

兵庫縣養父郡御祓山地區の地質, 特に三疊系御祓山層群について
 ——X舞鶴地帯の層序と構造X(その2)——

中 澤 圭 二*・志 岐 常 正**

(1953 年 10 月 24 日 日本地質學會關西支部例會で講演, 1954 年 1 月 7 日受理)

Geology of the Miharaiyama District, Yabu-gun, Hyōgo Prefecture, Japan, with Special
 Reference to the Triassic Miharaiyama Group

——A Study on the Stratigraphy and Geologic Structure of
 the "Maizuru Zone" (Part 2)——

Keiji NAKAZAWA and Tsunemasa SHIKI

(Abstract)

The Paleozoic rocks which occur in the Miharaiyama district belong to the Minamitani group. They are correlated with the rocks of Kuma series (Upper Permian), which are typically expose in Kumamoto Pref. The Minamitani group contains special deposits such as the so-called Yasuba conglomerate.

The Mesozoic Miharaiyama group is correlated with the lower part of the Inai series and is considered Scythian in age. It is subdivided as follows:

Gannosudani formation	{ G ₃ bluish grey siltstone —200 m
	{ G ₂ bluish grey sandstone—80~95 m
	{ G ₁ conglomerate —50~80 m
Niikuradani formation	{ N ₂ bluish grey sandstone—30~60 m
	{ N ₁ basal conglomerate —15~30 m

Minamitani group (Upper Permian)

The Niikuradani formation contains no fossils, but the Gannosudani formation, especially G₂ is rich in fossils which are listed below.

G₃: *Nuculana* sp., *Myophoria* aff. *laevigata*

G₂: *Neobakevella kambei* M.S., *M.* aff. *laevigata* (abundant)

Neob. kambei sakaigawensis M.S., *Nuculana* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp., etc. (rare)

An unconformity was discovered between the Miharaiyama group and the underlying Paleozoic rocks. The Lower Triassic formations in Japan are local and very limited in occurrence. They are generally jammed into others formations by faults. Previously, the disconformable relation of the Lower Triassic with the Upper Permian Series (=Kuma series), had been known only in the Kitakami Mountains, Miyagi Prefecture. The discovery of the unconformity mentioned above may be important in the study of the late Paleozoic crustal movement in Japan.

ま え が き

この地區は舞鶴地帯夜久野・福本兩地區の中間にあたるものであつて兵庫縣養父郡南谷村御祓山の
 中腹以上およびそれから東方建屋村へかけて三疊系の御祓山層群が分布する。この層群は 1950 年に
 神戸信和・廣川治により命名されたもので、兩氏が發見した *Myophoria* などを含み三疊系であることが
 知られ、又古生層を不整合に被うことが豫想されていた¹⁾。

* 京都大學理學部地質學礦物學教室

** 同大學院

筆者らのうち中澤は 1951 年 3 月この地区を巡検し、この層群が稻井統であることを認め²⁾、志岐は中澤の指導の下に 1952 年 6 月より 1953 年 10 月の間数次にわたり同層群およびその周辺の諸岩層を調査し、三疊系の層序を大體明かにし、又その基底の不整合を確認するなどの結果を得た。

この地区に分布する諸岩層は、古生層・下部三疊系(御祓山層群)・第三紀層・崩積層・沖積層・超鹽基性岩・夜久野鹽基性岩類・花崗岩・石英粗面岩類・玄武岩等である。この論文では主力を中・古生層とその構造にそぐが、將來これと関連した問題の生ずることを豫想し、その他の諸岩層についても略述する。

この研究の最初から、野外・室内の調査研究に懇篤な指導と激勵とを與えられた松下進教授に心からの感謝を捧げたい。岩石の檢鏡その他の教示を載いた吉澤甫助教授、早瀬——・中山勇・粉川昭平の諸學士、野外・室内で御批判を載いた清水大吉郎學士、調査のはじめにあたり既知の資料を提供され助言を與えられた地質調査所の神戸信和技官の御厚意に感謝する。又紡錘蟲化石の鑑定は九大勘米良龜齡助教授、一部は大阪學藝大山際延夫學士にお願いした。こゝに明記して深謝の意を表する。

