

## 茨城県中部、友部丘陵の第四系

坂本 亨\*・宇野沢 昭\*\*

### Pleistocene Deposits in the Tomobe Hills, Middle Part of Ibaraki Prefecture, and Characteristics of Its Basal Topography

Toru SAKAMOTO and Akira UNOZAWA

#### Abstract

Pleistocene deposits distributed in the Tomobe Hills and its vicinity are stratigraphically divided into the Kanayama Sand and Gravel Bed, the Ikenobe Gravel Bed, the Tomobe Formation, the Miwa Formation and river terrace deposits in ascending order. In these deposits, the Tomobe and Miwa Formations occur extensively. The former underlie the Tomobe Hills (about 100 m in altitude) extending between the Yamizo Mountains and the Higashi-Ibaraki Terrace, and the latter constitute the Higashi-Ibaraki Terraces (30-50 m in altitude) locating in the northeastern corner of the Kanto Plain.

The Tomobe Formation is represented by shelf deposits and estuary deposits, which are separated by a NE-SW running barrier chain. The shelf deposits distributed in southeast of the barrier are composed mainly of massive well-sorted fine (-medium) sand in the lower part, and cross-laminated coarse (-medium) sand with iron sand seams in the upper part. The estuary deposits on the northwest side of the barrier consist largely of breccia intercalated with a mud layer including embaymental molluscan fossils.

As shown in Figs 5a-g, 6, the basal plane of the Tomobe Formation is very rugged within a single exposure and on the whole area as well. In contrast, the basal plane of the Miwa Formation formed as the wave-cut platform in the last interglacial period is very flat through the extensive terrace area. The topographic contrast of both basal planes probably shows the difference in the rate of sea-level rising responsible for deposition of the two formations.

#### まえがき

茨城県の中部、水戸市北西部から内原町・友部町の北部を通過して笠間市にいたる一帯には、海拔100 m前後のよく開析された丘陵地が発達し（以下この丘陵地を友部丘陵とよぶ）、広い範囲にわたって第四系が発達している。友部丘陵とそこに発達する第四系については、関東平野の北東部で下末吉期の台地の背後に位置し、八溝山地の東縁（ないしは鶏足山地の東南縁）を画するという点で興味を持たれ、北関東の地形発達史—第四紀地史を考察する上でしばしば言及されてきた（貝塚、1957；小池、1961など）。一方、友部丘陵の第四系は砂鉄資源の賦存においても知られ、砂鉄鉱床の調査報告という形でも第四系に関する多くの記述がなされている（服部ほか、1960など）。また、貝化石の産出も報告されている（齊

藤、1959；坂本ほか、1969）。しかし今までのこのような報告は、第四系の分布・層序・岩相の記載としては断片的であり、友部丘陵の第四系の全体像を示すものではなかった。

筆者らは、この友部丘陵地域を関東平野北東部の下末吉期より前の第四紀地史を明らかにする上での重要なフィールドと考え、1975-76年に第四系をおもな対象とした野外調査を行った。また、1978年には笠間西方の小盆地内の第四系について、補足的な調査を行った。この他、地域南端部については、著者の1人、坂本が5万分の1地質図幅「石岡」を作成するための調査を行っている。以下、これらの調査の結果にもとづいて、水戸—笠間—岩間付近の丘陵地に発達する第四系について記述し、かつ、2・3の推論を述べることにする。ここで対象とした第四系は、単調・一様な岩相を示す砂層を主としているが、その基底には、貝塚（1957）がすでに予察的に指摘しているように、きわめて大規模な起伏にとむ不整合

\* 地質部  
\*\* 環境地質部



に、金山砂礫層・池野辺礫層・友部層（飯田角礫・泥部層を含む）と命名した。これらの各層については、次節以下で詳しくのべる。友部層より若い第四系としては、見和層以上の諸層がある。

見和層は、関東平野北東部において海拔30-50 m の広大な台地をつくって広がる地層であり（齊藤，1959；坂本ほか，1969；坂本，1972），南関東の成田層上部や下末吉層に対比される。

河岸段丘層および崖錐堆積層は、那珂川・<sup>ひぬま</sup>酒沼川沿岸にやや広く発達するほか、丘陵内の小河川沿いにもごく断片的にみられる。また、崖錐性の堆積物は、上加賀田の南方の緩斜地にややまとまって分布する。

ローム層は、以上の諸岩層をおおって広がるが、山地・丘陵地での発達が悪い。また、見和層をおおうローム層を“新期”それより古いものを“古期”とした場合、友部層以下の岩層の分布地域内でも、“古期”ローム層の発達はきわめてまれである。明白な“古期”ローム層の露頭としては、友部北方の香取付近（loc. 1）がほとんど唯一の例である。そしてこの露頭でも、“古期”ローム層は、友部層の表面の凹所を埋めて残存しているにすぎない（第2図）。友部層を整合におおう、あるいは友部層を平坦におおうローム層は、まだ確認されていない。

沖積層は、酒沼川ぞい、とくに笠間盆地内でやや広く発達するほか、地域内の小河川ぞいに分布する。

## 2. 金山砂礫層および池野辺礫層

ここで述べる2つの地層は、第3図に示したように、後述の友部層の分布地域の背後（山側）で、海拔110-140 mの稜線部に点在するものである。友部層との関係は、必ずしも明確ではないが、友部層分布の上限より高所に位置することから、両者を友部層から区別し、より古い

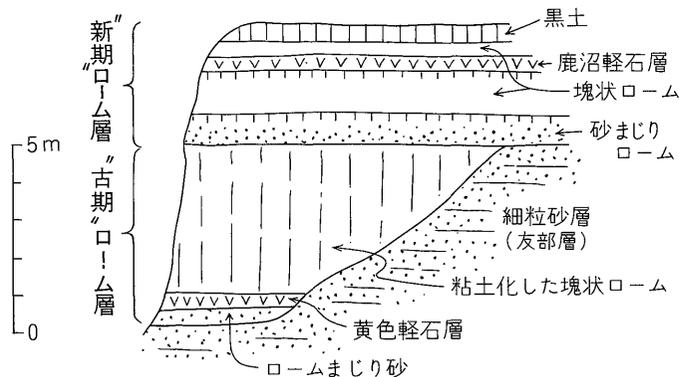
ものとして扱った。金山砂礫層と池野辺礫層との相互関係についても、明確ではない。一方、この両者を第四系とみなしたことについても、直接的な証拠があるわけではない。たんに稜線部に構造的変形なしに水平に残存しているという分布形態と、岩質のルーズさとから判断したにすぎない。

### 2.1 金山砂礫層

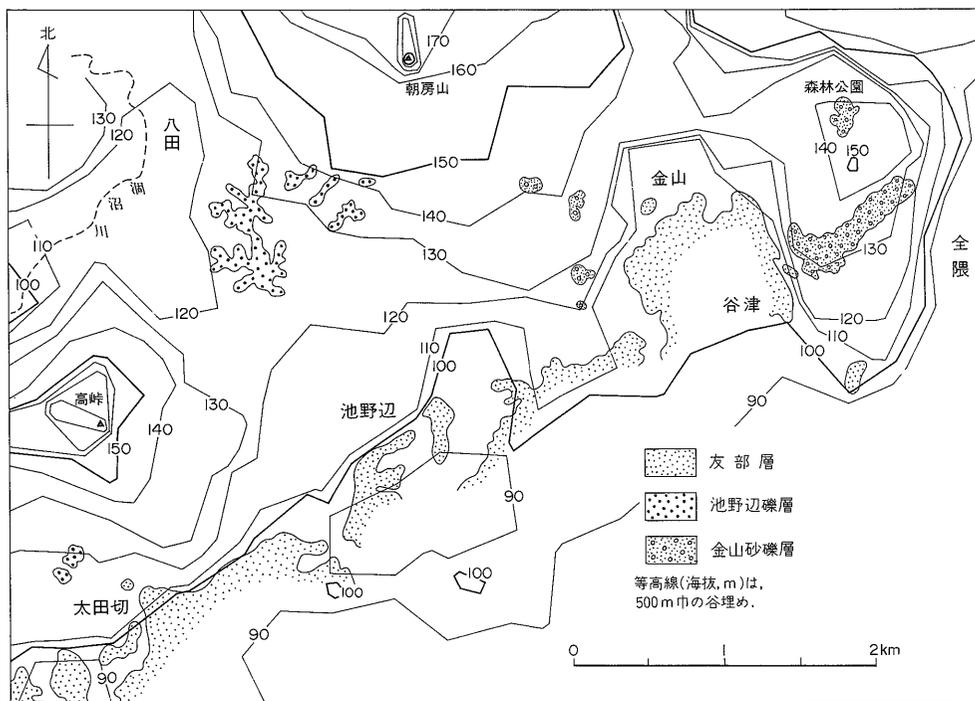
水戸市北西部の金山部落の東西両側で、水戸市森林公園をはじめ、海拔120-140 mの山頂部に分布する砂礫層ないし礫層である。この砂礫層は、小池（1961）が金山丘陵（海拔130-140m）を構成する礫層としたものに相当するが、分布が断片的であり、露出も少ないため、その性格について充分なことは判らない。ただ第3図でみられるように、金山-谷津付近における本層と友部層との分布高度の差は明白である。

