秩父盆地北東隅部第三系の地質構造

渡部 景隆・飯島 治男

(1959 年 3 月 20 日受理)

Tertiary Structure of the Northeastern Part of the
Chichibu Basin, Saitama Prefecture

Kagetaka WATANABE and Haruo IJIMA

(Abstract)

The Chichibu basin is built of Tertiary deposits of late Oligocene to early Miocene age. In its northeastern corner there exist Tertiary deposits which may be traced from the Chichibu basin in north to south direction in belt shape.

Some parts of the Tertiary deposits show interesting characters in lithology and geological structure, which are analogous to those observed in the Tertiary rocks of the Western Kwanto district.

The Kanezawa formation, the lowest stratigraphical unit of the Tertiary deposits developed in the southern part is subdivided into basal conglomerate and the Shirasu sandstone, the latter is coarse grained and similar to the Shirasu formation of the Chichibu basin. In the northern half, however, the conglomerate member is not covered by the Shirasu, but it is observed to interfinger with it in its main part. The conglomerate member (Hashizume conglomerate) is mainly composed of gravels of acidic plutonic rocks, which attain two meters in diameter. Judging from these facts, it is inferred that the Hashizume conglomerate is a deposits formed as a piedmont delta, transported by rapid currents from the steep hinterland built of acidic plutonic rocks. Upholding the view is the nature of the peculiar basement topography.

The Kanezawa formation is superposed by the Tomita formation which is covered by the Nenogami. Their lithology and molluscan fauna are very similar to those of the Basin Proper, and are referred to the Akahirian or late Oligocene age.

In the Chichibumachian or early Miocene, the basement of the Basin Proper became unstable, and the sediments are characterized by rhythmic alternation in which are preserved several sedimentary structures. Its correlatives is the Shibaoka formation, the uppermost of the Tertiary deposits in this area. This consists of massive sandstone, but its lithology differs from the Basin Proper.

In the eastern margin the Tertiary deposits are in fault contact with the Nagatoro crystalline schist. The geological structures are varied, namely, the southern half is monoclinic and is an extension of the Basin Proper, while the northern part is complicated, forming a thrust zone parallel to the tectonic line.

It is concluded that the rock facies and geological structures mentioned above are the result of differences in the degree of crushing of the basement rocks that were formed before deposition of the Tertiary deposits.

I 緒 言

関東山地内にある秩父盆地は海成第三系で埋められており、この第三系の一部は北東隅から北へ数

* 東京教育大学理学部地質学教室

** 埼玉県秩父郡金沢小学校 (但しこれは 1957 年度に東京教育大学の内地留学中の研究である)
地質学雑誌 第 65 巻 第 769 号 1959 年 10 月

100 m の中で約 5km に亘って分布している。この第三系は秩父盆地と一連のものでありながら、堆積状況に異なる特徴があり、また地質構造が極めて複雑である。このため従来早川千尋 (1930), 藤本治義・大西弘 (1936), 井尻正二外 (1950) の諸氏及び筆者の 1 人渡部外 (1950) の報告があるが見解が異なり、特に渡部が第三系最下部の礫岩 (橋爪礫岩) としたものなどを跡倉火成岩とする見解も出されている。橋爪礫岩が堆積岩であるという考えは現在も変えていないが、筆者の 1 人飯島が詳細な野外調査をしたところ、かつて渡部が概報したものの中で所々に訂正増補する必要を生じ、かつ橋爪礫岩の特異な産状の成因的な説明が可能になった。そして第三系の堆積状況・地質構造・破碎岩の存在などの諸性質は、いずれも基盤構造と密接な関係を持つと考えられる点で興味があるが、同時にこれは秩父盆地の第三系、ひいては西部関東における第三系の構造論の上にも重要な意味を持つと考えられる。渡部は藤本教授の指導により、この第三系を跡倉層の被覆層として調査に着手したものであるが、飯島の協力により一応結論の見解に達したつもりである。調査に当り、新井重三・菅野三郎両博士は堆積構造及び化石の産状について現地で討論して下さい、化石は菅野三郎氏 (貝), 氏家宏氏 (有孔虫) に鑑定をお願いした。ここに藤本教授はじめこれらの方々にお礼申し上げる。

II 第三系の層序と地質時代

この地域の第三系は地質構造上、単斜構造をなしていて盆地 Proper の延長と見なし得る国神地域 (南半部) と、褶曲構造をなす金沢地域 (北半部) とに 2 分され、境は基盤が第三系の分布地域に半島状に突出している付近にある。この南北の両地域で第三系の岩相にかなりの差異が認められ、国神地域は盆地 Proper の層序をほぼ適用し得るが、北の金沢地域では適用し得ない部分が少なくない。しかし国神地域でも盆地 Proper にない特異な岩層の出現する層準がある。これらは基盤の地質構造に関連して生じた堆積状況の差異によるもので、構造発達史を述べる前提として層序の記載をする必要がある。

本地域における第三系の層序は、早川千尋 (1930), 藤本治義・大西弘 (1936), 井尻正二・小川賢之助・高沢松逸・和田信 (1950), 渡部景隆・新井重三・林唯一 (1950), によつて報告されているが、

第 1 表 第三系 対 比 表

早川 (1930)		藤本・大西 (1936)	井尻等 (1950)		渡部等 (1950)		菅野・新井 (1958)		渡部・飯島 (1959)		階名	
金沢層群 (赤平群)	頁岩・砂岩交互層 子ノ神化石砂質頁岩層 宮戸砂岩層 赤平化石頁岩層 白沙砂岩層	橋爪層 蟹岳層 *男岳層	(飯田層)		(吉田層)		(宮戸層)		柴岡層		秩父町階	
			犬木層	岩殿沢層	赤平層	子ノ神砂質泥岩	子ノ神層		子ノ神層			
				牛首層 { 上部 下部		富田泥岩	牛首峠層	富田泥岩	富田層			
						白砂砂岩		白砂砂岩	金山砂岩	橋爪礫岩		山形化石砂岩

