

10. 地下水研究 50 年史－武蔵野台地の地下水（2）－

(3) 台地面からの涵養

武蔵野台地の大半を覆う関東ローム層と、その下位に堆積する段丘礫層は降雨時の浸透水を一旦蓄えて、浅層地下水の帯水層として機能するとともに、深層地下水への継続的涵養を維持するうえで重要な役割を演じている。なおここでいう浅層地下水はその地下水面が大気圧と平衡していることが多いことから不圧地下水とし、深層地下水はその上面を限る不透水層によって被圧されているという前提で、被圧地下水とする場合が多いが、“不圧”、“被圧”の区分は、取り扱う時空間規模によって、或いは人為的、自然的要因によってその様態が変わるといった不確実性が伴うのでここではこの用語は用いない。

図 13 は武蔵野台地西部の瑞穂町で掘削された深度別の観測井の記録であるが、それぞれの自然水位の井戸深度による違いが目を惹く。すなわち深いものほど水位が低くなっており、しかもその度合いが著しいことから、この地域では下向きの地下水の流れが顕著なことを示している。これは周辺地域に存在する、より深い井戸からの揚水の影響を示しており、静水位ではなく動水位と言うべきものである（脚注 5）。このような現象は先に述べた丘陵地などの標高の高い涵養域でも、その位置的ポテンシャルの大きさから自然的にも起こり得る現象である（脚注 6）。

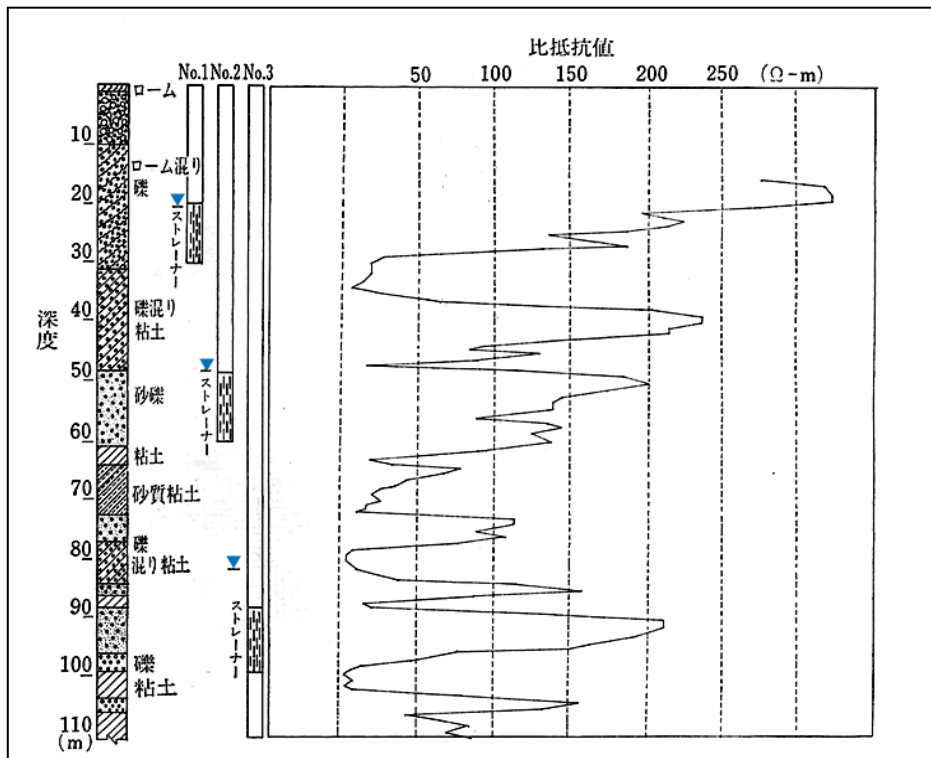


図 13 取水層が異なる井戸の地下水位（瑞穂町石畑）
（新藤静夫，1980）

脚注 5) 地下水のポテンシャル状態がこのように動的なものである場合には段丘礫層以浅の地下水＝不圧地下水、東京層群以深の地下水＝被圧地下水といった区分は一概にはできない。

