

和歌山県湯浅地方の白亜紀古流系

田中 啓 策*

Cretaceous Paleocurrent Directions in the Yuasa District,
Wakayama Prefecture, Japan

Keisaku TANAKA

Abstract

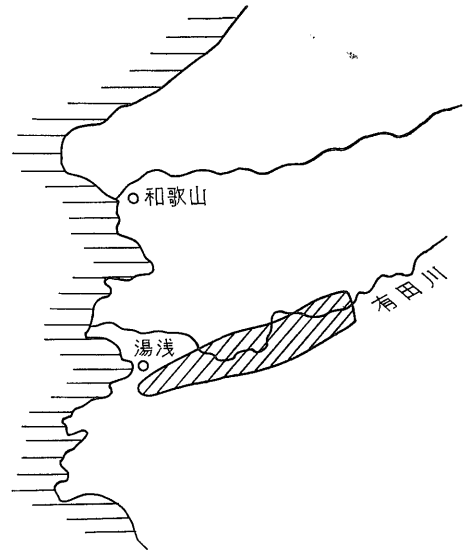
In the Yuasa district, including the valley of the Arita, two types of Cretaceous strata are distributed. One is deposits (mostly neritic and partly paralic) in an unstable area, occupying the Chichibu belt in the north, and the other is geosynclinal deposits (predominantly of flysch type) called the Shimanto Supergroup, occupying the Shimanto belt in the south.

Paleocurrent measurements were made of the sole marks and other directional-current structures of turbidite sandstones occurring at various horizons in the Chichibu Cretaceous as well as in the Shimanto Supergroup. Longitudinal sediment transport was from the east in some sequences within the Chichibu Cretaceous, but from the west in others. It was from the west in the Shimanto Supergroup. Lateral sediment transport from the north is noted in the Chichibu Cretaceous and probably also in the Shimanto Supergroup. The general northerly source for the sediment of the Chichibu Cretaceous is suggested by the facies distribution, the kind of pebbles and so forth in conjunction with the paleocurrent directions. However, no available paleocurrent data have been obtained, which indicate lateral sediment transport from the south in the Chichibu Cretaceous and the Shimanto Cretaceous.

1. ま え が き

西南日本の秩父累帯には、白亜系が古生界中にはさまれて狭い帯状に断続しながら分布している。和歌山県有田郡湯浅町周辺および東方の有田川流域（第1図）は、このような白亜系の代表的露出地域の一つである。

湯浅地方の白亜系に関しては、古くから多くの研究が積まれてきた。なかでも、松本（1947）は本地方における現行の白亜系層序区分体系の基礎を確立し、さらに西南日本外帯の地質構造発達史について重要な見解を提示した。その後、当地域の白亜系の層序について若干の新知見も加えられた（MATSUMOTO, 1954）。筆者は地質調査所施行の5万分の1地質図幅「海南」、「動木」（平山・田中, 1956 a, 1956 b）の作成に関連して、湯浅地方の白亜系を中心に地質学的研究を行ない、いくつかの新知見を得ることができた。さらに、最近では加納（1969, 1970）は上部白亜系礫岩中の花崗岩・変成岩礫の供給源について論じ、構造地質学的研究も SAKA（1967, 1968）、坂（1969, 1970）によってなされた。しかしながら、湯



第1図 位置図
斜線部：調査地域

浅地方の白亜系に関して、堆積学的視点からの研究は皆無であるといってよく、まして古流系の資料も公表され

* 地質部

ていない。

筆者は、湯浅地方の白亜系について堆積相と古流系との関連を明らかにする目的で、1973年3月に古流向の測定を行なった。その際秩父累帯の白亜系と同時に、補足的に四万十帯の白亜系(四万十累層群)も扱った。調査の結果、四万十累層群にはもちろん、秩父累帯における白亜系中の種々の層準にもタービダイト相が発達することがわかり、また粗粒碎屑堆積物の運搬経路に関連した古流系も明らかにすることができた。しかしながら、古地理の解明には、なお堆積学的検討の余地が多く残されている。いっぽう、他地域の秩父累帯・四万十帯の白亜系に関する古流系資料がきわめて少ないのが現状である。このような次第で、とりあえず測定結果をとりまとめてここに報告する。

2. 地質概説

湯浅周辺から東方の有田川流域にかけての地域は、三波川帯・秩父累帯・四万十帯にまたがっている。秩父累帯は北から南へ向かってほぼ ENE-WSW 方向に伸びる古生界地帯・白亜系地帯・中生界を伴う古生界地帯に分けられる(第2図)。

秩父累帯の古生界は苦鉄質火山岩類を伴う地向斜堆積物からなり、主として下部一上部二畳系に対比される。南側の古生界地帯に伴われる中生界には由良層および従来井谷層とされた地層の一部(YAMAGIWA and others,

1971)(いずれも上部ジュラ系)などの諸層がある。

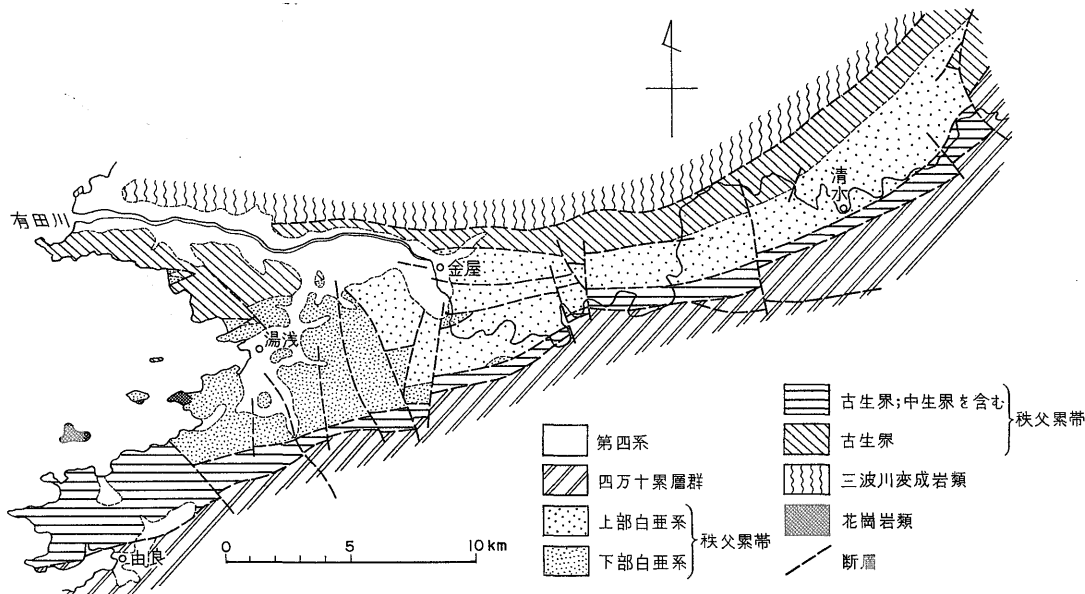
白亜系地帯には、湯浅南西方において花崗岩類(広義;シルル紀石灰岩をゼノリス状に含む)・変成岩類や古生界が衝入構造をなして露出する。このような衝入構造が発達する地帯は黒瀬川構造帯に相当する。衝入古生界は、少なくとも一部がシルル(一デボン)系とみなされ(西谷ほか, 1973), また二畳系中部統も含むようである(村田, 1958)。

秩父累帯の白亜系

秩父累帯の白亜系は古生界を顕著な傾斜不整合でおおひ、全体として1つの ENE-WSW 方向の復向斜構造(褶曲軸面は多くの場合南へ急傾斜する)を形成する。概観すると、下部白亜系は本地域西部に、上部白亜系は中・東部に分布している。白亜系の層序(平山・田中, 1956 a, 1956 b)は第1表の通りである。次に白亜系の諸累層の層序・岩相について略記する。

頷石層群の湯浅層は砂岩・礫岩に富み、汽水生貝化石層・植物化石層をはさみ、汽水成堆積物を主とする。南方の同時異相の北谷層は頁岩^{注1)}・砂岩からなる海成層である。