註: () は盆地 Proper だけのもの、早川の赤平層群もその 1 つであるが、子ノ神、白沙の名が本地域に関係するため表示した。* この主部は跡倉礫岩、一部は基底礫岩と橋爪礫岩になる。

最近菅野三郎・新井重三 (1958)* による詳細な研究が完了しているので、菅野・新井の層序を基準にした。しかし本地域では一部採用しがたいところがあるので、下位から金沢層・富田層・子ノ神層及び柴岡層の4累層に分ける (第1表参照)。このうち、富田層と子ノ神層は盆地 **Proper** に広く分布し、岩相・化石の両面から鍵層として役立つとされているものである。

金沢層 (Kanezawa Formation)

基盤岩類を不整合に被い富田泥岩層の下位に重なる礫岩・砂岩層を金沢層と呼ぶ (金沢の名は早川 (1930) が本地域の第三系全部に金沢層群として用いた)。本層は国神地域では礫岩が粗粒砂岩の下位に重なって基底礫岩となつているのに対し、金沢地域では礫岩と粗粒砂岩が同時異相の関係にあり、またこれらと富田層との間に含化石砂岩があることがある。このため、礫岩を国神地域の基底礫岩と金沢地域の橋爪礫岩との2部層に、砂岩を粗粒砂岩の白沙砂岩と含化石中粒砂岩の山形砂岩との2部層にわけ、これら4部層が金沢層を構成する。

A基底礫岩 基底礫岩は主に国神地域に発達し、厚さを変じながらほぼ全地域に亘って分布する。南部は荒川河岸に露出し盆地 **Proper** と等しい秩父系型礫岩**であるが、寺山以北では秩父系一火成岩型の礫岩となる。後者の火成岩の礫種は花崗岩～石英斑岩であつて、後述する橋爪礫岩の火成岩礫と同質である。火成岩型礫岩は火成岩と秩父系との礫の混合率がほぼ等しく、火成岩礫は **cobble** を混え秩父系礫は **pebble** 以下であつて、火成岩の大部分が円礫である。基底礫岩は無層理であるが、漸移する上位の粗粒砂岩の地層面を手掛りとして厚さを算出すると、最大 60m に及ぶが、これを欠くところもある (第2図参照)。

B白沙砂岩 (Shirasu sandstone) 白沙砂岩は早川 (1930) が盆地の吉田町白沙公園を模式地として、基底礫岩と花崗砂岩を主とする粗粒砂岩とを合せたものに対して命名したものであるが、渡部等 (1950) の再定義に従い、基底礫岩を除外し粗粒砂岩のみの部層として用いる。すなわち国神地域で富田泥岩層の下位に整合に重なる粗粒砂岩は層準・岩相とも白沙砂岩にほぼ等しいのでこれを白沙砂岩とする。主部は無層理の粗粒砂岩であるが、上部には **lamina** のある部分を伴う。また寺山の南では上部にレンズ状の火成岩型 **pebble conglomerate** を夾むところがある。厚さ 55～90m。基底礫岩と白沙砂岩とが上下関係にあることは盆地 **Proper** に等しい。これに対し金沢地域では岩相・層準ともに白沙砂岩といえるものがあるので、粗粒砂岩に対して白沙砂岩の名を用いるが、礫岩の方は火成岩型でかつ白沙砂岩と同時異相の関係にあるので橋爪礫岩とする。

C橋爪礫岩 (Hashizume conglomerate) これは渡部等 (1950) が橋爪のハヤオト沢 (橋爪沢・第1図 a) を模式地とする火成岩一秩父系型礫岩に対して呼んだもので、本文でも同様である。模式地では花崗岩・花崗斑岩・石英斑岩などの火成岩礫を主とし、これに砂岩・粘板岩・チャートなどの秩父系礫を混える **boulder conglomerate** である。火成岩礫と秩父系礫との混合率は 70% 対 30% 程度であるが、**cobble** 以上の粒度のものはすべて火成岩であつて、その中には径 160cm×145cm の **huge boulder** もある。礫は火成岩・秩父系とも円磨度が高く、大部分が円礫である。火成岩礫の岩質には上述のような変化があるが、黒雲母とピンクの長石を含む点で共通している。なお長瀬系の礫はなく、模式地でも跡倉層に属する細礫が含まれている。基質は火成岩の碎屑物を主とする粗粒砂からなるが、最上部には細粒砂ないし泥のところもある。橋爪礫岩は上位の山形含化石砂岩へ急に移化し、境付近でも **huge boulder** を含むことがあり、この層準で基質の粗粒砂の部分には **Bryozoa**, **boring shell** など、砂泥には貝化石が含まれている。また火成岩礫に混つて第三系の砂泥岩

* 菅野 (1958)。

** 礫岩の命名は渡部 (1948) の案による。

第1図 金沢地域の地質図と断面図

礫が含まれている。礫は扁平な cobble~pebble が多く、boring shell にうがたれた sand pipe を伴うもの、この層準に産する貝化石と同種と思われるものの破片を含むものがあるが、これらの礫には近接地のこの層準の基質の砂泥岩と等しいものがある。したがってこれら第三系礫は同時侵蝕礫と判断される。橋爪礫岩最上部は秩父盆地全域で第三系礫と海棲化石を含む最下位の層準である。橋爪礫岩は、場所により著しく破碎して、礫の外形が崩れて細長く伸び、火成岩礫にはかすかな片状構造の認められる部分があるが、この原因については後述する。橋爪礫岩の主部は背斜の軸部を占めているため、厚さは 30m 以上としかわからなく、全地域を通じて、下限が見えないので全層厚は不明である。

