

33. 静岡縣庵原郡東部の地質構造*.**

地震研究所 大塚彌之助

(昭和8年6月20日發表—昭和13年3月20日受理)

目 次

緒 論	地質構造
地形概要	入山逆斷層
層 序	水沼斷層
沖 積 統	月代斷層
遷急點の問題	中山斷層
沼久保富士熔岩	善幅寺斷層
洪積世段丘礫層	城山斷層
鷺ノ田礫層附足ヶ久保含植物化石	斷層構造概説
砂泥層	撓曲及び皺曲
岩淵安山岩體	入山撓曲
城山安山岩體及び壱澤岩脈群	松野撓曲
蒲原礫岩層	皺曲構造
濱石岳層	地質構造から推定できる地殻運動
小河内泥岩層	“Fossa Magna” 南部の地質構造一
城山砂岩層	考 察

緒 論

東海道富士川の鐵橋を西へ向つて渡るとその西方に不規則な山形を示した一山地が急に聳え、我々は暫くこの山地をよけて狭い海岸平地を歩まねばならない。ここに記述し様とするのはこの山地の地質構造發達史である。

本地域は NAUMANN 氏の “Fossa Magna” 地帯の南西隅にあるので、その地質構造の成立史を知るとは本地帯の構造地質學的意義やその地殻運動史を知る上から極めて重要なことである。

この地方は既に鈴木敏博士¹⁾が地質調査をされた事があり、第三紀層・安山岩・洪積世礫層等が發達することがわかつてゐた。特にこの附近の安山岩に就いて「安山岩ハ由比及富士兩河ノ間ニ起伏スル小山岳ヲ占メ又更ニ富士川ヲ經テ高原及萬野ノ地ニ

* 本論文を東京帝國大學に於ける門弟の一人として徳永重康博士に捧ぐ。

** 本研究の一部は日本學術振興會の援助、補助を受けて達成したものである。ここに筆者は同會に深謝する。

1) 鈴木敏, 1/200000 富士圖幅地質説明書 (1888)。

伸張シ第三紀(下部=屬スル)岩層ヲ被覆ス。之ヲ構成セル輝石安山岩ハ黒灰若クハ暗褐色ノ石基ヲ有シ長石及輝石ヲ恭散ス。……」とあり、輝石安山岩が基盤の第三紀層を不整合に被覆することも知られてゐた。併しながら鈴木博士の調査はその目的上本地域の地質構造上の特性に迄言及されなかつたので、筆者は、こゝに新に本地域の地質構造に就いて補足したいと思ふ。

更に 1898 年故平林武博士²⁾は富士・愛鷹火山地質調査報文中に於いて富士川河口の西のこの山地を岩淵群火山と呼ばれ複輝石安山岩の集塊泥流と之を貫く含橄欖石輝石安山岩の存在を認められ、由比山・尻ノ池・高山・妙見山等の線状に排列する圓錐丘(lineal cone)を古期火山と解され、之等の圓錐丘列中に火口の跡が存在する事をも指摘されてゐる。併しながら故平林博士の御研究もその目的が富士・愛鷹火山にあつたために、今こゝに述べやうとするが如き地質構造の問題を詳しく述べてをられない。筆者は兩博士の研究を基礎とし更にこの地方の地質構造を詳しく述べてみたい。

筆者は本報告の概略を既に 1933 年 4 月日本地質學會總會で公にし、その摘要は同年 7 月の地質學雜誌³⁾に掲載された。併しその後研究の進捗と共に二、三の誤謬を發見し訂正しやうと欲してゐる時他方にはその年及び翌年井上春雄學士⁴⁾が「富士川下流々域の地形」及び「富士川下流流域の地質概観。」と言ふ題で詳しい地形及地質學的記載を發表され、筆者は大いに啓發された。然れども井上氏の記事の中に筆者の觀察・解釋と異なる點もあり、又井上氏の言ひ足りなかつた點もあり、筆者は之等に就いて彼の氣付いた點を補足しやうと思つて、こゝに重複を顧ず新に本地域の地質構造の記載を試みた。この地方に興味を持たれる先輩諸兄の御批評を得れば幸と思ふ。本報告作製に當り静岡高等學校教授今野圓藏學士に野外調査・植物化石鑑定の御援助を得たことを深く感謝する。

地 形 概 要

(地名は主として 1/25000 の地形圖 大宮・蒲原による。)

本地域は略ぼ海拔 500 m 前後以下の高度を有し、比高 1 km² で約 400 m の起伏の山地からなる。その中心部には北から雨乞山・嵐山・金丸山・571.4 m 山・444.8 m 山等の山嶺を持つ所謂故平林武博士の岩淵群火山山稜が略ぼ N 45° E の走向に走り、この山稜の西北側と東南側とはは海拔約 300~400 m 前後の高度の多くの緩い傾斜の背面を持つ尾根(井上氏の第一段丘)が發達し、東南側の之等の尾根は東南方へ向つ

2) 平林武, 震災豫防調査會報告 24 號 (1898), pp. 69~70.

3) 今野圓藏, 大塚彌之助, 地質學雜誌 第 40 卷 (1933), 第 477 號 408~411 頁.

4) 井上春雄, 地學雜誌 第 46 年 (1934), 539 號 18~34 頁.

て急に低まり海拔 160~120 m の高度の緩い傾斜の尾根（井上氏の第五段丘蒲原丘陵）* となり、更に急斜面によつて海岸低地と境してゐる。北西側のものは徐々に北へ向つて低まり、松野盆地を作り富士川溪谷に終はる。西は由比川・廻澤の上流の一直線状の對頂谷によつて區切られ、その西には南北の走向を持つ山稜の群からなる濱石岳山地がある。

地形上特異な點の一つは由比川及び大晦日附近の廻澤の如く直線状に並び、谷頭を互に反對側に向けてゐる流路で斷層を暗示する地形であるが、之は後に述べる様にその大部は入山衝上斷層線と一致した谷である。

又、松野村鷺ノ田の山背面は海拔 410 m 前後の平夷な起伏面であるが、この平坦面のよく保存されてゐる地域の基礎は洪積統の殆ど水平な礫層から成り立つてゐるので、この礫層の堆積面がその後侵蝕作用・地殻變動のために變形され、その堆積面の面影が僅に鷺ノ田附近の山背面に残されてゐるやうに見える。この平夷起伏の山稜は金丸山附近の N 45° E に走る山稜に比較して低く、之等兩者の境界は中山部落附近から略ぼ S 45° W の走向で南西へ向つてゐる。後に述べるやうにこの境界線の一部は衝上斷層と一致してゐる。

松野村南松野附近には東南西を急斜面で囲まれた矩形をした盆地があり、富士川がこの盆地を排水してゐる。この盆地を松野盆地と呼ぶがその周囲の急斜面には地質構造上撓曲及び斷層の證左が見出された。

富士川溪流は芝川附近で濱石岳山地を横谷として西から東へ流れ、南松野の東端で金丸山山稜を横切り、南へ曲つて海に注いでゐる。

この地方の地形はその地質構造の判明と共にそれと互に極めて密接な關係にあることが明にされる。地形とその解釋に就いては後章に再び地質學的記述に伴つて述べられる筈である。

層 序

本地域に發達する地質系統・火山岩の層序を次の如く決定し得た。

a	沖積統	(不整合)
a ₁	沼久保富士基底熔岩	(不整合)
du ₂	岩淵段丘礫層及び蒲原段丘礫層	(不整合)
du ₁ ~dl ₂	鷺ノ田礫層（足ヶ久保植物化石層）	(不整合)

* この段丘に就いては後章選急點の考察をした際に論及してゐる。

dl_2	岩淵安山岩體 (金丸山安山岩・岩淵集塊岩)	(不整合)
	城山安山岩體; 堰澤岩脈.	
$pd \sim dl_1$	蒲原礫岩層	(不整合)
pl	濱石岳礫岩層	(不整合)
m	小河内泥岩層	(層序關係不明)
m	城山砂岩層	

次に各層の分布・層位を記さう。

沖積統

沖積統は主として富士川沿岸及河口、蒲原海岸及び由比川河口に厚く堆積してゐる。

富士川河口は粗砂及び細礫の互層からなり、一部は沼久保富士基底熔岩の一部を不整合に被ふ。〔この不整合の露頭は Loc. 1* 庵原郡内房村瀬戸島; Loc. 2 岩淵町東海道鐵橋東端 (鐵道橋にあらず)。富士川の氾濫原の幅は平均 325 m で、沖積統はこの部分に薄く分布する。〔この平均値は芝川の北、長貫部落から岩淵鐵橋北部迄の約 250 m 間隔に 40 個の河幅を測定して得た値である。〕河底礫の厚さは芝川の東南松野方面へ至る橋梁附近で約 3~4 m で、基盤には富士熔岩がない。芝川の西北、橋上附近でその厚さ 8~20 m である。(何れも試錐で知つた事實)。〕

河口附近の堆積面は一扇狀地形に類似した表面を有し、駿河灣へ向つて三角洲狀に突出してゐる。

蒲原海岸も同様な砂礫からなる海岸で、主として北の岩淵群火山・蒲原丘陵から由來した砂礫からなる。この北の山地からの供給量が過大なためこの山地からの溪底はこの海岸平野で一般にその兩側より高まり天上河道をなしてゐる。〔天上河道は Loc. 3 蒲原町小學校附近; Loc. 4 蒲原町堰澤の附近に見られる。〕

由比川河口のものは 20 cm 内外の大型な礫を含んでゐる。この沖積層は上流では入山部落附近、鍵穴附近に見られるが前述のもの等に比して餘り廣いものではない。

由比川流域に於ける遷急點と蒲原丘陵との地形學的關係。

由比川の流路は福澤 (第 1 圖 M)・檜野 (第 1 圖 L) に遷急點がある。鍵穴部落附近の沖積層堆積面 (Loc. 5) はその高度からみて舟場附近 (Loc. 6) の段丘礫層の表面と同じ侵蝕基準で發達した様に見られる。鍵穴の沖積面は福澤の遷急點 (Loc. 7)

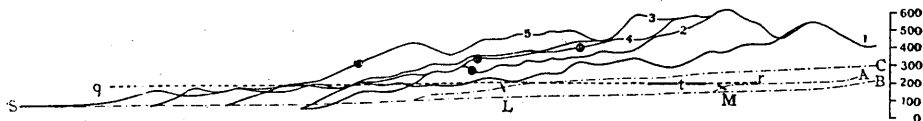
* この Loc. の番號は地質圖内の番號の位置を示す。

を経て下位の沖積面に移つてゐる。この基準面の高度は大體鍵穴で 200 m, 舟場の段丘で 200~180 m, その北の大代 (Loc. 8) で 250~200 m を示してゐる。

由比川の中流入山から西へ入る溪谷には檜野の東 (Loc. 9) に 1 つの大きな遷急點が瀧の形式で作られてゐる。この遷急點の上流の河底は 180~210 m の高度を有してゐて、舟場の段丘面と略ぼ類似の高度を有してゐる。

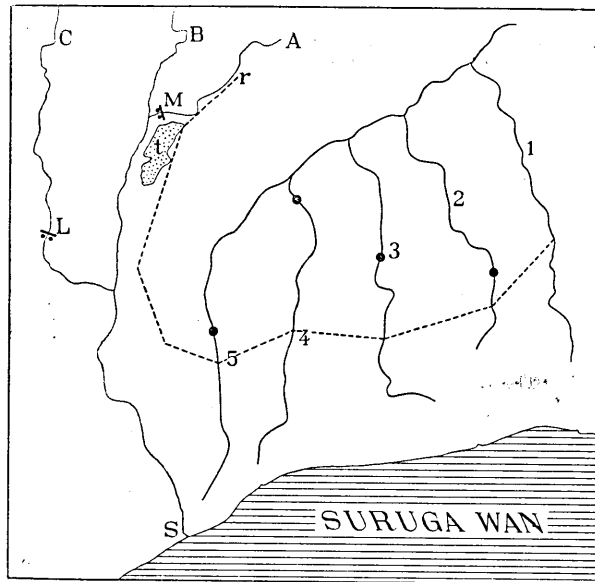
この遷急點の上端はその高度からみて、由比町の西北白井澤の附近 (Loc. 10, 11) の 180~100 m 前後の段丘及び蒲原——由比町の北側の山地の尾根で代表される 160 120 m の段丘等と同一な侵蝕基準面であつたと思はれる。

第 1 a 圖 はこれらの河底の高度を流路に沿つて測定し、由比・蒲原の北にある山



第 1 a 圖 岩淵群火山 (金丸山) 山稜から南へ派出する尾根筋の高度と由比川河底の高度とを南北の垂直面に投影した圖。

稜線の輪廓と共に南北の垂直面に投影したもので、河流も、山稜線も大體南北の走向に走るので、鍵穴・舟場・大代・檜野の各遷急點の位置及びその上流の河底の高度と由比・蒲原・北側山地の段丘との高度關係を一目に見ることができる。即ち第 1 a 圖 で 1, 2, 3, 4, 5 は第 1 b 圖 に示した様に各山稜線の輪廓を南北垂直面に投影したもので、SA, B, C は由比川の各流路の河底線の高度分布、qtr は由比川上流の鍵穴・



第 1 b 圖 a 圖の平面圖。 Plan of Fig. 1 a.
L and M=knick points of the Yui.
Dash line r=topographic boundary line of the Kanbara terrace.
SABC=the Yui river.

大代附近の各河底と舟場段丘 (t) の表面と蒲原丘陵の一般表面とを連続させる様に結

んだ傾斜した直線で、之等の三面が或る時代に同じ侵蝕基準で殆ど平衡状態に達してゐたことを暗示してゐる。〔然るに槍野の遷急点より上流の河底 C のみは qtr 線より約 20 m 高位置にあるかの如く見えるが、之は作圖上室野附近の東西の流路が短縮されて投影されたために生じた差で、この短縮を補ふと SC の上流部も殆ど qtr 線に接してしまふ。故にこの qtr 侵蝕基準地形が形成されて以來由比川の東西には著しい高度差を起す様な個々別々な地殻變動があつた様に見えない。〕 qtr 線の傾斜は約 2.3% である。

南松野・北松野の沖積統は沼久保富士基底熔岩が流下した後その南側の山地から由來した堆積物で作られたものであるが、有無瀬川の下流路は富士川のために清水でその流路を奪はれてゐる。

有無瀬川の上流部は海拔約 150~200 m 附近に比較的急湍部を有してゐる。又松野盆地の東端を劃する血流川の上流は足ケ久保と平清水附近に瀧の形式の遷急点を有し足ケ久保より上流部は高度約 200~250 m に達してゐる。このやうに岩淵山地から發する各溪谷には略ぼ類似の位置に遷急点を有し、之等の分布からみて多田助教授⁵⁾が鈴鹿山地に試みられた如く岩淵山地が 100~150 m 程の比較的急な隆起性地殻運動を受けたものと解釋できる。蒲原町附近の天上河道は斯の如き考へに都合のよい事實であらう。

沼久保富士熔岩

富士火山の基底熔岩流⁶⁾の一部は本地域内の富士川沿岸、主として芝川・沼久保・岩淵附近に發達し、一部は沖積層下に、一部は沖積層の下から露出してかなりの高度にも分布してゐる。この富士熔岩⁷⁾を沼久保富士熔岩と呼ぶ。

鈴木敏博士・故平林武博士・加藤武夫博士⁸⁾・伊原敬之助學士・井上春雄學士等の記述ある如く、本熔岩流の岩石は含輝石・橄欖石玄武岩熔岩で多孔質石板色 (slate color) の特異な熔岩である。その分布は芝川の溪谷・沼久保の溪谷・富士川沿岸に分布してゐて、何れも之等の河底及び兩岸にあり、之等の分布から本熔岩流が沼久保・芝川の各溪谷に沿うて流下し富士川溪谷に出たと推定でき、岩淵附近に露出する富士熔岩を前述したものゝ連続と假定すれば岩淵方面へも流れたものと推定される。芝川

5) 多田文男, 地震研究所彙報 7 號 (1928) 3 冊, 531~553 頁,

6) 故平林博士は本熔岩を三島一大宮熔岩の一部と考へられてゐる。松野附近ではこの熔岩を俵石と呼んでゐる。

7) 以下便宜上富士熔岩と呼ぶものは本熔岩を指すこととする。

8) 加藤武夫, 伊原敬之助, 汎太平洋學術會議旅行案内書, C.~4 1926.

