

55(521.22)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第21号

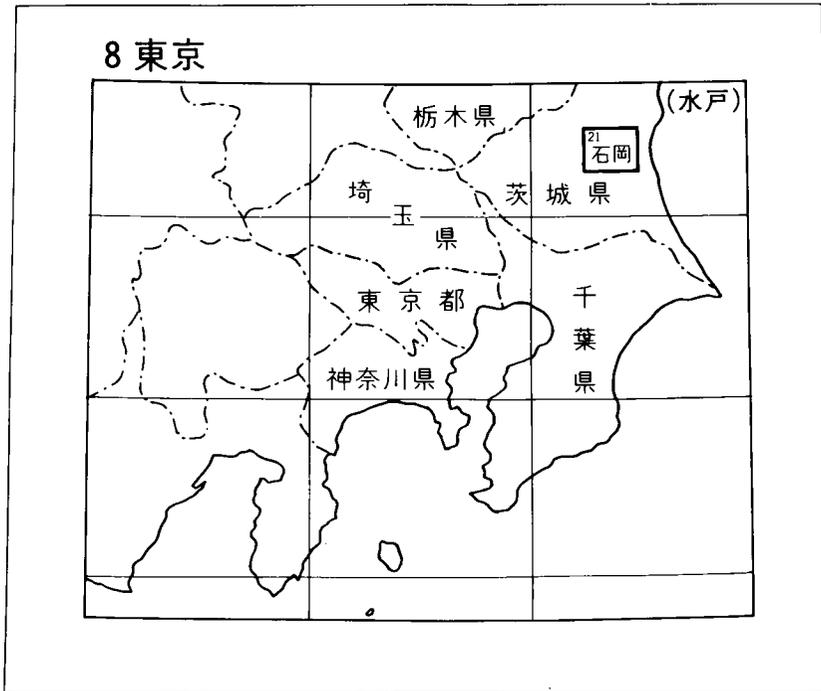
石 岡 地 域 の 地 質

坂本 亨・相原輝雄・野間泰二

昭 和 56 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 古期堆積岩類	7
IV. 稲田花崗岩	8
V. 台地地域の地下地質	8
VI. 第四系	14
VI. 1 石崎層	14
VI. 2 笠神層	18
VI. 3 友部層	19
VI. 4 見和層	21
VI. 4. 1 下部層	30
VI. 4. 2 中部層	33
VI. 4. 3 上部層	33
VI. 5 茨城粘土層	37
VI. 6 河岸段丘礎層	38
VI. 7 ローム層	39
VI. 8 沖積層	41
VII. 応用地質	42
VII. 1 地下水	42
VII. 2 碎石	45
文 献	45
Abstract	48

図・表 目 次

第1図 「石岡」地域の地形概念図	2
第2図 真岳山の山地とその前面の丘陵地	2
第3図 潤沼とその周辺の台地	3
第4図 「石岡」地域の重力分布と地下構造	5
第5図 見和層堆積期の古地理	5
第6図 鐘転山の採石場で見られる古期堆積岩類	7
第7図 東茨城台地の層序試錐柱状図	9
第8図 東茨城台地のボーリング柱状図	12
第9図 東茨城台地の地下構造	13

第10図	東茨城台地の模式地下構造断面	14
第11図	石崎層，平行ラミナの発達した砂層	15
第12図	石崎層最上部，パイプ状生痕化石の多い細粒砂層	16
第13図	笠神層基底部の模式的なスケッチ	18
第14図	笠神層の露頭	19
第15図	友部層の露頭柱状図	20
第16図	東茨城台地東端一涸沼北岸における見和層の模式層序断面	22
第17図	涸沼一涸沼川沿岸柱状図位置図	22
第18図	涸沼一涸沼川北岸の第四系柱状図	23
第19図	涸沼一涸沼川南岸の第四系柱状図	24
第20図	涸沼川中流域柱状図位置図	25
第21図	涸沼川中流域の第四系柱状図	25
第22図	巴川沿岸の第四系柱状図	26
第23図	巴川沿岸柱状図位置図	27
第24図	石岡周辺柱状図位置図	27
第25図	園部川沿岸の第四系柱状図	28
第26図	恋瀬川一霞ヶ浦北岸の第四系柱状図	29
第27図	石岡付近における見和層下部層の分布とボーリング位置	31
第28図	竹原凹地における見和層下部層のボーリング柱状図	31
第29図	石岡凹地における見和層下部層のボーリング柱状図	32
第30図	東茨城台地における見和層上部層基底の高度分布	34
第31図	見和層基底の不整合	35
第32図	東茨城台地の第四系の代表的な露頭	36
第33図	東茨城台地の第四系の最上部	39
第34図	茨城県中部地域における鹿沼軽石層の層厚分布	40
第35図	恋瀬川下流域の沖積層柱状図位置図	41
第36図	恋瀬川下流域の沖積層のボーリング柱状図	42
第37図	用途別深井戸分布及び地下水水位等高線図	43
第38図	市町村別深井戸のストレーナー深度（下限）と水温の関係	44
第1表	「石岡」地域の地質のまとめ	6
第2表	茨城町試錐（GS. 66）の鮮新一下部更新統貝化石	10
第3表	園部川沿岸の石崎層産出化石	17
第4表	見和層下部層（石岡凹地）の貝化石	32
第5表	見和層下部層（大古山）の貝化石	32
第6表	見和層上部層基底の貝化石	36

石岡地域の地質

坂本 亨*・相原輝雄**・野間泰二**

石岡図幅作成のための野外調査は、昭和47年度から50年度にかけて行った。野外調査にあたっては坂本が全般的な地質調査を行い、相原が第四系調査の一部を、野間が地下水調査を分担した。野外調査及び室内研究・報告書のとりまとめに当っては、片田正人氏から先第三系基盤に関して、大山桂氏及び筑波大学高橋宏和氏から貝化石について、植物化石については尾上亨技官から多大の指示を受け、浮遊性有孔虫の検出・同定については柳沢幸夫・名取博夫両技官の労をわずらわした。本報告書に掲載した写真はすべて正井義郎技官の撮影によるものであり、岩石薄片は村上正技官の作成にかかわるものである。また、野外調査にあたって友部町・石岡市から、ボーリング資料の収集に際して内原町・友部町・岩間町・美野里町・石岡市など関連市町村や湖北水道企業団・日本道路公団などの事業所から、多くの援助を受けた。以上の方々の厚意に対し深甚の謝意を表する。

I. 地 形

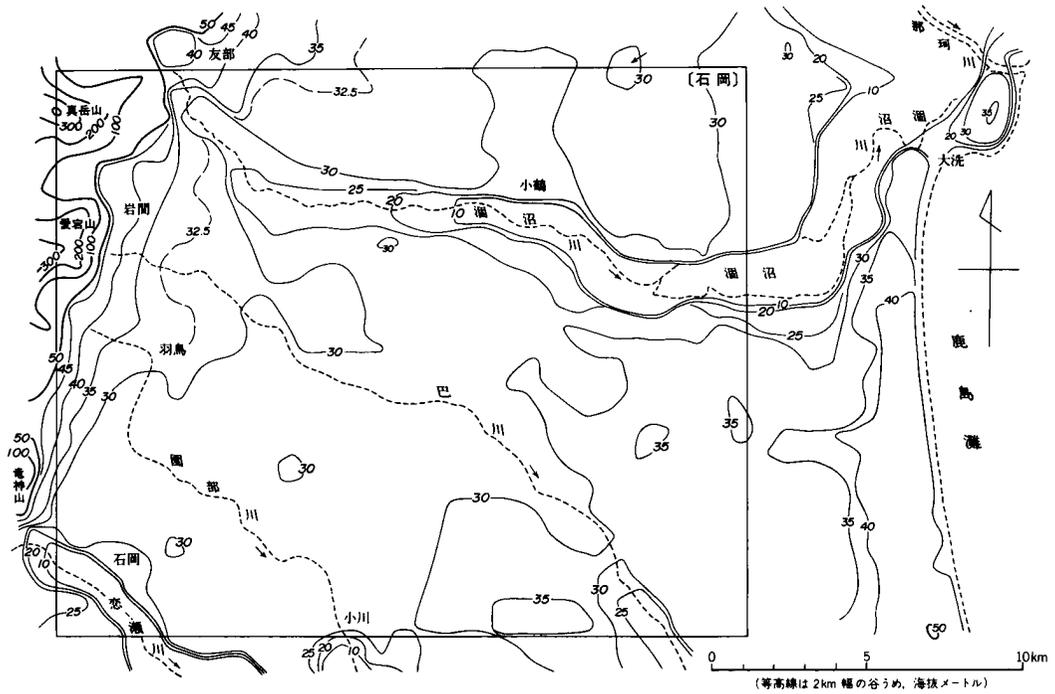
「石岡」地域は茨城県の中中部、関東平野の北東部に位置し、北緯 $36^{\circ}10'$ – $36^{\circ}20'$ 、東経 $140^{\circ}15'$ – $140^{\circ}30'$ の間を占める。地域の大部分は第1図に明瞭に示されているように、海拔25–30m程度のきわめて平坦な洪積台地によって占められ、山地はわずかに地域北西隅に真岳山・愛宕山の山塊がみられるにすぎない。沖積低地は、台地を刻む涸沼川・巴川・園部川・恋瀬川ほかの中・小河川の沿岸に発達する。

山地・丘陵地 図幅地域北西隅にわずかにみられる山地は、涸沼川の支流の桜川によって、北の真岳山山塊（地域内の最高点で海拔約400m）と南の愛宕山—鐘転山山塊（地域内の最高点で海拔約300m）とに2分される。この山地は、八溝山地の南端部の東縁にあたっており、山地の主部は図幅地域の西方をさらに南方まで走り、筑波山に至っている。図幅地域内の山地は、時代不詳ではあるが二疊—三疊系とみなされる古期堆積岩類によって主として構成されており、北縁部ではこれを貫く花崗岩がわずかに見られる。

山地の東縁には海拔100m以下の高さの丘陵地が断片的に分布している。この丘陵地は、第四紀中期の砂層（友部層）によって構成されるものである。

台地 「石岡」地域の大部分を占める海拔25–30mの台地は、関東平野の東半分を構成する広大な常

*地質部 **環境地質部



第1図 「石岡」地域の地形概念図



第2図 真岳山の山地とその前面の丘陵地 (友部南方より西方を望む)

総台地の一部であり、この付近では東茨城台地と呼ばれている。東茨城台地はきわめて平坦で開析もあまり進んでいない。その主部は、第四紀の最終間氷期の海進に伴って堆積した浅海成層の構成する一連の隆起海岸平野として形成されたものである。浅海成層の上位には風化火山灰層などが広く発達しており、台地の表層を形作っている。なお、この台地表面では、ほぼ水戸—石岡を結ぶ北東—南西方向の部分が浅い溝状の凹地形を呈しているが(第1図)、これは台地東部の隆起といった構造的変形に起因するものであろう。

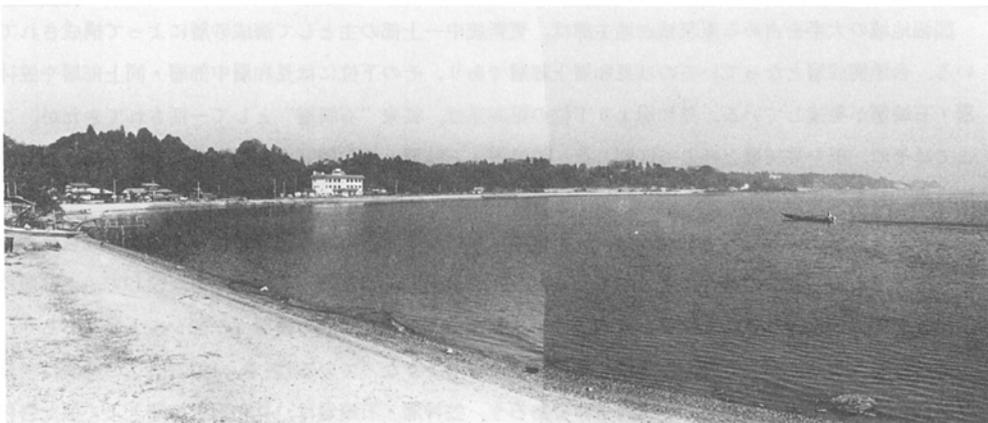
台地東部の茨城町城之内から鉾田町紅葉にかけて、狭くて深い谷が直線的に北北東—南南西方向

に走っており、一見して構造的リニアメントかと思わせる。しかしこれは“勘十堀”と呼ばれるものであって、江戸時代（1700年頃）に涸沼と北浦とを結ぶ水路を掘削しようとした工事の名残りである。

台地を刻む河川のうち、涸沼川・巴川・園部川・恋瀬川に沿っては、小規模な河岸段丘が断続的に発達する。涸沼―涸沼川沿岸では上下2段の段丘が区別され（上位のものを涸沼段丘と呼ぶ）るが、その他の河川では涸沼川ぞいの低位の段丘に相当するものしか認められない。低位の段丘は一般に沖積面との比高がきわめて小さい。なお、これらの河岸段丘が、河谷の南-南西岸側でよく発達していることは、那珂台地をはじめとして、この地域の地形の一つの特色である。

低地 東茨城台地を刻む中・小の河川は、西-北西から東-南東へと流れている。このうち、涸沼川・巴川・園部川・恋瀬川の沿岸には、幅 1-2 km の細長い沖積低地が発達する。これらの沖積低地は、いずれも最終氷期の海水準低下期に陸上の河川として形成された凹地が、後氷期の海水準上昇に伴って溺れ谷となり埋積されて生じたものである。「石岡」地域のすぐ南に接して広がる霞ヶ浦が1200年くらい前まで海水の流入する水域であったことは常陸風土記の記述などが知られており、淡水湖となったのは約350年前（1638年前後）以降のこととされている（豊崎，1970）。本地域内でも、園部川下流（小川町宮田付近）の沖積層最上部から、内湾性貝化石を産出しており、完新世のある時期には本地域の南縁まで海が及んでいたことを示している。

図幅地域の北東部には、涸沼川の低地の東端を占めて、涸沼が広がっている。涸沼は本地域内ではその西半分しか見られないが、全体としては長さ（東西）6.8 km、最大幅（南北）1.7 km、湖岸延長22.5 km、面積9.5 km²（うち約1/3が図幅地域内）、最大水深3.3mの湖沼である。ただし、この湖は最近の干拓などによる人工的な湖岸の改変が著しい。涸沼は湖水位が低く、かつ排水河川である涸沼川の流量が少ないため、満潮時には海水が逆流して流入する。このためこの湖は、海生・淡水生の魚類がともに豊富に産することで知られている。



第3図 涸沼とその周辺の台地（親沢鼻より東方を望む）

II. 地 質 概 説

「石岡」地域の大部分は、前節で述べたように、東茨城台地によって占められている。このことは地域の大半が第四系によって構成されていることを意味する。先第四系としては、二畳紀—三畳紀とみられる古期堆積岩類と白亜紀末—古第三紀初頭の稲田花崗岩とが、地域北西隅の山地を構成するにすぎない。新第三系は東茨城台地東半部において第四系の下位に伏在しており、地表には分布しない。

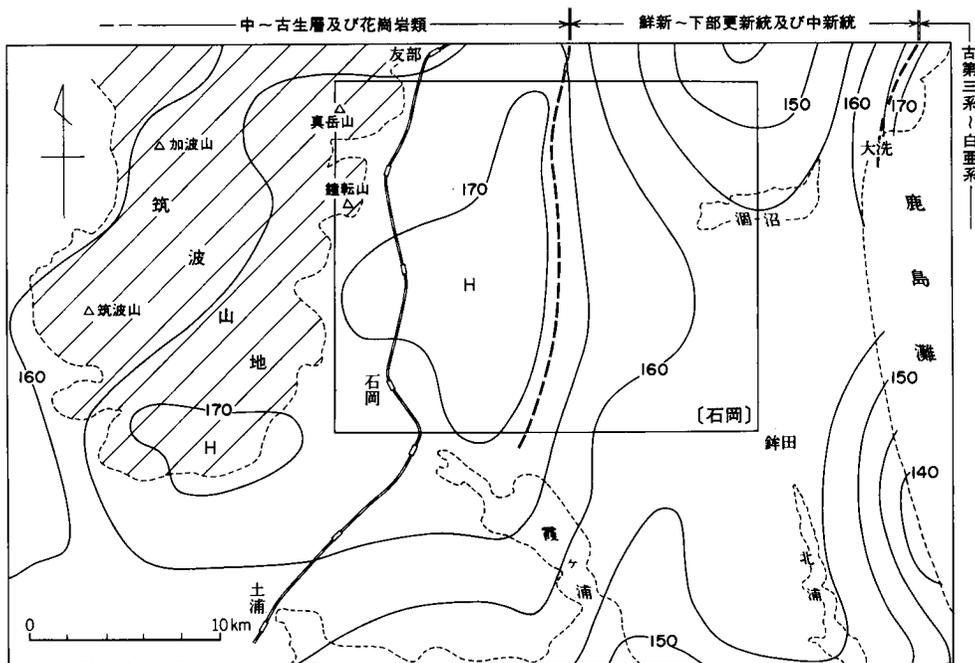
先第四系のうち古期堆積岩類と呼んだものは、八溝山地の主部を構成する中—古生界の一部にあたる。古生代後期—中生代前期にわたる本州（秩父）地向斜のうち内帯側に形成された岩層の一部である。ただし、本地域のものは、八溝山地主部とは花崗岩の貫入によって隔てられており、両者の層序的・構造的対応は明確でない。現状では八溝山地主部に発達する中—古生界のうちの最下部にあたる可能性が強いといえる程度である。この中—古生界はまた、図幅地域西—西南方の筑波山周辺に発達する筑波変成岩類の一部でもある。ただし本地域では変成の程度はあまり強くない。筑波変成岩類は一般に西南日本の領家変成岩類の東方延長と見なされている。

花崗岩は図幅地域内ではごく狭い範囲を占めるにすぎないが、これより北—北西方に広く発達し、石材として盛んに稼行されている稲田花崗岩の一部である。花崗岩は古期堆積岩類が広域変成作用を受けた後に貫入したものである。花崗岩貫入の時代は、放射年代測定の結果から、白亜紀末ないし古第三紀初頭と考えられている。

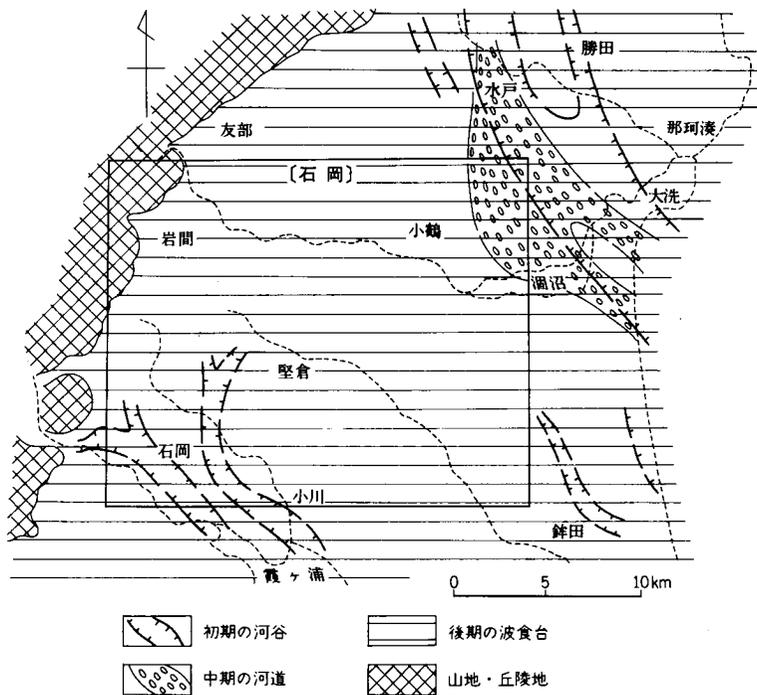
以上の先第四系基盤は、山地に隣接する東茨城台地西半部の地下でも、第四系の直下に伏在している。基盤の深度は、台地西半部の北部で地下130 m程度、同南部で230 m程度である。これと対照的に東茨城台地東半部の地下には、地表で見られる第四系（下総層群に相当）の下位に、地下約50–90mから230mの間で上総層群に相当する鮮新—下部更新統が伏在し、さらにその下位に中新統の存在が知られている。台地の東半部と西半部とでは重力分布のパターンなども明瞭な違いが認められ、東西における地下地質の差はさらに根の深いものと思われる。

