

A. a. IX.

地質調査所報告 第212号

和泉山脈中部の和泉層群, とくに  
その堆積相と堆積輪廻について

地質調査所

昭和40年11月



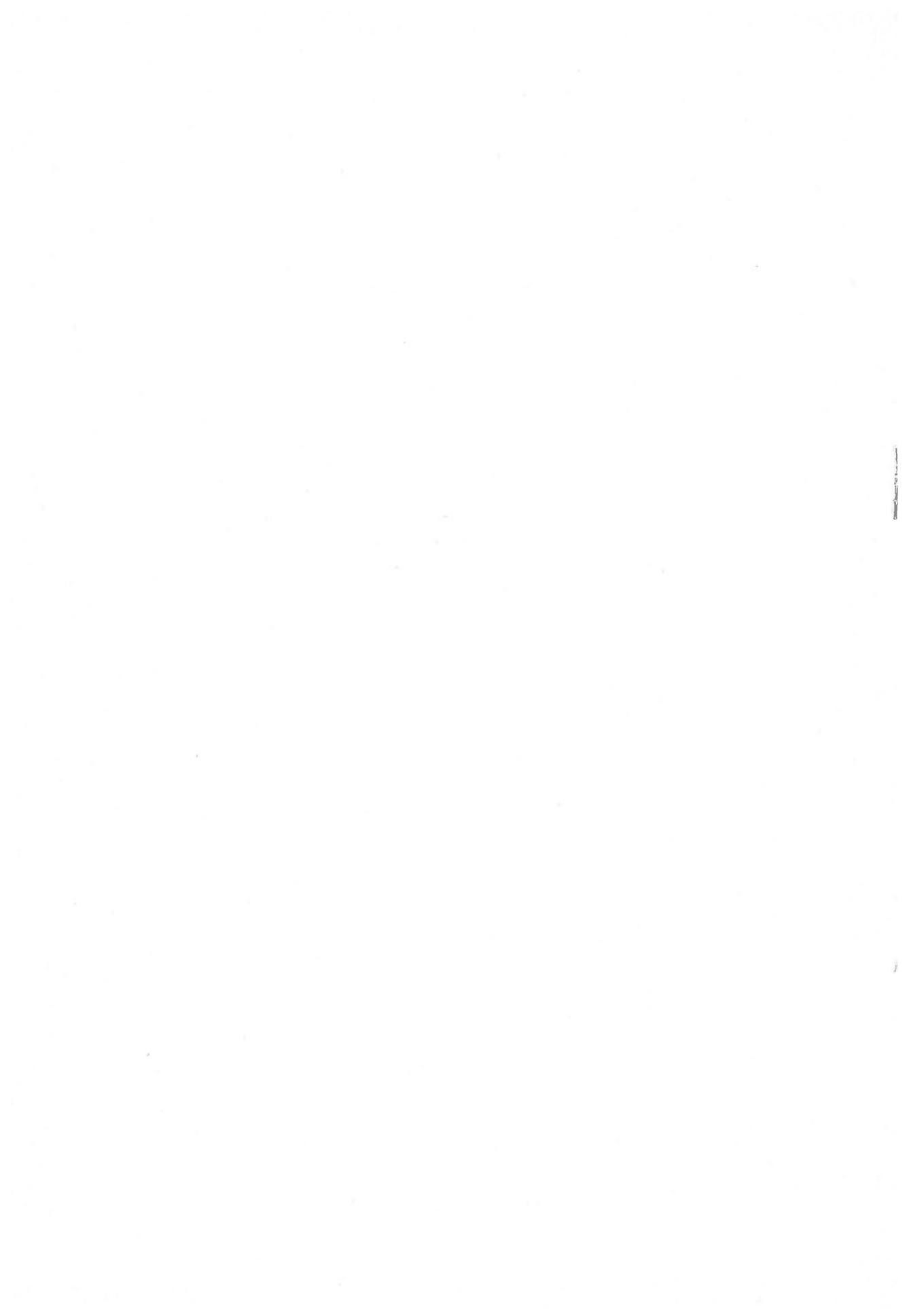
551.763(521.74)

地質調査所報告

所長 佐藤光之助

和泉山脈中部の和泉層群, とくに  
その堆積相と堆積輪廻について

通商産業技官 田中啓策





# 目 次

|                              |    |
|------------------------------|----|
| 要 旨 .....                    | 1  |
| I. 緒 言 .....                 | 1  |
| II. 地質の概要 .....              | 2  |
| III. 岩 相 .....               | 4  |
| III. 1 級 化 層 .....           | 4  |
| III. 2 級 化 互 層 .....         | 11 |
| III. 3 堆積岩の性状 .....          | 12 |
| IV. 層 序 .....                | 13 |
| V. 堆 積 相 .....               | 14 |
| V. 1 堆積相の全般的特徴および変遷 .....    | 14 |
| V. 2 堆積相の側方変化および堆積物の配置 ..... | 17 |
| VI. 堆 積 輪 廻 .....            | 24 |
| VI. 1 層序小区分の基準となる堆積輪廻 .....  | 24 |
| VI. 2 層序大区分の基準となる堆積輪廻 .....  | 29 |
| VII. 結 論 .....               | 32 |
| 文 献 .....                    | 32 |
| Abstract                     |    |
| Plates 1~8                   |    |



# 和泉山脈中部の和泉層群，とくに その堆積相と堆積輪廻について

通商産業技官 田 中 啓 策\*

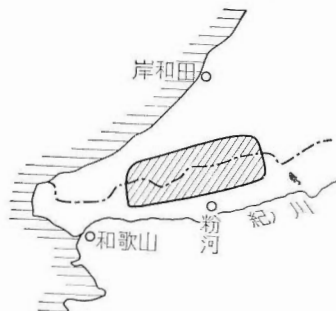
## 要 旨

和泉山脈中部の和泉層群において、大小両単位の堆積輪廻に基づく層序区分を試み、従来の根来頁岩砂岩互層と最上位の名手累層との間に別個の岩相層序単位—四郷累層—を識別した。(礫岩—)砂岩—頁岩のリズミカルな互層によって特徴づけられる本層群主部において、地層構成基本単位としての級化層の岩相的検討を行ない、さらに小単位輪廻に基づく層序区分を強調した。小単位輪廻の生成は、根本的に北側の供給地における構造運動(隆起)・堆積域における構造運動(沈降)の周期的変化に由来し、さらに前者は北側の後背地における周期的な火山活動と密接な関係があったと考えられる。本層群主部を特徴づけるリズミカルな互層における粗粒堆積物は、大部分が turbidite とみなされる。このような粗粒物質の運搬には、西向き系統の axial current が支配的であったが、同時に別の供給地点から発した南向き系統の lateral current (それに由来する堆積物はしばしば slump bed を伴なう)も従属的な役割を演じた。さらに、互層相内における堆積相の側方変化、堆積物の配置などの傾向性を明らかにすることも本稿の主題の1つである。

## I. 緒 言

和泉山脈の和泉層群については従来多くの研究があり、なかでも古くは小林貞一(1931)が根来街道沿いに標準層序を樹立し、最近市川浩一郎(1960)は和泉層群が基盤を東方へ向かって覆蔽することを明らかにし、本層群を3亜層群に区分した。なお、松本達郎(1954)は和泉帯全域の和泉層群について大単位堆積輪廻に基づく対比を試みた。

筆者は、5万分の1地質図幅「粉河」(平山・田中、未刊)の作製のため、1957—58年に図幅地域北半部を占める和泉層群の調査を行なった(第1図)。その結果、小単位堆積輪廻を認め、それに基づく層序区分






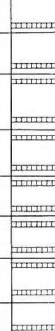
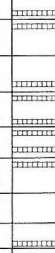
第1図 位置図(斜線部は調査範囲を示す)

を試み、さらに従来よりも多くみだされた凝灰岩が小単位輪廻層内において一定の層準に位置することを明らかにした。以上の点については、すでに他の報告(TANAKA, 1963)においてきわめて簡単に述べてお

\* 地質部



第 1 表 和泉山脈中部の和泉層群層序総括

| 大区分                                |                            | 中区分                    | 主要岩相(西↔東)                            | 小区分<br>層序記号                      | 層厚(m)          | 凝灰岩<br>の層準  | 対 比  |              |  |   |
|------------------------------------|----------------------------|------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|----------------|---|--|--------------|--|---|
| 最<br>上<br>部                        | 上部垂層群<br>E                 | 名手累層                   | 上部 シルト岩(上限不明) 150(+)<br>礫岩 770       | E <sub>2</sub>                   | 400(+)         |    |  |              |  |   |
|                                    |                            | 中部                     | 上部:砂岩扶在 250                          |                                  |                |   |  |              |  |   |
|                                    |                            | 下部                     | 下部:砂岩薄層扶在 200                        | E <sub>1</sub>                   | 400(+)         |    |  |              |  |   |
|                                    |                            |                        | シルト岩 > 砂岩 礫岩 180<br>シルト岩 > 砂岩 礫岩 200 |                                  |                |   |  |              |  |   |
| 断 層 関 係                            |                            |                        |                                      |                                  |                |   |  |              |  |   |
| 和<br>泉<br>主<br>部<br>群<br><br>(最下部) | 中<br>部<br>群<br>D           | 四<br>郷<br>累<br>層       | 上部 (上限不明)<br>砂岩頁岩互層                  | D <sub>6</sub>                   | 350(+)         |    | へ<br>と<br>ナ<br>イ<br>統<br>上<br>部<br>階   |              |  |   |
|                                    |                            |                        | 中<br>部                               | 砂岩頁岩互層<br>(全体として下部:上部<br>よりも細かい) | D <sub>5</sub> |   |  | 350          |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  | D <sub>4</sub> |   |  | 300          |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  | D <sub>3</sub> |   |  | 250<br>350   |  |   |
|                                    |                            |                        | 下<br>部                               | 砂岩頁岩互層                           | D <sub>2</sub> |   |  | 300<br>400   |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  | D <sub>1</sub> |   |  | 250<br>350   |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  |                |   |  |              |  |   |
|                                    |                            | 岩<br>出<br>累<br>層<br>C  | 上部                                   | 砂岩頁岩互層↔<br>頁岩砂岩互層                | C <sub>8</sub> |   |  | 250<br>350   |  | 根<br>来<br>街<br>道<br>沿<br>い<br>に<br>お<br>け<br>る<br>従<br>来<br>の<br>岩<br>相<br>層<br>序<br>区<br>分 |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  | C <sub>7</sub> |   |  | 250<br>300   |  |   |
|                                    |                            |                        | 中<br>部                               | 砂岩頁岩互層↔<br>砂岩礫岩頁岩互層              | C <sub>6</sub> |   |  | 200<br>350   |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  | C <sub>5</sub> |   |  | 250<br>300   |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  | C <sub>4</sub> |   |  | 200<br>300   |  |   |
|                                    | C <sub>3</sub>             |                        |                                      |                                  | 130<br>300     |   |  |              |  |   |
|                                    | 下<br>部                     | 砂岩頁岩礫岩互層↔<br>砂岩礫岩頁岩互層  | C <sub>2</sub>                       | 120<br>370                       |                |   |  |              |  |   |
|                                    |                            |                        | C <sub>1</sub>                       | 120<br>250                       |                |   |  |              |  |   |
|                                    | 下<br>部<br>垂<br>層<br>群<br>B | 信<br>達<br>累<br>層       | 真岩砂岩互層↔<br>砂岩頁岩礫岩互層↔頁岩               | B <sub>8</sub>                   | 130<br>250     |  | 童<br>子<br>畑<br>真<br>岩<br>砂<br>岩<br>層<br>金<br>熊<br>寺<br>砂<br>岩<br>礫<br>岩<br>層<br>駐<br>所<br>谷<br>層<br>山<br>層 |              |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      | B <sub>7</sub>                   | 180<br>250     |   |  |              |  |   |
|                                    |                            | 中<br>部                 | 真岩砂岩互層↔<br>砂岩頁岩互層↔頁岩                 | B <sub>6</sub>                   | 150<br>250     |   |  |              |  |   |
| B <sub>5</sub>                     |                            |                        |                                      | 150<br>250                       |                |   |  |              |  |   |
| B <sub>4</sub>                     |                            |                        |                                      | 150<br>200                       |                |   |  |              |  |   |
| B <sub>3</sub>                     |                            |                        |                                      | 150<br>300                       |                |   |  |              |  |   |
| 最<br>大<br>累<br>層<br>A              |                            | 砂岩頁岩互層↔<br>砂岩礫岩頁岩互層↔頁岩 | B <sub>2</sub>                       | 120<br>250                       |                |   |  |              |  |   |
|                                    |                            |                        | B <sub>1</sub>                       | 100<br>180                       |                |   |  |              |  |   |
|                                    |                            |                        | 主<br>部                               | 真岩<br>上部:西では真岩砂<br>岩互層 400       | A <sub>2</sub> |   |  |              |  |   |
|                                    |                            |                        |                                      |                                  | A <sub>1</sub> |   |  | 礫岩・砂岩 50-100 |  |   |
| 泉南酸性岩類および須家花崗岩                     |                            |                        |                                      |                                  |                |   |  |              |  |   |

数字:層厚(m)

構造線に沿う弱線地帯に貫入したもので、その貫入時期は石鏡山の面河酸性岩類(堀越, 1957)の生成とほぼ同時期、すなわち中新世後期～鮮新世前期頃と考えられる。

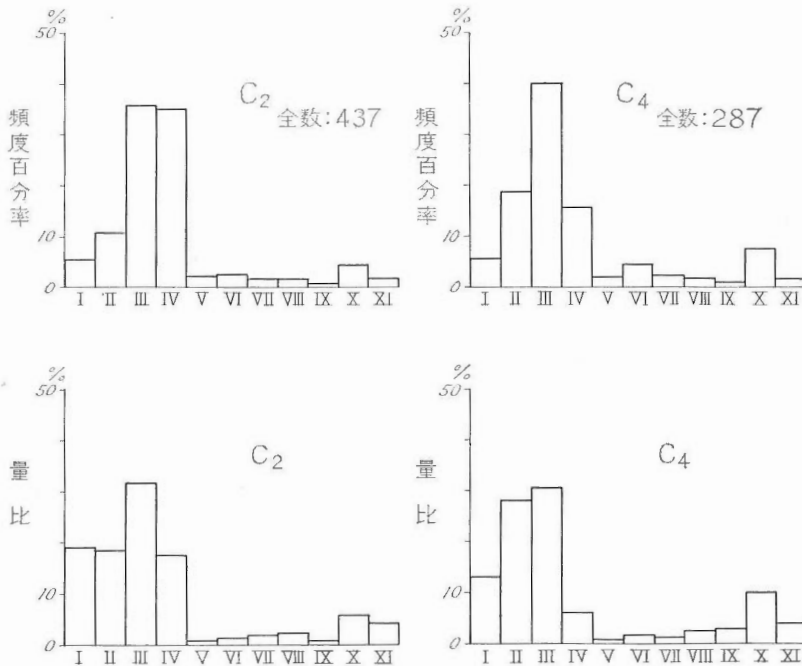
### Ⅲ. 岩 相

#### Ⅲ.1 級 化 層

和泉層群，とくにその主部は全体を通じて種々の厚さの級化層 (graded bed) から構成されている。これらの級化層には KUENEN (1953), BOUMA (1962) らが示したような種々の型式が認められる。ここでは，本層群における種々の岩相の基本的構成単位をなす砂岩部 (下位) 一頁岩部 (上位) の級化層を，便宜上層厚および砂岩比 (級化層において砂岩部が占める比率) に基づいて第2表のように分類した注5)。礫岩部一頁岩部一頁岩部の級化層も種々の層準に発達し，層厚・砂岩比 (礫岩部を砂岩部に含める) の点では，大部分が0～Ⅲ型に属する。さらに，砂質シルト岩部一頁岩部の級化層も存在する。級化層の型の分布は，根来

第2表 和泉層群における級化層 (砂岩一頁岩) の層厚・砂岩比に基づく分類

| 型    | 層 厚 (cm)   | 砂 岩 比 (%) | 備 考            |
|------|------------|-----------|----------------|
| 0    | >300       | >80       | 層厚：一般に 5 m 以下  |
| I    | >100, ≤300 | >80       |                |
| II   | >60, ≤100  | >80       |                |
| III  | >30, ≤60   | >50       |                |
| IV   | >10, ≤30   | >50       |                |
| V    | ≤10        | >20       | 砂岩部の厚さ：1 cm 以上 |
| VI   | >10, ≤30   | >20, ≤50  |                |
| VII  | >30, ≤60   | >20, ≤50  |                |
| VIII | >60, ≤100  | >20, ≤50  |                |
| IX   | >100, ≤300 | >20, ≤50  |                |
| X    | >60, ≤100  | >50, ≤80  |                |
| XI   | >100, ≤300 | >50, ≤80  |                |

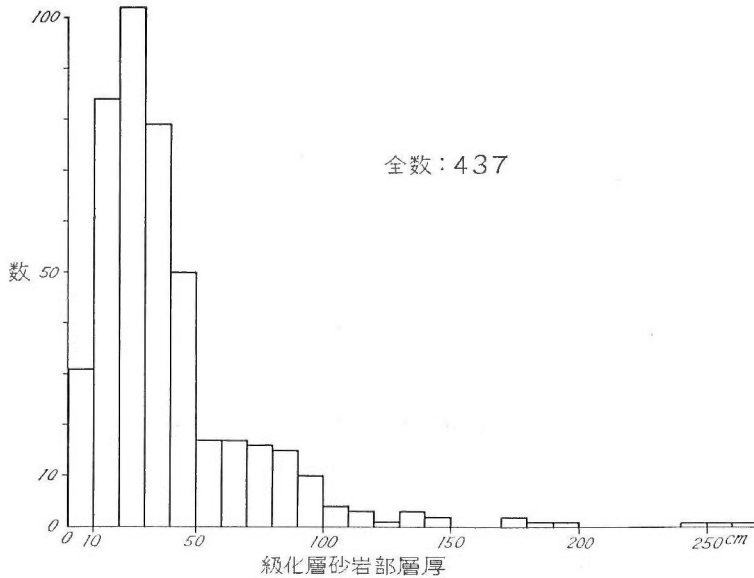


第4図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> および C<sub>4</sub> における級化層の型分布

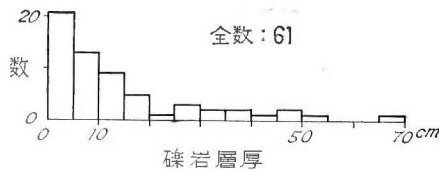
注5) 第2表では砂岩比が20%以下のものを省略した。

街道における  $C_2$ ,  $C_4$  の場合, 第 4 図に示されるとおりである注 6)。級化層の型の分布から, 互層の状態が  $C_2$  よりも  $C_4$  においてより規則正しいことがわかる。

級化層の性状については, 従来多くの研究者によって指摘されてきたような一般的性状が, 和泉層群の場合にも認められるので, ここでは一般的性状の記述を省略し, 根来街道における  $C_2$  の場合を例にあげて述べる。この場合, 次のような諸要素に重点をおいて観察, または測定を行なった。(1) 砂岩部(礫岩を含める)一層厚(第 5 図)・下底面の性質(平坦性・sole marking)・基底粒度・級化層理(graded bedding)・堆積構造・含有物(炭質物・団塊・頁岩偽礫), (2) 礫岩一層厚(第 6 図)・分布または産状・礫最大径, (3) 頁岩部一層厚(第 7 図)・砂岩部からの移化・頂上部の粒度・堆積構造・含有物(砂質物・炭質物・団塊)。



