小規模なスコアアンドフィル構造。E. 比較的薄いタービダイト砂岩中に発達するカーレントクライミングリップル葉理。F. 比較的薄いタービダイト砂岩中に発達するコンボルト葉理。

Fig. 5 Sedimentary structures in turbidite sandstone beds.

A. Bouma sequence observed in a relatively thick sandstone bed. B. Close view of the upper part of the sandstone bed in A. C. Mud clast in the upper part of a relatively thick sandstone bed. D. Scour-and-fill structures observed at the base of turbidite sandstone beds. E. Current climbing ripple lamination in a relatively thin sandstone bed. F. Convolute lamination in a relatively thin sandstone bed.

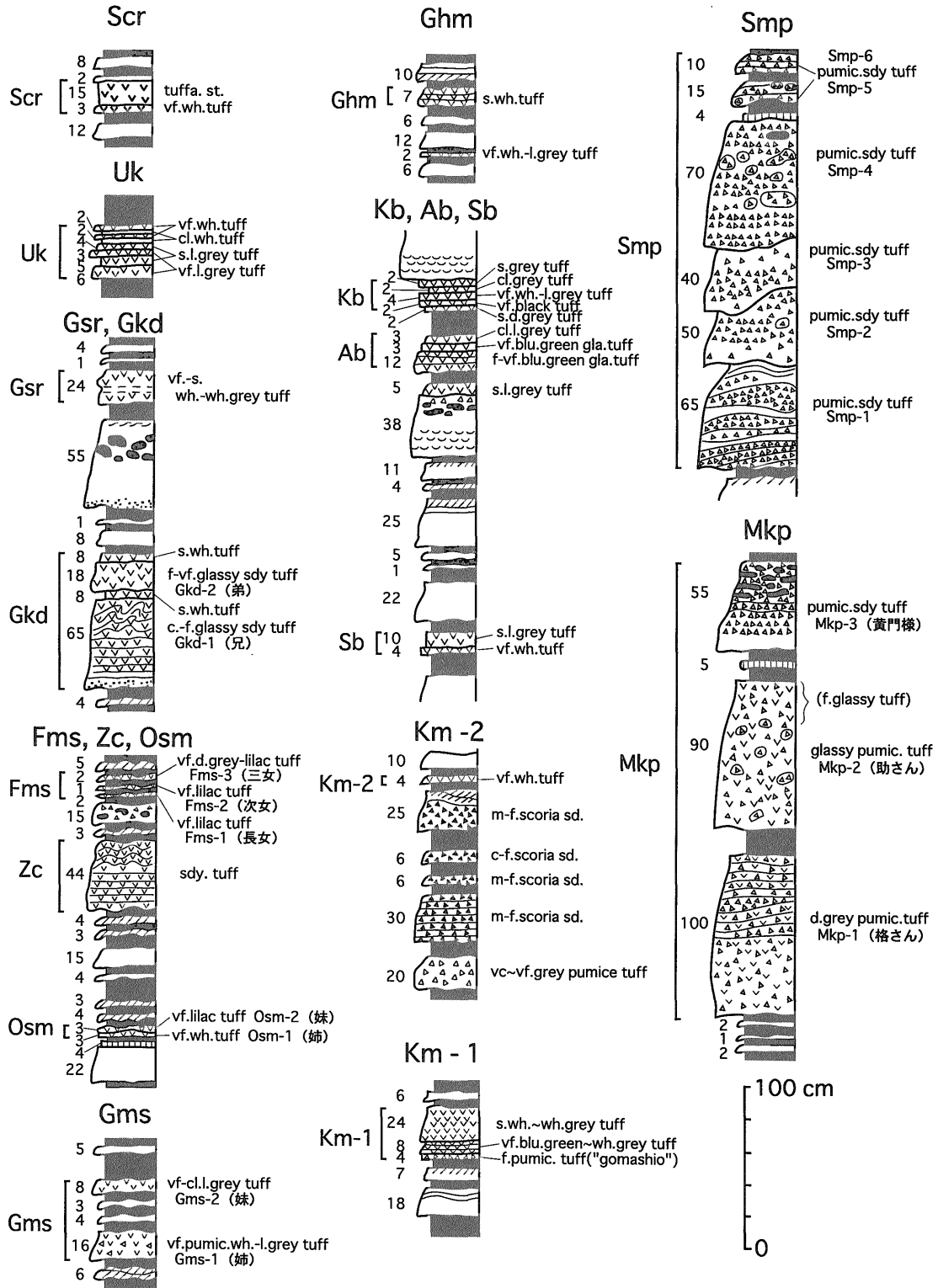


第6図 含偽礫泥岩 (DED: Debris Flow Deposits) の産状。

A. スランプ堆積物の産状を示す Zone IV の DFD 12. B. 含偽礫泥岩の産状を示す Zone V の DFD 12. C. Zone V 中の含偽礫泥岩. D. DFD 8 の産状. ちぎれた泥岩片 (偽礫) が淘汰の悪い泥質砂岩から砂質泥岩中に散在する. E. DFD 4 の産状. F. DFD 4 中に変形して散在する偽礫. 砂岩と泥岩の互層を保ったまま変形した偽礫が淘汰の悪い泥質砂岩から砂質泥岩中に散在する.

Fig. 6 Occurrence of the Debris Flow Deposits.

A. DFD 12 in the Zone IV. The DFD is characterized by slumped deposits. B. DFD 12 deposits in the Zone V. The deposits is characterized by normal debris flow deposits. The DFD 12 occurs 2 times, i. e. both in the Zone IV and Zone V owing to the fault between these two Zones. C. Debris Flow Deposits in the Zone V. D. The occurrence of the DFD 4. Frangmented mud clasts are scattering in the poorly-sorted muddy sandstones to sandy mudstones. E. The occurrence of DFD 4. F. Close up view of DFD 4. Contorted fragments of stratified sediments are scattering in the poorly-sorted muddy sandstones to sandy mudstones.



第7図 凝灰岩鍵層の柱状図。1. 半遠洋性泥岩, 2. タービダイト砂岩, 3. タービダイト泥岩, 4. 白色-灰色細粒凝灰岩, 5. スコリア片及びスコリア凝灰岩, 6. 軽石片及び軽石凝灰岩, 7. 軽石質白色-灰色細粒凝灰岩, 8. 小礫混じり粗粒砂岩, 9. 小礫混じり砂質軽石凝灰岩, 10. 軽石団塊, 11. 泥岩偽礫, 12. 堆積構造(カーレントクライミングリップル葉理及びコンボルト葉理), 13. 堆積構造(皿状構造及び平行葉理)。cl.: clay size, s.: silt size, vf.: very-fine-sand size, f.: fine-sand size, m.: medium-sand size, c.: coarse-sand size, vc.: very-coarse-sand size, sd: sandstone, sdy: sandy, tuffa.: tuffaceous, pu.: pumice, pumic.: pumiceous, gla.: glassy, l.: light, d.: dark, wh.: white.