図幅地域の大半を占める東茨城台地主部は、更新統中—上部の主として海成砂層によって構成されている。台地構成層となっているのは見和層上部層であり、その下位には見和層中部層・同上部層や笠神層・石崎層が発達している。見和層より下位の第四系は、従来“石崎層”として一括されてきたが、ここではその一部を笠神層と呼んで区別した。笠神層・石崎層と見和層（上部層・中部層・下部層）との間には、大きな不整合がある。

見和層下部層・中部層・上部層は、更新世後期における下末吉海進の進行に伴って順次形成されていた地層である。海進の進行に応じてもたらされた古地理環境の変遷（第5図）を反映して、下部層は旧河谷を埋積した溺れ谷の堆積物、中部層はそれを幾分下刻した河成の礫層（一部シルト層）であり、上部層は海進最高期の波食台上に堆積した浅海成の砂層よりなっている（坂本，1972）。この地層は千葉県北部の上部更新統、成田層と一連のものであろう。笠神層・石崎層は、見和層上部層とよく似た岩相を示すが、千葉県北部の下総層群下部に対比される。時代的には更新世中期を示すものであろう。



第4図 「石岡」地域の重力分布と地下構造 実線は等重力線, ミリガル 20万分の1地質図幅「水戸」(鈴木・菊池, 1959)による 二重破線は基盤構造の不連続を示す



第5図 見和層堆積期の古地理

以上の第四系については、7.5万分の1地質図幅「筑波」(佐藤, 1927)作成のための調査を最初として、戦後初期には砂鉄・天然ガスに関連した調査が行われ(数馬ほか, 1958; 藤田ほか, 1961; 青砥ほか, 1961; 服部ほか, 1961など)、その後では成田層をも含めた層序や下末吉海進期における古地理の変遷などを扱った論文が多い(成田研究グループ, 1962; 真野, 1965; 常総研グループ, 1969; 菊池・羽鳥, 1969; 大森ほか, 1972; 馬場・青木, 1972・1978・1979など)。この他、地元の研究者による層序や化石の産出に関する報告も数多く、その成果は「茨城県における第四紀地質について」(中村編, 1969)にまとめられている。

見和層より新しい地層としては、見和層の上位に整合的に重なる茨城粘土層、涸沼川・巴川・園部川・恋瀬川の沿岸に発達する段丘堆積層、台地・段丘を一面におおうローム層(風化火山灰層)がある。茨城粘土層は、水中に堆積した火山灰を起源とするものと見られ、茨城県南部―千葉県北部の常総粘土層と同様のものである、河岸段丘は、涸沼川沿岸では2段の段丘(涸沼段丘と低位段丘)が明瞭に識別されるが、他の河川ぞいでは涸沼川の低位段丘に相当する一段が認められるにすぎない。ローム層は全域的に厚さ3-4mで、その中部に赤城火山を供給源とし、北関東一帯にわたって有効な鍵層となっている鹿沼軽石層を挟んでいる。また、地域内の中・小の河川ぞいには沖積層が発達する。

以上に述べた地質の状況については、第1表に概括的に示した。

第1表 「石岡」地域の地質のまとめ

時代		層序	地史		
新 生 代	第 四 紀	完新世	沖積層	後氷期の海進	
		更 新 世	低位段丘層	ローム層	最終氷期の海退
			涸沼段丘層		
			茨城粘土層		
	第三紀	見和層	上部層	下末吉海進	
			中部層		
			下部層		
			笠神層		友部層
	石崎層				
	中生代	(鮮新一下部更新統, 上総層群)		稲田花崗岩の貫入 広域変成作用	
(中新統, 多賀層)					
古生代(?)	古期堆積岩類		本州地向斜		

()内は地下に伏在

Ⅲ. 古期堆積岩類

「石岡」地域内における中—古生界の地表分布はきわめて限られている。わずかに地域北西隅において、真岳山と愛宕山—鐘転山の山塊を構成しているにすぎない。しかし、地下で第四系の直下に伏する範囲はかなり広く、ボーリング資料から推定できる範囲では、第9図に示したように、ほぼ図幅地域の西半部を占めている。これらの古期堆積岩類は、従来単に“古生層”あるいは“中生層”とされてきたものであるが、少なくとも本地域内やその延長部では化石を産出しておらず、時代不詳である。八溝山地の主部を構成する二畳—三畳系の八溝層群、ジュラ系の益子層群（吉田ほか、1976；笠井、1978など）との関係からみると、岩相的には八溝層群の下部に対比される可能性が強い。

古期堆積岩類は、本地域内の全域において、広域的な変成作用を受けている。しかし一部を除いて変成はいずれもあまり高度ではなく、本来の岩相や構造は明瞭である¹⁾。本地域の古期堆積岩類は、岩相的には均質・緻密な黒色粘板岩（一部では細かいラミナが発達する）を主とし、部分的には黒色粘板岩と砂岩薄層との互層からなっている。鐘転山採石場ほか数カ所では、礫岩・含礫砂岩・含礫泥岩などの礫質岩がスランプ堆積物として小規模なレンズ状に挟まれている。礫質岩の礫は、チャート及び黒色泥岩を主とするが、花崗岩などの酸性火成岩礫も少量含まれる。チャート礫は径2—3 cm 大以下で丸味をおびたものが多く、泥岩礫は径20—30 cm 大以下で角ばったものが多い。その他、真岳山の林道入口付近などでは、チャート薄層も見られる。

以上の地層は、複雑な褶曲を伴いながらも、全般的には北北東—南南西方向の走向をもち、西北西または東南東へ急斜し、しばしば逆転している。また、泥質岩では、全域的に走向とほぼ平行した北北東—南南西方向の劈開がよく発達しているが、鐘転山付近では走向と劈開の斜交が顕著である。

以上の古期堆積岩類は、全域的に広域変成作用を受けており、ホルンフェルス又は雲母片岩となつて



第6図 鐘転山の採石場で見られる古期堆積岩類 黒色粘板岩と砂岩の互層を主とし、左方では礫岩レンズを挟む 下半は崩土におおわれている（岩間町西部，石岡砕石工業KK）

1) 筑波地域の変成岩類については、宇野（1961）・柴（1979）などの報告があるが、本地域内に分布する岩体についてはいずれも直接にはふれられていない。また、筑波地域の変成岩類の K—Ar 年代としては、ほぼ6,000万年前という値がえられている（SHIBATA, 1968；柴ほか、1979）。

いる。地域全般にわたって、泥質岩ではしばしば径 5 mm 以下の点紋が散在する。この点紋は、細粒黒雲母の集合体、白雲母の集合体又は堇青石よりなり、その他に細粒の石英・斜長石・カリ長石・電気石・炭質物・金属鉱物が再結晶している。砂質岩は主として石英からなり、比較的少量の長石・黒雲母・白雲母を含む。チャート起源の部分では、ざくろ石・単斜輝石などが生じている。

IV. 稲田花崗岩

本図幅地域内では、花崗岩は笠間市上加賀田付近や友部町平付近にわずかに露出するにすぎない。地下では、地表で見られる岩体の東方延長が第四系の直下に伏在することが、図幅地域北縁部におけるボーリングによって認められている（第 9 図）。これらの花崗岩は、本地域の北-北西方に広く発達する稲田花崗岩の一部にあたるもので、高橋（1980）は、稲田型花崗岩類のうちの雨引岩体に属するものとしている。

稲田花崗岩は、笠間市稲田付近で見ると、中粒ないし粗粒で、片状構造や捕獲岩の少ない均質な岩体である。本地域内でもこれと同様であるが、一部にアプライト質又は細粒の岩相も見られる。有色鉱物としては黒雲母と少量の角閃石を含み、無色鉱物は石英・カリ長石・斜長石よりなる。石英・カリ長石・斜長石の 3 者の量比はほぼ等しい。

本花崗岩については、稲田付近の試料によって、6300 万年前（河野・植田，1966）及び 6000 万±400 万年前（SHIBATA，1968）という黒雲母の K-Ar 年代値が得られている。この花崗岩の貫入は、白亜紀末ないし古第三紀初頭と考えられる。

この他、古期堆積岩類中には、ときに幅 30-50cm 程度の小規模なペグマタイト脈も見られる。

V. 台地地域の地下地質

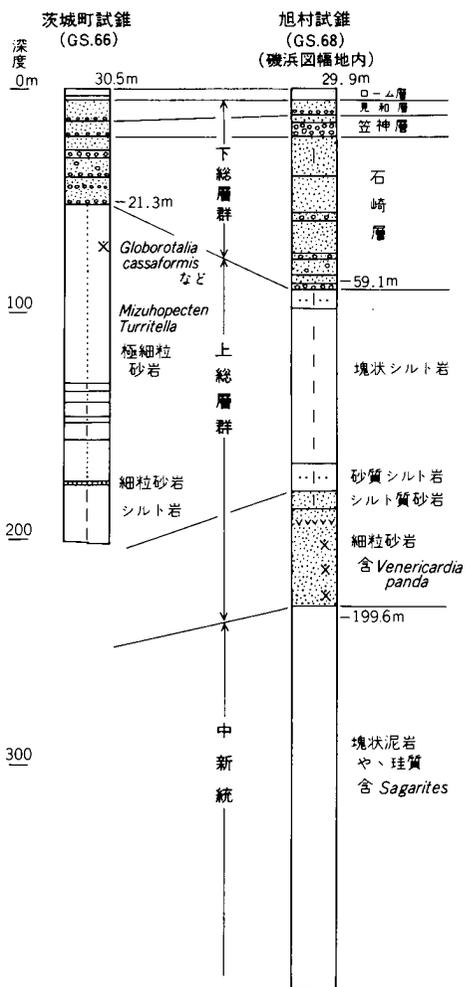
東茨城台地の地下地質を解明するための手掛かりとしては、「石岡」地域内及びその周辺の 150 本以上の深井戸資料がある。深井戸資料の多くは、全域的には「全国地下水（深井戸）台帳、関東篇」（経済企画庁，1963・1972；国土庁，1979）に、水戸周辺については水戸・日立地区の地盤調査報告書（建設省・茨城県，1969）に集録されている。今回の調査では、この他に内原町；友部町・岩間町・美野里町・石岡市はじめ関係各機関の関連資料を収集し、かつ、地質調査所で 1966 年度と 1967 年度とに行った 2 本の層序試錐の結果を踏まえて地下地質の検討を行った。

図幅地域をわずかに東へはずれた旭村下鹿田北方（「磯浜」地域内）において地質調査所が 1967 年度に行った深度約 400m の層序試錐では、地表（海拔 29.875 m）から海面下 59.1 m までは、表層部のローム層（厚さ 4.9 m）を除いて、砂礫・細礫まじり粗粒砂・淡褐色細粒砂を主とする見和層及び石崎層であり、-59.1m から -199.6m までの間は上半部が塊状シルト岩を、下半部が *Venericardia panda* などの貝化石を含む細粒砂岩を主とした地層（鮮新統）であり、-199.6 m より下位は *Sagarites* などの化石を含む塊状泥岩（中新統）である（坂本，1975）。

これより西方約 7km、「石岡」地域中央よりやや東よりの茨城町鳥羽田南方における深度約 200m の

層序試錐²⁾では、地表（海拔 30.545m）から海面下21.3mまでが、表層部のローム層（厚さ3.2m）・粘土層（厚さ4.8m）を除いて、細粒砂・細礫まじり粗粒砂・砂礫よりなる見和層及び石崎層であり、-21.3m以下は *Turritella*, *Mizuhopecten* などの第2表に示したような貝化石を多産する微細粒砂岩及びシルト岩よりなっている。-38.3~-41.3m の試料では、*Globorotalia crassaformis*, *G. humerosa praeumerosa*, *Globigerinoides quadroribobatus trilobus* などの浮遊性有孔虫が産出した³⁾。

以上の2地点の試錐において、見和層及び石崎層とした砂一含礫砂層を主とする地層は、千葉県北部を模式とする下総層群に相当する。一方、旭村試錐における-59.1m~-199.6mの地層及び茨城町試錐における-21.3m以下の地層は、岩相や含有化石から見て同一地層群に属するものであり、房総半島に発達する上総層群（鮮新世—更新世前期⁴⁾）に対比されるものであろう（第7図）。東茨城台地のうち



第7図
東茨城台地の層序試錐柱状図

2) 地質図で◎GS66と示した地点。地質調査所の依頼により、常磐開発 K.K. で施行（1966年12月）。

3) 有孔虫の検出・同定は柳沢幸夫・名取博士技官による。

4) 「磯浜」図幅（坂本，1975）では、旭村試錐におけるこの地層を鮮新統とした。しかし、茨城町試錐では産出貝化石はすべて現生種であり、浮遊性有孔虫も鮮新世—更新世前期にわたるものしか産出しない。ここでは、さきに“鮮新統”と呼んだ地層を、時代の上限に幅をもたせて“鮮新—下部更新統”として扱うことにする。

第2表 茨城町試錐 (GS. 66) の鮮新—下部更新統貝化石

貝化石	地表からの深さ(m)	147.8~ 148.8	144.7~ 145.3	134.75 ~135	120	115~ 116.8	109~110	104.35 ~106	103.4~ 104.35	104.8~ 102.6	101.0~ 101.8	99~100	95.25 ~96	94.5~95	93.75~ 94.5	68.80~ 71.80
<i>Nucula</i> sp.											R					
<i>Acila (Truncacila) insignis</i>									F		R		F			F
<i>Yoldia (Cnesterium) johanni</i>																F
<i>Portlandia</i> sp.									F	R						
<i>Glycymeris yessoensis</i>													R	R		
<i>Limopsis</i> sp.							F						F			F
<i>Mizuhopecten yessoensis</i>							R						F	F	R	C
<i>M.</i> sp.																
<i>Lucinoma annulata</i>	R					F	A		C	F	C	R				C
<i>L.</i> sp.			R										R			
<i>Thyasira (Thyasira) tokunagai</i>																R
<i>Venericardia (Cyclocardia) ferruginea</i>						F	C		A	C	C	A	R			F
<i>Clinocardium</i> sp.										F	R	R		R		
<i>Callithaca adamsi</i>						R	C				R	F	R			R
<i>Macoma incongrua</i>							F		C	F						
<i>M.</i> sp.				F		R					R			R		R
<i>Solen</i> sp.							R									
<i>Panopea</i> sp.			R				R		F			R				
<i>Myadora japonica</i>																R
<i>Dentalium</i> sp.											R		F	F		F
<i>Turritella (Neohaustator) nipponica</i>				F	F	R	A	A	C	F	R	R	F			R
<i>Cryptonatica</i> sp.									R		R					

個体数 R-1, F-2~4, C-5~9, A-10個以上 (筑波大, 高橋宏和氏の同定による)

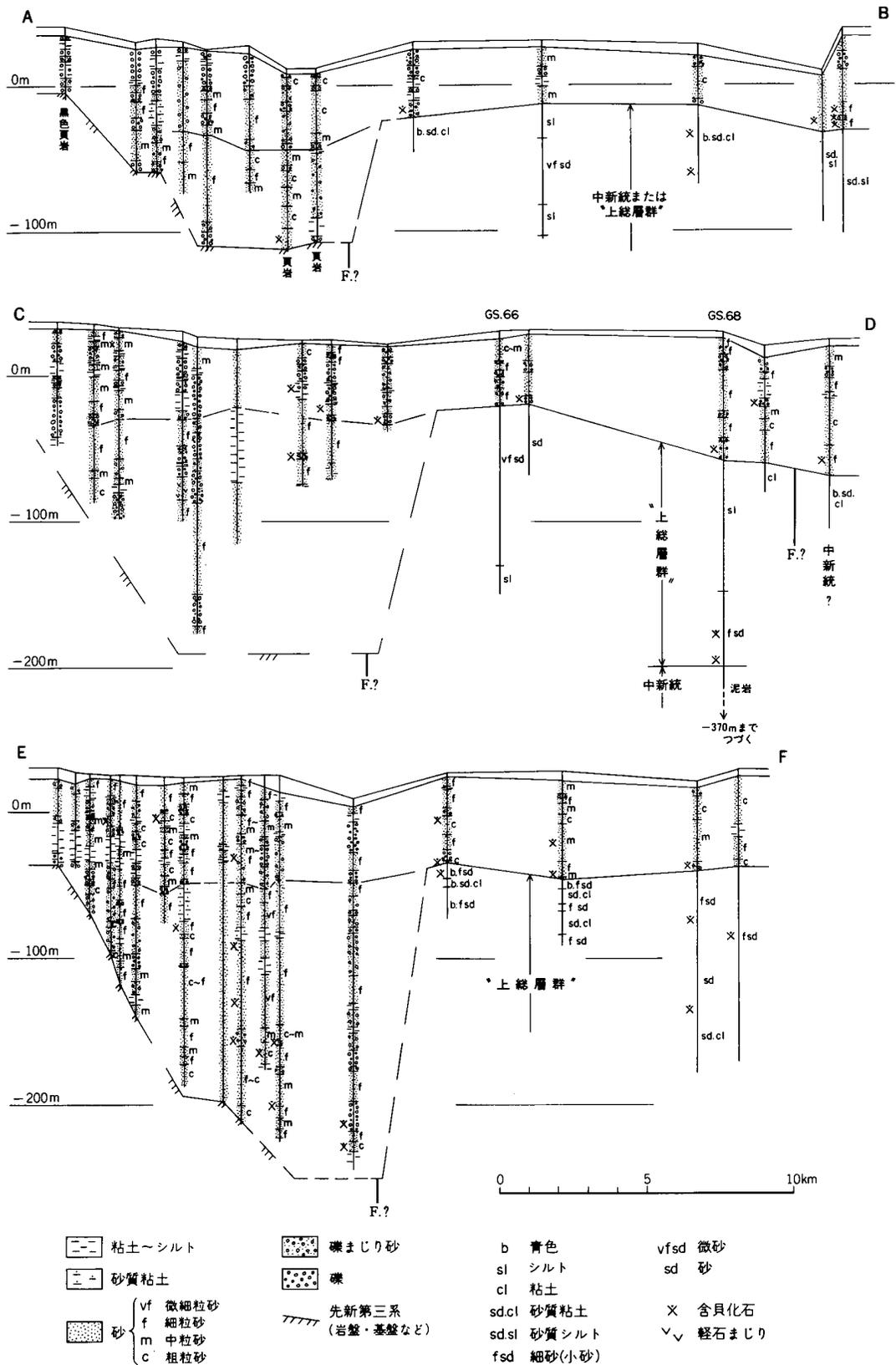
少なくとも涸沼南方の部分では、“下総層群”の下位に“上総層群”が伏在し、さらにその下位に中新統（多賀層に相当する）が伏在すると概括することができる。

次に「東茨城台地では、“下総層群”の下位に“上総層群”が伏在する」という観点にたつて既存のボーリング資料を整理してみると、台地の少なくとも東半部では、岩相変化が激しく礫層をしばしば挟んだ粗粒—細粒砂を主とする地層（“下総層群”）の下位に、砂質粘土・砂質シルト・微粒砂などと記録された細粒で岩相変化に乏しい地層が分布していることが判る（第8図）。下位の細粒岩相は台地（東半部）の中—南部では、上記のように“上総層群”に属するものであろう。ただし、図幅地域北方の水戸付近では、多賀層に相当する中新統が見和層に直接おおわれて地表に露出しており、上総層群は分布しない。この点からみると、図幅地域北東部で“下総層群”の下位に接する細粒岩層は、中新統に属すると思われる。とくに“多賀層”の岩相的特徴と比較した場合、「青色砂質粘土」と記載されているものについては、その可能性が高い⁵⁾。“上総層群”の地下における分布の北限は、一応、涸沼—涸沼川の線付近と予想されるが、その性格については今のところ不明である。一方、台地東縁の鹿島灘沿岸（大洗原子力研究所付近）では、“下総層群”の下位に「青色砂質粘土」と記載された単調な地層が広く伏在しており、これも前記と同様に中新統に属する可能性がある（坂本，1975）。なお、“下総層群”の基底面は台地東半部において全般的にほぼ平坦であるが、その中では「北部で浅く、南部で深い」また、「台地中央部で浅く、東縁部で深い」という傾向が認められる。

