新潟・長野県境富倉地域における中新～鮮新統の堆積過程

中村 稔彦*

Depositional processes of the Upper Miocene to Pliocene turbidites in the Tomikura area, located around the border of Niigata and Nagano Prefectures

Toshihiko Nakamura*

The turbidite of the Kamikozawa Formation in the Tomikura region was deposited in a NNE-SSW trending trough-basin at the west flank of the Tomikura Anticline and in a channel-like trough basin at the east flank differentiated by tectonic movement from latest Miocene to Pliocene time. In the eastern channel-like trough basin, andesite clasts were supplied laterally from the Kato Mountains, south of the Tomikura area, by tectonic uplift of basement rocks, and channel-fill deposits were developed. In the trough-like basin at the west flank, turbidite deposits were formed by sheet flow turbidity currents supplied longitudinally from the Minochi region southwest of the Tomikura region. The Tomikura region was a junction of a NNE-SSW trending trough continuous from the Minochi region to the Higashikubiki region and a channel-like trough connected from the Kato Mountains to the south.

Key words : turbidite, depositional process, Pliocene, Tomikura, Fossa Magna region

1. はじめに

北部フォッサ・マグナ地域は西南日本と東北日本の会合部にあたり、後期新生代において複雑な地史をたどってきた地域である。とくに長野県松本から新潟平野にかけては沈降量が大きく、数千メートルに達する新第三系、第四系堆積物が発達している。これらの堆積物のなかで、いわゆる「タービダイト」と呼ばれる堆積物重力流によって堆積盆を埋積した粗粒碎屑物が発達する層準は2層準ある。下位のものは中期から後期中新世に発達した難波山層であり、上位のものは中新世末から鮮新世に発達した椎谷・浜忠層である。難波山層は遠藤・立石(1990)

によって報告された、Mutti & Ricci-Lucchi (1972)によって提唱された海底扇状地モデルの堆積様式を特徴とするタービダイトである。また、椎谷・浜忠層は、高野(1990)によって報告された東頸城地域田麦川層の例があり、この時代のタービダイトは、NE-SW方向に浅化・分化したトラフ状の堆積盆を埋積する堆積様式を特徴とする。堆積盆は構造運動を反映し、タービダイトはこれらの堆積盆を埋積していくように発達する。つまり、これら異なった堆積様式でタービダイトが発達するのは、それぞれの時代ごとに堆積盆と後背地を含む広域的な構造運動が異なっていると言える。

今回調査した新潟・長野両県にまたがる富倉地域(Fig. 1)は、上部中新統から第四系の堆積岩が連続して分布する。また、高野(1990)の田麦川層タービダイトの上流にあたり、北部フォッサ・マグナ地域の鮮新世の堆積盆解析のほか、新潟と長野の層序

受付: 1998年11月24日 受理: 1999年3月23日

* 新潟県立川西高等学校

Kawanishi high school, 771-2, Ise-heizi, Kawanishi,
Niigata 984-0131, Japan

Fig.1 Locality map of northern part of the Fossa-Magna region. The study area is indicated by solid line. 1: Alluvium, 2: Quaternary volcanics, 3: Quaternary sediments, 4: Pliocene-Early Pleistocene volcanics, 5: Pliocene volcanics, 6: Middle Miocene volcanics, 7: Tertiary sediments, 8: Cretaceous-Paleogene granites, 9: Pre-Tertiary, 10: Fold axis. Jo: Joetsu, Ka: Kashiwazaki, Na: Nagano, It: Itoigawa, L-L': Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

をつなげる上でも重要な地域である。今回の研究では、本地域に分布する中新～鮮新統上小沢層タービダイトについて堆積学的検討を行った。その結果、当時の堆積盆の形態と堆積物の発達様式が明らかになったので、以下に結果を報告する。

2. 地質概説

本調査地域には、全層厚3000m 以上の新第三系上部中新統から第四系の堆積岩が広く分布し、下位から富倉層、上小沢層、平丸層、土路層、猿橋層に区分される (Fig. 2, 3)。

富倉層 (森島, 1941) は、主として黒色塊状泥岩からなり、本層下部は調査地域南部では樽本火砕岩部層 (Saito, 1962) と指交する。本層中の下樽本凝灰岩からは4.26Ma の F.T. 年代値が得られた。上小沢層 (新称) は、タービダイト堆積物からなり、富倉背斜の両翼で岩相が異なる。背斜東翼では砂岩、礫岩などの粗粒物が優勢であり、背斜西翼では砂岩泥岩互層が優勢である (Fig. 4, 5)。本層は岩相の違いにより下位よりA～Dの4部層に細分できる。本研究では、森島 (1941) による富倉層の砂岩泥岩互層部分と、中村 (1982) による長沢層が一連の堆

Fig.2 Geological map and cross-section of the Tomikura region.

Fig.3 Generalized columnar sections and stratigraphic division in the Tomikura region.

