

新潟県東山油帯南部に分布するタービダイト砂岩の予察的研究

徳橋 秀一*

TOKUHASHI, S. (1985) A preliminary study on turbidite sandstone beds in the southern part of the Higashiyama oil belt, Niigata Prefecture, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 36(11), p. 611-635.

Abstract: In the Niigata Neogene oil fields, Mio-Pliocene turbidite sandstones are commonly developed and form very important reservoir rocks. However, the depositional environments and processes of these turbidites at individual fields have not been clarified so well except for a few fields. The author tried three-dimensional analysis of a turbidite formation, Kawaguchi Formation, in the southern part of the Higashiyama oil belt by tracing many tuff marker-beds in the formation. Main results are as follows.

1. The Kawaguchi Formation, measuring 750 m in maximum thickness, is composed of flysch-type alternation of sandstone and mudstone, and distributes more than 10 km in N-S direction on the both wings of the Araya anticline, and more than 4 km across the folding axes. Many tuff marker-beds in the formation are traceable along and across the folding axes.

2. Most of the turbidite sandstones in the formation occur collectively forming many depositional tongues which vary in thickness from a few meters to some twenty meters. These depositional tongues do not continue so far in N-S direction. Some of them distribute only or mainly in the southern part of the study area and others in the northern part of the area. The paleocurrent of the turbidites indicates the lateral supply from east to west both in the northern and southern parts of the area.

3. The turbidite sandstones in the Kawaguchi Formation must have been transported through the plural feeder channels on the continental slope located on the eastern side of the study area and formed small-scale coalescent submarine fans along the foot of the slope. The depositional tongues in the formation must correspond to suprafan lobes or depositional lobes in the mid-fans or outer fans of the coalescent submarine fans.

要 旨

新潟油田地域新第三系には、中新世後期—鮮新世前期の椎谷期を中心にタービダイト砂岩が広く発達し、油・ガスの重要な貯留岩となっているが、最近、層位トラップ開発の面から更にその重要性が注目されつつある。しかし、個々の地域におけるこれらタービダイトの実態と具体的な堆積環境・堆積機構については、一・二の例を除くと、まだほとんど解明されていないのが実情である。著者は、東山南部に分布する中新世後期から鮮新世前期のフリッシュ型砂岩泥岩互層(川口層)を対象に、凝灰岩鍵層を、用いて三次元的解析を行い、次のような結論を得た。

1) フリッシュ型砂岩泥岩互層から構成されている川口層は、最大層厚約750 mで、ほぼ南北方向に伸びる主背斜(荒谷背斜)の両翼に、南北10 km以上、東西4 km以上にわたって分布する。川口層には多くの凝灰岩層が挟まれ、その多くが鍵層として東西南北に広く追跡される。

2) 川口層のタービダイト砂岩の多くは、厚さ数mから20 m余の堆積舌状体(depositional tongue)を形成して産出する。これら堆積舌状体の南北方向への連続性は悪く、調査地域の南部にのみ分布するもの、北部にのみ分布するもの、どちらかに片寄りながら比較的広く分布するものなどが、半遠洋性泥岩中に複雑に分布している。一方、タービダイト砂岩から得られる古流向は、調査域の南部・北部を問わず、東から西への側方流を示す。

* 元燃料部 現石油公団石油開発技術センター物理探査研究室

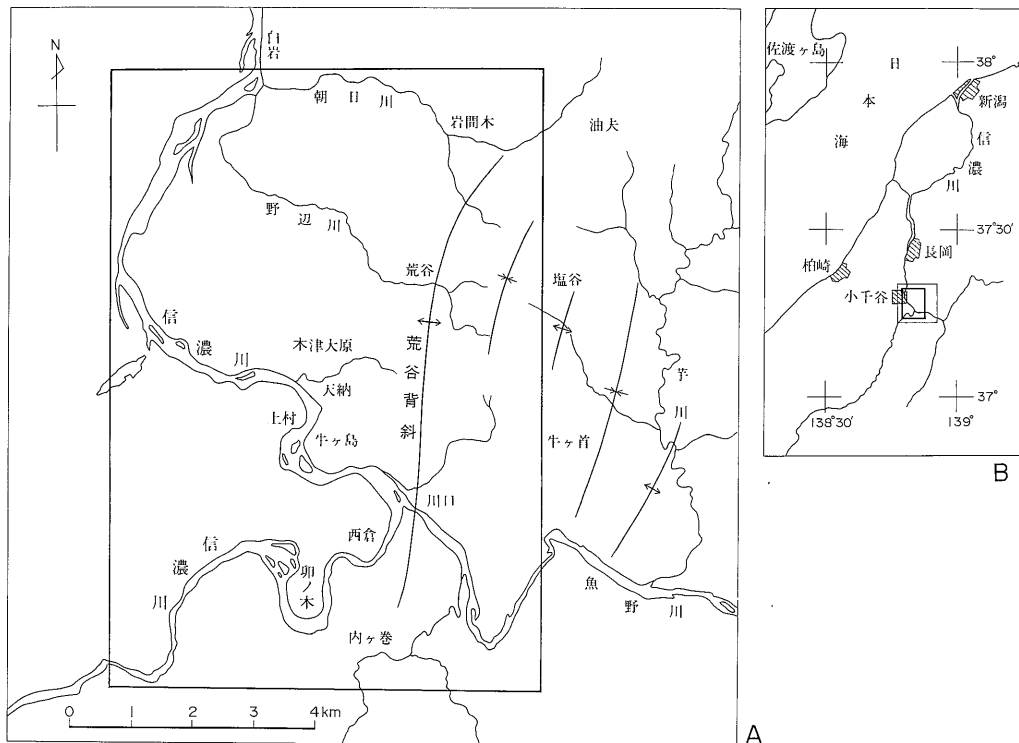
3) 調査地域の東方で、川口層のフレッシュ型砂岩泥岩互層は急激に消滅して浅海成堆積物に移行していることから、調査域東方に大陸斜面の存在が予想される。川口層のタービダイト砂岩は、この大陸斜面を通る複数の供給通路(feeder channel)を経て運搬され、調査域一帯に小規模な複合海底扇状地群を形成していたと考えられる。川口層中の多数の堆積舌状体(タービダイト群)は、mid-fan の suprafan lobe あるいは outer fan の depositional lobe として形成されたものであろう。

1. はじめに

新潟油田地域の新第三系中・下部特に上部中新統から下部鮮新統の椎谷階には、多くのタービダイト砂岩が挟まれていること、そしてこれらのタービダイト砂岩が石油・ガスの貯留岩として重要な役割を果たしていることはよく知られた事実である。また最近では岩船沖でのタービダイト砂岩を貯留岩とする層位トラップの試掘成功にみられるように、層位トラップの開発の面から再びタービダイト砂岩が注目されているといえる。このような新潟油田地域に分布する新第三系タービダイト砂岩につ

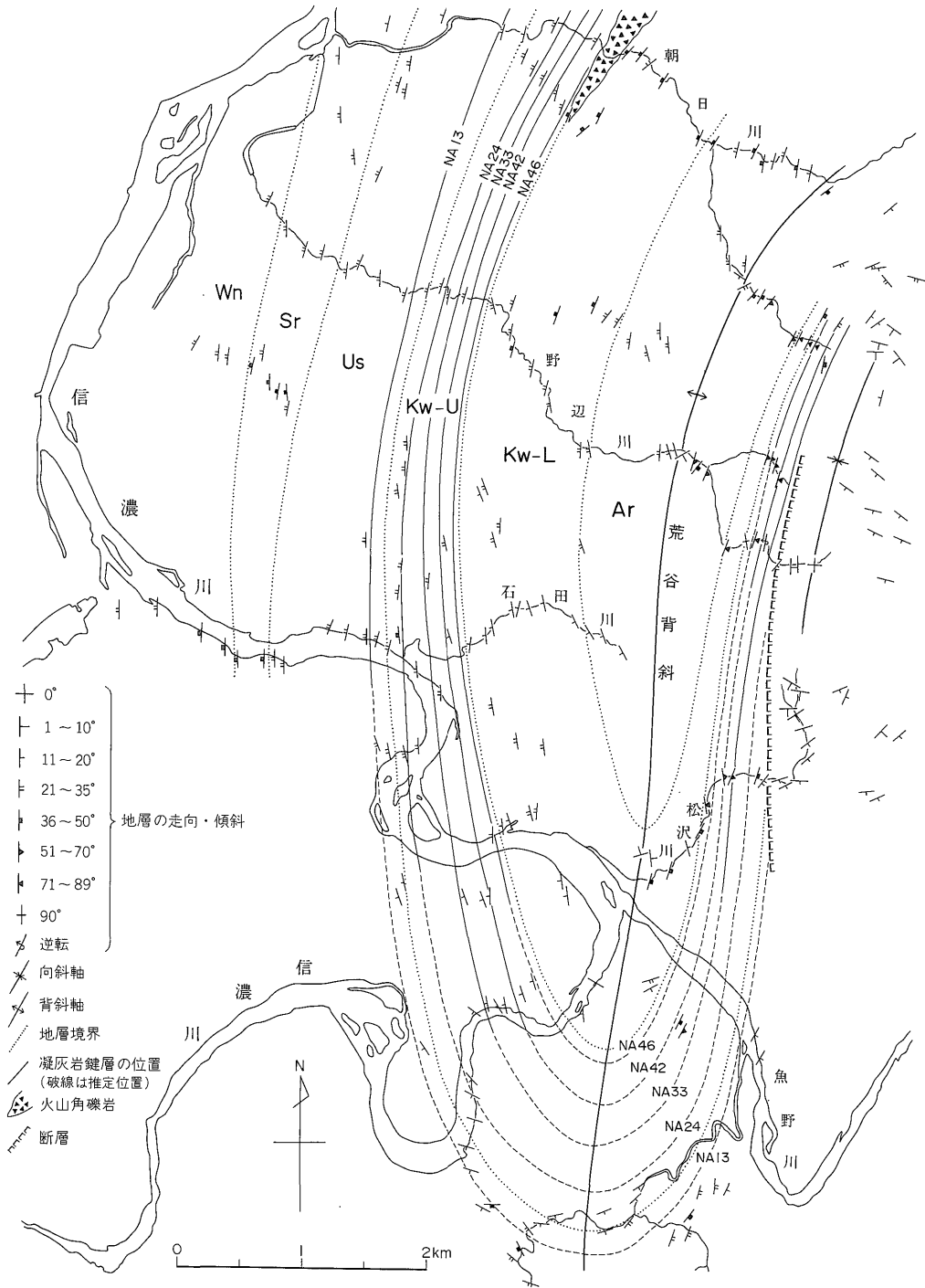
いては、陸上地質及び地下地質の両面から、これまでに多くの堆積学的研究がなされている(本座, 1965; 佐々木・牛島, 1966; 猪間・小林, 1969; MORITA *et al.*, 1973; 影山・鈴木, 1974; 阿部, 1978; 津田, 1978; TATEISHI *et al.*, 1984)。また、これらタービダイトを堆積させた堆積盆の古環境・古地理についてもかなり総合的に明らかにされつつある(例えば米谷ほか, 1980; 宮崎・米谷, 1982)。しかしながら、個々の地域におけるタービダイトの実態とその堆積環境・堆積機構等の具体的な解明となると、阿部(1978)による南阿賀油田での研究や TATEISHI *et al.* (1984)による西山・中央油帯及び新津油田における予察的な研究を除くと、まだ十分行われていないのが実状である。

著者は先に、房総半島に分布する新第三系フレッシュ型砂岩泥岩互層を研究した際、その中に含まれる多くの凝灰岩層を鍵層として追跡し、それらの凝灰岩鍵層によってフレッシュ型砂岩泥岩互層をいくつかのユニットに細分した。そして、それぞれのユニットのタービダイトの実態とそれらの堆積機構を明らかにすることによって、全体のフレッシュ型砂岩泥岩互層の積成機構や堆積



第1図 調査地域概略

A: 調査地域(四角い枠の中)とその周辺の地質構造略図。本文及び図表に出てくる地名はこの図に示す。B: 調査地域位置図。



第2図 地質構造図

Wn: 和南津層, Sr: 白岩層, Us: 牛ヶ首層, Kw-U: 川口層上部, Kw-L: 川口層下部, Ar: 荒谷層. 凝灰岩鍵層及び地層境界は、主要水系の平均的高さにおける水平断面での位置を示してある。

環境を解明した(TOKUHASHI, 1979; 徳橋, 1983a, b). 著者はそのような解析方法をフリッシュ型砂岩泥岩互層の三次元的解析法と名づけたが, このような方法が, 東山南部に分布するフリッシュ型砂岩泥岩互層の場合にも適用可能であることが今回の調査・研究で明らかになり, いくつかの新知見を得ることができたのでここに報告する.

