

70. “水文地質”のフレームワーク (その6)

はじめに：前号に掲載した表1は本課題の骨子ともいえるものなので、一部修正したものを併せて再録する。

表1 水文地質のフレームワーク

地下水流動場のスケール		局 所 的	局 地 的	地 域 的	
ディメンジョン		10 ¹ ~	10 ² m ² ~	10 ⁴ ~	10 ⁶ m ²
自然 的 要 因	地質的要因	キーワード：堆積相 比較的小単元の堆積古環境、たとえば蛇行河川の寄州堆積物や海岸の沖浜堆積物などにみるポーラスメディアの異方は汚染物質の局所的な動態に関わる。	キーワード：帯水層単元・層序 堆積相解析やシーケンス層序に基づいた帯水層単元という概念が水文地質構造の把握に必要。また地表地質と地下地質の対比が重要。 その際、電気検層記録などの各種検層資料が活用される。	キーワード：堆積盆地 堆積盆地の成因には鉛直方向の構造運動に起因するものやプレートの水平方向の圧縮に伴う構造運動に起因するものが考えられている。近年はプレートの引っ張り、圧縮に起因した半地溝構造（ハーフグラーベン）も提案されている（次号）。重力探査、弾性波探査などの各種物理探査は堆積盆地の構造解明に活用される。	
	地形的要因	キーワード：微地形 地表の起伏は堆積物の性状を反映していることが多く、扇状地のように河川が頻繁に氾濫して堆積層の多重性がみられるようなところでは浅層地下水は其々これに規定されて存在している。このような場合小メッシュ DEM による微地形解析は有効。	キーワード：地形単元 地形単元とは山地、丘陵地、台地、低地といった明確な地形境界に限られた地域を指す。但しそれぞれの地形形成過程に地域差が存在し、それが水循環系の在り様を強く規制しているような場合にはそれに対応した“水文地形単元”が必要となる。なお現在目にする地形はそれより前のステージの地形を引き継いでいることが多いことに注目。	キーワード：地下水流域 未固結堆積層からなる台地、丘陵地などにみる高次の谷は地下地質を反映していることが多いので、地下水流域の第一近似として水系網図、接峰面図は有効（前号参照）。また最近では立体衛星画像による地形解析が可能となり、その活用機会が増加（前号参照）。 なお地盤沈下地帯の変遷や沈下パターンは地下水盆地像を反映していることが多いので参考になる（次号）。	
地下水の動態にみる注意すべき現象		地層の不均質性を反映した選択流の存在は重要。その通路となる間隙部分は降雨浸透→流出の過程で成長し、Preferred pass way を構成する。なお不飽和帯 - 飽和帯で発生するゼロフラックス面は土壤汚染の長期化に関わる。	層準を異にする帯水層の水頭差によって生じる漏出現象。これには過度の地下水揚水や地下工事などの人為的な要因が関わって発生するケースが多い。なおこれらの解析の際には深度別の水頭記録が不可欠。ここでは建設工事に伴う地下水障害事例を中心に据えて話を展開した。	地下水流動系の範囲や性格は堆積盆と重なることが多く、また多くの場合、地形がその大枠を規定する。その際、切峰面図や水系図（前号参照）は有効な情報となる。 地下水盆地の性格は涵養域、流動域、流出域あるいは滞留域といった地下水流動系によって特定される。	
解 説		<p>詳細な露頭観察により、堆積サイクルを基準とした堆積時間面の枠組みのもとに堆積相や堆積システムなどの成因論的な観点から地層を解析する「堆積相解析」、「シーケンス層序」が重視されている。また深部地下水に関する最近の情報は重要(AAPG : Petroleum Geology of Deepwater Settings など)</p> <ul style="list-style-type: none"> 同一層準の地層でも方向によって透水性が著しく異なることがある。 最初ランダムに発生したフィンガリング現象は降雨滲透の繰り返しとともに固定化する。これは汚染物質の浸透機構の上で注目すべき現象。 降雨浸透の繰り返しとともに成長した浸透経路の拡張はソイルパイプの成長を促し、地下侵食が進行。 汚染物質に起因する地層の変質が以後の地中水の移動に影響することがある。 地下水循環の基本ともいえる地下水流動研究にはまだ多くの課題が残されている。 	<ul style="list-style-type: none"> 漏出現象は浅層地下水、深層地下水を問わず、水頭勾配が自然のそれを大きく上回る場合に発生することが多い。 不圧地下水の動態に関与する地形要因は大きい。この場合、その影響が被圧地下水に及ぶこともある。 漏出現象を直接追うことは容易ではなく、この現象に関しては涵養域における地下水涵養機構、汚染物質の深部侵入のメカニズムなど追究すべき課題も多く残されている。 	<ul style="list-style-type: none"> 巨視的にみて地下水盆地は地形と対応していることが多い。したがって地下水盆地の性格把握の第一歩として地形情報は不可欠。 地下水流動系の詳細は基本的に堆積盆の水文地質構造を踏まえたものでなければならない。往々にして地下水の水理水頭（全水頭）や水温などの情報だけで地下水流動系を特定している例がみられるがそれだけでは不十分。 地下水盆地の地質を知る手掛かりは限られている。その際、各種の検層記録は有効（前号参照）。 	

(着色部は本号に係る事項、赤色の字は前号及び次号の鍵図)

d) 関東地下水盆と当該地域

これまでに筆者が得ている地下水流動、あるいは存在状況に関する知見に基づいて関東地下水盆を区分すると、大略図 11 のようになる。この図からも読み取れるように、本文で取り上げた関東平野北西部一帯はこの地下水盆の涵養域として鬼怒川地域、武蔵野地域と共に、重要な一角を占めていることがよく分かる。

またこの図とあわせて図 12 を見ていただきたい。これは昭和 45 年前後の関東地方における深部地下水の水頭図^{脚注)}で、その形状は上記の見解を支持する。このことに関連して地下水の水質の面から追究し、その動態を明らかにした後述の木野義人(1970)や落合敏郎(1967)の仕事は特記される。