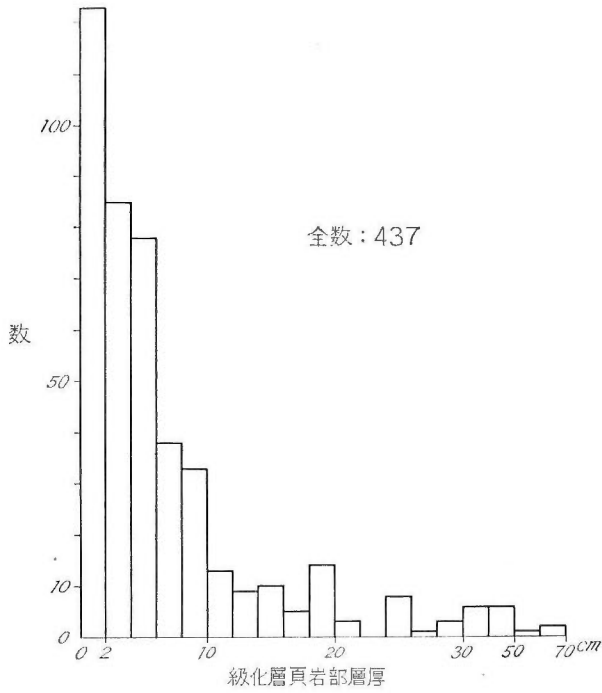
第 5 図 根来街道の和泉層群  $C_2$  における級化層砂岩部層厚分布



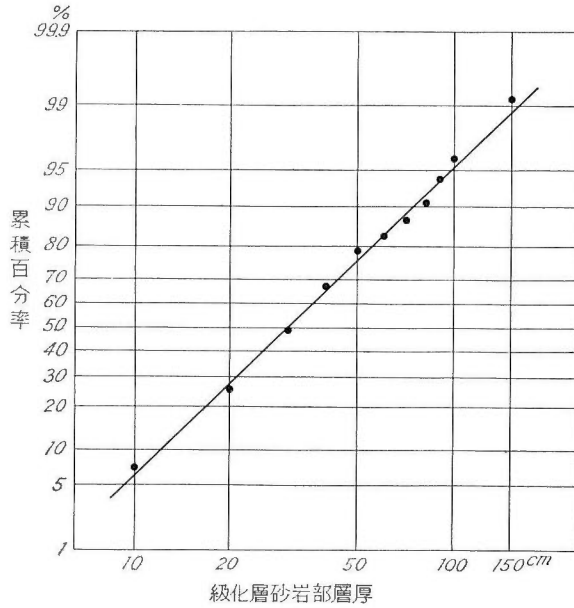
第 6 図 根来街道の和泉層群  $C_2$  における級化層礫岩部層厚分布

柱状図表に示した砂岩部層厚の分布は, 礫岩・頁岩部層厚の分布に較べて分散が小さい。砂岩部・礫岩・頁岩部それぞれの層厚分布は, 対数確率紙上に描かれた場合, 対数正規分布を示す(第 8, 9, 10 図)。砂岩部層厚の積算頻度分布は頁岩部のそれよりも急な傾斜を示す。すなわち, 柱状図表の場合と同様に, 砂岩部の層厚分布は頁岩部の層厚分布に較べて分散がより小さいことがわかる。砂岩部・頁岩部両者の層厚積算頻度分布がかなり平行的でないのは, 砂岩部と頁岩部とが堆積機構を異にした, すなわち後述のように砂岩部が主として turbidity current によって堆積したのに対して, 頁岩部が主として定常的な沖合の normal current によって堆積し, しかも直上砂岩部の堆積前(堆積期間中にも及ぶ)に大なり小なり侵食を蒙った結果, 元来の厚さを示していないことに由来すると考えられる。なお, 中央値は砂岩部において約 30cm, 頁岩部において約 4cm である。この点は根来街道における  $C_2$  の地層が中層理砂岩頁岩互層(第 3 表参照)に富ん

注 6)  $C_2$  では, 層厚が約 270m, 露出欠如部分が上部における約 20m の欠如部を除く場合約 7%, 完全級化層数が 437, 不完全級化層数が 13 である。なお, 区分 b, c 間は断層関係にある。 $C_4$  では, 層厚が約 200m, 露出欠如部分が約 9%, 完全級化層数が 287, 不完全級化層数が 11 である。なお, 級化層の上, 下限のいずれもが観察される場合を完全級化層とした。 $C_2$  および  $C_4$  には 0 型の級化層が存在しない。



第 7 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層頁岩部層厚分布

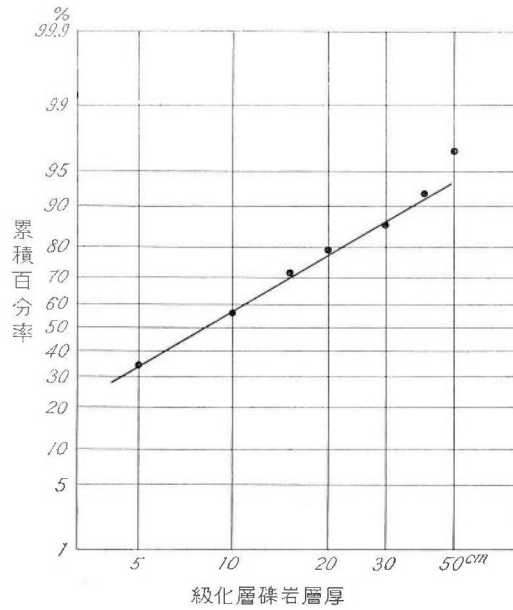


第 8 図 対数確率紙に示した根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層砂岩部層厚

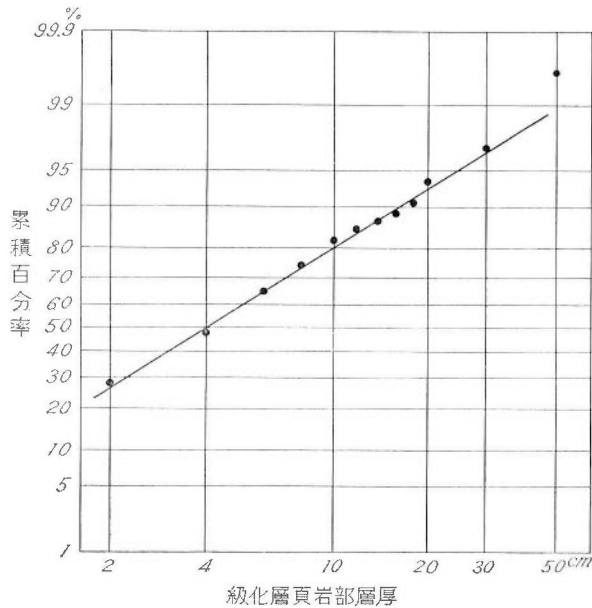
でいることを暗示する。

砂岩部層厚と頁岩部層厚との関係については、砂岩部層厚の増加につれて、同一級化層頁岩部層厚は 1~3 cm の場合が少なくなり、他方 10~30 cm の場合が多くなること以外に、とくに目だった傾向が認められ





第 9 図 対数確率紙に示した根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層礫岩層厚



第 10 図 対数確率紙に示した根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層頁岩部層厚

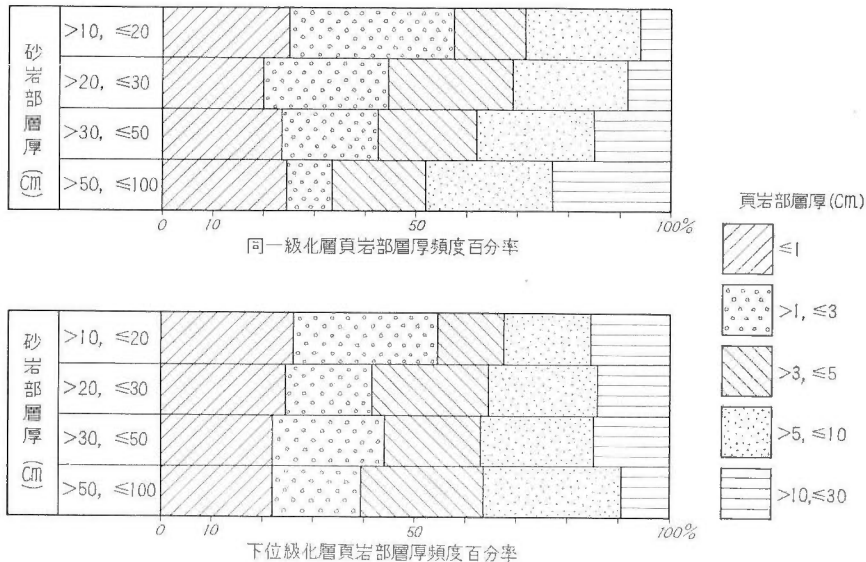
ない (第11図)。砂岩部と下位級化層頁岩部との境界はきわめて鮮明である。この境界面、すなわち砂岩部の下底面は級化層全数の約20% について顕著な凹凸 (極不平坦注7) を示し (平坦の場合は全くない)、その頻度は砂岩部の層厚および基底粒度の増大に伴って明瞭に増加し (第12図注8)、他方下位級化層頁岩部層厚の差異とはあまり密接な関係を示さない。砂岩部における層厚と基底粒度との関係については、厚いもの

注7) 下底面の凹凸の振幅が 3 cm 以上、1~3 cm、1 cm 以下をそれぞれ極不平坦・不平坦・平坦とした。このような砂岩部下底面の凹凸の程度は主として load cast, flute cast (多くは flute-load cast) の有無・発達状態に基づく。

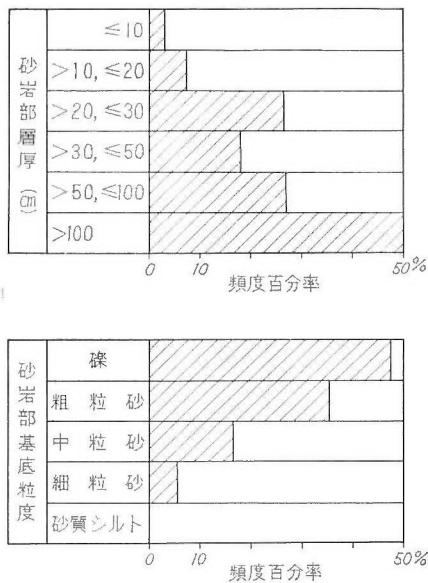
注8) 砂岩部基底粒度については、便宜上極粗粒砂を粗粒砂に、極細粒砂を細粒砂に含める。以下の図についても同じである。

ほどより粗い粒度に、薄いものほどより細かい粒度に始まることが多い(第13図)。

砂岩部における級化層理<sup>注9)</sup>については、明瞭な場合が全級化層数の約17%、比較的明瞭な場合が約34%であり、それらの頻度は砂岩部層厚の増大とともに高まる(第14図)。級化層理の明瞭な反覆が認められ

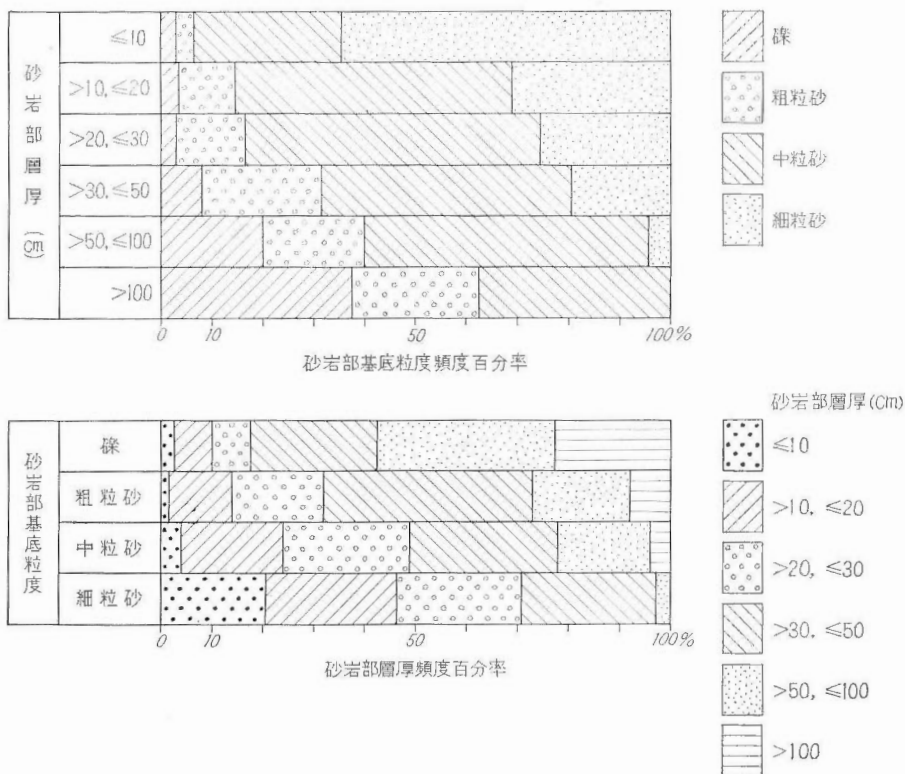


第 11 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層砂岩部層厚と真岩部層厚との関係



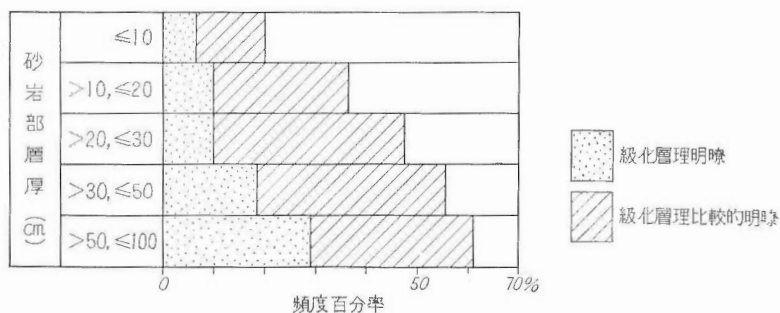
第 12 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における顕著な凹凸を示す級化層砂岩部下底面の砂岩部層厚・基底粒度別による分布 (斜線部が頻度を示す)

注9) 砂岩部の級化層理については、級化層理が砂岩部全体にわたって鮮明に認められる場合を級化層理が明瞭とした。砂岩部全体にわたって多少鮮明な級化層理が認められるか、砂岩部の下部または上部だけに、あるいは両者だけに明瞭な級化層理が認められる場合を級化層理が比較的明瞭とした。



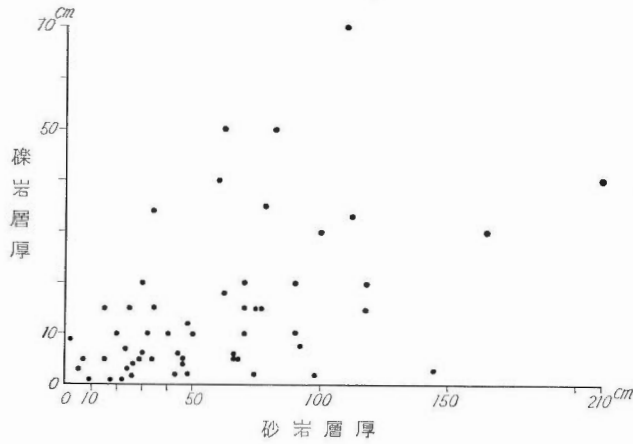
第 13 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層砂岩部の基底粒度と層厚との関係

注10) のは、普通砂岩部層厚が 30 cm 以上の場合である。級化層理の反覆は全級化層数の約 7% に認められる。砂岩部における水平葉理（以下単に葉理と呼ぶことがある）の顕著な発達とは全級化層のうち 2～3 層に認められるにすぎず、斜交葉理、current ripple lamination、convolute lamination のような非水平葉理は全く発達していない。炭質物微片が多量に含有されている場合も 2～3 層にすぎず、団塊も全く含まれてお



第 14 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層砂岩部の級化層理と層厚との関係

注10) 級化層砂岩部内における級化層理の反覆には、(1)ある粗粒堆積物が後述のように turbidity current によって級化層理を示しながら堆積した後で、泥質堆積物が堆積する時間がまったくなくままに、すぐ引き続いて到来した別の turbidity current によって粗粒堆積物が前記の粗粒堆積物の直接上に堆積した場合、(2)同一の turbidity current の速度が途中で増加したために細粒堆積物がまったく堆積し得なかった場合、(3)ある粗粒堆積物を堆積せしめた turbidity current の侵食が、直接下位の泥質堆積物を越えて、さらに下位に引き続く同一級化層内の粗粒堆積物、またはより下位の級化層における粗粒堆積物にまで及んだために、上下両方の粗粒堆積物が直接互いに重なり合うようになった場合がある。第 3 の場合は本地域の和泉層群においてきわめてまれに観察されるが、実際には露出の大きさに制約されて、級化層砂岩部内における級化層理の反覆が、いずれの場合に由来したかを厳密に識別することの不可能な場合がある。ここに述べる級化層理の反覆は、WOOD & SMITH (1959) のいう 2 つのタイプのうちの composite beds (上記の第 2 の場合) に相当する。

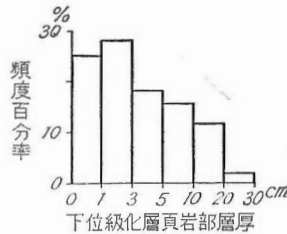


第 15 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層の砂岩層厚と礫岩層厚との関係

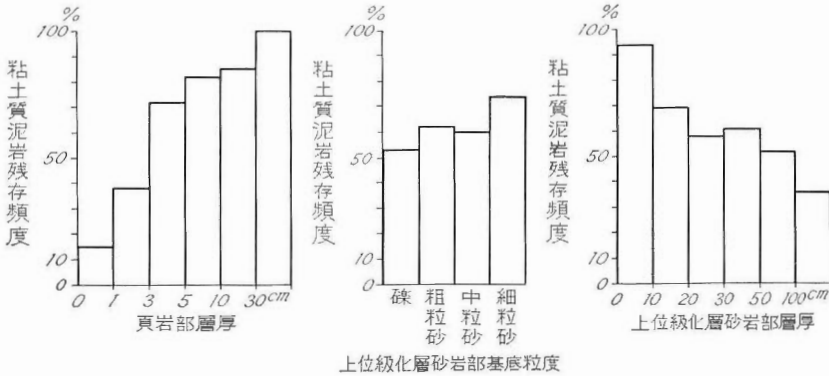
らず注11), さらに頁岩偽礫が多数に含まれているようなこともない。

礫岩は、大局的にみて砂岩部における砂岩が厚くなるほど厚さを増す(第15図)。礫岩が級化層底部を占めるのは、下位級化層頁岩部層厚が薄くなるほど多くなる(第16図)。さらに、礫岩は、砂岩部層厚が 30 cm 以上の場合は、しばしば砂岩部内において基底部以外にも存在し(このために級化層理が明瞭に反覆されることがある), とくに砂岩部層厚が 1 m 以上になると, このような現象が多い。

砂岩部から頁岩部への移化は、緩慢なこともあれば(全級化層数の約31%), 急激なこともある。頁岩部はしばしば上へ向かって粒度を減ずるが, その頂上部にはきわめて細粒の泥質岩(粘土質泥岩)注12) が存在



