

水戸地域の地質(地形・鮮新統・第四系)

山元孝広

(地質調査総合センター 活断層・火山研究部門)

本研究資料集では、水戸地域の地質のうち、地形・鮮新統・第四系について報告を行う。水戸地域の調査研究は、地質調査所時代に周辺地域の 5 万分の 1 地質図幅「那珂湊」(1972)・「磯浜」(1975)・「石岡」(1981)と合わせて、坂本 亨(故人)を中心に進められたものである。その後、山元孝広が改めて本地域の鮮新統・第四系を対象とした野外調査と室内研究を実施し、原稿を取りまとめた。なお、諸般の事情により、現段階では地形・鮮新統・第四系以外の成果も含めて 5 万分の 1 地質図幅「水戸」として出版することは難しい。そこで、水戸地域の一部の成果について本研究資料集で報告する。

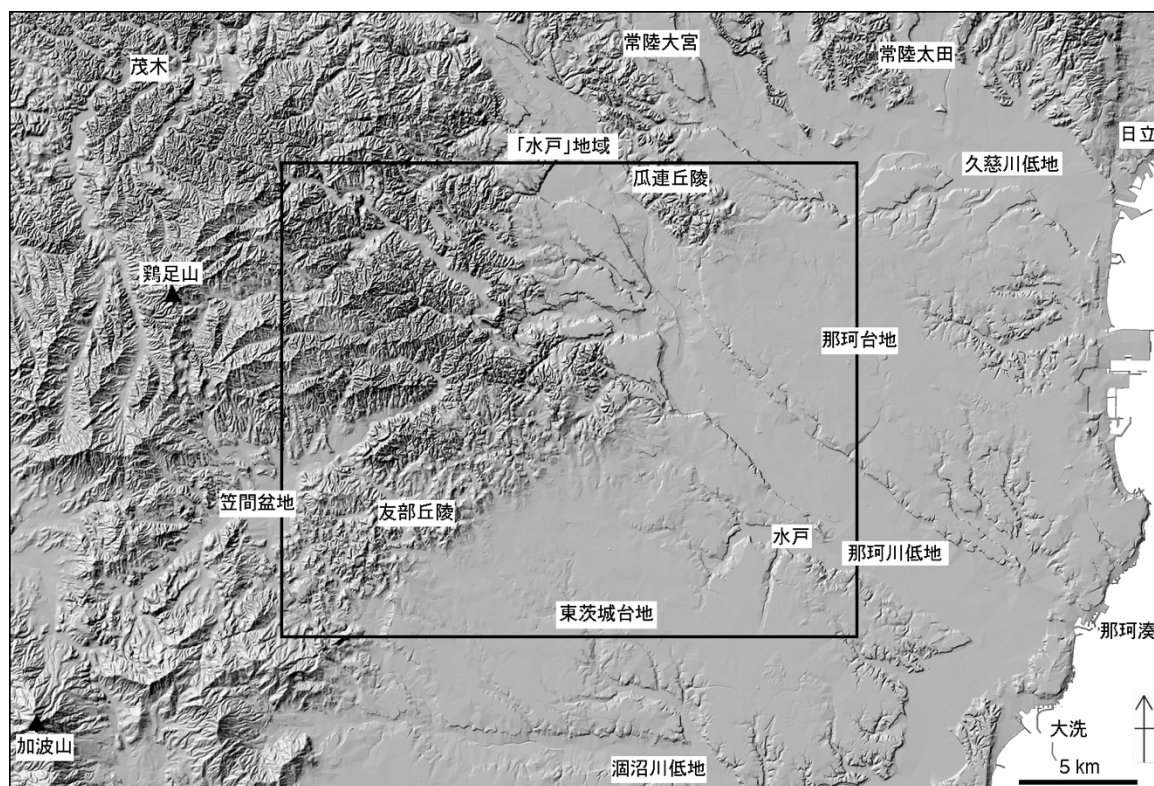
第1章 地形

「水戸」地域（以後、本地域と呼ぶ）は茨城県の中央部に位置し、北緯 36 度 20 分 11.4 秒～36 度 30 分 11.4 秒、東経 140 度 14 分 48.1 秒～140 度 29 分 48.1 秒（世界測地系）の範囲である（第 1-1 図）。行政上は茨城県水戸市・那珂市・笠間市・東茨城郡城里町が大部分を占める。

地形学的には、本地域は関東平野の北東端に位置している。本地域の北東縁部を東西方向に久慈川が流れ、またほぼ中央部を北西より南東に那珂川が流れ、両河川は東隣「那珂湊」地域で太平洋に注いでいる。久慈川と那珂川に挟まれて那珂台地が、その北西に接して瓜連丘陵^{うりづら}が分布する。また、那珂川の南には東茨城台地が、その西に接して友部丘陵が分布する（第 1・2 図）。一方、本地域の北西部には八溝山地の一部である鶏足山地^{けいそく}の東部が分布している。

1. 1 鷄足山塊

筑波山（標高 876 m；第 1-2 図）を南の縁として、北に向かって福島県南部まで連なる山々が八溝山地である。この山地は、南北約 100 km、東西約 25 km の細長い範囲に広がっている。最高峰は北縁に位置する八溝山（標高 1022 m）で、全体としてみれば標高 600 m 以下の低山である。北から八溝、^{とりの子}鷺子、鶏足、筑波の 4 つの山塊に分かれている。



第 1-1 図 「水戸」地域及びその周辺の地形陰影図

陰影図の作成には、地理院地図を用いた。



第 1-2 図 ひたちなか市上空から見た水戸市中心部

本地域の北西部を占める鶏足山塊は、起伏の小さいなだらかな山様をなし、尾根頂部の形は丸みを帯び、谷の入り方は樹枝状で細かい。また、尾根と谷底の比高は 300 m 以下と小さく、斜面長も短い。このような特徴は、北の八溝・鷲子山塊と共通している。

1. 2 瓜連丘陵

本丘陵は、久慈川支流の里川と那珂川の上に位置する、北西—南東方向に連なるものである。丘陵の高度は北西部で約 130m、南東方向へ次第に低下し、約 60 m で那珂台地と接している。丘陵地形の開析はかなり進んでおり、頂部は丸みを帯び、平坦面はほとんど残っていない。水系は樹枝状を呈し、谷密度はやや高い。

1. 3 友部丘陵

本丘陵は、水戸市谷津町から笠間市大田町に向かって北東—南東方向に連なるもので、南東部で東茨城台地に接している。丘陵地形の開析が進み、平坦面はほとんど残っていないが、標高 80～100 m の定高性を持つ頂部が認められる。尾根の幅は狭く、頂部は丸みを帯びている。谷密度は小さく、水系は樹枝状を呈している。

1. 4 那珂台地

本台地は久慈川と那珂川の間にあるもので、那珂台地面、久慈川右岸の額田段丘面、那珂川左岸

の上市段丘面からなる。その平坦面の標高は、35～55 m である。台地上には浅い谷底平野が延びており、谷の幅は約 100～200 m で、台地の平坦面との比高は 1～2 m である。

1. 5 東茨城台地

本台地は那珂川と恋瀬川（南隣「石岡」地域）の間にあるもので、東茨城台地面、那珂川右岸の上市段丘面からなる。その平坦面の標高は、35～50 m である。台地上には浅い谷底平野が延び、水戸市内原周辺で谷幅が 1 km 程度にまで広がっている。

1. 6 笠間盆地

本地域北西部、那珂川支流の涸沼川の上流に位置する、友部丘陵と鶏足山塊の間にある盆地である。特に盆地内の涸沼川沿いには低位段丘が発達している。涸沼川は盆地から出た本地域南西縁で狭窄部をなり、南隣「石岡」地域の下流で涸沼へと続く低地へと流下する。

1. 7 那珂川低地

低地の幅は、本地域の上流側で約 1 km、下流側で約 3 km である。自然堤防は、良く発達し、上流側では島状に分布し、下流側では連続的に分布している。自然堤防と氾濫平野・後背湿地との比高は、上流側で約 1～3 m、下流側で約 1～2 m となっている。旧河道は、低地全般に見られる。旧河道と氾濫平野との比高は約 1～2 m である。

千波湖（第 1-2 図）周辺の低地は、東茨城台地を開析する谷で、那珂川の後背湿地に谷の出口を塞がれている溺れ谷となっている。低地に残る千波湖は、約 100 年前まで現在の 3 倍近い面積があり、水戸城の外堀と水田の用水源として利用されていた。大正 9 年には千波湖の埋立計画が始まり、約 3 分の 2 が耕地化され、残った部分が貯水池と変化した。その後、千波湖周辺を公園化する工事が始まり、干拓地も市街化が進んでいる。

支流の藤井川沿いの低地は、山地や東茨城台地を解析して形成したものである。この低地の氾濫平野は幅狭く蛇行している。

1. 8 久慈川低地

低地の幅は約 2～3 km の本地域北東縁に分布する低地である。自然堤防は良く発達し、両岸に連続している。自然堤防と氾濫平野・後背湿地との比高は、約 1～2 m である。旧河道は低地全体に分布し、連続性のあるものが多い。旧河道と氾濫平野との比高は概ね 1 m 前後である。

第 2 章 鮮新統

2. 1 研究史及び概要

本地域北部の瓜連丘陵^{うりづら}と中央部の友部丘陵^{ともべ}に分布するほぼ水平な固結度の低い堆積物は、これまでの研究で第四系とみなされ、それぞれ引田層(坂本・宇野沢, 1976)と友部層(坂本・宇野沢, 1979)と呼ばれていた。前者は礫・砂・泥からなる河川堆積物、後者は砂を主とする浅海成堆積物から構成されている。両層は、後述する上部更新統“見和層”がつくる東茨城台地・那珂台地よりも地形的に高い位置にあることから、従来の研究では漠然と最終間氷期以前の中部更新統と考えられていた。ただし、両層から地質年代を積極的に示す証拠は示されておらず、これらが第四系であるのかどうかは疑問があった。例えば、“見和層”よりも下位の中部更新統が東茨城台地の地下に広く伏在していることは、瓜連・友部丘陵の両層を中部更新統とみなすこととは矛盾していた。そのようなことから、山元(2012)は引田層中の火砕物に含まれるジルコン粒子群の U-Pb 年代測定を試み、選定した本質粒子の年代(3.4 ± 0.5 Ma)から本層が鮮新統である可能性を指摘した。この年代は久慈川を挟んで那珂台地の北に分布する海成鮮新統久米層(斎藤, 1952)から報告されたジルコン・フィッシュトラック年代(3.9 ± 0.4 Ma; 岩野ほか, 2004)と良く一致している。むしろ、2.6 Ma 以降の第四紀よりも海面が高かった鮮新世の地層が、那珂台地周辺の丘陵地に分布することは自然なことであろう。友部丘陵に分布する友部層についても、年代値は得られていないが、このような地層の分布状況から鮮新統と推定する。

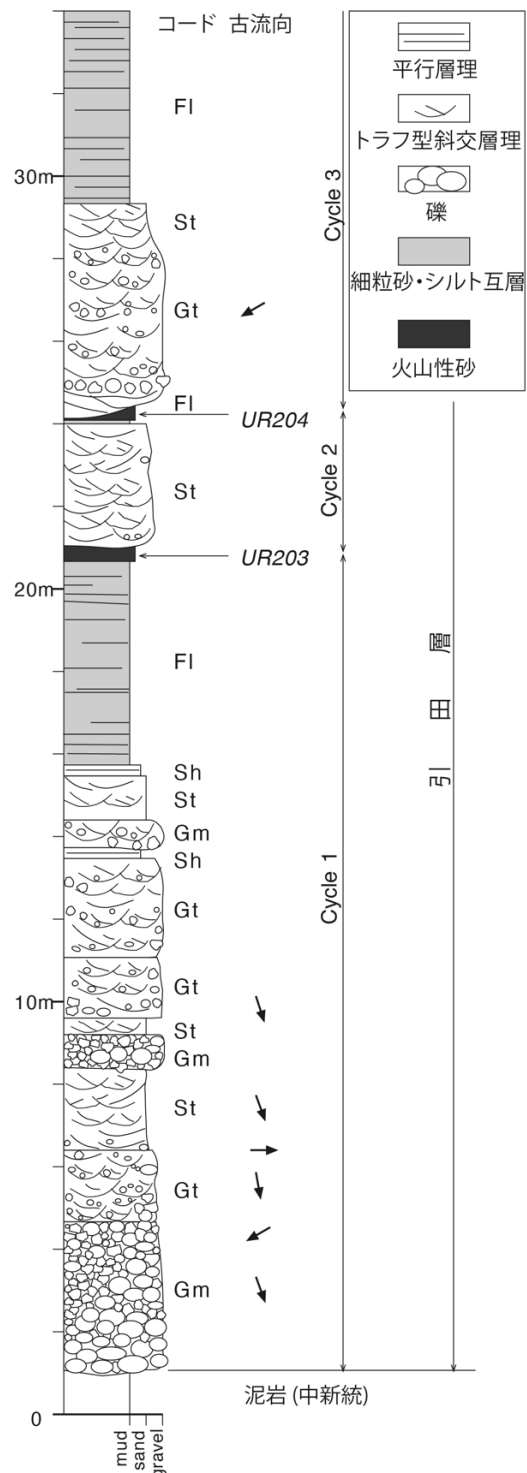
3. 2 引田層(H)

地層名 坂本・宇野沢(1976)の「引田層」による。当初、坂本・宇野沢(1976)は引田層を中期更新世の旧久慈川の河谷埋積堆積物と考え、シルト卓越相が下位の礫卓越相からなる埋没段丘堆積物(古徳礫層・新町礫層)にアバットするもと解釈していた。ただし、アバット関係そのものは露頭で確認されたものではなく、ボーリング掘削等で確認された礫卓越相の上面深度の違いから推定されていたものである(坂本・宇野沢, 1976)。その後、瓜連丘陵では本層を対象とした砂利採掘が複数箇所で行われ大規模な露頭が出現するようになり、坂本・宇野沢(1976)の層序には見直しが必要なことが明らかになってきた。模式地の採掘場露頭は粕ほか(1983)でも記載されており、シルトが卓越するとされていた“引田層”もかなりの部分が古徳礫層・新町礫層と同様な礫・砂の卓越する河川流路堆積物からなることが既に示されている(第 2-1 図)。このような岩相の特徴は他の採掘場においても同様で(第 2-2 図)、埋没礫層に対してシルト卓越相が広範囲でアバットする関係は確認できず、両者は後述するように一連の河川堆積相を構成する。このようなことから、山元(2012)は坂本・宇野沢(1976)の古徳礫層・新町礫層と引田層を合わせたものを、新たに引田層として再定義している。

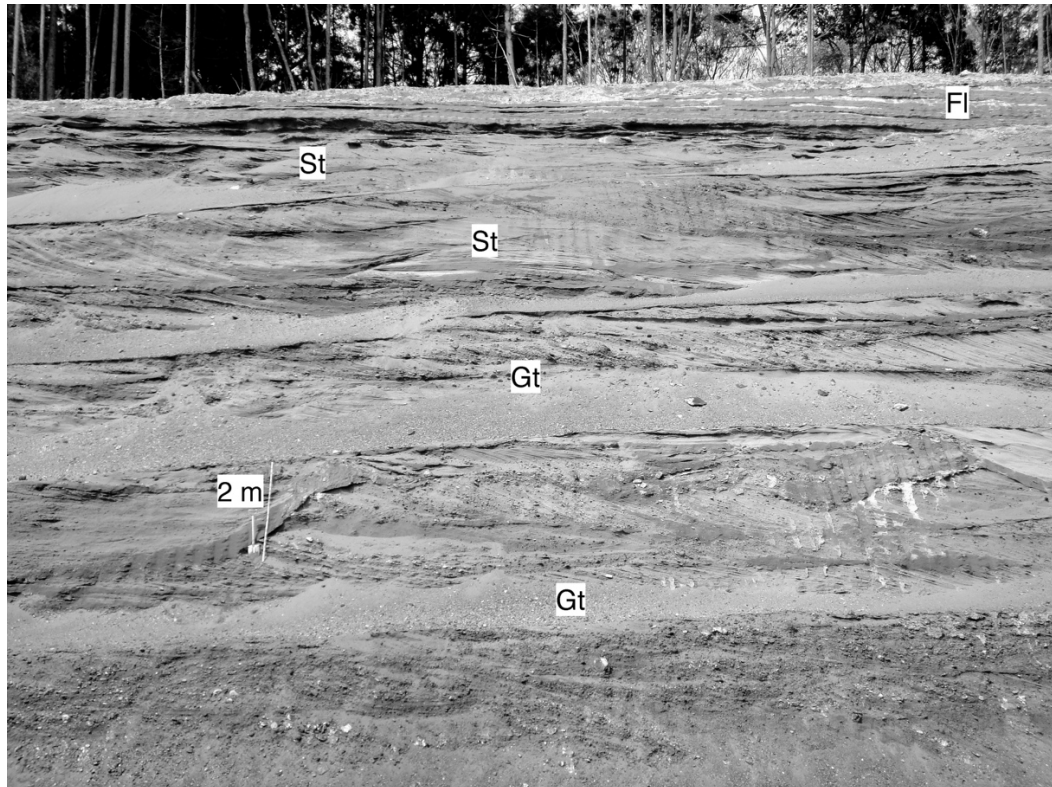
模式地 茨城県常陸大宮市坂地にある砂利採掘場(第 2-1 図; 北緯 36 度 31 分 19 秒, 東経 140 度 23 分 18 秒; 北隣「常陸大宮」地域内)。坂本・宇野沢(1976)は、本層の模式地を特に指定していないが、常陸大宮市引田周辺には現在ほとんど本層の露頭はない。本報告で模式地とした砂利採掘場は、粕ほか(1983)が泥層の化学組成垂直変化を示した露頭で、山元(2012)もここから測年試料を採取している。

分布・構造 本層が分布する瓜連丘陵は、基盤岩からなる八溝山地から那珂川の北岸を東南方向に延びる幅の狭い丘陵地である。丘陵頂面の高度は良くそろい、北隣「常陸大宮」地域内の北西部(標高

