

報 文

551.79 (521.22)

茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史*

坂本 亨** 宇野沢 昭***

Pleistocene Deposits in the Urizura Hills and Geomorphological Developments of the Kuji and the Naka Valleys

Toru SAKAMOTO and Akira UNOZAWA

Abstract

Stratigraphic sequence of the middle Pleistocene in the Urizawa Hills at the northeastern corner of the Kanto Plain is shown schematically in fig. 1.

The **Kotoku** and the **Shinmachi Gravel Beds** are buried terrace deposits in the ancient Kuji Valley which extends down southward. The higher Kotoku Gravel Bed is about 15 to 20 m thick and the lower Shinmachi Gravel Bed is about 5 m thick. The two buried terraces are well distributed along the left side of the valley.

The **Hikita Formation** is a valley-filling deposit in the ancient Kuji Valley. The formation is 50 m in the maximum thickness at the middle part of the valley and overlies the two buried terraces and the Neogene base rocks. The formation is mainly composed of silt and sandy silt with occasional lenticular intercalations of sand and gravel with the exception of the basal gravels. Large plant fossils such as *Trapa macropoda*, *Styrax japonica*, etc. are contained in the formation. Diatom fossils from the formation are of a fresh-water type with the exception of the ones from the uppermost part, which are of a marine or brackish type. Pollen fossils indicate cool to temperate climate for the whole formation.

The **Tokoronuki Gravel Bed** occur forming the hills which rise on the Hitaka Formation and the Neogene base rocks. The gravels, 5 to 15 m thick, are of fluvial origin.

The **Awakawa Pumice Bed**, over 6 m thick, is composed of unsorted fragments of pumice and andesite. From the lithology, it seems to be a mud flow deposit. The mentioned fragments were derived from the Nasu or the Takahara Volcano west of the Kinugawa Graven and the Yamizo Mountains. Therefore the bed indicates the invasion of the Naka River into the Kinugawa Graven having crossed the Yamizo Mountains. The invasion of the Naka River presumably has brought about collapse and disappearance of ancient Lake Kitsuregawa in the Kinugawa Graven. Soon after the deposition of the Awakawa Pumice Bed, the Naka River was separated from the Kuji River, though the former had jointed to the latter.

ま え が き

南流する久慈川と東流する那珂川とは、山地をはずれ

* この論文の内容の一部は、第四紀学会研究発表会（1974年2月，宇野沢昭・小池一之・坂本亨，茨城県瓜連（所貫）丘陵に分布する軽石堆積物）および日本地質学会学術大会（1974年9月，宇野沢昭・坂本亨，茨城県瓜連丘陵の古期第四系）において発表した。

** 地質部

*** 環境地質部

た処で一たんは相接するほどに近づくが、そこで両者とも流路を転じて、東方と南東方へとふたたび離れて海に注ぐ。久慈川と那珂川とがもっとも接近したところで、両者をへだてているのが瓜連丘陵である。この地理的位置からも予想されるように、瓜連丘陵には、久慈川・那珂川の河谷発達史＝第四紀地史を復元する上での重要な手がかりが、集約的に残されている。筆者らは、茨城県中

部の古期第四系の地史学的研究の一環として、瓜連丘陵の第四系の層序を検討したさい、この丘陵には旧久慈川の河谷の一部が伏在しており、ここに分布する第四系の主要な部分が旧河谷の埋積層に他ならないことを見出した。この論文では、瓜連丘陵の第四系の層序について記載するとともに、久慈川の旧河谷の復元、久慈川・那珂川の古地理の変遷について2、3の推論を述べることにする。

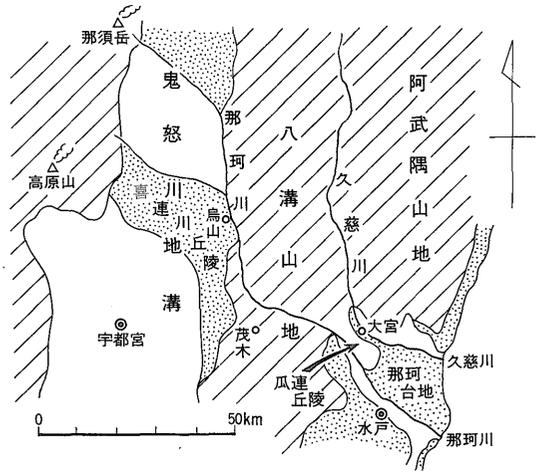
瓜連丘陵地域の地質については、今までに、阿久津(1952)・KAWADA(1953)・大山ほか(1969)などの論文・報告があるが、第四系についてはいずれも丘陵頂部をおおう礫層として簡単にふれられているにすぎない。一方、那珂川の地形発達については、小池(1961)の論文がある。

この論文をまとめるにあたり、野外で討論・助言をいただいた駒沢大学小池一之氏、地質調査所小野見司・佐藤博之氏、珪藻化石・大型植物化石を見ていただいた宇都宮大学阿久津純氏、地質調査所尾上亨氏、および火山岩の薄片をみて頂いた地質調査所上村不二雄氏に厚く感謝する。また、野外調査や試錐資料の収集などに便宜をはかって頂いた地元関係機関の方々に深甚の謝意を表する。

なお、この研究に関して、昭和46年-48年度に野外調査を行ったが、このうち、46・47年度は“地震予知に関する地質学的研究”グループの一環として、48年度は“地質の研究”グループの一環として行った。

1. 瓜連丘陵の第四系の層序

瓜連丘陵は、水戸市の北方に位置し、幅2-2.5 km、長さ10 km程度のほぼ北西-南東に伸びる細長い丘陵である。海拔高度は、北西部で130m強、次第に低下して南東部では90m強となる。全体として、かなりよく定高性を



