

静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系

杉山雄一* 下川浩一*

SUGIYAMA, Yūichi and SHIMOKAWA, Koichi (1982) The geologic structure of the Ihara district and the Iriyama fault system in the South Fossa Magna region, Central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 33(6), p. 293-320.

Abstract: The Ihara district is situated in the southern part of the South Fossa Magna region, the intersecting zone of the Izu-Ogasawara arc and the Honshu arc. The western part of the Ihara district is occupied by thick marine sequences of clastic and pyroclastic rocks of Latest Miocene and Pliocene age. These strata are characterized by complicated folded structures with axes of N-S trend, plunging generally north. On the other hand, the eastern part of the Ihara district is covered by Pleistocene deposits. The Pleistocene deposits are composed of the Kambara gravel bed, the Iwabuchi andesite and the Saginota gravel bed in ascending order. The Kambara gravel bed forms a N-S-trending broad anticline whose axis plunges north. ENE-WSW-trending and south-dipping fractures, which are thought to have been formed as extension fractures, are observed in pebbles of the gravel bed. Fold axes of the Saginota gravel bed trend NE-SW to NNE-SSW. Pebble-fractures observed in the Saginota gravel bed are not systematically oriented as a whole. These Pleistocene deposits are brought into juxtaposition with the above-mentioned Pliocene strata by the Iriyama fault system. The Iriyama fault system is a salient high-angle west-dipping reverse fault system and is thought to be one of the northern extensions of the Suruga-wan fault. The fault system consists of three N-S-trending segments in a left-handed *en échelon* arrangement. The Iriyama fault system is still active in recent time, because the Late Pleistocene and Holocene gravel beds are displaced by the central segment of the fault system.

The change in the Quaternary stress field of the Ihara district is made clear by recognizing the timings of successive foldings, ENE-trending pebble-fracturings and NE-trending intrusions of andesite (Fig. 21). In the Early and Middle Quaternary before the deposition of the Saginota gravel bed, the trend of a σ_{Hmax} axis in the Ihara district is thought to have fluctuated between E-W and NE-SW directions. After the deposition of the Saginota gravel bed, however, the σ_{Hmax} axis is considered to trend NW-SE to WNW-ESE. This change is thought to have close relationships with the change in the interactions among the Eurasian, Pacific and Philippine Sea plates.

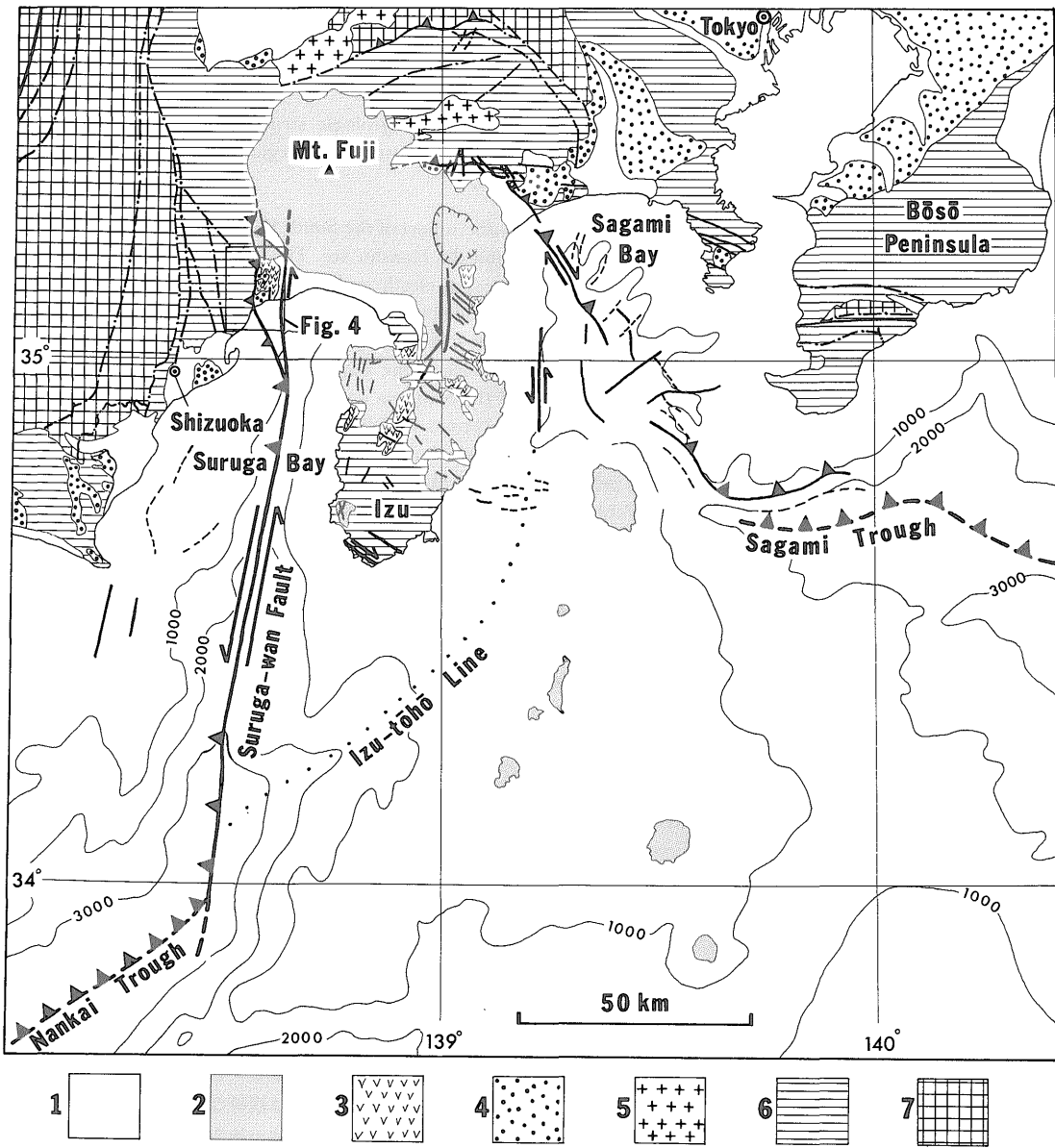
1. はじめに

南部フォッサマグナ地域は、本州弧と伊豆一小笠原弧との交叉会合部という地質構造上の特異な位置を占めており、日本における新第三紀及び第四紀の地殻変動が最も激しい地域の一つである。本稿で報告する庵原地域は、駿河湾の北岸に位置し、南部フォッサマグナ地域の南西部に当たる。庵原地域には、新第三系及び更新統が広く分布しており、同地域のほぼ中央を入山断層系が南北に走っている(第4図)。入山断層系は、駿河湾断層(第1図)の内陸への一分枝延長と考えられ、後述する

ように完新世堆積物を切る活断層である。庵原地域には、このほかに、更新世中期以降に活動した証拠を有する中山断層、泉水断層などが存在し、これらの断層によって切られる更新統には複雑な褶曲構造が発達している。このような庵原地域の地質構造は、第四紀における地殻変動によって形成されたものであり、同地域の地質構造発達史の解明は、現在における東海地域の地殻変動を正しく認識する上で、重要な手がかりを与えるものと考えられる。

庵原地域の地質及び地質構造は、鈴木(1888)、今野・大塚(1933)、井上(1934)、大塚(1938)及び松田(1961)などによってその概要が明らかにされてきた。特に大塚

* 環境地質部



第1図 東海地方東部一関東地方南部の地質構造図

1: 沖積層, 2: 後期更新世~現世の火山岩類, 3: 前・中期更新世の火山岩類, 4: 更新統(段丘堆積物), 5: 新第三紀貫入岩類, 6: 新第三系, 7: 先新第三系(最下部中新統を含む)
 実線: 主要活断層, 一点鎖線: 主要構造線(非活断層)

Fig. 1 Geologic map of the east Tokai and south Kanto districts.

1: Alluvium, 2: Late Pleistocene to Recent volcanic rocks, 3: Early to Middle Pleistocene volcanic rocks, 4: Pleistocene or terrace deposits, 5: Neogene intrusive rocks, 6: Neogene sedimentary and volcanic rocks, 7: Pre-Neogene rocks (including Lowest Miocene in the Setogawa and Mineoka Terrains).

(1938)は、庵原地域の層序を確立するとともに、同地域の地質構造を詳細に調査し、南部フォッサマグナ地域の地質構造と構造発達史についてすぐれた考察を行った。また、沢村(1955)は庵原地域を含む広域地質図を公表しており、最近では駿河湾研グループ(1981)が入山断層系の西に分布する新第三系の詳細な研究を報告している。入山断層系については、今野・大塚(1933)が初めてその存在を報告して以来、井上(1934)、大塚(1938)及びKIMURA(1966)などがその形態及び断層運動について言及しており、最近では山崎(1979)及び山崎ほか(1981)が現在の活動性についてふれている。

筆者らは、上述したようなこれまでの研究成果をふまえ、庵原地域の構造発達史とその中での入山断層系の断層運動史をより詳細に解明することを目的として調査を行った。現時点では、上記の目的達成にはほど遠いが、以下にこれまでに明らかになった点について報告する。本稿では、まず庵原地域に分布する新第三系及び第四系の地質について記載を行う。次に同地域の地質構造(褶曲・断層・礫破断)と入山断層系の現在の活動性について述べ、最後に庵原地域の構造発達史と応力場の変遷に関して考察を行う。

2. 地形及び地質概説

本稿で報告する庵原地域は、駿河湾の北岸、富士川の西に位置している(第2図)。庵原地域は、第2図に示したように、全般に山地及び丘陵からなり、富士川河口部を除いて海岸沿いの平野は著しく狭い。

由比川よりも西の浜石岳を中心とする地域は、全般に急峻な山地で、山地内を南行して駿河湾に注ぐ興津川とその支流の小河内川とが流れている。本山地は南北方向の三つの右雁行配列する山稜によって特徴づけられている。北東側のものは、大晦日から入山に至る南北約6 km、最高点高度564 mの山稜である。中間のものは、桜野から浜石岳を経て、薩埵峠に至る南北約8 km、最高点(浜石岳)高度707 mの山稜である。また、南西側のものは、高根山から興津に至る南北約6 km、最高点(高根山)高度504 mの山稜である。

一方、由比川よりも東の地域は、比較的なだらかな山地へ丘陵で、北東-南西方向に配列した雨乞山・嵐山・金丸山・大丸山などの山嶺によって、これらよりも南東の地域と北西の地域とに分けられている。山列の南東側の地域は、なだらかな傾斜をもった丘陵(蒲原丘陵)となっている。蒲原丘陵南部には、数100m-1 kmの間隔を置いてほぼ南北方向の流路をもつ小河川が発達しており、河川の両岸は切り立った急崖になっているところが多い。

一方、山列の北西側の地域には、北行して富士川に合流する有無瀬川と血流川とが、1.5-2 kmの間隔を置いて平行に流れている。血流川流域の南松野には、その東・南及び西側を急な斜面によって囲まれ、大塚(1938)によって松野盆地と呼ばれた、一辺がほぼ1.5 kmの低地が存在する。

庵原地域は、地質構造上、入山断層系によってその西側の地域と東側の地域とに大きく二分される。入山断層系は、ほぼ南北走向で西に60-90°傾斜した断層面を有する三つの逆断層(セグメント断層)からなり、同断層系により、その西側に分布する新第三系が東側に分布する更新統の上に衝上している(第4図)。これらの断層の位置は、ほぼ由比川と廻沢川(その上流部)に沿っている(第4図)。

入山断層系の西側に分布する新第三系は、最上部中新統-鮮新統の小河内累層と鮮新統の浜石岳累層及び清見寺累層である。これらの地層には、後に述べるように、全体として南北走向の軸面をもつ褶曲とこれに付随する逆断層が存在する。前述した南北方向の山稜は、このような地質構造要素と密接に関連している(第2図及び第4図)。

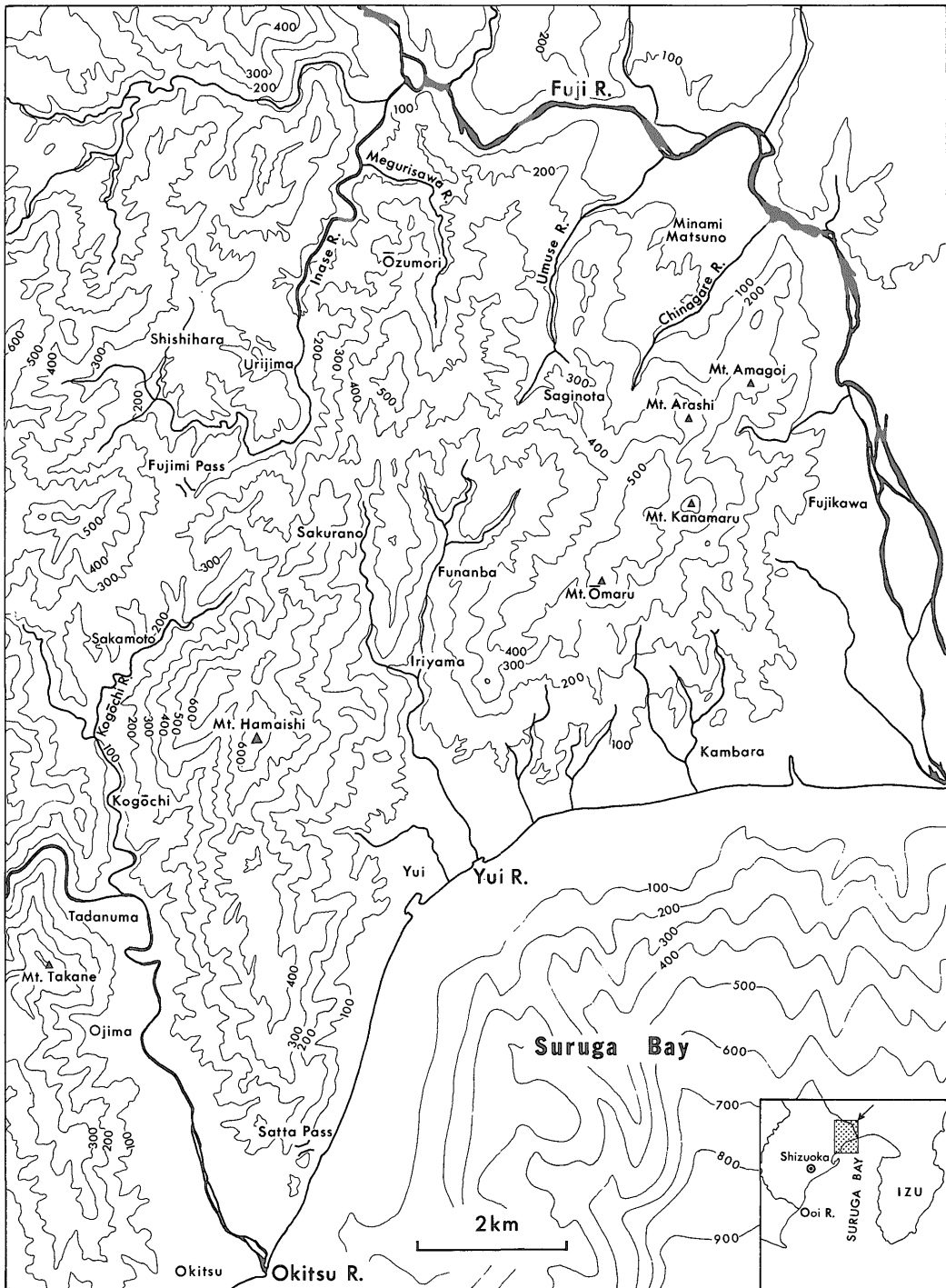
入山断層系の東側に分布する更新統は、下位より、蒲原礫岩層、岩淵安山岩類、鷲ノ田礫層である。前述した金丸山・大丸山などからなる北東-南西方向の山列は、岩淵安山岩類から構成されている。蒲原丘陵には、蒲原礫岩層と岩淵安山岩類とが分布している。一方、山列の北西側には、鷲ノ田礫層と岩淵安山岩類とが分布している。鷲ノ田礫層には、北東-南西~北北東-南南西走向の軸面をもつ緩やかな褶曲が見られる。このうち、最も顕著な背斜の軸跡は、ほぼ有無瀬川に沿っている。また、大塚(1938)によって松野盆地と呼ばれた南松野の低地には、後述するように、岩淵安山岩類と同一層準と考えられる砂岩や礫岩が分布している。

