北海道東部, 常呂帯の上部白亜系湧別層群の層序と構造

——海溝付加体モデルの適用*——

田 近 淳**

Stratigraphy and structure of the Upper Cretaceous Yubetsu Group,
Tokoro Belt, eastern Hokkaido
—an application of trench accretion model—*

Jun TAJIKA**

Abstract Detailed research of the lithofacies, stratigraphy and structure of the Yubetsu Group has revealed that it comprises many stratigraphic sequences, most of which consist of pelagic and/or hemipelagic shales, turbidites and associated coarse clastic rocks. These sequences are separated by major reverse faults and the individual sequences are often tectonically repeated. The eastern sequences are presumably older than the western ones, but the turbidites within each sequence tend to become younger to the east. Therefore, it seems that the Yubetsu Group is an accretionary prism formed in an eastward-dipping subduction zone during the Late Cretaceous crustal convergence.

According to the vertical lithologic change and the structural characteristics, most of the depositional features can be classified to two lithologic types; A and B. The type A is coarsening- and thickening-upward sequence showing pelagic and/or hemipelagic deposits overlain by thin- to thick-bedded turbidites. Some of the type A sequences indicate a sedimentary setting which probably changed from the ocean floor to the trench. Whereas, the type B is fining- and thinning-upward sequence characterized by pebbly sandstone or conglomerate overlain by thick- to thin-bedded turbidites. It probably corresponds to channel-fill deposits accumulated in the trench or forearc basin.

はじめに

北海道の中生界に関する地質データは, 近年著しく増加し, それをもとに白亜紀の造構過程について多くのモデルや仮説が提案されている (OKADA, 1983; 小松, 1985; 木村, 1985; 君波ほか, 1985). これらのモデルでは北海道中軸部に分布する白亜系を, 西側のユーラシア (アジア) および東側の北米 (オホーツク) の2つの大陸プレートへの海洋プレートの沈み込みに伴う付加体や前弧海盆堆積物と解釈する点で一致している. しかしながら, 付加体とされる日高帯や常呂帯の白亜系の地質構

成・時代・構造については不明の点が多い.

湧別層群は常呂帯 (Fig. 1) の西部に分布するタービダイトを主とする上部白亜系である. 従来, 湧別層群は東側上位の同斜構造を示す整合一連の地層と考えられていた (山田ほか, 1963; 寺岡ほか, 1973). KIMINAMI & KONTANI (1979), KONTANI & KIMINAMI (1980) は, 本層群の古流向・砂岩組成の検討を行い, このような“整合説”の立場から湧別層群を東方に推定される島弧 (オホーツク古陸) の前弧海盆堆積物と考えた (KIMINAMI & KONTANI, 1983). 一方, 放散虫化石層序学の進展に伴って, 本層群からも白亜紀放散虫化石が報告された (君波ほか, 1983). IWATA & TAJIKA (1986) は放散虫化石から本層群を前期～後期カンパニアンに対比した. 最近, 新たな解釈として, 湧別層群 (の少なくとも一部) が付加体

1987年12月22日受付. 1988年7月18日受理.

* 日本地質学会第92年学術大会 (山形, 1986) で内容の一部を講演.

** 北海道立地下資源調査所. Geological Survey of Hokkaido, Kita 19 Nishi 12, Kitaku, Sapporo, 060, Japan.

Fig. 1. Geologic sketch map of the study area with an index map of Hokkaido.

であるとする見解が示された(木村, 1985; 榎原ほか, 1986a; 紺谷ほか, 1986). しかし, この議論の前提となるべき湧別層群の層序・構造の再検討は, 行われていない.

小論では湧別層群を構成する岩相の記載とその相互関係の検討により, 本層群が, 遠洋性~半遠洋性堆積物とタービダイトを主とする陸源碎屑性の堆積物とが構造的に積み重なった地質体として解釈されることを示す. また, その形成場について考察する.

地質の概略

湧別層群は常呂帯の西部に分布する. 西側は新第三系の分布をはさんで日高帯と隣接しており, 東側はサロマ断層(高橋・松田, 1936)により, ジュラ紀後期~白亜紀後期の仁頃層群・佐呂間層群と境されている. 研究地域は湧別層群分布域(湧別帯: 木村, 1985)の中央部~西部にあたる(Fig. 1). 研究地域の地質図と地質断面図をFig. 2に示す.

本層群は砂岩・暗灰色頁岩とそれらの互層を主とし, 礫岩, 緑色頁岩, 赤色頁岩, 酸性凝灰岩を伴う. その分

布地域は, 岩相・産出化石により, 西から I~VI の各帯に区分される. 各帯の地層は, その分布の延びに調和的な NNE-SSW の走向を示して帯状に分布する. 観察される限り, 各帯の境界は断層である. 本層群は, 西vergence の(逆)断層により岩相層群が繰り返し出現する覆瓦状構造をとると解釈され, これらの地層の配列は, 基本的に西から東へ順に構造的に重なる見掛けの層序を示すと考えられる. したがって, 本論文では層序記載に関して, 累層による区分は行わず, 各帯における見掛けの層序を記載し, 本来の層序を推定した.

I帯は, 塊状砂岩ないし厚層理砂岩頁岩互層を主とし, 薄層理互層, 礫岩, 含礫砂岩を伴う.

II帯は, 薄層理ないし厚層理の砂岩頁岩互層を主とし, 赤色頁岩・緑色頁岩を伴う. 赤色頁岩・緑色頁岩と砂岩頁岩互層は交互に繰り返して分布する.

III帯は, 砂岩および厚層理砂岩頁岩互層を主とし, 見掛けの上部には含礫砂岩を伴う. 下底部および見掛けの上部の一部に赤色頁岩・緑色頁岩が発達する.

IV帯は, 薄層理ないし厚層理の砂岩頁岩互層を主とし, 見掛けの下部では赤色頁岩・緑色頁岩がこれらと交

互に繰り返して分布する。見掛けの上部では含礫砂岩が頻繁に出現する。

V帯は、厚層理ないし薄層理の砂岩頁岩互層を主とし、含礫砂岩や塊状砂岩を伴う。

Ⅵ帯は、薄層理砂岩頁岩互層を主とし、見掛けの最下部に赤色頁岩・緑色頁岩から暗灰色頁岩、薄層理砂岩頁岩互層へと変化する岩相層序の繰返しが認められる。

Ⅱ～Ⅳ 帯の赤色頁岩・緑色頁岩 からは 後期カンパニアン～前期マストリヒチアンの放散虫化石が産出する。Ⅵ帯からは中期～後期カンパニアンの放散虫化石が産出する。

岩 相

湧別層群を構成する岩相は、A. タービダイトとそれに伴う粗粒碎屑岩類、B. 赤色～緑色頁岩類の2つに大別できる。

A. タービダイトとそれに伴う粗粒碎屑岩類

本層群を構成する岩相の大部分は砂岩・暗灰色頁岩とそれらの互層である。砂岩は暗灰色～暗緑色を呈する石質ワッケである。岩片としては安山岩質の火山岩・凝灰岩が多く、全組成の 70% 以上を占める (KONTANI & KIMINAMI, 1980)。礫岩や含礫砂岩は一般に淘汰が悪い。礫は垂円形～円形を呈する細礫～中礫で、安山岩、

玄武岩，砂岩，チャートおよび花崗岩類を主とする。頁岩は暗灰色シルト岩～粘土岩で一般に片理の発達はない。

礫岩、砂岩および頁岩はさまざまな量比で互層しており、i) 級化層理の発達する場合が多い、ii) 完全ないし不完全な Bouma sequence (BOUMA, 1962) が認められる、iii) 砂岩・含礫砂岩・礫岩には rip-up clast が含まれる、iv) 砂岩単層の基底はシャープなものが多い、v) 含礫砂岩・礫岩の基底には侵食構造が認められる、などの特徴を示す。これらの特徴は堆積物重力流 (Sediment gravity flow : MIDDLETON & HAMPTON, 1973) により形成された堆積物の特徴に一致する。したがって、これらの碎屑岩類の大部分はタービダイトとそれに伴う粗粒碎屑物 (turbidites and associated coarse clastic deposits : WALKER, 1979) と考えられる。

