

中部ペルム系小崎層

勘米良, 亀齡
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4740642>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学之部. 5 (4), pp.196-215, 1961-11-30. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

中部ペルム系小崎層

Middle Permian Kozaki Formation

(1961年7月30日受理)

勘米良亀齡

(Kametoshi KANMERA)

目 次

I ま え が き.....	196頁	VII 小崎層礫岩の供給源地に関する考察.....	211頁
II 研 究 史.....	196	VIII 小崎層の地史学的意義.....	212
III 小崎層の分布・他の地質系統との関係.....	197	IX む す び.....	213
IV 層 序・岩 相.....	199	参 考 文 献.....	213
V 小崎層の地質時代.....	206	Abstract	214
VI 小崎層と同時異相の累層との関係.....	209		

I ま え が き

礫岩層をはさむ中部ペルム系は、第4図のとおり、最近日本各地に知られてきた。それらはペルム紀後期の球磨層およびその相当層、あるいは薄衣礫岩層におけるほどには顕著でなく、分布も限られているが、ペルム系地史におけるそれらの意義を理解するためには、まず、層序・岩相・化石群ならびに同時異相の累相との関係を解明しなければならない。

球磨山地の小崎層は、球磨川下流坂本村* から八代海に面する田浦村にかけて、かなり広く分布し、中部ペルム系下部の *Neoschwagerina simplex* 帯の特異な含礫岩層から *Yabeina globosa* 帯の泥岩層にわたる累層で、礫岩の発達と豊富な紡錘虫化石の産出は、含礫岩中部ペルム系の最も代表的なものである。本論にはその層序・岩質・紡錘虫化石群の概要、さらに日本のペルム系地史における小崎層のもつ意義について考察する。

この研究の頭初から野外ならびに室内の研究を通じて有益なご教示・ご討論を頂き、また本論文について適切なご批判を賜った松本達郎教授、紡錘虫の研究において数々のご援助とご教示を賜った鳥山隆三教授、また礫岩の礫について種々ご教示を頂いた唐木田芳文博士に厚くお礼を申し上げる。本研究の野外調査には文部省科学研究費を使用し、また一部の調査は地質調査所五万分の一日奈久図幅作製に際して補足された。いろいろご便宜を賜った地質調査所福岡駐在員事務所長、稲井信雄氏に謝意を表す。本論中の挿図は石川光枝嬢に清書して頂いた。ここに厚くお礼を申し上げる。

II 研 究 史

大町四郎 (1938) は、球磨川下流坂本の対岸一八幡滝附近および小崎北方において、鳥巢統坂本層の基底礫岩におおわれる地層を小崎石灰岩帯とよび、坂本北方の石灰岩から得られた *Schwagerina japonica* (GÜMBEL) によつて、最上部ウラリアン—中部ペルム紀に対比した。

松本達郎・勘米良亀齡 (1952) は、小崎層が坂本・小崎地区だけでなく、種々の火成岩・変成岩類を伴う幅広い構造線にそつて、断続的だが広く分布し、火成岩類の大礫を含む礫岩層をはさみ、不純石灰岩レンズに *Neosch-*

*旧上松求麻村・下松求麻村・百済来村の併合村
九州大学理学部研究報告地質学之部、5巻4号、196頁～214頁

wagerina simplex 帯 (=Nn 帯) の化石群を含むことをのべた。同年、高橋清も、その西方八代海に面する地方の坂本層の一部は小崎層に帰せられ、また日奈久の南で、大町が八代花崗岩に貫かれる坂本層とした部分もすべて同層で、それが下部白亜系の川口層上に南から衝上していることを確認した。

勘米良 (1955) は球磨川流域から八代海沿岸にわたる全域の小崎層の分布・層序・化石群について報告し、大町の南・北二つの坂本層帯の南・北両限部におけるかなり広い部分は、小崎層に含められるべきで、坂本層基底礫岩とされたものは、実は小崎層の層間礫岩であることを示した。この結果は、勘米良・田村・山下 (1957)*および田村実 (1960) の坂本帯の研究においても確認された。

III 小崎層の分布・他の地質系統との関係

A 分 布

球磨川下流々域の古生層・中生層は NEE-SWW 方向の帯状配列をなし、2~3km 間隔に同方向の構造線で区切られている。葉木より下流の中生界の分布が広い地域では、それらの構造線—北から猫谷・深水・小崎・破木構造線—にそい、蛇紋岩・雲母片麻岩・角閃岩・花崗片麻岩・花崗岩類・長石玢岩・輝緑岩等が、1000m 以下のいろいろの幅で衝入または貫入している (松本・勘米良, 1949; 1952)**。

小崎層は常にそれらの構造線に伴って分布し、主要な露出は小崎・深水の二構造線 (火成岩・変成岩帯、以下同様) の両側および破木構造線の北側にそってみられる。一般に、構造線の北側に比較的広く、南側にせまく、所によりその幅が数mにみえないこともある。深水・木々子間では、構造線の合—に伴い、広く蛇紋岩等の貫入・衝入をうけて、小崎・深水二帯の小崎層は東に向って交指状に尖滅するが、再び走水帯古生層の南限を走る走水構造線の南側にそって50~200mの幅であられる。それらの分布は、地質図にみられるとおり、構造的に消長がはげしく、また渋利の北・板ノ平南方・二見の北等におけるように、種々の大きさの岩体が火成岩・変成岩帯中にとりこまれていることも少なくない。

猫谷構造線ぞいでは、上宮山^{じょうぐうざん}および猫谷の南において、蛇紋岩中にとりこまれた小岩体として露出するにすぎない。破木構造線の南側、すなわち葉木より上流では、小崎層と同時異相の与奈久層・吉尾層^{よしお}・神瀬層^{こうのせ} (一部) の広い古生層帯がある。

B 他の地質系統との関係

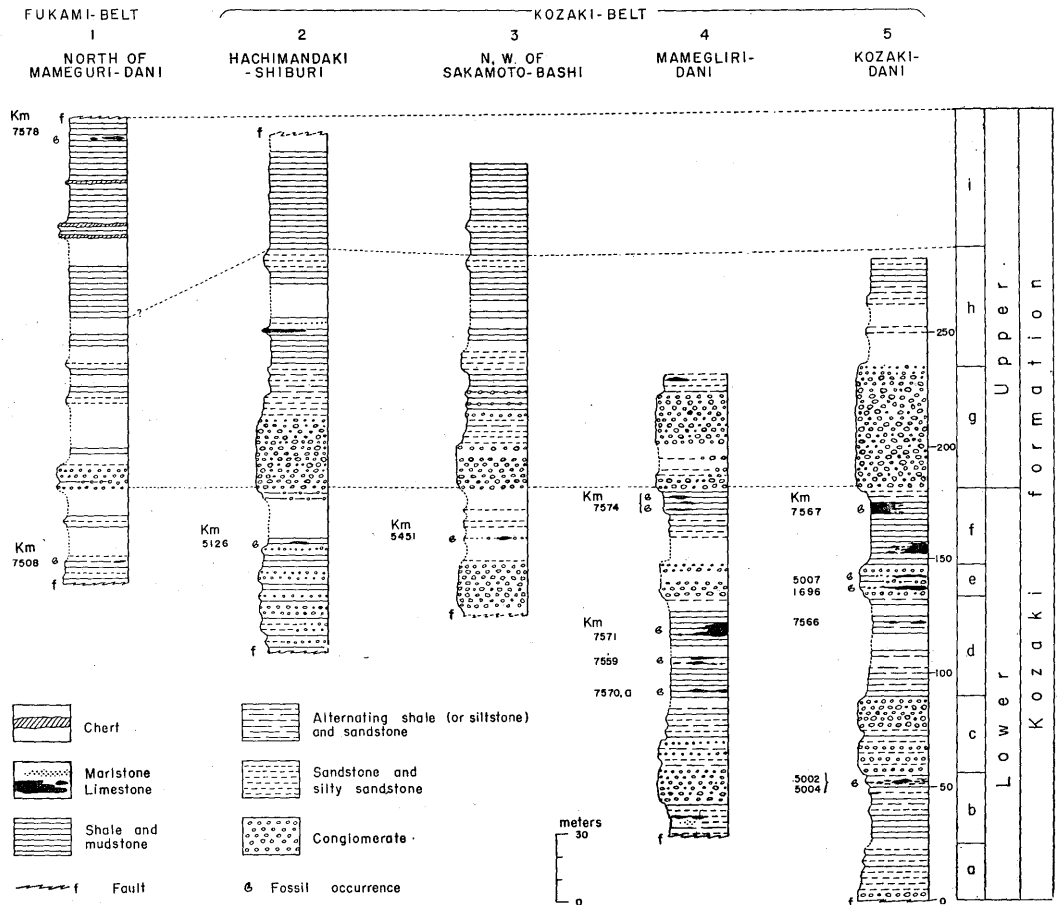
蛇紋岩はいろいろの規模で楔状・岩脈状に小崎層を貫くが、常に葉片状にくだけており、両者の境には、多くの場合、断層または滑り面があり、二次的接触関係を示す。その接触部や蛇紋岩中にとりこまれた小崎層は、青黒色炭酸化・緑泥石化を受けている。

花崗岩類 (粗粒アダメロ岩・粗粒花崗岩・粗粒石英閃緑岩) は、かなりひんぱんに岩脈状に小崎層を貫いた産状を示すが、その境には後生変形により、多くの場合断層または滑り面—20cm~1cm 程度の幅の破砕部や粘土—があり、元来の関係がこわされている。しかし、小崎層中に孤立した岩脈状ないしレンズ状花崗岩の縁辺に明らかな断層がみられない例 (内野北方) や、2, 3条の平行する岩脈状花崗岩の間にはさまれた小崎層の砂岩・頁岩が堅硬化している例 (板ノ平南方) もある。またアプライト質花崗岩が、いくつかの小さい支脈を出して小崎層を斜に切り、あるいは後者をとりこんだ形を示す露頭もある (木々子、渋利北方、鶴喰北方など)。