今回東山南部地域を選んだのは, 全体に露出が良好であり, また, 佐々木・牛島(1966)による東山全域を対象とした先駆的な研究以後, この地域での堆積学的な研究がなされていないことによる. 一方今回の研究で, 本地域に含まれる多くの凝灰岩層が鍵層として大変有用であり, 単に調査地域に分布するフリッシュ型砂岩泥岩互層やタービダイトの実態解明に寄与するのみならず, 東山南部全体の層序・構造の解明にも重要な貢献をし得ることが, 同じ時期に行われた「小千谷」図幅の調査によって明らかとなった(柳沢幸夫・竹内圭史らの未公表資料による). このようなことから, 本論文の前半では, 調査地域に分布する凝灰岩層に対して統一的な鍵層名を与え, 今後の研究への一助とした(第1図).

謝辞

本研究は, 科学技術庁研究調整局の昭和59年度国内留学生として, 7月から10月にかけて新潟大学理学部に派遣された際に行ったものである. 派遣して下さった科学技術庁研究調整局, 受入れ教授となられた新潟大学理学部地質鉱物学教室の植村武教授及び何かとご指導, ご教示いただいた同教室の先生方に心からお礼申し上げます. また野外調査に際しては, 石油資源開発株式会社長岡鉱業所に便宜を図っていただいた. 同社の関係機関の方々に深く感謝致します. また, 新潟大学理学部地質鉱物学教室の小林巖雄・立石雅昭の両氏及び地質調査所燃料部の鈴木尉元・小玉喜三郎の両氏と同所地質部の柳沢幸夫・竹内圭史の両氏には, 調査地域周辺の地質状況についていろいろとご教示いただいた. 更に, 地質調査所井上英二次長(元燃料部長)と星野一男燃料部長(元石油課長)からは, 本研究の遂行にあたり, 積極的な御理解と種々の御助力をいただいた. ここにこれらの方々に厚くお礼を申し上げる次第です.

2. 地質概説

新潟含油第三系は, 中・古生界を不整合に覆う漸新統をもって始まり, その主体は中新世以降の地層から構成され, 新潟県の日本海沿岸及び信濃川流域の丘陵・山地地域を中心に広く分布している. これらの地層の主要構造方向は, 日本海の海岸方向とほぼ平行する北北東—南

南西である. これら新潟含油第三系は, 下位より相川, 七谷, 寺泊, 椎谷, 西山, 灰爪, 小国などの諸階に区分されている. 本論文の調査域は, 新潟含油堆積盆の中でも最も主要な油帯の一つとされている東山油帯の南部に位置し, 本地域には, 椎谷期以降, 従って後期中新世以降の地層が分布している(茅原ほか, 1977).

調査地域の地域構造図を第2図に示す. 本地域の基本的な地質構造は, 調査地域の東部をほぼ南北に縦断する荒谷背斜(金原, 1940)によって規制され, この背斜の西翼では西方に緩やかに傾く単斜構造を示す. 特に野辺川沿いでは, 最下位の荒谷層から最上位の和南津層まで観察されるが, これらの地層の傾きは, いずれもほぼ30°前後と安定している. 一方荒谷背斜の東翼では, 地層の傾きは急激に大きくなり一部逆転するところもある. しかしその東側にある小さな向斜軸との間には断層があり, この断層を境に, 東と西で走向及び傾斜に明瞭な違いが認められる. 後述する牛ヶ首層や川口層中の凝灰岩鍵層は, 荒谷背斜の西翼のみならず東翼でも広く追跡され, 更には上記の断層の東側にもほぼ連続的に分布している.

次に本調査域で最も代表的なルートである野辺川における地質柱状図を第3図に示す. 本地域には, 下位より上部中新統の荒谷層, 上部中新統から下部鮮新統の川口層, 及び中・上部鮮新統の牛ヶ首層, 白岩層・和南津層が分布する.¹⁾以下にこれらの累層の特徴について概説する.

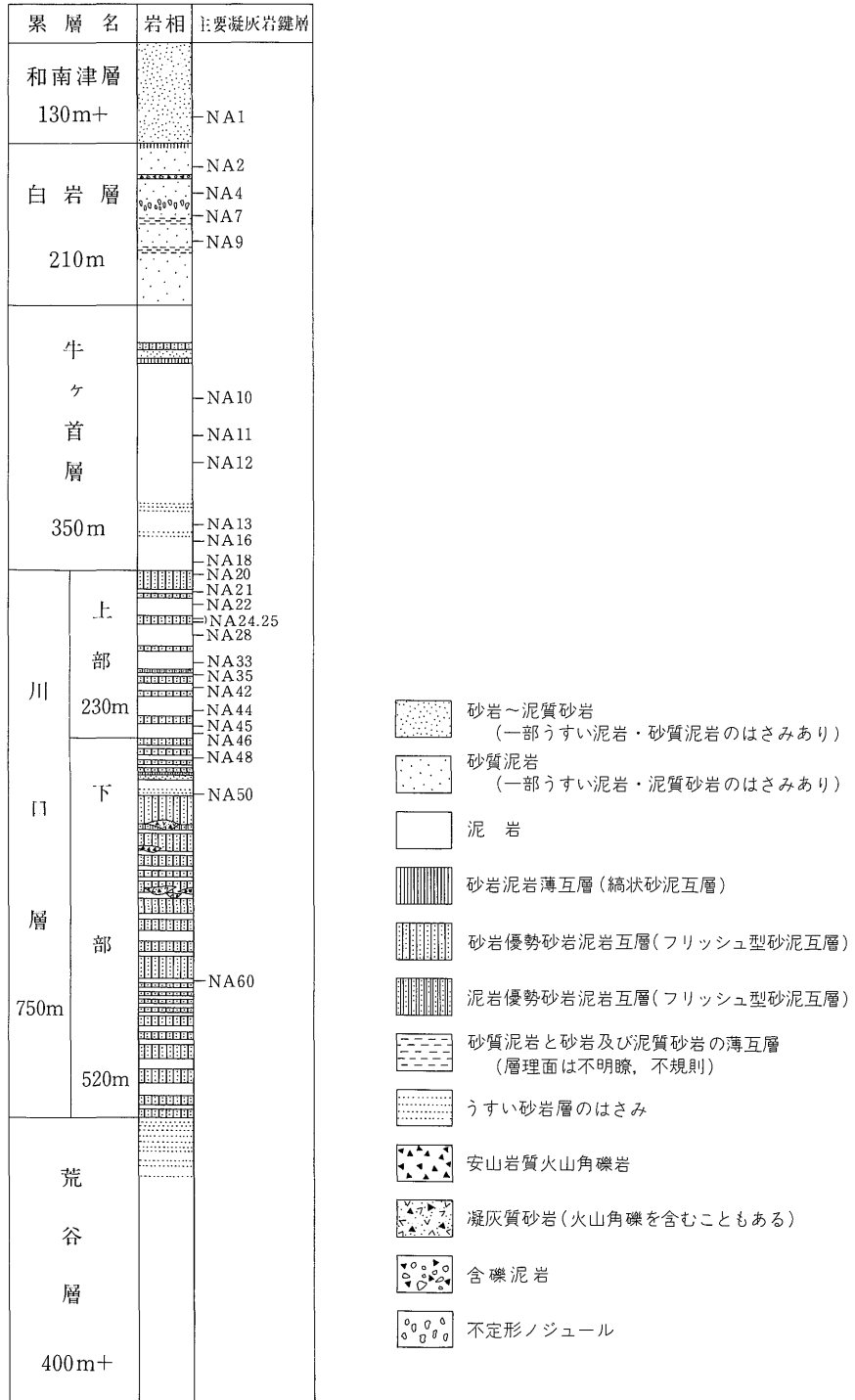
荒谷層〔大村(1928)命名〕

いわゆる荒谷相(鯨岡, 1962)の模式的な地層である. 中・下部は, 暗灰色ないし黒色の塊状泥岩からなり, 表面は細裂割れを示すことが多い. 全体に挟みが少なく走向・傾斜も測定しにくいことが多い. 上位の川口層と接する上限付近には薄い砂岩層が頻繁に挟まれるが, これらの砂岩層は固結度が進み, 表面は泥岩層より突出する傾向がある. 荒谷層には, 薄い凝灰岩層が散発的に挟まれている. 朝日川では, 最下部に安山岩質の火山角礫岩や凝灰角礫岩, 凝灰質砂岩が挟まれている. 荒谷層の下限は不明であるが, その厚さは野辺川で400 m以上である.

