

# 文京区本駒込周辺の地形を読み解く： 本郷台の成り立ちと洪水・地震ハザード

木村克己

深田地質研究所

Deciphering of the terrain of Bunkyo Ward's Hon-komagome area:  
the formation of the Hongo upland and flood-earthquake hazards

KIMURA Katsumi

Fukada Geological Institute

要旨：文京区本駒込付近の本郷台の地形について、5mDEMを利用して作成した立体地形モデルおよび地形・地質断面図で可視化し、その特徴を解説した。台地の侵食地形として、指ヶ谷谷と小石川谷に着目し、それらの分水界を明示し、谷の縦断形の勾配変化から上流・中流・下流の各区間に区分した。これらの微地形の特性で洪水ハザードマップの浸水深変化がほぼ説明できることを示した。ボーリング柱状図を用いた地質縦断面図に基づき、地層区分とその地質構造を示し、上流・中流区間の谷底は侵食が卓越しているのに対し、下流区間は沖積層で埋積された埋没谷であり、厚い埋め土・盛土による改変が行われていることを明示した。地震ハザードについて、谷底に分布する脆弱な沖積層の厚さや土質に応じて、大正関東地震の震度で4段階もの差が生じたことを指摘した。

キーワード：文京区本駒込，本郷台，地形，縦断形，沖積層，ボーリング柱状図，洪水ハザード，地震ハザード

Abstract: This paper visualizes the terrain of Hongo upland in Honkomagome, Bunkyo-ku, using three-dimensional terrain models and valley cross-sections created with 5mDEM. On Sashigaya Valley and Koishikawa Valley, it shows their watersheds, and divides them into upstream, middle, and downstream sections based on changes in the gradient of the valley cross-sections. These microtopographic characteristics can explain almost the changes in inundation depth shown by the flood hazard map of Bunkyo-ku. Based on the geological cross-sections using boring columnar data, it shows that the valley bottoms of the upstream and middle sections are dominated by erosion, while the downstream section is a buried valley filled with alluvial deposits, the Chuseki-so and that major land modification by thick backfilling and embankment has been done. On seismic hazards, a comparison with the seismic intensity distribution of the Taisho Kanto Earthquake demonstrated that the thickness and soil characteristics of the vulnerable alluvial deposits distributed at the valley bottom can cause a difference of four levels in seismic intensity.

Keywords: Hon-komagome, Hongo upland, terrain, borehole data, Chuseki-so, flood hazard, earthquake hazard

## 1. はじめに

地震被害や洪水被害は、地形や土地の成り立ちと密接な関係がある。そのため、自分が住んでいる土地の地形と成り立ちを理解することは、東京の地形散歩を楽しくさせる知識になるだけでなく、自然災害を防ぐ備えにもなると期待できる。しかし、大都市圏では、著しい土地改変や密に配置されたビル群と立体的な道路網により自然の地形が覆われて、地震・洪水被害を受けやすい場所を意識しにくくさせている。

そこで、本論文では深田地質研究所が位置する文京区本駒込周辺地域を対象に、地震・洪水ハザードとの関わりに留意して、地形・地質の特徴を、わかりやすい地形モデルとボーリング柱状図

を用いた地質断面図で表現し解説する。本駒込地域はかつての東京市本郷区にあたり、地形的には武蔵野台地の東縁の本郷台に位置する。安政江戸地震・関東地震の地震被害、狩野川台風による洪水被害などの甚大な災害の履歴が記録されている。

なお、これから紹介する各種の地形モデルの作成では、地理情報システムの QGIS を使い、地形標高のデジタルデータとして国土地理院の数値標高モデル (5m メッシュ・10m メッシュ DEM) を用いている。

## 2. 武蔵野台地の地形・地質の概要

武蔵野台地は、青梅市を扇頂とする古多摩川

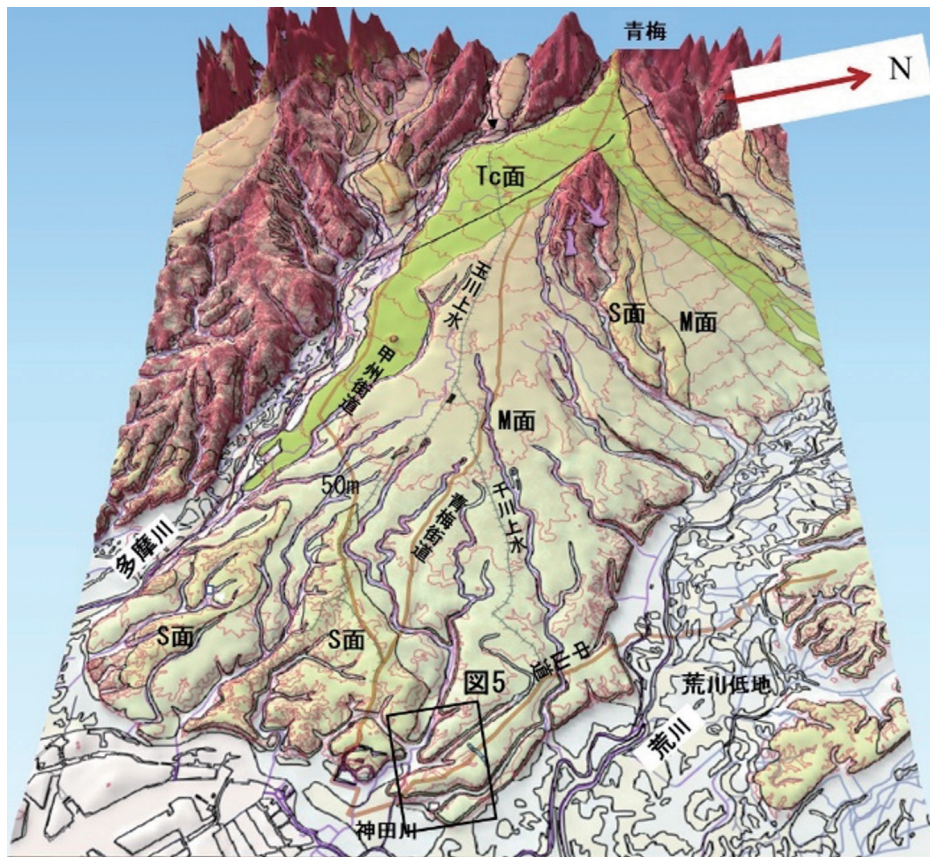


図1 武蔵野台地の3次元地形モデル。地理院の10mDEMをデータとしてQGISで作成。  
S面：下末吉面，M面：武蔵野面，Tc面：立川面

の流れによる侵食と砂礫の運搬・堆積作用で形成された古扇状地であり、武蔵野扇状地とも呼ばれる。その北東縁は荒川低地、東縁は東京低地に接し、南縁は多摩川に下刻・侵食されて南側の多摩丘陵に面している（図1）。武蔵野台地の地形的特徴をつぎの4点に集約して概説する。

- ・武蔵野台地は古い扇状地で、それを形成した多摩川は流れていない。武蔵野扇状地の麓は、荒川・東京両低地との境界で比高10–20mの段丘崖をなしている（図1）。段丘崖は扇状地の下流端が侵食されたことを意味している。荒川低地側の大半は河成段丘崖、東京低地側は縄文海進時の海食段丘崖である。山手線の上野駅から田端駅間はこの海食段丘崖の麓に沿っており（図5、6参照）、田端駅に向かって左手に15–20mの比高を示す切り立った崖を見ることができる。

武蔵野台地の末端部が段丘崖で切られていることは、その台地面がすでに離水していることを意味する。離水の結果、台地面は降り積もった火山灰が流水で移動されることなく蓄積することが可能になり、扇状地堆積物の上に、後述する関東ローム層が形成される。

- ・武蔵野台地の全体形状は放射状に均等に広がった扇状形ではなく、東南東方向に倍ほどに伸びた矩形をなしている（図1）。荒川低地側では流路幅が5–6kmと狭まった荒川によって扇状地下流端が侵食され、一方、東京低地側では谷底幅が10–23kmと広い。武蔵野扇状地の勾配が荒川低地方向に急で、東京低地方向に緩傾斜であることは、荒川低地を軸に北東側に傾動し、東京湾北部と加須低地を沈降の中心とした関東平野の造構運動の隆起量変化と対応している（貝塚, 1979）。

- ・武蔵野台地は、下末吉面（S面）、武蔵野面（M面）、立川面（Tc面）の異なる時期に形成された

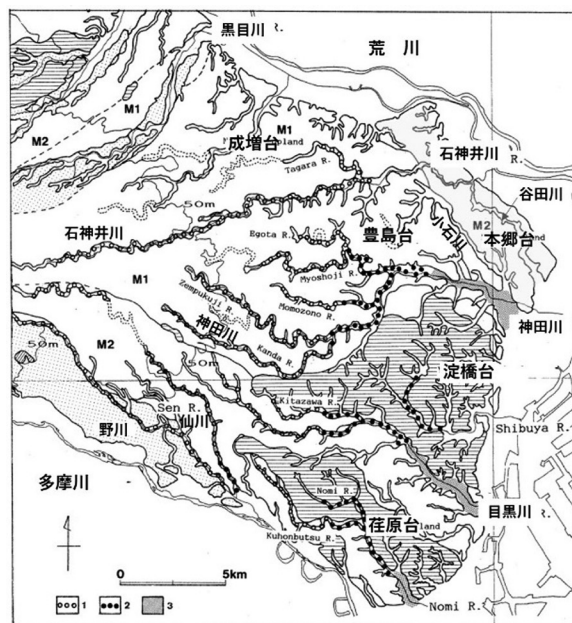


図2 武蔵野台地北東部の地形面区分と谷の縦断面による分類（久保, 1988）。1：上流部, 2：中流部, 3：下流部。

地形面からなる（図1）。下末吉面は、同台地上部に凸地状をなす狭山丘陵と同様に、古多摩川の削剥され残しの地形の高まり（残丘）で、その台地面は12.5万年前の古東京湾の浅海底に起源があるとされている（貝塚・戸谷, 1953）。一方、武蔵野面、立川面はいずれも、扇頂から流れる多摩川の侵食と砂礫の運搬によって形成された河成段丘面であり、形成時期（離水時期）は、武蔵野面は11.5–6万年前、立川面は、5–2万年前とされ、前者は3つ（図2；M1–M3）、後者は2つの高さ・形成年代の異なる地形面に細分化されている（貝塚・戸谷, 1953；貝塚, 1979）。

隣接する段丘面は段丘崖で境されており、下末吉面は淀橋台、荏原台、武蔵野面は成増台、豊島台、本郷台などと個々の台地に名称がつけられている（図2）。なお、地質学的に「本郷台」は、地形的な台地として呼ばれる「本郷台地」とはその広がりが異なっている。台地としては、谷田川と小石川との間の台地を指し、北東に隣接する台

地を別に上野台地と呼んで区別するが、地質学的には、M2面を主体とする台地エリアとして両者を一括して「本郷台」と称している（貝塚・戸谷，1953；久保，1988）。