140 m)から本地域内の南東部(標高 90 m)へと穏やかに高度を下げている。標高 50 m から 30 m の那珂台地より高度が高く、最終間氷期以前の地形面をつくっている。丘陵の基部には基盤の中新統泥岩が露出し、本層はこれをほぼ水平に被覆している。



第 2-1 図 模式地である常陸大宮市坂地の砂利採掘場(北隣「常陸大宮」地域内)に露出する引田層の露頭柱状図。UR203・UR204 は山元(2012)の測年試料。Gm, Gt, St, FI は Miall(1978)の堆積相コード。矢印は、古流向(北上)。3 回の上方細粒化サイクルが認められる。山元(2012)による。

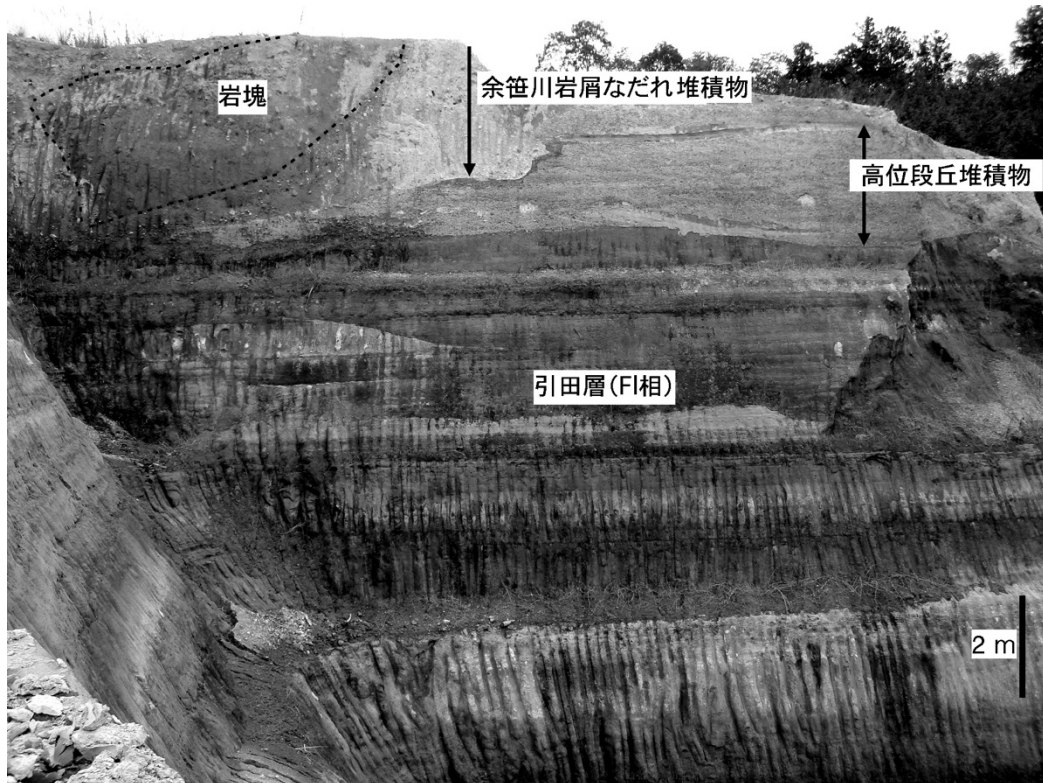


第 2-2 図 那珂市荒神の砂利採掘場(北緯 36 度 28 分 39 秒, 東経 140 度 25 分 29 秒)に露出する引田層. 坂本・宇野沢(1976)の地質図ではシルト卓越相が分布するとされているものの, 実際にはトラフ型斜交層理の発達した礫・砂(Gt, St)の占める割合が大きい. Gt・St 相は, 露頭右から左(北東から南西)に緩く傾く複数の底置面にオンラップしている. Fl 相は, これらをほぼ水平に覆い, 坂本・宇野沢(1976)が考えたように礫卓越相にアバットしていない.

層序関係 基盤の中新統を不整合で覆う. 北隣「常陸大宮」地域内の丘陵頂部には引田層を不整合に覆って高位段丘礫層[坂本・宇野沢(1976)の所貫礫層]とこれを覆う那須火山起源の余笹川岩屑なだれ堆積物(山元, 2006; 菊地・長谷川, 2020)が分布する(第 2-3 図). 余笹川岩屑なだれ堆積物は, 栗河軽石層(坂本・宇野沢, 1976)と呼ばれていたものであるが, 含まれる軽石火山礫凝灰岩は全て岩屑なだれに取り込まれた異地性岩塊として, 運搬されている. その発生時期は, 32~23 万年前である(山元, 2021a).

層厚 最大層厚 60m~80m.

岩相 本層は, 固結度のやや低い礫・砂・シルトからなる河川堆積物で構成されている. 模式地である茨城県常陸大宮市坂地の北の砂利採掘場では, 上方細粒化する 4 つのサイクルが粕ほか(1983)により記載されていた. 2011 年の観察では, 下位 3 サイクルが採掘場中央部, 最上位の 1 サイクルが南端に露出していた(第 2-1 図). 岩相の詳細は粕ほか(1983)の柱状図とは若干異なるが, これは掘削の進行に伴い露頭面が側方にずれたため岩相が変化することによるのであろう. 模式地の引田層は, 以下の 5 つの岩相で構成されている. 用いる堆積相コードは, Miall(1978)が河川堆積物の記載に用いたもので, その解釈もこれに従っている.



第 3-3 図 常陸大宮市坂地の砂利採掘場(北隣「常陸大宮」地域内;北緯 36 度 31 分 7 秒, 東経 140 度 23 分 32 秒)に露出する引田層とこれを不整合に覆う高位段丘堆積物と余笹川岩屑なだれ堆積物。引田層は FI 相(級化した薄い細粒砂とシルトの細互層)からなり, 薄い亜炭層を挟んでいる。高位段丘堆積物は, トラフ型斜交層理を持つ円礫からなる。余笹川岩屑なだれ堆積物は淘汰の悪い基質支持礫からなり, 径 10 m 近い軽石火山礫凝灰岩の岩塊を包有している。高位段丘堆積物と余笹川岩屑なだれ堆積物の境界は入り組んでおり, 後者が前者を削っている。軽石火山礫凝灰岩の軽石火山ガラスの屈折率(n)は 1.504, 直方輝石の屈折率(γ)は 1.714~1.716 であった(試料 UR210)。この特徴, 特に直方輝石の屈折率の高さは, 那珂川の上流に分布する大田原火砕流堆積物の軽石(山元, 2013a)と良く一致する。余笹川岩屑なだれ堆積物は更に上流にある那須火山群起源であり(山元, 2006; 菊地・長谷川, 2020), 流走途中で大田原火砕流堆積物を取り込んだと解釈できる。菊地・長谷川(2020)の Loc. 7 と同じ露頭。

Gm 相: 岩片支持で比較的淘汰の良い塊状の円礫からなり, 極粗粒砂~細礫の基質を少量伴っている。礫の最大径は 22cm で, b-type のインブリケーションが発達する。礫種は足尾帯起源の黒色頁岩及び灰色砂岩が多く, 花崗岩類と流紋岩を伴っている。また, 礫は弱く固着している。本相は, 最下位のサイクル 1 の下部に卓越する。材木片を多く含む層準がある。網状河川の縦状礫堆や河川流路残留堆積物に相当すると考えられる。

Gt 相: トラフ型斜交層理を持つ円礫で, 極粗粒~中粒砂を伴う。礫の最大径は 12cm, 斜交層理のセット高は 120~40cm である。礫種は, Gm 相と共通している。また, 礫の固結度は低い。本相は, サイクル 1 の中部と 2 の下部に卓越する。Gm 相>Gt 相>St 相へと上方細粒化する層序が顕著に認められる。網状河川の流路埋積物に相当すると考えられる。

St 相:トラフ型斜交層理を持つ極粗粒～中粒砂で、一部中礫混じりとなる。淘汰は中から良い。斜交層理のセット高は 70～20cm である。砂の固結度は低い。本相は、サイクル 1～4 に認められる。網状河川の曲線状砂堆に相当すると考えられる。

Sh 相:平行層理を持つ細粒～中粒砂からなる。本相は St 相から Fl 相への情報細粒化移行部に出現し、浅い高領域の流れがつくる平滑床の堆積物に相当すると考えられる。

Fl 相:級化した薄い細粒砂とシルトの細互層からなり、一部で小型のリップル葉理や平行葉理を伴っている。植物片に富む層準が複数存在する。また、火山細屑物に富む砂層も複数層準に存在する。細粒砂・シルトは弱く固結している。本相はサイクル 1 と 2 の上部に卓越し、洪水氾濫堆積物と考えられる。粕ほか(1983)の珪藻化石群集、全硫黄量、全炭素量の分析結果によると、Fl 相は淡水環境が卓越するもののその一部には明らかな塩水の影響が認められ、河口に近い環境下で形成されたと結論付けられている。

模式地で観察される 4 回の上方細粒化サイクルは、必ずしも他地点で揃っているわけではなく、確認できない地点の方が多い。全体としては、Gm・Gt 相が下位に多く、Fl 相は上位に見られる傾向があるものの(第 2-2 図)、側方変化が激しい。大規模な露頭ではチャンネル構造の累積が普通に認められ、放棄流路を埋積した細かい葉理を持つ Fl 相も存在する(第 2-4 図)。坂本・宇野沢(1976)は、このようなチャンネル構造の存在から 2 段の埋没段丘と幅広い単一の旧久慈川流路の埋積層を推定したが、河川の蛇行による局所的な構造が多数存在するものとみられる。

化石 Fl 相からは、*Alnus* sp., *Quercus* sp., *Rosa* sp., *Athyra japonica*, *Trapa* sp., *Tuga* sp.などの大型植物化石が報告されている(坂本・宇野沢, 1976)。また、汽水～海水性珪藻化石群が、粕ほか(1983)や納谷・図子田(2024)により報告されている。

年代 山元(2012)が U-Pb 年代測定対象とした本層の火山砕屑物中のジルコンは、年代の多様な外来結晶を含む混合粒子群である。そのうち 10 Ma よりも若い粒子年代を持つジルコンのほとんどは外来結晶が熱アニーリングを受けたもので、これらが全て噴火時に起きたものであること、アニーリングによって年代は完全にリセットされたことを仮定して、年代算出粒子を選定するとその年代値は鮮新世を示す 3.4 ± 0.5 Ma となった。前述のように、この年代は久慈川を挟んで那珂台地の北に分布する海成鮮新統久米層(北隣「常陸大宮」図幅地域内; 斎藤, 1952)から報告されたジルコン・フィッシュントラック年代(3.9 ± 0.4 Ma; 岩野ほか, 2004)と良く一致している。本層と久米層分布域の水平距離は、約 6 km と近い位置にある。久米層は内側陸棚で形成された海成層であり(高橋, 1986)、海岸平野の河川堆積物からなる引田層とは堆積環境が大きく異なるが、太平洋に面した一連の堆積体を構成していたものとみられる。一方、納谷・図子田(2024)は、後期鮮新世～更新世の珪藻化石の産出を記載し、後期鮮新世のものについては再堆積したものと解釈している。納谷・図子田(2024)の解釈が正しいのかどうかを判断するためには、本層の形成年代を示す更なる放射年代値の追加が必要である。

2. 3 友部層(T, Id)

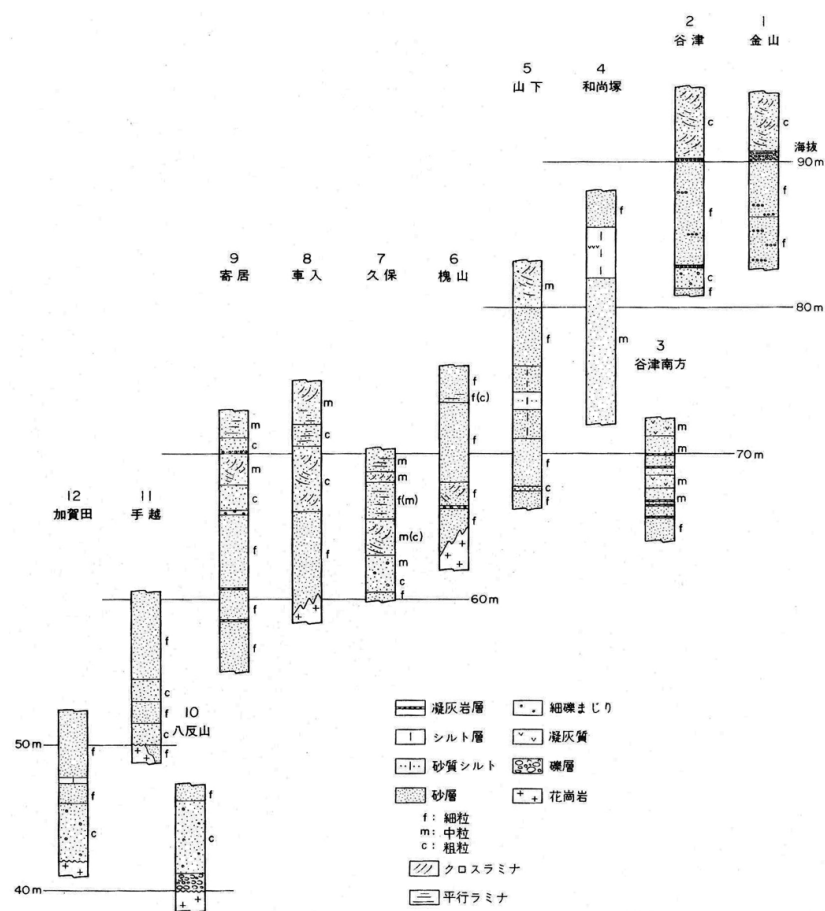
地層名 坂本・宇野沢(1979)の「友部層」による。また、坂本・宇野沢(1979)は友部丘陵に分布する本層主部とは別に、岩相が異なることから笠間盆地北縁部のものを飯田角礫・泥部層と呼んでいる。

模式地 水戸市谷津町の県道石岡城里線(52 号線)沿い。本層の露頭は土木工事時に法面として現れたものがほとんどで、自然露頭は乏しい。模式地の県道沿いの露頭も、道路拡幅工事時に観察できた

ものである。同様に坂本・宇野沢(1979)の柱状図(第 2-5 図)の露頭も、現在は野外で確認できないものが多い。



第 2-4 図 常陸大宮市坂地の県道 61 号線工事現場に露出した引田層。塊状礫層(Gm)中の放棄流路を、細かい葉理を持つシルト・砂互層(Fl)が埋積している。坂本・宇野沢(1976)は、このような Gm 相を古徳礫層, Fl 相を引田層と呼んでいた。坂本 亨(故人)氏の未公表原稿からの転載。坂本氏らの昭和 46~48 年度調査時に撮影されたものと見られる。



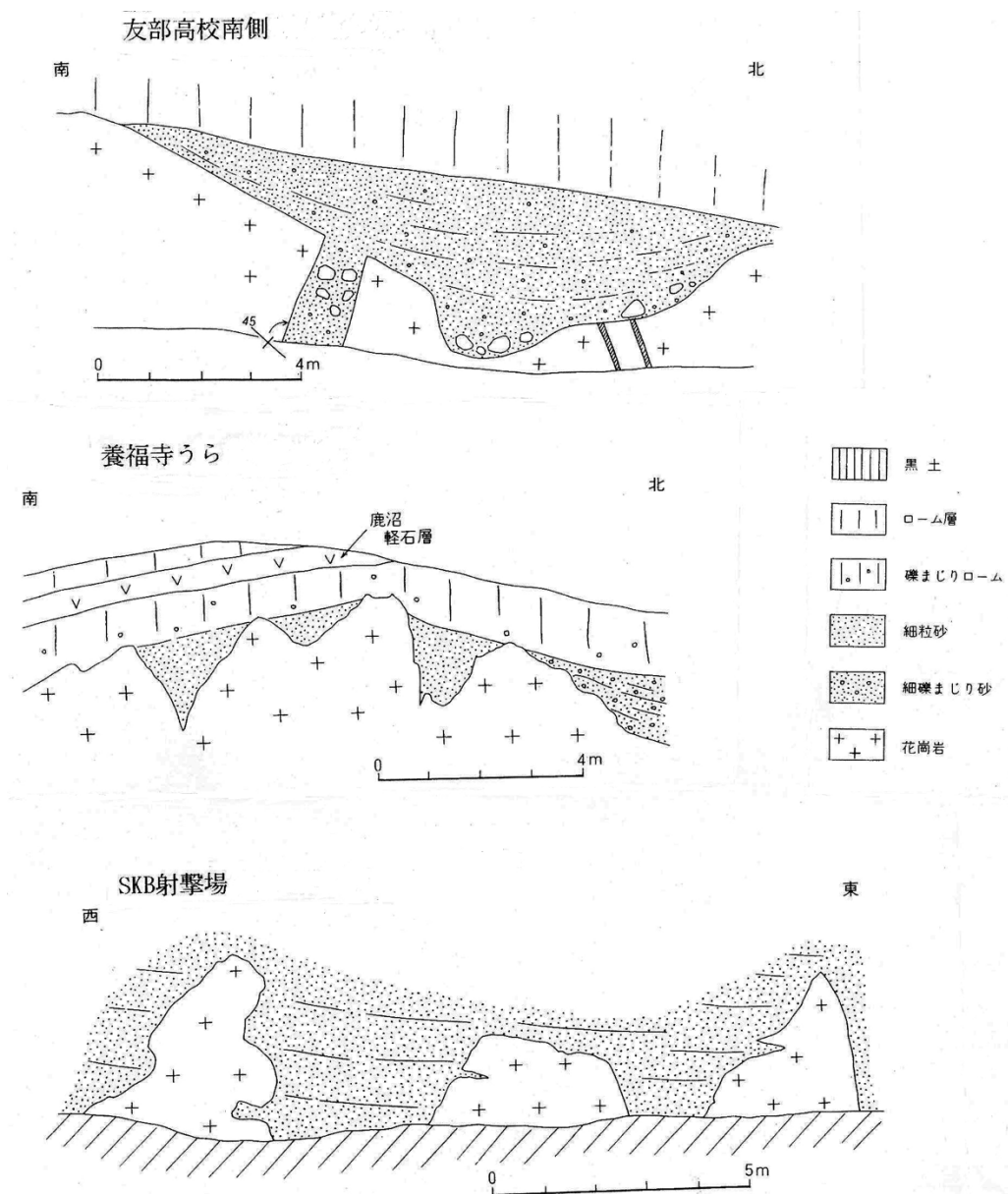
第 2-5 図 友部層の露頭柱状図。坂本・宇野沢(1979)の第 10 図を転載した。柱状図番号は、坂本・宇野沢(1979)の地質図に対応している。