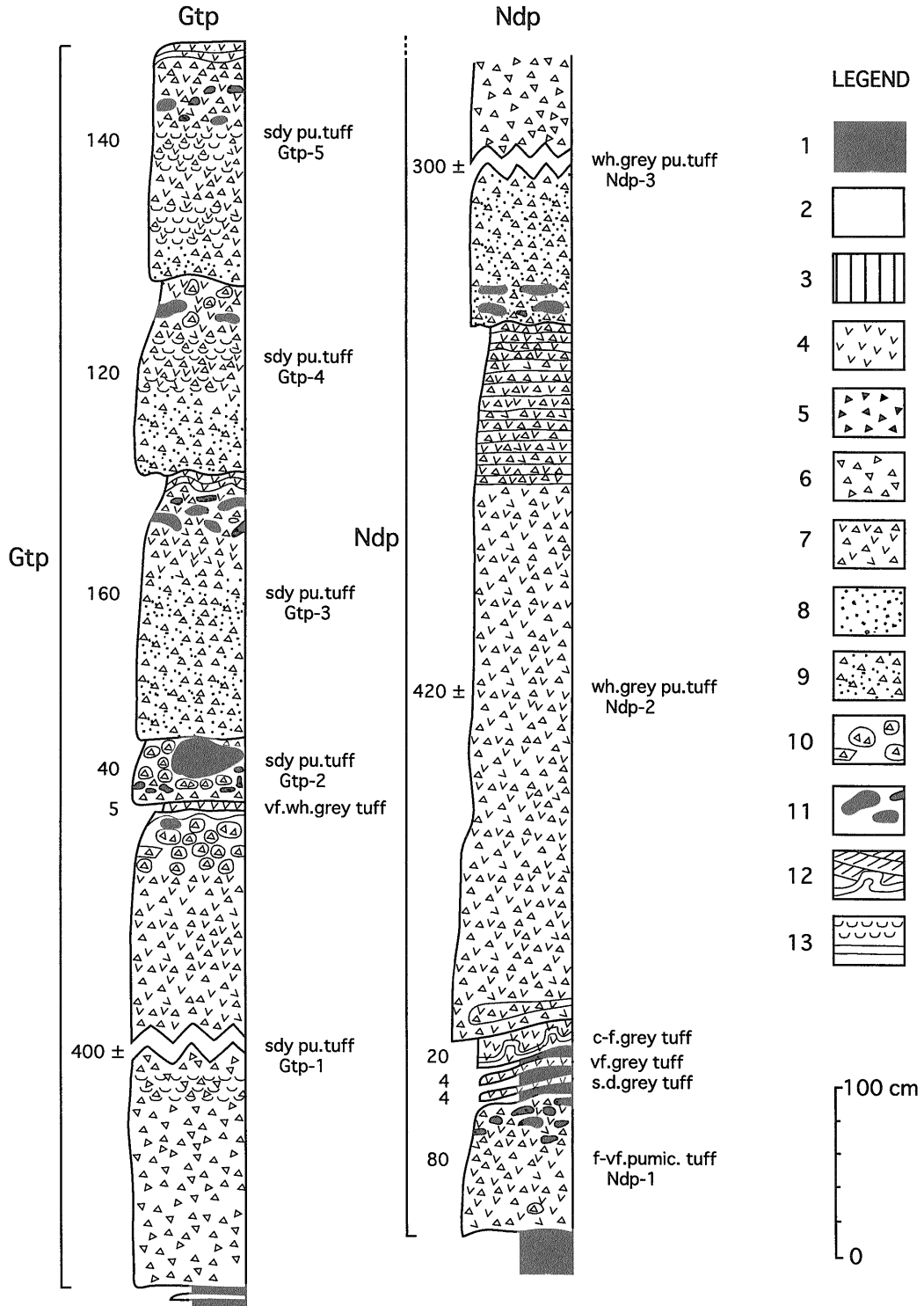


Fig. 7 Columnar sections of key tuff markers.

1. hemipelagic mudstone, 2. turbidite sandstone, 3. turbidite mudstone, 4. white- to gray-coloured finer-grained tuff, 5. scoria grains and scoria tuff, 6. pumice grains and pumice tuff, 7. pumiceous white- to gray-coloured finer-grained tuff, 8. coarser-grained sandstone with granules, 9. sandy pumice tuff with granules, 10. pumice balls, 11. mudstone clasts, 12. sedimentary structures (current climbing ripple lamination and convolute lamination), 13. sedimentary structures (dish structure and parallel lamination). cl.: clay size, s.: silt size, vf.: very-fine-sand size, f.: fine-sand size, m.: medium-sand size, c.: coarse-sand size, vc.: very-coarse-sand size, sd: sandstone, sdy: sandy, tuffa.: tuffaceous, pu.: pumice, pumic.: pumiceous, gla.: glassy, l. light, d.: dark, wh.: white.

Scr (シュークリームタフ)

厚さ約3 cmの白色凝灰岩(極細粒砂サイズ)で、その上位には厚さ約15cmの白色を帯びた凝灰質シルト岩が重なる。

Uk (宇治金時タフ)

下部では厚さ数cmの極細粒砂サイズの淡灰色凝灰岩とシルトサイズの淡灰色凝灰岩が2回ほど繰り返す、上部では厚さ数cmの極細粒砂サイズの白色凝灰岩と粘土サイズの白色凝灰岩が2回ほど繰り返す。下部は淡い藤色を呈することもある。

Gsr (郷本白雪姫タフ)

厚さ約25cmの極細粒砂-シルトサイズの白色-灰白色凝灰岩で、中央部で一度細粒化する2回の級化構造を示す(第8図A)。

Gkd (郷本兄弟タフ)

2枚のやや砂質なガラス質灰白色凝灰岩からなる。下位の凝灰岩 Gkd-1(兄)は、厚さ約65cmで、下部ほど粗粒で砂質、上部ほど細粒で凝灰質で、中部には平行葉理が上部にはコンポルト葉理が発達する。その上位は、厚さ約8 cmのシルトサイズの白色凝灰岩が重なる。上位の凝灰岩 Gkd-2(弟)は、約18cmのやや砂質のガラス質凝灰岩で、平行葉理やカーレントリップル葉理が観察される。その上位には、やはり厚さ約8 cmのシルトサイズの白色凝灰岩が重なる(第8図B)。

Fms (フジ娘三姉妹タフ)

下位より Fms-1(長女)、Fms-2(次女)、Fms-3(三女)の3枚のそれぞれ厚さ数cm以下のフジ色(薄紫色)凝灰岩が、数cmの半遠洋性泥岩を隔てて上下にまわって産出する(第8図C)。最上位の凝灰岩(Fms-3)は、他のものに比べて、ややフジ色が薄く暗灰色にみえることもある。

Zc (座長タフ)

約45cmの厚さを有す暗灰色の砂質凝灰岩で、級化構造を示す。中・下部に平行葉理が上部にコンポルト葉理が発達している(第8図D)。

Osm (踊り子姉妹タフ)

上位の厚さ数cmの細粒砂サイズのフジ色凝灰岩 Osm-2(妹)と下位の厚さ数cmの極細粒砂サイズの白色凝灰岩 Osm-1(姉)が上下にほぼ相接して産出する2枚

組の凝灰岩である。上位のフジ色凝灰岩には、カーレントリップル葉理が発達し、上面の境界はカーレントリップルの形態を示す(第8図E)。

Gms (郷本姉妹タフ)

下位の厚さ16cmの極細粒砂サイズの軽石質白色-淡灰色凝灰岩 Gms-1(姉)と上位の厚さ8 cmの極細粒砂サイズ-粘土サイズの淡灰色凝灰岩 Gms-2(妹)の2枚組で、両者の間には、郷本川では厚さ数cmのタービダイト砂岩層が2枚挟まれ、全体で20cm余り離れている。

Ghm (郷本一人娘タフ)

厚さ約7 cmのシルトサイズの白色凝灰岩で、平行葉理などの葉理が認められる。郷本川沿いでは、約30cm下位に厚さ2 cmの極細粒砂サイズの白色-淡灰色の凝灰岩がみられる。

Kb (黒灰タフ)

下位より、厚さ2 cmのシルトサイズ暗灰色凝灰岩、厚さ2 cmの極細粒砂サイズの黒色凝灰岩、厚さ4 cmの極細粒砂サイズの白色-淡灰色凝灰岩、厚さ2 cmの粘土サイズの灰色凝灰岩、厚さ2 cmのシルトサイズの灰色凝灰岩から構成されている。

Ab (青灰タフ)

下位から、厚さ12cmの細粒-極細粒砂サイズ青灰色ガラス質凝灰岩、厚さ3 cmの極細粒砂サイズの青灰色ガラス質凝灰岩、厚さ3 cmの淡灰色凝灰岩から構成されている。

Sb (白灰タフ)

下位より、厚さ4 cmの極細粒砂サイズの白色凝灰岩、厚さ10cmの淡灰色凝灰岩から構成されている。

Km-2 (鹿島明神-2タフ)

厚さ4cmの極細粒砂サイズの白色凝灰岩で、その下位には、郷本川では4層の粗粒-細粒砂サイズで厚さ30cm以下のスコリア質砂岩層が半遠洋性泥岩中に産出する。その下位には、極粗粒から極細粒砂サイズへと級化構造を示す厚さ約20cmの灰色軽石凝灰岩がみられる。

Km-1 (鹿島明神-1タフ)

下位より、厚さ4 cmの細粒砂サイズのゴマシオ状軽石質凝灰岩、厚さ8 cmの極細粒砂サイズの青緑色-灰白色凝灰岩、厚さ24cmのシルトサイズの白色-灰白色凝灰岩から成る。Km-2の3-4m下位の層準に挟在する(第8