露頭レベルでの岩相の分類として，これらを i) 礫岩相，ii) 含礫砂岩相，iii) 塊状砂岩相，iv) 厚層砂岩頁岩互層相，v) 薄層砂岩頁岩互層相，vi) 頁岩相，vii) スランプ相の7つの岩相に区分した。

i) 礫岩相(Facies Cg) : 厚さ 0.5 m~10 数mの中礫岩で、上述の円礫~亜円礫の他に、亜角形を呈する緑色頁岩・砂岩・頁岩の rip-up clast を含む。基質は粗粒砂岩で、その量が少ないため礫や rip-up clast は相接

している。観察できる限りでは、基底面はシャープで、内部は塊状 (massive)、上部で弱い級化構造を示すことがある。礫のインプリケーションは不明瞭である。WALKER (1978) の *Clast-supported Conglomerate* に相当する。

ii) 含礫砂岩相 (Facies Ps) : 厚さ 1 m 以上で、10 数 m に及ぶことがある。淘汰不良の粗粒砂岩に細礫～中礫サイズの円礫～亜円礫と多量の rip-up clast が散在する。径数 mm～40 cm の rip-up clast は頁岩・砂岩とそれらの互層を主とするタイプと、多量の緑色頁岩を含むタイプにわけられ、各帯により出現するタイプが異なる。基底はシャープで、特に厚いもの (5 m 以上) では下位層を数 m 削りこんだ明瞭な侵食構造が観察できることがある。礫が全体に散在する塊状 (massive) の場合と、弱い級化構造を示す場合がある。WALKER (1978) の *Pebbly Sandstone* に相当する。

iii) 塊状砂岩相 (Facies Ss) : 厚さ 60 cm～10 m 前後の塊状 (massive) の中粒～粗粒砂岩で、まれに最上部に不明瞭な級化構造や平行葉理を示すものがある。厚いものでは一般に amalgamation が認められる。径数 mm～数 cm の rip-up clast が認められる場合がある。amalgamation により下底が不明瞭な場合と、シャープな侵食面をもって互層相の上位に発達する場合がある。ほぼ WALKER (1978) の *Massive Sandstone* に相当する。

iv) 厚層砂岩頁岩互層相 (Facies Ts) : 厚さ 10 cm～1 m の砂岩層と 1～3 cm の頁岩層とからなる砂岩がち互層である。砂岩は中粒で、Bouma sequence Tab を示すものが多く、Ta-e も認められる。砂岩の下底面はシャープである。WALKER & MUTTI (1973) の *Proximal Turbidites* に相当する。

v) 薄層砂岩頁岩互層相 (Facies Tm) : 厚さ 20 cm 以下、普通 5 cm 内外の砂岩層と数 cm～10 数 cm の頁岩層からなる頁岩がち互層である。砂岩は中粒～細粒で、平行葉理、斜交葉理がよく発達する。Tb-e, Tc-e タイプが最も多く、まれに Ta-e も認められる。砂岩の下底面は、一般に明瞭で、*Paleodictyon* sp. などの *Nerites* 相の生痕が認められる。KIMINAMI & KONTANI (1979) は、この岩相の一部に底層流による堆積物が含まれていることを指摘したが、大部分は WALKER & MUTTI (1973) の *Distal Turbidites* に相当するものと考えられる。

vi) 頁岩相 (Facies M) : 暗灰色のシルト岩～粘土岩質頁岩からなる。厚さ 3 cm 以下で水平的な連続性に欠ける細粒砂岩や、細粒砂による不明瞭な平行葉理や小規模な斜交葉理が認められることが多い。鏡下では、主とし

て斜長石、石英などのシルトサイズの陸源碎屑粒子が普遍的に認められる。

vii) スランプ相 (Facies Sl) : 上述の薄層砂岩頁岩互層相 (以下、薄層互層相と呼ぶ) や厚層砂岩頁岩互層相 (以下、厚層互層相) が、スランピングにより変形した岩相である。初生的な岩相の成層構造をほとんど残さない“含礫泥岩”状のものと、褶曲構造を示すものがある。前者は頁岩基質中に砂岩の垂角～不定形の礫 (径数 cm～2 m) を乱雑に含むもので、厚さは普通 5～15 m、一部 (II 帯) に 150 m のものがある。後者は、普通 10 m 以下の厚さである。

B. 赤色～緑色頁岩類

本層群には量的に極めて少ないが、赤色～緑色の細粒堆積岩類が含まれる。これらを、i) 赤色頁岩相、ii) 緑色頁岩相の 2 つの岩相に区分した。

i) 赤色頁岩相 (Facies R) : 灰赤～灰茶色 (grayish red 5R 4/2～grayish brown 5YR 3/2)* を呈する粘土岩を主とする。一般に著しい鱗片状の劈開が発達し、初生的な堆積状態を示さない。まれに長径 5～30 cm のやや硬質の赤色粘土岩のレンズ (マンガン酸化物の皮殻をもつものもある) や団塊状ないし一部網状のマンガン酸化物** (バーネサイト : 榊原ほか, 1986b) が含まれる (Fig. 4a)。鏡下観察によれば、赤色粘土岩はシルトサイズ以上の陸源碎屑粒子をほとんど含まない。まれに数 vol. % 以下の放散虫化石や径 0.07～0.04 mm の粘土鉱物化した火山ガラス片 (?) が認められる。基質は塵状不透明鉱物 (赤鉄鉱)、粘土鉱物 (イライト) および微晶質珪長質鉱物よりなる。一方、硬質でレンズ状を示す赤色粘土岩には径 0.6～0.2 mm の球顆状炭酸塩鉱物 (Fig. 5a) や長径 0.5 mm 前後、幅 0.1 mm 程度の長柱状～くさび状の自生鉱物が密集して含まれる場合がある。球顆状粒子は、中心部から放射状に配列した針状炭酸塩鉱物からなり、粒子の周縁にはしばしば不透明鉱物が集中する。X線粉末回折によれば、球顆状鉱物は菱マンガン鉱である。長柱状～くさび状鉱物は重晶石および粘土鉱物化した灰十字沸石 (?) で、後者は、しばしば明瞭な十字双晶の仮像を示す (Fig. 5b)。

ii) 緑色頁岩相 (Facies G) : 暗緑色ないし淡緑色 (grayish olive green 5GY 3/2, dusky yellow 5GY 5/2 ないし pale green 5G 7/2) を呈する頁岩 (一部珪質) を主とし、細粒酸性凝灰岩および赤色頁岩としばしば薄互層をなす。緑色頁岩にはその鏡下の特徴から 2 つのタイ

* 以下、色調は ROCK COLOR CHART COMMITTEE (1948) による。

** 榊原ほか (1986b) は、この団塊状のマンガン酸化物を大洋底のマンガン団塊に対比したが、網状を示すものもあり、成因についてはより詳細な検討が必要と考える。

Fig. 4. Sketch of the outcrops showing the relation between Facies R (red shale) and Facies G (green shale). b. p. : bedding plane, t. u. : tops unknown, cl. : cleavage, f. p. : fault plane.

a : Fault contact between Facies R and Facies G (L2 in fig. 3).

b : Facies R conformably overlain by Facies G (L1 in fig. 3).

