

## 北海道穂別地域に分布する、中新世堆積岩類の岩相と堆積環境 Lithofacies and Sedimentary Environment of the Miocene Sedimentary Rocks in the Hobetsu district, Hokkaido, Japan

川上源太郎

Gentaro Kawakami

穂別町立博物館

Hobetsu Museum, Hobetsu 054-02, Japan

(1997年2月10日受付)

### Abstract

Miocene-Pliocene coarse clastic sediments in the southern part of the Ishikari-Teshio Belt, central Hokkaido, were supplied from the uplift zone which was formed in relation to the collision event of Amurian and Okhotsk plates, and succeeding migration and collision of Chishima outer-arc toward the central Hokkaido.

Miocene shallow-marine deposits of the Takinoue Formation overlies Pre-Neogene rocks unconformably. The basins of the Miocene time were deepened upward and marine sediments widely covered the central Hokkaido. Kawabata Formation consists of turbidites and associated coarse clastics and overlies the mudstone of Takinoue Formation. This succession shows the early stage of the development of N-S trending foreland deep-trough basin. In the Kawabata Formation, lack of vertical systematic succession, the distribution pattern of coarse clastics and the multi-directional paleocurrent data, all suggest that these turbidites and associated coarse clastics were infilling the basin as the confined trough-fill system (Takano, 1990; Tateishi *et al.*, 1992).

Subsequently, highly bioturbated sandy mudstone of the Karumai Formation abruptly overlies Kawabata Formation, and gradually changed into thick amalgamated succession of massive-graded conglomerate, crudely parallel-and minor cross-stratified conglomerate/pebbly sandstone. According to the studies of the surrounding area, these coarse clastics and sandy mudstone are laterally inter-fingering, and it is inferred that these coarse clastics were deposited by fan-delta systems which might be developed along the east margin of the basin (Hoyanagi *et al.*, 1985) related to the collision event of the central Hokkaido and Chishima outer-arc (Kimura, 1981; Hoyanagi *et al.*, 1986). The above succession from Kawabata Formation to Karumai Formation shows basin-shallowing related from the infilling of the basins and probably from eustatic sea-level fall.

### はじめに

北海道中央部、日高山脈西縁の地域では、中期中新世から鮮新世にかけて、重力流堆積物を主体とする粗粒で厚い堆積体が形成された。この新第三系堆積盆は圧縮応力場において形成されたと考えられており(保柳ほか, 1986など)、これを埋積する堆積物には、堆積盆の発達と埋積過程、堆積システムの変遷が記録されている。

中期中新世に北海道中央部では南北に伸びるトラフ状の堆積盆が発達し、タービダイトおよび関連粗

粒重力流堆積物により埋積された。木村・宮下(1986)はこのようなトラフ状の堆積盆が、古第三紀に始まるアムールプレートとオホーツクプレートの2つのプレートの衝突により生じたと考えた。このときアムールプレートが東側のオホーツクプレート下へ押し込められることにより、プレート境界部に南北に伸びるトラフ状の堆積盆が発達するとともに、東側に隣接する地帯が隆起域となり西側のトラフへ活発に碎屑物を供給したと考えられている(木村・宮下, 1986; 保柳・大上, 1986; 保柳ほか, 1985; 1986; 宮坂ほか, 1986; 保柳, 1989)。

さらに、中期中新世の後期に千島前弧の西進・中央北海道への衝突(木村, 1981)が加わり、日高山脈が上昇して多量の粗粒砕屑物を供給したと考えられている(保柳ほか, 1986; 宮坂ほか, 1986). そのため北海道中央部のうち南半部の地域では、浅海化していた堆積盆の東縁部にファンデルタが発達したと推定されている(保柳ほか, 1985). また日高山脈の上昇に伴い、堆積中心は次第に西方へ移動したと考えられている(北海道鉱業振興委員会編, 1990; 嵯峨山ほか, 1992).

穂別地域周辺では、この中期中新世のテクトニクスの変遷に対応した一連のサクセッションが観察でき、またその分布も広い。さらに図幅調査をはじめとした層序学的検討も進んでおり、また古流向資料などもいくつか報告されている(保柳ほか, 1986; 高橋・和田, 1987). しかし、堆積相解析を主眼とした調査は保柳ほか(1985)を除いて、これまで十分に行われてきたとは言いがたい。

最近になって、珪藻化石に基づく生層序学的検討(嵯峨山ほか, 1992)や、石油・天然ガス資源の探査を目的として行われてきた試錐調査データなどが公表され(北海道鉱業振興委員会編, 1990)、この地域の新第三系堆積盆の概要や、その埋積過程が明らかになりつつある。一方、保柳・大上(1986)・保柳ほか(1986)・保柳(1989)・高野(1990)など

で詳細に検討されたように、変動地域の構造規制を受けた堆積盆における、タービダイトおよび関連粗粒岩相の堆積様式についての理解も急速に進展している。そこでこれらの最近の知見を踏まえた上で、表題地域に分布する新第三系、特に粗粒堆積物の発達する川端層・軽舞層・苺菜層の岩相記載、および堆積相解析を行ったので報告する。

## 地質概説

### A. 地質構造

研究地域は、北海道中央部の中新世構造区分における石狩一天塩帯(Kimura *et al.*, 1983; Hoyanagi, 1989)南部に位置する(Fig. 1). 周辺の地質は5万分の1地質図幅「富川」(今井・角, 1957)、「穂別」(高橋・和田, 1987)などによりまとめられている。

大局的にN-S~NNW-SSEの走向で西上位を示し、白亜系蝦夷累層群から鮮新統までが分布している。全般に褶曲や地層の走向方向に沿った断層が発達し、特に白亜系・古第三系が分布する北東部では多くの断層により分断され、複雑な構造を示す(Fig. 2).

新第三系分布域のうち、北西部のキナウス川に沿う背斜構造は東緩西急の形態を示し、軸部付近からそのすぐ西翼では地層がほぼ直立する。また主要な断層は平取断層で長さは40 kmを越える(今井・

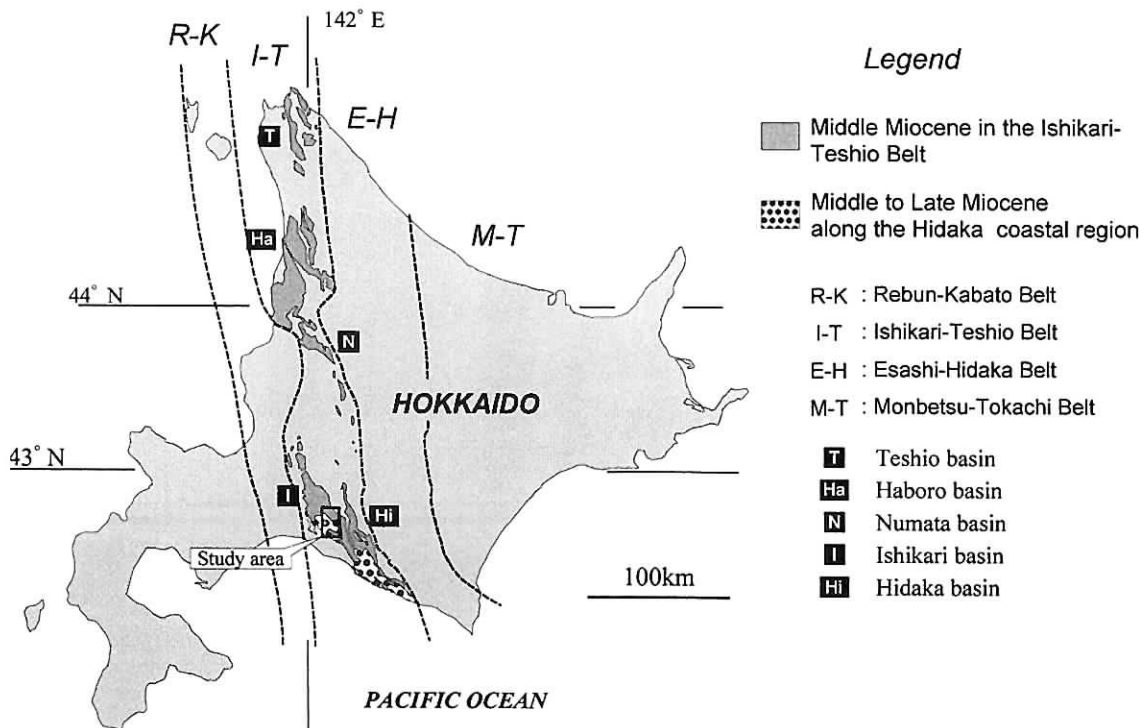


Fig. 1. Index map of the study area (after Hoyanagi *et al.*, 1986).