層 序

1. 古 生 層

本地区に分布する古生層は、おもに泥質ないしシルト質頁岩からなり、しばしばシルトないし微粒砂岩と泥質頁岩とよりなるラミナ(厚さ 1~5 cm)が発達し、所々に厚さ 10 cm~1 m の非常に淘汰の悪い細粒ないし中粒砂岩層をはさむ。この砂岩は粒の配列はかなりよく、角片狀石英・長石・シルト粒などが多い。稀に斑岩様火成岩粒がある。有色鑛物粒は見當らない。基質は石英粒の多い炭質淤泥である。一般走向は北 80°~90° 東で北に 60°~80° 傾斜する。特徴的なのは含紡錘蟲石灰質細礫岩の存在、および石灰岩や黑色頁岩の小さなレンズ或いは小角片様部分をもつシルト質頁岩の存在である。前者の礫は形のかかなり不規則な、径 1~4 mm (最大 25 mm) の石灰岩片・方解石・紡錘蟲・黑色不淘汰シルトないし、砂泥岩・砂泥質不純石灰岩・淡灰~白~綠色角岩・石英粒・長石粒・變朽安山岩様岩片等である。砂泥質物や石灰質物は形も不規則で互に入り込み、粒であるか基質であるか判定困難な場合が多い。明瞭な膠結物は少く、界にそつて炭質物や水酸化鐵が入り込む。

紡錘蟲は次のようなものである。

Yabeina sp. [cfr. *Y. yasubaensis* TORIYAMA]

Y. sp. [cfr. *Y. columbiana* (DAWSON)]

Y. ? sp.

Lepidolina sp. [cfr. *L. kumaensis* KAMMERA M.S.]

Pseudodoliolina sp. [cfr. *P. pseudolepida* (DEP.)]

Codonofusiella sp.

Schwagerina sp. A [cfr. *S. acris* TOMPSON and WHEELER]

このフオーナは九州山地球層産のものと完全に一致する(舞鶴夜久野地区のものも最近勘米良助教授に鑑定していたきと同じであることがわかつている)³⁾。

石灰岩や頁岩の不規則な形のレンズないし細角片様物(長さは夫々 2~10 cm)をもつシルト質頁岩は、全體として厚さ數 m 位のもので、水平的にも十數 m で前記のラミナの多い地層に漸移する。石灰岩レンズからは、サンゴおよび保存不良の紡錘蟲が、又基質ともいふべき砂質シルト岩からは、植物化石破片(鑑定不能)が見出されている。本地区の古生層からは、軟體動物化石を殆んど産しないが、やはり石灰岩レンズの溶け去つた跡のある轉石から 2 種の保存不良の腕足介化石(たがいに異種)が得られている。

上述の紡錘蟲石灰質細礫岩およびレンズをもつシルト質頁岩については、他日詳しく記す豫定であるが、両者は岩相上たがいに密接な関係にあるものと見られ、舞鶴地帯古生層の堆積条件を考える際に重要な示唆を與えるものであろう。

本地區の古生層は、はじめ神戸により3分されて、それぞれ大屋層・須留ヶ峯層・建屋層と命名されたが、須留ヶ峯層は大屋層に比しやゝ砂岩層を多くはさむこと、建屋層は花崗岩による接觸變質をしていることの他には相互に違いはないのでこゝでは一應南谷層群として一括しておく*。上述の諸事項を通覧して本地區の古生層は舞鶴地帯の模式地である舞鶴地區に分布する舞鶴層群と岩相が酷似しており、むしろ將來これに一括されるべきであらう。上下限は不明であり、一方多くの斷層で切られていると考えられるが、それらの斷層の性質、岩相の變化とその分布等を考え合せると、全層厚は少くとも 1000 m に達するであらう。時代は少くとも細礫岩を含む部分は上部二疊系球磨統に對比される。

2. 三 疊 系

この地區の三疊系は、前述の通り御祓山中腹より上方およびそれより東方建屋村^{ミタニ}三谷にかけて分布し、神戸・廣川により御祓山層群と命名されたものである。その層序は、主として大屋村糸原谷の奥の新倉谷^{ニイクラ}および建屋村三谷の奥のガンノス谷の標準断面において筆者らが調べたところでは次の通りである。一般走向は北 40°~60° 東であるが北部および東部では北 70°~80° 東となる。傾斜は南に 40°~60° 位である。

ガンノス谷層	G ₃	青灰色シルト岩層	200 m +
	G ₂	青灰色砂岩層	80~95 m
	G ₁	圓礫岩層	50~80 m
新倉谷層	N ₂	青灰色砂岩層	30~60 m
	N ₁	基底礫岩層	15~30 m