*総合研究「日本の後期中生代の研究」連絡誌、5号、68—72頁

**構造線と、それに伴われる火成岩・変成岩類については、近く出版される日奈久図幅 (地質調査所) にくわしく記載されている。

第 2 図 小崎層模式柱状図。1—5 の断面の位置は地質図 (第 1 図) に示した。
(Fig. 2. Vertical section of the Kozaki formation in the type area.)
1—5 shows sites of sections on the geological map (Fig. 1.)



a 部層 (25m): 露出する最下部の礫岩 (3m) は中・小礫を含み, 上位に塊状砂岩に移化し, つづいて 2m 以下の泥岩をはさむ砂岩層が重なる。砂岩および礫岩の基質部は安山岩片にとみ, 帯青灰色で, 淘汰が悪く, 石灰質である。

b 部層 (30m): 黒色泥岩を主とし, 中部に淘汰がよく, ラミナの美しい中・細粒, 薄層成層の砂岩を, 上部に石灰岩レンズをはさむ。石灰岩は小崎谷の東の支谷および衣領一木々子間より北に上る谷にあり, 小崎谷や西側の山腹では厚さ 2~4m の石灰質砂岩にかわる。石灰岩の周りの泥岩には散点的に中・小礫を含むことがある。泥岩中にはさまれるシルト岩・細粒砂岩薄層には, 分級成層 (graded bedding) がみられる。

c 部層 (30m): **b** 部層上に急な変化をもつて, 大礫をも含む礫岩がくる。2m 以下の淘汰の悪いシルト質泥岩および砂岩をはさむ。上部に大礫が多く, 部分的に黒色・暗灰色石灰岩の不規則な形の大小塊を多量に含む。

d 部層 (45m): 泥岩・砂質泥岩を主とし, 一部にその互層, 50cm 以下の細粒砂岩, および中・上部にレンズ状石灰岩を伴う。泥岩中の砂質薄層には分級成層がみられることがある。石灰岩は最厚 5m, 一般には 2m 以下の団球状レンズで, ほぼ同一層準に追跡される。

e 部層 (15~30m): **d** 部層最上部の砂岩または礫を散点する泥質岩から礫岩に移る。大礫を含む礫岩を主とし, 泥岩・石灰岩をはさむ。八幡滝附近では, 厚さ 30m に達し, 4m 以下の泥岩および砂岩を数層はさむ。小崎谷では 2 層の長レンズ状 (延長約 70m) の不純・砂泥質石灰岩をはさみ, 礫を散点する砂質部をへて, 礫岩に移化する。

f 部層(35~40m): 小崎谷では泥岩を主とし, 少くとも2層準に, 暗灰色石灰岩レンズを伴う。他の地域では露出が悪く, その性状をよくよみとれないが, 2, 3層の中・細粒砂岩をはさみ, 石灰岩はうすく, 小さい。

2 上部層(約180m)

小崎谷では, 褶曲による繰返しのため下半部しか露出しないが, 坂本橋北西の谷と八幡滝では, その上部も露出する。上限は断層で松求麻層と接する^{*}。同等層は深水帯南側にも分布し, 特に馬廻谷北の支谷に標式的露出がある(柱状図5)。

連続性のよい厚い大礫々岩を基底に, 砂岩部をへて, 厚層の塊状泥岩に至る。最上部に *Yabeina globosa* 石灰岩および1~3mの青灰色チャートを伴う。

g 部層(30~55m): 小崎層中最もよい鍵層をなす大礫々岩で, 急峻な地形をつくる。小崎谷では全層礫岩から成るが, 西方延長では, 若干の粗・中粒砂岩をはさむ。破木帯・深水帯においても断続的ながら追跡される礫岩層はこの部層である。

h 部層(60~70m): **g**部層から砂岩または礫を散点する砂質泥岩をへて, 泥岩を主とし, 砂岩をはさむ部層がくる。砂岩は一般に中・細粒だが, 時に粗粒, よく成層し, しかも通例ラミナが明瞭で淘汰がよい。馬廻谷では下部の砂岩中に厚さ2~3mの鱗状石灰岩を, 八幡滝・渋利間では, 中部シルト岩中に2, 3層の泥灰岩(1m±)をはさむ。泥岩はむしろ砂質・シルト質の部分が多い。

i 部層(80m以上): ほとんど泥岩から成るが, 中部の2層準に1~3mの暗灰色・帯青緑灰色の成層チャートを伴う。泥岩は, 著しい片理(cleavage)のため, 層理が不明瞭な部分が少くない。チャートは連続性が悪いが, 深水帯では断続的ながら分布する。馬廻谷の奥では, 最上部に1~2mの灰色 *Yabeina* 石灰岩レンズをはさむ。ここでは, 上限は断層で坂本層(?)基底部の塊状砂岩と接する。

B 岩石の性質

小崎層の主要構成岩石について, 全体を通じて認められる性質の概要をのべる。

1 礫岩

上述の4層準の礫岩はいずれも層間礫岩で, 共通した性状を示す。部層の単位では水平的にも比較的によくつづくが, 詳細には変化がはげしく, 基質のせまい大礫々岩が, 20m以内で礫を散点する泥岩に移りかわる例も少なくない。垂直的にはさらに急に変化する。うすいものでは後生変形も加わつて, 含礫部がレンズ状に消長する。石灰岩体の周辺およびその層準の泥岩中には, しばしば散点的に中・小礫を含む。

礫の多くは長径3~15cm程度だが, 25cmに達するものも少なくなく, 時に60cmをこえるものがある。一般に大・小礫が雑然と混在し, 不規則に, 部分的に密集したり, あるいは基質が広く, 礫量と基質の変化が大きい。基質は暗灰色砂質の部分が多いが, 黒色泥質のことも少なくない。

礫の種類には黒雲母花崗岩・石英斑岩・角閃石玢岩・安山岩・安山岩質凝灰岩および角礫凝灰岩・砂質層灰岩・玢岩・石英閃緑岩・閃緑岩・輝緑岩・文象斑岩・片状ホルンフェルス・石灰岩・泥灰岩・黒色頁岩などがある。これらのうち, 量も多く, 大礫(25cm以上)をなすのは上記のはじめの5種のもので, 玢岩も所により目立つて多いことがある。黒雲母花崗岩は細粒で多少とも片状を呈し, その含有長石の大部分はカリ長石で, 他の鉱物に比べて大きく, 多少斑状組織をなす。斜長石はごく少く, 曹長石である。石英斑岩でも曹長石化作用が著しい。また石英閃緑岩の礫も少なくない。4部層を通じて, 地域的にも垂直的にも, 礫種の構成に明確な変化を認めないが, 所により, ある種の礫が目立つて多いことがある。例えば **g**部層の礫岩において, 小崎一八幡滝では, 礫岩が緑色をおびるほど緑色長石玢岩および安山岩の礫が実に多量であるに対して, 海浦の同層位と考えられる礫岩では, 花崗岩の大礫が大半を占める。礫は石灰岩・黒色頁岩を除いて, 円磨度が高く, Krumbein(1941)の礫の roundness の規準によれば, .7— .9の範囲に入る。

^{*}坂本橋北西の谷では最上部約50mの褶曲による繰返しの上に, 傾斜不整合状の分布をもつて, 松求麻層の粗粒砂岩(15m)がある。山腹斜面における不完全な露出のため, 両者の関係を的確につかめない。

礫についてさらにくわしい岩石学的検討を要するが、注目すべき点は、礫種として、粗粒岩から細粒岩に至る酸性・中性岩類、特に後者の噴出岩類が圧倒的に多く、塩基性岩がごく少ないことである。花崗岩類は、上述のとおり、細粒で、源岩体としては、底盤型よりは、むしろ変動帯にそう脈状岩体が期待される。

先に球磨層の礫は、種々の酸性深成岩類のほか、塩基性深成岩類を多量に含むことを指摘した(松本・勘米良, 1949; 勘米良, 1953)が、小崎層の礫にそのような岩類が見出されないことは、その浸蝕後背地の問題に関して興味がある。

2 同時性礫としての石灰岩・泥岩

小崎層の礫岩には、所により石灰岩「礫」が多量に含まれている。種々の大きさにわたるが、長径10~40cm程度のもが多く、1m以上、2mに達する大塊もあり、通例局部的に集つて産する(例:衣領・木々子間より北に上る谷、小崎谷c部層)。小礫には円味をもつたものもあるが、大部分が不規則な凹凸を示し、あるいは突起があり、円磨度の高い火成岩礫に比べて著しい角礫をなす(第3図)。

第3図 火成岩円礫を含む礫岩中の石灰岩角礫

(Fig. 3. Limestone breccias in the conglomerate containing roundstones of igneous rocks)



それらはすべて暗灰色—黒灰色で、海百合・石灰藻・紡錘虫の各々を主としたものや混在した bioclastic calcarenite や calcirutite あるいは oölite である。それらの化石内容や組織はレンズ状ないし層状に挟在する石灰岩とよく共通し、異なる性質や化石群をもつ石灰岩礫を見出していない。小崎層の石灰岩は、後にのべるように、ごく浅い海の堆積を暗示し、その周囲や近くに火成岩円礫を散点したり、また礫岩中に挟在する例〔小崎谷、(e)部層中の2層〕もあり、また石灰岩自体も岩質の変化がはげしい。以上のことから、礫岩中の石灰岩礫は、外来礫ではなく、同時浸蝕による「偽礫」であろうと考えられる。

類似のことは、泥岩礫(および稀に砂岩礫)についても認められる。すなわち、いずれもごく局部的に集つて産し、角張つた破片で、Shrock(1948)のいう sharpstone の形状をとる。これらも同時浸蝕礫と考えるのが妥当であろう。

上記の考察を助ける事実として、石灰岩・泥岩(稀に砂岩)の角礫のほかには、チャートその他の古生層源とみなされる堆積岩の礫を見ないことが注目される。このことから、小崎層礫岩の礫の後