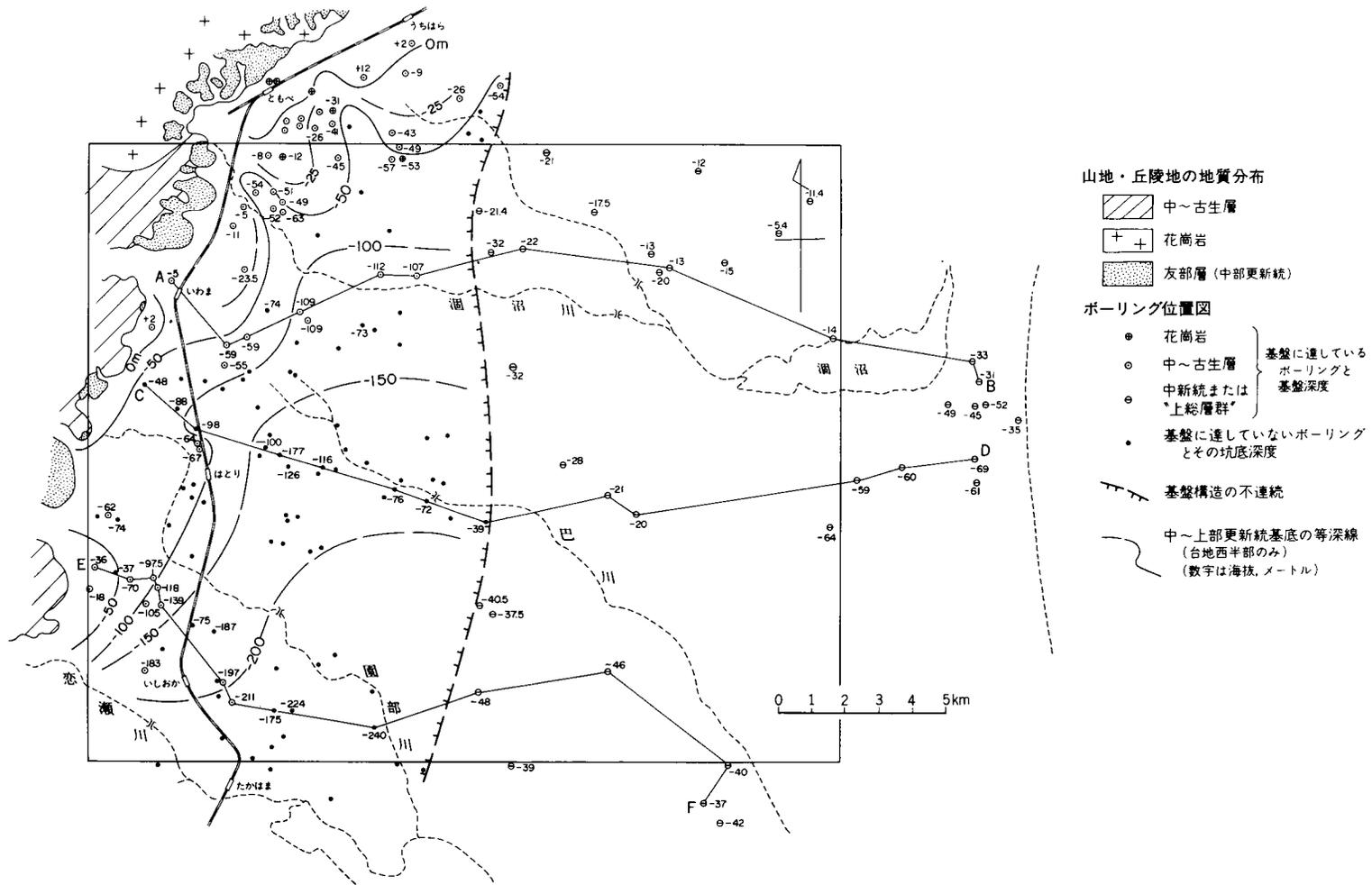
一方、台地西半部では、東半部と対照的に、前述の“下総層群”と類似した粗粒で岩相変化の激しい地層（粗粒—細粒砂を主とし、礫層をしばしば挟む）が地下深部まで続き、“先新第三系基盤”に直接している（第8図）。台地西半部では、“多賀層”あるいは“上総層群”とみられるような細粒岩相は、ボーリング資料では記録されていない。なお、ここで“先新第三系基盤”とみなしたものは、さく井記録で、基盤・岩盤・頁岩あるいは変成岩・花崗岩と記載されているものであり、八溝山地を構成する古期堆積岩類及び稲田花岡岩の連続と考えられるものである。ただし、台地地下における花崗岩の分布は台地北西部に限られており、その他の大部分は古期堆積岩類によって占められている。基盤表面の深度は、西部の山地よりの部分から台地中部へ向って次第に深くなるが、その最深部の深度は図幅地域北部（涸沼川北岸付近）の—100 m から、地域南部（霞ヶ浦北方）の—200 m 以深まで、南方へ次第に深くなっている（第9図）。この台地西半部の地下に発達する粗粒岩層は、台地東半部の地下における“上総層群”（あるいは“多賀層”）が側方へ岩相変化したものととは考え難い。おそらく、第10図に模式的に示したように、台地地域の西半部において、数—10 km の幅で南北にのびる凹地を形成して粗粒岩層が分布するのであろう。水井戸の分布が台地西半部に偏っている（第9・37図）ことも、このような地下地質の反映である。

台地西半部に発達する粗粒岩層のすべてが東半部の“下総層群”と層準的に対応し、その特に層厚が大きくなった部分であるのか、あるいは粗粒岩層の上部のみが東半部における“下総層群”と対応し、粗粒岩層の中—下部は東半部の“下総層群”基底よりもっと下位の層準を示すものかについては、今の

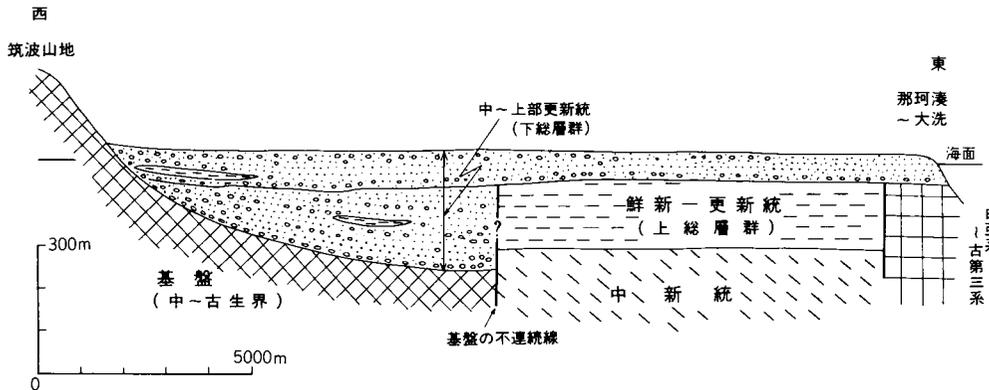
5) 「磯浜」図幅の報告書（坂本，1975，p.11-12）では、神山試錐（B-1）の珪藻化石として、—47.8 m から *Denticula kamtschatica* の、—50.8 m から *D. lauta* の産出を報告している。この点から見るとここで中新統（多賀層）として一括して扱った地層の一部は、時代的には鮮新世にまで及ぶ可能性がある。また、この神山試錐では、—47.8 m 層準と—50.8 m 層準との間に何らかの層準的間隙の存在が予想される。



第8図 東茨城台地のボーリング柱状図 (位置は第9図に示す)



第9図 東茨城台地の地下構造 (中～上部更新統の基底深度)



第10図 東茨城台地の模式地下構造断面

ところ手掛かりがなく不明である。現在のところ、台地東半部の地表で見られる石崎層は、千葉県北部の下総層群のうち成東層と同層準とされている（馬場・青木，1972）。千葉県北部における成東層とその下位で下総層群最下部層の金剛地層の層厚（青木・馬場，1972 によるとそれぞれ25-30 m，及び25m前後）から類推すると、台地東半部で“下総層群”としたものの基底が、地表における下総層群の基底に層準的にはほぼ相当する可能性は強い。

一方、重力調査の結果によると、本地域内の台地西半部は、西方の筑波山地より以上の高重力域となっている。これより東方へは、重力はほぼ南北に走る等重力線をもって急激に減少している（第4図）。これは台地地域西半部と東半部を比べた場合、先新第三系基盤が西半部でより浅所に存在しており、かつ東半部との間で不連続が形成されていることを示すものであろう、このように地下構造に大差のある台地西半部と東半部との境界には南北性の断層が想定される。この断層が確認されれば、地下までも含めた意味での八溝—筑波山地の東縁を画するものといえよう。

ところで那珂湊—大洗海岸地域には上部白亜系的那珂湊層群、上部白亜系ないし古第三系の大洗層が露出し、ここも東茨城台地西半部ないし筑波山地南端部と同程度の高重力域となっている。この白亜系ないし古第三系分布の西縁には大きな断層が予想される。台地東半部地下の中新統及び鮮新—下部更新統は、東側の那珂湊—大洗地塊と西側の筑波地塊との中間に、おそらく両側を断層できられ南北に延びた幅数 km の地溝状をなして伏在しているものであろう。この中新統あるいは中新統プラス鮮新—下部更新統の層厚は、北隣の水戸市浜田における天然ガス試掘井の試錐結果などからみれば、1,000 m を越すものと思われる。

VI. 第四系

VI. 1 石崎層

東茨城台地やその周辺において、見和層の下位にほぼ水平に発達する海成の砂層を主とした第四系は、今まで各調査者によって、地域的な名称を付して石崎層（斉藤，1959；中村・久保田，1964）。鉾田

層（藤田ほか，1961）と呼ばれたり，千葉県中一北部の標準的な地層名を適用して藪層あるいは成東層（真野，1965），成東層・地藏堂層（馬場・青木，1972）と呼ばれたり，さまざまの扱いを受けてきた。本報告では，東隣の「磯浜」図幅の地層名を踏襲し，見和層及び笠神層より下位の第四系を一括して，“石崎層”と呼ぶことにする。石崎層については，その露出が各河川の下流部ごとに分離しており，かつ，各地域とも段丘崖下部に層厚数m程度の部分しか露出していないため，それが単一の地層であるのか，あるいは層序的により細分すべき地層であるのか，なお判然としない点が多い。本報告では，「見和層の下位に不整合に横たわる第四系のうち，後述の笠神層を除いた地層」というかなり漠然とした意味で，“石崎層”という名称を使用する。

石崎層は，すでに述べたように，見和層及び笠神層の下位に不整合に位置する浅海成の砂層を主とした地層である。その中には砂礫やシルトの薄層もしばしば挟まれる。岩相的には上位の見和層・笠神層とよく似ており，それらより幾分固化してはいるものの，処によっては識別困難なこともある。全体としては「石岡」地域内やその周辺の台地の地下にほとんど水平に発達しているが，地表露出は北東部の潤沼一潤沼川沿岸，南東部の巴川下流部，南西部の園部川・恋瀬川沿岸に分離しており，各地域によって岩相は多少異っている。

潤沼一潤沼川沿岸の石崎層は，灰褐色ないし暗褐色を呈する粗粒（ないし中粒）砂層を主としており，砂鉄質の平行ラミナないしクロスラミナが著しく発達することが多い（第11図）。上位の笠神層・見和層に比べてかなり砂鉄質であり，固化も幾分進んでいる。シルト—砂質シルトや細円礫—含細円礫砂層の10-20cm程度の厚さの薄層を1-1.5mおきに挟む。細礫はよく円磨されたチャートを主としており，砂岩や花崗岩の礫も含まれる。砂層や砂質シルト層中には，パイプ状の生痕がしばしば認められる（第18・19図）。



第11図 石崎層，平行ラミナの発達した砂層（茨城町東永寺の露頭）

巴川下流の石崎層は、上記とほとんど同様な岩相を示すが、南東方では細円礫を含む粗粒砂層とクロスラミナの著しい砂鉄質の中粒ないし粗粒砂層とからなり、泥質層の挟みは少ない（第22図）。涸沼川と巴川の間、茨城町鳥羽田地内で地質調査所が行った試錐（茨城町試錐，GS66地点）の結果は第5図に示した。この地点での石崎層は、海拔 9.05m から海水準下 21.26m までの30.31m を占めるが、主として細粒砂・礫まじり砂よりなり、しばしば礫層を挟むルーズな地層である。なお、この地点は、東西両側に比べて石崎層の基底がかなり高まった部分にあっている。

地域南西部の園部川沿岸では、上記2地域と異なり、泥質層の占める割合が高い。ここでは、暗褐色を呈するクロスラミナの発達した砂鉄質の粗粒砂層（しばしば細円礫を含む）及びそれと同様な細粒砂層を主とし、これに1-3mの厚さの砂質シルトないし含細礫泥質砂層が挟まれ、不明な互層となっている。後者には上馬場・宮田などで貝化石や生痕化石を密集して産する（第25図）。

恋瀬川沿岸での石崎層は、黄褐色均質の細粒砂層を主としており、その中に細円礫層（厚さ 10-20 cm）や生痕の多いシルト層（厚さ 50-80 cm）を挟む（第12・26図）。細粒砂層中にはしばしば白斑状生痕が密集した層準がみられる。この恋瀬川沿岸の砂層は、岩相的にはむしろ笠神層に似ており、あるいは石崎層とは区別して扱うべきものかも知れない。

石崎層産の貝化石は、すべてキャストのみで保存は悪いが、園部川沿岸の上馬場・宮田及び図幅地域をわずかに南へはずれた鳥下付近（第24図の Loc. 16）で、第3表に示したようなものが認められた。これらの貝化石は、見和層よりも幾分寒流の影響が強い浅海の環境を示している。この他、涸沼川南方の茨城町矢連付近でも、かなり固化したシルト層中に貝化石が密集しているが、すべてキャストのみとなっている。

本層はすでに述べたように千葉県北部の下総層群の下部に対比される。時代としては、更新世中期を示すものであろう。



第12図 石崎層上部、パイプ状生痕化石の多い細粒砂層
（小川町常陸小川駅西方、「玉造」図幅地域内）

第3表 園部川沿岸の石崎層産化石

(大山桂氏の同定による)

	上馬場	宮田	小*
軟体動物			
(巻貝)			
<i>Cryptonatica janthostomoides</i>	●	●	●
<i>Tonna luteostoma</i>	●		
<i>Mitrella bicincta</i>		●	
<i>Neptunea (Barbitonia) arthritica</i>	●	●	
<i>Turbonilla (Paramormula) paucicostulata</i>		●	
(二枚貝)			
<i>Yoldia (Cnesterium) notabilis</i>		●	
<i>Acila (Truncacila) insignis</i>		●	●
<i>Glycymeris</i> sp.			●
<i>Modiolus (Modiolus) difficilis</i>			●
<i>Pecten (Notouola) albicans</i>		●	
<i>P. (Mizuhopecten) tokyoensis</i>	○	○	●
<i>Corbicula sandaiformis</i>			●
<i>Diplodonta (Felaniella) usta</i>	○	●	●
<i>Lucinoma concentricum</i>		●	
<i>Clinocardium californiense</i>		●	
<i>C. (Fuscocardium) braunsi</i>	●		
<i>C. sp.</i>			●
<i>Dosinia (Phacosoma) sericea</i>	●		
<i>D. sp.</i>		●	
<i>Mercenaria simpsoni</i>	●	●	
<i>Anomalocardia (Velemolpa) minuta</i>		●	
<i>Protothaca (Callithaca) adamsi</i>	●	○	●
<i>Paphia euglypta</i>	○		
<i>Paratapes undulata</i>	●		
<i>Clementia vatheleti</i>	●		●
<i>Raeta (Raetellops) yokohamensis</i>		●	●
<i>Macoma tokyoensis</i>	○	○	
<i>M. nipponica</i>		●	
<i>Fabulina nitidula</i>	●		
<i>Peronidia venulosa</i>		●	
<i>Siliqua alta</i>			●
<i>Solen grandis</i>	●		
<i>S. krusensterni</i>	○	○	●
<i>Panopea japonica</i>	●		●
<i>Potamocorbula amurensis</i>	●	●	
<i>Cryptomya busoensis</i>			●
環形動物			
<i>Ditrupea</i> sp.	●		
棘皮動物			
" <i>Schizaster</i> " sp.		●	

○印は比較的多産するもの *「玉造」地域内

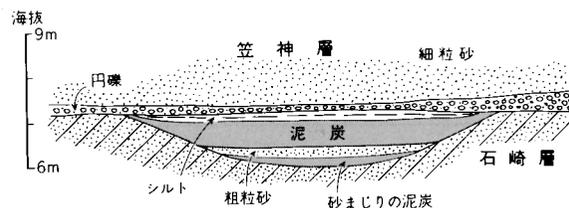
VI. 2 笠 神 層

涸沼川北岸・茨城町笠神部落のやや南東，茨城町立青年共同宿泊研修所うらの露頭では，第18図Loc. 35の柱状図に示したように，段丘崖の基部にやや固結した砂鉄質粗粒砂層があり，その上位に泥炭層をへだててルーズな細粒砂を主とする地層が重なり，さらにその上位に見和層上部層が発達する．本報告では，この泥炭層の存在をその上・下位層の間に海退・陸化の時期が挟まれる証拠とみなし，泥炭層以上，見和層基底までの地層を一つの独立した層序単元として扱った．そして，涸沼川の南北両岸において，これと同様な岩相と層序関係を示す地層を一括して（他地点では泥炭層は挟まれていないが）“笠神層”と呼ぶことにする．笠神層は，層準的に見和層と石崎層との中間を占める地層である⁶⁾．馬場・青木（1972）が涸沼西方で地蔵堂層としている地層（厚さ数mで，明るい色をもつ比較的均質な細一中粒砂層）は，本層に相当するものであろう．

基底面，及び基底部の岩相 笠神層の基底は，涸沼川北岸では海拔7-8mのほぼ様な高度の平坦面である．基底にはよく円磨された黒色チャートの細円礫（径1-2cm程度）を主とする基底礫層が，10-50cm程度の厚さで断続している．基底礫層が欠如する場合には，下位の石崎層との境界はあまり明瞭ではない．最初に述べた宿泊研修所うらの泥炭層は，第13図に示したように，笠神層基底の一般的な平坦面から約1.2m低下した凹所を埋めた形で分布している．ここでは凹所を埋めて，下位から砂まじり泥炭層（厚さ20cm）・塊状粗粒砂層（厚さ30cm）・泥炭層（厚さ55cm）・シルト層（厚さ15cm）が発達している．

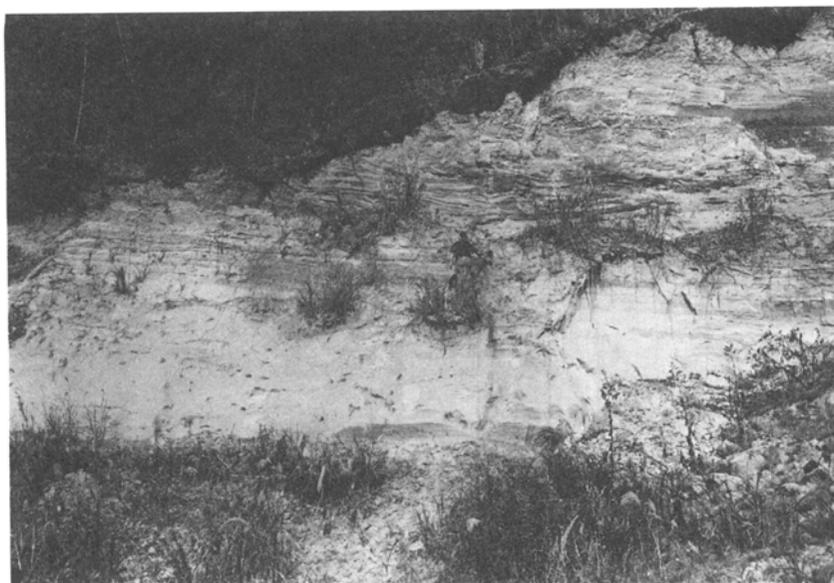
涸沼一涸沼川南岸では，笠神層の基底は海拔10m前後であるが，かなりの起伏をもち，石崎層との境界は判りにくくなっている．

主部の岩相 笠神層は上限を見和層上部層基底のほぼ水平な不整合面によって切られるが，全体として厚さ10m前後の部分が観察される（第14・18・19図）．この主部は，淡褐色ないし黄褐色を呈し，均質で淘汰がよく，雲母片を多量に含み，砂鉄粒の小斑点状の集中部をもった，ルーズな細粒砂層を主としている．細粒砂層は多くは塊状であるがときに弱い平行ラミナが見られ，また上部では緩傾斜のクロスラミナが発達することもある．細粒砂層中には1mおき位ごとに粗粒砂ないし含細礫粗粒砂の薄層が挟まれ，ときにシルト薄層も挟まれるが，その連続性はよくない．涸沼一涸沼川北岸では砂層は幾分砂鉄質