金山砂礫層の礫は、古期堆積岩層の頁岩・砂岩・チャートおよび石英斑岩などの径10 cm 大の円礫を主としており、基底部にはときに径50 cm 大の頁岩亜円礫も含まれる。一般に後述の池野辺礫層の礫に比べてよく円磨されている。大礫の間は、チャート・頁岩の細礫や粗粒砂で充填されている。礫層の間にはさまれる砂層は、友部層でみられると同様に、均質で淘汰がよく、砂鉄粒の集中部を小斑点状に有する細粒砂層を主としている。金山西方では、礫層中に約1.8 mの厚さの凝灰岩層（上・下部で白色細粒、中部で黄灰色粗粒）を挟む。本層は、おもに古期堆積岩層の上に不整合にかさなり、厚さはみられる限りで最大5 m程度である。

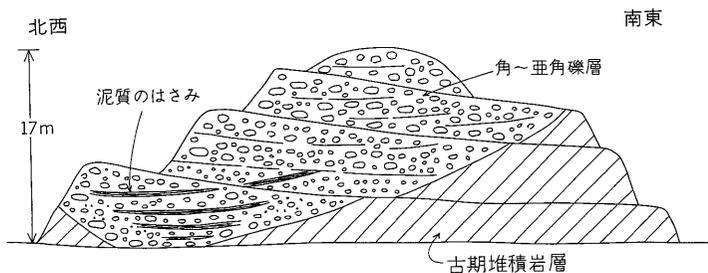
金山砂礫層は、化石は未発見であるが、岩相的には友部層と同様な海浜性堆積物と思われる。金山東方の山頂部では、山頂部の北東-南西方向にのびた凹所内に分布しており、かなりの起伏をもった基盤をおおって堆積したものと予想され、この点でも友部層の場合と似てい



第2図 友部北方、香取付近（loc. 1）の“古期ローム”



第3図 友部丘陵東部における第四系の分布高度



第4図 池野辺礫層の堆積状況 (池野辺北方, loc. 2)

る。この地層は、友部層を堆積させた海進より前の、現在の海拔140-150 m ないしそれ以上の高度のところまで達した海進の産物という可能性はある。しかし、この点を明らかにするには、現在のところ資料が乏しい。

### 2.2 池野辺礫層

笠間市東端の池野辺部落北方で、海拔110-120 m の稜線上にはほぼ水平に分布する礫層である。小池 (1961) が池野辺付近の海拔110-120 m の地形面をつくる礫層としたものにあたり、朝房山<sup>あさぼう</sup>と高峠との間の稜線の低まった部分に位置している (第3図)。池野辺-八田間の道路<sup>あさぼう</sup>ぞいや、倉作南方のゴルフ場 (調査当時は造成中であつた) でよく観察される。

礫層は、頁岩・砂岩・チャートなどの径5-10 cm 大、

ときに15 cm 大の亜角礫-亜円礫を主材とする。礫は一般に密集しているが、ときに水平な方向性を示して配列する。礫間の基質は、おもに花崗岩質の粗粒砂である。古期堆積岩層を不整合におおい、層厚は普通10m程度であるが、凹所を埋めた部分では第4図に示したように少なくとも17mに達する。このようなところでは、その下部の礫層中に、木材破片をはじめ炭質物の多い泥質層を挟むこともある。この他、西方の太田切付近でも、海拔110-120mの稜線上に、同様な岩相を呈する礫層がみられる。

本礫層は、その分布・岩相や堆積状況などからみて、河成堆積物と推定される。小池 (1961) は、この礫層を友部層と同時期の陸上堆積物と考えた。しかし、この付近の友部層には、このような河川の流入を示す岩相的特

徴は認められない。友部層堆積期のこの付近の河谷は、むしろ八田から西南方へ笠間盆地に向かって伸びていたと推定される。また、この河成堆積物の下位に友部層の海進に対応するような埋谷層は認められない。逆に池野辺付近では、第3図に示したように、友部層堆積の上限と池野辺礫層が発達する面との地形的なギャップがもっとも明瞭である。友部層の上限と本層分布地との高度差はあまり大きくはないが、本層は友部層より古いものである。そして、この礫層は八溝山地がかなり平坦化していた時期の河川の跡を示すものと予想される。

### 3. 友部層

八溝山地の東縁、水戸—笠間付近の友部丘陵を構成する未固結の砂層を主体とした第四系を、友部層とよぶことにする。また、笠間盆地の北縁で見られる角礫を主とし中部に泥質層を挟む地層を、友部層の異相として飯田角礫・泥部層とよぶ。友部層は、大局的には北—西方の山地に向かってアバットし、その分布の上限は全域的にほぼ一様に海拔約100 mである。しかし、その堆積面は残っていない。友部層の基底は、きわめて複雑な起伏にとんでいて、基底と上限との高度差からみると、層厚は50m以上に達する。

友部層の主部は、全域にわたってほぼ一様に、下部は淘汰のよい均質な細粒（ないし中粒）砂層、上部はクロスミナのいちじるしい砂鉄質の中粒ないし粗粒砂層を主としており、ときに含礫砂層や泥層を挟む。基底部にもときに、礫質層や泥質層がみられる。

#### 3.1 友部層の基底

友部層の基底は、個々の露頭でも、また地域全体としても、きわめていちじるしい起伏をもって基盤に接していることが特徴である。各露頭での例は第5a-g図に示した。これらの例で見られるように、基底の凹凸はとくに花崗岩を基盤とする場合にいちじるしい。第5-d図の例などは、奇岩怪石が並び立った光景を思わせるものがある。このような基底面の形態は、岩石海岸が急激に沈水し、もとの地形をほとんどそのまま残して埋積された状況を示すものであろう。

丘陵全体としてみた場合には、友部層基底の不整合は第6図に示したような起伏をもっている。この丘陵の少なくとも野外で観察できる海拔40-100mの範囲では、基底面の起伏はきわめていちじるしく、平坦面の発達には認められない。一方、この基底には、北東—南西の方向性をもって、高所と凹地とが交互に配列している。すなわち、北側からみて 笠間盆地の凹地、朝房山—佐白山—三峯山の山列、その南側の池野辺—市原—吉原付近の凹

地列、さらに金山—和尚塚—文字山—唐桶山の山列が連なる。この他の基底の凹所としては、現在の国鉄水戸線ぞいに宍戸から笠間にいたる北西—南東方向の低地帯がある。

#### 3.2 友部層基底の岩相

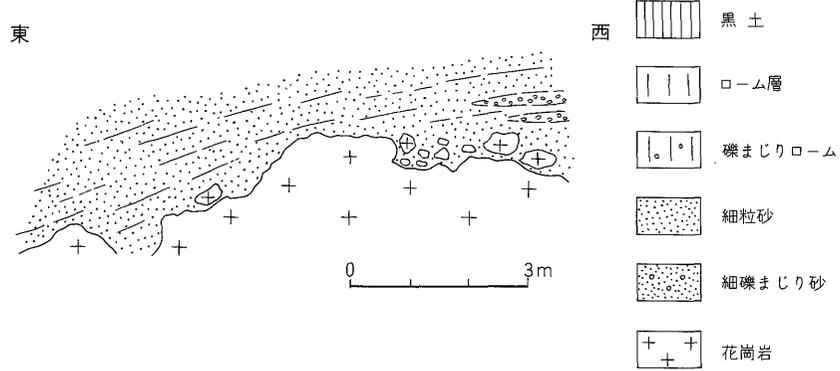
友部層主部の基底にはチャート・花崗岩などの細礫ないし小礫を含んだ厚さ1-5 m程度のアルコース粗粒砂層が発達したり、あるいは細粒砂層が直接に基盤に接したりすることが多く、明瞭な基底礫岩がみられることは少ない。ここでは、局部的・断片的に分布する友部層基底の礫質層・泥質層についてのべる。

