

## 愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”

高橋 治郎

(愛媛大学教育学部理科教育研究室)

(昭和60年10月11日受理)

### ON “THE MEDIAN TECTONIC LINE” IN MATSUYAMA CITY AND THE NEIGHBOURING AREAS, EHIME PREFECTURE, JAPAN

Jiro TAKAHASHI

*Science Education Laboratory, Faculty of Education,  
Ehime University, Matsuyama, Ehime, 790 Japan*

(Received October 11, 1985)

#### Abstract

The author has been studying the geology of Matsuyama City and its neighbouring areas in Ehime Prefecture, especially in connection with the Median Tectonic Line, which is well known as the largest longitudinal fault that divides Southwest Japan into the Inner and the Outer Zones.

The purpose of this paper is to clarify the geological movements along the Median Tectonic Line and to explain the formation of the Sakuragi bending in the vicinity of Matsuyama City. “The Median Tectonic Line” is used here in specific reference to the north dip fault which divides the upper Cretaceous Izumi Group and the Sanbagawa Metamorphic Rocks or the Eocene Kuma Group. Stratigraphic and structural geologic studies seem to show that the movements along the Median Tectonic Line can be summed up as follows.

1. Kashio Phase (ca. 120–80 Ma)

The intrusion and rising of the Ryoke Granitic Rocks led to the formation of the Median Tectonic Line as a fault which defines the boundary between the Sanbagawa Metamorphic Rocks and the Ryoke Metamorphic Rocks or Granitic Rocks. While the mylonite (Porphyroid-like rock) found along the Kashio Tectonic Zone was formed in this phase, it is not likely to underlie the investigated area.

## 2. Ichinokawa Phase (ca. 80–60Ma)

The Median Tectonic Line revived as a normal fault with a left-lateral strike slip. As a result of this revival, north-south trending faults with westerly downthrows were formed in the Inner Zone. Side-stepping, parallel faults were formed one after another from west to east, and then a sedimentary basin was made by these faultings. This basin was piled with clastic deposits from the northern Ryoke belt. It was in turn covered with younger beds from west to east, and the resulting deposit is the Izumi Group.

The subsidence of the sedimentary basin and the upheaval of the Sanbagawa belt continued throughout the sedimentary period of the Izumi Group. These movements have caused the Izumi Group to contact the Sanbagawa Metamorphic Rocks by a fault. And this fault is the Median Tectonic Line, which is normal and dips to the north.

## 3. Tobe Phase (ca. 60–30 Ma)

As the Sanbagawa belt rose, the Sanbagawa Metamorphic Rocks underwent subaerial erosion. The basin which spreads from the Sanbagawa belt to the Ryoke belt was formed after the erosion, and then the Nimyo Formation of the Kuma Group came into being this basin. Next, the Inner Zone (the Ryoke belt) became part of the upheaving area, so that the topography of the Ryoke belt rose higher than that of the Sanbagawa belt. And fragments of the eroded rocks from the Ryoke belt deposited in the Kuma basin. This sediment is the Myojin Formation.

With the progress of the upheaval of the Inner Zone, the gravitational glidings, folds and thrust faults of a southward vergence occurred in the Izumi Group, which revived the Median Tectonic Line.

This revived fault, where the Izumi Group is thrust southward over the Kuma Group, is named the Tobe thrust.

In view of the existence of the faults which cut the Nimyo Formation and were covered by the Myojin Formation, the movements of this Tobe Phase began sometime before deposition of the Myojin Formation. And these movements of the Median Tectonic Line had a component of right-lateral movement.

As a result of the movements of the Tobe Phase, the Tanbara fault, which cut the Median Tectonic Line from north to south, was formed. This fault dislocated the western side of the Izumi Group 7–8 Kilometers to the south in comparison with the eastern side of this Group. This dislocation of the Tanbara fault has defined the form of the Sakuragi bending.

In this connection, a new thrust which cut the Tobe thrust in the Median Tectonic Line has been presumed, and named the Hanayama thrust by the author in 1977. It was finally found in 1983. This Hanayama thrust is a southward-dipping fault that bounds the Izumi Group on the north and the Kuma Group on the south, and it is considered that the subsurface extension of the thrust runs into the Sanbagawa Metamorphic Rocks. Therefore, the Hanayama thrust should not be assigned to the Median Tectonic Line, and the true Median Tectonic Line is represented only by the Tobe thrust. It is possible that the formation of the Hanayama thrust was related to the volcanic activity of the Ishizuchi Group.

To the west of the Sakuragi bending, the movements of the Median Tectonic Line and the Hanayama thrust had ended before the deposition of the Miocene Ishizuchi Group.

## 目 次

緒言	5 頁	第 2 章 地質構造	20 頁
地質概説	5	1. 外帯	20
第 1 章 層序	7	2. 内帯	21
1. 変成岩類	7	(1) 褶曲	22
(1) 三波川結晶片岩類	7	(2) 断層	23
(2) 嶺家変成岩類	7	a. 東北東-西南西の断層	24
2. 深成岩類	8	b. 北東-南西の断層	25
(1) 嶺家花崗岩類	8	c. 北北東-南南西の断層	26
3. 和泉層群	8	d. 北北西-南南東の断層	26
(1) 黒滝層	9	e. 層面断層	27
(2) 木地層	12	3. 中央構造線	28
(3) 川上層	12	(1) 伊予郡中山町犬寄峠-同郡砥部町間	28
(4) 大畑層	13	(2) 伊予郡砥部町-松山市久谷町間	28
(5) 除層	13	(3) 松山市久谷町-重信町中筋間	29
(6) 大根本口層	13	(4) 重信町花山-川内町狩場間	29
(7) 井内層	14	(5) 川内町狩場-丹原町湯谷口間	29
(8) 向井原層	14	( 桜樹屈曲部 )	29
(9) 七折層	14	(6) 丹原町湯谷ロー-西条市市之川間	31
(10) 小松川層	15	第 3 章 地質構造発達史	31
産出化石および地質年代	15	1. 中央構造線の誕生	31
4. 久万層群	15	2. 和泉層群堆積盆の形成	33
(1) 二名層	15	3. 和泉層群の堆積	33
(2) 明神層	16	4. 和泉層群と三波川結晶片岩類との接触	35
5. 石鎚層群	18	5. 久万層群堆積盆の形成	35
(1) 高野層	18	6. 和泉層群と久万層群の接触	37
(2) 黒森峠火山岩類	18	7. 後砥部時階	38
a. 斜方輝石安山岩	18	8. 石鎚層群の堆積と火成活動	38
b. 流紋岩	18	中央構造線の桜樹屈曲部について	39
c. 粗面岩質安山岩	19	まとめ	41
d. 閃緑玲岩	19	文献	42
e. 黒雲母安山岩	19		
f. サヌキ岩質安山岩	19		
g. 角閃石安山岩	19		
産出化石および地質年代	19		
6. 岡村層および第四紀堆積物	20		

## 付 図

図-1 調査位置図	図-12 衝上した寄生褶曲 (伊予郡砥部町大角蔵)
図-2 地質図	図-13 断層の条線方向のシュミット投影図 (下半球投影)
図-3 地質断面図	図-14 層面断層 (温泉郡重信町奈原松)
図-4 模式柱状図	図-15 層面断層 (温泉郡重信町木地)
図-5 和泉層群柱状図	図-16 砥部川河床の中央構造線付近のスケッチ
図-6 スランピング構造 (温泉郡重信町奈原松)	図-17 桜樹屈曲部のルートマップ
図-7 堆積時層面すべり (松山市川の郷町南)	図-18 中央構造線付近の構造発達史
図-8 地質構造図	図-19 和泉層群堆積盆の形成(1))および堆積(2)), 和泉層群中の地質および堆積構造(3))
図-9 千原鉱山の地質断面図 (上) および第 2, 第 3 鉱体のダイアグラム (下)	図-20 中期始新世の四国の古地理図
図-10 松山市小野谷の転倒褶曲	図-21 桜樹屈曲形成の概念図
図-11 和泉層群中の断層 (断層面の極のシュミット 下半球投影)	

## 付 表

表-1 明神層産出植物化石	表-2 名野川越化石植物群
---------------	---------------

## 緒 言

西南日本を内外両帯に大きく二分する中央構造線については、NAUMANN (1885)<sup>1)</sup>以来、多くの研究がなされてきた。KOBAYASHI (1941<sup>2)</sup>；小林, 1950<sup>3)</sup>)は、西南日本の地質構造発達史を集大成した際に、中央構造線の活動時期には4つの時階があることを指摘するとともに各時階の運動像を考察した。

近年、中央構造線に沿う第四紀の活動が地震の研究に関連して注目され、その運動様式についてプレート・テクトニクス論的に説明されるようになってきた。また、中央構造線を多角的な観点から研究しようという総合研究が行われ、多くの成果が公表された(杉山編, 1973<sup>4)</sup>；ICHIKAWA ed., 1980<sup>5)</sup>)。愛媛県下における中央構造線の研究は、主として永井(1954<sup>6)</sup>, 1955<sup>7)</sup>, 1958<sup>8)</sup>, 1970<sup>9)</sup>, 1971<sup>10)</sup>, 1973<sup>11)</sup>)によって行われ、石鎚山第三系の研究とともに数多くの事実が明らかになった。

中央構造線のように数次にわたって活動した大断層は、活動の産物として断層近傍に堆積物を堆積させたり、堆積物に変形・変位を与えたりしてきた。したがって、中央構造線近傍の堆積物の広がりやそれらの地質構造を研究することによって中央構造線の活動史を編むことが可能である。

筆者は、中央構造線の運動像を明らかにすることを目的として、和泉層群堆積以後の若い堆積物が広く分布する愛媛県松山市およびその周辺地域を研究の対象地域として選定した。また、中央構造線が「S」字型に屈曲する、いわゆる「桜樹屈曲」の成因についても考察を加えた。

なお、本文「記載」における“中央構造線”という名称は、和泉層群と三波川結晶片岩類あるいは久万層群とを境する北傾斜の断層に対して使用する。

本研究を進めるにあたっては、東北大学理学部地質学古生物学教室の北村 信教授および愛媛大学名誉教授永井浩三博士には、現地直接御指導いただき、室内作業においても終始御教示、御討論いただいた。また、東北大学理学部地質学古生物学教室中川久夫助教授、大槻憲一郎博士をはじめ同教室の諸先生には有益な御助言をいただき、同大学岩石鉱物鉱床学教室の吉田武義博士、愛媛大学元教授堀越和衛博士、同理学部故宮久三千年教授、同教養部鹿島愛彦教授、同教育学部佐藤信次教授、同河淵計明教授、同速水俱子助教授、千葉大学理学部坂上澄夫教授にも種々の御教示を賜わった。ここに深く感謝の意を表す。

## 地質概説

調査地域は、愛媛県伊予市から松山市を経て伊予西条市に至る東西50km, 南北20kmの範囲である(図-1)。

当調査地域は、ほぼ東西走向の中央構造線によって内帯と外帯とに大きく二分される。松山市東方の温泉郡川内町から周桑郡丹原町においては、中央構造線の「S」字型の屈曲により、内外両帯は東西に対立した分布を取る。

内帯側は、領家帯に属し高温低圧型の広域変成帯にあたり、領家変成岩類中に領家花崗岩類が貫入し、これらを不整合におおって上部白亜系和泉層群が分布する。

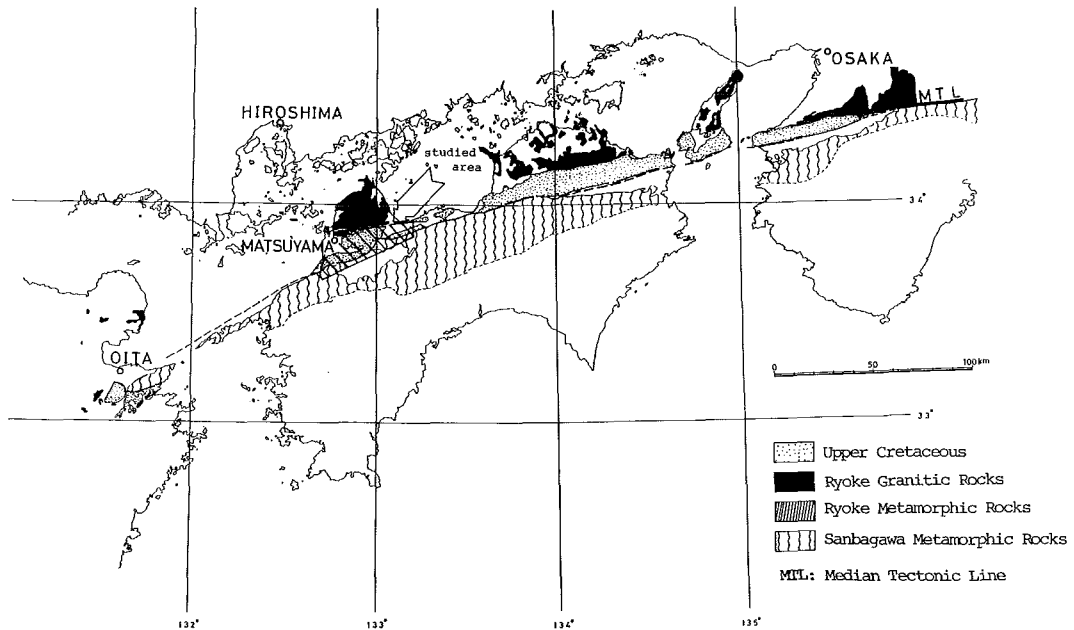


図-1 調査位置図

Fig. 1 Map showing the studied area.

和泉層群は、大局的には東にプランジした非対称向斜構造を呈して、中央構造線に沿って東西方向に細長く分布する。本層群は、礫岩、砂岩、頁岩より成るがおもに砂岩と頁岩の互層より構成され、数層準にハリ質凝灰岩層をはさむ。和泉層群分布の南限は中央構造線によって断たれ、三波川結晶片岩類あるいは始新統久万層群と接する。また本層群の一部は、久万層群および中新統石鎚層群によって不整合におおわれる。

外帯側は三波川帯に属し、領家帯と対を成す低温高压型の広域変成帯を代表する三波川結晶片岩類が分布する。三波川結晶片岩類は、緑色片岩、黒色片岩、石英片岩などより成りキースラーガー式鉱床を胚胎する。

中・上部始新統久万層群は礫岩を主とし、まれに砂岩や頁岩をはさむ層より成る。これらは和泉層群の衝上を受け、さらに石鎚層群に不整合におおわれる。伊予西条市南部の市之川においては、いわゆる市之川礫岩がわずかに分布しているが、この礫岩も久万層群に対比される。

石鎚層群は、中新世の火成活動に由来する火山碎屑物および火山岩類より成る。調査地外に分布する<sup>おもに</sup>面河酸性岩類もこの層群に含められている。石鎚層群は久万層群を不整合におおひ、さらに中央構造線をおおうばかりでなく、その北方に分布する和泉層群をも不整合におおっており、中央構造線の構造発達史を考察する上で重要な位置を占めている。石鎚層群形成時の火成活動に伴う安山岩岩脈は、内外両帯に小岩体を成して分布するほか、中央構造線沿いにも貫入している。

上述の地層を不整合におおって鮮新統岡村層および第四系が分布している。

## 第1章 層 序

### 1. 変成岩類

中央構造線をはさんで、南方の外帯側には高圧低温型の三波川結晶片岩類が、北方の内帯側には高温低圧型の領家変成岩類が分布している。都城（1965）<sup>12)</sup>は、このような対になった変成帯を paired metamorphic belts として取扱った。

#### (1) 三波川結晶片岩類

三波川結晶片岩類は外帯の基盤を成す岩石で、松山市南方においては新期の堆積物や火山砕屑物および火山岩におおわれるため、その分布は断片的である。これらは三波川結晶片岩類分布の北限を画している中央構造線に沿う西部の犬寄峠付近や伊予郡砥部町を流れる砥部川に沿って広く分布している。また、東部の周桑郡小松町や伊予西条市南部にも同様の結晶片岩類の分布をみる。

本地域の三波川結晶片岩類は、緑色片岩および黒色片岩を主とし、紅簾石片岩、石英片岩などの薄層を挟在する。緑色片岩中にはキースラーガー式鉱床を胚胎する。

緑色片岩は、緑泥石片岩、緑泥石—緑簾石片岩、緑泥石点紋片岩および絹雲母—緑泥石点紋片岩から成り、黒色片岩としたものは石英を主とし、曹長石、白雲母ないしは絹雲母、緑泥石および不透明鉱物から成る。

東部の周桑郡小松町から伊予西条市にかけては、見かけ上、下位に緑色片岩類が分布し、黒色片岩、紅簾石片岩および石英片岩の薄層をはさむ。その上位に、緑色片岩薄層をはさむ黒色片岩が重なる。この黒色片岩には、直径数mmの曹長石の変斑晶がみられ、いわゆる点紋帯に属するものとみなされる。また、同郡丹原町湯谷口の南に分布する緑色片岩中にも曹長石の点紋が形成されている。伊予西条市から小松町にかけての地域では、下位の緑色片岩がほぼ無点紋帯に、上位の黒色片岩が点紋帯に属しているが、この点紋帯と無点紋帯との境界の西方延長は明らかでない。

四国中央部の三波川結晶片岩類の層序区分に従うと、本調査地域の下位の緑色片岩は小島（1951）<sup>13)</sup>、秀ら（1956）<sup>14)</sup>の吉野川層群三縄層に、上位の黒色片岩は大生院層にそれぞれ対応する。松山市南方に分布する緑色片岩を主とする結晶片岩類も、地質構造および岩相から、三縄層に相当する（金属鉱物探鉱促進事業団、1972）<sup>15)</sup>。

須鎗ら（1980）<sup>16)</sup>は、愛媛県西部の伊予郡広田村総津北方や八幡浜市日土町川辻に分布する三波川帯主部の石灰質片岩より後期三畳紀を指示するコノドント化石を発見し、三波川結晶片岩類の原岩の一部が上部三畳系であることを明らかにした。

#### (2) 領家変成岩類

領家変成岩類は、松山市東方の高縄半島基部に0.5～2kmの幅をもって帯状にほぼ東西に分布する。その大部分は、高縄半島に広く分布する花崗岩類によって熱変成を受け、ホルンフェルス化している。しかし、温泉郡重信町木地北方の領家変成岩類の分布南限付近のものはほとんど熱変成を受けていない。変成岩類の南部は、上部白亜系和泉層群によって不整合におおわれ、北部は花崗岩類に貫入され、これと接している。

本調査地域に分布する領家変成岩類は、灰白色、緑色、暗赤色を呈するチャート質～珪質ホルンフェルス、緑色岩の薄層を挟在する褐色ないし黄褐色の泥質～砂質ホルンフェルスな

どから成る。温泉郡重信町木地北方などでは、主として泥質ホルンフェルスが分布する。

なお、変成岩類分布地域には、地質図に表現できないような花崗岩類や半花崗岩の小貫入岩体が多数観察される。

領家変成岩類の原岩堆積時代は、松山市青波谷川の和泉層群との境界部付近から発見された放射虫化石によって、ノーリアン後期～ジュラ紀初期を示すことが明らかにされた(鹿島・増井, 1985)<sup>17)</sup>。

## 2. 深成岩類

### (1) 領家花崗岩類

領家花崗岩類は地域北部の松山市城山と、その東方の道後、石手川ダム付近、東三方ヶ森を結ぶ線以北に広く分布している。これらのうち、松山市城山や道後付近のものは和泉層群に不整合におおわれ、石手川ダム以東のものは領家変成岩類に貫入している。

領家花崗岩類は、主として花崗閃緑岩より成り、半花崗岩、巨晶花崗岩および石英斑岩に貫かれる。河野・植田(1966)<sup>18)</sup>は、松山市北方の越智郡菊間町河之内東500mにおいて採取した中粒片状角閃石黒雲母石英閃緑岩の K-Ar 年代を 87 Ma と報告している。

## 3. 和泉層群 (Izumi Group)

HARADA (1890)<sup>19)</sup>は、紀伊半島の和泉山脈や淡路島を構成する上部白亜系を Izumi Sandsteine と命名し、その後 MATSUMOTO ed. (1954)<sup>20)</sup>は Izumi Group として取扱い現在に至っている。以来、「和泉層群」の名称が定着した。