3. 層序

庵原地域に分布する地層の層序と主要な構成岩石は、第3図に示したとおりである。次に各層の簡単な記載を行う。

3.1 小河内累層(今野・大塚, 1933)

小河内累層は、第4図に示したように、興津川及び小河内川流域の清水市興津から番古を経て坂本に至る地域に南北のトレンドをもって分布している。層厚は250 m以上ある。本累層は泥岩(シルト岩)の卓越する泥岩-砂岩互層からなり、坂本や小島付近では少量ながら礫岩層や1 m程度の厚い砂岩層を挟む。小河内累層からは、

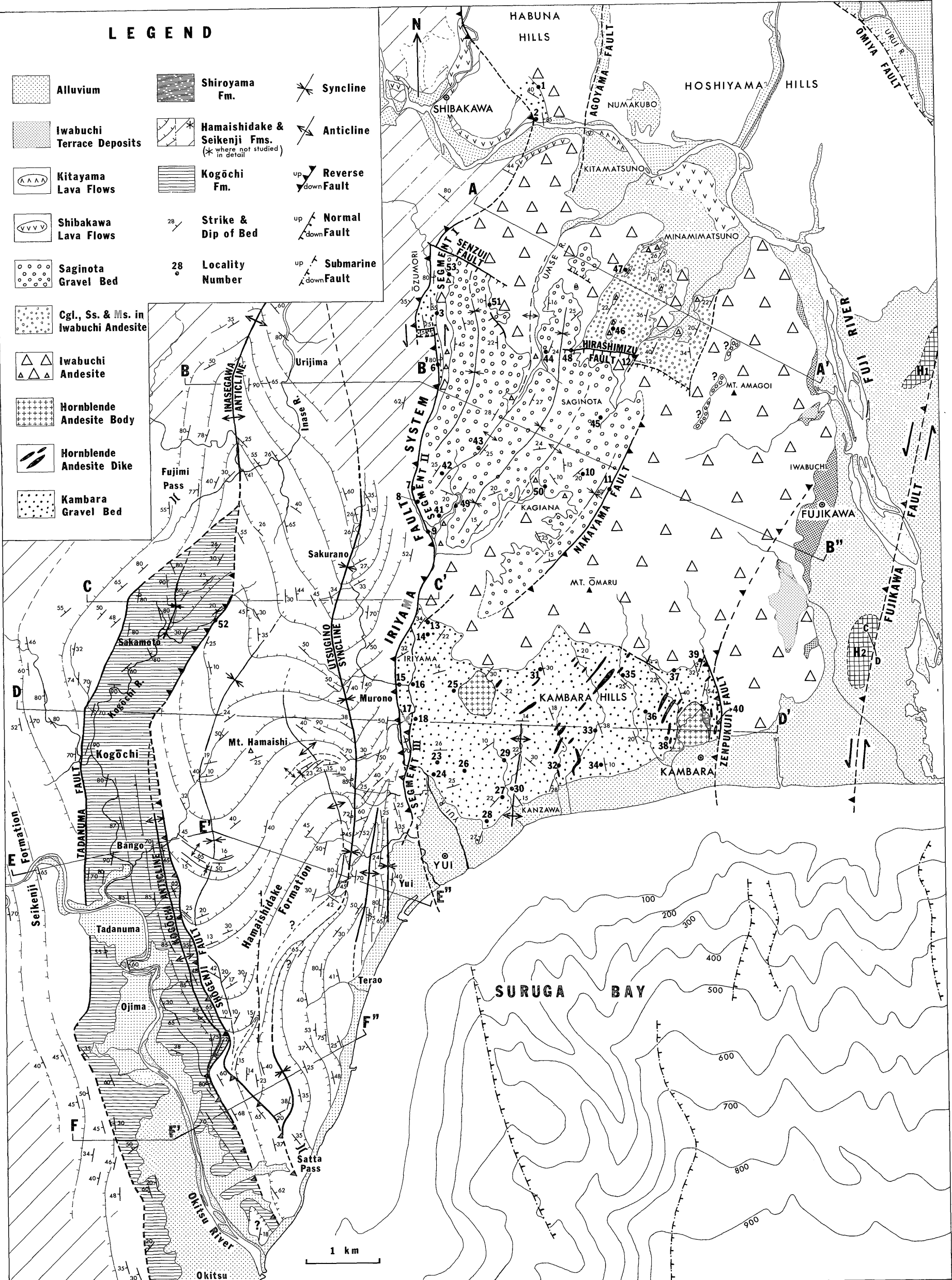


第2図 庵原地域地形図

Fig. 2 Topographic map of the Ihara district.

LEGEND

- Alluvium
- Iwabuchi Terrace Deposits
- Kitayama Lava Flows
- Shibakawa Lava Flows
- Saginota Gravel Bed
- Cgl., Ss. & Ms. in Iwabuchi Andesite
- Iwabuchi Andesite
- Hornblende Andesite Body
- Hornblende Andesite Dike
- Kambara Gravel Bed
- Shiroyama Fm.
- Hamaishidake & Seikenji Fms. (* where not studied in detail)
- Kogōchi Fm.
- Strike & Dip of Bed
- Locality Number
- Syncline
- Anticline
- Reverse Fault
- Normal Fault
- Submarine Fault



第4図 庵原地域地質図

富士川断層に沿う H₁: 松岡地震山, 同 H₂: 蒲原地震山. 海底断層は海上保安庁 (1978) による. 羽附丘陵及び星山丘陵の地質に関しては, 山崎 (1979) 及び山崎ほか (1981) を参照されたい.

Fig. 4 Geologic map of the Ihara district.

H₁ and H₂ along the Fujikawa fault are the Matsuoka and Kambara earthquake mounds. Submarine faults are from Maritime Safety Agency (1978).

Age	Stratigraphic Units		Lithology	Legend
Holocene	Alluvium		Ss., Ms. & Cgl.	
	Iwabuchi Terrace Deposits		Cgl., Ss. & Ms.	
Pleistocene	Shibakawa & Kitayama Lava Flows		Basalt	
	Saginota Gravel Bed		Cgl., Ss. & Ms.	
	Iwabuchi Andesite		Two Pyroxene and Olivine Two Pyroxene Andesite	
	Kambara Gravel Bed		Cgl., Ss. & Ms.	
Pliocene	Hamaishidake & Seikenji Fms.	Shiroyama Fm.	Cgl., Ss., Ms. & Andesite Breccia	
	Fault Contact		---	
Mioc.	Kogochi Fm.		Ss. & Ms.	

第3図 庵原地域の層序区分

Legend 中の a: 礫岩, 砂岩及び泥岩, 同 b: 普通角閃石を含む安山岩質凝灰岩, 同 c: 普通角閃石安山岩の岩脈, 同 d: 普通角閃石安山岩の岩体

Fig. 3 Stratigraphic summary of the Ihara district.

a: conglomerate, sandstone and siltstone, b: hornblende-bearing andesite tuff, c: hornblende-bearing andesite dike, d: hornblende-bearing andesite body.

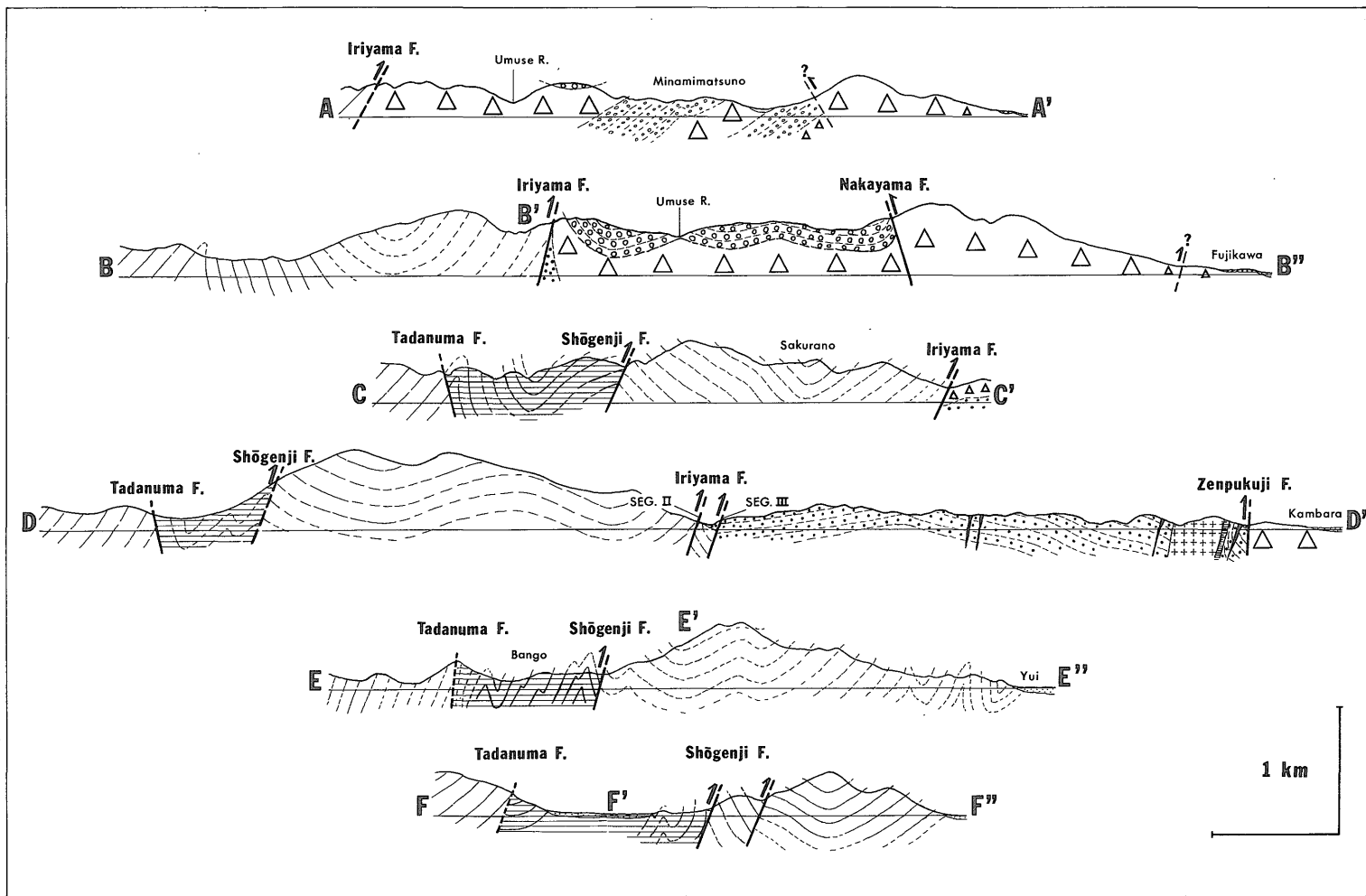
Blow(1969)の N. 18(後期中新世末期~鮮新世初期)を示す浮遊性有孔虫化石が発見されている(茨木, 1981; 駿河湾団研グループ, 1981)。なお, 小河内累層は, 次に述べる浜石岳累層及び清見寺累層とともに, 南部フォッサマグナ地域に広く分布する上部中新統及び鮮新統の富士川層群(松田, 1961)の一部を構成するものである。

3.2 浜石岳累層(今野・大塚, 1933)及び清見寺累層(大塚, 1943)

浜石岳累層は, 入山断層系の西側の薩埵峠から浜石岳を経て芝川に至る地域に南北のトレンドをもって広く分布している。層厚は4,000 m を超えると推定される。本累層は承元寺断層(黒田ほか, 1963)を境として小河内累層と接している(第4図)。浜石岳累層は, 主として礫岩と砂岩とからなっており, 安山岩の溶岩や火山角礫岩, 安山岩質の凝灰角礫岩などを伴っている。礫岩を構成する礫は, 細礫~中礫サイズのものが多いが, 由比町桜野付近などでは大礫~巨礫サイズのもの卓越している。礫種としては, 安山岩や玄武岩などの火山岩礫や閃緑岩の礫が卓越しているが, チャート, 硬質頁岩及び凝灰質砂岩などの礫も含まれている。浜石岳累層からは, Blow の N. 18から N. 21を指示する浮遊性有孔虫化石が発見されており(茨木, 1981; 駿河湾団研グループ, 1981),

同層の地質年代は鮮新世と考えられる。

小河内累層分布域の西側には, 清見寺累層が分布している。本累層は, 大塚(1943)や松田(1961)によって浜石岳累層に対比されてきたが, 両累層の直接の関係は明らかにされていなかった。しかし, 最近, 駿河湾団研グループ(1981)と鈴木ほか(1981)は, 稲瀬川背斜(第4図)近傍及び小河内西方の地質と地質構造を調査し, 浜石岳累層と清見寺累層とは, それぞれ, 稲瀬川背斜の東翼及び西翼を構成する同一層準の地層であることを明らかにした。清見寺累層は, 小河内累層とは但沼断層(仮称)を境として接しており, 層厚は2,000 m 以上と推定される。清見寺累層は, 主として砂岩の優勢な砂岩-泥岩互層からなり, 安山岩の溶岩と火山角礫岩, 及び礫岩を伴っている。本累層は浜石岳累層に比べて礫岩の量比が小さい。両累層が合一する稲瀬川背斜近傍では, 既に駿河湾団研グループ(1981)によって指摘されているように, 同背斜東翼では礫岩層が厚く発達しているのに対して, 西翼の同一層準では砂岩層や泥岩層が卓越し, 厚さも東翼に比べて薄くなっている。清見寺累層からは, Blow の N. 19 (鮮新世)を示す浮遊性有孔虫化石が発見されている(茨木, 1981)。



第 5 図 地 質 断 面 図

凡例は第 3 図又は第 4 図参照

Fig. 5 Geological cross sections.
See Figs. 3 and 4 for legend.