礫層としては、水戸市北西部の金山付近、および内原町北部の武具池東方のものがいちじるしい。金山付近は基底面等高線図（第6図）で明瞭な凹地形を示している所であるが、ここでは基盤の古期堆積岩層に接してきわめて淘汰の悪い角礫層が発達する。この角礫層は、すぐ背後で基盤をつくる頁岩の10-20 cm大の角礫を主材とするもので、数cm大のチャート礫もまじる。その基質はいちじるしく泥質であり、また、淘汰の悪い泥質層がほぼ水平に挟まれたりする。厚さは5m以上ある。この角礫層は、急崖下の静水中に形成された崖錐性の堆積物であらう。この南方の谷津付近では、友部層の基底部に泥質の基質をもつ亜角礫—亜円礫まじりの粗粒砂が2-3 mの厚さで発達し、さらに南では細礫ないし中礫を含む粗粒砂層が20-50 cmの厚さで基盤に直接する。なお、谷津付近と同様な含礫粗粒砂層は、友部町北部の上市原付近でもみられる。

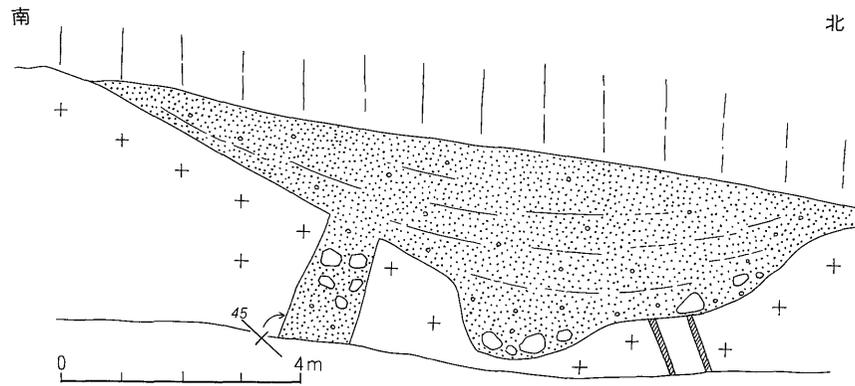
一方、武具池の堰堤東方では、基盤に接して厚い礫層が発達する（第7図）。礫層は、厚さ8.5m以上で、径10-15 cmくらい（最大35 cm程度）の亜円礫を主としている。礫の種類としては、すぐ近くの基盤をつくる砂岩・チャートのほかに花崗岩もまじる。一般に礫の風化はいちじるしい。礫の淘汰は悪いが、礫の配列にはほぼ水平な方向性があり、粗粒砂層のほぼ水平なはさみもみられる。全体として河成の堆積相を示す。露頭の西端では、図に示したように基盤の急崖にアバットし、その上を礫まじりの砂層におおわれる。この礫層は、友部層の基底礫層というよりは、むしろ友部層堆積前の河床礫層（埋没段丘礫層）であるのかも知れない。

一方、泥質層としては、水戸市北西部の谷津付近のものが、貝化石の産出によって知られている。ここでは、暗灰色均質塊状のきわめて軟弱なシルト層が地表で約2 mの厚さで見られる。これは、齊藤（1959）が *Ostrea gigas* ほかの貝化石の産出を報告した地層であり、また坂本ほか（1969）が井戸の捨土から第2表のような貝化

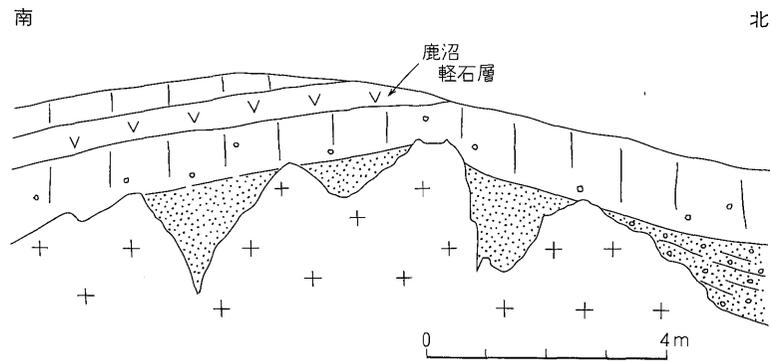
a) 香取北方 (loc.1 の下部)



b) 尖戸北方 (loc.3)

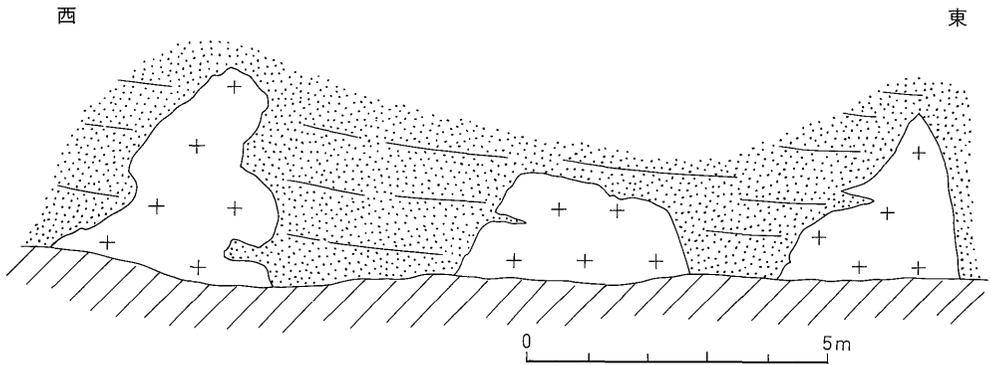


c) 尖戸北方 (loc.4)

