上 部 二 疊 系 水 越 層*

柳 田 寿 —**

(1957 年 10 月 3 日受理)

The Upper Permian Mizukoshi Formation

Jyuichi YANAGIDA

(Abstract)

The Mizukoshi formation reported by MATSUMOTO and FUJIMOTO (1939) is distributed in the area about 15 km. south of Kumamoto city. It consists of two subformations, the lower, about 900 m. thick is a monotonous thin-bedded alternation of black shales and fine-sandstones frequently with graded bedding; and the upper of about 500 m. thick comprises shales, sandstones and conglomerates which are highly heterogeneous in succession, and its base is well defined by an about 40 m. thick coarse-sandstone which extends throughout the surveyed area. Conglomerates are intraformational, ranging from 5 to 25 m. in thickness, merging rapidly into shales both vertically and laterally, and occur in many horizons. They are ill-sorted, generally with muddy matrix, and contain well-rounded pebbles, cobbles and boulders of granite, granodiorite, quartz-porphyry, aplite, quartz-porphyrity, altered-andesite, basalt, sandstone and conglomerate. Zircons obtained from several granite cobbles are pale purple to pale yellowish purple, exhibiting colors characteristic in those of the Pre-Cambrian granites. Sandstones are of graywacke type, medium to coarse grained, and alternate with black shales in various thickness.

The limestones which occur at four horizons (fig. 1), are of small lenticular forms less than 2 m. thick, rapidly change into shales, and are black to dark-gray arenaceous in composition and clastic in texture. Those of the upper subformation contain fusulinids, corals, and others, among which the first is most abundant.

Examining the fusulinids obtained by myself and the ones studied by FUJIMOTO on which his correlation of this formation to Artinskian or Saxonian stage was based, I found that they present a close resemblance to the fusulinids from the Kuma formation of the Kuma massif which are composed of species of *Lepidolina* and of advanced species of *Yabeina* (KANMERA, 1953), as shown in Table 1.

In the general stratigraphic sequence, the rock facies and the contained fusulinids, the Mizukoshi formation is a correlative of the Kuma formation as well as its equivalent formations of the *Lepidolina* zone distributed in many separated areas of the Japanese Islands.

* 1957 年 2 月西日本支部総会で講演

** 九州大学理学部地質学教室

地質学雑誌 第 64 卷 第 752 号 1958 年 5 月

I. ま え が き	V. 対 比
II. 分 布	VI. 地 質 構 造
III. 層序および岩相	VII. む す び
IV. 産 出 化 石	

I. ま え が き

水越層は熊本市の東南方約 10 km, 緑川中流御船町の東南部に分布する。これが火成岩礫を多量に含む礫岩層をはさむ特異な岩相をしめす古生層で, 多くの問題を含むことは, 水越層を命名した松本達郎・藤本治義 (1939) によつてすでに指摘されたところである。この研究で, 藤本治義は紡錘虫化石の内容から水越層の地質時代をはば Saxonian ないし Artinskian と考えた。

勘米良亀齡 (1953) は当地の南方約 15 km に発達する球磨層, ならびに日本の諸地域に広く発達する二疊系上部層の比較研究において, 二疊系の紡錘虫化石帯の最上位に *Lepidolina zone* が設定できることを指摘したが, その中で水越層についても言及し, 水越層は従来の見解よりさらに上位の *Lepidolina zone* に属する可能性が強いことをのべた。

このような観点にたつて, 筆者は水越層の層序・岩相・地質構造および地質時代の究明につとめた。従来指摘されていた諸問題のうち, 層序・岩相比較・他の古生層との対比についてえられた結果をここに報告する。

この研究をつうじて, 野外に室内にいろいろと御指導をいただき, さらに本稿の校閲をいただいた勘米良亀齡助教授に深甚の謝意を表する。また水越層産紡錘虫化石の薄片の原標本の検討を許された松本達郎教授ならびに有益なる御教示を賜つた鳥山隆三教授, また花崗岩礫中のシルコンについて懇切なる御教示を賜つた富田達教授にあわせて深く謝意を表する。