第 16 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> における級化層基底礫岩の下位級化層頁岩部層厚別による分布



第 17 図 根来街道の和泉層群 C<sub>2</sub> の級化層頁岩部頂上における粘土質泥岩の頁岩部層厚・上位級化層砂岩部基底粒度・層厚別による残存頻度百分率

注11) 他の場所では団塊が級化層砂岩部にみだされている。このような団塊は泥灰岩質のもので, 元来下位の頁岩部に含まれていたが, 海底侵食によって砂岩部内にとり込まれたもの, すなわち偽礫である。

注12) 本稿では, 泥質岩をシルト岩とシルト・粘土の混合物でシルト岩よりも粘土分の多い泥岩とに区別し, さらに後者をシルト質泥岩と, より細かい粘土質泥岩とに区別した。

する場合もあれば(全級化層数の約63%), 存在しない場合もある注13)。粘土質泥岩が頁岩部の頂上部に存在するのは、頁岩部層厚の増大および上位級化層砂岩部の基底粒度・層厚の減少に伴って多くなる(第17図)。頁岩部に顕著な水平葉理が発達することはきわめてまれであり、また砂岩葉理が顕著に含まれていることもまれである。さらに、泥灰岩質団塊が全く存在せず、炭質物微片が目だつほどに含有されることもほとんどない。

### III. 2 級化互層

和泉層群の岩相(砂岩—頁岩系列)は、構成級化層(砂岩部—頁岩部)の型によって第3表のように分類される注14)。諸種の岩相は通例少なくとも10m内外の厚さにおいて、薄層理砂岩頁岩互層～頁岩砂岩互層は1～2mの厚さにおいてさえも識別される。IX・X・XI型それぞれを主とする地層注15)は調査地域に

第3表 和泉層群における岩相(砂岩—頁岩系列)の構成級化層の型に基づく分類

| 岩                  | 相         | 主要級化層  | 従属的級化層   |
|--------------------|-----------|--|----------|
| 級化互層および類縁岩相        | 無層理砂岩     | 0  | I        |
|                    | 極厚層理砂岩    | I  | II       |
|                    | 厚層理砂岩     | II   | I・III    |
|                    | 中層理砂岩頁岩互層 | III  | II・IV    |
|                    | 薄層理砂岩頁岩互層 | IV   | III・V・VI |
|                    | 薄層理頁岩砂岩互層 | VI   | IV・V・VII |
|                    | 中層理頁岩砂岩互層 | VII  | VI・VIII  |
|                    | 厚層理頁岩砂岩互層 | VIII   | VII・X    |
| 頁岩<br>(または泥岩・シルト岩) |           | 砂岩薄層(厚さ10cm内外、ときに30cm)をわずかに挟む。全体としての砂岩比は20%を越えない |          |

関する限りでは存在しない。さらに、礫岩部—砂岩部—頁岩部の級化層から構成されている岩相では、砂岩に富む厚層理～中層理砂岩頁岩礫岩互層(頁岩が礫岩よりも優勢なこともあれば、逆のこともある)、および極厚層理～厚層理砂岩礫岩互層(頁岩部がきわめて薄いか、またはときどき欠如さえする)が代表的である。

次に、級化互層の性状については、和泉層群が標式的に露出している根来街道の場合を例にあげて概略を述べる。A<sub>2</sub>最上部の薄層理頁岩砂岩互層では、級化層における砂岩部から頁岩部への移化は比較的急激であり、砂岩部では級化層理が不明瞭で、水平葉理がほとんど発達せず、頁岩部には部分的に不明瞭な葉理が認められる。

B<sub>1</sub>—B<sub>4</sub>(とくにB<sub>1</sub>—B<sub>2</sub>)において主体をなす中層理～厚層理砂岩礫岩頁岩互層(ある場合では砂岩礫岩互層)中には、しばしば礫質泥岩注16)(図版2)が挟在する。礫質泥岩(この場合は一般に砂質シルト岩・シルト質砂岩)は最大約2mの厚さを有する。このような礫質泥岩を挟有する地層には、ときどき slump structure(本稿では、便宜上礫質泥岩にみられるような chaotic mixture を別として、とくに slump overfold, spiral slump ball などの構造をいう、図版3, 4)が発達し、また頁岩偽礫を多量に含む砂岩(図版7)が伴われることもある。砂岩部における級化層理は概して明瞭(以下比較的明瞭な場合をも含む)で、級化層理の

注13) この場合、粘土質泥岩が存在しないことは、元来堆積した粘土質泥岩が上位級化層の砂岩部の堆積前(堆積期間中にも及ぶ)に削り去られたためである。

注14) 級化互層とは、級化層理を示しながら、粗粒堆積物と細粒堆積物とが交互に累重する地層をいう。薄層理・中層理・厚層理頁岩砂岩互層それぞれを構成する級化層には、砂岩比が10～20%になるものも若干含まれていることがある。

注15) このような地層にたいして、それぞれ極厚層理頁岩砂岩互層・厚層理砂岩頁岩互層・薄層理砂岩頁岩互層と呼ぶことができる。

注16) この種の堆積物には、いわゆる pebbly mudstone(礫質泥岩; この泥岩は粘土質のこともあればシルト質のこともある)のほか、これと類似の成因をもつ礫混りのかなり砂質なシルト岩・シルト質砂岩や泥質礫岩もある。本稿では、礫質泥岩の名称をこの種の堆積物の総称とする。

反覆は  $B_1$ — $B_2$  の場合きわめて普通であるが、 $B_3$ — $B_4$  の場合にはあまりみられない。砂岩部における顕著な水平葉理は、 $B_1$  下部以外ではほとんど発達していない。なお、 $B_1$  下部には convolute lamination も認められる。

$B_5$ — $B_8$  によく発達する薄層理砂岩頁岩互層～頁岩砂岩互層においては、砂岩部内の級化層理は比較的明瞭なこともあるが、不明瞭なこともある（後者の場合の方が多い）、反覆されることがきわめて少ない。また、砂岩部にはときどき葉理が発達し、さらに小規模の斜交葉理、current ripple lamination も観察される。砂岩が頁岩偽礫を多量に含むことはまったくない。頁岩部にはときどき砂岩葉層が含まれている。なお、礫質泥岩はきわめてまれに存在するが、slump structure はまったくみられないといつてよい。

C層を代表する中層理～厚層理砂岩頁岩（礫岩）互層では、砂岩に葉理、頁岩に砂岩葉層が顕著に発達することはほとんどなく、また砂岩が頁岩偽礫を多量に含むこともほとんどまったくない。砂岩部における級化層理は、全体としては明瞭である場合がむしろ多く、級化層理の反覆はとくに  $C_1$ — $C_4$  を通じてわずかの場合に認められるにすぎない。礫質泥岩はとくに  $C_1$ — $C_2$  においてきわめてまれにしか存在せず、current ripple lamination, convolute lamination, slump structure も全層を通じてまったく認められない。

### III. 3 堆積岩の性状

ここでは主として本層群の主要岩石である砂岩・頁岩・礫岩および凝灰岩の肉眼的性状について述べる。

**礫岩** 本層群主部を特徴づける級化互層を構成している礫岩（級化互層砂岩部の一部をなす）は、細礫砂岩・中礫砂岩で、一般に礫は円磨度が良く、淘汰もむしろ良く、基質は砂質で、しばしば級化層理を示し、3～50 cm の厚さを有する。広義の礫質泥岩・層内礫岩（PETTIJOHN, 1957 の intraformational conglomerate）もときどき級化互層中に発達している。礫質泥岩は礫（外来礫のほか、砂岩や頁岩の同時礫もある）の大きさがきわめてふぞろいで、厚さは一般に2 m以下であり、狭義のものは submarine mudflow に由来する。礫質泥岩にはときどき slump structure が伴われる。層内礫岩は偽礫、すなわち同時礫としての頁岩の通常扁平な角礫から構成され、最大30 cmの厚さを有する。本層群の基底部（東方に向かうほど上位の層準を示す）および最上部の礫岩は、主として大礫礫岩（ときに巨礫を含む）で、礫の淘汰が不良で、成層することが少なく、数～10 m、またはそれ以上の厚層をなす。以上の礫岩における外来礫の種類には花崗岩類・石英斑岩・玢岩類・変質流紋岩・石英安山岩・古期砂岩・粘板岩・チャートなどがある。

**砂岩** 本層群主部の砂岩は緑灰色・青灰色・暗灰色～灰色を呈し、極粗粒のものから極細粒のものまである。緑灰色・青灰色を呈するもの、または粗粒～極粗粒のものは無層理～極厚層理砂岩に多い。他方、暗灰色～灰色を帯びるもの、または細粒～極細粒のものは薄層理砂岩頁岩互層～頁岩砂岩互層に優勢である。砂岩はしばしば級化層理を明瞭に示し、ときには葉理を示すこともあり、また下底面にはしばしば load cast, flute cast, groove cast などの sole marking を有する。砂岩は淘汰が不良で、一般に比較的、ときどきかなり泥質を帯びる。頁岩の偽礫が砂岩中に含まれているのは、主として極厚層理～厚層理砂岩（礫岩互層）および中層理砂岩頁岩（礫岩）互層の場合である。級化層砂岩部の上部～最上部を占める細粒、かつ多少シルト質の部分（そこではときどき葉理が発達する）には、ときに炭質物微片が縞状に含まれている。砂岩は本層群最下部および最上部では厚層をなして発達する。本層群最下部（東方に向かうほど上位の層準に移る）の砂岩は無層理、極粗粒～細粒、淘汰が良好で、かつ泥質ではない。本層群最上部の砂岩は灰色を呈し、一般に無層理、粗粒～極粗粒で、本層群主部のものほど淘汰が不良でなく、かつ泥質ではない。以上の砂岩の構成成分には三波川結晶片岩から由来したものがみだされていない。

**泥質岩** 級化互層を構成する頁岩は灰黒色～暗灰色を呈し、粒度の点では一般にシルト質～粘土質泥岩であり、通常石灰質団塊を含まない。級化層頁岩部の下部を占めるより粗い部分（そこではときどき葉理が発達する）には、ときに炭質物微片が縞状をなして含まれていることがある。本層群の最下部・最上部には泥質岩が厚層をなして発達する。最下部の泥質岩はシルト岩～シルト質泥岩で、頁岩になっていることが少なくない。最上部の泥質岩は主として無層理のシルト岩である。いずれにもときどき石灰質団塊が含まれている。なお、級化互層中に伴われる多少厚い泥質岩は、本層群最下部や最上部のものに似ている。

**凝灰岩** 淡緑灰色・淡青灰色・暗灰色・灰色・灰白色を呈し、細粒、緻密、堅硬で、外観がチャート状を呈することが多く、また粗粒のものもあり、しばしば葉理・層理が発達し、また粒度を異にするものが互層

することもあり、さらにときどき凝灰質砂岩および凝灰質頁岩を伴なう。厚さは普通0.5~3 m, 最小1 cm, 最大8 m 内外である。凝灰岩は鏡下ではガラス質またはガラス結晶質で、石英安山岩質~斜長流紋岩質である注17)。

#### IV. 層 序

和泉層群は膨大な層厚を有し、砂岩頁岩(礫岩)互層に富み、さらに層相変化が著しいために、その層序の細分が困難である。しかし、このような地層において基本的な2単元の堆積輪廻注18)を認め、それに基づく層序区分を試みた。その結果、調査地域における和泉層群の層序は第1表のように総括される注19)。

層序大区分(亜層群単位のほかに、大単位堆積輪廻に基づく)については、E層(名手累層)は岩相および淡路島における状況(田中ほか, 1952)から判断すると、和泉層群中の最上位を占める地層とみなされる。D層、すなわち四郷累層は根來頁岩砂岩層と最上位の名手累層との間に今回新たに設けられた岩相層序単位である。なお、ここにいう層序大区分単位の地層は岩相層序区分の1単位としての累層に対応する。層序小区分(小単位堆積輪廻に基づく)については、B-E層を通じて24層の堆積輪廻層が識別される。層序中区分は大局的にみた岩相の発達状況の差異によった。凝灰岩層(少なくとも34層準に挟在する)は、常に小単位堆積輪廻層において一定の層準、すなわち最下部~下部または上部~最上部に挟在し、決して中部に存在することがなく、1層準について1枚(ときには挟みが存在するので、2枚ないしそれ以上)のことが多い。また、個々の凝灰岩層は決して小単位輪廻層の境界を切ることがない。したがって、同一の凝灰岩層が同時面の指示者となりうるように、個々の小単位輪廻層、すなわち小区分単位地層の境界も全域にわたってほぼ同時面であるとみなすことができる。なお、第1表において本層群最下部とした地層は、西部地域の笠山礫岩層一畦の谷頁岩層(A層)および東方において従来これらに相当するとされてきた地層であるが、東方に向かうほど上位の層準に移る(第3図)。

次に、第1表に示した事項以外に重点を置いて層序の概要を述べる(第18図)。

**A層(六尾累層)** A<sub>1</sub>の礫岩は無層理、礫は円磨度が良く、淘汰が不良で、巨礫、大礫に富み、粗粒~中粒砂岩を基質とする。礫岩の上位にくる砂岩は無層理で、極粗粒から細粒にわたる種々の粒度を示し、淘汰が良好で、石英粒や泉南酸性岩類由来の岩石片に富み、泥質ではない。A<sub>2</sub>の泥質岩(頁岩となることが多い)は下部において一般に無層理で(最下部ではより粗くてシルト質)、上部~最上部になると層理が発達し、とどきどき砂岩の葉層・薄層を挟み、さらに場所によっては砂岩と細互層をなす。A<sub>2</sub>では石灰質団塊・化石(二枚貝・アンモナイトなど)が全体にわたって含まれ、とくに下部の方より多い。

**B層(信達累層)** 岩相変化が垂直的にも水平的にも顕著である。礫岩(砂岩を基質とする)は概して淘汰が不良で、中礫を主とし、しばしば大礫をも含み、大局的にみると下部から上部へ向かって傾度・層厚および礫径を減ずる。砂岩は淘汰が悪く、しばしばかなり泥質を帯びる。さらに、砂岩は上位のC・D層のものと同様に、しばしば級化層理を示し、sole markingを伴なう。異常堆積物(たとえば礫質泥岩)・異常堆積構造(たとえば convolute lamination, slump structure)がとどきどき発達している。

**C層(岩出累層)** 岩相変化は垂直的にも水平的にも一般にむしろ緩慢であるが、場所または部分によっては顕著なこともある。B層に較べて、互層の状態が概して規則正しくなり、礫岩は全体として増加するが、淘汰が良くなると同時に、細礫が多くなり、砂岩ではかなり泥質を帯びるものが乏しくなる。異常堆積物・異常堆積構造はまれにしか発達していない。凝灰岩はB層の場合に較べてかなり多くの層準にみだされるようになる。下部から上部へ向かって全体として細粒化する。すなわち、礫岩が減少すると同時に細礫が優勢となり、他方頁岩が増加する。C<sub>0</sub>では、砂岩がとどきどき石灰質となり、また頁岩中にはときに石灰質砂

注17) 凝灰岩中の沸石類には、X線粉末法によって、従来より知られていた方沸石・斜ブチロル沸石(中島ほか, 1963)のほかに、モルデン沸石・渦沸石が識別される。

注18) この場合の堆積輪廻は、便宜上、標式的には相対的に粗い堆積物に始まり、細かい堆積物を経て、粗い堆積物に終る一連の地層によって示される。

注19) A層は、堆積状態から判断すると、それ自体が1つの大単位輪廻層(またはその一部)を構成するのではなく、B層によって示される大単位輪廻層内に含まれる少なくとも1つ(またはそれ以上)の小単位輪廻層にすぎないという可能性がある。この点については、さらに広範囲の地域にわたる検討が必要である。なお、和泉層群を区分する3亜層群のうち、少なくとも下部・中部両亜層群は、ここにいう大単位輪廻層(後述の第2級)よりも大きい層序単位である。たとえ前記のような可能性が存在しても、下部亜層群は本地域以外についてみると少なくとも2つ(またはそれ以上)の大単位輪廻層から構成されていると考えられる。

岩の薄層および比較的大型の石灰質団塊が少なからず含まれている。

**D層(四郷累層)** C層の場合と同様に互層の状態は概して規則正しいが、C層の場合に較べて岩相変化が垂直的にも水平的にも一層緩慢になり、かつ礫岩(一般に細礫岩)がきわめて少ない。異常堆積物・異常堆積構造は存在しないようである。D<sub>6</sub>では、砂岩がときどき石灰質を帯び、さらに柏木北方において径0.5~1mの灰白色不純石灰岩(部分的に細礫質)が多数介在する。

**E層(名手累層)** 岩相の垂直的变化が顕著である。堆積物の性状は本層群主部の場合と著しく異なる。すなわち、堆積物は一般に無層理で、本層群主部を特徴づける級化層理がごくわずかの部分にしかみられず、しかもその級化層理はあまり明瞭でなく、個々の岩相が厚層をなして発達している。礫岩は礫の円磨度が良いが、淘汰が不良で、礫が雑然と集合し、大礫に著しく富み、ときどき巨礫をも混え、またまれに石炭の葉層を含む。礫岩は本層群主部のものと異なって、花崗岩類の礫が比較的多く、しかもときどき径10cm以上、最大30cm近くに及ぶ。さらに、上記の砂岩を基質とする礫岩のほか、泥質礫岩がE<sub>1</sub>中に挟在する。このものはシルト岩(砂岩を混える)を基質とし、外来円礫を主とするが、長さ0.6m内外の本層群由来の砂岩ブロックを少なからず含み、成因的には前述の礫質泥岩に準ずるものである。砂岩は本層群主部のものと著しく様相を異にし、一般に灰色、無層理、粗粒~極粗粒であるにもかかわらず、後者と同様に淘汰が不良で、PETTJOHN(1957)の分類によると長石質グレイワック(岩石片は10%以下)に属するが、基質は20%内外であるのでむしろアルコーズに近い。これに反して、本層群主部の砂岩は、E層の砂岩に較べて全体として基質がより多く、すなわちよりグレイワック型であり、岩石粒、とくに酸性火山岩類の断片がはるかに多い。泥質堆積物は粗くて、ほとんどがシルト岩である。なお、E<sub>1</sub>とE<sub>2</sub>とは広口南方において一部指交(interfinger)関係にある。E<sub>2</sub>の上部を占めるシルト岩は<sup>みずろ</sup>葛谷南方の向斜軸部のみに分布している。

**対比** 層序・年代がもっともよくわかっている淡路島の和泉層群(田中ほか, 1952; 兵庫県, 1961)と対比すると、次のようになる。岩相層序的には、A層は西淡累層に、B層は阿那賀累層に、C層は北阿万累層に、D層は灘累層に、E層は下灘累層に相当する。灘累層においては、D層に較べて礫岩がひんばんに発達している。下灘累層は相当層のE層と同様に下位層と断層関係にある。淡路島の和泉層群にも、本地域の場合と同様に、大単位堆積輪廻が5つ認められる。A<sub>2</sub>およびB層内の泥相部からは従来よりヘトナイ世古期を指示するアンモナイト・イノセラムスの化石がみいだされている<sup>注20)</sup>。本地域の和泉層群の年代は、淡路島の和泉層群との対比から、第1表に示されるとおりとなる。ヘトナイ統下部階に対比される地層は2堆積輪廻層(大単位)、同統上部階に対比される地層は3輪廻層(大単位)から構成されている。