松山市東方、温泉郡重信町および同郡川内町付近の和泉層群の研究は、MATSUMOTO ed. (1954)<sup>20)</sup>、中川(1958)<sup>21)</sup>、NAKAGAWA (1961)<sup>22)</sup>および原田(1965)<sup>23)</sup>によってなされ、松山市以東については SAITO (1962)<sup>24)</sup>によってなされている。しかし、これらの研究では鍵層としての凝灰岩の同定および追跡にはかなりの差が認められる。筆者は、この地域の和泉層群分布地域の層位学的検討をおこなうため、調査範囲を拡大するとともに新たな地層区分を提唱(高橋, 1977)<sup>25)</sup>し、今回そのまとめをおこなった(図-4)。

近年、岡村ら(1984)<sup>26)</sup>は、松山市東部地域に分布する和泉層群の放射虫生層序の設定を試み、また、西村(1984)<sup>27)</sup>は松山市付近の本層群の堆積盆の解析をおこなった。

和泉層群は、調査地域中央部をほぼ東西方向に 8~13km の幅をもって帯状に分布する礫岩、砂岩、頁岩および凝灰岩の様々な厚さの互層から成る。調査地域中央部重信町および川内町付近の和泉層群は、下位より、黒滝層、木地層、川上層、大畑層、除層、大根木口層および井内層に分けられる。これに対し、地域西部では向井原層と七折層の 2 層に区分されるにすぎず、東部では、小松川層のみで代表される(図-5)。中央部の和泉層群の全層厚は 4,730 m+ であるが、西部では 6,300 m+、東部では 600 m+ となる。

和泉層群の砂岩は、主として石英(25~50%)、長石(20~35%)、岩片(25~55%)より成り、他にジルコン、白雲母、赤鉄鉱、チタン石、燐灰石、不透明鉱物および炭質物などの粒子が含まれている。

礫岩や砂岩中の岩片は、斑岩、花崗岩、流紋岩、泥質ホルンフェルスなど領家帯起源の碎屑物より成り、三波川結晶片岩類由来のものは含まれていない。



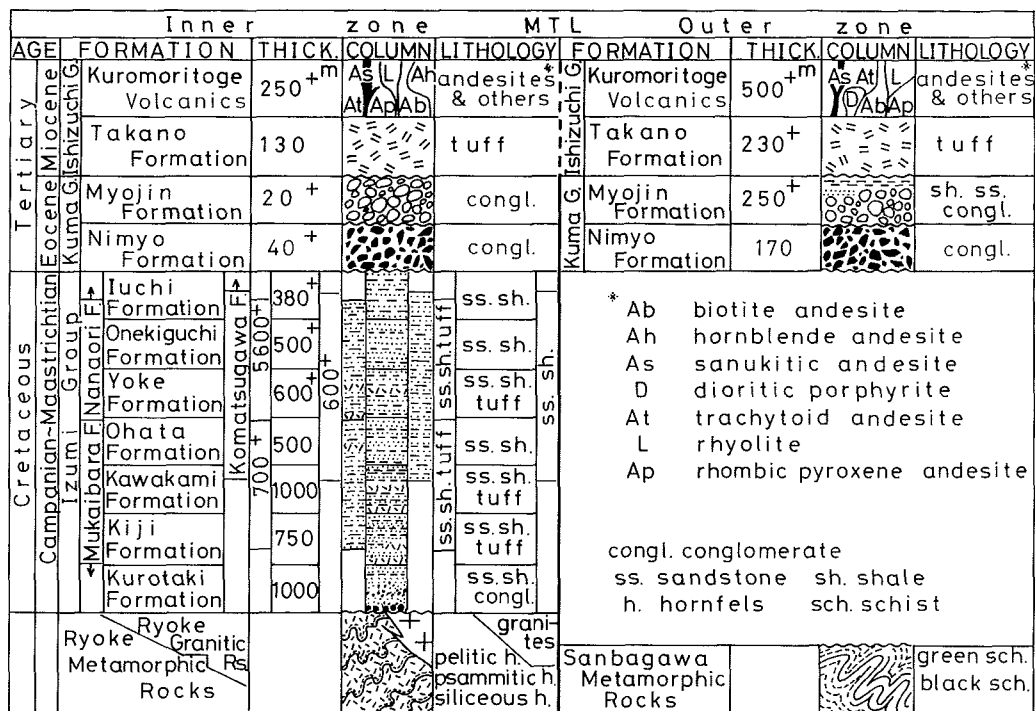


図-4 模式柱状図

Fig. 4 Stratigraphic type succession of Matsuyama City and its neighbouring areas.

(1) 黒滝層 (Kurotaki Formation)

中川 (1958)<sup>21)</sup> 命名の黒滝互層を黒滝層と改称した。

模式地：愛媛県温泉郡重信町黒滝（重信川支流黒滝谷中流）。

分布：松山市城山（勝山）から東方へ、畑寺町、小屋峠、黒滝へとほぼ東西方向に分布する。

岩相：基底礫岩の礫は、城山や道後姫塚では巨礫～小礫から成るが東方へその大きさを減じ、松山市の東部地域では中礫～小礫と成る。構成礫種は花崗岩類起源のものが多く、斑岩やグラノファイアも認められ、チャート、泥質ホルンフェルスがこれに次ぐ。基底礫岩は一般に円磨度が高く、礫と礫とが接しており、基質は砂である。

本層は、厚さ1～15m単位の塊状含礫粗粒砂岩～粗粒砂岩の累層から成り、礫岩層のレンズをはさむほか、礫岩層や頁岩層と互層することもある。礫は、直径10cm以下で1cm内外のものが多く円磨度は高いが、局部的に人頭大の角礫を含む場合もある。なお、これらの礫種は上述した基底礫岩のものと同じである。砂岩は級化層理の発達悪く、新鮮な部分は灰緑色を呈するが風化して黄土色化する。

頁岩は局部的に厚さ5～30cmを示し、道後姫塚におけるように例外的に数mの厚さをもって砂岩と互層することもあるが、本層に占める挾有率はきわめて小さい。一般に、上位層準に向かって頁岩の挾有率が増加する傾向がある。松山市杉立町榎ヶ峠の南には、炭質物を多量に含む頁岩層が分布する。

層位関係：最下部の基底礫岩は、城山や道後姫塚では領家花崗岩類を、また、これより東方では領家変成岩類を不整合におおう。

層厚：1,000m。

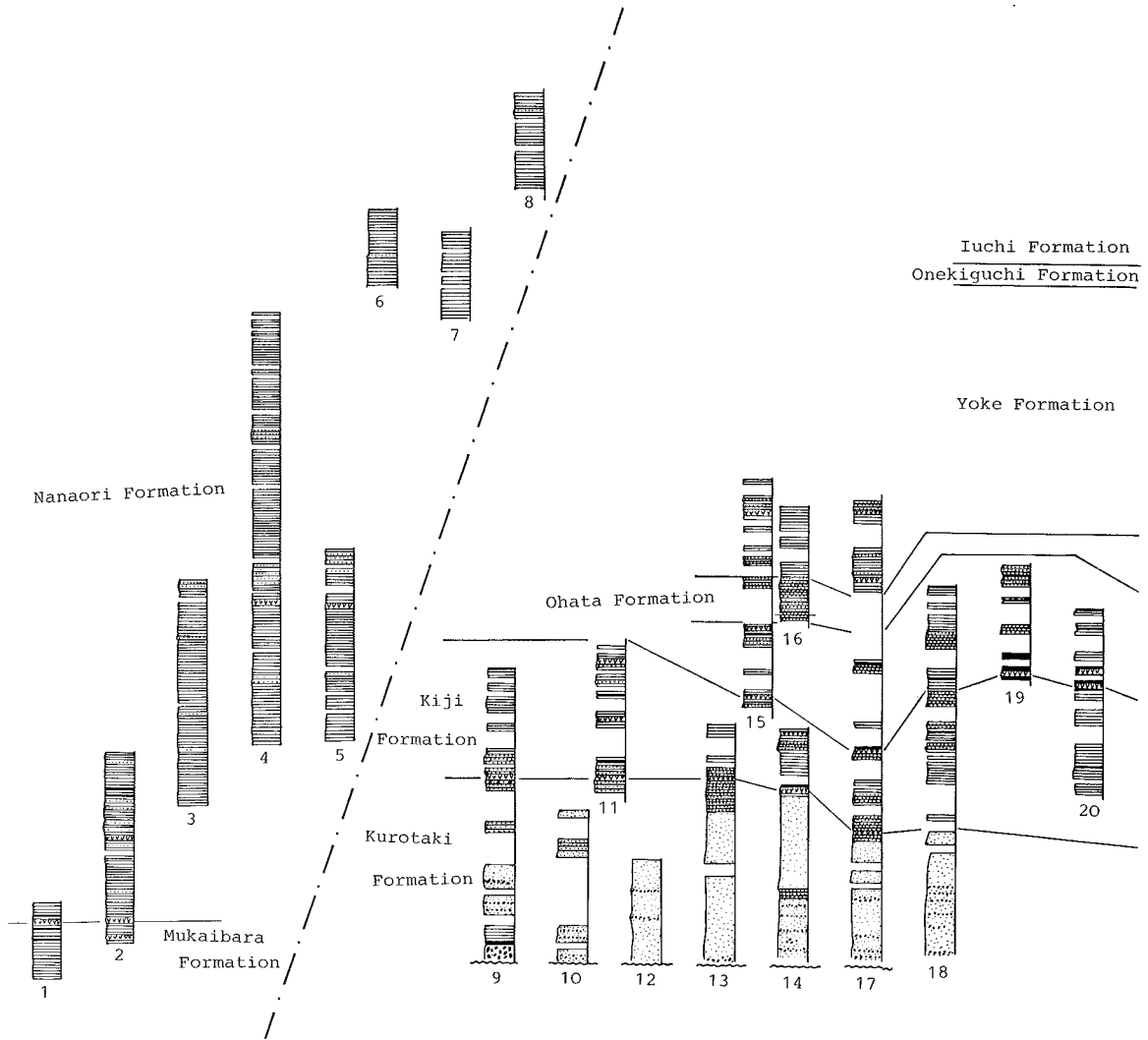
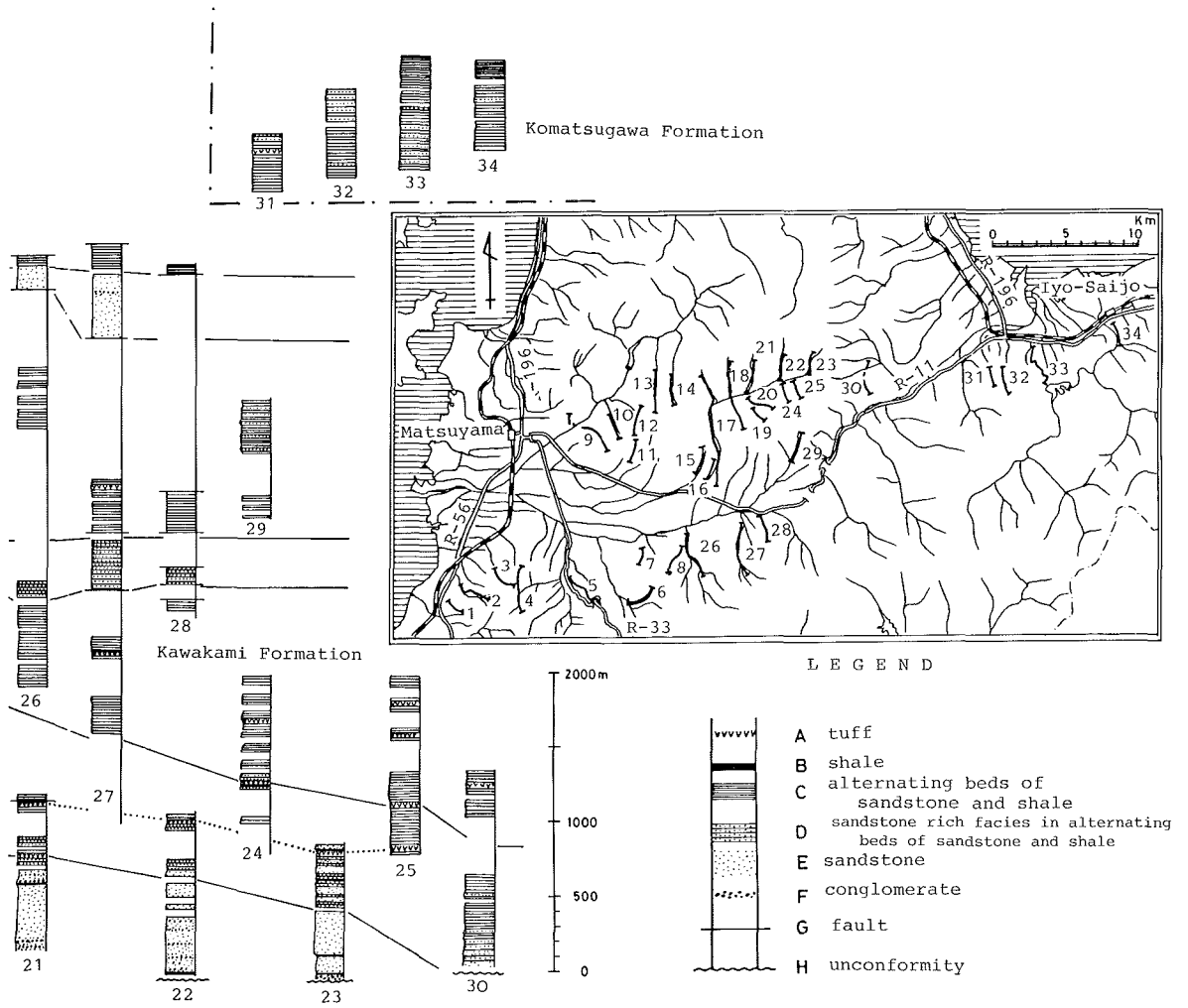


图-5 和泉層群柱状图

Fig. 5 Columnar sections of the Izumi Group.

愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”



(2) 木地層 (Kiji Formation)

中川 (1958)<sup>21)</sup> 命名の木地互層にはほぼ一致する。

模式地：愛媛県温泉郡重信町木地 (重信川上流木地集落の西, 木地堰堤両岸)。

分布：松山市鷹子町北方, 小野谷, 重信町岡, 藤之内, 木地などに向斜北翼部を構成しつつ東西方向に分布する。

岩相：本層下部は, 1~2mの粗~中粒砂岩と5~30cm単位の頁岩から成る砂岩勝ち互層で, ときに直径1cm以下のチャート様岩石の円礫を混える。中部の互層部は頁岩の厚さを増し, ときに4~10mにも達している。また, 中部の互層中には連続性の良いハリ質凝灰岩の挟在

がみられるほか, 厚層の頁岩中に砂岩のレンズをはさむことがある。上部は, 厚さ数10cmの砂岩と頁岩の互層より成る。全層を通じ砂岩と頁岩の境界は明瞭で, 上位層準に向かって頁岩の挟有頻度が高くなる。

本層中には最下部および中部にハリ質凝灰岩層をはさむ。これらの凝灰岩層は連続性が良く鍵層として有効である。

本層下部には特徴的にスランピングや層面すべり等の堆積構造が発達する層準があり, 広く追跡することができる (図-6, 7)。

層位関係：下位の黒滝層とは整合関係にある。下限は, 黒滝層上部の含礫粗粒砂岩層から本層の砂岩・頁岩互層に移り変わる層準にはさまれるハリ質凝灰岩の基底とする。周桑郡丹原町湯谷口の北方では, この凝灰岩は和泉層群との不整合面へ収斂するように消失する。

層厚：750m。

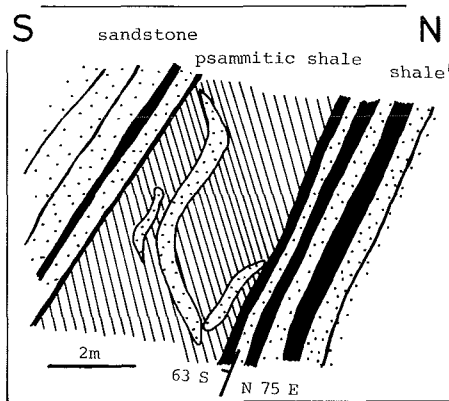


図-6 スランピング構造 (温泉郡重信町奈原松)

Fig. 6 Sketch showing the slumping structure in the Kiji Formation at Nabaramatsu, Shigenobu Town.

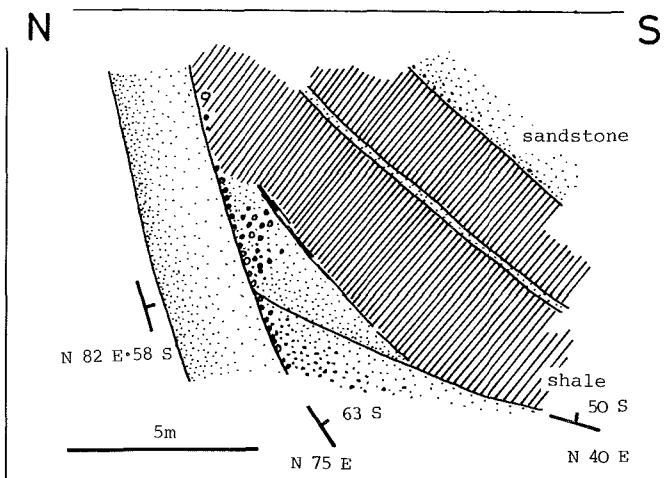


図-7 堆積時層面すべり (松山市川の郷町南)

Fig. 7 Synsedimentary bedding slip in the Kiji Formation at southern part of Kawanogo-machi, Matsuyama City.