・武蔵野台地面には、それを下刻する谷とその谷底を流れる河川が放射状に発達している。代表的な河川には、仙川、目黒川、神田川、石神井川などがあり、いずれも扇状地中部の標高70mないし50m付近の湧水地を源頭としている（図2）。これらの台地河川の縦断面の勾配変化は、平衡河川の縦断面形が指数関数で近似できる（Yatsu, 1955）のとは異なり、上流部では河川の流量が少ないため扇状地礫層を下刻することができず、河道の勾配は同礫層の深度分布に規制される。久保（1988）によれば、各河川が流れる谷底の縦断面形は3区間に分けられ、上流部（図2の1）は段丘礫層（武蔵野礫層）上面を下底とし扇状地面に平行する緩勾配区間、中流部（図2の2）は最終氷期の海水準低下期に武蔵野礫層を谷が下

刻して形成された急勾配区間、下流部（図2の3）は同急勾配区間を沖積層が埋積した緩勾配区間をなす、と整理されている。ただし、久保がとりあげた河道に比べると、本郷台の谷底は延長距離がはるかに短く、その谷頭は本郷台内にあって30m以下と低いという違いがある。

### 3. 本駒込付近の微地形

#### 3.1 本駒込と本郷台の輪郭

文京区本駒込の輪郭は地下鉄本駒込駅付近を扇の要とし、北に開いた扇形をなしている。その西端は国道17号線（旧中山道）、東端は都道458号線、中央には本郷通りが通る（図3）。この扇の横線をなすように、不忍通りが本駒込で大きく湾曲して通る。本駒込の円弧状の北縁は文京区と北区・豊島区との境界でもあり、旧東京市の本郷区の輪郭を引きついだものである。旧中山道は江戸時代に整備された五街道の一つで、日本橋を起

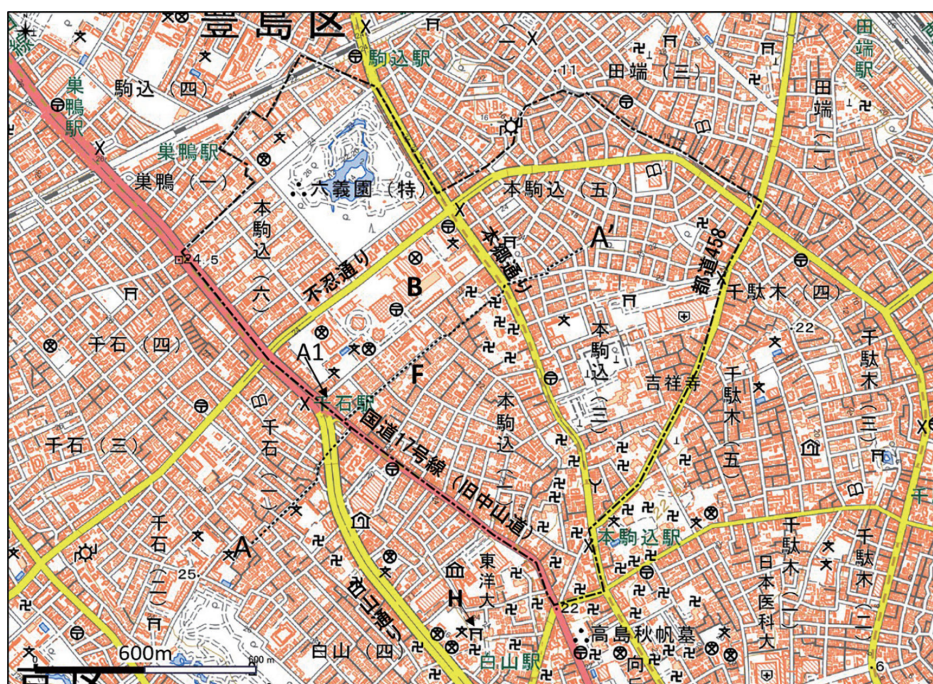


図3 文京区本駒込付近の市街地図（地理院の標準地図）。A-A'：深田地質研究所前の道路沿いの断面図経路，A1：地下鉄「千石駅」地上出口，F：深田地質研究所，H：白山神社。



図4 文京区本駒込付近の市街地図を重ねた立体地形モデル。白破線：文京区本駒込の輪郭，B：文京グリーンコート，その他の記号は図3参照。

点に内陸経由で京都にいたる。武蔵野台地には、この他の五街道として、山梨までのびて旧中山道に合流する甲州街道がある（図1）。

武蔵野台地の中で、文京区本駒込が位置する本郷台は扇頂方向に伸びる他の台地とは異なり、荒川の流路に平行する北西－南東方向に伸長し、南東方向に緩く傾斜している（図1, 2）。旧中山道はその本郷台の中央を通りぬけている（図1）。本郷台は武蔵野面でも最新期のM2面と一部M3面相当が含まれるとされる（貝塚・戸谷，1953；阪口，1990）。隣接するM1面相当の豊島台とは、小石川の谷（小石川谷と呼ぶ；なお上流部は谷端川谷）で境され（図2）、本郷台は豊島台より5-10m低い。貝塚・戸谷（1953）は、本郷台の向きに加えて、段丘礫層相当が他の武蔵野面では礫層であるのに対して礫混じり砂ないし砂と細粒であることを根拠に、荒川の河成段丘である可能性を指摘している。

### 3.2 自然地形と人工地形

市街地図と地形の起伏との関係がわかるように、図4では、5mDEMで作成した標高変化を示す段彩色や急傾斜地が暗色で表現される傾斜量、2mの等高線で構成した地形モデルに、市街地図（国土地理院の標準地図）を重ねた図を表示した。地理院のデジタル標高地形図に近い表現である。

図4の立体地形モデルから、小石川谷、その左支谷（下流に向かって左岸側の支谷）の指ヶ谷谷、谷田川谷に下刻され、急崖で縁取られた本郷台の侵食地形が読み取れる。これらの谷底を流れる河川は今ではすべて排水路として暗渠化されているために、地図上にはそれらの流路は表現されていない。しかし後述するように、等高線で谷底の凹地の中心（谷軸）を示す位置を読み取ることで、自然の河道の位置がおおよそ推定できる。なお、谷田川谷の河道は、本郷台の縁で小山をなす飛鳥山公園付近の谷底の微高地に端を発しているが、谷地形としては石神井川谷に連続しており、

現在王子から北東方向に流れている石神井川の旧河道にあたると思われる（図2参照;松田, 2007）。

地形の凹凸の変化がよくわかるように、市街地図をはずした立体地形モデルを図5に、本駒込を中心に同図を3D化した地形モデルを図6にそれぞれ示す。等高線には2m間隔で標高値をラベル付けしている。

文京区のように密に市街地化された地域でも、図5、図6の地形モデルを観察すると、台地面の緩やかな起伏と微高地をなす尾根線の連続、指ヶ谷谷などの谷底とそれを縁どる谷壁の急崖が認められる。著しく土地改変や造成がされた都心にあっても、これだけの微地形が保存されており、これらの地表面の微地形から流水による侵食地形の詳細を読み取ることができる。

一方では、地形として不自然な形状であることを手掛かりにして、土地改変・造成による判断できる地形を抽出することもできる。最も目立つ人工地形は、図の北端近くで北東-南西に伸びる狭長な直線状の溝である。これは山手線が台地と谷底間で線路レベルを平坦に保つために開削した人工地形である。面的な広がり的人工地形としては、六義園から南西方の小石川谷にかけて、幅500mにわたって格子状模様をなす浅い凹地の地形がある。これらは格子状の街区を反映したもので、道路部に比べて住宅地は少し盛り上がりをなす。

河川について、そこに流れ込む地表水の範囲を流域、流域の境界を分水界と呼ぶ。図5、図6に指ヶ谷谷と左支谷、および左支谷の右小谷の分水界、そして、小石川谷を加えた各谷の谷軸線をトレースしている。

指ヶ谷本谷の流域は明瞭であり、山手線を越えて北に広がり、その北縁は谷田川谷の支谷の流

域と接している。一方、同左支谷の分水界の上流端は、谷田川谷の流域に接し、山手線付近で急に途切れている。左支谷の流域の上流部では、標高24mの等高線沿いに直線状の段差が認められ、浅い谷の凹地を横断し、それより山手線までの範囲が平滑な不自然な地形面をなしている。この段差は、複合施設の文京グリーンコートと学校・商業施設からなる土地造成地南縁の高まりに対比できる。同造成地は白山通りから本郷通り間に広がっている。したがって、左支谷上流部の平坦面は浅い凹地を埋め立てた人工地形であると判断できる。この造成地の中央部付近に六義園の庭園がある。

### 3.3 深田地質研究所前の道路沿いの微地形

深田地質研究所は本駒込の中央から旧中山道よりで、文京グリーンコートの複合施設地のすぐ南側に位置している（図3、4）。深田地質研究所へは、都営三田線「千石」駅を利用して、白山通りに面するA1番出口（図3）から地上に出て徒歩5分ほどでたどりつける。この地下鉄出口は、旧中山道に白山通りが合流する交差点に面している。この道すがら、分水界や谷底を横断する微地形の変化を楽しむことができる。

上記の深田研が面する道路とその延長にあたる道沿いに断面図の経路A-A'をとった。この経路は、北東-南西方向、長さ1260mで、途中、白山通り、旧中山道、本郷通りを横断し、地形では指ヶ谷本谷とその左支谷の谷軸にほぼ直交している（図3、4）。

図7はこの経路沿いの地形断面図であり、垂直2倍と20倍の2種の縮尺で表現している。垂直2倍拡大の断面図では、地表面はとてもゆるやかに起伏していることは理解できても、凹凸の頂点の位置さえわかりにくい。しかし、現地を歩く

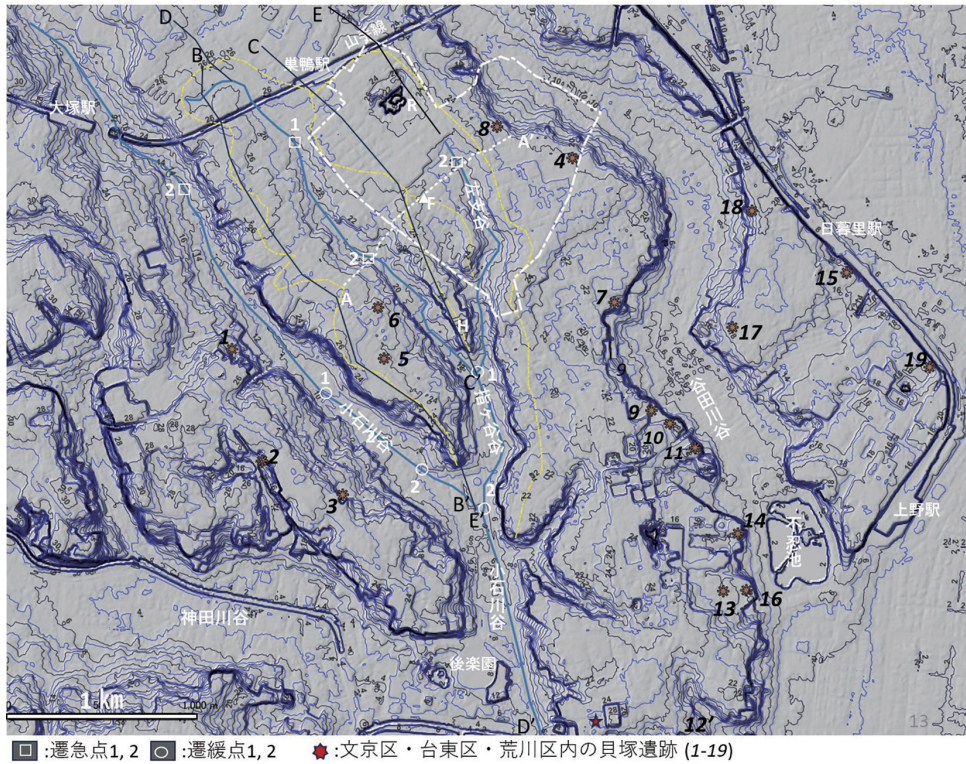


図5 文京区本駒込付近の地形陰影・等高線・傾斜量により表現された立体地形モデル。地理院の5mDEMで作成。等高線：1m間隔，青太線：谷軸，B-B'～E-E'：断面図の経路，黄破線：分水界，R：六義園，その他の記号は図3参照。