背地としては、構造線的な幅せまい火成岩貫入帯ないし火山列島帯が期待される。

3 石灰岩

a) 下部層の石灰岩は小崎帯に模式的に発達し、b, d, e, fの4部層にはさまれ、多くは泥岩中にあるが、e部層では泥質基質の礫岩中にある。

産状・岩質・化石内容(後述)において類似の性状を示し、部分的な変化にも相互に共通性がある。露出する岩体の多くは、厚さ4m以下*、延長10m以下*のレンズをなして断続的に産し、周囲の泥岩あるいは礫岩と急な移りかわりを示す。移化部では、岩体は数10cm～数cmの多数の小レンズ・団塊・パッチに分れ、石灰質泥岩と混り合う。石灰岩層準の泥岩・砂岩・礫岩はしばしば石灰質で、時に、紡錘虫の個体や海百合・石灰藻などの破片が散点的に見出されることがある。すべて黒色ないし暗灰色で、かなり多くの部分、とくに移化部では、多少とも泥質または砂質で、時に火成岩の小円礫を含むこともある。またしばしば5mm以下の種々の大きさの堆積源の黄鉄鉱を含み、紡錘虫などの化石の内部もその微粒で交代充填されていることがある。

個々の石灰岩体における岩質の部分的変化が著しく、*calcirudite***、粗粒—細粒 *calcarenite*, *calcilutite*~*calcite*-*mudstone*, *algal pisolite*, *oölite* など、種々の性状のものを含む。*calcirudite*, *calcarenite* の主要構成物はほとんど全部生物遺体およびその碎屑から成り、有孔虫・石灰藻・海百合の破片など、それぞれを主とするもの、あるいは巻貝・腕足貝・海綿なども加わって種々に混合したものなど、部分的な変化にとむ。とくに、岩体の縁辺部や2m以下の小レンズにおいて著しい。最も均質な部分は比較的大きい岩体の内部で、多くは中・細粒 *calcarenite* から成り、一部では *oölite* がかなり広いことがある。

基質も部分的に変化が著しい。*calcirudite*, *calcarenite* の場合は、基質は極めてせまく、続成作用による二次的方解石で充填されている。他方あまり碎片化していない保存のよい紡錘虫など生物遺体を主とする石灰岩では基質が広く、*sparry matrix* から成り、堆積時における化学的沈澱を示す。*oölite* の基質も同様である。*algal pisolite* や保存のよい石灰藻の密集する部分はいわゆる *calcite*-*mudstone* で充填されている。

石灰岩の多くは塊状だが、ラミナは不明瞭ながら認められる。中・細粒 *calcarenite* は部分的に成層し、泥質・砂質(多くは石英)ラミナや薄層をはさむことがある。

oölite は、CaOの飽和度の高い、しかも水がよく動揺するごく浅い環境に生成されることは古くから知られている。小崎層の *oölite* は岩体の大小にかかわらず普通にみられ、一般に *oöid* の配列が明瞭で、*oölite* でない部分と水平的にも垂直的にも種々の規模(数cm—数10cm)で不規則に移りかわる。*oöid* の同心円皮殻はむしろ薄く、径1.5mm以下のものが多い。

紡錘虫化石は、淘汰のよい *calcarenite* と *oölitic* の部分を除いて、豊富に含まれる。一般に *spar* 基質の部分には、比較的薄殻のものおよび小型の種も含むが、基質のせまい *calcarenite*, *calcilutite* では、厚殻型でしかも軸部充填の強い *schwagerinines* や堅固な体制の種が多く、薄殻・小型のものは稀である。

石灰藻は小崎層石灰岩の主要な構成物で、*Dasycladaceae* の種属が最も多い。部分的には *Spongiostromata* の *pisolite* が密集し、あるいは紡錘虫などをとりまいている。保存のよい密集部が少ないが、それらは原地性のごく浅い環境での堆積を示す。

他方、珊瑚類は、小さい単体および樹枝状のものが稀に産するが、群体塊状のものは、径4cm以下の小コロニーを2, 3見出したにすぎない。上記の石灰岩の諸性状は群体珊瑚の棲息に対して、

*最も厚い岩体は、衣領・木々子間から北に上る谷において、b部層の15mの *calcarenite* (よく成層する) である。一つの岩体で延長の最も大きいのは、少崎谷e部層の70mである。

**石灰岩の分類については私見もあるが、ここでは大まかな分類に止める。

気候的(温度)条件よりはむしろ泥質物の流入・懸濁による不適当な環境にあつたことを暗示する。

c 部層中位の石灰岩(厚さ7m)を一例にその性質をのべると、最下部(2m)はラミナの明瞭な calcarenite で、oölite のうすい層がひんばんにある。中部(3m)の calcarenite は紡錘虫化石がその長軸を並列して明瞭なラミナを示し、間隙をうめる海百合などの細片と共に、かなり流動の強い堆積環境を暗示する。その上位に部分的(50cm-)に石灰岩礫岩がある。角礫は基質や礫質でない部分と同じか類似の性状のもので、同時性偽礫と考えられる。基質には紡錘虫を散点する。最上部(1~2m)には著しい algal pisolite が発達し、紡錘虫・海百合その他の破片を核にして、stromatolites (Spongiostromata) の構造を示す。その pisolite は長径4cm以下、多くは2-1cmの随円体をなす。この類のほか、保存のよい *Gymnocodium kanmerai* KONISHI (小西健二, 1954) が密集し、基質は calcite-mudstone で充填された部分もあり、比較的静穏な堆積環境を暗示する。

石灰岩には初生のチャートは含まれないが、b 部層石灰岩の一部には、長径20cm以下の不規則な形の団塊状の二次チャートを含む。一部では石灰岩と比較的明瞭な境をなし、また、珪質石灰岩部をへて漸移することもある。同時に、数mm以下の珪質凝集(clots)も多数ある。含まれる珊瑚化石は選択的に珪化され、紡錘虫はそれを受けていない。

b) 上部層の石灰岩: 上部層には、下部層に比べて石灰岩の発達が少なく、淡色で岩体は小さい。h 部層の石灰岩は灰色 oölite と細粒 calcarenite で、良好な化石を産しない。i 部層のものは厚さ1.5m以下の灰色石灰岩で、*Yabeina*などを多産し、基質は spary calcite である。

他の帯では、下深水の *Neoschwagerina craticalifera* 石灰岩は厚さ1.5m、灰色で、石灰岩礫岩を伴う。

破木帯の *Afghanella* 石灰岩は泥岩中の礫質部に伴われ、著しく砂・泥質で小礫を含む。

4 砂 岩

小崎層には、数層の厚い礫岩がはさまれるにもかかわらず、砂岩は量的にはむしろ少ない。一般に礫岩層準とそのすぐ上位に比較的厚いものがあり、それらは淘汰が悪く、泥質基質が広いことがある。泥岩中にはさまれるものは、後生変形により著しく歪曲されて、急に消長するレンズ形をなす。数cm以下の細粒砂岩は通例ごくうすい泥岩を伴い、分級成層を示すことがある。比較的厚くまとまって、10cm程度によく成層した砂岩の多くは中粒で、よく淘汰をうけ、ラミナが明瞭で、基質はせまい。

砂岩は一般に灰色ないし暗灰色、多少とも石灰質で、とくに石灰岩層準にくるものはそうである。その構成物質は、礫岩の礫種からも理解されるとおり、火成岩源のものが多く、とくに安山岩・玢岩質の角ばつた岩石片が目立つて多い。その主要構成鉱物、ならびに重鉱物組成については、藤井浩二(1961)の研究がある。

5 泥岩・シルト岩

礫岩と共に小崎層の主体を占める。黒色で著しく cleave されて、よれよれの粘板岩となり、元来の成層面がわかりにくい。

シルト質泥岩・シルト岩には、しばしば砂質ラミナを含み、数cm以下の厚さの分級成層を示すものがある。それらは、ひどくもめ、直立あるいは変化のはげしい高角度の傾斜を示して、地質構造の解析のむずかしい小崎層の地層の上・下関係を知る上に、最も重要な手がかりを与える。

泥岩には堆積源の黄鉄鉱を含む部分が少なくない。とくに、礫岩の泥質基質中や石灰岩周辺の泥岩には比較的粗粒(2~5mm)の黄鉄鉱が認められる。

C 他の構造帯にそう小崎層の層序

1. 小崎構造線の南側にそう小崎層

木々子—衣領間、坂本対岸—八幡滝—荒瀬の西方にわたつて分布し、最大幅25m、坂本橋以西では

幅10mにみえない。模式層序のf部層の一部で泥岩から成り、所により礫を散点する。八幡滝一合志野間では石灰岩の小レンズ(2m-)をはさみ模式層序f部層産の紡錘虫のほか *Gymnocodium* の密集する部分がある。

木々子の北および北西山腹において、地質図に示したとおり、孤立した岩塊として、石灰岩レンズを伴うf部層の上部の泥岩とg部層の厚い大礫々岩が、角閃岩を主とする片麻岩上につけている。両者が直接する露頭はみられなかつたが、元来小崎層の一部の下に覆在した小崎構造線中の片麻岩が小崎層の一部をその上にのせて衝き上げたものと判断される。これは次項にのべる木々子の北の谷の東山腹にそう良好な露出におけると同様な関係である。

2 木々子北東一走水谷奥の小崎層

小崎構造線の北側の小崎層は、木々子の北の峡谷部で断絶し、再び東斜面にあらわれ、走水構造線の南側の小崎層帯につづく。木々子谷では、谷底と急峻な東斜面中腹とその中間に、つごう3筋の山道がある。谷底では角閃岩・花崗岩質片麻岩等だけが露出し、中段の道では大部分が片麻岩類だが、一部に上から弱い滑り一断層一で落ちこんだ形一片麻岩側からいえば突きこんだ形一でf部層上部の泥岩(中・小礫を散点)と黒色の紡錘虫石灰岩小レンズ、およびg部層礫岩の一部がのる。上段の山道ではf部層の上部とg部層の厚さ30mをこえる大礫々岩が広く露出し*、東に沈む半盆地構造をなす。つまり、巾300mをこえる片麻岩類を伴う小崎構造線は小崎層下に沈み、片麻岩類のつき上げの変位量が小さいことを示す。

この帯では模式層序の上部層が分布し、露出する最下部にレンズ状礫岩を伴い、その上位に砂岩層、それにつづいて塊状泥岩がくる。ここでも火成岩・変成岩帯側に下部が、中生層側に上部が分布し、坂本層と、また東部では松求麻層と断層で接する。