## V. 堆積相

### V. 1 堆積相の全般的特徴および変遷

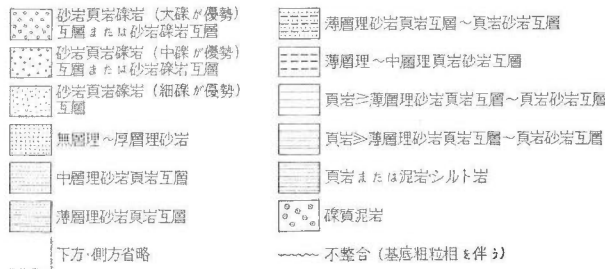
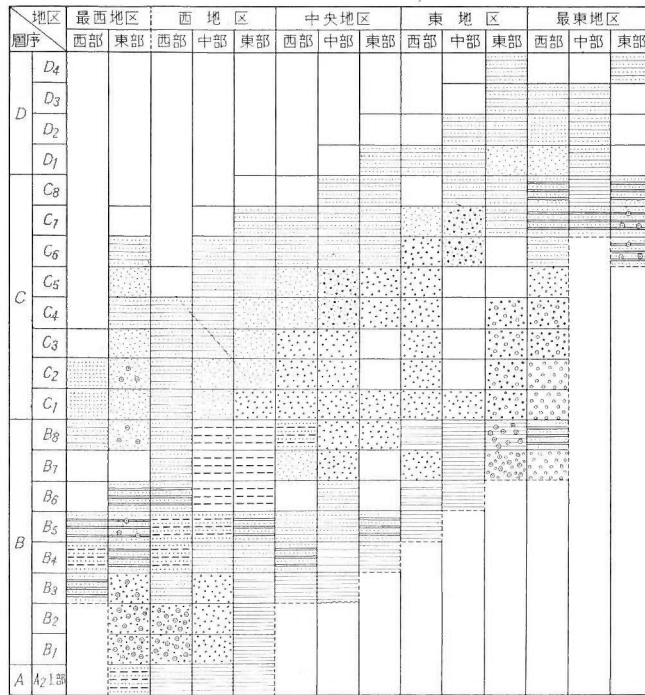
和泉層群の岩相は、第19図<sup>注21)</sup>にみられるように、層序的にも地域的にも大なり小なりの変化を示している。

本層群主部を特徴づける地層は粗粒堆積物と細粒堆積物との互層である。互層を構成する粗粒堆積物(砂質岩)は概して級化層理を明瞭に示し、淘汰が不良で、自生の底棲生物の遺骸を含まず、下底面には普通 sole marking (load cast, flute cast, groove cast, 生痕—はいあるき跡・食いあるき跡—など)、とくに方向性をもつものが発達し、しばしば頁岩の偽礫を含み、また下位の細粒堆積物(泥質岩)とは常に侵食面をもって境するような鮮明な境界を示す。さらに、この種の粗粒堆積物では、顕著な斜交葉理・斜交層理および振動漣痕がまったく存在しないが、小規模の斜交葉理および current ripple lamination は一部に存在し、convolute lamination もときどき発達する。なお、このような互層にはしばしば slump structure および礫質泥岩が伴われている。細粒堆積物と級化互層をなし、かつ上記のような諸性質を有する粗粒堆積物は、

注20) おもなアンモナイトおよびイノセラムスの化石は次のとおりである (MATSUMOTO & OBATA, 1963). *Gaudryceras striatum paucistriatum* MATSUMOTO, *Pachydiscus kobayashii* (SHIMIZU), *Baculites regina* OBATA & MATSUMOTO, *Inoceramus cf. orientalis* SOKOLOV

注21) 和泉層群分布地域における地区の区分には、東から名手西方を通る南北方向の断層およびその延長方向、中津川西方を通る南北方向の断層およびその延長方向、今畑東方を通る南北方向の断層およびその延長方向、四石山断層を境界とする。





第 19 図 和泉層群における岩相の層序的・地域的变化概念図

すべてではないが、大部分が従来多くの研究者によって指摘されてきたように、強い海底流、おそらく turbidity current によって運搬されて、相対的に深い（現在のところ深度を決定する古生物学的資料はない）、少なくとも wave base 以下の深度のところに堆積したもの、すなわち広義の turbidite であると考えてよい。この種の粗粒堆積物と互層する泥質堆積物は、多かれ少なかれ、より粗粒の部分（級化層理を示し、また砂質物の葉層を含むことがある）と、その上位にくるより細粒で均質な部分とからなる。前者の部分は 1 種の微弱な（または稀薄な）turbidity current に少なからず由来したものを含んでいると考えられる（この点はとくに下位の粗粒堆積物に漸移的な様相を呈する場合についていえる）。後者の部分は別の堆積機構、すなわち定常的な沖合の normal current によって堆積したものとみなされる。

典型的な turbidite とみなされる地層から区別されて fluxoturbidite (DZULYNSKI ほか, 1959; BOUMA, 1962) ともいうべき地層も、本層群主部のうち、とくに B 層・C 層下部に発達している。そのもっとも代表的な発達地は阪和線沿線である。この種の堆積物においては、粗粒堆積物は典型的な turbidite のものに較べて、粒度が全体としてより粗く、あまり泥質でなく、級化層理が一般に不明瞭か、または反覆されることが多く、ときどき多数の頁岩偽礫を含み、下底面には水流の方向性を示すような sole marking の代わりに load cast がよりよく発達し、比較的顕著な斜交葉理も発達することがある。この粗粒堆積物はかなり厚くて、普通 0~I 型級化層の砂岩部をなし、頁岩（この場合は概して粗くてシルト質、または砂質を帯びる）をきわ

めてわずかに挟むか、またはまったく挟有しない。さらに slumping の現象も認められる。なお、このような粗粒堆積物と相伴なう多少厚い頁岩は、典型的な turbidite ともいうべき地層と互層する頁岩に較べてより粗粒で、シルト質となり、しかも泥灰岩質団塊や木片を（全体としてはきわめてまれではあるが）含んでいることがある。

なお、本地域の和泉層群における級化層では、標式的に砂岩部は下位から級化部・水平葉理部・非水平葉理部からなり、頁岩部は下位から葉理砂質部・均質部からなっている。しかし、実際には砂岩部における水平・非水平葉理部および頁岩部における葉理砂質部の発達きわめて悪いために、級化層は主として級化砂岩部と均質頁岩部とから構成されていることが多い。水平・非水平葉理砂岩部および葉理砂質頁岩部がよりよく発達するはずの薄層理砂岩頁岩互層（～頁岩砂岩互層）における級化層の場合さえも、同様の傾向を示す。この点は北海道幾春別地方の中部蝦夷層群主部における薄層理砂岩頁岩互層の場合と著しく対照的である。すなわち、幾春別地方では、砂岩部はほとんど水平・非水平葉理部によって代表され、頁岩部には葉理砂質部が卓越している（田中, 1964）。

A層では、最下部(A<sub>1</sub>)は主として瀕海性、一部河川性と考えられる礫岩、およびその上位にくる主として浅海性三角洲型堆積物とみなされる砂岩から構成される。主部(A<sub>2</sub>)をなす細粒堆積物は下から上へ向かってシルト岩からシルト質泥岩に移化するように粒度を減じ、層理が発達するようになり、また団塊・化石に乏しくなり、さらに最上部(A<sub>2</sub>の上部)では砂岩頁岩級化互層(頁岩部は主としてシルト質泥岩から構成されているが、その頂上部には粘土質泥岩が存在する場合がある)を伴うようになる。したがって、主部を構成する地層は下から上へ向かって次第に浅海性のものから比較的深海性のものへと変化している。要するに、A層における岩相の垂直的変化は、海進に引き続いて堆積環境が次第に深くなっていったことをよく表現している。

B層は、A層に引き続いて漸次東方へ向かって基盤を覆蔽していくので(第3図)、その堆積期間を通じて終始、後背地に近く、かつ浅いところではA層に酷似する地層、すなわち基底礫岩に始まって砂岩・シルト岩・シルト質泥岩が順次堆積し、他方後背地から遠ざかり、かつより深いところでは、中間に位置する頁岩相帯を隔てて、砂岩頁岩級化互層(礫岩をひんばんに挟有し、級化層頁岩部頂上に粘土質泥岩が存在する場合がある)が、広汎に堆積した。級化互層相内における東側のより粗い部位は、より東側の頁岩相帯とともに、本層群の東方に向かう基盤への覆蔽に調和して、上位層ほどより東方へずれて位置するようになり、他方西側のより粗い部位は終始ほぼ同じ場所を占めていた(第19図)。要するに、B層の堆積環境は、終始後背地にかなり近く、かなり浅い沿岸性の環境(時間の経過とともに全体として深くなっていった)から沖合の比較的深い環境にまでわたっていた。さらに、B層の堆積当時では、おそらく海底が海岸線に比較的近いところから急に深くなっていったと推察される。すなわち、この時期では次のC層の堆積時期に較べて、大局的にみると堆積盆地の側面がより急峻、したがって堆積盆地の縁辺部から軸部に向かってみた場合、troughの形がよりはっきりしていたと考えられる。なお、後述のような堆積相の側方変化からわかるように、B層の堆積期間を通じて、堆積盆地は北限の位置をあまり変えることなくして、最大沈降部を東方へ向かって移動せしめていったことがいえる。

C—D層は、露出する限りでは、全域を通じてほとんど砂岩頁岩級化互層(級化層頁岩部頂上には粘土質泥岩が存在する場合がある)によって代表され、C層、とくにその下部—中部における級化互層では礫岩がひんばんに発達している。B層上部の場合と異なって、C層下部になると粗粒堆積物が全域にわたって分布するようになる。次に、C層下部—中部では、級化互層相内における西側のより粗粒の部位は、B層に引き続いて終始ほぼ同じ場所を占めている。これに反して、東側のより粗粒の部位(東方ほど粗くなる)は、上位層の場合ほど細粒化しながら、同時に東方へ向かって広がりを縮小していったようである(広がりをほぼ一定のままにして、全体として東方へ移動していったかどうかという点については不明である)。さらに、C層上部になると、相の分布はB層の場合に類似し、最後には頁岩相帯も出現するようになったが、D層に入るとふたたびより粗粒の相が広がるようになる(第19図)。なお、C層下部では、後述のような堆積相の分布からわかるように、C層上部における頁岩相帯に対応する部位は西方の中央地区中部あたりを占める。したがって、C層では東側のより粗い部位および頁岩相帯によって示されるようなより細かい部位が、大局的にみて上位層ほど東方へ向かって移動していることになる。この点はB層における相分布の変遷の傾向と類似性を示す。

要するに、C層の堆積時期に入ると、B層の堆積時期に較べて全体として、後背地の隆起がより著しく、かつ堆積盆地がより浅くなり、そのために堆積盆地が主として粗粒堆積物によって満たされるような状態になったと考えられ、後期になると全体として後背地の隆起が衰え、かつ堆積盆地は深くなったであろう。D層下部の堆積時期になると、堆積盆地はふたたび全体として浅化したと推察される。

E層はきわめてわずかの部分にあまり典型的でない級化互層を伴うが、B—D層とは次のように岩相を著しく異にする。すなわち、堆積物は一般に無層理で、級化層理が発達せず、シルト岩・礫岩や砂岩が一般に厚層をなして発達する。礫岩は大礫・巨礫に富み、しかも花崗岩類の礫（巨礫もある）が少なくなく、石炭の葉層を含む。また、本層群由来の砂岩ブロックを含む泥質礫岩も存在する。砂岩はB—D層のものと同様にグレイワッケ型であるが、しかしむしろアルコーズ型に近い。細粒堆積物はシルト岩によって代表されている。したがって、E層は主として浅海性、一部瀕海性の地層とみなされ、挟在する泥質礫岩は瀕海性礫岩の一部が bottom sliding によってシルトが堆積する浅海域へ急激に運ばれて堆積したものと考えられる。要するに、E層の堆積時期では、堆積盆地は全体として浅化したがるが、しかし依然として沈降性であったために地層は急速に堆積しつづけた。

以上に述べたような岩相発達および堆積環境の変遷から判断すると、和泉層群はあたかも海進性堆積物に始まり、主体のフリッシュ型堆積物を経て、海退性堆積物に終るといような堆積の変遷を辿り、それ自体が1つの堆積輪廻を示している。本層群主部を構成する大単位堆積輪廻層であるB・C層が、相分布の変遷において一部たがいに類似した傾向性を示すことは注目すべきである。本層群全体の膨大な厚層は根本的に後背地の著しい隆起・著しい地向斜的沈降と、それに調和して行なわれた急速な堆積に由来すると考えられる。堆積相の配置および変遷を規定した堆積盆地および周辺における構造運動の大きい周期的な変化とあいまって、とくに後背地の隆起量・粗粒物質の運搬営力・堆積物の堆積速度などは終始大小・強弱、または緩急を伴いながら変化し、C層、とくにその下部—中部の堆積時期において絶頂に達したと推察される。これらの変化の周期性は層序大区分・小区分の基準となる大小両単位の堆積輪廻として認識されることになる。なお、堆積輪廻については後で詳しく述べる。

## V. 2 堆積相の側方変化および堆積物の配置

和泉層群（最上部を除く）における細分層（小単位堆積輪廻層）は、岩相の分布状態・堆積構造の方向性（第20図）<sup>注22</sup>、岩相の側方変化の傾向性（第19図）および後述するような堆積物の性状などに基づいて、水平的には $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma \cdot \delta$ 相（以上一般に級化互層に富む）・頁岩相・縁辺粗粒相に区分される（第21図）。

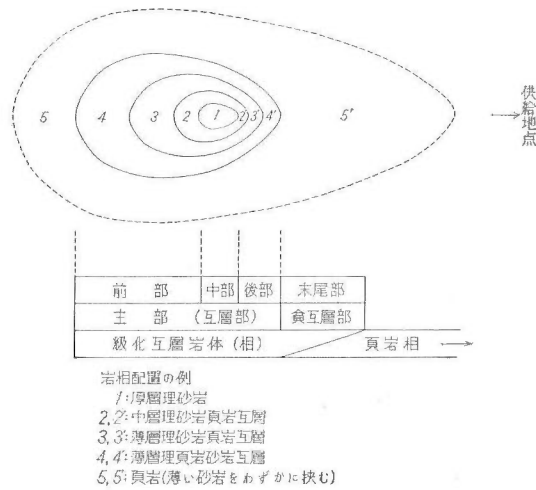
**$\alpha$ 相** 全体を通じて級化互層から構成され、粗粒堆積物の運搬は根本的に WSW~SW 向きの水流 (longitudinal current, これは堆積盆地の主構造方向に平行) に由来した<sup>注23</sup>。供給地点（意味は後述）に近い方から $\alpha_0 \cdot \alpha_1 \cdot \alpha_2 \cdot \alpha_3$ の4亜相に区分される。 $\alpha_0$ 亜相は供給源地により近い頁岩相と $\alpha$ 相の主体( $\alpha_1$ — $\alpha_3$ 亜相)を占める級化互層相との中間相ないし漸移相である。堆積物は全体として $\alpha_2$ 亜相において最も粗く、これから $\alpha_3$ 亜相・ $\alpha_0$ 亜相の両方へ向かって細くなる。級化層砂岩部における礫には全く大礫がみられない。

ここに述べたような級化互層岩体は lentil 状の広がりを示し、それにおける堆積相の配置は理想化すると第22図に示すような傾向をとるであろう。 $\alpha_0 \cdot \alpha_1 \cdot \alpha_2 \cdot \alpha_3$ 亜相はそれぞれ級化互層岩体における末尾部・後部・中部・前部に対応し、級化互層岩体において中部がかなり後方、すなわち供給地点に近い方に著しく偏在する（中部は第22図に示した部位よりも実際にははるか後方に位置する）。末尾部（貧互層部）の後方、すなわち頁岩相の最前部では、粗粒物質は細粒堆積物中において整然とした単層をなすよりは、むしろせいぜい葉層として存在するか、または乱堆積状に拡散していることが多く、かつ slump structure および礫質泥岩（いずれも後述の $\gamma$ 相のものほど顕著ではない）が伴われる。側方変化は、後部から中部へ向かっては急激、中部から前部へ向かっては緩慢である。以上に述べたような岩相の側方変化、または堆積物の配置はB層中部—上部においてももっとも典型的に示されている。

級化互層岩体主部（互層部）内における前部・中部・後部は、構成岩相のほか、詳細にみると堆積物そ

注22) 堆積構造の方向性については、とくに flute cast (図版8), groove cast を取り扱い、各調査路線において、それらの方向性を個々の細分層ごとにまとめて示した。flute cast についての測定数は約200である。

注23) 根来街道のB<sub>5</sub>では例外的に東向きの流れが認められる。この意義については後で述べる。



第 22 図 レンズ状の広がりを示す級化互層岩体における岩相側方変理想図

第 4 表 和泉層群 D<sub>2</sub> (α相) における堆積相の側方変化

| 亜相(部位)          |                           | α <sub>3</sub> (前部)                        | α <sub>2</sub> (中部)                           | α <sub>1</sub> (後部)          |
|-----------------|---------------------------|--|---|------------------------------|
| 代表的露出地          |                           | 西川原北方                                      | 広口北西方   | 広口北方                         |
| 岩相組成            |                           | 中層理砂岩頁岩互層が厚層理砂岩頁岩互層よりもはるかに優勢               | 厚層理砂岩頁岩互層と中層理砂岩頁岩互層とがほぼ等量                     | 中層理砂岩頁岩互層が厚層理砂岩頁岩互層よりもはるかに優勢 |
| 級化層理砂岩部         | 岩質                        | 泥質のことが多い                                   | 泥質のことが少ない                                     |                              |
|                 | 礫質岩                       | 存在しない                                      | 本層上部においてときどき礫質(礫: 小さい中礫~細礫)                   | 本層上部においてまれに礫質(礫: 細礫)         |
|                 | 級化層理                      | 一般に明瞭                                      | 一般に明瞭   | 不明瞭のことが多い, ときどき明瞭            |
|                 | 水平葉理                      | ときどき発達                                     | 部分的に発達  | ほとんど発達しない                    |
|                 | current ripple lamination |  | 本層下部においてまれに存在                                 |                              |
|                 | convolute lamination      |  | 本層中部においてまれに存在                                 |                              |
|                 | slump structure           |  |   | 本層上部においてまれに存在                |
|                 | 頁岩偽礫                      | 本層上部においてきわめてわずかに含まれる                       | 本層中部においてきわめてわずかに含まれる                          |                              |
| 炭質物             | ときどき葉層をなして多量に含まれる         | 本層上部においてわずかに葉層をなす                          | 本層上部においてわずかに葉層をなす                             |                              |
| 級化層頁岩部における炭質物   |                           | 本層上部においてきわめてまれに葉層をなす                       | 本層上部においてわずかに葉層をなす                             | 本層上部においてわずかに葉層をなす            |
| slump structure |                           |  |   | 本層上部においてまれに存在                |
| flute cast      | 大きさ                       | 一般に 5 cm 以上; 10 cm 以上のことが少なくなく, ときどき 15 cm | 一般に 5 cm 以上; 10 cm 以上のことが少なくなく, ときどき 30~50 cm | 一般に 5 cm 以下                  |
|                 | 形                         | 一般に伸長(舌形, ときにへら形)                          | しばしば伸長(舌形, へら形)                               | 一般に伸長しない(扇形, 亜円形)            |
| 層厚              |                           | 350 m (?)                                  | 少なくとも 400 m (D <sub>1</sub> とは断層関係)           | 350 m                        |