II. 分 布

水越層のおもな分布地域は, 御船町宮尾・六谷^{ろつとく}附近より有水・姫椿・藤木附近にいたる東西約 8 km, 南北約 2 km の間で, 特に上梅木^{かんめぎ}～田畑^{あしたけ}附近で模式的に発達する。東側では阿蘇熔結凝灰岩にひろく覆われ, 矢部町^{やべ}万谷^{まんたに}・布勢^{ふせ}・白木谷^{しらき}附近の高地にだけ散在的に露出する。

水越層は地質図にしめしたとおり, その北側すなわち上限を上部白堊系ギリヤーク統の御船層群によつて傾斜不整合に覆われ, 南限すなわち下限は蛇紋岩・輝緑岩の貫入をとともなう断層帯 (六谷構造線) によつて, 緑色岩を主とする低度変成岩類の間の谷片岩とさかいする。一般に地層は N60°～80°E の走向をもち, 40°～70° で北に傾斜する。

III. 層 序 お よ び 岩 相

水越層は全層厚 1400 m ないし 1500 m に達し, 層序・岩相上, 下部層と上部層とにわけられる。水越層は地層の変形度がかなりはげしく小断層が多いので, 正確にその厚さをしめることはむずかしいが, 大規模な同斜褶曲や断層によるくりかえしは見出せない。上・下限は上述のとおりである。その標準層序および岩相は上梅木～田畑間の県道にそつて観察される。その層序を第 1 図にしめす。

1) 下 部 層

層厚約 900 m で, ほとんど黒色粘板岩質頁岩と暗灰色細粒砂岩ないしシルト岩とのリズムミカルな薄互層からなり, 垂直的にも水平的にもいちじるしい岩相変化をしめさない。各互層の厚さは 2～3 cm がもつとも多いが, しばしば 10 cm 位に達する。各互層において, 砂質部ならびに泥質部はふつう任意にその厚さを変えるが, しばしば明瞭な graded bedding をしめす。

熊本県御船町附近地質図

田畑西方約 700 m 附近の小支谷で下限より約 50 m 上位の層準において、上記薄互層中に厚さ約 1.5~2 m 延長約 2~3 m の石灰岩レンズが挟在する。また田畑北方約 1300 m の、砂岩層の基底より約 5 m 下位の一層準に厚さ約 1 m 延長約 2 m の石灰岩が薄互層中に挟在する。これら石灰岩は黒灰色、砂泥質でふつう頁岩と移化する。まれに火成岩や水成岩の小円礫、また黄鉄鉱の細片をふくみ、種々の石灰岩片からなる **clastic limestone** の性状をしめす。また下限に近い石灰岩中には海百合の破片が多く含まれる。

2) 上部層

層厚 500 m ないし 600 m で、下部層に整合的に累重する。厚さ最高 40 m に達する中粒暗灰色の砂岩層をもつてその下限とし下部層と区別する。礫岩・砂岩・頁岩からなり石灰岩の小レンズを伴うが、下部層にくらべて前二者が特徴的に優勢である。

a) 礫岩：礫岩層は intraformational のもので、すくなくとも 5 層準に発達していて、御船町上梅木附近でその性状を詳細に観察できる。層厚は一般に 5~15 m であるが、最

第 1 図

高 25 m に達する。上梅木以西では、この西方約 500 m 附近をとる南北性断層によつて南へ変位し、宮尾・塔坂を結ぶ谷の北斜面に追跡できる。層厚はいずれもかなり変化し、粘板岩質頁岩と横に移化するものもあるが、特に最下部砂岩層より約 230 m 上位の層準にあるいちじるしい礫岩層は、鍵層として良好に追跡できる。礫は 5~10 cm の円礫がもつとも多いが、しばしば 30~50 cm に達する巨礫もみられ、他方、5 cm 以下の小礫もふつうである。これらの礫岩は一般に淘汰はいちじるしく悪く、小礫より巨礫へ至る礫が雑然と密集している。基質部は一般に黒色砂泥質でかなり石灰質である。ハリ光沢のある石英砂粒を含み、淘汰は悪く、しばしば黄鉄鉱の細片を含む。東部の万谷附近では、厚さ約 20 m の礫岩が露出するが、礫の大きさは一般に 3~10 cm の円礫で淘汰は比較的よく、基質部は中粒の砂質である。