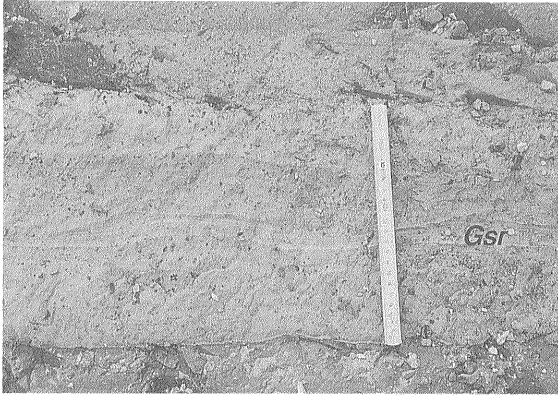
第8図 主な凝灰岩鍵層の露頭写真。

A. Gsr (郷本白雪姫) タフ, B. Gkd (郷本兄弟) タフの Gkd-1 (兄) タフと Gkd-2 (弟) タフ, C. Fms (ふじ娘3姉妹) タフの Fms-1 (長女) タフ, Fms-2 (次女) タフ, Fms-3 (三女) タフ, D. Zc (座長) タフ, E. Osm (踊り子姉妹) タフの Osm-1 (姉) タフと Osm-2 (妹) タフ, F. Gms (郷本姉妹) タフの Gms-1 (姉) タフと Gms-2 (弟) タフ, G. Km-1 (鹿島明神-1) タフ, H. Gtp (郷本軽石) タフ最上部の Gtp-5 タフ, 多くの皿状構造が観察される。

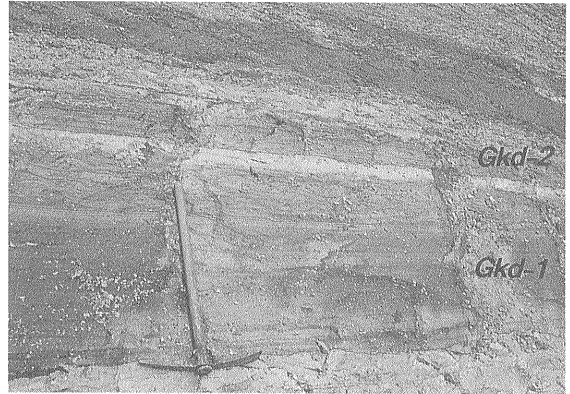
Fig. 8 Photograph of main key tuffs.

A. Gsr tuff bed, B. Gkd tuff beds composed of Gkd-1 and Gkd-2 tuff beds, C. Fms tuff beds composed of Fms-1, Fms-2 and Fms-3 tuff beds, D. Zc tuff bed, E. Osm tuff beds composed of Osm-1 and Osm-2 tuff beds, F. Gms tuff beds formed of Gms-1 and Gms-2 tuff beds, G. Km-1 tuff bed, H. Gtp-5 tuff bed, the uppermost tuff bed of the Gtp tuff beds. Many dish structures are observed in the bed.

A



B



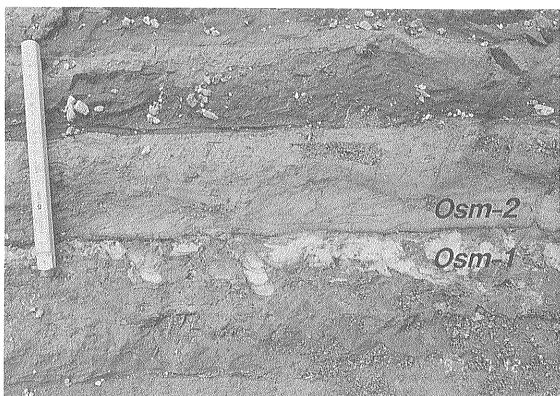
C



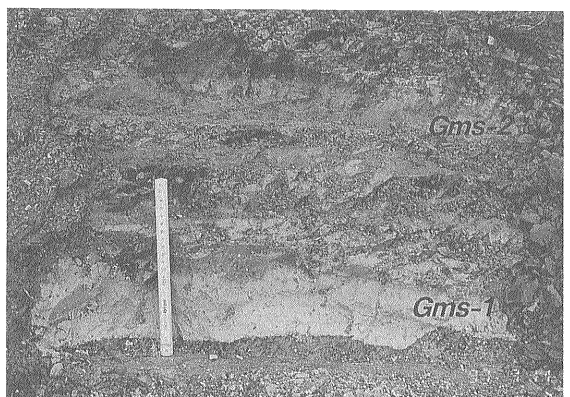
D



E



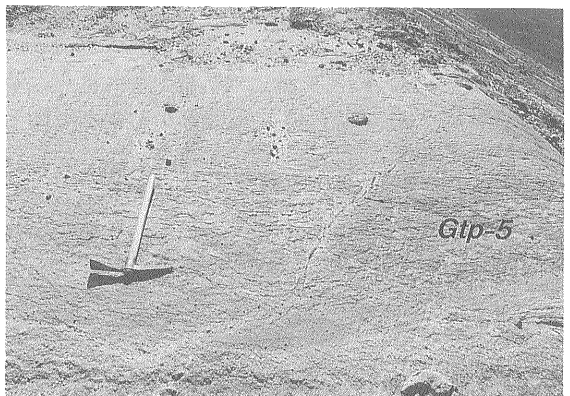
F



G



H



図G). 鈴木ほか(1974)のKm凝灰岩(鹿島明神凝灰岩), 黒川ほか(1987, 1992)のKm-1火山灰(鹿島明神1火山灰)に相当し, 椎谷層の中部に挟在する。

Smp (清水港軽石群)

郷本川では, 6-7枚前後(Smp-1-Smp-6)の軽石質砂質凝灰岩が上下に密集して産出する。特に下位の4枚が厚さ40cm以上と比較的厚いととも、間の半遠洋性泥岩を浸食してお互いに合体して産出することもある。軽石片とともに軽石団塊(パミスボール)を多数含む。

Mkp (水戸黄門軽石群)

郷本川では, 厚さ50cm-1mの3層の軽石質凝灰岩の組み合わせからなる。最下位の凝灰岩Mkp-1(格さん)は, 厚さ約1mの暗灰色軽石質凝灰岩から, 真ん中の凝灰岩Mkp-2(助さん)は, 厚さ約90cmのガラス質軽石質凝灰岩から, 最上位の凝灰岩Mkp-3(黄門様)は, 厚さ約55cmの軽石質砂質凝灰岩で, 上部には, 軽石片とともに泥岩偽礫も多数含まれている。

Gtp (郷本軽石群)

厚さ40cmから400cmの厚層理砂質軽石質凝灰岩が上下に密集・合体して産出し, 全体の層厚は9m弱に達する。軽石片とともに軽石団塊(パミスボール)を多数含む。厚層理砂質軽石質凝灰岩の上部には大小の泥岩偽礫がパミスボールなどいっしょに産出する。また, 中部にはしばしば皿状構造が観察される(第8図H)。黒川ほか(1987, 1992)の郷本川パミス質テフラ群(Gtp)に相当する。

Ndp (夏戸軽石凝灰岩)

層厚が4mや3m以上の厚層の灰白色軽石凝灰岩を含む軽石凝灰岩の密集層で, 全層厚は8m以上である。黒川ほか(1987, 1992)の夏戸パミス質凝灰岩(Ndp)に相当する。

ところで黒川ほか(1987, 1992)によると, 下位の寺泊層と上位の椎谷層の境界は本サクセッションの最下部付近にみられるNdpタフにおいている。また, 椎谷層とその上位の西山層(ここでは浜忠互層部層)との境界を, 上下に相接近して算出するCbg, Nlgタフの上位の最初の泥がち互層の始まる層準においている。本タービダイト・サクセッションでは, Gsr(郷本白雪姫タフ)がCbgタフに, Zc(座長)タフがNlgタフに対比されるという(黒川, 未公表資料)。したがって, 椎谷層と浜忠互層部層との境界は, Gsrタフの約8m上位の砂勝ち互層と泥勝ち互層との境界におかれることになる。この位置は, 従来の地質図上で描かれてきた両者の境界の位置とも一致している(第1図C)。

4. 岩相から推定される堆積環境

4.1 岩相上の特徴

郷本川沿いのタービダイト・サクセッションの特徴をまとめると次のようになる。

1) 含偽礫泥岩(海底土石流堆積物, DFD)を多数挟在する。場合によってはスランプ状を呈することもある。

2) 比較的厚いタービダイト砂岩の場合には, 下位より級化構造を示す塊状砂岩から平行葉理を経て, コンボルート葉理やカーレントリップル葉理へと変化するブーマシーケンスが観察される。塊状部には, 泥岩偽礫がしばしば観察される。タービダイト砂岩の基底面は場合によってかなり不規則で, ときには小ペブル礫で埋積された小規模なスコアードフィル構造が観察される。

