房総半島安房層群最上部安野層の堆積様式—前弧堆積盆を埋積するタービダイト・システムの一例—

Depositional process of the Pliocene Anno Formation, the uppermost part of the Awa Group, Boso Peninsula, central Japan — A case study on a turbidite depositional system of a forearc-basin filling —

Abstract

石原与四郎* 徳橋秀一**

*Yoshiro Ishihara**
*and Shuichi Tokuhashi***

2004年2月27日受付.
2005年3月22日受理.

* 福岡大学理学部地球圏科学科
Department of Earth System Science, Fukuoka
University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka
814-0180, Japan

** 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門
Fuel Resource Geology Research Group,
Research Institute for Geo-Resources and Environment,
GSJ / AIST (National Institute of Advanced Industrial Science and Technology),
Tsukuba 305-8561, Japan

Corresponding author:
Y. Ishihara, ishihara@fukuoka-u.ac.jp

The forearc basin fill turbidite succession of the Pliocene Anno Formation is well exposed in Boso Peninsula, central Japan. As the turbidite succession of the Anno Formation is distributed along a couplet of anti- and syncline axes trending WNW to ESE, three-dimensional analysis of depositional system of the formation can be carried out by using many tuff beds as key markers. Lateral distribution and successive change of turbidite facies and palaeocurrent directions of turbidites were investigated, based on the detailed lithologic map of the study area.

The six sedimentary facies, 1) channel fills of pebbly sandstones and conglomerates originated from sedimentary gravity flows, 2) natural levee deposits of rhythmic alternation of thin turbidites and hemipelagic mudstones, 3) depo-center deposits in depositional lobes of thick-bedded turbidites without distinctive erosions, 4) marginal deposits 1 of alternation of thin turbidites and hemipelagic mudstones, 5) marginal deposits 2 of alternation of tuff beds and hemipelagic mudstones, and 6) extensive slump deposits composed of various depositional forms, are defined and laterally correlated by using key tuff markers. Most palaeocurrent directions of turbidites, measured from current ripple marks of Bouma Tc division, sole marks and fabric of mud clasts, show southward spreading from the central part of the peninsula, though some of them show northward in the southern part and variable directions in the western part. The southward palaeocurrent directions indicate a main feeder channel or a canyon distributed in the northern part, while the northward palaeocurrent directions may indicate the reflection from the southern local topographic highs. The variable dispersive palaeocurrent directions may be caused by winnowing processes.

Occurrence of two successive depositional systems, channel-levee system in the lower part and channel-lobe system in the upper part, forming a submarine fan, is suggested by the facies distributions and palaeocurrent directions. The upward retrogradation can be detected through the formation of the forearc basin filling.

Key words: Anno Formation, Awa Group, channel-levee system, channel-lobe system, forearc basin, reflected turbidite, submarine-fan system, spatiotemporal distribution, turbidite succession

はじめに

房総半島の中において、東の太平洋岸から西の東京湾岸まで東西にのび、房総半島の分水嶺をなす清澄山系は、中新世中期から鮮新世の海成層から構成されている。これらの海成層は一括して安房層群（中嶋ほか, 1981; 徳橋, 1997）もしくは保田層群・三浦層群（鈴木ほか, 1995）とよばれている。この安房層群は、かつてこの地域に発達していた清澄海盆を埋積した堆積物である（徳橋, 1997）。

安房層群上部に属する天津層、清澄層、安野層の3層のうち、最下部の天津層は半遠洋性泥岩を主体とする地層（最大層厚約1000 m）から、中部の清澄層は砂岩の卓越するタービダイト・サクセッション（最大層厚約850 m）から、最上部の安野層は泥岩の卓越するタービダイト・サクセッション（最大層厚約450 m）から構成される。これらには多くの凝灰岩層が挟在し、大半がその特徴をあまり変えずに広域的に連続することから鍵層として利用され、地層の詳細な研究に大きな役割を果たしている（徳橋, 1997; 徳橋・石原, 2003）。

Fig. 1. Geological map of the Boso Peninsula and distribution of the Anno Formation, Chiba Prefecture (after Suzuki et al., 1995) and study areas (A, B). The Anno Formation is distributed along a couplet of anti- and syncline laying nearly east to west. Extensive palaeocurrent directions from turbidites of the Anno Formation were measured mainly in the area A, and detailed investigations based on key tuff makers were carried out in the area B.

清澄層については、特定の層準のタービダイト砂岩単層群の広域的な追跡と堆積機構の解明といった詳細な堆積学的研究（徳橋, 1976a, b, 1985, 1988）と、清澄層全体のタービダイト・システムの実態解明および堆積学的研究（Tokuhashi, 1979; 徳橋, 1983a, b）にもとづき、その形成様式が明らかにされてきた。それらによると、清澄層のタービダイト・システムは、現在西南日本のフィリピン海プレート側の大陸斜面上に発達する熊野海盆や土佐海盆と同じような前弧海盆である清澄海盆に形成された、海底扇状地堆積物と考えられている。

一方、清澄層を整合に覆う安野層の堆積環境および堆積システムについては、海底チャネルおよび自然堤防（徳橋・岩脇, 1975）、海底扇状地（中嶋ほか, 1981; 徳橋, 1985, 1988）、スロープ・ベース・システム（Saito and Ito, 2002）と考えられていた。しかしながら、これらの研究はいずれも安野層の一部の層準のみを検討したものか、全体の傾向から想像して解釈したもので、詳細で3次元的な地層の分布にもとづき、その変遷を詳しく検討したものではなかった。すなわち、その全体の堆積過程は未だ明らかにされていなかった。

安野層のタービダイト・サクセションは、その予察的研究（中嶋, 1978 など）がなされた時期から三島湖、豊英湖といったダム湖があったために、堆積過程を解明する上で最も重要な地域と考えられる房総半島中央部の詳細な調査・解明が遅れていた。そこで、石原・徳橋（2001）は、モーターボートによる調査を含めて、調査上の空白地域となっていた三島湖、豊英湖とその周辺の山間部の詳細な地質調査を行い、凝灰岩鍵層や岩相の分布を明らかにした。その結果、本地域

*Datum planes of planktonic foraminifera (Ma) from Takahashi et al. (1997)

**FT age of tuff (Ma) from Tokuhashi et al. (2000)

Fig. 2. Geological column of the upper part of the Awa Group, showing the stratigraphic division, key tuff horizons and geologic ages (from Ishihara and Tokuhashi, 2001).

の安野層のタービダイト・サクセションの実態が解明されるとともに、新しい事実が数多く見出された（石原・徳橋, 2001）。その後、三島湖・豊英湖周辺地域の検討結果に加えて、安野層のタービダイト・サクセションが分布する房総半島西部の湊川流域から房総半島東部の小櫃川流域までの地域の堆積学的研究を行った結果、その堆積システムの全容が

Fig. 3. Geological and lithological map based on key tuff makers of Area B (modified from Ishihara and Tokuhashi, 2001). As the basic topographic map are used 1: 25,000 Scale Topographic Map “Sakahata”, “Kinadayama” and “Kamogawa”, published by the Geographic Survey Institute of Japan.

ほぼ明らかになったので、ここに報告する。

地 質 概 説

清澄山系の中・北部の大部分は安房層群上部で構成されているが、一部山地の頂上付近には、黒滝不整合を経て鮮新統から更新統の上総層群が分布している。清澄山系南部から嶺岡山地北麓にかけては主に安房層群下部が分布し、嶺岡山地軸部に分布する下位の古第三系の嶺岡層群を不整合で覆う(中嶋ほか, 1981)。

安房層群上部の天津層、清澄層および安野層は、房総半島中央部において、一組の背斜・向斜軸(清澄背斜・清澄向斜)に沿って、同一層準が南北に繰り返し露出している(Fig. 1)。

本研究で対象とした安野層は、房総半島西岸の富津市から東岸近くの勝浦市にかけ、ほぼ東西方向に分布する(Fig. 1)。半島東部では清澄背斜の北翼、中部では向斜軸部および背斜軸北翼、西部では清澄向斜の南翼延長部に相当する地域に露出する。最大層厚は小糸川流域で約 450 m(中嶋, 1978)である。安野層は下位の清澄層を整合に覆い、上位は黒滝不整合を経て上総層群に覆われる(Fig. 2)。全体的には泥岩優勢互層が多いが、主として下部が露出する房総半島中央部の小櫃川の支流(猪の川)では、砂岩優勢互層と泥岩優勢互層がそれぞれ 3 回および 4 回繰り返す(中嶋ほか, 1981)。多くの凝灰岩層を挟むことから、上下に近接する凝灰岩層の組み合わせで多くの鍵層が設定され、下位から An1, An2, …と順に名づけられている(Fig. 2)。安野層の場合、タービダイトを多く含む層準だけでも 85 組の凝灰岩鍵層が指定され、層準によっては地層がメートルオーダーの解像度で、かつ 10 km 以上も広域的に追跡されている。このような凝灰岩鍵層は、堆積地形の復元のための同時間面として有効なものとなっている。