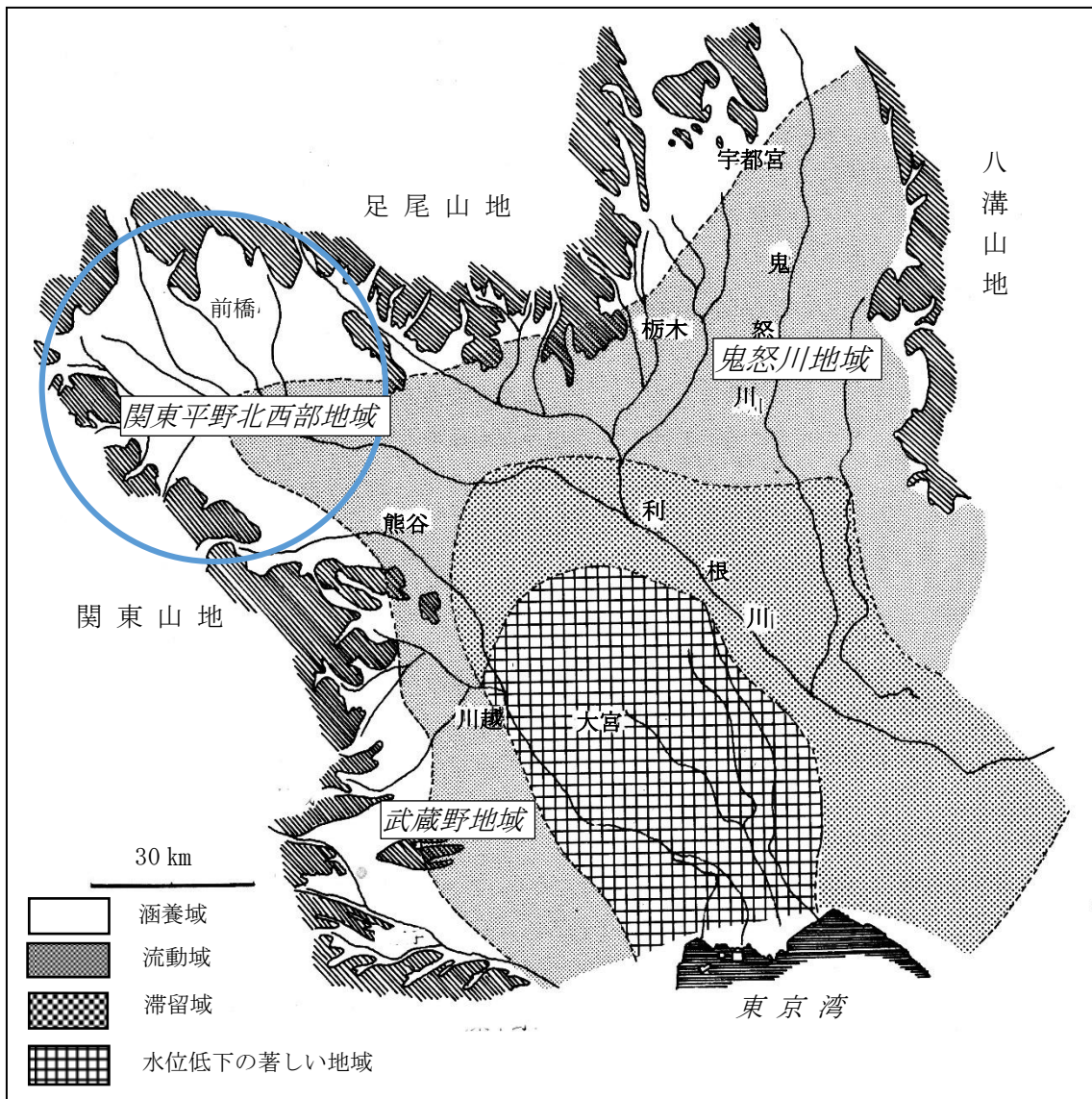


図 11 関東平野における地下水区

(出典：新藤静夫(1978)：水文地質学の動向，日本の水収支 古今書院，市川正巳 樺根 勇 編著)

脚注：昭和 40 年代はそれまでの東京都心部及びその隣接地域の地下水利用が累積して、原初的な地下水水頭分布は大きく変化している。

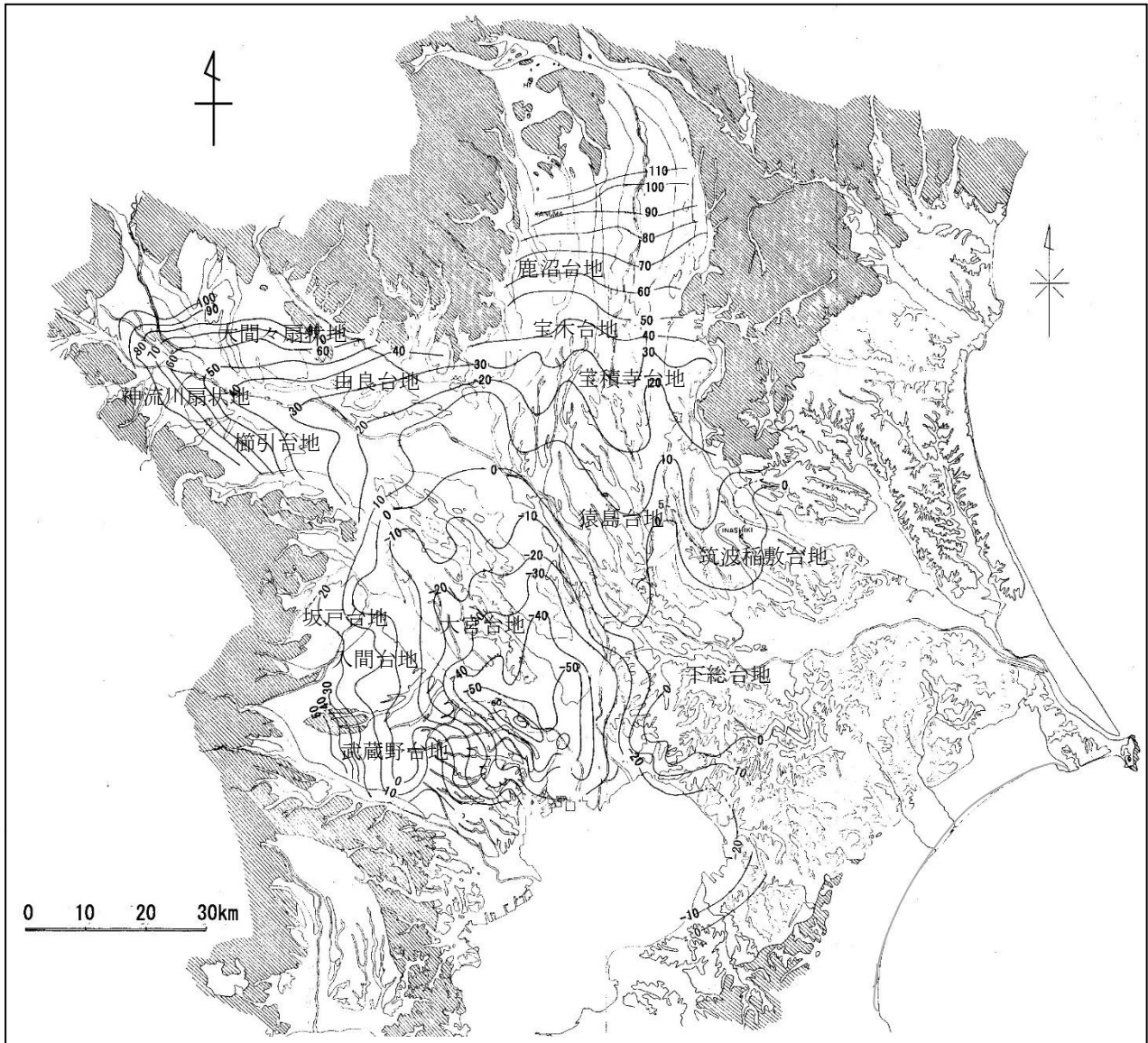


図 12 昭和 45 年前後の関東地方における地下水頭図
 (出典：新藤静夫(1972)：南関東の地下水，土質工学会 土と基礎 Vol. 20 No. 5)

まず図 13 は木野が示した関東平野中央部における成田層群相当層の深度分布図である。この図で注目されるのは平野中央部をNW-SE方向に延びる地溝状の盆地で、その上流域の形状は前号で述べた電気検層図から推定された地下地質の様態と整合する。

木野はまた地下水の CO_2 濃度に注目し、その経年変化を追跡した。図 14 はその一部で、濃度の高い地下水域を“古利根地下水塊”と称した。これは年を追うごとに縮小する傾向にあり、新しい水による希釈がおこなわれていることを示唆している。

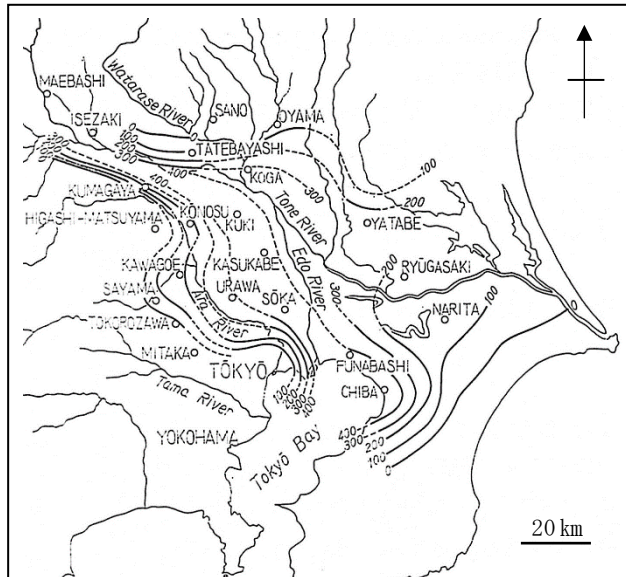


図 13 関東平野中央部における成田層群相当層
 限界深度分布図

(出典：木野義人(1970)：関東平野中央部における被圧地下水の
 水理地質学的研究、地調報告(no. 238)