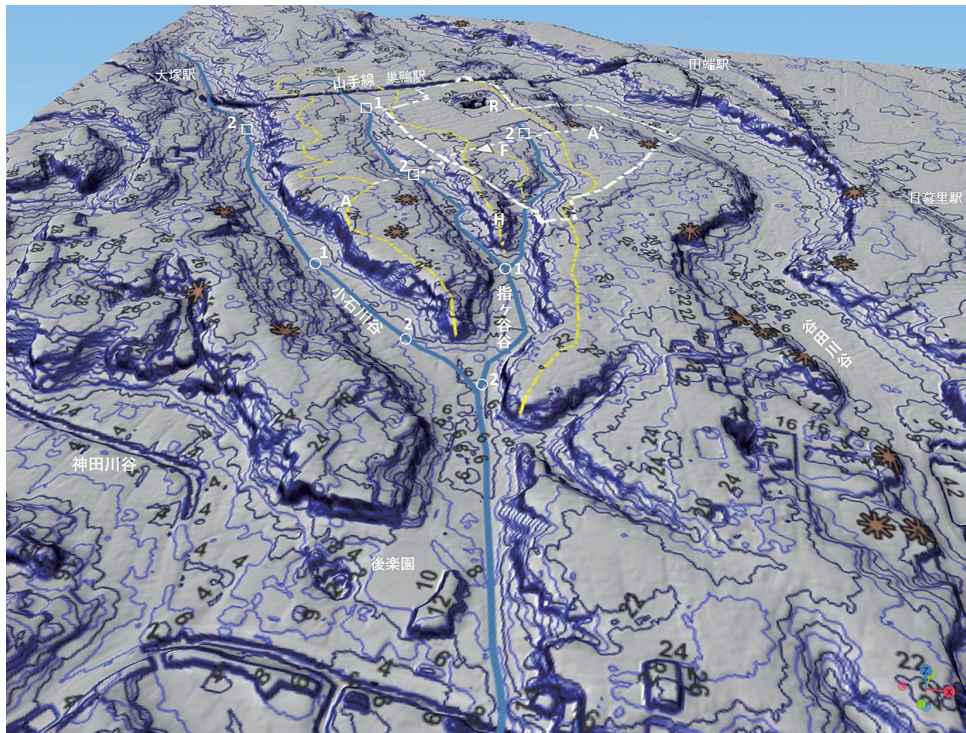


図6 図5の3次元表示モデル。図中の記号は図5参照。

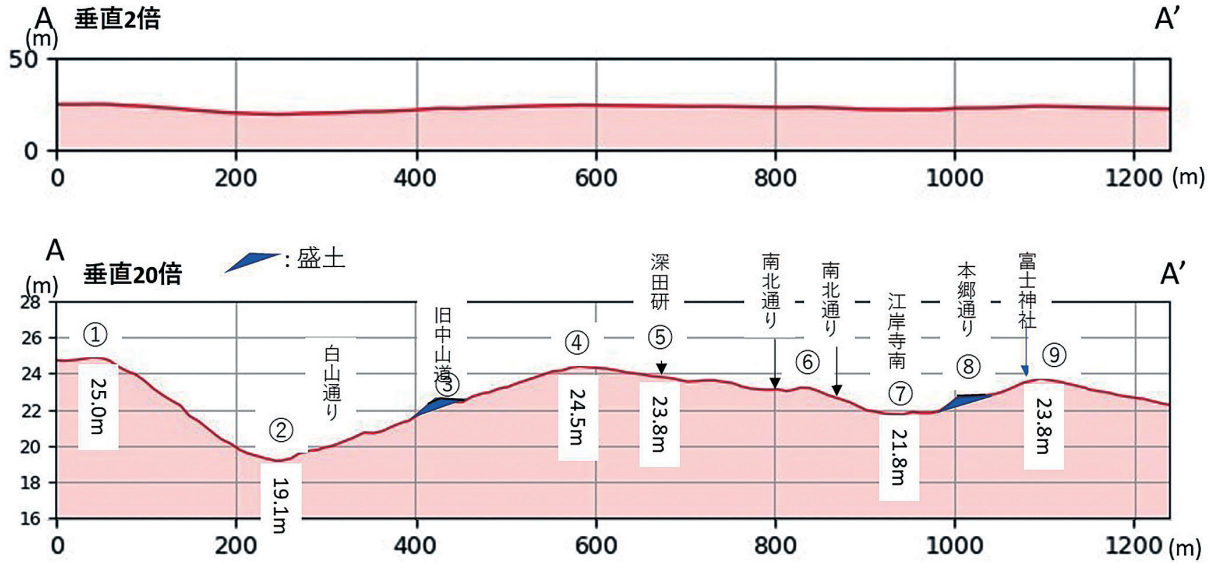


図7 深田地質研究所前の道路沿いの地形断面図 (A-A')。QGIS の qProf ツールで作成。

と、写真1に示すように、凸地の頂上や凹地の底、傾斜変換点や不自然な盛土の地形などが理解できる。図7の垂直20倍の断面図の場合は、こうした小さな地形の変化も表現できている。ただし地形の凹凸と勾配が見かけ上大きく、山岳地のように見えるが、あくまでも地形変化を理解しやすくするために誇張している点に注意が必要である。

さて、同断面図において、①、④、⑨の凸地頂点(写真1A)は分水界(図5, 6)に、②と⑦の凹み(写真1C, E)は谷底(図5, 6)に、そして、⑥(写真1D)は傾斜が下方に向かって急傾斜になる変換点(遷急点)にあたる。同断面図で最大の高低差は、①の最高標高25.0mと②の最低標高19.1mとの差から5.9mである。これは2階建ての建物の高さに匹敵する。斜面の勾配は、①-②間で最大の29/1000(約16度)を示し、②-④間16/1000(約9度)、⑦-⑨間10.5/1000(約6度)である。通常普通車が40km速度で登坂する場合の制限勾配は11.5°となっているので、①-②間の勾配はそれを超える急坂にあたるといえる。なお、坂道の途中にある小さなステッ

プは、③が旧中山道(写真1B)、⑧が本郷通り(写真1F)にそれぞれあたり、いずれも平坦な道路面が坂の途上で不自然に盛り上がっていることから人為的な盛土であることがわかる。なお、断面図で白山通り(地点②と③の間)が西に傾斜しているのは白山通りに平行に断面図の経路をとっていることによる。

### 3.4 谷の縦断形

小石川谷、指ヶ谷本谷とその左支谷および分水界の縦断形(垂直20倍)を図8に示す。

武蔵野台地を下刻する谷の縦断形は、先に記述した通り、久保(1988)によって、台地面に平行な緩斜面をなす上流部、急勾配で台地を下刻する中流部、ほぼ水平な下流部の3区間に区分され、各区分境界は勾配が急変する遷移点をなす。本郷台の各河谷についても同様に、遷急点1で上流・中流区間に、遷緩点1で中流・下流区間に区分できる。図8に示す縦断形の遷急点、遷緩点の位置は図5の地形モデルにも示している。なお、遷急点1は、指ヶ谷左支谷では人工地形で被覆され



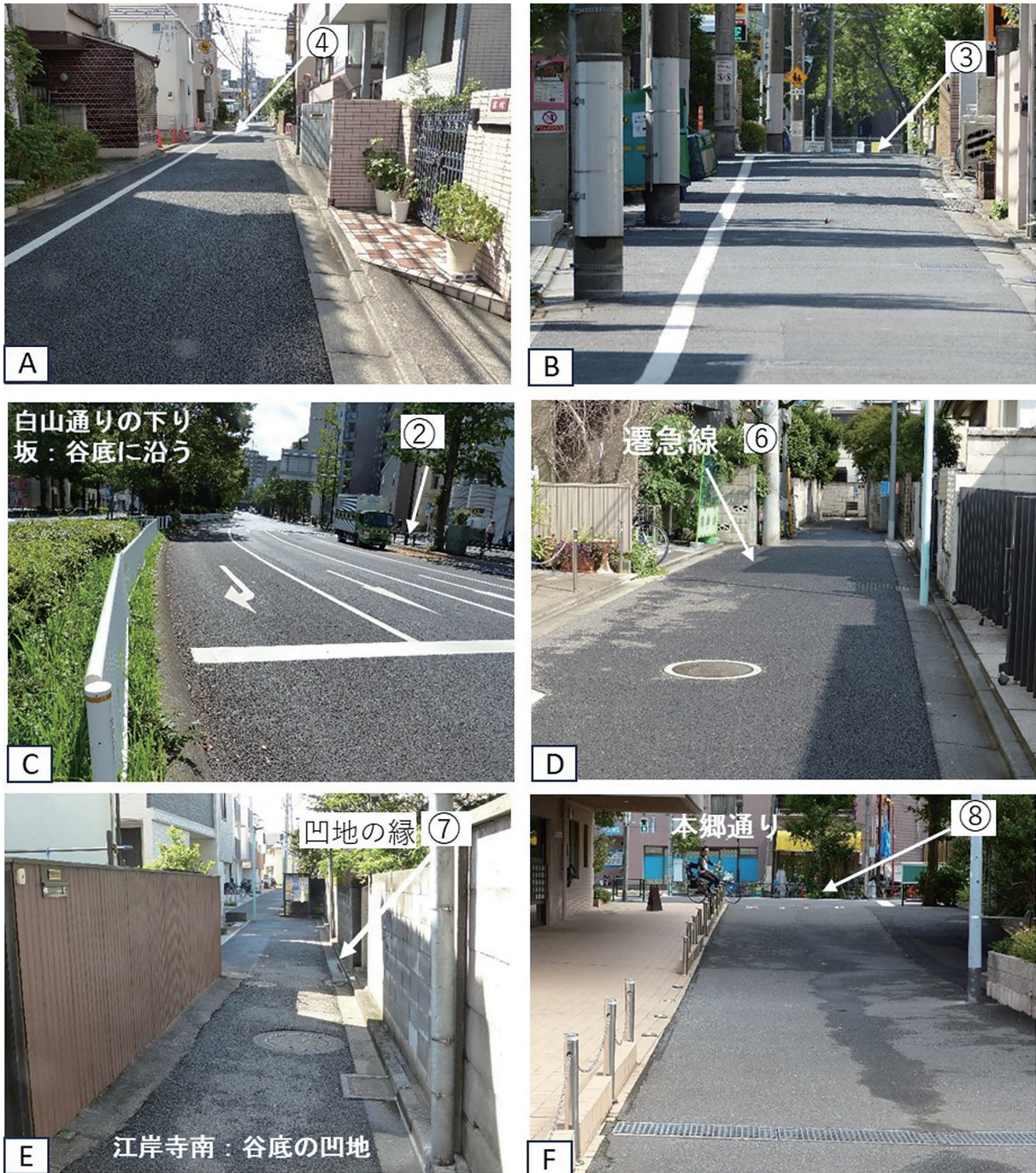


写真1 図7の断面図沿いの微地形。A:地点③の旧中山道から④への登り坂、B:地点④から③への下り坂、C:地点③から南向きに捉えた急坂の白山通りと凹地の中心(地点②)、D:東向きに捉えた遷急点(地点⑥)、E:北向きに捉えた凹地の西縁の坂(地点⑦)、F:東向きに捉えた本郷通り(地点⑧)への急坂。