安野層は、An85 より下位の層準で泥岩優勢のタービダイトー半遠洋性泥岩互層が卓越する。タービダイトを多く挟在する層準では、房総半島中央部で等量からやや砂岩優勢の互層となる。一方、An85 より上位ではタービダイトの挟在がほとんどなくなるとともに泥岩は粗粒化し、砂質泥岩、泥質砂岩を経て最上部で粗粒砂岩に変化する。そしてさらに上位は黒滝不整合によって覆われる。不整合と接する層準は地域によって大きく異なり、一般的には半島の東側ほどより下位となる。タービダイトから得られた古流向は上部ではほぼ北から南に扇型に広がり(中嶋, 1978)、下部では主に北西から南東への流向が卓越する(徳橋・岩脇, 1975)。古流向やタービダイトを多く挟在する層準の分布が清澄層でのそれらの分布や堆積様式と似た傾向を示すことから、安野層は下位の清澄層から引き続く海底扇状地堆積物と考えられている(徳橋, 1988)。

安野層の絶対年代は、凝灰岩鍵層のジルコンのフィッシュン・トラック年代として、An49 が 3.9 ± 0.4 Ma, An73 が 3.7 ± 0.2 Ma(徳橋ほか, 2000)がある(Fig. 2)。また、Oda(1977)は、浮遊性有孔虫からおよそ後期鮮新世前期の年代(約 3 Ma)を示すとし、同様に Takahashi et al.(1997)は

これと大きく矛盾しない浮遊性有孔虫を見出している(Fig. 2)。これらのデータから、研究対象の層準(An1-An85)の堆積期間は、およそ 4.3 ~ 3.6 Ma の約 70 万年間と見積もられている(石原・徳橋, 2001; Fig. 2)。

調査地域および調査方法の概要

調査地域は、房総半島西部の湊川の支流となる相の沢から、房総半島東部の会所の沢までの東西 25 km、南北 8 km の範囲である(Fig. 1.A)。高分解能で 3 次元的な地層の分布を検討することが可能な房総半島中央部(Fig. 1.B)では、とくに詳細な調査を行った。

房総半島中央部、すなわち小糸川の上流にあたる豊英ダムおよび三島ダムを含む地域の地層分布については、石原・徳橋(2001)で作成された地質図等を基に調査を行い(Figs. 3, 4)、各ルート沿いでの岩相の記載および層相の認定を行った。なお、岩相・堆積相の記載に関しては Tokuhashi(1979)、徳橋(1983a, b)等の区分を参考に行い(Table 1)、同時間面の追跡に重要な凝灰岩鍵層の対比については中嶋ほか(1981)、千葉県立中央博物館(1993, 1994)、石原・徳橋(2001)の鍵層柱状図を参考にした。

安野層を構成する岩相および堆積相・堆積組相

1. 岩相

安野層を構成する堆積岩は、主として泥岩、砂岩、礫岩・含礫砂岩、含礫泥岩、凝灰岩である。粒度や生痕の頻度、堆積構造などにもとづいて各岩相を分類すると、泥岩は半深海域の堆積物である半遠洋性泥岩とタービダイト泥岩からなり、砂岩はほぼすべてがタービダイト砂岩に分類できる。以下、それぞれ説明する。

(1) 半遠洋性泥岩(一部シルト質砂岩を含む) 半遠洋性泥岩は、主として中～粗粒の青灰色のシルトからなり、軽石やスコリアの粒子が混じることが多い。また、多種多様な凝灰岩層を挟在する。この泥岩は、Kuenen(1964)によって e^p 、Lingen(1969)や Hesse(1975)によって TF とされたものに相当する。塊状であり、目立った大型の生痕はあまり観察されない。大型の生痕の発達が少ないことは、多様な粒度、色調からなる凝灰岩と泥岩との境界(層界面)がほとんどの場合シャープで直線的であることから支持される。

基本的に半遠洋性泥岩の層厚は広域的に変化しないが、層準や地域によっては、砂質シルト岩あるいはシルト質砂岩のように粗粒な場合もある。このような岩相では、上下の凝灰岩層間の層厚が、同一層準でもより細粒な岩相の発達する地域に比べて薄く、凝灰岩層が上下に相対的に密集している場合が多い。こうした現象は下位の天津層や清澄層の半遠洋性泥岩についても一部の層準で認められる(徳橋, 1997)。徳橋(1997)はその原因として、一時的な海流の影響の増大や局地的な地形の効果による流れによって生じた細粒粒子の選択的無堆積現象(弱い洗い残し現象)を指摘し、その結果、半遠洋性泥岩の粗粒化と堆積速度の低下が起こり、そこに挟在する凝灰岩の相対的密集が生じると説明している。このことはいわゆる winnowing process(Stow et al., 1996)と考

Fig. 4. Generalized lithological column of study area (modified from Ishihara and Tokuhashi, 2001).

えられるが、削剥などは認められないことから強い流れではないことが想定できる。

(2) タービダイト泥岩 タービダイト泥岩はタービダイト砂岩の直上に重なる粗粒～やや砂質の灰色のシルト岩で、見かけ上塊状であるが、シルト部と砂質部が複雑に入り混じったり微細な葉理をつくるなど不均質である場合が多い。この泥岩層はタービダイト・サクセッションを構成する泥岩のうち、Bouma (1962) の Te, Kuenen (1964) によって e' とされた部分に相当する。Piper (1978) によって示されたように、弱い級化や葉理が認められることもある。一般的にはタービダイト砂岩の層厚と上位のタービダイト泥岩の層厚には明瞭な関係は認められないが、地域によっては厚いタービダイト砂岩の上には厚いタービダイト泥岩が重なる場合がある。基本的に上位は半遠洋性泥岩に覆われる。タービダイト泥岩のみが挟在することは少なく、ほとんどタービダイト砂岩と一緒に産出する。したがって、本論では、とくに断りの無い限りタービダイト泥岩および砂岩を一括し、タービダイトと呼ぶ。

下位のタービダイト砂岩および上位の半遠洋性泥岩との境界はともに不明瞭な場合が多い。また、安野層ではタービダイト泥岩の淘汰が悪いので、タービダイト・ダストと呼ばれている (徳橋・八田, 1982)。露頭では、わずかな粒度や風化表面の特徴の違いなどから上位の半遠洋性泥岩との境界を認めることができる (O'Brien et al., 1980)。この泥岩層の単層形態や内部微細構造については、棚橋 (1978) によって

詳しく検討されている。

(3) タービダイト砂岩 タービダイト砂岩は等量～砂岩優勢互層中では極細粒～粗粒砂からなり、層厚は数 cm ～ 2 m で、しばしばタービダイト泥岩に覆われる。これらの砂岩は、一般に Bouma sequence (Bouma, 1962) を示すが、不完全型のものがほとんどである。例えば、厚さ 30 cm 以上のタービダイトは Ta/c/e (Tb, d が欠如), Tab/de (Tc が欠如), Ta/e (Tb, c, d が欠如) などの堆積構造を示すことが多い。一方、泥岩優勢互層中には薄いタービダイトが卓越する。それらは層厚 0.5 ～ 30 cm の極細粒～中粒砂岩で、Ta を欠くものが多い。Ta を含む場合には、グループマークやフルートマークなどのソールマークが基底部に認められることが多い。

多くのものは classic turbidite (Walker, 1992) に分類され、特定の地域・層準でのみ massive sandstone (Walker, 1992) が認められる。認められる堆積構造から、薄いタービダイト砂岩の多くは低濃度混濁流、厚いタービダイト砂岩の多くは高濃度混濁流から堆積したと考えられる (Lowe, 1982)。

(4) 礫岩・含礫砂岩 礫岩および含礫砂岩は、多くが細～中礫でまれに大礫からなる礫岩もしくはこれらを含む砂岩である。Walker (1992) のタービダイト相区分による pebbly sandstone および conglomerates に相当する。礫種は主として古期岩礫、泥岩同時侵食礫などからなる (石原・徳橋, 2001)。露頭におけるその分布は、レンズ状の形態を示すことが多く、特定の層準、地域に限られている。多くの含礫砂岩は中～粗粒の厚い砂岩と癒着して互層する。礫はしばしば a 軸が流向方向と一致し、上流側に傾くインプリケーションを示す。また、まれにはユニット高 50 cm 程度のトラフ型もしくはプラナー～タビュラー型斜交層理をもつ場合もある。

岩相やファブリックの特徴から、これらの礫岩・含礫砂岩は、おそらく土石流などの堆積物重力流起源と考えることができる (Pickering et al., 1989)。

(5) 含礫泥岩 含礫泥岩は、青～暗灰色の中～粗粒なシルト岩のマトリックスに、古期岩からなる細～中礫が混じり、一見すると半遠洋性泥岩との境界はわかりにくい。全体的に塊状をなすか、シルト岩中に弱い葉理が認められる。シルト岩中には、上記の礫のほか砂岩や泥岩からなる小さなブロックが含まれていたり、未固結時に形成されたと思われる微細な断層が認められたりもする。Walker (1992) の pebbly mudstone に相当し、土石流などの重力流から堆積したと考えられる。

(6) 凝灰岩 凝灰岩は、スコリア凝灰岩、スコリア軽石凝灰岩、結晶粒子に富むスコリア軽石凝灰岩、軽石凝灰岩、白色細粒凝灰岩等からなり、粒度、層厚、色調はさまざまである。とりわけ特徴的な一枚の凝灰岩層や、いくつかの凝灰岩が上下に近接する場合には、これらをセットとして多くの凝灰岩鍵層が設定されている (中嶋ほか, 1981; 千葉県立中央博物館, 1993, 1994)。今回調査した地域の安野層には、タービダイトを挟在しない層準も含めると下位から An1 ～ An92 ま

Fig. 5. Outcrop photographs of the Anno Formation. Typical facies, alternation of hemipelagic mudstones and turbidites (FA IV), intercalated by volcanic tuff beds along the forestry road Higashiyama-sen (A), pebble conglomerate eroding lower massive sandstones (FA I) along a tributary river of the Lake Toyofusa (B), natural-levee facies composed of rhythmic alternation of mudstones and sandstones (FA II) along the forestry road Ojigaura-sen (C), alternation of mudstones and volcanic tuff beds (FA V) along the forestry road Higashiyama-sen (D), thick amalgamated sandstones (FA III) of the An40 horizon at the lake side of Lake Mishima (E).