また同様の傾向は落合敏郎(1968)が1954年の水爆実験によって降水のトリチウム濃度がそれまでの天然濃度から一挙に数10~1,000TU以上も急上昇した現象を利用して、関東平野の放射能汚染された地下水のフロントを追跡し、地下水涵養の状況を明らかにすることを試みた。

半ば概念的な図であるが非常に貴重な指摘なので図15に掲載させていただいた。因みに関東平野の地下水涵養にかかわる利根川水系、鬼怒川水系におけるトリチウム濃度は20~369TU、中流部で30~50TU、さらにその下流部で10~15TUと、下流に向かってTU値の減少が認められた。

なお利根川水系についてみると、仮に涵養域を前橋・高崎地域とすると流動速度は9m/日となり、深部地下水としては極めて早いということになるが、この値は地下水位の低下による“誘発涵養”の現象を示唆している。

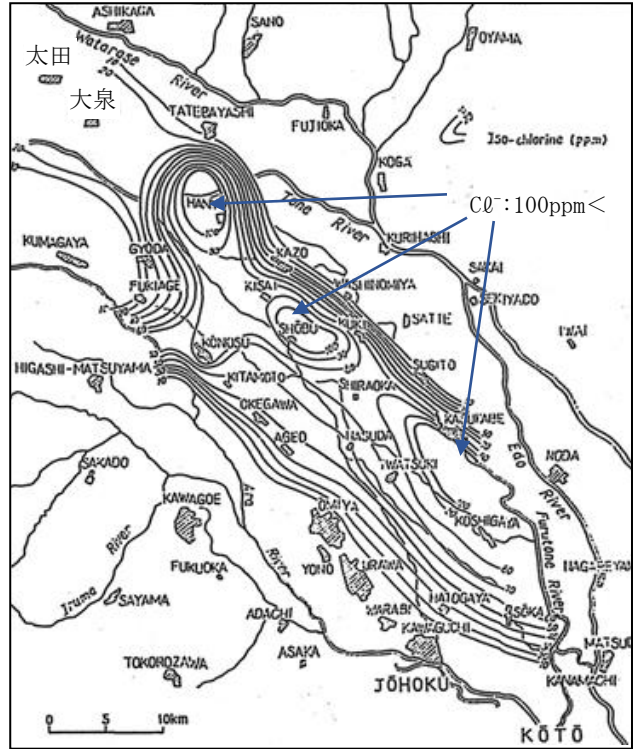


図14 第2帯水層被圧地下水中のCO₂量の分布 (出典：図13に同じ)

e) 水瓶としての榛名・赤城火山

ところで当該地域の特徴は後背地に赤城・榛名の火山体が存在していることで、それはそれで独立した巨大な水瓶といえるが、両者は下流域の表流水や、浅い地下水との関係が深く、また深部地下水との関係も無視することはできない。

この点に関しては、なお未知の点も多いが、尾崎次男・菅野敏夫(1968)^{脚注1)}、蔵田延男等(1968)^{脚注2)}の研究から示唆を受けるところが多い。そこで、まずこれらを中心に筆者の知見を加えて、レビューしておく。

30~50万年の地史を有する両火山の活動によって、その裾野にはスコリア、軽石、火山砂礫などの火山性堆積物による広大な扇状地が形成された。

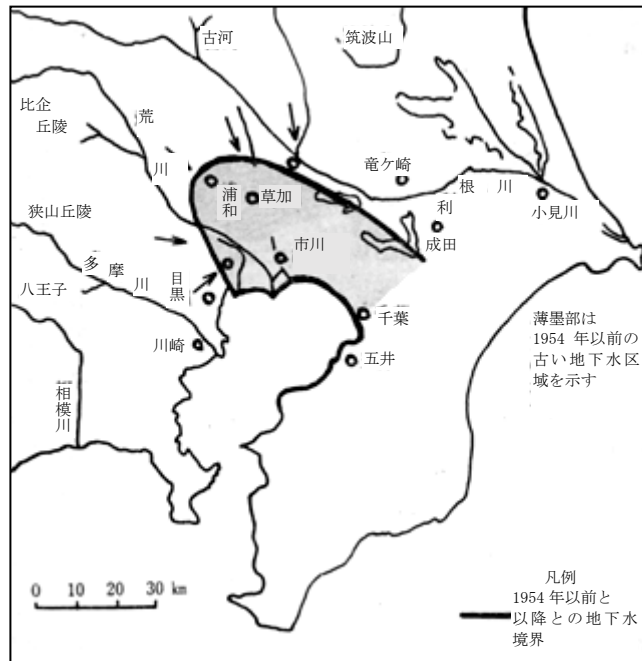


図15 1967年における1954年以前・以後の地下水境界線図

(出典：落合敏郎(1968)：人工地下水涵養法の実験的研究、水利科学 Vol. 16, No. 3)

脚注1：尾崎次男、菅野敏夫(1968)：赤城山および榛名山における地下水の補給量推定に関する研究、地質調査所月報、Vol. 19, No. 6.

脚注2：蔵田延男等(1968)：河川流域における水収支機構に関する総合研究報告書、科学技術庁 研究調整局

それらの中には大規模な岩砕流として運搬され、いわゆる“流山”を残したものと軽石流、そしてこれらと同時異相的に堆積した河成堆積物も挟在する。

図 16 は赤城・榛名火山体とその周辺の地質概要で、これに代表的な深井戸柱状図(図 17)と地下水質(図 19)の位置を示してある。まず図 17 に見るように層相は多様である。また記載中“玉石”とあるものには長径 50 cm 以上もある巨礫を混えるものがある一方、細粒砂の分布もみられ、それらが一見、横につながらず、複雑な堆積相を示す。

筆者はこれと同様の堆積構造を那須火山の活動との関係が深い那須扇状地で観察している。ここでは図 18 に示したように鍋掛砂礫層と黒磯火山泥流は同時異相の関係にあることが明らかにされ、鍋掛砂礫層が堆積する部分は一種の地下谷として機能し、地下水の動態の上で重要な役割を演じていることが示された^{脚注 1), 2)}。

那珂川は黒磯付近で大きく蛇行して扇状地面を削り、40m を超す懸崖をつくっているが、そのかたちから“鳥ノ目”と呼ばれてきた。この懸崖によって切られた上記の地下谷の出口ともいふべきところに大湧水がみられ、かつてはそれを利用した水車や県の水産試験場もあった。

那須扇状地にみるこのような地下谷が榛名火山や赤城火山の山麓斜面にも存在し、下流部の深部地下水の涵養に貢献していることは充分考えられる。それは蔵田等の報告でも注目されていて、地下水質の面からこれを追試している(図 19)。これに関して赤城火山の場合から一部を抜粋したものを図 19 の左側に示す(位置は図 16 参照)。なお、この水系上にあるその末端部の地下水は、同図の右側にあるように明らかに化石海水との混合を示唆する水質パターンを示し、さらに下流側では、前出の図 14 にあるように木野が注目した準化石水(古利根地下水塊)につながることを予想される。^{脚注 3)}