分布・構造 本地域中央部から南西部にかけての八溝山地南縁沿いに連なる標高 100 m 前後の友部丘陵に主部が分布する。構造は、ほぼ水平である。

層序関係 基盤を不整合に覆う。不整合面は、著しく複雑な凹凸を持つことが特徴となっており、平坦面を欠く(第 2-6 図;坂本・宇野沢, 1979)。

層厚 基底からの標高差により、最大約 50 m(第 2-5 図)と見積もられる。

岩相 水戸市西部から笠間市東部にかけての本層主部(T)は、ほぼ全域にわたって下部は固結度が低く淘汰の良い塊状の砂層、上部も固結度の低い斜交層理の発達した砂層を主体としている。以下の岩相記載は、基本的に坂本・宇野沢(1979)からの転載である。



第 2-6 図 友部層基底部の不整合露頭スケッチ。坂本・宇野沢(1979)の第 5 図を転載した。友部層の基底は、著しい凹凸があることが特徴となっている。

主部の基底部には、チャート・花崗岩などの細礫ないし中礫を含んだ厚さ 1～5 m 程度のアルコース粗粒砂層が発達するか、細粒砂層が直接に基盤を覆うことが多く、明瞭な基底礫岩が確認できることは少ない。一方、水戸市北西部の谷津付近には、暗灰色で塊状の軟弱なシルト層が地表で約 2 m の厚さで分布している。これは斎藤(1959)が牡蠣(*Crassostrea gigas*)などの貝化石の産出を報告した地層であり、坂本ほか(1969)が谷津の含貝化石層と呼んだものにあたる。

下部は、層厚 20～30 m で、雲母片に富んだ淘汰の良い黄褐色ないし淡褐色の細粒砂からなり、ほとんどが塊状である。西縁部では局所的に中粒砂となるが、それ以外では均質な細粒砂層が広がっている。細粒砂層中には、厚さ 0.3～2 m 程度の細礫～岩細礫粗粒砂～粗粒砂層を挟むことがあるが、その層準は一定しない。また、上市原～和尚塚付近では、厚さ 2～3 m の暗灰色で塊状のシルト層が挟まれる。細粒砂に層理が残っている場合は、癒着したハンモック状斜交層理となっている。本層下部の岩相は、下部外浜で形成されたとみられる。

上部は、層厚 10～15 m で、砂鉄分に富んだ大型のトラフ型・平板型斜交層理の発達した中粒～粗粒砂からなる。砂鉄濃集部分は赤褐色ないし濃赤褐色を呈している。この砂鉄質砂層は、ほとんど常に下部の細粒砂層の上位に重なるものであるが、両者の境界の高度はかならずしも一定しない。斜交層理にはヘリンボーン構造が認められ、潮汐の影響を受けている(第 2-7 図)。本層上部の岩相は、上部外浜で形成されたとみられる。

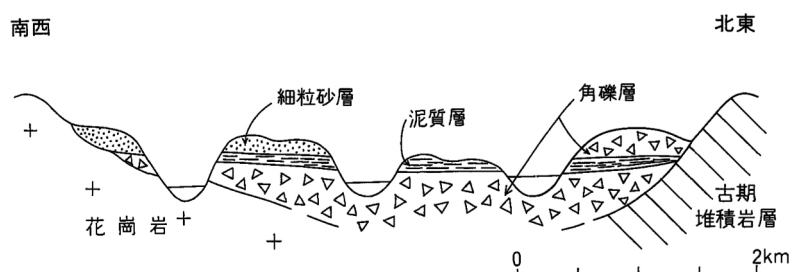


第 2-7 図 友部層のトラフ型斜交層理の発達した砂。笠間市平町、北山公園(北緯 36 度 21 分 35 秒, 東経 140 度 17 分 31 秒)。砂鉄の多い粗粒砂からなり、風化によって赤褐色を呈している。写真中央部の斜交層理にはヘリンボーン構造が認められる。

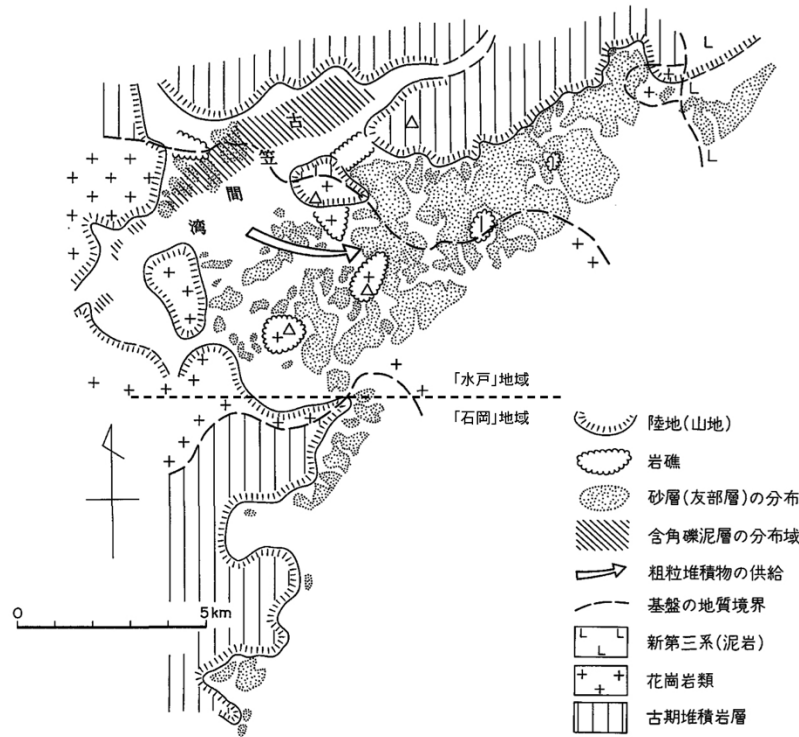
飯田部層(Id)は、本地域西部、笠間盆地の北縁に幅 1 km、長さ 6 km 程度の規模で、東北東-西南西方向に細長く分布している。第 2-8 図に模式的に示したように、本部層は全体として凹地を埋積した地層であり、中部に泥質層を挟んで上部・下部が角礫層からなっている。層厚は下限が沖積層下に没しているため判然としないが、少なくとも 30 m 以上には達する。下部の角礫層は、主として径 5~10 cm の角礫-亜角礫-亜円礫からなり、砂質泥の基質を持つ。礫種は、砂岩・頁岩を主とし、チャートも混じる。花崗岩基盤の近傍では、花崗岩礫も多い。礫の風化は著しく、全般に“クサリ礫”の状態を示している。中部の泥質層は、分布の東部で角礫層間に厚さ 5~6 m で挟まれているが、西部では厚さ 1~2 m にすぎず、上位には本層主部の細粒砂層が直接に重なっている。岩相的には塊状の砂質シルトを主体とし、貝化石を含んでいる。また、淘汰の悪い粗粒砂ないし細円礫層が 20~30 cm の厚さで挟まれていることがある。上部の角礫層は分布域の北東部にのみ分布し、軽微な侵食面を持って中部の泥層に重なっている。岩相は下部の角礫層と共通しており、同じく礫の風化が著しい。

化石 本層主部基底部や飯田部層の泥質層から *Dosinia penicillata*, *Mactra veneriformis*, *Macoma tokyoensis* などの海棲貝化石が報告されている(坂本・宇野沢, 1979)。いずれも内湾環境を示すとされている。一方、主部の砂層からの化石の産出はない。

年代・対比 本層からは、年代を示す直接の証拠は得られていない。しかし、概要に記したように東茨城・那珂台地を取り巻く丘陵地に分布することから、引田層と同じ鮮新統と判断した。海岸平野を構成していた引田層の前面に、外浜堆積物からなる本層が位置することは、古地理的には整合的である。また、本層主部と飯田部層は、基盤岩の突出部がつくるバリアーの外側と内側に分かれた地理的な関係にあり、飯田部層は“古笠間湾”と呼ぶべき区域で形成されたと考えられている(第 2-9 図)。



第 2-8 図 飯田部層の模式断面図。坂本・宇野沢(1979)の第 8 図を転載した。笠間盆地の北縁丘陵部を南西—北東に切っている。第 2-9 図の古笠間湾部に相当する。

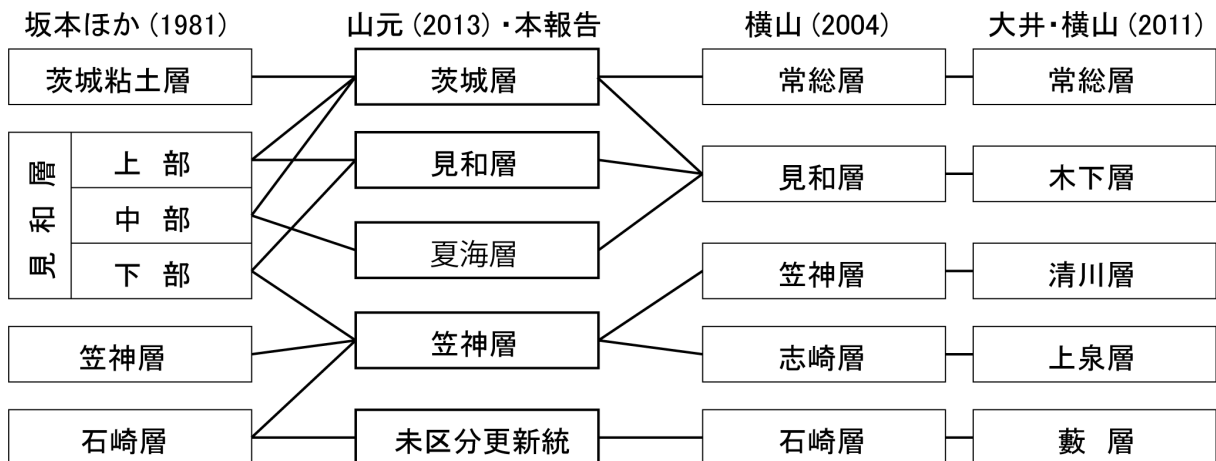


第 2-9 図 水戸—笠間付近の友部層堆積当時の古地理. 坂本・宇野沢(1979)の第 12 図を転載した.

第 3 章 第四系

3. 1 研究史及び概要

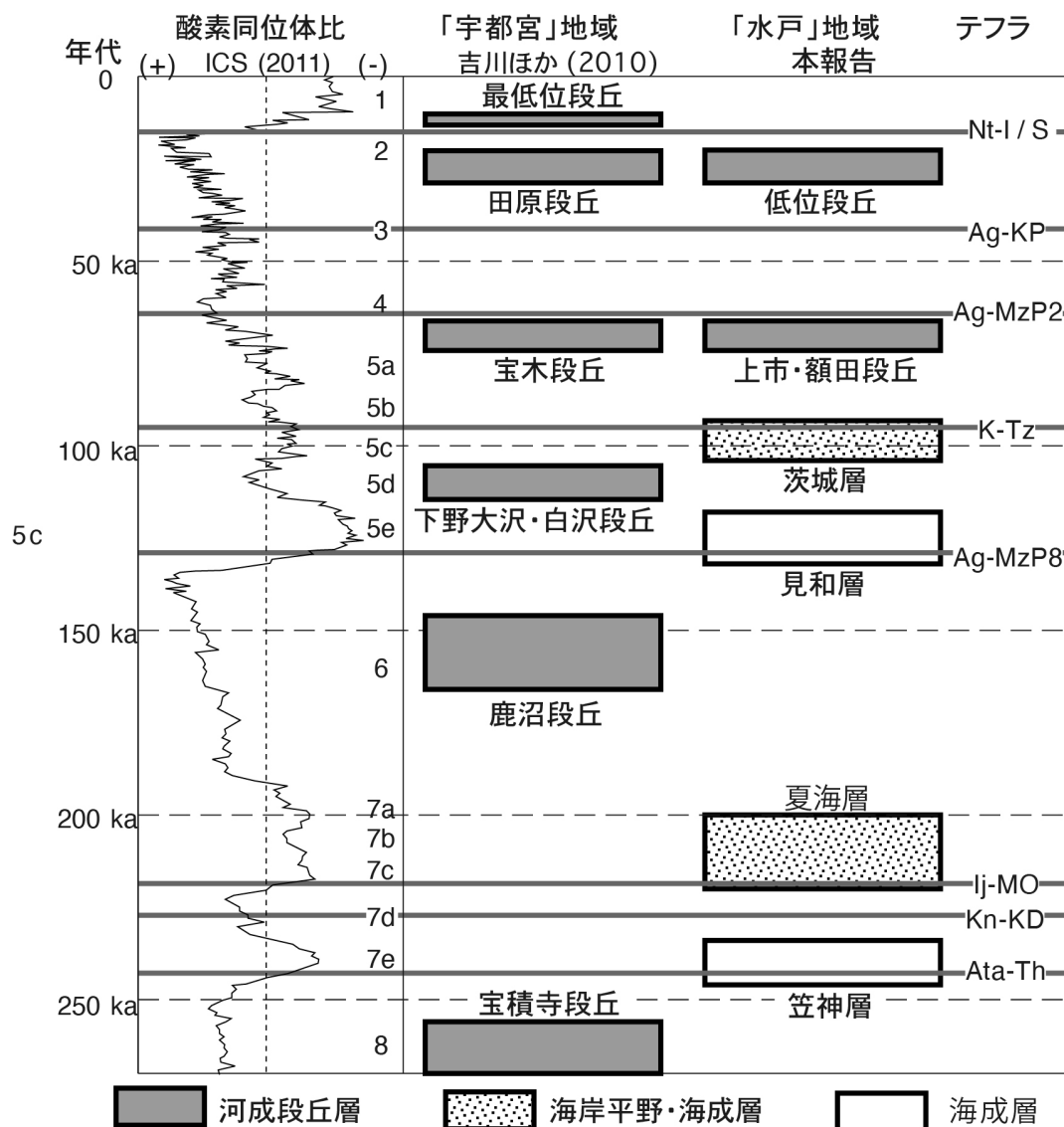
東茨城台地や那珂台地を構成する更新統を“見和層”と最初に呼んだのは、貝塚(1957)や斎藤(1959)である。その後、5 万分の 1 地質図幅「那珂湊」・「磯浜」・「石岡」地域の調査研究を実施した坂本(1972;1975)や坂本ほか(1967;1969;1972;1981)によって、“見和層”の詳細な岩相や層序が明らかにされている。坂本らの報告で重要な点は、“見和層”が埋没河谷(古久慈川凹地・古那珂川凹地・古千波湖凹地など)に堆積した最終間氷期海面上昇期の泥質の下部と、ほぼ平坦な波食面の上に堆積した最終間氷期最盛期の砂質の上部から構成されることである。その結果、下位から“石崎層”，“笠神層”，“見和層”，“茨城粘土層”からなる更新統の層序が設定された(第 3-1 図;坂本ほか, 1981)。これに続く鈴木(1989)は東茨城・那珂台地の“見和層”から鬼界葛原テフラ(K-Tz), 赤城水沼 8 テフラ(Ag-MzP8), 箱根吉沢下部 7 テフラ(Hk-KIP7), 真岡テフラ(本報告の飯土真岡テフラ:Ij-MO)を見出し, “見和層”の編年に重要な役割を果たしている。ただし, その後, Ij-MO の降下年代は約 22 万年前の MIS 7 とされたため, “見和層”中に複数回の氷期—間氷期海面変化に対応する堆積物が含まれることが確実となった(山元, 2007)。



第 3-1 図 東茨城台地を構成する更新統の改訂層序。

比較のため旧層序との対応関係を示す。山元(2013a)による。

1990 年代なると茨城県南部から千葉県北部の下総層群の堆積学的研究が盛んになり(例えば岡崎・増田, 1992), “見和層”についてもその堆積相が検討されるようになってきた(松本・牧野, 2000;成田層研究会, 2001;横山ほか, 2001;2002)。特に横山(2004)は東茨城台地を含む常陸台地全体の第四系の堆積相解析を行い, 坂本(1975)や坂本ほか(1981)の層序に修正を加え, “見和層”を“木下層”に対比している(第 3-1 図)。横山(2004)や大井・横山(2011)が行った広範囲の地層の対比の根拠には, 彼らによって定義された多くのテフラ層の存在がある。しかし, 彼らのテフラ層の多くは, 高エネルギー環境であったはずの外浜～海浜堆積物中の細粒火山性碎屑物であり, 降下火砕物が一次定置堆積物として保存されたものではない(山元, 2013a)。例えば, 横山(2004), 大井・横山(2011), 大井ほか



第 3-2 図 本地域と「宇都宮」地域の更新統の層序関係. 酸素同位体比曲線の数字は海洋酸素同位体ステージの番号. 灰色の太線は, テフラ層の層位を示す. 「宇都宮」地域は本地域よりも内陸に位置し, 高海面期には本地域で海成層, 低海面期には「宇都宮」地域で河成段丘が形成される関係にある.

テフラ層の略号は, 第 3-1 表を参照のこと. 山元 (2013a) の第 12 図を一部修正.