での鍵層を識別し追跡することができる。

2. 堆積相・堆積組相

安野層に認められる主な堆積相を、下位の清澄層で用いられた Tokuhashi (1979) の堆積相区分 (Table 1) を参考に分類した。堆積相区分は、前述の岩相、また、タービダイトと半遠洋性泥岩の層厚およびその比によって区分する。すなわち、礫岩、含泥岩同時礫砂岩および含礫砂岩が融合した層が卓越する堆積相 (Facies A)、タービダイトと半遠洋性泥岩の互層でその量比が 5 : 1 を超える堆積相 (Facies B)、タービダイトと半遠洋性泥岩が 5 : 1 等量で互層する堆積相 (Facies C)、タービダイトと半遠洋性泥岩の厚さの比が 1 (等量) 以下で、主として厚さ数 cm 以下のタービダイトと半遠洋性泥岩が互層する堆積相 (Facies D)、シルト岩主体の堆積相 (Facies E)、およびここで述べた堆積物が再堆積したスランプや含礫泥岩からなる堆積相 (Facies F) である。このうち、Facies B, D および E は、タービダイトの厚さや半遠洋性泥岩の粒度にもとづき、次のように細分される。Facies B は塊状で厚く融合したタービダイトが卓越し、ほとんど半遠洋性泥岩を挟まない堆積相 (Facies B0)、2 m 以上の厚いタービダイトが卓越する互層 (Facies B1)、厚さ 50 cm ~ 2 m のタービダイトと半遠洋性泥岩が互層する堆積相 (Facies B2)、厚さ 50 cm 以下のタービダイトと半遠洋

性泥岩が互層する堆積相 (Facies B3)、Facies D および E は、シルト質砂岩が卓越する堆積相 (Facies D0 もしくは E0)、砂質シルト岩が卓越する堆積相 (Facies D1 もしくは E1)、粗粒シルト岩が卓越する堆積相 (Facies D2 もしくは E2)、中粒シルト岩が卓越する堆積相 (Facies D3 もしくは E3)、細粒シルト岩が卓越する堆積相 (Facies D4 もしくは E4) である。これらはほぼ Pickering et al. (1989) の “Facies Class” に相当し、それぞれ Facies A が Facies Class A に、Facies B (0 ~ 3), C および D が Facies Class B および C に、Facies E は Facies Class E に、Facies F が Facies Class F にそれぞれ対応する。

この分類の場合、タービダイト・サクセッションにおける堆積相区分は必ずしもそれぞれが特定の堆積環境を示すものではない。しかし、これらの空間的な側方関係や時間的な上下関係および分布様式の特徴に基づき、堆積環境区分に対応した堆積組相 (FA I ~ VI) に再区分することができる (Fig. 6)。

(I) FA I: チャネル充填堆積物 Facies A, B および F で構成される。すなわち、主として堆積物重力流起源の礫岩および含礫砂岩、そして厚く融合した塊状のタービダイト砂岩からなり、スランプ堆積物を伴う (Figs. 5.B, 6 の FA I)。全体的には上方細粒化する傾向が認められ、その分布は大きく

Table 1. Lithologic index of sedimentary facies (modified after Tokuhashi, 1979).

Facies	Definition of Facies
A	<i>Conglomerate to pebbly sandstones (amalgamation of pebble conglomerates with no interbedded siltstones)</i>
B	<i>Sandstone - dominated alternations, sandstone / siltstone ratio > 5</i>
B0	<i>Massive and amalgamated sandstones with few interbedded siltstones</i>
B1	<i>Modal thickness (Mo.) of sandstone beds, Mo. > 2 m</i>
B2	<i>0.5 < Mo. < 2 m</i>
B3	<i>Mo. < 0.5 m</i>
C	<i>Normal alternations, 1 < sd / st < 5</i>
D	<i>Siltstone - dominated alternations sd / st ≤ 1</i>
E	<i>Massive siltstones (partly including thin-bedded sandstones)</i>
F	<i>Slumping beds, flowage siltstones and pebbly mudstones</i>
D0, E0	<i>Silty sandstone</i>
D1, E1	<i>Sandy siltstone</i>
D2, E2	<i>Coarse-grained siltstone</i>
D3, E3	<i>Medium-grained siltstone</i>
D4, E4	<i>Fine-grained siltstone</i>

Main grain size of silty beds

下位の層準を削り込む層準および地域に限られる。凝灰岩鍵層の挟在はほとんど認められない。

一般にチャネルを充填する堆積物は、最下部に粗粒な堆積物のラグをもち、厚いタービダイト砂岩や含礫砂岩が主な構成物となっている (Stow et al., 1996; Mutti and Normark, 1991)。また、チャネルの壁近くには土石流堆積物やスランプ堆積物も認められるとされる (Stow et al., 1996)。もちろん削剥が卓越するチャネルの場合 (Clark and Pickering, 1996) には、下位層準を削り込む。これらの特徴はいずれも FA I の特徴と合致する。

(2) FA II: レビー堆積物 Facies D および E の一部から構成されており、チャネル充填堆積物の分布する地域に伴ってしばしば認められる。やや粗粒な半遠洋性泥岩 (Facies E1) やそれとカレントリップルを伴う薄いタービダイト砂岩 (Facies D1) の互層からなる (Figs. 5.C, 6 の FA II)。ここで見られる互層は、後述の FA IV の互層と比べると、ほぼ等間隔で規則的にタービダイトと半遠洋性泥岩が繰り返すのが特徴である。また、同じ露頭で見られるカレントリップル葉理の示す古流向はほぼ一定であり、露頭での幅が 10 m 程度のスランプ・スカーなどが認められることもある。凝灰岩鍵層の対比に基づく、FA II が発達する地域のタービダイトの層数は、他の堆積組相が分布する地域よりも多く、さらに一枚一枚を広域的に対比することはできない。FA II は、チャネルに伴われるためにしばしば削剥されること、必ずしも厚いものではないことから、分布する地域は散点的である。

レビーもしくはオーバーバンク堆積物は細粒・薄層でカレントリップルを伴う砂岩や級化するシルトなど規則的な互層からなり、スランプやスランプ・スカーを伴うことがあるとされている (Mutti and Normark, 1991; Clark and Pickering, 1996; Stow et al., 1996)。これらの特徴は、FA II を構成する堆積物の特徴でもあり、これがレビーおよびその周辺の堆積物であることを支持している。ところで、レビー堆積物は一般にベースン・フロアの堆積物と区別することは難しく、これを含めてオーバーバンク堆積物と記載されるときがある (Mutti and Normark, 1991; Clark and Pickering,

1996)。しかし本研究の FA II は、チャネル堆積物に伴って認められること、内部にスランプ・スカーが認められること、薄いタービダイト層を局地的に多く挟在することからある程度の高まりをもったレビーとして堆積したことが示唆される。

(3) FA III: ロープのデポセンターの堆積物 Facies B0 ~ B2, すなわち主として 1 m 以上の厚さのタービダイトが卓越しており、基本的には挟在する凝灰岩鍵層が失われておらず、大規模な削剥が認められない場合、そしてその広域的な分布が「ロープ状」であるものを、ロープ (Mutti and Normark, 1991; Stow et al., 1996) のデポセンターの堆積物とした (Figs. 5.E, 6 の FA III)。その実際の分布形状は後述する各柱状図の対比によって明らかにされている。この堆積組相は、堆積相 B0 および B2 がおよそ 30 ~ 50 m の厚さで連続する。個々のタービダイト砂岩は小規模な下位層準への削剥を示すものの、数多く挟在する凝灰岩鍵層が失われるほどではないため、混濁流が下位層を深く削ることがなく、主として堆積が支配的であったことが示唆される。

ロープの特徴としては、タビュラー状で明瞭な削剥面をもたないこと、厚さは 3 ~ 25 m であること、中程度〜厚いタービダイトが卓越すること、露頭規模の上方薄層化もしくは厚層化サイクルが認められることなどがあげられる (Mutti and Normark, 1991; Stow et al., 1996)。FA III は、通常のこの堆積組相に比べてロープユニットがやや厚いこと、顕著な上方薄層化・厚層化サイクルが認められない点などが一般的特徴とは異なる。これは本調査地域のロープは側方にシフトせずにほとんど重なりあうことに原因があると考えられる。すなわち、FA III は Facies B0, B1 および B2 の連続からなるため、ロープのデポセンターに位置する場所では厚いタービダイト砂岩のみが累積し、上方厚層化などを含めた堆積相の変化を認めにくくなる。そのためロープユニットの境界は一連の地層の対比によって明らかになる分布域や広がりでのみ判断できる。

(4) FA IV: 縁辺の堆積物 I Facies C および D, すなわち主として半遠洋性泥岩中に、厚さ数 cm 以下で細〜極細粒砂

Descriptions	Depositional Environment
FA I	Channel-fill deposits
FA II	Natural levee deposits & scars
FA III	Depositional center of lobes
FA IV	Marginal deposits 1 (interlobes or sheets and drapes)
FA V	Marginal deposits 2 (sheets and drapes)
FA VI	Large slump deposits

Fig. 6. Facies associations observed in the Anno Formation. Six facies associations, i.e., channel-fill deposits (Facies association I), natural levee deposits and scars (Facies association II), depositional center of lobes (Facies association III), marginal facies 1 (Facies association IV), marginal facies 2 (Facies association V) and large slump deposits (Facies association VI), are observed in the Anno Formation.