礫の種類は、火成岩類がもつとも多く、水成岩類も少量含まれるが変成岩類は発見していない。火成岩礫は一般に大礫で、黒雲母花崗岩・優白質花崗岩・花崗閃緑岩・花崗斑岩・石英斑岩・石英玢岩・緑色安山岩・玄武岩などがあり、このうち花崗岩類がもつとも多い。水成岩礫では砂岩・頁岩・石灰岩・礫岩などがある。

これらの礫のうちもつとも特徴的な花崗岩類についての観察をのべる。花崗岩礫は優白質花崗岩と黒雲母花崗岩とに大別できる。優白質花崗岩は中粒ないし細粒、主成分鉱物は石英・正長石で、斜長石はわずかに含まれるか、または全く含まれない。淡緑色の黒雲母が少量含まれる。文象組織および微ペルト石構造が発達しているものがある。一般にかなり変質して粘土鉱物を生じている。黒雲母花崗岩は中粒で、主成分鉱物は石英・正長石・斜長石・黒雲母であるが、斜長石は前二つにくらべてすくない。斜長石は一般に $Ab_{75}An_{25} \sim Ab_{55}An_{45}$ の間をし

めす。黒雲母の劈開線は強く屈曲する。

加納博 (1956) は二畳系の花崗岩礫を Granophyre (氷上型) と, Trondhjemite-Tonalite (“出所不明”型) に二分した。この分類は水越層礫の場合にも適応できる。しかし後にのべるように氷上型礫の時代については疑問の余地があり, 富田博士によれば, 筆者が採集した上記氷上型および“出所不明”型の各花崗岩礫中のジルコンは, 淡紫～ローズライラック色をしめすものと, 淡黄紫～無色の2種類があり, これらを含む花崗岩礫が先カンブリア紀に属することは疑問の余地がない*, ということである。なお優白質花崗岩と黒雲母花崗岩の間でジルコンの色の差異はみとめられない。

b) 砂岩: 粗粒ないし細粒で, 一般に 50~100 cm の厚さに成層する。最下部の砂岩層は最高 40 m 内外の厚さに達するが, 他は一般に 5~10 m で, 種々の厚さの粘板岩質頁岩としばしば互層する。礫岩へは含礫砂質頁岩をへて漸移することが多い。一般に中粒ないし細粒で, 青灰色ないし暗灰色のものが多く, 部分的にはかなり石灰質である。岩質はグレイワッケ型で, その主要構成鉱物は石英・正長石・斜長石で, そのほか輝石類・緑簾石類などがある。砂粒は多少かどばり淘汰は比較的悪い。節理面にそつてしばしば方解石の結晶がみられる。重鉱物是有色鉱物が圧倒的に多い。Pyroxene, iron ore, epidote, zircon (きわめて円磨されたもの, 自形に近いやや長柱状のもの), zoisite, chlorite, garnet, apatite などがあり, 特に pyroxene が極めて優勢である。

重 鉱 物 組 成 表

		Zr.	Ch.	Ap.	Zs.	Px.	Gr.	Ep.	Or.
Mz.	95	△	×	×	△	●	△	△	△
Mz.	100	▲	×	×	△	●	△	△	△
●	predominant	60~100% Zr.=Zircon				×	rare 1%	Px.=Pyroxene	
○	abundant	59~ 20% Ch.=Chlorite						Gr.=Garnet	
▲	fairly abundant	19 ~ 4% Ap.=Apatite						Ep.=Epidote	
△	minor constituents	4 ~ 1% Zs.=Zoisite						Or.=Ore mineral	