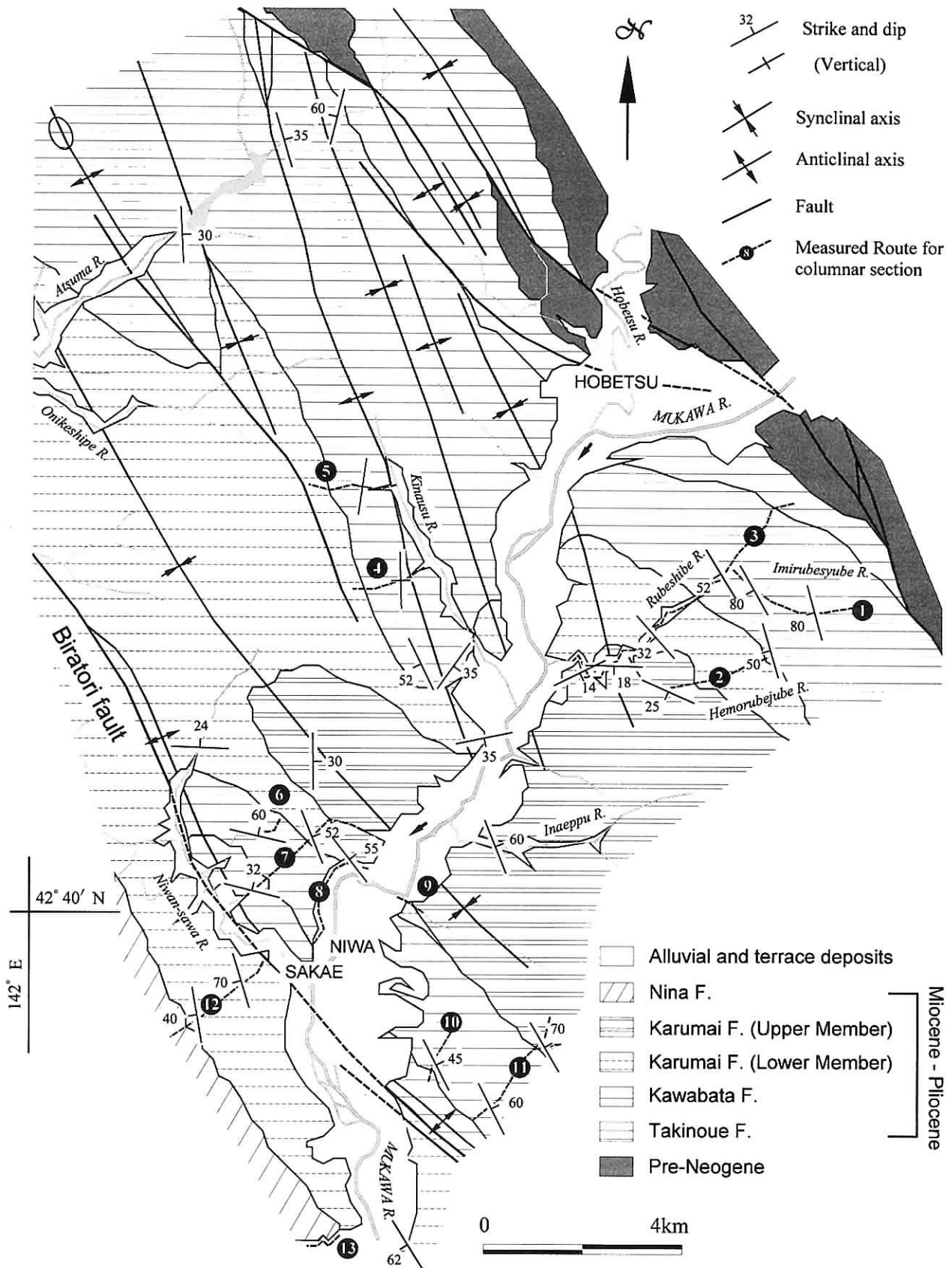


Fig. 2. Geological map of the Hobetsu area (compiled and modified after Imai and Sumi, 1957; Takahashi and Wada, 1987).

角, 1957) が, 研究地域で認められるのはその北西端部である. この断層は北東傾斜の逆断層で, 北東側の地層が西あるいは南西へ衝上したと推定されている (宮坂・松井, 1986).

**B. 岩相と層序**

研究地域に分布する新第三系の層序は, 今井・角 (1957)・高橋・和田 (1987) によりまとめられている. また, 近年嵯峨山ほか (1992) は珪藻化石による生層序を検討している.

高橋・和田 (1987) は, 中新一鮮新統を下位より滝の上層・川端層・軽舞層・荷菜層に区分しており, 今井・角 (1957) の区分による栄層・アベツ層・二風谷層・荷菜層がそれぞれ対応している.

本報告では, 高橋・和田 (1987) の区分に準じて記載する (Fig. 3).

**滝の上層:**「穂別」図幅地域の滝の上層は, 下部の砂岩を主体とする部分と上部の泥岩を主体とする部分から成る (高橋・和田, 1987). 基底には礫岩を伴い, 古第三系紅葉山層あるいは幌内層を不整合に覆う. また基底の一部に炭層を伴うことが確認されている (高橋・和田, 1987). 本調査地域内では滝の上層の下部が露出せず, 主に上部の塊状泥岩が分布する. このため下位層との関係は観察できない. 平取断層北縁の地域では, 滝ノ上層上部に貝化石を含む泥質な細粒砂岩が発達する層準があり, 厚

さ 30 cm 程度の細礫~中礫岩を数枚挟む. 滝ノ上層の層厚は 500 m 以上に達する.

「富川」図幅地域の滝の上層 (栄層) からは, 浅海生の貝化石が産出している (今井・角, 1957).

また嵯峨山ほか (1992) は珪藻化石を分析し, 滝の上層 (栄層) が中期中新世初頭の *Denticulopsis lauta* 帯に相当することを報告している.

**川端層:** 滝の上層の塊状泥岩から整合漸移し, 砂岩シルト岩互層を主体としてしばしば細礫~中礫岩を挟む. 調査地域では北東部ほど粗粒砕屑物に富む傾向を示す. 層厚は最大 1200 m に達する. 滝の上層からの漸移部では, 厚さ 1 cm~数 mm の極細粒砂岩を頻りに挟むシルト岩を経て, 砂岩シルト岩互層が累重する.

嵯峨山ほか (1992) によれば, 「富川」図幅地域の川端層 (アベツ層) は, おおよそ *Denticulopsis hyalina* 帯~*Denticulopsis praedimorpha* 帯 (14 Ma 前後) に相当する.

**軽舞層:** 砂質シルト岩を主体とする下部層と, 厚く累重する礫質砂岩~中礫岩を主体とし砂岩シルト岩互層を伴う上部層に二分される. 下部層の砂質シルト岩は今井・角 (1957) や高橋・和田 (1987) などで「硬質頁岩」と記述されているもので, 川端層から整合移化する. 上部層は, 平取断層南縁の地域では砂岩シルト岩互層を主体とした岩相へ細粒化す

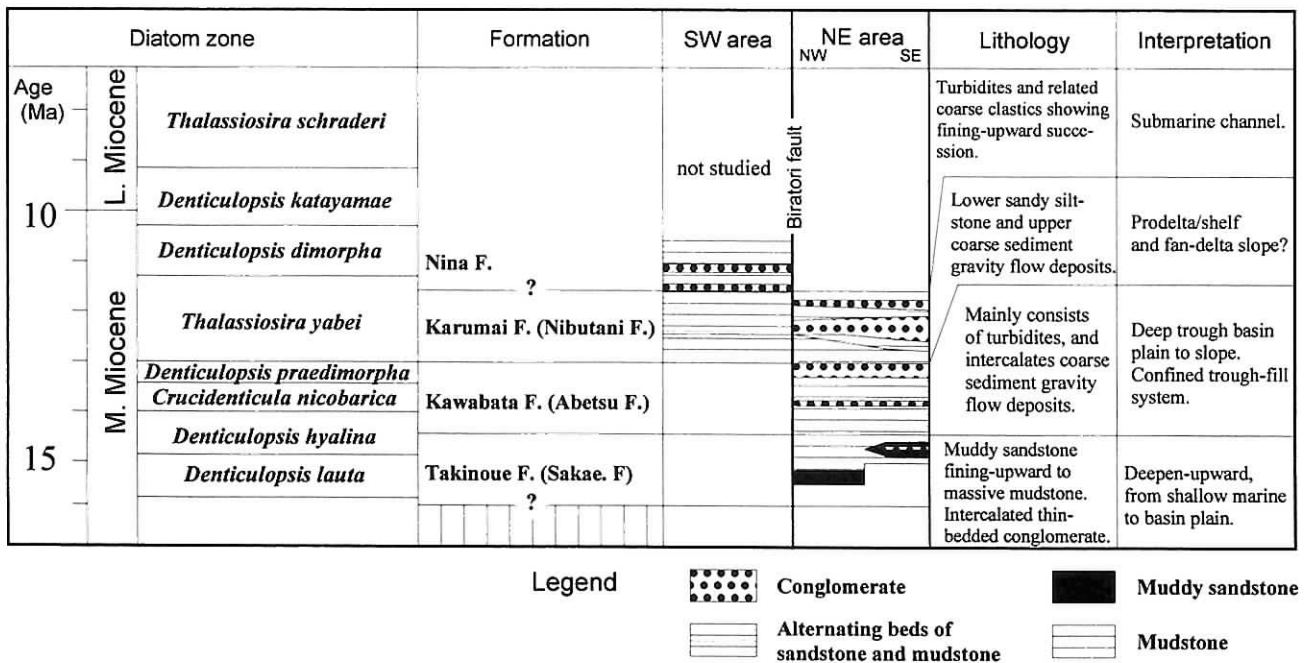


Fig. 3. Miocene stratigraphy, schematic lithology and its interpretation of the study area. Diatom biostratigraphic division is after Sagayama et al., (1992).