からなるタービダイトを挟在する互層からなる (Figs. 5.A, 6 のFAIV)。FAⅢに挟在するか、その下流側に卓越することから、ローブの中心から, lobe fringe (Mutti and Normark, 1987) や interlobe (Mutti and Normark, 1991; Stow et al., 1996) にかけて、またはFAⅡと認定されなかったオーバーバンク堆積物や sheets and drapes (Stow et al., 1996) の堆積物の一部がこれに相当すると考えられる。タービダイトによる下位層への削剥はほとんど認められず、多くの単層は 10 km 以上対比できるほど側方連続性が良い。

Interlobe 堆積物は、相対的に薄く細粒なタービダイトとさまざまな厚さの泥岩が互層し、さらにローブ堆積物と時間的に繰り返して産出するとされている (Mutti and Normark, 1991; Stow et al., 1996)。堆積組相としてはFAⅡのレビー堆積物と似ているが、おそらく、その大きな違いは、Interlobe 堆積物は規則的に互層しないことにあると考えられる。また、レビー堆積物には、クライミングリップルが卓越するという考え方もある (Walker, 1992)。一方, sheets and drapes は、もともとあった地形を覆う細粒なタービダイトと半遠洋性泥岩からなるとされる。おおよそタービダイト・システムの認められるさまざまな堆積環境で認められるとされるが (Stow et al., 1996), そのシステムでも最もディスタルな堆積環境であると考えられる。これらの特徴はいずれもFAⅣを特徴付けるものである。

(5) FAⅤ: 縁辺の堆積物 2 Facies E から構成される。FAⅣと同様に半遠洋性泥岩が卓越する堆積物で、凝灰岩層を挟在するが、タービダイトをほとんど挟在しない (Figs. 5.D, 6

のFAⅤ)。半遠洋性泥岩はしばしば細粒分を欠いて、粗粒化することがある (Facies E1 ~ E2)。FAⅤは、Stow et al. (1996) の sheets and drapes と似るがタービダイトを挟在しない。FAⅣ (縁辺の堆積物 1) から漸移的に変化することが多いことから、この堆積物は基本的にはFAⅣのさらに下流側に位置している場合が多いと考えられるが、地形の高まりなどのためにタービダイトが堆積しなかった場所に位置することも推定される。

前述のとおり, sheets and drapes は、既存の地形を覆う細粒な堆積物である。安野層では、凝灰岩鍵層間のFAⅤの層厚はほとんど変わらないことから、これが既存地形をシート状、ドレイプ状に覆うことが支持される。

(6) FAⅥ: 広域スランプ堆積物 チャネル埋積堆積物に伴うスランプとは異なり、堆積場に広く分布するスランプ堆積物を広域スランプ堆積物とした (Fig. 6 のFAⅥ)。Facies Fの一部がこれに対応する。これらのスランプ堆積物は一般に露頭オーダーでも層厚変化が著しい。多くのスランプの上面には起伏があり、最上部を葉理の顕著な層厚変化の激しい砂岩層に覆われている。岩相の側方変化は著しく、例えば、凝灰岩鍵層によって広域的に追跡されている一枚のスランプ層の場合、スランプ褶曲相から含礫泥岩、砂質泥岩、さらに流理模様を有し泥質の土石流堆積物に相当すると思われる流状シルト岩 (三梨・垣見, 1964) まで変化している (石原・徳橋, 2001)。

一般にタービダイト・システムに認められるスランプ相は、主として泥層からなるもの、薄く互層したタービダイト

Fig. 7. Palaeocurrent directions obtained from turbidites in the study area shown in figure 1A. In the northern area, most of the palaeocurrent directions are from north-northeast to south-southwest. In contrast to the northern area, palaeocurrent directions of the southern and western areas are variable relatively. Some opposed palaeocurrent directions, from south to north directions, exist in the southern area. Hatched area: the distribution of the Anno Formation.

と泥岩からなるもの、ブロック状のものなどからなるとされる (Walker, 1992). FA VI (広域スランプ堆積物) は Walker (1992) の分類したスランプ堆積物のほか上記のさまざまな層相をもつものも含む。

古流向システム

タービダイトの供給源および堆積盆の地形を示すと考えられる古流向は、タービダイト上部に認められるカレントリップル葉理、タービダイト下部に認められるソールマーク、タービダイト中の泥岩同時礫 (リップアップクラスト) や礫のインブリケーションなどにもとづいて求めた。カレントリップル葉理から得られる古流向は、そのフォーセット面の走向傾斜と層理面の走向傾斜の値から簡単なプログラムを用いて傾斜補正したものを使い、リップアップクラストや礫のインブリケーション、ソールマークは現地傾斜の補正を行って値を得た。このうち、補正されたカレントリップル葉理の角度が小さすぎるもの (10 度以下のもの) は計測誤差が大きいと判断されることから省き、グループキャストはカレントリップル葉理から求められる古流向との整合性を確かめるだけに用いた。

古流向を計測したルートは、西から東に A～M までの計 13 箇所であり (Fig. 7), 約 200 点の値を得た。それぞれローズダイアグラムを 10 度刻み、点数が 10 点より少ないところでは 20 度刻みで表現した (Fig. 7)。ほとんどのものはカレントリップル葉理をもとに、一部のものは粒子のインブリケーションやソールマークを用いて値を得たが、この両者が同じルートで、かつ同じ層準では大きく異なる場合は無い。また、基本的にタービダイトの挟在の少ない A ルートでは、一部、凝灰岩に認められるリップル葉理を用いている。

安野層のタービダイトに認められるカレントリップル葉理および基底に認められるソールマークなどから得られる古流向には、次のような特徴がある。すなわち、房総半島中央部～西部域かつ清澄背斜北翼では全体的に北～北東から南～南西に向かう古流向が卓越するのに対し (Fig. 7.E, I～M), 上位の層準および南部ほど南から北へ向かう古流向も認められ

るようになり (Fig. 7.D, F～H), さらに房総半島西部では古流向がばらつく傾向を示す (Fig. 7.A)。

安房層群清澄層および安野層に認められる古流向は、一部の層準を除き、半島中央部から南に向かって扇状に広がるとされている (徳橋・岩脇, 1975; Tokuhashi, 1979; 徳橋, 1985 など)。本研究で得られた古流向は大局的にはこれと同じ傾向であるものの、地域によってはかなりの違いがみられた。すなわち、背斜軸北翼では比較的安定して南に向かって広がる古流向を示すのに対し、向斜軸部付近では、逆に南から北に向かう古流向もかなりの数が認められる。

タービダイト堆積体の形態

1. 堆積組相の 2 次元分布

タービダイト・サクセッションの堆積組相の 2 次元的な分布を明らかにするため、とくに堆積体の形を決定づけるロープおよびその縁辺の堆積物 (FA III～IV) を中心に、挟在する凝灰岩鍵層を用いて各ルートにおけるその分布を対比した。対比を行った柱状図は、調査地域 (Fig. 1.B) の北部で 8 セクション (1～8), 南部で 9 セクション (a～i) であり、その地域の代表的な岩相を示すルートである (Fig. 8)。北部は主として背斜の北翼、南部は向斜軸部および向斜の南翼を含む。これらの各セクションを、東西方向 (Fig. 9) および南北方向 (Fig. 10) に対比した。対比には、上位より代表的な凝灰岩鍵層である An85, An68, An55, An46, An39, An32, An22, An16, An7 および An1 を用いた。基本的には、これらの代表的な凝灰岩鍵層はよく連続し、削剥が著しいチャンネル構造が認められる地域以外での地層の対比は容易である。

(1) 東西断面 (Fig. 9) 石原・徳橋 (2001) によってすでに指摘されているように、調査地域 (Fig. 1.B) では、背斜軸北翼と向斜軸部では岩相の変化が著しく、その南北方向への連続性が悪い。ここでは、東西断面を北部エリアと南部エリアに分けて説明する。

北部エリアには主として凝灰岩鍵層 An32 層準から上位が分布する。それより下位は、チャンネル構造によって削剥され

Fig. 8. Schematic geological map of the study area B and sites of stratigraphic columns (after Ishihara and Tokuhashi, 2001). Open circles show the localities of top of each column. Eight (1 to 8) and nine (a to i) columns were measured in the north and the south area, respectively.