積物であることが確認されたため、両層を一括し、新たに上小沢層とした。また、本層に挟まれる上関田凝灰岩（新称）は、重鉱物組成、火山ガラスの化学組成、層厚の変化、古流向から判断して、本地域の北東側に位置する東頸城地域の板山凝灰岩（新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987）に対比されると推測される。さらに、竹内（1990）によれば上小沢層中に浮遊性有孔虫鍵層の No. 2 *G. inflata* bed の報告があるが、今回の有孔虫化石分析の結果、これは No.2ではなく、No. 3 *G. inflata* bed であると認定された。平丸層（新称）は、主として青灰色から灰色の塊状細粒砂岩からなる。本層中の下平丸凝灰岩（黒川ほか（1995）による平丸パミス質火山灰）から2.91Ma の F.T. 年代値が得られた。土路層（中村，1982）は、主として砂岩、礫岩、泥岩からなり、岩相の違いにより、下、中、上部層に分けられる。中部層基底の関屋凝灰岩（新称）からは、2.07Ma の F.T. 年代値が得られた。猿橋層（森島，1941）は、主として礫岩からなる。なお、層序についての定義や詳しい記載については別稿にゆずる。

3. 上小沢層の堆積学的検討

A) 層相の区分と分布

上小沢層に見られる層相を堆積相・堆積組相に細分し、部層区分ごとにそれらの分布を記述する。

1) 堆積相

上小沢層は、以下のような堆積相からなる。（Table 1）

礫岩相（Cg）：層厚 1～5 m の礫支持の中礫岩からなり、礫径は数cm から20cm に達する場合がある。基質は粗粒砂～細礫からなる。多くの場合、級化構造がみられ、時には、層の基底部に逆級化が見られる事がある。級化構造を呈していないときは、一般に塊状である。礫は小判状から球状まで認められ、しばしばインプリケート構造が発達する。また、径数cm の泥岩の同時侵食礫（rip-up clast）を含む場合がある。

含礫砂岩相（Ps）：層厚 1～3 m の塊状の極粗粒から中粒砂からなり、中礫が無秩序に散在する。まれに級化構造が認められることがあり、その場合、

Fig.4 Panel diagram of the stratigraphic profile.

下位の礫岩相から漸移的に変化する。また、礫岩相と同様に、径数cmの泥岩の同時侵食礫 (rip-up clast) を含む場合がある。

厚層砂岩相 (Ss)：塊状の中粒砂からなる。層厚は1 m から6 m に達するが、アマルガメーションが頻繁に認められ、それによって層厚が厚くなっている。級化構造は基底部に見られ、粗粒砂～細礫から上方に級化する。一般には塊状であるが、全体に弱い平行葉理が発達する場合がある。

砂岩優勢砂岩泥岩互層相 (As)：層厚20cm から1 m の砂岩／泥岩ユニットが有律に重なる互層である。砂泥比は5：1以上である。砂岩は粗粒～中粒砂からなる。アマルガメーションはまれにしか認められない。砂岩部は一般に、Bouma sequence (Bouma, 1962) のE部に級化し、Taeを形成する。

等量砂岩泥岩互層相 (An)：砂泥比が1前後の有律な互層である。ユニットの層厚は5～15cmである。砂岩部は中粒～細粒砂からなる。全体にBouma sequenceが発達し、Tabe, Tabce, Tbce, Tbeが観察される。

泥岩優勢砂岩泥岩互層相 (Am)：砂泥比が1/2以

下の有律な互層である。砂岩部は細粒砂～シルトからなり、Bouma sequence のTdeが観察される。ユニットの層厚は5～10cmである。

含礫泥岩相 (Pm)：非常に不淘汰な泥岩からなる基質中に、中礫～細礫が散在する。一般には塊状であるが、一部に基底部が礫層からなり、礫支持の礫岩相から上方に向かって、基質支持の含礫泥岩相に級化している場合がある。層厚は、3～8 mである。

スランプ相 (Sl)：層厚は3～5 m である。径10～20cmの砂岩のブロックを多量に含み、砂岩ブロックにはBouma sequenceが見られるものもある。基質は細礫～粗粒砂からなる。

泥岩相 (Ms)：暗灰色から青灰色の塊状泥岩からなる。まれに砂岩層を挟む場合がある。

これらの堆積相区分は、Walker & Mutti (1973) によるタービダイトとその随伴堆積物の層相区分にほぼ対応している。また、砂岩泥岩互層にはBouma sequenceが発達し、礫岩の基底部では逆級化相が見られ、含礫泥岩相が発達することから、上小沢層を構成する地層の大部分はタービダイトなど堆積物重力流による堆積物であると言える。

Fig.5-a Lithologic columns along selected routes in the west flank of the Tomikura Anticline. Key tuff beds' hatch same as in Fig. 4. Survey routes are shown in the index map.

Fig.5-b Lithologic columns along selected routes in the east flank of the Tomikura Anticline.