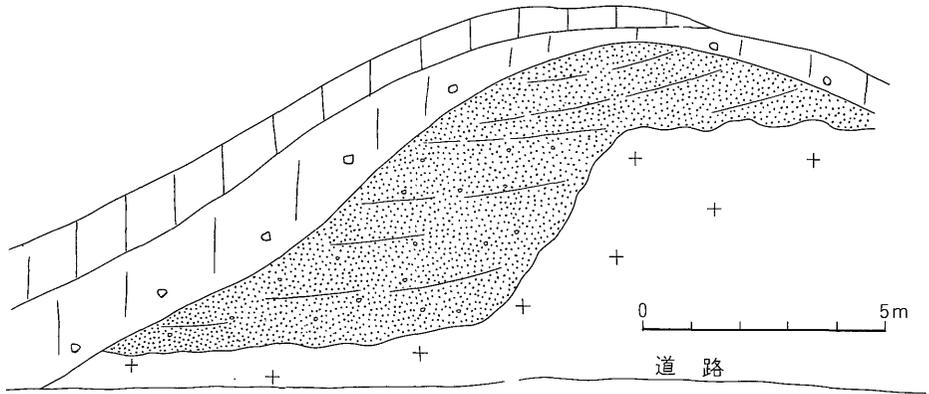


第5図 友部層基底の不整合

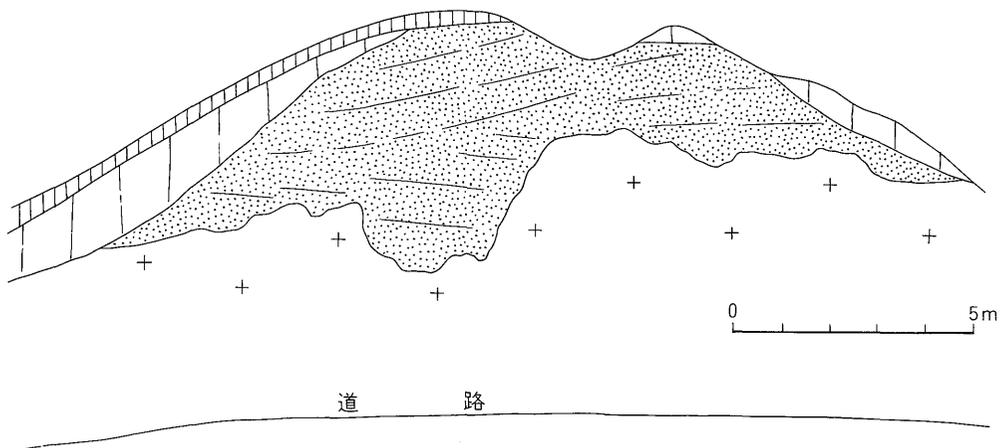
d) 尖戸北方（loc. 5, SKB 射撃場北壁）



e) 上加賀田西方の切割り（loc. 6, 東側）



f) 上加賀田西方の切割り（loc. 6, 西側）

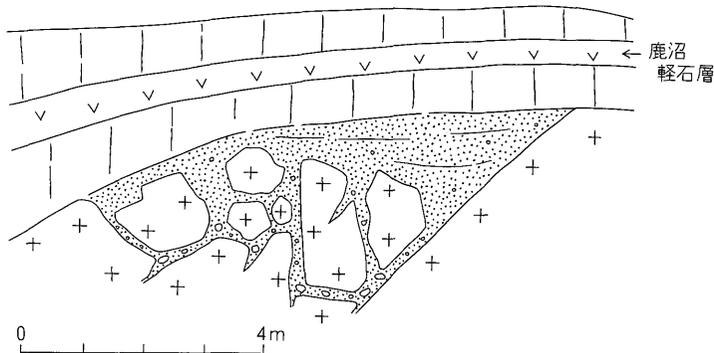


第5図 つづき

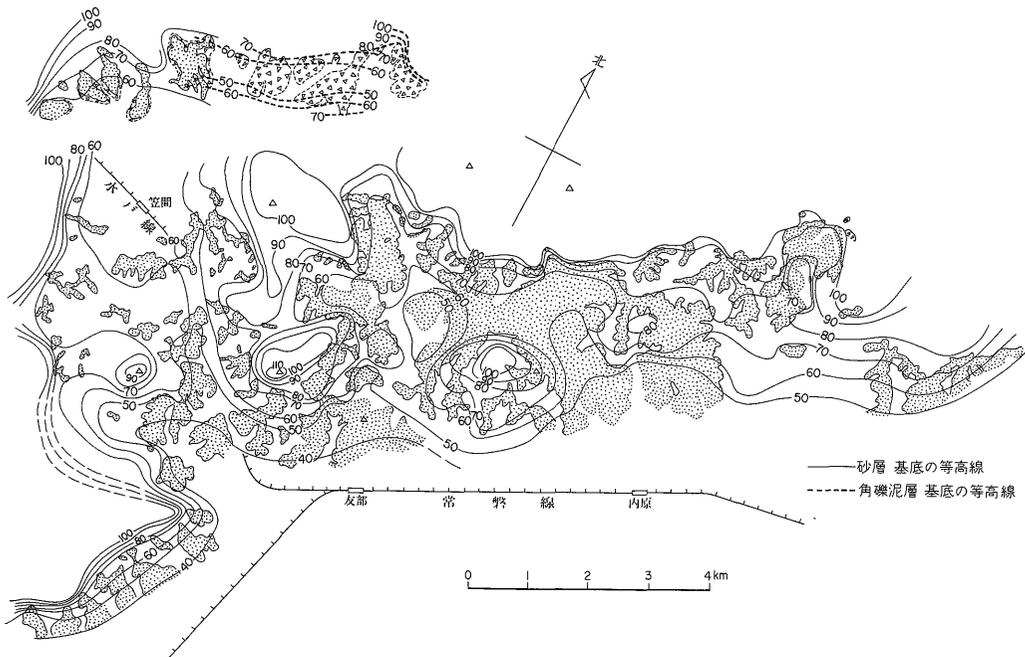
g) 栗栖南方 (loc. 7)

北北西

南南東



第5図 つづき



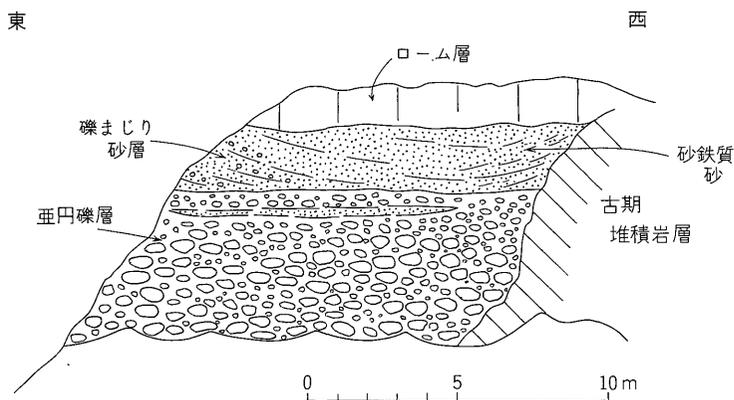
第6図 友部層基底の高度分布

石を報告し、谷津の含貝化石層と呼んだものにあたる。第2表には、今回の調査にあたって地表部分（化石産地1）から採集した貝化石・植物化石も示した。この泥層は、岩相や含有化石からみて、内湾成の堆積物である。層厚は地下に伏在する部分も考えると10m以上に達する。

同様な泥質層は、丘陵西部の友部町下加賀田西方でも

みられる。ここでは、青灰色ないし暗灰色を呈し塊状で軟弱な粘土質シルト層が、3m以上の厚さで発達する。その下位には、粗粒砂とシルトのほぼ10cmごとの厚さの互層がある。シルト層には高師小僧が多数含まれるが、化石は未発見である。この他、水戸線ぞいの低地でも基盤の凹所を埋めた粘土-シルト層や、褐色シルト層の小露出がみられる。

（武具池東方，loc. 8）



第7図 友部層基底の礫層

第2表 水戸市谷津産の化石

a) 齊藤 (1959) による

*Collisella* sp.  
*Umbonium costatum*  
*Clithon sowerbianus*  
*Batillaria zonalis*  
*Cerithidea cingulata*  
*Cerithium kochi*  
*Nassarius festus*  
*Pectinodonta kuragiensis*  
*Odostomia opata*  
*Turbonilla* cf. *shigeyasui*  
*Anomia* cf. *cytaeum*  
*Ostrea gigas*  
*O.* sp.  
*Trapezium japonicum*  
*Mactra sulcataria*  
*Macoma tokyoensis*

b) 坂本ほか (1969) による

*Tegula pfeifferi*  
*Suchium moniferum*  
*Australava vitrea*  
*Dosinia penicillata*  
*Meritrix lusoria*  
*Macoma tokyoensis*  
*Raeta yokohamensis*  
*Theora lubrica*

c) 坂本・宇野沢 (1979)\* (化石産地1)

*Cerithidea djadjariensis*  
*Dosinia penicillata*  
 (植物)  
*Styrax obassia*  
*Fugus crenata*

\* 本所，大山 桂・尾上 亨技官による

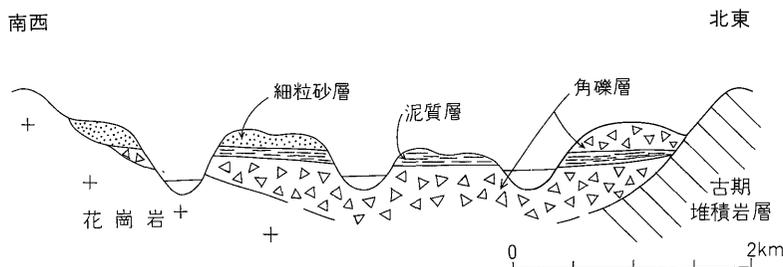
### 3.3 飯田角礫・泥部層

飯田部層は，高峠—佐白山（城山）を連ねた山列の内側，笠間盆地の北縁に，幅1 km・長さ6 km程度の規模で，東北東—西南西方向に細長く分布している。本層は第8図に模式的に示したように，全体として凹地を埋積した地層であり，中部に泥質層を挟んで上部・下部が角礫層からなっている。層厚は下限が沖積面下に没しているため判然としないが，少なくとも30m以上には達する。