て不明で、小石川谷では図8の範囲より約2.5km上流側で東武東上線が横断する位置付近(標高25m)に位置する。中流区間については遷急点2を境にその下部で勾配が急になる。下流区間につ

いては、遷緩点2を境に下流側であり平坦になる。

上流区間では、指ヶ谷谷の縦断勾配はほぼ台地面のそれに平行しており、水平から1/1000である。指ヶ谷左支谷の始まり(遷急点1)は、す

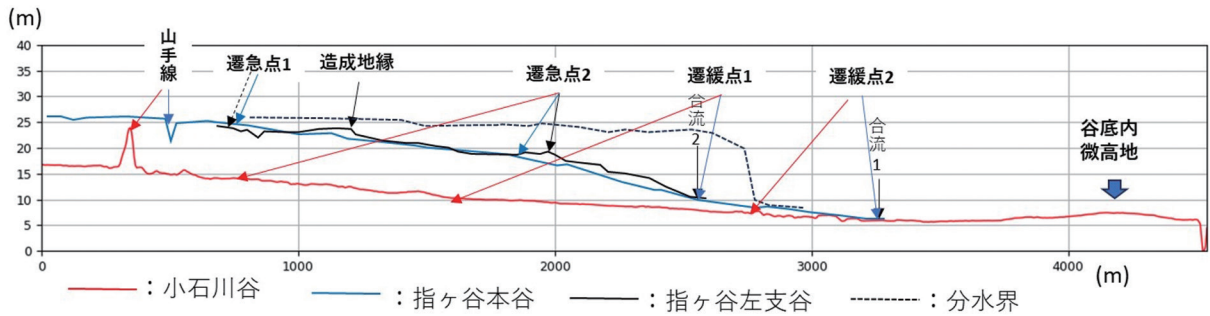


図8 本郷台の谷の縦断形。各縦断形の経路は図5に示す。

で述べた標高約 24m の平滑な土地造成地が流域谷頭部近くまで続くため不明瞭である。しかし、中流区間上部（遷急点 2 から上流）の縦断形（図 8 の“造成地縁”以下）をその勾配で上方に延長すると、六義園北の分水界付近で指ヶ谷本谷の縦断形に収束することから、遷急点 1 は分水界頭部付近に推定できる。その結果からは、上流区間がほとんど欠如していることになる。図 6 の地形モデルが示すとおり、左支谷の谷頭部の形状は山型ではなく山手線に平行な直線形をなして、北側に隣接する谷田川の支谷の流域に急変する。以上の地形的特徴から、指ヶ谷左支谷の上流区間は谷田

川の支谷に争奪されたと推定できる。

中流区間においては、谷の勾配は台地面よりも急であり、谷壁は高さが下流に向かって増大し急崖をなす（図 6, 8）。図 8 において、谷と分水界との縦断形の標高差は、その地点での谷壁の高さにおおよそ匹敵している。分水界に位置する白山神社（図 5, 6 の記号 H）への参詣道は、指ヶ谷本谷左岸の谷壁の急崖を横断しており、比高 8m、傾斜 20° の急勾配の階段がある（写真 2A）。中流区間の縦断勾配は、指ヶ谷本谷とその支谷では、上部は 5-7/1000、下部は 10-13/1000 であるのに対して、小石川谷では、中流区間の上部は 4/1000、下部は 6/1000 である。写真 2B は、指ヶ谷本谷の中流区間上部（標高 23m）を横断する不忍通りの凹地を示す。

下流区間の縦断勾配は 1/1000 以下と緩い。小石川谷に認められる下流区間の下部は、ゆるく凹地状を呈し、その下流端には比高 2m の微高地がある。経路沿いの地表には、白山通りが走り、地下には都営三田線が位置している。微高地の範囲では、縦断経路は小石川谷東縁の道路沿いに通しているが、その西に隣接して、東京ドームと周辺の遊園地の大規模な施設が、小石川谷と神田川谷との合流部を塞ぐように設置されている（図 5）。この微高地をなす範囲は、1590 年の徳川家康の江戸入府前には小石川大沼が広がっていたところ

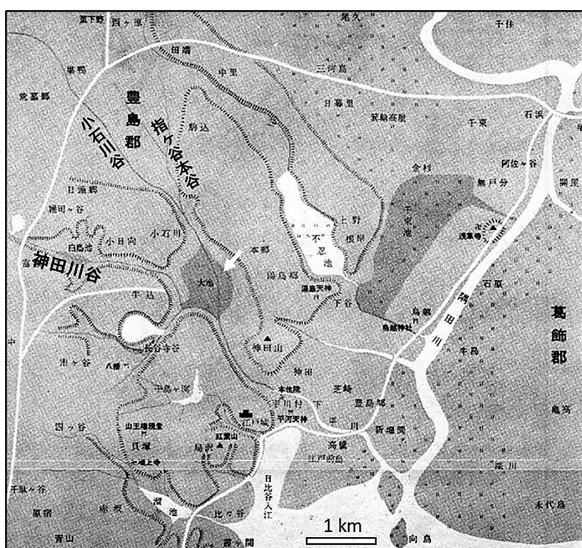


図9 長禄年間（1457-1460年）の江戸の古地図。長禄江戸図などを基に作図された。白矢印は小石川大沼を指す。矢印、谷の名称を追記。出典：内藤（1966）



写真2 A：指ヶ谷本谷の急な谷壁を示す白山神社の参詣道，B：指ヶ谷本谷の中流区間上部を横断する不忍通りの凹地。谷底に応じて凹地状をなす。

である（図9；菊池，1956；内藤，1966）。徳川幕府によってその沼は埋立られ，武家屋敷の造成がなされた。後に一帯は水戸藩上屋敷として整備された。現在，東京ドームの西隣にある小石川後楽園は水戸藩上屋敷の庭園跡にあたる。したがって，この微高地一帯は元々大きな池沼を1600年以降に埋立・盛土した人工地形である。

下流区間は，地質的には，神田川低地から東京低地に連続する平坦な沖積低地であり，縄文海進で広がった内湾海域とその隣接する水域が埋立られて形成されたと考えられている（松田，2007）。後述するように，下流区間の谷底下には，厚さ5-15mの沖積層をボーリング柱状図で確認することができる。このように沖積層で充填された谷は埋没谷と呼ばれる。最終氷期の海面低下期に河川の侵食で形成された谷である。

東木（1926）は，縄文貝塚遺跡の分布から縄文期に関東平野において奥深く広がった内湾（奥東京湾と呼ばれる）の広がりを示した。文京区とその隣接地域内の本郷台においても，内湾海域の広がりを示す縄文貝塚遺跡18箇所の分布が記録されている（図5，表1；文京区教育委員会，

2023ほか）。各谷沿いで最も上流の貝塚は，谷田川谷沿いでは本駒込三丁目から五丁目の駒込神明町貝塚，指ヶ谷谷では白山四丁目の原町貝塚，小

表1 文京区と隣接地域に分布する縄文貝塚遺跡リスト。出典：文京区教育委員会（2023），台東区（2023），荒川区教育委員会・共和開発編（2012）

	名称	住所
1	大塚三丁目	文京区大塚3
2	小日向四丁目	文京区小日向4
3	久堅町	文京区小石川4
4	動坂	文京区本駒込3, 4
5	小石川植物園内貝塚	文京区白山3, 4
6	原町貝塚	文京区白山4
7	千駄木貝塚	文京区千駄木1
8	駒込神明町貝塚	文京区本駒込3, 4, 5
9	弥生町貝塚	文京区弥生2
10	弥生町浅野邸貝塚	文京区根津1
11	向ヶ丘貝塚	文京区弥生2
12	お茶の水貝塚	文京区湯島1
13	湯島（切通し北）貝塚	文京区湯島4
14	本郷台遺跡群	文京区本郷5, 7, 弥生2他
15	天王寺貝塚	台東区谷中7-1 谷中霊園内
16	湯島貝塚	台東区池之端1-3 旧岩崎邸
17	領玄寺貝塚	台東区谷中4-3
17	新坂貝塚	台東区上野桜木1-16
18	日暮里延命院貝塚	荒川区西日暮里3

石川谷では白山三、四丁目の小石川植物園内貝塚がある(図5)。これらの貝塚の分布地点まで少なくとも縄文時代に内湾(奥東京湾)が広がり、谷の下流区間は溺れ谷になっていたと考えることができる。

#### 4. 本郷台と谷底低地の地下地質

##### 4.1 地質と土質特性

標準貫入試験で得られたボーリング柱状図を利用して、本郷台と谷底低地の地下地質を検討す

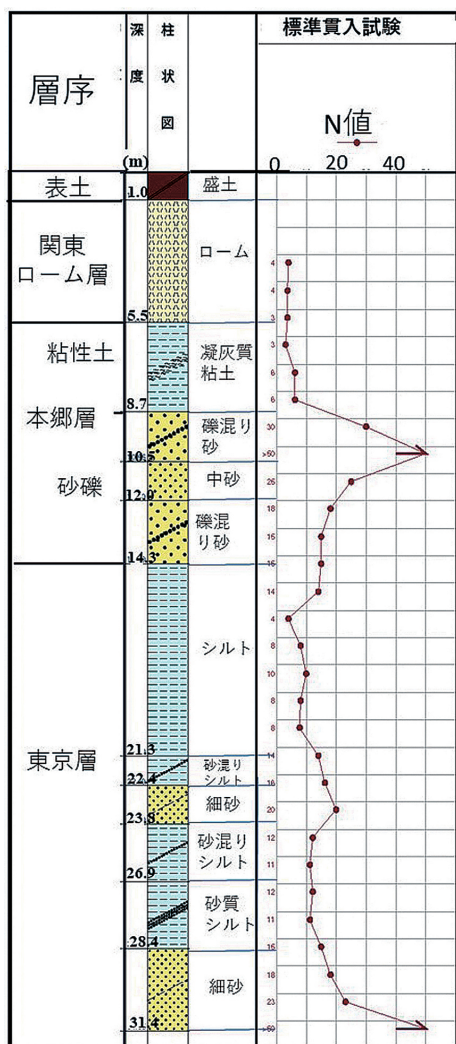


図10 代表的なボーリング柱状図。層序区分を追記。出典: 深田地質研究所内で実施されたボーリング調査資料。

る。利用したボーリング柱状図の大半は東京都の地盤データベース(東京都土木技術支援・人材育成センター, 2023)より入手したもので、その他、深田地質研究所所有の地盤調査資料および関連文献より得た。地質断面図の作成には、産総研が公表しているボーリング柱状図解析システムを利用した。

