

徳島図幅地質説明書

通商産業技官 平 山 健

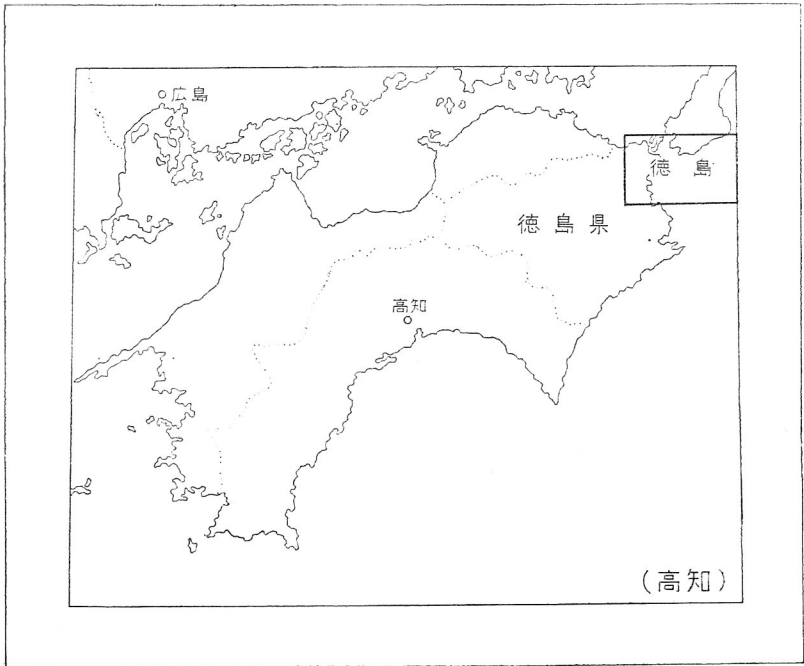
通商産業技官 田 中 啓 策

正 誤 表

頁	行	誤	正
6	27	受ける以外	受ける以前
11	7	石英分に乏しく	石灰分に乏しく
13	21	Archeozostera	Archaeozostera
16	28	直接	直径
22	第 1 図 右 側	10.0+ 2.0	10.0+
23	2	賀集累層	和泉層群
29	19	細砂岩	細砂岩層
◇	26	上部砂岩層	細砂岩層
英文 3	18	these crop out	there crops out
4	24	It is characterized by albite spots in both areas.	Both are characterized by albite spots

(徳島図幅)

位 置 図



III. 2 瓦用粘土	32
III. 3 建築石材	32
参考文献	33
Abstract	1

縦行 XV：横行 30
図幅番号第 230 号

徳島図幅地質説明書（昭和 26 年稿）

通商産業技官 平 山 健

通商産業技官 田 中 啓 策

徳島図幅は徳島県板野郡・名東郡・勝浦郡・那賀郡・徳島市および鳴門市と兵庫県三原郡・洲本市にわたる淡路島の一部とを含んでいる。

本調査は昭和 24 年（1949）の野外作業で完成したもので、その間四国地域は平山健が担当し、淡路地域は主として田中啓策が担当して行つたものである。

I. 地 形

当図幅に含まれている地域は鳴門海峡を隔てて四国と淡路との 2 区域に分れてはいるが、ほとんど連続した同質岩層からなっており、僅かに淡路南岸にみられる更新-鮮新統が両者の地質的差異を示しているにすぎない。主要な構成岩類およびその構造は類似しているが、地形的には両者はかならずしもその揆を一にしていない。すなわち徳島県に属する地域は広大な流域面積と、豊富な水量をもつ吉野川・鮎喰川および勝浦川などによって、その地形は多分に影響されており、他方淡路地域は狭隘な島嶼として存在するために、両者の地形の発達様式はおのずから異なるのである。たゞわずかに鳴門海峡の両岸には沈降海岸の隆起した地形が発達し、また中央構造線の北側には急崖が連続して発達することなどが、両者の示す共通な地形的特徴である。

徳島県に属する地域は地形的に次の 3 つの部分に分けることができる。それらは南西部の丘陵性の山地帯、北部の阿讃山脈地帯、および吉野川・鮎喰川などによって構成された沖積平野地帯である。これらの 3 地帯は瀬戸内海・古吉野川および現在の吉

野川などの影響を多分に受けつつ生成されたのであろう。

図幅南西部に見られる高度 300 m 以下の山地帯は、西隣脇町図幅地域から連続した四国中央山脈の 1 支脈である。この支脈は本図幅地内では、西方から次第に高度を低減しつつ東方に連なつた晩壮年期山地で、開析度の進んだ丘陵性の性質を示し、小谷が多く、沈降海岸がふたたび隆起して生じたとみられる地形を示している。本丘陵性山地はその山麓に河成段丘を残している場合がある。

北部を形成する山地は阿讃山脈の東端部に当り、西方から連続してきた地壘山脈が、高度を減じつつ鳴門海峡にのぞむ高度 500 m 以内の晩壮年期山地である。谷形は複雑で小谷が入り乱れ、谷中には段丘が残存している。吉野川沖積平野に臨む山地の南側には、直線的な断層線崖の形状を認める。

両山地間の沖積平野は吉野川によつて東西方向に貫ぬかれているが、この沖積平野の南北両縁は東西方向の断層線崖であつて、陥落した断層谷は第四紀以後において海面下に没し、後ふたたび隆起して現在見られる 2 段の段丘を残したと考えられる。すなわちこの三角形の沖積平野は吉野川河口のかつての埋没谷であつて、それがそれを挟む南北の山地とともに隆起しつつ沖積地が生成したために、その所々に段丘状の平坦部を残すものと観察される。この沖積平野の南部は南隣富岡図幅地から流下した勝浦川の流路に当り、徳島市一小松島町間の平野となつているが、この平野もかつての沈降海岸が隆起しつつ生じた沖積地とみられ、かつての山地の一部が平野の各所に小丘としてその頂きを見せている。鳴門市以北の複雑な海岸地形も沈降海岸が隆起した形跡を残し、附近の沖積平野も前記の平野とその成因は類似し、平野のなかに小丘が残っている。

淡路地域は、淡路島南部とその南方に位置する沼島^{ぬしま}とからなる。徳島地域では、山稜はほぼ東西に走るが、淡路島南部においては北東—南西方向をとり、東方の諭鶴^{ゆづる}は羽山塊（仮称）と西方の福良山塊（仮称）とに区分される。諭鶴羽山塊は、海拔 608.6 m の諭鶴羽山を最高とする平均高度 500 m 内外の山地であり、西方に向つて漸次低くなる。その北斜面はゆるい傾斜をなして平野に臨み、山麓に扇状地地形をつくる。南斜面は急崖をなして紀伊水道に臨み、海岸にはところどころ段丘が発達する。諭鶴羽山塊の南西端は、これから北へ約 4,500 m ずれて本図幅地内における福良山塊の北東端につづく。このことは地層のずれからわかる。福良山塊は海拔 100~150 m

の高度を有する山地をなし、西端において門崎をつくり、鳴門海峡を隔てて北へ約 1,300 m のずれをもつて、徳島地域の阿讃山脈の東端孫崎に相対する。

諭鶴羽山塊の南縁はほぼ東北東一西南西方向に延びる断層海岸地形を示し、海岸線の形状によつて東部・中部および西部の 3 部分に区分される。

東部では、海岸線は直線的に走り、急崖はかなり開析されて、高度 200 m 内外の三角面が明瞭に発達する。また洲本市相川および畑田には高度約 30~50 m の段丘がみられる。

中部では、海岸線は緩やかな弧を描いて南方に突出し、南方に位置する沼島と相対する。また東部に比べて開析程度が劣り、かつ明瞭な急崖が発達しないで、たゞ灘村^{はぶ}土生以西に高度 150 m 内外の急崖が多少発達するにすぎない。この部分の東半部では、海岸線に接近して高度 100~150 m 内外の緩斜面が分布し、段丘は灘村^{えんじつ}凹実および大川にみられ、それらの高度は約 20~40 m である。なお土生においてもほぼ同じ高度を有する段丘が分布するようである。

西部では、海岸線は直線的に延び、開析程度は他の部分に比べて遙かに劣る。高度約 130~150 m の平坦な山稜が海岸線に接近して走り、そこに高度 100~120 m 内外の急崖が発達し、それを開析する谷は一般にきわめて短小な空谷である。なお灘村大川・地野および潮崎（部落）に分布する高度 50 m 内外の平坦面はおそらく段丘面であろう。

諭鶴羽山塊の南縁は、ほぼ直線的な海岸線をもつ隆起海岸地形を呈するのに反して、福良山塊の南部では海岸線の屈曲が大である。そのうち東部は地質時代のごく最近まで沈降海岸であつたが、現在では隆起島嶼をもつ隆起海岸地形を呈し、こゝに吹上浜の段丘が発達する。中部は福良湾をふくみ、現在でも明らかな沈降海岸である。

沼島は四国中央山脈の東方延長であつて、弧状を示す島の外側は高度 100 m 内外の急崖をなし、内部は緩やかな起伏をなしている。

II. 地 質

II. 1 概 説

図幅地域は、西隣脇町図幅地域に連続して、広大な沖積平野の下を走る中央構造線によつて、内帯と外帯とに分けられる。内帯は和泉層群（従来の和泉砂岩、または和

泉砂岩層に当る)と鮮新—更新統淡路層群とにより、また外帯は三波川変成岩類によつて構成されており、両帯ともに局部的な更新統および現世統の分布がみられる。

外帯を構成する三波川変成岩類は、図幅の南西部の丘陵地と沼島とに分布し、ほとんど E—W の走向で、背斜構造あるいは向斜構造と、後期の断層とに支配されて露出している。岩石は緑色片岩・黒色片岩・緑色千枚岩・黒色千枚岩・片状砂岩・石英片岩などであつて、南部にはむしろ一般の古生層に類似した変成度の弱い千枚岩質の岩石も露出しているが、こゝではこれも三波川変成岩類中に含めて記述する。

上部白堊系和泉層群も西隣脇町図幅地内から引き続くものであつて、阿讃山脈の東部を形成し、鳴門海峡をこえて淡路島に分布している。砂岩・頁岩および礫岩を主とし、凝灰岩・珪質砂岩・頁岩などを挟み、イノセラムス・菊石などの化石を産出するきわめて厚い累層である。走向は NE—SW であるが、阿讃山脈の和泉層群の南半部は逆断層によつて擾乱され、走向は NW—SE に変化し、局部的にも不規則な所が多く、累層の状態も明らかでない。

淡路島の和泉層群は同島南部の大部分を構成し、大局的にみると単斜構造を呈するが、南縁部では褶曲および断層が発達する。また南北に近い方向の 2 断層によつて 3 地塊に分れる。

こゝの和泉層群の辺縁にみられる淡路層群は砂・礫および粘土からなり、亜炭を挟み、また植物化石を産出する。淡路層群は和泉層群を不整合に覆い、また後者に衝上される場合がある。

更新統は砂・礫および粘土からなつていて、麓の谷を埋めて発達し、段丘および扇状地を形成する。

現世統は海岸のほか、各河川の河口に近く広い沖積平野を作り、海岸線に沿つては砂丘の発達している所も見られる。

II. 2 各 説

II. 2. 1 三波川変成岩類

化石による決定はされていないが、本地域の三波川変成岩類は南部に分布している古生層との岩質的な関係などから、古生層の変成相であると思われる。図幅地域内ではこの岩類は南西部にはほぼ E—W の走向で露出し、沼島にも分布している。本図幅地

域内に見られる三波川変成岩類の各種岩層の境界面（例えば黒色千枚岩と片状砂岩の境界面）は、原岩の層理を示すと考えられるが、その境界面は片理面となつていて、原岩の層理と現在見られる片理とは一致しているようであり、岩層間は常に整合であると観察され、層理と片理との斜交する所は小規模で、かつ非常に小数の特種な場合（例えば変成作用を蒙る以前、すでに褶曲作用を局部的に受けていたと考えられる箇所など）を除いてはみることができない。