脚注 6) このことに関しては、このコーナーの「山体地下水」を参照のこと。

このような現象は図 14 の「地下水断面図」に示したように、武蔵野台地の深層地下水について全般的に認められる。ここでは主として東京層群から取水する井戸の水位と、主として上総層群から取水する井戸の水位が並置して画かれているが、地域的には武蔵野台地の西部ほど、時間的にはその経過とともに、両者の差が大きくなり、それは地下水の取水深度の経年的な増大傾向と軌を一にしている。

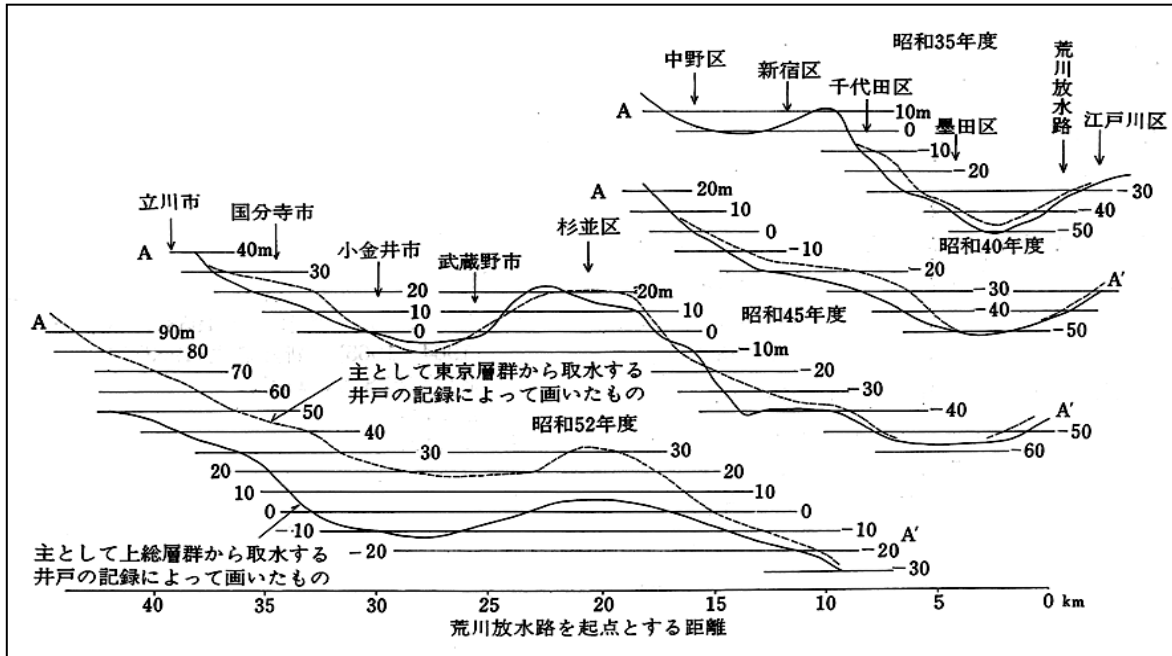


図 14 武蔵野台地を東西に切る地下水断面図 (新藤静夫, 1980)

図 15 はこの水位差をグリッドごとに集計し、地域分布として示したものである。武蔵野台地の中央部から西部にかけて、その値が大きくなっていることから、深層部の地下水の開発はこの地域に集中していたことが推察される。とくに武蔵村山市や東大和市付近では昭和 50 年代に住宅団地や工業団地の建設が進み、その水道水源として 150~200m級の深井戸が多数掘られ、それとともに深層部の地下水位低下が続いた。

より深部の地下水の極端な低下は、それより上部の地下水層との間に不飽和帯の形成を誘起し、いわゆる“被圧地下水の不圧化”をもたらすと云われるが、武蔵野台地でこのような現象が見られたかどうかは分からない。むしろ浅層地下水との間の水頭差が拡大して、“上方の水を引っ張り込む”現象、つまり誘発涵養の増大をもたらしたことは間違いない。

それを裏付ける現象を図 16 から読み取ることができる。これは夏期から秋期に掛けて深層地下水の揚水量が減少する時期における浅層部の地下水と、深層部の地下水の水位変化を示したものであるが、どの地域でも両者は逆の動きを示し、深井戸の水位上昇は浅層部からの誘発涵養によってもたらされていることが読み取れる。