3 破木帯の小崎層

破木構造線の北側にそつてよく連続して分布する。この帯全体として、小崎層の模式層序と共通した層序がみられ、上限は、多くの場合 *Entomonotis* 層または田浦層と断層で接するが、海浦・大木場附近では、田浦層が明確な斜交不整合である。

下部層のうちf部層が露出し、石灰岩の小レンズや紡錘虫破片を散点する石灰質砂岩がある。八代海に面する海浦部落の西約50mの海岸で *Cancellina* cf. *neoschwagerinoides* DEPRAT, *Parafusulina yabei* HANZAWA, *Yangchienia iniqua* LEE, *Schubertella* sp. を散点する礫質泥岩はこの層準に相当する。その上位のg部層は10~30mの大礫々岩でよく追跡される。その基質は泥質の場合が多く、礫を散点する泥岩をはさみ、相互に縦・横に急激に移化する。田浦村大木場では、この礫岩層下底の砂質部に *Parafusulina* spp. を含む石灰岩(2m)がある。

礫岩につづく礫質砂岩・砂岩と泥岩の互層の上位に層理の比較的明瞭な泥岩が重なり、所により薄層の細粒砂岩をはさむ。地層は全体として南斜するが、分級成層は北側に上位がき、逆転した構造を示す。

旧百済村中畑の北では、この上部層泥岩の中位から *Afghanella* sp. を含む石灰岩の転石を得た。

4 深水帯にそう小崎層

深水構造線の南・北両側にそい、またその中にも種々の幅と延長をもつて挟みこまれて分布する。火成岩変成岩帯側に下部が、中生層側に上部が来るのは小崎層・破木層と同様である。

この帯では、下部層はごく一部一例えば馬廻谷の奥、洪利の北一に分布するにすぎず、大部分が上部層に属する。g部層の礫岩は10m以下、大部分数m以下で中・小礫を含む。上部層は泥岩・砂質泥岩を主とし、連続性の乏しい中・細粒砂岩を伴い、また中位の2層準に厚さ4m以下のチャートをはさむ。

*この関係は、先に、構造帯中の変成岩上への中生層の被覆と報告されたことがある。(小林貞一, 1948; 日本地体構造論, 上巻, 89頁)

石灰岩は3層準にある。最下位のもの、f部層に属し、黒色、不純泥質の小レンズ(1m-)で、*Neoschwagerina simplex* OZAWA, *Verbeekina sphaera* OZAWA, *Parafusulina* sp., *Schwagerina* sp. を産する。中位のもの、上深水部落東端にあり、灰色、部分的に石灰岩礫岩質で、厚さ2mにみたく、第3表の種を含む。この石灰岩は周囲を蛇紋岩に貫かれた小地塊中にあり、模式層序における相当層準を直接に知り得ないが、それに近い他の地塊に青緑色チャートを伴うことから、i部層に相当すると判断される。最上位の石灰岩は馬廻北の谷の北側支谷にあり、すでに模式層序の項でのべた。

5 猫谷構造線に伴う小岩体

小崎層に酷似する地層が、猫谷構造線の蛇紋岩中にも小岩体として点在する。主な分布は、i) 上宮山南側の小谷、ii) 猫谷—八峯山峠のほぼ中間、南東に曲がる谷の分岐部、iii) 猫谷南東支谷の構造線の南限、iv) iii) のすぐ東の谷池原谷にあり、50m以下、多くは10~20mの幅で、延長も数百mにみたくない。主に泥岩・砂質泥岩から成り、中・細粒、暗灰色砂岩をはさみ、i)、iv)の岩体では暗灰色石灰岩の小レンズを伴う。i)には大型の*Schwagerina* sp.を含むが、保存が悪く、種名をきめるに至らない。恐らく小崎層上部層に相当しよう。

V 小崎層の地質時代

小崎層産の紡錘虫は国内ならびに国外の中部ペルム系との対比上重要な種を含むが、それらの古生物学的諸問題と対比上必要な論議は別に公表の予定である。ここでは、小崎層の地質時代を明示し、当地域の同時異相の累層との関係を考察する上に必要な点につき概要をのべるに止める。

模式層序の小崎層下部層産の紡錘虫を第1表に示す。それらのうち、最も多量にしかも全体を通じて産する特徴種に○印を付した。なかでも対比上特に重要な *Neoschwagerina simplex* を帯名にとり、小崎層下部層を *N. simplex* 帯とよぶ。また△印を付した種は下部b-d部層の示準者で、そのうち *Misellina claudiae* をとり、その部分を *M. claudiae* 亜帯とよぶ。

第1表 小崎層下部層模式地産紡錘虫化石
(Table 1. Fusuline species of the lower subformation of the Kozaki formatin in the type area.)

Species	Locality	Member					
		b		d	e		f
		5002	5004	7566	1696	5007	7574
△ <i>Misellina claudiae</i> (DEPRAT)			◎	○			
<i>Pseudodoliolina</i> sp. aff. <i>P. pseudolepida</i> (DEPRAT)							×
○ <i>Verbeekina sphaera</i> OZAWA		○		◎	◎	◎	○
V. sp.				×			
<i>Cancellina</i> sp. nov.					×	×	×
○ <i>Neoschwagerina simplex</i> OZAWA		○		◎	◎	◎	○
<i>Nankinella</i> sp. nov.			◎	○			
<i>Sphaerulina</i> sp. nov.			◎				
○ <i>Yangchienia compressa</i> (OZAWA)		×	○	○	○	○	×
○ <i>Schubertella giraudi</i> (DEPRAT)		×	○	○	○	○	×
<i>Toriyamaia laxiseptata</i> KANMERA			×				
<i>Parafusulina karimizensis</i> (OZAWA)		○			◎	◎	○
<i>P.</i> cf. <i>sapperi</i> (STAFF)							×
△ <i>Schwagerina gruperensis</i> THOMPSON and MILLER			◎				
△ <i>S. figueroai</i> THOMPSON and MILLER			◎				
S. sp.						×	×
○ <i>Pseudofusulina</i> sp.			◎	◎			
△ <i>Nagatoella</i> sp.			◎				

◎, abundant; ○, common; ×, rare

*N. simplex*はその属中最も原始的な種で (KANMERA, 1957), *N. simplex* 帯より下位を指示する *Neoschwagerina* はまだ知られていない。従つて, その出現をもつて *Neoschwagerina* 帯 (広義) の下限を規定する。*N. simplex* に伴う *Verbeekina sphaera*, *Cancellina* sp. nov. もそれらの属の最も原始的な種であり, それらと共に, *Yangchienia compressa*, *Schubertella giraudi* を加えた組合せの化石群が *N. simplex* 帯の特徴種であり, 対比上実に明確かつ有効である。この *N. simplex* 化石群は, 赤坂石灰岩における *Cancellina nipponica* 帯(Nn 帯; OZAWA, 1927) のそれとよく一致している。Nn帯の指標種 *C. nipponica* は, 上位 Nc, Nm, Ng の三帯 (OZAWA, 1927) の代表種 *Neoschwagerina craticulifera*, *N. margaritae*, *Yabeina globosa* とは全く異なる系列に属し (KANMERA, 1957), しかも *C. nipponica* の産出は極めて稀で, 赤坂のほかには, その近傍の美濃山地の富之保群中部 (鹿沼, 1958; 1960) から知られているだけである。他方, *N. simplex* は赤坂でもほぼ Nn 帯に限られた垂直分布を示し, 各地の小崎層相当層 (後述) に産し, 上位の三帯の指標種と同系列に属する。従つて, 日本全体として下部 *Neoschwagerina* 帯を *C. nipponica* 帯にかえて, *N. simplex* 帯とすることが望ましい。

模式層序の上部層主部 (g. h) 化には石を見出していない。最上部 (i) 部層の上限に近い石灰岩には第2表の種を多産し, *Yabeina globosa* 帯の一部(恐らく最下部)であることを示す。*N. simplex* 帯と *Y. globosa* 帯の間の上部層主部 (g, h) は, 赤坂の *N. craticulifera*—*N. margaritae* 帯にわたることが期待される。模式層序では何等資料はないが, 先述 (206頁) のとおり, 孤立した岩塊ではあるが, 上部層主部に比較される下深水の小崎層には, 第3表の種を含み, 主部の一部に *N. craticulifera* 帯が含まれることを暗示する。要するに小崎層は *Neoschwagerina simplex* 帯から *Yabeina globosa* 帯にわたる累層である。

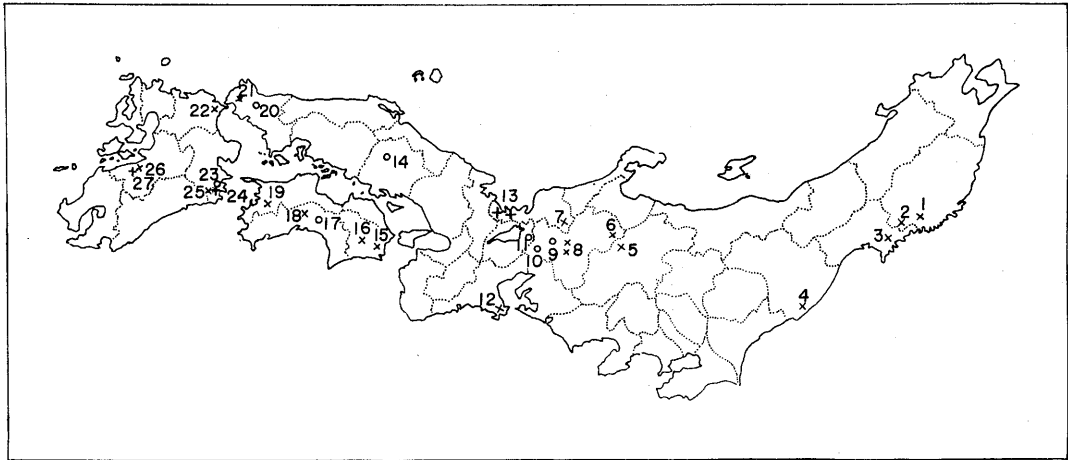
第 2 表 <i>Yabeina globosa</i> (YABE) <i>Neoschwagerina minoensis</i> DEPRAT <i>N. margaritae</i> DEPRAT <i>Schwagerina</i> sp.