(2013a) が“木下層 (見和層)”の重要な指標層として“荒谷軽石”は, 火山ガラスの K_2O 量が 1.5 ~ 6.0 wt% の範囲にある複数の組成グループ粒子から構成されることが特徴とされている. しかし, このような組成変化が, 単独噴火のマグマに出現することは岩石学的にほとんどあり得ない. 現在の日本列島の海岸には, 火山フロント沿いの低 K_2O 量マグマから, 伊豆マリアナ弧の高 K_2O 量マグマ由来の多様な軽石が普通に漂着している (例えば福徳岡の場合 2021 年噴火の漂着軽石など). “見和層”堆積時にもそのような多起源の漂着軽石が存在したことは確実で, 混合火砕物からなる二次堆積物の“荒谷軽石”を同一時間面として意味のある鍵層として扱うことは出来ない. 大井らが“貝谷軽石”と呼んだ細粒火山性碎屑物も, その火山ガラス組成は同様に多起源であり, 単独の降下テフラではありえない (山元,

2013a). また, 鈴木(1989)や山元(2007)が“見和層中部”に確認した Ij-MO の降下層準が“見和層中部”に不整合に覆われる“笠神層”にあるとする横山(2004)や大井・横山(2011)のテフラ対比も, 対象とされた二次堆積物の火山ガラス化学組成から否定されている(山元, 2013a).

第 3-1 表 「水戸」地域に分布するテフラ層一覧

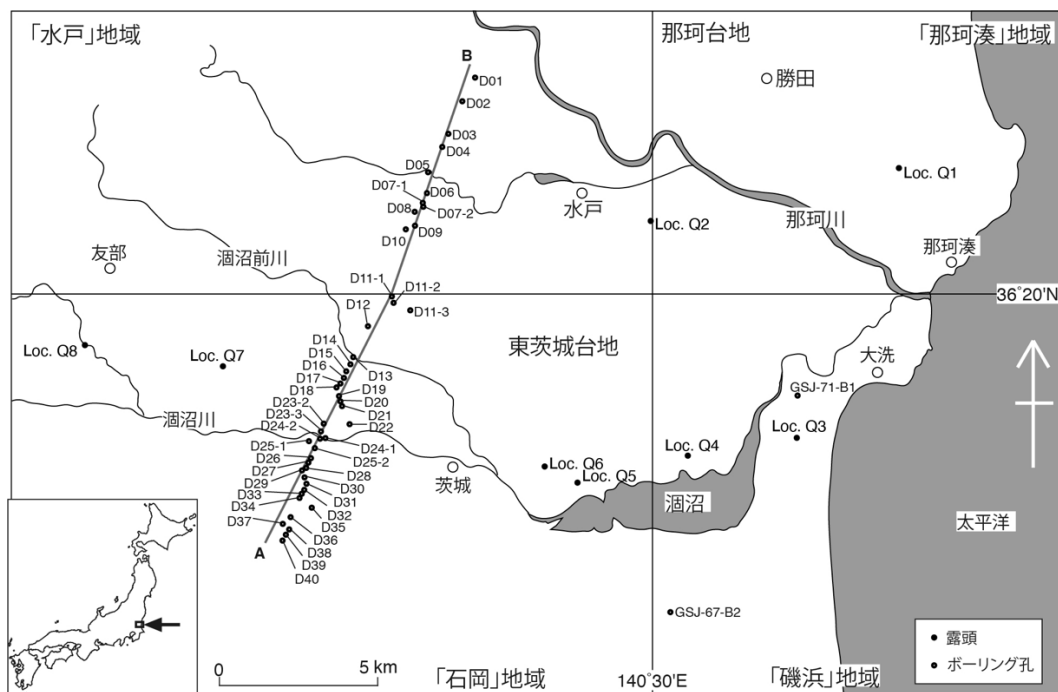
層序年代は, 山元(2021)に従っている. 鉱物組成: Bt=黒雲母; Cpx =斜方輝石; Cum = カミングトン閃石; Hb =普通角閃石; Opx =直方輝石: -bear=含有

略号	名称	年代	岩種	文献
Nt-S	男体七本桜	17 ka ^{a)}	Hb-bear Opx Cpx dacite	阿久津 (1955); 山元 (2013b)
Nt-I	男体今市	17 ka ^{a)}	Opx Cpx dacite to andesite	阿久津 (1955); 山元 (2013b)
As-YP	浅間板鼻黄色	17 ka	Opx Cpx dacite	新井 (1956); 山元 (2013b)
Ag-KP	赤城鹿沼	44 ka ^{b)}	Hb-bear Opx Cpx dacite	阿久津 (1955); 山元 (2013b)
Hr-HP	榛名八崎	49 ka	Cum-bear Cpx Hb Opx andesite	新井 (1962), 下司・竹内 (2012); 山元 (2013b)
Ag-MzP2	赤城水沼2	ca 70 ka	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990); 山元 (2013b)
K-Tz	鬼界葛原	ca 95 ka	Opx Cpx rhyolite	町田・新井 (2003)
Ag-MzP8	赤城水沼8	ca 0.13 Ma	Hb-bear Opx Cpx andesite-dacite	鈴木 (1990); 山元 (2013b)
Ij-MO	飯士真岡	ca 0.22 Ma	Cum-bear Opx Hb dacite	山元 (2007; 2013b)
Kn-KD	鬼怒沼黒田原	ca 0.23 Ma	Opx Hb dacite	鈴木 (1993); 山元 (1999; 2012)
Azy-SgP2	四阿菅平2	ca 0.24 Ma	Bt Cum Hb dacite	鈴木・早川 (1990); 大石(2009)
Ata-Th	阿多鳥浜	ca 0.24 Ma	Opx Hb rhyolite	町田・新井 (2003)

a) 中村ほか (2011)

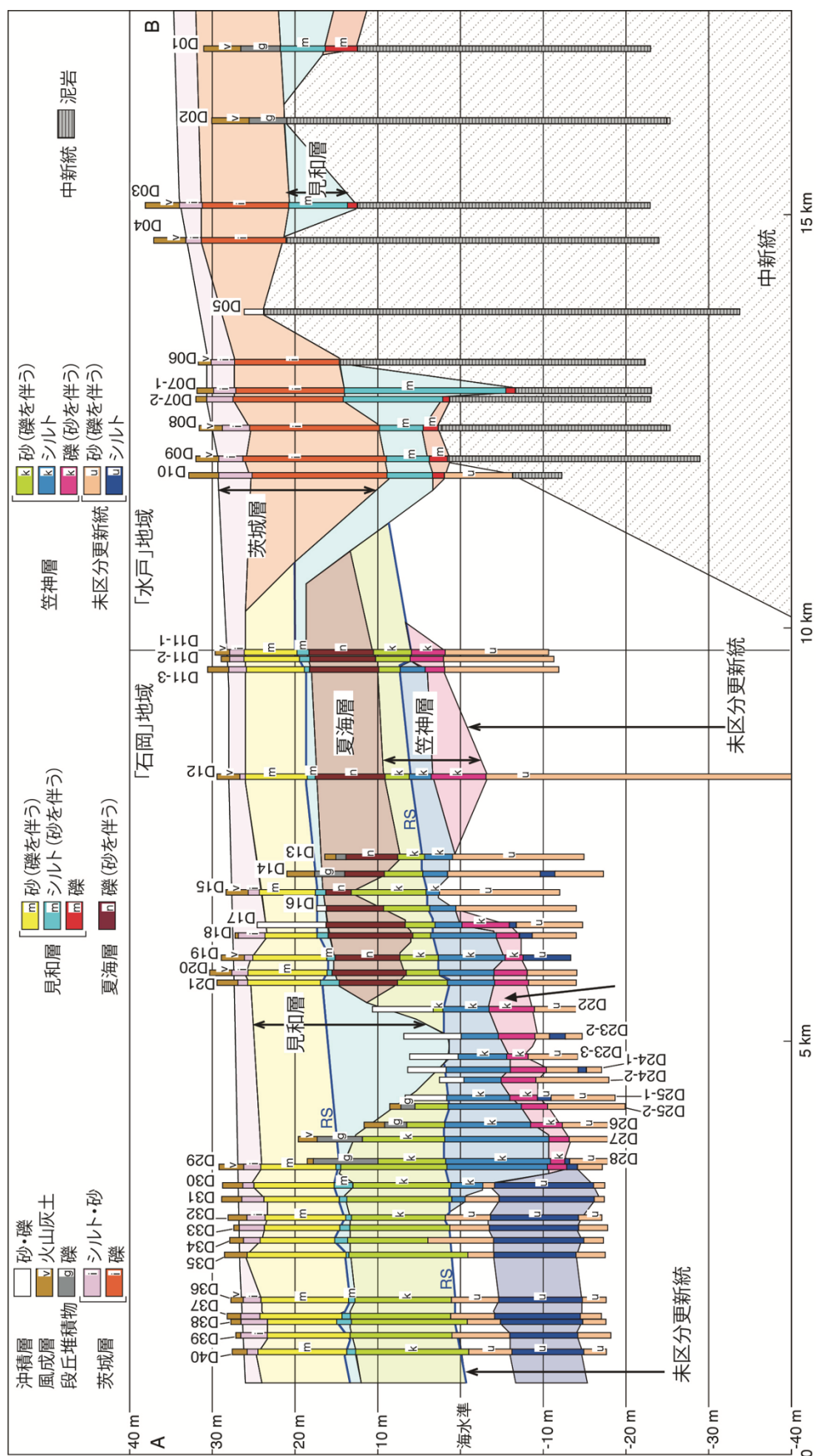
b) 青木ほか (2008)

本報告では、山元(2013a)が東茨城台地を構成する更新統に対して区分し直した層序、下位から笠神層、夏海層、見和層、茨城層(第3-1, -2図)に従い記載を行う。この層序では、東茨城台地の多数のボーリング資料(第3-3, -4図)に記載された岩相の水平分布から、海面低下で形成された不整合面(シーケンス境界)を識別して地層を区分したもので、笠神層、夏海層、見和層、茨城層はそれぞれ MIS7e, 7a-c, 5e, 5c に形成されたことが示された。坂本(1972;1975)・坂本ほか(1981)や横山(2004)・大井・横山(2011)の層序(第3-1図)との大きな違いは、東茨城台地に伏在する MIS5d に形成されたシーケンス境界を新たに見いだしたことで、山元(2013a)はこの境界よりも上位を茨城層と定義している(第3-4図)。従来の研究ではこの凹地形を埋めた礫卓越の河川堆積物を“見和層”に含めており、そのため“見和層”の堆積した MIS5e 中に一時的に海面が下がったとする誤った解釈が行われていた。また、坂本ほか(1981)や横山(2004)、大井ほか(2013b)は、東茨城台地の地形面の大半は“見和層”で形成されたとし、貝塚(1958)の関東平野の地形面区分をそのまま受け入れ、より標高の高い東茨城台地は常総層が分布する茨城県南部の稲敷台地よりも形成時期が古いものとしている。しかし、山元(2013a)の霞ヶ浦導水沿いの地質断面(第3-4図)は東茨城台地の地形面が MIS5c の茨城層で形成されたことを示しており、稲敷台地と年代的な差はない。第3-4図の地質断面の走向は、これが古涸沼川や古那珂川とほぼ直交することから、笠神層～茨城層形成時の初生的な地形傾斜方向と直交し、各地層は断面方向にほぼ水平であったと見る事が出来る。しかしながら各地層面、特に笠神層下部・上部境界と見和層下部・上部境界のラビンメント面(第3-4図の RS)や茨城層上面の後背湿地堆積面は、この地質断面において明らかに南へ傾斜し(傾きは 0.4~0.6 m/km)、かつ3面の平行性は良い。従っ



第3-3図 ボーリング掘削孔と露頭の位置図。

A-B線は第3-4図の断面の位置を示す。D01～D40は、国土交通省の霞ヶ浦導水建設のための調査孔である。GSJ-67-B1・GSJ-71-B1は地質調査所の基礎調査孔で、詳細は1/5万地質図幅「磯浜」(坂本, 1975)を参照のこと。山元(2013a)の第1図を一部修正。



第 3-4 図 霞ヶ浦導水に沿う地質断面図. 断面図(A-B)の位置は第 3-3 図を参照のこと. 太線(*RS*)はラビンメント面. 山元(2013a)の第 3 図を一部修正.

て、地質断面の地層の傾斜は、茨城層形成後の傾動運動の結果と考えられよう(山元, 2013a). 20 万分の 1 地質図「水戸」(吉岡ほか, 2001)では、東茨城・那珂台地の表層部は見和層を示す tm1 に区分され、tm2 の常総層が分布する茨城県南部の稲敷台地とは別の扱いになっているが、東茨城・那珂台地も tm2 へと区分し直さなければならない(山元, 2013a).

本地域の第四系は、未区分中期更新統、笠神層、夏海層、見和層、茨城層、上市段丘堆積物、額田段丘堆積物、矢田段丘堆積物、低位段丘堆積物、山麓緩斜面堆積物、谷底平野堆積物、及び沖積層からなる。このうち、前 3 者は伏在層で、地表には露出しない。また、風成層を別途記載している。本地域及び周辺で確認されたテフラの一覧は、第 3-1 表に示している。

3. 2 未区分中期更新統(up;地質断面図にのみ示す)

地層名 坂本ほか(1981)は、“見和層”・“笠神層”よりも下位にある下総層群構成層を、“石崎層”と総称している。しかしながら、この地層は東茨城台地周辺で地表へほとんど露出せず、坂本ほか(1981)も認めるように、層序関係の不明な複数の地層をまとめて“石崎層”と呼んでいるに過ぎない。そのため、本報告では笠神層よりも下位の更新統を区分することはしない。それでも南隣「石岡」地域内の霞ヶ浦導水沿いの D28～D40 では海拔・4～6 m 以深に泥質堆積物で満たされた埋没河谷が存在するなど(第 3-4 図)、今後の研究が進めば更なる層序区分は十分可能である(山元, 2013a)。

分布・構造 本地域南縁部の東茨城台地の地下に伏在し、地表には露出しない。第 3-4 図の霞ヶ浦導水沿いのボーリングでは、海拔 10 m 以深に伏在する。

層序関係 笠神層に不整合で覆われる。

層厚 下限が確認できないため、不明。

岩相 ボーリング資料では、礫を伴う固結度の低い砂や泥からなることが示されている。

年代・対比 層序関係から MIS9 や MIS11 に形成された地層と予想されるが、直接年代を示す証拠は得られていない。

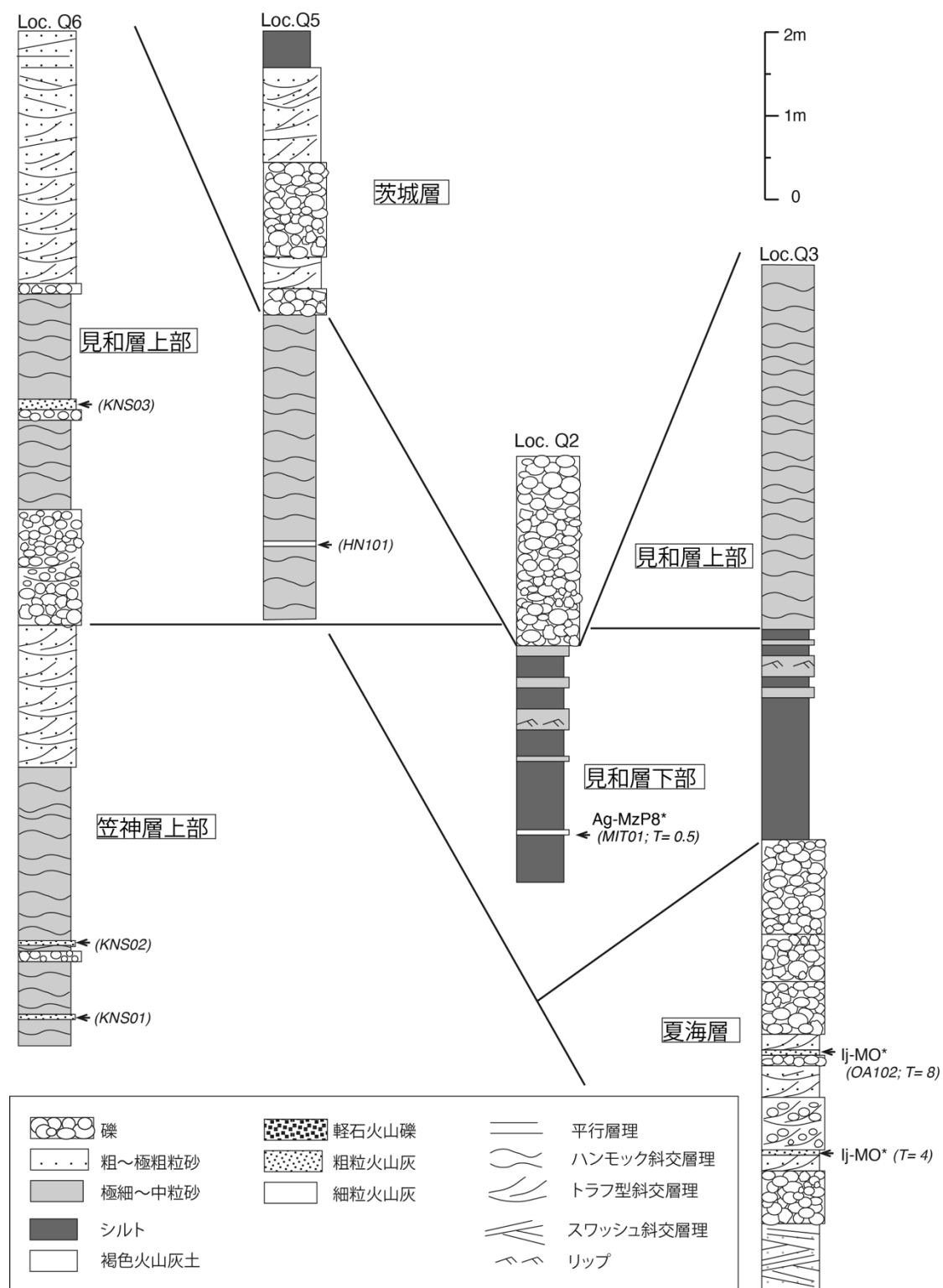
3. 3 笠神層(K;地質断面図にのみ示す)

地層名 山元(2013a)の「笠神層」による。これは、坂本ほか(1981)の“笠神層”に、潤沼川沿いに分布する彼らの“見和層下部”の一部を加えたものに相当する(第 3-1 図)。坂本ほか(1981)も指摘するように、坂本(1975)がかつて“石崎層”として南東隣「磯浜」地域に示した地層のうち、少なくとも最上部(例えば旭村試錐 GSJ-67-B2)は本層に再区分されるべきである。

模式地 坂本ほか(1981)は本層の模式地として茨城県東茨城郡茨城町笠神の茨城町青年共同宿泊研究所裏の露頭を示したが、これは既に消失している。代替の模式地として、山元(2013a)は、茨城町笠神剣尺の砂利取り場跡(Loc. Q6;第 3-5 図;南隣「石岡」地域内)を指定した。

分布・構造 本地域南縁部の東茨城台地の地下に伏在し、地表には露出しない。第 3-4 図の霞ヶ浦導水沿いのボーリングでは、海拔 10 m 前後に伏在する。本層は、下位層を削り込んだ埋没河谷に堆積した基底部に礫層を伴う泥質の下部と、これをほぼ平坦に覆う砂質の上部からなる。厚い泥質の堆積物は南隣「石岡」地域内の D11-3～D31 の範囲(第 3-4 図)に認められ、その基底には礫層がある。この厚い泥質堆積物が満たす埋没河谷は笠神古潤沼川と呼ばれている(山元, 2013a)。

層序関係 下位層を不整合で覆い、夏海層・見和層に不整合で覆われる。



第 3-5 図 東茨城台地の更新統柱状図.