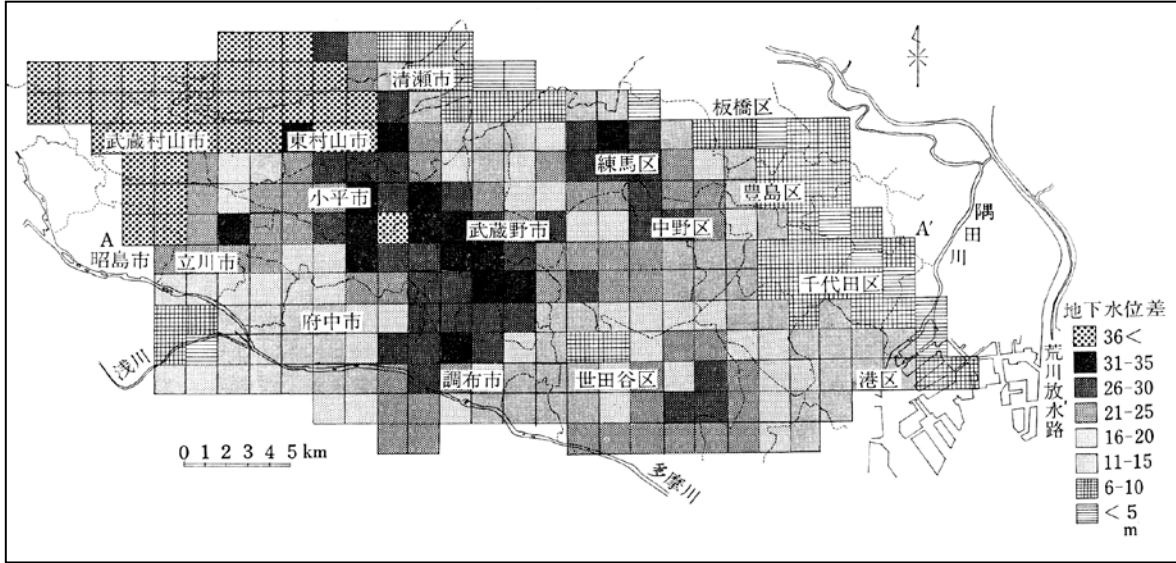


図 15 主として東京層群から取水する井戸と、主として上総層群から取水する井戸の水位差の分布 (昭和 53 年) (新藤静夫, 1980)

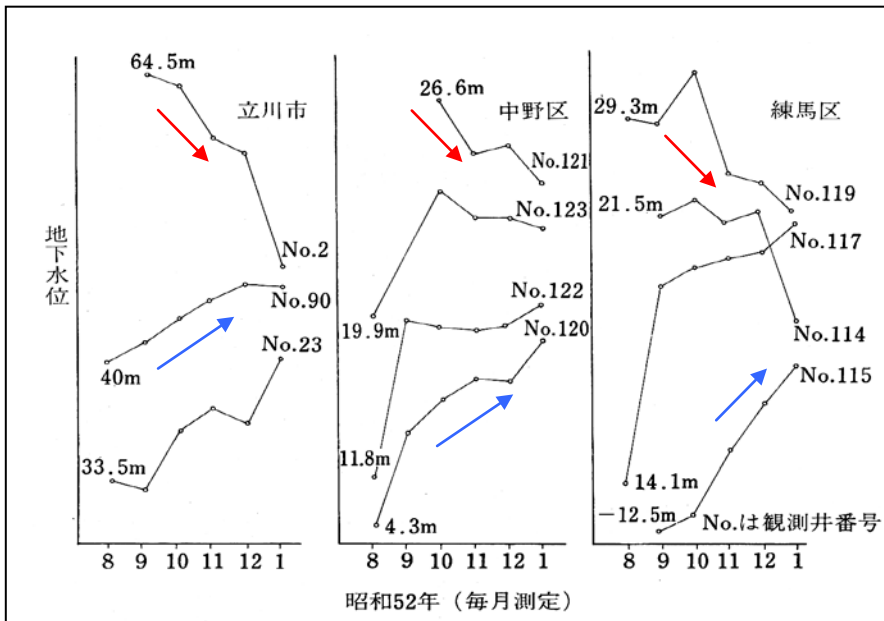


図 16 地下水水位の深さによる変化パターン (新藤静夫, 1980)