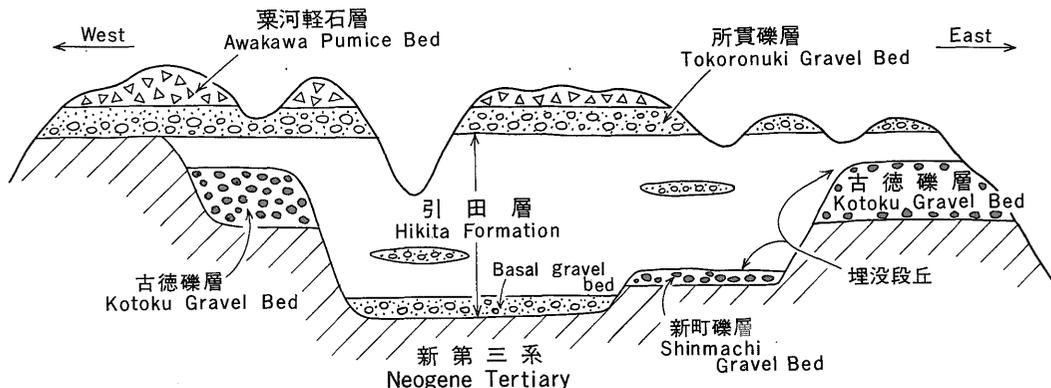
第1図 位置図

を示しているが、丘陵内の開折はいちじるしく、堆積平面はまったく残していない。南東端では、那珂台地との間に約40mの高度差がある。

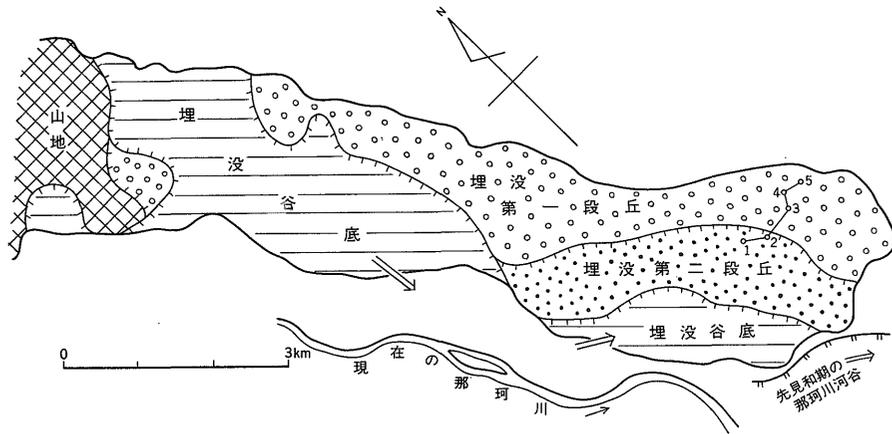
瓜連丘陵の基盤をなす地層は、層理の不明な塊状泥岩を主とする新第三系であり、その上位に第四系が不整合にかさなる。第四系は第2図に模式的に示したように、2段の埋没段丘堆積物(古徳礫層・新町礫層)と旧河谷埋積層(引田層)および丘陵の稜線ぞいに発達する礫層(所貫礫層)・軽石層(粟川軽石層)とに分けられる。丘陵の内外に付随的に分布する段丘堆積物や火山灰層については、簡単にふれるにとどめる。

1.1 古徳礫層(埋没第一段丘堆積物)

第2図に模式的に示したように、瓜連丘陵に伏在する旧河谷に見られる2段の埋没段丘のうち上位のものを構成する礫層である。旧河谷の右岸側では大宮市街西方のアジャ牧場付近に分布するにすぎないが、左岸側では丘



第2図 瓜連丘陵の模式断面図



第3図 瓜連丘陵の旧河谷復元図

陵の北東縁にそってほぼ連続的に発達する。左岸側での分布の全長は約9 km、幅は約1 kmである(第3図)。礫層の基底面の海拔高度は、北西部の約75mから南東部での約60mへと次第に低下する。礫層上面(埋没段丘面)の高度も同様に、95-75mと南東へ次第に低下する。この埋没段丘面の勾配は、更新世後期の那珂川の河成段丘である上市段丘の勾配よりややゆるい程度である。礫層の厚さは、全体を通じて、15-20mである。

古徳礫層は、径30 cm 大以下、普通10 cm 大程度の亜円礫を主とした地層であり、礫間の基質は粗粒ないし中粒の砂からなる。礫は雑然と密集し、その配列に方向性を示さないことが多い。構成礫の種類と量比は、場所によって異なるが、一般に古期堆積岩類(いわゆる中ないし古生代層)の礫が過半を占め、その中で砂岩礫が多いところ、黒色頁岩礫を主とするところなどがある。古期の火成岩類では、花崗岩・石英斑岩の礫が多く、他に流紋岩や熔結凝灰岩の礫も見られる。なお、阿武隈山地に由来するとみられる圧碎花崗岩の礫も少数ながら見出されている。新第三系に由来するものとしては、泥岩や安山岩の礫があり、ときには珪化木が礫として産出する。新第三系の泥岩の礫は、大きな角礫として1カ所に集中していることが多い。

本礫層は、その堆積状況からみて、河成とみなしうる。

1.2 新町礫層(埋没第二段丘堆積物)

瓜連丘陵に伏在する旧河谷にみられる2段の埋没段丘のうち、下位のものを構成する礫層である(第2図)。瓜連丘陵の南半部で旧河谷の左岸側の部分が、長さ5 km、幅1 kmの規模で残存している(第3図)。基底面の高度は、60-50mと南東へ低下する。礫層の厚さは3-5 m