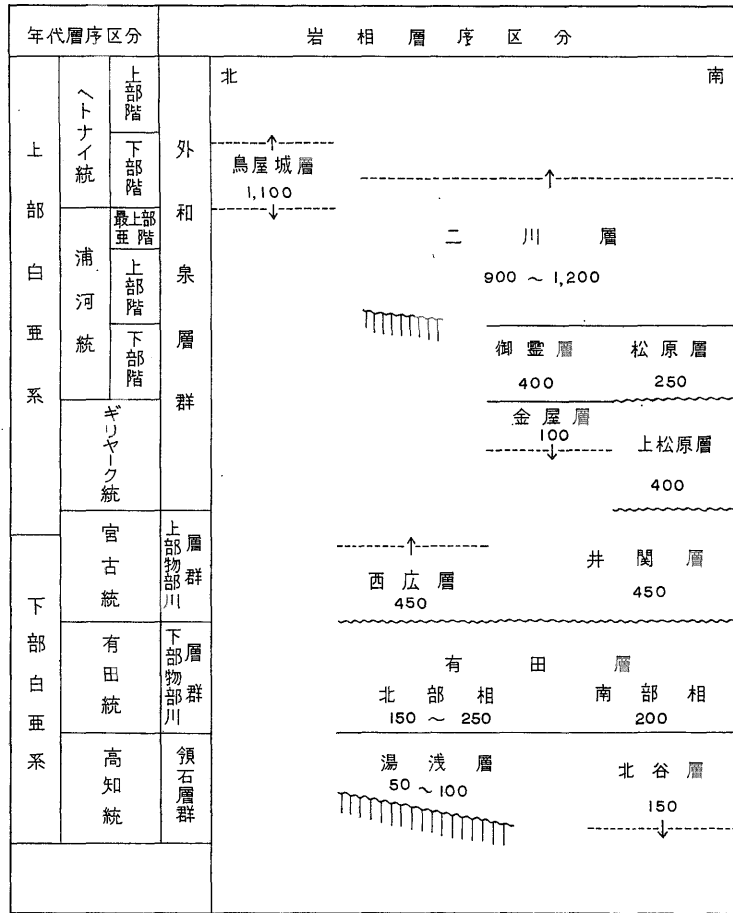
下部物部川層群の有田層は、北部相では下から上へ向かって瀕海性から公海浅海性へへ比較的深海性に移り、南部相では全体として比較的深海性である。本層は頁岩に富み、北部相では三角貝・アンモナイトなどの化







第2図 湯浅地方地質略図

注1) 本稿でいう頁岩とは泥質岩の総称である。

第1表 湯浅地方白亜系層序



 傾斜不整合 基盤 (古生界) 数字 : 層厚 (m)
 平行不整合
 整合
 上限・下限不明

石を多産し、南部相では鳥巢型石灰岩レンズをはさむ。上部物部川層群の西広層は石英質砂岩・アルコース砂岩の顕著な発達で特徴づけられる汽水成層で、南方では上部に浅海成砂岩を伴う。南側の同時異相の井関層はグレイワック型の砂岩に富む海成層である。西広層・井関層ともに下位から基底礫岩層・下部砂岩層・下部頁岩層・上部砂岩層・上部頁岩層に区分される。最近、井関層模式地（井関西方の広川左岸道路）の東方において従来本層とされた地層から浦河統下部階を指示するイノセラムス化石がみいだされた (KANIE, 1972)。

外和泉層群は全体として海成層からなり、種々の層準にアンモナイトやイノセラムスの化石を含む。上松原層は基底礫岩に始まり、下部の砂岩層と上部の頁岩層から

なる。同時代の金屋層は砂岩・頁岩からなる。御霊層は礫岩に始まり、下位から下部砂岩層・中部頁岩層・上部砂岩層に区分される。南方の相当層の松原層は砂岩を主とし、ところどころに礫岩・頁岩をはさむ。二川層は下位から基底礫岩層（北部のみに分布）・下部頁岩層（石灰岩レンズを含む）・下部砂岩層・中部頁岩層・上部砂岩層および上部頁岩層に区分される。鳥屋城層は二川層の上部と同時異相で、下部の細砂質シルト岩層・上部のシルト質細砂岩層・最上部の砂岩層に区分される。最近、細砂質シルト岩層からヘトナイ統下部階を指示するイノセラムス化石が発見された (吉松, 1971)。

四万十帯の白亜系

湯浅地方の四万十帯に分布する四万十累層群はいわゆる日高川層群に属し、主体をなして広く分布する石垣層と、仏像線のすぐ南側で東部に分布する湯川層、西部に分布する寺杣層とに区分される。地層の一般走向は E-W ~ ENE-WSW である。

石垣層はおもに砂岩頁岩互層からなり、砂岩の厚層・チャート・苦鉄質火山岩類を伴う。湯川層はおもに砂岩頁岩互層からなり、まれにチャートをはさむ。寺杣層は成層砂岩・頁岩および砂岩頁岩互層からなる。湯川層より生痕化石 *Paleodictyon* の産出が報告されており(紀州四万十帯団体研究グループ, 1968), 筆者も清水南方奥野の同層から *Paleodictyon* (網目の直径は 16 ~ 18 mm, すじの太さは 2 ~ 2.5 mm) を見いだした。隣接地域の産出化石(橋本, 1968; 両角, 1970; MOROZUMI, 1970) から、本地域の四万十累層群の主体は上部白亜系(少なくともギリヤーク統・浦河統上部階を含む)とみなされる。なお、石垣・湯川層における古流向測定地点やその近くに関する限りでは、ほとんどの場合地層は北方が上位である。

3. 堆積相

古流向の測定を行なった秩父累帯の白亜系(井関・御霊・松原・二川層)および四万十累層群(石垣・湯川・寺杣層)に関して、測定地点における観察結果を中心に堆積の特徴を述べる。

3.1 秩父累帯白亜系の堆積相

古流向測定の対象となった岩相はおもに砂岩頁岩細互層と成層砂岩で、一部塊状砂岩である。

砂岩頁岩細互層

砂岩頁岩細互層は二川層の下部頁岩層・中部頁岩層において部分的に厚く発達し、下部砂岩層・上部砂岩層にもみられる。また、砂岩頁岩細互層は御霊層の中部頁岩層において部分的に発達し、松原層にもきわめて従属的に伴われる。これらの砂岩頁岩細互層では、一般に砂岩と頁岩とがほぼ等量である。さらに、井関層の下部砂岩層および上部砂岩層にも砂岩頁岩細互層が挟在し、この場合は一般に砂岩が頁岩よりも優勢である。以上の砂岩頁岩細互層は共通して次のような堆積の特徴を示す。

砂岩・頁岩各層は厚さ 3 ~ 30 cm である。ただし、砂岩・頁岩各層の厚さが一般に 10 cm 以下の場合もあり、二川層の下部頁岩層においては砂岩層の厚さがときどき 30 cm 以上、最大 1 m 内外に達する。

砂岩は一般に灰~暗灰色を呈し、しばしば比較的泥質

で、淘汰があまり良くない。砂岩層は標式的には下位より級化部(実際には級化現象を示さない場合もあるが、本稿ではこのような場合も級化部と呼ぶ)・平行葉理部・斜交葉理部からなる。比較的厚い砂岩層(たとえば 10 cm ないし 10 数 cm 以上)はおもに級化部からなり、中~細粒または細粒である。これに対して、比較的薄い砂岩層(ふつう数 cm)は概して平行葉理部と上位の斜交葉理部あるいは後者のみからなり、いずれの場合でも convolute lamination がときどき発達し、多くの場合細粒または極細粒である。ただし、井関層では砂岩は中~細粒または中~粗粒で、細粒や極細粒の場合はきわめて少ない。級化層理は比較的厚い砂岩層において一般に顕著に発達するが、比較的薄い砂岩層では不明瞭である。級化層理が全体として不明瞭な、あるいはほとんど発達していないような砂岩層でも、その最上部には級化現象が明瞭に認められる。級化層理の発達状態のいかんにかかわらず、砂岩層から上位の頁岩層に向かっての粒度変化は一般に漸移的である。しかしながら、砂岩・頁岩両層間の粒度変化が急激で、両層の境界が鮮明なこともあり、その場合砂岩層の上面に水流漣痕が発達している。このような現象は比較的薄い砂岩層においてむしろふつうに認められる。砂岩層と下位の頁岩層とはしばしば凹凸のある侵食面をもって接し、つねに鮮明に境される。

砂岩層の下面にはしばしば flute cast, groove cast, bounce cast, prod cast, striation cast, load cast などのソールマークが発達している。flute cast は一般に長さ 2 ~ 10 cm で、多くは舌形で、扇形・へら形のこともあり、ときどき荷重変形を受け、また覆瓦状に配列する(Plate 9-1)。groove cast は概して幅数 mm ~ 1 cm, 最大約 5 cm で、ときどき多数のものが平行に発達している(Plate 9-2)。bounce cast は長さ 5 ~ 6 cm, 幅約 0.5 cm である。prod cast は最大のもので長さ約 5 cm, 幅約 0.5 cm である。

成層砂岩

成層砂岩は御霊層の下部砂岩層および松原層の代表的岩相であり、また井関層の上部砂岩層や二川層の上部砂岩層にも特徴的に発達している。これらの成層砂岩は共通して下記のような堆積の特徴をもつ。

成層砂岩は頁岩薄層をはさんで種々の厚さに成層する。成層砂岩を構成する砂岩層の厚さは 0.3 ~ 1 m で、ときに 2 ~ 3 m におよぶ。挟在する頁岩薄層の厚さは一般に 10 cm 以下であるが、松原層ではときどき数 10 cm である。

