

土地分類基本調査

地形・土じょう調査

鯨 沢

5万分の1

国土調査

経済企画庁

1964

序

国土の開発、保全並びにその利用の合理化、高度化を計ることは、限られた土地資源に対し、人口稠密なわが国においては当然に緊要な課題であり、従来このための種々の調査、研究が各方面で行なわれたが、いずれも単一の利用目的のためのもの、若しくは単なる利用現況のは握にすぎないものが多く、合理的、効果的な利用、開発、保全計画を策定するには、不十分で、あらゆる角度から総合的に国土の実態をは握する必要にせまられて来た。

国土調査法はこの主旨に基づき、昭和26年に制定されたものであるが、これによる土地分類基本調査は、土地の基本的な性格を規定している地形、表層地質、土じょうの3つの要素をとりあげ、その各々について5万分の1の地形図を基図として調査を行ない、その結果を相互に有機的に組み合わせることにより、実態を正確には握し、土地をその利用の可能性により分類しようとするものである。

この調査における地形調査は主として、現地形の成因的、性質的な分類に、表層地質調査は岩石の物理性（硬軟）による分類に、土じょう調査は比較的広い地域にわたる土じょうの類及び統の分類等において、在来の調査には見られなかつた特色を持っているものである。そして、これらの調査は一面において、相互補完的な意味をもっているが、地形、表層地質土じょうの順に調査を行なえば、より正確に、且つ、経済的に本調査を遂行することが出来るものである。又、さらに個々の土地について行なう土地分類細部調査に対しては、その前提となる調査である。

これらの調査は、各機関の権威者の協力により、昭和29年より30年までの間に総理府令として制定された各作業規程準則に基づき、実施されたもので昭和38年度末までに、本図幅を含めて次の10図幅の調査並びに成果の印刷が完了することになっている。

水 沢（岩手県）	湯殿山（山形県）	前 橋（群馬県）
宇都宮（栃木県）	寄 居（埼玉県）	鯉 沢（山梨県）
四日市（三重県）	津山西部（岡山県）	熊 本（熊本県）
鹿 屋（鹿児島県）		

又本調査は、更に昭和37年5月19日法律第149号国土調査促進特別措置法に基づ

く国土調査事業10箇年計画（昭和38年5月10日閣議決定）により、昭和47年度までに全国を代表的な40図幅について調査を行なうことになり、昭和39年度より、年間4～5図幅の調査を行なうことになったのである。

この「鵜沢」図幅は、昭和37、28年の両年度にわたり、調査が行われたもので、本邦中央部の高峻山岳地帯の一部をしめ、ホツサマグナに含まれる図幅で、山梨県の西部、甲府市の西南方に位置する。

その大半が古生層、第三紀層の高峻山岳地域でホツサマグナ西縁にそつた、南北に流れる富士川支流の早川により、以西は古生層、以東は第三紀層に区別され、これら山地の東部に富士川により形成された所謂甲府盆地の一部が存在する。

本地域は農林業を主産業とする地域であるが、森林資源については、その立地条件のきびしさより未開発のまま放置せられていた地域が多かつた。近年、早川流域の開発が県の開発計画の一環として進められ、林道の開発、並びに森林資源の開発、更には、電源の開発等が行われているが、いづれにしても地形、地質的に極めて不利な条件の地域であるので、開発計画の実施にあつてはこの点を充分考慮せねばならない地域であると考えらる。

以上の観点より、本図幅の調査にあつては、特に開発、保全と自然条件との関連に重点をおいて調査を行つたもので、これらの成果は、類似の地域の開発、保全、土地利用等に有益な示唆を支えるものであると考えられるので、十分理解され、広く活用されることを望む次第である。

この調査は、経済企画庁が山梨県に委託して行つたものであるが、各調査にあつては、地形調査はお茶の水女子大学、土じよう調査は、山梨県林業試験場の各機関々係者多数の御協力をいただくとともに、現地の連絡調整については、山梨県、企画開発部、企画課の御尽力を願つた。又、本調査の企画調整、本書の編集については開発局国土調査担当官があつた。特に記して、この労を深く謝する次第である。

昭和39年3月

経済企画庁総合開発国土調査課長

杉 田 栄 司

総目次

序 文

地形説明書..... 1～37

土じょう説明書..... 1～82

あ と が き

地形分類図

土じょう図

土地分類基本調査簿（国土調査）第41号

地形説明書

鯀 沢

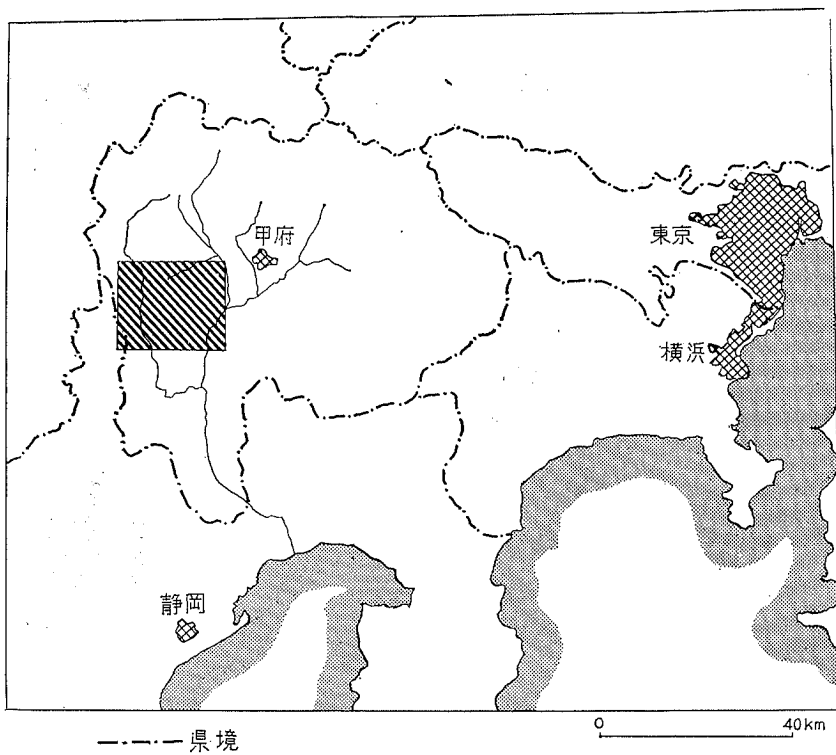
5万分の1

国土調査

経済企画庁

1964

位置図



目 次

I . 地域概説	1
II . 地質概説	4
III . 地形概説	9
IV . 地形細説	19
IV . 1. 赤石山地主部及び東縁部	19
IV . 2. 赤石東縁丘陵性山地	26
IV . 3. 甲府盆地西縁台地	28
IV . 4. 甲府盆地西縁扇状地	30
IV . 5. 釜無川氾濫原平野	33

成 果 図

1. 地形分類図（付地形断面図及び地形区分図）「鯉沢」5万分1
2. 水系図
3. 谷密度図
4. 傾斜分布図

付 図

第 1 図 行政区界図	2
第 2 図 地質図	6
第 3 図 赤石山地北部東西方向地形断面図	10
第 4 図 起伏量図	11
第 5 図 河川図	12
第 6 図 赤石山地切峯面図	20
第 7 図 河川縦断面図	22

写 真

写 真 1	櫛形山頂西側の山腹緩斜面と堆積性山腹緩斜面……………	35
写 真 2	六郷山地大木の堆積性山麓緩斜面……………	35
写 真 3	西八代層群中の逆断層……………	36

付 表

第 1 表	函葉内市町村名表……………	3
第 2 表	地質総括表……………	7
第 3 表	鵜沢地形区分表……………	14

1 : 50,000

地形説明書

鰍 沢

お茶の水女子大学 助教授 式 正 英

講 師 吉 田 栄 夫

ま え が き

「鰍沢」図葉の地形調査は、昭和37年6月～昭和38年にかけて、現地調査と整理作業を実施した。調査の分担は図葉北部約3分の1を式が、図葉南部3分の2を吉田が担当し、説明書のうち、地形細説は、夫々の分担箇所に従って執筆し、概説のうち、地質概説を吉田が、地域概説、地形概説を式が執筆した。

本調査の実施にあたっては、経済企画庁国土調査課土地分類担当官ならびに山梨県企画課職員諸氏、山梨県林業試験場、山梨県農事試験場各位の協力を得た。整理作業にあたってはお茶の水女子大学地理学教室岩下茂子、原千里、中村瑛子、野崎香奈子三好妙子の諸氏が協力した。

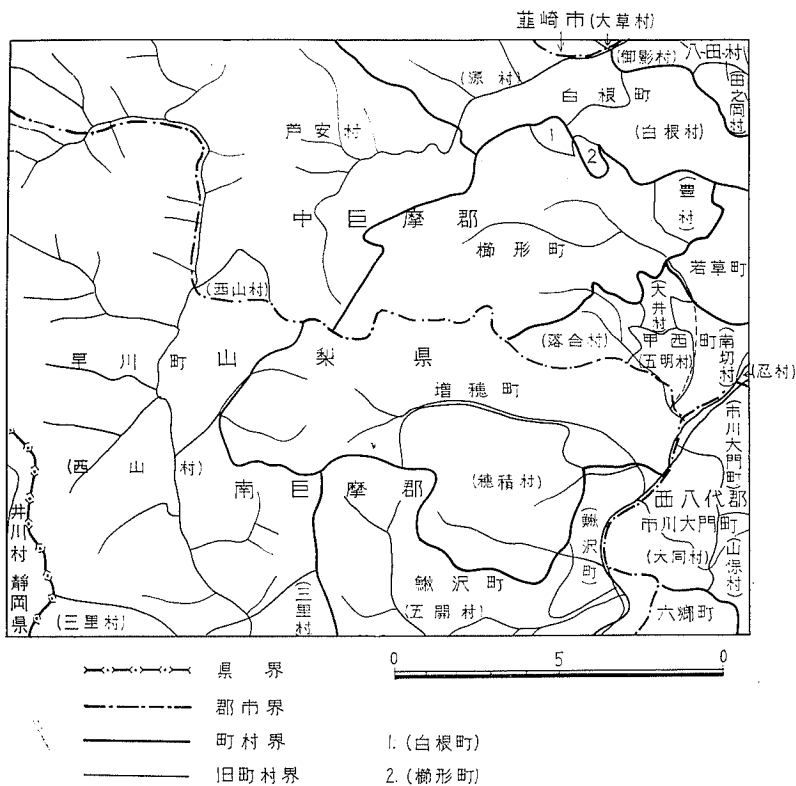
I. 地 域 概 説

本調査は5万分1地形図<鰍沢>* (かじかざわ) を基図として行われた。鰍沢図葉の図廓辺の左右はそれぞれ東経 $138^{\circ}15'10''$.4及び $138^{\circ}30'10''$.4、上下辺はそれぞれ北緯 $35^{\circ}30'$ 及び $35^{\circ}40'$ であり、図葉の実面積は 418.91km^2 ある。

図葉の位置は本州中部地方、山梨県西縁のほぼ中央にある。図葉内の行政区は殆んど山梨県に属し、南西縁僅かに大井川上流域の一部が静岡県井川村の村域にはいる。図葉ほぼ中央の東西線を境として北を中巨摩、南を南巨摩の二郡が殆んどを占め、南東縁、富士川より東の西八代郡と図葉北縁に僅かの韮崎市域が付随する。中巨摩郡の内、甲西町、若草町、櫛形町、白根町、八田村、芦安村、南巨摩郡の内、増穂町、鰍沢町、早川町、西八代郡の内、市川大門町、六郷町の各町村域に属し、併わせて山梨

* 建設省 国土地理院発行 昭和32年資料修正版を基図とした。

県1市9町2村，静岡県1村の行政区を含む。芦安村，早川町は高山地を包含した区域を占めて面積が大きく，この2ヶ町村で図葉西半の殆んどを占める。最近合併された町村域が殆んどで，旧村域を境界変更した上での合併例もあり，旧村域と対照すると錯雑した関連がみられる。例えば白根町，櫛形町の間，芦安村と早川町との間がそれである。



交通路は地形的制約を受け，図葉東辺の帯状の平地部に道路網が密に発達し，西側の山地内は急に疎となる。甲府—今諏訪—小笠原（主要地方道，甲府—櫛形線）と興津—身延—罫沢—小笠原—葦崎を結ぶ南北状道路（2級国道141号線）が主要であ