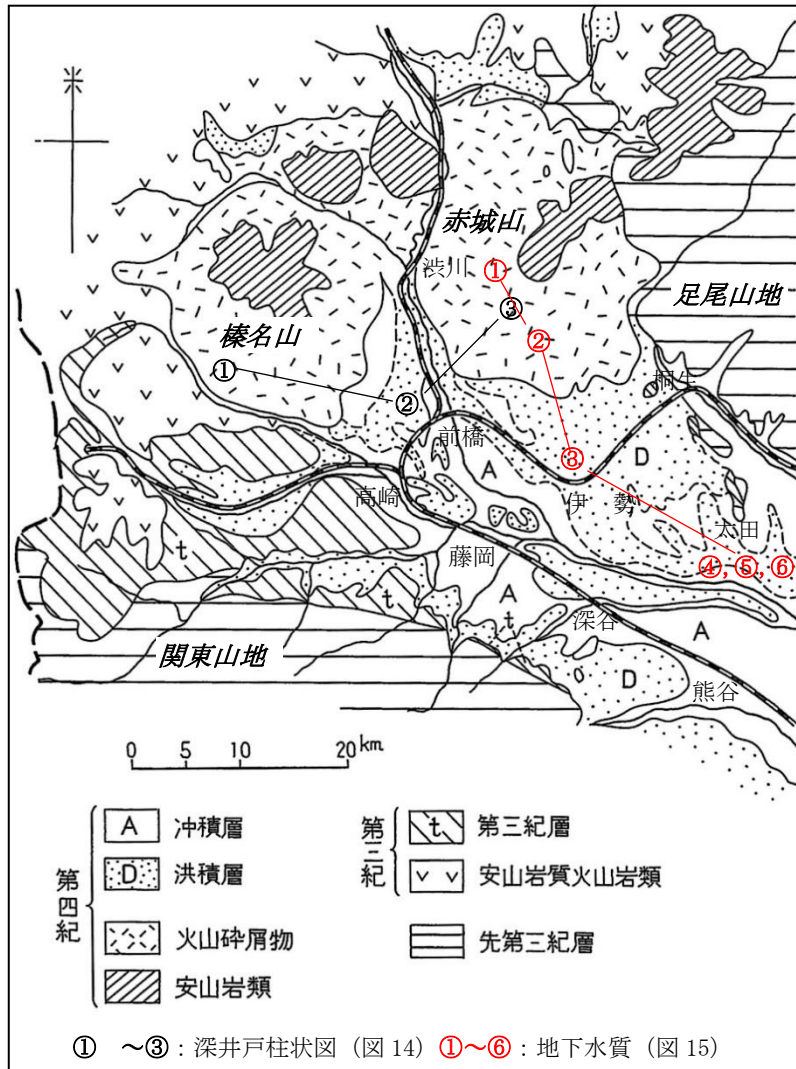


図 16 赤城・榛名火山体とその周辺

〔出典：尾崎次男、菅野敏夫(1968)：赤城山および榛名山における地下水の補給量推定に関する研究、地調月報 Vol. 19 No. 6〕

脚注 1：渡部景隆、提橋 昇、新藤静夫(1959) 那須野が原の地質構造 特に那珂川の旧河道の変遷について、地質学雑誌、Vol. 166、No. 773。(原著は新藤静夫卒論)

脚注 2：地下谷にはこのほかに鳥ノ目砂礫層を堆積させている新規のものも併存する。

脚注 3：前出の尾崎次男等によると『勢多郡粕川村東田面(現前橋市粕川町東田面、標高 163m)にある某酒造会社が良質で大量の水を得るために深度 200m の井戸を掘さくしたが、塩分濃度の高い地下水が得られ、結果的にはいずれも失敗に帰している。このような悲観的な事情も加わって、本地域では開発に値するような深部地下水の存在は否定されている。』とある。これは化石海水を胚胎する上総層群相当層と思われる地層が火山体の下に伏在している可能性のあることを示唆している。

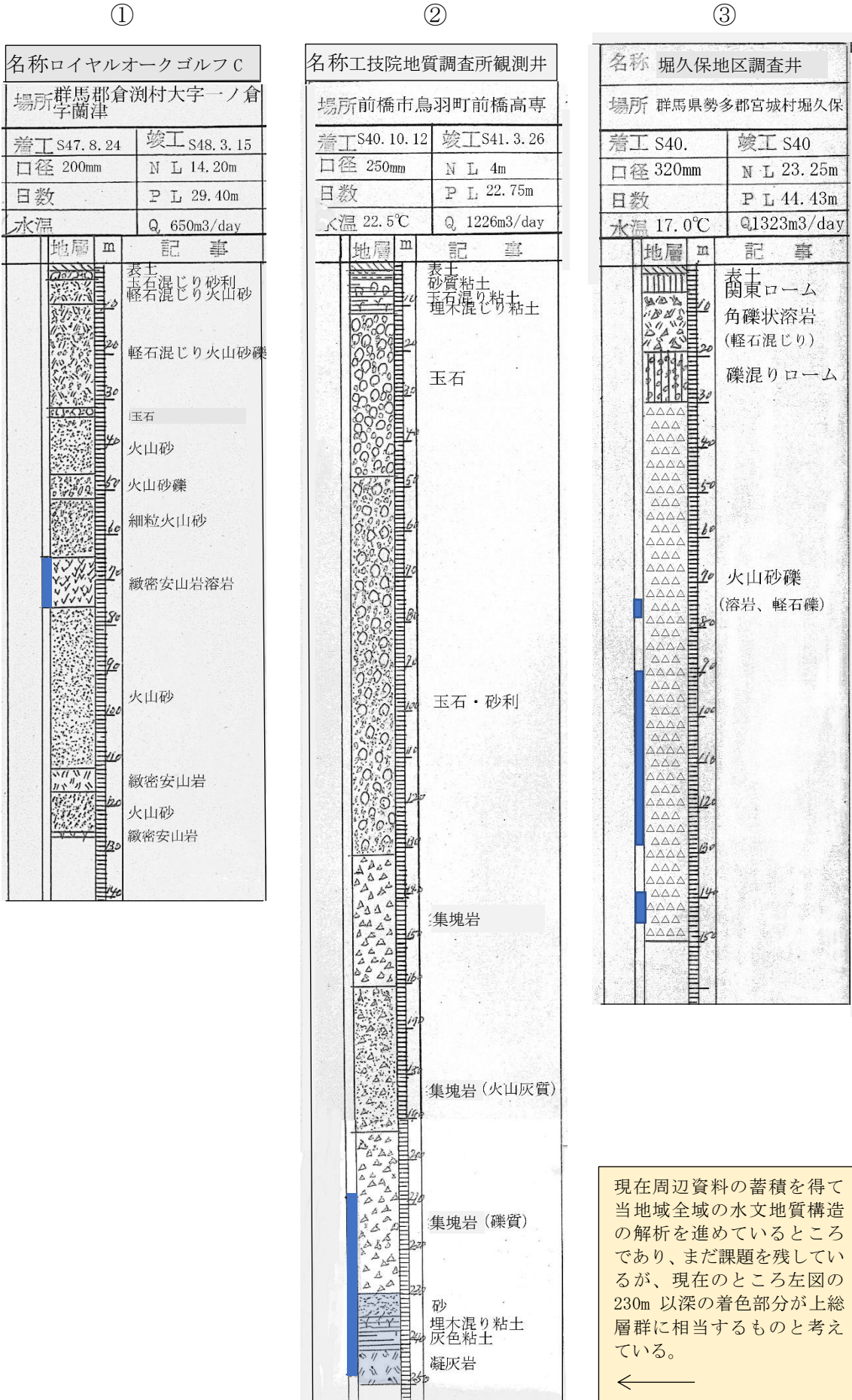


図 17 榛名・赤城火山体の地下水を対象とする深井戸の例

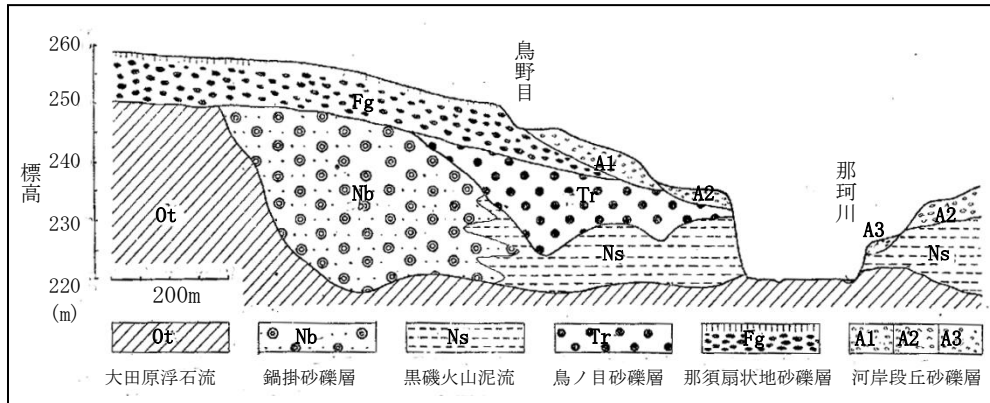


図 18 火山性堆積物に見る同時異相の例 (鍋掛砂礫層と黒磯火山泥流)
 (原図のタイトルは「鳥ノ目南方を通り、那珂川に直交する地質断面図」となっている)
 (なお断面は東北自動車道に平行する方向)