のものの性状、堆積構造の性状や発達状況などをかなり異にする。その例として D<sub>2</sub> の場合を第 4 表に示す。この表から次のようなことがわかる。中部 ( $\alpha_2$  亜相) は前部 ( $\alpha_3$  亜相) または後部 ( $\alpha_1$  亜相) と種々の点で異なる。根本的に類似した岩相組成を有する前部と後部とは、級化層における砂岩部から頁岩部への移化状態を同じくするが、他方とくに砂岩部における級化層理の発達状況・水平葉理の発達状況などについて顕著な差異を示している。すなわち、後部に較べて前部では、全体として砂岩部における級化層理がより多くの場合に明瞭で、かつ水平葉理がよりよく発達する。さらに、前部では級化層砂岩部に炭質物微片がより多く含まれ、後部では slump structure が認められる。flute cast の性状も前部と後部とで著しく異なり、前部ではより大きく、かつ伸長したものが発達している。

第 5 表 和泉層群における細分層 (小単位輪廻層) の層厚側方変化 (層厚: m)

| 相<br>地層        | $\gamma$ 相 (西側)       |                       |                       | $\alpha_3$ 亜相 |        |     | $\alpha_2$ 亜相 | $\alpha_1$ 亜相 | $\alpha_0$ 亜相 | 頁岩相 | $\gamma$ 相 (東側) |
|----------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------------|--------|-----|---------------|---------------|---------------|-----|-----------------|
|                | B <sub>5</sub>        | 250( $\gamma_1$ )     |                       |               | 250    | 180 |               | 150           |               | 170 |                 |
| B <sub>7</sub> | 250( $\gamma_1$ )     |                       |                       | 200           |        |     | 200           | 150           |               | 200 |                 |
| B <sub>8</sub> | ( $\gamma_2$ )<br>170 | ( $\gamma_1$ )<br>130 | ( $\gamma_2$ )<br>230 | 150           | 200    | 250 | 150           | 150           | 200           | 200 |                 |
| C <sub>6</sub> | 250                   |                       |                       | 350           | 350    |     | 300           | 200           |               |     |                 |
| C <sub>8</sub> |                       |                       |                       |               | 300    |     | 350           | 300           | 300           | 250 | 280             |
| D <sub>2</sub> |                       |                       |                       |               | 350(?) |     | 400(+)        | 350           |               |     |                 |

$\alpha$  相を示す細分層の厚さは、第 5 表に示すように部位によって異なっている。層厚は最粗粒部の  $\alpha_2$  亜相、またはその前方の  $\alpha_3$  亜相 (そのうちでも、おそらく比較的后方の部分) において最大となる傾向が認められるようである注24)。 $\alpha$  相の岩体はみかけの伸びの方向において、次のような大きさを有する。すなわち、 $\alpha_0 \cdot \alpha_2$  亜相間の距離は 3~5 km,  $\alpha_3$  亜相の伸びは 10 km 以上の規模である。

**$\beta$  相** 大半が級化互層からなり、粗粒堆積物の運搬には  $\alpha$  相の場合と同様に WSW~SW 向きの水流

第 6 表 和泉層群 C<sub>2</sub> ( $\beta$  相) における堆積相の側方変化

| 垂 相           |       | $\beta_3$                            | $\beta_2$ | $\beta_1$                               | $\beta_0$<br>(西←→東)      |                            |
|---------------|-------|--------------------------------------|-----------|---|--------------------------|----------------------------|
| 代表的露出地        |       | 風吹峠北方                                | 中畑北方      | 茶口北方                                    | 牛滝南方                     | 父鬼南方                       |
| 主 部           | 主要岩相  | 中層理砂岩頁岩礫岩互層および厚層理砂岩礫岩互層 (前者が後者よりも優勢) | 厚層理砂岩礫岩互層 | 中層理砂岩頁岩礫岩互層                             | 厚層理砂岩礫岩互層                |                            |
|               | 従属的岩相 | 薄層理砂岩頁岩互層がときどき挟在                     |           | 薄層理砂岩頁岩互層がときどき挟在、本層上部において中層理頁岩砂岩互層が厚く発達 |                          |                            |
| 最上部の岩相        |       | 薄層理砂岩頁岩互層 (厚さ 5 m)                   | 不明        | 中層理頁岩砂岩互層                               | 頁岩 (厚さ 3 m 以上)           | 頁岩 (泥灰岩質団塊を含む; 厚さ 15 m 以上) |
| 礫質泥岩          |       | きわめてまれ                               | ほとんど存在しない | 本層全体にわたって (とくに上半部において) ひんぱんに発達          | 本層最上部においてときどき発達          |                            |
| 級化互層における礫の大きさ |       | 細礫が優勢                                | 中礫が優勢     |   | 中礫が優勢; 本層最下部において大礫が少なくない | 中礫が優勢; 大礫も少なくない            |
| 層 厚           |       | 270 m                                | 400 m(?)  | 350 m                                   | 120 m                    |                            |

注24) B<sub>8</sub> が  $\alpha_3$  亜相前部においてももっとも厚くなること (第 5 表) は、後述のように本層の最下部一下部が、西方における別の供給地点から由来した堆積物 (一般には  $\gamma$  相の堆積物を構成する) をも含んでいるためであると考えられる。

(longitudinal current) が少なくとも支配的であった。供給地点に近い方から  $\beta_0 \cdot \beta_1 \cdot \beta_2 \cdot \beta_3$  の4亜相が識別される。 $\beta$ 相における堆積相の側方変化については、 $C_2$ の場合を例にあげると第6表ようになる。この表からわかるように、級化互層およびそれに関連する地層中に含まれる礫の大きさは、 $\beta_0$ 亜相から $\beta_3$ 亜相へ向かって小さくなり、頁岩は $\beta_1$ 亜相においてもっとも多く、しかもそこでは礫質泥岩ももっともよく発達している。他方、砂岩は $\beta_0$ 亜相（主として厚層理砂岩礫岩互層からなる）においてもっとも優勢であるが、 $\beta_1$ — $\beta_3$ 亜相のうちでは $\beta_2$ 亜相においてもっとも卓越している。層厚は $\beta$ 相全体のうちで $\beta_2$ 亜相において最大となる。なお、 $\beta$ 相、とくに $\beta_0$ 亜相では $\alpha$ 相と異なって大礫が存在する。さらに、礫質泥岩や slump structure の発達は、後述の $\gamma$ 相の場合よりも、全体としてはるかに劣っている。

第7表 和泉層群における $\alpha$ 相・ $\beta$ 相内の部位対照表

|                         |   | $\alpha$ 相          |                    | $\beta$ 相         |  |
|-------------------------|---|---------------------|--------------------|-------------------|--|
| 供給源地<br>(供給地点)<br>からの距離 | 近 | (縁辺粗粒相)             |                    |                   |  |
|                         |   | (頁岩相)               |                    | $\beta_0$ 亜相      |  |
|                         |   | $\alpha_0$ 亜相 (末尾部) |                    | $\beta_1$ 亜相 (後部) |  |
|                         | 遠 | lenticle            | $\alpha_1$ 亜相 (後部) | tongue            |  |
|                         |   |                     | $\alpha_2$ 亜相 (中部) |                   |  |
|                         |   | $\alpha_3$ 亜相 (前部)  | $\beta_3$ 亜相 (前部)  |                   |  |

以上に述べたような堆積相の側方変化の傾向、とくに $\beta_1$ — $\beta_3$ 亜相における傾向は、lenticle 状の広がりを示す $\alpha$ 相の場合と共通性を有している。すなわち、 $\alpha$ 相・ $\beta$ 相それぞれにおける部位は第7表のように互に対応させることができる。 $\alpha_0$ 亜相よりも供給源地に近い方に位置する頁岩相に団塊がときどき含まれているように、 $\beta$ 相においても団塊が含まれているのはとくに頁岩相に対応する $\beta_0$ 亜相の場合である。要するに、 $\beta$ 相中の $\beta_1$ — $\beta_3$ 亜相(級化互層の発達した部分)は、 $\alpha$ 相ほど明白でないが lenticle 状の広がりを示し、 $\beta_1 \cdot \beta_2 \cdot \beta_3$ 亜相はそれぞれ後部・中部・前部を占めていることになる。さらに、主として砂岩礫岩互層から構成されている $\beta_0$ 亜相では、大礫が東方へ向かって増加し、しかも最東部では少なからず含まれ、またある場所では東向き水流(北からの lateral current—堆積盆地の主構造方向に直交、またはかなり斜交の一員とみなされる)の存在が指摘される。 $\beta_0$ 亜相は東方へ向かって次第に堆積物が粗くなりながら、三角洲型堆積物によって代表されるような縁辺部の粗粒相に移行するものと考えられる。

$\beta$ 相における堆積物の配置状況から判断すると、 $\beta$ 相の地層は、大局的にみると、後背地の隆起が著しいために堆積盆地全体が主として粗粒堆積物によって満たされるような状態において、堆積盆地の縁辺部に発達する三角洲型堆積物の直接前方に位置する turbidite 型の堆積物であると推察される。さらに、 $\beta$ 相の分布は一見西へ向かって尖滅するような tongue 状の形態をとっている。しかし、詳細にみると、その堆積相が側方変化の不連続を示す部位( $\beta_1$ 亜相を示す)より前方では、堆積物が $\alpha$ 相の地層のように典型的な turbidite の性格を一層明瞭に帯びながら、lenticle 状に分布するようになる(第7表)。

$C_2$ における $\beta$ 相を示す岩体はみかけの伸びの方向において次のような大きさを示す。 $\beta_1 \cdot \beta_2$ 亜相間の距離は3 km 内外、 $\beta_3$ 亜相の伸びは6 km 以上である。この岩体中の礫岩における礫径分布についてみると、大礫が分布する範囲、中礫を主とする範囲、細礫を主とする範囲はみかけの伸びの方向にそれぞれ3 km 以上、10 km、5 km 以上の長さを有する。

$\gamma$ 相 本地域の東部・西部に発達している。 $\alpha \cdot \beta$ 相と同様に級化互層に富むが、粗粒堆積物の運搬には、 $\alpha \cdot \beta$ 相の場合と根本的に異なって、南向き・東向き水流、西向きであるが前述の longitudinal current に較べてかなり南向きに偏する水流によって示されるような南向き系統の lateral current が少なくとも支配

第8表 阪和線・根来街道沿いにおける和泉層群の比較

|                          |                 | 阪 和 線                              | 根 来 街 道                           |
|--------------------------|-----------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| A <sub>2</sub><br>上<br>部 | slump structure | ときどき発達                             |                                   |
|                          | 礫質泥岩            | まれに存在                              |                                   |
|                          | 砂岩中の頁岩偽礫        | ときどき多い                             |                                   |
|                          | 泥灰岩質団塊          | 頁岩中に含まれ(ある場合には多い), また砂岩中に偽礫として含まれる |                                   |
| B <sub>1</sub>           | 礫質泥岩            | ひんばんに発達                            |                                   |
|                          | 砂岩中の頁岩偽礫        | 本層最下部一下部においてしばしば多い                 |                                   |
|                          | 砂岩中の水平葉理        | ほとんど発達しない(本層最上部:ときどき発達)            | 本層最下部一下部においてときどき発達                |
|                          | 砂岩中の斜交葉理        | 本層最下部において厚い砂岩中に比較的顕著なものが発達         |                                   |
|                          | slump structure | ひんばんに発達, ときどき大規模                   | 本層最下部一下部においてしばしば発達                |
|                          | 層 厚             | 薄 い (100 m)                        | 厚 い (180 m)                       |
| B <sub>2</sub>           | 礫質泥岩            | ひんばんに発達                            |                                   |
|                          | 岩 相 組 成         | 薄層理頁岩砂岩互層が本層最上部だけに発達               | 薄層理頁岩砂岩互層~砂岩頁岩互層は最上部以外にも数層準において発達 |
|                          | slump structure | ときどき発達                             | まれに存在                             |
|                          | 砂岩中の頁岩偽礫        | 本層下部においてときどき含まれる                   |                                   |
|                          | 層 厚             | 薄 い (120 m)                        | 厚 い (250 m)                       |
| B <sub>3</sub>           | 礫質泥岩            | 本層下部においてしばしば発達                     | 本層下部においてわずかに発達                    |
| B <sub>4</sub>           | 岩 相 組 成         | 薄層理砂岩頁岩互層に富む                       | 中層理砂岩頁岩礫岩互層を伴う                    |
|                          | 砂岩薄層の成層状態       | しばしば乱れている                          | 一般に整然とした層状をなす                     |
|                          | 砂岩中の水平葉理        | ときどき発達                             |                                   |
|                          | 礫質泥岩            |                                    | 本層最下部一下部においてときどき発達                |
|                          | 砂岩中の頁岩偽礫        | 本層下部一中部においてときどき含まれる                |                                   |
|                          | 泥灰岩質団塊          | 本層中部一上部において頁岩中にときどき含まれる            |                                   |
|                          | 木 片             | 本層上部において砂岩中に含まれる                   |                                   |
| B <sub>5</sub>           | 砂岩薄層の成層状態       | しばしば乱れている                          | 一般に整然とした層状をなす                     |
|                          | slump structure | 本層最下部一下部・最上部に存在                    |                                   |
|                          | 礫質泥岩            | 本層最下部一下部・最上部にときどき発達                |                                   |



|                |                           | 阪 和 線                         | 根 来 街 道             |
|----------------|---------------------------|-------------------------------|---------------------|
| B <sub>5</sub> | 貝 殻 破 片・貝 砂               | 本層最上部において砂岩中にまれに葉層をなして含まれる    |                     |
| B <sub>6</sub> | 岩 相 組 成                   | 薄層理砂岩頁岩互層に富む                  | 中層理頁岩砂岩互層に富む        |
|                | 砂岩中の水平葉理                  | しばしば発達                        | まれに存在               |
|                | slump structure           | 本層最下部においてまれに存在                |                     |
|                | 貝 殻 破 片・貝 砂               | 本層最下部・中部において砂岩中にととき葉層をなして含まれる |                     |
| B <sub>7</sub> | 岩 相 組 成                   | 無層理~厚層理砂岩に富む                  | 中層理頁岩砂岩互層に富む        |
|                | 砂岩中の水平葉理                  | 本層上部においてしばしば発達                | まれに発達               |
|                | 砂岩中の頁岩偽礫                  | 本層下部において局部的に多い                |                     |
|                | slump block               | 本層下部に存在                       |                     |
| B <sub>8</sub> | 岩 相 組 成                   | 中層理砂岩頁岩礫岩互層が比較的多い             | 中層理砂岩頁岩礫岩互層が少ない     |
|                | 砂岩中の斜交葉理                  | 厚い砂岩中に比較的顕著なものが発達             |                     |
|                | 砂岩中の convolute lamination | 本層最下部一下部においてときどき発達            |                     |
|                | slump structure           | 本層下部—中部に存在                    |                     |
|                | 礫 質 泥 岩                   | 本層下部—中部においてときどき発達             | 本層下部においてまれに存在       |
|                | 砂岩中の頁岩偽礫                  | 本層最下部において多い                   |                     |
| C <sub>1</sub> | 岩 相 組 成                   |                               | うすい薄層理砂岩頁岩互層がときどき挟在 |
|                | 砂岩中の convolute lamination | 本層最下部においてまれに存在                |                     |
|                | 砂岩中の頁岩偽礫                  | 本層最下部一下部においてしばしば含まれる          |                     |
| C <sub>2</sub> | 岩 相 組 成                   | 薄い中層理頁岩砂岩互層がときどき挟在            |                     |
|                | 礫 質 泥 岩                   | 本層上半部においてしばしば発達               | 本層最下部においてきわめてまれに存在  |
|                | 砂岩中の頁岩偽礫                  | ときどき少なくない (最大径 10 cm)         |                     |
|                | 層 厚                       | 厚 い (370 m)                   | 薄 い (270 m)         |

的であった注25)。この系統の水流は、 $\alpha$ ・ $\beta$  相の堆積物を由来した水流とは主要供給地点 (turbidity current の trough への流入口、本稿における供給地点はこれを意味する) を異にしたまったく別系統のものであった。 $\gamma$  相を示す阪和線沿線の地層と  $\alpha_3$  亜相を示す根来街道の地層(前者には多かれ少なかれ後者の西方延長の地

注25) 北東・北西向きの水流は、この場合北向き系統の lateral current に由来するのではなく、元来南向き系統の水流の局地的な海底地形に影響された転針に基づくと考えられる。なお、このような南向き系統の水流の卓越に関連して、根来街道の B<sub>1</sub> にみられる slump overfold (図版3) は概略南傾斜の海底斜面の存在を暗示する。



層が含まれている)とを比較すると、両者が岩相組成を同じくする場合であっても、前者の方においてとくに礫質泥岩・slump structure がよりよく発達し、また砂岩中に頁岩偽礫(より大きい)がより多く含まれている。さらに、阪和線沿いの地層では、細粒堆積物がより粗くて、しばしばシルト岩となり、ときどき団塊を含み、砂岩には比較的顕著な斜交葉理が発達する場合があります、convolute lamination もよりよく発達し、また貝殻破片が密集した葉層や材木片を含むことがある(第8表注26)。以上の特徴、とくに細粒堆積物がしばしば粗くてシルト岩となり、団塊をより多く含むこと、礫質泥岩・slump structure がよく発達することは  $\gamma$  相の一般の特徴である。これらの特徴は  $\gamma$  相が供給域に比較的近い相であり、また trough の側面が急な海底斜面をなしていたことを示す。礫質泥岩・slump structure がよく発達することに関する限りでは、 $\gamma$  相は  $\alpha_0$  亜相よりも後方にある頁岩相の最前部および  $\beta_1$  亜相と共通性を有している。

供給地点に近い方から  $\gamma_1$  亜相・ $\gamma_2$  亜相に区分される。 $\gamma_2$  亜相は  $\gamma_1$  亜相の東西両側に発達している。 $\gamma_1$  亜相から  $\gamma_2$  亜相へ向かって、礫質泥岩・slump structure の発達が衰え、また礫岩が減少すると同時に、礫の大きさも小さくなる。級化層砂岩部における礫には大礫(一般に径 10 cm 以下)がみいだされる。要するに、 $\gamma$  相の広がりには堆積物の配置、流向の分布などからみて、 $\gamma_1$  亜相を軸部とする大略南向きの submarine fan の形をとっていたであろう。なお、 $\gamma$  相は調査地域内において東西 2 区域に分布し、その間の距離は 20 km 内外である。この点は北側から物質の供給を仰いだ 2 つの主要供給地点がほぼこの規模の距離(20km 内外)間隔を置いて存在していたことを暗示するであろう。西側の  $\gamma$  相については、供給地点は阪和線沿線の北西方に推定され、物質は根本的に南東へ向かって供給されたと考えられる。

**$\delta$  相** 本地域北東隅に発達し、 $B_7$  によって示されている。典型的な級化互層が少なく、礫には大礫が比較的多く、砂岩が全体として  $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$  相のものほど泥質でなく、さらに頁岩が粗くてシルト質である。粗粒堆積物の運搬に少なくとも 1 役割を演じた東向き系統の水流は、根本的には南向き系統の lateral current の一員である。供給地点に近い方から(東から西へ向かって)  $\delta_1 \cdot \delta_2$  の 2 亜相が識別される。 $\delta_1$  亜相は厚層理～極厚層理砂岩礫岩互層を主とし、まれに比較的顕著な斜交層理を示すことがある。 $\delta_2$  亜相では  $\delta_1$  亜相に較べて泥質岩が多くなり、かつ礫質泥岩がしばしば発達している。要するに、 $\delta$  相の地層は、lateral current に由来する堆積物に富み、堆積盆地縁辺部に発達する三角洲型堆積物の前方延長を占めるものと考えられ、一部において典型的な turbidite の性格を帯びている。なお、堆積物の性状・配置からみると、 $\delta_1$  亜相は  $\beta_0$  亜相に、 $\delta_2$  亜相は  $\beta_1$  亜相に類似する。