Ag-MzP*=再堆積した赤城水沼 8 テフラ; Ij-MO*=再堆積した飯土真岡テフラ. TMB101, OA102 等は火山灰の試料番号. T = テフラ層の厚さで, 単位は cm. 大井・横山 (2011) は KNS01・KNS02 を“真岡軽石”, KNS03を“荒谷軽石”としたが, 火山ガラスの化学組成は広く分散し, 一次テフラ層とは考えられない. 山元 (2013a) の第 6 図を一部修正.

層厚 下部の厚さは最大で約 15 m, 上部の層厚は 10 m 前後である。

岩相 本層下部は, 固結度が低く, 腐植混じりで淘汰の悪いシルト層からなる。模式地の本層上部は, 見和層上部と同様な, 固結度が低く, ハンモック状斜交層理を持つ細粒砂層とこれに重なるトラフ型斜交層理を持つ中粒砂層からなる。

堆積環境 「石岡」地域の涸沼川沿いの谷状地形を埋積する泥質の本層下部は, その堆積相からエスチュアリー堆積物と判断される。また, 砂質の本層上部は, 横山(2004)が既に指摘したように, 下部外浜～上部外浜の堆積物である。

年代・対比 本層下部の泥層 (Loc. Q8) には約 24 万年前の阿多鳥浜テフラ (Ata-Th) や四阿菅平2テフラ (Azy-SgP2) が挟まれることから (第 3-2 図), MIS 8 に形成された谷地形を埋積した MIS 7e のエスチュアリーとこれを覆う外浜・海浜などの堆積物からなる (山元, 2013a)。

3. 4 夏海層 (Nt; 地質断面図にのみ示す)

地層名 山元(2013a)の「夏海層」による。涸沼周辺に分布する坂本(1972; 1975)の“見和層中部”に相当する。

模式地 茨城県東茨城郡大洗町の神山から夏海へと至る町道沿いの崖 (Loc. Q3; 第 3-5 図; 南東隣「磯浜」地域内) で, 次項の見和層と同じ模式地である。

分布・構造 本層は, 笠神層を削り込む埋没河谷に堆積した礫の卓越する地層で, 霞ヶ浦導水沿い断面の D11-1～D20 の範囲の海拔 6～18m の間に層厚 7～10m で位置し, 北に向かって分布が高くなる (第 3-4 図)。山元(2013a)は, この凹地を夏海古涸沼川と呼んでいる。本地域内では地表に露出しない。

層序関係 下位の笠神層を不整合で覆う。また, 見和層に不整合で覆われる。

層厚 10 m 前後。

岩相 模式地露頭の基底部には, 固結度が低く, 成層した淘汰の良い石英に富んだ中粒～粗粒砂があり, 陸側傾斜の低角斜交層理—平行層理のくさび形セットの重なりを主とし, 間に古流向が海向きの小型リップルを伴っている。さらにその上位には, 固結度が低く, 海側傾斜のトラフ型斜交層理を持つ礫混じりの粗粒砂層と, 古流向が海向きのインブリケーションが発達する塊状中礫～大礫層が重なっている。

堆積環境 本層が谷状地形を埋積することを重視すると, 露頭基底部の低角斜交層理—平行層理のくさび形セットは, 砂嘴プラットフォームのような上げ潮で形成された潮流口内の浅瀬を構成していたものと判断される (山元, 2007)。これに重なるトラフ型斜交層理を持つ礫混じりの粗粒砂層や塊状礫層は典型的な網状河川流路堆積物で, 潮汐流の影響は認められない。この岩相の変化は, 海面上昇率よりも堆積物供給率が大きくなったため, 河口の位置が海側へと移動したことを意味するのであろう。

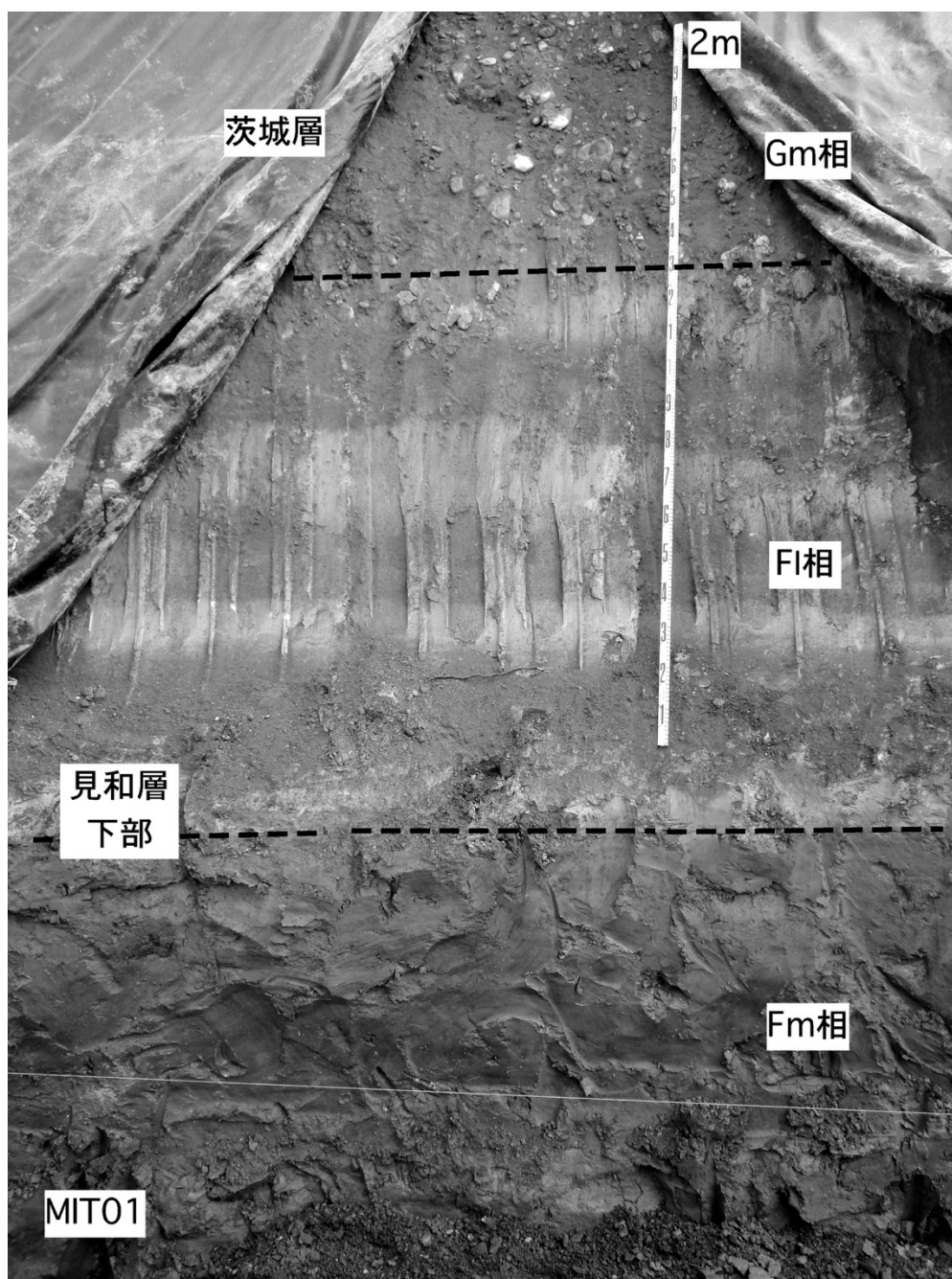
年代・対比 本層中 (Loc. Q3; 第 3-5 図) には, 再堆積した約 22 万年前の Ij-MO があることから, MIS7d に形成された谷地形を埋積した MIS 7c-7a の河川・潮流口の堆積物からなる (山元, 2007)。

3. 5 見和層 (Ml, Mu)

地層名 山元(2013a)の「見和層」による。これは, 斎藤(1959), 坂本(1972; 1975), 坂本ほか(1967; 1969; 1972; 1981)の“見和層”のうち, 上部と一部を除いた下部を合わせて見和層と再定義した

ものである(第 3-1 図). 従来の“見和層中部”の大部分は本報告の夏海層, “見和層下部”の一部は本報告の笠神層に再編されている.

模式地 元々の“見和層”模式地は茨城県水戸市見和の周辺であるが, 都市化が進んだため露頭として観察することは出来なくなっている. そのため茨城県東茨城郡大洗町の神山から夏海へと至る町道沿いの崖(Loc. Q3; 第 3-5 図; 南東隣「磯浜」地域内)を新たな模式地とした(山元, 2013a).



第 3-6 図 見和層下部とこれを覆う茨城層. F1 相＝細粒～中粒砂・シルト互層; Fm 相＝塊状シルト; Gm 相＝岩片支持の塊状礫. MIT01 は火山灰試料名で, 再堆積した Ag-MzP8 からなる. 水戸市酒門町(Loc. Q2; 北緯 36 度 21 分 28 秒, 東経 140 度 29 分 44 秒)

分布・構造 本層は、夏海層・笠神層を削り込んだ埋没河谷に堆積した泥質の下部と、これをほぼ平坦に覆う砂質の上部からなる。厚い泥質の堆積物は東茨城台地の D01, D03, D04, D07-1, D07-2, D08, D09, D10, H15, H16, H17 や Loc. 5 に認められ、その基底には礫層がある(古千波湖凹地)。また、「石岡」地域の涸沼川沿いの Loc. Q8(第 3-3 図)にも厚い泥質堆積物の露頭がある。那珂台地の見和層下部の水平分布は、坂本ほか(1972)の第 34 図に詳しく、古那珂川凹地と古久慈川凹地が伏在している。本層下部と上部の境界の標高は、霞ヶ浦導水沿い断面の南端で 13~14 m 程度であったものが北に向かって高度を上げ、D11-1 では約 19 m となる(第 3-4 図)。また、この下部・上部境界の標高は、沿岸部の大洗町内(「磯浜」

地域内)で 13~14 m まで低下し、反対に山沿いの笠間市内では 25 m 程度まで上昇する。このような高度の差は既に松本・牧野(2000)も指摘しており、上部の基底面はラビンメント面であり海進が東から西へ向かった結果と解釈されている。

層序関係 下位の笠神層・夏海層を不整合に覆う。また、茨城層に不整合で覆われる。

層厚 下部の厚さは最大で 20 m 以上、上部の層厚は 10 m 前後である。

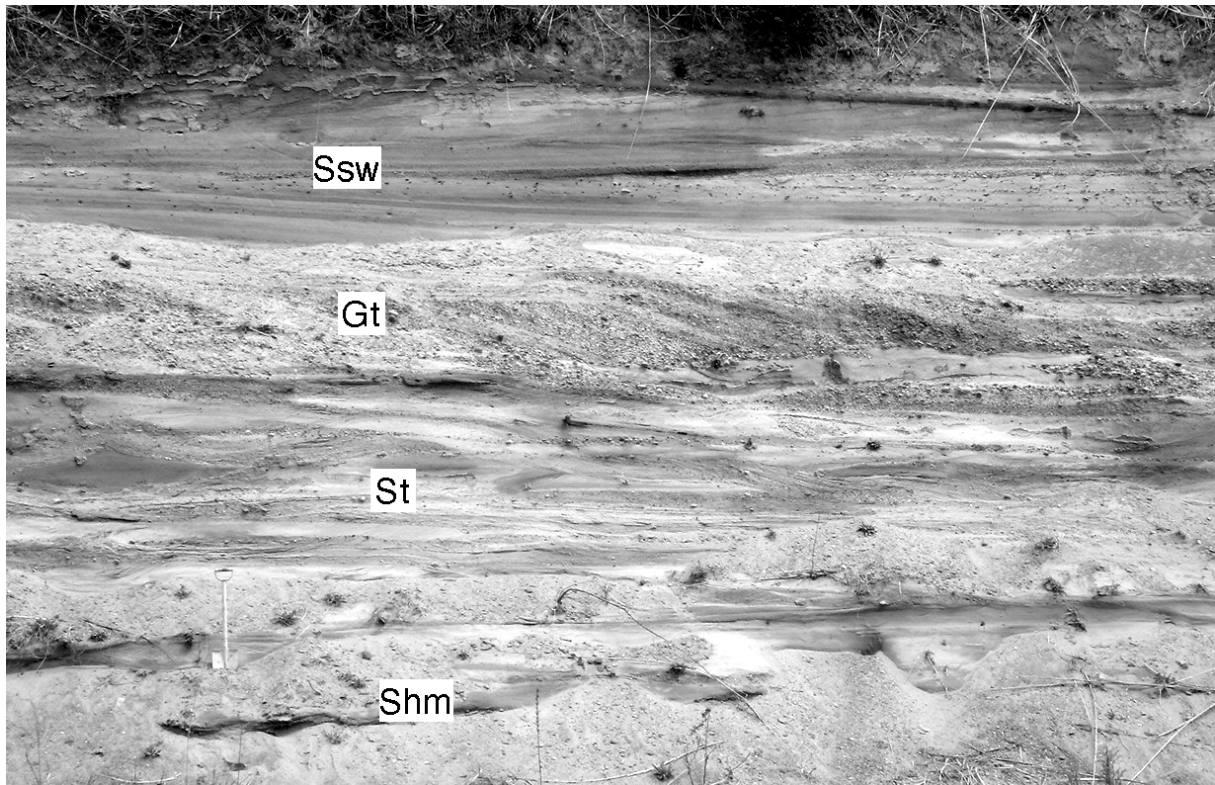
岩相 Loc. Q2 や Loc. Q3 に露出する本層下部(MI)は、固結度の低い、生物擾乱を受けた塊状のシルトおよびシルト質極細粒砂層を主体とし、上部に平行層理やウェーブリップルを持つ細粒~中粒砂を伴っている(第 3-6 図)。本層上部(Mu)の基底部は平坦な侵食面となっており(坂本ほか, 1969)、偽礫を含む淘汰の悪い基質支持の塊状細礫~中礫層が重なっている。さらにその上位にはハンモック状斜交層理を持つ細粒砂層、さらに上位にトラフ型や平板型斜交層理を持つ細粒~中粒砂層、場所によってはスワッシュ(低角くさび形)斜交層理を持つ中粒~粗粒砂層が累重して、層厚 10 m 前後の側方へ良く岩相の連続する地層をつくる(第 3-7 図)。

堆積環境 古久慈川・古那珂川・古千波湖凹地を埋積する本層の下部は、横山(2004)の指摘するように、その岩相からエスチュアリーや潮汐低地の堆積物と判断される。また、ラビンメント面を覆う本層上部は、横山ほか(2001)や横山(2004)が既に指摘したように、海進ラグ堆積物とこれを覆う下部外浜~上部外浜~前浜の堆積物で、海進期後期とこれに続く高海水準期に形成されたものである。

年代・対比 本層の形成時期は、坂本(1972)、鈴木(1989)、横山(2004)の主張通り、MIS5e の高海面期で、MIS 6 に形成された谷地形を埋積したエスチュアリーとこれを覆う外浜・海浜などの堆積物からなる。鈴木(1989)や横山(2004)は見和層上部の砂層中から Ag-MzP8(彼らの Miwa-U)の産出を記載していたが、山元(2013a)は本層への Ag-MzP8 碎屑物の供給は、すでに下部のエスチュアリー相堆積時期から始まることを明らかにした。このことは、東茨城・那珂台地と赤城火山の間にある後背地に積もった Ag-MzP8 から、繰り返し碎屑物が供給されたことを示しており、Miwa-U が見和層内の同一時間面を示す鍵層にはなり得ないことを意味している。

3. 6 茨城層(Ig, Im;地質断面図ではI)

地層名 山元(2013a)の「茨城層」による。坂本(1975)、坂本ほか(1972;1981)の“茨城粘土層”を再定義し、坂本らの“見和層”の一部を加えている。横山(2004)が“茨城粘土層”と直下の砂・礫層を合わせて常総層と呼んだものと同じ地層であるが(第 3-1 図)、常総層の模式地は茨城県南部にあり、かつ模式地のものは古鬼怒川水系の堆積物からなる(小玉ほか, 1981)。本層は常総層と同時代の地層であるものの、古那珂川水系の堆積場の異なるものであることから茨城層とした。



第 3-7 図 見和層上部の岩相。Gt=トラフ型斜交層理を持つ礫；Shm=ハンモック状斜交層理を持つ砂；Ssw=スワッシュ斜交層理を持つ砂；St=トラフ型斜交層理を持つ砂。茨城県茨城町中石崎 (Loc. Q4; 北緯 36 度 17 分 29 秒, 東経 140 度 29 分 52 秒; 南東隣「磯浜」地域内)。