に沿うて流下した此の熔岩流の一部は芝川部落附近から富士川の溪に沿うて瀬戸島方面へ逆流した形跡も認められる。

この熔岩流の厚さは芝川附近で測定した値によれば平均約 11~10 m* で、その下半は美しい柱状節理を示してゐる。

次に各地の露出に就いて記せば

身延電鐵芝川停車場に富士熔岩と新第三紀層（濱石岳層）との不整合をみる。Loc. 12 は富士熔岩の柱状節理を示す露頭が兩岸に見られ、この上流 250 m で再び熔岩の基底の不整合が見られる。Loc. 1 で同様な不整合が見られる。橋場部落の一部は富士熔岩上にある、上述の各露出地の富士熔岩の表面の高度は橋場 110 m、芝川 80~90 m である。

芝川の東の月代には富士川溪谷壁の途中に富士熔岩の残片が侵蝕作用から取残されて露出してゐるが、この熔岩の西部は海拔 50~60 m の高度にあるに反して、その東部は 100 m 以上の海拔高度にあり、兩者の間に略ぼ走向南北の西落ち斷層が存在してゐる。寫眞 2 圖は之を示す。Loc. 13 はこの斷層の露出地・月代の東身延線沿線でもよく観察できる。月代の東南（古田部落の對岸 Loc. 14）の富士川溪谷壁の途中にも富士熔岩流が見られる。この熔岩流の表面の海拔高度は 120~130 m、その基底面は 110~120 m に及び約 1000 m の間河岸段丘狀に續く。この熔岩流と基盤との間には礫層が薄く分布してゐるので富士熔岩流が過去の富士川河底に流れたと言ふ推定に對して都合がよい。然るに沼久保（Loc. 15 and 16）及び北松野に露出する沼久保富士熔岩は海拔 60 m 前後の高度に低まり、前に擧げた高位置にある富士熔岩との間で撓曲して切斷されてゐる。この撓曲部の下（Loc. 15 の下）には水沼斷層が走つてゐてその周圍の撓曲運動のために斯の如き高度變化を生じたものと考へられる。

北松野の富士熔岩は更に東へ延びて俵石（Loc. 17）附近に迄延びてゐる。

この富士熔岩は沼久保の澤の上流にも分布してゐて、その一部はこの澤をも經て富士川河底に流下したことを示してゐる。***

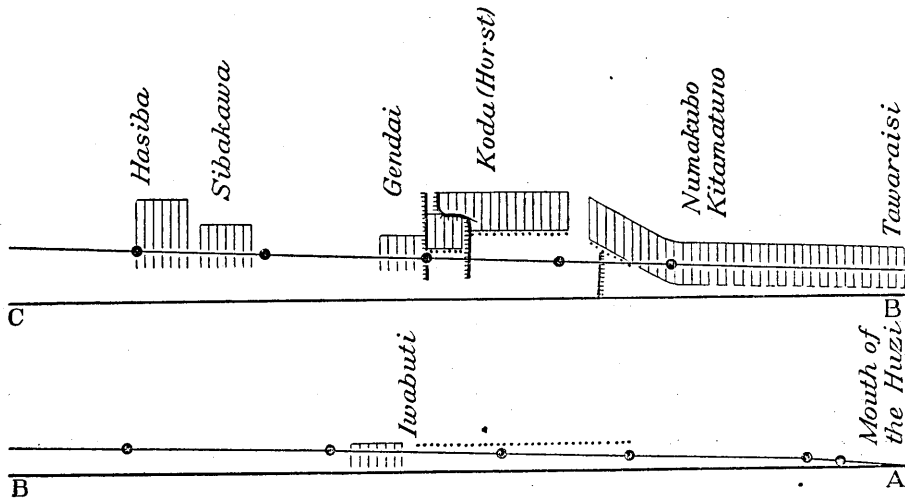
富士川町岩淵の北端東海道鐵橋の東端（Loc. 2）に露出する多孔質石板色玄武岩は同様富士熔岩である。その表面の海拔高度は約 25 m。

故に熔岩流の表面の高度と現河底の高度とを選ぶと第 2 圖の如くになり、假に富士熔岩の表面を原の河底の表面と平行であつたと定めると、兩者の高度分布の間に面白い關係が見られる。即ち上流へ行く程高度差が大きくなり地盤隆起量が河口附近に少

* 芝川——岩淵間を厚さ 10 m で充たしたとすると富士川溪谷に流下したもので約 $4 \times 10^7 \text{ m}^3$ 以上の容積となる。

** 津屋博士は芝川のものゝ沼久保のものを別々に流れたものと解した方がよいと言ふ考への様である。

く芝川附近に大きいことを暗示し、又北松野——芝川間には地壘的地殻運動が存在したことを示す局部的高度變位が見られる。



第 2 圖 富士川河底に於ける富士熔岩の高度分布。(Schematic profile of Iuzi-lava flow along the river Iuzi) A B C は海水面。黒丸のある實線は富士川河底。縦線影の部分は富士熔岩。(Shaded area=Iuzi-lava.)

洪積世段丘礫層

段丘礫層はその分布區域によつて岩淵段丘礫層，蒲原段丘礫層等に分たれる。

岩淵段丘礫層は岩淵の背後に分布する段丘（寫眞 1 圖 a）を構成してゐる礫層で、段丘上には中の郷・富士川町の山手・籾下・小池等の部落が發達してゐる。段丘の表面の高度は海拔約 30~40 m で北の方が高く南へ向つて低まり、主として砂礫層からなり、礫は大型で徑 30 cm を超えるものも屢々あるが富士熔岩の礫を含んでゐない。他は現在の富士川の礫と類似のものからなる。之等の事實から岩淵段丘を過去の富士川氾濫原に類似した面が隆起して、僅に岩淵町背後に保存されたものとし、他は侵蝕し去られたと解釋した。堆積面の表面は平坦に近くよく保存されてゐるので新しい時代に成生されたことを示してゐる。表面に關東地方に見られる様な關東ロームは見られなかつた。

由比川の上流舟場附近の段丘は既に沖積層遷急點の項で述べた様に由比川の東岸に分布し、遷急點その他の研究から蒲原・由比町の北にある蒲原丘陵と略ぼ同じ侵蝕基準で形成されたかの如くに見える。故に鍵穴附近の溪底・舟場段丘の表面・蒲原丘陵の表面に點々と分布する礫層は略ぼ同時時代であらう。蒲原段丘の高度は岩淵段丘より高いので地形學的に後者の方が新しい時代に形成されたものであらうと推定できる。

蒲原町小金の東北部も段丘礫層を見るが、高度は低く海拔 25~50 m 程度で小範圍に分布してゐる。(Loc. 18, 19.)

之等の段丘礫層は何れも富士基底熔岩流出後の成生となす證左に缺き、富士川町岩淵町附近で富士基底熔岩に被はれぬことから、その流出前に堆積されて隆起し、段丘礫層となつたものと認めることができる。富士基底熔岩の流出の時代は種々の層序學的事實〔富士山の噴出物であると言ふ關東ロームの地質時代は洪積世末期と考へられてゐる。〕から洪積世末期か沖積世最初期と考へ得るから、富士基底熔岩の流下した時代より以前にあつた之等の段丘礫層の堆積した時代は勿論洪積世であらう。次に述べる鷺ノ田礫層は之等の段丘礫層より古いが植物化石からみてその地質時代を洪積世前半と考へ得るから、岩淵段丘礫層は洪積層としても新しいものであらう。

鷺ノ田礫層

静岡縣庵原郡松野村鷺ノ田附近の地盤を作る厚さ約 150~250 m 以内の圓礫層を呼ぶ。(井上春雄氏の久保山礫層と同じものである。久保山部落は鷺ノ田礫層の上になく、濱石岳層の礫岩の上にあるのでなるべく筆者の既に提唱した“鷺ノ田”の名稱を用ひたい。) 鷺ノ田礫層を構成する礫は主として砂岩・珪岩・硬砂岩及び閃綠岩を主とし、安山岩質の礫をも多數に含んでゐる。之等の礫の大きさは拳大で往々徑 30 cm に達するものも少くない。この礫層中には砂層が介在する部分もあり、その層理は遠望すれば識別できる。この礫層の凝固程度は極めて弱く、地形圖にも見られる様に、この礫層の露出してゐる崖には多數の崩壞が見られる。

第 I 表 足ヶ久保化石植物群 (今野學士鑑定)

<i>Abies firma</i> SIEB. et ZUCC. (現生モミ)	—	—	—	—	—
<i>Chmae yparis obtusa</i> ENDL. (現生ヒノキ)	—	—	—	—	5
<i>Pinus</i> sp. (アカマツ又はクロマツ)	—	—	—	—	5
<i>Alnus japonica</i> SIEB. et ZUCC. (現生ハンノキ)	1	—	—	—	5
<i>Carpinus laxiflora</i> BL. (現生アカシデ)	—	—	3?	—	5
<i>Fagus nathorsti</i> KONNO. (新種・絶滅) (極めて豊富)	1	2	3	—	—
<i>Quercus stenophylla</i> MAKINO. (現生ウラジロガシ)	—	2?	—	—	5
<i>Zelkova Keaki</i> L. foss. NATHORST. (現生ケヤキ化石種)	1	2	3	—	5
<i>Ceratophyllum demersum</i> ? L. (現生キンギヨモ?)	—	—	—	—	5
<i>Tetradenia foliosa</i> NEES (現生イヌガシ)	1	—	—	—	5
<i>Leguminosites</i> sp. (マメ科の一種) (豊富)	—	—	3?	—	—
<i>Acer pictum</i> THUNBERG. (現生イタヤカヘテ)	1	2	3	4	5
<i>Trapa natans</i> L. var. <i>bispinosa</i> MAKINO. (現生ヒシ 但し葉は大形) (豊富)	—	—	—	—	5
<i>Eurya</i> sp. (サカキ属の一種)	—	—	—	—	—

1=麻積植物群(長野); 2=茂木・天草植物群(長崎); 3=屏風ヶ浦植物群(横濱市);
4=鹽原植物群(栃木); 5=現生日本本州植物群。

この礫層の下部は泥層を介在し、その泥層中には屢々陸棲植物化石〔第1表〕を含んでゐる。特に *Fagus Nathorsti* KONNO (ナトルストブナ) と *Trapa natans* var. *bispinosa* MAKINO (ヒシ) の果實の化石とは饒産する種類である。未だ海棲の動植物化石を見出してゐないから本礫層は陸上堆積物であると考ふるべきものであらう。

鷺ノ田礫層の堆積状態は殆ど水平に近いがその分布の東西兩縁は撓曲されて一部は斷層で切られ、その北部は松野盆地との間に撓曲・斷層構造を示してゐる。この礫層の堆積區域の表面は完全な平坦面ではなく緩い起伏を有し、前に述べた岩淵段丘礫層の堆積面とは異なる。鷺ノ田礫層は不整合に岩淵安山岩體の上に横はる。

分布

Loc. 20 松野村足ヶ久保。足ヶ久保の澤の東岸に新しく道が開鑿されて美しい露頭が見られる。薄い礫層を基底にその上に約 30~10 cm を單位とした薄層理を以て板状泥層が殆ど水平に横はつてゐる。この板状泥層は約 15 m の厚さで堆積し、その上に礫層が横はつてゐる。兩者の關係は井上氏の論文中の寫真に示されてゐる。この泥層中から多數の植物化石〔第 I 表〕が産してゐる。

Loc. 21, 22, 23. には赤土を伴ふ殆ど水平に近い層位のこの礫層がみられる。Loc. 23 ではこの礫層が岩淵安山岩體上に横はり、こゝでは含植物化石泥層を含んでゐない。

Loc. 24. 足ヶ久保から漆野への路にも不整合の關係が見られる。この礫層の層位は水平に近い。

Loc. 25. 粒良野の東斜面。岩淵安山岩體との不整合を見る。

Loc. 26. 小溪谷底に上述の不整合關係がよく露はれてゐる。最上部に礫岩層を有し稍々西斜し薄き泥層を介在し、次に明黄色の集塊岩を横へ、一枚の熔岩流を横へてゐる。泥層迄が鷺ノ田層である。

Loc. 27. 岩淵安山岩體の集塊岩との礫層との接觸。

Loc. 28. 有無瀬川中流東岸に不整合をみる。

Loc. 29. 鷺ノ田礫層 崩れに露出する。

Loc. 30. 有無瀬川中流下平。この附近では實際の不整合の露頭を確めることはできなかつたが礫層の分布から推して Loc. 30 の位置を経て層向 N 80° W:傾斜 S 10° の礫層が存在する。

Loc. 31, 32, 33. は何れも鷺ノ田礫層の露頭。それらの内 Loc 32 は大晦日の澤東岸に見られる岩淵安山岩體に該當する火山岩層に對する不整合關係を示す。

Loc. 34, 35. も前と同様。鷺ノ田礫層は東へ傾く。Loc. 33 から大晦日の澤への下り路でこの鷺ノ田礫層は不整合に岩淵集塊岩・安山岩の地質系統の上に横はる。

Loc. 36. 大代の南に不整合の露頭がある。この附近では不整合線は略ぼ等しい高度を保ち窪穴の西側に達してゐる。鷺ノ田礫層は殆ど水平か稍々東へ緩斜する。

Loc. 37. 香木穴の東南の澤。上から下へ觀察して行くに上部に鷺ノ田礫層があり、次に不整合の面を境にして、岩淵安山岩體の熔岩流が横はつてゐる。この下に紅樺色か又は紅海老茶色の凝灰質沙層が横はり、再び安山岩の熔岩流があり次に集塊岩が横はつてゐる。

Loc. 38. 鑿穴の奥では不整合直上の鷺ノ田層は半凝固の泥層と礫層との互層で、岩淵安山岩體上に横はつてゐる。この互層の層位は稍々西へ傾く。

舟場より東へ向つて登る山路は海拔約 300 m 附近から礫層となつてゐるが、その境界線の正確な位置は明でない。松野村中山部落から S 30° W に向つて鷺ノ田礫層は井上氏の記せし如く後述の中山斷層線によつて境されてゐる。

大晦日の澤の附近及び久保山では入山逆斷層で切られて南北の境界線を示してゐる。

鑿穴の北側斜面の上端の崖崩は何れも鷺ノ田礫層のものである。礫層は殆ど水平。

上記の外、鷺ノ田礫層の分布地は漆野・平清水等の地域である。

Loc. 39. 30°~20° 程で北へ傾く礫層と泥層との互層の露出。この互層は岩淵安山岩體を不整合に被うてゐる。その不整合面近くに西北へ 40° 前後に傾く正斷層をみるし、その下位には安山岩の大角礫が含有され、又一部には極めて薄層理（一薄層理の厚さ約 0.5 mm）の凝灰岩層がある。この薄層理凝灰岩中の層面を検すると微細な植物質破片及び植物化石が含まれてゐる。その層位から判断して鷺ノ田礫層はこの附近で撓曲し下つてゐるものと考へられる。この露頭の北の平清水では N 20° W: 50°~50° SW の層位のものが多く、Loc. 39 との間に一向斜又は小斷層がある様である。

Loc. 40. Loc. 39 と似た關係を確め得る。

Loc. 41, 42, 43, 44. 各露出地は何れも半凝固砂層。

鷺ノ田礫層は矢所・十字金・鑿田・新井の線に沿うても撓曲構造を示してゐるが、その東側の岩淵安山岩體との接觸の性質は確め得られなかつた。併し兩岩層の最も接近した地點を結ぶと地質圖に示した様になる。鷺田礫層の層向はこの線と斜交する方向を示してゐる。

Loc. 45. 鷺ノ田礫層 層向 N 30° E: 傾斜 W 25°.