本地域の岩層類は見掛上、次の層序で累層している。

- | | | |
|-----|----|----------------------------------|
| 見掛上 | 4. | 緑色片岩と黒色片岩との互層（石英片岩）層厚 1,000 m ± |
| | 3. | 緑色片岩（石英片岩）層厚 800 m ± |
| | 2. | 緑色片岩と緑色千枚岩（石英片岩）層厚 300 m ± |
| 見掛下 | 1. | 黒色千枚岩（片状砂岩・珪質岩および石英片岩）層厚 750 m ± |
- 1ないし4の岩層中には、上記のように石英片岩の薄層がふくまれているが、地質図の凡例中にはこの石英片岩は省略した。

以上の分層はたとえば大部分の黒色千枚岩のように、ほとんど1種の岩石の厚層からなつていることもあるが、多くの場合には各種の岩石の互層であり、また各層の層厚も一定しない。したがつて地質図に示した分層は主要な岩種によつたものであつて、図上で黒色片岩として着色された部分にも緑色片岩が存在し、互層する所や移化しあう所も多いのである。さらに緑色片岩類中には塩基性火成岩起源の変成岩がレンズ状に介在することも多いと思われ、時には変成作用を受ける以前には貫入関係であつたと思われる所も見られる。

これらの岩石には野外および鏡下の観察から次のものが含まれている。

- | | | |
|------|------------------|-------------------|
| 4. { | 緑色片岩 { | d) 陽起石緑簾石緑泥石曹長石片岩 |
| | | c) 曹長石緑簾石角閃石片岩 |
| | 黒色片岩 {
石英片岩 { | b) 石墨絹雲母曹長石石英片岩 |
| | | a) 紅簾石絹雲母石英片岩 |
| 3. { | 緑色片岩 {
石英片岩 { | c) 陽起石緑簾石緑泥石曹長石片岩 |
| | | b) 緑簾石絹雲母藍閃石片岩 |
| | | a) 紅簾石絹雲母石英片岩 |

2. 緑色片岩 }
 緑色千枚岩 }
 (石英片岩) {
- c) 紅簾石絹雲母石英片岩
 b) 陽起石曹長石片岩
 a) 陽起石緑泥石緑簾石曹長石片岩
 (千枚岩質のものを含む)

1. 黒色千枚岩 (片状砂岩を含む) および石英片岩

この地域の岩層と西隣脇町図幅地内の岩層とを比較すると、対比されるものは次のとおりである。

脇町図幅	徳島図幅
E4.
D3.
Cの緑色部2.
B } A }1. (片状砂岩は少量)

II. 2. 1. 1 黒色千枚岩 (片状砂岩・珪質岩および石英片岩)

この黒色千枚岩層は、徳島県下では二軒屋駅西方から地藏越附近までの地域、および園瀬川以南の西部地域に亘つて露出する。前者は上位層にひきついて北傾して現われ、園瀬川に沿つた構造線によつて切られる黒色の千枚岩質の岩石であつて、片状砂岩を含んでいない。後者は園瀬川以南の西部の地域を構成し、勝浦川河口と多家良村浪野西方を結ぶ断層で切断されているが、この部分は構造も複雑で含まれる岩種もいろいろなものにわたっている。沼島ではその南半部がおもに黒色千枚岩および黒色片岩からなつている。走向 $N 80^{\circ}E$ で褶曲がはなはだしく、傾斜は一定していない。南部の海岸にそつてやゝ曹長石の多い黒色片岩がみられるが、曹長石の点紋はない。片状砂岩は徳島県下の上八万村星河内西方に黒色片岩に挟まつてやゝ厚い露出を見るが、他は黒色千枚岩層の一部に薄層として介在する。たとえば勝占村西から多家良村浪野間の県道には、黒色千枚岩中に薄層として少量介在する。また黒色千枚岩中には石英片岩が挟有されている。上八万村道原西方、津田町西部および多家良村入野西方にみられるものがそれである。この石英片岩は変成作用を受ける以外、すでに存在したものか、または後で片理に沿つて貫入した脈状のものかは判然としない。地藏橋駅北側を $NE-SW$ 方向に横切る断層以南の地帯は、結晶片岩地帯に含まれ

てはいるが、その岩質は変成度が弱く、片岩というよりは千枚岩というべきものであつて、変成度のきわめて弱い粘板岩質の岩石をさえ混えている。走向はE—Wであるが傾斜は乱れている。これは岩層が褶曲・向斜および背斜の構造をしているためではあるが、それとともにこの地域の岩石は破碎作用を受けているので、それも原因の1つとなつている。野外においてもそのような状態は見られるが、鏡下においてもその破碎状態を認めることができる。この破碎作用を起したものは、鮎喰川に沿つて生じている破碎帯(和食・富岡両図幅中に見られる)を作つたものと同じであつて、この破碎帯の東部がこの地域に現われているものであろう。上記両図幅内においては、破碎帯は一般の古生層と、やゝ片状を呈した千枚岩類ないしは結晶片岩類との中間にあつて、破碎帯を形成している岩石は黒色岩石が多い。黒色千枚岩は細かい褶曲をなし、数mmの間隔の偽劈開(false cleavage)が見られる。また数cm内外のレンズ状石英脈、および層状の石英脈が発達している。岩石は黒色ないし暗灰色を呈し、絹雲母光沢をもつている。鏡下には石英・絹雲母および石墨が主成分鉱物としてみられ、少量の燐灰石・緑簾石・緑泥石・斜鋸簾石・方解石・チタン石などを含んでいる。多量に含まれる石墨は結晶形を示さず、塵埃状に片理の方向に配列している。本岩層中には緑色の千枚岩質岩石の薄層と絹雲母石英片岩の薄層とを挟有している。

前者の成分鉱物は微細で判明しないが、緑泥石および陽起石を主成分とするもので、後者では絹雲母が片理を構成する主要鉱物であり、光沢の強い片岩を作つている。本岩は時に石英片岩に移化する。

片状砂岩は肉眼的には灰白色ないし暗灰色の硬砂岩類似の岩石で、片理の発達は著しくない。石英および曹長石の碎残擬斑晶が存在し、石英脈が発達している。鏡下に検すれば主成分鉱物は石英・曹長石および絹雲母で、副成分鉱物として黒色炭質物・黒雲母・燐灰石・緑簾石・褐簾石・輝石などを含有している。碎残擬斑晶は石英と曹長石とを主とするが、普通輝石その他の鉱物もみいだされる。これらは片理の方向にやゝ延長配列し、その間は石英・長石等の細粒で充填され、それらの間に存在する副成分鉱物も片理の方向に配列することが多い。石英以外の斑晶中には包有物が多く、あるものは絹雲母化作用およびカオリン化作用を受けて汚濁している。石英は波状消光が著しいが、脈状石英は波状消光をすることは稀である。

千枚岩類には黒色を呈し、石墨および石英を主成分鉱物とするものと、緑色を呈し

絹雲母および緑泥石を主成分とするものがあるが、粘板岩に近いものは細粒の黒色物質・絹雲母および緑泥石からなっている。石英質の岩石中には大形の石英粒からできた脈状部があるが、大形石英粒は波状消光が著しく、破碎作用を受けた跡が明らかに見られる。絹雲母および緑泥石は鱗片状の小結晶で平行配列をしている。

II. 2. 1. 2 緑色片岩と緑色千枚岩（石英片岩）

本岩層は見かけ上黒色千枚岩層の上位に位置する岩層で、緑簾石を多量に含み、黄緑色を呈し、また黄緑色の条線を持つことを特徴とする。緑色片岩は下位の黒色千枚岩層に接近すると、薄層となつて黒色千枚岩と互層をなし、緑色千枚岩層となる。

徳島市勢見山から地藏越にわたつて分布するものは、断層で南側に移動して上八万村川北附近に現われて、西方脇町図幅地内に続くのであつて、これらの地区においては上位の緑色片岩に重なっている。しかし園瀬川以南に見られるこの種の岩石は、黒色千枚岩中にあつて上位層との関係は明らかでなく、ことに小松島町北方の日峯神社附近から東方海岸にわたつて露出するレンズ状の薄層は、その上下の岩層に対する関係が不明である。この種の岩石中にも火成岩起源のものがあるという疑問は濃いので、この点については多くの問題が残されている。

本岩層の最下部には紅簾石を含んだ石英片岩が局部的にみられる。すなわち勢見山南西から地藏越に及ぶものがそれである。

なお脇町図幅地内では本岩層に類似の岩層中に方解石・スティルブノメレンおよび石英を含む片岩が存在するが、本地域内では見られない。

陽起石緑泥石緑簾石曹長石片岩

黄緑色ないし草緑色を呈し、部分的に緑色濃淡の縞状をなしている。緑簾石・緑泥石・陽起石および曹長石を主成分鉱物とし、石英・絹雲母・白チタン鉱などを副成分とする。本岩石は時に藍閃石を含む。薄片として検すると緑簾石および緑泥石を主とし、さらに白色に近い縞状部は曹長石の量がきわめて多い。縞状をなすこれらの有色鉱物は片理の方向の1つの帯に集合し、その部分には他の鉱物をほとんど混在せしめないのが特徴である。緑簾石は短柱状または細粒をなし、時に累帯構造をなす。外部は複屈折が高く鉄分に富んでいる。緑色角閃石は半自形をなし、その多くは内部が細片となつて陽起石に変じ、また外縁部まで陽起石に変化しているものもみられる。曹長石は不規則な形を示し、片理の方向にやゝ延長し、アルバイト双晶をなしている。

本岩層中では曹長石は点紋を形成することはない。陽起石は通常繊維状をなしているが、角閃石の周辺部や角閃石の変化したものとされるものは、短柱状または不規則な板状をなしている。陽起石は岩石の片理を構成する主要な鉱物成分である。緑泥石も片理を形成する主要素の1つで、細かい繊維状を呈する。

陽起石曹長石片岩

本岩は上記の陽起石緑泥石緑簾石曹長石片岩層中に薄層として存在するか、または本岩の薄層と黒色千枚岩層の薄層とで細かい互層をなしている。暗緑色の岩石で片状構造は著しい。鏡下の観察では陽起石が繊維状に片理の方向に並び、曹長石が粒状にその間を充している。緑簾石・緑泥石・石英などを副成分鉱物として有する。本岩は千枚岩質になっている場合も多く、この場合は黒色千枚岩層と互層することが多い。

紅簾石絹雲母石英片岩

地蔵越から勢見山西南にかけて福万谷・中津浦丸山附近に分布し、II. 2. 1. 2 に属する岩層の最下部を構成するが、本岩層と思われる南部の緑色片岩層には伴われていない。

本岩は紅色を呈する珪質岩で、紅簾石・石英および絹雲母を主成分とし、チタン鉄鉱・燐灰石・赤鉄鉱・柘榴石および緑簾石を伴っている。縞状を呈することの多いのは、紅簾石およびチタン鉄鉱の多い部分と石英・絹雲母を主とする部分とによるのである。紅簾石は長柱状を呈し、片理の方向に並列し時に集合体を作っている。石英は片理の方向に延長されて配列する。柘榴石は小粒で片理に平行して線状に並び、斜方十二面体の自形を保っているものが多い。紅簾石を含有する岩石には赤鉄鉱および方解石を多量に含有するものが多い。赤鉄鉱は粒状である。方解石は2次の生成物である。

II. 2. 1. 3 緑色片岩（石英片岩）

四国では徳島市南西部、瀬瀬川以北の丘陵性山地の大部分を構成する岩層で、西隣脇町図幅地から連続して露出しており、沼島ではその北半部を構成し走向はほぼE-Wで、北に傾斜する。下位に続く緑色片岩層よりも緑簾石の含有が少なく、その色彩は濃緑色を呈し、かつ肉眼にも認められる曹長石の点紋を生じている。本岩層中では見かけ上の上部に点紋の量も多く、形も大きい。