プが認められる。第1のタイプはシルトサイズ以上の陸源碎屑粒子をほとんど含まない珪質粘土岩で、鏡下で量比 15~50% の放散虫化石を含む (Fig. 5c)。まれに $0.2 \times 0.02 \text{ mm} \sim 0.05 \times 0.01 \text{ mm}$ の長柱状斜長石が認められる。基質は 0.01 mm 以下の細粒珪質粘土物と粘土鉱物(イライト)である。粘土鉱物には弱い定向配列が見られることがある。第2のタイプは火山ガラス、陸源碎屑粒子、および放散虫化石がさまざまな量比で入りまじったシルト岩質頁岩である。一般に淘汰が不良で極細粒砂ないしシルトサイズの陸源碎屑粒子が数 %~50% 前後を占める。基質は細粒珪質粘土物と粘土鉱物で、碎屑粒子の多い部分、放散虫化石の多い部分、さらに火山ガラスに富む部分が、 mm オーダーでラミナを形成する場合がある。碎屑粒子は斜長石が多く、石英、オパサイト化した火山岩片、黒雲母を伴う。斜長石は自形長柱状あるいは短柱状でアルバイト双晶を示すものや、円磨され

歪角形を呈するものが多い。緑色頁岩と互層する赤色頁岩は、緑色頁岩と同様の特徴を示し、前項の赤色粘土岩とは区別できる。

酸性凝灰岩は淘汰の良い細粒火山ガラス破片を主とし、長柱状斜長石(長径 0.1 mm 前後)、斜長石を含む火山ガラス片、および少量の黒色不透明鉱物を伴う (Fig. 5d)。しばしば長径 0.1 mm 前後のフレック状黒雲母を含む。まれにやや不明瞭な平行ラミナが発達することがある。火山ガラスは径最大 0.3 mm 、普通 0.05 mm 前後で三日月状、板状、二又板状およびそれらの破断した形態を示す。一般に脱ハリ化し、微粒 (0.01 mm 以下) の珪質粘土物や淡緑色ないし無色の粘土鉱物に置換されている。

赤色頁岩の化学組成 Table 1 に赤色頁岩相中の赤色粘土岩、緑色頁岩相中の赤色粘土~シルト岩と緑色シルト岩の全岩化学組成を示した。これらを世界の泥岩の平

Fig. 5. Microphotographs of the red and green shales. Scale bar=0.5 mm.

- a : Mn-carbonate spherule in the red claystone.
- b : pseudomorph of phillipsite(?).
- c : Siliceous shale.
- d : Acidic tuff.

均化学組成(WEDDEPOHL, 1971; PETTJHON, 1975)と比較すると, 赤色頁岩相の赤色粘土岩は鉄酸化物(特に Fe_2O_3), MnO が多く, CaO に極めて乏しい傾向が認められる. 緑色頁岩中の赤色粘土~シルト岩の値でも Fe_2O_3 が多く, CaO に乏しい傾向が認められる. MnO もやや多い. 緑色シルト岩は平均化学組成と大きな差異はみられないが, CaO に乏しい傾向は赤色頁岩と共通する.

特徴的な岩相層序とその相互関係

前節で述べた各岩相は数m~数10mの厚さで変化し, さまざまな累重関係や岩相の組み合わせを示す. 特に頻繁に出現するのは, 以下の2タイプのsequenceである.

タイプA相 赤色頁岩相から緑色頁岩相→頁岩相→薄層互層相→厚層互層相あるいは塊状砂岩相へと時に前後

しながら, 全体として上方に粗粒化・厚層化する Sequenceで, 露頭 L7, L8, L4 (以下, 露頭位置は Fig. 3 参照)で良く観察できる. しばしば, Fig. 6a に示したように赤色頁岩相を欠くことがある. また厚層互層相や塊状砂岩相を欠き含礫砂岩相が発達する場合がある. タイプA相は, 普通 80~250 m 程度の厚さを示しており, 見掛け上, これを1サイクルとする sequence の繰り返しとして出現する. タイプA相の基底相と見掛けの下位のタービダイトや粗粒碎屑岩との関係は, 以下に述べる野外の産状から, 一部の例外を除いて断層関係にあると考えられる.

i) 赤色頁岩相→緑色頁岩相: 露頭 L1 では, 鱗片状劈開の発達した赤色粘土岩(R)の見掛けの上位(東側)に, 膨縮した成層構造を示す緑色頁岩(珪質粘土岩, G)が発達する (Fig. 4b). 緑色頁岩の一部はレンズとして赤色粘土岩中に含まれる. 境界部は厚さ 2~10 cm の

Table 1. Chemical analyses of red and green shales.

	RED CLAYSTONE (Facies R)			RED CLAY- and SILTSTONE (F.G)		GREEN SILTST. (Facies G)
	En600	En131	En605	En609	En614	En613
SiO ₂	62.54	62.35	62.96	63.73	60.35	60.02
TiO ₂	0.65	0.61	0.58	0.66	0.83	0.80
Al ₂ O ₃	16.78	16.05	16.70	15.65	17.28	16.09
ΣFe ₂ O ₃	6.26	7.02	-	6.54	-	6.93
FeO	-	-	0.57	-	0.36	-
Fe ₂ O ₃	-	-	6.06	-	6.77	-
MnO	0.29	0.30	0.29	0.16	0.20	0.08
MgO	2.20	1.97	1.94	1.63	1.83	2.19
CaO	0.59	0.73	0.25	0.47	0.17	0.99
Na ₂ O	1.05	1.53	1.51	1.35	1.07	1.73
K ₂ O	3.19	3.95	4.04	4.22	5.03	4.08
P ₂ O ₅	0.06	0.14	0.26	0.07	0.19	0.12
L.O.I	6.51	5.35	5.77	5.94	5.21	6.94
total(%)	100.12	100.00	100.93	100.42	99.29	99.97
Co(ppm)	-	-	39	-	50	-
MnO/TiO ₂	0.45	0.49	0.50	0.24	0.21	0.10
Co/TiO ₂	-	-	67×10 ⁻⁴	-	60×10 ⁻⁴	-

L. O. I. : Ignition loss.
Analyst : M. YAHATA for
Samples En 600, 131,
603, 613 and T. TAKAHASHI
for samples En 605,
614.

赤色粘土岩と緑色頁岩とが互層漸移している。漸移部と赤色頁岩相には、レンズや劈開面の屈曲で示される引きずり褶曲が発達する。劈開面の一般的な走向・傾斜は N20°E 80°E で、湧別層群の一般走向に準平行である。露頭 L2 では (Fig. 4a), 両者はシャープな断層面 (N30°E 80°E) で接するが、赤色頁岩相の見掛けの上部には弱く膨縮した緑色珪質粘土岩単層が認められる。なお、この赤色頁岩相の劈開面は N40°~10°E 80°~65°E を示す。以上のように両者の関係は常に構造作用の影響を受けているものの、本来は互層漸移の関係にあるものと考えられる。同様の産状は露頭 L5 でも確認できる。

ii) 緑色頁岩相→タービダイトおよび粗粒碎屑岩類：一部はシャープな断層によって接するが、基本的には整合的に累重する。Fig. 7b にⅥ帯の L6 露頭のスケッチを示した。同様の関係が確認できるのは、Ⅱ帯の L7, L8, およびⅣ帯の L13 の各露頭である。断層で接することを確認できるのは L10, L14, L2 などの各露頭である。この断層は、いずれも湧別層群の一般走向に準平行な断層面をもつ。

iii) 緑色頁岩相・赤色頁岩相と下位のタービダイト・粗粒碎屑岩類：緑色頁岩相と下位のタービダイトとの関係は L6 露頭で観察できる (Fig. 7b)。西側に分布する頁岩相は比較的細粒砂岩の薄層の多い岩相である。緑色頁岩相は、シャープな断層面をもって、その見掛け上の