**頁岩相**  $\alpha$  相よりも供給源地に近い部位に発達し、ほとんどまったく細粒堆積物から構成されている。頁岩は全体として  $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$  相における級化互層を構成する頁岩よりも粗粒で、団塊・化石を含むことが特徴的である。供給源地に近いところでは、主として無層理シルト岩が発達し、団塊・化石が少なからず含まれている。これに反して、供給源地から遠ざかるにつれて、葉理・層理を示す頁岩(細粒になってシルト質泥岩)が発達するようになり、また団塊・化石が乏しくなる。さらに、頁岩相の最前部では  $\alpha$  相のところで述べたような状況が認められる。

**縁辺粗粒相** 頁岩相よりもさらに供給域に近い部位に分布し、基盤を不整合におおう。沿岸性の堆積物で、瀕海性、一部河川性と考えられる礫岩、および浅海性堆積物とみなされる砂岩によって代表されている。両者は水平的にはたがいに移化し、他方垂直的には砂岩が礫岩よりも上位にある。

要するに、縁辺粗粒相は主として沿岸性ないし三角洲型堆積物、頁岩相は主として shelf 上の堆積物である。 $\alpha \cdot \beta$  相は主として trough の軸部上の、 $\gamma \cdot \delta$  相は主として trough の側面上の堆積物で、それらにおける級化互層を構成する粗粒堆積物は概して turbidite とみなされる。典型的な turbidite は  $\alpha$  相に最もよく発達し、 $\beta_0$  亜相・ $\beta_1$  亜相・ $\gamma$  相・ $\delta_2$  亜相には fluxoturbidite として典型的な turbidite から区別されるような地層や slump bed もしばしば発達している。粗粒堆積物の運搬は、主として西向き系統(向斜構造の沈下方向と逆)の longitudinal current に支配されたが、一部では南向き系統の lateral current にも由来していた。以上のように、lateral current に基づく堆積物および fluxoturbidite がしばしば発達している

注26) 層理・岩相組成は類似している場合には記述を省略した。礫質泥岩は前述のように広義のものをいう。阪和線沿いの  $B_4 \cdot B_5$  における薄層理砂岩頁岩互層～頁岩砂岩互層を構成する砂岩層の乱れた成層状態(図版 6)は、1種の未成熟な slumping に由来するものと考えられる。阪和線沿いの  $B_7$  における slump block とは、bottom sliding によって fluxoturbidite 型の砂岩中に取り込まれた本層群由来の主として細粒堆積物のブロック(長さ 0.3~1.5m)をいう。ある 1露頭において、このようなブロックが数個みいだされる。さらに、阪和線沿いの  $B_8$  における貝殻破片には *Ostrea* のたぐいが含まれている。

ことは、本地域における級化互層の堆積場所が、全体として北側の海岸線から著しく遠くは離れていなかったことを暗示する。また、そのような場所、とくに堆積盆地の軸部における海底面は全体として西方へ傾斜していたことがいえる。さらに、礫質泥岩や slump structure の発達状況の相による差異は、trough の側面の傾斜(南傾斜)が全体として trough の軸部底面の傾斜(西傾斜)よりも大きかったことを意味する。供給地点の位置・物質の運搬経路・相の分布・最大層厚部の位置などから判断すると、B層の堆積期間を通じて、またC層の堆積期間を通じて、堆積盆地は北限の位置・形状をあまり変えることなく、場合によっては(少なくともB層の堆積期間を通じて)沈降部を東方へ移動させていったと推察される。級化互層および類縁地層における粗粒堆積物の主要供給地点は東方に存在したほかに(供給域はもちろん北側)、規模のより小さい局地的なものが北側に少なくとも2ヵ所推定される。粗粒物質の運搬が longitudinal current に由来する級化互層相の広がり、B層の場合頁岩相によって縁辺粗粒相から隔離されて、lenticle 状を示し、C層では時間の経過とともに tongue 状から lenticle 状へ変遷したようである(第19図)。このような変化は、前述したようなB・C層の堆積期間における堆積盆地および周辺における構造運動の変化に基づくと考えられる。

阪和線沿いの  $\gamma$  相の地層は、 $\gamma$  相個有の lateral current (南向き系統) に由来する堆積物と、それと供給地点を異にした東方の  $\alpha$  相個有の longitudinal current に由来する堆積物( $\alpha_3$  亜相の地層の西方延長にあたり、それをもたらした水流は元来の西向き系統のほかに、南向き系統に転針した場合もあつたであろう)との両要素から構成されていることはいうまでもない。阪和線沿いにおける  $\gamma$  相の地層のうち、fluxoturbidite とみなされるような地層は前者に属し、典型的な turbidite とみなされるような地層には後者に属するものが少なからず存在すると推察される。すなわち、阪和線沿いにおける  $\gamma$  相の細分層(小単位輪廻層)内のより細かい部分をなす中部一上部は、より粗い下部に較べて  $\alpha_3$  亜相の地層に由来するものをより多く含んでいるであろう。これに対して、 $\alpha_3$  亜相の地層は、西方の  $\gamma$  相区域に近い場所では、細分層内のより粗い部分をなす最下部一下部に  $\gamma$  相個有の堆積物に由来するものを含んでいるにちがいない。その1例として根来街道の  $B_5$  ( $\alpha_3$  亜相)についてみると、flute cast によって示される水流は、上部の場合  $\alpha$  相を特徴づける西向きの longitudinal current であるのに対して、最下部では阪和線沿いの最下部に認められる lateral current ( $\gamma$  相を特徴づける)と同様にまったく逆の東向き系統を示す。この点は根来街道の  $B_5$  最下部に少なくとも  $\gamma$  相個有の堆積物に由来するものが含まれていることを意味する。

## VI. 堆積輪廻

和泉層群は、前述のようにそれ自体1つの堆積輪廻(第1級)を示し、さらに規模のより小さい種々の段階の堆積輪廻(少なくとも第2~4級)を示す。ここでは層序大区分・小区分の基準となる堆積輪廻に重点をおいて述べる。

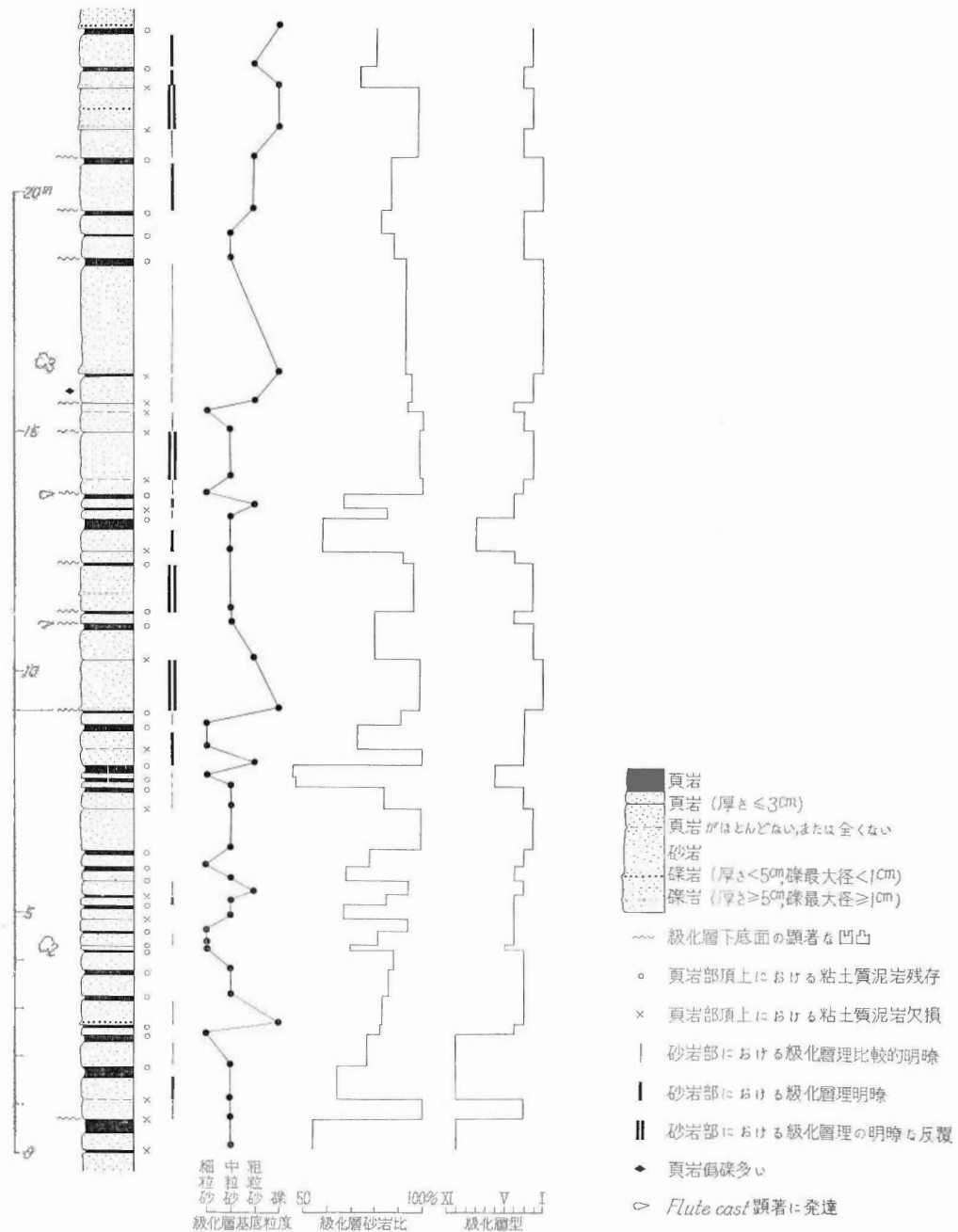
### VI. 1 層序小区分の基準となる堆積輪廻

この規模の堆積輪廻は第3級のもので、B—E層を通じて24輪廻が認められる(第1表)。

**岩相の垂直的变化** まず、根来街道の  $C_2$ (主として砂岩頁岩礫岩互層から構成される、第23図)および  $C_4$ (主として砂岩頁岩互層から構成される、第24図)の場合を例にあげて述べる。堆積輪廻層間の境界は、たとえば  $C_2 \cdot C_3$  間については第25図に示すように決定されている。

ここでは、第23・24図に示されているように、地層欠如の程度を考慮に入れたうえで、平均層厚約20mの層序単位(a・b……)ごとに、岩相を規定する諸要素の数量的表現を行ない、それに基づいて岩相の垂直的变化を検討した注27)。とくに級化層の平均砂岩比・型量比・基底粒度頻度比および礫岩の平均層厚・最大層厚・礫最大径の垂直的变化のすべては、 $C_2 \cdot C_4$  のいずれにおいても根本的には互いに調和的である。これらの垂直的变化から、 $C_2$  はおそらく区分  $j$  において、 $C_4$  は区分  $g$  において堆積物が全体としてもっとも細くなるような1つの堆積輪廻層(岩相の垂直的变化はむしろ対称的)を構成していることがわかる。さらに、 $C_2 \cdot C_4$  両者において級化層の平均層厚・最大層厚および砂岩部の平均層厚・最大層厚の垂直的变化はすべて本質的には互いに同調的であり、また前記諸要素の垂直的变化と類似の傾向を示す。しかし、頁

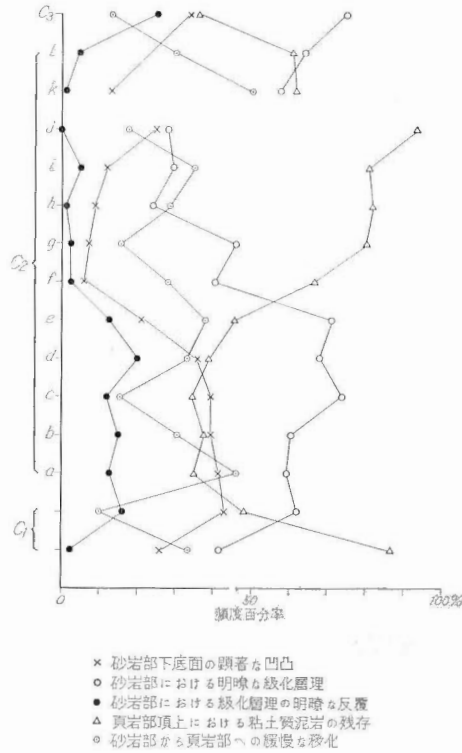
注27) 第23・24図における級化層平均砂岩比とは、個々の級化層において砂岩部が占める比率の平均をいう。砂岩部・頁岩部平均層厚変化度では、最下部 a 区分における値(層厚)にたいして増加(+),または減少(-)している割合を示す。なお、根来街道の  $C_2$  (第23図)では区分 a—c において load cast や flute cast がよりよく発達している。



第 25 図 根来街道の和泉群における小単位堆積輪廻層 C<sub>2</sub>・C<sub>3</sub> の境界

岩部平均層厚の垂直的变化(最大層厚の垂直的变化はほとんどこれと調和している)は、C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub> いずれの場合においても、砂岩部平均層厚の垂直的变化と調和することもあれば、調和しないこともある。両者の関係は砂岩部・頁岩部平均層厚変化度によく反映されている。すなわち、砂岩部・頁岩部平均層厚変化度は、C<sub>2</sub> の場合互いに負の相関、C<sub>4</sub> の場合互いに正の相関を示すことが多い。また、C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub> のいずれにおいても、頁岩部平均層厚は砂岩部平均層厚に較べて、一般により大きい変化度を示し、しかも常に相対的により増加の方へ位置している。さらに、砂岩部・頁岩部平均層厚変化度の垂直的变化からも、C<sub>4</sub> が 1 堆積輪廻層

を構成していることはよく理解され、 $C_2$  の場合も、垂直的变化が上下にはさほど対称的でないが、やはり1堆積輪廻層をなすことがわかる。また、 $C_2$  が1つの輪廻層からなることは、第26図に示した級化層の性状(砂岩部下底面の状態、砂岩部における級化層理の発達状態、頁岩部頂上における粘土質泥岩の有無)の垂直的变化にもよく反映されており、さらにこの点は砂岩部から頁岩部への緩慢な移化の場合についても不明瞭ではあるが指摘されるであろう注28)。



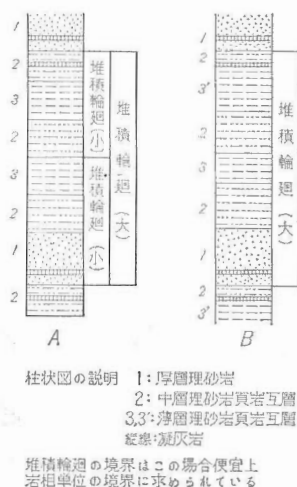
第26図 根来街道の和泉層群  $C_2$  における級化層の性状の垂直的变化

第23・24図に示した岩相を規定する諸要素の垂直的变化を総合的にみると、岩相の垂直的变化は  $C_2$  の場合少なくとも区分 d・g を転換点とする3周期(区分 j・k 間の露出欠如の部分については不明)、 $C_4$  の場合区分 c・f を転換点とする3周期を示している。しかし、第3級輪廻層内の岩相の垂直的变化について、上記より規模の小さい周期は  $C_2$  と  $C_4$  との間で若干異なった表現をとっている。すなわち、 $C_4$  では  $C_2$  の場合と異なって、この規模の周期の存在は砂岩部および砂岩部・頁岩部平均層厚変化度の垂直的变化によっては指摘されないうで、級化層・砂岩部・頁岩部それぞれの平均層厚の大局的にみて互いに正の相関を示す垂直的变化によく反映されている(もちろん  $C_2$  の場合と同様に級化層の型量比・基底粒度顔度比それぞれの垂直的变化に明示されていることはいうまでもない)。さらに、 $C_2$  では砂岩部から頁岩部への移行状態の垂直的变化も、このような規模の周期(上記諸要素の垂直的变化によって表現されている周期とは必ずしも一致しない)を示している。要するに、 $C_2$  が少なくとも3つ、ないし4つの、 $C_4$  が3つのより小規模の、すなわち第4級の堆積輪廻層から構成されていると判断される(第23・24図)。根来街道における  $C_2$  の東方延長で、前述のように粗粒堆積物の供給地点および運搬経路を同じくする北勢田一下大木路線の  $C_2$  (第18図)においては、明らかに第4級の輪廻層が4層識別される。したがって、根来街道の  $C_2$  も、区分 j・k 間の地層欠如部に岩相の垂直的变化における転換点を有し、4輪廻層(第4級)から構成されているとみなすべきである。

注28)  $C_3$  (最下部)において砂岩部から頁岩部へ向かって緩慢な移化を示す場合がかなり少ないのは、砂岩部の粒度が頂上においてさえも粗くなっている場合がかなり多いことに基づく。

以上に述べた岩相の垂直的変化は1例にすぎないが、砂岩頁岩級化互層から構成されている堆積輪廻層（後述の完全輪廻層）内の下部半輪廻層における岩相の垂直的変化は、理想化すると下から上へ向かって次のような傾向を示す注29）。（1）堆積物は全体として細くなる、すなわち砂岩の頁岩にたいする量比が減少する。（2）級化層の厚さが薄くなる、すなわち層理がよりひんばんに発達するようになる注30）。（3）級化層砂岩部では注31）、層厚が減少し、粒度が全体として細かくなり、砂岩がより泥質を帯びるようになり、級化層理は明瞭な場合が減少して、逆に不明瞭な場合が多くなり注32）、級化層理が明瞭に反覆することが少なくなり、水平葉理の発達が良くなり、非水平葉理（cross-lamination—顕著なもの、current ripple lamination, convolute lamination など）の発達が衰え、頁岩の偽礫が乏しくなる。（4）級化層における砂岩部から頁岩部への移化は、緩慢な場合（頁岩部が粗いことに基づく）が少なくなって逆に急激な場合が多くなり、その後ふたたび緩慢な場合（砂岩部が細かいことに基づく）が増加する。（5）級化層頁岩部では、層厚が増大し、粒度が全体として細かくなり注33）、砂岩の葉層が減少し、頂上部における粘土質泥岩の存在がひんばんになる。（6）礫質泥岩が減少し（礫が少なくなり、礫径も全体として小さくなる）、slump structure の発達が衰える。（7）級化層下底面の凹凸が軽微になる、すなわち sole marking, とくに load cast や flute cast の発達が衰える。以上のような一般的傾向から、大局的には fluxoturbidite とみなされる地層は堆積輪廻層内の下部に、典型的な turbidite とみなされる地層は上部によく卓越していることがいえる。なお、上記の岩相の垂直的変化にみられる一般的傾向は、級化互層相における岩相の側方変化、とくに岩体の中部から前部へ向かう場合にも適用される。