Loc. 46. 鷺ノ田礫層 層向 NS: 傾斜 W. 10°.

Loc. 47. 鷺ノ田礫層中の半凝固泥層。殆ど水平。

Loc. 48. 鷺ノ田礫層 層向 N 70° E: 傾斜 W 20~15°.

Loc. 49. 鷺ノ田礫層 東へ緩斜する。

Loc. 50, 51. 嵐山・雨乞山附近に N 20° E に走る山稜があるが、矢所から室野への峠の近くから山稜線に沿うて、高度約 300~350 m 程の間に礫層が水平に分布してゐる。筆者はその高度から判断して鷺ノ田附近の礫層の高度と類似なので鷺ノ田礫層と見做した。

上述の各露頭から判断して鷺ノ田礫層は松野村鷺ノ田附近、松野村三十坂、漆野平・清水附近、雨乞山山稜の三ヶ所に分布し、それらの内三十坂・漆野・平清水附近は堆積後矩形に陥没したと解釋できる。併しながらこの陥没區域の周縁の東・南・西は主として撓曲構造で、その一部には小規模な正斷層が有る。

礫層の厚さは鷺ノ田附近が最も厚く約 250 m に達するが、雨乞山山稜のものは數 10 m 以内である。

鷺ノ田礫層中に含まれる化石は第 1 表の如く、Loc. 20 から植物化石が産するのみである。その概略は今野圓藏教授の御鑑定を得て次の様な結果を得た。

“種名を決定し得たものは 11 乃至 10 種、絶滅種は僅に 1 種で全體の 1 割に過ぎない。中新統・鮮新統に普通な *Sequoia*, *Taxodium*, *Liquidambar* 等の如き現生に於ける内地以外の要

素を含まない。故に之は中新世・鮮新世の植物群ではなく、より新しい時代のものに違ひない。併し最も普通に産するブナの一種⁹⁾は日本には現生しないものである。それはアメリカブナでもない。又之と同一種のブナは嘗て Nathorst 氏が横濱化石植物群¹⁰⁾中から *Fagus sylvatica* (欧州現生) の誤名の下に発表したもので、*F. sylvatica* とは側脈数が異り、従て別種であるが長葉柄で、葉身は卵形状、長尾頭、廣底で、最下位脈長く、波状葉縁には常に狭三角形の單鋸齒を有する點で、麻積化石植物群中に最も普通に産する種(今野が前にアメリカブナと誤報したものと)と同系統のものらしい。又茂木・天草化石植物群中にアメリカブナと誤報されてあるものの内にも同系統のものがあるらしい。本植物群のブナは側脈の數に於いて、又小形な點に於てはホンブナと似てゐるが、葉形と特に葉縁に於いては全く異なる。本種は鹽原植物群及び信州荒船山附近産中には見られない。之等の事實を綜合すると、本植物群の時代は洪積世と見做してもよく、植物群からは横濱植物群に近いが、絶滅種の率が少いから横濱植物群より或ひは若いかも知れぬ、而も鹽原化石植物群より古いものと言へる。又ヒシヤキンギヨモを除けば多くは山地性樹種からなり、ウラジログシ、イヌガシ、乃至サカキ屬のやうな常緑潤葉樹が多く、暖帶的氣候を指示するものが含まれてゐることは注意を要する。”

上に挙げたやうに今野教授の植物化石の御研究結果から鷺ノ田礫層の地質時代は洪積世下半で横濱植物化石に近似で鹽原植物化石群より古いものであることが推定できる。

岩淵安山岩體 (金丸山安山岩び岩淵集塊岩)

富士川町・金丸山附近に發達する安山岩・集塊岩よりなる一安山岩體を呼ぶ。含橄欖石・輝石・紫蘇輝石・安山岩・紫蘇輝石・輝石安山岩等の岩種よりなり、含橄欖石複輝石・安山岩は岩脈として複輝石安山岩を貫いてゐる場合がみられる。故平林武博士¹¹⁾が岩淵群火山と呼べるものは本安山岩體である。層序上本安山岩體は鷺ノ田礫層に覆はれ、蒲原礫岩層上に横はるを以て兩層間に介在する。

此の安山岩體の安山岩質熔岩流間に赤色又は紅褐色の凝灰質火山砂層が屢々介在してゐる。斯の如き赤色又は紅褐色の凝灰質火山砂層は富士川町(岩淵町)の西の雨乞山東南麓、嵐山東麓、由比川上流香木穴澤の南斜面、廻澤の上流大晦日附近等に露出してゐる。

下位の蒲原礫岩層とこの安山岩體との境界は蒲原町北側丘陵内の溪谷底で觀察できる。岩淵安山岩體の鼠色の細粒凝灰角礫岩が不整合關係で蒲原礫岩層及び堰澤岩脈群を被せて分布してゐる。この凝灰角礫岩の層位は殆ど水平か又は北へ緩く傾いてゐる併しながら蒲原町以東では粗粒凝灰角礫質に變化してゐる。この粗粒凝灰角礫質岩中

9) 今野圓藏、大塚彌之助、前掲(1933)に於いて *Fagus Nathorsti* の新種名が與へられてゐる。

10) 筆者の長沼統屏風ヶ浦層に含まれるもの。地震研究所彙報第 15 號(1937)4 冊。

11) 平林武、前掲(1898), pp. 69.

には小豆茶色 (Ocher red) 色の複輝石安山岩角礫を含んでゐるので、この角礫によつてこの地方の他層の凝灰角礫岩と區別できる。

富士川町西側の丘陵を作る岩淵安山岩體は主としてこの凝灰角礫岩である。故平林武博士が“岩淵集塊質泥流”とされたものの一部は之に該當する。

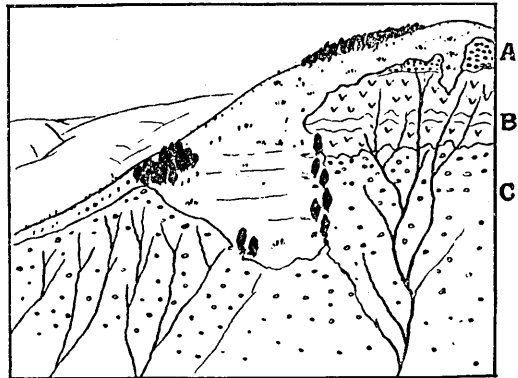
富士川町木島の北部ではこの凝灰角礫岩が圓礫層を介在して露出してゐる。この凝灰角礫岩の一部には前に述べた小豆茶色の複輝石安山岩角礫を含んでゐる。

由比川東岸では上に述べたやうな鼠色の凝灰角礫岩がなく、小豆茶色の複輝石安山岩角礫を持つ粗粒凝灰角礫岩が直に蒲原礫岩層上に不整合に載つてゐる。

入山部落の東 444.8 m の山稜もその岩種から岩淵安山岩體に含めたが、Loc. 8 で蒲原礫岩を不整合に被ふ露出が見られる。

廻澤の上流大晦日の東部では第3圖に示す様に蒲原礫岩を最下に赤色又は紅樺色の

凝灰質砂岩を介在して岩淵安山岩流が横はり、最上部に鶯ノ田礫層が横はつてゐる。この安山岩體は大晦日部落の東北では薄く僅に 100 m 以内の厚さしか持たぬが、その東南では厚くなり、508.9 m の山巔を作つてゐる。この附近には入山衝上線が走つてゐるために、この安山岩體は濱石礫層とこの衝上線で接してゐるが、安山岩體の崖堆の一部は衝上線を被うてゐる。平林武博士¹²⁾が“又此一連



第3圖 大晦日澤東側。谷壁の露出面

A=鶯ノ田礫層 (Saginota gravel.)

B=岩淵安山岩體 (Iwabuti andesite mass)

C=蒲原礫岩層 (Kanbara conglomerate bed.)

ノ群火山=離レ西北=二个小丘ヲナシテ同一岩石ノ露セルモノアリ。……”と記されてゐるものは恐らくこの 508.9 m の山巔に露出する岩淵安山岩體を指されたのであらう。

松野村北松野附近ではこの安山岩體は富士川を超えて水沼・沼久保の西側の丘陵方面へと延びてゐる。

本安山岩體の構造は比較的露頭が多いので、精査することによつてかなり復元できるが、本研究の目的から稍々離れるので後の調査に譲ることとした。

12) 平林武, 前掲 (1898), p. 70.

城山安山岩體及び堰澤岩脈群

城山安山岩體は蒲原町城山の西北麓溪谷底に露出する安山岩體を言ふ。主として紫蘇輝石・輝石・角閃石安山岩よりなり、外見淡褐色又は灰白色にして石英安山岩質岩相を呈し斜長石・角閃石の斑晶を肉眼で識別できる。この安山岩體は蒲原礫岩層中に侵入してゐるがその侵入岩體の一部は堰澤岩脈群として蒲原町堰澤附近及びその北部に分布してゐる。

入山部落の東南 390.0 m の山嶺は同じく角閃石を含む安山岩からなる侵入岩體で、その北部で岩淵安山岩體に被はれてゐる。

城山侵入岩體中には後に述べる城山砂岩層と呼ぶ大きな沈積岩の包裹物を有してゐて、又その安山岩は堰澤岩脈群のものに比して石英安山岩質岩相を呈し、その組織は稍々破壊されてゐる部分があり、砂岩の xenolith も發見されてゐる。蒲原礫岩との境界は西へ $30^{\circ}\sim 45^{\circ}$ に傾き下る接觸面をなし、侵入體が下方に擴がつてゐることを示してゐる。この安山岩體の構造の研究は火山體下の構造研究に極めて必要なことがわかつてきた。他日本安山岩體の組織排列を研究してみたい。

堰澤岩脈群は城山安山岩體と同時に同じ系統の地下熔融岩體から侵入した角閃石を含む安山岩岩脈で、その分布は地質圖に示す様に走向 $N 30^{\circ}\sim 40^{\circ} E$ 、傾斜は西へ急斜するものが多い。この岩脈中の岩石の組織は城山安山岩より堅緻であり、石英安山岩質岩相を呈してゐないで且つ比較的擾亂を受けてゐない。

これらの角閃石を含む輝石安山岩體は所謂岩頸の露頭をなしその迷出部を欠き岩淵安山岩體地域には未だ發見されず一部は直接に被覆されてゐるので、城山安山岩體及び堰澤岩脈等からなる火山體成生後侵蝕期を経てこの火山體はかなり削剝された。然る後岩淵安山岩體の噴出があつたものと解し得られる。地質圖 Loc. 52~75 は主として角閃石を含む安山岩を採集した地點である。

本安山岩の地質時代* はその侵入後の侵蝕期の存在とそれが蒲原礫岩を貫くことから鮮新世中頃以後——洪積世初期以前と言ふことができるのみである。

蒲原礫岩層

蒲原礫岩層は東海道線蒲原驛の北にある高度 200 m 前後の丘陵を造る稍々凝固し

* 角閃石を含む複輝石安山岩又は石英安山岩類は下丹那層・大磯地塊の土澤層・津屋博士の冷川層・久野學士の天正山層等に凝灰軽石及び熔岩流として報告されてゐるし、又最近には鈴木好一學士が房總半島の朝生原層から軽石として報告されてゐる。之等は何れもこの地方の鮮新世中頃以後——洪積世中初期以前に推積した地層と言ひ得る。参考に迄附記する。

た礫岩層である。それを構成する礫の性質は井上春雄氏が記した如き珪岩・白色珪岩・綠色砂岩・閃綠岩質岩石等の外、玢岩・角閃石安山岩・次に述べる濱石岳層の礫岩・砂岩等であつて。礫の徑は 5 cm 内外のものが多く、礫の大きさは比較的揃ひ、礫間には胡麻白狀の砂粒が存在して礫を凝固せしめ、且つ中部には白色細粒砂礫の部分があり、上部は岩淵安山岩體の集塊岩に不整合に被はれ、下部はその周圍が何れも斷層か若い岩層で被はれるため如何なる岩石に接するか明でない。次の濱石岳層の礫岩を含むことは重要な事實で下部鮮新統濱石岳層より新期のものであることを示してゐる。故に地質時代は鮮新世中期かそれより新しく城山安山岩體より古い。

本層の化石産地は殆ど報告されてゐない。

この礫層は主として由比川溪谷以東蒲原町附近に露出し、一部は庵原郡内房村廻澤の上流に分布する。

蒲原礫岩層の層位は上述した様な礫層中に見られる層理から層向・傾斜を測定した結果によると、由比——蒲原附近に露出する蒲原礫層は蒲原町堰澤附近を南北に走り北へ傾き下る背斜軸を持つ背斜構造をなす。地質圖附圖斷面圖にその狀が示してある層向・傾斜の分布は附圖に示した如くで、東部で層向 $N 40^{\circ} \sim 60^{\circ} W$ 、傾斜 $NE 30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ で西へ行く程緩傾斜となり、西部では由比川・東山寺で層向 $N 20^{\circ} E$ —— $N 60^{\circ} \sim 70^{\circ} E$ で傾斜 $NW 40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の層位を有する。

