

550.85(084.32)(552.7)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

鹿児島(15)第83号

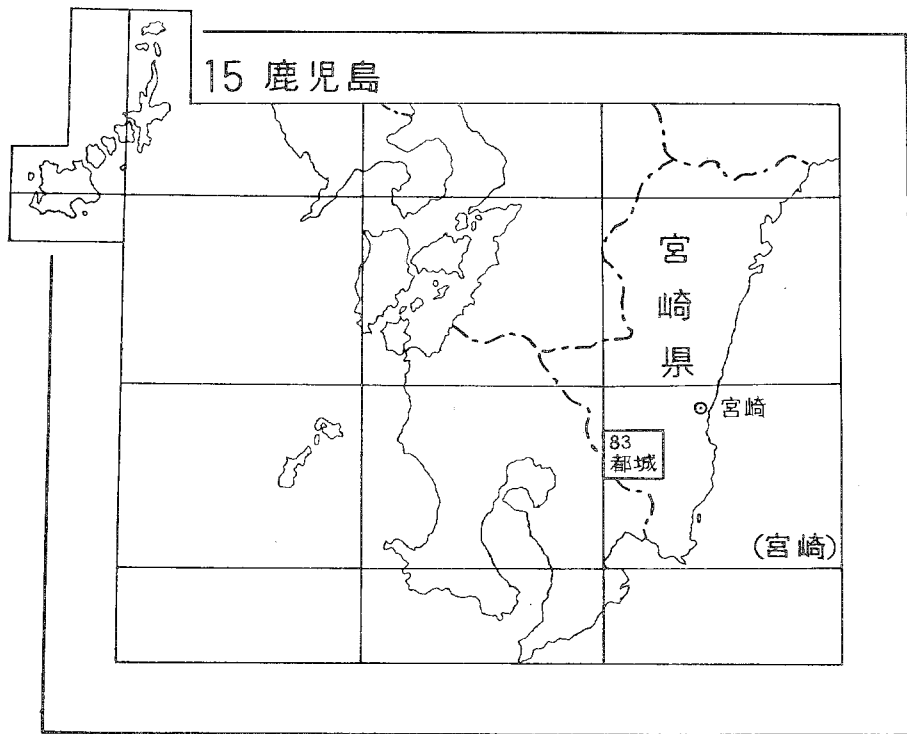
都城地域の地質

木野義人・太田良平

昭和52年

地質調査所

位 置 図



() は 1:200,000 図幅名

目次

緒言	
I. 地形	1
II. 地質概説	4
III. 四万十累層群	5
III. 1 山之口頁岩砂岩層	5
III. 2 東岳砂岩層	10
III. 3 柳岳砂岩頁岩層	11
VI. 新第三紀安山岩類	14
V. 更新統	15
V. 1 小林軽石流堆積物	15
V. 2 高位段丘堆積物	17
V. 3 都城層	17
V. 4 霧島火山旧期比抛物体 (旧期ローム)	18
V. 5 中位段丘堆積物	19
V. 6 始良火山噴出物 (シラス・灰石)	19
V. 7 軽石質砂礫層 (二次シラス)	22
V. 8 霧島火山新期抛物体 (新期ローム)	23
VI. 現世統	25
VI. 1 崩壊岩屑堆積物	25
VI. 2 低位段丘堆積物	25
VI. 3 霧島火山現世抛物体	25
VI. 4 現河川氾濫原堆積物	28
VII. 応用地質	28
VII. 1 鉱物・岩石資源	28
VII. 2 水文地質	29
VII. 3 斜面の崩壊	35
VII. 4 土地・地盤の環境評価	37
Abstract	43

都城地域の地質

木野義人*・太田良平**

緒 言

この地質図幅の野外調査は、木野義人および太田良平の両名が昭和46～49年度に行ない、業務分担および外業日数はそれぞれ次のようである。

木野義人 主として堆積岩類および応用地質(延べ80日間, 5回の往復日数を含む)

太田良平 主として火山噴出物(延べ50日間, 3回の往復日数を含む)

両名の現地踏査に当り、宮崎県商工労働部および都城市から協力を受けた。なおこの研究に用いた岩石薄片は、本所技術部特殊技術課大野正一技官が作製した。

I. 地 形

この図幅地域は、霧島火山の南東山麓に当り都城盆地のほぼ中央部を占める。したがって本図幅地域の大部分の河川は都城盆地中央部付近で合流して大淀川となり、北流して小林市方面から来る岩瀬川その他の諸河川を併せ、図幅地域北縁からさらに約11km付近で東方へ向きを変え山地を貫流し、宮崎市内を通り日向灘に注いでいる。しかし図幅地域北東隅付近と南東隅付近とは都城盆地をめぐる分水嶺の外側に当り、これらの区域を流れる河川は、都城盆地を経由しないで直ちに日向灘に注ぐ。

都城市は宮崎県第3の都市でまた交通の要点に当り、日豊本線が東西に走るほか北へ吉都線、南へ志布志線が延び、また盆地内にはバス線路網がよく発達している。

この図幅地域内は地形の特徴から次の4に分けることができる。

四万十累層群などからなる山地

シラス台地

河岸段丘

現河川氾濫原

四万十累層群などからなる山地

四万十累層群などによって構成される山地は都城盆地東縁山地と西縁山地とに大別される。東縁山地は広域的に南那珂山地、あるいは地域的に鰐塚山塊などと呼ばれている山地の一部に当り、本図幅地域

* 地質調査所環境地質部

** 同 上 地質部



第1図 広漠として広がるシラス台地。(図幅地域西縁に近い母智丘西の小丘の上から
都城市街地方面を望む)

では東岳川—五十山川と沖水川によって隔てられた3部分にさらに区分される。記述の便宜上これらにそれぞれの主峰名を冠して、北から順に青井岳山地・東岳山地および柳岳山地と呼ぶ。これらのうち青井岳山地は、北隣の野尻図幅地域にある青井岳の南西側斜面およびその副嶺に当るもので、本地域では高城付近の山嶺を除いて比較的なだらかな地形を呈している。これに対して東岳山地と柳岳山地は総じて急峻な地形をなし、とくに両者の主嶺部は急崖状をなしているところが多い。

山嶺の配列は青井岳山地と東岳山地ではそれぞれ南北方向が卓越し、各山嶺の南部においてそれぞれ西方に弯曲する傾向がある。また大古内川右岸・東岳川右岸および境川上流から沖水川中流の右岸側の各山嶺は、分水嶺が東ないし南に偏する非対称斜面を形成している。このような山嶺の形状に対応して大古内川・東岳川および沖水川中流付近の流路が何れも北ないし北東—南西方向から西北西方向へ、釣針状に大きく弯曲していることが注目される。これらの地形的な方向性は巨視的な岩層配列や地質構造と関連し、とくに釣針状の異常弯曲の相似的配列は衝上線の孤状配列の繰返しを思わせるものがある。

以上に対し柳岳山地では東北東—西南西に走る主嶺を基幹として、北西—南東方向に多数の支脈を出しており、水系もこれに対応して北西—南東方向に平行で直線的な配列を示している。ここでは主嶺に対して北斜面側の下刻侵食が進捗し、南斜面側よりも急斜面となっている。これは南側の下刻侵食が未だ主嶺部に及んでいないためと思われる。なお、沖水川は全体としてほぼ東西方向の谷を形成しているが、これはやや大規模な断裂帯に当るものと思われる。

西縁山地は本図幅地域には小部分しか現れておらず、僅かに小手ガ山・丸山および高の峰の3カ所がシラス台地上に突出しているに過ぎない。これらのうち四万十累層群によって構成されるものは小手ガ山で、他の2者は新第三紀安山岩類によって構成されている。

シラス台地

四万十累層群および火山岩からなる山地は都城盆地の周囲に連らなり、盆地の内部や山地の谷間をうずめシラス台地が広がっている。(第1図) これは始良カルデラが形成される直前に南九州一帯の广大



第2図 シラスの崩れ (図幅地域北西隅の下是位川内)

な面積を覆い流出した入戸軽石流堆積物がつくったもので、かつては連続していたのであるが、河川の侵食作用のため多くの台地に分断され、また各台地には多くの深い谷が刻まれている。シラス台地は岩質が比較的軟弱で崩れ易く、河川や道路に面し急崖をつくり露出することが多い。(第2図)

入戸軽石流堆積物が盆地内を充たしたとき、その原表面の高さは、現在の地形や地質分布から復元して考えると、地質図幅北西隅付近ではおそらく海拔200数10mあり、盆地中央部に向い次第に低く、図幅地域南部や東部の四万十累層群からなる山地とはおそらく海拔220m前後の高さで接し、図幅地域北東部の青井岳付近や都城市街地東方の三股町長田付近などのように山地の谷間に入りこんだ場所では逆に高くなり海拔300数10m、まれには400mに及んでいたと思われる。大淀川の頭部侵食がこの盆地内に達してから侵食作用は急激にすすみ、侵食基準面の間歇低下と共に段丘面がつくられ、また河流の分岐およびその頭部侵食により多くの谷が刻まれやがてシラス台地に分断された。図幅地域北西部では、海拔150～250mのところ数段の段面丘がみられ、南西部でも2～3段の段丘面がみられる。現在のシラス台地の最高位の面は必ずしも入戸軽石流堆積物の原表面を示すものでないことは、霧島火山新期噴出物の最下位にある褐色ローム層を欠いていたり、またシラスの上に二次シラスが載っていることなどから推察することができ、従って原表面または原表面に近い面はほとんど保存されていないように思われるが、シラス台地の最上位にある平坦面から突出する小丘の頂点は、おそらく原表面に近いものと思われる。たとえば図幅地域南西隅付近の前川内で海拔200m以上の起伏する丘陵、図幅地域北縁に近い志和地北方の堂山、図幅地域北西隅付近の山稜などである。

河岸段丘

都城盆地内にはほぼ南北に流れる大淀川およびこれに合流する多くの支流があり、岩質が軟弱なシラス地帯を流れることが多く、シラス台地では河川に面し河岸段丘がよく発達している、たいていの場合2～数段みられる。前述のように各シラス台地の最も高い平坦面はたいていの場合その原表面ではないが、侵食基準面の間歇的低下に伴って生じた各段丘面の上には、霧島火山新期噴出物のローム・軽石・火山灰などからなる数層のうち、最上位の黒色火山灰層以下の1～数層が堆積時期に従いそれぞれ載っている。

現河川氾濫原

低位段丘面より低い面を形成する沖積地で、河川ぞいの人工堤防が取去られたと仮定した場合、現河川の洪水による氾濫が予想されるところである。本図幅地域では河川の合流点付近を中心としたところにやや広く発達するのみで、一般には河川沿いの狭長な部分に限られて分布する。自然流下による水利条件に恵まれ、また、肥沃な土壌が発達しているため、昔から水田地帯として利用されている。しかし居住地としては安全性に乏しい。

II. 地質概説

本図幅地域に分布する岩層は、固結岩として主として山地を形成する四万十累層群と、台地・低平部を形成し、火山噴出物や未固結の砂礫質堆積物によって代表される第四系とに大別され、そのほかに新第三紀安山岩類の小分布をみる。本地域の四万十累層群は主として砂岩・頁岩および両者の互層からなり、岩相的には単調であるが、構造的にはきわめて複雑で無数の褶曲と断層によって擾乱されている。それらの褶曲と断層は横圧力を十分に受けた結果としての同斜褶曲や走向断層・衝上断層とみなされるものが多く、地層は著しく変位して堆積時の原形を留めていない。なお、岩相的単調さを破るものとして一部に礫岩と塩基性火山噴出物が見られるが、とくに塩基性火山噴出物の連続的～断続的な分布が本地域周辺の広域にわたって追跡されることは、その層準的意義について注目されるところである。

本地域の四万十累層群のうち、その東および南側を占めて分布する砂岩優勢の地層と一部の頁岩層は、隣接する日向青島図幅地域および飫肥図幅地域などにおける日南層群にほぼ相当し、おおむね古第三系に属すると考えられる。しかし北側の野尻図幅地域や宮崎図幅地域から連続する見掛上厚い頁岩優勢層は、高隈山層群（今井ほか、1975）の延長部または関連する地層に当たると考えられる。

四万十累層群が激しい変動を受けた以後に、輝石安山岩の活動があった。この図幅地域内では西縁に丸山および高の峰の2岩体が見出されるだけであるが、近隣の諸図幅地域内には類似の岩石が分布する。これらの地質時代については、山体の侵食状況その他から考え霧島火山西麓にある佐賀利安山岩や北の加久藤安山岩類とほぼ同時期のもので、おそらく新第三紀鮮新世と思われる。

小林軽石流は現在の小林市（図幅地域外）付近にある小林カルデラからその生成の直前に大量に噴出したもので、北隣の野尻図幅地域内では、四家層の上に載り、そして加久藤熔結凝灰岩の下位にある久木野層に覆われている。都城盆地のできた時期は明らかではないが、都城層はその盆地堆積物の一部

で、主として礫および砂からなる。

その後、霧島火山の活動期に入った。霧島山図幅説明書によると、霧島火山噴出物は栗野安山岩類・白鳥安山岩類・旧期および新期火山噴出物に4大別することができ、前3者が更新世、後者が現世に属する。この図幅地域のところどころで見出される褐色ローム質軽石火山灰層は、旧期火山の一つの夷守岳^{ひなもり}の噴出物といわれている。

入戸軽石流は鹿児島湾奥に位置する始良火山から、その巨大なカルデラの形成直前に大隅降下軽石層を先駆として流出したもので、南九州一帯の広大な面積を覆い分布し当時の低地をうずめた。これは霧島火山の旧期および新期両火山活動の間隙の時期に流出したといわれている。入戸軽石流堆積物はほとんど非熔結で俗にシラスと呼ばれているが、岩体の基底部は熔結しており、俗に灰石と呼ばれている。

大淀川の頭部侵食が都城盆地内に達したとき、盆地内に分布するシラスの侵食が始まり、侵食基準面の間歇的低下と共に段丘が刻まれ、また多くの台地に分断された。また、シラスの再堆積物である軽石質砂礫層は俗に二次シラスと呼ばれ、シラス台地の上でところどころでみられる。

霧島火山の活動は引続いておこり、新期諸火山の噴出物であるローム・火山灰・軽石などの抛出物は四万十累層群や火山岩などからなる山地やシラス台地の上に重畳し厚く堆積しているが、これらは地質図幅には省略してある。

また諸河川の沿岸には、低位面砂礫層や現河川氾濫原堆積層が分布している。

以上を総括し、隣接地域と比較して第1表に示す。

Ⅲ. 四万十累層群

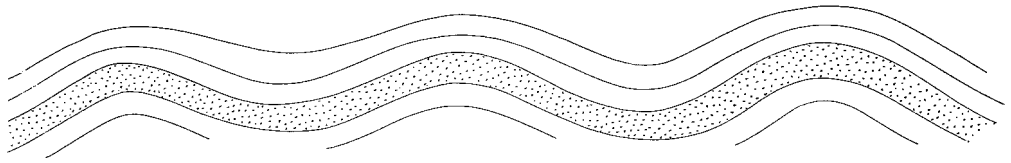
本累層群は本図幅地域の東半部すなわち都城盆地東縁の青井岳・東岳・柳岳の各山地を構成するほか、同盆地西縁の山地を形成し、その一部が本図幅地域北西隅に見られる。主として砂岩・頁岩および砂岩頁岩互層からなり、礫岩および塩基性火山噴出物を伴う。本累層群は類似の岩相の組合せからなっている部分が多い上に褶曲と断層によって著しく変位しているため、層序や構造を明確に決定し難い。したがって地質図は岩相区分を基調として表現した。また凡例における四万十累層群内の順序は、必ずしも層序関係を示したものではない。しかし岩相的特徴から、粘板岩質の頁岩を主とする地層、砂岩を主とする地層および礫質砂岩や、礫を含む不均一性の頁岩などからなる地層の3グループに大きく区分することができるので、記述の便宜上これらをそれぞれ山之口頁岩砂岩層、東岳砂岩層および柳岳砂岩頁岩層と仮称する。

