

## 埋積と前進に伴うタービダイトの岩相変化 —中央北海道・中部中新統古丹別層—\*

保柳 康一\*\*

Progradational lithofacies change of turbidite sequence, Middle Miocene  
Kotambetsu Formation, central Hokkaido, Japan\*

Koichi HOYANAGI\*\*

**Abstract** The Middle Miocene Kotambetsu Formation is widely distributed in the Haboro area, northern part of central Hokkaido. The Kotambetsu Formation is dominated by coarse-grained sediments which were transported from the east. The sediments are classified into the following eleven lithofacies on the basis of the grain size and sedimentary structure; graded conglomerate, non-graded conglomerate, pebbly sandstone, graded sandstone, non-graded massive sandstone, alternated graded sandstone and mudstone, alternated ripple cross-laminated sandstone and mudstone, alternated non-graded sandstone and mudstone, mudstone, slump and pebbly mudstone facies. From their occurrence, they are grouped into four lithofacies assemblages. Furthermore, these lithofacies assemblage are grouped into two sedimentary facies associations (Association I and Association II), reflecting different sedimentary environments. The Association I is made up of two lithofacies assemblages; Assemblage A (mainly composed of graded conglomerate) and Assemblage B (mainly composed of alternated graded sandstone and mudstone). The former Assemblage indicates channel-fill deposits and the latter inter-channel deposits. The Association I sediments are regarded as turbidites deposited at the base of steep slope.

Two lithofacies assemblages (C and D) with non-graded structure make the Association II. The Association II always overlies Association I. Both associations, however, show laterally interfingering relationship. A change from the Association I to the Association II always took place earlier in the northeastern part nearer the source of sediments, whereas later in the southwestern part. The Association II seems to have been deposited in proximal part and under shallower condition than the Association I. The change of sedimentary environment took place after the trough had been filled with turbidites (Association I). The two lithofacies assemblages of the Association II are regarded as channel-fill and inter-channel deposits of the post-trough-fill stage respectively.

The sedimentary process of the Kotambetsu Formation, proceeded from northeast to southwest in the following three stages: 1) the trough was infilled with turbidites (Association I) in the northeastern area, 2) the depositional area of turbidites prograded southwestward and sedimentary facies was changed into the Association II in the filling area, 3) the basin was infilled completely and deposition of the Association II continued in the southwestern area.

---

1989年1月13日受付. 1989年6月9日受理.

\* 日本地質学会第94年学術大会(1987年・大阪市立大学)にて一部講演.

\*\* 信州大学理学部地質学教室. Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto, 390 Japan.

The sedimentary basin of the Kotambetsu Formation was situated on the westward slope formed by rapid uplifting of the adjacent eastern source area during the Miocene. The sedimentary process of the Kotambetsu Formation, is considered to have been controlled by juxtaposed erosional and depositional areas, and by migration of uplifting to the subsided basin.

### はじめに

粗粒タービダイトの主要な堆積場としては、海溝・トラフなどの構造的凹地、また海岸扇状地の沖合部などが知られている。トラフなどにおけるチャネル充填堆積物としての粗粒タービダイトについては、HEIN & WALKER (1982)によるカナダのカンプリア～オールドビス系の網状チャネルシステムや、徐(1985), SOH(1986)の富士川層群に関する研究などがある。海岸扇状地の沖合いに形成される粗粒タービダイトについては、FLORES & FERM (1970), FLORES (1975), WESCOTT & ETHRIDGE (1983)などの研究がある。FLORES & FERM (1970), FLORES (1975)は、タービダイト相からより浅い岩相への変化をとらえ、埋積に伴い海岸扇状地が海側に前進した過程を復元している。また、WALKER (1969)は、タービダイトからデルタ堆積物への上方変化にもとづいて、デルタ前面でのタービダイト形成過程を明らかにしている。このように岩相変化からタービダイト堆積盆の埋積過程を復元することは、その形成と消滅を堆積物から読み取ることであり、変動地域の堆積盆においてはそのテクトニクス考察の上で重要である。日本のような変動地域では、堆積盆の埋積に伴う推積相(層相)の変化が期待される。しかしながらこの点を岩相の詳細な検討から明らかにした研究はまだ少ない。

中央北海道、石狩一天塩帯(保柳ほか, 1986)には、粗粒碎屑物を主体とする中新世以降の堆積岩類が南北方向をもって広く分布している。このうち北部日本海側の羽幌地域には中部中新統の古丹別層が分布する(Fig. 1)。古丹別層は、その最大累積層厚約 6000 m と見積られ(山口・松野, 1963)、礫岩・砂岩泥岩互層を主体とする粗粒碎屑岩からなる。すでに植村(1930)によって、この地層に花コウ岩礫が含まれること、大型化石を産出しないこと、下部から上部にかけて礫岩が減少し泥岩優勢の砂岩泥岩互層となること、泥岩の色調の変化などが記載されている。岩相の上方への細粒化と泥岩層の色が暗灰色から明灰色へ変化することは、山口・松野(1963)においても示されている。

タービダイトとしての古丹別層研究は、秦(1961)より始まる。OKADA(1978, 1980)は、岩相区分を行い、

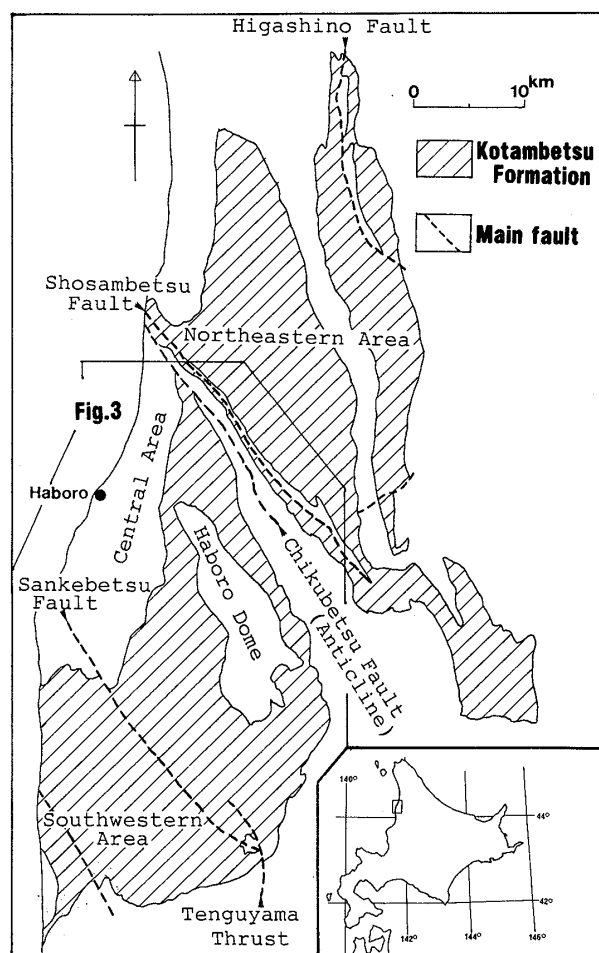


Fig. 1. Index Maps of the study area.

古丹別層が重力流堆積物から構成されているとした。高橋・君波(1983)はその堆積環境復元に海底扇状地モデル(WALKER & MUTTI, 1973)を適用し、この地層が海底扇状地で形成されたものであると推定した。これに対して先に筆者は、岩相の詳細な記載とその時空的分布を明らかにすることによって、古丹別層がチャネル充填堆積物とチャネル周辺堆積物から構成されるタービダイトであること、その堆積盆が東部の供給源の急激な上昇によって形成された斜面下ないし斜面途中に位置していたことを明らかにした(保柳・大上, 1986)。また、OKADA & TANDON(1984)は、堆積構造の検討から、古丹別層の礫岩がタービダイトに伴う再堆積礫岩(WALKER, 1975, 1977)であることを示した。HOYANAGI(1987)は、

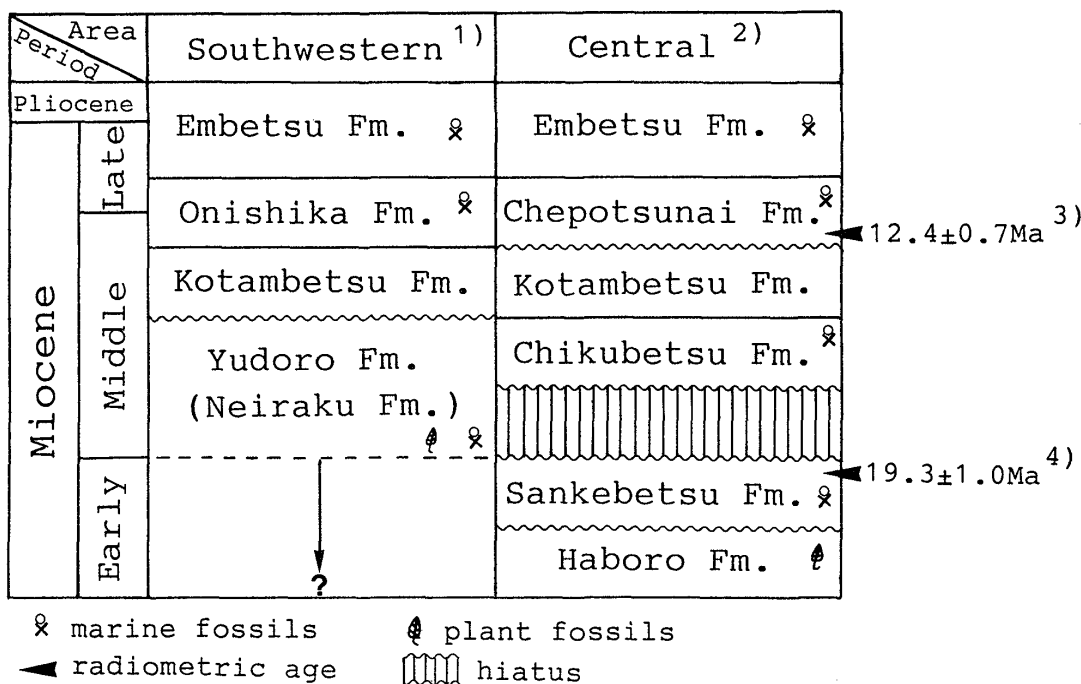


Fig. 2. Miocene stratigraphy of the study area.