**型式および凝灰岩の層準** 級化互層から構成されている第3級の堆積輪廻層注34）は、一般に見かけ上不完全輪廻層のいし半輪廻層の岩相の累重状況、または垂直的変化を示している。しかし、このような輪廻層が実際には完全輪廻層（層序は下位から上位へ a・b・c・b・a）のように対称的であるか、または不完全輪廻層（層序は a・b・c・a）のように非対称的注35）であるかを識別し、さらに第4級の輪廻層を含むか否かを知る必要がある。たとえば根来街道における C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub> の場合のように、一見不完全輪廻層と思われるものでも、前述のように岩相の垂直的変化を詳細に検討することによって、それがむしろ完全輪廻層に近い



第 27 図 小単位堆積輪廻層における岩相的層序を示す柱状図

注29) 以下述べる諸傾向のうち、若干のものは第8表からも指摘される。

注30) この点は頁岩に富む部分、または頁岩に富む頁岩砂岩互層が発達する部分、たとえば薄層理砂岩頁岩互層から中層理頁岩砂岩互層に移るような場合にはあてはまらない。

注31) 礫岩が含まれている場合、礫岩は傾度・層厚を減じ、礫の大きさが減少し、淘汰が良好になる。

注32) 級化層理は輪廻層内の最下部では下部よりもかえって不明瞭の場合が多いことがある。

注33) 級化層頁岩部の粒度が輪廻層内の下部から上部へ向かって次第に細くなることは、とくにγ相の場合によく認められる。

注34) この場合、個々の堆積輪廻層の境界は便宜上人為的に定められている。

注35) このような順序は cycle (輪廻) ではなくて、rhythm とされる向きもある。しかし、このような順序を cycle の特殊な場合とみなし、rhythm をここに述べる現象よりもはるかに小さい規模のもの（たとえば級化層、水綿粘土などが示すもの）に限定することが適切と考えられる。

ものであることがわかる。さらに、第3級の輪廻層が、岩相の累重状況を同じくしても、第4級の輪廻層を含んでいると考えられる場合(第27—A図)もあれば、含んでいないと考えられる場合(第27—B図)もある。後者の場合では、第27—B図における3と3'とは同じ岩相であるが、堆積環境を異にする(たとえば、しいて前述のような級化互層岩体内の部位に対応させると、3は供給地点から遠い前部の、3'は供給地点に近い後部の岩相に相当する)とみなされる。実際には第27—B図における3および最上部の2がほとんど発達していないために、一見不完全輪廻層とみなされることもある。しかし、このような輪廻層も、後述のように堆積輪廻層の成因に密接な関連があると考えられる凝灰岩を最上部の3'に挟有する場合には、完全輪廻層とみなされるべきである。1つの輪廻層が最上部においてもっとも細かくなって、頁岩を主とするために、不完全輪廻層と判断されることがある。しかし、この場合の頁岩は一般にシルト岩(石灰質団塊を含むことがある)で、下位の級化互層を構成する頁岩部、とくにその細粒均質部よりも粗く、前述の頁岩相に相当するより浅い、shelf上の堆積物とみなされるので、このような輪廻層はもちろん完全輪廻層である。この点は、凝灰岩が前記のような輪廻層最上部ないしそのあたりに挟在する場合、一層よく理解される。要するに、和泉層群主部における第3級の堆積輪廻層は、最下部~下部のほか上部~最上部に凝灰岩を挟有することが多いので、すべてではないが、概して完全輪廻層である。しかし、その層序は対称的(a・b・c・b・a)よりは、むしろ非対称的に近い(a・b・c・b'・a)ことが多い。北勢田—下大木路線沿いの層序と根来街道沿いの層序との比較から理解されるように(第18図)、輪廻層最上部から次の輪廻層最下部への岩相変化は、一般に供給地点から遠ざかるにつれて、緩慢となる。すなわち、非対称的な層序を示す輪廻層は、一般的傾向として、供給地点からの距離を増すにつれて、その層序の非対称性を弱めていく。

第3級輪廻層は第4級輪廻層を含んでいることが多く、後者の数は一般に2~4であり、その岩相の垂直的変化の傾向は本質的に第3級輪廻層の場合と同じである。さらに、第4級輪廻層内には、第23・24図からわかるように、より小規模の輪廻層(厚さ一般に数~10数m)が認められる。個々のこの規模の輪廻層は、後述のようにある程度の地域的普遍性を有する第3級輪廻層、さらに第4級輪廻層と異なってまったく局地的のもので、その広がりは大きくてもせいぜい1供給地点に由来する粗粒堆積物の堆積主範囲程度のものであろう。

凝灰岩および凝灰質岩は、第3級輪廻層の最下部~下部、または上部~最上部に挟在し、決して中部に挟在することがない。しかし、根来街道のC<sub>0</sub>では、凝灰岩が例外的に下部よりも比較的上位の方に挟在している(第18図)。この事実は、問題の凝灰岩がC<sub>0</sub>における下位から2番目の第4級輪廻層の下部に存在していることに基づく。

**規模** 第3級輪廻層は岩相層序区分の1単位としての部層に対応するような層序の規模を有する。厚さは100~400mである。最大層厚は、岩相の差異と無関係に、B層では一般に250mを越えず、C—D層では一般に300~350m、E層では400mを越えるように、下から上へ向かって段階的に増大している。水平的広がりについては、個々の第2級輪廻層が後述のように和泉帯全域にわたって堆積したのに対して、個々の第3級輪廻層の堆積主範囲は堆積盆地内および周辺における構造運動の地域的分化に規制されて、したがって少なくとも和泉帯全体をいくつかに分かった堆積区ごとに限られていたと推察されるが、この点についてはさらに広域にわたる検討が必要である。

第3級輪廻層の平均生成期間は大概20~40万年の程度であろう(注36)。火山活動の周期もこの規模の堆積の周期性にほぼ対応するので、その平均周期は20~40万年の程度であろう。級化層の平均堆積期間、すなわち粗粒碎屑物質の間欠的堆積の平均期間は500~1,300年程度と推定される(注37)。

**成因** 和泉層群は、岩相・層厚から判断すると、後背地の著しい隆起と、これに平行して行なわれた堆積盆地における物質の急速な堆積・著しい沈降とに由来する産物である。

前述したような級化互層から構成されている第3級輪廻層(完全輪廻層)内の、下部半輪廻層における岩相の垂直的変化の一般的傾向は、根本的には時間の経過とともに、全体として堆積域の深度・後背地からの距離が増大したというような堆積環境の変遷よりも(もちろんこのような変遷はある程度示す)、むしろ供給域の隆起量・侵食量、物質の供給量、堆積域における粗粒物質運搬能力の強さ・堆積速度・沈降量が減少

注36) ここでは和泉層群の堆積期間を1,300万年とする(坂本峻雄編: 生命の歴史, 岩波書店, 1961, 表I・3)

注37) 第3級の堆積輪廻層に含まれる級化層の数を平均300~400とする。

していったことをより大きく示しているであろう。要するに、第3級輪廻の生成は、根本的に供給域における構造運動（隆起量）および堆積域における構造運動（沈降量）の周期的変化に基づくと考えられる。第3級輪廻が一般に典型的な完全輪廻（通常安定地帯の地層によりよく反映される）でなくて、むしろ不完全輪廻に近い点は、和泉層群が変動地帯に堆積した地層であることに関連し、後背地の急激な隆起が間欠的に行なわれたことを暗示する。さらに、後背地における構造運動、すなわち急激な隆起の繰返しは、輪廻層の最下部～下部および上部～最上部だけに限られている凝灰岩の存在から推定される周期的な火山活動と密接な関連があったと考えられる。

第3級輪廻の成因について、この場合火山活動との関連は別として、カルパチアのフリッシュにおける megarhythm を侵食輪廻の反映とみなした KSIĄZKIEWICZ (1960) の考えが適用される<sup>注38)</sup>。すなわち、第3級輪廻において標式的な場合次のような経緯が推察される。堆積輪廻の末期に後背地の急激な隆起が火山活動とともに開始され、やがて隆起が絶頂に達すると、それに呼応して後背地における侵食、堆積域への粗粒物質の供給、堆積域における堆積速度・沈降量が最大となって、次の輪廻の開始を招来した。この輪廻の初（前）期には火山活動が依然として行なわれ、上記の状態が引き続き保たれた。しかし、その後火山活動が衰弱し、後背地における隆起量・侵食量の減少（地形起伏の低夷化）に伴って、堆積域における堆積速度・沈降量が減退を辿っていった。急激な隆起に引き続く後の上記の諸変化は緩慢であった。

要するに、第3級輪廻の成因に、必ずしもではないが、後背地における周期的な酸性火山活動が大なり小なりの程度に関与していたと推察される。

第4級輪廻の成因も、程度の差こそあれ規模のより大きい第3級輪廻のそれと同様であったと考えられ、周期的な火山活動と関連していたとみなされる場合がある。

## VI. 2 層序大区分の基準となる堆積輪廻

この規模の堆積輪廻は第2級のもので、本層群全体を通じて少なくともA・B・C・D・E層によって示される5輪廻が認められる（第1表）。堆積輪廻層間の岩相推移は、B・C層間では急激であり、A・B層間およびC・D層間では急激なこともあれば、緩慢なこともある（第18・19図）。E層は下位の諸層と堆積物の性状を著しく異にする。

**岩相の垂直的变化** 第2級堆積輪廻層における岩相の垂直的变化を知るために、まず1例として根来街道のC層（C<sub>1</sub>—C<sub>8</sub>）内におけるC<sub>2</sub>・C<sub>4</sub>の岩相比較を行なった。C<sub>2</sub>は礫岩をより多く含んでいる点で明らかにC<sub>4</sub>と異なるが、礫岩を除外したうえで比較すると、両者はきわめて類似した岩相の組成および累重状況を示す（第18・23・24図）。したがって、C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub>の詳しい比較のためには、第9表に示すような岩相を規定する諸要素の数値を取り扱った。

その結果、次のようなことがわかる。砂岩比・頁岩量比・礫岩量比・礫岩の平均層厚・最大層厚・礫最大径・級化層の最大・最小平均砂岩比・級化層基底粒度頻度比の差異は、C<sub>2</sub>がC<sub>4</sub>よりも全体として粗いことを示す。他方、地層の粗さの規定には直接無関係な要素のうち、頁岩部平均層厚の差異は上記の結論を支持するのに対して、級化層・砂岩部それぞれの平均層厚および級化層型頻度比・量比（前3者の平均層厚と密接な関連がある）の差異はこの結論と符合しない。しかし、C<sub>4</sub>よりも粗いC<sub>2</sub>の方において、頁岩部最大層厚がより薄いの方に対して、級化層・砂岩部それぞれの最大層厚はより大きくなっている。さらに、C<sub>2</sub>ではC<sub>4</sub>に較べて、級化層砂岩部が明瞭な級化層理を示すことがより多く、頁岩部頂上に粘土質泥岩の存在することがより少ない。また、砂岩部から頁岩部への移行が漸移的である場合がより多い。このような傾向は前述したような第3級輪廻層C<sub>2</sub>内における前記諸要素の垂直的变化の状況（第26図）と根本的に調和している<sup>注39)</sup>。

以上に述べたような第9表の数値に基づく岩相の比較は、C<sub>2</sub>の区分j・k間における層序的記録欠如のために、厳密には妥当でない。しかし、実際には前述のようにC<sub>2</sub>における区分j・k間の地層欠如部に岩相の垂直的变化の転換点が当然存在する（その結果、C<sub>2</sub>ではたとえば地層の粗さの規定にもっとも重要な砂岩比

注38) 同じような考えは、ATKINSON (1962) によってスピッツベルグの第三系における major cycle の成因についても述べられている。

注39) C<sub>4</sub>よりもC<sub>2</sub>の方において、級化層下底面が顕著な凹凸を、砂岩部が級化層理の明瞭な反覆を示すことがかえって少なくなっているのは、IV・V・VI型級化層の数がより多いためである。



第9表 根来街道における和泉層群 C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub>の岩相比較

|                                |             | C <sub>2</sub> | C <sub>4</sub>      |
|--------------------------------|-------------|----------------|---------------------|
| 砂岩比(%)                         |             | 84.1           | 81.3                |
| 頁岩量比(%)                        |             | 15.9           | 18.7                |
| 礫岩量比(%)                        |             | 4.5            | 0.3                 |
| 級化層                            | 平均層厚(cm)    | 51.5           | 60.7                |
|                                | 最大層厚(cm)    | 270(I型)        | 211(IX型)<br>204(I型) |
| 級化層砂岩部                         | 平均層厚(cm)    | 41.6           | 50.4                |
|                                | 最大層厚(cm)    | 270            | 175                 |
| 級化層頁岩部                         | 平均層厚(cm)    | 7.3            | 10.1                |
|                                | 最大層厚(cm)    | 69             | 110                 |
| 級化層礫岩                          | 平均層厚(cm)    | 2.8            | 0.1                 |
|                                | 最大層厚(cm)    | 80             | 32                  |
|                                | 礫最大径(cm)    | 6.5            | 5.0                 |
| 級化層                            | 最大平均砂岩比(%)  | 91.1           | 87.0                |
|                                | 最小平均砂岩比(%)  | 77.5           | 72.7                |
| 級化層型頻度比(%)                     | I           | 5.2            | 5.6                 |
|                                | II          | 10.8           | 18.7                |
|                                | III         | 35.7           | 39.9                |
|                                | IV・V・VI     | 39.4           | 21.8                |
|                                | VII・VIII・IX | 3.0            | 4.9                 |
|                                | X・XI        | 5.9            | 9.1                 |
| 級化層型量比(%)                      | I           | 19.1           | 13.0                |
|                                | II          | 18.0           | 28.0                |
|                                | III         | 31.4           | 30.5                |
|                                | IV・V・VI     | 18.2           | 8.0                 |
|                                | VII・VIII・IX | 4.0            | 6.4                 |
|                                | X・XI        | 9.3            | 14.1                |
| 級化層基底粒度頻度比(%)                  | 礫           | 12.1           | 2.8                 |
|                                | 粗粒砂岩        | 16.7           | 20.0                |
|                                | 中粒砂岩        | 48.1           | 52.6                |
|                                | 細粒砂岩        | 22.4           | 24.2                |
|                                | 砂質シルト岩      | 0.7            | 0.4                 |
| 顕著な凹凸を示す級化層砂岩部下底面(%)           |             | 20.0           | 25.6                |
| 級化層砂岩部における明瞭な、および比較的明瞭な級化層理(%) |             | 50.1           | 40.5                |
| 級化層砂岩部における級化層理の明瞭な反覆(%)        |             | 6.7            | 7.4                 |
| 級化層砂岩部から頁岩部への緩慢な移化(%)          |             | 29.4           | 25.4                |
| 級化層頁岩部頂上における粘土質泥岩の残存(%)        |             | 63.2           | 71.9                |

が第9表に示した数値よりも大きくなる)と考えられるので、第9表の数値でもこの場合の比較にはなんら支障をきたさないであろう。

さらに、C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub>間の著しい差異は、砂岩部・頁岩部平均層厚変化度の垂直的変化にもよく認められる(第23・24図)。両者の垂直的変化は、C<sub>2</sub>の場合主として負、C<sub>4</sub>の場合主として正の相関を示し、さらに詳細にみると、C<sub>2</sub>では下部—中部(区分a—h)の場合負、上部(区分i—l)の場合正およびむしろ負、C<sub>4</sub>では下部—中部(区分a—f)の場合正、上部(区分g—j)の場合正および負の相関を示す。礫岩はC<sub>2</sub>下部—中部、



C<sub>4</sub> 上部 (区分 h-j), C<sub>2</sub> 上部の順に少なくなり, C<sub>4</sub> 下部-中部 (区分 a-g) では存在しない。したがって, 砂岩部・頁岩部平均層厚変化度は, 礫岩の量と密接な関係を有し, 礫岩が多くなるほど負の相関を, 礫岩が少なくなるほど正の相関を示すようになる。以上に述べたことは, C<sub>4</sub> が C<sub>2</sub> に較べて全体としてより安定な環境条件のもとで堆積したことを暗示するであろう。この点は級化層の型分布 (頻度比および量比) の C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub> 間における差異, すなわち互層の状態が C<sub>2</sub> よりも C<sub>4</sub> においてより規則正しいことから指摘される。また, C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub> 間の別の目だった相違は, 前述したように第 4 級輪廻の存在を規定する岩相的諸要素が C<sub>2</sub> と C<sub>4</sub> とで異なっている点である。

第 2 級輪廻層における岩相の垂直的变化の一般的傾向は, 本質的に前述の第 3 級輪廻層のそれと同じで, 第 18 図および級化互層の性状の項で述べたことから一部わかるように, 根来街道の B 層において明瞭に認められる。しかし, 根来街道沿いの C<sub>4</sub> では C<sub>2</sub> に較べて, 砂岩比が小さくなるにもかかわらず, 級化層・砂岩部・頁岩部それぞれの平均層厚が大きくなっている。この傾向は, 前述したような C<sub>4</sub> における岩相の垂直的变化において第 4 級輪廻の存在が表現されている仕方, すなわち級化層平均砂岩比の垂直的变化でなくて級化層・砂岩部・頁岩部それぞれの平均層厚の垂直的变化に反映されていることとまったく軌を一にする。さらに, 粗粒堆積物の供給地点および運搬経路が根来街道沿いの場合とまったく同じである, 東方の北勢田-下大木路線においては, C<sub>2</sub>・C<sub>4</sub> を比較すると, C<sub>4</sub> の方が全体としてより粗くなっている (第 18 図)。以上に述べたことから判断すると, 第 2 級輪廻層内にもより小さい規模の輪廻層, すなわち, 第 2・3 級中間の規模の輪廻層が含まれている場合がある。

**型式および規模** 第 2 級輪廻層における岩相の垂直的变化, または累重状況から判断すると, A 層はむしろ非対称的な完全輪廻層 (またはむしろ不完全輪廻層), B 層はむしろ非対称的な完全輪廻層, C 層は不完全輪廻層の性格を示す。D・E 層の場合は全層序が知られていないので不明である。第 2 級輪廻層は和泉帯全域にわたって認められるもので, その層序的範囲は階の  $1/2 \sim 1/3$  の規模を有する。B・C・D 層は主として級化互層から構成され, いずれも 8 層ないしそれに近い数の第 3 級輪廻層を含んでいる。それらの最大層厚は見かけ上 2,000 m 内外である。A 層は, 少なくとも明瞭な第 3 級輪廻層を含んでいない点において, 上位の諸累層と異なる。なお, 第 2 級輪廻層は岩相層序区分の 1 単位としての累層に対応する。

**成因** 第 2 級輪廻層 (完全輪廻層) 内の下部半輪廻層における岩相の垂直的变化の一般的傾向, とくに第 3 級輪廻層の場合に較べて粗粒堆積物が下から上へ向かってより著しく増加し, かつより明らかに細粒になることは, 根本的には時間の経過とともに全体として, 第 3 級輪廻の成生にとって決定的要因となるような供給域の隆起量 (および侵食量)・物質の供給量・堆積域における粗粒物質運搬能力の強さ・堆積速度・沈降量が減少したことよりも (もちろんこのような変遷はある程度示す), むしろ堆積場所の深度・後背地からの距離が増大したというような堆積環境の変遷をより大きく物語っていると考えられる。この規模の輪廻は和泉帯全域を通じて認められるので, 第 3 級輪廻に較べてはるかに広域にわたるものであることはいうまでもない。その成生は根本的に堆積盆地全体の状態, たとえば広がり, 深さ, 沈降部の分布・位置などの変化, ひいては, 上記の諸変化を引き起すような, 堆積盆地全体の内部および周辺におけるより規模の大きい構造運動 (隆起・沈降) の周期的変化に由来したと考えられる。さらに, より広範囲の造陸運動も第 2 級輪廻の成生に多かれ少なかれ関与していたであろう。たとえば, 堆積相の変遷・側方変化の項で述べたような B・C 層それぞれにおける堆積相の配置の一般的特徴・変遷, またその変遷型式の B・C 層間における顕著な相違 (第 19 図) は, 前述のような和泉帯全域に特有な規模の大きい構造運動と, より広域にわたる造陸運動との総和の表現にほかならない。