で、古徳礫層に比べていちじるしく薄い。

新町礫層は、径25 cm大以下、普通5-10 cm 大の亜円礫を主とした礫層である。礫間の基質は、粗粒ないし中粒砂からなる。一般に礫はかなり密集しており、礫の配列に方向性を示さないことが多い。ただし、本層の基底部には、砂がちの部分の薄くはさまれることが多い。礫の種類と量比では、古期堆積岩類の礫を主とするが、流紋岩・石英斑岩などの火成岩礫の割合は古徳礫層の場合より大きい。旧谷壁の近くでは、新第三系泥岩の角礫の密集部をとまうこともある。

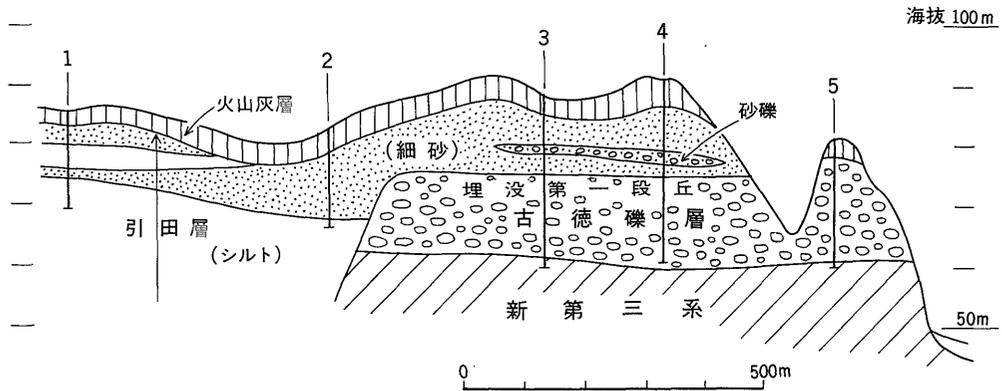
本礫層は、その堆積状況からみて、河成とみなしうる。

以上にのべた埋没段丘堆積物が、旧谷壁あるいは河谷埋積層と直接にアバットしている関係は、露頭ではまだたしかめられていない。しかし、丘陵全体の地質状況によって、とくに大宮市街西方の県道ぞいの部分や、大宮自然公園一放射線育種所付近での地層の分布状況によって、これらの礫層が埋没段丘を構成していることはほぼ確実に推定できる。第4図に示した瓜連ニュータウンの試錐資料も、この推定を裏づけている。

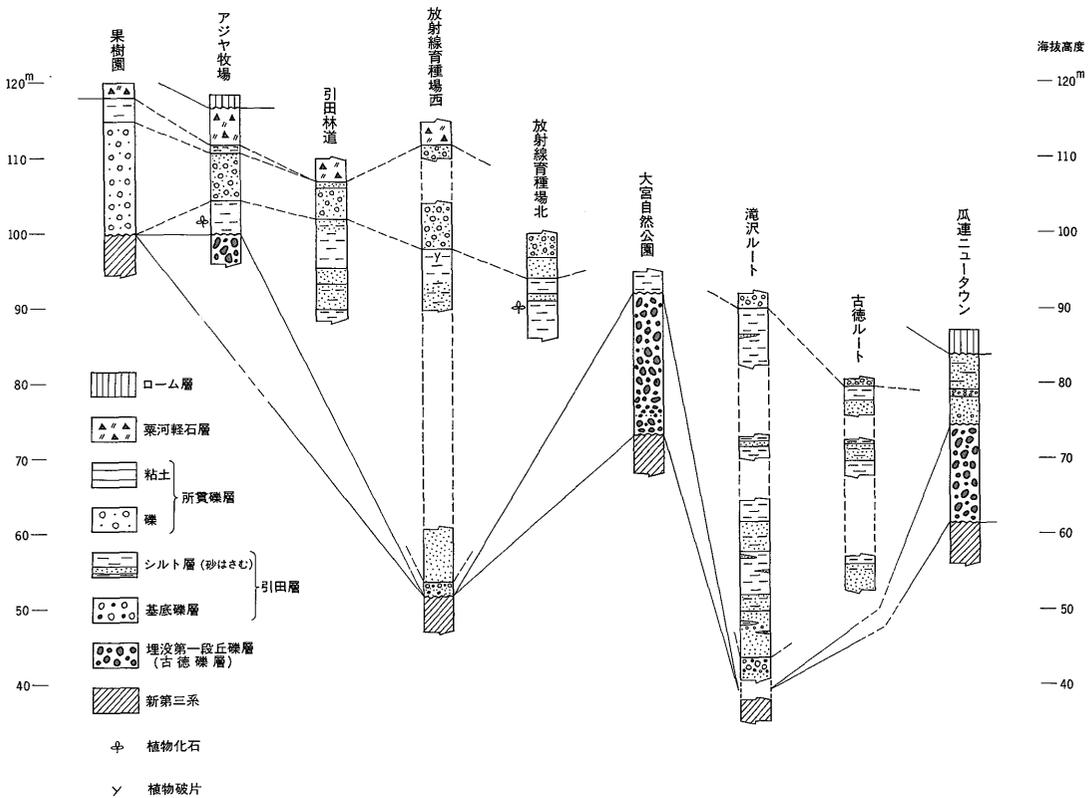
1.3 引田層^{ひきた}(河谷埋積層)

瓜連丘陵に発達する第四系の主体をなす旧河谷の埋積層である。その柱状図は、第5図に示した。層厚は、旧河谷の谷底を埋める部分で最大であり、40-50 mに達する。大部分はシルトないし細粒砂質シルトからなるが、南東へ次第に砂がちとなる。谷底部には基底礫層をとも

1) さきの学会発表(1974年9月、宇野沢・坂本)では“瓜連層”と呼んだが、瓜連層という名前はずでにこの地域の新第三系に与えられているので、このように改めた。



第4図 瓜連ニュータウン予定地の地質断面図 (1-5は試錐を示し、第3図に対応)