第 3 表 <i>Neoschwagerina craticulifera</i> (SCHWAGER) <i>N. rotunda</i> DEPRAT <i>Verbeekina verbeeki</i> (GEINITZ) <i>Schwagerina</i> sp.

日本の含礫ペルム系は, その基底のものを除いて, 知られた限りではその殆んど大部分が *Yabeina gubleri-Lepidolina toriyamai* 帯 (球磨層相当層) と *Neoschwagerina simplex* 帯 (小崎層下部相当層) に属する。前者については前に総括した (勘米良, 1953) とおり, 全体として礫岩・砂岩・泥岩相から成るに対して, 後者では含礫岩相のほかに石灰岩相, チャート・泥岩相 (輝緑凝灰岩を伴う) もがあり, その分布を第4図に示した。それらの主なものをあげれば, 含礫岩相では美濃山地の富之保層・口洞層, 徳島県の楠瀬層, 高知県の石見層, 小倉南方の加用層, 大分県明治帯古生層の一部などがあり, 石灰岩相では赤坂の *Neoschwagerina simplex* 帯, 伊吹山の *Parafusulina sapperi* 帯および下位の *Pseudofusulina ambigua* 帯の上部, 阿哲・秋吉石灰岩の *Parafusulina kaerimizensis* 帯 (秋吉の *Pseudofusulina ambigua* 帯最上部の *Misellina claudiae* 帯は小崎の同帯に相当), 土佐山・津久見石灰岩の *Neoschwagerina tosayamensis* (= *N. simplex*) 帯などがある。チャート・泥岩相では, 球磨山地の与奈久層 (後述), 丹波山地における礫見博・黒田和男 (1958) の南部古生層第Ⅲ層および宮川層が重要なものである。

国外における *N. simplex* 帯相当層の例をあげると, 中国南部に広く発達する棲霞石灰岩, 雲南省南西部大里の近くの *Cancellina schellwieni* 石灰岩, Pamir の Barzar-Dar 層, Crimia の *Cancellina primigena* 層, Montenegro の Carnian 礫岩中の石灰岩礫にみられた *Neoschwagerina bukowskii* 化石群など, 北米では Mexico の Chiapas 地域の Paseo Hondo 層, Guatemala の Chochal 層がある。それらとの化石群の比較, 対比については, 化石の記載とともにのべる予定である。

第4図 *Neoschwagerina simplex* 帯とその相当層の分布
 (Fig. 4. Distribution of the *Neoschwagerina simplex* zone and its equivalents)



× 礫岩・砂岩・泥岩相 (Conglomerate-bearing sandstone and mudstone facies) --
 ○ 石灰岩相 (Limestone facies); + チャート・泥岩相 (Chert—mudstone facies)

21. 岩手県気仙郡住田町叶倉沢附近, 叶倉層 (湊正雄, ほか, 1954; 小貫義男, 1956)
22. 同県東盤井郡東山町長坂附近, 叶倉層 (小貫義男, 1956)
3. 宮城県登米郡米谷町楼台附近, 楼台層 (千坂武志, 1953; 小貫義男, ほか, 1960)
24. 福島県石城郡四倉町高倉山附近, 元村層 (柳沢一郎, ほか, 1961)
25. 長野県南安曇郡安曇村沢渡附近, 沢渡礫岩 (田中邦夫, ほか, 1952)
6. 岐阜県吉城郡上宝村, 尾添谷礫岩 (猪郷久義, 1956 a, b)
27. 福井県大野郡和泉村, 大谷礫岩 (尾崎金右衛門, ほか, 1954)
8. 岐阜県武儀郡武儀村, 冨之保層 (鹿沼茂三郎, 1956~58); 岐阜県郡上郡八幡町, 口洞層 (同左)
9. 岐阜県山県郡・本巣郡々境舟伏山石灰岩, *Parafusulina nakamigawai* 帯 (猪郷久義, ほか, 1954)
10. 岐阜県不破郡赤坂, 赤坂石灰岩, *Cancellina nipponica* 帯 (小沢儀明, 1927; 森川六郎, ほか, 1956; 本庄丕, 1959)
11. 滋賀県坂田郡伊吹町, 伊吹山石灰岩, *Parafusulina sapperi* 帯 (小林学, 1957)
- ?12. 三重県鳥羽市青峯附近, 青峯帯古生層 (山際延夫, 1957)
13. 福井県小浜市岩井谷, 南部古生層Ⅲ層 (磯見博・黒田和男, 1958); 福井県小浜市宮川附近, 宮川層 (同左)
14. 岡山県新見市阿哲台, 阿哲石灰岩, *Parafusulina kaerimizensis* 帯 (野上裕生, 1960)
15. 徳島県阿南市楠瀬附近, 楠瀬層 (須鎗和己, 1954)
- ?16. 徳島県那賀郡木沢村坂州附近 (市川浩一郎, ほか, 1953)
17. 高知県土佐郡土佐山村, 土佐山石灰岩, *Neoschwagerina tosayamensis* 帯 (鳥山隆三, 1947)
18. 高知県吾川郡伊野町石見附近, 石見層 (甲藤次郎・川沢啓三, 1958)
- ?19. 愛媛県東宇治郡野村町, 城川町, 野村層群の一部 (池辺展生, 1936) (中川衷三, ほか, 1959 の野村層?)
20. 山口県美弥郡秋芳町, 秋吉石灰岩, *Parafusulina kaerimizensis* 帯 (小沢儀明, 1925; 鳥山隆三, 1958)
21. 山口県豊浦郡豊田町, 長門構造線ぞい (勘米良, 1953)
22. 福岡県小倉市加用, 加用層 (同上)
23. 大分県津久見市, 津久見石灰岩, *Neoschwagerina tosayamensis* 帯 (藤井浩二, 1954)
24. 大分県津久見市小園附近, 小園層 (同上)
- ?25. 大分県南海辺郡弥生町宇藤木附近, 明治帯古生層の一部 (同上)
26. 熊本県八代郡坂本村・田浦町・八代市, 小崎層 (勘米良, 1953)
- ?27. 熊本県葦北郡葦北町吉尾附近, 吉尾層 (同上, 1955); 熊本県八代郡坂本村, 与奈久層 (同上, 1955)
 (?は明確でないもの)

VI 小崎層と同時異相の累層との関係

小崎層はすべて火成岩・変成岩類の貫入・衝入を伴う高角度一直立の衝上性構造線を縁どつて分布することは既にのべた。多量の火成岩の大礫を由来した後背地が何処にあつたかを考察するについて、まず、それと同時異相の累層との関係を明かにしなければならない。

球磨山地の古生層は、IV章にのべたように、構造線および中生層帯で隔てられて、いくつもの構造帯に分れている。しかも点在する石灰岩を除いて化石を産せず、はげしくもめた複雑な構造のため、全体にわたつて明確な層準を示した各帯相互の変化図を示すまでに至っていないが、小崎層と一部あるいは大部分同時異相の関係にある累層としては、北側の竜峯山層の一部、東側の走水層、南側の与奈久層・吉尾層および神瀬層の一部がそうである。それらが、西側を除き、小崎層をとりまいて配列している事実は注目すべきことである。

A 南側の同時異相の累層

1 与奈久層

破木帯の小崎層の南に、破木構造線を隔てて、約4kmの幅に分布する。その南・北両縁部に下部層が、中央部に上部層が来る複向斜をなす。

a) 下部層(500~600m): シルト岩・泥岩(千枚岩・粘板岩化)を主とし、石灰質細粒砂岩(泥質基質が広い)をはさみ、中・上部に連続性の乏しい2, 3層のチャートがある。南翼の上部よりに *Brevaxina cf. compressa*, *Neoschwagerina simplex* を、北翼のそれに近い層準に *Misellina sp.*, *Nagatoella cf. kobayashii* THOMPSON を産する。上限に近く *Neoschwagerina craticulifera haydeni* DOUTKEVITCH & KHABAKOV*, *Verbeekina sp.*, *Pseudodoliolina ozawai* YABE & HANZAWA, *Schwagerina sp.*, *Schubertella sp.* を産する。

b) 中部層(400~500m): 厚さ50m以下のチャートと泥岩の互層で、上限に近い灰黒色石灰岩に *Yabeina globosa*, *Y. katoi*, *Verbeekina sp.*, *Neoschwagerina minoensis*, *Schwagerina sp.* を産する。その一部には輝緑凝灰岩を伴う。

c) 上部層(200m以上): 泥岩・砂岩を主とし、10m以下のチャートを2, 3層と、少くとも2層準の20~40mの厚さの塊状砂岩のほかには薄層砂岩をはさむ。砂岩の一部には頁岩の小角礫を含むことがある。

以上のように、下部層中部は *N. simplex* 帯に、その上部は *N. craticulifera* 帯に、中部層上部は *Yabeina globosa* 帯に対比でき、小崎層と同時異相の部分は泥岩・チャート層を主とする。

2 吉尾層

瀬戸石構造線を境に、与奈久帯の南側に3~4kmの幅で露出する吉尾帯の主部は砂岩・泥岩・チャートから成り、特に砂岩が優勢であるが、チャートも厚いものがある。同帯の北縁部幅数100mの部分は泥岩を主とし、薄いチャートを2, 3層はさんで、与奈久層下部層と類似した層序・岩相を示し、はさまれる石灰岩レンズに *Neoschwagerina cf. craticulifera haydeni* を産する。同層の *N. craticulifera* 帯のくりかえしの露出であろう。

砂岩の優勢な吉尾層は、恐らく上記部層より若干下位か、同層位を示すと考えられるが明らかでない。一部の粗粒砂岩にはチャート・頁岩の小・細礫を伴うが、火成岩礫は見出されず、小崎層礫岩とはその構成・性状において全く異なる。

3 四蔵層

吉尾帯南部の上部ジュラ系簾瀬層サンドイッチ帯の南側に分布する四蔵層はチャートを主とし、泥

* 秋吉では *Pmβ* 帯 (=NC 帯) (鳥山, 1958), 赤坂では *Nc* 帯 (本庄, 1959) に産する。

岩と互層する。中部に輝緑凝灰岩を伴う石灰岩をはさみ、*Pseudodolioina ozawai*, *Nagatoella* cf. *kobayashii*, *Parafusulina gigantojaponica* KOBAYASHI を産する。小崎層下部と同層位かあるいは若干下位を示す。