Table 1 Facies classification of the Kamikozawa Formation.

FACIES		Walker & Mutti(1973)
Cg	Conglomerate ·thickness 1~5m. ·clasts' diameter 5~20cm. matrix: coarse~fine sand. ·normal grading. base: inverse grading(rare). ·imbricate structure. ·rip-up clast.	A1,A2
Ps	Pebbly Sandstone ·thickness 1~3m. grain size: medium~very coarse sand. ·rarely normal grading. ·rip-up clast.	A3,A4
Ss	Thick Bedded Sandstone ·thickness 1~6m. grain size: medium ·massive. weakly laminated. ·amalgamation.	B2
As	Sand-rich Alternation ·rhythmical. thickness 20cm~1m. ·sand: cs~ms. ·sand / mud ratio > 5:1. ·rarely amalgamated or not. ·Bouma sequence Tae.	
An	Normal Alternation ·rhythmical. thickness 5~15cm. ·sand: ms~fs. ·sand / mud ratio 1. ·Bouma sequence Tabce Tabe Tace Tbe.	C
Am	Mud-rich Alternation ·rhythmical. thickness 5~10cm. ·sand: fs~silt. ·sand / mud ratio < 1/2. ·Bouma sequence Tde.	D
Ms	Mudstone ·dark gray ~ blueish gray. ·rarely sand bed.	G
Pm	Pebbly Mudstone ·thickness 3~8m. contains pebble gravel. ·massive. ·rarely normal grading.	F
Sl	Slump breccia ·thickness 3~5m. matrix: granule~coarse sand. ·φ 10~20cm sandstone block.	

2) 堆積組相 (Facies Association)

上述の堆積相のうち、粗粒な堆積相は、以下のような系統的な随伴関係を有し、堆積組相を形成する。各組相の代表的な堆積柱状を Fig. 6 に示す。

・礫岩砂岩組相

一般に、含礫泥岩相 (Pm) から始まり、礫岩相 (Cg)、含礫砂岩相 (Ps)、厚層砂岩相 (Ss)、等量砂泥互層相 (An) と変化し、泥岩優勢砂泥互層相 (Am) へ至る上方細粒化、薄層化サクセションを構成する。スランプ相 (Sl) を伴う場合もある。サクセション下部の含礫泥岩相 (Pm)、礫岩相 (Cg) の出現状況により、さらに A~C の 3 タイプに細分される。

・礫岩砂岩組相 A (Fig. 6, A)

本組相は、最下部に塊状で泥岩の浸食礫をかなり含む礫岩相 (Cg)、その上位に礫支持から基質支持に級化構造を示す含礫泥岩相 (Pm)、礫岩相 (Cg)、細礫からの級化がよく見られる厚層砂岩相 (Ss) と

続き、以下、等量砂泥互層相 (An)、泥岩優勢砂泥互層相 (Am) と変化する上方細粒化、薄層化サクセションを構成する。これらの上方細粒化、薄層化サクセションは、基底部から 5~15m オーダーの上方細粒化サクセションを繰り返しながら全体として約 60m オーダーのサクセションを構成する。

・礫岩砂岩組相 B (Fig. 6, B)

本組相は、礫岩砂岩組相 A の基底部に見られる塊状の礫岩相 (Cg) が見られず、基質支持の含礫泥岩相 (Pm) がサクセションの最下部を構成していることを特徴とする。全体としては礫岩砂岩組相 A と同様に 5~20m オーダーの上方細粒化サクセションを繰り返しながら含礫泥岩相 (Pm)、礫岩相 (Cg)、厚層砂岩相 (Ss)、等量砂泥互層相 (An)、泥岩優勢砂泥互層相 (Am) と変化する約 60m オーダーの上方細粒化、薄層化サクセションを構成する。

・礫岩砂岩組相 C (Fig. 6, C)

本組相には礫岩砂岩組相 A、B 下部に見られる含

Fig.6 Typical sedimentological columns of facies associations, shown in Fig. 5. Abbreviations indicated at the left hand of the columns mean facies division. Abbreviations indicated at the right hand of the columns mean grain size.

礫泥岩相 (Pm) が存在しないことが特徴である。全体としては礫岩相 (Cg) から始まり、5~10m オーダーの上方細粒化サクセションを繰り返しながら含礫砂岩相 (Ps)、厚層砂岩相 (Ss)、等量砂泥互層相 (An) と変化し、泥岩優勢砂泥互層相 (Am) へ至る上方細粒化、薄層化サクセションを構成する。

・厚層砂岩組相 (Fig. 6, D)

主として、厚層砂岩相 (Ss) からなる40~70m オーダーのユニットから構成されるが、一部には含礫砂岩相 (Ps)、礫岩相 (Cg) を伴い不明瞭ながら上方細粒化、薄層化サクセションが認められる場合がある。

・礫岩砂泥互層組相 (Fig. 6, E)