る。軽舞層の層厚は最大 1500 m に達する。

嵯峨山ほか (1992) によれば、「富川」図幅地域の軽舞層 (二風谷層) は、おおそ *Thalassiosira yabei* 帯～*Denticulopsis dimorpha* 帯 (12 Ma 前後) に相当する。

荷菜層：研究地域では、平取断層南縁地域にのみ分布する。砂岩シルト岩互層を主体とし、基底には細礫～中礫岩が発達する。

嵯峨山ほか (1992) によれば、「富川」図幅地域の荷菜層は、おおそ *Denticulopsis dimorpha* 帯～*Thalassiosira kamtschatica* 帯 (12～4 Ma) に相当する。また、軽舞層 (二風谷層) と荷菜層の岩相境界と、珪藻化石帯による時間面が斜交することを報告している (嵯峨山ほか, 1992)。

### C. 石狩一天塩帯中新世堆積盆の位置づけ

石狩一天塩帯 (Kimura *et al.*, 1983; Hoyanagi, 1989) は、西側の浅海成層もしくは陸成層が発達する礼文一樺戸帯と、東側の非沈降一隆起域であったと考えられる枝幸一日高帯とにはさまれ、中期中新世に発達した南北に伸びる狭長なトラフ状の堆積盆により特徴づけられる (保柳ほか, 1986)。石狩一天塩帯は北から天北・羽幌・沼田・石狩・日高の 5 つの主要な堆積盆に区分され、いずれもタービダイトと関連する粗粒重力流堆積物により埋積されている (保柳ほか, 1986)。石狩・日高両堆積盆は南部で接合し、V 字形に配列する (Fig. 1)。

最近の試錐資料などを基に描かれた地質断面図 (北海道鉱業振興委員会編, 1990, 第 76 図) によると、川端層堆積時に石狩一天塩帯と礼文一樺戸帯の境界に沿って構造的な高まりが存在し、石狩堆積盆では滝の上層・川端層がこれにアバットしている。これらの資料をふまえて判断すると、石狩堆積盆は南北方向に 100 km 以上、東西方向へは広いところで 30 km の規模を有すると推定される。

研究地域は石狩堆積盆と日高堆積盆の接合部の北西側、石狩堆積盆の南端に位置しており、現在の分布にして堆積盆の軸方向 (走向方向) に 17 km、それに直交する方向に 13 km の範囲である。

#### 川端層の岩相記載と堆積環境

川端層の岩相とその発達様式について記載し、その堆積環境を解釈する。

### A. 構成岩相の記載

**塊状礫岩相 (Facies Kw-A)**：層さが 1～3 m の、中粒～粗粒砂岩基質を持つ基質支持の細礫～中礫岩から成る。多くは塊状を呈するが、単層の上面付近では礫径の減少による正級化構造が認められる場合がある。また一般に平坦な下底面を持つ (Fig. 4)。礫は垂円礫で最大径は 30 cm に達するが、多くは 5 cm 以下である。

**級化礫岩相 (Facies Kw-B)**：層さが 50 cm～2 m の、細粒～中粒砂岩基質を持つ基質支持の細礫岩から成る。単層内部では礫径の減少により明瞭な正級化構造を示し、細粒砂岩を経てシルト岩に漸移する。また下底面は一般に平坦である。しばしば中礫を伴うが、多くの礫は径が 5 cm 以下である。ときに径が 0.5～5 cm 程度の、不規則な破片状のシルト岩同時礫を多量に含む。また一部に径が 40 cm に達するような、シルト岩ブロックを含むものがある。

**含礫泥岩相 (Facies Kw-C)**：泥質な細粒砂岩を基質とし、細礫～中礫を散在する含礫泥岩から成る。成層状態がはつきりしないことが多いが、厚さ 2 m 以上の単層を形成する。しばしばシルト岩や砂岩シルト岩互層などのスランブブロックを伴う (Fig. 5)。このほか、径が 1 m に達するようなデイサイト質の火砕岩や、結晶片岩のブロックを包有するものが認められた。

**厚層砂岩相 (Facies Kw-D)**：厚さが 0.4～2 m の中粒～粗粒砂岩と、その上位を覆う 5 cm 以下の厚さのシルト岩から成る。砂岩は塊状無構造のものと、全体に平行葉理が発達するものがある。一般に平坦な下底面を持ち、ときに細礫が基底に濃集する。塊状のものには、砂岩の上面付近に限り正級化構造が認められることもある。

**級化砂岩相 (Facies Kw-E)**：厚さが 3～30 cm の砂岩と、1～20 cm の厚さのシルト岩の互層から成る。砂岩は Bouma シーケンス (Bouma, 1962) を示し、Ta・Tab・Tb などのタイプが認められるが、Tc 部をもつものはきわめて少ない。Tb 部では、葉理に沿って炭質物が濃集する場合がある。ごく一部の砂岩には底痕 (フルートキャスト) が認められたが、通常平坦な下底面を持つ。

**シルト岩相 (Facies Kw-F)**：塊状のシルト岩を主体とし、明瞭な正級化構造を示す層厚が 3 cm 未満の極細粒砂岩を伴う。シルト岩にはまれに *Chondrites*, *Planorites* 様の生痕化石が認められる。

## B. 岩相の累重様式と水平分布

大局的に見ると、川端層は級化砂岩相・シルト岩相・厚層砂岩相の組合せから成る累重を基本とし、これに塊状礫岩相・級化礫岩相・含礫泥岩相がときおり挟まれる (Fig. 6)。以後、前者を砂岩シルト岩相組合せ、後者を礫岩相組合せと呼ぶ。ただし後述するように礫岩相組合せを構成する各岩相は、同一岩相あるいは異なる岩相同士が提携して出現することは少なく、砂岩シルト岩相組合せに単独で挟まれる場合が多い。しかし、ここではそのような出現形態のものも礫岩相組合せとして記述する。

砂岩シルト岩相組合せは、級化砂岩相・シルト岩相が規則的な砂岩シルト岩互層を形成する有律互層により特徴づけられ、一般に露頭規模での上方厚層化・上方薄層化サクセッションは認められない。さらにこの有律互層中に、1~5 m 間隔で厚層砂岩相が挟まれる複互層を形成することもある (Figs. 7, 8)。有律互層や複互層における砂岩シルト岩比は0.2~10 ぐらいまで様々に変化するが、ほぼ両者が等量である互層の出現が多い。ただし砂岩シルト岩相組合せの一部には、4~7 m の厚さの上方厚層化サクセッションが認められたほか (Fig. 9)、上方厚層化サクセッションの上位にそれより小規模の2~3 m の上方薄層化サクセッションを伴い、非対称の上方厚層化-薄層化サクセッションを成すものも認められた。またごく少数ではあるが、露頭規模の上方薄層化サクセッションを示すものも認められる。



Fig. 4. A massive conglomerate bed (Facies Kw-A, approximately 3m thick) overlies alternating beds of sandstone and siltstone (Facies Kw-E, Kw-F), Kawabata Formation. Note sharp and flat basal contact of the conglomerate. Stratigraphic top is to the left.

礫岩相組合せを構成する各岩相の出現形態としては、同一あるいは異なる岩相同士の癒着・複合成層と認定されるものは少ない。すなわち上述の有律互層や複互層を示す砂岩シルト岩相組合せ中に通常各岩相が単独で挟まれ、またその前後で露頭規模の上方厚層化 (粗粒化)・上方薄層化 (細粒化) サクセッションを示すことはない。ただし川端層最上部においては、複数の岩相が癒着・複合成層して厚層を成す場合が認められる。

以上のように、川端層は露頭規模での上方厚層化 (粗粒化)・上方薄層化 (細粒化) サクセッションの発達に乏しいが、柱状図上での判断では上記2つの岩相組合せが50~300 m の厚さの大規模な上方粗粒化サクセッションをつくる場合が認められる (Fig. 6)。また砂岩シルト岩相組合せは、砂岩シルト岩比および砂岩の層厚の系統的な変化により、単独で同様の規模の上方粗粒化・上方細粒化サクセッションをつくることがある (Fig. 6)。またこのような大規模な上方粗粒化サクセッション中に、既述した露頭規模の上方厚層化サクセッションが、また同様に大規模な上方細粒化サクセッション中に、露頭規模の上方薄層化サクセッションが存在する場合があるが、それぞれが独立しているものも多い (Fig. 6)。

一方岩相の水平分布を見ると、走向方向 (堆積盆の伸長方向) の北西側 (Figs. 2, 6 のルート 4, 5) へ向かって、また走向の直交方向南西側 (同, ルート 6~8, 10, 11) へ向かって細粒化する傾向が認



Fig. 5. Pebbly mudstone (Facies Kw-C) containing large slumped blocks of alternating beds of sandstone and siltstone, upper-most part of the Kawabata Formation.