砂岩は灰白~灰色、ときに淡青灰~青灰色を呈し、概

して中粒, 中~粗粒である。砂岩層は大部分が, あるいはほとんどが級化部で占められ, その上にくる葉理部の発達はいわゆる貧弱である。砂岩層はときどき級化層理を顕著に示し, また級化層理の繰返しも認められる。ただし, 井関層の上部砂岩層および二川層の上部砂岩層では級化層理が概して不明瞭である。級化層理が全体として不明瞭な場合でも, 砂岩層の最上部は級化現象を明瞭に示し, 級化層理が砂岩層の全体にわたって明瞭なときと同様に, 砂岩層から上位の頁岩層への粒度変化は漸移的である。砂岩層はかなり凹凸のある侵食面をもって下位の頁岩層に重なり, 両層の境界は鮮明である。

砂岩層の下面には *flute cast*, *longitudinal furrows and ridges*, *crescent cast*, *groove cast*, *bounce cast*, *prod cast*, *striation cast* が発達し, また顕著な *load cast* もしばしば認められる。*flute cast* は舌形, 扇形やへら形, ときどきこぶ形を呈し, 長さは一般に 2~10 数 cm で, しばしば覆瓦状に配列し, またときどき荷重変形を受けている。*longitudinal furrows and ridges* は *furrow cast* (McBRIDE, 1962) のタイプで, 峯の幅は 0.4~0.7 cm, 谷の幅は 1~1.5 mm である。*crescent cast* は長さ約 2 cm, 幅約 1.6 cm で, 蹄鉄形の峯の幅が約 0.5 cm である (Plate 10-2)。*groove cast* は幅 0.1~1 cm で, 多数のものが平行に発達していることがある (Plate 10-2)。*bounce cast* は最大のもので長さ約 6 cm, 幅約 0.5 cm である。*prod cast* は数~10 数 cm の長さをもつ。さらに, 砂岩層の内部構造として *parting lincation* が認められた。なお, 砂岩層の下面や内部に生痕化石 (クイアルキアト・スミクイアト) がみられることがある。

塊状砂岩

池之上南方における井関層の下部砂岩層では, 厚い塊状~厚成層の粗粒 (部分的に極粗粒) 砂岩 (一部礫質あるいは礫岩をはさむ) が卓越するほかに, 厚さ数 m の砂岩頁岩細互層と厚さ 1~10 m (概して数 m 以上) の塊状砂岩層とが交互した部分もよく発達している。

砂岩頁岩細互層 (一般に既述のような堆積的特徴をもつ) と交互する塊状砂岩層は中~粗粒または粗粒で, 淘汰が比較的良好, 泥質基質にきわめて乏しく, 級化層理を示さず, ほとんど, あるいは全く級化部で占められ, その上位にくる葉理部 (一般に平行葉理) はたとえ存在してもきわめて貧弱にしか発達していない。砂岩層から上位の頁岩層への粒度変化は, これまでに述べてきた砂岩頁岩細互層や成層砂岩にみられる一般的傾向とはちがって, 急激で, そのため両層の境界は鮮明である。砂岩層は下位の頁岩層に対して著しく凹凸のある侵食面をも

って接し, ソールマークは一般に *load cast* であるが, 大型, 舌形の *flute cast* (一部荷重変形を受けている) が観察されることもある。先に述べた砂岩頁岩細互層や成層砂岩の場合と異なって, *flute cast* が長さ 30 cm 前後ないしそれ以上の大型となっている点が注目される。

類似の塊状砂岩層は松原層や二川層の上部砂岩層にもときどき認められる。

砂岩頁岩細互層や成層砂岩を構成する砂岩層には, 既述のような堆積的特徴が認められるが, 他方斜交層理や振動漣痕がまったく発達しておらず, 底生動物の自生性遺骸も含まれていない。さらに, この種の砂岩層と互層し, あるいはこれに挟在する頁岩層は, ふうふう下位の砂岩層から漸移し, しばしば下から上へ向かって粒度を減じ, 一般に浅海生動物の自生性遺骸を含まない。したがって, 砂岩頁岩細互層を構成する砂岩層は, 一般にその上位の頁岩層の少なくとも一部分とともにタービダイトとみなされる。同様に, 成層砂岩を構成する砂岩層も多くの場合上位の頁岩層の一部とともにタービダイトとみなされる。

なお, 下記のような性状を示す成層砂岩や砂岩頁岩細互層が諸累層中の砂岩相卓越部に, とくに松原層においてときどき認められる。この場合の砂岩層はむしろ軟く, タービダイト砂岩に特徴的な内部堆積構造の出現順序 (BOUMA, 1962) や級化層理を示さず, ソールマークも級化部も欠き, 全体にわたって平行葉理がよく発達し, 炭質物微片を縞状に含んでいる。砂岩層は頁岩層 (しばしばシルト質または砂質) と互層する場合, 下位の頁岩層とはもちろん上位の頁岩層とも漸移しないで鮮明に画される。この種の砂岩層はタービダイトではなくて, *traction current* によって堆積したものとみなされる。

塊状砂岩層は, 相伴う砂岩頁岩細互層・成層砂岩それぞれを構成するタービダイト性の砂岩層と同じく斜交層理や振動漣痕をもたず, 底生動物の自生性遺骸も含まない。いっぽう, この種の砂岩層は後者とちがってとくに級化層理, *convolute lamination* や水流漣痕が発達せず, 砂岩層と上位の頁岩層とが漸移しないで境界が鮮明であるように, 典型的なタービダイトの性格をほとんど示さない。また, 塊状砂岩層には一般に *traction current* からの堆積を示唆するような現象も認められない。さらに, 塊状砂岩層と互層する砂岩頁岩細互層や成層砂岩に伴って目だつた礫質泥岩~含礫泥岩層やスランプ層 (たとえば褶曲層) がみいだされることはない。要するに, 塊状砂岩層の少なくとも一部はいわゆる *fluxoturbidite* (WALKER, 1967 参照) あるいは WALKER (1967) の *pro-*

ximal turbidites と共通した堆積的特徴を多く備えており、おそらく高密度の turbidity current あるいはいわゆる sediment flow (sandflow) (DZULYNSKI and WALTON, 1965; STAUFFER, 1967) から堆積したものと推察される。

3.2 四万十帯白亜系の堆積相

石垣層・湯川層および寺杣層には砂岩頁岩互層や成層砂岩がよく発達する。

砂岩頁岩互層では、砂岩・頁岩各層の厚さはふつう数 cm ～ 数 10 cm であるが、砂岩層の厚さはときどき 1 m 前後におよぶ。砂岩は灰～暗灰色を呈し、概して中～細粒、細粒である。砂岩層では、級化層理が明瞭に発達することもあれば、全体として不明瞭なこともあるが、後者の場合でも砂岩層の最上部において級化現象が明瞭に認められる。砂岩層はつねに比較的凹凸のある侵食面によって下位の頁岩層と鮮明に境され、他方砂岩層と上位の頁岩層との間は一般に漸移的な粒度変化を示す。砂岩層は標式的には下位より級化部・平行葉理部・斜交葉理部からなる。砂岩層は一般に主として級化部で占められる。比較的薄い砂岩層ではしばしば級化部があまり発達せず、代りに平行葉理部と上位の斜交葉理部、あるいは後者のみからなり、さらに上限に水流漣痕が発達して、上位の頁岩層との境界が鮮明なこともある。

成層砂岩はところどころに頁岩の薄層をはさむ。成層砂岩を構成する砂岩層の厚さは一般に 0.1 ～ 1 m であるが、ときに 2 ～ 3 m に達することもある。砂岩層における色・粒度、級化層理・級化部の発達状態や砂岩層と上下の頁岩層との接触状態などは上記の砂岩頁岩互層の場合とほとんど同じである。

砂岩頁岩互層や成層砂岩における砂岩層の下面には flute cast, groove cast, bounce cast, prod cast, striation cast, load cast が発達し、さらに砂岩層の内部に parting lineation も認められる。flute cast はふつう舌形、ときどき扇形を呈し、さらにへら形、こぶ形のものもあり、長さ 2 ～ 10 cm で、ときどき覆瓦状に配列し、さらに多少荷重変形を受けていることもある (Plate 10-1)。groove cast は幅 0.2 ～ 2 cm, 最大約 4 cm で、ときどき多数のものが平行に発達している。bounce cast は長さ 3 ～ 5 cm, 幅 0.3 ～ 0.7 cm である。prod cast は約 1.5 cm の長さをもつ。

四万十帯層群中の砂岩頁岩互層 (細互層を含む) や成層砂岩は、それぞれの堆積的特徴からわかるように、先に記した秩父累帯白亜系中の砂岩頁岩細互層や成層砂岩と共通した特徴をもっている。したがって、四万十帯層

群中の各古流向測定地点における砂岩頁岩互層ならびに成層砂岩それぞれの砂岩層とそれにつづく頁岩層の少なくとも一部は本質的に turbidity current によって堆積したものと推察される。