D 山形含化石砂岩 (Yamagata fossiliferous sandstone) ハヤオト沢合流点から北の山形までの金沢川河岸で橋爪礫岩の上に重なる含化石細粒砂岩を新たに山形含化石砂岩と呼ぶ。これは灰色で風化すると黄褐色を呈する硬い中粒~細粒砂岩で、中に *Bryozoa*, *Echinarachnius* 及び特徴ある貝化石を多産することから、金沢地域では最良の key bed になる部層である。貝化石で目立つものは *Chlamys* であるが、

この層準を特徴づけるものは *Turritella elegantula*, *Glycymeris cisshuensis*, *Siliqua satamensis* などであつて、外に *Ostrea* もある。貝化石の種数 26 種に及び、この化石群は菅野三郎 (1958) の秩父盆地第三系第 1 化石帯に一致する (第 2 表参照)。山形砂岩は模式地付近では厚さ 5~20m であるが、尖滅しているところもある。

F 金山砂岩 (Kanayama sandstone) 金山地域では南半部の白沙砂岩と同層準にある粗粒砂岩がある。すなわち山形含化石砂岩の下位に重なり、火成岩型礫岩のレンズを夾んでいるが、基盤が跡倉層のため、構成砂粒が跡倉岩起源のものが多く、井尻等 (1950) は跡倉火成岩としているように見えるので、金山北方の所沢を模式地として金山砂岩とする。この部層の中で跡倉岩と酷似する部分の性質は下の通りである。跡倉岩は石英・斜長石・角閃石を主とする砂粒が圧砕されて極めて堅硬な岩石であるのに対し、金山砂岩は酸性深成岩から由来したピンクの長石、黒雲母、融解された石英 (石英斑岩起源) などを含むこと、固結度が跡倉礫岩より低く橋爪礫岩と同程度に礫が基質から取り出せること、これらの礫として明かに跡倉礫岩*を含むこと、まれに *Fagus*, *Dryophyllum*, *Salix* など第三紀の植物化石を含むことで区別できる。ただし破碎し酸性深成岩起源の砂粒を含まない部分の小標本では、顕微鏡下でも跡倉岩と区別しがたいことがある。要するに金山砂岩の構成砂粒は跡倉岩を主とし、これに橋爪礫岩と同質の火成岩、秩父系のものが混つていて、白沙砂岩に比すれば破碎されている部分が多い。

G 橋爪礫岩と白沙砂岩・金山砂岩との関係 国神地域及び盆地 Proper ではどこでも白沙砂岩の上に富田泥岩層があり、金沢地域の山形含化石砂岩は両層の間に夾在する 20m 以下の薄層である。したがって橋爪礫岩のうち少なくとも山形砂岩に接する上半部は白沙砂岩と同層準でなければならない。白沙砂岩は金沢地域にもかなり広く分布し、山形砂岩を欠いて富田泥岩層の下位に直接重なるところは少ない。また白沙砂岩の種々の層準に火成岩型礫岩がレンズ状に夾在し、白沙砂岩が基盤を不整合に被うところがある。したがって金沢地域で白沙砂岩と呼ぶものは、模式地の橋爪礫岩と同時異相の関係にあるものである。金山砂岩との関係もこれと全く等しい。

富田層 (Tomita Formation) と子ノ神層 (Nenogami Formation)

国神地域の金沢層の上位に厚さ 100~150m の泥質岩層が重なる。これは岩相と化石の特徴から 2 分でき、それぞれが盆地 Proper における菅野・新井 (1958) の富田泥岩部層 (渡部・新井・林, 1950, の富田泥岩) と子ノ神砂質泥岩累層 (早川, 1930, 子ノ神含化石砂質頁岩層, 渡部等, 1950, 子ノ神砂質泥岩) の延長であることが明らかであるが、本地域では両層とも累層とするのが適切である。

国神地域では泥質岩層の下半部に当る厚さ 40~100m の無層理塊状の泥質岩が蟹沢河岸に露出し、その中に *Lucinoma*, *Conchocele* などを含む泥灰岩の団塊がある。この泥岩層は下位の白沙砂岩に重なり、上位は海緑石を含む粗粒~礫質砂岩となる。また化石は貝化石を主とするが、化石群の性質は菅野の第 2 化石帯に等しく、この泥岩は菅野・新井の富田泥岩であつて、金沢地域まで広く分布する。

上半部の泥質岩層は厚さ約 80m で、下底に 1~数m の厚さの海緑石砂岩がある外は砂質泥岩ないし泥岩からなる。下底の海緑石砂岩は盆地 Proper で子ノ神層の特徴となるものであり、かつ国神地域を通じて追跡できるので、下半部から識別できる。化石として、*Patinopecten chichibuensis*, *Callostoma hataii*, *Crassatellites pauxilus*, *Turritella chichibuensis* などの子ノ神層の特徴種を含む。したがって泥質岩の下半部は盆地 Proper の第 2 化石帯の富田泥岩 (部層)、上半部は第 3 化石帯の子ノ神砂質泥岩層 (累層) に当る。しかし本地域では両者の岩相が盆地 Proper に比して近似し、盆地 Proper ほど両層の岩相にも化石群にも明瞭な差異が認められないが、海緑石を含む砂