ているか、凝灰岩そのものの岩相が著しく変化したり、半遠洋性泥岩層が粗粒化したりするときがあるため、凝灰岩鍵層を識別することがやや難しくなっている。凝灰岩鍵層 An39 層準から上位は、層準によって FA III の分布域が多少東西に移動しているのが見て取れるが、ほぼ累重しており連続性は良い。しかしながら全体的に東部ほど FA III が卓越し、西部に向かって FA IV が卓越する。すなわち、これらはロープの中心部からその縁辺へかけての変化である。凝灰岩鍵層 An46 層準下位では、FA VI がセクション 2～5 まで連続して認められる。

南部エリアは、主として凝灰岩鍵層 An1 と An68 の間の層準が分布する。これより上位は黒滝不整合を介して上総層群が重なるか、その分布が山頂付近に限られるため、詳細は不明である。An68 より下位層準は清澄層に整合で重なる場合と、セクション b から f にかけて分布する An39 層準下位のチャンネル基底面を経て天津層上部や清澄層下部と接する場合がある。凝灰岩鍵層の分布が、調査地域内の特定の地域(セクション b～f)において東西方向への連続がいったんとぎれるが、この範囲からチャンネル構造はほぼ南北方向に伸びることが推定される。このチャンネル構造を充填する FA I は最下位のラグ状の礫岩 (Facies A) から、厚く融合するタービダイト砂岩 (Facies B0) へと上方細粒化する。凝灰岩鍵層 An39 層準になると、個々のタービダイト砂岩の下位層準への削剥がなくなるとともに堆積層の連続性が良くなり、チャンネルはほぼ充填されている。チャンネル内部には An22 と考えられる凝灰岩鍵層が認められたが、連続性は悪く、はっきりと特定できない。

そのほか分布する地域が限定されるスランブ (Facies F) が挟在する。An46 層準より上位では、セクション a を中心に FA III が分布するが、それ以外の地域では FA IV～V (縁辺の堆積物 1, 2) が卓越し、しばしば粗粒化した半遠洋性泥岩 (Facies E2) が認められる。

(2) 南北断面 (Fig. 10) 南北断面は、背斜軸をはさんで、北からセクション 7, 5, e および d を対比した。これは、チャンネル構造の延長方向とやや斜交する断面となる。便宜的に、研究対象とした層準のほぼ中間部に相当する凝灰岩鍵層 An46 を基準に対比した (Fig. 10)。An46 層準下位では、南部のセクションで FA I とそれを覆う FA III が卓越し、北部のセクションでは FA III もしくは FA IV となり、層厚を減じる。An46 層準上位では北部で FA III が卓越するが、南部では FA IV となり、同じく層厚を減じる。FA III からなるロープは、それぞれ An46 層準より下位は北側に、An46 層準より上位は南側に収斂する楔形の形態を示す。An39 から下位では、とくに背斜軸部、向斜軸にかけてチャンネル構造が下位層準を著しく削剥し、そのチャンネルを充填する融合したタービダイト砂岩層 (Facies B0) が卓越する。下位層準の削剥量は場所によって異なるが、基本的に背斜軸部が最も著しく、天津層上部まで削りこむ。

2. 堆積組相の 3 次元的な分布と古流系

FA I および III の分布、すなわち、主としてロープやチャンネルを充填する厚いタービダイトの分布と古流向を示すパネルダイアグラムに基づいて、堆積体の分布様式と堆積物供給経路を検討した (Fig. 11)。各パネルダイアグラムは凝灰岩鍵層を規準に、下位から An1-An22 層準、An22-An39 層準、

Fig. 9. Correlation of the stratigraphic columns along an E-W section in Area B (Figure 8). After Ishihara and Tokuhashi (2001). These stratigraphic columns are correlated by major key tuff beds of An1, An7, An16, An22, An32, An39, An46, An55, An68 and An85 in ascending order. Sandstone dominated horizons (Facies B to C) are well correlated in the north area, although those of the south area are pinched out by short distances.

An39-An46 層準, An46-An55 層準, An55-An68 層準, An68-An85 層準に分けて表した。各パネルダイアグラムは、FA I およびⅢの分布を各セクション間で対比して網掛で示しており、その地域・層準で平均的な古流向を大きな網掛矢印で、数は多くはないが、ある程度の頻度で認められる古流向を小さな網掛矢印で示した。堆積相組相の分布は、基本的には各セクション間の対比 (Figs. 9, 10) に基づいて描かれているが、一部の区間での対比は、地質図 (Fig. 3) によって推定された岩相分布にも基づいている。また、凝灰岩鍵層が各セクションで認められない場合には、地質図学で対比を行い、その部分については点線で示している。顕著な削剥のため、地層そのものが失われていると判断できる場合には、太い点線で削剥面を描いた。

これらのパネルダイアグラムおよび古流系からは、各層準におけるロープの分布や古流系が、基本的には北から南側に向かって供給されるシステムを表しながらも、時間的に徐々に変化していることを読み取ることができる。以下、層準ごとに説明する。

(1) **An1-An22 層準** 清澄層/安野層境界にあたる凝灰岩鍵層 An1 から An22 までは、一般に FA IV が卓越する。調査地域西部の向斜軸両翼付近および東部の背斜軸北翼にのみ、厚いタービダイトを含む FA Ⅲが認められ (セクション a, 1,

2, 5, 7, 8 など)、チャネル充填堆積物である FA I は、向斜南翼のセクション f でのみ確認できる。北部では、局所的な削剥作用もしくは Facies B0 ~ B1 が卓越することで凝灰岩鍵層によって対比できない場所もある (セクション 4 ~ 8 間)。セクション 2 ~ 3 間 (Fig. 9) や Fig. 3 の A-A' 断面で見取れる背斜軸北翼の凝灰岩鍵層 An22 以下の層準もそれに相当する。削剥の規模は様々で、セクション間で異なるが、例えば An7 や An14 が直接清澄層最上部と接している場所もある (セクション 5 など)。南部 (セクション b ~ e) では An39 層準下位の大規模なチャネルによる削剥が卓越し、An1-An22 層準はほとんど存在しないと解釈できる。凝灰岩鍵層 An22 (厳密には An21 の直下) 下位には FA VI である Ta-slump (Fig. 4) が北部 (セクション 7, 8) と南部 (セクション g, h, i) に分布するが、この地域では東側に行くほどその層厚を増大する。本層準では、主として北東から南西方向に向かう古流向が卓越する傾向がある。

(2) **An22-An39 層準** 北部ではセクション 4 ~ 7 に厚いタービダイトを含む FA Ⅲが集中して分布し、南部ではセクション b ~ f でチャネル充填堆積物である FA I が認められる。FA I の周辺には FA II が分布する場合もある。凝灰岩鍵層 An39 はほぼ全地域にわたって認められ顕著に削剥されることはないが、凝灰岩鍵層 An22 はチャネル構造もしくは地域

Fig. 10. Correlation of the stratigraphic columns along a N-S section in Area B (Figure 8). Sandstone dominated horizons (Facies B to C) are prominent in the south area in case of the lower part and in the north area in case of the upper part

的な削剥のため多くのセクションで認められない。北部（セクション5～8）ではFacies B0が下位層準のチャネル直上に発達しており、これが南部（セクションb～f）におけるチャネル充填堆積物に延長すると考えられることから、このチャネルは北東－南西に伸びることが示唆される。凝灰岩鍵層An22の分布から、チャネルそのものの形成および充填は、主に本層準が中心に行われたことが示唆される。古流向はこのチャネル構造に沿う方向のものが主であるが、南部（セクションh, i）では、南から北に向かう古流向が認められる。

(3) **An39-An46 層準** 北部（セクション2～8）では比較的連続性がよいタービダイト（Facies B1～B2）が多く認められ、FA IIIが卓越する。一方、向斜軸部から向斜南翼を含む南部（セクションa～f）では、An22-An39層準で見られたチャネル構造の軸部にかけてFA IIIを構成する厚いタービダイト（Facies B0～B1）が卓越する。単層ごとの下位への削剥が顕著な地域もあるが、大きな地層の欠如は認められない。北部ではほぼ北北東から南南西に向かう古流向が認められる。向斜軸部においても、古流向は一般に北北東から南南西に向かうものが多いが、南部で南東から北西に向かう成分が認められる。また、西部（セクションa）では、北北西から南南東に向かう古流向が認められる。

(4) **An46-An55 層準** An46-An55層準になると、FA IIIが厚く分布する地域は、背斜北翼（セクション1～8）に移動する。その他の地域では、中央部（セクションd～e間）および西部（セクションa～c）でFA IIIが卓越するほかは、一般に薄いタービダイトのみを挟在するFA IV（縁辺の堆積物1）が分布する。古流向は主として東北東から西南西に向

かうものが卓越する。ロープ（FA III～IV）は東西方向によく連続し、古流向と調和的である。一方、もっとも南側の向斜南翼の一部（セクションf）では、南東から北西に向かう古流向が認められる。

(5) **An55-An68 層準** 下位のAn46-An55層準から引き続き、FA IIIは背斜北翼（セクション3～8）に発達する。同様に西部（セクションa）でも全層準にわたって厚いタービダイト（Facies B0～B1）が卓越するFA IIIが分布する。向斜軸部（セクションd～f）ではタービダイトの挟在は全体的に少なく、FA IVが主体となっている。背斜北翼での古流向は下位と同様に東北東から西南西に向かうものが卓越し、西部では北北西から南南東に向かうもの、および時には南南東から北北西に向かうものが認められる。

(6) **An68-An85 層準** 背斜北翼では、全体的に薄いタービダイトが厚い半遠洋性泥岩に挟在するFA IVからなり、さらに上位になるにしたがってほとんどタービダイトの挟在なくなる層準（FA V）が認められる。古流向は北東から南西に向かうものが多い。中部の向斜軸周辺（セクションd～f）では、薄いタービダイトから得られる古流向は南から北方向に向かうものも多い。

安野層のタービダイト・システムの堆積過程

1. 各ステージの堆積システム

詳細な堆積相の分布と古流向の得られた地域（Area B: Fig. 1）の検討結果、石原ほか（1997）で用いた地質柱状図、徳橋・岩脇（1975）の柱状図および徳橋（未公表）の柱状図とルートマップを基に、安野層の全体的な分布域（Area A: Fig. 1）の堆積システムを層準ごとに復元した。こ

Fig. 11. Panel diagrams and palaeocurrent directions of the turbidite system in the Anno Formation. Diagrams of six units segmented by major key tuff markers show distributions of sandstone-dominated facies associations (FA I and FA III) based on the stratigraphic columns of Figures 9 and 10. Small and large arrows indicate minor or major palaeocurrent directions in each unit, respectively.