3) 薄いタービダイト砂岩の場合には, 塊状部はなく, 全体が平行葉理, カーレントリップル葉理, コンボルート葉理などの細粒葉理砂岩から成る場合が多い。特に, カーレントクライミングリップル葉理の発達が目立つ。

4) タービダイト砂岩の直上には, しばしばタービダイト泥岩が観察される。

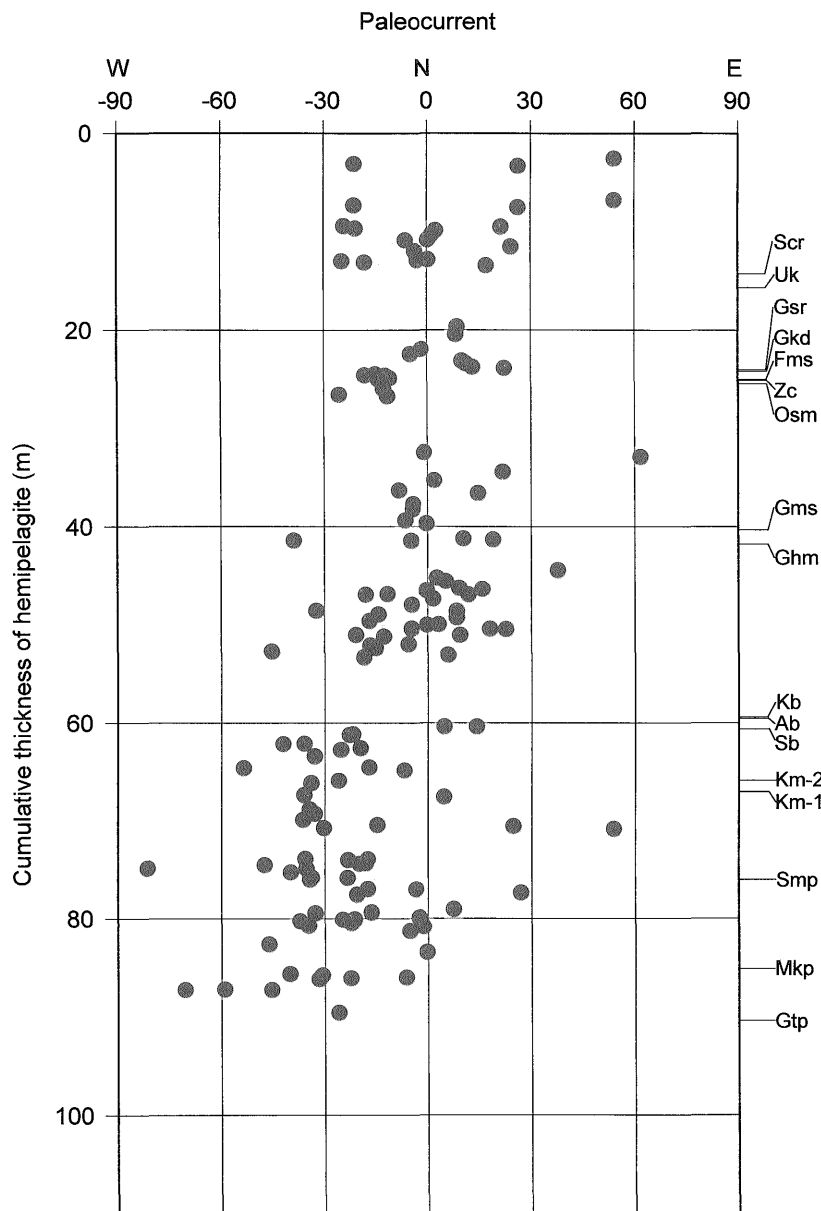
4.2 タービダイト砂岩の古流向の測定

なお, タービダイト砂岩中に頻りに観察されるカーレントクライミングリップル葉理を用いて古流向の測定を行った。測定にあたっては, 個々の単層ごとに, 3-5箇所くらいでリップルのフォアセット葉理面の最大傾斜方向と最大傾斜角を測定し, それを層理面の走向・傾斜による補正を行った後, その平均最大傾斜方向を古流向とした。測定結果を第9図に示す。これによると全体として北を中心以北北西から北北東方向に流下したことがよみとれる。もう少し詳しく検討すると, タービダイト・サクセッションの下部では北北西方向が流下方向として卓越するのに対して, 上部では北方向が卓越しているといえる。

4.3 想定される堆積環境

頻りに含偽礫泥岩(海底土石流堆積物)の存在は, 斜面等の不安定な堆積環境を示唆しているといえる。また, 含礫泥岩ではなく含偽礫泥岩が卓越することは, 比較的近場からもたらされたものであることを示唆している。このことは, 先に指摘した含偽礫泥岩DFD12にみられるように, スランプ状を呈する堆積物が側方ですぐ含偽礫泥岩に変化していることから支持される。

一方, タービダイト砂岩におけるカーレントクライミングリップル葉理の卓越や基底面におけるスコアードフィル構造の存在と直上のタービダイト泥岩の存在は, タービダイトの活発な堆積の場であったことを示している。また, 長期にわたって古流向がほぼ安定してい



第9図 カーレントクライミングリップルのフォアセット葉理面の最大傾斜方向から測定した古流向の時系列変動図。
 Fig.9 Time series variation of paleocurrent sense measured from the maximum slope direction of the foreset laminae of the current climbing ripples in individual turbidite sandstone beds.

ることから、広域的に安定した供給システムのもとで堆積したことが想定される。Walker (1992) は、カーレントクライミングリップル葉理 (current Climbing ripple)、コンボルト葉理 (Convolute)、泥岩偽礫 (mud Clasts) で特徴づけられるタービダイト砂岩を CCC タービダイトと名づけ、チャネル・レビーシステムのレビー堆積物 (オーバーバンク堆積物)、すなわち海底自然堤防堆積物の特徴であるとしている。郷本川沿いのタービダイトサクセッションも CCC タービダイトの要素を多分に有している。

これらのことから、郷本川沿いのタービダイト砂岩の堆積環境としては、南方からの堆積物供給チャネルの周

りの自然堤防とその周辺の堆積物すなわちオーバーバンク堆積物を想定するのが最も合理的であると考えられる。

これまでの研究でも、椎谷層のタービダイト砂岩は、南方から供給され、南方のより供給源に近いプロキシマルな地域では、タービダイト砂岩は厚層化するとともに粗粒化することが知られており、その堆積環境・堆積システムとしてトラフ充填型チャネルレビーシステムが想定されていることから (Takano, 1996; 高野, 1998; 立石ほか, 1997)、今回のデータ及び解釈も従来のデータや解釈と一致しているといえる。

5. タービダイトサクセッションの時系列解析

5.1 タービダイト砂岩単層層厚の垂直分布とタービダイト砂岩の枚数・積算層厚の変動曲線

第10図 A は、縦軸に半遠洋性泥岩のみの積算層厚をとり、横軸にそれぞれの層準に挟在するタービダイト砂岩単層の層厚をとったものである。上位の Zone I-Zone II と下位の Zone III-Zone VI では、層厚の分布様式に違いが認められる。ここでは前者を上部、後者を下部とよぶことにする。上部の場合には、一定の周期ごとに、タービダイト砂岩単層の層厚に周期的変動が認められるが、下部の場合はそれほど明瞭ではなく、全体として、上部に比べてより厚いタービダイト砂岩がより頻繁に出現している傾向がみられる。

次に、半遠洋性泥岩が一定の厚さ(1 m)堆積する間に発生したタービダイト砂岩の頻度(積算枚数)及び規模(積算層厚)の垂直的変動をまとめたのが第10図 B である。この図からは、上部のみならず下部にもタービダイトの発生件数と積算層厚の時間的変動に一定の周期性の存在することが読みとれる。ただ、下部の場合には、小規模な周期的変動を繰り返しながら山形のより長周期の変動を示すのに対して、上部の場合には、ほぼ同じ規模の小規模な変動が繰り返されているといえる。しかし、下部の場合も上部の場合も、個々の周期はほぼ同じである。このようにこの図では、より平均化した単層の層厚分布の変動の傾向をよみとることができる。次に枚数の変動と積算層厚の変動の関係を検討すると、両者はほぼ同期している場合が多いが、特に枚数の変動により規則的な変動がみられる。その主な原因としては、枚数の変動には周期的な頻度の増大を示す高まりがみられるにもかかわらず、積算層厚にはそうした高まりがみられない箇所が数箇所みられることが指摘される。