第5図 瓜連丘陵第四系柱状図

ない、また、中部の層準にもところどころに砂礫層をはさむ。

基底礫層は、旧河谷の谷底部に幅約1km、長さ約11kmの規模で発達している(第3図)。層厚は、北端部で5-6m、南端部で4-5mだが、その中間では10m内外に達する。基底礫層をのせる谷底面の勾配は、10kmの間で20m低下する程度で、埋没段丘の勾配とあまり差は

ない。

礫層は北部では、下半部に砂礫層を主としクロスラミナの発達した部分があり、上半部は最大径15cm程度、普通3-5cm大の亜円礫の密集層からなる。丘陵中部の層厚の大きい部分では、この上位に砂層と礫層の互層が発達する。南部では、径2-3cm大の亜円礫を主とし、10cm大の大礫をまじえる礫層からなる。礫の種類とし

ては、古期堆積岩類・石英斑岩・新第三系の安山岩を主とし、古期堆積岩類の砂岩・頁岩礫がもっとも多い。なお、この礫層中では、かつて高ノ倉付近で、砂金が採掘されたことがあり、今もその坑口が残っている。

引田層主部は、旧河谷の谷底部で基底礫層の上にかさなり、周辺部では埋没段丘礫層や基盤の新第三系を直接にオーバーラップする。おもに灰色ないし灰褐色を呈する均質・塊状・緻密なシルトからなり、これに砂質シルトないし細粒砂をはさみ、ときにシルトと砂質シルトないし細粒砂とが互層する。全般的に雲母を多量に含み、また、しばしば白色細粒の凝灰岩薄層をはさむ。丘陵南部では、全般に細粒砂がちとなり、ときには砂鉄まじりの中粒砂層（細礫をまじえる場合もある）をはさむようになる。なお、シルトは下半部では暗色ないし暗青色を呈し、植物破片を大量に含むことがある。地層は全般的に軟弱である。

シルト層中にはさまれる砂礫層は、引田や滝沢付近などで見られる厚さ2-3mのレンズ状をなすもので、粗粒砂中に径1-3cm大の亜円ないし円礫がよわいクロスラミナをつくってやや疎に含まれる。礫の種類と量比は、基底礫層と大差ないが、チャート礫がいく分多いようである。

引田層が旧谷壁にアバットしている直接の露頭は、まだ観察されていない。しかし、旧谷壁に近い部分では、ときに緻密な塊状シルト中に、新第三系泥岩の角礫やその他の亜円礫を含む粗粒部が、斜めに落ち込んだようにはさまれている露頭が見られる。これは、谷壁の崩壊によって生じた急崖下の堆積物であろう。

化石：今までに植物化石しかみつかっていない。大型のものとしては、アジヤ牧場や放射線育種場付近で次のものを産した²⁾。

Alnus sp.

Quercus sp.

Rosa sp.

Styrax japonica

Trapa macropoda

Trapa sp.

Tsuga sp.

珪藻化石は含有量は少ないが、大部分の場所では淡水棲種のみを産し、引田付近や古徳南方における本層最上部で、*Coscinodiscus lacustris*, *Diploneis Smithii*, *Nitzschia granulata*, *Thalassionema nitzschioides* などの海棲ないし汽水棲種の混入が見られたにすぎない³⁾。花粉につ

いては、全般的に含有量がいちじるしく少ないが、上位から下位に向かって針葉樹花粉が増加する傾向が認められる。また、全体として、冷温な気候を示すものが卓越しており、暖帯性気候を示す花粉は見あたらない⁴⁾。

堆積環境：引田層は全体として一連の河谷埋積層である。その六部分は淡水性の環境下に堆積したが、珪藻化石からみて、最上部では多少とも海水の影響をうけたと推定される。

1.4 所貫礫層

KAWADA (1953) が Tokoronuki Formation と命名・記載した地層であり、阿久津 (1952) の上位段丘堆積物に相当する。KAWADA (1953) は、この地層を「玉川の上流部で海拔100mの平坦面に位置する礫層」と規定し、模式地を大宮町西塩子から緒川村門井へ抜ける峠の東側 (*Palaeoloxodon namadicus naumanni* の産出地点) においた。この模式露頭は現在では観察できないが、調査地域の稜線ぞいに広がる礫層は、これの連続とみなしうる。

調査地域内では、大宮町三美北方の高所からはじまって南東へ広がり、南端部を除く丘陵の稜線ぞいに断続的に分布する。本層は、主として引田層の上位にかさなるが、分布の北西端では引田層が埋積した旧河谷からはずれて、基盤の新第三系の上に直接にかさなる。基底面の海拔高度は、北部で100m、南部で90m程度である。

本層は全体として礫層を主とするが、丘陵北部では礫層とその上位にかさなるシルト層ないし細粒砂層とからなる。すなわち、三美北方では厚さ10-15mの礫層とその上位の厚さ約3mのシルトないし砂層からなり、アジヤ牧場付近では5mの礫層と2mのシルトないし細粒砂層、引田付近では5mの礫層と1mの細粒砂層からなっている。引田から南東では、ほぼ5mの厚さの礫層のみが発達する。

所貫礫層の礫は、三美北方では径10-20cm大の亜円礫を主とし、ときに径50-70cm大に達する亜角礫を含むこともある。アジヤ牧場以南では、径5-10cm大の亜円礫を主とし、円礫をまじえる。一般に礫は密集しており、その配列に方向性を示さないことが多い。礫の種類と量比では、古期堆積岩類の礫がほぼ半分を占め、さらにその中では砂岩礫がほぼ半分を占める。その他の礫としては、安山岩を主とした新第三系の礫や、石英斑岩・花崗岩の礫がまじる。

