

武蔵野台地を知る

I. 武蔵野台地における地形と地層

1. 武蔵野台地段丘面の分類

武蔵野台地は図示をすると図 1 のようになり、山の手を含む東京都西郊に広く広がるわが国の洪積台地¹の中でも最大級の台地の一つです。東京都青梅市の東青梅駅の南の新奥多摩大橋付近を要とする扇状地で、北西は入間川で、北東は荒川で、南は多摩川で区切られます。(東西延長約 47 キロメートル、南北幅約 30 キロメートル、総面積は約 846 平方キロメートルで、都市でいうと北端は川越、西端は青梅、東端は上野、南端は池上となります。標高は西端の青梅が最も高く約 210 メートル、全体として西から東方へ向かって次第に低くなり、川越で標高約 15 メートル、東端付近では標高 約 20 メートルとなっています。)

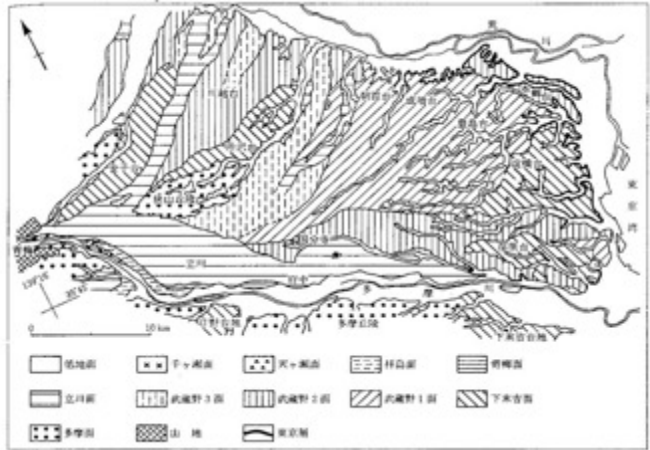


図 1-1 武蔵野台地の地形面



図 1-2 東京都の地形面区分図

この台地上に、古い順に、多摩面(T面)、下末吉面(S面)、武蔵野面(M面)、立川面(含む青柳面:T面)、拝島面などに区分される段丘面が存在しています。武蔵野面はその形成の時期により、M1面、M2面、M3面に分類されます。武蔵野台地上で一番古い多摩面に相当するのは狭山丘陵です。

図 1-2 は東京都における地形区分図を示したのですが、図 1-1、武蔵野台地全体の地形模式図と合わせて見ていただくとより解り易くなるものと思います。

¹ 洪積世とは今から 250 万年から 1 万年前までの時期をいい、洪積台地は当時の河川、湖沼、海底に土砂が堆積し、その後隆起したまま、沖積世の時代には余り変化を受けない状態でできた台地をいいます。

2. 武蔵野台地の地層

武蔵野台地を北から南にかけて切った時の地層の模式図は図2のようになっています。この模式図は一般論として単純化されたものですが、断面をとる場所によっては必ずしもこのように整然と層序を著していないこともあります。ここでは、各地層の生成や性格の話をしたうえで、段丘面の形成過程や今の多摩川への流路変更に触れてみます。

武蔵野台地を形成する地層には、基盤となる上総層群、東京層下部、東京礫層、東京層上部、沖積低地の礫層、立川礫層、武蔵野礫層などがあり、その上に火山の爆発による降灰により形成された関東ローム層があります。この関東ローム層は古い順に下末吉ローム層、武蔵野ローム層、立川ローム層と呼ばれています。

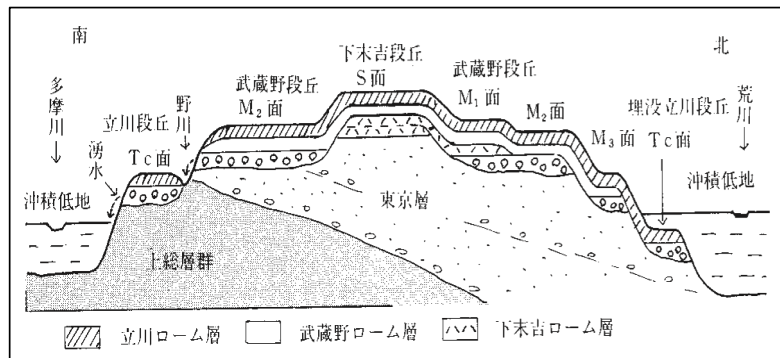


図2 東京周辺の地質模式図

(1) 上総層群

第三紀の中新世より第四紀の半ばすぎまで、年代でいうと2000万年余り前から50万年ほど前まで、関東平野は主に海で、その海底に厚い地層が堆積しました。その地層が三浦層群や上総層群と呼ばれる地層で、三浦層群の形成は上総層群より古い層ですが、上総層群は、約280万から50万年前に形成された海成層で厚さは1000mに及びます。砂岩、泥岩からなり、下部では凝灰質(凝灰岩：火山灰などが固まってできた岩石)が多く、また、貝化石を多く産出しています。関東地方の地層の基盤層で、極めて硬い地層です。上総層群の上部には東京層と呼ばれる地層が存在します。立川面では立川礫層の下には東京層は存在しませんので、その下は上総層群となっています。