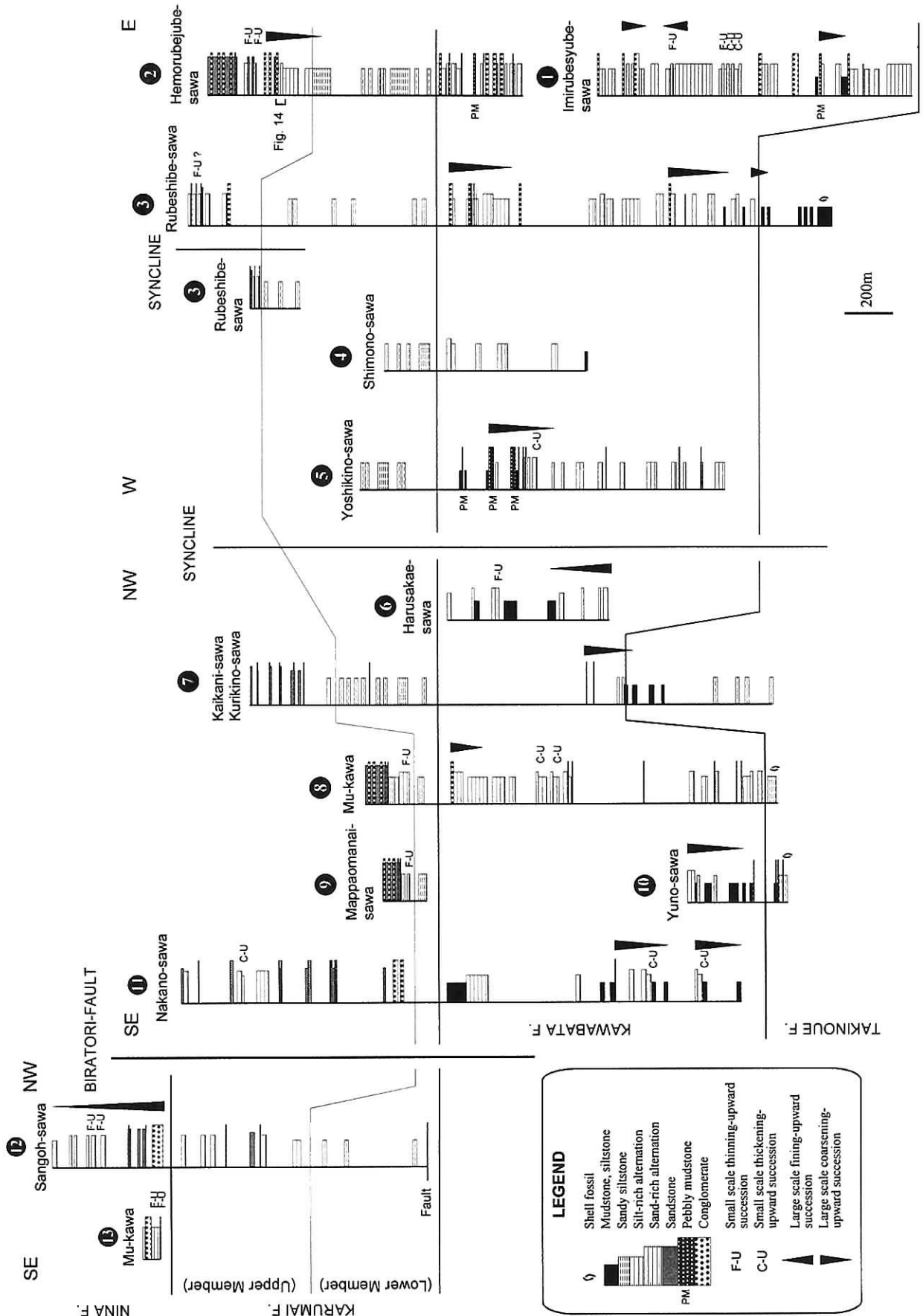


Fig. 6. Stratigraphic columns of the Hobetsu area. See Fig. 2 for measured section.

められる。特に南西部への細粒化は顕著で礫岩相組合せがほとんど認められなくなり、砂岩シルト岩相組合せも全般にシルト岩優勢となる。また砂岩シルト岩相組合せには、数 10 m の厚さにわたってシルト岩相が出現する。一方、北部の地域では川端層最上部において礫岩相組合せが発達し、そのうち北西部の地域（同、ルート 5 など）では含礫泥岩相を特徴的に伴う（Fig. 5）。礫岩相組合せを構成する各岩相には露頭規模（数 m～10 m）での層厚変化は認められないものの、調査ルート間（間隔は走向方向で 2～3 km ほど）で挟在数が変化し連続性に乏しい。したがって端部における形状は不明なものの、走向方向両側および南西側へせん滅する形態を示すと推定される。



Fig. 7. Monotonous alternating beds (Facies Kw-E, Kw-F) cyclically intercalates thick bedded sandstone (Facies Kw-D: arrows), and comprise the "composite alternation", Kawabata Formation.

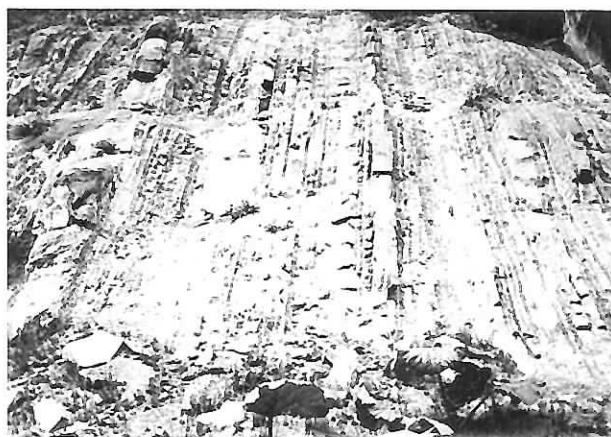


Fig. 8. Sandstone dominated "composite alternation", Kawabata Formation. Stratigraphic top is to the left.

### C. 古流向

級化砂岩相に、パーティングリニエーションやフルートキャストが観察された。また Tc 部の示す古流向も計測した（Fig. 10）。図に示した流向は、野外で測定した値を一次補正したものである。

測定数が少ないため十分な議論は難しいが、堆積盆の伸びに直交する側方流を示すもの、軸流方向を示すものの両方が認められる。とくに従来報告例がない西からの流向を示すものが認められるなど、かなりばらつく傾向がある。

### D. 堆積環境の解釈

川端層の構成岩相は、その岩相上の特徴から“タービダイトと関連する粗粒堆積物”（Walker, 1978）に相当する。波浪や潮汐によると考えられる堆積構造は観察されず、その他の堆積深度を示すデータも川端層からは得られていないが、相当層である日高堆積盆の受乞層では、堆積深度は数 100 m（保柳ほか, 1985）と見積もられている。

砂岩シルト岩相組合せは調査地域全域にわたって発達し川端層の主体を成すもので、一般に有律互層や複互層を呈し、上方厚層化・上方薄層化などの系統的な岩相遷移は認められない。すなわち、これらは従来海底扇状地モデルで提示されたチャンネルロープシステム（Mutti and Ricci Lucchi, 1978; Walker, 1978）による堆積物の特徴を示さない。Ricci Lucchi (1985) や高野 (1990) はトラフ状の堆積盆を充填したタービダイトを主体とする堆積体から、川端層同様に有律互層を示す砂岩泥岩互層相を報告している。高野 (1990) はそれらを、ロープ



Fig. 9. Minor thickening-upward succession, Kawabata Formation. Stratigraphic top is to the right.