c) 頁岩: 中部ないし下部の頁岩は一般に下部層と同様の薄互層をしめすが, 最上部附近では黒色頁岩が厚く発達する。しばしば黄鉄鉱の細片を含む。最上部附近の頁岩には部分的に化石のぬけ穴がみられ, 特に上梅木附近の含礫砂質頁岩より頁岩への漸移部から, 腕足類・斧足類・腹足類などの化石が密集して産する(第2表)。

d) 石灰岩: 上梅木南方の最下部砂岩層の基底から約 130 m 上位の層準に, 厚さ約 2 m 延長約 2~3 m のレンズ状石灰岩が挟在する。最上位の石灰岩は宮尾の北側に分布する礫岩層の上位約 20 m の所で, 層厚 2~3 m 延長 5~6 m で挟在する。岩質は下部層のものと類似の性質をしめす。それらには, 紡錘虫・石灰藻・蘚虫・海百合・珊瑚などが含まれるが, このうち水越層の時代決定の上で重要な紡錘虫化石は前者から見出される(第1表)。

上述のように, 水越層は分布が限定されているためその堆積環境を考察することはむずかしいが, 下部層と上部層とではかなりの差異があつたことが推測される。

湊正雄 (1944) によれば南部北上山地の二畳系上部では, 沿岸相をしめす薄衣礫岩相が黒色粘板岩相でしめされる中心相をとりまいて分布し, その結果中心部が無気的環境にあつたと考えられる入海(登米海)を想定した。

水越層では, 全体を通じて黒色頁岩が優勢であり, しばしば堆積源と推定される黄鉄鉱の細片を含み, また礫岩の基質部が黒色泥質で, 頁岩にみられると同様の黄鉄鉱細片や有機物を含むことから, 堆積当時水底部での水のはげしい移動や動揺はあまりなく, 無気帯が広く支配したものと推測される。ところで上部層に特徴的な礫岩や含礫砂質頁岩の性状をみると, 礫および基質の淘汰は極めて悪

* 富田達によれば, 淡紫色～ローズライラック色に属する一標本は, 球磨層の花崗岩礫中のジルコンの色とまったく同一とのことである。

く、堆積地でのいちじるしい淘汰作用はみとめられない。それらの層厚は変化しやすく、しばしば上位の頁岩に移化している。またこれらの礫岩層の上・下部にはしばしば明瞭な *graded bedding* をしめす砂岩・頁岩の薄互層がともなわれる。他方大小礫がすべて円礫であることは、供給地から堆積地近くまではげしい水磨作用をうけたことをしめす。

上述のことをあわせ考えると、水越層礫岩の堆積を *density current* による流れこみで説明することもできよう。しかし、東部の万谷に露出する礫岩層はかなり厚く、礫は中礫ないし小礫で比較的一定しており、基質部は中粒の砂質であることから、これの堆積当時は比較的水流があり分級作用が働いたことが考えられる。

IV. 産 出 化 石

前述のとおり、上部層の石灰岩には紡錘虫などの化石が含まれている。それらの化石のうちでもつとも豊富に産し、比較的保存もよく時代決定上重要な紡錘虫には第1表のものが識別された。

第 1 表

1) <i>Yabeina</i> cfr. <i>gubleri</i> KANMERA
2) <i>Yabeina</i> cfr. <i>yasubaensis</i> TORIYAMA
3) <i>Lepidolina</i> cfr. <i>toriyamai</i> KANMERA
4) <i>Pseudodoliolina</i> cfr. <i>pseudolepida</i> (DEPRAT)
5) <i>Schwagerina</i> sp.
6) <i>Parafusulina</i> sp.

なお、このほか *Waagenophyllum* sp. も見出された。

次に上部層の上限に近い層準* において、礫岩層の縁辺部の含礫砂質頁岩から頁岩に移化する部分に、厚さ約 1.5 m にわたって、腕足類・腹足類・斧足類その他珊瑚・海百合などの化石を見出した。それらはいずれも強く変形している。産状は一般に散点的であるが局部的に密集している。化石の配列は全く不規則である。この化石層は追跡できず全く局部的である。化石の方向が不規則で局部に集中することや含礫砂質頁岩の縁辺部にあることから、前述の *density current* による流れこみの可能性が考えられる。殻は一般に破損

第 2 表

1) <i>Neospirifer</i> cfr. <i>fasciger</i> (KEYSERLING)
2) <i>Spiriferella</i> sp.
3) <i>Productus</i> sp.
4) <i>Acanthopecten</i> aff. <i>spinosus</i> HAYASAKA
5) <i>Pleurotomaria</i> sp.