4. 古流系

4.1 古流向の測定

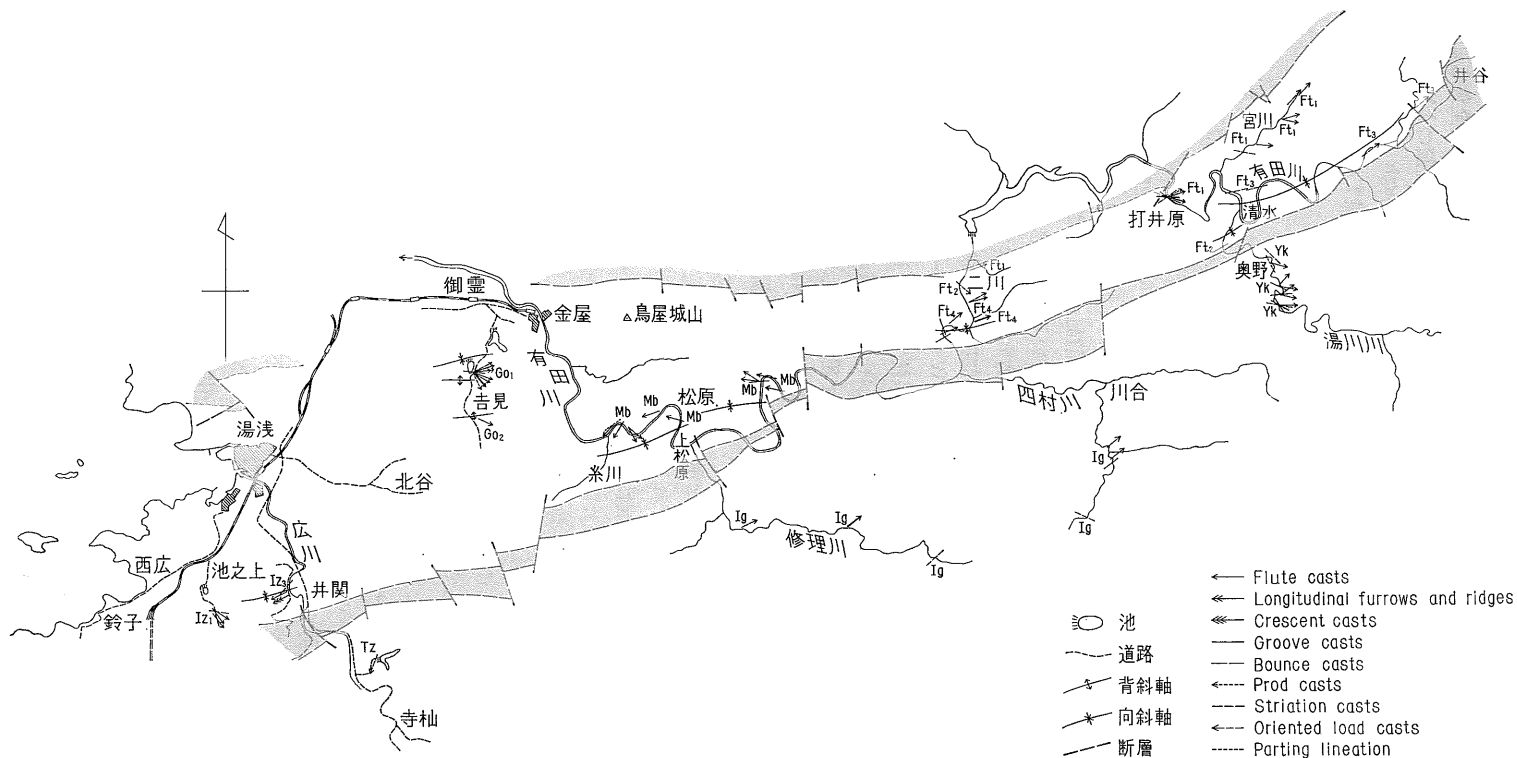
古流向の測定の対象となった堆積構造は、ほとんどすべてが砂岩層の下面に発達するソールマークであり、これには flute cast, longitudinal furrows and ridges, crescent cast, groove cast, bounce cast, prod cast, striation cast および oriented load cast (flute cast から由来した可能性が大きい) がある。ソールマークのうち、測定数の最も多いのは flute cast で、次が groove cast である。さらに、砂岩層内部に発達する parting lineation もごくまれながら取り扱った。

古流向の測定にあたっては、1枚の砂岩層について数種類のソールマークの方向 (一般にたがいによく一致している) を同時に測定できる場合でも、古流向は原則として流れの向きを決定できるある特定の1種類のソールマークの方向で代表させた。また、flute cast をはじめ流れの向きが決定されるいくつかの種類のソールマークが1枚の砂岩層において共存するときは、flute cast の方向を問題の砂岩層におけるソールマークの方向とした。bounce cast, striation cast あるいは oriented load cast は、これらが他種のソールマークと共存しないときに限り取り扱われた。

第3図は堆積当時の状態に復元した古流向を測定地点ごとに示したものである^{注2)}。この図では地点によって平均流向を示し、またごく近接した地点の古流向をまとめている場合がある。古流向の復元にあたっては、若干の地点において褶曲軸のプランジに対する補正を行なった。古流向の測定地点数および古流向の測定数は、調査日数や地層の露出状態の制約もあって多くはない。秩父累帯の白亜系についてみると、井関層では地点数6、測定数8、御霊層では地点数2、測定数11、松原層では地点数9、測定数13、二川層では地点数20、測定数46である。四万十帯層群については、石垣層では地点数7、測定数9、湯川層では地点数7、測定数16、寺杣層では地点数1、測定数1である。

次に第3図にもとづいて、秩父累帯の白亜系および四万十帯層群にみられる古流向について述べる。

注2) 第3図では、秩父累帯白亜系地域内の測定地点周辺における地層の一般走向を示すために便宜上褶曲軸を記入した。



第3図 湯浅地方白亜紀古流向図

Iz: 井関層, Iz₁: 同下部砂岩層, Iz₂: 同上部砂岩層, Go: 御霊層, Go₁: 同下部砂岩層, Go₂: 同中部頁岩層, Mb: 松原層,
 Ft: 二川層, Ft₁: 同下部頁岩層, Ft₂: 同下部砂岩層, Ft₃: 同中部頁岩層, Ft₄: 同上部砂岩層, Ig: 石垣層, Yk: 湯川層,
 Tz: 寺杣層 網目部は古生界(南側では中生界を含む)を, 太い流向記号は測定数3またはそれ以上を示す。

4.2 秩父累帯白亜系の古流系

井関層

下部砂岩層 (Iz_1) の砂岩頁岩細互層と上部砂岩層 (Iz_3) の成層砂岩・砂岩頁岩細互層の流向には、ENE → WSW と、これにかなり斜交する NW ~ NNW → SE ~ SSE の2系統が認められる。砂岩の堆積的特徴 (厚さ・堆積構造の発達状態・性状など) は、次記の場合を別として流向の系統による目だった差異を示さない。

下部砂岩層中の大型 flute cast をもつ厚い塊状砂岩層に関する流向は NNW ~ NW → SSE ~ SE である点は注目される。同様に、下部砂岩層中の砂岩頁岩細互層についても NNW → SSE の流向が認められる。この系統の流向は、堆積盆地あるいは trough の推定される伸びの方向 (ほぼ東西方向) にかかなり斜交しており、問題の塊状砂岩層の先に述べたような堆積的特徴から判断すると側方流 (lateral current) を示しているとみなされる。ここに述べたような概略南向きの側方流は、井関層の堆積時に本層分布地域の北方に陸地が存在した可能性を強く示唆する。この推論は、井関層が全体として海成相を示すのに対して、北側の同時代の西広層が汽水成層の発達で特徴づけられるといったような堆積環境の南北方向における側方変化からしても当然期待されるところである。

池之上南方における側方流によって堆積したタービダイト性の砂岩頁岩細互層は、trough の側斜面の発達を示唆するようなスランプ性褶曲構造を伴っていないけれども、その少なくとも一部は海底扇状地堆積物の可能性がある。もしそうであるなら、砂岩頁岩細互層に伴われ同じく側方流から堆積した厚い塊状砂岩層は、既述の堆積的特徴からして、海底扇状地の扇頂部に近い部分を占める堆積物であるか、あるいは HANER (1971) の海底扇状地における堆積相分布に関するモデルに従って扇状地を刻んだチャンネルを埋積した堆積物であると考えられる。

次に、上部砂岩層に認められる ENE → WSW 系の流向に関しては、測定地域の範囲がきわめて限られているので、その古流系上の意義づけは容易でない。これに関連して、下部砂岩層における岩相の側方変化について言及しよう。下部砂岩層では、模式地 (井関西方の広川左岸道路) から西方へ向かって次第に頁岩が発達するようになる。すなわち、模式地では砂岩の厚層が著しく卓越するが、西方の池之上南方ではこのような岩相と砂岩頁岩細互層とが量的に相半ばし、さらに西方の鈴子付近では大部分が砂岩頁岩互層からなるようである。したがって、下部砂岩層において東から西へ向かって堆積物の粒度が全体として減少し、それゆえにおそらく堆積環境が

深くなっていく傾向が認められる。このような傾向および後述のように井関層以外の諸累層における軸流 (longitudinal current) の向きが累層全体を通じて一定していることから類推すると、上記の ENE → WSW 系の流向は堆積盆地あるいは trough の推定される伸びの方向にほぼ平行で、軸流に関連するものとみなすことができる。