を形成しないシートフローによる堆積物とした。しかし Ricci Lucchi (1985) は上方厚層化サクセッションの欠如から、上方に積層したローブ堆積物と解釈している。いずれにしても、これらの報告にある砂岩泥岩互層相は、トラフ状堆積盆において主に軸流により運搬され堆積盆底にひろがった堆積物である。

一方で砂岩シルト岩相組合せのごく一部には、メートル規模の上方厚層化サクセッション、非対称の上方厚層化-薄層化サクセッションが観察され、従来の海底扇状地モデルで示されたローブ堆積物に對比することができるものも存在する。

「穂別」図幅地域北西部の川端層では、層準的に広い範囲にわたって軸流方向である南北両側からの

碎屑物供給を示す古流向が卓越することが報告されている(高橋・和田, 1987)。一方本研究地域内においては、軸流方向だけでなく側方流である東および西からの供給を示すデータが得られており、トラフ充填型タービダイトモデルにおける碎屑物供給パターン(立石ほか, 1992)に適合する。前述の上方厚層化サクセッション、非対称の上方厚層化-薄層化サクセッションを示すローブ堆積物は、立石ほか(1992)のモデルに従えば側方流による可能性があるが、直接の証拠は現在のところ得られていない。測定数が乏しいものの、以上の事実から堆積盆への碎屑物の供給経路が多方向にわたり、海底扇状地モデルに見られるようなポイントソースではなかったことが示唆される。

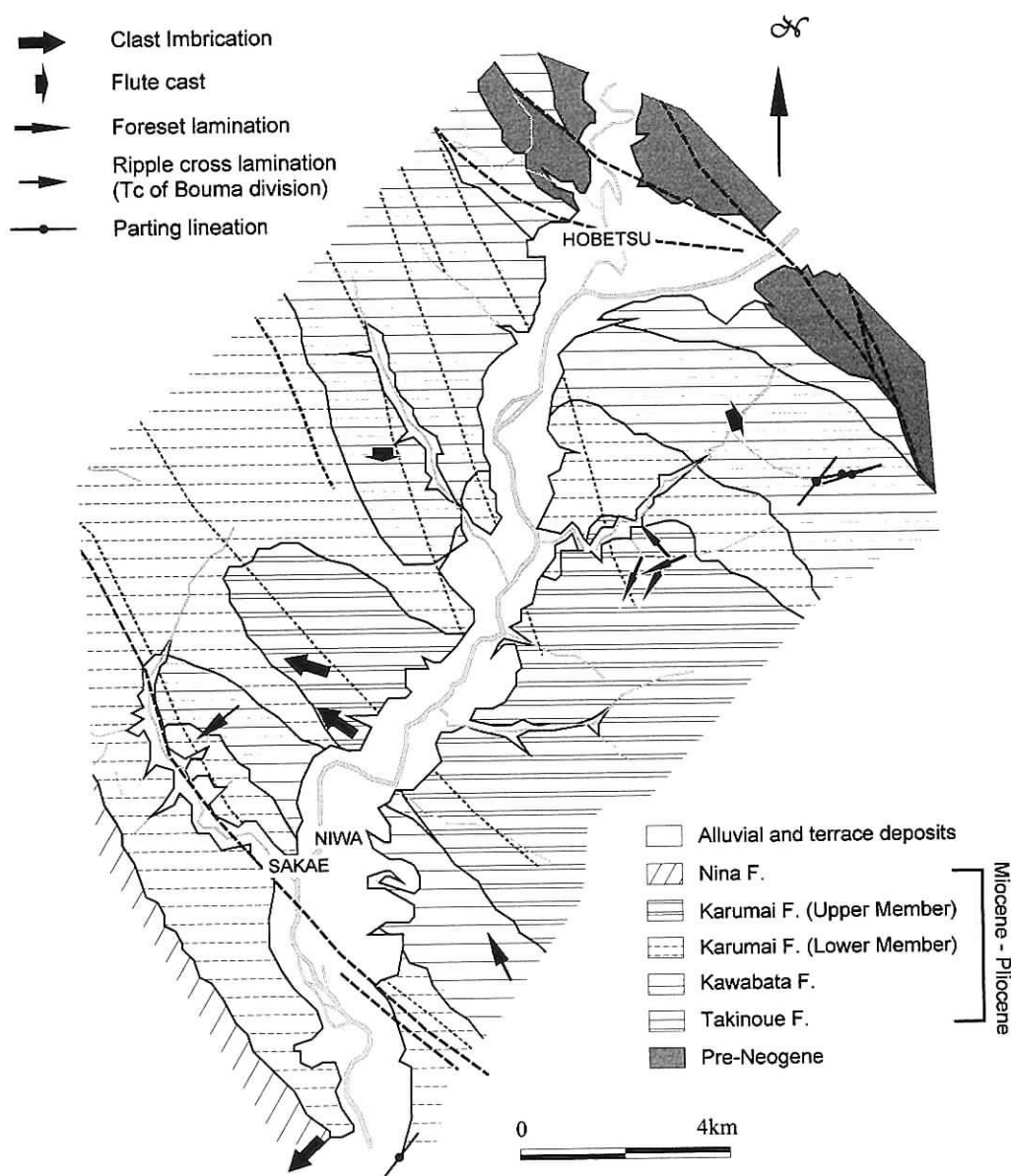


Fig. 10. Paleocurrent directions of the study area.

一方、礫岩相組合せを構成する各岩相は、上記の砂岩シルト岩相組合せ中に間欠的に挟まれ、その後で上方厚層化（粗粒化）・上方薄層化（細粒化）サクセッションを示すことはない。したがってこれらの粗粒重力流堆積物は、上方細粒化サクセッションによって特徴づけられる、上部海底扇状地のチャネル充填堆積物（Mutti and Ricci Lucchi, 1978; Walker, 1978; Shanmugam and Moiola, 1988）や、海底チャネル充填堆積物（Hein, 1984; 徐, 1985; Walker, 1985; 保柳・大上, 1986）とは異なる。また一般に礫岩相組合せを構成する各岩相は単独で出現し複合成層することがなく、顕著なチャネル構造なども示さないことから、やはりチャネル充填堆積物とは考えにくい。

礫岩相組合せの構成岩相からは古流向資料は得られていないが、1) 礫岩相組合せ自体の水平分布が北部地域に偏っていること、2) 走向方向両側および南西側へせん滅する形態を示すと推定されること、3) 堆積盆地環境を示唆する砂岩シルト岩相組合せに間欠的に挟まれること、などの特徴を示す。したがってこれらの粗粒碎屑物は北東方に存在した斜面域から重力流により運搬され、斜面基部に定置した堆積体と考えるのが妥当と思われる。特に北西部で含礫泥岩相が特徴的に発達することも斜面の存在を強く示唆しており、斜面域では重力崩壊により debris flow (Middleton and Hampton, 1973) が発生し、斜面基部に堆積したものと考えられる。

以上の堆積学的特徴、および既述した堆積盆の形態・造構環境などを考えると、川端層を構成する堆積物は高野 (1990)・立石ほか (1992) などで報告された、トラフ充填型タービダイトに対比できる。



Fig. 11. Amalgamated beds of parallel stratified conglomerate and pebbly sandstone, Upper Member of the Karumai Formation.

これは構造的に規制された堆積盆において形成された、海底扇状地をつくらない堆積体である。Ricci Lucchi (1985) や高野 (1990) の例では、堆積盆への碎屑物供給はチャネル系によることが示されているが、川端層の礫岩相組合せの性状から考えれば、少なくとも研究地域に限ってはチャネル系の存在は認定されない。チャネル系の発達に乏しい礫質粗粒碎屑物の堆積システムとして、スロープエプロンシステム (Stow, 1986; Reading and Richards, 1994) や、ファンデルタシステム (Porębski, 1984) などに同様の例が報告されており、川端層の礫質堆積物はこれらのモデルにおける礫質ローブに類似するものと推定される。したがって立石ほか (1992) のトラフ充填型タービダイトモデルでは、側方流からの碎屑物供給により海底扇状地システムが伴われるとされているが、川端層の場合はむしろ斜面上から斜面下にかけて発達するスロープエプロンシステムや、さらにその背後におけるファンデルタシステムの存在が想定される。

#### 軽舞層・荷葉層の岩相記載と堆積環境

軽舞層と荷葉層の構成岩相は基本的に重複しており、斜交成層礫岩砂岩相・斜交葉理礫質砂岩相の二つの岩相が軽舞層のみに認められる岩相である。

#### A. 構成岩相の記載

**塊状一級化礫岩相 (Facies KN-A) :** 1~6 m の厚さの、中粒~粗粒砂岩基質を持つ基質支持の中礫~大礫岩から成る。多くは塊状を呈するが、単層上面付近では礫径の減少による正級化構造がしばしば認められる。また下底部では削り込み構造や荷重変形構造が認められる場合があるが、一般に平坦な下底面を持つ。礫は垂円礫で、最大径は 50 cm である。径が 1~5 cm 程度のシルト岩同時礫を含む場合があるほか、数 10 cm~最大 1.5 m に達するシルト岩ブロック、スランブロックを含むものがある。

**平行成層礫岩砂岩相 (Facies KN-B) :** 癒着して平行成層する、およそ 10 cm~1 m の厚さの細礫~中礫岩・含礫砂岩・粗粒砂岩から成る (Fig. 11)。礫岩は明瞭な下底面を示すこともある。礫は良く淘汰されており、扁平な礫は層理面に平行に配列することが多いが、ときに礫の長軸が傾斜をもって配列する、再堆積性礫岩タイプのインブリケーション構造 (Walker, 1984) が認められる。含礫砂

岩には礫が散在するものと、葉理状に層理に平行に配列するものがある。

**斜交成層礫岩砂岩相 (Facies KN-C)** : 1 m ~ 最大 2 m の厚さのセットで平板状—くさび状に斜交成層する細礫岩・含礫砂岩・粗粒砂岩から成る (Fig. 12). セット内部には、礫の配列により認定されるフォアセットが発達する場合もある。

**斜交葉理礫質砂岩相 (Facies KN-D)** : セット厚が 30~60 cm の平板状斜交層理の発達する細礫岩~礫質砂岩から成る。セット内部にフォアセット葉理が良く発達する (Fig. 13).

**礫岩シルト岩互層相 (Facies KN-E)** : 厚さが 50 cm ほどの細礫岩と 2~5 cm の厚さのシルト岩の互層から成り、細礫岩には不明瞭ではあるが礫径の減少による正級化構造が認められる。また細礫岩の基底部分では、荷重変形構造が観察されるものもある。シルト岩には平行~波状葉理が認められる。