主に、等量砂岩泥岩互層相 (An) からなり、組相の下部に厚層砂岩相 (Ss)、礫岩相 (Cg) を伴う。まれに、スランプ相 (Sl) を伴う場合がある。厚層砂岩相 (Ss)、礫岩相 (Cg) には泥岩の浸食礫が含まれる。

3) 堆積相・堆積組相の出現状態と層序

上小沢層の各部層と、出現する堆積相・堆積組相との関係は、以下の様になっている (Fig. 5)。

・A部層

調査地域中央部を南北に伸びる富倉背斜東翼 (Fig. 5b) では、平丸川 (ルート16) と馬場川流域 (ルート14, 15) に厚層砂岩組相が分布するほかは、富倉層の泥岩相 (Ms) が分布する。ただし、大熊川流域 (ルート11~13)、別所川 (ルート10) では露出が極めて悪いので明かではないが、僅かに露出している岩石や、周りの地形から判断して、同様な泥岩相 (Ms) が分布していると推測できる。背斜西翼 (Fig. 5a) では、A部層は存在せず、富倉層として泥岩相 (Ms) が分布している。背斜東翼のA部層の層厚は馬場川で最も厚く、南北方向には層厚が減少し、富倉層の泥岩相 (Ms) に移化する。

・B部層

富倉背斜東翼 (Fig. 5b) では、馬場川流域 (ルート14, 15) に礫岩砂岩組相Bが分布する。馬場川より南方の平丸川 (ルート16) では泥岩優勢砂岩泥岩互層相 (Am) が分布し、更に南方の長沢川 (ルート17) では富倉層の泥岩相 (Ms) が分布する。馬場川北方の大熊川流域 (ルート11~13)、別所川 (ルート10) では露出が良くないが、A部層と同様に泥岩相 (Ms) が分布していると推測できる。背斜西翼 (Fig. 5a) では、A部層と同様にB部層も存在せず全般的に泥岩相 (Ms) が分布しているが、

平丸川 (ルート3)、長沢川 (ルート4) では、かなり薄い層であるが等量互層相 (An) が分布する。背斜東翼のB部層の層厚は馬場川で最も厚く、南北方向には層厚が減少し、富倉層の泥岩相 (Ms) に移化する。また、礫岩の礫径は馬場川で最も大きく、北方に径を減少させる。南方は露出が無いため、不明である。

・C部層

富倉背斜東翼 (Fig. 5b) では、全般的に厚層砂岩組相が分布するが、馬場川流域 (ルート14, 15) では礫岩砂岩組相Cが分布する。また、長沢川 (ルート18) では礫岩砂岩組相Aが分布し、すぐ隣の沢 (ルート17, 19) では等量砂岩泥岩互層相 (An) が分布する。背斜西翼 (Fig. 5a) では等量互層相 (An) が分布するが、南方の土路川流域 (ルート6~9) では富倉層の泥岩相 (Ms) が分布する。層厚は、東翼は水平方向に変化は見られないが、西翼では馬場川で最も厚く、南方へ層厚を減少させ、富倉層の泥岩相 (Ms) に移化する。北方へは木成断層によって分布が限られているので不明である。礫岩の礫径は長沢川で最も大きく、北方へ減少させる。馬場川で再び礫径が大きくなり北方へ減少する。

・D部層

富倉背斜西翼で、泥岩優勢砂岩泥岩互層相 (Am) が分布する。背斜西翼 (Fig. 5a) の土路川流域 (ルート6~9) では等量砂岩泥岩互層相 (An) が分布する。また、背斜東翼の馬場川流域 (ルート14, 15) で、まれに厚層砂岩相 (Ss)、砂岩優勢砂岩泥岩互層相 (As) を挟む。層厚は東翼が厚く、西翼は東翼に比べ薄い。

B) 古流系 (Fig. 7)

礫岩に発達するインプリケーション、砂岩層に発達する Bouma sequence (Bouma, 1962) の Tc 斜交葉理部に見られるフォアセットラミナ、砂岩礫岩層の基底部に発達するソールマーク、および、砂岩層の grain fabric を用いて、上小沢層の古流系を解析した。

上小沢層全体を通して、南南西から北北東方向へ向かう古流向を示すが、一部は南北方向から南南東-北北西方向を示す。また、富倉付近では、礫のインプリケート構造から西方向へ向かう古流向が得られた。

Fig.7 Paleocurrent directions of the Kamikozawa Formation. The Kamikozawa Formation is indicated by dotted areas.