図10の柱状図は、深田地質研究所敷地内のボーリング調査で得られた土質とN値のデータを示す。本郷台の地質層序は、遠藤・中山(2000)によると、上位から下位へ、関東ローム層、本郷層、東京層群(東京層)、上総層群に区分されている。ボーリング柱状図の土質は、表層から順に、盛土(深度0.0-1.0m)、ローム(深度1.0-5.5m)、凝灰質粘土(深度5.5-8.75m)、礫混じり砂ないし砂(深度8.75-14.3m)、シルトと砂との互層(深度14.3以深)とに区分されているが、それぞれ本郷台の地質層序に対比できる(図10)。

関東ローム層は一般に赤褐色を呈する火山灰起源の風成層(ロームと呼ばれることが多い)で、その堆積面は地形面に平行である(貝塚, 1979)。ボーリング柱状図ではローム層、一部はローム質粘性土と記述されている。関東ローム層は上位から順に、立川、武蔵野、下末吉、多摩の各ローム層に区分されているが、武蔵野M2面にあたる本郷台では関東ローム層は上位の立川・武蔵野の両ローム層で構成される(貝塚・戸谷, 1953)。火山灰の大半は富士火山や箱根火山由来で、関東ローム層の基底付近に箱根火山由来の東京軽石層(6.6万年前: 町田・新井(2003))を挟む(阪口, 1990; 平田, 1971)。文京区白山4丁目の本郷台の分水界近く地点では、厚さ約6mの関東ローム層の基底から約1.8m上位に東京軽石層が確認されている(平田, 1971)。

本郷層は、関東ローム層直下の砂礫層を指し、

その上位に重なる粘土層をローム質粘土層（東京都土木技術研究所編，1977），本郷粘土層（阪口，1990）などと区別して呼ばれている。しかし，両層とも薄く，しかも上方に細粒化する一連の河成堆積物であることから，本編では本郷層と一括して呼ぶことにする。

本郷層は厚さ 8–10m で主に礫混り砂や砂層からなり，上部にしばしば粘性土を伴う。本郷層は，下位の東京層を侵食し不整合で覆う。本郷台の地形面を作っている地層である。その堆積年代は，直上の関東ローム層が一定速度で堆積すると仮定すると，東京軽石層の年代とその層位（平田，1971）から，約 9 万年～ 10 万年前となる。

東京層は砂・粘土層の互層で，層厚 30–50m で，その基底に連続性が良い厚さ 5–10m の東京礫層を挟む。遠藤・中山（2000）によると，東京層は中・上部更新統の下総層群相当の東京層群に属する。

谷底低地の場合，その表層地盤は，沖積層から構成される点が台地とは大きく異なる。沖積層の主要な堆積場は，標高 -120m 程度まで海水面が低下した最終氷期最盛期（約 2 万年前）にかけて，主に河川の侵食によって形成された深い谷地形である。最終氷期最盛期には，東京湾全体が離水しており，台地を流れる河川でも侵食前線が前進し台地を下刻する侵食作用が進んだ。先に紹介した台地の谷の縦断形において，勾配が急な中流部もこの時期の侵食前線の前進で形成されたと理解されている（久保，1988）。最終氷期の後，急速な温暖化が進む後氷期の約 7000 年前をピークとする急速な海水面の上昇期（縄文海進期）には，最終氷期の谷地形に沿って平野奥深く浅海域が広がり，数多くの谷の河口は溺れ谷となり，谷に繁茂した植物や陸域から運ばれた細粒堆積物により埋積されて沖積層が形成された。

次に，武蔵野台地の地層について，ボーリン

グ柱状図での記述および土質工学的な特性を東京の地盤編集委員会（1998）により要約しておく。関東ローム層は一般に N 値 2–5 と低いが，粒子間の結合力が強いため，乱さない限り住宅家屋の支持層としては十分な地盤を形成する。しかし，一旦土の構造が乱されると，土の強度は著しく低下し，水が加わるとさらに軟弱になり，土木工事において問題となる。また，同層は多孔質で縦方向のクラックが発達しているため浸透率が高い。本郷層のうち，下部の砂礫層は N 値 10–30 で，上部の粘性土は N 値 2–5 と低い。粘性土は，凝灰質粘性土と記述されることが多いが，ローム層とは異なり，間隙率が低く不透水性を呈する。関東ローム層の下位にこの凝灰質粘性土が存在すると，不透水層となり上位に帯水層を形成することが多いとされる。ビル等の大型建築物や土木構造物の支持層になるのは N 値 50 以上を示す東京礫層である。沖積層の軟弱な土質特性は，ボーリング試験で得られたコア試料の土質試験やせん断試験で数多くの研究報告で詳細に検証されてきている。

沖積層の土質特性については，東京低地の沖積層を調べた竹村ほか（2013）の研究によると，沖積層でもその上部を占める海成の泥質堆積物は含水比が 60–100% と大きく，液性指数もしばしば 1 を超え，S 波速度が 100–200 m/s と極めて遅いことなどが明らかにされている。

#### 4.2 深田地質研究所前の道路沿いの地質断面図

図 11 に深田地質研究所前の道路沿いの地質断面図（A-A'；経路は図 3–6 参照）を示す。地質層序では上位から関東ローム層，本郷層，東京層，上総層群に区分される。本郷層の基底深度や上面は最大 4m の凹凸を示すが，同一層準の底部や頂部をつらねると水平であり，東京礫層の上・下面

も水平であることから、全体にほぼ水平な構造を呈していると考えられる。関東ローム層上面の深度変化に対応して、地表面は最大5mの凹凸を示すが、本郷層の厚さの変化とは対応していない。谷底の凹地は関東ローム層が侵食されて薄くなったことを意味している。

柱状図8と9(図11)は断面図の経路より北側約200mの文京グリーンコート敷地内にあるため、孔口標高は地形断面の標高より高い。地形断面形の特徴から同敷地が人工地形として盛土されたと指摘したが、柱状図最上部2mの表土はまさにその盛土にあたる。

#### 4.3 分水界沿いの地質断面図

B-B'断面は小石川谷と指ヶ谷間の分水界、C-C'断面は指ヶ谷と同左支谷間の分水界にそれぞれ沿って作成されている(図12)。分水界の全体走向は北西-南東で本郷台地の伸長方向に平行している。両断面図において、上位より関東ローム層、本郷層、東京層、上総層群の層序が認めら

れる。

関東ローム層の基底は多少の凹凸はあるが、ゆるやかに南東に傾斜する台地面に平行しており、平均勾配は約1/1000である。厚さは約7mで一定し、厚さ約1mの表土で覆われる。本郷層は北西部の厚さ5m程から、南東部で砂礫層が厚く、厚さ8-9mに変化する。柱状図の基底付近に東京層の東京礫層に対比できるN値50以上の礫層が分布している。断面図B-B'では柱状図11と14で認められ、その上・下面は見かけの勾配が約10/1000を示す。この勾配は関東ローム層・本郷層の傾斜よりも数倍急である。

東京礫層と本郷層は、北東-南西方向のA-A'断面(図11)ではほぼ水平構造であるのに対し、平行する北西-南東方向のB-B'とC-C'断面(図12)では南東方向にそれぞれ10/1000と1/1000の勾配を示す。すなわち、両層の層理面は、北東-南西走向で、南東方向に勾配10/1000で傾斜しており、本郷台の傾斜方向に平行である。