1) TSUSHIMA *et al.* (1956, 1958), 2) HOYANAGI & OHKAMI (1986), 3) SHIBATA & TANAI (1982), 4) HOYANAGI & MATSUI (1985).

古丹別層の粗粒タービダイトの運搬機構を堆積構造から検討し、礫岩に始まり砂岩を経て泥岩にまで漸移・級化する最大数 10 m に達する単層が巨大な混濁流によって作られたと推定した。

しかし、これらのタービダイトとしての特徴に注目した研究は、広く分布する古丹別層の堆積作用の一部を示したに過ぎない。例えば、保柳・大上(1986)の堆積環境の復元は、堆積盆の中央部に分布する下部層の検討によるもので、堆積開始期の堆積場を示すものである。これらの研究においては、植村(1930)や山口・松野(1963)が指摘した岩相の上方変化、砂岩泥岩互層の特徴の変遷についての解釈はなされていない。

この論文では、保柳・大上(1986)の調査地域の南西側地域について堆積学的検討を行った。その結果、保柳・大上(1986)の結果と合わせると、古丹別層は構造地形を北東側から南西側に向かって埋積したタービダイトから構成されること、またその岩相は、埋積にともなって上方へ変化することが明らかになった。ここで明らかにされた埋積過程はきわめて活発な変動地域の堆積過程の 1 つの様式である。

### 羽幌地域の新第三系

羽幌地域の新第三系の地質構造は、北北西-南南東方

向の軸をもつ褶曲と同方向の断層によって特徴づけられる。この地域の新第三系を略述するにあたってこの地域を築別断層(築別背斜)・三毛別断層-天狗山衝上断層を境に北東部・中央部・南西部の 3 つに分ける(Fig. 1)。

北東部の新第三系は下位から羽幌層・三毛別層・築別層・古丹別層・東野層(金駒内層)から成る(松野・木野, 1960; 秦, 1961)。中央部の新第三系は、下位より羽幌層・三毛別層・築別層・古丹別層・チェポツナイ

の隆起帯(羽幌ドーム)を構成する(松野・木野, 1960; 山口・松野, 1963)。南西部は下位からユードロ層(寧楽層)・古丹別層・鬼鹿層・遠別層から成る(対馬ほか, 1956, 1958)。

古丹別層を除く羽幌地域の新第三系は、いずれも貝化石・植物化石などを産出する浅海成ないし陸成の地層である(Fig. 2)。一方、古丹別層は主として礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層から構成され、化石をほとんど産出しない。古丹別層と下位の地層との関係はかつては不整合とされてきたが(松野・木野, 1960; 秦, 1961; 山口・松野, 1963)、羽幌ドーム周辺と築別背斜西翼では両層が漸移関係にあることが高橋・君波(1983)によって明らかにされた。築別背斜東翼でも築別層の泥岩層から古丹別層の砂岩泥岩互層への漸移関係が示されている(保柳・大

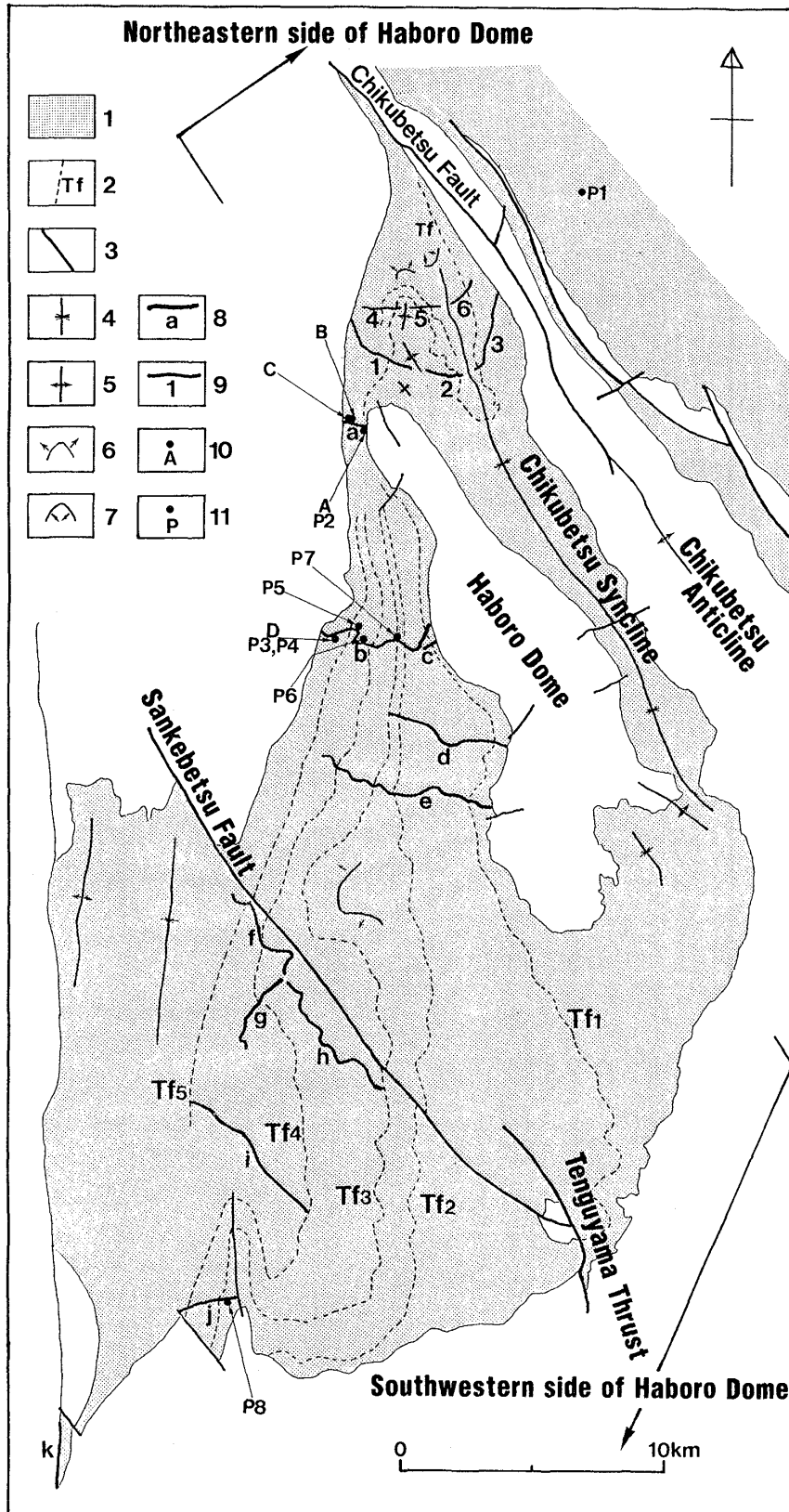


Fig. 3. Geologic sketch map of the Kotambetsu Formation. Distribution of the Kotambetsu Formation is modified from TSUSHIMA *et al.* (1956, 1958), YAMAGUCHI & MATSUNO (1963), MATSUNO & KINO (1960) and HOYANAGI & OHKAMI (1986).

1 : Kotambetsu Formation, 2 : marker bed tuff of the Kotambetsu Formation, 3 : fault, 4 : syncline, 5 : anticline, 6 : semi-dome structure, 7 : semi-basin structure, 8 : study routes of the southwestern side of Haboro Dome (a : Chikubetsu River, b & c : Haboro River, d : 15-sen River, e : Chepotsunai River, f & h : Sankebetsu River, g : Matsushita-zawa, i : Onne River, j : Otodo River, k : Obira coast), 9 : study routes of the northeastern side of Haboro Dome (1, 2 & 3 : Mochikubetsu River, 4, 5 & 6 : 6 sen-zawa), 10 : localities in Figs. 4—6, 11 : localities of photo on Plate I.

Table 1. Lithofacies classification of the Kotambetsu Formation.

THIS STUDY	HOYANAGI & OHKAMI (1986)	WALKER & MUTTI (1973)
Graded conglomerate (Cg)	Conglomerate (Cg)	A2
Non-graded conglomerate (Cn)	—————	A1
Pebbly sandstone (Ps)	Pebbly sandstone (Ps)	A3
Graded thick sandstone (Sg)	Sandstone (Sa)	B2
Non-graded massive sandstone (Sn)	—————	
Alternated graded sandstone and mudstone (Ag)	Turbidite (Tu)	D
Alternated ripple cross-laminated sandstone and mudstone (Ar)	—————	—————
Alternated non-graded sandstone and mudstone (An)	—————	—————
Mudstone (Mu)	Mudstone (Mu)	G
Slump (Sl)	Slump (Sl)	F
Pebbly mudstone (Pm)	Pebbly mudstone (Pm)	

上, 1986). したがって, 中央部および北東部において古丹別層は下位の築別層と整合関係にあると考えられる. 一方, 南西部では古丹別層がユードロ層(寧楽層)を西へ向かってオーバーラップしていること(Fig. 3)から, 両層は不整合関係にある(対馬ほか, 1956, 1958). 中央部と北東部で古丹別層は, 上位のチェボツナイ層(東野層)に不整合で覆われる(松野・木野, 1960; 秦, 1961; 山口・松野, 1963). 一方, 南西部では鬼鹿層に整合に漸移する(対馬ほか, 1956).

すなわち, 北東部から中央部にかけては古丹別層は下位層と整合関係にあり, 上位層には不整合に覆われる. これに対して, 南西部では下位層と不整合関係にあり, 上位層には整合漸移する(Fig. 2).