C) 礫種組成 (Fig. 8)

上小沢層に含まれる礫岩の礫種組成を明らかにするため、Fig. 8 に示す合計8地点において、礫岩の露頭の50cm×50cmのグリッドから、粒径に関係なく約50～100個の礫を採集し、これらについて礫種と粒径を調べた。礫種については、個数%で示した。

上小沢層中の礫岩の礫種は、安山岩、流紋岩、濃飛流紋岩などの火山岩類と、砂岩、頁岩、チャートなどの古期堆積岩類からなり、上小沢層全体を通して礫種は変わらない。しかし、組成比は場所により変化する。礫岩が厚く発達するところでは安山岩の含有量が多く、古期堆積岩類は少ない (Fig. 8 の5, 8 地点)。その地点から離れると、安山岩の含有量

が少なくなり、代わりに古期堆積岩類の含有量が多くなる (Fig. 8 の1, 2, 7 地点)。また、粒径からみても、礫岩の厚く発達する所では安山岩の礫径も大きく (Fig. 8 の5, 8 地点)、離れるにつれ礫径が小さくなる傾向にある (Fig. 8 の1, 2, 7 地点)。安山岩以外の礫についても同様の変化を示すが、安山岩より礫径は小さい。

4. 考察

A) 上小沢層の堆積環境

1) 堆積盆の形態

先に述べたように、上小沢層を構成するタービダイトは富倉背斜の両翼に分かれて分布している。タービダイトは背斜両翼で異なる堆積相・堆積組相を示し、背斜西翼では北西方向に層厚を増す傾向にあることなどから (Fig. 4, 5), 上小沢層のタービダイト堆積盆は、富倉背斜の両翼に存在した異なる堆積盆を埋積していたと考えられる。個々の堆積盆の形態は、調査できる上小沢層の範囲が東西方向において限られているので明確ではないが、堆積相・堆積組相が南西から北東方向に、より細粒な岩相を示すように分布していること (Fig. 5), 古流向も同様に南西から北東方向へ向かう流れが卓越すること (Fig. 7) から判断すると、Mutti & Ricci-Lucchi (1972) による海底扇状地モデルではなく、Underwood & Bachman (1982) や高野 (1990) のトラフ状の堆積盆であると推測できる。よって上小沢層のタービダイト堆積盆は、富倉背斜の両翼で北北東方向に2本並走して延びるトラフ状タービダイト堆積盆であると推定される。この伸長方向は新潟新第三系堆積盆の伸長方向に平行であり、北東への延長方向には高野 (1990) の田麦川古海底トラフが存在する。富倉地域のトラフの規模は、分布が限られるため不明であるが、延長10km以上、幅は少なくとも背斜西翼のトラフで6km以上、東翼のトラフで2km以上と推定できる。背斜東翼のトラフは、幅や埋積する堆積物から判断すると、トラフよりむしろチャンネル状トラフと言った方がよい。

2) 碎屑物の供給源

上小沢層の古流向の解析では、全体的に北北東方向のトラフ軸流として碎屑物が供給されたことを示している。しかし、上小沢層は東翼と西翼で大きく岩相が異なる。西翼の碎屑物はトラフ軸流によって運ばれたものと考えられるが、東翼の粗粒碎屑物は軸流の上流方向へは泥岩に移化し尖滅してしまうこ

Fig.8 Maximum size and composition of gravels of conglomerate in the Kamikozawa Formation.

とから、同じトラフ軸流による供給とは考え難い。もし同じ供給源であるとするならば、両翼のトラフにも同様な堆積物が発達するはずである。つまり、西翼と東翼では供給源が異なることが考えられる。上小沢層の礫種組成分析結果 (Fig. 8) からすると、東翼の粗粒碎屑物の後背地には火山岩類と基盤岩類が分布していることが示唆される。富倉地域の南南東方向の長野県河東山地には毛無火山、志賀火山群 (五十嵐ほか, 1984) の基盤である上部中新統の安山岩類 (八木, 1941) が分布すること (Fig. 1) から、上小沢層の安山岩を含む粗粒碎屑物は南南東方向の河東山地から供給されたと考えられる。

3) 堆積相と堆積環境

堆積相・堆積組相の分布の状態 (Fig. 5) および古流向 (Fig. 7) と、Tanaka (1989) の和泉層群における堆積モデルとを比較すると、次のような堆積環境が推定される。

主に富倉背斜東翼の上小沢層を構成する組相である礫岩砂岩組相は、泥岩同時侵食礫を含み、侵食構造がみられること、典型的な上方細粒・薄層化サクセションが認められること、またそれらの分布や古流向などから、チャンネル状トラフを埋積する堆積物と考えられる。これらは、Mutti (1977) の paleo-submarine channel-fill deposit や、保柳・大上 (1986) の北海道中新統古丹別層のチャンネル充填堆積物に層相が類似する。

その中で、富倉付近の長沢川 (Fig. 5b, 16) 沿いの上小沢層C部層に発達する礫岩砂岩組相Aは、基底の含礫泥岩相の下部に礫支持の部分が発達することなどから、Tanaka (1989) の Upper-channel association に層相が類似する。さらに隣の沢 (Fig. 5b, 17, 19) では levee 相と考えられる等量砂岩泥岩互層相が存在することから、main channel 相と推定される。