5.2 枚数・積算層厚変動曲線と他の変動との関係

上に示した半遠洋性泥岩が一定の厚さ堆積する間に発生したタービダイト砂岩の頻度(積算枚数)及び規模(積算層厚)の変動曲線と他の変動パターンとの関係を第11図に示す。

タービダイト泥岩との関係

タービダイト砂岩に比べて、タービダイト泥岩の出現頻度はそれほど高くないために、周期性までは論じられないが、タービダイト砂岩の枚数や積算層厚の高まりの時期にタービダイト泥岩がより多く出現しているという傾向は明瞭に読みとれる。特に下部の場合には、山形の極大値がみられる前後に集中して現れるという相互の連動性が顕著である(第11図 A)。

含偽礫泥岩(海底土石流堆積物)との関係

含偽礫泥岩の出現は、下部に特に多い。個々の含偽礫

泥岩の発生の時期とタービダイト砂岩の枚数・積算層厚変動曲線との関係をより詳しく検討すると、枚数や積算層厚のピーク時というよりも、枚数や積算層厚が谷間からピークに向かう時期あるいはピークから谷間に向かう時期、特に前者の時期により多く発生している傾向が、やや弱いながらもよみとれる(第11図 B)。

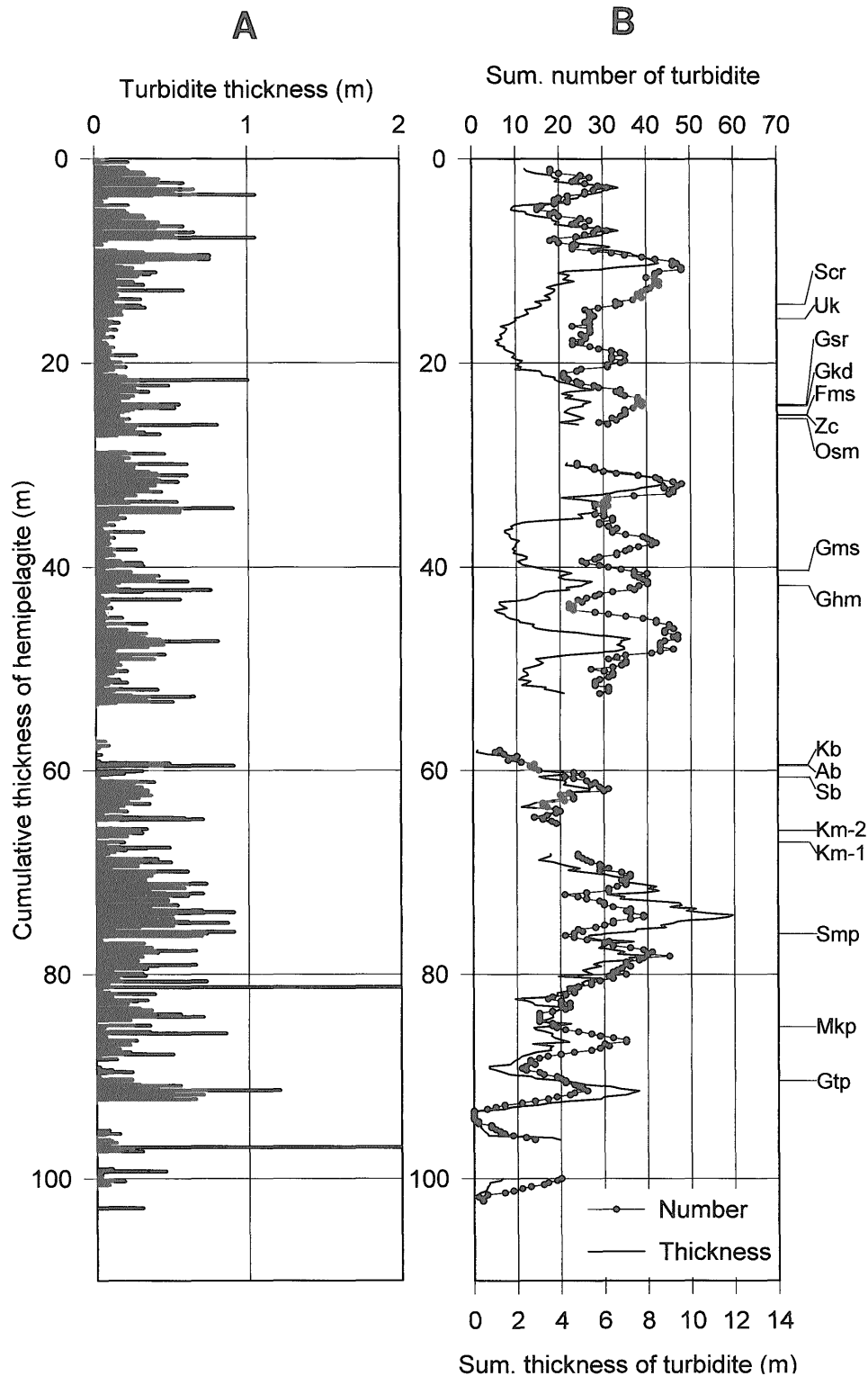
古流向との関係

枚数・積算層厚変動曲線に対応するような変動は認められず、全体として安定した方向を示すが、既に指摘したように、下部では北北西方向への流下が卓越するのに対して、上部では北方向への流下が卓越する。すなわち、上部では、下部に対して時計方向に平均して約30度回転している(第11図 C)。