(2) 東京層と東京礫層

武蔵野台地の基盤となる上総層群の上には「東京層」と呼ばれる地層が存在します。東京層は洪積層で、やや固まった砂の層を中心に、泥や石、火山灰の粘土の層が混る海成層です。東京層は下層と上層に分けられ、下層は上層に比べて硬く、その間に東京礫層が広がっています。上層からは、30万年から2万年前まで日本列島にいたナウマン象などの化石も見つかっています。

① 東京層下部

上総層群の堆積末期になると、海が浅くなり、また約10万年を周期として海面の昇降が起こるようになります。原因は世界的な気候の変化による氷河の消長で、大陸氷河が拡大した氷期には、その氷の分だけ海水が減って海面の降下が起こり、反対に間氷期になると氷河が融けて、その分だけ海面が上昇するようになります。50万年ほど前からは、地盤の上昇もあったと考えられ、ますます海が浅くなり、また海面昇降の影響が強く現われるようになります。このような環境変化

の中で堆積したのが、千葉県の成田層群や東京の下部東京層(別名江戸川層)・東京礫層・上部東京層(合わせて東京層群)といわれる地層です。下部東京層群の時代には箱根火山が活動して今の外輪山が成長し、その火山灰や軽石が今の東京にも降下し、また八ヶ岳方面からの火山灰も降灰しました。下部東京層の上部が、凝灰質だといわれるのは、そのような火山灰の堆積によるものと考えられます。そのようなことから、下部東京層は、海面の昇降に伴い、また、時に陸化した古東京湾に堆積した地層です。

② 東京礫層

東京層下部の上には東京礫層が存在します。この礫層の厚さは 5-10 メートルといわれていますが、河川が運んだ堆積物です。東京礫層は、気温が低下し氷河が成長した時期に、海が大きく退いて、現在の東京都の区域が陸地化した時に多摩川などの河川が運んだ河床堆積物です。この地層も、単に一連の一枚の地層とは限らないようです。東京礫層形成の年代はまだ確定していませんが、新宿の地下の東京礫層は、火山灰を基準に年代を推定すると 20 数万年前になるといわれています²。

③ 東京層上部

東京礫層の形成後、海面が上昇し、関東平野は再び大きい湾(古東京湾)となり、海面上昇が最高に達したのは 13 から 12 万年前の時期です。この海面上昇は下末吉海進と呼ばれ、その名の由来は、横浜市鶴見区下末吉の崖にみられる下末吉層の堆積をもたらした海面上昇を意味しています。なお、下末吉層は、上部東京層や千葉の成田層(木下(きおろし)層)などと同じ時代の堆積層で、それらの代表格の地層です。そういうわけで、同時代の地層の堆積表面すべてを下末吉面(頭文字をとって S 面)とよんでいます。

海面がもっとも高くなった時代の関東では、海岸線は武蔵野市吉祥寺と川崎市溝ノ口をつなぐあたりにあり、最終間氷期にあたります。この間氷期の海水面が非常に高くなった時期に、古東京湾に堆積してできたのが東京層上部の地層です。この地層は下から砂・シルト層・砂礫層の順序で重なっていて、海水面の下降と上昇が繰り返されたことによるものと考えられます³。

(3) 武蔵野礫層

東京層上部を覆う地層に武蔵野礫層があります。直径 0.5 から 3 センチメートルの礫を主体として、中程度から粗い砂を含んだ締まった砂礫層が存在します。この地層は M1、M2、M3 の三種類に分類され、一部の例外はありますが、大部分は古多摩川の形成した河成砂礫層で、その上部は一般に砂質・粘土質の地層で、火山灰質のこともあります。約 7 万年前から 5 万年前の激し

² 関東ロームのような火山灰、なかでも特長のある軽石層は、広く分布し、時代のよい指標になります。ことに、その火山灰や軽石に含まれる鉱物や火山ガラスの年代が、含有する放射性物質によって測られていると、地層や地形の年代を数える時計の役を果たします。前に記した関東ローム層の年代や図 5 の年代目盛りは、四、五万年より前は火山灰中の鉱物やガラスに残されたウラン核分裂による飛跡をもとに測定されたものであり、それ以後、歴史時代までの年代は有機物に残された放射線量により推測します。

³ 後述する立川段丘面の立川礫層の下には東京層群は見ることができず上総層群が直接存在します。

い河川の活動で形成され、その時期は、氷河期が去った温暖な間氷期で、河川の水量は多く、関東山塊から排出される岩屑が、広大な氾濫原をもつ河川により運び出され形成されたと考えられています。その厚さは5メートル以下といわれていますが、M1、M2、M3の地層によって違いがあるといわれています。