第13図 笠神層基底部の模式的なスケッチ（茨城町笠神，青年共同宿泊研修所うら）

6) ここで笠神層として独立させた地層は，かつて坂本・相原（1974）が見和層上部層の一部としたものである．坂本・相原（1974）が見和層基底の波食台としたもののうち，下位の海拔7-8mの面は，涸沼一涸沼川沿岸では，この笠神層の基底面である．



第14図 笠神層の露頭 上部のクロスラミナの著しい粗粒砂層とその細粒砂層、画面の上部には見和層上部層（基底礫層とその上位の細粒砂層の一部）が見える（茨城町笠神附近）

となり、クロスラミナの発達が他地域より多少著しい。またここでは、1-3 cm 大のチャート円礫を主とする厚さ 15-50 cm 程度の礫-砂礫層が、中部の層準に断続する。細粒砂層の最上部には、白斑状生痕が密集していることが多い。笠神層の最上部には、厚さ 1-2 m の細礫まじり粗粒砂層（クロスラミナがよく発達し、ときに砂鉄質）がしばしば見られる。

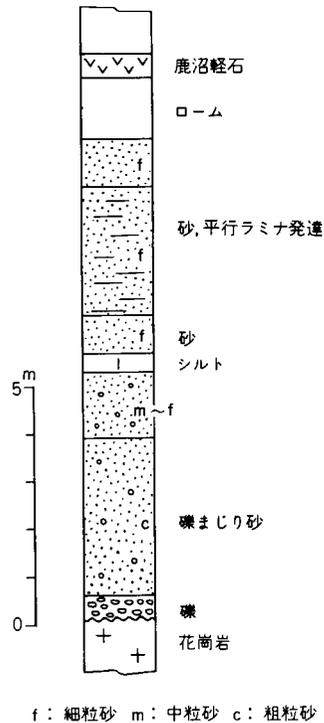
以上に述べた笠神層の岩相は、見和層上部層のとくに下半部の岩相と酷似しており、小露頭での識別は困難である。化石は本層からは白斑状生痕あるいはパイプ状生痕を除いて未発見である。本層は、石崎層あるいは見和層と同様な浅海性堆積物である。

以上の他、上記と同様な岩相と層序関係を示す細粒砂層が、小川町北方の中根及び上馬場付近でもごく小範囲に認められる（第25図）。この地層の基底面はほぼ海拔11 mで水平であり、層厚約 5 mで、上限を見和層上部層に切られる。潤沼付近の笠神層との関係は明瞭でないが、一応ここでは笠神層に含めた。

また、茨城町試錐（GS. 66）で見和層直下にある海拔 16.05-9.05 m の細粒砂層も、その岩相からみて本層に属するものと思われる（第7図）。

VI. 3 友 部 層

水戸市北西部から内原町・友部町の北部を通って笠間市に至る間の海拔100 m 以下のよく開析された丘陵地（友部丘陵）には、砂層を主とした第四系が広い範囲にわたって発達しており、友部層と呼ばれている（坂本・宇野沢, 1979）。友部層の一部は、「石岡」地域内でも北西隅の真岳山・愛宕山山塊の山麓にわずかに見られる。友部層の分布はさらに南西へ続き、柿岡盆地内でふたたび広く発達するようになる。本地域は、友部丘陵と柿岡盆地の第四系の連結部にあたっている。



第15図 友部層の露頭柱状図
(友部町下加賀田)

友部層は、第15図に図幅地域内での代表的な露頭の例を示したように、細礫まじりの粗粒—中粒砂及び均質で淘汰のよい砂鉄質の中粒—細粒砂を主とし、後述の見和層と岩相的に類似しているが、全般により固化している。中粒—細粒砂層では、きれいな平行ラミナが発達することが多く、また、砂鉄の集中部が縞状に入っていることが多い。塊状の細粒砂層では、砂鉄の濃集部は不規則な外形のノジュール状となっている。砂層は砂鉄質の部分では風化して赤褐色を呈するが、その他では淡褐色を呈することが多い。

本層の基底部は、薄い礫層がところによって見られる程度で、砂層ないし含細礫砂層が先第四系基盤に直接していることが多い。ただ、真岳山と愛宕山との湾入部では、厚さ1-1.5m程度の基底礫層が発達する。この基底礫層は、露頭ごとに、花崗岩円礫（径20-40 cm大）と古期堆積岩類の角礫（径40 cm大）を主としたり、古期堆積岩類の円礫（径30-40 cm大）を主とし花崗岩角礫（径70 cm大）を従としたり、あるいはほとんど古期堆積岩類（黒色粘板岩）の細角礫のみで構成されたり、局地的な礫種・礫径の変化が激しい。また、図幅地域西縁の八郷町小堀—白幡付近では、前述の砂層の下位に植物破片を含む暗灰色塊状の砂質シルト層が発達する。このシルト層については、その最上部が地表にわずかに見られる程度（かつて瓦土として採掘されたことがあり、その掘り跡に露出している）で、全体的な事柄については不明である。本層の基底は、各露頭ごとに起伏の多い不整合となっており、かつ、大局的には西方の山地へアバットしている。友部層分布の上限は、本地域内では海拔70-80mである。

友部層からの化石としては、水戸市北西部や笠間市北部から内湾性の貝化石や2・3の植物化石が知られている（齊藤, 1959; 木村・笠井, 1969; 坂本・宇野沢, 1979）が、本図幅地域内からは未発見である。岩相や分布の状況からみて、本地域の友部層は、外洋に面した海岸付近の堆積物であろう。

友部層の年代・層序関係については、それが丘陵地に孤立して分布しているため、「見和層より古い」

という以上のことは確実でない。本層は、広い意味での下総層群の一部であり、台地地域に発達する“下総層群”のいずれかの層準に相当するものである。しかし今のところ対比についての手掛かりはない。

VI. 4 見 和 層

見和層は、茨城県中部地域で那珂台地・東茨城台地など海拔 30m 前後の平坦な台地の主部を構成する、主として海成の上部更新統である。この地層は、「石岡」地域からさらに南方へ連続し、関東平野中一南部の成田層へと続く。見和層は全体として、第四紀の最終間氷期の海進（下末吉海進）に対応して形成された地層である。本層についての記述は、坂本（1972）や「那珂湊」図幅（坂本ほか、1972）・「磯浜」図幅（坂本、1975）に詳しい。

見和層は、層序的に下部・中部・上部に3分される。**下部層**は、見和層の基底に認められる幾筋かの細長い凹地を埋積した地層である。この凹地は、その形態からみて陸上で形成された旧河谷の跡と考えられるものであり、那珂台地を中心とした北部では主に新第三系の泥岩（多賀層）よりなる基盤の表面に、東茨城台地を中心とした南部では石崎層の表面に刻み込まれている⁷⁾。凹地埋積層（すなわち見和層下部層）は、地表では泥層しか認められないが、ボーリング資料では礫層も発達しており、東茨城台地東端部では下位から礫層→砂層、礫層→砂層という2輪廻性の堆積状況を示している。見和層のこの部分は、下末吉海進初期の急速な海面上昇に伴って旧河谷を埋積した、汽水成ないし淡水成の地層である（坂本、1972）。「石岡」地域内では、このような旧河谷の1つである“先那珂川凹地”が北東隅をかすめて通るが、その埋積層は地表には露出しない。南西部の石岡付近では、園部川ぞいの竹原凹地と恋瀬川ぞいの石岡凹地の2筋の凹地があり、その埋積層としてシルトを主とする見和層下部層が発達している。

中部層は、水戸市街地から大洗南方へかけて分布する河成礫層を主体とした地層である。ところによっては、礫層の上位に局地的なシルト層がみられる。中部層は東隣の「磯浜」地域内で典型的に発達し、とくに涸沼川東岸の台地で凹地埋積の形態が明瞭である（坂本、1975）。ここでは最厚部で層厚 30m に達し、2輪廻性の堆積状況を示す。一方、涸沼川西岸では10-20 m の層厚が普通である。「石岡」地域内では、涸沼以北の北東部に浅い凹地を埋めた形で、厚さ 5-6 m の礫層が発達し、涸沼北岸では礫層の上位にシルト層がみられることがある。

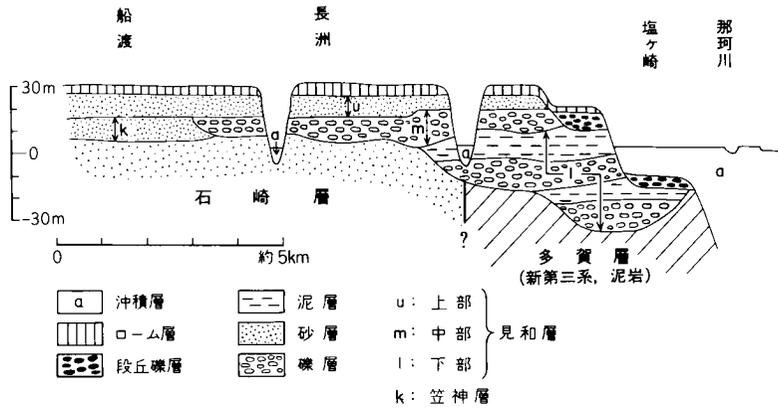
茨城県中部地域では、下末吉海進の進行途中に一時的な海面低下があつて凹地が形成されたとみられるが、見和層中部層はこの凹地を埋積した河成の礫層を主とする。おそらく、那珂川（の前身）の扇状地ないし三角州として形成されたものであろう（坂本、1972）。

上部層は、見和層の主体をなす浅海成の砂層を主とする地層であつて、茨城県中部地域の広大な台地の主部を構成する。上部層は、新第三系の泥岩（那珂台地など北部地域）、石崎層・笠神層（東茨城台地など南部地域）及び見和層の下部層・中部層などの上位に重なるが、その基底は広範囲にわたってきわ

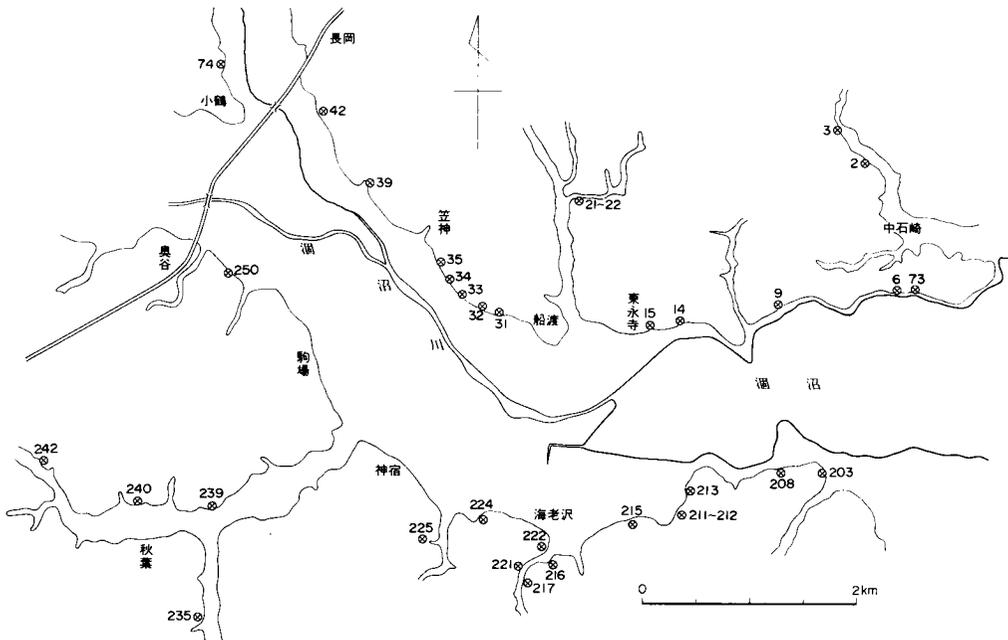
7) このような見和層基底の凹地（旧河谷）が、現在の河川の配列と著しい類似性をもって分布していることは、茨城県中部の台地地域の一つの特色である。

めて平坦である。本層は「石岡」地域内では、砂層を主とする厚さ10-15 mの地層であり、その下半部はほぼ全域にわたって様な岩相の細粒砂層を主とするが、上半部では粗粒で礫質となり地域的な岩相変化が目立つ。本層は、下末吉海進最盛期の緩慢な海面上昇に伴って波食台上に形成された地層である(坂本, 1972; 坂本ほか, 1969)。

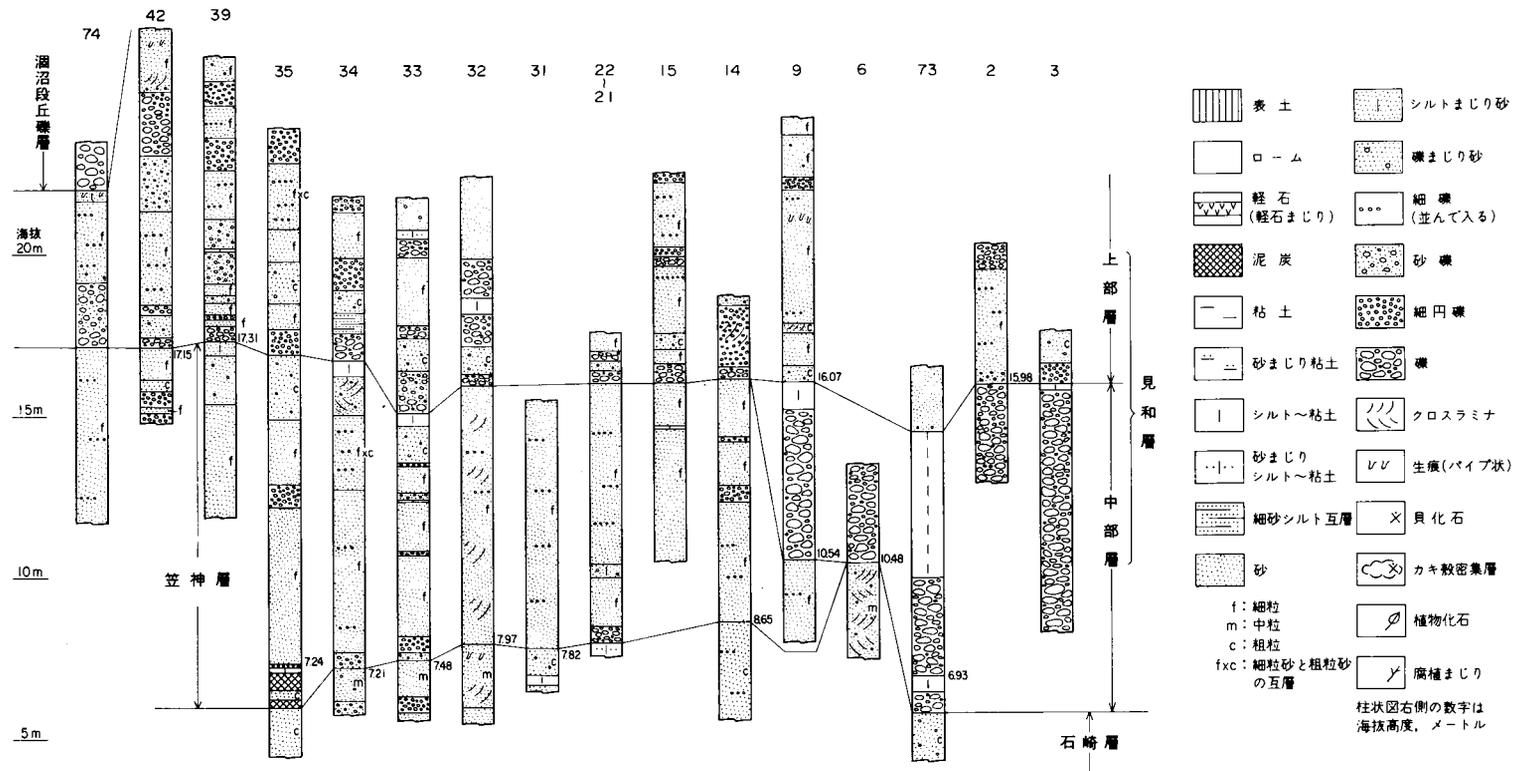
以上に述べた見和層の下部層・中部層・上部層の模式的な層序関係は第16図に、見和層堆積期の古地理的な環境についてはすでに第5図に示した。また、見和層を主とする第四系の柱状図は、地域別に第17-26図に示した。



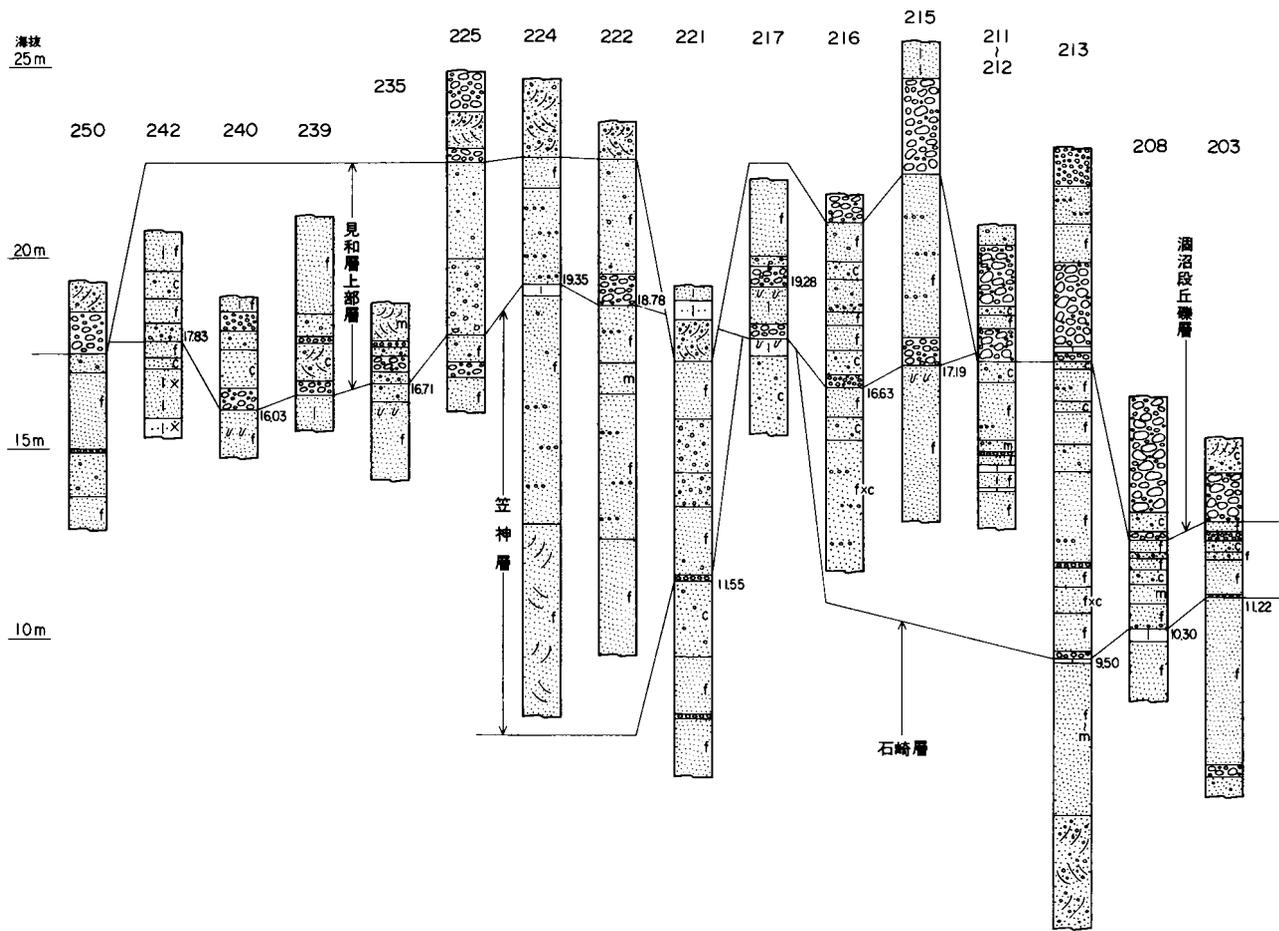
第16図 東茨城台地東端一涸沼北岸における見和層の模式層序断面



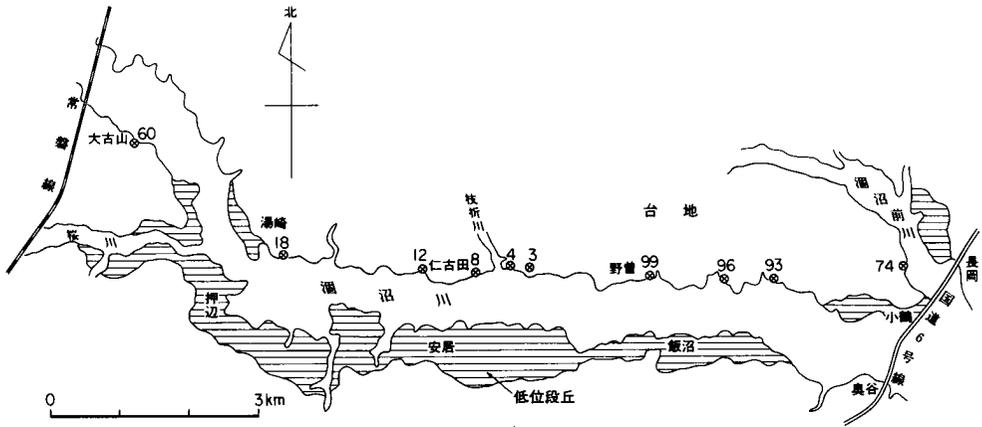
第17図 涸沼一涸沼川沿岸柱状図位置図



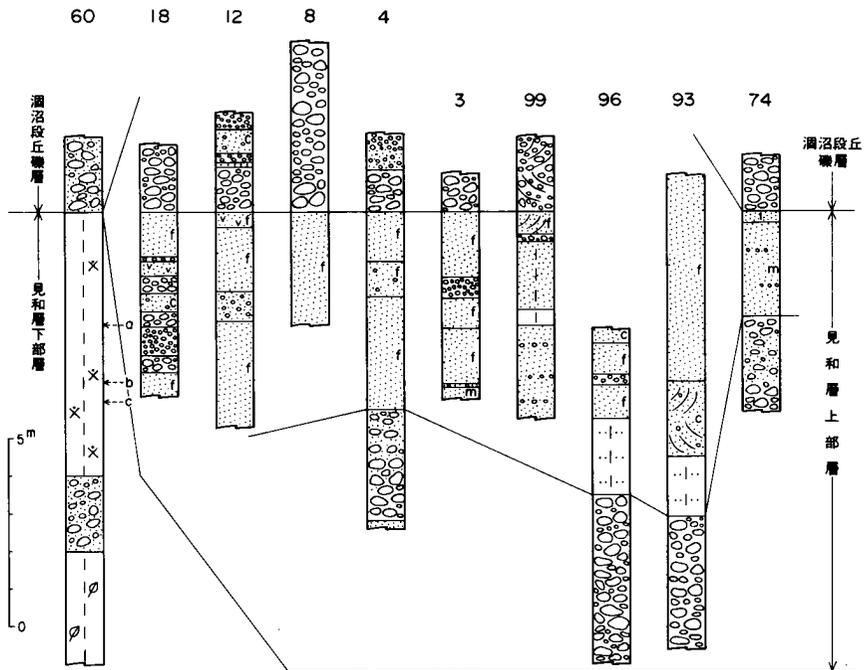
第18図 淵沼一淵沼川北岸の第四系柱状図 (位置は第17図に示す)
凡例は以下の各柱状図に共通