第1表 図葉内市町村名表

新 市 町 村 名		旧 市 町 村 名
南 巨 摩 郡	早 川 町	西山村・三里村
	鯀 沢 町	穂積村・五開村・鯀沢町
	増 穂 町	増穂町・穂積村
中 巨 摩 郡	芦 安 村	芦安村・西山村（南巨摩郡）
	白 根 町	源村・白根町・櫛形町
	八 田 村	御影村・田之岡村
	櫛 形 町	櫛形町・白根町・豊村
	若 草 町	若 草 村
	甲 西 町	落合村・大井村・五明村・南湖村・忍村
西 八 代 郡	市川大門町	市川大門町・山保村・大同村
	六 郷 町	六 郷 町

り、その他甲府盆地平野と山麓集落を結ぶ東西性の交通路が発達する。軌道は甲府—富士を結ぶ身延線が、図葉西南隅を斜めに横切る1条だけである。甲府—西野—青柳を結ぶ山梨交通の電車軌道は、バス路線の発達によつて昭和35年に廃止された。山地内部は起伏量が大きいため道路の発達は著しく悪く、昭和30年頃まで身延から早川沿いに林用軌道の併設された歩道が下湯島—西山を経て奈良田まで達するのみであり他は山道を通ずるに過ぎなかつたが、野呂川流域の開発に伴い、上述の林用軌道は廃止され、拡巾されて電源開発道路として延長され、鮎差—荒川出合—広河原まで達した（昭和37年10月）。これは河谷に沿う南北方向の道路であるが、その他山地内車道は、夜叉神峠下の夜叉神トンネルの開通（昭和30年）によつて芦安—桃ノ木—鷲住山を経て広河原に通じ、前述の電源開発路に接続する野呂川林道と昭和38年ほぼ完成をみるに至つた向川—池ノ茶屋—丸山—西山を通ずる丸山林道とは東西性道路である。これ等は山地内の車道として、南アルプスの雄大な景観を恣いままにし得るため、産業開発道路としての機能に加えて観光道路として日本有数の価値を充分に持つ。

図葉内市街地は、小笠原に古市場、荊沢、長沢、青柳、鯀沢が南北に長く国道141

号線に沿つて街村をなす他、図葉東端、笛吹川左岸に市川大門の市街地があるのみで、他は平野、河谷沿い、丘陵、台地内部に村落が集村をなして散在し、これ等は殆んど図葉東半に限られる。図葉西半では早川河谷に沿う低い段丘上に下湯島、上湯島、西山、奈良田の4集落があるのみである。

Ⅱ. 地 質 概 説

本地域は、いわゆる糸魚川—静岡構造線の一部を占めており、第三紀初期以降大規模な造構造運動を受けた地帯で、主として、複雑な褶曲構造を有する古生界、中生界および第三系からなっている。本地域周辺の南部と北部の地質については、かなり詳細な研究が発表されている。しかし、部分的なものを除いて、本地域全域にわたる詳しい地質調査の結果は、未だ公表されていない。ここでは、巻末に掲げた資料、参考文献に基づき、これに筆者の観察を加えて地質概略図を作成し、簡単に説明する。^{*1}

本地域の地質は、赤石山地北部の中核をなす白根山地を構成する古生界および中生界、その前縁山地である巨摩山地（本地域では橢形山、辻山、甘利山、丸山、城山の各山地に区分する）および天子山地西縁部（本地域では六郷山地と呼ぶ）を構成する中部第三系が大部分を占め、さらに、主として高位段丘および旧期扇状地堆積物よりなる洪積層、低位段丘の一部、新期扇状地および釜無川、富士川等の氾濫原をなす沖積層が存在する。また、一部に先第三紀の花崗岩、第三紀の石英閃緑岩、アルカリ岩類、玢岩類、鮮新統の喀喀岩層が認められる。

古生界および中生界 これらは従来秋父古生層とされていた。最近赤石山地の地質調査が進展し、赤石山地は、古生層と中生層に区分されるようになった。本図幅内でこの様な区分が行えるか否かに疑問の点が残されているが、かつて筆者らの行つた^{*2}地形調査における観察事実をも考え合わせて、一応古生界を白根層群とし、中生界を本地域で早川層群と仮称して図示することにした。

白根層群—本図幅内では、最も西の白根山地中腹を占める粘板岩、砂岩、チャー

*1 地震研究所松田時彦氏未発表資料を参考に示唆を頂いた。

*2 野呂川流域森林保全調査報告書（1956）

ト、緑色岩よりなる地層で、ほぼ南北の走向を有し、複雑な等斜褶曲構造を示すと思われる。東方の早川層群とは断層をもつて接し、早川層群に比して、緑色岩が多く、まため方も激しい。小断層と考えられる破砕帯が多く分布する。

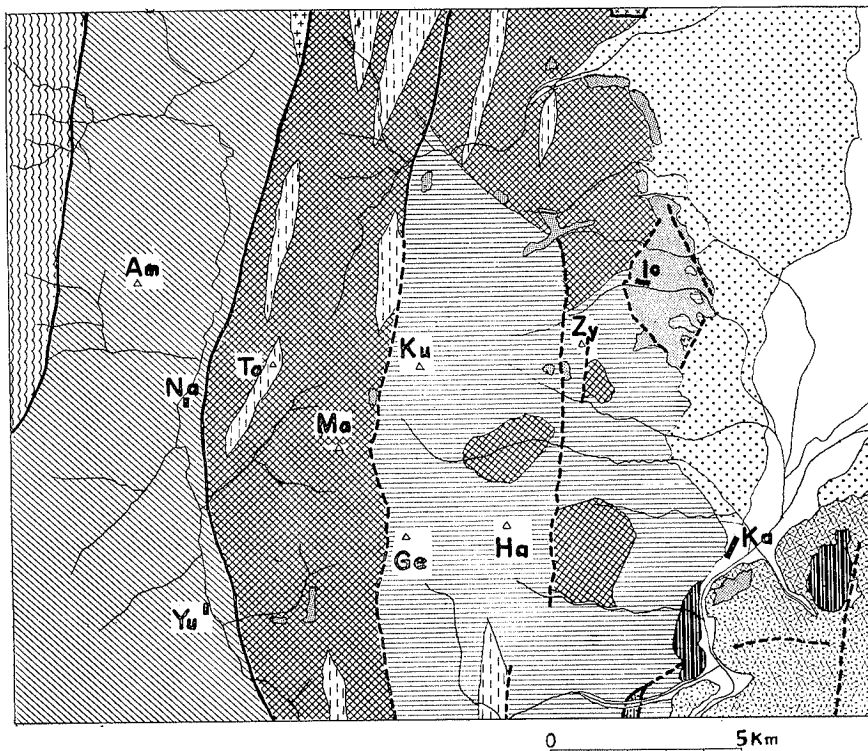
早川層群一主として砂岩、粘板岩からなり、緑色岩を介在する。東側の第三系とは早川流路付近から大崖頭山付近を通る著しい断層をもつて接している。ほぼ南北方向の走向を有し、東又は西に急傾斜するが、図幅内では西に傾くところが多い。前記大断層(糸魚川―静岡線の一部をなす)に沿い2 km ほどの中で、粘板岩が著しく千板岩化しているが、断層を離れると不変成の砂岩、粘板岩が現われる。なお、赤石山地の南部および西部にある中生層は、ジュラー白亜紀と考えられている。

第三系 櫛形山地の大部分を構成する中新統の櫛形山層および桃ノ木層、六郷山地を構成する西八代層群である。

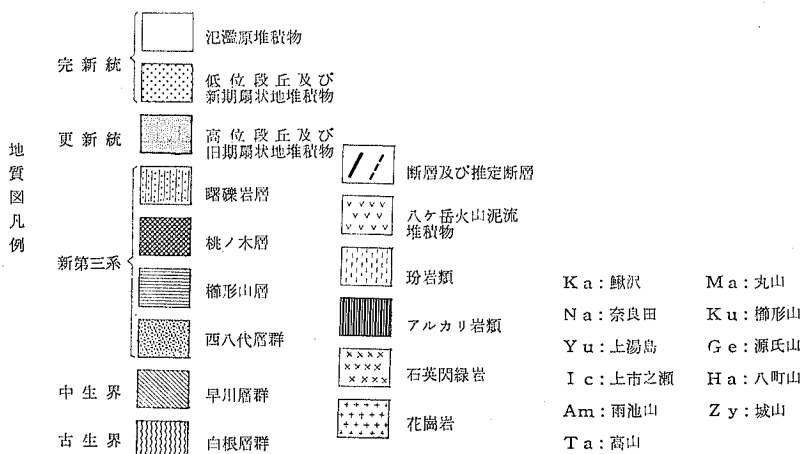
櫛形山層および桃ノ木層—これらは、本地域の中央部を構成している。桃ノ木層は黒色ないし暗灰色の頁岩、砂岩を主体とし、一部に礫岩を交え、また玄武岩質、安山岩質の熔岩、凝灰岩を挟む。走向は、南北方向に近いものが多く、一般に西に傾斜しているが、時に褶曲構造が発達する。また所々に小さい破砕帯があつて、空中写真により直線的な地形の配列として認められる。頁岩には、かなり節理、劈開が発達し、破砕帯と相俟つて、崩壊地から細粒の角礫を供給するので、これらの角礫が山腹や山脚を覆う場合が少くない。地域北部では、砂岩頁岩互層が、著しく珪化しているところがある。礫岩は西南部にやや厚いものがあり、北部や東部では、少ない。桃ノ木層は、櫛形山層の西に主として分布するが、後に述べるように、砂岩、頁岩の卓越する桃ノ木層と考えられる部分が、パッチ状に櫛形山層中に存在するところがある。この一部、仙洞田部落付近には、黄褐色の泥灰岩様岩石が分布し、標式的な桃ノ木層と岩層が異つていて、あるいは別の部層かもしれない。

櫛形山層は、主として安山岩質凝灰角礫岩および熔岩、凝灰岩等からなり、凝灰質砂岩、凝灰質頁岩を介在する。本層の構造の細部は不明であるが、桃ノ木層と同様南北の走向が卓越し、かつ、全般的には西へ傾くと考えられる。なお本層にはマンガン鉱を胚胎し、また本層および桃ノ木層を貫ぬく玢岩類には銅鉱を胚胎するが、いずれも現在は稼行していない*。

* 芦安鉱山・忍沢・新梨マンガン探掘跡



第2図 地質図



第2表 地質総括表

地質時代		層	序	地 域
新	沖積世	砂・礫およびシルト	氾濫原堆積物	富士川・釜無川および支流低地
		砂・礫およびシルト	低位段丘・新期扇状地堆積物	御勅使川・利根川・戸川等
	洪積世	砂・礫・火山泥流堆積物およびローム	高位段丘・旧期扇状地堆積物	市之瀬台地・築山台地 平林・大木等
	鮮新世	礫 岩	礫岩層	大柳川流域
生	中新世	玢岩類・石英閃緑岩類	巨摩玢岩類・門井酸性深成岩	橿形山山地・城山山地等
		頁岩・砂岩および礫岩	桃ノ木層	橿形山山地・丸山山地 城山山地等
		凝灰角礫岩・凝灰岩および熔岩	橿形山層	橿形山山地・城山山地
		凝灰角礫岩・熔岩・凝灰岩および砂岩・頁岩	西八代層群	六郷山地
代	？	花崗岩	鳳凰花崗岩体	辻山山地
中生代		粘板岩・砂岩・緑色岩および千枚岩質岩	早川層群	白根山地
古生代		粘板岩・砂岩・緑色岩およびチャート	白根層群	白根山地

桃ノ木層と橿形山層の関係—大塚弥之助は、橿形山層は桃ノ木層より新しく両者間に不整合関係を想定している。しかし、桃ノ木層は一般に南北の走向を有して西に傾き、その東側にある橿形山層は、その走向、傾斜の方向は概して桃ノ木層に似たものらしい。かかる関係からすれば、地層の逆転がない限り、桃ノ木層が上位になると考えられる。両層は、図幅の北部では明らかに断層をもつて接するが、図幅内の両層の境界付近には、たとえば橿形山西山稜、池ノ茶屋付近、源氏山西方等にケルンコル状の地形が発達し、断層の存在を示している。直接両者の接する断層は確認しえなかつ