(4) 立川礫層

2万6千年から2万5千年前頃、武蔵野ロームを堆積させた古富士火山の活動が停滞し、気候が温暖化する時期が短い期間ありました。河川の水量が増えたことで関東山塊から大量の岩屑が運び出され、氾濫域に立川礫層と云われる新たな礫層を作り出しはじめていました。こうした場所は、既に堆積していた武蔵野礫層や武蔵野ローム層の縁を河川が削り込んできたところであるから、それら堆積層より一段低い位置に礫層を形作りました。この礫層の厚さは3から5メートルといわれています。

II. 武蔵野台地における各段丘面の形成とその特徴

武蔵野台地では、前章で触れた地層の上に、関東ローム層が堆積しています。堆積した火山灰の層あるいはその有無によって、台地は多摩面、下末吉面、武蔵野面、立川面、拝島面、沖積面の各面に分類されます。これらの段丘面は多摩川が北から南に移動する過程で形成されたものです。

(1) 多摩面

多摩面は最も古く、狭山丘陵や多摩丘陵などの丘陵がこれにあたり、主として多摩ローム層及びそれより新しいローム層で覆われています。因みに、この多摩ローム層を形成する火山灰は、箱根外輪山形成期や古八ヶ岳の噴火による火山灰で、48万年から38万年前頃に形成されたものといわれています。

(2) 下末吉面

下末吉面は、主として下末吉ローム層とそれより新しいローム層で覆われており、横浜の下末吉台地を指標とし、武蔵野台地内に分布する淀橋台・荏原台・田園調布台、埼玉県入間市の金子台、所沢の所沢台のようにその地域の地名をとって呼ばれています。下末吉ローム層は箱根新規外輪山形成期や木曾御嶽山の噴火による火山灰により形成されたもので、約12万8千年から7万年前頃に形成されたものといわれています。下末吉ローム層の下は東京層上部と重なります。

下末吉面である「金子台」は埼玉県入間市の西部、霞川の南に横たわる台地で、その北部、霞川と圏央道に挟まれた地域には400ヘクタールにも及ぶ広大な茶畑が一面に広がっています。

(3) 武蔵野面

武蔵野面(武蔵野段丘)は、主として武蔵野ローム層とそれより新しいローム層で覆われていて、武蔵野台地とその一帯である、豊島台・成増台・朝霞台(以上はM1面)、本郷台・目黒台・久が

原台(以上は M2 面)、中台面(M3 面)のように細分されています。武蔵野ローム層を形成する火山灰は古富士火山や箱根火山中央火口丘の噴火によるもので 5 万年から 2 万 6 千年前頃に降積したと推定されています。また、武蔵野面と立川面の境を形成する崖の基底部分からは湧水が流出し、古多摩川の名残川である野川に流れ込んでいるのを見ることができます。

① 武蔵野ローム I 面

武蔵野ローム I 面を形成するローム層は、5 万年前から 4 万年前ごろに活動した箱根外輪山形成期の火山灰を主体にしています。東京の区部を中心に、おおよそ国分寺崖線から東久留米市に流れる黒目川に挟まれた一帯に、扇状の分布をもってロームの堆積が成されています。西端が扇の要のように先細る形状をみせていることは、現在のあきる野市辺りから流れてきた河川が立川付近で分流し、南側は国分寺崖線沿い、また北側は黒目川沿いにおいて、堆積しはじめたローム層を浸食して流出させていたことが考えられます。この時期の多摩川は現在と流路が異なり、青梅を基点に狭山丘陵の北縁を削り込み、北東へ向けて現在の不老川(としとらずかわ)に沿う位置に流れていました。北側の加治丘陵の裾野には、さほどの流れは無かったようでその地域にロームの堆積が認められます。

② 武蔵野ローム II 面

この期は、約 4 万年前から 3 万年前に相当し、古富士火山からの降灰が激しさを増した時期です。その影響で、河川沿いの水流の弱い淀みなどでは降灰が優位となり、徐々にロームの堆積が拡大しました。そうしたところではロームが水中に沈澱し、粘土層を形成し、それが厚さを増して水面上へ出ると、急速に降灰が堆積してローム層が形成されました。この結果、河川の氾濫域が狭まり、水流が固定した位置を深く削り始め、それとともに、立川付近で分岐していた流れも上流のあきる野市あたりまで押し上げられました。関東山地に丘陵の接する付近では、低地帯がロームの堆積で上がることにより、増水時の急激な流れが、低地との落差の少なくなった丘陵上を通り、新たに出現した流路が常態化するようになりました。

