

7A.a XVI

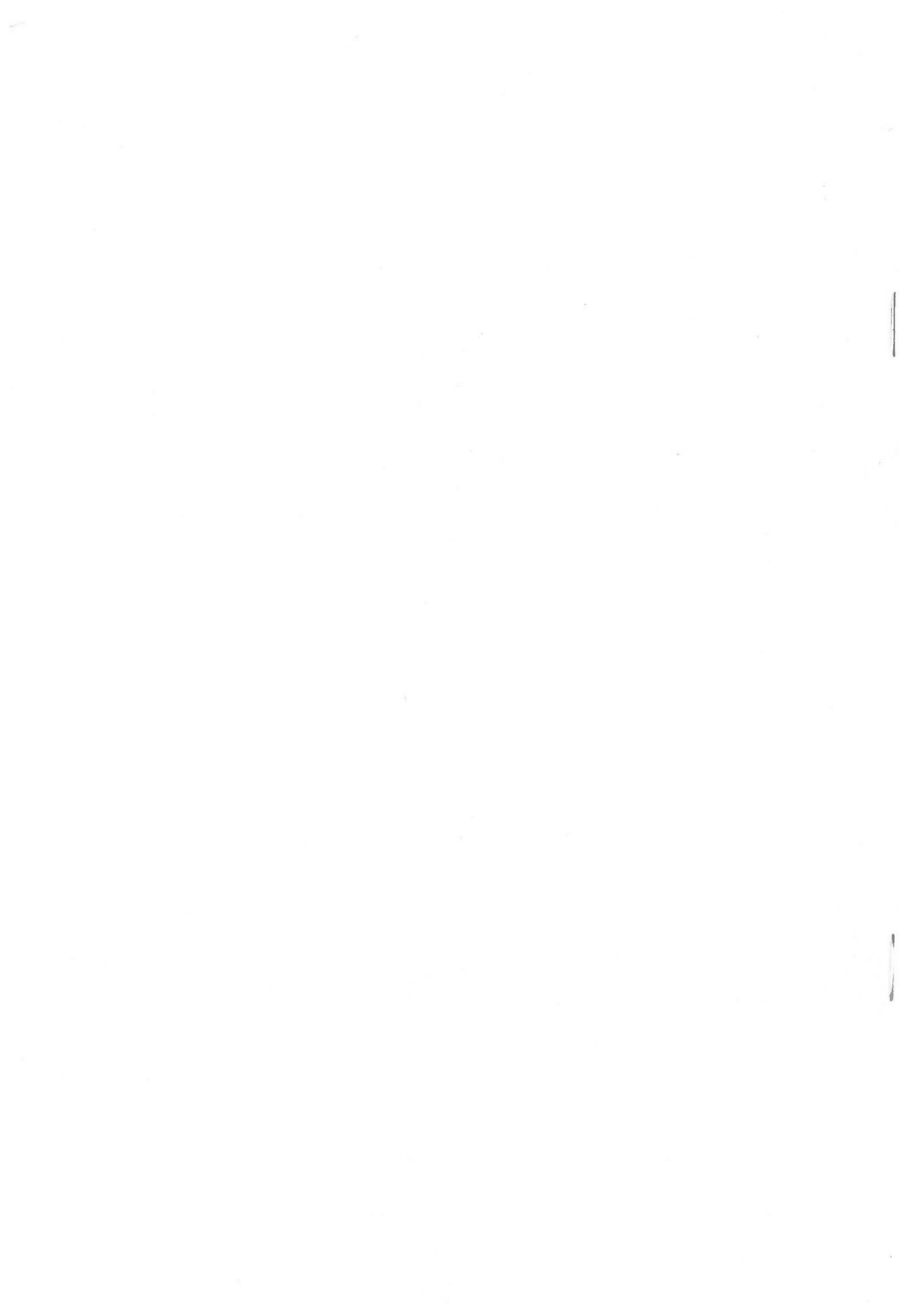
地質調査所報告 第237号

九州大野川盆地付近の

白亜紀層

地質調査所

昭和45年3月



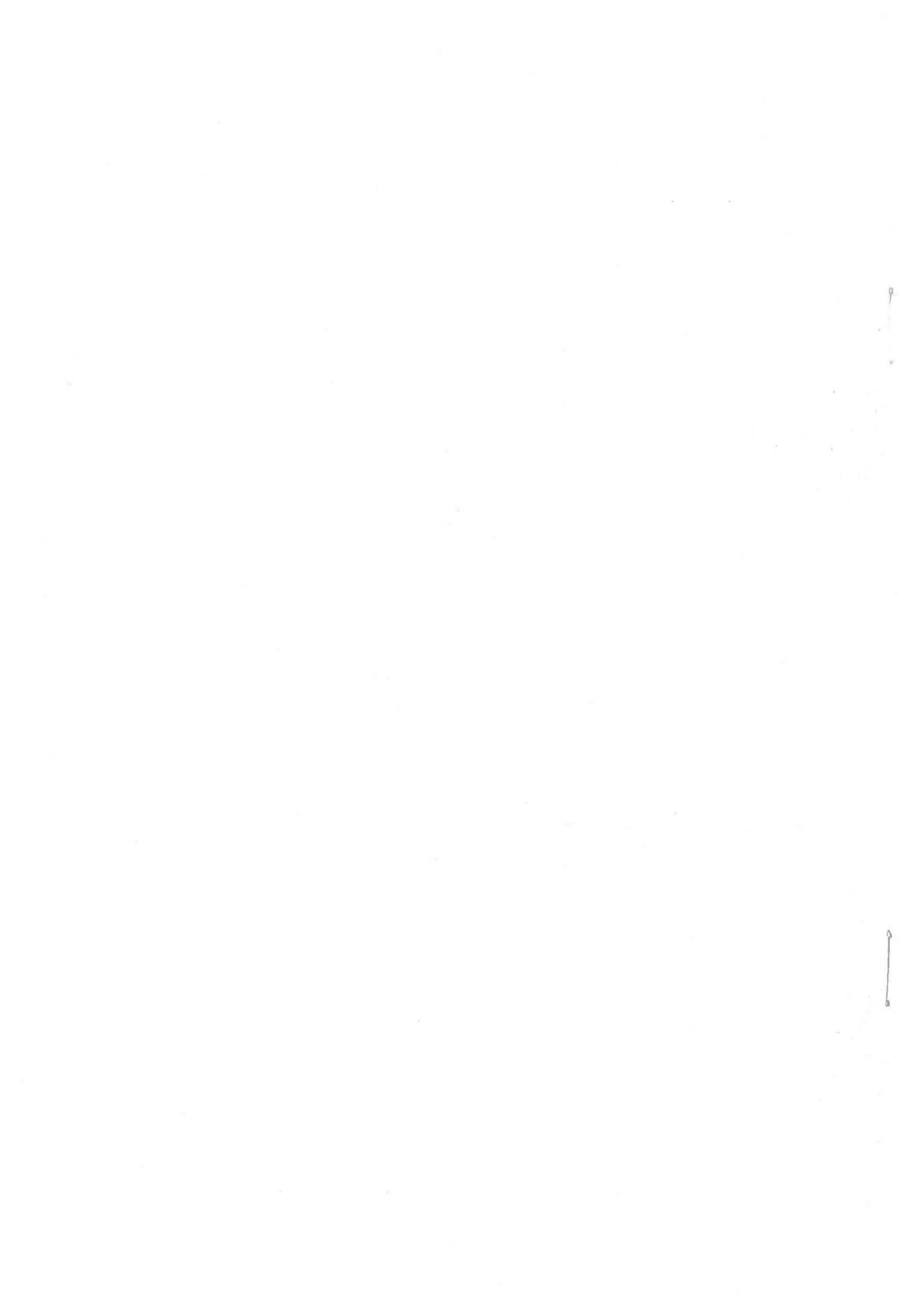
551.763(522.6)

地質調査所報告

所長 佐藤光之助

九州大野川盆地付近の
白亜紀層

寺岡易司



目 次

要 旨	1
I. 緒 言	1
II. 白亜紀層研究史	2
III. 地質概説	3
IV. 秩父帯上部中生層	4
IV. 1 大野川盆地南城	4
IV. 1. 1 新開層	5
IV. 1. 2 山部層	6
IV. 1. 3 落谷層	7
IV. 1. 4 溜水層	7
IV. 1. 5 佩楯山層群	8
IV. 1. 6 田野層群	12
IV. 1. 7 地質構造	14
IV. 2 無垢島および愛媛県三瓶周辺	16
IV. 2. 1 無垢島層	16
IV. 2. 2 三瓶周辺の白亜紀層	18
IV. 3 五ヶ瀬地域	19
V. 大野川層群	21
V. 1 地層区分	21
V. 2 層 序	25
V. 2. 1 最下部亜層群	25
V. 2. 2 下部亜層群	29
V. 2. 3 中部亜層群	31
V. 2. 4 上部亜層群	37
V. 3 対 比	40
V. 4 地質構造	42
V. 4. 1 基盤岩類との関係	42
V. 4. 2 複向斜構造	43
V. 5 堆 積	49
V. 5. 1 堆積構造	49
V. 5. 2 流系および堆積物の供給	54
V. 5. 3 層相変化	58
V. 5. 4 堆積機構	64
VI. 基盤構造	68
VII. 総 括	71
VIII. 結 論	76
文 献	78

Abstract

Plates I~XVIII

九州大野川盆地付近の白亜紀層

寺岡 易 司*

要 旨

大野川盆地付近では秩父・三波川・領家の3帯にわたって白亜紀層が分布している。秩父帯の白亜紀層は主として浅海成層からなり、時代的には高知統からギリヤーク統に及ぶもので、そのなかには数層準に不整合があり、いくつもの累層、または層群に区分される。一方、三波川・領家両帯の白亜紀層は大部分が海成層からなり、大野川層群として一括されるが、これは粗粒物質に富む異常に厚い一連の地層群で、堆積輪廻に基づき4亜層群、11累層に大別され、時代的にはギリヤーク統から浦河統にわたる。本層群は層相の側方変化が著しく、北部相、中軸相および南縁相とに大きく相区分され、前2者の堆積物は主として堆積盆地の北側、後者のそれは南側からそれぞれ供給された。なお、粗粒堆積物中には領家変成岩や三波川変成岩の碎屑物も認められる。中軸相は *turbidite* で特徴づけられ、そこには級化層理・sole mark・slump 構造など種々の堆積構造がよく発達している。

本論文では、まず上記白亜紀層の層序・地質構造を詳述し、これと隣接地域の白亜紀層との対比を行なう。大野川層群に関しては堆積学的立場からの検討も行ない、この特異な地層群がどのような機構で形成されたかを述べる。そして、“長崎三角地域”（中九州）から秩父帯にかけての地帯の基盤構造を概説し、そこにおける白亜紀堆積盆地の変遷をはじめ若干の地史的問題について論述する。

I. 緒 言

九州東部の大野川盆地付近では、秩父帯から“長崎三角地域”（中九州）の南部にかけ、断続的ながら白亜紀層がかなり広域にわたって露出する^{注1)}。また、この地域は領家帯、三波川帯および秩父帯の平行配列が乱れ、これらのひろがりや相互関係が不明瞭になるところにあたっており、日本列島の地質構造発達史を考究するさい注目すべきフィールドである。

筆者は、1961年以来5万分の1地質図幅作製のため神戸信和・小野晃司・河内洋佑の諸氏とともに大野川盆地付近の調査に従事し、おもに白亜紀層の研究を行なってきた。その結果の一部はすでに報告した（寺岡、1964, 1967a, 1967b, 1968；神戸・寺岡、1968）。今後さらに検討を要する問題も少なくないが、ここに現在までの成果を総括し、諸賢の御批判を仰ぐ次第である。

本研究に際し、地質調査所田中啓策技官、小野晃司技官、神戸信和技官、磯見博技官、今井功技官には終始御教示と激励をたまわり、とくに田中博士には化石の鑑定もしていただいた。広島大学今村外治名誉教授、九州大学松本達郎教授、広島大学楠見久教授には貴重な御助言と御鞭達を賜わった。また、広島大学小島丈児教授には変成岩稜の検鏡をしていただき、これについて示唆に富む御意見を賜わった。このほか、佐藤茂・河合正虎両博士をはじめ地質調査所地質部の多くの方から有益な御批判や御援助を受けた。以上の方々に対しここに深甚なる謝意を表す。

* 地質部

注1) “長崎三角地域”の南限は白杵一八代構造線、北限は松山一伊万里線で画される（矢部、1925）。

II. 白亜紀層研究史

山上 (1896) および野田・納富 (1917) は20万分の1地質図幅調査を行ない、大野川流域に中生層が広く分布することを明らかにした。

江原 (1921, 1924) は大野川流域にひらける盆地を大野川盆地と称し、そこに分布する上記の中生層を大野川盆地の和泉砂岩層と呼んだ。そして、これは天草の和泉砂岩層とは直接のつながりはないが、佐賀関半島の結晶片岩を介して北側では瀬戸内の和泉砂岩層に、南側では宇和島のそれに連結していたとみなした。江原によると、大野川盆地の和泉砂岩層は、北西側の古生層および佐賀関半島の結晶片岩を不整合に覆い、南東側の古生層とは緑川断層 (伊木, 1901) の東方延長にあたる構造線で画され、土師礫岩、片瀬砂岩および犬飼頁岩とに3分される。江原は三角貝、イノセラムスなどの貝化石を記載し、土師礫岩を北海道のトリゴニア砂岩に、片瀬砂岩と犬飼頁岩を同じく *Pachydiscus* 層に対比した。また、大野川に沿って走る大規模な断層を想定し、四国の中央構造線の西方延長をこれに求めた。この断層は後に松本 (1936) が大野川構造線と呼称したものに相当する。

江原の研究に先立ち、伊木 (1901) は九州中部を横断する地溝 (阿蘇水道) の存在を指摘し、その南限は緑川断層で画されるとした。現在の知識にてらしてみると、伊木の緑川断層は多くの場合、とくに九州東部では秩父帯内に位置している。ただし、江原が緑川断層の東方延長とした構造線は白杵一八代構造線とほぼ一致している。

矢部 (1927) は、稲井の研究^{注2)}に基づき、大野川盆地の白亜紀層を霊山・天面山および烏岳山の3層群に大別し、時代的には頌石統から浦河統に及ぶものとした。

松本 (1936) は大野川盆地の白亜紀層を大野川層群と命名し、白杵・犬飼両図幅地域および竹田東方の小富士付近に露出する本層群の地史学的研究を行なった。この研究は画期的なもので、以後若干の修正 (松本, 1954; 松本・野田・宮久, 1962) は加えられたが、これによって大野川層群の大綱が明らかになった。松本によると、大野川層群は北西側の古生層と不整合、佐賀関半島の三波川変成岩とは断層関係にあり、北東に沈下する向斜構造をなし、下部大野川層群 (ギリヤーク統, おもにその上部階) と上部大野川層群 (浦河統) とに大別され、第1表に示すような8累層に区分される。なお、下部および上部の両層群は部分的に非整合関係にある。松本は霊山層上部～奥河原内層中部が *Inoceramus hobetsensis* 帯、戸上層が *I. uwajimensis* 帯、吉野津留層中部が *I. naumanni* 帯に属することを示し、累層ごとに詳しい岩相記載をして堆積環境を論じ、本層群が変動時の特異な堆積物であることを指摘した。ただし、層相の側方変化についてはあまり注意されなかった。松本は、大野川に沿って NNE-SSW 方向に走り、三波川変成岩の西限を画する大断層を認め、これを大野川構造線と呼称した。そして、この構造線の西側と東側では大野川層群の構造が著しく異なるとし^{注3)}、同線に関連して内帯と外帯の境界問題や白亜紀堆積盆地の分化などにも言及した。また、白杵一八代構造線に沿って白杵川火成岩および生ノ原層 (千枚岩層) が幅狭くはさまこまれていることを明らかにした。

江原 (1924) 以後、大野川層群産イノセラムスは長尾・松本 (1939~1940)、三角貝は中野 (1957) によって記載された。また、霊山層産アンモナイトに関しては松本・野田 (1966) の報告がある。

松本 (1936) 以後は大野川層群についての総括的論文は公表されていない。田村・沢村 (1964) は阿蘇山南方の見岳山付近に露出する白亜紀層^{注4)} を見岳山層と命名し、これを御船層群の下部に対比した。以上のほか、大分県 (1951, 1955)、小野 (1963, 1965)、熊本県 (1963) などによって大野川層群に関する若干の新資料が加えられた。

藤井 (1954) は、白杵湾岸から三重南方にかけての秩父帯において、従来古生層として一括されていた地

注2) 稲井豊, 東北大学卒業論文, 1926。

注3) 最初の論文 (松本, 1936) ではこの構造線による地層の変位は著しくないとされたが、その後の記述では主として構造線の西側に分布する柴北・犬飼両層と東側に分布する戸上・吉野津留両層は時代的に同じものとして取り扱われている。

注4) 本論文では大野川層群の最下部として取り扱われている。

層群から新開層（鳥巢統）、山部層（高知統）、佩楯山層（宮古統上部階）および田野層（ギリヤーク統）を分離し、これらの層序・地質構造を示した。そして、この地域では有田統と宮古統下部階が欠如し、山部・佩楯山層間の層序間隙が大きいことを強調した。その後、新開層は田村（1960b）や野田（1961）によって再検討され、佩楯山層産化石は中野（1960）や速水（1965）により記載された。また最近、松本・野田（1968）は田野層からイノセラムスの興味ある新種を報告した。

神戸ら（斎藤・神戸，1954；斎藤・神戸・片田，1958；神戸，1957；宮崎県，1955）は五ヶ瀬川上流地域（五ヶ瀬地域）の秩父帯に上部中生層がかなり広く分布することを明らかにし、これを芝ノ元層、大石層、高屋山層、高畑層および田原層とに分け、産出化石からして芝ノ元層を八代地域の川口層（高知統）に対比した。浜田（1959）は芝ノ元・大石層を下部白亜系、田村・沢村（1964）は高畑・田原層をギリヤーク統として扱った。

Ⅲ. 地質概説

大野川盆地を中心とする本地域は九州東部に位置し、地質的には西南日本の外帯と内帯にまたがる。この地域の地質概要は第1, 2図に示されている^{注5)}。

白杵一八代構造線の北側には上部白亜系大野川層群およびその基盤岩類にあたる変成岩その他の古期岩類が露出する。大野川層群は南北両縁を断層で画され、北東に沈下する複向斜構造をなし、陸上においてはSW-NE方向に93km内外（最大幅約18km）にわたって分布する。なお、本層群分布地は地質的にみれば地溝帯であり、以下ではこれを大野川地溝帯と呼称する。基盤岩類は三波川帯のものと領家帯のものに大別される。

三波川帯基盤岩類は三波川変成岩と西川内層からなり、佐賀関半島から大野川下流域にかけ露出する。この三波川変成岩は蛇紋岩や斑岩に貫入され、長峰・小島（1952）、松本（1958）、松本・野田・宮久（1962）らによると、岩相層序の点で四国の吉野川層群に対比され、大局的には非対称複背斜構造をなしている。複背斜軸部は佐賀関付近を通り、ほぼ半島ののびの方向に走っている。西川内層は粘板岩を主とし、火成岩円礫に富む礫岩、砂岩およびごく少量の石灰岩を伴う地層で、三波川変成岩や大野川層群と断層関係にあり、西川内付近に幅約250m、延長1.5km内外にわたって露出する。時代決定に有効な化石はみいだされていないが、この地層は上部二疊系水越層（藤本・松本，1939；柳田，1959）に対比される可能性が高い。

領家帯基盤岩類は見岳山西方の緑川流域と竹田から野津原にかけての地域に露出する。緑川流域のものは肥後変成岩・深成岩（松本，1949；山本，1953，1962）の東方延長にあたる。竹田以東の基盤岩類は朝地変成岩・深成岩および蛇紋岩からなる（小野，1963）。小野によると、この変成岩の原岩は主として泥質岩と塩基性火山岩であり、前者は雲母片岩から低度の黒雲母ホルンフェルスにいたる種々の変成岩に、後者は普通角閃石・陽起石を含む変成岩になっており、全体として変成度は北西から南東に向かって低下する。砂質岩・珪質岩および石灰岩起源の変成岩もあり、深成岩としては花崗岩・花崗閃緑岩・石英閃緑岩・閃緑岩・斑岩・コートランド岩などがある。竹田断層以東では概して変成度が低く、ほとんど非変成の部分もあり、蛇紋岩体の北側では泥質岩、南側では砂質岩が卓越する。古生物学的証拠はないが、朝地変成岩の原岩はおそらく古生層であろう。

秩父帯は北縁を白杵一八代構造線、南縁を仙像構造線で画され、そこに分布する中・古生界は外帯特有の帯状構造を示す。古生層のなかにはシルル〜デボン紀層（斎藤・神戸，1954；斎藤・神戸・片田，1958；神戸，1957；浜田，1959；野田，1959，1960，1961）や石炭紀層（神戸，1957；横山，1964）もあるがこれらは量的にはごくわずかであり、大部分は二疊紀層である。古生代ないし中生代初頭に貫入したと推定される深成岩がシルル〜デボン紀層とともに、または単独でいわゆる黒瀬川式の構造帯に出現する。これは花崗岩から斑岩にいたる様々な岩質のもので、圧碎構造を示す場合が多く、しばしば片麻岩・角閃岩などの変

注5) 本論では大野川盆地という用語は地形的な意味でもちいる。また、基盤岩類（または古期岩類）とは白亜紀層（秩父帯の場合は上部ジュラ紀〜白亜紀層）の基盤をなす岩類をさす。

成岩を随伴する。深成岩に接するときおり石英斑岩が分布するが、これは前者を貫き、三重東方の高屋付近では佩楯山層群（宮古統上部階）の砂岩・礫岩を捕獲岩としてとりこんでいる。大観すると、深成岩分布帯は4列あり、これらは雁行配列を示す。シルル〜デボン紀層を伴うのは南側の2列、すなわち鞍岡付近のもの（斎藤・神戸, 1954; 斎藤・神戸・片田, 1958; 神戸, 1957; 浜田, 1959）、および尾平から三国峠東方にのびるもの（藤井, 1954; 宮久, 1955, 1958; 野田, 1959, 1960, 1961; 宮地・富田・野田, 1963）とである。白杵一八代構造線にそって分布する白杵川火成岩（松本, 1936; 神戸・寺岡, 1968）は最北列に属する（注6）。白杵川火成岩の西半部と東端部は著しい圧碎作用を受けており、これと断層関係で接する生ノ原変成岩は泥質岩・砂質岩および珪質岩起源の片状岩からなる。

秩父帯南縁部の三宝山帯に発達する地層は石灰岩や塩基性火山岩に富み、時代的には二疊紀から中生代前半にわたるものと考えられる（勘米良・古川, 1964; 原田, 1968）。三宝山帯を除くと、秩父帯における下部中生層の発達はきわめてわるく、三疊系下部統（斎藤・神戸・片田, 1958; 神戸, 1963; 神戸・寺岡, 1968）が祖母山南方と津久見西方（基盤ヶ岳）に、同系上部統（田村, 1960a; 神戸, 未発表資料）が五ヶ瀬川上流の五ヶ瀬地域にごく小範囲分布するにすぎない。これに対し、白亜系を主とする上部中生層は三重南方から白杵にかけての地域、無垢島および五ヶ瀬地域にかなり広く分布し、そのなかにはいくつもの不整合がある。そして一部例外もあるが、大局的には新期の地層ほど北側に露出する傾向があり、東方に沈下する向斜構造を呈する場合が多い。

大野川盆地付近の新生界は見立礫岩、祖母山火山岩、花崗岩類、豊州累層群、砂礫層および火砕流堆積物（大部分は阿蘇火山から由来）からなる。見立礫岩と祖母山火山岩は傾山・祖母山周辺の山岳地に分布し、これらについては多くの研究がある（大分県, 1951, 1955; 吉村・松石・宮久, 1952; 斎藤・神戸・片田, 1958; 宮久, 1955, 1958; 橋本・宮久, 1959; 加納・吉田・蛭子, 1962; 松本・橋本, 1963 a, 1963 b）。松本・橋本によると、見立礫岩は中・古生界を不整合（見立不整合）に覆い、永井（1956）が指摘したように、四国の始新統久万層群に対比される可能性がある。一方、祖母山火山岩は見立礫岩または直接中・古生界上に不整合（傾山不整合）にのり、花崗岩類に貫入され、その時代は中新世と考えられる。豊州累層群は大野川中流域以北に分布し、概して北部では碎屑岩、南部では火山岩・火砕岩が卓越しており、その時代は中新世後期〜更新世である（首藤, 1953; 小野, 1963）。火砕流堆積物は本地域の地質系統中もっとも分布が大きいもので、これについては最近小野（1963, 1965）の詳しい研究が公表されている。ここで砂礫層としたものは豊州累層群より新期の礫質堆積物であり、種々の層準のものがあるが、その多くは火砕流堆積物の下に発達し、一部は後者のなかにも挟在する。

IV. 秩父帯上部中生層

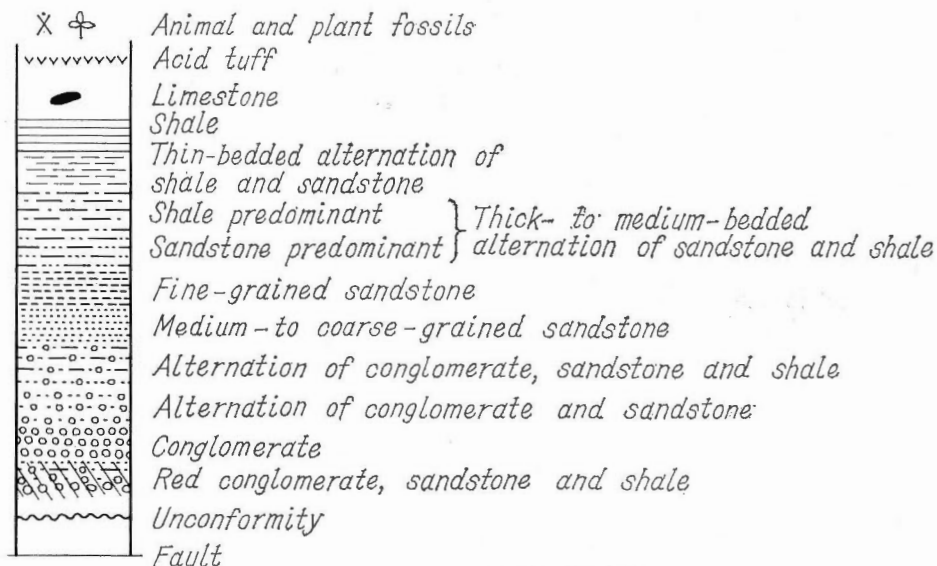
秩父帯の上部中生層は下部白亜系を主とし、ギリヤーク統およびジュラ系上部統を伴うもので、三重南方から白杵にかけての地域（以下では大野川盆地南城と仮称する）、無垢島および五ヶ瀬川上流地域（五ヶ瀬地域）に分布する。本章では上記3地域の上部中生層を順次記載するわけであるが、四国西端の秩父帯白亜紀層にも言及する（第48図）。なお、地質図で古生層として扱われている地層群中にも、例えば三国峠北方の中ノ茶屋付近に露出する頁岩層、尾平東方や津久見市菟島の礫岩層のように、白亜系の可能性の強い地層が一部含まれている（注7）。このような地層はいずれも断層帯に幅狭く露出する。

IV.1 大野川盆地南城

上部中生層は新開・山部・佩楯山・小坂および野津の5帯にわたって分布し（第10図）、新開層（ジュラ系上部統）、山部層（高知統）、落谷層（有田統?）、溜水層（宮古統下部階）、佩楯山層群（宮古統上部階）

注6) 白杵湾にうかがふ津久見島には岩相上シルル〜デボン系ではないかと思われる地層が露出する（神戸・寺岡, 1966）。なお、白杵一八代構造線は同島のすぐ北側を通ると推定される。

注7) 尾平東方および菟島の礫岩層についてはそれぞれ小野晃司・横山鶴雄の両氏に御教示を賜わつた。



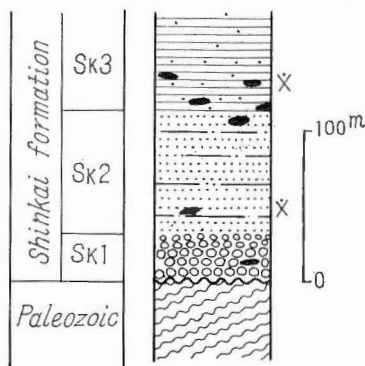
第 7 図 秩父帯上部中生層柱状図の凡例
Legends for the stratigraphic columnar sections of the Upper Mesozoic formations in the Chichibu terrain.

および田野層群（ギリヤーク統）とに大別される注8) (第 3, 4 図)。

IV.1.1 新開層 Shinkai formation (Sk)

新開層は古生層を傾斜不整合に覆い、向斜構造をなして新開帯に分布する。これは基底礫岩にはじまり、砂岩をへて頁岩でおわる層厚約 180m の累層で、石灰岩を挟有し、3 部層に区分される (第 8 図)。

Sk1 部層 (30m) ほとんど礫岩からなり、まれに石灰質砂岩や石灰岩を挟む。礫岩は淡緑色の砂質基質をもち、亜円～円形の小～大礫、ときに巨礫 (最大径 40cm) を含む。礫は基底部よりもむしろ上部において大きく、その大部分は花崗岩・半花崗岩・花崗斑岩・石英閃緑岩・閃緑岩・流紋岩・安山岩などの火成岩



第 8 図 新開層柱状図
Stratigraphic columnar section of the Shinkai formation.

注8) 本論では礫、互層および褶曲の記載にさいし、次のような用語をもちいる。
 礫：細礫 (2~4mm)、小礫 (4~32)、中礫 (32~64)、大礫 (64~256)、巨礫 (256~)。カッコ内の数字は礫径。また、とくにことわらないかぎり、石英斑岩・流紋岩・同質火砕岩の礫は一括して流紋岩礫、玢岩・安山岩・同質火砕岩の礫は安山岩礫として記述する。
 互層：薄互層 (~20cm)、中互層 (20~80)、厚互層 (80~)。カッコ内の数字は優勢な岩層の平均単層層厚。薄層理、中層理、厚層理という場合の区分基準は互層のそれに準ずる。
 褶曲：軸 (axis)、軸線 (axial trace)。第25図参照。

礫からなり、砂岩・チャート・石灰岩などの堆積岩礫を少量伴う。礫をなす石灰岩は角ばり、深成岩の多くは圧碎構造をもち、文象構造を示すものもある。

Sk2 部層 (80m) 砂岩を主とし石灰岩や頁岩を挟む。砂岩は灰色の中～細粒砂岩で、しばしば炭質物を含む。

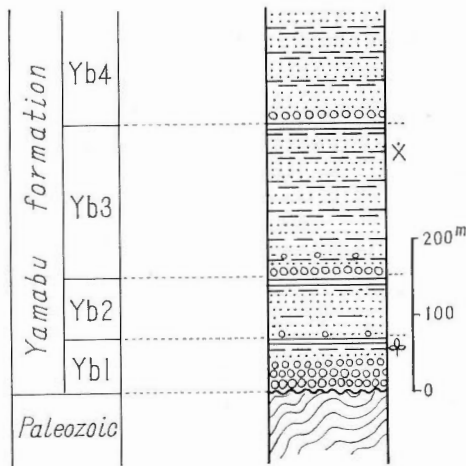
Sk3 部層 (70m) 頁岩を主とし、石灰岩や頁岩を挟む。頁岩中の団塊には黄鉄鉱に富むものがある。

石灰岩は厚さ数m以下のレンズ状岩体をなして種々の層準に介在し、とくに Sk3 部層の下部に多い。本岩は灰色の鯛状石灰岩で、田村 (1906b) によると、*Stylina sugiyamai* EGUCHI (?), *Montlivaltia* (?) sp., *Tosastroma tokunagai* YABE & SUGIYAMA(?), *Milleporidium fasciculatum* YABE & SUGIYAMA (?), *Nerinea* sp., Cidarids の刺、石灰藻などを産する。

対比 藤井 (1954) や田村 (1960b) が指摘したように、新開層はジュラ系上部統に属するものと考えられる。

IV.1.2 山部層 Yamabu formation (Yb)

山部層は山部から木浦付近にかけ延長約7km、最大幅1.2kmにわたって分布し、向斜構造を示す。これは古生層を傾斜不整合に覆い、約500mの層厚をもち、4部層に分けられる(第9図)。各部層は礫岩をもってはじまり、累層全体としては砂岩が卓越する。かつて藤井 (1954) は佩楯山層の礫岩が山部層を不整合に覆うとみなしたが、問題の礫岩は山部層の礫岩である。



第9図 山部層柱状図
Stratigraphic columnar section of the Yamabu formation.

Yb1 部層 (70m) 主として向斜の南翼に露出し、一部北翼にもあらわれる。下部は礫岩からなり、その上限ちかくでは砂岩を挟んでいる。この礫岩は山部層の基底礫岩にあたるもので、砂質の基質をもち、花崗岩・花崗斑岩・半花崗岩・閃緑岩・流紋岩・安山岩・チャート・砂岩・粘板岩・緑色片岩などのよく円磨された中～大礫、ときに巨礫(最大径30cm)を含んでいる。上部は中粒のアルコーズ砂岩とその上位に順次重なる砂岩頁岩中互層・薄互層および頁岩からなり、頁岩中には保存不良の植物化石や炭質物が含まれる。

Yb2 部層 (80m) 主部はおもに中～細粒砂岩、最上部は頁岩からなる。本部層下部の砂岩は白～灰白色を呈する特徴的な長石質石英砂岩、上部およびさらに上位にひきつづくYb3・Yb4 両部層のそれは灰～暗灰青色のグレイワッケ砂岩である。なお、山部層の砂岩はいずれもよく成層している。

Yb3 部層 (200m) 最下部は礫岩、主部は中～細粒砂岩と細粒砂岩頁岩薄互層、最上部は頁岩からなる。礫岩は10～15mの層厚をもち、礫の大きさ・円磨度・岩種などの点ではYb1部層のものと大差ないが、多くの場合基質が砂泥質であり、礫質泥岩(pebbly mudstone)と称すべき部分もある。主部では砂岩がちで、砂岩と薄互層がそれぞれ3～15mの厚さをもって交互し、後者においては級化層理がよく発達する。本部層

から下記のような領石型汽水性貝化石を産する(藤井, 1954)。 *Ostrea ryosekiensis* KOBAYASHI & SUZUKI, *Bakevella shinanoensis* (YABE & NAGAO), *Eomiodon* cf. *sakawanus* (KOBAYASHI & SUZUKI), *Proto-cyprina* cf. *naumanni* (NEUMAYR), *Polymesoda* (*Isodomella*) *otsukai* (YABE & NAGAO), *Aloides* sp., *Brotiopsis kobayashii* SUZUKI など。

Yb4 部層 (150m) 向斜の軸部を占め、Yb3 部層の場合と同じように最下部は礫岩、主部は砂岩と薄互層からなる。

対比 藤井が指摘したように、山部層は長石質石英砂岩や領石型貝化石層で特徴づけられ、八代地域の白亜紀層(松本・勸米良, 1949, 1952, 1964; 松本, 1954)の最下部をなす川口層(高知統)に対比される。

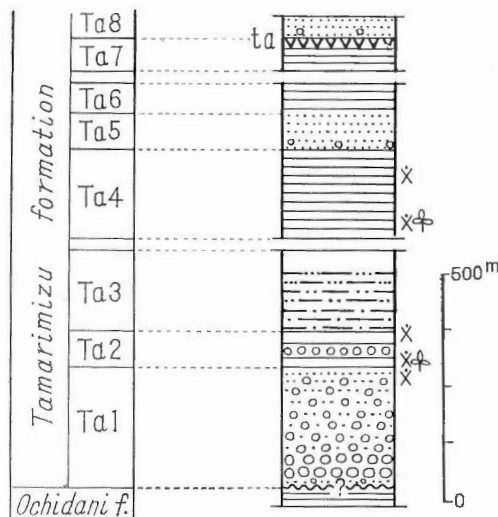
IV.1.3 落谷層 Ochidani formation (Od)

落谷層は溜水付近の小坂帯にごく小範囲露出し、断層のため下限不明である。観察されるかぎりでは厚さ約30mの頁岩からなり、溜水層の基底礫岩に覆被される。溜水層との詳しい接触状況は露出不良のため確認できないが、両累層の関係は不整合である可能性が強い。

IV.1.4 溜水層 Tamarimizu formation (Ta)

溜水層はおもに野津川流域の小坂帯に分布し、乙見・株ノ木付近や小坂付近にも断層にそって断片的に露出する。これは幾筋もの断層で切られ、地層の繰返しや欠如もあるが、層厚約1,000mで、第11図のように細分される。

Ta1 部層 (300m) 溜水付近においては下部は礫岩、中部はそれぞれの厚さが1~3mの礫岩と砂岩の互層、上部は砂岩と少量の礫岩からなる。Ta2 部層の直下には方解石細脈が網状にはいった細粒砂岩があり、これから海性動物化石や植物化石を産する。乙見には中部の礫岩砂岩互層、椎原北方には中・上部の地層が露出している。本部層の砂岩は中~細粒のアルコーズ砂岩で、中部には黒雲母の多い剝離性に富む特徴的な砂岩が挟在する。礫岩は花崗岩・半花崗岩・花崗斑岩・花崗閃緑岩・流紋岩・安山岩・砂岩・粘板岩・チャート・片状ホルンフェルスなどのよく円磨された礫が砂質の質基で膠結されたもので、これらの礫のうち量および大きさの点では花崗岩類が最も卓越している。最下部においては花崗岩類の巨礫(最大径50cm)が散点しているが、大部分は中~大礫であり、全体として上位になるにつれ礫径は減少する。花崗岩類の多くは文象構造を示し、なかには片麻状を呈するものもあり、片状ホルンフェルスは泥質岩・砂質岩および珪質岩起源のものである。また、熱変成を受けた火山岩もある。



第11図 落谷層および溜水層柱状図

Stratigraphic columnar section of the Ochidani and the Tamarimizu formations.

Ta2 部層 (75m) 礫岩をはさんで下部頁岩と上部頁岩とに細分される。落谷東方の峠に露出する下部頁岩は石灰質団塊を含み、海性動物化石や植物化石を多産する。一般に頁岩は雲母片に富む。礫岩はTa1 部層のものに似た中～大礫礫岩で、部分的には砂岩を挟んでいる。落谷東方の本部層およびTa1 部層最上部から産出する動物化石は *Nanonavis (Nanonavis) yokoyamai* (YABE & NAGAO), *Veniella* (?) sp., *Cucullaea fujii* HAYAMI, *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Rutitrigonia* (?) sp., *Parallelodon nipponica* (NAGAO), *Arca* sp., *Ostrea* sp., *Neithea (Neithea) matsumotoi* HAYAMI, *Pecten (Camptonectes) aff. miyakoensis* NAGAO, *Plicatula* (?) sp., *Chelonicerias* (?) sp., ベレムナイト、海百合などである。落谷断層ぞいに幅狭く分布する本部層は向斜構造をなし、三重川西岸に露出する頁岩からは *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Chlamys* sp., *Propeamusium cowperi yubarensis* YABE & NAGAO, *Portlandia* (?) sp., *Pentacrinus* sp., ウニ、アンモナイトなどの動物化石やシダ植物の化石を産する。アンモナイトは破片なので同定しにくい、落谷東方で採取されたものに近縁である。

Ta3 部層 (150m+) 頁岩砂岩中互層からなり、上限は断層のため不明である。Ta2 部層から本部層への岩相変化は緩慢で、下部では頁岩がちであるが上位になるにつれ砂岩がふえ、頁岩中には植物片が少なくない。

Ta4 部層 (250m+) 野津川西方の山稜に好露出する頁岩がこれで、まれながら保存不良の海性二枚貝や植物化石を産する。下限は断層のため不明である。野津川以東では最上部がみられるにすぎない。

Ta5 部層 (70m+) 粗～中粒砂岩からなり、基底部では細～小礫礫岩を、上部では頁岩を挟む。

Ta6 部層 (60m+) 頁岩からなり、ときおり砂岩の薄層を挟む。

Ta7 部層 (70m+) 古生層の衝出岩体を介して Ta6 部層の北側に分布する頁岩がこれで、上限ちかく層準には厚さ 1m 内外の灰白色凝灰質頁岩 (t_4) を 2～3 層挟む。古生層に接する部分が千枚岩化しているのほか、全般的に擾乱がはなはだしく、小褶曲を繰返している。Ta6 部層では上位ほど砂岩のはさみが減少する傾向があり、おそらく Ta7 部層は一連の頁岩層の上部を、前者はその下部を構成するものだろう。株ノ木断層にはさみこまれている株ノ木北方の頁岩は溜水層のメンバーであろうが、その層序的位置は不明である。

Ta8 部層 (30m+) Ta7 部層上に砂岩頁岩互層を介して重なる粗～中粒砂岩がこれで、細礫礫岩を伴う。上限は断層のため不明である。

対比 落谷・溜水両層はかつて藤井 (1954) が小坂の佩楯山層 (一部は田野層) として取り扱った地層から新たに分離されたものである。溜水層と佩楯山層群は化石の点である程度共通性があるが、岩相層序に関しては著しく異なる。もし溜水層が佩楯山層群のメンバーであるとすれば、その層序的位置は断層関係にある須久保層と東谷層の間か、または後者の上位でなければならない。溜水層が頁岩からなる落谷層上に重なり、火成岩礫に富む顕著な礫岩をもってはじまることを考え合わせると、落谷層、溜水層および佩楯山層群はそれぞれ別個の堆積輪廻に属するとみなすのが妥当である。溜水層中に凝灰質岩があるが、八代地域の白亜紀層で凝灰岩を含むのは日奈久層 (宮古統下部階) だけである。以上のことや Ta2 部層産アンモナイトからして、溜水層はおそらく日奈久層に対比され、落谷層は八竜山層 (有田統) の一部に相当するものと考えられる。

IV.1.5 佩楯山層群 Haidateyama group

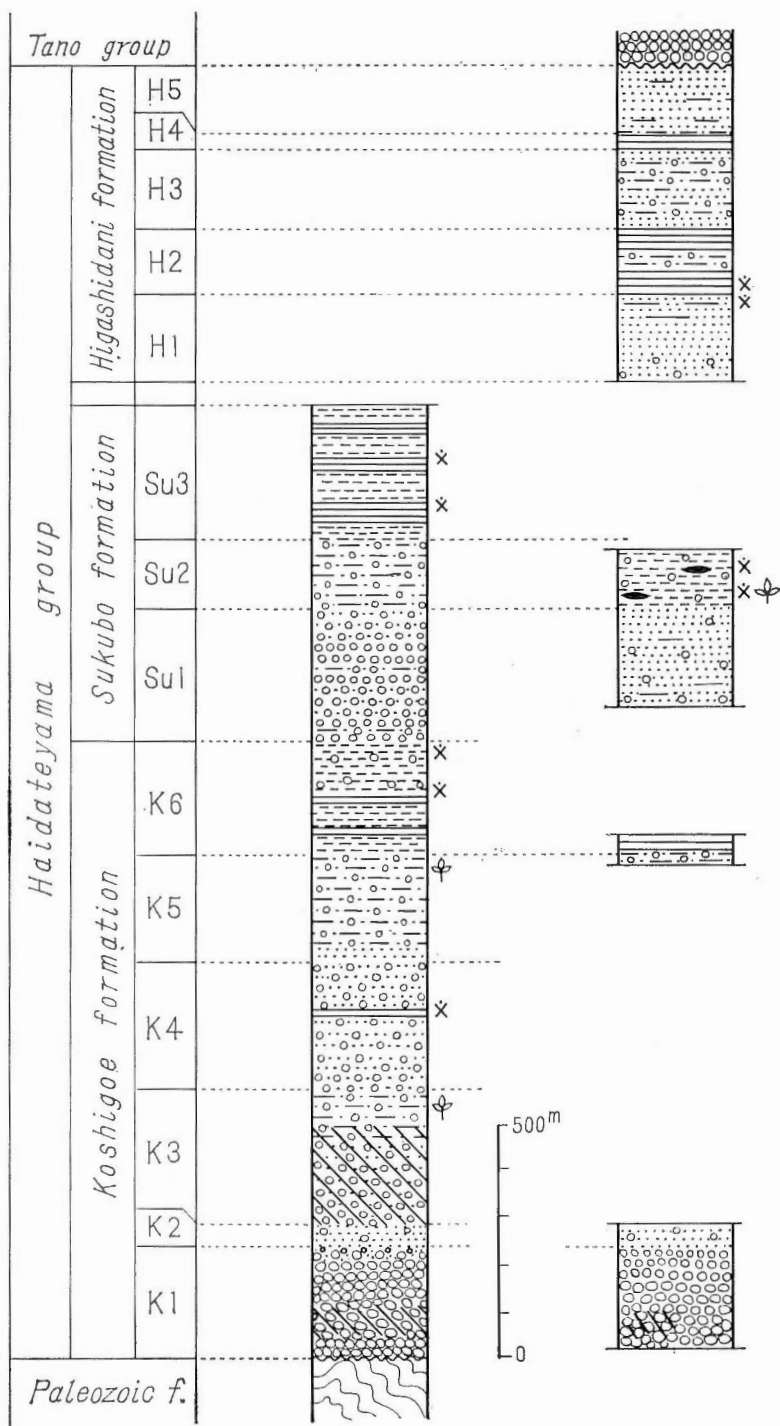
佩楯山帯および小坂帯西部に分布し、腰越層、須久保層および東谷層とに区分される (第 12 図)。層群全体の層厚は 2,850m 以上に達する。佩楯山帯の本層群は藤井 (1954) の佩楯山本層に相当するもので、向斜構造をなして古生層上に傾斜不整合にのり、腰越・須久保両層を含む。小坂帯のものは藤井が小坂の佩楯山層と呼称した地層であり、腰越・須久保両層のそれぞれ一部と東谷層から構成され、断層や古期岩類の衝出によって寸断されている。

腰越層 Koshigoe formation (K)

粗粒相にはじまり細粒相でおわる累層で、6 部層に細分される。佩楯山帯において模式的に発達し、約 1,420m の層厚をもつ。

K1 部層 (250m) 注9) 佩楯山層群の基底礫岩層であり、佩楯山帯では古生層を不整合に覆う。小坂帯で

注9) 特にことわらないかぎり、以下に記する腰越・須久保両層の各部層層厚は佩楯山帯で測定されたものである。



Haidateyama belt *Osaka belt*

第12圖 扇橋山層群柱狀圖

Stratigraphic columnar sections of the Haidateyama group.

