

550.85 (084.32) (522.7) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

鹿児島(15)第75号

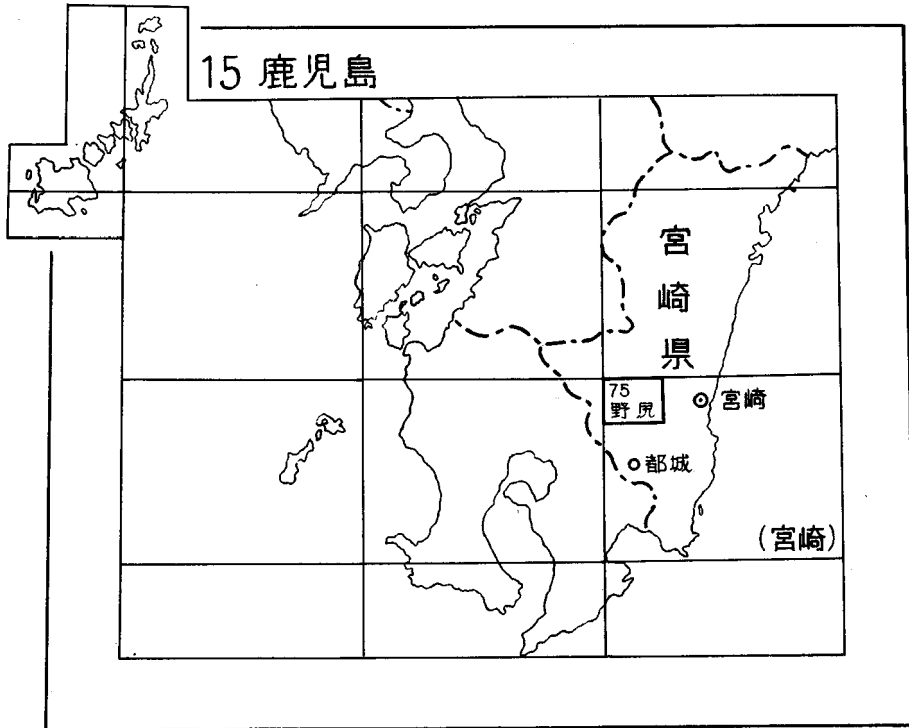
野 尻 地 域 の 地 質

木野義人・太田良平

昭和 51 年

地 質 調 査 所

位置図



目 次

緒 言	1
I. 地 形	1
II. 地質概説	5
III. 四万十累層群	9
IV. 新第三系	11
IV. 1 宮崎層群	11
IV. 2 旧期安山岩	13
V. 更新統	14
V. 1 四家層	14
V. 2 小林軽石流堆積物	17
V. 3 高位段丘堆積物（久木野層）	18
V. 4 加久藤熔結凝灰岩	21
V. 5 霧島火山旧期拋出物（旧期ローム）	22
V. 6 中位段丘堆積物	23
V. 7 始良火山噴出物	24
V. 8 軽石質砂礫層（二次シラス）	26
V. 9 霧島火山新期拋出物（新期ローム）	27
VI. 現世統	29
VI. 1 低位段丘堆積物	29
VI. 2 霧島火山現世拋出物	29
VI. 3 現河川氾濫原堆積物	33
VII. 応用地質	33
VII. 1 鉱物・岩石資源	33
VII. 2 水および温泉	34
VII. 3 地盤災害	37
VII. 4 地質環境と人為的作用	42
文 献	43
Abstract	1

野尻地域の地質

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43～45年度にわたり、下記の業務分担および外業日数により実施した。

木野 主として堆積岩類 延べ72日間（3回の往復日数を含む）

太田 主として火山噴出物 延べ48日間（2回の往復日数を含む）

現地踏査に当り、宮崎県商工労働部・小林市役所および野尻・高崎・高城各町役場から諸便宜を与えられた。

I. 地形

この図幅地域は宮崎県のほぼ南西部にあり、霧島火山の東側に位置する。図幅地域の南西部には吉松一都城間を走る国鉄吉都線がみられ、図幅地域の北半部には宮崎—小林間を通ずる国道が東西に、図幅地域の南東部には宮崎一都城間を通ずる国道が斜めに走っている。図幅地域の中央には大きい河川がT字形に流れている。すなわち、都城盆地の水を集めた大淀川は北流し、小林盆地の水を集めた岩瀬川を併せて東流し、宮崎市内を経て日向灘に注いでいるが、これら河川には架橋が少なく、地域内の交通は著しく阻害されている。

この図幅地域内を、地形の特徴から次の4つに分けることができる。

山地

丘陵性台地

シラス台地

河岸段丘

山地

本地域における山地は主として四万十累層群の砂岩・頁岩などからなり、一部に新第三紀安山岩からなるものがある。大淀川本流・岩瀬川・高崎川およびそれら河川沿岸に発達する丘陵性台地以下の平坦面によって分断され、北部山地・南東部山地・中西部山地および南西部山地などに区別することができる。

*環境地質部

**地質部

る。

北部山地は東北東—西南西方向に伸びる山嶺が、浦之名川および大淀川本流方面からの支流によって刻まれているが、なお500～600mの高度を有し、とくに浦之名川に臨む山腹は急斜面をなしている。この山地の西端および南麓部は丘陵性となり、さらに分断されたものの一部はシラス台地上に孤立丘陵をなしている。

大淀川本流によって劃される南東部山地は、ほぼ南北方向の山嶺によって特徴づけられる。標高は青井岳の563mを除けば概ね400m以下で、全体として丘陵性の地形を呈するが、谷に面する山腹斜面は比較的急峻である。この山地はその地形的な特徴から、山下・四家・七瀬谷を連ねる国道10号線を境として、二つの部分に分けることができる。すなわち、その南東側の部分は南北方向の稜線を分水界として東西方向に各河川が流下しており、ほぼ単一の山塊が河川の侵蝕によって、刻まれつつある地形を呈する。これに対して北西側の部分は、現在の河川の侵蝕以前に既に形成されたと考えられる不規則な谷地形によって多くの小山塊に分れており、これらの谷地形の中で明瞭な稜線のない分水界が多く見られる。例えば国道10号線は代表的な谷地形の中を通じており、分水界は七瀬谷南部の谷底平坦部にある。

大淀川本流と岩瀬川および高崎川によって囲まれる中・西部山地は西北西—東南東方向の山嶺が2～3条に岐れてシラス台地上に突出して伸びている。標高は400m以下で、稜線部は比較的急峻であるが山麓部は一般に緩かである。この山地の分断化は最も進んでおり、その南東延長上には大淀川沿岸に多くの孤立丘陵が認められる。

高崎川によって劃される南西部山地は北西—南東方向の数条の山嶺からなる。上述3者の各山地が何れも四万十累層群の砂岩・頁岩によって構成されているのに対し、この山地の中で標高400mを超える主嶺の長尾山山嶺の中腹以上の部分は、新第三紀安山岩によって構成されている。この長尾山山嶺は山腹は急峻な斜面を呈するが、頂部は平坦面ないし緩斜面を呈している。

丘陵性台地（高位平坦面）

本地域北東部の大淀川本流と本庄川との間には、シラス台地より一段と高く標高200～230mの平坦面が発達し、そのほぼ中央部を流れる浦之名川によって2分されている。頂部にはかなり広い平坦面が連続しているが、開析谷に対する斜面は急峻で、全体としての地形は段丘と呼ぶよりも丘陵性台地とする方がふさわしい。この台地周縁の山麓部には、本庄川と浦之名川沿岸には主として宮崎層群が、大淀川沿岸には四万十累層群がそれぞれ露出し、平坦面を形成するものは主として礫層からなる第四紀堆積物である。この台地の南東部は開析によってほとんど平坦面を失い、瘠尾根化している部分も見られる。なおこの平坦面は本地域東方および北方にも連続的または断続的に分布し、日向平野およびその周縁部における遠藤(1957)の1面（高位平坦面）または成瀬(1966)のH₁面に相当するものである。

シラス台地

古期堆積岩類および火山岩からなる山地は図幅地域内に多くの山脈をなして連らなり、その谷間の低地をうずめてシラス台地が広がっている（第1図）。これは始良火山のカルデラが形成される直前は南九州一帯の広大な面積を覆い流出した入戸軽石流いとがつくったもので、かつては一続きであったが、現在で



第1図 シラス台地の上から霧島火山を望む
左端が高千穂峯、右端が夷守岳（図幅地域西縁に近い星塚付近）

は谷が刻まれ多くのシラス台地に分断されている。しかし台地の上には、原表面あるいは原表面に近い面がかなり良く保存されており、原表面を复原して考えてみると、図幅地域北西部では海拔 200m前後であるが、南東進するほど次第に低くなり、図幅地域南部および中部では海拔 180m 前後である。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ることが多く、また台地にはしばしば雨裂が刻まれている（第2・3図）。

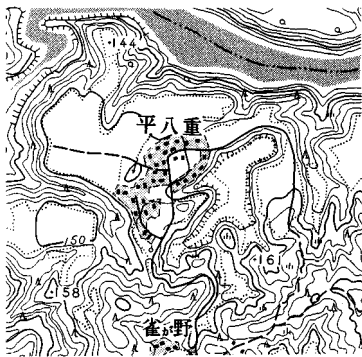
なおシラスの特記すべき地形として、図幅地域東半中部の四家の平八重におけるシラスの陥没地形を挙げることができ、これについては遠藤(1974)などによっても注目されている（第4図）。同部落の東に



第2図 シラスの崩れ（図幅地域北西隅の東方付近）



第3図 シラスの崩れ（高崎新田北東の温水付近）



第4図 平八重付近のシラスの陥没地形

隣接しほぼ N35°E の方向に長さ約 500m、幅約 250m の不規則な形で深さ 15～25m に達する大きい窪地があり、25,000分の1地形図によく示されている。この陥没した時期は不明である。同部落の西にも、隣接して少くとも3個の小さい摺鉢形窪地が前記方向に並んでおり、中央の一つだけが前記地形図上に示されているが、両端の二つは現在でも陥没しつつある。

河岸段丘

この図幅地域内には都城盆地内の水を集めた大淀川、これに合流する岩瀬川その他の多くの支流があり、岩質が軟弱なシラス地帯を流れることが多いためシラス台地には河川に臨み河岸段丘が発達し、たいていの場合2～3段の段丘がみられる。侵蝕基準面の間歇的低下に伴ない各段丘の上には、霧島火山の新时期噴出物のローム・軽石・火山灰などの数層のうち最上位の黒色火山灰層以面がか下の1～数層が堆積時期に従いそれぞれ載っている。

II. 地質概説

本地域は、地体構造の上で西南日本外帯の四万十累層群の大局的走向が東北東—西南西の方向から南北方向に鋭く屈曲する位置に当る。本地域の岩層分布を概観すれば、四万十累層群を基盤とし、その一部に宮崎層群が重なり、四万十累層群と宮崎層群を覆って第四紀の堆積物が広く分布している。第四紀堆積物は多くの岩層に区分されるが、本地域の西方～南西方における霧島火山およびその周辺の火山活動に由来する火砕流堆積物や火山灰によって特徴づけられている。第四紀堆積物・宮崎層群および四万十累層群の3者は構造的に著しく対照的である。すなわち、第四紀堆積物が一般に堆積当時の水平的な構造を維持しているのに対し、宮崎層群は緩かな単斜構造を示し、かつ地塊運動に伴う高角断層に切られている。これらに対して四万十累層群は一般に急傾斜し、著しい褶曲によって提灯曇みの構造を呈するほか、高角・低角の無数の断層によって網目状に切られていることが多い。これら3者はそれぞれ傾斜不整合関係にあるがとくに四万十累層群と上位層との間において著しい。なお本地質図では岩層の連続が明らかに大きく切断されている部分を除いて、大部分の断層は省略されている。

四万十累層群は中生界～古第三系（一部新第三系？）に属すると見られる、いわゆる四万十帯の地層群を一括したもので、古くから時代未詳層群と呼ばれてきたものに相当する。本地域における本累層群については、未だ時代を決定する材料に乏しいが、大部分は古第三系に属する可能性があり、少なくともジュラ紀以後のものであろう。主として各山地を構成するほか、第四紀堆積物の下位に孤立丘状、または窓状の露出が散見される。本地域における分布は橋本(1962)の延岡帯・高隈山帯および日南帯、または今井ほか(1975)の日向帯および高隈山帯などの一部に当るものと考えられる。主として砂岩と頁岩とからなり、それらの量的組合せによって岩相的に砂岩層・頁岩層・砂岩頁岩互層および砂岩頁岩細互層などに区分することができる。泥質岩が厚く発達している部分では粘板岩化し、また著しく勢断されていることがある。なお本累層群中には塩基性岩（緑色岩類）およびそれに伴うと見られる赤紫色凝灰岩が断続的に介在する。地層の配列は北部山地では概ね東北東—西南西方向を示すが、同山地南麓以南では一般に南北方向を示し、中・西部と南西部山地の一部では北西—南東方向を示す部分もある。上述の如く本累層群全体を通じて構造が複雑で地層の重複が予想される。また鍵層や化石に乏しい。したがって本累層群内部の詳しい構造や層序については不明の点が多い（第5・6・7・8図）。なお、砂岩・頁岩ともに充分に圧密を受けて固結し、岩片としてはかなり堅固であるが、激しい変動を受けてブロック化しているので、岩体としては脆弱な部分が多い。

宮崎層群は中新世から鮮新世にわたって堆積した一連の海成層である。南九州における代表的な新第三系として、本地域東方の日向平野～日南海岸一帯に模式的に分布している。本地域においては四家層以上の第四系の基盤となって、その北東部の丘陵性台地下に伏在し、その一部は浦之名川や本庄川の沿岸などに連続的な露出を見せている。主として塊状の泥岩からなり、下部に基底礫岩と砂岩が見られる。基底礫岩の一部は、本図幅地域東縁部の境川東岸において四万十累層群上に載っている。

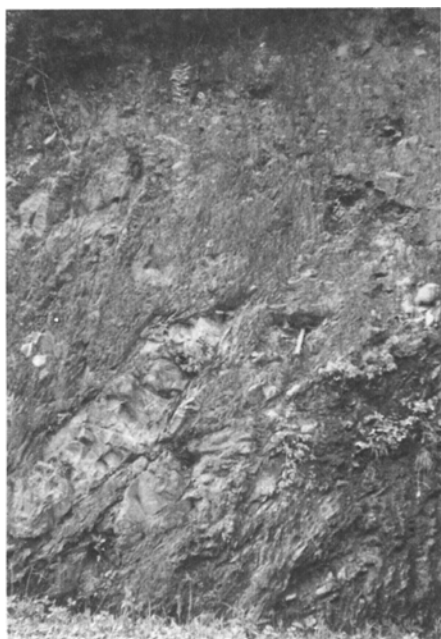
なお、本地域に分布する岩層は、西隣の霧島火山地域や東方の日向平野地域のものと同通し、あるいは関連の深いものが多い。したがって第1表の層序表には、これら地域の共通・関連岩層を併せて示して



第 5 図 四万十累層群の砂岩頁岩細互層（砂岩がち）（轟ダム付近）



第 6 図 四万十累層群の砂岩頁岩細互層（頁岩がち）が擾乱を受けた部分。砂岩部は切断され、半ば頁岩中に揉みこまれている（轟ダム付近）



第7図 四万十累層群頁岩中に揉み込まれてレンズ状に挟在する砂岩層断片
(南東部山地境川沿岩)

質泥岩からなり円礫層を挟み、含有する植物化石から鮮新世—更新世初期といわれているが、宮崎層群との間隙が大きいので、四家層以上が第四系と考えられる。四家層は小林軽石流堆積物に不整合に覆わ