していない。腕足類・斧足類・腹足類について第2表の属種を識別した。

V. 対 比

先に藤本治義 (1939) は、水越層より次の化石を報告した。

Schwagerina bicornis CHEN, *Schwagerina* sp., *Pseudodoliolina ozawai* YABE & HANAZAWA, *Neoschwagerina megaspherica* DEPRAT, *Neoschwagerina douvillei* OZAWA, *Neoschwagerina margaritae* DEPRAT, *Yabeina* sp., *Lonsdaleia* sp.

藤本治義は、上記の化石内容から水越層を *Saxonian* ないし *Artinskian* に対比した。その後勘米良亀齡 (1953) は球磨層の研究において、水越層の化石についても言及し、水越層の紡錘虫化石が、球磨層 (上部二疊系) ならびにこれに対比される諸果層の紡錘虫化石群と比較される可能性が高いことを論じた。筆者の研究によれば、前述のように藤本の報告した化石群とはいちじるしくことなつた結果がでている。共通種はまったくなく、*Yabeina* sp. だけが属として共通するにすぎない。藤本の研究結果と筆者のそれとがまったく異つた化石群からなる疑問をあきらかにするため、松本・藤本の原標本を観察した結果**、藤本が *Neoschwagerina* とした3種はいずれもそれらの種に同定

* 上梅木～田畑間において上限より約 100 m 下位。

** 松本達郎氏の御好意による。

することには賛成できない。あきらかに別種のもので *Yabeina* または *Lepidolina* に属する*。

他方、この化石群は球磨層産のそれとは酷似し、これとはほぼ同一の化石群を構成することは疑いない。水越層産の紡錘虫化石は保存が悪いため種の完全な同定はできないが**，属の決定は困難ではない。上にあげた諸種のうち *Yabeina* cfr. *gubleri*, *Lepidolina* cfr. *toriyamai* がもつとも多量にでる。これにともなう *Pseudodoliolina* cfr. *pseudolepida* は殻壁が厚くかなり大型である。*Schwagerina* sp. は球磨層産の *S. pseudocrassa* KANMERA に近似している。

Lepidolina cfr. *toriyamai* KANMERA

×10

Both are from Mz. 16. (see map.)

第 2 図

さきに勘米良 (1953, 1954)

は球磨層ならびに日本各地に発達する二疊系上部の紡錘虫化石群を検討し、従来のいわゆる *Yabeina* 帯を下位の *Yabeina* 帯と上位の *Lepidolina* 帯に分帯したことは周知の所である。両者はそれぞれ特有の化石群で特徴づけられている。しかし、球磨山地では、*Lepidolina* 帯

と *Yabeina globosa* 帯の地層は構造的にはなれてしまっており、両者の層序関係はつかめない。他の地方でも両帯が整合一連の地層として発達している例はしられていないが、舞鶴帯の河西地方において、*Lepidolina* 帯の礫岩・紡錘虫細礫岩・砂質頁岩層の礫岩中に原始型の *Yabeina* を含む石灰岩礫が見出されている (中沢・志岐・清水・野上 1956) ことは注目にあたいする。さらに、前述の *Yabeina-Lepidolina* 化石群は日本だけでなく満洲・雲南・印度支那・北米西海岸地域からもしられており、*Yabeina globosa* 帯より上位の一時代単位を劃することはうたがいないと考えられる。

水越層の化石群は *Yabeina globosa* 帯を構成する特徴種をまつたくともなわず、さらにそれにもなう *Neoschwagerina* 属の数種も全く見出されない。このように、水越層の紡錘虫化石群は、*Neoschwagerina-Verbeekina* 帯および *Yabeina globosa* 帯を構成する種属とはあきらかにことなつた要素からなり、一方 *Lepidolina* 帯を構成する *Yabeina-Lepidolina* 化石群とはきわめて共通した種属からなりたっている。要するに水越層産の紡錘虫化石群は *Yabeina-Lepidolina* 化石群の一員であり、球磨層および日本各地においてそれに対比された二疊系上部に対比できると考えられる。