保柳・大上(1986)は, 中央部のうち羽幌ドームより北東側の古丹別層を下部・中部・上部の3部層に分け, 中・上部層には連続する凝灰岩層が鍵層として追跡されることを示した. 一方, 羽幌ドームの南西側の中央部南西半分から南西部にかけての古丹別層には連続のよい5枚の凝灰岩層が追跡され(Fig. 3), それぞれ Tf<sub>1</sub>~Tf<sub>5</sub> と称されている(山口・松野, 1963). 羽幌ドーム北東側の凝灰岩層のうち最下部のものは, この地域内に広く追跡できる. これをこの論文では Tf と称する(Fig. 3). 羽幌ドーム南西側の Tf<sub>1</sub> は, 成層状態と岩質からドーム北東側の中部層中の凝灰岩層(Tf)へ連続すると考え

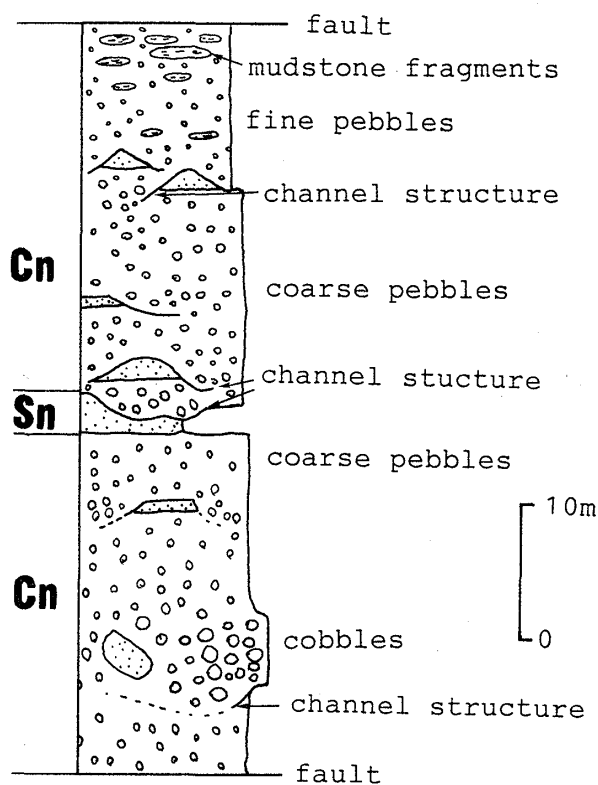


Fig. 4. Non-graded conglomerate (Cn) and non-graded massive sandstone (Sn) facies at Loc. B. in Fig. 3, showing lithofacies assemblage C.

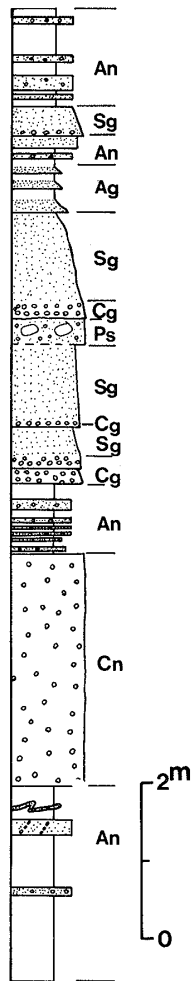


Fig. 5. Lithofacies at the lowest part of the route a sequence (Loc. A) in Fig. 3. Cg, Cn, Ps, Sg, Ag and An : see Table 1.

られる(松野・木野, 1960)。したがって、羽幌ドームの南西側である中央部南西半分と南西部の全層準は、羽幌ドームの北東側である中央部北東半分の中・上部層に相当する。すなわち羽幌ドーム南西側には羽幌ドーム北東側にみられた下部層に相当する地層は分布していない(保柳・大上, 1986)。

#### 岩相とその組合せ

保柳・大上(1986)で検討した羽幌ドーム北東側(北東部築別断層北部付近から中央部北東半分にかけて)と、この論文で新たに検討した羽幌ドーム南西側(中央部南西半分から南西部にかけて)の2つの地域に分けて、古丹別層の岩相の検討をおこなう(Fig. 3)。

#### 1. 岩相分類

##### a. 羽幌ドーム南西側

凝灰岩層(Tf<sub>1</sub>~Tf<sub>5</sub>)を挟在する羽幌ドーム南西側の古丹別層(Fig. 3)は、羽幌ドーム北東側の古丹別層中・上部層(保柳・大上, 1986)に対比される。岩相上はこの地域の古丹別層も、羽幌ドーム北東側の下部層同様、基

本的には礫岩・含礫砂岩・砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩などから構成される。すなわち、碎屑物の粒度は羽幌ドーム北東側と特に変わりはなく、保柳・大上(1986)で区分した7つの岩相が認められる。しかし、より詳細に検討すると、これらに加え級化を示さない塊状の礫岩・砂岩、もしくは級化を示さない砂岩層からなる砂岩泥岩互層が含まれている。この論文ではこれらが無級化礫岩相・無級化砂岩相・無級化砂岩泥岩互層相と区分し、さらに葉理砂岩泥岩互層相を識別した(Table 1)。以下にそれらの特徴を示す。

(1)無級化礫岩相(Non-graded conglomerate : Cn) : 淘汰の悪い礫から構成され、粒径は細礫から大礫まで変化する。この岩相は、礫支持から基質支持まで基質の量はさまざま、淘汰の悪い砂質基質からなる。数10mの層厚をもって出現することが多いが、数mの無級化礫岩からなる単層が複合したものである(Fig. 4 : Plate I-4)。

(2)無級化塊状砂岩相(Non-graded massive sandstone : Sn) : 厚さ数mの塊状砂岩層を構成する(Fig. 4)。級化構造など目だつた堆積構造はみられない。粒度は細粒から中粒のことが多い。出現はまれである。

(3)無級化砂岩泥岩互層相(Alternated non-graded sandstone and mudstone : An) : 数cm~1mの砂岩層と10cm~1mの泥岩層からなる。砂岩層と泥岩層の比率は等量ないし砂岩優勢である。砂岩層の底面・上面とも上位・下位の泥岩層とは明瞭な境界を持ち、砂岩・泥岩ともに級化構造を示さない。砂岩は淘汰が悪く、主に粗粒砂岩から構成され、数cm径の礫を含む(Fig. 5 : Plate I-3)。

(4)リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相(Alternated ripple cross-laminated sandstone and mudstone : Ar) : 細粒砂岩層と泥岩層の数cm~1m単位の互層からなる(Fig. 6)。厚さ数cm~20cmの砂岩層は、明瞭な級化構造を示さないが、単層全体にリップル斜交葉理が発達する(Plate I-1, 2)。厚さ約1~3cmの薄層砂岩層の一部は、連続が悪く水平方向に尖滅する。また20cmを越える厚さの砂岩層は、平行葉理・コンボリユート葉理が発達しているが、単層最上部はリップル斜交葉理からなる(Fig. 6)。いずれの場合も砂岩層の上面は、波長10数cmのリップルからなる。泥岩層中には厚さ数mmの細粒砂からなる平行葉理がみられることがあり、また生物擾乱が発達することもある。

級化砂岩泥岩互層相(保柳・大上, 1986)と葉理砂岩泥岩互層相の違いは次のようである。級化砂岩泥岩互層相は、Bouma シークエンス(BOUMA, 1962)のTa-e、もしくはTb-e、Tc-eなどのタイプから構成される(Plate

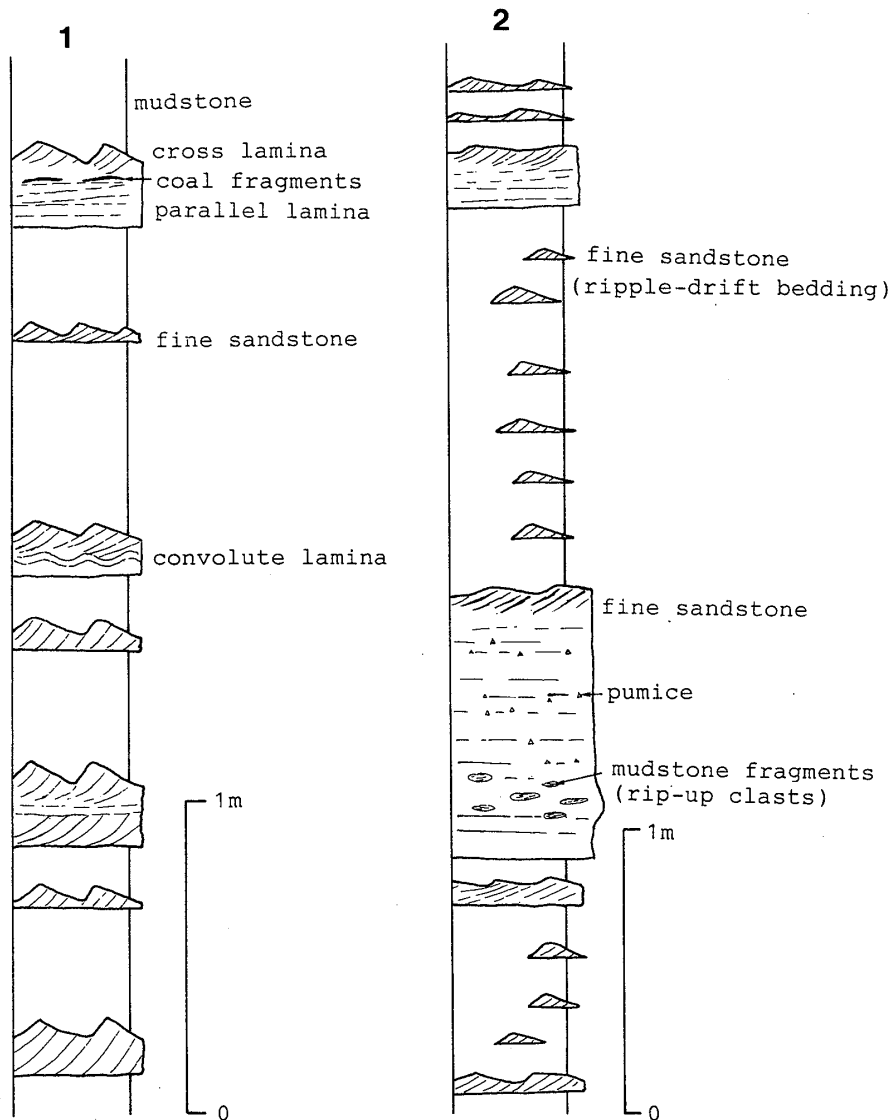


Fig. 6. Alternated ripple cross-laminated sandstone and mudstone facies (Ar).