ある。

四万十累層群および宮崎層群の堆積以後に輝石安山岩の活動があり、これを旧期安山岩と呼ぶ。その活動時期については、必ずしも明らかではないが、山体の侵蝕状況その他から霧島火山の南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ごろと思われる。その後現在の小林市付近にある小林カルデラおよび現在の加久藤盆地付近にある加久藤カルデラから、それぞれカルデラ形成の直前に大量の火山碎屑流を流出した。すなわち小林軽石流堆積物と加久藤熔結凝灰岩であって、ともに輝石安山岩質である。この図幅地域内では、前者は野尻一紙屋を連らねる線以南に分布し、後者は北縁部にみられ、両者は重なることはないが、その理由については、この図幅地域内でのみの調査では不明である。

図幅地域北東部で宮崎層群の上に不整合に載り四家層が分布する。これは湖沼堆積物で主として凝灰



第8図 四万十累層群砂岩頁岩互層中の細互層に見られる著しい褶曲状態。四万十累層群の褶曲状態は細互層中に明瞭に読みとれる。この場合、背斜的な構造は余り見られず、向斜的な構造を現わすことが多い(南東部山地境川上流地域)

第1表 野尻図幅地域および隣接地域における層序表

地質時代		霧島火山地域	野尻図幅地域	日向平野地域	
第 四 紀	現世	霧島火山現世熔岩	現河川氾濫原堆積物 霧島火山現世抛出力 低位段丘堆積物		
		霧島火山新期熔岩	霧島火山新期抛出力(新期ローム) 軽石質砂礫層(二次シラス)		
	更新世	加久藤層群	始良火山噴出物 { 入戸軽石流堆積物(シラス・灰石) 大隅降下軽石堆積物 }		
			中位段丘堆積物		
		霧島火山旧期熔岩	霧島火山旧期抛出力(旧期ローム)		
			加久藤熔結凝灰岩	小林流紋岩	高位段丘堆積物(久木野層)
	新第三紀	鮮新世	旧期安山岩		宮崎層群
		中新世			
	古第三紀 ~ 中生代		四万十累層群		

れ、さらに小林軽石流堆積物は高位段丘堆積物に不整合に覆われている。高位段丘堆積物の中に凝灰質粘土層が挟まれているが、この中に黒雲母が多く含まれているので、この凝灰質粘土は小林市付近で、加久藤熔結凝灰岩の下位に見出される小林流紋岩(角閃石黒雲母流紋岩熔岩)とほぼ同時期と考えられる。この図幅地域内でも、高位段丘堆積物の中にこの上流地域に分布する加久藤熔結凝灰岩の礫は全く含まれていない。加久藤熔結凝灰岩は鹿児島沿岸で国分層群(おそらく更新世初期)に覆われており、また侵蝕程度から考え、その地質時代はおそらく更新世初期ごろと思われる。

その後、霧島火山の活動期に入った。同火山の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、最後者が現世に属すと考えられている。栗野安山岩類は加久藤カルデラ内に流入しているので、同火山の活動は前記カルデラの形成以後であることは明らかである。霧島火山旧期抛出力は俗に旧期ロームと呼ばれ、褐色スコリア質火山灰からなり図幅地域内に広く分布しているが、地質図には記載していない。これは霧島火山の旧期諸火山の一つである夷守岳^{ひな}の噴出物といわれている。

本図幅地域東北部には入戸軽石流噴出直前の河川氾濫原を形成した中位段丘が発達し、主として礫層によって構成されている。浦之名川沿岸で入戸軽石流堆積物に覆われているが、本庄川沿岸のものは新期ロームに覆われているのみである。なお、本地質図では本堆積物の分布は本庄川沿岸のもののみが示されている。

入戸軽石流は鹿児島湾奥に位置する始良^{あいら}火山からその巨大なカルデラ形成の直前に、大隅降下軽石を先駆として流出したもので、南九州一帯に広く分布し当時の低地をうずめ堆積し、霧島火山の旧期およ

び新期両火山の間隙の時期に流出したといわれている。この堆積物はほとんど非熔結で俗にシラスと呼ばれており、基底部にはしばしば熔結部が見られ俗に灰石と呼ばれている。またシラスの二次堆積物である軽石質砂礫層は俗に二次シラスと呼ばれ、シラス台地のところどころでみられる。

霧島火山の活動は更新世から現世に引続き、ローム・火山灰・スコリア・軽石などの抛出物はシラス台地や、四万十累層群および火山岩からなる山地の上に厚く堆積しているが、地質図では地域北西部の特に厚い部分だけを示してある。

現世統としては、諸河川の沿岸でみられる低位段丘堆積物や現河川氾濫原堆積物のほか霧島火山現世抛出物があるが、これは本図幅地域西縁部の特に厚い部分だけを示してある。

III. 四万十累層群

本地域における本累層群は岩相的に砂岩・頁岩・砂岩頁岩互層および砂岩頁岩細互層などに区分され、一部に塩基性岩と赤紫色凝灰岩を伴う。北部山地では土燃ヶ岳一七郎山の稜線以北においては砂岩が主として分布し、砂岩頁岩互層を挟み、同稜線の南斜面側においては主として頁岩が分布する。砂岩層の中には頁岩が、また頁岩層の中には砂岩や砂岩頁岩互層などが、それぞれ挟まれているが、本地質図では薄いもの（概ね厚さ10m未満のもの）は省略されている。

北側の砂岩と砂岩頁岩互層はほぼ一定して東北東—西南西の走向を示し、見掛上北方に25~80°で傾斜する。南斜面側の頁岩を主とする地層は、走向は必ずしもで一定しないが全体として南北方向を示し、西方に40~80°で傾斜する。この南北方向の走向は北側の砂岩を主とする地層の走向およびそれとの境界線と斜交することになる。砂岩を主とする地層の下部と思われる部分に、礫岩その他不整合を示すような岩相変化は認められない。したがってこのような構造的不調和は、砂岩を主とする地層に向って衝上する断層の存在を示唆する。おそらく延岡帯（橋本, 1962）または日向帯（今井・ほか, 1975）の南限を劃する構造線の一部に相当するものであろう。なお、砂岩を主とする地層の配列と衝上線は、高岡（本図幅地域外東方）一野尻一小林（本図幅地域外西方）を連ねる線に沿って伏在すると推定される断層帯の地溝状凹地を埋積した第四紀堆積物に覆われて、その南西方延長を確認することが困難である。

次に大淀川—岩瀬川以南の四万十累層群は北々東—南々西、南北、北西—南東などの走向を示し、見掛上西方に傾斜している。また東側の境川沿岸から南西側の長尾山麓地帯に向かって順に、頁岩を主とする地層、砂岩・頁岩および砂岩頁岩互層などが交互する地層、砂岩を主とする地層、および頁岩を主とする地層がそれぞれ分布する。これらは構造的に北部山地南斜面側の頁岩を主とする地層に連続するものと見られるが、各岩層の巨視的な交錯状態と、個々の露頭で観察される複雑な擾乱状態から類推すれば、褶曲や断層による繰返し部分がかかなり含まれているものと思われる。また南北方向や北西—南東方向の断層が多数推定されるが、これらは本図幅地域南方の都城盆地に向かって収斂する傾向を示している。

本図幅地域南東隅に分布する砂岩に富む地層は、他の部分に見られるような帯状構造と違って、局部的に複雑な走向・傾斜を示している。これは日南層群に見られる特徴的な構造（例えば首藤(1963)の盆

状の短軸褶曲構造)と類似する。

なお、本図幅地域東部の去川付近には、頁岩層中に厚さ1mの石灰岩質層がレンズ状に挟まれ、その中に多数の化石を含んでいる。珊瑚類や貝類は見出されないが、石灰藻類などが密集しており、鳥の巣統石灰岩の化石群と比較される可能性も残されている。

砂岩 (Ss)

細粒ないし中粒砂岩を主とし、粗粒なものは少ない。固結度は大きく新鮮な岩片は堅硬である。しかし風化によって脆弱となり、その進行に伴って砂粒化して粉碎される。北部山地を形成するものは比較的新鮮度が大きく、中・西部山地および孤立丘陵の形成するものは風化度が著しい。新鮮な砂岩は一般に青灰色を呈し、石英に富むが、風化したものは黄褐色となり、構成粒子が粉状化するとともに、しばしば白雲母片が目立つ。砂岩層中には多数の頁岩を挟むが、薄いもの(概ね厚さ10m未満のもの)は本地質図では省略されている。

砂岩はしばしば急峻な山地を形成し、山頂部や山稜部に垂直的な岩壁を露わしていることがあるが、一般には岩体としては必ずしも堅固でなく、多くの割目を持っている。したがってその侵蝕は定常的な風化・土壌化・削剝・溶脱によるよりも、ブロックとして離脱する破壊的な崩落によることが多い。

砂岩頁岩互層 (Sa)

砂岩と頁岩とが数10cm～数mの厚さで交互するもの、すなわち砂岩層または頁岩層として独立して地質図に表現し難いものを一括して砂岩頁岩互層とした。砂泥両者の厚さが一定した規則的なものは比較的少なく、不規則のものが多い。

砂岩頁岩細互層 (St)

砂岩と頁岩とが概ね数cm以内の厚さで、規則的な縞状互層をなすものである。崖面露頭において整然とした単斜構造を見ることはまれで、10～20m²の範囲で波状褶曲や高角断層は勿論のこと、同斜褶曲・横臥褶曲・低角断層など、四万十累層群の大きな構造を示唆するような諸種の変動結果をよく表現している。これは本互層が縞模様を呈するために明瞭に観察され易いという理由のほか、変動当時激しい褶曲に堪えるだけの大きな可塑性を有していたことを示すものである。

頁岩 (Sh)

新鮮なものは一般に黒色を呈し比較的堅硬であるが、砂岩に比して可塑性が大きい。風化すると褪色し灰色～黄灰色を呈し、軟弱化する。また風化の進行に伴って粘度化～土壌化し易い。頁岩からなる山地の稜線部では、瘦尾根や表土削剝部以外には、ほとんどこの露岩を見ることはできない。

粘板岩化や勢断作用を受けていることが多く、板状または^{やじり}鏟状に剝離し、細片化し易い。粘板岩化または剪断作用を特に著しく受けているのは、北部山地の東部から去川付近の大淀川河岸を経て、その南方の国見山付近に至る南東部山地の大部分および南西部山地の長尾山嶺以南の部分である。

頁岩の侵蝕は定常的な粘土化・土壌化および水蝕などのほか、剝離によって細片化した部分の脱落侵

蝕も比較的頻繁に行われる。

塩基性岩 (B)

塩基性岩は図幅地域南西部の徳岡山付近やその南で、四万十累層群中に挟まれ見出される。この岩石は暗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、オフィティ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・パンベリー石・葡萄石および赤鉄鉱などが認められる。

赤紫色凝灰岩 (t)

前述の塩基性岩に伴うことが多く、本地域南縁の徳岡山丘陵の南半部を構成し、またその南東方の谷ヶ久保付近の丘陵にも塩基性岩に付随して分布し、南隣の都城図幅地域にまたがって続いている。一方、本図幅地域南東部の岩屋野付近の頁岩中に、南北に延びて分布するものは厚さ10m前後であるが、これには塩基性岩が認められていない。本凝灰岩は四万十累層群の堆積時、塩基性岩の噴出に伴って堆積したものと考えられるが、その噴出の中心となる火山体の存在については不明確である。

本凝灰岩は四万十累層群の頁岩と同様に圧密を受けているが、頁岩よりは軟かく、剝離性が著しい。乾燥したものは砕くと容易に粉状化し、また吸水したものは容易に粘土化する。四万十累層群の各岩層を通じて、構造運動に対して最もとり易い弱線となっていたと思われる。なお本岩は塩基性岩と共に断続的に線上に配列しているため、特定の層準を示すものと思われる。少くともある範囲では鍵層とすることも可能と思われる。

付. 破碎帯

本地域南東部の境川に沿って、去川付近から南に破碎帯が見られる。主として頁岩が破碎されたものであるが、一部に砂岩や互層部も含んでいる。地質構造的に特に意義づける根拠には乏しいが、この帯に沿う部分の地層は著しく破碎され、一定の走向・傾斜を求めることはほとんどできない。また、この帯に沿う沿岸には大規模な新旧の（現世における新旧の）崩壊斜面が発達している。

IV. 新 第 三 系

IV. 1 宮崎層群

本累層群は、本図幅地域外東方ないし南東方の日向平野から日南海岸地域にかけて模式的に発達するもので、それらの地域ではリズムカルな砂岩泥岩互層として知られている。しかし本図幅地域に分布する本層群には、リズムカルな互層は見られず、塊状泥岩を主体とし、停滞的内湾性の強い堆積相を示している。下部は基底礫岩と砂岩とからなり、基盤の四万十累層群を著しい不整合で覆っている。不整合面または基底礫岩は一里山東部の小流谷底、田之平北方（地質図では省略されている）、倉輪付近などで

認められ、その東方延長は本図幅地域外東方の大淀川河岸、またその北方延長は本図幅地域外北方の本庄川河岸などに追跡される。すなわち、不整合面と谷底面とが交わる境界面は、倉輪以南の浦之名川および二反野原台地をとり囲むような半円形を画くことになる。

礫岩 (Mg)

倉輪付近の浦之名川河岸では、四万十累層群の頁岩層を傾斜不整合に覆って、中・大礫からなる厚さ5～10mの礫岩が載り、その上位は厚さ10mの細礫礫岩となり砂岩に移化する。礫は四万十累層群から供給されたと思われる砂岩を主とし、砂質または泥質充填物によって膠結されているが、風化によって礫の離脱が認められる。

一里山東部の谷底では窓状に隠顕する頁岩を傾斜不整合に覆い、円磨度の大きい中礫～小礫が粗粒砂によって充填され、僅かに北方へ緩傾斜している。かなり膠結されているが、個々の礫をハンマーで離脱させることは容易である。厚さは少くとも40m以上に達する。

境川東岸の四万十累層群山地の一部に載るものは中・小礫からなり、馬の背状の稜線部を占めて分布する。その基底面はほぼ水平で、本図幅地域内では僅かに西方に傾く傾向が見られる。

砂岩 (Ms)

基底礫岩の上位に重なり、厚さ50m前後の塊状砂岩である。下部は部分的に細礫礫岩と互層し、粗粒から細粒へと漸移しながら上位の泥岩に移化する。

谷底で見られるものは新鮮で青灰色を帯び、やや固結しているが、風化すれば黄色～黄褐色を呈して軟弱化する。

泥岩 (Mm)

一般に塊状・シルト質で黒灰色を呈し、半固結状である。浦之名川および本庄川沿岸の台地周縁山麓部に連続的な露出を見せている。部分的に砂岩薄層を挟み、その部分で辛うじて走向・傾斜を測定することができる。それによると田之平から北側では南東～東方に10～15°で傾斜し、南～南東側では北東～北方に約15°で傾斜する。すなわちそれらの走向は二反野原台地をとり囲むような半円形を描き、前述の不整合面の大局的な形と調和的である。

本泥岩中には内湾泥質棲の貝化石を含むことがある。首藤(1952)およびSHUTO(1961)によれば、浦之名川が合流する付近の大淀川河岸(本図幅地域外東方)における本泥岩の一部(砂質シルト)から、*Acila (Acila) submirabilis* MAKIYAMA, (中新世～現世), *Crassatellites (Crassatellites) tenuiliratus tenuiliratus* SHUTO, *Paphia (Paphia) exilis exilis* SHUTO, *Paphia (Paphia) exilis takaokaensis* SHUTO, (中新世～前期鮮新世), *Amussiopecten iitomiensis* (OTUKA), (中新世) など多数の貝化石を産することが報告されている。

なお本泥岩は吸水性はあるが水を透過し難く、漆野原および二反野原両台地の第四紀堆積物に対して、四万十累層群とともに水理的な基盤となっている。また、本泥岩の侵蝕は溶脱・削剝のほか表層剝離によって進行するが、崩壊による破壊的侵蝕はまれで、本図幅地域においては崩壊に関しては安定した岩層に属する。ただし本図幅地域外北東方において本泥岩の上面が露出する部分では風化が著しく、