Ⅲ. 1 山之口頁岩砂岩層

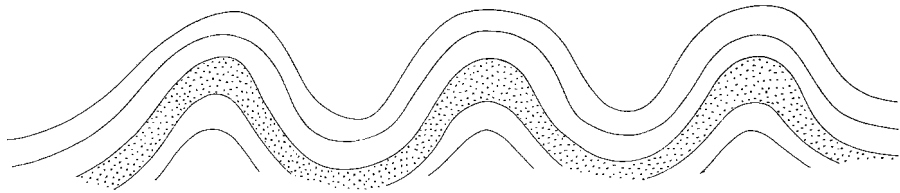
本図幅地域において下部層に当たると考えられる地層で遠藤(1961)の山之口層群に相当する。青井岳山地西麓から東岳山地西麓を経て柳岳山地北麓に至る間、比較的低夷な山地を構成して広く分布する。本層の一部は、本図幅地域南東隅の山岳付近および同北西隅の山田地区などにも見られる。主として見掛上厚い頁岩からなり、やや厚い砂岩を伴う。また砂岩頁岩互層・礫岩・塩基性火山岩および同質赤紫色凝灰岩が挟在する。地質図にはこれら塩基性火山噴出物のうちおおむね厚さ10m以上にわたって分布

第1表 都城図幅地域および隣接地域における層序対比表

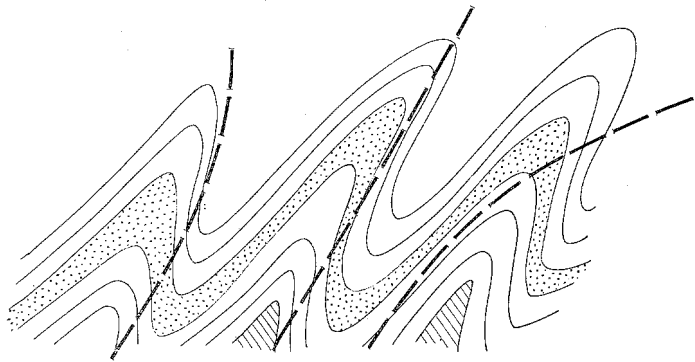
地質時代	都城図幅地域		野尻図幅地域	日向平野地域	
	遠藤 (1961)	木野・太田 (1977)	木野・太田 (1976)	遠藤ほか (1957)	
第四紀	現世	沖積層	現河川氾濫原堆積物	現河川氾濫原堆積物	
		段丘礫層	霧島火山現世拋出物	霧島火山現世拋出物・低位段丘堆積物	
		扇状地礫層	低位段丘堆積物		
			崩壊岩屑堆積物		
	更新世	霧島火山新期拋出物 (新期ローム)		霧島火山新期拋出物 (新期ローム)	
		軽石質砂礫層および粘土層 (二次シラス)		軽石質砂礫層 (二次シラス)	
		シラス灰石層	始良火山噴出物 (シラス・灰石)	始良火山噴出物 (シラス・灰石)	
		中位段丘堆積物		中位段丘堆積物	
		霧島火山旧期拋出物 (旧期ローム)		霧島火山旧期拋出物 (旧期ローム)	
		都城層			
新世			加久藤熔結凝灰岩		
	高位段丘堆積物		高位段丘堆積物 (久木野層)	仮屋層	
	小林軽石流堆積物		小林軽石流堆積物	軽石流堆積物	
			四家層 (野尻層下部)	鶯瀬層下部	
新第三紀	鮮新世	新第三紀安山岩類		旧期安山岩	
	中新世			宮崎層群	
古第三紀 ~中生代?	中郷層群	二俣層 { 尾平野部層 鍋谷部層 鼻切峠部層 湯屋谷部層 柳岳部層 高畑部層 安久層 {	柳岳砂岩・頁岩層 東岳砂岩層 山之口頁岩砂岩層	四十万層群 四万十累層群	
	山之口層群				



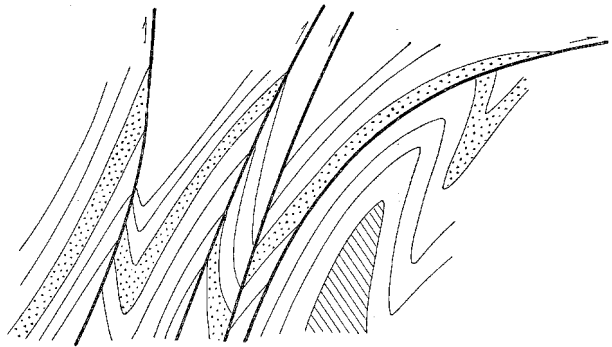
第1段階：緩かな褶曲……傾斜は緩か。変位は小さく上下のみ。



第2段階：やゝ著しい褶曲……急傾斜部分を生ずる。変位は上下のみであるが、その量はやゝ大きい。



第3段階：同斜褶曲……急傾斜部分が多くなり、逆傾斜を生ずる。水平方向の変位を生ずる。



第4段階：断層地塊化……上下・水平方向の変位はさらに著しくなり、褶曲構造の形も破壊される。地層は切断されて、その連続を追跡することは困難となる。

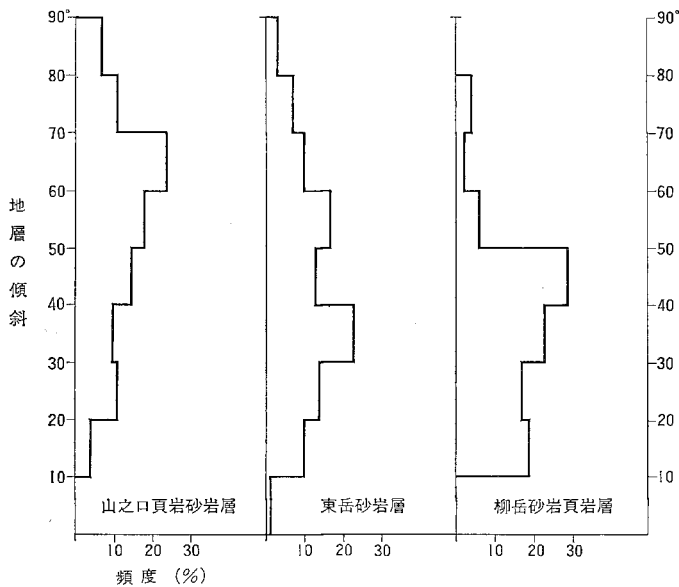
第3図 四万十累層群の構造形成過程を推定した模式復元図

するものを表現した。

地層の一般走向は、沖水川以北では南北方向を基調として北西—南東ないし北東—南西方向を示し、沖水川以南では内之木場付近で乱れているほかは概して東北東—西南西方向を示す。また山岳付近のものは一般に南北方向を示す。傾斜は沖水川以北および山岳付近のものは見掛上西ないし北方向のものが多く、南ないし東傾斜を示すものは少ない。これに対して沖水川南岸ぞいの部分では見掛上南傾斜が卓越する。実際には露頭の見られるところは全体のごく一部に過ぎず、露頭があっても破砕によって構造が読みとれない場合が多いのであるが、露頭ではしばしば逆転構造が見られ、また局所的な同斜褶曲や90°以上転倒した横臥褶曲さえも認められる。したがって本層の巨視的な構造は、北—西に傾いた軸面を有する同斜褶曲を基調とし、これが走向断層ないし衝上断層を主とする断層群によってさらに地塊化したものと推察される。第3図は四万十累層群の全般的巨視的構造と露頭面で観察される局所的微視的構造に基づいて、その構造形成過程を推定したもので、模式的に4段階を示した。実際には塑性の大小など岩層の種類によってその反応は異なる筈であるから、変位や破壊の様式はもっと複雑になるであろうが、一般的には変位量と急傾斜部分は段階が進むに従って増加するものと思われる。

本層の見掛上の厚さは数1,000mに達するとみられるが、上述の如く圧縮された同斜褶曲構造—いはば提灯畳み構造¹⁾—と衝上断層による地層の繰返しが考えられるので、実際の厚さは遙かに小さいものであろう。

本層は他の2層に較べて変位度が最も著しく、第3図の第3段階から第4段階に相当する部分が多いと考えられる。因みに地層の傾斜を変位度の定量的な指標の一つと考えれば、第4図に示すように本層に関する測定値は10°から垂直までの範囲に分散するが、他の2層に比して傾斜の大きい部分が最も多い。ここで仮に20°以下を緩傾斜、21°~50°を中傾斜、51°以上を急傾斜と定義すれば、本層の地層傾斜



第4図 都城図幅地域の四万十累層群における地層傾斜の頻度分布

1) 第3図の第3段階に示すような、圧縮された同斜褶曲構造をこのようにたとえた。

に関する頻度分布は緩傾斜域が4%、中傾斜域が36%であるのに対して急傾斜域が60%を占める。なおこれらの値は頁岩部と砂岩部を合わせたものであるが、頁岩部のみについては高頻度の部分が60~80°に集中し、これだけで全体の約50%に達することになる。

頁岩 (Sh₁)

新鮮なものは黒色または暗灰色を呈するが、風化すると褪色して黄灰色となる。一般に緻密・粘板岩質である。固結度は比較的大きく、貫入抵抗は層理面に垂直方向に対しては大きい、層理面に平行な方向に対しては小さい。剪断作用による滑り面の発達と、板状または鱗片状の剝離性はこの頁岩を最も特徴づけている。しかし部分的にやや軟質で、貝殻状または細片状の風化剝離を示すものも見られる。この頁岩の侵食は一般的な風化や流水の削剝に加えて、剪断滑り面に沿う剝離およびその連鎖的拡大現象としての崩壊によって促進されている。

なお、地質図において頁岩として一括した部分には、厚さ10m未満の砂岩や砂岩頁岩互層もしばしば含まれている。また頁岩層中には厚さ数cm~数10cmの砂岩がレンズ状ないし団塊状に挟まれていることが多い。これは激しい造構運動に伴う剪断作用と層内滑動によって、砂岩薄層が切断され、さらに磨滅して変形したものと考えられる。

砂岩 (SS₁)

中粒砂岩を主とし、粗粒部分も含まれる。新鮮なものは暗灰色から青灰色まで種々の色調を呈するが、風化すると一般に黄灰色ないし黄褐色を呈する。またまれに白色粗粒のアルコース砂岩を含み、風化すると「マサ」状を呈する。

砂岩は頁岩のように鱗片状や細片状には剝離し難いが、剪断作用による割目は意外に多く、数10cmから数m間隔の無数の割目によってブロック化していることが多い。

砂岩頁岩互層 (al₁) および頁岩優勢互層 (hal₁)

砂岩と頁岩は種々な量的組合せによって互層を形成するが、地質図では砂泥の厚さの割合がほぼ等量のものから砂岩優勢なものまでを砂岩頁岩互層とし、頁岩優勢な部分が発達する場所（山岳付近）について特に頁岩優勢互層として独立して示した。砂岩頁岩互層は一般に砂泥各々の厚さが数10cm単位であり、頁岩優勢互層は厚さ10cm以上の頁岩の中に厚さ数cm以下の砂岩が挟まれている状態が多い。

礫岩 (cg)

日豊本線青井岳隧道付近と東岳西斜面の稜線付近に、頁岩層に挟まれた形で分布する。主として径数cm以下の珪質岩小円礫によって構成され、黒色頁岩片を伴う。この礫岩も褶曲・断層によって著しく乱された産状を呈するが、厚さは10m前後と思われる。

塩基性火山岩 (B)

後述の赤紫色凝灰岩に伴って東岳砂岩層との境界にそい断続的に分布する。露頭では枕状熔岩を呈す

るものが見られる。主な分布地は東岳西斜面から柳岳山地北麓に至る間、山岳付近および本図幅地域北隅の下水流付近である。これらのうち山岳付近のものは孤立的な分布であり、下水流付近のものは北方からの連続である。

この熔岩は灰緑色を呈しすこぶる硬く、個々の鉱物は肉眼では判別できない。鏡下に検すると、原岩は橄欖石普通輝石玄武岩であったと思われる、オフィテック組織が顕著であり、造岩鉱物としては斜長石および普通輝石のほか橄欖石の仮像をした緑泥石が点在しており、著しく変質がすすみ二次鉱物として緑泥石・緑簾石・曹長石・方解石・石英・チタン石・パンペリー石・葡萄石および赤鉄鉱などが認められる。

赤紫色凝灰岩 (pt)

東岳砂岩層との境界沿いに連続性をもって分布し、塩基性火山岩に伴い、それを挟むような形で、またはその延長方向に単独で存在する。沖水川以北では、東岳北麓の五反田北方に分布するものを除いてほぼ連続的に、沖水川以南ではほぼ連続的に追跡できる。したがって少なくとも東岳山地西斜面から柳岳山地北斜面にわたって分布するものは、山之口層頁岩部分の同一層準を示すものと考えられる。頁岩状の細粒凝灰岩で赤紫色を呈することが多いが、緑色を帯びたものもある。頁岩より軟質で葉状に剝離し易く、粘土化し易い。

本岩を鏡下に検すると、淡褐～濃褐色の基質中に径0.005～0.05mmで比較的良好に淘汰された破片状微細粒が散在し、かすかに層理がみられる。この微細粒の中で初生鉱物の種類が判別できるのは斜長石だけで、その一部は曹長石などの二次鉱物に変っている。初生鉄苦土鉱物はすべて結晶外形を失い、褐鉄鉱に変っている。また絹雲母・緑泥石・曹長石などの極く微細な粒が一面に生じており、放散虫の化石も見出される。なお基質中には、褐鉄鉱の多くの条線がもつれ合いながら全体として剝離面にほぼ平行に発達している。このような鉱物的特徴は本岩が塩基性であることを必ずしも積極的に示さないが、塩基性火山岩との密接な共存関係から、同火山岩の噴出に伴う火山灰を主体とする堆積物と考えられる。

本凝灰岩は四万十累層群の中で最も迂り面を生じ易く、とくに塩基性火山岩を伴う部分で著しく、前後(上下)関係は断層で切られていることが多い。したがって塩基性火山岩とともにその全貌を現わす露頭に乏しいが、塩基性火山岩と併せた厚さは最大50m前後或いはそれ以上に達するものと推定される。

III. 2 東岳砂岩層

本図幅地域において中部層に当たると考えられる地層で、遠藤(1961)の中郷層群高畑部層に相当する。青井岳山地および東岳山地の主軸部やその東側、および柳岳山地の中腹～山麓部などを構成する砂岩優勢の地層で、東隣の日向青島図幅地域における鱈塚山・小松山山地を構成する砂岩優勢の地層に連続する。主として見掛上厚い砂岩からなり、砂岩優勢互層・砂岩頁岩互層・頁岩優勢互層および頁岩を含む。

地層の一般走向は山之口頁岩砂岩層におけるものと大局的には調和し、沖水川以北では南北方向を基

調とし、沖水川以南の柳岳山地北斜面では東北東—西南西方向を基調とするが、細部的にはかなり乱れている。傾斜は沖水川以北においては見掛上西ないし南西方向が多いが、境川東岸側では東傾斜が多くなる。沖水川以南の柳岳山地北斜面では主として南傾斜を示す。また本図幅地域南東隅の割岩谷を中心に分布するものは一般に南北または北西—南東の走向で見掛上北東傾斜である。

山之口頁岩砂岩層とは、同層の塩基性火山噴出物と接している場合が多いが、同層の頁岩部と接している場合を含めていずれの場合も接触面付近は両層とも地層の乱れが著しく、山之口頁岩砂岩層側の衝上による断層によって境されているものと考えられる。上述のように両者の傾斜の一般傾向からいえば、沖水川以北では見掛上山之口頁岩砂岩層が東岳砂岩層の上位となっているが、沖水川以南の柳岳山地北斜面では見掛上東岳砂岩層が山之口頁岩砂岩層の上位であるにもかかわらず、その境界面は北傾斜を示す傾向がある。これらの矛盾は両者の境界が正常な累重関係ではないことを示唆すると思われる。

本層の傾斜は山之口頁岩砂岩層の場合に較べて一般に緩かで、逆傾斜を確認することも少ない。第4図において急傾斜域の頻度は山之口頁岩砂岩層の半分近くの37%であるのに対して、中傾斜域が52%と、この領域だけで東岳砂岩層全体の過半数を占めている。四万十層群に対する横圧力が、砂岩が固結して塑性が小さくなった後に加わったとすれば、砂岩の変形としては塑性的変形（褶曲）が充分進行しないうちに、破壊的変形（断層）が行われる筈であり、また砂岩体は頁岩体の塑性的変形の波及に対して障壁的役割をなすことも考えられる。またこのような性質は、砂岩の体積や固結度と正の関係をもって増大すると思われる。このような観点で第3図と第4図を対照すれば、東岳砂岩層は一部に著しい褶曲を受けた部分はあるにせよ、大部分は塑性的変形としては初～中期の段階にあるとみなされる。