6. タービダイト砂岩の枚数・積算層厚変動の周期の見積もり

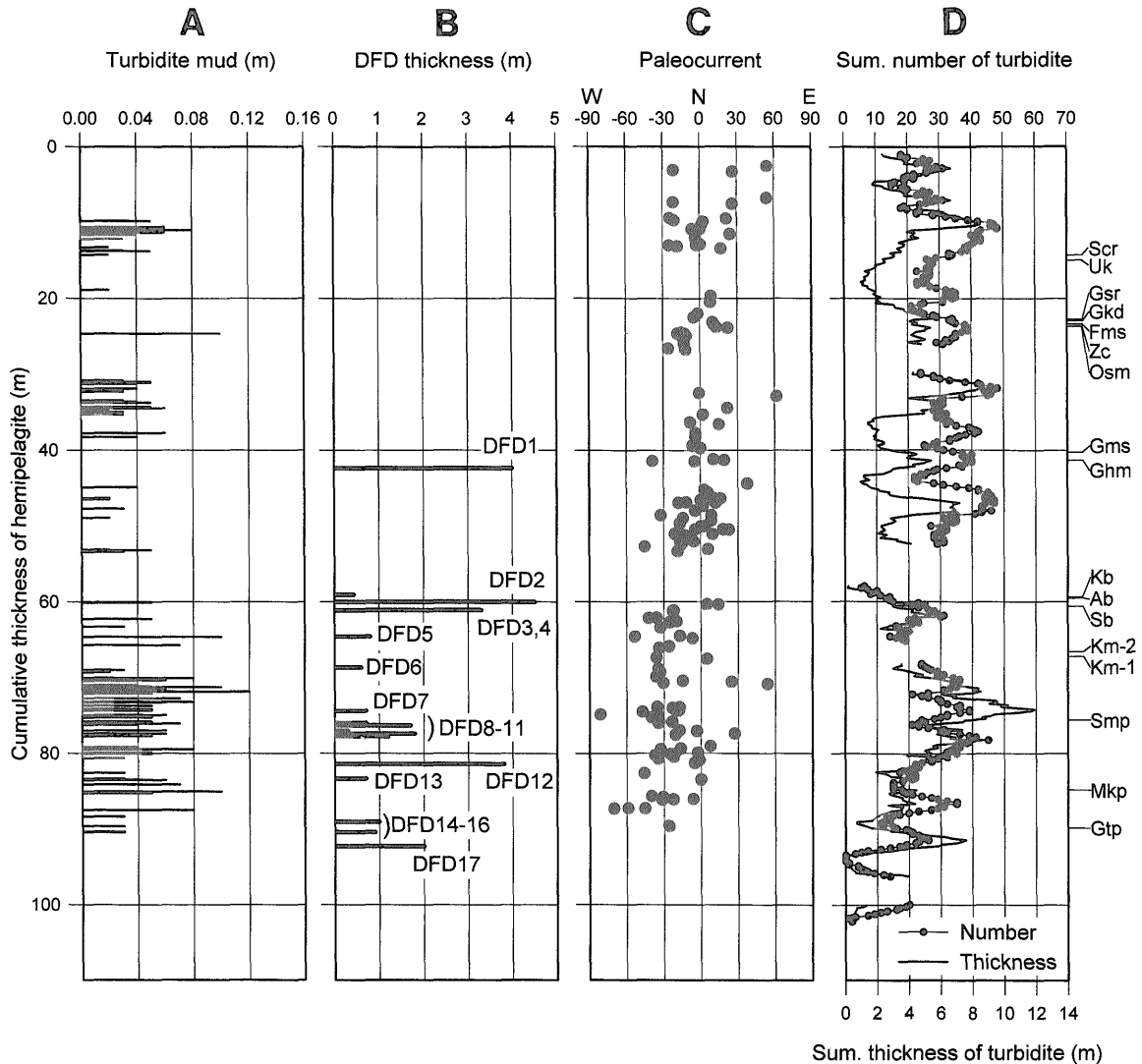
ここではまず、郷本川沿いのタービダイト・サクセッションの年代について検討を行うことにする。中央油帯の常楽寺ルートで行われた椎谷層上部から西山層の古地磁気データ(真鍋・小林, 1988; 岸・宮脇, 1996)によると、椎谷層の上限は、ギルバート逆磁極帯上限(約3.6 Ma)とギルバート逆磁極帯の一つめのイベント(約4.1 Ma)の中間にあり、約3.8 Ma 前後と見積もられる。一方、浜忠互層部層の基底付近に存在するとされる *G. inflata* No. 3 帯基底の年代が、ナノ化石の研究から約3.6 Ma とされており(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992)、古地磁気データと整合的である。真鍋・小林(1988)によると、椎谷層の中・上部に2回の正磁極期を認めており、これらをギルバート逆磁極帯の2回の正磁極イベントとすると、椎谷層中の Km タフは、ギルバート逆磁極帯の上から2回目の正磁極イベントの直下(4.6 Ma)の層準に位置している。郷本川で椎谷層全体の古地磁気を測定した Kimura (1974) によると、椎谷層の基底に近い Gtp (Go) タフが4番目の正磁極イベントの基底付近(5.2 Ma)にあたる層準に位置することになる。したがって、椎谷層上限から椎谷層の下限より少し上位に位置する Gtp タフまでの堆積期間は、約5.2 Ma から約3.8 Ma の間で、差し引き約1.4 Ma ということになる。

次に本サクセッションの Zone I と Zone II のあいだの断層による層序的欠如部分の見積もりについて検討を行う。鈴木ほか(1974, 付図)による郷本周辺の海岸で得られたこの層準の柱状図と本サクセッションの柱状図と対比すると(第12図)、鈴木ほか(1974)で浜忠互層部層(西山層)と椎谷層の境界から約8 m 下にある Jn タフが記載されている特徴から上記の Gsr タフ直下の Gkd (郷本兄弟) タフにほぼ対比される。また、椎谷層中部の Km (本サクセッションでは Km-1) タフとの関係から、鈴木ほか(1974)の Ng 表層地滑り型層間異常が本サ



第10図 タービダイト砂岩単層の層厚の時系列変動図(A)及び半遠洋性泥岩の一定の層厚中に挟在されるタービダイト砂岩単層の枚数と積算層厚の時系列変動図(B)。図の右側には、凝灰岩鍵層の層準が示してある。

Fig. 10 Time series variation of the thickness of each turbidite sandstone bed (A), and time series variation of the number and total thickness of turbidite sandstone beds intercalated in a fixed thickness of hemipelagic mudstone (B). The horizons of individual tuff markers are shown in the right side.



第11図 タービダイト泥岩(A), 含偽礫泥岩(B), 古流向(C)の時系列変動パターンと一定の半遠洋性泥岩が堆積する期間中に挟在するタービダイト砂岩の枚数と積算層厚の時系列変動曲線(D)との関係。

Fig. 11 The relationship among the time series variations of the thickness of turbidite mudstone beds (A), the thickness of the debris flow deposits (B), the paleocurrent directions (C), and the number and total thickness of turbidite sandstone beds in a specific thickness of the hemipelagic mudstone (D).

クセッションの DFD 2 に, Ya 表層地滑り型層間異常が本サクセッションの DFD 1 にほぼ対比され, 両者の間での同じ層準間の層厚はほぼ同じである。鈴木ほか(1974)の柱状図によると, 椎谷層と浜忠互層部層との境界と Ya 表層地滑り型層間異常との間の層厚が約60m前後と見積もられている。本サクセッションにおける椎谷層と浜忠互層部層との境界 (Zone I) と DFD 1 (Zone II) との間の層厚は, 両者の柱状図が作成された部分を合計しただけでも層厚が65m 前後に達することから, この断層による層序学的欠如は極めて少ないかほぼ無視できるものと考えられる。

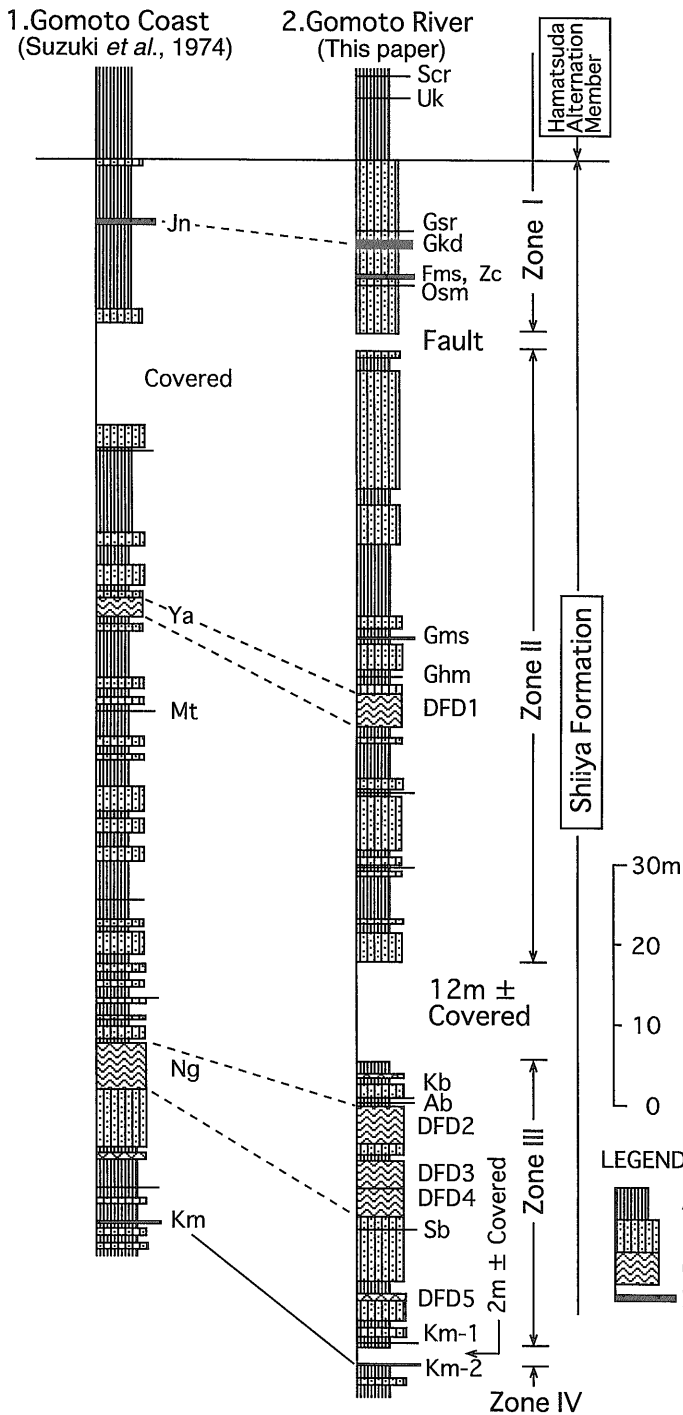
本タービダイト・サクセッションには, 一定量の半遠洋性泥岩が形成される間のタービダイト砂岩の頻度 (枚数) とそれらの積算層厚値の時間的変動に, 全体を通し

て, 一定の周期的変動がみられることを示した (第10図参照)。そこで上記の堆積年代をもとにこれらの周期を見積もることとする。第10図で, 椎谷層下部の Gtp タフと椎谷層上限の間の周期的変動 (ピーク) の数を数えると約12個から13個となることから, 個々の周期の大きさは約10万年あまりと見積もられる。

7. 郷本川沿いのタービダイト・サクセッションの堆積作用

これまでに述べたデータや解釈をもとに, ここでは郷本川沿いのタービダイト・サクセッションの堆積作用についてまとめることとする。

郷本川沿いのタービダイト砂岩は, ほぼ東北東から南



第12図 郷本海岸と郷本川沿いのセクションの柱状図の対比。

A. 泥岩優勢砂岩泥岩互層, B. 砂岩優勢砂岩泥岩互層, C. 含偽礫泥岩, D. 凝灰岩鍵層。

Fig. 12 Correlation of columns along the Gomoto Coast and Gomoto River.