は古生層と断層接触し、主として高屋付近に分布するほか本城山あたりまで断続的に露出する。本部層は塊状の礫岩からなり、まれに赤色砂岩を挟む。礫岩は中～大礫、ときに巨礫(最大径 50cm)を含み、概して淘汰不良である。多くは垂角～円礫であるが基底部では角礫をまじえる。上限ちかくなると礫の円磨や淘汰がよくなり、しだいに粒度を減じてK 2 部層に移化する。基質は砂質で、一般に淡緑～赤緑色、ときに赤色を呈する。礫としてはチャート・砂岩・流紋岩・安山岩・玄武岩・花崗岩・閃緑岩が多く、このほか輝緑岩・斑斕岩・准片岩・粘板岩・礫岩などもある。花崗岩類の多くは圧砕構造を示す。

K 2 部層 (40m) 佩楯山・小坂両帯に分布し、いずれにおいてもK 1 部層上に整合にのり、同じような岩相をもつ。緑灰色中～細粒砂岩を主とし、厚さ 4m 以下の細～小礫礫岩を挟む。また頁岩の薄いはさみもあり、砂岩中にはしばしば礫が散在する。砂粒として緑簾石・輝石・角閃石などの有色鉱物が少なくない。

K 3 部層 (330m) 赤色岩で特徴づけられ、佩楯山帯だけに分布する。佩楯山西斜面でみると、K 2 部層の緑灰色砂岩と本部層の赤色礫岩との境界はきわめて明瞭である。K 3 部層の下部は礫岩を主とし砂岩を伴う。砂岩は上位になるにつれ増加し、中部では礫岩砂岩互層、上部ではこれらに頁岩が加わり小輪廻層を形成する。それぞれの厚さは礫岩が 2～4m、砂岩や頁岩は 0.4～4m 程度である。最上部では砂岩や礫岩は緑灰～淡緑色、頁岩は灰黒色を呈し、頁岩中には炭化した植物片が多い。礫岩は小～中礫、まれに大礫を含み、全体として上位になるにつれ礫径は減少し、淘汰・円磨ともよくなる。礫構成は深成岩礫を欠く点でK 1 部層の場合と異なる。

K 4 部層 (310m) 礫岩・砂岩を主とし、少量の頁岩を挟み、佩楯山帯に分布する。層準によっては砂岩がちのこともあるが概して礫岩が優勢で、これらは通例中～厚互層をなす。礫のほとんどはチャートの細～小礫からなり、大きいものはよく円磨されている。砂岩は粗～細粒で淡灰～灰色を呈する。中～細粒砂岩はよく成層し、しばしば斜層理を示す。粗粒砂岩では砂粒の大部分がチャートからなり、石英および少量の長石・火山岩・粘板岩を伴う。頁岩は薄いはさみとして挟在するほか、厚さ 20m ちかい砂質のものがあ、これから *Pterotrigonia* sp., *Astarte* sp., *Pinna* sp. を産する。

K 5 部層 (240m) 佩楯山帯では礫岩・砂岩および頁岩からなる小輪廻層の繰返しで、1 輪廻層の厚さは通例 3～10m である。礫岩と砂岩をあわせた量と頁岩のそれはほぼ同じである。要するに本部層の岩相はK 4 部層のそれに頁岩が加わったものである。頁岩から *Cladophlebis* sp. その他の植物化石を産する。小坂帯では高屋の花崗岩体の北側に向斜構造をなして幅狭く分布する地層があり、そのうち頁岩・砂岩・礫岩からなる下部が本部層、頁岩を主とする上部がK 6 部層に相当するものと考えられる。

K 6 部層 (250m) 佩楯山帯では主として細粒砂岩と頁岩からなり、上半部においては小礫礫岩を挟む。砂岩は暗灰色を呈し、厚さ 10～60cm ごとに層理が発達する。頁岩は薄いはさみとしてはいるほか 2 層準に厚層をなして挟在する。上位の頁岩層中には slump 構造を示す厚さ 2m の礫質泥岩があり、これから *Veniella* を多産する。K 6 部層産化石としては *Veniella japonica* NAGAO, *Neithea*(*Neithea*) sp., *Cucullaea* (?) sp., *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *P.* cf. *datemasamunei* (YEHARA) などがある。

須久保層 Sukubo formation (Su)

佩楯山帯では腰越層上に整合に重なり、上限は断層のため不明であるが観察されるかぎりでは約 750m の層厚を有し、Su 1・Su 2・Su 3 の 3 部層に分けられる。小坂帯では断層でかこまれ、佩楯山帯とはかなり岩相を異にする。石灰岩の存在や堆積輪廻などからして、小坂帯に分布するものは Su 1・Su 2 の両部層と考えられる。

Su 1 部層 (300m) 佩楯山帯では礫岩を主とし、砂岩まれに頁岩を挟む。礫のほとんどがチャートの細～小礫で、砂岩および粘板岩の礫を少量含む。小礫は一般に円磨度が高いが細礫には角ばったものが多く、これらが密集した部分はチャートのようなみかけを呈し、きわめて堅硬である。砂岩・礫岩の性質はK 4 部層のものに類似する。

小坂帯では断層のため下限が不明で、約 250m の層厚をもつ。おもに灰色の砂岩からなり、ときにチャート礫を主とする細～小礫礫岩や頁岩(数 m 以下)を挟有する。砂岩は中～細粒のものが普通で、しばしば頁岩片や植物片を含む。佩楯山帯の砂岩に比べ砂粒に長石や火山岩が多く、雲母や緑簾石が目立つ。

Su 2 部層 (150m) 佩楯山帯では礫岩・砂岩および頁岩からなる小輪廻層の繰返しで、石灰岩を含む。

石灰岩を除くと本部層の岩相はK 5部層のそれに類似する。頁岩は植物片に富む。石灰岩は頁岩中に厚さ1 m内外のレンズ状岩体をなして介在し、多くの場合鱗状構造をもち、ときに円礫を含む。

小坂帯では断層のため上限は不明で、層厚は130m内外ある。おもに暗灰色の泥質細粒砂岩からなり、中粒砂岩・礫岩および石灰岩を伴う。礫岩はおもにチャート、一部粘板岩・砂岩・安山岩・流紋岩からなる細～小礫ときに中礫を含み、これらの円磨度は高い。石灰岩はレンズ状岩体をなし、量的には佩楯山帯におけるよりも多い。岩体の大きさは層準や場所により様々で、小坂南方では10m内外の厚さのものがある。本岩はチャートや火山岩の礫および貝化石・石灰藻化石を含む。小坂帯では礫岩・砂岩・頁岩も概して石灰質であり、しばしば石灰岩をパッチ状に含んでいる。また植物片も少なくない。動物化石は上述のように石灰岩にも含まれているが、密集して多産するのは泥質細粒砂岩からであり、次のものが採取された。*Gervillaria haradae* (YOKOYAMA), *Lopha (Arctostrea) carinata* (LAMARCK), *Pleuromya* sp., *Pholadomya* sp., *Anisomyon* sp., *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Astarte (Astarte) subsenecta* YABE & NAGAO, *Callista* sp., *Melanoides* (?) sp., *Nerinea* sp., *Cerithium* cf. *sanchuensis* YABE & NAGAO, ウニ, 石灰藻など。

清水原では石灰岩を含み、頁岩を頻繁に挟む砂岩層が高屋断層にそって幅狭くはさみこまれている。石灰岩には *Lopha* sp., *Exogyra* sp. などの貝化石が密集してはいり、一部でチャートを伴う。また頁岩から *Onychiopsis* sp. その他の植物化石を産する。本論ではこの砂岩層を一応 Su 2部層に含めておくと、その時代については更に検討を要する。

Su 3 部層 (300m) 佩楯山帯だけに分布する。暗灰色細粒砂岩と頁岩からなり、いずれも厚さ10~30cmときに数10cmごとに層理がよく発達している。砂岩の優勢な部分と頁岩のそれとが交互に繰返し、全体としての岩相は腰越層K 6部層のそれに類似するが、礫岩を欠き、後者に較べより細粒である。化石は散点的に含まれ、*Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *P. detemasamunei* (YEHARA) などの海性二枚貝化石を産する。

藤井 (1954) が佩楯山本層産として示した化石は K 6・Su 3 両部層から採取されたと推察されるが、そのなかには上記した化石のほか、*Alectryonia* cf. *carinata* (LAMARCK), *Nanonavis (Nanonavis) yokoyamai* (YABE & NAGAO), *Laternula nipponica* MATSUMOTO (MS), *Pinna* aff. *equivillana* ANDERSON, *Washiaster* (?) sp. が含まれている。

東谷層 Higashidani formation (H)

小坂帯に分布し、断層のため下限不明である。東谷層を佩楯山層群に含め、須久保層の上位においた理由は、本果層が須久保層以下のいずれの地層とも異なる岩相層序をもち、その下部の砂岩の性質が小坂帯の須久保層のものに類似していること、須久保層の北側に露出し、田野層群に不整合に覆われていることなどである。なお、秩父帯における上部中生層の分布をみると、一部例外もあるが大局的には若い地層ほどより北側に分布する傾向がある。東谷層は約680mの層厚をもち、整合に累重する5部層からなる。

H 1 部層 (200m+) 主として灰色の中～細粒砂岩からなり、下部では小礫礫岩や頁岩薄層、上部では厚さ数m以下の頁岩を挟む。上部の頁岩からまれに海性二枚貝化石を産する。砂岩中にはときおり頁岩片や植物片が含まれている。

H 2 部層 (120m) 頁岩砂岩薄互層をもってはじまる頁岩の著しい部層である。なかほどの層準に小礫礫岩・砂岩・頁岩の交互する部分があり、それより下位では頁岩、上位では砂岩薄層を挟む頁岩からなる。頁岩は層理の発達がよく、本部層の下限から約10m上位の頁岩には二枚貝・巻貝・植物の化石が密集して含まれている。しかし保存不良で *Cucullaea* sp. が同定されたにすぎない。

H 3 部層 (180m) 砂岩・礫岩・頁岩からなる。上限ちかくとなかほどの層準では砂岩を主とし、それ以外ではそれぞれ1~5mの厚さをもつ礫岩・砂岩・頁岩の交互層からなる。部層全体としては砂岩が最も多く礫岩がこれに次ぎ、頁岩ははるかに少ない。砂岩は通例中～細粒で淡灰～灰色を呈し、植物片が少なくない。礫岩はチャート礫を主とする小～中礫礫岩である。

H 4 部層 (30m) 主部は頁岩、最上部は頁岩砂岩薄互層からなる。

H 5 部層 (150m) 灰白色の中～細粒アルコーズ砂岩からなり、ときおり頁岩薄層を挟む。

対比

藤井 (1954) が指摘したように、佩楯山層群は物部川化石動物群の要素を含むが本層群特有のものもあり、化石・岩相からして八代地域の八代層 (宮古統上部階) に対比される。しかしながら本層群は、八代層よりもはるかに厚く、かつ粗粒岩に富み、石灰岩を含んでいる。佩楯山層群は全体としてはほぼ完全な 1 堆積輪廻を示し、そのなかにはそれぞれの累層に対応する一段低次の輪廻が 3 つ識別され、これらについてみると上位の輪廻ほど粗粒相の発達が発達が貧弱である。一方、八代層においては佩楯山層群の累層単位の輪廻に相当すると思われるものが 2 つ認められるだけで、東谷層に対応する第 3 の輪廻が欠けているようである。以上のことからして、佩楯山層群は八代層よりも層序的により上位の地層を含んでいる可能性が強い。なお、東谷層から時代決定に有効な化石がみいだされていないので、佩楯山層群中に宮古統最上部亜階に相当する部分があるか否か不明である。

IV.1.6 田野層群 Tano group

田野層群はほぼ田野層 (藤井, 1954) に相当するもので、佩楯山層群を傾斜不整合に覆い、溜水層や古生層と断層関係にあり、小坂・野津両帯にわたって分布し、その北限は白杵一八代構造線で画される。本層群は露出がわるく、しかも断層や褶曲による地層の欠如・繰返しがあるが、岩相の側方変化が少なく、かつ良好な鍵層となる酸性凝灰岩が少なくとも 8 層あるので、断片的に露出する地層のおよその対比は可能で、第 13 図に示すような層序がたてられる。なお、凝灰岩はいずれも層厚 10m 以下で、白～灰白色を呈し、しばしばこまかく成層している。椎原層は 630m 以上、山頭層は約 600m、野津市層は 1,360m 以上の層厚をもち、これらは整合的に累重する。したがって、層群全体の層厚は 2,295m 以上に達する。

椎原層 Shiibaru formation (Sb)

椎原層は小坂帯の椎原付近から三重川にかけて分布する Sb 1 部層と、野津帯の南縁部に露出する Sb 2 部層からなり、これらの間には断層または基盤岩類や溜水層が介在している。したがって両部層の層序関係は野外において確認できないわけであるが、田野層群を構成する他の地層や佩楯山層群との関係からして、Sb 2 部層は Sb 1 部層の上位にひきつづくものと推定される。

Sb1 部層 (360m+) 田野層群の基底礫岩層にあたるもので、佩楯山層群の東谷層上に傾斜不整合に重なり、主部と最上部とに細分される。主部は礫質粗粒砂岩 (2m 内外) をもってはじまり、局部的に頁岩を 1 層挟んでいるほかはすべて塊状の礫岩からなる。礫岩はきわめてよく円磨された中～巨礫 (最大径 80cm) が淡緑のときに赤色の砂質基質で膠結されたもので、淘汰は概してよくない。礫は花崗岩・半花崗岩・花崗斑岩・文象斑岩・花崗閃緑岩・閃緑岩・変質角閃岩 (おそらく花崗岩類中の塩基性包有岩)・流紋岩・安山岩・砂岩・粘板岩・チャートなどからなり、量的には火成岩礫が圧倒的に多く、砂岩以外の堆積岩の礫はごく少ない。なお、巨礫をなすのはたいてい花崗岩類である。砂岩には古生層のみならず上部中生層から由来したと思われるものもあり、火山岩には熱変成を受けたものが多い。大山に露出する頁岩 (数 m) は炭質物に富み、藤井 (1954)、松本・野田・宮久 (1962) によると *Inoceramus concentricus nipponicus* NAGAO & MATSUMOTO を産する。最上部は砂岩・頁岩および小～中礫礫岩の交互層からなり、この層準の礫岩には堆積岩礫も少なくない。

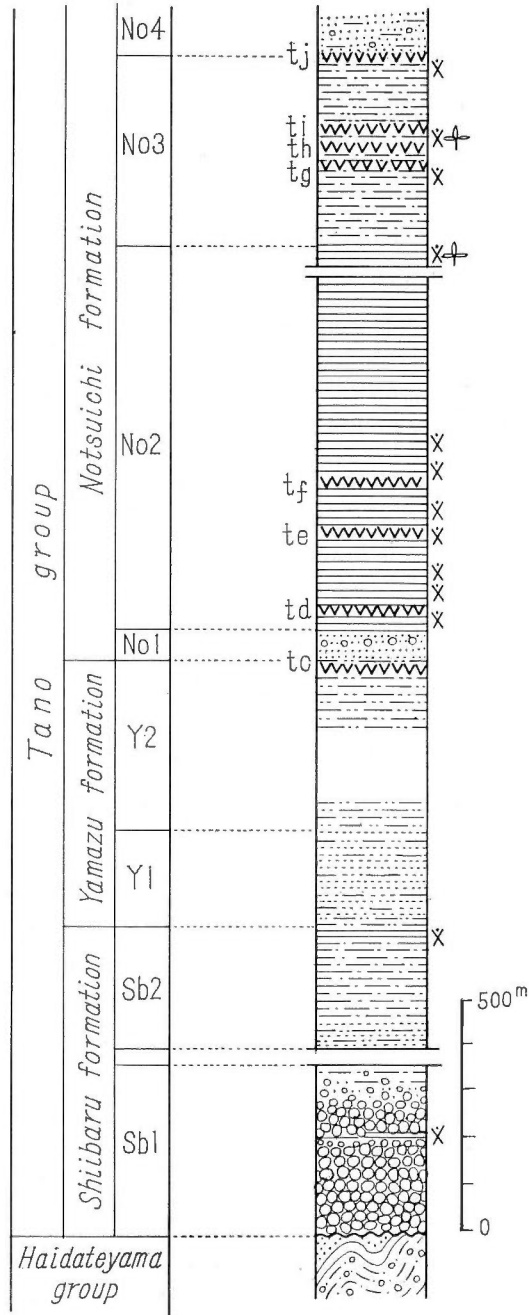
Sb2 部層 (270m+) 頁岩または頁岩砂岩薄互層と中粒砂岩がそれぞれ 0.5～3m ときに数 m をこえる厚さをもって交互する頁岩がち互層が主体をなし、最上部では頁岩が発達する。頁岩はしばしば植物片を含み、まれに海性二枚貝を産する。

山頭層 Yamazu formation (Y)

山頭層は露出がわるく詳しい層序は不明であるが、Y1 部層と Y2 部層とに区分される。なお、下記の層厚は野津川ぞいの断面において推定されたものである。

Y1 部層 (220m) 主として中粒砂岩からなり、しばしば頁岩や頁岩砂岩薄互層を挟む。互層からなる Sb 2・Y 2 両部層が多くの場合こまかく褶曲しているのにたいし、本部層は比較的整然としている。

Y2 部層 (380m) 砂岩と頁岩がさまざまな厚さをもって交互する互層からなり、全体としては砂岩がち中互層が卓越する。最上部には凝灰岩 (tc) が挟在しており、これは断続的ながら西畑から荒田東方まで追



第13図 田野層群柱状図
Stratigraphic columnar section of the Tano group.

跡される。

野津市層 Notsuichi formation (No)

野津帯の北部に最大 2.5km の幅をもって分布し、全体として頁岩に富み、4 部層に区分される。

No1 部層 (60m) よく成層した中粒砂岩を主とし、なかほどの層準に厚さ 10m 内外の礫岩・粗粒砂岩

を挟む。礫岩は流紋岩・花崗岩・チャート・粘板岩・砂岩などのよく円磨された小～中礫を含み、その発達には東部よりも西部のほうがやや顕著である。

No 2 部層 (750m+) 頁岩を主とし、少なくとも凝灰岩を3層 ($t_d \sim t_f$) 挟み、ときおり厚さ数 10cm 以下の砂岩を挟有する。No 1 部層から本部層への岩相変化は著しく、両者間にはほとんど漸移的岩相は認められない。本部層は幾筋もの走向断層で切られて地層が欠如しているため全体の層厚は不明である。頁岩はよく成層し、種々の層準から次のような化石を産する。*Mesoptuzosia* cf. *yubarensis* (JIMBO), *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ), *Scalarites* sp., *Dentalium otatumei* NAGAO, *Acila* sp., *Nanonavis* (*Nanonavis*) *sachalinensis* (SCHMIDT), *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. teraokai* MATSUMOTO & NODA, *Propeanussium cowperi yubarensis* (YABE & NAGAO), *Lucina* (*Myrtea*) cf. *ezoensis* NAGAO, *Yoldia* cf. *hobetsuensis* NAGAO & OTATUME, *Hemiaster* sp., その他。なお、イノセラムスの産出頻度はかなり高いが、本部層の基底部分(数10m)ではこれを欠き、他の小さな二枚貝とくに *Nanonavis* を特徴的に多産する。

No 3 部層 (450m) 頁岩と中～細粒砂岩の中互層からなり、凝灰岩を4層 ($t_g \sim t_j$) を挟む。 t_k の上位にひきつづく厚さ約 100m の部分では砂岩がち、その他の部分では頁岩がちである。No 2 部層から本部層への岩相変化は緩慢で、両部層の境界は必ずしも明確に規定できない。頁岩からまれに *Inoceramus* sp. その他の二枚貝・ウニ・植物などの化石を産するがいずれも保存不良である。

No 4 部層 (120m+) t_j の上位にひきつづく中粒砂岩を主とする地層がこれで、頁岩を頻繁に挟み、ごく少量の小礫礫岩を伴う。

対 比

田野層群は顕著な礫岩をもってはじまり、砂岩頁岩互層、頁岩、頁岩砂岩互層をへて砂岩でおわっており、全体としてほぼ完全な1堆積輪廻を示し、そのなかには佩楯山層群の場合と同様にそれぞれの累層に対応する一段低次の輪廻が3つ認められる。Sb 1 部層から *Inoceramus concentricus nipponicus* を、No 2 部層から *I. hobetsensis* や *Subprionocyclus neptuni*などを産することからして、椎原層はギリヤーク統下部階、野津市層は同統上部階にそれぞれ相当するものと考えられる。山頭層の時代に関しては確証がない。いずれにしても田野層群は全体としてギリヤーク統に属し、ほぼ大野川最下部亜層群に対比されるものであろう。なお、大野川最下部亜層群の最上部 (R 2 部層) には *Inoceramus teshioensis* NAGAO & MATSUMOTO を多産する。田野層群からはまだこの化石が採取されていないが、No 3 部層の一部や No 4 部層は *I. teshioensis* 帯に相当する可能性が強い。

田野・大野川両層群は一連の堆積盆地に形成されたもので、前者は白杵一八代構造線の外側、つまり秩父帯に、後者はその内側に堆積した地層群である。田野層群はこれに対比される大野川層群に較べ層厚ははるかに薄く、かつ一般的に堆積物が細かい。この事実は上記構造線付近を境として外側と内側で堆積環境が著しくちがっていたことを示唆する。この問題は後で論述する。

従来、砥用付近の砥用層は八代地域におけるギリヤーク統の代表的地層とされていたが、最近これが宮古統に相当することが判明し、ギリヤーク統の部分は宮地層と改称された(松本ほか, 1967)。松本・勘米良(1964)の研究によると、宮地層は八代層(宮古統上部階)を不整合に覆う基底礫岩にはじまり、これにひきつづく砂岩を主とする地層でおわっており、層厚は 100~230m にすぎない。なお、本累層は凝灰岩を欠き、示準化石に乏しい。下位層との層序関係・岩相・化石・層厚・堆積輪廻などを考慮すると、宮地層はおそらく田野層群の下部、すなわち椎原層に対比されるものと推定される。

IV. 1. 7 地 質 構 造

秩父帯の中・古生界は幾筋もの断層で切られて外帯特有の帯状構造を示し、断層にそってしばしば蛇紋岩が分布する。なお、予察的にみると帯状構造を切る顕著な胴切断層が多数存在するかにみえるが、実際にはかかる断層はきわめて少ない。

上部中生層分布地は新開・山部・佩楯山・小坂および野津の5帯に区分される(第10図)。これら各帯は断層または基盤岩類によって境され、東南縁を NNE-SSW 方向の葛羅断層または株ノ木断層によって限られ

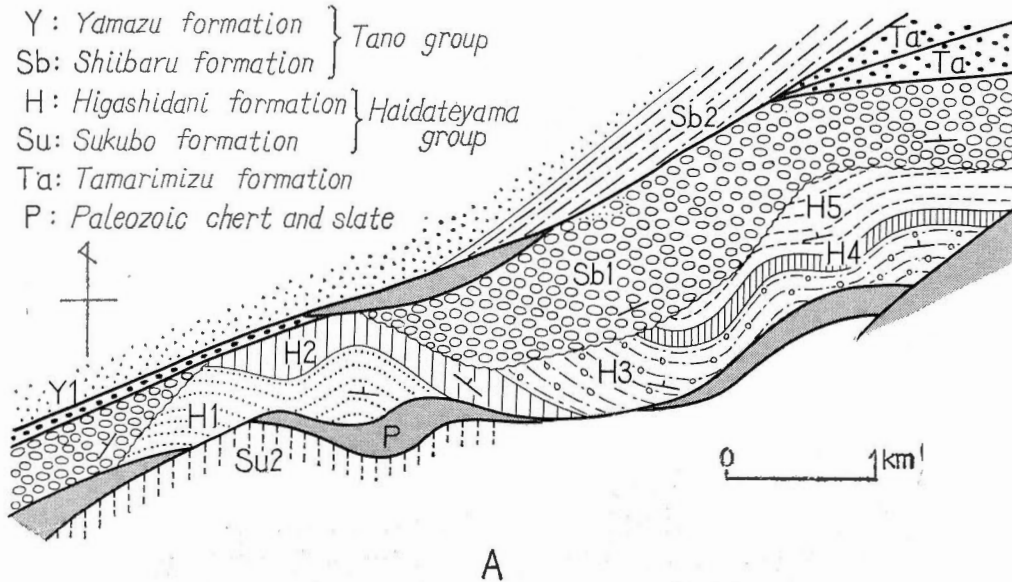
ている。この系統の断層は本地域の構造を特徴づけるもので、その南西延長は方向を転じて走向断層になり、因尾断層のように四万十帯までのびるものもある。上部中生層分布帯はいずれもレンズ状の形を呈し、かつ面積は北方に位置するものほど広い。落谷・溜水両層を除外してみると、新期の地層ほど北方に露出する傾向がある。新開層、山部層および佩楯山層群はそれぞれ直接古生層を、田野層群は佩楯山層群を著しい傾斜不整合をもって覆う。落谷層の下限は断層のため不明であり、これと溜水層の関係は不整合と推定される。以下、各帯ごとに上部中生層の地質構造を記載する（第5、6図）。

新開帯 新開層が東に沈下する非対称向斜構造をなし、これと基盤岩類との関係は向斜軸部の西端で傾斜不整合、その他では断層である。しかしながら南北両縁を限る断層にそって Sk 1 部層（基底礫岩層）が露出しており、翼部における地層の欠如は僅少である。地層の傾斜は北翼で数 10° S、南翼では部分的に逆転していることもあるが $70\sim 80^{\circ}$ N の場合が多く、褶曲軸面は南に急斜している。

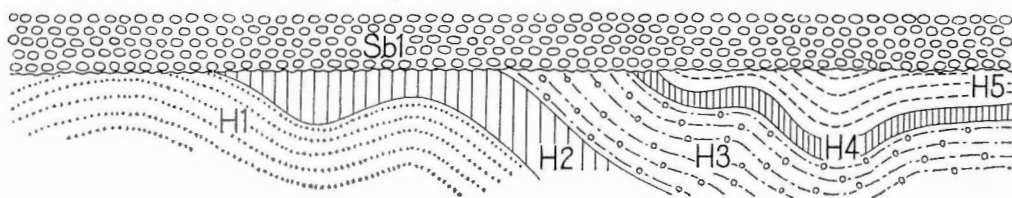
山部帯 山部層が対称向斜構造をなしており、地層の傾斜は一般に $30\sim 50^{\circ}$ である。山部層と基盤岩類とは南翼で傾斜不整合、一部断層関係にあり、北翼においては北傾斜の逆断層で境される。向斜軸は東端部で西傾斜、その他では東傾斜を示す。

佩楯山帯 佩楯山層群の腰越・須久保両層が東に沈下する対称複向斜構造をなし、古生層との関係注10)は

Y: Yamazu formation } Tano group
 Sb: Shiibaru formation }
 H: Higashidani formation } Haidateyama group
 Su: Sukubo formation }
 Ta: Tamarimizu formation
 P: Paleozoic chert and slate



A



B

第14図 佩楯山層群と田野層群の傾斜不整合関係

Geologic map and diagram showing the angular unconformity between the Haidateyama and the Tano groups.

注10) 藤井(1954)は翼部でも不整合関係にあると考えて佩楯山層群の厚層を見積つたため、その値は本論のそれに較べ著しく小さくなっている。

向斜軸部の西端で傾斜不整合、その他では断層である。複向斜は1背斜・2向斜からなり、これらの軸線は東進するにつれだいに接近し、方向をE-WからENE-WSWに転ずる。なお、かかる軸線方向変化は山部帯の場合にも認められる。地層の傾斜は西部よりも東部のほうが急であり、褶曲のブランチは東にいくにつれ増大し、その値は腰越以西で25~35°E、それより東では40~60°Eを示す。

小坂帯 高屋・落谷両断層間の地帯がこれで、サンドウィッチ構造で特徴づけられる高屋亜帯と溜水亜帯、および両者にはさまれた山口亜帯とに細分される。上記の断層はいずれも北に急斜している。

高屋亜帯には腰越・須久保両層からなる佩楯山層群と古生層や深成岩からなる基盤岩類が幾筋もの断層で切られて交互にあらわれ、それぞれの露出帯は膨縮しながらもよく連続する。佩楯山層群についてみると、高屋北方の花崗岩体に近接した腰越層の一部が褶曲しているほかはほとんど北傾斜を示し、北側ほど上位の地層が出現する。本層群の基底は露出してないが、高屋付近にはK1部層が広く分布し、その西方延長は断続的ながら本城山ちかくまで追跡される。古生層と須久保層との接触部には礫岩様に見掛けを呈する特異な圧砕岩がかなり幅広く発達している。

山口亜帯には佩楯山層群の東谷層と田野層群の椎原層が露出し、いずれもN-SないしNNW-SSE方向の軸をもってゆるく褶曲し、全体としては北に傾斜する。しかしながら東谷層と椎原層は褶曲形態を異にし、傾斜不整合の関係にある(第14図)。第14図Bは現在の地表面における両者の境界線を直線状にのぼした場合の図である。したがって、本図は不整合面を水平にもどしたのではないが、少なくとも椎原層堆積前に東谷層がすでに褶曲していたことを明示している。

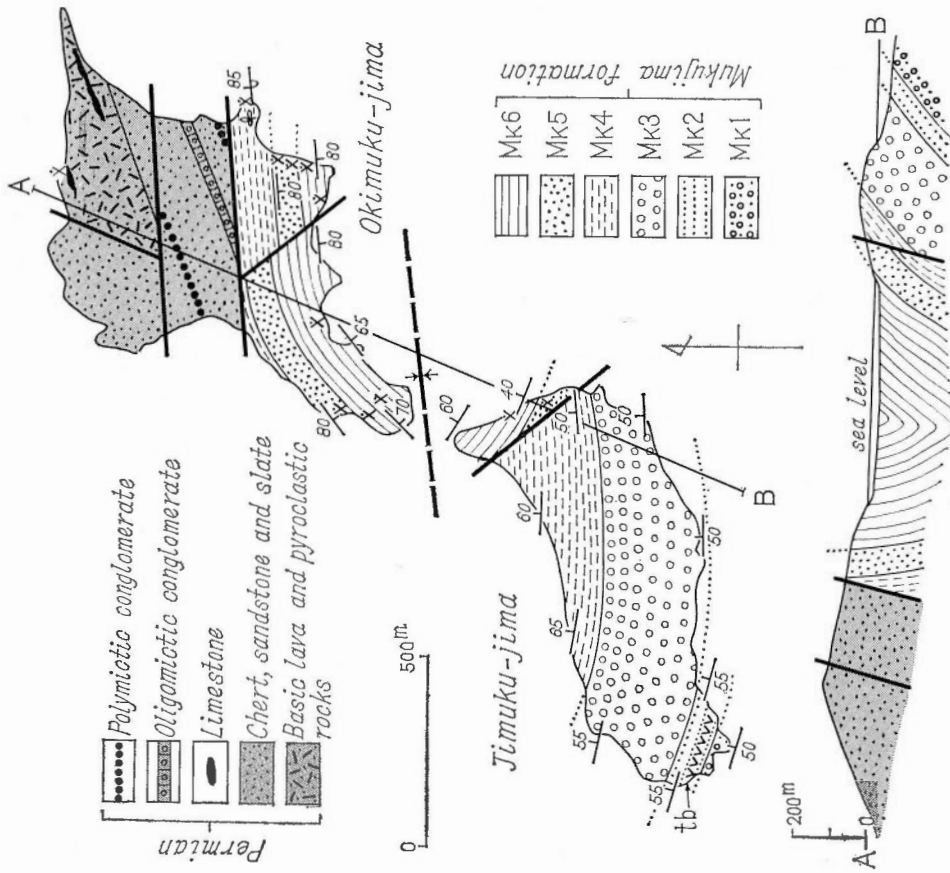
溜水亜帯には落谷・溜水両層が古生層や蛇紋岩とともにサンドウィッチ構造をなして分布する。本亜帯は溜水付近を通過して椎原北方にのび、西方は三重川河岸、東方は株ノ木付近まで追跡される。大局的にみれば新開・山部および佩楯山の諸帯は向斜部、小坂帯以南の各帯を境する古生層露出地は背斜部にあたる。白亜紀層が分布するという点では上記の場合と異なるが、溜水亜帯も背斜部に相当するとみなされる。基盤岩類に近接した部分では擾乱がはなはだしく、局部的には泥質岩が千枚岩化している。白亜紀層の層序の繰返しからして、本亜帯は落谷を通る蛇紋岩体を境とし南北に2分される。北部では落谷層およびTa1~Ta3部層を含む溜水層が背斜を形成し、その軸部は蛇紋岩体側に偏在している。一方、南部では溜水層が断層または古生層の衝出岩体によって寸断され、上位の部層ほど北方に露出し、地層は北傾斜を示す。

野津帯 落谷断層以北の田野層群分布地がこれで、NE-SW方向の断層によって、南から西畑・田良原・宮原および老松の4亜帯に分けられる。西畑・田良原両亜帯には椎原層Sb2部層・山頭層および野津市層No1・No2両部層が露出し、これらの諸層は落谷断層に近接する南縁部や白杵川以東において多数の小断層でできられ、かつ小褶曲を繰り返しているが、全体としては北傾斜を示し、上位のものほど北側にあらわれる。宮原亜帯には小規模な断層や褶曲に富む擾乱したNo2部層が広く分布し、その西端部には南傾斜を示すY2・No1両部層があらわれる。老松亜帯にはNo2部層のごく一部とNo3・No4両部層が露出し、これらは白杵—八代構造線のちかくで向斜を形成している。上述のような地層の配列や傾斜からわかるように、主として野津帯に分布する田野層群は、断層のため必ずしも明確ではないが、背斜軸が宮原亜帯に、向斜軸が同亜帯と田良原亜帯の境界部および老松亜帯北縁にある褶曲構造を示す。そして大局的にみれば田野層群は大野川層群の形成する大規模な複向斜の南翼の延長部にある。両層群は層序的にも構造的にも密接な関係にあるが、両者の間には白杵—八代構造線が介在し、しかもこの構造線にそって基盤岩類が衝出しており、構造上の差異はかなり顕著である。

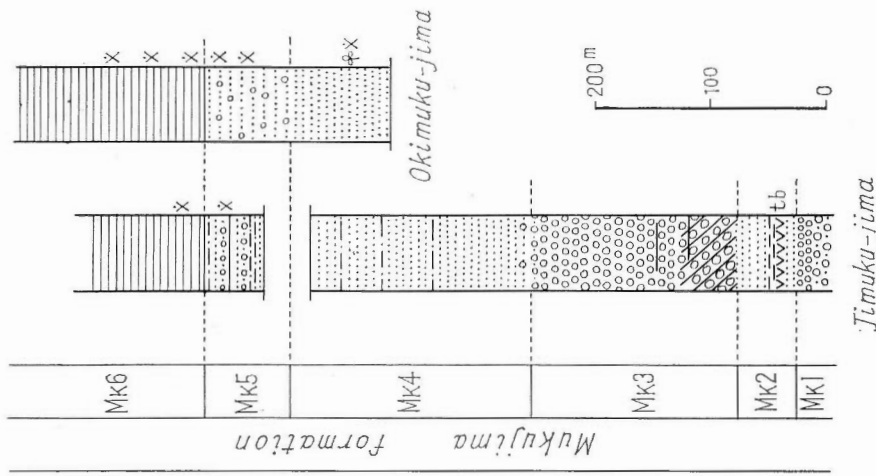
IV.2 無垢島および愛媛県三瓶周辺

白杵の東北東約17kmに位置する無垢島には宮古統上部階無垢島層が露出し(神戸・寺岡, 1968)、四国西端の三瓶周辺にも白亜紀層が知られている(平山・神戸, 1956~1957; 永井・中野, 1961; 永井・中野・袋瀬, 1965; 愛媛県, 1962)。なお、後者は本論の主題からはずれぬが、九州東部の白亜紀層との関連において興味があるので、既存の資料と筆者の予察結果をもとに、その概要を述べる。

IV.2.1 無垢島層 Mukujima formation (Mk)



第15圖 無垢島の地質圖
Geologic map of the Mukur-jima.



第16圖 無垢島層柱狀圖

Stratigraphic columnar sections of the Mukur-jima formation.

無垢島は沖無垢・地無垢の2島からなり、前者の北部に古生層、その南部と後者に無垢島層が分布する(第15図)。無垢島層は東方に沈下する非対称向斜をなし、上下限とも不明であるが、露出するかぎりでは約690mの層厚をもち、6部層に区分される(第16図)。地層の傾斜は南翼で35~数10°,北翼では70~90°の場合が多い。古生層とは断層関係にあり、これに近接した部分では地層が逆転している。なお、すでに筆者ら(神戸・寺岡,1968)が報告したように、沖無垢島の古生層はチャート・輝緑凝灰岩・粘板岩を主とする二疊紀層で、そのなかには火成岩礫に富む礫岩および石灰岩礫岩を挟んでおり、層相の点で注目すべき地層である。

Mk1 部層 主体は海中に没しており、最上部が地無垢島南西端でみられるにすぎない。観察されるかぎりでは約30mの層厚をもち、礫岩を主とし、礫質~粗粒砂岩を伴う。礫岩はよく円磨された細~中礫を含み、しばしば砂岩と互層または指交する。礫や砂粒としてはチャートが圧倒的に多い。

Mk1 部層 (50m) 砂岩に富み、次のように細分される。1) 層厚12m、淡灰色の粗~中粒砂岩からなり、最上部に厚さ0.6mの酸性凝灰岩(t_b)がある。砂岩は全般的に凝灰質でときに細礫を含み、下部においては斜層理の発達著しい。2) 層厚13m、頁岩がち頁岩砂岩薄互層からなり、植物片や炭質物を含む。3) 層厚25m、石英細脈に富む灰色の中~細粒砂岩からなり、最上部では礫岩を挟む。

Mk3 部層 下部(45m)は赤色礫岩、上部(135m)は淡緑色礫岩からなり、局部的にはごく少量の砂岩や頁岩を挟有する。赤色礫岩は円磨のわるい礫が砂質基質で膠結されたもので、基質のみならず礫自体も汚染されて赤色を呈する。礫の大きさはさまざまであり、巨礫も散点的に含まれる。この礫岩は淘汰がきわめて悪いわけであるが、明らかに水中堆積物であり、礫の粗密や平行配列などのため層状を呈する場合が多く、佩楯山層群中の赤色礫岩とよく似ている。上部を構成するのは塊状の小~中礫礫岩で、下部のものに較べ礫の円磨・淘汰がよい。部層全体としてみると、上位になるにつれ礫径が減少する傾向があり、礫の大部分は砂岩・粘板岩・チャートおよび塩基~酸性火山岩からなる。

Mk4 部層 (200m) 灰~暗灰色のよく成層した中~細粒砂岩からなり、層準によっては頁岩薄層を挟むこともある。断層のため地無垢島では上限、沖無垢島では下限が不明である。砂岩からごくまれに保存不良の海性二枚貝や植物の化石を産する。

Mk5 部層 (70m) 主として砂岩からなり、その岩質はMk4部層のものに似ているが、礫岩を挟有する点で下位の部層と区別される。上下限の確認される沖無垢島では前記のような層厚をもち、厚さ50cm以下の細~小礫礫岩を頻繁に挟む。礫岩はチャート礫のほか少量の火成岩・砂岩・石灰岩などの礫を含み、しばしばレンズ状をなす。地無垢島では小~中礫礫岩や頁岩が1~数mの層をなして介在するほか、頁岩砂岩薄~中互層も発達する。このように本部層は向斜の両翼で岩相を異にする。化石は沖無垢島では砂岩、地無垢島では頁岩中に密集して含まれ、下記のもの採取された。*Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Ostrea* sp., *Anomia* sp., *Pholadomya* sp., *Turnus (Xylophagella)* sp., *Veniella japonica* NAGAO, その他若干の二枚貝および巻貝。

Mk6 部層 (160m+) 基底部は塊状の砂質頁岩、主部は灰黒色のよく成層した頁岩からなり、石灰質団塊や方解石細脈に富み、アンモナイト・ベレムナイト・二枚貝・巻貝・ウニなどを産する。化石は保存がわるく、*Ostrea* sp., *Cardium ishidoense* YABE & NAGAO, *Hypophylloceras* (?) sp., *Washiaster* (?) sp. が同定されたにすぎない。

対比 無垢島層は粗粒相にはじまり細粒相でおわっており、全体として1堆積輪廻を示す。Mk1部層はおそらく基底礫岩層にあたるもので、海中において古生層と不整合関係にあると推定される。本累層は化石の点で佩楯山層群と共通性があり、岩相層序に関しては同層群の腰越層によく似ている。腰越・無垢島両層を比較してみると、これらはK1部層とMk1部層、K2部層とMk2部層というようなぐあいに部層単位で対比することができる。ただし、無垢島層は腰越層に較べ全般的に堆積物がこまかく、かつ層厚がほぼ半分であり、また凝灰岩を挟むなどの差異はある。

VI.2.2 三瓶周辺の白亜紀層

無垢島層は佩楯山層群の下部に対比されるわけであるが、これに類似の地層は四国西端にもみられる。すなわち、三瓶南西のミツクリ島・小高島および高島に露出し、平山・神戸(1956~1957)が中生界高島層

(Takashima formation) としての地層がそれである。なお、上記3島は北東から南西にむかって順次ならんでいる。永井・中野・袋瀬 (1965) はこの地層を下記のように区分し、高島層を下部白亜系、ミツクリ層を上部白亜系とみなした。高島層は北に、ミツクリ層は南にそれぞれ数 10~80° 傾斜し、いずれも平均走向はENE であり、両者の境界は海中にある。

	ミツクリ層 (80m+) ……礫岩を主とし、砂岩・頁岩を伴う。
	……………?……………
高島層	上部層 (60m+) ……砂岩を主とし、礫岩を伴う。
	中部層 (190m+) ……砂岩頁岩互層。下部では頁岩がち、上部では砂岩がち。
	下部層 (160m+) ……頁岩を主とし、砂岩を伴う。 <i>Cerithium sanchuensis</i> YABE & NAGAO を産出。
	……………?……………
古生層……………	チャート粘板岩互層。

九州の秩父帯に分布する白亜紀層の場合、一般に累層または層群は基底礫岩にはじまり、全体として1堆積輪廻を示すのが普通で、例え完全輪廻の場合でも上部粗粒相の発達は下部粗粒相のそれに較べ貧弱である。この点で永井らによる上記の層序は異常であり、筆者は高島・ミツクリ両層を再検討した。その結果、高島層は全体として逆転していることが判明した。このことは砂岩頁岩互層部に発達する級化層理・斜交葉理・その他種々の堆積構造をみれば明白である。高島層の下部には礫岩もあり、またミツクリ層中には高島層にみられるような粗粒砂岩や頁岩砂岩薄互層が挟んでいる。上述の諸事実からして、ミツクリ層は高島層の下位に整合的にひきつづき、両者は同一の堆積輪廻に属するものと考えられる。したがって、筆者はミツクリ・高島両層を高島層として一括し、ミツクリ層を Tk 1 部層 (60m+)、永井らのいう高島層の上部層・中部層および下部層をそれぞれ Tk 2 部層 (100m+)・Tk 3 部層 (80m) および Tk 4 部層 (150m+) と呼称する。累層全体の層厚は、海中に没している Tk 1・Tk 2 両部層の境界部の厚さを考慮すると、少なくとも 540m 以上に及ぶ。産出化石や無垢島層との岩相層序上の類似などからして、高島層は宮古統上部階に属するものと推定される。なお、陸上に露出するかぎりでは高島層中に赤色岩は認められない。

三瓶町二及には下部白亜系の二及層 (Nigyū formation) が古生層を不整合に覆ってごく小範囲分布する (永井・中野, 1961)。永井らによると、この地層は砂岩・礫岩・頁岩からなる下部 (30m) と頁岩を主とする上部 (20m) とに分けられ、下部から *Glycymeris densilineata* NAGAO, *Nipponitrigonia kikuchiana* (YOKOYAMA), *Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *Astarte subsenecta* YABE & NAGAO などの貝化石をかなり豊富に産する。産出化石や高島層および次に述べる真穴層の時代などを考え合わせると、二及層は速水 (1966) が示唆したように宮古統、おそらくその下部階に属する可能性が高い。

三瓶西方の周木・穴井付近や地大島には中生界真穴層 (平山・神戸, 1956~1957) が分布する。なお、平山らは三波川・秩父両帯の境界線 (御荷鉾構造線) が八幡浜東方で大きく南に屈曲し、真穴層の南側にのびるとしたが、種々の理由からして同線は、鹿島 (1967) が図示したように、八幡浜付近の海岸までほぼ直線状にのび、その後豊後水道にはいとみなすのが妥当である。

筆者の観察によると、真穴層 (Maana formation) は砂岩・頁岩からなり、まわりの弱変成古生層・橄欖岩・蛇紋岩などは断層で画され、大局的にみれば地大島では E-W、周木・穴井付近では NE-SW 方向の軸をもつ複向斜構造をなしている。砂岩は一般に中~細粒で、ごくまれに細~小礫礫岩を伴い、頁岩と様々な厚さをもって互層する。層準によっては厚互層または砂岩や頁岩の厚層もあるが、全体としてみると中~薄互層が主体をなし、砂岩が優勢である。なお、砂岩の下底面にはときおり sole mark (flute cast・groove cast・load cast など) がみられる。真穴層は層相の点で九州東部の田野層群、とくに椎原層上部や山頭層に似ている。このことや構造的な位置から判断すると、おそらく真穴層はギリヤーク統に属するものであろう。

IV.3 五ヶ瀬地域

神戸ら (斎藤・神戸, 1954; 斎藤・神戸・片田, 1958; 神戸, 1957; 宮崎県, 1955) は鞍岡・三ヶ所付近から田原にかけての五ヶ瀬川上流域に上部中生層がかなり広く分布することを明らかにし、それを芝ノ元層、大石層、高屋山層、高畑層および田原層とに分け、産出化石からして芝ノ元層を八代地域の川口層 (高

知統)に対比した。最近、神戸はこの地域の中生層、とくに三疊紀層に重点をおいて再検討し、未発表ながらいくつかの新知見を得た^{注11)}。筆者も神戸の教示を受けて本地域の調査を行なった。その結果、従来上部中生層とされていた地層の大部分は白亜紀層であることが判明し、これと大野川盆地南城や八代地域の白亜紀層との対比がある程度可能になった。今後さらに検討を要する点も多いが、以下その概要を述べる。

五ヶ瀬地域の秩父帯白亜紀層は第17図のように区分される。戸川層・笠部層・芝ノ元層および室野東方の高畑層を合わせたものが神戸らの芝ノ元層に相当する。

戸川層 Togawa formation

頁岩・砂質頁岩を主とし、頁岩砂岩薄～中互層・砂岩 およびごく少量の礫岩を伴う。北方に傾斜し、断層のため下限不明であるが、少なくとも900m以上の層厚をもつ。頁岩・砂質頁岩は概して層理に乏しく、“*Cyrena shiroiensis* YABE & NAGAO, *Natica sanchuensis* YABE & NAGAO, *Cladophlebis exiliformis* (GEYLER), *Sphenopteris* sp. などの領石型動植物化石を産する。砂岩の多くは中～細粒、灰～暗灰色のグレイワック砂岩であるが、中～粗粒、灰白色の長石質石英砂岩もあり、後者は数10cm～10mの厚さをもって挟在する。礫岩はチャート・砂岩・粘板岩・流紋岩・安山岩・花崗岩などの細～小礫、ときに中礫を含む。量的にはチャート礫が圧倒的に多く、花崗岩礫はごくまれである。なお、大石層・笠部層 Ka2 部層および芝ノ元層の礫岩も上記のようなものである。

大石層 Oishi formation

戸川層の南側に南北両縁を断層で切られて分布し、両者の間にはシルル～デボン紀層や深成岩が介在する。この地層は北傾斜を示し、戸川層と同様頁岩に富み、長石質石英砂岩を挟む。ただし、戸川層よりも砂岩・礫岩が若干多い。

高屋山層 Takayasan formation

跡取川から高屋山東方にかけて分布し、まわりの古生層と断層関係にある。頁岩・砂岩からなり、ときおり植物化石を産する。

笠部層 Kasabe formation

850m内外の層厚をもち、2部層に分けられる。下位のKa1部層(約120m)はチャート・砂岩・粘板岩・頁岩・流紋岩・安山岩などの中～大礫、ときに巨礫を含む淘汰不良の礫岩からなり、戸川層の頁岩を不整合に覆う。Ka2部層は頁岩・頁岩砂岩互層・砂岩からなり、ときおり礫岩を挟む。量的には砂岩よりも頁岩のほうがはるかに優勢で、後者から海性二枚貝・巻貝の化石を産する。笠部ではKa1部層上に小礫礫岩を挟む灰黒色頁岩(25m)・赤色頁岩(10m+)が累重するが、これらの頁岩はKa2部層の基底部をなすものである。なお、赤色頁岩はこのほかに2、3の層準にあり、ごく薄いものはまれながら戸川層やSh1部層にも挟在する。笠部層は芝ノ元層に整合に覆われ、これらは戸川層と共に北東に沈下する向斜構造をなす。

芝ノ元層 Shibanomoto formation

2部層に分けられる。下位のSh1部層は数100mの層厚をもち、礫岩砂岩厚互層で特徴づけられる。層準によっては頁岩もかなりあり、とくに中部では礫岩・砂岩・頁岩の交互層が発達する。なお、このような部分の礫岩中には頁岩の同時侵食礫が多い。Sh2部層は頁岩を主とし、約700mの層厚をもつ。基底から200m内外上位のところに礫岩砂岩厚互層が30～40mにわたって発達するほか、ときおり砂岩・頁岩砂岩薄～中互層が介在する。芝ノ元層の頁岩から海性二枚貝・巻貝の化石を産する。

高畑層 Takahata formation

おもに高畑周辺に分布し、そのほか室野東方や鏡山南斜面にも断層にかこまれ小範囲露出する。これはTk1とTk2の2部層に分けられる。Tk1部層は高畑層の主体をなすもので、ほとんど礫岩ばかりからなり、ごく少量の砂岩を伴う。これらは一般に赤～赤緑色を呈する。礫岩は砂岩・粘板岩・チャート・輝緑岩質緑色岩・流紋岩・安山岩などの比較的円磨のわるい中～巨礫(最大径60cm)を含み、淘汰は概してよくない。

注11) 室野東方の上部三疊紀層(室野層)は神戸によって発見された。

三ヶ所から桑野内へ通じる道路ぞいのルートにおいては、南東に傾斜する Tk 2 部層の南側に断層を介して古生層の粘板岩が幅狭く露出し、これを Tk 1 部層の礫岩が不整合に覆っている。そして高畑を通る NE-SW 方向の断層以北の部分は南東、それ以南の部分は東～北東傾斜を示し、層序的には北部のものが若干下位にくると推定される。北部と南部とは礫岩・砂岩の色調がいくぶん異なり、どちらかといえば前者では赤緑色、後者では赤色を呈する場合が多い。Tk 2 部層は灰～緑灰色砂岩からなり、ときおり細礫礫岩や頁岩薄層を挟み、*Pterotrigonia* sp., *Astarte* sp. などの二枚貝化石を産する。高畑周辺の高畑層は幾筋もの断層または古生層の衝出岩体により切られているが、古生層を直接不整合に覆い、全体として北東ないし東北東に沈下する向斜構造をなすものとみなされる。

田原層 Tabaru formation

秩父帯の北縁部に分布し、南北両縁を断層で画され、北方に数 10° 傾斜する。礫岩を主とし、中～細粒砂岩・頁岩砂岩薄互層・頁岩を伴う。礫岩は流紋岩・安山岩・花崗岩・花崗斑岩・閃緑岩・砂岩・粘板岩・チャートなどのよく円磨された中～大礫、ときに巨礫（最大径 50cm）を含み、淡緑色を呈する。量的には火山岩や砂岩の礫が卓越し、花上南方の一部を除くと深成岩礫は少ない。なお、花崗岩のなかには片麻状構造を示すものもある。

対比

戸川層は領石型動植物化石を含み、長石質石英砂岩を挟有しており、山部層や川口層（高知統）に対比される。戸川層を不整合に覆う笠部層およびその上位に整合に重なる芝ノ元層はそれぞれ 1 堆積輪廻を示し、海性貝化石を産する。ただし、時代決定に有効な化石はまだみだされていない。以上のほか次に述べる高畑層の時代を考え合わせると、笠部層は有田統、芝ノ元層は宮古統下部階に属する可能性が高い。大石層と戸川層は岩相が類似しており、これらはほぼ同時期の堆積物と推定される。ただし、分布状況からすれば、大石層のほうがより下位の地層を含んでいる可能性もある。高屋山層の時代についてはよくわからないが、おそらく戸川層または芝ノ元層に相当するものだろう。高畑層は赤色岩で特徴づけられ、古生層を直接不整合に覆う。隣接地域の秩父帯中生層のうち赤色岩がよく発達するのは八代層・腰越層および無垢島層であり、しかも前者と中者の基底には著しい不整合が認められる。これらの点から判断すると、高畑層は宮古統上部階に属するものと考えられる。田原層は礫岩を主とし、秩父帯北縁部に分布するわけであるが、これはその北側に露出する大野川層群とはもちろんのこと、高畑層とも砂岩・頁岩の量および礫岩の色・礫構成などの点で異なる。岩相・構造的な位置からみて、田原層は砥用層（宮古統）の基底部か、または田野層群や宮地層（ギリヤーク統）のそれに相当するものだろう。

要するに五ヶ瀬地域の白亜紀層は 7 果層に区分され、これらの大部分は下部白亜系に属し、大体の傾向として新时期のものほど北側に露出する。そして、粗粒岩がかなり多く、各時期の地層が比較的厚いこと、褶曲軸がすべて東方に傾き、古期岩類の衝出によってしばしば地層の分布が断たれているなどの点で、どちらかといえば八代地域の白亜紀層よりも大野川盆地南域のそれに似ている。

V. 大野川層群 Onogawa group

V.1 地層区分

白杵湾岸から竹田近傍にかけ、白杵―八代構造線の北側には断続的ではあるが広範（最大幅 18km）にわたって白亜紀層が露出しており、松本（1936）はこれを大野川層群として取り扱った。本論でいう大野川層群は、上記の白亜紀層のみならず、祖母山南西の河内付近に露出するギリヤーク統注12）（熊本県，1963）および見岳山付近の見岳山層（田村・沢村，1964）をも包含するものである（第 1 図）。河内付近の地層は層相および地質構造からして、明らかに大野川流域の大野川層群の西方延長である。これにたいし見岳山層は、田村らが指摘したように、従来大野川層群とされていた地層よりもむしろ御船層群（松本，1939a，1954；岡

注12） 田原層（齊藤・神戸・片田，1958）を除く。

第1表 大野川層群の新旧両層序区分の比較

Comparison of the previous stratigraphic division of the Onogawa group and the present one

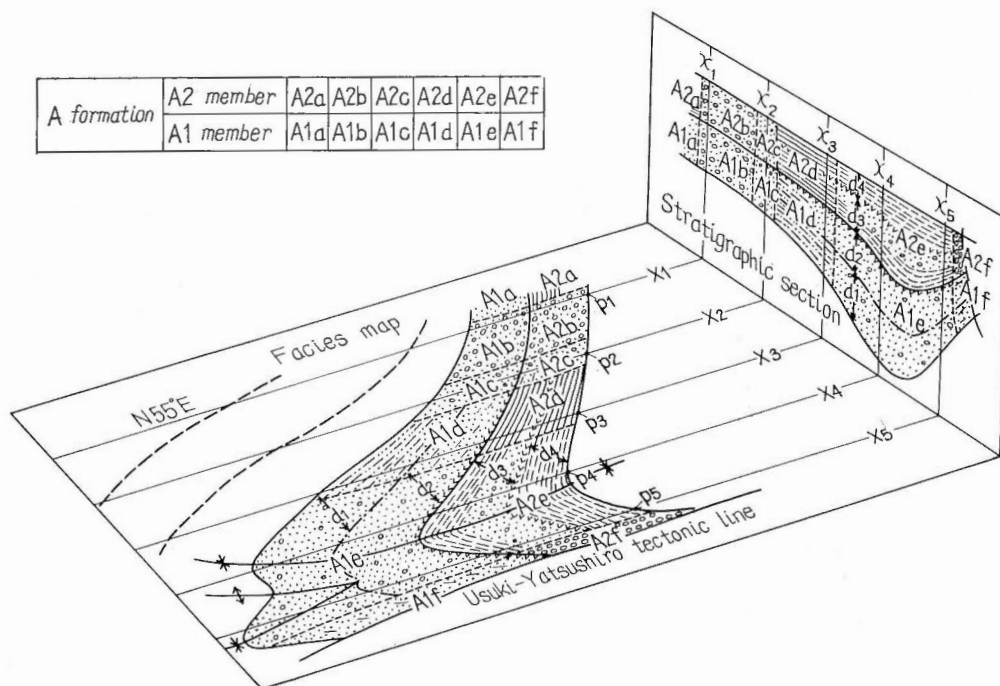
By T.MATSUMOTO (1936)		Upper Cretaceous																			
		Gyliakian				Urakawan															
		Lower Onogawa g.				Upper Onogawa group															
		Ryozen formation	Okukawa- rauchi f.	Nakakawa- rauchi f.	Shibakita & Inukai f.	Tonoe formation	Yoshinotsuru formation			Amabe formation											
Lower	Middle						Upper														
By Y.TERAOKA	Upper Urakawan	Upper subg.	Amabe formation																		
		Middle subgroup	Mizugajo formation																		
		Takeyama formation																			
		Ugaku formation																			
	Lower Urakawan	Middle subgroup	Inukai formation																		
		Lower subgroup	Shibakita formation																		
		Nakakawa- rauchi f.																			
		Okukawa- rauchi f.																			
	Gyliakian	Lowermost subgroup	Ryozen formation																		
		Uso formation																			

田, 1958, 1960 ; 田村・田代, 1966) に似ている。それにもかかわらず見岳山層を大野川層群に含めたのは、現在の分布状況や地質構造を重視した結果であって、堆積時における御船層群との関連を軽視したわけではない。南西に開いた半盆状の複向斜をなす御船層群と北北東に傾斜する見岳山層との間には水越層・間ノ谷変成岩および肥後変成岩・深成岩が露出している。一方、見岳山層と主要露出地の大野川層群の間には、後者の西方延長と考えられる白亜紀層が点々と露出し、古期岩類の介在を示す証拠はまったくない。見岳山層とその西側に分布する古期岩類との境界は露出していないが、これらは不整合関係にあるものと考えられる。以上のことや河内付近以東の白亜紀層の構造を考え合わせると、臼杵湾岸から見岳山付近に至る臼杵一八代構造線のすぐ北側の地帯（大野川地溝帯）には、一連の白亜紀層が北東に沈下する複向斜構造をなして新生界の下位に広く分布していると推察される(第2図)。したがって、本論ではこの白亜紀層を大野川層群

として一括するわけである。奥岳川上流の土岩層（斎藤・神戸・片田，1958）は大野川層群の一部とみなされていたが、これはおそらく先白亜紀層であろう。

大野川層群は層相変化に富むきわめて厚い一連の地層群であり、堆積輪廻に基づき4亜層群、11累層（層）に区分され、各累層は通例2つの部層に分けられる（第2，3図）。蘇陽層は阿蘇山南方に分布する最下部亜層群下半の地層を一括したもので、前述の見岳山層および河内付近の地層を含み、少なくともその上部は宇曾層と同時異相の関係にあると考えられる。累層名としては蘇陽・宇曾・烏岳・水ヶ城を新たに採用し、これら以外は従来のものを再定義して用いる。第1表は松本（1936）の層序区分と筆者のそれとの関係を表示したもので、例えば筆者の犬飼層が松本の中河原内層・柴北層・犬飼層・戸上層・吉野津留層下部のそれぞれ一部を含んでいることを示し、見方をかえれば松本の中河原内層が筆者の奥河原内・中河原内・柴北・犬飼の諸層にまたがることを意味する。累層を構成する部層のうち、下位のものは相対的に粗い堆積物、上位のものは細かい堆積物からなり、それらの層相は場所によって著しく変化する。したがって、部層は層相の地域差に基づき相区分される。こうして細分された部層の個々の部分を相と呼称し、烏岳層 U1 部層の場合を例にあげると、U1a・U1b・U1c…… というような記号で示す（第4図）。部層内における各相の境界は時代面と大きく斜交するのが普通である。大野川層群中には少なくとも36層準に酸性凝灰岩が挟在し、これらは下位のものから順に番号を付して $t_1 \cdot t_2 \cdot t_3 \dots$ というぐあいに表現する。

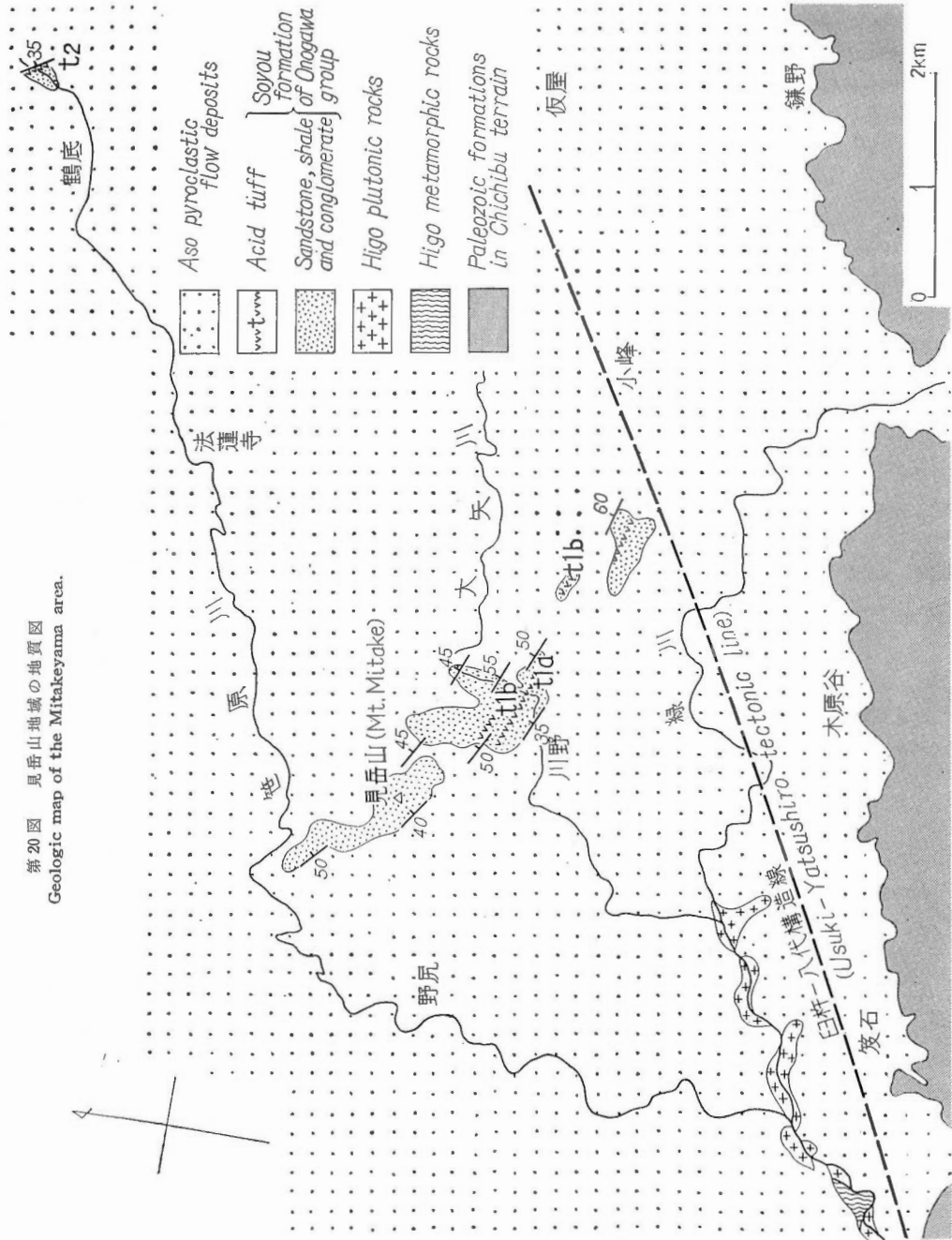
要するに大野川層群の区分は、堆積輪廻に基づき亜層群・累層（層）および部層に分ける“縦の区分”と部層を相に細分する“横の区分”の2方式を組合わせておこなうわけである。層相図（第4，25図）を一見すれば明らかなように、大野川層群の場合は、1，2本の模式柱状図ではもちろんのこと、例え多数の柱状図を羅列したとしても全体の層序を的確に表現することは困難である。そこで地層の露出状況をはじめ種々の制約はあるが、層群全体からみた場合もっとも層相の側方変化がはなはだしいと考えられる方向の層序断面図を累層ごとに作成し、それらの配列にあたっては層相発達の実態がよく表現されるよう配慮した（第18図）。層序断面図は層相図をもとに、次のような方法で作成された。すなわち、第19図に図示するごとく、まず層相



第19図 大野川層群層序断面図の作成方法

Diagram showing the relation between the facies map (Fig. 4) and the stratigraphic sections (Fig. 18) of the Onogawa group.
 x indicates the distance from point P to a line which passes through Kuroshima northeast of Usuki and is normal to line X.