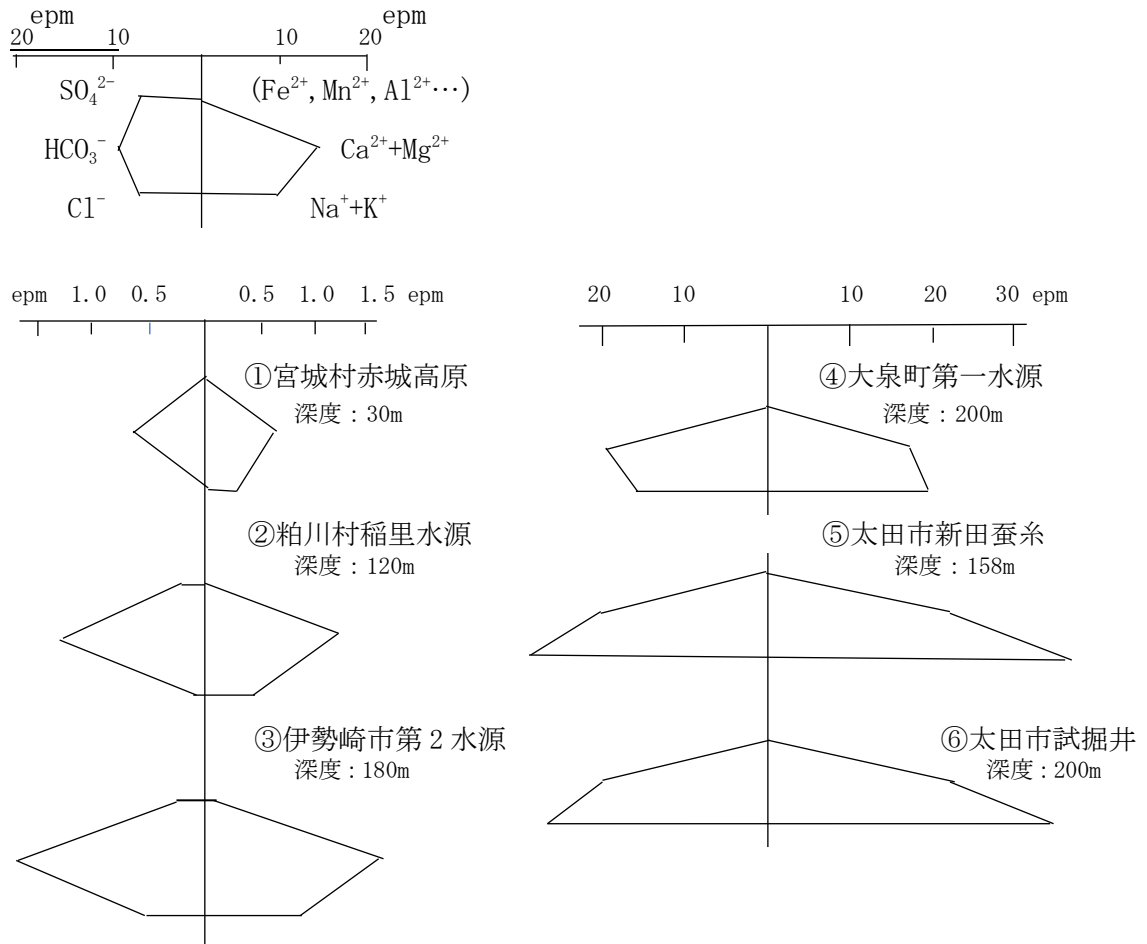


図 19 赤城火山南麓地下水のヘキサダイアグラム
 (出典：図 16 に同じ)

赤城、榛名山両火山体の地下水涵養への量的評価については、尾崎次男・菅野敏夫(1968)による研究^{脚注1)}が詳しい。ここではその要点だけを抜粋させていただく。

- ① 両山体の一周道路を横切る水流について、流速計による流量測定が可能な箇所を選び、測定を行なった。なお両山体とも図20のように7つの地区に区分された。
- ② これらのうち赤城山南斜面の7地区および榛名山の南東斜面にあたる7地区における比流量の値が他地区にくらべて少ない傾向が認められる。
- ③ また全域の平均水深^{脚注2)}と地区別の平均水深との差を比較した結果、平均値を上廻る地区は、その大部分が先第三系の地層が分布している地区に該当する。
- ④ 地下深部への浸透困難な岩石地帯における平均水深の値を基準値とし、これと他地区における平均水深の差が地下に浸透した伏没量とみなすと、斜面における伏没量は両火山体とも山腹付近が著しく大きい。
- ⑤ その伏没量は赤城火山でいずれの時期においても、基準値の約60%に相当している。一方榛名山では、岩石地帯における基準値の60~90%を示していて、赤城山の場合よりも大きい。
- ⑥ 比流量と高度の関係について、平均水深の値と地区ごとに流出量を測定した付近の概略標高を求め、これらの点を通るスムーズな曲線を想定すると、共に下の図21のような曲線が描かれる。これによると平均水深で示した値は共に標高600m付近が最も大きく、標高200~300mが最も小さくなっている。そして末端の標高100m付近に至ってふたたび増大する傾向が認められる。

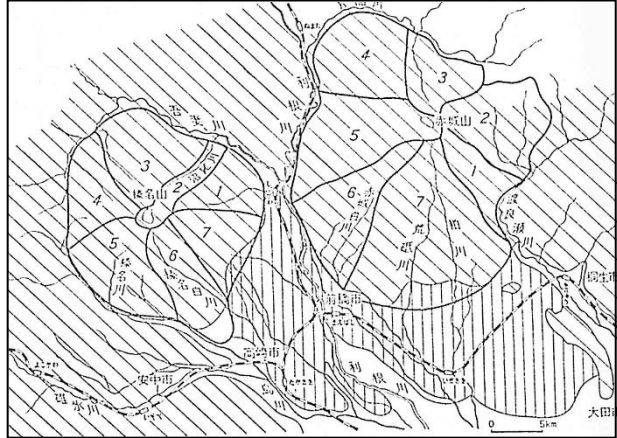


図20 赤城・榛名山周辺における流量測定区域

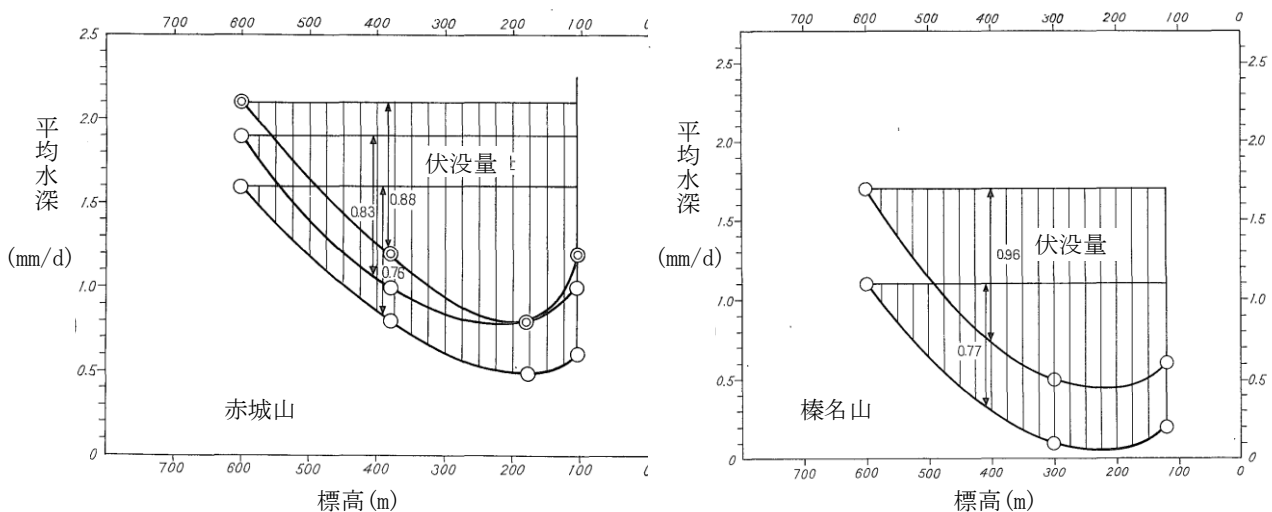


図21 赤城・榛名山火山南斜面における平均水深と標高の関係
(出典：図20に同じ)