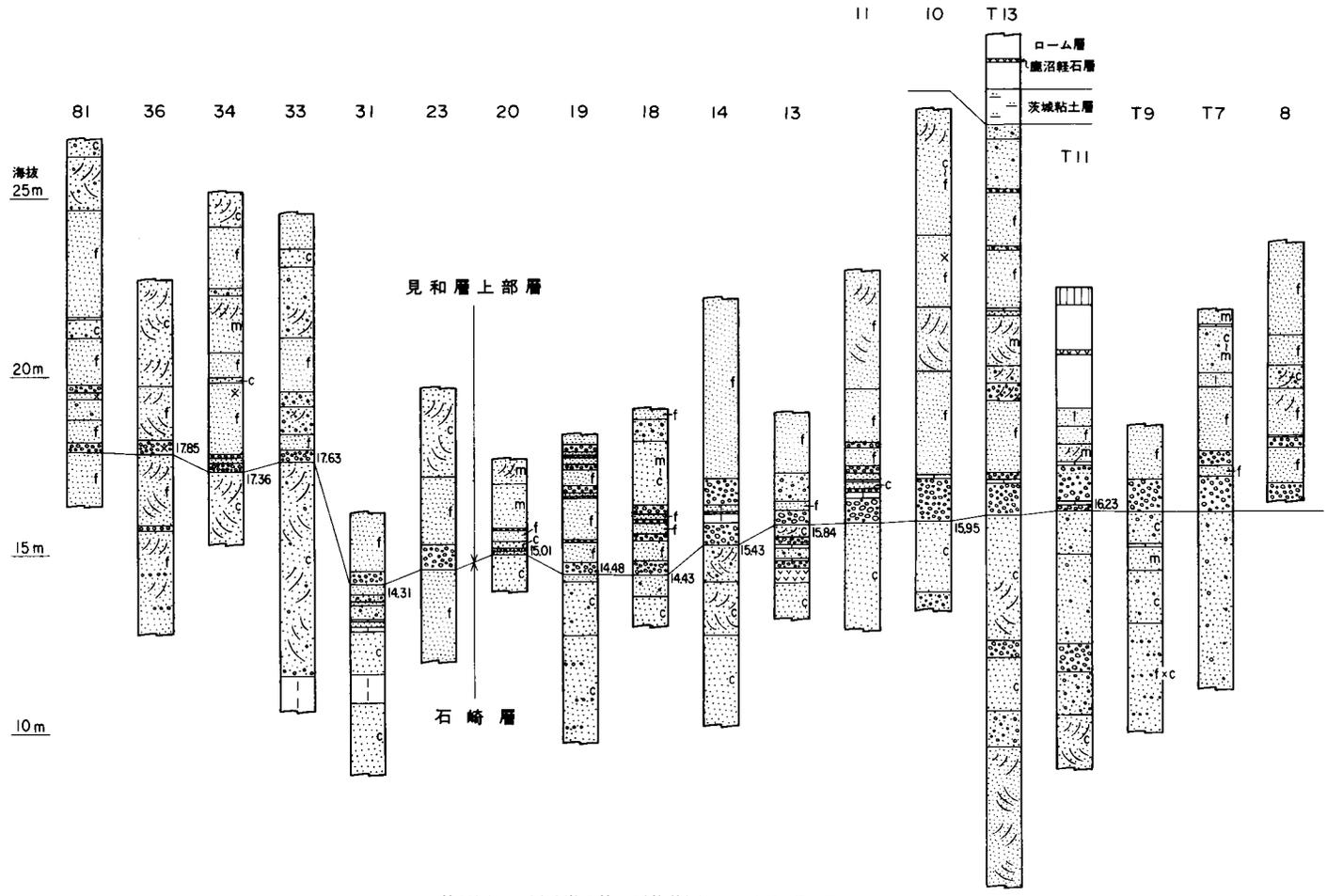
第19図 濁沼一濁沼川南岸の第四系柱状図 (位置は第17図に示す)



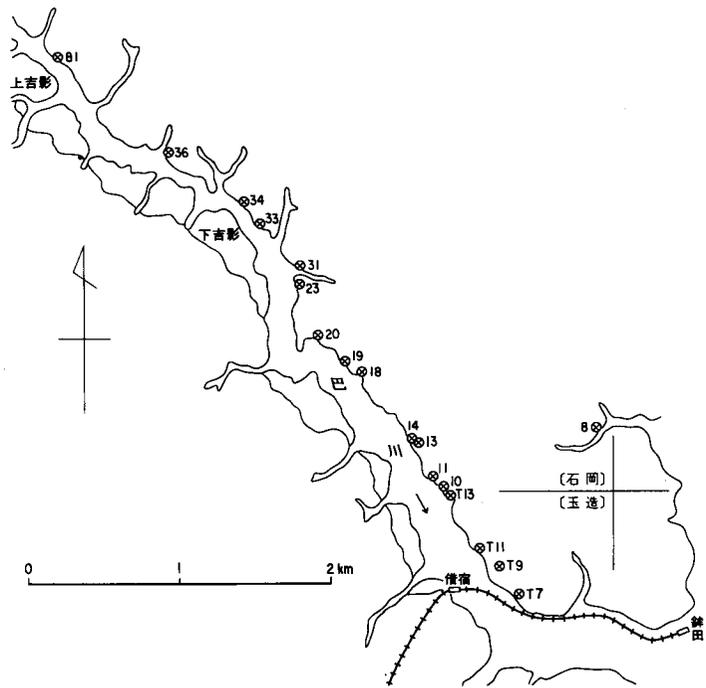
第20図 湊沼川中流域柱状図位置図



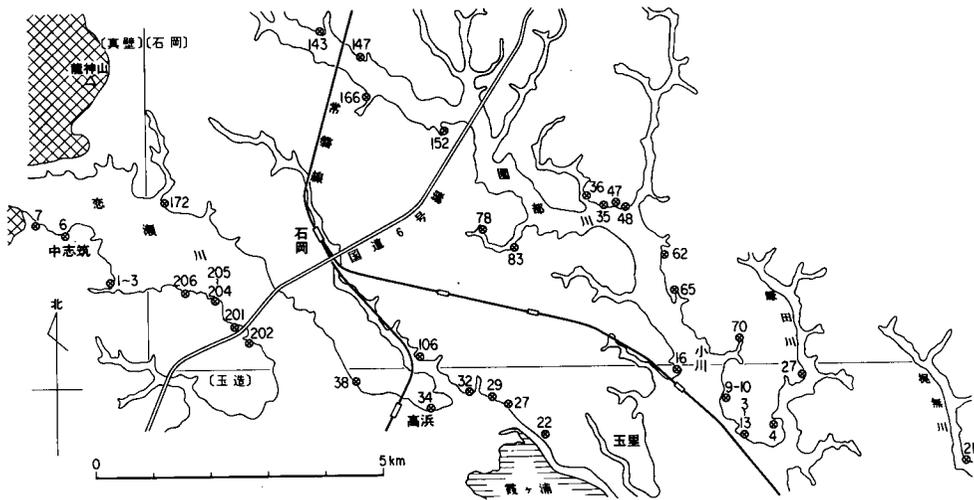
第21図 湊沼川中流域の第四系柱状図 (位置は第20図に示す)



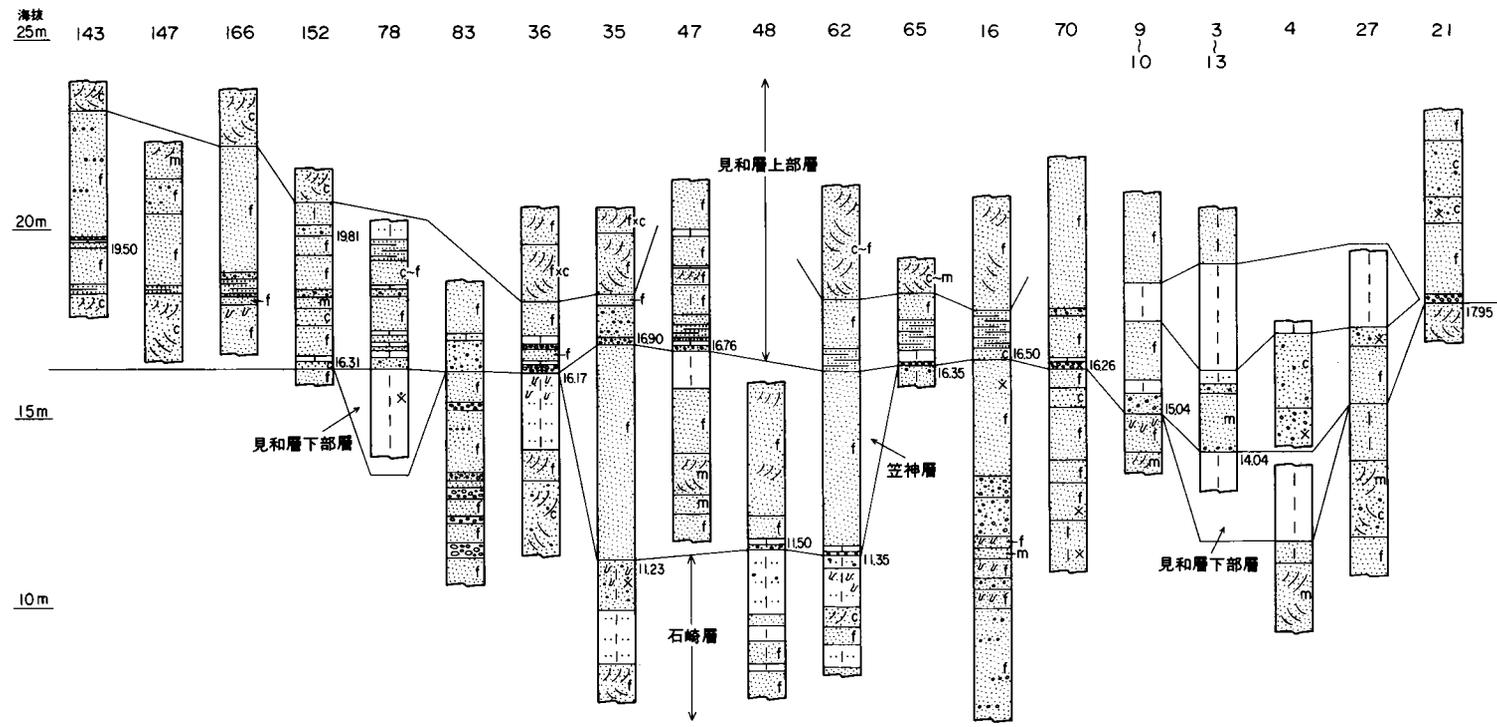
第22図 巴川沿岸の第四系柱状図 (位置は第23図に示す)



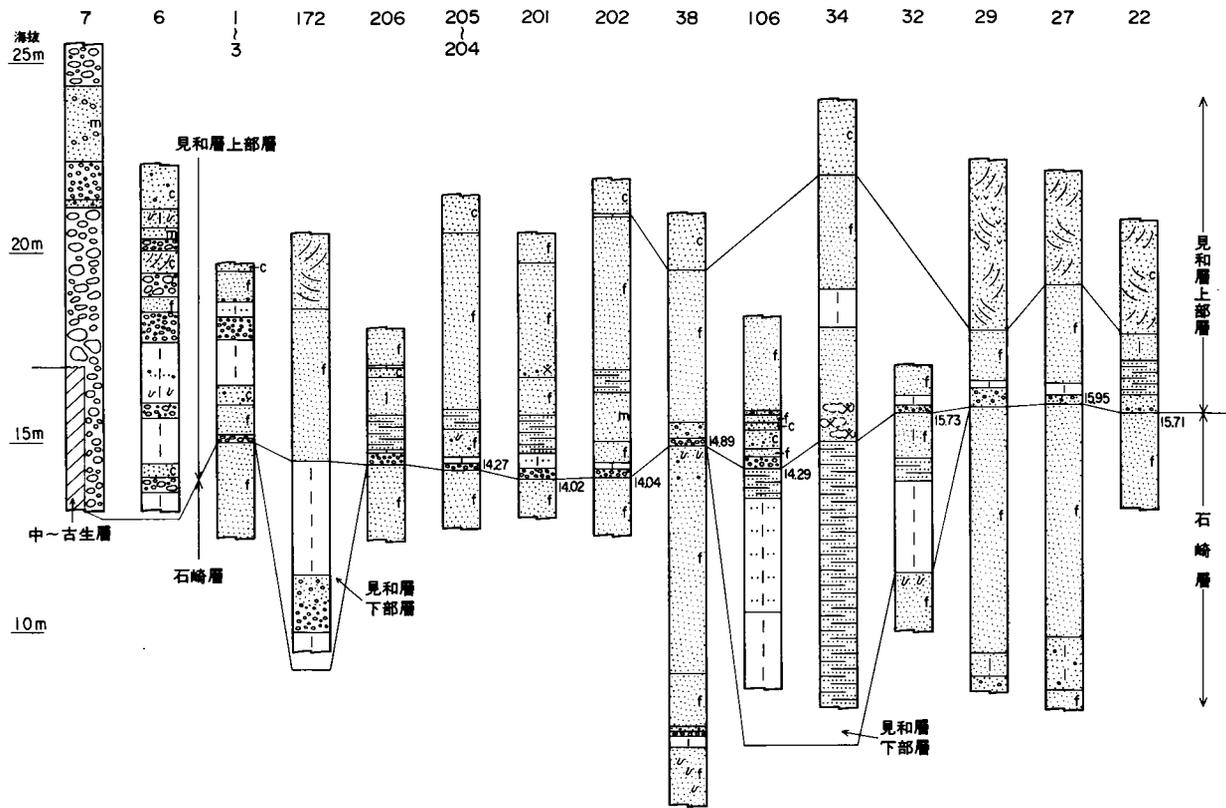
第23図 巴川沿岸柱状図位置図



第24図 石岡周辺柱状図位置図



第25図 園部川沿岸の第四系柱状図 (位置は第24図に示す)



第26図 恋瀬川一霞ヶ浦北岸の第四系柱状図 (位置は第24図に示す)

VI. 4. 1 下 部 層

「石岡」地域内では、北東部に“先那珂川凹地”，南西部に“竹原凹地”・“石岡凹地”があり、それぞれ見和層下部層が埋積している。その他、大古山付近の涸沼川河崖に露出する貝化石を含んだ泥質層も、見和層下部層に含めて扱った。

先那珂川凹地 図幅地域北東隅をかすめて通るが、その埋積層は、見和層中部層におおわれて、地表には露われない。この凹地には、見和層下部層がもっとも典型的に発達しており、その状況は「磯浜」図幅の報告（坂本，1975）に詳しい。これによると、「磯浜」地域内では、下部層はシルト層を主とし、ヒシの実 (*Trapa chinensis*, *T. macropoda*) や淡水生の珪藻を産する。地下に伏在する部分は、ボーリング資料では、最大層厚約 40 m、下位から礫層・砂—シルト層・礫層・シルト層の順に、ほぼ10mごとの厚さで重なっている。このうち、最上位のシルト層の一部のみが地表で見られる。

竹原凹地 図幅地域南西部で、現在の園部川の流路の西側にほぼそって伸びる凹地である。下流部では北西—南東の方向をもち、竹原付近からはほぼ南北となる。図幅地域より南では、園部川の両岸にまたがり、霞ヶ浦に達する。図幅地域内の地表では、小川町西方・香取付近・竹原付近などで断片的に見られるだけで、露出としてはむしろ南隣の「玉造」地域内（小川町南西部及び南東部）の方が良い。

この凹地を埋める見和層下部層は、地表では厚さ 4-5m 分しか見えないが、無層理・塊状でときに腐泥臭を有する粘土質シルト層を主体としている。ボーリング資料によると、この泥質層は13-14 m の厚さのようである(第28図)。化石としては、香取付近から、*Theora* (多数)、*Macoma* (少数) など強内湾性の貝を産した。

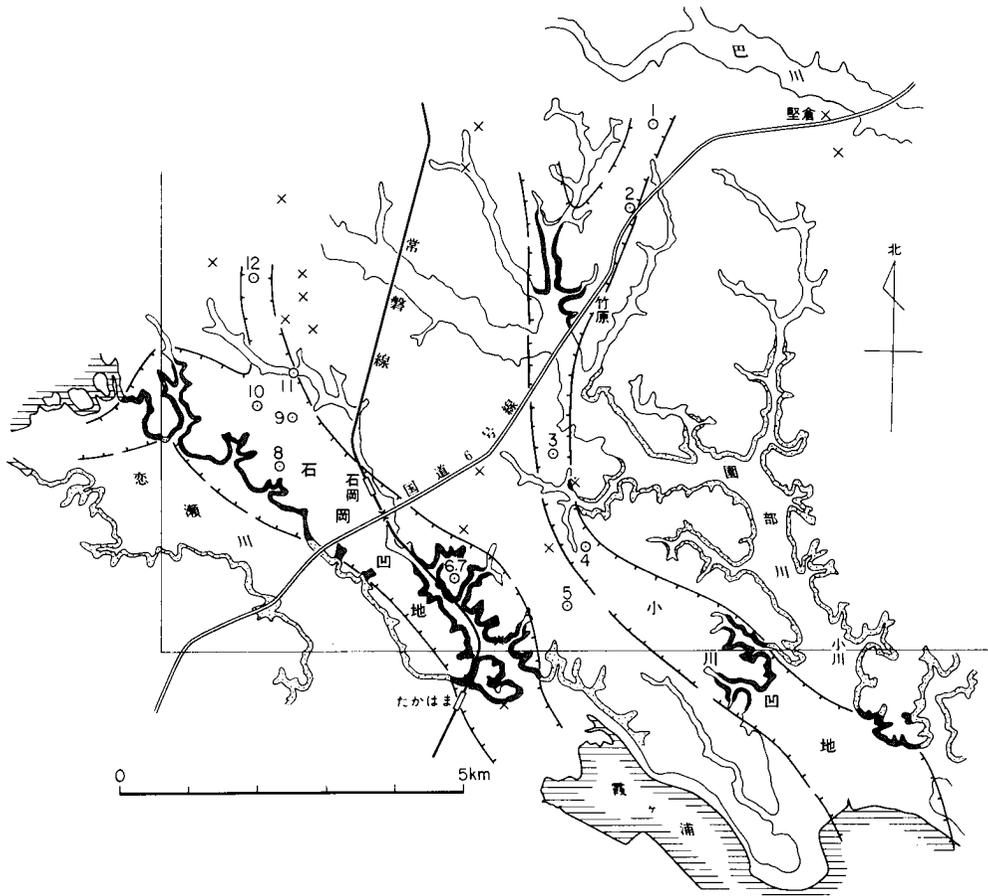
石岡凹地 図幅地域南西部でほぼ現在の恋瀬川の流路にそって、その北東側を走る凹地である。下流（「玉造」地域内）では高浜市街地の北を通過して霞ヶ浦に達し、上流（「真壁」地域内）では柿岡盆地に至る。