模式地 茨城県東茨城郡茨城町上石崎の砂利取り場 (Loc. Q5; 第 3-5 図; 南東隣「磯浜」地域内)。

分布・構造 東茨城・那珂台地表層をつくる土壌化した褐色風成火山灰土の直下にある層厚 1～2 m 前後の灰白～青灰色の塊状で砂混じりのシルト層が良く連続している。上面の標高は霞ヶ浦導水沿いの断面の南端で 26 m 程度であったものが北に向かって高度を上げ、北端の D03 では 34 m となる (第 3-4 図)。本層是那珂川の南において砂層を伴い層厚が大きくなり、下部に厚い礫層を伴うようになる (D03, D04, D06, D07-1, D07-2, D08, D09, D10, H15, H16, H17)。同様に那珂台地の大半でも、下部に礫層を伴っている。地質図では、公表されている掘削資料と僅かな地表露頭から、下部に礫層を伴うものを礫卓越相 (Ig), 伴わないものを泥卓越相 (Im) として区分している。泥卓越相は本地域の南縁部に分布するが、礫卓越層との境界は漸移的で、地質図では破線で示している。

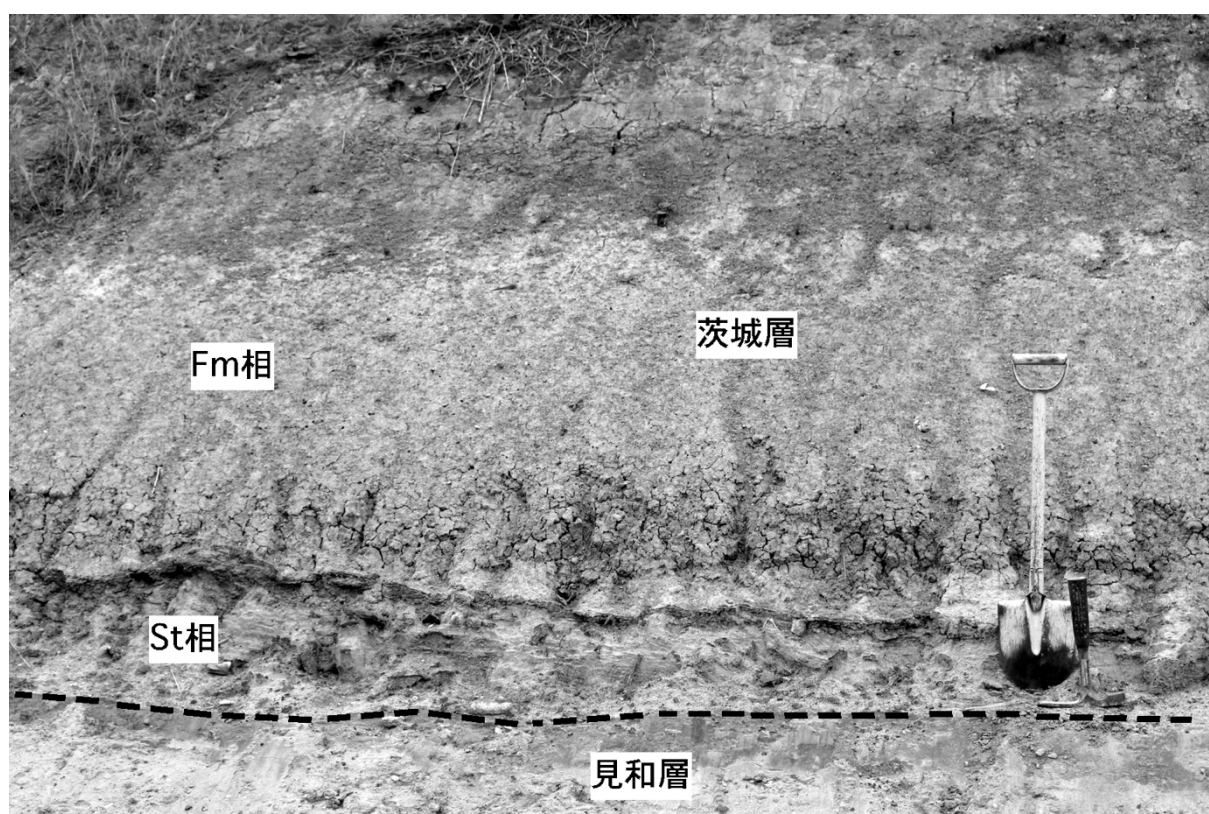
那珂川左岸の城里町春園周辺には、南北約 5.5 km, 東西約 1 km の幅を持って分布する標高 60～70 m の河岸段丘が分布する。この段丘面は、直ぐ全面の上市段丘面との間に約 10 m の高度差がある。段丘を被覆する褐色風成火山灰土の層序が同じであることから、本段丘構成層も茨城層の一部である。春園周辺の本層は、全て礫卓越相からなる

層序関係 下位の見和層を不整合で覆う。東茨城・那珂台地では、風成層に覆われる。

層厚 春園では約 15 m。

岩相 “茨城粘土層”と呼ばれた堆積物は、固結度の低い、植物片や根痕を多産する淘汰の悪いシルトからなり、上部にはクラックが発達している。上方細粒化が顕著で、シルトの下位にはトラフ型斜交層理を

持つ砂や礫層を伴っている(第 3-8 図). トラフ型斜交層理の多くは海側に傾斜し東への古流向を示すものの, 東茨城・那珂台地の東部では Loc. Q1 や Loc. Q5 のように陸側傾斜のトラフ型斜交層理を伴う中粒砂が伴われ, 潮流影響下で形成されたヘリンボーン斜交層理をなしている(山元, 2013a). また, このような砂層には潮間帯に特徴的な白斑状生痕化石も場所によっては確認できる. 茨城層下部の厚い礫層の露頭は Loc. Q2 で観察でき(第 3-5, -6 図), 塊状で岩片支持の中礫からなり, 礫の長軸が流れ方向に直交するインブリケーションが発達する. インブリケーションの示す古流向は東ないしは南東である. Loc. Q2 の礫層は, 坂本(1975)で“見和層中部”とされていたものの, 礫層の下には再堆積した Ag-MzP8(試料 MT101)を挟む見和層, 上には“茨城粘土層”が直接重なるので, 本報の夏海層(後述)に相当する“見和層中部”ではなく, 茨城層に再区分すべきことは確実である(山元, 2013a).



第 3-8 図 茨城層の泥卓越相. Fm 相＝塊状泥; St＝トラフ型斜交層理を持つ砂(基底部に礫伴う).
笠間市柏井(北緯 36 度 18 分 58 秒, 東経 140 度 20 分 41 秒; 南隣「石岡」地域内)

那珂川上流部の城里町春園の本層は, 径 5～15 cm の亜円～円礫を主体とし(第 3-9 図), 礫まじりの砂層をレンズ状に挟んでいる. 礫は一般に密集しており, 一部でインブリケーションを伴いながら, ほぼ水平に配列したものが多い. 礫種は, 珪長質火山岩・苦鉄質火山岩などすぐ背後の新第三系に由来するものと, 中生界の砂岩・頁岩を主体とする.

堆積環境 本層礫卓越相は, これが典型的な網状河川堆積物(例えば Miall, 1978)であることを示しており, その位置から当時の那珂川本流の流路沿いに形成されたものと考えられる. また, 東茨城台地

の南側に広がるオーバーストック部の泥質堆積物卓越相は、横山(2004)の指摘するように、その産状から陸成の後背湿地堆積物と判断される。一方で、台地の東部ではヘリンボーン斜交層理を持つ潮流堆積物が挟まれることから、この後背湿地は海に面しており河川流路を通じて上げ潮の影響があったことが示唆される。



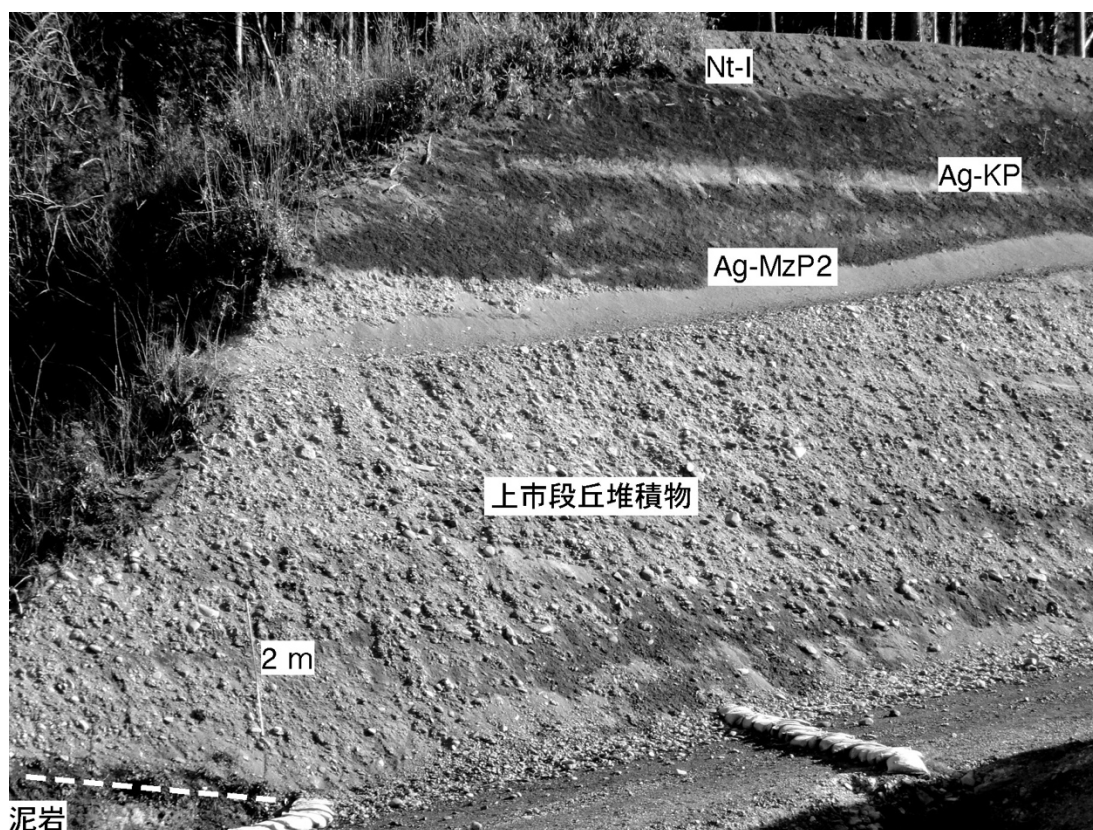
第 3-9 図 茨城層の礫卓越相

茨城県城里町上青山(北緯 36 度 27 分 47 秒, 東経 140 度 21 分 42 秒)

年代・対比 本層は約 9.5 万年前の鬼界葛原テフラ(K-Tz)をその最上部に挟むことから(Loc. Q1; 第 3-3 図), 鈴木(1989)や横山(2004)の主張通り MIS 5c の高海面期に形成されたもので, MIS5d に形成された谷地形を埋積した海岸平野や河口の堆積物からなる。20 万分の 1 地質図水戸(吉岡ほか, 2001)では, 東茨城・那珂台地の表層部は見和層を示す tm1 に区分され, tm2 の常総層が分布する茨城県南部の稲敷台地とは別の扱いになっているが, この対比が間違っており, 東茨城・那珂台地も tm2 へと区分し直さなければならない(山元, 2013a)。

3. 7 上市段丘堆積物(U)

地層名 斎藤(1959)の上市層, 坂本ほか(1972)の上市段丘礫層による。



第 3-10 図 上市段丘堆積物

段丘礫層の厚さは 5.6 m で、中新統の泥岩を覆う。被覆風成層中には赤城水沼 2 テフラ (Ag-MzP2)、赤城鹿沼テフラ (Ag-KP)、男体今市テフラ (Nt-I) が挟まれる。男体七本桜テフラ (Nt-S) は欠ける。山元 (2013b) の Loc. 35. 茨城県城里町石塚 (北緯 36 度 29 分 9 秒, 東経 140 度 22 分 51 秒)

模式地 城里町石塚周辺。

分布・構造 本地域内では、那珂川右岸で那珂台地の南西縁を縁取るほか、左岸では城里町石塚から水戸市中心市街地にいたる河岸段丘を構成する。

層序関係 下位層を不整合で覆う。礫層の基底は、ほぼ平滑である。段丘礫層は、厚さ約 3 m の土壌化した褐色風成火山灰土で覆われ、その基底付近に赤城水沼 2 テフラ (Ag-MzP2)、中位に赤城鹿沼テフラ (Ag-KP) が挟まれている (第 3-10 図)。

層厚 上流の城里町石塚周辺で、最大約 6 m。下流の那珂台地の南西縁や水戸市の中心市街地では 10 m 前後の層厚を持つ。

岩相 上流部で径 10～15 cm、下流部で径 5～10 cm の亜円～円礫を主体とする。礫種は、中生界の砂岩・頁岩・チャートを主体とし、処によって苦鉄質火山岩が多く、花崗岩や珪長質火山岩の礫も混じる。礫層の基底部では、新第三系の泥岩や見和層下部の粘土など軟弱な礫が集中することもある。礫は一般に密集しており、一部でインブリケーションを伴いながら、ほぼ水平に配列したものが多い。下流部では、しばしば礫混じりの砂層や細礫のみからなる部分が、レンズ状に挟まれている。

年代・対比 本堆積物離水直後の風成層中に約 7 万年前の Ag-MzP2 があることから(第 3-2 図), MIS5a から MIS4 にかけての海面低下期に形成されたと考えられる. 内陸部, 鬼怒川水系の宝木段丘(山元, 2006; 吉川ほか, 2010)と同時期の段丘堆積物である.

3. 8 ^{ぬかだ}額田段丘堆積物(N)

地層名 坂本ほか(1972)の額田段丘礫層による.

模式地 那珂市額田周辺(東隣「那珂湊」地域内).

分布・構造 本地域北東縁の那珂台地北縁にみられる. 本段丘の主要部分は, 本地域外の久慈川左岸に広く分布し, 上流へは常陸大宮・山方の台地へと連続する.

層序関係 下位層を不整合で覆う. 段丘礫層は, 厚さ約 3 m の土壌化した褐色風成火山灰土で覆われ, 上市段丘と同様に, その基底付近に赤城水沼 2 テフラ(Ag-MzP2), その中位には赤城鹿沼テフラ(Ag-KP)が挟まれている.

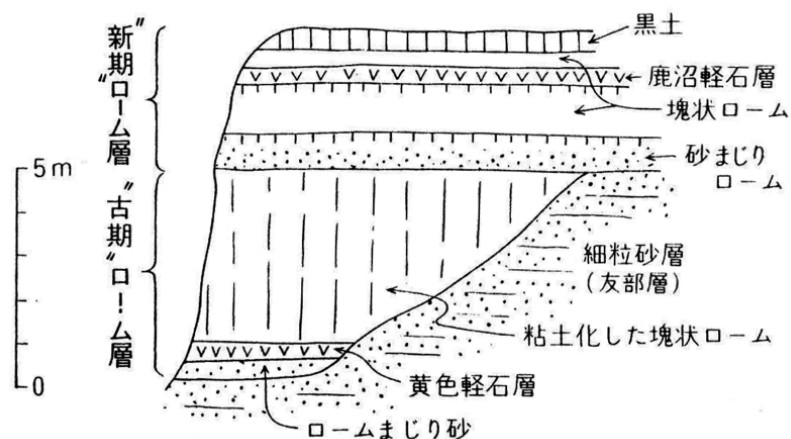
層厚 約 3 m.

岩相 径 10 cm 前後の垂円～円礫を主体とする. 礫種は, 中生界の砂岩・頁岩・チャートを主体とし, 花崗岩・苦鉄質火山岩・珪長質火山岩の礫も混じる. 礫は一般に密集しており, 一部でインブリケーションを伴いながら, ほぼ水平に配列したものが多い.

年代・対比 前述, 那珂川沿いの上市段丘堆積物と同時期の段丘堆積物である.

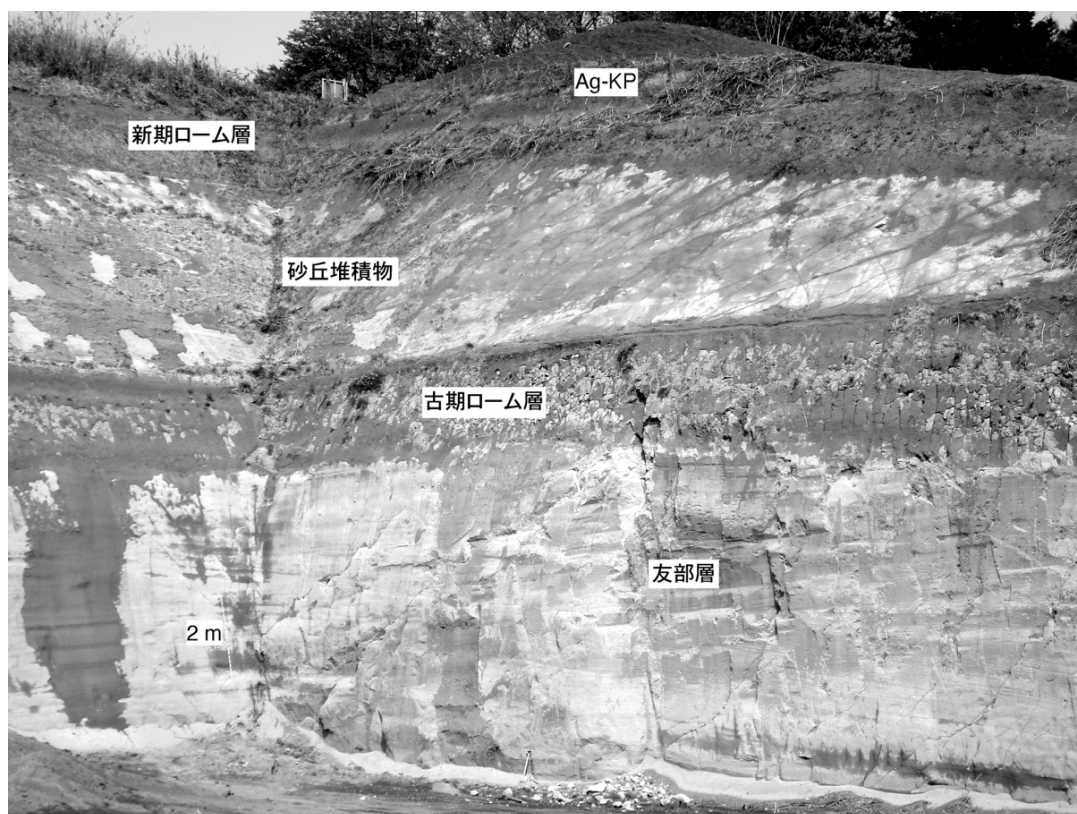
3. 9 風成層(e;地質断面図にのみ示す)

東茨城・那珂台地の茨城層の上位や友部丘陵の友部層の上位には土壌化した火山性の風成層が 3～8 m 厚で堆積している(地質図では省略). いわゆる“関東ローム層”と呼ばれる地層で, 地表直下には有機物の多いクロボク土, その下位には明褐色ないしは暗褐色や茶褐色の火山灰土があり, その中に一次堆積した降下火砕物が挟まれている. 低位段丘上にも薄く風成層が被覆しているが, 地質断面図でも省略している. 坂本・宇野沢(1979)は東茨城・那珂台地上にあるものを新期ローム層, それよりも下位にあるものを古期ローム層と仮称し, 新期ローム層の基底部に砂混じりの部分があるとしている(第 3-11 図). この砂質の部分は友部丘陵の水戸市杉崎町で厚く, 層厚 2 m で大型の平板斜交層理を持つ石英質の中粒～粗粒砂層となっている(第 3-12 図). その岩相と層準から MIS5e の最大海進時に形成された砂丘堆積物と考えられる. 本地域内の風成層から確認された降下火砕物は下位から以下の通りである.