ここで用いた既存のデータは 1/20 地質柱状図もしくは 1/3000 ルートマップとして存在するので、これらと Area B における柱状図を対比することで安野層全域の復元が可能である。削剥され、失われている層準については全体の分布から解釈している。

以下、Fig. 11 に示したパネルダイアグラムに対応させ、Stage 0～6 までの 7 つに区切り、各ステージを詳細に説明する (Fig. 12)。

(1) Stage 0 (An1 層準下位: 清澄層) 清澄層のタービダイト堆積体は、房総半島中央部から東部にかけてほぼ東西方向に伸びる形状であったことが明らかにされている (Tokuhashi, 1979)。これが堆積盆としての地形を反映したものなのか、海底扇状地でのロープの垂直的な累重によるものなのかは明らかではないが、清澄層の発達には、南北方向が規制された堆積盆が推定されている (徳橋, 1983b)。安野層も引き続きこの堆積盆を整合的に覆う。

(2) Stage 1 (An1-An22 層準) 清澄層/安野層境界である凝灰岩鍵層 An1 から An22 までの間は、房総半島の東部 (養老川上流地域) に厚いタービダイトが集中して堆積して

いて、古流向は北西から南東に向かうものが卓越する (徳橋・岩脇, 1975)。そして他の地域では薄いタービダイトのみが認められるとされている。これらのことから徳橋・岩脇 (1975) では、調査地域、すなわち Area A (Fig. 1) より北側にチャンネルがあったと考えている。一方、房総半島中央部の南域 (Fig. 1B) の凝灰岩鍵層 An1 から An7 までの層準では、Facies C からなるややタービダイトの厚いロープの縁辺相 (FA IV) が認められる。このようなタービダイトが房総半島中央部に堆積した原因は次のように考えられる。すなわち、これらのタービダイトが北東から南西に向かって供給されること (Fig. 11)、北部 (セクション 5, 7, 8) では下位層準を削り込む場合があることから、混濁流の一部が前述のチャンネルから分岐した南西方向に伸びるクレバス・チャンネルを経由し、房総半島中央部にもたらされたと考えられる。このステージの最上部付近ではセクション 2～3 間にかけても削剥が認められるが (Figs. 9, 12)、凝灰岩鍵層と削剥域の分布に基づくと Stage 2 で形成される大規模なチャンネルの前に発達した、先駆的なチャンネルと考えられる。この傾向は An22 層準まで引き続く。

Fig. 12. Development processes of the turbidite successions in the Anno Formation. Maps of six units based on distributions of sandstone-dominated facies associations (Fig. 11) show depositional lobes (dotted area), channels (step like pattern with finely dotted area) and palaeocurrent directions (arrows). In the south area, some small scale topographic highs (H?) are estimated on the basis of palaeocurrent directions and distribution patterns of turbidites. Boxes in the An1 to An 22 horizon show Area A (long sideways box) and B (quadratic box) of Fig. 1.

凝灰岩鍵層 An21 直下には大規模なスランプ堆積物 (FA VI: Ta-slump) が挟在する。このスランプは数 m ~ 数 10 m 規模の巨大な異地性ブロックを含む厚い部分が房総半島東部の小櫃川流域に分布し、房総半島中央部には比較的薄い礫質泥岩が分布する。このスランプは後述する上位の堆積体の移動と関連していると考えられることから、明瞭な irregular mound (Stow et al., 1996) を形成していたと考えられる。Stage 2 のチャンネルは、このスランプ直後に発達した可能性が高い。

この層準の半島中央部の南側の地域では、南から北に向かう古流向が認められることがある。しかしながら、比較的厚いタービダイトの南北方向の連続性は悪くなく、北から南に層厚を減じており、南側に顕著な地形の高まりのある証拠も認められないことから、そちらに厚い砂層をもたらす混濁流の供給源があったとは考えにくい。下位の清澄層の上部でも一部で南から北に向かう古流向が認められ、嶺岡隆起帯に関連して形成されたと考えられる海底の高まりによって反射 (反転) した混濁流の証拠であるとされている (Tokuhashi,

1979)。これと同様に、安野層に認められる南から北に向かう古流向も、海底の微地形に反射した混濁流から堆積したことが考えられる。

(3) Stage 2 (An22-An39 層準) 半島東部にあった厚いタービダイトの堆積の中心は、An22 層準を境に半島中央部に移動する。この原因は前述した Ta-slump (FA VI) にあると考えられる。スランプの堆積に起因する堆積地形的な高まりにより、これ以降しばらくの間は房総半島東部では厚いタービダイトは堆積せず、半島中央部でタービダイトの活発な堆積が行われるようになったと考えられる。半島東部では縁辺相 (FA IV) に含まれるタービダイトの増減には特定の傾向は見られないこと (石原ほか, 1997)、半島中央部では明瞭なローブではなく北東~南西方向に伸びるチャンネルが発達することから、半島東部では主としてオーバーバンク堆積物が堆積していたと考えられる。半島西部も同様に縁辺相 (FA IV~V) が分布する。

房総半島中央部のチャンネルはおおよそ北東から南西に向かって伸びる。チャンネルの北延長は、露頭の欠如から明瞭では

ないが、一部上流側で分岐していたものが融合したと思われる地域 (Fig. 9: セクション 2～5) が北部で認められる (Fig. 12)。ここでは、とくに An22 層準を中心に顕著な削剥が認められないセクション 3 を挟み、セクション 2 および 4～6 で小規模な下位層準の削剥もしくはタービダイトの卓越が認められる。チャネルはちょうど背斜軸両翼もしくは南翼で最も下位層準まで削りこみ、天津層最上部と安野層 An39 層準の下位が直接接する場所もある (Fig. 9: セクション b, c)。ただし、背斜軸部とその周辺で、天津層の半遠洋性泥岩は細粒分が失われ全体が粗粒化・薄化しており、タービダイトの挟在も比較的少ないことから、もともとの積算層厚も薄いと考えられる。対比した柱状図から見積もられる実際の削剥量は 100 m を超えないと推定される。チャネル充填堆積物 (FA I) は全体的に上方細粒化するが、おそらく自然堤防の崩壊に起因すると考えられる、分布の限られたスランプ (Facies F) も挟在する。おおそ An39 層準でチャネルの埋積は終了するが、その直前には厚いタービダイトが卓越し、明瞭な削剥の見られない互層 (Facies B1) が堆積する。

この層準では、チャネル内の古流向はおおむねチャネルの向きに沿う北東から南西方向に向かい、チャネルの外ではやや軸から外側にそれた方向を示すこともある (Figs. 11, 12)。

(4) Stage 3 (An39-An46 層準) An22-An39 層準で形成されたチャネルの埋積はほぼ終了しているが、A46 層準まではやや厚いタービダイト (Facies B0～B1) が埋積されたチャネルの直上で卓越する (Fig. 12)。同様に、背斜北翼では広範囲にわたって厚いタービダイト (Facies B1) が卓越しており、これらは、チャネルの埋積が終わった後も残っていた凹地を埋積し、先駆的なロープ (FA III) を形成していた可能性がある。ロープのデポセンター (FA III) は調査地域中央部の向斜軸部とその付近にある。古流向は北北東から南南西に向かうものが多く、南側に向かって拡散する傾向を示すが、向斜軸南翼の一部で北から南や南東から北西に向かうものも認められる。主要なロープの分布と調和しない古流向およびタービダイトの 3 次元的な分布から、混濁流の一部は上流側で分岐し、Area B の北西端に小さなロープを形成していた可能性がある (Fig. 11: An39-An46 のセクション a)。

この層準に挟在する An46 層準下位のスランプ (Facies F) は房総半島中央部を中心に厚く堆積し、半島東・西部では挟在しないか、あってもごく薄い。

(5) Stage 4 (An46-An55 層準) Stage 3 で向斜軸部にあった厚いタービダイトからなるロープのデポセンター (FA III) は、半島中央部の背斜北翼に移動する (Fig. 12)。依然、Stage 2 で存在したチャネル構造の上には比較的厚いタービダイト (Facies B1) も認められるため (Fig. 11: An46-An55 のセクション e)、チャネルの凹地がわずかに残っていた可能性もある。調査地域南部では縁辺相 (FA IV) が卓越する (Fig. 11)。ロープのデポセンター (FA III) では東北東から西南西の古流向が卓越するが、縁辺相では北北東から南南西も認められる。

(6) Stage 5 (An55-An68 層準) Stage 4 から引き続き、ロープのデポセンター (FA III) は北側の背斜軸部～背斜北翼にある。向斜南翼はタービダイトをほとんど挟在せず、ロープの縁辺からその外縁部 (FA IV～V) の環境となる。東西方向に比べて南北方向へのロープの連続性が Stage 4 に比べて悪いことから、東西方向に伸びる凹地を埋積していたことが示唆される。東西方向に伸びる堆積盆は、下位の清澄層の発達過程を考察した徳橋 (1976a, b) においても指摘されているが、安野層ではこの層準になってその傾向が再び明瞭になる。

