都市域の地質地盤図「埼玉県南東部」（説明書）

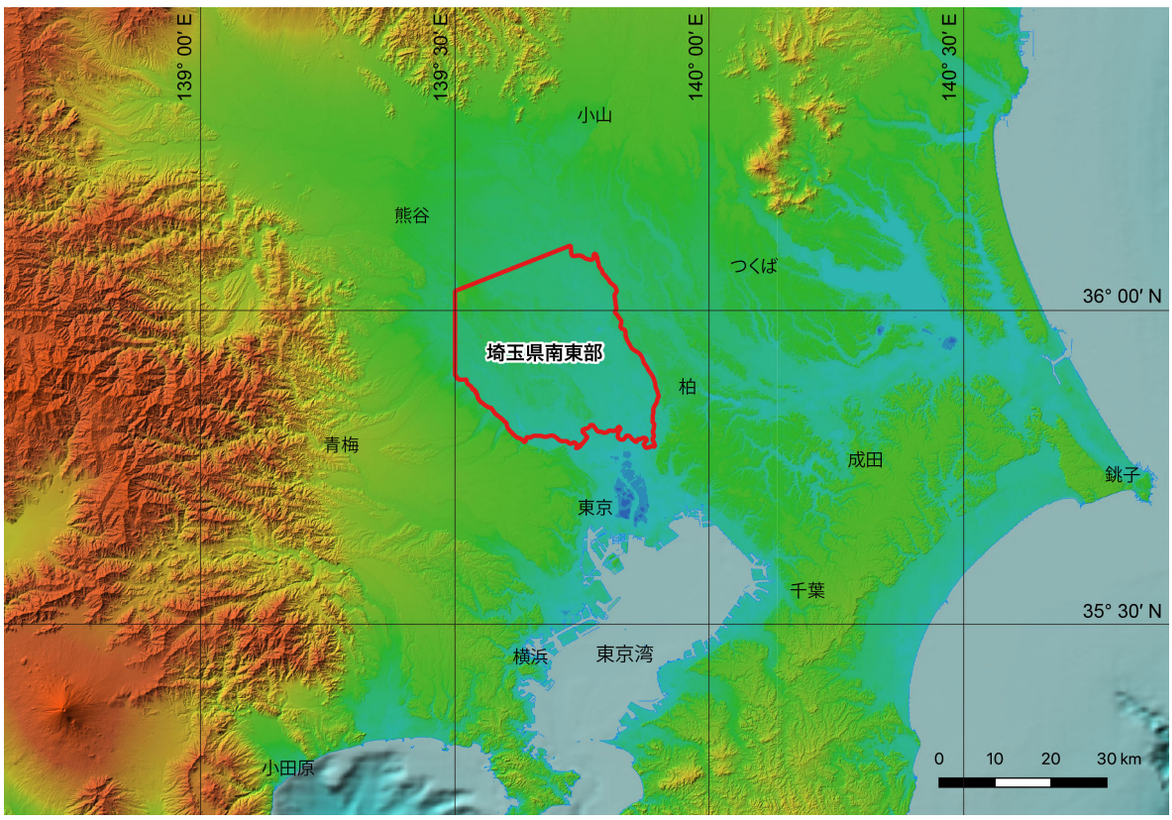
米岡佳弥[*]・野々垣 進[*]・小松原純子[*]・尾崎正紀[*]・中里裕臣[*]・中澤 努[*]・
八戸昭一[**]

[*] 産総研地質情報研究部門
[**] 埼玉県環境科学国際センター

都市域の地質地盤図
https://gbank.gsj.jp/urbangeol/

令 和 7 年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター



位　置　図

本研究での詳細調査範囲を赤実線で示す．この範囲については，ウェブサイト「都市域の地質地盤図」で地質図（平面図）のほか，2.5 km メッシュ立体図及び任意箇所の断面図の表示が可能である．

位置図の背景図は地理院地図の色別標高図を使用．

都市域の地質地盤図「埼玉県南東部」（説明書）

米岡佳弥[*]・野々垣 進[*]・小松原純子[*]・尾崎正紀[*]・中里裕臣[*]・中澤 努[*]・
八戸昭一[**]・

埼玉県南東部は，東京都区部に接してその北側に位置し，近年，都市化が極めて著しい地域である．首都機能の一部を担うさいたま新都心を有し，行政・経済の両面から重要性の高まっている地域といえる．鉄道路線沿いを中心に，オフィス街や商業施設，住宅などが密集して発達するとともに，地下空間の有効利用もすすみ，より深部へと開発が及んでいる．一方で荒川や古利根川，江戸川等の河川沿いの低地あるいは台地を刻む谷底低地など，脆弱な地盤の地域にも宅地開発の波が及び，防災・減災のために地質地盤情報の利活用の促進が望まれる地域でもある．

都市域の地質地盤図「埼玉県南東部」は，ボーリングデータに基づいてこの地域の浅層の地層の分布形態を示したものである．コンピュータ処理により作成した 3 次元地質モデルを平面図，断面図，立体図として閲覧できるほか，解析に使用したボーリングデータの閲覧も可能である．

今回，ボーリングデータに基づいて大縮尺の 3 次元地質モデルを作成したのは，地下利用の頻度の高い，地表からおよそ数 10 m の範囲に分布する沖積層から下総層群藪層基底までの地層とした．3 次元地質モデルの作成には，「埼玉県ボーリング柱状図」（埼玉県環境科学国際センター，2023），「国土地盤情報データベース」（一般社団法人国土地盤情報センター，2024），武蔵野（東西）線地質図（日本鉄道建設公団東京支社，1974），上越新幹線（大宮・水上間）地質図（日本国有鉄道東京第三工事局，1982），東北新幹線（上野・大宮間）地質図（日本国有鉄道東京第一工事局・東京第二工事局・東京第三工事局，1986），東北新幹線地質図（大宮・宇都宮間）（日本国有鉄道東京第三工事局，1982）の収録データ等，主に土木建築工事のボーリングデータ約 10,000 地点分を利用するとともに，コア試料の詳細な解析を実施した層序ボーリング調査データ 21 地点分を地層対比の基準データとして使用した．

本地質地盤図の調査に際して，さいたま市，北本市をはじめとする自治体にはボーリング調査用地の便宜をはかっていただいた．ボーリング工事は大洋地下調査株式会社，城東地質株式会社，及び中央開発株式会社，花粉分析は有限会社アルプス調査所によって行われた．また，テフラ粒子の化学分析の多くは株式会社古澤地質によって行われた．コア観察・処理や堆積物の粒度分析，テフラ粒子の屈折率測定は，産総研地質情報研究部門の坂田健太郎氏にご協力いただいた．ボーリング柱状図の電子化では，産総研地質情報研究部門の和田明美氏にご協力いただいた．

本地質地盤図の作成は埼玉県との共同研究として実施したものである．

（令和 7 年稿）

所　属
[*] 産総研地質情報研究部門
[**] 埼玉県環境科学国際センター

Keywords: urban geological map, 3D geological map, 3D modelling, Pleistocene, Holocene, Shimosa Group, post-LGM deposits, Saitama, Kanto Plain, Japan

目　次

第1章　地　形 …… 1
1. 1　台地 …… 1
1. 1. 1　大宮台地 …… 2
1. 1. 2　下総台地 …… 4
1. 2　低地 …… 4
1. 2. 1　荒川低地 …… 4
1. 2. 2　中川低地 …… 4
第2章　地質概説 …… 5
2. 1　下総層群 …… 5
2. 2　新期段丘堆積物及び関東ローム層 …… 5
2. 3　沖積層 …… 5
2. 4　基準ボーリングデータ …… 6
第3章　下総層群 …… 9
3. 1　研究史 …… 9
3. 2　地蔵堂層 …… 10
3. 3　藪層 …… 18
3. 4　上泉層 …… 21
3. 5　清川層 …… 25
3. 6　木下層 …… 27
3. 7　大宮層 …… 40
3. 8　地質構造 …… 42
第4章　新期段丘堆積物及び関東ローム層 …… 43
4. 1　新期段丘堆積物 …… 43
4. 1. 1　綾瀬川段丘堆積物 …… 43
4. 2　関東ローム層 …… 43
4. 2. 1　常総粘土 …… 43
4. 2. 2　新期ローム層 …… 45
第5章　沖積層 …… 47
5. 1　荒川低地の沖積層 …… 48
5. 2　中川低地の沖積層 …… 49
5. 3　芝川低地の沖積層 …… 50
第6章　3D 地質モデリング …… 53
6. 1　3D 地質モデルの概要 …… 53
6. 2　地形区分図の作成 …… 53
6. 3　地下サーフェスモデルの作成 …… 54
6. 3. 1　地質体及び境界面の設定 …… 54
6. 3. 2　イベント列及び地質構造の論理モデルの作成 …… 54
6. 3. 3　地層対比による等式・不等式標高データの作成 …… 54

6. 3. 4　地形区分図を用いた等式標高データの作成 …… 55
6. 3. 5　境界面の形状の推定 …… 55
6. 3. 6　地下サーフェスモデルの作成 …… 56
6. 4　3D 地質モデルの作成 …… 56
第7章　応用地質 …… 59
7. 1　広域的な地盤沈下と地下水揚水規制 …… 59
7. 2　地盤沈下対策の効果と課題 …… 60
7. 3　都市河川周辺の地盤沈下 …… 62
7. 4　海成堆積物の掘削に伴う環境リスク …… 62
7. 5　地震災害と液状化（東北地方太平洋沖地震の例） …… 63
7. 6　地中熱利用ヒートポンプシステムの利用 …… 64
文献 …… 67
Abstract …… 73

図・表目次

第 1. 1 図　埼玉県南東部の行政区分
第 1. 2 図　埼玉県南東部の地形
第 1. 3 図　埼玉県南東部の地形区分
第 2. 1 図　埼玉県南東部の層序総括図
第 2. 2 図　地質図（平面図）と基準ボーリング調査地点
第 3. 1 図　調査地域の更新統下総層群の柱状図
第 3. 2 図　越谷 GS-KS-1 コアの上総層群笠森層から下総層群地蔵堂層にかけての範囲から産出した花粉化石群集
第 3. 3 図　浦和 GS-UR-1 コアの下総層群から産出した有孔虫化石群集
第 3. 4 図　浦和 GS-UR-1 コアにみられる J4（TE-5a）テフラ
第 3. 5 図　藪層基底の標高分布
第 3. 6 図　上泉層基底の標高分布
第 3. 7 図　北本 GS-KM-1 コアから産出した花粉化石群集
第 3. 8 図　浦和 GS-UR-1 コアにみられる Km2（TCu-1）テフラ
第 3. 9 図　清川層基底の標高分布
第 3. 10 図　春日部 GS-KB-1 コアにみられる Ky3（TB-8）テフラ
第 3. 11 図　Ky3 テフラと TB-8 テフラの直方輝石（斜方輝石）の屈折率の比較
第 3. 12 図　木下層下部基底の標高分布
第 3. 13 図　木下層上部基底の標高分布
第 3. 14 図　埼玉県南東部の基準ボーリング調査に基づく木下層の柱状図
第 3. 15 図　川口市戸塚の露頭で観察された木下層最上部のトラフ型斜交層理砂層
第 3. 16 図　浦和 GS-UR-1 コアの木下層から産出した花粉化石群集
第 3. 17 図　川口 GS-KG-1 及び桶川 GS-OK-1 コアの木下層から産出した花粉化石群集
第 3. 18 図　大宮 GS-OM-6 コアの木下層から産出した花粉化石群集
第 3. 19 図　川口 GS-KG-1 コアの木下層から産出した有孔虫化石群集
第 3. 20 図　浦和 GS-UR-1 コア，川口 GS-KG-1 コア，桶川 GS-OK-1 コアの木下層から産出した貝化石群集
第 3. 21 図　浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コアの木下層から産出した珪藻化石群集
第 3. 22 図　大宮層基底の標高分布
第 4. 1 図　埼玉県南東部に分布する段丘堆積物と被覆層の模式柱状図と推定される離水層準
第 4. 2 図　常総粘土の基底付近に挟在する三色アイス軽石層（Klp テフラ群）の露頭写真と柱状図
第 4. 3 図　箱根東京（Hk-TP）テフラの記載岩石学的特徴
第 5. 1 図　沖積層の基底分布図及び断面図位置
第 5. 2 図　荒川低地の埋没谷底に沿った断面図
第 5. 3 図　中川低地の埋没谷底に沿った断面図
第 5. 4 図　芝川低地の埋没谷底に沿った断面図
第 6. 1 図　3D 地質モデルの作成範囲
第 6. 2 図　地層境界面の平面図と立体図
第 6. 3 図　3D 地質モデルの表示例
第 7. 1 図　埼玉県の代表的な地盤沈下・地下水位観測井における地下水位と累積地盤沈下量の変化

第 7. 2 図　昭和 53 ～昭和 63 年の累積地盤沈下量分布
第 7. 3 図　昭和 63 ～平成 10 年の累積地盤沈下量分布
第 7. 4 図　平成 10 ～平成 20 年の累積地盤沈下量分布
第 7. 5 図　埼玉県の法条例指定地域と水準点・観測所
第 7. 6 図　関東平野北部地盤沈下防止等対策要綱の対象地域における地下水採取量の推移
第 7. 7 図　平成 8 年（渇水年）の地盤沈下量分布
第 7. 8 図　平成 7 年（平常年）の地盤沈下量分布
第 7. 9 図　久喜市において東北地方太平洋沖地震による液状化が発生した地点の土地条件図「鴻巣」及び旧版地形図「栗橋」上での位置
第 7. 10 図　想定地質断面と液状化判定により $F_L < 1.0$ となる地層の位置
第 7. 11 図　大宮警察署の地中熱システムの熱交換井を含む地質断面図

第 2. 1 表　基準ボーリング調査諸元及び文献
第 3. 1 表　基準ボーリングコア試料から見出されたテフラの記載岩石学的特徴
第 3. 2 表　テフラに含まれる火山ガラスの化学組成
第 3. 3 表　UR1-No. 8 テフラに含まれるカミングトン閃石の化学組成
第 4. 1 表　関東ローム層に挟在するテフラの記載岩石学的特徴
第 6. 1 表　地質構造の論理モデル
第 6. 2 表　境界面の推定パラメータと推定誤差

Fig. 1 Stratigraphic summary in the southeastern area of Saitama Prefecture

第 1 章　地　形

（尾崎正紀）

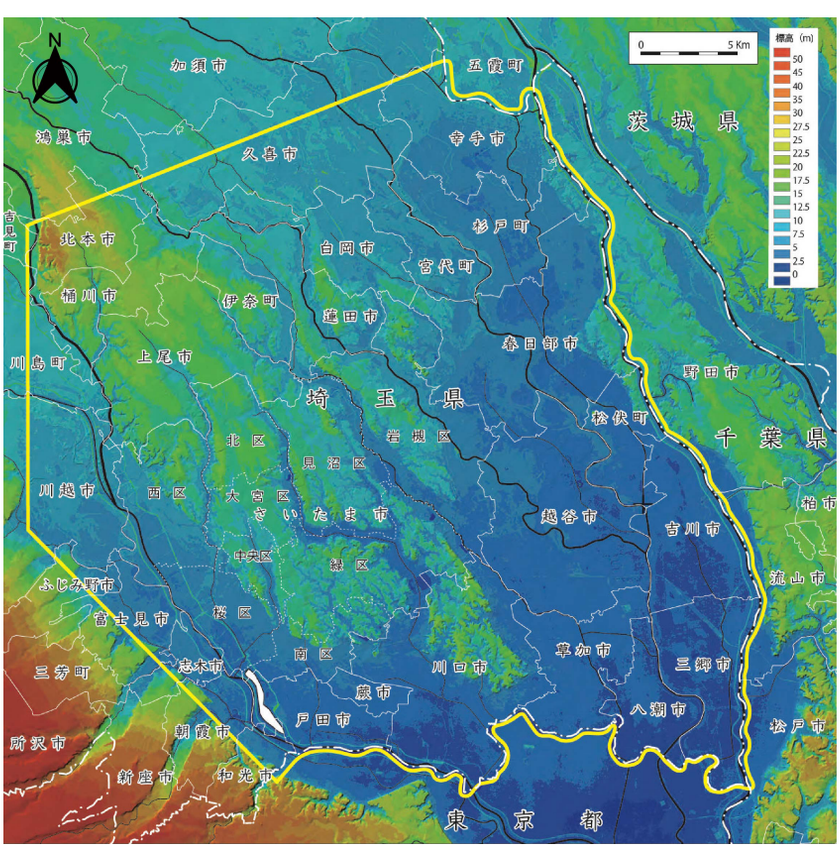
本地域は，さいたま市，川口市，越谷市，上尾市，春日部市などを含む埼玉県南東部にあたる（第 1.1 図）．地形としては，武蔵野台地と下総台地に挟まれた，西から東へ荒川低地，大宮台地，中川低地が発達する地域で，わずかであるが下総台地も含まれる（第 1.2 図）．

1.1　台　地

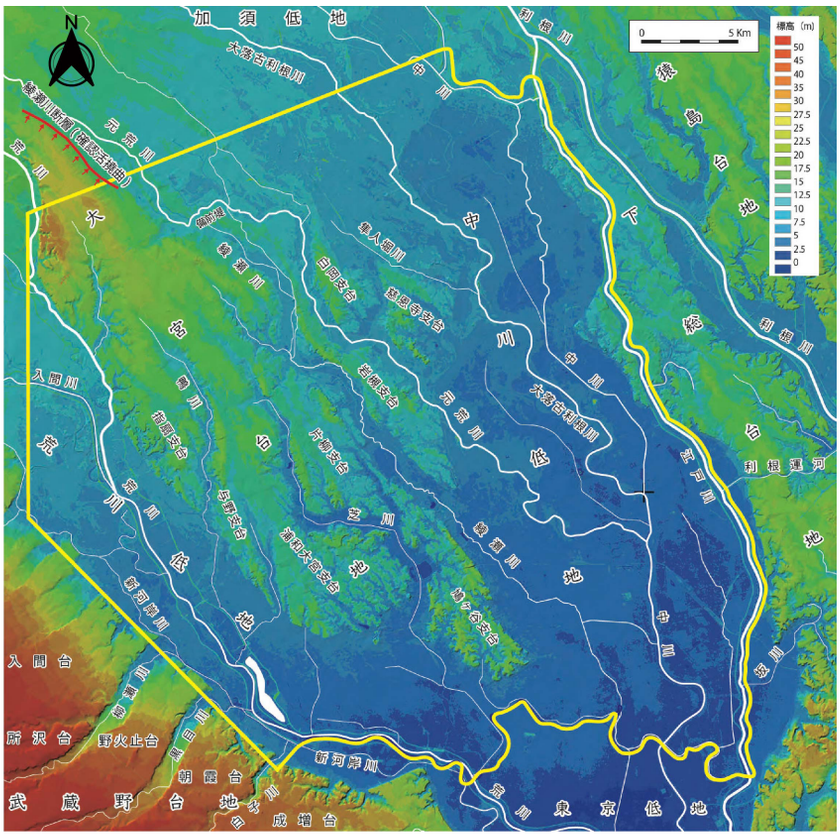
本地域及びその周辺に発達する台地（段丘）面は，高位より S 面，M1 面，M2 面，Tc 面に区分され（第 1.3 図），それぞれ海洋酸素同位体ステージ（Marine Isotope Stage：MIS）5e，5c ～ b，5a ～ 4，3 ～ 2 に形成された地層の堆積面（離水面）にあたる（第 2 章「地質概説」及び第 4 章「新期段丘堆積物及び関東ローム層」を参照）．

本地域の台地を構成する地層の堆積面（離水面）上には厚くローム層が堆積し，段丘堆積物はローム層の下に分布する．しかし，本地域の M2 面以降の段丘面の一部は，その段丘面に対応する段丘堆積物が欠如する，あるいは極めて薄い（第 1.3 図の凡例で「＊」で示される段丘区分）ため，ボーリングデータからは周辺の古い段丘面の構成層と区別が難しい．これは，それら段丘面の多くが上流域からの堆積物の供給が限られる台地内の浅い谷底低地沿いに分布しているためと考えられる．また，荒川・中川低地沿いのものは，より高位の段丘面の台地を削った崖沿いの縁辺のみが沖積層に削られ狭小に残っているためと考えられる．

3 次元地質地盤図の基本となる地質（地層）区分は，台地ではその地形区分に基づいた段丘の構成層に基づいている．しかし，上記のように段丘面の構成層が欠如する，あるいは極めて薄い場合，地質地盤図により正確にその地盤の特性を示すためには，むしろ周囲のより古い段丘面の構成層として扱う方が適切と考えられる．このため，M2 以降の段丘構成層の一部は，周囲のより古い段丘面の構成層と一括させて地質図を作成している．すなわち，台地における本地形区分と地質図の地質区分とは必ずしも一致はしない．



第 1.1 図　埼玉県南東部の行政区分．黄色の太線枠は調査範囲を示す．白色線うち一線鎖線は都道府県，実線は市町村，点線は区の境界を示す．地形の陰影段彩図は国土地理院の地理院地図にて作成．



第 1.2 図　埼玉県南東部の地形．
黄色太線枠は調査範囲，白線は主な河川を示す．綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく．地形の陰影段彩図は国土地理院の地理院地図にて作成．

1．1．1　大宮台地

大宮台地は，荒川低地と中川低地に挟まれた北北西－南南東方向に伸びる台地である（第 1.2 図）．本台地に発達する芝川，綾瀬川，元荒川沿いなどの谷底低地も概ね北北西－南南東方向を示す．これら主な谷底低地に区切られた各部は，鳩ヶ谷支台，与野支台など支台で区分される（埼玉県，1973，1975）．

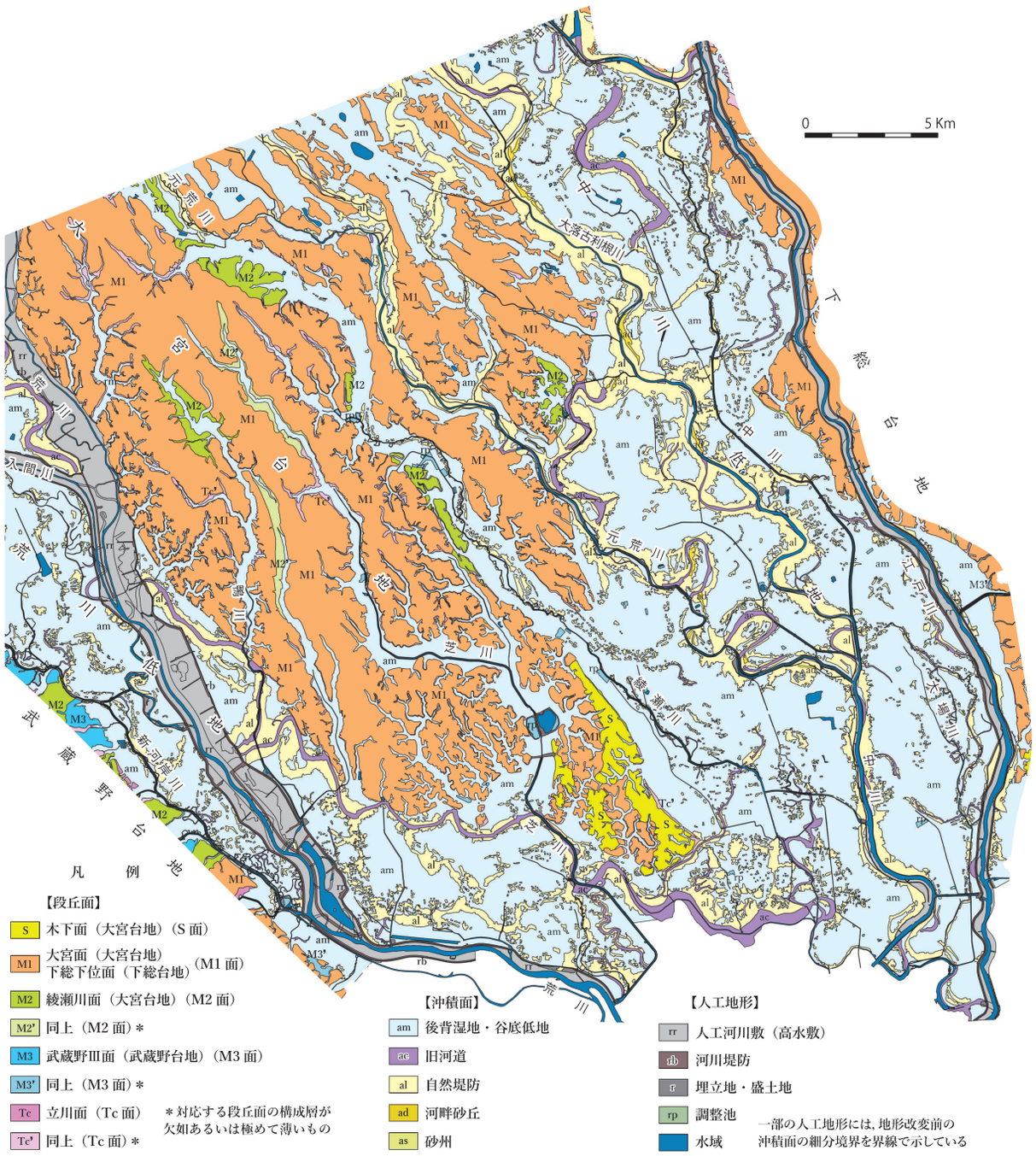
本地域内の大宮台地の標高（ローム層や土壌を含む台地面）は，北西部（北本市付近）で最大約 33 m と最も高く，全体として極めて緩やかに南東方へ低下し，さいたま市南部（浦和大宮支台南部）では標高約 14 m 前後となるが，更に南東方の川口市北部付近（鳩ヶ谷支谷南部）では再び高くなり最高約 22 m を示す．一方，大宮台地北東部（久喜市・白岡市・宮代町）は，鴻巣市～北本市に発達する綾瀬川断層の確認活撓曲（納谷・安原，2014）の東側にあたり，北東側沈降を示す撓曲を挟んで西側より全体として標高が 10 m 以上低くなり，標高 10 ～ 14 m の低い台地が発達する（第 1.2 図，第 1.3 図）．なお，この確認活撓曲の南東方の綾瀬川流域沿い（伊奈町から川口市）などにも綾瀬川断層が発達する可能性が示されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015；産業技術総合研究所，2024 など）が，推定されている断層崖直下の反射法地震探査（埼玉県，1996）や木下層上部基底面（中澤・遠藤，2002；納谷・安原，2014 及び本報告）からは活断層としての明瞭な変形は認められていない．

本台地内の段丘面は，高位より木下（きおろし）面（S 面），大宮面（M1 面），綾瀬川面（M2 面）に区分され，木下面は木下層（MIS 5e 堆積物），大宮面は大宮層（MIS 5c ～ b 堆積物），綾瀬川面は綾瀬川段丘堆積物（MIS 5a ～ 4）の堆積面（離水面）にあたる（中澤・遠藤，2002；納谷・安原，2014；第 1.3 図）．ほかに，立川面（Tc 面）に対比可能な段丘面が台地縁沿いに狭小に発達する．

木下面（S 面）　本台地の木下面の発達は，大宮台地の南東端部（鳩ヶ谷支台南部；川口市北部付近）に限られる（第 1.2 図，第 1.3 図）．木下面の標高は 18 ～ 22 m で，西方の浦和大宮支台などの大宮面との比高は約 5 m，沖積面との比高は 14 ～ 16 m を示す．

大宮面（M1 面）　大宮面は大宮台地のほぼ全域を占める段丘面で，前述のように台地北東部を除くと，全体として南東へ緩やかに傾く（第 1.2 図，第 1.3 図）．沖積面との比高は，荒川低地沿いでは 18 ～ 11 m と南方ほど小さくなる．また，中川低地沿いでも，慈恩寺（じおんじ）支台南部で 10 m，岩槻支台で 5 ～ 8 m と南方ほど小さいが，大宮台地北東部の大宮面の沖積面との比高は全体に 2 ～ 4 m と極めて小さい．

本地域の大宮面には周辺の大宮面に比べて 2 ～ 4 m 高い微高地が，周辺の谷底低地の伸びに沿うように細長く伸びて断片的に分布する（第 1.2 図）．その多くが常総粘土層の上部，大宮面形成直後と考えられているローム層下に分布する河畔の風成砂層にあたる硬砂の分布域と一致しているとされる（硬砂団体研究グルー



第1.3図　埼玉南東部の地形区分

第 1.3 図　埼玉県南東部の地形区分.

プ，1984）．後述のように，同様な風成砂層は中川低地でも河畔砂丘として認められており，その形成は火山噴火に伴う当時の利根川水系上流域からの大量の堆積物の供給による影響と考えられている．

綾瀬川面（M2 面）　綾瀬川面は，大宮図幅（中澤・遠藤，2002）では赤羽面，鴻巣図幅（納谷・安原，2014）では綾瀬川面と呼ばれているが，本報告では一括して綾瀬川面と呼ぶ．本段丘面は，綾瀬川上流域及び綾瀬川断層（確認活撓曲）付近の元荒川の谷底低地沿い，慈恩寺支台東側，鴨川上流付近に分布する（第 1.2 図，第 1.3 図）．本地形面と大宮面及び沖積面との比高は，綾瀬川沿い（活撓曲沿いを除く）で共に 3 ～ 4　m，慈恩寺支台東側でそれぞれ 5　m，3 ～ 5　m，鴨川上流でそれぞれ 3　m，1　m 程度を示す．

立川面（Tc 面）　沖積面と，木下面，大宮面及び綾瀬川面との境界付近には，立川面（MIS　3 ～ 2）に対比される狭小な段丘面が分布する．何れも段丘面の構成層は欠如する，あるいは極めて薄いため，地質図では

大宮面の構成層分布域として地質区分を行っている．

1．1．2　下総台地

下総台地は千葉県北部に発達する広大な台地で，本地域東側の下総台地はその北西端に位置する北北西－南南東方向へ細く伸びる台地である．この台地とその北方延長部は分水界として，東京湾に流れ出ていた利根川水系と太平洋へ流れ出る水系とを分けていたが，江戸時代の利根川東遷事業によって，この台地北端において利根川は太平洋へ流れ出る河道に付け替えられ，さらに利根川の水量を分流させるため下総台地と中川低地が開削され東京湾へ流れ出る江戸川が作られている（稲崎ほか，2014 など）．現在，江戸川は埼玉県と千葉県の県境となっているため，本地域には江戸川の西側にあたる下総台地東縁部の 2 地域がわずかに含まれる．

本地域東側の下総台地は，上位より下総上位面，下総下位面（杉原，1970）及び大堀川面（中澤・田辺，2011）に区分され，それぞれ木下層（MIS 5e），大宮層（MIS 5c），大堀川堆積物（MIS 4）の堆積面（離水面）にあたる（中澤・田辺，2011）．このうち，本地域に含まれる下総台地には，下総下位面（M1 面）が発達し（第 1.3 図），段丘面の標高及び沖積面との比高は幸手市～春日部市では 10 ～ 12 m 及び 3 ～ 6 m，春日部市～松伏町では標高 12 ～ 16 m 及び 6 ～ 10 m を示す．

ほかに立川面に対比可能な地形面が台地縁辺にわずかに分布するが，いずれも段丘面に対応する構成層は欠けるか極めて薄いため，下位の地層は下総下位面の構成層に一括される．

1．2　低　地

本地域の南西部には荒川低地，東部には中川低地が広がり，大宮台地にはそれら低地に繋がる小河川沿いに谷底低地が発達する（第 1.2 図）．

本地域における 5 万分の 1 土地分類調査（埼玉県，1973，1975，1980，1981）や国土地理院の 2 万 5 千分の 1 治水地形分類図（https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/fc_refer.html）などで示されるように，これら低地には主に蛇行河川を特徴づける微地形が認められる．本地形区分では低地（沖積層）を，後背湿地・谷底低地（am），旧河道（ac），自然堤防（al），河畔砂丘（ad），砂州（as）に区分した（第 1.3 図）．また，人工地形は，人工河川敷（主に高水敷）（rr），河川堤防（堤防敷で一部埋立地を含む）（rb），沖積面上の埋立地及び盛土地（r），調整池（rp）に区分した．なお，地質図では，これら人工地形のうち人工河川敷は埋立層（af）に，ほかは省略され地形改変前の沖積面の上記の細分で区分されている．

1．2．1　荒川低地

荒川低地は，武蔵野台地と大宮台地に挟まれた北北西 - 南南東～北西 - 南東方向に伸びる沖積低地である．本地域の荒川低地はその南部にあたり，幅約 5 ～ 7 km で荒川及びその支流域からなる蛇行河川がよく発達する．

なお，元々荒川は戦国時代までは綾瀬川へ繋がっていたが，戦国時代末から江戸時代初頭に築造された備前堤（びぜんてい）（第 1.2 図）により現在の元荒川に付け替えられ，中川低地で大落古利根川（旧利根川）と合流し東京湾へ流れ出ていた．現在の荒川は，江戸時代初期の瀬替え（荒川低地北方の熊野市久下付近から荒川低地への河道付け替え）により，荒川低地の和田吉野川下流と入間川下流とを繋げたものである（稲崎ほか，2014 など）．

本低地の沖積面は，後背湿地，自然堤防，旧河道に区分されるが，蛇行河川流路の直線化など広域的に地形改変が行われており，特に荒川と入間川沿いには，大規模に堤防が築造され，約 500 m ～ 2 km の幅広い高水敷が設けられている．

1．2．2　中川低地

中川低地は，大宮台地と下総台地に挟まれた，北北西–南南東方向に伸びる幅約 6 ～ 14 km の沖積低地である．大落古利根川，元荒川，綾瀬川などの流域からなり，蛇行河川がよく発達する．

本低地の沖積面は，後背湿地・谷底低地，自然堤防，旧河道，砂州，河畔砂丘に区分される．このうち河畔砂丘は，大落古利根川及び元荒川沿いに発達した蛇行した自然堤防上に細長く分布する風成砂層で，利根川上流域の浅間山や榛名山などの火山噴火による大量の火山噴出物に流出によって形成されたと考えられている（平社・佐藤，1993 など）．蛇行する多くの河道は直線化され，人工河川敷，河川堤防などの人工地形が広く認められる．

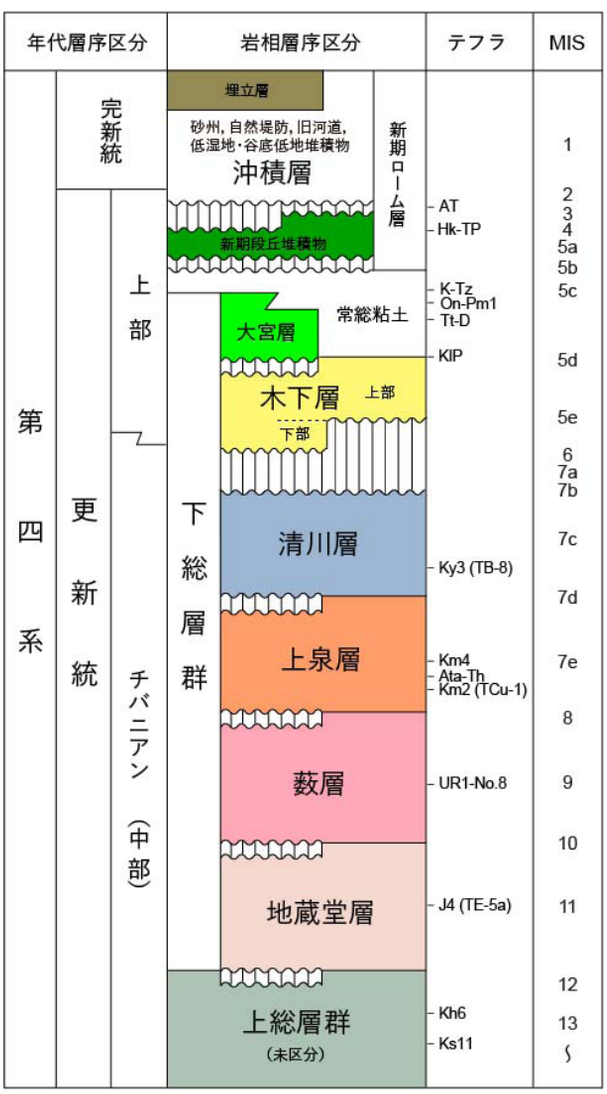
第 2 章　地質概説

（中澤 努・米岡佳弥・野々垣 進・小松原純子・尾崎正紀・中里裕臣・八戸昭一）

本調査地域の地下浅部（深度約 100 m 以浅）には中～上部更新統下総層群，上部更新統の新期段丘堆積物及び関東ローム層，及び上部更新統～完新統の沖積層，が分布する（第 2.1 図）．下総層群の下位には上総層群が分布するが，本報告では扱わない．

2. 1　下総層群

河井（1961）の下総累層をもとに徳橋・遠藤（1984）が再定義．徳橋・遠藤（1984）による千葉県姉崎地域の調査に基づけば，下総層群は地蔵堂層，藪層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，及び常総粘土に区分される．姉崎層及び常総粘土を除く各層は，それぞれ一回の海水準変動によって形成された，陸成層と海成層で構成される堆積サイクルからなる．このうち横田層の分布は姉崎地域及びその周辺に限られており，埼玉県南東部には分布しない．また姉崎層は，本調査地域の大宮層に相当する．常総粘土は納谷ほか（2018）と同様に本報告では被覆土壌層として扱い，下総層群には含めない．よって本報告では，下総層群を地蔵堂層から大宮層までの地層として扱う．地蔵堂層から大宮層までの下総層群の形成年代は MIS 12 ～ 5c とされる（中澤・中里，2005）．なお調査地域内で下総層群の層厚が最も大きい久喜市菖蒲町付近では，下総層群全体の層厚はおよそ 170 m に達する（山口ほか，2009）．



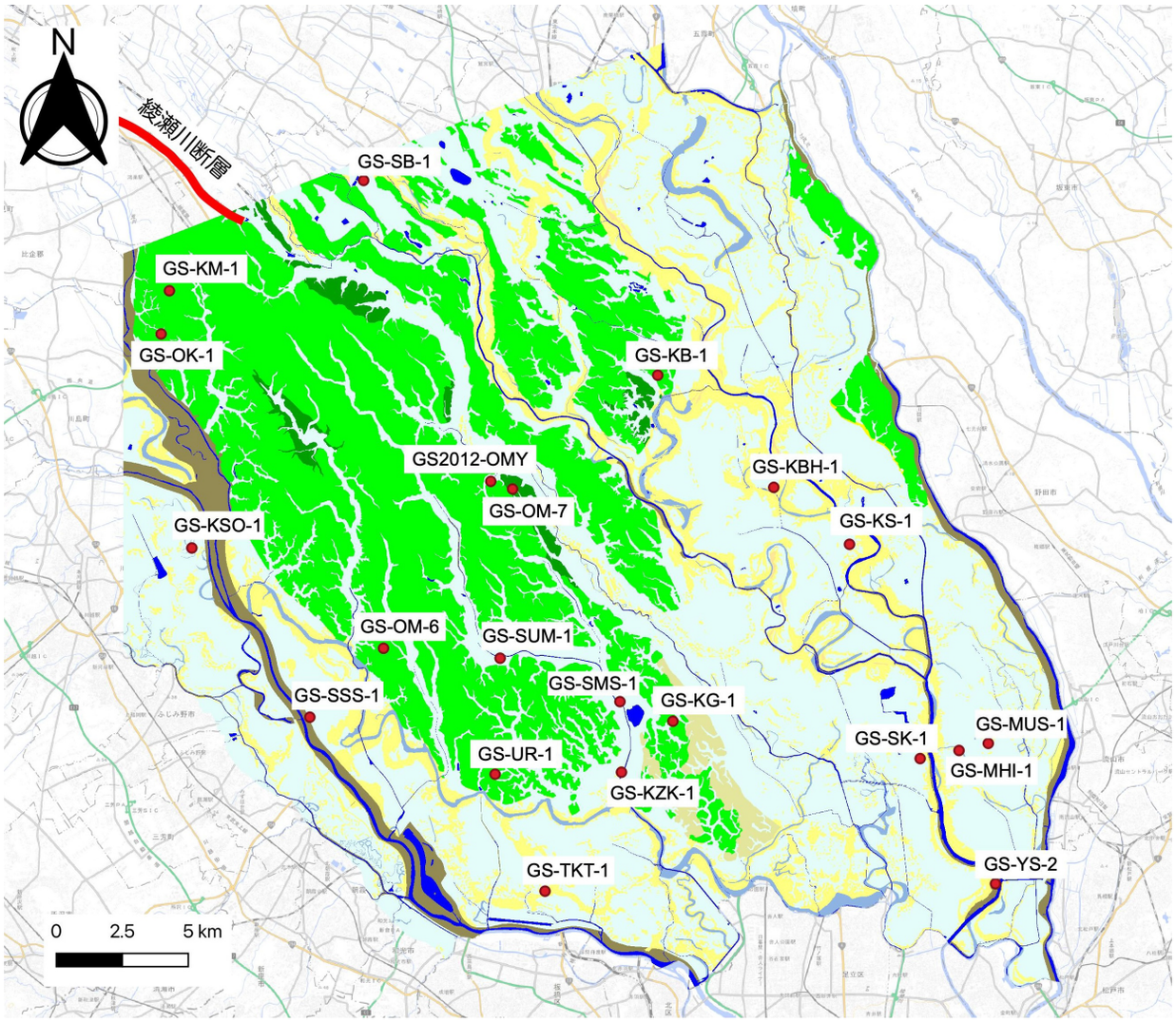
第 2.1 図　埼玉県南東部の層序総括図．

2. 2　新期段丘堆積物及び関東ローム層

調査地域の台地には下総層群の被覆層として新期段丘堆積物及び関東ローム層が分布する．新期段丘堆積物は，大宮層より新しい河川成の段丘堆積物である．地質平面図では，地形面をもとに推定される分布域を図示しているが，本堆積物は層厚が 2 m 以下と小さく，ボーリングデータでは下総層群との区別が難しいため，ウェブサイト「都市域の地質地盤図」（https://gbank.gsj.jp/urbangeol/ja/map_saitama/index.html）の地質立体図ではこれを区分せず，下総層群から連続する一連の堆積物として図示している．調査地域の関東ローム層は常総粘土と新期ローム層に区分される．このうち常総粘土は下総層群の分布域，新期ローム層は新期段丘堆積物の分布域を含む台地域全域に分布し，それぞれ凝灰質粘土，褐色火山灰土からなる．これらは本研究では被覆土壌層として扱い，ウェブサイト「都市域の地質地盤図」の地質平面図には図示しない．ただし地質立体図では，柱状図の表示により，新期段丘堆積物や常総粘土，新期ローム層を含めた垂直方向の層相変化を把握できるようにしている．

2. 3　沖積層

沖積層は，最終氷期最盛期以降の海面変動の影響下で形成された堆積物であり，低地の地下に分布する．ここでは大宮台地の西側の荒川低地，東側の中川低地，台地を開析する小規模な谷の低地（谷底低地）に分け



第 2.2 図　地質図（平面図）と基準ボーリング調査地点．
基図は地理院地図を使用．各諸元は第 2.1 表参照．地質図の凡例はウェブサイト「都市域の地質地盤図」（https://gbank.gsj.jp/urbangeol/ja/map_saitama/index.html）の地質図凡例を参照．

て解説する．

荒川低地の地下には荒川に沿って北西－南東方向に延びる埋没谷が分布する．谷底の標高，すなわち基底礫層下面は標高－50 ～－20 m である．埋没谷の軸部の沖積層は，最下部の基底礫層とその上の砂層及び泥層からなる．一方，中川低地の地下には中川に沿って北北西－南南東に延びる埋没谷が分布する．谷底の標高は－60 ～－30 m である．中川低地の沖積層は泥層の割合が大きく，低地の上流側まで厚く泥層が分布する．台地を開析する小規模な谷の例として，芝川沿いの芝川低地の地下には厚さ 20 m 程度の泥を主体とする沖積層が分布する．

表層の沖積層は，砂州堆積物，自然堤防堆積物，旧河道堆積物，低湿地・谷底低地堆積物に区分される．なお，ウェブサイト「都市域の地質地盤図」の地質立体図では，これら堆積物の境界面は表現せず，沖積層に一括している．

2. 4　基準ボーリングデータ

都市域の地質地盤図「埼玉県南東部」の作成にあたって，標準層序を策定するためのボーリング調査（基準ボーリング調査）のデータを地層の対比基準として利用し，既存の土質ボーリング柱状図の対比作業を行った．今回，基準ボーリング調査データは調査地域内に 21 地点設定した（第 2.2 図，第 2.1 表）．なお，これらの基準ボーリングデータの一部はウェブサイト「都市域の地質地盤図」でも閲覧・ダウンロード（PDF ファイル及び XML ファイル）が可能である．

第2.1表　基準ボーリング調査諸元及び文献.