武蔵野台地がこのような誘発涵養が行われやすい地質環境にあることは特記すべきことかも知れない。図 17 はこの地域の中央部をほぼ南北に切る地質断面であるが、ほぼ中央線以北の段丘礫層の下位に、一見これとの区別がし難い、厚さ数十mの礫層が伏在している。前号の表 1 で東京層群中部とあるのがそれで、地下谷状に西は青梅市から東は埼玉県朝霞市方面に続いている。下流部では泥質層が挟在するようになり、複数の砂礫層に分かれる

が、連続性は極めて良い。都心部で“東京礫層”と呼ばれ、高層建築物の基礎になっているのはその一部であるが、帯水層としても優れていて、浅層地下水と深層地下水を結びつける役割も演じている。図18はその基底部の地形である。

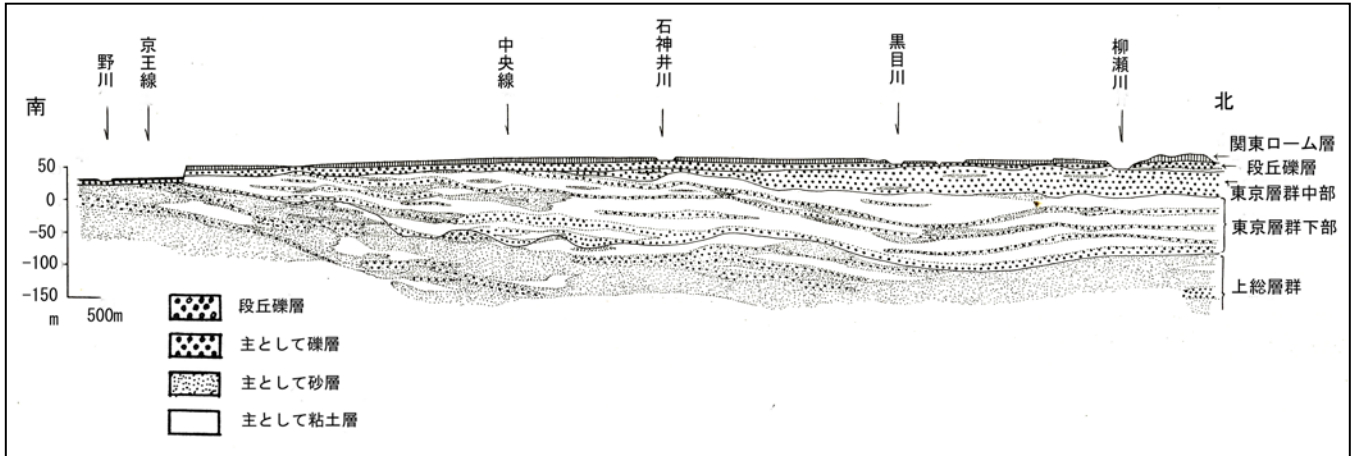


図17 武蔵野台地の南北を切る地質断面（新藤静夫，1970）



図18 “武蔵野礫層”の下位に存在する厚い礫層

ところで浅層地下水の地下水面は通常関東ローム層と段丘礫層の境界部付近にあることが多いが、降水量の少ない冬季には段丘礫層にまで下がる場所がある。その中でも図 19 に塗色した地域ではこれが顕著に現れ、深部への集中的な降下浸透が推定されるが、武蔵野台地の北部に認められるのは、図 18 の地下谷状部と一致しているのが注目される (脚注 7)。