1 : Loc. D. in Fig. 3, 2 : Loc. C. in Fig. 3.

I-5). 底面には、しばしばフルートキャスト・グループキャストが観察される。しかし、リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相は、Bouma シークエンスのような単層の下部から上部にかけて級化構造を伴ったシークエンスを示さない。また砂岩層の底面には下位を削り込む構造はみられず、一方上面にはリップルマークが形成されており、上位の泥岩と明瞭な境界を示す。また、リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相は、粒度分析の結果によると全体的に細粒で、 $64\mu$ 以下の粒子が単層の下・中・上部いずれのポイントでも30%以上に達する。

b. 羽幌ドーム北東側

羽幌ドーム北東側に分布する古丹別層下部層の岩相は、保柳・大上(1986)で詳細に記載され、礫岩相・含礫砂岩相・厚層砂岩相(砂岩相)・砂岩泥岩互層相・泥岩相・スランプ相・含礫泥岩相の7つの岩相に識別され

ることが示された。礫岩相・厚層砂岩相は、厚さ数mで級化構造を示す(Plate I-6)。一方、砂岩泥岩互層相はBouma シークエンスを示す。この岩相の砂岩層の厚さは、1m以下で平均約6cm\*である。この岩相は、WALKER(1978)の分類による classic turbidite、もしくは MUTTI(1977)の thin-bedded turbidite(薄層タービダイト)の特徴と一致する。この論文では、新たに記載した羽幌ドーム南西側の級化構造を示さない諸岩相と区別するため、これらの級化構造を示す岩相を級化礫岩相(Graded conglomerate : Cg)・級化厚層砂岩相(Graded thick sandstone : Sg)・級化砂岩泥岩互層相(Alternated graded sandstone and mudstone : Ag)と呼称する(Table 1)。

\* 調査地域内における級化砂岩泥岩互層中の砂岩層1004枚の平均値。

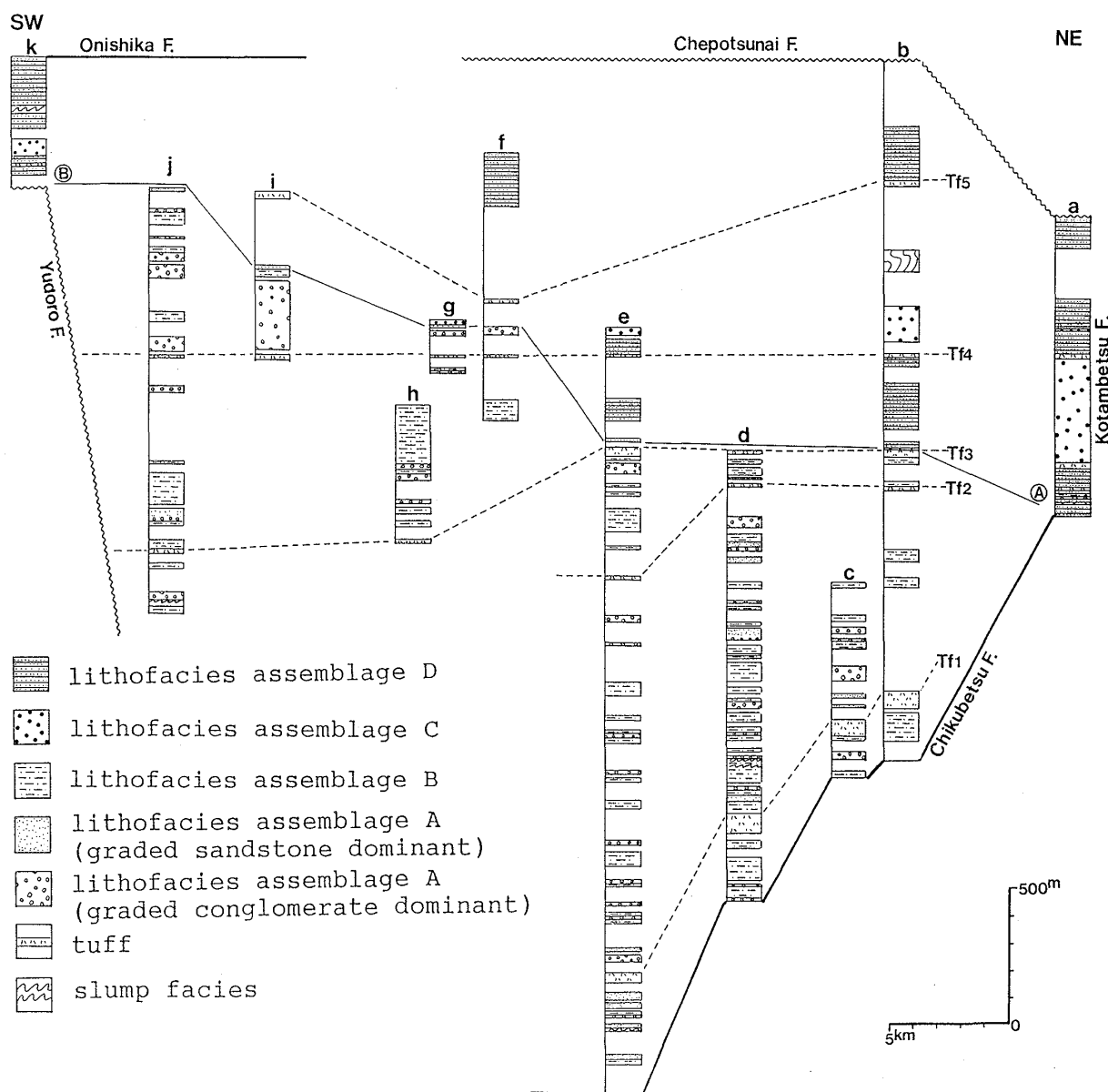


Fig. 7. Columnar sections of the Kotambetsu Formation in the southwestern side of the Haboro Dome. For localities (a-k) of each column, see Fig. 3. solid line ① to ②: first appearance line of the lithofacies assemblages C and D (Association II).

羽幌ドーム北東側についても岩相を再検討すると、南西側と同様(1)~(4)の4つの岩相も認められる。それらは、凝灰岩層の挟在する中・上部層(保柳・大上, 1986)になって出現している。この点については、この章の第3節で述べる。

## 2. 岩相の出現形態と岩相組合せ

さきに筆者らは、級化礫岩相・含礫砂岩相・級化砂岩相が積み重なって厚さ数m~70mの「粗粒岩層」を形成し、さらに「粗粒岩層」は積み重なって厚さ数100mのレンズ状の堆積体を形成することを明らかにした

(保柳・大上, 1986)。そしてこの級化礫岩相・含礫砂岩相・級化砂岩相からなる岩相組合せを「岩相組合せA」、「岩相組合せA」を取り巻いて分布する級化砂岩泥岩互層相・泥岩相の組合せを「岩相組合せB」と名づけた。

羽幌ドーム南西側にも岩相の出現形態としてこの2つの岩相組合せが認められる。さらにこの地域では新たに加わった4つの岩相を中心とした次のような出現形態が認められる。無級化礫岩相は、塊状の1~2mの礫岩層が複合して厚い堆積体を形成し(Fig. 4), しばしば



無級化砂岩相・含礫砂岩相・無級化砂岩泥岩互層相を伴う。これを「岩相組合せ C」とする。

一方、主にリップル斜交葉理砂岩泥岩互層相からなる岩相の出現形態がある (Fig. 6)。この岩相の組合せを「岩相組合せ D」とする。この「岩相組合せ D」には、無級化砂岩泥岩互層相・泥岩相・スランプ相・含礫砂岩相が伴うことがある。

また、級化構造を示す岩相と級化構造を示さない岩相は、混在して出現することがある。Fig. 5 は無級化礫岩相と無級化砂岩泥岩互層相に級化礫岩相・級化砂岩相・級化砂岩泥岩互層相を伴う例である。この付近は、全体的には無級化礫岩相・無級化砂岩相が卓越し、「岩相組合せ C」とみなすことができる。また、リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相を主体とする「岩相組合せ D」中にまれに級化砂岩泥岩互層相が挟在することがある。

### 3. 岩相組合せとその分布

羽幌ドーム南西側には 4 つの岩相組合せが分布する (Fig. 7)。羽幌ドーム西側の古丹別層の分布のもっともせまい所 Fig. 7-a (築別川) では、「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」から構成され、その層厚は約 700 m である。しかし、その南の Fig. 7-b・c・d (羽幌川・十五線川) では、Tf<sub>3</sub> より下位の層準が「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」からなり、Tf<sub>3</sub> より上位の層準は「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」から構成される。さらに南の Fig. 7-e (チェポツナイ川) では、Tf<sub>3</sub> より下位の層準が「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」から構成され、Tf<sub>3</sub> より上位では「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」から構成されている。Fig. 7-f・g・h (三毛別川・松下沢) では、「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」は Tf<sub>4</sub> 層準より上位の位置まで出現する。Tf<sub>4</sub> と Tf<sub>5</sub> の中間の層準で「岩相組合せ C」が見られ、Tf<sub>5</sub> より上の層準で「岩相組合せ D」が見られる。Fig. 7-i (温寧川) では Tf<sub>5</sub> 層準まで「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」からなるが、Tf<sub>5</sub> 直下の「岩相組合せ B」中には薄層の無級化砂岩層がしばしば観察される。古丹別層の分布の南西端にあたる Fig. 7-k (小平海岸) は古丹別層の最上部であるが、「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」から構成されている。