ボーリング番号	掘削地名	東経	北緯	孔口標高 T.P.+ m	掘進長 m	掘削年度	文献
GS-KM-1	埼玉県北本市荒井 石戸小学校敷地内	139度31分10.8007秒	36度1分5.6927秒	30.372	60.0	2022	米岡ほか（2024）
GS-OK-1	埼玉県北本市石戸宿二丁目	139度30分58.5秒	36度0分12.6秒	22.326	153.0	1997	中澤・遠藤（2002），中里ほか（2006），中澤ほか（2006）
GS-KB-1	埼玉県春日部市大字内牧坊荒句	139度43分30.0秒	35度59分23.3秒	11.983	85.0	1996	中澤・遠藤（2000，2002），中澤・中里（2005），中澤ほか（2006）
GS-OM-6	埼玉県さいたま市大宮区三橋3丁目 みつわ公園敷地内	139度36分36.0110秒	35度53分47.3458秒	12.973	120.0	2020	本報告
GS-OM-7	埼玉県さいたま市見沼区深作 西郭公園敷地内	139度39分50.6151秒	35度57分3.2430秒	10.336	60.0	2022	本報告
GS2012-OMY	埼玉県さいたま市見沼区深作 芝浦工業大学大宮キャンパス内	139度39分17.6647秒	35度57分12.6385秒	14.045	150.0	2012	吉見ほか（2014）
GS-UR-1	埼玉県さいたま市浦和区岸町三丁目 調公園敷地内	139度39分25.0秒	35度51分13.0秒	16.29	102.0	2003	中澤・中里（2005），中澤ほか（2006）
GS-KG-1	埼玉県川口市差間三丁目	139度43分53.4秒	35度52分18.4秒	14.01	110.0	1998	中澤・遠藤（2000，2002），中澤・中里（2005）
GS-KS-1	埼玉県越谷市大杉	139度48分20.1秒	35度55分55.8秒	5.335	180.0	1995	中澤ほか（2009），中澤・田辺（2011）
GS-YS-2	埼玉県八潮市木曽根	139度52分0.6秒	35度48分59.0秒	1.662	94.4	1994	坂田ほか（2011）
GS-SB-1	埼玉県菖蒲町上大崎	139度36分4.3秒	36度3分21.8秒	11.736	350.2	2006	山口ほか（2009），納谷・安原（2014）
GS-KSO-1	埼玉県川越市下老袋	139度31分45.96秒	35度55分49.916秒	9.77	40.0	2010	小松原・木村（2011）
GS-SSS-1	埼玉県さいたま市桜区宿	139度34分44.98秒	35度52分22.53秒	4.63	51.0	2008	小松原ほか（2010a）
GS-TKT-1	埼玉県戸田市上戸田東町公園	139度40分40.69秒	35度48分49.46秒	3.12	51.0	2007	小松原ほか（2009）
GS-KZK-1	埼玉県川口市在家町	139度42分35.84秒	35度51分15.71秒	4.15	35.3	2009	小松原ほか（2010b）
GS-SMS-1	埼玉県さいたま市緑区下山口新田	139度42分33.41秒	35度52分42.35秒	3.53	20.0	2021	小松原・内田（2025印刷中）
GS-SUM-1	埼玉県さいたま市浦和区三崎	139度39分32.29秒	35度53分35.46秒	3.37	30.0	2021	小松原・内田（2025印刷中）
GS-KBH-1	埼玉県春日部市備後東	139度46分25.6秒	35度57分5.7秒	5.36	49.9	2005	中西ほか（2011b）
GS-SK-1	埼玉県草加市柿木町	139度50分6.91秒	35度51分32.67秒	3.73	59.9	2002	石原ほか（2004）
GS-MHI-1	埼玉県三郷市彦成	139度51分5.6秒	35度51分42.6秒	3.41	55.3	2004	中西ほか（2011a）
GS-MUS-1	埼玉県三郷市采女新田	139度51分49.8秒	35度51分51.3秒	2.42	42.0	2006	田辺ほか（2010）

第 3 章　下総層群

（米岡佳弥・中澤 努・野々垣 進・中里裕臣）

更新統下総層群は，本調査地域の中心部に位置する大宮台地及び低地の沖積層の下位に分布する．大宮地域の下総層群は，下位より地蔵堂層，藪層，上泉層，清川層，木下層，大宮層に区分され（中澤・中里，2005），清川層及び大宮層を除いて各層がそれぞれ一回の海水準変動の影響を受けて形成された陸成層と海成層の堆積サイクルからなる．以下では，基準ボーリング調査のコア試料の観察結果を中心に，本地域地下に分布する下総層群の各層について記載する．

3. 1　研究史

大宮台地を含む関東平野中央部の下総層群は，最上部を除くと大部分が地表に露出していないため，地層観察を露頭で行うことは困難である．従って地層の観察にはボーリング調査が必要である．ボーリング試資料に基づく大宮台地の初期の研究としては，森川（1962），新堀ほか（1970），堀口（1970）などがある．森川（1962）は大宮台地の深度 60 m 付近までの地層を下位より下部暗色層，第 2 砂礫層，上部暗色層，第 1 砂礫層，淡色層，ローム層に区分した．新堀ほか（1970）は深度約 70 m 付近までに認められる複数の礫層を下位より G4，G3，G2，G1 とし，これらを追跡することで関東平野の広域な地質構造を推定した．堀口（1970）は大宮台地の深度 40 m 付近までの地層を，下位より浦和層（下部砂礫層，中部泥層，上部砂層，シルト層，最上部粘土）及び大宮層（下部砂礫層，上部粘土層）に区分した．大宮台地の下総層群の堆積環境を初めて検討したのは高原（1984）であり，土木・建築工事のボーリング試資料の層相及び珪藻化石分析から大宮台地の地層を検討した．その結果，浦和付近の台地の深度 40 m 付近までの地層を，下位より浦和砂礫層，浦和泥層，大宮砂礫層に区分し，このうち浦和泥層中部を珪藻化石と貝化石から内湾性の浅海成堆積物，浦和泥層の下部と上部を淡水性種珪藻化石の多産から淡水域の地層，大宮砂礫層を淡水性種珪藻化石の多産から河川堆積物と判断した．

1990 年代には関東平野中央部地質研究会（1994）により，春日部の地盤沈下観測井のコア試料を用いて層相記載，テフラ，各種化学分析，古地磁気分析が行われた．また埼玉県（1996）は，さいたま市見沼区深作において活断層調査のためのボーリング調査を行い，深度 37 m 付近に下総層群清川層の Ky3 テフラを認めた．しかし 1990 年代のこれらの調査では下総層群の模式地の地層との対比や年代についての議論は充分に行われなかった．

初めて関東平野中央部で下総層群の地層を海進 – 海退の堆積サイクルに基づき区分したのは中澤・遠藤（2000，2002）である．さらに中澤・中里（2005）はさいたま市浦和区 調 公園で実施されたボーリング調査のコア試料から堆積サイクルを認定し，見出したいくつかの指標テフラから下総層群の模式地との対比を行った．これにより大宮台地の下総層群の形成年代と地層形成過程が明らかとなった．

これ以降，より詳細に下総層群の各層が調査されるようになる．中澤ほか（2006）は大宮台地の地下に分布する木下層について層相及び花粉・珪藻化石群集をもとに形成過程を検討し，木下層下部を下位から順に河川，干潟，エスチュアリー中央盆，湾頭デルタの 4 つのユニットに，木下層上部は下位から順に外浜あるいは湾口，ラグーン，デルタの 3 つのユニットに細分した．中澤ほか（2009）は関東平野中央部において MIS 12 層準，すなわち下総層群と上総層群の境界である地蔵堂層の基底を初めて厳密に認定した．この研究では越谷市大杉でボーリング調査が行われ，この地域では地蔵堂層基底は河川成の砂礫層を伴わない侵食面であることが明らかとなり，そのような境界が下総層群と上総層群の境界となる場合があることが認識された．

関東平野中央部で更新統の標準となる花粉化石層序を，初めて指標テフラを含めて構築したのは本郷・水野（2009）である．本郷・水野（2009）は埼玉県（1996）の深作ボーリングコア試料を対象として花粉分析を行い，28 の地域花粉群集帯に区分した．これにより MIS 11 に *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*)（コナラ属アカガシ亜属）が多産する層準が，MIS 15 ～ 16 に *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*)（コナラ属コナラ亜属）が相対的に多産する層準があることが明らかとなり，広域での対比に有用であることが確認された．

2014 年には関東平野中央部で地質図が 2 編発行された．納谷・安原（2014）は大宮台地北部の鴻巣地域でボーリングコアの詳細な記載，テフラの記載及び分析，貝化石・貝形虫化石・有孔虫化石・花粉化石・珪藻化石分析を行い，5 万分の 1 地質図幅を作成した．また，納谷ほか（2014）は関東平野中央部の特殊地質図作成のために掘削長 300 ～ 600 m の長尺ボーリングコアの解析を行い，関東平野中央部の標準地下地質の構築やテフラのカタログ作成と広域対比などを行った．特に下総層群については藪層基底層準の地層標高分布モデ

ル図が初めて作成された．

最近では金子ほか（2018）が浦和 GS-UR-1 コア試料から下総層群各層の有孔虫化石分析を行い，関東平野中央部における古東京湾の古環境変遷を考察した．また，地蔵堂層と藪層の一部の層準で浮遊性有孔虫の多産層準が認められ，外洋水の影響が最も大きかった時期と考えられるとともに，関東平野中央部において対比にも有効であると考えられた．中澤ほか（2019a）は，さいたま市史の中で，大宮台地の下総層群の既存研究をとりまとめ，14 セクションの地下地質断面を図示した．Kajita *et al*.（2022）は，浦和 GS-UR-1 コアの MIS 5e，7e，9，11 に相当する海成層（それぞれ木下層，上泉層，藪層，地蔵堂層）から長鎖不飽和ケトン化合物（アルケノン）を検出し，各層準の古水温を推定した．今後，定量的かつ汎用性のあるアルケノン古水温データも有効な対比ツールとなりうることが示された．

3. 2　地蔵堂層（J）

命名・定義　板倉（1935）の名称に基づき徳橋・遠藤（1984）が再定義．下位の上総層群金剛地層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の藪層に同様に整合または軽微な不整合で覆われる．

模式地　千葉県木更津市地蔵堂周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

桶川 GS-OK-1：深度（基底不明）～ 70.55 m，標高（基底不明）～ −48.22 m

芝浦工大 GS2012-OMY：深度 150.00（孔底）～ 113.30 m，標高 −135.96（孔底）～ −99.26 m

大宮 GS-OM-6：深度 120.00（孔底）～ 101.36 m，標高 −107.03（孔底）～ −88.39 m

浦和 GS-UR-1：深度 102.00（孔底）～ 91.34 m，標高 − 85.71（孔底）～− 75.05 m

川口 GS-KG-1：深度 110.00（孔底）～ 80.30 m，標高 − 95.99（孔底）～− 66.29 m

越谷 GS-KS-1：深度 134.12 ～ 86.00 m，標高 − 128.79 ～− 80.67 m

八潮 GS-YS-2：深度 89.39 ～ 63.98 m，標高 − 87.73 ～ − 62.32 m

層相　地蔵堂層は下部，中部，上部に分けられる（第 3.1 図）．下部は上方に細粒化する砂礫層及びその上位の泥層からなる．中部は主に生物擾乱を受けた砂泥層からなり，貝化石が認められる．上部は全体に上方へ粗粒化する砂層からなり，貝化石や礫が含まれることが多い．

地蔵堂層下部は芝浦工大 GS2012-OMY コアで観察される（第 3.1 図）．このコアでは地蔵堂層基底は掘止深度以深であるため確認できないが，下部の大部分を観察できる．下部の下半部は斜交葉理が認められる砂礫層であり，分級の悪い粗粒～極粗粒砂を主体とする砂層に径 40 mm 以下の亜円礫～亜角礫を多量に含む．砂礫層は上方に細粒化し，上半部の泥層へ漸移する．下部の上半部はやや腐植質な泥層を主体とし，一部で細粒砂層と互層する．また下部の最上部には上位の地蔵堂層中部より巣穴化石が掘り込んでいる．

地蔵堂層中部は，桶川 GS-OK-1 コア，芝浦工大 GS2012-OMY コア，越谷 GS-KS-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアで基底まで観察される（第 3.1 図）．越谷 GS-KS-1 コアの地蔵堂層中部は上記の 4 つのボーリングコアの中で最も層厚が大きく，約 25 m である．このコアでの地蔵堂層中部は砂層が主体であり，下半部は生物擾乱を受けた細粒～極細粒砂から泥へと上方に細粒化する層が複数累重し，砂層中には貝化石が認められる．上半部は基底部の礫混じり粗粒砂層と，その上位の砂泥互層からなる．下半部と同様に上半部も全体に貝化石が認められ，最上部付近では生物擾乱を受けている様子が観察される．また，中部の最上部付近の泥層には J4（TE-5）テフラが認められる．この J4 テフラは浦和 GS-UR-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアにも同様に地蔵堂層中部に認められる．桶川 GS-OK-1 コアや八潮 GS-YS-2 コアの地蔵層中部も同様に貝化石混じりで生物擾乱が認められるが，層相は砂泥互層あるいは泥層がやや優勢である．

地蔵堂層上部は上方に粗粒化する比較的分級の良い砂層からなる（第 3.1 図）．ただし，上部の基底部は貝化石・礫混じりのやや粗粒な砂になることがあり，芝浦工大 GS2012-OMY コアでは基底部に径 50 mm 以下の円礫～亜円礫が混じる．芝浦工大 GS2012-OMY コア，川口 GS-KG-1 コア，越谷 GS-KS-1 コア及び八潮 GS-YS-1 コアでは砂層全体に貝化石が認められる．川口 GS-KG-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアでは上部は下位から順に，分級の良い平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達した極細粒～細粒砂層，斜交葉理の発達する細粒～中粒砂層，白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する平行葉理細粒～中粒砂層が累重する．特に川口 GS-KG-1 コアでは最上部に重鉱物が濃集したラミナが認められる．川口 GS-KG-1 コア，越谷 GS-KS-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアの上半部の砂層には礫が混じる．

S 波速度　基底部の礫層は S 波速度がおよそ 400 ～ 700 m/s である（ウェブサイト「都市域の地質地盤図」のボーリング柱状図に併記；以下，同じ）．それより上位の砂層及び泥層は S 波速度がおよそ 300 ～ 450 m/s である．

花粉化石（第 3. 2 図）　中澤ほか（2009）により，越谷 GS-KS-1 コアから花粉化石群集の報告がある．越谷 GS-KS-1 コアの地蔵堂層は木本植物花粉の組み合わせに基づき，中部に相当する KS-P2 帯及び KS-P3 帯に区分される．

KS-P2 帯は *Tsuga*（ツガ属）が高率で産出し，*Abies*（モミ属），*Picea*（トウヒ属），*Pinus*（マツ属）がこれに次ぐ．また本花粉帯の下部では *Cryptomeria*（スギ属）が上部に比べてやや多く産する．

KS-P3 帯は *Fagus*（ブナ属）が高率で産出し，

Hemiptelea（ハリゲヤキ属）がやや高率で伴う．また，*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*)，*Carpinus/Ostrya*（クマシデ属 / アサダ属），Taxaceae/Cephalotaxaceae/Cupressaceae（イチイ科 / イヌガヤ科 / ヒノキ科）が比較的多く産出し，*Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*)，*Distylium*（イスノキ属）が低率ながら産出する．

KS-P2 帯は亜寒帯に多い *Abies*，*Tsuga*，*Picea* が多産することから冷涼な気候が推定される．一方で KS-P3 帯では温帯域の落葉広葉樹である *Fagus*，*Hemiptelea*，*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*)，*Carpinus/Ostrya*，Taxaceae/Cephalotaxaceae/Cupressaceae が主体とする森林が広く分布していたと推測される（中澤ほか，2009）．

また本郷・水野（2009）により，さいたま市見沼区深作で実施された A-1 ボーリング（埼玉県，1996）のコア試料から花粉化石群集の報告がある．深作 A-1 コアでは地蔵堂層中部に相当する花粉帯である Fs-Pol-12 帯 に *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*)，*Fagus* 及 び Cupressaceae が多産し，*Abies*，*Picea*，*Cryptomeria* 及び *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) が低率で産出する層準がある．本花粉帯は産出花粉の組み合わせから，銚子地域において MIS 11 の堆積物に相当する CH 9 帯（Okuda *et al*., 2006）に対比された（本郷・水野，2009）．下総層群において *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) が高率で産出する層準は地蔵堂層（MIS 11）の指標となる可能性がある（楡井・本郷，2018）．

有孔虫化石（第 3.3 図） 金子ほか（2018）により，浦和 GS-UR-1 コアから有孔虫化石群集の報告がある．浦和 GS-UR-1 コアの地蔵堂層は有孔虫化石を豊富に産出し，下位から地蔵堂層は I 〜 IV 帯の 4 つの化石帯に区分される．

I 帯は *Pseudononion japonicum*，暖流系表層水種（井上，1980）である *Pseudorotalia gaimardii*，*Elphidium kusiroense* が主要な構成種であり，地蔵堂層の他の化石帯と比べて浮遊性有孔虫産出数（PFN）が多く，有孔虫全個体数に占める浮遊性有孔虫産出数の割合（P/T 比）が高い．

II 帯 は *Pseudononion japonicum*，*Pseudorotalia gaimardii* が主要な構成種であり，特に *Pseudorotalia gaimardii* が多産する．I 帯と比べて PFN 及び P/T 比が減少する．

III 帯 は *Nonionella stella*，*Buccella inusitata*，*Ammonia japonica* が主要な構成種である．II 帯と比べると特に湾央部に多い *Nonionella stella*（Ujiie，1962）が多産し，寒冷種の *Buccella inusitata*（井上，1980）の産出が増える．

IV 帯 は *Elphidium subgranulosum*，*Buccella frigida*，*Elphidium clavatum* を主要な構成種とする．*Elphidium subgranulosum* や *Buccella frigida* は湾奥部を除く湾全体に分布するとされている（Matoba，1970）．

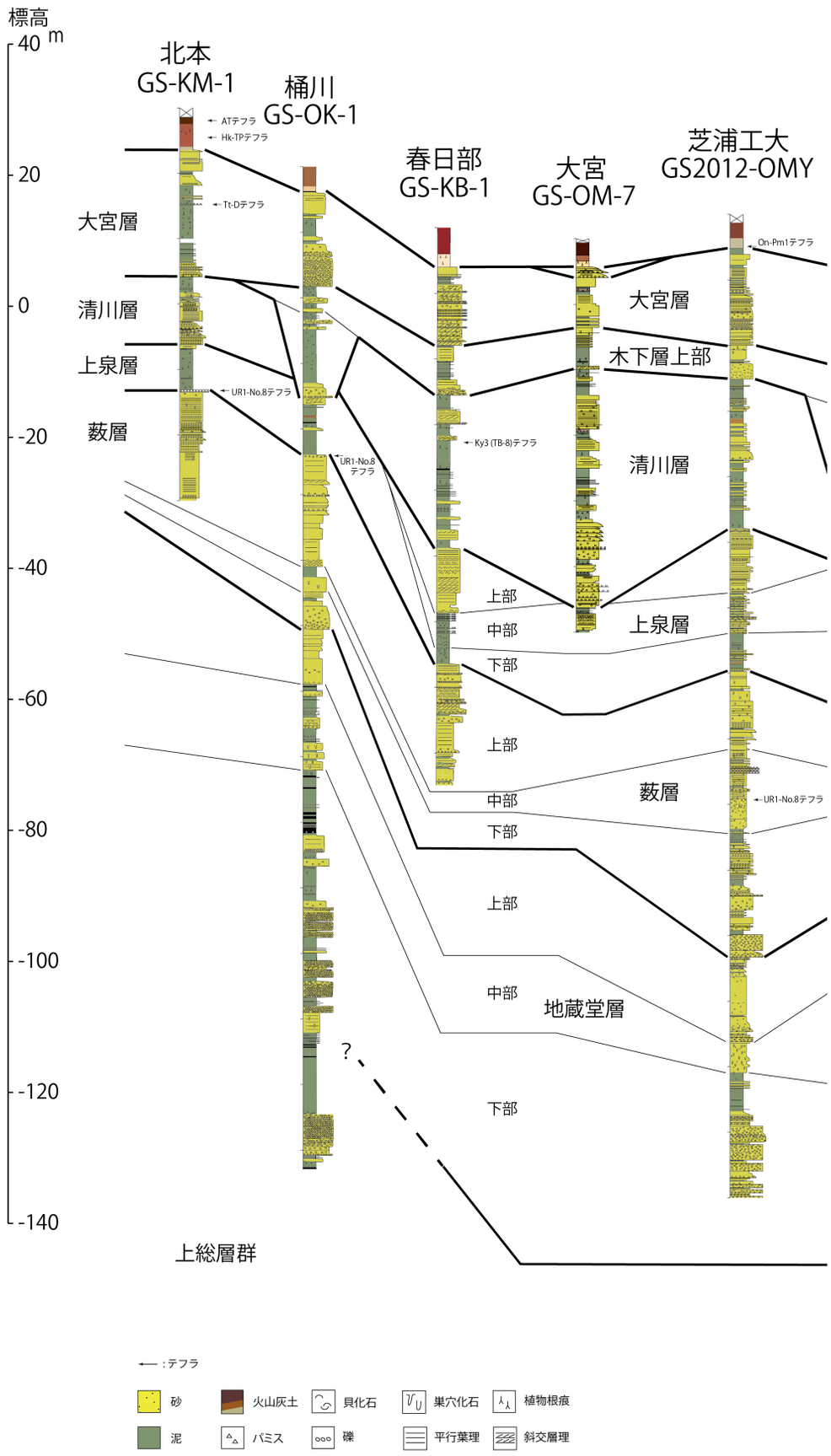
I 帯は浮遊性有孔虫の多産や暖流系表層水種の産出から，暖流の影響が大きい湾口部から沿岸部浅海域であると考えられる．II 帯から III 帯も湾口部〜湾央部の環境が続くが，暖流の影響は弱まり寒流の影響を受けるようになった．IV 帯では暖流系表層水種は産出しなくなり，寒流の影響の大きい湾央部の環境が推測される．

テフラ（第 3.1 表）

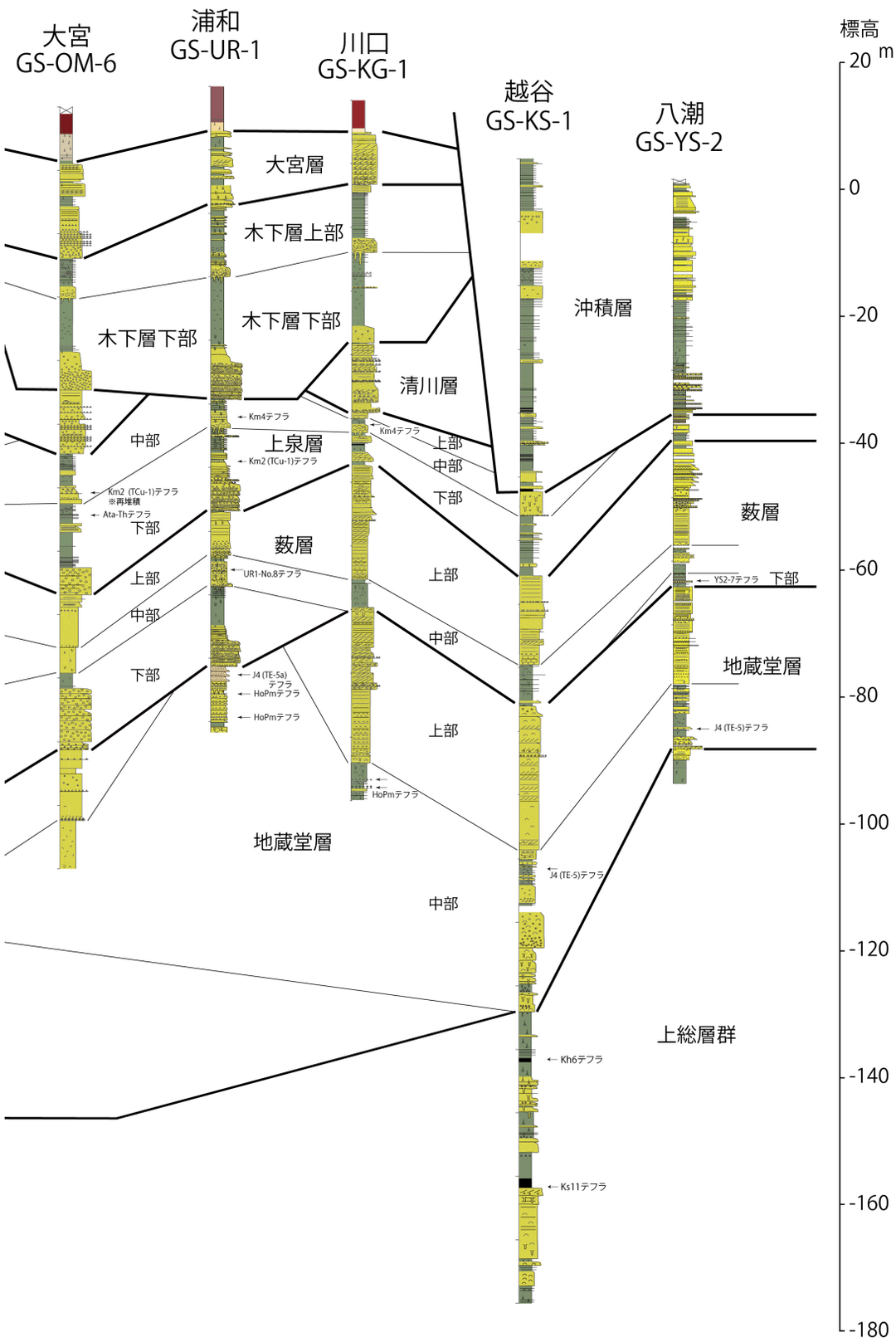
J4（TE-5）テフラ：浦和 GS-UR-1 コアの深度 93.57 〜 91.34 m（第 3.4 図；地蔵堂層中部），越谷 GS-KS-1 コアの深度 111.58 〜 111.57 m（地蔵堂層中部）及び八潮 GS-YS-2 コアの深度 86.50 〜 86.18 m（地蔵堂層中部）に挟在する．

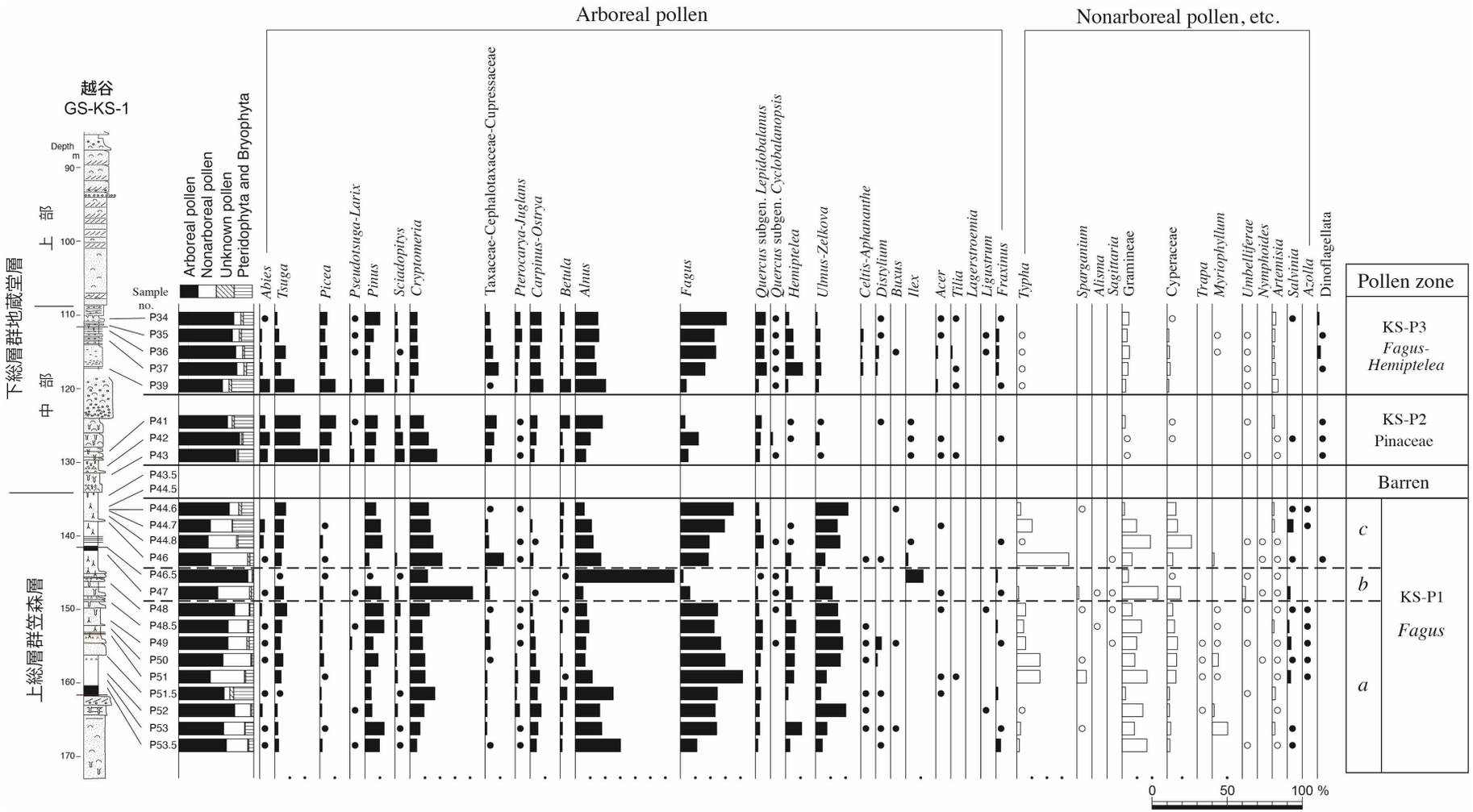
一般に J4（TE-5）テフラは下部の細粒の火山灰層と上部の粗粒の軽石層に細分することができ，前者は TE-5a，後者は TE-5b と呼ばれている（吉川・井内，1991；斉藤，2000；町田・新井，2003）．両者は給源火山が異なるテフラであり，テフラの特徴が異なることが知られている．TE-5a（細粒火山灰層）には主に黒雲母及び角閃石が含まれ，火山ガラスの屈折率 (n) は 1.498 〜 1.500，角閃石の屈折率（n_2）は 1.690 〜 1.695 である（町田・新井，2003）．一方で TE-5b（粗粒軽石層）には主に角閃石及び直方輝石が含まれ，火山ガラスの屈折率（n）は 1.506 〜 1.512，直方輝石の屈折率（γ）は 1.703 〜 1.708，角閃石の屈折率（n_2）は 1.667 〜 1.672 である（町田・新井，2003）．本テフラは酸素同位体比曲線との対比から MIS 11 のピーク付近に降灰したと考えられている（中澤ほか，2009）．

浦和 GS-UR-1 コアでは本テフラは細粒の火山灰からなる．重鉱物は主に黒雲母であり，少量の角閃石及び直方輝石を含む（中澤・中里，2005）．角閃石の屈折率（n_2）は 1.688 〜 1.695（1.690 〜 1.692：括弧内はモード値，以下同じ），直方輝石の屈折率（γ）は 1.733 〜 1.736（1.735）であり，共に高い屈折率を示す．火山ガラスの屈折率（n）は 1.497 〜 1.498 である．これらの特徴からこのテフラは TE-5a に対比される（中澤・中里，2005）．一方で越谷 GS-KS-1 コアでは，重鉱物は黒雲母が認められ，火山ガラスは中間型及び多孔質型からなる（中澤ほか，2009）．このうち中間型の火山ガラスの屈折率（n）は 1.498 〜 1.500 と低く，5 wt.% 程度の高い K_2O 含有量を示す（第 3.2 表；中澤ほか，2009）．これに対して多孔質型の火山ガラスの屈折率（n）は 1.500 〜 1.509 であり，化学組成は CaO と K_2O が 2 wt.% 程度含まれる．これらの特徴から前者は TE-5a，後者は TE-5b の火山ガラスに対比され，越谷 GS-KS-1 コアの本テフラは TE-5a に TE-5b が混入したものであると判断された（中澤ほか，2009）．また，八潮 GS-YS-2 コアでは本テフラは 2 層準に分かれており，ガラス質テフラの直上に軽石質テフラが認められる（坂田ほか，2011）．前者のガラス質テフラは細粒の火山ガラスと黒雲母からなり，火山ガラスの屈折率（n）は 1.499 〜 1.501（1.499）である．後者の軽石質テフラは重鉱物として角閃石を多く含み，次いで少量の直方輝石及び磁鉄鉱を含む．角閃石の屈折率（n_2）は 1.666 〜 1.672（1.668），直方輝

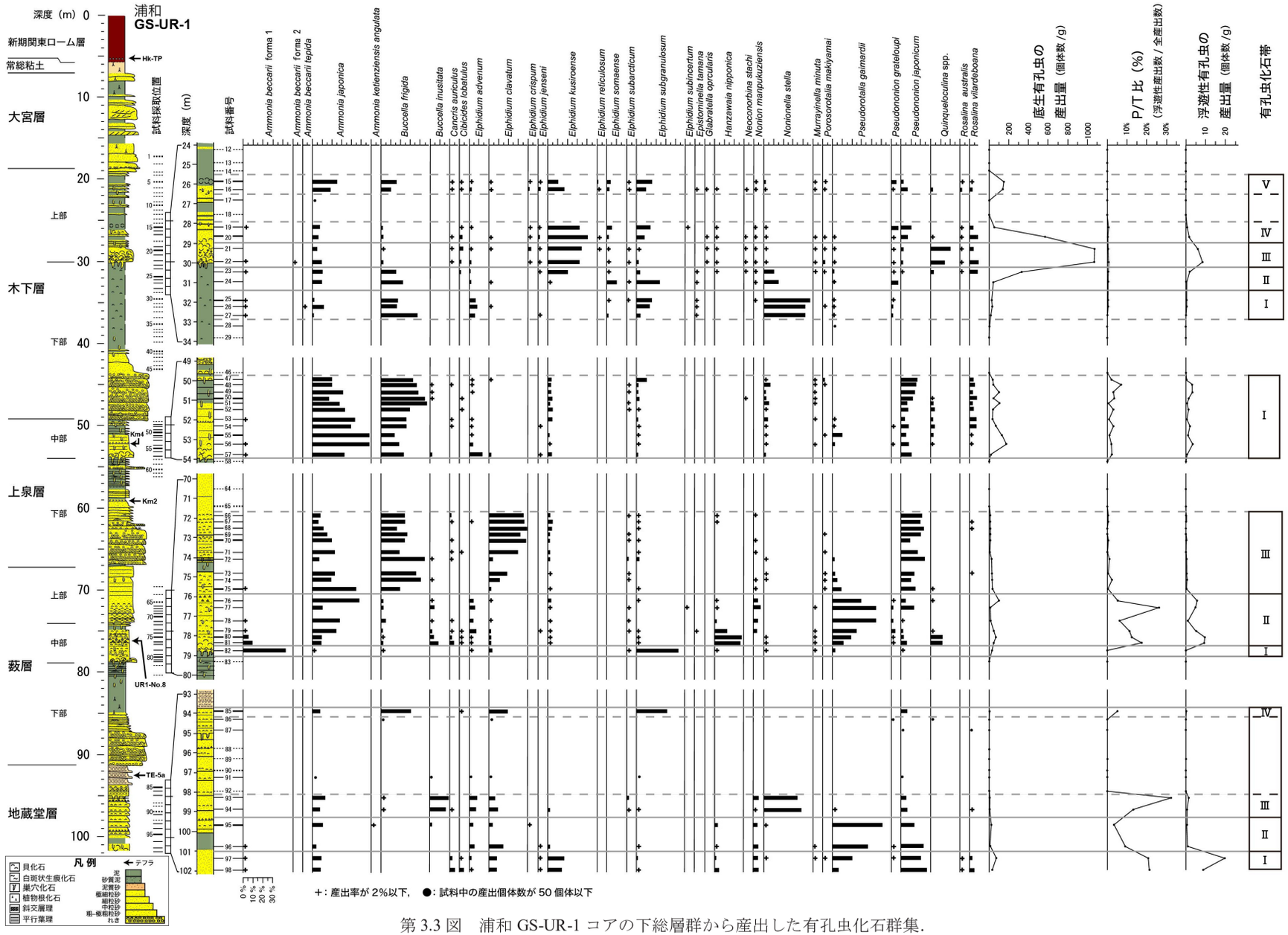


第 3.1 図　調査地域の更新統下総層群の柱状図.
柱状図の位置は第 2.2 図参照.


大宮
GS-OM-6
浦和
GS-UR-1
川口
GS-KG-1
越谷
GS-KS-1
八潮
GS-YS-2
標高
m
20
0
-20
-40
-60
-80
-100
-120
-140
-160
-180
大宮層
木下層上部
木下層下部
木下層下部
清川層
沖積層
上泉層
薮層
薮層
地蔵堂層
地蔵堂層
上総層群
上部
中部
下部
Km4テフラ
Km2 (TCu-1)テフラ
※再堆積
Ata-Thテフラ
UR1-No.8テフラ
J4 (TE-5a)
テフラ
HoPmテフラ
YS2-7テフラ
J4 (TE-5)テフラ
Kh6テフラ
Ks11テフラ



第 3.2 図　越谷 GS-KS-1 コアの上総層群笠森層から下総層群地蔵堂層にかけての範囲から産出した花粉化石群集．
中澤ほか（2009）を一部改変．●や○は 1% 未満の産出を示す．柱状図の凡例は第 3.1 図参照．柱状図の位置は第 2.2 図参照．

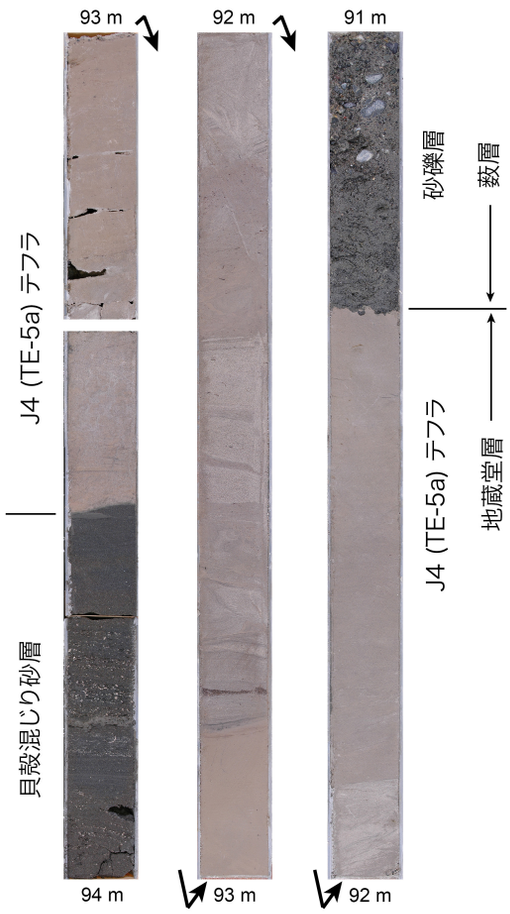


第 3.3 図　浦和 GS-UR-1 コアの下総層群から産出した有孔虫化石群集．
金子ほか（2018）を一部改変．柱状図の位置は第 2.2 図参照．

第 3.1 表　基準ボーリングコア試料から見出されたテフラの記載岩石学的特徴.