4 神 瀬 層

秩父帯最南部を占める神瀬層は厚い石灰岩・輝緑凝灰岩・角礫凝灰岩・塩基性熔岩流・チャートから成り、若干の泥岩をはさむ。最近古川博恭は同帯最南部の石灰岩(見掛上最下部)中に *Yabeina globosa*, *Neoschwagerina* sp. を発見した*。従つて同層の一部には小崎層最上部と同層位のものが含まれる。

B 東側の同時異相の累層、走水層

小崎・深水の二構造線は深水の南で合一し、蛇紋岩を主とする幅広い火成岩・変成岩帯を作るが、(地質図参照)、東に向つて再び二構造に分岐し、間に走水帯古生層をはさむ。これらの構造線の消長に伴い、深水・小崎二帯の小崎層が東に向つて構造的に尖滅するにつれて、恰も交指状に移化する形で走水古生層が現われ、東に向つてその幅を増す。

走水層は、1) 泥岩(千枚岩・粘板岩化)を主とし、細粒砂岩をはさむ下部層(200~300m)、2) 泥岩を主とし、数層のチャート(厚さ数m)と若干の砂岩を伴う中部層(200m)、3) 厚いチャートを主とし、泥岩をはさむ上部層(200m以上)から成る。中部層下部の小石灰岩レンズは *Neoschwagerina margaritae*, *N. craticulifera*, *Verbeekina verbeeki*, *Schwagerina* sp. を産し、*N. margaritae* 帯に帰せられる。この層序は前記の与奈久層のそれと平行した岩相変化を示し、下部は *N. simplex* 帯(?)—*N. craticulifera* 帯に、上部層は *Yabeina globosa* 帯に比較される。この比較をたすける資料として、上深水の *N. craticulifera* 化石群を含む小崎層(206, 213頁参照)は、その近傍の走水層下部層とよく共通した岩相を示し、模式の小崎層上部層下部と走水層下部との漸移相として理解される。

C 北側の同時異相の累層、竜峯山層群

猫谷構造線の北に約3kmの中生層帯および宮地構造線を隔てて、竜峯山帯古生層(幅1~2km)がく。 *Verbeekina* sp. (戸次・松本, 1949) が発見された同帯南部の地層は泥岩(片岩化)と、厚さ20~80mの数層の連続性のよい層状石灰岩(結晶質)から成り、珪質岩に乏しい。 *Verbeekina* sp. は *Neoschwagerina margaritae* あるいは *Yabeina globosa* 帯に伴われる種に近い。この竜峯山層が上・下どの層準まで及ぶか不明である**。

D 総 括

上の記載から、小崎層の同時異相累層における岩相変化を要約してみよう。説明の便宜上、まず上部層についてみると、水平的には、小崎層がきわめてチャートに乏しいに対して、東側と南側の相当層にはチャートの発達著しく、最南帯ではチャートと共に海底火山による火山砕屑岩類とそれに伴う石灰岩が加わる。垂直的には、両者には平行した岩相変化がみられる。すなわち、小崎層上部層は最下部の礫岩から、砂岩・シルト岩・泥岩をへて、泥岩を主とし、薄い2, 3のチャートをはさむ上部層に至る粗粒→細粒相への変化がある。同様に、その相当層の *N. craticulifera* 帯にはかなりの砂岩を伴い、チャートはむしろ少ないが、上位に向つて砂岩がきえ、泥岩・チャートが優勢になる。とくに *Yabeina globosa* 帯においてそうである。このようにたて・よこの岩相変化には相互に相関々係がみられる。

*九州大学理学部卒論手記、引用を許された古川氏に感謝する。

**大谷寿雄(1927)は東方鳥山で *Lonsdaleia* sp. を報じたが、当時の *Lonsdaleia* は *Waagznophyllum* をも含み、石炭系があるかどうか疑わしい。

北側の資料は少ないが、竜峯山層では外帯一般の古生層にはむしろ特異な連続性のよい層状石灰岩をはさみ、珪質岩を欠く。竜峯山層は物質の供給の比較的少ない、むしろ浅い安定な地帯の堆積を暗示する。

小崎層下部層の相当層としては、与奈久層下部がそれで、礫岩を欠き、小崎層よりもより細粒の地層が優勢で、若干の薄いチャートを伴う。

吉尾層主部および走水層最下部も *N. simplex* 帯の可能性はあるが、明確な証拠がない。竜峯山層も同様である。それらのいずれにも礫岩はない。

Ⅶ 小崎層礫岩の供給源地に関する考察

前章にのべた諸事実のうち、礫の供給源を考察する上にとくに重要な事項を列記する。

- 1) 小崎層礫岩は構造線に直接あるいは近接して幅せまく分布し、離れては見出されない。
- 2) 小崎層をとりまく位置に配列する同時期の累層は、泥岩・チャート相から成り、礫岩を含まない。
- 3) 礫岩は大量の安山岩およびその凝灰岩類のほか、種々の火成岩の大・小礫が雑然と混在する。礫の基質は淘汰の悪い泥岩であることが少なくない。
- 4) それらは厚く、互層状に急激な変化をもつて泥岩と重なる。

5) 厚い礫岩の発達にもかかわらず砂岩が少ない。(1)―(3)から、礫が遠隔地から運ばれたものではなく、また(4)、(5)とともに、堆積地が浸蝕後背地にごく近接した堆積相であることが考えられる。幅せまい範囲に帯状の分布を示して、泥岩中に巨大礫々岩が間歇的にはさまれることは、海底衝上断層崖前面において生成される角礫岩の堆積相*に似ている。礫の殆んど大部分が火成岩礫であり、同時浸蝕礫と考えられる(202頁参照)石灰岩・頁岩礫を除いては、堆積岩源の礫を見出せないことは、その供給源岩体として、構造綫的**な比較的幅せまい火成岩貫入・火山岩噴出地帯が考えられ、現在深水・小崎・破木の構造線として表現されているのと同じ地質的場において、小崎層当時火成岩類の貫入および噴出を伴う構造的列島帯として存在していたものであろう。しかも礫がよく円磨されていることは、供給源岩体が島嶼として露出し、あるいは海面に近い露頭で流水・波浪による磨朽をうけたことを示す。4)にのべた律動的な急激な岩相変化は、礫を由来した衝上帯が、間歇的に比較的急激な上昇または衝上を起し、浸蝕が幾度も急激に回春したことを物語るものであろう。

小崎層上部層において、礫岩が急に消滅することは、上述の島嶼的浸蝕地の活動が弱まったことを暗示する。その場合当然一部の小崎層が被浸蝕体上に不整合にのる関係を期待できるが、それは中生層変形など後生変形に際して、同じ構造線にそつて再活動し、蛇紋岩・花崗岩・片麻岩等の貫入または衝入によつてこわされ、現在は断層関係として示されている。この考察を助ける資料として、後生変形によるつき上げの変位量の小さい部分、すなわち木々子の北における小崎構造線の片麻岩上に恰も不整合状にのる小崎層(f)、(g)部層が、その残片的証拠を示すものであろう(205頁参照)。

小崎層の礫の源岩体を現在の構造線の火成岩・変成岩に直接求めることは困難である。小崎層堆積時に出現していた岩体は、後生変形によつて移動し、また浸蝕をうけ、現在分布する岩体は、小崎層を貫く花崗岩***・蛇紋岩あるいは深部変成の片麻岩衝入体が大部分である。

*例えば Newfoundland の Middle Ordovician の Cow Head breccia.

**単なる断層綫的なものでなく、構造帯を区切る比較的せまい構造单元をいう。

***小崎層を貫く花崗岩中の Zircon と、小崎層の花崗礫の Zircon が同じ藤紫色を呈することから、富田達、唐木田芳文(1957)は、それらが共に Pre-Cambrian のもので、現在小崎層を貫く花崗岩類は、深部にあつた同岩体が、地殻変動に際して部分的に再熔融して貫入した、いわゆる再動体と考えている。(198頁脚註参照)

VIII 小崎層の地史的意義

松本・勘米良 (1949) は球磨山地および紀伊西部における中生界・古生界および構造線にそう変成岩・火成岩の研究を通じて、西南日本外帯にも古生代末—三疊紀初期に大きな変動期があつたことを指摘し、その主な現象として次の諸点をあげた。

1. a) その変動に際して、秩父帯に生じた構造線(帯)にそつて、b) 古期の深成変成岩類(角閃岩・雲母片麻岩)およびシルリア系が衝入(squeezed out)し、c) 同時に花崗岩類・蛇紋岩の源岩の貫入があつた。2) それらの貫入・衝入岩体は中生層変形に際して再動し、中生層をも切る構造線中(浅所)に押し上げられた(従つて上記岩類は中生層に対しては常に断層関係)。この押し上げには蛇紋岩が滑剤として大きな役割を果たした。3) 中生層—とくに後期中生層—堆積前に、古生層は強く変形(褶曲・断層作用)を受けていた。4) 上部ペルム系球磨層*はその古生代末の変動を反映した変動期堆積相を示す。5) 古生層・中生層の構造的平行性は、中生層変形が古生層変形によつて生じた地質構造に支配された結果である。上記のうち、(1)、(3)、(5)と同様の見解は四国の秩父帯においても、市川・石井・中川・須鎗・山下(1953, 1956)によつて導かれ、とくに(1)に関してはくわしく検討された。すなわち、市川らにより黒瀬川構造帯(=上記1, a)と呼ばれたものがそれで、その形成に際して、三竜火成岩(=1, c)、基盤の寺野変成岩(=1, b)およびシルリア系(=1, b)が上昇し、ペルム紀新期には地表に露出していた、と結論した。

小崎層を中心として、その同時異相累層、中生層および構造線にそう変成岩・火成岩との関係から導かれる結論は、上記の一連の見解をさらに裏づけるものであり、すでにペルム紀古期末—中期にその変動の一つの表現があつたとみるべきである。

古生代末—三疊紀初期の変動が外帯全般に及ぶ広域のものであつたか、せまい地帯に限られたものであつたか、またその変動の主な時期に関して、さらに究明すべき諸問題があるが、その一つとして、ペルム系と三疊系との関係について言及しなければならない。