A. mudstone-dominated alternation, B. sandstone-dominated alternation, C. debris flow deposits, D. Key tuff bed.

北方向にのびるトラフのなかを北方から南方に延びるチャンネルを経て供給されてきたもので、チャンネルの周りには自然堤防が発達し、その外側にオーバーバンク堆積物としてタービダイト砂岩(CCC-turbidite)が広く堆積した。自然堤防付近では、不安定な堆積環境を反映して、しばしば海底土石流が起これ、その結果その外側に含偽礫泥岩(Debris Flow Deposits)が堆積した。また、タービダイト砂岩の起きる頻度や規模に約10万年周期余の変動がみられた。また、本タービダイト・サクセッション堆積当時、周辺では火山活動も活発で、火山灰や軽石・スコリアといった火山碎屑物がしばしばこの地域にもたらされた。

次に、本タービダイト・サクセッションの堆積過程を下部 (Zone III-IV/V-VI) と上部 (Zone I-II) に分けて述べる。

下部 (Zone III-IV/V-VI) 堆積期

混濁流の流下方向は N30W 方向が卓越していた。混濁流は、一定の周期 (10万年余) で頻度と規模の強弱を繰り返しながら勢いを強めていき、その堆積中期頃 (Smp タフの前後) に極大に達した後、再び強弱を繰り返しながら、全体として勢いは低下していった。タービダイト砂岩の堆積の活発な時期には、タービダイト泥岩の堆積も活発であった。タービダイト砂岩の堆積の比較的不活発な時期を中心に、自然堤防の不安定な地域で海底土石流 (Debris Flow) が起き、その外側の自然堤防後背地に含偽礫泥岩が頻繁に形成された。

上部 (Zone I-II) 堆積期

混濁流の流下方向は N 方向が卓越するようになった。やはり一定の周期 (10万年余) で混濁流の発生頻度や規模の強弱が繰り返された。下部に比べ、混濁流の起きる頻度は高くなったが、個々の混濁流の規模は小さくなった。タービダイト泥岩の堆積は下部ほどには目立たないが、やはり、タービダイト砂岩の堆積の活発な時期に多く形成された。一方、海底土石流の発生は非常にまれにしか起こらなくなった。

8. 考察

8.1 主チャンネルの古流向とオーバーバンク堆積物の古流向の関係

海底扇状地上で自然堤防からあふれた混濁流が、主チャンネルとほぼ直行する方向に流れるという報告が、現世の海底扇状地堆積物の研究から 2・3 なされている。たとえば、Hiscott (1977) によれば、アマゾン海底扇状地の自然堤防上での帯磁率異方性から求めたあふれだしのタービダイトの古流向は、自然堤防外側斜面の方向でチャンネルの方向にほぼ直行しているという。また、Nakajima *et al.* (1998) によると、大和海盆の富山深海長谷

の自然堤防外側斜面に発達する sediment wave の方向性から推定されるオーバークバンクの混濁流の方向も斜面の傾斜方向で、チャンネルにはほぼ直行する方向であるという。

しかし、堆積環境に関する今回の解釈では、自然堤防をあふれだして堆積したオーバークバンク堆積物の古流向は、主チャンネルの方向とそれほど斜交していないものと考えている。その根拠としては、従来の研究から、広域的にみた場合、今回対象としている椎谷層のタービダイト・サクセッションは南方に細長く伸びているうえに、南方に向かって厚層化・粗粒化していること、古流向は基本的にどこでも北向きかそれに近いことが指摘される。すなわち、主チャンネルの伸びの方向は基本的に南北であると思われる。一方、オーバークバンク堆積物と解釈している郷本川沿いのタービダイトの古流向も、北向きが主体であることから、この場合のオーバークバンク堆積物は、基本的には、主チャンネルの伸びの方向に比較的近い方向に流れたものと考えられる。

主チャンネルの方向とオーバークバンク堆積物を堆積した混濁流の流れの方向が近い原因としては、高野(1990, 1998)やTakano(1996)が想定しているようなトラフ充填型チャンネルレベースystem、すなわち、南北方向にのびた褶曲の形成運動と関連して両側が緩く高まったトラフ状の凹みのなかに発達したチャンネルレベースystemであった可能性が指摘される。

8.2 上部と下部の堆積作用の違いの要因

前章で指摘したように、下部(Zone III-IV/V-VI)と上部(Zone I-II)で堆積作用に一部違いが認められる。その主な点は、下部に比べ上部の場合には、流下方向が平均して約30度時計周りに回転していること、個々のタービダイト砂岩の厚さが小さくなったこと、タービダイト泥岩の発達が発達が貧弱であること、含偽礫泥岩がまれであることなどが指摘される。このような違いが生じた要因としては、主チャンネルの移動・方向転換に伴い、下部に比べ上部の場合には、堆積の場が主チャンネルよりより遠い位置に、すなわちよりディスタルな堆積環境に移ったことが想定されるかもしれない。すなわち、主チャンネルとの距離が大きくなったために、個々のタービダイト砂岩の厚さが減少したり、タービダイト泥岩が到着しにくくなったり、あるいは、自然堤防頂部付近で起きた海底土石流の堆積物がほとんど届かなくなったのかもしれない。

8.3 周期の要因

郷本川のタービダイト・サクセッションを対象に時系列解析という数学的手法を使うことによって、一定時間ごとのタービダイトの発生頻度(枚数)や規模(タービダイトの積算層厚)に一定の周期がみられることが明らか

になった。郷本川のタービダイト・サクセッションは、約1.4Ma以上という長期間にわたってタービダイトが連続的に堆積していたにも関わらず、この間古流向(流下方向)は北北西から北向きとほぼ安定していることから、堆積当時この郷本川の地域は、安定した堆積システムの下での持続的な堆積の場であったとみられる。したがって、郷本川のタービダイトサクセッションにみられる周期は、堆積葉状体や堆積舌状体といった堆積の活発な場の周期的なシフトによるというよりも、タービダイトそのものの供給変動を反映した周期的変動とみる方が妥当であるかもしれない。たとえば、ミランコヴィッチサイクルの一つに10万年周期の存在がしられることから、こうしたミランコヴィッチサイクルを反映している可能性も指摘される。

9. まとめ

新潟堆積盆西山油帯を切る郷本川沿いの河川改修工事に伴い連続的に露出した新第三系鮮新統椎谷層を主体とするタービダイト・サクセッションを対象に、単層レベルでの詳細な連続柱状図を作成するとともに、堆積相解析・古流向解析等の堆積学的解析と時系列解析等の数理的解析を行った結果、次のような結論を得た。

1) 本セクションのタービダイト・サクセッションは、CCCタービダイト砂岩と多数の含偽礫泥岩の挟在によって特徴づけられ、岩相及び古流向の解析から南方から伸びるチャンネルの周りに堆積したトラフ埋積型チャンネルレベースystemの下で形成されたオーバークバンク堆積物と考えられる。

2) 一定の厚さの半遠洋性泥岩の堆積期間におけるタービダイト砂岩の頻度と積算層厚の変動に、10万年あまりの周期が認められる。ミランコヴィッチサイクルのオーダーであることから、これらの周期の要因としては、地球規模の気候変動に起因する可能性も指摘される。