凹地を埋める見和層下部層は、国道 6 号より南東では国鉄常磐線ぞいで、北西では恋瀬川河谷の北岸で観察される。地表で見られるのは厚さ数m程度の部分にすぎないが、主として暗色を呈する縞状のシルトないしシルト・細粒砂の互層からなり、その下位に処によって暗灰—暗青灰色の無層理・塊状・均質な粘土質シルトが見られる。

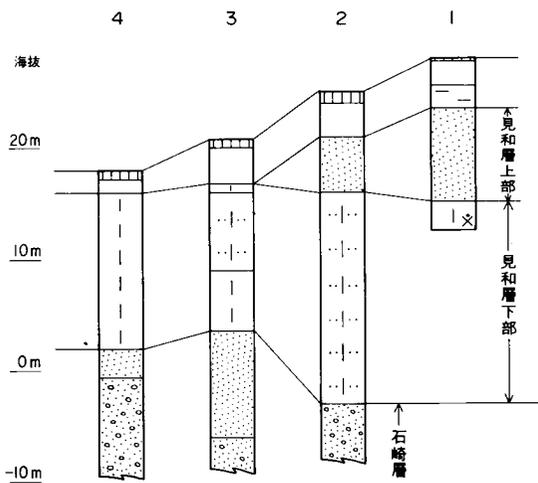
一方、石岡市街地付近のいくつかのボーリング資料をまとめてみると、この下部層は最大層厚約20mで、基底は海面下 5 m 前後に達する。下部層の基底には厚さ 3-4 m の礫層があり、その上に厚さ 17-18mのシルト層が重なる。シルト層の上限・下限付近は、砂質となっていることが多い(第29図)。

化石としては、「石岡」地域内では、南縁の東田中付近で *Theora lubrica* のキャストを産した。また、これより南の国鉄常磐線高浜駅北方の切割りでは第 4 表に示したような貝化石が得られた。いずれも強内湾性の環境を示すものである。

この他、図幅地域北西部の大古山付近の涸沼川河岸(第20図の Loc. 60)では、第21図の柱状図60に示したような露頭がみられる。ここでは、最下部に腐植まじりで淘汰の悪いシルト層があり、その上に砂礫層をへだてて青黒色塊状のシルト層が重なり、内湾性の貝化石を産する(第 5 表)。この貝化石群は、下位から上位へ向って水深が増加する傾向を示している。また、これより北西約 1 km の涸沼川河床でも同様に、暗灰色を呈し植物破片の多い塊状の砂質シルト層が約 4 m の厚さで露出しており、その下部



第27図 石岡付近における見和層下部層の分布とボーリング位置



第28図 竹原凹地における見和層下部層のボーリング柱状図 (位置は第27図に示す)

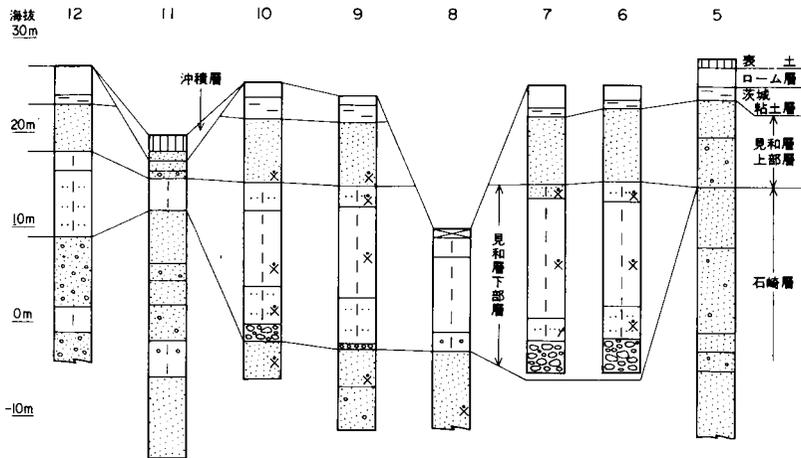
第4表 見和層下部層（石岡凹地）の貝化石

<i>Mitrella smithi</i>		
<i>Odostmia</i> sp.		
<i>Ringicula doriaris</i>	やや多	
<i>R. yokoyamai</i>		
<i>Solemya pusilla</i>		
<i>Chlamys nipponensis</i>		
<i>Raeta pulchella</i>	多	常磐線高浜駅北方の切り取り、地並から 上方へ2mまでの間、シルト・細粒砂 互層（「玉造」地域内） （大山桂氏の同定による）
<i>Theora lubrica</i>	多	
<i>Fabulina juvenilis</i>		

第5表 見和層下部層（大古山，潤沼川の河崖）の貝化石

a) 泥層上限から3m下位		b) 泥層上限から4.5m下位
<i>Tritia festiva</i>		<i>Cerithidea fluviatilis</i>
<i>Ringicula doliaris</i>		<i>Batillaria zonaris</i>
<i>Cylichnatis striata</i>		<i>Pillucina pisidium</i>
<i>Arcuatula senhousia</i>		c) 泥層上限から5m下位（やや砂質）
<i>Lucina stearnsiana</i>		<i>Anadara granosa</i>
<i>Dosinia penicillata</i>		<i>Crassostrea gigas</i>
<i>Paratapes undulata</i>		<i>Trapezium lyratum</i>
<i>Theora lubrica</i>	多	
<i>Moerella</i> sp.		
<i>Macoma tokyoensis</i>		

（大山桂氏の同定による）



第29図 石岡凹地における見和層下部層のボーリング柱状図（位置は第27図に示す）

から *Juglans ailanthifolia*（オニグルミ）の堅果と *Cornus controversa*（ミズキ）の種子が産出した。以上の地層は、分布が孤立しており、かつ、他より海拔高度が高いため疑問は残るが、ここでは一応見和層下部層に含めた。

また、潤沼川中流、飯沼一野曾間の早津戸橋下流約100mの河床では、中村・久保田（1964）により、シルト層中から *Glycymeris yessoensis*, *Pecten yessoensis*, *Ostrea gigas*, *Mercenaria stimpsoni*, *Erodona*

amurensis, *Natica severa* などが報告されている。現在ではこの露頭は見られないが、この含貝化石シルト層も見和層下部層に属するものかもしれない。中村・久保田 (1964)・中村 (1968) は、上記の大古山付近と早津戸橋東方の泥質層を“涸沼川層”と呼んでいる。

VI. 4. 2 中 部 層

水戸南方から大洗南方へかけて発達する礫層を主とする地層である。「石岡」地域内では、親沢鼻以東の涸沼北岸より北に分布する。本層は東隣の「磯浜」地域内でもっとも典型的に発達し、最厚部で約 35m の層厚をもち、下位から礫層・砂層・礫層・シルト層の順に重なる 2 輪廻の堆積状況を示す(坂本, 1975)。しかし、「石岡」地域内の涸沼北岸では、その上半部の礫層を主とする部分が数mの厚さで見られるにすぎない。最上部のシルト層は、局部的に 1m内外の厚さで発達する。本層の露頭柱状図は第18図に示した。

見和層中部層の礫層は、おもに径 5-10 cm 大以下の円一亜円礫の密集層であるが、中部に砂がちの層準を挟むことが多い。礫は、古期堆積岩類の砂岩・チャート・頁岩を主とし、花崗岩・流紋岩・安山岩も多く、処によって石英斑岩や新第三系泥岩の礫も含まれる。礫の表面は一般に酸化鉄の皮膜におおわれており、礫層全体としても赤褐色を呈することが多い。礫はほぼ水平な方向性を示して配列する。

礫層の上位には、局部的に灰色一青灰色・塊状のシルト層が発達する。東隣の長州付近では最厚 4.5 m に達し、泥炭質の部分を含みこともあるが、本地域内では 1m 程度の層厚にすぎない。

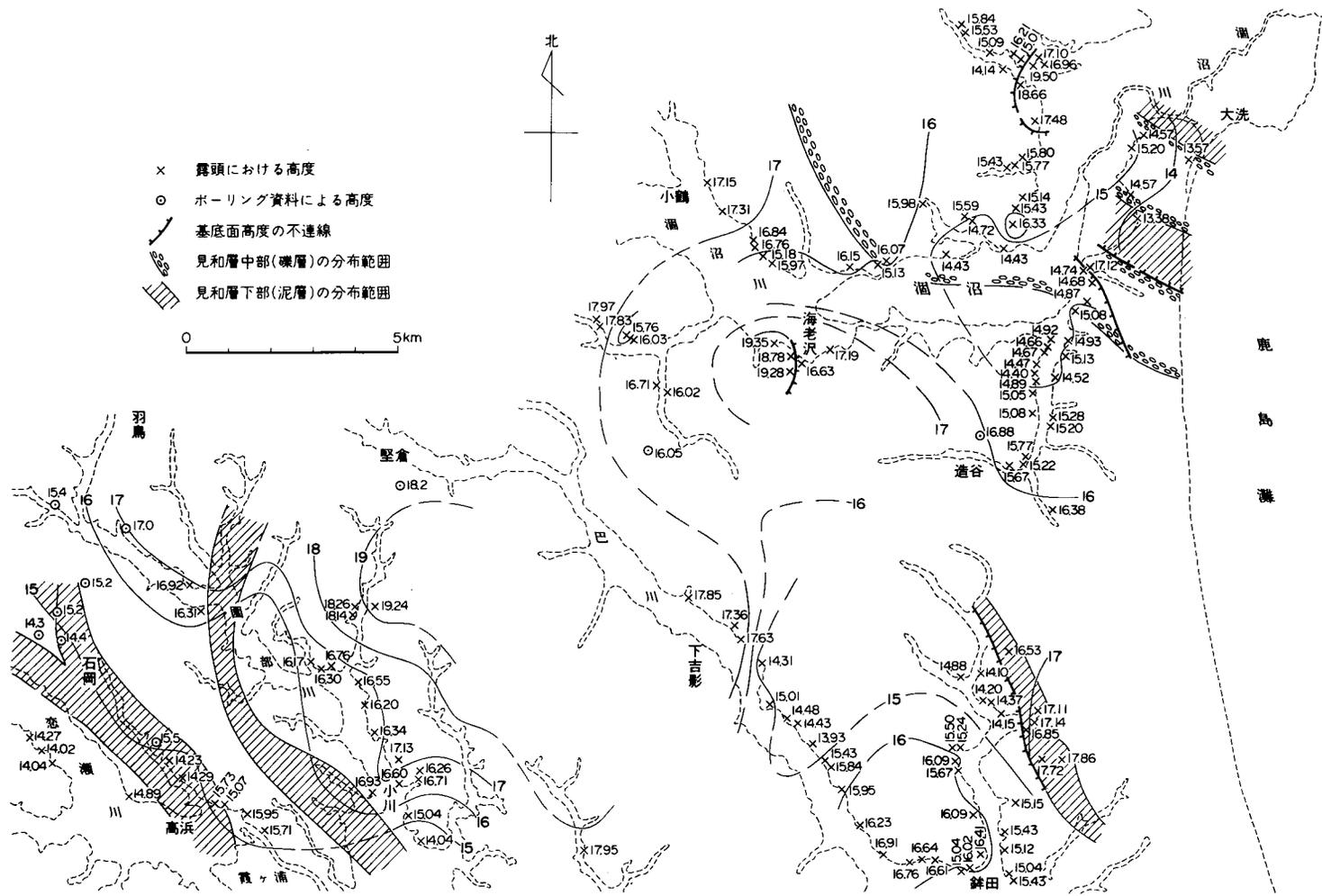
見和層中部層は、「磯浜」地域内では泥層を主とする見和層下部層の上位に重なっていることもあるが、涸沼北岸では石崎層の上に直接重なっており、その境界は明瞭である。本地域内でも北東隅の元石川付近では、本層の下位には見和層下部層が伏在している。一方、本層の上位には、砂層を主とする見和層上部層が広く発達する。

VI. 4. 3 上 部 層

見和層上部層は、東茨城台地から那珂台地にかけて、台地の主部を構成して広がる。その下半部は広域にわたって岩相変化の少ない細粒砂層を主とし、上半部はクロスラミナの著しい粗粒砂一合礫砂層を主とし、かなりの地域的な岩相変化が認められる。

上部層の基底 本層基底の不整合面は、「石岡」地域のほぼ全域にわたって、海拔 15-19 m のほぼ一様な高度を保った、きわめて平坦な形態を示している。この平坦さを破るものとしては、涸沼南岸の海老沢付近と台地中央の堅倉一小川の間付近に、海拔 19m を越える突出部が推定される程度である(第 30 図)。このような平坦な基底面は、すでに述べたように、ゆっくりした海面上昇に伴う波食台として成形されたものであろう。

基底礫層は、上部層が笠神層や石崎層の上に直接重なる場合には明瞭に発達する。しかし、見和層下部層・中部層の上に重なる場合には礫層はあまり発達せず、細粒砂層が下位層に直接することが多い。前者の場合、基底礫層は、地域北半部でよく発達し、南半部で薄い。北半部の基底礫層は 1-3 m の層厚で、西から東へ厚くなる。構成礫は 3-5 cm 大の円礫が多く、種類としてはチャート・砂岩・頁岩・花崗岩・石英斑岩・流紋岩などが認められる。礫は一般に密集し、配列に方向性を示さないことが多い。



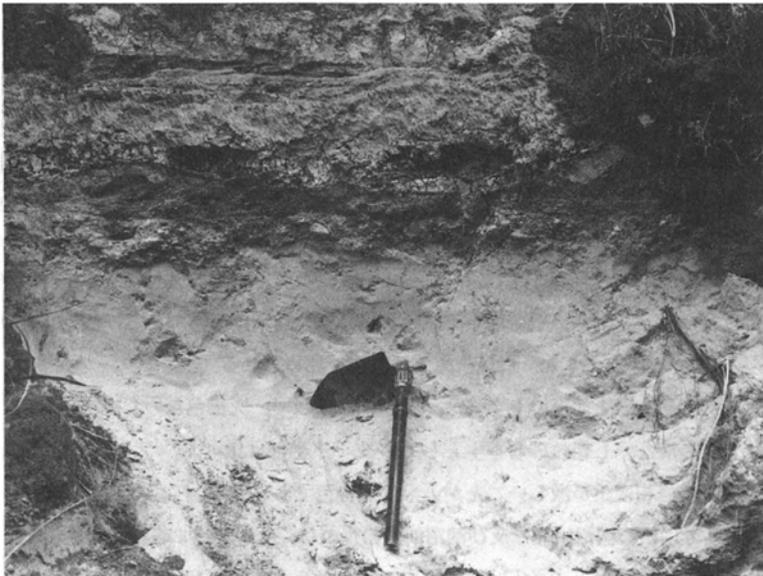
第30図 東茨城台地における見和層上部層基底の高度分布 (等高線は海拔, メートル)

一方、南半部のもは、10数-数10 cm の層厚で、東方で厚くなる傾向がある。構成礫は径 1-2 cm 大のよく円磨された細礫で、チャート・砂岩・頁岩礫を主とし、東方ではこれに花崗岩・流紋岩礫もまじる。これらの礫層からは、生痕とみられる径 1 cm、長さ 2-3 cm 程度の袋状の喰い込みが下位層に向けて伸びていることが一つの特徴である。

化石としては、巴川下流の下富田南方の基底礫層から、*Glycymeris* sp. (多)、*Dosinia* sp. (少)などのキャストを産し、小川町付近でも二枚貝のキャストが認められる。また、礫層中に挟まれる細粒砂層には、ときに白斑状生痕が認められる。なお、図幅地域をわずかに南へはずれた高浜市街地うらの本層基底部には、*Ostrea gigas* の密集した化石層が発達する(第24・26図の Loc. 34)。ここから産出した貝化石は第6表に示した。

上部層の下半部 見和層上部層の下半部は、「石岡」地域のほぼ全域にわたって、岩相変化に乏しい単調な細粒砂層を主としている。この砂層は、厚さ 5 m 程度で、淡褐色ないし黄褐色を呈し、均質で淘汰がよく、一般に無層理・塊状で、ラミナはときに弱い平行ラミナが見られる程度である。また、全般的に雲母片に富み、かつ砂鉄質で、砂鉄粒の集合した径 2-3 mm 大の小斑が多数散在していることが多い。

地域的な岩相変化としては、地域北半部で細粒砂中に含細礫粗粒砂の薄層がしばしば挟まれるなど、北部で粗粒層を多少伴う傾向が認められる。南半部では、含細礫粗粒砂層の挟在は、巴川沿岸の中部層準にわずかに認められる程度である。一方、図幅地域南縁では、園部川を中心とした狭い範囲で、基底礫層の上位に、シルト層及びシルト・細粒砂互層よりなる厚さ 1-2 m の泥質層が発達する。この泥質層は南方へ次第に厚くなり、南隣の「玉造」地域内の霞ヶ浦北岸では、3-5 m の層厚となり、密集した生痕を含むようになる。



第31図 見和層基底の不整合 露頭下部の白色部は石崎層の細粒砂層、その上位に薄い礫層をもって見和層上部層が重なる(千代田村東野寺付近)

第6表 見和層上部層基底の貝化石

<i>Suchium</i> sp.
<i>Cerithidea rhizophorarum</i>
<i>C. fluviatilis</i>
<i>Batillaria zonalis</i>
<i>Anadara (Scapharca) subrenata</i>
<i>Chlamys nipponensis</i>
<i>Pecten (Notovola) albicans</i>
<i>Anomia cytaeum</i>
<i>Crassostrea gigas</i>
<i>Sunetta menstrualis</i>
<i>Mactra (M.) sulcataria</i>
<i>Peronidia venulosa</i>

高浜市街地うらの崖(「玉造」地域内)(大山桂氏の同定による)



第32図 東茨城台地の第四系の代表的な露頭 写真では笠神層、見和層及びそれより上位の地層が見られ、石崎層は崩土にかくされている(茨城町笠神の南の土採場)

本層からの化石の産出はきわめて乏しい。ときに二枚貝のキャストが見られる程度で、図幅地域南縁中央の川戸付近ではキャストがやや密集して産するが属種の識別は困難である。涸沼川北岸の仁古田付近からは、*Mactra crossi* を産した。白斑状生痕は各地で認められる。

上部層の上半部 見和層上部層の上半部は、厚さ5m前後で、灰褐色ないし赤褐色を呈し、クロスラミナの著しい含礫砂層ないし粗粒砂層を主としている。下半部に比べて、北-北西部で礫質になるなどの形で、地域内での岩相変化が激しいことが上半部の特色である。

本層は、国道6号以西の涸沼川北岸及び涸沼前川沿岸では、全体として著しく礫がちとなり、径数cm大の円一亜円礫よりなる礫層と、径1-2cm大の細円礫よりなる礫層とが優勢な砂礫層となっている。ここでは上半部の下底が、下位の細粒砂層を削っていることが多い。礫は砂岩・チャートを主とし花崗

岩・流紋岩などをまじえるもので、かなり密集しているが、ほぼ水平な方向性を示して配列していることが多い。この部分は、岩相的にみて見和層中部層の礫層に類似することもあるが、細粒砂層の挟みがしばしば認められること、その砂層中にしばしば白斑状生痕が認められることなどで区別できる。国道6号以東では、本層は涸沼一涸沼川北岸で多少の細円礫層を挟む程度で、含細礫粗粒砂層を主としている。ここでもその下底はときに、下位の細粒砂層（見和層上部層の下半部）を多少削っていることがある。涸沼一涸沼川南岸では、西方で粗粒砂を主とするが、東方へいく分細粒となっている。