礫岩砂岩組相Bは馬場川沿い (Fig. 5b, 14-15) の上小沢層B部層に発達する。礫岩砂岩組相Aとの直接的な関係は不明であるが、基底の含礫泥岩相の下部に礫支持部が発達しないことや、礫岩砂岩組相Aよりも細粒な碎屑物によって構成されていることなど、Tanaka (1989) の Lower-channel association に層相が類似することから、チャンネル充填堆積物であるものの礫岩砂岩組相Aよりも distal な部分で堆積したものと推定できる。

礫岩砂岩組相Cは平丸川 (Fig. 5b, 16)、馬場川沿い (Fig. 5b, 14-15) の上小沢層C部層に発達す

る。基底の含礫泥岩相を欠き、礫岩砂岩組相Bよりも細粒な碎屑物によって構成されていることから、礫岩砂岩組相Bよりさらに distal な部分であると考えられる。また周囲には厚層砂岩組相が分布し、levee 相が存在しないことから、礫岩を伴う distributary channel 相と推定される。

厚層砂岩組相は礫岩砂岩組相と同じく背斜東翼の上小沢層を構成する組相で、上小沢層A部層および長沢川 (Fig. 5b, 17-19)、大熊川沿い (Fig. 5b, 11-13)、別所川 (Fig. 5b, 10) のC部層に発達する。この組相は礫岩砂岩組相Cの周辺に分布することから、相対的に礫岩砂岩組相AおよびBの下流側に存在することがわかる。また不明瞭ながら上方薄層化サクセションが認められることから、Tanaka (1989) の distributary channel 相や、Underwood & Bachman (1982) の thick sequence of channelized sandstone 相に相当すると考えられる。厚層砂岩組相は、礫岩砂岩組相Cと同じシステムであるが、礫岩砂岩組相Cよりも礫岩相の占める割合が少なく、システム内の distal な部分であると考えられる。

礫岩砂泥互層組相は、礫岩砂岩組相と互層を成して分布する。スランプ相を挟在すること、礫と砂泥互層の組み合わせであること、互層の砂岩部にチャンネル構造が認められることなどから、チャンネルからあふれて堆積した Underwood & Bachman (1982) の levee & overbank deposit 相であると考えられる。

富倉背斜西翼の上小沢層を構成する等量砂岩泥岩互層相は、顕著な上方薄層化・厚層化サクセションが発達しないことから、舌状体を形成しない sheet flow によって堆積したと考えられる。これらは Tanaka (1989) の sheet flow turbidite association に対応すると考えられる。また、背斜東翼の上小沢層礫岩砂岩組相の周辺に発達する等量砂岩泥岩互層相は、チャンネルからあふれ出したもので、levee & overbank deposit 相に対応すると考えられる。

上小沢層D部層を構成する泥岩優勢砂岩泥岩互層相は、等量砂岩泥岩互層相の下流側に発達し、同じ性質を持つことから、sheet flow によるもので、Tanaka (1989) の distal sheet flow association に対応すると考えられる。

泥岩相は、タービダイトの性質を持たず、スロープの堆積物と考えられる。

4) 堆積過程

上小沢層は前述したように、背斜西翼のトラフと

東翼のチャンネル状トラフを埋積していくように発達している。各部層ごとでは、それぞれのトラフ内で、以下のような堆積様式を示す (Fig. 9)。

・ A 部層堆積時

上小沢層 A 部層は、富倉背斜東翼のみに存在し、厚層砂岩組相から形成される。背斜東翼のチャンネル状トラフでは南方から碎屑物が供給され、*distributary channel* 相が形成された。西翼のトラフでは碎屑物は供給されず、富倉層の泥岩が堆積していった。

・ B 部層堆積時

上小沢層 B 部層は、A 部層と同様に富倉背斜東翼に存在し、主に礫岩砂岩組相 B から形成される。背斜東翼のチャンネル状トラフでは A 部層と同じトラフ内に碎屑物が供給され、*lower channel* 相を形成し、周辺に *levee* 相を形成した。また上小沢付近では、一部が東翼のチャンネル状トラフから西翼のトラフにあふれ出し *levee & overbank deposits* 相が形成された。西翼のトラフでは A 部層と同じく富倉層の泥岩が堆積していったが、一時期南方から火山碎屑物が供給され、*distal sheet flow* 相として下樽本凝灰岩を形成した。

・ C 部層堆積時

上小沢層 C 部層は、富倉背斜東翼では主に礫岩砂岩組相 C と厚層砂岩組相から形成され、背斜西翼では主に等量砂岩泥岩互層相 (An) から成る。背斜東翼のチャンネル状トラフでは南方から碎屑物が供給され、*distributary channel* 相が形成された。上小沢付近では側方から粗粒碎屑物が供給され、チャンネル状トラフ内に *lower channel* 相を、その下流側に *distributary channel* 相を形成した。側方からの供給によって、チャンネル状トラフ内では一時的な「せき止め状態」になり、上流からの碎屑物は平丸付近の西翼のトラフ内にあふれ出し、*levee & overbank deposits* 相を形成した。背斜西翼のトラフでは南方から碎屑物が供給され、*sheet flow turbidite* 相が形成された。