紅簾石絹雲母石英片岩

西隣脇町図幅地内から続いて、名東郡上八万村川北の北方とさらに北方とに東西の片理を持つて露出し、地蔵越附近を通過する NW—SE 方向の断層によつて北方に移動し、徳島市東名東の南と加茂名附近に露出する。さらにまた同質のものが沼島にもみられる。点紋を有する緑色片岩中に、数 10 cm から数 m の層厚で介在するが、片理の方向に連続性が強い。紅簾石を失つて石英片岩に移化する場合もある。本岩の鏡下における性質は前記 II. 2. 1. 2 のものと同様である。

緑簾石絹雲母藍閃石片岩

上下 2 層の紅簾石を含む石英片岩層の間は緑色片岩であるが、その一部には藍閃石を含んでおり濃紺青色を呈する。脇町図幅地内では概して薄層となつてゐるが、本図幅地内では層厚が増している。ことに徳島市東名東から眉山にかけての背陵には、その厚層を見ることが出来る。藍閃石・緑簾石および曹長石を主成分とし、絹雲母・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・金紅石・柘榴石・チタン石などを副成分鉱物としている。藍閃石は 0.4~1.2 mm の柱状結晶である。

陽起石緑簾石緑泥石曹長石片岩

緑色片岩中点紋によつて特徴づけられるものであるが、見掛け上の下部では点紋の量も少なく、型も微細なものになる。紅簾石および藍閃石を含む岩層の上下に広く露出している。点紋の生じる状態は不規則であるが、上位層に大形のものが多く、かつ量的にも増加し、局部的には岩石の 80% 以上を占める場合もある。黄緑色ないし淡緑色の岩石で、主成分鉱物は緑泥石・緑簾石ないし曹長石であり、副成分鉱物としては陽起石・絹雲母・チタン石・燐灰石・方解石などがある。曹長石は 0.2~0.8 mm の点紋を形成し、楕円形をなすものが多い。包有物として緑簾石・チタン石および陽起石を持ち、時に石英を含有する。包有物の配列状況は直線状をなす場合が多いが、時に曲線を描き、点紋の回転した形跡を残す。曹長石には残晶と思われる斑状のものがあるが、量的には少ない。緑泥石は点紋の間を充填し、陽起石および緑簾石が緑泥石化作用を受けた結果生成したと思われるものが多い。緑簾石は包有物としてのほか、石基中にもヤゝ大形の結晶が見られる。粒状の結晶で複屈折の高いものも多く、包有されたものには斜鋳簾石に近い性質のものが多い。絹雲母は緑泥石とともに石基中にあつて、片理構造を構成する主要な鉱物である。

II. 2. 1. 4 緑色片岩と黒色片岩との互層（石英片岩）

従来別子統と考えられていたものの上部層に属する。石英片岩を除いて曹長石の大形の点紋によつて特徴づけられ、緑色片岩と黒色片岩とは互層の状態を呈する。結晶片岩地帯の最北部に東西の方向に露出している。

紅簾石絹雲母石英片岩

点紋片岩中に薄層またはレンズ状に挟有されている。岩質は下部すなわち II. 2. 1. 2 および II. 2. 1. 3 のものと同様であるが、やゝ絹雲母に富み、石英分に乏しく、かつ千枚岩質の所も存在する。

石墨絹雲母曹長石石英片岩

緑色片岩と互層して広く分布し、下部の黒色千枚岩層と類似するが、点紋を持つていて異なる。石英・絹雲母・曹長石および石墨を主とし、燐灰石・綠泥石・綠簾石・斜黝簾石・方解石およびチタン石を附随せしめている。点紋の曹長石は 0.5~2.0 mm の眼球状またはレンズ状で、石墨・石英・柘榴石などを包有している。包有物は塵埃状の石墨が散在し、それが時に線状をなすこともある。その線の間には他の鉱物が並列している。線状の石墨は時に S 字状を呈し、曹長石が成長中に回転した形跡を残している。点紋の周囲は絹雲母・石英などで取り囲まれている。絹雲母は 0.1 mm 内外の繊維状の結晶で、その配列方向は岩石の片理の方向を示している。

曹長石綠簾石角閃石片岩

緑色ないし暗緑色を呈する。主成分鉱物は角閃石・綠簾石および斜黝簾石であつて、角閃石は半自形の結晶で陽起石に変化していることが多い。中心部は緑色がよつた褐色で、周辺部は緑色である。斜黝簾石は粒状または短柱状である。

陽起石綠簾石綠泥石曹長石片岩

点紋緑色片岩と呼ばれる岩石で、黒色片岩と互層の状態で見られる。黒色片岩が細かい褶曲をなし偽劈開を示すのに反し、本岩層はそのような状態を呈することはない。点紋の配列は岩石全体に一樣に分布することもあるが、時に幅 10 数 mm の直線状（片理に沿つた）の集合部を形成することもある。主成分鉱物は綠泥石・綠簾石・陽起石および曹長石で、副成分鉱物は絹雲母・斜黝簾石・チタン石・柘榴石などである。曹長石は主として点紋を作り、その大きさは 0.5~2 mm である。点紋中には常に多くの綠簾石・斜黝簾石・陽起石などを包有している。それらは直線をなして配列する

ことが多く、時には不規則に散在することもある。数個の曹長石が集合して1個の点紋を作ることもあるが、この場合にも包有物は連続した方向にその列を保っている。包有物のない曹長石の斑晶をみることもあるが、残晶であるか否か明らかでない。陽起石は繊維状結晶をなし、片理を構成する主要鉱物の1つである。包有物となる場合には針状を呈する。

II. 2. 2 上部白堊系—和泉層群—

脇町図幅地内から続いて上部白堊系和泉層群が、中央構造線の北側に沿って広く分布している。すなわち徳島県下では吉野川の北に阿讃山脈として、また淡路島では福良・諭鶴羽の両山塊として現われている。

本図幅地内では和泉層群の最下部は瀬戸内海中に没して見られず、上位から下位に向って次の層序でみられる。

8. 上部砂岩層
7. 細砂岩層
 - 漸層——
6. 上部砂岩頁岩礫岩互層
5. 上部砂岩頁岩互層
4. 下部砂岩層
3. 下部砂岩頁岩互層
2. 下部砂岩頁岩礫岩互層
1. 頁岩層

徳島県下では、頁岩から下部砂岩頁岩互層に至る下部の地層が、約4,000 mの層厚で現われ、淡路島では下部砂岩頁岩互層から上部が約5,000 m以上の厚さでみられる。各層の関係は整合的である。各層間の岩質変化は一般に漸移的であるが、比較的急激である場合もある。上部砂岩頁岩礫岩互層と細砂岩層との層序的關係は、漸層のため不明である。しかし本層群の構造は大局的にみると単斜構造をなすと考えられるので、細砂岩層は砂岩礫岩頁岩互層の上位にあると思われるが、それについては詳しく後述する。

II. 2. 2. 1 頁岩層

黒色頁岩は図幅の西端瀬戸内海岸に僅かに露出する。本層は脇町図幅地内の引田町付近に見られる頁岩層と同一の地層とみられるが、その地層が断層により下部を失い、層厚はやく薄くなつて現われているもので、こゝに現われた層厚は約300mで、走向はN15°E、南東に傾いている。黒色微粒で層理は判然としない泥岩質のものであつて、風化すると細片に破砕されやすい。本岩層の連続とみられる同質岩中には各地で多くの化石が産出されているが、こゝでは発見されていない。

II. 2. 2. 2 下部砂岩頁岩礫岩互層（黒色頁岩・緑灰色砂岩・礫岩の互層）と綠色凝灰岩

本層は下位の頁岩層に整合して堆積した累層で、層厚は約1,400mを算し、単斜構造の累層のごとく見られるが、化石の産出も不十分でその詳細は明らかでない。

本層の下部は礫岩を主とする頁岩・砂岩の互層で、下底から約600m附近に厚さ約50m内外の綠色凝灰岩層を挟み、それより上約700mも下部と同様な互層で、上位の砂岩・頁岩の互層帯に移る。砂岩は緑灰色・黝灰色ないし灰白色を呈し細粒ないし中粒で、石英および長石が多く、淘汰は余り進んでいない。

互層する黒色頁岩は黒色細粒の泥質のもので、各単層は5cmないし10mである。本層中には菊石化石が知られ、小海から北泊を経て小池・瀬方ノ鼻に至る海岸には保存の良くないものであるが、多くの産出をみる。

礫岩も前記両者と互層して5m内外の単層の厚さを有し、礫は拳大から豆粒大のもので粘板岩・珪岩およびチャートからなり、砂質物質によつて膠結されている。稀に*Archeozostera*の化石を含んでいる。本層の上部は礫の形が小さく径5cm以下である。

凝灰岩は板野郡鳥ヶ丸南方にN15°Eの走向で、南東に45°内外の傾斜を以て露出する。緑灰色中粒の岩石で、不規則な形の綠色部が散在している。鏡下では酸性斜長石・石英・方解石および緑泥石の小結晶を含む玻璃質の部分に、流紋岩片を多量に含んでいる。

II. 2. 2. 3 下部砂岩頁岩互層

徳島県下では上記の下部砂岩頁岩礫岩互層の上部に整合して厚層として現われ、鳴門市附近まで全域がこの岩層で構成されている。淡路島では福良町から阿万町にかけ

て広く分布して、ことに大日川沿岸・灘村白崎附近の海岸および福良の湾の東岸に最もよく露出する。本層の層厚は3,000 m 以上と推定される。下部は比較的砂岩にとみ、下底から約600 m 附近に約250 m の礫岩層がみられ、さらに鳴門市北方ではこの礫岩層の上約600 m 附近にも180 m 内外の厚さの礫岩層がみられる。本層中で礫岩以外の部分は砂岩と頁岩との互層で、下底に近い部分では単位層が上部に比べて厚く、砂岩では約90 cm、頁岩では約10 cm である。

(なお地質図中にはこの「下部砂岩頁岩層」中の礫岩を「下部砂岩頁岩礫岩互層」と同一に着色した。ここに附記して訂正する)

本層中の砂岩・頁岩および礫岩の岩質は前記の下部砂岩頁岩礫岩互層中のものと類似し、特記すべき事項はない。

なお本層中には *Archaeozostera* の化石がみいだされ、板野郡大麻比古神社から北方鳥ヶ丸へ通ずる道路・大浦附近・奥屋敷北方・粟田附近および北泊海岸等がそのおもな産地であるが、いずれも保存状態は良好でない。また鳴門海峡にのぞんだ孫崎にも巻介・菊石破片などを産する。

淡路島では、本層はおもに砂岩に富む砂岩頁岩互層からなるが、そのなかでも本層の下部は比較的砂岩に富む。なおやゝ厚い砂岩頁岩細交互層、頁岩さらに凝灰質岩および珪質岩を挟む。本層の岩質は一般に南西に向つて細粒となる。化石は少ないが、上部では所々にみいだされる。こゝでいう砂岩に富む砂岩頁岩互層とは、おもに厚さ30~50 cm の砂岩と10 cm 内外の頁岩との互層であつて、砂岩は緑色ないし緑灰色、時には青灰色を呈し、風化すると黄褐色ないし黄白色となり、一般に中粒ないし細粒であるが、稀には粗粒ないし細礫質となることもある。頁岩は黒色ないし黒灰色を呈し、層理は余り良好ではなく、風化すると暗灰色ないし灰色を呈し細片に破碎することが多い。この互層を構成する砂岩の下底部は、しばしば粗粒となり、下位の頁岩との境界面は、多数の不規則かつ奇妙な形状の蠕虫状小突起を示すことが多い。それに反して、砂岩と上位の頁岩との境界は漸移的である。これらの性質を利用すると、地層の逆転を判定することができる。