(3) 川上層

(Kawakami Formation)

命名：高橋 (1977)<sup>25)</sup>。

模式地：愛媛県温泉郡川内町川上の東方, 天神。

分布：松山市北梅本町北方, 温泉郡重信町荒木谷, 大野に向斜北翼部として, またその南翼部として川内町旦那ノ上北方, 川筋, 則之内, 和田丸などに広く分布する。

岩相：主として, 厚さ30~60

cmの砂岩と40～50cmの頁岩の互層から成り、本地域に分布する和泉層群中で最も頁岩の挾有率が高い累層となっている。基底部の凝灰岩は、厚さ15m、その中で5～15cmの乳白色の細粒ハリ質凝灰岩と茶褐色～黒色の凝灰質頁岩が縞模様状に堆積している。本層中には、ときに1～2mの砂岩と頁岩の互層する部分もある。

向斜北翼部の岩相は、南翼部のものに比べ頁岩の挾有頻度が高く、南翼部では厚さ10～50cmの砂岩・頁岩の等量互層から成る。また、砂岩と頁岩の境界は常に明瞭であるが、砂岩単層の層厚変化は著しい。

且ノ上北方の砂岩中には頁岩の岩片を多量に含む層準がある。

層位関係：本層の下限は、葉理の発達した細粒ハリ質凝灰岩の基底をもってし、木地層とは整合関係にある。

層厚：1,000m。

#### (4) 大畑層 (Ohata Formation)

命名：高橋 (1977)<sup>25)</sup>。

模式地：愛媛県温泉郡重信町大畑。

分布：重信町大畑付近にはほぼ東西に分布し、向斜構造の南北両翼部を構成している。川内町南方の和田丸の東西では、断層にはさまれて分布する。

岩相：厚さ1～2m単位の砂岩・頁岩の厚い互層から成るが、まれに厚さ30～50cm単位の互層部も発達する。砂岩と頁岩の挾有率はやや砂岩が高く、両者の境界は明瞭である。

層位関係：下位の川上層とは整合漸移の関係にある。下限は、厚さ1～2mの砂岩・頁岩の厚互層の始まる部分をもってする。

層厚：500m。

#### (5) 除層 (Yoke Formation)

命名：高橋 (1977)<sup>25)</sup>。

模式地：愛媛県温泉郡重信町除。

分布：重信町除からほぼ東西方向に発達する向斜軸部および温泉郡川内町三島井手の東西に分布する。

岩相：厚さ30～50cm単位の砂岩・頁岩互層から成る。岩相上、川上層と区別が困難であるが、本層には厚さ20cm以下の細互層の発達はみられない。砂岩・頁岩はほぼ等層厚を示し、両者の境界は明瞭である。塩ヶ森北方300mの地点では、本層中部に炭質物を多量に含む頁岩が挾在する。また、数層準にハリ質凝灰岩を挾有する。

層位関係：本層は、大畑層と整合漸移関係にある。

層厚：600m+。

#### (6) 大根木口層 (Onekiguchi Formation)

命名：高橋 (1977)<sup>25)</sup>。

模式地：愛媛県温泉郡川内町大根木口。

分布：大根木口付近に東西方向に分布する。

岩相：級化層理不明瞭な砂岩を主とし、これに厚さ数cmの頁岩を互層状にはさむ。砂岩はときに厚さ7mにも達することがある。砂岩・頁岩両層の境界は明瞭である。

川内町南方の庄屋元の北東に位置する大元や東方の奥惣田谷には、よく円磨されたチャートの小礫中礫が散在した粗粒砂岩が転石として多数観察されるが、これは大根木口層の含礫

粗粒砂岩部のものと解釈される。

層位関係：本層は、下位の除層と断層関係にあり下限は不明である。

層厚：500m+。

#### (7) 井内層 (Iuchi Formation)

菅原 (1964MS)<sup>28)</sup> の井内層を再定義して使用する (高橋, 1977)<sup>25)</sup>。

模式地：愛媛県温泉郡川内町井内。

分布：川内町井内付近に東西の走向をもって分布する。南限は断層で久万層群二名層の分布地域と接している。

岩相：本層は、厚さ10~20cmの砂岩・頁岩細互層より成り、層面は両者とも明瞭である。砂岩は中粒~細粒で、風化して黄土色と成る。砂岩中には明瞭な級化層理が認められる。頁岩は新鮮な部分で黒色を呈するが、風化して灰色と成る。

層位関係：大根本口層とは整合漸移の関係にある。

層厚：380m+。

#### (8) 向井原層 (Mukaibara Formation) 新称

模式地：愛媛県伊予市向井原。

分布：調査地域西部の伊予市向井原付近から南方の犬寄峠にかけて、向斜構造の南北両翼部に分布する。

岩相：厚さ15~40cmの砂岩と20~60cmの頁岩との互層より成り、頁岩がやや優勢で、まれに厚さ1mの頁岩を挟在することもある。砂岩と頁岩との境界は明瞭である。本層中には、数層準に灰白色~灰緑色を呈するハリ質凝灰岩がはさまれている。

層位関係：本層とこの上位に重なる七折層とは、北方に広がる松山 (道後) 平野の第四系によって連続を断たれ、さらに東方では断層によって断たれるため、前述した黒滝層から井内層までの一連の層準との正確な対応関係は不明となっている。しかし、和泉層群の大局的な構造をみると、西方から東方へと順次上位層準が重なっているとみなされることや、本層中の凝灰岩層の特徴などから向井原層は木地層に対比されるものと考えられる。本層の下限は調査範囲外にあり、現在のところ不明である。

層厚：700m+。

#### (9) 七折層 (Nanaori Formation)

命名：高橋 (1977)<sup>25)</sup>。

模式地：愛媛県伊予郡砥部町七折。

分布：調査地域西部の伊予市南部をはじめ、伊予郡砥部町七折、大南、松山市浄瑠璃町、温泉郡重信町下林など松山市南方を中心に広く分布する。

岩相：厚さ10~50cmの砂岩・頁岩の互層を主とするが、下部では頁岩がやや優勢である。向斜軸部では厚さ1m単位の厚互層部が発達するところも観察される。最下部を構成する凝灰岩はハリ質で、連続性に富む。本層中には数層準に凝灰岩が挟在しているが連続性に乏しい。おそごえ峠~七折間で見られる厚さ約5cmのハリ質凝灰岩や厚さ約10cmの軽石凝灰岩などは、向斜軸部に分布するにすぎない。砂岩・頁岩互層の各層理面は明瞭である。砂岩構成粒子は円磨度低く、頁岩は風化し細かく割れやすい特徴がある。

層位関係：下限は、伊予市向井原の東方1.2km地点に特徴的に発達する層状~縞状を呈するハリ質凝灰岩の基底をもってする。

層厚：5,600m+。

(10) 小松川層 (Komatsugawa Formation) 新称

模式地：愛媛県周桑郡小松町小松川沿い。

分布：調査地東部の周桑郡小松町と伊予西条市を結ぶ線の南側に東西方向に広く分布する。  
岩相：厚さ1～3mの砂岩と15～30cmの頁岩の互層より成り、数層準にハリ質凝灰岩層を挟有する。砂岩と頁岩との境界は明瞭である。砂岩は、粗粒～中粒で構成粒子の円磨度は低い。層位関係：周桑郡丹原町湯谷口付近を境として東西間の地質構造が一変すること、および岩相も変化することにより、西部地域の層序との対応関係は不明である。

層相：600m+。

産出化石および地質年代

MATSUMOTO ed. (1954)<sup>20)</sup>は、高縄半島基部の和泉層群基底礫岩層および砂岩層中から、*Glycymeris* sp., *Trigonia japonica* YEHARA, *T. subovalis* JIMBO var. *minor* YABE and NAGAO, *Inoceramus* cfr. *schmidti* MICHAELなどを、また、この約2,100m上位の凝灰岩層をはさむ頁岩と砂岩より成る(e)層から*Inoceramus balticus* BÖHM var. *toyojoanus* NAGAO and MATSUMOTOを報告し、本層群は浦河世最末期からヘトナイ世後期にかけて堆積したことを明らかにした。その後、松本(1967)<sup>29)</sup>は、「下部に*Inoceramus schmidti*—*Inoc. balticus*, 中部に*Inoc. shikotanensis*, 上部に*Inoc. awajiensis*—*Pachydiscus subcompressus*などの特徴種が出るので、それぞれK6<sub>a</sub>, K6<sub>β</sub>下部, K6<sub>β</sub>上部に対比され、全体としてヘトナイ統(カンパニアン～マストリヒシアン)である」とした。

野田・田代(1973)<sup>30)</sup>は、松山市道後姫塚の和泉層群基底礫岩直上の頁岩層中から産出した化石を検討し、この中に*Acila (Truncacila) hokkaidoensis* (NAGAO), *Inoceramus ezoensis* YOKOYAMA, *Inoc. schmidti* MICHAELなどが含まれることから本層群堆積のはじまりはヘトナイ世前期の前半とした。また、松本(1973)<sup>31)</sup>は、道後姫塚の化石群には大型の*Inoceramus schmidti* やいわゆる*Helicion giganteus* (SCHMIDT), *Gaudryceras striatum* (JIMBO)が特徴的に産出することを述べた。*Gaudryceras striatum*はカンパニアンの示準化石であり、また、最近の研究によれば、*Inoceramus schmidti* MICHALはK6a<sub>2</sub>(カンパニアン)から産出することが明らかにされている(松本・小島, 1979)<sup>32)</sup>。

4. 久万層群 (Kuma Group)

命名：NAGAI (1957)<sup>33)</sup>。

模式地：愛媛県上浮穴郡久万町。

分布：石鎚山系全域に分布する。

層厚：模式地において700m+, 当調査地域では420m+。

本層群は、構成碎屑物および産出化石の違いにより、下位の二名層と上位の明神層に区分される。

(1) 二名層 (Nimyo Formation)

命名：NAGAI (1957)<sup>33)</sup>。

模式地：愛媛県上浮穴郡久万町の父二峰二名の東条と中条とを含めた地域。

分布：温泉郡重信町花山とその東方温泉郡川内町井内、西方の伊予郡砥部町付近の三波川結

晶片岩類上に分布する。松山市南方上村の山頂では、内帯の和泉層群上に分布する。

岩相：三波川結晶片岩類由来の礫のみから成る礫岩層で、円磨度は低く、角礫を主とする。基質部は少なく、結晶片岩類の砂より構成されている。重信町花山付近に分布する本層は、赤色～赤茶色を呈し、いちぢるしく剪断されている。

層位関係：上尾峠などにおける本層と外帯側の三波川結晶片岩類との不整合は、ある種の盲不整合的關係を示している。すなわち、直下の結晶片岩類は片理面や節理面にそって割れ、わずかに移動したにすぎない状態から移動の量が上位に向かって次第に増大する傾向を示し、ついには、配列換えをおこなって明瞭な礫岩に移行するという変化をしている。この関係は、伊予郡砥部町上尾峠、千里、<sup>つづらかほ</sup> 齋川などで観察される。内帯に属する上村の山頂部では和泉層群を不整合におおっている。川内町井内や利山などでは、断層によってその分布北限を限られ、和泉層群と接する。

層厚：外帯において170m、内帯では40m＋。

産出化石および地質年代：調査地域内からは化石の産出をみなかったが、二名層の模式地において有孔虫化石 *Discocyclus* sp., *Eofabiania cassis* (OPPENHEIM) (HANZAWA, 1959)<sup>34</sup>、石灰藻類 *Lithothamnium ishizuchiensis* Ishijima をはじめ9種 (ISHIJIMA, 1960)<sup>35</sup>、また、二枚貝、サンゴ、コケムシ、サメの歯などの産出が報告されている (永井・堀越, 1953<sup>36</sup>、1954<sup>37</sup>) ; 永井, 1972<sup>38</sup>) ; 上野ら, 1975<sup>39</sup>)。

二名層の地質年代は、*Discocyclus* や *Eofabiania* の産出および二名層をおおう明神層の植物化石の検討から中期始新世である (永井, 1956<sup>40</sup>) ; NAGAI, 1968<sup>41</sup>)。

## (2) 明神層 (Myojin Formation)

命名：NAGAI (1957)<sup>33</sup>。

模式地：愛媛県上浮穴郡久万町久万川河床、<sup>すごう</sup> 菅生の谷と本流との合流点付近から上流の西明神、東明神に至るまでの区間。

分布：石鎚山系の裾野に広く分布するほか、一部は内帯側の和泉層群を不整合におおって分布する。内帯側での分布は、温泉郡重信町利山北方、同郡川内町奥惣田谷など小範囲である。また、伊予西条市市之川にも分布する。

岩相：模式地付近では、最下部に厚さ約3mの石英安山岩質凝灰岩を伴う (鹿島, 1972)<sup>42</sup>) とされているが、調査地域ではこの凝灰岩はみられない。本地域においては主として礫岩から成り、まれに連続性にとぼしい砂岩、泥岩、凝灰岩をはさむ。砂岩および泥岩には植物化石や炭質物を多量に含んでいる。砥部町齋川付近では、層厚5cmの炭層が挟在されている。構成礫種は、和泉層群由来の砂岩が主体で、頁岩や領家変成岩類および花崗岩類の礫をも混える。礫は、そのほとんどが内帯側から供給されたものだけから成るが、まれに三波川結晶片岩類の礫を含むことがある。花崗岩類の礫は、本層下部から上部に向かって増加する傾向がある。礫は、一般に中礫～大礫であるが巨礫も混える。基質部は泥岩または砂岩で、礫の円磨度は高い。

層位関係：外帯側では、下位の二名層と本層とが直接接する露頭は観察されないが、両層の分布、構造上の不調和によって、不整合関係にあると判断される。また、伊予郡砥部町大谷南方や松山市久谷町付近などでは、二名層を介せず直接三波川結晶片岩類を不整合におおう。内帯側に分布する本層は、二名層および直接和泉層群を不整合におおう。松山市南方では、中央構造線によって、本層分布の北縁を断たれ、和泉層群と接する。



表-1 明神層産出植物化石(永井, 1972<sup>38)</sup>を改作)  
Table 1 Plant fossils from the Myojin Formation. (adapted from NAGAI, 1972<sup>38)</sup>)

種名	産出地					
	温泉郡重信町上林五本松	温泉郡川内町滑川海上	上浮穴郡久万町久万	上浮穴郡面河村相ノ峰	伊予郡砥部町万年	伊予郡砥部町立野
<i>Acer</i> cfr. <i>giganteum</i>						●
<i>Asplenium</i> sp.		●				
<i>Cercidiphllum eojaponicum</i> Endo	●					
<i>Cyperites</i> sp.		●				
<i>Ficus acutinervis</i> Nagai	●					
<i>F. spiculifolia</i> Nagai	●					
<i>F. tiliacifolia</i> Heer	●	●	●	●		●
<i>Glyptostrobus europaeus</i> Heer						●
<i>Glyptostrobus</i> sp.					●	
<i>Lastraea sibirica</i> Heer			●			
<i>Liquidambar europeum</i> Al. Braum		●				
<i>L. formosana</i> Hance	●					
<i>Nelumbo nipponica</i> Endo			●			
<i>Populus</i> sp.			●			
<i>Sabalites nipponicus</i> Endo			●			
<i>Salix</i> sp.	●					

層厚：外帯側では250m+, 内帯側では20m+。

産出化石および地質年代：多くの研究者によって報告されているが、永井(1972)<sup>38)</sup>はその産地と種類を表-1のように報告している。

孢子と花粉の化石についてはTAKAHASHI K. (1962)<sup>43)</sup>が研究し、報告した。

本層の地質年代は, *Sabalites nipponicus*, *Nelumbo nipponica*, *Ficus tiliacifolia*, *Populus* sp. 等の植物化石群を含んでいること、および下位の二名層産出の有孔虫化石の検討結果から、後期始新世とされている(永井, 1956<sup>40)</sup>, 1972<sup>38)</sup>; NAGAI, 1957<sup>33)</sup>, 1968<sup>41)</sup>)。しかし、これまで明神層とされていた石鎚山周辺部の地層からは, *Trapa longivertica* や *Acer yabei* などを産出(表-2)し、それらの構成種より松尾(1980)<sup>44)</sup>は、後期始新世よりも新时期である可能性を指摘している。

表-2 名野川越化石植物群(松尾, 1980<sup>44)</sup>)  
Table 2 List of the Nanokawagoe flora from the Kamegamori forestal road, Ishizuchi Range. (after MATSUO, 1980<sup>44)</sup>)

<p><i>Equisetum nelumboidium</i> n. sp (MS), <i>Dryopteris</i> sp., <i>Salvinia kattoi</i> n. sp. (MS), <i>Salix</i> sp., <i>Alnus</i> sp. (Fruit, <i>A. japonica</i> type), <i>Quercus</i> sp. (<i>Q. acuta</i> type), <i>Ulmus</i> sp. (<i>U. parvifolia</i> type), <i>Cinnamomum</i> sp. (<i>C. japonicum</i> type), <i>Parabenzoin</i> sp., <i>Spiraea</i> sp. (<i>S. nervosa</i> type), <i>Sorbus</i> sp. (<i>S. commixta</i> type), <i>Caesalpinia</i> sp., <i>Pueraria</i> sp., <i>Mallotus ishizuchiensis</i> n. sp. (MS), <i>Acer yabei</i> ENDO (Samara, <i>A. nipponicum</i> type), <i>Trapa longivertica</i> n. sp. (MS), <i>Fraxinus</i> sp. (Samara, <i>F. lanuginosa</i> type)</p>
---

## 5. 石鎚層群 (Ishizuchi Group)

石鎚山系を構成して分布する石鎚層群は、久万層群を不整合におおう。また、本層群は、中期中新世における第一瀬戸内区の火成活動によって外帯を中心に噴出したもので、一部は内帯側にも分布する。調査地域に分布する本層群は、下部の高野層と上部の黒森峠火山岩類によって構成される。前者は凝灰岩層より、後者は安山岩類および流紋岩などより成る。黒森峠火山岩類は、地域によっては中央構造線や断層に沿って貫入しており、断層の形成・活動時期を推定する資料を提供している。

### (1) 高野層 (Takano Formation)

命名：永井・堀越 (1953)<sup>36)</sup>。

模式地：愛媛県上浮穴郡久万町高野。

分布：石鎚山系のほぼ全域に、黒森峠火山岩類の斜方輝石安山岩の下位を占めて分布する。岩相：凝灰角礫岩、粗粒凝灰岩より成り、下部には炭質物や木片を多量に含んでいる。高知一松山間を結ぶ国道33号線沿いの大久保付近には、葉理の発達した灰白色細粒凝灰岩（層灰岩）が分布し、本層の上部を構成している。本層を火砕流堆積物とする見解（吉田, 1970<sup>45)</sup>；YOSHIDA, 1984<sup>46)</sup>）があるが、本調査地域では前述したように分級および葉理の発達が認められるので凝灰岩とした。

層位関係：調査地域では、下位層との関係を示す直接の露頭はない。しかし、温泉郡川内町南方では、本層が断層によって断たれることなく内外両帯にまたがって分布している。また、内帯側では和泉層群を、外帯側では三波川結晶片岩類や久万層群上をおおっており、層位関係から下位層とは不整合関係にあると解釈される。

層厚：230m。

### (2) 黒森峠火山岩類 (Kuromoritoge Volcanics)

永井・堀越 (1953)<sup>36)</sup> の命名した黒森峠層を黒森峠火山岩類として使用する。

模式地：愛媛県上浮穴郡面河村黒森峠。

分布：高野層をおおって石鎚山系に広く分布するほか、内帯にも熔岩流あるいは貫入岩体として分布する。

岩相：斜方輝石安山岩、粗面岩質安山岩、流紋岩、閃緑玢岩、黒雲母安山岩、サヌキ岩質安山岩、角閃石安山岩などによって構成され、熔岩流を主とする部分と貫入岩体とに大別することができる。以下、各岩石について記す。

#### a. 斜方輝石安山岩

松山市南方の三坂峠付近からほぼ北北東-南南西方向に分布し、石鎚山系の主要構成岩石となっている。産状から熔岩流と推定されるが、強熔結した大規模火砕流堆積物であるとする意見（山本, 1984)<sup>47)</sup>もある。温泉郡川内町の南方では、断層に切られることなく連続して、内外両帯の地層をおおっている。三坂峠の西方1 km地点の国道33号線沿いでは、斜方輝石安山岩が流紋岩に貫かれているのが観察される。

安山岩は、斑状組織を示し、斑晶として斜長石、シソ輝石、黒雲母、磁鉄鉱を有し、石基はシソ輝石、斜長石、ガラスより成る。

#### b. 流紋岩

国道33号線三坂トンネル付近に岩脈としてほぼ南北方向に分布する。松山市窪野町や温泉郡重信町五本松付近においては、内外両帯にまたがって貫入している。中央構造線を切って

貫入している岩脈は、断層活動による変位は受けていない。流紋岩は斜方輝石安山岩を貫く。

鏡下において斑状組織を示し、斑晶として黒雲母、斜長石、ハリ長石が識別され、石基はハリ質流状組織で、黒雲母、斜長石、ガラスから成る。

#### c. 粗面岩質安山岩

松山市南方の広田村玉谷、砥部町南部の川登付近に貫入岩体として分布する。中央構造線に沿って貫入している火成岩の多くは、粗面岩質安山岩である。新鮮なものは青灰色を呈するが、ほとんどのものは熱水変質を受けて、白色～淡褐色になっている。粗面岩質安山岩はサヌキ岩質安山岩に貫かれる。

粗面岩質安山岩の斑晶は斜長石、シソ輝石から成り、石基は斜長石の粗面状組織より成る。

#### d. 閃緑玲岩

閃緑玲岩は、松山市南方の砥部町東部と久谷町南西部の2ヶ所において、明神層と高野層との間にほぼ水平に、岩床状に進入している。また、久谷町東方においては、明神層の層理に沿って水平に進入しているのが観察される。これらは厚さ約50～80mの岩床で、垂直に発達した節理がみられ、急崖を形成している。

暗緑灰色中粒、斑状構造を示し、斑晶は斜長石、黒雲母、普通角閃石から成る。石基は完晶質斑状組織を示し、斜長石、黒雲母、普通角閃石より成る。

#### e. 黒雲母安山岩

桜樹屈曲部の中央構造線に沿って幅狭く分布するが、周桑郡丹原町土谷では、長径3km、短径1.5kmの岩体として貫入している。松山市南方の外山南西にも中央構造線に接近して分布する。