3.3 城山累層(今野・大塚, 1933)

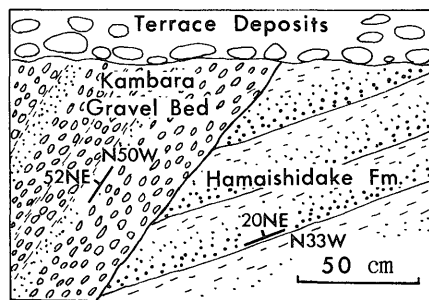
城山累層は、蒲原町蒲原付近(城山)に普通角閃石安山岩岩体に付随して小規模に分布している(第4図)。本累層は粗粒～中粒の灰緑色凝灰質砂岩と泥岩からなり、砂岩からは *Astriclypeus integer*, *Patinopecten kanbaraensis* などの暖海系浅海動物化石を産する(大塚, 1938)。また土・茨木(1981)は、本累層から Blow の N. 18-N. 19 (鮮新世前期)を示す浮遊性有孔虫化石を報告している。城山累層は、安山岩マグマが蒲原礫岩層に貫入した際に、マグマ溜りの屋根を構成していた岩層が地表に持ち上げられたものと考えられている(OTUKA & INOMATA, 1938)。恒石・塩坂(1981)は、城山の東斜面において本累層が蒲原礫岩層によって不整合に覆われていることを報告している。恒石幸正(談)によると、不整合面と蒲原礫岩層とは、逆転して西に傾斜している。これは、元来ほぼ水平であった不整合面が、城山岩体の貫入・上昇に伴って、二次的に回転したためと推定される。

3.4 蒲原礫岩層(今野・大塚, 1933)

蒲原礫岩層は、第4図に示したように、蒲原丘陵に広く分布している。本礫岩層は、このほかに、調査地域北部の芝川や大晦日付近の入山断層系の東側隣接地域にも小規模に分布している。蒲原礫岩層を構成する礫は、中礫サイズのものが多いと多く、淘汰が良い。礫種としては、安山岩・閃緑岩・斑れい岩・砂岩・凝灰岩などの礫が多く、チャートや礫岩の礫も含まれている。蒲原礫岩層は、少なくとも600 m以上の厚さをもつと推定される。蒲原礫岩層は、入山断層系のセグメントII断層とセグメントIII断層とによって挟まれた地域で浜石岳累層を傾斜不整合に覆っている。不整合は Loc. 19及び Loc. 20(第9図b)で観察される。Loc. 19は既に KIMURA(1966)及び駿河湾团研グループ(1981)によって報告された露頭である。Loc. 20は今回筆者らが新しく発見した露頭であり、不整合面とその上の蒲原礫岩層とは N50-55°W 走向で北東に50-52°傾斜している。一方、不整合面下の浜石岳累層は、白色の凝灰質砂岩とシルト質の暗灰色砂岩との互層からなり、N33°W 走向で北東に20°程傾斜している(第6図)。蒲原礫岩層は、下部更新統と推定されている(土, 1974)が、現在までのところ、その地質年代を確定するような化石やテフラは報告されていない。

3.5 岩淵安山岩類(大塚, 1938)とそれに挟まれる礫岩・砂岩層

岩淵安山岩類は、第4図に示したように、雨乞山、大丸山などの北東-南西方向に並んだ山嶺群を中心に、富士川町岩淵付近や有瀬川流域に広く分布している。本安山岩類は、主として、紫蘇輝石安山岩を伴う複輝石安山



第6図 Loc. 20(第9図)の露頭スケッチ
蒲原礫岩層が浜石岳累層を不整合に覆っている。

Fig. 6 Unconformity between the Kambara Gravel Bed and the Hamaishidake Formation at Loc. 20 (Fig. 9b).

岩の溶岩と火山角礫岩、及び同安山岩の角礫を含む泥流堆積物からなっており、下部に普通角閃石安山岩の溶岩と凝灰岩を含んでいる。角閃石安山岩は、岩体及び岩脈として蒲原礫岩層を貫いているが、複輝石安山岩と紫蘇輝石安山岩とを貫く露頭は、今までのところ発見されていない。本安山岩類には、このほかに、かんらん石複輝石安山岩の溶岩と岩脈が含まれているが、同岩脈は複輝石安山岩と紫蘇輝石安山岩とを貫いている(沢村, 1955)。これらの事実は、岩淵安山岩類に含まれている4種類の安山岩が、1)普通角閃石安山岩、2)複輝石安山岩と紫蘇輝石安山岩、3)かんらん石複輝石安山岩、の順に噴出・貫入したことを示唆している。岩淵安山岩類は、蒲原礫岩層を整合に覆っているが、両層の漸移・境界部の様相は、場所によって異なっている。入山付近では、10-20 mの厚さの漸移部が存在し、同漸移部は1-5 mの厚さの礫岩層・砂岩層と安山岩の火山角礫岩層との互層からなっている。蒲原付近では、蒲原礫岩層の上位に直接安山岩の自破砕溶岩や火山角礫岩が重なっているが、最下部の5-10 mの範囲に含まれる安山岩角礫は細粒なものが多く、一方、調査地域北部の大晦日や芝川付近では、両層の境界部に10-30 mの厚さの泥岩及び砂岩層が見られる。Loc. 1近傍では、坂本・秦(山崎ほか, 1981)によって *Ostrea Bed* が報告されている。また、Loc. 1や大晦日付近の Loc. 3及び Loc. 5(第9図a)では、これらの砂岩や泥岩に普通角閃石の斑晶を含む安山岩質の凝灰岩(岩片)が含まれている。

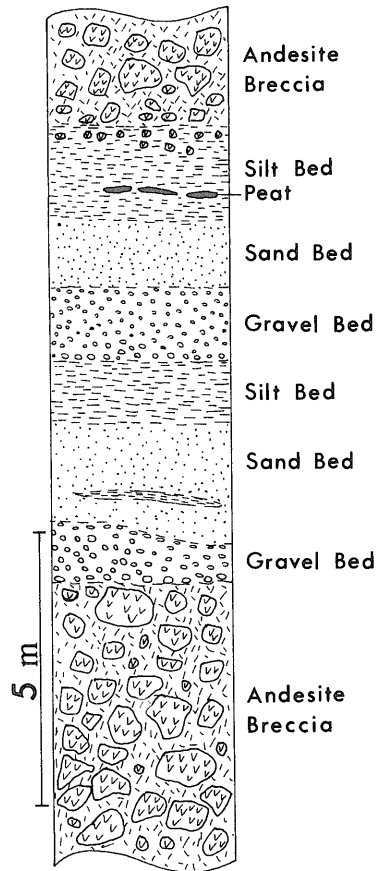
蒲原礫岩層を貫く普通角閃石安山岩の岩体は、蒲原付近(城山)と入山の南東約1 km 付近に存在する。両岩体とも東西約500 m、南北約600 mの大きさである。蒲原付近のものは、城山層を付随岩体として伴っている。普通角閃石安山岩の岩脈は、第4図に示したように、蒲原か

ら^{かんざわ}神沢にかけての地域に分布している。これらの岩脈は善福寺断層の近傍に分布するものを除いて、一般に北東-南西走向のものが卓越している。傾斜は70-90°で北西に傾くものが多く、蒲原礫岩層の層理面にほぼ直交している。また、大丸山の南西約800 m 及び南東約1 km 付近には、蒲原礫岩層を貫く数mの厚さの複輝石安山岩岩脈が存在するが、これらの岩脈も北東-南西走向である。

南松野の低地には、主として中礫サイズの礫からなる礫岩や砂岩、泥岩(シルト岩)が分布している。これらの礫岩・砂岩及び泥岩は、従来、岩淵安山岩類を不整合に覆う鷺ノ田礫層と見なされていた(大塚, 1938; 沢村, 1955; 久保田, 1972)。しかし、筆者らの調査の結果、これらの礫岩層などは岩淵安山岩類に挟まれる地層であることが明らかになった。これらの地層は、第4図及び第5図 A-A' 断面に示したように、松野低地の西縁で岩淵安山岩類に整合に覆われており、低地内では同安山岩類と指交関係にある。例えば、Loc. 47では第7図に示したように、礫岩、砂岩及び泥岩層は岩淵安山岩類に挟まれている。また、Loc. 46では同一層準において礫岩層が安山岩角礫を含む泥流堆積物に漸移しているのが観察される。砂岩層には斜交層理が頻繁に見られ、上下の地層の層理面が30°以上の角度をなしているところも存在する。斜交層理が観察される露頭では、下位の地層ほど西-南西に高角度で傾斜している。また、泥岩中にはスランプ褶曲やコンボリュート層理が見られるところがあり、スランプ褶曲の背斜部やコンボリューションの先端部(背斜状部)は西-南西に倒れているものが多い。これらの堆積構造は、礫や砂泥が東-北東方向から供給されたものであることを示唆している。

3.6 鷺ノ田礫層(今野・大塚, 1933)

鷺ノ田礫層は、第4図に示したように、鷺ノ田から鍵穴、有無瀬川の上流地域にかけて分布している。また、雨乞山の西の海拔300-350 m の稜線に沿って分布する礫層や砂層も鷺ノ田礫層に含まれる可能性が大きい。本礫層は、200 m 以上の厚さがあると推定され、下位の岩淵安山岩類を不整合に覆っている。不整合は Loc. 49, 50, 51及び53で観察される。Loc. 49では、第8図aに示したように、岩淵安山岩類に含まれる凝灰質砂岩を鷺ノ田礫層が不整合に覆っている。不整合面と同面上の鷺ノ田礫層とはN20-30°E走向で南東に10-15°傾斜している。一方、不整合面下の岩淵安山岩類は水平～西に緩く傾斜している。Loc. 50及びLoc. 51では、安山岩溶岩を鷺ノ田礫層が不整合に覆っている。Loc. 53では、不整合面そのものは観察できなかったが、不整合面推定位置の上位に分布する鷺ノ田礫層の層理面は、下位に分布する岩淵安

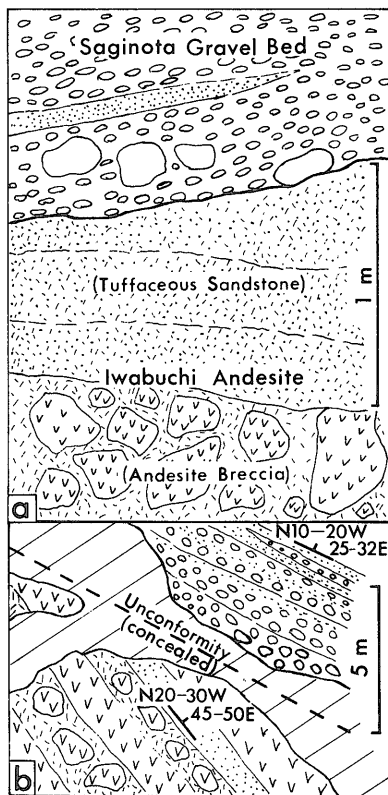


第7図 Loc.47 (第4図)の地質柱状図
Fig. 7 Geological column at Loc. 47 (Fig. 4).

山岩類の層理面と明らかに斜交している。すなわち、不整合面推定位置の下位に分布する岩淵安山岩類は、溶岩・泥質砂岩及び角礫岩の互層からなり、N20-30°W 走向で東に45-50°傾斜しているのに対して、上位に分布する鷺ノ田礫層は、礫層及び砂層からなり、N10-20°W 走向で東に25-32°傾斜している(第8図 b)。血流川の上流や鍵穴付近では、本礫層の基底部に青灰色の泥層が発達している。礫層を構成する礫は、大礫～巨礫サイズのもが多く、蒲原礫岩層に比べて淘汰が悪い。礫種としては、各種の安山岩礫が最も卓越しており、そのほかに、凝灰岩・砂岩・閃緑岩・頁岩・チャートなどの礫も含まれている。本礫層は、*Fagus Nathorsti*, *Trapa natans* var. *bispinosa* などの陸生植物化石や *Stegodon orientalis* を産し、主として陸成の中更新統(小笠層)と推定されている(土, 1974)。

3.7 芝川溶岩流及び北山溶岩流(津屋, 1968)

芝川溶岩流(津屋(1968)のSW 1)と北山溶岩流(同SW



第8図 岩淵安山岩類-鷺ノ田礫層の不整合

a: Loc. 49 (第4図), b: Loc. 53 (第4図)

Fig. 8 Unconformity between the Saginota Gravel Bed and the Iwabuchi Andesite.

a: Loc. 49 (Fig. 4), b: Loc. 53 (Fig. 4).

5)とは、10 m前後の厚さをもつソレライト質のかんらん玄武岩からなっており、新富士火山の旧期溶岩流の一部を構成するものである。芝川溶岩流は、調査地域内では、芝川から北松野を経て南松野に至る富士川沿岸に分布している。また、北山溶岩流は、北松野の富士川沿岸に露出している。芝川溶岩流と北山溶岩流とは、その上位に約1万数千年前の堆積物と推定されている村山ラピリ(スコリア)層(町田, 1964)を載せており、明らかに1万年よりも古い(山崎ほか, 1981)。両溶岩流の関係については、両者が相接する露頭がないため不明であるが、津屋(1968)は北山溶岩流の方がより新しいものとしている。

3.8 岩淵段丘堆積物(大塚, 1938)

富士川下流西岸の岩淵付近には、岩淵安山岩類を不整合に覆って、段丘堆積物(岩淵段丘堆積物)が分布している(第4図)。段丘面の高度は海拔30-40 mで、現在の富

士川河床からの比高は20-30 mである。段丘堆積物には、大礫~巨礫サイズの礫が多い。山崎ほか(1981)は、段丘面上の黒土層基底部の¹⁴C年代として、4050±120 y. B. P.を報告している。また、羽田野ほか(1979)は、本段丘面の形成年代を約6000年前の高海水準期(沼期)と推定している。

4. 褶曲構造

4.1 小河内累層と浜石岳累層の褶曲構造

小河内累層と浜石岳累層とは、第4図に示したように、基本的には南北方向の軸跡を有する褶曲によって特徴づけられている。褶曲構造のうち最も重要なものは、^{いなまがわ}稲瀬川背斜・^{うつぎの}小河内背斜及び^{うつぎの}槍野向斜である(第4図)。

稲瀬川背斜(駿河湾団研グループ, 1981)の軸は、富士見峠の東約1 kmの地点をほぼ南北に通過し、北にプランジしている。本背斜の軸跡は、瓜島西方で北東方向に屈曲している。稲瀬川背斜の南への延長は、承元寺断層と但沼断層につながり、両断層によって挟まれた背斜軸部に小河内累層が分布している。

小河内背斜の軸は、小島から番古まで北北西方向に追跡される。本背斜の西翼には、波長数10mの小褶曲構造が見られ、一般に背斜は向斜に比べて翼が閉じている。また、本背斜軸の西側0-200m程の範囲に見られる小褶曲では、背斜の東翼が西翼に比べて明らかに短くなっている。なお、小河内川上流の坂本付近には、小河内累層中に向斜構造が存在し、向斜軸は北東-南西方向に追跡され、北にプランジしている。

槍野向斜(駿河湾団研グループ, 1981)の軸は、桜野から由比西方までほぼ南北に追跡され、向斜軸は北にプランジしている。本向斜は、由比よりも南の地域では、南西方向に屈曲して、薩埵峠北方の向斜に連続するものと推定されるが、今回の調査では露頭欠如のため、寺尾付近では向斜構造を確認できなかった(第4図)。由比付近には、槍野向斜の東側に同向斜に並走する背斜と向斜が存在する(第4図)。また、槍野向斜と浜石岳の間、及び承元寺断層と浜石岳の間には、それぞれ、翼の開いた背斜と向斜が存在する(第4図)。

4.2 蒲原礫岩層の褶曲構造

蒲原礫岩層には、第4図及び第5図D-D'断面に示したように、ほぼ南北走向の軸面を有する翼の開いた背斜が存在する。背斜軸は神沢付近を通り、北にプランジしている。背斜の東翼の地層は、一般に東北東-東北に15-35°傾斜しているが、城山岩体の東側では傾斜が急になり、逆転して西に傾斜している部分も見られる。これは既に述べたように、城山岩体の貫入・上昇の影響と考え

られる。一方、西翼の地層は、北北西-北西に15-35°傾斜している。入山断層系に近接した阿僧^{あそう}や室野の南では、地層の走向が東西~北西-南東になっている(第9図b)。Loc. 19及びLoc. 20(第9図b)では、既に述べたように、蒲原礫岩層が浜石岳累層を傾斜不整合に覆っている。これらの露頭では、同礫岩層は不整合面とともに北西-南東走向で北東に40-55°傾斜している。

4.3 鷺ノ田礫層の褶曲構造

鷺ノ田礫層には、第4図に示したように、北東-南西~北北東-南南西走向の軸面を有する翼の開いた褶曲(三つの向斜と二つの背斜)が存在する。褶曲の波長は、ほぼ800-1,000 mである。褶曲軸跡は全体として緩くS字状に屈曲しており、地形上の特徴とよく対応している。特に、有無瀬川と鍵穴の谷を流れる由比川の支流とは、それぞれ、ほぼ北側の背斜と南側の背斜に沿って流れており、いわゆる背斜谷(Anticlinal valley)と考えられる(第4図及び第5図B-B'-B''断面)。鷺ノ田礫層の傾斜角は、一般に0-30°程度であるが、入山断層系及び中山断層に隣接した地域では30-50°の傾斜に達している。