小林貞一(1931, 1941, 1950)は、四国の秩父累帯南縁部を占める三宝山層群中の白色石灰岩(三宝山石灰岩)にLadino-Carnianの化石を産し、加えて、三宝山帯には稀にはあるが、ペルム紀化石を含むことから、同層群をペルム系—三疊系の整合一連の累層と考え、その他の事情も併せて、外帯では、古生代末から古白亜紀まで著しい変動を受けなかつたと考えた。他方、市川・石井・中川・須鎗・山下(1953)は秩父累帯中部の坂州で、Carnianの寒谷層が下部ペルム系(*Nagatoella kobayashii*を含む)上に不整合にのる関係を見出し、両者間に顕著な褶曲構造運動を考えた。球磨山地では、既にのべたように、Carnianの田浦層が、基底の大礫々岩をもつて、小崎層上に傾斜不整合にのっている。そこでは、前者は5~10mの波長をもつて褶曲した小崎層の種々の層準を切り、小崎層の砂岩・石灰岩の礫を含み、岩石の変形度もはるかに弱い。両者間の層序間隙は大きく、従来の主張どおり、ペルム紀後期—三疊紀初期の変動を重視したい。かくて、この変動は秩父帯北部・中部に限られ、南部にはその影響は及ばなかつたかも知れない、という考察もなりたつ**。しかし、外帯では、古生層帯中にサンドイッチ構造(勘米良, 1950)をなして、中生層が幅せまく(10m以下のこともある)はさみこまれている例も少なくないので、三宝山層群中の三疊系についても再検討されねばならない***。

*当時、小崎層の一部(下松求麻村のもの)を球磨層に含めていたが後に修正した(勘米良, 1953)。

**松本達郎との討論において、同氏から提出された。

***変動の時期に関して、考慮さるべき他の事実として、最近神戸信和(1960)が報告した宮崎県高千穂町におけるYabeina石灰岩(岩戸層)とSkytianの上村層との整合関係は重要である〔宮崎県下における下部三疊系上村層について; 地質雑 66, (778), 467頁〕。詳細な発表を待ちたい。

IX む す び

以上小崎層の層序, 岩相, 同時異相累層および他の地質系統との関係をのべ, 併せて, それらの資料から導かれる地史学的意義について考察した。残された問題として, 礫岩の礫について, さらに慎重な研究が必要である。それは単に小崎層の礫だけでなく, その上に傾斜不整合でゐる田浦層, さらにその上位に同様の関係で重なる坂本層の基底礫岩の礫とともに総括的な研究を要する。

小崎層下部に対比される地層は日本各地に広く分布し, 礫岩相, 石灰岩相, チャート・泥岩相のものを含む。それらが相互にどのような関係にあつたか究明すべき重要問題である。本論文では対比上の論議は省略したが, 紡錘虫化石の記載とともに, 近く発表の予定である。

引用文献

- 1) 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇(1953): 坂州不整合について. 徳島大学学芸紀要(自然科学), 3, 61~74.
- 2) ———— (1956): 黒瀬川構造帯. 地質学雑誌, 62, (725), 82~103.
- 3) 勘米良亀齡(1953): 球磨層一特に日本の二疊系上部統に関して. 地質学雑誌 59, (697), 449~468.
- 4) ———— (1955): 著しい礫岩をはさむ中部二疊系小崎層, 地質学雑誌 61, (718), 346.
- 5) KANMERA, K. (1957): Revised classification of *Cancellina* and *Neoschwagerina*, and evolution of *Sumatrininae* and *Neoschwagerininae*. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. Ser. D, 6, (1), 47~64.
- 6) KANUMA, M. (1958~1960): Stratigraphical and palaeontological studies [of the southern part of the Hida Plateau and the northeastern part of the Mino Mountainland. Part I. Jubilee Publication in the Commemoration of Prof. H. Fujimoto, 1~48, (1958); Part II, No. 4, Bull. Tokyo Gakugei Univ., 11, 55~73, (1960).
- 7) 小林貞一(1951): 四国地方(日本地方地質誌), 1~238.
- 8) KOBAYASHI, T. (1931): Notes on a new occurrence of Ladino-Carnic limestone at Sambozan, Tosa province. Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr., 8, 251~258.
- 9) ———— (1941): The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, 5, (7), 219~578.
- 10) KONISHI, K. (1954): A new species of *Gymnocodium* and its algal associates in the Permian Kosaki formation of Southern Kyushu, Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr. 25, (1~2), 1~20.
- 11) MATSUMOTO, T. & KANMERA, K. (1949): Contributions to the tectonic history in the Outer Zone of Southwest Japan. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, 3, (2), 77~90.
- 12) 松本達郎・勘米良亀齡(1952): 球磨川下流々域地質巡検旅行案内書. 九州大学理学部地質学教室, 1~71.
- 13) 大町四郎(1938): 八代中生層の層序及び構造. 地質学雑誌, 45, (535), 352~362.
- 14) 大谷寿雄(1927): 熊本県八代附近球磨・紀伊山地の層位と構造. 地質学雑誌, 33, (397), 402~422; (398), 451~469.
- 15) OZAWA, Y. (1927): Stratigraphical studies of the Fusulina Limestone of Akasaka, province of Mino. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sect. II, 2, (3), 121~162.
- 16) 高橋清(1951): 八代中生層地域における新観察. 地質学雑誌, 57, (670), 341.
- 17) 田村実・勘米良亀齡(1957): 九州のいわゆる鳥巢統の研究(予報). 地質学雑誌, 63, (742), 417.
- 18) 田村実(1960): 坂本層群—九州一の層位学的研究. 地質学雑誌, 66, (777), 371~383.

後記 (206頁, 3行目; 上深水東端の石灰岩に対する脚註)

この石灰岩は, 大谷寿雄(1927)が深水石灰岩帯と呼んだものだが, その主体は筆者の走水層で, 両者は蛇紋岩帯で切られている。深水の石灰岩を含む地層は, 小崎層と走水層の移行部に当り, 岩相上, むしろ小崎層に含めたい。小崎層の上部と走水層の主体は同時異相の関係にある。

Middle Permian Kozaki Formation

Kametoshi KANMERA

(Abstract)

The Kozaki formation is exposed in narrow belts along several tectonic lines in the lower course of the Kuma river. It is limited on the lower by a fault or intrusions of granite or serpentine, and is overlain by a basal conglomerate of the Carnian Tanoura formation with a distinct unconformity. It is divided into two subformations (fig. 2). The lower subformation (180m) consists mainly of alternating thick conglomerate with intercalated sandstone and black mudstone, and is accompanied with dark grey to black lenticular limestone at four horizons. The upper subformation (180 m) comprises thick conglomerate in the basal part and predominantly mudstone with thin siltstone and occasionally a few thin chert in the main part.

The conglomerate is intraformational, showing abrupt lateral and vertical changes into sandstone or mudstone. It contains roundstones, up to 50 cm in diameter, of biotite-granite, quartz-porphry, porphyrite, diabase, andesite, andesitic tuff, schistose hornfels, etc. There also occur abundantly in local slabs and chips of mudstone and uneven or ragged blocks of dark grey to black limestone of various sizes up to 2 m, which are probably the product of the contemporaneous erosion. Isolated roundstones of igneous rocks are found also in mudstone, which is, in turn, black, usually massive, and commonly contains pyrite crystals of sedimentary origin. The sandstone is usually of muddy sublithic type, with a large amount of clay-matrix.

The limestone, less than 7 m thick, is mostly bioclastic calcarenite and calcirudite consisting mainly of crinoid oscicles, remains of calcareous algae and foraminifers and subordinately of bryozoas, sponges, and brachiopods, with a spary matrix. Not uncommonly oölite with a spary matrix and occasionally algal pisolite (stromatolite) with a microcrystalline calcite matrix are also accompanied. Many of the limestones are more or less argillaceous or arenaceous, and in some parts slightly bituminous, and often contains sedimentary pyrite.