御霊層

流向の測定はほとんど吉見北方鳥尾池南端の下部砂岩層 (Go_1) に限られた。この地点の1砂岩層において、ソールマークの方向にかなりのくいちがいが認められる。すなわち、flute cast と groove cast が共存し、flute cast 自体は約20°かけはなれた2方向をとり、groove cast の方向は前記の2方向に対してそれぞれ約35°、55°くいちがっている。この砂岩層の古流向としては、flute cast の平均方向と groove cast の方向の両方を扱った。

下部砂岩層の成層砂岩にみられる流向は、WSW ~ WNW → ENE ~ ESE と NNW ~ NW → SSE ~ SE の2系統である。しかしながら、測定地点が1箇所であり、せいぜい厚さ数10mの範囲内で両系統の流向が交互して現出し、しかも両系統の流向と砂岩層の堆積的特徴 (厚さ、内部堆積構造の発達状況・性状など) との間には目だった対応関係がみいだされない。したがって、下部砂岩層の流向について両系統のうち、1つが軸流に、他のものが側方流に由来するものであると即断できない。

しかしながら、NNW ~ NW → SSE ~ SE 系の流向は、軸流の方向の海底地形の局部的起伏による転針にもとづくものでなければ、一応側方流を代表しているものとみなしてよい。もしこのように考えると、御霊層の堆積時に本層分布地域の北側に陸地が存在したと推察することができる。下部砂岩層では、分布地域の北部 (吉見北方) と異なって南部 (吉見南方) では礫岩がほとんど挟在せず、また植物微片がわずかにしか含まれていない。このような事実は北方陸地の推定に矛盾しない。さらに、これに関連して、加納 (1969, 1970) は御霊層の分布地域最北部における礫岩中の花崗岩礫が湯浅地域より北方の領家帯の古期花崗岩に、また変成岩礫の大部分も領家帯に由来した可能性が大きいと考えている。

中部頁岩層 (Go_2) の砂岩頁岩細互層における WNW → ESE の流向は、砂岩の堆積的特徴からしても軸流を示すであろう。下部砂岩層における WSW ~ WNW → ENE ~ ESE 系の流向も軸流に関連する公算が大きい。かりに下部砂岩層におけるこの系統の流向が前記の側方流に属するものとしても、そのおおむね東に向かう流向と側方流が概略的には南よりも多かれ少なかれ東の方へ

ふれていることを総合すると、軸流は本質的に東の方へ向かうものと判断してよい。

松原層

流向には ENE ~ ESE → WSW ~ WNW 系と NE → SW または NW → SE 系の 2 系統が認められる。ENE ~ ESE → WSW ~ WNW 系の流向を示す地点の地層は、NE → SW または NW → SE 系の流向を示す地点の地層に比べて、砂岩—頁岩比が全体として低く、砂岩単層の厚さも全体として薄く、前者では成層砂岩のほかにはしばしば砂岩頁岩細互層がよく発達し、他方後者では成層砂岩のほかには厚いより粗粒の塊状砂岩がしばしばみられるように前者に比し“proximal facies”の地層がよく発達している。したがって、ENE ~ ESE → WSW ~ WNW 系の流向は軸流に、いっぽう NE → SW または NW → SE 系の流向は“側方流”に由来するものとみなされる。

“側方流”に由来すると考えられる概略南向きの流向は松原層分布地域の北方に隆起帯が存在した可能性を示唆する。松原層は分布地域の南部よりも北部の方で堆積物が全体として粗粒であり、かつ礫岩をより多く伴う。この事実は前記の北方隆起帯の推定を裏づけるであろう。

松原層における軸流が同時代の御霊層のそれと全く逆向きである点は注目すべきである。しかしながら、御霊層における流向測定地域はきわめて限られており、しかも松原層は東西方向の断層を介して御霊層の南東側に分布し、両層の古流向測定地域が全くかけはなれている。したがって、軸流の向きが両層の間で対照的に異なっていることの堆積学的意義づけはむづかしい。

松原層は御霊層に比べて厚さをはるかに薄く、全体として粗粒堆積物に富み、また御霊層の中部を占めるような厚い頁岩層が松原層には発達していない。以上に述べたような松原・御霊両層の堆積相にみられる著しい差異、褶曲構造・断層による転位を復元した場合に推定される両層の分布範囲や測定地点の位置的関係などを総合して考えると、松原層における NE→SW および NW→SE 系の流向を必ずしも御霊層における概略南向きの側方流を発生した北方陸地に直接関連させる必要はなからう。

そこで、次のように考えるのが妥当であろう。すなわち、松原・御霊層の堆積期間中の少なくともある時期において、堆積盆地内にほぼ東西方向に伸びる局地的な隆起帯(おそらく海底地形の高まり)が存在し、その両側を占めていた松原・御霊層それぞれを堆積した trough 軸部の底部が相反する方向に傾斜していたと推察される。松原層にみられるおおむね南向きの流向はすべてで

はないが前記のような隆起帯の存在に密接に関連すると考えられる。松原層に北向きの側方流を示す流向がみいだされない。しかし、松原層の西向き軸流を由来した側方流が、御霊層の東向き軸流を由来した側方流のように北側の陸地に発生した可能性とは別に、後述のようにもし南方に島状陸地を想定するならば、少なくとも一部はこれに発生したという可能性も考えられる。

秩父累帯の白亜系を構成する堆積物の主要供給源地であった北側陸地により近く堆積した御霊層が、下位の金屋層に整合であるのに対して、南側の松原層は下位の上松原層と平行不整合関係にある(第1表)。すなわち、白亜系の堆積盆地は御霊・松原層の堆積直前では北部に比べて南部の方において上昇的であった。上記の隆起帯の存在はこのような古地理的状况と無関係であったとはいえない。

なお、松原層の堆積時に同層の分布地域の北側に、ひいては前記の隆起帯よりも北側に主要陸地が広がっていたことはいうまでもない。これに関連して、松原層の礫岩中の花崗岩・変成岩礫が御霊層の場合と同様に領家帯に由来したと考えられている(加納, 1969, 1970)。

二川層

打井原の二川層下部頁岩層(F₁)における測定数は二川層中の全測定地点のうち最も多く、本層における全測定数の約半数を占める。打井原では、ソールマークのうち tool mark (groove cast, striation cast) が scour mark (flute cast) よりも多く観察されている。flute cast をもつ砂岩層(すべて級化部を主とする)の厚さは 18 ~ 75 cm, 平均約 42.9 cm である。いっぽう、groove cast をもつ砂岩層(すべて級化部を主とする)の厚さは 9 ~ 46 cm, 平均約 32.3 cm である。したがって、flute cast は groove cast に比べてより厚い砂岩層に出現するといえるであろう。この点は外国のフリッシュ層の例(Hsu, 1959; McBRIDE, 1962, 1966)と符合する注3)。flute cast をもつ

注3) 筆者(TANAKA, 1970)は、北海道幾春別地域の白亜紀フリッシュ層(中部級化層群主部)においては、前記の外国例とちがって groove cast が flute cast に比し全体としてより厚く粗い砂岩層にみいだされることを指摘し、このようなくいちがいは取扱われた砂岩層の厚さの分布や観察された flute cast, groove cast のサイズの分布に大きく依存するとみなした。もちろん、groove cast は flute cast とちがって一般に厚さ 100 cm 以上の砂岩層、あるいは基底部の粒度が粗〜極粗粒砂である砂岩層にはみいだされていない。しかしながら、この種の問題は同じような堆積的特徴を示す層序的範囲に限って論議されるのが望ましい。1例として、幾春別川本流沿いの Mb₂層における上部互層帯(流向はすべて軸流を示す)についてみると、flute cast をもつ砂岩層(すべて級化部に始まる)の厚さ(全数: 13)は 19 ~ 105 cm, 平均約 58.6 cm であり、groove cast をもつ砂岩層(すべて級化部に始まる)の厚さ(全数: 17)は 5 ~ 70 cm, 平均約 39.4 cm であって、前者が後者よりも厚いといえるであろう。この点は外国例に一致するとみなしてよい。

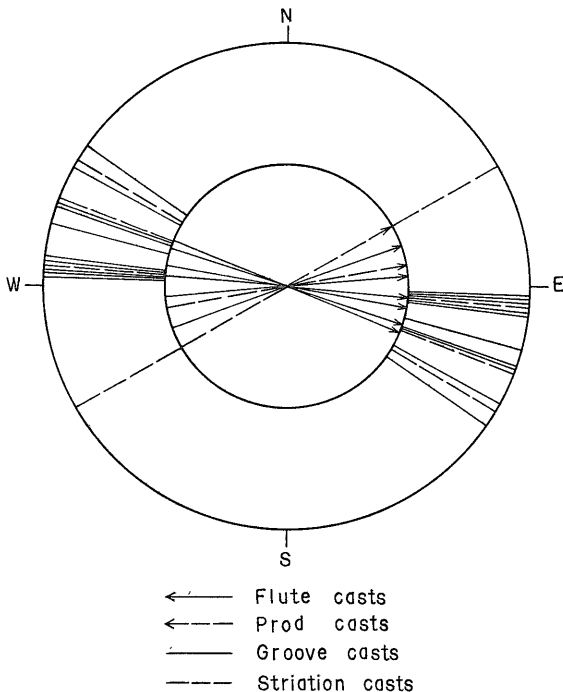
砂岩層の基底部の粒度は細粒よりも中～細粒であることが多く、これに対して groove cast をもつ砂岩層の基底部の粒度は中～細粒よりも細粒の場合が多い。