本互層の上部では、砂岩がより優勢となり、厚さ1 m 内外、時には2~3 m 以上に達し、頁岩は厚さ10 cm 以下に薄くなることがある。このような部分は全体の厚さは100 m 内外であり、おもに北東部にみられる。

本互層中に介在するやゝ厚い頁岩には、5~10 cm おきの層理を有し、稀に泥灰岩団塊を散有するものと、5 cm 以下の砂岩薄層を頻繁に挟むものがある。後者において、砂岩が頁岩と同じ程度になると砂岩頁岩細交互層となる。これらの頁岩および砂岩頁岩細交互層は、いずれも厚さ 10~20 m であり、本互層の中部および上部に少なくとも 8 層以上介在するが、下部にはほとんどみられない。また水平的には南西方に向つて優勢となり、とくに福良町居神附近によく発達する。

凝灰質岩および珪質岩は相伴なつて介在し、一般に 10 m 内外の厚さを有する。前者はおもに緑色ないし緑灰色の流紋岩質凝灰岩および凝灰質砂岩であり、後者は白色を呈し塊状ないし細く成層したチャート、および灰色を呈し風化すると白色となる細かく成層した珪質の頁岩、または砂質頁岩である。これらは少なくとも 4~5 層準に介在するが、そのうちかなり連続性のある 1~2 層を鍵層として利用することができる。流紋岩質凝灰岩は肉眼的には粗粒であり、顕微鏡で観察すると斜長石および石英の完晶質流紋岩片を多量に含み、それらを埋めるガラス質の部分に少量のジルコン・白雲母・緑泥石・燐灰石および方解石などの小結晶を含む。白崎の海岸に露出するものは例外的であつて、肉眼的には白色、細粒、緻密ないし青白色中粒のガラス質流紋岩質凝灰岩であり、多量のガラスときわめて微細な斜長石および石英とからなり、少量の白雲母・ジルコンなどの結晶を含む。

後述する各層の岩相について、特に記載しない場合は前述のものに似ている。

本層中の化石産地および産出化石の種類を、産出層準の下位のものから記すと、次のようになる。

イ、賀集村生子

Inoceramus shikotanensis NAGAO & MATSUMOTO

Helcion (?) *problematicus* NAGAO & ÔTATUME.

阿万町丸田

Inoceramus sp.

ロ、神代村三原川沿岸

Inoceramus sp.

Archaeozostera sp.

II. 2. 2. 4 下部砂岩層

厚さは200 m内外であり、岩相は水平的にかなり変化する。すなわち、灘村^{こ9}栗川附近では砂岩を主とし、砂岩に富む砂岩頁岩互層を従とする交互層である。北阿万村東部においては、厚さ約0.5~1 mごとに頁岩薄層を挟む砂岩である。灘村大川附近では、青灰色ないし灰色を呈し、風化すると灰白色ないし白色となり、炭質物の微片を多少含む細粒ないし中粒塊状砂岩が分布し、しばしばサンドパイプが見られる。また北阿万村伊賀野附近においては、厚さ1~3 mごとに頁岩を挟む砂岩である。阿万町佐野および塩屋附近でも同様であり、かつ厚さ約3 mの凝灰質岩および堅硬頁岩ないし砂質頁岩を挟む。なお阿万町吹上浜附近においては、頁岩薄層を挟む礫質砂岩が分布する。これらの地層は時々やゝ厚い頁岩および砂岩頁岩細交互層を挟むことがある。化石は稀に産出し、イノセラムスの破片が得られるに過ぎない。

II. 2. 2. 5 上部砂岩頁岩互層

淡路島の大日川沿岸および洲本市畑田附近の海岸に最もよく露出し、厚さは600 m内外である。おもに砂岩に富む砂岩頁岩互層からなるが、互層を構成する頁岩は下部砂岩頁岩互層に比べて優勢となる。やゝ厚い頁岩、砂岩頁岩細交互層および凝灰質岩を挟む。介在するこれらの地層は、下部砂岩頁岩互層のものに比べると発達不良であり、厚さ5 m内外の頁岩ないし砂岩頁岩細交互層が少なくとも3層介在するに過ぎない。化石は未だ発見されない。

II. 2. 2. 6 上部砂岩頁岩礫岩互層

洲本市畑田東方の海岸および灘村白崎一黒岩間の海岸に最もよく露出する。上限は断層のために不明であるが、厚さは1,100 m以上と推定される。砂岩に富む砂岩礫岩頁岩互層を主とし、砂岩に富む砂岩頁岩互層を従とし、なおやゝ厚い頁岩、砂岩頁岩細交互層および礫岩を挟む。岩相は水平的にかなり変化し、ことに礫質岩はレンズ状に消長する。化石は未発見である。

砂岩に富む砂岩礫岩頁岩互層とは、砂岩に富む砂岩頁岩互層を構成する砂岩の下部が著しく粗粒となつて、礫質砂岩および礫岩となるものである。これらの粗粒岩とその下位の頁岩との境界面の状態は、下部砂岩頁岩互層の場合と同様であるが、さらに顕著となる。介在するやゝ厚い礫岩は一般に厚さ10 m以下であり、水平方向に連続性が乏しく、直接4~5 cm以下の古期砂岩・チャート・珩岩および花崗岩などの円礫からなる。淘汰は一般に良好である。

II. 2. 2. 7 細砂岩層

淡路島の灘村油谷^{ゆだに}・円実北方および同村潮崎（部落）附近に最もよく露出する。下限は不明であるが、厚さは370 m以上に及ぶ。おもにシルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩からなる。礫岩・中粒砂岩・頁岩・砂岩頁岩互層および凝灰質岩を挟む。

シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩は、黒色ないし暗灰色を呈し、塊状まれに層理を有し、風化すると灰色ないし灰白色となり、しばしば玉葱構造に破碎する。炭質物の微片をかなり多く含み、また石灰質団塊を多く含むことがある。石灰質団塊中からは、イノセラムスおよびアンモナイトの化石がかなり多量に産出する。なお泥灰岩団塊も多く含まれることがあるが、これからは化石は未だ発見されない。

礫岩は青緑色を呈し、風化すると赤味を帯びることがある。礫岩は礫の大きさが拳大ないし半拳大のものを主とし、淘汰は一般に良好であり、チャート・古期砂岩・珩岩・花崗岩類などの円礫からなり、無層理であるが、時には砂岩薄層を挟んで厚層理を示すことがある。礫岩の介在はきわめて限られており、灘村潮崎（部落）において背斜の軸部をなす礫岩は厚さ20 m以上に達し、後述する詳細な層序における(f)にあたる。本層中には砂岩に富む部分が3帯あつて、そのうち最上位のものが最も厚く、その厚さは約70 m、他の2帯は20~40 m内外である。これらの砂岩は後述の上部砂岩層の主要岩相である砂岩に似る。油谷附近では、シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩が風化して粘土状になつたもののなかに、長さ数cmの柱状矢管形双晶をなす石膏の結晶が多量に含まれている所がある。円実北方から *Inoceramus* n. sp. ? および *Neophylloceras* を産出する。

円実北方における本層下部の詳細な層序は、上位から下位へ次の通りである。

- (f) 塊状中粒砂岩。上限不明。厚さ20 m以上。
- (e) 塊状シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩。下部はイノセラムスおよびアンモナイトの化石に富む石灰質団塊を多量に含む。厚さ100 m内外。
- (d) 塊状中粒砂岩を主とし、砂岩頁岩互層を伴なう。厚さ30 m内外。
- (c) 塊状シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩を主とし、塊状中粒砂岩を伴なう。厚さ20 m内外。
- (b) 塊状中粒砂岩。厚さ20 m内外。
- (a) 塊状シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩を主とし、砂岩頁岩互層を伴な

い、また下部には厚さ約 10 m の頁岩を挟む。下限不明。厚さ 40 m 以上。潮崎（部落）における本層上部の詳細な層序は、上位から下位へ次の通りである。

- (g) 塊状シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩。上限不明。厚さ 90 m 以上。
- (f) 塊状中粒砂岩。厚さ 20 m 以上のレンズ状礫岩を挟む。厚さ 70 m 内外。
- (e) 塊状シルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩。

II. 2. 2. 8 上部砂岩層

淡路島の灘村土生一大川間および同村地野—潮崎（岬）間の海岸に最もよく露出する。上限は不明であるが、厚さ 250 m 以上と推定される。岩相は場所によつて若干変化するが、おもに中粒、時に粗粒となる砂岩からなり、部分的にシルト質細砂岩ないしシルト岩を伴なう。また礫岩・砂岩頁岩互層・泥岩・凝灰質岩および石炭薄層を挟む。最下部にはレンズ状に消長する厚さ数 m の礫岩あるいはきわめて粗粒の砂岩があつて、かなり化石を産出する。本層の岩相は、東方（大川以東）から西方（大川以西）に向つて細粒となる。すなわち東方では砂岩は塊状のものが多のに反して、西方では成層のものが多くなり、また泥岩質およびシルト岩質の地層を多く挟むようになる。

砂岩は中粒、時に粗粒であり、主として塊状であるが、頁岩薄層を挟んで厚層理を示すことがある。炭質物の微片をかなり多量に含み、またしばしば植物の破片が含まれる。この砂岩は部分的に粗粒砂岩ないし礫質砂岩となる。砂岩は一般に風化のために白色を呈するが、元来は淡褐色を呈するようである。この点、下部砂岩頁岩互層から砂岩礫岩頁岩互層までを特徴づける砂岩とは異なる。本層の砂岩の構成鉱物には新鮮な長石類が多く、かつ新鮮な黒雲母が多少含まれ、緑泥石は稀である。これに反して、下部砂岩頁岩互層から砂岩礫岩頁岩互層までを特徴づける砂岩の構成鉱物には、新鮮な長石類が少なく、黒雲母として認められるものがほとんどないが、緑泥石が多く、さらに火山岩質の組織を示す部分もある。石英の量は両者とも余り差異がない。土生一大川間では塊状中粒ないし粗粒砂岩を主とするが、地野—潮崎（岬）間は前記の岩相のほかに、細砂岩層を特徴づける岩相もかなり発達している。なお石炭層は土生北方および地野にみられる。

本層中の化石産地および産出化石の種類は次の通りである。下記の化石はすべて最下部の粗粒砂岩ないし礫岩中から産出する。

山奥北方約 500 m

Grammatodon sp. indet.

地野

Rhynchonella cfr. *plicatilloides* STOLICZKA

地野西南西方約 700 m

Exogyra sp.

潮崎 (岬) 東北東方約 500 m

Inoceramus sp.

Exogyra 2 spp.

Modiola sp.

Thracia sp.

潮崎 (岬)

Nuculana (*Ezonuculana*) *mactraeformis* NAGAO

Nuculana sp.