脚注1：尾崎次男・菅野敏夫(1968)：赤城山および榛名山における地下水の補給量推定に関する研究
地質調査所月報, Vol. 19, NO. 6)

脚注2：平均水深は以下によって求める。

$$\text{平均水深 mm/日} = \frac{\text{Qm}^3/\text{sec}}{(\text{流域面積 (km}^2) \times 1000 \times 1000)} \times 86400 \times 1000$$

前出の蔵田延男等(1968)によると、当該地域の地下水は水質、地形、地質に基づいて図 22 のように 9 地域に分類される。報告書の内容は以下のように要約される^{脚注 1)}。

① 赤城山系の地下水

火山岩帯の地下水の特徴の例にもれず、 SiO_2 が 48~58ppm と非常に高い値を示す。水系の上流(北部)では地表水の水質と良く似ており、溶存成分も少ないが、下流部にかけて次第に増加し、特に HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} が顕著である。末端部の尾島町では自噴し、鉄イオンも増加して水質は悪化する。

② 榛名山系の地下水

赤城山系との違いは SO_4^{2-} の含有量に見られ、全体的に榛名山系の方が高い。伊香保温泉及びその廃水が河川を経由して地下に浸透している可能性がある。

③ 利根川水系の地下水

SO_4^{2-} がアニオンの主成分を示す特異な水質組成を示す。これは吾妻川の合流による表流水の影響と考えられ、それは利根川沿いに分布する。

④ 烏川水系の地下水

高崎市から玉村にかけての烏川沿いの深い地下水は帯水層が還元状態にあり、 HCO_3^- が多く、また Mg_2^+ 、 Fe_2^+ がいずれも 1ppm 以上という地下水としては最も悪い水質を示す。烏川、碓氷川、鏑川が合流する地域で地表水が有機物とともに浸透し、その分解が水質悪化の要因と考えられる。

⑤ 鏑川水系・神流川水系の地下水

流域の地質が古生層からなるため、第四紀火山である榛名・赤城山系の地下水とはかなり異なった水質を示し、両水系ともに河川の影響を強く受ける。(このことは後に触れるように筆者による河川測定の結果と整合する。)

⑥ 渡良瀬川・鉦泉系の地下水

この地域は渡良瀬川によって形成された扇状地で、赤城山系の地下水とは異なる水系になる。水質は渡良瀬川のものによく似ている。

⑦ 海成堆積系の地下水

太田、大泉一帯の深い地下水は NaCl を主成分とする水質組成を示す。この水系はさらに東側の羽生市方面に伸びて、一続きの地下水域を形成している。この地域の周囲の Cl^- 濃度が 20ppm 以下であるのに対して、50~140ppm と非常に高い。この高い Cl^- 濃度は海成堆積物から淡水によって希釈溶出してくるためと考えられる。

⑧ 利根川水脈

玉村町ー伊勢崎市ー境町ー本庄市の利根川沿いの地域は“亜地下水盆”を形成し、かつ各水系が集まる地域のため水量が豊富である。下流の伊勢崎、境町では自噴する^{脚注 2)}。また水質も良好である。

なお神流川に関しては渡部景隆、引田章臣(1967)が詳細な調査を行っているので一部加筆して以下に引用させていただく。

当地域は図 23 のように完新世と更新世の東西 2 段の扇状地からなり、両者を限る段丘崖の比高は数メートルである。いずれの扇状地面も利根川の低地に向かって開いているが、新しい扇状地の勾配の方がやや大きいといった特徴がある。どちらの扇状地にも地下の透水帯が認められ、ここに地下水の活発な流れのあることがトレーサー試験から確認されている。

神流川の特徴は、流域面積のわりに流量が少ないことで、渇水期には大部分が伏没し、下流に至ると通常は流水が見られない。扇状地面には浅見山、諏訪山などの残丘状の山阜が見られる。前者をつくっている地層は浅見山礫層と称し、その地下への延長は利根川低地下のトラフ状の凹地を埋める上総層群に続く可能性がある。

脚注 1：原文を損なわない範囲で一部筆者が加筆・修正した。

脚注 2：現在は殆どが停止している。



図 22 利根川流域における地下水系（前橋、高崎、玉村付近）

（出典：科学学技術庁研究調整局(11968)河川流域における水収支機構に関する総合研究報告書）

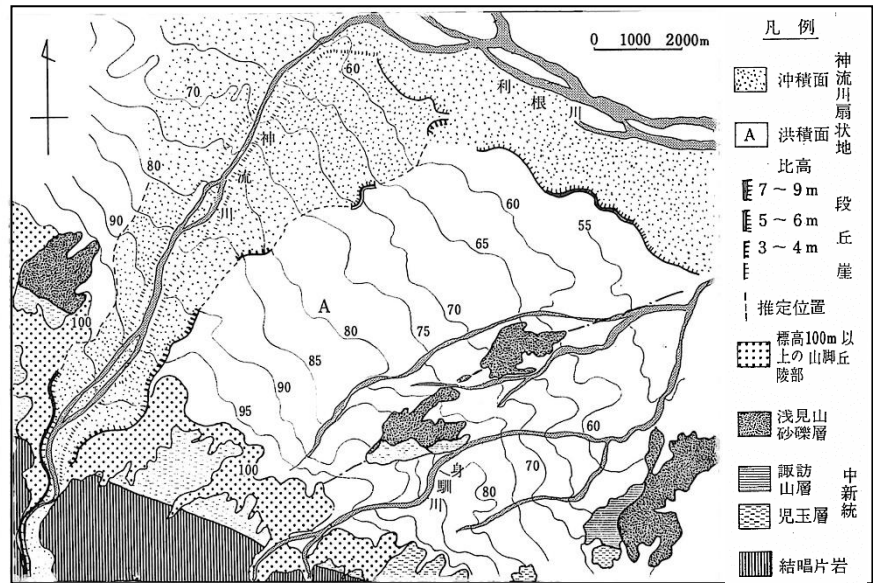


図 23 神流川扇状地の地形・地質略図

〔出典：渡部景隆、引田章臣(1967):埼玉県神流川扇状地の水理地質学的研究 秩父自然科学博物館 第14号〕

f) 低地と台地の浅層地下水

沖積低地の地下水は多くの場合、河川などの排水機能を有している地表水と直に接して、地下水位と河川水位の変化は連動していることが多く、その変動にはタイムラグはほとんど見られない。一方洪積台地では浅い地下水から周辺低地や深い地下水へのほぼ一方的な流れが主体で、特に後者にあつては水位変動にタイムラグが見られることが多い。また深い地下水に見る特徴は、個々の降雨より長期にわたる降水の季節変動、または深部地下水の揚水に呼応することが多いことである。

図 24 は調査規模が異なるのでスケールを変えてあるが、利根川に沿う豊里低地と、これに面した櫛引台地の浅層地下水面図を並置したものである。台地側の地下水面は低地に向かってその勾配を増加させている点や、深谷断層の影響による“地下水瀑布”の存在が注目され、いずれも台地地下水の深部への涵養の影響を示唆している。図 25 の低地と台地の水位変動記録をあわせてご覧いただきたい。