コア	深度	層厚	層相	色調	粒径	重鉱物	屈折率	対比	文献
GS-KM-1	14.73–14.74 m	1 cm	軽石	wh	1 mm	opx > ho, mt, (bi)	gl (n): 1.500–1.504 (1.503) opx (γ): 1.712–1.719 (1.716) ho (n_2): 1.680–1.692 (1.689)	Tt-D	米岡ほか（2024）
	43.31–43.38 m	7 cm	軽石	wh	2–3 mm	cum > mt	gl (n): 1.507–1.509, 1.517–1.521 (1.518–1.519) cum (n_2): 1.660–1.665 (1.663)	UR1-No.8	米岡ほか（2024）
GS-OK-1	44.03–44.06 m	3 cm	軽石	wh	1–2 mm	cum > opx > ho	gl (n): 1.504–1.508 (1.506), 1.518–1.523 (1.520) cum (n_2): 1.658–1.665 (1.663)	UR1-No.8	米岡ほか（2024）
GS-KB-1	32.86–32.96 m	10 cm	軽石，スコリア，岩片	yw-wh	0.5–2 mm	opx, cpx, mt	opx (γ): 1.696–1.729 (1.700)	Ky3 (TB-8)	中澤・中里（2005）
GS2012-OMY	89.20–89.54 m	34 cm	軽石	yw-wh	1–3 mm	cum >> ho, opx	cum (n_2): 1.659–1.666 (1.662–1.663)	UR1-No.8	本研究
GS-OM-6	60.73–60.76 m 61.29–61.32 m	3 cm	軽石	yw-wh	2–3 mm	opx, cpx, mt	gl (n): 1.514–1.518 (1.516–1.517) opx (γ): 1.716–1.721 (1.719)	Km2 (TCu-1)	本研究
	64.10–64.42 m	32 cm	泥層に散在	-	-	-	gl (n): 1.498–1.501 (1.499–1.500)	Ata-Th	本研究
GS-UR-1	52.12–52.18 m	6 cm	軽石，スコリア	yw-wh	1–10 mm	opx, cpx, mt	opx (γ): 1.697–1.701 (1.698–1.699)	Km4	中澤・中里（2005）
	58.98–59.17 m	19 cm	軽石，スコリア	yw-wh	1–10 mm	opx, cpx, mt	opx (γ): 1.698–1.702 (1.700–1.702), 1.713–1.719 (1.716–1.718)	Km2 (TCu-1)	中澤・中里（2005）
	75.70–76.10 m	40 cm	軽石	wh	0.5–10 mm	cum, (ho, opx)	cum (n_2): 1.659–1.664 (1.662–1.663)	UR1-No.8	中澤・中里（2005）
	91.34–93.57 m	223 cm	軽石	yw-gy	シルト–細粒砂サイズ	bi, (ho, opx)	gl (n): 1.497–1.498 opx (γ): 1.733–1.736 (1.735) ho (n_2): 1.688–1.695 (1.690–1.692)	J4 (TE-5a)	中澤・中里（2005）
	95.31–95.37 m	6 cm			0.5–1.5 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n_2): 1.667–1.672 (1.670)		
	95.60–95.66 m	6 cm	軽石	wh	0.5–2 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n_2): 1.667–1.672 (1.668–1.670)	HoPm	中澤・中里（2005）
	99.21–99.26 m	5 cm			0.5–1 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n_2): 1.667–1.674 (1.669)		
GS-KG-1	51.10–51.35 m	25 cm	軽石，スコリア	gy-wh	1–10 mm	opx, cpx, mt	opx (γ): 1.698–1.702 (1.700)	Km4	中澤・中里（2005）
	106.65–106.71 m	6 cm			0.5–2 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n_2): 1.667–1.672 (1.669)		
	107.83–107.87 m	4 cm	軽石	wh	0.5–2 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n_2): 1.667–1.672 (1.669–1.670)	HoPm	中澤・中里（2005）
	107.98–108.10 m	12 cm			0.5–3 mm	ho, opx, mt, (bi)	ho (n_2): 1.666–1.672 (1.668–1.670)		
GS-KS-1	111.57–111.58 m	1 cm	泥層に散在	-	-	bi	gl (n): 1.498–1.509 (1.4995)	J4 (TE-5a, b)	中澤ほか（2009）
GS-YS-2	63.24–63.26 m	2 cm	ガラス質テフラ	gy-yw	-	-	gl (n): 1.504–1.506 (1.505–1.506)	YS2-7	坂田ほか（2011）
	86.18–86.20 m	2 cm	軽石	gy-wh	中粒砂–粗粒砂サイズ	ho, (opx, mt)	opx (γ): 1.703–1.708 (1.704–1.706) ho (n_2): 1.666–1.672 (1.668)	J4 (TE-5b)	坂田ほか（2011）
	86.53–86.77 m	24 cm	ガラス質テフラ	gy-wh	-	bi	gl (n): 1.498–1.500 (1.499)	J4 (TE-5a)	坂田ほか（2011）

wh: white, yw-wh: yellowish-white, pk: pink, wh-gy: whitish gray, yw-gy: yellowish-gray, gy-wh: grayish-white
opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, mt: 磁鉄鉱, ho: 角閃石, cum: カミングトン閃石, bi: 黒雲母



第 3.4 図　浦和 GS-UR-1 コアにみられる J4（TE−5a）テフラ（中澤ほか，2019a）．
コアの上下の数値は深度を示す．

石の屈折率 (γ) は 1.703 〜 1.708 (1.704 〜 1.706) である．これらの特徴からガラス質テフラは TE-5a，その直上にある軽石質テフラは TE-5b に対比される（坂田ほか，2011）．

その他のテフラ：浦和 GS-UR-1 コアの深度 95 〜 100 m 及び川口 GS-KG-1 コアの深度 106 〜 109 m には，普通角閃石を含む軽石層が複数認められる（HoPm：中澤・中里，2005）．これらの軽石層に含まれる普通角閃石は屈折率 (n_2) がどれも 1.667 〜 1.672 (1.669 〜 1.670) 程度であり，各軽石層を識別することはできていないが，今後これらの類似のテフラが多数挟在する層準として層序学的な指標となる可能性がある．

堆積環境　下部の粗粒な砂層は分級が悪く礫を豊富に含み，斜交葉理が認められる．この砂層から漸移する上位の泥層はやや腐植質であり，陸域での堆積が考えられる．従って上位の泥層は氾濫原で堆積したと考えられ，氾濫原堆積物へ漸移する下位の砂層は河川チャネル堆積物であると考えられる．中部は貝化石を含み生物擾乱が認められることから海成層と考えられ，泥層が多く認められることから内湾で堆積したと考えられる．上部の砂層は貝化石が含まれることから海成層と考えられる．また砂層は上方に粗粒化しており，沿岸の浅海環境で形成された上方浅海化を示す砂層と考えられる．川口 GS-KG-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアの上部は下位から順に，分級の良い平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達した極細粒〜細粒砂層，斜交葉理の発達する細粒〜中粒砂層，前浜環境の指標となる（菊地，1972；奈良，1994；Seike，2009）白斑状生痕化

第 3.2 表　テフラに含まれる火山ガラスの化学組成．

	GS-KS-1[1]		GS-KS-1[1]		GS-OM-6[2]		GS-KM-1[3]	
	Ave.(*N*=15)	σ	Ave.(*N*=4)	σ	Ave.(*N*=15)	σ	Ave.(*N*=15)	σ
(wt.%)								
SiO_2	77.84	0.23	77.04	0.84	78.27	0.21	75.49	0.80
TiO_2	0.04	0.04	0.18	0.10	0.16	0.06	0.23	0.08
Al_2O_3	12.28	0.10	13.08	0.68	12.38	0.11	13.89	0.50
Cr_2O_3							0.03	0.05
FeO	0.82	0.07	1.52	0.60	0.94	0.09	1.21	0.20
NiO							0.07	0.09
MnO	0.03	0.06	0.03	0.05	0.09	0.07	0.09	0.09
MgO	0.13	0.05	0.37	0.07	0.18	0.04	0.27	0.10
CaO	0.85	0.04	1.97	0.30	1.25	0.05	1.28	0.16
Na_2O	2.87	0.20	4.04	0.34	3.58	0.09	3.25	0.40
K_2O	5.13	0.37	1.77	0.16	3.15	0.09	4.11	0.26
P_2O_5							0.08	0.08
Total	100.00		100.00		100.00		100.00	
対比	J4 (TE-5a)		J4 (TE-5b)		Ata-Th		Tt-D	

[1] 中澤ほか（2009）　[2] 本研究（分析は古澤地質（株）による）　[3] 米岡ほか（2024）

石 *Macaronichnus segregatis* が多産する平行葉理細粒～中粒砂層が累重する．このような堆積相の累重様式は，下部外浜相，上部外浜相，海浜相へと累重する外浜－海浜システム（岡崎・増田，1992）の堆積物と考えられる．

年代　本層中部には房総半島の地蔵堂層に挟在する J4 (TE-5)テフラが認められる．本テフラは MIS 11 のピーク頃に降灰したと考えられていることから（中澤ほか，2009），本層の形成年代は MIS 11 を中心とした時期と考えられる．

3. 3　藪（やぶ）層（Yb）

命名・定義　板倉（1935）の名称に基づき徳橋・遠藤（1984）が再定義．下位の地蔵堂層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の上泉層に整合または軽微な不整合で覆われる．

模式地　木更津市藪及び宿周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本 GS-KM-1：深度 60.00（孔底）～ 43.31 m，標高－29.63（孔底）～－12.94 m

桶川 GS-OK-1：深度 70.55 ～ 44.00 m，標高－48.22 ～－21.67 m

春日部 GS-KB-1：深度 85.00（孔底）～ 69.55 m，標高－73.02（孔底）～－57.57 m

芝浦工大 GS2012-OMY：深度 113.30 ～ 69.92 m，標高－99.26 ～－55.88 m

大宮 GS-OM-6：深度 101.36 ～ 76.84 m，標高－88.39 ～－63.87 m

浦和 GS-UR-1：深度 91.34 ～ 66.85 m，標高－75.05 ～－50.56 m

川口 GS-KG-1：深度 80.30 ～ 57.60 m，標高－66.29 ～－43.59 m

越谷 GS-KS-1：深度 86.00 ～ 65.58 m，標高－80.67 ～－60.25 m

八潮 GS-YS-2：深度 63.98 ～ 41.04 m，標高－62.32 ～－39.38 m

分布形態（第 3.5 図）　藪層基底面まで達している既存ボーリングデータが少ないため詳細な分布形態は不明である．ただし，中央部（さいたま市大宮区～春日部市付近；標高－100 ～－80 m 程度）では標高が低く，北西部（北本市付近;標高－60 ～－50 m）及び南部（川口市～八潮市付近；標高－70 ～－60 m 程度）で標高が高い傾向にある．

層相　藪層は下部, 中部, 上部に分けられる（第 3.1 図）．下部は砂礫層と泥層からなる．中部は生物擾乱を受けた貝化石混じり極細粒砂層あるいは泥層を主体とする．上部は全体に上方粗粒化する砂層からなる．

藪層下部の砂礫層の基底は侵食面であり，砂礫層が分布する場所では下位の地層を削剥している．大宮 GS-OM-6 コアや浦和 GS-UR-1 コアにおいて藪層下部は分級の悪い粗粒砂～極粗粒砂が主体であり，径 80 mm 以下の亜円礫～亜角礫を多量に含む．この砂礫層は上方に細粒化する複数のユニットからなる．砂礫層の上位には砂礫層から漸移して泥層が累重する．泥層には植物根痕や腐植質の泥層が認められる．下部の最上部付近には，後述する藪層中部からの巣穴化石の掘り込みや，生物擾乱を受けた様子が認められる．なお芝浦工大 GS2012-OMY コアでは，本層下部は砂礫層と泥層からなるユニットが複数回累重する．八潮 GS-YS-2 コアでは砂礫層が欠如しており，泥層のみが認められる．

藪層中部は極細粒砂層あるいは泥層を主体とし，貝化石や生物擾乱が認められる（第 3.1 図）．芝浦工大 GS2012-OMY コア，浦和 GS-UR-1 コア及び越谷 GS-KG-1 コアでは中部の基底部に貝化石が密集した粗粒堆積物がみられる．また基底からは下位の藪層下部や地蔵堂層上部に向かって巣穴化石が掘り込む．基底部の粗粒堆積物の上位には，生物擾乱を受けた貝化石を含む極細粒砂が累重し，一部に平行葉理が認められる．最上部付近では泥層が極細粒砂と互層する．一方で越谷 GS-KS-1 コア及び八潮 GS-YS-2 コアの藪層中部は泥層が主体となる．越谷 GS-KG-1 コアでは中部基底は細粒砂からなるが，その上位には生物擾乱を受けた貝化石混じりの泥層が累重する．八潮 GS-YS-2 コアでは基底から貝化石混じりの泥層が累重し，中部の最上部付近では貝化石混じりの細粒砂が泥層と互層する．芝浦工大 GS2012-OMY コア及び浦和 GS-UR-1 コアには，藪層中部砂層にカミングトン閃石に富むことで特徴づけられる UR1-No.8 テフラが挟在する．

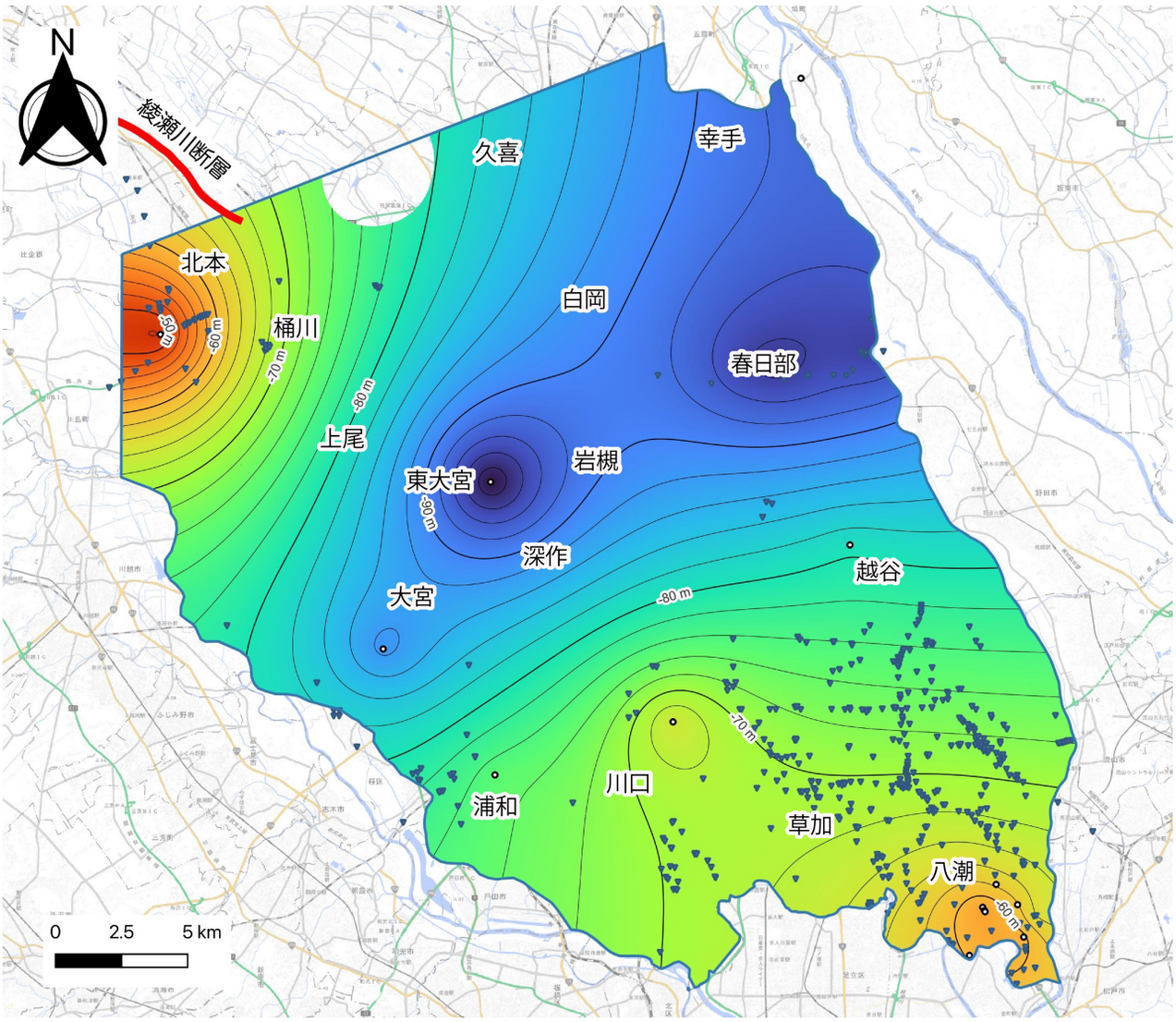
藪層上部は全体に上方粗粒化する分級の良い砂層からなる（第 3.1 図）．上部の基底部は多くの場合，貝化石を多量に含んだやや粗粒な砂層からなり，下位の層とは明瞭な境界で接する．その上位には平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達する極細粒～細粒砂層，平行～斜交葉理が発達し礫を含む細粒～中粒砂層，重鉱物が濃集する平行葉理が発達し，白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められる細粒～中粒砂層が累重する．北本 GS-KM-1 コア及び桶川 GS-OK-1 コアでは最上部に UR1-No.8 テフラが挟在する．

S 波速度　基底部の礫層は S 波速度がおよそ 400 ～ 750 m/s である．それより上位の砂層及び泥層は S 波速度がおよそ 350 ～ 500 m/s である．

***N* 値**　*N* 値は礫層及び砂層では 50 に達することが多い．一方で泥層では 20 ～ 35 の範囲であることが多い．

有孔虫化石（第 3.3 図）　金子ほか（2018）により，浦和 GS-UR-1 コアの藪層中部及び上部から有孔虫化石について報告がある．浦和 GS-UR-1 コアの藪層中部及び上部は I ～ III 帯の 3 つの化石帯に区分される．このうち I 帯が藪層中部基底部，II 帯が藪層中部主部，III 帯が藪層上部に相当する．

I 帯は湾奥の指標種（的場，1975；小杉ほか，1991）である *Ammonia beccarii* forma 1，及び *Elphidium*



第 3.5 図　薮層基底の標高分布．
単位は T.P.+ m．青枠はモデリングの範囲を示す．このうち薮層は等高線を示した範囲に分布する．丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点，青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく．背景図は地理院タイルを使用．

subgranulosum が多産する．浮遊性有孔虫化石は産出しない．

II 帯は暖流系表層水種（井上，1980）である *Pseudorotalia gaimardii*，及び *Ammonia japonica* が多産する．特に *Pseudorotalia gaimardii* が多産することが II 帯の特徴である．また内湾沿岸砂底種群（小杉ほか，1991）である *Quinqueloculina* spp. を伴う．PFN 及び P/T 比が他の化石帯と比べて高く，浮遊性有孔虫化石が多産することを示している．

III 帯は *Ammonia japonica*，*Buccella frigida*，*Elphidium clavatum*，*Pseudononion japonicum* が多産する．II 帯で多産した *Pseudorotalia gaimardii* は III 帯では上位に向かって減少し，一方で親潮系表層水群集（井上，1980）である *Buccella frigida* が増加する．

産出した有孔虫化石から，I 帯は湾奥，II 帯は暖流の影響を受ける内湾，III 帯は寒流の影響を受ける湾央～湾口部の環境であったと推測され，海退に伴い古東京湾の相模湾方面の湾口部から海水が流入しにくくなったためと考えられている（金子ほか，2018）．

テフラ（第 3.1 表）

UR1-No.8 テフラ：UR1-No.8 テフラは中澤・中里（2005）により浦和 GS-UR-1 コアの深度 76.10 ～ 75.70 m（薮層中部）に挟在する白色軽石層として報告されたものである．軽石の粒径は 0.5 ～ 1 mm で重鉱物としてカミングトン閃石を多産することが特徴的で，少量の直方輝石と角閃石を伴う．カミングトン閃石の屈折率（n_2）は 1.659 ～ 1.664（1.662 ～ 1.663）を示す．この特徴的な鉱物組成から，中澤・中里（2005）は本テフラが今

第 3.3 表　UR1-No.8 テフラに含まれるカミングトン閃石の化学組成.

	GS-KM-1[1]		GS-OK-1[1]		GS2012-OMY[2]		GS-UR-1[2]	
	Ave.(*N*=16)	σ	Ave.(*N*=16)	σ	Ave.(*N*=16)	σ	Ave.(*N*=17)	σ
(wt.%)								
SiO_2	54.43	0.73	53.93	0.80	53.03	0.59	52.95	0.42
TiO_2	0.29	0.09	0.29	0.10	0.28	0.06	0.28	0.08
Al_2O_3	3.32	0.77	2.84	0.44	2.81	0.33	2.62	0.42
Cr_2O_3	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.04	0.07
FeO	18.08	1.04	18.32	0.92	19.29	0.60	19.42	0.72
NiO	0.08	0.11	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06	0.08
MnO	1.28	0.12	1.22	0.18	1.27	0.14	1.27	0.27
MgO	20.22	1.04	20.81	0.87	20.73	0.47	21.07	1.18
CaO	1.91	0.41	2.09	0.49	2.05	0.28	1.87	0.15
Na_2O	0.28	0.09	0.35	0.11	0.37	0.09	0.35	0.16
K_2O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04
P_2O_5	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.08	0.03	0.04
Total	100.00		100.00		100.00		100.00	
O = 23								
(apfu)								
Si^{4+}	7.63	0.08	7.59	0.08	7.51	0.06	7.51	0.05
Ti^{4+}	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01
Al^{3+}	0.55	0.13	0.47	0.07	0.47	0.06	0.44	0.07
Cr^{3+}	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe^{2+}	2.12	0.13	2.16	0.12	2.29	0.08	2.30	0.09
Ni^{2+}	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mn^{2+}	0.15	0.02	0.15	0.02	0.15	0.02	0.15	0.03
Mg^{2+}	4.23	0.22	4.36	0.17	4.38	0.10	4.45	0.24
Ca^{2+}	0.29	0.06	0.31	0.08	0.31	0.04	0.28	0.02
Na^{+}	0.08	0.02	0.10	0.03	0.10	0.03	0.10	0.05
K^{+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
P^{5+}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg#	66.58	1.96	67.43	0.39	65.71	0.88	65.89	1.76

[1] 米岡ほか（2024），[2] 本研究

後重要な指標テフラとなる可能性を指摘した.

その後，新たに掘削された北本 GS-KM-1 コアの深度 43.38 〜 43.31 m（薮層上部）からカミングトン閃石に富む軽石層が認められ，既存の桶川 GS-OK-1 コアの深度 44.06 〜 44.03 m（薮層上部）の軽石質テフラとともに UR1-No.8 テフラに対比された（米岡ほか，2024）. これらのテフラに含まれるカミングトン閃石の屈折率（n_2）は，北本 GS-KM-1 コアで 1.660 〜 1.665（1.663），桶川 GS-OK-1 コアで 1.658 〜 1.665（1.663）を示す. また米岡ほか（2024）はカミングトン閃石の化学組成を測定し，UR1-No.8 テフラ及び北本と桶川のテフラに含まれるカミングトン閃石は FeO 含有量に対して MgO 含有量が高いという特徴を報告した（第 3.3 表）.

さらに今回，芝浦工大 GS2012-OMY コアの深度 89.54 〜 89.20 m（薮層中部）からもカミングトン閃石に富む軽石質テフラが認められた. カミングトン閃石の屈折率（n_2）は 1.659 〜 1.666（1.662 〜 1.663）を示し，その化学組成は FeO 含有量に対して MgO 含有量が高い（第 3.3 表）. カミングトン閃石の屈折率と化学組成の特徴が UR1-No.8 テフラと良く一致するため，このテフラは UR1-No.8 テフラに対比される.

本テフラの給源火山は不明であるが，降灰時期は浦和で薮層中部海成層に挟在することから MIS 9 の高海面期と考えられている（中澤・中里，2005；金子ほか，2018）.

なお，本テフラは北本 GS-KM-1 コア及び桶川 GS-OK-1 コアでは薮層最上部に挟在するが，芝浦工大 GS2012-OMY コア及び浦和 GS-UR-1 コアでは薮層中部に挟在する. また北本の北方 14 km に位置する行田 SP-GD コアでは本テフラは上泉層基底部の泥層に挟在する（納谷・安原，2014；米岡ほか，2024）. このような UR1-No.8 テフラと層相の斜交は，最も内陸側の行田から，北本及び桶川，大宮，そして海側である浦和の順により早期に陸域に移行する，海浜のプログラデーションを表していると考えられている（米岡ほか，2024）.

YS2-7 テフラ：YS2-7 テフラは坂田ほか（2011）により八潮 GS-YS-2 コアの深度 63.26 〜 63.24 m（薮層下部）に挟在する灰黄色細粒ガラス質テフラとして報告されたものである. 本テフラ中に重鉱物は観察されない. 火山ガラスの形状は扁平型及び中間型が多く，次いで多孔質型が認められる. 火山ガラスの屈折率（n）は 1.504 〜 1.506（1.505 〜 1.506）を示す.

本テフラは琵琶湖高島沖コアの BT72 テフラ（吉川・井内, 1991）に対比される可能性が指摘されている（坂田ほか，2011）. BT72 テフラに含まれる火山ガラスの屈折率（n）は 1.498 〜 1.504（1.502 〜 1.504）を示す（吉川・井内，1991）. また，BT72 テフラに対比される深谷 GS-FY-1 コアの深度 142.30 〜 142.41 m のテフラに含まれる火山ガラスの屈折率（n）は 1.502 〜 1.504

である（水野ほか，2004）．YS2-7 テフラの火山ガラスの屈折率はこれらよりやや高い屈折率を示す．加えて，YS2-7 テフラの火山ガラスの化学組成は BT72 テフラのものより CaO と FeO 含有量がやや高いもののよく似た組成を示す（坂田ほか，2011）．以上のように，YS2-7 テフラは BT72 テフラと似た特徴を示すが，屈折率や化学組成に一致しない部分もあるため，坂田ほか（2011）では対比の可能性を指摘するに留まった．

堆積環境　本層下部は上方に細粒化する砂礫層と，砂礫層から漸移する植物根痕や腐植質部が認められる泥層からなる．泥層は原地性の植物根痕が認められることから陸成層であり，氾濫原の堆積物と考えられる．砂礫層は氾濫原堆積物に漸移するため河川チャネル堆積物である．中部は貝化石や生物擾乱が認められる極細粒砂や泥層からなり，内湾環境が考えられる．一方で中部基底部は貝化石が密集する粗粒堆積物からなり，これは海進時の高エネルギー環境下で堆積した可能性がある．上部は貝化石を含み全体に上方に粗粒化する分級の良い砂層からなり，浅海化しながら堆積したことを示す．この砂層は下位から順に平行葉理あるいは低角の斜交葉理が発達する極細粒～細粒砂層，平行～斜交葉理が発達し礫を含む細粒～中粒砂層，重鉱物が濃集した平行葉理が発達し，白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められる細粒～中粒砂層が累重する．このような堆積相の累重様式から，上部の砂層は，下部外浜相，上部外浜相，海浜相へと累重する外浜－海浜システム（岡崎・増田，1992）の堆積物と考えられる．

年代　本層からは年代の指標となるテフラは確認できなかったが，房総半島の薮層の堆積は MIS 9 を中心とした時期と考えられている（中里・佐藤，2001）．

3. 4　上泉（かみいずみ）層（Km）

命名・定義　三土（1937）の名称に基づき，徳橋・遠藤（1984）が再定義．下位の薮層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の清川層に整合または軽微な不整合で覆われる．

模式地　木更津市上泉及び川原井周辺（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本 GS-KM-1：深度 43.31 ～ 36.12 m，標高 −12.94 ～ 5.75 m

桶川 GS-OK-1：深度 44.00 ～ 35.30 m，標高− 21.67 ～ − 12.97 m

春日部 GS-KB-1：深度 69.55 ～ 48.82 m，標高− 57.57 ～− 36.84 m

大宮 GS-OM-7：深度 60.00（孔底）～ 56.20 m，標高 − 49.66 ～− 45.86 m

芝浦工大 GS2012-OMY：深度 69.92 ～ 47.94 m，標高 − 55.88 ～− 33.90 m

大宮 GS-OM-6：深度 76.84 ～ 54.78 m，標高− 63.87 ～ − 41.81 m

浦和 GS-UR-1：深度 66.85 ～ 49.15 m，標高− 50.56 ～ − 32.86 m

川口 GS-KG-1：深度 57.60 ～ 49.04 m，標高− 43.59 ～ − 35.03 m

越谷 GS-KS-1：深度 65.58 ～ 52.62 m，標高− 60.25 ～ − 47.29 m

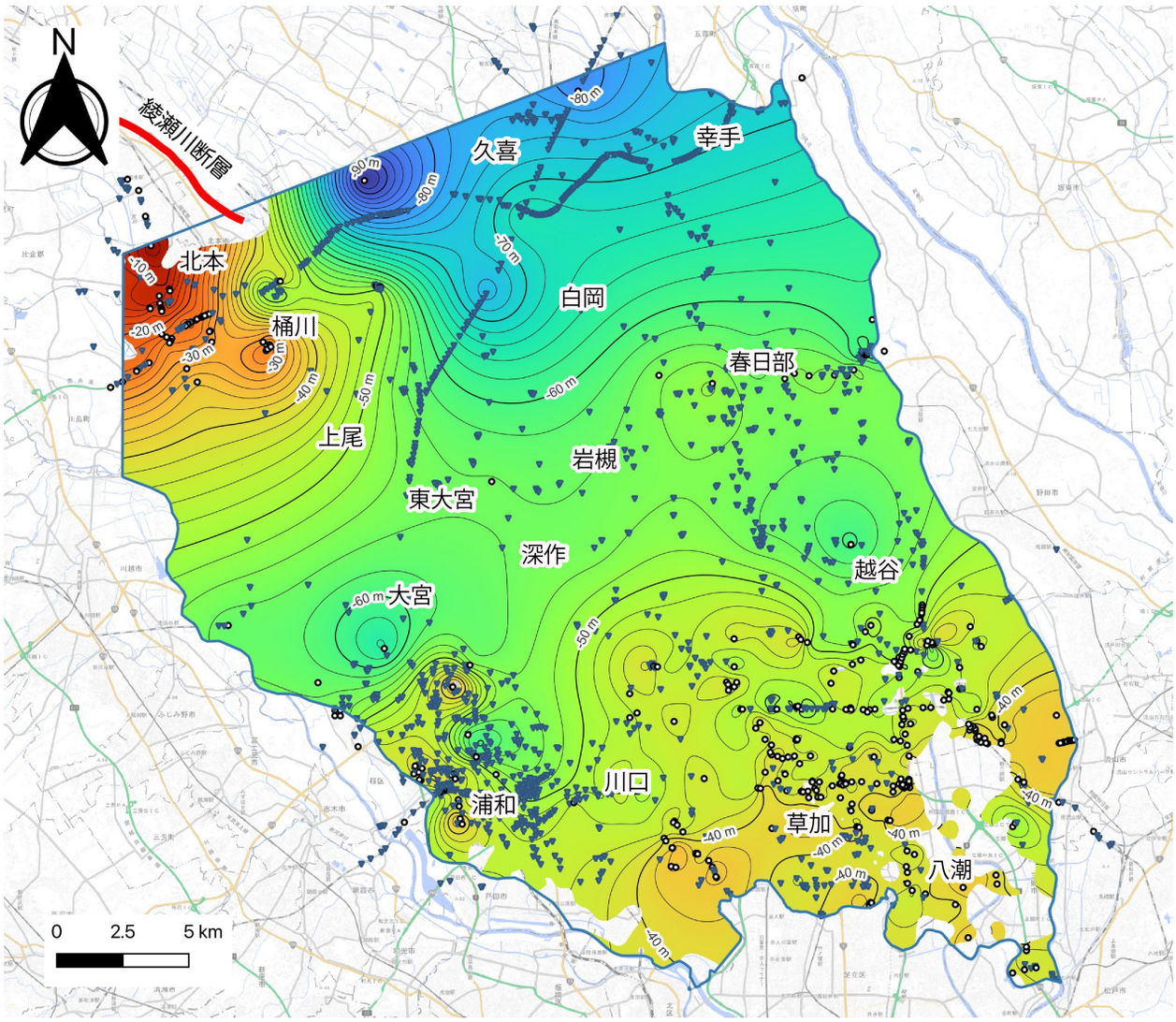
八潮 GS-YS-2：深度 41.04 ～ 37.02 m，標高− 39.38 ～ − 35.36 m

分布形態（第 3.6 図）　上泉層は八潮付近の沖積層分布域を除きほぼ全域に分布する．基底面標高は中央部（岩槻市付近）～東部（春日部市～越谷市付近）で− 55 ～− 50 m 程度である．北東部（久喜市付近）では基底面標高が− 90 ～− 70 m 程度と著しく低く，西部（さいたま市大宮区付近）で− 60 m 程度とやや低い．一方で北西部（北本市付近；標高− 30 ～− 10 m 程度）では著しく高く，南部（川口市～草加市付近；標高− 45 ～− 40 m 程度）ではやや高い傾向にある．

層相　上泉層は下部，中部，上部に分けられる（第 3.1 図）．下部は砂礫層と泥層からなる．中部は生物擾乱を受けた貝化石混じりの極細粒砂層や泥層，あるいはそれらの互層からなる．上部は上方に粗粒化する砂層からなる．

上泉層下部は下半部の砂礫層と上半部の泥層に細分される（第 3.1 図）．下半部の砂礫層基底は侵食面である．下半部の砂礫層は大宮 GS-OM-6 コア，浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コアで認められ，上方に細粒化し上半部の泥層へと漸移する．砂礫層に含まれる礫は大宮 GS-OM-6 コアで径 40 mm 以下，浦和 GS-UR-1 コアで径 80 mm 以下である．砂層には斜交葉理やリップルが認められる．上半部の泥層は下半部の砂礫層から漸移し，植物根痕や腐植質の層準が認められる．泥層には平行葉理が発達し，砂層と互層することがある．下部最上部付近の泥層は生物擾乱を受け，上位の上泉層中部基底から巣穴化石が掘り込む．浦和 GS-UR-1 コアでは泥層中に Km2（TCu-1）テフラが挟在する．大宮 GS-OM-6 コアでは上半部最上部付近の泥層に Ata-Th テフラが挟在する．

上泉層中部は生物擾乱が著しい貝化石混じりの砂泥層からなる（第 3.1 図）．中部基底部は貝化石を含んだ粗粒な砂層であることが多い．越谷 GS-KS-1 コアでは基底部の粗粒な砂層に径 20 mm 以下の礫が含まれる．基底からは下位の層に向かって巣穴化石が掘り込むことが多い．中部の主体は貝化石を含む生物擾乱を受けた泥層あるいは砂泥互層であり，平行葉理が発達する．なお大宮 GS-OM-6 コアの中部基底部付近の砂層には Km2（TCu-1）テフラが認められるが，Ata-Th テフラの上位に認められる点から再堆積したものと考えられる（詳細は上泉層のテフラの項を参照）．また，浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コアには Km4 テフラが挟在する．



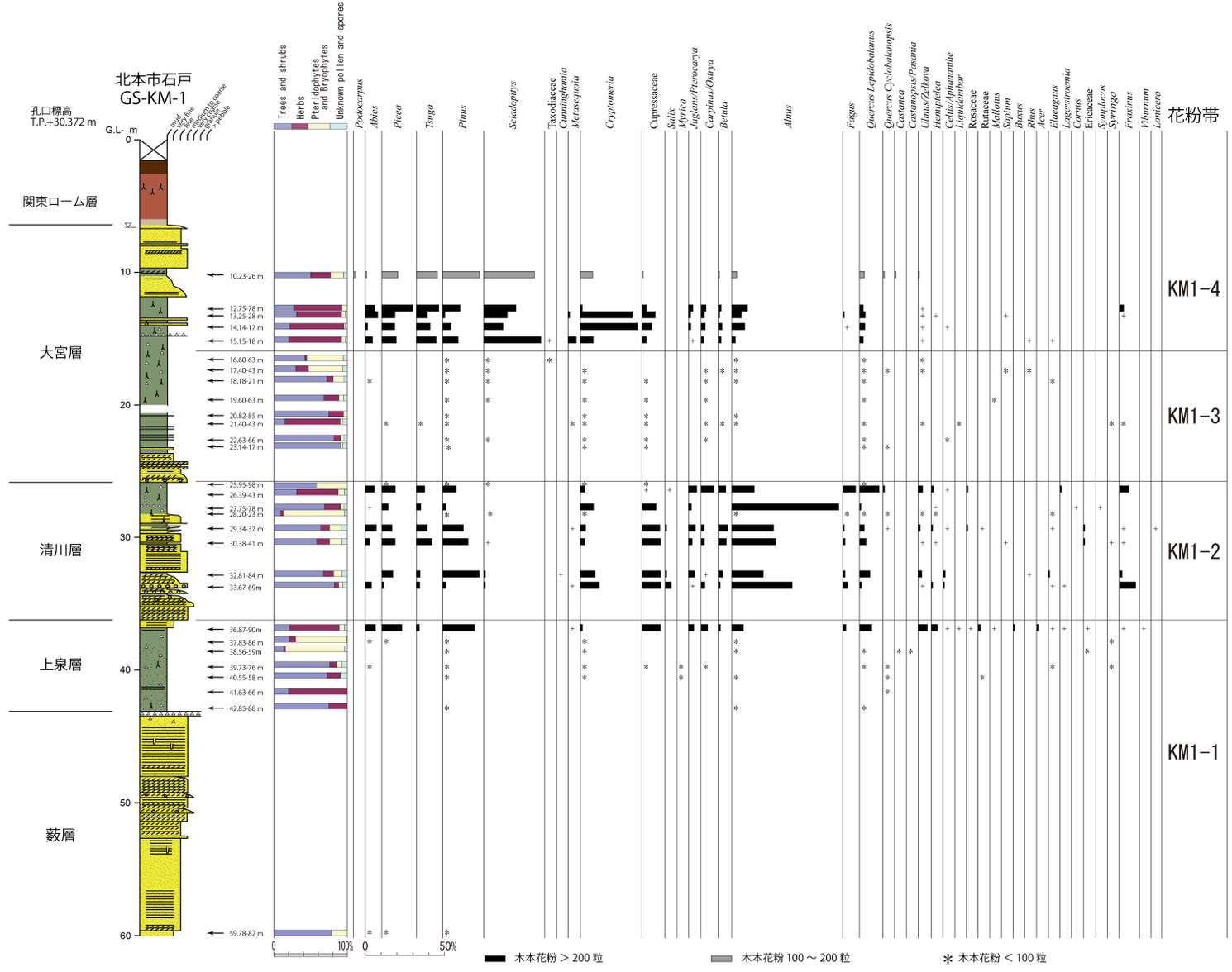
第 3.6 図　上泉層基底の標高分布．
単位は T.P.+ m．青枠はモデリングの範囲を示す．このうち上泉層は等高線を示した範囲に分布する．丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点，青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく．背景図は地理院タイルを使用．

上泉層上部は上位の清川層，木下層下部あるいは沖積層の基底に相当する侵食によって多くのボーリングコアで削剥されており，上部が認められるのは春日部 GS-KB-1 コア，芝浦工大 GS2012-OMY コア及び川口 GS-KG-1 コアのみである（第 3.1 図）．このうち春日部 GS-KB-1 コア及び芝浦工大 GS2012-OMY コアでは上部基底部から最上部まで通して観察できる．上部は上方に粗粒化する比較的分級の良い砂層からなる．基底部は貝化石あるいは礫混じりのやや粗粒な砂層からなり，その上位には下位から順に，平行葉理あるいは低角の斜交葉理の発達する極細粒砂～細粒砂層，斜交葉理の発達する細粒～中粒砂層，平行葉理の発達する細粒～中粒砂層が累重する．最上部の平行葉理砂層は重鉱物が濃集したラミナが発達し，白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が顕著に認められる．

S 波速度　基底部の礫層は S 波速度がおよそ 600 ～ 700 m/s である．それより上位の砂層及び泥層は S 波速度がおよそ 250 ～ 450 m/s である．ただし，北本 GS-KM-1 コア周辺の泥層は S 波速度がおよそ 200 ～ 250 m/s であり，やや軟らかい．

***N* 値**　*N* 値は礫層及び砂層では 50 に達することが多い．一方で泥層では 15 ～ 35 の範囲であることが多い．ただし，北本 GS-KM-1 コア周辺の泥層はおよそ 5 ～ 20 の範囲である．

花粉化石（第 3.7 図）　北本 GS-KM-1 コアの上泉層以浅の層準で花粉分析を行った．北本 GS-KM-1 コアの花粉化石群集は木本植物花粉の組み合わせに基づき下位より KM1-1 ～ KM1-4 帯の花粉化石群集帯に区分され，



第 3.7 図　北本 GS-KM-1 コアから産出した花粉化石群集.
柱状図の凡例は第 3.1 図参照．柱状図の位置は第 2.2 図参照.
分析は有限会社アルプス調査所による.

上泉層はKM1-1帯に相当する．

KM1-1帯は最上部の1試料を除き花粉化石の産出数が少ないが，最上部の試料によると草本植物花粉が優勢である．木本植物の組成は常緑針葉樹の *Pinus*, *Picea* 及びCupressaceaeが優勢で, 落葉広葉樹の *Alnus*（ハンノキ属），*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) 及び *Ulmus*/*Zelkova*（ニレ属 / ケヤキ属）などの分類群が随伴する．常緑広葉樹の *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) や *Castanopsis/Pasania*（シイ属 / マテバシイ属），落葉広葉樹の *Lagerstroemia*（サルスベリ属）がわずかに認められる．

KM1-1帯は木本植物花粉の産出率か低く草本植物が多産することから，氾濫原環境での堆積が考えられる．

有孔虫化石（第3.3図）

金子ほか（2018）により，浦和GS-UR-1コアの上泉層中部から有孔虫化石について報告がある．浦和GS-UR-1コアの上泉層中部は単一の化石帯（I帯）に設定される．

I帯は内湾の湾央〜湾口部に多いとされる（Matoba, 1970），*Ammonia japonica* と *Buccella frigida* の2種の多産で特徴づけられる．またI帯下部の試料からは暖流系表層水種（井上，1980）である *Pseudorotalia gaimardii* が産出する．従ってI帯は湾央〜湾口部の環境であり，下部と比較して上部は堆積時の水温が低下したと考えられる（金子ほか，2018）．

テフラ（第3.1表）

阿多鳥浜（Ata-Th）テフラ：Ata-Thテフラは南九州指宿沖の阿多南カルデラ付近の浅海底で起きた大規模な噴火によるものと考えられており，その噴出年代は約240 ka（MIS 8〜7e）とされている（町田・新井, 2003）．本テフラは石英を伴う細粒の火山ガラス質テフラであり，重鉱物として角閃石及び直方輝石に富む．またわずかに黒雲母が伴う．火山ガラスの屈折率（n）は1.498〜1.500と低く，一方で火山ガラスの SiO_2 含有量はおよそ78〜79 wt.%の高い値を示す（町田・新井, 2003）．角閃石の屈折率（n_2）は1.670〜1.674，直方輝石の屈折率（γ）は1.714〜1.718を示す（町田・新井, 2003）．

大宮GS-OM-6コアでは深度64.10〜64.42 m（上泉層下部）の泥層から粘土分を除去することで細粒の火山ガラスが認められる．この火山ガラスの屈折率（n）は1.498〜1.501（1.499〜1.500）であり，化学組成は SiO_2 含有量が78 wt.%以上と高いことが特徴である（第3.2表）．火山ガラスの低屈折率及び高 SiO_2 含有量から，本テフラはAta-Thテフラに対比される．

Km2（TCu-1）テフラ：Km2テフラは徳橋・遠藤（1984）により上泉層基底泥層中から報告された．下総層群の模式地である姉崎地域では，本テフラは粒径2〜5 mmの灰色あるいは灰白色の軽石からなり，スコリアが混ざることがある（徳橋・遠藤，1984）．重鉱物として直方輝石，単斜輝石及び磁鉄鉱が含まれる（中里・佐藤, 1988）．火山ガラスの屈折率（n）は1.516〜1.519，直方輝石の屈折率（γ）は1.716〜1.720（1.719）を示す（町田・新井，2003）．これらの特徴からKm2テフラは大磯丘陵のTCu-1テフラに対比される（中里・佐藤, 1988）．本テフラはMIS 8〜7eの箱根火山の大規模な噴火によって堆積したと考えられている（町田・新井, 2003；笠間，2008）．

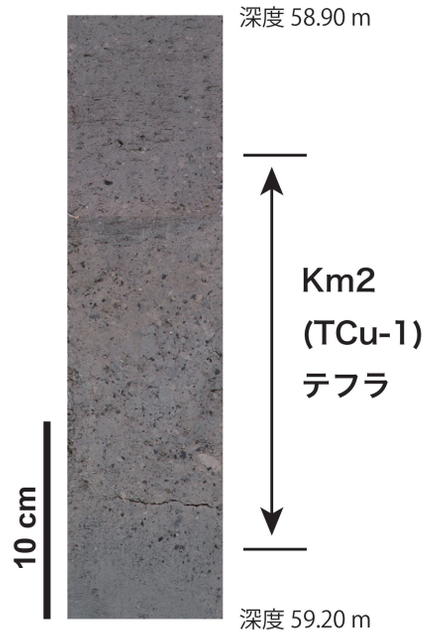
大宮GS-OM-6コアの深度60.73〜60.76 m及び61.29〜61.32 m（上泉層上部），及び浦和GS-UR-1コアの深度58.98〜59.17 m（第3.8図；上泉層中部）に軽石質のテフラが挟在する．本テフラは粗粒の黄白色軽石からなり，スコリアが混ざることが特徴である．重鉱物は直方輝石，単射輝石，磁鉄鉱を含む．このうち直方輝石の屈折率（γ）は大宮では1.716〜1.721（1.719），浦和では1.698〜1.702（1.700〜1.702）及び1.713〜1.719（1.716〜1.718）を示す．また，火山ガラスの屈折率（n）は大宮で1.514〜1.518（1.516〜1.517）である．

大宮の火山ガラス及び直方輝石の屈折率やスコリアが混ざるという特徴はKm2テフラの特徴と一致する．また浦和では直方輝石の屈折率が2つの範囲に分かれるが，後者のやや高い屈折率はKm2テフラの直方輝石に特徴的な値である．ただし，前者の低い屈折率の値もKm2（TCu-1）テフラの上部のユニットから報告がある（中里，2002）．したがって，これらのテフラはKm2（TCu-1）テフラに対比される．

Km2（TCu-1）テフラ及び先述のAta-Thテフラは MIS 8〜7eのおよそ同時期に噴出したと考えられており，大磯丘陵ではAta-ThテフラはTCu-1テフラの上位のTCu-2テフラとTCu-3テフラの間に挟在する（鈴木, 1996）．吉田ほか（2021）は千葉県習志野市のボーリングコアから初めて両テフラを同時に報告しており，これによるとKm2テフラの上位にAta-Thテフラが挟在する．本研究の大宮GS-OM-6コアにおいても両テフラが認められたが，Km2テフラの下位にAta-Thテフラが挟在しており，層位が逆転している（第3.1図）．これは大宮のKm2テフラが再堆積したテフラであるためと考えられる．

Km4テフラ：Km4テフラは徳橋・遠藤（1984）により報告された軽石及びスコリアが混ざるテフラであり，杉原ほか（1978）のKi-IIテフラに対比される．重鉱物は主に直方輝石及び単斜輝石で，磁鉄鉱を伴う（杉原ほか，1978）．直方輝石の屈折率（γ）は1.697〜1.710の範囲で，モードはおよそ1.700を示す（杉原ほか, 1978）．本テフラの給源火山は不明である．

中澤・中里（2005）は浦和GS-UR-1コアの深度52.12〜52.18 m（上泉層中部）に黄白色の軽石及びスコリアを報告した．重鉱物は直方輝石，単射輝石，磁鉄鉱を含み，このうち直方輝石の屈折率（γ）は1.697〜1.701（1.698〜1.699）を示す．この特徴はKm4テフラの特徴と一致し，本テフラが浦和GS-UR-1コアで



第 3.8 図　浦和 GS-UR-1 コアにみられる Km2（TCu-1）テフラ（中澤ほか，2019a）.

Km2 テフラの上位に認められることからも，本テフラは Km4 テフラに対比される.

堆積環境　本層下部は下半部の上方に細粒化する砂礫層と上半部の植物根痕や腐植層が認められる泥層からなる．上半部の泥層は氾濫原堆積物であると考えられ，下半部の砂礫層は上位に氾濫原堆積物が重なることから河川チャネル堆積物と考えられる．中部は生物擾乱の著しい貝化石混じりの砂泥層からなり，内湾環境が考えられる．上部は春日部 GS-KB-1 コア及び芝浦工大 GS2012-OMY コアで全体が観察でき，下位から順に平行葉理あるいは低角の斜交葉理の発達する極細粒砂～細粒砂層，斜交葉理の発達する細粒～中粒砂層，平行葉理の発達する細粒～中粒砂層が累重する．また最上部付近では重鉱物が濃集したラミナや白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が顕著に認められる．このような堆積相の累重様式から，上部の砂層は，下部外浜相，上部外浜相，海浜相へと上方に浅海化する外浜－海浜システム（岡崎・増田，1992）の堆積物と考えられる.

年代　本層下部には房総半島の上泉層に挟在する Km2（TCu-1）テフラが認められる．Km2 テフラは MIS 8 ～ 7e 移行期に降灰したとされる（中里，1997）．また，本層下部に挟在する Ata-Th テフラの噴出年代も MIS 8 ～ 7e とされていることから（町田・新井，2003），本層の形成年代は MIS 7e を中心とした時期と考えられる.

3. 5　清川（きよかわ）層（Ky）

命名・定義　植田（1930）の名称に基づき，徳橋・遠藤（1984）が再定義．下位の上泉層を整合または軽微な不整合で覆い，上位の横田層に整合で覆われ，木下層以上の地層に不整合で覆われる.