南谷層群（上部二疊系）

a) ^{ニイクラ}新倉谷層

御祓山層群は古生層と斷層で接しているところが多いが、西邊および西北邊では不整合である。基底礫岩層とそのすぐ上の砂岩層を合して新倉谷層とする。模式地は大屋村糸原谷の奥の新倉谷。

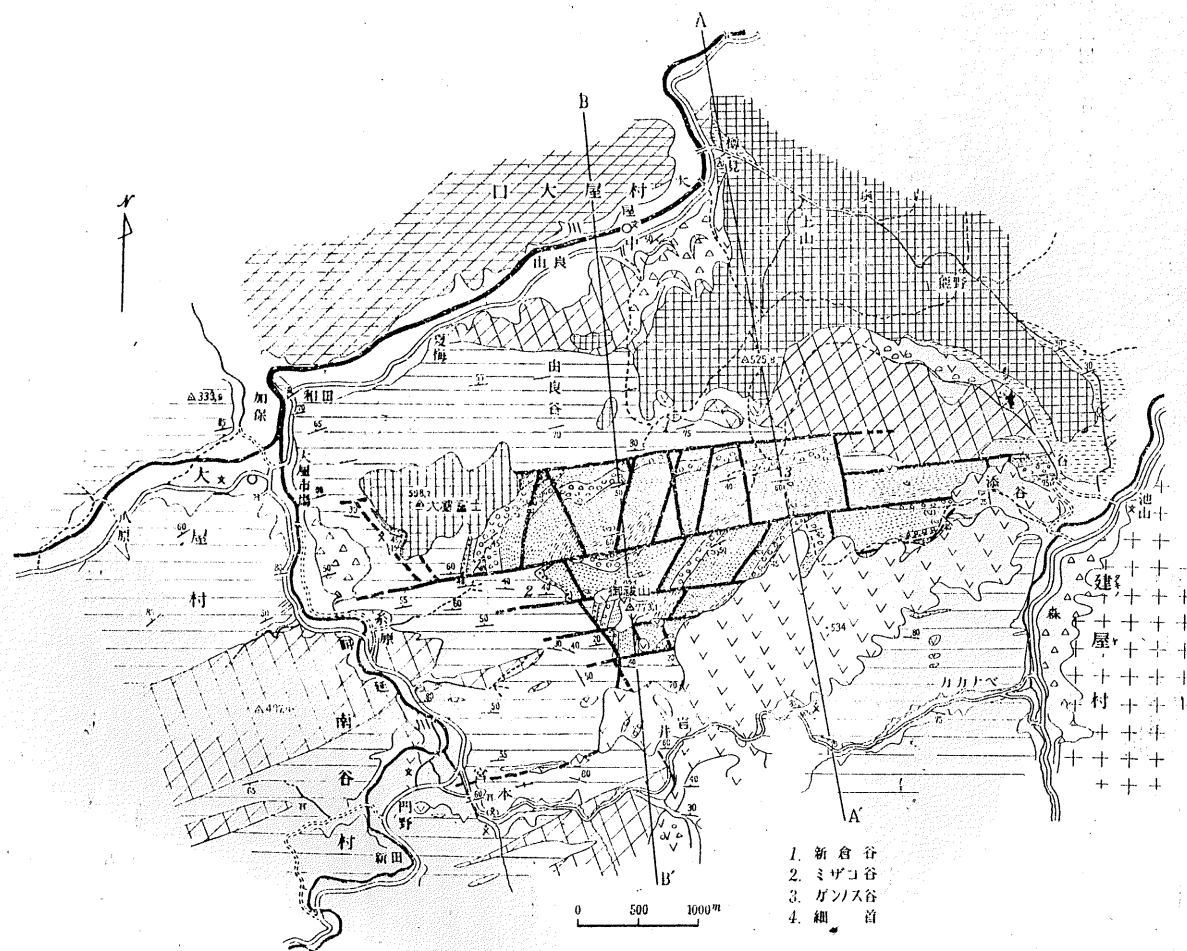
N₁ 基底礫岩層

基底礫岩の礫には黑色頁岩・白色ないし青綠色角岩・蛇紋岩・變朽安山岩様綠色火成岩・白色ないし灰白色石灰岩・方解石等の亞角礫ないし亞圓礫が多く、白色珪岩もある。礫の淘汰は悪く、その徑は多くは 2 mm から 2 cm 位であるが殆んど 10 cm にも達するものもある。膠結物は一次的には淘汰不良の時に石英微粒角片を含む淤泥で二次的に黄色綠泥石様物質が入っており、更にかなり純粋な石灰質物質がその間をうすめていることがある。石灰岩礫中には紡錘蟲 *Neoschwagerina* sp. A [cfr. *N. doubilléi* OZAWA], *N.* sp. B, *Pseudofusulina* sp. [cfr. *P. vulgaris* (SCHELLWIEN)] を含む。基底礫岩の層厚は模式地では 15 m, 口大屋村細首奥や中村谷では下限が斷層で切られているにもかかわらず 30 m に及ぶ。

N₂ 青灰色砂岩層

基底礫岩層はその上部でかなり急激に粒度を減じて青灰色砂岩層に移化する。不明瞭ではあるが成

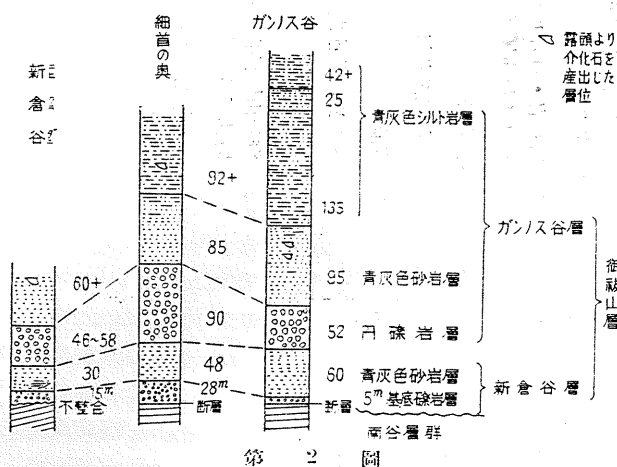
* 關西支部で講演の際は、大屋層群としたが大屋村には分布も小さく、且つ岩相も模式的でない。主として觀察記載したのは南谷村であるので、こう改めた。



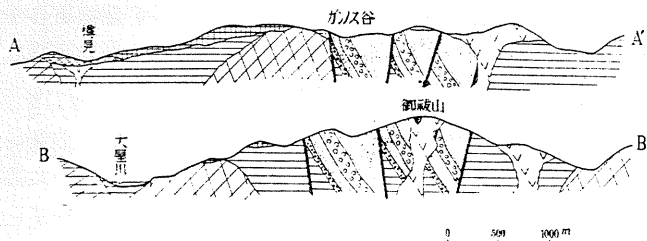