礫層の上位にかさなる細粒砂層は、淡褐色を呈する塊状・均質のものである。シルト層は、黄灰色・塊状・均質であって、ところによっては植物破片を含む。

本層からの化石は、今回の調査地域内ではまだ発見さ

2) 地質調査所尾上亨技官の同定による。

3) 宇都宮大学阿久津純教授による。

4) 日本肥糧KK研究所の依頼分析報告による。

れていない。しかし、すでに述べたように、調査地域を北西にはずれた大宮町西塩子上ノ内の南方では、阿久津(1952)・KAWADA(1953)によって、*Palaeoloxodon namadicus naumanni*の化石の産出が報告されている。

所貫礫層は、その堆積状態からみて、河成と思われる。おそらく、旧河谷が引田層によって埋積された後に生じた氾濫原ないし扇状地性の堆積物であろう。久慈川本流ぞいでは、大宮一山方間の台地の西縁に、海拔130m前後の高さの丘陵が南北につづくが、ここでは基盤の新第三系が稜線を形成しており、所貫礫層に相当する地層は見られない。所貫礫層は、当時の那珂川・緒川が山地から出はずれた出口の部分のみ形成されたのであろう。

1.5 粟河軽石層⁵⁾

瓜連丘陵の北半部で、所貫礫層の上位にかさなり、丘陵頂部に発達する含角礫軽石層である。三美北方から滝沢北方にかけて、約6kmの間に分布する。層厚は見られる限りで最大6mであり、その基底の海拔高度は、北部で120m、南部で110m程度である。

本層は全体として灰褐色を呈し、軽石や角礫が雑然といりまじった地層である。軽石は、白色ないし淡灰褐色を呈し、径2-5cm大の角ばったものを主とし、その比重は0.8前後で、発泡はよい。斑晶はやや多く、その種類と量比は、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>磁鉄鉱である。ガラスは、無色ないし淡褐色である。なお、軽石塊の帯磁の方向は一定しておらず、軽石がキューリー点以下の温度に冷えた状態で現在地に到達したことを示している。

角礫としては、20-30cm大の新鮮な安山岩塊がもっとも多い。これは新第三系のやや変質した火山岩類とはことなり、那須火山・高原火山の活動のそれぞれの初期の岩石(ソレライト岩系の玄武岩ないし安山岩)⁶⁾に似た普通輝石・紫蘇輝石安山岩である。この他には、古期堆積岩類や石英斑岩の角礫が含まれ、ときには花崗岩の円礫もまじる。また、軽石層の径1m大のブロックもしばしば見られる。角礫は、本層の下半部にとくに多い。

本層は、その堆積状態からみて、火山活動に直接由来した火砕流堆積物とするよりは、主に軽石流堆積物から材料の供給をうけた2次的な堆積物とみなすのが妥当である。

引田層～粟河軽石層の形成時代について、いまのとこ

5) 後のべるように、この地層は那珂川が現在の水系をとるにいたった事件と直接の関係があると思われる。それで、このことにちなんで、那珂川の古名(常陸風土記那賀郡の条)を採って地層名とした。

6) 池島・青木(1962)、加藤(1964)による。

ろ、見和層より古い、すなわち下末吉海進より古いという以上にはっきりしたことはいえない。しかし、引田層の形成が海進に伴うものであること、および、後述の久慈川河谷の形成史との関連からいえば、北東関東における下末吉海進より一つ前の海進期にこれらの地層が形成されたとはいえるであろう。南関東に対比すると、屏風が浦-多摩期(関東第四紀研究グループ、1969)にあたることになるが、その時期の中のどの海進に対応するかは現段階では不明である。

1.6 大阪平礫層

大宮台地の北半で、西縁ぞいに南北に伸びる海拔90m前後の河成段丘をつくる礫層である。厚さは10m前後で、径10cm大以下の亜円礫を主とし、大小の礫の配列にはほぼ水平な方向性がみとめられる。礫としては、古期堆積岩類の礫がもっとも多く、流紋岩・花崗岩・新第三系泥岩の礫もみられる。チャート以外の礫は風化がいちじるしく、“クサリ礫”となっている。

瓜連丘陵の北端に孤立して小さく分布する礫層も、その位置関係からみて、大阪平礫層にあたると思われる。

1.7 見和層

茨城県中部地域において、下末吉海進にともなって形成された堆積層である。上部層は那珂台地などを構成して広く発達し、下部層は先久慈川・先那珂川などの旧河谷を埋積している(坂本ほか、1969・1972)。瓜連丘陵付近では、先那珂川の旧河谷が丘陵南端をかすめて通り、この旧河谷凹地を層厚25m前後の砂礫層およびシルトと中粒ないし細粒砂の互層からなる見和層下部層が埋められている。見和層上部層は、瓜連丘陵に接する付近では、砂礫層を主としており、層厚10m前後である。

1.8 額田礫層および上市礫層

久慈川・那珂川の水系において見和層の後に引続く河成段丘堆積物であり、それぞれ額田段丘・上市段丘を構成する。両者は同時期のもので、ともに南関東の武蔵野礫層に対比される。

那珂川水系の上市礫層は、大宮町三美付近では、層厚10m以上、径5-15cm大の亜円礫を主とした礫層である。構成礫としては、古期堆積岩類の礫が全体の7割以上を占め、その中では砂岩礫が8割程度を占める。その他には、新第三系安山岩の礫が2割程度、石英斑岩が1割程度含まれ、さらに花崗岩礫などもわずかにまじる。これより下流の那珂台地西縁部では、厚さ5m前後で、径数cm大の亜円礫が密集する礫層となる。