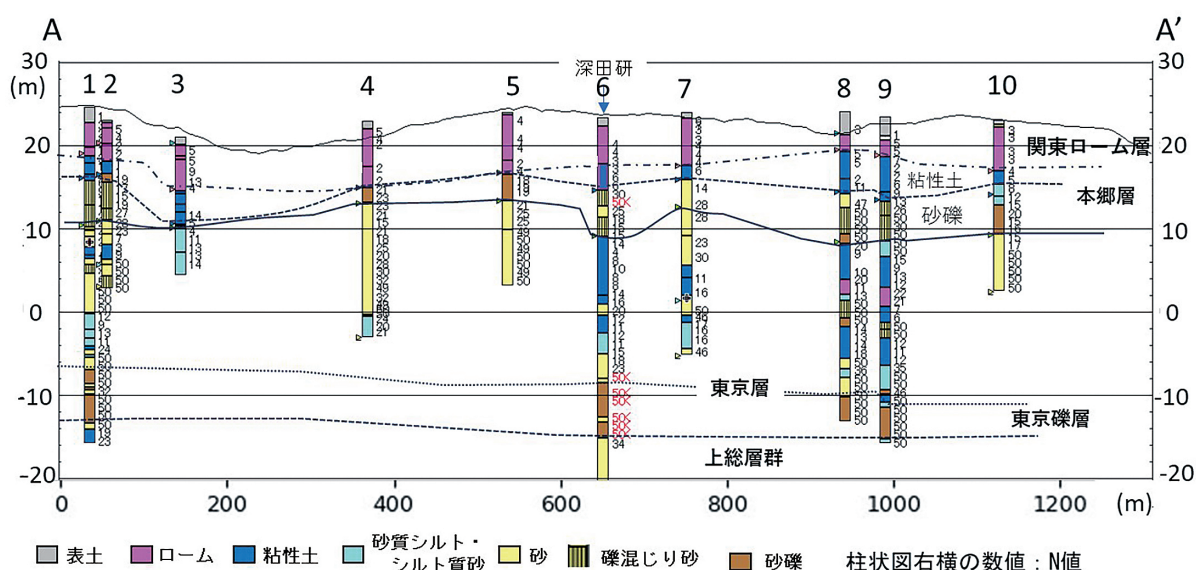


図11 深田地質研究所前の地質断面図(A-A')。柱状図データの出典:東京都土木技術支援・人材育成センター(2023)。ただし柱状図6の出典は図10を参照。

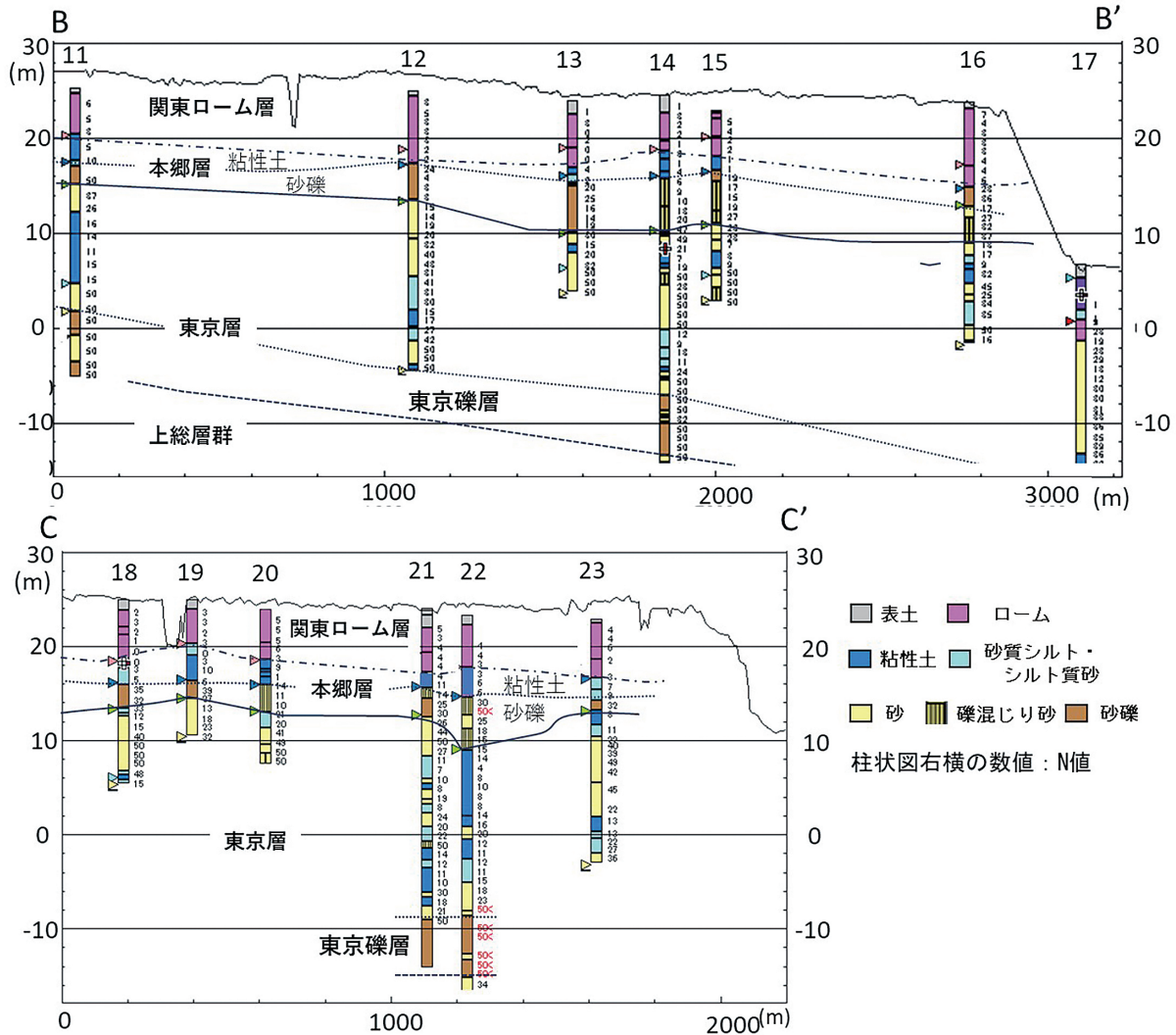


図12 本郷台の分水界沿いの地質断面図。断面図B-B'、C-C'の経路は図5参照。

#### 4.4 谷の地質縦断面

谷の地質縦断面から、谷の縦断形に関する地質の制約条件を得ることが期待できる。図13にはD-D'の指ヶ谷本谷からその下流延長部の小石川谷下流、E-E'の指ヶ谷左支谷からその下流延長部の本谷下流・小石川谷下流までの両地質縦断面と両谷右岸側の分水界の縦断形(図12)を重ねて表示している。

上流区間についてはD-D'断面で柱状図24-27(指ヶ谷本谷)が、E-E'断面で柱状図38, 39(谷端川支谷)が得られている。柱状図24を除き、

沖積層相当の堆積物は欠如し、関東ローム層から始まる層序を呈する。なお、柱状図24では関東ローム層が欠如しているが、粘性土のN値4-5は沖積層にしては異常に大きく、周囲の関東ローム層と同一である。周囲には関東ローム層を欠く例はほかがないので、ローム層とすべきところを粘性土とした記載ミスにあると推定した。

中流区間は、隣接する分水界の地質断面と比較すると、同区間始点にあたる遷急点1では関東ローム層上面付近であるが、遷急点2では関東ローム層基底から本郷層上部まで、下流端の遷緩

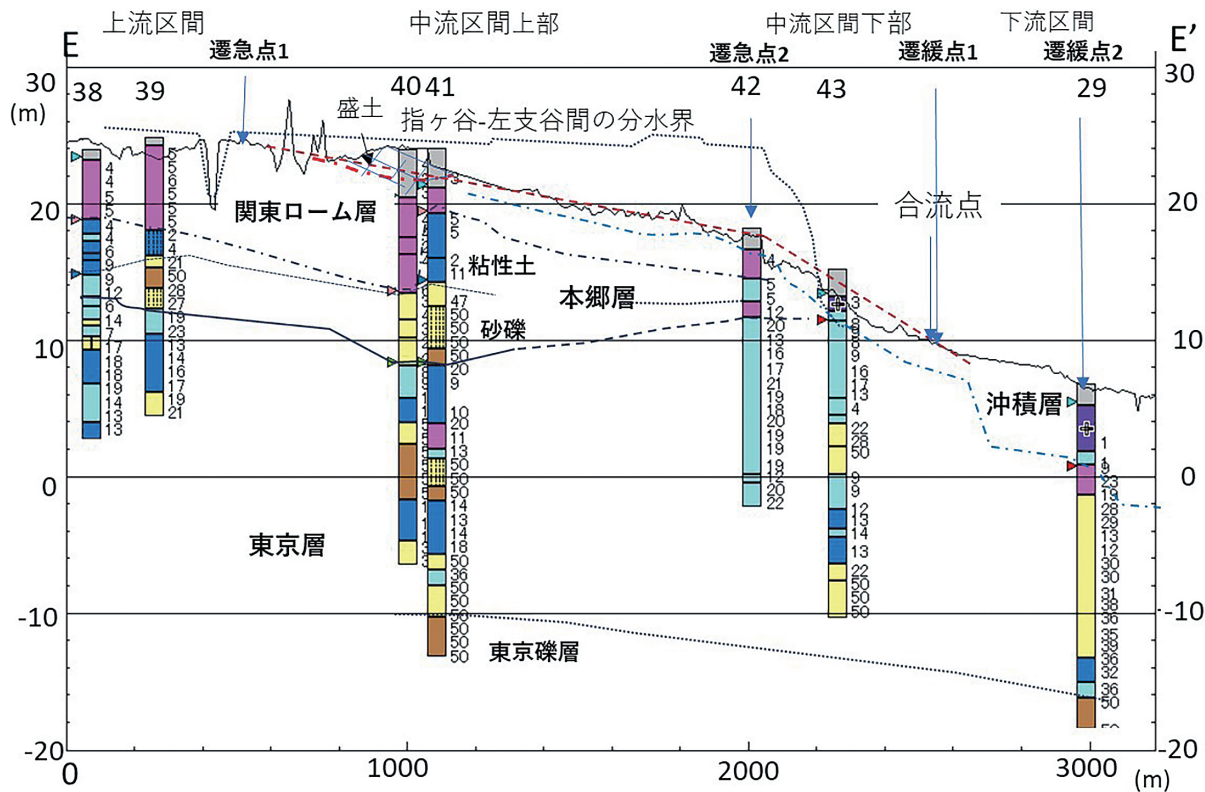
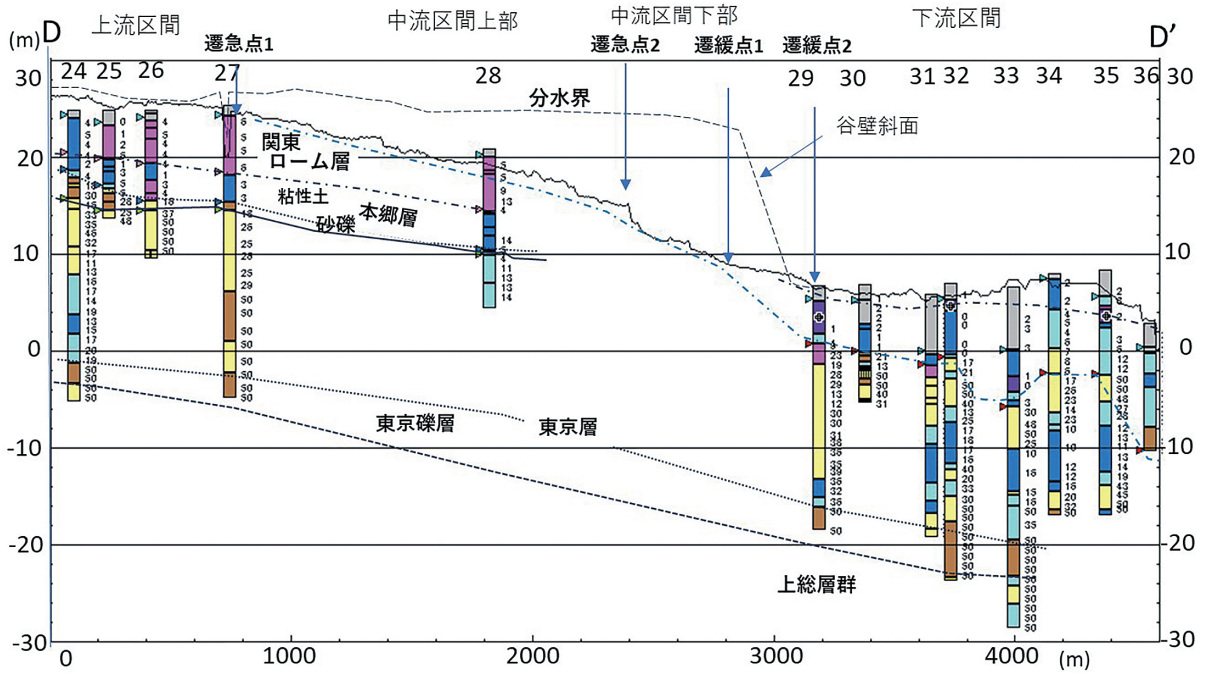


図13 本郷台の谷縦断の地質断面図。D-D'：指ヶ谷本谷から小石川谷下流まで，E-E'：指ヶ谷左支谷から同本谷下流を経て小石川谷下流まで。断面図の経路は図5参照，土質区分の凡例は図12参照。



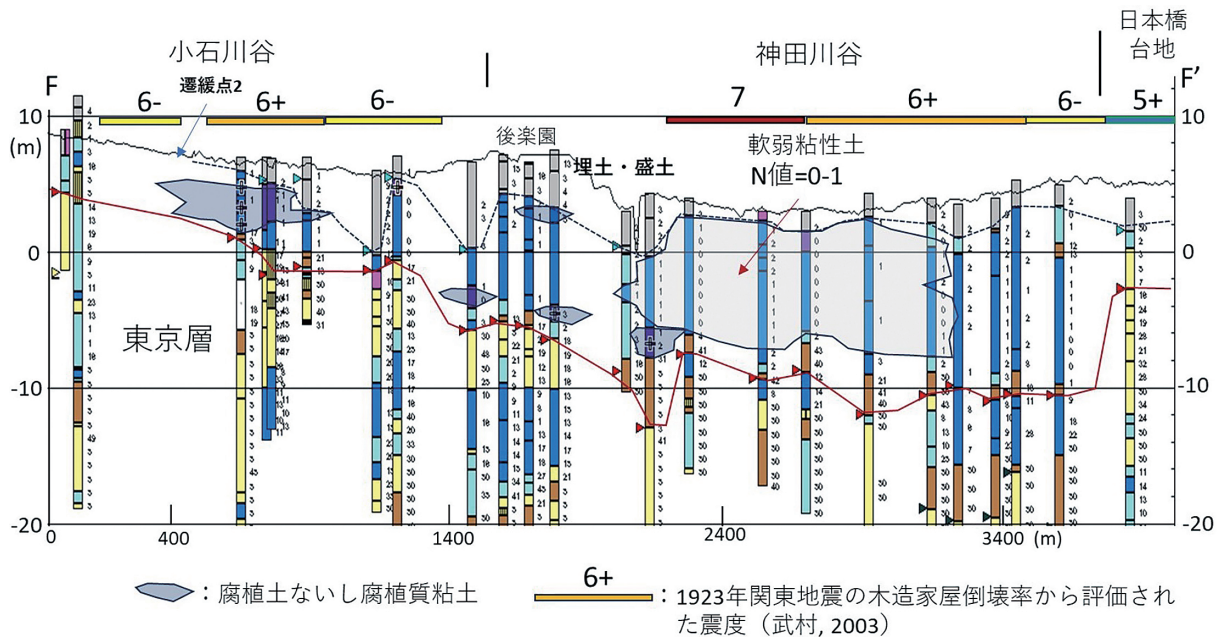


図14 小石川谷下流から神田川谷下流を経て日本橋台地にかけての地質断面図 (F-F')。断面図の経路は図16参照。土質区分の凡例は図12参照。

点1では本郷層基底付近の層準まで下刻が進んでいることがわかる。ボーリング柱状図では、中流区間上部にあたるD-D'断面の28、E-E'断面の40、41、42については、いずれも沖積層を欠いてローム層から始まり、下方の42は下刻されて関東ローム層が薄くなっていることを示唆している。沖積層の欠如は谷底では侵食作用が優勢であることを示す。中流区間下部の柱状図はE-E'断面の43だけであるが、関東ローム層は欠如し厚さ1.8mの腐植土と砂質粘土からなる沖積層が確認されている。