③ 武蔵野ローム III 面

この期は 3 万年前から 2 万 6 千年前頃で、古富士火山からの降灰が激しかった時期です。ロームの堆積域はさらに拡大し、多摩丘陵と狭山丘陵の間に挟まれた平坦地のほぼ全域を覆い、それにとまって水流はより低い地形の丘陵の縁に沿う位置へ移動し、深い流路を作り始めます。一方、礫層におおわれていた地域においても、河川の影響をうけない高台にロームが堆積し始め、これが、武蔵野ローム III 面になります。このロームの堆積する地表に、まったく河川が形成されていなかったわけではなく、雨がもたらす無数の川が存在していました。礫層表面に雨が降ればすぐに地下へ浸透しますが、ローム層は水中で形成されれば粘土質となることから、雨がずっと地下への雨水の浸透は困難となり、堆積したばかりのローム層の表面を削りながら流路を形成しました。このような古い時代の川の跡の低い土地は、豪雨の時など水はけが悪く、江戸時代の畑の等級では作物のなりの悪い「下々畑(ゲゲバタ)」とよばれたりしていました。そういう場所では、ローム層の堆積が薄く、水の影響をうけ赤黒く変質しています。

(4) 立川面

立川面（立川段丘）は、主として立川ローム層に覆われており、その下は立川礫層、さらにその下は上総層群とよばれる武蔵野台地の基盤となるものです。立川ローム層は古富士火山の噴火により、2万5千年から1万年前に形成されたものといわれています。

立川段丘は青梅を頂点として東に扇状に開いて発達し、その前面中央に位置する狭山丘陵により北と南に二分されています。狭山丘陵の北側の立川段丘面は北西の金子台寄りの不老川の浅い谷底面として北東方向に発達し、狭山丘陵の南側の立川段丘は、なお扇状地状の地形を呈しながら、多摩川沿いの広い段丘面として南東方向に発達し、武蔵野段丘面との比高を増していきます。また、北西方向に向かっては武蔵野段丘との比高を下げ、玉川上水駅付近では高さの差はなくなり、立川面が武蔵野面を覆うような形になります。また、南は狛江市のあたりで沖積面と高さが同じになり、その下流では立川段丘は多摩川の沖積面の下にもぐってしまいます。

立川段丘の礫層基底、立川崖線（府中崖線）からの湧水は立川市の都立農事試験場南東の段丘崖（富士見町一丁目）、南武線の西府駅近くの崖、府中市の大国魂神社東方の崖（東府中駅南西）、狛江町の竜泉寺境内（狛江駅北西）でみられ、立川段丘の礫層上に積もった立川ローム層の厚さは3メートルに達しますが、露頭では普通2メートル以下が多いといわれています。また、国分寺市より下流では立川段丘の背面崖（国分寺崖線）に沿って、名残川の性格をもつ野川が武蔵野段丘の段丘礫層基底からの湧水に涵養され、浅いが比較的はっきりした谷を形成して南東流しています。

(5) 青柳面

青柳面（青柳段丘）は立川面の一部を成すものといわれていますが、ここでは別に扱うようにします。青柳段丘の礫層の厚さは2~4メートルで、礫層の厚い場所ではその最上部1メートルは砂からなっています。また、段丘礫層の上に厚さ1メートル以下のローム層（立川ローム層上部）が堆積しています。青柳段丘の礫の大きさは附近の立川段丘のそれよりは小さいが、武蔵野段丘のそれと同じ位です。青柳段丘は三地域に分かれて分布し、段丘面の平面形はいずれも紡錘形で、その背面崖側の形には川の蛇行の痕跡が残ります。谷底面との比高は国立町谷保で5~6メートル、立川市柴崎町で7~8メートル、中神で12~13メートルあり上流へ行くほど比高を増します。

三地域の青柳段丘ともその背面崖の西端附近は明確な崖線を現わさず、斜面となり立川段丘面上がっていきます。国立市から立川市への青柳段丘では、段丘面を東西に二分するように矢川が南東流し、名残川である矢川の下流部は崖端侵蝕谷により南西に流路を変えて溪谷を作っています。旧流路方向にもやや発達した崖端侵蝕谷がみられ、その谷頭は南養寺の南まで入っていますが、さらに発達して矢川をもとの流れに戻す勢いはありません。昭島市の青柳段丘の東端に近い福島神社の裏にも、名残川が流入する崖端侵蝕谷による小溪谷があります。中神の熊野神社では青柳段丘の段丘礫層基底から地下水が盛んに湧水し、国立市のママ下湧水でも段丘崖基底からの豊富な湧水を見ることができます。

(6) 扨島面

扨島面以下の低位段丘群は、1万年前以降の完新世⁴の段丘面であり、関東ローム層を欠いて、主として段丘礫層のみより構成され、扨島面・天ヶ瀬面・千ヶ瀬面などの小規模な段丘が区分されています。昭島市中神から羽村市羽村にかけ多摩川の左岸に沿って河岸段丘の形態をもって発達し、青梅よりも上流では日向和田の対岸(神代橋を渡ったところ、青梅市大字下)の多摩川右岸にやや広く発達しているのを見ることができます。東端の中神の熊野神社附近で谷底面との比高は7メートルあり、直接多摩川河床に臨む福生町南でその崖高は9メートルとなっています。