第20図 見岳山地域の地質図
Geologic map of the Mitakeyama area.



図に N55°E (最大層厚部または複向斜軸部の平均延長方向) の直線Xを適当な間隔にひいて地帯区分をおこない、次に各帯における累層の層厚や岩相を同じ幅に区切った N35°W 方向の断面に記入するわけである。要するに層序断面図は直線Xに直交する断面に層相図を投影したものとええよう。x は黒島 (陸上における大野川層群の露出東端) を通り直線Xに直交する直線 (基線) から点Pまでの距離をあらわす。ある累層の x はその上位に続く累層の基底 (地表における) から基線までの距離でもあるから、x に注意すれば層序断面図からでもある程度各累層の地理的ひろがりや相互の位置関係がわかる。なお、層序断面図では層相図に示されている層相変化をすべて直線Xに直交する方向のものとして表現されている。

V.2 層 序

V.2.1 最下部亜層群 Lowermost subgroup

蘇陽層 Soyou formation (So)

最下部亜層群の下半部をなし、阿蘇山の南側に広く分布するが、その大部分は新生界に覆われ、ごく一部が見岳山付近と河内付近に露出するにすぎない (第1, 2, 17, 20 図)。

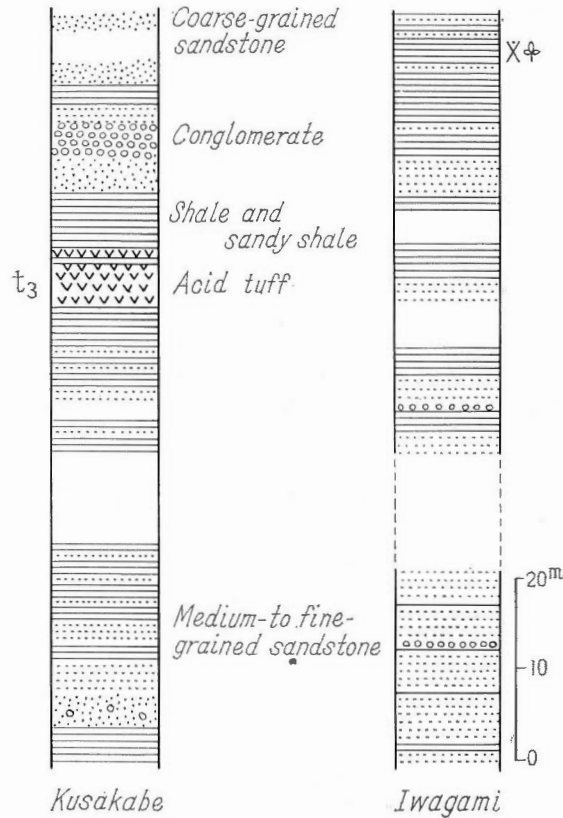
見岳山付近の蘇陽層は田村・沢村 (1964) の見岳山層にあたる地層で、露出するかぎりでは数 100m の層厚を有し、下部 (50 m)、中部 (200 m) および上部 (300 m) とに3分される。下部および中部には凝灰岩 (t_{1a} , t_{1b}) が挟在する。下部) 礫岩・砂岩および頁岩からなり、これらはそれぞれ 2 m 以下の厚さをもって交互し、しばしば指交する。礫岩は小〜大礫が砂質ときに泥質の基質で膠結されたもので、礫は主として砂岩円礫からなり、少量の粘板岩円礫やチャート亜円礫を伴う。頁岩の大部分は灰黒色を呈するが部分的には赤色のものもある。中部) 頁岩砂岩厚〜薄互層からなり、ときおりチャート礫に富む細礫礫岩を挟む。頁岩は数 m ちかい厚層をなす場合もあり、しばしば植物片や炭質物を含んでいる。上部) 層理のよく発達した中〜細粒砂岩を主とし、少量の頁岩や礫質砂岩を伴う。下限ちかくの層準では漣痕がみられる。中部および上部には貝化石の密集層が何層もあり、それから *Matsunotoa japonica* OKADA, *Crenella glysiakiana* MATSUMOTO, *Ostrea* sp., *Acanthotrigonia hiogoensis* TAMURA & TASHIRO, *A. mashikiensis* TAMURA & TASHIRO, *Astarte* sp., "*Callista*" (*Pseudoamiantis*) *crenulatus* MATSUMOTO, *Pseudoasaphis japonicus* MATSUMOTO, *Siliqua* sp., *Navicula* sp., 腕足貝などを産する (田村・沢村, 1964; 田村・田代, 1967)。田村らが指摘したように、上記化石のうち種名の決定したものはすべて御船層群下部層から知られている。

鶴底東方の笹原川河床に露出する蘇陽層は、見岳山付近のそれよりもかなり上位の地層であり、観察されるかぎりでは10数mの層厚をもち、東北東に緩く傾斜している。主として塊状の中粒砂岩からなり、小〜中礫を含む礫質砂岩や凝灰岩 (t_2) を挟む。

河内付近に断片的に露出する蘇陽層はおもに頁岩砂岩厚互層からなり、ときおり中礫礫岩・礫質粗粒砂岩および凝灰岩 (t_3) を挟んでいる (第21図)。なお、赤色岩はない。砂岩には様々な粒度のものがあるが、その多くは中粒砂岩である。頁岩のなかには粗い砂粒や礫の散点するものがあり、また砂質頁岩と称すべきものも少なくない。岩神東方の頁岩から保存不良の二枚貝・ウニおよび潤葉樹の葉 (*Populus* sp. その他) の化石を産する。見岳山付近の地層は蘇陽層の最下部を、河内付近の地層は同累層の上部を代表するもので、蘇陽層上部は次に述べる宇曾層と同時異相の関係にあると推定される。

宇曾層 Uso formation (Us)

霊山西斜面から大峠にかけての山地に露出するほか、田中西方にも竹田断層にそってあらわれる。下限は断層のため不明であり、観察されるかぎりでは層厚約 850m で、赤色を呈する砂岩および礫岩からなり (図版 I-1), 凝灰岩を2層 (t_4 , t_5) 挟有する。霊山層とは t_5 の上限をもって境される。化石の産出は知られていない。砂岩と礫岩はそれぞれ 0.5〜8m の厚さをもって互層することが多く、ところによっては t_4 の直下に礫岩の厚層が発達する。概して下部では砂岩がち、上部では礫岩がちである。礫岩の下底にはしばしば明瞭な侵食面が認められる。礫岩のみならず砂岩も淘汰不良で、後者のなかにも礫が散点もしくはポケット状にはいる場合が少なくない。砂岩には粗粒から細粒のものまであり、細粒砂岩には層理が発達している。一般に礫岩には大礫以下の大きさの角〜亜円礫が含まれ、それらは汚染されて基質同様に赤色を呈する。た



第21図 河内付近の蘇陽層柱状図
Stratigraphic columnar sections of the Soyou formation in the Kawachi area.

だし、 t_4 直下ではまれながら径80cmにも及ぶ巨礫がみられる。淘汰および円磨度は上位の層準ほどよくなる傾向がある。礫岩は層理を欠いているが礫の粗密・粒度差・平行配列などのため、佩楯山層群や無垢島層の赤色礫岩同様、しばしば層状を呈する。礫は安山岩・流紋岩・砂岩・粘板岩・チャート・花崗岩類・蛇紋岩などからなり、その大部分は火山岩および砂岩の礫で占められ、花崗岩類の礫はごく少量である。

霊山層 Ryozen formation (R)

霊山付近から祖母山北斜面にかけて露出し、R1部層とR2部層に区分される。凝灰岩は3層($t_6 \sim t_3$)あり、 t_7 は鍵層としてよく追跡される。R1・R2両部層とも南方に向かって層厚を増す。

R1部層 礫岩の卓越する部層で、R1a・R1bおよびR1cとに相区分される。茜川上流域以北の本部層(R1a)は上下限とも明らかであるが、そこではほとんどが塊状の礫岩からなり、しかも走向断層で切られているため、全体の正確な層厚はわからない。宇曽層やR2部層の傾斜を考え合わせると、R1aでは層厚が少なくとも2,400m内外であると推察される。R1bやR1cの露出はきわめておろく、層序的には本部層の上半部にあたる部分が断片的に観察されるにすぎない。両相とも頁岩の厚層(数10m)を挟んでおり、これの下限をもって上下に2分される。上部の層厚は大野川ぞいで400m内外、緒方川ぞいでは約900mあり、南に向かって急速に厚くなる。

R1a 霊山・障子岳・御座岳などの山地を構成する礫岩相がこれで、局部的に少量の砂岩を挟む。礫岩は最下部では赤色を呈し、宇曽層のものと似ているが、上位になるにつれ淡緑色になり、深成岩礫が増加する。なお、まれながら主部においても赤色礫岩が挟在している。礫は多くの場合歪円～円形で、大小さまざまなものがあり、赤仁田付近では長径が2mに及ぶ巨礫もみられる。概して礫径は最下部や最上部よ

りも主部、南部よりも北部のほうが大きい傾向がある。巨礫は花崗岩類からなるのが普通で、散点的にはいっている。礫は花崗岩・半花崗岩・花崗斑岩・花崗閃緑岩・閃緑岩・斑輝岩・安山岩・流紋岩・砂岩・粘板岩・チャート・石灰岩・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩（准片岩も含む、以下同様）・角閃岩・蛇紋岩などからなる。宇曽層において支配的だった火山岩および砂岩の礫は相対的に減少し、これらにかわって花崗岩類が卓越する。結晶片岩礫は霊山層以上の種々の層準にみられるが、最下部および下部亜層群の場合は小さく、かつ量的にはごくわずかである。貫原西方では R1a の最上部に頁岩薄層を挟む砂岩礫岩互層が発達している。これと同じ層準を占める中土師付近の礫岩には頁岩の偽礫が多く、石灰岩礫が特徴的に含まれる。

R1b 大野川の流路付近から小富士や田井にかけて点々と露出し、R1a との境界は新生界下にかくされている。

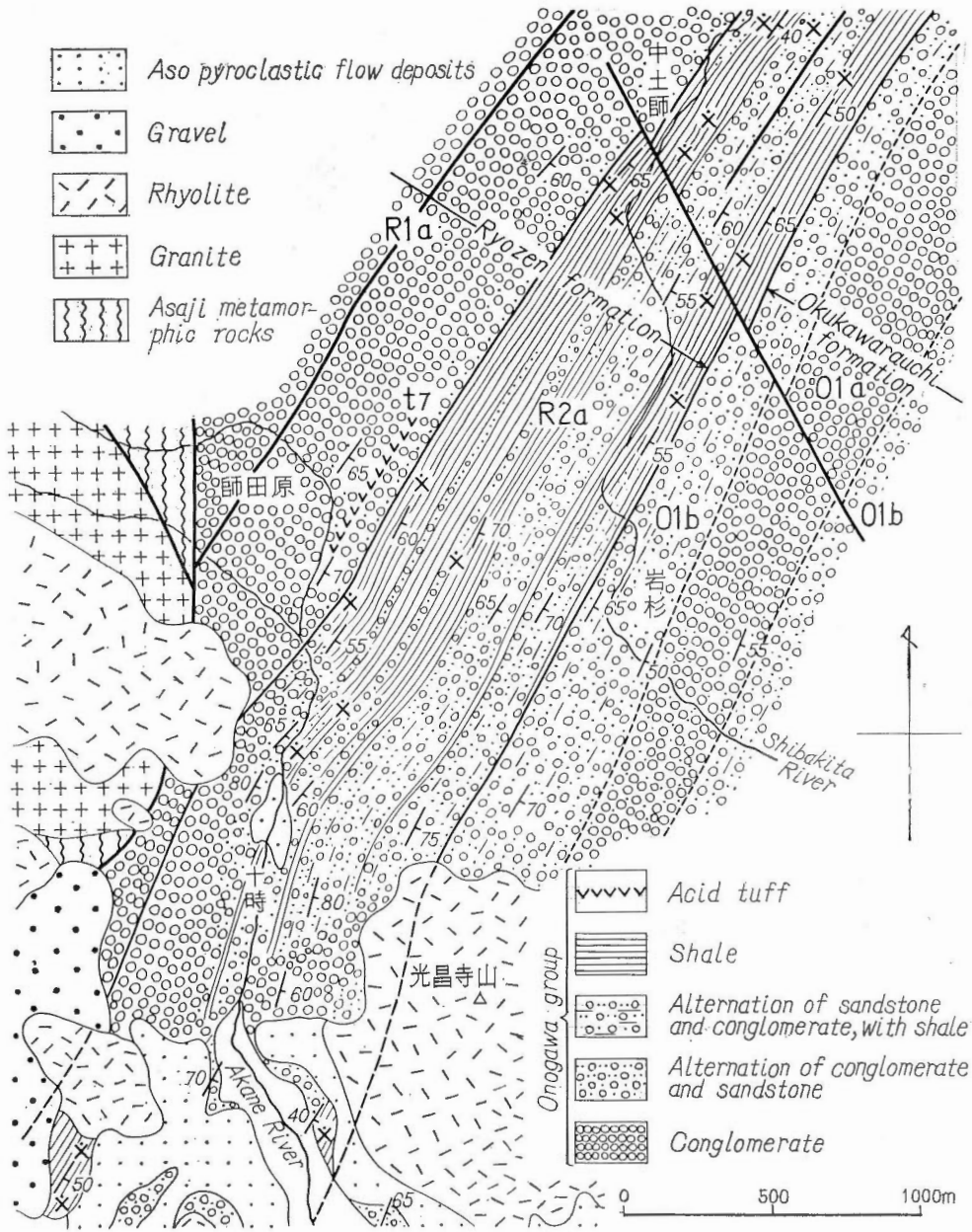
下部は礫岩・砂岩からなり、ときおり頁岩薄層を挟む。概して北部では礫岩、南部では砂岩が優勢であり、南ほど頁岩のはさみが多い。大野川流路付近では中礫程度の大きさのものが普通にみられるが緒方川以南においては大部分の礫が小礫以下であり、礫径の減少に伴い基質および砂岩・頁岩の偽礫が増加する。礫種は R1a の場合と大差なく、量的にはチャート・石英・火山岩などのような緻密で硬い岩石の礫が目立つ。砂岩の多くは粗～中粒のものであり、本相南縁部の砂岩は R1c の場合と同様頁岩偽礫に富み、そのため縞状を呈することがある。

上部は 1) 頁岩（数 10m）、2) 礫岩・砂岩、3) 頁岩砂岩互層（15m）とに 3 分される。1) の頁岩はよく成層して石灰質団塊を含み、次に述べる R2a の頁岩とよく似た岩相を示すが、しばしば植物片を含み、かつ後者に比べ動物化石の産出頻度が低く、その内容も異なる。1) からは *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ), *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Pterotrigonia datemasamunei* (YEHARA) var., *Pinna* sp., *Glycymeris* cf. *amakusense solida* NAGAO, *Pecten* cf. *raduloides* STOLICZKA, *Anomia* sp., *Ostrea* sp. などを産する。2) は上部の主体をなすもので、層厚や岩相の側方変化がはなはだしい。北部では粗～中粒砂岩を主とし、少量の細～小礫礫岩を伴うのにたいし、南部では下記のような礫岩が発達し、とくに小富士東方ではほとんど礫岩ばかりからなる。礫岩は大小さまざまな角～円礫が雑然とはいっている淘汰不良のもので（図版 I-2）、多くの場合砂岩と厚互層をなし、霊山層の他の部分にみられるものよりもむしろ中部亜層群の U1b や U2b などに発達している礫岩に似ている。ただし中部亜層群のものに比べ円礫が多く、かつ変成岩礫ははるかに少ない。礫（最大径 45cm）は花崗岩類・流紋岩・安山岩・チャート・粘板岩・砂岩・石灰岩・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩などからなる。大～巨礫は概して角ばっており、はいり方が不均一である。なお、2) のなかには少量ながら頁岩のはさみもあり、頁岩や砂岩の偽礫が少なくなる。3) の互層は頁岩が中～薄互層で、北部では礫質泥岩を 1 層（2m）挟み、まれに二枚貝化石を産する。

R1c 下部が名子と田井に、上部が巢石山と谷門にそれぞれ断片的に露出する。名子では粗～中粒砂岩と小～中礫礫岩の厚互層からなり、ごく少量の頁岩および凝灰岩（ t_0 ）を挟んでいる。田井では粗～中粒砂岩を主とし、細～小礫礫岩を伴っており、砂岩や頁岩の偽礫が多い。巢石山では砂岩および頁岩砂岩互層、谷門では頁岩からなり、後者から *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO, ウニなどを産する。谷門の頁岩は R1b1) の頁岩よりもはるかに厚く、層序的にはおそらく R1b2) に相当するものだろう。

R2 部層 本部層には頁岩の厚層が発達する。これはかつて中土師頁岩（松本、1936）と呼称されていたものであるが、層序的位置は必ずしも一定せず、垂直的にも水平的にも消長がはなはだしい（第22図）。部層全体の層厚は分布北端の高取付近で約 150m にすぎないが南方に向かって増大し、西川上流の十時付近では約 700m になり、竹田図幅地域の横平から栗生を通る断面では 1,600m 内外にも達するようである。本部層は R2a・R2b および R2c とに相区分される。これら 3 相の境界部は新生界による被覆のため観察できない。

R2a 十時周辺以北に露出し、頁岩または礫岩砂岩互層ないし礫岩をもってはじまる。したがって、場所によっては R1a との境界が不明確である。基底部に頁岩が発達するところ、例えば高取や中土師付近では R1a から本相への岩相変化は急であり、礫岩と頁岩の間に厚さ 1～2m の砂岩が介在しているにすぎない。河原内川以北では頁岩が本相の主体をなすが、それより南になると礫岩・砂岩が漸次増加していき、中土師周辺では礫岩・砂岩および頁岩の交互層部をはさんで上下に厚い頁岩層が発達する。上部頁岩層は最大 200m



第 22 図 柴北川および茜川上流地域の犬野川層群相図

Facies map of the Onogawa group in the upper courses of the Shibakita and the Akane Rivers.

内外の層厚をもって高取付近から岩杉まで連続し、厚さ 5~10m の礫岩を 2 層挟んでいる。ただしこの礫岩は貫原付近において上部頁岩層からはみだし、下位の礫岩砂岩互層部にはいりこむ。樫原付近以南では南下するにつれ上部頁岩層は漸次薄くなり、その下位に礫岩砂岩互層が発達しだすわけで、中土師付近に至ると後者と指交して下部頁岩層があらわれる。下部頁岩層は岩杉西方で 300m 内外の層厚をもち、そのなかに 2, 3 層の礫岩を挟んでいる。上部および下部頁岩層を含む細粒堆積物は十時付近において礫岩砂岩互層または

礫岩によっていったんおきかえられ、その南側に再現する。細粒堆積物から粗粒堆積物への側方変化は急であるが、詳細にみれば幅狭いながらも両者の指交する漸移帯が認められる。

R2a の頁岩は灰黒色で、一般に 0.1~0.3m の厚さをもってよく成層し、ときおり石灰質団塊を含む。そして次のような化石、とくにイノセラムスやウニを多産する。*Inoceramus teshioensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Nanonavis* (*Nanonavis*) cf. *sachalinensis* (SCHMIDT), *Cucullaea* cf. *ezoensis* YABE & NAGAO, *Propeanussium cowperi yubarensis* YABE & NAGAO, *Lucina* cf. *fallax* STOLICZKA, L. (*Myrtea*) cf. *arcotina* STOLICZKA, "*Callista*" *pseudoplana* YABE & NAGAO, *Mesopuzosia* cf. *yubarensis* (JIMBO), *Subprionocyclus bravaisianus* (D'ORBIGNY), *S. normalis* (ANDERSON), *Otoscaphtes* cf. *puerclis* (JIMBO), *Scalarites* sp., *Hemiaster* sp. など。砂岩はさまざまな厚さをもって礫岩と厚互層し、その大部分は粗~中粒である。礫岩はよく円磨された小~中礫を含み、南側のものほど礫の大きさおよび密度が減少する傾向があるが、十時付近では花崗岩類の巨礫が散点する中~大礫礫岩が例外的に発達する。したがって十時付近では R1a と R2a を岩相だけで区別することは困難である。

R2b 平井川流域から小富士東方にかけ点々と露出する。これは主として粗~中粒砂岩からなり、少量の細~小礫礫岩や頁岩を挟む。

R2c 巢石山付近以南に分布し、おもに中~細粒砂岩からなる。砂岩は通例 0.5~1.5m の厚さをもって成層し、しばしば頁岩薄層を挟む。尻井では頁岩のはさみから *Inoceramus teshioensis* NAGAO & MATSUMOTO を産する。北縁部ではまれながら粗粒砂岩や礫質砂岩も挟在する。

V.2.2 下部亜層群 Lower subgroup

奥河原内層 Okukawarauchi formation (O)

柴北川流域以北に広く露出し、緒方南西の荒平付近にもあらわれる。本累層は O1 部層と O2 部層とに区分されるが、いずれも南方に向かって層厚を増し、河原内川ぞいでは累層全体の厚さが少なくとも 1,600 m 内外ある。

O1 部層 礫岩に富み、本宮山付近で約 400m、柴北川ぞいでは約 1,300m の層厚を有する。R2 部層から本部層にかけての岩相変化は北方ほど急で、本宮山周辺では両者間にしばしば侵食面が認められる。本部層は O1a・O1b および O1c とに相区分される。後者は荒平付近に露出し、前 2 者とは位置的に大きくかけはなれている。

O1a 礫岩からなり、まれに砂岩や頁岩を挟む。層序的には極原以北において O1 部層全体にまたがるが、それより南では O1b に順次おきかえられ、部層全体の層厚増大とは逆に本相は薄くなり、茜川上流域に至って尖滅する。礫岩はよく円磨された小~大礫、まれに巨礫を含む(図版 I-3)。概して北部では塊状で礫の密度が高く、中~大礫を主とする。これにたいし南部および縁辺部ではしばしば礫が方向性をもって並んだり、礫の密度の異なる部分が交互したりするため層状を呈する場合が多く、礫の大きさは大部分が中礫以下である。そして頁岩の偽礫が少なくない。本相をはじめ O1b および O2 部層に含まれる礫は花崗岩類を主とする種々の深成岩・流紋岩・安山岩・砂岩・粘板岩・チャート・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩・角閃岩・蛇紋岩などからなり、量的には花崗岩類と火山岩の礫が圧倒的に多い。

O1b 礫岩と粗~中粒砂岩からなり、ときおり頁岩薄層を挟む。O1a の上下位に発達し、南ほど分布が広い。O1a から遠ざかるにつれ砂岩がふえ、柴北川流域では O2c に似た岩相を示す部分もある。礫岩は小~中礫まれに大礫を含み、しばしば層状を呈する。杉園西方では頁岩のはさみから二枚貝を産する。

O1c 荒平付近に露出し、層序的には O1 部層の最下部を占める。粗~中粒砂岩を主とし、小~細礫礫岩やまれに薄い頁岩を伴う。礫岩は R1b の南部や R1c のものに似ており、1~3m の厚さをもって数層準に挟在している。

O2 部層 概して砂岩の卓越する部層であるが、場所によっては礫岩や頁岩も発達し、O2a・O2b および O2c とに相区分される。層厚は平原で約 800m、河原内川ぞいでは 900m をこえる。

O2a 平原付近に分布し、頁岩・砂岩および礫岩からなり、露出するかぎりでは O2 部層の上部を占める。層準によっては砂岩と頁岩が厚~中互層をなすこともあるが、多くの場合これらは礫岩とともに小輪廻層を形成する。本相は南から北にいくにつれその下位に発達する O2b を順次おきかえていき、頁岩の量をます。

O2b O2a と O2c との中間的な岩相を示し、両者への移行は漸移的である。模式的岩相は砂岩を主とし、礫岩 (1~3m) や薄い頁岩を頻繁に挟むものである。

O2c 河原内川流域以南に発達する砂岩相がこれで、少量の細~中礫岩や頁岩を伴う。砂岩は 0.5~2m の厚さをもって成層し、大部分は粗~中粒である。礫岩はおもに下半部に挟在し、地域的には南にいくにつれ少なくなり、小中尾以南においてはときおり細礫岩がみられるにすぎない。頁岩は薄いはさみとして介在するほか、最上部において発達し、そこでは最大層厚が 30m ちかい層厚をなす。そしてこの厚い頁岩層は *Baculites* sp., *Gaudryceras* sp., *Inoceramus* sp., *Avellana* sp., *Nucula* sp., *Glycymeris* sp., *Nanonavis* (*Nanonavis*) *sachalinensis* (SCHMIDT), ウニなどの動物化石やシダ植物化石を産する。なお、頁岩のはさみは上位の層準ほど多い傾向がある。

中河原内層 Nakakawarauchi formation (N)

岩上断層以北に分布し、N1・N2 および N3 の 3 部層に区分される。各部層はいずれも南に向かって厚くなるが、とくに N1 部層の層厚変化がはなはだしい。本累層は実原付近において約 800m の層厚を有する。

N1 部層 礫岩の卓越する部層で、層厚は分布の北端で約 250m、三ノ岳付近では 900m 内外に達する。本部層は 3 相に分けられる。

N1a 塊状の礫岩からなり、まれに砂岩や頁岩を挟む。礫岩はよく円磨された中~大礫、ときに巨礫 (最大径数 10cm) を含む。礫の岩種は奥河原内層の場合と本質的には差はないが、量的には深成岩礫よりも流紋岩を主とする火山岩礫がうまわる。このような礫組成は本相のみならず中河原内層全体を通じて認められる。巨礫をなすのは花崗岩類と火山岩である。

N1b 礫岩を主とし、砂岩およびごく少量の頁岩を挟むもので、N1a とは漸移関係、N1c とは断層関係にある。

N1c 礫岩と粗~中粒砂岩の厚互層からなり、少量の頁岩を伴う。礫岩と砂岩はそれぞれ 1~数m の厚さをもって交互し、層準によっては砂岩がちのこともあるが概して礫岩が多い。礫岩には N1a や N1b のものと同様に円礫が密集してはいっている礫岩と、それが散点的にはいつているものがある。後者はあまり多くないが本相に特徴的にみられるもので、なかには礫質砂岩と称すべきものもある。いずれの礫岩も塊状で礫質基質をもち、礫の大きさ・円磨度・岩種などの点では N1b の礫岩と大差ない。

N2 部層 層厚は 200~250m 以上あり、3 相に分けられる。

N2a 砂岩・頁岩および小~中礫岩からなり、これらは O2a の場合と同様に小輪廻層を形成する。概して南部では砂岩、北部では頁岩が卓越する。

N2b 砂岩を主とし、礫岩や頁岩を伴うもので、N2a とは漸移関係、N2c とは中野断層で境される。

N2c 粗~中粒砂岩からなり、まれに小礫岩や頁岩を挟む。

N3 部層 頁岩に富み、厚さ 300~400m 以上で、3 相に分けられる。

N3a 頁岩がち頁岩砂岩厚~中互層および砂岩からなり、砂岩の発達は北ほどよい。

N3b 頁岩を主とし、頁岩がち頁岩砂岩中互層を挟む。北部では小~中礫を含む礫質泥岩が 2, 3 層挟在する。まれながら基底ちかくの層準から *Inoceramus* aff. *pedalionoides* NAGAO & MATSUMOTO やウニを産する。

N3c 頁岩砂岩中互層からなり、しばしば厚さ 2~4m の礫岩を挟む。最下部と最上部では砂岩がち、上部では頁岩がちである。礫岩はよく円磨された小~大礫や頁岩の偽礫を含み、砂泥質の基質をもつ場合が多い。そして下位の頁岩や砂岩との間にはしばしばでこぼこした侵食面が認められる。

柴北層 Shibakita formation (S)

おもに柴北川流域以北に露出し、その南方延長は代三五山付近から三重西方にかけ断続的にあらわれる。本累層は S1 部層と S2 部層とに区分され、少なくとも前者中に 3 層 ($t_9 \sim t_{11}$)、後者中に 3 層 ($t_{12} \sim t_{14}$) の凝灰岩を挟んでいる。両部層とも南に向かって層厚をます。なお、松本 (1936) の下部大野川層群と上部大野川層群の境は S1 部層のなかにある。

S1 部層 砂岩が主体をなす部層で、層厚は堂久保付近で約 1,200m、伊与床断層付近では少なくとも

1,500m 以上ある。本部層は3相に分けられるが、これらのうち S1a は中野断層以北に、S1b は同断層から柴北川流域まで、S1c は代三五山付近と宇田枝付近に露出する。

S1a 砂岩を主とし、頁岩およびごくまれに細～小礫礫岩を伴う。砂岩は一般に 0.3～1m の厚さをもって成層し、大部分は中～細粒である。頁岩は厚さ 0.1m 前後の薄いはさみとして頻りに挟在し、層準によっては砂岩と中互層をなす。礫質泥岩も 1 層 (1.2m) ある。

S1b おもに砂岩からなり、しばしば礫岩を挟む。頁岩は S1a の場合に較べはるかに少なく、ごく薄いはさみとして介在する。砂岩は数 10cm 内外から 2.5m、ときに 4m ちかい厚さをもって成層し (図版 II-1)、その多くは粗～中粒である。柴北川ぞいのルートでよくわかるように、厚層理を示す砂岩と中層理を示す砂岩とが交互しており、後者においては頁岩のはさみが若干厚くなる。礫岩としては砂岩単層の基底部にしばしばみられる細礫礫岩のほか、円磨度の高い小～大礫ときに巨礫を含むものが 1～5m の厚さをなして数層準に挟在している。礫質泥岩 (2m 内外) も 2, 3 層ある。本相における礫組成は中河原内層の場合と大差ない。

S1c 代三五山付近に露出するものは厚さが数 100m あり、層序的には S1 部層の下部にあたる。部分的には砂岩がら砂岩頁岩互層もあるが、主体は礫岩 (3m 以下) を頻りに挟む粗～中粒砂岩からなり、少量の頁岩を伴う。礫岩は砂質ときに泥質の基質をもち、小～大礫を含む。礫の大部分を占める火成岩・片麻岩・チャート・石英などの礫はよく円磨されているが、粘板岩や結晶片岩の礫は概して角ばっている。礫岩のみならず砂岩のなかにも頁岩や砂岩の偽礫 (最大径数 10cm) が多い。宇田枝付近のものは砂岩を主とし、ときおり礫岩や頁岩を挟み、層序的には S1 部層の最上部にあたる。頁岩から *Inoceramus uwajimensis* YEHARA やアンモナイトを産する。

S2 部層 砂岩頁岩互層や頁岩からなり、層厚は 700～800m ある。本部層は 3 相に分けられ、これらのうち S2a は中野断層以北に、S2b は同断層から柴北川流域にかけて分布する。S2c は主として三重西方に露出し、小範囲ながら S2b のすぐ南側にもあらわれる。 t_{14} は柴北層の上限をなす凝灰岩であるが、これは広域にわたってよく連続し、良好な鍵層となる (図版 II-2)。

S2a 頁岩がちな頁岩と砂岩がほぼ同量の中～厚互層からなり、まれに礫岩を挟む。

S2b 砂岩頁岩中互層からなり (図版 III-1)、南縁部を除くと砂岩がちである。一般に砂岩は 0.2～0.7m、頁岩は 0.05～0.3m の厚さをもって交互し、典型的な級化互層をなす。

S2c 柴北川流域には S2 部層の上部にあたる部分が露出し、そこでは主として頁岩からなり、石灰質団塊や微小な黄鉄鉱を含んでいる。三重西方においては、ほぼ下位の 3 分の 1 が頁岩がち頁岩砂岩薄～中互層、残余の部分が頁岩からなっている。

本部層の砂岩は大部分が中～細粒であり、細粒砂岩や頁岩、とくに S2b のもののなかには植物片や炭質物が少なくない。S2b や S2c の頁岩から *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus uwajimensis* YEHARA, *Didymotis akamatsui* YEHARA, *Dentalium (Antalis) cowperi ezoense* (NAGAO), *Acila (Truncacila)* sp., ウニなどを産する。なお、化石の産出頻度は低い。

V.2.3 中部亜層群 Middle subgroup

犬飼層 Inukai formation (I)

三重町周辺以北の大野川流域に広く分布する。層厚は志津留西方では約 2,600m であるが大辻山向斜の軸部に向かって厚くなり、最厚部では 3,900m 内外にも達する。本累層は層相の側方変化がはなはだしく、しかも露出がよくないが、広域にわたって連続する化石に富む薄互層を挟んでおり、これの下限をもって礫岩の発達する I1 部層と砂岩頁岩互層を主とする I2 部層とに 2 分される。凝灰岩は少なくとも I1 部層に 5 層 (t_{15} ～ t_{19})、I2 部層に 2 層 (t_{20} , t_{21}) ある。

I1 部層 層厚は阿原断層付近で約 1,900m、向斜軸部では 3,000m 内外と算定される。本部層は I1a～I1d の 4 相に区分される。

I1a 鳥ノ巣付近以北に分布し、砂岩・礫岩および少量の頁岩からなる。下部では砂岩を主とし礫岩は少ないが、上部になると礫岩がふえ、しばしば砂岩礫岩厚互層が発達する。全体としてみると礫岩よりも砂岩のほうがはるかに多い。頁岩は薄いはさみとして介在するほか、2, 3 の層準において砂岩と中～厚互層を

なす。砂岩の大部分は粗～中粒で、数 10cm 内外から 2m の厚さをもって成層し (図版Ⅲ-2)、厚い砂岩単層の基底部にはしばしば細礫礫岩が伴われる。小～大礫を含む礫岩は厚さ 1～4m の層をなして介在する。礫は一般によく円磨されているが、阿原東方の下部や西川内付近の上部に発達する礫岩には粘板岩・結晶片岩などの角礫も含まれている。なお、本相にはわずかながら礫質泥岩もある。

11b 犬飼周辺に分布し、西川・柴北川および大野川の河岸によく露出する。なかほどの層準にアンモナイト・三角貝などの化石を含むかなり厚い頁岩層があり、その下限をもって下部と上部に分けられる。

下部は犬飼断層付近で約 1,200m の層厚を有し、礫岩砂岩厚互層ではじまり砂岩をへて頁岩砂岩互層でおわる厚さ 10～40m の輪廻層で特徴づけられる。上限ちかくの層準には礫質泥岩が挟在する。頁岩砂岩互層には種々のものがあるが、一般に輪廻層内では下位から上位にいくにつれ単層が薄くなり、頁岩が増加する。礫岩は小～大礫ときに巨礫を含み、概して淘汰不良である。大部分の礫はよく円磨されているが、一部のもの、すなわち粘板岩・結晶片岩・石灰岩の礫は角ばっている。巨礫はほとんどの場合粘板岩からなり、まれながら長径が 1m にも及ぶものもある。下部は化石に乏しく、イノセラムスやウニを散点的に産する。

上部は前述のように頁岩層をもってはじまり、その層厚は犬飼を通る東西方向の断面で約 1,000m と算定される。上部の主体は砂岩と頁岩または頁岩砂岩薄互層がさまざまな厚さで交互する砂岩がち互層からなる。ただし、部分的にはほとんど砂岩ばかりからなることもあり、まれながら細～小礫礫岩や礫質泥岩を挟む。最下部の頁岩層はしばしば slump 構造を示し、*Anagaudryceras* cf. *limatum* (YABE), *Apiotri gonia undulosa* NAKANO, *Inoceramus uwajimensis* YEHARA, *I. u. yeharai* NAGAO & MATSUMOTO, *Nuculana* cf. *formosa* NAGAO, *Avellana* aff. *sculptilis* STOLICZKA, *Glycymeris* cf. *hokkaidoana multicosata* NAGAO, *Propeanussium cowperi yubarensis* YABE & NAGAO などを産する。この頁岩層は北方にいくにつれ漸次砂岩頁岩互層におきかえられ、11a にはいと尖滅する。

11c 11b の場合同様に下部と上部に分けられる。

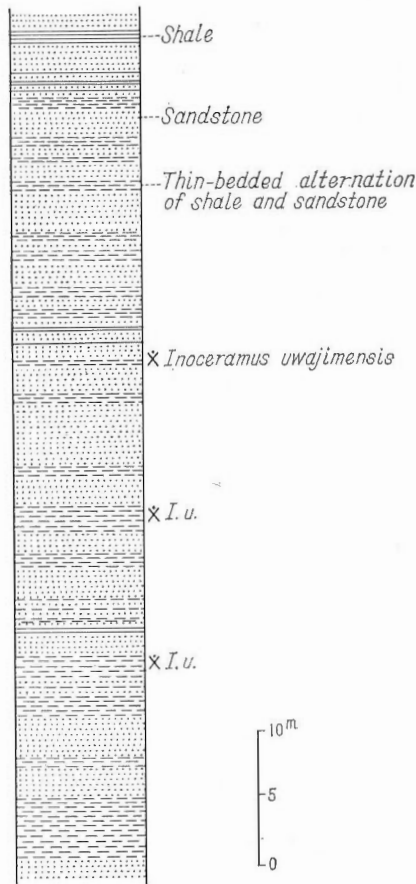
下部は主として木浦畑・岩戸付近に露出し、頁岩薄層を頻繁に挟む砂岩や砂岩がち砂岩頁岩互層からなる。砂岩の多くは中～細粒である。単層の厚さは一般に砂岩が 0.2～1.5m、頁岩が 0.3m 以下である。層準によっては頁岩が厚層をなして挟在し、これから *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus* sp. などを産する。なお、沈埋ノ滝東方約 0.7km の大野川河岸に露出する砂岩には種々の sole mark がよく発達している (図版 XI-1, XII-2, 3, XIII-2)。

上部は大辻山北斜面から白鹿山にかけて露出し、次のような層序を示す。1) 頁岩を主とし頁岩砂岩中～薄互層を伴う (450m)、2) 砂岩・礫岩 (250m)、3) 砂岩を主とし礫岩・頁岩を伴う (600m)。1) の頁岩は 11b 上部の基底をなす頁岩層に連なるもので、しばしば slump 構造を示し、アンモナイト・イノセラムス・ウニなどを産する。2) では砂岩礫岩互層部と砂岩部が交互しており、最上部に礫質泥岩がある。1) 以外の砂岩は数 10cm から 3m 内外の厚さをもって成層し、大部分が粗～中粒である。礫岩はよく円磨された小～大礫ときに巨礫を含み、概して淘汰がわるい。

11d 頁岩砂岩互層からなり、三重西方と菅生東方に露出する。三重西方のものは頁岩と砂岩がそれぞれ 0.3～2m の厚さをもって交互する頁岩がち互層からなり、層序的には木浦畑・岩戸付近に露出する 11c の下部に相当する。頁岩はしばしば植物片を含み、ごくまれにイノセラムス・その他の二枚貝を産する。菅生東方のものは主として砂岩がち互層からなるが、最上部では礫岩を伴う粗粒砂岩が発達する。本相の互層を構成する砂岩は一般に中～細粒である。

以上の記述からわかるように、本部層では各相を通じ下部と上部でかなり岩相が異なる。礫岩は 11a・11b・11c によく発達しているが、その礫は花崗岩・花崗閃緑岩・半花崗岩・花崗斑岩・閃緑岩・斑糲岩・安山岩・流紋岩・石英・チャート・粘板岩・砂岩・石灰岩・結晶片岩・片状ホルンフェルス・片麻岩などからなり、量的には花崗岩類と火山岩の礫が主体をなす。下部亜層群以下の礫岩よりも粘板岩・石灰岩・結晶片岩の礫が多く、しかもこれらが比較的大きい。ごく少量ながら結晶片岩には熱変成を受けたものもある。礫質泥岩の礫組成は礫岩の場合と変りない。

12 部層 層厚は志津留付近で約 750m、最厚部では 900m 内外と推定される。本部層は複雑な層相の側方変化を示すが、大局的にみれば下部では 11 部層、上部では鳥岳層のそれに類似する。このことを考慮し



第23図 野津川河岸における大飼層 I2a の砂岩頁岩互層柱状図

Stratigraphic columnar section showing the lithology of member I2 — facies a, Inukai formation, along the Notsu River.

て相区分をすると、本部層は I2a~I2e に5分される。層序的には I2b と I2e が部層の上部を占め、他の3相は全体にまたがる。

I2a 戸上断層以北に分布する砂岩頁岩互層がこれで、最下部は頁岩がち薄互層、主部は砂岩と頁岩ないし薄互層がさまざまな厚さをもって交互する砂岩がち互層(第23図)、最上部は頁岩がち薄互層からなる。南縁部を除くと砂岩の大部分は中~細粒である。化石は種々の層準から産するが、とくに最下部と最上部に多く、これには次のようなものがある。*Inoceramus uwajimensis* YEHARA, *I. u. yeharai* NAGANO & MATSUMOTO, *I. naumanni* YOKOYAMA, *Didymotis akamatsui* YEHARA, *Scaphites* sp. ウニなど。

I2b 志津留から細口にかけて分布し、後述の U1b や U2b の場合と同様に、粗~中粒砂岩および円磨度の著しく異なる種々の礫を含む礫岩からなる。縁辺部ではときおり頁岩薄層を挟む。細口では偽礫としてはいる頁岩や礫質泥岩の岩塊から *Inoceramus uwajimensis* YEHARA その他の化石を多産する。

I2c 柴山から戸上にかけての大野川河岸によく露出する。最下部は頁岩がち頁岩砂岩薄互層からなり、下部は砂岩を主とし、砂岩頁岩中~薄互層や礫質泥岩(図版XVII-3)を伴う。上部は I2a の主部と同様に頁岩ないし頁岩砂岩薄互層と砂岩の互層からなるが、後者よりも頁岩の量が多く、礫質泥岩を挟んでいる。砂岩は I2a のものよりも概して粗くかつ厚い。下部では粗粒砂岩がよく発達し、ときおり細礫礫岩を伴う。本相では種々の層準から *Inoceramus uwajimensis* YEHARA, *I. u. yeharai* NAGAO & MATSUMOTO などの二枚貝やウニを多産し、 t_2 の直下からは *Otosaphites* cf. *puerulus* (JIMBO), *Polyptychoceras* sp. その

他のアンモナイトを産する。

I2d 菅生東方の大辻山向斜南翼に分布し、通例砂岩が 0.5~1.5m、頁岩が 0.2~0.5m の厚さをもって交互する中~厚互層からなり、まれに礫質泥岩を挟む。最下部では頁岩がち、その他の部分では砂岩がちである。砂岩の大部分は中~細粒である。

I2e 笹枝・秋山付近に分布し、主部は頁岩、縁辺部は頁岩砂岩互層からなり、I2d との境界は漸移的である。頁岩は化石に富み、*Inoceramus uwajimensis* YEHARA を多産する。

烏岳層 Ugaku formation (U)

層相の側方変化に富むが、全体としてみると下部では砂岩、上部では頁岩が卓越しており、U1・U2 の 2 部層に区分される。凝灰岩は U1 部層に 1 層 (t₂₂)、U2 部層に 3 層 (t₂₈~t₂₅) ある。両部層とも烏岳向斜の軸部に向かって厚くなり、最厚部における累層全体の厚さは約 3,800m にも達する。

U1 部層 層厚は馬ヶ付付近で約 1,000m、最厚部では 1,500m 内外あり、臼杵一八代構造線にちかずくと急激に薄くなる。本部層は U1a~U1f の 6 相に分けられる。

U1a 最上部はごく少量の砂岩や礫質泥岩を挟む頁岩からなり、他の部分は砂岩を主とし、頁岩や礫岩を伴う。砂岩は一般に 0.5~3m の厚さをもって成層し、さまざまな粒度のものがある。礫岩には円礫のみを含むものと、角礫と円礫の両方を含むものがある。頁岩からまれにイノセラムスを産する。

U1b I2b・U1b および後述の U2b は層序の位置を異にし、若干の差異もあるが、いずれも本質的には同じ性格の粗粒堆積物で特徴づけられ、細口から志津留をへて松原に至る幅約 800m の地帯に相接して分布する。これら 3 相を岩相だけで区別することは困難であり、相互の境界は南北両側に発達する諸相の資料を考慮して設定されたものである。I2部層や烏岳層中には広範にわたって連続し、良好な鍵層となる化石に富む細粒堆積物や凝灰岩があるわけであるが、これらは I2b・U1b および U2b にはいると不明になる。このことは化石に富む細粒堆積物や凝灰岩が上記の 3 相内では地層として保存されていないことを意味する。U1b は礫岩と砂岩がそれぞれ 1~5m、ときに 10m 以上の厚さをもって交互する厚互層からなる。砂岩と礫岩の量比は場所によって異なるが、全体としてみるとやや砂岩がちである。砂岩は粗~中粒で塊状を呈し、上位の礫岩とは多くの場合侵食面で境され、下位の礫岩とは漸移あるいは画然と画されている。礫岩のみならず砂岩中にもしばしば砂岩や頁岩の偽礫がはいっており(図版 XV-1)、粘板岩その他の角礫を含む礫質砂岩も少なくない。礫岩は円磨度を異にする大小さまざまな礫が雜然とはいった特異なものであり、砂質の基質をもつ(図版 IV-1)。礫は角ばったものとよく円磨されたものとに大別される。前者は粘板岩・砂岩・結晶片岩・角閃岩などからなり、小~大礫ときに巨礫としてはいる。一方、後者は流紋岩・安山岩・花崗岩類を主とする深成岩・片麻岩・片状ホルンフェルス・石英・チャートなどからなり、その大きさは一般に中礫以下である。角礫と円礫はほぼ同量ないし若干前者が多い。

U1c U1b と U1d の間に発達する漸移相であり、砂岩を主とし礫岩・頁岩を伴う。砂岩中にはしばしば礫や偽礫が含まれている。

U1d 戸上から福原にかけて分布する。観察されるかぎりでは砂岩がち砂岩頁岩中~厚互層をもってはじまり、砂岩、頁岩がち頁岩砂岩薄互層、砂岩、頁岩砂岩中互層、砂岩の順に累重し、まれに礫岩も介在する。本相は U1c によく似た岩相を示すが、後者に比べ全体として堆積物が細かい。鍋田西方の野津川河床に露出する頁岩から *Inoceramus* cf. *ezoensis* YOKOYAMA その他の二枚貝を産する。

U1e 大峠山周辺に発達する粗粒相がこれで、次のように 4 分される。なお、各部分の最大層厚は 350~400 m である。1) 砂岩を主とし礫岩を頻繁に挟む。上部ではときおり厚さ 2m 内外の頁岩を挟む。2) 砂岩と頁岩ないし頁岩砂岩薄互層の中~厚互層からなり、礫岩を数層挟む。砂岩は 1~3m、頁岩ないし薄互層は 0.3~1.5m の厚さをもって交互する場合が多く、全体としては砂岩が卓越する。層準によっては頁岩が数 m をこえる厚層をなし、ときおり礫質泥岩を挟んでいる。頁岩から *Inoceramus mukawaensis* NAGAO & MATSUMOTO やウニを産する。3) 主部は礫岩を頻繁に挟む砂岩、最上部は砂岩がち砂岩頁岩中~厚互層からなる。4) 砂岩を主とし礫岩・頁岩を伴う。頁岩は薄いはさみとして挟在するほか、最上部において厚層(10m)をなす。U1e の砂岩は一般に 1m 内外から数 m の厚さをもって成層し、大部分が粗~中粒である。礫岩は流紋岩・安山岩・花崗岩類・チャート・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・砂岩・粘板岩・結晶片

岩などの細～中礫ときに大礫を含み、そのなかには頁岩や砂岩の偽礫も少なくない。

U1f 白杵一八代構造線のすぐ北側に発達し、U1e に似た岩相・層序を示すが、後者に較べると堆積物が全般的に細かい。U1 部層全体の層厚は U1f にはいると急速に薄くなる。

U2 部層 層厚は阿原断層付近で 1,500m 内外、最も厚くなる向斜軸部では 2,300m にも及ぶ。本部層は U2a～U2f の 6 相に分けられる。

U2a 松原付近に発達する頁岩相で、U1a とは t_{22} の上限をもって画される。佐志生断層で切られているため、現在の分布はきわめて狭い。

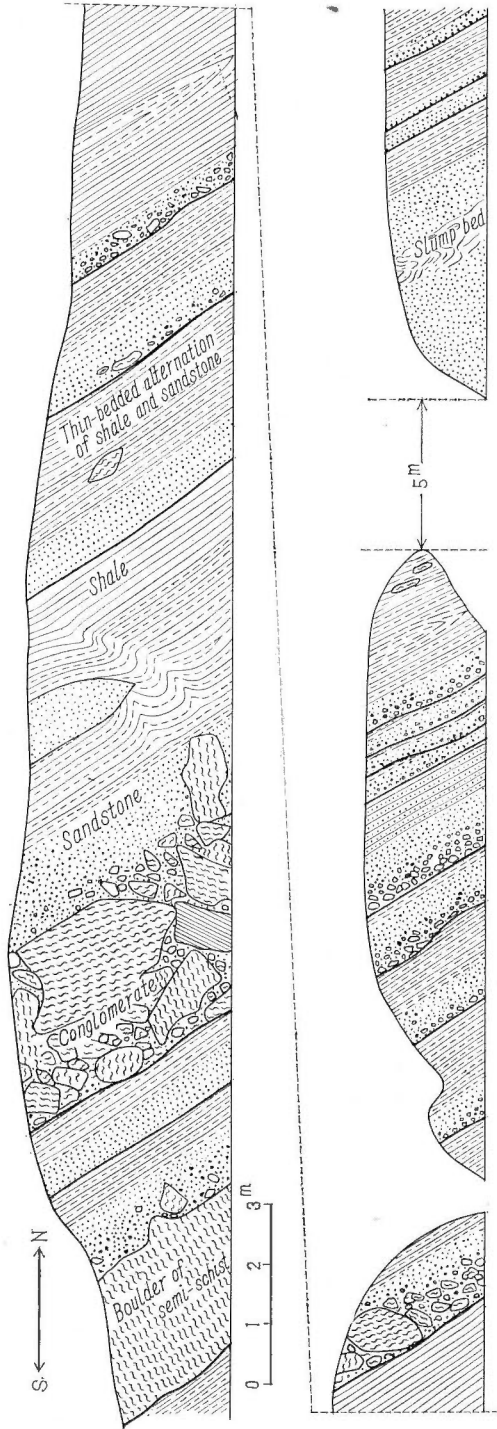
U2b 既述のように U1b と同じ性格の粗粒相であるが、細部にわたると若干の相違点もあるので以下ではそれについて述べる。本相内では U1b におけるよりも概して礫が小さく、頁岩の偽礫がはるかに多い。そして基質の多い礫岩や礫質砂岩と称すべきものが少なくない。なお、少量ながら石灰岩礫も含まれている。末広川上流域の落合では砂岩礫岩互層からなる粗粒堆積物中に t_{22} を挟む頁岩の層厚（数 10m 以上）が介在しているが、これはイノセラムスその他の化石を含み、北方に向かって急速に薄くなる。頁岩層とその上位に重なる粗粒堆積物との接触関係から判断すると、前者の著しい層厚変化は同時侵食によるものとみなされる。

U2c U2b と U2d との漸移相にあたるもので、400m 内外の幅をもって分布する。北部では粗～中粒砂岩、南部では種々の砂岩頁岩互層からなる（図版 IV-2）。砂岩中にはしばしば礫や偽礫が含まれる。南縁部では互層と頁岩層厚が指交し、後者からイノセラムスその他の化石を産する。

U2d 約 700m の幅をもって角石付近から吉小野東方にかけて分布する頁岩相がこれで、少量の砂岩を挟む。U2e との境界付近には礫質泥岩が介在する。頁岩は一般に 0.1～0.3m の厚さをもってよく成層し（図版 V-1）、*Inoceramus mukawaensis* NAGAO & MATSUMOTO や *Hemiaster* sp. を多産する。これらのほか本相の頁岩からは *Gaudryceras* cf. *denseplicatum* (JIMBO), *Neopuzosia* sp., *Bostrychoceras* cf. *indicum* (STOLICZKA), *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus naumanni* YOKOYAMA, *I. amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Acila* (*Truncacila*) *hokkaidoana* (NAGAO), *Nuculana* sp., *Portlandia* sp. などを産する。なお、*I. amakusensis* の産出はまれである。砂岩は厚さ数 10cm 以下のはさみとしてときおり挟在するほか、2 層準において砂岩頁岩中～薄互層をなし厚さ 20m 内外にわたって発達する。この互層の南方延長は U2e の粗粒堆積物に連なる。

U2e 鳥岳向斜の軸部に 2～2.5km の幅をもって分布する。U2 部層の層厚は本相にはいると急速に厚くなり、その中央部をこえ白杵一八代構造線にちかずくと逆に薄くなる。本相では頁岩の卓越する細粒堆積物と砂岩を主とする粗粒堆積物が交互に繰り返されるわけで、上記のような層厚の増減はおもに後者の消長に起因する。細粒堆積物は層準によっては頁岩のみからなることもあるが、多くの場合頁岩が頁岩砂岩（ないしシルト岩）薄互層からなる（図版 V-2）。粗粒堆積物は 7 層準に発達しており、これらのうち粒度・厚さ・広がりなどの点で最も顕著なのはなかほどの層準のものである。上位の 2 層準の粗粒堆積物は頁岩のはさみの多い中～細粒砂岩からなり、他の層準のものは粗～中粒砂岩を主とし、細～小礫礫岩を伴う（図版 VI-1）。この礫岩は U1e のものとよく似ている。本相は一般に化石に乏しいが、最上部の頁岩からは例外的に *Inoceramus mukawaensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. naumanni* YOKOYAMA を多産する。化石内容は U2d の場合と変りない。

U2f 白杵一八代構造線のすぐ北側に最大 500m の幅をもって分布し、生ノ原変成岩を縁取るように発達する。本相はきわめて淘汰のわるい単源礫岩 (oligomictic conglomerate) で特徴づけられる（図版 VI-2）。北縁部では頁岩砂岩薄互層ないし頁岩・砂岩および礫岩の交互層からなるが（第 24 図）、構造線に近づくにつれ礫岩が増大し、層準によってはほとんど礫岩ばかりになる。礫の大部分は角ばった准片岩礫からなり、なかには径 3.5m 以上の巨大なものもある。また石英・マグネサイトからなる岩石も角礫としてはいつている。これらの他ごくまれにチャート・流紋岩・花崗斑岩などの円礫がみいだされる。岩質や産状からして、上記の角礫は生ノ原変成岩およびこれを貫く蛇紋岩の随伴岩から由来したと考えられる。なお、白杵川火成岩からもたらされたものとみなされるものは存在しない。礫岩および粗粒砂岩中には頁岩や薄互層の偽礫が多く、これらは白杵一八代構造線にちかずにつれ増大する。露出不良の場合には U2f の礫岩を構造線に伴う断



第 24 図 砂岩・頁岩と互層する島岳層 U2f の単源礫岩
 Oligomictic conglomerate alternating with sandstone and shale, member U2 — facies f,
 Ugaku formation, locality 29 (see Fig. 49).
 The conglomerate is composed mostly of angular clasts of semischist similar to that of
 the Shonoharu metamorphic rocks exposed along the Usuki-Yatsushiro tectonic line.