水を含むことによって風化層の地回り現象が随所で認められる。

IV. 2 旧期安山岩 (A)

旧期安山岩は、本図幅地域南西部の長尾山一帯に山脈をなし連なる大きい山体と、ほかに北西隅で岩瀬川河岸の2カ所、すなわち橘八重付近および岩瀬橋付近にわずかに露出する2岩体とからなる。長尾山を構成するものは四万十累層群の上に載り、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露頭はないが、山体の侵蝕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、加久藤安山岩などとほぼ同時期のもので、おそらく新第三紀末ごろの噴出と思われる。後者の2岩体の岩相は必ずしも同じではなく、橘八重付近に分布するものが霧島火山旧期抛出物の褐色スコリア質火山灰層に覆われ、岩瀬橋付近に分布するものが入戸軽石流堆積物で覆われている以外に、層序関係を明らかにする材料はなく、あるいは霧島火山の白鳥安山岩類に属するものかとも考えられるが、いずれも高原町付近に分布する同岩類（西隣の霧島山図幅地域内）と岩相を異にしているため、前者とほぼ同時期のものとして取扱った。

なお、長尾山を構成する岩体は、その分布形態や基盤岩の地質構造が南北両側で異なる点から考えると、基盤岩中を西北西—東南東に走る構造線にそい進入したものである。

長尾山を構成する岩体

図幅地域南西部で長尾山の山体をつくり西北西—東南東方向に伸びて分布する。山頂部は著しく平坦で霧島火山噴出のスコリア・火山灰などで厚く覆われ、また樹木が繁茂し露出は全くないが、各登山道にそった中腹のところどころに露頭がみられる。主として板状節理がよく発達しており、またまれに凝灰角礫岩を挟んでいる。

この熔岩は肉眼では濃灰色の石基中に長さ0.7~1.2 mmの斜長石および長さ0.2~0.6 mmの輝石斑晶が比較的まばらに散在している。輝石安山岩に属し、鏡下では斑状組織がみられ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、微斑晶として磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状であるがやや円味を帯びおおむね曹灰長石に属し、一般に清澄であるが外縁部は汚濁していることが多い。紫蘇輝石は柱状で淡緑~淡褐色の多色性を示す。普通輝石は短柱状で淡緑色である。ほかに紫蘇輝石が内側に普通輝石が外側にある両者の平行連晶が認められる。石基は毛氈状組織で微小な拍子木状の斜長石・柱状または粒状の単斜・斜方輝石および粒状の鉄鉱などからなる。

岩瀬橋付近に分布する岩体

宮崎—小林間を通ずる国道が岩瀬川に架る岩瀬橋付近で、岩瀬川の河床をなし約500mの間に良く露出している（第9図）。堅硬緻密な熔岩からなり、肉眼では暗青色の石基中に長さ0.7~1.2 mmの斜長石斑晶および長さ0.4~1.0 mmの輝石斑晶がやや密に散在している。輝石安山岩に属し、鏡下では斑状組織がみられ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、斜長石は輝石よりも大形かつ多量にある。斜長石は柱状で曹灰長石に近い亜灰長石に属し、おおむね清澄であるが、微細な輝石粒や鉄鉱粒を包有することが多い。紫蘇輝石および普通輝石は柱状で淡緑色を呈し多色性は著しくなく、その周縁は



第9図 岩瀬川に架る岩瀬橋の橋脚付近に露出する旧期安山岩 (A)，(図幅地域北西隅付近)

単斜輝石の微細粒で包まれている。石基は毛氈状組織で流動構造がみられ、拍子木状の斜長石・柱状または粒状の単斜輝石および粒状の鉄鉱などからなる。

橋八重付近に分布する岩体

図幅地域北西隅の橋八重付近の河岸で長さ 250m の間に断崖を連らねて露出し、堅硬緻密な熔岩からなる。肉眼では暗青色の石基中に長さ0.8~1.2 mmの斜長石斑晶および長さ0.3~0.8 mmの輝石斑晶がかなり密に散在している。輝石安山岩に属し、鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、微斑晶として磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状ではっきりした結晶外形を示し、曹灰~亜灰長石に属し、一般に清澄でしばしばガラスを多く包有する。紫蘇輝石は柱状で淡緑~淡褐色の多色性を示す。普通輝石は短柱状で淡緑色を示し、(100)双晶を示すものが多い。磁鉄鉱は4角形またはこれに近い断面のものが多く不透明の黒色を呈する。ほかに斜長石・輝石および磁鉄鉱などからなる集合斑晶に富む。石基は毛氈状組織で構成鉱物は微小であり、拍子木状の斜長石・柱状まれに粒状の単斜・斜方輝石および粒状の鉄鉱などからなる。

V. 更 新 統

V. 1 ^{しか} 四家層 (S)

ここに四家層としたものは、遠藤ほか(1957)または遠藤(1971)の野尻層から、軽石流堆積物または古

期シラス層としたもの（本報告書における小林軽石流堆積物）を除いた地層で、成瀬(1966)の火山灰質シルト・砂層にほぼ相当する泥岩または砂礫層を主体とし、凝灰質泥層などを挟む堆積物である。四家地区との境界をなす大淀川河岸に模式的に露出し、ここでは泥岩と砂礫層とからなるが、本図幅地域北東部の丘陵性台地下に分布するものは礫層を主とし、凝灰質泥層～凝灰岩を挟む。厚さは最大50m以上に達するものと思われる。

本層は四万十累層群および宮崎層群に対して傾斜不整合によって水平的に重なり、小林軽石流堆積物・高位段丘堆積物（久木野層）および霧島火山旧期抛却物などによって平行不整合に覆われる。なお、本層のうち泥岩は半固結状態にあり、かつ岩体として緊密で破壊的な侵蝕は受け難いが、礫層は一般に未固結であり、個々の礫は容易に離脱して崩落する。

本層は岩相変化に富み、西方に向かって泥質部が卓越し、東方とくに漆野原や二反野原に向かって礫層が優勢となる傾向がある。また礫の重り状態すなわち瓦状配列の方向は、それらの礫が浦之名川ないし本庄川の上流方向から供給された状態を示している。したがって少くとも四家付近から東側の礫層に富む部分と西側の泥質層に富む部分とは、成瀬(1966)によって指摘されているように区別される可能性がある。なお四家以西の2・3の露頭に関する本層の産状について述べれば次の通りである。

岩瀬川・大淀川合流点と岩瀬ダムとの間の支流ぞいに分布する地層

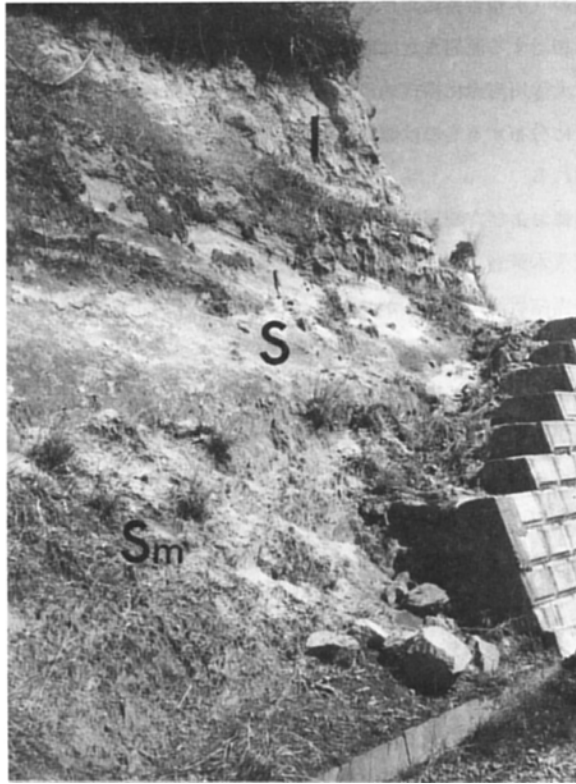
これは四万十累層群の上に載るが、不整合面は野外ではみられない。主として円礫混りの淡黄褐色凝灰質泥岩からなり、塊状のことが多いが時には水平に成層しており、円礫は大豆～鶏卵大で四万十累層群の砂岩および頁岩を主とし、安山岩に見当らない。この凝灰質泥岩は粘土質でやや硬く、円礫を混えるばかりでなく、しばしば厚さ0.5～1 mの円礫層をレンズ状に挟むことがある。本層の厚さは約40mに達する。

岩瀬川・大淀川合流点と轟ダムとの間に分布する地層

これも前記と同じ岩相で、大淀川左岸では厚さ約30mは達する。

四家付近の谷川ぞいに分布する地層

都城一宮崎間を走る国道にそった^{おらび}蓑野とその西方の^{おらび}蕨ガ野との間の谷川から下流一帯に分布し、四万十累層群の上に不整合に載り、大隅降下軽石堆積物および入戸軽石流堆積物で覆われている（第10図）。本層は淡黄褐色凝灰質泥岩を主とし、一般に水平によく成層しており、この中に円礫を著しく多く含んでいる。この円礫は鶏卵～拳大のものが多く、四万十累層群の砂岩および頁岩を主とし、安山岩は全く見当らない。この円礫がレンズ状となって挟まれ、ときには円礫層となり、凝灰質泥岩と互層することがある。下流の大開から雀ガ野に渡る谷底付近で観察すると、四万十累層群の上に不整合に厚さ2.5mの軽石質砂礫層が載りさらに厚さ2～3 mの円礫層が載るが、この軽石質砂礫層は拳大以下の大きさで輝石安山岩質の軽石塊が密に集積したもので水中堆積と思われる、この中にさらに厚さ10 cm内外の成層した凝灰質シルト層を挟んでいる（第11図）。同様の岩相は蓑野付近でも認められる。本層の厚さは全体として約30mである。大淀川に面するものは、基盤岩は露われていないが厚さ30m以上あり、同様の岩



第10図 四方十累層群 (Sm) の上に載る四家層 (S). 入戸軽石流堆積物 (I) に覆われる. (図幅地域東半中部の四家層付近)



第11図 四家層. ここでは厚さ 2.5m+の軽石質砂礫層 (sg) とその上に載る厚さ 15cm+の凝灰質砂岩 (ts) からなる. (図幅地域東半中部の四家層付近)

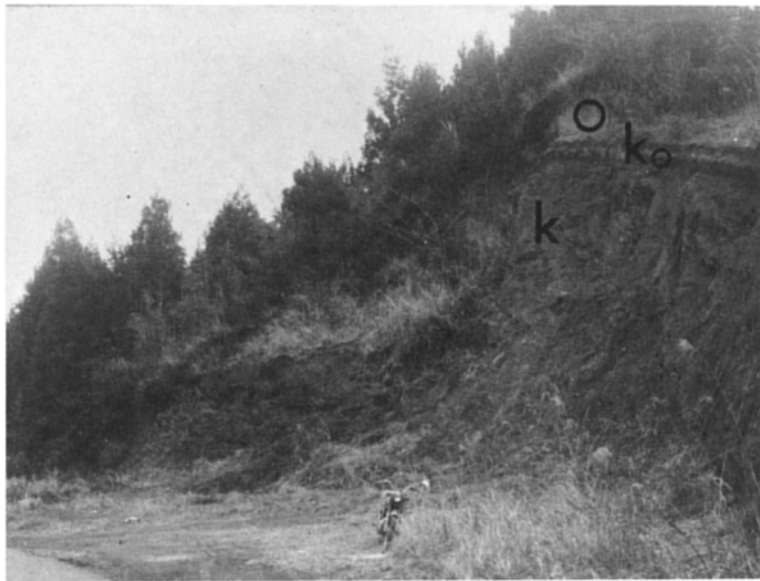
相で厚さ2～3mの円礫層を挟んでおり、この上に不整合に小林軽石流堆積物が、さらに不整合に高位段丘堆積物（久木野層）・大隅降下軽石堆積物および入戸軽石流堆積物が載っている。

なお、四家層は四家と岩瀬川・大淀川合流点との間にも四万十累層群の上に載り、大隅降下軽石堆積物および入戸軽石流堆積物に覆われ、小規模に見出される。

V. 2 小林軽石流堆積物 (K)

小林市街地周辺の盆地（西隣および北西隣図幅地域内）は、その後の侵蝕や堆積物の累積により必ずしも明確ではないが、陥没カルデラの地形を示すものと考えられ、このことは重力異常からも推測されている（瀬谷ほか、1971）。小林軽石流は小林カルデラの形成の直前に大量に流出したと考えられ、この図幅地域内では大淀川・岩瀬川の本・支流沿岸をはじめとし諸所で見られる。すなわち野尻市街地の南と北、野尻大橋と萩の茶屋間、紙屋の東で新村と田の平間の国道ぞい、大淀川本流と岩瀬川との合流点付近から下流の一里山付近までの河岸、および台地斜面、図幅地域北西部の柿川内付近などが主なものである。そのほか図幅地域西部の日向前田駅付近、轟ダム上流の上轟付近、轟ダム南東の太郎付近などにも小規模な露頭が点在する。この軽石流堆積物は霧島火山旧期抛却物や大隅降下軽石堆積物および入戸軽石流堆積物などで厚く覆われているため、地表でみられる分布は必ずしも広くはない（第12図）。

小林軽石流堆積物は、通常四万十累層群および四家層の上に不整合に載っている。紙屋の東や南に分布するものは高位段丘堆積物により、柿川内付近・上轟付近やその下流の崎山東方に分布するものは霧島火山旧期抛却物により、いずれも不整合に覆われている。これはほとんど非熔結で、鶏卵～拳大（まれに人頭大）で淘汰が悪く円味を帯びた軽石塊が、軽石細片と共に凝結したもので、軟弱で崩れ易く、軽石凝灰角礫岩と呼ぶ岩質であるが、岩体の基底では弱く熔結しており、このことは岩瀬ダム上流の梅



第12図 小林軽石流 (K) の上に霧島火山旧期抛却物 (Ko) を隔てて大隅降下軽石堆積物 (O) が載る。(図幅地域中央部の上轟と鶉戸との間)

ガ久保付近の河岸で最もよく認めることができ、長さ5～20 cmの黒色ガラス質部がレンズ状に発達する。また、一般に胡桃大以下の安山岩や四万十累層群の岩片を包有することが多い。ことに柿川内付近の岩瀬川の河床では、約1 kmの間に外来岩片を多量に含んでいるのが認められ、この岩片は人頭大以下の種々の大きさで淘汰は悪く、また、やや角張ったものからよく円磨されたものまで種々あり、その種類は古生層または四万十累層群の砂岩・チャートおよび輝石安山岩などであって、東進するほど次第に外来岩片は少なくまた小さく、軽石塊を含むようになる。この軽石流堆積物の中に含まれている円礫は、堆積物の基底部が河川の礫を取込んだものと思われ、噴出源にかなり近いことを示す。南九州で広く用いられる“シラス”という語は白色砂質堆積物を指す俗語であって、その大部分は入戸軽石流堆積物の非熔結部（軽石凝灰角礫岩）であるが、この小林軽石流堆積物はほとんど軽石凝灰角礫岩からなり、シラスの一種といえることができる。しかし入戸軽石流堆積物とは地質時代を異にし、造岩鉱物の組合せも異なる。小林軽石流堆積物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または破片状の斜長石・紫蘇輝石および普通輝石が散在し粒状の磁鉄鉱を伴う。斜長石は曹灰長石に属し、清澄で累帯構造がよく発達し包有物を欠く。

V. 3 高位段丘堆積物（久木野層）(ht)

本堆積物は、本地域北東部の漆野原・二反野原などの台地上部を構成するほか、大淀川沿岸に広く分布する。未固結の礫層を主体とし、凝灰質粘土または凝灰岩を挟み、厚さは最大約50mに達する。これは上記台地付近について遠藤ほか(1957)による久木野層に相当するが、日向平野一帯における高位平坦面を形成するものの一部で、本報告書においては低位・中位の各段丘堆積物に対応して高位段丘堆積物



第13図 国道沿いに露われる高位段丘堆積物 (ht)。白色部は挟在する凝灰質粘土 (cl)。(図幅地域北東部の田之平付近)