下流区間の地質縦断面は、図12、13にもその一部が表示されているが、図14に小石川谷から神田川谷を経て日本橋台地までの地質縦断面図を示す。遷緩点2付近より下流に向けて、沖積層は、厚さ6mから15mへと厚くなり、基底深度は0mから-10mへと深くなる。土質では、N値0-1の軟弱な粘性土が卓越し、基底に厚さ1-3mの礫層、下部および最上部に厚さ1-3m

の腐植土ないし腐植質粘土を伴う。表土は主に埋め土および盛土の人工土であり、後樂園付近では南北600mにわたって厚さ2-7mの盛土で覆われている。すなわち、下流区間では最終氷期最盛期までに形成された開析谷が沖積層で埋積されて、その堆積面が沖積低地の地形面をなしている。その表層は、厚い埋め土・盛土による人工改変が行われている。

## 5. 本郷台の地形・地質からみた洪水・地震ハザード

### 5.1 洪水ハザード

洪水は地形的にみると、流水が滞りやすい場所で発生している。河川縦断面形では、緩傾斜の上流部の浅い凹地部、河床勾配が急激に緩くなる下流部があり、面的には、河道の狭窄部や湾曲部の上流部、支流の合流部などをあげることができる。また、台地内河川の河川縦断面形の特徴では、上流

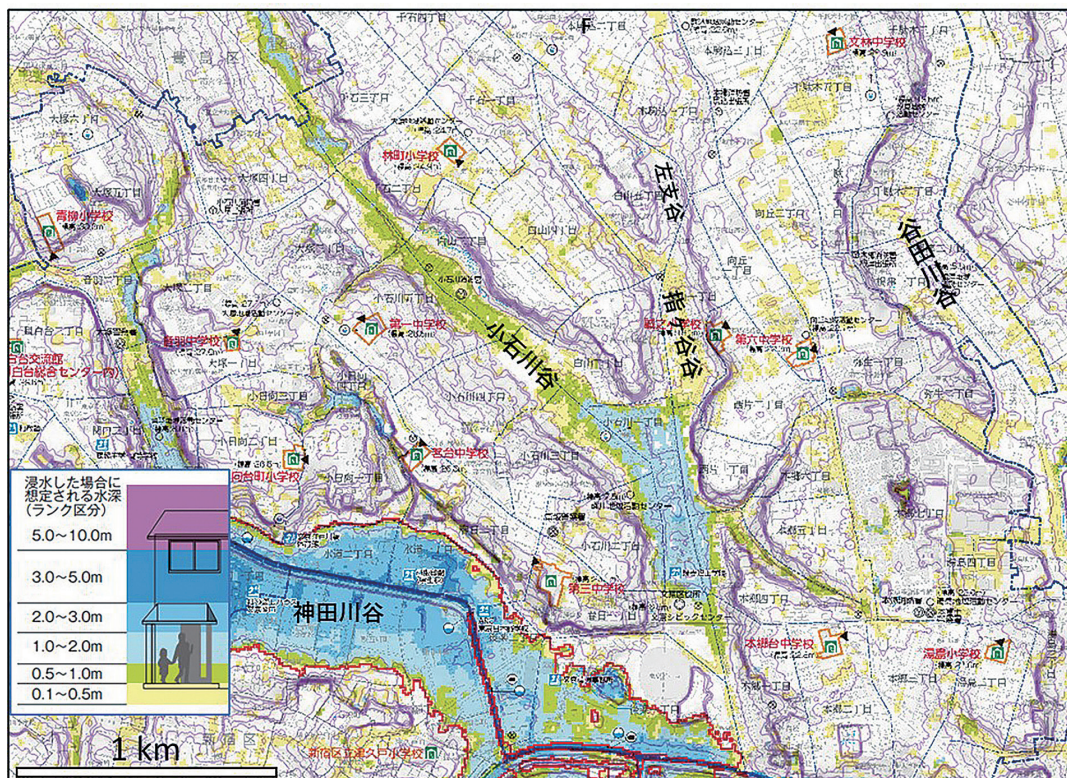


図 15 文京区洪水ハザードマップ (文京区, 2023). 図 5 の立体地形モデルに文京区洪水ハザードマップを重ねる. F: 深地地質研究所, F と谷の名称を追記.

部で上位の遷急点 (図の遷急点 1) の上流側の緩い傾斜の凹地部も上流の流域からの表流水が集中して流出しにくいいため、滞留しやすい場所としてあげることができる。

文京区は、東京都による想定しうる最大規模の降雨 (総雨量 690 mm, 時間最大雨量 153 mm) の際の浸水予測結果 (平成 30 年度実施) に基づいて、浸水範囲とその程度、避難所を示した水害ハザードマップ (令和 5 年 3 月発行版) を公表している (図 15 ; 文京区 (2023)).

このマップでは 0.1-10.0m の浸水深を 5 ランクに分けて表示しているが、国土交通省の川の防災情報サイト (国土交通省, 2023) によると、0.5m 以下は床下浸水 (大人の膝まで)、0.5-1m は床上浸水 (大人の腰まで)、1.0-2.0m は 1 階の軒

下までの浸水、2.0-5.0m は 2 階の軒下までの浸水、そして、5.0-10.0m は 2 階の屋根以上の浸水となる。

図 5 の地形モデルに同ハザードマップを重ねてみると、谷底低地と浸水深分布との密接な関係が浮かび上がる (図 15). 本郷台では最大の浸水深 1-2m の地域 (腰の高さ以上の水深となるため歩行が困難) が小石川谷の下流部に南北 700m, 東西 200m の範囲で明示されている. その地点は、河川縦断形で述べたように、遷緩点の下流側で凹地状に窪み、その下流側に比高 2-3m の微高地があること、指ヶ谷および左岸からの支谷の合流があるなど、上記の河道沿いの洪水が発生しやすい複数の条件が重なったところといえる. この下流部から勾配の緩い小石川谷の中・上流部につ

でも、浸水深 0.5–1.0m の地域が広がっている。小石川谷の下流部は 1958 年の狩野川台風時に、本郷台では谷田川谷とともに、洪水で浸水した場所とされている（防災科学技術研究所自然災害情報室，2023）。

また、本駒込町内には文京区水害ハザードマップで 0.5–1.0m の浸水深の範囲が広く点在しているが、小石川下流部から連続する指ヶ谷の下流部以外では、場所が小さく分散しているためその理由を理解することが難しい。そこで、図 15B をみると、それらが指ヶ谷本谷と左支谷などの谷底沿い、中でも谷の上流部の浅い凹地に発生していることがわかる。

深田地質研究所前の地形断面図（図 7）において、⑦付近は地形的に谷底中流部上部の緩傾斜面の浅い凹地部で、建物が密集し道幅が狭いため地表水が流れにくい地域となっている。文京区のハザードマップ（図 15）では、0.1–0.5m の浸水深が予想されている。一方、同じ谷底でも②の地点は幅広い白山通りが南へ下っているため、表層水が流出しやすく滞留しにくいところであり、ハザードマップでも浸水域にはなっていない。同じ谷底でも、建物などの構造物の密集など排水条件が悪い場合に、水の流れが妨げられて水が滞留しやすくなることにも留意したい。

## 5.2 地震ハザード

震源からの距離が同一であっても、表層地盤の特性によって地震動の増幅度が変化し震度に差が生じる。1923 年の関東地震における、東京都心についての町丁目単位による木造住家の平均倒壊率から求めた震度分布図が公表されている（武村，2003）。同図を地形との関係がわかるように、図 16 では 3D の地形モデルに重ねて表示した。同図から本郷台の台地面では震度 5 弱の地区が多

いが、神田川谷から小石川谷にかけては震度 7 から震度 6 強・弱の地域が帯状に広がっていることがわかる。震度で 4 段階の違いが表層地盤の増幅度の差によって生じていることになる。

大震度域となっている小石川谷下流から神田川谷下流部の表層地盤の特徴について、図 14 の両谷底の地質縦断面図で検討する。同図の経路は図 16 に示したとおり、両谷の埋没谷底に沿う断面であるが、沖積層基底が -3m と浅い東端部は埋没波食台にあたる。小石川谷から神田川谷において、沖積層は N 値 0–2 の軟弱粘性土が卓越し有機質土を挟むという特徴を呈しており、後樂園付近の微高地を除き、震度は 6 弱以上の強震度域となっている。震度 6 強・7 の強震度となっている神田川谷では、沖積層の厚さは 10–12m となり、断面図区間内で最も厚く、震度 7 の範囲では粘性土も N 値 0 の自沈粘土が卓越するという特徴がある。後樂園の微高地の範囲は、地震当時、陸軍の砲兵工廠が立地されており震度の評価がされていないが、関東地震で甚大な被害を受け、その後小倉へ移転する原因になったと記されている。ここでは、沖積層の特徴は隣接する谷底と同様であるが、最上部に厚さ 3–8m の盛土を載せている。歴史地震では、安政江戸地震で水戸上屋敷が甚大な被害を受けたという記録がある。地盤の特徴からは、震度 6 強ないし 7 に相当する可能性がある地帯である。この地質断面における震度との関係では、N 値 0–2 の沖積粘性土が厚いほど、また有機質土が厚いほど、震度増分は大きくなる傾向がある。