層角礫または生ノ原變成岩そのものと誤認しやすい。

武山層 Takeyama formation (T)

中部亜層群の上部を構成し、比較的層相の側方変化が少ない。層厚は小切畑向斜の軸部に向かって厚くなり、最厚部では約 1,200m ある。本累層は T1 部層と T2 部層とに 2 分される。凝灰岩は両部層のそれぞれ最上部に 1 層づつ (t_{26} , t_{27}) はいっている。

T1 部層 砂岩からなり、頁岩薄層を挟む。末広川ぞいで約 300m、最厚部では 500m 内外の層厚をもつ。砂岩は通例数 10cm から 2m の厚さをもって成層し、多くの場合部層の下部では粗～中粒、上部では中～細粒である。向斜軸部付近には少量ながら細～小礫礫岩が介在し、比較的頁岩のはさみが少なく、概して北部よりも堆積物が粗い。本部層からまれにイノセラムスやウニを産する。

T2 部層 末広川ぞいで約 350m、最厚部では 700m 内外の層厚をもち、T2a と T2b に相区分される。

T2a 頁岩と砂岩からなり、T2 部層の主体をなす。砂岩は頁岩中に薄いはさみとして介在するほか、2 層準において厚層をなし発達する。下部砂岩は王座付近以南にみられ、最も厚くなる向斜軸部では約 40m の層厚をもつ。これにたいし上部砂岩は北ほど厚く、末広川ぞいでは 100m 内外の層厚を有し、ときおり礫岩を挟む。頁岩よく成層し、*Inoceramus naumanni* YOKOYAMA, *I. yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, *I. cf. amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Neoptuzosia* sp., *Otoscaphtes* sp., *Polyptychoceras* sp., ウニなどを含む。これらのうち多産するのは *I. naumanni* と *I. yokoyamai* であり、前者は種々の層準から、後者は下部砂岩層以上の層準から産する。なお、本相においては砂岩よりも頁岩のほうがはるかに多い。

T2b 向斜軸部に約 800m の幅をもって分布し、層序的には T2 部層の上部を占める。頁岩がち頁岩砂岩薄互層からなり、最上部においては粗～中粒砂岩が頻繁に介在する。

V.2.4 上部亜層群 Upper subgroup

水ヶ城層 Mizugajo formation (M)

層相の側方変化に富み(第25図)、層厚は水ヶ城向斜の軸部において最も厚く、そこで約 2,100m ある。本累層は M1 部層と M2 部層に区分される。凝灰岩は M1 部層に 1 層 (t_{2a}) ある。

M1 部層 末広川ぞいで約 1,000m、向斜軸部では 1,450m 内外の層厚を有し、M1a・M1b および M1c とに相区分される。

M1a 末広川流域に分布し、次のような層序をもつ。1) 砂岩を主とし、頁岩・礫岩を伴う。阿原断層付近を境として北部では砂岩の大部分が中層理を示す中～細粒砂岩で、頁岩薄層を頻繁に挟む。一方、M1b に近接した部分を除くと、南部では粗粒砂岩に富み、かつ砂岩単層が厚く、頁岩のはさみはまれである。そしてしばしば細～中礫礫岩を挟む。2) 頁岩からなりごく少量の砂岩を挟む。末広川以北では 150m 内外の層厚をもち、上下位の地層に漸移的に移化する。一方、それ以南では礫岩を含む 3) の粗粒堆積物とほとんど漸移層を欠いて接し、南にいくにつれ急速に薄くなり、ついには尖滅する。粗粒堆積物中には頁岩の偽礫が多い。3) 砂岩・礫岩・礫質泥岩および頁岩からなる。全体としてみると砂岩が最も多く礫岩がこれに次ぐ。砂岩の多くは粗～中粒である。礫岩は砂質ときに砂泥質の基質をもち、小～大礫まれに巨礫を含み、数m以下の厚さをもって挟在する。礫質泥岩は厚さ 1～4m まれに 10m 以上の層をなして他の岩層と交互し、ときおり礫岩や頁岩と指交ないし相互に移化する。礫岩や礫質泥岩の発達概して北部よりも南部のほうが著しい。礫は花崗岩類を主とする深成岩・流紋岩・安山岩・チャート・粘板岩・砂岩・石灰岩・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩・角閃岩などからなる。頁岩や砂岩の偽礫も少なくない。U1b や U2b の場合と同様本相においても円磨度の著しく異なる礫が共存しているが、火成岩円礫が圧倒的に多く、かつ礫の淘汰は比較的よい。なお、角ばった粘板岩や結晶片岩の礫は礫岩よりも礫質泥岩のほうにやや多い傾向がある。礫質泥岩に隣伴する頁岩から *Scaphites* sp., *Gaudryceras* cf. *denseplicatum* (JIMBO), *Inoceramus yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, *Nanonavis (Nanonavis) sachalinensis* (SCHMIDT), *Propeamssium cowperi yubarensis* YABE & NAGAO, *Hemister* sp. などを産する。

M1b 頁岩砂岩互層からなり、礫質泥岩を挟む。北部では砂岩がち厚～中互層、南部では頁岩がち薄互層が主体をなし、全体として南ほど堆積物が細かい。礫質泥岩は数層準に挟在する。これは M1a のものの南

方延長であるが、しばしば角ばった巨礫（最大径 3m）を含み、なかには円礫よりも角礫に富むものがある。巨礫の多くは結晶片岩（点紋片岩を含む）からなる。本相の頁岩からまれにイノセラムスその他の二枚貝やウニを産する。

M1c 白杵一八代構造線のすぐ内側に発達する礫岩に富む粗粒相がこれで、露出するかぎりでは M1 部層の下半部を占めている。礫岩は構造線から遠ざかるにつれ急速に減少し、これにかわって砂岩がふえ、頁岩が介在するようになる。南縁部では下限付近の層準を除くとほとんど礫岩ばかりからなる。M1b との境界付近では頁岩砂岩薄互層の岩塊が偽礫としてとりこまれている。礫岩は粘板岩礫に富むきたない感じの小～中礫礫岩で、礫としてはこのほか准片岩・砂岩・チャート・塩基性岩・流紋岩・安山岩およびごく少量の石灰岩・花崗岩類・角閃岩などがはいつている。火山岩やチャートの礫を除くと、礫の円磨度は概して低い。

M2 部層 最大層厚は約 650m あり、M2a と M2b とに相区分される。

M2a 主部は砂岩からなり、ごく少量の礫岩や頁岩を伴う。砂岩の多くは粗～中粒のもので、数 10cm から 3m の厚さをもって成層する。向斜軸部では翼部よりも概して砂岩単層が厚く、かつその基底部にはしばしば細礫礫岩がみられる。また、軸部では頁岩のはさみが少ないが、2 層準に砂岩頁岩互層が介在し、上位の互層には礫質泥岩がはさまる。礫岩はよく円磨された小～中礫を含み、厚さ 2m 以下の層をなしてかなりよく連続する。最上部（50～80m）は頁岩と砂岩が同量ないし若干前者がちの中～薄互層からなり、植物片に富み、まれながら二枚貝を産する。軸部では礫質泥岩を挟む。最上部の互層は広範にわたって追跡され、良好な鍵層となる。

M2b 白杵一八代構造線のすぐ内側に露出する砂岩礫岩互層がこれで、層序的には M2 部層の下半部を占めている。礫岩は岩質および発達状態とも M1c のものとよく似ている。

海辺層 Amabe formation (A)

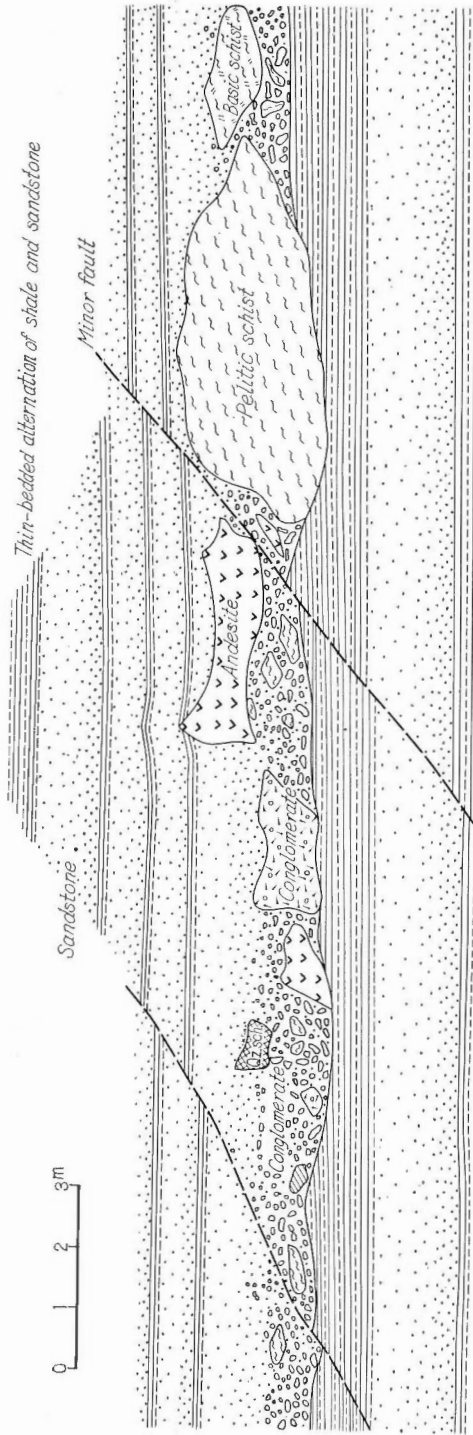
陸上に分布する大野川層群の最上部を占める累層で、A1 部層と A2 部層とに区分され、全体の層厚はほぼ熊崎と下ノ江を通る断面で最大値を示す。本累層の主要露出地は末広川下流域にひろがる沖積平野によって水ヶ城層のそれとへだてられているが、両累層の整合関係は水ヶ城山東斜面や善法寺北方で確認される。なお、松本（1936）は熊崎を通る NNW-SSE 方向の断層を想定し、これ以东に分布する地層だけを海辺層として取り扱った。凝灰岩は A1 部層に 4 層（ $t_{20} \sim t_{22}$ ）、A2 部層に 4 層（ $t_{33} \sim t_{36}$ ）あり、良好な鍵層となる。

A1 部層 2,500m 内外の最大層厚を有し、A1a～A1e の 5 相に分けられる。

A1a 北川から柏にかけて分布する砂岩相がこれで、ごく少量の細礫礫岩や頁岩を挟む。A1 部層全体の層厚は A1b の北縁部から本相にかけて急速に薄くなる。

A1b 下ノ江向斜の軸部付近に分布し、層序的には A1 部層全体にまたがる。ほぼ t_{30} を境としてその上下でかなり岩相を異にする。下部は砂岩からなり、ところによって頁岩薄層を挟む。水ヶ城山東斜面や善法寺北方に露出する基底部では粗粒砂岩もあるが、大部分の砂岩は中粒である。熊崎東方の山地ではほとんど砂岩ばかりからなり、まれに結晶片岩や粘板岩の角礫を含む。これに対し北ノ川や徳尾付近では頁岩のはさみが多い。上部は砂岩・砂岩がち砂岩頁岩中～厚互層および少量の礫岩からなる。大局的にみれば下位から上位へ向かって、1) 互層、2) 砂岩、3) 互層および 4) 砂岩というような層序が認められる。ただし互層部は北にいくにつれ順次砂岩部におきかえられる。一般に互層部の砂岩は中～細粒、砂岩部のものは粗～中粒である。凝灰岩の直上ではとくに粗く、しばしば細礫礫岩を伴う。火成岩円礫に富む小～中礫礫岩が少なくとも 4 層準にあるが、これは砂質ときに砂泥質の基質をもち、厚さ 1～3m の層をなしてよく連続する。砂岩中にはまれながら結晶片岩や粘板岩の角礫が散点的に含まれる。1) の互層を形成する頁岩は植物片や炭質物に富み、保存不良の二枚貝化石を産する。

A1c 熊崎東方から下ノ江南方にかけてのびる幅約 600m の地帯に分布し、層序的には A1 部層のほぼ上位 3 分の 2 を占める。本相の岩相は A1b のそれに下記のような礫岩が加わったもので、A1b における垂直的岩相変化の傾向はそのまま本相内でも認められる。ただし、本相は A1b よりもむしろ頁岩に富み、礫岩を除外してみると、その岩相は A1b と A1d との中間的性格をもつ。なお、これら各相が同時異相であることは凝灰岩を追跡することによって証明される。A2c は A1c の礫岩とまったく同じものによって特徴ず



第 26 図 巨大な礫を含む海辺層の礫岩

Huge boulder-bearing conglomerate, member A2 — facies c, Anabe formation, locality 35.

けられ、しかも露出範囲がきわめて狭いので、以下では礫岩に重点をおき両相をまとめて記述する。全体としてみると、礫岩よりも砂岩や砂岩頁岩互層のほうがはるかに優勢である。礫岩はどちらかというとな部よりも南部、下部よりも上部においてよく発達する傾向がある。一般に礫岩の厚さは3m以下で、その下底にはしばしば顕著な侵食面が認められる。下ノ江南方の海岸でよくわかるように、礫岩は層状・レンズ状・ポケット状など種々の産状を呈し、礫が砂岩または砂岩頁岩互層中に点在することもある(図版VII-1, 2)。層状をなす場合でも比較的せまい範囲内で厚さの膨縮があり、礫の密度・大きさなどの変化もはなはだしい(第26図)。淘汰はきわめてわるく、大小さまざまな礫が雑然とはいつている。大部分の礫は角ばり、結晶片岩・粘板岩・片状石灰岩・砂岩・礫岩・安山岩などからなる(図版VIII-1)。量的には結晶片岩が圧倒的に多く、なかには長径が数mにも及ぶ巨大なものもある。なお、岩質からして砂岩の一部や礫岩は中生層から由来したとみなされるが、少なくとも現在みられる大野川層群の岩石とは異質である。円礫は非常に少なく、たいてい中礫以下の大きさで、チャート・花崗岩類・流紋岩・安山岩・片麻岩・片状ホルンフェルス・石英などからなる。以上のような外来礫のほか同時侵食礫も少なくない。

A1d 津留付近から中津浦にのびる幅700m内外の地帯に分布し、陸上には t_0 以下の部分が露出している。部分的には頁岩または砂岩を主とすることもあるが、多くの場合中～細粒砂岩と頁岩がそれぞれ数10cm以下の厚さをもって交互する中～薄互層からなり(図版VIII-2)、概して北部では砂岩がち、南部では頁岩がちである。粗粒砂岩もときおり介在し、大浜では角礫に富む細～小礫礫岩を伴っている。中津浦では頁岩中に礫質泥岩がある。本相の頁岩から *Polyptychoceras* sp., *Inoceramus anakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Propeamssium cowperi yutakensis* YABE & NAGAO, ウニ、腕足貝などを産する。

A1e 白杵一八代構造線のすぐ内側に発達する粗粒相で、その主体は海中に没している。津留東方の海岸に露出する本相は粗～中粒砂岩を主とし、しばしば層状ないしレンズ状の礫岩を挟んでいる。また、A1dでみられるような頁岩砂岩薄互層が2層準にあり、これと同質なものは偽礫(最大径4m)として砂岩や礫岩中に多数とりこまれている。礫岩には大小さまざまな亜円～角礫(最大径数10cm)がはいつており、これらは粘板岩・砂岩・准片岩・花崗岩類・チャート・流紋岩などからなる。この礫岩はA1cのそれと似ているが、後者に較べ花崗岩類の礫がはるかに多く、かつ基質が少ない(図版IX-1)。

A2 部層 下ノ江周辺の白杵湾岸によく露出し、三ツ子島や黒島にもあらわれる。陸上に露出するかぎりでは三ツ子島のものが最上位の地層であり、最大層厚は少なくとも1,200m以上に達する。本部層はA2a・A2bおよびA2cとに相区分される。

A2a 柏東方に分布する砂岩がち砂岩頁岩中～厚互層がこれで、ごく少量の細礫礫岩を伴う。三波川変成岩に近い部分ほど粗粒岩の発達が良い。

A2b A2部層の主体をなすもので、頁岩砂岩互層からなる。最下位の厚さ100m内外の部分では砂岩がち、それより上位では概して頁岩がちである。互層は砂岩と頁岩または頁岩砂岩薄互層がそれぞれ0.3～2m、ときに4mちかい厚さをもって交互する中～厚互層である(図版IX-2)。頁岩は植物片や炭質物に富み、ところによっては炭化木(三ツ子島では径5cm、長さ50cmのものがみられる)・炭質頁岩・石灰質団塊などを含んでいる。砂岩の大部分は中～細粒で、そのなかにはしばしば頁岩や薄互層が偽礫としてはいつている。頁岩から *Polyptychoceras pseudogaultinum*(YOKOYAMA), *Inoceramus anakusensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO, *Acila (Truncacila)* sp., *Eemiaster* sp.などを産する。なお、一般に化石の産出頻度は低いが、三ツ子島北端では例外的に保存のよいイノセラムスを多産する。

A2c 下ノ江の海岸に露出し、層序的にはA2部層の最下部に当たる。これはA2bの最下部にみられるような砂岩がち砂岩頁岩互層に礫岩が加わったもので、後者は前述のようにA1cの礫岩と同じである。

V.3 対 比

大野川層群は第2表に示すような動物化石を産出し、ときに潤葉樹やシダなどの植物化石も産する。動物化石の多くは既に江原(1924)、松本(1936, 1954)、長尾・松本(1939～1940)、中野(1957, 1960)、田村・沢村(1964)、松本・野田(1966)、田村・田代(1967)らによって報告されている。最も産出個体の多いのはイノセラムスであり、ウニがこれに次ぐ。特に前者は種類が多く、しかも霊山層以上のすべての累層か

らみいだされ、有効な指準化石である。化石は見岳山付近の蘇陽層の場合を除くとほとんどが頁岩中に含まれる。個々の相における化石の産出状況については層序記載のところで述べたのでここではふれないが、一般に産出頻度は粗粒相よりも細粒相のほうが高い。ただし、頁岩相でも N3b や S2c のように化石に乏しいものもあるし、I2a・I2c および A2b の一部を除くと、例えば頁岩が発達していてもそれが砂岩と頻りに互層している場合には概して化石が少ない。

第3表は時代決定に有効な化石とそれらの産出層準を示したものである。本表からわかるように、大野川層群中にはイノセラムスで特徴づけられる化石帯（松本，1959）が少なくとも4帯識別される。すなわち、*Inoceramus hobetsensis* 帯、*I. teshioensis* 帯、*I. uwajimensis* 帯および *I. anakusensis* 帯とであり、これら各帯はそれぞれ R1 部層上部、R2 部層、S1 部層最上部～I2 部層および U2 部層～A2 部層によって代表される。*I. teshioensis* 帯と *I. uwajimensis* 帯との境、換言すればギリヤーク統と浦河統の境界が問題になるが、これについては資料不十分である。N3 部層の *I. aff. pedalioncides* NAGAO & MATSUMOTO は田中ほか（1958）が北海道に小平薬川流域の *I. uwajimensis* 帯下部から採取した *I. aff. pedalioncides* NAGAO & MATSUMOTO に類似する。このことや各化石帯の層厚を考え合わせると、上記の境界はおそらく奥河原内・中河原内両層の境付近にあるものと推定される。I2 部層では種々の層準から *I. uwajimensis* YEHARA を多産し、U1 部層になるとこれにかわって *I. cf. excensis* YOKOYAMA や *I. mukawaensis* NAGAO & MATSUMOTO がではじめる。後者は U2 部層に多く、*I. anakusensis* NAGAO & MATSUMOTO と共存する。したがって、浦河統の下部階と上部階の境界は大飼・鳥岳両層間にくるものとみなされる。*I. naumannii* YOKOYAMA は *I. anakusensis* 帯の下部に、*I. yokoyamai* NAGAO & MATSUMOTO はその上部に含まれ、両種の産出層準は T2 部層において一部重複する。一般に *I. anakusensis* NAGAO & MATSUMOTO の産出頻度は他のイノセラムスのそれに比べ著しく低いが、本種は三ツ子島北端の A2 部層（陸上に露出する大野川層群のなかでは最も上位の地層）からも採取されている。以上のことからして、霊山層～奥河原内層はギリヤーク統上部階、中河原内層～大飼層は浦河統下部階、鳥岳層～海辺層は浦河統上部階下部にそれぞれ属するものと考えられる。ただし、臼杵湾に没している部分も含めると、大野川層群の上限は浦河統上部階上部までのびる可能性が強い。

見岳山付近に露出する蘇陽層は御船層群下部層の化石と同じものを含み、同層群基底層や下部層にきわめてよく似た層相をもつ（田村・沢村，1964）。松本（1939a，1954）、岡田（1958，1960）、田村・田代（1966）によれば、御船層群は2,400m内外の層厚を有し、礫岩・粗粒砂岩を主とする基底層、砂岩・頁岩からなる下部層および泥質～砂質赤色岩を主とする上部層とに分けられ、層群全体として1堆積輪廻を示す。観察されるかぎりでは蘇陽層の基底層では礫岩、下部では砂岩、上部では頁岩砂岩互層が卓越し、本累層も1堆積輪廻を代表するものとみなされる。一方、宇曾層は蘇陽層上部と同時異相の関係にあると推定されるが、これは御船層群上部層と同様に赤色岩で特徴づけられる。これらのことからして、蘇陽・宇曾両層からなる最下部垂層群下半部はほぼ御船層群に対比されるものと考えられる。

従来、御船層群は御所浦層群に対比され、いずれも時代的には宮古統上部階上部からギリヤーク統にわたるとされてきた（松本，1938，1939a，1954；松本ほか，1960；松本・野田・宮久，1962；岡田，1958，1960，1961）。ところが最近、田村ら（田村・田代，1966，1967；田村・田代・元島，1968）は御船・御所浦両層群の化石を比較・検討し、御船層群の大部分は御所浦層群の上部層（Ⅲ）に対比され、ギリヤーク統に属するとみなした。松本らによれば、御所浦層群は砂岩に富み、全体としてほぼ完全な1堆積輪廻を示す層厚約1,000mの地層群であり、その中部層（Ⅱ）上半部は産出するアンモナイトからしてほとんどが宮古統最上部垂階に属し、同層群のうちギリヤーク統の可能性のある地層の厚さは200～250mにすぎない。したがって、御所浦層群中にギリヤーク統の地層があるにしても、それはおそらく同統下部階に相当するものと推定される。なお、御所浦層群は姫浦層群（浦河統～ヘトナイ統）に一見整合的に覆われるが、岡田（1961）によると両者の間にはかなり著しい層序的ギャップがある。既述のように田村らは御船層群の大部分が御所浦層群上部層に対比されるとした。しかしながら御船層群のうち、時代決定に有効な動物化石を産するのは下部層だけであり、上部層からはときおり *Popluz* その他の植物化石を産出するにすぎない。御所浦層群上部層と御船層群の層厚を考え合わせると、おそらく前者に対比されるのは後者の比較的下位の部分だけである

V.4 地質構造

大野川層群は北東に沈下する非対称複向斜構造をなし、南北両縁を断層で画され、秩父帯の中・古生界および領家・三波川両帯の基盤岩類と接している。したがって、本層群分布地は地質的にみれば地溝帯であり、本論ではこれを大野川地溝帯と呼称する。

V.4.1 基盤岩類との関係

大野川層群とその西側に分布する肥後変成岩・深成岩は既述のように不整合関係にあるものと推定される。以下では南北両側に露出する基盤岩類との関係について述べる。

秩父帯中・古生界との関係 大野川層群は秩父帯の古生層・田野層群および田原層と白杵一八代構造線で境されている。この構造線の位置および性状は次のようである。

野津川以東では構造線によって生ノ原変成岩や白杵川火成岩が衝出しており、後者は白杵湾岸の津留まで追跡され、その後は末広断層に切られて南方へ転位し、白杵湾に没する。津留東方の海岸において海辺層が著しく擾乱し、海浜に白杵川火成岩の転石が多いこと、および白杵湾に浮ぶ島々の地質から判断すると、白杵一八代構造線の東方延長は津留東方の海岸ちかくを通過して三ツ子島と津久島の間を通過し、無垢島北方をへて四国の御荷鈴構造線に連なるものと考えられる。

野津川以西における白杵一八代構造線は、ほとんど新生界に被覆されているが、断片的に露出する中・古生層の分布状況からして、三重町付近を通過して奥岳川流域の小原にのびることは明らかであり、笹枝・東光寺・久原・宮迫などでは構造線に伴う擾乱帯がみられる。その後は祖母山火山岩下を通過して河内にのび、馬見原北方をへて緑川上流に達し、その間大野川最下部亜層群と秩父帯古生層または田原層を境するものと推定される。それよりさらに西では周知のように肥後深成岩または竜峯山帯変成岩と砥用層（宮古統）の間を通る。

白杵一八代構造線のちかくでは小褶曲や小断層が発達し、砂岩はレンズ状に寸断され、泥質岩は局部的に千枚岩化している。このような擾乱帯の幅は一般に秩父帯側よりも大野川地溝帯側のほうが広い。白杵川火成岩と白亜紀層を境する断層は多くの場合北に数 10° 傾斜しており、断層角礫や粘土の発達する破砕帯の幅はときに10mをこえる。

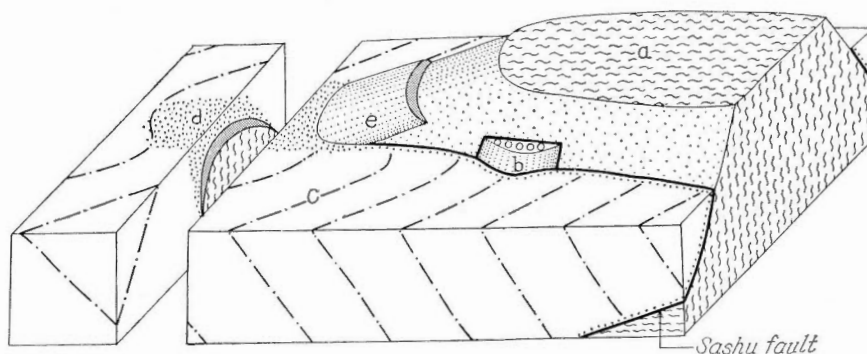
以上の記述からわかるように、白杵一八代構造線は上部白亜紀層を切り、九州の東部においては大規模な北落ちの正断層として表現されているわけであるが、これは基盤構造をも規定する重要な構造線であり、上部白亜紀層堆積後はもちろんのこと、堆積中にも活動した証拠があり、その起源は少なくとも白亜紀中頃以前にさかのぼると考えられる。

領家帯基盤岩類との関係 北側の領家帯基盤岩類は朝地変成岩・深成岩および蛇紋岩からなり、これと大野川層群は塚野・竹田両断層によって境される。塚野断層は数 10° Eの傾斜を示す正断層で、大峠から霊山西斜面にのび、これにそって石英斑岩が貫入している。本岩は岩質変化に富み、部分的には石英斑岩・花崗斑岩と称すべきものもあり、とくに後者は岩脈の幅が広い部分にみられる。この石英斑岩は、従来大野川層群によって不整合に覆われるとされていたが（松本, 1936）、脈状をなしてよく連続し、直立ないし逆転した宇曾層のいろんな層帯を切ること、まわりの岩石がしばしば角礫化し、しかも堅く固化していること、さらには同質の石英斑岩が基盤岩類中に何列も出現することなどからして、明らかに断層にそってあとから貫入したものである。竹田断層は七瀬川流域の下矢原から大峠をへて十時に至り、そこで方向をN-SからSW-NEに転じて竹田の岡城趾付近に達し、観察されるかぎりではほとんど直立した断層面をもっている。田中北方から朝地東方にかけては、この断層にそい宇曾層がはさみこまれている。竹田断層の西方延長はおそらく大野川支流の大谷川にそってのび、阿蘇山南斜面を通過して見岳山北方に達するものと推定される（第1, 2図）。

三波川帯基盤岩類との関係 三波川変成岩と大野川層群は佐志断層で画され、西川内付近では両者の間に西川内層（上部二疊系?）が挟みこまれている。大野川西岸の竹中・岩上付近では断層にそって橄欖石安

山岩が貫入している (図版XVIII-1)。この岩脈は $20\sim 30^{\circ}W$ の傾斜をもって NNW-SSE 方向にのび、幅は $10\sim 20m$ である。大野川以東では安山岩脈はなく、断層は東進するにつれ方向を WNW-ESE から WSW-ENE に転じ、佐志生や黒島などでよくわかるように (図版XVIII-2)、少なくとも東部においては $50\sim 55^{\circ}S$ の傾斜を示し、幅 $1\sim 2m$ の破碎帯を伴う。

大野川構造線 (松本, 1936) に関連することであるが、安山岩の貫入している三波川変成岩西縁の断層と大野川以東における南縁の断層とのつながりが問題になる。松本の説くように、西縁の断層が大野川構造線



第 27 図 大野川層群と三波川帯基盤岩類の関係

Block diagram showing the structural relation between the Onogawa group and the basement rocks in the Sambagawa terrain.

a, Sambagawa metamorphic rocks; b, Nishikawauchi formation (Upper Permian?); c and d, Onogawa group (d, severely disturbed part); e, olivine andesite.

の一部で、しかも同線が大野川層群を切って大野川ぞいに走っているとすれば、本層群中に層序および構造上の著しい不連続があるはずである。しかしながら実際にはかかる事実がないので、大野川構造線の存在は否定せざるを得ない。三波川帯基盤岩類の縁辺を限る断層はいくつもの断層で切られているが元来一連のものであり、これが佐志生断層である。河原内川下流域の柴北層 S2 部層は広範にわたって擾乱し、擾乱部は三波川変成岩の西端を縁取るように発達する (第 6 図)。このような事実と佐志生断層の傾斜からして、大野川層群と三波川帯基盤岩類は第 27 図に示すような関係にあるとみなされる。

V.4.2 複向斜構造

大野川層群は大野川地溝帯に複向斜をなして分布するわけで、以下ではその構造をまず軸部と翼部において記載し、あとで総括する。

複向斜軸部の構造 見岳山付近から祖母山・大辻山をへて臼杵湾岸に至る延長約 93km の複向斜軸部にはいくつもの褶曲が発達している。東部では比較的軸部の地層がよく露出しているのに対し、中部や西部ではその大部分が新生界に覆われており、個々の褶曲は必ずしも同じ精度で認識されたものではない。しかしながら褶曲の規模や配列には規則性があり、それに基づいて整理すると、軸部に発達する褶曲は次のような 7 向斜、6 背斜に大別できる (第 2, 5, 10 図)。すなわち、向斜としては笹原川向斜・奥岳川向斜・大辻山向斜・鳥岳向斜・小切畑向斜・水ヶ城向斜および下ノ江向斜とがあり、これらは南西から北東に向かって順次雁行しながら並んでいる。背斜としては西から草部背斜・牧口背斜・白鹿山背斜・武山背斜・荒田峠背斜および芝尾背斜とがある。背斜は向斜に比べ発達がわるい。なお、向斜は背斜との位置関係からして西部・主部・東部とに 3 分される (第 29 図)。次に個々の褶曲を記載するわけであるが、その際のべる軸面傾斜やプランジは両翼の平均走向・傾斜をもとにステレオ網を用いて求められたものである (注 13)。

注 13) 走向・傾斜としてどの範囲の平均値を採用するかが問題になるが、ここでは褶曲の規模・両翼の走向や傾斜の変化率・地層の露出状態などを考慮し、例えば大辻山向斜では両翼とも軸線に接する幅 $1,500m$ の地帯における平均値、鳥岳向斜・小切畑向斜の場合はそれぞれ $1,000m \cdot 500m$ のそれを採用した。

笹原川向斜 見岳山付近から河内付近にかけて発達し、軸部には主として蘇陽層が分布する。大部分が新生界下にかくされているが、断片的に露出する蘇陽層の走向・傾斜からすると、軸線は永野原と岩神の間を通過して ENE-WSW 方向にのび、笹原川にそって見岳山北方に達し、その長さは少なくとも 30km 内外であると推定される。そしてプランジはおそらく 30°E 内外であろう。見岳山付近に露出する蘇陽層は向斜の南翼をなすもので、走向 $\text{N}50\sim75^{\circ}\text{W}$ 、傾斜 $35\sim60^{\circ}\text{N}$ を示す。走向は笹原川にちかづくにつれ次第に北にふれ、向斜軸線が通ると考えられる鶴底では NNW を示す。

草部背斜 笹原川・奥岳川両向斜の間に介在し、軸線が草部を通るもので、軸面は南に傾斜している。

奥岳川向斜 軸線が草部北方から祖母山北斜面を通過して奥岳川下流域にのびる全長 38km 内外の向斜で、軸部には主として霊山層と中部亜層群が分布する。しかしながら本向斜の大部分は新生界に被覆されており、その詳細は不明である。観察されるかぎりでは北翼よりも南翼のほうがはるかに急な傾斜を示し、軸面はかなり北に倒れている。そしてプランジは少なくとも東部においては数 10°E に達すると推定される。

牧口背斜 奥岳川・大辻山両向斜の間に位置し、岩戸から牧口西方にのびる。

大辻山向斜 大峠山から大辻山をへて牧口西方にのび、その長さは 10数km である。軸部には主として犬飼層が分布している。主部や東部では南翼が逆転している場合が多く、軸面傾斜は $60\sim70^{\circ}\text{S}$ 、プランジは $45\sim55^{\circ}\text{E}$ である。

白鹿山背斜 大辻山・烏岳両向斜の間に位置し、白鹿山を通過して E-W 方向にのびる。長さは約 4km ある。

烏岳向斜 武山から烏岳をへて白鹿山にのびる長さ約 11.5km の向斜で、軸部には主として烏岳層が分布する。軸面は東部で北傾斜、主部で南傾斜、西部では直立ないし南傾斜を示し、傾斜度は 65°S から 80°N の範囲内で変化する。多くの場合プランジは $40\sim50^{\circ}\text{E}$ である。

武山背斜 烏岳・小切畑両向斜の間に位置し、約 3km の長さをもつ。

小切畑向斜 中畑から水ヶ城山にのびる長さ約 7.5km のもので、軸部には主として武山層が分布する。軸面は西半部においては直立ないし若干南に倒れている場合が多く、東半部では南に 75° 以上傾斜する。プランジは一般に $30\sim40^{\circ}\text{E}$ である。

荒田峠背斜 小切畑・水ヶ城両向斜の間に介在する長さ約 3km の背斜である。

水ヶ城向斜 水ヶ城山を通る複向斜がこれで、1背斜・2向斜からなり、軸部には主として水ヶ城層が分布する。西端は上津尾断層で画され、東方延長は末広川をこえて下ノ江に達しており、全長は少なくとも 11km 以上ある。軸面は西部において直立ないし若干南に倒れ、主部や東部では南に 70° 以上傾斜する。プランジは多くの場合 $35\sim45^{\circ}\text{E}$ である。次に述べる下ノ江向斜についてもいえることであるが、水ヶ城向斜は概して鋭くとがった頂部をもつ背斜と孤状の底部をもつ向斜とからなり、いわゆる櫛型褶曲に属する。

芝尾背斜 善法寺から熊崎東方の芝尾へのび、東方延長は下ノ江まで追跡される。

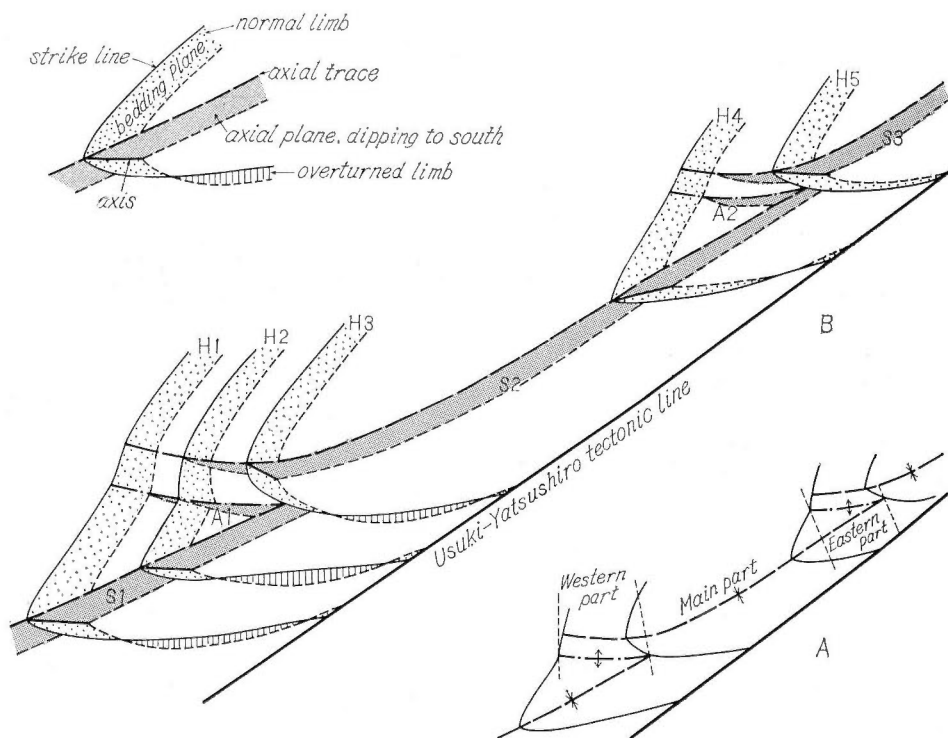
下ノ江向斜 岩崎付近から下ノ江北方の海岸にのびる複向斜がこれで、その西端は上津尾断層で切られ、軸部には海辺層が分布する。全長は不明であるが少なくとも 5km 以上ある。岩崎以東の部分についてみると、軸面傾斜は $50\sim80^{\circ}\text{S}$ 、プランジは $30\sim40^{\circ}\text{E}$ である。

複向斜南翼部の構造 地層の一般的走向は ENE-WSW ないし E-W で、全体として北ほど上位の地層が露出する。ところによっては振幅の小さい褶曲が発達するが、これは局所的な走向変化をたんねんに追跡してはじめて明らかになるもので、櫛型褶曲に属する。この種の褶曲はいずれも西端を白杵―八代構造線に切られ、近接してのびる 1 対の背斜と向斜は東進するにつれ収斂する。なお、複向斜の南翼は北翼に較べ一般に幅狭く、奥岳川流域ではほとんど欠如している。

複向斜北翼部の構造 地層の一般的走向は NNE-SSW ないし NE-SW で、全体として南東ほど上位の地層があらわれる。岩上断層または中野断層以西では比較的構造が単純である。これに対しその東側では多数の断層や褶曲が発達して複雑な構造を示す。断層のなかには末広断層や御座岳を通る NNW-SSE 方向の断層のような洞切断層もあるが、第10図に示した断層の大部分は斜走ないし走向断層である。末広断層は横ずれ断層としての性格が強く、これに似た性格のものは秩父帯の白亜紀層分布地域にもいくつか認められる。以下ではまず主要断層の概要を述べ、次に褶曲およびこれと断層の関連について記述する。

赤仁田断層は西傾斜の逆断層で、これによる地層の欠如は南にいくにつれ増大する。この断層から分岐して北東にのびる諸断層はいずれも北傾斜を示し、大部分は逆断層とみなされる。河原内川にそって下部亜層群を大きく転位させている中野断層はほぼ直立した北落ちの断層で、その東方延長は柴北層または三波川変成岩と新第三紀層を画している。八木合以西の部分は奥河原内層の走向に略平行して走り、傾斜は約 $70^{\circ}W$ である。岩上断層は中河原内層や奥河原内層の南限を画して奥岳川流域の小原付近にのびる逆断層で、地層の欠如からすると、大野川層群中を走る断層のうち最大のものである。岩上断層から分岐する西川内・伊与床・阿原・上津尾・犬飼・戸上などの諸断層は場所によって落差を異にしながらも広域にわたって追跡され、東方延長は三波川変成岩のなかにのびる。そしてこれらの断層は北に 60° 以上傾き、地層の分布状況からみると逆断層の性格をもつ場合が多い。地質図に示されているような大きな断層のまわりには多くの小断層が発達し、付近の地層、とくに薄い頁岩と厚い砂岩または礫岩の交互層からなる地層では層理面にそう滑動や頁岩の破砕がはなはだしい。かかる現象は河原内川や大野川ぞいのルートで目立つ。大野川ぞいでは岩相変化に富む大飼層が露出し、しかもそれが断層や褶曲のため様々な走向を示すため、あたかも流路にそって大断層（大野川構造線）が走っているかにみえるが、既述のようにそのような断層は存在しない。

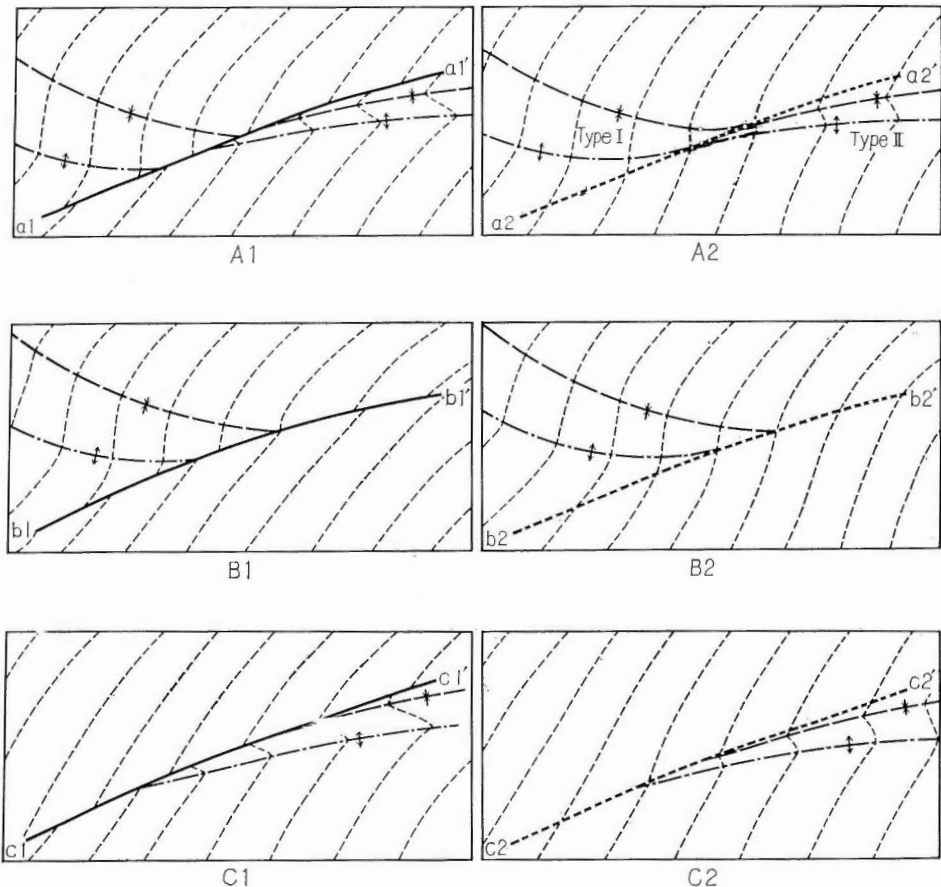
複向斜北翼部にはいくつもの褶曲が発達し、断層の両側で地層の走向が異なる場合が多い。もし既存の褶曲構造が後の断層運動によって解体されたのであれば、断層の影響を除去することにより褶曲構造の復元、つまり具体的には断層の両側に発達する褶曲を調和的にむすびつけることができるはずである。このような立場にたつて北翼部の褶曲構造を復元しようとする、断層による地層の水平的変位が地域的に著しく異なり、しかも場所によってはその量がきわめて大きかったと仮定しなければならない。しかし、断層面傾斜はたいてい数 10° 以上であり、層相図（第4図）に示されているように断層による相配列の乱れは無視できる程度であるなどの事実からして上記の仮定は不当である。以上のことや一連の断層でも場所によってかなり落差を異にすること、さらには断層と褶曲の配列状況を考え合わせると、褶曲と断層は密接な関係を持ち相



第 29 図 複向斜軸部における褶曲の雁行配列

Left-handed en echelon arrangement of folds in the axial part of the synclinorium.

前後して出現したものと解釈される。もちろん、新第三紀層を切っている中野断層の例からもわかるように、断層があとで再活動した可能性は十分ある。第30図は北翼部でみられる褶曲と断層の複合した構造を模式的に示した図で、地層の走向は細い破線、断層は太い実線で表わされている。褶曲はいずれも東方に沈下しているが、2つのタイプに大別できる(A2)。タイプIでは概して褶曲度が小さく、軸線はWNW-ESEないしE-Wにのび、軸面がほとんど直立している。そして対をなす背斜と向斜は東方に向かって収斂する。これに対しタイプIIでは比較的褶曲度が大きく、軸線はE-WないしWSW-ENEにのび、軸面は直立ないし南に倒れている。そして対をなす背斜と向斜は西方に向かって収斂し、向斜は断層のためしばしば発達不完全である。のびの方向や軸面傾斜の点からすると、断層との関係はタイプIよりもタイプIIのほうがより密接である。両タイプの褶曲は相伴って発達することもあるし(A1)、一方だけあらわれる場合もある(B1, C1)。複雑に見える北翼部の構造も上述のような褶曲と断層の複合した構造として解釈できる。次に若干の具体例をあげて説明する。A1のような構造は末広川上流域によくあらわれており、この場合のa1-a1'は伊与床断層に当る。この構造はA2のa2-a2'の位置に逆断層が出現し、北側の地塊の衝き上げと褶曲が相伴って進展した結果であろう。河原内川流域や末広川流域などではC1のような構造がよく発達している。断層の落差は様々であるが、いずれも断層のすぐ南側にタイプIIの褶曲が発達し、多くの場合向斜は不完全である。このような構造はC2のような構造から発展したのだろう。B1の構造はB2に示すようなタイプIの褶曲とb2-b2'の位置に形成された断層が複合した結果と考えられ、かかるものは中部亜層群の構造によくあらわれている。なお、断層をこえて褶曲が連続する場合もある。個々の断層と褶曲の関係を検討して



第30図 複向斜北翼部の構造形態

Structural patterns in the northern wing of the synclinorium.