と呼んだ。本堆積物の一部は、本図幅地域南東隅の四万十累層群山地においても、これを覆って礫相部が載っている。これは同地点東方約 4 km 付近（本図幅地域外東方）に分布する仮屋層（遠藤ほか、1957）の西方延長部に相当すると思われる。なお、本図幅地域北部の大淀川沿岸などに分布する本堆積物については、以下単に久木野層と呼んで取扱うことがある。

久木野層は四万十累層群・四家層および小林軽石流堆積物などの上に不整合に載り、霧島火山旧期抛物および入戸軽石流堆積物などによって不整合に覆われ（第13図）、田ノ平から西方の国道 268 号線に沿う斜面などによく露われている。また、下位の小林軽石流堆積物や四家層とともに、よく西方に延長分布し、四家地区および紙屋地区西部にまで知られている。

礫は主として胡桃～拳大で、円磨されてかなり角がとれているが淘汰は良くない。礫種は主として四万十累層群の固い砂岩からなり、頁岩や、まれに輝石安山岩熔岩を伴うが加久藤熔結凝灰岩は含まれていない。なお注意すべきことは、この礫層の中に凝灰質粘土層が挟まれていることで、田の平および新村のほぼ中央から下漆野へ約400m進んだ付近にもっとも顕著に露われており、ここでは上下 2 層に分けることができる。下位のは厚さ 60～80 cm で細粒質であり、上位のものは厚さ 0～20 cm でやや粗粒である。これを双眼顕微鏡で観察すると、六角板状の黒雲母がすこぶる多く見出され、ほかに角閃石とチタン鉄鉱が認められる。小林市街地の北西約 7 km の鍋倉付近（北西隣の加久藤図幅地域内）では、第三紀鮮新世頃と思われる輝石安山岩の上に載り、加久藤熔結凝灰岩に覆われた角閃石黒雲母流紋岩熔岩（小林流紋岩と呼ばれている、沢村ほか、1957）が分布している。したがって造岩鉱物の組合せの類似性から見て、おそらく上記凝灰質粘土層は小林流紋岩の噴出と同時期のものと思われる。

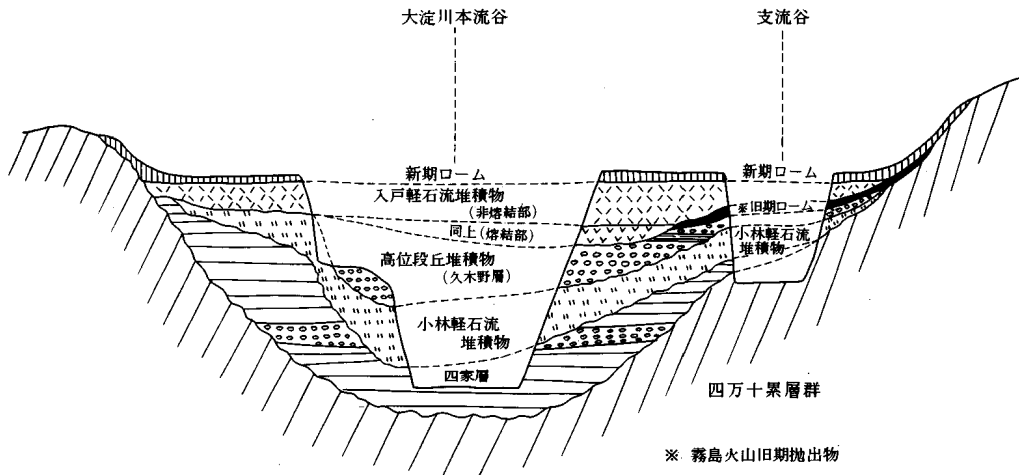
付. ^{もろかた} 諸累層群について

上述の四家層・小林軽石流堆積物および高位段丘堆積物（久木野層）は、大淀川沿岸地域において多くの場合相伴って分布するので、その分布範囲の東・西・北の各諸県郡の地名に因んで一括して諸累層群と呼ばれている（遠藤、1970）。

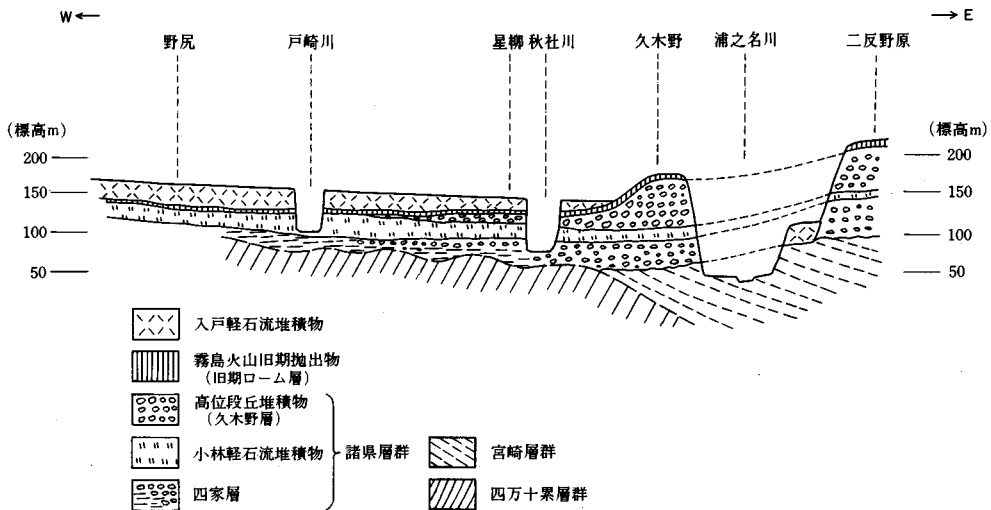
これら諸累層群に属する各層は、大淀川河谷などの個々の露頭で見える限り、堆積当時のほぼ水平的な構造を維持し、かつ、各層相互間は一見整合に重なり合っているように見られる。しかし紙屋—四家地区において、大淀川河岸から北方および南方に遠ざかるに従って、小林軽石流堆積物ないし久木野層の基底面および上面の高度を増し、さらに上位層が下位層にアバットしながらオーバーラップしていく状態が見出されることがある。例えば大淀川本流と岩瀬川との合流点付近から星柳に至る間では、小林軽石流堆積物の基底面高度が大淀川本流河岸で80～100mであるが、南北両側に向かって台地斜面を上るに従って高度を増し、四家地区の雀ガ野付近で約130m、紙屋地区の立神付近で140～150mに達し、さらに小林軽石流堆積物基底が著しい侵蝕面を以て四家層にアバットしながら台地面近くまで這い上り、入戸軽石流堆積物によって不整合に覆われる状態を見ることもできる。このような関係を、やや概念化して模式断面図として第14図に示す。

第14図から読み取れるように、諸累層群から入戸軽石流に至る各堆積物は、いずれも四家層堆積前に形成された河谷に集中して堆積し、かつ各堆積時期とも、ほぼ現在の大淀川流路を中心として下刻してきたことが推察される。

一方現大淀川流路沿いの一里山・去川地区では、兩岸の四万十累層群の上面高度は平均標高約 150m 付近まで高まり、200m を超えるところもある。これは星柳以西の上流側における小林軽石流堆積物の基底面高度より遥かに高く、同じく星柳以西の四家層の基底面からは 100m 以上も高い障壁となっていたことになる。一里山では小林軽石流堆積物は標高160m付近まで這い上り、かつ20m以上あった層厚がここでは 2m 前後に減じている。これは上述の紙屋—四家地区における、河谷中心から遠ざかった位置における這い上り現象に類似している。漆野原台地において四家層基底面および小林軽石流堆積物が最も低い位置を示し、かつ小林軽石流堆積物の層厚が大きいのは星柳から水流口・久木野を経て、田の平付近の浦之名川沿岸に抜ける地帯である。したがってこの地帯は少なくとも小林軽石流堆積物以下の諸県



第14図 四家—紙屋地区の大淀川河岸における諸県層および入戸軽石流堆積物などの垂直的分布構造を示す模式断面図



第15図 諸県層群堆積時における岩瀬川—大淀川旧流路に沿う模式断面図

第2表 紙屋地区および四家地区産植物化石
(MIKI and KOKAWA (1962) による)

紙屋(新村付近)産

Abies firma SIEBOLD et ZUCCA

Tsuga rotundata MIKI

Pleioblastus (?) MIKI

四家産

Picea maximowiczii REGEL

Sparganium protojaponicum MIKI

Scirpus mucronatus L.

Myrica rubra SIEBOLD et ZUCCA

Alnus japonica (THUNB.) STEUD

Cyclobalanopsis gilva OERST.

Illicium religiosum SIEBOLD et ZUCCA

Stephania sinica DIELS

Liquidamber formosana HANCE

Xanthoxylum cf. *piperitum* (L.) DC.

Melia cf. *japonica* G. DON.

Sabia japonica MAX.

Paliurus nipponicus MIKI

Tetrastigma japonica MIKI

Syzygium buxifolium HOOK. et ARN.

四家(蕨野)産

Braseria schreberi J. F. GMEL.

10岩体が点在して分布するが、これらはかつては連続していたもので侵蝕により分断された(第16図)。これらはこの図幅地域内では、四万十累層群の上に載り、入戸軽石流堆積物に覆われている以外に、他の諸岩石との層序関係は明らかではないが、岩相・岩質・分布などから推察し、北西隣の加久藤図幅地域内に位置する加久藤カルデラから、その形成直前に大量に流出した加久藤凝結凝灰岩の一部であって、第四紀更新世初期の噴出と考えられており、小林市街地(調査地域外)北西方約7kmの鍋倉では、高位段丘堆積物の間に挟まれた白色凝灰岩層と、ほぼ同時期と思われる小林流紋岩の上に載っている。この図幅地域内における分布高度をみると、大久津付近では海拔200~380m、浦之名川沿岸では海拔280~320mであって、いずれも河岸に急崖を連らねて露出している。

この岩石は中~強熔結で、一般に堅く塊状で、濃灰色の基質中に長さ1~2mmの斜長石および輝石の斑状鉱物が散在しており、その中に長さ2~15cmの黒色ガラス質部がレンズ状に1方向に顕著に認められ、また小豆~胡桃大の輝石安山岩火山礫が多数包有されている。鏡下に検すると斑状鉱物は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石で少量の磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状で破片状のものもみられ、中性長石に近い曹灰長石に属し清澄で包有物をほとんど有しない。紫蘇輝石は柱状で淡緑~淡褐の多色性を示し鉄鉱を包有するものが多い。普通輝石は短柱状で淡緑色を示す。磁鉄鉱は4角形またはこれに近い不定形を示し、不透明の黒色である。基質はガラス質でガラス裂片構造が顕著であり、不定形に伸長した淡褐色のガラス裂片がもつれ合って連なり、その中に一方に伸長した軽石片や輝石安山岩などの外来岩片

層群堆積当時の大淀川河谷の中心を示すものであろう。なお現大淀川本流と岩瀬川との合流点から上流側における小林軽石流堆積物の主流路は、本軽石流堆積物と四万十累層群の分布状態から考えて、岩瀬ダムの北側一天ガ谷の南を経て野尻方面にあり、同軽石流堆積当時の主河谷もこれに沿った地帯にあったものと推定される。第15図はこれらの流路に沿う縦断面について、諸累層群の分布状態を模式的に示したものである。

なお、諸累層群中の泥質層中にはしばしば植物化石を産し、同層群の水平的分布範囲や岩相分布から推して、少くとも星柳または平八重以西の同層群は古野尻湖層とも呼ぶべき湖成層であったと考えられる。MIRI and KORAWA, (1962) によって得られている(産出層準は不詳)植物化石を第2表に掲げる。

V. 4 加久藤凝結凝灰岩(W)

加久藤凝結凝灰岩はこの図幅地域の北縁部に限り分布する。すなわち図幅地域北西隅の大久津付近に5岩体、図幅地域北縁中央部の浦之名川ぞいに5岩体、計



第16図 加久藤熔結凝灰岩 (W). 霧島火山旧期抛出力 (Ko) で覆われる. (図幅地域北西隅の東方付近)

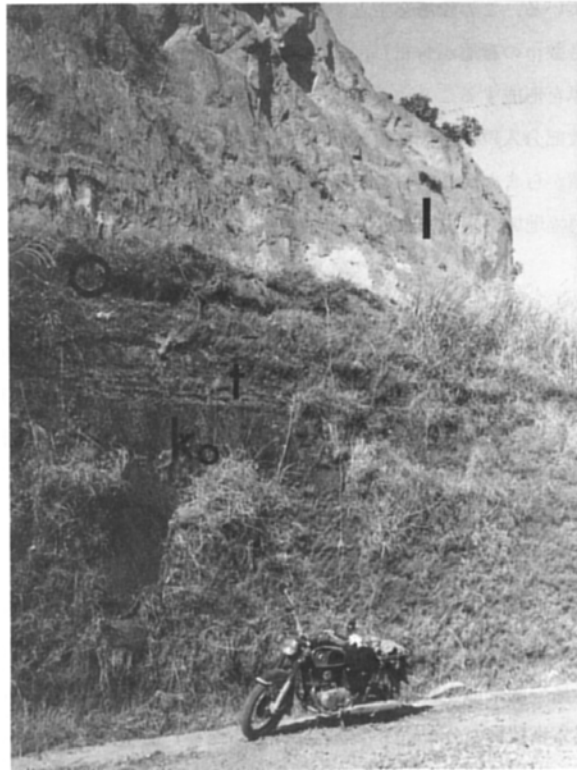
が点在している.

南九州で広く用いられる“灰石”という語は軽石流堆積物の熔結部を指す俗語であって、その大部分は入戸軽石流堆積物の熔結部であるが、この加久藤熔結凝灰岩も灰石の一種といえることができる。しかし、地質時代や造岩鉱物の組合せは異なる。

V. 5 霧島火山旧期噴出物 (旧期ローム) (Ko)

この噴出物は主として褐色スコリア質火山灰層からなり、俗に旧期ロームと呼ばれている。地質図には記載していないが、小林軽石流堆積物や高位段丘堆積物の上に不整合に載り、大隅降下軽石堆積物に不整合に覆われている (第17図)。かつては当時の山地の起伏を一樣に覆い堆積したのであるが、大隅降下軽石堆積物の堆積までの間に、ほとんどあるいは全く削剝された場合が少なくない。本層の厚さは図幅地域西半部では4～8m、東半部では2～3m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を増すので、霧島火山の諸火山丘のうちの一つの噴出物と考えられており、遠藤 (1969) によると夷守岳の噴出物という。

本層の最も厚いところで観察すると、最上位の約1mは褐～暗褐色ローム質火山灰層で風化帯を持ち、その下の1～2mは黒～赤紫色降下スコリア層からなるが、その下にある大部分のものは厚さ数m



第17図 厚さ 3m+の霧島火山旧期抛出力 (Ko) の上に軽石質凝灰岩 (t) を隔てて大隅降下軽石堆積物 (O) と入戸軽石流堆積物 (I) が載る。(野尻南の東麓付近)

あり、褐色スコリアと褐色火山灰との薄互層からなり、基盤の近くでは降下軽石の薄層を挟んでいる。いずれも基盤の起伏に平行に成層して堆積しており、陸上堆積物であるが、柿川内から岩瀬川にそい東進する道路際では、厚さ20~200 cm の円礫層をレンズ状に挟むことがあり、この円礫は鶏卵大以下（まれに拳大）で、安山岩熔岩や四万十累層群の頁岩・砂岩などからなる。

なおこの霧島火山旧期抛出力の上に載り、大隅降下軽石堆積物に覆われた凝灰岩層がある。これも地質図に記載してない。野尻の南の東麓付近、柿川内の東の岩瀬川河畔、および椎屋大橋の南西の後川内の3カ所で認められただけであるが、厚さはそれぞれ70 cm・180 cm および30 cm あり、表層に風化面をもつ。全体として白～灰黄色を呈し、主として成層した凝灰岩からなり、しばしば米粒大以下の軽石粒を含んだ凝灰岩と細互層している。この軽石粒は輝石安山岩質であって、おそらく霧島火山の噴出物に属し、大隅降下軽石の堆積前にほとんど削剝されてしまったものが、残存しているのであろう。