上位に構造的に重なっている。緑色頁岩相は放散虫化石に富む赤色頁岩を主とし、著しい鱗片状劈開を示す。緑色頁岩の単層は膨縮し、一部はレンズ状を示す。断層面は N15°E 70°E の走向・傾斜で、周辺の層理面とほぼ平行である。同様の関係はⅡ帯 L11 などの露頭でも確認できる。赤色頁岩相と下位の岩相との関係を直接観察できる露頭はこれまでに発見されていない。しかし、Fig. 4a に示したように、赤色頁岩相は見掛けの下部 (西側) ほど鱗片状劈開の発達は著しいこと、見掛け上、下位のタービダイトにはまったく変形が見られないこと、更に Fig. 4b のように、下位のタービダイト由来と思われるブロックが、変形の著しい赤色頁岩中に含まれること、などから、両者は緑色頁岩相の場合と同様に、構造的接触関係にあると推定される。

例外的に、緑色頁岩相と上下位のタービダイトが整合的に互層漸移する場合がある (露頭 L4, L9)。この場合、緑色頁岩相を構成するのは、凝灰岩およびシルト岩質頁岩で珪質粘土岩は伴わない。

タイプB相 含礫砂岩相あるいは礫岩相を基底として、塊状砂岩相→厚層互層相あるいは薄層互層相へと、時に繰り返しながら全体として上方に薄層化・細粒化する sequence である (Fig. 6b)。タイプB相は 20~60 m の厚さで、見掛け上これを1サイクルとして繰り返し出現する。このサイクルは全体として、上方に細粒化・薄

Fig. 6. Two types of depositional features of the Yubetsu Group.

a : Coarsening-upward type A sequence.

b : Fining-upward type B sequence and megasequence. Abbreviations of facies (G, Ts, Tm, ...) are referred in the text.

層化する厚さ 150 m 前後の megasequence を示して発達する (Fig. 6b). 基底相 (特に megasequence の基底相) は下位の岩相と、明瞭な侵食面をもって接する場合と構造的接触関係を示す場合がある。一般に後者では、基底相には rip-up clast として緑色頁岩を含むが、前者ではほとんど含まない。

Fig. 7a に、タイプ B 相が下位の岩相と構造的に接する例を示す。両者の境界は幅約 1 m にわたって鱗片状劈開の発達した暗灰色頁岩と砂岩レンズからなる剪断帯となっており、剪断帯と下位の互層相とはシャープでややうねったすべり面で接する。すべり面は N80°E 80°W の走向・傾斜を示す。上位の含礫砂岩相には弱い変形が認められ、頁岩や緑色頁岩の rip-up clast は鱗片状劈開を示す。その上位の含礫砂岩相の基底部にも同様の変形が認められる。下位の厚層互層相には変形は見られない。同様の関係は、Ⅲ帯の場合、観察した露頭のすべて (例えば, L16, L17, L18) で認められる。緑色頁岩の rip-up clast を含むタイプの含礫砂岩相 I, Ⅵ 帯にも発達するが、ここでは両者の関係が直接観察できる露頭はほとんどない。

1 例ではあるが、タイプ B 相の下位にタービダイトを欠いて緑色頁岩相が分布する地点 (L3) がある。直接の関係は観察できないが、タイプ B 相基底の含礫砂岩相は緑色頁岩の rip-up clast を含むタイプであり、本来は、緑色頁岩相までタイプ A 相を削剝して堆積した可能性がある。

地 質 構 造

湧別層群を構成する各岩相の層理面は、ほぼ NNE-SSW (北東部では NNW-SSE) の走向を示し、東または西に 50°~90° 傾斜する。地質図 (Fig. 2) に示したように、見掛け上厚いタービダイトを主とする地帯 (I・Ⅲ・Ⅴ帯) と、タイプ A 相の卓越する地帯 (Ⅱ・Ⅳ帯とⅥ帯の一部) は、交互に带状に分布する。I・Ⅳ・Ⅵ帯の一部では波長 5~数 10 m の閉じた小褶曲が認められるが全体としてタービダイトの堆積構造は東に向かって正順位を示しており、見掛け上、同斜状構造を示す。

しかしながら、この同斜状構造は、厚く堆積した整合一連の地層 (見掛けの厚さ約 14000 m) が傾斜して形成された構造とは考えにくい。前節で述べたように、露頭オ

Fig. 7. Sketch of the outcrops showing the base of the type B sequence (a) and Facies M tectonically overlain by Facies G (b). Localities of the outcrops are shown in Fig. 3 (a: L15; b: L6). b. p. : bedding plane. f. p. : fault plane.

ーダーで観察すると、タイプA相の基底と見掛け下位の岩相との関係は、ほとんどの場合、構造的接触関係である。断層面および鱗片状劈開や構造レンズの、一般的な走向・傾斜は、その上盤・下盤のタービダイトのそれと、準平行である。また劈開は断層面の東側に発達し、その程度は東(上位)に向かって弱くなるのが一般的である。タイプB相の下底にも同様の剪断帯が発達することが多い。また、両タイプの sequence を示さないタービダイトにも、しばしば層面に準平行な小断層が発達する。これらの断層や剪断帯は、現在は、ほぼ垂直に近い傾斜を示すが、堆積面を基準にして考えると、東側の地層が西側の地層の上のし上げた衝上断層やそれに伴う剪断帯と考えられる。A・B 両タイプの sequence の繰り返しの多くは、このような断層による構造的な繰り返しと考えられる。後述するように、放散虫化石群集は、

Ⅱ・Ⅳ帯よりも、見掛けの上位にあたるⅥ帯の群集の方が、より古期の群集である可能性が強い。以上の点から、湧別層群は、一般走向に準平行な断層により、初生的な岩相層序が構造的に積み重なった構造、即ち覆瓦状構造をとるものと考えられる。

なお、調査地域には、NNW-SSE の地層分布が東西へずれることから推定される NW-SE および NE-SW 方向の胴切り断層が分布する。

Ⅰ・Ⅳ・Ⅵ帯のタービダイト層は、まれに数 m~数 10 m の波長の閉じた小褶曲を示す。これらは、背斜の西翼が短く、東翼の長い非対称褶曲で、おそらく、上述の層面に準平行な断層による引きずり褶曲と考えられる。

各帯における岩相層序の出現様式

各帯における見掛けの路線柱状図(Figs. 8~10)を基に岩相層序の出現様式を述べる。なお、路線の位置は Fig. 3 に示した。各地帯の模式柱状図を Fig. 11 に示す。

I 帯 調査地域の最も西に位置する。IWATA & TAJIKA(1986)の「豊里層」の下部層の分布地域に相当する。

I 帯はタイプB相の繰り返しと、塊状砂岩相・厚層互層相を主とする砂岩優勢の地層からなる。タイプB相は、他の地帯に比べ砂岩の量が多く、塊状砂岩相や厚層互層相が厚い。タイプB相の基底に礫岩相が発達するのは、この地帯のみで、この場合、観察される限りでは、その下底に断層は認められない(例えば、露頭 L12)。含礫砂岩相は緑色頁岩の rip-up clast を含むタイプで、まれに径数 mm の赤色頁岩の rip-up clast を含む場合がある。砂岩には、0.5~5 mm×0.2 mm 程度の炭化植物破片が含まれることが多い。

露頭条件が悪く、層序の構造的繰り返しは明確ではないが、かなりの部分が本来の層序を保っているものと推定される。

II 帯 I 帯の東側に位置する。IWATA & TAJIKA(1986)の「豊里層」の上部層の分布域に相当する。I 帯とは断層で接する。タイプA相の繰り返しを主とする。全体として見掛けの上位に向かって粗粒化する傾向があり、タイプA相の見掛けの厚さも、“上部”でやや厚い傾向がある。東側のI帯との境界に近い部分では、緑色頁岩相、頁岩相、薄層互層相および塊状砂岩相が、明瞭なタイプA相を示さずに、数m~10 数mの厚さで、断層により相接している。一部は珪質頁岩層や砂岩層のレンズ状化と泥質岩の鱗片状劈開で特徴づけられる剪断帯となっている。見掛けの下部の一部には砂岩と頁岩が不規則に入り混った“含礫泥岩”状のスランブ相が認められる。