模式地　袖ヶ浦市大鳥居付近（姉崎図幅内）

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本 GS-KM-1：深度 36.12 ～ 25.82 m, 標高－ 5.75 ～ 4.55 m

桶川 GS-OK-1：分布しない

春日部 GS-KB-1：深度 48.82 ～ 25.52 m，標高－ 36.84 ～－ 13.54 m

大宮 GS-OM-7：深度 56.20 ～ 19.90 m，標高－ 45.86 ～ －9.56 m

芝浦工大 GS2012-OMY：深度 47.94 ～ 25.09 m，標高 －33.90 ～－ 11.05 m

大宮 GS-OM-6：深度 54.78 ～ 44.60 m，標高－ 41.81 ～ －31.63 m

浦和 GS-UR-1：分布しない

川口 GS-KG-1：深度 49.04 ～ 38.30 m，標高－ 35.03 ～ －24.19 m

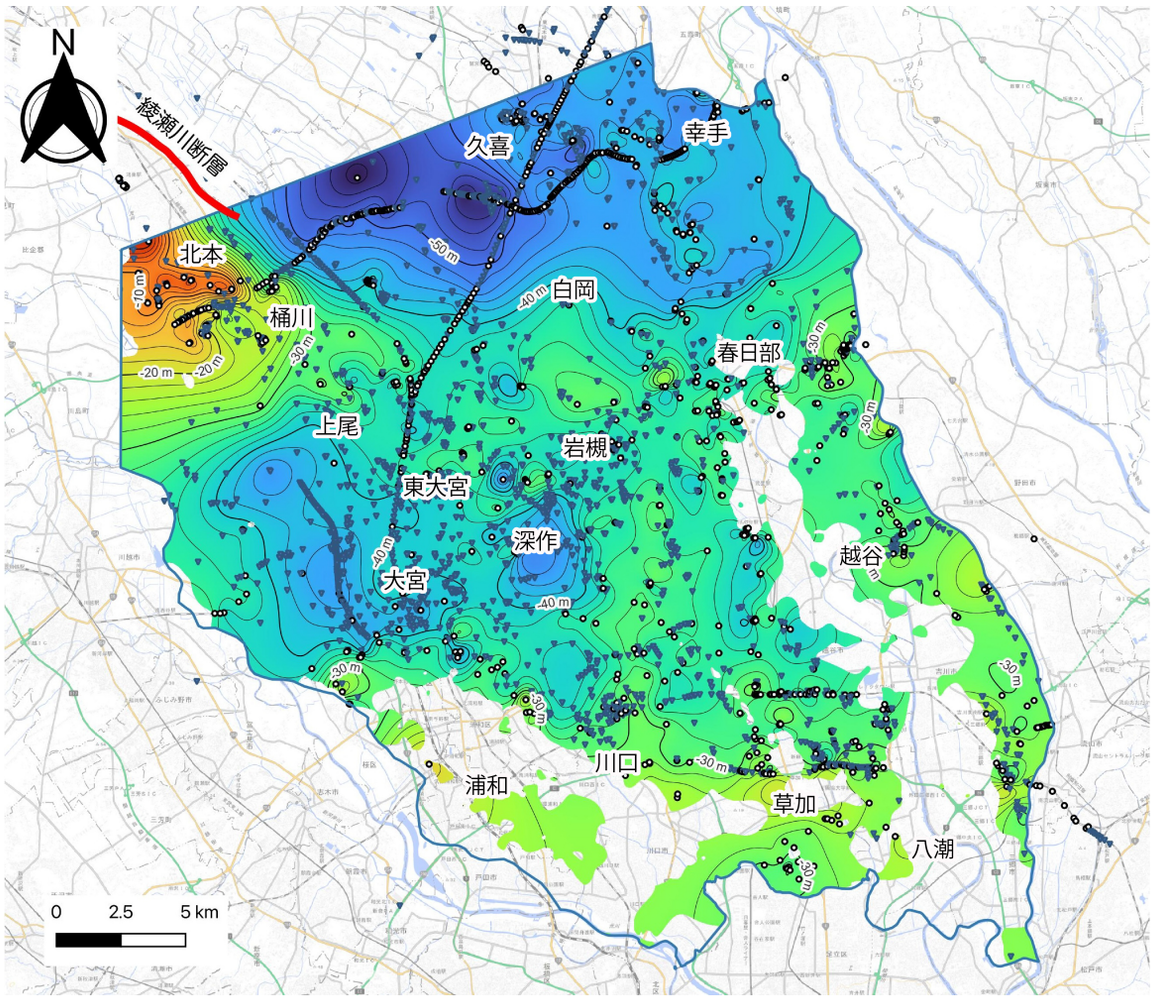
越谷 GS-KS-1：分布しない

八潮 GS-YS-2：分布しない

分布形態（第 3.9 図）　清川層は春日部市～八潮市及びさいたま市浦和区～草加市の沖積層分布域及びさいたま市浦和区の木下層下部分布域を除き広域に分布する．基底面標高は－ 40 ～－ 35 m 程度だが，北東部（久喜市付近）で－ 50 ～－ 45 m 程度と分布標高が著しく低い．また，西部（さいたま市大宮区～見沼区付近；標高－ 45 ～－ 40 m 程度）で周囲に比べて標高がやや低く，北西部（北本市付近；標高－ 20 ～－ 5 m 程度）で高い傾向にある.

層相　清川層は上方に細粒化する砂礫主体の層，あるいは植物根痕が認められる泥主体の層，あるいはそれらの繰り返しで構成される（第 3.1 図）．清川層が観察されるボーリングコアの中で大宮 GS-OM-7 コアが最も清川層の層厚が厚く，約 26 m である．大宮 GS-OM-7 コアの清川層下部は径 45 mm 以下の亜円礫及び粗粒～極粗粒砂からなる砂礫層を主体とする．この砂礫層には植物根痕が認められる泥層が互層する．中部～上部では植物根痕を含む泥層と上方に細粒化し径 20 mm 以下の礫が混じる中粒～粗粒砂が互層する．また泥層には腐植質の層準が認められる．春日部 GS-KB-1 コア及び芝浦工大 GS2012-OMY コアの清川層も大宮 GS-OM-7 コアの清川層と類似の層相を示すが，これらのコアでは本層基底部に砂礫層を伴わず，下位の上泉層の海成砂層から本層基底部の凝灰質泥層に漸移する．春日部 GS-KB-1 コアの清川層中部の泥層には Ky3（TB-8）テフラが挟在する.

一方で北本 GS-KM-1 コア，大宮 GS-OM-6 コア及び川口 GS-KG-1 コアの清川層は砂礫層が主体である（第 3.1 図）．北本 GS-KM-1 コアの清川層では約 8 m にわたって極粗粒砂層からシルトへ上方に細粒化する層が



第 3.9 図　清川層基底の標高分布．
単位は T.P.+ m．青枠はモデリングの範囲を示す．このうち清川層は等高線を示した範囲に分布する．丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点，青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく．背景図は地理院タイルを使用．

認められ，最下部付近の粗粒砂層には径 70 mm 以下の泥質の偽礫が混じる．また砂層には斜交葉理が発達する．最上部付近の砂層の上位には植物根痕が認められる泥層が約 2 m 累重する．大宮 GS-OM-6 コア及び GS-KG-1 コアでは清川層の上位の木下層下部によって削剥され，清川層の基底部のみが観察される．これらは上方に細粒化する砂礫層からなり，斜交葉理やリップルが認められる．

S 波速度　礫層は S 波速度がおよそ 300 ～ 500 m/s であり，大宮 GS-OM-7 コアでは最大でおよそ 800 m/s である．砂層は S 波速度がおよそ 250 ～ 400 m/s，泥層の S 波速度はおよそ 200 ～ 400 m/s である．

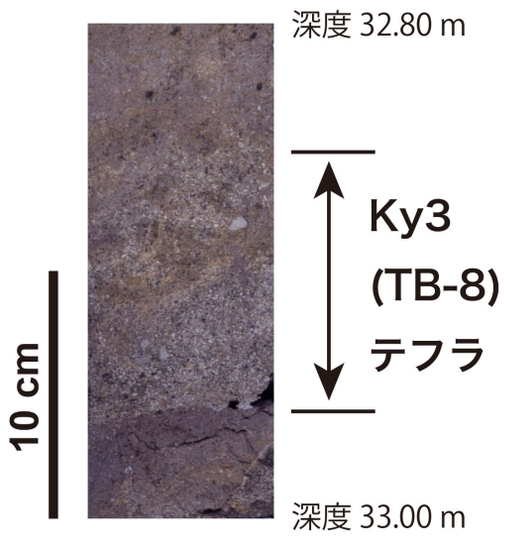
***N* 値**　*N* 値は礫層及び砂層では 50 に達することが多い．一方で泥層では 15 ～ 30 の範囲であることが多い．

花粉化石（第 3.7 図）　北本 GS-KM-1 コアで花粉分析を行い，清川層は KM1-2 帯に相当する．落葉広葉樹の *Alnus* が優勢で，常緑針葉樹の *Pinus* 及び *Cryptomeria*，Cupressaceae がこれに次ぐ．*Fagus* 及び *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) などの落葉広葉樹の分類群は低率に産出する．常緑広葉樹の *Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*)，落葉広葉樹の *Lagerstroemia* がわずかに認められる．

テフラ（第 3.1 表）

Ky3（TB-8）テフラ：春日部 GS-KB-1 コアの深度 32.86 ～ 32.96 m に挟在する（第 3.10 図）．本テフラは黄白色軽石，スコリア及び岩片からなりスコリア及び岩片が混ざることが特徴である．重鉱物は直方輝石，単射輝石，磁鉄鉱を含む．このうち直方輝石の屈折率（γ）は 1.696 ～ 1.729（1.700）であり，屈折率の範囲が広く高屈折率の直方輝石が存在する一方で，モードは低いことが特徴である．

Ky3 テフラは上記のような特徴を持ち大磯丘陵の TB-8 テフラに対比されるが，従来 TB-8 テフラから



第 3.10 図　春日部 GS-KB-1 コアにみられる Ky3（TB-8）テフラ（中澤ほか，2019a）．

は低屈折率の直方輝石の報告はなかった（杉原ほか，1978）．そこで中澤ほか（2003）は大磯丘陵の TB-8 テフラをユニットに分け，各ユニットで直方輝石の屈折率を測定したところ，下部ユニットでは低屈折率で上部ほど高屈折率の直方輝石が含まれることが明らかになった（第 3.11 図）．そして，春日部 GS-KB-1 コアのように広い屈折率の範囲を持つテフラはこれらのユニットが混合したものであると考えられた．

堆積環境　清川層は砂礫層と泥層の互層からなる．砂礫層には斜交葉理やリップルが認められる．砂礫層は上方に細粒化し，泥層へ漸移する．泥層は植物根痕を全体に含み腐植質の層準が認められる．以上より泥層は陸成層であり氾濫原の堆積物と考えられ，この氾濫原堆積物と互層する砂礫層は河川チャネルの堆積物と考えられる．

年代　本層中部には房総半島の清川層に挟在する Ky3 テフラが認められる．Ky3 テフラは MIS　7d ～ 7c 移行期に降灰したと考えられていることから（中里・佐藤，2001；中澤ほか，2003），本層の形成年代は MIS　7c を中心とした時期と考えられる．

3. 6　木下（きおろし）層（Ko）

命名・定義　槇山（1931）の木下亜階に基づき，徳橋・遠藤（1984）が再定義．横田層以下の地層を不整合で覆う．また上位には姉崎層（本報告の大宮層に相当）の河川チャネル堆積物に不整合で覆われるか，あるいは常総粘土に整合で覆われる．姉崎図幅地域では Ko1 ～ Ko4 と呼ばれる特徴的なテフラを挟む．また最上部付近には杉原ほか（1978）によって大磯丘陵の KlP テフラ群に対比された道脇寺テフラ群（Ko-D：徳橋・遠藤，1984）を挟む．

模式地　千葉県印西市木下

基準ボーリング地点の分布深度・標高

下部

北本 GS-KM-1：分布しない

桶川 GS-OK-1：深度 35.30 ～ 22.20　m，標高− 12.97 ～ 0.13　m

春日部 GS-KB-1：分布しない

大宮 GS-OM-7：分布しない

芝浦工大 GS2012-OMY：分布しない

大宮 GS-OM-6：深度 44.60 ～ 30.22　m，標高− 31.63 ～ − 17.25　m

浦和 GS-UR-1：深度 49.15 ～ 30.12　m，標高− 32.86 ～ − 13.83　m

川口 GS-KG-1：深度 38.30 ～ 24.15　m，標高− 24.29 ～ − 10.14　m

越谷 GS-KS-1：分布しない

八潮 GS-YS-2：分布しない

上部

北本 GS-KM-1：分布しない

桶川 GS-OK-1：深度 22.20 ～ 18.38　m，標高 0.13 ～ 3.95　m

春日部 GS-KB-1：深度 25.52 ～ 17.98　m，標高− 13.54 ～− 6.00　m

大宮 GS-OM-7：深度 19.90 ～ 13.51　m，標高− 9.56 ～ − 3.17　m

芝浦工大 GS2012-OMY：深度 25.09 ～ 20.00　m，標高 − 11.05 ～− 5.96　m

大宮 GS-OM-6：深度 30.22 ～ 23.87　m，標高− 17.25 ～ − 10.90　m

浦和 GS-UR-1：深度 30.12 ～ 19.00　m，標高− 13.83 ～ − 2.71　m

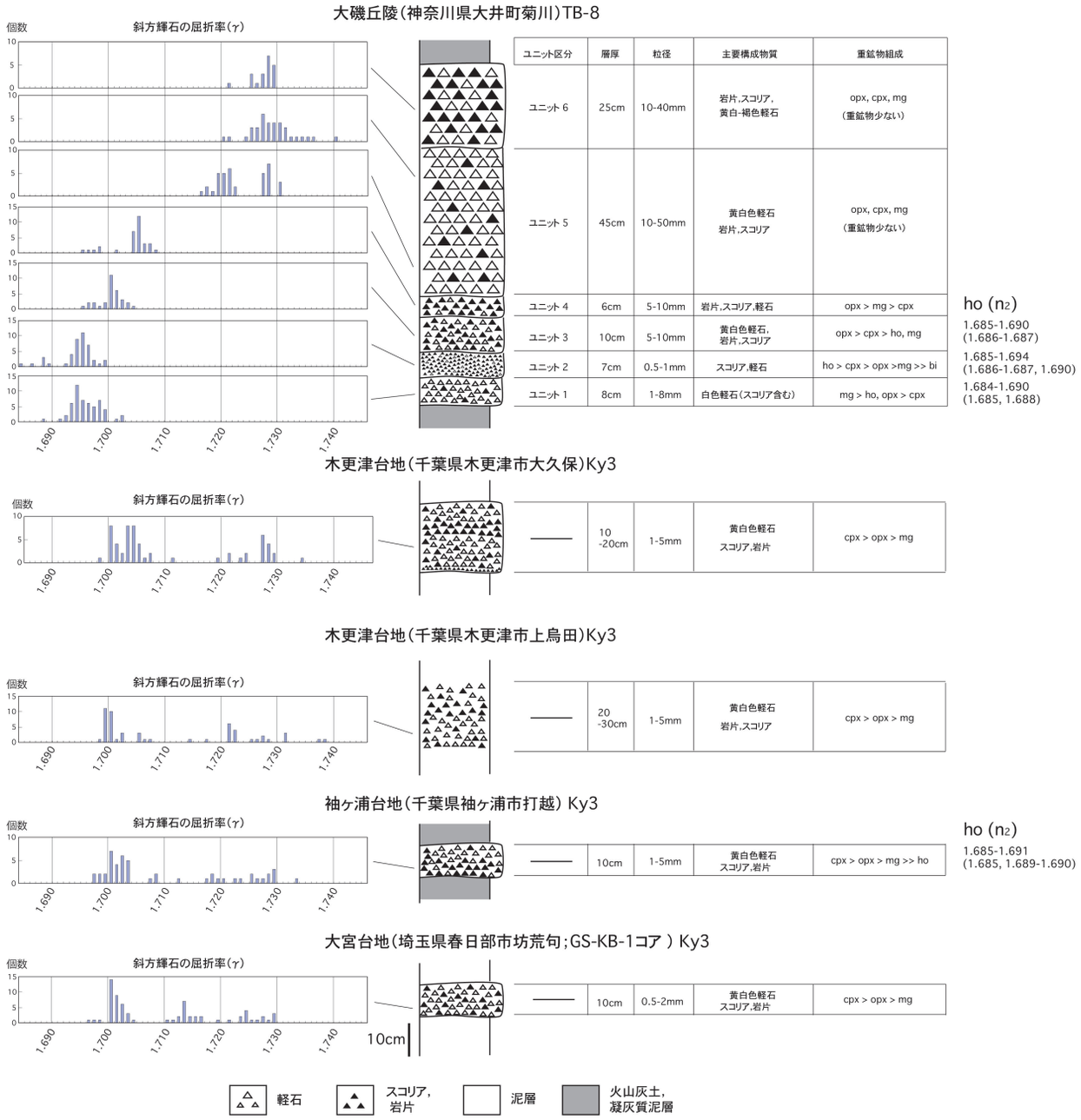
川口 GS-KG-1：深度 24.15 ～ 13.32　m，標高− 10.14 ～ 0.69　m

越谷 GS-KS-1：分布しない

八潮 GS-YS-2：分布しない

分布形態　下部と上部で分布形態が大きく異なる．下部は谷埋め状の分布を示す（第 3.12 図）．上部は下部と対照的にほぼ平坦に広く分布する（第 3.13 図）．

木下層下部が埋積する主要な埋没谷は，大宮台地のさいたま市浦和区浦和から，大宮区西大宮を経て，桶川市川田谷付近にかけて，大宮台地西部を南南東から北北西方向に縦断するように細長く分布が認められる（第 3.12 図）．埋没谷は浦和付近で幅約 5　km，深さ（木下層下部基底から上部基底まで）は約 20　m で，谷の上流側（北北西方向）に向け，谷の幅及び深さともに小さくなる．一方で下流側には，埋没谷は大宮台地の南側の荒川低地の地下に連続する．ただし後述するように木下層下部は沖積層に類似した軟らかい泥層を主体とするため，沖積層と癒着している場合，両者の区別が難しい場合がある．またこの埋没谷の支谷として，



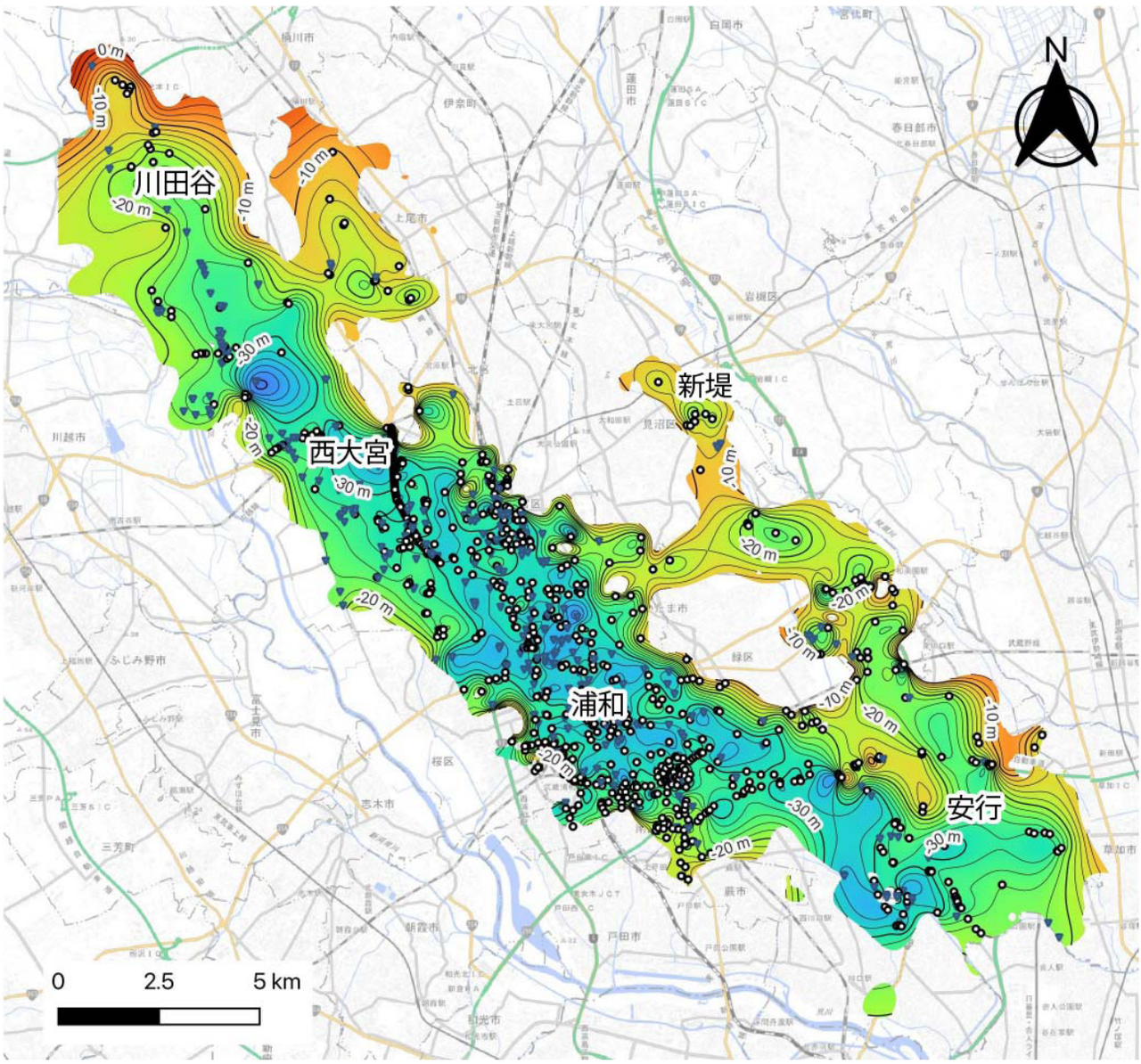
第 3.11 図　Ky3 テフラと TB-8 テフラの直方輝石（斜方輝石）の屈折率の比較（中澤ほか，2003）.

川口市安行付近からさいたま市見沼区新堤付近にかけても小規模な埋没谷が認められる（第 3.12 図）.

上部は，下部が分布しない地域も含め広域に分布し，側方への連続性がよい．谷埋め状に分布する下部とは対照的に上部はほぼ平坦に分布するが，上部基底面（海進時の侵食面）の標高分布を詳しく見てみると，調査地域内では全体として北東部（久喜市付近）で標高−20 m 程度と分布標高が低く，南部（川口市付近；標高 −10 〜−5 m 程度）及び北西部（北本市付近；標高 0 m 程度）で高い傾向が認められる（第 3.13 図）．分布標高の高い北西部の北本市付近では，上位の大宮層基底の侵食により，木下層上部が欠如する地域が認められる（第 3.13 図）．また分布標高の高い南部と北西部に挟まれた地域（さいたま市東大宮付近）では分布標高が若干低くなっている（第 3.13 図）．また木下層下部の分布域は周囲に比べて若干標高が低い傾向にある（第 3.13 図）.

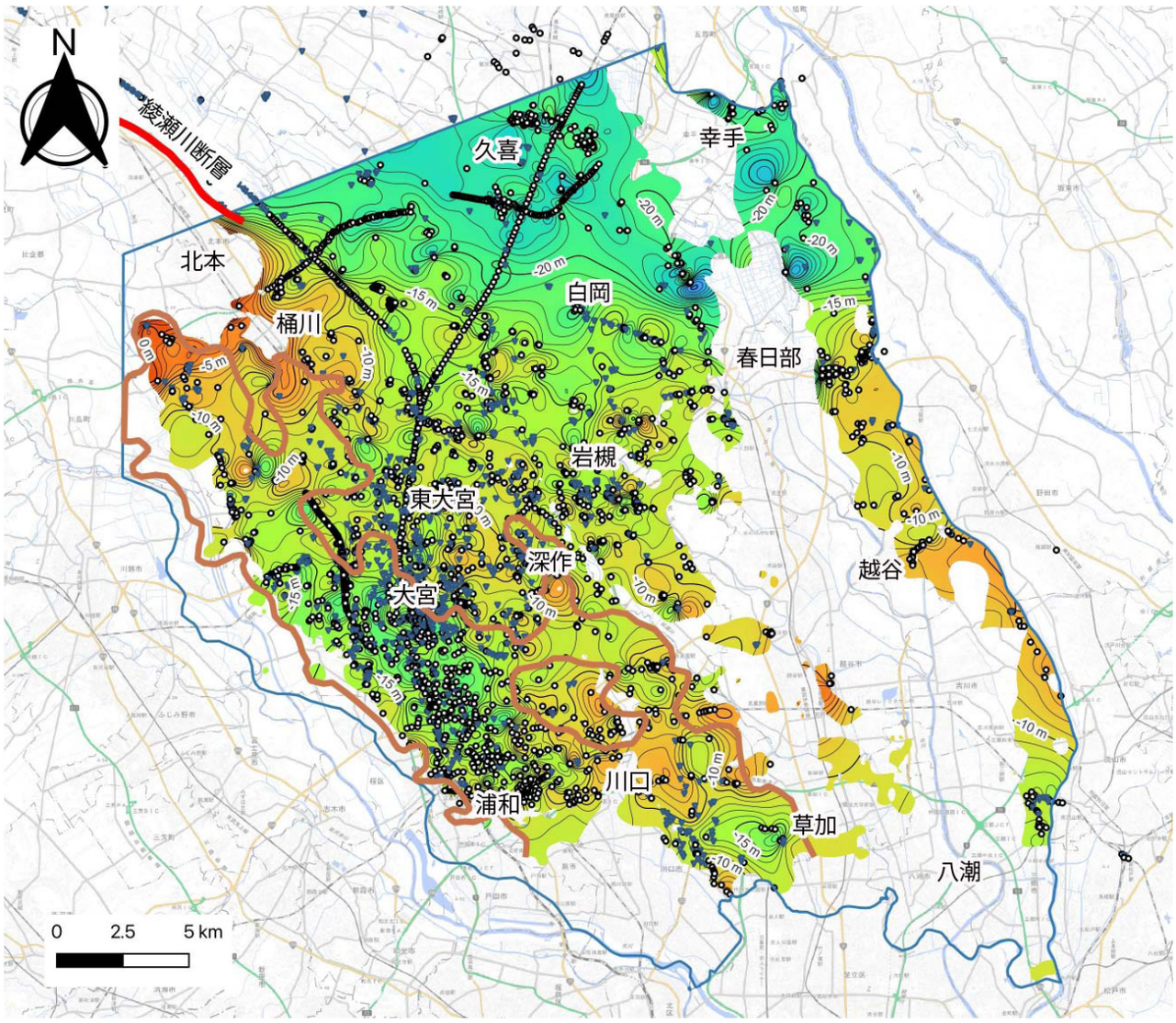
層相　下部と上部に分けられる（第 3.14 図）．下部は泥層を主体とし，谷埋め状の局所的な分布を示す．上部は砂層あるいは砂泥互層を主体とし，大宮台地にほぼ平坦に広く分布する.

下部は最大層厚約 20 m で，貝化石片が散在する泥層あるいは砂質泥層を主体とし，基底部には砂礫層あるいは礫混じり砂層がみられる（第 3.14 図）．下位層



第 3.12 図　木下層下部基底の標高分布．
単位は T.P.+ m．木下層下部は等高線を示した範囲に分布する．丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点，青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．背景図は地理院タイルを使用．

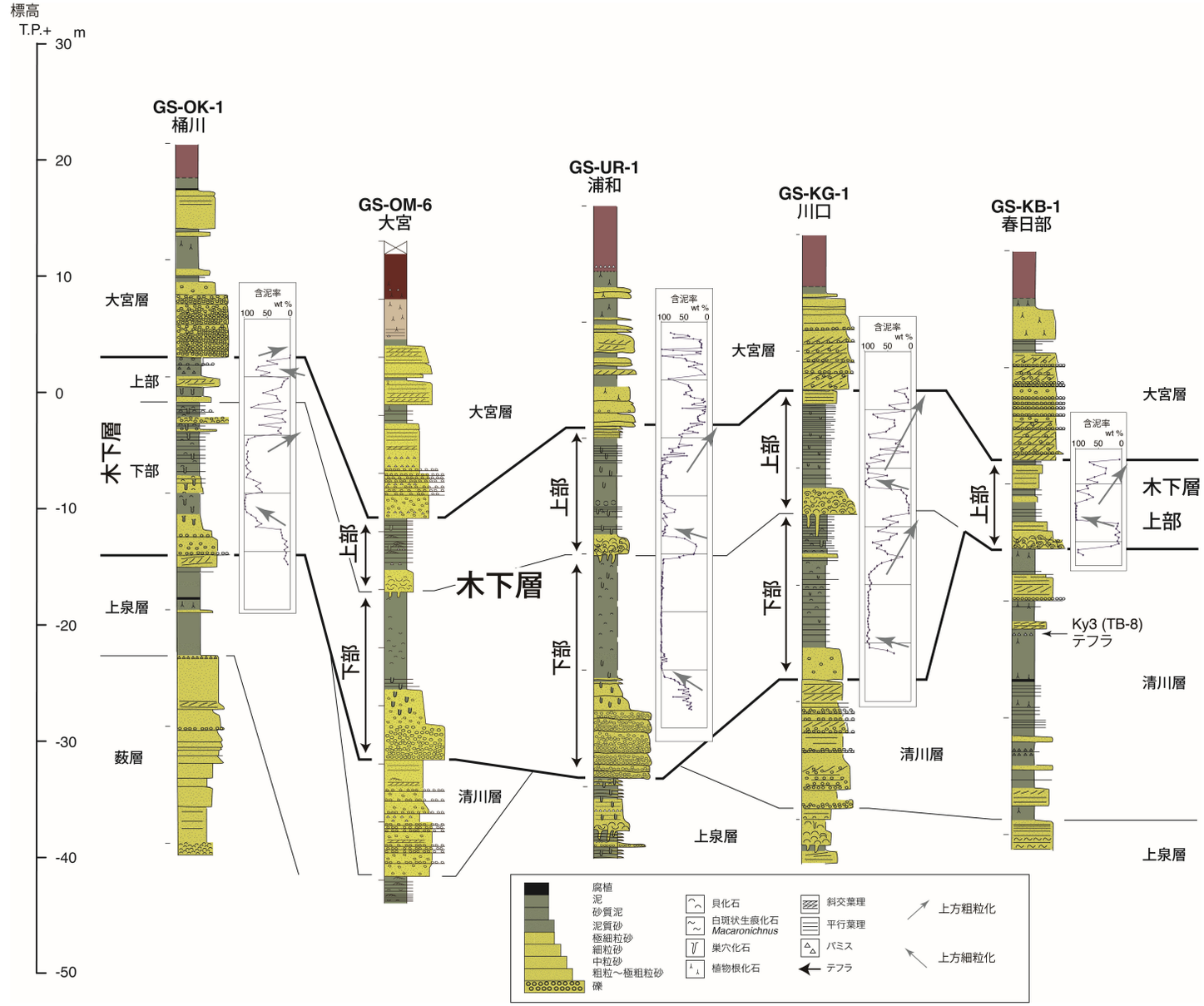
とは明瞭な層相境界で接する．浦和 GS-UR-1 コアや大宮 GS-OM-6 コアの木下層下部の基底部は，径 5 ～ 40 mm の亜円礫を主体とし，礫間を粗粒砂～細礫が充填する層厚約 3 ～ 6 m の砂礫層からなる（第 3.14 図）．砂礫層は上方に細粒化し，砂層を経て，下部の主体である泥層へと漸移する．川口 GS-KG-1 コアや桶川 GS-OK-1 コアでは基底部は径 2 ～ 10 mm 程度の礫を含む砂層からなり，浦和と同様に上方に細粒化して泥層に漸移する（第 3.14 図）．一方で，下部の主体をなす泥層は貝化石片が散在し，生物擾乱の著しいことを特徴とする（第 3.14 図）．層厚 1 ～ 10 mm 程の極細粒砂の薄層を頻繁に挟み，一部にはリップルが認められる．ただし生物擾乱が著しいために砂層の薄層が不明瞭になり，全体としてほぼ塊状の砂質泥層となることも多い．川口 GS-KG-1 コアや桶川 GS-OK-1 コアでは，下部の上部ほど砂層の薄層の挟在が多く，全体として上方に粗粒化する傾向がみられる（中澤ほか，2006；第 3.14 図）．浦和 GS-UR-1 コアや大宮 GS-OM-6 コアでは砂層の薄層の挟在は少なく，全体として泥層主体となり，顕著な上方粗粒化は認められない．また浦和では泥層の中部に有機質の強い暗色の層準がみられた．下部の最上部には木下層上部基底から掘り込む巣穴化石



第 3.13 図　木下層上部基底の標高分布．
単位は T.P.+ m．青枠はモデリングの範囲を示す．このうち木下層上部は等高線を示した範囲に分布する．丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点，青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．茶枠は木下層下部の分布域を示す．綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく．背景図は地理院タイルを使用．

が多く認められる．

上部は大宮台地南東部の木下面相当地域では層厚 15 m に及ぶが，大宮台地の大部分を占める大宮面に相当する地域では上位の大宮層の基底で上半部が侵食され欠如しているため，層厚 10 m 以下のことが多い．砂泥互層を主体とし，基底部には貝化石の密集層がみられる（第 3.14 図）．基底面は明瞭な層相境界であるが，基底から下位の地層へ掘り込む巣穴化石が多く見受けられる．浦和 GS-UR-1 コアの木下層上部の基底部には層厚約 2 m の貝化石が密集する砂層がみられ，基底から木下層下部の泥層へ掘り込む巣穴化石が多く見受けられる（第 3.14 図）．また貝化石密集砂層は上方に細粒化して泥層に漸移するが，さらに上方へは泥層に層厚 1 ～ 50 cm 程度の極細粒砂層の挟在が多くなり，全体として上方に顕著に粗粒化する（第 3.14 図）．挟在する砂層にはリップルや低角斜交葉理が認められる．春日部 GS-KB-1 コアでは木下層下部が分布しないため，下位の清川層を不整合で直接木下層上部が覆う（第 3.14 図）．木下層上部基底から下位の清川層に掘り込む巣穴化石が多く認められる．春日部の木下層上部の基底部にみられる貝化石密集砂層は層厚 1.5 m 程度で，浦和と同様に上方に細粒化して泥層に漸移した後に砂層の薄層の挟在が頻繁な砂泥互層に変化するが，上半部は泥層の挟在がなくなり全体に上方に粗粒化する砂層か



第 3.14 図　埼玉県南東部の基準ボーリング調査に基づく木下層の柱状図.
柱状図の位置は第 2.2 図参照.



第 3.15 図　川口市戸塚の露頭で観察された木下層最上部のトラフ型斜交層理砂層．

らなる（第 3.14 図）．

大宮台地の大部分で木下層上部の上半部は上位の大宮層基底の侵食により欠如しているが，木下面に相当する川口市戸塚の露頭では木下層の最上部が観察された（第 3.15 図）．木下層最上部はトラフ型斜交層理の発達する径 10 mm 以下の礫が混じる中粒砂層からなり，上方に細粒化して，上位の常総粘土に整合に覆われる．

S 波速度　下部の基底部の砂礫層あるいは礫混じり砂層の S 波速度は 400 m/s に達することが多い．一方で下部の主体をなす貝化石が散在する泥層は S 波速度が概ね 200 m/s 前後であることが多いが 170 m/s を下回ることもある．上部は，基底部の貝化石が密集する砂層は S 波速度 300 m/s に達する．その上位の上方粗粒化する砂泥互層の S 波速度は 200 ～ 300 m/s で上方に速度が大きくなる傾向が認められる．

N 値　下部の基底部の砂礫層あるいは礫混じり砂層は *N* 値 50 に達することが多い．一方で下部の主体をなす貝化石が散在する泥層は更新統としてはかなり軟らかく，*N* 値 10 以下，多くは 5 以下を示す．上部は基底部の貝化石が密集する砂層は *N* 値 30 ～ 50 に達することが多い．その上位の上方粗粒化する砂泥互層の *N* 値はおよそ 5 ～ 20 の範囲で上方に *N* 値が大きくなる傾向が認められる．

花粉化石　中澤ほか（2006）は浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コア，桶川 GS-OK-1 コアの木下層の花粉化石群集を報告している（第 3.16，3.17 図）．また今回新たに大宮 GS-OM-6 コアの木下層の花粉化石分析を実施した（第 3.18 図）．これらに基づけば木下層下部と上部で花粉化石群集は大きく異なる．

下部（中澤ほか，2006 の P1 帯に相当）は *Hemiptelea* が全体を通じて高率で産出するほか，温帯～暖温帯に分布する *Carpinus-Ostrya* や *Alnus* もやや高率で産出する．このほか温帯に分布する *Fagus*，*Juglans*（オニグルミ属），温帯～暖温帯に分布する *Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*)，Taxacea-Cephalotaxaceae-Cupressaceae，*Cryptomeria*，温帯に多い *Pinus*，*Tsuga* がやや多く産出する．また暖温帯～熱帯に分布する *Lagerstroemia* が低率ながらほぼ連続的にみられるとともに，亜熱帯～熱帯に分布する *Alchornea*（アミガサキリ属）が産出することがある（中澤ほか，2006）．

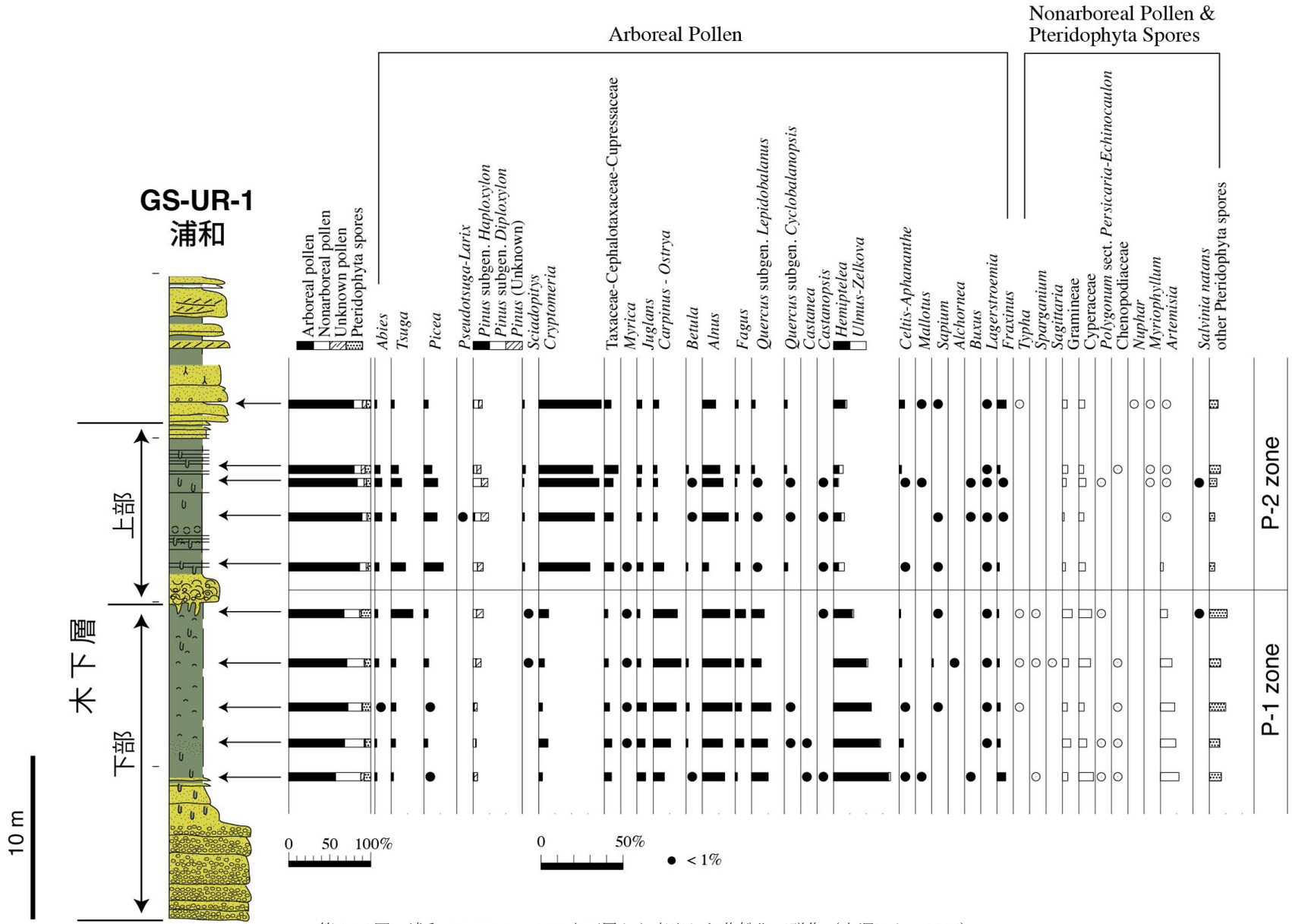
上部（中澤ほか，2006 の P2 帯に相当）は *Cryptomeria* の多産で特徴づけられる．このほか温帯～亜寒帯に分布する *Picea*，温帯に多い *Tsuga*，*Pinus* が多く産出する．また温帯～亜寒帯に分布する *Abies*，温帯～暖温帯に分布する Taxacea-Cephalotaxaceae-Cupressaceae，*Juglans*，*Fagus* も全体を通じてやや多く産出するが，木下層下部で多産した *Hemiptelea* や *Carpinus-Ostrya* は著しく減少する（中澤ほか，2006）．

このような木下層下部から上部にかけての花粉化石群集の層序変化は，千葉県北部地域の木下層（Nakazawa *et al*.，2017；納谷ほか，2018）や茨城県筑波台地の木下層（坂田ほか，2018），また木下層に対比される東京都区部の東京層（中澤ほか，2019b，2020；納谷ほか，2021）からも報告があり，木下層を特徴づける花粉化石群集と考えられる．

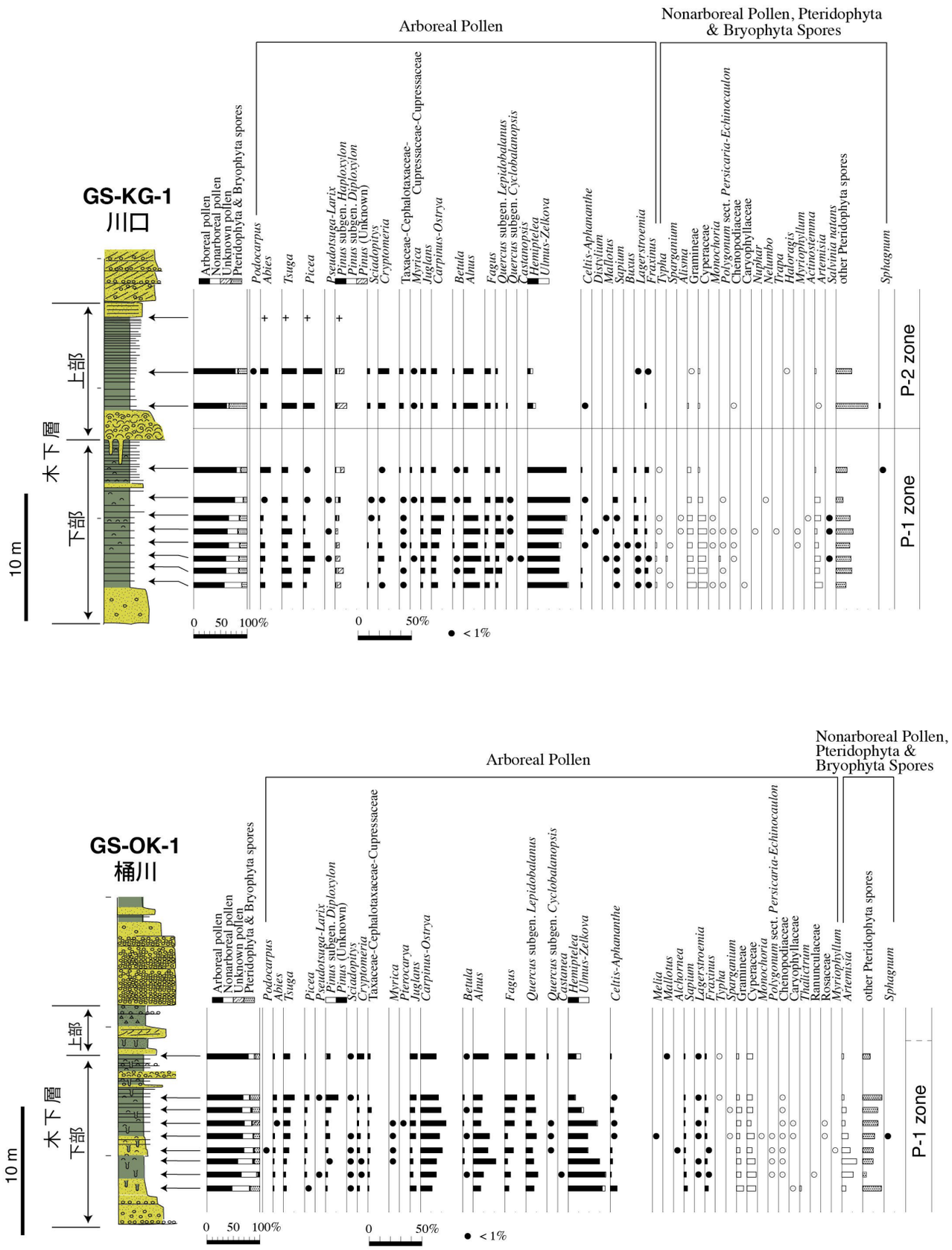
有孔虫化石　浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KS-1 において詳細な有孔虫化石分析が行われている（金子ほか，2005，2018）．

金子ほか（2018）は浦和 GS-UR-1 コアの木下層下部の上半部及び上部の下半部を中心に多くの有孔虫化石を検出し，木下層 I ～ V 帯に区分した（第 3.3 図）．このうち I 帯は木下層下部のやや有機質な泥層に相当し，*Nonionella stella*，*Buccella frigida*，*Elphidium subgrnulosum* が多産する．特に湾央部に多いとされ貧酸素環境にも生息する *Nonionella stella* の多産で特徴づけられる．II 帯は木下層下部の最上部に相当し，*Nonionella stella*，*Buccella frigida*，*Elphidium subgranulosum*，*Ammonia japonica* が多産する．*Nonionella stella* の産出は I 帯から減少する一方，*Buccella fridida* や *Ammonia japonica* などの湾央～湾口部によくみられる種が増加する．III 帯は木下層上部の最下部に相当する．湾央～湾口部にみられる *Elphidium kusiroense* や *Quinqueloculina* spp. を主要種とする．IV 帯は木下層上部の下半部に相当し，*Elphidium kusiroense* の多産で特徴づけられる．V 帯は木下層上部の中部に相当する．*Ammonia japonica*，*Buccella frigida*，*Elphidium kusiroense*，*Elphidium subgranulosum* を主要構成種とする．以上のような有孔虫化石群集の変遷から木下層 I ～ V 帯は，貧酸素の湾央部（木下層 I 帯），湾央部～湾口部（木下層 II 帯），藻場のある潮通しの良い湾口部（木下層 III 帯），湾央～湾央部（木下層 IV ～ V 帯）への変遷が推定されている．