V. 6 中位段丘堆積物 (mt)

本地域北東隅の本庄川北岸四枝付近には、低位段丘面と明瞭な崖線を以て接する、一段高い標高80m 前後の段丘面があり、この段丘は主として厚さ数mの礫層によって構成され、霧島火山新时期抛出力（新

期ローム)に覆われている。この礫層を主とする堆積物を中位段丘堆積物とした。一方浦之名川沿岸にも標高80m付近に厚さ数mの礫層が分布し、入戸軽石流堆積物に覆われている。この礫層は入戸軽石流噴出直前の河川氾濫原を形成することになり、その標高からいって中位段丘堆積物に相当する。本堆積物は本図幅地域では大部分入戸軽石流に覆われて、その堆積面が隠されており、僅かに本庄川北岸のものが入戸軽石流の堆積からまぬがれたものであるといえる。本堆積物は主として砂岩礫からなる未固結の礫層であるが、本図幅地域外東方では砂・粘土などを挟むことがある。

あいら V. 7 始良火山噴出物

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や莫大な量の噴出物など特異な活動様式をもって知られ、この図幅地域内に見出される同火山噴出物は、カルデラ形成の直前に南九州一帯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あって、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。

大隅降下軽石堆積物 (O)

大隅降下軽石堆積物は地質図幅には記載してないが、入戸軽石流堆積物の下位には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始良火山から噴出したもので、大隅半島のほとんど全域を広く厚く覆ったが、薩摩半島の南東部や霧島火山の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、この降下軽石堆積物の分布範囲の縁辺部に当たるため、あまり厚くなく層厚15~25 cmで、粒度も栗~小豆大であり、図幅地域の南東隅ほど厚く粒度も大きく、北東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みられる。本堆積物は等粒質の軽石片からなるため透水性があり、色は通常純白であるが、一般に風化して紅色を帯びることが多い。鏡下では発泡したガラス質の基質の中に斜長石・石英・紫蘇輝石や鉄鉱が見出され、しばしば角閃石を伴う。

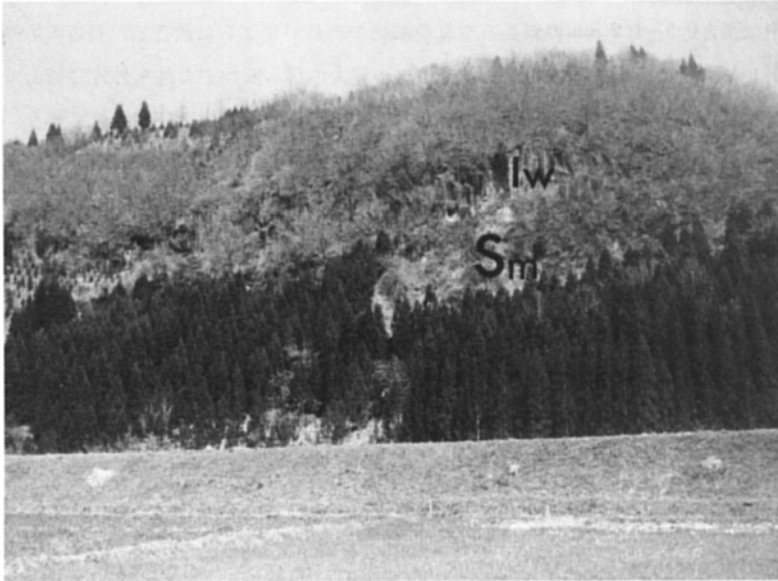
なお大隅降下軽石堆積物の絶対年代には、次の値が挙げられている。

22,000±850年前(郷原, 1964)

入戸軽石流堆積物 (I・Iw)

入戸軽石流堆積物は南九州一帯に広く分布し本図幅地域内でみられるのはその北東隅の一部に当り、流出当時は起伏する山地の低地を埋め堆積したが、現在ではその中に谷が刻まれ多くのシラス台地に分断されており、その原表面またはこれに近い面はところどころに保存され、図幅地域東・中部では海拔180m前後で、北西部ほど次第に高く海拔200m前後になっている。

これはほとんど非熔結で、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が、谷が刻まれ基底露出しているところでは熔結凝灰岩に漸移するのがみられる(第18図)。軽石凝灰角礫岩は、大豆~胡桃大(まれに拳~人頭大)で淘汰不良の軽石塊が軽石細片と共に凝結したもので、全体として灰白色を呈し粗鬆で崩れ易く、道路や河川などに面し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、鉱物として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つき時に角閃石を伴う。熔結凝灰岩は俗に灰石と呼ばれ、一般に弱~中熔結で熔結度



第18図 四万十累層群 (Sm) の上に載る入戸軽石流堆積物. 底部の熔結凝灰岩 (Iw) が山腹に柱状節理を連ねている. (図幅地域北東部の田之平から東方山地を望む)



第19図 岩瀬川の両岸に露出する入戸軽石流堆積物の熔結凝灰岩 (Iw). (柿川内付近)

は著しくないが、岩瀬川や浦之名川にそって急崖を連ね露出するのが見られる（第19図）。肉眼では淡褐色の基質中に長さ0.5~1.2 mmの斜長石や有色鉱物の斑晶がまばらに散在し、長さ0.5~2 mmの黒色ガラス質部がレンズ状に多く認められ、また米粒~小豆大の輝石安山岩の外來外片に富んでいる。鏡下に検すると斑状鉱物は斜長石・石英・紫蘇輝石を主とし、時に角閃石および磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状のものもあるが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、一般に清澈である。石英は融蝕されて不定形を示し破片状のものもあり、清澈である。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長した軽石片のほか輝石安山岩の異質外來岩片が認められる。

入戸軽石流堆積物はしばしば炭化木片を含んでおり、これによる絶対年代の測定値はすでに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年前と考えられている(福山・荒牧, 1973)。

V. 8 軽石質砂礫層(二次シラス)(N)

軽石質砂礫層は入戸軽石流堆積物(シラス)の表層が削剥され、流水のため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(第20図)。シラス台地の上ではしばしば見られるが、図幅地域北西部の小林市付近や南縁中央部の石山付近では、特に顕著に分布しているので、地質図幅上ではこの区域における分布のみを示してある。



第20図 シラス(I)と二次シラス(N)。霧島火山新期抛出品に覆われるが、そのうち御池軽石層(p)は厚い。(図幅地域南縁に近い石山付近)

V. 9 霧島火山新期抛出力（新期ローム）(Ky)

この図幅地域内の霧島火山新期抛出力は、ローム・火山灰・軽石・スコリアなどからなり、沖積層を除き図幅地域内の山地やシラス台地を広く厚く覆っているため、図幅には地域北西部の特に厚い部分のほかは図示していない。既述の旧期抛出力も霧島火山の噴出物であるが、ここに霧島火山の概略を述べる。

霧島火山は新第三紀鮮新世と考えられる安山岩類（国分図幅地域内の佐賀利安山岩・霧島山図幅地域内の矢岳安山岩・加久藤盆地周辺の加久藤安山岩類など）を基盤とし、これらの上に生じた一大火山群でその規模は大きく、西隣の霧島山図幅地域のほとんど大部分を占め、なお南北の図幅地域内にも延びている。霧島火山の生成史は大きく3期に分けることができる。

第1期にはほぼ現在の霧島火山のほとんど全域を占めるほどの大規模の盾状火山を生じ、また栗野岳頂部・湯の谷岳（霧島温泉南東の985m高地付近）などの寄生火山を伴い、これらを構成するものが栗野安山岩類である。その活動が終って侵蝕期に入ると、山麓に広く高原砂礫層が堆積した。第2期になると、やや規模の小さい多くの盾状火山が栗野安山岩類を覆って生じた。これにも蝦野岳（韓国岳西の1,305m高地）・獅子戸岳などの寄生火山を伴い、これらを構成するものが白鳥安山岩類であって、これには少量であるが火山灰や砂質礫層が挟まれている。また山体の高所に小規模の湖水が形成され、第3期の活動の直前に六観音砂礫層が堆積した。第3期にはそれ以前とは全く様相を異にし、各種の形態および構造をもつ小火山丘が約20個点在して出現した。これらをさらに旧期諸火山と新期諸火山とに分けることができ、前者を更新世、後者を現世と考えられており、火山活動の名残りは小規模な爆発や噴気・温泉となって現在もお続けている。

この図幅地域内の霧島火山新期噴出力は、ローム・火山灰・軽石・スコリアなどの厚い累積からなり、入戸軽石流堆積物がつくったシラス台地の上に不整合に載っていて、上位から次のように分けることができる（第21図）。

黒色火山灰層（軽石・スコリアを挟む）

黄橙色火山灰層

灰青色火山灰層

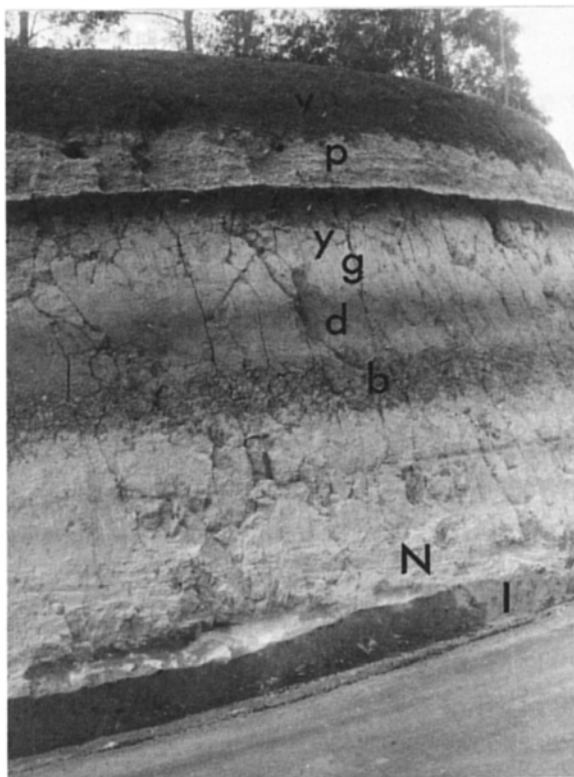
暗褐色ローム層

小林軽石層

褐色ローム層

大隅半島中・北部におけるこの種の火山碎屑物の研究はよく行なわれており、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（俗称アカホヤ）を更新統の最上位と考えたが、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。この報告書では遠藤の区分にしたがった。また松井(1966)は俗称アカホヤ層の絶対年代を約5,000年としている。

なお霧島山図幅では灰青色火山灰層と黄橙色火山灰層とを併せ、牛のすねローム層と呼んだ。



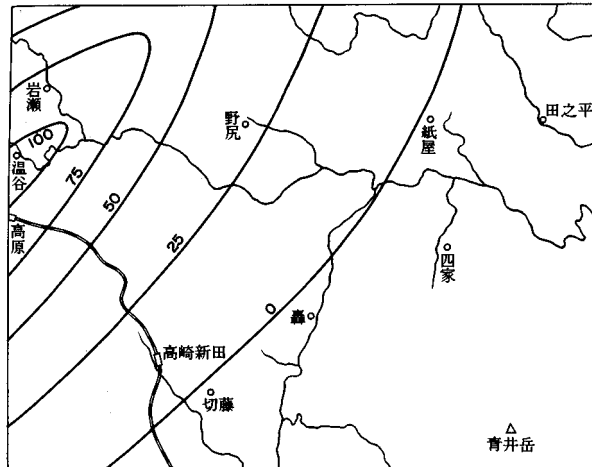
第21図 シラス (I), 二次シラス (N) の上に霧島火山新期抛物が載る. すなわち下位から褐色ローム (b), 暗褐色ローム (d), 灰青色火山灰 (g), 黄橙色火山灰 (y), 御池軽石 (p) および黒色火山灰 (v) の各層. (高崎新田西の山下付近)

褐色ローム層 (b)

本層は図幅地域のほとんど全域にわたり分布し、厚さは100～120mで地域による著しい増減はみられず、一様に褐色を呈し粘土質で、表層部に厚さ10～30 cm の黒色帯があるが、これを欠くことも少なく、たいていの場合風化面に垂直な節理がみられる。小林軽石層または暗褐色ローム層により不整合に覆われる。

小林軽石層

本層は主として図幅地域の西半部にみられる。図幅地域西縁に近い高原から温谷付近が最も厚く100 mm内外あり、厚い部分は北東方向に延びている。また、南東進するほど次第に薄くなり、高崎新田東の切藤から紙屋を結ぶ線から南東方にはほとんど分布していない (第22図)。本層は全体が1回の噴出により堆積したのではなく、図幅地域西縁部の最も厚いところでは6枚が数えられ、大豆大・うずら豆大・胡桃大など種々の粒度の軽石が重って堆積し、いずれも安山岩火山礫を少なからず含んでいる。上記の場所以外でも2～数枚数えられることが多く、粒度も分布範囲の周辺に近づくほど次第に小さくなる。こ



第22図 小林軽石層の等層厚線図（厚さの単位 cm）

の軽石層の軽石は輝石安山岩質で、宮地(1965)や成瀬(1966)によると大幡池付近から噴出したという。

暗褐色ローム層 (d)

本層は図幅地域のほとんど全域にわたり分布し、厚さ110~120mで地域による著しい増減はみられない。一様に暗褐色を呈し、小林軽石層を隔てて下位にある褐色ローム層とは一見似ているが、さらに暗色である。基底には通常大豆大以下の風化軽石が点在しており、まれに中央よりやや上方にもこの種の軽石が点在することがある。表層に15~30 cmの黒色帯があり風化面がみられ、時に風化面に垂直に節理があり、灰青色火山灰層または黄橙色火山灰層により不整合に覆われる。

VI. 現 世 統

VI. 1 低位段丘堆積物 (It)

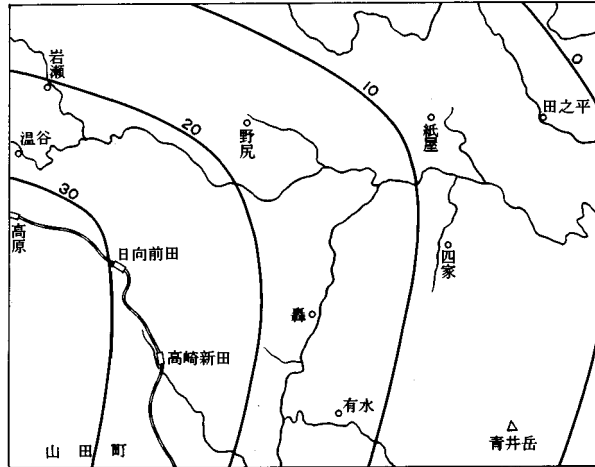
図幅地域内の諸河川にそい見出され、ことに轟ダム上流の大淀川やその支流の高崎川にそい著しく、比高1~10数mのことが多い。胡桃~鶏卵大の円礫または亜角礫が粒度に従い砂層を混えほぼ水平に堆積したもので、礫は四万十累層群に属する頁岩・砂岩あるいは新第三紀以降の安山岩で、時に軽石を混え、層準によってはほとんど軽石礫または軽石片からなる。霧島火山新期噴出物のローム・軽石・火山灰などの数層のうち、最上位の黒色火山層以下の1~2層が堆積時期に従いそれぞれ載っている。

VI. 2 霧島火山現世抛物物 (Kr)

既述のように霧島火山新期抛物物のうち、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、西縁南部では黒色火山灰が特に厚いので、この部分だけを図上に示してある。

灰青色火山灰層 (g)