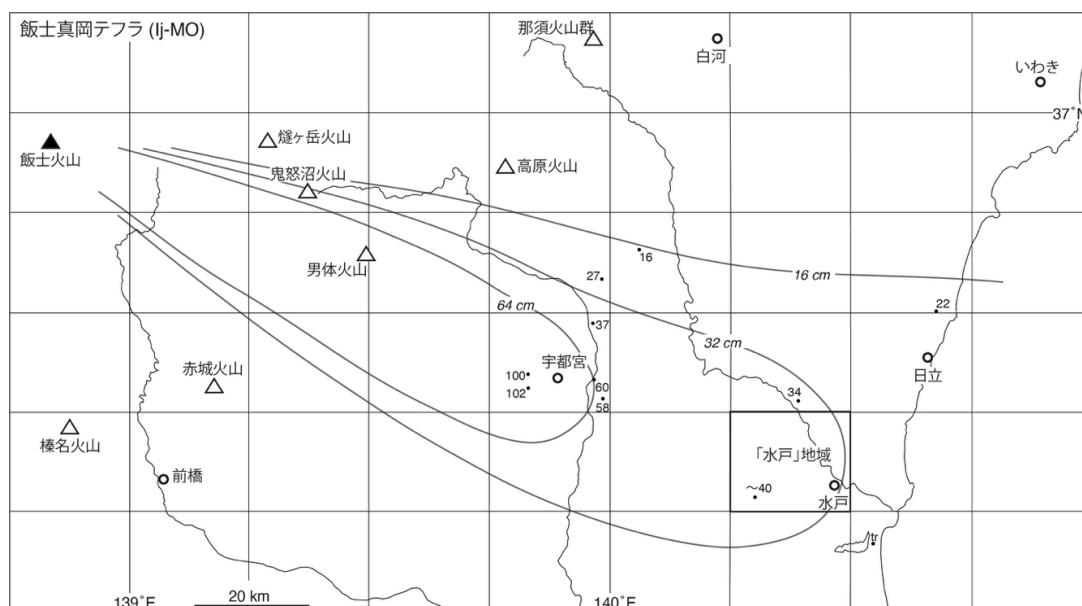


第 3-11 図 友部層を覆う風成層の露頭スケッチ

笠間市香取付近. 坂本・宇野沢 (1979) の第 2 図を転載. 古期ローム層中の黄色軽石層は, 飯土真岡テフラである. 貝塚 (1957) の第 5 図のスケッチとはほぼ同じ露頭であるが, 現在は消失している.



第 3-12 図 風成層中の砂丘堆積物. 友部層を覆う褐色火山灰土に平板斜交層理を持つ石英質の中粒～粗粒砂層が挟まれている. 水戸市杉崎町 (北緯 36 度 23 分 1 秒, 東経 140 度 19 分 26 秒). 第 3-11 図の砂混じりローム層に対応する. Ag-KP は赤城鹿沼テフラで, その下位の褐色火山灰土には局部的にカミングトン閃石が濃集しており, 榛名八崎テフラに由来するとみられる.



第 3-13 図 飯土真岡テフラの分布

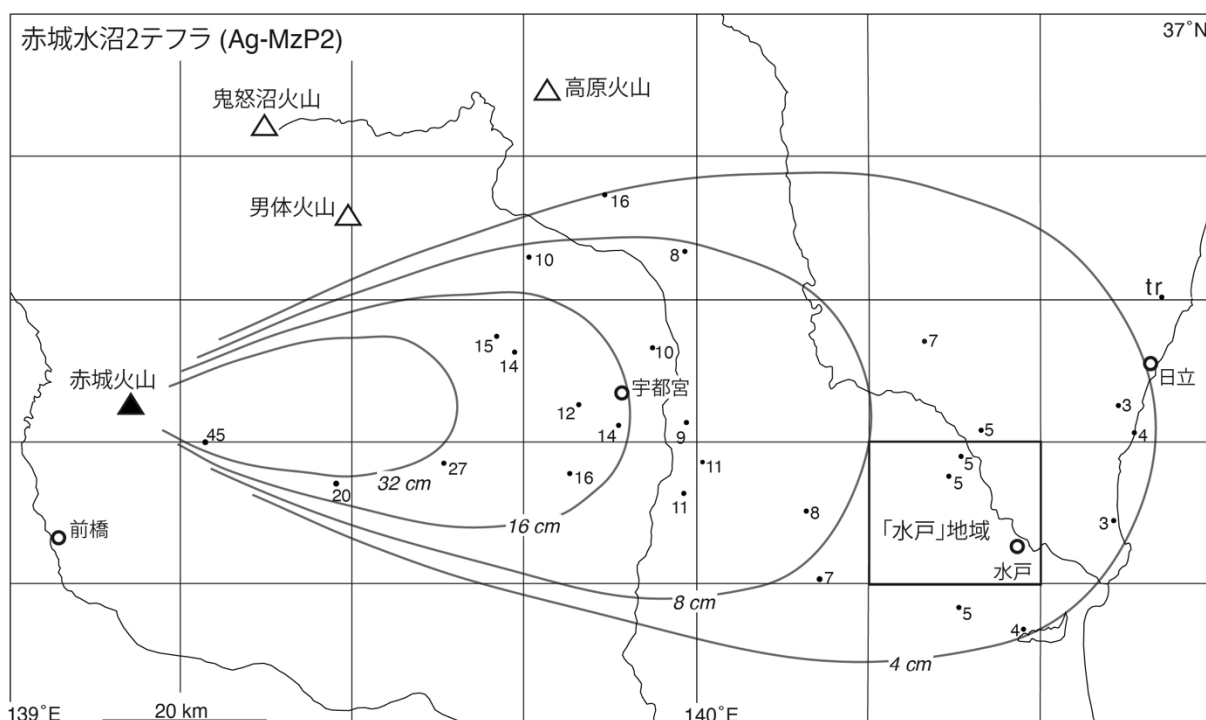
山元(2013b)の第 26 図に加筆. 数字は降下火砕堆積物の層厚で, 単位は cm.

飯土真岡テフラ(Ij-MO)

阿久津(1957)命名を, 山元(2007)が再定義. 模式地は栃木県宇都宮市上欠(「宇都宮」地域内). 飯土火山で約 22 万年前に発生したデイサイトの爆発的噴火の産物で, 給源近傍の越後湯沢火砕流堆積物と東南東に向かう降下火砕堆積物からなる(第 3-13 図; 山元, 2007; 2013b). 本テフラの岩質はカミングトン閃石普通角閃石デイサイトである. 周辺の分布状況から, 坂本・宇野沢(1979)が友部丘陵の古期ローム層中に確認した黄色降下軽石層(第 3-11 図)は本テフラと考えられる.

赤城水沼 2 テフラ(Ag-MzP2)

守屋(1968)の P2 を鈴木(1990)が再定義. 模式地は群馬県桐生市黒保根町水沼(「足尾」地域内). 赤城火山で約 7 万年前に発生したプリニー式噴火の産物で, 東に向かう降下火砕堆積物からなる(第 3-14 図; 山元, 2013b; 2016). 本地域では, 茨城県の東茨城・那珂台地及び上市段丘の被覆風成層の基底部付近に挟まれている. 白色の粗粒砂サイズ軽石からなり, 基質に遊離結晶片を多く含んでいる. その岩質は普通角閃石直方輝石単斜輝石デイサイトで, 火山ガラスの屈折率は 1.498~1.509 に分散し, 上位の赤城水沼 1 テフラと区別される. なお, 本テフラは貝塚(1957)が那珂台地軽石と呼んでいたものと同じものである. 鈴木(1993)は那珂台地軽石を Ag-MzP1 に対比していたが, その層厚分布と火山ガラスの屈折率の違いから, 本 Ag-MzP2 と那珂台地軽石が同一であることは明らかである.



第 3-14 図 赤城水沼 2 テフラの分布

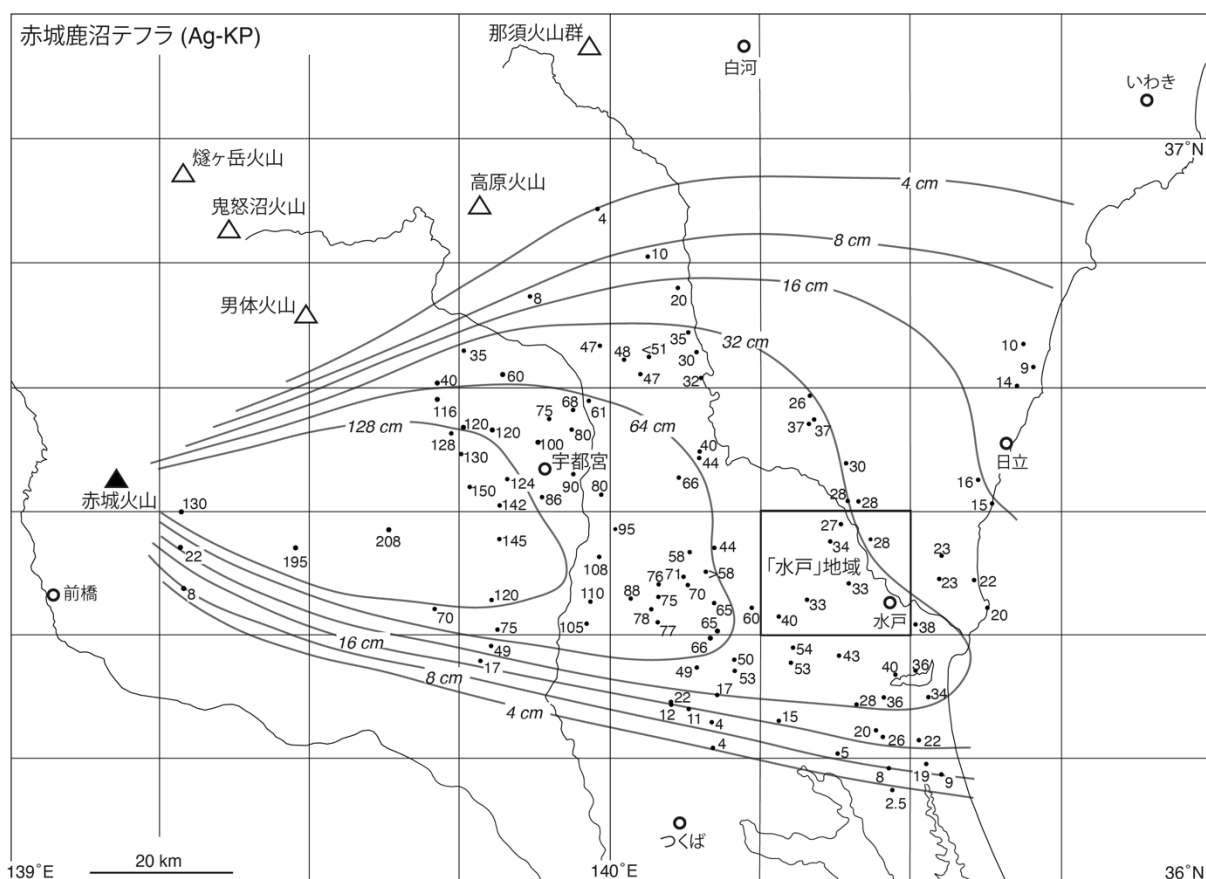
山元 (2013b) の第 20 図に加筆. 数字は降下火砕堆積物の層厚で, 単位は cm.

榛名八崎テフラ (Hr-HP)

新井 (1962) 命名. 模式地は, 群馬県渋川市北橋町八崎 (「前橋」地域内). 榛名火山の榛名カルデラを給源とする 4.9 万年前のプリニー式降下火砕物と山麓の白川火砕流堆積物からなる (山元, 2013b). 本テフラの岩質はカミングトン閃石含有普通角閃石直方輝石単斜輝石安山岩である. 赤城鹿沼テフラの下位 30 cm 前後の褐色火山灰土中に, 普通角閃石やカミングトン閃石の多く含まれる部分があり, 本テフラが存在するものと考えられる.

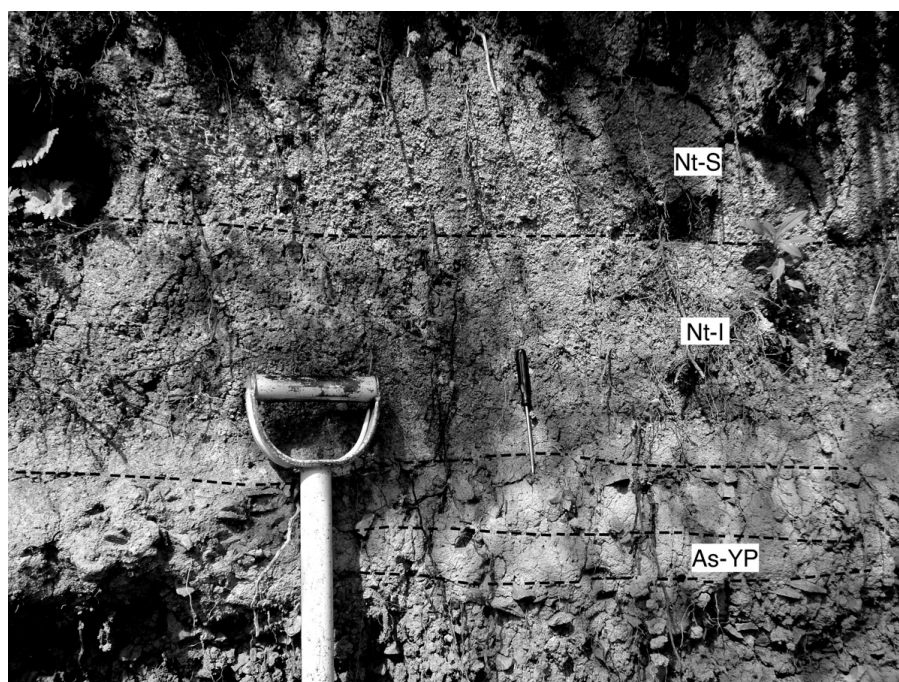
赤城鹿沼テフラ (Ag-KP)

阿久津 (1955) 命名. 模式地は, 栃木県鹿沼市下府所, 黒川東岸の段丘崖 (「宇都宮」地域内). 赤城火山で約 4.4 万年前 (青木ほか, 2008) に発生したプリニー式噴火の産物で, 東に向かう降下火砕堆積物からなり, 栃木-茨城地域では最も層厚の大きなテフラ層である (第 3-15 図; 山元, 2013b; 2016). 黄～白色の発泡の良い軽石火山礫からなり, 基質に細粒物がなく, 極めて淘汰が良い. 本テフラの岩質は普通角閃石直方輝石デイサイトである. 本地域内のほとんど全ての被覆風成層に挟まれている. 約 4.4 万年前の噴火年代は, 茨城県沖で掘削されたコア中の Ag-KP に対する酸素同位体比層序から決められたものである (青木ほか, 2008).



第 3-15 図 赤城鹿沼テフラの分布

山元(2013b)の第 17 図に加筆. 数字は降下火砕堆積物の層厚で, 単位は cm.



第 3-16 図 浅間板鼻黄色テフラ(As-YP)と男体今市・七本桜テフラ(Nt-I・Nt-S)

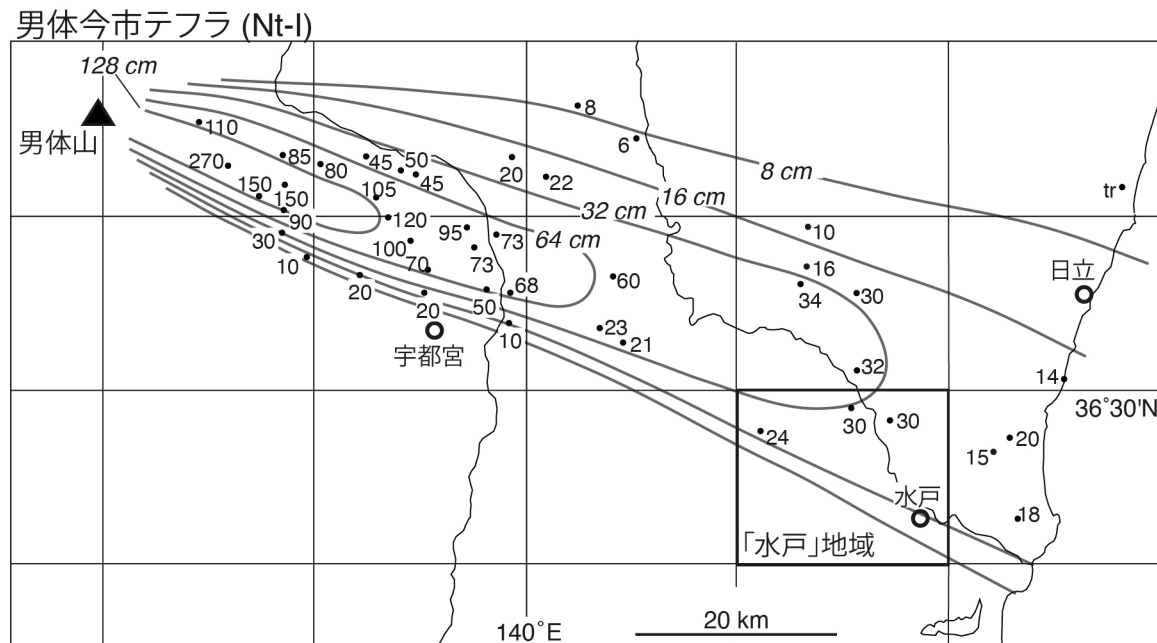
この露頭の As-YP の火山ガラス主成分化学組成は, 日光火山周辺の As-YP と一致する(山元, 2021b). 茨城県城里町小勝(北緯 36 度 27 分 50 秒, 東経 140 度 16 分 30 秒)

浅間^{いたはな}板鼻黄色テフラ(As-YP)

新井(1956)命名. 模式地は, 群馬県安中市板鼻(「榛名山」地域内). 本地域内では単斜輝石直方輝石を伴うガラス質火山灰の薄層(2 cm 以下)で, 降下層準は次の男体今市・七本桜テフラの直下に位置している(第 3-16 図). 城里町小勝[山元(2013b)の Loc.33]で採取した火山ガラスの主成分化学組成は, 他地域の As-YP と一致している(山元, 2021b).