た。しかし破碎帯や、地層の傾斜の急変等が周辺にあり、図示した如く、西層は本図幅内では断層をもつて接するであろうと推定される。

一方、すでに指摘のある罫沢町泊平、増穂町楮島等を連ねる線を境とし、東側のやや緩傾斜の山稜と、西側の急峻な山腹斜面とが著しい地形的対照をなし、この線に沿つて、ケルンホルが配列する。大塚は本図幅南方で、いわゆる曙逆断層を見出し、これが地形に顕著に表現されていることを述べているが、これとほぼ同様の断層構造があるものと推定される。前述した如く、桃ノ木層の岩相を有する地層が楯形山層中に所々露出するが、その一部は、この地形的に顕著な断層をもつて楯形山層と接するものと考えられ、この桃ノ木層は、逆断層の下盤の一部が侵蝕しつくされずに残つたとして説明できよう。

西八代層群—ここでは、富士川右岸の一部を含み、富士川左岸の六郷山地を構成するものを一括して西八代層群とした。従つて、南部地域で用いられている中新統の西八代層群とはやや異なり、さらに上位のものも含むと考える。この区域の北部は熔岩を含み、火山砕屑岩が多く、南部は砂岩および頁岩が卓越する。この関係は、桃ノ木層、楯形層に似るが、走向、傾斜は一定せず、東西方向に近いものが多い。

高位段丘および旧期扇状地堆積物—詳細は、地形の項で説明するが、ここでは高位段丘礫層、旧期扇状地堆積物の主要なるものを示した。これには山地内部の谷中に著しい堆積地を作るものや、すでに段丘もしくは扇状地の形態の明らかでない古い礫層も含む。大部分は洪積層と考えられ、一般に乱雑な堆積相を示し、円磨度の悪い礫が多く、扇状地もしくは土石流堆物である*。市ノ瀬台地では礫層の一部を、下部に浮石層を挟むローム層が覆っている。この浮石層は、甲府盆地北縁山地や、八ヶ岳山麓に見られるものに対比され、その供給源は八ヶ岳又は御岳と考える。なお、市ノ瀬台地の構成礫層中に、八ヶ岳火山の泥石流堆積物が挟まれている。

低位段丘および新期扇状地堆積物—主として楯形山地東縁に形成されている扇状地礫層と早川流域の低位段丘礫層を含む。急峻な断層崖下に位置して大、小礫の供給は著しく、現流路はいずれも天井川をなしている。御勅使川扇状地では、シルト層をレンズ状又表層に含むのが特徴的である。

氾濫原堆積物—釜無川、笛吹川、富士川およびその支流河川の沖積氾濫原を構成す

* 大塚が本地域の南で平須層としたものがこの一部に当ると考えられる。

る沖積層で、本図幅内の鰍沢以北の釜無川沿いでは、扇状地が主として礫層から成るのに対して、礫はほとんどなく、砂層を主体としている。

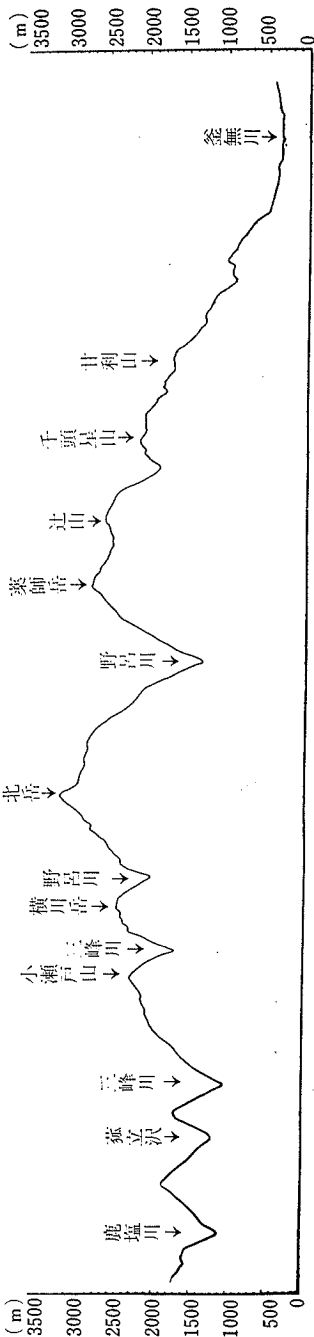
Ⅲ. 地 形 概 説

図葉地域は、本州弧をほぼその中央部で横断するフォッサマグナ（大裂隙帯）の西縁*に属する。この構造線によつて本州弧は東北日本と西南日本に分かれ、更に西南日本は諏訪湖から赤石山地西縁を過ぎる中央構造線によつて東南側の外帯、西北側の内帯に分けられる。赤石山地は東西両側を前記構造線に限られ、平面形が北に突角を有するため「赤石楔状部」と呼ばれ、外帯山地に共通の中・古生層岩石の帯状配列を特徴としこの付近では南北の方向性を有する。図葉内部の山地はほぼ赤石山地の東半部にあたる。東縁部の平地は甲府盆地の西縁にあたり、これとの境界も亦、前記構造線に平行の断層に由来する。地質構造がおおまかに南北方向を有するため、山地、丘陵地、台地、低地などの地形配列、断層崖、撓曲崖、ケルンコル、ケルンバットなどの構造地形の配置及びこれ等の地形地質に適従する主要な河谷の方向性は殆んど南北方向を基調とする。これが、図葉地域の著しい特徴である。

図葉内の4分の3以上は山地域に占められる。赤石山地の主部は日本の山地の内では最大の起伏量を有するため、図葉に含まれる山地は起伏量の大きいことが又一つの特徴と云える。起伏量図（第5図）は肢節のおおまかな西半部は単位面積（2 km）²、肢節の細かい東半部は単位面積（1 km）²のメッシュをとり、1メッシュの中の最高所と最低所の高度差を起伏量とし、凡例に示す様な段階に区分して作図した。起伏量は即ち山稜上の最高所とほぼ隣接する河谷の谷線最低所の差で、造山隆起量と河谷開析量とに関連した値を示し、単位面積に対応して斜面傾斜度を間接に指示している。早川—野呂川流域山地は殆んどが1000m以上の起伏を有し1500mを越える部分もあり、早川河谷の下刻量の大きさを物語る。東南端は大井川上流域にあたり起伏量は相対的に小さい。早川河谷以外の起伏量の大きい部分は、図葉中央南北の御勅使川、戸川、大柳川上流域にあたり、かつ楯形山地東斜面の部分で、楯形山地が第三紀層山地に拘わらず著しく隆起量の大きいことを示している。起伏量は東に向つて階段状に減じ、起伏量200～350mの部分は丘陵性山地に、100～199mの部分はほぼ台地に相

* 糸魚川—静高線

第4図 赤石山地北部・東西方向地形断面図

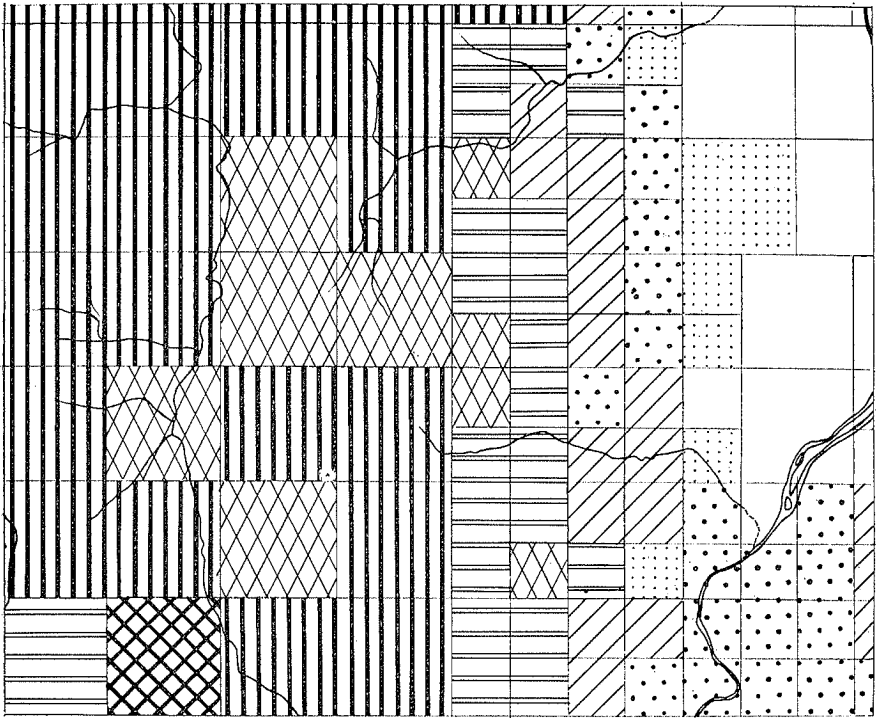


当し、東縁の起伏のない甲府盆地床平野へと移行する。

山地の大部分は急斜面であるが、山稜部は緩斜面となり比較的幅広い鈍頂を示す場合が多い。これは前輪廻性の従順山形、隆起準平原又は山麓階の遺物であり、造山運動が急速なため山腹は急であるが、山稜部の開析は比較的すすんでいない為である。秩父、飛騨山地などにおいても河谷の源流付近には前輪廻緩斜山稜を多くみるが、平地近くでは晩壯年山形を呈して痩せ尾根が多くなる。甲府盆地から近距離にあるにもかかわらず図葉内山地では、鈍頂山稜の多い早壯年山形を呈しているのが特色である。

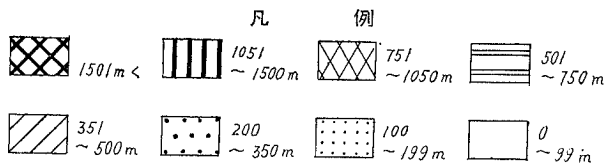
構造線の地形的証拠である断層崖、拗山崖などが豊富にあり、それに伴う異常地形の分布することが更に図葉地域の特徴である。曙断層の大断層崖の北部延長を初めとして、山地内各所にケルンコル、ケルンバット、凹陷地、急崖、山麓面、河谷ぞい段丘面と連続せず地盤変位に伴って生じたと考えられる砂礫堆積台（図中の堆積性山麓緩斜面）など、各種の異常地形要素が南北の方向性を以つて配列する。

河川の系統は、東南縁部の小面積が大井川流域に属している以外は富士川流域に属する。図葉西半は身延に於いて富士川に合流する早川の流域であり、赤石山地北部の海拔3000mを越す主稜線から直接流下する諸支流を合せて南に流れる。野呂川は早川の上流にあたり、間の岳西斜面に源を発し北岳の山体を圍繞し、一部横谷をなす以外は、南北方向の縦谷を刻み、農島岳、間の岳東斜面から落ちる荒川を合せて早川となる。早川もほぼ南北方向の縦谷をな



第4図 起伏量図

し、野呂川、早川
ともに急流である
が、本流に滝など
の遷急点は殆んど
ない。図葉東半の



前縁部山地を流れる河川は、いずれもほぼ西から東へ流れ、南半のものは直接富士川に合流し、北半のものは釜無川に合流する。北端の御勅使川はこの内で最も流域面積大きく源流は櫛形山の西斜面に発し、平地に出て現在の流路はほぼ北東流して釜無川に注いでいる。御勅使川以外の釜無川に流入する上記の諸支川は、平地に出てから釜無川、笛吹川合流点（海拔 240m）に向つていずれも南流し、水系分布は求心的形態

ところはなく(谷密度図)、他の山地域に比して比較的山腹の開析は粗大かつ平均的で、早壮年期山地的性格が明瞭である。この点は東側の丘陵性山地にも窺われ、しばしば第三系不透水岩より成る丘陵地にある様な細密な水系はみあたらない。谷密度が20前後の肢節の大まかな部分は節形山、八町山南稜、大井川上流部、雨池山、大唐松山、釣尾根、大崩頭山など前輪廻緩斜面の残存部分と一致し、他は東縁部台地地域に20以下の少ない部分がある。谷密度図はほぼこの様に地形面の性質・分布を反映している。中・古生層と第三紀層の岩質の差はあまり反映されていない。ただ楕形山山体の谷密度が比較的小さいのは、火山岩の多い楕形層の岩質が塊状の山体を維持するのに有効なためと考えられる。

図葉内の静水面には、大面積のものはみられないが、早川流路にある発電用貯水池(奈良田)がやや大きく、城山丘陵性山地内には小面積のものがケルンコル状凹地に散在し、稲名淵など自然性の小池に加えて、灌漑用人造湖(南伊那湖)も含む。山体上部では釣尾根の池、池ノ茶屋の池があり前者は山稜平坦地に後者はケルンコルにある。平地では十日市場付近の湧泉利用の農業用貯水池以外には顕著なものはない。