* 橋爪礫岩など秩父盆地第三系基底部の礫岩や白沙砂岩の構成物質の酸性深成岩の由来源について藤本 (渡部・沢 1953) は跡倉層としたが、跡倉礫岩の礫を含むことは、この度はじめて明らかになった。

岩は鍵層となるので2分は可能である。菅野・新井は盆地 Proper で子ノ神層を累層とし、富田泥岩層を白沙砂岩・基底礫岩と共に牛首峠層に一括したが(第1表参照)、本地域では子ノ神層の外、盆地の牛首峠層に対比される部分を金沢層と富田層との2累層に分けるのが適当だと考える。

柴岡層 (Shibaoka Formation)

国神地域の柴岡釜ノ沢に、子ノ神層の砂質泥岩の上に重なる粗粒砂岩がある。この砂岩は主部が白沙砂岩に酷似する岩相を呈するが、*Lucinoma* などを含む細粒泥岩を含む点で白沙砂岩と異なる。盆地 Proper にはこの層準にこのような岩層がないので、この砂岩層を新たに柴岡層と呼ぶ。柴岡層は長瀬系と断層で接するため、釜の沢における35mの厚さが、露出する最大値である。本層と盆地 Proper との対比には若干の疑問がある。国神南方の荒川右岸には赤平川との合流点と長瀬系との断層の間に、富田層・子ノ神層・宮戸層(菅野・新井, 1958)が露出しているが、宮戸層は盆地全体に共通する *rhythmic alternation* であり、小鹿野町層群(菅野・新井, 1958)に属するものである。柴岡層は子ノ神層など下位層の厚さの変化(第2図参照)から推定して、宮戸層に対比し得るものと考えられる。

地質時代

本地域の第三系では、金沢層の山形含化石泥岩、富田層、子ノ神層とも豊富に化石を産し、貝化石は採集地点49中、38属47種(中種名のわかるもの31種)を数える。その産地は第1, 2図、種類は第2表に示されている。これら3層の化石群は、菅野三郎(1958)の盆地 Proper の第1, 2, 3化石帯のものと一致し、柴岡層を *Lepidocyclina* 産出層準である小鹿野町層群最下部とすれば、柴岡層が下部中新統、下位の3層が漸新統となる。渡部(1954, 1956)は、これまで秩父盆地の *Lepidocyclina* 産出層準を秩父町階(下部中新統 *Burdigarian*)とし、その下位の全層準を赤平階(漸新〜中新統 *Aquitanean*)としているので、本地域の主部は赤平階となる。関東西部第三紀の地史的考察の立場からこれを1つの階とすべきだという考えは変える必要を認めないが、菅野(1958)はこれを上部漸新統としている。したがって時代論には若干の問題はあるが、下位の3層が関東山地周縁部で第三紀における最大の海進時の初期を代表する赤平期の堆積物であることは確かである。

III 第三系の堆積状況

この地域の第三系のうち盆地 Proper と岩相が特に異なるのは、下部の金沢層と上部の柴岡層である。金沢層の方は主に基盤岩の硬度差に由来する古地形と後背地の特異な岩層分布に支配されたものであり、柴岡層の岩相は寄居時階の地変の堆積物への反映であると考えられる。

金沢層の特徴は、盆地 Proper から国神地域まで上下に重なる礫岩と白沙砂岩とが、金沢地域では同時異相の関係になることであるが、これを堆積環境の面から考察する。

まず国神地域における基盤地形による岩相変化を2例について述べる。その1つは凹地と基底礫岩との関係である。寺山付近では東西性の境をもつて南側の金沢層が西へ約200mずれており、ここには礫岩があるのに、北側では礫岩の上に重なる白沙砂岩の延長部が、直接秩父系を不整合に被っている。すなわち北側の白沙砂岩からなる厚さ40mの金沢層が急に厚さを増して100mに及び、下半部は礫岩となつている。これは断面図で示せば第2図Gのようになり、境が現在二次的な断層の可能性があると看做しても、初生的には南側の礫岩分布地域が、北側に対し比高50m内外の凹地となり、かつ当時の流路の中心部を占めていたことは疑いない。凹地を埋めた基底礫岩は火成岩型で、これは、南の凹地までが盆地 Proper と等しい秩父系型礫岩で埋められているのと対照的である。第2例は富田層が基盤を *overlap* する場合である。寺山北方の白沙砂岩を北へ追跡すれば、基底に数m以内