久慈川水系の額田礫層は、古期堆積岩類の径10cm大以下の亜円ないし亜角礫を主とし、ときに花崗岩礫もまじる礫層である。層厚は那珂台地北縁の瓜連付近で5m

前後である。なお、瓜連丘陵南部では、丘陵内の小河川にそって、額田段丘から連続する小規模な段丘が発達する。ここでは、段丘礫層は径10-15 cm大の亜円礫を主とし、厚さは1 m前後である。

1.9 低位段丘堆積物

額田段丘・上市段丘より低位の段丘は、瓜連丘陵北部の玉川ぞいや那珂川左岸などにみられる。その構成層は、いずれも古期堆積岩類や新第三系の径10 cm 大程度の亜円礫を主材とした、厚さ3 m前後の礫層である。

1.10 火山灰層

瓜連丘陵内の各所に、鹿沼軽石層・今市軽石層・七本桜軽石層をはさんだ火山灰層が、断片的に分布する。

2. 久慈川・那珂川の河谷形成史に関連して

2.1 先引田期の久慈川

前節で述べた瓜連丘陵に伏在する埋積旧河谷は、その伸びの方向からみて、久慈川の旧河谷にあたる。埋没段丘礫層中に少数ながら阿武隈山地に由来する圧砕花崗岩の礫が含まれていることや、基底礫層中に砂金を産すること⁷⁾なども、現在の岩層分布と比較して、これを裏づける。引田層堆積期までの久慈川は、現在の久慈川の峡谷部をそのまま延長したかたちで、南流していたのであろう。瓜連丘陵より北方の部分は、大宮台地の西縁で、大阪平礫層の下位に伏在することが予想されるが、今のところまだ見つかっていない。南方へはそのまま延長すれば、水戸市街地付近に達することになるが、このあたりには新期の段丘が広く発達し、削剝が旧河谷底より低いレベルまで進んでいるので、河谷の痕跡は残っていないものと思われる。引田層と同時期と思われる第四系は、この近くでは水戸西郊から友部北方へかけて、海拔100m前後の丘陵をつくって分布しているが、これは砂鉄層をはさむ砂層を主としており、旧久慈川の流入の影響は認められない。なお、旧河谷西方では、三美付近に小さな凹所があるが、これは地理的位置からみて、当時は久慈川の一支流であった那珂川の前身と予想されるものである。

一方、前節で述べたように、瓜連丘陵に伏在する旧河谷に2段の埋没段丘が存在することは、この旧河谷の形成期に侵食基準面の段階的な低下があったことを示している。侵食基準面の段階的な低下が何に起因するかは推論の域を出ないが、一つの可能性として海水準の段階的低下が考えられる。このことは、河谷のこの部分の古地理的位置一埋積層の上部に海の影響が認められることか

らみて、河口に近い下流部であったと推定される一からみて、充分予想されることである。先引田期における久慈川河谷の形成が、氷期の海面低下との関連において進行した可能性は強い。

また、瓜連丘陵南端では、先引田期の久慈川・先見和期の那珂川・現在の那珂川という3時期の河谷が、ほぼ一点でかさなっている。これらの河谷の谷底の海拔高度を比較してみると、それぞれ30m・10m・-10m程度の値を示しており、新期の河谷ほど谷底が深いという傾向がうかがわれる。

2.2 引田層・粟河軽石層堆積期の河谷

引田層の堆積期を通じて、旧河谷は次第に埋積されていった。この埋積層の大部分が、珪藻化石からみて、淡水成であり、上部にいたってわずかに海水の影響が認められることはすでに述べた。ついで、所貫礫層の堆積期には、旧河谷はすでに埋めつくされ、那珂川・緒川の出口を中心に旧河谷からその周辺にかけて、氾濫原ないし扇状地性の環境が出現したと推定される。そして、次の粟河軽石層の堆積期にいたって、河谷の状況は一変した。

現在の那珂川は、那須・塩原の火山地域に源を発し、鬼怒川地溝北半部の水を集め、八溝山地を横切って東流している。このような流域の広がりをもつ那珂川の形成は、瓜連丘陵での証拠からみると、少なくとも粟河軽石層の堆積期まで遡ることになる。それは、第1に、粟河軽石層を構成する軽石が、現在の地質状況からみて、久慈川流域のどこかに由来するとは考えられず、八溝山地を横切り鬼怒川地溝を越えた西方に、その供給源を求めなくてはならないからであり、第2に、粟河軽石層中に新鮮な安山岩塊を大量に含むことは、この軽石層を構成する材料が熱雲として鞍部を乗り越えてきたなどと考えるより、凹所にそって河道を流れ下ってきたとの方が妥当だからである。

一方、粟河軽石層とその直下の所貫礫層とでは、その中に含まれる礫の種類にいちじるしい差があることはすでに述べた。すなわち、前者に大量に含まれる那須あるいは高原火山に由来するとみられる新鮮な安山岩の礫は、後者にはまったく含まれていない。このことからみると、那珂川の流域の変化は、所貫礫層の堆積期と粟河軽石層の堆積期との間で生じたものであろう。粟河軽石層そのものが、那珂川の八溝山地貫通と流域の西方拡大に直接に関連した堆積物と思われる。おそらくこれ以前には、那珂川は久慈川の一支流にすぎず、那珂川の河道は八溝山地のほとんど西縁まで達していたとはいえ、なお山地内に限定されていたのであろう。現在の地形と比較すると、せいぜい茂木を流れる逆川くらいが、この時