男体今市(Nt-I)・七本桜^{しちほんざくら}(Nt-S)テフラ

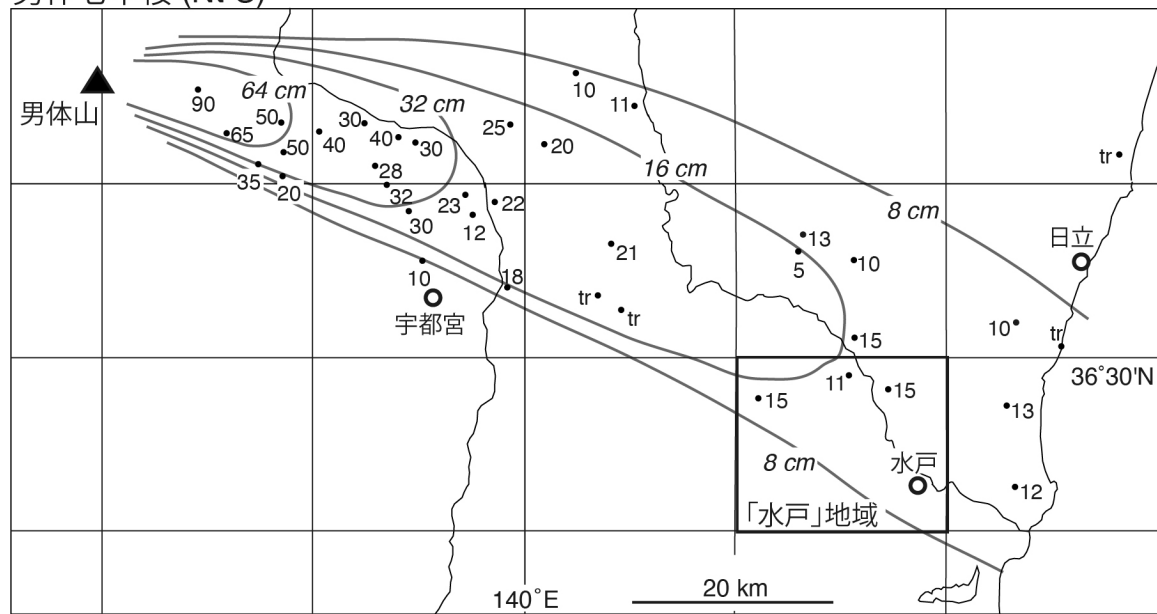
阿久津(1955)命名. 模式地は, 栃木県日光市七本桜, 大谷川南岸(「日光」地域内). 本堆積物は, 赤褐色で良く発泡した多面体型スコリアの火山礫降下堆積物からなる下部と, 黄白色の軽石火山礫降下堆積物からなる上部で構成され, 下部が Nt-I, 上部が Nt-I と呼ばれている(第 3-16 図). 上部と下部の境界は明瞭で, 漸移することはない. Nt-I は基質に細粒物を持たず, 淘汰が非常に良い. 一方, Nt-S は基質に粗粒砂～細礫サイズの軽石や結晶片を持ち淘汰がやや異なる. 両者の間に土壌層の形成はなく, 一輪廻の噴火堆積物における異なる噴火ユニットと考えられている(山崎, 1957; 石崎・呉山, 2004). Nt-I の本質物は斑晶量の乏しい直方輝石単斜輝石安山岩～デイサイト, Nt-S の本質物は斑状の直方輝石単斜輝石デイサイトを主体としている. Nt-I・Nt-S の分布は, とともに給源の男体山から東南東に延び, 茨城県ひたちなか市で太平洋に達している(第 3-17, -18 図). 本地域北側で地表のクロボク土と下位の褐色火山灰土との境界部に位置しており, 野外での認定は容易である. 本テフラの噴出年代は, 暦年補正值として 14,935～14,770 cal yBC の年代値が報告され, ほぼ 17 cal ka となった(中村ほか, 2011).



第 3-17 図 男体今市テフラの分布

山元(2013b)の第 14 図に加筆. 数字は降下火砕堆積物の層厚で, 単位は cm.

男体七本桜 (Nt-S)



第 3-18 図 男体七本桜テフラの分布

山元 (2013b) の第 15 図に加筆. 数字は降下火砕堆積物の層厚で, 単位は cm.



第 3-19 図 低位段丘堆積物

那珂市戸 (北緯 36 度 27 分 34 秒, 東経 140 度 25 分 24 秒)

3. 10 低位段丘堆積物(t)

分布・構造 那珂川本流沿いに分布するほか、その支流の藤井川沿いにも良く連続する。また、本地域南西部の笠間盆地内、涸沼川沿いにも分布する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。本段丘礫層の上位には暗褐色火山灰土やクロボクが重なる。クロボク土の基底部には男体今市・七本桜テフラが挟まれるが、あまり保存状況は良くない。

岩相 那珂市戸的那珂川右岸では、径 10～18 cm の垂円～円礫を主体とする。礫種は、中生界の砂岩・頁岩・チャートを主体とし、花崗岩や火山岩の礫も混じる(第 3-19 図)。

年代・対比 後述する男体今市・七本桜テフラの噴火年代は 17 ka であるので、それ以前の最終氷期に離水した段丘と考えられる。

3. 11 地すべり堆積物(ls)

分布・構造 城里町の上市段丘沿いに点在するほか、笠間市の涸沼川沿いにも存在する。上部に滑落崖、下部に上に凸な緩斜面を伴う典型的な地すべり地形を呈する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

岩相 各地すべり堆積物の背後にある滑落崖を構成する岩石が角礫化して堆積物を構成している。

年代・対比 本堆積物の上位には黒色土壌(クロボク土)が重なり、形成時期は後期更新世～完新世と判断されよう。

3. 12 山麓緩斜面堆積物(s;地質断面図では a)

分布・構造 本層は、友部丘陵から鶏足山塊の小規模で浅い谷を埋める緩斜面に分布する。

層序関係 地形から、谷に削り込まれた下位層を不整合に覆うものと判断できる。

岩相 露出条件が極めて悪く、本堆積物を露頭として観察することはほとんど出来なかった。僅かに観察された鶏足山塊中のものは、基質支持で淘汰の悪い垂角礫からなり、土石流堆積物と判断された。

年代・対比 本堆積物は後期更新世～完新世の堆積物と見られるが、その年代を示す資料はない。

3. 13 谷底平野堆積物(v;地質断面図では a)

分布・構造 本層は東茨城・那珂台地に分布する谷幅約 100～200 m の浅い谷を埋める平野の堆積物である。台地の平坦面と谷底との比高は 1～2 m と非常に小さい。

層序関係 地形から、東茨城・那珂台地を構成する見和・茨城層を不整合に覆うものと判断できる。

岩相 谷底のほとんどが水田として利用されており、攪拌されていない自然状態の谷底平野堆積物を露頭として観察することは出来なかった。おそらく泥及び砂から構成されるものと判断される。

年代・対比 本堆積物は最終氷期に形成された谷地形を埋めているので、少なくとも表層及びその直下の堆積物は完新世である。周辺の状況から完新世最温暖期(ヒブシサーマル期)に広がった谷底平野の構成層が、その後、離水したものと考えられるが、年代測定結果等で確認しているわけではない。

3. 14 沖積層(al, af, ac;断面図では a)

本層是那珂川沿い、久慈川沿い、涸沼前川沿いの低地に分布し、自然堤防堆積物(al)、氾濫平野及び後背湿地堆積物(af)、旧河道堆積物(ac)からなる。これらは地形から判読されたもので、沖積平野

のなかの微高地を自然堤防、線状の低地を旧河道、それ以外の部分を氾濫平野及び後背湿地としている。

沖積層下に伏在する最終氷期の谷底は、ボーリング資料をもとに復元され、那珂川の河口付近(東隣「那珂湊」地域)では海面下約 80 m にある(坂本・野間, 1969)。また、本地域東縁部の国道 349 号線改修工事(水戸工事事務所)のボーリングでは、那珂川に架かる万代橋の北側で海面下約 33 m, 南側で海面下約 42m の深度で基盤の泥岩に達しており(防災科学研究所技術ジオ・ステーション参照), その深度は坂本・野間(1969)の示した那珂川谷底断面図と概ね一致している。また、久慈川低地の木島大橋の両岸でのボーリングは、海面下約 24m の深度で基盤に達していない(防災科学研究所技術ジオ・ステーション参照)。

那珂川・久慈川低地でのボーリングで明らかにされた本層は、基底部の礫層と、これを覆う厚い泥と砂の互層から構成されている。

3. 15 現河床堆積物及び人工堤防(rb)

那珂川・久慈川の現河床とその両岸に構築された人工堤防である。那珂川・久慈川の堤防は大雨時に度々決壊し、近年では 2019 年 10 月台風 19 号により、本地域内でも甚大な浸水被害が発生している。

3. 16 埋立地(r)

千波湖の周辺に分布する干拓地で、大正時代～昭和時代初期に形成された。当所は水田として利用されたが、現在は市街地化が進んでいる。

引用文献

- 阿久津 純 (1955) 宇都宮周辺の関東火山灰層と河成段丘. 宇都宮大学学芸学部研究論集, no.4, p.33–46.
- 阿久津 純 (1957) 宇都宮付近の関東ローム (火山灰) 層. 地球科学, vol.33, p.1–11.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道 (2008) 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, vol.47, p.391–407.
- 新井房夫 (1956) 赤城火山西南部の関東ローム. 地球科学, no.28, p.23–30.
- 新井房夫 (1962) 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編 no.10, p.1–79.
- 下司信夫・竹内圭史 (2012) 榛名山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 79p.
- International Commission on Stratigraphy, 2011, *Regional chronostratigraphical correlation table for the last 270,000 years Europe north of the Mediterranean*. http://www.stratigraphy.org/upload/Quaternary_last270ka.pdf (2012 年 10 月 10 日参照)
- 石崎泰男・呉山正和 (2004) 日光火山群男体火山の 12ka 噴火の推移とマグマ供給系. 岩石鉱物科学, vol.33, p.197–207.
- 岩野英樹・壇原 徹・吉岡 哲 (2004) 金砂郷古生物群フィッション・トラック年代測定結果. ミュージアムパーク茨城県自然博物館モノグラフ第 1 号, 茨城県新第三紀金砂郷古生物群, no.195–209.
- 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.
- 菊地瑛彦・長谷川 健 (2020) 栃木県北部, 余笹川岩屑なだれ堆積物の層序・年代と運搬過程. 地質学雑誌, vol.126, p.293–310.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂 (1981) 更新世後期における関東平野の地塊状造盆運動. 地質学論集, no.20, p.113–128.
- 粕 武・坂本 亨・安藤 厚 (1983) 茨城県中部地域における上部新生界堆積岩の全硫黄量と堆積環境. 地質調査所月報, vol.34, p.279–293.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス・日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 松本 現・牧野康彦 (2000) 潤沼周辺に分布する上部更新統見和層の堆積相. 茨城県自然博物館研究報告, no.3, p.1–16.
- Miall, A.D. (1978) Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D., ed., *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., no.5, 597–604.
- 守屋以智雄 (1968) 赤城火山の地形と地質. 前橋営林局, 64p.
- 中村洋一・松居誠一郎・布川嘉英 (2011) 男体今市 (Nt-I) および男体七本桜 (Nt-S) の噴出年代. 日本火山学会講演予稿集 2011 年秋季大会, p.73–73.
- 成田層研究会 (2001) 東茨城台地を構成する上部更新統下総層群見和層の堆積相. 茨城県自然博物館第 2 次総合調査報告書, p.55–86.
- 納谷友規・図子田香織 (2024) 茨城県常陸大宮市の瓜連丘陵に分布する更新統引田層から産出し

- た 2 分類群の *Lindavia* 属珪藻化石. DIATOM, vol.40, p.1-6.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992) 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, vol.98, p.235-258.
- 大井信三・横山芳春 (2011) 常陸台地の第四系下総層群の層序と堆積システムの時空変化. 地質学雑誌, vol.117, 補遺, p.103-120.
- 大井信三・横山芳春・西連地信男・安藤寿男 (2013a) 常陸台地における下総層群木下層のテフラ層序と広域対比. 地質学雑誌, vol.119, p.488-505.
- 大井信三・西連地信男・横山芳春・安藤寿男 (2013b) 常陸台地における段丘面区分の再検討. 茨城県自然博物館研究報告, no.16, p.51-56.
- 大石雅之 (2009) 四阿火山を起源とする噴出物の岩石記載的特徴とテフラ分布. 地学雑誌, vol.118, p.1237-1246.
- 斎藤登志雄 (1952) 茨城県久慈郡太田町付近に分布する第三紀層の層序に就いて. 茨城大学文理学部紀要, no.2, p.130-148.
- 斎藤登志雄 (1959) 水戸・涸沼地域の地質 (涸沼の地学的考察, 第 2 報). 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一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一. 地質調査所月報, vol.23, p.511-517.
- 坂本 亨 (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, 55p.
- 坂本 亨・野間泰二 (1969) 那珂川下流 (茨城県中部) における沖積層基底の埋積谷. 地質調査所月報, vol.20, p.697-700.
- 坂本 亨・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. 地質調査所月報, vol.27, p.655-664.
- 坂本 亨・宇野沢 昭 (1979) 茨城県中部, 友部丘陵の第四系. 地質調査所月報, vol.30, p.269-283.
- 坂本 亨・伊藤吉助・阿久津 純 (1967) 茨城県那珂台地に伏在する旧河谷とその埋積層の珪藻化石. 地質調査所月報, vol.18, p.787-792.
- 坂本 亨・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.
- 坂本 亨・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 地質図). 地質調査所, 94p.
- 坂本 亨・相沢輝雄・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 地質図). 地質調査所, 50p.
- 鈴木毅彦 (1989) 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成. 地理学評論, vol.62(A), p.475-494.
- 鈴木毅彦 (1990) テフロクロノロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史. 地学雑誌, vol.99, p.182-197.
- 鈴木毅彦 (1993) 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層. 地学雑誌, vol.102, p.73-90.
- 鈴木毅彦・早川由紀夫 (1990) 中期更新世に噴出した大町 APm テフラ群の層位と年代. 第四紀, vol.29, p.105-120.

- 高橋宏和 (1986) 茨城県常陸太田市地域の鮮新統久米層産貝類化石群集. 瑞浪化石博専報, no.6, p.91–103.
- 山元孝広 (2006) 1/20 万「白河」図幅地域の第四紀火山：層序及び放射年代値に関する新知見. 地質調査研究報告, vol.57, p.17–28.
- 山元孝広 (2007) テフラ層序からみた新潟県中期更新世飯土火山の形成史：関東北部での飯土真岡テフラと MIS7 海面変動の関係. 地質調査研究報告, vol.58, p.117–132.
- 山元孝広 (2012) 茨城県瓜連丘陵に分布する引田層のフィッシュン・トラック年代. 地質調査総合センター研究資料集, no.562, p.1–7.
- 山元孝広 (2013a) 東茨城台地に分布する更新統の新層序と MIS5-7 海面変化との関係：地下地質とテフラ対比による茨城層, 見和層, 夏海層, 笠神層の再定義. 地質調査研究報告, vol.64, p.225–249.
- 山元孝広 (2013b) 栃木-茨城地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化. 地質調査研究報告, vol. 64, p.251–304.
- 山元孝広 (2016) 赤城火山軽石噴火期のマグマ噴出率と組成の変化. 地質学雑誌, vol.122, p.109–126.
- 山元孝広 (2021a) 那須火山群周辺の中期～後期更新世テフラ層序：川谷降下火砕物の新記載と余笹川・東岩崎岩屑なだれ堆積物の層準. 地質調査研究報告, vol.72, p.397–420.
- 山元孝広 (2021b) 那須火山群・高原火山・日光火山群周辺の中期～後期更新世テフラ層序と火山ガラスの主成分化学組成. 地質調査総合センター研究資料集, no.712
- 山崎正男 (1957) 男体火山の末期活動. 火山, 第 2 集, vol.2, p.63–76.
- 横山芳春 (2004) 茨城県における更新統下総層群の層序と堆積史. 早稲田大学大学院理工学研究科, 博士論文, 122p.
- 横山芳春・安藤寿男・大井信三・山田美隆 (2001) 下総層群"見和層"に認められる 2 回の相対海水準変動の記録：茨城県南東部石岡一鉾田地域の例. 堆積学研究, no.54, p.9–20.
- 横山芳春・大井信三・中里裕臣・安藤寿男 (2002) バリアー島に規制された堆積相と地形形成：茨城県東茨城台地西縁地域における下総層群"見和層"を例に. 堆積学研究, no.55, p.17–28.
- 吉川敏之・山元孝広・中江 訓 (2010) 宇都宮地域の地質. 産総研地質調査総合センター, 79p.