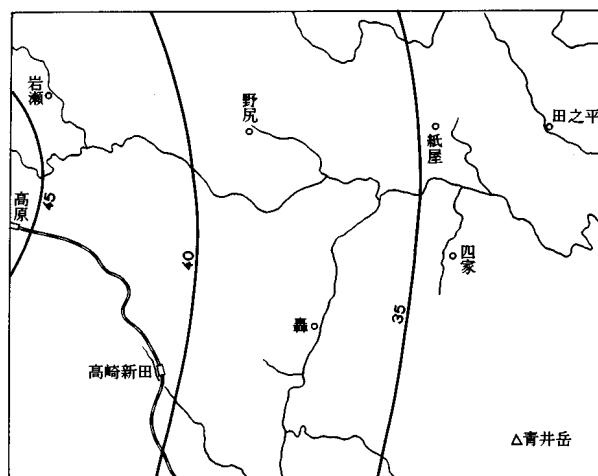
本層は図幅地域のほとんど全域にわたり分布しており、霧島火山に近づくほど厚くなる。図幅地域西縁に近い温谷付近から日向前田駅付近をへて山田町一帯では厚さ30～35 cm あるが、この周辺ほど次第に薄くなり、図幅地域北西隅付近から野尻付近をへて図幅地域南部の有水付近にかけては10 cm 内外あり、図幅地域東縁に近いところではこれを欠いている (第23図)。灰青色の火山灰からなり、この上にある黄橙色火山灰層とは相合って分布し、その間は整合のようである。



第23図 灰青色火山灰層の等層厚線図 (厚さの単位 cm)

黄橙色火山灰層 (アカホヤ) (y)

図幅地域のほとんど全域にわたり分布する。東部では厚さ 35～40 cm であるが、西部ほど次第に厚さ



第24図 黄橙色火山灰層の等層厚線図 (厚さの単位 cm)

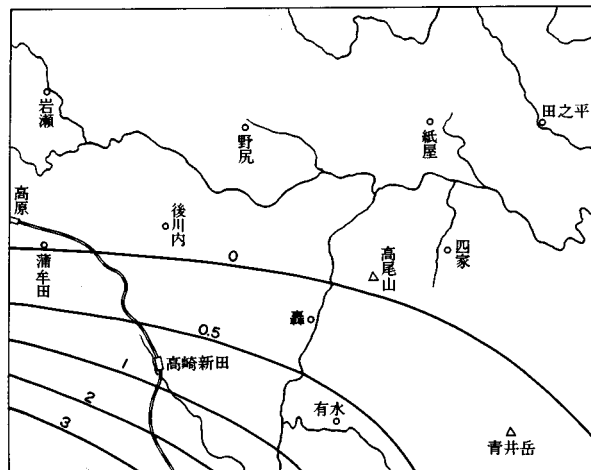
を増し45～60 cmある。鮮明な黄橙色を呈する火山灰からなり基底は軽石質で、俗にアカホヤと呼ばれている（第24図）。

黑色火山灰層（v）^{みいけ}（御池軽石（p）および御池スコリアなどを挟む）

これらは黑色火山灰を主とし、軽石およびスコリアなどを挟み、黄橙色火山灰層の上に不整合に載っている。図幅地域内のほとんど全域を覆って分布しているが、既述のように図幅地域西縁南部の特に厚



第25図 厚さ約 1.3m の御池軽石層（p）. 四万十累層群（Sm）の上に乗る霧島火山新期抛出物の各層のうち最も厚い。（図幅地域南縁中央に近い徳岡山西の横谷付近）



第26図 御池軽石の等層厚線図（厚さの単位 m）

い部分しか図幅には記載していない。

本層の厚さは、図幅地域の北部および北東部では概ね1 m 内外であって黒色火山灰だけからなるが、南西隅に近づくほど降下軽石や、スコリアなどを混えるため黒色火山灰は3～4枚を数えることができる。また次第に全体の厚さを増し、南西隅付近では厚さ数mに達し、そのうち御池軽石だけで厚さ3.5m内外に達する。この付近では下位から次のように観察できる。

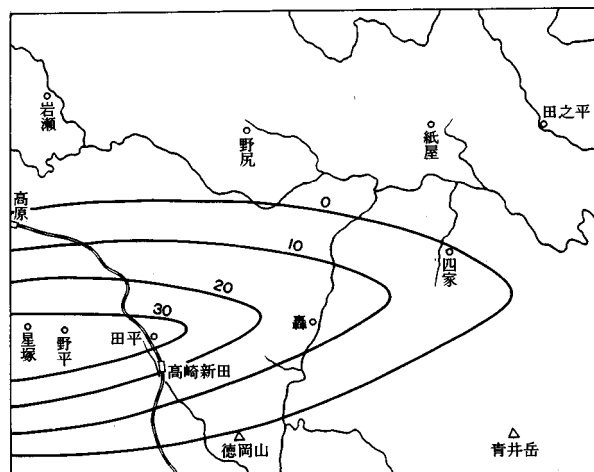
最下位にある黒色火山灰は、黄橙色火山灰層の上に不整合に載り御池軽石に覆われ、厚さは35～80cmあり、図幅地域西縁南部に近づくほど厚さを増し、濃黒色の細粒火山灰からなる。

御池軽石は西隣の霧島山図幅地域内にある御池（この図幅地域西縁から約2 kmを隔てる）から噴出したといわれ、図幅地域南西隅ほど厚く3.5 mに達し、これから北進するほど最も著しく減少し、高原南東方の蒲傘田付近から、その東の後川内から高尾山を連ねる線の以北には全く分布しない（第25・26図）。図幅地域南西隅付近では軽石の大きさは大豆～胡桃大、高崎新田や有水付近では大豆～うずら豆大、轟付近では小豆～大豆大であって、これら軽石塊よりもやや小形の輝石安山岩や頁岩の火山礫を常に伴ない、時に厚さ10cmほどの火山礫層をレンズ状に挟むことがある。

下位から2番目の黒色火山灰は御池軽石と御鉢スコリアとの間に挟まれ、厚さは40～100 cmあり、図幅地域西縁南部に近づくほど次第に厚さを増し、褐黒色の細粒火山灰からなる。

御鉢スコリアは御池東方、すなわち図幅地域南西部の星塚・野平・田平付近が最も厚く30 cmあり、北進または南進するほど最も著しく減少しており、高原付近以北や高崎新田南東の徳岡山以東には分布していない（第27図）。小豆～胡桃大のスコリアからなり、層が厚いほど粒度も大きく、黒褐色を呈し新鮮な感がある。これは輝石安山岩質であって、この噴出源を宮地（1965）および成瀬（1966）は霧島火山の御鉢としている。

御鉢スコリアから上位にも黒色火山灰やスコリアなどの互層がみられるが、図幅地域の南西部に限られており、その全体の厚さは10～50 cmである。



第27図 御池スコリアの等厚線図（厚さ単位 cm）

VI. 3 現河川氾濫原堆積物 (a)

諸河川沿岸の沖積低地を形成し、礫・砂・粘土などによって構成されるが、沿岸および上流側流域の構成岩層や地形によって岩相変化が著しい。例えば本庄川や高崎川沿岸では、上流流域の広大な四万十累層群山地や、河床勾配の大きい霧島火山体を反映して、それぞれ粗大な礫を主とするが、流域面積の大部分がシラス台地によって占められる小河川沿岸では軽石質の砂およびそれ以下の細粒物質の堆積が著しい。本堆積物の厚さは本図幅地域内では概ね数m程度と推定される。

VII. 応用地要

VII. 1 鉱物・岩石資源

本図幅地域内には鉱物資源として特記できるものは少なく、東部の高城町四家付近の四万十累層群中に胚胎するアンチモニー鉱床が、四家鉱山としてかつて稼行されていたに過ぎない。

石材としては安山岩熔岩や、熔結凝灰岩が建設材料として利用可能であるが、大規模に採取されているところはない。

骨材としては、川砂利の枯渇と環境影響のため、最近四万十累層群砂岩の碎石が注目されている。

し か 四 家 鉱 山

本地城南東部山地、岩骨山北東方（高城町四家）の国道10号線沿いにあり、アンチモニー鉱山として知られていた。鉱床は四万十累層群砂岩層中の含金輝安鉱石英脈（幅約20～30cm）および頁岩薄層に沿う網状鉱染状のものからなる。浅熱水性鉱床に属し、鉱石には輝安鉱のほか黄鉄鉱・磁硫鉄鉱および金・銀を伴う。島津藩時代から採掘され、良質の部分は Au : 5～25 g/t, Ag : 10～50 g/t, Sb : 20～65% といわれる。品位および粗鉱生産量は、昭和17年には20%のSbが220 tであったものが同20年に 1.1%のSbが534 t となり、昭和32年の、3.2%の Sb および4.5 g/t のAuを併せた粗鉱生産量 4,580 t を最後に休山し、同44年以降廃山となっている²⁾。

なお、宮崎県における四万十累層群中の類型のアンチモニー鉱床としては、一ツ瀬川上流域（日比野鉱山、天包あまづつみ鉱山など）、耳川中流域、門川町（海田鉱山）、田野町（本図幅地域の東側に隣接する田野鉱山）などが知られているが、一般に熱水性輝安鉱石英脈は噴出または進入火成岩体と関係があると考えられている。例えば上記の日比野鉱山・天包あまづつみ鉱山および海田鉱山などは石英斑岩・花崗斑岩などの酸性岩体に関係していると見られる（地質調査所、1955）。四家鉱山付近には地表での火成岩体の存在は知られていないが、上記の田野鉱山などとして知られたことのある鉱床が比較的小範囲に存在していることなど³⁾ を考え合わせれば、南東部山地を中心とした地域に火成岩体の伏在を予想することも可能である。

2) 以上の記載は地質調査所（1955）、宮崎県（1963）および宮崎県資料に基づく。

3) 南東部山地、境川支流の杉本谷上流（四家鉱山の東方約 3km の地点）で輝安鉱の転石が認められたが、露頭は確認されていない。また付近の境川上流側地域で同様の鉱床があったと伝えられているが、現在はその場所が確認されない。

石材・骨材など

本図幅地域南西部に分布する旧期安山岩熔岩や、ほぼ全域にわたって分布する入戸軽石流堆積物基底部の熔結凝灰岩（灰石）などは塊状に採取できるので、石垣・土台石などの建設材料として利用され得るが、地形的位置・地理的位置・材質および経済的条件などの理由によって大規模な採掘は行われていない。

四万十累層群中の砂岩は川砂利や陸砂利おおかに代る、砕石による骨材資源として最近注目されている。本地域には比較的まとまった砂岩層が多いが、稼行に当っては硬度など砂岩自体の品質のほか本地質図には表現され得ない頁岩の挟みも問題となる。また砕石処理や輸送に当っては、騒音・粉塵・水質汚濁・緑被の喪失などの新しい環境破壊に対する対策が要求される。

シラスはかつては未舗装路の泥濘化防止、庭などへの散布、小規模な埋立てなどのためごくローカルに利用されていたが、最近の建設事業の拡大に伴って道路の盛土などに大量に利用され、大規模な採取が行われつつある（第28図）。これについても採石の場合と同様の公害対策が要求されるほか、盛土や切取斜面等の施工・管理についても、崩壊防止のため特別の設計が必要とされている（山内ほか、1972など）。



第28図 シラスの採掘（野尻西の陣原付近）

Ⅶ. 2 水および温泉

本地域の河川水と地下水は共に豊富で、とくに大量の取水と環境破壊が起らない限り、住民の生活にとって安定的な水量・水質を維持すると思われる。地下水は主としてシラス台地下・段丘面下および河谷低地下にあり、その大部分は河川水を涵養している。温泉としては本図幅地域西縁部の高原付近に蓮太郎温泉が知られているが、その水温は40℃以下である。

岩層の水文地質的機能

本地域に分布する各岩層を透水性の大小によって分類すれば、ほぼ次の通りである。

透水性岩層……水を透過させやすい岩層

シラス（入戸軽石流堆積物非熔結部）

高・中・低位各段丘堆積物中の砂礫層

現河川氾濫原堆積物中の砂礫層

四家層中の砂礫層

四万十累層群表層部の岩層堆積物

小林軽石流堆積物の非粘土化軽石層

新期ローム層・軽石層

不透水性岩層……自然の状態の水を透過させ難い岩層

四万十累層群（割れ目の多い部分を除く）

宮崎層群泥岩層

四家層および段丘堆積物などに挟在する泥質層

小林軽石流堆積物の一部（粘土化した部分）

加久藤熔結凝灰岩

旧期ローム層

入戸軽石流堆積物熔結部（割れ目のあるものを除く）

シラスなどの透水性岩層は水循環系の一部を形成し、地表付近においては受水盤として降水や河川水を地下に受入れる役目をなし、地下においては帯水層として地下水を流動させ、または貯留する。これに対して不透水性岩層は、自然状態における水循環系の境界条件を規定するもので、地表付近においては遮水盤として降水や河川水の地上流出を促し、地下においては制限層または賦圧層として地下水の賦存状態や流動路を規定し、あるいは水圧を地下深部に封じこめる役目をなしている。この場合受水盤として地表水を地下に受入れることは、浅層または深層の地下水を涵養するばかりでなく、河川水の洪水調節および渇水に対する涵養・補給の機能をも果していることになる。

本地域では四万十累層群山地でも新期ローム・軽石層や岩屑堆積物が比較的良好に発達しているため、地表面の大部分が受水盤としての透水性岩層からなっていることになり、元来は河川に対する調節・涵養機能が大きい地域であると言える。しかしこれらの機能は受水盤の受水面積や、厚さのほか地形的条件や植生的条件にも大きく支配される。したがって急斜面が多く、かつ天然植生がほとんど失われている北部山地や、中・西部山地における調節・涵養機能は、現在ではかなり低下しているものと思われる。また本図幅地域北東部の漆野原や二反野原台地は大部分が透水性岩層としての礫層によって構成されている。しかし、地質図には省略されているが、台地面の新期ローム・軽石層直下には不透水性の旧期ロームがほぼ連続的に分布しているため、地表流出率は比較的大きいものと思われる。

地下水

本地域における地下水として主なものは、シラス台地下の浅層地下水、同台地斜面崖脚からの湧水（前記浅層地下水の湧出するもの）、段丘礫層中の浅層地下水、現河川氾濫原堆積物中の伏流的な浅層地下水、および一部に知られている入戸軽石流堆積物下の深層地下水である。シラス中の地下水および段

丘礫層中の地下水は、その分布地域の至る所に賦存し、これら平坦面上の集落は、ほとんどシラス台地または段丘からの湧水に依存して発祥したものである。これらの地下水は河谷水面を基準面として、あるいはシラス下に伏在する不透水性の熔結岩や旧期ローム層・基盤岩類などに支えられて貯留または流動している。谷底面より高所から湧出するものは、これらの不透水性岩層が谷底面上に露われている場合に見られる現象で、飲用その他の用水として利用する上で便利である。

現河川氾濫原堆積物中の地下水は高崎川や本庄川など、固結岩層からの砂礫の供給が豊富な河川沿岸に知られている。高崎町の上水道水源は高崎川沿岸において、伏流水的浅層地下水からの取水によっている。なお同水源井の掘さく資料によれば、厚さ約6mの主として砂礫層からなる現河川氾濫原堆積物の下位にはシラスが伏在している。高崎川沿岸の地表でシラスの基底部ないし下位第四紀層の露出がほとんど認められないことと考え併せると、この方面における入戸軽石流堆積物は、沖積面下深部にまで発達していることがうかがわれる。

本図幅地域内で深層地下水が確認されている例は少ないが、高原町市街地付近の深度150mの水井戸掘さく記録によれば、厚さ13mの新时期ローム層下に厚さ約60mの入戸軽石流堆積物があり、基底部は熔結している。その下位は旧期ロームらしい火山灰層薄層と厚さ約40mの礫層を隔てて、もう一つの厚さ約30mの火砕流堆積物（深度約140~150m）が認められる。地下水は下位火砕流堆積物の上下の礫層から得られており、揚水量と仲が、水位降下はやや大きく、水位降下1m当りの収水量は約200m³/dayとなる。なお昭和41年の設井当時の自然水位は地表面下30mと記録されているので、付近の谷底面との比高40~50mを考慮すれば、この地下水は谷底面では自噴する圧力を有しているものと思われる。この場合の賦圧層は入戸軽石流堆積物熔結部または旧期ローム層となる。水温は19℃でこの地方の深度100mの地下水としてはやや低温を示している。