この地点における流向 (第4図) は概観すると WNW ~ WSW → ESE ~ ENE に集中している。しかし、詳しくみると、一般的傾向として groove cast が NW ~ W → SE ~ E の流向, flute cast が WNW ~ WSW → ESE ~ ENE の流向を示し、後者が前者よりも全体として反時計廻りの方向へ、すなわち北の方へふれている。

二川層の全測定地点における流向を通覧すると、WSW ~ SW → ENE ~ NE 系が圧倒的に優勢で、NNW ~ WNW → SSE ~ ESE 系も認められる (第5図注4)。

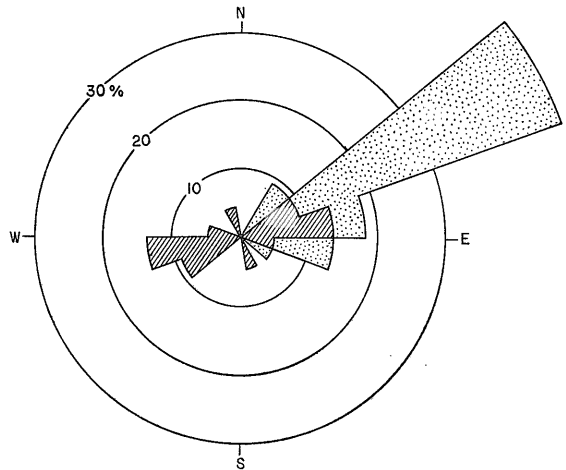
WSW ~ SW → ENE ~ NE 系の流向は軸流を示す。

二川層のうち、古流向が測定された下部頁岩層・下部砂岩層 (F₂)・中部頁岩層 (F₃) の各部層は西～南西から東～北東へ向かって層厚を増し、また下部砂岩層は同方向に粒度を減ずる。したがって、二川層の堆積盆地の軸部が西～南西から東～北東へ向かって深くなり、かつより大きく沈降したことがいえるであろう。このような傾向



第4図 打井原における二川層下部頁岩層の古流向のローズダイアグラム

注4) 第5図の作成にあたって、各地点ごとに測定数1の場合はその方向を、測定数2またはそれ以上の場合は代表的方向あるいは平均方向を便宜上地点主方向とした。



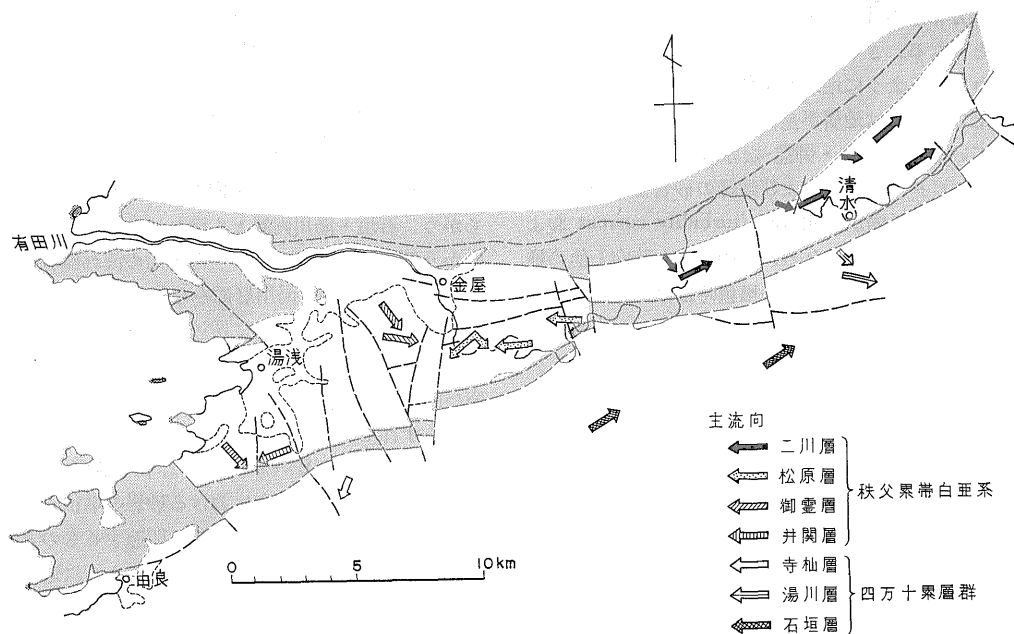
第5図 二川層古流向頻度分布図 (地点数20, 地点主方向数22)

斜線部: 流れの向きが不明

は前記のおおむね西から東へ向かう軸流の方向に調和的である。

NNW ~ WNW → SSE ~ ESE系の流向は側方流に関連するものである。この系統の流向は二川層のうちで基底礫岩層を別として最も北側に分布する下部頁岩層について打井原の地点で特徴的にみられる。この地点に露出する砂岩頁岩細互層を構成する砂岩層の厚さは一般に30 cm以下であるが、ときどき50 cm内外、さらに1 m前後に達することもあり、またしばしば級化部に始まっている。

打井原に露出するような砂岩頁岩細互層は北東方にも追跡され、宮川北東方 (ここでは流向は軸流のそれに近くなる) では細互層を構成する砂岩層は一般に10 cm以下の厚さとなり、葉理部のみか、あるいはほとんどそれで占められている。このような岩相は打井原の場合に比べて全体として distal facies の性格を帯びている。いっぽう、打井原に厚く発達する砂岩頁岩細互層はその西方では著しく貧弱になり、たとえば二川付近では数mの細互層しか存在せず、軸流を示す流向が認められる。打井原付近の下部頁岩層には trough 側斜面の発達を示唆するめだつたスランプ褶曲構造や海底侵食谷構造が認められないが、上記のような細互層の発達状況、流向の側方変化、さらに下部頁岩層の層相からして細互層の堆積場所よりも陸地側 (北側) に陸棚頁岩が堆積したと考えられることから総合的に判断すると、打井原における砂岩頁岩細互層の少なくとも一部 (側方流に関連した流向を示す) は海底扇状地堆積物とみなされ、この地点の北方ないし北西方に供給地点が位置していたと推測される。



第6図 湯浅地方白亜紀古流系図

第4図からわかるように、打井原では軸流の方向に近い W ~ WSW → E ~ ENE の流向と側方流に関連した NW ~ WNW → SE ~ ESE の流向の2系統が認められるが、両系統の間で砂岩層の厚さに大差がない(前者では平均約 31.8 cm; 後者では平均約 31.9 cm, 例外的にきわめて薄い砂岩層を除くと平均約 35.8 cm)。それゆえに、両系統の流向を示す流れは大局的にみて共通の供給地点から発した流れ(側方流)に由来するとみなされる。さらに、先に指摘したように、打井原では flute cast をもつ砂岩層は groove cast をもつ砂岩層よりも全体として厚く、かつ粒度が粗い(いずれの場合も主として級化部で占められる)。この点は flute cast が groove cast よりも速い流れによって形成されたことを意味するであろう。また、既述のように flute cast を形成した流れは groove cast を形成した流れよりも全体として北向きにふれている、すなわち軸流の方向により近い流向をとっている。したがって、打井原における流れ(側方流が優勢)では、主として flute cast が示すような ESE ~ ENE 向きのより速い流れが主流とみなされ、このような流れが打井原から北東方へ遠去かるにつれて trough 軸部の底部の傾斜方向(軸流の向きで推定される)に規制され、次第に ENE ~ NE 向きの軸流に転針していったものと推察される。

なお、側方流に由来するとみなされる流向(NNW → SSE または NW → SE)は下部砂岩層(F₂)や上部砂岩

層(F₄)に知られている。二川層の上部砂岩層は主として成層砂岩からなり、軸流を代表する流向で特徴づけられているが、側方流の流向が測定された地点では塊状砂岩がよく発達している。

NNW ~ WNW → SSE ~ ESE 系の流向、とくに NNW ~ NW → SSE ~ SE の流向は二川層分布地域の北方に陸地を推定することの傍証となる。二川層は、北側では基底礫岩層をもって古生界を不整合におおひ、いっぽう南側では下部頁岩層をもって御霊・松原両層に整合に重なる(第1表)。また、下部頁岩層は北側よりも南側の方でかなり厚くなり、北側では多数の石灰岩レンズをはさむ。ここに述べたような二川層と下位層との層序関係や二川層の堆積状況からしても北方陸地の推定が可能である。

以上秩父累帯白亜系の古流系に関して述べてきたことを要約すると次のようになる(第6図)。井関・松原両層におけるタービダイト砂岩を堆積した軸流(turbidity current)は概略東から西に向かい、これに反して御霊・二川両層におけるこの種の軸流はおおむね西から東に向かう。すなわち、軸流の方向は白亜系地域のうち北部に分布する御霊・二川層^{注5)}については東向きをとり、他