図葉内の平地は台地、低地を通じ砂礫質扇状地性で、図葉東縁にまとまつてある。堆積営力は釜無川、笛吹川と前縁部山地東斜面をくだる諸川で、甲府盆地西縁凹所を埋積し、地盤変動を受けて種々に変位し、かつ形成時期を異にする台地面にわかれる。早川に沿つては、河谷に沿う数段の段丘面が分散して小面積ずつ配置し狭小な谷床には砂礫堆や河原が河道の変化に従い不安定な形で存在する。河岸段丘は谷床傾斜の急な幼年谷のため発達は良好とは云えない。御勅使川その他東流する諸川には比高の大きい段丘面が散在しているが連続性は良くない。

図葉内は東辺部に甲府盆地床を含み、西辺部分には赤石山地北部主山稜の東斜面にあたるため高度差はきわめて大きく、最低所は東南部の盆地床につゞく富士川峡谷底(海拔240m)であり、最高所は図葉北西端の北岳から派出する池山釣尾根の山腹斜面の示す海拔2800mである。地形は大きく山地、丘陵性山地、台地、低地に分けられ、山地の内部は更に地質構造、起伏、肢節等地形的特色により、台地、低地は形成時代の新旧、比高、構成物質、形成営力の差によりいくつかに細分される。地形分類の結果示される図葉内の地形地域的差異を明確にするために次表の如く各地形区を設定した。

第3表 鵜沢地形区分表

I 赤石山地主部及び東縁部	I a 白根山地 I b 辻山山地 I c 甘利山山地 I d 丸山山地 I e 櫛形山山地
II 赤石東縁丘陵性山地	II a 城山山地 II b 六郷山地
III 甲府盆地西縁台地	III a 築山台地 III b 市之瀬台地 III c 西ノ入台地
IV 甲府盆地西縁扇状地	IV a 御勅使川扇状地 IV b 戸川等扇状地群 IV c 市川大門扇状地
V 釜無川氾濫原平野	V a 釜無川低地 V b 鵜沢低地 V c 笛吹・釜無川堤外地

丘陵性山地は、山地と盆地の間の漸移地帯を形成し、南東部では富士川河谷をはさんで蟠居し、富士川はこの部分で峡谷をなす。一般の丘陵地は、流抜300m以下、起伏量数10mであるが、この部分は起伏量は200mに及び、流抜は1000mに至るので、むしろ山地と認められるが、断層地形に付随する緩斜面が散在し、近接性は比較的容易なので、丘陵地の性格を併わせ持つと考え丘陵性山地とした。

地形区を構成する地形単位は地形分類図に示された各記号であり、地形単位の性質とその組合わせによつて各地形区の特徴が示される。

急斜面は谷密度による分類によらず、凸形急斜面と凹形急斜面の二種類を分類項目として採用した。斜面形は土じよう生成の重要な因子であり、両斜面は土地保全上の性格を異にするからである。両者の分類は空中写真実体視による形態差を主とした。**凸形急斜面**が山稜上の緩斜面に連続し、山稜をつくるか又はこれから分岐する形で分布する点に着目し、斜面上で生ずる風化物質を保存し易く、水蝕を主とする侵蝕のおくれている部分と考えて、先ず凸形急斜面を抽出した。**凹形急斜面**は凸形急斜面以外の

急斜面を含み等斉急斜面をも含める。この斜面では風化物質は長く残留することなく、粗大な物質に薄く蔽われるか基岩が露出する。雨洗作用や細流侵蝕、積雪の徐動などが凸形急斜面に比べて相対的に烈しく行われる部分である。等斉急斜面には、その中腹以下に付着する急な崖錐性地形が含まれる。この場合は粗大な風化角礫によつて斜面が蔽われ、急傾斜のため砂礫の徐動がおこり易いとその部分を5万分1縮尺で弁別図化することは頗る困難であり、性質上凹形急斜面に似るのでこれに含めた。山地内の緩斜面については、準則に指定された山頂、山腹、山麓緩斜面を示したが、図業内山地に特有なものとして一般の山腹、山麓緩斜面の他に更に堆積性山腹緩斜面、堆積性山麓緩斜面を分類単位として設けた。前述の如く赤石山地は高度が著しく急傾斜であるに拘わらず、山稜上に顕著で連続性のよい**山頂緩斜面**が散在する*。前記凸形斜面のうち山頂緩斜面から連続するものは、河川の侵蝕量に比べて隆起量の優つている山地に見られるもので、この場合河谷斜面の横断面形はやはり凸形を呈する。赤石山地の河谷斜面は一般にこの性質があり、他の大起伏山地に比べて著しい。**山腹緩斜面**は珪岩等硬岩質の山腹露出箇所に見られる様なロックコントロールの結果生じたものや、エック床の如く段丘面を呈さぬが、おおまかに河谷に沿つて分布する平頂山稜が一般的であり個々に分離して散在する。**堆積性山腹緩斜面**は比較的主山稜に近い山腹において、ほぼ平坦な堆積段丘の形態を示す地形面で、南北方向の断層線に沿つて分布する異常地形である。河谷沿いの段丘面とは連続せず遥かに高い位置にあり、構成物質は角礫質の厚い堆積であり、山体上部にむかつてゆるく逆傾斜する場合もあり、山体に接する部分に規模の小さい崖錐が発達する。断層活動によつて生じた局部的堆積基準面に生じた地形と考えられ、ケルンホルなどと同じく、一種の断層運動に付随する地形と思われる。

堆積性山麓緩斜面は、台地面、段丘面より相対的上位にあり、隣接する緩斜面相互の高度は不規則である。構成物質は円礫を含む亜角礫の乱雑な堆積層を主体とするが、堆積面の原形は表面侵蝕などによつて修飾され地表は緩傾斜を呈し、円丘状、又は谷床状を示す。配列は南北の断層線方向に支配されているので、断層運動のおこつ

* 赤石山地北部には、海拔1900m—2100m、2200m—2500m、2700m—2800mの三種の山頂緩斜面が区別される。この内、1900m—2100mのものが図業内に主に含まれる。これは野呂川一北沢に沿つて南北の河谷状分布を示し、高位のものに対し山麓階の形をとる。

た時期の地殻変動に伴つて生じた河川又は土石流による異常堆積であり、その後の地殻の差別運動によつて変位し古い形成にかかるので更に表面侵蝕により頂部を失つたと考えられる。

山麓緩斜面には成因的に不明の数種のものを含んでいる。段丘面、台地面の背後にあつて、基盤岩石が表面侵蝕などによつて緩傾斜面を呈する場合が基本的なものであるが、この図葉中には、旧期礫層（段丘面形成以前のもの*1を含む）を截つて生じた丘陵緩斜面や、台地辺縁の撓曲による緩傾斜面などが含まれる。これ等は礫層から成つているが台地面などの堆積原面ではない。しかも形成期は古く浮石を含む火山灰質褐色ロームに蔽われている部分がある（上野山付近）。

台地面及び段丘面は山麓線又は河谷に沿つて連続的に追跡できる保存のよい平坦面を採用した。台地、段丘面はそれぞれ相互の相対的上下関係と表層の風化又は土じょう化作用の程度の差、構成物質によつて、最上位（I⁺）、上位（I）、中位（II）、下位（III）の4段に区分した。**最上位段丘面**は、城山丘陵地の河谷内部、御庵沢の谷口にみられる。海抜650~800m、隣接する現谷床との比高100~250mの高位の面で、基盤の凹凸を埋めた乱雑な扇状地堆積層を主とする。表層は褐色壤土質であるが小礫を含み、火山灰質ロームはみられない。**上位台地面**は築山の載る面で台地面の保存が好く、城山丘陵地東麓に顕著に発達し、特に平岡、中野付近の台地面が広い。御勅川沿いに小面積の河岸段丘面が局所的に分布する。海抜高は450~550m、谷奥のものは850~900mになる。隣接する谷床からの比高は50~100mで、平坦性は好く山麓側は崖錐に蔽われ、表層には暗褐色礫まじり壤土が蔽う。構成物質は崖高の分だけ尽く砂礫層から成る場合と、塩沢の段丘面の如く基盤岩石の侵蝕面で砂礫層の載らない所とがある。後者の場合は、岩石段丘として示した。局所的に礫層の厚い所と薄い所があるが、上位台地礫層の下層は最上位台地礫層又はその上位にあたる堆積性山麓緩斜面をつくる礫層であり、上位台地礫層より上位面を構成する礫層の再堆積を主すると考えられる。上位台地礫層浅層の一部には、浮石の二次的堆積があり、近隣*2の火山活動期と段丘礫堆積期が一致するためかと考える。

中位段丘は上位台地を刻む谷に沿つて分布するか、富士川、早川、御勅使川などの

*1 例えば上野山扇状地堆積層（文献 崎田氏による）

*2 ハケ岳火山

河谷沿いに局部的に分布する。扇状地礫層又は氾濫原砂礫層から成り、礫の表面は酸化により褐色を呈する。現谷床との比高は10m位のものが多く、富士川、早川沿いでは40～50mの比高を持つ。段丘面は相対的下位にある現扇状地の傾斜面より大きく、谷口以下において現扇状地堆積層に被覆される様な場合もある。下位台地面は御勅使川扇状地のうちの旧期の地形面を構成し、又河谷沿いに小面積ずつ分布する。現谷床との比高は数m以内で、御勅使川扇状地ではより新期の扇状地面と殆んど比高を認めがたい部分がある。併し、表層には褐色の風化土層を有し、新期の扇状地面とは明らかな差異を見せる。

扇状地は谷口から平野の中心へ向けて拡がる各河川が乱流堆積した砂礫平地であり、図葉東側平地の大部分を蔽う。この平地の特徴は橢形山山地から流出する諸川の合流扇状地であることで、その内御勅使川扇状地が最も大きく滝沢川、秋山川、利根川、戸川等の扇状地が山麓に相接して発達し、河道沿長方向には河床が付近の平地より7～8m高い天井川を形成する。扇状地間及び天井川両側にはやや排水の悪い相対的凹所が形成され、この部分の平地は局部的な起伏に富む。扇状地は粗大な砂礫の乱雑な堆積であるが、所々にシルト層をはさむ。これは流域山地の頁岩や凝灰角礫岩、玢岩が風化に脆く直ちに細粒になり易いためと考えられる。**御勅使川扇状地**は面積が大きく特徴ある地域を示すので、これに別の記号を設けた。又、**扇端部**にあたって表層をシルトが蔽う部分も特色ある地域性を示すので別の記号によつて表示した。御勅使川扇状地面上的の洪水流跡や旧河道跡の比較的明瞭のものは、一般扇状地と同様の記号によつて示した。

谷底平野の記号によつて示した部分は山地を開析する壮年谷の谷床にあたるものの他、扇状地間の裾合谷や釜無川の氾濫原の一般面をも含めた。裾合谷は平面形細長く、表層に薄くシルト、粘土が貯溜され、やや低湿なため、周囲の扇状地性平野の内にあつて特異な存在である。氾濫原中の微少な高まり（比高1.0m以上）である自然堤防や砂洲は、扇状地と同じ記号によつて谷底平野から区別した。一般氾濫原面にくらべて排水好く砂質又は砂礫質であり、形成営力になつた河川流路と平行な方向性を有する。

崩壊地は1947～8年、1957年、1960年撮影の空中写真のうち、新しい撮影の写真の蔽う部分はこれにより、そうでない所を以前の撮影の写真によつて判読した。図示

した如く大面積の顕著な崩壊の多発している地域であるが、その発生にいくらか局所性が認められる。地質図との対照において中生層の早川層群と第三紀の楡形山層、西八代層に崩壊発生頻度が小さく、桃ノ木層に圧倒的に多い。桃ノ木層の頁岩、泥岩部は節理に富み剝離し易いため、急傾斜地に露出する場合は崩壊し易いといえる。図葉西縁の崩壊は、古生層の白根層群であるが、稜線高度が2500m越える部分の谷頭は、雪崩による土地の崩落や積雪期間が長く雪堤周辺に融雪水侵蝕が働き或いは積雪の徐動など雪蝕を受けるため崩壊地が多くなる(釣尾根南面、大唐松山北面など)。又、中・古生層の間、中生層と第三紀層を境する破砕帯に沿って、岩質が千枚岩化し脆くなつて崩壊地を発生する(荒川三ツ滝の上流部谷壁、アザミ沢流域、上荒井沢源頭など)。