砂岩 (SS₂)

岩質的に山之口頁岩砂岩層中の砂岩と区別し難いが、大規模な発達と連続性によって特徴づけられる。中粒砂岩を主とするが粗粒部分が比較的多く、黒色頁岩細片に富み、また石英粒や珪質岩の細礫を含むことがある。新鮮なものは一般に青灰～暗灰色を呈し堅硬であるが、風化すれば黄褐～黄灰色を呈し、やや脆弱化する。見掛上塊状を呈するが泥質薄層が挟在することが多い。泥質層が発達すると層理面が明瞭となり、また砂岩優勢互層に移化する。断層などに伴う割目の発達することが比較的多く、挟在する泥質層とともに迂り面となって崩壊し易い部分が少くない。

砂岩優勢互層 (Sal₂)・砂岩頁岩互層 (al₂)・頁岩優勢互層 (hal₂)・および頁岩 (Sh₂)

砂泥の量的割合によってそれぞれの名称を付し、地質図に区別して表現した。これらのうち砂岩優勢互層が最も発達し、青井岳駅付近の境川沿岸に分布し、比較的整然とした走向・傾斜を示す。

III. 3 柳岳砂岩頁岩層

本図幅地域において上部層に当たると考えられる地層で、達藤 (1961) の中郷層群のうち柳岳部層・湯屋谷部層・鼻切峠部層および鍋谷部層を合せたものに相当する。柳岳山地の稜線付近から南斜面一帯に分布し、礫質砂岩・頁岩・砂岩・砂岩頁岩互層および頁岩優勢互層などからなる。本層と他層との接触関係を確認する露頭は見られないが、柳岳山地北斜面においては礫質砂岩が東岳砂岩層に整合に重な

り、一部は断層で接していると思われる。しかし礫質砂岩と本層の頁岩とは、柳岳山地の稜線沿いに礫質砂岩側が衝上した断層面によって境されていると考えられる。また本層の頁岩や砂岩の部分と他の2層との関係は、酒谷川上流から割岩谷上流部を横断して槻の河内川に伸びる北落ちの正断層によって切られていると思われる。

地層は走向が北東—南西方向または南北方向で北—西傾斜を示すことが多いが、柳岳南斜面域（酒谷川上流から槻の河内西岸側に至る地域）ではしばしば東西方向と北西—南東方向の走向と北東—東—南傾斜が卓越し、短軸の背斜（ドーム状）・向斜（盆状）構造が併列的に存在する。ここではその一部を露頭でも確認することができる。またここでは断層は多数存在すると見られるが、同斜褶曲構造や逆傾斜はほとんど認められない。したがって少くとも柳岳南斜面地域の本層は、遡性的変形の上からは第3図の第1～第2段階に止まっている部分が多いといえる。ちなみに第4図における地層傾斜の頻度分布は20～50°の中傾斜域において69%と大きな値を示し、さらに緩傾斜域が19%に達しているが、50°を超える急傾斜域は僅かに12%に過ぎない。

礫質砂岩および礫岩（scg）

粗粒の暗灰色砂岩に多量の礫を含むもので、礫は黒色または白色の珪質岩、暗青色硬質砂岩および硬質黒色頁岩などからなる。径数mm～数cmまでの円礫または黒色頁岩破片（角礫）によって構成される。本図幅地域における四万十累層群の中で最も堅硬で、柳岳山地の稜線ぞいに峻険な地形を形成している。

頁岩（Sh₃）

柳岳と割岩谷を結ぶ線から西方では、礫質砂岩および東岳砂岩層と断層で接し、柳岳砂岩頁岩層中の他の砂岩や、砂岩頁岩互層などとともに柳岳山地南斜面の地溝状地帯を占めて分布する。柳岳付近から東方では礫質砂岩から漸移する。岩相は概観的には山之口頁岩砂岩層や東岳砂岩層中の頁岩と類似し、黒～暗灰色であるが、粘板岩化作用や剪断作用を受ける度合が小さく、むしろ塊状の泥岩状を呈する部分が多い。粒度はやや不均一的で、シルト質から微細砂質のものが細互層をなしたり雑然と混在したりする。また柳岳南斜面域ではしばしば珪質頁岩や、硬質砂岩の小円礫を含み礫質頁岩を呈する。

砂岩（SS₃）

比較的厚いものとしては、酒谷川上流部から割岩谷上流部にかけて短軸背斜構造の軸部を形成するものと、槻の河内川北岸側で短軸向斜構造の軸部を形成するものがあり、それらの中間にも厚さ10～20m程度のものが2～3層介在する。岩質的には他の砂岩と類似して中粒～粗粒砂岩を呈するが、層理がよく発達する点において異なり、またしばしば礫岩相を呈する点において礫質砂岩と類似する。

砂岩頁岩互層（al₃）および頁岩優勢互層（hal₃）

上記の砂岩と頁岩との漸移部分を形成するもので、水平方向への岩相変化が著しい。

〔付〕 塩基性火山噴出物の分布について

本図幅地域の四万十累層群山之口頁岩砂岩層の東・南縁部には、塩基性岩および赤紫色凝灰岩がほぼ連続的に分布していることは既に述べた通りである。このような塩基性岩類は本図幅地域周辺部の各所に分布し、断続的に連結されているように見える。第5図はそれらの塩基性岩類の分布を都城図幅地域を中心として、野尻図幅地域・宮崎図幅地域・日向青島図幅地域・飫肥図幅地域・末吉図幅地域および国分図幅地域にわたって追跡したものである。第5図には併せて四万十累層群の走向の大局的傾向を流線で示している。これらのうち連続性が最も確実視されるものは、都城図幅地域東縁山地のものであるが、これに次いで国分図幅地域の瓶台山付近を通して北東方向に伸び、高崎西方で南東方向に屈曲して都城図幅地域の下水流付近に達する断続的分布が著しい。これは瓶台山付近から南に伸びるものと思われ、高隈山付近の塩基性火山噴出物に繋がる可能性がある。また日向青島図幅地域の小松山から新村付近に入り込み男鈴山に伸びるものも断続的に追跡される。この南方延長は都井岬付近の塩基性火山岩に繋がる可能性が大きい。また高岡と田野の間の山地に発達するものと田野南方（鰐塚山東北麓）に分布するものとの関連が予想される。

次にこれらの塩基性火山噴出物の列を挟む岩相の巨視的分布に着目すれば、西方の瓶台山付近から高崎・下水流・山之口付近を経て青井岳西方を北上する線と、高岡南方から田野付近を経て青井岳北麓を迂回し（この付近には塩基性火山噴出物は地表に露出しない）、東岳西斜面から柳岳北斜面を経て萩原川上流に至る線に囲まれた部分、および加江田川上流から小松山・新村を経て男鈴山に至る線の東側には、それぞれ頁岩優勢の地層が発達し、これと反対側の部分にはそれぞれ砂岩優勢の地層が発達している傾向が認められる。

以上のように、これらの塩基性火山噴出物が連続的または断続的に追跡され、それらを結ぶ線が周囲の巨視的な走向流線とほとんど矛盾しないこと、および塩基性火山噴出物の配列に対して対照的な岩相分布が見られることなどから、これらの塩基性火山噴出物がほぼ同一の層準を示す可能性も考えられる。仮にこれを鍵層として本図幅地域周辺の地層分布を大観すれば、著しい横圧力を受けて同斜褶曲や走向断層（主として衝上断層）に富み、変位度の著しい粘板岩頁岩優勢の地層群（高隈山層群タイプ）と、短軸の背斜・向斜（ドームまたは盆状）構造を呈して、変位度が相対的に小さい砂岩優勢の地層群（日向層群または日南層群タイプ）とに2大区分されることになる。

IV. 新第三紀安山岩類

図幅地域西縁にある高の峰と丸山はともに安山岩からなり、入戸軽石流堆積物に覆われている以外に他の諸岩石との関係を示す材料はないが、山体の侵食状況などから推察し、霧島火山の基盤にある佐賀利安山岩や加久藤安山岩類などほぼ同時期のもので、おそらく新第三紀鮮新世ごろの噴出と思われる。高の峰熔岩は輝石安山岩で橄欖石を欠き、丸山熔岩は橄欖石輝石安山岩であるが、両熔岩は鏡下の観察でかなり類似している。

高の峯熔岩 (Ak)

高の峰の山頂は西隣の国分図幅地域内にあり、海拔336.5mである。山体はシラスや霧島火山新期噴出物で厚く覆われ、また樹木が繁茂していて岩石の露出はほとんどないが、その火山形態から考えおそらく成層火山であろうと思われる。本熔岩は輝石安山岩に属する。

この熔岩は堅硬で、青黒色の石基中に長さ0.5~1.2mmの輝石斑晶と長さ0.3~0.8mmの比較的小さい斜長石斑晶とが密に散在している。鏡下では斑状組織を示し、斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり鉄鋳を伴う。斜長石は亜灰長石に属しおおむね清澄であるが、一般に累帯構造が著しく微細なガラスや鉄鋳などを包有することが多い。紫蘇輝石は長柱状で淡緑~淡褐色の多色性を示し、しばしば単斜輝石粒を多く包有する。普通輝石は柱状で淡緑色を示し(100)双晶を示すものが多い。上記両輝石は数個体が集合していることが多く、この場合普通輝石はしばしば累帯構造や波動消光を示す。また紫蘇輝石が内側に、普通輝石が外側に平行連晶をなすものも見られる。石基は毛氈状組織で拍子木状の斜長石、柱状または粒状の単斜々方両輝石および粒状の鉄鋳などからなる。

丸山熔岩 (Am)

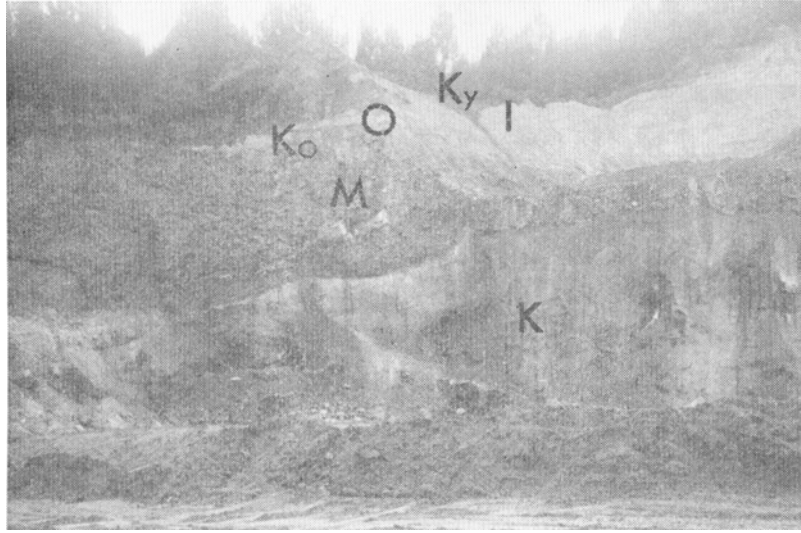
図幅地域西縁にあり、海拔287.6mで山体はシラスや霧島火山新期噴出物で厚く覆われ、また樹木が繁茂していて岩石の露出はほとんどないが、その火山形態から推察し成層火山であろうと思われる。しかし南東端にある小丘はあるいは熔岩円頂丘かも知れない。この小丘の山頂にある神社の裏には、巨大な岩塊が累々と露出しているが、その岩質は丸山部落付近に分布するものと同じである。本熔岩は橄欖石輝石安山岩に属する。この熔岩は堅硬で、青黒色の石基中に長さ0.5~1.2mmの輝石斑晶と、長さ0.3~0.8mmの比較的小さい斜長石斑晶とが密に散在している。鏡下では斑状組織を示し、斑晶は斜長石・橄欖石・紫蘇輝石および普通輝石からなり鉄鋳を伴う。斜長石は柱状で亜灰長石に属し、おおむね清澄であるが反覆累帯構造は著しく、またガラス・鉄鋳などの微細粒を包有することが多い。橄欖石は少なく短柱状で無色であり、鉄鋳の微細粒や輝石粒で取巻かれている。紫蘇輝石は長柱状で淡緑~淡褐色の多色性を示し、しばしば単斜輝石粒を多く包有している。普通輝石は柱状で淡緑色を示す。上記両輝石は数個体が集合して見られることがあり、この場合普通輝石は累帯構造や波動消光を示すことが多い。また紫蘇輝石が内側に、普通輝石が外側に平行連晶をなすものも見られる。石基は毛せん状組織で拍子木状の斜長石、柱状または粒状の単斜・斜方両輝石および粒状の鉄鋳などからなる。

V. 更新統

V. 1 小林軽石流堆積物 (K)

本堆積物は現在の小林市付近に位置する小林カルデラから、その形成直前に大量に流出したものと考えられ、北隣の野尻図幅地域内では広範囲に点在して見出される。

この図幅地域内の地表では次の3ヵ所で見出されるほか、都城盆地内の地表面下にも都城層および入戸軽石流堆積物に覆われ存在することが予想される。



第6図 小林軽石流堆積物 (K)、都城層 (M)、霧島大山旧期噴出物 (Ko)、大隅降下軽石堆積物 (O)、入戸軽石流堆積物 (I) および霧島火山新期噴出物 (Ky) で覆われる。(都城市街地北東の勝岡付近)

都城市街地の北東東で沖水川を隔てた対岸の勝岡付近では、高さ約20m、幅70～80mの土砂採掘跡がある。(第6図)ここでは露出の最下位に小林軽石流堆積物が約6mの高さに覆われ基底までの深さは不明であるが、この上に都城層・霧島火山旧期噴出物・大隅降下軽石堆積物・入戸軽石流堆積物および霧島火山新期噴出物などが載っている。この軽石流堆積物は塊状で全体が灰褐色を呈し弱熔結で比較的軟く、ハンマーで叩くと容易に崩れる。1方向に伸長した長さ10cm以下の軽石に富み、胡桃大以下の種々の大きさの安山岩火山礫を多く包有する。この軽石を鏡下に検すると発泡したガラスに富み、その中に自形あるいは破片状の斜長石・紫蘇輝石および普通輝石の斑晶が散在し粒状の磁鉄鉱を伴う。斜長石は曹灰長石に属し、清澄で累帯構造が著しく包有物を欠く。

次の一ヵ所は、この勝岡の南方約3.8mの宮村付近にあり、四万十累層群の丘陵の上に載り、包有する軽石は灰白色かつ軟質で、風化により著しく粘土化している。本堆積物の下限は不明であるが、少なくとも数mの厚さがあり、都城層に相当すると思われる亜角礫(大礫)層や霧島火山旧期噴出物などに不整合に覆われている。

残る一ヵ所は勝岡の北東方約4kmを隔てた松元付近で、国道に面し高さ2～5mの崖を50mの間連ねており、基底までの深さは不明であるが、この上に都城層・霧島火山旧期噴出物・大隅降下軽石堆積物・入戸軽石流堆積物および霧島火山新期噴出物などが載っている。

南九州で広く用いられている“シラス”という語は、単に白色砂質堆積物を指す俗語であるが、そのほとんど大部分は入戸軽石流堆積物の非熔結部が占めている。この小林軽石流堆積物もシラスの一種であるが、その火山層序や岩質は入戸軽石流堆積物のそれらとは異なる。