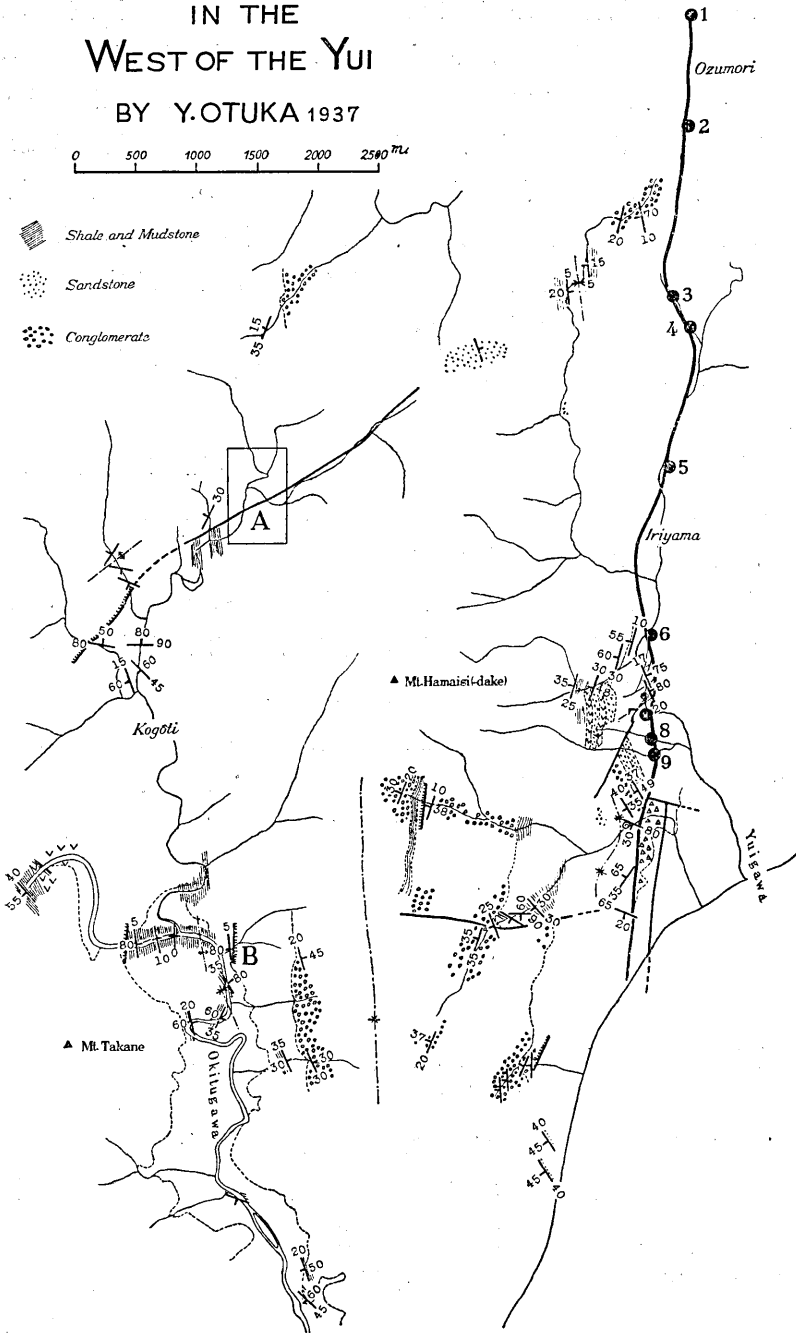
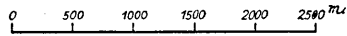
廻り澤上流に露出する蒲原礫岩層は入山衝上斷層に接するため層向略ぼ南北：東へ急斜するか、又は垂直・逆轉して西へ急斜 ($70^{\circ} \sim 90^{\circ}$) してゐる。

蒲原礫岩層は多數の小斷層及び角閃石安山岩々脈によつて截られてゐる。前者は斷層の項に述べるであらう。後者は既に堰澤岩脈群として述べた。併しながら之等の斷層・岩脈等によつては蒲原礫層の層位は殆ど變形されてゐない。

濱石岳層

濱石岳層は由比川溪谷以西の濱石岳山稜を作る礫岩層その他粗粒砂岩の一群を言ふ。この礫岩は黒褐色又は暗綠色の堅く凝固したもので、礫は珪岩・閃綠岩・安山岩等で黒褐色又は暗綠色の凝灰質物で膠結されてゐる。礫は不齊で或る者は徑 10 cm を超えるが或る者は數 cm 以内である。濱石岳層の砂岩層は稍々灰色を呈し、海棲貝化石を含むことがある。その他薄き泥岩層、凝灰岩層等を有し、安山岩を伴ふことがある。井上氏の富士川層の一部は之に屬する。屢々小區域に輝石安山岩の侵入があり、その一部は後述する入山衝上斷層の成生初期か又はそれ以前に侵入したかの如くに見えるものもある、後の調査に譲る。

GEOLOGIC SKETCH-MAP
 IN THE
 WEST OF THE YUI
 BY Y. OTUKA 1937



第 4 圖 濱石岳山地の野稿圖。

この地層の上位の地層は問題にしてゐる地域では露出してゐない。この地層の下位の地層は問題にしてゐる地域の西では廣く東では狭く露出してゐて、濱石岳礫岩層に對して基底礫岩を伴はぬ不整合の層序關係を示してゐる。この下位の地層を小河内層と呼んだ。第4圖は濱石岳層とその下に横はる地層との露出の野稿圖であるが、之を見ると濱石岳層は濱石岳の山稜に沿うて略ぼ南北に走る向斜軸を有つ向斜構造をなしてゐる。この山地の地質調査完了の際には後述する入山衝上斷層に對する構造關係も更に明になると思ふ。

化石は第4圖に示した様に由比川沿岸室野の南方の河底に露出する礫岩(第4圖 Loc.7); 西山寺の東の溪谷底等から産してゐる。

前産地*からは *Venericardia panda* (YOKOYAMA) ネコゼフミカヒ(新稱), *Cardium* (*Trachycardium*) sp., *Chlamys vesiculosus* (DUNKER) (ナデシコガヒ), *Chlamys* sp., *Amusiopecten praesignis* (YOKOYAMA) ナミウチツキヒガヒ(新稱), *Glycymeris* sp., *Ostrea* aff. *musashiana* (YOKOYAMA) ムサシガキ(新稱), *Conus* aff. *tuberculosis* TOMLIN ミウライモガヒ(瀧), *Lemintina muroenoensis* OTUKA ムロノオホヘビガヒ(新稱)等を産し; 後の産地からは *Glycymeris* sp., *Chlamys* sp., 等で, *Glycymeris* sp., は兩産地共通な種である。

標本不完全なため鑑定できたのは僅に *Venericardia panda*, *Chlamys vesiculosus*, *Conus tuberculosis*, *Ostrea musashiana*, *Lemintina muroenoensis*, *Amusiopecten praesignis* 等の6種にしか過ぎないが, *V. panda* は静岡縣掛川統下部,¹³⁾ 宮崎縣高鍋層群,¹⁴⁾ 丹那隧道内の新第三系¹⁵⁾・二宮統の基底¹⁶⁾・田中學士の身延山北麓の靜川層¹⁷⁾等に産してゐる。特に靜川層の礫質砂岩の特徴は濱石岳層の礫岩と類似してゐる。靜川層の遲澤化石動物群に就いては嘗て筆者は言及して、鮮新統下半なるべしと推定した。*Amusiopecten praesignis* は宮崎縣高鍋層群¹⁵⁾・静岡縣掛川統下半¹⁹⁾・高知縣唐ノ濱層群²⁰⁾・琉球の島尻層群²¹⁾等に産する外、伊豆の鮮新統²²⁾からも産し、下部鮮新統の特徴化石種と考へてゐる。*Conus tuberculosis* その他の化石は鮮新統乃至現生として報

* 之等の化石類に就いては東京帝大理科紀要に詳しい記載を發表した。

13) J. MAKIYAMA, *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ.*, Ser. B, 7, 1 (1931), pp. 6~8.

14) Y. OTUKA, *Geogr. Rev. Japan*, 6, (1930), 7, pp. 1062~1064.

15) Y. OTUKA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 11, (1933), pt. 3, p. 548.

16) Y. OTUKA, *地質學雜誌* 38 卷, (1931) 45 號, p. 178.

17) Y. OTUKA, *地質學雜誌* 41 卷, (1934) 492 號, p. 568.

18) M. YOKOYAMA, *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, (2) 2 (1928), 7; Y. OTUKA, *地理學評論*, 4 卷, 7 號, p. 507~8.

19) J. MAKIYAMA, 前掲 (1931).

20) S. NOMURA, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 14, (1937) 3 and 4, p. 71.

21) S. NOMURA, *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, 1, p. 60.

22) S. NOMURA and NIINO, *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, 15, 3, p. 180.

告されてゐる。故に濱石岳層は鮮新統の下半を代表する島尻層群・高鍋層群・唐ノ濱層群・掛川統・靜川層・丹那隧道の新第三系・伊豆の新第三系等と同時代と考へ得るが鮮新統以前又は以後と考へ得る資料は少ない。

小河内泥岩層

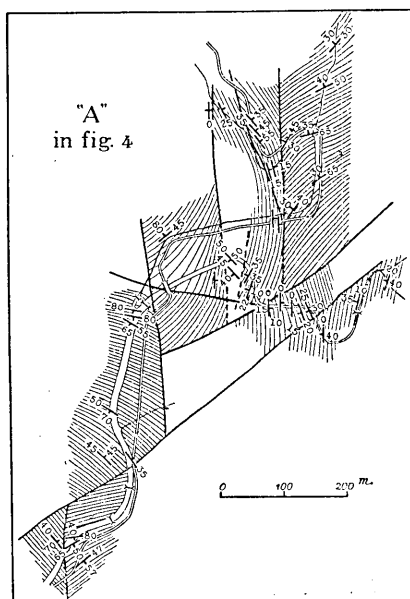
興津川の支流小河内川に沿うて發達する層理のよく見える泥岩層を主體とし、それに薄い砂岩・凝灰質砂岩層を介在する地質系統で、小型な有孔虫化石 *Pyrgo kogotensis* OTUKA MS を含んでゐる。

本層は濱石岳層の下に横はり、その地質構造極めて複雑である。

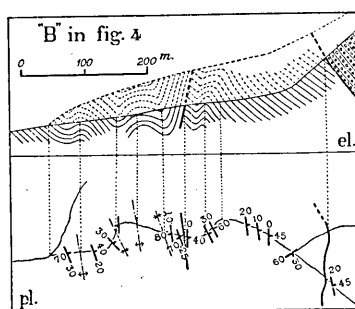
濱石岳層との境界は基底礫岩を伴はぬので一見整合状を呈してゐるが、兩層の岩相及び地質構造の複雑さに相異が見られるので傾斜不整合的關係にあるかも知れぬ。本層が斯の如き層序關係で濱石岳層下に横はり、泥質である點は宛も掛川統下半と満水層との層序關係、高鍋層群と妻層との層序關係に類似してゐる。幸にも濱石岳層中に

含まれる貝化石類は下部掛川統に普通な種類からなるので、上の小河内層に関する類推が正しいとすれば小河内層は満水・妻等の泥岩層と同層準のものと考へ得る。

小河内層を皺曲せしめてゐる皺曲の軸・及びこの層を截る斷層面の走向は一般に南



第5圖 小河内層の斷層構造の一露頭
Outcrop of faulted structure in the
Kogōti bed.



第6圖 小河内層の皺曲の一露頭。
Outcrop of folded structure in the
Kogōti bed.

北に近く斷層面は西へ傾斜するものが多い。第5圖及び第6圖はこの複雑な地質構造の一部を示したもので第5圖は小島村阪本附近の地質詳圖であり、第6圖は小島村但沼附近の東西斷面圖である。

本層に該当する地層はこの地方の北部では身延山の西斜面に分布してゐることが柴田秀賢學士の調査で知られた。小河内層と同様 *Pyrgo kogotensis* OTUKA MS. を普通に入れてゐる。

城山砂岩層

城山層は蒲原町北側の山、城山山頂附近に露出する砂岩層である。主として凝固した凝灰質粗粒砂岩層でその下半は極めて凝灰質である。上半は種々の海成動物化石を含んでゐる。砂岩の色は新鮮乾燥せる場合は山鳩色を呈し、風化乾燥した場合は灰色又は橄欖色を呈す。砂粒は凝灰質で主として安山岩質砂粒を含んでゐる。部分的には石灰質砂岩になつてゐる。

本層の分布範囲はその西北南を城山角閃石安山岩體に囲まれ、その東側は斷層で蒲原礫岩層に接してゐて全く獨立した徑 300 m 内外の岩塊で岩塊内の層位は東縁では大體 N 15° E: NW; 西縁では東へ傾き下つてゐる。東側の斷層はその走向と蒲原礫岩層の分布からみて西へ急に傾き下る逆斷層の様に考へ得る。この斷層の北の延長上では露頭で確め得るが、こゝでは蒲原礫岩と城山安山岩との接觸部で城山砂岩はない。

上に記した様に特別な露出状態を示す弧立岩塊であるに關らず、動物化石類を豊富に含むため他層との層序關係が古生物學上から推定できた。採集した化石は次の様なものである。*

第 II 表 蒲原城山砂岩層産化石表

<i>Astriclypeus integer</i> YOSHIWARA	ムカシスカシクワシパン (新稱) [中新世]
<i>Laganum fudsiyama tokumagai</i> OTUKA n. sp.	(新稱)
<i>Acila</i> sp.	
<i>Glycymeris</i> sp. (<i>restitutus</i> type)	
<i>Mytilus</i> sp.	[中新世]
<i>Lima kamoi</i> OTUKA n. sp.	コンノミノガヒ (新稱)
<i>Ostrea gigas</i> THUNBERG	マガキ [現生—中新世]
<i>Amusiopecten</i> sp.	ナミウチツキヒガヒの一種 [中新世—鮮新世初期]
<i>Patinopecten kanbaraensis</i> OTUKA n. sp.	カンバラホタテ (新稱) [中新世]
<i>Chlamys</i> sp.	
<i>Cardium</i> sp.	
<i>Felaniella</i> sp.	
<i>Dosinia matumotoi</i> OTUKA n. sp.	マツモトカガミ (新稱)
<i>Paphia hirabayasii</i> OTUKA n. sp.	ヒラハヤシスダレ (新稱) [中新世]
<i>Clementia nakamuroi</i> OTUKA n. sp.	ナカムラフスマガヒ (新稱) [中新世]
<i>Trivia</i> sp.	コシラタマの一種
<i>Xenophora?</i> sp.	クマサカガヒの一種?