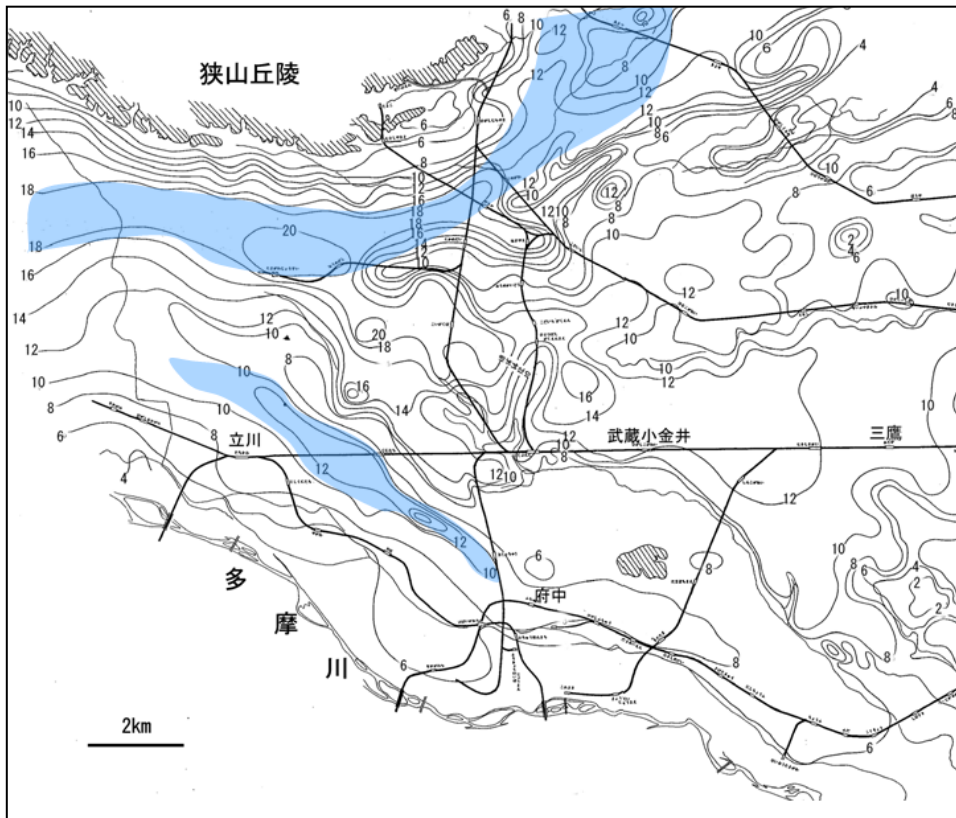


図 19 地下水位等深線図 (昭和 42 年 2 月) (新藤静夫, 原図)

武蔵野台地の表層部をマントのように覆う関東ローム層は、台地からの地下水涵養に大きな役割を演じている。その浸透能、すなわち単位時間当たりの浸透量は多くの場合、降雨強度 (単位時間当たりの降雨量) より大きい。したがって踏みならした農道や運動場、またゴルフ場などの芝地などを除けば、降雨時の地表流出は殆ど生じない。一方その土壌特性は図 20 に示したように、間隙率は 70~80% と高く、その多くは表層部を除いて負圧性の水分で占められていて、新たに降水が入り込める間隙は限られている。このように保水性の高い関東ローム層を浸透水が降下する速度は、トレーサー試験によると 0.6~0.7m/yr と極めて遅い (唐 常源等, 2000) (脚注 8)。しかしほぼ飽和状態にある深度まで浸透すれば、あとはピストン流としてローム層の下端から水が押し出されるというメカニズムが働くので、この全深度を上記の速度のまま移動する訳ではないが、それにしても降雨時の地下水位の降雨応答時間を説明するのは難しい。

脚注 7) 府中市西部から立川市北部にかけて認められる地下水面の深い地域の出現原因は不明である。立川断層の方向と一致しているのが偶然なのか必然なのか、その正解は得ていない。

脚注 8) この研究対象地は荒川水系と、多摩川水系を分かつ分水界に位置し、試験農場の開設以来平地林として存在し、人為的な土壌の攪乱は殆どなされていない。

その解答の一つとして考えられるのは、写真 6 に示した関東ロームの間隙構造である。これは比較的表層に近いところで採取した試料を処理して薄片としたもので、ほぼ原寸大である。ここでは基質（マトリクス）と管隙（マクロポア）が共存しており、前者が保水性に貢献し、後者が早い浸透に貢献していることが推察される。

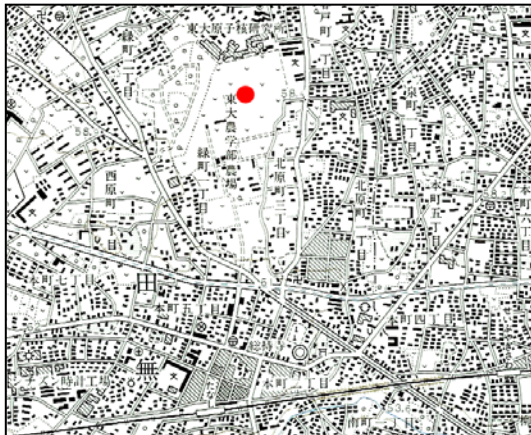


図 19 関東ローム層の浸透実験圃場
(東京大学農学部農場、田無市)