観察される限りAタイプ層序の上・下限は層面に準平行な断層によって画される。したがって、ほぼ全体が岩相層序の構造的繰り返しと考えられるが、1サイクルの厚さや岩相が変化することや露頭条件が不良なことを考慮すると、一部には整合的な繰り返しも存在する可能性がある。

III 帯 寺岡ほか(1973), IWATA & TAJIKA(1986)および紺谷ほか(1986)の「安国層」の分布域に相当する。III帯の地層は見掛けの下部と上部に区分できる。“下部”はII帯のタービダイトと断層で接する赤色頁岩相あるいは緑色頁岩相を基底とするタイプA相である。しかしながら、タービダイトから成るタイプA相の上半部が著し

く厚く(約 1000 m)、この部分にも 100~150 m の厚さの上方粗粒化・厚層化成層が認められる。“下部”層中に、剪断帯などの発達には認められないので、ほぼ初生的層序を残しているものと考えられる。一方、“上部”は、タイプB相の megasequence (厚さ 100~250 m) の4回以上の繰り返しからなる。タイプB相の下底には前述のように断層や剪断帯が発達する。したがって繰り返しのかなりの部分は、構造的なものと推定される。また、“下部”とは構造的な接触関係にある。水平的には、“上部”、“下部”とも北方に薄層化・細粒化する傾向がある。

IV 帯 寺岡ほか(1973), IWATA & TAJIKA(1986), 紺谷ほか(1986)の「旭野層」の分布域にはほぼ相当する。III帯のタービダイトとその見掛け上、上位の赤色頁岩相あるいは緑色頁岩相との境界(推定断層)をもってIV帯の西限とする。全体として、見掛けの上位に向かって粗粒化する傾向があり、岩相の構成により見掛けの上部と下部に区分できる。“下部”では厚さ 70~200 m のタイプA相が 2~5 回繰り返し出現する。前述のように、基底部が下位の岩相と構造的接触関係を示す場合と整合的な場合とがある。“上部”ではタイプB相の megasequence (厚さ 80~150 m) が 3~5 回繰り返し。露頭条件が悪く明確ではないが、含礫砂岩相の特徴はIII帯の場合と良く似ている。下底部の状態は、基本的にはIII帯と類似の関係をもつものと考えられる。

V 帯 寺岡ほか(1973)の「旭峠層」・「二線沢層」、IWATA & TAJIKA(1986)および紺谷ほか(1986)の「上芭露層」の分布域に相当する。タービダイトおよび粗粒碎屑岩類を主体とする。見掛けの最下部には緑色頁岩相(厚さ 1.2 m 以下)が発達し、これとIV帯のタイプB相の上部を構成する薄層互層相との境界断層をもってV帯の西限とした。V帯は一般に露頭条件が悪く不明確であるが、全体として、見掛けの上位に向かって粗粒化する傾向があり、薄層互層相→厚層互層相→塊状砂岩相あるいは含礫砂岩相にいたる厚さ 400~600 m の上方粗粒化・厚層化 sequence が4回程度繰り返しているように見える。塊状砂岩相の卓越部では数m~10 数mの厚さで、薄層互層相と交互に出現する岩相の組み合わせが認められる。また、含礫砂岩相に伴いタイプB相が認められるが、基底相には、緑色頁岩の rip-up clast はほとんど認められない。

VI 帯 寺岡ほか(1973), IWATA & TAJIKA(1986)および紺谷ほか(1986)の「^{おおなり}大成層」, 「瑞穂層」の一部, KIMINAMI & KONTANI(1979)の「上部累層」の一部に相当する。薄層互層相を主とし、頁岩相、緑色頁岩相を伴

Fig. 8. Columnar sections showing the litho- and biostratigraphy of the zones I and II. Localities of the sections are shown in Fig. 3 and list of fossils is given in table 2.

Fig. 9. Columnar sections showing litho- and biostratigraphy of the zones III and IV. Localities of the sections are shown in Fig. 3. For symbols see Fig. 8.

Mn : Mn-carbonate spherule and "manganese nodule".

Fig. 10. Columnar sections showing the litho- and biostratigraphy of the zones V and VI. Localities of the sections are shown in Fig. 3. For symbols see Fig. 8.

F. A. S. T. : Facies association of the Facies Ss and Tm.

う。全体として見掛けの下部(西側)には頁岩相が分布し, “上位” に向かって粗粒化する傾向がある。V 帯との境界部は露頭条件が悪いので, 境界はとりあえず V 帯の塊状砂岩相や含礫砂岩相から頁岩相に変化する部分においた。柱状図(Fig. 10)には見掛けの下部の層序を示した。厚さ 100~300 m のタイプ A 相の繰り返しが認められるが, 粗粒な岩相とくに厚層互層相や塊状砂岩相を欠く。タイプ A 相の下底は断層であり, この繰り返しは構造的な繰り返しと推定される。頁岩相には, ごくまれに亜角形の砂岩のスランプ岩塊(最大径 2.1 m)を含むことがある。この厚さは 15 m 前後である。

時代極性—産出放散虫化石と対比

本層群より産出する放散虫化石は IWATA & TAJIKA (1986) にまとめられている (Table 2)。IWATA & TAJIKA (1986) は主として緑色頁岩相から産出する化石を基にして, II・IV 帯の群集について, *Lithostrobus* sp. A—*Protosiphonotractus perplexus* 群集帯を設定し, これを *Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* (II 帯) および *Eusyringium* (?) sp. A (IV 帯) の 2 つの亜帯に区分した。また, VI 帯からは *Bisphaerocephalina* (?) sp. A, *Orbiculiforma* cf. *laxa*, *Xitus* (?) *asymbatos* などを報告した。これらは南太平洋の後期白亜紀の群集 (EPSON-MORIN, 1981) や四万十帯の群集 (中世古ほか, 1979; 松山ほか, 1982; 山内, 1982) とは共通種が少ないのに対し, カリフォルニアのカンパニアン群集 (CAMPBELL & CLARK, 1944; FOREMAN, 1968; PESSAGNO, 1976) に比較的共通種が多い。したがって, IWATA & TAJIKA (1986) は PESSAGNO (1976) の分帯を基に, *L.* sp. A—*P. perplexus* 群集帯を前期カンパニアンに, VI 帯の群集について後期カンパニアンに対比した。

しかしながら, IWATA & TAJIKA (1986) は湧別層群を東側上位の整合一連の地層としてその生層序を設定しており, 再検討が必要である。詳しくは別の機会に述べるが, 四万十帯や, カムチャツカ半島のカンパニアンの群集と, IWATA & TAJIKA (1986) の示した湧別層群から産出する種の層序的分布を比較すると, 逆転した上下関係を示す。例えば, *L.* sp. A—*P. p.* 群集帯の示準種 *P. perplexus* や, *Rophalosyringium magnificum* は, 湧別層群の見掛けの下部で出現するのに対し, 四国四万十帯のカンパニアン下津井層では上部に出現する (山内, 1982)。逆に, 湧別層群では, 見掛けの上部に出現する *O. sacramentoensis* (VI 帯に産出) や *Crucella espartoensis* (IV・VI 帯に産出) は, 下津井層の相対的下部に出現している。最近, カムチャツカ半島において白亜紀中後期の群集の分

帯が報告された (VISHNEVSKAYA, 1986)。これと比較すると, VI 帯からの産出化石は *Amphipindax enesseffi* 群集 (中期~後期カンパニアン) に共通種が多い。一方, II・IV 帯からは, VISHNEVSKAYA (1986) が後期カンパニアン~前期マストリヒチアンの群集の示準種とした *Clathrocyclas diceros* が産出する。以上のことから, 湧別層群は, 中期カンパニアンから前期マストリヒチアンに対比され, 各帯の地層の時代は, 東から西へ (VI 帯から II 帯へ) 新しくなるような, 時代極性を示す可能性が強い。