なお、このような入戸軽石流堆積物下の深層地下水は、同じく高原町の本図幅地域外西方などにも知られており、少なくとも本図幅地域西半部のシラス台地および沖積面下に賦存するものと予想される。

蓮太郎温泉など

蓮太郎温泉は吉都線高原駅の北々東約3km、辻の堂川沿いの谷底低地にあり、深度60mおよび300mと称する井戸から自噴する温泉水を利用している。昭和44年調査時の湧出口における水温は、それぞれ29.5℃および35.0℃であった。300m井掘さく時における坑井内水温は、深度200m付近で最高を示し約40℃であったという。掘さく時の地質柱状に関する記録によれば、およそ深度70~80m付近および180~230m付近にそれぞれ火砕流堆積物があり、両者は入戸軽石流堆積物よりも下位のものである。また深度270m以深に四方十累層群の砂岩が認められる。これら諸岩層の間には、砂礫層や泥質層が挟在しているらしい。高原の台地面までの高度を考慮すると、この地点における第四系の厚さは約320mに達する。前述の高原付近の深度150mの水源井における地質記録と比較すれば、上記70~80m付近の火砕流堆積物は高原水源井における130~140mの火砕流堆積物に相当すると思われるが、それが小林軽石流堆積物に当るか否かについては断定できない。

次に同温泉の水質・ガス成分の一部を伊田ほか（1956）によって示せば下表の通りである。

この地域の地下水温は深度38~200mで19~25℃が標準である。したがって30~40℃の水温は、それ

高原町蓮太郎温泉の測定値

深 度 (m)	水 位 (m)	水 温 (°C)	水 量 (m ³ /d)	pH	RpH	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	dis. O ₂ (cc/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	坑口ガス成分 (vol. %)		
										CO ₂	CH ₄	N ₂
38.0	+3.9	29.8	260	6.5	8.2	1,420	0.20	184	0.10	49.6	0.4	49.9

伊田ほか(1956)による

が停滞水であるとしても異常に高く、何等かの地熱が関与していることは明らかである。また多量の Cl⁻ と CO₂ ガスを含んでいることは、火山性温泉水の周縁相を示すものと思われる。

なお、蓮太郎温泉の東北東方約 1 km に阿母ガ平鉱泉があり、入戸軽石流堆積物中から湧出する。その水温は20℃前後である。またこの付近の辻ノ堂川沿岸には、旧期ローム層以下の岩層に遮られて入戸軽石流堆積物下部から湧出する冷泉・湧水が多く認められる。

VII. 3 地盤災害

本地域における地盤災害は、主として豪雨時に際して発生する山地および台地斜面の崩壊によって代表される。本報告書では主として昭和44年梅雨前線豪雨時に観察された崩壊現象に基いて述べる。なお本地域における崩壊は森林の伐採、土地の開削・盛土、人工構造物の設置など何等かの人的行為に関連して頻発するものであって、自然状態が維持されているところでは流水の側蝕による以外の崩壊は意外に少ない。

山地の崩壊

本地域における四万十累層群は著しい変動に伴って生じた剪断面に沿う剝離によって、岩体として弛緩し、その侵蝕は単なる溶蝕や削剝によるのみではなく、主として崩壊によって特徴づけられてきたと思われる。過去の地質時代の侵蝕作用を推定すると、構造運動などによって最も著しい破壊を受けた“浮き岩体”の部分は、既に四家層以上の第四系が堆積する以前からの崩壊侵蝕によって、帯状の凹地帯ないし線状の谷が形成されたと考えられる。野尻一紙屋を横切る東西方向の凹地帯や高原方面から都城盆地方向に向う凹地帯の列はその代表的なものであろう。また北部山地においては、その東半部の頁岩地帯で河川の規模に比して相対的に広い谷底低地が形成され、西半部の砂岩地帯で扇状地状の山麓緩斜面がそれぞれ形成されているが、これらは過去数千年～数万年における崩壊の遺物を示すものであろう。

しかし現今における崩壊の頻度と規模は地質時代のそれを遥かに上回る急速なサイクルで発生しているものと思われる。豪雨時ごとのサイクルで頻発する崩壊は明らかに人的行為に関連している。例えば昭和43年9月の颱風時および同44年6月末の梅雨前線豪雨時の崩壊は、すべて山腹斜面の裸地・皆伐地および人工経済林において発生した。南東部山地境川上支流沿岸地域は暖帯照葉林が比較的良好に維持されていたところで、このような林内における崩壊はほとんど認められなかった。しかし伐採の進捗に伴って今後の崩壊頻発が憂慮される(第29・30・31図)。

なお、暖帯広葉樹林の伐採と崩壊現象との間には第32図のようなプロセスが考えられる。この際注目されることは、森林伐採は単に崩壊の要因となるばかりでなく、直接的および崩壊による二次的結果と



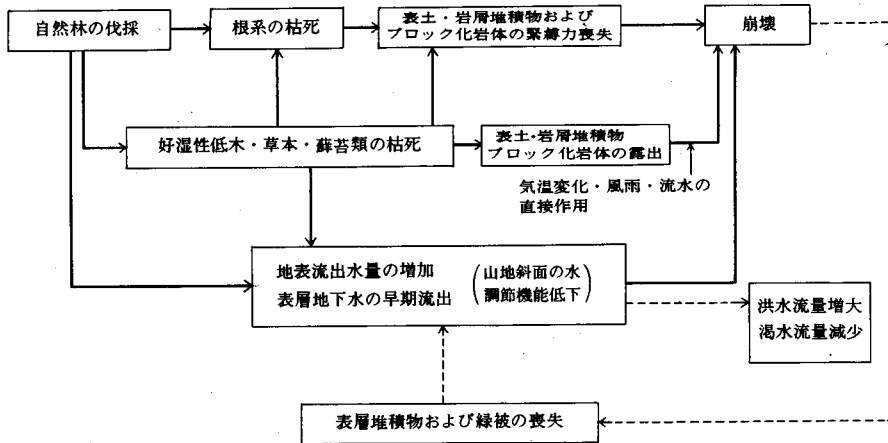
第29図 四万十累層群山地の自然林伐採前の状態。本地域の四万十累層群山地は、かつてシイ・カシ・タブを主とする暖帯照葉樹林で覆われていた。（本地域南東部山地）



第30図 自然林の皆伐直後の状態。森林伐採機械化の導入によって、100 ha 単位の自然林が一挙に失われる。そして岩体として弛緩している四万十累層群は、被覆を失うことによって直接風化侵蝕作用に曝されることになる。



第31図 伐採区域山地の小渓谷に生ずる岩層の堆積。これらの岩層は伐採後の砂岩・頁岩の崩壊によって生産されたもので、崩壊時にはいわゆる土石流状態を現出する。一般に急斜面渓谷において岩層堆積が谷底を埋めるという状態は、自然林に覆われているところでは見られない。



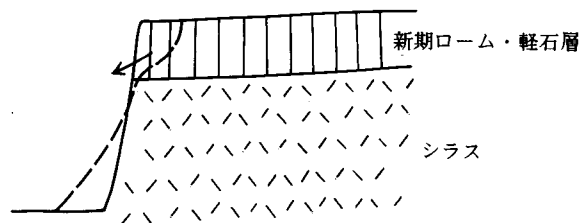
第32図 森林の伐採から山地斜面崩壊への概念的プロセス

して山地斜面の水調節機能を低下・喪失させることである。

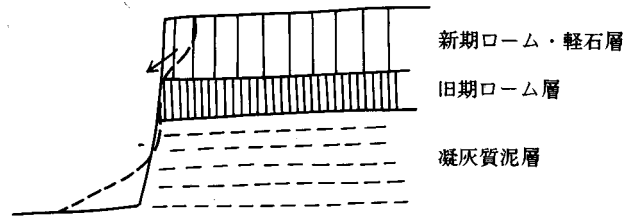
シラス台地斜面の崩壊

シラス分布地域ではその台地斜面の崩壊は普遍的である。本地域においてもその発生頻度は大きい。裸地斜面では乾燥時でも偶発的な崩落が見られるが、一般には豪雨によって、特殊な場合地震によって発生する。昭和44梅雨前線豪雨時などの状況では、大ざっぱにいて24時間内の雨量が 100 mm で崩壊の危険が増加し、200mm以上で続発する傾向が見られた。もちろん時間当りの雨量強度にもよる。

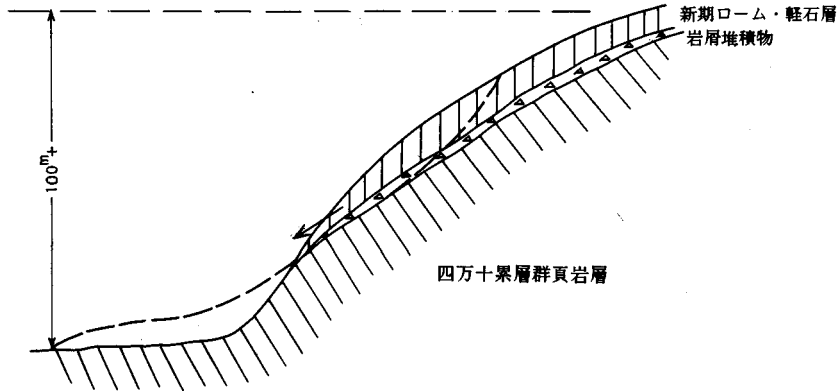
シラス崩壊のタイプについては種々の分類が試みられている（例えば山内ほか，1969など）が、本地域については、風化面に沿う崩落，地表流水による斜面削剝，下刻（地隙侵蝕）および側蝕（崖脚洗掘）による崩落，地下水吐出による抜け出し（パイピング）とそれに伴う崩落（抜け落ち），ローム層の崩落・滑落によるシラスの削剝などが挙げられる。ここで地質的に注目されるのは岩層の組合せと崩壊との関係である。すなわち谷底面上にシラスとローム軽石層のみが斜面を形成している場合は，ローム軽石の崩落・滑落とシラス自体の削剝または下刻・側蝕が主に見られるが，谷底面上に基盤岩や泥質層などの不透水性岩層が露われ，これにシラスが載る場合は，シラス基底部からの地下水の吐出によって基底部シラスが抜け出し，これに続いて上位部分の崩落が起っている。これは時間的に急激であること，崩



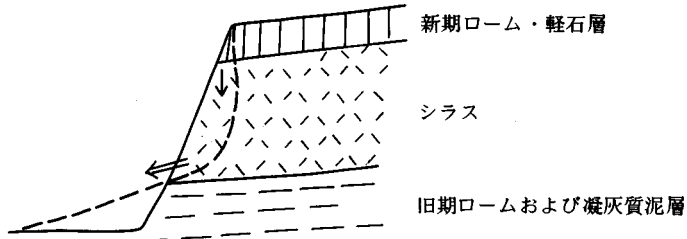
第33図 シラスの上に乗る新期ローム・軽石層の崩壊。野尻町野尻南部，昭和44年梅雨前線豪雨時の崩壊



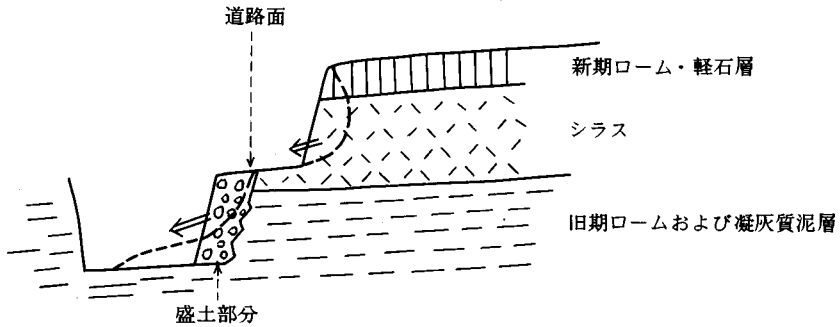
第34図 旧期ローム・泥質層などの上に載る新期ローム・軽石層の崩壊。野尻町太平山，昭和44年梅雨前線豪雨時の崩壊



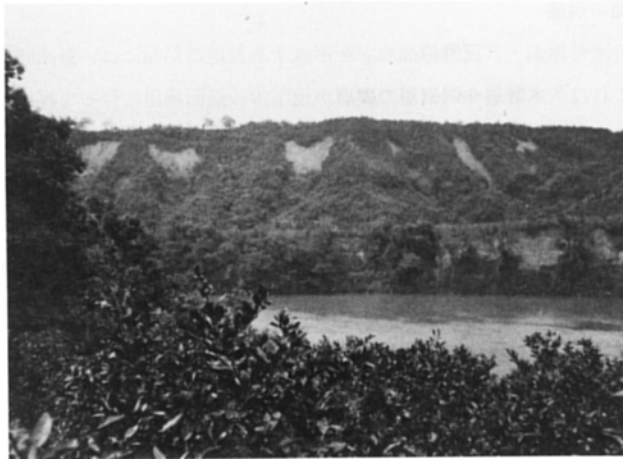
第35図 基盤岩上の斜面上に岩層堆積物と共に載る新期ローム・軽石層の崩壊。野尻地区紙屋地区，昭和43年9月台風時の崩壊（土石流的な崩壊）



第36図 泥質層の上に載るシラスの崩壊。野尻町太平山，昭和44年梅雨前線豪雨時の崩壊



第37図 旧期ローム層上に載るシラスの崩壊。野尻町野尻東部，国道268号線（宮崎—小林線）沿い，昭和43年9月台風時および昭和44年梅雨前線豪雨による崩壊



第38図 シラス台地の崩壊群．斜面の中腹以下に横たわる旧期ローム層以下の地層に支えられて，上部のシラスの部分が横並びに崩壊列をなしている．
（四家地区大淀川河岸にて，昭和44年梅雨前線豪雨直後の状態）



第39図 四家・紙屋地区における大淀川第二ダムによってダムアップされた部分の大淀川河岸．上位から下位に向ってシラス・久木野層・四家層などが順次水平的に累重して急崖を形成しているが，暖帯照葉樹林が保安林として維持されているために，崩壊はほとんどみられない．

壊部分が斜面上高所にあること，および水圧によって多量の地下水とともに押出されたシラスが崖脚部から前方に向かって相当の距離まで達することなどのため最も危険なタイプである．本地域北半部の野尻地区・紙屋地区・四家地区などでは，シラスが旧期ローム層以下の不透水性岩層上に載っている場合が多く，このタイプの崩壊が随所で認められている．昭和44年梅雨前線豪雨時に観察された代表的な崩壊例を第33～37図に示す．なお，シラス斜面においても崩壊は何等かの人的行為が及んでいるところに集中し，自然林が維持されているところの崩壊はほとんど見ることができない（第38・39図）．

丘陵性台地斜面の崩壊

本地域北東部の漆野原面・二反野原面などを形成する台地の斜面には、豪雨時に際して礫層の崩壊が頻発している。これは久木野層や四家層の礫層が地下水の崖面湧出に伴って押出されるものである。挟在する泥質層に遮られて厚さ数m～10m程度の単位ごとに崩壊することが多いが、崩壊箇所数および頻度は多く、また崩壊礫はほとんど粉碎されることなく流下するので、その崩壊堆積物としての生産量と破壊力は大きく、土石流的な現象を伴う。また泥質層の一部を同時に崩落させて大規模な崩壊と土石流を起す危険性も充分残されている。とくに同台地斜面下部に四万十累層群や宮崎層群が露われているところでは、比高50m以上の高所からの崩壊ないし土石流となることがある。

VII. 4 地質環境と人為的作用

本地域は山地と平坦地とがほぼ相半ばして分布するが、平坦地の大部分はシラス台地である。シラス台地は一面において肥沃土壤を欠く瘠地であり、利水の優に乏しく侵蝕を受け易いなどの条件を有するが、他面において台地を開析する谷底低地が水に恵まれた水田適地であり、斜面下に湧出する地下水を飲料水としても利用できること、洪水の危険がないこと、および雨水の滞留のない高燥性の土地であることなどの点で、居住地としては最も安全で快適な場所といえる。本図幅地域における古来の集落はほとんどこのシラス台地面と、これに準ずる中低位段丘面に発達し、周囲の谷底低地を水田地帯、台地面を畑地・林地および牧野として生活を営んできた。また比較的人口密度の小さい純農村地帯として、薪炭・木材などの需要に対して必要な林地は、台地面およびその周縁斜面などで充分賄われていた。山地は大部分が国有林として従来比較的良好に保護され、南東部山地を中心としてかつて（少くとも昭和初期まで）は、その大部分がシイ・タブ・カシなどによって代表される暖帯照葉樹林に覆われていた。