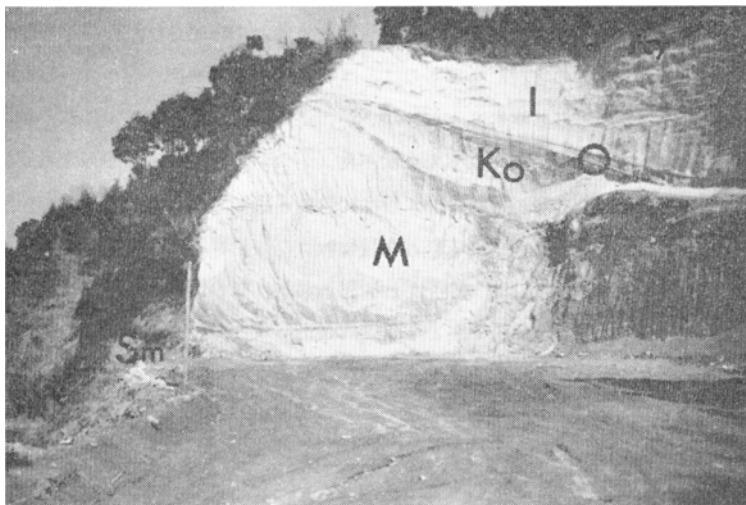
V. 2 高位段丘積物 (ht)

本図幅地域北東隅に僅かに見られるもので、野尻図幅地域南東隅の高位段丘堆積物の一部である。主として砂岩の小・中礫からなっているが著しく風化している。本堆積物は野尻図幅地域の高位段丘堆積物（久木野層）や、宮崎図幅地域の仮屋層（遠藤ほか、1957）に対比される。

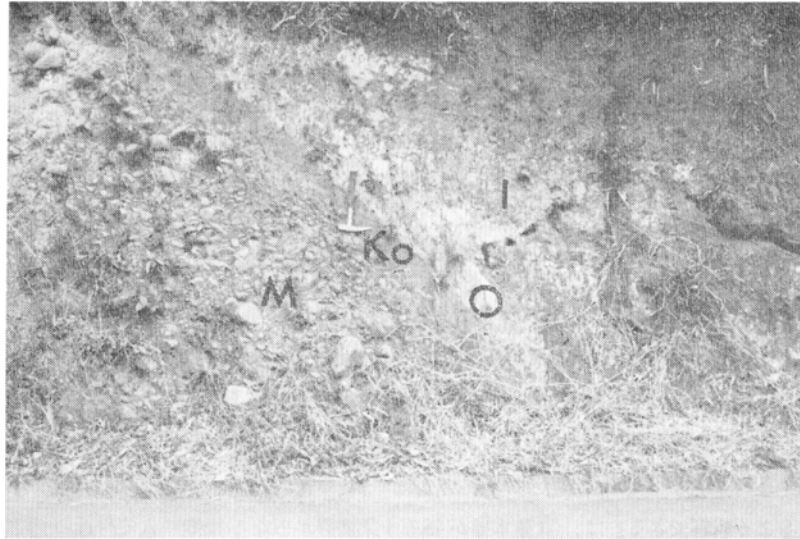
V. 3 都城層

都城層は都城市街地付近における試錐やさく井によって知られ、入戸軽石流堆積物の下位に伏在する地層に対して与えられた名称である（木野、1968）。都城盆地一帯の地下に広く分布し、砂礫を主としながらしばしば泥質層を伴う。盆地底における厚さは50m以上に達すると見られるが、下限は明らかでない。これの同様の岩相と層的位置を示す砂礫主体の堆積物は、地表においても盆地周縁山麓地帯の数カ所で認められる。

本層が最もよく観察できるのは、日豊本線が四万十累層群からなる山地に入る付近の山之口町麓から、東岳川を隔てた対岸の土砂採掘跡である。（第7図）ここでは高さ10数m、幅約50mの範囲に諸岩層が露われ、四万十累層群の上に不整合に載り、そして霧島火山旧期抛物体に不整合に覆われ、さらにその上に大隅降下軽石堆積物および入戸軽石流堆積物が載っている。本層の厚さは一定しないが10～20mあり、円礫層・砂細砂互層および砂層からなり、ほぼ水平に整然と重っている。円礫層は厚さ2m以上あり、大豆～拳大のよく円磨された礫からなり、礫は四万十累層に属する砂岩や粘板岩である。砂細砂互層は厚さ0.5～1mあり、砂および細砂の細互層からなる。砂層は厚さ7～20mあり、全体として塊状で淡褐色を呈し中粒の砂からなる。砂細砂互層および砂層はすこぶる軟く、指先でも容易に崩れ



第7図 都城層 (M). 四万十累層群 (Sm). の上に載り、霧島火山旧期抛物体 (Ko), 大隅降下軽石堆積物 (O), 入戸軽石流堆積物 (I) および霧島火山新期および現世抛物体 (Ky) に覆われる。(図幅地域北東部の山之口町野上付近)



第8図 都城層 (M) の上に、霧島火山旧期抛物体 (Ko) を隔て、大隅降下軽石堆積物 (O) と入戸軽石流堆積物 (I) が載る。(山之口駅南西の松元付近)

る。この露頭は河岸に臨み露われているが、この延長部はこの付近には全く見当たらない。

また都城市街地北北東の沖水川を隔てた対岸の勝岡付近の土砂採掘跡にも、小林軽石流堆積物の上に不整合に載り、霧島火山旧期抛物体・大隅降下軽石堆積物・入戸軽石流堆積物などにより不整合に覆われている。本層は厚さ数mで拳大以下（まれに人頭大）のかなり円磨された円礫層と、この上に載る厚さ30～40cmの砂層からなり、ほぼ水平に整然と重なっており、円礫層には厚さ1m前後の粘土層が挟まれている。

なお、勝岡から北方の松元にかけて、霧島火山旧期抛物体・大隅降下軽石堆積物・入戸軽石流堆積物などに覆われた円礫層が数カ所に点在して見出され、砂層を欠きよく円磨された円礫からなる。（第8図）

都城市街地の東南東約5kmの宮村にあるものは、ほとんど入戸軽石流のシラスからなる小丘の側面にわずかに露われている。本層の基盤岩はみられないが、亜角礫層およびその上に載る砂層からなり厚さはそれぞれ約1mである。前者は拳大以下で淘汰不良、かつかなり角張った四万十累層群の礫からなり、後者は淡褐色でやや粗粒の砂層からなる。本層は10数m連続して露われ、霧島火山旧期抛物体により不整合に覆われ、さらにその上に大隅降下軽石堆積物および入戸軽石流堆積物などが載っている。

上記地点の東方約600mにも都城層に相当すると思われる礫層の露頭があり（小林軽石流堆積物の項）、径10cm以上の、四万十累層群砂岩を主とする亜角礫からなっている。小林軽石流堆積物を不整合に覆い、霧島火山旧期および新期抛物体に不整合に覆われている。

V. 4 霧島火山旧期抛物体（旧期ローム）（Ko）

本抛物体は地質図幅には記載していないが、火山抛物体からなり、俗に旧期ロームと呼ばれており、都城層の上に不整合に載り、大隅降下軽石堆積物により不整合に覆われている。かつては当時の山地の起伏を一様に覆い堆積したが、大隅降下軽石の堆積までの間隙の時期に、ほとんど削剝された。本層の

厚さは、北隣の野尻図幅地域では、東半部で2～3m、西半部で4～8mほどで、一般に西進するほど全体の厚さおよび構成物質の粒度が増すので、霧島火山の諸火山丘のうちの一つからの噴出物と考えられており遠藤（1969）によると夷守岳^{ひほもり}の噴出物という。この図幅地域内では10数カ所で見出されるが、最も顕著に見られるのは図幅地域北東部の日当瀬部落の国道ぎわで、ここでは四万十累層群の上に不整合に載り、厚さは1～2mあり、下半部は褐色の軽石火山礫凝灰岩で大豆大以下の風化軽石に富み、上半部は褐色ローム質火山層で大豆大以下の風化軽石が点在し、表面に風化帯がある。

V. 5 中位段丘堆積物 (mt)

沖水川支流の内之木場川上流沿岸には、入戸軽石流が及んでいないところにも、同軽石流堆積物の形成する平坦面に似た緩斜面（10°以内）が見られ、礫によって構成され霧島火山新期抛出物に覆われている。この礫層を中位段丘堆積物とした。礫は背後の柳岳山地から供給された砂岩を主とし、径数10cmから1mに達する亜角礫が多い。

V. 6 始良火山噴出物 (シラス・灰石)

始良火山は現在の桜島以北の鹿児島湾一帯を占める巨大なカルデラと、大量の軽石質噴出物をもって広く知られている。この図幅地域内でみられる同火山噴出物は、カルデラ形成の直前に南九州の広大な面積を覆い流出した入戸軽石流堆積物と、その先駆として噴出した大隅降下軽石堆積物の二つで、後者は霧島火山旧期抛出物の風化面の上に不整合に載っている。

入戸軽石流堆積物はしばしば炭化木片を含んでおり、これによる¹⁴C年代の測定が行なわれすでに8個を数えるが、その多くは25,000±5,000年の範囲に入るので、おおよそ25,000年と考えられている。（福山・荒牧, 1973）。

大隅降下軽石堆積物 (O)

本堆積物は地質図幅には記載されていないが、入戸軽石流の下位にほとんど常に見出される。入戸軽石流の流出の先駆として噴出したもので、大隅半島のほとんど全域を広く覆ったが、薩摩半島南東部や霧島火山北部や東部にも分布している。この図幅地域内に分布するものは、分布範囲の縁辺部に当たるためあまり厚くなく30～100cmで、粒度も粟～大豆大であって、図幅地域の南部ほど厚く粒度も大きく、北進するほど次第に薄く、また粒度も次第に小さくなる傾向がある。大隅降下軽石堆積物はその堆積当時には、当時の山地の起伏をほぼ一様の厚さで覆い堆積したが、入戸軽石流の流出までの間隙の時期に、山地の斜面に堆積したものはかなり侵食され、ときには全く削剝された場合もある。例えば図幅地域北東部の大古内川ぞいではこれを欠き、霧島火山旧期抛出物の上に入戸軽石流堆積物が直接載っている。

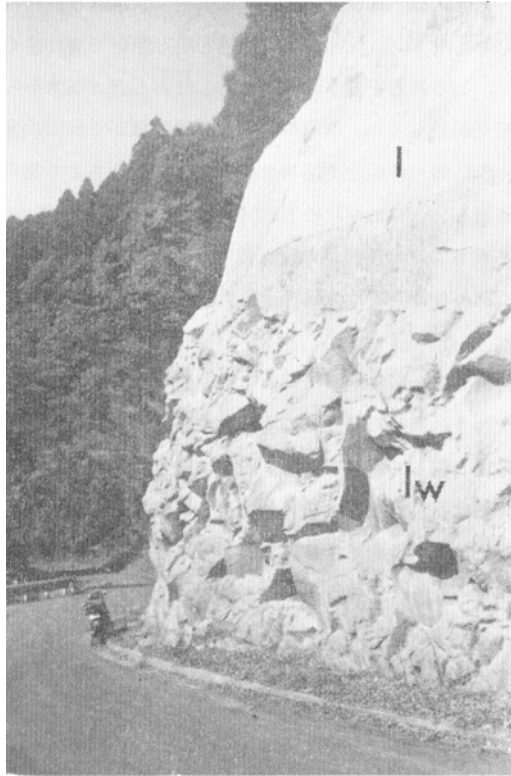
本層は等粒質であるため透水性があり、軽石の色は通常純白であるが、風化して紅色を帯びることもある。軽石を鏡下で観察すると、発泡したガラス質の基質の中に斜長石・石英のほか少量の紫蘇輝石や鉄鉱が点在しており、しばしば角閃石を伴う。

入戸軽石流堆積物（シラス・灰石）（I. Iw）

入戸軽石流堆積物は南九州一帯に広く分布し、この図幅地域内でみられるものは、その分布地域の北東の一部である。流出当時は都城盆地の低地を埋め、さらに分水嶺を越え図幅地域北東部の境川沿岸の谷間を埋め堆積した。図幅地域南東部でも分水嶺を超えたが、この図幅地域内の谷間にはほとんど堆積せず、さらに下流地域に堆積している。この軽石流堆積物は非熔結の部分が多く主として軽石凝灰角礫岩からなり、俗にシラスと呼ばれている。シラスの分布地域では、その後の侵食作用のため多くの谷が刻まれ、あるいは多くのシラス台地に分断されている。地形の項で述べたように、現在みられるシラス台地の表面は必ずしもその原表面を示していないが、ほぼ海拔150～250mで、山地の谷間や山地が盆地に臨むところでは一般に高く、盆地の中央に向い次第に高度を減じている。この岩体の基底部は熔結凝灰岩に漸移し、これは俗に灰石と呼ばれており、都城盆地の中央部でも地下に存在することが試錐により確かめられている。山地の谷間では基底の熔結凝灰岩が河岸にそい連続して露出し、深い峡谷が刻まれていることが少なくない。例えば都城市街地の東方にある沖水川にそった峡谷は、長田峡として知られ（第9図）、また図幅地域北東部の青井岳駅付近の境川ぞいでも同様の景観が見られる。入戸軽石流堆積物の基底部は山間の諸所でみられるが、最も観察し易いのは前記の青井岳付近（第10図）と、その南西約5kmの山之口町日当瀬付近の国道ぎわ（第11図）で、いずれも霧島火山旧期抛出物の上に大隅降下軽石堆積物を隔てて載っており、基盤に接する1～2mは非熔結になっている。



第9図 長田峡（中流の牧野付近）



第10図 入戸軽石流堆積物の熔結部（俗に灰石、Iw）と非熔結部（俗にシラス、I）との漸移部。（図幅地域北東部の青井岳駅付近）



第11図 四万十累層群（Sm）の上に乗る霧島火山旧期抛出品（Ko）、大隅降下軽石堆積物（O）、入戸軽石流堆積物（I）および霧島火山新期抛出品（Ky）。（図幅地域北東部の日当瀬付近の国道ぎわ）

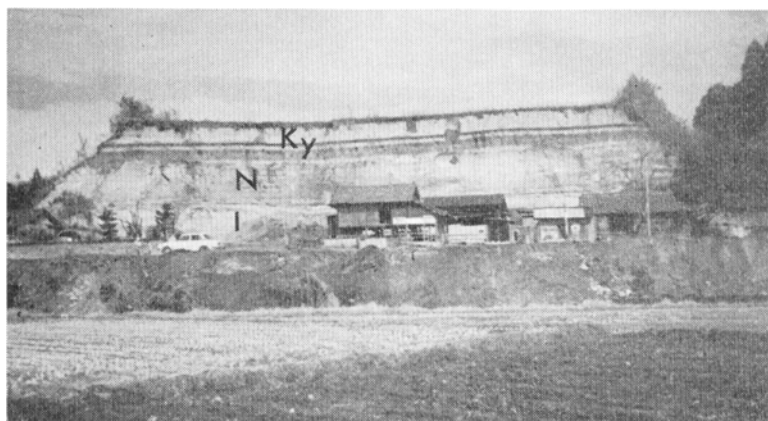
軽石凝灰角礫岩（シラス）は大豆～胡桃大（まれに拳大）で、淘汰不良かつ円味を帯びた軽石塊が同質の軽石片とともに凝結したもので、全体として灰白色を呈し粗鬆で崩れ易く、道路や河川にそい断崖をなし露出することが多い。この軽石を鏡下に検すると、ほとんどガラスからなるが、この中に見出される鉱物は斜長石および石英が最も多く、紫蘇輝石および磁鉄鉱がこれに次ぎ、ときに角閃石を伴う。

熔結凝灰岩（灰岩）は一般に弱～中熔結で塊状を呈し、熔結度はあまり高くないが、青井岳駅付近では河岸に臨み急崖をなし露出し、ときに柱状の節理を連らねている。肉眼では淡褐色の基質中に長さ0.5～1.2mmの斜長石・石英および有色鉱物の斑状鉱物がまばらに散在し、長さ0.5～2mmの黒色ガラス質部がレンズ状に多く認められ、また米粒～小豆大（まれにくるみ大）の輝石安山岩の外來岩片に富んでいる。

この熔結凝灰岩を鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑状鉱物は斜長石・石英および紫蘇輝石を主とし角閃石および磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状のものより破片状のものが多く、また一般に円味を帯びており、中性～曹灰長石に属し概して清澄である。石英は融食されて不定形を示し、また破片状のものもあり清透である。紫蘇輝石は長柱状または破片状で淡緑～淡褐色の多色性を示す。角閃石は柱状または破片状で、淡黄緑～淡緑色の多色性を示す。基質はガラス質でガラス裂片構造がきわめて著しく、伸長した無色のガラス裂片がもつれ合っ重なり、その中に一方向に伸びた軽石片のほか輝石安山岩の異質外來岩片などが認められる。