次に、上部層より産出した腕足類化石群について略述する。それらは *Neospirifer* cfr. *fasciger* (KEYSERLING), *Spiriferella* sp., *Productus* sp. であるが、この化石群は野田光雄 (1956) によつて報告された、満洲開山屯・上三峰附近の豆満層の腕足類化石群とほとんど共通した属からなる。特に水越層産の *Neospirifer* cfr. *fasciger* (KEYSERLING) と豆満層産の *Spirifer* cfr. *moosakhailensis* DAVIDSON とは元来近縁な種である。しかし両者とも変形し保存が悪いのでげんみつな比較はできない。なお、野田の豆満層からは *Yabeina-Lepidolina* 化石群が報告されていて球磨層に対比されている。

全国各地を通じて、岩相上両帯にはいちじるしい差異がある***。すなわち *Yabeina* 帯の累層に

* 属に対する見解のちがいもありうるのでここでは、種の鑑定に基礎をおいている。

** しかしそれらが *Neoschwagerina* の諸種とちがうことは前述のとおりである。

*** 南部北上山地は例外的。

はチャートなどの珪質岩やいわゆるシャルスタインなどの火山砕屑岩類がしばしば伴われ、特にチャートは顕著である例が多い。一方 *Lepidolina* 帯の累層では、現在知られた所ではこれらは全く見出されず、かわつて特に花崗岩類を主とするような火成岩類その他の巨礫～小礫を含む礫岩が特徴的に伴われ、しばしば礫を含む黒色砂泥質の石灰岩を挟在している。

水越層の層序・岩相は球磨層のそれといちじるしい共通性がある。勘米良によれば、球磨層の下部は薄く成層した頁岩からなり、中部にいちじるしい礫岩・砂岩をはさみ、上部ではふたたび頁岩がやや優勢となる。水越層の層序と球磨層のそれとは、概して平行的である。下部層の頁岩は球磨層の下部の頁岩層にくらべていちじるしく厚いが、両者とも下限を断層できられているため厚さを直接比較できない。上部についても同様である。水越層・球磨層の礫岩は、ともに種々の火成岩類の巨礫を多量にふくみ、礫の構成、淘汰の状態、成層の状態、基質の状態などの点においていちじるしく共通した性状をもつ。また、礫岩をふくむ部分全体の層相の状態もすこぶる似ている。また礫岩の基質や黒色頁岩に黄鉄鉱を含むことも一致する。その他、石灰岩はいずれも小レンズ状で黒灰色、砂質ないし泥質の *clastic* 石灰岩でしばしば小礫を含み、その産出も層序上平行的な層準に発達することなどの点においてもきわめて共通する。また、球磨層およびこれに対比される諸累層にきわめて共通してみられるように、水越層においてもチャートや火山砕屑岩類はまったくみられない。

水越層の層序を北上山地のそれと比較した時、水越層が逆転しているのではないかという暗示をあたえる。すなわち登米地方では薄衣礫岩の上位に登米粘板岩が厚く発達している。他方、叶倉層群からは多くの腕足類の産出が知られており、水越層産のものとは *spiriferella* が属として共通している。つまり叶倉・登米層群の層序を逆にしたものと水越層の層序とが類似している。しかし下部層および上部層にわたつてみられる薄互層の性状をみると、ほとんどの場合明瞭な *graded bedding* を示している。また砂岩・礫岩と粘板岩との境界においても逆転をしめす証は何も見出し得なかつた。水越層は南限の構造帯附近で局部的にみられる小規模な褶曲を除いて、大きな逆転をしめす事実は何も見出してない。