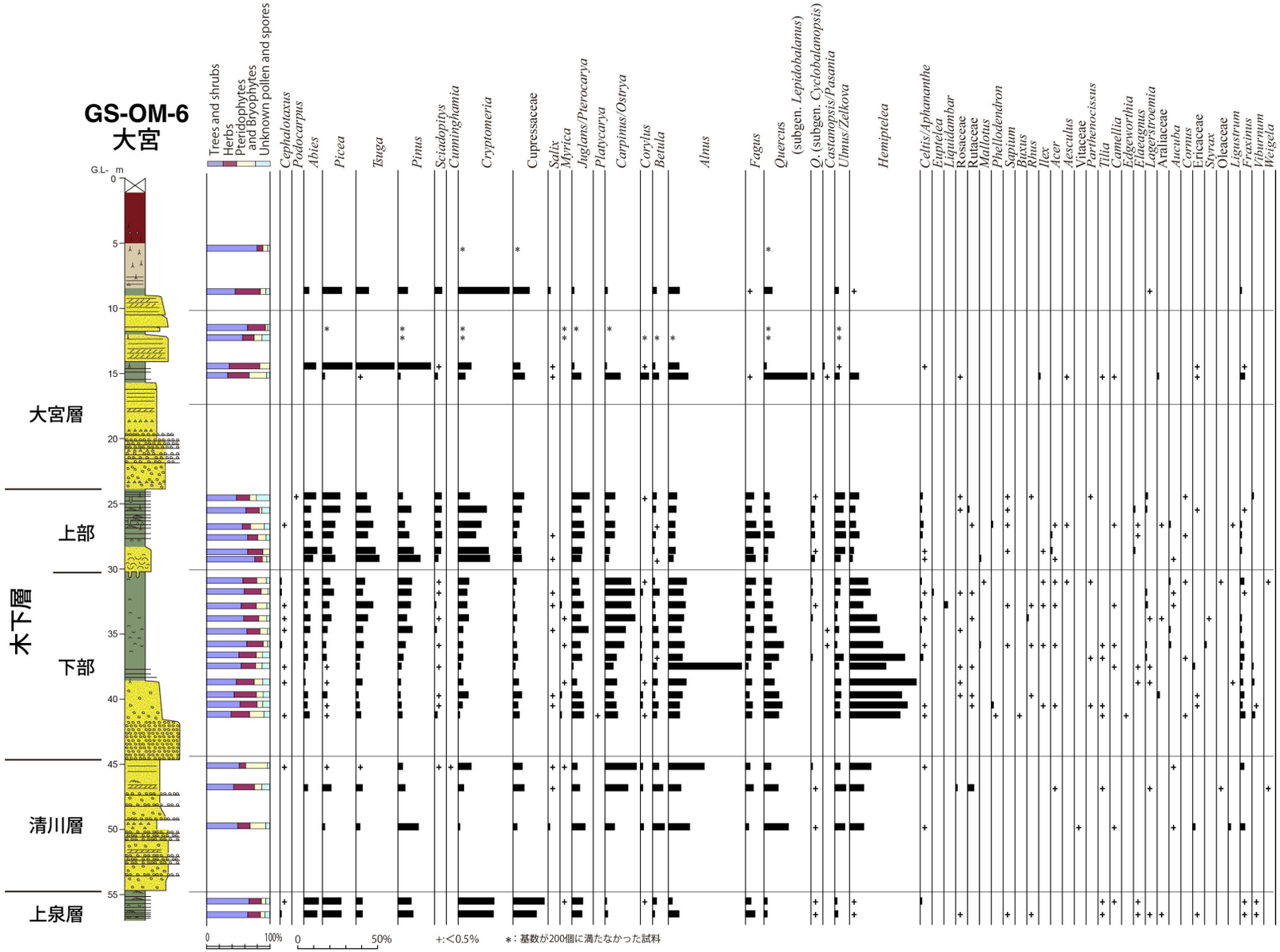
金子ほか（2005）は川口 GS-KG-1 コアの木下層から産出する有孔虫化石群集に基づき，木下層を I ～ III 帯に区分した（第 3.19 図）．このうち木下層下部の下



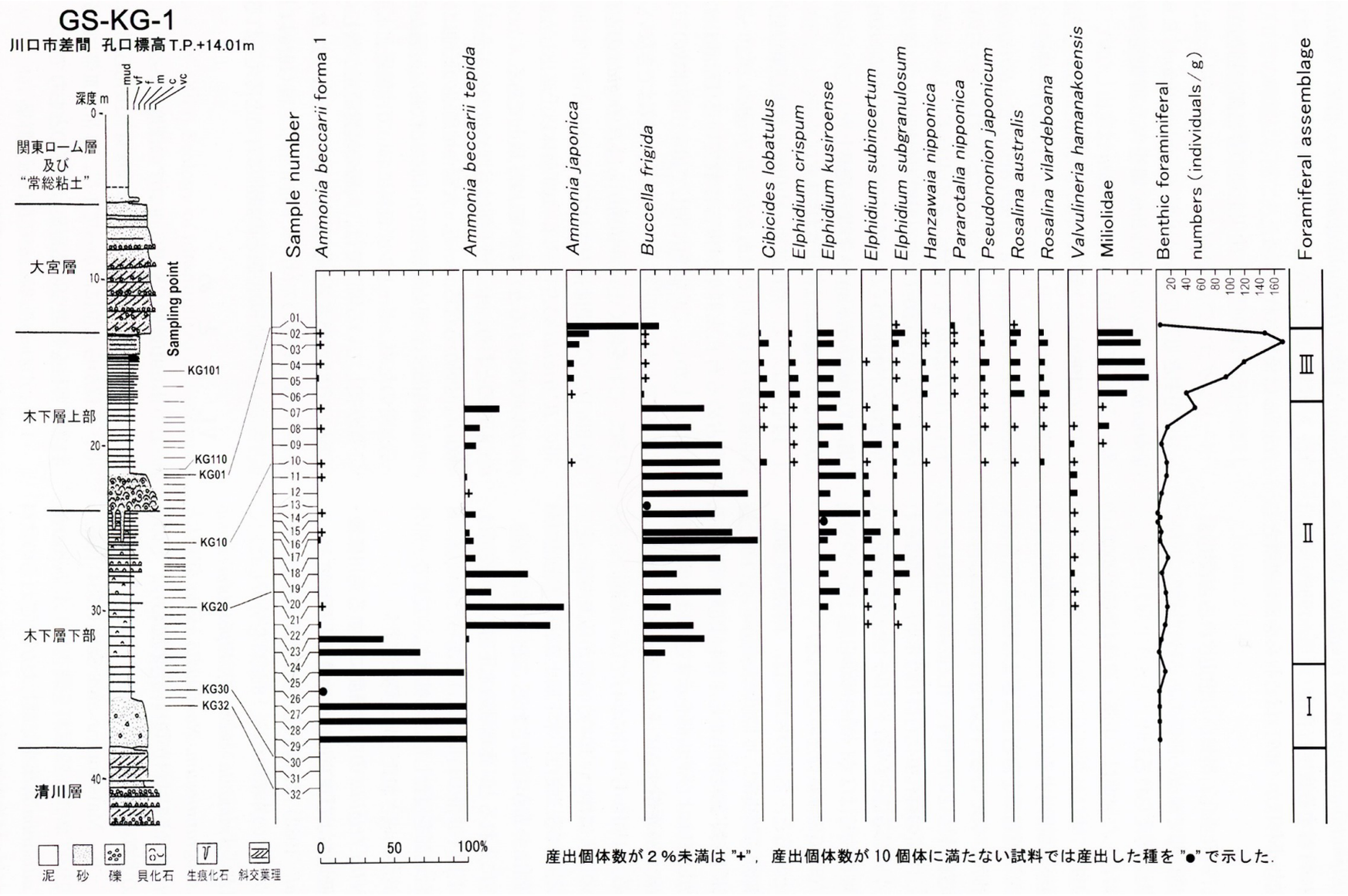
第 3.16 図　浦和 GS-UR-1 コアの木下層から産出した花粉化石群集（中澤ほか，2006）．
柱状図の凡例は第 3.1 図参照．柱状図の位置は第 2.2 図参照．



第 3.17 図　川口 GS-KG-1 コア及び桶川 GS-OK-1 コアの木下層から産出した花粉化石群集（中澤ほか，2006）．
柱状図の凡例は第 3.1 図参照．柱状図の位置は第 2.2 図参照．



第 3.18 図　大宮 GS-OM-6 コアの木下層から産出した花粉化石群集．
柱状図の凡例は第 3.1 図参照．柱状図の位置は第 2.2 図参照．
分析は有限会社アルプス調査所による．



第 3.19 図　川口 GS-KG-1 コアの木下層から産出した有孔虫化石群集（金子ほか，2005）.
柱状図の位置は第 2.2 図参照.

部に相当するI帯では湾奥部の汽水域に多いとされる *Ammonia beccari* forma 1が独占する．また木下層下部の上部に相当するII帯では *Ammonia beccari* forma 1に代わり，内湾に広くみられる *Buccella frigida* を主要種とし，*Ammonia beccari tepida* 及び *Elphidium subincertum* を伴う．このうち *Ammonia beccari tepida* はII帯の下部に多いが中部に向かって減少し，また上部に増加する傾向がみられる．一方で *Buccella frigida* はII帯を通して多産するがII帯の中部で最も多い．川口GS-KG-1コアの木下層下部（I～II帯）から産出する *Ammonia beccarii* forma 1や *Ammonia beccari tepida*，*Elphidium subincertum* は浦和GS-UR-1コアの木下層下部の群集と比較してより湾の奥部に分布する種である．木下層上部に相当するIII帯は湾央～湾口部にみられる *Quinqueloculina* spp.，*Rosalina australis*，*Elphidium kusiroense* を主要種とし，浦和GS-UR-1コアの木下層III帯の種構成と共通している．

貝化石　中澤ほか（2006）は浦和GS-UR-1コア，川口GS-KG-1コア，桶川GS-OK-1コアの貝化石群集を報告している（第3.20図）．

川口GS-KG-1コアや桶川GS-OK-1コアの木下層下部の泥層の下部からは，汽水性種の *Pirenella pupiformis*（カワアイ）や *Tegillarca granosa*（ハイガイ），*Batillaria zonalis*（イボウミニナ），*Crassostrea gigas*（マガキ），*Poramocorbula* sp.（ヌマコダキガイ類）が産出する．また川口GS-KG-1コアの泥層上部からは浅海の砂底に生息する *Nitidotellina minuta*（ウズザクラ），*Orinella pulchella*（クチキレガイ），*Phacosoma japonicum*（カガミガイ），砂泥底に生息する *Scapharca kagoshimensis*（サルボウ），*Ringiculina doliaris*（マメウラシマガイ），泥底に生息する *Theora fragilis*（シズクガイ）などが産出する．

木下層上部の基底部は貝化石が密集する粗粒堆積物からなる．浦和GS-UR-1コアのこの層からは，浅海の砂底に生息する *Phacosoma japonicum*，*Pecten albicans*（イタヤガイ），*Macoma praetexta*（オオモモノハナ），*Solen* sp.（マテガイ類），*Myadora fuluctuosa*（ミツカドカタビラガイ），砂泥底に生息する *Veremolpa micra*（ヒメカノコアサリ），*Wallucina striata*（チヂミウメノハナ），*Panopea japonica*（ナミガイ），*Fulvia mutica*（トリガイ），泥底に生息する *Cylichnatys anaangustus*（カミスジカイコガイダマシ），*Cryptomya busoensis*（ヒメマスオガイ）など，多様な種を産出する．またその上位の砂泥互層からは浅海の砂底に生息する *Phacosoma japonicum*，*Pecten albicans*，*Macoma praetexta*，砂泥底に生息する *Veremolpa micra*，*Saxidomus purpurata*，*Scapharca broughtonii*（アカガイ），*Panopea japonica*，*Ringiculina doliaris*，*Fulvia mutica*，*Dosinella angulosa*（ウラカガミ）などが産出する．

珪藻化石　中澤ほか（2006）は浦和GS-UR-1コアや川口GS-KG-1コアの珪藻化石群集を報告している（第3.21図）．これに基づけば木下層下部と上部で珪藻化石群集は大きく異なる．

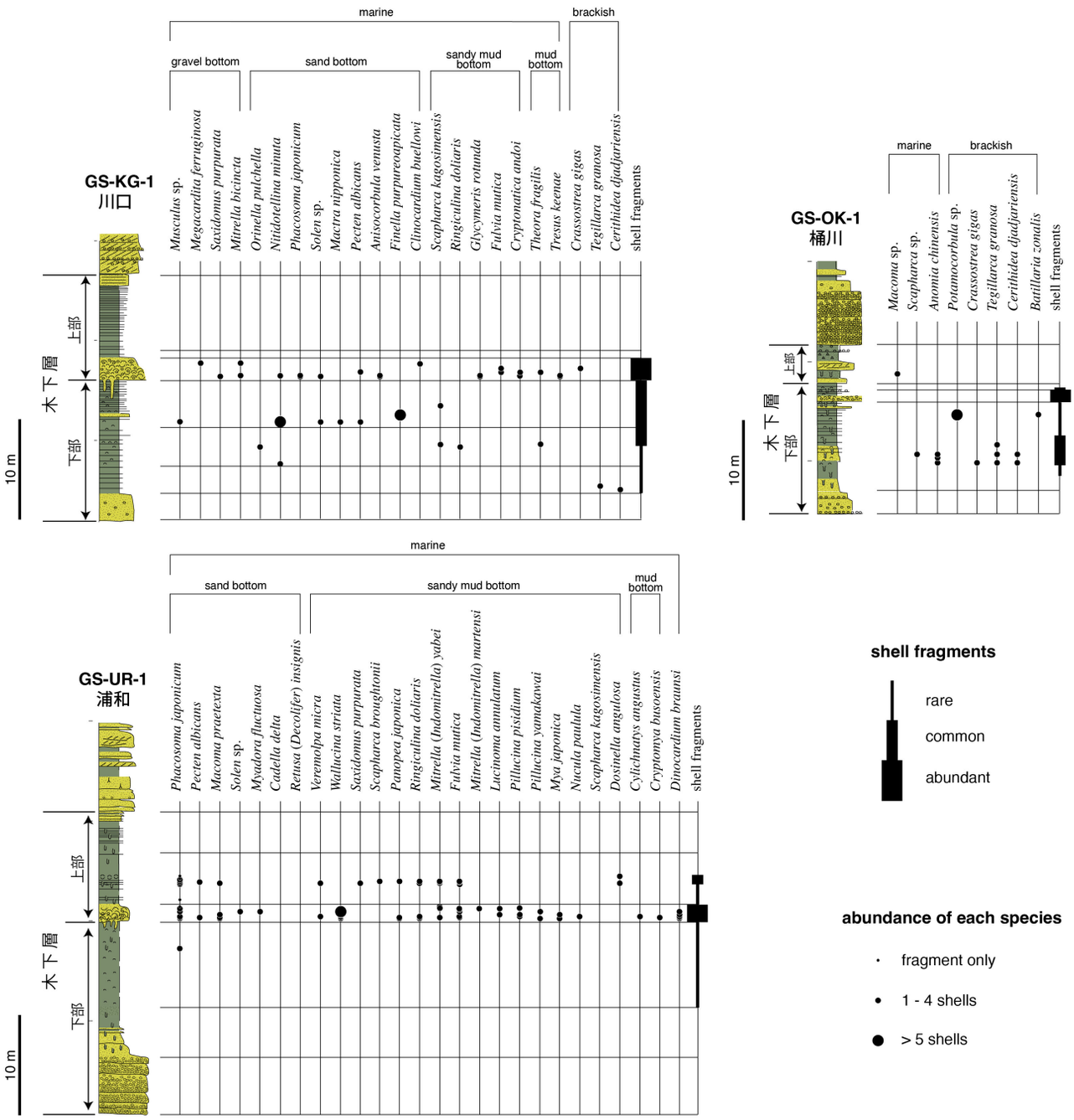
浦和GS-UR-1コアの木下層下部の泥層からは，海水～汽水性種である *Cyclotella striata* や海水性種である *Paralia sulcata* が多産する．*Cyclotella striata* は泥層の下部ほど多く，上位に減少していくのに対し，*Paralia sulcata* は上位ほど増加していく傾向が認められる．一方，川口GS-KG-1コアの木下層下部の泥層は海水～汽水性種の *Cyclotella striata-Cyclotella stylorum* が卓越するものの，*Fragilaria ulna* や *Aulacoseira italica* などの淡水性種も含む．木下層上部は浦和GS-UR-1コアでは *Cyclotella striata*，*Paralia sulcata*，*Thalassionema nitzschioides* などの海水性種あるいは海水～汽水性種の産出とともに，*Meridion circulare* var. *constrictum*，*Cymbella turgidula*，*Aulacoseira italica* などの淡水性種を含むことが特徴である．特に木下層上部の上半部で淡水性種の占める割合が多くなる傾向が認められる．また川口GS-KG-1コアの木下層上部では浦和に比べてさらに淡水性種の占める割合が大きくなることが報告されている．つまり下部～上部を通して浦和に比べて川口のほうが淡水の影響がより強かったことが推測される．

テフラ　調査地域の木下層からテフラは見いだされていない．ただし後述するように，大宮台地南東端の川口市戸塚（木下面に相当）では，木下層を整合に覆う常総粘土の基底部から大磯丘陵のKlPテフラ群に対比される三色アイス軽石層（SIP : Kobayashi *et al*., 1968）が報告されている（中澤・田辺，2011）．

堆積環境　木下層下部は開析谷システム（Zaitlin *et al*., 1994），上部はバリアー島システム（Oertel, 1985）によって形成された（中澤ほか，2006）．

下部は谷埋め状の分布形態を呈しており，基底部の砂礫層あるいは礫混じり砂層は開析谷基底の網状河川堆積物，その上位の貝化石が散在する泥層は海面上昇により開析谷に海域が侵入することにより形成されたエスチュアリーの堆積物と考えられる．川口GS-KG-1コアや桶川GS-OK-1コアなどでは泥層の上半部が上方粗粒化を示すが，これは湾奥デルタの堆積物と考えられている（中澤ほか，2006）．一方で浦和GS-UR-1コアの木下層下部の泥層は有機質の強いことを特徴とし，有孔虫化石は貧酸素環境に耐えうる *Nonionella stella* が多産することから，貧酸素環境のエスチュアリー中央盆の堆積物と考えられる（金子ほか，2018）．

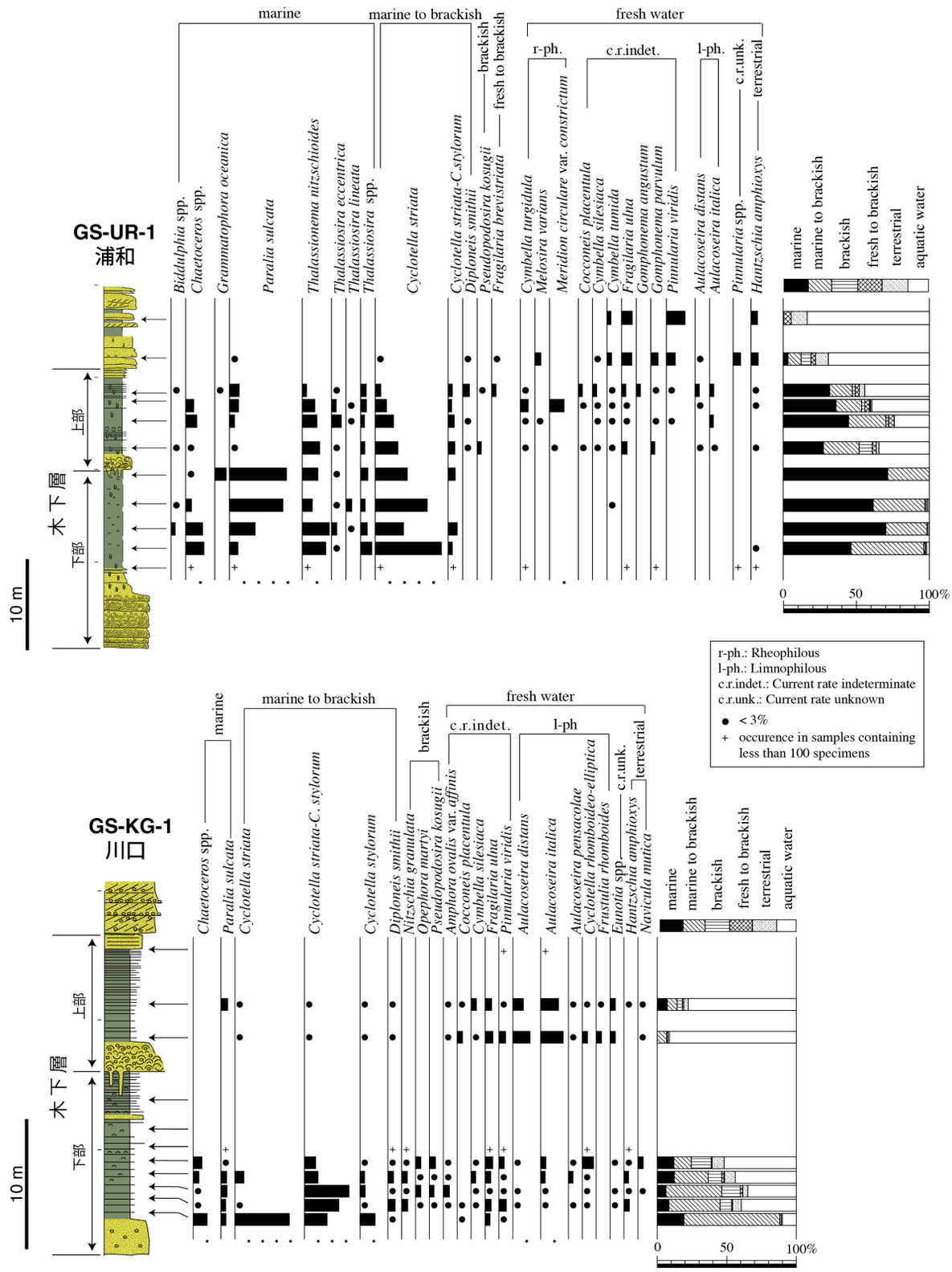
上部の基底部には貝化石を多量に含む粗粒堆積物が分布し，基底面は明瞭な侵食面となっている．上部は下部とは対照的に広範囲に分布することから，上部基底の侵食面は，開析谷だけでなく，開析谷の間の高まり部分も含めさらに広く海域が拡大した際に形成されたラビンメント面と考えられる．貝化石を多量に含む堆積物の上位は砂泥互層へと変化するが，これは関東平野東縁の鹿島から房総半島にかけての地域に，当時



第 3.20 図　浦和 GS-UR-1 コア，川口 GS-KG-1 コア，桶川 GS-OK-1 コアの木下層から産出した貝化石群集（中澤ほか，2006）．
柱状図の凡例は第 3.1 図参照．柱状図の位置は第 2.2 図参照．

バリアーが発達し（岡崎・増田，1992），その内陸側のラグーンの堆積物に相当すると考えられる（中澤ほか，2006）．調査地域の木下層上部は海水棲の珪藻化石に加え，汽水〜淡水棲の珪藻化石も多く含まれることから，河川の影響の強いラグーン環境だったことが推測される．また上部の上半部にみられる上方粗粒化はラグーンの浅海化を示していると考えられる．

年代　千葉県姉崎地域の木下層は大磯丘陵の多摩ローム層上部の TAu-12 テフラや吉沢ローム層の KlP テフラ群などのテフラを挟在することから，下末吉海進に



第 3.21 図　浦和 GS-UR-1 コア及び川口 GS-KG-1 コアの木下層から産出した珪藻化石群集（中澤ほか，2006）.

相当する最終間氷期 MIS　5e の堆積物と考えられている（杉原ほか，1978；徳橋・遠藤，1984；中里・佐藤，2001；小松原ほか，2004）．埼玉県南東部の木下層にはこれらのテフラは挟在しないが，直上の常総粘土の基底部に KlP テフラ群に対比される三色アイス軽石が挟在すること，木下層下部が埋積する谷地形が Ky3 テ

フラを挟在する清川層（MIS 7c）を削剥していることから，木下層の堆積はMIS 5e，木下層下部が埋積する谷地形の形成はMIS 6と考えられている（中澤ほか，2006）．

産出する花粉化石群集は他地域の木下層のそれとほぼ同様であり，鹿島沖海底コアの花粉化石群集（Igarashi and Oba, 2006；五十嵐，2009）との比較により，木下層下部にみられる花粉化石群集はMIS 5e前期〜中期，上部の花粉化石群集はMIS 5e後期に相当すると考えられている（Nakazawa *et al*., 2017）．

3. 7 大宮（おおみや）層（Om）

命名・定義 堀口（1970）の大宮層を中澤・遠藤（2002）が再定義．木下層を不整合に覆い，御岳第1テフラ（On–Pm1）層準付近から上位の常総粘土に整合に覆われる，砂あるいは砂礫を主体とした地層．

模式地 春日部市内牧（大宮図幅内）の層序ボーリング（GS-KB-1）．

基準ボーリング地点の分布深度・標高

北本GS-KM-1：深度25.82 〜 6.45 m，標高4.55 〜 23.92 m

桶川GS-OK-1：深度18.38 〜 3.86 m，標高3.95 〜 18.47 m

春日部GS-KB-1：深度17.98 〜 5.88 m，標高−6.00 〜 6.10 m

大宮GS-OM-7：深度13.51 〜 5.95 m，標高−3.17 〜 4.39 m

芝浦工大GS2012-OMY：深度20.00 〜 5.16 m，標高−5.96 〜 8.89 m

大宮GS-OM-6：深度23.87 〜 8.27 m，標高−10.90 〜 4.70 m

浦和GS-UR-1：深度19.00 〜 6.87 m，標高−2.71 〜 9.42 m

川口GS-KG-1：深度13.32 〜 5.14 m，標高0.69 〜 8.87 m

越谷GS-KS-1：分布しない

八潮GS-YS-2：分布しない

分布形態（第3.22図） 大宮層は沖積層の分布域を除き広域に分布する．大宮層はほぼ平坦に分布し，基底面の標高は中央部で−5 m程度である．ただし北東部（久喜市付近）で−15 〜−10 m程度と分布標高が著しく低く，南部（川口市付近；標高5 〜 10 m程度）及び北西部（北本市付近；標高5 m程度）で高い傾向が認められる．また木下層下部の分布域であるさいたま市大宮区〜浦和区の基底面標高は−10 m程度で周囲に比べて標高が低い傾向にある．

層相 大宮層は砂礫層から泥層へと上方に細粒化する複数の堆積サイクルからなる（第3.1図）．砂礫層は分級が悪く，斜交葉理が発達する．砂礫層から漸移する泥層は多くの基準ボーリングコアで下位の砂礫層と比較して層厚が薄く，通常1 m前後である．泥層には植物根痕や腐植質の層準が認められる．ただし，北本GS-KM-1コアでは大宮層基底部の粗粒砂〜極細粒砂層が約2 mであるのに対し，その上位の泥層は約12 mと非常に厚く堆積している．なお，北本GS-KM-1コアのこの泥層には後述する立山D（Tt-D）テフラが挟在する．

S波速度 礫層及び砂層はS波速度がおよそ250 〜 350 m/sである．泥層はS波速度がおよそ200 〜 250 m/sである．

***N*値** *N*値は基底付近の礫層及び砂層は40 〜 50の範囲であることが多いが，基底付近を除く礫層及び砂層は15 〜 30の範囲であることが多い．泥層は20以下であることが多く，上方に*N*値が小さくなる傾向が認められる．

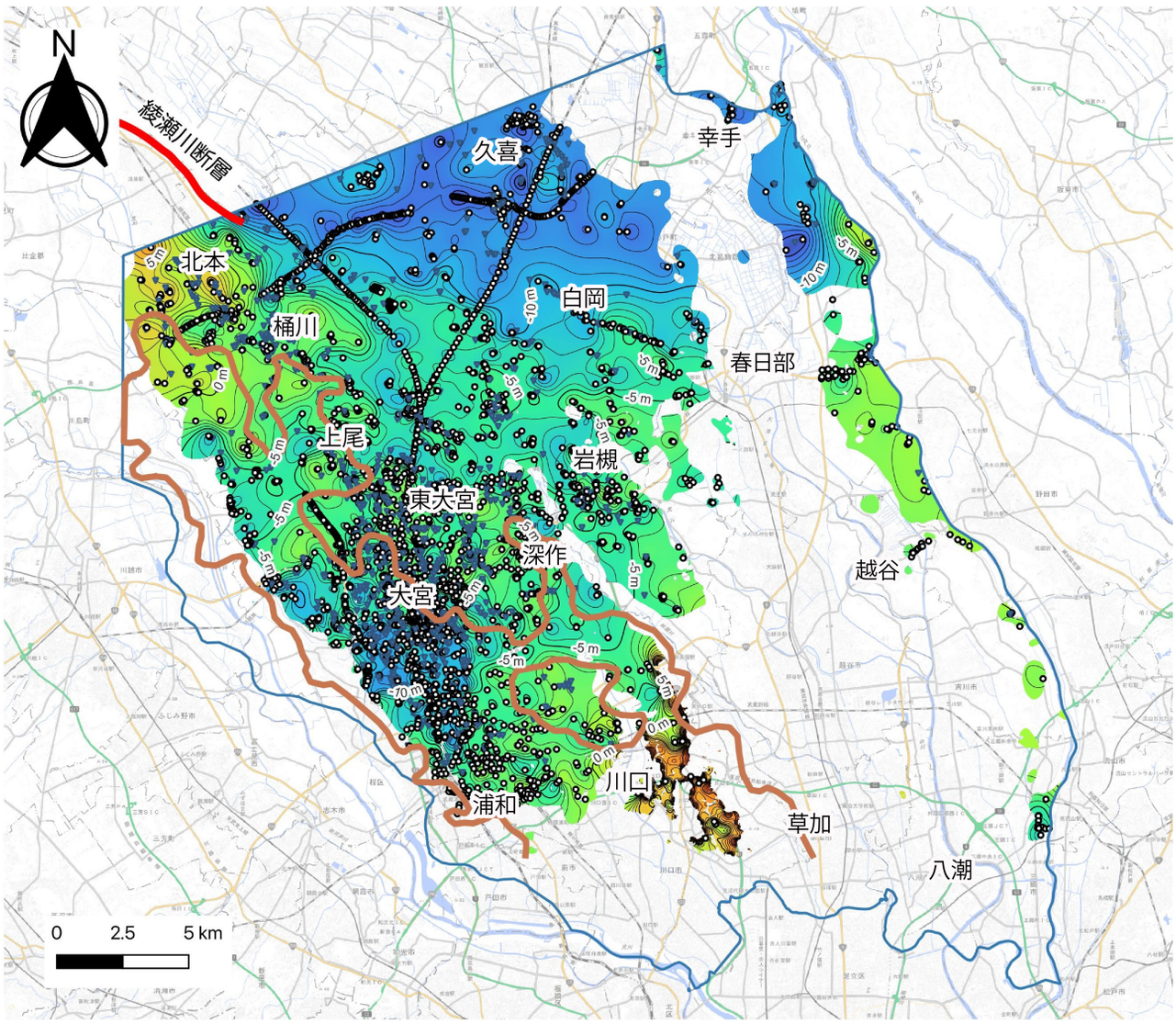
花粉化石（第3.7図） 北本GS-KM-1コアで花粉分析を行い，大宮層はKM1-3帯及びKM1-4帯に相当する．KM1-3帯は花粉化石の産出数が少ないが，KM1-3帯の下部では木本植物花粉が，上部ではシダ・コケ植物胞子が比較的優勢である．木本植物の中で多く産出する傾向がある分類群は，常緑針葉樹の*Cryptomeria*，落葉広葉樹の*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*)，が挙げられる．常緑広葉樹の*Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) も産出する．

KM1-4帯は草本植物花粉が優勢である．木本植物花粉の中では*Sciadopitys*（コウヤマキ属）及び*Cryptomeria*が優勢で，*Pinus*，*Abies*，*Picea*及び*Tsuga*がこれに次ぐ．*Alnus*，*Quercus* (subgen. *Lepidobalanus*) などの落葉広葉樹は低率で，常緑広葉樹*Quercus* (subgen. *Cyclobalanopsis*) が極めてわずかに産出する．

テフラ（第3.1表）

立山D（Tt-D）テフラ：Tt-Dテフラは立山カルデラ起源のテフラであり，降灰時期はMIS 5cとされている（青木ほか，2008）．分級の良い白色軽石からなり，重鉱物として直方輝石，単斜輝石，角閃石が認められ，アパタイトや斜長石が伴うことがある（長橋ほか，2007；青木ほか，2008）．火山ガラスの屈折率（n）は1.502 〜 1.509，直方輝石の屈折率（γ）は1.710 〜 1.717，角閃石の屈折率（n_2）は1.679 〜 1.688を示す（青木ほか，2008）．火山ガラスの化学組成はマフィック元素に乏しくアルカリ元素に富み，K_2O含有量がNa_2O含有量を上回る特徴を示す（青木ほか，2008）．

北本GS-KM-1コアの深度14.73 〜 14.74 mの泥層に，粒径1 mm程度の白色軽石が挟在する．含まれる重鉱物は少ないが，直方輝石が比較的多く含まれ，わずかに角閃石，磁鉄鉱，黒雲母を伴う．火山ガラスの屈折率（n）は1.500 〜 1.504である．また火山ガラスの化学組成はマフィック元素に乏しくアルカリ元素に富み，Na_2O含有量に対してK_2O含有量が高いという特徴を持つ（第3.2表）．直方輝石の屈折率（γ）は1.712 〜 1.719（1.716），角閃石の屈折率（n_2）は1.680 〜 1.692（1.689）



第 3.22 図　大宮層基底の標高分布．
単位は T.P.+ m．青枠はモデリングの範囲を示す．このうち大宮層は等高線を示した範囲に分布する．丸印や逆三角印は基底面のモデリングに使用したボーリングデータ地点を示す．丸印は指定標高が基底面に相当するデータ地点，青色の逆三角印は指定標高よりも下に基底面が存在するデータ地点．茶枠は木下層下部の分布域を示す．綾瀬川断層の位置は納谷・安原（2014）に基づく．背景図は地理院タイルを使用．

である．これらの特徴から本テフラは Tt-D テフラに対比される．

鬼界葛原（K-Tz）テフラ：K-Tz テフラは鬼界カルデラ起源のテフラであり，降灰時期はおよそ 95 ka の MIS 5c とされている（町田・新井，2003）．本テフラはガラス質火山灰で，高温型石英を含むことを特徴とする．重鉱物として直方輝石及び単斜輝石を含む．火山ガラスの屈折率（n）は 1.496 ～ 1.500（1.498 ～ 1.499），直方輝石の屈折率（γ）は 1.705 ～ 1.709（1.707）を示す．また火山ガラスの組成は SiO_2 含有量が 79 wt.% 程度と高い値を示す（町田・新井，2003）．

北本 GS-KM-1 コアの西側の段丘崖において，大宮層最上部と常総粘土の境界付近に最大層厚 5 cm 程度の細粒大のガラス質白色火山灰が認められる（納谷・安原，2014）．本テフラは重鉱物として直方輝石及び単斜輝石を含み，高温型石英を伴う．火山ガラスの屈折率（n）は 1.497 ～ 1.499，直方輝石の屈折率（γ）は 1.705 ～ 1.712（1.708 ～ 1.709）を示す．火山ガラスの化学組成は SiO_2 含有量が 78.87 wt.% と高い値を示す（納谷・安原，2014）．これらの特徴から本テフラは K-Tz テフラに対比されている（納谷・安原，2014）．

堆積環境　斜交葉理の発達する砂礫層及び，砂礫層か

ら漸移する泥層からなる．泥層には植物根痕や腐植層が認められることから氾濫原の堆積物と考えられ，これに漸移する砂礫層は河川チャネルの堆積物と考えられる．

年代　本層中部にはTt-Dテフラが，本層最上部にはK-Tzテフラが挟在し，どちらのテフラもMIS 5cに降灰したとされることから，大宮層の形成年代はMIS 5d～5cと考えられる．また，本層を覆う常総粘土基底付近にはMIS 5cに降灰したとされる御岳第1（On-Pm1）テフラの挟在が知られている（町田, 1973；第4章参照）．

3. 8　地質構造

本調査地域の北西側には綾瀬川断層の撓曲帯が報告されている（石山ほか，2005；納谷・安原，2014など）．この撓曲帯の南東側延長部（北本市付近から桶川市付近）では，下総層群の各地層の基底面が北東側に傾斜する構造が認められる（第3.5，3.6，3.9，3.13，3.22図）．この傾斜は下総層群の下位の地層ほど大きくなる傾向にある（第3.5，3.6，3.9，3.13，3.22図）．ただし，木下層上部基底面や大宮層基底面の分布標高をみると，北西側にみられる撓曲帯のような局所的に大きく標高を変化させるものではなく，5～10 kmの幅をもって北東側に比較的緩やかに傾斜する（第3.13，3.22図）．またこの傾斜帯は，従来綾瀬川断層が推定されたさいたま市見沼区深作付近へと続くのではなく，白岡市方面へと連続するようにみえるが不明瞭である（第3.13図）．北東側への傾斜は北本・桶川付近から岩槻区・白岡市方面にいくほど緩やかになる．

木下層上部基底面及び大宮層基底面の標高は，さいたま市南西部の大宮区～浦和区付近で周囲と比べて低い傾向にある（第3.13，3.22図）．この地域では軟弱な泥層からなる木下層下部の層厚が最も厚い（第3.12図）．また第7章で詳しく示されるが，過去の累積地盤沈下量が中川低地の沖積層分布域とともに，さいたま市大宮区～浦和区付近で特に大きいことが分かっている（第7.2，7.3，7.4図）．木下層上部基底面が木下層下部の分布域で低くなっていることは中澤・遠藤（2002）でも指摘されており，木下層上部の形成開始時に軟弱な木下層下部が差別的に侵食されたと解釈された．しかし本研究では木下層上部基底面だけでなく，その上位の大宮層基底面も同様に木下層下部分布域で低くなっていることが明らかになった．これは木下層上部基底面の侵食作用だけでは説明が困難であり，木下層下部の泥層の収縮による地盤沈下の影響が強く示唆される．

一般に低地では，地下水揚水の影響により沖積層の泥層が収縮し，結果として地盤沈下が生じる．この収縮は地下水位の低下により泥層内の間隙水圧が減少し，粒子が再配列して圧密が進行することで発生する（佐藤，1988；國分ほか，2016など）．木下層下部はMIS 6に形成された開析谷に，海面上昇とともに海域が侵入することで堆積した軟弱な泥層で構成されており，沖積層の泥層と同様に地下水揚水の影響を受けやすい．この地域では地下水揚水により地下水位が低下することで木下層下部の泥層が収縮し，その結果，木下層上部基底面及び大宮層基底面の標高が低下した可能性が考えられる．これは，本地域に分布する木下層下部が沖積層と同様に軟弱な泥層からなり，沖積層と同様に強震動のリスクに加えて地盤沈下のリスクを有していることが地質構造から示唆される．

第 4 章　新期段丘堆積物及び関東ローム層

（中澤　努・米岡佳弥・中里裕臣・尾崎正紀）

調査地域の台地には下総層群の被覆層として新期段丘堆積物及び関東ローム層が分布する．ウェブサイト「都市域の地質地盤図」の地質立体図ではこれらの堆積物は区分せず，下総層群の木下層あるいは大宮層から連続する一連の堆積物として図示しているが，柱状図の表示により垂直方向の層相変化を把握できるようにしている．なお，ウェブサイトの地質平面図では関東ローム層の分布は図示していないが，新期段丘堆積物の分布は図示している．

以下にそれぞれの堆積物の特徴を述べる．

4. 1　新期段丘堆積物

4. 1. 1　綾瀬川段丘堆積物（ta）

分布・層序関係　元荒川及び綾瀬川沿いに分布する綾瀬川面（納谷・安原，2014）及びそれに相当する段丘面（第 1 章参照）の分布域において，下位の下総層群を不整合に覆い分布する．また，箱根東京（Hk-TP）テフラ層準より上位の新期ローム層に覆われる（第 4.1 図；中澤・遠藤，2002；納谷・安原，2014）．納谷・安原（2014）の綾瀬川段丘堆積物，中澤・遠藤（2002）の赤羽段丘堆積物に相当する．

層相　砂層あるいは泥質砂層からなる．納谷・安原（2014）に基づけば，本堆積物は層厚が 1 ～ 2　m 程度と薄い．土質ボーリング柱状図では下位の下総層群の砂層との区別が難しいことが多い．

年代・対比　Hk-TP テフラ層準より上位の新期ローム層に覆われることから，本段丘堆積物の形成は Hk-TP テフラの降灰年代（66.0 ± 5.5　ka：青木ほか，2008）あるいその少し前の MIS　5a ～ 4 と考えられる．

4. 2　関東ローム層

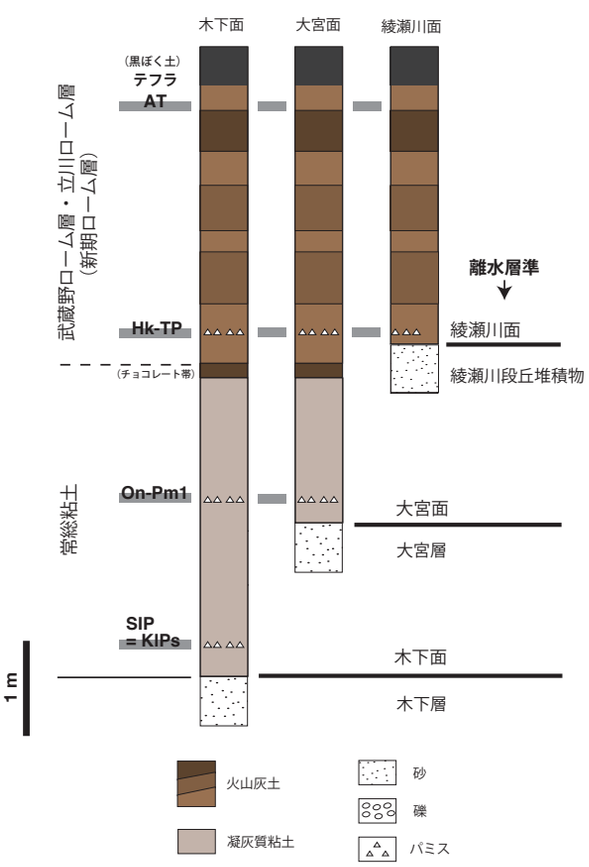
調査地域に分布する関東ローム層は，常総粘土と新期ローム層に区分される．

4. 2. 1　常総粘土

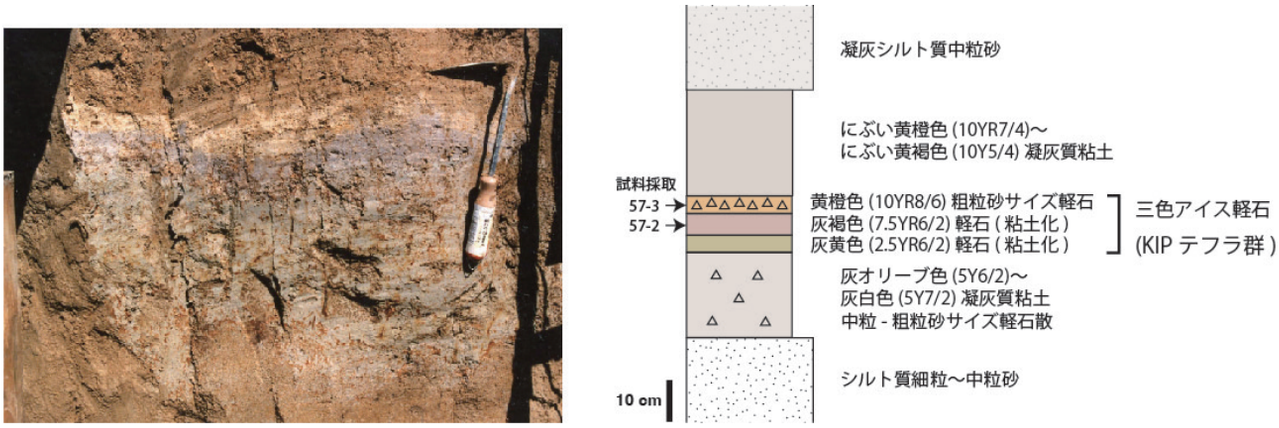
命名・定義　中村・福田（1953）の常総粘土層をもとに，徳橋・遠藤（1984）が木下層及び姉崎層（本報告の大宮層にほぼ相当）と新期ローム層の間にみられる凝灰質粘土に対して常総粘土と命名．徳橋・遠藤（1984）は，常総粘土を下総層群の最上部層として位置付けたが，納谷ほか（2018）は常総粘土を粘土化した被覆土壌層として扱った．本報告でも納谷ほか（2018）に従い常総粘土を被覆土壌層として扱う．

分布・層序関係　調査地域では，木下面，大宮面，及び綾瀬川面（第 1 章参照）の分布域にみられ，下位の木下層，大宮層あるいは新期段丘堆積物から漸移することが多い．

層相　茶灰色またはオリーブ色の凝灰質粘土からなる．リモナイト質の被膜を伴う植物根痕が頻繁にみられる．一部は砂質となることもあり，固結し硬質となった凝灰質砂層は「硬砂（かたずな）」と呼ばれる（硬砂団体研究グループ，1984）．また上位の新期ローム層に接する常総粘土の最上部は炭質物を多く含み暗褐灰色を呈することが多く，乾燥するとクラックが顕著に発達する．この層準はそ



第 4.1 図　埼玉県南東部に分布する段丘堆積物と被覆層の模式柱状図と推定される離水層準．
AT：姶良 Tn テフラ，Hk-TP：箱根東京テフラ，On-Pm1：御岳第 1 テフラ，SIP：三色アイス軽石層，KlPs：KlP テフラ群



第 4.2 図　常総粘土の基底付近に挟在する三色アイス軽石層（KIP テフラ群）の露頭写真と柱状図.
川口市戸塚（35° 51′ 36.4″ N，139° 45′ 6.2″ E）.
露頭写真は中澤ほか（2019a），柱状図は中澤・田辺（2011）を用いて作図.