第2表 秩父盆地北東隅部第三系産貝化石表

種 名	山 形 砂 岩	富 田 層	子ノ神層
<i>Acila</i> cf. <i>submirabilis</i> MAK.			28.....
<i>Sarepta nijimai</i> KANNO (MS)			24.....
<i>Portolandia thraciaeformis</i> (STRER)			25.....
<i>Yoldia laudabilis</i> YOK.			44.....
<i>Arca watanabei</i> KANNO (MS)	10.....		
<i>Anadara chichibuensis</i> KANNO (MS)	2.....		25...30...39.....
<i>Glycymeris flabellata</i> KANNO			30.....
<i>G. cisshuensis</i> MAK.	8...10...15.....		
<i>Chlamys akahirensis</i> KANNO	10.....		
<i>C. sp.</i>	4...5...7...8...10...12 15...22		30.....
<i>Patinopecten chichibuensis</i> KANNO			1...25...41...43...46...49
<i>Ostrea</i> sp.	4...18...40.....		
<i>Crassatellites pauxillus</i> (YOK.)		16.....	1...28...36...41.....
<i>Venericardia</i> cf. <i>subnipponica</i> NAG.			44.....
<i>V. laxata</i> YOK.			44.....
<i>Conchocele disjuncta</i> GABB		34.....	
<i>C. compacta</i> ISHIZAKI			29.....
<i>C. compacta minor</i> OMORI			25.....
<i>Lucinoma hannibali</i> (CLARK)		34...44	
<i>L. tomitensis</i> KANNO			36.....
<i>L. sp.</i>	40.....	9...13...14...19...21 23...33...34...35...44	25...28...29...32...38.....
<i>Clinocardium</i> sp.			
<i>Callista mitagensis</i> KANNO		13.....	
<i>Dosinia chikuzenensis</i> NAGAO	8.....	16.....	1...36.....
<i>Chione</i> sp.	20.....		
<i>Tapes microsiratori</i> KANNO (MS)	8...10...20...48.....		
<i>Mactra</i> sp.	20.....		
<i>Lutraria nenokamiensis</i> KANNO (MS)	10.....		
<i>Tellina</i> sp.	22.....		
<i>Macoma optiva</i> (YOK.)		6.....	25...26.....
<i>M. cf. asagaiensis</i> MAK.		11.....	
<i>Siliqua saitamensis</i> KANNO	2...10.....		
<i>Solen</i> sp.	2...8...10...40.....		40.....
<i>Panope</i> sp.			30.....
<i>Pholadidea</i> sp.	8.....		
<i>Barnea</i> sp.	8.....48.....		
<i>Haliotes</i> sp.	2...10...48.....		
<i>Diodora</i> sp.	10.....	16.....	
<i>Calliostoma hataii</i> KANNO		16.....	25...29...39...46.....
<i>Buccinum</i> sp.	2.....	16.....	30.....
<i>Turritella elegantula</i> KANNO (MS)	2...8...10...15...20.....		
<i>T. chichibuensis</i> IDA		11...35.....	25...39...41...43...46...49
<i>Calyptrea</i> sp.	2...8...10.....		
<i>Ampullina</i> cf. <i>asagainsis</i> NAK.	2...10.....		
<i>Galeodea</i> cf. <i>apta</i> TEGLAND			25.....
<i>Pulicitusus</i> sp.			30.....
<i>Molopophorus nipponicus</i> KANNO (MS)	2...20...48.....		

註: 数字は化石産地 (第 1, 2 図参照)

の火成岩型礫岩を伴うことはあるが、次第に厚さを減じ、国神地域の北部では白沙砂岩を欠いて富田泥岩層が基底を不整合に被うようになる。この事実は富田泥岩層の堆積時まで陸化していた基盤の高まりがあつたことを示すものであり、以南の所々に薄く点在する火成岩型礫岩は基底礫岩であると共に、多分に辺縁礫岩の性質をもつものといえる。第2図G~Jにはこの断面も示されている。古岩鼻半島と呼ぶものはこの高まりをさす。

半島以北の金沢地域では主に橋爪礫岩と白沙砂岩との同時異相の成因を堆積状況から考察する。橋爪礫岩は、その分布が模式地を含む橋爪背斜部を主とし、一般に boulder conglomerate である

第2図 第三系の岩相変化を示す断面図

南北の断面に第三系各層の厚さを投影したもの、図中 A～S は厚さ測定地、数字は化石の産出層準（地理的位置は第1図、化石種は第2表参照）

が、背斜部を南北に距たると急に白沙砂岩に移化し、白沙砂岩に礫岩が夾まれる場合は、最上部に近い層準にだけ **boulder conglomerate** がある。これを平面図で見ると、橋爪背斜の軸の方向に近い北西方向に **boulder conglomerate** が分布する。現在西縁は断層のため基底部を欠くが、この岩相変化を南北の断面で示すと第2図N～Sのようになり、橋爪礫岩の厚い部分が金沢層の堆積の中心部に当たることが推定される。橋爪礫岩の構成、とくに長瀨系礫が欠如していることと、赤平期の水陸分布から見て、当時の陸地は西側にあつたことは確かで、しかも礫の粒度が大で、西縁から数100m東に離れた地点の橋爪礫岩の最上部にも径1.5mに及ぶ礫を含むことから、これを運んだ流路は勾配のかなり急な谷であり、最上部に海棲生物の化石を含むことを考え合わせると、橋爪礫岩はこの谷から継続的に運搬されて堆積した山麓三角州の主部を占めたものといえる。

橋爪背斜部の南側で古岩鼻半島までの間は白沙砂岩であるが、これは橋爪礫岩とは勿論のこと国神地域とも若干異なる堆積状況を示す。まず古岩鼻半島部は金沢地域で唯一の金沢層の基底部を観察し得る地域で、不整合の露頭は2地点（第1図I, II）にある。いずれもチャートの上に径1cm内外のチャートの亜角礫を含む厚さ2m以内の基底礫岩があつてその上位が粗粒砂岩となる。半島部の北縁にあたる地点（第2図M）では基底から数m上位の層準の白沙砂岩の中に火成岩型礫岩が夾まれ、この種の礫岩はさらに北にもある。この南西方の金沢川河岸の白沙砂岩に夾炭泥岩が見られ、亜炭は稼行されたことがある。夾炭層のある地域の白沙砂岩は基盤の古岩鼻半島の西側湾入部を埋めたものである。この古地理が夾炭泥岩の堆積に密接な関係をもつものと推定される。このように、橋爪背斜部を南北に離れるにつれて火成岩礫のレンズが少なくなり、半島の湾入部では泥質岩となつている。一方橋爪背斜の北東側（金山地域）では金山砂岩の砂粒は跡倉岩起源のものが多いため、砂岩は著しく珪質となり、しばしば礫岩を夾んでいる。この礫岩の礫の大きいものが火成岩起源であるという点は橋爪礫岩の一般的性質に等しい。なおこの金山地域も周囲が断層のため金沢層の厚さは明らかでないが、金沢層の構造、北側の跡倉層との地形の比高などから見て、金沢層堆積時の北縁は位置的に現在と著しい差異がなかつたものと考えられる。