湧別層群の堆積場

赤色~緑色頁岩類の堆積環境 赤色頁岩相を構成する赤色粘土岩は, Fe_2O_3 , MnO が多いことで特徴づけられる。このような特徴をもつ堆積物としては, 大洋底の赤粘土が考えられる。大洋底の赤粘土は一般に Mn に富むといわれ, MnO 量は太平洋域で平均 0.85wt.%, 大西洋ではその約半分とされている (ELWAKEEL & RILEY, 1961)。これに比較すると赤色粘土岩の値はやや低いが, 現世の offshore mud の平均値 (0.08wt.%; MATSUMOTO & IJIMA, 1983), 前弧海盆堆積物と考えられている上部エゾ層群の泥岩 (0.05wt.%; 伊藤ほか, 1977), および緑色頁岩相のシルト岩の値の 3~6 倍の濃集が認められる。SUGISAKI *et al.* (1982), 山本 (1984) は珪質泥岩の堆積環境の推定には, MnO/TiO_2 比や Co/TiO_2 比を用いた現世堆積物との比較が有効であることを示した。赤色頁岩相における MnO/TiO_2 比 (0.50~0.45) は山本 (1984) の示した大洋底~海溝の泥質堆積物の値に近似する。また Co/TiO_2 比 (67×10^{-4}) は大洋底の値に類似する。一方, 灰十字沸石は現世の遠洋性泥質堆積物には一般的な自生鉱物である (ARRHENIUS, 1961; STONECIPHER, 1976)。マンガン炭酸塩鉱物は現在の海底で認められている例は少なく, ごくまれに菱マンガン鉱団塊が太平洋の堆積物中に報告されているらしい (足立, 1986)。詳しい産状は不明であるが, 日本海溝外側斜面の DSDP site 436 では中期中新世の半遠洋性堆積物中に砂サイズの菱マンガン鉱が報告されている (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1980)。以上の点から, 赤色頁岩相は, 大洋底~海溝近傍に分布する遠洋性~半遠洋性堆積物に対比される可能性が強い。

赤色頁岩相に整合的に累重する緑色頁岩相は, 赤色頁岩相に比べ陸源碎屑物に富む。また, 陸域からもたらされたと思われる細粒で淘汰の良い酸性凝灰岩が挟在する。緑色頁岩相の MnO/TiO_2 比 (0.24~0.1) は, 山本 (1984) の示した, 海溝, 縁海, および大陸棚の堆積物の値の領域にはいる。おそらく, 陸域から遠く離れた環境

Table 2. Radiolarian fossils from the Yubetsu Group(modified from IWATA & TAJIKA, 1986).

II	III	IV	V	VI	zonal division of Yubetsu Group
En131 En130 En133 En10 EV62 EV61 EV45 EV44 REn1	Ba2	Ba17 Ba16 Ba15 Ba14 Ba13 Ba12 Ba11 En23 En22 En21 En141	EV 5	EV16 EV17 EV18 EV19 EV20 EV21 EV22 En40 En41 En42 KR4 KR7	SAMPLES SPECIES
○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○ ○	○ ○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	Amphipyndax alamedaensis A. plousios A. stocki A. cf. stocki Archaeodictyomitra spp.
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	Bathropyramis campbelli Bisphaerocephalina (?) sp. A B. (?) sp. B Botryocytis spp. Clathrocyclas cf. diceros
○ ○	○	○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	C. hyronia Conocaryomma universa Cornutella californica Cromyomma (?) nodosa Crucella cf. aster
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○	○ ○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	C. espartoensis C. spp. Cryptamphorella sphaerica Diacanthocapsa cf. ancus D. cf. ovoidea
○ ○ ○ ○		○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	Dictyomitra cf. andersoni D. crassispina D. multicostata D. cf. multicostata D. spp.
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○ ○ ○ ○ ○ ○	Eucyrtidium sp. A E. sp. B Eusyringium (?) sp. A E. (?) sp. B Gongylothorax verbeeki
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	○ ○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○ ○ ○ ○ ○ ○	Lithatractus pussillus Lithomespilus cf. mendosa Lithomitra spp. Lithostrobilus sp. A L. sp. B
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	○ ○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○	Mita regina Orbiculiforma monticelloensis O. cf. quadrata O. sacramentoensis O. sp. A
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	Patulibrachium spp. Peripyranis spp. Phaseliforma cf. laxa P. spp. Praestyllosphaera hastatus
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	Protoxiphotractus perplexus P. spp. Pseudodictyomitra spp. Rhopalosyringium magnificum Spongosaturnalis spinifer
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	S. spp. Spongostaurus (?) holokaidoensis Spongotropus morenoensis Spongurus spp. Stylosphaera cf. goruna
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	S. spp. Staurodictya spp. Stichomitra cf. communis S. livermorellensis S. campi
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	Theocampe spp. Theocalptra cf. limbata Xitus (?) asymbates X. (?) spp.

Localities of the samples are shown in Fig. 3. For the localities of Kr4 and 7 see IWATA & TAJIKA(1986).

Fig. 11. Representative stratigraphic sequences of the Yubetsu Group and the interpretation of these sedimentary settings. Radiolarian assemblages (IWATA & TAJIKA, 1986) : 1—3 : *Lithostrobus* sp. A - *Protoxiphostractus perplexus* assemblage (1 : *Spongostaurus? hokkaidensis* subzone; 2 : *Euxyringium? sp. A* subzone ; 3 : occurrence of *Clathrocyclas cf. dicros*). 4 : *Bisphaerocephalina (?) sp.*, *Orbiculiforma sacramentoensis*, *Phaseliiforma cf. laxa*, *Xitus (?) asymbatos*. Rip-up clast : a : green shale poor, b : green shale abundant.

下で赤色頁岩相が堆積し、しだいに陸域の近くの陸源碎屑物がより多く到達するような環境へと変化したことによって緑色頁岩相が堆積したものと考えられる。酸性凝灰岩の挟在は、近傍に島弧あるいは陸弧的な火山活動があったことを示すものと推定される。なお、まれに認められるタービダイトから緑色頁岩相への整合的な累重は、陸域近くの環境での、間けつ的な碎屑物供給の反映と考えられる。

タービダイトの堆積環境 タイプA相は上述のように遠洋性～半遠洋性と考えられる赤色～緑色頁岩類を基底相としている。中上部を構成するタービダイトは、下位より、WALKER & MUTTI (1973) の basin plain, outer fan, および middle fan depositional lobes の各 facies association にほぼ相当する岩相変化を示す。タイプB相は同じく middle fan channelled ないし upper fan の各 facies association に類似する。タイプB相基底の含礫砂岩相や塊状砂岩相には rip-up clast を含み、下底には侵食構造も認められることから、これらはチャネル充填堆積物と考えられる。上部に発達する薄層互層相はチャネル間堆積物や自然堤防堆積物に相当するものとみられる。タイプB相はサイクリックに発達し、全体として上方に細粒化する megasequence を示す。これは主チャネルから上方に向かって分流チャネルへ推移する1つの大きなチャネル充填堆積物を示すものかも知れない。含礫砂岩相には多量の緑色頁岩を rip-up clast として含むものがあり、タイプB相の一部はタイプA相を削削して発達するらしい。

タイプA・B相およびそれらの sequence を示さないタービダイトや粗粒碎屑岩類が具体的に、どのような形態をとって堆積したのかという点については、古流系の検討や厳密な地層対比を待たなければならないが、紺谷ほか(1986)は、碎屑岩の古流向が、主として東からの側方流を示すとして、本層群のタービダイトが海底扇状地を形成していた可能性を指摘している。Fig. 11 に示したように、共通の放散虫化石群集が産出する緑色頁岩相を、ほぼ同一の層準と仮定して各帯の地層を対比すると、V→VI帯、III→II帯ごとに東から西へ proximal から distal への岩相変化を示すように見える。また、詳細は別に報告するが、タービダイトと粗粒碎屑岩類の南北方向の岩相側方変化は海底扇状地モデルに調和的である。一方、砂岩組成や礫岩の礫種構成から見て、これらの陸源碎屑物は活動的島弧に由来するものと考えられる(KONTANI & KIMINAMI, 1980; 紺谷ほか, 1986)。おそらく、本層群のタービダイトとそれに伴う粗粒碎屑岩類は、活動的島弧近傍の、Nerites 相の生痕が見られる程