崩壊地発生の原因には、上述の地質又は岩質の条件の他に、この山地の著しい急傾斜という点にある。傾斜分布図によつて知られる様に、山地の殆んどが 30° 以上の急斜面で、特に 40° 以上の急斜地が多い。 45° 以上の急斜地では土砂の安息角を越えるため露岩地の裸地となり易い。鮎差から上流部の早川及び荒川の両岸は裸岩急崖の連続であり、その他峡谷の両岸やロックコントロール又は断層運動に関連して生じた急崖にこの種の裸岩地がある(地形図の壁岩記号と一致する)。御勅使川源流部、辻山、丸山山地の東斜面には面的な崩落が目立つ。稜線から300m以上の幅を持ち200m位の高さを持つ大規模のものに特徴がある。城山丘陵性山地も起伏量が比較的小さい割に崩壊地頻度が大きい。これは河川が深く穿入し断層が影響して局部的急傾斜地が意外に多く、洪積世砂礫層の露出が多くなるためと考えられる。

崩壊地の内には、1947年写真と1960年写真の比較によりその間、台風、豪雨の災害を蒙っているに拘わらず自然復旧をみているものがある。即ち、荒川～北沢出合の北沢側上流左岸及び日蔭ミネ沢出合下流の荒川左岸などにあり、一般に崩壊地は増える方向でなく、安定的にみえる。古い方の写真がカスリン台風(1947年9月)直後の写真(同年11月撮影)であるためもあるが、この山地域は1953年13号台風、1954年14号台風、1956年15号台風、1959年8月7号台風、9月の15号台風(伊勢湾台風)で度重なる被害を受けているに拘わらず、崩壊現象は顕著でないといえる。併し7号、15号台風では既に崩落して河川敷に堆積した物質が河川水と共に土石流として流下し段丘や谷底平地を溪岸侵蝕を行つて災害をもたらした。御勅使川芦安付近、金山沢、東流する諸川の利根川、畔沢川、秋山川、小柳川などが著しい。

Ⅳ. 地 形 細 説

Ⅳ. 1. 赤石山地主部及東縁部

Ⅳ. 1. 1. 白根山地 (I a)

隣接の大河原および市野瀬図業内で、本邦有数の高峻な山頂を有するいわゆる白根三山は、その東斜面が本図業西端を占め、野呂川および早川の深い谷で、辻山山地、丸山山地から分たれている。山地は大部分不変成の古生層および中生層のチャート、緑色岩を挟む粘板岩、砂岩からなり、地層の走向は、概ね南北方向をとり、山地の伸長方向とほぼ一致する。

白根山地山頂は、高度3000mを越え2700~2800m付近に存在する小面積の前輪廻の小起伏面上に、山頂が残丘状をなして聳える形をとつている。本図業内ではこの最高所の小起伏面は現われず、大部分が傾斜30度を越える急斜面を呈している。しかし、主山稜から派出する山稜上の一部一北岳よりの釣尾根末端、大唐松岳東方から雨池山、別当代山一に、高度1900mないし2200mのやや広い平坦もしくは緩傾斜面が発達する。これらはいずれも周辺の急な谷壁斜面とは、顕著な傾斜変換線をもつて境され、現河谷の下刻作用は及んでおらず、前輪廻の平坦面である。切峰面図でも明らかなようにこの平坦面と対比される平坦面は丸山、楡形山山地にもほぼ同高度で存在し、より高位の小起伏面に対する山麓階ともみなせる*。これ等は間歇的な隆起があつたことを示し、本図業内では、古生層と中生層の境界をなす断層線（その主要な生成はより古いと考えられるが）の東側に平坦面が分布することは、注目すべきことである。

山頂、山腹平坦面は前記のもののほか、山稜にごく小面積のものが現われる。また、急斜面では、上に凸形を示す凸形斜面は山稜に沿つて狭長な形をとつて分布するか、また谷に細かく刻まれた谷中の小山稜の頂部を占めることも多い。大起伏山地であるので、等斉斜面もしくは凹型の谷型斜面の占める面積は大きい。起伏量の大きいこと、降水量が多く、侵蝕の激しいことから、この斜面は、下半部は崩壊、匍行によつて岩屑が多く供給され、崖錐に覆われる。峡谷部における斜面下部や斜面中腹では

* 野呂川水系総合調査報告書



- Kn 無山
- Nk 無山
- Ko 無山
- No 無山
- Sn 無山
- Kt 無山
- An 無山
- Fu 無山
- Sh 無山
- Ak 無山
- Ku 無山

第6图 赤石山地切峯面图

岩屑や土じょうの流亡激しく、ほとんど裸岩からなる。

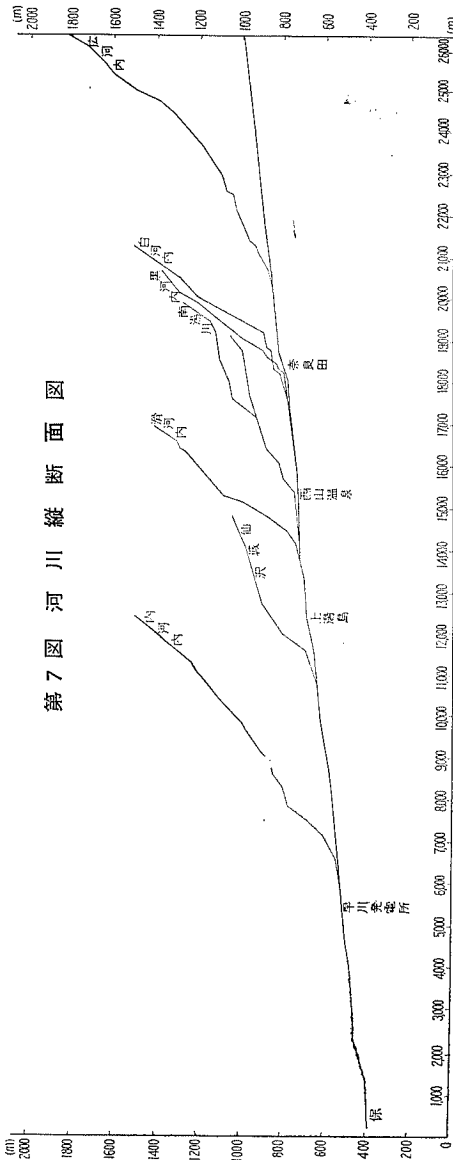
黒河内沢では、左岸の一部にやや広い段丘に似た緩斜面が存在する。また沢の最奥部の主として右岸の山腹に、周辺の谷壁に比してやや緩傾斜の部分がある。これらの成因は明確にできないが、前者は山麓緩斜面、後者は山腹緩斜面として区分した。後者は古い大規模な崩壊のもたらした岩屑が堆積形成したように窺える。

早川本流に沿つては、狭い谷底平野内部に二段の河岸段丘と、その上位のごく小面積の段丘が分布する。下位のもは河床からの比高10~20m、中位のもは比高30~50m程度で、中位のもの礫層はやや厚い。古生層、中生層の砂岩、緑色岩、チャートなどの粗大な礫が多く、これに粘板岩、第三紀層の砂岩、安山岩質岩石等の礫を加えて分級は悪い。下位段丘のうち奈良田以南は殆んど礫を欠き、基盤の千枚岩からなる岩石段丘であるが、一括して下位砂礫段丘の記号で図示した。中位段丘の上には、背後の急斜面から崖錐をかぶることが多い。集落は一般に下位段丘及び狭い谷底平野に立地する。奈良田では、ダムの構築によつて、段丘の比高は見掛け上小さい。

上位段丘は比高60mを越え、極めて断片的である。下湯島一上湯島間右岸に、古い土石流地形があり、小さい沢から河床へ押出した形である。広河内合流点以北では、段丘が急に断片的且小面積となる。河床からの比高も一般に80~100mと高く、山稜の一部として扱ひ得るが、僅かに平坦性を示し、また礫層も認められるので、図示しうるものは上位段丘として区分した。

支流は一般に本流の下刻が激しいため、不協和的に合流し、河川縦断面図にも表現されるように、右岸白根山地からのものと、左岸丸山山地からのものとは異り、後者の不協和合流が著しい。両者とも合流点付近の遷急点、峽谷部より内部では、意外に広闊な谷壁に変わる。広河内沢内には、本流沿いに、上流まで顕著な段丘が断片的に認められ、次第に古い崖錐へと移化する。最上流のものでは、河床よりの比高10~15m程度であるが、中流のものでは50~70mに達する。乱雑な堆積相を示し、砂岩、チャート及び粘板岩の径30cmを越える亜角礫の巨礫から、かなり細かい礫まで混在する。段丘表層部の土じょう化はやや進んでいるが、生成時代的に東麓の中位段丘などに正確に対比できるか否かは不明である。同様な古い堆積物は、不明瞭ながら、他の支流にも認められる。

第7図 河川縦断面図



IV.1.2. 辻山山地 (Ib)

大崖頭山につづく山稜は図幅北端の外にある辻山(海拔2584m)となり、そのまま伸びて鳳凰三山(薬師ヶ岳、観音ヶ岳(2840m)地藏岳)、甲斐駒ヶ岳(2965m)に続き、白峰山地に対し野呂川の谷をへだたてて東側の前山を形成する。稜線は鈍頂を示し幅広い部分が多く、前輪廻侵蝕面又は従順山形の一部が、谷間斜面の急傾斜の割に良く残されている。図幅内のこの部分の山体は中古生層岩石から成り、フォッサマグナ西縁の破砕帯に沿う部分は圧力変成により著しく千枚岩化された岩質となる。野呂川林道に沿う観音経隧道の北口付近にその露頭がある。野呂川に面する西落ちの山腹斜面は凸形急斜面が多く、肢節が大まかで、斜面上には土じょう化作用もみられ安定部分が多い。但し大崖頭山の西南斜面アザミ沢の源頭部、及び東面する金山

沢側斜面には崩壊地が群集し、直接凸形斜面に喰いこんだ形で発達する。大崖頭山の西面は破碎帯、東面は桃ノ木層頁岩で、そのための岩質の脆さと岩体内部からの地下水湧水*が崩壊の原因となつている。稜線中、辻山付近の花崗岩の露出部と鳳凰、甲斐駒の花崗岩山体は、付近の古生層岩石の山体に対して相対的に屹立して高い関係にある。これは多摩川源流部山地にみられる飛竜岳付近の古生層が高く、隣接する柳沢峠付近の深層風化の花崗岩山体が低いとは逆のロック・コントロールを示す関係にある。岩石がその物理性の差によつて差別侵蝕を受ける際は、個々の岩質の平均値的硬さによるのではなく、隣接する岩石相互の相対的な物理性の差異によつて強調されると考えられる。即ち花崗岩体のうち岩脈や岩株、岩瘤の様な堅硬部と変質を受け軟弱化した古生層岩石とが相接している場合は、辻山山地における様な花崗岩体の稜線上の突起を結果する。葉師ヶ岳と南の鞍部との比高は300mほどある。辻山山地の東側斜面は西側に対して侵蝕のすすみは著しく、前述の如く多数の崩壊地が生じ、支稜線は鋸歯状に瘦せている。野呂川一早川谷と金山沢一御勒使川合流部付近の辻山山地を挟んでの東西の河谷床高度は、金山沢の方が200m程低く、従つて東西に発達する侵蝕谷の谷床傾斜は著しく急である。桃ノ木層水成岩の岩質が機械的風化を受け易いこと、本流河床高の示す侵蝕基準面が低位置にあることが一因であろう。

IV. 1. 3. 甘利山山地 (I c)

金山沢より塩沢に至る東側の山体は、南北に発達する断層構造により一つの山地塊を示すので、甘利山山地として区別した。橢形山山地の北側延長部で辻山山地に対し鞍部をへだてて山峰が突起する。即ち千頭星山(海拔2138m)、甘利山(1671m)が御庵沢の源頭(図廓北縁に外接する)にあり、更に北の燕頭山も鳳凰山に対して同様の関係にあるので、燕頭山、甘利山、橢形山は赤石山地東縁が階段状に高度を低下してゆくうちの、中段にあたつているが、辻山、丸山山地が南北の連続性の良い稜線を持つのに対し、東西性の支谷によつて数ブロックに分かれている。図案内では桃ノ木層水成岩が主体である。城山丘陵地の一部とした東縁の湯船付近にはフォッサマグナに沿つて侵入した深火成活動の産物である石英閃緑岩が露出する。この岩石は、北へつづき、山地東縁部の山体を構成する。

御庵沢、塩沢の谷間斜面には上位台地及び最上位台地に対比される高位の河岸段丘

* 野呂川水系総合調査報告書

が分散し、流域規模に比して段丘の比高が大きく復原した場合の谷幅が広い。御庵沢の源頭には大面積の山麓緩斜面が発達する。これ等は回春前の老年谷形を示すもので、第三紀層の軟岩が、地盤運動安定期に比較的速やかに老年谷形を生じたためと考えられる。この山地は芦倉側の南斜面以外では崩壊地は少ない。