**厚層砂岩相 (Facies KN-F)** : 厚さが 0.5~1 m の中粒~粗粒砂岩と、その上位を覆う 2~5 cm の厚さのシルト岩から成る。川端層に認められる厚層砂岩相と同様の岩相を示す。

**薄層砂岩相 (Facies KN-G)** : 厚さ 10~30 cm の中粒~粗粒砂岩と、厚さ 3~10 cm のシルト岩の互層から成る。砂岩は不明瞭ながら級化構造を示す。また一部に、平行~低角で層理面と斜交する葉理が観察される。砂岩下底に荷重変形構造が認められるものがあるが、通常平坦な下底面を持つ。またごく一部の砂岩上面に、波長 10 cm 前後・波高 3 cm 未満の対称に近いナップルが認められる。シルト岩には平行~波状葉理が認められることがある。

**砂質シルト岩相 (Facies KN-H)** : 砂質シルト岩を主体とし、層厚が 3 cm 未満の細粒砂岩を伴う。砂岩は波状層理を示し、分断することもある。全般に生物擾乱構造により塊状を呈するが、

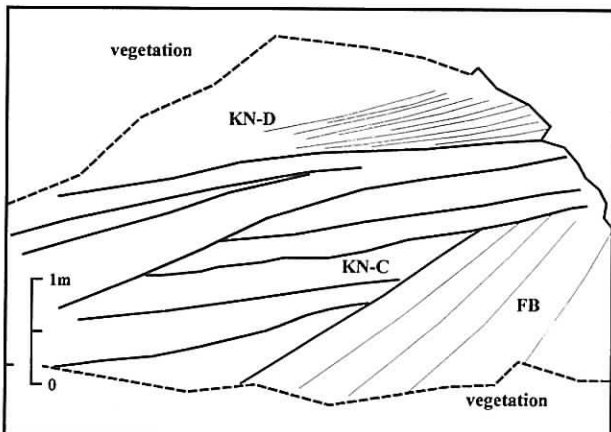


Fig. 12. Cross-stratified conglomerate and pebbly sandstone (Facies KN-C) overlain by cross-laminated pebbly sandstone (Facies KN-D). In Facies KN-C, arrangement of pebbles form large foreset bedding (FB), Upper Member of the Karumai Formation.

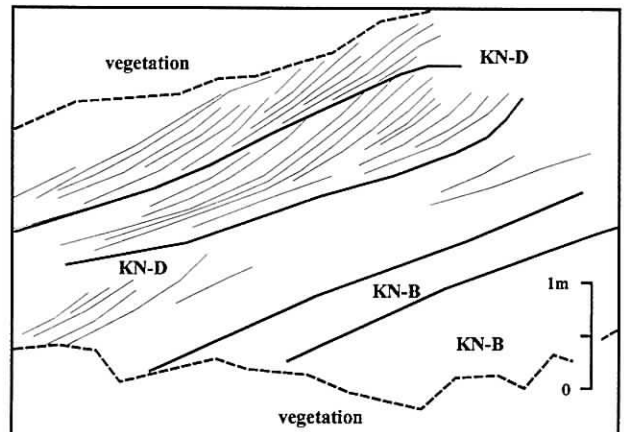


Fig. 13. Cross-laminated pebbly sandstone (Facies KN-D) overlies parallel-stratified pebbly sandstone and conglomerate (Facies KN-B), Upper Member of the Karumai Formation.

*Thalassinoides*, *Planorites*, *Chondorites* 様の生痕化石が認められる場合がある。

## B. 岩相の累重様式と水平分布

軽舞層は砂質シルト岩相が厚く累重する下部層と、その他の粗粒岩相から構成される上部層に大別される。

下部層はほとんど砂質シルト岩相のみから構成され、まれに薄層砂岩相を伴う。研究地域北部 (Figs. 2, 5 のルート 2, 3) では川端層最上部に発達する礫岩相組合せから移化するため、岩相が急変する。ただし直接の関係は観察できない。平取断層北縁 (同, ルート 7~9, 11) では、南部~南東部へ向かって薄くなる。平取断層以南 (同, ルート 12) では再び下部層が厚く発達するが、川端層との関係は不明である。

上部層は、平取断層以北の地域 (Figs. 2, 6 のルート 2, 3, 7~9, 11) では、癒着して厚く累重する塊状一級化礫岩相・平行成層礫岩砂岩相を主体とし、厚層砂岩相・薄層砂岩相・砂質シルト岩相から成る砂岩シルト岩互層を伴う。前者を癒着砂礫岩相組合せ、後者を砂岩シルト岩相組合せとよぶ。癒着砂礫岩相組合せには、まれに斜交成層礫岩砂岩相・斜交葉理礫質砂岩相・礫岩シルト岩互層相が伴われる。一方砂岩シルト岩相組合せは、まれに塊状一級化礫岩相をはさむことがある。砂岩シルト岩相組合せはとくに上部層の下半部でよく発達し (Fig. 14), 下部層から漸移する。砂岩シルト岩比は 0.2 程度から、砂岩同士が癒着してかなり高くなることもあるが、通常は等量からやや砂岩優勢の場合が多い。砂岩シルト岩相組合せのごく一部には、下位から塊状一級化礫岩相・厚層砂岩相・薄層砂岩相が累重する、7~10 m の上方細粒化サクセッションが認められる。一方、平取断層南縁の地域 (Figs. 2, 6 のルート 12) では、上部層は砂岩シルト岩相組合せを主体とした岩相へ細粒化する。

荷菜層は平取断層南縁地域でのみ観察され、軽舞層上部層の砂岩シルト岩相組合せを覆う。基底では下位から塊状一級化礫岩相または平行成層礫岩砂岩相・厚層砂岩相・薄層砂岩相が累重して、2~7 m の明瞭な上方細粒化サクセッションを繰り返す。一部には、厚さが 6 m を越える塊状一級化礫岩相を基底にもつ上方細粒化サクセッションが、10 m 以上の厚さにわたって観察される (Fig. 15)。この基底の礫岩は多量のシルト岩ブロックを包有し、そ

の下底面は下位層と低角で斜交して、深さ 2 m のチャンネル構造を成す。

## C. 古流向

平行成層礫岩砂岩相に発達するインプリケーション構造、斜交葉理礫質砂岩相に発達するフォアセット葉理から古流向を測定した。基本的に北東から南西へのものと、南東から北西への流向が認められる (Fig. 10)。

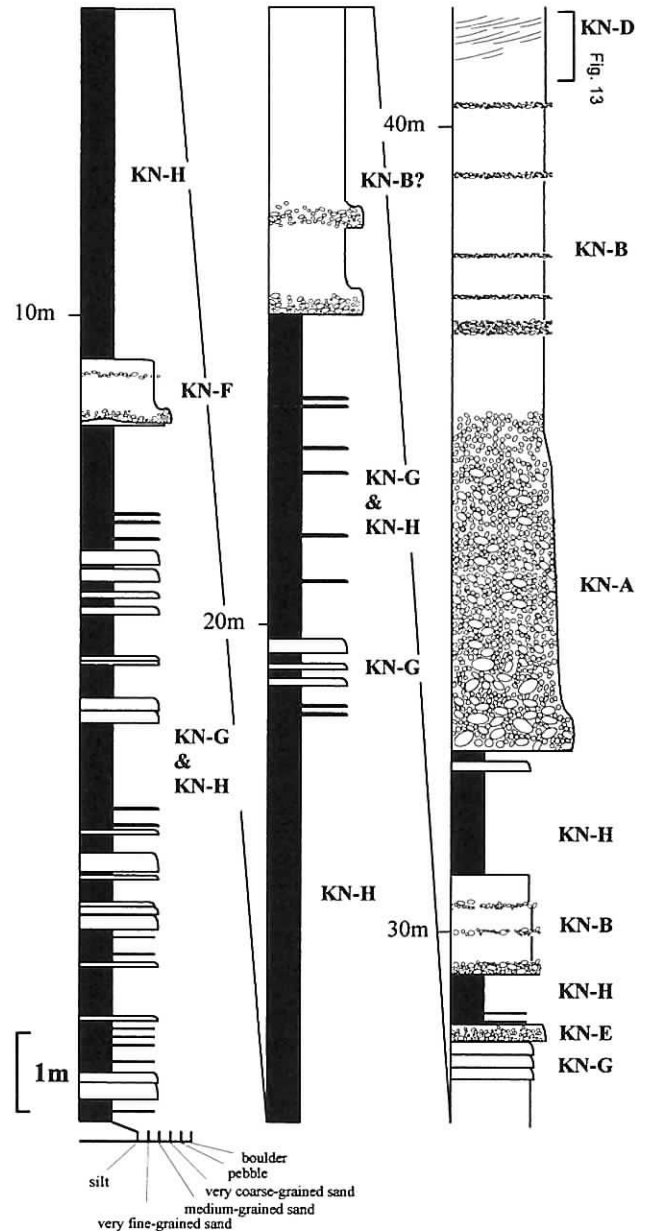


Fig. 14. Columnar section of the basal part of Upper Member, Karumai Formation. See Fig. 6-section 2 for location.