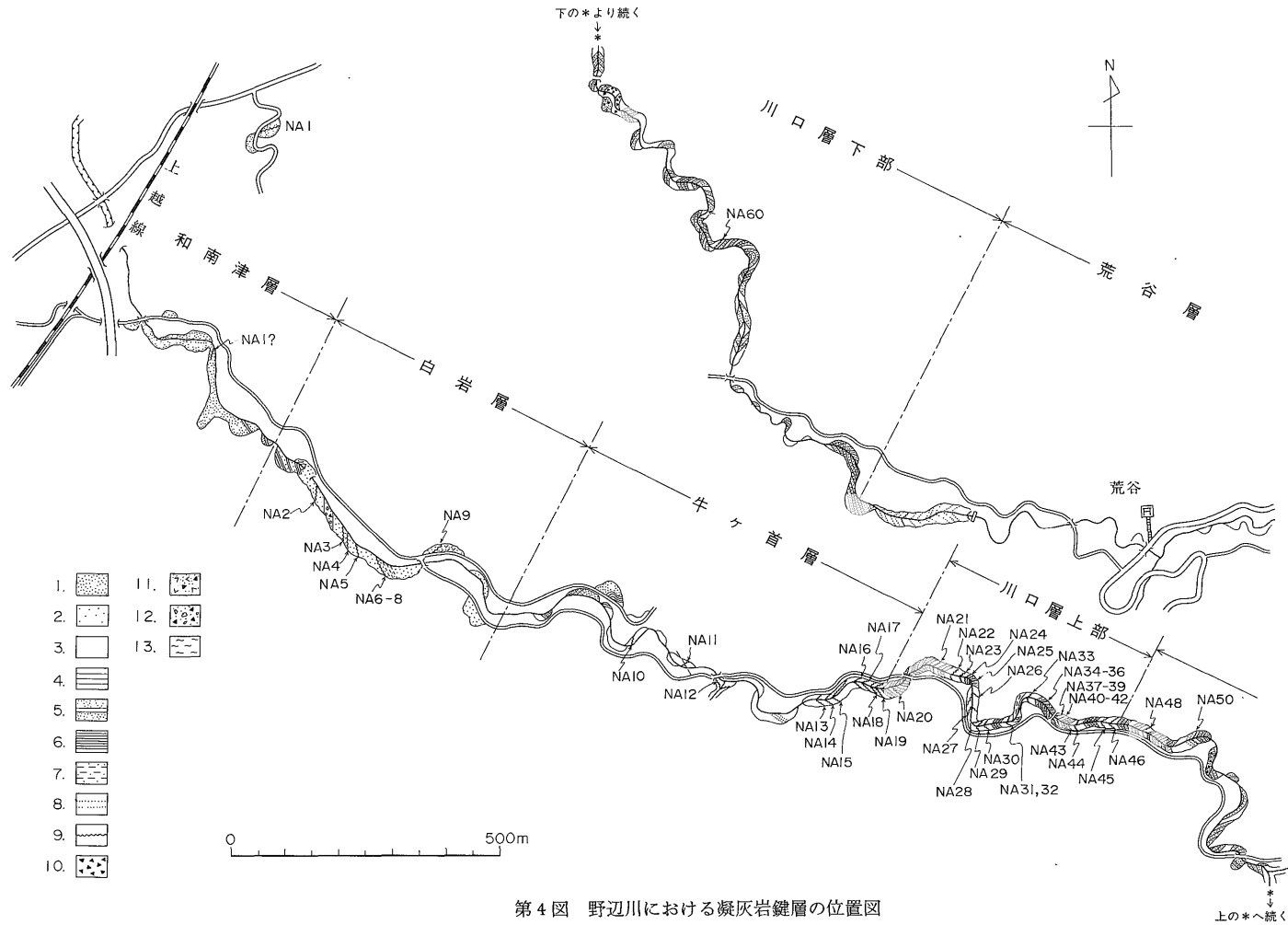
川口層〔金原(1940)命名〕

主に砂岩優勢砂岩泥岩互層と暗灰色—黒色泥岩層との互層からなる地層で, いわゆるフリッシュ型砂岩泥岩互層によって特徴づけられている. 野辺川での厚さは約750 mで, 泥岩よりも砂岩優勢砂岩泥岩互層の割合が多

1) 各地層の年代は, 柳沢幸夫, 竹内圭史による「小千谷」図幅の未公表資料による.

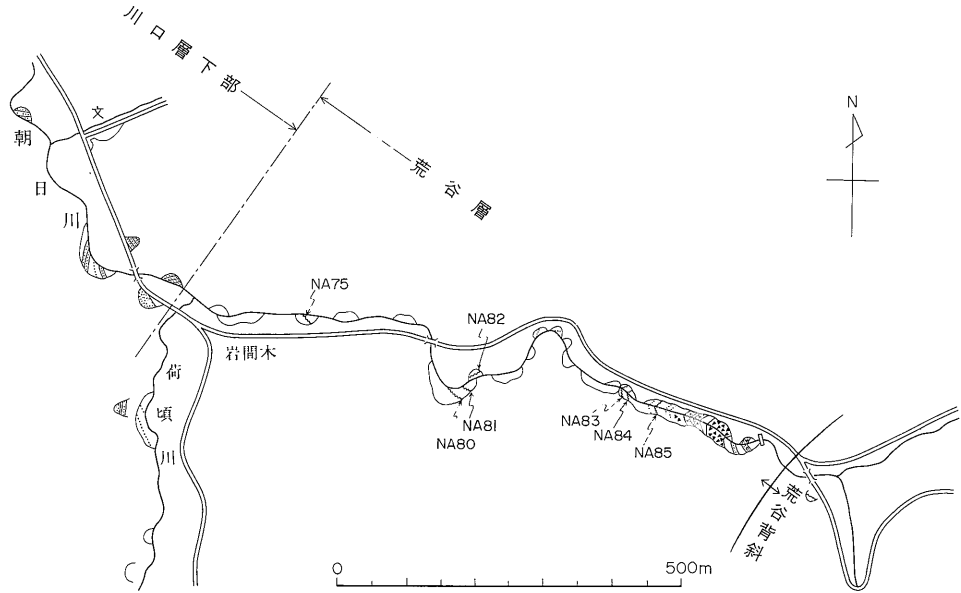


第3図 野辺川における地質柱状図



第4図 野辺川における凝灰岩鍵層の位置図

1: 砂岩(一部泥質砂岩を含む), 2: 砂質泥岩, 3: 塊状泥岩, 4: 砂岩優勢砂岩泥岩互層, 5: 薄い泥岩層の挟み, 6: 砂岩泥岩薄互層,
 7: 砂質泥岩と砂岩及び泥質砂岩との層理面の不明瞭な薄互層, 8: 薄い砂岩層の挟み, 9: 凝灰岩鍵層, 10: 火山角礫岩, 11: 含火山岩礫凝灰質砂岩, 12: 含礫泥岩, 13: スランプ層。



第5図 朝日川における凝灰岩鍵層の位置図
凡例は第4図に同じ。

い下部(厚さ約520 m)と、泥岩の割合が多い上部(厚さ約230 m)に区分できる。砂岩は、大部分が淡灰色の中一細粒砂岩で厚いものは10 m 前後に達するが、通常5 m 以下である。野辺川では、下部に薄い安山岩質の火山角礫岩や含火山岩角礫凝灰質砂岩が挟まれている。朝日川では、上部と下部の境界付近に厚い安山岩質の火山角礫岩が挟まれている(第2図)。上部には多くの凝灰岩層が挟まれ、その多くが鍵層として有用である。調査域北部の野辺川や朝日川ではほとんど観察されないが、南部の信濃川流域では、川口層のタービダイト砂岩中に、基盤の古期岩からなる中礫から大礫大の円礫がしばしば観察される。

牛ヶ首層〔大村(1927)命名〕

全体に、暗灰色—青灰色の塊状泥岩からなり、表面はサイコロ状ないし細裂割れ風化を示す。野辺川では、下部に薄い砂岩層が散発的に挟まれているが、南部の信濃川沿いでは、下部の一部に砂岩優勢砂岩泥岩互層が観察される。野辺川では、上部に10 m 近くの厚さを有する1枚の砂岩を含む砂岩優勢砂岩泥岩互層が発達している。中・下部に凝灰岩層が挟まれ、特に下部のものは鍵層として有用である。野辺川での牛ヶ首層の厚さは約350 m である。

白岩層〔木村(1927)命名〕

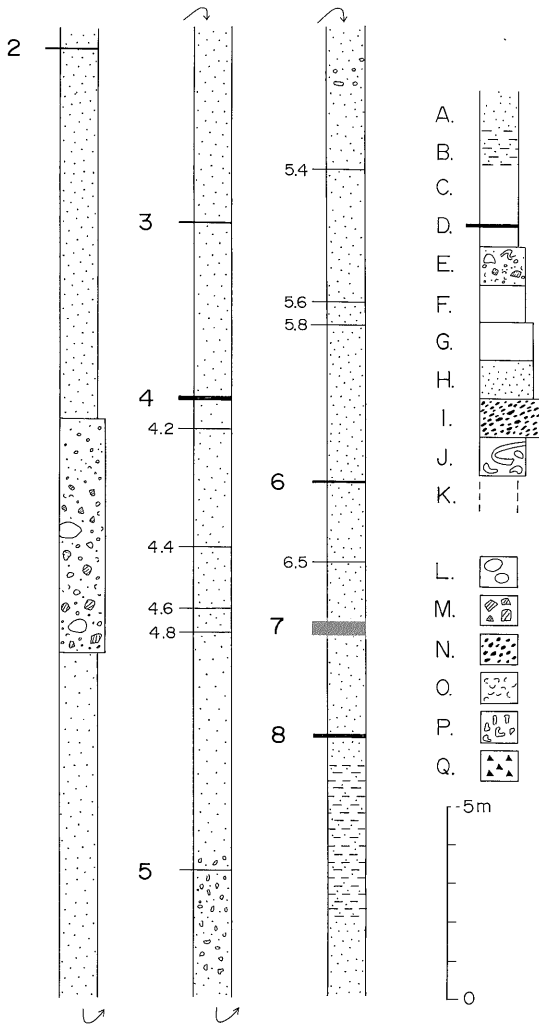
主に塊状の砂質泥岩からなるが、パイオターベーションの発達によって不均質で淘汰不良である。中部に層理

面の不明瞭な砂質泥岩と砂岩または泥質砂岩との薄互層が観察される。不定形ノジュールの密集するゾーンも観察され、これらのノジュールの中に貝化石が含まれていることがある。貝化石はほぼ全層準で観察されるが、場所によってはかなり密集して産出することがある。上位の和南津層と接する最上部では、しばしば砂岩と泥岩の薄互層が観察される。また本層上部には、火山岩角礫の巨礫を含む含礫泥岩が挟まれている。本層にも多くの凝灰岩層が挟まれ鍵層として有用なものもあるが、凝灰岩の保存状態は牛ヶ首層以下の地層に比べると劣っている。野辺川における本層の厚さは約210 m である。

和南津層〔Iki (1922)命名〕

灰褐色の粗一細粒砂岩を主体とする地層であるが、やや泥質な部分もある。泥質な部分では、一般にパイオターベーションが発達し淘汰不良である。砂岩の一部に水平葉理、直線的によく連続する緩傾斜交葉理、小型リップル斜交葉理、及び小規模なスコアー・アンド・フィル構造などの堆積構造が観察される。一部泥岩や礫岩の挟みを伴っているところもある。凝灰岩層も含まれているが、その保存状態は非常に悪い。野辺川における本層の厚さは130 m 以上である。

以上が調査地域に分布する主な地層の概観であるが、今回研究対象としているのは、川口層中のフリッシュ型砂岩泥岩互層であり、特にその中に含まれているタービダイト砂岩である。なお、野辺川の川口層から得られた



第6図 凝灰岩鍵層 NA2-NA8間の地質柱状図 (野辺川)

A: 砂質泥岩, B: 砂質泥岩と砂岩及び泥質砂岩との層面の不明瞭な薄互層, C: 塊状泥岩, D: 凝灰岩, E: 含礫泥岩, F: タービダイト・ダスト, G: 中一細粒砂岩(タービダイト), H: 含細礫粗一極粗粒砂岩(タービダイト), I: 礫岩(タービダイト), J: スランプ堆積物, K: 露頭のみえない部分, L: 泥岩偽礫(同時侵食礫), M: 火山角礫, N: 基盤岩礫(中一大礫), O: 貝化石, P: 不定形ノジュール, Q: 礫石片. 左側の数字は、凝灰岩鍵層の番号を示す(詳細は本文参照).