第 4.1 表　関東ローム層に挟在するテフラの記載岩石学的特徴.

産地	サンプル番号	層厚 cm	粒径	色	重鉱物組成	ガラスの形態	屈折率（括弧内数値はモード値）	同定	出典
川口市戸塚	57-3	3–4	c	黄橙	opx, cpx	–	opx (γ): 1.706–1.712	KIPs	中澤・田辺（2011）
川口市戸塚	57-2	5	粘土化	灰褐	opx, cpx	–	opx (γ): 1.706–1.712(1.707-1.708)	KIPs	中澤・田辺（2011）
GS2012-OMYコア	深度4.83–4.85 m	2	粘土化	桃色	bi, ho	–	ho (n_2): 1.674–1.688 (1.682–1.683)	On-Pm1	本研究
川口市戸塚	59-2	5–7	m–gr	黄橙，灰	opx, cpx, mt	–	opx (γ): 1.703–1.707 (1.705)	Hk-TP	中澤・田辺（2011）
川口市戸塚	59-1	3	m–c	黄橙	opx, cpx, mt	–	opx (γ): 1.705–1.712(1.707)	Hk-TP	中澤・田辺（2011）
川口市戸塚	57-5	5	c–gr	黄橙，灰	opx, cpx, mt	–	opx (γ): 1.703–1.709 (1.705)	Hk-TP	中澤・田辺（2011）
川口市戸塚	57-4	4–5	m–c	黄橙	opx, cpx, mt	–	opx (γ): 1.705–1.711 (1.707–1.708)	Hk-TP	中澤・田辺（2011）
GS-UR-1コア	深度5.07–5.08 m	1	c–vc	黄橙	opx, cpx, mt	–	opx (γ): 1.702–1.711 (1.704–1.705)	Hk-TP	本研究
GS-UR-1コア	深度5.10–5.11 m	1	c–vc	黄橙	opx, cpx, mt	–	opx (γ): 1.704–1.709 (1.705–1.707)	Hk-TP	本研究
GS-UR-1コア	深度5.13–5.14 m	1	c–vc	黄橙	opx, cpx, mt	–	opx (γ): 1.704–1.712 (1.705, 1.711)	Hk-TP	本研究
GS-KM-1コア	深度1.85–2.00 m	15	–	–	–	平板状	gl (n): 1.498–1.502 (1.499–1.500)	AT	米岡ほか（2024）

opx：直方輝石, cpx：単斜輝石，ho：普通角閃石，bi：黒雲母，mt：磁鉄鉱，m：中粒砂サイズ，c：粗粒砂サイズ，vc：極粗粒砂サイズ，gr：細礫サイズ

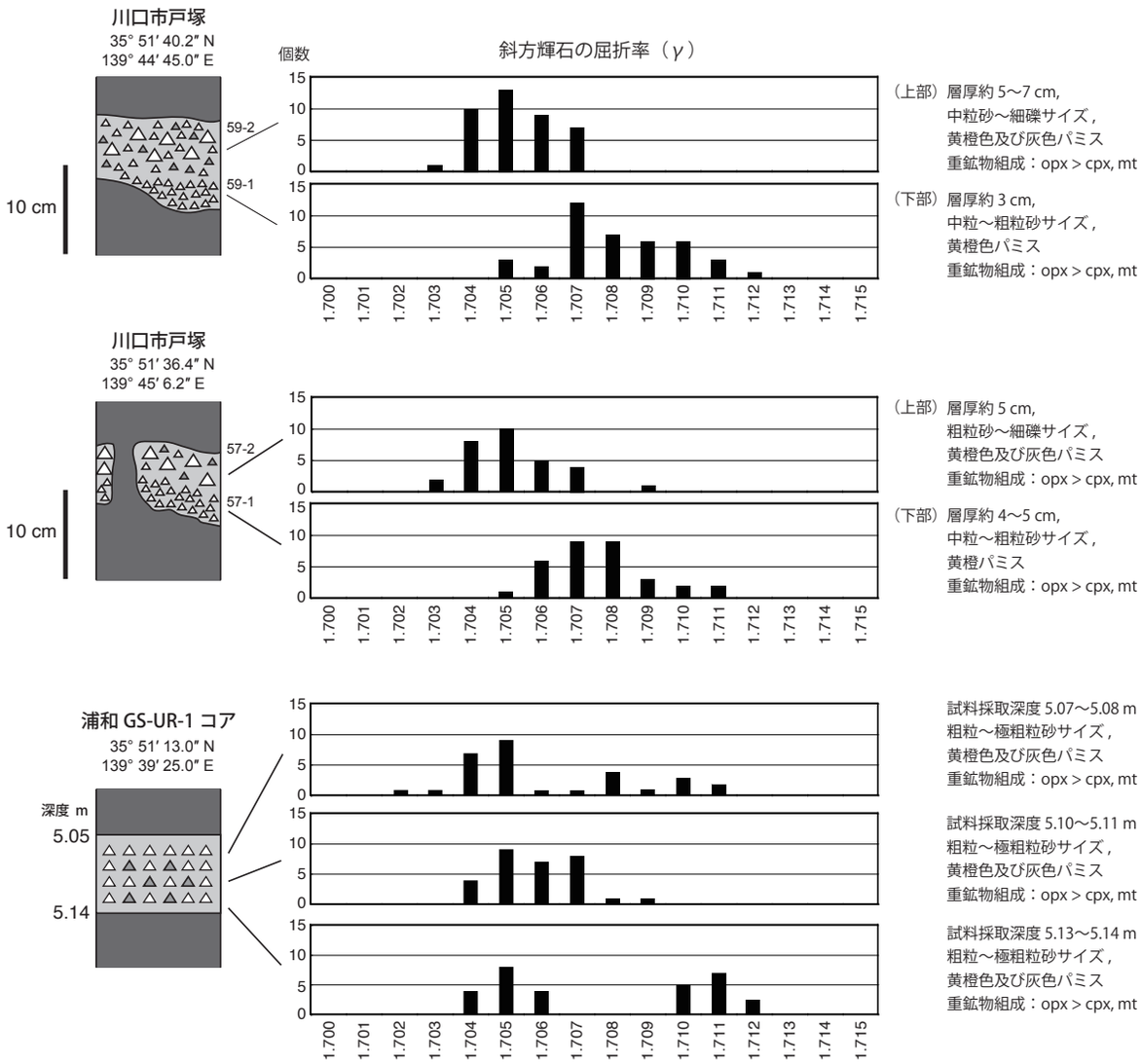
の色調からチョコレート帯（戸谷・貝塚，1956）と呼ばれることがある.

年代・対比　段丘面により形成開始年代が異なる．木下面に分布する常総粘土は，基底付近に大磯丘陵の KIP テフラ群（KIPs；町田・新井，2003）に対比される（町田，1971；町田・新井，2003）三色アイス軽石（Kobayashi *et al.*, 1968）が挟在する（町田，1973；中澤・田辺，2011；第 4.1 図）．また大宮面に相当する大宮 GS2012-OMY コアの常総粘土の基底付近には，降灰年代が 95.7 ± 5.3 ka とされる（青木ほか，2008）御岳第 1（On-Pm1）テフラ（Kobayashi *et al.*, 1968；町田・新井，2003）が挟在する（第 3.1 図，第 4.1 図）．大宮台地南部では露頭からもウグイス色軽石層と呼ばれる On-Pm1 テフラの挟在が報告されている（町田，1973）．一方，上位には基底付近に箱根東京（Hk-TP）テフラ（66.0 ± 5.5 ka：青木ほか，2008）を挟在する新期ローム層（武蔵野ローム層；後述）に覆われることから，上限は MIS 5a ～ 4 頃と考えられる．よって調査地域の常総粘土は，横浜地域の下末吉ローム層（関東ローム研究グループ，1956）にほぼ相当すると考えられる.

三色アイス軽石層（SIP；KIP テフラ群）

大宮台地南東部の木下面に相当する地域（川口市戸塚の露頭）で，常総粘土の基底部に挟在が確認された（第 4.2 図）．層厚 12 cm 程度で，下部から上部へ灰黄色から灰褐色，黄橙色へと色調が異なるユニットが認められることから，この地域で三色アイス軽石層（SIP；Kobayashi *et al.*, 1968）と呼ばれるテフラに相当するものと思われる．風化により全体に粘土化がすすみ，火山ガラスは残存しないが，重鉱物は直方輝石，単斜輝石，磁鉄鉱を含み，このうち直方輝石の屈折率（γ）は，レンジは概ね 1.706 ～ 1.712，モード値は 1.708 ～ 1.709 付近を示す（第 4.1 表）．これらは大磯丘陵の吉沢（きっさわ）ローム層下部の KIP テフラ群（KIPs；町田，1971；新井，1972；新井ほか，1977；町田・新井，2003）にみられる一般的な特徴と一致する.

なお三色アイス軽石層は，KIP テフラ群のなかでも Hk-KIP7，Hk-KIP13 からなるとされている（町田　洋，1971；町田瑞男，1973）．KIP テフラ群の降灰は横浜地域では海退期とされ（町田，1971；当間，1974），また挟在層の花粉化石群集に基づき，MIS 5e 後期と考えられている（坂田ほか，2018）.



第 4.3 図　箱根東京（Hk-TP）テフラの記載岩石学的特徴.
川口市戸塚の 2 地点のテフラの記載岩石学的特徴は中澤・田辺（2011）に基づく.
opx：直方輝石，cpx：単斜輝石，mt：磁鉄鉱

御岳第 1（On-Pm1）テフラ

常総粘土の中部に挟在する桃色の軽石質テフラ．大宮 GS2012-OMY コアに挟在する本テフラの層厚は 2 cm．風化により粘土化しており，新鮮な火山ガラスは得られなかった．重鉱物は黒雲母と普通角閃石を含む．普通角閃石の屈折率（n_2）は 1.674 〜 1.688（1.682 〜 1.683）を示す（第 4.1 表）．これらは御岳第 1 テフラ（On-Pm1；Kobayashi *et al*., 1968；町田・新井, 2003）の特徴と一致する．御岳第 1 テフラの降灰年代は MIS 5c に相当する 95.7 ± 6.3 ka とされる（青木ほか, 2008）

4. 2. 2　新期ローム層

命名・定義　関東ローム研究グループ（1956）に基づき，新期ローム層を台地表層に認められる武蔵野期以降のローム層の総称として用いる．関東ローム研究グループ（1956）は，新期ローム層を下部の武蔵野ローム層及び上部の立川ローム層に分けているが，埼玉県南東部ではその境界は必ずしも明瞭ではないため，ここではそれらを一括して新期ローム層として記載する．

分布・層序関係　常総粘土や新期段丘堆積物を整合に覆う．台地斜面では下位層を不整合に覆う．

層相　褐色の火山灰土からなる．下部はやや明るい褐色の火山灰土を主体とし，2 層程度の暗色帯を挟む．一方，上部は暗褐色の火山灰土を主体とし，最上部は黒ぼく土と呼ばれる軟質の黒色土壌となる．下部の基底付近には箱根東京（Hk-TP）テフラが挟在する．また上部の中部付近からは水洗により泥を除去することで姶良 Tn（AT）テフラが検出される．

鉱物組成　大宮台地の新期ローム層の鉱物組成につい

ては細野(2019)に詳細な記載がある．それに基づけば，下部（武蔵野ローム層）はカンラン石が少なく，輝石類を多く含む特徴がある．また斜長石を多く含む．上部（立川ローム層）は下半部と上半部で鉱物組成が異なり，下半部は輝石類に対してカンラン石を多く含む．一方，上半部はカンラン石に対して輝石類の割合が多く，新期ローム層を通じて輝石が占める割合は最も高くなる．

年代・対比　下部の基底付近にはHk-TPテフラが挟在することから（第4.1図），下部は武蔵野ローム層（関東ローム研究グループ, 1956）に相当すると考えられる．また，上部の暗褐色のローム層からはATテフラが検出されることから（第4.1図），上部は立川ローム層（関東ローム研究グループ, 1956）に相当すると考えられる．基底付近にHk-TPテフラが挟まれることから，新期ローム層の形成開始はMIS 5a ～ 4頃と考えられる．

箱根東京（Hk-TP）テフラ

新期ローム層下部（武蔵野ローム層）の最下部付近に挟在する中粒砂～細礫サイズの黄橙色の軽石質テフラ層．箱根東京テフラは箱根火山の最大規模のプリニアン噴火による降下軽石層であり（笠間・山下, 2008），関東平野に広く分布が知られている．埼玉県南東部での層厚は最大で10 cm程度．南部で厚く，北部ではローム層中にパミスが散在する程度の産状を示すことが多くなる．風化により全体に粘土化がすすみ，検討したいずれの試料においても新鮮な火山ガラスを得ることはできなかった．重鉱物は主に直方輝石，単斜輝石，磁鉄鉱を含む．

川口市戸塚の露頭で観察された本テフラは層厚約10 cmで，層状あるいはパッチ状に産する（第4.3図）．また層相から下部と上部に分けることができる．下部は層厚3 ～ 5 cmで中粒～粗粒砂サイズの黄橙色の軽石からなる．重鉱物は直方輝石，単斜輝石，磁鉄鉱からなり，直方輝石の屈折率（γ）は1.705 ～ 1.712（1.707 ～ 1.708）を示す（第4.3図，第4.1表）．一方，上部は層厚約5 ～ 7 cmで，下部よりやや粗粒の中粒砂～細礫サイズの黄橙色及び灰色の軽石からなる．重鉱物は下部と同様に直方輝石，単斜輝石，磁鉄鉱からなるが，直方輝石の屈折率（γ）は1.703 ～ 1.707（1.705）と，下部よりも低い値を示した（第4.3図）．

浦和GS-UR-1コアで観察された本テフラは層厚9 cmで，層状に産する（第4.3図）．コアで観察される限りでは層相の変化は認められないが，下部・中部・上部の3層準で試料を採取したところ，直方輝石の屈折率（γ）は下部では1.704 ～ 1.712（1.705，1.711），中部では1.704 ～ 1.709（1.705 ～ 1.707），上部では1.702 ～ 1.711(1.704 ～ 1.705)と層準により異なる値を示した(第4.3図，第4.1表)．

Hk-TPテフラは，給源近くの神奈川県内では降下ユニットにより直方輝石の屈折率が変化することが知られる（新井，1972；新井ほか，1977）．川口市戸塚でみられた1.707 ～ 1.708及び1.705付近のモード値は，給源付近のHk-TPテフラの中部及び上部，浦和GS-UR-1コアの1.711及び1.704 ～ 1.707のモード値は，それぞれ給源付近のHk-TPテフラの下部及び中～上部にみられる値（新井，1972；新井ほか，1977）である．

なお，Hk-TPテフラの降灰年代はMIS 4に相当する66.0 ± 5.5 kaとされる（青木ほか，2008）．

姶良Tn（AT）テフラ

新期ローム層上部（立川ローム層）の暗色帯のやや上位にバブルウォール型（平板状）の薄い火山ガラスの濃集帯として認められる．多くの場合，肉眼では確認できないが，採取した試料から水洗により泥分を除去することで確認できる（細野，2019）．北本GS-KM-1コアから検出された火山ガラスの屈折率（n）は1.498 ～ 1.502（1.499 ～ 1.500）で（第4.1表），ガラスの形態及び屈折率ともにATテフラ（町田・新井，1976，2003）の特徴に一致する（米岡ほか，2024）．ATテフラの降灰年代はMIS 3に相当する30 ～ 29 kaとされている（Smith *et al.*，2013）．

第 5 章　沖積層

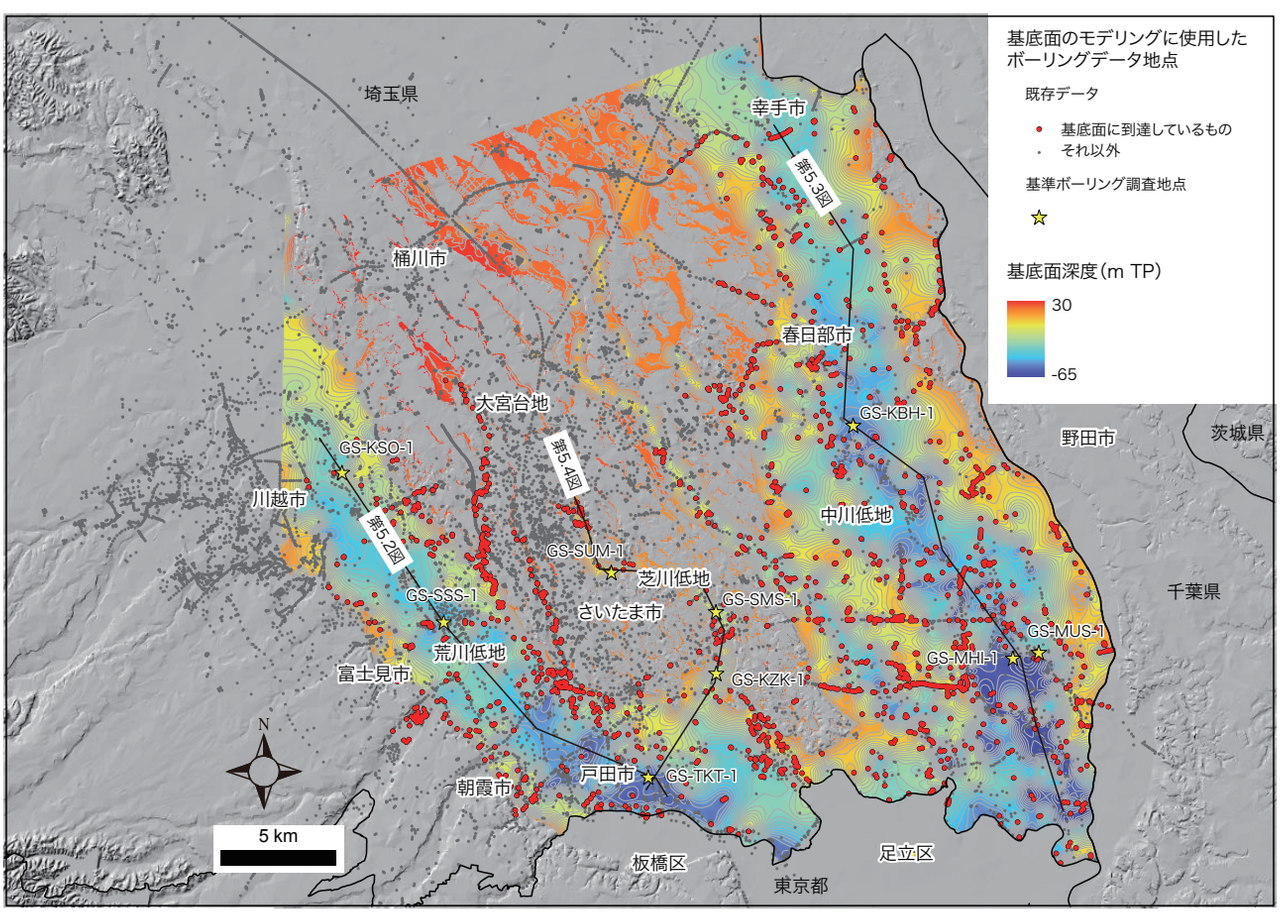
（小松原純子）

本調査地域の沖積層は大宮台地の西側の荒川低地，東側の中川低地，及び台地縁辺の小規模な開析谷の谷底低地に分布する．これらの低地下には最終氷期に下刻された埋没谷が存在し（Matsuda, 1974），沖積層はこの埋没谷を埋めるように分布している（第 5.1 図）．特に荒川低地及び中川低地の埋没谷は旧利根川及び旧荒川の侵食によって形成された比較的規模の大きいもので，谷底の深さは本地域の最深部で標高− 60　m に達する．台地縁辺の開析谷では対照的に，集水域が台地内にとどまる場合が多く，沖積層は一般に非常に泥質である．

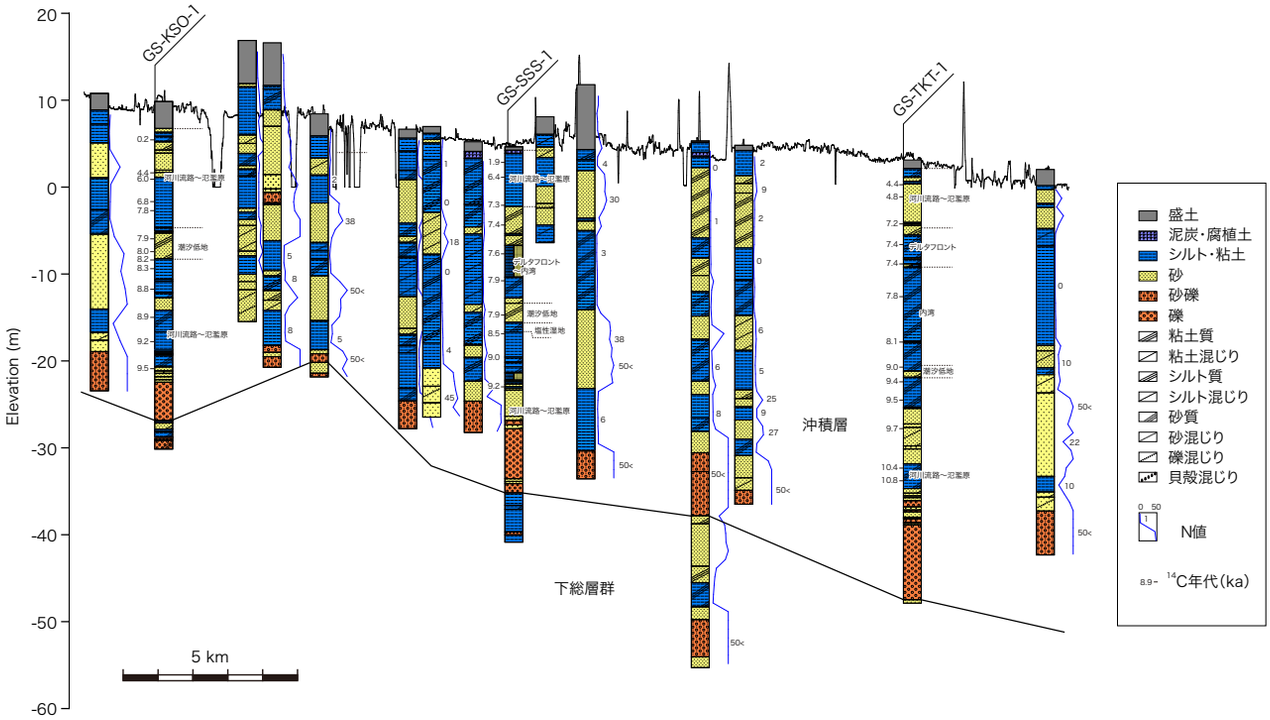
本地域の沖積層は最終氷期以降の海面変動の影響下で堆積しており，海進期から高海水準期にかけて堆積した陸成層〜海成層からなる．

本地域では産総研により沖積層の層序確立を目的としたオールコアボーリング調査が多数行われている．これらのデータに基づき，荒川低地，中川低地，及び芝川低地の層序について述べる．上述の低地以外にも沖積層は分布するが，これらについてはさいたま市史によってレビューされている（高原ほか，2019；中島・高原，2019）．なお，従来の研究では，沖積層の基底に分布する礫層（基底礫層）を貫通しているボーリング資料が少なく，また下位の更新統の礫層と融合しているため基底の識別が難しいことから，基底礫層の上面を基底と見なしているものが多い（田辺ほか，2008；小松原，2014 など）．本研究では十分な数のボーリングデータを検討することができたため，基底礫層の下面を沖積層の基底とした．基底礫層の厚さは最大で 10 m 程度である．

本地域の沖積層中に年代指標となるテフラは報告されていない．



第 5.1 図　沖積層の基底分布図及び断面図位置．



第 5.2 図　荒川低地の埋没谷底に沿った断面図.
測線は第 5.1 図を参照．^{14}C 年代と堆積環境は小松原ほか（2009，2010a，b）による．

5. 1 荒川低地の沖積層

層相・層厚　荒川低地の地下には荒川に沿って北西－南東方向に延びる埋没谷が分布する．谷底の幅は 3 km 程度で，谷底の標高すなわち基底礫層下面は標高－50 ～－20 m である．埋没谷の軸部では沖積層は最下部の基底礫層とその上の砂層及び泥層からなる（第 5.2 図）．

小松原（2014）の第 4 図に示されているように，低地の縁辺部には埋没段丘や波食台が分布し（Matsuda, 1974；小松原，2014），埋没段丘礫層や下総層群の上に沖積層の砂層及び泥層が堆積している．埋没段丘は MIS 4（Ishihara and Sugai, 2017）もしくは MIS 3（田辺，2021）に，波食台は完新世の高海水準期に形成された（Matsuda, 1974；Kaizuka *et al*., 1977）と考えられている．

戸田市 GS-TKT-1 ボーリング地点付近よりも下流では標高－20 ～－5 m 付近に *N* 値が 10 未満の軟弱な泥層が特徴的に分布する．

化石　埼玉県戸田市で掘削されたボーリングコア（GS-TKT-1：小松原ほか，2009）の内湾～デルタフロント堆積物からは，汽水生のヌマコダキガイ類（*Potamocorbula* sp.），海生のバカガイ（*Mactra chinensis*）などを産する．

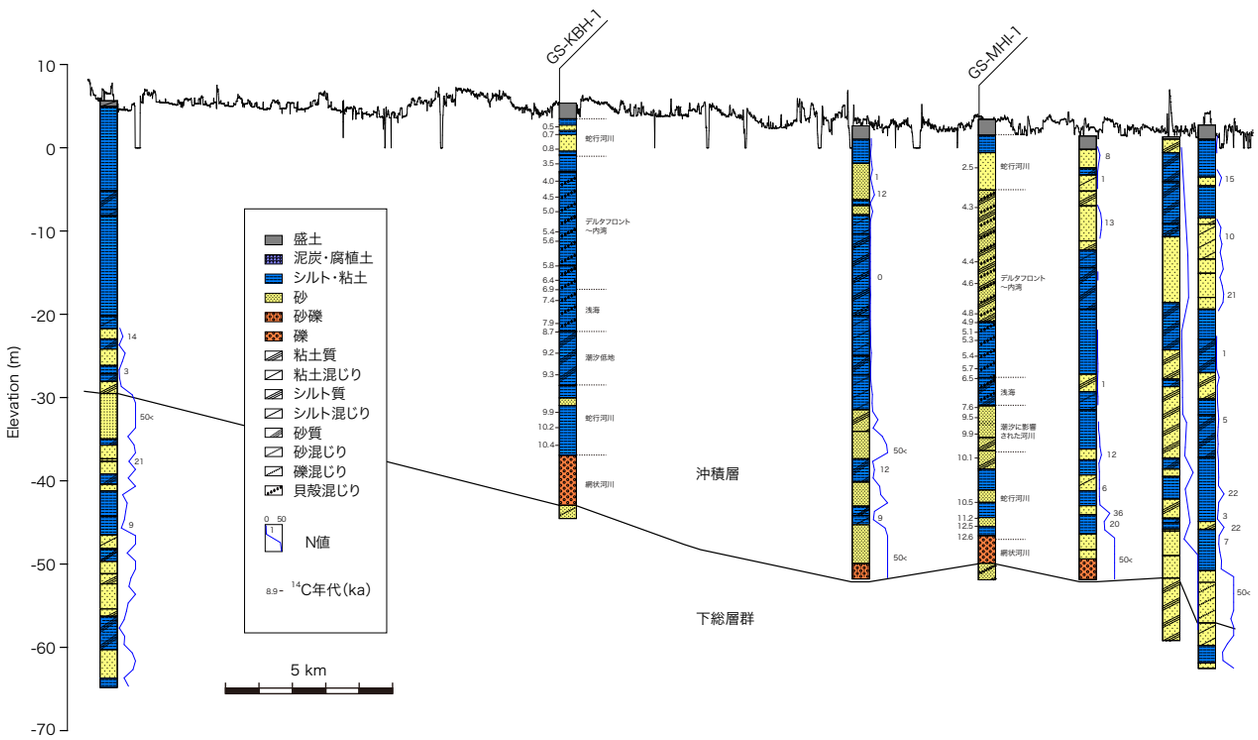
埼玉県さいたま市で掘削されたボーリングコア（GS-SSS-1：小松原ほか，2010a）では内湾堆積物の最下部に貝殻片が見られる．これより上流のコアの海成層からも貝殻片が報告されているが，同定されたものはない（小松原・木村，2011；安藤・方違，1997；Ishihara *et al*., 2012）．

安藤ほか（1987），安藤・藤本（1990），安藤・方違（1997）により荒川低地の沖積層の珪藻帯区分が行われている．また，中島・高原（2019）により，さいたま市域，蕨市域，及び戸田市域における貝化石と有孔虫化石の報告がまとめられている．

基底礫層を除き沖積層全体に植物片が見られる．潮汐低地堆積物，内湾（プロデルタ）堆積物，デルタフロント堆積物には不定形やパイプ状の生痕が，砂質河川堆積物には植物根化石が見られる．

堆積環境　荒川低地の沖積層は下位から河川堆積物（礫質～砂質河川堆積物），エスチュアリー堆積物（塩性湿地～潮汐低地堆積物），デルタ堆積物（内湾（プロデルタ）～デルタフロント～砂質河川（デルタプレーン）堆積物）から構成される（Komatsubara *et al*., 2017）．

基準ボーリングには堆積相や化石，堆積年代の情報があるため，その地点の堆積環境変遷を推定することができる．しかし，それ以外のボーリングデータの多くは岩相と *N* 値のデータしかなく，堆積環境について



第 5.3 図　中川低地の埋没谷底に沿った断面図.
測線は第 5.1 図を参照．^{14}C 年代と堆積環境は中西ほか(2011a, b), Tanabe *et al.*（2015）による.

は概要の推定にとどまる.

基底礫層は礫質河川堆積物に相当すると考えられる．戸田市付近よりも下流に分布する標高−20 〜−5 m の泥層は内湾（プロデルタ）堆積物に相当すると考えられ（小松原ほか，2009），それより下位の砂層及び泥層は砂質河川及び塩性湿地〜潮汐低地堆積物に，それより上位の砂層及び泥層はデルタフロント及び砂質河川（デルタプレーン）堆積物に相当すると考えられる．これは最終氷期以降の海進とその後の海退にともなう一連の堆積物層序を反映している.

基準ボーリングから得られた堆積年代に基づき，荒川低地における完新世の海水準ピークは 8.0 ka 頃にあったと考えられている（Komatsubara *et al.*, 2017）.

海域が最も内陸へ及んだ範囲は，珪藻化石から埼玉県比企郡川島町大字谷中付近と考えられている（安藤・方違，1997）．現在の海岸線より 57 km 内陸である.

S 波速度・*N* 値　埼玉県さいたま市桜区で実施されたボーリング調査（GS-SSS-1：小松原ほか，2010a）によれば，S 波速度は次の通りである：基底礫層を構成する礫質河川堆積物は 240 〜 440 m/s．沖積層の主体を構成する砂層及び泥層のうち，砂質河川堆積物は 200 〜 210 m/s，塩性湿地堆積物は 140 〜 150 m/s，内湾〜デルタフロント堆積物は 80 〜 130 m/s.

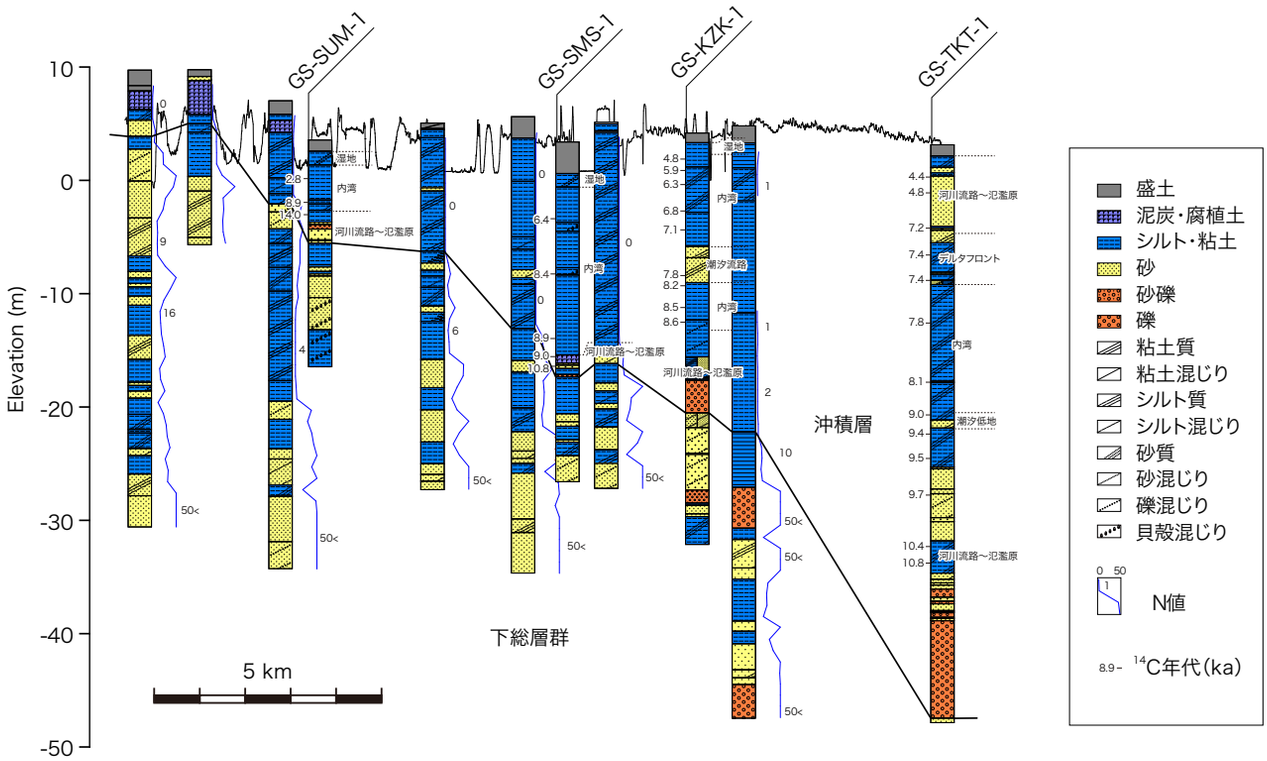
基底礫層は *N* 値 50 以上である．沖積層の主体をなす砂層及び泥層のうち，砂層は *N* 値 1 〜 50 以上の様々な値を示すが，泥層はおおむね 10 未満である．特に，戸田市付近よりも下流に分布する標高−20 〜−5 m 付近の泥層は *N* 値 3 未満である.

年代　荒川低地で掘削されたボーリングコア試料から 85 件の放射性炭素年代が得られている（安藤・方違，1997；小松原ほか，2009；小松原・木村，2011；Ishihara *et al.*, 2012；Komatsubara *et al.*, 2017）.

5. 2 中川低地の沖積層

層相・層厚　中川低地の地下には中川に沿って北北西–南南東に延びる埋没谷が分布する．谷底の幅は春日部市付近より上流では荒川低地と同様 3 km 程度だが，春日部市より下流ではやや広がり，起伏に富む．谷底の標高は−60 〜−30 m である．荒川低地と同様，埋没谷の軸部では沖積層は最下部の基底礫層とその上の砂層及び泥層からなるが，基底礫層は比較的薄く，顕著な礫層を伴わないところも多い（第 5.3 図）．沖積層の主体は泥層の割合が大きく，低地の上流側の幸手市付近まで厚く泥層が分布する.

田辺（2021）の Fig. 4 に示されるように，低地の縁



第 5.4 図　芝川低地の埋没谷底に沿った断面図.
測線は第 5.1 図を参照．^{14}C 年代と堆積環境は小松原ほか(2009, 2010b)，小松原・内田(2025 印刷中)による．

辺部には埋没段丘が分布する．これらの埋没段丘は MIS 5a に形成されたと考えられ（田辺，2021），段丘礫層を伴わない．

化石　埼玉県春日部市東備後（GS-KBH-1：中西ほか，2011b)，草加市柿木（かきのき）(GS-SK-1：石原ほか 2004；中島ほか，2004)，三郷市彦成（GS-MHI-1：中西ほか 2011a)，三郷市采女新田（うねめしんでん）（GS-MUS-1：田辺ほか，2010）で掘削されたボーリングコアの記載によれば，沖積層下部及び最上部の河川堆積物からは植物片，植物根化石，淡水生の珪藻化石を産する．エスチュアリー堆積物からは，植物片，生痕化石，マガキ類，ヌマコダキガイ類などの貝化石，海生の珪藻を産する．デルタ堆積物からは，ヌマコダキガイ類，マメウラシマガイなどの貝化石，海生～淡水生の珪藻を産する．三郷市域と草加市域における化石については，遠藤ほか（1988，1992）によって報告されている．

堆積環境　荒川低地と同様，中川低地の沖積層は最終氷期以降の海進とその後の海退に伴う河川堆積物～エスチュアリー堆積物（潮汐の影響を受けた堆積物）～デルタ堆積物（内湾～デルタフロント～河川堆積物）からなる一連の堆積物から構成される．

基準ボーリングから得られた堆積年代に基づき，中川低地における縄文海進のピークは 7.0 ka 頃にあったと考えられている（Tanabe *et al*., 2015）．

S 波速度・*N* 値　埼玉県三郷市彦成で実施されたボーリング調査（GS-MHI-1：中西ほか，2011a）によれば，S 波速度は次の通りである：基底礫層を構成する礫質河川堆積物は 370 m/s 程度，その上の砂層及び泥層を構成する砂質河川堆積物は 218 m/s 程度，エスチュアリー堆積物は 167 ～ 238 m/s 程度，デルタ堆積物は 117 ～ 144 m/s 程度である．

基底礫層及び基底の礫質砂層の *N* 値は 50 以上である．泥層の *N* 値は 10 未満で，大半の層準で 5 未満を示し，下位へ向かって緩やかに増加する．砂層の *N* 値は 10 以上で下位ほど高くなり 50 を越えるところもある（第 5.3 図）．

年代　埼玉県内の中川低地で掘削されたボーリングコア試料から，292 件を超える放射性炭素年代が得られている（遠藤ほか，1988；遠藤ほか，1992；石原ほか，2004；田辺ほか，2010；中西ほか，2011a, b）．

5. 3 芝川低地の沖積層

層相・層厚　台地縁辺の小規模な開析谷の例として芝

川沿いの芝川低地（見沼低地とも呼ばれる）について記述する．芝川低地の地下には厚さ 20 m 程度の泥を主体とする沖積層が分布する（第 5.4 図）．基底にはごく薄い（2 m 以下）の砂礫層を伴うか，礫は伴わず，更新統の砂層もしくは泥層の上に沖積層の砂層もしくは泥層が載る．谷の出口付近では 5 m 未満の厚さの基底礫層が見られるが，これは周辺の更新統からの再堆積と考えられる（小松原ほか，2010b）．最上部には泥炭層や有機質泥層を伴う．

化石　基底の砂礫層やその直上の陸成堆積物からは植物片や植物根化石が報告されている（小松原ほか，2010b；小松原・内田，2025 印刷中）．谷の下流部では標高 9.05 〜 13.35 m の潮汐流路堆積物からヌマコダキガイ類やヤマトシジミを産する（小松原ほか，2010b）．芝川低地の上流部にある寿能泥炭層遺跡では珪藻の分析が行われ，かつて海面の高さが現在よりも約 4 m 高かったことが示されている（安藤，1986）．中流部にある芝川第一調節池では，四本竹遺跡の発掘調査と併せて多数の貝化石が報告され，汽水生のマガキとヌマコダキガイ類が多産すること（山崎，1992；小幡・林，2006）や亜熱帯性のチリメンユキガイとネコノアシガキの産出が特徴とされている（中島・高原，2019）．

堆積環境　基底付近の一部に見られる砂礫層は河川流路やその周辺の氾濫原〜後背湿地堆積物からなる河川堆積物，沖積層の主体をなす厚い泥層は海進期以降の内湾堆積物，最上部の泥炭層や有機質泥層は湿地堆積物と考えられる（小松原・内田，2025 印刷中）．

S 波速度・*N* 値　埼玉県さいたま市浦和区三崎（GS-SUM-1），及びさいたま市緑区下山田新田（GS-SMS-1）で実施されたボーリング調査（小松原・内田，2025 印刷中）によれば，S 波速度は下位から次の通りである．河川流路堆積物は 106 〜 130 m/s，氾濫原〜後背湿地堆積物は 81 〜 111 m/s，内湾堆積物は 66 〜 127 m/s，湿地堆積物は 96 〜 130 m/s である．

谷の出口付近の礫層の *N* 値は 50 を越えるが，沖積層の主体をなす泥層はおおむね *N* 値が 3 以下であり，砂層でも 10 以下と軟弱である．

年代　芝川低地で掘削されたボーリングコア試料及び低地内に分布する遺跡で採取された試料から，合計 61 件の放射性炭素年代が得られている（安藤，1982；堀口ほか，1982；小幡・林，2006；小松原ほか，2010b；中島・高原，2019；小松原・内田，2025 印刷中）．

第 6 章　3D 地質モデリング

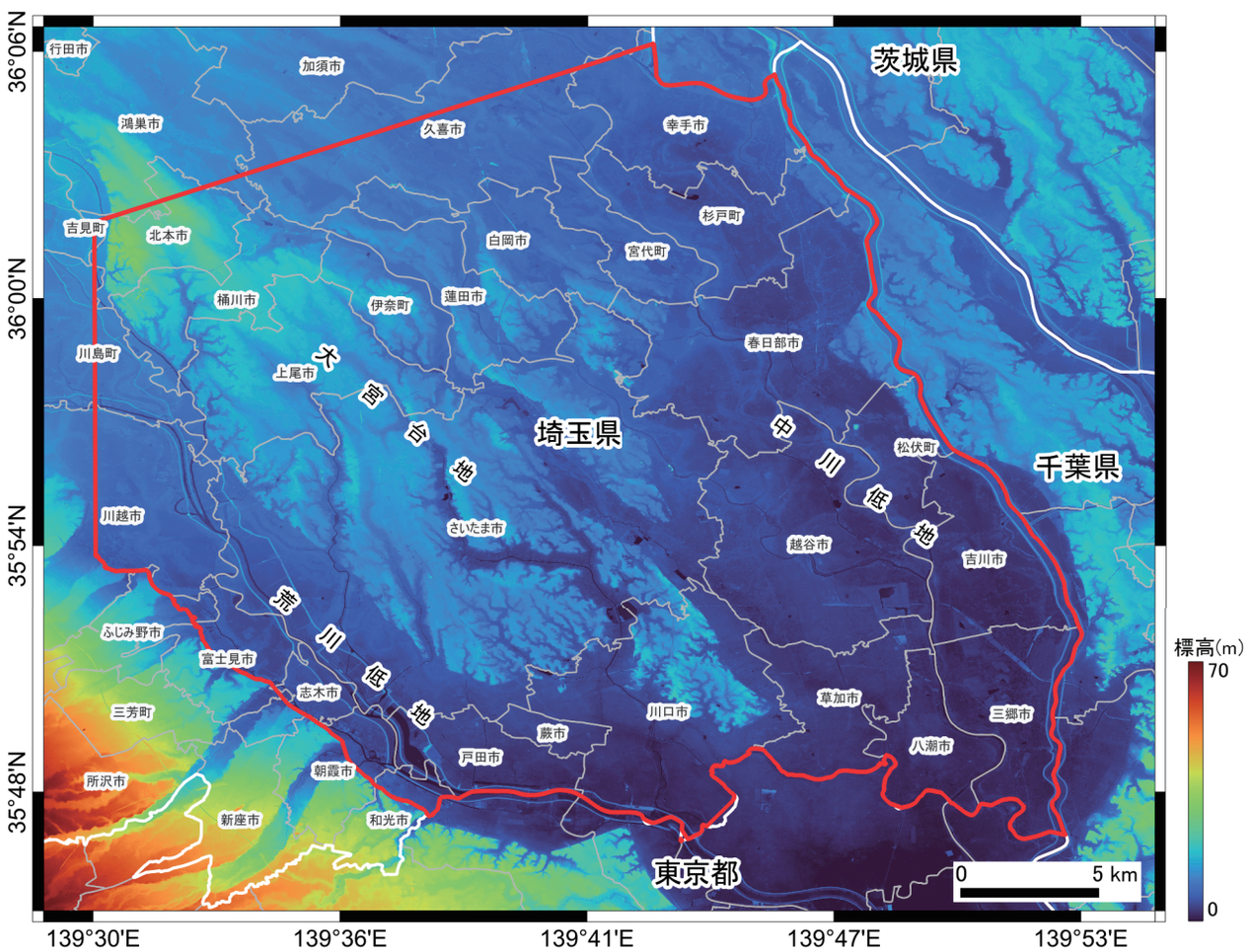
（野々垣 進・米岡佳弥・中澤 努・小松原純子・尾崎正紀）

6. 1　3D 地質モデルの概要

ここでの 3D 地質モデルは，地表の地形情報と地下の地質情報とを統合したモデルである．地表の地形情報には各種空間情報から作成した地形区分図（第 1 章参照）を用いた．地下の地質情報には，ボーリングデータにおける地層の対比結果と地形区分図とから作成した地下サーフェスモデル（後述）を用いた．モデリング範囲は埼玉県南東部である．当該地域には，中央部に北西 - 南東方向に大宮台地が分布し，その東西に荒川低地及び中川低地が広がる（第 6.1 図）．