第1圖 御祓山附近の地質圖

- 凡例
- A 崩積層
 - A B 第三紀層
 - B C 青灰色シルト岩層
 - D 青灰色砂岩層
 - C E 礫岩層
 - D F 青灰色砂岩層
 - E G 基底礫岩層
 - F G 時に砂岩層をはさむ頁岩層
 - G H 頁岩層中の紡錘蟲
 - H I 石灰細礫岩
 - I J 石灰岩・頁岩レンズをはさむ部分
 - J K 玄武岩
 - K L 石英粗面岩類
 - L M 花崗岩
 - M N 夜久野礫基性岩類
 - N O 超礫基性岩
 - O P 御祓山層群化石産地同轉石多産地
 - P Q 大屋層群化石産地同轉石産地

兵庫県養父郡御祓山地区の地質、特に三疊系御祓山層群について



第 2 図



第 3 図

基質としてその中に急に多量の礫が入ってくるもののようであり、露出が小さいため断言はできないが、その間に侵蝕面は認められない。圓礫岩層の上に整合に青灰色の多くは殆んど無層理に近い含化石砂岩層、その上に同じくシルト岩層がくる。この3つを合してガンノス谷層とする。模式地は建屋村ガンノス谷。

G₁ 圓礫岩層

礫は殆んど圓礫で淘汰もかなりよく、多くは直径 4~6 cm, 最大 15 cm で黒色含海ユリ角岩の礫の多いが目立ち、石英粗面岩・斑岩・淡青色ないし帯灰色珪長岩・花崗岩等の酸性ないし中性の火成岩礫も多く、脱玻璃されたピツチストーンかと思われる暗灰色斑状岩・橄欖玄武岩が變質したと思われるもの・變朽安山岩様岩・赤褐色凝灰角礫岩・赤色角岩片を含む集塊岩・白色砂岩・角岩細礫岩等も見出される。これに反して基底礫岩に多い緑色角岩・黒色頁岩・蛇紋岩等は少く、石灰岩は極めて稀である。膠結物はわずかに石灰質の中粒ないし粗粒砂で、所により礫との構成比に變化がある。