V. 7 軽石質砂礫層（二次シラス）（N）

本層は入戸軽石流堆積物の表層が削剝されたとき、流水のため他の場所へ移動し再堆積したもので、軽石塊や軽石片が淘汰を受け粒度に従い成層していることが多く、俗に二次シラスと呼ばれている。前述のように、この図幅地域内には入戸軽石流堆積物の原地形はほとんど残っておらず、シラス台地のほとんどすべては侵食地形であるため、シラス台地では入戸軽石流堆積物（シラス）の上に、二次シラスが直接載っている場合が少なくないが、その分布を図示するのは困難なので、地質図幅には特に示していない。しかし野外で二次シラスが顕著に見られるのは次の個所である。図幅地域西北部の志和地の麓部



第12図 シラス (I) の上に二次シラス (N) が載り、さらに霧島火山新期抛物 (Ky) の各層が相重って載る。(図幅地域北縁に近い志和地の麓付近)

落付近、その南西の野々美谷町の麓部落付近、図幅地域南西部の今市駅付近の梅北川沿岸などである(第12図) なお高城北方のシラス台地には、入戸軽石流堆積物の上に本層に対比される軽石質粘土層が縞状層理示し分布しているが、地質図幅には省略した。

V. 8 霧島火山新期抛出力 (Ky)

この図幅地域内は現河川氾濫原堆積物を除きその表面を、ローム・軽石・火山灰などからなる霧島火山新期抛出力で厚く覆われているが、地質図幅には記載していない(第13図)。

霧島火山は、四万十累層群および新第三紀鮮新世と考えられる安山岩類を基盤としてこの上に生じた一大火山群で、その規模は大きく北西隣の霧島山図幅地域内のほとんど大部分を占め、なおその南北の隣接図幅地域内にも延びている。その生成史は霧島山図幅(沢村・松井、1957)の説明書の中に詳しく述べてあるが、火山活動は引続き現世に及び、その名残りは小規模な爆発や噴気・温泉となり今なお続いている。

霧島火山新期抛出力は入戸軽石流堆積物の上に不整合に載り、一般に上位から次のように分けることができる。

黒色火山灰層

御池軽石層

黄澄色火山灰層(アカホヤ)

灰青色火山灰層

暗褐色ローム層

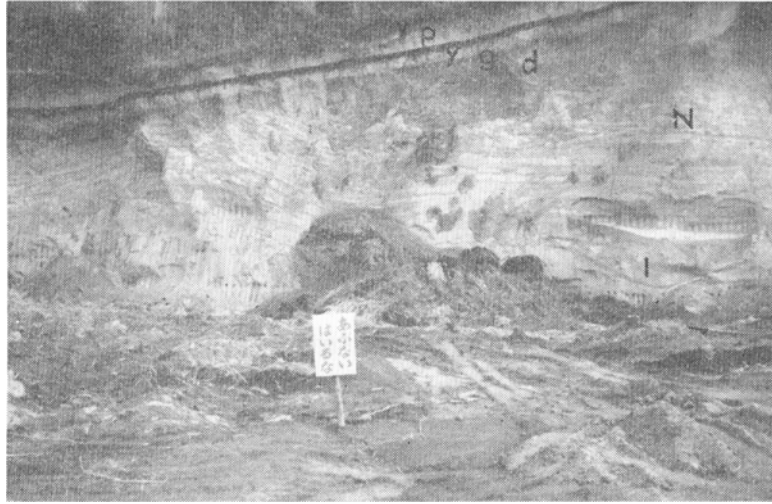
小林軽石層

褐色ローム層

これらの間の関係はいずれも不整合であり、またこれらの間に小規模の火山砕屑物を挟んでいること



第13図 シラス台地の上から霧島火山を望む。最高峰は高千穂峯。(庄内北のシラス台地の上から)。



第14図 シラス (I) と二次シラス (N) の上に、暗褐色ローム層 (d)、灰青色ローム層 (g)、黄橙色ローム層 (黒色部を伴う, y)、御池軽石層 (p) および黒色火山灰層 (v) が重なる。(都城市街地北東の勝岡付近)。

がある。これらの噴出物はそれぞれかなり厚いので、野外でこれら全部の重なりを観察できる露頭は非常に少ない。ことに霧島火山に近い図幅地域北西部のシラス台地の上では、御池軽石層以上の噴出物しか見られない。また諸所のシラス台地への登り口付近でも暗褐色ローム層以上の噴出物しか見られないのが普通であるが、これは暗褐色ローム層の堆積以前に著しい削剝作用が行なわれたためらしい。都城市街地北東の勝岡付近で見られる各種火山抛出物の重畳を第14図に示す。

大隅半島中・北部におけるこの種の火山屑層物の研究はよく行なわれ、桑野ほか(1960)は黒色火山灰層の地質時代を現世とし、その下位にある黄橙色火山灰層以下を更新世と考えたが、遠藤(1969)は灰青色火山灰層以上を現世とし、暗褐色ローム層以下を更新世としている。また松井(1966)は黄橙色火山灰層の絶対年代を約5,000年としている。なお霧島山図幅では黄橙色火山灰層と灰青色火山灰層とを併せ“牛のすね”ローム層と呼んだ。この図幅では灰青色火山灰層以上を現世として取扱う。

褐色ローム層

本層は図幅地域の全域にわたり、当時の地表を覆い堆積したと思われるが、シラス台地の上ではほとんどすべて削剝され、暗褐色ローム層以上のものが載っていることが多く、四万十累層群や安山岩からなる山地でも、ほとんど削剝されていて、本層が野外で認められる場合は少ない。都城市街地北方の勝岡付近で観察すると、本層は厚さ約1mあり、一様に褐色を呈し粘土質で表層部に厚さ10～30cmの黒色帯が見られることがあり、たいていの場合風化面に垂直な節理がみられる。

小林軽石層

本層は霧島火山の大幡池から噴出したといわれ、その北東方一帯に広く分布し、北隣の野尻図幅地域内の高原付近では厚さ約1mに達する。これから南東進するほど急激に薄くなり、高崎新田付近から東側

には全くみられない。この分布区域から推察すると、この図幅地域内でも北西隅の狭い区域に厚さ10cm内外の本層が分布している筈であるが、実際はこれ以上の堆積物が厚いので野外では認めることができなかった。この軽石は輝石安山岩質である。

暗褐色ローム層 (d)

本層は図幅地域のほぼ全域にわたり分布し、ことにシラス台地の上ではほとんど常に見出され、厚さは110～120cmで場所による著しい増減はみられず、シラスまたは二次シラスの上に不整合に載っていることが多い。一様に暗褐色を呈し、基底部には通常大豆大以下の風化軽石が点在し、また上半部にもこの種の軽石が点在することがある。表層には20～40cmの黒色帯があり風化面もみられ、ときに風化面に垂直に節理がある。

なお暗褐色ローム層の上に載り、灰青色ローム層に覆われ局部的に火山灰層がみられることがある。その分布区域は図幅地域西縁南部に限られ、小豆大の軽石を混えた濃灰色火山灰層で厚さは10～15cmあり、その噴出源はこの図幅地域内の調査では不明である。

VI. 現 世 統

VI. 1 崩壊岩屑堆積物 (db)

沖水川支流の内之木場川上流沿岸には、低位段丘堆積物の堆積前から、その後をわたって累積したと思われる堆積物があり、中段段丘面よりやや傾斜した20°前後の緩斜面をなしている。これも礫を主とする堆積物で、径数10cmから1m以上に及ぶ角礫が多い。これは背後の急斜面の崩壊による扇状地状ないし崖錐状堆積物の遺物と考えられ、柳岳山地から流下する諸河川沿岸には多数見られる。地質図にはその比較的広く分布するもののみを示した。

VI. 2 低位段丘堆積物 (lt)

都城市街地周辺や諸河川の流域にみられる。現河川氾濫原堆積物の面から比高1～10数mあり、胡桃～鶏卵大の円礫または亜角礫が粒度に従い、あるいは砂層を挟み、ほぼ水平に堆積したもので、礫は四万十層群に属する粘板岩や、砂岩あるいは安山岩でときに軽石を混え、層準によってはほとんど軽石礫または軽石片からなる。この上には霧島火山新期抛出品のローム・軽石・火山灰などの数層のうち、最上位の黒色火山灰層以下の1～2層が堆積時期に従いそれぞれ載っている（第15図）。

VI. 3 霧島火山現世抛出品

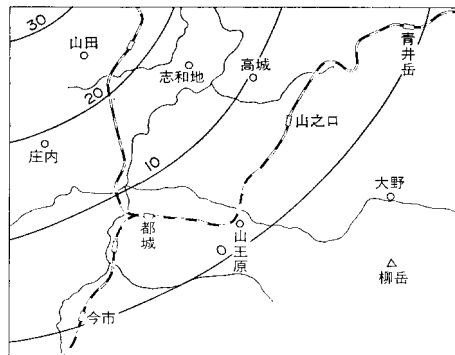
既述のように霧島火山新期抛出品のうち、灰青色ローム以上が現世と考えられており、地質図幅のほとんど全域を覆い分布しているが、地質図幅には省略してある。



第15図 低位段丘堆積物 (t) は砂および礫からなり、この上を黒色火山灰 (v) が覆う。
(都城市街地北の郡元付近)

灰青色火山灰層 (g)

本層は図幅地域の主として北西半部に分布し厚さは10～30cmあり、霧島火山に近づくほど厚くなる。灰青色の特長ある火山灰からなり、この上に載る黄橙色火山灰層と重なり合って分布する (第16図)。



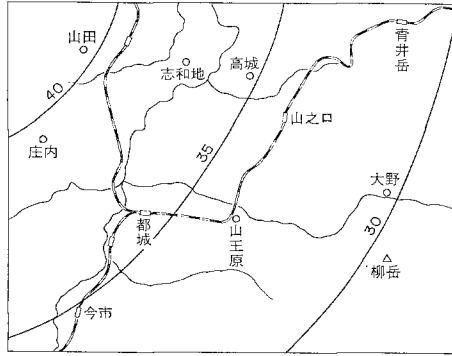
第16図 灰青色火山灰層の等層厚線図 (厚さの単位 cm)

黄橙色軽石層 (アカホヤ) (y)

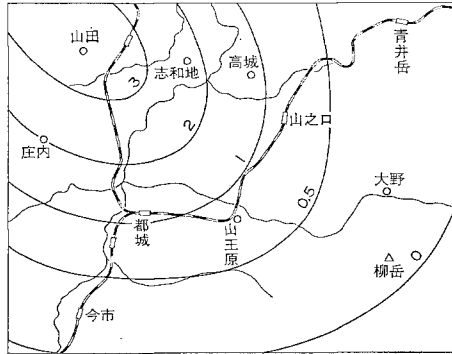
図幅地域のほとんど全域にわたり分布する。鮮明な黄橙色を呈する火山灰～細粒軽石からなり、表層部には黒色帯があり基底部には小豆～大豆大で同色の軽石粒に富み、俗にアカホヤと呼ばれている。図幅地域北西隅付近では厚さ40cm以上あるが、南東進するほど次第に薄くなり、30cm以下になる (第17図)。

御池軽石層 (p)

本層は黄橙色火山灰層の上に不整合に載っている。北隣の野尻図幅地域内ではこの下位に黒色火山灰



第17図 黄橙色火山灰層の等層厚線図(厚さの単位 cm)



第18図 御池軽石の等層厚線図(厚さの単位 m)



第19図 厚さ3m以上もある御池軽石層 (P). 四万十累層群 (Sm) の上に載り、黒色火山灰層 (v) で覆われる (図幅地域北西隅付近).

層をもつことがあるが、この図幅地域内ではみられない。御池軽石は北西隣の霧島山図幅地域内にある御池爆裂火口（この図幅地域北西隅から北西方約6kmを隔てる）から噴出したといわれ、図幅地域北西隅付近では厚さ3m以上あり、軽石は大豆～胡桃大のものが多く、これから南東進するに従い次第に薄く、また軽石も次第に小さくなり、図幅地域南東部では厚さ25cm内外で粟～米粒大になる。またこの軽石層中には軽石塊よりもやや小形の輝石安山岩や、粘板岩などの火山礫が少なからず見出される（第18・19図）。

黒色火山灰層 (v)

本層は黄橙色火山灰層の上に不整合に載り、細粒の黒色火山灰からなる。河川氾濫堆積物を除けば地表の最上位にあり、厚さは50～120cmで一般に図幅地域北西隅に向うほど次第に厚さを増す傾向があるが、地表の最上位にあるため厚さが失われている場合が多い。

VI. 3 現河川氾濫原堆積物 (a)

諸河川の流域の地表にみられ、礫・砂および粘土などからなる。一般にシラス台地を主流域とする河川沿岸のものは、相対的に細粒物質からなるが、四万十累層群山地を主流域とする河川沿岸のものは礫を主とし、山間谷底部では巨礫を混える。本堆積物の厚さは、都城市街地付近で10m前後である。

VII. 応用地質

本図幅地域には、いわゆる鉱産資源として特筆すべきものはない。しかし入戸軽石流堆積物熔結部すなわち熔結凝灰岩（いわゆる灰石で、以下単に灰石と呼んで取扱う）が、石材ないし建設材料として、また入戸軽石流堆積物の非熔結部（いわゆるシラスで、以下単にシラスと呼んで取扱う）は盛土材料などとして、それぞれ利用されている。また建設材料としては、四万十累層群の砂岩が骨材資源として着目されている。なおシラスについては、住民の日常生活の中で利用されているほか、近年軽量骨材資源として、また工業原料としての開発が進められつつある。

本地域の応用地質的現象を特徴づけるものとして、陸水の循環、賦存およびこれらを規定する岩層の水文的功能に関する事項と、雨水ないし流水の営力による表層地盤の変動に関する事項が挙げられる。ここでは前者を総括して水文地質、後者を斜面の崩壊として取扱う。なお、温泉と称されているものは本地域内に数ヶ所知られているが、これらは何れも、いわゆる鉱泉に属するもので、一般の地下水循環現象としての湧水の一部に含まれるものである。また、地域地質の応用地質的課題の一つとして、地形・地質的条件と地域住民の生活条件との関係をとらえ、土地・地盤の環境評価を試みた。

VII. 1 鉱物・岩石資源

灰石は塊状に採取することができ、加工が比較的容易で、かつ耐熱性・吸湿性などの性能を有しているので、古くから地域住民の建築材料として利用されている。またシラスは軽量・砂礫状・吸湿性・排水性などの性状を有しており、かつ低廉で大量供給が可能なところから、塊状または砂状～粉状のもの



第20図 シラスの採掘（庄内西の道路ぎわ）.