* 化石の詳しい記載は東京帝大・理科紀要に掲載される。

之等の化石²³⁾は何れも風化保存不良であるが、*Astriclypeus integer* YOSHIWARA, *Patinopecten kanbaraensis* OTUKA, *Paphia hirabayasii* OTUKA, 及び *Clementia nakamurai* OTUKA, は日本の中新統から産してゐる。即ち *Astriclypeus integer* YOSHIWARA は徳永博士²⁴⁾が山梨縣都留郡瑞穂村から報告されたのを初めに臺灣・琉球・石川縣金澤市外観²⁵⁾・岩手縣二戸郡仁佐平²⁶⁾等の中新統からも報告されてゐる。

Patinopecten kanbaraensis OTUKA は美濃月吉の中新統²⁷⁾から産してゐるものと區別できない。*Clementia nakamurai* OTUKA は中村正義學士が富士山の西北麓三峠山東麓に於いて有孔虫化石 *Operculinella complanata Japonica* HANZAWA 等を含む西桂層から採集したもの、佐川學士が日向油津統から採集したものと同一種である。

Paphia hirabayasii OTUKA は同じく三峠山麓の *Operculinella* 砂岩から採集した。

Amussiopecten 屬は下部鮮新統から中新統に限られてゐる屬である。

上述した種類の他は新種か又は種の鑑定不能なものからなる。

今上に擧げた種類をみると城山砂岩の化石動物群は濱石岳礫岩層の化石動物群とはその組成を異にし、この地方で最も近似なものとしては中村學士・久野學士等の西桂層の化石動物群を擧げることができる。試みに共通な化石種を擧げれば *Astriclypeus integer* YOSHIWARA, *Paphia hirabayasii* OTUKA, *Mytilus* sp., *Clementia nakamurai* OTUKA 等で兩層間の方が濱石岳層の動物群より遙に共通した化石種が多い。且つ之等の化石の大部は未だ鮮新統からは見出してゐない。この様な古生物學的特長から城山砂岩層は西桂層と略ほ同時代と見做すこととした。

西桂層の地質時代に就いては種々な説があるが中新世中期或は中初期とする説が正しい様に見える。即ち矢部博士・半澤學士の高等有孔虫の研究、中村學士等の地質學的報文、關武夫學士の研究(西桂層は同氏の廣義の御坂層の一部に該當する。)等があり、何れも西桂層を以て中新統とする説の様に見える。西桂層と *Lepidocyclina* 類を含む石灰岩レンズを含む御坂層との間には不整合が発見されてゐる。故に蒲原の城山砂岩層は *Lepidocyclina* を含む地層より若い。而して本砂岩層は濱石岳礫岩層及び蒲原礫岩層より古い地層であると言へる。

23) 横山博士は上に掲げたものとは別に *Pecten yessoensis* (= *P. kanbaraensis*?), *Patella* sp., *Dentalium* sp., *Scutella* sp., (= *L. fudsiyama tokumagai*), *Corals*. を報告されてゐる。(震災豫防調査會報告 24 號, p. 68.)

24) S. YOSHIWARA, *Jour. Geol. Soc. Tokyo*, 6, 65 (1899)

25) 鈴木敏, 1/200000 福井地質圖幅説明書, (1893), p. 34; H. YABE, *Sci. Rep. Tohoku-Imp. Univ., Geol.* 4, 3 (1913)

26) *Bull. Fa thq. Res. Inst.*, 12, 3 (1934), p. 597~8.

27) M. YOKOYAMA, *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2*, 1, pt. 7, p. 225. (as *yessoensis*.)

城山砂岩層の露出状態は周囲三方を城山安山岩に囲まれ、他の一方東側は逆断層で境され、城山安山岩との境は緩く東斜する暗葡萄酒色凝灰質砂岩・角礫凝灰岩を介して接觸するので、地下で城山安山岩體を圍んでゐた城山砂岩がその安山岩體中に捕獲されて安山岩體の流動上昇と共に押し上げられ、若い地層中に孤立露出するに至つたものとしか考へられない。然るに城山砂岩層に該當する地層は筆者の調査区域内には知られなかつたし、又之より古い地質系統も本地域には知られなかつたから、若し假に蒲原礫岩中に侵入する前の溜の天井を作つてゐた岩層の破片であるとしてもかなり深處（少くとも 1 km 以上の深さ）から分離移動し上つたと解さねばならぬ。

地 質 構 造

地質構造の大體は既に層序の項の所々で言及してゐるが、次に断層・撓曲・緘曲等に就いて詳細を述べやう。

断 層

入山逆断層 本調査區域で最も著しい断層は由比川溪谷から富士川方面へと本地域を南北に縦断する入山逆断層である。入山逆断層は略ぼ由比川溪谷に沿ひ久保山部落を経て廻澤大晦日の澤に出て、大晦日の東北部から東北へ彎曲して、芝川古田の東に達する断層である。この内入山部落附近に最もよくこの断層が露出してゐるので、この部落の名稱をとつて入山断層と既に命名しておいた。井上學士の室野阿僧線はその南半を代表し、KO 線の南部はその北半の一部を代表してゐる。

入山部落以南の露出

第 4 圖, Loc. 6: 入山衝上断層の露出面は由比から入山への道路と由比川との交叉點に見られる。断層の東側の蒲原礫層は傾斜が急となり、層向が断層の走向と平行し、断層に接した部分の蒲原礫層は著しく壓縮され、幅約 5 m 以内の帯の礫は壓碎されてゐる。西側は濱石岳礫岩層の砂岩で層向 N 35° E, 傾斜 NW 60° 位の層位を示してゐる。

第 4 圖, Loc. 7: この露頭は東山寺の南東にあり、井上春雄氏の詳しい記述がある。この露頭附近では、入山逆断層の東側にある蒲原礫層がこの逆断層に近づくに従つて層位を變へ撓曲してゐる様が見える。この断層面に近接した部分の礫は壓碎されてゐる。この断層面に直角な方向の壓力が西からこの断層面に對して加へられて礫が壓碎したかの如くに見える。

この逆の断層面の露頭は河底によく露出し、断層面の走向は N 5° W: 傾斜約 70°

~60° W の衝上断層* である。井上春雄氏論文第 4 圖は北岸に露出してゐる断層面をよく示してゐる。寫眞第 3 圖も北岸に露出するものを示してゐる。

この衝上断層線の西の濱石岳礫岩層中にこの断層面から幅約 3 m の間に尙平行して數個の衝上断層面を識別でき、断層ネバの厚さも 30 cm 程の厚さがある。之等の衝上断層の各断層鏡面に生じた平行條線は平面圖では西北から S 30° E の方向へ向き、鉛直線に對して下方から上方へ向つて約 30° の角をなしてゐる。故にこの衝上断層に沿うてその兩側は垂直變位を主要なものとして、水平的には西側の地域が相對的に東側に對して南へ移動したことを示してゐる。

この衝上断層面の西側の濱石岳層の砂岩・凝灰岩は層向 N 17°~30° W: 傾斜 E 75°~80° の層位で露出してゐる。略ぼ走向 N 60°~70° E の北へ急斜する断層群によつて截られてゐる。この N 60°~70° E の走向の断層群は入山衝上断層には影響を與へてゐぬ。この群中の断層線の分布から考察すると、入山衝上断層の東西兩側が互に押し合ひつゝ、その東側が相對的に西北下方へ、その西側が南東上方へ移動した際に生ずる二次的剪力断層と解した。この剪力断層の兩側の移動の方向は第 4 圖の如くで入山衝上断層の兩側の移動方向に對して反對の性質を示してゐる。この様に主断層の兩側の變位に對して一見反對の性質を示してゐる從屬的断層は CLOOS の可塑性物質を使用した断層形成運動の實驗に見られる“antithetischer Verwerfung”に類似した現象の様に見える。即ちこの様な二次的剪力断層で切られた各断片は入山衝上断層の兩側が水平方向にも移動したために北のものから順次轉回してそのために二次的剪力断層の兩側で北のものが東へ、南のものが西へ移動したかの如き狀を呈したと解し得る。

第 4 圖, Loc. 8, 9 は何れも上に述べた濱石岳礫岩層の砂岩と蒲原礫岩との分布によつて推定される断層の露出である。

第 4 圖, Loc. 9 の南では入山逆断層の延長上には上の様な特徴が見られずに蒲原礫岩層が約 250 m 東へ移動して分布してゐる。第 4 圖でもわかる様に、東へ移動した蒲原礫岩層の西端の性質が断層であるか、不整合であるかは知られない。唯だ蒲原礫岩層の層位からみると断層とした方が適當であらう。併しながら入山衝上断層の延長上にある濱石岳層中には著しく層位の壓碎擾亂された帯があり、その東側には複輝石安山岩の集塊岩質礫岩が分布し、その西側には集塊岩質礫岩の薄層を挟む砂質泥岩層が横はつてゐる。故に入山衝上断層はその儘この擾亂された帯に續け、蒲原礫岩層の東への移動は横断層によつて移動されたものと解した。

* 衝上断層は逆断層中断層面 45° 以上のものを呼び、thrust fault の邦譯である。upthrust downthrust の區別はあるが相對的な問題であるから暫く何れの意味をも含める。

入山部落以北の露出

第 4 圖, Loc. 5. 由比川河底に蒲原礫岩層と帶綠色の凝灰岩質砂岩層との境が略ぼ走向 N 20°~15° E: 傾斜垂直或ひは W 80° 程度で露出してゐる.

第 4 圖, Loc. 4. この露出面では斷層の東側の蒲原礫岩層は地表下に隠されて、蒲原礫岩層の上部に横はる岩淵集塊岩・安山岩の岩層が濱石岳礫岩層と斷層面で接してゐる. この露出は寫眞 4 圖に示した様に由比川の支流久保山澤の河底に露出してゐる. 走向 N 5° E, 傾斜 W 65°.

第 4 圖, Loc. 3 では岩淵安山岩體も地表下に没してゐるために、鷺ノ田礫層が略ぼ垂直或ひは西へ急斜する斷層面で接してゐる. 鷺ノ田礫層はこの部分で層位を層向南北: 傾斜垂直にしてゐる.

久保山部落は入山衝上線の東側濱石岳層上にあり、部落東端の南北に走る一侵蝕谷に沿へる入山衝上斷層線によつて鷺ノ田礫層と接してゐる. 斷層面の傾斜は西へ急斜してゐる.

大晦日の東の南北に走る澤は略ぼこの衝上斷層線を代表してゐるが一般には澤底より東側にある.

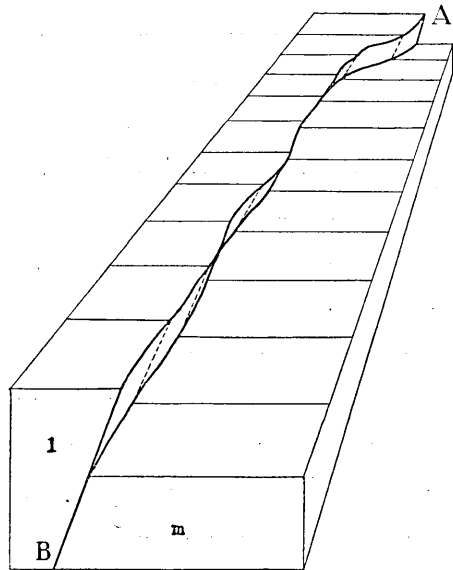
第 4 圖, Loc. 1 で斷層面は走向 NS: 傾斜西へ 60°~55° 或は更に緩で、その東側には蒲原礫層が逆轉西へ急斜して露出してゐる.

Loc. 77, 78 (地質圖) で入山衝上斷層が東北へ彎曲してゐることは確め得たが、之から富士川北岸古田へ続く途中の露頭が確め得られなかつた.

Loc. 79 (地質圖) の身延電鐵線沿道で、濱石岳層と岩淵安山岩體の續きとその境の斷層とが明に見られるが、その北方が如何に分布するかは未調査である.

入山衝上線は地形學的にみると芝川 E 方面へ續くかの如くに見えるが、仔細

に地質調査をして露頭を確めて行くと、地質圖に示した様に東北へ向つて彎曲し、古



第 7 圖 入山衝上推し被せ斷層の立體圖.
Fig. shows the schematic block diagram of the reverse fault plane (AB) of the Iriyama thrust and overthrust fault.
1=Hamaisidake bed, m=the Kanbara bed the Iwabuti andesite mass, and the Saginota gravel bed.

田に露出する衝上斷層に續く。第7圖は入山衝上斷層面の變化を立體圖式で示したもので、衝上面が色々の角度に傾いてゐることを示してゐる。Bは阿僧。Aは沼久保の西。

入山衝上斷層は蒲原段丘と由比川遷急點との關係から知つたやうに段丘礫層を著しく變位せしめてゐないし、又芝川・松野間でも段丘礫層が變位されてゐないので、その主要な變位運動を鷺ノ田礫層堆積後蒲原段丘礫層堆積前に行ひ、その後比較的靜穩に經過し、却て之に平行した次に述べるやうな斷層線のみがその後も變位運動を行つたものと解し得る。即ち水沼斷層と月代斷層とである。

水沼斷層 松野村北松野の對岸水沼の沼久保富士熔岩の下に露出してゐる。

Loc. 80 (地質圖) の富士川沿岸の河崖に層向南北：傾斜垂直乃至 30° の層位をして鷺ノ田礫層が横はり、その西端は垂直に近い斷層で岩淵安山岩體と接してゐる。この斷層を水沼斷層と呼ぶ。この斷層を不整合に被ふ沼久保富士熔岩は約 5° の角度で東へ傾き下り、水沼斷層で切斷されずに撓曲の構造を呈してゐる。

水沼斷層の北の延長は地形學的類推を許すならば安居山・大中里・青兒・新道の方面へと續く様に見え撓曲した鷺ノ田礫層も之に沿うて分布してゐる。この南の延長は松野村大北で富士熔岩に變位を與へてゐるが、それより南では地質學的には確め得られなかつた。

地形の高度はこの斷層線の南の延長上にある有無瀬川溪谷の兩岸で著しく異なるが、この兩岸にある鷺ノ田礫層の基底の高度は斷層の存在を否定する様に見える。地形の高度差は入山衝上斷層の成生の際にその附近の鷺ノ田礫層が撓曲されて、その堆積面が變形したものと解することができる。

大北の南、又は北松野部落の西端から南 45° 西へ向つて走る一溪谷地形は水沼斷層の南の一延長線を思はせるが、露出が悪く後の調査に俟つこととした。入山衝上斷層がこの附近でその走向を變へることからみて、水沼斷層の走向もこの谷に沿うて變つてゐると疑ふことも可能の様である。

月代斷層 は沼久保富士熔岩の項で述べた様に沼久保富士熔岩を變位せしめた斷層で芝川溪谷の東側に沿うて月代附近にでて富士川を横つてゐる。その南方の延長ははつきりしない。沼久保富士熔岩はこの斷層によつてその東側が約 20 m 前後高められてゐる。故に入山衝上線に平行接近したこれらの二斷層は洪積世末期以後にも運動を起してゐる。

中山斷層 松野村中山部落の南から略ぼ $N 40^\circ E$ の走向を以て入山部落方面へと延びる斷層である。

Loc. 81 (地質圖) に於いて観察した露頭によると岩淵安山岩體と鷺ノ田礫層とが約 1 m の厚さの斷層ネバ帯を挟んで接してゐる。斷層の傾斜は東南 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ で、岩淵安山岩體はこの斷層に接して角礫狀を呈し、西北側の鷺ノ田礫層中には中山斷層に平行して小斷層が見られる第 8 圖は上の露頭を示すスケッチ。