このように羽幌ドーム南西側では 5 枚の凝灰岩層を時間面として岩相の推移を知ることができる。「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」から「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」への変化は、北東側において早い。すなわち、「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」の出現線は同時時間面である凝灰岩層を横切っており (Fig. 7)、南西に向かってこの変化は遅くなっていく。

羽幌ドーム北東側は、下部層が「岩相組合せ A」と「岩

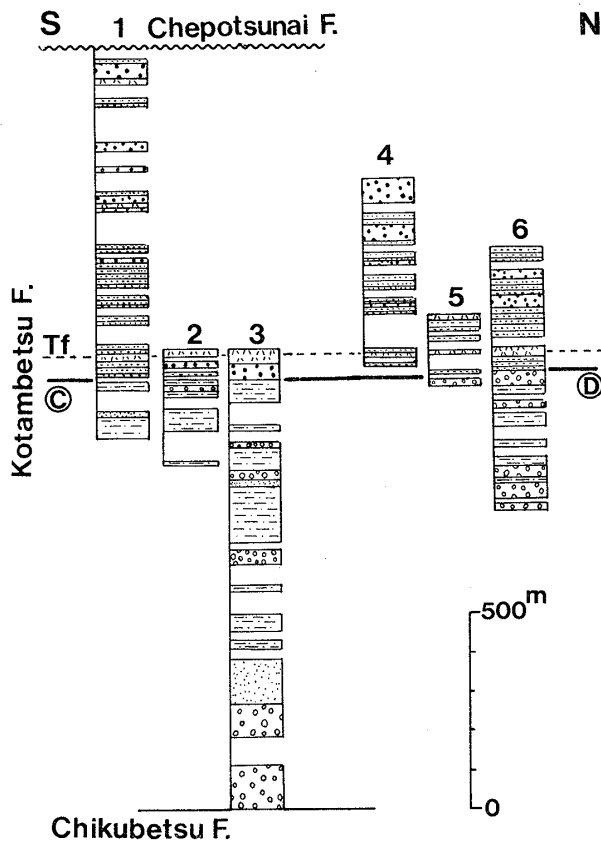


Fig. 8. Columnar sections of the Kotambetsu Formation in the northeastern side of the Haboro Dome.

For localities (1—6) of each column, see Fig. 3. solid line © to ©: first appearance line of the lithofacies assemblages C and D (Association II). Symbols are referred to Fig. 7.

相組合せ B」からなる (保柳・大上, 1986)。しかし、凝灰岩の挟在する中・上部層は、級化構造を示さない岩相が出現し、「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」から構成されている (Fig. 8)。

### 古 流 向

羽幌ドームの南西側の地域では、「岩相組合せ B」中にみられるソールマーク、凝灰岩層中のフレーム構造、「岩相組合せ D」中の斜交葉理から古流向が求められる (Fig. 9)。ソールマークの示す古流向は、Tf<sub>1</sub> の下位およびその直上の層準で南西への流れを示し、その上位で南ないし南南東を示す。また、Tf<sub>4</sub> の層準のリップル斜交葉理砂岩泥岩互層相の斜交葉理の示す古流向は南西へ向かい、その上位の Tf<sub>5</sub> の層準では西を示す。また、Tf<sub>3</sub> の凝灰岩層にみられるフレーム構造 (Plate I-7) は、ほぼ北からのすべりを示している。同時時間面 (例えば

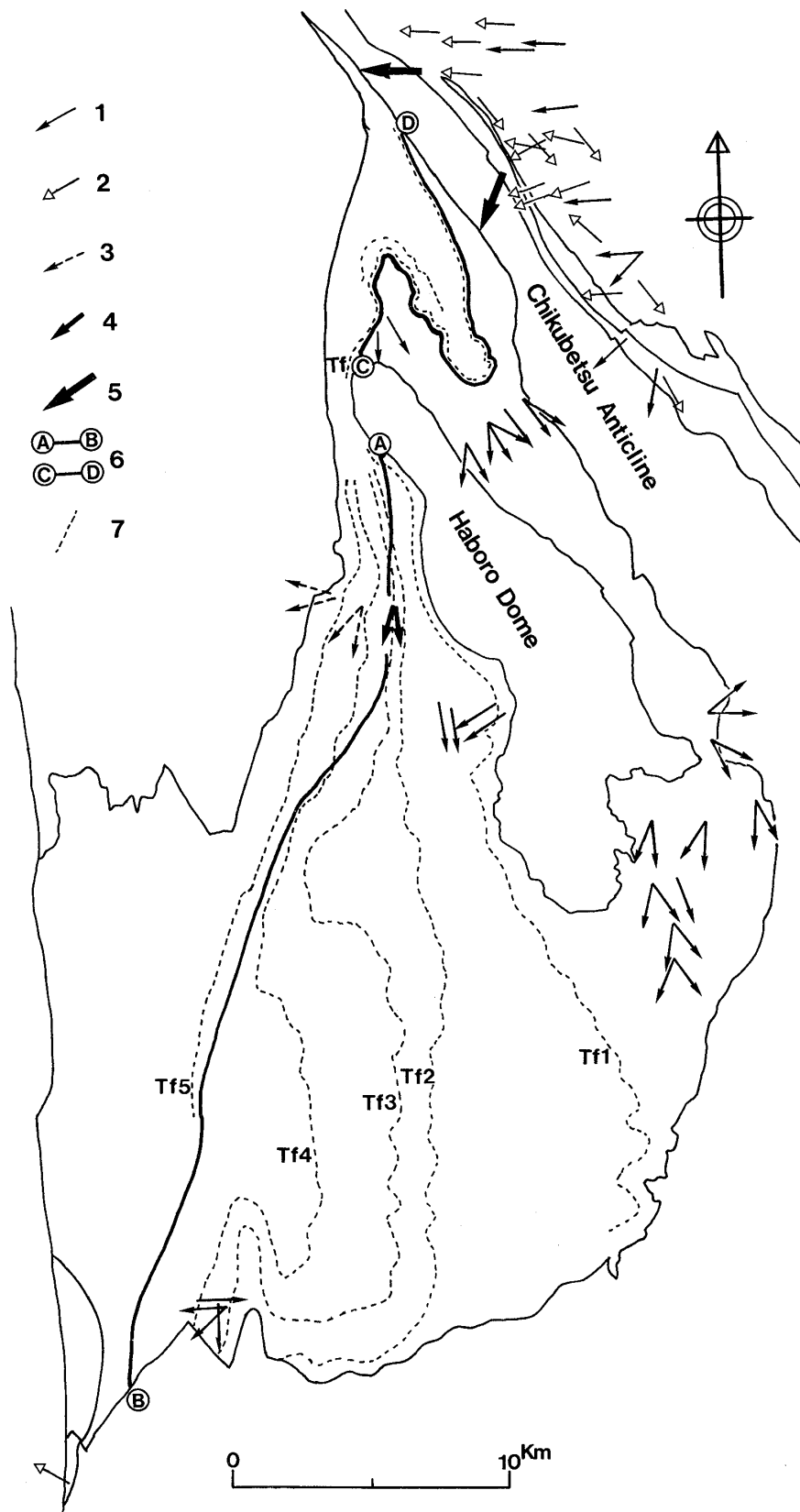


Fig. 9. Paleocurrents of the Kotambetsu Formation in the study area.

1 : sole mark, 2 : gravel imbrication (after HOYANAGI, 1987), 3 : cross lamination, 4 : flame structure, 5 : slump structure, 6 : first appearance lines of lithofacies assemblage C and D (Association II), Association II is left side of these lines. 7 : marker bed tuff.

Fig. 9 の Tf<sub>1</sub>~Tf<sub>2</sub> の層準)でみると「岩相組合せ B」中の砂岩層のソールマークから示された上流側に「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」が存在している。すなわち同時時間面では、「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」が下流側、「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」が上流側に位置することを古流向は示している(Fig. 9)。

羽幌ドーム周辺全体についてみると、築別背斜東側では東からの流れが卓越し、築別背斜と羽幌ドームの間の向斜部では北から南への流れが卓越している(保柳・大上, 1986; HOYANAGI, 1987)。羽幌ドーム南西側では、北東もしくは北からの流れが地域全域で卓越する。

## 考 察

### 1. 古丹別層の堆積環境の変遷

#### a. 堆積組相

「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」はともに級化構造をもつ級化礫岩相・級化砂岩相・砂岩泥岩互層相を主体に構成されている。そしてこの2つの岩相組合せは互いに相伴って出現し、同一の場で形成された時間的空間的広がりをもった堆積体を形成している(保柳・大上, 1986)。一方、「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」は、先の2つの岩相組合せと同様の粒度で構成され、お互いに密接に関連して出現する(Fig. 7)が、級化構造を示さない岩相が存在することで特徴づけられる。したがって、上述の2つの岩相組合せとは別の堆積環境下で形成された2つの岩相群であると考えられる。この論文では、立石・滝沢(1985)にしたがい、ある空間的広がりをもった堆積環境に対応して形成された岩相群を堆積組相と呼ぶ。したがって、「岩相組合せ A」と「岩相組合せ B」とを合わせて堆積組相 I に、「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」とを合わせて堆積組相 II にまとめる。

#### b. 堆積組相 I の堆積環境

堆積組相 I の堆積環境の復元は、保柳・大上(1986)で詳細に検討した。すなわち、堆積組相 I を構成する級化構造をもつ諸岩相は、混濁流を運搬機構とするタービダイトとそれに付随する組粒岩であり、「岩相組合せ A」はチャンネル充填堆積物、「岩相組合せ B」はチャンネル周辺堆積物である。したがって、この堆積組相は斜面を下った流れによって形成された岩相の集合であり、堆積盆中の斜面下の堆積物と考えられる。