灰色を呈し斑状で、斑晶は斜長石と黒雲母から成り、石基は完晶質で、斜長石、黒雲母、ガラスより成る。

#### f. サヌキ岩質安山岩

松山市南方の障子山(884.9m)、大久保の南西に、また、砥部町北東の和泉層群中に貫入している。サヌキ岩質安山岩は、粗面岩質安山岩を貫き、小岩体の貫入岩として内外両帯に分布する。

全体として斑状であるが、斑晶は少なく、シソ輝石や斜長石から成る。石基はガラス基流晶質で、斜長石、シソ輝石、ガラスから成る。

#### g. 角閃石安山岩

調査地域西部の伊予市南部の<sup>たがみさん</sup>谷上山(455.5)mに貫入岩体として分布する。灰緑色を呈し、斑状で斑晶は角閃石や斜長石そして少量の黒雲母より成る。

### 産出化石および地質年代

永井(1956)<sup>40)</sup>は、温泉郡川内町南部の黒森峠付近(永井・堀越, 1955<sup>48)</sup>の黒森峠凝灰岩安山岩層)の凝灰質砂岩中から、*Hedera*, *Ficus*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*等を報告し、フローラは神戸層群のものに類似すると見做した。そして、石鎚層群の火成活動は中新世後期から鮮新世初期にあたるとしている。

一方、柴田ら(1966)<sup>49)</sup>は、石鎚山の南方および南西方に貫入している<sup>おもこ</sup>面河花崗岩類のK-Ar法による放射年代を14±2 Maと測定している。

以上を総合的に判断すると、石鎚層群は初期中新世末期から中期中新世にかけて形成され

たものと考えられる。

## 6. 岡村層 (Okamura Formation) および第四紀堆積物 (Quaternary Deposits)

これらについては、以後の議論には直接関係しないことや、すでに報告 (鹿島・高橋, 1980 a<sup>50)</sup>, b<sup>51)</sup>) したので、ここでは省略する。

## 第2章 地質構造

本調査地域は、東北東-西南西および北北東-南南西の2方向の地質構造に大きく規制されている。東北東-西南西方向は、中央構造線の大局的方向と一致するものであり、北北東-南南西方向は中央構造線の桜樹屈曲の方向を表わすものである。本章では、中央構造線によって境される内外両帯の地質構造の特徴を記述し、これに中央構造線についての野外観察結果を加える (図-8)。

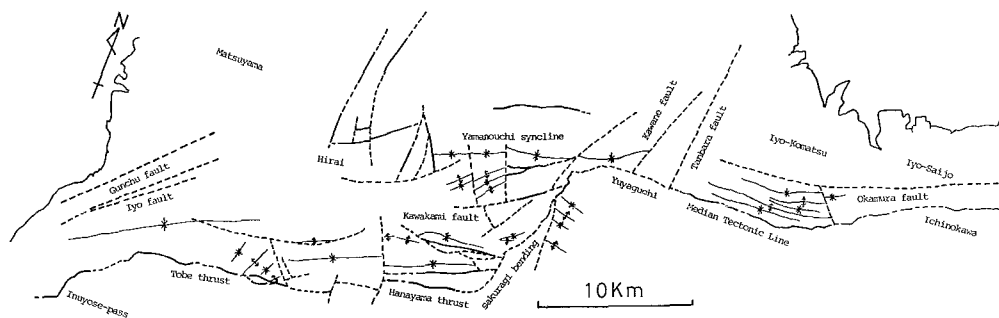


図-8 地質構造図

Fig. 8 Map of geologic structure.

### 1. 外帯

外帯に分布する三波川結晶片岩類は、松山市南方に広く分布する久万層群や石層群におおわれるため、その地質構造は把握しがたい。松山市南方の砥部川沿いに分布する結晶片岩類の層理面は、片理面とほぼ一致し、東西あるいは南北走向をとり、中央構造線付近ではゆるく北へ傾斜する。松山市東方の中央構造線桜樹屈曲東側の結晶片岩類には、ほぼ東西走向の2向斜2背斜が認められる。また、これらの結晶片岩類は、さらに桜樹屈曲に近接するにつれて、屈曲の走向に平行するN30°Eに近づき、北西へ12~55°の傾斜を示すようになる。

桜樹屈曲の東側、川内町落出付近の三波川結晶片岩類中には、その岩相および地質構造の差異によって南北走向の断層が推定される。同様な南北走向の断層が、落出北方2 kmの千原鉦山坑内においても存在すること (KANEHIRA, 1959)<sup>52)</sup> が指摘されている。そこでは、鉦体を切る数条の規則的な正断層となって表われ、褶曲軸方向 (西に10~20°の落とし) とほぼ一致するロッド状の鉦体が西側ほど数m~10数m落下している (図-9)。

調査地東部の周桑郡小松町や伊予西条市の南では、三波川結晶片岩類の走向には多少の乱れはあるものの、大局的には、ほぼ東西走向で北へ11~75°で傾斜している。

愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”

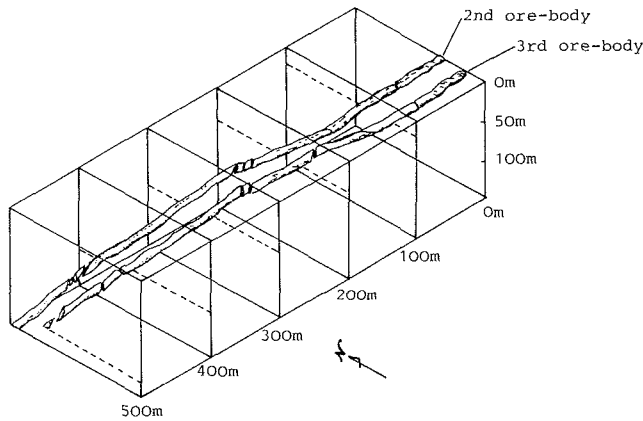
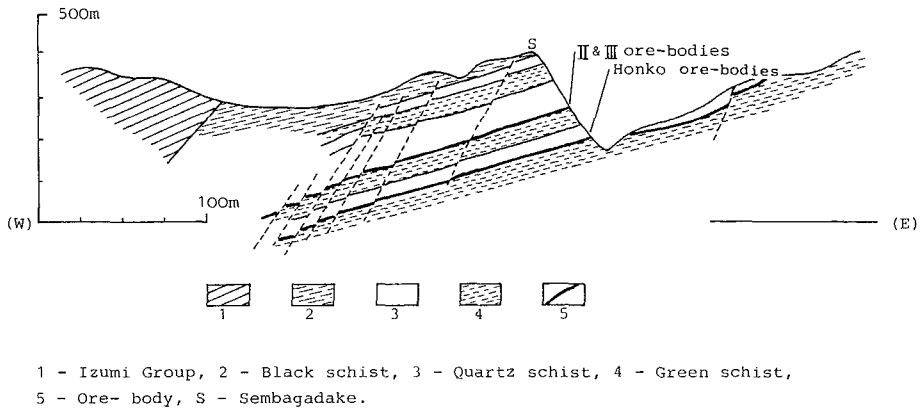


図-9 千原鉱山の地質断面図(上)および第2, 第3 鉱体のダイアグラム(下) (KANEHIRA, 1959)<sup>52)</sup>

Fig. 9 Geologic profile near the Chihara mine and three dimensional diagram of the second and third ore-bodies. (after KANEHIRA, 1959<sup>52)</sup>)

久万層群は主として外帯側に分布するが、内帯側に分布するものをも含めその堆積面はほぼ水平で、わずかに北ないし西に傾斜はするものの、褶曲は発達しない。しかし、断層の存在は認められており、松山—高知間を結ぶ国道33号線沿いの塩ヶ森トンネル南東800mの地点では、明神層中に発達する走向・傾斜E—W・45°Nの断層が観察される。ここでは、ひきずり構造などから北方から南方への衝上断層と判断される。

## 2. 内帯

領家変成岩類の一般走向はE—Wで、傾斜は20~65°Nである。一部南に傾斜することもある。厚さ1~3cmの砂質岩と泥質岩の互層より成るホルンフェルス中には、半波長数cm規模の流れ褶曲が観察される。領家花崗岩類近傍においても地質構造に大きな差異は認められ

ない。

内帯の領家帯に広く分布する和泉層群については、褶曲と断層とに分けて以下に記述する。

### (1) 褶曲

和泉層群は、基本的には1つの大きな複向斜構造を示している。その主向斜は、温泉郡重信町除から東方へ、同郡川内町程野を経て周桑郡丹原町湯谷口の北に至る東西、ないし北東-南西方向の軸跡を示す山之内向斜 (SAITO, 1962)<sup>24)</sup> である。山之内向斜は、重信町除西方で、南北および北北西-南南東走向の断層によって切られ、重信町横河原付近でその西方延長部が大きく南へ転位し、西岡付近の第四系堆積物におおわれている。伊予郡砥部町宮内や七折付近の和泉層群中に発達する向斜構造は、その規模からみて山之内向斜の西方延長部と見做すことができる。

松山市南方、砥部町宮内および七折地域では、愛媛県東部以东と同様に、向斜は東にプランジする傾向を示すが、両者の中間に位置する山之内向斜そのものの軸部は水平、もしくは、西へゆるやかにプランジするにすぎない。

山之内向斜の北翼部は、一般に急傾斜であるが、南翼部は $45^\circ$ 以下の緩傾斜となり、後述するような小褶曲を伴っている。山之内向斜北翼部の傾斜は $45\sim 85^\circ S$ であるが、北北西-南南東走向の断層近傍では、一部地層が逆転しているところもある。また、松山市小野谷や平井町北方などでは、重力滑動によって形成されたと考えられる転倒褶曲が形成されている (図-10)。これらの転倒褶曲は、 $2\sim 4$  km追跡することが可能で、その南には北東-南西

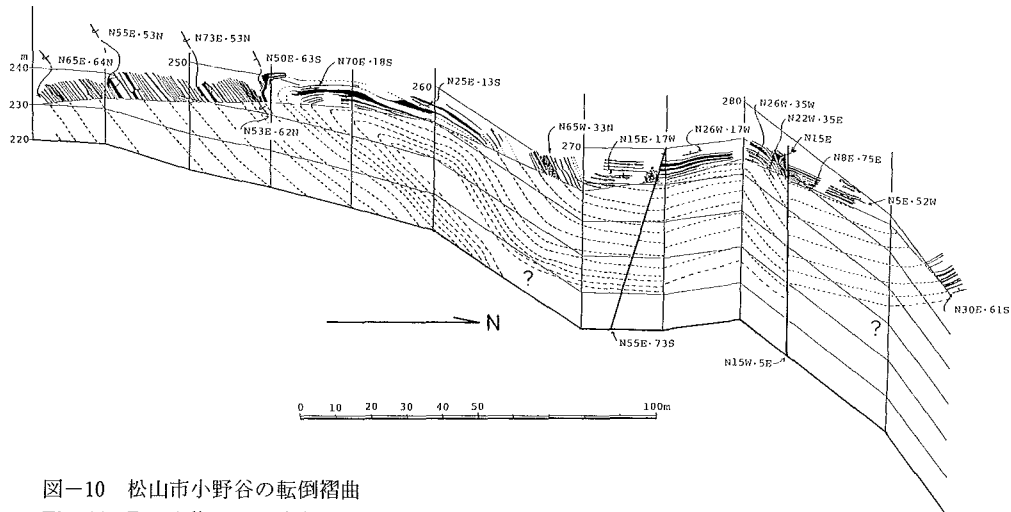


図-10 松山市小野谷の転倒褶曲

Fig. 10 Panel diagram of the overturned fold at Onodani, Matsuyama City.

方向の直線的な谷が断層にほぼ一致して発達している。断層以南においては、和泉層群の傾斜は再び整然とした南傾斜にもどる。

山之内向斜の南翼部には、半波長 $400\sim 500$  mの背斜および向斜が発達する。この程野背斜 (SAITO, 1962)<sup>24)</sup> の軸跡は北東-南西に延長され、その褶曲軸跡の位置も南北および北北西-南南東走向の断層によって転位させられている。

温泉郡川内町音田の桜樹屈曲付近の和泉層群中には、桜樹屈曲にほぼ平行な北東-南西方向の褶曲が発達している。この南方に位置する川内町和田丸と三島井手付近には、東西方向

の軸跡をもつ2つの向斜があり、西方では両向斜の間に背斜の存在を確認することができる。これらの褶曲軸も、その延長部は南北ないし東西走向の断層によって断たれ、松山市浄瑠璃町以西には追跡されない。

砥部町付近には、半波長700~1,000mの北北東-南南西方向にエシェロン配列をした褶曲群がある。

調査地域東部の周桑郡小松町の南には、半波長500~800mの3向斜2背斜が存在するがこれらも断層によって断たれ、東方へは追跡されない。SAITO (1962)<sup>24)</sup>の綱付山背斜はその1つである。

(2) 断層

和泉層群中に発達する断層は、東北東-西南西、北東-南西、北北東-南南西、北北西-南南東の4系統に大きく区分される(図-8, 11)。しかし、南北走向の断層と北北西-南南東走向の断層が連続していたり、あるいは、北北西-南南東走向の断層と北北東-南南西走向の断層が連続しているように見えるものもある。

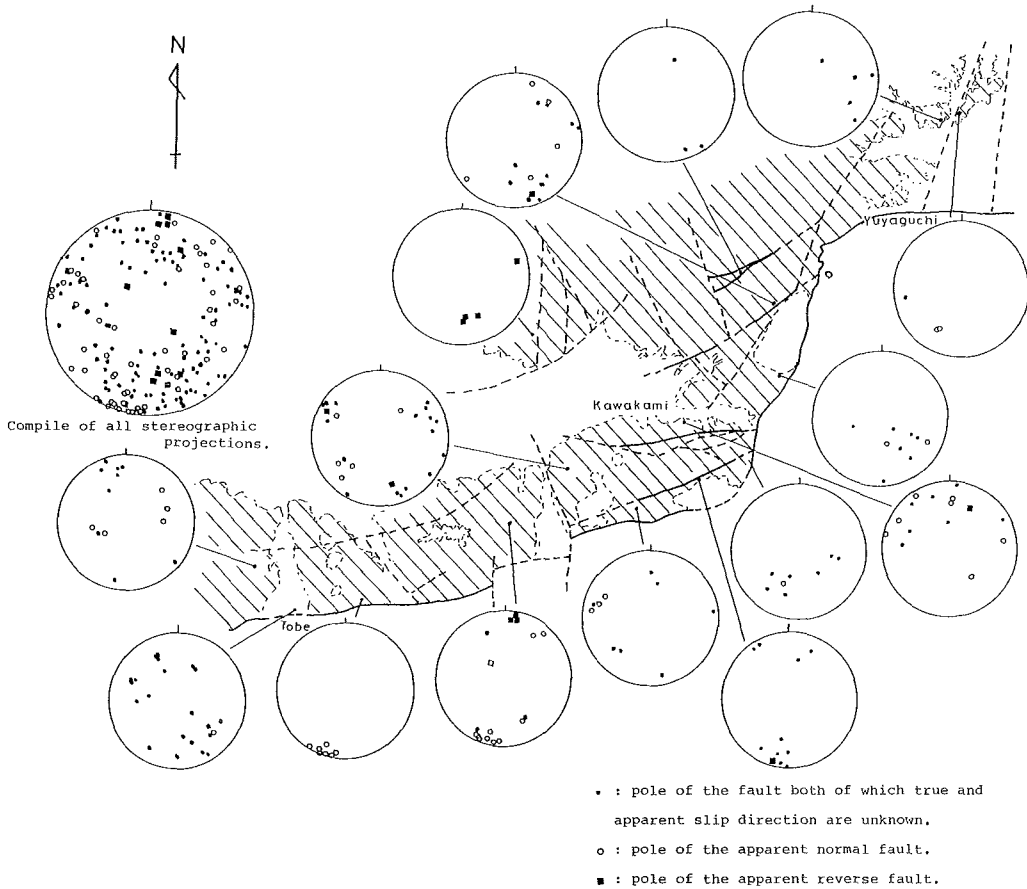


図-11 和泉層群中の断層（断層面の極のシュミット下半球投影）

Fig. 11 Schmidt equal-area projection of Minor faults which are distributed in the Izumi Group near the Median Tectonic Line. Plots on lower hemisphere.

### a. 東北東-西南西の断層

この方向の断層は、中央構造線の桜樹屈曲以西に顕著に発達する。また、地質図には表現されない小断層として、中央構造線に近づくにつれその頻度を増す。東北東-西南西の断層は、和泉層群より上位の地層群との関係から、その活動を次のように区分して取り扱うことができる。①久万層群明神層におおわれる断層、②明神層を切る断層、③第四紀堆積物を切る断層および④活動時期を限定できない断層。

①久万層群明神層におおわれる断層：川内町大根木口付近の和泉層群除層と、大根木口層、あるいは、井内層とを境する東北東-西南西走向の断層は、重信町上林で明神層によっておおわれている。この断層は、三島井手南東の谷川河床で $N70^{\circ}E$ の走向を示し、断層に沿って粗面岩質安山岩が貫入している。この粗面岩質安山岩には、貫入以後の断層活動を示す破碎等は認められない。本断層は層位関係から、急傾斜の北側上りの逆断層と推定されるがその変位量は不明である。

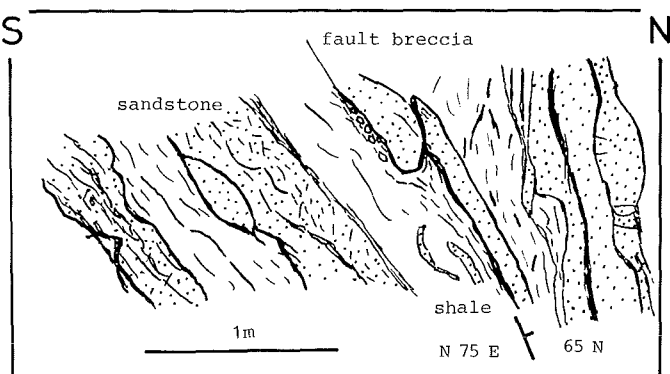


図-12 衝上した寄生褶曲（伊予郡砥部町大角蔵）

Fig. 12 Overthrust parasitic fold of sandstone in shale at Ookakura, Tobe Town.