II. 2. 2. 9 対比および地質時代

図幅地域内に分布する和泉層群は、淡路島の同層群の従来の標式的層序¹²⁾における湊頁岩層から灘砂岩礫岩層に至る部分にあたる。すなわち頁岩層は湊頁岩層にあたり、下部砂岩頁岩礫岩互層は鏡崎砂岩層の一部に対比される。下部砂岩頁岩互層については、徳島地域のものは鏡崎砂岩層の一部、志知頁岩層および北阿万砂岩層の一部を含み、淡路地域のものはほぼ北阿万砂岩層に対比され、下部砂岩層および上部砂岩頁岩互層は北阿万砂岩層の一部に、また灘砂岩礫岩層の一部にあたる。上部砂岩頁岩礫岩互層は灘砂岩礫岩層の一部、とくに礫岩に富む部分にあたる。さらに北阿万砂岩層および灘砂岩礫岩層のおおのの一部は、細砂岩層および上部砂岩層として区別され、この両層は本地域における和泉層群の最上部を占める。

次に淡路地域の本層群中から産出した化石のうち、若干のものについて述べる。下部砂岩頁岩互層から若干産出する *Inoceramus shikotanensis* は、北海道のヘトナイ統上部階に限られて産出する⁴⁾。また同層から産出する *Helcion*(?) *problematicus* は北海道の函淵層群上部から産出するが¹¹⁾、函淵層群上部の時代は大部分がヘトナイ世新期である⁴⁾。なお同層から若干産出する *Archaeozostera* sp. (コダイアマモ)

は、和泉層群においては、これまで四国および和泉から産出していたが⁸⁾、淡路からも産出することがわかった。

細砂岩層から多量に産出する *Inoceramus* n. sp. ? は、本邦の上部白堊系には未知の種であり、円実北方の産地の西方の沢において諸所に産出する。また同層から *Neophylloceras* sp. も産出する註¹⁾。かつて報告された灘村山本産の *Pachydiscus subcompressum* MATSUMOTO は、転石として採集されたものであるが、これは石灰質頁岩によつて埋められているとのことであるから⁹⁾、明らかに細砂岩層から由来したものである。この種は北海道および樺太のヘトナイ統上部階に限られて産出する⁴⁾。

上部砂岩層から産出する *Nuculana (Ezonuculana) mactraeformis* は、北海道の浦河統(上部蝦夷層群)から産出するものである^{8), 9)}。また同層から比較的多く産出する *Rhynchonella* cfr. *plicatoloides*¹³⁾ は、かつて北海道の白堊系から産出を報告されたことがある¹⁸⁾。

以上によつてわかるように、淡路地域の和泉層群から産出する化石には、北海道のヘトナイ統上部階から産出する化石と共通のものが多い。これによつて本層群の地質時代を考察すると、下部砂岩頁岩互層の時代は大部分ヘトナイ世新时期であり、細砂岩層の時代もまたヘトナイ世新时期である。したがつて淡路地域の和泉層群の時代は、全部ヘトナイ世新时期であるとしてよい。砂岩礫岩頁岩互層と細砂岩層との層序の関係は、断層のために不明であると前述した。しかし細砂岩層を特徴づける特異な岩相が、上部砂岩層を除くと他の地層中にみられないこと、細砂岩層中からヘトナイ世新时期を指示する化石が産出すること、および地質構造註²⁾を考慮すると、細砂岩層を上部砂岩礫岩頁岩互層より上位とし、また細砂岩層・上部砂岩層両者を本地域における和泉層群の最上部とすることは、妥当であると考えられる。細砂岩層は西南日本において、化石によつて確認された唯一の最上部白堊系、すなわちヘトナイ統上部階である。

なお徳島地域の頁岩層は湊頁岩層に対比され、後者はヘトナイ統下部階を特徴づける化石を産出する。したがつて頁岩層の時代はヘトナイ世古期である。要するに本図幅地域の和泉層群はヘトナイ統全般に亘る。

註 1) その後前田保夫が同産地およびその附近の本層から採集した *Neophylloceras* に属する化石には、松本達郎の鑑定によると、*Neophylloceras hetonaiense* var. *subtuberculata* MATSUMOTO にほゞ同定されるものがある。この種は北海道のヘトナイ統上部階に限られて産出する。

註 2) 細砂岩層が分布する附近の地質構造については、後出の地質構造の項目にて詳述する。

II. 2. 3 鮮新一更新統 淡路層群

本層群は淡路島の灘村吉野一土生間、阿万町阿万・丸田、賀集村高萩、北阿万村稲田および福良町^{には}分布する。その層序は上位から下位へ次の通りである。

油谷累層

賀集累層 { 粘土層
砂礫層

両累層間の関係は整合的であるが、岩質変化は急激である。賀集累層は和泉層群を不整合に覆い、下部の砂礫層と上部の粘土層とに区分される。砂礫層は、おもに和泉層群から由来した砂岩の、やゝ角張つた拳大以下の礫からなる淘汰不良の基底礫と、それを覆う砂とからなる。砂はシルト・粘土および礫を挟み、また亜炭片および炭化木を含む。粘土層はおもに無層理の青色ないし帯青灰色粘土またはシルトからなり、亜炭層を挟み、また炭化木および植物化石を含む。

油谷累層は、おもに拳大ないし半拳大あるいはそれ以下の大きさの円礫および砂からなり、これらにはしばしば偽層が発達し、また青色ないし灰色の縞状層理あるいは多少厚層理をもつ粘土およびシルトを挟む。礫の種類にはチャート・古期砂岩・粘板岩・結晶片岩および和泉層群の砂岩と頁岩とがある。

灘村吉野一土生間においては、淡路層群は和泉層群に衝上され、賀集累層の粘土層および油谷累層が分布する。粘土層は油谷および城方においては、亜炭薄層を挟み、炭化した根株および流木を含み、また *Metasequoia* sp. を産出する。油谷累層の厚さは 50 m 以上である（第 1 図参照）。阿万町丸田および阿万においては、賀集累層および油谷累層が分布し、そのうち阿万においては、前者に炭化した根株および木幹が含まれている。賀集村高萩の賀集累層は、扇状地堆積物に覆われて河の崖に露出する。こゝでは砂礫層は下限は不明であるが、13 m 内外の厚さを有し、亜炭片および粘土団塊を含む。粘土層は上限が不明であるが、5 m 内外の厚さを有する（第 1 図参照）。試錐の結果によると粘土層の厚さは 25 m 以上に達する。粘土層は亜炭層 3 枚を挟み、かつ下記の植物化石を含む。

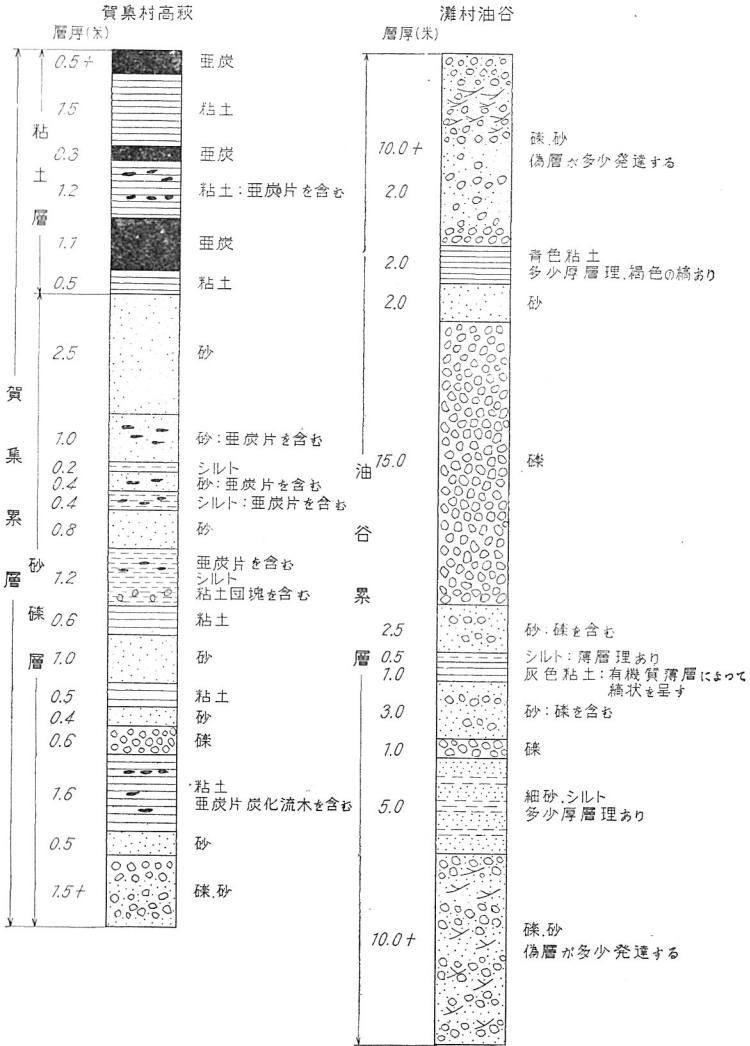
Cunninghamia Konishi HAYATA

Fokienia sp.

Fagus sp. cfr. Hayata PALIB.

Cinnamomum sp.

Ficus sp.



第1図 波路層群柱状断面図

北阿万村稻田においても、賀集累層の粘土層が扇状地堆積物に覆われて河崖に露出する。福良町場の賀集累層は砂礫層であり、おもに賀集累層から由来した砂岩のやゝ角張つた礫よりなる礫層と砂層との互層からなる。

淡路層群は大局的にみると、おそらく近畿地方に広く分布するこれまで最上部第三系あるいは下部更新統といわれてきた地層、とくに大阪層群にほゞ対比されるであろう。賀集累層の粘土層中から *Metasequoia* sp. を産出するが、これによつて本層群の地質時代を精確に決定することはできず、またそれ以外になら時代決定に有効な化石を産出しない。池辺展生は *Sequoia-Metasequoia* の層序的産出範囲の上限を I₁ (鮮新一更新統の下部) とし、註³⁾、また三木茂はこの粘土層を *Metasequoia* bed に対比して、その時代を鮮新世新期とした。しかしこの粘土層の上位の油谷累層は、東中秀雄によると、本図幅地外の三原郡倭文村^{しよおり}および広田村にも分布し、その下部に讃岐岩の礫が含まれている。したがつて油谷累層は讃岐岩噴出後に堆積したものである。以上のほかに、本層群の時代決定についてなら積極的な資料がないので、こゝでは本層群の地質時代をかりに鮮新一更新世としておく。

II. 2. 4 更 新 統

砂・礫および粘土からなり、徳島県下の阿讃山脈中の西谷・中谷・樋殿谷・大谷では、150 m の高度までその分布がみられ、淡路島では洲本市相川・畑田、灘村円実および大川東方の各地に分布し、海拔 20~50 m の高度を有する段丘面を形成する。段丘堆積物の厚さは、最も厚い所では 10 数 m 以上と思われる。これらの地層は時代決定に足る化石は産出しないが、その時代をこゝでは更新世としておく。

II. 2. 5 現 世 統

砂・礫および粘土からなり、徳島県下では吉野川・鮎喰川・勝浦川の河口近くに広大な平野をつくり、鳴門公園から徳島市にいたる海岸線には砂丘が発達している。ことに公園の南、大毛西方には厚い砂層がみられる。

淡路島の賀集村高萩附近においては、厚さ 10 m 位の扇状地堆積物として分布し、それはおもに和泉層群から由来した砂岩の拳大以下のやゝ角張つた礫によつて構成さ

註 3) 池邊展生: Letter nomination に就いて, 1948

れる。また河川沿岸および海浜の沖積地が砂・礫および粘土によつてつくられているほか、吹上浜には砂丘が発達する。

II. 3 構 造

本図幅地域の地質構造は中央構造線を境として、南部の三波川変成岩類で構成されている地域と、北部の和泉層群で構成されている地域とによつて異なっている。

三波川変成岩類は西隣脇町図幅地内から連続した岩層で構成されており、地質構造も類似している（第2図参照）。徳島市佐古町附近から 南方に向つて 同市長谷附近ま



第2図 徳島市附近の地質構造説明図

で累重した地層（A 地域）は、単斜構造をして北方に傾斜しており、脇町図幅地内に露出した背斜の北翼の続きである。その西部（B 地域・C 地域）は同構造の地層が NW—SE 方向の 2 断層（a）、（a'）によつて、順次に南に移動して露出するものであ