#### c. 堆積組相 II の堆積環境

「岩相組合せ C」と「岩相組合せ D」からなる堆積組相 II は、Figs. 7, 8 & 10 に示されるように堆積組相 I の上位を占める。また Fig. 9 にみられるように凝灰

岩層を同一時間面とした場合、堆積組相 II は堆積組相 I 中に見られるソールマークの示す上流側に位置している。さらに両者の境界付近に、級化構造をもつ岩相もたない岩相とが混在する堆積組相 I と II の中間の性格をもつものがある。したがって、堆積組相 II は斜面下の堆積物である堆積組相 I と比較すると、相対的に上流側、すなわちより斜面の上方で形成されたと推定できる。

「岩相組合せ D」の主要岩相であるリップル斜交葉理砂岩泥岩互層相に相当する岩相を OKADA(1978)は、リップルベッド相とし、堆積盆におけるもっとも遠方の海盆底において堆積したコンターライトであるとしている。しかし、堆積組相 I の級化砂岩泥岩互層相の古流向の示す上流側に存在すること、「岩相組合せ D」にスランプ相が伴うことを考え合わせると、リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相を主要構成岩相とする「岩相組合せ D」は、級化砂岩泥岩互層相を主要構成岩相とする「岩相組合せ B」よりプロキシマルな環境を示していると考えられる。MUTTI(1977)が上部扇状地のチャンネルマウス堆積物として示した薄層タービダイトは、リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相と同様の特徴をもっている。また、SHEPARD *et al.*(1969)は、プロキシマルファンバレーの自然堤防堆積物としてこれと同様の特徴をもつ岩相を示している。これらの例は、リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相と同一の特徴をもつ岩相が、タービダイトの堆積システムの中でプロキシマルな地域に分布する可能性を示している。一方、ALLEN(1965)は、河川の影響下にあるデルタの prodelta slope にリップル斜交葉理砂岩泥岩互層相と類似の岩相が形成されることを示している。この岩相と類似した岩相をデルタ前面斜面ないし陸棚斜面の堆積物と考えている例も多い(滝沢, 1975; PICKERING, 1982; LAMENS, 1985)。

「岩相組合せ C」は、塊状礫岩相の積み重なりからなり、厚いレンズ状の礫岩堆積体を形成していると考えられる。このことはこの岩相組合せがチャンネル内で堆積したことを示唆しており、堆積組相 II も堆積組相 I と同様、チャンネル充填堆積物とチャンネル周辺堆積物から構成されていると考えられる。しかし、堆積組相 I の「岩相組合せ A」を構成する級化礫岩相と異なり、明瞭な級化構造を示さないことから、混濁流からの堆積は考えられず、デブリフロウ(ENOS, 1977; LOWE, 1982)などからの堆積が考えられる。また、Fig. 7 の北部の柱状 b, e では Tf<sub>4</sub> の直上に無級化礫岩を主体とする「岩相組合せ C」が存在しているが、南西側の柱状 f, g, i, j では同層準は級化礫岩を主体とする「岩相組合せ A」

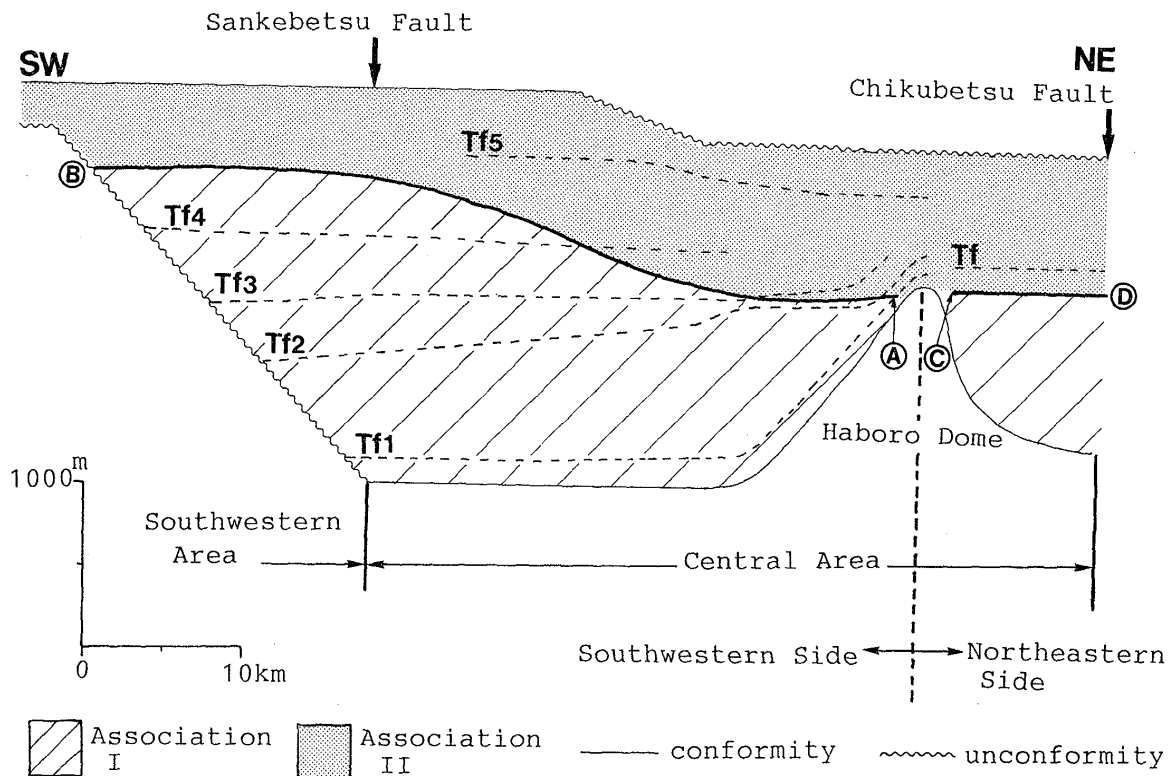


Fig. 10. Simplified sedimentary facies association sequence of the study area.

Tf, Tf<sub>5</sub>-Tf<sub>1</sub>: marker bed tuff, solid lines ① to ② and ③ to ④: first appearance lines of the Association II (refer to Figs. 7 & 8).

からなる。このことは礫岩の堆積したチャンネルが連続していたことを示し、存在したチャンネルの堆積環境の違いによって異なる2つの岩相が形成されたと考えることができる。

WESCOTT & ETHRIDGE(1983)は、海岸扇状地前面の海底斜面部の岩相が、比較的薄く粗粒な砂岩と泥岩の互層、基質が少なく塊状で淘汰の悪い礫岩から構成され、スランプを伴うことを示している。さらに斜面部の岩相が海底扇状地の堆積物であるタービダイトへ連続してゆくと考えている。この斜面部の岩相は、堆積組相 II の岩相の特徴と類似している。

このように堆積組相 II の岩相は、タービダイトシステムのプロキシマル域と類似する部分やデルタないし海岸扇状地(ファンデルタ)システムのディスタル域に類似した部分がある。したがって、その堆積環境は海岸扇状地前面斜面の可能性が高いと考えられる。「岩相組合せ D」の泥岩相中に堆積組相 I ではみられなかった生物擾乱が伴うことは、このようなより浅い堆積環境と関連するかもしれない。

堆積組相 II の厚さは、地域内で大きな変化はない。

しかし堆積組相 I は、Fig. 10 にみられるように、羽幌ドームの南西に向かって急激に厚くなり再び層厚を減じ堆積盆南西端で消滅する。すなわち堆積組相 I は、ちょうど凹地を埋めるような分布をしている。このことは、凹地が堆積された後に、堆積組相 II が形成されたことを示している。

#### d. 堆積組相と堆積環境の変化

羽幌ドーム南西翼では古丹別層の中・上部層が直接築別層の上位に累重して、下部層を欠いている。これは羽幌ドーム付近に存在した隆起帯によって、下部層のタービダイトの堆積がドーム東側に限定され西側に及ばなかったためである(保柳・大上, 1986)。一方、現在築別断層(築別背斜)の存在する地域は、古流向に隆起域を示す傾向が現れていない(Fig. 9)。Fig. 10 にみられるように、古丹別層堆積開始期にはむしろ沈降域であったと思われる。このように古丹別層堆積初期段階では、羽幌ドーム東側のトラフにおいて斜面下にチャンネル充填堆積物とチャンネル周辺堆積物が堆積し、トラフの埋積が進行した(保柳・大上, 1986)。