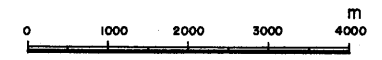
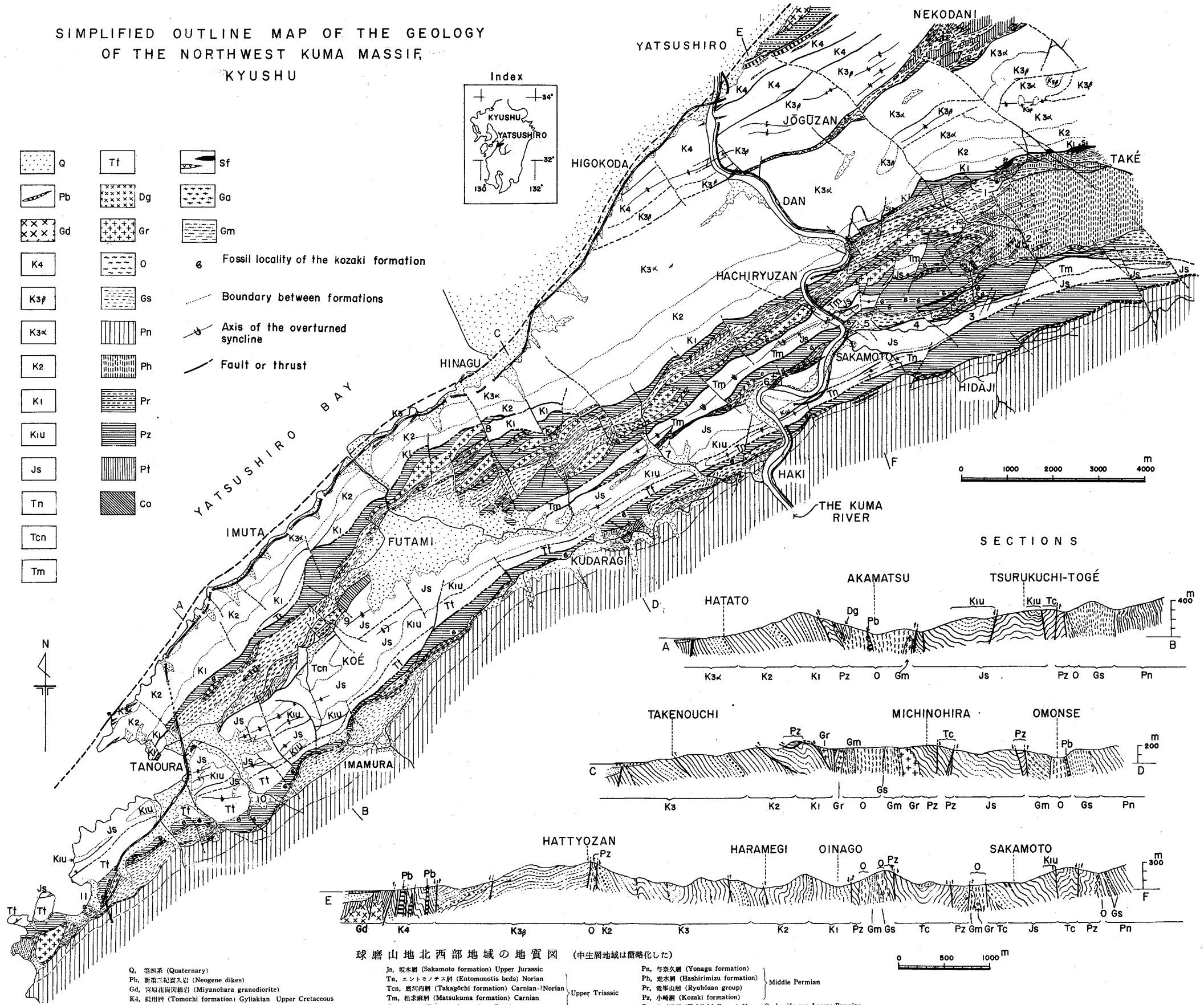
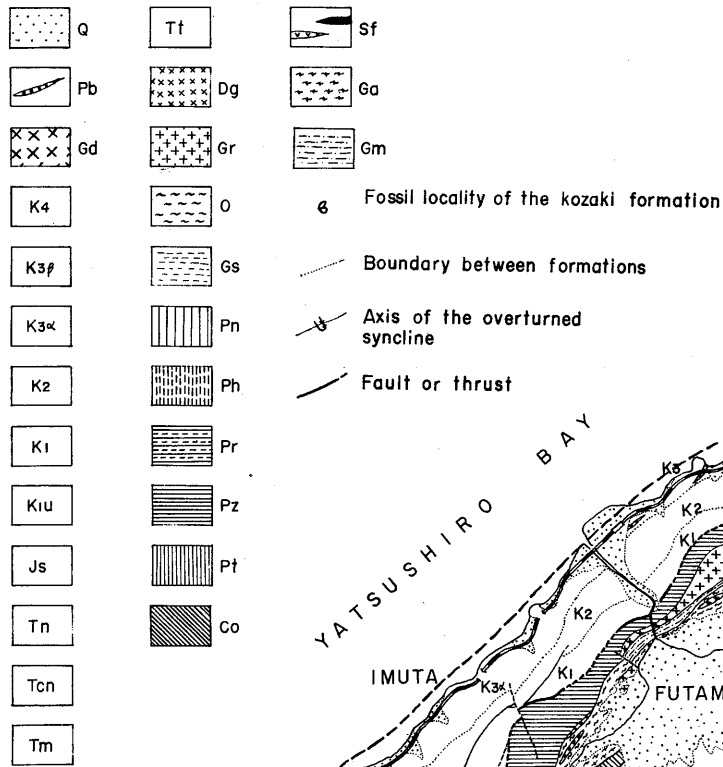
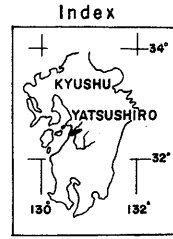
The identified fusulinid species listed in Tables 1, 2, and 3 demonstrate that the lower subformation, the lower part of the upper subformation and the uppermost part of the formation are safely correlated with the *Cancellina nipponica* zone (Nn), *Neoschwagerina craticulifera* zone (Nc), and *Yabeina globosa* (= *Y. inouyei*) zone (Ng), respectively, of the Akasaka Limestone (OZAWA, 1927), though the second zone was led indirectly from the datum in the equivalent unit of the tectonically separated mass nearby the type section.

C. nipponica was recorded from only one other locality (Tominoho; KANUMA, 1958) outside Akasaka, so it may be inappropriate to chose it as the index name of the zone. However, the coexisting species with *C. nipponica* in Akasaka define a particular zone within the Japanese province on account of its unique assemblage comprising *N. simplex*

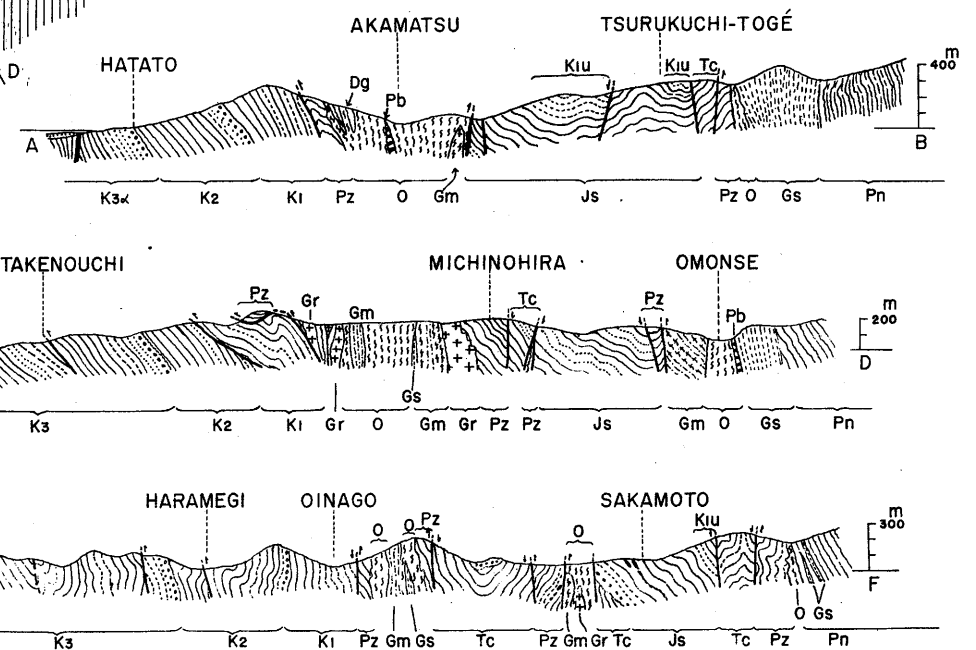
OZAWA, *Verbeekina sphaera* OZAWA, *Pseudodoliolina ozawai* YABE & HANZAWA, *Misellina claudiae* (DEPRAT), *Yangchienia compressa* (OZAWA), *Schubertella giraudi* (DEPRAT), etc. In addition to them, primitive *Cancellina* allied to *C. nipponica* or *C. schellwieni* and a small subspecies of *Pseudodoliolina pseudolepida* may take the place of *C. nipponica* and *P. ozawai*, respectively. The first two species and *C. nipponica* are the most primitive species of each genus, as I (1957) previously discussed, and define the lowest part of the so-called *Neoschwagerina* zone in the Japanese and Chinese provinces. Of these *N. simplex* which commonly occurs is the most leading species of the zone. It is, therefore, better to denominate the zone as the *N. simplex* zone in place of the *C. nipponica* zone.

Recent investigations clarified that the most of the conglomerate-bearing Permian formations in Japan can be referable to either of the lower Middle Permian *N. simplex* zone or the lower Upper Permian *Yabeina gubleri-Lepidolina toriyamai* zone which was previously described (KANMERA, 1953, 1954). It should be noted that the conglomerate-bearing formations of the *N. simplex* zone in the Kuma Massif occurs only along the thrust zones. Being away from these restricted zone, on the north, east, and south there occur widely equivalent formations of muddy and cherty rock-facies. This suggests that the Kozaki formation might have originally deposited along the Islands of the old tectonic zones which were exposed above the sea-level during the Neoschwagerinan age and have provided the sediments with the material of igneous rocks, especially of andesite and its pyroclastic rocks.

SIMPLIFIED OUTLINE MAP OF THE GEOLOGY
OF THE NORTHWEST KUMA MASSIF,
KYUSHU



SECTIONS



球磨山地北西部地域の地質図 (中生層地帯は簡略化した)

- | | | |
|---|--|---|
| Q, 第四系 (Quaternary) | Js, 坂本層 (Sakamoto formation) Upper Jurassic | Pn, 与妻久層 (Yonagu formation) |
| Pb, 新第三紀貫入岩 (Neogene dikes) | Tn, エントモノチヌ層 (Entomonotis beds) Norian | Ph, 荒水層 (Hashirimizu formation) |
| Gd, 宮城花崗閃輝岩 (Miyanojima granodiorite) | Tcn, 西川内層 (Takagochi formation) Carnian-Norian | Pr, 荒瀬山層 (Hashirimizu group) |
| K4, 八代層 (Yatsushiro formation) Gyalakian Upper Cretaceous | Tm, 松本層 (Matsukuma formation) Carnian | Pz, 小崎層 (Kozaki formation) |
| K3β, 八代層 (Yatsushiro formation) Upper Miyakoan | Tt, 田原層 (Tanoura formation) Carnian | Pt, 旗石層群 (Tobishishi Group) Upper Carboniferous-Lower Permian |
| K3α, 日奈久層 (Higokoda formation) Lower Miyakoan | Dg, 輝綠岩類 (Diabase Gabbro) | Co, 大平層 (Ōhira formation) Lower Upper Carboniferous |
| K2, 八代山層 (Hachiryuzan formation) Aritan | Gr, 花崗岩類 (Granites) | Sf, 深水層 (Fukami formation) Upper Silurian |
| K1, 川口層 (Kawaguchi formation) | O, 蛇紋岩 (Serpentine) | Ga, 角閃岩類 (Amphibolites) Pre-Silurian |
| Kiu, 海浦層 (Uminoura formation) | Gs, 緑色片岩 (Green schist) | Gm, 雲母片麻岩 (Mica-gneiss) |