ロープの分布する地域を覆うようにして、An55 層準に認められる広域スランプ (FA VI) が背斜軸北翼に厚く分布する。

古流向はおおよそ北東から南西に向かうものが卓越する。房総半島中央部から西部にかけて、堆積の中心からはずれた位置に別のロープが認められる (Figs. 11: An55-An68 のセクション a～c, 12)。タービダイトの起源がマルチプルソースである可能性は否定できないが、分布する層準や地域が限定されることから、これは上流側で分岐した混濁流が堆積する独立したロープのあったことを示唆している。

(7) Stage 6 (An68-An85 層準) 調査地域内 (Area A) でのタービダイトの堆積はほとんど終了する。堆積の中心はさらに北側にシフトしていたか、タービダイトによる堆積盆の埋積がほぼ終了していたと考えられる。背斜軸北翼域では部分的にロープおよびその縁辺相 (FA III～IV) を含む層準が認められるが、向斜軸部ではほとんどのタービダイトは薄い、挟在しない縁辺相 (FA V) である。背斜軸北翼域での古流向がほぼ北北東から南南西に向かうものが卓越することからも、タービダイトをもたらす供給源は下位層準よりも北側で、さらに遠くにあることが示唆される。

現在の安野層分布域より南側にあった高まりがさらに隆起したためか、向斜軸部では南から北に向かう古流向が優勢となる。下位の層準 (例えば、Stage 1) のように、これらが北からもたらされた混濁流が高まりで反射したものなのか、それとも南側の高まりからもたらされたものなのかを認定することは今後の検討課題である。

An85 層準以降、どの地域でもタービダイトを挟在しない縁辺相 (FA V) となる。地域的な差はあるが、半遠洋性泥岩は全体的に粗粒化することから、全体的に浅海化したか、細粒分を沈積させないような流れ (海流の影響?) が作用していたと考えられる。

2. タービダイト・システムの堆積過程

以上をまとめると、安野層のタービダイト・システムは次のような堆積過程であったことが推測される。すなわち、基本的に、安野層の混濁流は北から南に供給されており、An39 層準までは房総半島中央部域で下位層準を削剥するチャネル構造とそれらを埋積するチャネル充填堆積物、その周辺のレビー堆積物が発達する。An39-An68 層準は基本的にロープが垂直方向に累重するが、上位に行くにしたがって供給源は調査地域から北側に遠ざかるか、タービダイトの供給量が減少し、An85 層準でタービダイトによる堆積盆の埋積

はほぼ終了する。

一方、これらの堆積システムが継続している間、調査地域より南側には嶺岡隆起帯に関連してできたと考えられる小さな高まりが存在し (Tokuhashi, 1979), いくつかの混濁流はそれらの高まりで反射した可能性が高い。これは清澄層のタービダイトでもすでに認められている傾向である (Tokuhashi, 1979)。この傾向は上位の層準ほど強いことから、高まりの影響は堆積盆が埋積されるにしたがって増えた可能性がある。

安野層のタービダイト堆積体の発達モデル

1. 堆積システムとその変遷

タービダイト・サクセッションの示す堆積環境の区分、すなわち堆積システムの分類は、テクトニック・セッティング、粒度、海水準変動、堆積盆の特徴などに基いて行われている。調査した堆積体が現世タービダイト・システムに基づいてまとめられたのか、または地層の観察に基づいてまとめられたのかなどによって、いくつかの異なった堆積システムやモデルが提案されてきている。例として、フィーダーチャンネルとロープの関係を中心として堆積体の特徴をまとめ、channel with detached lobes, channel with attached lobe, channel-levee complex without lobe に分ける区分 (Mutti, 1985), 堆積物量と粒度、供給システムによって、mud-rich か, sand-rich か, またポイントソースか, マルチプルソースかなどを基準に分ける区分 (Reading and Richards, 1994) や、単に coarse-grained sand-rich systems と fine-grained mud-rich systems に 2 分する区分 (Bouma, 2000) などがある。

多数の凝灰岩鍵層を用いて 3 次元的な地層の分布を把握し、堆積システムを考察すると、安野層タービダイト・システムは大きく 2 つのシステムに分けることができる。すなわち、チャンネルが発達し、その周りにはレビーおよびオーバーバンク堆積物が発達するチャンネル・レビー・システム (Walker, 1992 など) からなる An1-An39 層準 (Fig. 12 の Stage 1, 2), そしてその上位に重なり、東西方向に連続性が良いデポジショナル・ロープが発達するチャンネル・ロープ・システム (Mutti, 1985 など) からなる An39-An85 層準 (Fig. 12 の Stage 3 ~ 6) である。このそれぞれのシステムが連続する中で、厚いタービダイトの堆積の中心はしばしば移動し、その分布は複雑である。ただし、大局的に見ると房総半島中央部にすることが多く、全体的には房総半島中央部から南側に向かって広がる海底扇状地を形作っていたと考えられる。

下部 (Stage 1, 2: An1-An39 層準) のチャンネル・レビー・システムは、清澄層海底扇状地 (Tokuhashi, 1979) 上に形成されている。この時代には、An2 層準および An39 層準下位の 2 層準にチャンネルが発達していた可能性がある。安野層最下部の An2 層準では、堆積の中心が主として房総半島東側にあり、そこに北から東に延びるチャンネルが想定されている (徳橋・岩脇, 1975)。このチャンネルが背斜北方で分岐し、クレバス・チャンネルを作るとともに房総半島中部域に比較的

厚いタービダイトをもたらした。上位の An39 の下位の層準では、3 次元的な追跡がなされた半島中央部で、上流側から分岐したと考えられる幅 1 km を超えるチャンネル構造が認められた (Fig. 11: An22-An39)。チャンネルの周りにはレビーと考えられる堆積物が、広域的にはオーバーバンク堆積物が認められ、チャンネル自体も礫岩から始まる上方細粒化が認められることから、単なる粗粒物質からなるタービダイトが集積したのではなく、ある程度の期間維持された主要なフィーダーチャンネルの一部を表す可能性が高い。

デポジショナル・ロープが発達する An39 ~ An85 層準は、Area B 西部に小さなロープが認められるほかは、基本的に垂直に累重しており、上流側である程度固定されたチャンネルをもつ、チャンネル・ロープ・システムであったと考えられる。各ロープは房総半島中央部に堆積の中心をもち、東西方向および南方向に層厚を減じており、各ロープをもたらしたチャンネルの出口は露頭が認められないながらも半島中央部近くにあり、そこから南に向かって流れが発散した可能性が高い。徳橋・岩脇 (1975)、徳橋 (1985) も、An46 層準のタービダイトの単層の追跡および古流向の検討を行い、この層準のタービダイトはおおよそ半島中央部に堆積の中心があり、古流向は主として北から南に向かって広がることを明らかにしており、本研究から推測される結果と矛盾しない。

ところで、安野層の An27 ~ An85 層準、とくに An46 層準より上位では、3 回のタービダイトの卓越する層準 (本研究における FA III) が存在し、それらはミランコビッチサイクルのオーダーで形成されたと考えられている (石原ほか, 1997)。この周期は、堆積盆がある大きさに制限され、ロープの連続性が良くなったチャンネル・ロープ・システムが発達する海底扇状地になってから認められ、これより下位のチャンネル・レビー・システムが発達する層準では明瞭な傾向が識別できない。タービダイト堆積体から周期性を抽出するためには、連続性の良いロープが持続的に堆積するシステムの下で形成されたタービダイト・サクセッションについて検討することが重要であると考えられる。

2. 前孤海盆を埋積する安房層群最上部のタービダイト・システム

安野層の下位の清澄層は、全体として砂質なタービダイト・サクセッションからなり、そこに挟在するタービダイト砂岩は、タービダイト層厚を増減させながらも、全体としては供給源に近い北方に後退しながら形成されたことが明らかになっている (Tokuhashi, 1979; 徳橋, 1983a,b)。今回の研究で、安野層のタービダイト・サクセッションに関しても、全体を通して似た場合同じような傾向が認められることが明らかになった。また安野層のタービダイト・サクセッションの最下部の堆積様式は、タービダイト砂岩の層厚や分布範囲が小さくなったことを除けば、清澄層最上部とほぼ同じであることから、清澄層の堆積パターンが基本的には安野層にそのまま引き継がれた可能性が高い。しかし安野層のタービダイト・サクセッション中部に大規模なチャンネル構造が存在することから、この時期に混濁流の発生が活発化し、チャンネルのシフトおよび大規模なチャンネル構造の形成が起こったこと

が想定される。

このように安野層のタービダイト・サクセションは、下位の清澄層のタービダイト・サクセションの堆積様式および海底扇状地堆積システムを引き継ぐ一方で、大規模なチャネル構造の形成や古流向の大きなばらつきなど清澄層ではみられなかった現象もみられる。その原因としては、例えば、清澄海盆という前弧海盆の南側を縁取っていたと考えられる嶺岡隆起帯の隆起運動の活発化の影響を受けて、清澄海盆の埋積化・浅海化が加速するなかで、堆積作用以外の構造変形作用がより顕著に海底の地形に影響をもたらすようになったことも考えられる。その結果、安野層を堆積させた混濁流は、チャネル形成時には下位の層準を局地的に極端に侵食する一方、薄いタービダイトを堆積させるような混濁流の場合には、海底面の地形面の凹凸の影響をより受けやすくなり、その結果混濁流が反射し、古流向がばらつくようになったのかもしれない。清澄層～安野層を通じて、連続性が良い大規模なロープの複合体からなる巨大な砂質海底扇状地から、チャネル・レビー・システムが顕著な時期を経て、小規模なロープを持つ海底扇状地へと変遷してゆき、やがては完全に前弧海盆を埋積したものであらうと考えられる。