次にこの論文では、羽幌ドーム東側の埋積が完了して

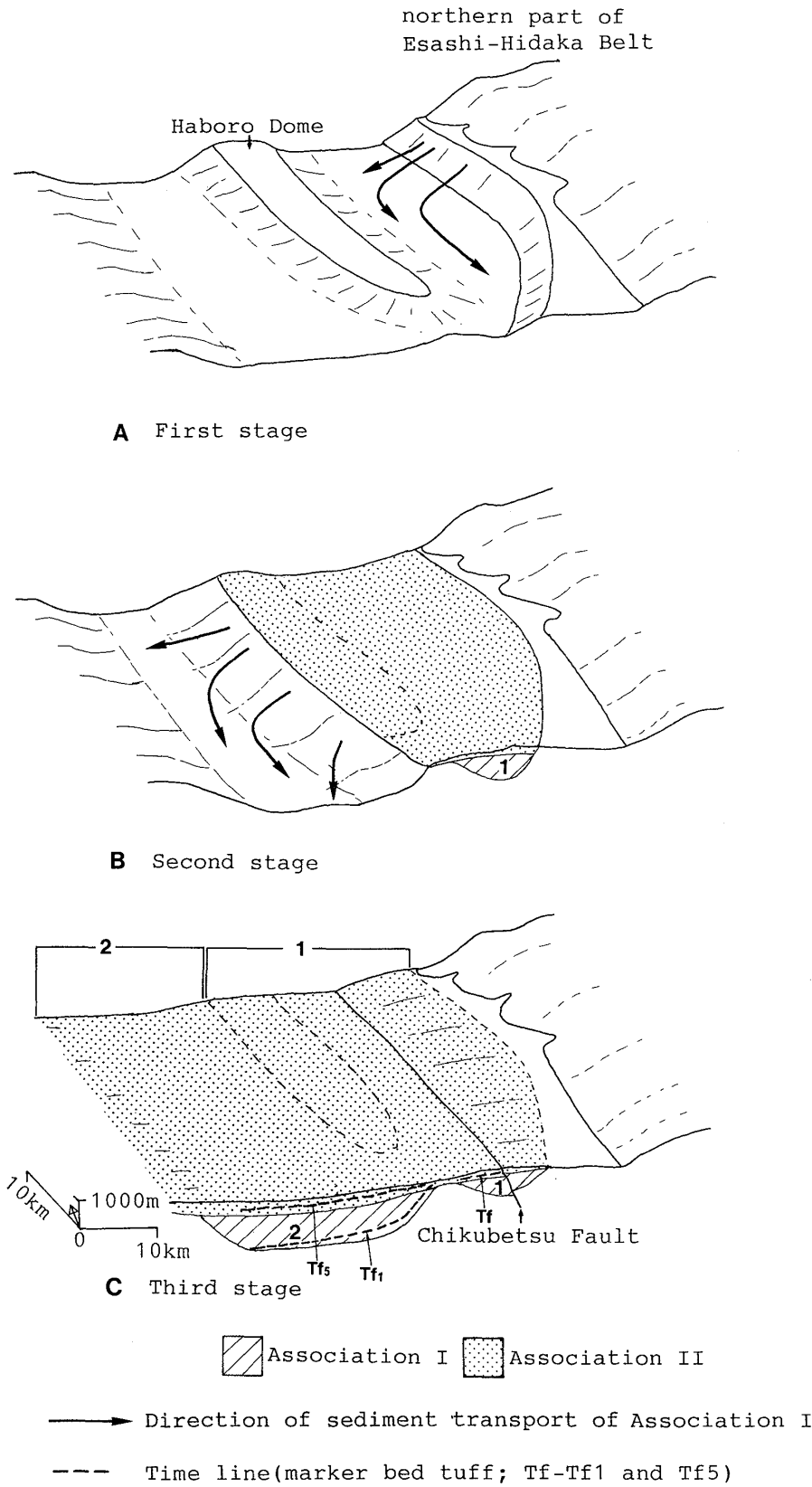


Fig. 11. Depositional process of the Kotambetsu Formation.

1 : main depositional area of the first stage, 2 : main depositional area of the second to third stages.

初めて堆積の場となったドームの南西側における埋積過程を示す。堆積組相は垂直的に常に I から II へ変わる (Fig. 10)。さらに、凝灰岩層 (Tf<sub>1</sub>~Tf<sub>5</sub>) を鍵層として水平的に追跡すると、北東から南西に向けて II から I に変化する。すなわち、堆積組相 II は常に堆積組相 I の上位にあるが、水平方向には堆積組相 I と同時異相の関係にあることが確かめられる (Fig. 10)。堆積組相 I から堆積組相 II への層相変化は供給源に近い北東部でより早期に起こり、より遠い南西部ではより遅くまで堆積組相 I が継続している。堆積組相 I から堆積組相 II への垂直的变化は、斜面下の堆積物からその上流の堆積物への変化であり、埋積に伴い斜面がなだらかになったことを示していると推定される。堆積組相 II のみからなる羽幌ドーム西翼の Fig. 7-a では、その南部の Fig. 7-b などより堆積組相 I の層厚分だけ薄い。このことは羽幌ドームの構造地形を示していると考えられる。羽幌ドーム南西側では、斜面を下った堆積物重力流によって北東側から堆積盆が埋積され、その堆積地域が前進していくことによって先に述べた堆積組相の垂直的・水平的変化が形成されたと考えられる (Fig. 11)。

古丹別層の砕屑物は東に隣接する北海道中軸部 (枝幸-日高帯) 北部から供給されている (保柳・大上, 1986; 保柳ほか, 1986)。調査地域北東部の古流向は東からの流れを示し、西傾斜の斜面を反映していると考えられる。また、この地域のスランプのすべり方向も西傾斜の斜面の反映である。したがって、古丹別層の堆積は、以下の3つのステージにそって、北東側から南西側へ向かって進行したと推定される (Fig. 11)。

#### (1) 第 1 期：構造地形埋積期 (Fig. 11-A)

堆積の最初のステージは、羽幌ドーム東側における堆積組相 I の形成、すなわちチャネルとチャネル間をタービダイトが埋積することによって開始された。この時期には、現在の羽幌ドームの構造と一致する高まりが存在しており、構造地形として堆積を規制していた (保柳・大上, 1986)。このような堆積盆内の構造地形と堆積作用の関係を示す例は、TOKUHASHI (1979)、徳橋 (1982) により房総半島の中新統清澄層のタービダイト形成で示されている。また、徳橋 (1982) は構造地形に規制されて堆積が進行する段階では広がった海底扇状地は形成されないとしている。この段階をタービダイトによる構造地形埋積期 (第 1 期) とする。

#### (2) 第 2 期：タービダイト堆積盆前進期 (Fig. 11-B)

次の段階では、羽幌ドーム東側が埋積されることによってタービダイト堆積盆はその前面の南西側に前進す

る。この段階では古丹別層の堆積盆の後背地側には、すでに埋積された羽幌ドーム東側堆積盆を構成する堆積組相 I の上位に、堆積組相 II が形成され、その前面の南西側斜面下にはタービダイトからなる堆積組相 I が形成される。この段階をタービダイト堆積盆前進期 (第 2 期) とする。

#### (3) 第 3 期：埋積完了期 (Fig. 11-C)

さらに埋積が進行し堆積盆の斜面はゆるやかになり、全体的に堆積組相 II に移り変わる。この段階を埋積完了期 (第 3 期) とする。

### 2. 堆積盆の変遷とその背景

古丹別層の堆積開始期は、浅海成の築別層の堆積に引続く、タービダイトの堆積によって定義される。このことは、この間に斜面の形成、すなわち後背地の急激な隆起と堆積盆の深化を伴っていることを意味する (保柳・大上, 1986)。すなわち、砕屑物は供給源から堆積物重力流となって直接斜面を下り堆積盆を急激に埋め立て、堆積の中心がその前面 (相対的に西側) に移動していったと考えられる (Fig. 11)。古丹別層堆積の「第 1 期」のような構造凹地を埋積してタービダイトが形成される段階を、徳橋 (1982) は海底扇状地準備期とよんだ。しかし、古丹別層では急速に堆積盆の埋め立てが完了し、タービダイト堆積地域自体が前進して、再びその前面の構造凹地を埋積していったことを示している。またこのことは、古丹別層の堆積盆の中心が西へ移動してしまい、東部の地域ではさらなる堆積盆の沈降がなかったことを意味している。

北東部および中央部における上位層と古丹別層との不整合関係は、堆積盆の北東部から中央部が、堆積終了後に上昇域に転換したため形成されたと考えられる。古丹別層の古流向からみると、当時の築別背斜は構造的な隆起帯ではなく、古丹別層堆積後に沈降域が隆起に転じることによって形成された可能性がある。また、古丹別層は、南西部で下位のユードロ層 (寧楽層) を東側から覆い、不整合を形成したと推定される。また、古丹別層の堆積が南西部でより遅くまで継続するという生層序の資料 (高橋ほか, 1984) と上位の鬼鹿層との整合漸移関係は、東部から西部へ向かって堆積が進行したことを示していると考えられる。

古丹別層の礫岩組成の検討は、砕屑物の供給源が堆積盆のすぐ東に隣接していることを示しており (保柳・大上, 1986)、堆積様式の復元と考え合わせると堆積盆と供給源の間にフィーダーチャネルを想定することはできない。すなわち、後背地から多量の砕屑物が供給されて形成された海岸扇状地の沖合いのスロープエプロン

(Stow *et al.*, 1984; Stow, 1985)上で堆積した地層が古丹別層であると推定できる。古丹別層の堆積作用は、後背地の隆起域とそれに接して形成された堆積盆の位置関係によって規定されていると考えられる。そして極めて活動的な地域の堆積作用を示すものと考えられる。

### ま と め

(1)古丹別層の岩相は、粒度と堆積構造から級化礫岩相・無級化礫岩相・含礫砂岩相・級化厚層砂岩相・無級化塊状砂岩相・級化砂岩泥岩互層相・リップル斜交葉理砂岩泥岩互層相・無級化砂岩泥岩互層相・泥岩相・スランプ相・含礫泥岩相の11の岩相に分類される。

(2)これらの岩相はその出現形態から4つの岩相組合せにまとめられる。さらにこれらの岩相組合せは、級化構造の有無という堆積構造上の特徴の違いから、異なった堆積環境下で形成されたと推定される堆積組相Ⅰと堆積組相Ⅱに大別される。

(3)凝灰岩層を時間面とした古流向と堆積組相の分布関係から、堆積組相Ⅱは、堆積組相Ⅰより陸側で形成されたと考えられる。堆積構造の違いも考慮に入れると、堆積組相Ⅰは斜面を流れ下った混濁流によって形成された斜面下のタービダイトと考えられる。一方、堆積組相Ⅱは堆積組相Ⅰによる構造凹地埋積後、斜面の傾斜が緩くなることによって形成され、堆積組相Ⅰより相対的に斜面上流側の堆積物と推定される。その堆積環境は、海岸扇状地(ファンデルタ)前面の大陸斜面が最も考えやすい。