謝辞 本研究は、工業技術院特別研究「島弧型炭化水素ポテンシャルの形成機構と予測手法に関する研究」(平成5年度-平成9年度)の一部として行われたもので、野外でのデータの収集と全体のとりまとめを徳橋が、データの数理的解析を石原と宮田が行った。本研究をとりまとめるにあたり、新潟大学教育学部の黒川勝己教授には、今回調査を行った郷本川沿いのタービダイト・サクセッションから産出する凝灰岩の対比に関して未公表の情報をご提供いただいた。石油公団石油開発技術センターの高野 修氏には、椎谷層の年代に関連して種々のご教示をいただいた。地質調査所海洋地質部の中嶋 健氏には、オーバークバンク堆積物の古流向に関連して有用なコメントをご提供いただいた。また山口大学理学部大学院生の木村 真氏及び地質調査所非常勤職員の高保紀子氏に

は、一部図面の作成にご協力いただいた。これらの方々に厚くお礼を申し上げます。

文 献

- Agyingi, C. M. and Tokuhashi, S. (1995) Heavy mineral composition of the Neogene turbidite sandstones in the middle part of the Niigata backarc oil basin, central Japan-Part I : Western ("Nishiyama") and Central ("Chuo") oil belts-. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **46**, 61-101.
- Hiscott, R. N., Hall, F. R. and Pirmez, C. (1997) Turbidity-current overspill from the Amazon Channel : texture of the silt/sand load, paleo-flow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. *Proc. ODP. Scientific Results*, **155**, 53-78.
- 石原与四郎・宮田雄一郎・徳橋秀一 (1997) 房総半島安房層群上部のタービダイトシーケンスの時系列解析. *地質雑*, **103**, 579-589.
- Ito, M. and Katsura, Y. (1993) Depositional sequences in turbidite successions of the lower Kazusa Group, the Plio-Pleistocene forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **99**, 813-829.
- Kimura, K. (1974) Magnetic stratigraphy of Late Cenozoic sedimentary sections in Boso Peninsula, Niigata area, and Oga Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **80**, 579-592.
- 岸 清・宮脇理一郎 (1996) 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世-更新世の褶曲形成史. *地学雑誌*, **105**, 88-112.
- 小林巖雄・立石雅昭 (1992) 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理. *地質学論集*, no. 37, 53-70.
- 小林巖雄・立石雅昭・植村 武 (1993) 出雲崎地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 91p.
- 黒川勝己・石山紀子・藤原啓美・渡部由美子 (1992) 新潟県西山油帯の地質-とくにテフラ鍵層からみた西山層と灰爪層の不整合関係. *新潟大学教育学部紀要*, **33**, 101-163.
- 黒川勝己・丸山悦子・沢栗隆之 (1989) 新潟県中央油帯北部における椎谷層・西山層の水底堆積テフラ. *新潟大学教育学部紀要*, **30**, 39-64.
- 黒川勝己・高橋浩代・青野直子・阿部裕子・飯塚絹子・菅原直美・地野加津子 (1987) 新潟県西山油帯北部における椎谷層・西山層の水底堆積テフラ. *新潟大学教育学部紀要*, **29**, 1-14.
- Lawrence, D. T. (1994) Turbidite technical challenges in the deepwater Gulf of Mexico. P. Weimer, A. H. Bouma, and B. F. Perkins (Eds.): *Submarine fans and turbidite systems- Sequence stratigraphy, reservoir architecture and production characteristics, Gulf of Mexico and international. Proceeding of 15th Annual Meeting Research Conference, Gulf Coast Section, SEPM*, 217-220.
- Lawrence, D. T. and Shew, R. D. (1993) Details confirm Gulf of Mexico deepwater as significant province. *Oil and Gas Journal*, May 24, 93-96.
- 真鍋健一・小林巖雄 (1988) 新潟堆積盆地における鮮新-更新統の古地磁気層序. *地質雑*, **94**, 103-112.
- 増田富士雄・桂 雄三・渡辺幸一・吉野 隆・伊藤 慎 (1989) タービダイト層に記録されたミランコビッチ周期: 房総半島の鮮新-更新統上総層群. *堆積学研究会報*, no. 31, 43-48.
- 宮下美智夫・三梨 昂 (1974) 寺泊地区の地質層序について. *地質調査所報告*, no. 250-1, 51-66.
- Nakajima, T., Satoh, M. and Okamura, Y. (1998) Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. *Mar. Geol.*, **147**, 25-41.
- Nelson, C. H. and Nilsen, T. H. (1984) Modern and ancient deep-sea fan sedimentation, *SEPM short course*, no. 14, 404p.
- Normark, W. R., Posamentier H. W. and Mutti, E. (1993) Turbidite systems: state of the art and future directions. *Reviews of Geophysics*, May, 91-116.
- 鈴木尉元・三梨 昂・宮下美智夫・影山邦夫・島田忠夫 (1974) 新潟県西山・中央油帯の地質. *地質調査所報告*, no. 250-1, 67-95.
- 高野 修 (1990) 北部フォッサマグナ新第三系田麦川累層のトラフ充填タービダイトの形成過程. *地質雑*, **96**, 1-17.
- Takano, O. (1996) Depositional systems and control factors on sedimentation in the Northern Fossa Magna Basin, central Japan. *Doctoral dissertation, Niigata University*, 232p.
- 高野 修 (1998) 新潟堆積盆における上部鮮新統-下部更新統のシーケンス層序-研究の現状と今後の課題-. *堆積学研究*, no. 48, 21-39.
- 立石雅昭・高野 修・高島 司・黒川勝己 (1997) 北部フォッサマグナ新生界の粗粒堆積物の堆積

- システムと後背地。石油技協, **62**, 35-44.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源。520p.
- 徳橋秀一(1985) 新潟県東山油帯南部に分布するタービダイト砂岩の予察的研究。地調月報, **36**, 611-635.
- 徳橋秀一(1990) 新潟県東山油帯南部に分布する砂岩の堆積学的・鉱物学的研究—野辺川に分布する砂岩の重鉱物組成—。地質雑, **96**, 745-758.
- 徳橋秀一(1992) 新潟県東山油帯南部に分布する砂岩の堆積学的・鉱物学的研究—海底扇状地タービダイト砂岩と陸棚タービダイト砂岩の堆積学的関係—。地質雑, **98**, 355-372.
- Tokuhashi, S. (1993) Sedimentological and mineralogical analysis of the Neogene turbidite sandstone beds at the eastern margin of the Niigata backarc oil basin, central Japan. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.*, **33**, 181-194.
- 徳橋秀一(1994) 重鉱物分析の堆積学的解析への適用による新しい展開—新潟堆積盆東縁部の前期鮮新世タービダイト砂岩への適用例—。地調月報, **45**, 451-470.
- Tokuhashi, S. (1996) Shallow-marine sandstones juxtaposed with deep-marine ones at the eastern margin of the Niigata Neogene backarc basin, central Japan. *Sedimentary Geology*, **104**, 990-116.
- 徳橋秀一(1996a) タービダイト砂岩貯留岩体同定指標としての重鉱物組成の可能性—Part I : ミクロ的解析による可能性の由来—。地質ニュース, no. 504, 46-39.
- 徳橋秀一(1996b) タービダイト砂岩貯留岩体同定指標としての重鉱物組成の可能性—Part II : マクロ的解析による可能性の検証—。地質ニュース, no. 504, 26-39.
- 徳橋秀一(1997) 砂岩貯留岩解析において重鉱物分析に期待される新しい役割—新潟含油堆積盆タービダイト砂岩の解析例から—。石油技術協会, **62**, 151-164.
- Tokuhashi, S. and Agyingi, C. M. (1995) Heavy mineral composition of the Neogene turbidite sandstones in the middle part of the Niigata backarc oil basin, central Japan -Part II : Eastern ("Higashiyama") oil belt and summary of the whole study area. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **46**, 121-151.
- Walker, R. G. (1992) Turbidites and submarine fans. R. G. Walker and N. P. James (Eds.): *Facies models—response to sea level change*, 239-263, Geol. Assoc. Canada.
- Weimer, P. and Link, M. H. (1991) Global petroleum occurrences in submarine fans and turbidite systems. P. Weimer and M. H. Martin (Eds.): *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. 9-70, Springer-Verlag.
- Weimer, P., Rowan, M. G., McBride, B. C., and Kligfield, R. (1998) Evaluating the Petroleum systems of the Northern Deep Gulf of Mexico through integrated basin analysis : An overview. *AAPG Bulletin*, **82**, 865-877.

(受付：1998年7月17日；受理：1998年10月16日)