る。園瀬川以南の地域 (A, B, C 地域以外の地域) は岩質的に下部のものと思われるが、そのなかの西の部分 (D 地域) は南へ傾いた単斜構造の累層のように見え、上八万村星河内西方の片状砂岩の露出地付近を中心とした背斜構造が変形したものと解釈される。この背斜構造は脇町図幅地内において、上八万村赤坂附近を頂部として現われた背斜構造が、NE—SW 方向の断層 (b, 本図幅では園瀬川に沿っている) によって、やゝ南側に変位して現われたものと考えられる。星河内南方に2帯の緑色片岩・緑色千枚岩が2層見られるのは、西方から続いているものであつて、走向断層 (c) によつて同一地層が繰り返しているものであり、南側のものの南限は同性質の走向断層 (d) であつて、それにより背斜の南翼は欠除したものと思われる。この部分と東側の落ちた正断層 (f) によつて境された東側の部分 (E 地域)、すなわち多家乡良村入野附近から津田町附近に及ぶ地域は、以上述べた西部の地域と同様な構造である。本地域のさらに東側 (F 地域)、すなわち地藏橋駅北側をとる NE—SW の方向の断層 (e) の南東側の部分は、黒色千枚岩層を主とし、北方に傾斜した岩層であつて、南部の本庄附近は変成度の低い、一見一般の古生層と思われる粘板岩質の岩層さえ混えている地域である。この地域は上記の三波川変成岩類のおもな岩層の存在する地域と断層によつて境されているようで、いわゆる御荷鉢線といわれる断層がおそらくこのあたりを通過するのであろう。本図幅の南西隣の和食図幅 (5 万分ノ 1) 地内には、岩質的にもまた構造的にも本地域に関係あると思われるものがあり、これとの関係をみると、この地域は脇町図幅地および本図幅地内に現われていない古生層への移化帯の部分であるかもしれない。

沼島における地質構造は、中央部をよこぎる断層の存在すること以外に明らかでない。

和泉層群も徳島県下では、西隣脇町図幅地内から引きつゞいて露出しているのであるが、この地域ではその下位の地層を欠除し、下位に近い黒色頁岩層の一部から上位の地層が露出している。すなわち図幅の北西隅に黒色頁岩層が N 15°E の走向で約 40° SE の傾斜で露われている。その下限は NE—SW の断層で切られていて、脇町図幅地内の東端近くにその上限をみせた黒色頁岩層へ連続していたものと考えられる。黒色頁岩層の上部は礫岩層を含んだ砂岩・頁岩の互層帯であつて、さらにその上方へは前記の層序で整合に各累層がみられる。大浦と大津村山路北方とを結ぶ断層以東は、

この東に傾斜した断層によつてやゝ北方に転位していると思われるが、単斜構造の様式に変化はみられない。脇町図幅地内から連続しているほぼ E—W 方向の逆断層は、大麻比古神社の北方から黒崎にわたつており、その南側は走向・傾斜の錯雑した累層で、構造は明らかでない。

淡路島に発達する構造には、生成順序の古いものから記すと、次のようなものがある。

- 1) 和泉層群と三波川変成岩類との間を通るいわゆる中央構造線、および和泉層群の全般的な単斜構造^{註4)}
- 2a) 和泉層群の見掛上の水平移動による屈曲と、それに伴つて生成した N—S に近い方向の主断層群、および随伴断層群と小褶曲構造
- 2b) 和泉層群中に発達する E—W に近い方向の褶曲および断層^{註5)}と、それに伴う N—S に近い方向の断層群
以上淡路層群堆積前に生成
- 3) 和泉層群と淡路層群とを境する衝上断層
淡路層群堆積後、段丘堆積物堆積前に生成^{註6)}。

上記の構造のうち、2a) および 2b) の構造は、いずれもほぼ同時に生成したものである。

この地域の和泉層群の構造は大局的にみると、NE—SW の走向をとり、30~50° 内外南東に傾斜する単斜構造を呈し、南縁部においては褶曲および断層が発達する。また和泉層群地域は 2 条の N—S に近い方向の大断層によつて 3 地塊に区分される。

次にこれらの断層および褶曲構造のおもなものについて述べる(第 3 図参照)。

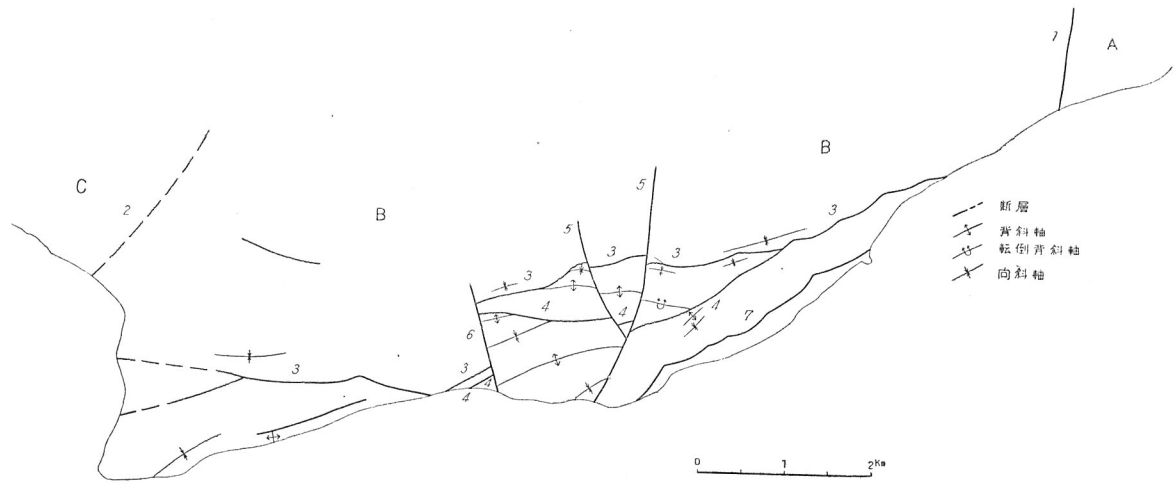
2a) の N—S に近い方向の主断層群

この種の断層には、東方の白崎断層と西方の本庄断層(いずれも仮称)とがある。

註 4) 元來 1 つの大きい向斜構造をなしていたのであろうが、中央構造線の生成によつて南翼が切除され、北翼のみが現出していると考えられる。

註 5) 2b) の E—W に近い方向の断層は、四国松山附近における和泉層群と石槌山新第三系とを境する砥部の衝上断層とほぼ同時に生成したものであると考えられる。

註 6) 3) の断層は和泉山脈東部における和泉層群と葛蒲谷層(ほぼ淡路層群に對比される)とを境する葛蒲谷の衝上断層、あるいは四国讃岐山脈中部における和泉層群と古期洪積層とを境する衝上断層と、ほぼ同時に生成したものであると考えられる。



- | | | | |
|---------|--------|--------|----------|
| A 柏原地塊 | 1 白崎斷層 | 4 下灘斷層 | 7 油谷衝上斷層 |
| B 諭鶴羽地塊 | 2 本庄斷層 | 5 土生斷層 | |
| C 福良地塊 | 3 灘斷層 | 6 大川斷層 | |

第3圖 淡路地域地質構造圖

白崎断層 白崎西方の海岸において走向 $N 10^{\circ}E$ 、傾斜 $70^{\circ}E$ の断層面がみとめられる。この断層の東側において、断層に近い幅約 2.5 km の部分の和泉層群は一般走向から $N-S$ 方向に偏倚し、傾斜も急となり、しばしば直立ないし逆転し、また擾乱を受けている所もあり、さらに随伴断層（例えば走向 $N 15^{\circ}E$ 、傾斜 $75^{\circ}E$ の正断層、走向 $N 50^{\circ}E$ 、傾斜 $30^{\circ}E$ の衝上断層）もみられる。

本庄断層 本断層による地層のずれはきわめて大きい。またこの断層に近い部分においては白崎断層の場合と同様に、地層の走向が $N-S$ に近くなる傾向をとる。

以上のように、和泉層群が $N-S$ に近い方向の大断層の両側において、かなりの幅にわたって地層の走向が $N-S$ に近い方向に偏倚する傾向は、地層の見掛上の水平移動にもとづく屈曲を示すものであり、この屈曲に伴なってこの系統の断層が成立したと考えられる。そしてこの断層によつて地層はむしろ水平的に著しく転位したのであろう。なお両断層のいずれにおいても、断層の西側は東側に比べて相対的に落下している。

2 b) の $E-W$ に近い方向の褶曲構造

和泉層群地域の南縁部は波長が小さい褶曲構造を形成する。そのうち、東側の黒岩一大川間においては、場所によつて褶曲度が強くなつて地層が逆転することもある。それに反して西側の地野—潮崎(岬)間においては、東側に比べて褶曲度が弱く、ドームおよびベースンに近い構造を示す。

2 b) の $E-W$ に近い方向の断層

この系統の断層のおもなるものには灘断層・下灘断層（いずれも仮称）がある。

灘断層 黒岩・大川・阿万町丸田を通り、さらに徳島地域の和泉層群地帯をほぼ $E-W$ に走る断層に連なると思われる。黒岩と惣川との中間にある沢において、走向 $N70^{\circ}E$ 、傾斜 $45^{\circ}N$ の断層破砕帯が厚さ約 3 m にわたつてみられ、また大川北方の沢において、走向ほぼ $E-W$ 、傾斜 $60^{\circ}N$ の約 1 m 以上の厚さをもつ断層破砕帯がみられる。さらに西方丸田の海岸では地層は約 20 m の幅にわたつて擾乱されている。灘断層の南側の構造は北側に比べて複雑である。

下灘断層 灘断層の南側を走り、城方北方において厚さ数 m の断層破砕帯がみられる。

灘・下灘両断層はいずれも 2 b) の $E-W$ に近い方向の褶曲に伴なって生成した圧縮

性断層である。

2b) の N—S に近い方向の断層群

この系統の断層は灘・下灘両断層を切り、そのうち東側の2条の断層を土生断層群、西側の断層を大川断層（いずれも仮称）とする。

土生断層群 2条の断層のうち、西側のものについては走向 N30°W、傾斜 45°W の断層面がみとめられる。灘・下灘両断層はこの2条の断層によつて切られ、わずかに喰い違う。また2条の断層おのおのの西側は東側に比べて相対的に落下し、また東側は西側に比べてより多く南方にずれている。

大川断層 海岸において N40°E の走向でほぼ直立する断層面がみられる。この断層によつて灘・下灘両断層は水平的に 700 m 内外喰い違つている。

和泉層群地域は白崎断層・本庄断層によつて東方から柏原地塊^{註7)}・諭鶴羽地塊・福良地塊（いずれも仮称）に区分される。次に各地塊の構造について記述する。

柏原地塊 東部の和泉層群は一般的な走向を示す。それに反して西部では、白崎断層の生成と関連する地層の、見掛上の水平屈曲を示す和泉層群の著しい走向偏倚がみとめられる。

諭鶴羽地塊 南縁部には E—W に近い方向の波長が小さい褶曲、およびそれに関連して生じた E—W 系の断層と、N—S 系の断層とが発達する。さらに灘断層を境として、北側と南側とでは地層の分布・構造が著しく異なる。すなわち北側においては、細砂岩より下位の地層のみが分布し、かつ断層に近い部分を除くと、整然とした単斜構造を呈する。それに反して南側においては、大部分が細砂岩層・上部砂岩層によつて占められ、構造は複雑である。次に複雑な構造を示す本地塊南縁部の地質構造について述べる。

まず灘断層北側の地層は黒岩附近において逆転し、また城方附近においては緩やかな向斜をなしている。大川附近以東、灘断層の南側の地域は、E—W 系および N—S 系の断層によつて 8 地塊に分かれる。そのうち大川断層以東においては、灘・下灘両断層によつて挟まれた地域を占める上部砂岩層は背斜構造をつくる。この背斜構造は西方から東方に向つて褶曲度を増して、緩慢な背斜から南翼が急傾斜する背斜に、さらに北に傾斜する転倒背斜に移る。またこれに対応して、灘断層に沿う北側の地層は西方