(4)2つの堆積組相の分布を凝灰岩層を時間面として検討することによって、古丹別層の堆積が、1.タービダイトによる構造地形の埋積、2.タービダイト堆積地域の前進、3.堆積盆埋積の完了という3つのステージにそって、北東部から南西部へ向かって順次進行したことが示される。

(5)このような堆積形態は、東側の隆起域とそれに近接した堆積盆の位置関係、堆積盆の埋積速度に規定されていると考えられる。また、堆積盆の中央部および東部は、古丹別層の堆積後に上昇地域に転じたと推定される。すなわち、極めて活動的な地域における堆積作用の一例であると考えられる。

**謝辞** この論文は、北海道大学の博士論文の一部をまとめたものである。研究に際して、松井 愈前北大教授には終始懇切なるご指導とご援助をいただいた。北海道大学理学部地質学鉱物学教室の諸先生がた、大学院生諸氏にはご教示、ご援助をいただいた。新潟大学理学部地質学鉱物学教室立石雅昭助教授には、さまざまご教示、

ご討論をいただき、論文を読んでいただいた。ここに深く感謝いたします。

この論文は、新潟大学大学院自然科学研究科研究生および日本学術振興会特別研究員として新潟大学理学部地質学鉱物学教室においてまとめられた。論文をまとめる機会を与えていただいた植村 武教授をはじめ同教室の方々に感謝いたします。なお、1988年に行った補足調査にあたって、文部省科学研究費奨励研究(A)課題番号63790261の一部を使用した。

### 文 献

- ALLEN, J. R. L., 1965: Late Quaternary Niger Delta, and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies. *AAPG Bull.*, **49**, 547-600.
- BOUMA, A. H., 1962: *Sedimentology of some flysch deposits*. 168p., Elsevier Publs., Amsterdam.
- ENOS, P., 1977: Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, **24**, 133-142.
- FLORES, R. M., 1975: Short-headed stream delta: Model for Pennsylvanian Haymond Formation, west Texas. *AAPG Bull.*, **59**, 2288-2301.
- and FERM, J. C., 1970: A recent model for Pennsylvanian deposition in the Marathon Basin, west Texas. *Jour. Sed. Petrol.*, **40**, 621-628.
- 秦 光男, 1961: 5万分の1地質図幅「初浦」および同説明書。地質調査所, 60p.
- HEIN, F. J. and WALKER, R. G., 1982: The Cambro-Ordovician Cap. Erange Formation, Quebec, Canada: Conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terrace. *Sedimentology*, **29**, 309-329.
- HOYANAGI, K., 1987: Channel-fill conglomerates in the Middle Miocene Kotambetsu Formation, northern Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, [IV], **22**, 277-296.
- 保柳康一・松井 愈, 1985: 北海道羽幌地域第三系, 三毛別層の K-Ar 年代。地球科学, **39**, 74-77.
- ・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈, 1986: “衝突帯”のタービダイト相とテクトニクス—中新世中央北海道の例—。地団研専報, no.30, 265-284.
- ・大上拓男, 1986: 海底チャン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.
- LAMENS, J., 1985: Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmian (Tremadocian, Lower Ordovician) of the Stavelot Massif, Belgium. *Sed. Geol.*, **44**, 121-142.
- LOWE, D. L., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, 279-297.
- 松野久也・木野義人, 1960: 5万分の1地質図幅「築別炭鉱」および同説明書。地質調査所, 43p.
- MUTTI, E., 1977: Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, **24**, 107-131.
- OKADA, H., 1978: Sedimentary patterns in apparent back-

- arc basins : A case study of the Neogene sequence in northern Hokkaido, Jpn. *Jour. Phys. Earth*, **26**(Suppl.), 477-490.
- , 1980 : Sedimentary environments around arcs : An example of the Japan trench area. *Precambrian Res.*, no.12, 139-155.
- and TANDON, S. K., 1984 : Resedimented conglomerates in a Miocene collision suture, Hokkaido, Japan, In KOSTER, E. H. and STEEL, R. J. eds. : *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, 413-427, Canadian Soc. Petroleum Geol. Mem., 10.
- PICKERING, K. T., 1982 : A Precambrian upper basin-slope and prodelta in northeast Finnmark, north Norway—A possible ancient upper continental slope. *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, 171-186.
- SHEPARD, F. P., DILL, R. F. and ULRICH VON RAD, 1969 : Physiography and sedimentary processes of La Jolla Submarine Fan and fan-valley, California. *AAPG Bull.*, **53**, 390-420.
- 柴田 賢・棚井敏雅, 1982 : 北海道第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 北海道第三系生層序の諸問題, 北海道新第三系総研事務局, 75-80.
- 徐 垣, 1985 : 富士川層群身延累層中にみられる古海底チャンネルの堆積相とその形成過程. *地質雑*, **91**, 87-107.
- SOH, W., 1986 : Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio-Pliocene age and its geotectonic implication. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Miner.*, **52**, 1-68.
- STOW, D. A. V., 1985 : Deep-sea clastics : where are we and where are we going? In BRENCHELY, P. J. and WILLIAMS B. D. J. eds. : *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects*. Spec. Publ. Geol. Soc., Blackwell, Oxford., 67-93.
- , HOWELL, D. G. and NELSON, C. H., 1984 : Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In BOUMA, A. H., NORMARK, W. R. and BARNES, N. E., eds. : *Submarine Fans and Related Turbidity Systems*, 15-22, Springer-Verlag, New York.
- 高橋功二・福沢仁之・和田信彦・保柳康一・岡 孝雄, 1984 : 北海道北部, 日本海沿岸地域の新第三系—その層序と古地理について—*地球科学*, **38**, 299-313.
- ・君波和雄, 1983 : 羽幌ドーム周辺の古丹別層の堆積作用. *地球科学*, **37**, 250-261.
- 滝沢文教, 1975 : 南部北上牡鹿半島の白亜紀層の堆積. *地調月報*, **26**, 267-318.
- 立石雅昭・滝沢文教, 1985 : 堆積相と堆積環境. *地質学論集*, no.25, 321-341.
- TOKUHASHI, S., 1979 : Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. Ser. Geol. & Miner.*, **46**, 1-60.
- 徳橋秀一, 1982 : 海底扇状地形形成過程における 2 つの段階. *地質ニュース*, no.337, 258-259.
- 対馬坤六・松野久也・山口昇一, 1956 : 5 万分の 1 地質図幅「鬼鹿」および同説明書. *地質調査所*, 17p.
- ・田中啓策・松野久也・山口昇一, 1958 : 5 万分の 1 地質図幅「達布」および同説明書. *地質調査所*, 66p.
- 植村癸巳男, 1930 : 天塩国北部に於ける含油第三紀層. *地質雑*, **37**, 707-726.
- WALKER, R. G., 1969 : The juxtaposition of turbidite and shallow-water sediments study of a regressive sequence in the Pennsylvanian of north Devon, England. *Jour. Geol.*, **77**, 125-143.
- , 1975 : Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748.
- , 1977 : Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 273-285.
- , 1978 : Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans : Models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bull.*, **62**, 932-966.
- and MUTTI, E., 1973 : Turbidite facies associations. In MIDDLETON G. V. and BOUMA A. H. eds. : *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Eco. Paleont. Mineral., Pacific Section, 119-158.
- WESCOTT, W. A. and ETHRIDGE, F. G. 1983 : Fan-delta sedimentology and tectonic setting—Yallahas fan delta, southeast Jamaica. *AAPG Bull.*, **64**, 374-399.
- 山口昇一・松野久也, 1963 : 5 万分の 1 地質図幅「三溪」および同説明書. *地質調査所*, 50p.

## (要 旨)

保柳康一, 1989 : 堆積と前進に伴うタービダイトの岩相変化—中央北海道・中部中新統古丹別層—*地質雑*, **95**, 509-525. (HOYANAGI, K., 1989 : Progradational lithofacies change of turbidite sequence, Middle Miocene Kotambetsu Formation, central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 509-525.)

中部中新統古丹別層は, 中央北海道北部羽幌地域に広く分布する. その岩相は, 粒度と堆積構造から 11 の岩相に分けられる. これらの岩相は, 級化構造を示す岩相を主体とする堆積組相 I と級化構造を示さない岩相を主体とする堆積組相 II とにまとめられる. 堆積組相 I は, タービダイトと付随する粗粒岩相から構造され, 混濁流によって運搬され, 急な斜面下に堆積したものと考えられる. 堆積組相 II は, 常に堆積組相 I の上位および上流側に存在しており, 堆積組相 I より斜面上部側の浅い堆積環境で堆積したと考えられる. この 2 つの堆積組相の垂直的・水平的関係は, 古丹別層の堆積が, 1. タービダイトによる構造地形の埋積, 2. タービダイト堆積地域の前進, 3. 堆積盆埋積の完了による斜面の喪失という 3 つのステージにそって堆積盆の北東から南東へ向かって順に進行したことを示す. 古丹別層の堆積作用は, 供給地に隣接した活動的堆積盆の堆積作用の一例である.



## Explanation of Plate

1. Alternated ripple cross-laminated sandstone and mudstone (Ar) facies (Loc. P3 in Fig. 3). Hammer is 30 cm long.
2. Thin sandstone bed with cross lamination of the Ar facies (Loc. P4 in Fig. 3). Scale is 30 cm long.
3. Thin and coarse-grained sandstone bed of the An facies (Loc. P2 in Fig. 3). Scale 30 cm long.
4. Non-graded conglomerate (Cn) facies (Loc. P6 in Fig. 3). Scale is 1 m long.
5. Alternated graded sandstone and mudstone (Ag) facies (Loc. P8 in Fig. 3). Scale is 1 m long.
6. Graded conglomerate (Cg) facies overlying the Ag facies (Loc. P1 in Fig. 3). Scale is 1 m long.
7. Flame structure in a tuff bed in the Association I (Loc. P7 in Fig. 3). Scale is 15 cm long.
8. Large slump structure in the Association II (Loc. P5 in Fig.3).