金沢層の特異な堆積状況を考える他の資料として橋爪礫岩・金山砂岩と山形含化石砂岩との関係も無視できない。すなわち橋爪礫岩の上に山形含化石砂岩が整合に重なり、化石も、層内礫岩の性質をもつ第三系礫も、両者にまたがつて産するの、境付近の礫岩に **huge boulder** を含む程度に急に移化する。しかも山形含化石砂岩はほぼ橋爪背斜以北に分布し、橋爪礫岩・金山砂岩と接することが

多く、以南の白沙砂岩の上にはない（第2図参照）。橋爪礫岩は山麓三角州として堆積したもので堆積の速度が大でその末期に河道の変遷などにより局所的に堆積した砂泥が同時侵蝕によつて一部礫となり、その後急激な海侵に伴う流速の減少により、この上に山形砂岩が形成されたものと考えられる。

要するに、金沢地域は北の跡倉層以北の陸地と古岩鼻半島に劃され、急峻で強度の侵蝕区となつていた火成岩の山地から、大きな流速の河流により多量の砂礫が継続的に供給されて山麓三角州を形成した。この中央部を占めた粗粒物が橋爪礫岩である。このとき流速が大きいため礫と共に運搬された粗砂が分級され、沿岸流も影響して三角州の南北両側に堆積した。これが白沙砂岩である。この間流路の変遷に応じ粗砂の中にレンズ状に礫が堆積した。古岩鼻半島の湾入部などではこの沿岸流の影響が少なく淀みとなつた部分に夾炭泥岩層が形成された。一方北側の金山地域では西方山地から由来した火成岩の破碎物よりも跡倉岩の破碎物の方が多かつたが、跡倉岩からなる北方山地から流入する大きな谷がなかつたためか、所々に夾在する礫は西方山地からの火成岩を主とする。橋爪礫岩によつて構成された山麓三角州は粗粒物質で埋められたので、白沙砂岩よりも堆積の速度が大きく、そのため上限近くの層準で局所的に堆積した砂泥岩が直ちに同時侵蝕礫となつた。このようにして同時異相の関係をもつ橋爪礫岩と白沙砂岩とが形成された。古岩鼻半島以南では盆地 Proper と同様、礫の供給

第3図 金沢層堆積時の古地理図
I 橋爪礫岩 A 火成岩型礫岩, B 秩父系型礫岩, C 夾炭層 II 白沙・金山砂岩, III 柴岡砂岩, X-Y: 赤平末期の構造運動に伴う海岸線の移動方向

が多くなかつたので、三角州の形成に至らず、礫は谷を埋め、基底礫岩と白沙砂岩との関係ができた。ただし西方の火成岩の山地から由来した礫は古岩鼻半島を越えた南へも一部供給された。第3図は以上の資料から推定される古地理図である。

次に基盤地形の成因について述べる。第1図でわかるように、北部の金沢地域が粘板岩・砂岩を主とするのに、国神地域はチャートが多く、特に古岩鼻半島の主部はチャートだけでできているといえる。このチャートと粘板岩・砂岩との硬度差が、古金沢川の出口に連なる金沢地域の凹地や古岩鼻半島などの顕著な基盤の起伏をつくつた主な原因となつている。ただしこの地域では初生的な硬度差の外に破碎による二次的な要素も加わつている。すなわち、基盤が全地域に亘つて破碎帯を形成していて、チャートでも局所的には強度に破碎して削剝量の大きいところもあるが、全体としては粘板岩・砂岩よりもはるかに侵蝕に対して強い。このような関係は現地形でも所々に認められる。地質構造が古地形に影響している例には、国神地域の寺山の凹地があるが、これはチャート中に生じた断層に起因した断層線谷であると推定される。

金沢層の上に重なる富田・子ノ神の両層は盆地 Proper とほぼ等しい岩相をもち、地域的差異が少ない。すなわち、本地域で盆地 Proper と近似した堆積環境であつたのは、両層の堆積時だけであるといえる。ただし南部の荒川本流の両岸に分布する子ノ神層が、右岸では赤平川河岸など盆地 Proper と等しい砂質泥岩で、等しい貝化石を多産するのに、左岸は急に泥質となり貝化石群の性質も異なる*。その境は本流の流路になるが、これは前原に見られる白沙砂岩を切る断層線の延長部に

* この資料は主に菅野三郎による。資料を提供して下さつた同氏にお礼申上げる。

当るので、この断層が暗示する基盤運動が子ノ神層の堆積状況を支配したものと見る事ができる。上部で特筆すべきは柴岡層である。柴岡層は盆地 Proper の荒川河岸から 1.5km 北に距たるにすぎないのに、rhythmic alternation とは著しく異なる岩相を呈し、むしろ、下部の白沙砂岩に類似し、この間で堆積環境を変えた基盤運動が推定される。柴岡層の堆積時に始まる秩父町期から盆地 Proper の基盤は急に不安定になるが、この地変により盆地北東隅の彎曲部に当るこの地域は東へはり出し、沿岸地域の堆積環境が南北に2分され、おそらく北側の跡倉層以東の上昇と相まって内湾と化し、同時に基盤運動に差異を生じ、盆地 Proper の rhythmic alternation と異なる柴岡砂岩を形成したという説明が許されよう (第3図Ⅱ参照)。