IV. 1. 4. 丸山山地 (I d)

本図葉内で、赤石山地前縁を占める巨摩山地^{*}を、地形的特徴や、地質の違いを考慮して、5地形区に区分したが、丸山山地は、広義の橢形山地の一部をなす。

本地域は、主として桃ノ木層の砂岩、頁岩および礫岩からなり、これらの間に巨摩玢岩と呼ばれる粗粒の変朽安山岩、凝灰岩、玢岩などを介在する。また、西縁には、中生層との境界をなす断層があつて、これと早川流路間の狭長な部分には、著しく千枚岩化した粘板岩よりなる中生層がある。

西方は、早川流路をもつて白根山地との境界とし、東は橢形山山頂から西900m池ノ茶屋西方500m、源氏山付近に著しい鞍部があり、これらを連ねる線と大柳川上流をもつて、橢形山地との境界とした。源氏山付近より北では、ほぼ桃ノ木層、橢形山層の境界と一致する。北方では、夜叉神峠北付近で急に高度を増し、また中生層、花崗岩が主体となるので、辻山山地との境界をここに置いた。

源氏山より北では、高度1800~1900mに山頂緩斜面を有するが、いずれも小面積で、30°を越す急斜面が大部分を占める。源氏山より南では、大柳川および早川支流の侵蝕著しく、山頂緩斜面はほとんど見られない。白根山地と同様、凸形斜面は狭小で、稜線部や谷中に派出する小山稜に沿つて現われる。起伏量は白根山地に次いで大きい。この山地内では、北部にやや小さい。

早川沿いの大断層は、早川流路の位置決定以外には地形にさほどの影響をおよぼしていないが、高谷山南西斜面の小山稜のケルンコル状地形と上湯島東方の山腹の平坦面は、断層に沿つているので、断層又は破碎帯の影響による地形であろう。上述の平坦面は、早川河床からの比高300mを越えてやや広く、早川本流沿いに対比できるものはないので、山腹緩斜面として区分した。

橢形山山地との境界付近には、断層に関係すると考えられるケルンコル地形が発達する。推定断層線に沿いあるいはこの近隣に小面積の緩斜面が所々に分布し、そのう

* 地質概説の項参照

ち橿形山山頂南西のものは、角礫を主体とする堆積物からなる。

以上二つの大きな断層のほか、各所に小さい破碎帯が発達し、地形に影響を与えている。たとえば、夜叉神峠付近の平坦山稜部の凹地群、ドノコヤ峠から高山南東斜面を結ぶ線に沿う崩壊地群がそれである。湯川には谷頭（橿形山南西）の前述の堆積性緩斜面の他に、ごく小面積の堆積地形が残存するに過ぎないが、仙城沢では、かなり明瞭な段丘状の地形が分布する。起伏ある礫岩、砂岩の基盤を埋めて、径1 m大の巨礫を含む数cmから20cm大の礫岩、砂岩、安山岩の亜角礫、円礫があり、一部にはやや層理が認められる。表層部は土じよう化を受けている。生成時代については不明であるが、白根山地広河内沢のもの等とともに、比較的近い過去に堆積物供給の著しい時代のあつたことを示す。

IV. 1. 5. 橿形山山地 (I e)

高度2051.7mの橿形山を最高所として、1500~2000mに達する山地で、本図業内で巨摩山地の主部を形成している。東方では、橿形山山地の急斜面は、地形断面図によく窺われる如く、高度1000m内外の橿形町高尾部落付近から、城山、楮島、鯉沢町泊平付近に至る一線を境として、急に緩斜面を呈するようになる。ほぼこの線およびこれの延長をもつて、東側の城山山地との境界とする。

橿形山山地は、一部を除いて、主として火山碎屑岩、熔岩、凝灰質岩よりなる橿形山層よりなつている。高度、起伏量は丸山山地とほぼ同様であり、急斜面が広い面積を占める。橿形山山頂付近から北部の山稜、八町山付近からその南稜には、やや広い山頂緩斜面が発達する。周辺急斜面との境界は、一般に著しい傾斜変換線をもつて不協和に接するが、八町山南山稜西斜面の場合は、周囲の急斜面と連続的に傾斜を変えている。この鈍頂山稜と凸形急斜面は、この地域で特徴的な景観となつている。白根、丸山両山地に比し、凸形斜面の占める割合はやや広く、ことに橿形山山頂付近から北方では、かなり広い面積を占める。

橿形山山地東斜面は、急斜面をもつて下り、いわゆる赤石山地北部の階段断層崖の一部をなす。山地北部では、立沼、稲名淵南方など、山腹の直線的な急崖が著しく目立つ。また、泊平部落西方、八町山東側の急斜面には、小面積ながら4つの平坦面が付着し、ほぼ同高度に並んでいる。これは、さらに南方清水部落北の平坦面にも連続し八町山南山稜の平坦面の一段下位の平坦面が考えられる。橿形山東斜面の急崖が、

直接断層面を指示しないとしても、山稜沿いのケルンコル群の示す主断層、その他の断層群を生じた撓曲を伴う地盤運動により生長したと言える。

IV. 2. 赤石東縁丘陵性山地

IV. 2. 1. 城山山地 (II a)

城山山地は、前記櫛形山山地との境界付近で高度1000m内外、その東端市之瀬台地や、甲府盆地床に急斜面をもつて接するところで高度500mないし700mに達する。主として櫛形山層からなり、一部に桃ノ木層を交え、2~4kmの幅をもつて南北に赤石前縁山地を縁どる丘陵性山地である。山地は東流する小河川に侵蝕され、東西方向に伸長する山稜列をなしている。河川は大柳川、戸川を除きいずれも小さい。

一般に急斜面の占める面積は大きい、山稜や山腹には小面積の平坦面もしくは緩斜面が数多く存在し、これらの緩斜面を囲んで凸形急斜面の分布が広い。

櫛形山山地との境界は、山稜の高度の急激な低下と、傾斜の急変によつて識別されるが、このほかこの線に沿つて立沼、稲名淵南、城山西、泊平南方など、ケルンコル状の鞍部、凹陷地が並ぶことが特徴的であり、さらにこの付近にはやや広い緩斜面や最上位 (G^+I) とした段丘が分布する。また東流する小河川の上流部に平林、泊平、小室、仙洞田などの山間盆地状の小緩傾斜地が開け、集落、耕地が立地している。以上のような地形的要素によつて、城山山地は複雑な特色ある景観を展開している。

山麓緩斜面として区分したものの中には、山稜上で櫛形山山地前縁に付着するように位置し基盤岩石よりなる緩斜面と、谷間斜面に分布しているものがある。前者の大部分は、ケルンバット状の配置をとつている。後者には戸川流域平清水、小柳川流域日向など段丘状を示すものや、小柳川流域狩宿、長知沢、戸川流域上七尾などの谷中に派出する山稜を占め、また支流の中に入り込んで分布するもの、さらに鰍沢町高下部落付近の如く山腹に階段状に存在するものがある。

堆積性緩斜面は、最上位段丘 (G^+I) として図示したものと区分し難い場合がある。ほぼ現河道に沿つて延び、比較的平坦な段丘に対して、多少起伏があり、現河道との関係も明瞭でない点の特徴である。堆積物は一般に粗大な角礫、亜角礫及び円礫からなる。侵蝕を蒙つて厚さはまちまちであるが、厚いところが多い。増穂町忍沢付近では、小面積の平坦面を作つている礫層は主として角礫、亜角礫の乱雑な堆積物か

らなり、全体の厚さは80～100 mに達している。これらの堆積物は、その層相からみて櫛形山山地東麓を南北に流れた古い河川によるものとは考え難く、櫛形山山地の隆起に伴う地変により土石流的扇状地が形成されたためであろう。

平林盆地内で利根川は二段の小段丘を作り、かなり急な扇状地性谷底平野を形成している。小室盆地でもこれに似た関係が認められる。仙洞田では盆地床周辺に段丘はないが、沖積平野は盆地床末端付近で著しく段丘化し、比高10mを越える。小室川に沿って上流から並ぶ泊平、矢川、砂垜は特色ある分布を示す。泊平は山脚末端から発達した小扇状地が、一部段丘化した扇状地性谷底平野にオーバーラップしている。この下流で急斜面を経て矢川の段丘化した谷底平野に至り、さらに急斜面を介して砂垜の小平坦地に降る。この様に河川縦断面の示す階段は、差別侵蝕または示差的な地盤運動によつてしか説明し得ない。泊平―矢川間には桃ノ木層中に挟まれる玄武岩質の火山岩が露出し、ここに断層鏡肌が見られる。差別侵蝕の影響があるとしても、断層運動が主要な原因となつていたのである。

大柳川沿いには、やや広い谷底平野が分布し、小段丘が見出される。また断層に伴う破碎帯もかなり多い。下川原部落東方には、主として円礫よりなる古い土石流地形があつて、この中には花崗岩礫を含む、曙礫岩層から供給されたものと推定される。

なお、一般に城山山地南半には、多くの小断層に伴う破碎帯があり、しばしば鏡肌面が見出される。城山山地は、櫛形山山地が断層を伴う隆起を行つた際の大きな破碎帯を全体として形成しているといえよう。

IV 2. 2. 六郷山地 (II d)

図幅南東隅を占め、天子山地北西端に当る高度 500 m内外に達する丘陵性山地である。中新統の西八代層群の火山岩、および砂岩、頁岩よりなり、急斜面が多いが、基盤よりなる小面積の山麓緩斜面も多く、集落や耕地が立地する。新川の主として右岸に沿い、河床よりの比高10～15mの小段丘が分布する。礫層の厚さは5～7 mもしくはこれを越え、安山岩、砂岩、頁岩の10～15 cm大の亜角礫が卓越し、分級は悪い。割石峠南の川右岸に沿つても小段丘が付着する。また狭い谷底平野は僅かに段丘化している。富士川の峡谷部入口付近大木には、河床よりの比高 130 mに達するやや広い小起伏を有する平坦面がある。ここには少なくとも30mに達する砂礫層が見られる。径20～30cmと3～5 cmの円礫が多く、50cm大の礫も交えている。安山岩質の礫が多

いが、花崗岩質の礫を交え、礫の円磨度からみて、釜無又は笛吹本流の堆積物と考えられる。これに対比される如き高位の段丘は本図幅内になく、またかなり侵蝕によって変形しているので、堆積性山麓緩斜面として区分した。

富士川峡谷部には舟庭、法師倉部落の河床よりの比高20mほどの小段丘がある。10mを越える砂礫層をのせ、10~20cm大の円礫が卓越し、砂のレンズを挟み、やや層理を示す。丘陵北縁にも沖積地よりの比高15~20mの小面積の段丘面が付着する。新川出口には、この段丘崖に大きな崩壊があつて、全面砂礫層の厚い堆積物を露出している。ここでは安山岩、花崗岩質の径5~15cmの円礫が多く、50cmに達する巨礫をも含んでいる。面積が小さいので、やや誇張して図示した。

山家には16haほどの小盆地があつて、盆地に臨む山脚は沖積層で埋積された形態をとる。盆地南端には安山岩の巨礫を主体とする土石流堆積物があり、これに侵蝕谷の一部が堰止められ盆地形成をみたものらしい。富士川が急に流路を北西—南東から北東—南西へ変える付近にある鹿島部落背後にも、土石流地形がある。地質図にのせた帯那峠北方の直線的な谷から、山家盆地西側をへて芦久保付近に至るものおよび割石峠北方に推定断層を示す地形も認められる。

IV. 3. 甲府盆地西縁台地

IV. 3. 1. 築山台地 (III a)

築山台地は御勅使川の谷の出口の右岸にある河岸段丘で山麓にまわりこんで付着し、崖高は100mを越え、上位台地面对比した。大和川の谷の出口まで断続し、かつての御勅使川によつて形成された様な配置を示すので、隆起扇状地と認められる。但し御勅使川左岸の塩沢の段丘は同高度にありながら堆積礫層は認められず、同時代の局所的侵蝕段丘と解され岩石段丘として表わした。段丘面は海拔600mほどで東に500mまでさがり、背後の山地から多量の崖錐が堆積し、段丘面は完全な平坦性を示さない。築山の段丘は殆んど全層砂礫層で粗大な扇状地性堆積を示し、表層は角礫質で火山灰性ロームのみあたらぬ。表層数m下に水成浮石層の厚さ5~15cmのレンズがみられる。礫層中の礫充填物は細粒物質が多く、不透水層をつくる場所がある。築山集落はこのうち面積の最も大きい西側の段丘面上に位置し、交通的にやや孤立した環境にある。