青梅から下流には名残川も崖端侵蝕谷の発達もなく、段丘崖の湧水地もまだ段丘崖に切り込んでいませんが、青梅よりも上流では沖積段丘と共に支谷によって下刻されています。扨島段丘の礫層は福生市熊川から西方では現在の河床よりも大きな丸石を多く含みますが、東方ではその数は急に少なくなつて、小さな丸石が多くなるので、中央粒径は現河床のそれよりも西方では大きく東方では小さくなつています。段丘礫層の厚さは3~4メートルで、最上部の30~70センチメートルは多くは砂からなつています。代表的露頭は元三大師(扨島大師)の西の道路切割、昭島市宮沢町谷下の段丘崖で、扨島段丘の露頭ではローム層の堆積はありません。昭島市の扨島段丘の前面崖では扨島町元三大師(扨島大師)や宮沢町の諏訪宮、龍津寺付近などで、段丘礫層と基盤岩上面との間から地下水が盛んに湧水しているのを見ることができます。

(7) 沖積面

今から一万年頃から、古富士火山の活動も沈静化します。その後、河川の氾濫原に青柳礫層と呼ばれる礫層と粘土からなる沖積面が形成されました。例えば青柳崖線下に広がる多摩川までの平坦面は沖積面であり、荒川に沿った低地や東京低地もそうです。

隆起しつつある上総層群や東京層・下末吉層などを侵食して形成された段丘面は、古いものほど高い位置にあり、その上に堆積した関東ローム層も古いものから順に厚く分布しています。立川面は、海水準が現在より100メートル以上低下する最終氷期に形成されたため、段丘面の勾配は急であり、その後の海進期に沖積層に埋積されて埋没段丘となつているところもあります。このように、海水準変動に伴う古多摩川の侵食・堆積作用の繰返しによって、現在のような台地面が形成されたと考えられます。

今まで、武蔵野台地を形成する段丘面やその地層について、ざつとした特徴を見てきました。各段丘面における地層の形成には、氷河期・間氷期の繰返しによる気候的要因による海面の上昇・下降、異なる時期における活発な火山活動による火山灰の降灰、地盤の隆起が影響していました。

⁴ 地質時代の一区分。新生代第四紀洪積(こうせき)世の次の時代で、沖積世と同義。約一万年前から現在に至る。海陸分布・気候・生物などはほとんど現在と変化ない。

すなわち、関東平野はフィリピン海プレート⁵の沈み込みに伴い形成された前弧海盆⁵の広域的な隆起を原因とした陸化によるものだというというプレートテクトニクス的な要因があるということがわかります。

■ 関東平野の形成について⁶

関東平野の成り立ちは非常に古く、1650 万年前の日本海の拡大末期まで遡り、関東平野は新第三紀（約 2300 万年前）以来続いている「関東造盆地運動」で形成されました。これは現在の関東平野の中央部で沈降が起こり、周囲の山地などが隆起する運動です。新生代第 4 紀（258 万 8 千年前～）の最終氷期を迎えた頃には、列島の姿は完成していましたが、海水面の上下変動と火山の降灰で地形は大きく変化しました。関東平野は北・西・南の三方を山地・丘陵に囲まれています。銚子付近も基板岩が凸部を成しているのが四方を高まりに囲まれた大きな盆地です。この盆地は関東平野として陸ですが、四方から供給される碎屑物を受けとめる巨大な堆積盆（関東堆積盆）でした。この大地形はプレート運動によってうける力で日本列島が歪むことで形成されました。特に第四紀に入ってから周囲の隆起（侵食）と堆積盆の沈降（堆積）が活発になり大量の土砂が流入して短期間で分厚い地層の平野（関東平野）が形成されました。関東平野の沈降運動は現在も続いています。

III. 立川断層帯と多摩川の流路変更

(1) 立川断層帯の出現

埼玉県入間郡名栗村から東京都青梅市、立川市を経て府中市に至る断層帯があり、この断層帯は立川断層帯として知られ、名栗断層と立川断層から構成されています。全体として長さは約 33 キロメートルで、概ね北西-南東方向に延びています。北東側が相対的に隆起する断層で、北西部では左横ずれを伴い、その平均的な上下方向のずれの速度は、0.2-0.3 メートル/千年程度と推定されています。また、その最新活動時期は約 2 万年前以後、約 1 万 3 千年前より以前とされ、平均活動間隔は 1 万から 1 万 5 千年程度であったのではないかとされています。この断層帯の出現が、武蔵野台地上の河川の流路にも影響を及ぼしたことが推測されています。

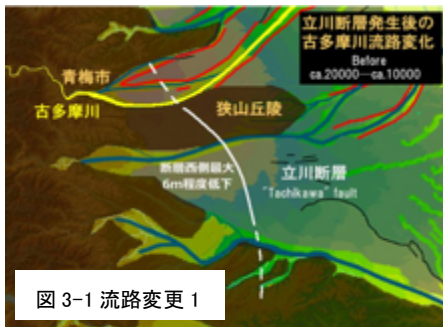
武蔵野台地周域を震源とする巨大地震については、新しくは荒川河口付近を震源とする 1855 年 10 月 2 日に起きたマグニチュード 6.9 の安政の大地震や三浦半島付近の海底を震源とする 1923 年 9 月 1 日に起きたマグニチュード 7.9 の関東大震災があり、武蔵野台地周域は今においても地殻変動の活発な地帯ということが出来ます。従って、立川断層帯の活動があってもおかしくないわけです。立川断層帯の出現と武蔵野台地上の河川の流路、特に多摩川との関係について語った論文や文書をもとにそれを紹介してみます。