として、磨砂・地上撒布・鉢植土など、古くから住民の日常生活の中で利用されているほか、近年では盛土など大規模な建設材料としての利用が盛んである。またその鉱物組成や物理・化学性を利用して、軽量骨材資源として、また工業・窯業原料としての開発が進められつつある。灰石・シラスとともに道路際など、搬出に便利な場所で採取されている（第20図）。

最近の骨材資源はほとんど採石によって賄われており、一般には安岩山や先新第三系の砂岩などが対象となっている。本地域では四万十累層群の砂岩分布地に幾つかの砕石場がある、調査当時稼行されていた砕石場としては、本地域南部のものとして、萩原川上・支流の高畑川・寺柱川・湯屋谷川などの沿岸、本地域東北部のものとして、境川沿岸（青井岳駅南東方約1.5km）などが挙げられる。これらは主として東岳砂岩層の砂岩を採石対象としている。これらの砕石生産量は、昭和49年現在では年間約40万t、その品質は比重2.61～2.62，吸水率0.83～1.65%，すりへり率12.5～27.3%となっている²⁾。

Ⅶ. 2 水 文 地 質

主要岩層の水文的地質機能

本地域に分布する岩層のうち相対的に大きな透水性を有するものとしては、現河川氾濫原堆積物・低位段丘堆積物・崩壊岩屑堆積物・霧島火山新期抛物体（新期ローム）・シラスおよび都城層などがある。

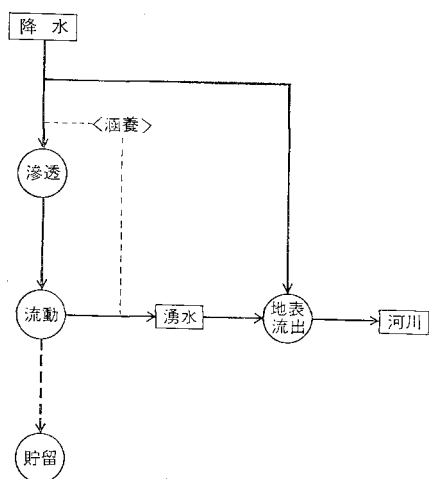
2) 数字は宮崎県資料による。なお品質のJIS規格は比重2.50以上，吸水率3%以下，すりへり率40%以下である

これに対して灰石・霧島火山旧期抛物物（旧期ローム）・新第三紀安山岩類および四万十層群の主体などは不透水性岩層といてよい。なお灰石は割れ目が発達する場合は大きな透水性を持つ筈であるが、少くとも本地域の地表露頭では不透水性岩層とみなされる。

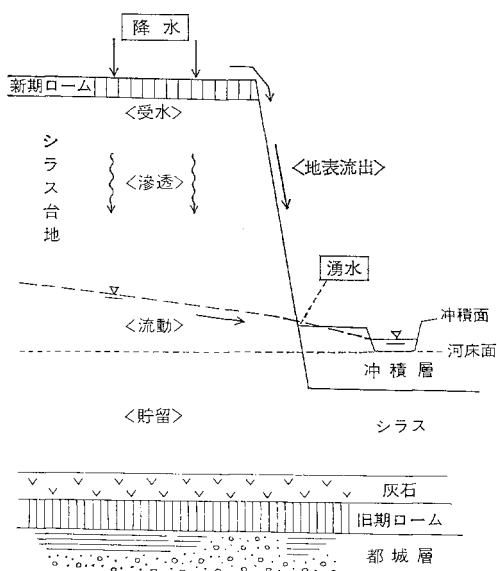
岩層には透水性に関連しながら水文の現象に影響を与える機能があり、地表水（雨水や河川水など）を受け入れて地下水飽和帯に導く地下水涵養層としての機能、流動可能な飽和地下水体を含む帯水層としての機能、および地下水を永続的に湧水させることによって河川水を維持する河川水涵養層としての機能などが挙げられる。ここではそれらの機能をそれぞれ、地下水涵養機能・帯水機能および河川水涵養機能と呼んでおく。これらの機能は、一定の条件のもとでは透水性と正の関係を示す傾向があるが、地域における具体的な水文機能は、岩層の分布する位置・形状・規模などに支配される。たとえば新期ローム層は基盤岩など不透水性岩層上に直接載る場合は、帯水機能や河川水涵養機能が充分発揮されるが、シラス台地に載る場合は地下水涵養機能は大きいが、帯水機能は発揮されないことが多く、また河川水涵養機能の大部分はシラスに譲ることになる。また都城層は透水性が比較的大きく、帯水機能は本地域最大と考えられるが、自由地下水面下深く伏在しているために地下水および河川水の涵養機能を評価することはできない。なお、透水性と負の関係を示すものに、水の滲透・流動を遮断する遮水層としての機能があり、これを遮水機能と呼んでおく。遮水層は自由地下水面下に位置するときは自由地下水に対して、その支持層となり、また被圧地下水に対しては、その賦圧層となる。

第2表は、地表露頭における水文現象（湧水の状態など）や井戸の揚水条件などに基づいて、本地域に分布する主要岩層の水文機能を相対的に評価したものである。本地域の水文的環境を最も大きく支

系 統 図



模 式 図



第21図 シラス台地における水の循環回路

第2表 都城岡幅地域における主要岩層の水文的機能に関する評価 (数字は、該当する性質・機能がほとんどないものを0、小さいものを1、中程度のものを2、大きいものを3とした)

主要分布位置	岩 層	水文的性質・機能に関する相対的評価					備 考
		透水性	地下水涵養機能	帯水機能	河川水涵養機能	遮水機能	
沖積低地	現河川氾濫原堆積物	3~1	3~1	3~1	1~2	0	四万十累層群山地側で大きく、シラス台地側では小さくなる
低位段丘	低位段丘堆積物	3~1	2~1	2~1	2	0	(全 上)
低位段丘 シラス台地 山地緩斜面	霧島火山新期抛出处 (新期ローム)	1~3	2	1	1	0	多様な抛出处からなっており、たとえば御池軽石の部分は大きな透水性を有する。
シラス台地面以 下の平坦面下	入戸軽石流堆積物非熔結部 (シラス)	2	3	2	3	0	工学的に測定される透水性は余り大きくはないが、水文的機能は大きい
	入戸軽石流堆積物熔結部 (灰石)	0 (1~3?)	0	0	0	3 (0?)	割目が発達する部分は透水性大となり、都城盆地下に存在の可能性あり
シラス台地面 以下の平坦面下	露島火山旧期抛出处 (旧期ローム)	0	0	0	0	3	実用上不透水層とみなされる
都城盆地深部	都 城 層	3		3		0	河床面以下の地下水飽和帯深部に伏在するので、涵養機能は評価できない
山地・丘陵	四万十累層群	0	0	0	1	3	表層風化部などで僅かに涵養機能を有する。

配しているのはシラスで、地下水および河川水の涵養機能はほぼ普遍的に大きい。シラス台地は河川の低渇水時における流量を豊富に維持し、その分だけ洪水調節を行なっていることになる。またほとんどあらゆる場所において、湧水や井戸による地下水利用が可能である。四万十累層群は水文的に基盤をなすものであるが、表層部の割れ目や風化碎屑部において、僅かに地下水の流動が見られることがある。四万十累層群山地の河谷において、低渇水時にも流水が維持されているのは、これらの基盤表層部と新期ローム、および森林植生の涵養機能によるものである。なお、シラスの水文的機能に関連して、シラス台地における降水の配分と地下回路の流れを概念的に示せば第21図の通りである。

河川の流況

自然河川においては、その表流水は流域岩層の水文的機能に密接に関連しながら、水量が維持され、または変化している。たとえば、渇水時には河川水涵養機能の大きな岩層中を流下する際に、その地下水の湧水によって水量が維持され、また地下水涵養機能の大きい岩層上を通過する際には、しばしば河川水の一部もしくは大部分が伏没し、地下水に転化する。本地域の大部分の河川は都城盆地に集まり、大淀川に合流して流下するが、各支流は種々の水文的機能を有する岩層を流域とし、それぞれ特徴ある流況を示している。冬期低渇水時に実施された水文調査（尾崎ほか、1965）に基づいて、本地域の河川流域を概観すれば次の通りである。

東岳川・沖水川・萩原川など、四万十累層群山地を主流域とする諸河川は、何れも流量が小さく、 $0.131 \sim 0.0356$ (m^3/sec) で、比流量も $0.007 \sim 0.010$ ($\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$) と、相対的に小さい値を示している。またこれらの河川が山地を出て盆地内に流入する付近では伏没現象が見られ、低位段丘群を通過するあたりから再び流量増加が認められる。これは礫質の現河川氾濫原堆積物が地下水涵養層となっていること、および低位段丘堆積物が河川水涵養層となっていることを示すものである。

これに対して、大淀川本流・横市川・庄内川など、シラス台地を主流域とする諸河川の流量は大きく、 $2.656 \sim 3.692$ (m^3/sec) で、比流量も $0.029 \sim 0.032$ ($\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$) と大きな値を示している。またこれらの河川では、下流側における流量増加が著しく、シラス台地における河川水涵養機能が大きく働いていることを示している。シラス台地側諸河川の比流量は、四万十累層群山地側のものに比べて3

第3表 都城盆地における河川の流量（昭和39年2月渇水時、尾崎ほか1965に基づく）

流 域	流域面積 (Km^2)	流 量 (m^3/sec)	比 流 量 ($\text{m}^3/\text{sec}/\text{Km}^2$)	流域地表の 主要岩層
東 岳 川	32.7	0.282	0.0086	四万十累層群 (鰐塚山塊)
花 木 川	19.8	0.131	0.0066	
沖 水 川	55.1	0.578	0.0105	
萩 原 川	46.5	0.356	0.0077	
大淀川本流上流	86.2	2.656	0.0310	シラス台地 (入推戸軽石流物)
横 市 川	88.0	2.838	0.0323	
庄 内 川	128.0	3.692	0.0288	

第4表 都城盆地などにおける岩層別水質

(木野, 1968から引用, 分析は昭和39年2月当時, 池田による, ※印は昭和36年3月当時, 比留川による)

番号	試料採取地点	帯水層などの地名 (水理地質的環境)	水温 (°C)	ph	Rph	溶存酸素 (DO) (Oppm)	塩素 Cl ⁻ (ppc)	亜硝酸 NO ⁻² (ppm)	硫酸 SO ²⁺ ₄ (ppm)	アンモニ ア NH ⁺ ₄ (ppm)	ナトリウ ム Na ⁺ (ppm)	カリウム K ⁺ (ppm)	鉄 total Fe (ppm)	カルシウ ム Ca ² (ppm)	マグネシ ウム Mg ² (ppm)	全硬度 (CaCO ₃) (ppm)	ケイ酸 SiO ₂ (ppm)	酸素 消費量 (COD) (Oppm)
1	三股町 北部地区簡易水道水源	現河川氾濫原堆積物	11.6	6.8	7.4	—	4.1	0.00	7.5	0.14	4.0	1.3	0.03	6.4	1.9	23.9	31.8	0.50
2	都城市 沖水中学校浅井戸	低位段丘堆積物	19.3	6.3	7.3	—	5.3	0.00	9.0	0.05	3.6	1.4	0.02	7.4	1.7	25.4	31.5	0.23
※3	都城市内 早水神社脇湧水	低位段丘堆積物	18.3	6.0	6.8	6.20(cc/1)	6.3	0.02	6.0	0.2	6.8	2.5	0.01	8.0	3.1	1.83	53.5	
※4	都城市内 都城市上水道水源No.3 B 井	シラス	18.5	6.8	7.0	2.10(cc/1)	4.5	tr.	6.6	0.1	9.5	2.1	0.27	6.8	3.2	1.69	114.8	
5	都城市 都城市上水道水源5号井	都城層	18.9	6.7	7.5	3.64	3.7	0.00	6.0	0.09	9.2	1.9	0.25	5.9	2.5	24.9	70.2	0.36
6	都城市 南日本酪農協同K.K.	都城層	22.0	7.1	7.8	0.24	4.4	0.00	3.4	0.14	9.0	2.2	0.62	7.2	4.2	35.0	80.0	0.59
7	沖水川(三股町轟木橋)	(鱒塚山塊流域表流水)	11.1	6.9	7.2	—	4.3	0.00	6.4	0.10	3.9	1.6	0.32	6.6	1.4	22.1	34.4	0.30
8	大淀用 (都城市五十町十王橋地点)	(シラス台地流域表流水)	8.9	7.1	7.4	—	5.0	0.00	3.8	0.08	5.3	2.9	0.73	5.4	1.4	19.1	69.2	0.74
9	庄内川 (庄内町関の尾滝ノ上)	(シラス台地および 霧島火山体流域表流水)	9.6	7.1	7.4	—	5.2	0.00	16.9	0.09	5.0	2.9	0.57	10.2	3.6	40.3	58.1	0.38
※10	延岡市 旭化成レーヨン工場	(非シラス地帯 第四系被圧帯水層)	16.9	6.4	6.9	4.37(cc/1)	8.4	0.00	7.9	0.1	7.8	1.1	0.36	5.4	2.8	1.40	20.2	
※11	耳川(目向市上水道取入口)	(非シラス地帯表流水)	9.5	7.0	7.1	—	3.2	0.00	4.3	tr	3.1	0.5	tr	10.7	2.0	1.96	11.7	

～5倍に当る。なお、比流量 $0.03 \text{ (m}^3/\text{sec/km}^2)$ 前後の値は、シラス地域において湧水比流量とされているものにほぼ相当する(阿部ら, 1964)。上記諸河川の流量・比流量値を一括して第3表に掲げる。

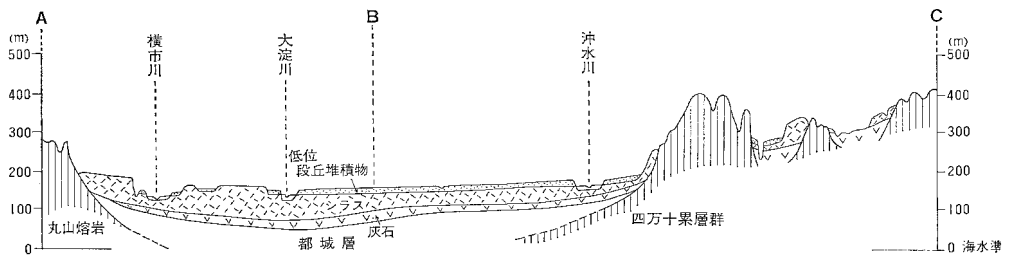
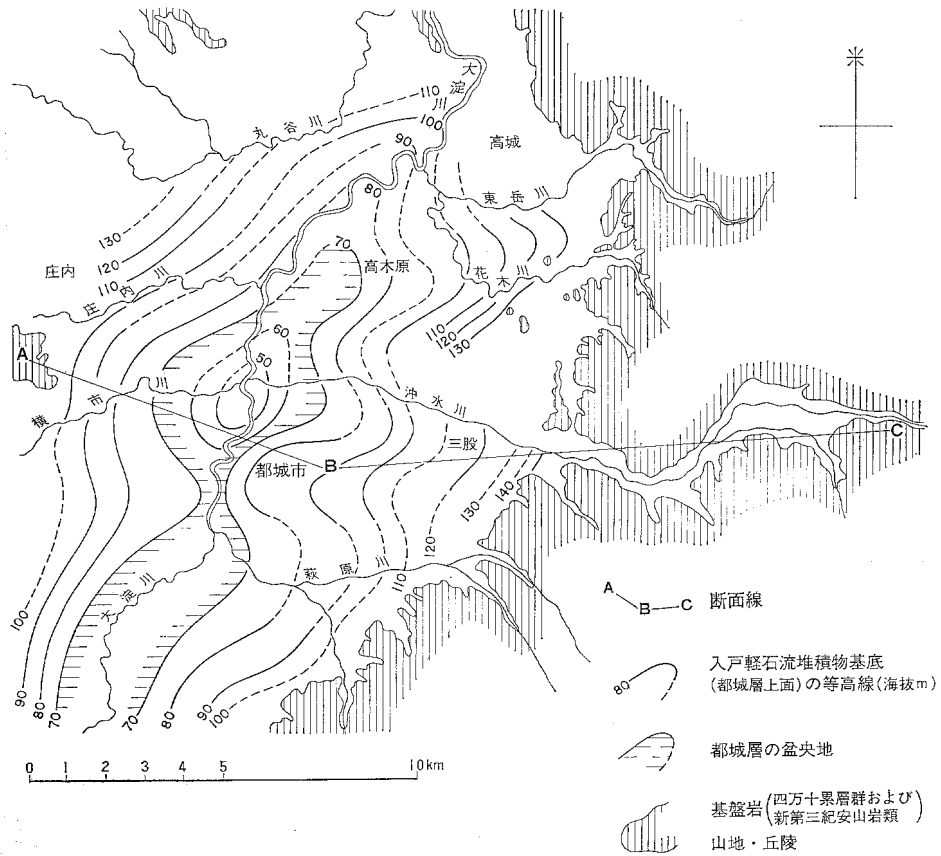
都城盆地の地下水

都城盆地の地下水については既に多くの報告(尾崎ほか, 1965; 木野, 1968など)によって述べられているが、ここでは、それらの資料に基づき、主として地域地質の立場から地下水賦存の概要を記す。都城盆地において帯水層として重要なものは、現河川氾濫堆積物・低位段丘堆積物・シラス・都城層などである。現河川氾濫堆積物は、一般に粗粒物質(とくに東岳および柳岳山塊に発源する河川沿岸では礫質)からなり、かつ河床面との比高が小(概ね1～2m)であるから、河川表流水と直接関連する自由地下水を含み、とくに粗大な礫に富む沖水川や萩原川の沿岸では、伏流水の大量取水が可能である。低位段丘堆積物ないしシラス中にも豊富な自由地下水が含まれる。その地下水面は、低位段丘面にあつては、都城市街地や同市高木原地区で地表面下4～5m、シラス台地面にあつては、都城市五十市地区などで地表面下7～8m程度にそれぞれ維持されている。したがって、これらの場所では浅井戸によって生活用水を容易に得ることができるので、比較的古くから集落の発達を可能にしている。ただしシラス台地における集落の発達は、台地面よりもその縁辺部の斜面ないし低位段丘面上において著しい。これらの集落は、より簡便な生活用水取得の対象として、シラス台地斜面下からの湧水に依存している。ちなみに本地域における湧水箇所はきわめて多く、都城市域で約110ヵ所、三股町域で約70ヵ所に上るとされている³⁾。その大部分はシラス台地または低位段丘からの湧水である。