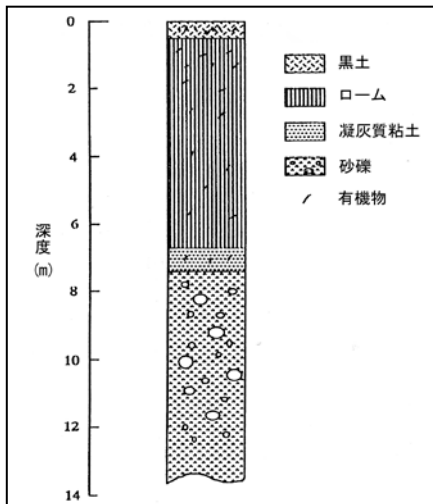


図 21 研究圃場の表層地質
(唐 常源等, 2000)

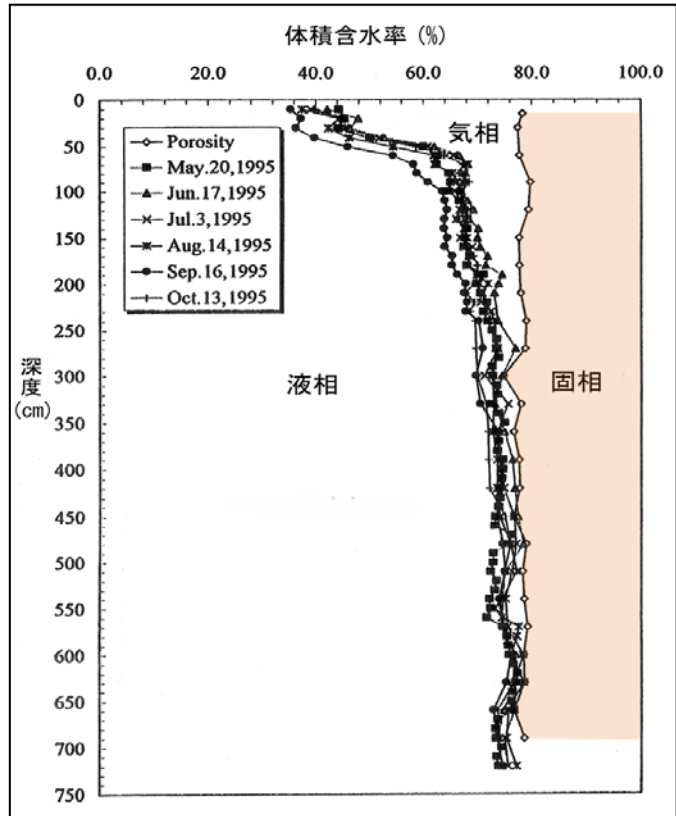


図 20 関東ローム層の水分プロファイル
(唐 常源等, 2000)

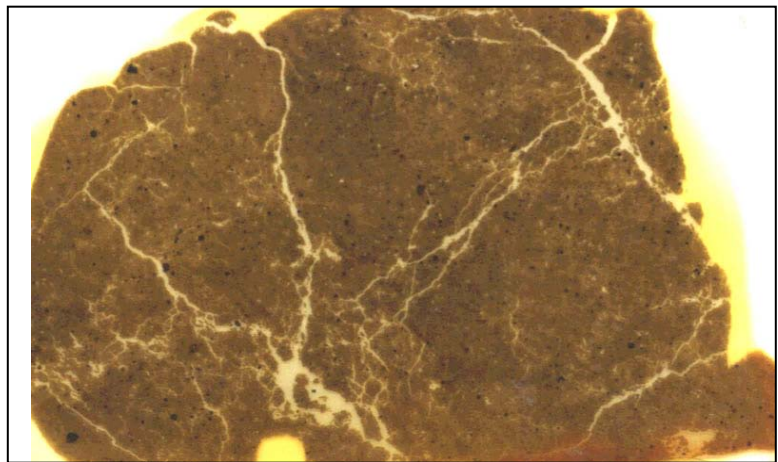


写真 6 関東ロームの間隙構造 (新藤静夫, 撮影)

(以下次号につづく)