⁵ 海洋プレートと大陸プレートの境目に堆積したもの（海溝堆積物）は、海洋プレートが沈み込むにつれ、陸地に押し付けられ付加体となります。さらに陸地に押し付けられ、浅くなった付加体の上に凹みのできたものを前弧海盆と呼びます。そこに陸地から流れてきた砂や泥が堆積したものが前弧海盆堆積体で、関東平野もそうです。

⁶ 「関東平野の形成（地表構造）」(http://watasumu.web.fc2.com/05ShizenKa/100730_Kanto02Taiseiki.pdf)

(2) 立川断層帯の出現と古多摩川の流路変更⁷

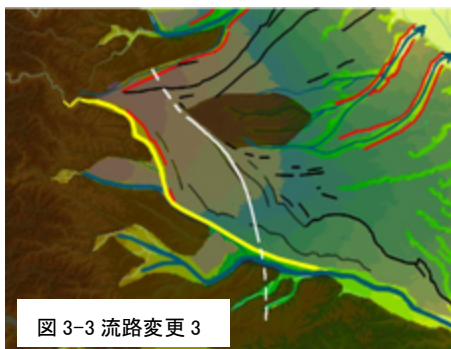
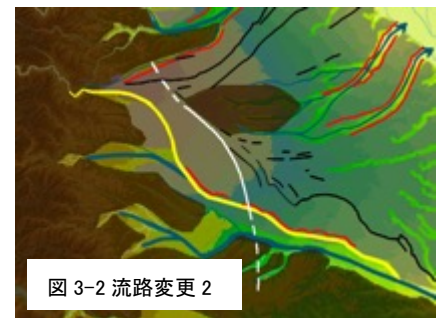
武蔵野台地を狭山丘陵の位置で輪切りにすると、左側の関東山地は、現在にあっても年間 2 ミリ程度上昇する造山運動を続けており、また立川断層を引き起こした巨大地震では、断層の西側が最大 6m 陥没したといわれています。このことを考え合わせると、この地震は、関東山地の基盤の隆起により、それに接する付近の地形も吊りあげられ、限界に達することで崩れ落ちて生じた地震のように考えられます。もし、そうだとすれば、関東山地から伸びていたと考えられる狭山丘陵西側の丘陵は、この断層帯の出現により分断され、巨大な振動をうけて脆弱な地質に変化したローム層が泥石流となって流出することも想定されます。



立川断層出現以前、多摩川の流は狭山丘陵北西側を削り、そこから北東へ向い、今の不老川（とすとらず川）に沿うような流路を形成していました。これを古多摩川といい、その位置に深さ 10 数メートルの溝状の地形が現在も残されていて、そのころはかなりの水量のあったことがわかります。ところが、巨大地震により立川断層が出現し（下図中の白線）、その南北に延びる断層線の西側が陥没したことで、古多摩川

の流れが変化。流水は断層線を越えることができず、その脇の陥没地帯に沿うように南下するようになります。このときの古多摩川の流路変化にともなう削り込みで、現在の狭山丘陵を特徴づける、西側へ狭まる独特の船形の地形が作りだされたものと考えられています。

流路変更した古多摩川の流れは、地震の影響であちこちに亀裂の生じていたと考えられるローム層を浸食して押し流し、狭山丘陵南縁である野市方面から黒目川・柳瀬川方面への流路を築いていた河川へ流れ込んだものと考えられます。また、あきる野市方面から東流していた流れも立川断層に阻まれていたことで、古多摩川の勢いにのまれて一体となり、断層脇の陥没帯に沿う南への新たな流路をつくりだしたと想定されています。



南北に走る立川断層の出現により、古多摩川は流路を南へ変化させましたが、この段階で流路が固定されたわけではなく、その流れは、断層直下から西の陥没帯へ徐々に移動します。そして、狭山丘陵西側へ続く丘陵の低い鞍部に堆積していた関東ローム層が、巨大地震の影響で、いたるところで脆弱な土層となっていました。そうしたところを浸食しながら、古多摩川の流路が西へ移動して行ったと考えられます。羽村あたりで東をみると、路面がなだらかな傾斜をもって遠方へ

⁷ 本節における説明及び図は「清瀬市郷土の歴史語り」 2013 年 6 月による。

高まっている景観を目にすることができます。この傾斜は、立川断層に沿う流れが河水を通しやすいた低い地形を求め、関東山地の基盤が地下へ入り込む西へ向けて地表をならしつつ、かなり早い動きで移動してきたことを示しています。こうして古多摩川は、現在の多摩川の流路へ至ったものと考えられます。こうした立川断層の出現に誘発された古多摩川の流路変化は、それまでに形成されていた河川に大きな影響を及ぼします。