この礫岩の礫種構成は先に報じた岡山縣福本層群草野層のものと全く同じである³⁾。なお新倉谷では珪化された四射サンゴ(多分 *Waagenophyllum* と思われるもの)が直径 3.5 cm の圓礫としてこの礫岩中より発見された。層厚 52 m+。

G₂ 青灰色砂岩層

新倉谷層の砂岩層よりやや石灰質で粒度は更によくそろい且つ細かく塊状に見える。顕微鏡下では殆んど石英・長石・方解石粒のみよりなっている。時には G₁ のものと同様な礫を含んだり、レンズ状に礫層をはさんだりすることがある。各所に化石を含む。多くは地層中にやや集つて層状に配列したような状態を示し、時にはレンズ状(厚さ 5 cm 以下)に密集する。保存は不良のことが多いが、

層しており走向北 40°~45° 東、傾斜南東へ 40° 位である。基質は殆んどなく、古生層の砂岩より粒度はそろい、多くは中粒砂からなるが下部では時に淘汰不良となり粗大砂粒ないし細礫を含む。泥岩粒は多いが古生層に見るような特色ある黒色頁岩の破片はない。

方解石や石灰岩を粒としても含み、非常に石灰質なところもある。新倉谷ではその下限近くに厚さ 5~10 cm 内外の黒色シルト岩と微粒砂岩との互層(その5~6枚を含む層間褶曲らしいものが見られた)よりなる地層をレンズ状にはさむところがある。層厚は模式地では、30 m、他に 60 m におよぶところもある。化石は未だ 1 個體も発見されない。

b) ガンノス谷層

無化石? 砂岩層の上に基底礫岩とはかなり礫種の異つた圓礫岩層がくる。

その間の関係は砂岩層と同質の砂岩を

Neobakevellia kambei M.S., *Myophoria* aff. *laevigata* 等を多数採集できる。由良谷奥ではこの他に *Neobakevellia kambei sakaigawensis* M.S., *Nuculana* sp. β , *Terebratula* sp. α , ? *Terebratula* sp. β , *Rhynchonella* sp., ? *Myalina* sp. 等が見出される。層厚は 90 m $\pm$ 。

G₃ 青灰色シルト岩層

G₂ との境界はかなり人為的で、この G₃ にもやゝ砂質になるところがあり、化石も下部では G₂ と同様に *Neobakevellia kambei* や *Myophoria* aff. *laevigata* を含む。上部には *Nuculana* sp. を散在するところがある。G₃ に比べると化石は密集せず、個体が散点し現地堆積に近いものかと考えられる。この層も殆んど無層理であるが走向傾斜が G₂ と異なるとは思われない。層厚 200 m 以上。

以上主として模式地によつて御波山層群の岩相をのべたが各層の厚さには所により多少の違いがある。

G₂, G₃ の化石種構成は先に報じた岡山縣の福本層群の草野・きょうがくぼ兩層のものと殆んど同じであり、御波山層群は全體として下部三疊系（最下部を含む）と考えられる。当地区では福本・夜久野地区に見られるア=シツクの菊石を含む特徴的な稲井型砂質頁岩層は発達していないようである。化石については後日他の地区のものと一緒に發表する豫定である。

3. 第三紀層

建屋村三谷附近に分布する。筆者らはこの層からまだ化石を見出していないが、岩質及び石英粗面岩類との關係から本層を一應第三紀層と考えている。

同村添谷に小さく分布するものは白色凝灰質の中粒ないし粗粒砂岩で、所々に灰色角岩の圓礫を含む。層理は不明瞭、石英粗面岩類との境は判然とせず、上又は横に漸移していると考えられる。

三谷から熊谷への道に露出するものは灰白色のシルト岩と微粒ないし細粒砂岩との互層（各層の厚さは 2 cm $\pm$ ）でやはり凝灰質である。走向北 20°~60° 東、傾斜 10°~30° 北西で恐らく添谷のものの上位にくるものと思われるが、これらが全く単一の堆積盆地のものであるかどうかは疑問である。層厚 60 m 以上。