有孔虫化石試料からは、大陸棚端部からそれ以深の外洋性の堆積環境が推定されている(新潟有孔虫研究グループ, 1983).

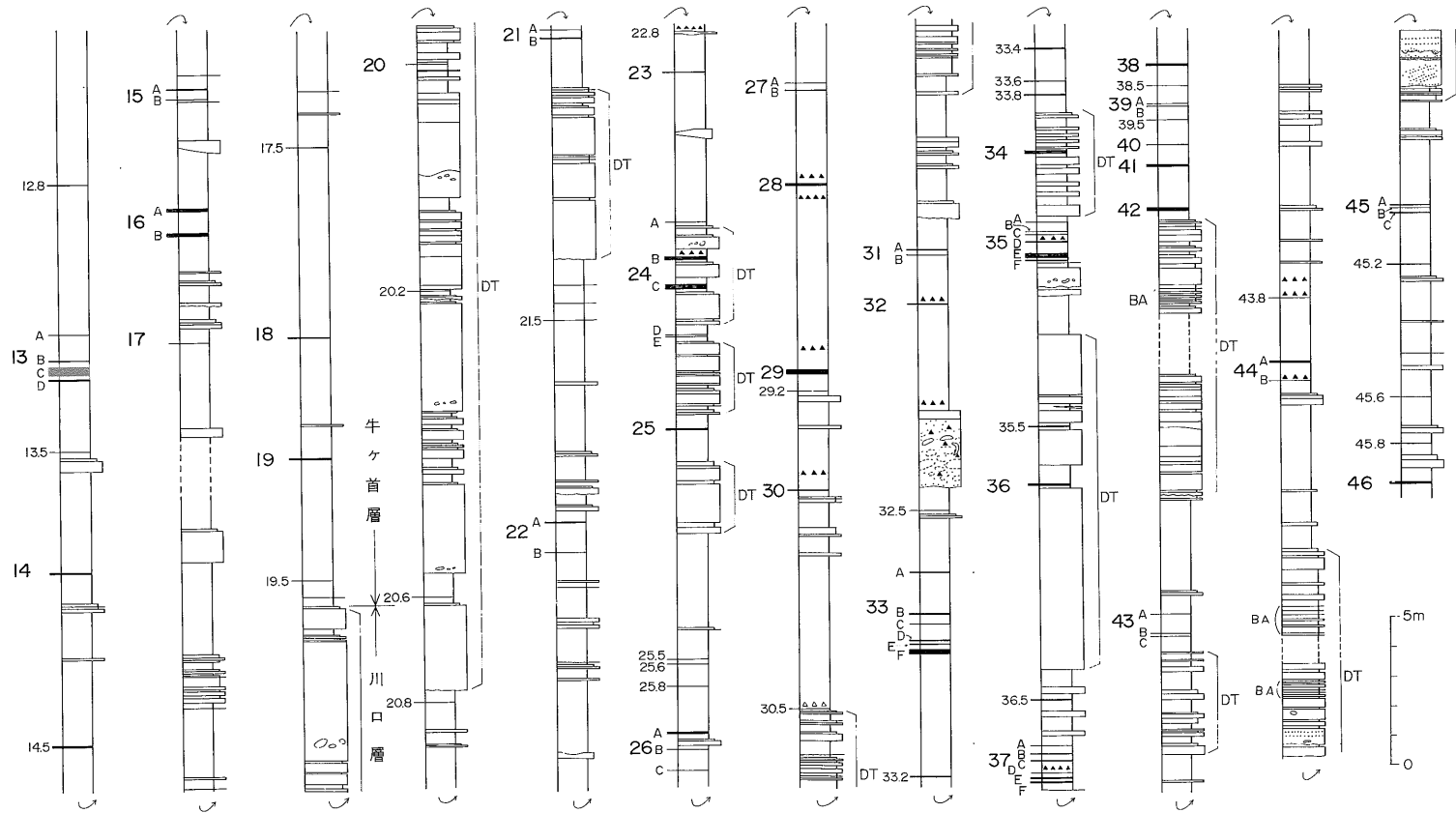
3. 凝灰岩鍵層

本調査域に分布する荒谷層から和南津層には、厚さ1 m 以下の多くの凝灰岩層が挟在するが、その多くが、

厚さ、粒度と組織・色調、そして特に上下に密集して出現する場合の順序・組合せ等によって、野外でも比較的容易に識別でき、広い範囲に追跡できることが今回の調査で明らかとなった。従来、本調査域及びその周辺域で、これらの凝灰岩層が鍵層として追跡されたことはなく、また特定の鍵層名も設定されていない。しかしながら、多くの凝灰岩層が鍵層として有効であり、その追跡は、堆積学的研究のみならず、今後東山南部ひいては東山全体の層序・構造の解明にも寄与するところが大きいと予想されることや、本調査域は、露出が大変良好で連続したセクションが得られることを考慮して、統一した鍵層名(鍵層番号)を設定することにした。模式ルートとしては、露出状況を考慮して、川口層より上位の地層については野辺川を、荒谷層については朝日川を選定し、それぞれの頭文字をとってNAという文字を番号の前につけて鍵層名とした。鍵層番号は、荒谷層の下限が不明であることから、上位からの通し番号とした。累層ごとに番号を改める方式を採用しなかったのは、本調査域の東方(特に芋川以東)において、凝灰岩鍵層(時間面)とまわりの岩相の境界面との間に顕著な斜交関係が観察され²⁾、特定の凝灰岩鍵層と特定の累層(岩相)との対応関係が地域によって異なっていること、従って、特定の累層名と結びつけた鍵層名は将来混乱を招く恐れがあること、などの理由による。

野辺川における凝灰岩鍵層の位置を第4図に、朝日川における凝灰岩鍵層の位置を第5図に示す。更に、凝灰岩鍵層が比較的まとまって産出するNA2-NA8, NA13-NA46の模式ルートである野辺川における地質柱状図を第6図と第7図に示す。これらの図に示されるように、主要な凝灰岩鍵層には整数の鍵層番号をつけ、その他の薄くてあまり特徴のない凝灰岩層については、小数点のついた番号を付すことによって、層準がわかるように考慮した。このように小数点のついた番号を付すことによって、将来新しく補助的な凝灰岩鍵層を増やすことができる。一方、上下密集して産出するいくつかの凝灰岩層をまとめて一つの凝灰岩鍵層とする場合には、鍵層番号の後にA・B・Cのアルファベットをつけることによって、個々の凝灰岩層の識別と順序関係を明示することにし、単に番号だけの場合には、全体をまとめて指していることにする。このように小数点をつけたりアルファベットを加えたりする鍵層番号の命名法は、房総半島の上総層群で用いられてきた方法で、今日まで数多く利用され広い支持を得ている(三梨ほか, 1961; 石和田ほか,

2) 柳沢幸夫・竹内圭史らによる5万分の1「小千谷」図幅の未公表資料による。

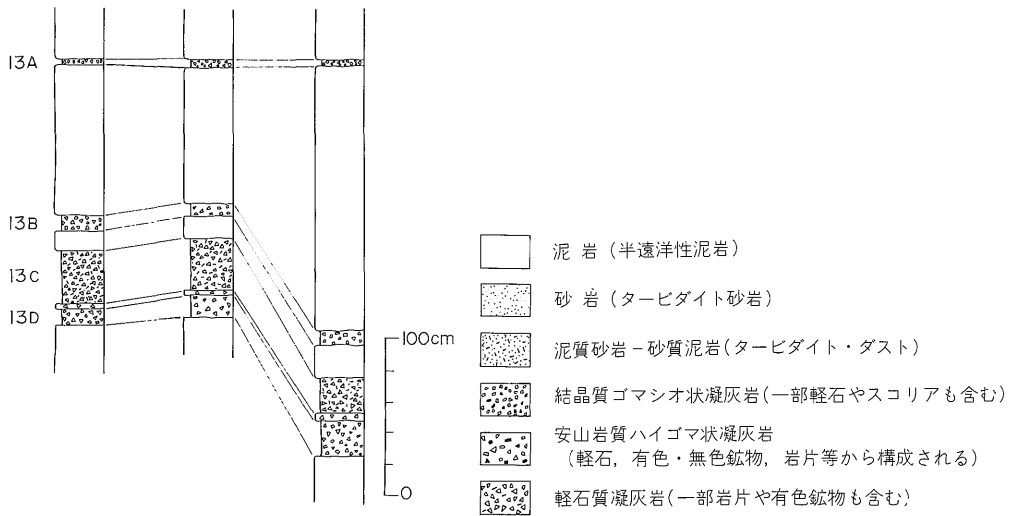


第7図 凝灰岩鍵層 NA13-NA46間の地質柱状図(野辺川)

DT : 堆積舌状体, BA : 縞状細互層. その他の凡例は第6図に同じ.

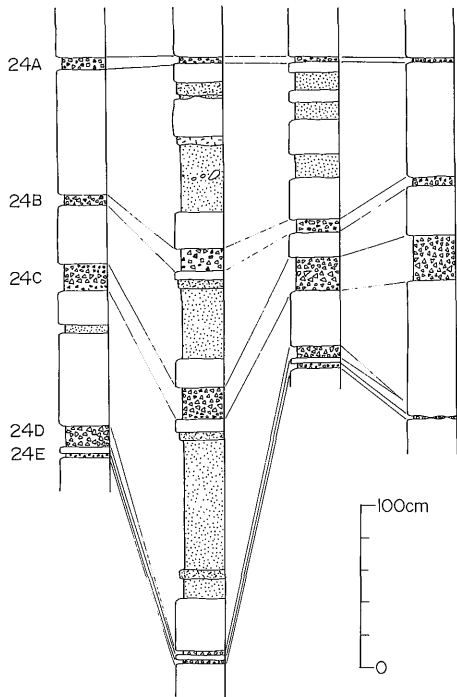
NA 13

信濃川 野辺川 朝日川



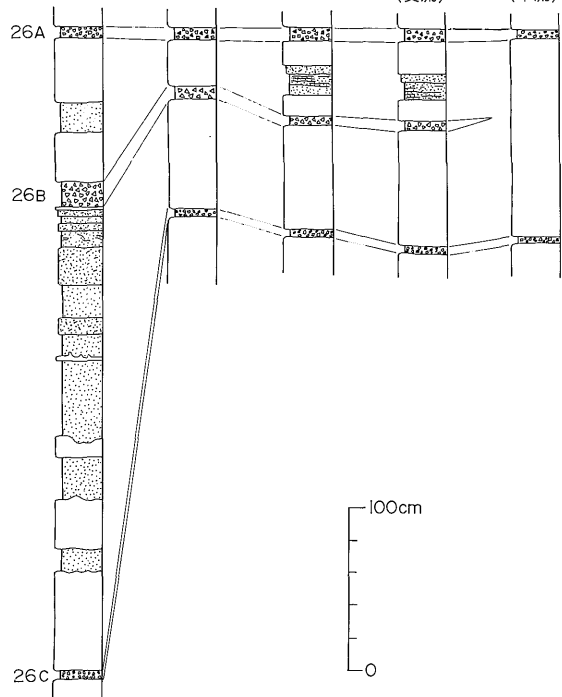
NA 24

信濃川 野辺川 塩谷 朝日川



NA 26

信濃川 信濃川 野辺川 朝日川 朝日川
(支流) (本流)