(3) 現在の武蔵野台地の姿に

狭山丘陵の北縁の流路は枯渇し、わずかに丘陵に降った雨が流れ込むほどの、いわば野川ほどの水量を得るに等しく、また当初は青梅から古多摩川の分流として流れ出すことができたと考えられる霞川も、古多摩川の南への流れが台地を深く刻むにしたがい、古多摩川からの流水を断ち切られ、これも野川のような水量になりました。

こうした影響は武蔵野台地の南側でも生じ、黒目川筋や柳瀬川筋もあきる野方面から流れていた河川の水の供給を遮断され、狭山丘陵を主水源とするものへと移行したと考えられます。これら立川断層以東の河川が変質していくなか、南へ流路を変えた古多摩川の流れは、関東地や多摩丘陵から流れ出す中小の河川をだきこみ、大河川へと変化していきます。広い氾濫原には礫層が堆積し、また氾濫の影響が遠のいた礫層上には降灰によりローム層が形成されて行きました。立川面形成のプロセスです。そして、いまから1万年ほど前に古富士火山の活動が休止し、立川ローム層の堆積が終了した時には、河川の流路を除く武蔵野台地をローム層が覆うこととなりました。

IV. 多摩川と湧水

武蔵野の湧水の話が出るといつも語られるのは「はけ」であり、そして引用されるのは、「土地の人はなぜそこがはけとよばれるのか知らない……中央線国分寺駅と小金井駅の間、線路から平坦な畠中の道を二丁南へ行くと、道は突然下りとなる。「野川」と呼ばれる一つの小川の流域がそこに開けているが、流れの割に斜面の高いのは、これはかつて古い地質時代に……古代多摩川が、次第に西南に移って行った跡で、斜面はその途中作った最も古い段丘の一つだからである……」という大岡昇平の『武蔵野夫人』の一節です。調べて見るとこの小説の舞台となった場所の特定に関する研究論文もあるくらいですから、今回の私達のテーマとは異なるものの、実に興味深い話です。「はけ」という言葉はこの地域における湧水の多さを物語るものです⁸。

⁸ 東京都環境局では、東京の湧水について3~5年毎に調査を行っており、近年では平成15年度に調査が実施されています。その調査結果によると、都内全域で707箇所、多摩地区で424箇所、島嶼で3箇所となっています。この内、多摩川水系に関わる湧水地は450箇所と全湧水地の64%を占めており、このことから多摩川は都内の自然資産維持の観点から重要です。多摩川水系の湧水地のうち、武蔵野段丘(野川(仙川含む)、矢沢川、丸子川)における湧水地が136箇所あり、多摩川水系の湧水地の30%を占めています。東京都ではこれらの湧水の中から、「東京の名湧水57選」を選定し、パンフレット等により都民の関心を高め、保全するための活動を推進しています。

(1) 武蔵野台地の湧水地概要

武蔵野台地では、古多摩川により堆積された武蔵野礫層や立川礫層を帯水層として、この礫層が地表と接する台地の縁や台地上の窪地に地下水の湧き出し口が見られます。帯水層に蓄えられた地下水は、地下水面に勾配があると、勾配に従って低い方へ流下し、この地下水水面が、地表と接した所が湧水箇所です。湧水のタイプとしては、大きく

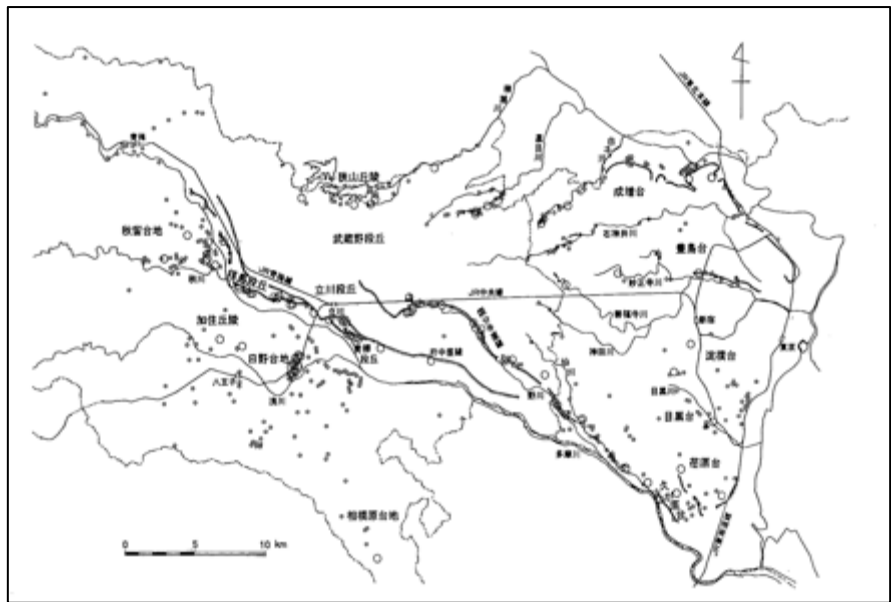


図4 東京都の湧水点(東京都の湧水の現状 地下水学会誌 Vol. 42-3)