IV. 3. 2. 市之瀬台地 (III b)

市之瀬台地は城山山地の山麓に接して東に拡がる隆起扇状地状台地地形であり、櫛形山地の東斜面を落ちる市之瀬川の谷口を要(かなめ)としてほぼ扇形に拡がる。主要な地形面は上位台地(GtI)に相当し、平岡、中野が載る。その下位に市之瀬川河道に沿い、上市之瀬、神戸、上野、下市之瀬の載る中位面(GtII)が発達して、上位面を南、北に分割し、市之瀬川は中位面を数m刻んで流れる。台地東縁付近は逆傾斜して盛り、基盤岩石*1とその上を蔽う旧期礫層から成る円丘状小丘陵*2が付着する。基盤は小丘基部に露出し、表層は付近に殆んど見られない褐色火山灰質層(最大厚2.2m)に蔽われ、ローム層の下部には黄褐色浮石層(0.3~1.2m厚)を伴う。又、一部八ヶ岳泥流の堆積層(思沢付近)が認められる。扇状地堆積層には新旧があり、いずれも乱雑な砂礫層で、扇状地性河流堆積又は土石流堆積と認められる。旧期礫層*3は南側の御殿山を除く前記小丘頂を蔽い、この地形区の浅層地質を広く形成する。礫径は1.5mを越える大礫を含む大、小礫の粗雑な堆積層で、レンズ状にはさまれる砂層は、しばしば断裂されて西に13°~15°傾く傾向を示す。上位台地表層を構成する礫層は、乱雑な新期堆積層*4であるが、礫径はやゝ小さく、現河床中の礫(0.2~0.5m径)とほぼ同じで、堆積後の変位の状況は特に見当たらない。上位台地と小丘の東縁は数10mの急崖を呈し、平面形は東に突出して弧状を呈し、これが断層崖に由来することは既に記載されている*5が、伝嗣院東では礫層とローム質土じょうが交互に崖に露出面し、拗曲崖が表面侵蝕された結果生じたと考えられる。上宮地付近の台地東縁の山麓緩斜面も拗曲崖が起源と考えられ、台地東縁斜面は総じて構造的崖に由来する。地層がゆるく西に傾き、西縁付近で傾斜が大になる傾向があり、東上りの衝上げ断層運動(又は傾動運動)が、旧期礫層堆積後に起きたことを暗示する。御殿山は基盤岩より成り、旧期礫層堆積時も堆積面上に突出していた。

上位台地面の背後には最上位台地(GtI I面)が付随し、比高50mの差を以て上位面に臨む。城山山地の東側山腹に付着し、各支沢の谷により分断されるが、河谷沿いに連続し源流近くまで追える。表面は15°位の傾斜で東に傾き、段丘崖の傾斜はしば

*1 玢岩及凝灰色礫岩の櫛形山層

*2 ムジナ丘(449.1m)上野山(41.5m)御殿山(433.8m)

*3 崎田竜二による上野山扇状堆積層

*4 崎田竜二による市之瀬扇状堆積層

*5 崎田竜二による。

しば 45° を越える。崖高分だけ礫層から成る場合が多い。0.3~1.5m径の亜角礫、円礫で暗褐色の砂で充填され、0.8m厚の暗褐色壤土に蔽われるが火山灰の痕跡はない。砂層の偽層をはさむが乱雑な扇状地礫層である。河谷沿いには上位面 (Gt I) がなく Gt+I 面のみがあることや東側の上位台地の傾動を考慮すると、両面の間の落差の原因は断層運動による変位と考えられる。段丘崖では礫層が崩壊地をつくる場所が多い。

IV. 3. 3. 西ノ入台地 (III c)

城山丘陵地東縁に接して、増穂町春米から西ノ入付近にかけて、狭長な西ノ入台地が存在する。西ノ入では戸川の現河床に向つて $6^\circ \sim 8^\circ$ に達する地表傾斜をもつ。西ノ入台地の大半は、下位の戸川、利根川合流扇状地からの比高10~15mであつて、寺尾部落付近、西ノ入南東方や、上平部落東方では明瞭な崖線で境される。その他のところでは、扇状地面との境界は漸移的である。西ノ入南西の山脚には、比高10mほどの崖線をもつて劃される幅100~250mの狭い一段高い面が付着している。

西ノ入台地は露出が悪く、その構成物質は充分判明しないが、寺尾付近では、亜角礫を混じり、径20cm以上の礫を含み、安山岩質礫を主とする円礫層が主体をなし、扇状地堆積物と考えられる。西ノ入台地は利根川、戸川の旧扇状地が段丘化したとみられる。これに連続する段丘が戸川の峡谷部にある。

なお、西ノ入台地を扇状地面との関係から上位および中位の段丘に区分したが、市ノ瀬台地のそれとの正確な時代的対比は不明である。

IV. 4. 甲府盆地西縁扇状地

IV. 4. 1. 御勅使川扇状地 (III a)

御勅使川扇状地は、扇頂で海拔480m東及び南へ広がる大扇状地 (面積40数km²) で、北東側の翼が短く南側の裾が長く、北東側の扇端で海拔320m、南側の扇端で海拔250m付近にあり、その間典型的な扇形等高線が展開する。扇状地は一律な傾斜 (扇頂部 2° 、扇端部 $1^\circ 20'$) を示して起伏に乏しいが、内部は新旧の地形面から成り複合的性格を示す。即ち扇状地北半は、新期の氾濫原河道を除く大部分が低位台地の記号を以つて示した様に旧期扇状地にあたり、この部分の扇状地砂礫の表層は層厚0.6~3.0mの褐色シルト質壤土又は細砂質シルトにおおわれている。野牛島、上八田、榎原、有野などの載る面がそれであり、表層のシルトは瓦焼き粘土となる。シル

ト質の存在のため溜地の水持ちが扇状地の他の部分に比べると良い。

扇状地の釜無川氾濫原に臨む部分は、釜無川の側蝕による崖が南北に長く形成されている。この崖は徳永の南に於て東西に500mの喰いちがいを示して雁行する特異な形をとる。崖のこの様に大きな水平変位をもたらす地殻運動は考えにくいので、北側の崖が形成された後、南半部扇状地堆積の東側への拡がりに応じて、東に500m偏つて平行する崖を生じたと考えられる。併し崖付近を境にして、北東側あがりの隆起傾動運動に、釜無川の側蝕が加わつて生ずると考えることは、台地側の地形にならつて有り得ることである。西よりの崖は旧期面を直接截るものであり、東よりの崖はより新期形成の扇端部を截るものである。西の崖高は最高所で25m、東の崖高は10mで南に向かつて漸減し鏡中条附近で消失する。新期扇状地表面の地表には、砂礫が露出散乱し、徳島堰からの導水路は扇状地氾濫の際の砂礫の運搬路となつて、天井川の用水路床の高まつている所がある。表層に細砂質シルト層があるかシルト層がレンズ状に挟まる以外は、径3~10cmの円礫、垂円礫の乱雑な又は粗く陶汰を受けた堆積層を示し層相の変化が激しい。明治29年、31年、39年の洪水の際、野牛島に通ずる流路趾に氾濫した。それ以前の洪水乱流趾は放射状に分布*1し、扇状地上の旧流趾（一般扇状地と同一の記号）として表現してある。旧流趾*2は扇状地内部の地下水谷流線*3と一致している。この面の地表には比較的大きな礫が散乱して周囲よりやや高まるが、扇端では旧流趾の延長部は僅かに凹部を示している。扇端の江原、十日市場、寺部は海拔270m線に並んで扇端湧泉列を示しているが、扇状地の形態はその南東1~2kmの間そのまま延長して扇端の帯状部をつくる。この帯状部では表層に灰色細砂質シルトを厚く堆積するのが特徴で、瓦焼き粘土の原料に用いられる。鏡中条、今諏訪の間にもこの帯状部はつき、前述の崖に臨む辺縁部の平坦な帯状部では、1~1.5m以上の厚さの緻密な灰褐色シルトを表層に持っている。扇状地の凡例のうち、シルト質扇端部として別に区分したものがそれにあたる。現在の河原と六科を経て真東に出る河原

*1 1度の洪水ではほぼ1条の流趾をとる様である。明治以来の洪水は飯野 今諏訪流趾以北に氾濫をうけている。飯野村の冠水流失害は応仁2年(1468年A. D.)にあり、その以南の御勅使川氾濫記録は明確でない。御勅使川の洪水記録は有史以来何度もくりかえしてあり、西紀700年代瀬益東流して笛吹川に合流したと伝えるが(釜無川に合流して東流したと解釈される)その際、水神を祭り、前後3度勅使がこの地に下向したのが語源という(山梨県水害史)。

*2 豊村十五所は十五瀬(流路)の転訛という。

*3 旧河道には粗大な物質が厚く堆積し、地下水谷となる。(原真：甲州御勅使川扇状地の地下水について)

跡は比較的新しい洪水流路であり*1、定常流は河原の幅の割には細流で殆んどが伏流している。これ等の地表は網状流趾が一様に印され、礫堆が乱雑に配列している。六科を経る流趾は、釜無川氾濫原に出る崖下に二次的小扇状地をつくり、又その南の流趾の釜無川氾濫原へ出る所にも二次的小扇状地が形成されている。以上、御勅使川扇状地の地形面は下位台地の示す旧期面と南半の扇状地一般面、シルト質扇端部、放射状の旧流趾、現河原の5地形面から成り、更に東縁は崖とその崖下の二次的扇状地、西縁は他の山麓扇状地との間に裾合谷低地がある。御勅使川扇状地の裾合谷は山麓よりの滝沢川天井川との間に細長く形成されており、築山新田、飯野新田、曲輪田新田桃園の部落の西縁に沿っている。表層には灰色のシルト細砂層が貯まり、下層は砂礫質である。地下水面は扇央の福島付近に最深(地表より20m以深)であり、御勅使川扇状地面では一般に5~15mの深さにある。シルト質扇端部と低位台地とした旧期扇状地面は5m以浅*2に地下水面があり、地形面による差異が著しく明瞭である。洪積台地礫層を含めた砂礫層の層厚は御勅使川谷底(源堰堤上流150m)で10~16m、扇状地の地下構造は、沖積層3~6m厚、その下位に洪積礫層30~60m厚、以下に八ヶ岳泥流層30~50m厚が基盤になると考えられている*3。洪積礫層の充填物はシルト質で透水性が小さいので、地下水は沖積扇状地礫層に含まれるとすると、地下水面深度からみて部分的に深い所はあるが、扇状地礫層厚は10~15m位と考えられる。市之瀬川扇状地の露頭では沖積層層厚は3mほどであつた。なお、御勅使川扇状地地下水の水源は徳島堰(1668年開発、釜無川から夏季引水)の伏流水に主によつている*4。

IV. 4. 2. 戸川等扇状地群

鰻沢北方から櫛形町横久根付近にかけて、櫛形山地、城山地、市之瀬台地を刻む小谷が形成する小扇状地が、丘陵及び台地に接していくつか並ぶ。これら小河川は、築堤によつて河道が固定され、扇状地群及びその延長部で著しい天井川をなしている。

利根川及び戸川によつて形成された傾斜30/1000ほどの合流扇状地はこのうち最大

*1 天文11年(1542年A. D.)の洪水以降、武田信玄は治水工事をすすめ、彼によつて六科西方に將基頭という突角を持つ石堤をきざり、御勅使川を二方に分流したと云われる(山梨県水害史)。しかし、六科高砂原の流路はすでに自然流趾としてあつたと思われる。

*2 地下水面の深さは原真の資料による。

*3 佐々木実の考察による。

*4 原真による。

であるが、扇頂から扇端まで約2100mにすぎない。戸川は山地東縁の河川では、御勅使川、大柳川に次ぎ大きく、楯形山山地に深い峡谷を作り、岩屑の供給は盛んである。この扇状地は、戸川及び利根川の現河道沿いに細長い高まりを有するほか、二河道の中間、扇頂大久保部落から天神中条、扇端大門部落を結ぶ軸部に、やや高い部分を作っている。この形態からみて、扇状地を作った主要な営力は、戸川の沖積作用と推定される。