要するに, 個々の第 2 級輪廻層は, 和泉層群の堆積史, または堆積盆地発展史を規制した地域 (和泉帯) 特有の地向斜的沈降・より広範囲の造陸運動の両者に支配されて, 堆積状況を異にした。すなわち, 大局的にみて A 層の堆積は海進 (shelf 上の堆積), B-D 層の堆積は著しい地向斜的沈降 (フリッシュ型堆積), E 層の堆積は海退 (引き続き沈降が行なわれた; shelf 上の堆積) によって大きく支配されたと推察される。C 層の堆積相から判断すると, C 層の堆積時期において, 著しい地向斜的沈降と呼応して行なわれた供給域における構造運動 (隆起) が全体としてもっとも激化したと考えられる。実際に凝灰岩が本層群中 C 層においてもっとも多くの層準に挟在していることもこの経緯と関連するであろう。個々の第 3 級輪廻層の堆積も, まったく同一の成因によるのではなくて, それが含まれる第 2 級輪廻層の堆積に多かれ少なかれ規制

された。

## Ⅶ. 結 論

以上のように、和泉山脈中部の和泉層群について、級化層の性状・堆積輪廻に基づく層序区分・堆積相・堆積輪廻の性格に重点をおいて論述してきた。結論として、とくに下記の諸点があげられる。

1) 和泉層群は北側の泉南酸性岩類・領家花崗岩を顕著な傾斜不整合で覆い(基底層は西から東へ向かうほど上位の層準に移る)、主として砂岩・頁岩(および礫岩)の互層からなり、全層厚 6,000~7,000 m に達する。

2) 和泉層群は東へ向かって沈下する1つの大きな向斜構造を形成し、南側の三波川結晶片岩とは中央構造線によって境され、西部地区以外では南翼がほとんど現出していない。さらに、本層群は、中央構造線の新期再活動の表現として、南側の菖蒲谷層に衝上している。

3) 岩相層序区分については、従来の根来頁岩砂岩層と最上位の名手累層との間に、別個の岩相層序単位として四郷累層を設定した。

4) 和泉層群それ自体は1つの堆積輪廻(第1級)を示し、さらにより小さい種々の段階の輪廻(少なくとも第2~4級)を示す。第2級輪廻は層序大区分の基準となり、本層群を5累層(3亜層群にまとめられる)に区分する。第3級輪廻は層序小区分の基準となり、24輪廻認められ、100~400 m の層厚を有する。

5) 凝灰岩は従来よりも多くの層準(少なくとも34層準)にみいだされる。個々の凝灰岩層は第3級輪廻層の最下部~下部または上部~最上部に挟在し、決して中部に存在することがない。

6) 第3級輪廻層における岩相の垂直的变化・級化層の性状については、とくに岩相を規定する諸要素の数量的表現によって検討を行なった。

7) 和泉層群主部を特徴づける級化互層および類縁地層における粗粒堆積物は、広義の turbidite とみなされ、一部では fluxoturbidite ともしうべきものが発達する。最上部(上部亜層群)は主部と堆積相をまったく異にし、ほとんどまったく turbidite を含まない。

8) 上記の粗粒堆積物の運搬には、西向き系統の longitudinal current が支配的であったが、一部南向き系統の lateral current も関与した。これらの粗粒堆積物の供給地点(供給域は北側)は東方に存在するほかに、規模の小さい局地的なものが北側に少なくとも2ヵ所推定される。

9) 堆積相は $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma \cdot \delta$ 相(以上級化互層に富む)、頁岩相( $\alpha$ 相よりも供給源地に近い)、縁辺粗粒相(供給域にもっとも近い)に区分される。 $\alpha \cdot \beta$ 相における粗粒堆積物は根本的に longitudinal current に由来するが、両相は堆積物の配置について著しく異なった傾向性を示す。典型的な turbidite は $\alpha$ 相にもっともよく発達する。 $\gamma \cdot \delta$ 相の粗粒堆積物は lateral current に由来するものに富む。 $\gamma \cdot \delta$ 相にはしばしば fluxoturbidite および slump bed が発達する。

10) 第3級輪廻の成生は根本的に供給域における構造運動(隆起量)・堆積域における構造運動(沈降量)の周期的変化に帰せられ、前者は北側の後背地における周期的な酸性火山活動と密接な関連があったと考えられる。第2級輪廻の成生は本質的に堆積盆地全体の内部および周辺にわたる(和泉帯特有の)より規模の大きい構造運動に由来したと推察され、さらにより広域の造陸運動にも支配されたであろう。

## 文 献

- ATKINSON, D. J. (1962): Tectonic control of sedimentation and the interpretation of sediment alternation in the Tertiary of Prince Chales Foreland, Spitsbergen. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 73, No. 3, p. 343~364
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch deposits— A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 168 p.
- 千地 万造(1960): 和泉山脈主部および北辺丘陵地域の地形と地質, 大阪市立自然科学博物館業績, No. 60, p. 1~16
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in flysch of the Polish Carpathian mountains. *Bull. Geol. Soc. America.*, Vol. 70, No. 8, p. 1089~1118

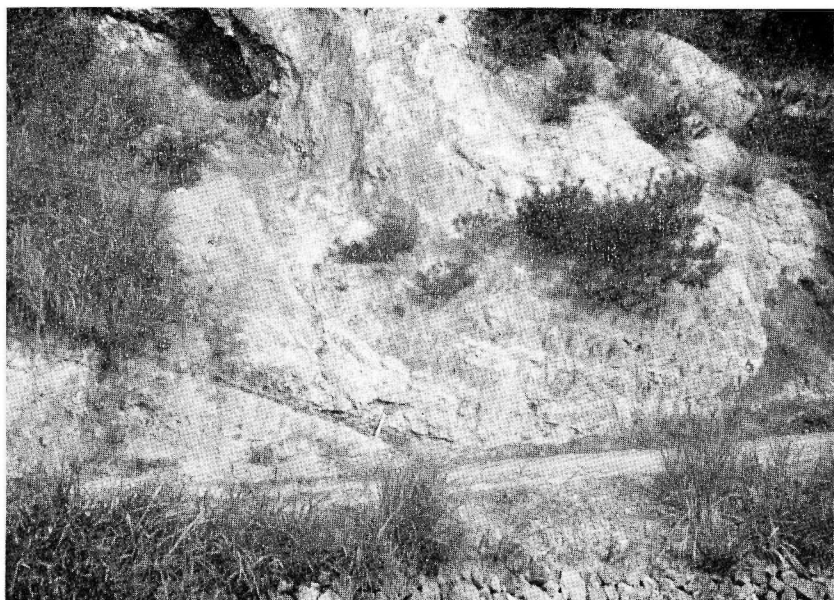
- 平山健・田中啓策 (MS) : 5 万分の 1 地質図幅「粉河」および同説明書, 地質調査所
- 堀越 和衛 (1957) : 四国石鎚山付近の地質, 愛媛大学紀要, 第 II 部, 自然科学 (地学), Vol. 2, No. 4, p. 127~141
- 堀井 篤 (1958) : 葛城山北部の和泉層群の層序と構造, 立命館大学理工学部紀要, No. 3
- 堀井 篤 (1959) : 和泉山脈西部雄ノ山峠周辺の和泉層群について, 立命館大学工学研究所紀要, Vol. 4, p. 127~134
- 兵庫 県 (1961) : 兵庫県地質産出図説明書, 171 p.
- 市川浩一郎 (1960) : 和泉山脈中部の和泉層群の層相変化および後背地の問題 (演旨), 地質学雑誌, Vol. 66, No. 778, p. 466
- 市川浩一郎・前田保夫 (1960) : 和泉層群の斧足類化石による生層序区分, 有孔虫, No. 11, p. 5~14
- 河田喜代助 (1939) : 紀ノ川流域の中央線に沿ふ地質, 矢部教授還暦記念論文集, Vol. 1, p. 39~53
- 小林 貞一 (1931) : 和泉山脈の和泉砂岩層, 地質学雑誌, Vol. 38, No. 459, p. 629~640
- KSIAZKIEWICZ, M. (1960) : Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. *Geol. Rundschau*, Bd. 50, p. 8~31
- KUENEN, PH. H. (1953) : Significant features of graded bedding. *Bull. Petrol. Assoc. America*, Vol. 37, No. 5. p. 1044~1066
- MATSUMOTO, T. [Editor] (1954) : *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. The Cretaceous Research Committee, The Japanese Society for the Promotion of Science, 324 p.
- MATSUMOTO, T. & OBATA, I. (1963) : A monograph of the Baculitidae from Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, Vol. 13, No. 1, p. 1~166
- NAKAGAWA, C. (1961) : The Upper Cretaceous Izumi group in Shikoku. *Jour. Gakugei Tokushima Univ., Nat. Sci.*, Vol. 11. p. 77~124
- 中島和一・小泉光恵・中川衷三 (1963) : 和泉層群における低変成相, 日本地質学会関西支部報, No. 48, 同西日本支部報, No. 32 (合併号), p. 8~9
- PETTIJOHN, F. J. (1957) : *Sedimentary Rocks*, 2nd ed. Harper & Brothers, New York, 718 p.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F. J. (1963) : *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, Berlin, 296 p.
- TANAKA, K. (1963) : A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan, *Rep. Geol. Surv. Japan*, No. 197, 122 p.
- 田中 啓策 (1964) : II.2 白堊系, 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫 : 5 万分の 1 地質図幅「岩見沢」および同説明書, 北海道開発庁, 168 p.
- 田中啓策・松本達郎・前田保夫 (1952) : 淡路島最南部の和泉層群, 地学雑誌, Vol. 61, No. 2, p. 15~20
- WOOD, A. & SMITH, A. J. (1959) : The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grit (Upper Llandoveryan). *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, No. 454, p. 163~195  
(昭和39年8月稿)

Izumi Group in the Central Part of the Izumi Mountain Range,  
Southwest Japan, with Special Reference to its Sedimentary  
Facies and Cyclic Sedimentation

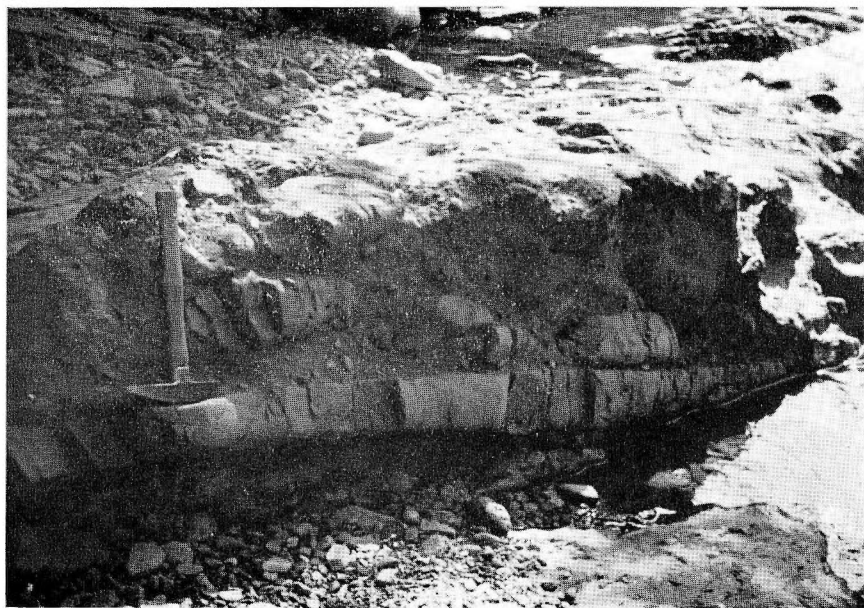
By  
Keisaku Tanaka

Abstract

The Upper Cretaceous Izumi group in the central part of the Izumi mountain range covers acidic pyroclastic rocks and granite on its north side with a distinct unconformity, while is separated from the Sambagawa metamorphic rocks on its south side by the Median tectonic line. The strata have the general trend of ENE-WSW, forming a large scale synclinal structure plunging to the east. This group is an extraordinarily thick sequence (6,000 to 7,000 m thick) of sandstone, shale and conglomerate in alternation, especially its main part being composed of embankment deposits. The Izumi group shows in itself five major cycles, the upper four, in turn, consisting of several minor cycles, 100 to 400 m thick, respectively. The main part of the group, i. e. the second to fourth major cycles are characterized by the predominance of rhythmic alternation of (conglomerate—) sandstone—shale, frequently showing graded bedding, the coarse sediments being ordinarily provided with various features recognized in turbidites. It draws one's attention that acid tuff is usually intercalated in the lower or upper part of minor cycle and never in the middle. In short, for the stratigraphic classification of the present group, especially of its main part, cyclic sedimentation as represented by the minor cycles mentioned above is stressed among others. It is furthermore a matter of course that the Izumi group itself presents a single cycle of sedimentation. Minor cycles are supposed to owe their origin, though not exclusively, to periodical change of tectonism (magnitude of uplift) in the northern source areas, which is closely related to periodical acid volcanism and to that of tectonism (magnitude of subsidence) in the depositional areas. The origin of major cycles may have been essentially attributed to tectonism on larger scale, i. e. that around and in the overall basin. From the measurements of current-directional structures and facies analysis, it is thrown light upon that for the dispersal patterns of coarse sediments in the main part of the group, westerly longitudinal transport is the leading part but the subordinate control is lateral supply from the north, its resulting deposits being frequently accompanied by slump beds.



図版 1 和泉層群 (右側) の菅蒲谷層 (左側) への礫上 (上丹生谷, 丹生神社北方)  
ハンマーの頭の位置は礫上断面を示す。



図版 2 和泉層群 B<sub>1</sub> にみられる pebbly mudstone および slump structure (新家南方)



図版 3 和泉層群 B<sub>1</sub> にみられる slump structure (金熊寺)



図版 4 和泉層群 B<sub>1</sub> にみられる slump structure (山中北方)





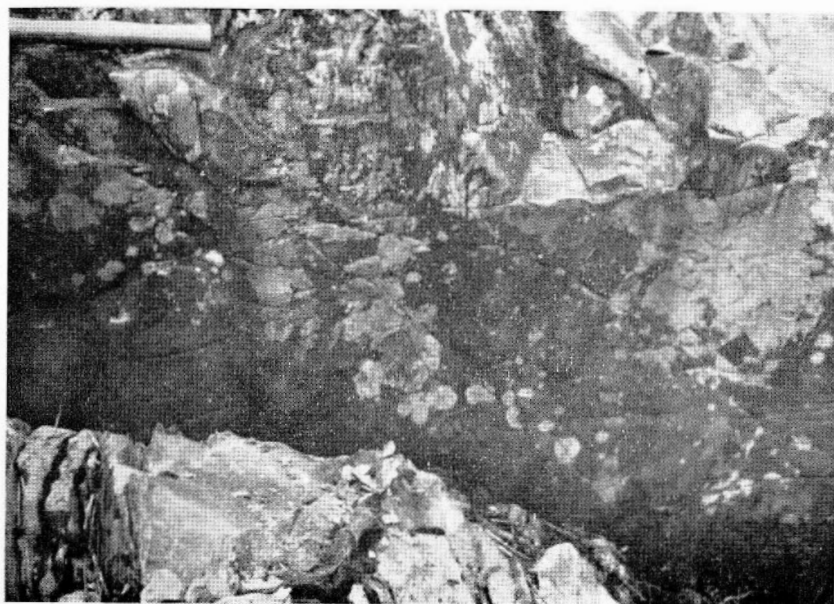
図版 5 和泉層群 B<sub>5</sub> にみられる slump structure (山中南方)  
砂 (白地) と泥 (黒地) とが不規則に混合する。



図版 6 和泉層群 B<sub>5</sub> の薄層理砂岩頁岩互層にみられる乱れた成層状態 (山中南方)



図版7 和泉層群 B<sub>1</sub> の砂岩中に含まれる頁岩偽礫 (金熊寺)



図版8 和泉層群 B<sub>8</sub> にみられる flute cast (山中南方)  
流れは下から上へ向かう。



地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号を付ける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
  - a. 地質
  - b. 岩石・鉱物
  - c. 古生物
  - d. 火山・温泉
  - e. 地球物理
  - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
  - a. 鉱床
  - b. 石炭
  - c. 石油・天然ガス
  - d. 地下水
  - e. 農林地質・土木地質
  - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
  - a. Geology
  - b. Petrology and Mineralogy
  - c. Paleontology
  - d. Volcanology and Hot spring
  - e. Geophysics
  - f. Geochemistry
- B. Applied geology
  - a. Ore deposits
  - b. Coal
  - c. Petroleum and Natural gas
  - d. Underground water
  - e. Agricultural geology, Engineering geology
  - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

# 地質調査所報告

第 207 号

Mizuno, A.: Summary of the Paleogene molluscan faunas in north Japan, 1964

第 208 号

安藤 厚: 硫化金属鉱床に伴なうゲルマニウムの地球化学的研究, 1964

第 209 号

松田武雄, 須田芳朗: 日本における重力異常図 (Bouguer 異常図), 1964

第 210 号

Hoshino, K.: Fracture system and natural gas occurrence in the Joban coal field, 1965

第 211 号

長浜春夫: 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積, 1965

## REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 207

Mizuno, A.: Summary of the Paleogene molluscan faunas in north Japan, 1964 (in English)

No. 208

Ando, A.: Geochemistry of germanium in the metallic sulfides ore deposits in Japan, 1964  
(in Japanese with English abstract)

No. 209

Matsuda, T. & Suda, Y.: Bouguer anomaly maps in Japan, 1964 (in Japanese with English abstract)

No. 210

Hoshino, K.: Fracture system and natural gas occurrence in the Joban coal field, 1965  
(in English)

No. 211

Nagahama, H.: Diagonal bedding and accumulation of Tertiary sediments in northwestern Kyushu, Japan, 1965 (in Japanese with English abstract)

Tanaka, K.

和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積相と堆積輪廻について

田中啓策

地質調査所報告, No. 212, p. 1~34, 1965

27 illus., 8 pl., 9 tab.

和泉山脈中部の和泉層群について, 次のような事項に重点をおいて論述する: 地層構成基本単位としての級化層の性状, 堆積輪廻に基づく層序区分, 輪廻層の性格, 堆積物の配置・性状と堆積構造の方向性に基づく相区分

551. 763(521. 74)



昭和 40 年 11 月 24 日 印刷

昭和 40 年 11 月 29 日 発行

工業技術院地質調査所

---

印刷者 高 橋 武 夫

印刷所 大日本印刷株式会社

(C) 1965 Geological Survey of Japan





**REPORT No. 212**

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke SATO, Director

**IZUMI GROUP IN THE CENTRAL PART  
OF THE IZUMI MOUNTAIN RANGE,  
SOUTHWEST JAPAN, WITH  
SPECIAL REFERENCE TO ITS  
SEDIMENTARY FACIES AND  
CYCLIC SEDIMENTATION**

By

Keisaku TANAKA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1965

地質調報

Rept. Geol. Surv. J.

No. 212, 1965