②明神層を切る断層：松山市南方の砥部町付近の明神層中には、北側上りの衝上性逆断層が観察され。この断層については中央構造線の項で詳細を述べるが、砥部町西部の中央構造線近傍の和泉層群中にも北側上りの衝上によって形成された parastic fold が観察される（図-12）。

③第四紀堆積物を切る断層：川内町川上の北方に発達する東北東-西南西走向の断層は、KANeko (1966)<sup>53)</sup>により空中写真の判読から、その存在と右横ずれ断層であるということが指摘され、岡田 (1972)<sup>54)</sup>により確認され川上断層と命名された。川上断層は、和泉層群中の黒色を呈する断層破碎帯として川内町添谷から東方へ、梅ヶ峠、相之谷へと追跡することができる。梅ヶ峠南東約500mの沢においては、走向 $N60^{\circ}E$ 傾斜 $65^{\circ}N$ の断層露頭の存在を確認した。また、川内町横灘北東方の宅地造成地（グリーンタウン）においては、礫層を切る川上断層の延長部を観察することができた。本露頭では、断層の走向・傾斜は $N70^{\circ}E \cdot 87^{\circ}N$ で、上盤は古期扇状地堆積物の礫層であり、下盤は和泉層群川上層である。幅約10cmの灰白色の断層粘土を有し、断層面は平滑である（鹿島・高橋, 1980b)<sup>51)</sup>。川上断層の形成時期については、その変位量とともに後述するが、当露頭では古期扇状地堆積物を切っており、北側落しの正断層と判定される。

④活動時期を限定できない断層：これらの断層には、正断層、逆断層、正・逆不明の断層とがある。砥部町外山から東方の松山市久谷にかけての和泉層群分布南限付近には、走向 $N80^{\circ}W \sim N80^{\circ}E$ 、傾斜 $45 \sim 80^{\circ}N$ の北側落とし、変位量数10cmの正断層が数多く観察される。また、川内町程野付近においては、走向 $E-W \sim N70^{\circ}E$ 、傾斜 $58 \sim 78^{\circ}N$ の北側落しの正断層が観察され、除層と川上層とを境している。垂直変位量は、層位関係から400~600mと算



定される。この断層近傍には、同じ性格を有し、幅数cmの破砕帯を伴う小断層が多数発達している。

逆断層とみなされるものは、川内町和田丸付近の和泉層群川上層と大畑層、あるいは、除層とを境する断層である。これらの断層は、和田丸を流れる井内川河床の右岸で、幅約3mの破砕帯を伴い、両側に分布する和泉層群の走向・傾斜および岩相を急変させている。変位量は不明であるが、層位関係や地質構造から北側上りの逆断層と推測される。

重信町藤之内から木地付近にかけて分布する木地層中に走向N70~85°E、傾斜55~85°Nの逆断層が観察される。断層は、下盤側に断層に近接して分布する凝灰岩層とともに5kmにわたって追跡することができる。破砕帯の幅は約50cmで、直径数cm黒色を呈する断層角礫を伴っている。垂直変位量は100m以下である。

調査地域東部の周桑郡小松町や伊予西条市の南方には、和泉層群より成る丘陵の北面に三角末端面が約20kmにわたって発達しており、この丘陵の北側に中央構造線に平行する東北東-西南西走向の岡村断層（永井，1955）<sup>7)</sup>が存在する。小松町南方の和泉層群中には、走向・傾斜がそれぞれ、N80°E・70°N、E-W・60°N、N85°W・75°Nの断層が確認されるが、和泉層群と他の堆積物が断層関係で接する露頭は確認できていない。活動時期を限定できないとしたが、古期扇状地堆積物に被覆されているので、本断層の活動時期は古期扇状地堆積物堆積前であることは明らかである。

#### b. 北東-南西の断層

松山市南南西方に発達する郡中断層や伊予断層などの地形に表現されている北東-南西走向の断層については、すでに報告（鹿島・高橋，1980b<sup>51)</sup>；高橋・鹿島，1985<sup>55)</sup>）したので、その概要を説明するにとどめる。

郡中断層は、永井（1957）<sup>56)</sup>によってその存在が地質図に示され、SAITO（1962）<sup>24)</sup>により命名されたものである。本断層は、地質図に示した範囲外の伊予市上山南方600mにある産業廃棄物最終処理場前において観察され、その走向・傾斜はN36°E・79°Sである。南東側に分布する和泉層群が、北西側の鮮新-更新統（郡中層）に衝上し、その北東延長部すなわち松山市南方では、古期および下位扇状地堆積物や沖積低地堆積物におおわれている。

伊予断層は、郡中断層の南1.2kmを伊予市向井原から八倉へと並走するもので、永井（1957）<sup>56)</sup>によってその存在が指摘され、SAITO（1962）<sup>24)</sup>が命名したものである。岡田（1972<sup>54)</sup>、1977<sup>57)</sup>）や平岡（1973）<sup>58)</sup>によって、断層西方延長部には右ずれ変位に起因する河谷変位や閉塞尾根の存在することが報告されている。断層の存在は、地形的に推定されたものであるが、数ヶ所で和泉層群中に発達する破砕帯を観察することができる。しかし、その断層活動の性格を示すような露頭は見い出されていない。第四紀堆積物におおわれるので、伊予断層も郡中断層と同時期に形成されたものと考えられる。

松山市平井町北方の小野谷付近には、転倒褶曲軸の200m南に、北東-南西方向に伸びる直線状の谷が発達している。この谷を境に南側に分布する和泉層群は、南方上位の正常な層序にもどる。この地質関係を褶曲構造によって説明することは、谷の露頭欠如部分が幅約30mと狭いため、この間に向斜を想定し地層を連続させることが不可能である。したがって谷沿いには、断層が存在するものと推定される。同様な地質関係から、小野谷の西方や重信町横河原の北方にも北東-南西走向の断層の存在が推定される。

小野谷をよぎる断層のように露頭条件の良い場所では、転倒した褶曲の北翼に開口したN

15°W・51°W, N55°E・73°Sなどの走向・傾斜を有する正断層を観察することができる(図-10)。これらの正断層と転倒褶曲との関係から推定して、転倒褶曲前面の北東-南西走向の断層は、北側上りの衝上断層と判断される。

### C. 北北東-南南西の断層

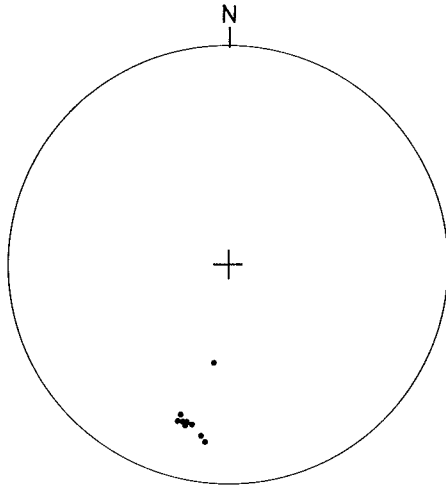


図-13 断層の条線方向のシュミット投影図  
(下半球投影)

Fig. 13 Schmidt equal-area projection of directions of the fault striations near the Kawane fault. Plots on lower hemisphere.

丹原町湯谷口付近に3条の北北東-南南西走向の断層が推定される。これらは、地層および地質構造の連続性を断つことにより推定されるもので、和泉層群の分布北限や向斜構造が見かけ上左横ずれ断層によって変位させられたような配置を取っている。湯谷口から北北東に追跡される断層と湯谷口の東方約2kmをよぎる断層は、Saito (1962)<sup>24)</sup>、岡田 (1972)<sup>54)</sup>、須鎗・阿子島 (1974)<sup>59)</sup>らによっても図示され、命名されているが、同じ断層を別々の名称で呼んだり、同じ名称であるにもかかわらず別の断層であったりするなどの混乱がある。Saito (1962)<sup>24)</sup>は、北北東-南南西走向の丹原断層が東北東-西南西走向の岡村断層に切られるとしているが、野外ではこの関係は確認されない。むしろ逆に、岡村断層は北北東-南南西走向の断層が発達している湯谷口以西には追跡されない(図-2, 8)。

岡田 (1972)<sup>54)</sup>の川根断層、あるいは須鎗・阿子島 (1974)<sup>59)</sup>の丹原断層の推定される湯谷口北方約3.5kmの地点では、走向・傾斜、それぞれ、N 3°W・55°W, N 5°W・79°W, N43°E・79°N, N32°E・56°Wの断層が観察される。走向N 3°W, 傾斜55°Wの断層面上には、図-13に示されるような条線が観察され、本断層も前述したように、左横ずれ成分を有しているものと判断される。

### d. 北北西-南南東の断層

断層の走向は多少変化するので、ここでは南北走向のものをも含めて述べる。これらの断層は、主として中央構造線桜樹屈曲以西に発達しており、和泉層群の褶曲構造および久万層群を切り、東北東-西南西走向の断層も切っている。

重信町中筋においては、東側に分布する久万層群二名層と西側に分布する明神層とが、走向N-S, 傾斜75°Eの断層に境されて接しており、その北方延長は和泉層群中に追跡することができる。また中筋西方の佐川では、走向N-Sの断層を境に西側に和泉層群が、東側には三波川結晶片岩類が分布している。上述した2条の断層は、和泉層群の分布南限を左横ずれで700~800m変位させている。断層付近には、N-S走向で安山岩岩脈が貫入している。

松山市平井町北方には、数条の北北西-南南東ないし南北走向の断層が発達している。地質図に示した断層は、和泉層群中に明瞭な左横ずれの引きずり構造を残している。この断層

を北方に追跡すると、領家変成岩類や花崗岩類との境界をも変位させている。石手川ダム南方の領家変成岩類中には走向・傾斜、 $N18^{\circ}E \cdot 75^{\circ}E$ および $N5^{\circ}E \cdot 83^{\circ}E$ の断層が観察される。

これまで述べてきた北北西-南南東ないし南北走向の断層は、重信町横河原北方から西岡へと追跡される東北東-西南西走向の断層や川内町北方の同様な走向を有する川上断層によって断たれる。一方、第四系によって被覆されるため、松山（道後）平野を境に南北両側に発達する断層との対応関係は不明である。

桜樹屈曲の西側に分布する和泉層群中には、数条の北北西-南南東走向の断層の存在が推定される。川内町程野から同町川上にかけての地域には、走向 $N30^{\circ}E \sim N35^{\circ}W$ 、傾斜 $50 \sim 80^{\circ}W$ の小断層が多数発達し、地層の対応関係や引きずり構造から、これらは正断層と判定される。また、走向・傾斜、 $N35^{\circ}W \cdot 82^{\circ}E$ および $N15^{\circ}W \cdot 77^{\circ}W$ の小断層によって境されたブロック

が陥没しているところも観察される。これらの小断層は、西側落しの正断層、あるいは断層間のブロックが陥没したもので、垂直落差は数m以下である。

地質図に表現した断層も上述の小断層と同様な性格を示しており、当地域に発達する東北東-西南西走向の正断層とともに西側落しの正断層であると判断される。また、あるものは、断層間の地塊の陥没をも生ぜしめている。

#### e. 層面断層

重信町および川内町北方の山之内向斜北翼部においては、頁岩優勢の木地層や川上層中に、頁岩の層理面に沿った層面断層がよく発達している。図-14のように、走向 $N75^{\circ}E$ 、傾斜 $63^{\circ}S$ の南側落しの正断層が形成された後、変位した上盤と下盤の頁岩層が一致した部分ですべているものや、図-15の例のように、頁岩層をすべり面として下盤に引きずり構造を伴うものなどが観察される。これらの層面断層からすべりの方向を求めると、上盤が北方から南方へ、あるいは北西方から南東方へ移動したと判断される。なお、層面断層のこれらの移動方向は、和泉層群の主向斜構造形成時に生じたであろう層面すべりとは逆の方向を示してい

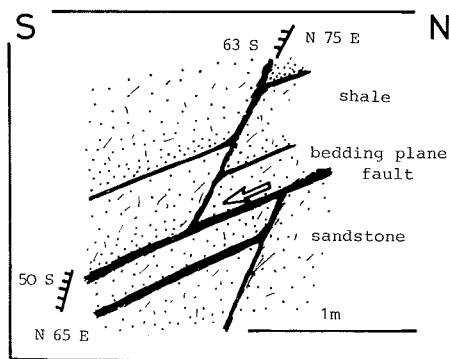


図-14 層面断層（温泉郡重信町奈原松）  
Fig. 14 Bed plane fault at Nabaramatsu, Shigenobu Town.

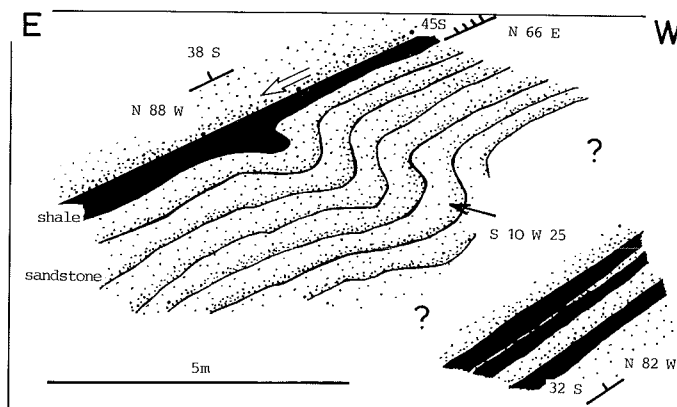


図-15 層面断層（温泉郡重信町木地）  
Fig. 15 Bed plane fault at Kiji, Shigenobu Town.

る。一方、上述した層面断層は和泉層群主向斜の北翼に、主向斜につぐ規模の褶曲はその南翼にそれぞれ発達している。

### 3. 中央構造線

#### (1) 伊予郡中山町犬寄峠—同郡砥部町間

和泉層群と三波川結晶片岩類とは、中央構造線に境されて接する。中央構造線を代表する断層露頭は、犬寄峠から旧国道56号線を松山側へ下る途中3ヶ所で観察される。断層の走向・傾斜は、それぞれ、 $N30^{\circ}E \cdot 30^{\circ}W$ ,  $N55^{\circ}E \cdot 25^{\circ}N$ ,  $N30^{\circ}E \cdot 20^{\circ}W$ である。また、伊予市武領南方約500mの道路沿いにおいても走向 $N63^{\circ}E$ 、傾斜 $35^{\circ}N$ の断層があり、これも中央構造線を代表するものと見做される。

武領からおそごえ峠にかけては、黒雲母安山岩が中央構造線に沿って貫入しているが、破碎はされていない。

おそごえ峠以東では、三波川結晶片岩類あるいは久万層群と和泉層群とが断層関係で接し、場所によっては、安山岩が断層に沿って貫入している。おそごえ峠の東方200mの地点、砥部町外山公民館南方、同公民館の東方200mの地点および和田川河床においては、中央構造線を代表する断層を観察することができる。断層の走向・傾斜は、それぞれ、 $N70^{\circ}W \cdot 85^{\circ}N$ ,  $N70^{\circ}W \cdot 30^{\circ}N$ ,  $N85^{\circ}E \cdot 30^{\circ}N$ ,  $N50^{\circ}E \cdot 30^{\circ}N$ と測定される。

上記各地域における断層角礫や断層粘土を伴う破碎帯の幅は1m以下である。中央構造線とされる断層の北側約100mの範囲に分布する和泉層群の構造はみだされているが、南側、すなわち、外帯側の三波川結晶片岩類や久万層群は、断層運動による影響をほとんど受けていない。

#### (2) 伊予郡砥部町—松山市久谷町間

中央構造線に沿う断層活動のうち、砥部時階の動きを示す模式地とされている伊予郡砥部町大南南方の砥部川河床には、走向 $N70^{\circ}E$ 、傾斜 $30^{\circ}N$ の断層が観察される(図-16)。ここでは、この断層に沿って幅50~100cmのフィロナイト様岩石(堀越, 1964)<sup>60)</sup>が分布している。断層の北側6~8mの間の和泉層群は強く破碎され、砂岩は引きちぎられ直径1~30

cmの礫となり、破碎された黒色の頁岩中に回転をした痕跡を残して点在している。この破碎帯の北側には、走向 $N40^{\circ}E$ 、傾斜 $50\sim 70^{\circ}N$ の小断層が数条発達し、これらは変位量20~30cmを有し、みかけ上北側落しの正断層と判定される。

主断層の南に分布する久万層群明神層は、破碎されおらず、明神層中に挟在する砂岩層が北側上りの衝上断層によって引きずり上

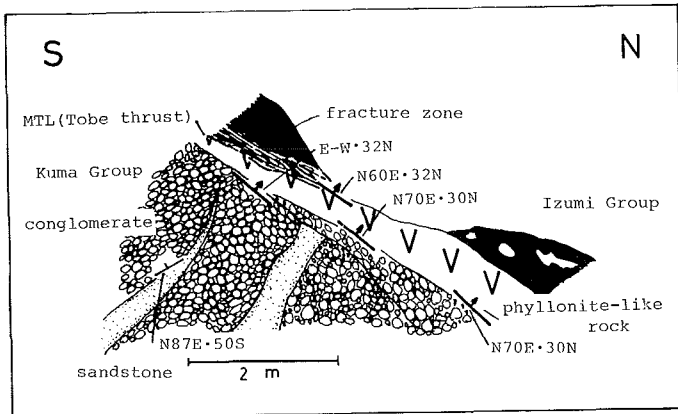


図-16 砥部川河床の中央構造線付近のスケッチ  
Fig. 16 Sketch showing the Median Tectonic Line along the Tobe river.

げられた形を示しているにすぎない。主断層の南側30m間の明神層中には、中央構造線を代表する断層に平行で、横ずれ変位を示す小断層が10数条観察される。これらの小断層には、左右両方の横ずれが存在し、礫岩層の礫を1cm内外変位させている。

砥部町東方、松山市久谷町の久谷川河床においては、和泉層群と明神層とが走向N40°E、傾斜80°Nの断層を境に接している。断層に近接する和泉層群中には、走向N70~80°W、傾斜85~90°Nの正断層と判定される小断層が多数発達している。

本地域の断層露頭や和泉層群と三波川結晶片岩類あるいは久万層群のそれぞれの分布限界を求めて中央構造線を代表する断層の位置を推定すると、その走向はE-W~N80°Eとなり、地形の高度差にそれ程左右されることなく直線的な断層として表現される。

### (3) 松山市久谷町—重信町中筋間

この間では、中央構造線を代表する断層露頭は発見されず、三波川結晶片岩類および久万層群と和泉層群とのそれぞれの分布限界をもって中央構造線の位置を推定しうるにすぎない。推定される断層付近には、流紋岩がほぼ東西方向に貫入している。

本地域には南北走向の2条の断層があり、断層の東側の地塊が西側のそれに比べ、北方へおのおの約750m移動している。また、佐川の西側および東側には、流紋岩が内外両帯にわたって南北方向に貫入している。この貫入岩体は、中央構造線を代表する断層に切られていない。

### (4) 重信町花山—川内町狩場間

重信町利山—川内町庄屋元—奥惣田谷の間は、花山衝上（高橋，1977）<sup>25)</sup>の発達する地域にあたる。花山衝上は中央構造線と性格を異にするものではあるが、中央構造線を切り、表層においては和泉層群と久万層群二名層とを境しているので、便宜的にここでとり扱う。

当地域においては、二名層は花山衝上の南側にのみ分布し、断層を介して北側の和泉層群と接する。二名層は、花山付近に分布するものにかぎって赤褐色を呈し、その分布北限から南へ200mにわたって、走向N50~80°E、傾斜30~40°Sの剪断帯が発達する。

花山越の東200m、標高約480mの沢においては、二名層と和泉層群とが走向N66°E、傾斜40°Sの衝上断層に境されて接している。この衝上断層を花山衝上と呼んでいる。本衝上断層は、東方の井内川右岸の山麓（庄屋元の東）においても観察される。そこでは走向N76°W、傾斜49°Sと測定される。これらの露頭においては、幅約1cmの断層粘土をへだてて和泉層群と二名層とが接し、両者はほとんど破砕されていない。

当地域において、それぞれの地層の分布限界を求めると、地質図上においても上述の断層露頭で観察されたように、南傾斜の断層に沿って南側の二名層が北側の和泉層群上に衝上しているものとして表現される。また、二名層を不整合におおう明神層の基底高度は、衝上断層の南側の方が北側のものより60~250m高い位置にある。

花山衝上に近接して分布する和泉層群井内層分布地域には、一般走向N30~70°Eとは斜交するような東西走向の垂直剪断帯が発達している。

奥惣田谷から狩場にかけて、花山衝上は斜方輝石安山岩の熔岩によっておおわれる。したがって、この地域では花山衝上と中央構造線との関係を知ることはできない。狩場以東の地域では、後述するように、中央構造線を代表する断層は、和泉層群と明神層とを境する北西傾斜の衝上断層として追跡される。

### (5) 川内町狩場—丹原町湯谷口間（桜樹屈曲部）

以上述べてきたように、東北東—西南西方向に追跡されてきた中央構造線<sup>註)</sup>は、狩場から北北東—南南西方向に転じ、西側に分布する和泉層群と東側に分布する明神層や三波川結晶片岩類とを境する断層として湯谷口まで追跡される。この北北東—南南西走向を示す部分が桜樹屈曲 (KOBAYASHI, 1941<sup>2)</sup>; 小林, 1950<sup>3)</sup>) である。

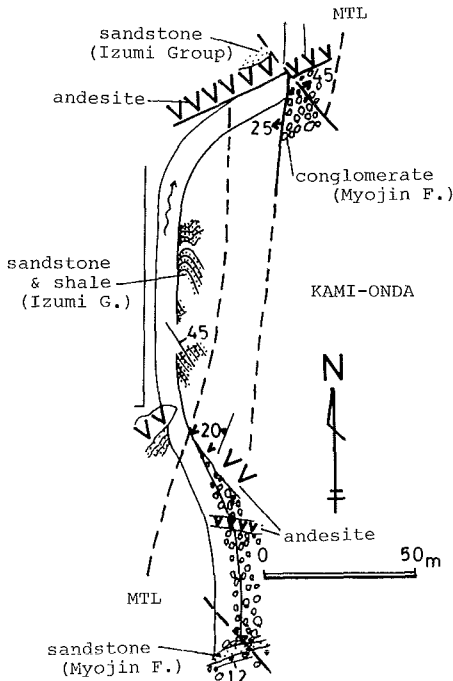


図-17 桜樹屈曲部のルートマップ

Fig. 17 Route map along Omote river near Onda at the Sakuragi bending of the Median Tectonic Line.