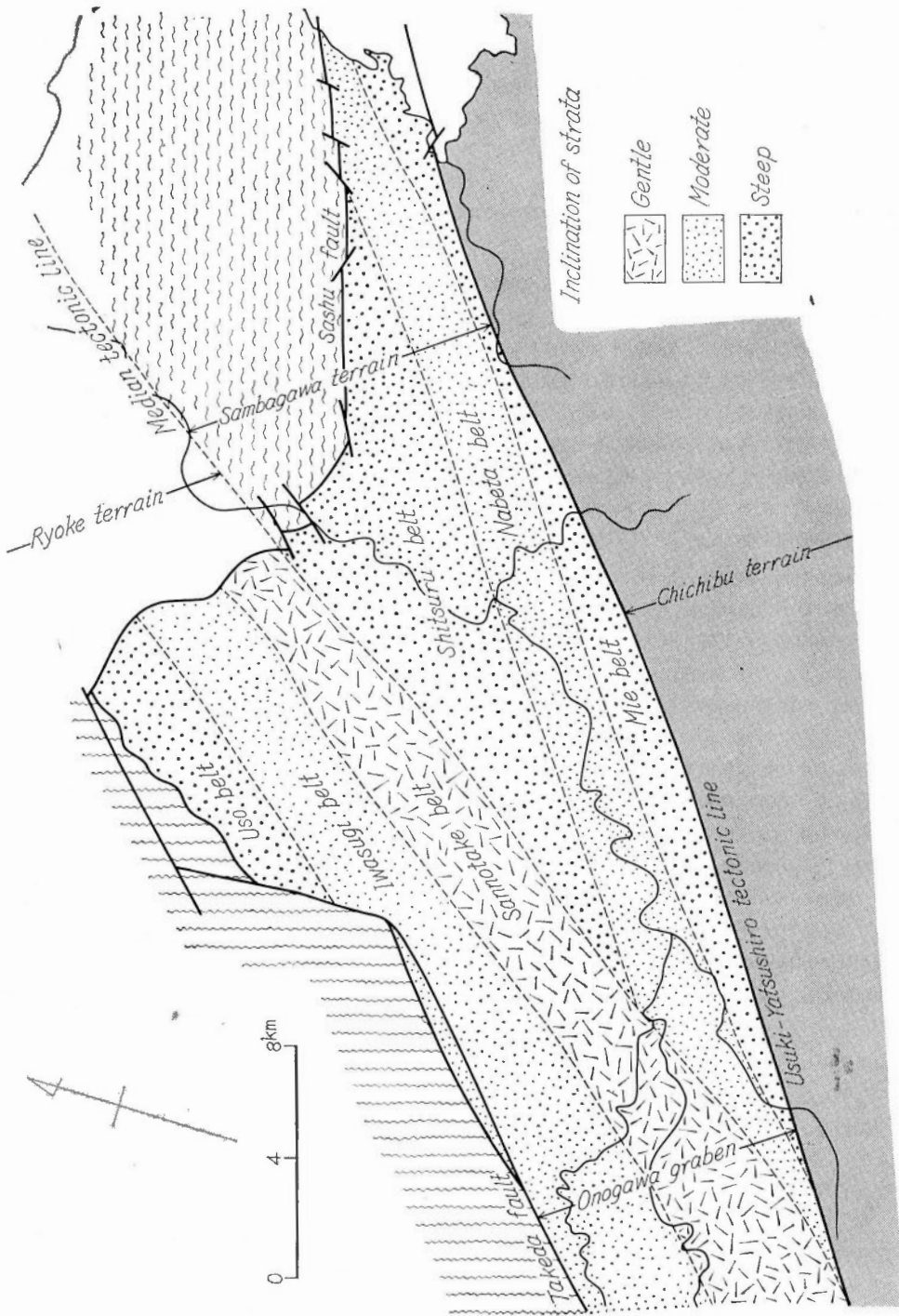
みると、断層出現後は地塊ごとにかなり独自の變形が進行し、褶曲のある部分は強調され、またある部分はあまり変化しなかった形跡が認められる。おそらくこのような變形・変位の結果として、現在みるような断層の両側における褶曲構造の不調和や断層の落差（見掛の落差）の地域的差異が現出したのだろう。

複向斜構造 複向斜軸部には既述のようにいくつもの背斜・向斜が並んでおり、その配列様式はCAMPBELL (1958) のいう left-handed en echelon arrangement である。以下では各褶曲の規模・形態・相互関係などについて論述するわけであるが、本論でいう褶曲の長さとは軸線 (axial trace) の長さであって軸 (axis) のそれではない(第29図)。同じ軸長をもつ褶曲でもブランチの差異によって軸線の長さはちがってくる。本地域の複向斜のように、ブランチが比較的大きく、しかもそのわりに地域の変化があまり著しくない場合には、褶曲の規模を示す一つの目安として軸線の長さをうい、個々の褶曲の相対的大きさを論じても大過なからう。

複向斜軸部に発達する背斜（水ヶ城・下ノ江両向斜に属する背斜を除く）と向斜は下記のような関係にあり、前者は後者に較べはるかに小規模である。ある向斜とそのすぐ北側に位置する背斜、例えば大辻山向斜と白鹿山背斜は東方に向かって収斂し、両者は打消し合うようにして消滅する。一方、ある向斜とそのすぐ南側にある背斜、例えば烏岳向斜と白鹿山背斜はほぼ平行してのび、両者とも西にいくにつれだいに褶曲度を減じ、ついには消滅してしまう。このように褶曲の消滅様式はその東側と西側とで異なり、褶曲の西端は東端に較べ不明瞭である。各向斜とも主部や東部では軸線が NE-SW ないし ENE-WSW 方向にのび、軸面がかなり北に倒れているのが普通であるが、西部では軸線が ENE-WSW ないし E-W 方向にのび、軸面が直立ないし若干南または北に倒れている。そして主部や東部は非対称ないし転倒向斜であり、西部は対称ないし非対称向斜である。

向斜の規模は東側に発達するものほど大きい。大辻山・烏岳および小切畑の3向斜についてみると、隣接する2向斜間の長さの比はほぼ3:2であり、この関係は主部だけの長さについても成立する。奥岳川向斜は東隣の大辻山向斜の約2倍の長さを持ち、その西側に位置する笹原川向斜よりも長い。しかし、笹原川向斜の場合にはかなりの部分（見岳山の西側にあった部分）が侵食により失われているとみなければならないので、長さに関しては他の向斜と同列に扱えない。水ヶ城向斜は、下ノ江向斜同様に複向斜であり、西隣の小切畑向斜よりもむしろ長い。末広断層付近以東の部分では振幅がきわめて小さい。したがってその部分を除外してみると小切畑向斜以東の3向斜についても東側のものほど規模が小さいといえる。佐志生付近では佐志生断層のすぐ南側に背斜と向斜があるが、後者はおそらく下ノ江向斜の東側に発達する向斜の一部であろう。向斜の主体をなす地層は、笹原川向斜では蘇陽層、奥岳川向斜では霊山層と下部亜層群、大辻山向斜では犬飼層、烏岳向斜では烏岳層、小切畑向斜では武山層、水ヶ城向斜では水ヶ城層、下ノ江向斜では海辺層である。褶曲のブランチは、個々の向斜または同一の向斜でも場所によって異なるわけであるが、複向斜全体としてみると、大辻山向斜や奥岳川向斜の発達する中部において最も大きく、変動しながらも両側に向かって減少する傾向がある。上述のような向斜の規模の変化・向斜と層序区分単位との対応関係およびブランチの地域的变化は、大野川層群の堆積機構およびそれと褶曲構造との関連を考察するさい注目すべきことである。

大野川層群の傾斜は秩父帯白亜紀層のそれに較べ概して急であり、しかも地域の変化がはなはだしい(第6図)。しかしながら同程度の傾斜を示す部分はかなり方向性をもつてのびている。傾斜の程度を急斜・中斜および緩斜の3段階に大別し、それぞれの卓越する地帯を区分けしてみると、大野川地溝帯東半部は6帯に細分される(第31図)。もちろん各帯のなかでも傾斜の変化はあるわけで、例えば三重急斜帯では逆転帯が褶曲の雁行配列に呼応して並んでいる。東側の3帯、すなわち志津留急斜帯・鍋田中斜帯および三重急斜帯は N50~55°E にのび、複向斜軸線や臼杵一八代構造線とはほぼ平行している。なお、上記3帯の伸長方向が三波川変成岩の南縁線（佐志生断層）の方向と大きく斜交していることは注目すべき事実である。一方、西側の3帯、すなわち三ノ岳緩斜帯・岩杉中斜帯および宇曾急斜帯は、それぞれの内部においてある程度東側3帯にちかい方向性（同傾斜部の配列で示される）をもちながらも(第6図)、全体としては N35~40°E にのびている。三ノ岳緩斜帯は東側3帯に接し、その境界は南部ではほぼ岩上断層と一致するが、北部においては柴北層の分布地にあり、そこでは東西両帯の間にほとんど層序的・構造的連続がない。要するに東



第 31 図 地圖の傾斜度に基づく大野川地溝帯東半部の構造区分

Structural division of the eastern half of the Onogawa graben based on the dip of strata (see Fig. 6).

側3帯と西側3帯は著しく伸長方向を異にするわけで、これはおそらく基盤構造のちがいを反映したものでしょう。この問題は第VI章で論述するが、西側3帯は領家帯に、東側3帯は三波川帯に属するものと考えられる。

V.5 堆 積

大野川層群は粗粒堆積物に富むきわめて厚い一連の地層群で、著しい層相変化を示し、その大部分は明らかに海成層である。本節ではこの特異な地層群がどのようにして形成されたかを論述する。

V.5.1 堆積構造

大野川層群には種々の興味ある堆積構造が発達しており、本層群の堆積機構を考察するに重要な手掛りとなる。詳細については今後さらに検討を要する点も少なくないが、以下では sole mark・級化層理 (graded bedding)・葉理・顕著な侵食構造・slump 構造など代表的なものの概要を述べる。

sole mark 砂岩ときに礫岩の下底面に発達し、これには flute cast・furlow flute cast (longitudinal ridge mould)・groove cast・bounce cast・crescentic cast・frondescant cast・load cast・生痕などがある。観察されたかぎりでは、flute cast が最も多く、groove cast がこれに次ぎ、前者は load cast を除く非生物源 sole mark 全体の約 79%、後者は約 18% を占める (第4表)。sole mark をもつ砂岩 (または礫岩-砂岩) の厚さはさまざまで、数 cm 内外から 3m をこえる。

flute cast は各累層を通じ広くみだされ、形・大きさとも変化に富む (図版X-1, 2, XI-1, 2)。大部分のものは幅 2~10cm、長さ 5~30cm であり、まれながら幅 40cm 内外で長さが 1m にも及ぶ巨大なものもある。概して粗い砂岩または礫岩をもってはじまる厚い層には大型の fan-shaped flute cast が散点し、逆の場合には小型の liquiform flute cast が密集していることが多い。同一層面にある flute cast は平行配列を示す。

furlow flute cast は幅 1cm 内外の細長いごく小型の flute cast が集合したようなもので、細粒砂岩の薄層にみられる (図版XI-3)。現在のところ数例知られているにすぎないが、薄互層を構成する砂岩を詳しく調べるともっと多数みだされるであろう。

groove cast は幅 1~15cm まれに 30cm をこえ、長さ 20cm 未満の短小なものから数m以上の長大なものまである。幅広いものの表面には細かい條線がみられる (図版XI-1)。groove cast はしばしば flute cast と共存し (図版XI-1, 2)、その率は 40% に達する。同一層面にある groove cast どうし、またはこれと flute cast が明らかに方向を異にする現象は 10 数例知られており、この場合の方向差は通例 20° 以下である。groove cast は大銅層や海辺層に比較的多く、とくに A2 部層では flute cast とほぼ同程度発達する。各累層内における groove cast の発達状況についてみると、相対的に粗い堆積物からなる下部部層よりも細かいそれからなる上部部層のほうに多い傾向がある。このことは上記2累層や柴北層において明瞭である。

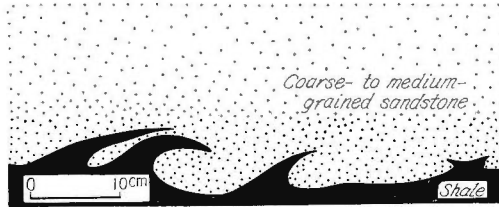
bounce cast は少なく、たいてい groove cast や flute cast と共存する。

crescentic cast はごくまれで、R2c と I1c にみられる。

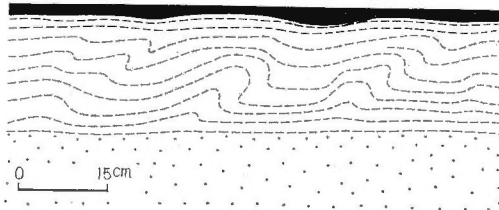
frondescant cast は岩戸西方約 1.7km の大野川南岸に露出する I1c にみられる。これは砂岩露頭全面 (約 1×3m) にわたってひろがり、その方向は部分によって 70° ちかくもくいちがう (図版XI-2, 3)。なお、上下にひき続く砂岩の下底面には多数の flute cast や groove cast があるが、これらの平均方向は frondescant cast のそれと著しく異なる。

load cast は groove cast に次いで多い。これは円・隋円その他さまざまな形を呈し、短径が 1~数 cm 程度の小さいものから 30cm をこえるものまであり、しばしば flame 構造 (第32図) を伴う。load cast には配列またはそれ自体に方向性があるものと、そうでないものがあり (図版XIII-1, 2)、前者のなかには明らかに current mark から由来したとみなされるものが含まれている。方向性をもつ load cast は同一層面または付近の地層面にある current mark とほぼ同じような方向を示し、流系解析に利用できる。

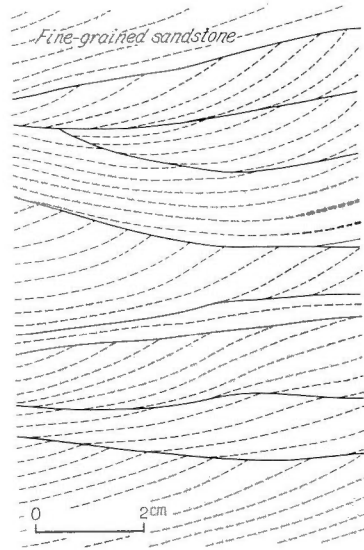
級化層理 粗粒堆積物はごく一部を除くと動物化石を含まず、砂岩をはじめこれと交互する礫岩も一般に級化層理を示す。したがって、地層の上下判定は容易である。級化層理は大野川層群全体を通じ同程度に発



第32図 鳥岳層 U2b にみられる load cast
Load casts with flame structures, member U2 — facies b, Ugaku formation, locality 21 (see Fig. 49).



第33図 海辺層 A2b にみられる convolute lamination
Convolute lamination, member A2 — facies b, Amabe formation, locality 37.

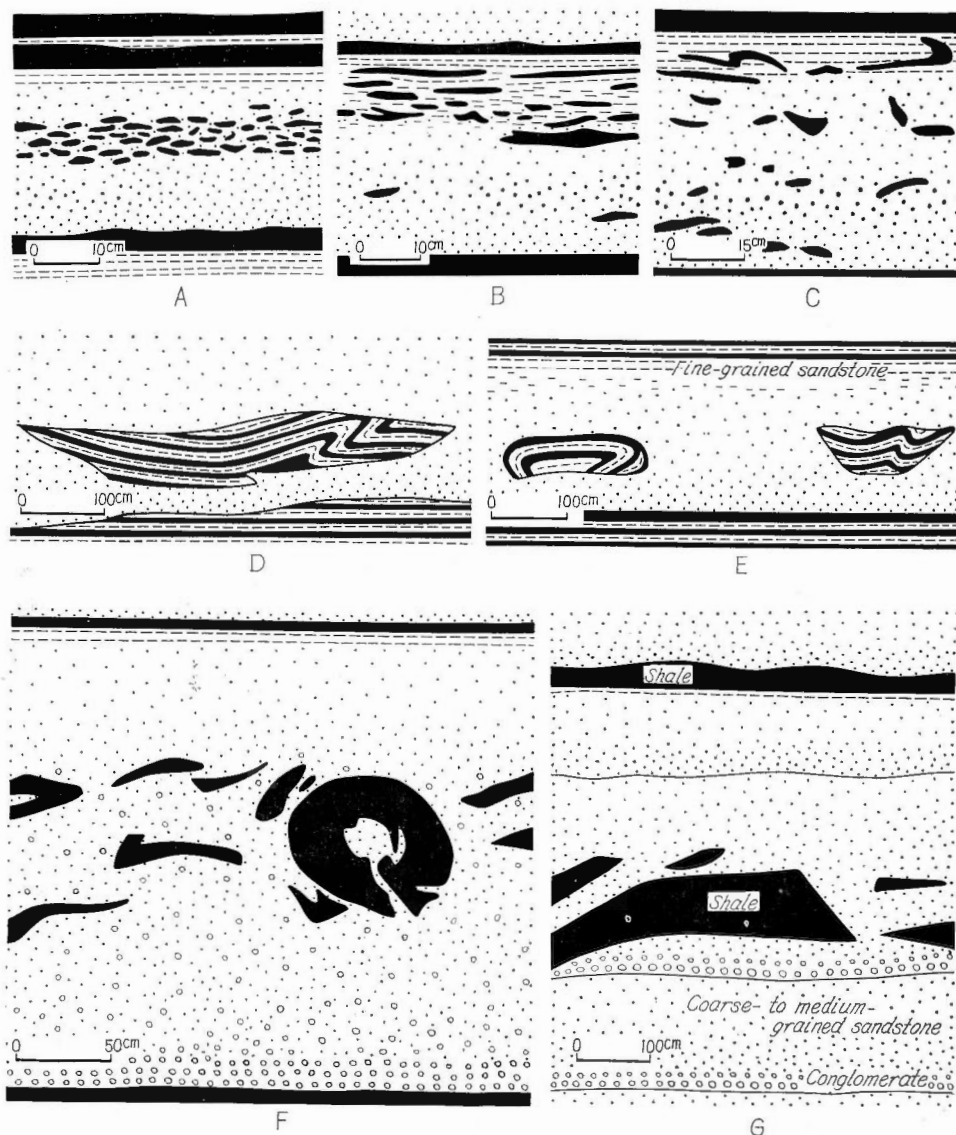


第34図 大洞層 Ilc にみられる current ripple lamination
Current ripple lamination, member Il — facies c, Inukai formation, locality 11. Current from right to left.

達しているわけではなく、見岳山付近の蘇陽層、小富士周辺の R1b、茜川や河原内川の上流域以北に分布する最下部重層群および柴北層を除く下部重層群の大部分、中部および上部重層群のそれぞれ一部 (I2b・U1b・U2b・U2f・M1c・M2b・A1e など) では概して発達が変わる。なお、礫質泥岩は級化層理を示さない。級化層理にはいくつかの型式があるが大別すると次のような2つのタイプに分けられる。タイプ I) 級化が砂岩 (礫岩—砂岩) の下部と上部または上部だけで明瞭、中部では不明瞭であり、砂岩から上位の頁岩への移行が急激ないし不連続的である。ただし、頁岩を欠く場合も少なくない。タイプ II) 砂岩全体にわたってかなり一様な級化がみられ、砂岩から頁岩への移行が漸移的である (図版 XIII-3)。この場合の砂岩はタイプ I の級化層理を示すものに較べより泥質であり、かつ上位に重なる頁岩が比較的厚いという傾向がある。タイプ I の級化層理が各相を通じごく普通にみられるのに対し、タイプ II のそれは N3c・S2b・S2c・Ilc・I1d・I2d・A2b などの頁岩砂岩互層、とくに中互層を主とする部分に多い。

葉理 これは一般に級化層を構成する砂岩の上部にみられるわけであるが、その発達は概してよくない。頁岩砂岩薄互層におけるごく薄い級化層 (図版 V-2) の場合を除くと、砂岩の大部分は塊状を呈し、ほとんど葉理を欠くことも少なくない。薄互層でも砂岩全体にわたって葉理が認められる例はまれである。Ilc・I1d・U2e・T2b・M1b・A1d・A2b などの細粒砂岩にはときおり convolute lamination (図版 XIV-1, 第33図) や current ripple lamination (第34図) がみられる。なお、規模の大きい斜交葉理ないし斜層理は認められない。大野川層群にはしばしば植物や炭質物の小片が含まれているが、これは比較的厚い級化層をなす砂岩の葉理の発達した部分によくみられる。

侵食構造 粗粒堆積物の下底面はきわめて明瞭で、sole mark その他のため凹凸を呈することが多く、その内部にはしばしば頁岩、ときに頁岩砂岩薄互層や砂岩の偽礫が含まれている (図版 XV-1, 第35図)。そして、場所によっては顕著な scour and fill 構造が発達する (図版 XIV-2, 第36図)。これらの現象は堆積時における海底侵食がかなり著しかったことを示す。偽礫は一般に角ばり、様々な大きさ・形をもち、基質との境界が明瞭で、砂岩中では層理面に略平行して配列することが多い。比較的薄い中～細粒砂岩のなかでは扁平な頁岩片が密集して並び、sliver bed をなすことがある。偽礫の多くは流水の侵食作用によって既存の



第35図 大野川層群の級化層に含まれる細粒岩のさまざまな岩片

Fragments of fine-grained materials in graded beds of the Onogawa group.

A. member U2 — facies e, Ugaku formation, locality 25.

B and C. member S2 — facies b, Shibakita formation, locality 8.

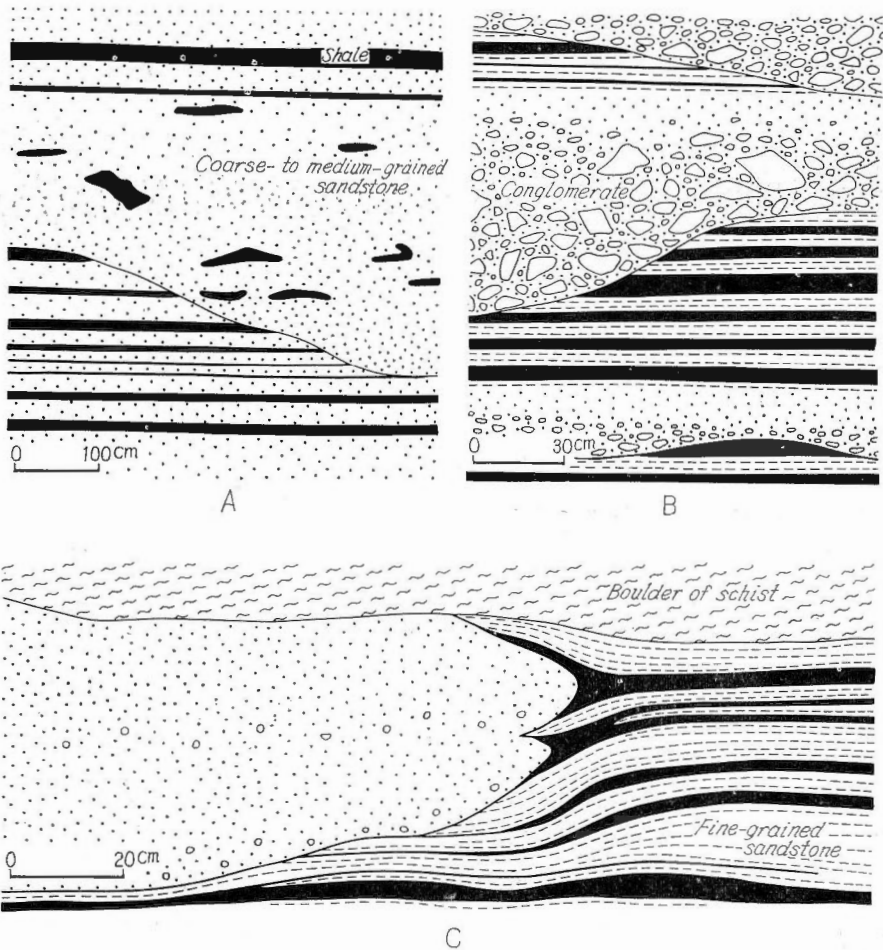
D and E. member A2 — facies b, Amabe formation, locality 41.

F. member I1 — facies b, Inukai formation, locality 12 (see Pl.XV-2).

G. member I1 — facies a, Inukai formation, locality 15.

細粒堆積物がえぐりとられ、角礫化したものであろう。しかし、少なくとも巨大な偽礫や変形構造をもつかなり大きなものはおそらく *slumping* によって形成され、*slump mass* から発展した強力な流れによって運ばれたと推定される。図版 XV-2、第35図 D~G および第38図Cに示すものは後者の例である。偽礫や *scour and fill* 構造は大野川層群を通じ広く認められるが、これらがとくに多いのは著しく粒度を異にする堆積物が共存する相、および細粒相と同じ層準を占め、かつそれに近接して発達する粗粒相のなかである。

slump 構造 地層としていったん定着した堆積物が重力の作用で斜面ぞいに滑動、すなわち *slumping* を

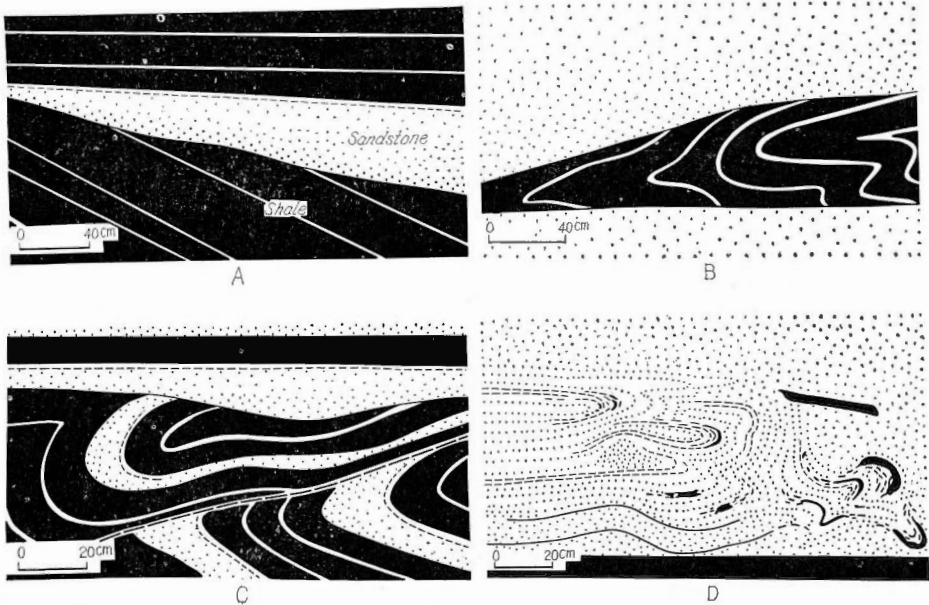


第36図 大野川層群にみられる scour and fill 構造
Scour and fill structures in the Onogawa group.

- A. member U2 — facies c, Ugaku formation, locality 22.
B. member U2 — facies f, Ugaku formation, locality 29.
C. member A2 — facies c, Amabe formation, locality 35.

おこした場合に生じる変形構造であり、かかる構造は大野川層群、とくに犬飼層・水ヶ城層および海辺層によく発達する。この事実はたとえ部分的にしる堆積盆地内にかなり急傾斜の斜面が存在していたことを示す。slump 構造には様々なものがあるが、大別すると DZULYNSKI (1963) のいう coherent タイプと incoherent タイプとに分けられ、層群全体としては前者よりも後者のほうが卓越する。slump 層の厚さは一般に数 m 以下である。

coherent タイプ) 地層の傾動や褶曲は著しいが断裂は比較的少なく、もとの堆積構造がよく保存されている。このような構造をもつ slump 層は通例頁岩または頁岩砂岩互層からなり、I1b・I1c・I2c・U1d・U2d・U1f・U2f・M1b・A1b・A1c・A2b・A2c などにみられる。次に代表例について述べる。図版 XVI-1 の構造は U2d 南縁部にみられるもので、逆転した頁岩 (左半部) 上に砂岩からはじまる上位の地層が重なっている。上位の地層は傾斜方向に (堆積盆地の軸に) 向かって層厚をまし、下位の地層とは $18\sim 35^\circ$ も傾斜を異にする。このような地層の斜交は一見不整合のようにみえるが、まわりの地層を検討してみると次のようにして形成された slump 構造であることがわかる。すなわち、下位の地層がほとんど内部構造を乱さず



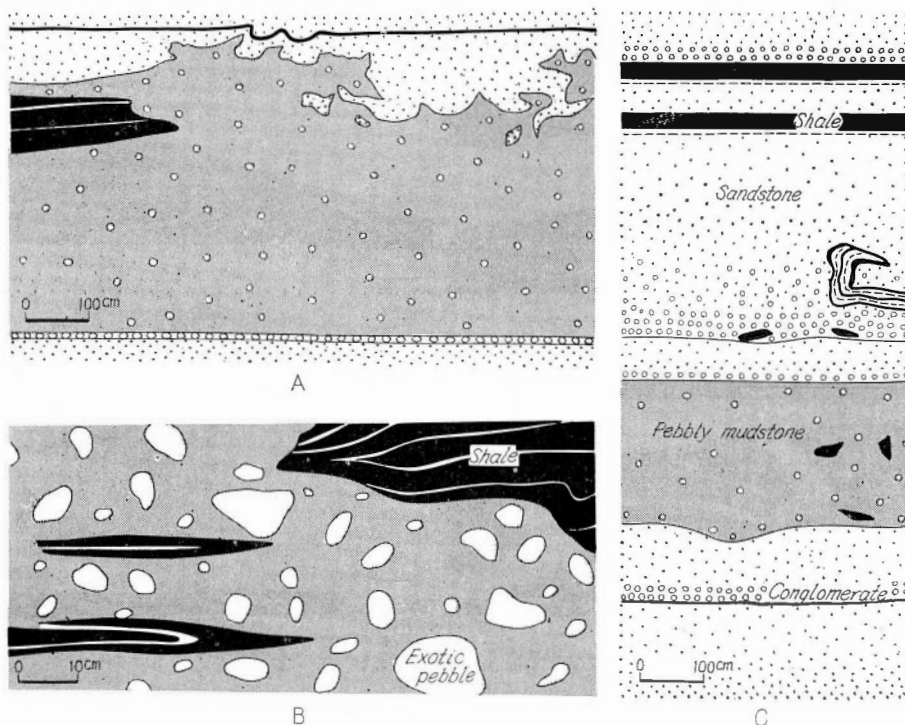
第37図 大野川層群にみられる slump 構造

Slump structures in the Onogawa group.

- A. member U2 — facies d, Ugaku formation, locality 24 (see Pl.XVI-D).
 B. member I2 — facies c, Inukai formation, locality 15.
 C. member A2 — facies b, Amabe formation, locality 36.
 D. member A2 — facies b, Amabe formation, locality 37.

に滑动して傾斜し、その後砂岩からはじまる地層に被覆されたわけである(第37図A)。図版 XVI-2 や第37図 B, C は slump 褶曲の好例であり、いずれにおいても slump 層は侵食面を介して級化層理を示す砂岩に覆われている。incoherent タイプの場合にもいえることであるが、上述のように slump 層と上位の正常な堆積物が画然と境されるものと、断裂や変形度が上方に向かって漸減し、slump 層の上限がわかりにくいものがある。一方、slump 層と下位層との境界は比較的明瞭で、しばしば凹凸を呈する。第37図Dは砂岩内部に変形構造がみられるめずらしい例である。図中の中部にはまわりの塊状砂岩や頁岩の岩片がとりこまれているが、これらの輪廓はぼやけ、頁岩片のあるものは砂岩中に雲状に分散してしまっている。

incoherent タイプ) もとの地層は細かく寸断され、hook-like overfold・roll-up structure・slump ball などがよく発達する。かかる構造を示す slump 層は、様々な形・大きさの頁岩や砂岩またはこれらの互層の岩片をはじめ、多くの場合外来礫を含み、泥質ないし砂泥質の基質をもつ堆積物からなる(図版 XVII-1, 2, 3, 第38図)。外来礫のあるものを本論では礫質泥岩として取り扱ってあるが、これは CROWELL (1957) の pebbly mudstone に相当する。包有岩片の岩質は slump 層付近にある砂岩や頁岩のそれとほとんど差がなく、礫の組成は礫岩の場合と似ている。岩片・砂粒および外来礫のはりり方は不均一で、岩片のみならず基質の部分にも slumping を物語る変形構造が認められる。第38図Aおよび図版 XVII-3 の礫質泥岩は I2c にみられるものであるが、これは上位の砂岩といくみ、下位の砂岩との間には砂質の基質をもつごく薄い礫岩が介在する。礫質泥岩の下部では基質に比較的砂粒が多く、その上部には頁岩の巨大な岩塊が含まれている。第38図Aの左上部に示す頁岩は露出するかぎりでも長さ10数m、最大層厚で2.6mで、部分的には上位の砂岩によって直接整合的に覆われている。このような事実からして、この場合の礫質泥岩は、礫岩にはじまり頁岩でおわる一連の地層が現在みられる上位の砂岩とともに slumping をおこし、その結果まざりあってきたものといえよう。incoherent slump 層の多くは礫質泥岩からなるわけであるが、これは第4, 18, 25図に示すごとく大野川層群のなかでもとくに犬飼層と水ヶ城層に多い。なお、これら両層層はそれぞれ中部および上部亜群群の下部を構成するもので、いずれも著しい層相の側方変化を示す。



第 38 図 大野川層群にみられる礫質泥岩 (slump 堆積物)

Pebbly mudstone produced by slumping in the Onogawa group.

A. member I2 — facies c, Inukai formation, locality 17.

B. member M1 — facies a, Mizugajo formation, locality 30.

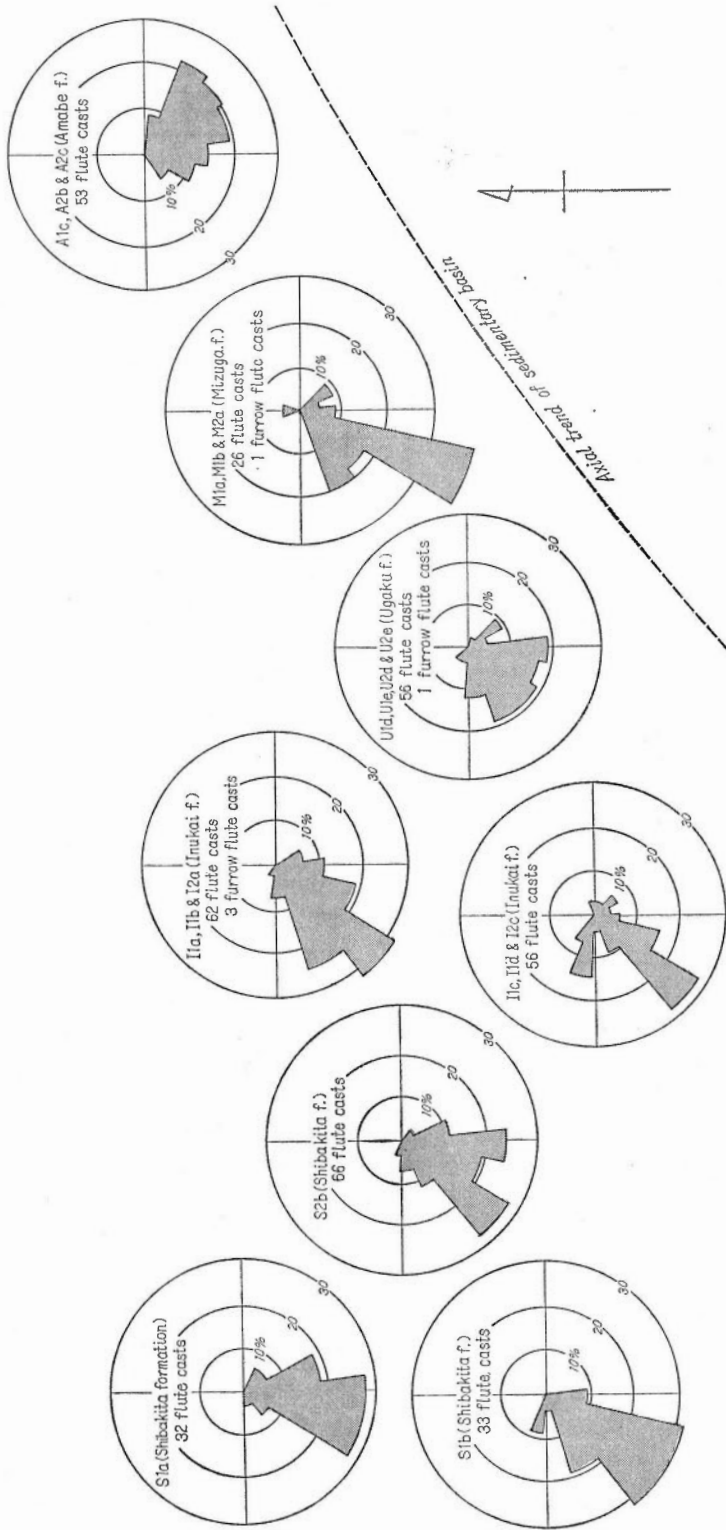
C. member I1 — facies a, Inukai formation, locality 14.

V. 5.2 流系および堆積物の供給

既述のように大野川層群には種々の sole mark がよく発達しており、これによって堆積物、とくに粗粒物質を運んだ水流の方向を知ることができる。流向推定にもちいられた sole mark は flute cast・furrow flute cast・groove cast・bounce cast および oriented load cast であり、これらの測定総数は594である(第4表)。

大野川層群は概して傾斜が急で、しかも軸が傾いた複向斜構造をなしている。したがって、現在みられる sole mark の方向は形成当時のそれと相当こととなっているはずであり、流系 (current system) を明らかにするためにはまず sole mark の方向を復元しなければならない。この方向復元は、Ten HAAF (1959a) や RAMSAY (1961) が論述したように、まず褶曲軸を水平にもどし、つぎに走向線を軸として地層が水平になるよう回転して行なう。褶曲のプランジが小さいときには第2の操作だけでもよいが、大野川層群の場合はそれがかなり大きいので第1の操作も必要である。下ノ江南方の岬でみられる小規模な向斜の場合を例にあげると、同一地層面にある flute cast の方向が第2の操作だけで復元したさいは南翼と北翼で 90° ちかくもくいちがい、両方の操作をあわせて行なうと、ほぼ同じになる。なお、この場合の地層の走向・傾斜は北翼で $N25^\circ E \cdot 85^\circ S$ 、南翼では $EW \cdot 80^\circ N$ である。これは局部的かつ極端な例であるが、復元の仕方如何によってはできた結果がかなり異なることは確かであり、地質構造を広域にわたり詳しく検討する必要がある。軸が傾き、しかも軸面が倒れている褶曲の場合、sole mark の方向復元にさいし問題になることは、1) 軸を鉛直面ぞいに動かして水平にするか、または2) 軸面にそってそれを行なうかという点である。これは褶曲がどのようにして形成されたかということに関連する重要な問題であるが、大野川層群の場合には便宜上1)の方法を採用した。

上述の方法によって sole mark の方向を復元してみると、大野川層群における流向は第39, 40, 41図のようになる。水ヶ城層以下の累層の場合には、若干の例外もあるが、全体としてみれば南～南西向きの流れ



第 40 図 大野川扇状地における流向のローズ・ダイアグラム
 Rose diagrams showing the current directions inferred from sole marks in the Onogawa group.

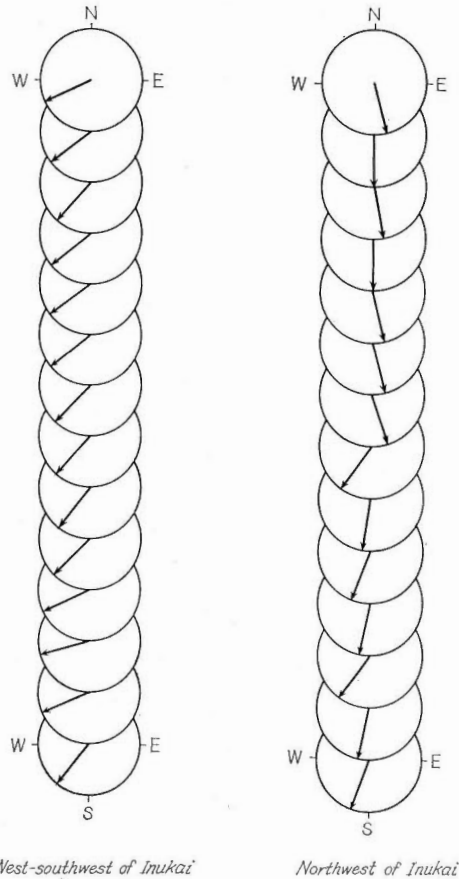
第4表 大野川層群における流向を示す sole marks の測定数
Reading numbers of sole marks indicating the current directions in the Onogawa group

Stratigraphic unit Sole marks	Lowermost subgroup		Lower subgroup			Middle subgroup			Upper subgroup		Total
	Ryozen formation	Okukawa-Tsuchi f.	Nakakawa-Tsuchi f.	Shibakita formation	Inukai formation	Ugaku formation	Takeyama formation	Mizugajo formation	Amabe formation		
Flute casts	5	7	11	130	119	65	13	26	55	431	
Furrow flute casts					3	1	1	1		6	
Groove casts	1	2	1	13	30	12	1	3	38	101	
Bounce casts	1			1	5	1				8	
Oriented load casts	2		1	6	14	7		12	6	48	
Total	9	9	13	150	171	86	15	42	99	594	

が卓越し、つぎのような一般的傾向が認められる。すなわち、北から南にいくにつれ支配的な流れは南向きから南西向きに変化し、複向斜軸線にはほぼ平行するようになる。このことは柴北層や烏岳層においてよくわかる。海辺層では流向のばらつきが著しく、判明しているかぎりではむしろ南～南東向きの流れが優勢である。後述のように堆積盆地は複向斜軸線の方にのびていたとみなされる。したがって、複向斜軸線と大きく斜交する方向の流れは lateral (または oblique) current, 軸線に平行かそれにちかいは longitudinal current といえるわけであるが、これらの間には密接な関係があり、すべてではないにしても、後者の大部分は前者から由来したものと考えられる。両者が地域的にも層序的にも狭い範囲内でいりみだれ、成因的に無関係のようにみえる場合もあるが、これは堆積盆地の側面に流れの起点がいくつかあり、しかも流向転換の仕方が必ずしも一様でなかったためであろう。要するに主要な流れは堆積盆地の北側から lateral current として流入し、水ヶ城層以下の場合には南下するにつれ方向を変えて南西向きの longitudinal current になる。これに対し海辺層の場合は、lateral current がかなり南方まではりだし、知られたかぎりでは、南西よりもむしろ南東さらにはもっと東よりの方向に転進するものが目立つ。ごくまれながら明らかに南側からの lateral current も認められる。このことや層相の側方変化の状況を考え合わせると、longitudinal current の一部は南側からの lateral current に由来したとみなされる。以上は流系の概要であり、詳細にみれば流向が層相変化に関連してかなり顕著にかかわることもある。これについては後で論及する。

流系および層相の側方変化からして、堆積物の大部分、少なくとも粗粒なものは堆積盆地の南北両側から供給され、量的には北側からのものがはるかに多かったといえる。細粒堆積物のなかには堆積盆地の末端から流入したのものもあるかもしれない。いずれにしても大野川層群の場合、堆積盆地と堆積物の供給源との位置関係からして、いわゆる lateral supply (DZULYNSKI, KSIKIEWICZ & KUENEN, 1959) が圧倒的に優勢であり、longitudinal supply (KUENEN, 1957) はたとえあったとしてもその量はわずかであろう。

明らかに南側から供給されたものとしては U2f・M1c・M2b および A1c を特徴づけるごく粗粒な堆積物があげられる。もちろん、臼杵一八代構造線に近接した他の諸相中にも南側からのものが一部含まれているだろう。これらの堆積物は非変成～弱変成古生層を主とする秩父帯の中・古生界から由来したとみなされる。M1c・M2b および A1c には花崗岩類や中～酸性火山岩(火砕岩・玢岩・石英斑岩も含む)の礫も少なくない。花崗岩類礫の一部や火山岩礫はよく円磨されているが、これらはおそらく既存の礫岩から洗出されたものであろう。ごく少量ながら角閃岩や蛇紋岩の岩片もみいだされる。U2f の礫質堆積物の大部分は臼杵一八



第41図 柴北層 S2b における流向の地域的变化
 Lateral variation of the current directions in member
 S2 — facies b, Shibakita formation.
 The full circle shows the youngest bed in each diagram.

代構造線ぞいに衝出した変成岩体から由来したものである。本相のなかには礫岩のみならず頁岩砂岩薄互層・頁岩・砂岩もあるわけで、これらは様々な厚さをもって交互する(図版VI-2, 第24図)。後3者と同様なものは U2e によく発達している。なお、後述のように U2e は堆積盆地の軸部に堆積したものである。これらのことから判断すると、上記の変成岩体は地層の堆積が進行するにつれ逐次上昇していき、海面下において侵食を受けたと推定される。

大野川層群の主体は北側から供給された物質によって構成されているわけだが、これは中～酸性火山岩(火砕岩・玢岩・石英斑岩も含む)・深成岩(花崗岩類を主とする)・堆積岩(粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩など)・結晶片岩(准片岩も含む)・片麻岩・片状ホルンフェルス・角閃岩・蛇紋岩などの碎屑物からなり、量的には火成岩の碎屑物が圧倒的に多い。片麻岩や半花崗岩はしばしば柘榴石を含有し、少量ながら前者中には花崗片麻岩、結晶片岩中には雲母片岩もある。また火山岩・堆積岩および結晶片岩には熱変成を受けたものも含まれている。

礫質堆積物に注目してみると、火山岩・深成岩・片麻岩・雲母片岩・片状ホルンフェルス・石英および一部の堆積岩(チャート・砂岩を主とし、粘板岩を伴う)は一般によく円磨された礫としてはいており、これらの供給源は内帯にあったと考えられる。おそらく上記変成岩の大部分は領家変成岩、深成岩はおもに領家深成岩からそれぞれ由来したものとみなされる。一方、結晶片岩(雲母片岩を除く)および多くの堆積岩

(粘板岩を主とし、砂岩・石灰岩を伴う)は概して角ばり、しかもしばしば大きな礫としてはいつていることからして、これらの供給源は比較的近く、おそらく一部内帯にも存在したであろうが、主要なものは三波川帯にあったと推定される。上記のような角礫は、下部亜層群以下にもあるがその量はごく少なく、おもに中部および上部亜層群に含まれ、犬飼層では粘板岩、水ヶ城層では片状石灰岩・砂岩源点紋片岩、海辺層では泥質片岩・塩基性片岩・珪質片岩などの巨大な岩塊がみられる(図版Ⅶ-1, 2, 第26図)。大局的にみれば上位の層準になるにつれ結晶片岩礫がふえ、堆積岩礫が相対的に減少する傾向がある。現在地表にでて三波川変成岩と同じような結晶片岩の礫は上部亜層群になってはじめて出現し、それより下位では三郡変成岩類似のものが少なくない。三波川・三郡両変成岩のいずれに属するとも判定しがたいものもあるわけで、かかる中間的タイプのものは中部および上部亜層群を通じて存在し、とくに烏岳層に多い。この場合、変成岩のタイプ分けはおもに岩石構造の立場からなされる。以上のような堆積岩および結晶片岩礫の層準による量的・質的变化は、三波川帯の一部が急速に上昇し、時代とともに侵食が進み、より深部の古期岩類が順次露出していったためであろう。この場合、中間的タイプの結晶片岩礫のみならず、三郡変成岩類似のそれも大部分が三波川帯から由来し、これらの変成岩は三波川変成岩のうちでも比較的浅所の部分(現在地表に露出している部分より非変成層に近い)を代表するものとみなすわけである。ただし、結晶片岩礫の一部、とくに最下部および下部亜層群の場合は内帯から由来した可能性が強い。海辺層では変成岩礫とともに安山岩や凝灰質岩の角ばった巨礫がみられるから、当時三波川帯には火山岩も一部分布していたと推定される。三波川変成岩の上位を占め、堆積物の供給源となった非変成層は、現在佐志生断層ぞいに分布する西川内層(上部二畳系?)のようなものだったと考えられる。

要するに大野川層群堆積の全期間を通じて内帯に急激かつ大規模な上昇を続ける山地があり、少なくともその後期になると三波川帯にも地背斜的な隆起帯が出現し、これらから大量の碎屑物がもたらされた。一方、秩父帯にも陸地が存在したが、これはおそらく島状の比較的小規模なもので、物質の供給量は少なかった。そして少なくとも烏岳層 U2 部層の時期には白杵一八代構造線にそって基盤岩類が衝出し、これが海中に突出して礫質堆積物の供給源となった。

V.5.3 層相変化

一般に堆積盆地の軸といえは沈降軸または構造軸(structural axis)と水深軸(bathymetric axis)の両方をさすわけで、前者の位置は層厚、後者のそれは流系・slump 構造・岩相・生相などを検討することによって推定される(PETTIJOHN, 1962; POTTER & PETTIJOHN, 1963)。大野川層群の場合、大局的にみれば堆積の全期間を通じて沈降軸は復向斜軸線付近にあり、一方水深軸は水ヶ城層堆積時までは沈降軸とほぼ一致していたが、海辺層の時期になるとこれらが若干ずれ、水深軸が沈降軸の南側に位置していたと推定される。いずれにしても堆積盆地が現在の構造軸の方向にのびていたことは明らかである。以下では記載の便宜上、とくにことわらないかぎり堆積盆地の軸(軸部)といえは水深軸(軸部)をさし、これの方向を縦方向、それに直交する方向を横方向と呼ぶことにする。

累層はいずれも相対的に粗い堆積物にはじまり細かい堆積物で終っており、それ自体1堆積輪廻を示す。下部亜層群以上についてみると、亜層群のなかでは上位の累層ほど礫岩が減って頁岩がふえ、全体として堆積物が細粒化し、層相の側方変化が緩慢になり、しかも中部および上部亜層群の場合には slump 堆積物が減少する。そこでこれら3亜層群もそれぞれより高次の1堆積輪廻を示すとみなされる。陸上に露出するかぎり上部亜層群は海辺層でおわっている。しかし堆積輪廻の点からみれば、上部亜層群の上部は海中にあり、海辺層はその中部を代表するものと考えられる。なお、礫岩の発達状況からすれば、柴北層から霊山層さらには宇首層までを下部亜層群として一括するのが妥当なように思えるが、本論では霊山層上部に頁岩が厚層をなして発達する事実を重視し、霊山層以下を最下部亜層群として扱う。最下部亜層群の場合、露出がきわめて悪く、断片的な資料しか得られないが、下位の蘇陽層(その相当層、つまり宇首層も含む)よりも上位の霊山層のほうが概して堆積物が粗い。この事実や時代的な長さおよび層厚を考え合わせると、おそらく最下部亜層群は2つの亜層群に区分すべき性格のものであって、蘇陽層と霊山層で代表される2つの堆積輪廻はそれぞれ規模の点で他の亜層群のそれに匹敵するものだろう。堆積盆地の生成・消滅という観点からすれば大野川層群それ自体も1堆積輪廻を示すといえよう。以上、層群・亜層群・累層という3段階の層序区分

単位に対応する堆積輪廻の存在およびその概要を指摘したわけだが、さらに小規模な種々の段階の輪廻も認められる。規模がちがえばもちろんのこと、例え同程度のものでもそれぞれ特徴をもっている。

大野川層群中には少なくとも36層準に厚さ1~10mの凝灰岩が挟在する。これは緻密・堅硬で、暗灰~灰白色ときに淡緑色を呈し、なかには凝灰質砂岩または凝灰質頁岩と称すべきものも少なくない。しばしば粒度を異にする部分がこまかく互層して級化層理を示し、縞状チャート様の見掛を呈する(図版II-2)。なお、秩父帯の白亜紀層に挟在する凝灰岩も上記のようなものである。成分的には宇曾層中の t_6 が安山岩質、他ほとんどすべて石英安山岩~流紋岩質である。凝灰岩は第5表のような層序的分布を示し、最下部亜層群

第5表 大野川層群における酸性凝灰岩の層序的分布
Stratigraphic distribution of acid tuff layers in the Onogawa group

		Stratigraphic unit		Tuff layer			
Upper Urakawan	Upper subg.	Amabe formation	A2	-----	$t_{33\sim36}$		
			A1	-----	$t_{29\sim32}$		
		Mizugajo formation	M2				
			M1	-----	t_{28}		
		Middle subgroup	Takeyama formation	T2	-----	t_{27}	
				T1	-----	t_{26}	
			Ugaku formation	U2	-----	$t_{23\sim25}$	
				U1	-----	t_{22}	
		Lower Urakawan	Middle subgroup	Inukai formation	I2	-----	$t_{20\sim21}$
					I1	-----	$t_{15\sim19}$
Lower subgroup	Shibakita formation		S2	-----	$t_{12\sim14}$		
			S1	-----	$t_9\sim11$		
	Nakakawarauchi f.		N2~3				
			N1				
Okukawarauchi f.	O2						
	O1						
Gyilakian	Lowermost subg.	Ryozen formation	R2	-----	t_8		
			R1	-----	$t_{6\sim7}$		
	Uso f.	Us	-----	$t_{1\sim5}$			
	Soyou f.	So	-----				

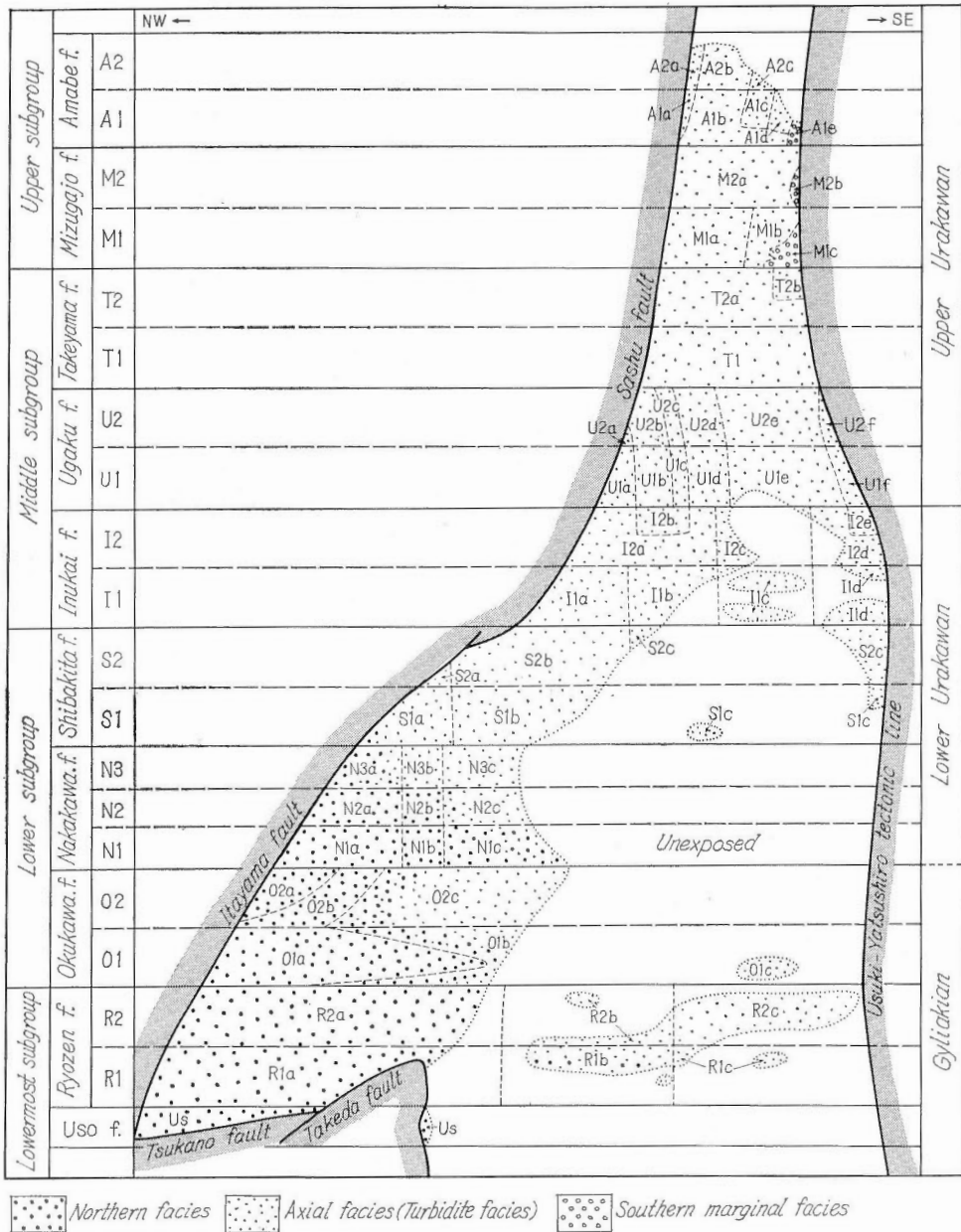
・柴北層~鳥岳層および海辺層に多く、奥河原内・中河原内両層には認められない。田中(1965)は和泉層群の堆積輪廻を詳しく調べ、凝灰岩が第3級の輪廻層の最下部~下部または上部~最上部に挟在し、その中部には決して存在しないことを明示した。大野川層群の場合、凝灰岩が岩相の急変する層準(例えば部層境界など)またはその付近に介在する傾向があるが、田中のいう第3級の輪廻層(累層に対応するものより一段低次)の解析が進んでいない現段階では、凝灰岩と堆積輪廻を関連づけることは困難である。

大野川層群では層相の側方変化がきわめて著しく、常識的な立場からすれば理解に苦しむほどである。事実、調査の初期には層相の急変部に多くの断層が想定されたが、その後かかるものは次々と否定され、層相変化の実体が明らかになっていった。本層群の場合、全般的に地層の傾斜が急で、凝灰岩をはじめ有効な鍵層が何層もあり、しかも同じような傾向の層相分化がかなりの層序的範囲にわたって持続するため、露出不良のわりには地層の追跡が容易で、層相変化を認定しやすい。

部層ごとに相区分をおこなうと第4, 18, 25図などに示すごとく多数の相に細分されるわけだが、層群全

体としてみた場合には大きく北部相・中軸相および南縁相とに3分される(第42図)。

北部相) 堆積物の主要供給源に近い堆積盆地北部に分布する。おもに沿岸性ないし三角洲型堆積物からなり、基質の少ない塊状礫岩・礫岩砂岩厚互層・小規模な礫岩砂岩頁岩輪廻層・赤色岩などで特徴づけられる。一般に級化層理の発達が悪く、sole mark はまれである。本相に属するのは茜川や柴北川の上流域以北に分布する最下部亜層群、下部亜層群のうち O1a・O1b の大部分・O2a・O2b・O2c の北端部・N1a・N1b・N1c の大部分・N2a・N2b・N3a などである。なお、宇曾層をはじめ北部相の一部は非海成層の疑いがある。中部および上部亜層群の場合は北部相が保存されていないが、それはおそらく佐賀関半島北半部から別



第42図 大野川層群の相区分
Facies division of the Onogawa group (see Figs. 4, 18 and 25).