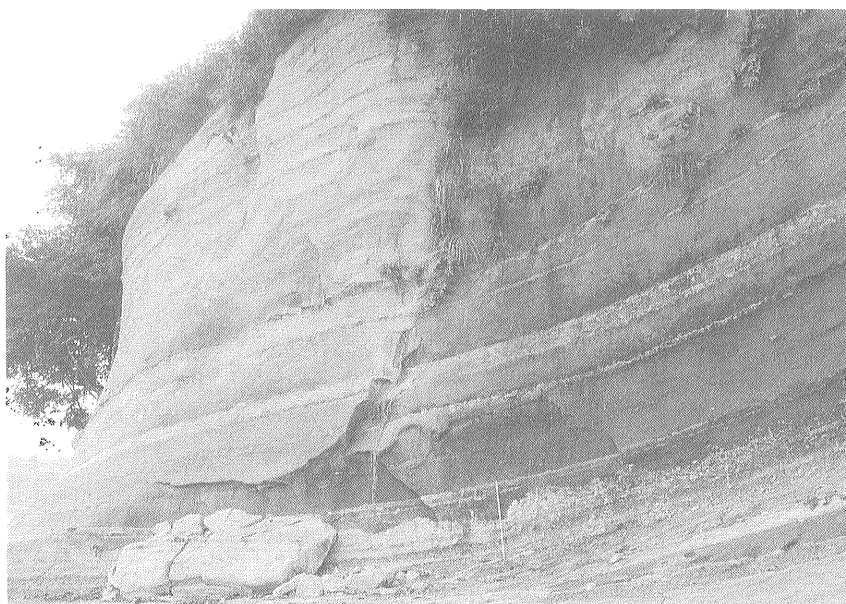


第8図 組合せによる凝灰岩鍵層の対比例



第9図 半遠洋性泥岩とタービダイト・ダストの互層(川口層下部)

HM: 半遠洋性泥岩, TD: タービダイト・ダスト, Tuff: 凝灰岩, 信濃川河畔(牛ヶ島南方).



第10図 半遠洋性泥岩中にまとまって産出するタービダイト砂岩群(川口層下部の堆積舌状体)
牛ヶ島南方の信濃川河畔. 折尺の長さは1 m.

1971; 町田ほか, 1980; 徳橋・遠藤, 1984).

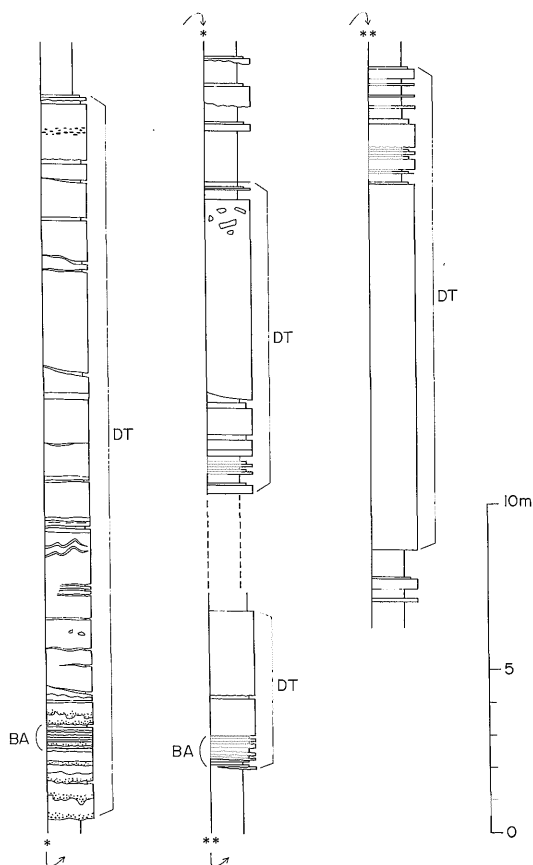
凝灰岩鍵層を追跡する場合, 最も容易でかつ確かなのは, 上下に密集して産出するいくつかの凝灰岩層を組合せて鍵層としたものである. そうしたいくつかの代表的な対比例を第8図に示す.

4. 川口層のタービダイトの特徴

4.1 垂直的産状

4.1.1 タービダイト・ダスト

川口層がフリッシュ型砂岩泥岩互層で特徴づけられて



第11図 川口町牛ヶ島南方の信濃川河畔の川口層下部にみられる堆積舌状体(DT)及び縞状細互層(BA) 凡例は第6図と同じである。

いることは既に指摘したが、このうち砂岩は、淡灰色の中一細粒砂からなるタービダイト砂岩である。一方泥岩は、大部分が黒色から暗灰色の半遠洋性泥岩(hemipelagic mudstone)であるが、泥岩の下部から最下部すなわち砂岩層の直上には、しばしば暗灰色から灰色のタービダイト性泥岩(turbiditic mudstone)が観察される。半遠洋性泥岩とタービダイト性泥岩を露頭で識別するためには、多くの場合やや詳しい観察を必要とするが、一般にタービダイト泥岩中には、下位の砂岩層を構成する砂と同質で非常に細かい極細粒の砂が不規則に混じっているのが観察される。すなわち、タービダイト泥岩は半遠洋性泥岩よりも粗粒でより淘汰不良、やや明るい色調を呈する。このようなタービダイト性泥岩は、先に徳橋・八田(1982)によってタービダイト・ダスト(turbidite dust)と名づけられているものと同じ特徴を有していることから、ここでもタービダイト・ダストと呼ぶことにする。

全体的には、半遠洋性泥岩が圧倒的に多く、タービダイト・ダストの占める割合は少ないが、局部的には、半遠洋性泥岩がなく、タービダイト・ダストと砂岩が互層していることもある。また砂岩がなく、半遠洋性泥岩とタービダイト・ダストだけが互層して観察されることもある(第9図)。

4.1.2 堆積舌状体

川口層のタービダイト砂岩層は、泥岩層中に散発的に産出するものもあるが、上下に密集してまとまって産出するものが多い。その結果、砂岩層が密集する部分と泥岩層が比較的まとまっている部分とが交互に繰り返している場合が多い(第10図)。このように何度も繰り返して現われる砂岩密集体の厚さは数mから20m前後で、その基底にはほとんど侵食作用が認められないことから、これらの砂岩密集体は、堆積時には、海底面上に緩やかに盛り上がった堆積舌状体(depositional tongue)を形成していたと考えられる。第7図で柱状図の右側に角括弧をつけてDTと記しているのは、このような堆積舌状体を示している。川口層の下部における堆積舌状体の例を第11図に示す。堆積舌状体の断面では、半遠洋性泥岩の厚さは薄いか、あるいはタービダイト・ダストだけが存在して半遠洋性泥岩は存在していないことも多いことから、堆積舌状体は、タービダイト砂岩層が、同じところに短い期間に頻繁に堆積したことによって形成されたものと考えられる。川口層のフレッシュ型砂岩泥岩互層は、上部・下部を問わず、このような堆積舌状体の多数の扶在によって特徴づけられているといえる。

4.1.3 縞状細互層

堆積舌状体の断面を更に詳しく検討すると、その中にしばしば、薄い砂岩層(一般に厚さは15cm以下)と泥岩層(大部分はタービダイト・ダスト)からなる特徴的な縞状細互層(banded alternation)が観察される(第12図)。厚さが薄いにもかかわらず、砂岩層と泥岩層の境界は不規則で凹凸に富んでいる。ときには、間の泥岩層がなく、砂岩層と砂岩層が不規則な境界で接していることもある。砂岩層には葉理構造が観察されることが多いが、ときには、数m以上の厚い砂岩層にも稀な粗粒一極粗粒一細礫大の砂礫粒が、不規則な基底の境界付近に観察されることがある。泥岩は多くの場合タービダイト・ダストであるが、粒度は一般に粗く不淘汰で、砂質泥岩ときには泥質砂岩を呈する。半遠洋性泥岩はあっても特に薄いことが多い。このような縞状細互層は、堆積舌状体の下部にあることもあれば中部や上部にあることもある。第7図や第11図では、このような縞状細互層の存在を柱状図の左側にBAの記号を付けて示してある。こ



第12図 縞状細互層(川口層上部)

NA45とNA46の間に観察される縞状細互層で、主にタービダイト砂岩とタービダイト・ダストの薄互層から構成されている。牛ヶ島南方の信濃川河畔。第13図A参照。

第1表 堆積舌状体(DT)の層準別分布状況

層準 \ 地域	信濃川 (南部)	信濃川 (北部)	野辺川	塩谷	朝日川
NA175-21	○	○	◎		◎*
NA24A-E	×	×	○		×
NA24E-26A	○	◎	○		×
NA26A-C	○	×	×		×
NA33-33.2	◎	○	×	×	×
NA33.2-35	○	○	○	○	○
NA35-37C	○	× or △	○	△	
NA37C-38	○	△	×	×	
NA38-41	◎	◎	×	×	
NA41-42	×	○	×	×	
NA44-45	×	×	○		
NA45-46	◎	×	×		

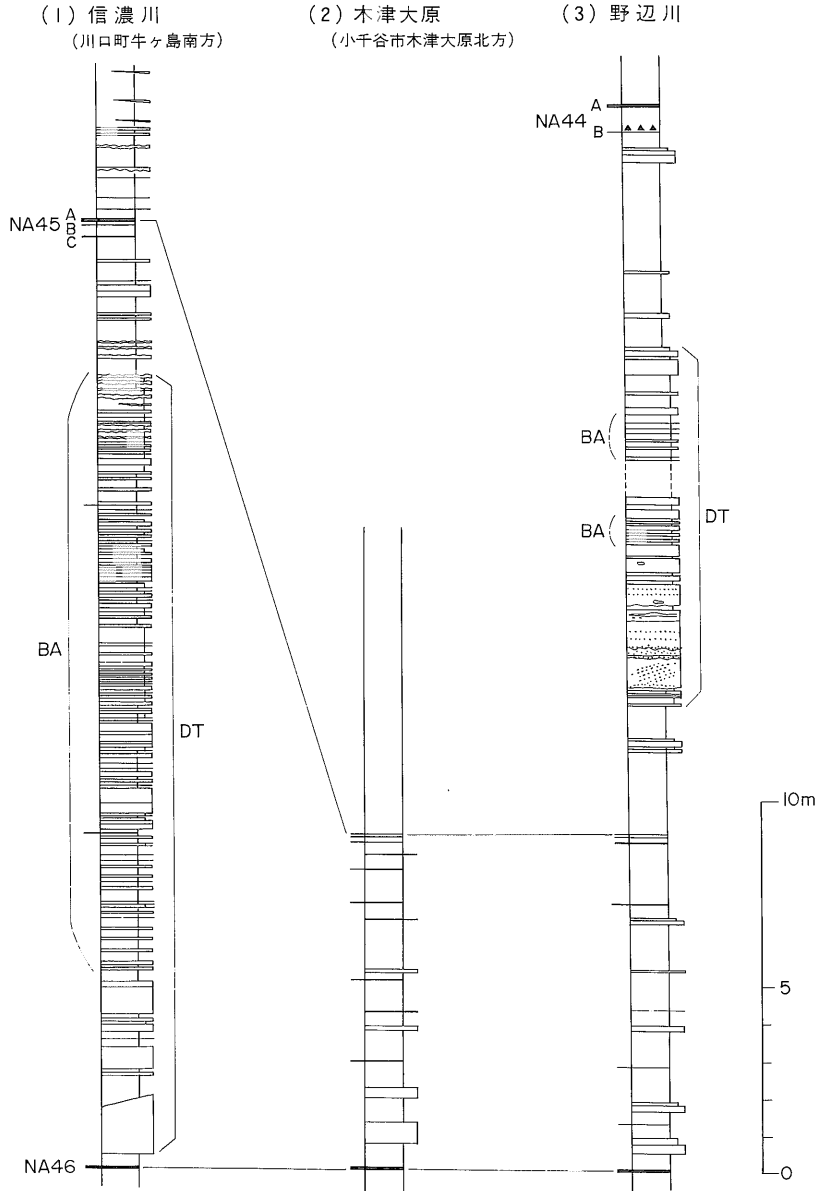
○：DTが存在する場合，◎：DTが特に厚く発達している場合，×：DTが存在しない場合，△：DTの残存が認められる場合。無印は露頭がなくてDTの存在が不明であることを示す。*印は、柱状図は作製していないが、野外で確認していることを示す。