口大屋村中にわずかに露出するものはゆるい褶曲をしているが大體走向北 50° 東、傾斜南東へ 45°~60° で、やはりやゝ凝灰質粗粒砂岩とシルト岩（それぞれ厚さ 5~10 cm および 2~5 cm）との互層をなす。以上 3 つのものは大體同じような性質の地層であると思われる。

口大屋村樽見に露出し超鹽基性岩を混合不整合*に被るものは、以上のものとは一見著しく異なり、緑色のやゝ凝灰質と見られる頁岩と凝灰質細粒角礫岩との互層（その各々の厚さの割合は急に變化し 5 cm から 50 cm に及ぶ）である。

4. 崩積層

玄武岩臺地の周邊に大小の規模で存在する。多量の玄武岩巨礫を含む。主なものは大屋村大屋富士西側のものと口大屋村中附近のものである。建屋村には花崗岩の碎屑分解物よりなるやゝ大きな崩積層がある。

火 成 岩

1. 夜久野鹽基性岩類及び超鹽基性岩

この地区の夜久野鹽基性岩類に屬すると見られる深成ないし半深成岩は一見舞鶴地區程の見事な帯狀構造を示さない。御波山層群の分布の西側の糸原附近、建屋村三谷とその兩側山丘、又南谷村にも

* 青山信雄、一般地質學、69 頁

恐らくこの岩類に属すると思われるものが分布する。いずれも多くはやゝ破碎された構造をもち、又岩質の變化が多い。特に糸原附近のものは緑色緻密で角閃石・綠泥石・斜黝麻石、所により曹長石や方解石を含み、輝綠岩的な構造をもつこともある epi-Amphibolite とでもいうべきもの、優白色で破碎された構造がやゝ著しく、石英や斜長石を含み、輝綠岩的な部分や曹長石の非常に多い部分のある比較的粗粒な綠泥石—綠礫石—曹長石岩ともいうべきもの、又、青白色ないし白色で肉眼的にはハリ質な一見角岩のような感じのする、石英や曹長石を含む Hälleflinta 様ミロナイトかと思われるもの等を含み、しかもそれら相互の關係はよくわからない。

三谷のものは全體的に見て糸原のものより鹽基性であり又所による岩質の違いが少い。南谷村のものは糸原の青白色で石英や曹長石を含むものにやゝ似ているところもあるが、多くは帶綠色角閃岩様ないし變輝綠岩様である。一部帶紫色輝綠凝灰岩様に見えところもある。

この地區ではこれらの夜久野鹽基性岩類に属すると見られるものは、古生層を明瞭に貫いているが三疊系御祓山層群と直接接するところを見ることができず、これとの關係は不明である。

口大屋村大屋川北側には超鹽基性岩（蛇紋岩・變斑礫岩・橄欖岩等）の大きな岩體が東西に延びていて古生層を貫き又樽見の第三紀層と考えられる地層に不整合に被われているが、夜久野鹽基性岩および三疊系との關係は不明である。

2. 花崗岩

建屋村建屋川東側に分布する。やゝ細粒であり黒雲母が比較的少ない（多色性は綠～淡黃）、他に副成分礦物として褐礫石も見られる。磁鐵礦が比較的多く、ジルコンを伴う。

早瀬——によればこの岩相は山陰の花崗岩に特徴的なものであり、第三紀初頭に進入したものであろうという。

3. 石英粗面岩類

建屋村より南谷村へかけてかなり廣く分布し、又口大屋村にも散見するがその岩質は極めて變化が多く、白色の珪長岩・白色石英粗面岩・石英斑岩から更にそれらの白色ないし暗綠色凝灰岩・凝灰角礫岩に及ぶ。産状も脉狀・熔岩狀等種々であり、しかもそれらがかなり複雑に入り混つている。三谷附近の白色石英粗面岩は白色凝灰質砂岩に漸移するように見える。一方所により極めて多量の岩石片や礫を含んだ集塊岩や凝灰角礫岩となり、一見御祓山層群の礫岩と見誤るようなものさもある。極端な例として三谷の奥の谷の口より約 1500 m の所では、古生層の黑色頁岩・御祓山層群の砂岩礫岩、夜久野鹽基性岩？等の巨角片が入りまじり、その間を比較的わずかな凝灰質物質が埋めている岩體の露頭が見られる。これは東の方へ次第に凝灰角礫岩へ移化するようである。又南谷村岩井西北方シャカ谷奥では、ガンノス谷層の礫岩があまりくだかれることなく、殆んど地層の形を残したまゝ、長さ 30 m 以上にわたり、珪長岩（あるいは石英粗面岩？）中に取込まれていると思われるところが觀察された。