谷底でも指ヶ谷谷の中流区間では、沖積層も薄く、周辺の台地と同様の震度 5 弱を示していることから、地震の増幅度は台地面と同等と考えられる。

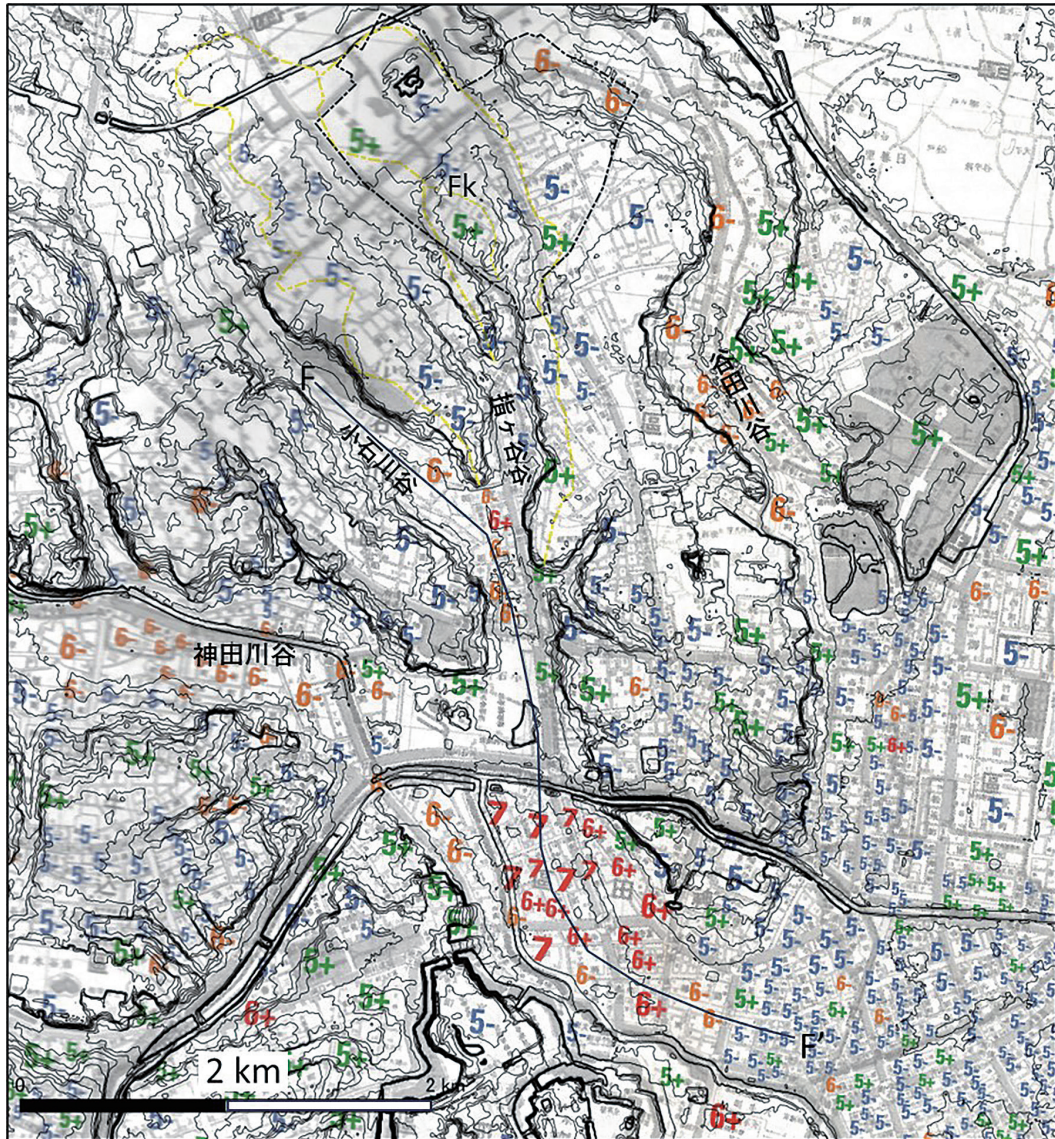


図 16 文京区付近の 1923 年関東地震の震度分布図（武村，2003）と図 5 の立体地形モデルとの重合図。震度表記は 5-，5+，6-，6+，7 の 5 段階，F-F'：図 14 の地質断面図の経路，Fk：深田地質研究所，黒破線：本駒込の輪郭。

## 6. まとめ

本駒込付近の本郷台の微地形について、5m DEM を利用して作成した立体および三次元の地形モデルおよび縦断形で可視化し、その特徴と成り立ち、地震と洪水ハザードとの関係を説明した。

文京区のように広範囲に市街地化され地表面が建築物・構造物に覆われた地域でも、台地の侵

食による谷・分水界などの微地形が残されるとともに、人工地形が識別できることを指摘した。指ヶ谷本谷と左支谷について、分水界をトレースし、谷の縦断形の勾配変化から、勾配 1/1000 以下の緩傾斜の上流区間、遷急点を境に 5/1000 から 13/1000 の比較的急勾配をなす中流区間、遷緩点を境に 1/1000 以下の緩傾斜の下流区間に識別した。ボーリング柱状図を用いた地質縦断面図か

ら、谷底の下刻は上流区間では関東ローム層内にとどまっているが、中流区間では本郷層基底付近まで達しており、ほとんど沖積層が堆積・保存されていないことは中・上流区間が侵食河床であることを示す。一方、下流区間では最終氷期の谷地形が沖積層で埋積されて、その堆積面が沖積低地の地形面をなしている埋没谷であり、厚い埋め土・盛土による改変が行われている。

洪水ハザードについては、地形の特性に基づき文京区が示した洪水ハザードマップで表現された浸水深をほぼ表現することができた。すなわち、台地の地形の特徴を理解することで、洪水ハザードの地域性をおおいた理解することができる。一方、地震動の増幅度は、地形よりむしろ、ボーリング柱状図を用いた地質断面図と関東地震の震度分布との対比で示したとおり、脆弱な沖積層の厚さや土質の特徴によって震度で4段階もの差が生じる。本論では十分に説明できていないが、地形の地質学的な成り立ちを理解すると、地形からかなりの程度で、沖積層の分布とその厚さや軟弱さの推定も可能だろう。本郷台では、沖積層の厚い、いわゆる悪い地盤の場所は谷底の下流区間に広がっており、特に不自然に微高地をなすところは厚い盛土で覆われているため、より注意が必要になるなどの判断が可能になる。

ボーリング柱状図は表層地盤の特徴を知る上で大変有用である。しかし、東京都内において、利用できるボーリング柱状図のほとんどは東京都土木技術センターの地盤データベース（東京都土木技術支援・人材育成センター，2023）だけであり、今回、詳細に地形との関わりを議論するには十分ではなかったと考えられる。すなわち、表層地盤の軟弱な神田川・小石川の下流の谷底低地は、谷底の幅が広く、ボーリング柱状図も比較的密にあるが、中流・上流区間では谷底の幅が狭く、

その地形にあたるボーリング柱状図は極めて乏しく不明確な点を残している。また、後樂園などの埋土・盛土の厚い地域では、その硬さによって地震動の増幅度が異なるが、そのようなデータはボーリング柱状図では得ることができない。ボーリング柱状図データには不備な点もある。同データは標準貫入試験調査で記載された内容であり、位置や深度、土質の記載にはミスを含む不明確さがある。特に、関東ローム層とその直下の粘性土（本郷層上部）との区分については、土質名称や認定基準にばらつきがあつて、その解釈に不確かさが避けられないのは残念なことだった。

本論のような意図で書かれた書籍に、東京低地の地形学の大先達である松田磐余先生が書かれた名著「江戸・東京地形学散歩」（松田，2009）がある。同書籍では東京都心域がほぼカバーされ、しかも著者は東京都の地震防災に委員として長らく関わってこられ、その知見が盛り込まれている。今回、執筆にあたって座右の書として参考にさせていただいた。同書に対する新たな切り口として留意した点は、文京区本駒込という地域を限定することで、地形・地質の特徴を具体的に可視化し、わかりやすく提示することであった。

本論が身近な地形の楽しさと地震・洪水災害から身を守る一助になれば幸いです。

## 謝辞

深田地質研究所の滝口志郎顧問から本文修正にあたって有益なご意見を頂きました。ここに記して心より感謝の意を表します。

## 文献

荒川区教育委員会・共和開発株式会社編（2012）：

- 諏訪台・日暮里延命院貝塚遺跡：発掘調査報告書. 荒川区教育委員会, 19p.
- 防災科学技術研究所自然災害情報室 (2023), 防災基礎講座 災害はどこでどのように起きているか(図 7.4), [https://dil.bosai.go.jp/workshop/02kouza\\_jirei/07naisui.html](https://dil.bosai.go.jp/workshop/02kouza_jirei/07naisui.html), (2023年10月30日参照).
- 文京区 (2023), 水害ハザードマップ (令和5年3月発行版), <https://www.city.bunkyo.lg.jp/bosai/bosai/bousai/Panfu/hazard/hazard.html>, (2023年10月30日参照).
- 文京区教育委員会 (2023): 文京区文化財年報 令和3 (2021) 年度. 85p.
- 遠藤 毅・中山俊雄 (2000): 東京都の地盤. 地質と調査, 全国地質調査業協会連合会編, **83**, 34-49.
- 平田重夫 (1971): 本郷台, 白山における不圧地下水の涵養機構. 地理学評論, **44**, 14-46.
- 貝塚爽平 (1979): 東京の自然史 <増補第二版>. 紀伊國屋書店, 239p.
- 貝塚爽平・戸谷 洋 (1953): 武蔵野台地東部の地形・地質と周辺諸台地の Tephrochronology. 地学雑誌, **62**(2), 59-68.
- 久保純子 (1988): 相模野台地・武蔵野台地を刻む谷の地形 - 風成テフラを供給された名残川の谷地形 -. 地理学評論 Ser. A, **61**, 25-48.
- 菊池山哉 (1992): 五百年前の東京. 東京史談会復刻版, 206p.
- 国土交通省 (2023), 川の防災情報, <https://city.river.go.jp/kwabou/reference/index05.html>, (2023年10月30日参照).
- 町田 洋・新井房夫 (2003): 新編 火山灰アトラス, 東京大学出版会, 360p.
- 松田馨余 (2009): 江戸・東京地形学散歩 災害史と防災の視点から. 之潮, 318p.
- 内藤 昌 (1966): 江戸と江戸城, 鹿島研究所出版会, 244p.
- 阪口 豊 (1990): 東京大学の土台 - 本郷キャンパスの地形と地質, 東京大学史紀要, **8**, 1-34.
- 台東区 (2023), 台東区遺跡一覧表. <https://www.city.taito.lg.jp/gakushu/shogaigakushu/shakaikyoiku/bunkazai/taitoukuiseki/201709.files/R0303iseki-itiranhyou.pdf>, (2023年10月30日参照).
- 武村雅之 (2003): 関東大震災 大東京圏の揺れを知る. 鹿島出版会, 139p.
- 竹村貴人・小田匡寛・濱本昌一郎・川本 健・赤間友哉・田井秀迪・木村克己 (2013): 沖積粘性土のせん断剛性率とその堆積時環境依存性に関する研究 - 関東平野南部における事例 -, 地学雑誌, **122**, 472-492.
- 東木龍七 (1926): 地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧海岸線 (二). 地理学評論, **2**(8), 659-678.
- 東京の地盤編集委員会 (1998): ジオテクノート 7 東京の地盤. 地盤工学会, 126p.
- 東京都 (2023), 東京被害想定マップ, <https://www.higaisoutei.metro.tokyo.lg.jp/eqmap/eqmapgis.html>, (2023年10月30日参照).
- 東京都土木技術研究所編 (1977): 東京都総合地盤図 1, 技報堂出版.
- 東京都土木技術支援・人材育成センター (2023), 東京の地盤 (GIS版), <https://www.kensetsu.metro.tokyo.lg.jp/jigyotech/start/03-jyhouhou/geo-web/00-index.html>, (2023年10月30日参照).
- Yatsu, E. (1955): On the longitudinal profile of the graded river. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, **36**, 655-663.