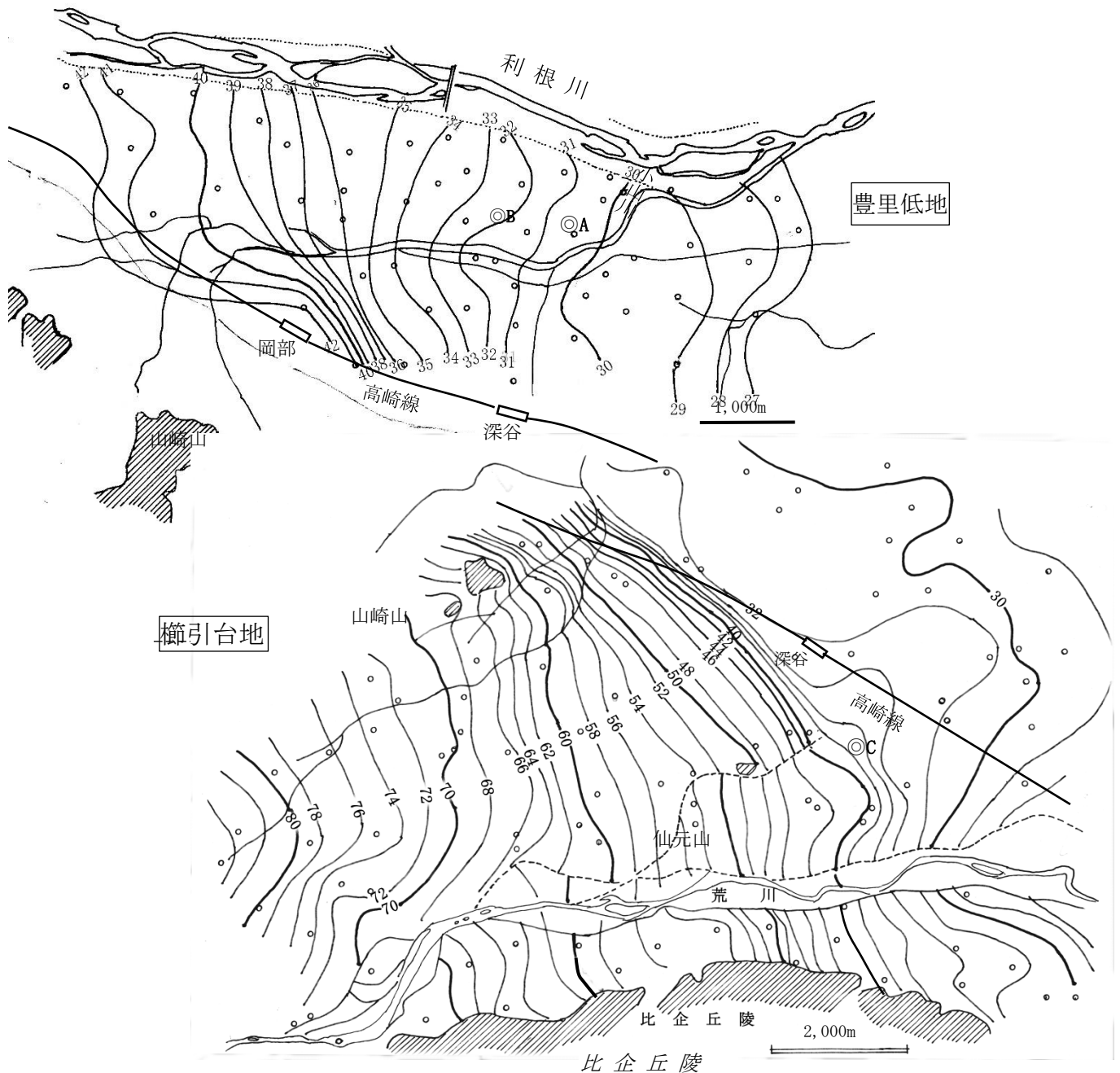


図 24 低地と台地の地下水
(◎印は図 25 と対応)

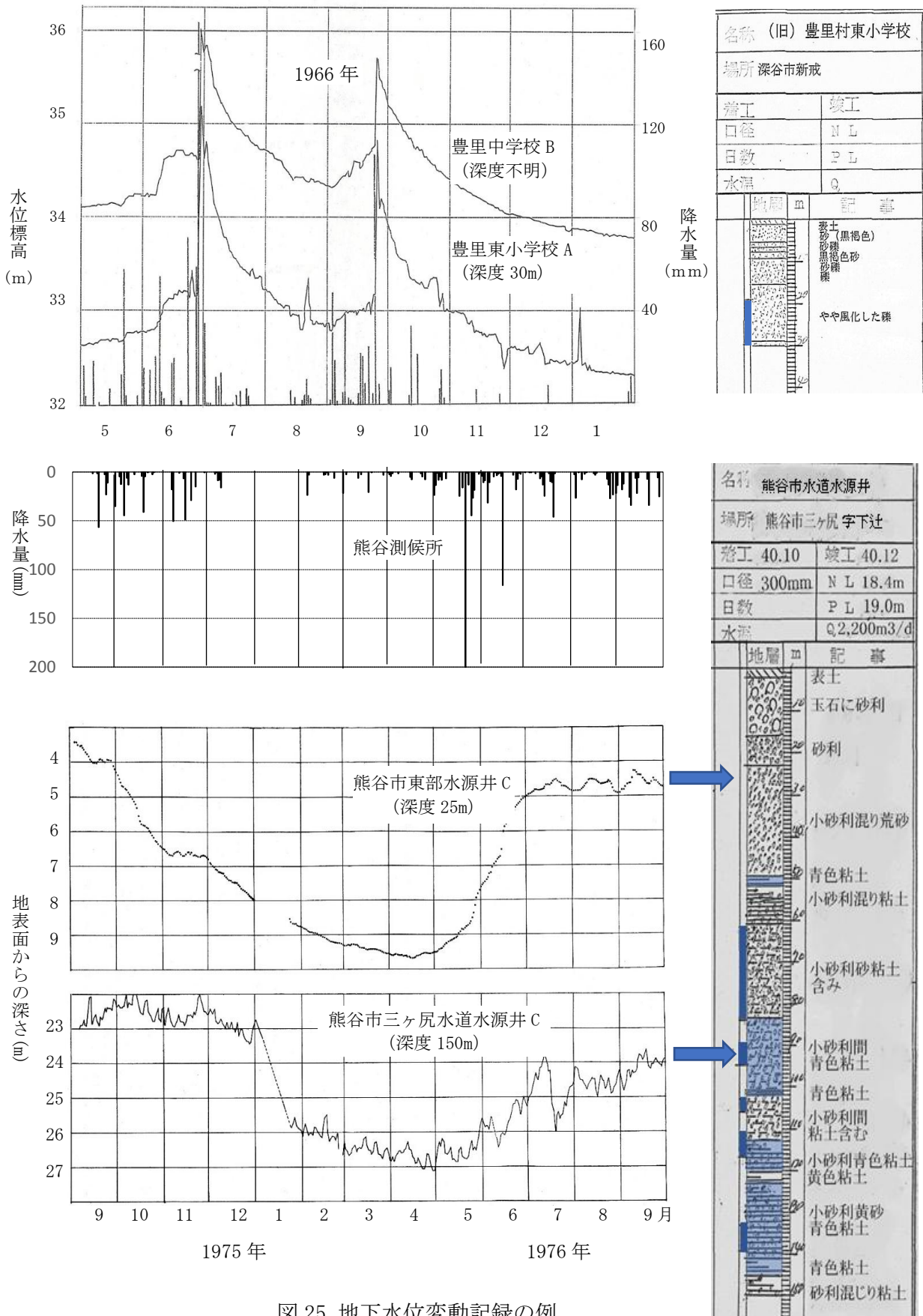


図 25 地下水位変動記録の例

浅層地下水に見る上記のような関係と、足尾山地に発して南東に流れる渡良瀬川本流及びそれに合流する足尾山系の諸河川がつくる谷底平野の地下水は、異なった様態を示す。まず図 26 の渡良瀬川本流域の浅層地下水に注目してみると、その地下水面の位置は全体として高く、夏季で2~3m、冬季で3~5mである。また地下水面は渡良瀬川やその支流諸河川がつくる谷底平野の形状に順応していて、舟底形の地下水面形が特徴である。