秋山川より北方の扇状地は、長さ1 km又はそれ以下である。秋山川では55/1000のやや急な扇状地と、その延長の河道沿いに10/1000程度の緩傾斜の砂礫堆積地を形成している。市之瀬川でも同様な関係が認められる。このほか、市之瀬川北方の小河川深沢川、および曲輪田付近の小扇状地は、いずれも50/1000内外の傾斜を示し、ごく小さい。大和川では、もはや扇状地の地形を示さず、河道沿いに延びる30/1000程度の砂礫堆を形成しているに過ぎない。

これらの小扇状地群の間や、御勅使川扇状地との間は、小さい裾合谷となっており扇状地砂礫層の埋残しによる低地が形成されている。

IV. 4. 3. 市川大門扇状地

市川大門町高田附近には、芦川及び柳川による合流扇状地が形成されている。芦川は、本図葉内では僅かに合流点のみが含まれるが、図葉外で旧扇状地を展開し、その前縁に緩傾斜の新扇状地を拡げ、一種の合成扇状地を形成している。この扇状地の一部と、柳川による高田付近の小扇状地が、ここにいう市川大門扇状地である。図葉内の芦川扇状地は緩傾斜を呈し、笛吹川氾濫原との境界は、必ずしも明瞭ではない。柳川のそれも、扇頂附近に小面積の傾斜の急な部分のあるほか、10/1000程度の緩傾斜を示す。しかし、河道は築堤のため著しい天井川をなしている。

IV. 5. 釜無川氾濫原平野（釜無川低地・鯉沢低地 V. a, b, c）

釜無川の右岸低地が図葉東縁に僅かに含まれる。図葉内の同低地は御勅使川扇状地の東方への張り出しに対してやや迂回した流路をとつて南下し笛吹川と合流する。釜無川は乱流する野溪的な荒れ川*で、低地はその氾濫原平野となり、東側は盆地床中央の荒川流路附近まで拡がっている。流路は信玄堤、将監堤、改修堤によつて維持さ

* 釜無川は乱流のため隅（くま）なく流れる隅無川が語源と云う。（山梨県水害史）

れているが、明治29年7月の御勅使川出水時には下高砂から釜無川に合流し、堤防を決潰し東、西に溢水、東は田富村、玉穂村から鎌田川は達している*。この時も明治31年9月の氾濫の際も西側は上高砂、今諏訪附近に冠水、流出害が及んでおり、歴史時代を通じ何度も氾濫している部分である。低地は平坦に近いが、0.5m位の比高の砂洲が南北方向に配置し微起伏を与える。表層は石英粒の多い灰色中砂、粗砂、小礫層でシルトの薄層をはさみ、地下水面は1m以内にある。

堤外地即ち釜無川（笛吹川との合流点より上流）の河原の表層は10cm前後の礫から成る礫原である。南湖、五明の地域は、釜無川の川下側堤防決潰による（明治31年9月）逆流により冠水し、又、坪川堤防の決潰により（昭和34年8月7号台風）五明南部（戸田付近、翌35年にも同様な逆水冠水を受ける）の家屋を浸水した。明治39年7月洪水時の笛吹、釜無両川合流点水位は8m（2丈7尺）であり、逆水冠水の及ぶ限界は海拔245m線付近と推定される。合流点以南富士川は峡谷となるため甲府盆地を排水する諸川の水量が多量に集められる場合は一時、このVb（鰐沢低地）に遊水することになる。堤防決潰を伴わない場合でも富士川の逆流のため各支川の排水が遅れ低地の水田などは冠水する。鰐沢低地の部分は諸川の堤防決潰による氾濫に加えて富士川の増水による遊水地としての冠水を蒙る場所である。鰐沢低地では一般に砂質の堆積物が卓越し、平坦で、河道の方向に延びる自然堤防状の高まりが僅かに認められる。鰐沢町市街地西部は、富士川本流及び戸川の河道背後にあたり、かつて狭い後背湿地状の低地を形成し、表層にシルトが卓越する。本流左岸では、自然堤防や、山地からの小沢出口の小扇状地との間に低湿な部分があつて、蓮田が分布する。山地からの小河川は、大なり小なり低地に出て扇状地状堆積地を形成するが、新川は例外的で、沖積地を僅かに切込んでおり、堆積地を形成していない。

* 早川文太郎：山梨県水害史（明治45年）

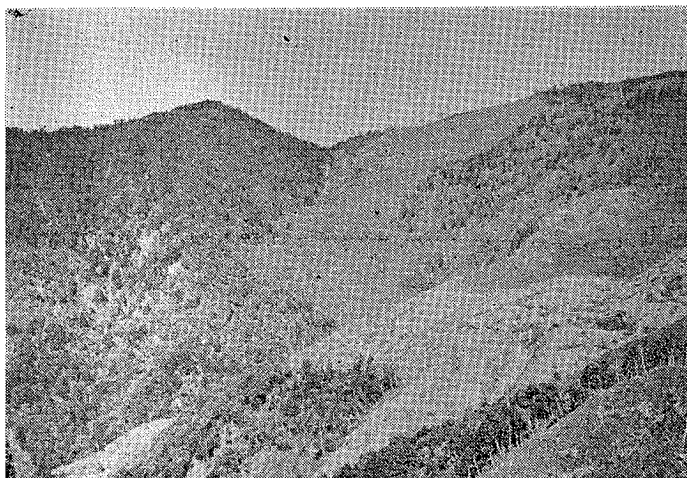


写真1 櫛形山山頂西側の、山腹緩斜面（手前右）および堆積性山腹緩斜面（写真ほぼ中央部）



写真2 六郷山地大木の堆積性山麓緩斜面

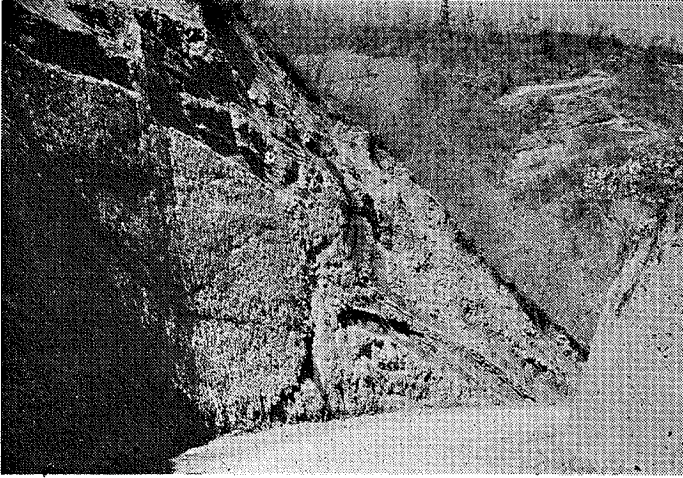


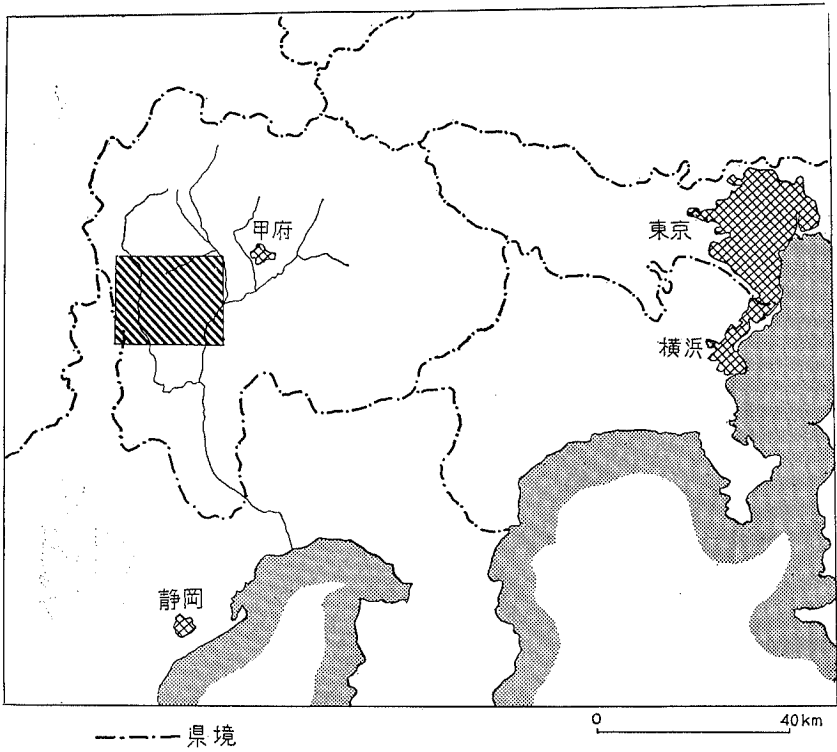
写真3 西八代層群中の逆断層

V 参 考 文 献

- 早川文太郎 (1912) ; 山梨県水害史
- 田中啓爾 (1925) ; 甲府盆地(1) 地理評 1. PP. 925—945
- 岡山俊雄 (1928) ; 赤石山地の切峯面 地理評 4. PP. 739—763
- 中村慶三郎 (1938) ; 甲府盆地周辺の丘陵について 地質雑 45. PP. 408—412
- 大塚弥之助 (1938) ; 山梨県南西部富士見山断層崖の地質学的考察 地理評 14. PP. 969—984
- 原 真 (1951) ; 甲州御勅使川扇状地の地下水について 内田先生記念論文集 下巻
- 大塚弥之助 (1952) ; 地質構造とその研究 朋文堂
- 松下進, 田中元之進 (1952) ; 野呂川及び早川流域に於ける発電計画地域の地質調査報告

- 森林保全研究会（1957）；森林保全に関する野呂川水系総合調査報告書（第2篇，侵蝕の項，式，吉田執筆）
- 大久保雅弘，松島信幸，安井宜昭（1958）；赤石山地より六射珊瑚の発見 地質雑
64. P346
- 松田時彦（1958）；富士川地域北部第三系の褶曲形成史 地質雑 64. PP. 325—345
- 田中元之進（1959）；山梨県の温泉 山梨大学学芸学部研究報告
- 小林福造（1960）；山梨県富士川及び桂川流域における防災地質の基礎的研究 地質
雑 66 pp. 311—321
- 佐々木実（1960）；農業用水源としての地下水調査の基礎的研究 資源総合開発研究
所，研究報告2号
- 式正英（1961）；赤石山地北部の地形について，辻村先生記念論文集 PP. 224—238
- 崎田龍二（1961）；市之瀬台地 辻村先生記念論文集 PP. 100—105
- 山梨県（1961）；産業振興基本計画
- 山梨県（1962）；昭和34年災害誌 PP. 288
- 山梨県農業試験場（1962）；農業生産の立場から見た山梨県の立地及び土壌条件の地
域性に関する調査研究 山梨県農業試験場報告第6巻
- 安藤愛次（1962）；中部山地の林地生産力に関する研究——とくに山梨県を中心にし
て——
- 山梨県農業試験場（1963）；昭和37年度地力保全基本調査事業成績書
- 山梨県（1963）；県の現況 県勢計画策定資料
- 15万分の1 山梨地質図 山梨県治山協会 石塚末吉調査(1955)
- 50万分の1 地質図「東京」 地質調査所 (1957)
- 4万分の1 空中写真 国土地理院 米国空軍撮影(1947. 48)
- 4万分の1 空中写真 国土地理院 米国空軍撮影(1957年10月)ただし図葉南半部
のみ
- 2.5万分の1 空中写真 国際航業株式会社撮影(1960年11月)ただし図葉西半部のみ

位置図



目 次

I. 地域の概況	1
I. 1. 位置, 行政区界	1
I. 2. 気 候	1
I. 3. 地形, 地質	7
I. 4. 交通及び産業	9
II. 土じよう概説	11
II. 1. 既往の土じよう調査	11
III. 土じよう各論	12
III. 1. 山地地域の土じよう	12
III. 1. 1. 概 説	12
III. 1. 2. 土じよう各説	15
III. 1. 2. 1. 大唐松山土じよう	15
III. 1. 2. 2. 野呂川土じよう	22
III. 1. 2. 3. 丸山土じよう	27
III. 1. 2. 4. 櫛形山土じよう	29
III. 1. 2. 5. 高山土じよう	32
III. 1. 2. 6. 城山土じよう	35
III. 1. 2. 7. 網倉山土じよう	43
III. 2. 丘陵地域の土じよう	54
III. 2. 1. 河内土じよう	54
III. 3. 台地, 低地地域の土じよう	59
III. 3. 1. 概 説	59
III. 3. 2. 土じよう各説	63
III. 3. 2. 1. 釜無土じよう	63
III. 3. 2. 2. 御勅使土じよう	70
III. 3. 2. 3. 平岡土じよう	77

Ⅳ. 資料及び統計書.....81