図幅地域南半部のうち南西部の石岡周辺では、上部層の上半部は、細円礫まじりでクロスラミナの著しい粗粒砂を主とし、ときに砂鉄質の薄層を挟む。下位層（見和層上部層の下半部）とは明瞭な侵食面をもって接することが多く、ときにその下底部に下位層の細粒砂やシルトのブロックを含むこともある。恋瀬川を挟んだ南北両岸では、本層の最上部に白色の石英質粗粒砂層が発達する。恋瀬川沿岸の本地域より西方（「真壁」地域内の中志筑付近）では、山地に近づいた部分で見和層上部層の全体が礫がちとなるが、とくに上半部では細円礫のレンズを挟む含礫粗粒砂層が発達するようになる⁸⁾。

南東部の巴川沿岸でも、本層は粗粒砂層ないし含細礫粗粒砂層を主とするが、東南方へ向って次第に細粒砂と（含細礫）粗粒砂との不明な互層へと移行する。このような部分では、上部層の上半部と下半部との境界は判然としない。

化石は、本層全体にわたってはなはだ少ない。上半部の下底にときに二枚貝のキャストや貝殻片が認められる程度である。白斑状生痕は、産出箇所は少ないが、ほぼ全域にわたって認められる。

見和層上部層の上半部と下半部の岩相ならびに岩相変化の状況を比較してみると、下半部は海面が連続的に上昇する過程を示すが、上半部の時期には海面の停滞ないし多少とも海退の状況が現われていたのかと予想される。このことが、上半部の時期において——地域北部で（おそらく那珂川の排出する土砂の影響によって）礫がちとなるなどの——岩相の地域的变化がより強く現れる原因となったのであろう。

一方、ここで述べた見和層上部層上半部の岩相は、茨城県南部の台地表層部に広く発達する竜ヶ崎層の岩相と部分的に類似している。しかし、本地域の見和層では、最上部（クロスラミナの発達した含礫砂層—砂礫層より上位）までも生痕化石が認められ海成と思われる点で、竜ヶ崎層とは異っている。

VI. 5 茨城粘土層

地質図には示していないが、本地域の台地上では、見和層の上位、ローム層の下位に青灰色—灰色を呈する粘土ないし砂質粘土層がほぼ一様に発達している、下位の見和層、上位のローム層とは見掛け上整合的である、層厚は最大2mに達するが、普通は0.7-1m程度である。この粘土層は標準的には、上半部がクラックの発達した青灰色粘土、下半部が砂まじり（処によって細礫も含む）の塊状粘土よりなっている。しかし、こうした標準的な層序を示さず、粘土層のみあるいは砂まじり粘土層のみよりなっていることも多い。茨城粘土層のこのような岩相変化、あるいは層厚変化の状況については、今のところ

8) 見和層上部層は、西方の山よりの部分で全体として礫がちとなるが、礫がちとなる範囲は、下半部に比べて上半部の方がより幅広いという傾向がある。

る規則性は認められない。

茨城粘土層は、少なくとも涸沼より北の東茨城台地については、成因的には火山灰起源で、それが水中に堆積したものとされている（江口ほか、1967）。おそらく見和層の堆積面が陸化して低平な地表をつくった時、浅い静かな水域があちこちに生じ、その水中に（飛砂を混えながら）降灰がつもり、さらにそれが風化して、この粘土層を形成したものであろう。ただし、部分的には、粘土層の中部に淡褐色の含礫砂層（厚さ約30 cm）を挟んだり、基底に礫を伴ったりして、一時的、部分的には流水の影響を受けたことを示している。

茨城粘土層と同様に見掛けで火山灰起源と思われる粘土層は、ときには河岸段丘（涸沼段丘及び低位段丘）上でもローム層の下位に見られる。またまれには、ローム層が鹿沼軽石層の直下の層準まで粘土化していることもある。

VI. 6 河岸段丘礫層

「石岡」地域内では、河成段丘は涸沼一涸沼川・巴川の沿岸に連続的に発達するほか、南西部の園部川・恋瀬川沿岸でもみられる。河成段丘の発達は、河谷の横断面に対して非対称的であり、各河川の南-南西側で顕著である。河成段丘のうち、涸沼一涸沼川ぞいに発達する涸沼段丘は地形面も構成層も明瞭であるが、それより下位のもの各河川沿岸を通じて沖積面との比高が小さく、構成層・被覆層など不明の点が多い。地質図では、涸沼段丘より下位の一括して、低位段丘として示してある。

涸沼段丘礫層

画幅地域北東部でももに涸沼一涸沼川の南岸に連続的に発達する涸沼段丘の構成層である。この段丘は、東隣の「磯浜」地域内へ連続し、那珂川沿岸で水戸台地などを作る上市段丘に対比される（坂本、1975）。

涸沼段丘礫層は第19図の柱状図に示したように、普通2-3 m、最大5 m程度の層厚を有し、一般に下位から礫層（厚さ1-3 m）・砂-礫まじり砂層（厚さ0.5-2 m）・細礫層（厚さ1 m以下）の順で重なっている。礫はよく円磨されたチャートや砂岩の礫を主としており、流紋岩・花崗岩まれに安山岩の礫もまじる。礫は一般にあまり密集しておらず、水平な方向性を示して配列していることが多い。基底部には数cm大の礫が集中することが多く、基底は明瞭な侵食面をもって見和層あるいは石崎層の上に重なる。上位は、中部に鹿沼軽石層を挟む厚さ2-3 mのローム層によって被覆される。ところによっては、ローム層との間に厚さ数10 cmの薄い粘土層が挟在することもある。

大古山一南小泉付近に孤立して分布するものは、地形・高度などの点から涸沼段丘に含めたものである。ここでは厚さ2-4 mの礫層からなっており、礫は3-5 cm大の亜円一亜角礫を主とする（第21図）。礫の種類は下流部の涸沼段丘と同様である。

低位段丘礫層

涸沼川沿岸では、涸沼段丘より低い河成段丘には、沖積面との比高が5-6 mのもの2-3 mのものとの2段がある。前者は明らかに鹿沼軽石層を挟むローム層をのせているが、後者では鹿沼軽石層との関係は不明である。後者の一部には、ローム層をのせているか否か明瞭でなく、沖積段丘の疑いのある

ものもある。

これらの低位段丘の構成層については、露出不良のため不明の点が多いが、主として厚さ1-2mの礫層・細礫層ないしは含礫砂層からなっているものとみられる。礫の種類・大きさなどは、涸沼段丘礫層の場合と同様である。

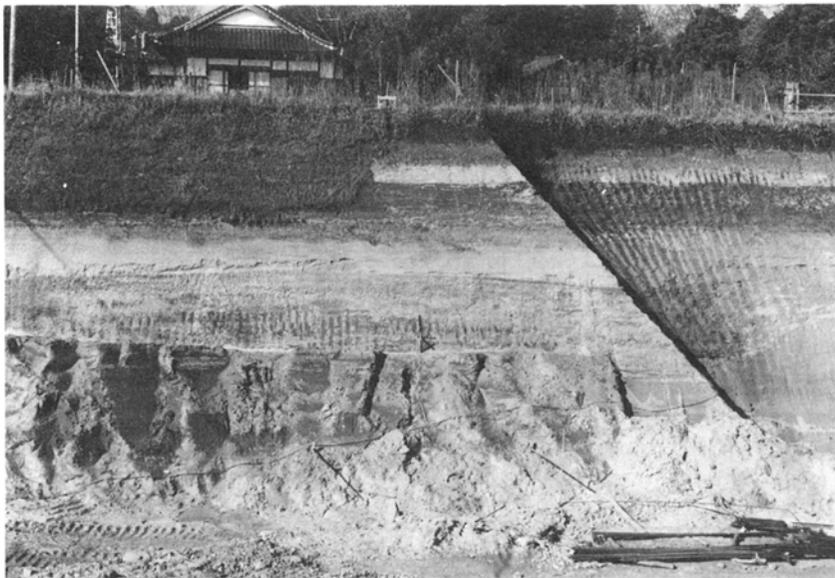
巴川沿岸では、沖積面との比高がごく小さい低位段丘が、川の南西側にほぼ連続的に発達する。この段丘はローム層はのせているが、構成層については下流部で厚さ1m内外の礫-細礫まじり砂層がまれに見られる以外は不明である。地域北西部では低位段丘面と台地面との比高も小さくなっている。

園部川・恋瀬川沿岸では、沖積面との比高2-3mの低位段丘が小規模にみられる。この段丘はローム層におおわれているが、露出不良のため、構成層については不明である。

この他、地質図に示していないが、恋瀬川北岸では、高位の河成段丘礫層と思われるものが、地域南縁の中津川部落南部にきわめて断片的にみられる。ここでは段丘面は明瞭でないが、おもにチャート・石英の2-3cm大以下の細礫よりなる礫層（下部では礫が密集、上部では水平な方向性を示して配列し、薄い砂層を挟む）があり、少なくとも1.2m以上の層厚を有する。この礫層は、その岩相と分布高度（基底面の高さが10.5-11m前後で、この付近の見和層基底面の海拔15m前後という高度より低い）からみて、おそらく段丘礫層に属するものであろう。

VI. 7 ローム層

地質図ではその分布を省略してあるが、本地域の台地表面をほぼ一様におおって広がる褐色の風化火山灰層（赤土層）である（第33図）。下位層とは見掛け上整合的である。層厚は3-4mで、北部に厚い。



第33図 東茨城台地の第四系の最上部 上位から黒土・ローム層（鹿沼軽石層を挟む）・茨城粘土層・見和層上部層の順に重なる（友部町長兎路付近、常磐高速道路路切り）

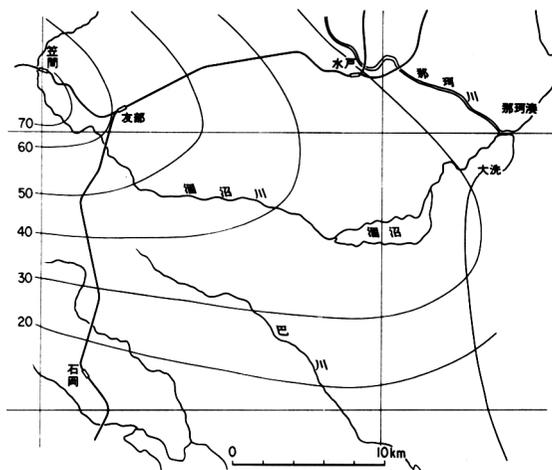
その中部に鹿沼軽石層が挟在する。河岸段丘の表面でも、ほぼ同様に発達している。

鹿沼軽石層より上位のローム層は、下部に比べて明るい褐色を呈する塊状均質の風化火山灰よりなり、層理は認められない。層厚は1-1.5 m 程度（最厚約 2 m）である。この部分は宇都宮付近のローム層序（阿久津，1957，1960）における田原ローム層及び宝木ローム層上部に相当する。本地域では両層の区分は明白でないが、上半部がやや明るい色調を呈し軟弱であるのに対し、下半部はいく分暗色で粘土質となり、やや縮っていてクラックの発達する場合が多い。重鉱物組成としては、上半部では紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱を主とし、角閃石・かんらん石をわずかに含む。下半部では紫蘇輝石・角閃石・磁鉄鉱を主とし、普通輝石・かんらん石を伴う。

鹿沼軽石層は、本地域のローム層中に挟在する唯一の顕著な鍵層である。赤城火山を供給源とするもので、北関東一帯にわたって有効な示準層となっている。この軽石層は、1-2 mm 大の軽石粒を主とする降下堆積物で、特有の黄白色を呈し、淘汰がよく無層理である。ただし、粗粒の軽石が含まれる場合には上部ほど粗粒成分が多く、逆グレイディングを示す傾向がある。本地域内での層厚分布は、第34図に示したように、北西隅の60cm+から南及び東へ薄くなる。南北方向での層厚変化は非対称的で、西北西-東南東に伸びる最厚軸から南方へは急激に薄くなるのに、北方への薄化はあまり急激でない。図幅地域南縁部では、軽石層の分布は断片的となる。重鉱物組成としては、紫蘇輝石・角閃石・磁鉄鉱を主とし、普通輝石は少ない。本層の直下には、図幅地域北西部（とくに山地・丘陵地の周辺）において、しばしば暗色帯が発達する。

鹿沼軽石層より下位のローム層は、層厚1-1.5m 程度で、上部に比べてやや暗色を呈し、いく分粘土化して縮っている。ローム層のこの部分は、宇都宮付近のローム層序における宝木ローム層の下半部に相当し、重鉱物組成としては、紫蘇輝石・角閃石・磁鉄鉱を主とし、少量の普通輝石・かんらん石を伴う。本層は、沼沼川沿岸以北の台地ではしばしば砂まじりとなり、時には細礫も散在している⁹⁾。しかし、地域南半部とくに石岡付近ではローム層の下半部が砂まじりとなることは少ない。

ローム層基底部の厚さ10-30 cm の部分は、全域的に粘土化が著しく進んでおり、暗褐色ないしチョコ



第34図
茨城県中部地域における
鹿沼軽石層の厚層分布
(等層厚線は10センチおき)

9) 鹿沼軽石層より上位の層準では、ローム層が砂まじりとなることはまれである。

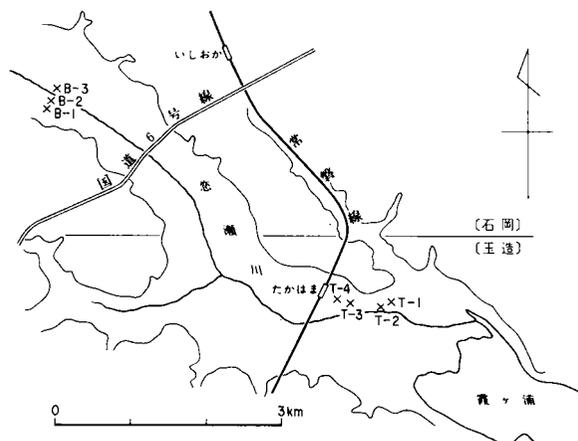
コレート色を呈することが多い。その直下には、とくに南半部で白色の軽石を含む層準がしばしば発達する。この軽石層準は、はっきりした層をなさないことが多いが、南関東で武蔵野ローム層の下部に挟まれ、有効な鍵層となっている東京軽石層の末端にあたるものと思われる。涸沼川沿岸の2・3の地点でも、ほぼ同層準に同様な軽石層が見られる場合があるが、これが東京軽石層にあたるものか否かは不明である。

VI. 8 沖 積 層

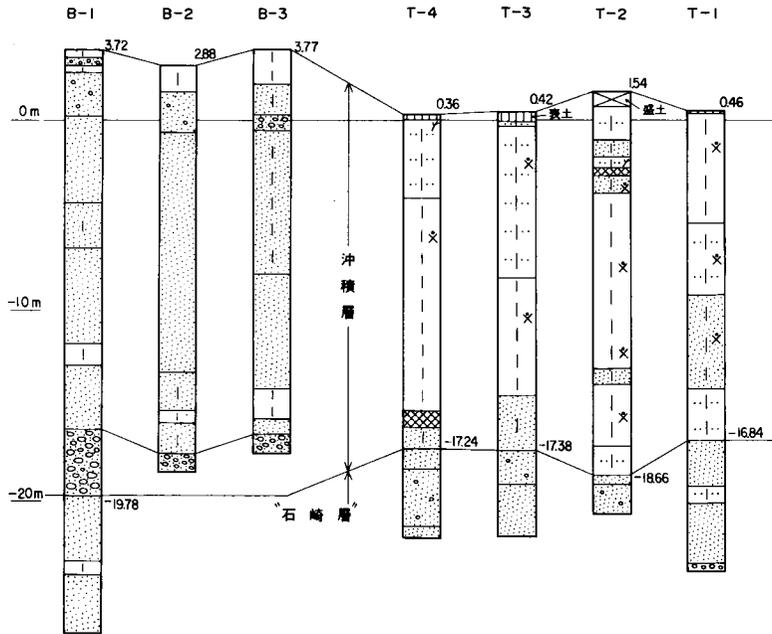
涸沼川・巴川ぞいの低地を埋積する沖積層については、その最下流部における層相・層序などについて東隣の「磯浜」図幅の報告(坂本, 1975)に述べたが、本地域内では資料がはなはだ乏しい。ただ涸沼川ぞいの低地において、早津戸橋(飯沼一野曾間)付近と長兎路付近(常磐高速道路予定線)の資料を得たにすぎない。前者の沖積層は、基底が海水準前後にあり、層厚5-6mで、表層部を除いて上半部は径4cm以下の砂礫層(厚さ2-3m)、下半部は礫まじりの砂層(厚さ1.5-2m)からなる。後者では、沖積層の層厚は約10mで、上半部は腐植まじりのシルト層、下半部は砂層及び礫層からなる。

本地域南西部の恋瀬川沿岸では、第35・36図に示したように、石岡付近(常磐高速道路予定線)と高浜付近のボーリング資料がある。前者では沖積層の基底はほぼ-20mに達し、基底部に厚さ3.5m内外の砂礫層が発達するほか、全体として主として砂層からなっている。後者は図幅地域から南へはずれた霞ヶ浦に近い地点であるが、ここでは沖積層は主としてシルト-粘土層よりなり、その中に豊富な貝化石を含んでいる。基底部あるいは最上部に泥炭層が発達する場合もあるが、この沖積層の大部分は海成と思われる。

園部川沿岸では、小川町北方約2kmの宮田付近で土木工事のさい沖積層の表層部から、*Anadara granosa*(ハイガイ)、*Pillucina pisidium*(ウメノハナガイ)、*Corbicula japonica*(ヤマトシジミ)などの内湾-汽水性の貝化石が見出された。霞ヶ浦はほぼ350年くらい前まで海水の流入する水域であったことが知られている(豊崎, 1970)が、園部川・恋瀬川などの下流域もごく最近の時代まで内湾-汽水性の水域であったのであろう。



第35図 恋瀬川下流域の沖積層柱状図位置図



第36図 恋瀬川下流域の沖積層のボーリング柱状図 B：常磐高速道路資料 T：茨城県土木事務所資料

VII. 応用地質

VII. 1 地下水¹⁰⁾

帯水層

「石岡」地域の地下水は、各地質時代の地層によって、その分布及び流動の状態が異なる。北西部の山地を除き、大半を占める標高25-30m程度の洪積台地は、一般に透水性に富むローム層で広くおおわれているため、台地上の雨水などは容易に浸透する。これらの地下水は、粗粒物質に富む中一上部更新統の砂層ないし砂礫層を通して地中に浸透し、地質構造に従って次第に深部にまで流動し、被圧化される。

一方、湊沼川・巴川・園部川及び恋瀬川などの多くの河川が東流ないし南東流し、洪積台地を開析して沿岸に狭長な沖積低地を形成している。沖積層の厚さは、10-30m程度と考えられる。ここでは地下水は、沖積砂礫層中に存在し、自由面地下水としてそれぞれの河川表流水から供給を受けている。

また、新第三系は、地層が全般に粘土・シルトないし細砂などの細粒物質によって構成され、かつ、かなり固結しているため、中一上部更新統の地下水に対して難透水性基盤をなしている。

中一上部更新統の帯水層の分布状態は、本図幅地域のほぼ中央を南北に走る不連続線¹¹⁾を境として図幅地域西半部が深く、その下限深度は、北部の内原町で80-90m、岩間町で90-100m、美野里町で100-

10) このとりまとめに当たっては、小西ほか(1960)の調査報告及び数次にわたる地下水(深井戸)資料台帳のほか、各市町村及びさく井会社において収集した水道用あるいは農業用水源などの深井戸さく井資料を参考とした。