IV 地 質 構 造

第三系の地質構造で特筆すべきものは、金沢地域で渡部等 (1950) が金沢褶曲帯と呼んだものである。その特徴は、長瀨系との間を限る出牛一黒谷線にほぼ平行する軸をもつ等斜褶曲とこれに伴う逆断層及び著しく破碎した橋爪礫岩の存在である。

等斜褶曲・逆断層がよく観察できるのは橋爪南方 (大平—金沢川—ハヤオト沢・第1図 Y—W 参照) の東西の路線である。特に出牛一黒谷線に近接するハヤオト沢ではほぼ連続露頭で、橋爪礫岩・山形含化石砂岩・富田層下部が繰返し露出する。この沢を南東へ遡ると、ほぼ直立した富田層の次に山形含化石砂岩が出、 50° 内外の傾斜角をもつ山形砂岩の上に橋爪礫岩が重なるので曉付近の山形砂岩と橋爪礫岩とは逆転している。その露頭は沢の両側の数カ所にあり、右岸の崖には高さ 20m 以上に亘つてこの関係を観察することができる。なお更に上流では橋爪礫岩の上に山形砂岩が normal order で重なるが、このことは橋爪礫岩最上部にある boring shell の孔跡の orientation から確認できる (図版Ⅰ～Ⅲ参照)。以上の事実から橋爪礫岩と山形砂岩は 60° 内外東に傾斜した横臥性背斜構造をなすものと考えられる。これは橋爪背斜の南半部に当り、この等斜褶曲構造は南の琴平沢まで追跡される。しかし北方はハヤオト沢出口北方の金沢川右岸に見られる E—W、 50° N の断層 (第1図 11) で断たれ、以北の橋爪背斜は翼の傾斜が 20° ～ 40° のほぼ正褶曲に急変している。したがってこの断層を距てた南北両側の構造は著しく異なり、出牛一黒谷線から橋爪背斜の西の向斜軸まで (こ

第4図 橋爪背斜を切る断層 (第1図 11 地点) のステレオ投影図

で断層が消失すると見られるため) の褶曲度を算出すると北側が 0.11, 南が 0.47 であり南側が北側に対し、約 200m の距離で約 100m 西方へ圧縮されてずれたことになる。このずれは当然境の断層によるものでなければならないが、巾約 30cm の断層破碎帯をもつこの断層に見られる擦痕の方向は第4図に示したように 20° ～ 30° の低角度の横切りであることは上述の推論を裏づけている。

逆断層は2地域にあり、1つは等斜褶曲の東翼にある小落差の2条のもの (第1図 W の東) である。2条とも富田層基底部に橋爪礫岩が衝上し、その1つは断層面が N—S、 35° E であり、断層破碎帯の放射能は明らかに両側の部分よりも高く測定される*。落差は 10m 程度である。落差の大きい逆断層は橋爪背斜の西側にある琴平沢断層であつて、一般に富田泥岩層の上に金沢層の白沙砂岩～橋爪礫岩が衝上している。この断層面は大平で $N30^{\circ}W$ 、 $45^{\circ}E$ (第1図 13)、琴平沢で $N10^{\circ}E$ 、 $70^{\circ}E$ (第1図 21) であり、2地点とも断層破碎帯の放射能は高く測定される。このように橋爪南方の東西の断面では、横臥性等斜褶曲と3条の逆断層による覆瓦構造が認められる。第1図にはこの構

* 本地域の断層の放射能については別に報告する。

造を示す断面図がある。この図でわかるように出牛—黒谷線に近接するほど地層の変形量が大きく、西に離れるにつれて変形量を減じているが、この傾向は全地域に亘って認められる。

褶曲構造に興味ある他の資料は、跡倉層に接する金山地域の東西性の軸をもつ構造である。すなわち東西性の構造は以南の南北性の構造と軸が直交するが、これは主に弱帯化した第三系の基盤となっている跡倉層と北側の抵抗体となつた跡倉層との関係でできたもので、南北性の構造と同時的に形成された特異な変形と見ることができよう。

次に橋爪礫岩の破碎礫について述べる。これは橋爪背斜部の礫岩に見られ、出牛—黒谷線に近接する地域ほど著しく、特にハヤオト沢によく露出する。Boulder 以上の礫は火成岩礫に限られるため火成岩礫でよく観察され、礫が割れたり、伸ばされたりして、伸びの方向は褶曲軸に等しい $N20^{\circ}W$ 内外のことが多い。これらの破碎の程度は一樣でなく局所的に強弱があり、円礫 (第5図A) から 2

第5図 橋爪礫岩の破碎部スケッチ

A: 黒雲母花崗斑岩の円礫,

B: 破碎部 (図版V参照)

m以内の近距離にある礫が著しく破碎し伸ばされ、原形が全くわからなくなっているものがあり (第5図B), また礫には黒雲母の配列替によりかすかな片状構造の認められるものもある。原形を止める礫も網状に砕かれ、その傾向は石英に特に著しい (図版I, III, IV参照)。破碎が著しく基質が火成岩と同源の砂粒を主とする部分は一見特異な火成岩の観を呈し、顕微鏡下でも火成岩・堆積岩のいずれの起源のものか確認しがたい部分はあるが、原形を止める礫の周囲の基質に *Bryozoa*, 貝, 有孔虫などの化石を含むことは少なくない。図版I-IVはその一例である。要するに、これらは橋爪礫岩の二次的変形であつて*, 橋爪礫岩が構造運動を蒙つて生じたものである。すなわち、礫岩堆積以前に存在していた基盤の弱帯の上に位置したことが、主要な原因となつて、褶曲構造形成時に局所的に *shear* されてできたものである。