都城層は都城盆地一帯の地下に広く伏在し、入戸軽石流堆積物熔結部(灰石)ないし旧期ロームによって上位シラス中の地下水と遮断された、豊富な被圧地下水を含む。都城市街地付近では深度70～80m(海拔標高70～60m)で灰石を貫き都城層に達するが、このとき大きな水頭圧を有する被圧地下水の湧出を見る。都城市街地付近の大淀川畔沖積低地(標高140m付近)では、その水頭圧は沖積面上に達し、いわゆる自噴現象を呈する。昭和36年頃、その水頭圧は沖積面上約10mに達し、沖積面上約3mにおける自噴量は、口径300mmの井戸で約 $3,000 \text{ m}^3/\text{day}$ に達すると記録されている(木野ほか1962)。現在では水頭圧は減少の傾向にあるが、静水位としてはなお自噴状態が維持されている。口径300mmの井戸における、水位降下1m当たりの収水量は、シラスにおいては $300 \text{ m}^3/\text{day}$ 以下であるのに対し、都城層においては最大 $800 \text{ m}^3/\text{day}$ に達する。このように都城層の被圧地下水は重要な水資源となっており、水道水源・公共施設・工場等で利用されている。

地下水利用の立場から、都城層の垂直的位置は重要な指標となる。第22図は入戸軽石流堆積物基底すなわち、ほぼ都城層上面の高度分布を示したもので、大淀川本流に沿う南北性の長軸を有する盆状構造を呈している。圧力面高度等値線図および水比抵抗等値線図(木野, 1968)によって示される地下水賦存形態も、ほぼこれと一致し、盆地の周縁部、とくに東側山麓方面から地下水が流動している状態がうかがわれる。なお、都城盆地における代表的な地下水および河川水の水質を第4表に掲げる。

3) 九州農政局南九州地域総合開発調査事務所(1974)の付表、湧水一覧表による。



第22図 都城盆地における地下水盆の構造

鉱泉など

本地域には高温の温泉水の湧出は知られていないが、いわゆる温泉・鉱泉として、露木ほか（1968）によって記述されているものは多い。それらのうち、地方的に浴用に供され、湯治場などとして知られているものに、安久温泉（都城市安久）・長田峽温泉（三股町走持）・野々宇都温泉（山之口町野々宇都）・無頭子温泉（山之口町無頭子）などがある。これらの水温は14.5～20.5℃の範囲にあり、季節的な気温変化をその儘反映する水温もある。すなわち水温の上からは、通常の地下水ないし表流水と区別することはできない。

安久温泉の泉源は谷底低地の沖積層からの湧水で、浅井戸によって取水、加熱されて浴用に供されている。長田峡温泉・野々宇都温泉および無頭子温泉は四万十累層群の割れ目からの湧水で、硫化水素臭および白色沈澱を伴い、一般に療養効果が大きいいわれている。これらの水質は、やや多量の Na^+ (172.9~396.2ppm)、 HCO_3^- (352~1,080ppm)と若干の Cl^- (5.3~32.0ppm)、 SO_4^{2-} (3.5~14.0ppm)を含み、アルカリ性を呈する。泉質分類からは、単純硫黄泉ないし重曹泉に属するが、やや多量の地層成分を含む普通の地下水と見て矛盾がない。類似の鉱泉は四万十累層群その他の堆積岩分布地域で広く知られている。

本図幅地域内には以上のほかに、都城市街地から大淀川を隔てた対岸の志比田や、図幅地域北縁に近い志和地の近く、そして都城市街地から沖水川を隔てた対岸の勝岡など、数カ所に冷泉の湧出が知られている。

VIII. 3 斜面の崩壊

シラス台地斜面の崩壊

本地域におけるこの種の崩壊型は野尻図幅地域の場合と類似し、一般には豪雨時の水の侵食作用によって発生する。その崩壊型は周辺シラス地帯における事例や文献（木村，1970など）に基づいて次のようにまとめられる。

- a) 崖面風化部分の崩落。
- b) 新期ロームまたは風化表土層の落下（表層落下）ないし滑落（表層すべり）、およびそれに伴うシラス斜面の削割。
- c) 雨水の表面削剝（雨裂侵食）。
- d) 落水ないし流水の下刻（地隙侵食）と側食（崖脚洗堀）による崩落。
- e) 地下水の吐出に伴う崩壊（パイピング）。
- f) 地じり状の崩壊。

これらのうち最も頻度が高いものはa)とb)であるが、崩壊土量が比較的少ないために、一般に大きな災害として記録されないことが多い。c)とd)は主として農地・林地の被害として記録される。災害として最も現れやすいのはe)とf)で、シラス斜面の下位または内部に、不透水性の灰石・旧期ローム・四万十累層群などが露出または伏在し、かつ地下水が集積し易いところに発生し易い。しかし本図幅地域内では、シラス台地が発達している割合には、周辺地域に較べて大きな災害は少ないといえる。これはシラス台地の大部分の場所で低位面との比高が比較的小さいこと、ところどころにいわゆる二次シラスが発達し、これが泥質層を挟んで縞状構造を呈しているために垂直的な剪断力に対して抵抗力を有していること、シラス崖下における人家の密集度が小さいことなどによると思われる。しかし今後の人工的開削の増加に伴って、崩壊が増大する可能性は充分残されている。

四万十累層群山地の崩壊

本地域の四万十累層群は、野尻図幅地域と同様に、多数の剪断面に沿う剥離やブロック化、風化による細片化などによって、岩体として弛緩している部分が多い。したがって、その侵食は河谷流水の定常

的な磨耗削割によるばかりでなく、斜面岩体の崩壊によって特徴づけられてきたと推定される。その証拠は沖水川沿岸東岳・柳岳両山地の河谷沿岸に残されており、流域面積の割合に異常に幅広い谷底平担面が発達し、粗大な礫に富む現河川氾濫原堆積物や低位段丘堆積物によって埋積されている。このように四万十累層群山地は元来崩壊し易い場所であるが、最近のように豪雨ごとに発生する崩壊は、その時間的・空間的密度において、地質時代のそれを遙かに上廻るものと思われる。

調査当時、崩壊形跡が最も顕著に認められたのは柳岳山地周辺、すなわち沖水川および萩原川の上支流沿岸、酒谷川ないし割岩谷上流沿岸および河内川沿岸の各斜面である。第23図はこれらの地域を踏査した昭和48年当時、崩壊形跡が明瞭で比較的規模の大きい（おおむね長さ10m、幅5m以上の）崩壊地の分布を示したものである。これらは数年以内に発生をしたもので、主として昭和43年9月の颱風、昭和44年6～7月の梅雨前線豪雨、昭和46年8月の颱風、昭和47年7月豪雨などによる。

第23図を地形・地質分布と対照すれば、崩壊地と非崩壊地の特徴について次のような点が指摘される。

- a) 一般に丘陵性山地の緩斜面では、砂岩・頁岩いずれの分布地域にかかわらず崩壊地が少ない。とくに都城盆地の平担面に接する部分ではほとんど認められない。
- b) 山之口頁岩砂岩層と東岳砂岩層との境界付近に沿う、塩基性火山岩～赤紫色凝灰岩の分布地帯に崩壊地列が認められる。この地帯では、緩斜面であっても慢性的地り状崩壊地となっていることがある。
- c) 柳岳砂岩頁岩層の頁岩分布域の崩壊密度はきわめて大きく、とくに酒谷川・割岩谷上流域などで著しい。
- d) 沖水川北岸域では、崩壊地が頁岩または砂岩頁岩互層の分布域に選択的に見られる傾向があるが、同南岸域では砂岩分布域にも崩壊地が見られる。とくに沖水川最上流部南岸や高畑川（萩原川上流部）沿岸では、東岳砂岩層の砂岩分布域に、崩壊地密度の著しく大きい部分がある。
- e) 第23図には天然林（少くとも100年以上は維持されてきたと見られる、壮高令樹を中心とする暖帯照葉樹林）の分布を示したが、柳岳山地の稜線部から北斜面の一部にかけて、および同山地南側斜面の一部など、天然林の分布域には崩壊地はほとんど認められない。なお、同天然林分布域は、東岳砂岩層の砂岩や柳岳砂岩頁岩層の礫質砂岩の分布域と重なっているが、東岳砂岩層については、天然林分布域外での崩壊地が多いことは上述の通りである、柳岳砂岩頁岩層の礫質砂岩については、天然林分布域外でも崩壊地が少ない傾向が認められる。

次に崩壊地のみに着目すれば、そのほとんどは天然林伐採後の裸地状態の斜面、または20年前後までの幼令林（杉・桧など）地と一致する。とくに急斜面を維持していた砂岩地帯における天然林伐採地の崩壊規模は大きくなる傾向がある。

なお、昭和22年当時の航空写真によれば、柳岳山地においては、稜線部をはじめ南側斜面一帯（酒谷川上流部・割岩谷および槻の河内川などの流域）は全面的に暖帯照葉樹林に覆われ、ほとんど極相状態にあったと見られるが、この地域における崩壊形跡は柳岳西斜面の一部を除いてほとんど認められなかった。



- ▲ 主要崩壊地
- ◡ 広域崩壊地
- ◌ 主要天然林
(暖帯照葉樹林)

第23図 都城図幅地域南東部の四万十累層群山地における崩壊地分布および天然林分布

以上により、四万十累層群の山地の崩壊について次のように総括される。

- 1) 四万十累層群の多くの部分は元来、岩体として弛緩している。したがって地質時代においては、流水の下刻と側食の進捗に伴って谷壁斜面が岩体の支持力を失うことによって、また稀有の自然的営力ないし森林の枯死などによって、おそらく1,000年オーダーのサイクルでの崩壊は繰返されていたと推定される。
- 2) 人為的作用が部分的に介入するようになった比較的近い過去においても、崩壊することなく地形が維持される状態は少くとも100年オーダーの期間は継続していたと思われる。
- 3) 100年オーダーの期間、岩体および表層堆積物が保持されるのは、緑被とくに暖帯照葉樹林における多様な植生の総合的な保護機能による。
- 4) 暖帯照葉樹林の総合的な保護機能とは、喬木および好湿性低木・草本・蘚苔類などの根系による緊縛力、地表面の完全被覆による気温変化、風雨、流水からの保護、および表層堆積物と一体となった水調節機能などである。
- 5) ごく最近の数年内サイクルで頻発する崩壊は、主として暖帯照葉樹林の総合的な保護機能によって、急斜面に辛うじて拘束されていた岩体の一部および表層堆積物が、その機能の喪失によって斜面から解放される現象として発生している。
- 6) 岩層の種類による崩壊の難易も若干認められる。たとえば、柳岳砂岩頁岩層の礫質砂岩分布域は他岩層分布域に較べて崩壊し難い傾向がある。また塩基性火山岩および赤紫色凝灰岩分布域では地這り状の崩壊が多発している。

VII. 4 土地・地盤の環境評価

土地・地盤に関する環境要素（環境評価項目）としては、地域の地形・地質的特性などに応じて種々のものが考えられる（吉川，1975a, bなど）が、地域住民が生命と日常生活の安全、快適性を永続的に維持するための最低限の条件として、次のような項目が挙げられる。

1) **地盤の安定性** 居住地および生活拠点としての必要である。自然の営力による削剝や崩壊に耐える性質（耐侵食性）、洪水による浸水や崩壊による埋没を受け難い性質（耐埋水没性）および、自然的・人為的な圧力や衝撃に耐える性質（地盤強度）などがこれに含まれる。

2) **水環境** 水に関する環境は居住や日常生活にとって不可欠の条件である。集落や食糧生産の場は常に水を容易に取得できるところに立地する（利水性）。この場合とくに飲用水については、清浄水ながら確保される必要がある（飲用水としての水質）。他方において居住地は水はけの良い高燥性の場所であることが望ましい（排水性）。また地域的な視野から、洪水時と渇水時の差が小さく、定常的な水量が広範囲に配分されることが望ましい（水調節機能）。

3) **天然資源の生産性** ここでいう天然資源とは、土壌・水・大気および太陽エネルギーによって再生産可能な資源、すなわち農林産物を指す。農林産物は食糧など日常生活に最低限必要な資源を永続的

に供給するものである、大別して食糧を主とする農産物と、木材・燃料を主とする林産物に分けられる。

4) **審美性** 上記1)～3)が生命の維持や居住の安全など、主として物質的側面を支える要素であるのに対し、これは人間らしい生活を営むための情緒的側面を支える要素を代表するものである。これには景観、郷土的遺産、教育、学術など創造的、文化的要素と、爽快、清浄、連帯感、生き甲斐など心理的、健康的要素が含まれる。これらは下記の生物環境と密接に関連する。

5) **生物環境** 鳥獣・植生などの多様な共存は、生物としての連帯感において審美性に関わり、またその動静と盛衰は地域住民の生命・居住・食糧確保など安全と安定性に関する鋭敏な指標となる。

以上を主要環境評価項目として、本地域を代表する地形・地質区分による土地・地盤の環境評価を試み、その輪郭を第5表に示す。第5表における現状評価は、主として地形・地質的条件と経験的事実との関係、現地における観察結果などを総合的にとらえ、該当する性質、機能の程度を相対的に表わしたものである。たとえば低位段丘とシラス台地の地盤強度については、地耐力や地震時の挙動などが、地形・地質的条件と経験的事実に徴して、ほぼ関東平野のローム台地に類似するものとして評価した。本地域では地震によってシラス台地が破壊された記録はない。少なくとも昭和36年2月の日向灘地震時および昭和43年2～3月の、えびの地震時に際して、震度4程度では斜面の崩壊も発生していない。シラスの工学的性質についての試験・測定データは少なく、標準貫入試験による値は10以下(風化帯)から30前後(新鮮な非固結帯)および50前後(固結帯)で、強度に関する諸元もこれに対応する傾向が認められている⁴⁾。しかし地盤の具体的な挙動については、現状では経験的事実によって評価するのが最も理解され易い。なお、本地域では震度6と判定された記録はなく、震度5もきわめて稀である⁵⁾。

水環境および耐侵蝕性については上記水文地質および斜面の崩壊で述べた事実に基き、天然資源生産性、審美性および生物環境については、主として現地における観察結果に基いてそれぞれ評価した。なお、林産物の生産性は沖積低地や低位段丘において大きい筈であるが、現状では農地や居住地・市街地などとなっているので、現状評価の対象外とした。

なお、第5表には人為的作用によってマイナス影響を受ける環境要素を掲げたが、生命、日常生活を保障する最低限の条件に対して、人為的作用の多くはほぼ全面的に影響を与えることになる。とくに山地における森林の伐採、山地や台地における開削、平担面における人工構造物による被覆などが大規模に行われるときは、その場所だけでなく、周囲や下流側に対しても、洪水量の増大、濁水流量の減少、土砂の異常堆積または河床の異常低下、水質汚濁など多種多様な変化が生ずることを予想する必要がある。

本地域の環境現状は、山地の崩壊とそれに伴う土石流発生の危険性を除いては、相対的に高水準にあると思われる。そして沖積低地は水田を主とする農地に、低位段丘面とシラス台地面は農地と居住地に、山地の低夷緩斜面は用材、果樹などの経済林に、それぞれ適しているといえるが、なお次の諸点が指摘される。

4) 九州農政局(1974)など

5) 宮崎県(1967)参照

第5表 都城岡幅地域の土地、地盤に関する環境評価概要

(現状評価の数字は、該当する性質・機能がほとんどないものを0、
小さいものを1、中程度のものを2、大きいものを3とした。)