中山斷層の直接の露頭は他では確め得なかつたが Loc. 82, 83 (地質圖) に於いて夫々鷺ノ田礫層と岩淵安山岩體との相接近した分布局限を確めることによつて、その位置を決定した。

鷺ノ田礫層と岩淵安山岩體とは後者の方が時代の古いものであるから、この斷層も衝上斷層である。入山衝上斷層と異り、中山衝上斷層面の傾斜は東へ急斜してゐる。故に入山衝上斷層と中山衝上斷層とによつて挟まれた地域は壓縮地溝 (ramp) の地溝底部に該當する。

中山斷層の東北延長は中山部落附近で消え、西南延長は舟場部落の東南 1 km 附近でその跡を消す。その活動の地質時代は鷺ノ田礫層堆積後と決定できるが沼久保富士熔岩に影響を與へてゐない。岩淵安山岩體の一部は崖錐として鷺ノ田礫層上に載るので中山斷層その他の地質時代に就て誤解を招き易い。

善福寺斷層 蒲原町々役場附近から善福寺の溪谷へ向つて東へ凸面を向け略ぼ南北に走る斷層である。

Loc. 84 (地質圖) 善福寺部落の北部河底に岩淵安山岩體の集塊岩と蒲原礫岩層とが走向 $N 20^{\circ} W$: 傾斜 $60^{\circ} W$ の斷層で接してゐる。

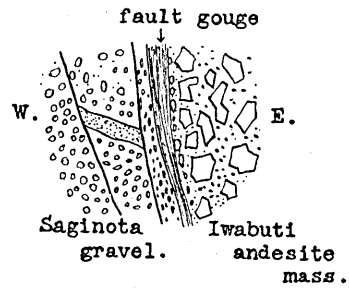
Loc. 85 (地質圖) では同じく走向 $N 10^{\circ}\sim 15^{\circ} W$: 傾斜 $60^{\circ}\sim 70^{\circ} W$ の斷層で岩淵安山岩と蒲原礫岩層とが接してゐる。

Loc. 86 (地質圖) では上の斷層は $N 20^{\circ} E$: $60^{\circ} W$ の面で蒲原礫岩と岩淵安山岩體とを區別してゐる。

善福寺斷層の成生の時代は岩淵安山岩體成生後と推定できる。

上の三露頭を除いて斷層の露頭は中々發見できなかつたが、蒲原礫岩と岩淵安山岩體の集塊岩の分布から地質圖に示す様な分布をなすことが明となつた。

蒲原礫岩層は岩淵安山岩體より古い地層であるから、善福寺斷層は一つの衝上斷層と解し得る。

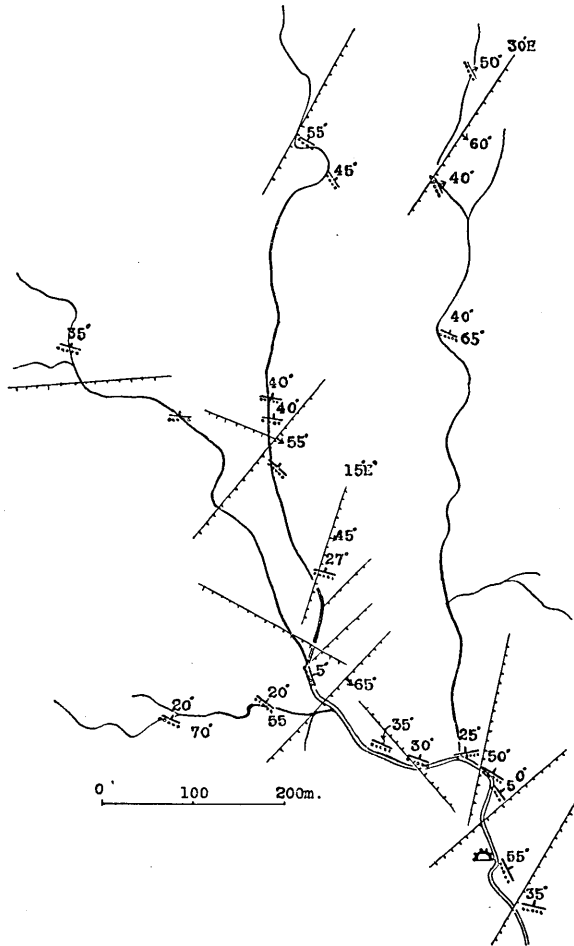


第 8 圖 中山衝上斷層の一露頭。
Fig. shows the outcrop of the Nakayama thrust. (Loc. 81 in geol map.)

城山斷層 蒲原町城山の東縁を区切る斷層であるがその露頭は僅に一ヶ所にしか知られない。即ち Loc. 87 (地質圖) で、城山角閃石安山岩體と蒲原礫岩層とは垂直又は $80^{\circ} W$ に近い傾斜の面で接してゐて、それは平面圖では東へ凸面を向けた弧狀形をなして城山層と蒲原礫岩層との境界に續いてゐる。この斷層面に接した礫岩層の或ものは壓縮のために壓碎されてゐる。この斷層の成生の時代は善福寺斷層と略ぼ同時代である。

斷層構造概説

上に述べた諸斷層系は何れも蒲原礫岩層堆積以後に成生されたもので、その性質は皆その走向南北に近く、東西方向に收縮したことを示す衝上斷層である。之等衝上斷層の面に接する各層中の砂礫は壓碎されてゐるので、この事實はこの地方にこの斷層成生の時代に東西方向の壓縮が行はれたと考へるに都合好い資料であらう。然るに之等の衝上斷層に挟まれた地域内の地層が壓縮の影響をみないことは、上の様な壓縮が行はれても各地域内は變形されずに運動し、壓縮による變形は斷層の兩側の動きで代表される一方、斷層面に接近した僅な部分が變形壓碎されることによつても代表されてゐると解することができる。(之によつても地殻構造が單なる“側壓”と言ふ言葉を用ふることによつて萬事説明されたかの如く思ふ事は出来ない。) 上述した各斷層の成生は大部分が驚



第9圖 蒲原礫岩層を切る斜斷層の分布。
Diagonal faults cut the Kanbara conglomerate.

ノ田礫層堆積直後までに完了してゐる。

第2圖に示した様に段丘礫層及び沼久保富士熔岩形成後にも多少の斷層成生運動があつたことは沼久保富士熔岩の高度分布からも確められる。この運動した部分は入山衝上斷層・水沼斷層等の發達する地帯であつて、之は大きな地域に及ぼす大規模な地殻運動が唯一の斷層面によらず或る破碎帯の中の色々な部分に於いて色々な形式の斷層で表はされると解するに都合がよい。

上に述べた斷層系とは別に小規模な斷層系を蒲原礫岩層の分布區域の東部に屢々觀察できる。第9圖は蒲原城山の西部附近でなるべくこの斷層系の斷層の走向・傾斜を測定記入したものであるが、勿論實際は第9圖に示されるものより遙に多い。第9圖によつて見られる通り岩石の分布には關係なく層向を斜斷して分布してゐて、壓碎による裂隙を暗示する様な斜斷層系である。未だ充分な調査をしたのではないし調査範圍が局部的であるから此の斷層系の成生機巧は斷言できないが、この地方に普通に見られる東西方向の壓縮を起す様な地殻運動の結果生じた裂隙としても説明できる。少くとも城山角閃石安山岩體や390.0m山の角閃石安山岩體の侵入のために生じたとするには餘にその分布が東部に局部的に發達するのみであるし、類似な系統の斷層が堰澤岩脈を變位してゐる場合もあるのでそれらの安山岩體の侵入には關係ないとした方がよい。城山安山岩の岩石組織の結晶に顯微鏡的に後成破壊作用の證左があることをこゝに參考迄に附記しておく。

撓曲及び皺曲

入山撓曲 入山衝上斷層線の東側に沿うて發達する撓曲帯で、地層はこの部分でマクレ返つて西斜する。

第7圖は阿僧附近の入山衝上斷層の東側に於ける蒲原礫層の撓曲構造を示してゐる。

松野撓曲 は松野盆地の東・西・南の壁を作つてゐるもので、鶯ノ田礫層の堆積後矩形をなした松野盆地が形成される周圍に對する相對的陥没運動が起り、東南西にこの撓曲構造が作られたと解し得る。

松野村三十坂の西、粒良野・漆野間、足ヶ久保・平清水間、鎧田・十字金等は何れもこの撓曲構造を知ることができる場所である。この撓曲構造の一部は寫眞5圖に示す様に明な正斷層形式を示す斷層に移過する場合もあり、この盆地の成生機巧を示唆するものがある。

皺曲構造 には濱石岳層の向斜構造と蒲原礫岩層の背斜構造とがある。何れもその軸の走向は略ぼ南北で濱石岳層の方が皺曲度は大である。

濱石岳層下の小河内層の皺曲に就いては第 5, 6 圖に示した様に小皺曲構造及び斷層の集合で、濱石岳層の構造に比して複雑である。

地質構造から推定できる地殻運動

沖積世中の地殻運動はこの地方では確實な資料が得られない。富士川河口の沖積原は少々沈降した地形を暗示せしめるのみである。

沖積世最初期か洪積世末期に流下した沼久保富士熔岩流は現在の富士川河底より高くその表面の富士川に沿う勾配は現在の富士川河底のものより稍々急であるから、沼久保富士熔岩が流下してから現在に至る迄に富士川は尙その河底を深めてゐることを示す一方、地盤は北が高まり南が低まる即ち駿河灣へ向つて傾斜を増す様な運動が起つたと考へられる。この地盤運動が一樣でなかつたことは第 2 圖の富士熔岩の高度分布の異常から推定できる様に芝富村月代附近の地壘的隆起となつて示される。

既に述べた如く蒲原背後の地形から推定できる地殻運動は香木穴・舟場・檜野の遷急點から示されるものと同じく隆起を意味してゐる。これらの遷急點段丘地形から推定できる隆起量は 150 m を超えてゐる。

鷺ノ田礫層の堆積面は著しく開析を受けて、その堆積當時の面影を僅にしか残してゐないが、假にその面影が鷺ノ田の南方 410 m 前後の廣い平坦な山背面で代表されるとするならば、この堆積面も現在の海岸線の距離から判斷して前と同様に隆起した結果と推定できる。この礫層の厚さは最厚 250 m に達してゐて、その基底には淡水湖底堆積物を示す足ヶ久保含植物化石泥層があるので、少くとも 250 m の堆積物を堆積せしめるだけの沈降の現象の存在又は堆積量の増大が推定される。この礫層の分布とその西・東の境の衝上斷層系とはこの鷺ノ田區域が收縮地溝（ランプ）的構造のため堆積時代から周圍に比して相對的に沈降しつゝあつたと解する方が都合がよい。入山衝上斷層・中山衝上斷層等は鷺ノ田礫層の堆積時代及びその直後に迄繼續し、入山斷層の如きは鷺ノ田礫層の堆積面を變形せしめてゐる。この變形は鷺ノ田礫層が凝固してゐない礫層なので入山斷層の西側が宮部博士の砂の實驗に見られる押し板の役をなし、同實驗の“slip line”の生ずる範圍内の地域宮部氏論文²⁸⁾（第 59 圖 A B 間の高まり）と解することができる。（A 部に見られる）この slip line の地上に於ける表現が野外に於いて期待されるが、この地形の變形と水沼衝上斷層との外には未だ野外に於いて確め得た衝上斷層・撓曲構造はない。

岩淵安山岩體の迷出は比較的廣範圍に互つたが、その分布は入山衝上斷層線以東に

28) 宮部直巳, 地震研究所彙報 12 (1934) 2, p. 200.

限られ、以西に見出し得ないので、岩淵安山岩體噴出當時から入山衝上斷層線以東の地域は以西の地域に對して沈降してゐたのであらう。この分布上の特長は侵蝕作用でも説明されるが、即ち入山斷層の西に分布した岩淵安山岩體が侵蝕し去られたとも考へられるが、入山衝上斷層線に接する蒲原礫層の擾亂程度はそれに接する岩淵安山岩體のそれより大きいことはこの衝上斷層が既に岩淵火山噴出前に存在してゐたことを示す。岩淵安山岩體迸出の直前の地表は岩淵安山岩體下の不整合線の分布から蒲原礫岩層及び城山安山岩體の露出する侵蝕面で城山安山岩體は岩頸として陸上に露はれて、稍々侵蝕を受け緩い起伏を待つてゐたかの如くに見える。この侵蝕面は DI 面か或ひはそれより古期の地表であらう。(この侵蝕面と蒲原丘陵面とは一致してゐない。)

蒲原礫岩層と岩淵安山岩體との間に見られる衝上斷層系の成生は岩淵安山岩の迸出運動と關係付けても差支えない。

城山安山岩及び堰澤岩脈群は蒲原礫岩層の皺曲構造成生と同時に直後に進入し、一部は進入體とし、一部は斜斷層系岩脈として進入したもので、城山砂岩層を捕獲してゐる事實をみると、城山(中新)層がこの城山角閃石安山岩體を由來した岩漿溜から地表に達する途中に(而も蒲原礫岩層より下であるから若しくは濱石岳層より下にあるかも知れぬから約 1 km は確實に下方に)發達してゐることを示してゐる。又その途中の進入通路は少くとも城山砂岩層の包裹物が通過できる程で、此の砂岩の分布區域より大きいことを示してゐる。この時代の角閃石安山岩の分布からみると、その由來した岩漿溜は蒲原礫岩層の下或る深さに廣く分布してゐると推定できるが之は上に述べた進入通路の大きさに對する推論には都合がよい。

蒲原礫岩層の堆積はその礫の大きさの一定なことから海底で行はれたのではあるまいかと言ふ暗示を受けるが未だ海底であると言ふ充分な證左は得られなかつた。この礫岩層堆積後の皺曲運動は緩い背斜をなすが、入山衝上斷層、善福寺衝上斷層に接した部分は層位が急で壓縮變位の跡を示してゐる。併し蒲原層は城山安山岩體及び堰澤岩脈群の進入のためには著しく層位を變へてゐない。

濱石岳層の向斜構造は第 4 圖に見られる様に全體的に見て確められるもので、胴切斷層、層向斷層、斜斷層等が多數にあり、蒲原礫岩層の構造に比して複雑である。

濱石岳層下の小河内泥岩層は濱石岳層より更に複雑なことは既に記した如く、第 5 圖、第 6 圖によつて示される通であるが、濱石岳層との境界は筆者の觀察した限では著しい傾斜式不整合とは思はれない。この構造の複雑性は小河内層の岩種が極めて軟質變形され易いため大きな皺曲構造成生の際に層間に於いてこの様な小皺曲構造を作つた疑がある。第 III 表は本地域の地質構造發達史を表示したものである。