府湾にかけての地帯に発達していたであろう。

中軸相) 堆積盆地の軸部を含む地帯に分布し、砂岩・頁岩ときに礫岩の様々な厚さの交互層からなる。現在みられる大野川層群は主としてこれに属する。粗粒堆積物は概して明瞭な級化層理を示し、かつ淘汰不良で、ごく一部を除くとほとんど動物化石を含まず、下位の細粒堆積物とは常に画然と境される。また、粗粒堆積物の下底面には多くの場合 sole mark (flute cast・groove cast・load cast など) があり、そのなかにはしばしば頁岩その他の同時侵食礫が含まれ、ときに convolute lamination・current ripple lamination もみられる。なお、sole mark から推定される流系は長期にわたり安定している。本相においては部分的ながら slump 構造もよく発達する。要するに中軸相の粗粒堆積物は turbidite の特徴 (Ten HAAF, 1959b; KUENEN, 1964) の多くをそなえているわけであり、その大部分は turbidity current により堆積盆地周辺部の浅海域から軸部周辺の比較的深い海域へ急速に運びこまれたものと考えられる。この意味において中軸相は turbidite 相といえよう^{注14)}。ただしこの場合、概して級化層が厚く、かなり礫質堆積物が含まれ、しかも fluxoturbidite (DZULYNSKI, KSIĄZKIEWICZ & KUENEN, 1959; UNRUG, 1963) と称すべきものが少なくないこと、泥質堆積物からしばしばイノセラムス・ウニその他の動物化石を産すること、層相の側方変化が著しいことなどを考え合わせると、必ずしも典型的な turbidite 相とはいえない。fluxoturbidite は小富士付近の R1b・西川河口付近の I1b・I2b・U1b・U1c・U2b・U2c・M1a・A1c・A2c などにみられる。

南縁相) 南側から由来した礫質堆積物で特徴づけられ、縁辺礫岩相にあたる。これは保存がわるく、M1c・M2b・A1c で代表される。なお、南側の陸地は規模が小さく、かつ比較的低平で、元来南縁相の発達には貧弱だったと推定される。U2f は堆積盆地内の海中に突出した変成岩体のまわりに形成された粗粒相であり、層相の点では南縁相の性格をもつが、位置的には中軸相と次に述べる南部相との中間にある。

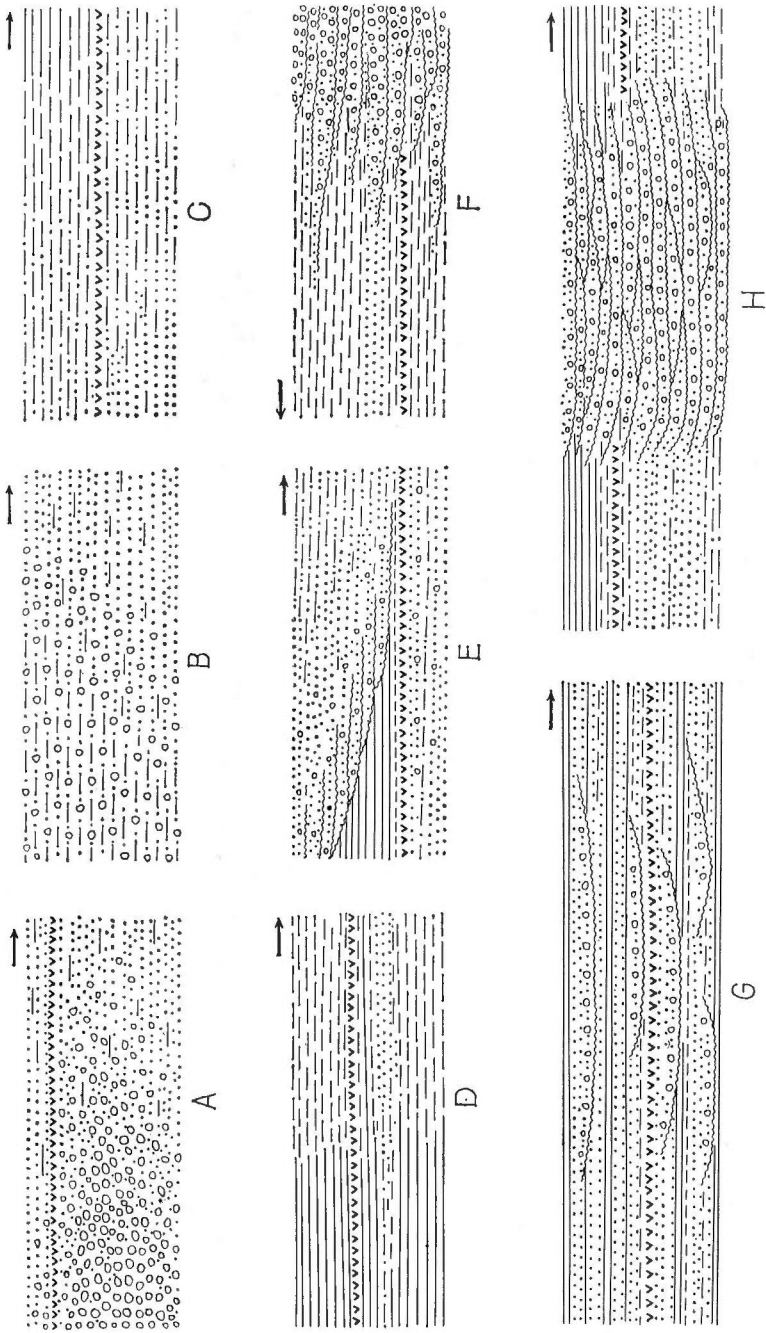
堆積盆地は白杵一八代構造線をこえて秩父帯まで拡がり、そこに大野川層群相当層が堆積したはずだが、現在ではほぼ最下部亜層群に相当する部分 (田野層群) だけが残存している。この地層は大野川層群と岩相・厚層・堆積構造などの点でかなり異なり、その大部分は水深・沈降とも比較的小さい陸棚のようなところの堆積物とみなされる。そこでこれを南部相と呼び、他の3相と区別する。

要するに秩父帯の部分も含め堆積盆地全体としてみた場合のおおまかな相配置は、北から南へ北部相・中軸相・南部相および南縁相ということになる。もちろんこれら各相の幅や境界の位置は時代とともに変動し、前述のように上部亜層群の時期には南部相を欠くこともあるわけである。白杵一八代構造線に近接する部分の層相から判断すると、少なくとも中部亜層群の時期までは南縁相や南部相のみならず中軸相も一部秩父帯に発達していたと考えられる。

部層は通例いくつかの相に細分されるわけであるが、部層内における各相そう互の境界は一般に時代面と大きく斜交し、縦方向にのびる場合が多い。この傾向はとくに中軸相において顕著である。そこで検討を要する問題は各相が立体的にどのような分布を示すかという点である。立体的にみた場合、各相が縦方向と著しく斜交して様々な方向にのび、またその幅が変化に富んでいるとすれば、地層の走向変化や断層による垂直変位などにより地表における相配列が乱されるはずである。しかるに実際にはかかる現象は認めがたい。例えば鳥岳層や海辺層についてみると、相境界は褶曲構造に関係なく北翼でも南翼でも縦方向にほとんど直線状にのびている。また、上津尾断層や伊与床断層による地層の垂直変位は相当大きいにもかかわらず、両断層による相境界のずれはほとんど無視できる程度である。大野川層群は軸が傾き、両翼が開いた複向斜を形成している関係上、元来個々の相が縦方向にどの程度ひろがりをもっていたのか確認できない。おそらく現在みられるような相配置は堆積盆地のうちでも比較的沈降の著しい部分のそれを代表するものだろう (第46図)。いずれにしても基本的には層群全体にわたって層相の帯状分化があり、その変化は縦方向において最も緩慢、横方向において最も急激であるといえよう。なお、層序断面図 (第18図) に示されている層相変化はいろんな方向のものの複合であるが (V.1 参照)、縦方向の分布範囲が大きい果層、例えば霊山層のような場合には若干問題があるにしても、大綱においては横方向の変化とみて差支えなからう。

層相の変り方には様々なタイプがあり、第43図にその代表的なものが示されている。A・Bは北部相やそれから中軸相に移化する部分、Cは上記の両相、Fは中軸相と南縁相の境界付近または中軸相の南端部、他

注14) 見岳山付近の蘇陽層は turbidite 相ではない。この部分の砂岩は二枚貝化石を多産し、級化層理が不明瞭で、ときに逆痕をもつ。



第 43 図 大野川層群における層相変化の様式

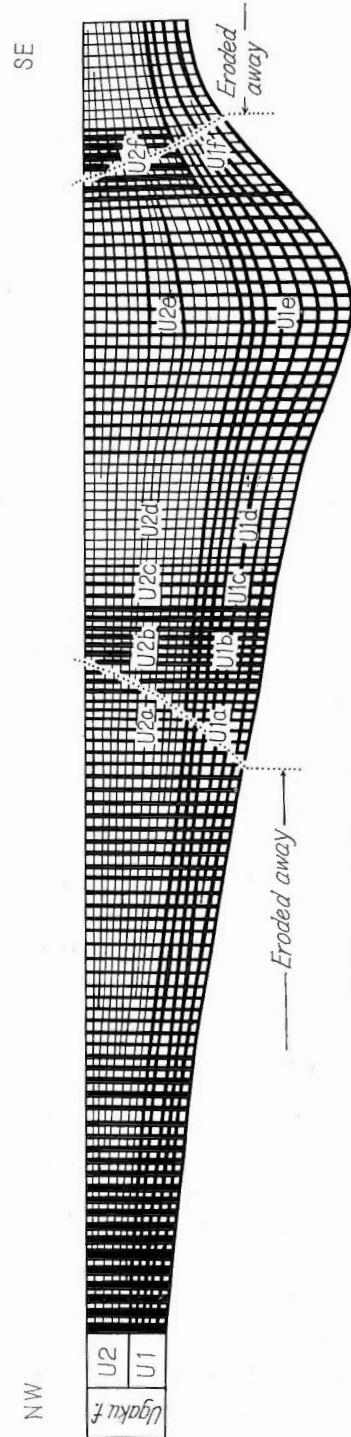
Modes of facies change in the Onogawa group. Arrows indicate paleoslope directions.
Legends same as in Fig. 4.

のものは主として中軸相にそれぞれよくみられる（第4，18，25，42図）。

A～Dの場合は層相変化が比較的緩慢である。これらのタイプは大野川層群のみならずごく普通にみられるものであり，特に説明を加える必要はなからう。

E～Hでは堆積物の粒度変化が急激で，礫岩や粗粒砂岩の卓越する粗粒相またはその周辺部には顕著な同時侵食を示す堆積構造（scour and fill 構造・偽礫など）が発達している。また犬飼層・烏岳層・海辺層などでよくわかるように，層相の急変部を境として sole mark で示される流れの方向，換言すれば堆積物の運搬方向がかなり明瞭に変わる（第39図）。E・F・G および H の代表例はそれぞれ M1a，M1b と M1c または U2e と U2f の境界部，A1c・A2c 両相を中心とする部分，および I2b・U1b・U2b の3相を中心とする部分にみられる。いずれの場合も著しく粒度を異にする堆積物が相接して発達するわけであるが，それは次のようにして現出したと考えられる。すなわち，まずはじめに相対的に細粒な物質が一樣ではないにしても広域にわたって堆積し，その後ある範囲の部分が海底侵食でえぐりとられ，ごく粗い物質によって置換されさるという過程が頻りに繰り返えされた結果である。この場合の細粒な物質と粗粒なそれは運搬経路を異にするのが普通である。Gではかかる置換が不完全であるのに対し，E・F・Hではほとんど完全で，粗粒相の分布位置にかつて堆積した細粒物質は偽礫として残存するにすぎない。礫岩・砂岩からなる I2b に *Inoceramus uwajimensis* を豊富に産する頁岩塊が含まれ，また同じような粗粒相である U1b や U2b 中に偽礫として頁岩片が多く，U2b では酸性凝灰岩片もみだされるなどはその好例である（V. 2. 3参照）。なお，上記の化石は I2b と同層準の諸相から多産し，烏岳層からは産出しない。E・F・Hの場合，相境界面は局部的にみれば不整面のような見掛を呈することもあるが，これは時代を異にする無数の同時侵食面の集積である。層相の著しい側方変化は，堆積物の性状および供給のされ方が多様で，海底面の傾斜度が場所によってかなりちがっていたことなどに起因すると考えられる。

各果層はそれぞれ1堆積輪廻を示すわけだが，これらの境付近の層準で相境界の位置がずれ，果層ごとにかなり個々の層相変化を示す。いずれの累層においても層相分化を規制する要素は，堆積輪廻を背景とした垂直的要素と堆積環境の地域差に関連する水平的要素とに大別することができる。そして両要素のあらわれ方は層準や場所によって強弱がある。このことを烏岳層の場合を例として具体的に説明しよう。第44図は烏岳層における層相変化の様式を模式的に示したもので，線の太さは堆積物の相対的粒度をあら



第44図 烏岳層の層相変化を示す模式図
Schematic diagram illustrating the facies change of the Ugaku formation.
The thickness of lines is nearly proportionate to the coarseness of sediments.

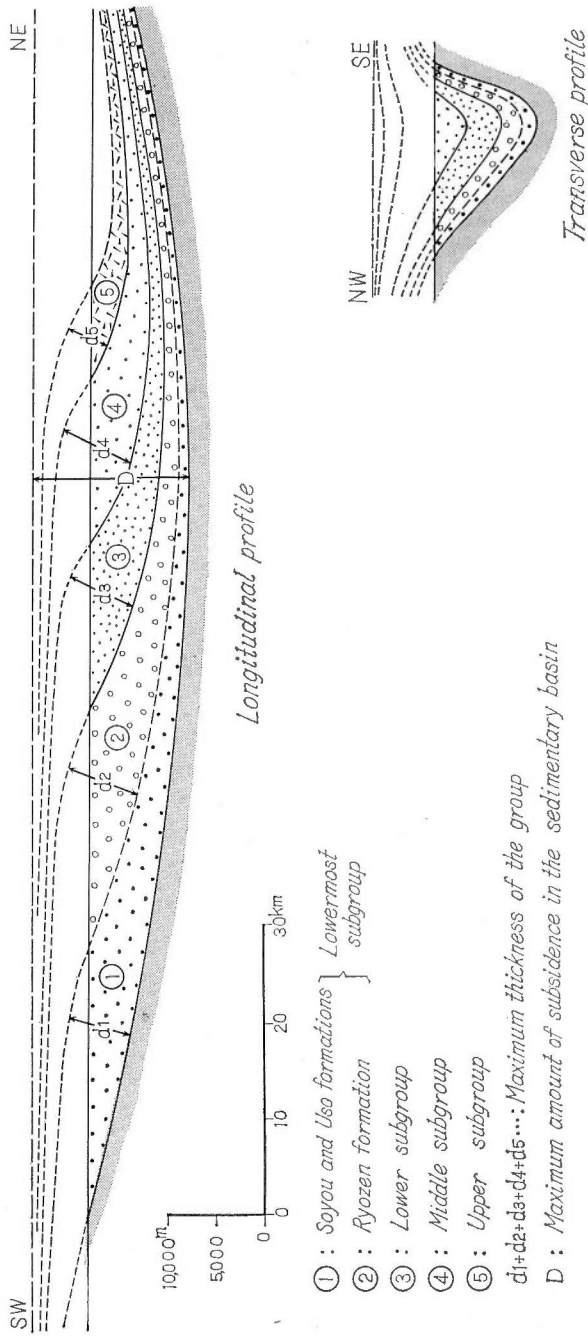
わす。なお、現在観察されるのは点線でかこまれた部分だけであり、侵食によって失われた部分は大野川層群の他の累層における層相変化の様式および同層群と田野層群との間の層相のちがいを考慮してえがかれている。本図のほぼ左側3分の1は北部相、右端部は南部相、その他の部分は中軸相にそれぞれ相当する。U1bに注目してみると、そこでは横線・縦線とも太くなっているが、このことは本相が時的にも場所的にもごく粗い物質の堆積する条件下に形成されたことを意味する。これに対しU2dの場合はまったく逆である。U2bやU2fでは太い縦線が強くあらわれ、横線がほとんどかくされており、これら両相が堆積輪廻後半の産物であるにもかかわらず、ごく粗い堆積物で構成されていることを示す。A1cやA2cは特異な礫岩で特徴づけられるものであるが、これら両相においては頁岩をはじめ細粒岩も相当あり、凝灰岩その他の鍵層が追跡される。したがってA1cやA2cの場合、縦線は太いがまぼらであり、横線がかなりよくみえるということになる。堆積輪廻にはいろんな規模のものがあるわけだから、累層内における横線は必ずしも上位のものほど細いとはかぎらないし、また縦線はレベルによって膨縮することもある。いずれにしても層相変化の様式は横線と縦線の組合せによって表現され、そのかたちはあたかも様々な太さの糸でおられた織物のようである。

V.5.4 堆積機構

複向斜軸部に分布する地層の厚さを積算すると、上部亜層群（三ツ子島以西の部分）の層厚は約5,800m、中部亜層群のそれは約8,900mになる。下部および最下部亜層群の場合は露出不良のため確認できないが、これらの分布範囲や地質構造、北翼部に露出する部分の層厚およびその変化率から推測すると、両亜層群を合わせたものの厚さはおそらく25,000m内外に達するだろう。したがって、層群全体の最大層厚は40,000mにも及ぶことになる。もちろんかかる莫大な厚さの地層が同じ場所に堆積したわけではなく、堆積（沈降）の中心が時代とともに南西から北東に向かって順次移動していったとみなされる。それにしても堆積盆地が大きく沈降し、そこに大量の碎屑物が運びこまれて急速に堆積したことは確かである。最大層厚を40,000m、堆積期間を2100万年（ギリヤーク世～浦河世後期中頃）とし、最大層厚部における堆積速度を試算してみると、10,000年間に約19mということになる。松本（坂本峻雄編：生命の歴史、1961）は世界各地の非常に厚い地層群の例をいくつかあげ、それらの堆積速度を示した。それによると最も堆積のはやいアルプスのモラッセ（漸新統）でも10,000年間に7.3m、和泉層群と来馬層群の場合はそれぞれ5.4mと5.6mである注15）。KUENEN（1967）は世界各地の地向斜における堆積速度を検討し、比較的短い期間についてみれば最大堆積速度（23の地向斜の平均）は1,000年間に20cm、1億年をこえるような長期間の場合は1,000年間に2.5cmになるとした。大野川層群の場合は層厚や堆積期間を正確に認定することが困難であり、実際の堆積速度は上記の値より若干小さい可能性もあるが、それにしても本層群が異常なはやさで堆積したことは明らかである。

大野川層群は時代とともに堆積の中心を変えながら順次形成されていったわけだから、その最大層厚と堆積盆地の最大沈降量は直接むすびつかない。最大沈降量を示す直接的証拠はないが、横方向の断面で地層の厚さを検討すればその値をある程度推定することができる。そこで本層群の分布の幅が最大で、しかも最も多くの累層が地表にあらわれる霊山—野津市の断面について考察する。この断面の場合、地表には宇曾層から烏岳層下半部までの地層が露出し、これらの厚さは断面線ぞいに測定されたものでも約9,000mあり、層厚変化の一般的傾向からして複向斜軸部（最大層厚部）ではもっと厚いはずである。このことをはじめ、侵食で失われている烏岳層上半部以上の層厚、さらには白杵—八代構造線のすぐ南側に最下部亜層群相当の田野層群がかなりの層厚（2,590m以上）をもって発達している事実などからして、大野川層群堆積期間中に複向斜軸部、すなわち堆積盆地軸部は少なくとも15,000m内外、おそらくそれ以上沈降したと考えざるを得ない。上述のことのほか、複向斜のプランジをはじめ種々の資料を考慮し、大野川層群の層厚と堆積盆地の沈降量との関係を図示すると第45図のようになる。なお現在、本層群は陸上において縦方向に約93km、横方向では最大18kmにわたって分布する。

注15) 和泉層群の層厚を7,000mとされているが、これは主として複向斜翼部で測定されたものである。もし大野川層群の場合のように軸部における地層の厚さを積算すれば層群全体の層厚はもっと厚く、かつ堆積速度は大きくなるだろう。事実、須館ほか（1968）は阿讃山脈における和泉層群の最大層厚を50,000mと見積っている。

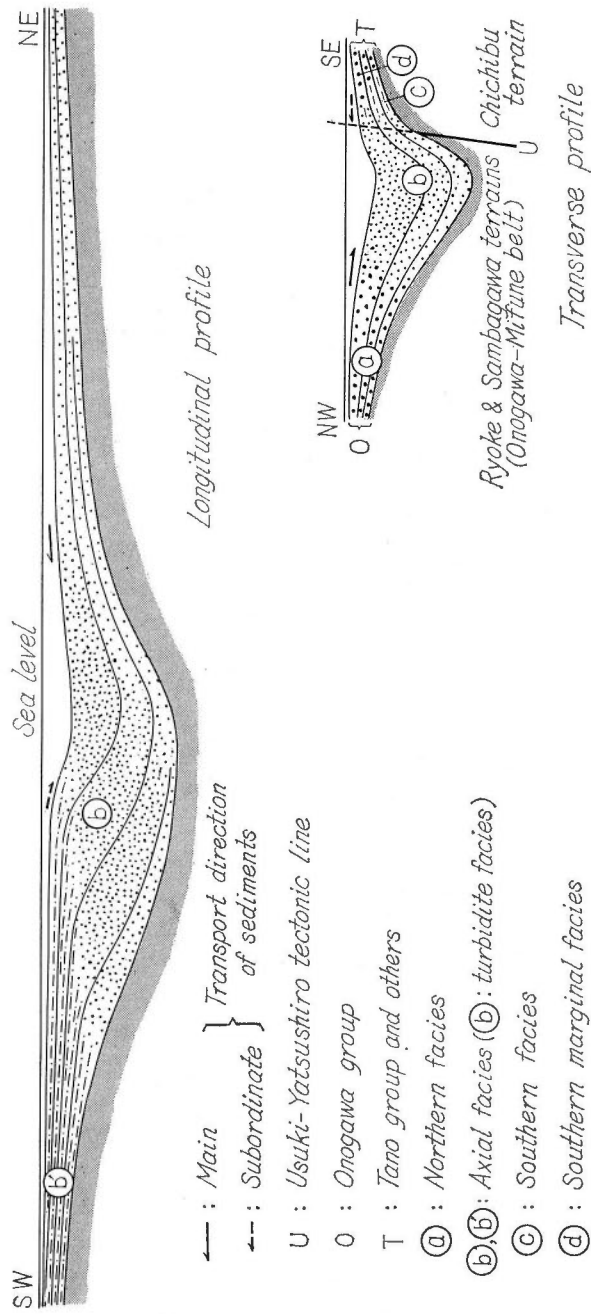


第 45 図 大野川層群の層厚と堆積盆地の沈降量の関係を示す模式図
Schematic diagrams showing the relation between the thickness of the Onogawa group and the amount of subsidence in the sedimentary basin.

既述のように堆積物、とくに粗粒なものの大部分は堆積盆地の北側、一部は南側から供給され、これを運んだ主要な流れは、若干の例外もあるが、盆地の軸に近づくにつれ lateral current から longitudinal current になり、南西方向に流下した。そして堆積盆地軸部はほぼ複向斜軸部付近にあり、南側の側斜面 (lateral slope) は北側のそれに比べ傾斜が急で、かつ幅狭く、横方向の断面における海底面のかたちは非対称的であったとみなされる。上記のような流向変化は堆積盆地軸部の海底面が広域にわたり南西に傾斜していたことを意味する。もちろんこの軸斜面 (axial slope) は側斜面よりも傾斜が緩く、長大であったろう。ここで注目すべき点は、最大沈降部の移動方向 (複向斜軸の傾斜方向) と軸部における堆積物の主要運搬方向 (longitudinal current で示される支配的な軸斜面の傾斜方向) とがまったく逆であることである。このような現象は和泉層群 (松本, 1954; 中川, 1961; 田中, 1965; 原田, 1965; 須鎗, 1966; 須鎗ほか, 1968) の場合にも認められる。同層群は粗粒堆積物に富む厚い海成の地層群で、層相・地質構造などの点で大野川層群とよく似ている。これらの事実は両層群が基本的には同じ機構で堆積したことを示唆する。なお、和泉層群の場合は複向斜北翼部で基底の不整合がみられ、基底層の層準は東にいくにつれあがる傾向がある。一般に longitudinal current は後の褶曲軸に平行して流れているのが普通であり (Ten HAAF, 1959 a; KNILL, 1959; DEWEY, 1962; KELLING, 1962), その流向と褶曲軸の傾斜方向の関係については異論もあるが、CUMMINS (1959) や KNILL (1960) は両者が一致すると論述している。いずれにしても大野川層群の場合は堆積盆地軸部付近に発達する莫大な厚さの地層が三角洲の前面層 (foreset bed) のようなかたちで堆積したとは考えられない。最大沈降部が北東へ移動する際、それを追いかけるように南西側が順次隆起し、既存の地層はいわゆる将棋倒し構造 (藤田, 1953, 1958) を呈したであろう。このことや層群全体の層厚と堆積盆地の沈降量の関係 (第45図) などからして、軸部の海底面がどこまでも南西に向かって一方的に傾いていたとは考えられない。おそらく最大沈降部から隆起部へ移行するところに北東傾斜の比較的急な斜面が存在し、その南西側にごく傾斜の緩い、かつ水深・沈降とも小さい斜面が続いていたであろう。そうすると堆積盆地軸部を通る縦方向の断面における海底面のかたちは非対称的で、斜面の傾斜度・拡がりの点で差はあるにしても、基本的には横方向の断面における海底面と似た形態を示し、しかも後者の場合同様に主として堆積物は相対的に傾斜の緩い長大なほうの斜面にそって流入したことになる。側斜面のみならず北東に急斜する軸斜面においても slump が生じたであろう。なお、まれながら犬飼層などでは東～東北東向きの流れが認められる。海辺層の場合は北側からの lateral current が卓越し、A2部層では南東～東南東向きのものも強くあらわれ、流向のばらつきが目立つが (第39, 40図), これは本累層の時期になると堆積盆地が一段とせばまり、部分的には submarine fan のようなものが南に大きくはりだし、海底地形が複雑化したためであろう。堆積盆地の縮小は少なくとも中部亜層群の時期以降段階的に進行したわけで、このことは流系や層相変化の状況などから推察される。

要するに大野川層群および秩父帯におけるその相当層は基本的には第46図に示すような機構で堆積したと考えられる。堆積盆地軸部を通る縦方向の断面についてみると、堆積物運搬の主方向と堆積の中心の移動方向がまったく逆であり、この点で本層群の堆積の仕方は、通例非常に厚い地層群の堆積を説明するさいよくひきあいにだされる三角洲前面層のそれと本質的に異なる。第46図の㉔・㉕・㉖・㉗は既述の北部相・中軸相・南部相・南縁相にそれぞれ相当する。各相の幅・境界の位置は層準によって変動し、例えば上部亜層群の場合には南縁相が白杵一八代構造線の北側まではりだし、中軸相と接することもある。㉕はほとんどが侵食で失われ、その実体は不明確であるが、少なくとも turbidite の発達で特徴づけられる㉖とは異なり、むしろ㉗に近い性格のだったろう。ただし、後者よりも地層が厚く、かつ全般的に堆積物が粗かったと推察される。現在みられる大野川層群のうち、㉕に属する地層としては見岳山付近の蘇陽層があげられる。

つぎに最大沈降部または最大層厚部の移動時期が問題になる。おそらく小規模な移動は頻繁に、しかもときには逆方向に向かうこともあったかもしれないが、下記のような理由からして、大規模な移動は累層さらには亜層群の堆積初期に起こったと考えられる。既に述べたように、各累層または亜層群はそれぞれ1堆積輪廻を示し、一般にこれらの境界付近を境として層相の側方変化の程度・様式がかなり顕著にかわり、またしばしば slump 構造の発達にもちがいが認められる。これらの事実は輪廻の更新期に後背地のみならず堆積盆地内の状況、例えば海底地形・沈降量・水深・堆積物運搬営力の強さなどがかなり変化したことを示唆



第 46 図 大野川扇群およびその相当層の堆積機構を示す概式図

Schematic diagrams showing the sedimentation of the Onogawa group and its equivalents.

する。複向斜軸部にはいくつもの向斜が雁行状に発達し、北東側のものほど規模が小さく、各向斜の主部はそれぞれ異なる累層または亜層群で構成されている。かかる褶曲構造は様々な要因に支配されて現出したものであろうが、少なくともその形成はすでに地層堆積中からはじまり、しかも累層または亜層群の最大層厚部が順次ずれ、かつこれらの空間的ひろがりを変化する現象と関係あるだろう。

VI. 基盤構造

四国以东では領家帯・三波川帯および秩父帯が平行配列を示すのに対し、九州にはいとそれが乱れ、しかも新生界が広域にわたって分布するようになり、各帯のひろがりや相互関係が不明瞭になる。そのため九州の基盤構造については古くより論議され、幾多の見解が提示されてきた。この問題に関する筆者の知識は貧弱であるが、大野川盆地およびその周辺地域における白亜紀層の堆積や変形を考察するさい、“長崎三角地域”（中九州）から秩父帯にかけての基盤構造が問題になるので、以下若干の新知見を加えその概要を論述することにする（第47図）。

三波川変成岩の西方延長は佐賀関半島まで確実に追跡されるが、大分南方の竹中付近で大野川層群下に没し（第27図）、その西側には朝地変成岩があらわれる。一方、領家変成岩・深成岩は国東半島に点々と露出し（大分県，1951；小島・岡村，1952；笠間，1953）、これらに類似したものは由布岳・鶴見岳・別府などにおける火山噴出物中に捕獲岩または角礫としてみいだされる（笠間，1953；富田・唐木田，1958；森山・種子田，1966）。肥後・朝地両変成岩は領家変成岩プロパーに比べ塩基性岩または石灰質岩に富み、かなり多くの超塩基性岩を随伴するなどの特異性もあるが、いずれも深成岩を伴う高温低圧型の変成岩で、本質的には領家変成帯に属するものとみなされる（山下，1957；都城，1961，1965；植田，1961；松本・野田・宮久，1962；端山，1962；小野，1963）。肥後変成岩の南側には竜峯山帯変成岩、北側には間ノ谷変成岩があり、これら肥後地域の変成岩類は同一の変成作用の産物と考えられている（植田，1961；山本，1953，1962）。このようにみえてくると、中央構造線は佐賀関半島の三波川変成岩と朝地変成岩の間に位置し、大野川層群分布地域（大野川地溝帯）を通過していることになる。なお、中央構造線は領家変成帯または領家帯の南縁を画し、三波川帯の北限をなす構造線である。三波川帯は低温高圧型変成岩の発達で特徴づけられる地帯であるが、後述のようにこれは必ずしも三波川変成帯と一致しない^{注16)}。

中央構造線の位置を推定するため大野川層群の構造に注目してみると、ほぼ大野川下流域の戸次と傾山北方の小原を結ぶ線付近を境としてその両側で地層の分布や傾斜度および断層の発達状況などのちがいが目立つ（第2，3，5，6図）。既に述べたように、地層の傾斜度の地域差に基づき大野川地溝帯東半部は6帯に分けられ、これらのうち戸次—小原線以西の3帯（三ノ岳緩斜帯・岩杉中斜帯・宇曾急斜帯）とそれ以东の3帯（三重急斜帯・鍋田中斜帯・志津留急斜帯）は明らかに延長方向を異にする（第31図）。三ノ岳緩斜帯と志津留急斜帯の境界では層序的にも構造的にも地層が連続している場合が多い。現在露出している古期岩類の岩質や配置を考慮すると、戸次—小原線を境とする構造のちがいは、おそらく同線付近に基盤構造の著しい不連続があり、それが大野川層群変形のさい反映された結果であろう。

これまで述べたことからして、中央構造線は大野川層群下に伏在し、位置的には佐賀関半島の北側を通り、戸次付近をへて南西にのび、小原付近で臼杵—八代構造線に合流すると考えられる。従来、三波川変成岩の西縁を画し、大野川ぞいに大野川層群を切る大断層、つまり大野川構造線（松本，1936）が推定され、これは大野川層群の構造だけでなく、西南日本内帯と外帯の境界問題にも関連し重要視されてきた。しかし、既述のようにかかる構造線は認められない。九州東部の秩父帯においては、変成岩やときにシルル〜デボン紀層を伴う深成岩および特定の層相を示す古生層、さらには上部中生層などの分布状況に注目すればよくわかるように、中・古生界の配列にはかなり顕著な雁行性が認められる。これは領家帯が南に大きくはりだし、傾山北方で三波川帯が尖滅することと無関係ではなからう。臼杵—八代構造線は四国の御荷鉾構造線^{注17)}—

注16) 三波川帯や領家帯は構造区分単位であり、一方三波川変成帯や領家変成帯は変成帯区分単位である。

注17) 四国の御荷鉾構造線は上八川—池川構造線とも呼ばれている（石井ほか，1957；鈴木，1964a，1964b，1965）。

御荷鉾構造帯（小島，1950，1953）一に連らなるもので，小原付近以東の部分が三波川・秩父両帯を境しているのに対し，それより西の部分は領家・秩父両帯を画しており，後者は御荷鉾構造線と中央構造線の両方の性格をかねそなえている。この意味において，臼杵一八代構造線が中央構造線に相当するとみなす見解（小林，1941；植田，1961）は部分的にあたっているとさえいえる。なお，矢部（1925，1926）は松山一伊万里線が中央構造線に相当するとみなし，山下（1957），端山（1962），唐木田（1965）らは中央構造線の西方延長を竜峯山帯変成岩とこれを貫く肥後深成岩の間に求めた。

四国以東においては，中央構造線の活動期として鹿塩・市ノ川・砥部・新居浜および菖蒲谷の5時階が認定されている（小林，1941；永井，1958）。ただし，鹿塩時階を市ノ川時階に先行する時階としては認めがたいとする見解もある（矢部，1959；矢部・尾崎，1961）。たしかに鹿塩時階の存在を示す直接的証拠はないが，三波川・領家両帯変成岩の対立と白亜紀層の発達状況を考え合わせると，この時階は認めざるを得ない。中央構造線が出現した鹿塩時階の運動は領家変成作用と密接な関係があり，これらの時代は白亜紀（小林，1941；都城，1961；端山，1962；その他）とも古生代末～中生代初頭（小島，1953；山下，1957；その他）ともいわれている。小林および永井によると，市ノ川時階は和泉層群（主体はヘトナイ統）堆積後・久万層群（中～上部始新統）堆積前，砥部時階は久万層群堆積後・石鎚層群（上部中新統～下部鮮新統）堆積前，新居浜・菖蒲谷両時階は第四紀とされている。いずれにしても中央構造線の出現は少なくとも大野川層群堆積前，おそらくジュラ紀中頃から宮古世前期までのある時期であろう。なお，絶対年令に関する資料からすると，地域的差異はあるにしても，領家帯における変成作用は上部白亜紀までひきつづき，とくに深成岩の貫入は白亜紀中頃からその後にかけて著しかったと推定される。つぎに検討を要する問題は市ノ川時階の断層運動が九州ではどのように表現されているかという点である。この時階の断層は広域にわたる三波川変成岩の著しい上昇に関連して形成され，しかも和泉層群を切っているわけだから，その直接的な西方延長は佐賀関半島の三波川変成岩と大野川層群を分つ佐志生断層に求めるのが妥当である。おそらく市ノ川時階には大野川地溝帯を斜断する中央構造線や後述の大分一熊本構造線もある程度活動したであろう。なお，佐志生断層や大分一熊本構造線は，三波川・領家両帯の境界をなすものでないから中央構造線とはいえない。

戸次南東の西川内付近には西川内層と呼称される地層が佐志生断層にそって小範圍露出する（第2，3，27図）。これは三波川変成岩や大野川層群と断層関係にあり，後2者とは明らかに岩相を異にし， $N60^{\circ}E$ の一般的走向をもって北に $60\sim 80^{\circ}$ 傾斜する。露出するかぎりでは180m内外の層厚をもち，粘板岩を主とし，礫岩・細粒砂岩および石灰岩を挟む。礫岩は花崗岩・流紋岩・安山岩・粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩などの小～大礫を含み，砂泥～泥質の基質をもち，厚さ数m内外の層をなして2層準に挟在する。石灰岩礫を除くと，礫は一般によく円磨されている。石灰岩はごく薄いレンズ状岩体をなして介在する。確証はないが西川内層は古生層であろう。臼杵一八代構造線の北側に分布し，泥質岩に富み，しかも火成岩礫の多い礫岩を挟有するなどを考え合わせると，本層は上部二疊系水越層（藤本・松本，1939；柳田，1958）に対比される可能性が強い。いずれにしても三波川変成岩に伴って上記のような地層が分布していることは注目すべき事実である。これらのことや大野川層群における層相変化の状況および三波川帯から由来したとみなされる礫質堆積物の時代的変遷（V.5.2参照）などからして，少なくとも三波川帯の西部に関するかぎり，大野川層群堆積初期には同帯に西川内層で代表されるような非変成古期岩層が広く分布し，変成岩の大部分はまだ地表に露出していなかったと推定される。そして，三波川帯のうち現在大野川層群によって占められている部分には，同層群の直下に上記のような非変成層が残存していると考えられる。

大野川盆地における三波川帯の場合と見掛上よく似た基盤構造は御船層群分布地周辺にも認められる。そこには御船層群（ギリヤーク統）によって不整合に覆われる古期岩類として，北側に三波川変成岩類似の木山変成岩（松本，1939a；坂野，1963；山本，1964），南および東側に上部二疊系水越層がある。木山変成岩と水越層の接する露頭はみられないが，前者と御船層群の境界部には断層群や蛇紋岩体が発達しており，その付近に両者を境する構造線があるものと推定される。水越層は六谷構造線（柳田，1958）によって南隣の間ノ谷変成岩と画され，その東西両限は中・新生界による被覆のため不明である。水越層分布地帯の東方延長上には朝地変成岩・深成岩があり，唐木田（1966）によると阿蘇根子岳の火山岩中には珪質岩・縞状片岩・石灰岩・蛇紋岩・花崗岩などが捕獲岩としてみいだされる。これらの事実，さらには間ノ谷・肥後両帯

岩の分布状況および地質構造からして、水越層は東西両方向に向かって尖滅するものと推定される。なお、間ノ谷変成岩は肥後変成岩を縁取るように分布し、一部において両者は層序的には変成度のうへでも漸移するといわれている(山本, 1962)。御船地域における上述のような構造配列は御船層群堆積前にほぼできあがっていた(松本, 1939a, 1939b)。肥後変成岩・深成岩の西方延長は八代湾をこえて天草諸島東部の島々に露出する。

次に検討を要する問題は木山変成岩の帰属である。従来、これは三波川変成岩の西方延長(小林, 1941; 山本, 1962)、または間ノ谷変成岩とともに三郡変成岩のメンバー(山下, 1957; 宮川, 1961; 唐木田, 1965)として扱われてきた。木山変成岩は藍閃石片岩や点紋片岩を含むなど種々の点で三波川変成岩に類似するが(坂野, 1963; 山本, 1964)、後者および後述の彼杵変成岩よりもはるかに古い絶対年令を示す(MILLER ほか, 1961, 1963; 早瀬・石坂, 1967; 植田・大貫, 1968)注18)。中国地方で得られた層序学的証拠によれば、三郡変成岩はおそらく二疊紀～三疊紀前期に形成され、三疊紀中頃にはすでに地表に露出していたと考えられる。このことを支持する絶対年令の資料も得られている(柳, 1967)。なお、三波川変成作用の開始時期はおそらく三郡変成作用の場合と大差なく、絶対年令はその終末期を示す可能性が強い。最近、西南日本の各地から4億年前後の絶対年令を示す深成岩・変成岩が報告されているが(河野・植田, 1967; 早瀬・石坂, 1967; 植田・大貫, 1968)、それらの産出はほとんど構造帯にかぎられている。この意味において、木山変成岩が大分一熊本構造線(矢部, 1926)付近に位置していることは注目すべきである。以上の諸事実を考えると、木山変成岩は三波川変成岩のみならず三郡変成岩とも区別すべきものであり、大分一熊本構造線にそって地下深部からもたらされた変成岩とみなすのが最も妥当である。そうすると、木山変成岩が御船層群に覆われているわけだから、大分一熊本構造線の起源はギリヤーク世前にさかのぼることになる。なお、矢部は同構造線の出現を第三紀後とした。

中央構造線が大野川地溝帯を横断して白杵一八代構造線と合流し、九州東部で三波川帯が尖滅することは先に述べた。このことは領家変成帯が三波川変成帯よりも時期的におくれて形成され、後者を切っていることを示唆するが、九州東部における三波川変成帯の消滅を意味しない。むしろ三波川変成帯は、大分一熊本・白杵一八代両構造線にはさまれた中央構造線以西の地帯(領家帯に属するが、便宜上これを肥後帯と仮称する)にのび、そこで領家変成帯とオーバーラップしているとみなすのが妥当である。その主な理由として、1) 肥後帯は秩父帯のすぐ北側に位置し、三波川帯の延長上にあつてこれとほぼ同じ幅をもち、そこには部分的ながら結晶片岩(間ノ谷変成岩)も分布する、2) 佐賀関半島に露出する結晶片岩の変成度・構造からして、そこで三波川変成帯が断絶しているとは考えにくい、3) 四国や紀伊半島では三波川変成作用が三波川帯をこえて秩父帯に及び、後者の北部を占める古生層が変成しているわけだが(関ほか, 1964; 鈴木, 1964a, 1964b, 1965; 波田, 1967)、これと同じ性格の変成古生層は、三波川帯の尖滅に関係なく、九州の秩父帯においてもその北部に広く追跡される(植田, 1961, 山本, 1965)、4) 肥後・朝地両変成岩はいずれもいったん片岩化した岩石が後で異なる性質の変成作用を受けたものといわれている(山本, 1962; 唐木田, 1965; 唐木田ほか, 1967; 大島ほか, 1967)などの諸点が指摘される。

肥後帯の中・古生界はかなり顕著な帯状配列を示し(松本, 1939b; 唐木田, 1965)、その北部には秩父帯の球磨層(勘米良, 1953)と同様に礫岩を挟む特異な層相の上部二疊系水越層が分布しており、これに類似の地層は佐賀関半島の三波川変成岩と大野川層群の間にみいだされる。要するに肥後帯は西南日本内帯に属するにもかかわらず外帯的な性格を多分に備えているわけである。いうまでもなく内帯・外帯という区分は領家変成作用に関連して出現した中央構造線を基準としてなされるものである。上記のような肥後帯の特異性や三波川・領家両変成帯の時空的関係、さらには木山変成岩の時代的・構造的位相などから推定すると、おそらく大分一熊本構造線は中央構造線よりも起源が古く、“古中央構造線”とも称すべき性格の構造線であろう。そして、これは四国以東にのび、そこでは中央構造線の前身に相当すると考えられる。

西彼杵半島・野母半島および天草下島西岸には彼杵変成岩とよばれる結晶片岩が露出しており、これの帰属については木山変成岩の場合同様に異論がある(自在丸, 1937; 小林, 1941; 岩崎, 1953; 山下, 1957;

注18) 木山変成岩の絶対年令は、K-Ar法によると2.97～3.37億年、Rb-Sr法によると4.29～4.54億年である。

宮川, 1961; 大島, 1964)。この変成岩は三郡・三波川両変成岩のいずれとも構造方向を異にしているが、点紋片岩や藍閃石片岩が発達する点では三波川変成岩にちかい。絶対年令に関する最近の資料 (MILLER ほか, 1961, 1963; 橘, 1967; 早瀬・石坂, 1967; 植田・大貫, 1968) からすると、彼杵変成岩の形成および地表への上昇時期はおそらく三波川変成岩の場合と大差なく、両変成岩は似かよった地史をもつものと推定される。ただし、このことは必ずしも彼杵変成岩帯が三波川変成帯と連続していたことを意味しない。なお、都城 (1965) はこの変成岩帯を九州西端変成地域と称して他の変成帯と区別した。そこで本論では彼杵変成岩で特徴づけられる地帯を中国・領家・三波川の諸帯とは別個の構造単位として扱い、これを彼杵帯と呼称する。この帯は呼子ノ瀬戸断層 (長浜, 1965) によって西側の花崗岩分布地域と境され、大分—熊本構造線を介して領家帯に接する。一方、彼杵・中国両帯の境界は新生界による被覆のため不明確である。第47図に示す上記の境界は、佐賀県のいわゆる有田流紋岩に含まれる点紋黒色片岩 (西彼杵型) の岩片 (大島談話, 唐木田, 1965より)、彼杵変成岩・姫浦層群および第三系の構造、さらには天草諸島から明海沿岸部にかけての地形などを考慮して推定したものである。

河内・石原・神戸 (1964) によれば、上甌島北東の双子島・黒神には領家変成帯に属すると考えられる角閃岩や片麻状石英閃緑岩が露出し、下甌島では姫浦層群を貫く花崗閃緑岩中に上記の角閃岩に酷似したものが捕獲岩としてみだされる。この事実からして、白杵—八代構造線は甌島諸島の東側を通過し (小西, 1965)、一方、大分—熊本構造線はその西側を通るものと考えられる。

Ⅶ. 総 括

これまで大野川盆地付近の白亜紀層について詳述し、それに関連して基盤構造にも言及した。本章では、隣接地域の資料も検討し、大野川盆地およびその周辺地域における後期中生代の地史、とくに堆積史について論述する^{注19)}。

九州では秩父帯から白杵—八代構造線の北側、つまり“長崎三角地域”(中九州—三波川・領家および中国の3帯にまたがる—) 南部にかけて白亜紀のいろいろな時代の地層が発達し、これに相当するものは断片的ながら四国西岸にもみられる。第48図は新生界を除去した場合の白亜紀層の分布状況、および白亜紀層の分布・時代・層相・地質構造などの地域差や基盤構造に基づく地帯区分を示したものである^{注20)}。なお、本図に示す九州四万十帯内の構造線は橋本 (1962) の延岡—紫尾山構造線よりも若干北に位置している (今井・寺岡, 1968)。新生界発達地域における白亜紀層または古期岩類の分布範囲を推定するに際しては、これらの大局的な地質構造および点在する露頭のほか、新生代火山岩中に含まれる外来岩片 (笠間, 1953; 富田・唐木田, 1958; 唐木田, 1963, 1965, 1966; 森山・種子田, 1966) も考慮した。各地域の白亜紀層相互の対比は第6表に示し、これについては既に IV, V.3 で論述した。なお、姫浦層群のなかには熊本東方の浦河統 (天野・今西, 1958) や御船層群を不整合に覆う雁回山層 (田村・田代, 1966) も含まれている。

秩父帯の白亜紀層は浅海成層を主とし、一部汽水成層、ときに淡水成層を伴い、時代的には高知統からギリヤーク統にまたがるもので、八代地域・五ヶ瀬地域および大野川盆地南城 (記載の便宜上、本章では無垢島も含める) にまとまって分布し、その東方延長は四国西端の三瓶周辺にみられる。これら白亜紀層主要分布地域はほぼ同じような間隔をおいて西から東に向かって配列し、それぞれの地域内では、一部例外もあるが大局的にみれば新期の地層ほど北側に露出する傾向がある。上記の諸地域中もっとも白亜紀層が広く分布し、しかも各時期の地層相互の関係がよくわかるのは八代地域であり、その詳細は松本・勘米良 (1949, 1952, 1964)、松本 (1954)、藤井 (1956)、田村 (1966) らによって明らかにされている。

各地域の秩父帯白亜紀層はそれぞれ特徴をもっているが類似点も多く、これらの堆積盆地は連続していたと考えられる。露出が断片的なものを除くと、累層または層群はいずれも基底礫岩をもってはじまり全体と

注19) 本論でいう九州東部とは阿蘇山から緑川や五ヶ瀬川の上流にかけての地域以東をさし、九州西部とはその西側を意味する。

注20) 第48図には示していないが、野母半島西方の高島炭田では古第三紀層の下位に *Inoceramus* を含む白亜紀層が知られている (日隈, 1962)。木山変成岩北方の和泉帯には姫浦層群のほか基盤岩類も一部露出している可能性が強い。