5. 断層

5.1 入山断層系(今野・大塚, 1933)

5.1.1 断層系の形態

入山断層系は、第4図に示したように、左雁行配列(left-handed en échelon arrangement)した三つのセグメント断層からなっていることが判明した。本稿では、便宜上、これらの3断層を北から順に、セグメントI断層、同II断層、及び同III断層として記載を進める。

セグメントI断層は、今回の調査ではその断層面露頭を直接観察することはできなかったが、次のような観察事実から、大晦日付近における浜石岳累層と蒲原礫岩層との分布境界に存在すると考えられる。すなわち、1)蒲原礫岩層との分布境界近傍(ほぼ0-5 mの範囲)に露出する浜石岳累層は、破碎され、粘土化が著しいこと、2)このような粘土化した部分には、径数cm-20 cm程度の角礫が含まれており、角礫の表面はしばしば鏡肌状を呈し、明瞭な条線が観察されること、3)断層推定位置の西側に分布する浜石岳累層は北西に傾斜しているのに対して、東側に分布する蒲原礫岩層は東または逆転して西に傾斜していること。このような観察事実から推定されたセグメントI断層は、少なくとも1.5 km以上の長さがあり、大晦日付近ではほぼ南北走向である(第4図及び第9図a)。本断層は、浜石岳累層及び蒲原礫岩層の分布から判断して、芭蕉神社^{せんすい}の北約1.5 kmの地点で、西北西-東南東走向の断層(泉水断層)によって切られていると推

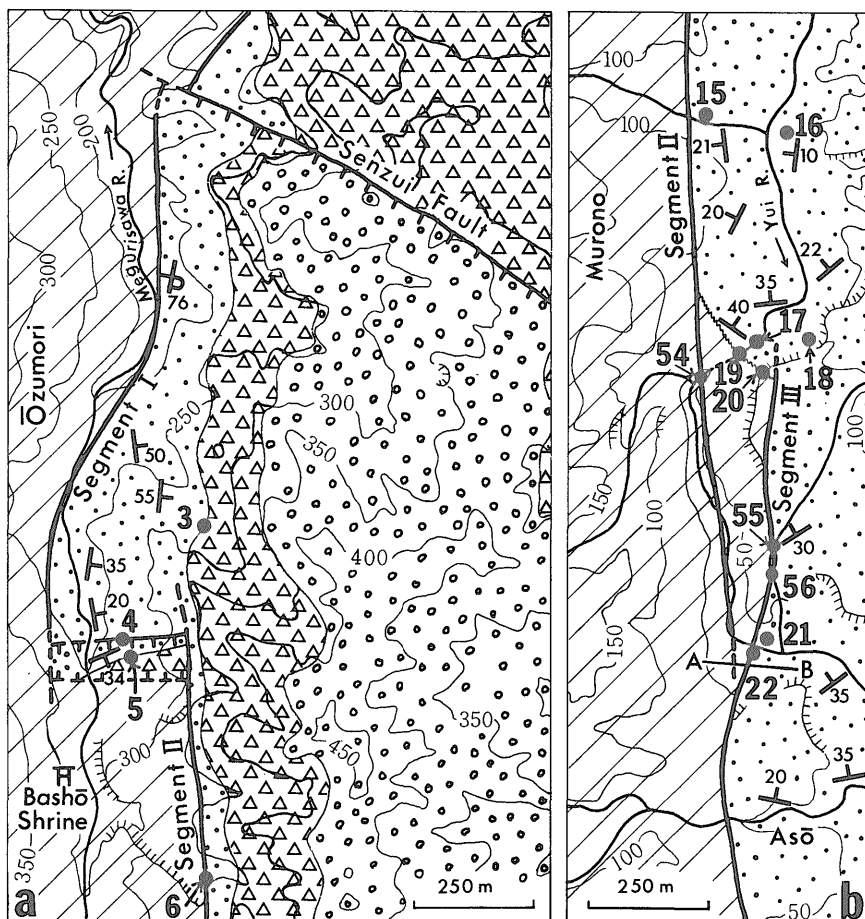
定され、これよりも北の地域では、北東-南西走向に変化している(第9図a)。

セグメントII断層は、大晦日から入山の南にかけての地域に存在し、ほぼ6 kmの長さを有している。本断層の断層面露頭は、第1表に示したように6カ所で観察された(大塚(1938)による2カ所、KIMURA(1966)による1カ所を含む)。この表からも明らかなように、地表で観察されるセグメントII断層は、西に高角度(60-90°)で傾斜した逆断層である。このうち、Loc. 6とLoc. 9とでは、後に述べるように、2万年前-現世と推定される河川成礫層を変位させている。セグメントII断層は、芭蕉神社の北200 m付近で、約270 mの間隔を置いてセグメントI断層と雁行している(第9図a)。両セグメント断層によって挟まれた地域には、東西走向の断層が存在する。この断層は、Loc. 4で観察され、N84°E走向、80°南傾斜の正断層である。浜石岳累層と岩淵安山岩類の分布から、この断層の南80-90 m付近にも東西走向の断層が推定される。また、セグメントII断層は、既にKIMURA(1966)によって指摘されているように、室野^{むろの}の南で40-150 mの間隔を置いて、セグメントIII断層と雁行している(第9図b)。

セグメントIII断層は、阿僧^{あそう}付近に存在し、少なくとも1.3 kmの長さがある。本セグメント断層の断層面露頭も4カ所(大塚(1938)による1カ所を含む)で観察され、同断層が60-74°西傾斜の高角逆断層であることが確かめられた(第1表)。

入山断層系の南への延長は、海上保安庁(1978)の駿河湾北部海底地質構造図に示されている由比沖から駿河トラフに達する北北西-南南東走向の断層(第4図)であろうと推定される。また、入山断層系の富士川以北への延長は、芝川断層と呼ばれており、Loc. 2を通過し、芝川の谷(芝川低地・羽鮒丘陵^{はぶね}と天守山地との地形境界)に沿って北上すると考えられている(山崎, 1979)。由比沖の北北西-南南東走向の断層は、断層の西側の地塊が東側の地塊に対して、相対的に上昇している断層とされており(海上保安庁, 1978)、西傾斜の逆断層の可能性が大きい。また、芝川断層については、Loc. 2(第4図)で走向N45°W・傾斜60°SWの逆断層露頭が観察されている(山崎ほか, 1981)。

以上に述べたような事実と推論を総合すると、入山断層系は、その南及び北への延長部を含めて、60-90°西に傾斜した高角逆断層であると考えられる。また、その長さは、富士川以北の部分(芝川断層)が12 km以上、富士川以南の陸上部(入山断層系 proper)が約10 km、駿河湾内の部分が約15 kmで、全体で37 km以上に達すると推



第9図 入山断層系を構成するセグメント断層の雁行並走部

a: セグメント I 断層と同 II 断層の雁行並走部, b: セグメント II 断層と同 III 断層の雁行並走部. 凡例は第3図参照

Fig. 9 Left-handed en échelon arrangement of three segments of the Iriyama fault system.

See Fig. 3 for legend.

定される。

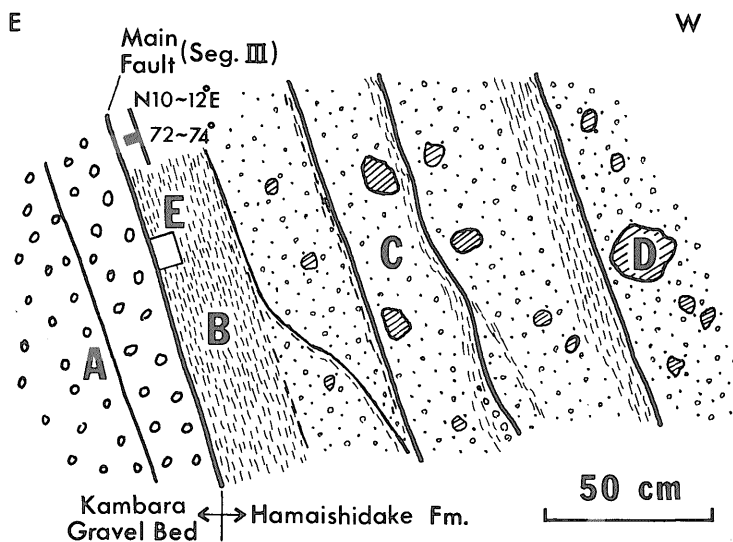
5.1.2 断層破砕帯

入山断層系の断層破砕帯の特徴として、次の点が挙げられる。

1) 上盤側の浜石岳累層の断層破砕帯

上盤側の浜石岳累層には、礫～粘土サイズの破砕物質(粘土の多くは二次的に変質してできたと考えられる)からなる幅数m-10m程度の断層破砕帯が観察される。第10図は、Loc. 22で観察されるセグメントIII断層の破砕帯の一部を示したものである。本破砕帯には、数10cm間隔で主断層面に平行な“顕著な”断層面が存在し、このような断層面に沿って細粒化・粘土化が特に進んでいる(第10図)。粘土層には、本来剪断面として形成されたものと推定される、断層面にほぼ平行な葉理状の構造が

観察される。顕微鏡による定方位試料(採取位置と観察薄片の方位は、第10、11図参照)の観察の結果、このような葉理状の構造は、細粒砂以下(直径0.25mm以下)のサイズにまで破砕された岩片・鉱物片と二次の変質によって生成されたと考えられる粘土鉱物(スメクタイト)の断層面にほぼ平行な配列によるものであることが判明した(図版I, II)。岩片・鉱物片や粘土鉱物の配列には、断層運動に伴う塑性流動、あるいは二次的なクリープによって形成されたと考えられる引き摺り構造(回転)が観察される(図版Iのa-2及びb-1)。岩片及び鉱物片は、主として斜長石粒からなるが、そのほかに、安山岩や玄武岩の岩片、石英や輝石の鉱物片も存在する。これらの岩片・鉱物片は、比較的角がとれているものが多く、破断しているものも見られるが、著しい波動消光、



第10図 Loc. 22で観察される入山断層系(セグメントIII断層)の断層破砕帯上盤側(浜石岳累層)の破砕帯の幅は、少なくとも3m50cm以上ある。
 A: 蒲原礫岩層—ほとんど非破砕(礫の破砕は、主断層に平行なものよりも東西走向のものの方が卓越している), B: 主として粘土サイズの物質からなる部分, C: 主として砂~シルトサイズの物質からなる部分, D: 礫サイズの被破砕岩片, E: 定方位試料採取位置

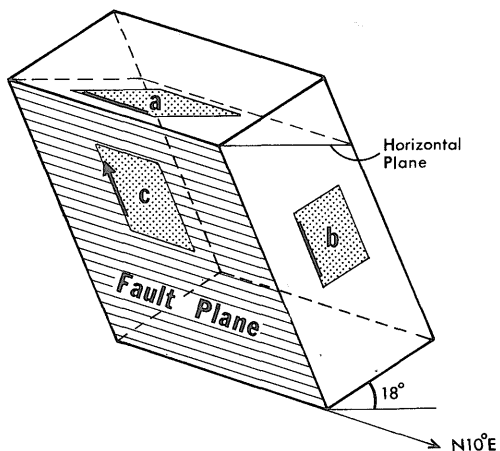
Fig. 10 Sheared zone of the Iriyama fault system at Loc. 22 (Fig. 9b).

A: Kambara Gravel bed (scarcely sheared, fractures of pebbles mostly trend in E-W direction), B: sheared zone mainly composed of clay-sized materials, C: sheared zone mainly composed of sand- to silt-sized materials, D: pebble- to boulder-sized rock fragment, E: sampling position of an oriented specimen.

第1表 入山断層系の断層面の走向と傾斜

Table 1 Strikes and dips of the Iriyama fault system.

	Locality	Strike of the fault	Dip of the fault	Remarks
Segment II	Loc. 6	N02°E-N05°W	70°-79°W	
	10m north of Loc. 9	N05°E	65°W	Ôtsuka(1938)
	Loc. 9	N34°-40°W	60°-70°W	
	200m west of Loc. 13	N15°-20°E	80°-90°W	Ôtsuka(1938)
	30m west of Loc. 15	N10°E	85°W	Kimura(1966)
	Loc. 54	N00°-05°E	65°W	
Segment III	Loc. 55	N08°-14°W	70°W	
	Loc. 56	N00°-06°E	72°W	
	20m west of Loc. 21	N05°W	60°-70°W	Ôtsuka(1938)
	Loc. 22	N10°-12°E	72°-74°W	



第11図 顕微鏡による定方位試料の観察部位と方位(図版I, II参照)

試料採取位置は第10図参照

Fig. 11 Positions observed by microscope and their orientations in the specimen obtained from sheared zone at Loc. 22. Microscopic fabrics of the sheared zone are shown in Plates I and II.

双晶面のたわみやねじれ、網目状の微小割れ目などの鉱物粒子の結晶構造にまで及ぶような変形は観察されない。このような事実は、現在地表に露出している上盤側の浜石岳累層の破碎帯物質が、比較的浅所で(低圧力下で)形成されたものであることを示唆している。

2) 下盤側の浜石岳累層の断層破碎

セグメントⅡ断層の南端部では、第9図bに示したように、断層面の両側に浜石岳累層が分布している。断層面の露頭は、Loc. 54(第9図b)で観察される。ここでは断層の下盤側の浜石岳累層は、ほとんど破碎しておらず、主断層面に沿って数mmの厚さの粘土サイズの破碎物質が認められるに過ぎない。

3) 下盤側の蒲原礫岩層と岩淵安山岩類の断層破碎

上述したセグメントⅡ断層の南端部を除くと、入山断層系の下盤側(東側)には、蒲原礫岩層、岩淵安山岩類及び鷲ノ田礫層が分布している。筆者らの調査では、Loc. 6, 9, 22などにおいて、蒲原礫岩層及び岩淵安山岩類が入山断層系を境として上盤側の浜石岳累層と接しているのが観察された。これらの下盤側の地層には、主断層面に沿って2-20mmの厚さのシルト~粘土サイズの破碎物質が認められるだけで、断層角礫状の産状を呈する部分や剪断面が密に発達している部分などは観察されない。しかし、Loc. 9では、主断層から約5cmの範囲に含まれる安山岩角礫(岩淵安山岩類)が、主断層面にほぼ平行な剪断面によって切れ、レンズ状体になっているのが観察された。Loc. 22及びLoc. 55(第9図b)では、主断層面からそれぞれ20cm及び7cm離れた蒲原礫岩層に、主断層面と平行な断層が存在するが、これらの断層に沿う破碎擾乱帯も数mm-2cm程度の幅に過ぎない。

以上に述べたように、入山断層系に沿う断層破碎には、上盤側と下盤側との間で顕著な差異が認められ、下盤側の浜石岳累層、蒲原礫岩層及び岩淵安山岩類の間では、有意な差異は認め難い。

5.2 承元寺断層(黒田ほか, 1963)

承元寺断層は、次に述べる但沼断層とともに、稲瀬川背斜の南への延長に位置し、小河内累層と浜石岳累層との分布境界をなしている(第4図)。黒田ほか(1963)は、東海道新幹線由比トンネル内、興津側出口から約300mの地点で本断層を確認している。それによると、承元寺断層はほぼ垂直な断層面を有し、西側地塊が相対的に上昇した断層とされている。筆者らの調査では、黒田ほかによって報告された地点付近では断層露頭を直接観察することはできなかったが、同断層の北方延長に当たるLoc. 52(坂本の東約1kmの地点)で断層面を観察するこ