桜樹屈曲を代表する断層に沿った地域では、黒雲母安山岩が貫入している。川内町土谷の黒雲母安山岩の貫入方向はほぼ南北で、長径2.5 km、短径1.5 kmのつりがね型を呈している。音田付近では走向N20°E、傾斜20°W、北方の河之内隧道南西では走向N49°E、傾斜22°Nで、小貫入岩体をへだてて、西側の和泉層群が東側の明神層や結晶片岩類と接している。また、上音田を北流する表川の河床では、走向N10°E、傾斜25°Wの中央構造線を代表する断層露頭が観察される (図-17)。ここでも、西側の和泉層群が東側の明神層上に衝上し、衝上断層に沿って、幅約2.5 mの安山岩が貫入している。

丹原町相之谷集落付近でも中央構造線の存在が推定されるが、ここでは中央構造線の推定位置から西側約50 mが破碎帯となっている。破碎帯は和泉層群中に発達するもので、砂岩より成る断層角礫が粉碎された頁岩中に散在し、差別侵食により凹地形を形成している。なお、当地域では、破碎帯に関連した地すべりや崩壊が多発している。

相之谷北方の丹原町高月では、中央構造線を代表する断層はほぼ南北方向に追跡され、三波川結晶片岩類と和泉層群とを境している。この付近においては、断層そのものの露頭は観察されないが、地層の分布限界を求めて構造線の位置を推定することは可能である。この境界とは別に、高月集落南において、三波川結晶片岩類上に和泉層群が重なっているのが観察される。この和泉層群の岩体は、その下位が厚さ数mの締りのよい断層角礫より成り、上位に向かうにつれて層理面の整然とした砂岩・頁岩互層と成る。三波川結晶片岩類との接触部は黒色を呈し、下盤の断層面は平滑である。岩体は地形的に低い方へ張り出しているように見えるが、地すべり地塊とするには、その頭部に引張クラックが、また、脚部に圧縮クラックが発達していないこと、陥没や隆起といった構造がみられないこと、などの理由により否定される。したがって、後述する伊予西条市市之川において観察されると同様に、この岩体

注) 後述するように、花山衝上は北傾斜の中央構造線 (砥部衝上) を切って発達したものであり、上盤によって中央構造線をおおいかくしていると推定される。したがって地下深部には、和泉層群と三波川結晶片岩類とを境する中央構造線が伏在すると解釈される。

は和泉層群の一部がクリッペとして取り残されたものと判断した。高月以北においては、黒雲母安山岩が中央構造線に沿って点的に貫入している。

丹原町湯谷口の中山川河床では、和泉層群と三波川結晶片岩とが幅約5mの安山岩を介して接しており、安山岩の貫入面はN80°W・40°Nの走向・傾斜を示す。

#### (6) 丹原町湯谷口ー西条市市之川間

この地域において中央構造線は、和泉層群と三波川結晶片岩類とを境する断層として追跡することができる。西条市上の原南方の道路切り割りでは、幅約10mの安山岩が、また、その東方2.5kmに位置する兎之山南の加茂川河床などにおいても、幅約2mの安山岩が中央構造線に沿って貫入している。安山岩の貫入により和泉層群側が幅数mにわたって破碎されているが、結晶片岩類はほとんど破碎されていない。また、貫入岩中には、破碎された和泉層群の砂岩や頁岩のゼノリスを有していることがある。

西条市中寺南方の加茂川左岸においては、西条地区工業用水道事業取水堤築造工事の際に、和泉層群と三波川結晶片岩とを境する断層の存在が確認された(高橋, 1976)<sup>61)</sup>。中央構造線を代表する断層は、走向N66°E、傾斜33°Nであり、断層面は平滑である。破碎帯の幅は1~5mあり、和泉層群および結晶片岩ともに断層角礫化している。

西条市市之川においては、和泉層群が、三波川結晶片岩類を不整合におおう市之川礫岩(久万層群明神層に相当)に衝上し、小松尾山頂にクリッペとして残っている(高橋, 1981)<sup>62)</sup>。

## 第3章 地質構造発達史

### 1. 中央構造線の誕生

本調査地域をはじめとして和泉層群の分布する地域では、三波川結晶片岩類と領家変成岩類や花崗岩類との直接の関係は、和泉層群によって被覆されるため観察できない。しかし、和泉層群の分布がとぎれる紀伊半島中・東部においては、四国から追跡される和泉層群の南限を画する中央構造線が、三波川結晶片岩類と領家花崗岩類とを境する断層に連続する。したがって、当調査地域においても和泉層群の下位において、紀伊半島中・東部と同様な地質関係にあるものと推定される。

一方、前述したように松山市東部の高縄半島基部には高温低圧型の領家変成岩類が分布している。この領家帯の高温低圧型変成岩類が、ほぼ同時代を示す地層群を原岩とし地質環境がまったく異なる場で形成された三波川帯の低温高圧型変成岩類と5~15kmをへだてて対峙しているが、このような地質配置を取るためにも両者は断層関係になければならない(図-18)。

この異質な地質体を接触させた断層活動こそ中央構造線の誕生にほかならない。中央構造線の形成時期は、和泉層群堆積前であることは明らかで、また、領家花崗岩類の分布南限が断たれていることから、花崗岩類貫入後と考えられる。その活動様式は、三波川結晶片岩類に対して、花崗岩類の貫入・上昇に伴う領家帯隆起の運動に求められる。

この中央構造線の形成時階が、KOBAYASHI (1941<sup>2)</sup> ; 小林, 1950<sup>3)</sup> の設定した鹿塩時階に相当するものである。このことは、紀伊半島東部から長野県高遠にかけての中央構造線に沿う鹿塩構造帯に分布する圧砕岩(ポーフィロイド様岩)の原岩が、例外なく領家花崗岩類侵入時期の最初に貫入した非持石英閃緑岩である(HAYAMA, 1960<sup>63)</sup> ; 端山ら, 1963<sup>64)</sup> , 1973<sup>65)</sup> ことから支持される。

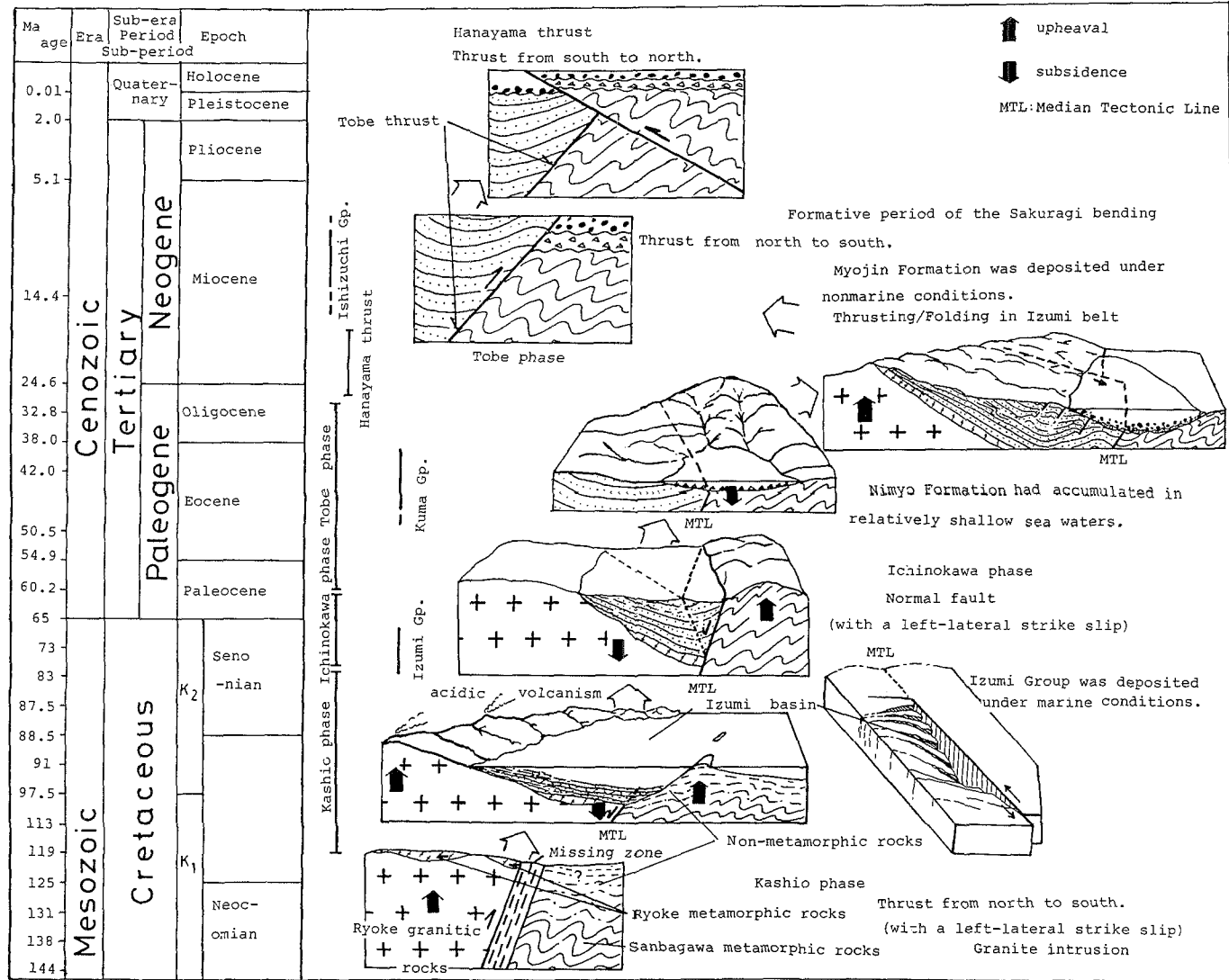


図-18 中央構造線付近の構造発達史

Fig. 18 Possible evolutionary history of the Median Tectonic Line in Matsuyama City and its neighbouring areas.



本調査地域の和泉層群の砂岩・礫岩中には、圧砕岩起源の碎屑物が確認されず、本地域においては鹿塩構造帯に相当する圧砕帯が存在していない可能性が大である。

## 2. 和泉層群堆積盆の形成

本地域における和泉層群は、その一大向斜構造の南翼部を中央構造線によって切られた形で、狭長な地帯に分布している。和泉層群の堆積および地質構造の特徴を列挙すると、

- ①中央構造線という大断層に沿って発達する狭長なトラフ状堆積盆を埋める堆積物である
- ②堆積盆は幅の割に深い（厚い堆積物）
- ③堆積速度が速い（約5,000m/1,000万年）
- ④堆積盆中軸部の古水流の方向（碎屑物の供給方向）が東から西である（原田，1965<sup>23</sup>，須鎗，1973<sup>66</sup>）のに対し、堆積物は逆に西から東へと若くなっている（東へプランジした向斜構造）
- ⑤南北地質断面が非対称（向斜軸が南に偏在）
- ⑥中央構造線にほぼ直交する北北東—南南西および北北西—南南東走向の断層群の存在が挙げられる。

これらは、TAIRA et al., (1983)<sup>67</sup> が指摘するように、横ずれ断層によって形成された堆積盆の例とされるカリフォルニアの Ridge Basin (CROWELL, 1974)<sup>68</sup>、ノルウェーの Hornelen Basin (STEEL, 1976<sup>69</sup>)；STEEL et al., 1980<sup>71</sup>) およびスコットランドの Midland Valley Basin (BLUCK, 1980)<sup>72</sup> の堆積構造や地質構造の特徴に酷似している。

本調査地域の和泉層群中には、前述したような北北東—南南西および北北西—南南東走向の断層が発達しており、これらの断層を、中央構造線の横ずれ変位に伴う引張場で形成された階段状断層と見做すことができる。また、北北西—南南東走向の断層が西側落しの正断層であることを考えると、後述するように、中央構造線は左横ずれ成分を伴っていたものと推定される。したがって、筆者は、和泉層群堆積盆は中央構造線の左横ずれ成分を伴う内帯側落しの断層活動によって形成されたと考えたい。

なお、この活動は内帯側上りの鹿塩時階の活動様式とは異なるより後期のものである。

## 3. 和泉層群の堆積

和泉層群を構成する碎屑物は、すでに述べたように、領家帯側から供給された石英、長石、岩片などより成り、外帯側の三波川結晶片岩類のものは見い出されていない。この事実は、和泉層群の碎屑物供給地は、花崗岩類が広く分布する内帯領家帯側であって、少なくとも三波川結晶片岩類は、その当時侵食され、碎屑物を供給する環境下にはなかったという事を示している。

和泉層群の堆積盆が、トラフ状であることや碎屑物の膨大な供給量を考えると、三波川結晶片岩類の上位には、非変成あるいは結晶片岩とは認定できない弱変成堆積物が分布し、外帯側における堆積盆の南縁を画していたと推定される。

和泉層群の古水流の方向が東から西への流れを示すにもかかわらず、その層序は西から東に上位層準が重なるという特異な堆積機構を有する和泉層群は、次のように堆積したものと考えられる。

中央構造線の左横ずれ成分を有する活動により、内帯側が引きちぎられブロック化し、こ

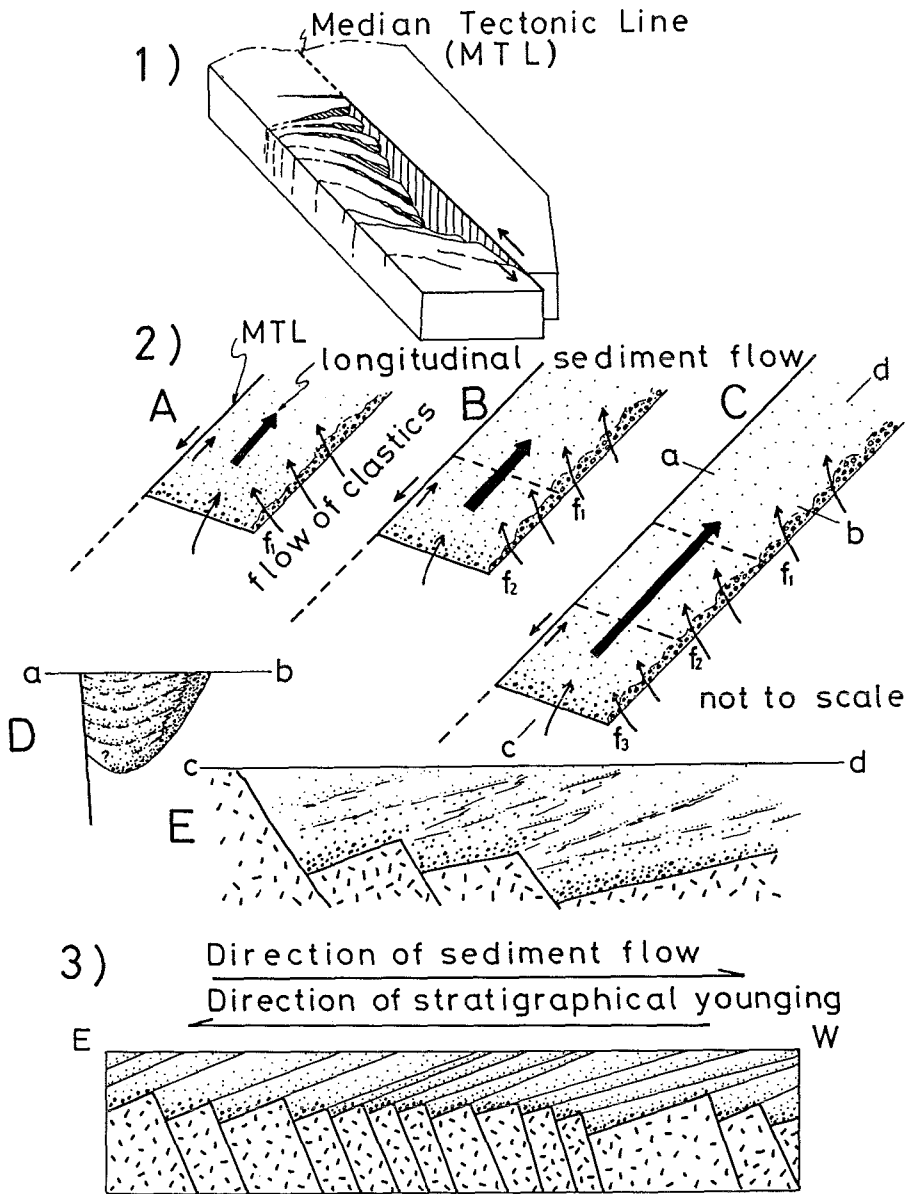


図-19 和泉層群堆積盆の形成(1)および堆積(2), 和泉層群中の地質および堆積構造(3)  
 (READING, 1980<sup>70)</sup>; STEEL and GLOPPEN, 1980<sup>71)</sup>; BLUCK, 1980<sup>72)</sup>を一部改変)  
 Fig. 19 Formation of the Izumi basin (1), Sedimentation of the Izumi Group (2) and the  
 geologic and sedimentary structure of the Izumi Group (3). (modified from  
 READING, 1980<sup>70)</sup>; STEEL and GLOPPEN, 1980<sup>71)</sup>; BLUCK, 1980<sup>72)</sup>)

これらのブロックが階段状に陥没することによって、和泉層群の堆積盆が四国西部に形成される(図-19, 1)。

堆積盆の形成に伴って、東傾斜の基底面を有する個々のブロック上に碎屑物が主として北方の領家帯から、一部外帯から供給される。北方から供給された碎屑物は、堆積盆北縁部には東西方向に礫が堆積し、堆積盆中央部では砂や泥が東から西へ流れる乱泥流によって再堆積する。この間、堆積盆は西から東へと陥没を続け生長してゆく(図-19, 2)。

和泉層群の堆積盆は、中央構造線の活動により形成されつつ埋積されるため、和泉層群中にはその一大向斜北翼部にはスランプ構造が発達し、一方、向斜軸部付近には頁岩の自食岩片が多数混在している。すなわち、未固結～半固結堆積物を移動させたり、顕著な自食作用をもたらせるなどの乱泥流発生の引き金となったのは、中央構造線の活動に伴う地震の振動である。

和泉層群の層厚および岩相変化の検討から、堆積盆の最大沈降部は、現在観察される主向斜軸にほぼ一致していると推定される。したがって、その地質断面は図-19, 2)のD)に示されるようになる。

なお、本調査地域の和泉層群中に発達する北北東-南南西および北北西-南南東走向の断層は、堆積盆を形成した階段状断層の幾条かが再活動し、地表にまで変位を及ぼしたものと考えられる。和泉層群の下位には、上述のものと同様な堆積盆形成に関与した断層が多数伏在しているものと推定される。

#### 4. 和泉層群と三波川結晶片岩類との接触

和泉層群の堆積が進むにつれ、内帯堆積盆側の沈降により、相対的に外帯三波川帯が上昇し、最終的には、和泉層群と三波川結晶片岩類とが断層関係で接するに至った。この断層活動が、KOBAYASHI (1941<sup>2)</sup>; 小林, 1950<sup>3)</sup>の言う中央構造線の市之川時階の活動に相当する。

三波川帯の上昇は、結晶片岩類の碎屑物が混入する堆積物の時代から推定することができるが、当調査地域において、和泉層群中には結晶片岩類の碎屑物が混在せず、その混在は中部始新統二名層においてはじめて確認される。したがって、三波川結晶片岩類の地表への出現は、白亜紀末から中期始新世までの間と考えられる。

中央構造線の市之川時階の活動は、幅の狭い和泉層群堆積盆に層厚5,000mにおよぶ碎屑物を堆積させるといふ、左横ずれ成分を伴う内帯側落しの正断層的性格のもので、この断層活動に伴って、和泉層群の最大沈降部に相当する向斜構造が形成されたと見做れる。

なお、筆者は、和泉層群の堆積盆の形成をも含め、それ以降、和泉層群と三波川結晶片岩類とが断層関係で直接接触するに至るまでの、左横ずれ成分を伴う内帯側落しの一連の運動を中央構造線の市之川時階の活動と考える。

#### 5. 久万層群堆積盆の形成

中期始新世に入ると、松山市南方の久万町を中心として、中央構造線をまたいで内帯にまで広がる堆積盆が形成された(図-20)。この堆積盆には、海進に伴って久万層群二名層が堆積した。二名層は、三波川結晶片岩類を不整合におおい、結晶片岩類由来の礫のみから成る。したがって、三波川結晶片岩類は二名層堆積直前には地表に露出しており、この上位に

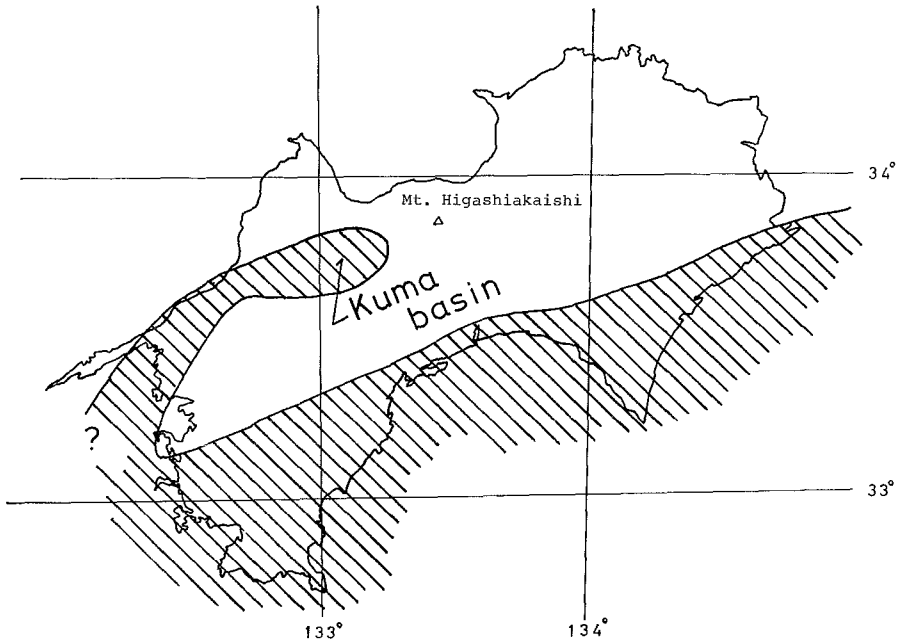


図-20 中期始新世の四国の古地理図

Fig. 20 Paleogeographical map of the middle Eocene of the Shikoku.