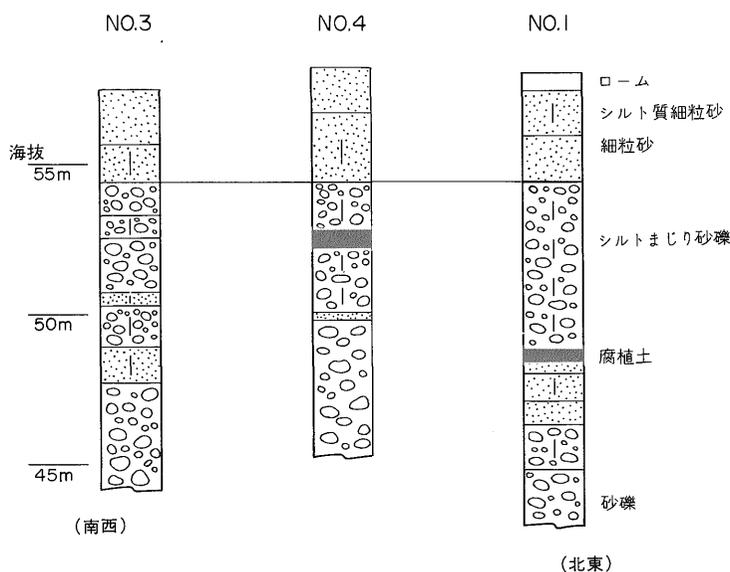
下部の角礫層は，主として5-10cm大の角礫—亜角礫—亜円礫よりなる。角礫層は，砂岩・頁岩などの礫を主材とするが，チャート細礫もまじっており，花崗岩基盤の近くでは花崗岩礫も多い。礫の風化はいちじるしく，全般に“クサリ礫”の状態を示している。礫間の基質は泥質砂よりなる。礫は密集しており，規則的な配列を示さない。ときに砂質レンズを挟み，また腐植土層を挟むこともある(第9図)。厚さは地表でみられる限りで10m程度である。

中部の泥質層は，分布地域の東部では角礫層の間に5-6mの厚さで挟まれているが，西部では厚さ1-2mにすぎず，上位には友部層主部の細粒砂層が直接にかさなっている。また一部では基盤に直接アバットしていることもある。本層は，岩相的には暗灰色ないし暗青灰色(風化して灰褐色)を呈する塊状の砂質シルトを主とし，シルト層ないし粘土層を挟むものである。ときには淘汰の悪い粗粒砂ないし細円礫層が20-30cmの厚さで挟まれ，またしばしばチャートの細円礫が散在している。

この泥質層からは，その分布地域の北東部の飯田付近



第8図 飯田角礫・泥部層の模式断面



第9図 笠間市役所におけるボーリング柱状図

(化石産地2)で、保存は悪くキャストのみではあるが第3表a)に示したような貝化石を産した。この貝化石群は、現在の鹿島灘付近より暖かい(現在の紀州付近に相当する暖かさの)内湾の潮間帯中・上部の環境を示す<sup>2)</sup>。また、この近くの高田小学校校庭およびその北方からは、木村・笠井(1969)によって、第3表b),c)のような貝化石が報告されており、これも同様な内湾性環境を示している。その他、笠間市街北方の国道バイパス北側(化石産地3)では、*Theora lubrica*を産した。植物化石としては、さらに西方の甲の山付近(化石産地4)で、*Juglans ailantifolia*などを産した。なお、この泥質層には各所で植物破片が含まれており、生痕や高師小僧も多い。

上部の角礫層は、飯田部層分布地の北東部にのみ分布

2) 本所、大山桂技官の御教示による。

する。中部の泥層の上位に軽微な侵食面をもってかさなり、周辺では基盤の古期堆積岩層に直接にアバットする。岩相的には下部の角礫層と似ており、径10cm大の亜角礫—亜円礫の密集層よりなる。礫の種類としては砂岩礫を主とし、頁岩やチャートの礫も多い。礫の風化はいちじるしく、“クサリ礫”の状態を示している。礫間の基質は泥質砂ないし泥よりなり、ときに砂質シルトの薄いレンズ状のはさみもみられる。層厚は最大でも10m程度であろう。

### 3.4 友部層主部の岩相

水戸市全隈から友部町北部をへて岩間町西部にいたる丘陵地に発達する友部層の主部は、すでに述べた基底部やその他に挟まれる多少の礫層・泥質層を除いて、ほとんど大部分が未固結の砂層からなっている。この砂層は、すでに述べたように、全域にわたってほぼ一様に、

第3表 笠間市飯田付近の貝化石

- a) 高田小学校北方, 化石産地2 (坂本・宇野沢 採集)
- Batillaria zonaris*  
*Fulvia mutica*  
*Fragum bannoi*  
*Dosinia (Phacosoma) japonica*  
*Tapes (Amygdala) japonica*  
*Anomalodiscus squamosus*  
*Standella (Meropesta) nicobarica*  
*Maetra veneriformis*  
*Solen strictus*  
*Mya (Arenomya) arenaria oonogai*
- b) 高田小学校校庭 (木村・笠井, 1969)
- Potamides multiformus*  
*Nassa japonica*  
*Ringicula doriaris*  
*Anadara granosa*  
*A. broughtoni*  
*Pinna japonica*  
*Lucina contraria*  
*Venericardia ferruginea*  
*Dosinia troscheri*
- c) 高田小学校北方 (木村・笠井, 1969)
- Potamidea fulvitatilis*  
*Anadara granosa*  
*Venericardia ferruginea*  
*Paphia naganumana*  
*Dosinia troscheri*  
*Maetra sulcataria*

下部は淘汰のよい均質な細粒（ないし中粒）砂，上部はクロスラミナのいちじるしい砂鉄質の中粒（ないし粗粒）砂を主としている。

下部の砂層は，厚さ20-30 mの黄褐色ないし淡褐色を呈する均質できわめて淘汰のよい細粒砂層であって，ほとんど塊状である。地元ではしばしば“ユナ”と呼ばれている。この部分では，砂層は友部町北部の市原地区でもっとも粗く，中粒ないし細粒砂よりなる。それより東方の池野辺一谷津付近や南方の水戸線ぞいの地域では，ほとんど細粒砂よりなる。砂層は雲母片にとみ，砂鉄質で，砂鉄粒の集中部が径2-3 mmの小斑点状に散在している。友部層の基底部では，このような細粒砂が基盤に直接していることが多い。