・ D 部層堆積時

上小沢層 D 部層は、背斜東翼と西翼で同様な泥岩優勢砂岩泥岩互層相からなる。D 部層堆積時になると背斜東翼のチャンネル状トラフと西翼のトラフが一緒になり、その結合したトラフ内に南方から碎屑物が供給され、上樽本付近に *sheet flow turbidite* 相を、その下流側に *distal sheet flow* 相を形成した。また、上小沢付近では側方から火山碎屑物が供給され、上関田凝灰岩を形成した。

B) 上小沢層タービダイトの堆積様式の特徴

富倉地域における上小沢層のタービダイトの堆積様式の特徴として、まず富倉背斜の両翼で全く異なる岩相を呈する点をあげることができる。背斜西翼のトラフでは *sheet flow turbidite* 相からなる、いわゆる「classical」なタービダイトによってトラフが埋積されている。一方、東翼のチャンネル状トラフでは西翼より粗粒なチャンネル充填堆積物によりチャンネルが埋積されている。

東翼側のチャンネル状トラフを埋積する堆積物の特徴は以下のものである。幅が狭いトラフ内に粗粒碎屑物が供給された場合、*proximal* から *distal* 方向へ *upper channel* 相 (砂岩礫岩組相 A)、*lower channel* 相 (砂岩礫岩組相 B)、*distributary channel* 相 (砂岩礫岩組相 C)、厚層砂岩組相の順に分布する。また、チャンネルの側方に *levee & overbank deposits* 相 (等量砂岩泥岩互層相または礫岩砂泥互層組相) が分布することがある。これらの埋積堆積物の中の岩相の変化は、供給源から近いか遠いか、あるいは供給量が多いか少ないかに対応する。

また、西翼側のトラフを埋積する堆積物の特徴は以下のものである。*proximal* から *distal* 方向へ *sheet flow turbidite* 相 (等量砂岩泥岩互層相)、*distal sheet flow turbidite* 相 (泥岩優勢砂岩泥岩互層相) の順に分布する。これらの岩相の変化も、供給源から近いか遠いか、あるいは供給量が多いか少ないかに対応している。

これらのトラフやチャンネルを埋積する堆積様式は、Underwood & Bachman (1982) の狭長なトラフやトレンチ内の堆積モデルや、Tanaka (1989) の上部白亜系和泉層群を形成した狭長な堆積盆内の堆積モデルにほぼ当てはまる。

富倉地域は、北部フォッサ・マグナ新第三系堆積盆における、1 次集積地である水内地域から 2 次集積地である東頸城地域へ碎屑物を供給するバイパス地域であると考えられている (高野, 1992)。しかしながら、バイパス地域であることは間違いないにしろ、東翼に分布する粗粒碎屑物は、礫種や碎屑物の分布からすると、水内地域からよりはむしろ河東山地からの供給が主体であると考えられる。一方、水内地域からの碎屑物の供給については、古流向からすると富倉背斜西翼に分布するトラフを通じて行われた可能性がある。よって、富倉地域は水内地域から東頸城地域に連続するトラフと、河東山地から流入するチャンネル状トラフの会合地域であると考え

Fig.9 Schematic lithofacies maps at the depositional time of the Kamikozawa Formation.

Fig.10 Depositional model of the Kamikozawa Formation.

られる (Fig. 10).

本論文では富倉地域に発達するタービダイトの形態、発達様式の特徴について論じた。今後は、周辺の地域、とくに上流の長野県側との関連を明らかにすることによって、この当時北部フォッサ・マグナ地域の地史や、構造運動や海水準変動とのかかわり合い、タービダイトの発生機構を解明できると思われる。

5. まとめ

上小沢層を構成するタービダイトについて堆積学的検討を行った結果、以下のことが明らかになった。

1. 上小沢層タービダイトの堆積相は礫岩相、含礫砂岩相、厚層砂岩相、砂岩優勢砂岩泥岩互層相、等量砂岩泥岩互層相、泥岩優勢砂岩泥岩互層相、含礫泥岩相、スランプ相、泥岩相からなる。さらに、粗粒な堆積相は、砂岩礫岩組相、厚層砂岩組相、礫岩砂泥互層組相の堆積組相を構成する。砂岩礫岩組相はAタイプ、Bタイプ、Cタイプに分けられる。
2. 砂岩礫岩組相Aタイプは upper channel 相、Bタイプは lower channel 相、Cタイプおよび厚

層砂岩組相は distributary channel 相、礫岩砂泥互層組相は levee & overbank deposits 相、等量砂岩泥岩相は sheet flow turbidite 相と解釈される。