注5) 二川層が北側の古生界を直接不整合におおう点や白亜系の全般的な地質構造からみて、調査地域東部の二川層分布地域は大局的には白亜系地域の北部を占めていると考えられる。

方南部に分布する井関・松原層については逆に西向きをとることになる。さらに、軸流の向きは、井関・二川層の例にみられるように地層が全体として細粒化する方向に、また二川層では地層が全体として厚くなる方向にも一致している。井関層・御霊-松原層・二川層の各層を通じてタービダイト砂岩および類縁の砂岩を堆積した本質的に北から南へ向かう側方流 (turbidity current および "sandflow") が認められる。このような流向と他の堆積学的資料から、上記の諸層の堆積時にはそれぞれの分布地域の北側に陸地があったと推測される。ただし、各層を通じて分布地域の南側にも陸地が存在したことを裏づける古流向の資料は現在のところない。もちろん、堆積相・層序関係それぞれの南北方向における側方変化などからして、白亜紀中の少なくともある時期には白亜系分布地域の南側にも局地的な海底地形の高まり、あるいは島状陸地が存在した可能性は充分に考えられる。なお、同時代の御霊層と松原層とで軸流の向きが相反しており、両層の堆積時には堆積盆地の内部にほぼ東西方向の隆起帯 (おそらく海底地形の高まり) が存在したと推察される。

次に、湯浅地方の白亜紀古流系に関連して、秩父累帯他地域の場合について言及する。ソールマークにもとづいた白亜紀古流系の資料は、山中部溝帯の宮古統瀬林層および三山層 (武井, 1963, 1964, 1965) に関する以外には知られていない (長沼, 1972; 長沼・新井, 1972; 坂ほか, 1973)。

瀬林・三山両層の軸流 (turbidity current) は本質的に東から西へ向かう。軸流の向きは、瀬林層の場合堆積盆地中軸部において層厚が増大し、堆積物が細粒化する方向 (武井, 1964) と、三山層の場合も層厚増大の方向と全く逆である。これとは対照的に、湯浅地方の二川層では、先に述べたように軸流の向きは層厚増大・細粒化それぞれの方向と符合する。次に側方流に関しては、本質的に南から北に向かう流れが瀬林層・三山層のいずれにも認められ、他方本質的に北から南に向かう流れは両層を通じてソールマークの流向測定からは知られておらず、ただ瀬林層の漣痕についてそのような方向の流れが報告されている (武井, 1962)。ともかく、堆積相の分布 (武井, 1964) や古流系、粗粒碎屑岩の岩石学的検討 (関・望月, 1965; 加納, 1969) から、瀬林・三山両層の堆積時に両層の分布地域の北側に粗粒堆積物の主要供給源地となった陸地、南側に島状陸地があったと考えられている。

4.3 四万十累層群の古流系

石垣層の古流向には SW ~ WSW → NE ~ ENE が優勢で、一部 WNW → ESE とみなされる流向もある。湯川層は WNW ~ W → ESE ~ E 系の卓越流向のほか、SW → NE の流向および NW → SE とみなされる流向を示す。湯川層の一砂岩層では、groove cast が3方向をとり、主方向は他の2方向とそれぞれ約 5°, 25° くらいがう。石垣・湯川両層とも流れは大局的に西から東へ向かう傾向があり、このような方向の流れは軸流とみなされる。いっぽう、湯川層にみられる NW → SE 系の流れと軸流とは、それぞれに関連した砂岩の堆積の特徴にきわだった差異を示さないで、前者はもし概略北から南へ向かう側方流に属するものでなければ、軸流の主流向からずれたものとみなされる。

寺杣層では NNE → SSW の流向が測定されたが、1例であり、また測定地点における砂岩の堆積的特徴からしてもこのような流向を側方流に関連するものと即断できない。しかしながら、後でもふれるように近くの地点でも似た流向が知られているので、上記の流向は側方流に関連する可能性がある。

次に、調査地域の古流系に関連して、他地域の四万十累層群の場合について述べてみよう。調査地域は四万十帯のうちでもおもに白亜系からなる北帯に属する。四万十累層群の古流系資料は、北帯では主として古第三系からなる南帯に比べて少なく、これまで調査地域南方の上部白亜系竜神累層 (紀州四万十団研グループ, 1968) ・寺杣層 (両角, 1970) および紀伊半島東部の“四万十系” (坂, 1971)、さらに四国のギリヤークー浦河統宇和島層群 (棚部, 1972) において古流向が測定されてきた。その結果、竜神累層では概略 E → W の軸流が、寺杣層では N → S の側方流が報告されている。紀伊半島東部の“四万十系”は全体として NW ~ NNW → SE ~ SSE の流向を示し、宇和島層群では N → S および NW → SE の流向がめだっていて、両者とも古流向は側方流を示すとみなされよう。寺杣層の場合は筆者の測定地点の西方約 2 km で、筆者の測定結果にかなりよく一致する。また、宇和島層群では WNW → ESE の流向も特徴的にみられ、これは軸流に関連するものであろう。

なお、筆者は最近四国南西部の宿毛地方に発達する四万十累層群中の白亜系の部分 (少なくとも一部にヘトナイ統下部階を含む) について古流向測定を行なった^{注6)}。E ~ ENE → W ~ WSW の流向を示す軸流が支配的で、同時に側方流に関連するとみなされる NE → SW 系の流

注6) 古流向測定地域は宿毛北方から西方愛媛県南宇和郡西海町の半島西端部におよぶ。地点数は73、測定数は99で、主としてソールマークを取り扱った。詳細については別の機会に報告する。

向も若干認められる。さらに、最も南よりの1地点において流向がSSW→NNEに集中しているのは注目に値する。

以上に述べてきたことからわかるように、四十帯北帯の白亜系に関する軸流は、四国西部と紀伊半島とで共通して北帯南部(宿毛—西海地域・竜神地域)では西向き、北部(宇和島地域・有田川流域)では東向きとなっている。この傾向と秩父累帯白亜系の軸流が南部では西向き、北部では東向きとなる傾向とが一致している点は興味深い。四十帯北帯における傾向が真に広域的なものかどうか、その堆積学的・古地理的意義は今後検討すべき課題である。

5. 結論

これまでに秩父累帯白亜系および四十帯累層群の古流系について述べてきたが、結論として次のような点があげられる。

(1) 古流向の測定は、秩父累帯白亜系の井関・御霊・松原・二川層および四十帯累層群の石垣・湯川・寺杣層中の種々の層準に発達するタービダイト砂岩にみられるソールマークを中心に行なわれた。

(2) タービダイト砂岩を堆積した軸流(turbidity current)は大局的にみて東から西へ向かうか(例 井関・松原層)、あるいは西から東へ向かう(例 御霊・二川・石垣・湯川層)。

(3) タービダイト砂岩および類縁の砂岩(少なくとも一部は“sandflow” deposits と考えられる)を堆積した側方流(主として turbidity current)は北から南へ向かう(例 井関・御霊・松原・二川層、おそらく湯川・寺杣層)。しかし、南から北に向かう側方流を推定できる古流系資料はない。

文 献

- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch deposits—A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- DZULYNSKI, S. and WALTON, E. K. (1965): *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274p.
- HANER, B. E. (1971): Morphology and sediments of Redondo Submarine Fan, southern California. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 82, p. 2413-2432.
- 橋本 勇(1968): 和歌山県由良・御坊地域の日高川層群。九州大学教養部地学 研究報告,

no. 15, p. 57-66.

平山 健・田中啓策(1956a): 5万分の1地質図幅「海南」および同説明書。地質調査所, 62 + 12p.

—————(1956b): 5万分の1地質図幅「動木」および同説明書。地質調査所, 37 + 11p.

Hsu, K. J. (1959): Flute- and groove-casts in the pre-Alpine flysch, Switzerland. *Am. Jour. Sci.*, vol. 257, p. 529-536.

KANIE, Y. (1972): *Anagaudryceras and Inoceramus* from the Cretaceous formation of southwestern Yuasa, Wakayama Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Yokosuka City Museum*, no. 19, p. 22-24, 1 pl.

加納 博(1969): 白亜紀ギリヤーク～浦河世の花崗岩礫と領家帯の神原・非持型花崗岩類の関係。地質学雑誌, vol. 75, p. 461-470, 1 pls.

—————(1970): 有田川流域の浦河統下部階礫岩中の領家変成岩礫の存在。地質学雑誌, vol. 76, p. 143-150, 2 pls.

紀州四十帯団体研究グループ(1968): 紀伊半島四十帯累層の研究(その2)—研究の現状と南方陸地の存在に関する一試論。地球科学, vol. 22, p. 224-231, 2 pls.

松本達郎(1947): 西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見—和歌山県有田川流域の地質学的研究。九州大学理学部研究報告, 地質学之部, vol. 2, p. 1-12.