6. 2　地形区分図の作成

地形図，標高段彩図，空中写真，ボーリングデータ等の各種空間情報を参考に地形判読を行い，対象範囲の地形区分を表すベクトルデータを作成した（第 1.3 図）．地形区分にあたっては，モデリング範囲の台地部を木下面（S 面），大宮面・下総下位面（M1 面），綾瀬川面（M2 面）の 3 つに，低地部を構成する微地形を後背湿地・谷底低地，旧河道，自然堤防，河畔砂丘，砂州の 5 つに区分した．また人工地形として，人工河川敷，河川堤防，埋立地・盛土地，調整池の 4 つのカテゴリーを設けた（第 1 章参照）．



第 6.1 図　3D 地質モデルの作成範囲．
赤線枠内が 3D 地質モデルを作成した範囲．標高段彩図と行政区界線にはそれぞれ「基盤地図情報 5m メッシュ（標高）」（国土交通省，2024a）と「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省，2024b）とを利用．白色実線は県，灰色実線は市町村の境界を示す．

6. 3　地下サーフェスモデルの作成

本プロジェクトで整備した層序ボーリングデータ（第2章～第5章参照）や当該地域の地質図幅作成時に整備された層序ボーリングデータ（以下，基準ボーリングデータ）と，公共工事の際に作成されたボーリングデータ（以下，既存ボーリングデータ）との2種類を用いて，地下サーフェスモデルを作成した．既存ボーリングデータには，埼玉県環境科学国際センターから提供を受けたものと，国や学術団体がWeb公開しているものを利用した．モデル作成では，岩村ほか（2012）を参考に，(1) 地質体及び境界面の設定，(2) イベント列及び地質構造の論理モデルの作成，(3) 地層対比による等式・不等式標高データの作成，(4) 地形区分図を用いた等式標高データの作成，(5) 境界面の形状の推定，(6) サーフェスモデルの作成という6つの処理を順に行った．以下に，各処理について記す．

6. 3. 1　地質体及び境界面の設定

モデリング範囲の地下約100 m以浅には，主に中～上部更新統下総層群，上部更新統の新期段丘堆積物及び関東ローム層，上部更新統～完新統の沖積層，及び埋立層が分布する（第2章参照）．これを踏まえ，モデリング範囲の地下を形成時期の古いものから順に，b_1（地蔵堂層），b_2（藪層），b_3（上泉層），b_4（清川層），b_5（木下層下部），b_6（木下層上部），b_7（大宮層），b_8（沖積層）という8つの地質体に区分した．段丘堆積物及び関東ローム層については，木下層または大宮層から連続する一連の堆積物として扱い，地質体 b_k（k = 5, 6, 7）の一部として扱った．また，各地質体を境する8つの境界面 S_i（i = 1, 2, ..., 8）を設定した．境界面 S_i（i = 1, 2, ..., 7）はそれぞれ地質体 b_k（k = 2, 3, ..., 8）の基底面を表す．境界面 S_8 は地表面を表し，地下の地質体空間と地上の空気や水などの空間（上部空間：α）とを境する面である．実際の地質体間の接触関係には，不整合と整合の両者が認められる場合があるが，ここではモデリング処理の都合上，全ての地質体間の接触関係を不整合として扱った．

6. 3. 2　イベント列及び地質構造の論理モデルの作成

地質体間の接触関係をもとに，モデリング範囲の地質構造の変遷（地史）を表すイベント列（塩野ほか，1998）を作成した．ここでは，モデリング範囲には断層，地すべり，貫入などによる地質構造の変化はなく，堆積・侵食作用のみが働いたと考えた上で，イベント列を V_8=（v_1, c*, c*, c*, c*, c*, c*, c*）とした．ここで，v_1 及び c* はそれぞれ塩野ほか（1998）で示された初期状態及び堆積・侵食イベントを表す．このイベント列を用いて，地質体の分布域と境界面との論理的関係を表す地質構造の論理モデル（塩野ほか，1998）を作成した（第6.1表）．イベント列から地質構造の論理モデルを作成するにあたっては米澤ほか（2004）の漸化式を利用した．

第6.1表　地質構造の論理モデル．

		S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7	S_8
α	上部空間								＋
b_8	沖積層							＋	－
b_7	大宮層						＋	－	－
b_6	木下層上部					＋	－	－	－
b_5	木下層下部				＋	－	－	－	－
b_4	清川層			＋	－	－	－	－	－
b_3	上泉層		＋	－	－	－	－	－	－
b_2	藪層	＋	－	－	－	－	－	－	－
b_1	地蔵堂層	－	－	－	－	－	－	－	－

b_i（i = 1, 2, ..., 8）は地質体を表し，S_i（i = 1, 2, ..., 8）は境界面を表す．α は地上の空気や水などの空間を表す．地質体の行と境界面の列との交差セルにおける記号（＋, －, 空白）が，地質体と境界面との論理的関係を表す．＋は地質体が境界面よりも上位であることを，－は地質体が境界面よりも下位であることを，空白は地質体と境界面とが無関係であることを表す．

6. 3. 3　地層対比による等式・不等式標高データの作成

基準ボーリングデータと既存ボーリングデータを利用して，境界面を推定するための等式・不等式標高データを作成した．等式標高データとは「面は指定した標高を通過する」という制約条件を与える標高データであり，不等式標高データとは「面は指定した標高よりも上側を通過する」または「面は指定した標高よりも下側を通過する」という制約条件を与える標高データである（野々垣ほか，2008）．

ここでは，基準ボーリングデータにおける地層の対比結果を軸として，既存ボーリングデータについて地層の対比を行うことで，境界面 S_i（i = 1, 2, ..., 7）についての等式・不等式標高データを作成した．ボーリングデータの対比作業には，産業技術総合研究所が開発したボーリング柱状図解析システム（AIST-Borehole Log Analysis）を使用した．データ作成では，対比時に地質体間の境界位置を特定できる場合には等式標高データを作成した．境界位置を特定できないが，上位または下位の地質体を確認できる場合には，地質構造の論理モデルから導かれる地質体と境界面との論理的関係を利用して，不等式標高データを作成した．たとえば，孔底部において藪層は確認できるが地蔵堂層との境界は確認できない場合には，「藪層基底面は孔底標高よりも下側を通過する」という制約条件を与える不等式標高データを作成した．また，いくつかの境界面について，より実態に即した形状推定を行えるようにするため，地層の対比結果を拡張した不等式標高データを追加した．具体的には，境界面 S_i（i = 4, 5）（木

第 6.2 表　境界面の推定パラメータと推定誤差.

	面	地層対比による標高データ数(個)	対比結果の拡張による標高データ数(個)	地形区分図による標高データ数(個)	合計データ数(個)	M_x	M_y	α_{min}	α_{max}	N_{ITR}	m_1	m_2	ID_{OPT}	$RMSE$ (m)
S_1	薮層基底面	521	0	0	521	800	800	1	500	10	0.5	0.5	9	0.0001
S_2	上泉層基底面	1,781	0	0	1,781	800	800	1	500	10	0.5	0.5	7	0.150
S_3	清川層基底面	3,316	0	0	3,316	800	800	1	500	10	0.5	0.5	7	0.191
S_4	木下層下部基底面	1,125	3,516	0	4,641	800	800	1	500	10	0.5	0.5	8	0.192
S_5	木下層上部基底面	4,157	171	0	4,328	800	800	1	500	10	0.5	0.5	8	0.194
S_6	大宮層	4,402	0	635,819	640,221	800	800	1	500	10	0.9	0.1	8	0.536
S_7	沖積層基底面	7,338	0	74,270	81,608	800	800	1	500	10	0.9	0.1	8	0.680

M_x と M_y はそれぞれ，双 3 次 B- スプラインを定義する際の東西方向と南北方向の推定領域の分割数である．α_{min} と α_{max} はそれぞれ，拡大目的関数におけるペナルティ α の初期値と終了値である．N_{ITR} は反復計算回数である．m_1 と m_2 はそれぞれ，面の水平性と平面性の重みパラメータである．ID_{opt} は反復計算過程で得た境界面のうち，何回目の計算で得た結果を最適面としたかを表す．*RMSE* は制約条件を満たさなかった標高データと境界面との残差の二乗平均の平方根であり，平均推定誤差に相当する．

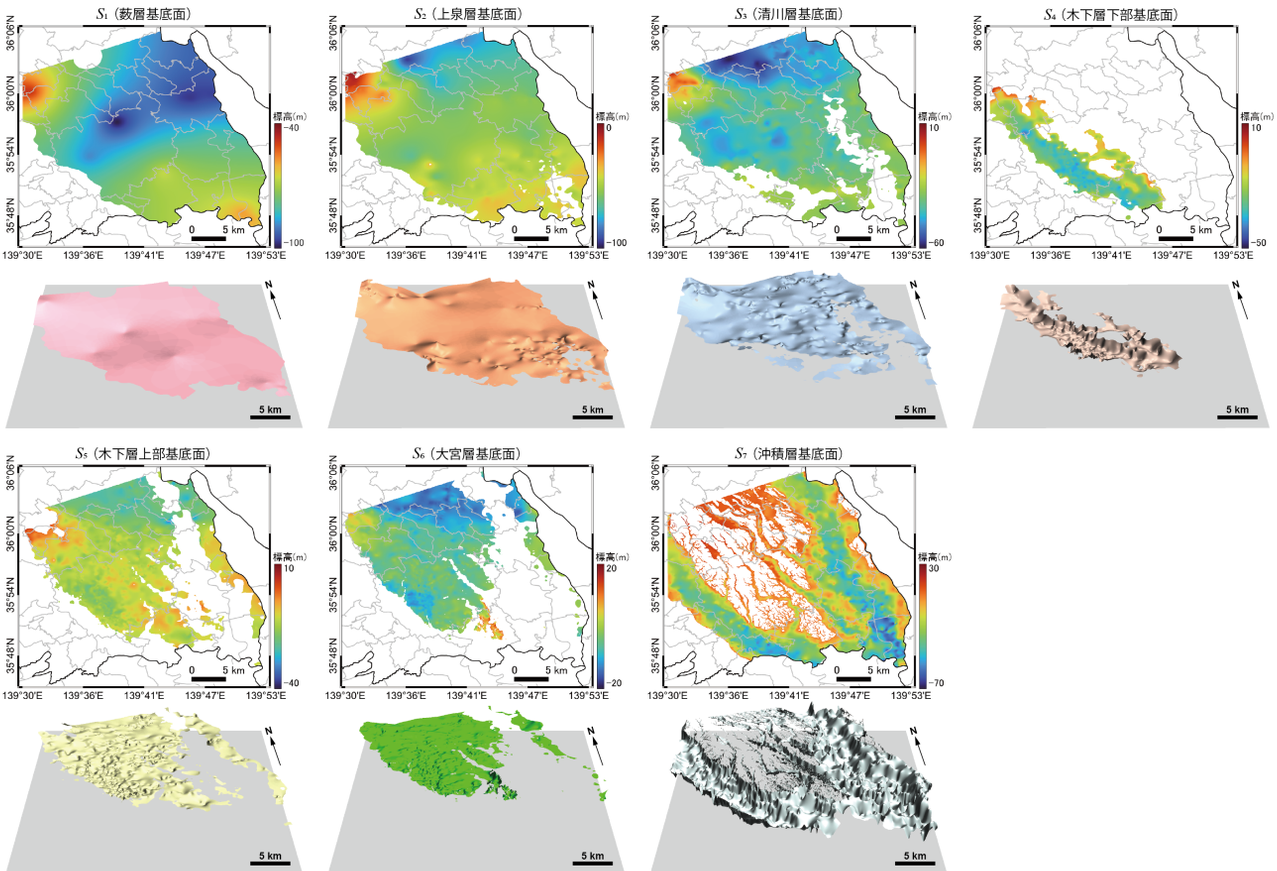
下層下部基底面，木下層上部基底面）について，地質構造の論理モデルから導かれる地質体と境界面との論理的関係をもとに，地質体 b_{i+2} 以降に形成された地質体いずれかの直下に，地質体 b_i 以前に形成された地質体を確認でき，かつ，境界面 S_{i+1} 以降に形成された面のいずれかに等式標高データがある地点に限定して不等式標高データを追加した．たとえば，境界面 S_4（木下層下部基底面）の場合，地質体 b_6（木下層上部）以降に形成された地質体いずれかの直下に，地質体 b_4（清川層）以前に形成された地質体を確認でき，かつ境界面 S_5（木下層上部基底面）以降に形成された面のいずれかに等式標高データ（標高値を h とする）がある地点について，「標高 h よりも上側を通過する」という制約条件を与える不等式標高データを追加した．なお，既存ボーリングデータの測地系は作成年代によって異なり，座標系は度分秒を単位とする地理座標系である．しかし，3D 地質モデリングでは，正確な距離計算が求められることから，同一の測地系かつメートル単位の投影座標系に基づく座標を用いることが望ましい．このため，等式・不等式標高データを作成にあたっては，すべてのボーリングデータの座標を日本測地系 2011（JGD2011）平面直角座標系第 IX 系に基づくものにした．

6. 3. 4　地形区分図を用いた等式標高データの作成

地下サーフェスモデルにおける大宮層及び沖積層の分布域を地形区分図に示したものと矛盾しないようにするために，地形区分図と地表面の標高を利用して境界面 S_i（i = 6, 7）（大宮層基底面，沖積層基底面）に関する等式・不等式標高データを作成した．ただし，地表面の標高を求めるにあたっては，国土地理院による基盤地図情報数値標高モデル（5 m メッシュ）（以下，5 m メッシュ DEM）を利用した．境界面 S_6（大宮層基底面）については，地形区分図から大宮面・下総下位面（M1 面）（第 1 章参照）の界線の構成点を抽出した後，構成点における地表面の標高を求め，その標高値を等式標高データとした．また，川口市北部などボーリングデータの地層対比結果の乏しい一部の地域については，大宮面・下総下位面（M1 面）における 5m メッシュ DEM の値を用いて「大宮層基底面は地表面の標高よりも下側を通過する」という制約条件を与える不等式標高データを作成した．境界面 S_7（沖積層基底面）については，地形区分図から沖積面の界線の構成点を抽出した後，構成点における地表面の標高を求め，その標高値を等式標高データとした．各等式・不等式標高データの座標は，日本測地系 2011（JGD2011）平面直角座標系第 IX 系に合わせた．

6. 3. 5　境界面の形状の推定

地層対比及び地形区分図から得た等式・不等式標高データを利用して，設定した境界面 S_i（i = 1, 2, ..., 7）の形状を推定した．各境界面は日本測地系 2011（JGD2011）平面直角座標系第 IX 系における東西［－30,000 m, 7,500 m］× 南北［－27,500 m, 12,500 m］（おおよそ北緯 35°45′05.9″ ～ 36°06′45.6″，東経 139°30′00.3″ ～ 139°55′00.0″）の矩形領域において，東西 8,001 点 × 南北 7,501 点の標高値をもつ 5 m メッシュの DEM である．境界面の推定処理には，入力する標高データの充足度と面の滑らかさとのバランスを調節できる野々垣ほか（2008）の BS-Horizon を用いた．ボーリングデータに記録されている標高値には，ある程度の誤差が含まれていることを鑑み，推定計算ではデータ地点における入力標高値と推定標高値との二乗平均平方根誤差（Root Mean Square Error : RMSE）が 1 m 未満となる計算パラメータを設定した．推定処理における計算パラメータ等を第 6.2 表に示す．計算パラメータの詳細は野々垣ほか（2008）を参照されたい．なお，BS-Horizon では，矩形でしか境界面を推定できないというアルゴリズムの性質上，等式・不等式標高データのほとんど存在しない範囲においても，周辺のデータを用いて何らかの標高値が出力される．このため，推



第 6.2 図　地層境界面の平面図（上）と立体図（下）．
立体図の高さの強調は 50 倍．行政区界線には「国土数値情報（行政区界データ）」（国土交通省, 2024b）を利用．

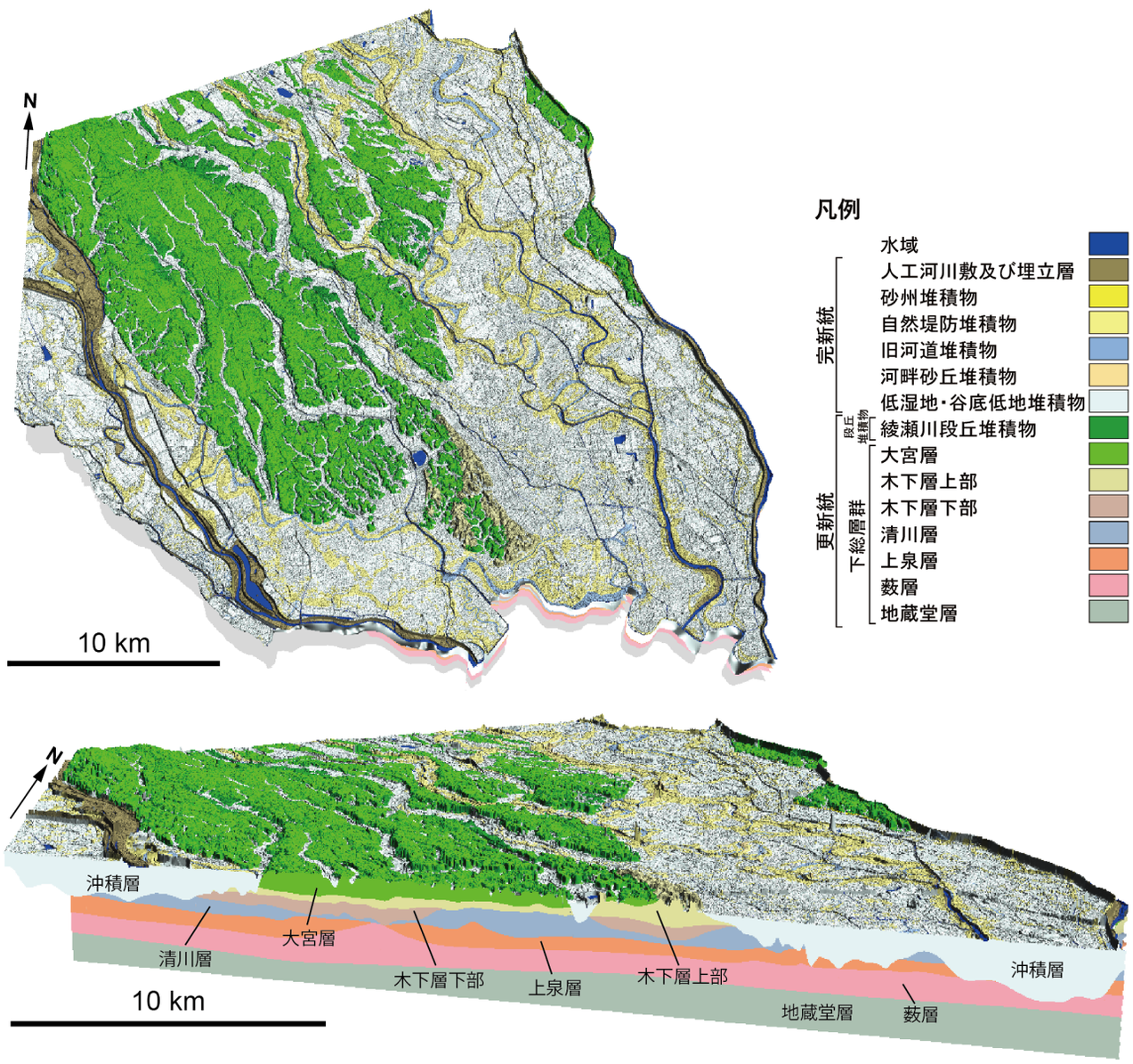
定後に当該範囲の標高値を NULL とするマスク処理を境界面ごとに施した．境界面 S_8（地表面）については，推定処理を行わず 5 m メッシュ DEM を利用した．ただし，5 m メッシュ DEM は地理座標系による座標情報をもち，かつ，水域で NULL となる．このため，ArcGIS Pro を用いて平面直角座標系第 IX 系による座標情報への変換と NULL の穴埋め処理を行った．

6. 3. 6　サーフェスモデルの作成

Masumoto *et al.*（2004）のアルゴリズムに基づいて，地質構造の論理モデルと境界面の DEM とから各境界面の具体的形状を割り出し（第 6. 2 図），その結果を重ね合わせることで地下における地層の広がりを表すサーフェスモデルを作成した．サーフェスモデルを構成する境界面の詳細については，第 3 章及び第 5 章を参照されたい．

6. 4　3D 地質モデルの作成

地形区分図のもつカテゴリー値と地下サーフェスモデルのもつカテゴリー値を統合・再分類することで，3D 地質モデルを作成した（第 6.3 図）．本モデルは，地上では地形区分図の情報を，地下では地下サーフェスモデルの情報をもつ．



第 6.3 図　3D 地質モデルの表示例.
高さの強調は 50 倍.

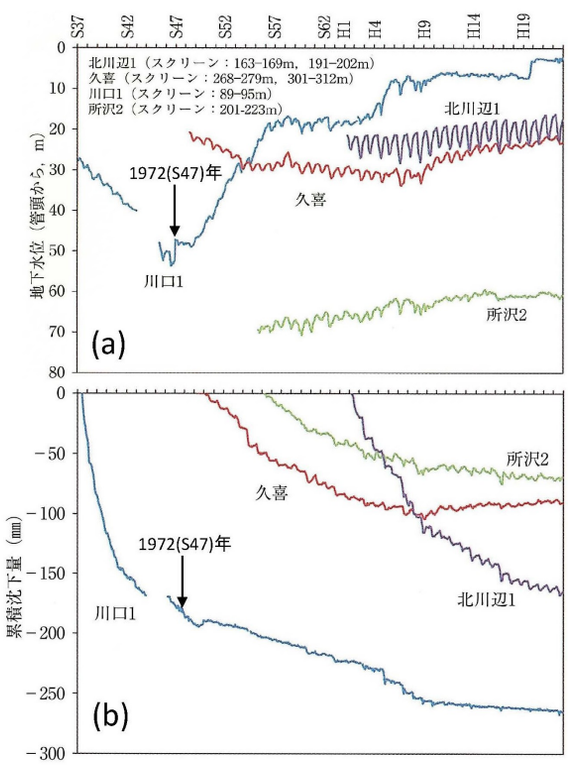
第 7 章　応用地質

（八戸昭一）

埼玉県南東部は関東平野のほぼ中央部に位置し，都心に隣接することから，古くから数多くのベッドタウンが形成されてきた．また，戦後の復興と高度経済成長に伴う地下水開発により，過剰揚水を主な要因とした広域的な地盤沈下の被害を最も大きく受けた地域でもある．現在では，地下水位は概ね回復傾向を保っており，沈下が改善傾向であるものの，過去には渇水により広域的な地盤沈下が発生した事例も見受けられた．ここでは，地盤沈下と地下水，地震と液状化，自然由来の地下水汚染，そして自然エネルギーの一つとして近年注目されてきた地中熱エネルギーを取り上げる．

7. 1　広域的な地盤沈下と地下水揚水規制

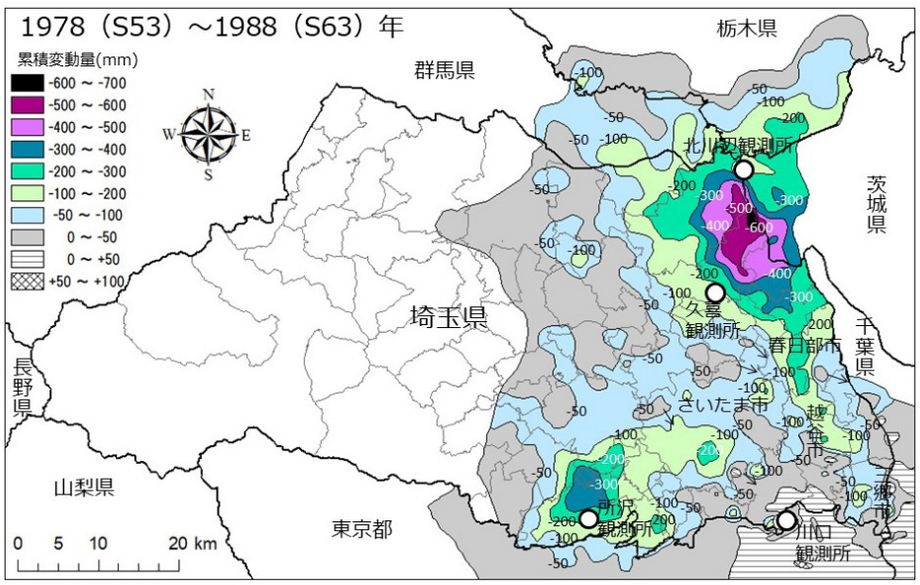
本地域における地盤沈下は，昭和 20 年代後半に埼玉県南部を中心に注目され始め，昭和 30 年代の前半には荒川低地（川口市周辺）と中川低地（三郷市，草加市周辺）において沈下量の増大が目立つこととなった．川口市では昭和 36（1961）年以前から地下水位低下と共に著しい地盤沈下が発生していたが，昭和 47（1972）年頃を境に水位が劇的に回復し，沈下速度も改善し始めている（第 7.1 図）．この水位回復は後述する揚水規制が効果的に作用した結果といえる．埼玉県南部地域以外では，昭和 40 年代に新座市や所沢市などの県西部の武蔵野台地，さらに昭和 50 年代に旧鷲宮町や旧栗橋町（両者とも現久喜市）において地盤沈下が顕在化する．昭和 53（1978）～ 63（1988）年の 10 年間の沈下地域の中心は旧栗橋町（現久喜市）に位置しており，この 10 年間の累積沈下量は 600 mm を超えている（第 7.2 図）．また，この期間における他地域の状況をみると，所沢市（300 mm 超）やさいたま市（200 mm 超），そして久喜市～三郷市へと続く中川低地（100 ～ 200 mm 超）において顕著な地盤沈下が認められる．一方，昭和 63（1988）年～平成 20（2008）年までの 20 年間については，所沢市，さいたま市そして中川低地など沈下集中域は概ね不変だが，沈下傾向は年々に緩やかとなっている（第 7.3 図，第 7.4 図）．



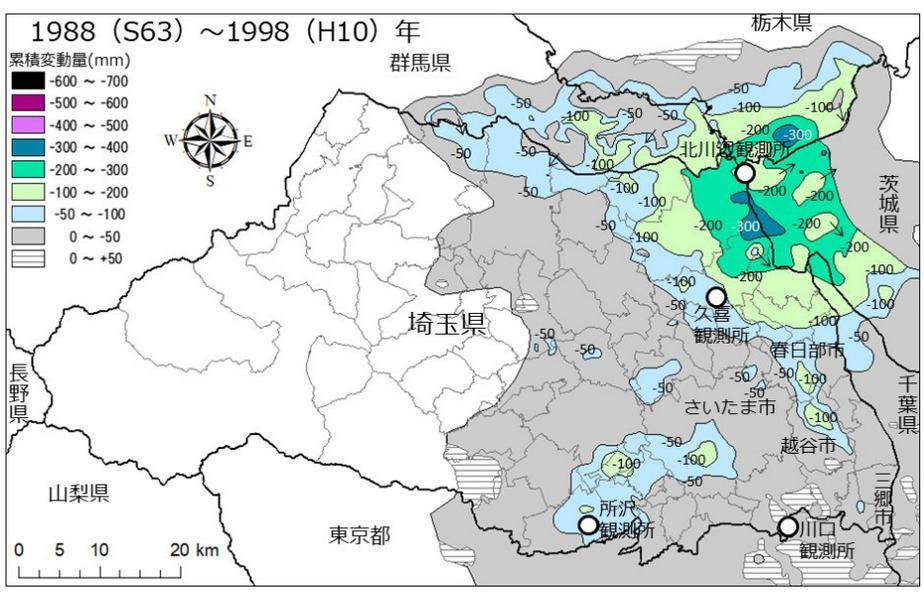
第 7.1 図　埼玉県の代表的な地盤沈下・地下水位観測井における（a）地下水位と（b）累積地盤沈下量の変化（八戸ほか，2014）．

埼玉県内における地下水採取規制は，「工業用水法」，「建築物用地下水の採取の規制に関する法律（以下「ビル用水法」）」及び「埼玉県生活環境保全条例（旧埼玉県公害防止条例を含む）」や「さいたま市生活環境の保全に関する条例」などに基づいて実施されている．「工業用水法」による県内の地域指定は昭和 38（1963）年に戸田市ほか 5 市が対象となった．その後，昭和 46（1971）年に揚水井戸の設置許可基準を強化し，ポンプ吐出口の断面積が 21 cm² 以下，ストレーナー位置が 650 m（JR 東北本線西側の地域のみ 550 m）以深とした．「ビル用水法」による地域指定は昭和 47（1972）年に川口市ほか 6 市が対象となり，許可の基準は吐出口の断面積が 21 cm² 以下，ストレーナー位置が 650 m 以深と定められた．「旧埼玉県公害防止条例」による地下水採取規制は，三郷市ほか 18 市町を対象に昭和 46（1971）年に揚水施設の届出制，同 47（1972）年に許可制が開始された．これにより指定地域おける揚水施設の新設には，許可や届出が必要となった．旧県条例は平成 14（2002）年に「埼玉県生活環境保全条例」として全部改正され，第 7.5 図に示される第一種指定地域には許可・届出基準，第二種指定地域には届出基準を設定した．また，さいたま市は平成 21（2009）年から「さいたま市生活環境の保全に関する条例」により市内全域に許可・届出制による規制が行われている．

一方，法・条例の整備と併せて，国交省が中心となり平成 3（1991）年に「関東平野北部地盤沈下防止



第 7.2 図　昭和 53 ～昭和 63 年の累積地盤沈下量分布.
関東地区地盤沈下調査測量協議会（1996a）をもとに作成.

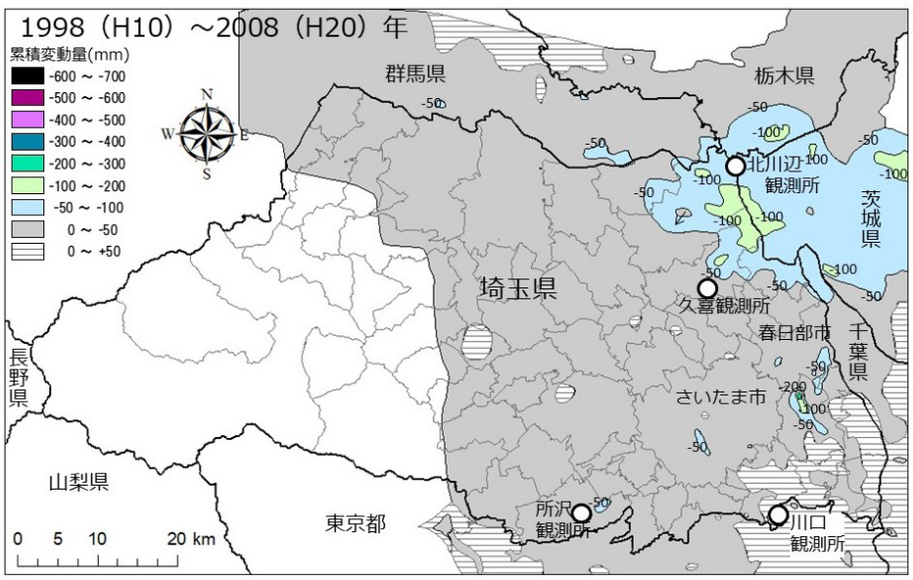


第 7.3 図　昭和 63 ～平成 10 年の累積地盤沈下量分布.
関東地区地盤沈下調査測量協議会（2000）をもとに作成.

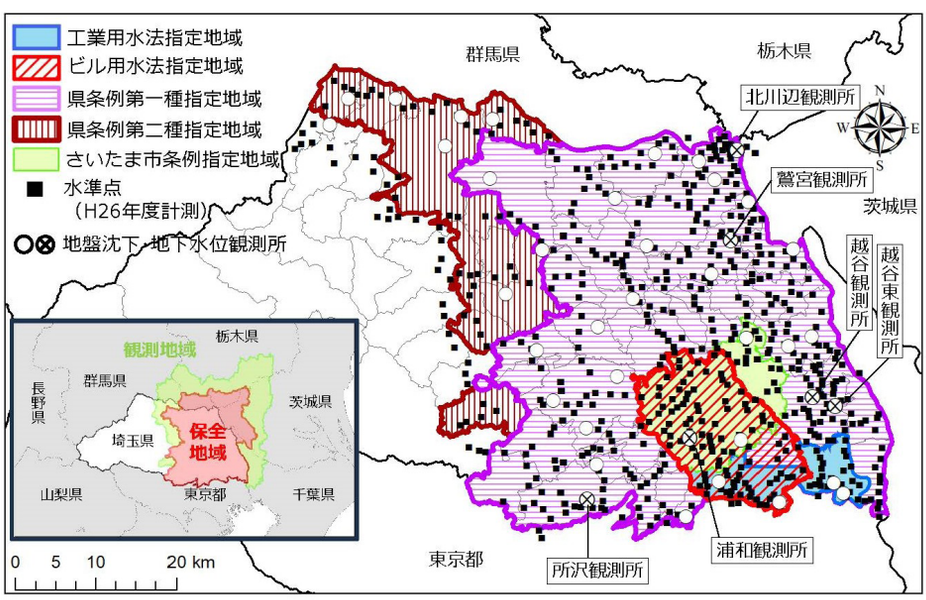
等対策要綱」が制定された．要綱では，関東平野北部を保全地域と観測地域に区分し，保全地域では地下水採取に係る目標量を設定し，地下水採取の規制・代替水源の確保・水使用の合理化を進め，そして観測地域では地盤沈下や地下水位の観測を積極的に実施している．第 7.6 図は各県の観測地域と保全地域における地下水採取量の推移を示したものである．保全地域における全採取量の約 65％は埼玉県が占めるのに対して，観測地域はその約 55％を栃木県が占めるのが特徴といえる．要綱制定以前の昭和 60（1985）年における保全地域の年間全採取量は 7.3 億トンであったが，平成 24（2012）年には 67％減の 4.9 億トンとなり現在の採取目標量の 4.8 億トンに迫っている．観測地域の採取量合計値は平成 8（1996）年頃まで横ばいだったが，それ以降急激に減少し始めた（第 7.6 図 b）．この地下水採取量の減少には，特に農業用と工業用の減少による影響が大きい．

7. 2　地盤沈下対策の効果と課題

本地域における広域的な地盤沈下は，産業や人口が集中する埼玉県南東部の荒川低地や中川低地から始ま

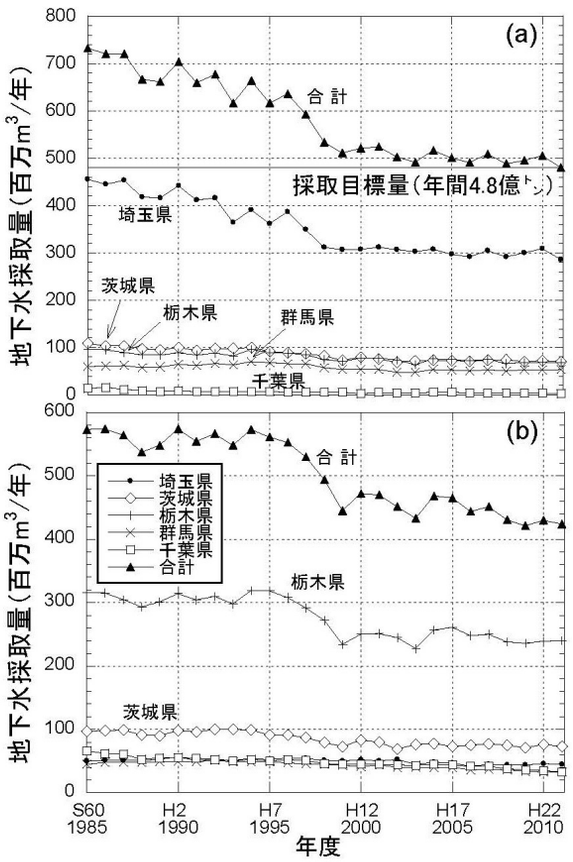


第 7.4 図　平成 10 ～平成 20 年の累積地盤沈下量分布．
関東地区地盤沈下調査測量協議会（2011）をもとに作成．



第 7.5 図　埼玉県の法条例指定地域と水準点・観測所．
左下挿入図は要綱による保全地域と観測地域．

り，その後，武蔵野台地や大宮台地，そして埼玉県北東部の加須低地へと広がった．地表で観測される地盤沈下量は，昭和 49（1974）年に所沢市において年間 272 mm を記録したのが最大であり，その後昭和 52（1977）年に初めて最大地点の年間沈下量が 100 mm を下回り，平成 7（1995）年以降は年間沈下量が 40 mm 以上の水準点はゼロとなった．一方，IPCC 第 6 次評価報告（IPCC, 2021）では地球温暖化に伴う極端気象の発生が予見されており，首都圏においても今後は無降水日の増加や積雪量の減少に起因する渇水リスクが高まることが指摘されている．渇水時に河川水の取水制限が実施された場合，地下水揚水量は増大し，その結果，地盤沈下が進行することがある．埼玉県は北東部を中心に過去に渇水の度に地盤沈下の拡大を経験している．第 7.7 図は首都圏において大規模な取水制限がなされた平成 8（1996）年の地盤沈下量分布，第 7.8 図は平常年にあたる平成 7（1995）年の地盤沈下量分布を示したものである．平成 8（1996）年は，冬季に 76 日間（最大取水制限率 10%），夏期に 41 日間（最大取水制限率 30%）の取水制限が実施された．両年に



第 7.6 図　関東平野北部地盤沈下防止等対策要綱の対象地域における地下水採取量の推移.
(a) 保全地域, (b) 観測地域.
国土交通省水資源部（2014）をもとに作成.

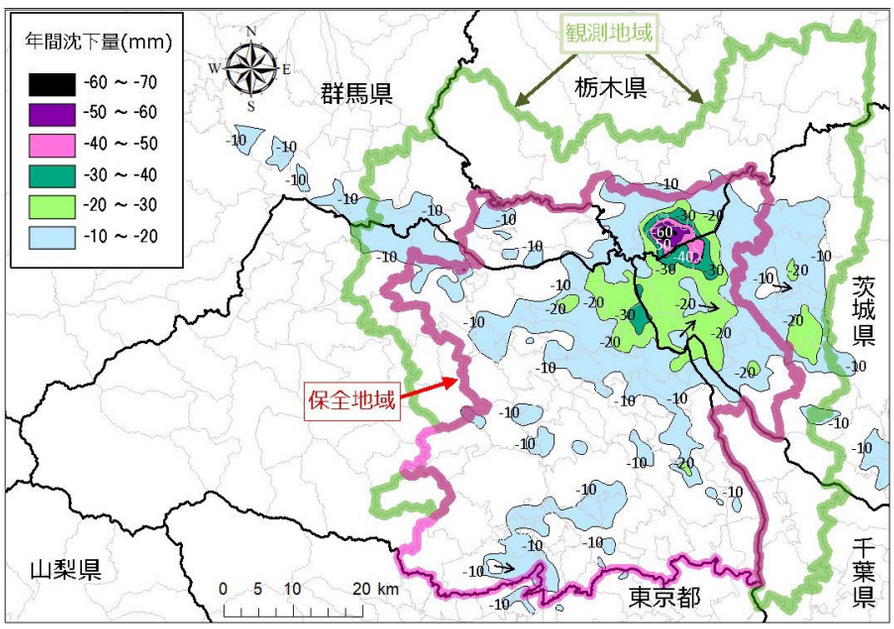
おける年間沈下量が 10 mm を超える範囲を比べると渇水年には地盤沈下の範囲が拡大することがわかる．なお，全国的な渇水に見舞われた平成 6（1994）年や昭和 53（1978）年には，現在の関東平野北部地盤沈下防止等対策要綱の保全地域のほぼ全域が年間 10 mm 以上沈下しており，渇水年には大幅に地盤沈下が進行している．したがって，将来極端気象に起因する大規模渇水が発生した場合，同様なレベルの地盤沈下が再発する懸念もある．

7. 3　都市河川周辺の地盤沈下

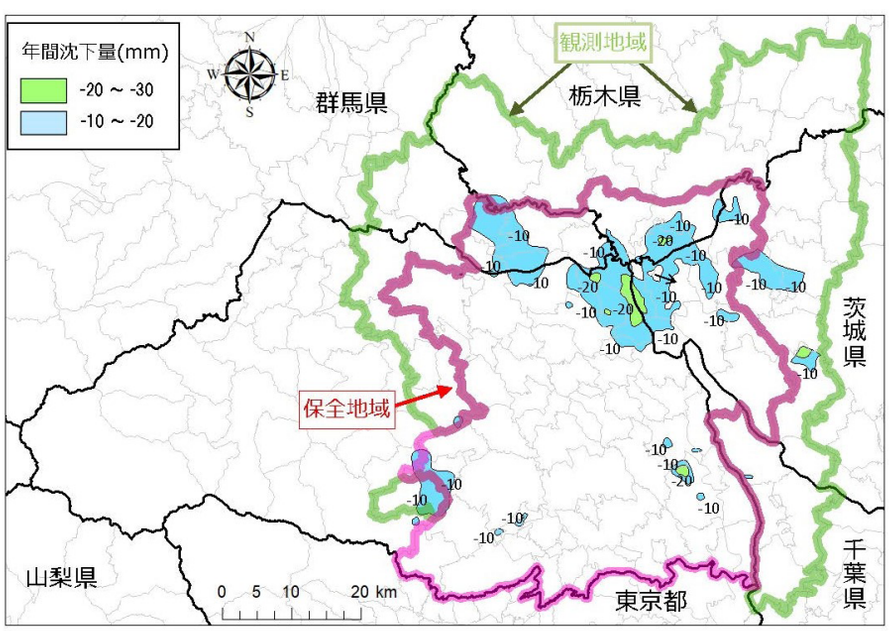
大宮台地は，もともと蛇行原～三角州の環境下の堆積物が離水・段丘化したものといえる．台地の内部には，樹枝状に入組んだ無数の谷底低地が特徴的であるが，谷底低地の谷底幅が 100 m 程度であってもその地下には軟弱な腐植土やシルトが 5 m 以上の厚さで堆積している場合があり，局所的に発生する地盤沈下の要因になりうる．さいたま市内を流れる鴻沼川は，昭和 28（1953）年から農業排水路として整備されたが流域の都市化に伴い徐々に都市下水路に変化していった．河川本流の上を高架構造の JR 埼京線が建設されたことにより，沿線の駅周辺を中心として市街地化が進行した．都市化による影響で地中へ浸透する雨水の量が少なくなり，降った雨のほとんどが鴻沼川へ流れ込むことから，集中的な降雨が発生すると，流域内では内水氾濫が頻繁に発生し，例えば，平成 10（1998）年 9 月の台風 5 号襲来時には，3,775 戸の浸水被害が発生した．このため，下流部の旧浦和市や旧与野市内では，平成 10（1998）年度から河川激甚災害対策特別緊急事業を，また，上流部の旧大宮市内では，平成 11（1999）年度から床上浸水対策特別緊急事業の採択を受け，改修を進めた．このうち，旧大宮市内では，沿川に家屋が密集しており，限られた期間での河川の拡幅が困難なため，現況河道の下にトンネルを掘削して河道とし，洪水を下流部へと導く地下河川方式を採用するとともに，下流部に新たに桜木調節地を整備し，流域の治水安全度の向上を図った（埼玉県県土整備部, 2004）．一方，平成 14（2002）年頃に一連の河川改修工事で河床を掘削した際に，周辺住宅地において最大約 15 cm の地盤沈下が河川沿いに約 2 km にわたって起こった．これは，河床を掘り下げたことによって周辺の地下水位が低下し，軟弱な地層が収縮したためと考えられており，家屋約 800 棟に被害が生じることとなった（日経コンストラクション，1999）．

7. 4 海成堆積物の掘削に伴う環境リスク

海成環境で堆積した地層は，各種の建設工事により掘削し，酸化環境下に放置することで，黄鉄鉱の酸化分解に伴う酸性化と有害重金属類の溶出リスクが上昇する．本地域では，縄文海進時には大宮台地を取り囲むように海域が広がり，台地の南部を中心に開析谷内部にも海水が浸入したことから，地下には海成堆積物が分布しており，建設工事等により大量の掘削土が発生する場合には，処理対策の低コスト化が必要となる．石山ほか（2022）は，埼玉県内の 3 地域（中川低地，荒川低地，大宮台地南部の谷底低地）において堆積物試料を掘削採取し，様々な条件で風化試験を実施した．その結果，黄鉄鉱の酸化分解は土壌 pH，土壌温度，酸素との接触などの影響を顕著に受け，土壌 pH は中性付近で，土壌温度は 30 ～ 40℃で迅速に進むことが分かった．また，県内の海成堆積物を用いて風化試験を実施したところ，黄鉄鉱の酸化分解が始まるまでの時間には地域特性があることも判明した．さらに，黄鉄鉱の酸化に関与する微生物種や黄鉄鉱の酸化機構についても明らかにした．自然由来の土壌汚染は全国各地で顕在化する傾向にあり，現在では大きな環境問題として取り上げられている．なかでも海成堆積物に起因する自然由来の土壌汚染では，発生する処理土量が膨大になるため環境保全と建設コスト低減の両立が求められている．



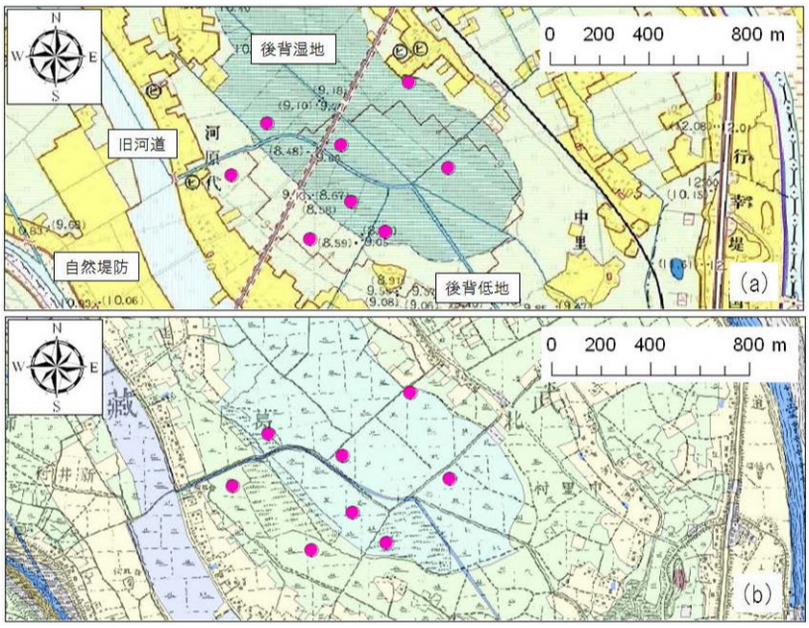
第 7.7 図　平成 8 年（渇水年）の地盤沈下量分布.
関東地区地盤沈下調査測量協議会 (1997) をもとに作成.