とができた。ここでは断層面はN45-55°E走向で60-70°北西に傾斜している。上盤側の小河内累層は、断層面から約1mの範囲が破碎を被っている。また、同累層は、承元寺断層から北西側に約50m以上離れた地域では北西に傾斜しているのに対して、同断層から約50m以内の地域では南東に傾斜している。承元寺断層近傍の小河内累層に見られるこのような傾斜の変化は、同断層に沿う逆断層運動に伴う引き摺りの結果と推定される。本断層は、興津の東方から番古、小河内を経て坂本の東方まで10km程追跡され、興津から小河内にかけての地域では北北西-南南東走向であるが、小河内の北で北東方向に屈曲している(第4図)。坂本から小島にかけての地域では、本断層の西側近傍に分布する小河内累層は、西-北西に傾斜するかあるいは東に高角度(ほぼ60-90°)で傾斜しているのに対して、東側近傍に分布する浜石岳累層は東-北東に低角度(ほぼ10-45°)で傾斜している(第5図C-C', D-D'及びE-E'断面)。また、小島以北の地域では、承元寺断層を境として小河内累層と接する浜石岳累層の層準は、北ほど上位になっている(第4図)。

なお、薩埵峠付近には、承元寺断層に並走する(又は、同断層から派生した)断層が存在し、浜石岳累層を切っている(第4図)。

5.3 但沼断層(仮称)

但沼断層は、小河内累層と清見寺累層との分布境界に存在すると推定される断層である。今回の調査では、小河内及び興津付近で本断層推定位置(小河内累層と清見寺累層との分布境界)に、数mの幅の破碎帯を確認したのみで、断層面露頭を直接観察することはできなかった。しかし、以下のような観察事実から、小河内累層と清見寺累層とは断層によって接している可能性が高いと考えられる。すなわち、1)小河内累層と清見寺累層との分布境界は、既述した承元寺断層にほぼ平行であり、但沼以北の地域では、小河内累層と接する清見寺累層の層準は、北ほど下位になっていること(第4図)、2)坂本付近では、分布境界近傍に分布する小河内累層はほぼ南北走向であるのに対して、清見寺累層は北東-南西走向であること、3)小河内付近では、分布境界近傍に分布する小河内累層は東に傾斜しているのに対して、清見寺累層は西に傾斜していること(第5図D-D'断面)。このような観察事実から推定された但沼断層は、その東側より古い小河内累層が分布することから、東側地塊が相対的に上昇した断層と推定されるが、小島以南の地域については疑問な点が多く、詳細については今後の研究に待たなければならない。

5.4 中山断層(今野・大塚, 1933)

中山断層は、鷺ノ田及び鍵穴の東方約1 km 付近に存在するN30-45°E 走向・南東傾斜の断層面を有する逆断層である。本断層により、南東側に分布する岩淵安山岩類が北西側に分布する鷺ノ田礫層の上に衝上しており、断層の長さは3 km 程度と推定される。大塚(1938)は、Loc. 11(第4図)で断層露頭を観察し、約1 m の幅をもった“断層ネバ帯”を挟んで鷺ノ田礫層(下盤側)と岩淵安山岩類(上盤側)とが接していると報告している。また、断層面の傾斜は70-80°南東と記載している。筆者らの調査では、Loc. 11の断層面露頭から約30 m 北西の地点で、中山断層に平行し、鷺ノ田礫層を切る小逆断層が観察された。この断層は、N38-40°E 走向・68°南東傾斜の断層面を有し、断層面上にはほぼ純粋な傾斜移動(逆断層型)を示す条線が観察された。

5.5 善福寺断層(今野・大塚, 1933)

善福寺断層は、蒲原町善福寺部落を通過するほぼ南北走向、70-90°西傾斜の高角断層である。蒲原から善福寺にかけての地域では、同断層の西側(上盤側)に蒲原礫岩層、東側(下盤側)に岩淵安山岩類が存在することから、本断層に沿う差動運動に逆断層成分が含まれていたことは明らかである。しかし、横ずれ成分に関しては、その存在や方向を示唆する証拠は得られなかった。Loc. 40(第4図)付近に露出する本断層の断層面上には、数 cm の厚さのシルト～粘土サイズの破砕物質が見られる。善福寺断層は、善福寺部落の北でその走向を北西に変え、次第に変位量を減じながら同部落の北西数100 m で消滅するものと推定される。最近、恒石・塩坂(1981)は、東海道新幹線蒲原トンネル内の断層破砕帯の存在などから、本断層の分岐断層が善福寺部落から北北東方向へ延び、富士川町岩淵付近を通過して富士川東岸の入山断層へ連続する可能性を指摘している(第4図)。

5.6 平清水断層(新称)

鷺ノ田部落の北約750 m 付近には、松野低地の南縁に沿って、ほぼ東西走向・南傾斜の平清水断層が存在する(第4図)。本断層の露頭は、血流川河岸のLoc. 12で観察される。断層面はN86°Eの走向をもち、46°南に傾斜している。平清水断層の南側には岩淵安山岩類が分布し、北側には同安山岩類の同時異相と考えられる礫岩や砂岩が分布している。本断層は、Loc. 48(第4図)において、鷺ノ田礫層を切っていると推定される。Loc. 48では、本断層推定位置の南側に分布する鷺ノ田礫層の基底面高度は、約235-240 m である。一方、断層推定位置の北側に分布する同礫層のそれは約260 m であり、断層推定位置を挟んで20-25 m の基底面高度差が存在する。

このような鷺ノ田礫層の基底面高度の差異と上述した断層面の傾斜方向から、平清水断層は正断層成分を有する断層と推定される。

なお、南松野の低地(“松野盆地”)は、従来、構造性盆地と考えられていた(大塚, 1938)。しかし、上述したように、松野低地の南縁を画する平清水断層は、南傾斜の正断層であり、断層の北側(低地側)が南側に対して相対的に上昇していると考えられる。従って、松野低地は構造性盆地とは考えられず、岩淵安山岩類と礫岩・砂岩層(岩淵安山岩類の同時異相)との浸食作用に対する抵抗性の差異に起因する差別浸食によって形成された低地であると推測される。

5.7 泉水断層(新称)

大海日の東方には、第4図及び第9図aに示したように、鷺ノ田礫層を切るほぼN60°W 走向の泉水断層が存在する。本断層は、坂本・秦(山崎ほか, 1981)によって初めてその存在が指摘された断層である。泉水断層は、その断層面を直接観察することはできないが、鷺ノ田礫層の直線的な分布の境界として認識できるものであり、これよりも北側の地域には同礫層は分布していない(第4図)。泉水断層は、1)その位置が前述した平清水断層の西への延長に当たっていること、2)両断層とも鷺ノ田礫層を切っていると考えられること、3)相対的に断層の北側が上昇していること、などから、平清水断層と同時期に形成された南傾斜の正断層成分を有する断層と推定される。泉水断層の西方延長は、入山断層系のセグメントI断層を切っているものと推定され、同セグメント断層は、40-50 m の右横ずれオフセットを被っているようである(第4図、第9図a)。セグメントI断層は、西傾斜の断層と推定されるので、実際の走向移動量はこれよりも大きいと考えられる。従って、泉水断層は、右横ずれ成分と正断層成分とを有する断層と推定される。

6. 礫の破断

6.1 蒲原礫岩層に含まれる礫の破断

入山断層系に隣接した地域に分布する蒲原礫岩層に含まれる礫には、ほぼ東西～西北西-東南東走向の破断¹⁾が観察されることが、大塚(1938)やKIMURA(1966)によって指摘されている。筆者らはこのような礫の破断が形成されたメカニズムと時期を明らかにすることを目的として、蒲原礫岩層分布域のほぼ全域に亘って、礫の破断面の走向・傾斜と破断している礫の割合を計測した。

1) 本稿では、その形成機構の如何にかかわらず、礫に見られる“割れ目”や“ひび”を総称した意味で「破断」という語を用いる。

6.1.1 入山断層系近傍の礫破断

入山断層系の近傍に見られる礫の破断に関しては、西北西-東南東を中心とする東西~北西-南東走向の破断が卓越していることが確かめられた(第12図の左及び中央の列)。また、Loc. 2及びLoc. 6を除いて、礫の破断面の多くは、南~南西に傾斜していることが明らかになった。入山断層系に隣接した地域では、同断層系に平行したほぼ南北走向の礫破断も観察されるが、その頻度は東西~北西-南東走向の礫破断の頻度に比べて小さい(第12図)。東西~北西-南東走向の礫破断では、正断層型の変位を示すもの、開口しているもの、変位・開口とも認められないもの、がこの順に多い。逆断層型の変位を示すものは極めて小さく、そのほとんどが北西走向の礫破断である。一方、南北走向の礫破断の多くは、逆断層型の変位を示している。

6.1.2 入山断層系から離れた地域の礫破断

入山断層系から250-700 m以上離れた地域では、東北東-西南西を中心とする東西~北東-南西走向で南傾斜の礫破断が卓越していることが判明した(第13図)。第14図は各計測点における礫破断面の卓越方位(走向・傾斜の最頻値)を示したものである。この図からも明らかなように、蒲原礫岩層全体としては、N65-75°E 走向、60-80°南傾斜の礫破断が卓越しているものと推定される。

礫破断面の卓越方位は、各計測点における地層面の走向・傾斜、及び神沢付近に見られる南北走向の軸面を有する背斜構造の影響を受けていない(第14図)。この事実は、東北東-西南西走向の礫破断が上述した南北方向の背斜構造形成後に生成されたものであることを示している。

6.1.3 破断した礫の割合

蒲原丘陵地域では、破断した礫の割合は10-50%程度であり、一般に基質に対する礫の量比が大きいほど、また、平均礫径が大きいほど高くなることが判明した。また、各計測点の入山断層系からの距離とそこにおける破断した礫の割合との間には、明瞭な関係は見出されなかった。これらの事実は、蒲原礫岩層全体に亘って系統的に発達している東北東-西南西走向の礫破断が、入山断層系の断層運動に伴って副次的に形成されたものではないことを示唆している。

一方、大晦日や芝川付近では、破断した礫の割合は10%以下のところが多く、蒲原丘陵地域に比べて礫破断の発達が悪いことが明らかになった。

6.1.4 礫破断の形成メカニズム

蒲原礫岩層に見られる東北東-西南西走向の系統的な礫破断の形成メカニズムについては、1) 剪断応力による

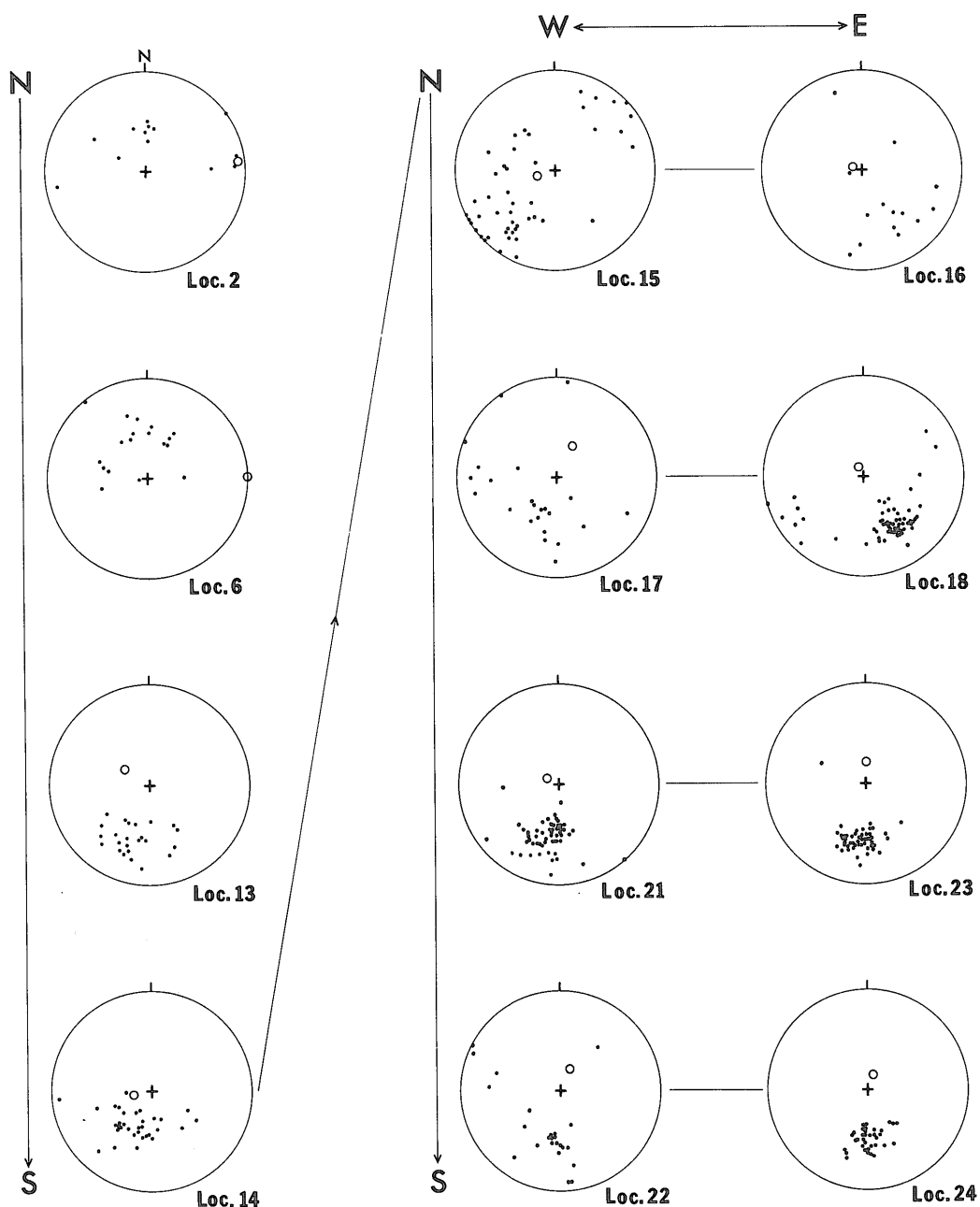
断層として形成された、2) 最小主圧縮応力軸に直交した破断面を有する伸張節理として形成された、の二つの可能性が考えられる。実際の礫破断には、開口しているもの、破断面に沿う変位が認められるもの、変位も開口も認められないものが混在しており、これら三者の走向・傾斜には有意な差は認め難い。また、変位を伴うものは、主として正断層型の変位を示している。しかし、Loc. 28やLoc. 30などでは、正断層型の変位を示す破断と同様な走向・傾斜をもちながら、逆断層型の変位を示している礫破断が観察される。これらの事実は、東北東-西南西走向の礫破断の多くが、基本的には最小主圧縮応力軸の方位に直交した破断面を有する伸張節理として形成されたものであることを暗示しているように思われる。破断面に沿う変位が観察される礫破断の多くは、被覆層の荷重や応力場の変化によって、本来伸張節理として形成された破断面に沿って二次的に変位が生じたものと推察される。

入山断層系の近傍に見られる西北西-東南東~北西-南東走向の礫破断は、本来東北東-西南西走向の伸張性礫破断として形成されたものが、入山断層系に沿う断層運動によって二次的な回転を被った結果西北西-東南東~北西-南東走向となった可能性がある。しかし、KIMURA (1966)が指摘しているように、入山断層系近傍の西北西-東南東走向の礫破断には、明らかに共役正断層系として形成されたと考えられるものが含まれている。従って、第14図に示した入山断層系近傍における礫破断卓越方位の変化の原因を単純に入山断層系に沿う差動運動の引き摺りに帰することには問題があり、今後のより精度の高い研究が待望される。

一方、入山断層系の近傍に稀に見られる南北走向の礫破断は、既に述べたように、その多くが逆断層型の変位を示しており、入山断層系の断層運動と密接に関連した剪断作用によって形成されたものと推定される。