このような自然順応型の生活と対応が維持される限り、地質時代的長期間における自然環境の変化は避けられないにしても、その速度と規模は最小限に抑制され、地質環境的機能は最大限に発揮されていたものと思われる。このことはその土地に元来賦興された自然環境の最適状態を意味する。一般に自然環境最適状態の崩壊は、人為的作用の急速かつ限度以上の規模拡大によって急激に起る。例えば森林などの緑被の剥脱、土地の削剝、変形、人工物による地表被覆などが拡大すれば、地質環境的機能は衰退または消滅する。このような人為的作用による土地条件の変化は、本図幅地域においても最近急速に進行しつつあり、その影響が顕在化するのはいずれも今後であろうと予想される。ここに本図幅地域における地質環境的機能・特性と人為的作用による影響について、土地の地形・地質的区分にしたがって定性的な評価を試み、これを第3表に示す。

第3表 地質環境的機能と人為的作用による影響

土地の地形・地質的区分	地質環境的機能・特性	土地利用の現況	人為的作用による影響				環境保全の立場から当面必要な事項	
			緑被の剝脱	削剝・変形	人工構造物の設置または被覆	汚染物質・廃棄物の散布・投棄		
河川水域	流水域	雨水の集中供給。水の自浄作用。侵蝕・運搬・堆積作用。	農業用水および源流地点における飲料水の取水。水棲生物の生育。水辺レクリエーション。	河岸侵蝕作用の促進。水質汚濁。自浄機能の低下。水棲生物の衰滅。	河床の低下または上昇。河道変化。新たな侵蝕または停滞の発生。	河床の上昇または低下。河道の変化。新たな侵蝕または停滞の発生。自浄機能の低下。水棲生物の衰滅。	水質汚染。水棲生物の衰滅。	被緑化の促進。
	貯水域	流出水量の調節。河面上昇。河水の停滞。夏期温水化。下刻侵蝕の停止。沈澱堆積作用。土砂礫の下流側への運搬遮断。	発電用貯水池。堆砂の採取。	堆積作用および水質汚濁の促進。	堆積および水質汚濁の促進。		水質汚染。	堆砂の掃流排出による、下流への堆積物質供給。
谷底低地 (現河川氾濫原堆積物)	平坦面の形成。洪水時の河川氾濫による遊水作用および河川水と地下水との交流による流出水量の調節。氾濫に伴う肥沃土壌の更新。	農地(主に水田)および一部居住地。浅層地下水(伏流水)の取水。	流れによる侵蝕作用の促進。氾濫時の被害増大化。	地表水および地下水の遊水機構の変化。	河川水に対する涵養機能の減失。氾濫時における被害の増大化。	地下水および河川水の汚染。	地下浸透投棄の防止。居住地化の防止。遊水作用の再評価。	
中・低位段丘 (段丘礫層)	平坦面の形成。河川の氾濫からの回避。残留肥沃土壌。谷底低地および河川水に対する地下水涵養。高燥性。	集落・農地(水田および畑地)および交通路。	地下水涵養機能減衰。	地下水涵養機能減衰。地下水位の変動。	地下水涵養機能減失。雨水の地表流出発生。	地下水および河川水の汚染。	地下浸透投棄の防止。	
シラス台地 (入戸軽石流堆積物)	台地面	平坦面の形成。河川の氾濫絶無。肥沃土壌の欠除。高燥性大。地下水および河川水に対する涵養補給機能大。	集落。農地(畑地および一部水田化)。林地(主として経済林)および交通路。	地下水涵養機能の減衰。豪雨時の地表流出発生。	地下水位の変動低下。土壌の減失。	地下水涵養機能の減失。雨水の地表流出。	地下水・湧水および河川水の汚染。	雨水の地上排出および市街地化の極力防止。地下浸透投棄の防止。縁辺部の被緑化促進。
	斜面	雨水・流水・地下水に対して剪断抵抗が小さく、崩壊し易い。ただし自然状態では垂直的崖面において最も安定的である。	林地(杉・落葉広葉樹などの経済林を主とする)。湧水の利用	侵蝕の助長。崩壊危険性増大。	新しい崩壊の惹起。	地下水流動機構の変化および新たな被害の増大がある。	湧水・河川水の汚染。	森林の皆伐防止。天然林(常緑広葉樹)または竹林による保安林化の促進。居住地化の防止。
丘陵性台地 (高位段丘堆積物)	台地面	平坦面の形成。肥沃土壌の欠除。地下浸透性小。	元来林地。近年開拓地としての農地(畑地および一部水田化)および集落が発達。	雨水の地表流出量増大。	礫層の露出によって地下浸透性の増大。	雨水の地表流出量増大。	地表水および一部地下水の汚染。	地下浸透投棄の防止。縁辺部の被緑化促進。
	斜面	泥質層は安定的であるが、礫層部は水に対して緊縛力が弱く、崩壊し易い。	林地(ほとんど杉・落葉広葉樹の経済林)	豪雨時の地表流出量増大。侵蝕・崩壊の増大。	礫層部の新たな崩壊惹起。	礫層部の水涵養調節機能の減失。	地下水および河川水の汚染。	森林の皆伐防止。保安林化促進。居住地化防止。
山地 (四万十累層群)	総量的には最大の水源涵養地帯形成。ただし個々の涵養機能は岩体としては小さく、表層のロームおよび岩屑堆積物が森林植生と相俟ってこの機能の大部分を果している。上昇気流による局地的多雨地帯を形成。	かつてはシイ・タブ・カシによって代表される暖帯広葉樹林に覆われていたが、現今ではほとんど伐採され、杉を主とした経済林に置き替えられている。	表層の侵蝕促進によって、水涵養・調節機能の減衰および崩壊の増大。野生生物の衰滅。	新たな崩壊の惹起。保水機能の減失。	水涵養調節機能の減失。野生生物の衰滅。	河川水の汚染。野生生物の死滅。	森林の皆伐防止。自然林の復活。保安林の強化。谷壁斜面等の居住地化防止。	

文 献

- 地質調査所 (1955) 日本鉱産誌. 1-a, 253p, 鉱山別の表, 155p.
- 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, no. 4, p. 1~5.
- (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, no. 5. 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.
- 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—. 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 ^{14}C 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.
- , 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.
- 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.
- 伊田一善・本島公司・安国 昇 (1956) 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告. 地質調査所報告, no. 168, p. 1~44.
- 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.
- 稲井信雄 (1963) 宮崎県大淀川水系岩瀬川ダム地点調査. 地質調査所月報, vol. 14, no. 5, p. 1~6.
- 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 ^{14}C 年代. 火山, ser. 2, vol. 17, no. 1, p. 1~8
- 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, 47p.
- 木野義人 (1959) 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, p. 1~63.

- 木野義人 (1968) 日本水理地質図. no. 15, 地質調査所, p. 1~10
- (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.
- (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, p. 1~13.
- 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.
- 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.
- Miki, S.・Kokawa, S. (1962) Late Cenozoic Floras of Kyushu, Japan. *Osaka City Univ. J. Biology*, no. 13, p. 65~85.
- 宮地六美 (1965) 宮崎県西諸県郡高原地方の火山砕屑岩類. 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. p. 1~73.
- (1971) 宮崎県の地質と資源. p. 1~69.
- 難波宣士 (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) 霧島火山東方の第四紀 Tephra. 資源研い報, no. 66, p. 15~33.
- 尾上 亨 (1971) 宮崎県えびの市産の更新世植物群. 地質調査所報告, no. 241, p. 1~46.
- (1972) 鹿児島北西部産後期新生植物群について (予報). 地質学雑誌, vol. 78, p. 369~375.
- 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, p. 1~19.
- ・松井和典 (1957) 5万分の1地質図幅「霧島山」および同説明書. 地質調査所, p. 1~58
- 瀬谷 清・小川健三 (1971) えびの・吉松地区地震地域の重力異常について. 防災科学技術研究報告, no. 26, p. 47~61.
- 首藤次男 (1952) 宮崎層群の地史学的研究. 九州大学理学部研究報告 (地質学之部), vol. 4, no. 1, p. 1~58.
- (1963) 日南層群の地史学的研究——とくに高千穂変動について——. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, vol. 6, no. 2, p. 135~166.
- SHUTO, T. (1961) Palaeontological Study of the Miyazaki Group—A General Account of the Faunas—. *Memoirs of Faculty of Science, Kyushu Univ., Series D, Geology*, vol. 10, no. 2, p. 73~206.
- 進野 勇 (1966) 霧島火山の岩石学的研究. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, no. 2, p. 56~74
- 種子田定勝 (1963) 軽石流のある性質——特に霧島東辺の軽石流. 火山, Ser. 2, vol. 8, no. 1, p. 43~44
- (1964) 霧島東辺の Pyroclastic Flow について (演旨). 地質学雑誌, vol. 69, p. 326.

- 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, 62p.
- 山口鎌次・西山省三（1953） 宮崎県南部地質説明書. 宮崎県, 104p.
- 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.
- . 持永龍一郎・河村忠孝（1972） シラス地帯における九州縦貫道の設計施工. 土木学会誌, vol. 57, no. 6, p. 65~74

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima (15) No.75

GEOLOGY

OF THE

NOJIRI DISTRICT

By

Yoshito KINO & Ryohei OTA

(Written in 1975)

(Abstract)

The mapped area is situated between Kirishima Volcano and Miyazaki City, the capital of Miyazaki Prefecture, in southern Kyushu. It is underlain mainly by the Shimanto Supergroup, the Miyazaki Group, Neogene andesites and the Quaternary deposits in ascending order. The relationship between the first and the second and the one between the second and the last are clino-unconformity, indicating large hiatuses respectively. Whereas every bed which constitutes the Quaternary deposits is nearly horizontally deposited with unconformity. Stratigraphy of this area is summarized in Table 1.

The **Shimanto Supergroup** is a generic term for the formations, presumably of Mesozoic to Paleogene (partly lower Miocene), well consolidated and remarkably deformed and dislocated in Southwest Japan. Generally its lithofacies is simple, being composed mainly of sandstone and shale. Accordingly it can be classified into the following four based on quantitative ratios of the mentioned two; sandstone bed, shale bed, alternation of sandstone and shale, and thin-bedded alternation of sandstone and shale. Lenticular bodies of basic rock and its associated reddish purple tuff beds are intercalated at places in it. Its geologic structure trends generally ENE-WSW in the northern area, but it does generally N-S, partly NW-SE in the southern area. It has no available key bed and contains no fossil. The rocks are so complicatedly dislocated and deformed that further classification and stratigraphic consideration remain undone.

Table 1

Geological age		Kirishima Volcano Area	"Nojiri" Sheet Map Area	Hyuga Plain Area	
Quaternary	Recent	Recent lavas of Kirishima Volcano	Recent fluvial deposits		
			Recent ejecta from Kirishima Volcano	Lower terrace deposits	
	Pleistocene	Younger lavas of Kirishima Volcano	Younger ejecta from Kirishima Volcano (Younger loam)		
			Pumice and pumiceous sand (Secondary "Shirasu")		
		Kakuto Group	Volcanics of Ito pumice flow deposits ("Shirasu", "Hai-ishi") Aira Volcano Osumi pumice fall deposits		
			Middle terrace deposits		
			Older ejecta from Kirishima Volcano (Older loam)		
			Kakuto welded tuff		
		Older lavas of Kirishima Volcano	Kobayashi rhyolite	Higher terrace deposits (Kukino Formation)	Kariya Formation
				Kobayashi pumice flow deposits	Pumice flow deposits
	Shika Formation (Lower Nojiri Formation)		Lower Sagise Formation		
Neogene	Pliocene	Older andesites		Miyazaki Group	
	Miocene				
Paleogene ~ Mesozoic		Shimanto Supergroup			

The **Miyazai Group**, one of typical Neogene sediments in southern Kyushu, is of marine origin, ranging in age from Miocene to Pliocene. It is composed mainly of semi-consolidated sandstone and mudstone, its type locality being in Hyuga Plain to the east of this area. The Group found in the northeastern part of the area is exposed on the sides of terraces, covered by the Quaternary deposits. It is mainly composed of massive mudstone accompanied by basal conglomerate and sandstone at the lower part.

Violent volcanic activity occurred one after another around present Kirishima Volcano during Pliocene age. The **Older Andesites** composed mainly of pyroxene andesite lavas are of that time. **Shika Formation** of lacustrine origin is composed mainly of tuffaceous shale and intercalates conglomerate beds, and is presumed to be of early Pleistocene age from stratigraphy established in southern Kyushu and plant fossils that it contains.

Afterward great amounts of pyroclastic flows were flowed out of two calderas right before their formation respectively. One of them is **Kobayashi Pumice Flow Deposit** from Kobayashi caldera, outside the mapped area, situated around present Kobayashi City at the northeastern foot of present Kirishima Volcano, and the other is **Kakuto Welded Tuff** from Kakuto caldera, outside the mapped area, at the northern foot of the same volcano. They are both of pyroxene andesite, and the former is nearly non-welded, whereas the latter is remarkably welded.

Kobayashi Pumice Flow Deposit overlies Shika Formation and is unconformably

covered by **Higher Terrace Deposits**. A white tuffaceous clay bed intercalated in the mentioned Deposits seems to be of the same age as Kobayashi Rhyolite, which is found underneath Kakuto Welded Tuff at the neighbourhood of Kobayashi City in the westerly neighbouring map-area. **Middle Terrace Deposits**, composed mainly of gravel, form higher terrace plains than those of Lower Terrace Deposits in the northeast of the map-area.

Afterward volcanic activity of Kirishima Volcano began and it occupies nearly the whole westerly 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 Pliocene age. Scoria and Volcanic Ash, though not drawn on the map, found under Ito Pumice Flow Deposit at places in the area came from Mt. Hinamori, one of Older Volcanic Effusives.

Aira Volcano, 25 km SW of the southwestern corner of the mapped area, is world-famous for its gigantic caldera and an enormous amount of effusives. The **Ito Pumice Flow Deposit** flowed out of the caldera right before the formation of it, spread all over southern Kyushu at the interval time of the Older and Younger Volcanic Effusives. It is mostly non-welded and fragile in lithological character, popularly called “Shirasu,” which literally means white sand. But it is occasionally welded at the base, showing series of columnar joints on hill sides. **Pumice and Pumiceous Sand** is a secondary deposit of the Shirasu, being called “Niji-shirasu,” which literally means secondary Shirasu. Originally the surface of the “Shirasu” was nearly flat, but it has been dissected to form tablelands with stepped terraces facing rivers.

The activity of **Kirishima Volcano** continues on into historic times. A thick pile of volcanic ash, scoria, pumice, etc. often reaching several meters in thickness lies on the earth surface except fluvial deposits, but only the thickest part of it is shown on the map.

Lower Terrace Deposits and **Fluvial Deposits** are distributed along each river.

There are some natural resources in the map-area, including **Shika Mine**, two mineral springs, fountains and several quarries. The mine, which remains closed, is of gold-silver-antimony ore deposit formed in the Shimanto Formation. The **mineral springs** are of low temperature, about 20°C and 40°C respectively. The **fountains** from the Ito Pumice Flow Deposit are in common use for domestic and irrigative purposes. **Building stones** are obtained from andesite lavas, and welded parts of pyroclastic flows at places conveniently situated for transportation. **Aggregate stones** are obtained from sandstone of the Shimanto Supergroup.

昭和 51 年 3 月 20 日 印刷
昭和 51 年 3 月 25 日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 小宮山 一 雄
印刷所 小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78

© 1976 Geological Survey of Japan