して1堆積輪廻を示し、基底にはしばしば不整合が認められる。また、堆積輪廻を異にする地層の間には分布のみならず地質構造の点でも差がある場合が少なくない。これらの事実は秩父帯において白亜紀に何回か地変があり、堆積盆地の消長が繰り返えされたことを示している。松本・野田・宮久(1962)は後期中生代に九州の秩父帯では次のような階梯(時階)をへて地殻変動が進行したとみなした。すなわち、1)鳥巢層群堆積前(ジュラ紀中期～後期)、2)鳥巢層群堆積後・領石層群堆積前～堆積中(下部白亜紀初期)、3)領石層群堆積後・物部川層群堆積前(下部白亜紀高知世・有田世間)、4)物部川層群下部・上部の境(下部白亜紀有田世・宮古世間)、5)八代層基底ならびに堆積中(下部白亜紀後期、宮古世中)、6)外和泉層群基底部の時期(上部白亜紀初期、宮古世・ギリヤーク世間)および7)上部白亜紀後期または末期。これらのうち古地理的表現が著しいのは5)と6)であるとされている。

筆者は秩父帯白亜紀層のうち九州東部、とくに大野川盆地南域のものを中心に調査したわけであるが、その結果得られた資料は松本らの時相解析が妥当なものであり、かつそれぞれの時階の表現が九州の西部と東部でかなりちがうことを示している。既存の資料によると、八代地域ではジュラ系上部統・高知統および有田統の3者は整合、有田統と宮古統下部階は平行不整合(一部整合)、宮古統下部階と同上部統および後者とギリヤーク統はそれぞれ傾斜不整合の関係にあり、これら各地質系統は常に上記の順序で果重し、直接古生層その他の古期岩類を被覆することはない。なお、ジュラ系上部統は三疊系上部統を傾斜不整合に覆う。これに対し大野川盆地南域ではジュラ系上部統・高知統および宮古統上部階はそれぞれ直接古生層を被覆し、宮古統上部階とギリヤーク統は傾斜不整合の関係にある。宮古統下部階およびこれと不整合関係にあるとみなされる有田統(露出範囲はきわめて狭く、化石で証明されたものではない)はギリヤーク統中に断層ではさみこまれ、高知統とは分布がかげはなれている。五ヶ瀬地域の白亜紀層に関しては古生物学資料が乏しく、まだ時代層序区分が十分おこなわれていないが、予察的調査によれば高知統は有田統から宮古統下部階にまたがると推定される一連の地層に不整合に覆われる。そして宮古統上部階は古生層上に重なり、八代地域や大野川盆地南域の場合同様に赤色岩を含む。九州東部では時代的に近接した地層、例えばジュラ系上部統と高知統が分布を異にし、それぞれ直接古期岩類を覆い、いずれも褶曲しているという現象がある。これは、新旧両層の堆積の間に層序的・構造的ギャップをもたらすような地殻変動があったことを意味するのか、それともこれらの堆積は連続的に進行し、単に堆積盆地が拡大ないし移動していったことを示すにすぎないのかという点が問題になる。両層の層相・地質構造・分布のずれの程度などから判断すると、上記の現象は新期の地層堆積前にすでに古期のものが変形・変位し、著しい削剝を受けていたことを示すものだろう。秩父帯のみならず白杵一八代構造線以北の地帯の場合にもいえることであるが、九州東部の白亜紀層は西部のものに比べ全般的に堆積物が粗く、かつ層厚が大であり、このような差異は新期の地層ほど顕著になる傾向がある。また、前者は軸が東ないし北東にかなり大きく傾斜する褶曲をなしているのに対し、後者は一般に軸がほぼ水平または南西に緩く傾く褶曲を形成している。ただし、甌島の姫浦層群の場合は褶曲軸が北東に緩く傾斜している。

要するに九州の秩父帯ではジュラ紀後半から白亜紀にかけ松本らが指摘したような過程をへて地殻変動が進行し、概して九州西部よりも東部のほうがそれぞれの時階における変動が顕著であり、堆積盆地内外の昇降運動や地形的起伏が大きく、構造的により不安定だったといえよう。そして九州東部、とくに大野川盆地南域では既述の1)～6)の時階、九州西部では少なくとも1)・4)・5)・6)の時階に堆積盆地の消滅と新生または著しい縮小と拡大があったと考えられる。資料不十分であるが、四国西端部の状況は九州東部の場合に類似している。上部中生界諸層の層相・層序関係・古期岩類との関係・地質構造・分布状況などを考え合わせると、これらの堆積盆地はほぼ秩父帯の延長方向にのび、その軸部(最大層厚部にあたる)は時代とともに位置を変えたと推定される。白亜紀中頃になると主要な堆積域は白杵一八代構造線付近以北に移り、後述のごとく大野川一御船帯に御所浦・御船・大野川の諸層群が堆積しはじめる。もちろん秩父帯にも上記諸層群に対比される地層が堆積したわけで、それは現在同帯の北部に分布するギリヤーク統(宮地層・田野層群)で代表される。次に検討を要する問題は秩父帯の上部中生層を構成する堆積物がどこからもたらされ、かつどのような経路をへて運ばれたかという点であるが、これに関しては資料が乏しい。藤井(1954, 1956)は砂岩を詳しく調べ、その構成物がいかなる岩類から由来したものであるかを論述した。しかし供給源の位

置については明示していない。おそらく堆積物は秩父帯内からもかなりもたらされたであろうが、礫や砂粒として中～酸性火山岩（火砕岩も含む）・深成岩の碎屑物が多量にはいっており、熱変成を受けたものもみいだされること、およびその他種々の理由からして、量的にはむしろ内帯からの物質供給が優勢だったと推定される。なお、秩父帯の上部中生層のみならず大野川一御船・和泉両帯のそれが堆積した海域は例え部分的にしる南側の四万十地内斜海とつながっていたであろう。

大野川一御船帯は秩父帯と白杵一八代構造線、和泉帯とは大分一熊本構造線で画され、南半の大野川亜帯と北半の御船亜帯とに区分される。九州の西部では大野川亜帯に御所浦層群（宮古統上部階上部～ギリヤーク統、おそらくその下部階）、御船亜帯に御船層群（ギリヤーク統）および大野川一御船・和泉両帯に姫浦層群（浦河統～ヘトナイ統）がそれぞれ分布する。これに対し東部では大野川一御船帯に大野川層群（ギリヤーク統～浦河統上部階）が分布し、和泉帯には白亜紀層がない。四国では三波川帯が大野川一御船帯にあたるわけであるがそこには白亜紀層がなく、領家帯南部を占める和泉帯に和泉層群（浦河統最上部階～ヘトナイ統）が発達する。

御所浦層群は砂岩を主とし、汽水～浅海性貝化石に富む層厚約1,000mの地層群で、下部と上部に礫岩・赤色岩を挟み、全体としてほぼ完全な1堆積輪廻を示し、向斜構造をなしている（松本, 1938, 1954; 松本ほか, 1960; 天野ほか, 1958; 岡田, 1961; 高井・松本, 1961; 田村ほか, 1968）。なお、本層群は現在肥後深成岩と断層関係にあるが、種々の理由からして、後者を不整合に覆って堆積したことは明らかである。松本や岡田が指摘したように、御船層群と御所浦層群は一連の堆積盆地に形成され、現在残っている部分に関するかぎり、前者は相対的に陸地に近いところの堆積物、後者は沖合のそれを代表している。ただし、両層群は分布を異にし、これらの間には時代的なずれがある。岡田によれば、御所浦層群を構成する物質はおもに花崗岩・変成岩（片麻岩・雲母片岩などを含む）・堆積岩、一部火山岩から由来し、かなりの部分が肥後変成岩・深成岩地域からもたらされたようである。最近、長浜は御所浦島東岸に露出する御所浦層群下部層の斜層理を測定し、この部分の粗粒堆積物が西～南向きの流れによって運ばれたことを示した^{注21}。

松本（1939a, 1954）、岡田（1958, 1960）、田村・田代（1966, 1967）らによると、御船層群は全体として1堆積輪廻を示す層厚約2,400mの地層群で、南西に沈下する複向斜構造をなし、北翼では木山変成岩および蛇紋岩と断層、一部不整合、南翼では上部二畳系水越層と不整合の関係にあり、礫岩・粗粒砂岩を主とする基底層、砂岩・頁岩からなる下部層および泥質～砂質赤色岩を主とする上部層とに3分される。複向斜の南北両翼では次のような層相のちがいがあがる。すなわち、基底層は北翼のほうが厚く、かつ礫岩の発達が著しい。下部層は逆に南翼のほうが厚く、しかも砂岩に富み、そこでは汽水性貝化石のほか浅海性のものも少なくない。北翼の砂岩はときおり斜層理をもち、南翼のものは概して塊状でまれながら級化層理を示す。赤色岩は上部層のみならず基底層にもあがるが、その発達は北翼のほうが著しい。基底・下部両層を合わせたものの層厚は南翼において1,100m内外あるのに対し、北翼では数100mにすぎない。なお、筆者の予察的調査によれば北翼の基底層と南翼の下部層は一部同時異相の関係にある可能性が強い。いずれにしても御船層群堆積時における沈降および水深は少なくとも御船亜帯に関するかぎり南側ほど大きかったといえよう。大野川最下部亜層群のうち、見岳山付近の大野川亜帯に露出する蘇陽層下部は岩相・化石・堆積構造などの点で御船層群の基底・下部両層、とくに南翼のものに類似し、御船亜帯に分布する宇首層は同層群の上部層同様に赤色岩で特徴づけられる。上述のことからして、御船層群の堆積盆地は大野川層群のものと連続し、その軸部は後者の場合同様に大野川亜帯にあったと考えられる。御船層群の中軸相にあたる地層は現在保存されていないわけであるが、このことは大野川層群堆積時における大野川亜帯東部の著しい沈降、およびその後の大野川地溝帯の形成と関係あるだろう。岡田（1960）によれば、御船層群の堆積物は南北両側から供給され、北側からは主として結晶片岩・花崗岩・火山岩の碎屑物、南側からはおもに堆積岩・花崗岩のそれがもたらされた。岡田はどちらの側からの物質供給が優勢であったか明言していないが、層相の側方変化の状況を考慮すると、おそらく北側からのものが多かったと推定される。

大野川層群は南北両縁を断層で画され、北東に沈下する非対称複向斜構造をなしている。分布の西端では肥後変成岩・深成岩を不整合に覆うと推定される。本層群は粗粒堆積物に富むきわめて厚い地層群で、著し

注21) 長浜春夫博士の未発表資料による。記して同氏に謝意を表す。

い層相の側方変化を示す。これは堆積輪廻に基づき最下部・下部・中部および上部の4亜層群、さらに各亜層群は2~3つの累層に区分される。層相は場所によって変化に富むわけであるが、一般に相境界(部層境界と一致する部分を除く)は時代面と大きく斜交し、多くの場合複向斜軸線に平行またはそれにちかい方向にのびている。堆積盆地の軸部は大野川亜帯の南部にあって複向斜軸部とほぼ一致し、おもに御船亜帯には礫岩の卓越する沿岸性ないし三角洲型堆積物、大野川亜帯には turbidite で特徴づけられる比較的深い海域の堆積物が発達する。堆積盆地は臼杵一八代構造線をこえて秩父帯にもひろがり、そこに大野川層群相当層が堆積した。田野層群はその一部であり、これは大野川最下部亜層群に対比されるが、後者よりもはるかに薄く、かつ全体として堆積物がこまかい。大野川層群の最大層厚は 40,000m にも達する。もちろん、かかる莫大な厚さの地層が同じ場所に堆積したわけではなく、時代とともに堆積の中心が南西から北東に向かって移動したとみなされる。それにしても堆積盆地が大きく沈降し、異常なはやさで地層が堆積していたことは確かである。大野川層群の堆積期間を通じ内帯に著しい上昇を続ける山地があり、少なくとも中部亜層群の時期になると三波川帯にも地背斜的な隆起帯が出現し、これらから大量の碎屑物がもたらされた。内帯の山地には中~酸性火山岩(火砕岩も含む)・深成岩・変成岩(片麻岩・その他)・堆積岩などが分布していた。三波川帯の場合にはまず粘板岩を主とする非変成層が露出し、上昇・侵食が進むにつれ漸次より深部の変成岩(点紋片岩を含む)があらわれていった。一方、堆積盆地の南側にあたる秩父帯にも陸地が存在したが、これは北側のものに較べると規模が小さくかつ低平で、物質の供給量は少なかった。烏岳層 U2 部層の時期には臼杵一八代構造線にそって弱変成岩が衝出し、これから礫質堆積物がもたらされた。この事実を上記構造線が大野川層群堆積時に活動したことを示す直接的な証拠として注目される。

大野川層群およびその相当層は第46図に示すような機構で堆積し、複向斜構造の形成はすでに堆積中からはじまっていたと考えられる。臼杵一八代構造線付近を境としてその北側、とくに大野川亜帯が大きく沈降し、南側が相対的に上昇したわけであるが、かかる運動は少なくとも大野川層群堆積の中頃から後期にかけて逐次つよまり、これに呼応して三波川帯における隆起帯も成長していった。その結果、大野川層群の堆積盆地はしだいにせばまり、浦河世末期(K5r)になるとこれにかわって北側に和泉層群の堆積盆地が発達しはじめる。なお、これらの堆積盆地の軸部は大きくずれ、雁行状に並んでいたと考えられる。和泉層群は大野川層群に似た層相を示す厚い海成の地層群で、東方に沈下する複向斜構造をなし、北翼では領家深成岩・その他の古期岩類を不整合に覆い、南翼では中央構造線を介して三波川変成岩と接する。第46図は大野川層群およびその相当層の堆積機構を示したものであるが、臼杵一八代構造線を中央構造線、領家・三波川両帯(大野川一御船帯)を領家帯、秩父帯を三波川帯にそれぞれおきかえると、基本的には和泉層群(三波川帯に堆積したその相当層も含む)にもあてはまるだろう(V.5参照)。なお、和泉層群においては南側からの物質供給が確認されていない。それは複向斜軸線が中央構造線に近接して走り、大野川層群の場合に較べ南翼の地層の保存がわるいためだろう。

御所浦層群・御船層群・大野川層群・宮地層および田野層群は分布を異にし、相互の間には基盤岩類が露出しており、時代的なずれや層相上の差異も少なくない。しかしながらこれらは軸部が大野川亜帯に位置する一連の堆積盆地に形成され、おもに北側から物質の供給を受けたと考えられる。この盆地(以下、御所浦一大野川堆積盆地と仮称する)は下部白亜紀末期に出現し、そこにおける堆積は西のほうからはじまり、堆積の中心が時代とともに南西から北東に向かって移っていったとみなされる。おそらく第46図は御所浦一大野川堆積盆地全体にもあてはまるだろう。ただしこの場合、縦方向の断面についていえば、御所浦・御船両層群は⑤、大野川層群(現在残っているものの大部分)は⑥にそれぞれ相当する。九州東部ではギリヤーク世から浦河世にかけて著しい沈降が持続し、莫大な厚さの地層が連続的に形成された。これに対し西部では、姫浦層群基底の不整合で示されるように、ギリヤーク世末頃に陸化し、堆積が中断した。

姫浦層群については多くの研究がある(松本, 1938, 1954; 松本ほか, 1960; 天野・今西, 1958; 天野, 1957, 1960; 松下ほか, 1959; 波多江, 1960; 植田・古川, 1960; 岡田, 1961; 高井・松本, 1961; 植田, 1962; 田村・田代, 1966; 田村・田代・元島, 1968; その他)。これらによると、姫浦層群は全体として1堆積輪廻を示す海成の地層群で、御所浦・御船両層群のみならず直接肥後変成岩・深成岩・その他の古期岩類も広く覆い、大局的には軸が和泉帯に位置する複向斜構造をなし、古第三系とは不整合関係にある。姫浦

層群のうち浦河統の部分はおもに複向斜南翼や軸部の東部に露出し、その最大層厚は大きく見積っても1,000 m内外である。これに対しヘトナイ統の部分は浦河統のそれより分布が全体として北西にずれ、和泉帯に位置する天草下島では少なくとも2,500m以上の層厚を有する。植田(1962)は姫浦層群の堆積盆地の時代的変遷について述べ、この盆地が御所浦・御船両層群の堆積盆地とは位置的にずれ、南西からの海侵を受けたこと、ヘトナイ世になると盆地の北西部が異常に大きく沈降しはじめ、そこに和泉層群に対比される地層が厚く堆積していったことを示した。要するに御所浦一大野川堆積盆地と姫浦層群の堆積盆地は別個のもので、前者から後者への転換は前者から和泉層群の堆積盆地へのそれよりも早くおこったといえよう。そして和泉層群の堆積盆地の発達に呼応して姫浦層群の堆積盆地では軸部が北方にかなり大きく移動し、沈降が激化していったとみなされる。なお、これら両盆地の間には部分的にしるおそらく陸地が存在していたであろう。長浜(1968)は天草下島に露出する姫浦層群(大部分がヘトナイ統)のsole mark・斜層理・連痕を測定し、この部分では南東～北東向きの流れが支配的で、堆積物が主として堆積盆地の北側から供給されたことを示した。彼杵変成岩は天草下島において姫浦層群と断層関係にあるが、後者中には結晶片岩から由来したとみなされる碎屑物が含まれており(佐藤, 1961)、波多江(1960)らが指摘したように、前者は後者の堆積当時すでに地表に露出していたと考えられる。植田(1962)をはじめ多くの研究者によって究明された層相の側方変化・粗粒堆積物の組成などから判断すると、千束蔵々島・天草上島東部・牧島・御所浦島などに露出する複向斜東翼の地層、とくに浦河統の部分には堆積盆地の南側からもたらされた堆積物も相当含まれていると推定される。

これまで述べたことからわかるように、四万十地向斜を別にすると、1) ジュラ紀後期～下部白亜紀堆積盆地は秩父帯、2) 上部白亜紀前期～中期堆積盆地は大野川一御船帯、3) 上部白亜紀後期堆積盆地は和泉帯にそれぞれ主として発達した。ただしこの場合、沈降の著しい部分を問題にしたわけであり、盆地全体の拡がりや明確に示すことは困難である。おそらく上記3者はそれぞれ位置的にかなりの範囲にわたってオーバーラップしていたであろう。いずれにしても後期中生代には堆積盆地の大規模な移動が2回あり、新期のものほど北に位置していたといえよう。2)と3)はいずれもおもに北側から堆積物の供給を受けており、確証はないが1)の場合も堆積物の主要供給源は北側にあった可能性が強い。大野川層群の堆積盆地および和泉層群のそれはそれぞれ2)および3)に属するが、これらの軸部においては最大沈降部が堆積物の主要運搬方向とまったく逆の方向に向かって移動している。このことは非常に厚い地層群の堆積機構という点、および後期中生代に堆積盆地が主要供給源の側に向かって移動したという現象との関連において注目される。2)の形態を規定した基本的な地殻運動は、臼杵一八代構造線付近を境として北側の地帯が南に大きく傾動し、南側の地帯が相対的に上昇するという運動であった。ただし、南側の地帯の北部は沈降運動にひきこまれ、そこにもかなり地層が厚く堆積した。臼杵一八代構造線を中央構造線または大分一熊本構造線におきかえると、3)の場合にも同様なことがいえるであろう。

四国西部では褶曲した和泉層群およびこれと断層関係にある三波川変成岩をごく緩傾斜の中～上部始新統久万層群が被覆しており(永井, 1956, 1958)、九州西部の天草諸島ではヘトナイ・始新統間に傾斜不整合が知られている。これらの事実は白亜紀末～古第三紀初頭に著しい変動があり、白亜紀層の褶曲や中央構造線にそう大規模な断層運動(市ノ川時階の運動)があったことを示す。なお、“市ノ川時階の中央構造線”の直接的な西方延長は大野川層群と三波川変成岩を画する佐志生断層に求められる。永井(1956)や松本・橋本(1963a, 1963b)によれば、傾山付近の秩父帯から四万十帯にかけて分布する見立礫岩は久万層群に対比される可能性がある。この地層も含め大野川盆地付近の第三紀層は白亜紀層と著しく分布・構造を異にする。このことや四国西部および九州西部の資料を考え合わせると、臼杵一八代構造線にそって大規模な変位がおこり、竹田断層が出現し、大野川層群が強く変形したのも白亜紀末～古第三紀初頭の変動期(本論では市ノ川時階と呼称する)であろう。

既述のように臼杵一八代構造線は秩父帯の北縁を画し、四国の御荷鉾構造線(上八川一池川構造線ともよばれている)に連なるものと考えられるが、白亜紀層の分布状況からみると、本構造線は九州東部では北落ちの正断層として示され、これにそう垂直変位は少なくとも10,000m以上に達する。一方、九州西部では逆に南落ちの断層として表現されている。鈴木(1964a, 1964b, 1965)によれば、四国中部では上八川一

池川構造線にそう変位は小さく、三波川・秩父両帯間にほとんど構造的不連続がない場合もある。これらの事実からして、秩父帯に対するその北側の地帯の相対的な動きには著しい地域差があったといえよう。

VIII. 結 論

結論として次の諸点が指摘される。

(1) 九州東部の大野川盆地付近では白亜紀層が秩父・三波川・領家の3帯にわたって分布し、大局的には新期の地層ほど北方に露出する傾向がある。秩父帯の白亜紀層は戸川層・大石層・高屋山層・笠部層・芝ノ元層・高畑層・田原層・山部層・落谷層・溜水層・佩栢山層群・無垢島層および田野層群とに区分され、三波川・領家両帯のものは大野川層群として一括される。これらの分布状況・時代・層序関係・最大層厚は第1, 2図および第6表のようである。

(2) 秩父帯の上部中生層（ジュラ系上部統の新開層も含む）は主として浅海成層からなり、一部汽水成層を伴う。佩栢山層群・無垢島層および高畑層の基底部ないし下部にはそれぞれ赤色岩が発達している。一般に累層または層群は礫岩をもってはじまり、上位になるにつれ細粒堆積物が増加し、全体として1堆積輪廻を示す。佩栢山層群や田野層群中には累層に対応する堆積輪廻が3つあり、いずれにおいても上位の輪廻ほど粗粒堆積物の発達がわるくなる。田野層群はほぼ大野川最下部亜層群に対比されるが、後者に較べ全般的に堆積物がこまかく、層厚がはるかに薄い。

秩父帯の中生層は東ないし北東に沈下する向斜構造や北に傾く単斜構造を呈するのが普通で、古生層とは著しく構造を異にする。向斜の両翼はたいてい断層で切られ、多くの場合背斜に相当する部分には基盤岩類が露出する。

(3) 大野川層群は堆積輪廻に基づき最下部・下部・中部および上部の4亜層群に大別され、さらに各亜層群はそれぞれ2~3つの累層に分けられる。累層は通例2つの部層に細分されるが、そのうち下位のは相対的に粗い堆積物、上位のものは細かい堆積物からなる。なお、これら層序単位の境界はほぼ時代面と平行している。本層群中にはイノセラムスで特徴づけられる化石帯が少なくとも4つ、すなわち下位から *Inoceramus hobetsensis* 帯, *I. teshioensis* 帯, *I. uwajimensis* 帯および *I. amakusensis* 帯が識別され(第3表)、その基底部から多産する貝化石は御船層群下部層のものと共通している。

大野川層群は北東に沈下する非対称複向斜構造をなし、南縁を白杵一八代構造線、北縁を竹田断層・佐志生断層などによって画され、層厚は複向斜軸部で最も厚くなる。本層群の分布地は地質的にみれば地溝帯であり、これを大野川地溝帯と呼称する。複向斜軸部は上記の構造線側に偏在しており、そのプランジは大野川地溝帯中部で最も大きい。軸部には7つの向斜が雁行状に発達し、向斜の間には比較的小規模な背斜が介在する。向斜についてみると、東側のものほど規模が小さくなり、その変化にはかなり規則性が認められる。複向斜翼部にも多数の小さな背斜・向斜があり、北翼部は褶曲と断層の複合した複雑な構造を示す。断層の多くは北傾斜の逆断層で、それによる地層の変位は一連の断層でも場所によってかなり異なる。地層の傾斜は変化に富み、その地域差に基づき大野川地溝帯東半部は6帯に細分される(第31図)。この地溝帯は領家帯と三波川帯にまたがるわけであるが、両帯の境界をなす中央構造線は三ノ岳緩斜帯の東縁付近に位置すると推定される。

(4) 大野川層群は粗粒堆積物に富む異常に厚い地層群で、大部分が海成層からなり、その最大層厚は40,000m内外にも達する。なお、宇曾層(赤色岩層)をはじめ霊山層 R1aの一部などは非海成層の可能性が強い。本層群はきわめて顕著な層相の側方変化を示し、大きく北部相・中軸相および南縁相とに分けられ、さらに部層単位でこまかく相区分される(第4, 18, 42図)。北部相は礫岩の卓越する沿岸性~三角洲型堆積物、中軸相は turbidite でそれぞれ特徴づけられ、前者のみならず後者の堆積物も主として堆積盆地の北側から供給された。一方、南縁相は南側から由来した礫質堆積物で特徴づけられる。一般に相境界(部層境界と一致する部分を除く)は時代面と大きく斜交し、複向斜軸線に平行ないしそれにちかい方向にのびる場合が多い。また、相境界は累層の境付近の層準でずれ、各累層はかなり個有の層相分化を示す。下部亜層群以上についてみると、亜層群のなかでは下位の累層ほど層相の側方変化が著しく、かつ中部および上部亜層群

の場合には slumping によって形成された礫質泥岩が多い。大野川層群、とくに中軸相 (turbidite 相) においては級化層理・sole mark (flute cast・furrow flute cast・groove cast・bounce cast・crescentic cast・frondescant cast・load cast・生痕)・convolute lamination・current ripple lamination・同時侵食礫・scour and fill 構造・slump 構造など種々の堆積構造が発達している。sole mark で示される流れの方向は第39, 40, 41図のようであり、堆積物の運搬には lateral(ないし oblique) current と longitudinal current の両方が関与している。ただし、後者の大部分は前者から由来したものである。longitudinal current は南西に流れており、その方向は複向斜軸で代表される現在の構造軸の傾斜方向とまったく逆である。

大野川層群の場合、堆積盆地の軸部は複向斜軸部とほぼ一致しており、沈降(堆積)の中心は時代とともに南西から北東に向かって移動し、異常なはやさで地層が堆積していった。おそらく沈降の中心の移動はかなり間歇的におこり、顕著なものは亜層群または累層に対応する規模の堆積輪廻が更新する時期に生じたであろう。堆積盆地の南方延長は秩父帯にひろがり、そこに本層群相当層(田野層群はその一部)が堆積した。また、この盆地は御船層群や御所浦層群の堆積盆地と連続していただろう。しかしながら後2者の場合よりも沈降量ははるかに大きく、かつ長期にわたって存続した。大野川層群の堆積期間を通じ領家帯以北に著しい上昇を続ける山地があり、少なくとも中部亜層群の時期になると三波川帯にも地背斜的な隆起帯が出現し、これらから種々の火成岩・堆積岩および変成岩(片麻岩・結晶片岩など)の碎屑物が多量にもたらされた。なお、三波川帯においてはまずはじめに非変成古期堆積岩があらわれ、上昇・侵食が進むにつれ漸次より深部の変成岩が露出していった。一方、盆地の南側、すなわち秩父帯にも陸地が存在したが、これは北側のものに比べ小規模で、堆積物の供給量ははるかに少なかった。烏岳層 U2 部層の時期には白杵一八代構造線にそって基盤岩類が衝出し、これからきわめて粗い礫質堆積物がもたらされた。大野川層群およびその相当層は第46図に示すような機構で堆積し、複向斜構造の胚芽はすでに地層堆積中からめばえていたと考えられる。そして、これらの堆積や変形は白杵一八代構造線またはその付近を境とする基盤の著しい差別的昇降運動によって強く規制されている。

(5) 酸性凝灰岩または凝灰質岩が少なくとも溜水層に1層、無垢島層に1層、田野層群に8層および大野川層群に36層認められる。この事実は後背地、おそらく内帯において宮古世から浦河世にかけて酸性火山活動があり、とくにギリヤーク世以降に著しかったことを示す。

(6) 従来、三波川変成岩の西縁を画し、かつ大野川層群を斜断する大断層(大野川構造線)があるとされていたが、このようなものは認められない。大野川層群と三波川変成岩は佐志生断層と呼称される正断層で境され、局部的ながら両者の間には粘板岩を主とし礫岩を挟む地層、すなわち西川内層がはさまこまれている(第27図)。西川内層は上部二畳系水越層に対比される可能性が強い。領家・三波川両帯を画する構造線、つまり中央構造線は大野川層群に覆われ、位置的には佐賀関半島の北側を通して傾山北方の小原付近にのび、そこで白杵一八代構造線に合流すると考えられる。ただしこの場合、三波川変成帯は中央構造線をこえて西方にのび、領家帯(領家変成帯)に及んでいたとみるのが妥当である。三波川帯のうち現在大野川層群が分布している部分では、同層群の下位に西川内層類似の地層があると推察される。白杵一八代構造線は小原付近以西で領家・秩父両帯、それ以东では三波川・秩父両帯をそれぞれ境し、四国の御荷鉢構造線につらなるもので、大野川層群堆積後はもちろんのこと、堆積中にも活動しており、その起源は少なくとも白亜紀中頃以前にさかのぼる。御船層群の基盤をなす木山変成岩はおそらく大分一熊本構造線にそって衝出した変成岩で、三郡変成岩や三波川変成岩よりも古いものだろう。大分一熊本構造線以南の領家帯(肥後帯)は多分に外帯的な性質をそなえており、本構造線は“古中央構造線”とでも称すべき性格のものである。周知のように四国や紀伊半島では市ノ川時階(和泉層群後・中～上部始新統久万層群前)に中央構造線にそって著しい断層運動があったが、九州ではこの運動は主として佐志生断層として表現されている。なお、この時階には大分一熊本構造線も活動したと推定される。

(7) 大野川盆地付近では後期中生代の変動期として次のような時階(階梯)が識別される。1) 新開層前(ジュラ紀中期～後期初頭)、2) 新開層後・山部層前、3) 山部層後・落谷層前、または戸川層後・笠部層前、4) 落谷層後・溜水層前、5) 溜水層後・佩楯山層群前、6) 佩楯山層群後・大野川層群前、7) 大野川層群、とくにその中部亜層群堆積中、8) 大野川層群後(浦河世末期)、9) 市ノ川時階(白亜紀末～

古第三紀初頭)。これらのうち、構造発達史上重要なのは1), 5), 6), 8), 9)の時階である。ジュラ紀後期から下部白亜紀までは、5)をはじめ各時階ごとに堆積盆地の消長が繰り返えされたが、沈降軸は秩父帯に位置していた。6)の時階以後は白杵一八代構造線付近からその北側にかけての地帯が著しく沈降しはじめ、大野川層群の堆積盆地が出現する。この盆地は御所浦・御船両層群の堆積盆地と連続していたとみなされる。なお、前者が少なくとも浦河世後期まで存続したのに対し、後者はギリヤーク世をもって消滅した。大野川層群それ自体変動時の堆積物であり、地層の堆積と平行して褶曲もある程度進行した。盆地内外の動揺はとくに本層群堆積の後半にはいって著しく、中部亜層群の時期には白杵一八代構造線にそって基盤岩類が衝出し、三波川変成岩の一部が急速に上昇しはじめる。8)の時階になると大野川層群の堆積盆地にかわって、その北側に和泉層群の堆積盆地が誕生する。これらの配列は雁行状であり、後者は四国以東において白亜紀末まで存続した。大野川層群は8)の時階にもかなり変形したであろうが、現在みられるような複向斜構造ができあがったのは、和泉層群の場合同様に白亜紀末～古第三紀初頭の変動期、すなわち市ノ川時階であろう。この時期には三波川変成岩が広域にわたり著しく上昇し、「市ノ川時階の中央構造線」やその西方延長にあたる佐志生断層が形成された。また、おそらく白杵一八代構造線にそって大規模な変位がおこり、大分一熊本構造線も活動したと推定される。

(8) 前記の諸時階は九州西部の八代・天草・御船などの諸地域でも識別されているが、これらの時階における地殻変動の表現は概して九州東部(大野川盆地付近)のほうが顕著である。九州東部の上部中生層は九州西部のそれよりも粗粒堆積物に富み、しかも層厚が厚く、その差は新期の地層ほどはなほだしい傾向がある。また多くの場合、前者は軸が東ないし北東にかなりの傾斜をもって沈下する褶曲をなしているのに対し、後者は軸がほぼ水平または南西に緩く傾斜する褶曲を形成している。これらの事実からして、後期中生代には九州西部よりもその東部のほうが構造的により不安定だったといえよう。

文 献

- AMANO, M. (1957): Upper Cretaceous molluscan fossils from Shimokoshiki-jima, Kyushu. *Kumamoto Jour. Sci.*, [B], vol. 2, p. 51~67.
- AMANO, M. (1960): Geology of Tobase-jima and Senzokuzōzō-jima, Amakusa, Kumamoto prefecture. *Kumamoto Jour. Sci.*, [B], vol. 4, p. 1~12.
- AMANO, M., OGATA, S. & NIRE, N. (1958): On the *Tendagurium* from the lower bed of the Goshonoura group in Shishi-jima, Kagoshima prefecture, Kyushu, Japan. *Kumamoto Jour. Sci.*, [B], vol. 3, p. 17~20.
- 天野昌久・今西 茂 (1958): 熊本市周辺の白亜系について, 「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 7, p. 149~150
- 坂野昇平 (1963): 熊本県木山東方の変成岩, 地質雑, vol. 169, p. 476~477
- CAMPBELL, J.D. (1958): En echelon folding. *Econ. Geol.*, vol. 53, p. 448~472.
- CROWELL, J.C. (1957): Origin of pebbly mudstones. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 68, p. 993~1008.
- CUMMINS, W.A. (1959): The Lower Ludlow grits in Wales. *Liverpool Manchester Geol. Jour.*, vol. 2, p. 168~179.
- DEWEY, J.F. (1962): The provenance and emplacement of Upper Arenigan turbidites in Co. Mayo, Eire. *Geol. Mag.*, vol. 99, p. 238~252.
- DZULYNSKI, S., KSIĄZKIEWICZ, M. & KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, p. 1089~1118.
- DZULYNSKI, S. (1963): Directional structures in flysch. *Studia Geol. Polon.*, vol. 12, p. 1~136.
- 愛媛県 (1962): 愛媛県地質図および同説明書, p. 1~182
- 藤井浩二 (1954): 大分県白杵地域の層序と構造 (1, 2), 地質雑, vol. 60, p. 413~427, p. 495~500
- 藤井浩二 (1956): 九州八代地方中生界の砂岩, 地質雑, vol. 62, p. 193~211

- 藤本治義・松本達郎 (1939) : 熊本県上益城郡の秩父系の1累層について, 地質雑, vol. 46, p. 189~192
- 藤田至則 (1953) : 地層の将棋倒し構造について, 新生代の研究, no. 18, p. 1~10
- 藤田至則 (1958) : 地層の将棋倒し構造についての一試論, 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 294~303
- HADA, S. (1967) : Geology of the Middle-Aritagawa district, Wakayama prefecture, with special reference to the relationship between the Chichibu belt and Sambagawa belt. *Bull. Osaka Museum National History*, no. 20, p. 39~60.
- 原田幹彦 (1965) : 松山市東方地域の和泉層群の研究, 九大理学部研究報告, [地質], vol. 8, p. 137~156
- 原田幹彦 (1968) : 中野帯 (三宝山層群) の層序, 地質雑, vol. 74, p. 92
- 端山好和 (1962) : 三郡・三波川・領家変成帯の相互関係, 地球科学, no. 63, p. 25~32
- 浜田隆士 (1959) : 西南日本外帯ゴトランド系の層序と分帯, 地質雑, vol. 65, p. 688~700
- 橋本 勇 (1962) : 九州南部における時代未詳層群研究の総括, 九大教養部地学研究報告, no. 9, p. 13~69
- HAYAMI, I. (1965) : Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], *Geol.*, vol. 15, p. 221~349.
- 波多江信広 (1960) : 天草下島南半部の地質と地質構造, 鹿兒島大理科報告, no. 9, p. 61~107
- 早瀬一・石坂恭一 (1967) : Rb-Sr 法による地質年令 (I) ——西南日本, 岩鉱, vol. 58, p. 201~212
- 日隈四郎 (1962) : 恐竜に伴う2, 3の問題, 長崎県地学会誌, no. 1, p. 13~16
- 平山 健・神戸信和 (1956~1957) : 5万分の1地質図幅「八幡浜・伊予高山」および同説明書, 地質調査所, p. 1~46
- 伊木常誠 (1901) : 九州中部の地質構造, 地質雑, vol. 8, p. 80~93
- 今井 功・寺岡易司 (1968) : 宮崎県耳川流域の四万十累層群, 地質雑, vol. 74, p. 92
- 井上秀雄 (1964) : 大分県津久見石灰岩中のドロマイト鉱床, 地調月報, vol. 15, p. 517~546
- 石井健一・市川浩一郎・甲藤次郎・吉田博直・小島丈児 (1957) : 四国上八川—伊野間路線に沿う秩父累帯の地質 (予土路線に沿う地質, そのII), 地質雑, vol. 63, p. 449~454
- 岩崎正夫 (1953) : 長崎県の低変成度結晶片岩地域の構造的特性, 地球科学, no. 13, p. 19~21
- 自在丸新十郎 (1937) : 九州における藍閃石片岩類, 岩鉱, vol. 17, p. 290~303
- 神戸信和 (1957) : 5万分の1地質図幅「鞍岡」および同説明書, 地質調査所, p. 1~51
- KAMBE, N. (1963) : On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan. *Geol. Surv. Jap. Rep.*, no. 198, p. 1~66.
- 神戸信和・寺岡易司 (1968) : 臼杵地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, p. 1~63
- 勘米良亀令 (1953) : 球磨層——特に日本の二疊系上部統について, 地質雑, vol. 59, p. 449~468
- 勘米良亀令・古川博恭 (1964) : 上部ペルム系〜トリアス系神瀬層群 (三宝山帯の研究), 九大理学部研究報告, [地質], vol. 6, p. 237~258
- 加納博・吉田秀敏・蛭子貞二 (1962) : 薄衣式 (古生代) 礫岩としてのいわゆる見立礫岩について——含花崗岩質礫岩の研究 (その12), 地質雑, vol. 67, p. 209~218
- KARAKIDA, Y. (1963) : Petrological studies of naturally heated zircons, Pt. II, Petrology of some granitic xenoliths in volcanic rocks. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 14, p. 39~68.
- 唐木田芳文 (1965) : 中九州に点在する変成岩類と問題点, 変成帯 (“日本の変成帯形成史の総合研究” 連絡紙), no. 1, p. 4~14
- 唐木田芳文 (1966) : 根子岳熔岩の捕獲岩, 西南大文理論集, vol. 6, p. 117~130
- 唐木田芳文・井上 保・大島恒彦・宮地貞憲 (1967) : 朝地変成岩, 変成帯 (“日本の変成帯形成史の総合研究” 連絡紙), no. 4, p. 26~28
- 笠間太郎 (1953) : 速見火山区の地質, 地質雑, vol. 59, p. 161~172
- 鹿島愛彦 (1967) : 四国西部秩父累帯の地層配列——四国西部秩父累帯の研究V, 地質雑, vol. 73, p. 281

~289

- 河内洋佑・石原舜三・神戸信和 (1964) : 鹿児島県双子島および黒神の角閃岩, 地調月報, vol. 15, p. 341~343
- 河野義礼・植田良夫 (1967) : 本邦産火成岩の K-Ar dating (VI) —— 花崗岩類の総括, 岩鉱, vol. 57, p. 177~187
- KELLING, G. (1962) : The petrology and sedimentation of Upper Devonian rocks in the Rhinns of Galloway, Southwest Scotland, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 65, p. 107~137.
- KNILL, J. L. (1959) : Axial and marginal sedimentation in geosynclinal basins, *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 29, p. 317~325.
- KNILL, J. L. (1960) : Palaeocurrents and sedimentary facies of the Dalradian metasediments of the Graignish-Kilmelfort district, *Proc. Geologist's Assoc. Engl.*, 1959~1960, vol. 70, p. 273~284.
- KOBAYASHI, T. (1941) : Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands, *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, vol. 5, p. 219~578.
- KOBAYASHI, T. and NAKANO, M. (1958) : The Lower and Middle Cretaceous Trigonians in Wakayama, Oita and Kumamoto prefectures, West Japan, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 29, p. 1~3.
- 高知県 (1961) : 高知県地質図および同説明書, p. 1~129
- 小島丈児 (1950) : 西南日本外帯のいわゆる御荷鉢系について, 地質雑, vol. 56, p. 339~344
- KOJIMA, G. (1953) : Contributions to the knowledges of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone, *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 1, p. 17~46.
- 小島丈児・岡村義彦 (1952) : 地質巡検案内書「柳井地方」, 九大理学部地質教室, p. 1~18
- 小西健二 (1965) : 琉球列島 (南西諸島) 構造区分, 地質雑, vol. 71, p. 437~457
- KUENEN, PH. H. (1957) : Longitudinal filling of oblong sedimentary basins, *Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouw. Genoot., Geol. Ser.*, vol. 18, p. 189~195.
- KUENEN, PH. H. (1964) : Deep-sea sands and ancient turbidites, *Turbidites.*, Elsevier, Amsterdam, p. 3~33.
- KUENEN, PH. H. (1967) : Geosynclinal sedimentation, *Geol. Rundschau*, vol. 56, p. 1~19.
- 熊本県 (1963) : 熊本県地質図および同説明書, p. 1~35
- 松本達郎 (1936) : 九州大野川盆地の地史学的研究 (I, II), 地質雑, vol. 517, p. 758~786, vol. 518, p. 815~852
- 松本達郎 (1938) : 天草御所浦島における地史学的研究 (特に白亜系の地史学的研究), 地質雑, vol. 45, p. 1~46
- 松本達郎 (1939a) : 熊本県御船地方の地質学的研究 (特に白亜系を中心として), 地質雑, vol. 46, p. 1~12
- 松本達郎 (1939b) : 中部九州 (所謂長崎三角地域) に関連せる 2, 3 の地質学的問題, 地質雑, vol. 46, p. 366~382
- 松本達郎 (1949) : 肥後片麻岩地域の地史学的研究, 地質雑, vol. 55, p. 122
- MATSUMOTO, T. [Editor] (1954) : The Cretaceous system in the Japanese Islands, *Jap. Soc. Promotion Sci., Tokyo*, p. 1~324.
- 松本達郎 (1958) : 筑紫山地変成岩地域の地質, 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 141~161
- MATSUMOTO, T. (1959) : Zonation of the Upper Cretaceous in Japan, *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., [D]*, vol. 9, p. 55~93.
- MATSUMOTO, T., AMANO, M., OKADA, H. & OGURI, H. (1960) : *Graysonites* (Cretaceous ammonites)

- from Kyushu, with notes on stratigraphy. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 10, p. 41~58.
- MATSUMOTO, T. & KAMMERA, K. (1949): Contributions to the tectonic history in the Outer Zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 3, p. 77~90.
- 松本達郎・勘米良亀令 (1952): 地質巡検案内書「球磨川下流地域」, 九大理学部地質教室, p. 1~71
- 松本達郎・勘米良亀令 (1964): 5万分の1地質図幅「日奈久」および同説明書, 地質調査所, p. 1~147
- 松本達郎・野田光雄・宮久三千年 (1962): 日本地方地質誌「九州地方」, 朝倉書店, p. 1~423
- MATSUMOTO, T. & NODA, M. (1966): Notes on *Ammonites bravaicianus* d'ORBIGNY from the Cretaceous of France. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 64, p. 359~365.
- MATSUMOTO, T. & NODA, M. (1968): An interesting species of *Inoceramus* from the Upper Cretaceous of Kyushu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 71, p. 317~325.
- 松本達郎・他7名 (1967): 地史学 (下巻), 朝倉書店, p. 317~683
- 松本逕夫・橋本 勇 (1963a): 見上層基底の不整合について, 地質雑, vol. 69, p. 378~387
- 松本逕夫・橋本 勇 (1963b): 宮崎県見立地域の層序と構造, 九大教養部地学研究報告, no. 10, p. 39~54
- 松下久道・高井保明・高橋良平・浦田英夫・岩崎 徹・小原浄之介・富田宰臣・太田一也 (1959): 天草下島における白亜系と古第三系の境界について, 有孔虫, no. 10, p. 30~41
- MILLER, J. A., SHIDO, F., BANNO, S. & UYEDA, S. (1961): New data on the age of orogeny and metamorphism in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 145~151.
- MILLER, J. A., BANNO, S., HASHIMOTO, M. & IWASAKI, M. (1963): K-A ages of micas from the Sonogi, Konoha and Kiyama metamorphic terranes in Kyushu, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 34, p. 197~203.
- 宮久三千年 (1955): 尾平鉱床区の研究——花崗岩に伴う鉱床の2, 3の問題, 地球科学, no. 23, p. 15~24
- 宮久三千年 (1958): 尾平鉱山の接触交代鉛・亜鉛鉱床 (1), 九州鉱山学会誌, vol. 26, p. 11~25
- 宮地貞憲・富田 達・野田光雄 (1963): 大分県三重町・本匠村の先カンブリア紀岩類, 九大教養部地学研究報告, no. 10, p. 21~28
- MIYAKAWA, K. (1961): General consideration on the Sangun metamorphic rocks on the basis of their petrographical features observed in the San-in provinces, Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 9, p. 345~393.
- MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of the metamorphic belts. *Jour. Petr.*, vol. 2, p. 277~311.
- 都城秋穂 (1965): 変成岩と変成帯, 岩波書店, p. 1~458
- 宮崎県 (1955): 宮崎県北西部五箇瀬川・耳川上流地方の地質図および同説明書, p. 1~26
- 森山善蔵・種子田定勝 (1966): 別府市利水遂道産黒雲母片麻岩の岩塊——九州における新生代火山岩類中の外来岩片, 岩鉱, vol. 56, p. 75~77
- 長浜春夫 (1965): 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積, 地調報告, no. 211, p. 1~66
- 長浜春夫 (1968): 天草炭田牛深市付近でみられる斜層理, 地質雑, vol. 74, p. 142
- 永井浩三 (1956): 石鎚山第三紀層の地質時代と西南日本古第三紀の古地理, 愛媛大紀要, 自然科学, vol. 2, p. 145~154
- 永井浩三 (1958): 四国西部の中央構造線, 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 282~288
- 永井浩三・中野光雄 (1961): 愛媛県西宇和郡三瓶町2及2で下部白亜系の発見, 愛媛大紀要, 自然科学, vol. 4, p. 1~6
- 永井浩三・中野光雄・袋瀬六松 (1965): 愛媛県西宇和郡三瓶町高島付近の地質, 愛媛大紀要, 自然科学, vol. 5, p. 23~28
- 長峰久止・小島丈児 (1952): 大分県佐賀関半島結晶片岩地域の層序および構造, 地質雑, vol. 58, p. 273
- NAGAO, T. & MATSUMOTO, T. (1939~1940): A Monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan (I, II). *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ.*, vol. 4, p. 241~299, vol. 6, p. 1~64.

- NAKAGAWA, C. (1961) : The Upper Cretaceous Izumi group in Shikoku. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ., Nat. Sci.*, vol. 11, p. 77~124.
- NAKANO, M. (1957) : On the Cretaceous Pennatae Trigonians in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 28, p. 107~120.
- NAKANO, M. (1960) : Stratigraphic occurrences of the Cretaceous Trigoniids in the Japanese Islands and their faunal significances. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 3, p. 215~280.
- 野田勢次郎・納富重雄 (1917) : 20万分の1地質図幅「延岡」および同説明書, 地質調査所, p. 1~142
- 野田光雄 (1959) : 大分県豊栄鉱山付近の地質——特にゴトランド紀層の分布について, 九大教養部地学研究報告, no. 6, p. 1~8
- NODA, M. (1960) : A Gotlandian coral newly found in the Hoei mine, Oita prefecture, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, (2), *Geol. Spec.*, vol. 4, p. 125~126.
- 野田光雄 (1961) : 大分県三国峠付近の地質——特にゴトランド系について, 九大教養部地学研究報告, no. 7, p. 1~10
- 大分県 (1951) : 大分県地質図および大分県の地質と地下資源, p. 1~114
- 大分県 (1955) : 久住・祖母・傾山地区地質図
- OKADA, H. (1958) : *Matsumotoa* : A new Prionodont pelecypod genus from the Cretaceous Mifune group, Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 8, p. 35~48.
- OKADA, H. (1960) : Sandstones of the Cretaceous Mifune group, Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 10, p. 1~40.
- OKADA, H. (1961) : Cretaceous sandstones of Goshonoura Island, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 11, p. 1~48.
- 小野晃司 (1963) : 5万分の1地質図幅「久住」および同説明書, 地質調査所, p. 1~106
- 小野晃司 (1965) : 阿蘇カルデラ東部の地質, 地質雑, vol. 71, p. 541~553
- 大島恒彦 (1964) : 長崎県野母半島の結晶片岩, 九大理学部研究報告, [地質], vol. 7, p. 39~45
- 大島恒彦・井上 保・唐木田芳文・山本博達・宮地貞憲 (1967) : 大分県朝地変成岩類, 地質雑, vol. 73, p. 113
- PETTIJOHN, F.J. (1962) : Paleocurrents and paleogeography. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 46, p. 1468~1493.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1963) : *Paleocurrents and basin analysis*. Springer Verlag, Berlin, p. 1~296.
- RAMSAY, J.G. (1961) : The effects of folding on the orientation of sedimentation structures. *Jour. Geol.*, vol. 69, p. 84~100.
- 斎藤正次・神戸信和 (1954) : 宮崎県西臼杵郡三ヶ所村鞍岡付近の地質——ゴトランド系・二畳系ならびに白亜系の新しい分布, 地調月報, vol. 5, p. 103~109
- 斎藤正次・神戸信和・片田正人 (1958) : 5万分の1地質図幅「三田井」および同説明書, 地質調査所, p. 1~77
- 坂本峻雄 [編] (1961) : 生命の歴史, 岩波書店, p. 1~330
- 佐藤良昭 (1961) : 長崎県長崎市付近および熊本県天草下島に分布する古第三系の重鉱物組成, 地調月報, vol. 12, p. 31~43
- 関陽太郎・大場忠道・森 隆二・栗谷川幸子 (1964) : 紀伊半島中央部の三波川変成作用, 岩鉱, vol. 52, p. 73~89
- SHIBATA, K. & YAMAMOTO, H. (1965) : Potassium-argon age determination on the Higo metamorphic rocks. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 16, p. 283~284.
- 首藤次男 (1953) : 豊州果層群の地史学的研究 (1, 2), 地質雑, vol. 59, p. 225~240, p. 372~384
- 鈴木堯士 (1964a) : 高知県音川郡地域における三波川帯と秩父帯の関係, 地質雑, vol. 70, p. 339~347

- 鈴木堯士 (1964b) : 四国における御荷鉾緑色岩類 (1) ——高知県大杉地域の御荷鉾緑色岩類とその地質構造, 高知大学術研究報告, 自然科学, vol. 13, p. 93~102
- SUZUKI, T. (1965) : On the Kamiyakawa-Ikegawa tectonic line. *Geol. Rep., Hiroshima Univ.*, no. 14, p. 1~27.
- 須鎗和己 (1966) : 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その1), 徳島大教養部紀要, 自然科学, vol. 1, p. 9~18
- 須鎗和己・他10名 (1968) : 阿讃山脈東部の和泉層群の研究(その2), 徳島大教養部紀要, 自然科学, vol. 2, p. 7~16
- 橘 行一 (1967) : K-Ar 法による天草下島の結晶片岩類の変成の時代について, 岩手大教育研究年報, vol. 27, 第2部, p. 53~59
- TAKAI, Y. & MATSUMOTO, T. (1961) : Cretaceous-Tertiary unconformity in Nagashima, Southwest Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 11, p. 257~279.
- 田村 実 (1960a) : 宮崎県五ヶ瀬町より上部三畳系の発見, 地質雑, vol. 66, p. 552
- 田村 実 (1960b) : 鳥巢層群および類似層の層位学的研究, 熊本大教育学部紀要, 自然科学, no. 8, p. 1~40
- 田村 実・沢村昌俊 (1964) : 上部白亜系見岳山層, 熊本大教育学部紀要, 自然科学, no. 12, p. 15~22
- 田村 実・田代正之 (1966) : 熊本市南方の上部白亜系, 熊本大教育学部紀要, 自然科学, no. 14, p. 24~34
- TAMURA, M. & TASHIRO, M. (1967) : Cretaceous Trioniids from the Mifune group. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, Sec. 1, no. 15, p. 13~23.
- TAMURA, M., TASHIRO, M. & MOTOJIMA, T. (1968) : The correlation of the Mifune group with the Upper formation of the Goshonoura group, with description of some important pelecypods from the strata. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, Sec. 1, no. 16, 28~40.
- 田中啓策 (1965) : 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, 地調報告, no. 212, p. 1~34
- 寺岡易司 (1964) : 九州大野川盆地の白亜系, 地質雑, vol. 70, p. 391
- 寺岡易司 (1967a) : 大野川層群の堆積について, 地質雑, vol. 73, p. 137
- 寺岡易司 (1967b) : 中九州東部の基盤構造, 変成帯 (“日本の変成帯形成史の総合研究” 連絡紙), no. 4, p. 18~19
- 寺岡易司 (1968) : 九州東部の基盤構造と白亜紀堆積盆, 地質雑, vol. 74, p. 92~93
- TEN HAAF, E. (1959a) : Graded beds of the Northern Apennins. *Ph. D. thesis, Univ. Groningen*, p. 1~102.
- TEN HAAF, E. (1959b) : Properties and occurrence of turbidites. *Geol. en Mijnbouw(n.s.)*, 21e, p. 217~222.
- TOMITA, T. & KARAKIDA, Y. (1958) : Source identification of some granitic xenoliths in volcanic rocks. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 8, p. 25~34.
- 対島坤六・田中啓策・松野久也・山口昇一 (1958) : 5万分の1地質図幅「達布」および同説明書, 地質調査所, p. 1~66
- 植田俊郎 (1961) : 熊本県八代地方の対照的な2つの広域変成地域, 地質雑, vol. 67, p. 526~539
- 植田芳郎・古川允凡 (1960) : 天草上島の姫浦層群, 九大理学部研究報告, [地質], vol. 5, p. 14~35
- UEDA, Y. (1962) : The type Himenoura group, with paleontological notes by MATSUMOTO, T. and UEDA, Y. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], vol. 12, p. 129~178.
- 植田良夫・大貫 仁 (1968) : 本邦変成岩の K-Ar dating (1) ——九州八代片麻岩類・木山並びに彼杵変成岩類, 岩鉱, vol. 60, p. 159~166
- UNRUG, R. (1963) : Istebna beds—a fluxoturbidite formation in the Carpathian flysch. *Ann. Soc.*

- Geol. Polog.*, vol. 33, p. 49~92.
- 矢部長克 (1925) : 第三紀およびその直後における九州地史の大要, 学協報, vol. 1, p. 169~180
- YABE, H. (1926) : The Median line of Southwest Japan, its position on the Island Kyushu. *Proc. 3rd. Pan-Pacific Congr., Tokyo*, vol. 1, p. 533~541.
- YABE, H. (1927) : Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, vol. 11, p. 22~100.
- YABE, H. (1959) : The Median dislocation line of Southwest Japan, reconsidered. *Proc. Japan Acad.*, vol. 35, p. 384~387.
- 矢部長克・尾崎 博 (1961) : 西南日本における中央構造線中区の考察, 国立科学博物館研究報告, vol. 5, p. 121~141
- 山上万次郎 (1896) : 20万分の1地質図幅「大分」および同説明書, 地質調査所, p. 1~81
- 山本博達 (1953) : 熊本県肥後片麻岩地域の変成地質——特に富田氏の“ジルコン法”について, 九大理学部研究報告, [地質], vol. 4, p. 81~93
- YAMAMOTO, H. (1962) : Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of Central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, vol. 12, p. 93~172.
- 山本博達 (1964) : 熊本市東方木山地区の変成岩, 九大理学部研究報告, [地質], vol. 7, p. 33~38
- 山本博達 (1965) : 九州中部の時代未詳片状岩, 岩石構造 (構造岩石学研究会機関紙), no. 7, p. 16~18
- 山下 昇 (1957) : 中生代 (上), 地団研双書10, p. 1~94
- 柳 哮 (1967) : 筑後変成岩類について, 地質雑, vol. 73, p. 113
- 柳田寿一 (1958) : 上部二疊系水越層, 地質雑, vol. 64, p. 222~231
- 江原真伍 (1921) : 九州の和泉砂岩層, 地質雑, vol. 28, p. 389~398
- YEHARA, S. (1924) : On the Izumi-sandstone group in the Onogawa basin (Prov. Bungo) and the same group in Uwajima (Prov. Iyo). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 3, p. 27~39.
- 横山鶴雄 (1965) : 津久見石灰岩 (東部地区) の層序と構造, 広大地学研究報告, no. 14, p. 185~195
- 吉村豊文・松石秀之・宮久三千年 (1952) : 地質巡検案内書「祖母山と傾山を中心とする地域」, 九大理学部地質教室, p. 1~40

(昭和43年10月稿)

Cretaceous Formations in the Onogawa Basin and Its Vicinity, Kyushu, Southwest Japan

By

Yoji TERAOKA

Abstract

The studied area is located in eastern Kyushu, and is geotectonically occupied by the Chichibu, the Sambagawa and the Ryoke terrains from south to north. In this paper, the Upper Mesozoic deposits widely distributed therein are discussed, with special reference to the Upper Cretaceous Onogawa group, and the following is offered as concluding remarks.