のような縞状細互層も、堆積舌状体が堆積する過程で混濁流によって形成されたものである。

4.2 空間的拡がり

川口層特にその上部には、よく連続する多数の凝灰岩鍵層が挟まれていることから(第2・3・7図)、これらの凝灰岩鍵層によって特定層準のフリッシュ型砂岩泥岩互層

を追跡することができ、そこに含まれるタービダイト砂岩層や堆積舌状体の空間的拡がりの大きさ・分布状況を明らかにすることができる。第13図A-Eは、特定の凝灰岩鍵層で区切った特定層準の川口層の地質柱状図を、ほぼ南から北に(左から右へ)並べたものである。ただしこれらの図の中で塩谷地域だけは荒谷背斜の東翼に位置



第13図A 川口層特定層準の比較(NA45-NA46)
凡例は第6・7図に同じ。

し、野辺川のほぼ東方に位置している。これらの図から、川口層上部のいろいろな層準における堆積舌状体(DT)の地域別発達状況をまとめたのが第1表である。

これらの図表を検討すると、川口層上部に含まれる堆積舌状体は、南北方向にそれほど連続していないことが伺える。調査域南部の信濃川流域にのみ分布し、北部の野辺川や朝日川では分布していないものが特に多い一方、その逆のものも多い。また中には、同一のものかど

うか不明であるが、一応北部にも南部にも分布しているものもある。このように川口層上部の堆積舌状体は、南北方向への連続性に欠け、半遠洋性泥岩の中はかなり複雑に分布しているといえる。川口層上部の堆積舌状体のこのような分布様式は、川口層下部の堆積舌状体についても、それらの野外での産出状況の類似性からみて、そのままではまるものと考えられる。

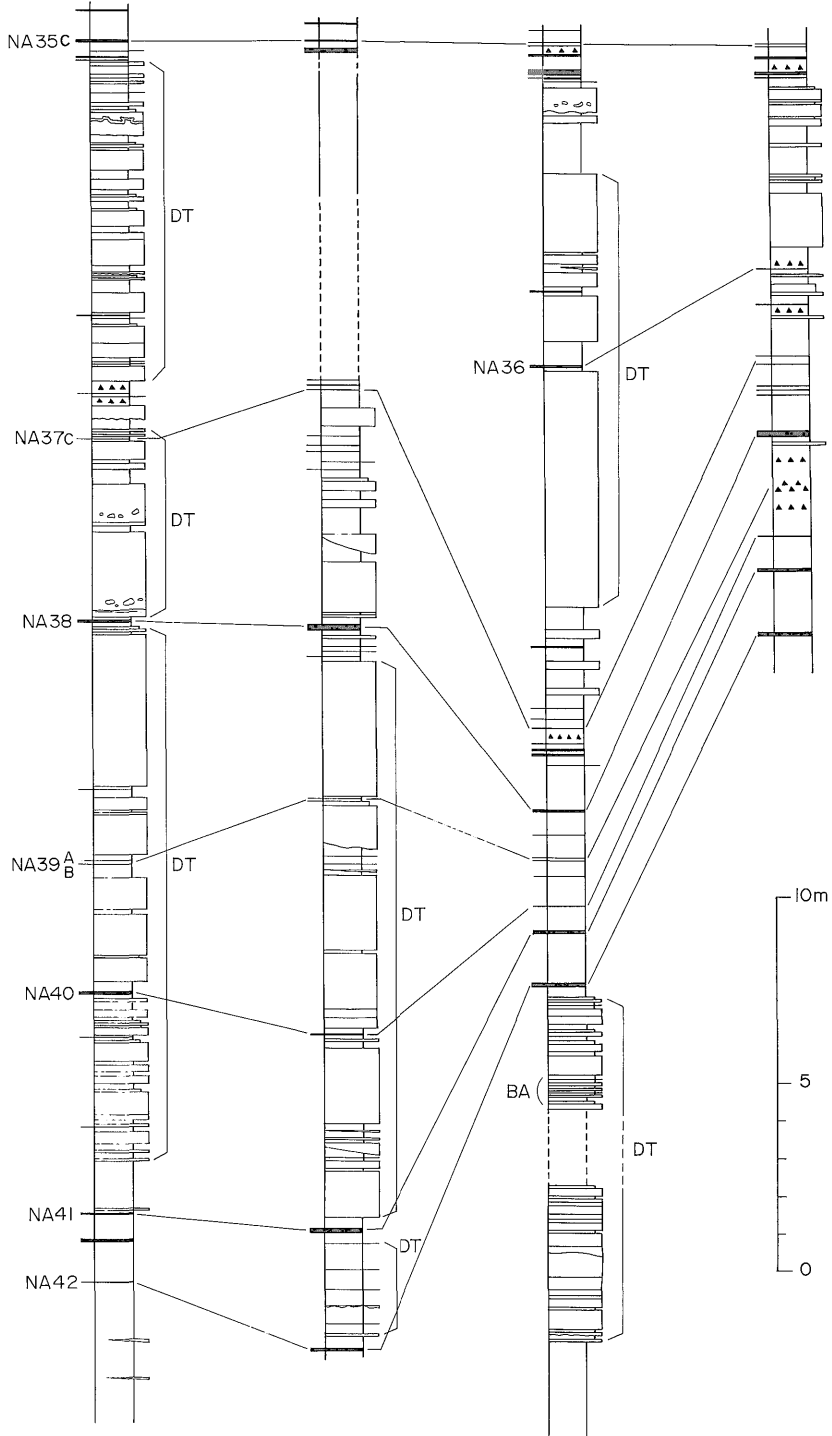
4.3 礫及び古流向

(1) 信濃川
(川口町西倉西方)

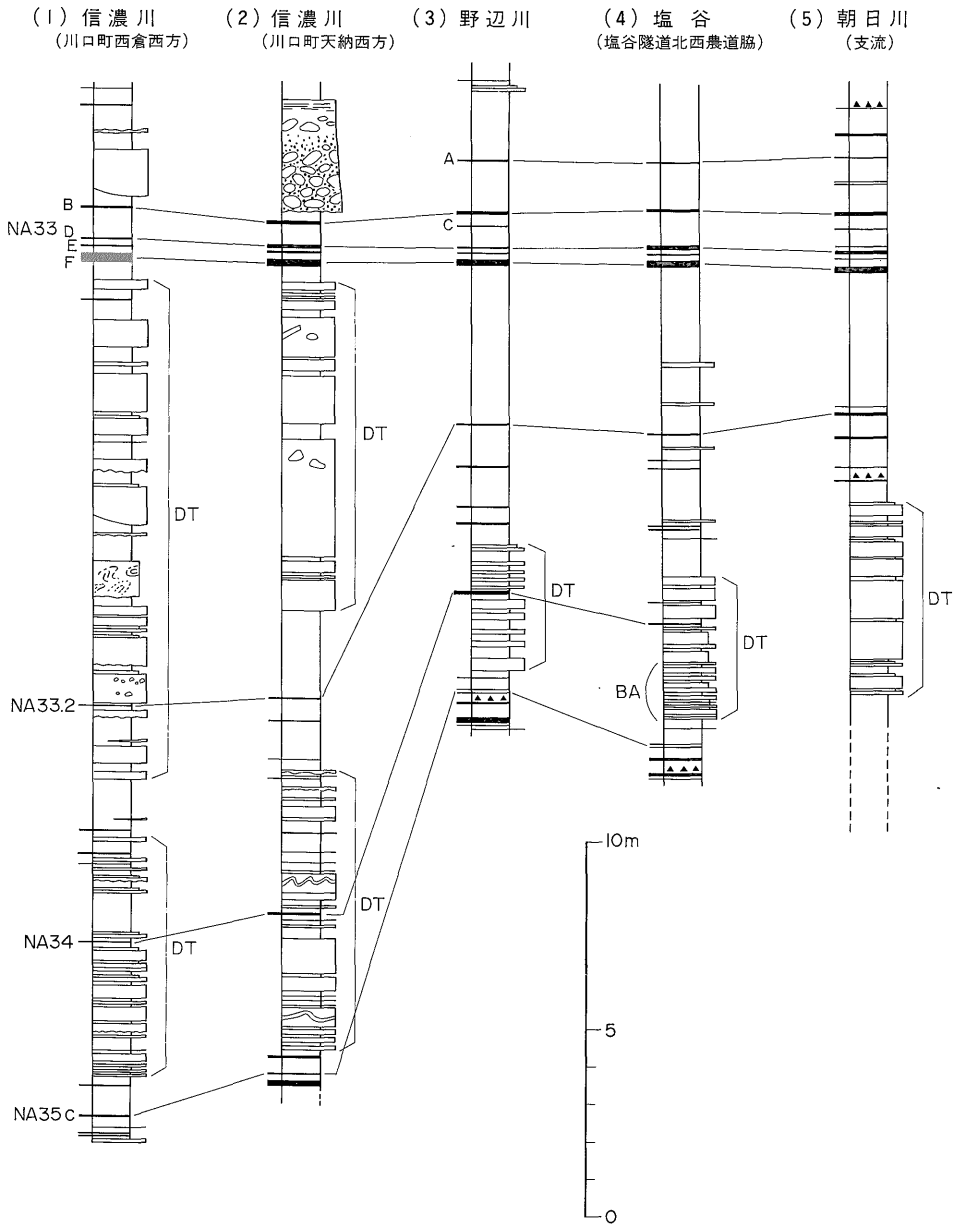
(2) 信濃川
(川口町天納西方)