6.2 鷺ノ田礫層に含まれる礫の破断

鷺ノ田礫層に含まれる礫にも破断が観察されるが、各計測点における破断した礫の割合は10%以下である。また、破断した礫の多くは開口しているのみで破断面に沿う明瞭な変位を伴っていない。この事実は、鷺ノ田礫層に含まれる礫の破断の多くが伸張節理として形成されたことを示唆している。本礫層中の礫破断面の方位(走向・傾斜)分布は、第15図に示したように、各計測点によって大きく異なっており、蒲原礫岩層に見られるようなある特定の方位の破断が礫層全体に亘って卓越するというパターンを示していない。Loc. 7, 10, 44, 45などでは、比較的傾斜の急な破断面が多いが、その卓越走向は計測

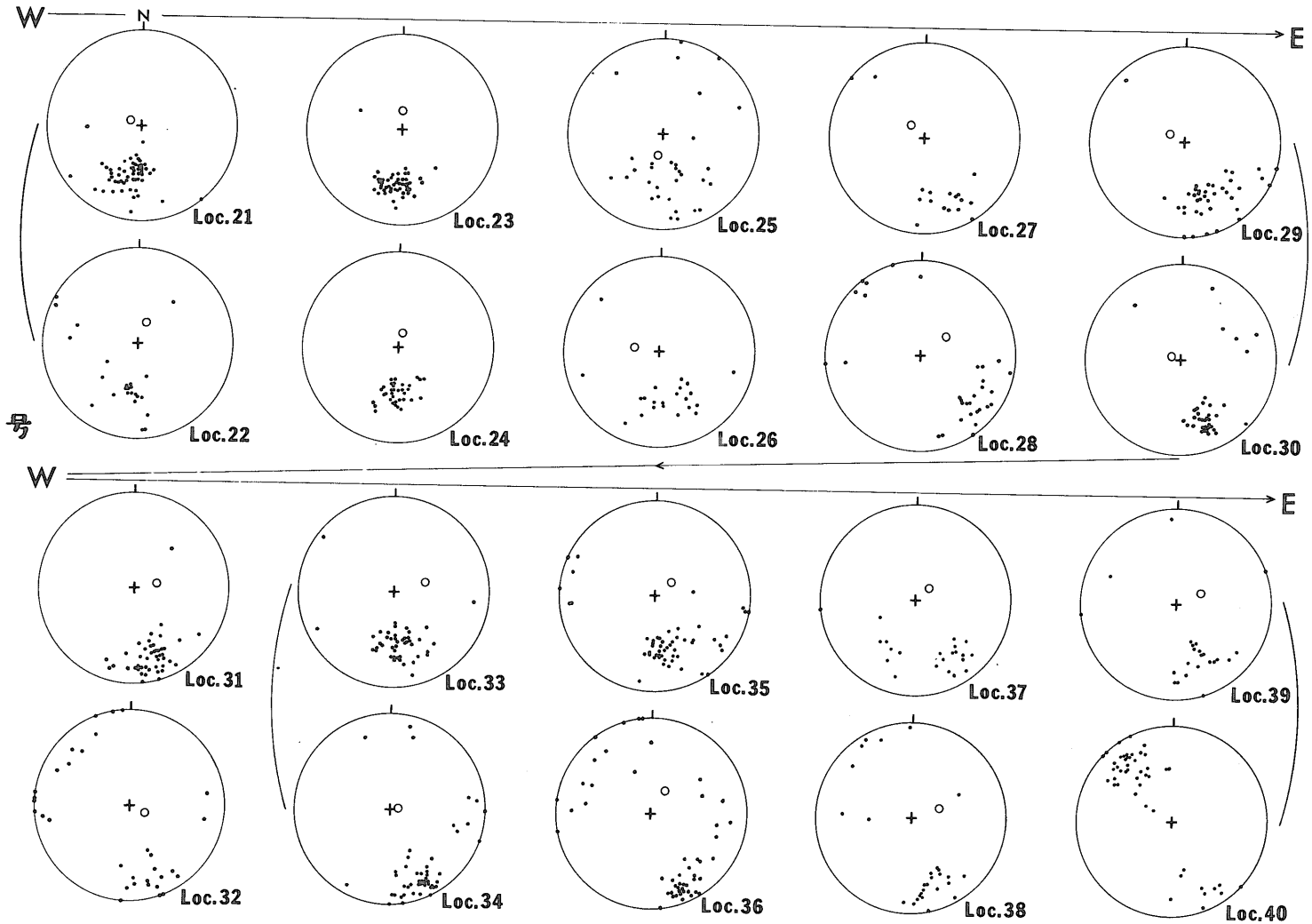


第12図 蒲原礫岩層に含まれる礫の破断面 (その1: 入山断層系に隣接した地域)

ウルフ網上半球投影, 白丸は各計測点における平均的層理面の極. Loc. 21, 22は第9図b, その他は第4図参照

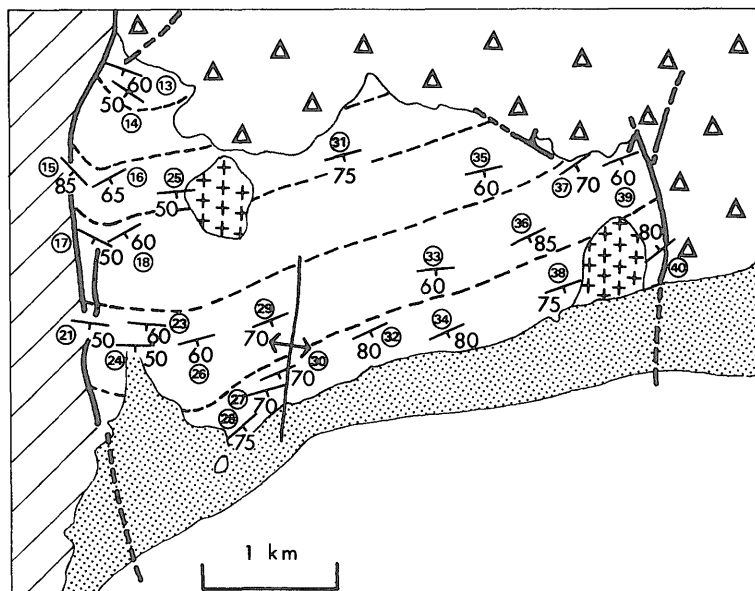
Fig. 12 Stereographic projection of fractures of pebbles in the Kambara Gravel Bed (1) (pebble-fractures in the area adjacent to the Iriyama fault system).

Open circles show general attitudes of bedding planes at each locality. Wulff net, upper hemisphere.



第13図 蒲原礫岩層に含まれる礫の破断面 (その2: 蒲原礫岩層主要部)

Fig. 13 Stereographic projection of fractures of pebbles in the Kambara Gravel Bed (2) (pebble-fractures in the Kambara Hills).



第14図 各計測点における礫破断面の卓越方位

Fig. 14 Modal attitudes of pebble-fractures at each locality.

点によって異なっている。また、Loc. 41と Loc. 43では、地層の層理面にはほぼ平行な礫破断が卓越している。

鷺ノ田礫層と蒲原礫層の間に見られるこのような礫破断パターンの大きな差異は、蒲原礫岩層に発達している東北東-西南西走向の系統的な礫破断が、鷺ノ田礫層の堆積する前に形成されていたことを暗示している。しかし、両礫層間に見られる礫の破断パターンの差異は、礫層の固結度の違いなどの物性的差異、被覆層の厚さ、埋没深度の違いなどとも密接に関係していたものと推定される。従って、両礫層に見られる礫破断の形成時期に関しては、今後のより精度の高い研究が必要と考えられる。

7. 入山断層系の現在の活動性

7.1 現世堆積物を切る露頭と平均変位速度

入山断層系を構成する三つのセグメント断層のうち、セグメントII断層については、次に述べるように2カ所で現世~2万年前と推定される堆積物を変位させている露頭が観察された。しかし、セグメントI断層及び同III断層に関しては、現世堆積物を切る露頭は発見されなかった。

7.1.1 Loc. 6

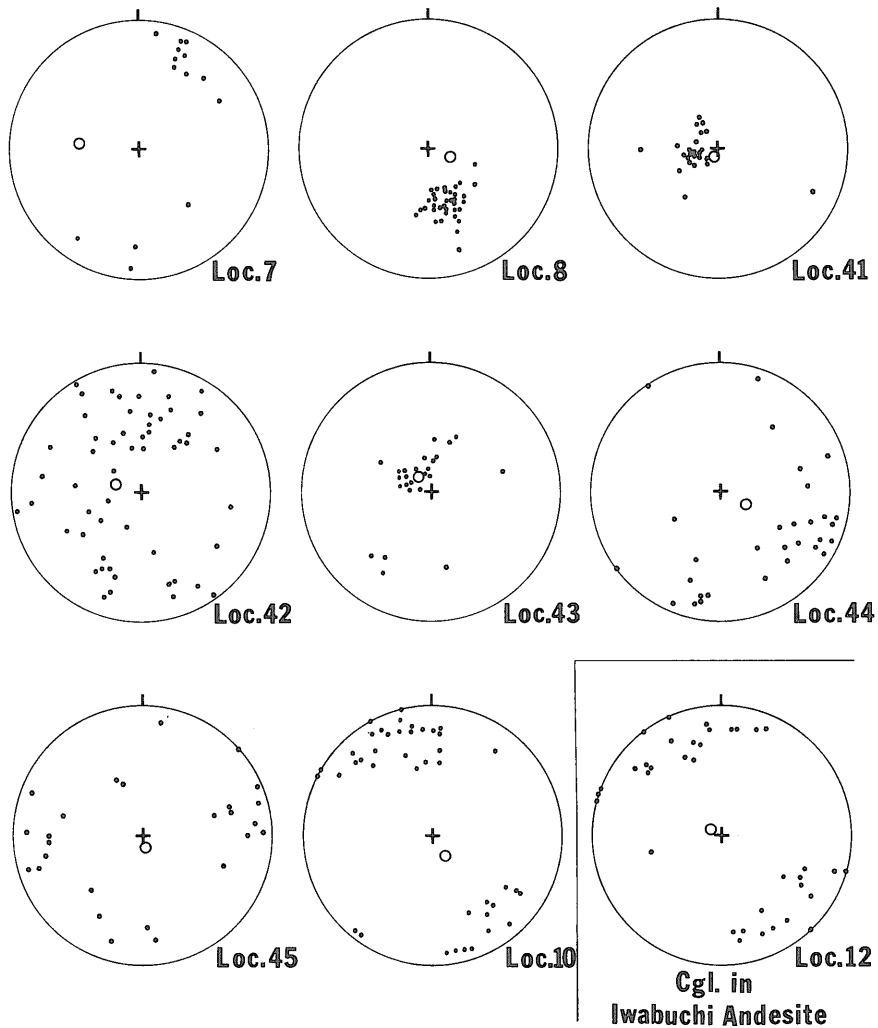
大晦日の南方、芭蕉神社の東南約370 mの Loc. 6 (第9図a, 本露頭は東から西に流れる廻沢川支谷の南斜面に当る)では、第16図に示したように、セグメントII断層が河川成礫層を変位させている。同礫層は、セグメント

II断層を挟んで浜石岳累層(西側)と蒲原礫岩層(東側)とを不整合に覆っており、その基底は断層の両側で2.5-3 mの垂直変位(逆断層型)を示している(第16図)。本礫層は未固結で、主として大礫~巨礫サイズの岩淵安山岩類の礫からなっており、支谷の下流側に向って緩く傾斜している。礫層の上面には、ローム層などは見られず、腐植土が直接礫層を覆っている。これらの事実から、本礫層は現在の支谷の堆積物と推定され、恐らく、1万年前よりも新しい時代に形成されたものであろう。従って、Loc. 6におけるセグメントII断層の現世垂直平均変位速度は、 $0.25 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ 以上(B級活断層以上)であると推察される。

7.1.2 Loc. 9

入山の北方約1.8 kmの Loc. 9 (第4図)では、由比川の支流に砂防堰堤を設ける工事の際に、第17図に示したような露頭が現れた²⁾。本露頭では、セグメントII断層が浜石岳累層と岩淵安山岩類とを切っており、同時に、岩淵安山岩類を不整合に覆う段丘礫層をも切っている。同礫層は、断層面を介して直接浜石岳累層と接しており、少なくとも5 mの垂直変位(逆断層型)を被っている(第17図)。本段丘礫層は、鷺ノ田礫層に比べて固結度が低く、その分布は現在の由比川支流の河岸に限られている

2) 本露頭出現に関する情報は、建設基礎調査設計事務所の安間荘氏及び東京大学地震研究所の松田時彦助教授から御教示いただいた。厚く感謝の意を表す。



第15図 鷺ノ田礫層に含まれる礫の破断面

ウルフ網上半球投影, 白丸は各計測点における平均的層理面の極

Fig. 15 Stereographic projection of fractures of pebbles in the Saginota Gravel bed.

Open circles show general attitudes of bedding planes at each locality. Wulff net, upper hemisphere.

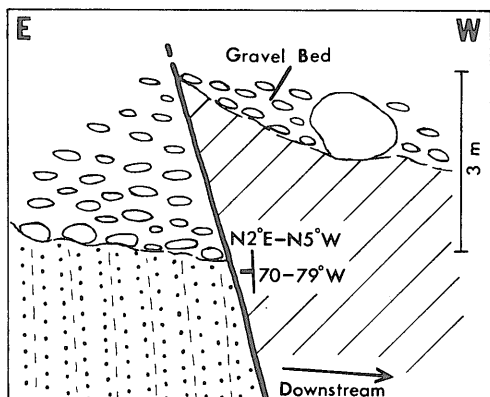
ことから、同支流によって形成された礫層と推定される。山崎ほか(1981)は、本段丘礫層を立川期の礫層と推定している。また、山崎晴雄(談)によると、本礫層を覆う堆積物には、始良 Tn 火山灰が含まれていない。従って、本礫層の形成された年代は、ほぼ2万年前よりも新しいと推定され、Loc. 9におけるセグメントⅡ断層の現世垂直平均変位速度は、 $0.25 \text{ m}/10^8 \text{ 年}$ 以上(B級活断層以上)と推察される。

以上のような二つの活断層露頭の存在から、入山断層

系のうち、少なくともその中央部のセグメントⅡ断層は数 $10 \text{ cm}/10^8 \text{ 年}$ 程度の平均変位速度を有するB級活断層と考えられる。

7.2 α 線放射強度から推定される活動性

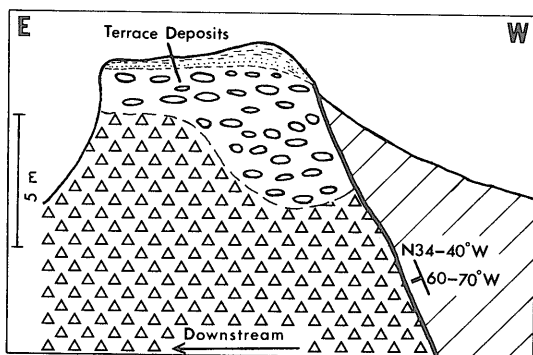
土壌や地表付近の堆積物中の α 線は、その大部分が半減期3.825日の ^{222}Rn 及び半減期 1.64×10^{-4} 秒で ^{222}Rn の娘核種である ^{214}Po (RaC')の α 崩壊に由来していると考えられる。 ^{222}Rn は1622年の半減期を有する ^{226}Ra の α 崩壊によって生成されるため、地表付近の堆積物中の



第16図 Loc. 6 (第9図a)で観察されるセグメントII断層の露頭

凡例は第3図参照

Fig. 16 Sketch of the segment II fault at Loc. 6. See Fig. 3 for legend.