度に浅くない海底扇状地のような場で堆積したものと考えられる。

海溝付加体モデルの適用 遠洋性～半遠洋性堆積物と考えられる赤色頁岩相に始まり、上方に粗粒化厚層化するタービダイトからなる一連の sequence (タイプA相)と、タイプB相などのタービダイトと粗粒碎屑岩類のみからなる sequence とは、層理に準平行な断層により相接して出現する。断層により境される各地層の上面は、ほぼ東側上位を示すのに対して、地層の時代は東から西へ新しくなっている可能性が強い。したがって、湧別層群は、遠洋性～半遠洋性の堆積物と多量の陸源碎屑物が、多くの走向性断層によって構造的に積み重なった覆瓦状の地質体と解釈することができる。

KIMINAMI & KONTANI (1983) は、本層群を同斜構造を示す整合一連の地質体と見なし、堆積物の性格から、これを活動的島弧(オホーツク陸塊)の前弧海盆堆積物と考えた。これは、上述の地質構造に関する解釈とは矛盾する。また、赤色頁岩相は、大洋底～海溝における遠洋性～半遠洋性堆積物に対比される可能性が強い。このような立場から、木村 (1985)、榊原ほか (1986a)、紺谷ほか (1986) は、本層群 (の少なくとも“下半部”) を、クラライザナギプレート“東”のオホーツク陸塊 (あるいは古千島弧) への沈み込みに伴う海溝付加体と考えた。

タイプA相に類似した、遠洋性堆積物を基底とした上方粗粒化 sequence は南海トラフ (MOORE & KARIG, 1976)、中米海溝 (MOORE *et al.*, 1982b)、オレゴンーワシントン沖収束帯 (SCHWELLER & KULM, 1978) など多くの海溝充填堆積物に認められ、深海平原から海溝に到る堆積環境の変化の反映と考えられている (PIPER *et al.*, 1973; VON HUENE, 1974)。また、LASH (1985) は、このような sequence の存在が、過去の海溝充填堆積物の認定の重要な示標となることを指摘している。付加体モデルによれば、海溝充填堆積物は、タービダイト層と下位の遠洋性堆積物、あるいは遠洋性堆積物と玄武岩層との境界付近に生じたデコルマンによってはぎとられ、覆瓦構造を形成しながら陸側斜面上に付加してゆく (MOORE *et al.*, 1982a; 加賀美ほか, 1983)。タイプA相の下底における断層や剪断帯の存在、および推定される本層群の地質構造は、このモデルに調和的である。

上述のように、本層群の層相は海溝付加体モデルの適用によって整合的に説明できるが、なお前弧海盆堆積物である可能性や一部に海溝斜面堆積盆の堆積物を含む可能性 (榊原ほか, 1986a; 紺谷ほか, 1986) が否定された訳ではない。例えば、前弧海盆においても重力滑動によるとみられる覆瓦構造は知られている (MORBERLY *et al.*,

1983). 上述の仮説の検証には, 更に詳細な 構造地質学的検討が必要である。

ま と め

1. 湧別層群を構成する岩相は, i) 礫岩相, ii) 含礫砂岩相, iii) 塊状砂岩相, iv) 厚層砂岩頁岩互層相, v) 薄層砂岩頁岩互層相, vi) 頁岩相, vii) スランプ相, viii) 赤色頁岩相, ix) 緑色頁岩相に 区分される. i)~vii) の各岩相は, 堆積物重力流による陸源碎屑物を主としている. vii)~ix) は遠洋性~半遠洋性堆積物と推定される。

2. 湧別層群の分布域を岩相・構造から, NNE-SSW の走向を示す I~VI の各帯に区分し, その岩相層序を復元した. 各帯の地層の堆積時代(中期カンパニアン~前期マストリヒチアン)は, 東から西へ(VI 帯から II 帯へ)新しくなる可能性が強い。

3. 湧別層群は遠洋性~半遠洋性堆積物, およびタービダイトを主とする陸源碎屑物からなる岩相層序が, 構造的に積み重なった覆瓦状の地質体と解釈される。

4. 特徴的な 2 つの sequence, 即ち赤色頁岩相・緑色頁岩相から, 頁岩相, 薄層互層相へと全体として上方に粗粒化・厚層化する sequence (タイプ A 相), および含礫砂岩相・礫岩相を基底として上方に細粒化・薄層化する sequence (タイプ B 相) を識別し, その堆積環境を推定した。

5. このような堆積物や地質構造の特徴は島弧一海溝系における付加体モデルで説明できる。

謝辞 本論文をまとめるにあたっては, 香川大学教育学部木村 学助教授, 北海道大学理学部新井田清信博士を始めとする常呂帯研究グループの諸兄との討論によって得るところが大きかった。北海道大学理学部岩田圭示博士には放散虫化石について御教示いただくと共に, 種々の御援助をいただいた。山口大学君波和雄助教授, 北海道大学理学部川村信人博士には, 有益な御助言をいただき, 特に川村博士には粗稿の御検討を賜った。道立地下資源調査所八幡正弘氏・道立工業試験場高橋 徹氏には頁岩の化学分析の労をとっていただいた。高橋功二・山岸宏光両氏をはじめとする道立地下資源調査所の方々には種々の御援助をいただいた。以上の方々に深甚なる謝意を表する。

文 献

足立 守, 1986: 美濃帯のジュラ紀マンガンノジュールの構成鉱物. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, 275-286.
ARRHENIUS, G., 1961: Pelagic sediments. *The Sea*, **3**, 655-727.

BOUMA, A. H., 1962: *Sedimentology of some flysh deposits*. 168 p., Elsevier, Amsterdam.
CAMPBELL, A. S. and CLARK, B. L., 1944: Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, no. 57, 1-61.
ELWAKEEL, S. K. and RILEY, J. P., 1961: Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **25**, 110-146.
EPSON-MORIN, K. M., 1981: Campanian radiolaria from DSDP site 313, Mid-Pacific Mountains. *Microfaleontol.*, **27**, 249-292.
FOREMAN, H. P., 1968: Upper Maestrichtian radiolaria of California. *Paleontol. Assoc., London, Spec. Pub.*, no. 3, 1-82.
伊藤 聡・狩 武・根本 隆文・横田 節哉・木村 享, 1977: 北海道北部における第三系泥岩の化学組成. 地調月報, **28**, 57-67.
IWATA, K. and TAJIKA, J., 1986: Late Cretaceous radiolarians of the Yubetsu Group, Tokoro Belt, northeast Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [4], **21**, 619-644.
加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦, 1983: 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, **53**, 429-438.
KIMINAMI, K. and KONTANI, Y., 1979: Pre-Cretaceous paleocurrents of the northern Hidaka Belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [4], **19**, 179-188.
——— and ———, 1983: Mesozoic arc trench systems in Hokkaido, Japan. In M. HASHIMOTO and U. UYEDA, eds.: *Accretion tectonics in Circum-Pacific regions*, 107-122, Terrapub, Tokyo.
君波和雄・紀藤典夫・田近 淳, 1985: 北海道の中生界一層序・年代とその意義. 地球科学, **39**, 1-17.
———・水津雅裕・紺谷吉弘, 1983: 常呂帯の中生界より白亜紀型放散虫化石の産出とその意義. 同上, **37**, 24-31.
木村 学, 1985: 白亜紀北海道の沈み込み様式. 科学, **55**, 24-31.
小松正幸, 1985: 北海道中軸部の構造帯—その構成, 性格および構造運動—. 地質学論集, no. 25, 137-155.
KONTANI, Y. and KIMINAMI, K., 1980: Petrological study of the sandstones in the pre-Cretaceous Yubetsu Group, northeastern Hidaka Belt, Hokkaido, Japan. *Earth Science(Chikyu Kagaku)*, **34**, 307-319.
紺谷吉弘・君波和雄・田近 淳・間庭 賢, 1986: 常呂帯・根室帯の白亜紀堆積岩類. 地研専報, no. 31, 157-161.
LASH, G. G., 1985: Recognition of trench fill in orogenic flysh sequence. *Geology*, **13**, 867-870.
MATSUMOTO, R. and IJIMA, A., 1983: Chemical sedimentology of some Permo-Jurassic and Tertiary bedded cherts in central Honshu, Japan. In A.