第 III 表 山比川—富士川間の地質構造發達史を示す表

地質時代	古地理	断層	皺曲	地殼運動	火山活動	地盤垂直運動
中新世	暖流系淺海動物群の堆積	?	?	?	凝灰岩の噴出	→
中新世後半	比較的深く泥帯					→
鮮新世前半	暖流系淺海動物群の堆積	小断層系	興津川皺曲	收縮運動	?	←
	陸化・侵蝕作用	多くの構造線成生開始	濱石岳向斜等	收縮運動	凝灰岩の噴出	→
鮮新世後半か又は洪積世初期	海成? 礫の堆積					→
	城山安山岩よりのなる火山體の成生	入山断層の成生、岩脈を生ぜざる裂隙	蒲原書斜、入山撓曲の成生	展開運動?	城山角閃石安山岩の進入、岩脈群の成生	←
洪積世前半	侵蝕時代					←
	岩淵安山岩時代	入山断層の活動、善福寺断層成生	入山撓曲の成生	展開運動及び收縮運動?	岩淵安山岩の迸出	
洪積世後半	足ヶ久保湖の成生、礫層堆積				?	→
	礫層堆積面の變形; 侵蝕作用	入山断層の活動、水沼・中山断層の成生	入山撓曲・水沼撓曲等の成生	收縮運動	?	←
沖積世	侵蝕段丘成生; 富士川流路の決定 (現流路)	松野盆地地形成		遷急點から見られる隆起		←
	富士基礎熔岩の流出時代	水沼・月代断層の活動		展開運動?	富士熔岩の流下	→
現世	古田附近の地盤運動			收縮運動		←

“Fossa Magna” 南部の地質構造一考察

上に述べた様に由比川—富士川間の地質構造は中新世からあだかも東西方向に壓縮されて皺曲・衝上せられつゝ、その間新しい堆積物が絶えずこの地域を被うたため之等の新しい地層をも壓縮・皺曲・衝上の運動に與らしめたかの如き體をなしてゐる。その運動は沖積世初期までも繼續したと考へ得る。而して一般に西に古い地層が横はり、東に新しい地層が横はり、南北に走る數個の逆斷層で境されて排列し、NAUMANN氏が“Fossa Magna”と呼んだ如く此の地方は、富士川河口附近に關する限り、中新世以來の地溝狀構造帶の西縁部と認め得られる。併しながらその地溝狀構造は簡単な立體圖式で表はした教科書的な展開地溝ではないし、現在知られた各斷層は壓縮形式のものであるから假に地溝としても壓縮地溝として考へ得るもので展開地溝とは考へられない。又この構造の東部の境界の性質が今日尙明にされてゐないので、Fossa Magna を完全な地溝の概念で表はし得るか否かは明でないが、後述する様に、少くともその南部ではその東境は地溝の性質を具へてゐない。

小川博士等が述べられた如くこの地域の中新統以上の地層は豊富な火山物質が認められるから、この地域に中新世頃から火山活動が激しかつたことが推定できる。

又原田豊吉博士が述べた御坂山地の山稜の走向から推定される對曲 (syntaxis) の構造の有無も検討する必要がある。即ち従來地質學的に明にされた Fossa・Magna 南部地域の新第三紀以後に形成された大規模な斷層線を考へると、その内故加藤鐵之助學士の神繩衝上及び推し被せ斷層の走向が略ぼ東西でありその斷層面は北へ傾き下りその東の延長は山北町の東北から松田町の東北に連り大磯地塊に達するが、宛もその東の延長上にあるかの如くに三浦半島に武山衝上斷層・房總半島に佐久間衝上・推し被せ斷層があり、之等は何れもその走向を東西又は北 70° ~ 80° 西に向け、斷層面を北へ傾けてゐる。神繩衝上線の西の延長は富士山下に隠れてゐるがそれより西北方へ延びてゐる證左はない。三土技師²⁹⁾が決定した様に小佛層の南縁を劃する逆斷層は中津附近から上野原・岩殿山・初狩方面へ走り、關武夫氏の論文で推察される様に一部は三峠山の南東麓に達してゐる。この上野原—初狩衝上斷層線は西南日本外帯に類似した構造を持つ關東山地が北から丹澤山地を構成する新第三系の上へ衝き上げたかの如き狀を呈してゐて、矢部博士によつて詳しく論ぜられたフオツサ・マグナの西縁即ち糸魚川—静岡地質構造線と類似な地質構造上の意義を持つものと考へらる。故にこの斷層を糸魚川—静岡地質構造線に對應し且つ Fossa Magna の東縁を代表す

29) 三土知芳, 1/75000. 八王子地質圖幅及び説明書. (1932).

る斷層であると考へることもできるが、その走向は寧ろ東西に近いので之を以て直ちに“Fossa Magna”なる壓縮地溝の東縁と考へる事はできない。

然るに富士川河口の各衝上斷層が走向南北であり、その大部分の斷層面は西へ傾き下り、それらの北部延長は甲府盆地地方に迄延びてゐる證左もないことからみて、少くとも“Fossa Magna”南部にはヒマラヤ山地の北西 Punjab, Kashmir. 地方に見られる對曲構造を想起させる様な斷層分布が不完全ながら見られる。併しながら“Fossa Magna”南部に於いてはこの構造に更に新生代末期の火山活動の結果が加つてゐるために WADIA 氏³⁰⁾が確めた様な對曲構造の兩翼の連続性は勿論その前山地方 (foreland) の古い岩層からなる地塊構造も未だ確められてゐない。

今野圓藏教授によれば矢部博士の糸魚川——静岡地質構造線の南部に於ける位置に就いて調査された結果、同構造線に平行な斷層線は千谷技師³¹⁾の瀬戸川統の東端と高草——龍爪玄武岩及び粗面玄武岩の東縁に確認できる見込みがあり、安倍川の東側龍爪山地を略ぼ南北に走る平行した——壓縮斷層破碎帯で代表されてゐるから“Fossa Magna”西縁の南部は明に大きな壓縮型の斷層帯で西南日本外帯と境されてゐる*。

この様に“Fossa Magna”西南部の由比川・富士川間の地質構造はそれに関する先輩の種々な解釋の何れにも適合するかの如き構造様式を備へてゐて、之等の解釋を更に具體的に決定するためには尙大なる範圍の調査を敢行しなければならぬ。然れども“Fossa Magna”南部に於いては壓縮地溝と言ふよりは寧ろ不完全な對曲構造と考ふるべき地質構造上の性質を示してゐる。

本研究に於いて“Fossa Magna”地方が沖積世初期の地層に迄大なる擾亂を與へてゐるのに西南日本又は關東地方中部に於いては殆どその事實の認められぬ事、“Fossa Magna”地域内に於いて尙壓縮性の南北走向の衝上斷層が存在し、而も之等が沖積世初期迄も繼續運動した事を知り得た事は次に述べる推論に對して都合のよい資料となつた。即ち關東地震の際の地殻の動きはその周圍に對して南方へ移動したことを示したが、この運動方向は上野原——初狩・神繩・武山・佐久間等の各逆斷層が示すものと同一形式である。然るに伊豆地震の丹那地震斷層地域の地形・地質學的研究は、筆者及び久野學士によつて確められた様に、由比・入山衝上斷層と類似の特徴を持つてゐる。故に丹那地震斷層の兩側の變位は“Fossa Magna”西南部の地質構造を作つた地殻運動と類似な運動が行はれつゝあることが暗示されると同時に關東地震の際に成

30) WADIA, *Re. Geol. Sur. India*, 65 (1932), pt. 2, pp. 189~220.

31) 千谷好之助, 七萬五千分之一静岡地質圖幅及び説明書. (1928~9).

* この破碎帯の斷層鏡面條線は水平方向に近いものが大多數に發見されてゐる。

生された諸地震断層（延命寺・下浦地震断層）と地殻變動とは“Fossa Magna”の東南部の新第三紀以來の地質構造を作つた地殻運動と類似な運動が行はれつゝあることも暗示される。

故に今假に關東地震の地殻變動と伊豆地震の丹那断層の兩側の地殻變動とを前述した様に新第三紀以來の地殻運動の一表現と解するならば、兩地震の際の地殻運動は上に述べた對曲類似の構造生成運動中の兩翼の一運動と見做すことができる。WADIA 氏流の考へ方をすれば相模灣及びその灣口の深部以東南には西及び北よりの對曲類似の構造の前山地方 (foreland) に該當する古き見えざる陸地が存在するのではあるまいかとも解釋できやう。

33. *Geologic Structure of the Eastern Ibara District, Sizuoka Prefecture, Japan.*

By Yanosuke OTUKA,

Earthquake Research Institute.

In this paper the writer describes the stratigraphy and structural geology of the Ibara district, which lies west of the mouth of the Huzi river. Since it occupies the southwestern corner of Naumann's 'Fossa Magna', to grasp the geologic development of this district it is necessary to understand the geologic nature of this great tectonic zone.

Stratigraphically this district consists, in descending order, of Alluvial deposits, the Numakubo Huzi lava flow, the Iwabuti and Kanbara terrace deposits, the Saginota gravel bed, the Iwabuti andesite mass, the Siroyama andesite mass and the Sekizawa dykes, the Kanbara conglomerate bed, the Hamaisidake conglomerate bed, the Kogōti mud bed, and the Siroyama sandstone bed.

The Alluvial deposits mainly consist of unconsolidated fluvialite gravel and sand that were deposited on the shore of Suruga bay and the floor of the Huzi river.

The Numakubo Huzi lava flow, which is a basal lava flow extending from Volc. Huzi to the floor of the Huzi river through the valleys of the Sibakawa and the Numakubo, is overlain by Alluvial deposits.

The Iwabuti and the Kanbara terrace deposits consist of river gravels, mainly derived from the surrounding mountains. The Iwabuti terrace deposits form a terrace surface, above 30~20 m above sea-level, behind the town of Huzikawa-mati. The Kanbara terrace surface, which is 180~200 m high, and which consists of Kanbara terrace gravels, is well developed along the river Yui. From the topographical point of view, these terrace deposits may be Late Pleistocene, seeing that they are considered older than the Numakubo Huzi lava flow.

Terrace deposits similar to the foregoing may be seen exposed on the southern slope of Mt. Kanamaru, behind the town of Kanbara (-mati), and in the Matuno basin south of Numakubo. The geologic age of these deposits, which is uncertain owing to lack of fossils, may be almost con-

temporaneous with that of the Iwabuti and Kanbara terrace deposits, judging from its topographic relations.

The thick Saginota gravel bed exposed near Saginota, in Matuno-mura consists of unconsolidated coarse gravels, the lower part of which intercalates with a mud bed containing fossil plants which E. KONNO and the writer call the Asigakubo flora. (see p. 423.)

According to E. KONNO, the Asigakubo flora, judging from its flora, may be Lower Pleistocene or Uppermost Pliocene. It is older than the Siobara flora, and the younger than the Japanese early Pliocene Flora.

The Iwabuti andesite mass consists of agglomerate (or lapilli) and lavas of two pyroxene andesite extruded by olivine pyroxene andesite. It is overlain by the Saginota gravel bed with para-unconformity. This andesite mass extruded and unconformably overlaid the erosional surface of the Kanbara conglomerate bed, the Siroyama andesite mass, and the Sekizawa dykes.

The Siroyama andesite mass and the Sekizawa dykes, both consisting of hypersthene bearing hornblende andesite, (or dacite) intruded the Kanbara conglomerate bed.

The Kanbara conglomerate bed is subconsolidated conglomerates which consist of pebbles of quartzite, white quartzite, green sandstone, conglomerate of the underlying Hamaisidake beds, diorite, andesite, and porphyry. These regular sized pebbles are overlain by the Iwabuti andesite mass with unconformity, and intruded by the Siroyama andesite mass and the Sekizawa dykes. They are bare of fossils.

The Hamaisidake conglomerate bed consists of greenish sandstone and conglomerate containing some fossil mollusca. The following fossil mollusca were collected from the Hamaisidake conglomerate bed exposed at Loc. 7 in Fig. 4.

Venericardia panfa (YOKOYAMA), *Cardium* (*Trachycardium*) sp., *Chlamys vesiculosa* (DUNKER), *Amussiopecten praesignis* (YOKOYAMA), *Glycymeris* sp., *Ostrea* aff. *musashiana* YOKOYAMA, *Cinus tuberculatus* TOMLIN, *Lemintina murcnoensis* OTUKA.

From the above listed the writer, although he determined only two Pliocene fossils, believes the Hamaisidake bed to be Lower Pliocene.

The Kogōti bed is an alternation of fine mud and sand beds exposed on the river Kogōti, a tributary of the Okitu. *Pyrgo kogotensis* OTUKA (MS.) frequently occurs in this bed. It is para-unconformity overlain by the Hamaisidake beds. What underlies this alternation is unknown.

The unconformity between the Hamaisidake bed and the Kogōti bed is not accompanied by the basal conglomerate of the former, which characteristic feature of the unconformity reminds the writer of similar features in the unconformity between the Lower Kakegawa series and the Tamari mud bed in the Kakegawa region, and the Takanabe group and the Tuma group in Miyasaki prefecture. While the Hamaisidake beds, the Lower Kakegawa series, and the Takanabe group are almost contemporaneous with one another as judged from their molluscan fauna, the Kogōti beds may be almost contemporaneous with the Tamari and the Tuma mud groups.

The Siroyama sandstone, which is a calcareous sandstone exposed on the top of Mt. Siroyama, north of the town of Kanbara, is a sedimentary xenolith or a sedimentary inclusion surrounded by the Siroyama hornblende andesite mass on its north, west, and south, and by a thrust fault on its east side. It consists of tuffaceous and calcareous sandstone that is andover green. The tuffaceous sandstone which is in contact with the Siroyama andesite occupies the lowest horizon. The following marine fossils were collected from the calcareous sandstone at Loc. 88 in Geol. Map. (Fig. 10).

<i>Astrichelypeus integer</i> YOSHIWARA (very frequent).....	Miocene.
<i>Laganum fuhsiyama tokunagai</i> OTUKA n. subsp.....
<i>Glycymeris</i> sp. (<i>retitus</i> type) (very frequent)	?
<i>Acila</i> sp.	?
<i>Mytilus</i> sp.	Miocene.
<i>Lima konnoi</i> OTUKA n. sp.
<i>Ostrea gigas</i> THUNBERG	Miocene-Recent.

<i>Amussiopecten</i> sp. (very frequent)	Miocene-Pliocene.
<i>Patinopecten kanbaraensis</i> OTUKA n. sp.	Miocene.
<i>Chlamys</i> sp.	?
<i>Cardium</i> sp.	?
<i>Flaniella</i> sp.	?
<i>Dosinia matumotoi</i> OTUKA n. sp.	?
<i>Paphia hirabayasii</i> OTUKA n. sp.	Miocene.
<i>Clementia nakamurai</i> OTUKA n. sp.	Miocene.
<i>Trivia</i> sp.	?
<i>Xenophora</i> sp.	?

Of these fossils mentioned above, *Astrilypus integer* YOSHIWARA, *Mytilus* sp., *Clementia nakamurai* OTUKA, and *Paphia hirabayasii* OTUKA are the same as those of the Miocene exposed near Kureti, NE of Volc. Huzi, from which *Operculinella complanata Japonica* HANZAWA was reported. *Patinopecten kanbaraensis* OTUKA was reported from the Miocene of Mino. Since the faunal character of the Siroyama sandstone bed is not related to that of the Hamaisidake bed, it is not improbable that the former bed is contemporaneous with these Miocene formations. From its faunal character, at all events, the writer believes that the former formation is decidedly older than the latter, although only five fossil species of them have been found in other Miocene formations.