第17図 Loc. 9 (第4図)で観察されたセグメントII断層の露頭

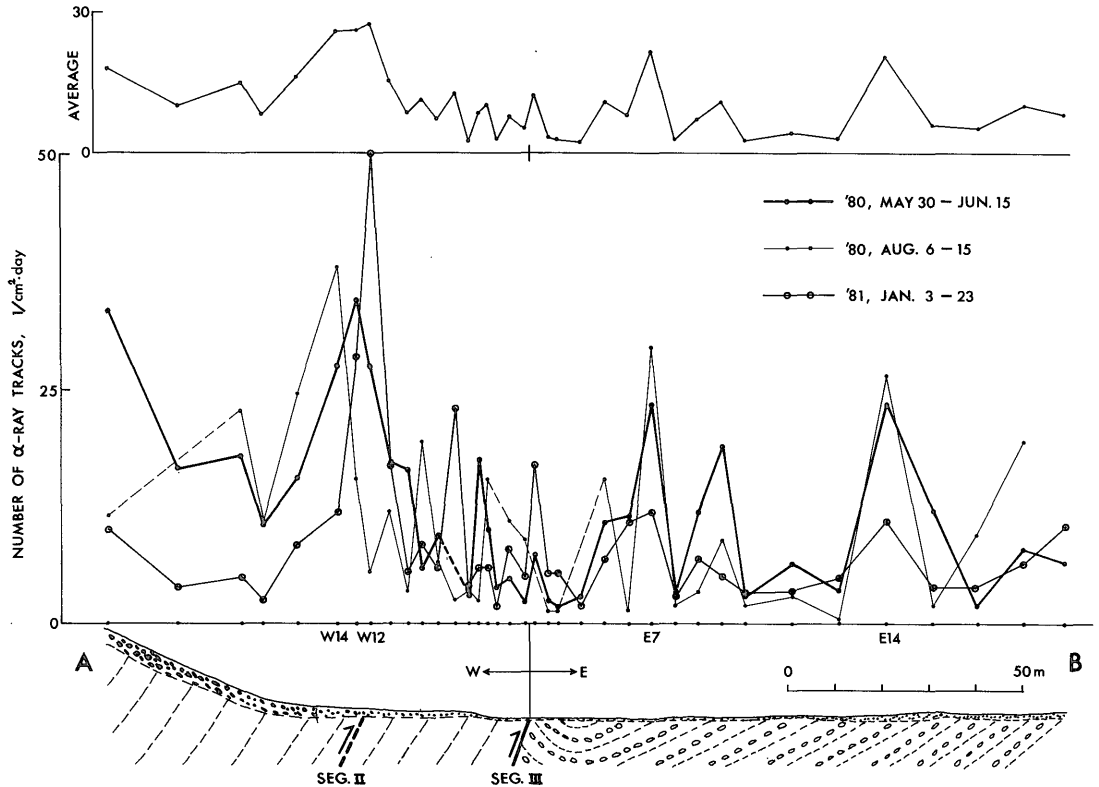
本露頭は現在では観察することができない。凡例は第3図参照

Fig. 17 Sketch of the segment II fault at Loc. 9. See Fig. 3 for legend.

^{222}Rn は、地下(深所)から地層中の割れ目や間隙を利用して拡散・上昇してきたものと推定される。従って、一般に活断層や開口した節理、裂隙などの気体の拡散通路となり得る“割れ目”が存在する地点では、これらが存在しない地点に比べて、土壌や地表近くの堆積物中の ^{222}Rn 濃度(すなわち、 α 線放射強度)が高くなると予想される。最近では、このような考え方に立脚して、 α 線放射強度の測定により活断層を探索したり、断層の活動性を評価する試みがなされている(加藤ほか, 1979, 1980)。加藤ほか(1979)によると、伊豆半島の活断層や第一級の活断層と推定される富士川断層などでは、主断層の直上又はその近傍に α 線放射強度の明瞭なピークが認められている。

筆者らは、入山断層系の現在の活動性を評価するために、第9図bに示したセグメントII断層の推定位置及びセグメントIII断層を横切る測線A-Bに沿って、土壌中の α 線放射強度の測定を行った。放射強度の測定は、 α 線に感度を有する硝酸セルローズフィルムを、測線に沿って数m間隔に埋め込まれた口径5cmの塩化ビニール管内に地表面下20-50cmの高さになるように吊し、フィルム上に刻印された α 線貫通飛跡を計測(単位時間・面積当り)することによった。フィルムの曝露は、'80年5月30日-6月15日、同年8月6-15日及び'81年1月3-22日の3回にわたって実施した。測定結果は第18図に示したとおりである。この図から明らかなように、セグメントII断層推定位置の直上付近には、3回の計測とも α 線放射強度(飛跡数)に明瞭なピークが認められた。この事実は、セグメントII断層の断層面又は破碎帯が気体の通路となり得るような空隙を有していることを示していると推定され、同時に、同断層が2万年前-現世に活動した証拠をもっていること(前述したLoc. 6, Loc. 9の露頭)とも調和的である。一方、セグメントIII断層の直上付近(その両側10m程度)では、測定点の密度が高いにもかかわらず、3回の計測とも明瞭な α 線飛跡数のピークは認められず、蒲原礫岩層上のバックグラウンド値とほぼ同様な値であった(第18図)。セグメントII断層(推定位置)と同III断層の直上近傍に見られるこのような α 線飛跡数の大きな違いは、最近のセグメントIII断層の活動性が同II断層のそれに比べて、より低いレベルにあることを示していると考えられる。なお、蒲原礫岩層上のE7及びE14測定点にも明瞭なピークが認められた(第18図)。これらのピークは、Loc. 22付近に分布する同礫岩層に開口割れ目が頻繁に観察されることを考慮すると、恐らく、このような割れ目の直上に位置しているものと推定される。

加藤ほか(1979)は、駿河湾断層の陸上延長部と考えられている富士川断層の推定位置を横切って、 α 線放射強度(飛跡数)を測定している(測線:第4図C-D, 測定結果:第19図)。第18図と第19図の比較から明らかなように、富士川断層推定位置上の α 線飛跡数は、入山断層系上のそれに比べて、最高値・最低値ともに2-3倍程度多い。このような α 線飛跡数の差異は、入山断層系の現在の活動性が富士川断層のそれに比べて、より低いレベルにあることを示している可能性がある。しかし、富士川断層と入山断層系とでは、断層が切っている地層及び断層を被覆している地表付近の堆積物が異なっており、これらの違いが α 線放射強度の差異を生み出している可能性も存在する。従って、異なる断層上の α 線放射強度



第18図 入山断層系を横切る測線 A—B (第9図b) に沿って測定された土壤中の α 線放射強度
 Fig. 18 Change in number of α -ray tracks measured along the survey line A-B across the Iriyama fault system.
 See Fig. 9b for the survey line A-B.

の比較から断層の活動性を推測することは、今後に残された大きな研究課題であると考えられる。

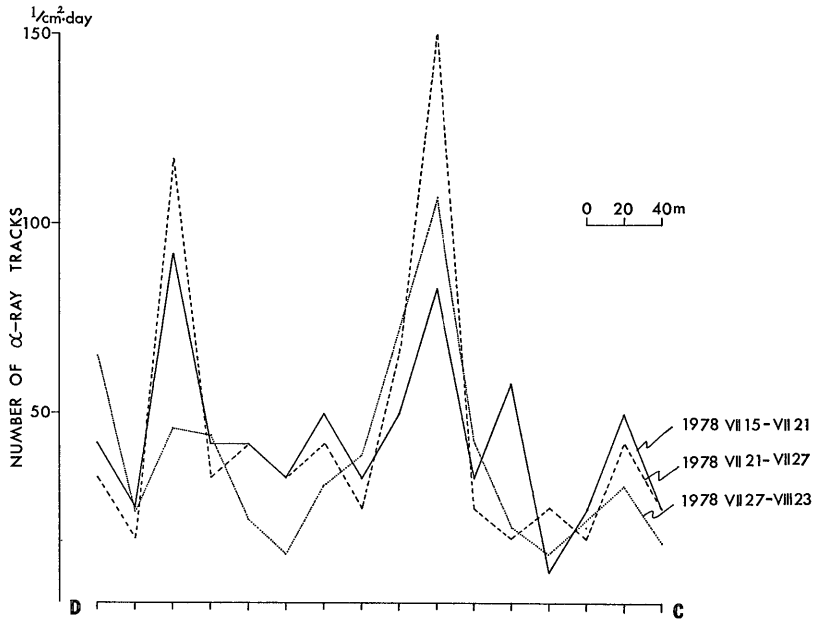
8. 庵原地域の構造発達史と応力場の変遷

8.1 褶曲作用史

庵原地域に分布する新第三系及び第四系においては、第3章で既に述べたように、浜石岳累層と蒲原礫岩層の間、及び岩淵安山岩類と鷲ノ田礫層の間に不整合が存在する。この事実は、浜石岳累層と小河内累層に発達する全体として南北方向の褶曲が蒲原礫岩層の堆積前に、また、蒲原礫岩層の南北方向の緩やかな背斜構造が鷲ノ田礫層の堆積前に、それぞれ形成されたことを示唆している。従って、庵原地域では浜石岳累層堆積後、少なくとも3回の褶曲作用(蒲原礫岩層堆積前の南北を軸とする褶曲作用、同礫岩層堆積後の南北を軸とする褶曲作用及び鷲ノ田礫層堆積後の北東-南西～北北東-南南西を軸とする褶曲作用)があったものと考えられる(第21図)。

8.2 入山断層系の断層運動史

入山断層系に沿う差動運動は、後述するような庵原地域の応力場の変遷に伴って、時代とともに変化してきたものと推定されるが、そのような変化を明確に示す証拠は今のところ得られていない。また、入山断層系が形成された時期についても明確なことはわかっていない。しかし、第5章で述べたように、入山断層系に沿う断層破碎帯(原岩の構造が破壊され、シルトサイズ以下の“破碎”物質が主体を占める部分)の幅は、上盤側では数m-10m程度に達するのに対して、下盤側では一般に数mm程度に過ぎない。この事実は、数m-10m程度の幅を有する上盤側の断層破碎帯の大部分が現在観察される主断層面に沿う差動運動によって形成されたものではなく、より古い時期の“入山断層”に沿う差動運動によって形成されたものであることを暗示している。筆者らは現在十分な証拠を得ているわけではないが、入山断層系は浜石岳累層及び小河内累層に発達する南北方向の褶曲構造と同時期に、逆断層として形成されたのではないかと臆測している。また、入山断層系のセグメントI断層と同



第19図 富士川断層推定位置を横切る測線 C—D (第4図) に沿って測定された土壤中の α 線放射強度加藤ほか (1979) による

Fig. 19 Change in number of α -ray tracks measured along the survey line C-D across the inferred position of the Fujikawa fault.

after Katoh *et al.* (1979). See Fig. 4 for the survey line C-D.

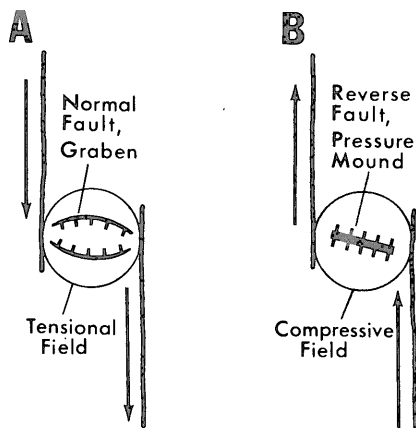
II断層の雁行並走部には、既述したように東西走向の正断層が存在する。セグメント断層の雁行並走部に見られるこのような地質構造は、第20図に示したように、入山断層系に沿うある時期の差動運動に左横ずれ成分が含まれていたことを示唆している。このような断層運動の時期は、次に述べる庵原地域の応力場の変遷を考慮すると、鷺ノ田礫層の堆積後であった可能性が高い(第21図)。

8.3 応力場の変遷

8.1章で述べた庵原地域の褶曲作用史から、同地域の応力場は、鷺ノ田礫層堆積前には東西を最大水平主圧縮応力軸方位(σ_{Hmax} 軸方位)としていたのに対して、同礫層堆積後には北西-南東~西北西-東南東を σ_{Hmax} 軸方位としていたものと推測される。このような推測は、鷺ノ田礫層を切る逆断層としての中山断層が北東-南西の走向を有し、同様に同礫層を切る正断層としての平清水断層及び泉水断層(本断層は右横ずれ成分を伴う)が北西-南

東~東西の走向を有することからも支持される。

一方、第6章で述べたように、蒲原礫岩層には、伸張節理として形成されたと考えられる東北東-西南西走向、60-80°南傾斜の破断面を有する系統的な礫破断が観察される。これらの礫破断は、既に述べたように、明らかに蒲原礫岩層の南北方向の背斜形成後に発生したものであり、恐らく鷺ノ田礫層の堆積前に形成されたと推定される。従って、これらの推測が正しいとすると、蒲原礫岩層の南北方向の背斜形成後、鷺ノ田礫層堆積前の庵原地域の応力場では、最小主圧縮応力軸(σ_{min} 軸)の方位が北北西-南南東で、北に10-30°プランジしていたと考えられる。ただし、蒲原礫岩層や浜石岳累層に発達する南北方向の褶曲軸は、そのほとんどが北にプランジしており、これらのプランジが蒲原礫岩層に見られる東北東-西南西走向の礫破断形成後に起ったものであるとすると、同礫破断形成時の σ_{min} 軸はほぼ水平面内にあった(すなわ



第20図 左雁行配列する断層の並走部に形成される
と推定される地質構造

A: 左横ずれ成分のある場合, B: 右横ずれ成分のある場合

Fig. 20 Geologic structures formed between left-handed
en echelon faults.

A: in case of left-lateral faults, B: in case of
rightlateral faults.

ち、 $\sigma_{Hmin} \doteq \sigma_{min}$ であった)と考えられる。

さらに、第3章で既に述べたように、蒲原礫岩層には、これを整合に覆う岩淵安山岩類の噴出・堆積期に貫入したと考えられる普通角閃石安山岩と複輝石安山岩の岩脈が存在し、その多くは垂直に近い傾斜を有し、北東-南西方向に伸張している。この事実は、岩淵安山岩類の噴出・貫入時期の庵原地域の応力場では、 σ_{Hmin} 軸($\doteq \sigma_{min}$ 軸)の方位が北西-南東であったことを示している。

従って、浜石岳累層堆積後、鷺ノ田礫層堆積前の庵原地域の応力場では、 σ_{Hmax} 軸が継続的に東西方向を向いていたのではなく、東西と北東-南西の間を変動していたものと推定される(第21図)。

筆者らは現在、庵原地域に見られるこのような第四紀応力場の複雑な変遷は、ユーラシアプレート・フィリピン海プレート及び太平洋プレートの相互作用の変遷に基因するものと推測している。今後はこの推測の当否を確かめるため、より広範な地域の第四紀応力場の変遷を明らかにして行きたいと考えている。

まとめ

本稿のまとめとして次の点が指摘される。

1 (褶曲構造) 上部中新統〜鮮新統の小河内累層と鮮新統の浜石岳累層には、全体として南北走向の軸面を有する褶曲が発達しており、褶曲軸の多くは北にプランジしている。また、下部更新統と推定されている蒲原礫岩

層には、ほぼ南北方向の翼の開いた背斜構造が存在し、背斜軸は北にプランジしている。一方、中部更新統と推定されている鷺ノ田礫層には、北東-南西〜北北東-南南西走向の軸面を有する褶曲が発達している。

2 (断層) 庵原地域には、南北方向の主要な断層として、入山断層系、承元寺断層及び善福寺断層が存在する。また、北東-南西方向の断層として、中山断層が存在する。さらに、東西〜北西-南東方向の断層として、平清水断層と泉水断層が存在する。これらの断層のうち、平清水断層と泉水断層とは正断層であり、その他の断層は逆断層である。また、入山断層系、中山断層、平清水断層及び泉水断層は、鷺ノ田礫層を切っており、第四紀後期にも活動した断層である。

3 (礫の破断) 蒲原礫岩層には、入山断層系の近傍を除いて、東北東-西南西走向・南傾斜の破断面を有する系統的な礫破断が観察される。これらの礫破断は、伸張節理として形成されたものと推定され、蒲原礫岩層の南北方向の背斜構造形成後、鷺ノ田礫層の堆積前に形成された可能性が高い。