VI. 地 質 構 造

当地域では水越層をはさんで北側に御船層群、南側に、間の谷変成岩類とよばれる緑色片岩を主とする低度変成岩類があり、ほぼ東西方向の帯状配列を形成している。水越層は $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ で、これを傾斜不整合で覆う御船層群は $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ でいずれも北へ傾斜する。水越層とその南側の、間の谷変成岩類とは、新たに、六谷構造線となづけた断層帯でさかいする。この断層帯に近い六谷附近および塔坂附近では、水越層は局部的に $45^{\circ}\sim 60^{\circ}$ で南へ傾斜する。間の谷変成岩類は断層附近では直立するか、または北へ急傾斜する。六谷構造線は、宮尾から六谷・田畑をへて姫椿・万谷の方へのびる。この断層帯にそつて、蛇紋岩が 10～15 m の巾で進入している。田畑・六谷間では、輝緑岩が約 2 m の巾で水越層と蛇紋岩の境界附近にそつて貫入し、これと接する水越層にいちじるしい珪化作用をおよぼしている。また、六谷西方の塔坂附近では、輝岩が数 m の巾で蛇紋岩中に貫入している。“熱水液”による緑泥石化作用もしばしばみられ、断層帯附近の破砕された黒色頁岩中には多量の *graphite* が生じている。これらの現象はこの蛇紋岩帯に接する間の谷変成岩類においても同様にみられる。蛇紋岩の進入は、田畑以西の谷の南斜面山麓に沿つて、約 4.5 km にわたり追跡できる。田畑以東の谷では、冲積層および阿蘇熔結凝灰岩に覆われて、わずかに田畑附近および万谷東方の高地にだけ局部的に露出する。蛇紋岩帯の北側で、水越層との間に変成岩の断片がまれにはさまれることがある。これと水越層との直接関係は不明だが、恐らく断層関係と考えられる。蛇紋岩と水越層との境は、ほと

んど滑動しており、この近くでは、蛇紋岩帯に平行でいちじるしい断層粘土をともなう断層もみとめられる。上述のように、水越層と蛇紋岩とは、局部的には元来の貫入関係が残っているが、現在ではほとんど後生変動によつて断層関係にある。

VII. む す び

水越層は *Yabeina-Lepidolina* 化石群で特徴づけられ、球磨層に対比されることはあきらかである。*Yabeina-Lepidolina* 化石群で代表される諸累層は全国各地に広く分布し、いずれも共通した特異な岩相をもち、類似した tectonics が考えられるが、水越層もそれらと全く共通する。水越層の花崗岩礫は古生層の基盤の解明ともあいまつて、二疊系上部統の堆積時の後背地を知る上において興味ある問題を提供している。先述のように水越層の花崗岩礫は二大別でき、このうち優白質のものの中に Granophyre に同定できるものもあつて、加納博の分類と大体一致する。しかし、加納は薄衣型礫中の Granophyre の由来を氷上型花崗岩に求めており、これら岩体の貫入時代を坂本沢世の後期と考えている。一方、水越層の Granophyre の zircon の色は、富田達の zircon 法によれば先カンブリア紀のものをしめすという。

富田達 (1957) は氷上花崗岩を再動岩体と考えこれを Hercynian granite に対比し、その本来の生成時期を石炭紀と考えている。いずれにせよ、水越層の礫中にみられる“氷上型花崗岩”からのジルコンによつて判断される地質時代は、これらの考察とはかけはなれた結果がでていて、今後球磨層および水越層に対比される累層中の花崗岩礫については、広く各地で多方面から検討しなければならない。

水越層およびこれに対比される諸累層の堆積当時、このような先カンブリア紀の礫がどこから供給されたかについてはまだ推測の域を出ないが、水越層が大量の巨大礫を含むことは、その供給地を遠隔に求めることはできない。また当地域から約 15 km 南方に、臼杵・八代線をへだてて分布する球磨層においては、堆積物は北方から供給された (勘米良, 1953) と推察されている。現在両者の間に肥後変成帯が位置し、さらにこれと同類の領家変成帯が日本列島中央部にそい分布し、その内・外側に水越層と同様の岩相の二疊系上部層が分布していることは、すくなくとも西南日本については、領家帯に沿う古期の変動帯も考えられるので、同帯の花崗岩類にその残存がないかどうか検討の余地がある。