3. 上小沢層のタービダイトは、中新世末から鮮新世にかけて起こった構造運動によって形成された、富倉背斜西翼のトラフと東翼のチャンネル状トラフを埋積して形成された。東翼の上小沢層は channel-fill turbidite から、西翼は sheet flow turbidite から構成されている。

4. 西翼のタービダイトを構成する碎屑物は主に水内一小谷地域から、東翼の碎屑物は主に河東山地から供給された。

5. 富倉地域は、水内一小谷地域から東頸城地域に連続するトラフと、河東山地から流入するチャンネルの会合地域である。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、新潟大学理学部地質科学教室の立石雅昭教授にはテーマ、調査方法など多方面にわたって御指導いただいた。また新潟大学理学部地質科学教室の小林巖雄教授、新潟大学教育

学部の黒川勝己教授，信州大学理学部地質学教室の保柳康一博士，石油公団石油開発技術センターの高野 修氏には御教示と御助言をいただいた。群馬県立自然史博物館の野村正弘氏には有孔虫の鑑定をしていただいた。ここに記して厚く感謝を表する次第である。

参考文献

- Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. 168p., Elsevier Publs., Amsterdam.
- 遠藤正孝，立石雅昭,1990：北部フォッサ・マグナ，中新世の難波山海底扇状地の復元。地質雑，96，193-209.
- 保柳康一・大上拓男,1986a：海底チャネルによるタービダイトと関連粗粒岩の形成－中央北海道・中部中新統古丹別層－。地質雑，92，855-870.
- 五十嵐聡・高橋尚靖・大橋 克・喜多孝行・島津光夫,1984：新潟，長野県境付近の津南－志賀地域の鮮新～更新世の火山岩類。地質学論集，no. 24，3-20.
- 黒川勝己・青木豊樹・伊藤貴彦，1995：新井市南方富倉背斜地域における火山灰鍵層とその対比－とくに土路層と菅沼層（八石油帯）との対比について－。新大教育紀要，36，99-157.
- 森島正夫，1941：信越国境富倉油田の層序。石油技協誌，9，21-26.
- Mutti, E., 1977: Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, 107-131.
- Mutti, E. and Ricci-Lucchi, F., 1972: Turbidite of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis. *International Geological Review*, 20, 125-166.
- 中村和善，1982：新潟県高田平野南方地域における後期新世代の構造運動－その1 堆積盆の変遷と基盤の運動像－。地質雑，88，155-175.
- 新潟大学東頸城地域地質調査グループ，1987：新潟県東頸城地域の中新～鮮新統の層序。地球科学，41，165-168.
- Saito, Y.,1962 :Geology of the Northern Part of the Fossa Magna. (Part 3). *Jour. Fac. Ed. Shinshu Univ.*, 12, 134-167.
- 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.
- 高野 修，1992：北部フォッサ・マグナ地域の堆積盆埋積システムと堆積相規制要因に関する考察。堆積学研究会1992年度秋季研究集会講演要旨集，37-42.
- 竹内圭史，1990：信越国境富倉背斜から産出した有孔虫化石。日本地質学会第97年学術大会講演要旨，61.
- Tanaka, J., 1989: Sedimentary facies of the Cretaceous Izumi turbidite system, Southwest Japan. -An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic basin-. *Jour. Geol. Soc. Japan*. 95, 119-128.
- Underwood, M. B. and Bachman, S. B.,1982: Sedimentary facies association within subduction complexes. In Leggett, ed., *Trench-Forearc geology*, Geol. Soc. Spe. Pub., 537-550.
- Walker, R. G. and Mutti, E.,1973: Turbidite facies and facies associations. In *Turbidite and deep water sedimentation* SEPM Pacific section short course Note. 119-237.
- 八木貞助(1941) 上高井郡地質誌。上高井教育会，230p.

新潟・長野県境富倉地域における中新～鮮新統の堆積過程

中村 稔彦，1999，堆積学研究，No. 49，23－39

Nakamura, T., 1999: Depositional processes of the Upper Miocene to Pliocene turbidites in the Tomikura area, located around the border of Niigata and Nagano Prefectures. *Jour. Sed. Soc. Japan*, No. 49, 23－39

富倉地域に分布する下部鮮新統の上小沢層は，中新世最末期から前期鮮新世にかけて起こった構造運動によって分化された NNE-SSW 方向に2本並走する富倉背斜西翼のトラフと背斜東翼のチャネル状トラフを埋積したタービダイトである。背斜東翼のチャネル状トラフ内では構造運動による基盤岩類の上昇によって，南方の河東山地から碎屑物が供給された。背斜西翼では，碎屑物がトラフ内の軸流によって，調査地域南西方の水内地域から供給された。富倉地域は水内地域から東頸城地域に連続する NNE-SSW 方向のトラフと，南方の河東山地から流入するチャネルの会合地域であった。