以上の顕著な地質構造の成因は、本質的には、この地域が結晶片岩からなる大霧山地塊 (藤本, 1937) の西縁の破碎帯上に位置することにより、岩相の変化も地質構造も共に第三系堆積以前に形成された基盤構造に規定されたものと見るができる。

現在第三系の下位にあつて基盤となつているものは大部分が秩父系、北の一部が跡倉層であつて、出牛—黒谷線以東だけに長瀬系が分布している。これら基盤岩と第三系との破碎の程度には大きな差異がある。すなわち第三系でも橋爪礫岩の一部、出牛—黒谷線など断層に伴う破碎帯がある。しかし基盤の破碎帯は第三系中のものに比して地域的にはるかに広く、破碎していない第三系に接する部分でも基盤には破碎帯が認められることが多い。例えば北の出牛峠には出牛—黒谷線に接する破碎帯が

* 井尻等 (1950) は橋爪礫岩 (の一部?) を跡倉火成岩とし、第三系に進入したものとしているが、筆者等は火成岩とし得る資料を見出していない。

図版説明

I, II, III, IV: 橋爪礫岩中の化石, I, $\times 1$. 石英斑岩礫 (a) と基質の boring shell (b) の孔跡. 10 箇の boring shell の孔跡がこの orientation を示すことから堆積時の上下が判別できる. II, $\times 1$. boring shell の孔跡. Shell は溶けているが, *Barnea* らしい. III, $\times 1$. I の礫に近接する boring shell の孔跡. IV, $\times 10$. 基質中の化石 c は有孔虫, e は貝殻破片, a は I a と等しい石英斑岩礫. V, VI, VII: 破碎した橋爪礫岩, V, $\times 1$. o は黒雲母花崗岩礫 (やや片状構造がある), r は粘板岩礫, p は破碎の著しい部分で礫と基質との境不明瞭. VI, $\times 2$. V の o, p の接触部, VII, $\times 20$. VI の p 部の破碎の状態.

あるが、ここでは西側の跡倉層が数 10m に亘って顕著な破碎帯を形成しており、南方山形・橋爪付近まで、同様であるのに、これに接する第三系は金山地域で跡倉岩を基盤とする部分は破碎されていることが多いが、一般に破碎の程度が低い。また古岩鼻半島部で第三系に被われる基盤の秩父系は出牛一黒谷線から 300m 以上離れているのに、所々に顕著な破碎帯をつくり、小範囲の観察では基盤と第三系が大きな断層の関係にあると誤認されがちである。このような基盤岩の破碎の程度は、出牛一黒谷線から約 600m 離れた第三系分布の西縁を西へ距たるにつれて小さくなる傾向がある。したがって基盤の弱帯化は第三系堆積後の地変よりも、それ以前のものの方がはるかに大きく、かつその範囲は現在の第三系の分布とかなりよく符合する。

出牛一黒谷線の西側になる第三系分布地域には長瀬系がなく、東側は長瀬系だけであり、第三系分布地域でも出牛一黒谷線を境にして秩父系と長瀬系とが接する地域がある。したがって出牛一黒谷線は長瀬系と第三系との境界線であると同時に、長瀬系と秩父系との境界線でもある。すなわち出牛一黒谷線は初生的には結晶片岩から大霧山地塊と西側の秩父系との境界線であるため、以西の秩父系には巾数 km の破碎帯が形成され、第三系堆積後、境界線付近が再び転位して現在の出牛一黒谷線ができ上った。これが第三系の堆積および地質構造を大きく支配しているものといえる。

追記 投稿後、氏家と飯島が、小型有孔虫化石群による地質時代を Aquitanian であると公表した。ただし氏家は Aquitanian を中新世に属せしめている。

H. UJIE and H. IJIMA (1959): Miocene Foraminifera from the Akahira Group, Saitama Prefecture, Japan. 秩父自然科博研報, 9, pp. 71~94.

引用文献

- 藤本治義・大西 弘 (1936): 続関東山地東北部の地質学的研究, 地質雑, 43 (508), pp. 30~44.
 ———・渡部景隆・沢 秀生 (1953): 関東山地北部の押し被せ構造, 秩父自然科博研報 3, pp. 1~41.
 H. FUJIMOTO (1937): The Nappe Theory with Reference to the Northeastern Part of the Kwantō-Mountainland. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku Sec. C.* no. 6, pp. 215~242.
 早川千尋 (1928): 秩父盆地第三紀層産化石について, 地質雑, 35 (412), pp. 15~32.
 ——— (1930): 秩父盆地第三紀層に就いて, 地質雑, 37 (440), pp. 185~209.
 井尻正二・小川賢之助・高沢松逸・和田 信 (1950): 秩父盆地の第三系, 国立科学博研報, 28, pp. 1~67.
 S. KANNO (1958): Paleogene Megafossil zones in the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. 藤本治義教授還暦記念論文集, pp. 304~311.
 渡部景隆 (1948): 礫岩の測定法, 地質雑 55, pp. 231~239.
 ———・新井重三・林 唯一 (1950): 秩父盆地第三紀層の地質学的研究, 秩父自然科博研報 1, pp. 29~92.
 ———・新井重三・菅野三郎・平山勝美・弓削田英男 (1956): 関東地方における赤平一浅貝階について, 有孔虫 5 pp. 29~34.
 K. WATANABE (1954): Tertiary Structure of the Western Kwantō District, Japan with Special Reference to the Crustal Movement in the Yorii Phase. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C.* no. 24, pp. 199~280.