主 要 参 考 文 献

- 1) BROILI, F. (1916): Die Permischen Brachiopoden von Timor. *Palaeontologie von Timor*, 7.
- 2) CHAO, Y. T. (1929): Carboniferous and Permian Spiriferids of China. *Palaeont. Sinica*, Ser. B, 11, Fasc. 1.
- 3) DIENER, C. (1909): Anthracolithic Fossils of Kashmir and Spiti. *Palaeont. Indica*, Ser. XV. Himalayan Fossils. 1.
- 4) ——— (1911): Anthracolithic Fossils of the Shan States. *Palaeont. Indica*, New Ser. 3, 4.
- 5) GRABAU, A. W. (1931): Natural History of Central Asia. 4.
- 6) HUANG, T. F. (1927): Late Permian Brachiopoda of southwestern China. *Palaeont. Sinica*, Ser. B, 9, Fasc. 1~3.
- 7) 勘米良亀齡 (1953): 球磨層—特に日本の二疊系上部統に関して (九州南部における古生界の地質学的研究—その 3), 地質雑, 59, 697, pp. 449~465.

- 8) KANMERA, K (1954): Fusulinids from the Upper Permian Kuma Formation, Southern Kyushu, Japan-with special Reference to the Fusulinid Zone in the Upper Permian of Japan. *Kyushu Univ., Fac. Sci., Mem., Ser. D*, 4, 1.
- 9) 加納 博・関陽太郎 (1954): 北上中軸帯 地質見学案内書, 日本地質学会秋田部会.
- 10) 加納 博 (1955): 北上中軸帯における花崗岩類と堆積岩類の構造的関係 (Ⅰ) (地層のうねりによる褶曲構造の解析, ならびに花崗岩類の貫入構造と母岩の褶曲構造の調和的關係) 地質雑, 61, 714, pp. 124~139.
- 11) ——— (1956): 本邦中・古生代礫岩中の岩崗岩礫について (要旨), 地質雑, 62, 730, p. 363.
- 12) KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. (1951): Stratigraphy and Sedimentation.
- 13) 松本達郎・藤本治義 (1939): 熊本県上益城郡の秩父系 1 累層について, 地質雑, 46, 547, pp. 189~192.
- 14) 湊 正雄・他 (1954): 世田米地方の二疊紀層の層序と化石帯 (本邦古生代層の比較構造論的ならびに比較岩相論的検討 その 9), 地質雑, 60, 708, pp. 378~387.
- 15) 湊 正雄 (1944): 薄衣礫岩の層位的位置及び登米海について, 地質雑, 51, 609, pp. 169~187
- 16) 中沢圭二・他 (1956): 舞鶴地帯の *Lepidolina* zone (討論会講演要旨), 地質雑, 62, 730, p. 361.
- 17) 奈須紀幸 (1954): 砂泥互層の成因 (予報), 地質雑, 60, 709, p. 458.
- 18) NODA, Mitsuo (1956): Stratigraphical and Palaeontological Studies of the Toman Formation. 九大教研報, 2, pp. 1~22
- 19) REED, F. R. C. (1927): Palaeozoic and Mesozoic Fossils from Yunnan. *Palaeont. Indica, New Ser.*, 10, 1.
- 20) RICH, J. L. (1950): Flow Markings, Groovings, and Intra-stratal Crumplings as Criteria for Recognition of Slope Deposits, with Illustrations from Silurian Rocks of Wales. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 34, pp. 717~741.
- 21) ——— (1951): Three Critical Environments of Deposition and Criteria for Recognition of Rocks Deposited in Each of Them. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 62, pp. 1~20.
- 22) 富田 達 (1957): 日本列島の基盤をさぐる, 地球科学, 32, pp. 16~17.
- 23) 富田 達・唐木田芳文 (1957): 日本古生代・中生代層の花崗岩礫, 日本の後期中生界の研究連絡誌, 5, pp. 9~16.