註7) 柏原山は本図幅地外にある。

においては単斜構造を示すが、東方においては北へ逆転する。さらにこれらの構造と関連して、前述の灘・下灘両断層に挟まれた部分は3地塊に分かれ、東側のものほど見掛上より多く南方にずれている。以上のことから、灘断層は地層の見掛上北からの圧縮に伴って生じた衝上断層に近い圧縮性断層であり、これを切るN-S系の断層、特に土生断層群はむしろわずかの側方転位を行つた断層であると考えられる。なお上記の3地塊のうち、西側のものほど相対的により多く落下している。

さらに灘断層と成因を同じくする下灘断層の南側の3地塊についても、北側の3地塊の場合と同様に、東側のものほどより多く南方にずれ、かつ西側のものほど相対的により多く落下している。この3地塊のうち、中央の小さい地塊では上部砂岩層が分布しており、それは一般に南東あるいは南西方向に傾斜する。また土生一大川間の上部砂岩層は1背斜・2向斜をつくる。大川附近の灘・下灘両断層によつて境された北側の細砂岩層および南側の上部砂岩層は、一般に北東または北西方向に傾斜する。

地野一丸田間の灘断層北側西部においては、同断層に沿う下部砂岩頁岩互層が向斜構造をなし、同断層以南の細砂岩層および上部砂岩層中には1背斜・1向斜構造がみられる。なお同断層の南側には2断層があり、北のものは見掛上圧縮性断層と考えられ、同断層と灘断層との間に挟まれて分布する上部砂岩頁岩互層は、一般に北西方に傾斜する。南のものは潮崎(部落)西方の向斜軸の東方への延長に生じたものである。その他、本庄南東方約1,500mの所に、N70°Wの走向と40°Sの傾斜とをもつ正断層がある。なお灘断層は黒岩より東方に延びて海岸線のすぐ南を走り、また地野一潮崎(岬)間の海岸線のすぐ南にも、灘断層および下灘断層のような性質の断層が通るものと思われる。したがつて、淡路島南岸の断層海岸地形の原形は、すでにこれらの断層が成生された時につくられたものであると考えられる。

福良地塊 北阿万附近に小褶曲構造が発達し、また2断層があり、南のものは走向N40°E、傾斜60°Sの逆断層である。これらの褶曲および断層は本庄断層の生成と関連がある。押登岬附近において、地層の走向がN-Sに近い方向に偏する傾向は、むしろ徳島地域において、E-Wに近い方向に走る断層を境として、北側ではNE-SW、南側ではNW-SEの地層の走向が、断層に近づくにつれて、それぞれN-Sに近い方向に偏していくのと同じ傾向のものである。したがつて、この附近では押登岬の南方を通つて、灘断層に連なる断層があると想定される。

灘村吉野一土生間においては、和泉層群の細砂岩層が淡路層群の油谷累層に衝上する。この断層を油谷衝上断層と称し、油谷および山本において観察される。特に前者においては、衝上断層面の走向は $N 50^{\circ} E$ 、傾斜は $35^{\circ} NW$ であり、その面に沿うて厚さ約 10 cm の断層角礫帯がみられる。なおこの断層は灘村円実において、段丘堆積物に覆われる。この附近の和泉層群は $30^{\circ} NW$ 内外傾斜し、同様に淡路層群も一般に $20 \sim 30^{\circ} W$ 内外傾斜する。この淡路層群は、元来灘・下灘両断層のような性質の断層によつて、形成された和泉層群からなる古い断層海岸（現在の断層海岸の前身）において、南へやゝ傾斜して堆積したと考えられる。その後、この淡路層群は和泉層群に衝上された結果、前者は 30° 内外北へ傾動したことになる。

III. 応用地質

III. 1 亞炭

賀集村高萩・阿万町阿万・灘村油谷および城方における淡路層群賀集累層の粘土層は亞炭層を挟み、あるいは炭化した根株および流木を含む。そのうち賀集村高萩にある亞炭層以外は稼行に堪えない。

賀集炭礦

本炭礦は賀集村高萩にあつて、淡路鉄道賀集駅南東約 3 km の所に位置する。四国街道に沿い約 5.5 km で福良港に達する。本炭礦の南には、NE—SW 方向に走る海拔約 300 m の山稜を控え、北には平野が拡がり、炭礦附近には扇状地地形が発達している。

炭礦附近の賀集累層は、扇状地堆積物に覆われて、大日川の崖にのみ露出する。本累層の走向はほぼ NE—SW であり、北西へ 10° 内外傾斜するが、一般に撓曲の傾向があり、緩漫な波状を呈し、一部に褶曲および断層がみられる。本累層は厚さ 13 m 内外の砂礫層と、それを覆う厚さ 5 m 余りの粘土層とからなり、前者は亞炭片および炭化木を含み、後者は亞炭層 3 枚を挟む。亞炭層の露頭は大日川に沿い 2 ヶ所ある。亞炭層 3 枚のうち、下層は厚さ 1.10 m 内外であり、夾みがほとんどなくて稼行に堪える。中層および上層は薄くて連続性を欠き、前者の厚さは 0.3 m 内外、後者のそれは 0.5 m 内外である。

現在稼行中の炭層は下層であり、本層と呼ばれる。炭丈は1.10m内外であつて、炭質は木質亜炭であり、不純物が少なく、発熱量3,600カロリー内外である。埋蔵量は数万t内外であつて、可採率は約50%である。炭層は第1(大日川沿岸)および第2風坑(正木池畔)の2つの斜坑で掘進されたが、第1風坑は昭和23年11月に廃坑となり、現在は第2風坑が同21年7月掘進開始され、同24年3月では延長約100mに達し、月産は700t内外、従業員数は65名であつた。販路はおもに阪神方面である(昭和24年5月現在)。

III. 2 瓦 用 粘 土

徳島県板野郡堀江村から鳴門市にかけて、更新統および現世統の粘土中には瓦製造に適するものがあつて、各所において稼行されている。しかし、いずれも小規模で地方の需要に応ずるのみである。

また淡路層群賀集層の粘土層を構成する青色ないし帯青灰色の緻密な粘土は瓦焼きの原料となる。阿方町阿方および丸田において盛んに採收され、瓦が製造されている。製瓦業者は約150軒を数え、月産は約50万枚であり、販路はおもに阪神および和歌山方面である(昭和24年3月現在)。

III. 3 建 築 石 材

建築石材として使われる岩石は、三波川変成岩類中の緑色片岩と和泉層群の砂岩とである。変成岩は徳島市附近において採石されている。

砂岩は徳島県板野郡大津村・鳴門市孫崎海岸において、また淡路島では主として同層群の下部砂岩頁岩互層の砂岩が採取され、俗に青石と呼ばれている。淡路島では採石場は約10ヵ所、業者は約20人であり、年産約1万tである。採取が小規模であり、量的にも少ないために、たゞ地方の需要を充たすにすぎない(昭和24年3月現在)。

参 考 文 献

- 1) 東中秀雄：淡路炭田中部および南部地区調査報告，地質調査所月報，Vol. 2, No. 1, 1951
- 2) 藤田和夫ら大阪層群研究グループ：大阪層群とそれに関連する 新生代層，地球科学，Vol. 6, 1951
- 3) 郡場 寛，三木 茂：白堊紀和泉砂岩の化石コダイアマモ（新称）に関する考察，地球，Vol. 15, No. 3, 1931
- 4) Matsumoto, T. : Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan, part II, III, Mem. Fac. Sci. Kyūshū Imp. Univ., Ser. D, Vol. 2, No. 1, 1942-1943
- 5) 松本達郎，前田保夫：淡路産菊石 バッキディスカス，鉱物と地質，Vol. 4, Nos. 3-4, 1951
- 6) Miki, S. : Plant Fossils from the Stegodon Beds and the Elephas Beds near Akashi, Jap. Journ. Botany, Vol. 7, No. 4, 1937
- 7) 三木 茂：鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラについて，鉱物と地質，Ser. 9, 1948
- 8) Nagao, T. : Some Cretaceous Mollusca from Japanese Saghalin and Hokkaidō (Lamellibranchiata and Gastropoda), Journ. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ. Ser., IV, Vol. 2. No. 1. 1932
- 9) Nagao, T. : Some Molluscan Fossils from the Cretaceous Deposits of Hokkaidō and Japanese Saghalien, part I, Lamellibranchiata and Scaphopoda, Journ. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ., Ser. IV, Vol. IV, Nos. 1-2, 1938
- 10) Nagao, T. & Matsumoto, T. : A Monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan, Part II, Journ. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ., Ser. IV, Vol. 6, No. 1, 1940
- 11) Nagao, T. & Otatume, K. : Molluscan Fossils of the Hakobuti Sandstone of Hokkaido, Journ. Fac. Sci. Hokkaidō. Imp. Univ., Ser. IV, Vol. 4, Nos. 1-2, 1938
- 12) 笹井博一：淡路島の和泉砂岩層，地質学雑誌，Vol. 43, No. 515, 1936
- 13) Stoliczka, F. : Cretaceous Fauna of Southern India : The Brachio-

poda, Mem. Geol. Surv. India, Vol. 4, No. 1, 1873

- 14) 鈴木 敏: 20 萬分の 1 徳島図幅, 同説明書, 1895
- 15) 鈴木 醇: 四国結晶片岩系の岩石学的研究, 岩石礦物礦床学会誌, Vol. 5, No. 5, 1931
- 16) Suzuki, J.: Characteristics of Older Metamorphic Rocks in Japan, 岩石礦物礦床学会誌, Vol. 19, 1938
- 17) Suzuki, J.: On the Age of the Sambagawa System, Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. 15, 1939
- 18) 矢部長克: 日本産白堊紀の腕足類化石, 地質学雑誌, Vol. 8, No. 94, 1901
- 19) 江原真伍: 四国及び淡路の白堊紀層について, 地質学雑誌, Vol. 27, No. 326, 1920
- 20) 江原真伍: 和泉砂岩層について, 地球, Vol. 4, No. 5, 1925

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1: 75,000

TOKUSHIMA

Zone 30 Col. XV

Sheet 230

By

KEN HIRAYAMA

KEISAKU TANAKA

(Written in 1951)

(Abstract)

The area mapped is divided into the Shikoku and the Awaji areas with the Naruto strait in between. The former area was surveyed by K. HIRAYAMA and the latter by K. TANAKA.

TOPOGRAPHY

Topographically, the Shikoku area is divided into three segments of nearly equal dimension: the first, the hilly land in the southern part of the area; the second, the Asan-range in the northern part; and the third, the alluvial plain of the Yoshino river. These three kinds of topographical features were formed under the influences of the agencies of former and present Yoshino river. The hilly land in the southern part is in the old stage of dissection and seems to have been once subsided. Along the foot of the hilly land there

are terraces. The broad alluvial plain along the Yoshino river is a reclaimed drowned valley of the former Yoshino river. The Asan-range on the northern bank of the Yoshino river is the uplifted mountain after Pleistocene age. It is bounded by a straight steep cliff (probably fault scarp) in the south. The flat-topped Asan-range, about 500 m high, gently slants eastwards into the Naruto strait. Along the coast of the Naruto strait, small scaled dunes are found.

Awaji Island is topographically divided into the eastern Yuzuruha and the western Fukura mountain blocks. In the former, a flat-topped range, about 500 m high, runs from northeast to southwest and gently slants westwards, while in the latter a hilly land with a height of from 150 m to 100 m prevails. The southern margin of the Yuzuruha mountain block shows a topographical feature of fault coast being fringed by many facets of from 200 m to 100 m high. Terraces are found at several places along the southern coast.

GEOLOGY

The area mapped is divided into two tectonic units, the Inner and the Outer, by the Median Dislocation Line which is not actually seen in this area, being hidden under the alluvial plain along the Yoshino river. The Inner Zone consists chiefly of the Izumi group (Upper Senonian) and Awaji group (Plio-Pleistocene) and the Outer consists of the Sambagawa metamorphic rocks (probably metamorphic facies of the Paleozoic strata).