第 7.8 図　平成 7 年（平常年）の地盤沈下量分布.
関東地区地盤沈下調査測量協議会（1996b）をもとに作成.

7. 5　地震災害と液状化（東北地方太平洋沖地震の例）

平成 23（2011）年 3 月 11 日に太平洋三陸沖を震源として発生した東北地方太平洋沖地震では東日本一帯に甚大な被害を発生させたが，埼玉県内では東部から北部にわたる 27 市町（県全体の約 4 割）で震度 5 弱，20 市町（同約 3 割）で同 5 強, 1 町で同 6 弱を記録した．幸いにしてこの地震による県内の被害は隣接する都県と比べて少なく，住宅被害は全壊が 24 棟，半壊が 199 棟, そして人的被害は死者が 1 名, 負傷者が 104 名であった（埼玉県危機管理防災部，2023）．一方，県内の数地域では液状化が発生し，久喜市（10 世帯全壊）や加須市の 2 地区（計 5 世帯全壊）の事例では被災者生活再建支援法が適用され，被災住宅の復旧支援がなされ

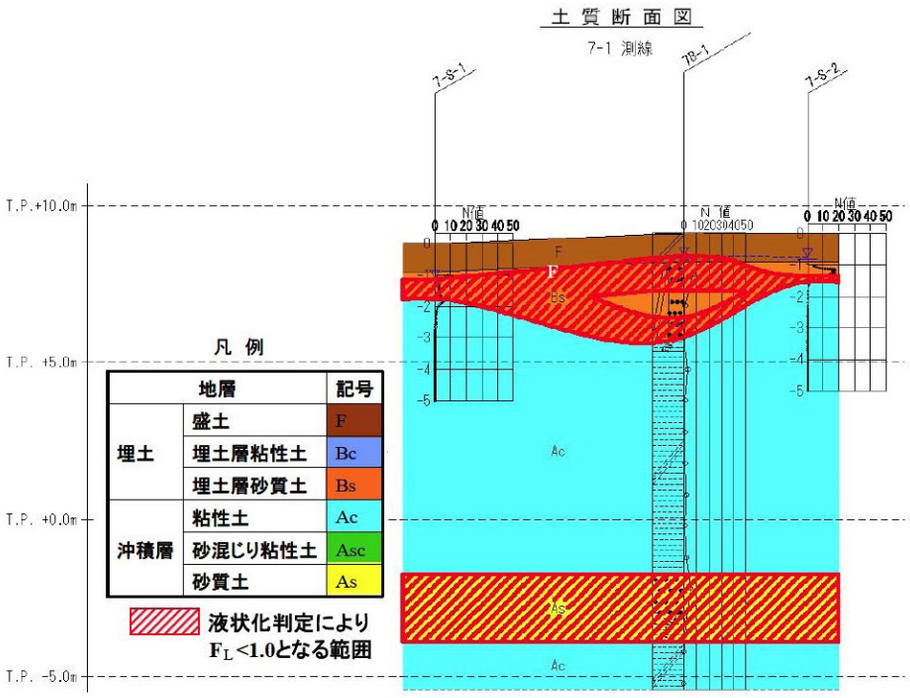


第 7.9 図　久喜市において東北地方太平洋沖地震による液状化が発生した地点（赤●印）の
(a) 土地条件図「鴻巣」及び
(b) 旧版地形図「栗橋」上での位置
（八戸ほか，2014）

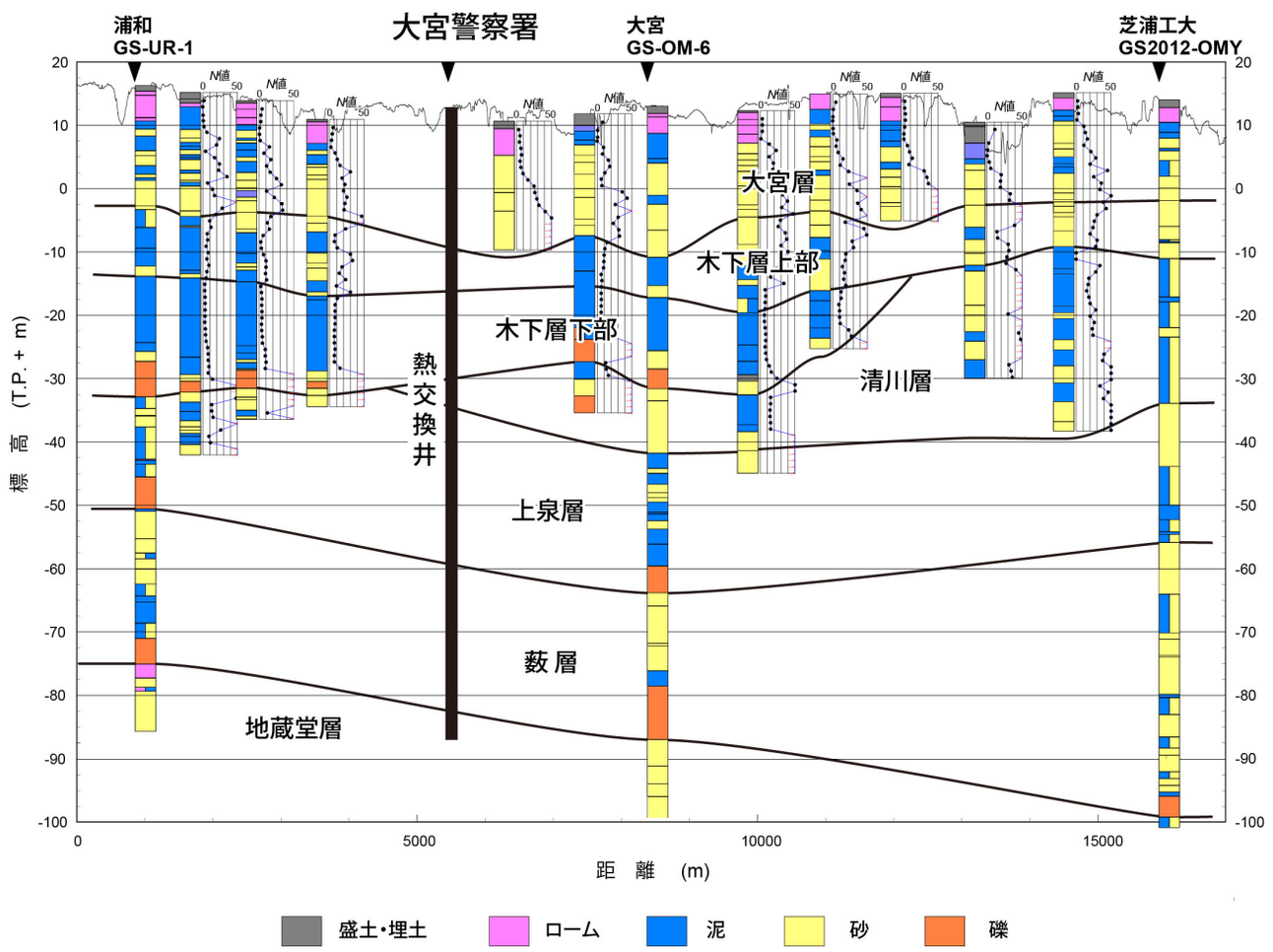
ている．久喜市の一部地域において発生した液状化現象では，ライフラインや約 130 棟の一般住宅に大小様々な被害が発生した．液状化が発生した地域は元来後背湿地を水田として利用していた土地であることから，水持ちが良く地下水面は元々高かったことが予想された（第 7.9 図）．液状化発生直後，久喜市では被害が集中した地域を対象として緊急にボーリング調査等を行ない，さらに採取した試料の室内土質試験結果も併せて液状化判定を実施した．その結果，この地域では地下水面は深度 1 m程度に位置し，地表面から 1 ～ 4 m（T. P. +4 ～ +8 m）の深度に平面的かつ連続的に分布するほとんどの砂質埋土層，そして 10 ～ 13 m（T. P. −1 ～ −4 m）の深度に部分的に分布する砂質土層（完新統）において液状化抵抗率（F_L）が 1 以下を示し，これらの地層において液状化が発生した可能性が高いことが示された（久喜市，2011；第 7.10 図）．

7. 6 地中熱利用ヒートポンプシステムの利用

埼玉県では，地中熱利用システムの普及拡大を図っており，近年，地中熱利用システムの導入事例が増加している．しかしながら，同技術は，初期コストの大半を占める掘削費用が導入のネックとなるなど課題は多い．そこで，県独自の取組として，次世代住宅産業プロジェクト（埼玉県）において高効率地中熱ヒートポンプシステムの開発を進めたほか，「企業等における省エネ・再エネ活用設備導入補助金」や地中熱利用の基礎データである「地中熱ポテンシャルマップ」の公開などを通じて地中熱利用システムの導入を後押しする取り組みを進めてきた．埼玉県内では，これまで，東部地域振興ふれあい拠点施設「ふれあいキューブ」（春日部市）や西部地域振興ふれあい拠点施設「ウェスタ川越」（川越市）などの県有施設を中心に，地中熱利用ヒートポンプシステムを導入する事例が増えてきた．平成 29（2017）年 11 月には，大宮警察署を新庁舎に立て替える際に地中熱システムが導入された．新庁舎は，さいたま新都心駅東側の産業道路沿いに建設された（さいたま市大宮区北袋町一丁目 197 番地 7）．地中熱システムは，7 階建ての庁舎棟（延べ床面積 1 万 2,140 m²）の全体空調の熱源の 1 つとして利用され，水冷式ヒートポンプが使用されている．地中との熱交換には，深さ 100 m のボアホールを 14 本設置した．一般に熱伝導率（見かけ熱伝導率）は透水性が良好な礫層や砂礫層で大きいが，これらの熱交換井の下部（標高 −55 m ～− 75 m）は，藪層や上泉層の砂礫層に到達するように設定された（第 7.11 図）．地中熱システムを庁舎全体の空調システム（900 kW）のベースとして使用することで電力消費量や温室効果ガスの削減を目指しており，既存システムに比べ，約 30％の温室効果ガス削減等が可能となった．



第 7.10 図　想定地質断面と液状化判定により $F_L < 1.0$ となる地層の位置（久喜市，2011）.



第 7.11 図　大宮警察署の地中熱システムの熱交換井を含む地質断面図.

文　献

安藤一男（1982）２珪藻．埼玉県教育委員会編，寿能泥炭層遺跡発掘調査報告書　自然遺物編，153–238.

安藤一男（1986）珪藻群集からみた埼玉県見沼低地の古環境の変遷と完新世最高海水準．第四紀研究，**25**，165–176.

安藤一男・方違重治（1997）珪藻遺骸群集による縄文海進期の想定海岸線と貝塚分布との関係　―埼玉県荒川低地上流域を例にして―．季刊地理学，**49**，231–246.

安藤一男・藤本　潔（1990）珪藻群集からみた埼玉県荒川低地中流域における古環境の変遷と旧海水準．第四紀研究，**29**，427–437.

安藤一男・和田　信・高野　司（1987）珪藻群集からみた埼玉県荒川低地の古環境の検討．第四紀研究，**26**，111–127.

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，**47**，391–407.

新井房夫（1972）斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定．第四紀研究，**11**，254–269.

新井房夫・町田　洋・杉原重夫（1977）南関東における後期更新世の示標テフラ層．第四紀研究，**16**，19–40.

遠藤邦彦・印牧もとこ・中井信之・森　育子・藤沢みどり・是枝若菜・小杉正人（1992）中川低地と三郷の地質．三郷市史編纂委員会編，三郷市史第八巻別編自然編，36–111.

遠藤邦彦・小杉正人・高野　司（1988）草加市の地質．草加市史編纂委員会編，草加市史　自然・考古編，草加市，23–69.

八戸昭一・林　武司・和田里絵・長田昌彦（2014）埼玉県の地盤．地盤工学会関東支部編，新･関東の地盤，丸善出版，81–96.

平社定夫･佐藤和平(1993)流域の地形と表層地質 4. 河畔砂丘．中川水系，Ⅰ総論・Ⅱ自然，中川水系総合調査報告書Ⅰ，埼玉県，82–118.

本郷美佐緒・水野清秀（2009）埼玉県さいたま市で掘削された深作 A-1 ボーリングコアの花粉化石群集．地質調査研究報告，**60**，559–579.

堀口万吉（1970）大宮台地南部の地質（演旨）．地質学雑誌，**76**，80.

堀口万吉・清水康守・駒井　潔（1982）地層．寿能泥炭層遺跡発掘調査報告書　自然遺物編，埼玉県教育委員会，59–136.

細野　衛（2019）鉱物から見た関東ローム層．さいたま市史自然編 ～気象・地形・地質～，192–200.

IPCC（2021）Climate Change 2021: The Physical Science Basis. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/（閲覧日：2024 年 10 月 1 日）

五十嵐八枝子（2009）北西太平洋・鹿島沖コア MD01-2421 の MIS　6 以降の花粉記録：陸域資料との対比．地質学雑誌，**115**，357–366.

Igarashi, Y. and Oba, T.（2006）Fluctuations in the East Asian monsoon over the last 144ka in the northwest Pacific based on a high-resolution pollen analysis of IMAGES core MD01-2421. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 1447–1459.

稲崎富士・太田陽子・丸山茂徳（2014）400 年を越えて続いた日本史上最大最長の土木事業　―関東平野における河川改修事業を規制したテクトニックな制約―．地学雑誌，**123**，401–433.

井上洋子（1980）日本周辺海域の現生有孔虫の生態学的研究．石油資源開発技研特報，**41**，421p.

一般財団法人国土地盤情報センター（2024）国土地盤情報データベース　一般公開．https://publicweb.ngic.or.jp/public/publicweb.php （閲覧日：2024 年 10 月 1 日）

Ishihara, T. and Sugai, T.（2017）Eustatic and regional tectonic controls on late Pleistocene paleovalley morphology in the central Kanto Plain, Japan. *Quaternary International*, **456**, 69–84.

Ishihara, T., Sugai, T. and Hachinohe, S.（2012）Fluvial response to sea-level changes since the latest Pleistocene in the near-coastal lowland, central Kanto Plain, Japan. *Geomorphology*, **147**–**148**, 49–60.

石原与四郎・木村克己・田辺　晋・中島　礼・宮地良典・堀和明・稲崎富士・八戸昭一（2004）埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア（GS-SK-1）の堆積相・堆積物特性と放射性炭素年代．地質調査研究報告，**55**，183–200.

石山　高・柿本貴志・濱元栄起・白石英孝・渡邊圭司（2022）海成堆積物中黄鉄鉱の酸化分解に影響を及ぼす化学的因子の検討．埼玉県環境科学国際センター報，**22**，65–73.

石山達也･水野清秀･杉山雄一･須貝俊彦･中里裕臣･八戸昭一･末廣匡基・細矢卓志（2005）変動地形・ボーリング・反射法地震探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形．活断層・古地震研究報告，**5**，29–37.

坂倉勝彦（1935）千葉県小櫃川流域の層序（其の２）．地質学雑誌，**42**，753–784.

岩村里美・升本眞二・塩野清治（2012）野外調査データにもとづいて地質構造の論理モデルを決定するアルゴリズム―地層の接触面の性質―．情報地質，**23**，3–16.

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）深谷断層帯・綾瀬川断層（関東平野北西縁断層帯・元荒川断層帯）の

長期評価（一部改訂）．https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/31_kanto-heiya_2.pdf（閲覧日：2024 年 10 月 1 日）

Kaizuka, S., Naruse, Y. and Matsuda, I.（1977）Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. *The Quaternary Research*, **8**, 32–50.

Kajita, H., Nakazawa, T., Utsunomiya, M., Ohkouchi, N., Sato, M., Harada, N. and Kawahata, H.（2022）Long-chain alkenones in the Shimosa Group reveal palaeotemperatures of the Pleistocene interglacial Palaeo-Tokyo Bays. *Progress in Earth and Planetary Science*, **9**, 40.

金子　稔・石川博行・中澤　努・野村正弘・山岸良江・矢島祐介（2005）大宮台地に分布する中－上部更新統下総層群木下層の有孔虫化石群集と堆積環境．第四紀研究，**44**，339–351.

金子　稔・石川博行・野村正弘・中澤　努（2018）埼玉県さいたま市で掘削された浦和 GS-UR-1 コアの更新統下総層群産有孔虫化石群集．地質調査研究報告，**69**，211–232.

関東地区地盤沈下調査測量協議会（1996a）関東地域累積地盤沈下量図〔S53 ～ S63〕.

関東地区地盤沈下調査測量協議会（1996b）関東地域地盤沈下等量線図〔H7 ～ H8〕.

関東地区地盤沈下調査測量協議会（1997）関東地域地盤沈下等量線図〔H8 ～ H9〕.

関東地区地盤沈下調査測量協議会（2000）関東地域累積地盤沈下量図〔S63 ～ H10〕.

関東地区地盤沈下調査測量協議会（2011）関東地域累積地盤沈下量図〔H10 ～ H20〕.

関東平野中央部地質研究会（1994）関東平野中央部の地下地質 ―ボーリングコアによる解析―．地団研専報，no. 42，180p.

関東ローム研究グループ（1956）関東ロームの諸問題．地質学雑誌，**62**，302–316.

笠間友博（2008）神奈川県立博物館調査研究報告，**13**，111–134.

笠間友博・山下浩之（2008）いわゆる「東京軽石層」について．神奈川博調査研報（自然），**13**，91–110.

硬砂団体研究グループ（1984）大宮台地に分布する硬砂層の性質と堆積環境．地球科学，**38**，17–30.

河井興三（1961）南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究．石油技術協会誌，**26**，212–266.

菊地隆男（1972）成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義．地質学雑誌，**78**，137–144.

Kobayashi, K., Minagawa, K., Machida, M., Shimizu, H. and Kitazawa, K.（1968）The Ontake pumice-fall deposit Pm-I as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Journal of Faculty of Science, Shinshu University*, **3**, 171–198.

國分邦紀・川合将文・川島眞一・落合成泰（2016）近年の被圧地下水位変動の特徴．東京都土木技術支援・人材育成センター年報，115–120.

国土交通省（2024a）「基盤地図情報　5m　メッシュ（標高）」．国土交通省国土地理院基盤地図情報サイト．https://www.gsi.go.jp/kiban/（2024 年 4 月 26 日取得）

国土交通省（2024b）「国土数値情報（行政区域データ）」．国土交通省国土数値情報ダウンロードサイト．https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-N03-2024.html（2024 年 4 月 26 日取得）

国土交通省水資源部（2014）関東平野北部地盤沈下防止等対策評価検討委員会とりまとめ．191p.

小松原純子（2014）荒川低地の沖積層基盤地形．地質調査研究報告，**65**，85–95.

Komatsubara, J., Ishihara, Y., Nakashima, R. and Uchida, M.（2017）Difference in timing of maximum flooding in two adjacent lowlands in the Tokyo area caused by the difference in sediment supply rate. *Quaternary International*, **455**, 56–69.

小松原純子・木村克己・福岡詩織・石原与四郎（2010a）沖積層ボーリングコア GS-SSS-1（埼玉県さいたま市）の堆積相と堆積物物性．堆積学研究，**69**，3–15.

小松原純子・木村克己（2011）埼玉県川越市下老袋地区から採取した荒川低地の沖積層ボーリングコア（GS-KSO-1）の堆積相と堆積環境．堆積学研究，**70**，93–103.

小松原純子・中島　礼・木村克己（2009）沖積層ボーリングコア GS-TKT-1（埼玉県戸田市）の堆積相と堆積物物性．堆積学研究，**68**，13–25.

小松原純子・中島　礼・木村克己（2010b）埼玉県川口市在家町地区から採取した芝川低地の沖積層ボーリングコア（GS-KZK-1）の堆積相および堆積物物性．堆積学研究，**69**，73–84.

小松原純子・内田昌男（2025 印刷中）台地を刻む谷底低地の沖積層の形成プロセスと地盤特性：埼玉県芝川低地の例．地質学雑誌.

小松原　琢・中澤　努・兼子尚知（2004）木更津地域の地質．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，64p.

小杉正人・片岡久子・長谷川四郎（1991）内湾域における有孔虫の環境指標種群の設定とその古環境復元への適用．化石，**50**，37–55.

久喜市（2011）南栗橋地区地質（地盤）調査最終報告資料．47p.

町田　洋（1971）南関東のテフロクロノロジー（I）―下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について―．第四紀研究，**10**，1–20.

町田　洋・新井房夫（1976）広域に分布する火山灰 ―姶良 Tn 火山灰の発見とその意義．科学，**46**，339–347.

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.

町田瑞男（1973）武蔵野台地北部およびその周辺地域におけ

る火山灰層位学的研究．地質学雑誌，**79**，167–180.
槇山次郎（1931）関東南部の洪積層．小川博士還暦記念論文集，307–382.
Masumoto, S., Raghavan, V., Yonezawa, G., Nemoto, T. and Shiono, K.（2004）Construction and visualization of a three dimensional geologic model using GRASS GIS. *Transaction in GIS*, **8**, 211–223.
Matoba, Y.（1970）Distribution of Recent shallow water foraminifera of Matushima Bay, Miyagi Prefecture, northeast Japan. *The Science Reports of the Tohoku University. Second Series*, *Geology*, **42**, 1–85.
的場保望（1975）底棲有孔虫 ―日本近海における分布―．海洋科学，**7**，41–46.
Matsuda, I.（1974）Distribution of the recent deposits and buried landforms in the Kanto Lowland, Central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **9**, 1–36.
三土知芳（1937）7 万 5 千分の 1 地質図幅「茂原」．地質調査所.
水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤　努・松島紘子・細矢卓志（2004）ボーリング調査から推定される深谷断層南東部の地質構造と活動性．活断層・古地震研究報告，**4**，69–83.
森川六郎（1962）埼玉県南平野の地盤地質．応用地質，**3**，11–19.
長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫（2007）長野県，高野層ボーリングコア（TKN-2004）に挟在する広域テフラ層の層序と編年．第四紀研究，**46**，305–325.
中村一夫・福田　理（1953）常総台地の地形及び地質（演旨）．地質学雑誌，**59**，319.
中西利典・田辺　晋・木村克己・中島　礼・内山美恵子・柴田康行（2011a）埼玉県三郷市彦成地区の沖積層コア（GS-MHI-1）の堆積相・珪藻化石群集組成・物性・放射性炭素年代値．地質調査研究報告，**62**，3–46.
中西利典・田辺　晋・木村克己・中島　礼・内山美恵子・柴田康行（2011b）埼玉県春日部市東備後地区に分布する沖積層の堆積相，珪藻化石群集，物性，放射性炭素年代値．地質調査研究報告，**62**，47–84.
中島　礼・木村克己・宮地良典・石原与四郎・田辺　晋（2004）東京都江戸川区小松川と埼玉県草加市柿木において掘削した沖積層ボーリングコアから産出した貝化石群集．地質調査研究報，**55**，237–269.
中島　礼・高原勇夫（2019）化石が語るさいたま市の太古の海．さいたま市史　自然編　〜気象・地形・地質〜，157–191.
中里裕臣（1997）下総層群の年代．坂上澄夫教授退官記念論文集，127–141.
中里裕臣（2002）下総層群上泉層 Km2 テフラの再記載．日本第四紀学会講演要旨集，**32**，28–29.
中里裕臣・中澤　努・水野清秀（2006）関東平野中部〜東部の中・上部更新統の編年．月刊地球，**28**，17–23.
中里裕臣・佐藤弘幸（1988）下総層群上泉層中の Km2 テフラ．地質学雑誌，**94**，793–796.
中里裕臣・佐藤弘幸（2001）下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動．第四紀研究，**40**，251–257.
中澤　努・長　郁夫・坂田健太郎・中里裕臣・本郷美佐緒・納谷友規・野々垣　進・中山俊雄（2019b）東京都世田谷区，武蔵野台地の地下に分布する世田谷層及び東京層の層序，分布形態と地盤震動特性．地質学雑誌，**125**，367–385.
中澤　努・遠藤秀典（2000）関東平野中央部大宮・野田地域地下浅部の更新統堆積シーケンスと構造運動．堆積学研究，**51**，23–38.
中澤　努・遠藤秀典（2002）大宮地域の地質．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，41p.
中澤　努・中島　礼・植木岳雪・田辺　晋・大嶋秀明・堀内誠示（2006）大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究．地質学雑誌，**112**，349–368.
中澤　努・中里裕臣・小松原　琢・塚本　斉（2003）関東地方に分布する中期更新世指標テフラ TB-8 と Ky3 の対比の再検討．地質調査研究報告，**54**，341–350.
中澤　努・中里裕臣（2005）関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー．地質学雑誌，**111**，87–93.
中澤　努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示（2009）関東平野中央部における上総 – 下総層群境界：越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定．地質学雑誌，**115**，49–63.
中澤　努・納谷友規・坂田健太郎・本郷美佐緒・鈴木毅彦・中山俊雄（2020）東京層の模式コアセクション（代々木公園コア）における層序の再検討．地質調査研究報告，**71**，19–32.
中澤　努・野々垣　進・八戸昭一（2019a）台地をつくる地層―更新統下総層群―．さいたま市史 自然編 〜気象・地形・地質〜，91–136.
中澤　努・田辺　晋（2011）野田地域の地質．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，72p.
Nakazawa, T., Sakata, K., Hongo, M. and Nakazato, H.（2017）Transition from incised valley to barrier island systems during MIS 5e in the northern Chiba area, Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International*, **456**, 85–101.
奈良正和（1994）“ヒメスナホリムシの生痕化石”の形成者は何か？：生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム．化石，**56**，9–20.
納谷友規・石原武志・植木岳雪・本郷美佐緒・松島（大上）紘子・八戸昭一・吉見雅行・水野清秀（2014）関東平野中央部の第四系地下地質．特殊地質図 No.40（CD），地質調査総合センター，178–203.

納谷友規・小松原純子・野々垣　進・尾崎正紀・宮地良典・中澤　努・中里裕臣・鈴木毅彦・中山俊雄（2021）都市域の地質地盤図「東京都区部」（説明書）．産総研地質調査総合センター，82p.

納谷友規・野々垣　進・小松原純子・宮地良典・中澤　努・風岡　修・潮崎翔一・香川　淳・吉田剛・加藤晶子・八武崎寿史・荻津　達・中里裕臣（2018）都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」（説明書）．産総研地質調査総合センター，55p.

納谷友規・安原正也（2014）鴻巣地域の地質．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，82p.

日本鉄道建設公団東京新幹線建設局（1982）上越新幹線（大宮・水上間）地質図．250p.

日本鉄道建設公団東京支社（1974）武蔵野（東西）線地質図（府中本町～新松戸）．83p.

日本国有鉄道東京第一工事局・東京第二工事局・東京第三工事局（1986）東北新幹線（上野・大宮間）地質図．53p.

日本国有鉄道東京第三工事局（1982）東北新幹線（大宮・宇都宮間）地質図．144p.

日経コンストラクション（1999）さいたま新都心を襲った地盤沈下．日経コンストラクション，**235**，50–51.

楡井　尊・本郷美佐緒（2018）中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序．第四紀研究，**57**，143–155.

野々垣　進・升本眞二・塩野清治（2008）3 次 B-スプラインを用いた地層境界面の推定．情報地質，**19**，61–77.

小幡喜一・林　弥生子（2006）埼玉県芝川低地における‘ヌマコダキガイ’群集の発見とその意義．埼玉県立自然史博物館研究報告，**23**，11–16.

Oertel, G. F.（1985）The barrier island system. *Marine Geology*, **63**, 1–18.

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，**98**，235–258.

Okuda, M., Nakazato, H., Miyoshi, N., Nakagawa, T., Okazaki, H., Saito, S. and Taira, A.（2006）MIS11–19 pollen stratigraphy from the 250‐m Choshi core, northeast Boso Peninsula, central Japan: Implications for the early/mid‐Brunhes（400–780 ka）climate signals. *Island Arc*, **15**, 338–354.

埼玉県（1973）大宮（5 万分の 1）地形分類図・表層地質図．土地分類基本調査，35p.

埼玉県（1975）鴻巣（5 万分の 1）地形分類図・表層地質図．土地分類基本調査，50p.

埼玉県（1980）野田（5 万分の 1）地形分類図・表層地質図．土地分類基本調査，45p.

埼玉県（1981）水海道・東京東北部・東京西南部（埼玉県内）(5 万分の 1) 地形分類図・表層地質図．土地分類基本調査，58p.

埼玉県（1996）埼玉県活断層調査報告書．埼玉県環境部地震対策課，200p.

埼玉県環境科学国際センター（2023）埼玉県ボーリング柱状図．http://cessgis.maps.arcgis.com/apps/View/index.html?appid=48e32fbb517e48b1848caa45f5872bba（閲覧日：2024 年 10 月 1 日）

埼玉県県土整備部（2004）鴻沼川・東川の地下河川について．建産連ニュース，**102**，3–7.

埼玉県危機管理防災部 (2023) 令和 5 年度版「埼玉の震災対策」．57p.

斉藤尚人（2000）八ヶ岳東麓と関東平野の中期更新世テフラの対比とその編年．第四紀研究，**39**，15–23.

坂田健太郎・中澤　努・中里裕臣（2011）八潮 GS-YS-2 コアに見られる更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー．地質調査研究報告．**62**，329–345.

坂田健太郎・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤　努（2018）茨城県筑波台地に分布する中 – 上部更新統下総層群の層序の再検討．地質学雑誌，**124**，331–346.

産業技術総合研究所（2024）活断層データベース 2024 年 4 月 26 日版．https://gbank.gsj.jp/activefault/（閲覧日：2024 年 10 月 1 日）

Seike, K.（2009）Influence of beach morphodynamics on the distributions of the opheliid polychaete *Euzonus* sp. and its feeding burrows on a sandy beach: paleoecological and paleoenvironmental implications for the trace fossil *Macaronichnus segregatis*. *Palaios*, **24**, 799–808.

佐藤邦明（1988）地盤沈下（4）地盤沈下の基礎理論．地下水学会誌，**30**，163–168.

新堀友行・羽鳥謙三・成瀬　洋（1970）関東平野の地下地質第 2 報　関東平野中央部の洪積層．資源科学研究所彙報，**73**，30–36.

塩野清治・升本眞二・坂本正徳（1998）地層の 3 次元分布の特性と地質図作成アルゴリズム　―地質構造の論理モデル―．情報地質，**9**，121–134.

Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members（2013）Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121‐137.

杉原重夫（1970）下総台地西部における地形の発達．地理学評論，**43**，703–718.

杉原重夫・新井房夫・町田　洋（1978）房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー．地質学雑誌，**84**，583–600.

高原勇夫（1984）大宮台地南部及び荒川低地における第四系の地層区分と堆積環境．埼玉地理，**8**，1‐12.

高原勇夫・久保純子・倉成英昭・岡本　浩（2019）さいたま

市内の沖積層．さいたま市史　自然編　～気象・地形・地質～，136–156.
田辺　晋（2021）関東平野中央部における沖積層の基盤地形．地質学雑誌，**127**，635–648.
田辺　晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄（2008）東京低地北部から中川低地にかけた沖積層の基盤地形．地質調査研究報告，**59**，497–508.
田辺　晋・中西利典・中島　礼・石原与四郎・内田昌男・柴田康行（2010）埼玉県の中川開析谷における泥質な沖積層の埋積様式．地質学雑誌，**116**，252–269.
Tanabe, S., Nakanishi, T., Ishihara, Y. and Nakashima, R.（2015）Millennial-scale stratigraphy of a tide-dominated incised valley during the last 14 kyr: Spatial and quantitative reconstruction in the Tokyo Lowland, central Japan. *Sedimentology*, **62**, 1837–1872.
徳橋秀一・遠藤秀典（1984）姉崎地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，136p.
当間唯弘 (1974) 横浜付近の下末吉面の陸化過程．第四紀研究，**13**，199–215.
戸谷　洋・貝塚爽平（1956）関東ローム層中の化石土壌．地理学評論，**29**，339–347.
植田房雄（1930）房総半島北部の地質（摘要）．地質学雑誌，**37**，250–253.
Ujiie, H.（1962）Introduction to statistical foraminiferal zonation. *The Journal of Geological Society of Japan*, **68**, 431–450.
山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤　努（2009）関東平野中央部，埼玉県菖蒲町で掘削された 350 m ボーリングコア（GS-SB-1）の層相と堆積物物性．地質調査研究報告，**60**，147–197.
山崎京美（1992）四本竹遺跡産出の貝化石とフジツボ化石について．埼玉県埋蔵文化財調査事業団報告書，**122**，65–85.
米岡佳弥・坂田健太郎・中里裕臣・中澤　努（2024）関東平野中央部における更新統下総層群の岩相層序区分とテフラの斜交．地質学雑誌，**130**，409–417.
米澤　剛・升本眞二・根本達也・坂本正徳・塩野清治（2004）拡張地質関数を用いた地質境界線の表示．情報地質，**15**，193–206.
吉田　剛，伊藤直人，伴　雅雄・風岡　修（2021）千葉県北西部における更新統下総層群上泉層下部に挟在する火山ガラスに富む火山灰と阿多鳥浜テフラとの対比．日本地質学会第 128 学術大会講演要旨集，160.
吉川周作・井内美郎（1991）琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序．地球科学，**45**，81–100.
吉見雅行・竿本英貴・水野清秀・細矢卓志（2014）関東平野における更新統オールコアボーリングと堆積層の土質試験．地質調査総合センター速報，**66**，185–205.
Zaitlin, B. A., Dalrymple, R. W. and Boyd, R.（1994）The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *SEPM Special Publications*, **51**, 45–60.

Explanatory Text of the
Urban Geological Map of the Southeastern Area of Saitama Prefecture

By
YONEOKA Keiya*, NONOGAKI Susumu*, KOMATSUBARA Junko*,
OZAKI Masanori*, NAKAZATO Hiroomi*, NAKAZAWA Tsutomu* and
HACHINOHE Shoichi**

(Written in 2025)

* Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST
** Center for Environmental Science in Saitama

(ABSTRACT)

The southeastern area of Saitama Prefecture is located to the north of the Tokyo Metropolis and has been urbanizing remarkably in recent years. It is home to the Saitama New Urban Center, which serves as part of the capital city's functions, and is an area of growing importance from both administrative and economic perspectives. Centered along the railroad lines, office areas, commercial facilities, and residences are densely developed, and the effective use of underground space has been promoted, extending development deeper into the city. On the other hand, the development of residential areas is also spreading to areas with soft ground, such as lowlands along rivers.

This geological map shows the distribution pattern of strata in the shallow subsurface based on borehole data. The computer-generated 3D geological model is browsable as 2D and 3D geological map, and the borehole data used in the analysis can also be viewed.

In the shallow subsurface part of the study area (depth less than 100 m), the Middle to Upper Pleistocene Shimosa Group, Upper Pleistocene terrace deposits and the Kanto Loam Bed, uppermost Pleistocene to Holocene alluvium (post-LGM deposits) and artificial deposits are distributed (Fig. 1).

The Shimosa Group in the study area is divided into the following 6 formations: the Jizodo, Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Kioroshi and Omiya formations in ascending order. Each formation, except the Kiyokawa and Omiya formations, consists of a depositional cycle comprising terrestrial and marine beds formed under the influence of sea-level change during MIS 12–5c. The total thickness of the Shimosa Group reaches approximately 170 m in the northern part of the study area.

Upper Pleistocene terrace deposits and the Kanto Loam Bed are distributed on the uplands as cover layers of the Shimosa Group. The terrace deposits are fluvial. The Kanto Loam Bed is divided into the Joso Clay and the Younger Kanto Loam Bed. These are treated as covered soil layers in this study and are not shown on the geological map. However, the borehole logs in the 3D views allow the readers to understand the vertical facies changes including the terrace deposits, Joso Clay, and loam beds.

The alluvium (post-LGM deposits) is a deposit formed under the influence of sea-level change since the Last Glacial Maximum (LGM), and is distributed beneath lowlands such as the Arakawa and Nakagawa lowlands, and lowlands in small valleys that incised uplands (valley floor lowlands). Beneath the Arakawa Lowland, the alluvium consists of the lowermost basal gravels and overlying sand and mud. The Nakagawa Lowland is underlain mainly by mud beds, which are thickly distributed upstream of the lowland. The Shibakawa Lowland is an example of a small valley that incised an upland, where a mud-dominated strata about 20 m thick is distributed.

The 3D geological model of this map is given by a surface-based 3D model composed of the ground surface that includes the terrain classification information and the basal surfaces of the formations. The terrain classification information consists of 3 terrace surfaces, 5 microtopographic divisions on the alluvial surface, and artificial lands. The basal surfaces of the formations comprise 7 layers, the Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Kioroshi (lower and upper parts), Omiya formations, and the alluvium. They are estimated using the elevation dataset of geological boundaries obtained from stratal correlation for borehole data.

The study area has suffered from widespread land subsidence caused mainly by excessive water pumping associated with

postwar reconstruction and rapid economic growth. Although groundwater levels are now generally recovering and subsidence is improving, there have been cases of widespread land subsidence caused by drought in the past. Other environmental issues of geological origin specific to the area, soil contamination and ground liquefaction, are also being considered.

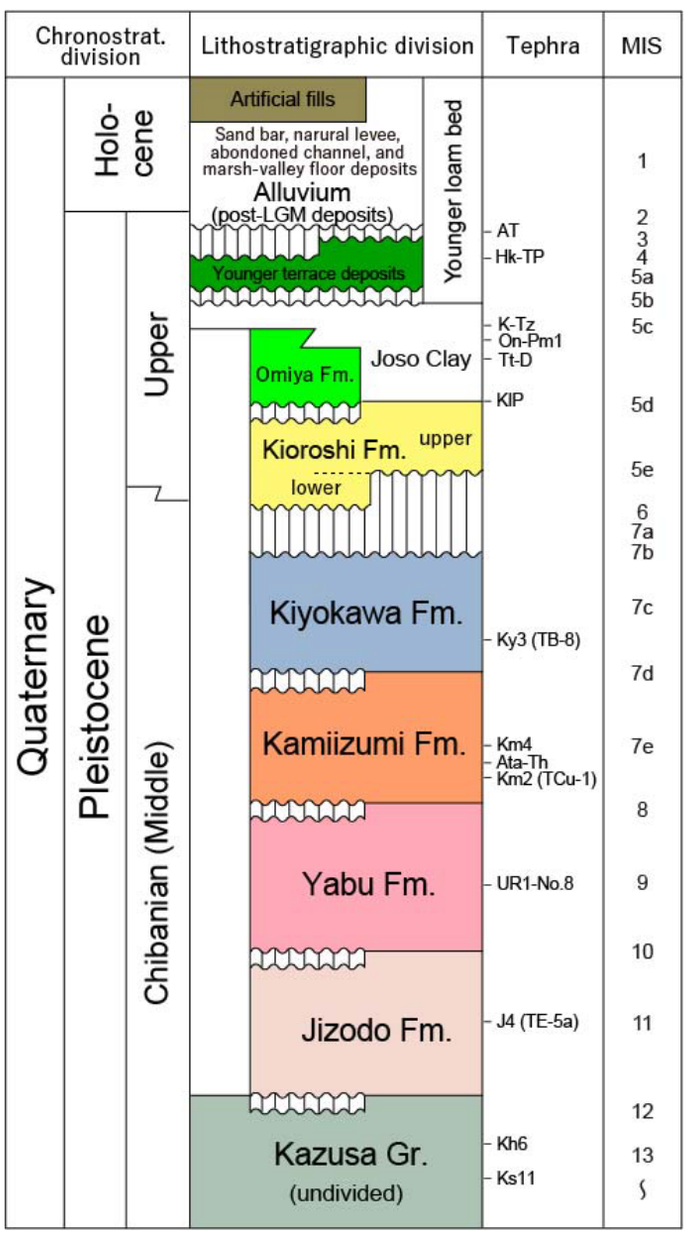


Fig. 1 Stratigraphic summary in the southeastern area of Saitama Prefecture.
Gr: Group, Fm: Formation

執筆分担

第 1 章　地形	尾崎正紀
第 2 章　地質概説	中澤 努・米岡佳弥・野々垣 進・小松原純子・尾崎正紀・中里裕臣・八戸昭一
第 3 章　下総層群	米岡佳弥・中澤 努・野々垣 進・中里裕臣
第 4 章　新期段丘堆積物及び関東ローム層	中澤 努・米岡佳弥・中里裕臣・尾崎正紀
第 5 章　沖積層	小松原純子
第 6 章　3D 地質モデリング	野々垣 進・米岡佳弥・中澤 努・小松原純子・尾崎正紀
第 7 章　応用地質	八戸昭一

文献引用例

米岡佳弥・野々垣 進・小松原純子・尾崎正紀・中里裕臣・中澤 努・八戸昭一（2025）都市域の地質地盤図「埼玉県南東部」（説明書）．産総研地質調査総合センター，74p.

章単位での引用例

尾崎正紀（2025）第 1 章 地形．都市域の地質地盤図「埼玉県南東部」（説明書），産総研地質調査総合センター , p. 1–4.

Bibliographic reference

Yoneoka, K., Nonogaki, S., Komatsubara, J., Ozaki, M., Nakazato, H., Nakazawa, T. and Hachinohe, S. (2025) Explanatory Text of the Urban Geological Map of the Southeastern Area of Saitama Prefecture. Geological Survey of Japan, AIST, 74p.

Bibliographic reference of each chapter

Ozaki, M. (2025) 1. Topography. Explanatory Text of the Urban Geological Map of the Southeastern Area of Saitama Prefecture. Geological Survey of Japan, AIST, p. 1–4.

都市域の地質地盤図「埼玉県南東部」（説明書）
令和７年３月２７日発行
国立研究開発法人　産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒 305-8567　茨城県つくば市東 1-1-1　中央事業所 7 群

Explanatory Text of the Urban Geological Map of the Southeastern Area of Saitama Prefecture
Published on March 27, 2025
Geological Survey of Japan, AIST
AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, Japan

©2025 Geological Survey of Japan, AIST