#### D. 堆積環境の解釈

軽舞層下部層の主体を成す砂質シルト岩相には生物擾乱構造が発達し、川端層のシルト岩と比較して不淘汰で砂サイズの粒子を多く含む。ごくまれに挟まれる薄層砂岩相は不明瞭ながら正級化構造を示すが、波浪や潮汐などによると考えられる堆積構造は観察されない。したがって岩相からは波浪限界以深の陸棚環境が示唆される。

軽舞層上部層および荷菜層を構成する塊状—級化礫岩相・礫岩シルト岩互層相・平行成層礫岩砂岩相・厚層砂岩相・薄層砂岩相などは、Walker (1978) の“タービダイトと関連する粗粒堆積物”に対比される。一方でこれらの重力流堆積物と共存して、まれに斜交成層礫岩砂岩相・斜交葉理礫質砂岩相が観察される。このような斜交成層する礫質砂岩や礫岩は Winn and Dott (1977; 1979)・Hein (1984)・徐 (1985) など海底チャネル堆積物と解釈された例や、ファンデルタ堆積物からの報告例 (Maejima, 1988; 渡辺ほか, 1995) があり、重力流により運搬され堆積したと考えられている。上部層中に認められる一部の薄層砂岩相の砂岩上面には、波浪により形成されたと考えられる対称的なリップルが認められ、Cheel and Leckie (1993) が示した粗粒なストーム堆積物に対比できる可能性がある。しかしこのようなリップルの存在は一部の層準に限定されており、大部分の岩相が重力流堆積物より構成されることから、基本的に上部層は波浪限界以深で堆積したものと考えられる。

周辺地域の地質図 (今井・角, 1957; 松野・石田, 1960; 高橋・和田, 1987) を考慮に入れると、

本研究地域において軽舞層の下部層を構成する砂質シルト岩は西方で厚く発達する一方、東方では薄化する傾向を示すとともに、上部層を構成するような粗粒堆積物と指交する関係が読み取れる。したがって本研究地域で上下関係にある地層は、より巨視的に見れば側方関係にあったことが推定される。今回得られた古流向資料をあわせて考えると、軽舞層堆積初期には粗粒碎屑物の堆積中心が仁和東方 (Figs. 2, 6 のルート 11 の東方) に位置し、次第に北西方 (同, ルート 2, 3, 7, 8) へと堆積域が広がると同時に、その側方では粗粒碎屑物の流入に乏しく生物擾乱の発達する砂質シルト岩が厚く堆積したと考えられる。

このような陸棚域に発達した、礫質な重力流堆積物より構成される厚い堆積体としては、保柳ほか (1985, 1986)・嵯峨山ほか (1992) でも推定されているように、ファンデルタシステムが考えやすい。軽舞層の下部層・上部層の岩相構成や、古流向に対応したそれぞれの水平的位置関係から見ると、下部層はたとえば Maejima (1988) の記載したファンデルタ堆積物のプロデルター陸棚堆積物に、また上部層はファンデルタスロープ堆積物にそれぞれ対比できる。ただし Maejima (1988) の例では、相対的海水準上昇によりファンデルタスロープ堆積物がプロデルター陸棚堆積物に覆われるが、軽舞層の場合逆に陸棚域へのファンデルタの前進を示している。

一方で、荷菜層は斜交成層礫岩砂岩相・斜交葉理礫質砂岩相を伴わないが、明瞭な上方細粒化サクセッションを示し、またサクセッション基底にチャ

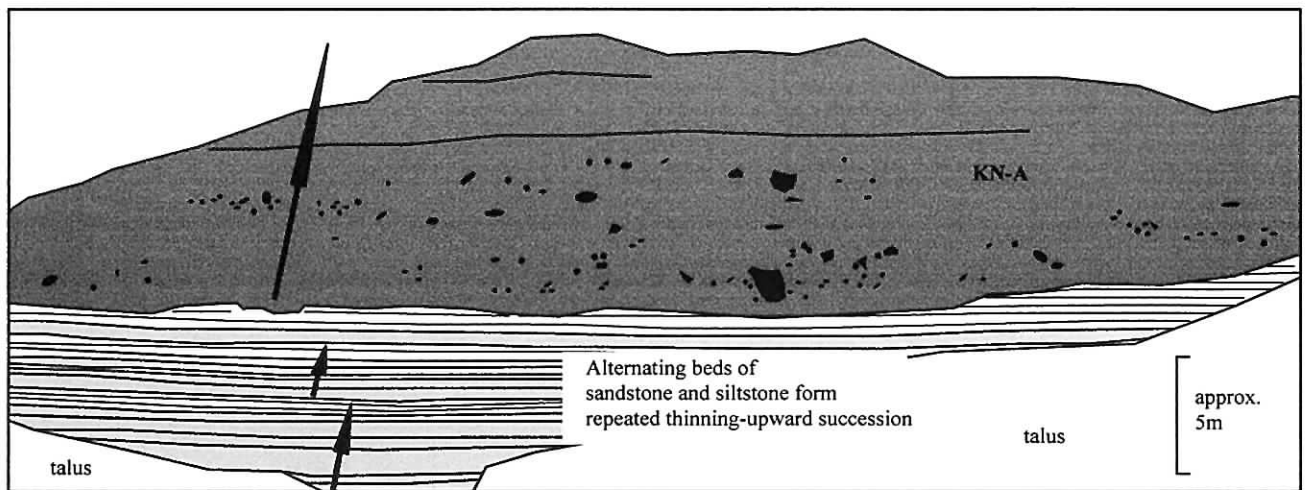


Fig. 15. Basal part of Nina Formation, consists of Facies KN-A, KN-F, KN-G and KN-H, form fining-upward succession. Thick bedded conglomerate (Facies KN-A) contains many large siltstone blocks.

ネル構造が観察されるなどの特徴から、海底チャンネル充填堆積物 (Hein, 1984 ; 徐, 1985 ; Walker, 1985 など) に対比される。

## 中新世堆積盆の環境変遷

### 1. 滝の上層—川端層堆積期

川端層およびその相当層が、浅海成層から始まり上方へ深海化する岩相変化を示す下位の滝の上層およびその相当層から整合漸移することが、羽幌・石狩・日高堆積盆で報告されている (保柳ほか, 1986)。羽幌堆積盆における研究から、このことがトラフ状堆積盆の発達過程の初期段階を示すと考えられている (保柳・大上, 1986 ; 保柳ほか, 1986 ; 保柳, 1989)。

今回の検討結果では、川端層は基本的に斜面基部～堆積盆底の堆積物と考えられる。砂岩シルト岩互層を成すタービダイト砂岩はトラフ充填型堆積物のシート状砂岩に類似しており、古流向データから考えるとこれらの砂質堆積物の供給・運搬は主に軸流によるものの、側方流からの供給を伴って多方向にわたると考えられる。一方礫質な重力流堆積物はその分布と推定される形態から、北東方に存在した斜面域から流入した礫質ローブと考えられる。

以上のような解釈が、石狩堆積盆の川端層全体にあてはまるかどうかは明らかではない。石狩—天塩帯北部の羽幌堆積盆では東側に隣接する枝幸—日高帯北部地域から、主にチャンネル系により礫質な重力流堆積物が供給されたことが報告されている (保柳・大上, 1986 ; 保柳, 1989)。礫組成の検討からは石狩堆積盆の川端層および日高堆積盆の受乞層のいずれにおいても、羽幌堆積盆同様に枝幸—日高帯北部地域から碎屑物が供給されたと考えられている (保柳ほか, 1985 ; 宮坂ほか, 1986)。ただし日高堆積盆では北方へ伸びる海底チャンネルの存在が推定されているが (保柳ほか, 1986)、石狩堆積盆ではそのようなチャンネルの存在は報告されていない。また石狩・日高両堆積盆はその南端部で接合するが、それより北部の地域での碎屑物供給はそれぞれ独立していたと考えられている (保柳ほか, 1986)。したがって今回の検討結果から推定される北東方の斜面域と、実際の供給域である枝幸—日高帯北部地域がどのような経路・システムで連絡していたのかは不明であり、今後の検討課題である。

### 2. 川端層—軽舞層堆積期

川端層最上部に認められる厚い礫岩相組合せの発

達、その上位での陸棚の泥質堆積物 (軽舞層下部層) の累重から、堆積盆の埋積に伴い堆積盆底から斜面基部、陸棚へと次第に堆積場が浅海化したことが示唆される。羽幌堆積盆におけるシーケンス層序学的検討では、浅海成のチェボツナイ層がシーケンス境界かつ海進面である境界をもって、川端層相当層である古丹別層を覆うことが報告されている (保柳, 1992)。このシーケンス境界は Haq *et al.* (1988) のユースタシー曲線における 13.8 Ma の海水準低下期に対応すると推定されており (保柳, 1992)、川端層から軽舞層にかけての浅海化傾向についても羽幌堆積盆と同様に、堆積盆の埋積に加えユースタシーの変動が影響している可能性がある。