この細粒砂層中には，層準は一定しないが，厚さ0.3-2 m程度の細礫ないし含細礫粗粒砂ないし粗粒砂層のは

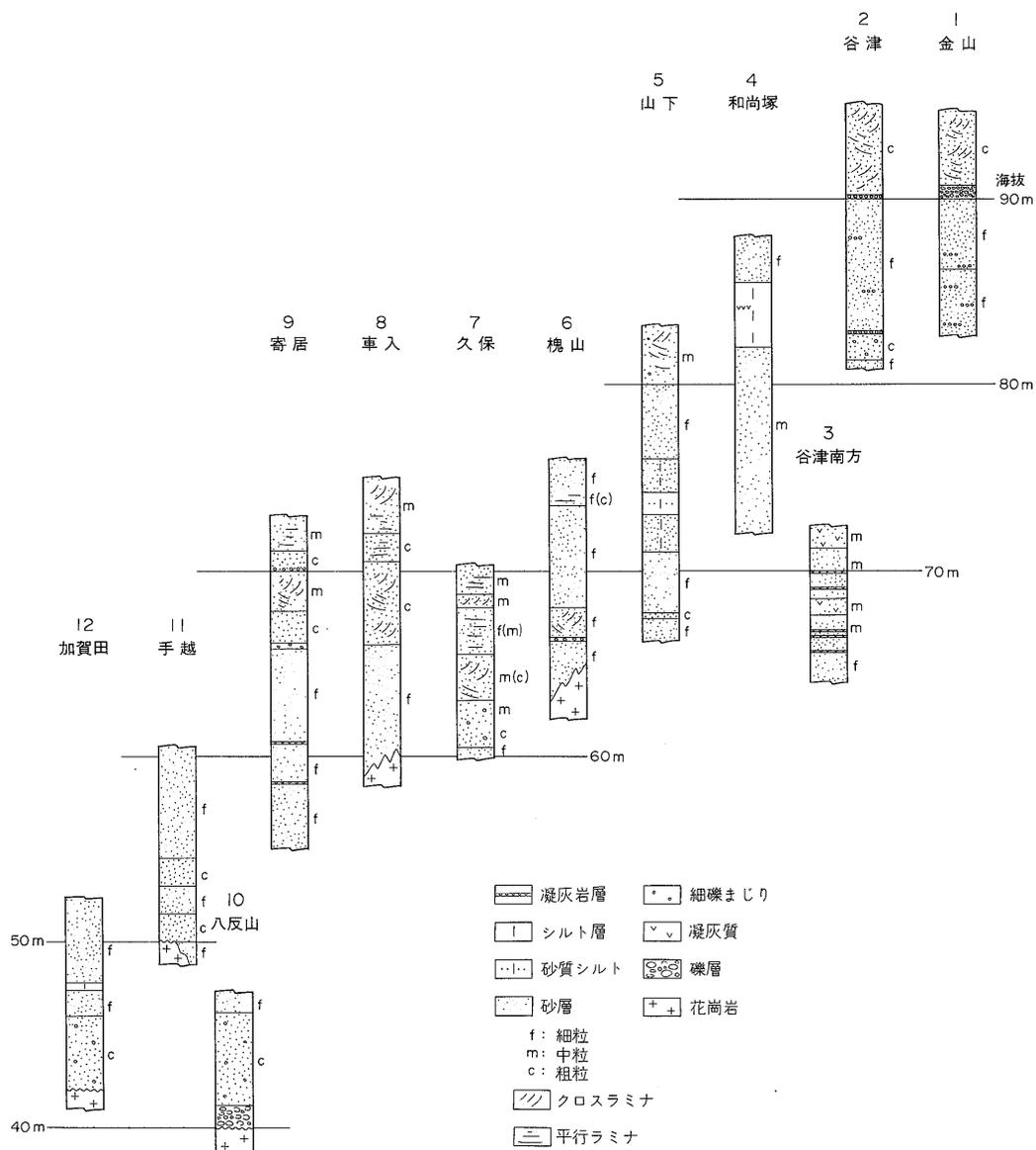
さがときにみられる。細礫はふつうチャートや頁岩の1-2 cm大の円礫を主とする。細礫層のはさまは，岩相の粗粒化傾向と同様に友部北方の市原地区で多く，それより東方および南西方へ少なくなる。また，市原一有賀一谷津付近では，この砂層の下部はところにより軽石質となり，かつ，細粒凝灰岩や軽石凝灰岩の薄層も何枚か挟まれている。さらに，上市原一和尚塚付近では，ときに2-3 mの厚さに達する暗灰色塊状のシルト層も挟まれる。

以上に述べた細粒（ないし中粒）砂層の上位には，砂鉄分にとんで赤褐色ないし濃赤褐色を呈し，クロスラミナがいちじるしく発達した中粒（ないし粗粒）の砂層が，10-15 mの厚さでかさなる。この砂鉄質砂層は，ほとんど常に前記の細粒（ないし中粒）砂層の上位にかさなるものであるが，両者の境界の高度はかならずしも一定しない。おおよその傾向としては，丘陵の外縁（東南側）で低く，山側で高い。また，山側でも基盤の凹所では低い。部分的には池野辺付近のように，クロスラミナのいちじるしい砂鉄質中粒砂が基盤に直接かさなっている場合もある。砂鉄質砂層の基底には，ときに細粒砂層の上位に接して，泥質の基質をもった礫層が発達することもある。

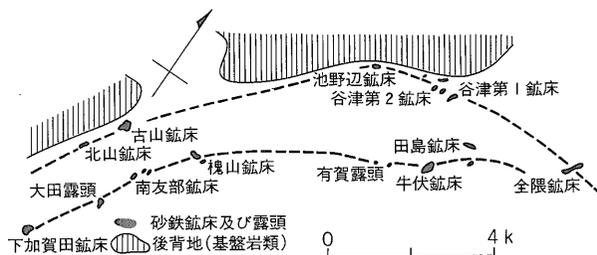
上記の砂鉄質砂層中には，砂鉄鉱床が胚胎されており，かつて稼行されたことがある。砂鉄鉱床の分布に関して，服部ほか（1960）は，それが旧海岸線に沿う2列の弧状に配列し（第11図），かつ，山側の列が海拔80 m，南東側の列が海拔50 mの高度に位置することを指摘した。砂鉄鉱床が山側で高所に位置することは，友部層主部の下部（細粒砂層）と上部（中粒ないし粗粒砂層）との境界が，山側で高くなることと対応する。おそらく，友部層を堆積させた海進の進行に伴って早く開けた海域となった所から，中粒ないし粗粒の砂鉄質砂層の堆積が早く始まったのであろう。なお，上部の砂鉄質砂層でも，下部の砂層と同様に，友部北方の市原付近でもっとも粗粒化しており，その東方および南西方へ向かって中粒砂を主とするようになる。

この他，涸沼川以南の山麓部にみられる友部層は，すべて砂層のみからなっている。ここでも砂層は西方で基盤にアバットしており，層厚は全体で約30 mないしそれ以上である。この地域では，岩相的には涸沼川以北と異なり，上・下部における岩相の差はあまりはっきりしない。全体が暗褐色ないし赤褐色を呈する塊状の砂鉄質中粒ないし細粒砂を主としている。この砂層の分布の最南端は，岩間駅西方の愛宕山山麓にわずかに認められる。

一方，笠間盆地の北側でもその西部で，友部層主部（の下半部）と同様な細粒砂層が発達する。この砂層



第10図 友部丘陵の第四系柱状図 (柱状図番号は地質図に対応)



第11図 友部層(主部)における砂鉄鉱床の分布 (服部ほか(1960)による)

は、厚さ約10mで、灰色ないし灰褐色を呈し、均質で淘汰のよい細粒砂層を主とするものであり、ときに細礫まじりの中粒ないし粗粒砂を挟む。基底はおもに飯田部層の上にかさなり、そこにはチャートの亜円礫ないし亜角礫を主とする礫層、ないしチャート細礫をまじえた粗粒砂層が10-30 cmの厚さでみられる。

友部層の主部からは、砂層およびその中に挟まれる泥質層を含めて、化石は未発見である。

#### 4. 友部層の海進と古地理

##### 4.1 海進の進行過程

友部層は、そのもっとも内陸側に分布する部分から、現在より温暖な海況を示す内湾性の貝類化石群を産する。パーリアーをへだててその外側に広がる主部の砂層は、化石は産出してないが、その岩相と分布からみて海成層であろう。とくにその上部の砂鉄鉱床を含む砂層は、服部ほか（1961）が九十九里浜などの例をあげて「砂鉄（鉱床）は、外海に面する汀線を示すような環境になったとき堆積した」と論じているのと同様に、汀線付近で形成された堆積物であろう。友部層は全体として、現在より温暖な間氷期海進に対応する堆積物と思われる。

一方、友部層が構成する海拔100m前後の丘陵は、茨城県中部地域でもっとも代表的な間氷期海進の産物である見和層のつくる海拔30-50mの台地の背後に位置しており、高度・開析状況など両者の地形的な差異は明瞭である。したがって友部層は、見和層より古い間氷期海進に対応した堆積物といえる。そして、茨城県中部地域でいうならば、見和層より一つ前の間氷期海進の産物ということになる。今のところ充分な証拠はないが、その分布高度や地層の発達状況からみて、友部層は、瓜連丘陵の引田層（坂本・宇野沢、1976）や、柿岡盆地を埋積する更新統に対比されるであろう。南関東との関連では、下末吉層より古いいずれかの地層に対比されるはずであるが、詳しいことはまだ判らない。