7) 八溝山地には多くの金鉱床が散在しているが、久慈川沿岸地域が古くから産金地として知られている。

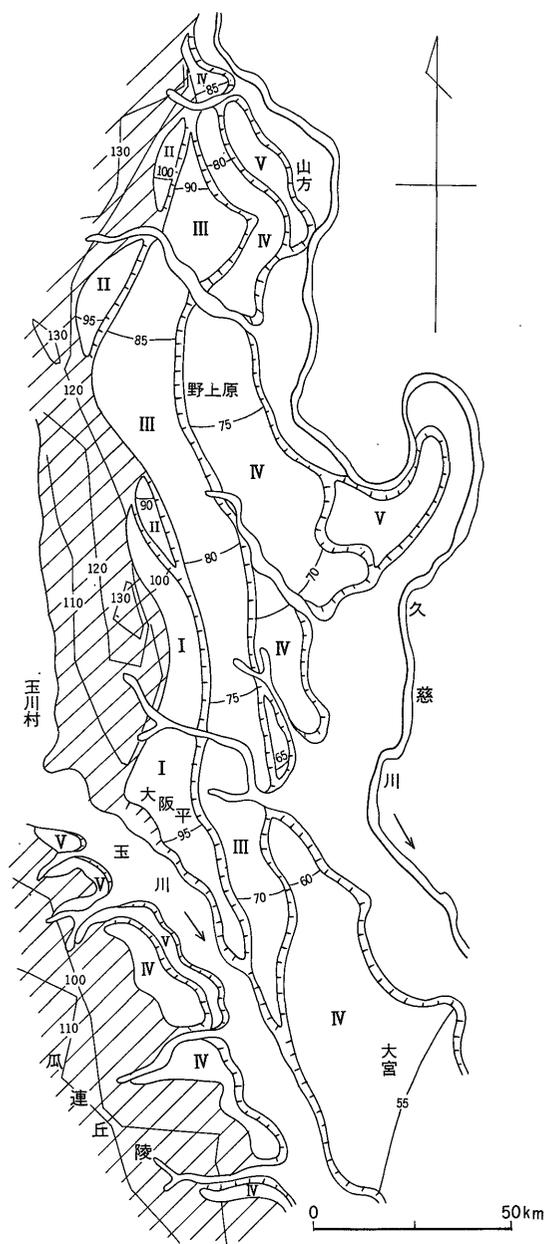
期までの那珂川の本流であったかと思われる。

粟河軽石層の堆積の状況については、かなりの想像をまじえていえば、「那珂川の谷頭が鬼怒川地溝に達し、両者の間の障壁が破られたとき、そこに大崩壊が生じ、その崩壊による泥流が約20 kmの峡谷を流れ下り、下流のやや開けたところに堆積したもの」ということができよう。この時期に、鬼怒川地溝内には「喜連川湖」が存在したとされている(鈴木・阿久津, 1955; 小池, 1961)が、あたかもダムが決潰のような事件をこの間に想定するわけである⁸⁾。そして、この「崩壊堆積物」がほとんど軽石や新期安山岩礫のみからなることからみると、障壁の崩壊がたんに那珂川の谷頭侵食の連続的な進行の結果として生じたというよりは、「喜連川湖」への大量の火山噴出物の流入が衝撃となって、障壁の崩壊を決定的にしたのかもしれない。このような突発的な事件を想定することは、今のところ実証的な証拠に乏しいが、興味ある課題であり今後の検討にまちたい。

2.3 粟河軽石層以降の河谷の変遷

粟河軽石層が堆積してから後の久慈川の歴史の主要は、大宮一山方間に発達する段丘群からよみとることができる。大宮一山方地域の段丘の分布と区分は、第6図に示した。第6図において、第IV段丘は、地形的な連続性からみて、明らかに額田段丘の延長である。第III段丘は、那珂台地面すなわち海成の見和層の堆積面に相当する河成面であろう。第I・第II段丘は、したがって粟河軽石層後一見和層前の久慈川河谷形成期における河成段丘ということになる。第I段丘の構成層は、前章で述べた大阪平礫層である。

ところで、これらの段丘群と瓜連丘陵との位置関係からみて、第I段丘の形成は粟河軽石層堆積後ほど遠からぬ時期とみられる。そして、瓜連丘陵と第I段丘との高度を比較しただけでも、第I段丘の形成期に久慈川と那珂川とがすでに分離しており、瓜連丘陵が両者をへだてる障壁と化していたことは明らかである。おそらく、鬼怒川地溝内に進出し、いちじるしく流域を拡大した那珂川は、粟河軽石層の堆積時に一時的に久慈川と合流して

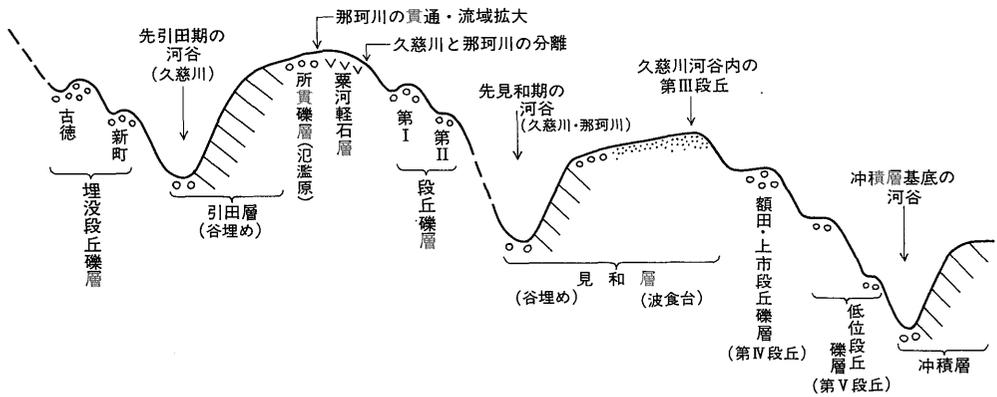


第6図 大宮一山方地域の段丘区分図
(数字は段丘面・切崖面の海拔高度)