(3) 野辺川

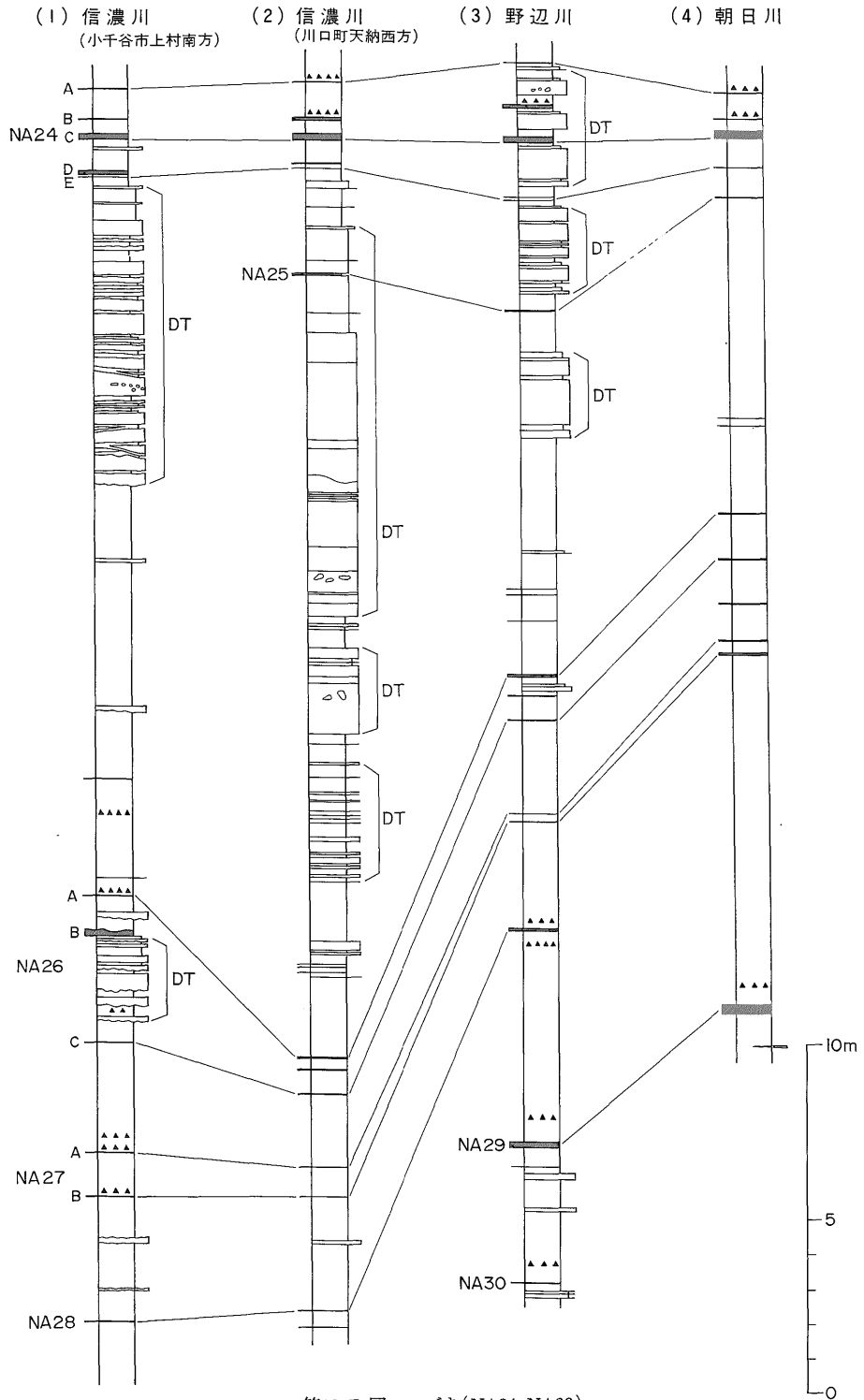
(4) 塩谷
(塩谷隧道北西農道脇)



第13-B図 つづき(NA35-NA42)



第13-C 図 つづき (NA33-NA35)



第13-D図 つづき(NA24-NA28)



第14図 基盤岩礫を伴う厚層理砂岩層(川口層上部)

礫を伴う砂岩層が2枚あり、基底はいずれも不規則である。手前が第15図に示すG地点、向こう側が第15図F地点。

4.3.1 礫の分布

川口層のタービダイト砂岩の中には、ときおり、中礫一大礫大の古期岩礫(多くは円礫)が産出することがある。これらの礫は、砂岩層の基底部及び下部に密集して産出するが、同じ砂岩層の中に、大小の泥岩同時侵食礫(泥岩偽礫)を多数伴っていることも多い(第14図)。これらの基盤岩礫の最大礫径分布を第15図に示す。ただし、この図でE地点の礫は含礫泥岩(pebbly mudstone)の中の礫である。この図から、中礫から大礫大の基盤岩礫は、北部の朝日川から野辺川流域にはほとんど分布せず、大部分が、南部の信濃川流域に分布していることが明らかである。

4.3.2 古流向

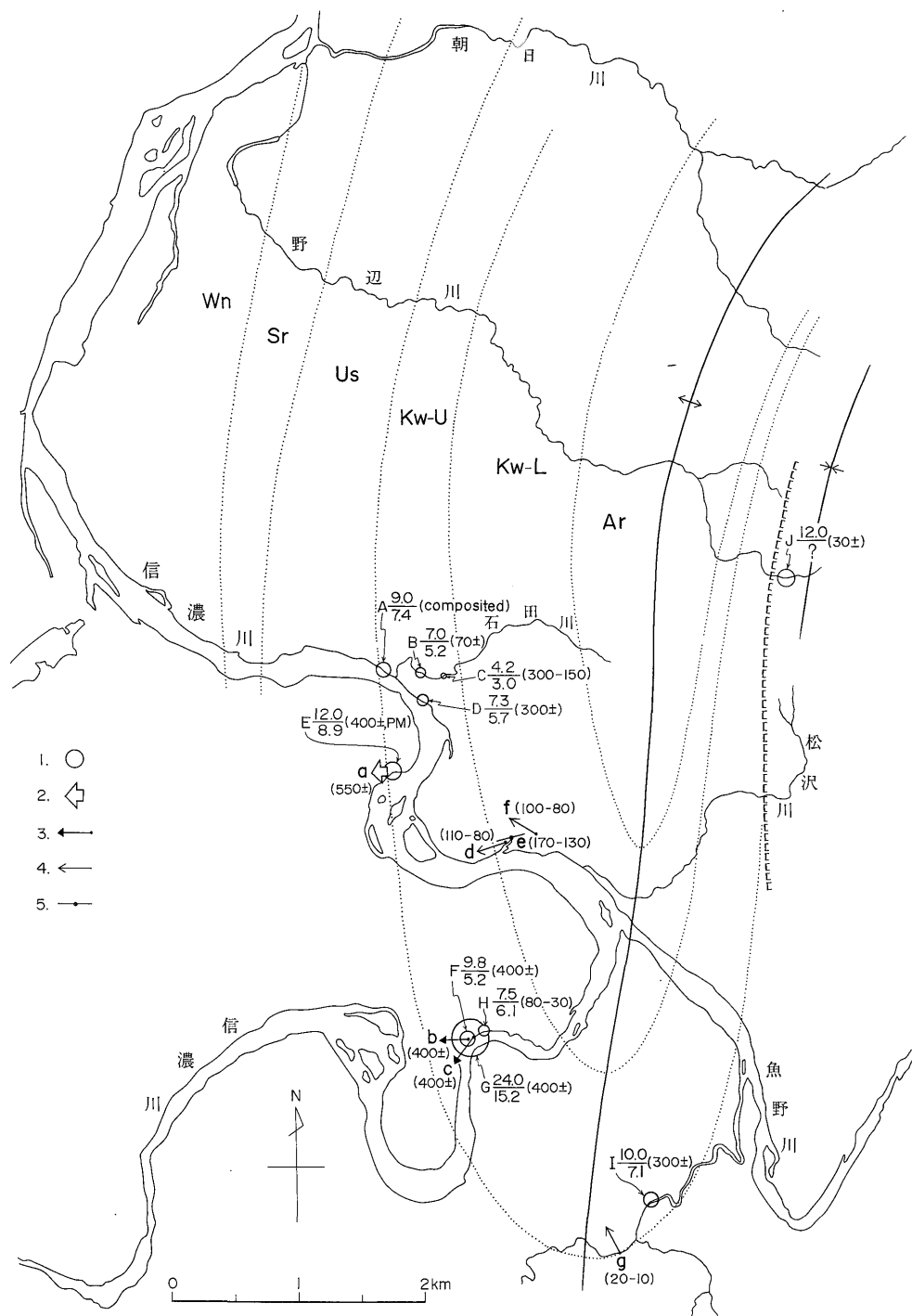
川口層のタービダイト砂岩の古流向については、底痕(フルート・キャスト)を用いた多くの測定結果が、佐々木・牛島(1966)によって報告されている。これらの古流向は大部分が北部の朝日川と野辺川で測定されたものであるが、いずれも南北ないし北北東-南南西方向に伸びる調査地域周辺の堆積盆の構造方向とはほぼ直交する東から西への側方流を示すという点で安定している。今回著者は、南部の信濃川流域で重点的に古流向を求めた。古流向は、砂岩層を掘り除いて現われた泥岩層上面の流痕(第16図)、砂岩中に含まれた炭化した木材化石片の顕著な配列方向、砂岩層下部に密集して産出する基盤岩礫の配列と覆互構造(第17図)、泥岩偽礫密集体にみられ

る覆互構造などによって測定を行った。その結果を第15図に示す。括弧内の数字は測定した砂岩単層の厚さ(cm)を示している。測定結果はまだ少ないが、南部の信濃川流域においても、やはり東から西へ向かう側方流が卓越しているといえる。

5. 堆積環境・堆積機構に関する考察

前章で川口層のタービダイトに関してこれまでに得られた資料を示したが、ここではこれらを基に、川口層のタービダイトの堆積環境・堆積機構について予察的な考察を行うことにする。

著者の調査と同時期に行われた柳沢幸夫・竹内圭史らによる未公表資料によると、川口層上部の凝灰岩鍵層は、調査域の東方にも広く連続するが、特に芋川周辺(第1図)では、凝灰岩鍵層と鍵層間のタービダイト砂岩はその多くが薄くなるか消滅し、また、残った泥岩も粗粒化するとともに薄化して、凝灰岩鍵層間の厚さが非常に薄くなる現象がみられる。そして更に東方では、これらの凝灰岩鍵層は、浅海成堆積物の中に順次消滅していくという。そしてこのような凝灰岩鍵層の浅海成堆積物中への消滅は、上の層準ほど相対的により西側で起きているということである。このような周辺の地質状況から判断すると、川口層堆積当時、調査地域の東方の比較的近いところに大陸斜面があり、調査域一帯はこの大陸斜面の麓に位置していたものと考えられる。



第15図 礫径及び古流向分布図

1: 基盤岩礫の最大礫径, 2: 密集して産出する泥岩偽礫の覆瓦構造から求めた古流向, 3: 基盤岩礫の配列方向と覆瓦構造から求めた古流向, 4: 底痕から求めた古流向, 5: 炭化材化石の配列方向から求めた古流向。他は第2図に同じ。詳細は本文参照。



第16図 掘り出された流痕(川口層下部)

上図は第15図f地点で斜め上から写したもので、手前が上流側。下図は第15図d地点で真上から写したもので、上方が上流側。

前章で指摘したように、川口層のタービダイトは、その多くが厚さ数 m から 20 m 前後の堆積舌状体を形成している。そして、この堆積舌状体はその名の通り堆積性で、調査地域内でみる限り基底で下位層を侵食している現象はほとんど認められていない。この堆積舌状体の南北方向への連続性は悪く、南部を中心に広がるものと北部を中心に広がるものが、相互に分布域を一部重複させ

ながら複雑に積み重なっているが、これらの堆積舌状体におけるタービダイト砂岩の古流向は、北部域・南部域を問わず東→西である。これらのことから、川口層中の堆積舌状体(タービダイト砂岩群)が、東方の大陸斜面を経てもたらされ、その麓に堆積してできたものであることは明らかであるが、その際大陸斜面上の供給通路(feeder channel)は複数想定されよう。しかしその供給