環境評価項目		土地利用現況	主要環境要素に関する相対的な現状評価										人為的作用によってマイナス影響を受ける主要環境要素(①~⑤)					
			①地盤の安定性			②水環境			③天然資源生産性		④審美性		⑤生物環境		物理的インパクト		化学的インパクト	
			耐侵食性	耐埋水没性	地盤強度	排水性	水調節機能	利水性	飲用としての水質	農産物	林産物	景観・爽快感など	鳥獣・植生などの多様な共存	伐採・削刻・盛土など地表形態の変形	水系・流況の変更	人工構造物による被覆	汚染物質の放出・投棄	
沖積低地	シラス台地および低位段丘分布域	主として水田、一部居住地および各種施設。水辺レクリエーション	3	1	1	1	1	3	1	3		1	1	①②③ ④⑤	①②③ ④⑤	①②③ ④⑤	② ③ ④ ⑤	
	(現河川氾濫堆積物) 四万十累層群山地の河谷低地	主として水田、一部居住地および施設など水辺レクリエーション	2	0	2	1	2	3	2	2		2	2	(全上)	(全上)	(全上)	(全上)	
	低位段丘面(新期ローム・低位段丘)堆積物およびシラス	畑地および水田集落市街地および各種施設	2	3	2	2	2	2	2	3		1	1	(全上)	(全上)	(全上)	(全上)	
シラス台地	台地面	主として畑地および居住地、一部水田および植林地	2	3	2	3	3	1	2	2	2	1	1	(全上)	(全上)	(全上)	(全上)	
(新期ローム、シラスおよび灰石など)	斜面	主として植林地、一部居住地など湧水の利用	1					2	2	0	2	1	2	(全上)	(全上)	(全上)	(全上)	
山地	(四万十累層群) 低夷緩斜面(新期ローム)および主として頁岩	主として経済林で、針葉樹植林地を主とし、果樹(蜜柑)広葉落葉樹林を含む。集落はない	1~3	3	3	2		1		1	3	2		①②③ ④	①②③ ④	①②③ ④	② ③ ④	
	高峻急斜面(主として砂岩)	最近まで暖帯照葉樹を主とする天然林。現在針葉樹植林地に移行中	1~3	3	3	3		0		0	1	3		(全上)	(全上)	(全上)	(全上)	
山地の林相区分	無林地および幼令植林地		1				1		2			2	1	① ② ④ ⑤	① ② ④ ⑤	① ② ④ ⑤	②④⑤	
	壮・高令天然林地		3				3		3			3	3	(全上)	(全上)	(全上)	(全上)	

- a) 沖積低地における居住地化の拡大および市街地化は、地盤の安定性などの点で好ましくない、また水田地としての利用が維持、強化されることが重要であることはいままでもないが、水辺レクリエーションの場としての有効利用が期待される。
- b) シラス台地周辺は水環境にとって重要な場所である。したがって人工構造物による地表被覆は最小限に止め、また汚染物質の放出、投棄は皆無の状態に維持する必要がある。
- c) シラス台地斜面においては、周囲の水環境の向上と地盤の安定性強化のために、常緑広葉樹や竹林による被覆が望まれる。
- d) 山地の高峻急斜面は、元来林産資源の再生産性の低いところであるから、地盤の安定と水源を維持することを優先させ、保安林～水源涵養林としての天然樹林を積極的に保護、育成することが必要である。それはまた本地域全体にとっても、審美性・生物環境の豊かな場所を確保することになる。
- e) 低夷緩斜面においても、地盤の安定性や水環境の維持のためには、保安林～水源涵養林の適正な配置と育成を進めることが望ましい。

文 献

- 阿部雅雄・河原田礼次郎（1964） シラス地帯の地下水特性に関する研究第1報水理地質と地下水調査の概況。鹿児島大学農学部学術報告，no. 15，p. 47～66.
- 遠藤 尚・宮脇 繁・大崎純二・木原貞夫（1957） 宮崎県中部および南西部の段丘について。宮崎大学学芸学部時報，vol. 1，no. 3，p. 124～154.
- （1958） 宮崎県西諸県郡の段丘堆積物。宮崎大学学芸学部紀要，vol. 4，p. 1～5.
- （1961） 宮崎県都城盆地東縁部における未詳層の層序学的研究。宮崎大学学芸学部紀要，vol. 12，p. 23～31.
- （1963） 宮崎県中部の段丘を覆う火山灰層の層序学的研究。宮崎大学学芸学部紀要，vol. 15・16，p. 29～52.
- （1969） 火山灰層による霧島熔岩類の編年（試論）。霧島山総合調査報告書，p. 13～30.
- （1971） 地質・地形と崩壊。シラス地帯における崩壊地調査研究報告書，宮崎県，p. 31～51.
- （1974） シラス台地のタイプ シラス地帯の開発に伴う自然災害の防止研究。自然災害科学特別研究成果，p. 15～21.
- 藤本 広（1975） シラスの侵食とパイピング現象の問題点。土と基礎，vol. 23，no. 2，p. 41～48.
- 福富幹男・田矢盛之・真鍋弘道（1969） シラス地帯における自然斜面の崩壊の形態とくに昭和44年6月梅雨前線豪雨による災害を視察して一。応用地質，vol. 10，no. 4，p. 1～10.
- 福山博之・荒牧重雄（1973） 大隅半島に分布する桜島火山灰土壌の¹⁴C年代。火山，ser. 2，vol. 18，no. 1，p. 35.
- 郷原保真（1963） 九州地方の Tephrochronology。第四紀研究，vol. 3，nos. 1・2，p. 123～138.

- 郷原保真・小森長生 (1961) 鹿児島県大隅半島の第四紀層. 資源研い報, nos. 54・55, p. 176~190.
- 春山元寿・下川悦郎 (1973) 昭和47年6・7月豪雨によって鹿児島県内に発生した斜面崩壊の実態. 土と基礎, vol. 21, no. 7, p. 13~16.
- 橋本 勇 (1962) 九州南部における時代未詳層群研究の総括. 九州大学教養部地学研究報告, no. 9, p. 13~69.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1970) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質学雑誌, vol. 77, no. 4, p. 207~220.
- (1975) 九州'四万十帯の構造区分. 地団研専報, no. 19, p. 178~189.
- 科学技術庁資源局 (1965) 地形分類図による自然条件の概査—地域開発基礎調査の手法として—. 資源局資源統計課資料, no. 16, p. 19.
- 木越邦彦・福岡孝昭・横山勝三 (1972) 始良カルデラ妻屋火砕流の¹⁴C年代. 火山, ser. 2, vol. 17, no. 1, p. 1~8.
- 木村大造・春山元寿 (1958) シラス地帯における工法問題について. 鹿児島県, p. 1~32.
- 木村大造 (1970) シラス地帯集中豪雨による崩壊の実態と防災上の問題点. 鹿児島県, p. 47.
- 木野義人 (1958) 5万分の1地質図幅「日向青島」および同説明書. 地質調査所, 63 p. .
- (1959a) 5万分の1地質図幅「飢肥」および同説明書. 地質調査所, 63 p. .
- (1959b) 5万分の1地質図幅「都井岬」および同説明書. 地質調査所, 18 p. .
- 比留川貴 (1962) 宮崎県下工業用水源概査報告. 地質調査月報, vol. 13, no. 10, p. 1~21.
- (1968) 都城盆地水理地質図および同説明書. 日本水理地質図, no. 15, 地質調査所, 10 p. .
- (1969) シラス地帯の豪雨災害—44年梅雨前線豪雨に関連して—. 地質ニュース, no. 182, p. 40~48.
- ・山田當三 (1970) 5万分の1表層地質図「宮崎」および同説明書. 経済企画庁, 13 p. .
- (1972) 第四紀火山地域の水文地質的特徴—霧島火山周辺地域を例として—. 岩井淳一教授記念論文集, p. 537~550.
- ・太田良平 (1976) 野尻地域の地質. 45 p., 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 桑野幸夫・郷原保真・松井 健 (1960) 大隅半島の地質. 資源研い報, no. 49, p. 59~82.
- 九州農政局南九州地域総合開発調査事務所 (1974) 南九州シラス地帯の水源開発. 南九州地域水源開発計画調査報告書. 360 p. .
- (1974) 南九州シラス地帯水理地質図.
- 松井 健 (1966) 大隅半島笠野原台地の“アカホヤ”層の噴出時代. 地球科学, no. 87, p. 37~39.
- 宮地六美 (1965) 宮崎県西諸県郡高原地方の火山碎屑岩類. 九州大学教養部地学研究報告, no. 12, p. 2~31.
- 宮崎県 (1963) 宮崎県の地質と地下資源. 73 p. .
- (1967) 宮崎県災異誌. 535 p. .
- (1971) 宮崎県の地質と資源. 69 p. .

- 難波宜士 (1974) がけ崩れに及ぼす森林の影響. 地すべり, vol. 10, no. 3, p. 22~27.
- 成瀬 洋 (1962) 霧島火山周辺の火山灰と段丘 (演旨). 地質学雑誌, vol. 68, p. 425.
- (1966) 霧島東方の第四紀Tephra. 資源研い報, no. 66, p. 15~33.
- 野々村邦夫 (1976) 環境の質について—環境行政の立場から. 環境情報科学, vol. 5, no. 1, p. 2~12.
- 大庭 昇・露木利貞・海老原紘子 (1967) シラスの鉱物組成・化学組成および成因について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 58, no. 4, p. 81~97.
- 尾崎次男・木野義人・池田喜代治・菅野敏夫 (1965) 都城地区地下水源調査報告書. 宮崎県, 22 p.
- 沢村孝之助 (1956) 5万分の1地質図幅「国分」および同説明書. 地質調査所, 18 p.
- ・松井和典 (1957) 5万分の1地質図幅「霧島山」および同説明書. 58 p., 地質調査所.
- 首藤次男 (1963) 日南層群の地史的的研究—とくに高千穂変動について—. 九州大学理学部研究報告, 地質学の部, vol. 6, no. 2, p. 135~166.
- 菅原利夫・猿山光男・栗原英一 (1972) 南九州域シラス地帯におけるダム築造上の問題点について. 農業土木学会誌, vol. 40, no. 3, p. 39~46.
- 角 清愛 (1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134 p.
- 露木利貞・鎌田政明・黒川達爾雄 (1968) 宮崎県の温泉—小林市・都城市・西諸県郡・北諸県郡. 宮崎県, 62 p.
- 山 和則・原田博介 (1975) シラス地域における切土・盛土の施行例—九州縦貫道路・加治木—薩摩吉田間の土木工事—. 土と基礎, vol. 23, no. 2, p. 49~56.
- 山口鎌次・西山省三 (1953) 宮崎南部地質説明書. 宮崎県, 104 p.
- 山内豊聡・木村大造 (1969) 防災を中心としたシラスの問題点. 土木学会誌, vol. 54, no. 11, p. 9~20.
- ・持永竜一郎・河村忠孝 (1972) シラス地帯における九州縦貫道の設計施計. 土木学会誌, vol. 57, no. 6, p. 65~74.
- (1975) シラスの特性と問題点. 土と基礎, vol. 23, no. 2, p. 9~12.
- 米谷 宏・阿部喜久男・大場信雄・村上 篁 (1971) えびの・吉村地域の地震に関する温泉の地球化学的研究. 防災科学技術総合研究報告, no. 26, p. 81~98.
- 吉川博也 (1975a) 環境アセスメントについて—(そのⅢ) 日本におけるケーススタディ. 公害と対策, vol. 11, no. 1, p. 23~47.
- (1975b) 地域環境管理計画. 環境アセスメントの手法と実例資料集, フジテクノシステム, p. 77~176.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima(15) No. 83

GEOLOGY

OF THE

MIYAKONOJŌ DISTRICT

By

Yoshito KINO and Ryohei OTA

(Writing in 1976)

Abstract

The mapped area is situated to the southeast of Kirishima volcano in southern Kyushu and occupies nearly the whole area of the Miyakonojō Basin. The Ōyodo River which starts from this basin streams down northward and turns east in the northerly neighbouring map-area, and then flows into the Ocean passing through Miyazaki City, the capital of Miyazaki Prefecture.

The **Shimanto Supergroup**, the oldest rocks in the map-area, is composed of consolidated sediments mainly of Paleogene and it forms the mountain ranges surrounding the Miyakonojō basin. Lithologically it consists mainly of sandstone, shale and their alternation, partly intercalated with conglomerate and basic volcanics, but it has been so disturbed by crustal movements that its detailed structure remains unknown. Accordingly it is shown on the geological map mainly based on lithological classification.

Volcanic activity occurred one after another around present Kirishima volcano during Pliocene time. The **Tertiary andesites** made up mainly of pyroxene andesite lavas are of that time. **Kobayashi Pumice flow deposits** came from the Kobayashi caldera situated around present Kobayashi City, outside the map-area, at the north-eastern foot of present Kirishima volcano. It is nearly non-welded and fragile in lithological character.

Miyakonojō Formation composed of sand and gravel is a lacustrine sediment deposited within the Miyakonojō Basin. It is narrowly exposed at places, but its existence under the ground is confirmed by drilling. The Kobayashi Pumice Flow Deposit was followed by **Higher terrace deposits** and the Miyakonojō Formation by **Middle terrace deposits**.

Afterward volcanic activity of Kirishima Volcano took place. The volcano occupies nearly the whole northwesterly neighbouring map-area. It is a composite volcano made up of Kurino Andesites, Shiratori Andesites, Older and Younger volcanic effusives. The last is presumed to be of Recent age and the rest of Pleistocene age. Scoria and volcanic ash, though not drawn on the map, found under Ito Pumice Flow Deposits came from Mt. Hinamori, one of the Older volcanic effusives.

Aira volcano, 17km west from the southwestern corner of the mapped area, is world-famous for its gigantic caldera, peculiar type of activity and an enormous amount of effusives. The **Ito Pumice flow deposits** flowed out of the mentioned caldera right before the formation of it and spread all over southern Kyūshū at the interval time of the Older and Younger volcanic effusives. of Kirishima Volcano. It is mostly non-welded and fragile in lithological character, being popularly called "Shirasu", which literally means white sand. It is occasionally welded at the base. Originally the surface of the "Shirasu" was nearly flat. Since head erosion of the Ōyodo River reached the basin, it has been dissected to form tablelands with stepped terraces facing rivers. So-called "Niji Shirasu", literally meaning secondary Shirasu, is composed of pumiceous sand and gravel, is distributed on the tablelands, though it is not drawn on the map.

The activity of Kirishima Volcano continued into the historic times. A thick pile volcanic ash, scoria, pumice, etc. often reaching several meters in thickness lies at the earth surface, except fluvial deposits, but it is omitted on the map. **Collapsed debris** are found at places at the foot of mountains, **Lower terrace deposits** and **Fluvial deposits** are distributed along rivers.

All of the mentioned rocks are stratigraphically summarized in Table 1.

Table 1

Quaternary	Recent	Fluvial deposits Lower terrace deposits Collapsed debris
	Pleistocene	Ito Pumice Flow Deposits Middle terrace deposits Miyakonojō Formation Higher terrace deposits Kobayashi Pumice Flow Deposits
Neogene	Pliocene	Tertiary andesites
	Miocene	
	Paleogene~ Mesozoic(?)	Shimamoto Supergroup

The Ito pumice flow deposits are quarried at some places conveniently situated to transport. Their Welded parts are used for **building stone**. Their non-welded parts are used for **reclaiming material** and moreover their utilization for light-weight aggregate and industrial material has been paid attention recently. Sandstone of the Shimamoto Supergroup is used for **aggregate** and is quarried at several places.

The “Shirasu” terraces, one of important **water bearing beds**, furnish the inhabitants with underground and superficial water constantly and abundantly. The Miyakonojō Formation deposited in the Miyakonojō Basin contains **confined water** in abundance and it is common use for industrial purposes. There are several mineral springs in the basin, but their temperature and chemical composition are nearly the same with ordinary under ground water.

The mountains composed of the Shimanto Supergroup are easily collapsed at the time of heavy rain. The reason for it is that the rocks are originally loosened as a result of intense crustal movements and that native forest which kept the rocks from being collapsed has been cut down on a large scale recently.

昭和 52 年 1 月 10 日 印刷

昭和 52 年 1 月 17 日 発行

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

印刷者 小 林 銀 二

印刷所 泰成印刷株式会社

東京都墨田区两国 3-1-12