4. 玄武岩

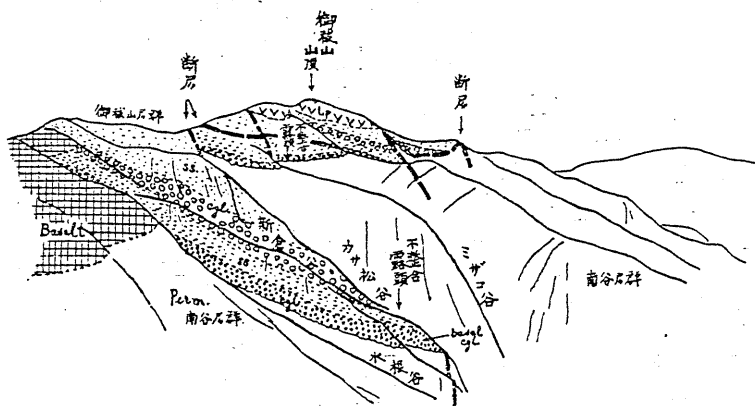
大屋富士および口大屋村上山の南の大體高さ 470 m 以上のところに玄武岩臺地をなし、沖積層・崩積層以外の諸岩層を被覆する。暗灰色で時に紫色を帯びる。所により多孔質で流狀構造を示す。

地質構造

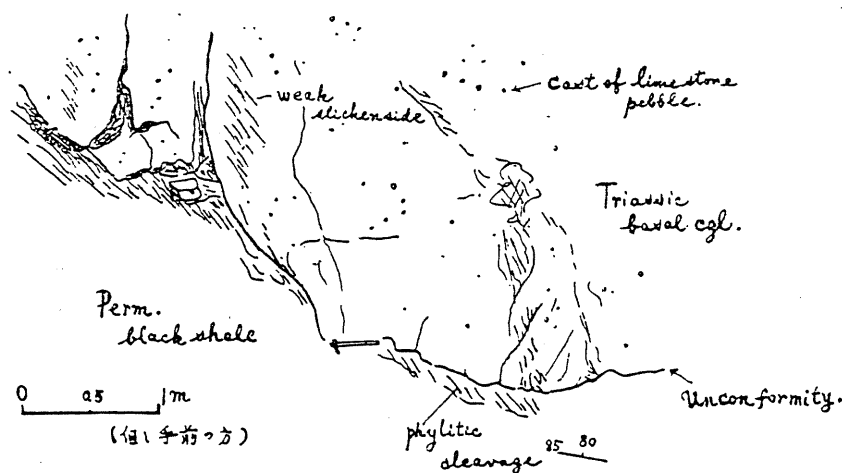
1. 御祓山不整合

既に述べたようにこの地區の古生層（南谷層群）は全體として東西に走り、北へ 60°～80° 傾斜し一見單純な單斜構造をなす。これに反して御祓山層群の走向は西部で北 40°～50° 東、北部および東

部では $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 東となり南東に $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 傾斜する。兩層群の岩相も礫岩の一部にわずかな近似が認められる他は全く異なる。兩層群の境界は斷層であることが多いが西から西北の境は不整合である。



第 4 圖 大屋富士より御祓山を望む



第 5 圖 新倉谷の“御祓山不整合”露頭圖

り、大屋村糸原谷の奥の新倉谷、同じく糸原谷の奥のミザコ谷の奥、および口大屋村由良谷等でその関係を觀察できる。中でも新倉谷では長さ 6 m の明瞭な基底の露頭が見られる。御祓山層群と南谷層群との層序的に discordant な関係全體を御祓山不整合と稱する。

新倉谷では基盤をなす黑色頁岩はほぼ東西の走向をもち北へ 50° 内外傾斜する。基底礫岩の走向傾斜は測定し難いが分布から見ると大體走向は北 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 東で 30° 内外南へ傾斜する。この基底礫岩層は南の方へはこの露頭のすぐそばで斷層で切られて約 600 m 東方へとび、それから山の分枝を廻つて追跡されミザコ谷の奥に基底を露出し、再び斷層で約 250 m 東へとび御祓山頂近い南谷村坂尻谷本谷奥へ現われ、こゝでは恐らく南北性斷層で切られて本谷の別れにその上部をわずかに現わす。一方北方へは新倉谷からその北の山枝を廻つて水根谷に長く延びて玄武岩の下にかくれ、口大屋村由良谷の奥に現われて北東—南西の走向を示して東西性の古生層に對して不整合であることを