存在していたであろう非変成～弱変成堆積物はすべて侵食されつくした。

内外両帯にまたがる久万層群堆積盆の形成は、前述した内帯側落しという中央構造線の市之川時階の活動が終焉していたことを意味している。

久万層群は、中央構造線付近の褶曲した和泉層群を傾斜不整合でおおっている。また、和泉層群はすでに述べたように規模の大きい褶曲構造を示しているが、内外両帯にまたがって分布している久万層群は褶曲していない。すなわち、和泉層群の褶曲は、久万層群堆積前に完了している。したがって筆者は、和泉層群の向斜南翼部に発達する褶曲構造は、市之川時階後、久万層群堆積前に形成されたものと見做したい。

川内町井内の北方、大根木口付近の和泉層群中には、東西走向、北傾斜、北側上りの逆断層がある。この逆断層は前述したように、重信町上林の東方で久万層群明神層におおわれている。この事実は、明神層堆積前に北側上りの逆断層活動があったことを示唆している。

また、重信町花山から川内町奥惣田谷にかけての地域では、和泉層群と久万層群二名層とが花山衝上断層で接し、それ以北には二名層は分布していない。しかし明神層は、花山衝上断層の北側では直接和泉層群を、南側では二名層をそれぞれ不整合におおっている。一方、松山市上村南方の山頂では、二名層が和泉層群上に不整合に重り、その上位に明神層が分布している。したがって、花山―奥惣田谷付近においても二名層が花山衝上の北側にも、かつては分布していた可能性はある。二名層と明神層の構成礫種の変化は、礫の供給地が外帯側の三波川結晶片岩類から、内帯側の和泉層群の砂岩や領家花崗岩類へと変化したことを示す

ものであり、二名層堆積後明神層堆積時には、内帯側が外帯側に対して相対的に上昇し、明神層中に多量の礫を供給したと考えざるをえない（NAGAI, 1968）<sup>41)</sup>。このような内帯側の上昇に伴う二名層の削剝は外帯側のそれより大きかったと推定され、内帯に分布する二名層の層厚が、外帯側のそれに比べて約100m薄いことはその傍証である。さらに、内帯側の上昇は、二名層の分布上の相違をもたらせ、二名層と明神層との間の不整合形成にも大きな影響を与えている。また、この内帯側の上昇は、和泉層群中に発達する北側上りの逆断層形成の主要因となった可能性もあり、さらには、中央構造線そのものの再活動に由来するものである可能性もある。

従来、和泉層群中に発達する逆断層や中央構造線に沿った衝上性の逆断層の形成は、明神層堆積後とされていた（永井, 1973<sup>11)</sup>）などが同様な活動は明神層堆積前にも認められる。内帯側の上昇に伴う断層活動は、和泉層群の褶曲形成に引き続く圧縮変形最終期のものと推定され、和泉層群の堆積盆側、すなわち内帯側が上昇に転化した運動時階を示すものである。

## 6. 和泉層群と久万層群の接触

砥部町岩屋口の砥部川河床には、北側に分布する和泉層群と南側の明神層とが断層関係で接しており、下盤側の明神層中の砂岩層の引きずり構造や層位関係から、北側上りの衝上断層（砥部衝上）と判断されている。この活動が、中央構造線の砥部時階とされるものである（KOBAYASHI, 1941<sup>2)</sup>；小林, 1950<sup>3)</sup>）。

砥部時階の活動の存在は、久万層群の分布と、それを切る中央構造線の断層露頭の追跡調査によって、松山市南西方の犬寄峠から東は伊予西条市市之川付近まで確認される。市之川の小松尾山頂では、久万層群明神層に対比される市之川礫岩（高橋, 1981）<sup>62)</sup>が、中央構造線を代表する低角度北傾斜の衝上断層に境されて和泉層群と接し、和泉層群がクリップとして存在する。同様な関係は、桜樹屈曲部の丹原町高月においても観察される。

砥部時階の活動による変位が地理的にどの範囲まで及んでいるかについては、久万層群および相当層の分布していない地域では不明であるが、本調査地域においては全域がこの活動の影響を受けている。

砥部衝上の運動像は、次に述べる諸事実によって決められる。すなわち、桜樹屈曲部では、西側に分布する和泉層群が東側の明神層や三波川結晶片岩類上へ衝上していることや砥部町付近の和泉層群中に発達する北北東—南南西方向の褶曲軸が右廻りエシェロン配列をしているので、砥部衝上で示される中央構造線の活動は、右横ずれ成分を伴う北西から南東方への衝上であることがわかる。

この衝上運動による相対的な垂直変位量は、内外両帯に分布する明神層の基底高度の差から推定して、松山市南部で約200mとなる。右横ずれ変位量は、中央構造線の走向・傾斜を  $E-W \cdot 30^\circ N$  とすれば、幾何学的に約250mと算定される（高橋, 1978）<sup>73)</sup>。このように、明神層を切る砥部衝上の規模は小さい。

砥部時階初期の断層活動は、主として東北東—西南西走向のものを形成したが、後期には北北東—南南西や北北西—南南東走向の断層を形成した。この中央構造線に直交するような走向をもつ断層は、和泉層群堆積盆形成に関与した階段状断層で、これらの伏在断層の再活動により和泉層群は地塊化された。

前述したように、松山市平井町北方や西岡付近には、転倒褶曲が発達しており、この転倒

褶曲の前面には逆断層が形成され、褶曲の背後には開口した正断層（変位量小）が形成されている。これらの逆断層も、砥部衝上と同様、北から南へ衝上したものである。

また、活動時期を特定することはできないが、山之内向斜北翼部の頁岩の卓越する層準に発達する層面すべり断層の移動方向や桜樹屈曲の北方延長部にみられる北北東-南南西走向の断層面上に発達する条線の示す移動方向から判断すると、和泉層群の地塊が北ないし北西から南ないし南東方へ移動したと推定される。この層面すべり等による和泉層群の地塊の南ないし東南方への移動は、内帯側の上昇によってもたらされた動力滑動（gravitational gliding, DE SITTER, 1964<sup>74)</sup>）によるものと考えられる。なお、移動量については不明であるが、桜樹屈曲以西の和泉層群の南方への張り出し（桜樹屈曲の形成）にも関係していると判断される。桜樹屈曲の形成については後述する。

## 7. 後砥部時階

砥部衝上形成後、重信町花山の北方から利山-庄屋元-奥惣田谷にかけての地域では、砥部衝上を切って、南から北へ衝上した花山衝上が形成された。花山衝上は、和泉層群と二名層を境する断層ではあるが、その断層面を地下深部へ延長すると三波川結晶片岩類中に求められるので、中央構造線とは性格の異なるものであると予想した（高橋, 1977<sup>25)</sup>）。その後断層露頭を3ヶ所で発見し、衝上断層を境に、南側には二名層と明神層が分布するが、北側においては二名層を欠き、明神層が和泉層群を直接不整合におおっていることが明らかとなった。花山衝上を境として、明神層の基底高度は、南側の方が北側に比べ60~250m高くなっている。砥部衝上によってすでに北側（内帯側）の方が約200m上昇していたことを考え合わせると、花山衝上の実際の垂直変位量は260~450mということになる。

花山衝上の西方延長は、花山集落付近において重信町中筋-上林-下林へと追跡される南北走向の断層によって断たれ、この断層以西には追跡されない。この南北走向の断層を境に、東側に分布する二名層が西側のそれに比べて約750m北へ張り出した分布をとっている。この付近は、花山衝上によって約400m上昇していると推定され、この上昇量から花山衝上による北方への水平移動量を求めると、花山衝上の走向・傾斜は大局的にはN80°E・30°Sとみなされるので、その値は約700mと算定される。このようにして得られた値は、上述した二名層の分布北限のくい違いの値とよく一致している。

この花山衝上は、中期中新世石鎚層群の火成活動に密着に関連して、三波川帯が上昇することによって形成された局所的な断層であろうと推測される。

## 8. 石鎚層群の堆積と火成活動

西南日本中軸部を通観すると、祖母山、石鎚山、屋島-小豆島、二上山などの地域に中新世中期に噴出した瀬戸内系火山岩類が分布している（地質調査所, 1978<sup>75)</sup>）。本岩類は、古銅輝石安山岩（サヌカイトを含む）、角閃石安山岩、黒雲母安山岩、含柘榴石流紋岩ピッチストーン等によって特徴づけられ、他地域あるいは他の時代の火山岩とは明瞭に区分される（久野, 1954<sup>76)</sup>）。

本調査地域においては、高野層を構成する火山灰の噴出に始まり、黒森峠火山岩類の熔岩流や岩脈の貫入等の火山活動が見られる。この火山活動に伴う噴出物の分布は、内外両帯にわたって東西60km、南北50kmにもおよんでいる。

石鎚層群の黒森峠火山岩類は、中央構造線（砥部衝上）や花山衝上をおおって分布し、また、断層に沿って貫入している。断層に沿って貫入している火山岩類は破碎されていない。したがって、黒森峠火山岩類噴出以後には、中央構造線や花山衝上の再活動はなかったと判断される。

## 中央構造線の桜樹屈曲について

東北東－西南西走向の中央構造線が、川内町狩場－丹原町湯谷口間において南北走向を取り、大きく「S」字型に屈曲していること、および、この屈曲が桜樹屈曲と命名されていることについてはすでに述べた。ここでは、桜樹屈曲の形成時期およびその成因についての考察をおこなう。

中央構造線が屈曲する狩場－湯谷口間においては、表川河床などで観察されるように、断層西側に分布する和泉層群が東側の久万層群明神層や三波川結晶片岩類上に衝上し、この衝上断層に沿って石鎚層群の黒雲母安山岩が貫入している。したがって、屈曲を示す南北走向の断層の形成された時期は、明神層堆積後、黒雲母安山岩貫入前と推定される。これは、中央構造線の砥部時階の活動時期に相当している。

中央構造線は鹿塩時階の活動により形成されて以降、少なくとも3回活動している。鹿塩時階につづく市之川時階の活動は、和泉層群の堆積盆形成と堆積に関わる左横ずれを伴う内帯側落しの正断層であり、その垂直変位量は5,000m以上と考えられる。この活動に際しては、桜樹屈曲のような断層の屈曲部が存在するとは考えられず、三波川結晶片岩類と和泉層群とは直線的な断層で接していたと推測される。

一方、東西走向を有する雁行した2条の断層が、南北走向の西側落しの正断層によってつなげられ、桜樹屈曲が形成された（木村，1980<sup>77</sup>）とすると、それぞれの断層の延長部は何処かで認められなければならないが、そのような断層は発見されない。さらに、桜樹屈曲以西の南に張り出したように分布する和泉層群は、もともと三波川結晶片岩類を不整合におおっていたもので、その後の断層活動に際して不整合面に沿ってわずかにすべったにすぎない、と考えることは、和泉層群中に三波川結晶片岩類由来の碎屑物が見い出されない事実からみて受け入れ難い。

したがって筆者は、市之川時階直後における中央構造線は、直線的な一条の断層であったと考える。

直線的な一条の断層が屈曲するためには、断層そのものが曲げられるか、あるいは、別の直交する断層によって切られて転位し、屈曲を呈するようになるかの2通りの可能性が考えられる。

断層が曲げられて屈曲したとする見解（永井，1958<sup>8</sup>）；岡田，1972<sup>54</sup>）をとると、その断層の両側に分布する地質体の構造にも屈曲による影響が残っているはずである。しかし、問題の桜樹屈曲近傍の和泉層群や三波川結晶片岩類の地質構造には、屈曲を示すものはなら観察されない。

したがって残された可能性は、別の断層によって転位させられ、屈曲を示すようになったとするものである。以下、これが妥当かどうか検討する。

桜樹屈曲部の北端に位置する丹原町湯谷口東方、0.5kmおよび3kmの地点には、北北東－

南南西走向の断層が認められる。湯谷口の東方3 kmの地点のものが丹原断層 (SAITO 1962<sup>24</sup>), 図-8) で, この断層を境に和泉層群の分布北限が約4 kmずれている。このずれは, 左横ずれ変位によっている。また湯谷口の0.5 km東方の断層には, 地質構造の章で述べたように, 左横ずれ変位を示す条線がその断層面に発達している。

一方, すでに述べたように, 和泉層群の一大向斜構造の北翼部に発達する層面断層の上盤が, 北方から南方へ, あるいは北西方から南東方へ移動したと判定されること, 中央構造線の砥部時階の活動が北西から南東方への衝上であったことなどの事実がある。

上述の諸事実から推定して, 桜樹屈曲は砥部時階の産物として丹原断層以西の地質体が南に張り出すことによって形成されたものと考えられる。その水平移動量は, 和泉層群の南への張り出しから判断して7~8 kmと推定される。

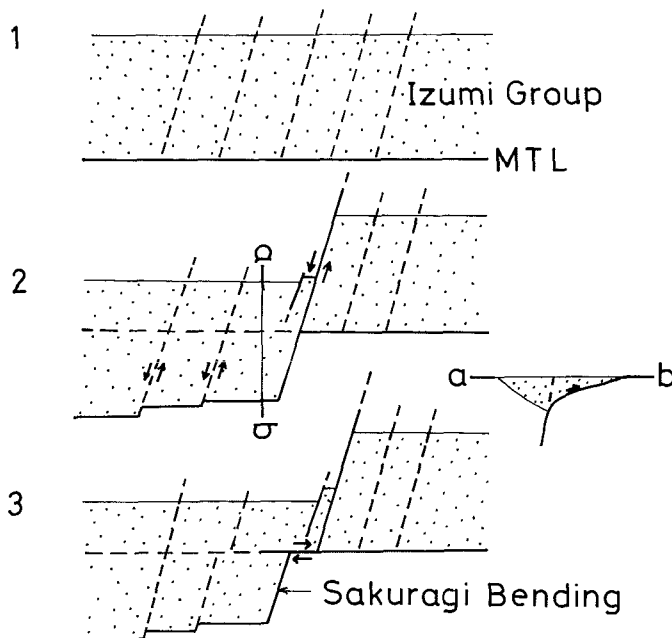


図-21 桜樹屈曲形成の概念図

Fig. 21 Schematic illustration showing the formation of the Sakuragi bending.

なお, 今日, 丹原断層と桜樹屈曲とが連続していないのは, 砥部時階後の地殻変動によってくい違ったものと推定される。

丹原断層と同様な走向を有する断層が, 桜樹屈曲以西にも2条発達しているが, これらも左横ずれ変位を伴っている。したがって, 丹原断層は単独に形成されたものではなく, 同様な性格をもつ断層群の中の1条と考えられる。このような中央構造線にほぼ直行する断層群の存在は, 和泉層群の堆積盆形成に関与した階段状断層と密接に関係している。すなわち, 和泉層群下に伏在していた南北走向の階段状断層を利用し, 断層の西側のプロ

ックが南に転位したとすれば, 桜樹屈曲の形成と和泉層群中に発達する北北東-南南西および北北西-南南東走向の断層の存在を説明することができる。

筆者は, 図-21のように, 和泉層群下に伏在していた断層のあるものが再活動して, 断層の西側が南に転位したために桜樹屈曲が形成されたと考える。その形成時期は, 砥部時階中とするのが妥当である。



## ま と め

調査地域の中央構造線の活動史をまとめると次のようになる。

### 1. 鹿塩時階 (Ca. 120~80Ma)

領家花崗岩類の貫入・上昇により、領家変成岩類や花崗岩類と三波川結晶片岩類とが断層関係で接し、中央構造線が形成された。鹿塩構造帯に分布する圧砕岩（ポーフィロイド様岩）は、本時階に形成されたものであるが、本調査地域には分布していない可能性が大きい。

### 2. 市之川時階 (Ca. 80~60Ma)

中央構造線が左横ずれ成分を有する正断層として再活動し、この活動に伴い、内帯側に南北走向、西側落しの階段状断層が形成された。階段状断層は、西から東へと形成されてゆき、この断層変位により堆積盆が生じた。堆積盆は、北方の領家帯から供給された砕屑物によって、西から東へと順次上位層に埋積されてゆき、ここに和泉層群の堆積をみた。和泉層群の堆積期間を通じて、堆積盆側の沈降、三波川帯側の上昇という変位が継続し、和泉層群と三波川結晶片岩類とが北傾斜の正断層によって接するに至った。

### 3. 砥部時階 (Ca. 60~30Ma)

三波川帯の隆起上昇に伴い、結晶片岩類が侵食されるようになった。その後、松山市南方の三波川帯と領家帯にまたがる堆積盆が形成され、ここに久万層群二名層が堆積した。次いで、内帯側が上昇に転じ、その結果、地形的には内帯領家帯側が高く、外帯三波川帯側が低くなり、領家帯側で侵食された砕屑物が、南方の久万層群堆積盆に堆積した（明神層の堆積）。この内帯側の上昇に伴って、和泉層群中に重力滑動や南フェルゲンツの褶曲、逆断層が生じ、ついには中央構造線が再活動し、和泉層群が南の久万層群上へ衝上した（砥部衝上）。本時階の活動は、二名層を切り明神層におおわれる断層も存在することから、明神層堆積前からはじまっていたと判断される。また、砥部時階の中央構造線の活動は、右横ずれ変位を伴っている。

この砥部時階の活動に関連して、中央構造線を南北にくい違わせる丹原断層が形成され、丹原断層を境に西側の和泉層群が南へ7~8 km転位し、今日みられるような桜樹屈曲が形成された。