一方宮坂ほか (1986) は礫組成の検討から、軽舞層とその相当層を構成する粗粒碎屑物が東方に隣接する日高山脈から供給されたとしている。保柳ほか (1985 ; 1986) はこれらの礫質な堆積体を堆積盆東縁部に沿って発達したファンデルタと推定し、この時期にはじまる千島前弧の西進・中央北海道への衝突と、それまで海域であった枝幸—日高帯南部地域の昇昇を示唆するものと捉えた。すなわち軽舞層に認められるファンデルタシステムの発達は、堆積盆の埋積とともに後背地の造構環境の変化を反映したものであるといえる。

### 3. 軽舞層—荷菜層堆積期

既述したが、軽舞層と荷菜層の岩相境界と時間面は一部斜交し (嵯峨山ほか, 1992)、これらの時空分布は明確ではない。本研究地域においては、荷菜層の堆積システムが海底チャンネル充填堆積物の様式を明確に示しているため、軽舞層とは異なる。今後のより広範かつ詳細な調査が必要である。

## ま と め

北海道中央部穂別地域に分布する中新世堆積岩類、とくに川端層・軽舞層・荷菜層の岩相を記載し、その堆積環境を考察した。

1. 川端層は中期中新世に発達したトラフ状堆積盆を埋積した、トラフ充填型タービダイト (高野, 1990 ; 立石ほか, 1992) であり、砂質堆積物の供給・運搬は主に軸流によるものと考えられるが、側方流からの供給を伴っていたと考えられる。しかしより厳密な議論のためには、今後の古流向資料の一層の充実が必要である。一方礫質な重力流堆積物は、北東方に推定される斜面域から堆積盆に流入し、礫質ローブを形成していたと考えられる。

2. 軽舞層は、砂質シルト岩から成る下部層と、重力流堆積物を主体とする厚く粗粒な岩相から成る上部層に二分される。周辺地域の資料をあわせるとこれらは側方関係にあると判断され、その位置関係・分布形態、古流向資料などと、礫組成から推定される東方からの碎屑物供給（宮坂ほか、1986）をあわせて考えると、前者はプロデルター陸棚の堆積物、後者はファンデルタスロープの堆積物に対比される。川端層から軽舞層への堆積環境の変化は堆積盆地から陸棚への浅海化を示しており、堆積盆の埋積とともにユースタシーの低下が影響している可能性がある。また陸棚に前進したファンデルタシステムの発達は、後背地の造構環境の変化を強く反映している。

3. 荷菜層は基底にチャネル構造を伴う明瞭な上方細粒化サクセッションを成し、海底チャネル充填堆積物と考えられる。

4. この地域の新第三系は、圧縮応力場での堆積盆の発達とその遷移、および堆積システムを示すものとして、今後のより詳細な検討が必要である。

## 謝 辞

穂別町立博物館、館長大江美津夫氏ならびに職員の皆様には様々の支援をいただいた。同館の地徳力学芸員には日頃より御議論・御助言をいただき、また渋谷直憲学芸補助員には、野外調査に同行いただいた。

北海道大学理学部地球惑星物質科学教室の吉田孝紀博士には、川端層の粗粒岩相に関して御討論をいただいた。同教室の川村信人博士、信州大学理学部地質学教室の保柳康一助教授には、原稿の校閲をお願いし、適切な御助言をいただいた。ここに記して感謝申し上げます。

## 文 献

- Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier Publ., Amsterdam, 168p.
- Cheel, R. J. and Leckie D. A., 1993, Hummocky cross-stratification. In V. P. Wright ed., *Sedimentology Review* 1. Blackwell Sci. Pub., Oxford, 103-122.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In C.K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. S. E. P. M. Spec. Pub., no. 42, 71-108.
- Hein, F. J., 1984, Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates: a comparison of two case studies. In E. H. Koster and R. J. Steel eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates*. C. S. P. G. Memoir, 10, 33-49.
- 北海道鉱業振興委員会編, 1990, 北海道の石油天然ガス資源—その探査と開発(昭和52年~63年)—。北海道鉱業振興委員会, 157 p.
- 保柳康一, 1989, 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—。地質雑, 95, 509-525.
- Hoyanagi, K., 1989, Coarse-grained turbidite sedimentation resulting from the Miocene collision event in central Hokkaido, Japan. In A. Taira and F. Masuda eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. TERRAPUB, 689-709.
- 保柳康一, 1992, 中央北海道北部羽幌地域の第三系の堆積環境とシークエンス層序学。地質学論集, no. 37, 227-238.
- 保柳康一・大上拓男, 1986, 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.
- 保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈, 1986, “衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス—中新統・中央北海道の例—。地団研専報, no. 31, 265-284.
- 保柳康一・三戸 望・吉岡正俊・宮坂省吾・渡辺 寧・松井 愈, 1985, 石狩—天塩帯南部の中新統層序と堆積環境—受乞海底扇状地の復元—。地球科学, 39, 393-405.
- 今井 功・角 靖夫, 1957, 5万分の1地質図幅「富川」および同説明書。北海道開発庁, 52p.
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場。地質雑, 87, 757-768.
- 木村 学・宮下純夫, 1986, 海溝—海溝—斜め衝突帯の三重会合点と日高変成帯。地団研専報, no. 31, 451-458.
- Kimura, G., Miyashita, S. and Miyasaka, S., 1983, Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin. In M. Hashimoto and S. Uyeda eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. TERRAPUB, 123-134.

- Maejima W., 1988., Marine transgression over an active alluvial fan: the early Cretaceous Arida Formation, Uasa-Aridagawa basin, southwestern Japan. In W. Nemeč and R. J. Steel eds., *Fan Deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son, Glasgow, 303-317.
- 松野久也・石田正夫, 1960, 5万分の1地質図幅「早来」および同説明書. 北海道開発庁, 35 p.
- Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1973, Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In G. V. Middleton and A. H. Bouma eds., *Turbidites and Deep water Sedimentation*. S. E. P. M. Pacific Section, 1-38.
- 宮坂省吾・松井 愈, 1986, 中央北海道の新生代末期テクトニクス. 地団研専報, no. 31, 333-344.
- 宮坂省吾・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈, 1986, 礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史. 地団研専報, no. 31, 285-294.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1978, Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (translation of 1972 article in Italian by Nilsen, T. H.). *Internat. Geol. Rev.*, 20, 125-167.
- Porębski, S. J., 1984, Clast size and bed thickness trends in resedimented conglomerates: example from a Devonian fan-delta succession, southwest Poland. In E. H. Koster and R. J. Steel eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates*. C. S. P. G. Memoir, 10, 399-411.
- Reading, H. G. and Richards, M., 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins. Classified by grain size and feeder system. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 78, 792-822.
- Ricci Lucchi, F., 1985, Marnoso-Arenacea turbidite system, Italy. In A. H. Bouma, W. R. Normark and N. E. Barnes eds., *Submarine fans and related turbidite system*. Springer-Verlag, New York, 209-216.
- 嵯峨山積・保柳康一・宮坂省吾, 1992, 中央北海道日高海岸地域の第三系珪藻層序と粗粒堆積物の形成期. 地質雑, 98, 309-321.
- Shanmugam, G. and Moiola, R. J., 1988, Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth Sci. Rev.*, 24, 383-428.
- 徐 垣, 1985, 富士川層群身延累層中にみられる古海底チャネルの堆積相とその形成過程. 地質雑, 91, 87-107.
- Stow, D. A. V., 1986, Deep clastic seas. In H. G. Reading ed., *Sedimentary environments and facies*. 2nd. ed. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 399-444.
- 高橋功二・和田信彦, 1987, 5万分の1地質図幅「穂別」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 40 p.
- 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.
- 立石雅昭・柿崎 聡・高野 修・東 将司・杉山和稔・遠藤正孝, 1992, 堆積相と構造運動—北部フォッサマグナ頸城—小谷地域のタービダイト堆積盆一. 地質学論集, no. 37, 249-259.
- Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 62, 932-966.
- Walker, R. G., 1984, Turbidites and associated coarse clastic deposits. In R. G. Walker ed., *Facies models 2nd ed.* Geoscience Canada, Reprint series, 1, Geol. Assoc. Canada, St. Jone's, p. 171-188.
- Walker, R. G., 1985, Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California: a possible channel-levee complex. *Jour. Sed. Petrol.*, 55, 279-290.
- 渡辺大輔・西村瑞恵・保柳康一, 1995, 相対的海水準変動に支配されたファンデルタシステムの堆積シーケンス—北部フォッサマグナ長野県地域の中新統・鮮新統一. 地質学論集, no. 45, 189-207.
- Winn, R. D. and Dott, R. H. 1977, Large-scale traction-produced structures in deep-water fan-channel conglomerates in southern Chile. *Geology*, 5, 41-44.
- Winn, R. D. and Dott, R. H. 1979, Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, 26, 203-228.