8) 喜連川丘陵内には、この丘陵を横切って北から南へ流れた旧流路やウインドギャップなどは存在しない。この点からみると、「喜連川湖」がたん消失し、一定の河川系が形成された後、那珂川の谷頭が地溝内に進出して、既存の河川を截頭したとは考えがたい。むしろ、上述のように、那珂川の進出によって「喜連川湖」が消失ないし縮小し、かつそれと同時に現在とほぼ同様な河川系が出現したとみるのが妥当である。また、鬼怒川地溝内の河川系をみると、北半部では南東へ、南半部では南へ流れる平行河川が支配的である。この特色ある水系配列は、鳥山付近で「喜連川湖」が決潰し、それより北では湖が干上って那珂川が排水路となり、それより南では残存した湖がしだいに縮小していく過程で平行して南流する河川が生じたとする合理的に説明できるであろう。

ただけで、その後すぐに河道を分離したのであろう。分離以後、久慈川と那珂川は、瓜連丘陵を間にはさみながら、次第に下流を進めていった。

一方、久慈川は、坂本ほか(1969・1972)の先見和期の久慈川河谷で示されるように、この時期以降、それまでとは違って、下流部でほぼ真東に向かう河道をとるに



第7図 久慈川・那珂川の河谷発達史

いたった。この下流部の河道の方向は、引田層堆積期の海進によって生じた海岸平野の最大傾斜の方向へ、必従的に定められたものであろう。この点では、見和層の堆積面上にその原形が形成された現在の久慈川の下流部と同様と思われる。

引田層～粟河軽石層や第I・第II段丘より後、見和層～“沖積層”の堆積期を中心とした久慈川・那珂川の歴史については、坂本(1972)・坂本ほか(1972)などに述べた。これらを総括して、はなはだ定性的ではあるが、久慈川・那珂川の河谷発達史を第7図に示した。

あとがき

この論文では、茨城県中部の瓜連丘陵に発達する第四系について記載し、かつ、そこから推定される久慈川・那珂川の古地理の変遷について述べた。とくに那珂川の河谷発達過程において、“喜連川湖の決潰”といういささかドラマチックな事件を挿入したが、この事件を検討するためには、喜連川丘陵と瓜連丘陵との第四系のより詳しい対比を確立することが必要である。

筆者らは、小池一之氏とともに、粟河軽石層の延長を那珂川の横谷部に求めたが、確実な証拠は発見できなかった。峡谷部では流速との関係で、崩壊堆積物の岩相が違っている一例えば、軽石は運び去られ、比重の大きな安山岩塊のみが残留するというかたちで一のかも知れない。また、筆者らは、小野晃司氏とともに、粟河軽石層の相当層を喜連川丘陵に求めたが、これも成功しなかった。喜連川丘陵に分布する“館ノ川凝灰岩層”(鈴木, 1952)は、少なくとも模式地付近のものは、構成軽石の岩質が粟河軽石層のものとは異なっていたのである。とはいえ、いわゆる“館ノ川凝灰岩層”が単一の flow unit

であるか否かは、まだ検討されていない問題であり、粟河軽石層の対応物を鬼怒川地溝内に求める余地はなお残っていると考えられる。喜連川丘陵と瓜連丘陵との第四系の対比を完成させることは、今後に残された課題である。

一方、久慈川についても、その上流部で阿武隈川の源流を次々と奪い、流域を次第に北方へ拡大していった過程が、小池(1972)によって指摘されている。久慈川上流の諸事件、とくに矢祭山峡谷の貫通を、下流部の第四系と関係づけることも興味ある課題である。このような課題を追求するなかで、阿武隈河谷や鬼怒川地溝の第四系、あるいはその西方の火山活動と、太平洋岸の第四系との対比が確立され、この地域の生々とした地史を描き出すことが可能になるであろう。

文 献

- 阿久津 純(1952) 茨城県常陸大宮附近の地形地質. 宇都宮大学学芸学部研究論集, no. 2, p. 191-209.
- 池島柳一・青木謙一郎(1962) 高原火山の岩石学的研究. 岩鉱会誌, vol. 48, p. 98-107.
- 関東第四紀研究グループ(1969) 南関東の第四系と海水準変動. 地団研専報, no. 15 (日本の第四系), p. 173-200.
- 加藤祐三(1964) 那須火山の岩石学的研究. 岩鉱会誌, vol. 51, p. 233-243.
- KAWADA, K. (1953) Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks and their neighbourhood in the northeastern Kwanto district. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku*, sec. C, vol. 2, p.

217-307.

小池一之 (1961) 那珂川流域の地形発達. 地理学
評論, vol. 34, p. 498-513.

—— (1972) 福島県棚倉付近の地形. 駒沢地
理, no. 8, p. 77-85.

大山年次・斉藤登志雄・黒田和男 (1969) 表層地
質図「水戸」および同説明書. 30p., 経済
企画庁.

坂本 亨 (1972) 茨城県大洗付近の第四系. 地質
調査所月報, vol. 23, p. 511-516.

——・岡 重文・伊藤吉助・後藤 進 (1969)
茨城県那珂台地の見和層とその基底のかた

ち. 地質調査所月報, vol. 20, p. 685-696.

——・田中啓策・曾屋龍典・野間泰二・松野久
也 (1972) 那珂湊地域の地質. 94 p., 地域
地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質
調査所.

鈴木陽雄 (1952) 高原山東南周縁に分布する新生
界の層序. 宇都宮大学学芸学部研究論集, no.
2, p. 177-190.

——・阿久津 純 (1955) 栃木県中央部の川
崎累層の堆積状態. 宇都宮大学学芸学部研
究論集, no. 5, p. 89-98.

(受付: 1975年10月4日; 受理: 1976年2月12日)