3. 地殻變動についての二三の考察

以上によりこの地區では二疊紀末期球磨統堆積後ある種の地殻變動が行われて陸化したことは確實である。球磨統の南谷層群と下部三疊系の御祓山層群とでは堆積物の供給源に違いがある。その變化は御祓山層群堆積中にも行われ、新倉谷層とガンノス谷層とでは礫岩層の礫種も砂岩層の岩相も異なる。これらは共に一種の Molasse 型の堆積物といえよう。しかしガンノス谷層が上部へ粒度を減じること、化石の産出状況の變化等から見ると、この堆積盆地は間もなく擴大してこの地區の陸からの距離をへだてて行つたようである。

この地區はその後再び（恐らく三疊紀中に）陸化したであろうがその時期およびその後著しい地殻變動があつたか否かについては、福本地區における中礫礫岩⁵⁾に對比されるようなものがなく明瞭な證據を得ることができない。

現在の御祓山層群の褶曲は著しくはない。西部と東部との走向の違いは斷層で寸斷される以前からのものであつて堆積盆地の形を残しているのものであるとも考えられる。

なお御祓山不整合は西南日本では最初に見出された下部三疊系基底の不整合であり、日本では北上山地の平行不整合について2番目である。その後舞鶴地帯福本地區でも平行不整合が確められこの時期の地殻變動がみつめられている。一方關東山地でも最近下部三疊系？基底の不整合が豫想されており⁶⁾、四國では黒瀨川構造帯の生成が二疊紀末期といわれている⁷⁾。今後全日本的に二疊紀末三疊紀初頭の地殻變動の地域的な有無、性質や強弱の違い等が次第に明かになつて行くであろうがこれは薄衣時階や三疊紀後期の地殻變動についての諸問題と充分關連させて考へて、はじめてその意義を解明して行くことができるであろう。

要 約

1. 御祓山地區の古生層は舞鶴層群上部に對比され球磨統にぞくし、廣義の休場式礫岩およびそれと密接な關係にある石灰岩や頁岩のレンズをもつシルト岩を含む。一應南谷層群と命名する。
2. 御祓山層群はこれを明瞭な傾斜不整合で被い、下から新倉谷層（基底礫岩層と青灰色砂岩層）・ガンノス谷層（圓礫岩層・青灰色砂岩層・同シルト岩層）に區分される。全層厚 340 m 以上、全體として岡山縣英田郡福本地區の福本層群の草野・きょうがくぼ兩層に對比され、下部三疊系である。
3. 二疊紀末又は三疊紀初頭この地區にある種の地殻變動があつたことは確實であり、御祓山層群堆積中まで運動が繼續したようである。それ以後の地殻變動についてはあまり明瞭な證據が得られなかつた。

参 考 文 献

- 1) 廣川 治・神戸信和 (1951): 兵庫縣養父郡南部の中生層（要旨），地質學雜誌，57 (670)，p. 308
- 2) 中澤圭二 (1952): 岡山縣東部及兵庫縣の未詳中生層，特に周匝東方の稻井統の發見について（要旨），地質學雜誌，58 (682) p. 288
- 3) 勘米良龜齡 (1953): 球磨層——特に日本の二疊系上部統に關して（九州南部における古生層の地質學的研究——その 3），地質學雜誌，59 (697) p. 449
- 4) 廣川 治・神戸信和 (1951): 兵庫縣明延鐵床地帯の地質構造と鐵床（要旨），地質學雜誌，57 (670) p. 270
- 5) 中澤圭二・志岐常正・清水大吉郎: 兵庫縣英田郡福本附近の中・古生層——舞鶴地帯の層序と構造（その 1）——，地質學雜誌，60 (702) p. 97
- 6) 鹿間時夫 (1952): 山中地溝帯の下部三疊紀層（短報），地質學雜誌，58 (686) p. 537
- 7) 市川浩一郎・石井健一・中川夏三・須鎗和己・山下 昇 (1953): 徳島大學學藝紀要 3 p. 61