4 (入山断層系) 入山断層系は、南北走向・60-90°西に傾斜した断層面を有する左雁行配列した三つのセグメント断層からなっている。これらの断層のうち、中間のセグメントII断層は、2万年前-現世と推定される堆積物を変位させており、現世における垂直平均変位速度は、0.25 m/10³年以上(B級活断層以上)と推測される。また、鷺ノ田礫層堆積後における同断層系に沿う差動運動には、左横ずれ成分が含まれていたと推定される。

5 (応力場の変遷) 庵原地域の第四紀応力場は、鷺ノ田礫層堆積前には σ_{Hmax} 軸が東西と北東-南西の間を変動していたと考えられ、同礫層堆積後には σ_{Hmax} 軸方位が北西-南東〜西北西-東南東であったと推定される。

謝辞

本稿は、当所における経常研究「駿豆断層及び入山衝上断層の研究(昭和54-56年度)」の研究成果の一部をまとめたものである。本研究を行うにあたり、当所の垣見俊弘環境地質部長には、終始御指導いただいた。また、同所の山崎晴雄、秦光男、坂本亨、佃栄吉、加藤碩一の各氏、ならびに、東京大学理学部の木村敏雄教授と同地震研究所の恒石幸正氏には、数多くの助言と討論をしていただいた。さらに、当所の加藤完氏と元所員の伊藤吉助氏には、 α 線放射強度測定に際して御指導いただき、大野正一氏には断層破砕帯の定方位薄片を作成していただいた。これらの方々には心から感謝の意を表す。

Age	Sedimentation	Igneous Activity	Folding	Faulting along the Iriyama Fault System	Other Tectonic Events	Horizontal Stress (Direction of)			Age																																	
						σ_{Hmax} axis	σ_{Hmin} axis	Field																																		
Holocene	Alluvium	Tholeiite Basalt							Holocene																																	
	Iwabuchi Terrace Deposits								Holocene																																	
Late Pleistocene	Kitayama Lava Flows								Olivine Two Pyroxene Andesite		Reverse Faulting with Left-lateral Strike-slip Component	Uplift of the Ihara District				Late Pleistocene																										
	Shibakawa Lava Flows															Late Pleistocene																										
Middle Pleistocene	Saginota Gravel Bed															Two Pyroxene Andesite	NE to NNE Trend		Reverse Faulting along the Hirashimizu and Senzui Faults	NW to WNW	NE to NNE		Middle Pleistocene																			
																							Middle Pleistocene																			
Early Pleistocene	Iwabuchi																						Hornblende Andesite	N-S Trend	Reverse Faulting?	Forming of ENE-trending Fractures in pebbles of the Kambara Gravel Bed	ENE	NNW		Early Pleistocene												
	Andesite																														N-S Trend	Reverse Faulting?	NE-trending intrusion of Hornblende Andesite	W-E	N-S							
	Kambara Gravel Bed																																				N-S Trend	Reverse Faulting?	Reverse Faulting along the Shogenji and Tadanuma Faults?	NE	NW	
Pliocene	Hamaishidake Formation	Hornblende Andesite Two Pyroxene Andesite Olivine Augite Andesite						Pliocene																																		
Late Mioc.	Kogochi Formation																																			Late Mioc.						
																																				Late Mioc.						

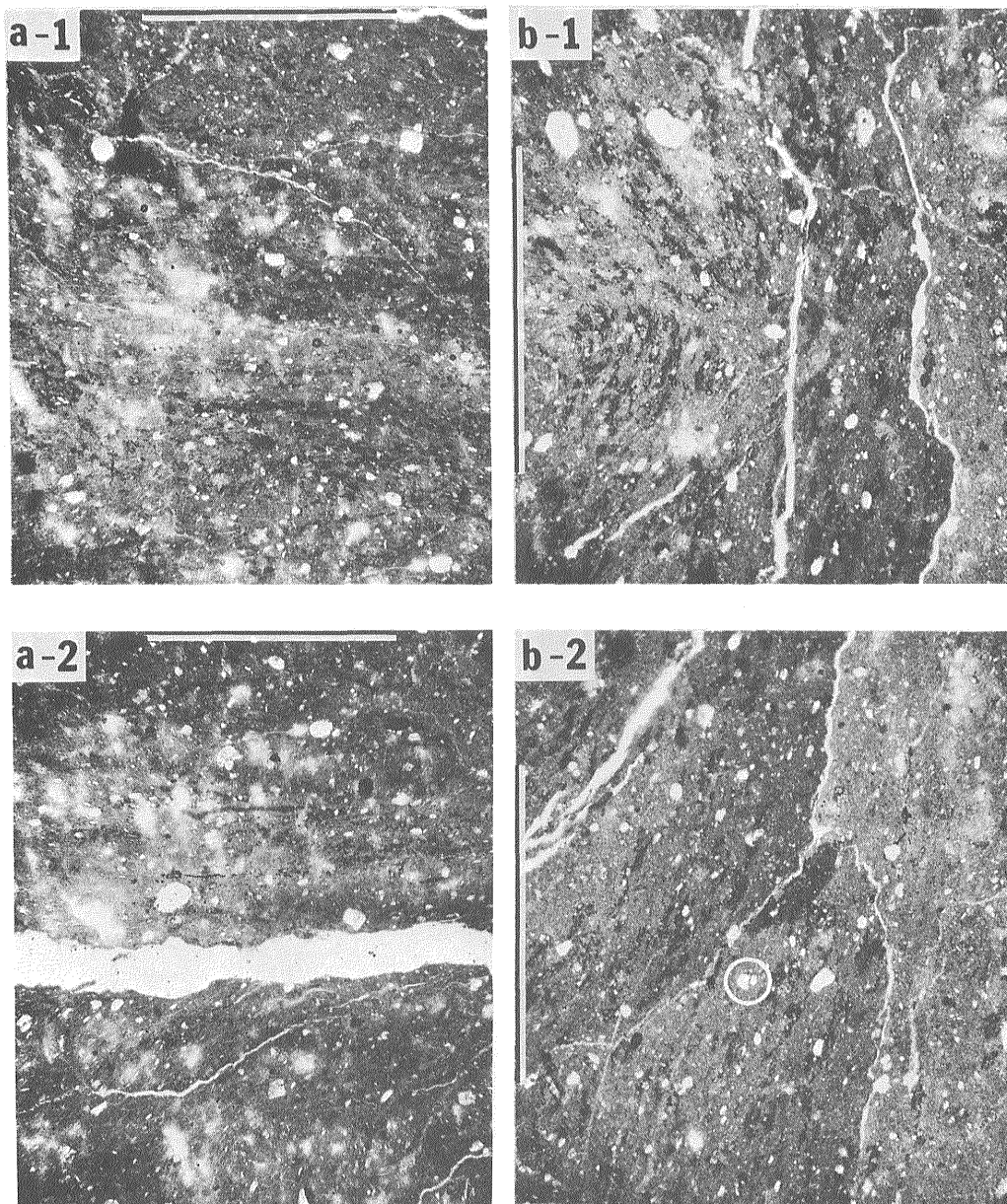
第21図 庵原地域の地史

Fig. 21 Geological history of the Ihara district.

文 献

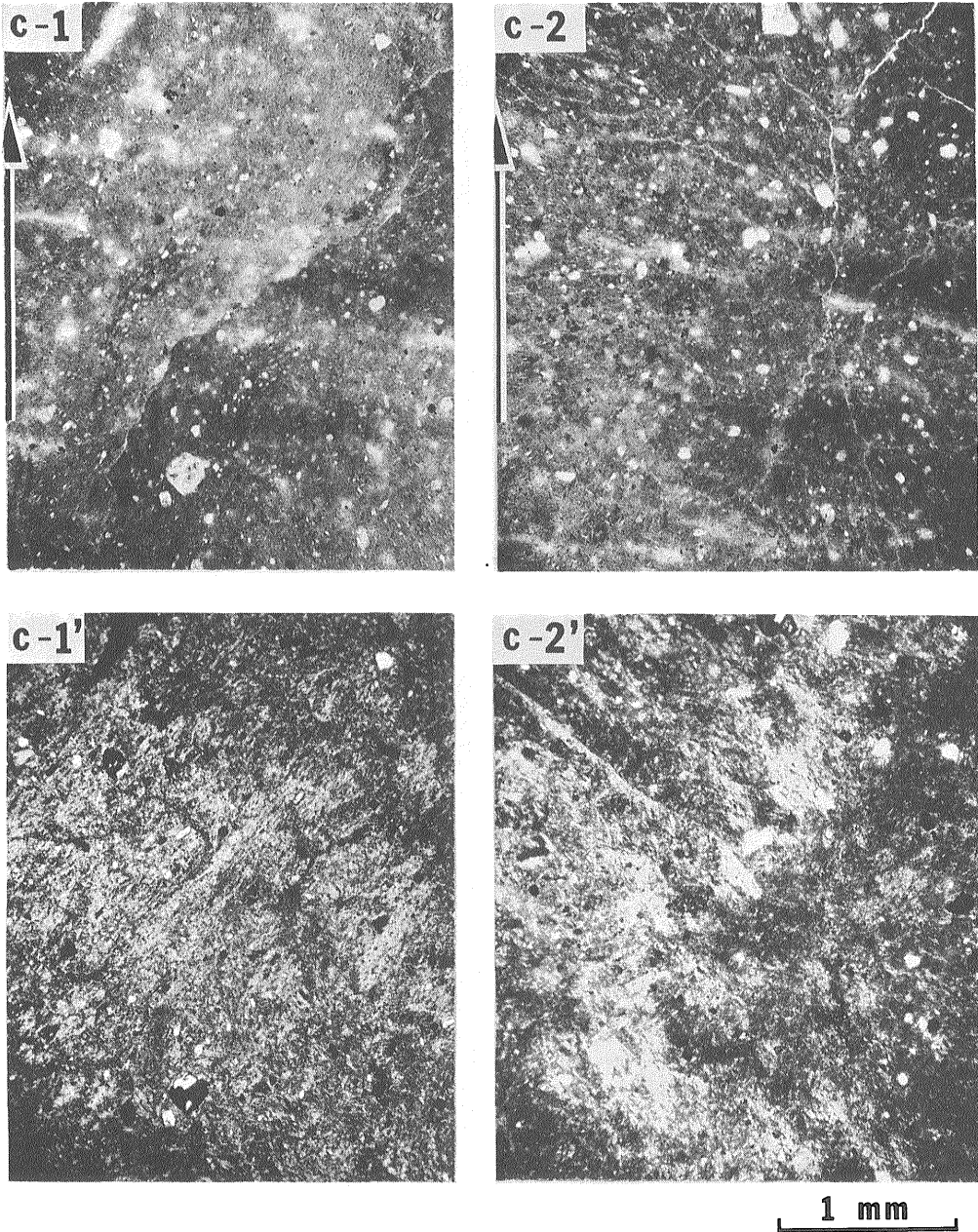
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils*, 1, p. 199-429.
- 羽田野誠一・津沢正晴・松島義章(1979) 駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動. 地震予知連絡会会報, vol. 21, p. 101-106.
- 茨木雅子(1981) 浮遊性有孔虫による南部フォッサマグナ新第三系の地質年代. 地質雑, vol. 87, p. 47-49.
- 井上春雄(1934) 富士川下流々域の地質概観. 地学雑, vol. 46, p. 18-34.
- 海上保安庁(1978) 駿河湾北部海底地形図, 及び海底地質構造図(海図第63625号⁵, 及び同号^{5-s}).
- 加藤 完・伊藤吉助・永田松三(1979) 伊豆半島及び富士川周辺における α トラック法による活断層調査. 地震2, vol. 32, p. 435-449.
- ・永田松三・伊藤吉助(1980) α トラック法による活断層周辺のラドン濃度の変動測定. 地震2, vol. 33, p. 289-301.
- KIMURA, T. (1966) Tectonic movements in the Southern Fossa Magna, Central Japan, analyzed by the minor structures in its southwestern area. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 37, p. 63-85.
- 今野円蔵・大塚弥之助(1933) 静岡県由比川富士川間の地質. 地質雑, vol. 40, p. 408-411.
- 久保田孝一(1972) 鷲ノ田礫層の堆積過程に関する考察. 日大文理研究紀要(応用地学), no. 7, p. 13-19.
- 黒田和男・白井慶治・吉川恵也(1963) 国鉄新幹線由比ざい道の地質とその応用地質学的解釈. 応用地質, vol. 4, p. 150-155.
- 町田 洋(1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史—第四紀末期について—(その1, その2). 地学雑, vol. 73, p. 293-308, 338-350.
- ・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- 松田時彦(1961) 富士川谷新第三系の地質. 地質雑, vol. 67, p. 79-96.
- 大塚弥之助(1938) 静岡県庵原郡東部の地質構造. 地震研究所彙報, vol. 16, p. 415-451.
- (1943) 静岡県庵原郡両河内村付近の地質構造. 地震研究所彙報, vol. 21, p. 394-413.
- OTUKA, Y. and INOMATA, S. (1938) Phenocryst distribution in the Siroyama hornblende andesite mass, exposed near the town of Kanbara, Shizuoka Prefecture, and its geologic interpretation. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 16, p. 757-762.
- 沢村孝之助(1955) 7万5千分の1地質図幅「沼津」及び同説明書. 地質調査所, 49 p.
- 駿河湾団体研究グループ(1981) 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, vol. 35, p. 145-158.
- 鈴木弘明・鷹野雅博・駿河湾団研グループ(1981) 清水市北部和田島周辺の地質. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 117.
- 鈴木 敏(1888) 20万分の1地質図幅「富士」及び同説明書. 地質調査所, 93 p.
- 土 隆一(編)(1974) 静岡県の地質. 静岡県, 154 p.
- ・茨木雅子(1981) 南部フォッサマグナ地域新第三系の浮遊性有孔虫による対比と編年. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 119.
- 恒石幸正・塩坂邦雄(1978) 安政東海地震(1854)を起こした断層. 地震予知連絡会会報, vol. 20, p. 158-161.
- ・———(1981) 富士川断層と東海地震. 応用地質, vol. 22, p. 51-65.
- 津屋弘達(1968) 5万分の1「富士火山地質図」. 地質調査所.
- 山崎晴雄(1979) プレート境界部の活断層—駿河湾北岸内陸地域を例にして—. 月刊地球, vol. 1, p. 570-576.
- ほか7名(1981) 駿河湾北岸部における活断層の地質学的研究. 東海地域の地震予知に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, p. 177-207.

(受付: 1981年7月2日; 受理: 1982年3月2日)



入山断層系の断層破碎帯に見られる微小構造(1) (第10, 11図参照)
a-1, a-2: 鉛直上方から観察したもの (オープンニコル)。断層面の走向 (白線) の方向) にほぼ平行な岩片・鉱物片及び粘土鉱物の配列が観察される。
b-1, b-2: 断層面に直交する鉛直面を北側から観察したもの (オープンニコル)。断層面に平行ないし $0-20^\circ$ 程の角度で交わる岩片・鉱物片及び粘土鉱物の配列が見られる。b-2 には、逆断層型の変位を伴う破断した鉱物片 (中央円内) が見られる。

Microscopic fabrics of sheared zone of the Iriyama fault system at Loc. 22 (1).
See Fig. 11 for positions and orientations of photographs.



入山断層系の断層破砕帯に見られる微小構造(2)

c-1, c-2: 断層面に平行な面を東側から観察したもの(オープンニコル, c-1'及びc-2'は, 同一薄片をクロスニコルで撮影したもの). a, bに比べて, 岩片・鉱物片及び粘土鉱物の配列が複雑に屈曲しており, 観察薄片全体に互る配列の卓越方位は認め難い.

Microscopic fabrics of sheared zone of the Iriyama fault system at Loc. 22.
See Fig. 11 for positions and orientations of photographs.