ところで前節でのべたように、友部層の基底は、いちじるしい起伏にとんでいることが特色である。基底はときに礫層が挟まれたり、露頭規模での平坦面がみられたりすることもあるが、このような礫層や小平坦面の分布はきわめて局部的・断片的であり、高度も一定しない。すなわち、友部層の基底には、波食台を示すような広い平坦面はまったく認められない。この点では、那珂台地・東茨城台地などでみられる見和層基底の場合（坂本ほか、1969；坂本、1972 など）とは、大きく異なっている。このことは、現在の海拔100 m 付近のところを上

限とする友部層の海進において、少なくとも現在地表でみられる海拔40-100mの範囲では、海面上昇がきわめて急激に——当時の地表の起伏をほとんどそのまま埋没するほどの速さで——進行したことを示すものであろう。前節で示した個々の不整合の露頭の例は、花崗岩海岸では平坦な波食台は形成され難い<sup>3)</sup> という条件はあるにせよ、奇岩怪石にふちどられた岩石海岸が急速な海面上昇によって急激に埋没された状況を如実に示すものである。

ここにのべたような友部層の海進の進行過程は、海進の後期において広大な波食台を形成しながら進行していった見和層の場合とは、きわめて対照的である。両者の差は、基盤の岩質の違いや地殻運動の差というよりも、基本的には両者の海進における海水準上昇のパターンの違いを示すものであろう。すなわち、那珂台地・東茨城台地などでみられる見和層の場合、前半に急速な海水準の上昇があつて埋積谷が生じ、後半には海面上昇が緩慢化して広大な波食台を生じた（坂本ほか、1969；坂本、1972）のに対し、友部層の場合には、海進の最後まで陸上地形をほとんどそのまま埋没するような急速な海面上昇がつづいたものと考えられる。ただし、友部層の場合でも、砂鉄鉱床が海拔50mと80mのレベルに集中的に賦存することは、あるいはこの海進の過程で一時的な停滞のような何らかのステップがあつたことを示すものかもしれない。いずれにせよ、ここに述べたような基底面の性格の違いから推定される海進の進行パターンの違いは、異なった時期の海進堆積物を区別したり、同一時期の海進堆積物を対比したりするさいに、堆積物の性状・堆積面の高度・被覆ローム層の層序などととも、一つの有力な手がかりとなりうるであろう。

なお、友部層の堆積面が現在残存していないことは始めに述べたが、このように海面上昇が急速に進行した場合（海面低下の過程は不明であるが）、その堆積面がもともと広大な平坦面として形成されたか否かも検討してみる必要がある。

また、友部層の上限高度は、友部丘陵の全域を通じてほぼ海拔100 m であり、地域的な高度の差は認められない。少なくともこの範囲では構造的変形は認められない。

##### 4.2 古地理の変遷

友部層の海進の進行に伴って、八溝山地の外縁、水戸一笠間地域では基盤の起伏に応じて、例えば谷津付近のように、各所に小規模な内湾が形成され、次第に外洋に

3) 豊島（1967）は、山陰海岸において、花崗岩海岸の波食台は、「節理や断層のような弱線にそって、海蝕溝が格子状に形成され、海蝕台の spur との比高が大である」大起伏型を示すことを指摘している。

面した沿岸の環境に転化していった。最後まで内湾として残ったのは、高峠—佐白山の山列がつくるバリアーの内側，“古笠間湾”ともいうべき区域のみであった。バリアーの外側では、唐桶山(232.1m)の山塊は半島として残り、その東北東方向に並ぶ96.8m高地・十文字山(112.1m)・和尚塚(105.4m)・武具池北東の101.5m高地などは、地形的な突出部をなしていた。これらの突出部は、一部は堆積物におおわれたかも知れないが、その高度からみておそらく海進最盛期にも岩礁—島列をなしていたものであろう。このような状況を古地理図(第12図)として示した。海進の最盛期には、笠間盆地北縁における砂層の分布にみられるように、外洋の影響は古笠間湾の西部半部にも達した。

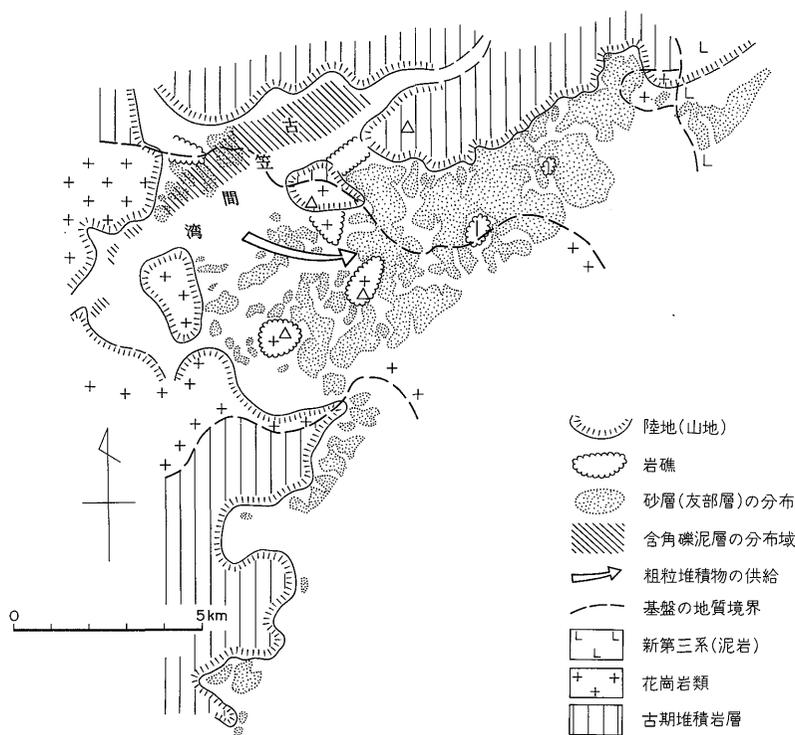
当時の古地理としては、古笠間湾の伸びの方向に示されるように、東北東—西南西の方向性が顕著であった。すなわち、北側から古笠間湾の凹地、朝房山—高峠—佐白山の半島とその西方の三峯山の山塊、谷津—池野辺—市原—吉原を結ぶ凹地、全隈—和尚塚—十文字山をつらねた岩礁—島列とその西方の唐桶山、といった東北東—西南西方向の地形が平行に配列していた。この方向性は、古期堆積岩層の一般走向と一致するが、同時に花崗