第17図 砂岩層中の古期岩礫にみられる配列(川口層上部)

ほぼ上下の方向(クリノメーターの方向)に優勢な配列が認められ、断面では、上方(東側)に高角度で傾く覆瓦構造を示すことから、上方(東側)が上流側。白色部は貝化石片。第15図G地点。

通路が、大陸斜面を大きく切る大規模海底谷を形成して長期間にわたって固定した供給通路だったのか、それとも小規模な供給通路が多数あって頻りに移動していたのか、また前者の場合にいくつの供給通路がどこに想定されるのかといった具体的なことは現段階では不明である。しかしいずれにせよ、北部の野辺川や朝日川の東方にも、また南部の信濃川流域(川口町)の東方にも供給通路はあったであろう。そして特に後者の供給通路からは、大量の砂とともに、基盤岩の礫(円礫)も相当量もたらされたであろう。そして本調査域周辺には、大陸斜面の麓に小規模な複合海底扇状地群が形成されていたことが想定される。

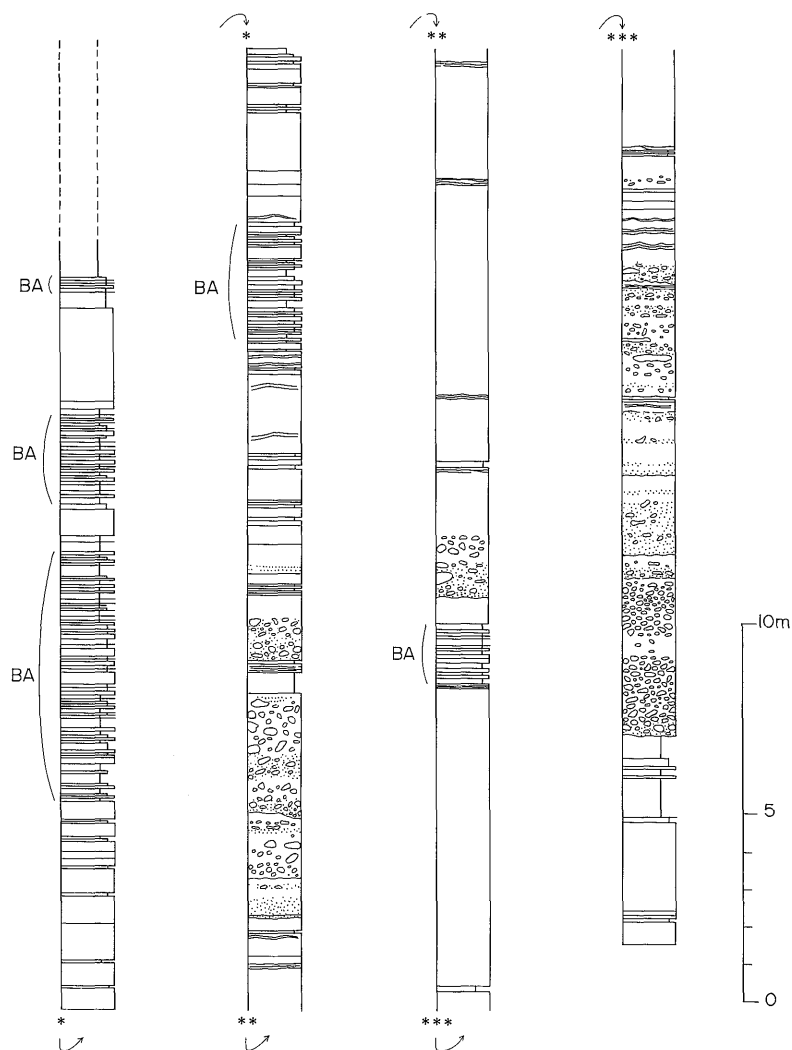
川口層中に数多くの堆積舌状体が観察されるのは、堆積当時これらの堆積舌状体が一種の小規模な suprafan(NORMARK, 1970)を形成していたからであり、この地域が堆積作用の盛んな mid-fan(WALKER and MUTTI, 1973; WALKER, 1978)や outer fan(MUTTI and RICCI LUCCHI, 1972)に相当していたからであろう。また、調査地域南部に分布する基盤岩礫が川口層上部に限られているのは、堆積作用の進行によって、扇状地の前縁がより西方に前進し、その結果、より内側の大陸斜面に近い mid-fan (middle fan)から upper fan (inner fan)の堆積物が調査地域に広がってきたため、すなわち、前進的堆積作用(progradation)にその原因を求めることも、一つの

可能性として考えられよう。一方、調査地域北東部の塩谷隧道西方の沢の中では、川口層下部に、多数の泥岩偽礫と細礫を伴った砂岩層が何枚も厚く発達し(第18図)、inner fan の channel 堆積物に相当する可能性が高いと考えられる。西方の野辺川流域に分布する堆積舌状体のいくつかは、この地点を通った混濁流によって形成されることが予想される。

一方、川口層の堆積舌状体中にしばしば観察される縞状細互層は、堆積舌状体が特に厚く発達しているところ(第13図AのNA45とNA46の間のDTなど)や、厚いタービダイト砂岩の発達しているところ(第11図や第18図の柱状図参照)で特に顕著に発達していること、これらの縞状細互層の存在しているところでは、タービダイト砂岩の枚数が極めて多くなっていることなどから、縞状細互層の形成された堆積場としては、堆積舌状体の形成された堆積場の中でも特に流れの中心に近いところ、混濁流(turbidity current)が特に頻りに通過した channel 付近、すなわち channel の床やその両側の自然堤防などが考えられる。

6. あとがき

今回の研究で、新潟含油堆積盆の東山油帯南部に分布するフリッシュ型砂泥互層(川口層)の特徴を明らかにし、その堆積環境についても予察的な考察を行った。ま



第18図 泥岩偽礫・基盤岩細礫を伴う厚層理砂岩群の地質柱状図(川口層下部) 塩谷隧道西側の沢の中、凡例は第6・7図に同じ。

た、調査域に分布する多くの凝灰岩薄層が鍵層として有効であり広い範囲に追跡できること、そしてタービダイト砂岩の広がりや累積様式の解明に役立つことができることを示した。このような鍵層の追跡は、今後東山南部地域全体の層序・構造の解明にとっても寄与するところが大きいと考えられる。

今後、研究を更に発展させるためには、古流向の資料を増やし、その方向を層準ごとによりきめ細かく検討するとともに、タービダイト砂岩に含まれる古期岩の礫種組成や砂岩の鉱物組成を詳しく検討することによって、それらの供給源を具体的に推定していくことが必要であろう。

しかしいずれにしても、東山南部地域は露出に恵まれ、かつ広域的に追跡可能な凝灰岩鍵層に恵まれていることから、フリッシュやタービダイトの研究のみならず、浅海域から大陸斜面を経て半深海域に至る一連の堆積物と堆積作用を研究する上でも、重要なフィールドであるといえる。今後これらの研究が押し進められるならば、新潟含油堆積盆全体の中でも特に重要で模式的な地域の一つとなることが期待される。

文 献

- 阿部正名(1978) 南阿賀油層砂岩の堆積機構について。石油技協誌, vol. 43, p. 398-406.

- 茅原一也ほか17名(1977)「新潟県地質図」(1:200,000). 新潟県.
- 本座栄一(1965) 新潟県東頸城郡北部地域の椎谷期—西山期の砂岩の発達およびその石油地質学的考察—その1:砂岩体の geometry, 堆積環境およびその成因. 石油技協誌, vol. 30, p. 86-93.
- IKI, T. (1922) Some studies on the stratigraphy of the Tertiary Formation in the Echigo oil-field. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 1, p. 9-29.
- 猪間明俊・小林正直(1969) 坑井における古流系の研究. 石油技協誌, vol. 34, p. 305-313.
- 石和田靖章・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜男(1971) 日本油田・ガス田図10「茂原」. 地質調査所.
- 影山邦夫・鈴木尉元(1974) 信越地向斜の古流系と古地理について. 地調報告, no. 250-1, p. 285-305.
- 金原均二(1940) 新潟県川口油田・竹沢油田(大日本帝国油田第43区)地形及び地質図及び同説明書. 地質調査所, 71 p.
- 鯨岡 明(1962) 荒谷相の意味するもの—新潟盆地における油田および構造性ガス田の生成条件に対する一考察. 石油技協誌, vol. 27, p. 519-556.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫(1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み. 第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- 米谷盛寿郎・井上洋子・尾形英雄(1980) 古環境と有機物—その1:新第三紀新潟堆積盆地における古環境と古地理の変遷. 石油技協誌, vol. 45, p. 323-336.
- 三梨 昂ほか9名(1961) 日本油田・ガス田図5「富津・大多喜」. 地質調査所.
- 宮崎 浩・米谷盛寿郎(1982) IID. 新潟・長野地域. 「日本の石油・天然ガス資源」, p. 149-224, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 455 p.
- MORITA, K., KATAHIRA, T., INOMA, A., YAMAMOTO, H. and SUZUKI, K. (1973) Preliminary basin analysis based on sedimentary structures in the Niigata Neogene basin, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.*, vol. 38, p. 343-353.
- MUTTI, E. and RICCI LUCCHI, F. (1972) Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: intraduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, vol. 11, p. 161-199.
- 新潟有孔虫研究グループ(1983) 魚沼地域における鮮新統—下部更新統産の有孔虫化石. 魚沼丘陵団体研究グループ編「魚沼層群」, p. 91-102, 地学団体研究会, 187 p.
- NORMARK, W. K. (1970) Growth patterns of deep-sea fans. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 54, p. 2170-2195.
- 大村一蔵(1927) 石油地質学概要(十四). 地球, vol. 8, p. 295-304.
- (1928) 石油地質学概要(十六). 地球, vol. 9, p. 70-78.
- 佐々木清隆・牛島信義(1966) 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層に発達する級化砂岩の堆積学的研究. 岩鉱学会誌, vol. 56, p. 161-182.
- TATEISHI, M., IRINO, H., MINEZAKI, T. and ENDO, M. (1984) Submarine fan sediments in the Niigata active marginal basin, central Japan. *Jour. of the Clastic Sediments in Japan*, no. 3, p. 41-56.
- TOKUHASHI, S. (1979) Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 46, p. 1-60.
- 徳橋秀一(1983a) タービダイトの話3:古海底扇状地堆積物を斬る(I. 実態編). 地質ニュース, no. 342, p. 40-52.
- (1983b) タービダイトの話4:古海底扇状地堆積物を斬る(II. 成因編). 地質ニュース, no. 345, p. 54-62.
- ・遠藤秀典(1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 136 p.
- ・八田明夫(1982) タービダイトの話1: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, no. 334, p. 42-50.
- 津田禾粒(1978) タービダイトからみた新潟積成盆地の発達史. 石油技協誌, vol. 43, p. 269-276.
- WALKER, R. G. (1978) Deep-water sandstone facies

and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 62, p. 932-966.

——— and MUTTI, E. (1973) Turbidite facies and facies associations. In: *Turbidites and Deep*

Water Sedimentation, p. 119-157, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, Short Course, Anaheim.

(受付: 1985年4月5日; 受理: 1985年7月18日)