砥部時階の運動によってもたらされた中央構造線（砥部衝上）をさらに切るような南側上昇の花山衝上は松山市南東方の地域に形成（Ca. 30~20Ma）された。この衝上断層は中央構造線に沿う断層活動とは区別されるべきものであり、その形成は石鎚層群の火山活動に関係するものとした方がよい。

桜樹屈曲以西においては、石鎚層群堆積以後、中央構造線や花山衝上は再活動していない。

なお、①九州東部に分布する大野川層群についても、本文で述べた和泉層群堆積盆の形成

および堆積機構で説明がつくかどうか、②大野川・和泉両層群といわゆる外和泉層群や四万十層群との関係、③石鎚火成活動と中央構造線（含桜樹屈曲）や花山衝上断層との関係、これらについては今後の課題としたい。

## 文 献

- 1) NAUMANN E, 1885, Ueber den die Entstehung der Japanischen Inseln. Berlin.
- 2) KOBAYASHI T., 1941, The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the Japanese Island. *Jour. Fac. Sic. Univ. Tokyo, Sec. 2*, v. 5, p. 219-578.
- 3) 小林貞一, 1950, 日本地方地質誌 四国地方 (増補版, 1962), 271 p. 朝倉書店, 東京.
- 4) 杉山降二編, 1973, 中央構造線, 401 p. 東海大学出版会, 東京.
- 5) ICHKAWA K., ed., 1980, Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, 212 p.
- 6) 永井浩三, 1954, 四国西部における中央構造線の活動についての考察. 愛媛大紀要, 第II部 (科学), v. 2, no. 1, p. 63-73.
- 7) 永井浩三, 1955, 東予の中央構造線に沿う地帯の最近の地殻運動, 同上, v. 2, no. 2, p. 71-84.
- 8) 永井浩三, 1958, 四国西部の中央構造線. 藤本治義教授記念論文集, p. 282-288.
- 9) 永井浩三, 1970, 四国西部犬寄峠付近の中央構造線. 愛媛大紀要, 自然科学, D, v. 6, no. 3, p. 35-41.
- 10) 永井浩三, 1971, 四国西部の中央構造線についての新事実. 地学雑, v. 80, no. 2, p. 67-76.
- 11) 永井浩三, 1973, 愛媛県の中央構造線. 中央構造線, p. 197-207, 東海大学出版会, 東京.
- 12) 都城秋穂, 1965, 変成岩と変成帯. 458 p. 岩波書店, 東京.
- 13) 小島丈児, 1951, 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. 地質雑, v. 57, p. 177-190.
- 14) 秀 敬・吉野言生・小島丈児, 1956, 別子点紋帯の地質構造序説. 同上, v. 62, p. 574-584.
- 15) 金属鉱物探鉱促進事業団, 1972, 昭和46年度広域調査報告書, 松山南部地域. 通商産業省.
- 16) 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓裕, 1980, 四国西部三波川帯主部よりの後期三畳紀コノドントの発見. 地質雑, v. 86, no. 12, p. 827-828.
- 17) 鹿島愛彦・増井 芽, 1985, 四国高縄半島, 領家変成岩の地質時代. 同上, v. 91, no. 3, p. 233-234.
- 18) 河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦産火成岩の K-Ar dating (v) — 西南日本の花崗岩類 — . 岩鉱, v. 56, no. 5, p. 191-211.
- 19) HARADA T., 1890, Die Japanischen Inseln, eine topographische-geologische Übersicht. Verlag v. Parey, Berlin.
- 20) MATSUMOTO T. ed., 1954, The Cretaceous system in the Japanese Island. The Japan Society for the promotion of Science, Ueno, Tokyo, 324p.
- 21) 中川衷三, 1958, 愛媛県温泉郡重信川上流付近の地質 — 主として和泉層群について — . 徳島大学芸紀要, 自然科学, v. 8, p. 37-45.
- 22) NAKAGAWA C., 1961, The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Jour. Gakugei, Tokushima Univ.*, v. 11, p. 77-124.
- 23) 原田幹彦, 1965, 松山市東方地域の和泉層群の研究. 九大理研報, v. 8, no. 2, p. 137-156.
- 24) SAITO M., 1962, The Geology of Kagawa and Northern Ehime Prefectures, Shikoku, Japan. *Mem. Fac. Agriculture Kagawa Univ.*, no. 10, p. 1-74.
- 25) 高橋治郎, 1977, 愛媛県松山市南部の地質と中央構造線. 地質雑, v. 83, no. 6, p. 325-340.
- 26) 岡村 真・賀川令章・田代正之, 1984, 愛媛県松山市東部地域の地質と放散虫. 高知大学術研報, v. 32, p. 339-347.

- 27) 西村年晴, 1984, 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. 地質雑, v. 90, no. 3, p. 157-174.
- 28) 菅原利夫, 1964M S, 愛媛県温泉郡川内町及びその周辺の地質構造. 東北大地質古生物卒業論文.
- 29) 松本達郎, 1967, 白亜紀. 改訂新版 地史学下巻, p. 408-477, 朝倉書店, 東京.
- 30) 野田雅之・田代正之, 1973, 松山市道後姫塚産化石とその層序学的意義. 地質雑, v. 79, no. 7, p. 493-495.
- 31) 松本達郎, 1973, 道後姫塚産化石について付言. 同上, v. 79, no. 7, p. 496.
- 32) 松本達郎・小島郁生, 1979, 本邦海成白亜系化石についての国際対比に関する総合研究連絡誌, no. 2, p. 13-17.
- 33) NAGAI K., 1957, The Upper Eocene Flora of the Kuma Group, in the Ishizuchi Range, Shikoku, Japan. *Mem. Ehime Univ., Sect. 2, (Sci)*, v. 2no. 4, p. 73-82.
- 34) HANZAWA S., 1959, The Foraminiferal Species *Fabiania cassis* (OPENHEIM) in Japan. *Cushman Found. Foraminifera Res. Contr.*, v. 10, pt. 4, p. 119-122.
- 35) ISHIJIMA W., 1960, Eocene Coralline Algae from the Kuma Group in the Ishizuchi Range, Shikoku, Japan. *Tohoku Univ. , Sci. Rep., 2nd Ser. (Gelo.), Spec. vol. , no. 4*, p. 154-161.
- 36) 永井浩三・堀越和衛, 1953, 愛媛県伊予郡砥部町付近の第三紀層. 愛媛大紀要, 第II部(科学), v. 1, no. 4, p. 119-132.
- 37) 永井浩三・堀越和衛, 1954, 愛媛県上浮穴郡久万付近の地質. 同上, v. 2, no. 1, p. 49-62.
- 38) 永井浩三, 1972, 四国, 始新統久万層群. 愛媛大紀要, 自然科学, D, v. 7, no. 1, p. 1-7.
- 39) 上野輝弥・鹿島愛彦・長谷川善和, 1975, 四国産白亜紀および第三紀のサメ類化石, 国立科博専報, no. 8, p. 51-56.
- 40) 永井浩三, 1956, 石鎚山第三紀層の地質時代と西部日本古第三紀の古地理. 愛媛大紀要, 第II部(科学), v. 2, no. 3, p. 145-154.
- 41) NAGAI K. , 1968, The Eocene Kuma Group. *Mem. Ehime Univ. , (Sci.), Ser. D*, v. 6, p. 1-4.
- 42) 鹿島愛彦, 1972, 始新世久万層群の混成凝灰岩. 愛媛大紀要, 自然科学, D, v. 7, no. 1, p. 51-61.
- 43) TAKAHASHI K., 1962, Pollenformen aus den Eozänen Kohlenflözen von Ishizuchi. *Mem. Sci. Kyushu Univ. Ser. D, Geol.* v. 12, no. 1, p. 1-26.
- 44) 松尾秀邦, 1980, 石鎚山系, 瓶ヶ森林道における名野川越植物群について. 四万十帯の地質学と古生物学 — 甲藤次郎教授還暦記念論文集 —, p. 49-56.
- 45) 吉田武義, 1970, 四国・石鎚陥没カルデラと天狗岳火砕流. 岩鉱, v. 64, no. 1, p. 1-12.
- 46) YOSHIDA T. 1984, Tertiary Ishizuchi Cauldron, Southwestern Japan Arc: Formation by Ring Fracture Subsidence. *Jour. Geophys. Res.*, v. 89, no. B10, p. 8502-8510.
- 47) 山本 浩, 1984, 石鎚コールドロン西方の火砕流堆積物. 地質雑, v. 90, no. 8, p. 597-599.
- 48) 永井浩三・堀越和衛, 1955, 愛媛県温泉郡黒森峠付近の地質. 愛媛大紀要, 第II部(科学), v. 2, no. 2, p. 57-70.
- 49) 柴田 賢・野沢 保, 1966, 西南日本外帯の酸性深成岩類の時代. 総合討論会資料, 年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形成時期, 日本地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱山地質学会・日本鉱物学会連合学術大会, p. 3-4.
- 50) 鹿島愛彦・高橋治郎, 1980 a, 愛媛県水理地質図(15万分の1)および同説明書. 56p., 中国四国農政局計画部.
- 51) 鹿島愛彦・高橋治郎, 1980 b, 四国松山平野の環境地質学的研究(1) — 松山平野とその周辺部の地質 —. 愛媛大紀要, 自然科学, D, v. 9, no. 1, p. 1-16.
- 52) KANEHIRA K. , 1959, Geology and ore deposits of the Chihara mine, Ehime Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, v. 11, p. 308-339.
- 53) KANEKO S. , 1966, Transcurrent displacement along the Median Line, Southwestern Japan. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, v. 9, p. 45-59.

- 54) 岡田篤正, 1972, 四国北西部における中央構造線の第四紀断層運動. 愛知県立大文学部論集, 一般教育編, no. 23, p. 68-94.
- 55) 高橋治郎・鹿島愛彦, 1985, 愛媛県伊予市森の海岸に分布する郡中層について. 愛媛大教育学部紀要 第三部, 自然科学, v. 5, p. 19-29.
- 56) 永井浩三, 1957, 20万分の1愛媛県地質図および愛媛の地質. 33p. トモエヤ, 松山.
- 57) 岡田篤正, 1977, 中央構造線中央部における最新の断層運動 — 沖積世の変位地形・変位量・地震との関係について —. MTL, 中央構造線の形成過程に関する総合研究, 研究連絡誌, no. 2, p. 29-44.
- 58) 平岡俊光, 1973, 松山南方における中央構造線. 駒澤大大学院地理学研究ノート, no. 3, p. 13-24.
- 59) 須鎗和巳・阿子島 功, 1974, 四国島の中央構造線の諸問題. — 四国中央部における中央構造線 — 徳島大教養部紀要, 自然科学, v. 7, p. 25-42.
- 60) 堀越和衛, 1964, 四国西部(愛媛県)における中央構造線に沿う地帯に分布する火山岩類について. 愛媛大紀要, II, v. 5, no. 1, p. 7-16.
- 61) 高橋治郎, 1976, 愛媛県西条市の中央構造線の新露頭. 地質雑, v. 82, no. 7, p. 467-468.
- 62) 高橋治郎, 1981, 愛媛県西条市南部に分布する市之川礫岩. 愛媛大教育学部紀要, 第三部, 自然科学, v. 1, p. 19-29.
- 63) HAYAMA Y., 1960, Geology of the Ryoke metamorphic belt in the Komagane district, Nagano Pref., Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, v. 66, p. 87-101.
- 64) 端山好和・中島和一・宮川邦彦・山田哲雄, 1963, 浦川〜和田間の鹿塩構造帯. 地球科学, no. 66, p. 23-31.
- 65) 端山好和・山田哲雄, 1973, 領家深成作用と鹿塩時階の中央構造線. 中央構造線, p. 1-7, 東海大学出版会, 東京.
- 66) 須鎗和巳, 1973, 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大地質古生物邦報, 特別号, no. 6, p. 489-495.
- 67) TAIRA A., SAITO Y. and HASHIMOTO M., 1983, the role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region Geodynamics Series*, 11, p. 303-316.
- 68) CROWELL J. C., 1974, Sedimentation along the San Andreas Fault, California. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. Tulsa*, 19, p. 292-303.
- 69) STEEL R. J., 1976, Devonian basins of western Norway—sedimentary response to tectonism and varying tectonic context. *Tectonophysics*, 36, p. 207-224.
- 70) READING H. G., 1980, Characteristics and recognition of strike-slip fault system. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 4, p. 7-26.
- 71) STEEL R. J., and GLOPPEN T. G., 1980, Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling. *ibid*, p. 79-103.
- 72) BLUCK B. J., 1980, Evolution of a strike-slip fault-controlled basin, Upper old Red Sandstone, Scotland. *ibid*, p. 63-78.
- 73) 高橋治郎, 1978, 愛媛県の中央構造線 — 松山地域を中心として —. MTL, 中央構造線の形成過程に関する総合研究, 研究連絡誌, no. 3, p. 3-9.
- 74) DE SITTER L. U., 1964, *Structural Geology* (second edition). 551p, McGRAW-HILL BOOK COMPANY.
- 75) 地質調査所, 1978, 100万分の1日本地質図 第2版.
- 76) 久野 久, 1954, 火山及び火山岩. 255p., 岩波書店, 東京.
- 77) 木村敏雄, 1980, 日本列島—その形成に至るまで—第2巻〔下〕 日本列島の骨組の形成. p. 577-916, 古今書院, 東京.

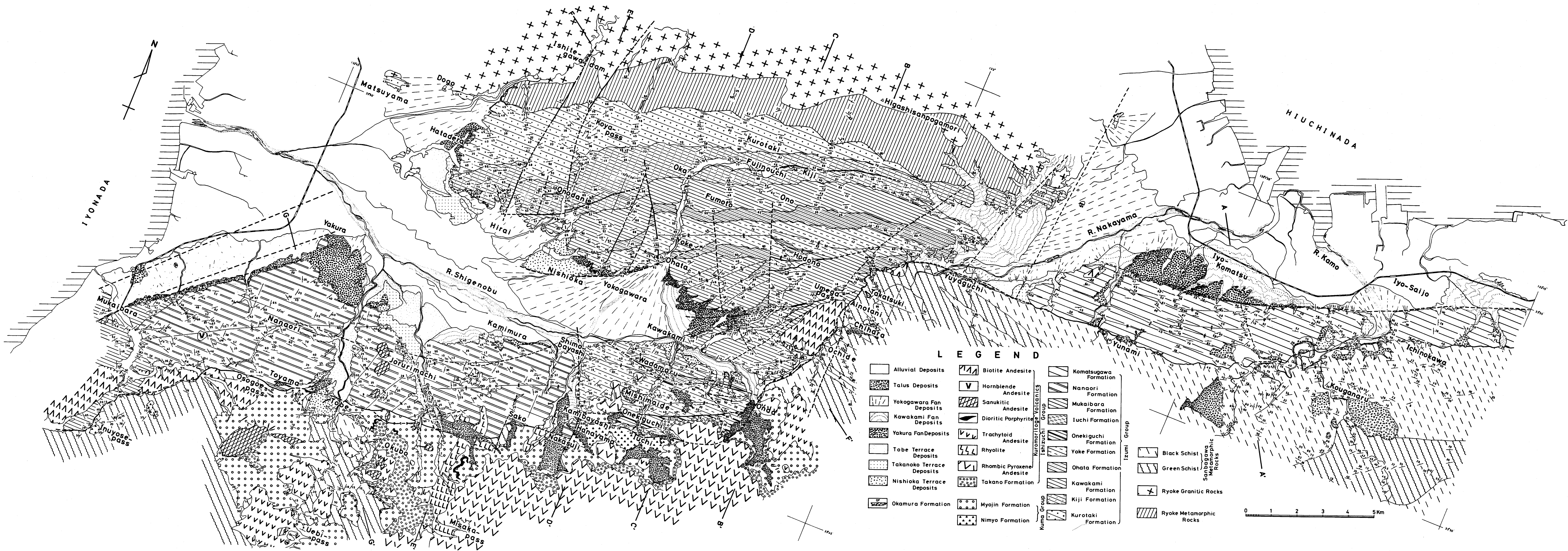


図-2 地質図  
Fig. 2 Geological map of Matsuyama City and its neighbouring areas.

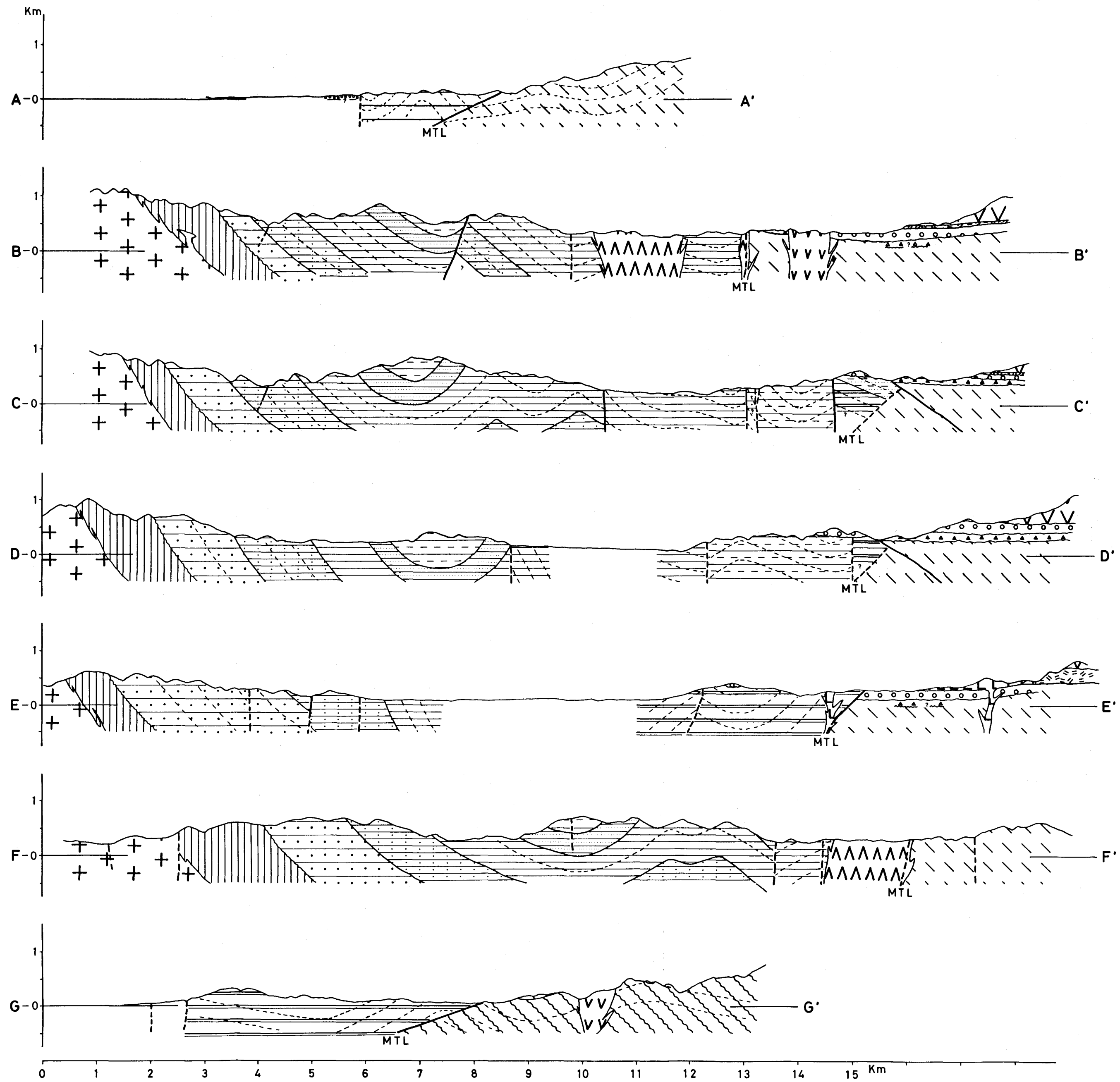


図-3 地質断面図(凡例は図-2と同じ)

Fig. 3 Geological cross sections. The legend is all the same in the Fig. 2.