SAMBAGAWA METAMORPHIC ROCKS

The southern half of the Shikoku area and Nushima, small island located just south of the Awaji Island, are occupied by these rocks. The rocks have almost east-west schistosity dipping to the north and south. The apparent

succession of the schistose rocks is as follows :

- upper 4. alternation of green schist and black schist
(with quartz schist)
↑
3. green schist (with quartz schist)
↓
2. green schist and green phyllite (partly with
quartz schist)
lower 1. black phyllite (with schistose sandstone and
quartz schist)

1. **Black phyllite** forms a thick bed interbedding the schistose sandstone. In this rock, minor foldings and false cleavages are especially frequent. It consists of quartz, sericite and graphite, and carries abundant minute lenses and veinlets of quartz. Interbedded **schistose sandstone** is dark or grey in color with rather indistinct schistosity and is constituted of porphyroblastic quartz and albite, minute scales of sericite, black carbonaceous substances, a few quantity of blastoporphyrific common augite and other accessories. In the southern part of the area there crop out green phyllite and clayslate. The former is constructed chiefly of flaky chlorite and sericite, and the latter of carbonaceous substances and small flaky sericite. **Quartz schist** changes to sericite-quartz schist in occasion.

2. In **Green schist** and **green phyllite** (partly with quartz schist) the phyllitic members occur especially in the lower zone. The main type is green schist with yellowish green bands of epidote. Actinolite-chlorite-epidote-albite schist is the common green schist in this horizon. Albite never occurs as "spots" *i. e.* rounded or ovoidal porphyroblasts. One of the other types of green schists is actinolite-albite schist, interbedded as thin layers in the above-mentioned green schist or in black phyllite. In the actinolite-chlorite-epidote-albite schist, calcite-stilpnomelane-chlorite-quartz

schist is interbedded in one meter wide bands. In some areas piedmontite-sericite-quartz schist and quartz schist are found.

3. **Green schist** zone comprises spotted green schist, piedmontite-bearing schist, glaucophane-bearing schist, and others. The spotted green schist is represented by actinolite-epidote-chlorite schist carrying albite-spots, 0.2~0.8 mm across in size. The spots include small crystals of epidote, titanite, actinolite, etc., arranged mostly parallel to the schistosity, though in some cases, in curved rows indicating rotations of the spots. Generally, the spots increase their sizes as well as their quantities towards upper horizons, where they reach as much as nearly 80~90% of the bulk of the rock. All of the cupriferous pyrite ores, though they are too small to be worked, are deposited in this horizon. Piedmontite-sericite-quartz schist occurs in rather thin bands less than 15 m in thickness, but well continues in the horizontal direction in the field. The rock is pink in color, siliceous, and carries piedmontite, quartz, sericite, and a few amount of hematite, garnet, and others. Occasionally it grades into quartz schist. Epidote-sericite-glaucophane-albite schist occurs in thin layers.

4. **Alternation of green schist and black schist** appears in intimate alternation and is distributed chiefly in the northern part of the crystalline schists area along the Yoshino river. It is characterized by albite spots in both areas. **Black schist** is composed mainly of graphite-sericite-albite-quartz schist with "angen"-formed albite spots of about 0.5~2 mm in diameter, including graphite, quartz and garnet inclusions. Garnet porphyroblasts are scattered occasionally through the rock. Piedmontite-sericite-quartz schist, of much the same with that in horizon (3), is interbedded as thin layers in the spotted black schist, actinolite-epidote-chlorite-albite

schist is the main member of the upper horizon of the crystalline schists. Spots increase in quantity and in size in the northern part of the area. The aggregation of the spots in bands is occasionally observed; there, more than 90 % in volume of the rock is composed of albite spots. The characters of albite spots are same as those above mentioned. Garnet is found occasionally as porphyroblasts of 1.5 mm in diameter. One of the other types of green schists in albite-epidote-hornblende schist, consists of hornblende, epidote, clinozoisite, and others.

IZUMI GROUP (so-called Izumi Sandstone)

This group in the area ranges in the nearly whole of the Hetonaiian series in the Japanese stratigraphical classification, which corresponds generally to the Upper Senonian of the European standard. The group is divided in descending order as follows:

8. Upper sandstone member
7. Fine sandstone member
- fault-
6. Upper sandstone, shale and conglomerate member
5. Upper sandstone and shale member
4. Lower sandstone member
3. Lower sandstone and shale member
2. Lower sandstone, shale and conglomerate member
1. Shale member

The total thickness exceeds 6,000 m. Each member conformably lies one after another.

1. Shale member crops out in a small area in the north-western part of the mapped area. This black shale continues to the same strata in Wakimachi Sheet Map neighbouring to the west of this sheet map. In the present area, this shale attains about 300 m in thickness, but the total thickness of

this strata is 800 m. It is black in color, having no clear bedding plane. By weathering it turns white and crumbles into fine angular pieces.

2. Lower sandstone, shale and conglomerate member (alternations of black shale, greenish grey sandstone, green tuff and conglomerate) are widely exposed on the black shale, attaining more than 2,000 m in thickness. The tuffaceous sandstone attains as thick as 50 m. It is green in color and contains rhyolitic tuff. Sandstone has the same appearance as that of the lower horizon and locally grades into conglomeratic one. Gravels of the conglomerate are less than a fist in size, consisting chiefly of clayslate, quartzite, and chert of the Paleozoic formation. Absence of granitic pebbles is noticeable.

3. Lower sandstone and shale member consists mainly of alternations of sandstone and shale in which sandstone is predominant, and is intercalated with conglomerate, thin bedded alternations of sandstone and shale, tuffaceous and siliceous rocks. Sandstone is medium-to fine-grained and green, greenish grey to bluish grey in color, but turns yellow to yellowish white by weathering. Shale is black to dark grey in color, and has no clear bedding plane. Tuffaceous and siliceous rocks are accompanied with each other, and the former are composed of green to greenish grey rhyolitic tuff and tuffaceous sandstone, and the latter of white massive to thin-bedded chert and hard siliceous shale or sandy shale. The lithologic features of the upper members described below are similar to those of this member, unless otherwise stated. This member yields *Inoceramus shikotanensis* NAGAO & MATSUMOTO, other bivalves and *Archaeozostera* sp.. The thickness is estimated to be more than 2,500 m.

4. Lower sandstone member with the thickness of about

200 m, changes laterally from massive sandstone to alternation of sandstone and shale, in which sandstone very much predominates. It is intercalated with tuffaceous and siliceous rocks.

5. Upper sandstone and shale member is nearly 600 m thick and is lithologically similar to the lower sandstone and shale member, but the intercalating beds are rather rare.

6. Upper sandstone, shale and conglomerate member is characterized by alternation of sandstone and shale in which sandstone layer grades frequently into conglomerate in the lower part. Conglomerate is composed mainly of fist-to half fist-sized, well sorted and rounded gravels of chert, sandstone of older rocks, porphyry and granitic rocks. Shale, thin bedded alternation of sandstone and shale, and conglomerate are intercalated. It is estimated to be more than 1,100 m in thickness.

7. Fine sandstone member consists mainly of silty fine sandstone and fine sandy siltstone, and is intercalated with conglomerate, medium-grained sandstone, shale, alternation of sandstone and shale, and tuffaceous rocks. Silty fine sandstone and fine sandy siltstone are black or dark grey in color, massive, and, by weathering, turn grey or greyish white and often crumble in onion-structure. They contain minute pieces of carbonaceous matters, marly nodules, and fossiliferous calcareous nodules which yield a great amount of *Inoceramus* sp. and *Neophylloceras* sp..

8. Upper sandstone member consists mainly of massive and coarse to medium-grained sandstone which turns white or yellowish white in color by weathering and contains minute pieces of carbonaceous matters in great quantities and occasionally fragments of plant fossils. Silty fine sand-

stone or fine sandy siltstone, conglomerate, alternation of sandstone and shale, tuffaceous rock and very thin coal seams are intercalated. The basal part of this member is locally occupied by conglomerate or very coarse sandstone which often contains shell fossils, namely *Inoceramus* sp., other bivalves, *Rhynchonella* cfr. *plicatoloides* STONICZKA etc. The thickness attains over 250 m.

AWAJI GROUP

This group overlies unconformably the Izumi group, but is thrust by the latter in the southern coastal region. It is divided into clay bed in the lower part and cross-bedded sand and gravel bed in the upper. Clay bed is intercalated with lignite seams and contain several plant fossils, among which *Metasequoia* is worthy of mention. The age of this group is presumably Plio-Pleistocene.

PLEISTOCENE SERIES

It is composed of sand, gravel, and clay, forming terraces along the southern coast of the Awaji Island and along the foot of the Asan-range and the hills of Tokushima area.

RECENT

It consists of sand, clay, and gravel, and is found in alluvial fan, alluvial plains along rivers and coasts, and also in sand dunes.

STRUCTURE

The structure is most complicated in the Sambagawa metamorphic rock region. The rocks have almost east-west strike, dipping to the north in the northern part of the metamorphic rock region. And this part is divided into three blocks by the two faults in the direction of northwest-southeast. The southern half of the region is divided also into three parts by the two faults crossing from northeast to southwest. In each part, the strike is almost in the same direction of

east-west, but the dip is either northwards or southwards.

In the Izumi group at Tokushima pref. monoclinical structures prevail, striking in a northeasterly direction and dipping to the southeast. A reverse fault runs almost west to east through the southern part of the area from the neighbouring Wakimachi Sheet Map area. The strata of the south of this fault are so complicated in structure that their structural relation to the north of the fault is not distinct.

The tectonic events which occurred successively in the Awaji area may be systematized as follows:

1) A great fault, so called "Median Dislocation Line" dividing the Southwestern Japan into the Inner and Outer Zones, by means of which the Izumi group adjoins the Sambagawa metamorphic rocks, and the monoclinical structure as a whole of the Izumi group.

2a) Major faults striking nearly from north to south, and minor faults and foldings, caused by the horizontal displacements of the Izumi group.

2b) Foldings and faultings, among which thrustings are predominant, with nearly east-west direction and tear faults striking nearly from north to south in the Izumi group region.

3) A thrust which bounds the Izumi group against the Awaji group.

Generally speaking, the Izumi group in the area shows monoclinical structure, striking in a northeasterly direction and dipping to the southeast with angles varying from 30° to 50° , except for the southern part where the structure is complicated by faultings and foldings which occurred before the deposition of the Awaji group. The Izumi group region is divided into three blocks with two major faults running almost from north to south. Near these faults, the strikes

of strata change from the general trend to nearly north-south and dip-angles become larger.

The Awaji group along the southern coast is thrustured by the Izumi group and inclines towards northwest with angle that varies from 20° to 30° owing to the tilting caused by the thrusting before the deposition of terrace sediments.

ECONOMIC GEOLOGY

Lignite

Lignites are found at several places in clay beds of the Awaji group. But only in Kasyū coal mine, Takahagi, Kasyū village, the lowest of the three lignite seams with the thickness of about 1.10 m is now under working. The lignite is woody and shows the calorific value of about 3,600. The probable amounts are estimated to be several ten thousand tons. The monthly production is about 700 t in March, 1949.

Tile Clay

The clay of the Awaji group in Ama town (Awaji Island) and some diluvial and alluvial clays in Horie village, Itano district, Tokushima pref. are locally used for tile working.

Building Stone

The sandstone of the Izumi group and green schist of Sambagawa metamorphic rocks are quarried at several places for building stone of local uses.

昭和 30 年 2 月 25 日 印刷

昭和 30 年 2 月 28 日 発行

工業技術院
地質調査所

著作権所有

印刷者 嶋 富士雄

印刷所 株式会社 三秀舎