MATSUMOTO, T. [Editor] (1954): The Cretaceous System in the Japanese Islands. *Japan Soc. Prom. Sci. Res.*, Tokyo (for 1953), 324p., 20 pls.

McBRIDE, E. F. (1962): Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 32, p. 39-91.

—————(1966): Sedimentary petrology and history of the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas. *Rep. Inv. Bur. Econ. Geol. Univ. Texas*, no. 57, 101p.

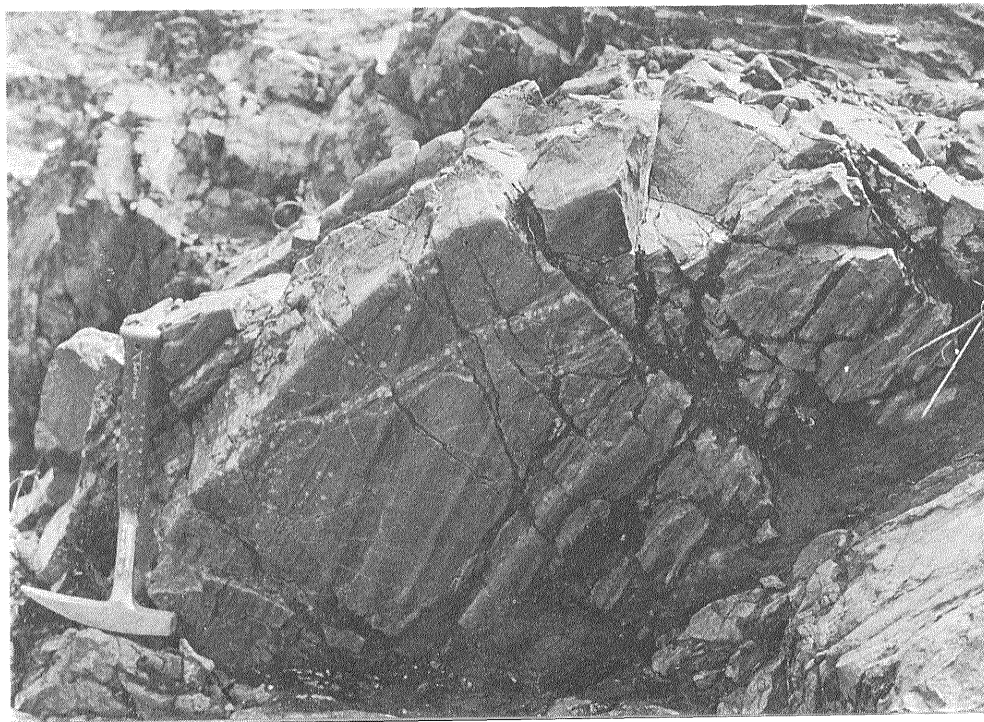
両角芳郎(1970): 紀伊由良東方の地質—特に仏像構造線付近の日高川層群について。大阪市立自然科学博物館研究報告, no. 23, p. 11

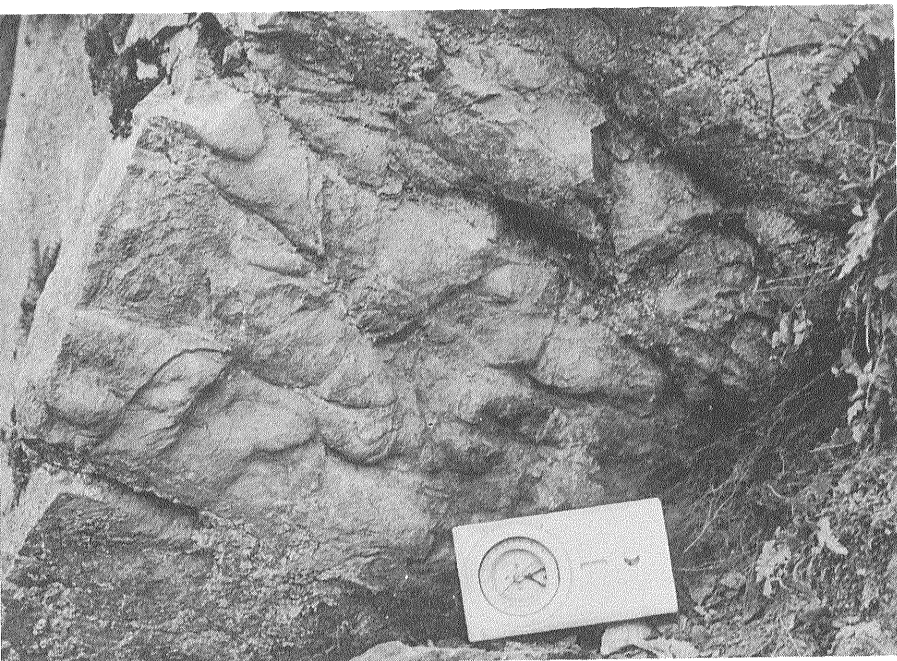
- 18.
- MOROZUMI, Y. (1970): Upper Cretaceous *Inoceramus* from the Shimanto belt of the Kii Peninsula. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 23, p. 19-24, pls. 2-4.
- 村田正文 (1958): 和歌山県湯浅町西南方より *Neoschwagerina* 石灰岩の発見 (短報). 地質学雑誌, vol. 64, p. 54.
- 長沼幸男 (1972): 山中部溝帯東部白亜系瀬林層の堆積学的研究. 埼玉大学教育学部卒論, 手記.
- ・新井重三 (1972): 山中部溝帯東部の白亜系瀬林層 (宮古統) における古流系と 2・3 の事実. 日本地質学会第79年学術大会講演要旨, p. 173.
- 中沢圭二 (1970): 地向斜堆積物の層序・地史的的研究. 総合研究「地向斜堆積物の総合的研究」連絡誌, no. 4, p. 18.
- 西谷正司・市川浩一郎・石井健一・吉田 勝 (1973): 和歌山県名南鼻の黒瀬川構造帯. 基盤岩類. 総合研究「本州造山以前の日本の基盤岩類の研究」研究連絡誌, no. 4, p. 2-5.
- NOHDA, S. and SETOGUCHI, T. (1967): An occurrence of Jurassic conodonts from Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser. B*, vol. 33, no. 4, Geol. Min., art. 3, p. 227-238, pl. 2.
- SAKA, Y. (1967): Geological structure of the Chichibu terrain in the vicinity of Yuramachi, Wakayama Prefecture, southwest Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 15, p. 1-34, 3 pls.
- (1968): Upper Cretaceous *Futakawa* Formation in the *Shimizu-machi* district Wakayama Prefecture, southwest Japan, with special reference to the folding structures. *Sci. Res. School Educ. Waseda Univ., ser. Nat. Sci.*, vol. 17, p. 125-147, 4 pls.
- 坂 幸恭 (1969): 紀伊半島有田川地溝帯の東端部について. 地学雑誌, vol. 78, p. 51-63.
- (1970): 紀伊半島の秩父累帯 (資料). 早稲田大学教育学部学術研究, 生物学・地学篇, no. 19, p. 73-106.
- (1971): 三重県南島町藤坂に沿う秩父・四万十系. 早稲田大学教育学部学術研究, 生物学・地学篇, no. 20, p. 13-27, 6 pls.
- ・山崎秀次・渡辺拓美・長沼幸男・新井重三 (1973): 山中部溝帯 (埼玉県側) 三山層の古流系. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 121.
- 関陽太郎・望月宏明 (1965): 関東山地山中部溝帯白亜紀層砂岩の 2・3 の特徴. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 54, p. 87-91.
- STAUFFER, P. H. (1967): Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 37, p. 487-508.
- 武井規朔 (1962): 山中部溝帯の漣痕化石について. 秩父自然科学博物館研究報告, no. 11, p. 23-32, 1 pl.
- (1963): 山中部溝帯東部白亜系の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 69, p. 130-146.
- (1964): 山中部溝帯東部白亜系の地史. 秩父自然科学博物館研究報告, no. 12, p. 17-27.
- (1965): 西南日本外帯にみられる白亜紀中頃の地殻変動の性格. 地質学雑誌, vol. 71, p. 297-310.
- 棚部一成 (1972): 宇和島地方の白亜紀層. 地質学雑誌, vol. 78, p. 177-190.
- TANAKA, K. (1970): Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 236, 102 + 5p., 12 pls.
- WALKER, R. G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 37, p. 25-43.
- YAMAGIWA, N., IWASHASHI, T. and HABUCHI, T. (1971): Permian fusulinids from Idani district, Shimizu-machi, Arita-gun, Wakayama Prefecture, southwest Japan. *Mem. Osaka Kyoiku Univ.*, vol. 20, ser. 3, p. 51-62, 1 pl.
- 吉松敏隆 (1971): 鳥屋城層下部産の貝化石について (予報). 日本地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本古生物学会・日本鉱物地質学会・日本鉱物学会連合学術大会講演要旨, p. 485.



1 二川層にみられる flute cast 打井原

2 二川層にみられる groove cast 打井原





1 湯川層にみられる flute cast
奥野南東方



2 井関層にみられる groove cast および
crescent cast (中央右)
井関西方