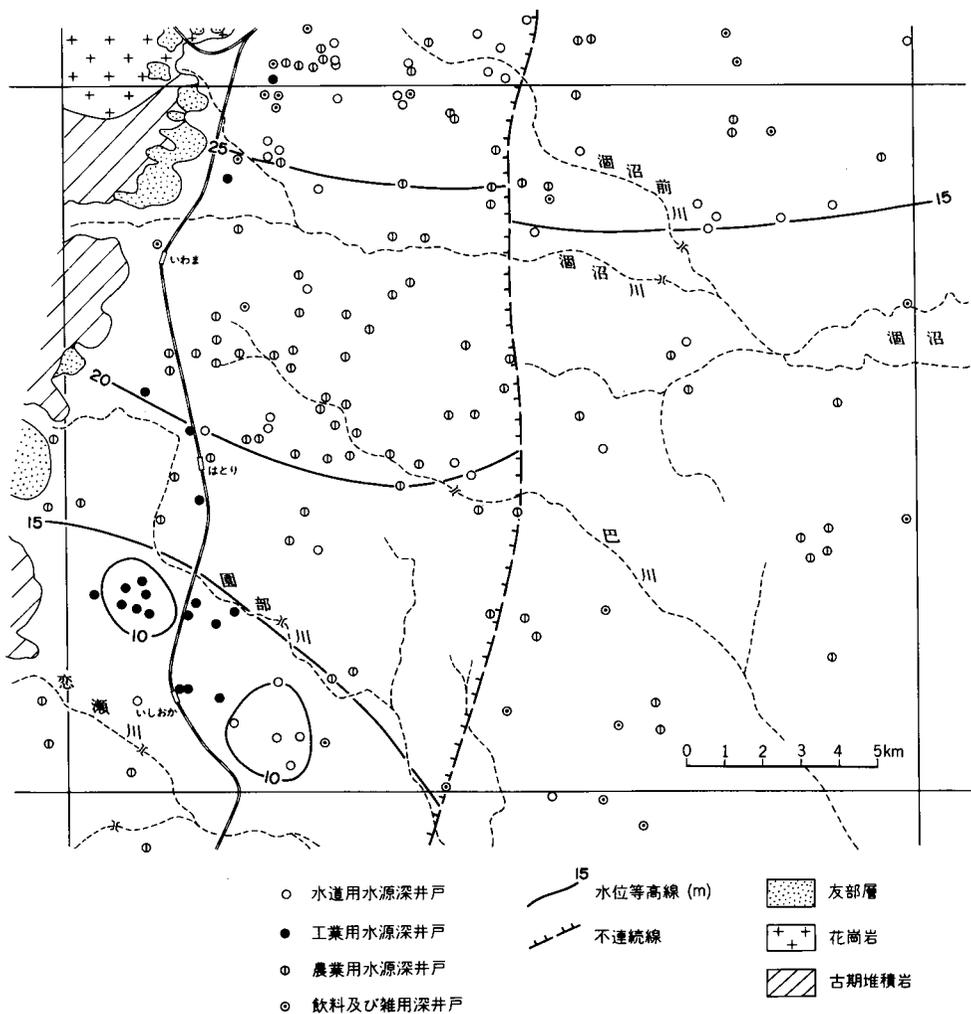
11) V台地地域の地下地質の項参照

200m, 南部の石岡市及び玉里村では200mを超すものと見られる。これに対し, 不連続線の東側では急になくなり, その下限深度は50-60m程度と考えられる。

地下水位

本図幅地域の中一上部更新統の地下水位は, 全般的には北部から南へ向かって若干の勾配をもって低くなる傾向が見られるが, 不連続線を境として東西両地域の間では大きな差異が認められる。

すなわち, 地下水位(被圧地下水であるので正しくは圧力面)の高度分布(第37図)を見ると, 帯水層の厚い図幅地域西半部においては, 北部の友部町ではおおむね標高25m以上を示して最も高く, 岩間町・美野里町と次第に低くなり, 石岡市では15m以下となる。とりわけ深井戸群が集中している柏原工業団地地区などでは, 10m以下と部分的な水位低下が見られる。また, 恋瀬川及び潤沼川流域の沖積低地帯においては, 一部自噴地帯を形成している。



第37図 用途別深井戸分布及び地下水位等高線図

これに対して東半部では、さきに述べた不連続線を境として地下水位が急に深くなり、地下水の不連続を示している。図幅地域東半部では全般的にはあまり地下水位の高低がなく、標高15m±ないし20m程度で、ゆるやかな勾配で南方へ低下している。

なお、昭和30年代から約20年間の地下水位の経年変化を見ると、部分的な多量の集中揚水地区を除き、年0.15-0.20m程度の水位低下が観測される。

水温

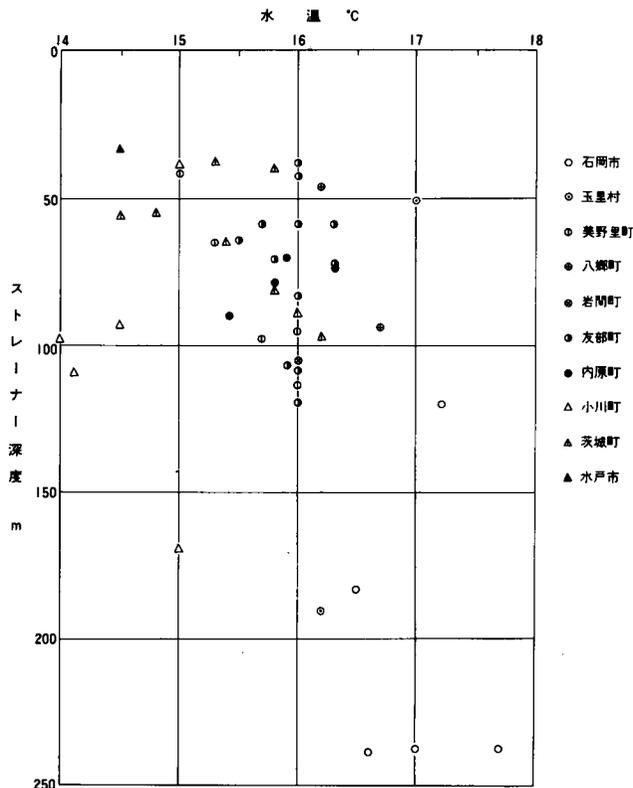
本図幅地域の深井戸は、複数の帯水層にストレーナーを設けているものが多いため、帯水層の深度と水温の関連を正確に把握することはできない。しかし、ストレーナー深度（下限）と水温の関係を見ると、地域的な傾向も見られるが、おおよそ深度100mに対し2℃程度の水温上昇が観測される。

一方、地域的な水温分布は、第38図に示したように、一般にストレーナー深度が深い石岡市で16-17℃台を示して最も高い。また、図幅地域西部の美野里町・岩間町及び友部町などでは15-16℃台のものが多いのに対し、図幅地域東半部の小川町・茨城可及び水戸市などでは15℃以下のものが多い。

水質

中一上部更新統の地下水は、その供給源を主として洪積台地にもつため、一般に水質が良好であるが、北部地域の一部では鉄分に富む傾向が見られる。

PH：若干の例外はあるが、一般にアルカリ性で、7.5-8.4を示すものが多い。



第38図 市町村別深井戸のストレーナー深度（下限）と水温の関係

Cl⁻：一般に含有量が少なく、10 ppm 以下のものが多い。

硬度：一般に低く、30-50ppm を示し、多くても80ppm 程度までである。

鉄：石岡市・五里村及び小川町など南部地域では0.1 ppm 以下であるが、岩間町・友部町及び内原町など北部地域では含有量の多いものも多く、0.4-0.7 ppm を示すもののほか、一部では1 ppm を超すものも見られる。

地下水利用

本図幅地域においては、水道用・工業用及び農業用などの地下水源として、多数の深井戸により主として中一上部更新統の地下水が揚水利用されている。これらの水源井は、図幅地域西半部の帯水層の厚い地域に圧倒的に多く分布し、かつ揚水量あるいは揚水能力がすぐれ、図幅地域東半部と顕著な差が現われている。

水道用：石岡市の湖北水道企業団の水源井群は、一部玉里村にまたがり、いずれも地下水理に恵まれた地帯に位置しているため、揚水量1井当り3,000 m³/d 程度で、比湧出量400 m³/d/m 程度を示している。また、美野里町及び友部町の簡易水道水源井群は、揚水量1井当り1,000-1,500 m³/d程度であるのに対し、図幅地域東半部に位置する茨城町及び内原町の簡易水道水源井群は、いずれも500-600 m³/d程度と図幅地域西半部に較べて揚水能力の低さが目立っている。

工業用：石岡市の柏原工業団地の水源井群（調査当時試掘3井、水源6井）が1井当り1,500-2,000 m³/d 程度の揚水能力をもち、まとまった地下水利用が見られ、この地帯のみ20m を超す深い水位を示す一因となっているものと考えられる。このほか石岡市には多くの工場が存在し、計7,000 m³/d程度の地下水を揚水している。また、美野里町羽鳥駅周辺には数工場が存在し、2,000-3,000 m³/d程度の地下水が利用されている。

農業用：美野里町の約30井をはじめ、岩間町の約20井及び友部町には多くの農業用水源井があり、その多くは園部川・巴川・涸沼川及びこれらの支川ぞいの低地帯に分布し、いずれも1井当り2,000 m³/d 程度の揚水能力をもっている。これに対し、図幅地域東半部に位置する鉾田町・茨城町及び内原町に分布するものは、1井当り500 m³/d程度のもので多く、水道水源井同様図幅地域西半部との揚水能力の差が顕著に現われている。

VII. 2 砕石

「石岡」図幅地域内では、地域北西部の鐘転山において、二畳—三畳系とみられる黒色粘板岩・砂岩を主とする古期堆積岩類が採掘されている。石岡砕石工業 K. K. により稼行されており、1980年現在の生産量は年間60万トンである。

文 献

- 阿久津純 (1957) 宇都宮附近の関東ローム層。地球科学, no. 33, p. 1-11.
 —— (1960) 表層地質図「宇都宮」及び同説明書。経済企画庁, 38p.

- 青木直昭・馬場勝良 (1972) 千葉県北東部の更新統の層序. 地質雑, vol. 78, p. 65-73.
- ・——— (1978) 成田層の古地理. 筑波の環境研究, no. 3, p. 187-197.
- ・——— (1979) 霞ヶ浦一北浦地域の下総層群. 同上, no. 4, p. 186-195.
- 青砥栄二郎・江見正民・服部富雄・小村幸二郎 (1961) 大洗一涸沼地区(砂鉄鉱床調査各論). 未利用鉄資源, no. 9, p. 351-356.
- 馬場勝良・青木直昭 (1972) 茨城県, 霞ヶ浦一北浦地域の下総層群の層序区分. 地質雑, vol. 78, p. 577-584.
- 江口元起・庄司力偉・鈴木舜一 (1967) 茨城県東茨城郡常澄村付近の窯業原料調査報告. 茨城県地下資源調査報告書, no. 17, p. 1-16.
- 藤田至則・秀平重久・真野勝友 (1961) 石岡市周辺天然ガス予察調査報告. 同上, no. 11, p. 29-38.
- 服部富雄・小村幸二郎・江見正民 (1961) 大洗一涸沼地区の砂鉄鉱床調査報告. 同上, no. 11, p. 49-62.
- 常総団研グループ (1969) 常総台地の第四系について. 地質学会討論会「海岸平野」資料集, p. 155-158.
- 笠井勝美 (1978) 八溝山系の地質構造に関する新知見. 地質雑, vol. 84, p. 215-218.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-A dating (IV). 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- 数馬千里・矢嶋弘一・武田沼二・山本 昭・井田重雄・庄司力偉・斉藤登志雄 (1958) 涸沼周辺天然ガス. 茨城県地下資源調査報告書, no. 8, p. 1-44.
- 経済企画庁国土調査課編 (1963) 全国地下水(深井戸)資料台帳 関東篇(上巻). 685 p.
- 編 (1972) 首都圏地下水(深井戸)資料台帳, 1781 p.
- 建設省計画局・茨城県編 (1969) 茨城県水戸・日立地区の地盤. 都市地盤調査報告書, vol. 20. 133p.
- 菊地隆男・羽鳥謙三 (1969) 古海岸平野研究への提言——海岸平野としての関東洪積地. 地質学会討論会「海岸平野」資料集, p. 141-146.
- 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.
- 国土庁国土調査課編 (1979) 全国地下水(深井戸)資料台帳 関東編. 1112 p.
- 小西泰次郎・安藤 武・木野義人・永井 茂 (1960) 茨城県工業用水源地域調査報告——関東東部地調査第3報——地調月報, vol. 11, p. 11-36.
- 真野勝友 (1965) 成田層の層相と下底の地形との関係——霞ヶ浦北岸および北浦周辺の第四系. 地質雑, vol. 71, p. 155-166.
- 中村一夫 (1968) 涸沼川層に関する考察. 高等教育(茨城県高等教育会), 特集 no. 15, p. 60-68.
- 編 (1969) 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, 133 p.
- ・久保田治郎 (1964) 涸沼・涸沼川周辺の第四系. 茨城県理科教育センター研究集録, no. 2, p. 12-20.
- 成田研究グループ (1962) 下末吉海侵と古東京湾. 地球科学, no. 60-61, p. 8-14.
- 大森昌衛・真野勝友・菊地隆男 (1972) 常総台地の成田層の形成史——とくに霞ヶ浦・北浦の成因に

- 関連して. 地質学論集, no. 7, p. 145-152.
- 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.
- (1975) 磯浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 55 p.
- ・相原輝雄 (1974) 茨城県大洗—鉾田地域の第四系. 地質学会81年大会, 講演要旨, p. 61.
- ・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. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 94 p.
- ・宇野沢昭 (1979) 茨城県中部, 友部丘陵の第四系. 地調月報, vol. 30, p. 269-283.
- 斉藤登志雄 (1959) 水戸・潤沼付近の地質. 茨城大文理紀要 (自然科学), no. 10, p. 135-143.
- 佐藤戈止 (1927) 7万5千分の1地質図幅「筑波」及び同説明書. 地質調査所, 30 p.
- 柴 正敏 (1979) 茨城県, 筑波変成岩類の層序と変成分帯. 岩鉱, vol. 74, p. 339-349.
- ・植田良夫・大貫 仁 (1979) 茨城県筑波地方, 変成岩類の K-Ar 年令. 岩鉱, vol. 74, p. 122-125.
- SHIBATA, K. (1968) K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rocks in Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 227, 71p.
- 鈴木達夫・菊池清四郎 (1959) 20万分の1地質図幅「水戸」. 地質調査所.
- 高橋裕平 (1980) 茨城県, 稲田型カコウ岩類の地質. 三鉱学会講演要旨集, p. 7.
- 豊崎 卓 (1970) 霞ヶ浦の歴史. 工業用水, no. 146, p. 61-67.
- 宇野達二郎 (1961) 茨城県筑波地方の変成岩. 地質雑, vol. 67, p. 228-236.
- 吉田 尚・笠井勝美・青木ちえ (1976) 八溝山系の地質と足尾帯の構造. 地質学論集, no. 13, p. 15-24.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tokyo (8) No. 21



GEOLOGY

OF THE

ISHIOKA DISTRICT

By

Toru SAKAMOTO, Teruo AIHARA and Yasuji NOMA

(Written in 1981)

(Abstract)

The mapped district is situated in the northeastern Kanto Plain. Most widespread are Quaternary deposits of terraces and alluvial plains. The other minor is only pre-Quaternary rocks which occur in a mountainous region of the northwestern corner of the district. The main parts of the terraces were formed on a coastal plain during the Last Interglacial transgression. They are very flat and about 30 m above sea-level. River terraces are found mainly along the southern-southwestern banks of the Hinuma, Tomoe, Sonobe, Koise, and other small rivers. Alluvial plains are developed along the same rivers.

A summary of the geologic sequence of the district is shown in Table 1.

Permian to early Mesozoic

The older sedimentary rocks exposed around Mts. Manatakesan and Atagoyama are composed mainly of dominant slates and minor alternation of slate and sandstone, with thin chert beds and lenticular conglomerate and pebbly mudstone. The rocks have been subjected to regional metamorphism to some extent.

Granite

Hornblende-bearing biotite granite intruded the Permian to early Mesozoic is a part of the

Table 1 Summary of geology in the Ishioka District

Age		Stratigraphy	Remarks	
Quaternary	Holocene	Alluvium	Post glacial transgression	
	Pleistocene	Lower terrace gravels Higher terrace gravels Ibaraki Clay Bed	Loam formation Regression	↑ ↓
		Miwa Formation	Upper part Middle part Lower part	↑ ↓
		Kasagami Formation		↑ ↓
		Ishizaki Formation Tomobe Formation		↑ ↓
		Pliocene – lower Pleistocene Series (Kazusa Group)		↑ ↓
Neogene	Pliocene			
	Miocene	Miocene Series (Taga Formation)	Marine	
Late Cretaceous or early Paleogene			Intrusion of the Inada Granite Regional metamorphism	
Permian to early Mesozoic		Older sedimentary rocks	Honshu Geosyncline	

Inada Granite, which was radiometrically dated by K-Ar method, yielding 63 Ma and 60 ± 4 Ma. The Inada Granite is considered to have emplaced in the latest Cretaceous or earliest Paleogene time.

Neogene to early Pleistocene

Pliocene to lower Pleistocene strata (“Kazusa Group”) overlain by the middle Pleistocene are found to occur underground from many drillings in the eastern half of the mapped district. They consist of very fine sandstone and siltstone, yielding many molluscan fossils as such as *Turritella* and *Mizuhopecten*. Furthermore, the underground existence of Miocene massive mudstone beneath the “Kazusa Group” is presumed from drillings in the eastern adjoining district.

Middle to late Pleistocene

The **Ishizaki** and **Kasagami Formations** are exposed at the lower part of terrace cliffs in the eastern and southern parts of the district. The former is composed of cross-laminated coarse and medium sand interbedded with thin pebbly or silty layers. The latter consists mainly of well-sorted loose fine sand. The **Tomobe Formation** distributed at the northwestern hill of the district is composed of pebbly coarse to medium sand and medium to fine sand,

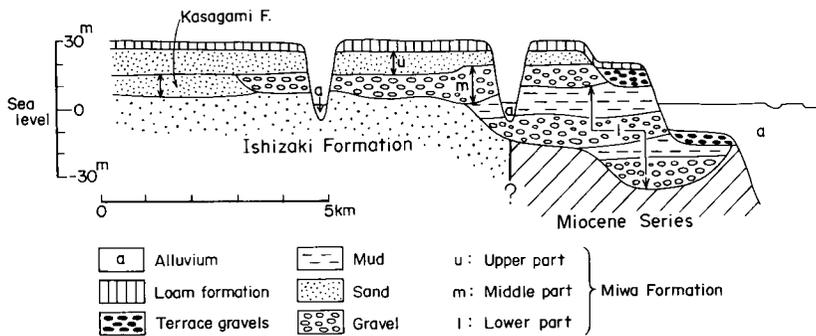


Figure 1 Schematic cross section of the Miwa Formation at the northeastern corner of the Higashi-Ibaraki Terrace

with sand iron layers.

The above three formations are shallow sea deposits referred to the middle Pleistocene according to their stratigraphic positions.

The **Miwa Formation** formed during the Last Interglacial transgression, is stratigraphically divided into the following three parts. The lower part is composed mainly of gravel and mud, being about 40 m in maximum thickness at the northeastern corner of the district. This part is of channel-filling deposits marking the early phase of the transgression. The middle part of the formation dominated by fluvial gravels is 8 to 10m in general thickness, but 30m in maximum at the eastern adjoining district. It represents an episode of slight lowering of the sea level within the transgression. The upper part of the formation is composed chiefly of fine sand and pebbly coarse sand, with a thickness of about 10 to 15 m. Its basal plane is very flat and is about 15 m above sea level. This unit was formed as veneer deposits on the wave-cut platform carved during the maximum of the marine transgression. The greater part of the Higashi-Ibaraki Terrace is occupied by this veneer deposits. Stratigraphic relationship of the three parts of the Miwa Formation is shown in Figure 1.

The **Ibaraki Clay Bed** occurs between the Miwa Formation below and the Loam formation above, being 0.7 to 2 m in thickness. This bed is composed of gray to bluish gray clay which becomes sandy in its lower part.

River terrace deposits are distributed along the Hinuma, Tomoe, Sonobe, and Koise Rivers. The higher terrace gravels (Hinuma Terrace Gravels) is about 5 m thick in maximum, on the south bank of the Hinuma River and Lake Hinuma. The lower terrace deposits are composed of gravels with sand layers.

The **Loam formation** of weathered volcanic ash layers, covers terrace surface in the area, with a thickness of 3 to 4 m. In the middle part of the formation, the Kanuma Pumice Bed (less than 60 cm thick), is intercalated marking a remarkable key bed throughout the northern Kanto region.

Holocene

Alluvial deposits along the Hinuma, Tomoe, Sonobe, and Koise Rivers consist mainly of sand and mud. In the lower part of the Sonobe River, marine molluscan fossils are found in the upper part of the alluvium.

※文献引用例

坂本 亨・相原輝雄・野間泰二 (1981) 石岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1
図幅), 地質調査所, 50p.

SAKAMOTO, T., AIHARA, T. and NOMA, Y. (1981) *Geology of the Ishioka District. Quadrangle
Series, Scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 50p. (in Japanese with English abstr-
ract, 3p.)*

昭和56年9月14日印刷

昭和56年9月19日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

〒162 東京都新宿区天神町78

©1981 Geological Survey of Japan