- IJIMA *et al.*, eds.: *Developments in Sedimentology*, 36, *Siliceous deposits in the Pacific region*, 175-191, Elsevier, Amsterdam.
- 松山尚典・公文富士夫・中條健次, 1982: 紀伊半島四万十帯日高川層群の白亜紀放射散虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 371-382.
- MIDDLETON, G. V. and HAMPTON, M. A., 1973: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In *Turbidites and deep water sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Section. 1-38.
- MOORE, J. C., BIJU-DUVAL, B., BERGEN, J. A., BLACKINGTON, G., CLAYPOOL, G. E., COWAN, S. C., DUENNEBIER, F., GUERRA, R. T., HEMLEBEN, C. H. J., HUSSONG, D., MARLOW, M. S., NATLAND, J. H., PUDSEY, C. J., RENZ, G. W., TARDY, M., WILLIS, M. E., WILSON, D. and WRIGHT, A. A., 1982a: Offscraping and underthrusting of sediment at the deformation front of the Barbados Ridge, D. S. D. P. Leg 78A. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 1065-1077.
- and KARIG, D. E., 1976: Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1259-1268.
- , WATKING, J. S., McMILLEN, K. J., BACHMAN, S. B., LEGGETT, J. K., LUNDBERG, N., SHIPLEY, T. H., BEGHTEL, F. W., BUTT, A., DIDYK, B. M., NIITSUMA, N., SHEPHERD, L. E. and STRANDNER, H., 1982b: Facies belts of the Middle American Trench and forearc region, southern Mexico: result from Leg 66 DSDP. In J. K. LEGGETT, ed.: *Trench-forearc geology*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, no. 10, 77-94.
- MORBERLY, R., SHEPHERD, G. L. and COULBOURN, W., 1982: Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile. In J. K. LEGGETT, ed.: *Trench-forearc geology*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, no. 10, 171-189.
- 中世古幸次郎・西村明子・菅野耕三, 1979: 四万十帯の放射散虫化石の研究(白亜紀放射散虫を中心として). 大阪微化石研究会誌特別号, no. 2, 1-49.
- OKADA, H., 1983: Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In M. HASHIMOTO and S. UYEDA, eds.: *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, 91-105, Terrapub, Tokyo.
- PESSAGNO, E. A., Jr., 1976: Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. *Microfaleontology*, *Spec. Pap.*, no. 2, 1-95.
- PETTITJON, F. J., 1975: *Sedimentary Rocks*, 3rd Edition. 628 p., Harper & Row Publ., New York.
- PIPER, D. J. W., VON HUENE, R. and DUNCAN, J. R., 1973: Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian Trench. *Geology*, **1**, 19-22.
- ROCK COLOR CHART COMMITTEE, 1948: *Rock color chart*. Geol. Soc. Amer.
- 榊原正幸・新井田清信・戸田英明・紀藤典夫・木村 学・田近 淳・加藤孝幸・吉田昭彦・常呂帯研究グループ, 1986a: 常呂帯の性格と形成史. 地団研専報, no. 31, 173-187.
- ・———・戸勘賢二・赤坂正秀・後藤芳彦・芳川雅子・紀藤典夫・田近 淳・加藤孝幸・戸田英明・高沢栄一・木村 学, 1986b: 上部白亜系湧別層群から発見されたマンガンノジュール. 日本地質学会北海道支部 1986 年総会個人講演要旨集, 9-10.
- SCHWELLER, W. J. and KULM, L. D., 1978: Depositional patterns and channelized sedimentation in active eastern Pacific trenches. In D. J. STANLEY and G. KELLING, eds.: *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*, 311-324, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1980: Site 436: Japan trench outer rise, leg 56. *Init. Rept., D. S. D. P.*, **56** & **57**, 399-429, U. S. Gov. Printing Office, Washington D. C..
- STONECIPHER, S. A., 1976: Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep sea sediments. *Chem Geol.*, **17**, 307-318.
- SUGISAKI, R., YAMAMOTO, K. and ADACHI, M., 1982: Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, **298**, 644-647.
- 高橋哲弥・松田文男, 1936: 北海道有用鉱産物調査報文, 第 8 報(網走支庁管内紋別郡東部及び常呂郡西部). 北工試報告, **65**, 3-30.
- 寺岡易司・橋本光男・奥村公男, 1973: 北海道北東部中生界の層序・構造および変成作用. 地調月報, **24**, 385-392.
- VON HUENE, R., 1974: Modern trench sediments. In C. A. BURK and C. L. DRAKE, eds.: *The geology of continental margins*, 261-283, Springer-Verlag, New York.
- VISHNEVSKAYA, V. S., 1986: Middle to late Cretaceous radiolarian zonation of the Bering region, U.S.S.R., *Mar. Micropaleontology*, **11**, 139-149.
- WALKER, R. G., 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *A. A. P. G. Bull.*, **88**, 273-285.
- , 1979: Facies models 8, Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geosci. Can. Reprint Series* 1, 91-103.
- and MUTTI, E., 1973: Turbidite facies associations. In *Turbidites and deep water sedimentation*, 119-158, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Section.
- WEDEPOHL, K. H., 1971: Environmental influence on the chemical composition of shales and clays. In L. H. AHRENS *et al.*, eds.: *Physics and chemistry of*

- the earth*, **8**, 307-333. Pergamon Press, Oxford.
- 山田敬一・寺岡易司・石田正夫, 1963: 5 万分の 1 地質図幅「生田原」および同説明書. 41p., 北海道開発庁.
- 山本鋼志, 1984: 静岡市西部瀬戸川帯の酸性凝灰岩および珪質泥岩の地球科学的研究. 地質雑, **90**, 479-496.
- 山内守明, 1982: 高知県四万十川上流域の四万十帯北帯上部白亜系放散虫. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 371-382.

(要 旨)

田近 淳, 1988: 北海道東部, 常呂帯の上部白亜系湧別層群の層序と構造—海溝付加体モデルの適用—. 地質雑, **94**, 817-836. (TAJIMA, J., 1988: Stratigraphy and structure of the Upper Cretaceous Yubetsu Group, Tokoro Belt, eastern Hokkaido—an application of trench accretion model—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 817-836.)

詳細な野外調査により, 湧別層群の岩相・層序・構造の検討を行った. その結果, 本層群は遠洋性～半遠洋性堆積物, およびタービダイトとそれに伴う粗粒堆積岩からなる岩相層序が, 走向性逆断層により構造的に積み重なった地質体であることが判明した. 断層により境された各岩相層序は, 東側上位の堆積構造を示すが, 各層序の堆積年代(中期カンパニアン～前期マストリヒチアン)は東から西へ新しくなっている可能性が強い. したがって, 本層群は海洋プレートの東への沈み込みによって形成された付加体と考えられる.

また, 本層群を構成する特徴的な 2 つのタイプの層序(遠洋性～半遠洋性堆積物を基底とする上方粗粒化層序, および粗粒堆積物を基底とする上方細粒化層序)の堆積環境を考察した.