岩山地の中にも発達している。何らかの構造的要因をもった方向性かもしれない。

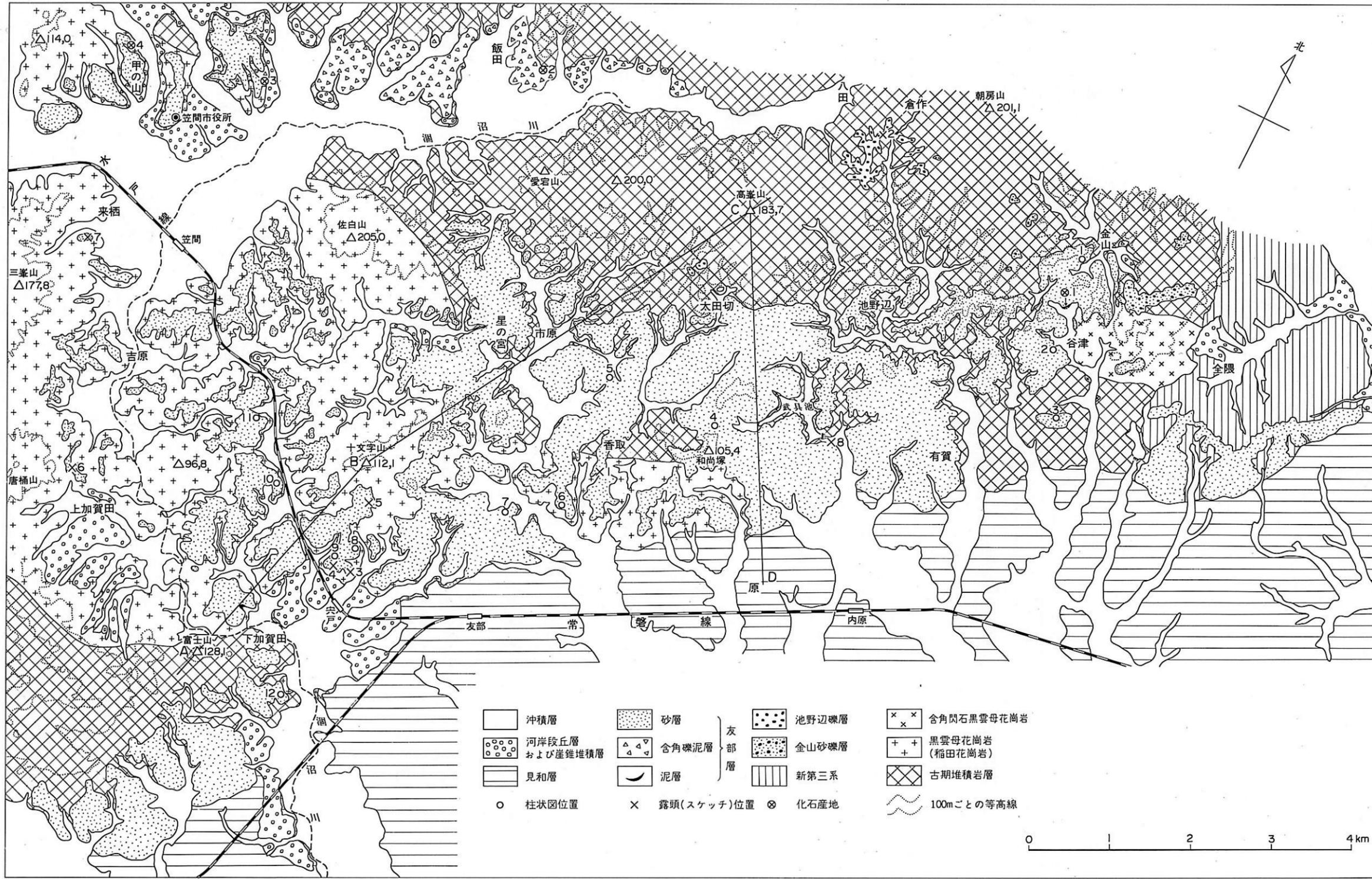
一方、古笠間湾と外洋をつなぐ凹地としては、笠間から宍戸にいたる現在の国鉄水戸線ぞいの地域が基盤の凹地として認められる。この凹地の位置は、第12図でみられるように、花崗岩の分布範囲と合致している。おそらく岩質(とくに侵食に対する抵抗性)の差に起因する凹地であろう。

友部層主部の砂層では、すでにのべたように上部・下部を通じて、友部町北部の市原地区でもっとも粗粒な岩相が発達し、それより東方および南西方へ細粒化する。このことは、基底の凹所は現在の水戸線ぞいに伸びるにもかかわらず、花崗岩山地からの砂礫の供給はその凹地より東側の笠間—市原のコースで行われたと推定させる。友部層の砂は主として花崗岩の分解物によって構成されているが、その物質は笠間—市原のコースからさらに東方へ沿岸流によって運ばれたものであろう。

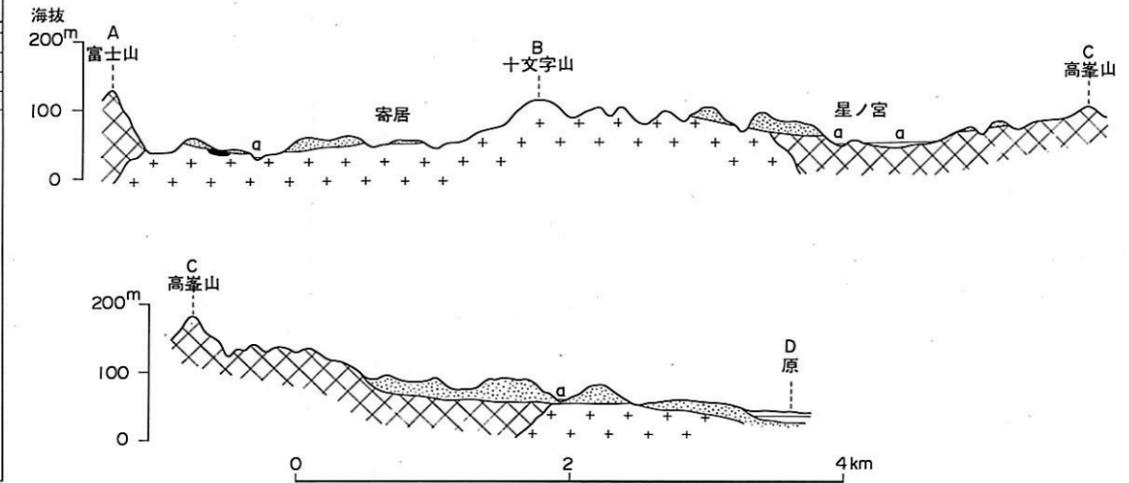
佐白山北方の愛宕山との間の稜線は、現在国道50号線が通っている海拔90-100mの高さの鞍部となっている。友部層の海進の最盛期にこの鞍部が水没したか否かは、今のところ不明である。しかし、この鞍部に友部層の分



第12図 水戸—笠間—岩間付近の友部層堆積当時の古地理



友部丘陵地質図



友部丘陵地質断面図

布がみられないこと、および、鞍部の北方に外洋の影響をうけた堆積物がみられないことなどから、一応この鞍部は閉ざされていたものとみなした。

以上にのべたところから、友部層を堆積させた海進の最盛期の頃の水戸—笠間—岩間地域の古地理を概観すると、北西に八溝山地をひかえ、南東で古鹿島灘に直面し、背後に古笠間湾が奥深く湾入していた沿岸地域といった状況を想定することができる。友部丘陵より北東方では古久慈川（坂本・宇野沢，1976）が流入していたであろう。ただし、その影響は今回の調査範囲内では認められていない。南方では愛宕山—難台山の山塊をへだてて古柿岡湾の湾入が予想される。古笠間湾の西方では、現在の水戸線ぞいに羽黒・岩瀬などの小盆地がみつらなっていたであろう。柿岡・羽黒・岩瀬盆地などに分布する第四系の検討と、それらと友部丘陵の第四系との比較は、今後に残された課題である。

#### 文 献

- 服部富雄・小村幸二郎・江見正民(1960) 西茨城郡友部町付近の砂鉄鉱床調査報告. 茨城県地下資源調査報告書, no. 10, p. 17-26.
- ・———・丸山修司(1961) 砂鉄の堆積に関する2・3の観察. 新生代の研究, no. 32, p. 19-26.
- 貝塚爽平(1957) 関東平野北東部の洪積台地. 地学雑誌, vol. 66, p. 217-230.
- KANOMATA, N. (1961) The geology of the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks

and their geologic age. *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, vol. 3, p. 351-367.

- 木村計四郎・笠井勝美(1969) 高等学校 地層の学習. 中村一夫編, 茨城県における第四紀地質について. 茨城県教育研修センター, p. 129-133.
- 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.
- 大山年次・斉藤登志雄・高橋治之(1969) 5万分の1表層地質図「水戸」および表層地質各論. p. 1-30, 経済企画庁.
- 斉藤登志雄(1959) 水戸・涸沼付近の地質. 茨城大学文理学部紀要, no. 10, p. 135-143.
- 坂本 亨(1972) 茨城県大洗付近の第四系——とくに見和層堆積期の海進（下末吉海進）の進行過程について——. 地調月報, vol. 23, p. 511-517.
- ・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. 地調月報, vol. 20, p. 685-696.
- ・宇野沢 昭(1976) 茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史. 地調月報, vol. 27, p. 655-664.
- 豊島吉則(1967) 山陰海岸における海蝕地形に関する研究. 鳥取大学教育学部研究報告, vol. 18, p. 64-98.

(受付：1979年1月16日；受理：1979年1月25日)