Summarising the above written the following succession of strata and igneous rocks is inferable in this district (Table I).

Table I. Succession of strata in the Ibara district, Sizuoka pref.

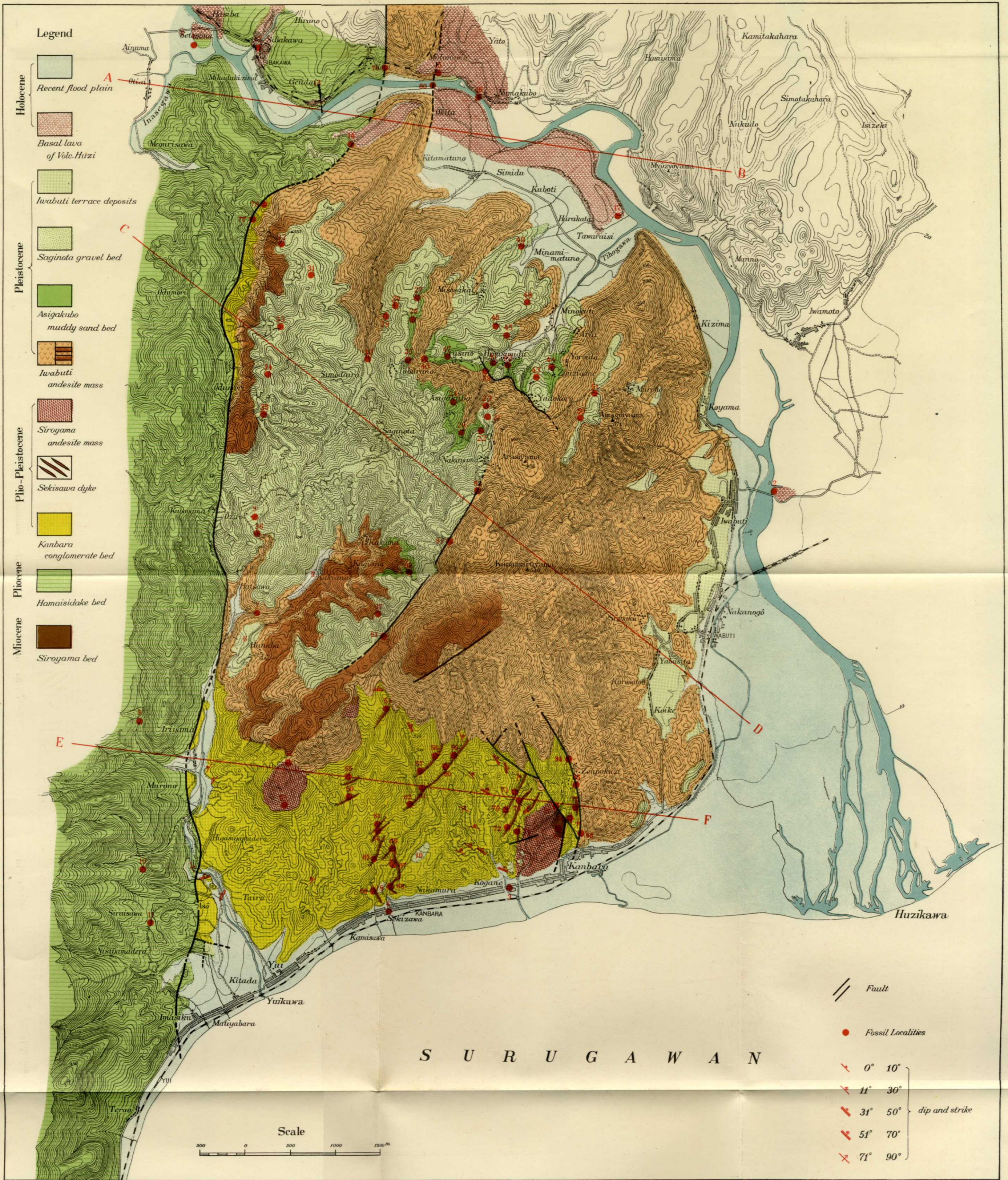
Holocene	<i>a</i>	Alluvial deposits ~~~~~ (unconformity) ~~~~~
	<i>a</i> ₁	Numakubo Huzi basal lava flow ~~~~~ (unconformity) ~~~~~
Pleistocene	<i>du</i> ₂	Iwabuti and Kanbara terrace gravel beds ~~~~~ (unconformity) ~~~~~
	<i>dl</i>	Saginota gravel bed (with Asigakubo flora) ~~~~~ (unconformity) ~~~~~ Iwabuti andesite mass ~~~~~ (extensive unconformity) ~~~~~
Pliopleistocene	<i>pd</i> ~ <i>dl</i> ₁	Siroyama andesite and Sekizawa dykes ~~~~~ (intrusion) ~~~~~ Kanbara conglomerate bed ~~~~~ (unconformity) ~~~~~
Pow. Plio.	<i>pl</i>	Hamaisidake conglomerate bed ~~~~~ (unconformity) ~~~~~
Miocene	<i>mu</i> ?	Kogôti mud and sand alternation ~~~~~ (stratigraphic relation unknown) ~~~~~
	<i>m</i>	Siroyama sandstone bed

Tectonic. There are six principal faults in this district. The Iriyama thrust fault runs along the Yui valley from the mouth of the Yui river to Numakubo through Iriyama and Ozumori. It trends NS~N 5° E and dips westward about 70°~40°. The fault plane and slickenside of this fault show that its west side moved upward and southeastward relatively to opposite side. Phot. 3 & 4 show the exposure of this thrust fault. The Saginota gravel bed is the youngest formation that was cut and flexed by this fault.

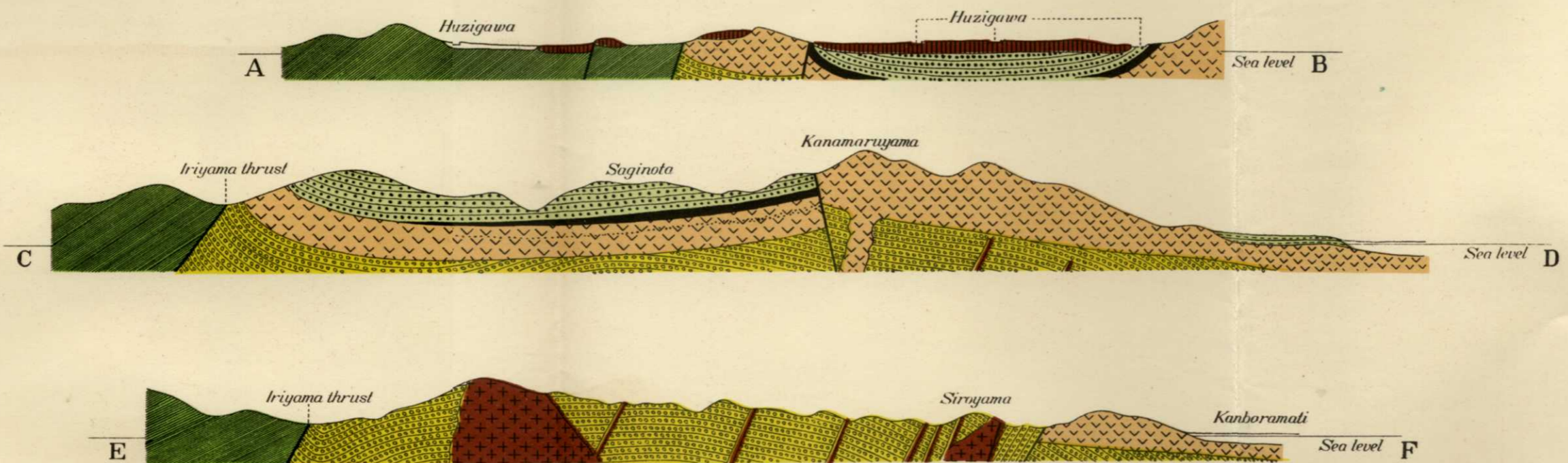
The Mizunuma fault, which is exposed on the valley wall of the Huzi river, at Numakubo and Mizunuma, east of Sibakawa, displaced the Saginota gravel and the Iwabuti andesite mass and flexed the Numakubo Huzi lava flow.

Table II. Geologic development of the Ibara district.

Geologic age		Palaeogeography	Faulting	Folding	Crustal movement	Volcanic activity
Miocene	Siroyama sandstone age.	Deposition of littoral fauna affected by warm current.	?	?	?	Eruption of tuff.
Later half of Miocene	Kogôti age.	Deposition of mud (deep mud zone deposits.)			Subsidence ?	?
Earlier half of Pliocene	Ihamaisidake age.	Deposition of littoral fauna affected by warm current.	Minor fault system	Folding in Kogôti bed.	Upheavals, Contraction or compression.	?
Later half of Pliocene or Early Pleistocene	Kanbara con- glo. age. Siroyama ho- mblende andeites age.	Regression; formation of dry land; subaerial erosion. Deposition of gravel. Formation of volcano which consists of Siroyama andesite.	Formation of many tectonic lines. Formation of dykes and Iriyama thrust.	Formation of Hamaisidake syncline. Formation of Kanbara anticline and Iriyama flexure.	Contraction or compression.	Eruption of tuff. Intrusion of Siroyama andesite and dykes.
Earlier half of Pleistocene	Iwabuti andesite age. Saginota gravel age.	Extensive denudation. Formation of Iwabuti volcanic group. Formation of Asigakubo lake. Deposition of terrestrial gravels.	Activity of Iriyama thrust. Formation of Zenpukuzi thrust etc.	Formation of Iriyama flexure.	Tension and compression.	Extrusion of Iwabuti andesite mass. ?
Later half of Pleistocene	Kanbara, Iwabuti terrace age. Early Holocene.	Deformation of depositional surface of the gravels; Erosion. Formation of erosion terrace; Settling of the Huzi river course. Flow of the Iruzi lava.	Activity of Iriyama fault; formation of Mizunuma and Nakayama thrust.	Formation of Iriyama and Mizunuma flexure.	Contraction or compression.	?
Holocene	Recent.	Formation of Horst near Kota.	Activity of Mizunuma and Gendai fault.		Upheaval inferred from cusp point of the river floor. Tension ?	Extrusion of Numakubo Huzi basal lava.



Geologic Section





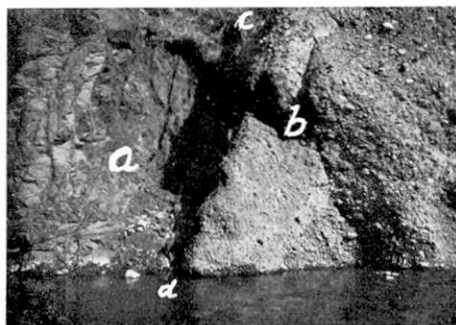
寫真 1 富士川町岩淵. (Town of Huzikawa at Iwabuti.
a=岩淵段丘 (Iwabuti terrace).
b=沖積氾濫原 (Alluvial flood plain).
c=富士基底熔岩露出地 (Outcrop of Huzi basal lava flow).



寫真 2 芝川東部月代斷層 (Gendai fault, east of Sibakawa).
a=沼久保富士基底熔岩 (Numakubo Huzi basal lava).
b=濱石岳礫岩層 (Hamaisidake conglomerate bed).

寫眞 3 (右, right).

入山衝上斷層 東山寺西南 (Iriyama thrust
[*cd*] at southeast of Higasiyamadera).
a = 濱石岳層 (Ihamaisidake bed).
b = 蒲原礫岩層 (Kanbara conglomerate bed).



寫眞 4 (左, left).

入山衝上斷層, 福澤の西部 (Iriyama thrust
at west of Hissawa).
a = 濱石岳層 (Ihamaisidake bed).
b = 岩淵安山岩體 (Iwabuti andesite mass).

寫眞 5 (右, right).

松野撓曲から移化した正斷層 (Normal fault
in the Matuno flexure).
平清水の南 (South of Hirasimizu).



The Gendai fault is a young fault that displaced the Numakubo Iuzi lava flow as shown in Photo. 2

The Nakayama thrust fault runs from Nakayama village along the western foot of Mt. Kanamaru, trending N 30° E. The fault plane of this thrust, exposed at Loc. 81 in geol. map, as shown in Fig. 8, dips steeply eastward (about 70°~80°). The Iwabuti andesite mass was thrust-ed on the Saginota gravel bed by the fault plane.

The Zenpukuzi thrust fault runs from Zenpukuzi to Kanbara, east of Mt. Siroyama, trending N 10° W~N 10° E. It dips 60° westward, the Kanbara conglomerate having been thrust-ed on the Iwabuti andesite mass by this fault.

The Siroyama thrust fault which trends N 10° W and dips 70°~60° westward, limits the eastern extension of the Siroyama sandstone at Siroyama.

Most all the faults just described are of the thrust type, running in a nearly N~S trend. Most of them were active, and are as young as the post-Saginota gravel. Consequently during early Pleistocene, compression or contraction was the outstanding phenomenon connected with the fault system of the southern part of the "Fossa Magna". Generally speaking, since the strata in the western part of this district the extensions of which are limited by thrusts, is older than those in the eastern, the fault system may be regarded as evidence of structural habits in the compressive graben structure, or in the west wing of a syntaxis which diverges southeastward.

The flexed structure is observed along the principal fault planes. The Iriyama flexure is observed in the Kanbara conglomerate bed, in the Iwabuti andesite mass and in the Saginota gravel bed along the Iriyama thrust fault. Degree of the disturbances in the flexure is greater as the formation becomes to older.

The Matuno flexure forms boundaries on the eastern, southern, and western sides of the Matuno basin. It frequently changes into minor normal faults.

Folded structure is exposed in the Kanbara conglomerate bed, the Hamaisidake conglomerate bed, and in the Kogôti mud bed.

The folded structure in the Kanbara conglomerate bed which is very simple, shows an anticlinal fold, the axis of which runs with a trend N 30° E from the southern foot of Mt. Kanamaru to Sekizawa, in the town of Kanbara.

The folded structure in the Hamaisidake conglomerate bed is a syncline, the axis of which runs with a trend N~S. The trend of Hamaisidake ridge almost coincides with the axis of this syncline.

The folding in the Kogôti mud bed is very complicated, and more minor than those just mentioned. Figures 5 and 6 show these minor foldings in the mud bed. The folding axis of these minor foldings runs with a N~S trend.

Judging from the folding structures mentioned above, the compression or contraction seems to have occurred since late Miocene or early Pliocene in this district.

The following table (II) shows the tectonic development of this region.

From the foregoing remarks, we find that Naumann's 'Fossa Magna', at least in its southwestern part, is evidence of a compressive graben, or a syntaxial structure which branches off south-eastward, but in order to decide which one of these structures it is, it behooves us make a more detailed geological survey of a much wider area that has been done so far. It is however clear that Naumann's Fossa Magna is not a simple tensional graben, as shown by the block diagram in text books of geology, but rather the result of a complicated and compressive operation of forces. It is, more over a tectogenetic zone that has been active since the Miocene to Recent.