ま と め

房総半島中央部に分布する安野層のタービダイト・サクセションについて、凝灰岩鍵層を用いてその3次元的な地層の分布および古流向の検討を行った。その結果、安野層は、全体的には東西方向に延長する堆積盆を埋積する海底扇状地システムからなり、チャネル・レビー・システムが卓越する下部とチャネル・ロープ・システムが卓越する上部に分けられることが明らかになった。

安野層のタービダイト・サクセションの下部にみられるチャネル・レビー・システムでは、下位の清澄層最上部と同様に房総半島東部にチャネルが分布し、そこが堆積の中心となっている。この時期、半島中央部ではチャネルからのあふれ出しと考えられる堆積物が認められる。上位になるにつれて堆積の中心は西へ移動し、半島中央部で下位を天津層まで削剥する南北方向に伸びるチャネルおよびその周辺の堆積物が発達する。上部にみられるチャネル・ロープ・システムは、下位のチャネル・レビー・システムの上に整合的に重なる。地域的で小さな削剥は認められるが、全体的には連続性の良いロープが上方に積み重なる。古流向はおおよそ半島中央部北方から南西～南東に分かれて堆積物を供給していたことを示すが、堆積盆内の弱い微地形によって影響を受けたと考えられる南からの古流向も認められる。安野層上部のAn85層準より上位ではタービダイトの挟在は少なくなり、タービダイトによる堆積盆の埋積が終了したか、混濁流が到達しなくなった可能性がある。

謝 辞

本調査を行うにあたり、木更津土地改良事務所および君津工業用水道事務所には、三島湖および豊英湖の調査に際し、モーターボートでの調査の便宜を図っていただいた。千葉県

立中央博物館の大木淳一博士及び君津市豊英の鎌田屋旅館には、特に清和県民の森周辺の調査の際にご協力いただいた。山口大学理学部の宮田雄一郎助教授には、粗稿に目を通していただき、有益なコメントをいただいた。査読者である新潟大学理学部の立石雅昭教授、石油資源開発株式会社技術研究所の高野 修博士および編集幹事で同所所属の辻 隆司博士には本論文をわかりやすくするための数々のアドバイスをいただいた。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- Bouma, A.H., 2000, Fine-Grained, mud-rich turbidite systems: model and comparison with coarse-grained sand-rich systems. In Bouma, A.H. and Stone C.G. eds., *Fine-grained turbidite systems*. AAPG memoir, 72 / SEPM Special Publication, **68**, 9-20.
- 千葉県立中央博物館, 1993, 三浦層群中部鍵層集 1 (1992 年版). 124p.
- 千葉県立中央博物館, 1994, 三浦層群中部鍵層集 2 (1993 年版). 82p.
- Clark, J.D. and Pickering, K.T., 1996, *Submarine channels: process and architecture*. Vallis Press, London, 231p.
- Hesse, R., 1975, Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. *Sedimentology*, **22**, 387-416.
- 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タービダイトシークエンスの時系列解析. 地質雑, **103**, 579-589.
- 石原与四郎・徳橋秀一, 2001, 千葉県清和県民の森周辺の地質—とくに安房層群清澄層・安野層の層序と構造について—. 地質調査研報, **52**, 383-404.
- Kuenen, P.H., 1964, The shell pavement below oceanic turbidites. *Mar. Geol.*, **2**, 236-246.
- Lingen, G.J. VAN DER, 1969, The turbidite problem. *N.Z. Jour. Geol. Geophys.*, **12**, 7-50.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sediment. Petrol.*, **52**, 279-297.
- 三梨 昂・垣見俊弘, 1964, いわゆる異常堆積について. 地質ニュース, **117**, 8-14.
- Mutti, E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In Zuffa, G.C. ed., *Provenance of Arenites*, 65-93. Reidel, Amsterdam.
- Mutti E. and Normark, W.R., 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In Leggett, J.K. and Zuffa, G.G. eds., *Marine clastic sedimentology: concepts and case studies*, 1-38, Graham and Trotman, London.
- Mutti, E. and Normark, W.R., 1991, An integrated approach to the study of turbidite systems. In Weimer, P. and Link, M.H., eds., *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*, 75-106, Springer-Verlag, New York.
- 中嶋輝允, 1978, 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境—黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に—. 地質雑, **84**, 645-660.
- 中嶋輝充・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981, 「鴨川地域の地質」. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 107p.
- O'Brien, N.R., Nakazawa, K. and Tokuhashi, S., 1980, Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstone and silts. *Sedimentology*, **27**, 47-61.
- Oda, M., 1977, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **48**, 1-72.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989, *Deep-marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman, London, 416p.
- Piper, D.J.W., 1978, Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In Stanley, D.J. and Kelling G. eds., *Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches*, 163-176. Dowden, Hutchinson

- son & Ross, Inc., Pennsylvania.
- Reading, H.G. and Richards, M., 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Bull. Assoc. Petrol. Geol.*, **78**, 792-822.
- Saito, T. and Ito, M., 2002, Deposition of sheet-like turbidite packets and migration of channel-overbank systems on a sandy submarine fan: an example from the Late Miocene-Early Pliocene forearc basin, Boso Peninsula, Japan. *Sediment. Geol.*, **149**, 265-277.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.D., 1996, Deep seas. In Reading, H.G. ed., *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy third edition*, 395-453, Blackwell Science, Oxford.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤毅・堀口万吉・江藤哲人・菊池隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀見英雄・木村政昭・本座栄一, 1995, 東京湾とその周辺地域の地質 (第2版). 特殊地質図 (20), 地質説明書, 地質調査所, 109p.
- Takahashi, M., Oda, M. and Usami, E., 1997, Preliminary results and potential for integrated stratigraphy of the volcano-sedimentary sequence in the Boso Peninsula, central Japan. In Montanari, A., O'din, G. S. and Coccioni, R., eds., *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*, 15, 575-579, Elsevier, Amsterdam.
- 棚橋 収, 1978, Turbidite の dust part の研究. 秩父高校紀要, **7**, 34-42.
- 徳橋秀一, 1976a, 清澄層 HK 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その1) - 砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態 -. 地質雑, **82**, 729-738.
- 徳橋秀一, 1976b, 清澄層 HK 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その2) - 砂岩層の堆積機構と堆積環境 -. 地質雑, **82**, 757-764.
- Tokuhashi, S., 1979, Three Dimensional analysis of large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, **46**, 1-61.
- 徳橋秀一, 1983a, 古海底扇状地堆積物を斬る (1. 実態編). 地質ニュース, **342**, 40-52.
- 徳橋秀一, 1983b, 古海底扇状地堆積物を斬る (2. 成因編). 地質ニュース, **345**, 54-62.
- 徳橋秀一, 1985, タービダイト砂岩単層の形態を探る. 地質ニュース, **376**, 6-23.
- 徳橋秀一, 1988, 古海底扇状地堆積物におけるタービダイト砂岩単層の広がり形態 - 層位トラップ探鉱へ向けての地質学的基礎研究 -. 石油学会誌, **31**, 12-29.
- 徳橋秀一, 1997, 清澄山系の地質 (第2章第4節). 千葉県自然誌, 本編2, 千葉県の大い (千葉県史41), 163-200.
- 徳橋秀一・岩脇丈夫, 1975, フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学, **29**, 262-274.
- 徳橋秀一・八田明夫, 1982, フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境. 地質ニュース, **334**, 42-50.
- 徳橋秀一・壇原 徹・岩野英樹, 2000, 房総半島安房層群上部の8凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **106**, 560-573.
- 徳橋秀一・石原与四郎, 2003, 千葉県房総半島中部, 小糸川上流域の地質 - 特に林道沿いの凝灰岩鍵層及び岩相の分布について -. 千葉県中央自然誌研報, **6**, 15-32.
- Walker, R.G., 1992, Turbidites and submarine fans. In Waker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to sea level change*, 239-263. Geol. Assoc. Can., Waterloo, Ontario.

(要 旨)

石原与四郎・徳橋秀一, 2005, 房総半島安房層群最上部安野層の堆積様式 - 前弧堆積盆を埋積するタービダイト・システムの一例 -. 地質雑, **111**, 269-285. (Ishihara, Y. and Tokuhashi, S., 2005, Depositional process of the Pliocene Anno Formation, the uppermost part of the Awa Group, Boso Peninsula, central Japan - A case study on a turbidite depositional system of a forearc-basin filling- *Jour. Geol. Soc. Japan*, **111**, 269-285)

房総半島に分布する安房層群最上部の安野層 (鮮新統) は, 主として半遠洋性泥岩の卓越するタービダイト・サクセッションからなる. 一組の背斜・向斜軸を挟んで地層が分布するうえ, 鍵層となる多くの凝灰岩層が挟在することから, タービダイト堆積体の形態および層相の側方変化を3次的に解析することができる. 主体を占めるタービダイト/半遠洋性泥岩の互層と, これにしばしば伴われるチャネル相とレビー相, スランプ相など特徴的な層相との関係が明らかになった. 堆積相の側方変化様式と古流向から, 安野層がチャネル・レビー・システムを主体とする下部と, チャネル・ローブ・システムを主体とする上部から構成される海底扇状地システムであることが判明した. さらに, 上位になるほど, 堆積の中心域が北方に向かって次第に後退したことが示される.