は関東ローム層下の粘土質ローム層が不透水層となりローム層中の地下水が湧水するものと武蔵野礫層や立川礫層下の粘土層などが不透水層となり、武蔵野礫層中の地下水が湧水するものとに分けられます。

これら湧水地点は二つに分類され、標高 50 メートルより少し低いところに位置する三宝寺池、井の頭池、善福寺池などと、標高 70 メートルより少し低いところに位置する黒目川、真姿の池、矢川源泉などの 2 つのグループに分けられます。これらの湧水地点は古多摩川が現在の青梅付近を要として扇状地である武蔵野台地を形成していた頃の扇端部からの湧水の名残といわれています。

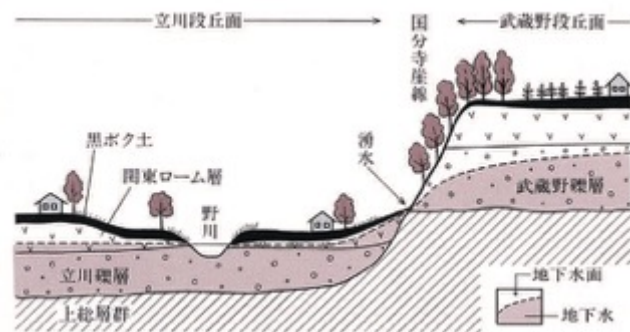


図5 武蔵野台地の野川を代表する国分寺崖線の湧水機構
技術ノート Vol.38 平成 5年 11月 東京都地質調査業協会

(2) 多摩川が生んだ段丘崖の湧水地

武蔵野台地の南部を流れる多摩川に面した段丘は「はけ」と呼ばれる段丘崖が形成され、その崖からの豊富な湧水の周辺には、大昔から多くの人が住みつき、生活してきました。このことは、多摩川支流の野川周辺に発見された多くの古代遺跡からも明らかになっています。

この段丘崖は「崖線」と呼ばれ、多摩川が武蔵野台地の北側から現在の南側に流路を変える過程で、大きく台地を削りとった名残である。堆積した砂礫層が崖の表面に露出し、その砂礫層を流れる

地下水が崖から流出している箇所が湧水群として多く残されています。これらの湧水は崖から湧き出ることから崖線タイプと呼ばれ、図5に示す湧水機構により豊富な湧き水を提供しています。次に、多摩川が形成した代表的な崖線を紹介します。

① 国分寺崖線



図6 都立農業高校神代農場の湧水

国分寺崖線は、立川市砂川付近より国立駅東側を横切り、国分寺、東京天文台、深大寺から小田急線の喜多見付近へ続く崖線で、崖線の北側は武蔵野段丘面が広がっています。崖線の下立川段丘面には野川が崖線に沿うように流れていて、代表的な湧水地として「日立中央研究所」、次に「武蔵国分寺跡資料館」、「真姿の池湧水群」、「殿ヶ谷戸公園」、「東京経済大学新次郎池」、「貫井神社」、「滄浪泉園」、「はげの森美術館」、「野川公園」、「ほたるの里・大沢緑地」、「深大寺」、「都立農業高校神代農場」、「喜多見不動」、「等々力溪谷」などがあげられます。

② 立川(府中)崖線

立川崖線は、立川市西南部の奥多摩街道沿いから府中を通り、小田急線の狛江付近まで続く崖線で、南部は青柳段丘面に代表される多摩川沖積面と呼ばれる地層が表面に現れています。代表的な湧水として「東京都農業試験場」、「矢川弁財天」、「矢川緑地」、「西府町湧水」、「瀧神社湧水」などがあります。



図7 矢川緑地の湧水

③ 青柳崖線



図8 ママ下湧水

青柳崖線は、立川段丘の下立段丘面である青柳面と多摩川の沖積面を隔てる崖線です。昭島市の「熊野神社」、「ママ下湧水」、「谷保天神」、などに湧水を見ることができます。なお、拝島面と多摩川の沖積地との間の崖線からは拝島町元三大師（拝島大師）や宮沢町の諏訪宮で大量の湧水を見ることができます。

参考・引用文献

- 「多摩川流域における武蔵野台地の段丘地形の研究①」 地理学評論 1965年9月 寿円晋吾
- 「多摩川の段丘地形とその形成過程」 第四紀研究 1990年1月 高木宣之
- 「東京の自然史」 講談社学術文庫 2011年11月 貝塚爽平
- 「技術ノート 多摩川 Vol. 38」 2005年11月 東京都地質調査協会
- 「清瀬市郷土の歴史語り」 2013年6月、他