(1) The stratigraphic succession of the Upper Mesozoic deposits in the present area is summarized as shown in Table 6.

(2) The Upper Mesozoic sequence in the Chichibu terrain is composed chiefly of shallow sea sediments with occasional insertions of unconformity, and is divided into many formations or groups, each of which shows generally a cycle of sedimentation, beginning with basal conglomerate. Red beds are characteristically developed in the Upper Miyakoan formations, that is, the Mukujima, the Koshigoe and the Takahata formations. Acid tuff or tuffaceous rocks are intercalated at one, one and eight horizons in the Tamarimizu formation, the Mukujima formation and the Tano group, respectively. The Tano group and its equivalent part within the Onogawa group, namely, the Lowermost subgroup are remarkably different in lithofacies and thickness from each other, although they were deposited in a single basin of sedimentation together.

The Upper Mesozoic formations in the Chichibu terrain are involved in the zonal structure particular to the Outer Zone of Southwest Japan together with the basement complex, thus occurring in several separate belts and occasionally forming synclines plunging to the northeast. Despite a few exceptions, the younger the strata, the more northward they occur. Furthermore, it is pointed out that the Tano group occupies structurally the distal part of the southern wing of a synclinorium of the Onogawa group.

(3) The Onogawa group is developed in the Onogawa graben which extends over the Sambagawa and the Ryoke terrains and is separated from the Chichibu terrain by the Usuki-Yatsushiro tectonic line. Based on the major cycles of sedimentation, the group is divided into the Lowermost, the Lower, the Middle and the Upper subgroups, each of them comprising two or three minor cyclic units represented by formations. The successive zones of *Inoceramus hobetsensis*, *I. teshioensis*, *I. uwajimensis* and *I. amakusensis* are recognized in the Onogawa group except for the lower half of the Lowermost subgroup. The basal part of the group contains abundantly bivalve fossils which are common to those from the lower part of the Gyliakian Mifune group in western Kyushu. Taking the fossil evidence mentioned above into consideration, the age of the Onogawa group is concluded as shown in Table 3.

The Onogawa group forms an asymmetrical synclinorium plunging to the northeast, the plunge of which is steepest in the mid part of the Onogawa graben, becoming successively gentle toward both the northeast and the southwest. The axial part of the synclinorium where the strata are thickest

is occupied by seven synclines and six subordinate anticlines placed in echelon. It is noteworthy that a given syncline is smaller on scale than another southwestern adjoining one. The wings of the synclinatorium also are modified by numerous minor folds and associated faults. The eastern half of the Onogawa graben is partitioned into six structural belts showing the respective general inclination of the strata (Fig. 31).

(4) The Onogawa group is an extraordinary thick sequence, about 40,000m in maximum thickness, of marine clastic sediments with a small amount of probably non-marine ones, and is intercalated with occasional acid tuff layers. It shows remarkable lateral change in sedimentary facies, and thus is roughly classified into the northern, the axial and the southern marginal facies which are subdivisible into many facies (Figs. 4, 18, 42). The individual formations or subgroups present their respective facies changes laterally as well as vertically. The northern facies is characterized by the predominance of deltaic conglomerate and the axial facies by that of turbidite, the clastics of both the facies being supplied mostly from the source areas on the north side of the sedimentary basin. On the other hand, the southern marginal facies is a conglomeratic facies comprising materials derived from the southern source areas. Generally speaking, the facies boundaries run nearly parallel to the axis of the synclinatorium.

(5) In the Onogawa group, especially of the axial facies, are developed graded bedding, sole marks (flute casts, furrow flute casts, groove casts, bounce casts, load casts and others), convolute lamination, current ripple lamination, intraformational shale fragments, scour and fill structures, and slump structures. Their abundance and characters vary in a greater or lesser degree both vertically and laterally with the lithofacies. In this connection, it is noted that pebbly mudstone with slump structures is well developed especially in the lowermost formation within each of the Middle and the Upper subgroups. From the frequent occurrence of the sedimentary structures mentioned above and the paleo-current system inferred from the sole marks (Figs. 39, 40), it is deduced that during the deposition of the group in question defined submarine slopes prevailed and resultant turbidity currents played an important part for the transporting of sediments. The sediments were carried by both lateral and longitudinal currents, the latter being derived from the former and flowing down mostly in the direction opposite to that of the plunge of the present synclinatorium.

(6) During the deposition of the Onogawa group there were extensively rising mountains in the Ryoike terrain and northward, from which great quantities of clastic materials were incessantly supplied into the basin. It may be said in passing that the Ryoike metamorphic rocks such as gneisses and schistose hornfels had been exposed at the time. At least on and after the age of the Middle subgroup there occurred active sources for coarse clastics of older sedimentary rocks and crystalline schists in the Sambagawa terrain. On the other hand, it is sure that a part of the sediments was derived from less rising source areas in the Chichibu terrain. For the Ugaku time the basement complex was squeezed out along the Usuki-Yatsushiro tectonic line, forming submarine ridges. Within the Onogawa sedimentary basin the axis of which was situated about that of the present synclinatorium, the most intensely subsiding part shifted step by step from southwest to northeast with time.

From the structural and facies analyses, it is concluded that the accumulation and the deformation of the Onogawa group were fundamentally controlled by the activity of the Usuki-Yatsushiro tectonic line, and that embryonic folding took place during the deposition of the strata under consideration. Integrating all the available evidence, the Onogawa group and its equivalents may have been deposited in a manner as shown in Fig. 46.

(7) The Onogawa tectonic line is disapproved, which has been said to be a large fault denoting the western margin of the Sambagawa metamorphic rocks and diagonally crossing the Onogawa group. This group is bounded on the Sambagawa metamorphic rocks by a normal fault named the Sashu fault,

along which the probably Permian, non-metamorphic strata with some conglomerates (the Nishikawa-uchi formation) are locally distributed.

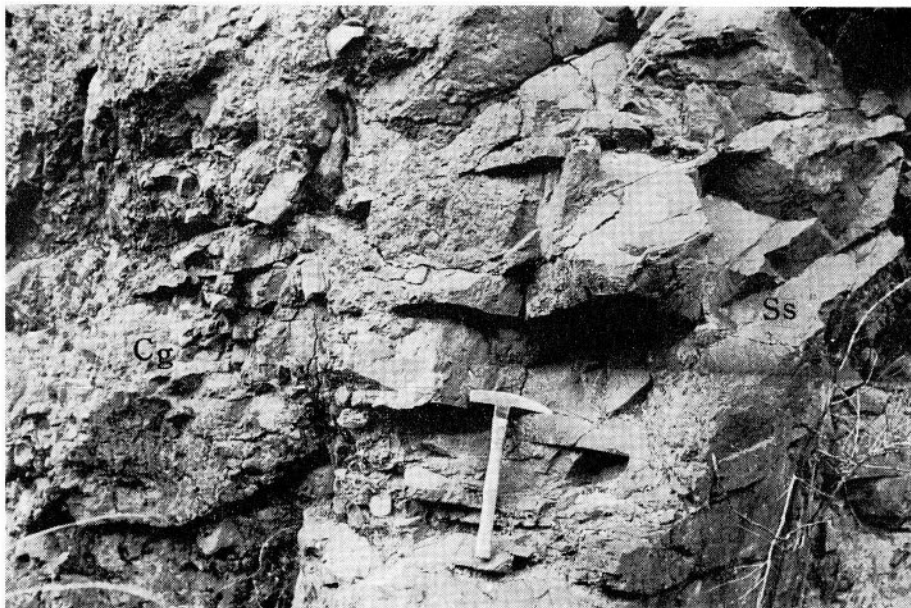
The Median tectonic line separating the Ryoke terrain from the Sambagawa terrain lies concealed beneath the Onogawa group. It may extend to Kobaru north of Mt. Katamuki by way of Hetsugi, then joining with the Usuki-Yatsushiro tectonic line (Figs. 47, 48). Consequently, the Sambagawa terrain is considered to disappear in the eastern part of Kyushu. There is no clear evidence for the activity of the Median tectonic line during the deposition of the Onogawa group. The Sashu fault is regarded as a western extension of the large fault called the Median tectonic line of the Ichinokawa phase which runs between the Upper Cretaceous Izumi group and the Sambagawa metamorphic rocks in Shikoku. The Usuki-Yatsushiro tectonic line perhaps had been occurred prior to mid-Cretaceous age, and was active during and after the deposition of the Onogawa Cretaceous sequence. It is plausible that the Kiyama metamorphic rocks overlain by the Gyliakian Mifune group were squeezed out along the Oita-Kumamoto tectonic line, being much older in radiometric age than both the Sambagawa and the Sangun metamorphic rocks.

(8) In the Onogawa Basin and its vicinity, eastern Kyushu the Late Mesozoic tectonic movements must have proceeded step by step, their perceptible phases being as follows: 1) pre-Shinkai, probably in the Middle Jurassic or earliest Late Jurassic; 2) post-Shinkai—pre-Yamabu; 3) post-Yamabu—pre-Ochidani; 4) post-Ochidani—pre-Tamarimizu; 5) post-Tamarimizu—pre-Haidateyama; 6) post-Haidateyama—pre-Onogawa; 7) Onogawa, during the deposition of the Middle subgroup; 8) post-Onogawa, probably in the Latest Urakawan; and 9) Ichinokawa, in the latest Cretaceous or the earliest Paleogene. Among them, phases 1, 5, 6, 8 and 9 are significant from the paleogeographic point of view. At phases 6 and 8, the noticeable shift of the sedimentary basin took place from south to north. The Izumi basin appeared in relation to the extinction of the Onogawa basin at phase 8, the two basins being placed in echelon. At phase 9, there occurred the extensive upheaval of the Sambagawa metamorphic rocks and the strong deformation of the Upper Cretaceous deposits. The great displacement along the Usuki-Yatsushiro tectonic line must have come about at this phase. The Late Mesozoic sedimentary basins had a tendency to shift northward with time.

(9) The above phases of the tectonic movements are recognized not only in eastern Kyushu but also in western Kyushu such as the Yatsushiro, the Amakusa and the Mifune areas. Most of them, however, are more distinctly marked in eastern Kyushu than in western Kyushu. The Upper Mesozoic sequence in eastern Kyushu is on the whole richer in coarse clastic sediments and thicker than that in western Kyushu. Furthermore, the former affords folds with axes inclining moderately to the northeast, while the latter forms non-plunging folds or folds plunging gently to the southwest. These facts suggest that in the Late Mesozoic time eastern Kyushu was tectonically more unstable than western Kyushu.

PLATES
AND
EXPLANATIONS

(with 18 Plates)



1. 宇曾層の赤色礫岩および砂岩

Red conglomerate (Cg) and sandstone (Ss), Uso formation, locality 1.



2. 靈山層 R1b の礫岩

Conglomerate containing angular to rounded clasts of various kinds of older rocks, member R1 - facies b, Ryozen formation, locality 2.



3. 奥河原内層, O1a の礫岩

Conglomerate containing rounded pebbles and cobbles mainly of plutonic and volcanic rocks, member O1 - facies a, Okukawarauchi formation, locality 3.



1. 柴北層 S1b の層厚理砂岩

Thick-bedded sandstone, member S1 — facies b, Shibakita formation, locality 5.



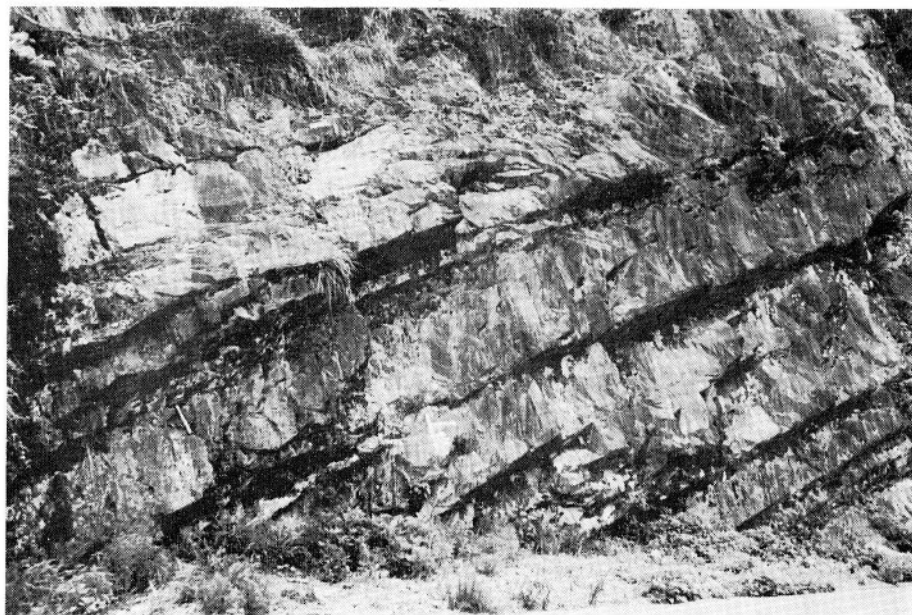
2. 柴北層 S2b の酸性凝灰岩 (t_{14})

Thin-bedded acid tuff (t_{14}), member S2 — facies b, Shibakita formation, locality 9.



1. 柴北層 S2b の砂岩頁岩中互層

Medium-bedded alternation of sandstone and shale, member S2 — facies b, Shibakita formation, locality 8.



2. 大銅層 IIaの中層理砂岩

Medium-bedded sandstone, member II — facies a, Inukai formation, locality 13.



1. 鳥岳層 U1b の礫岩

Peculiar conglomerate containing angular and rounded clasts of various kinds of older rocks, member U1 - facies b, Ugaku formation, locality 20. The rounded clasts are composed mostly of plutonic rocks, quartz and gneiss, while the angular ones of slate and schist.



2. 鳥岳層 U2c の砂岩頁岩互層

Alternation of sandstone and shale, member U2 - facies c, Ugaku formation, locality 22.



1. 烏岳層 U2d の頁岩および礫質泥岩
Shale (Sh) and pebbly mudstone (Pm), member U2 - facies
d, Ugaku formation, locality 24.



2. 烏岳層 U2e の頁岩砂岩薄互層
Thin-bedded alternation of shale and sandstone, member
U2 - facies e, Ugaku formation, locality 28.



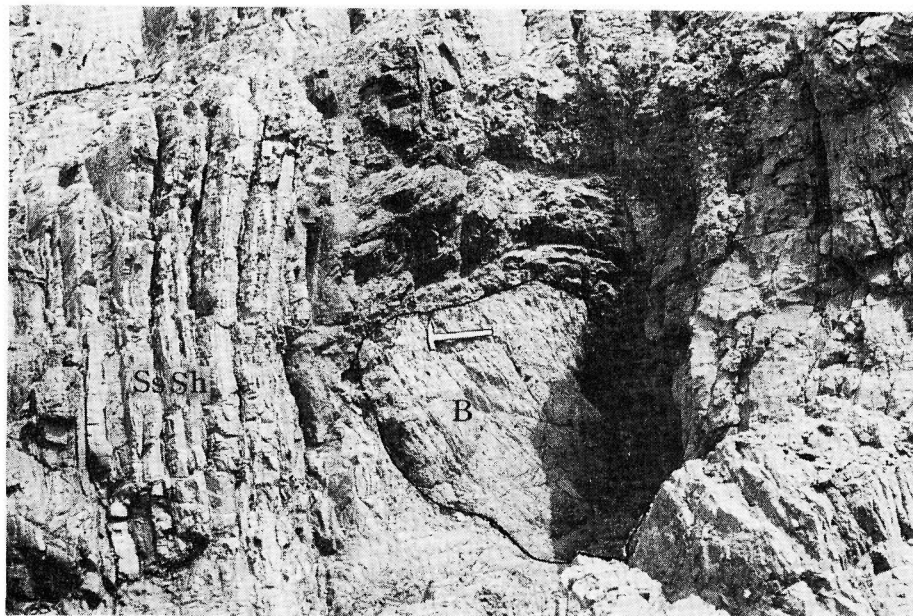
1. 鳥岳層 U2e の礫岩

Conglomerate containing small pebbles, member U2 - facies e, Ugaku formation, locality 27.



2. 鳥岳層 U2f の礫岩・砂岩および頁岩の交互層

Conglomerate (Cg) alternating with sandstone (Ss) and shale (Sh), member U2 - facies f, Ugaku formation, locality 29. The conglomerate is composed mostly of angular clasts of semischist. See Fig. 24.



1. 海辺層 A1c の砂岩頁岩薄互層中に含まれる泥質片岩巨礫

Huge boulder of pelitic schist (B) in thin-bedded alternation (SsSh) of sandstone and shale, member A1 - facies c, Amabe formation, locality 34.



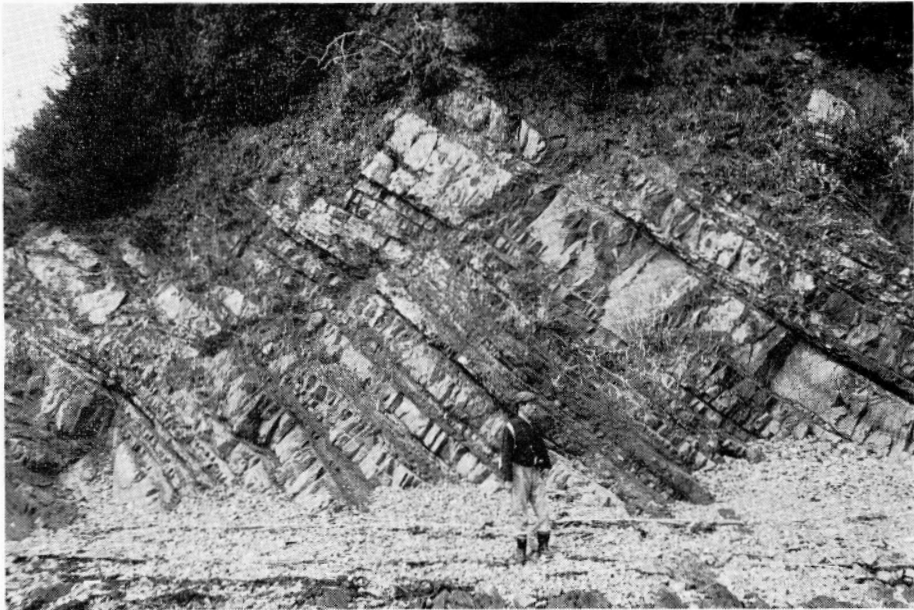
2. 海辺層 A2c の砂岩中に含まれる泥質片岩巨礫

Huge boulder of pelitic schist (B) in sandstone bed (Ss), member A2 - facies c, Amabe formation, locality 35.



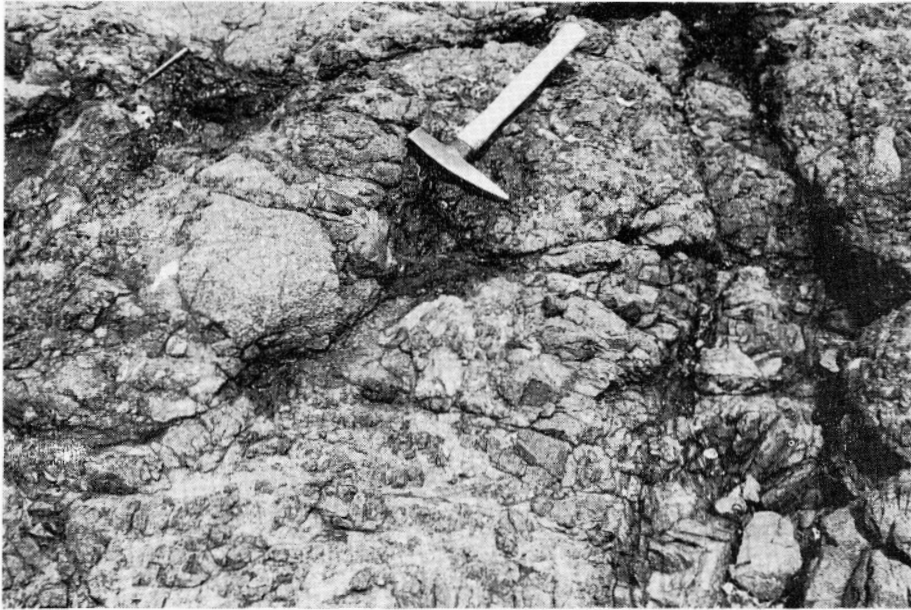
1. 主として結晶片岩礫からなる海辺層 A1c の礫岩

Conglomerate composed mostly of angular clasts of schist,
member A1 - facies c, Amabe formation, locality 34.



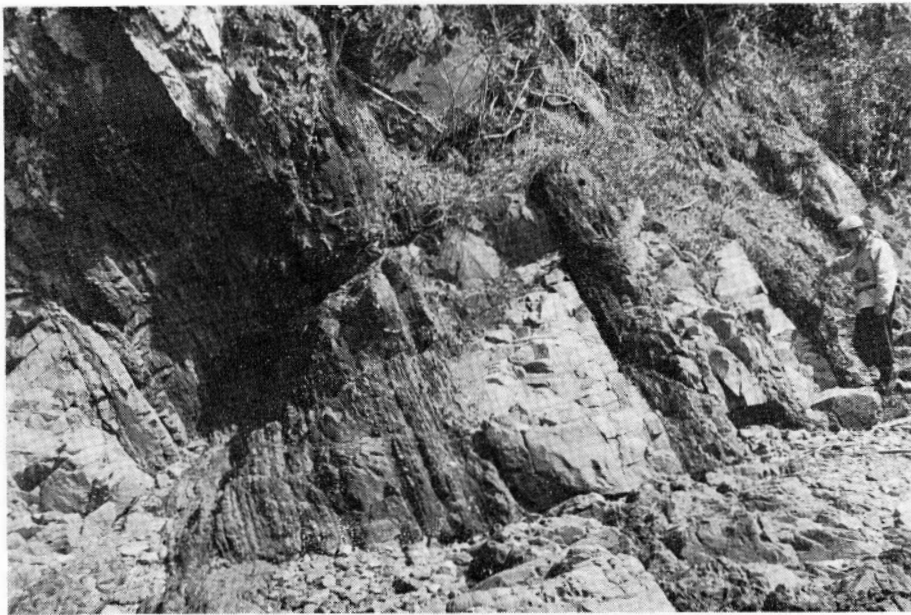
2. 海辺層 A1d の砂岩頁岩中互層

Medium-bedded alternation of sandstone and shale, member
A1 - facies d, Amabe formation, locality 32.



1. 海辺層 A1e の礫岩

Conglomerate containing abundantly pebbles of granite,
member A1 -- facies e, Amabe formation, locality 31.



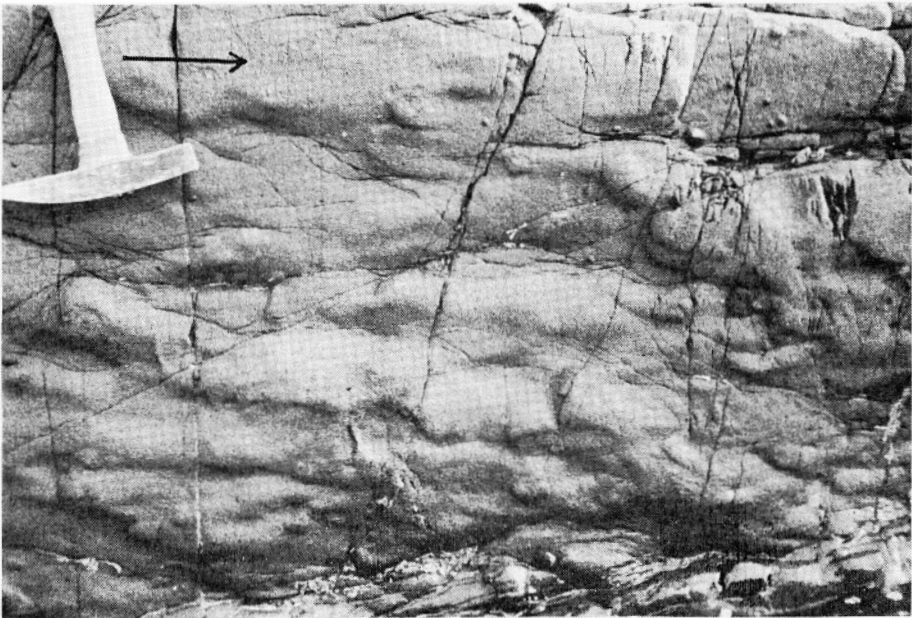
2. 海辺層 A2b の逆転した砂岩頁岩厚互層

Overtured, thick-bedded alternation of shale and sandstone,
member A2 -- facies b, Amabe formation, locality 41.



1. 烏岳層 U1e にみられる flute cast

Flute casts on base of sandstone bed, member U1 — facies e, Ugaku formation, locality 18. Arrow shows current direction.



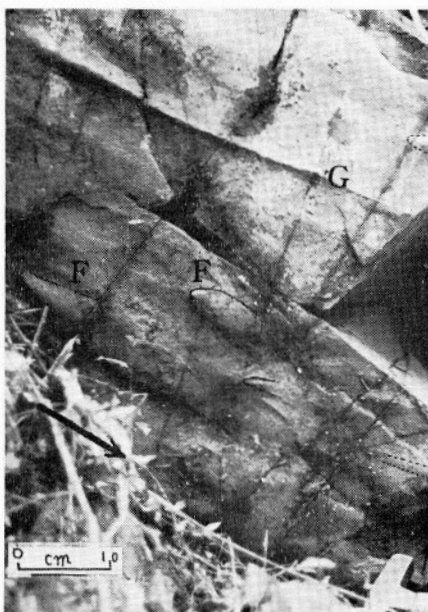
2. 海辺層 A2b にみられる flute cast

Flute casts on base of sandstone bed, member A2 — facies b, Amabe formation, locality 37. Arrow shows current direction.



1. 犬飼層 IIc にみられる flute cast と groove cast

Flute casts (F) and groove casts (G) on base of sandstone bed, member II - facies c, Inukai formation, locality 10. Arrow shows current direction.



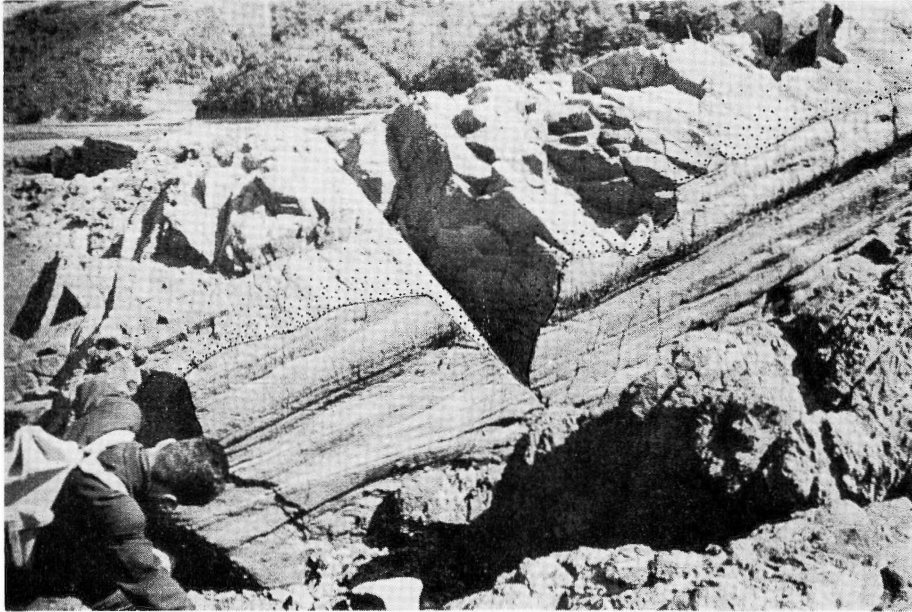
2. 烏岳層 U2e にみられる flute cast と groove cast

Flute casts (F) and groove casts (G) on base of sandstone bed, member U2 - facies e, Ugaku formation, locality 26. Arrow shows current direction.



3. 烏岳層 U2e にみられる furrow flute cast

Furrow flute casts (longitudinal ridge moulds) on base of sandstone bed, member U2 - facies e, Ugaku formation, locality 23. Arrow shows current direction.



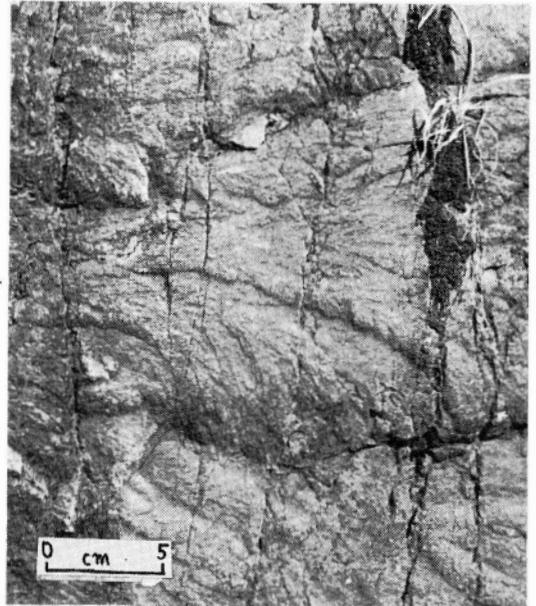
1. 海辺層 A2b にみられる大きな groove cast

Large groove casts superimposed with longitudinal ridges and striations on base of sandstone bed, member A2 — facies b, Amabe formation, locality 38.



2. 犬飼層 IIc にみられる frondescant cast

Frondescant casts on base of sandstone bed, member II — facies c, Inukai formation, locality 10.

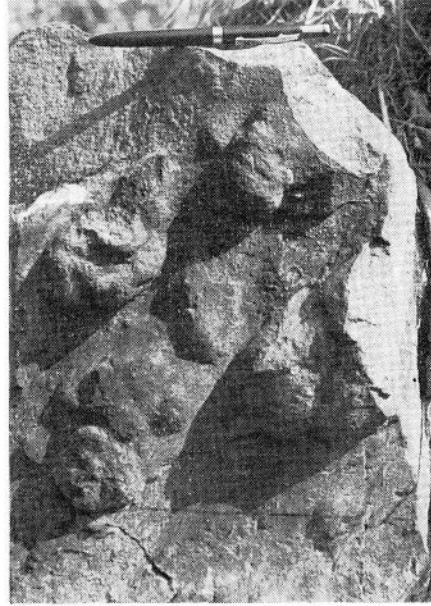


3. 図版 XII-2 に示した frondescant castの側方延長部

Frondescant casts on the same base of sandstone bed as in Plate XII-2.



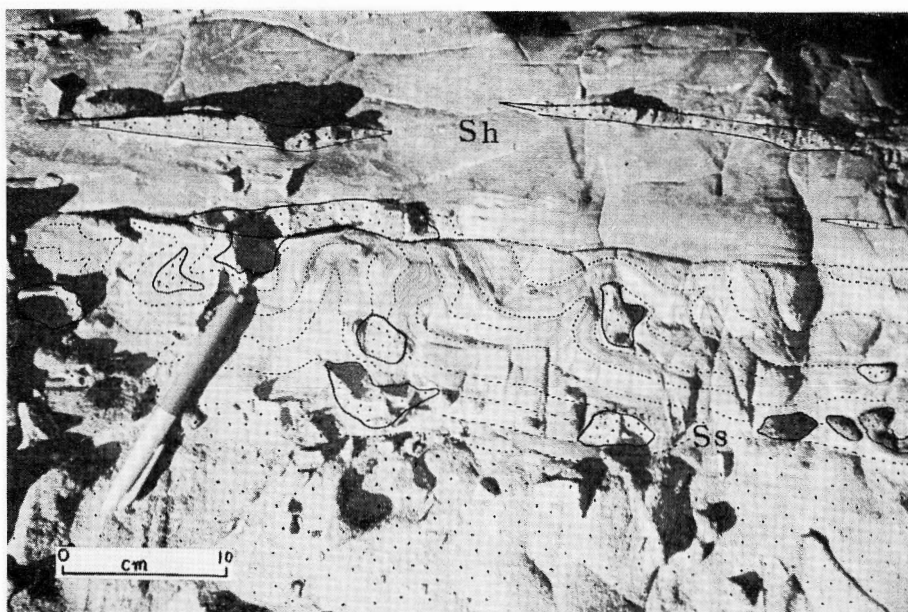
1. 柴北層 S1a にみられる方向性のない load cast
 Non-oriented load casts on base of sandstone bed, member S1 - facies a, Shibakita formation, locality 4.



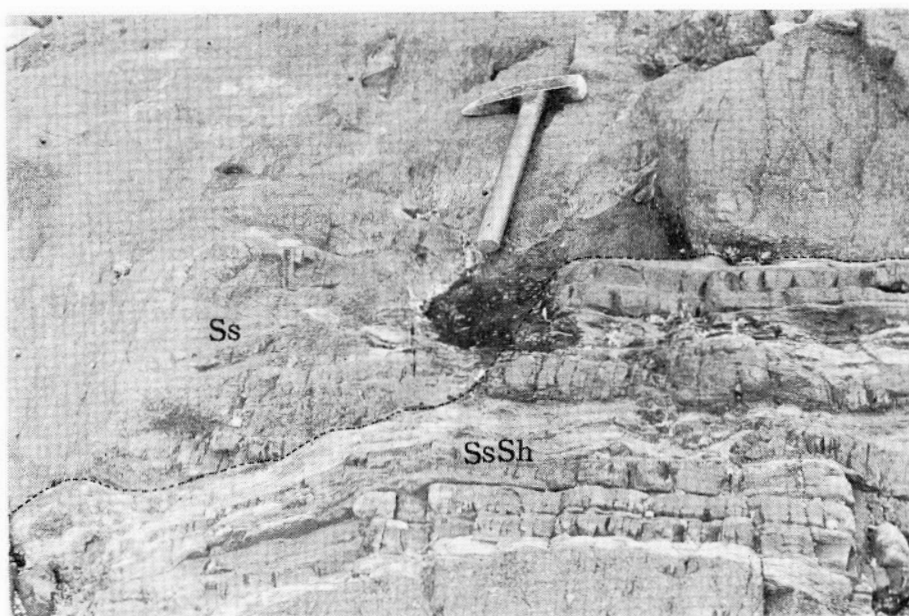
2. 大銅層 I1c にみられる方向性のある load cast
 Oriented load casts, probably derived from flute casts, on base of sandstone bed, member I1 - facies c, Inukai formation, locality 10.



3. Continuous graded bedding を示す海辺層 A2b の逆転した砂岩頁岩互層
 Overturned, graded beds showing gradual passage from sandstone (Ss) to overlying shale (Sh), member A2 - facies b, Amabe formation, locality 39.



1. 海辺層 A2b にみられる convolute lamination
Convolute lamination in sandstone bed, member A2 — facies b,
Amabe formation, locality 33.

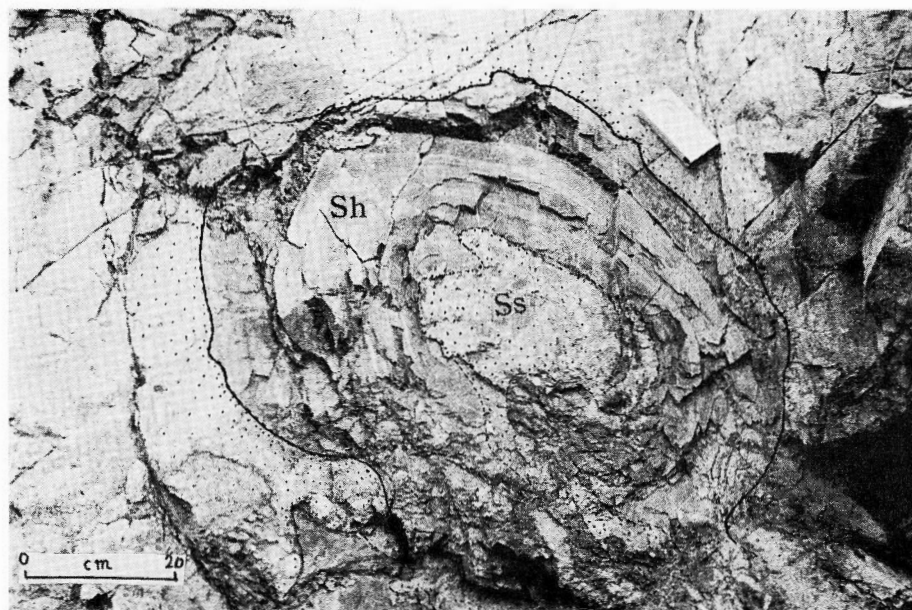


2. 海辺層 A1c にみられる scour and fill 構造
Scour and fill structure, member A1 — facies c, Amabe formation,
locality 33. Ss: coarse-grained sandstone, SsSh: thin-bedded alter-
nation of sandstone and shale.



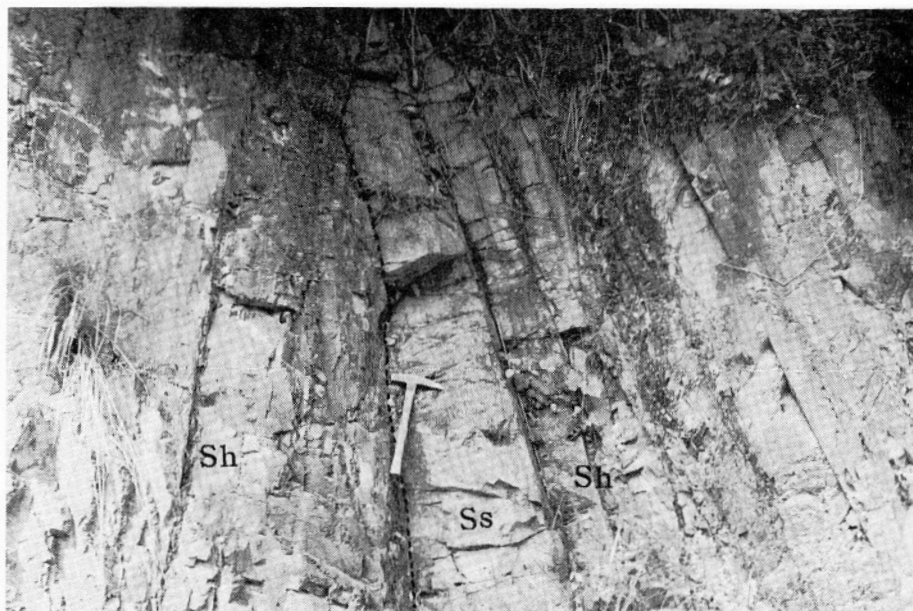
1. 烏岳層 U1b の砂岩に含まれる頁岩偽礫

Shale fragments (Sh) in sandstone bed, member U1 — facies b
Ugaku formation, locality 19.



2. 大銅層 IIb の砂岩に含まれる slump ball

Slump ball composed of sandstone (Ss) and shale (Sh) in sandstone bed,
member II — facies b, Inukai formation, locality 12. See Fig. 35F.



1. 鳥岳層 U2d にみられる slump 構造

Slump structure, member U2 — facies d, Ugaku formation, locality 24. The overturned shale (Sh) beds below a dotted line were involved in slump movement and discordantly overlain by the succeeding sandstone (Ss) and shale beds. See Fig. 37A.



2. 海辺層 A2b にみられる slump overfold

Slump overfold of shale alternating with sandstone, member A2 — facies b, Amabe formation, locality 37.



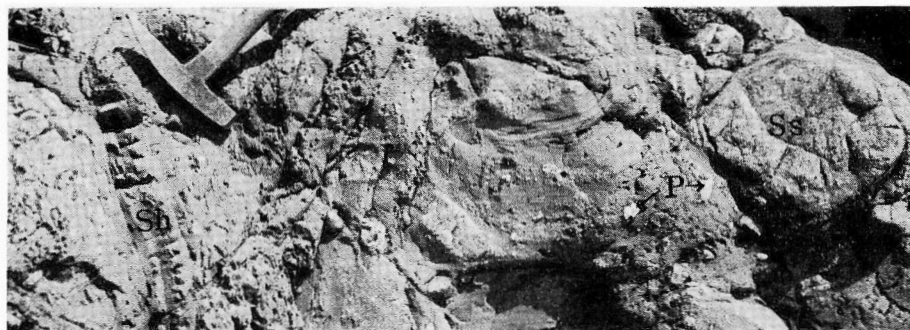
1. 柴北層 S1b にみられる slump 堆積物

Chaotic mixture of shale and sandstone produced by slumping, member S1 — facies b, Shibakita formation, locality 6.



2. 海辺層 A2b にみられる slump 堆積物

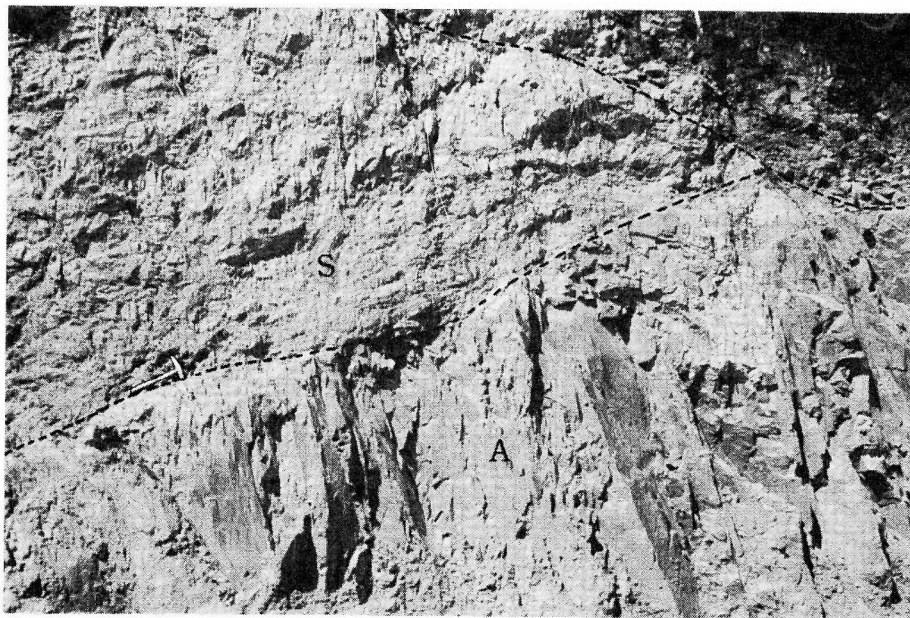
Chaotic mixture of shale and sandstone produced by slumping, member A2 — facies b, Amabe formation, locality 40.



3. 大飼層 I2c にみられる礫質泥岩 (slump 堆積物)

Pebbly mudstone produced by slumping, member I2 — facies c, Inukai formation, locality 17. Exotic pebbles (P) in addition to fragments of shale (Sh) and sandstone (Ss) are scattered in muddy matrix.





1. 柴北層と佐志生断層に沿つて貫入した安山岩との境界

Contact of the Shibakita formation (S) and olivine andesite (A), both being covered by terrace gravel (T), locality 7. The andesite intruded along the Sashu fault.



2. 海辺層と三波川変成岩を画する佐志生断層

Sashu fault separating the Amabe formation (A) from the Sambagawa metamorphic rocks (S), locality 40.

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つける。

- 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 and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting and Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 232 号

地質調査所：日本におけるウランの産状 その2，1969

第 233 号

森 和雄：武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造—とくにさく井検層記録による研究—，
1969

第 234 号

成田英吉，五十嵐昭明：西部北海道長万部岳西方地域の鉍化作用，1969

第 235 号

SATO, Y. : Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones
of northwestern Kyushu, Japan, 1969

第 236 号

TANAKA, K. : Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area,
Hokkaido, Japan, 1970

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 232

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN : Natural occurrence of uranium in Japan, Part 2, 1969 (in Japanese
with English abstract)

No. 233

MORI, K. : Study on the subsurface geology of Musashino upland and northern part of Tama
hilly land—Especially through water well logs—, 1969 (in Japanese with English
abstract)

No. 234

NARITA, E. & IGARASHI, T. : Geochemical considerations on the mineralizations in the Osha-
mambe-dake district, Oshima peninsula, Hokkaido, 1969 (in Japanese with English
abstract)

No. 235

SATO, Y. : Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones
of northwestern Kyushu, Japan, 1969 (in English)

No. 236

TANAKA, K. : Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido,
Japan, 1970 (in English)

九州大野川盆地付近の白亜紀層

TERAOKA, Y.

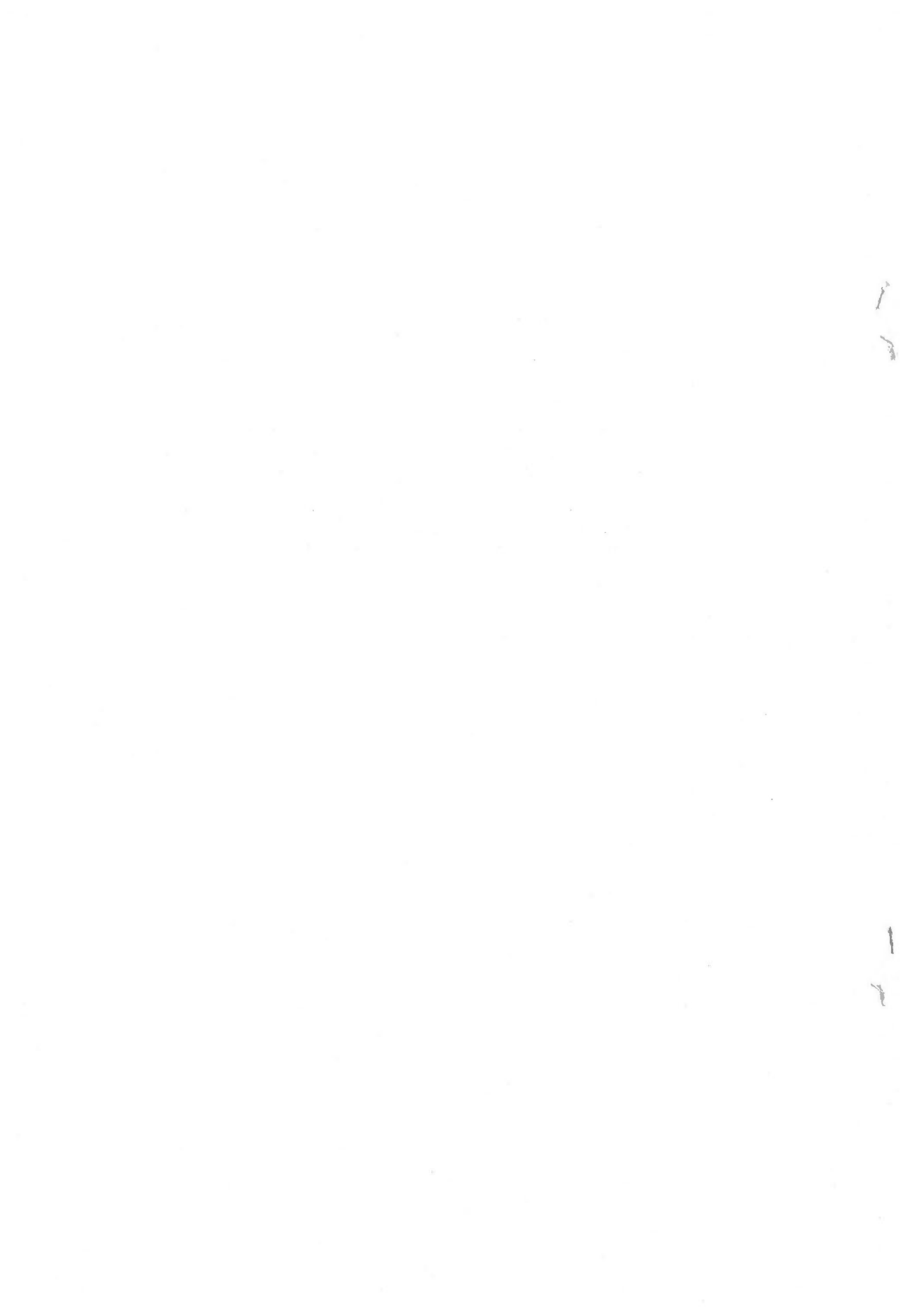
寺岡易司

地質調査所報告, no. 237, p. 1~87, 1970

49 illus., 18 pl., 6 tab.

九州東部の大野川盆地付近では秩父帯から領家帯にかけ、海成層を主とする白亜紀層が発達する。秩父帯のものは高知統~ギリヤーク統に属し、数層準に不整合があり、いくつもの累層または層群に区分される。三波川・領家両帯の白亜紀層は大野川層群として一括されるが、これは粗粒物質に富む異常に厚い地層群で、著しい層相の側方変化を示し、時代的にはギリヤーク統から浦河統にわたる。本論文では、まず白亜紀諸層の層序・地質構造を記載し、大野川層群については層相・流系解析をおこない、その堆積機構を論述した。そして、大野川盆地および隣接地域における基盤構造や後期中生代の地史、とくに堆積史について述べた。

551.763 (522.6)



昭和45年3月20日 印刷

昭和45年3月25日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小林 銀 二

東京都墨田区両国3-1-12

印刷所 泰成印刷株式会社

A. 2, XVI.

REPORT No. 237

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke SATO, Director

CRETACEOUS FORMATIONS IN THE
ONOGAWA BASIN AND ITS VICINITY, KYUSHU,
SOUTHWEST JAPAN

By

Yoji TERAOKA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1970

地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 237, 1970