その支流群については、上流部で浸透した地下水はその末端部で地下深部に至ることなく、湧水として地表に排出されて、渡良瀬川に合流する。その典型例を足利市で渡良瀬川に合流する袋川低地の地下水にみる事ができる。なお同じようなパターンは東隣りの佐野市を流れる旗川や秋山川の低地でも見ることができ、図 27 に示したような地下構造を反映していることが推察される。

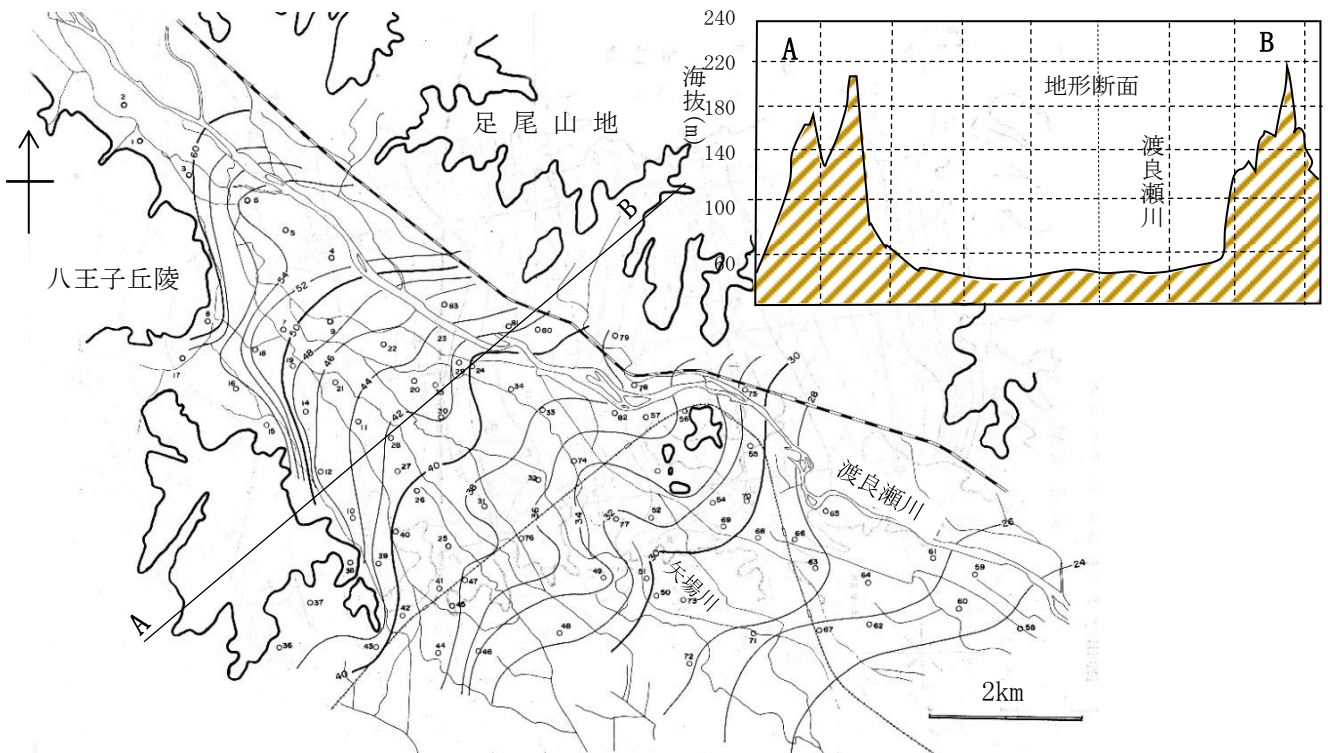


図 26 渡良瀬川右岸平野の浅層地下水 (冬季)

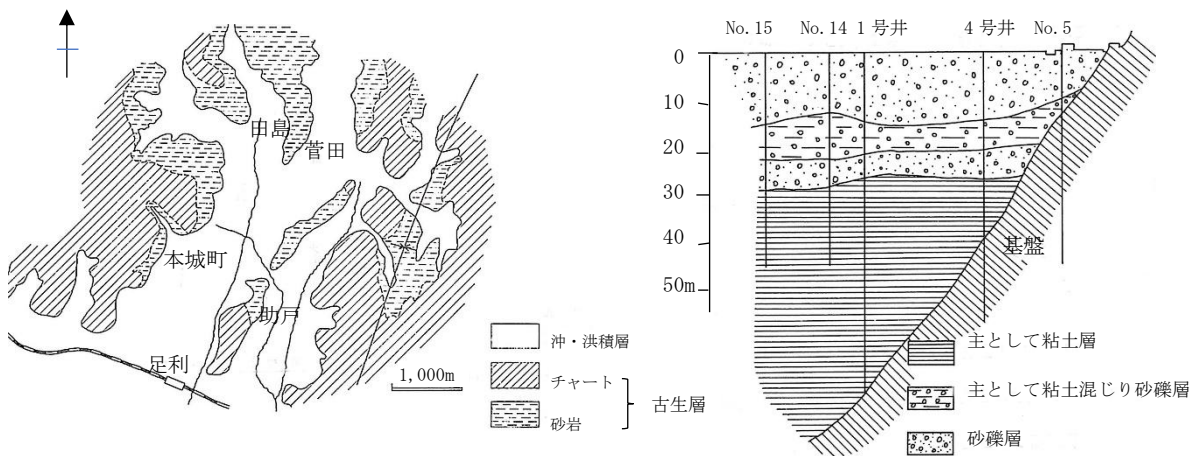


図 27 足尾山地南麓の埋没谷(足利市助戸 東洋ナイロン撚糸加工足利工場敷地)
(出典：新藤静夫(1979)地下水の調査，地下水ハンドブック，建設産業調査会)

g) 涵養量の把握

深部地下水の主な涵養源として河川水と浅層地下水を対象として、共に年2回の実測^{注1)}と河床材料調査^{脚注2)}を実施した。地下水に関しては代表地点での水位記録をとり、河川流量に関しては区間収支のマイナス量を河川からの涵養を示すものとした。図28にその記録の一例を示し、またそれに基づいて作成した関東平野周辺部全域に亘る涵養地区を図29に示した。なお利根川本流と鬼怒川の一部については作業上危険を伴うため測量は行っていない。共に大変な作業であったが、当時の東洋大学の学生はよくこれに応えてくれた(写真2)。

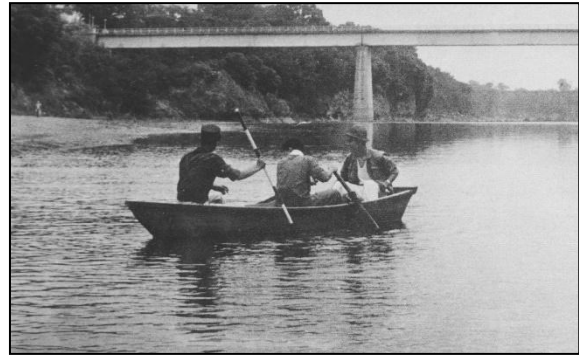
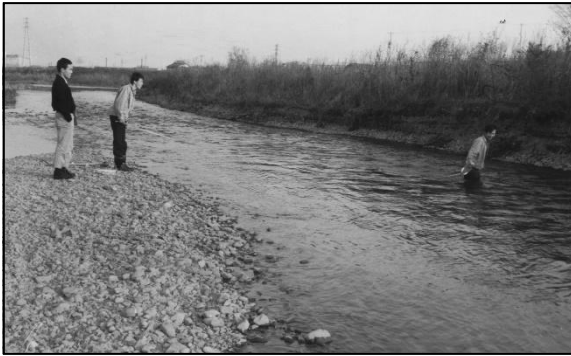


写真2 厳寒の河川測量(荒川)

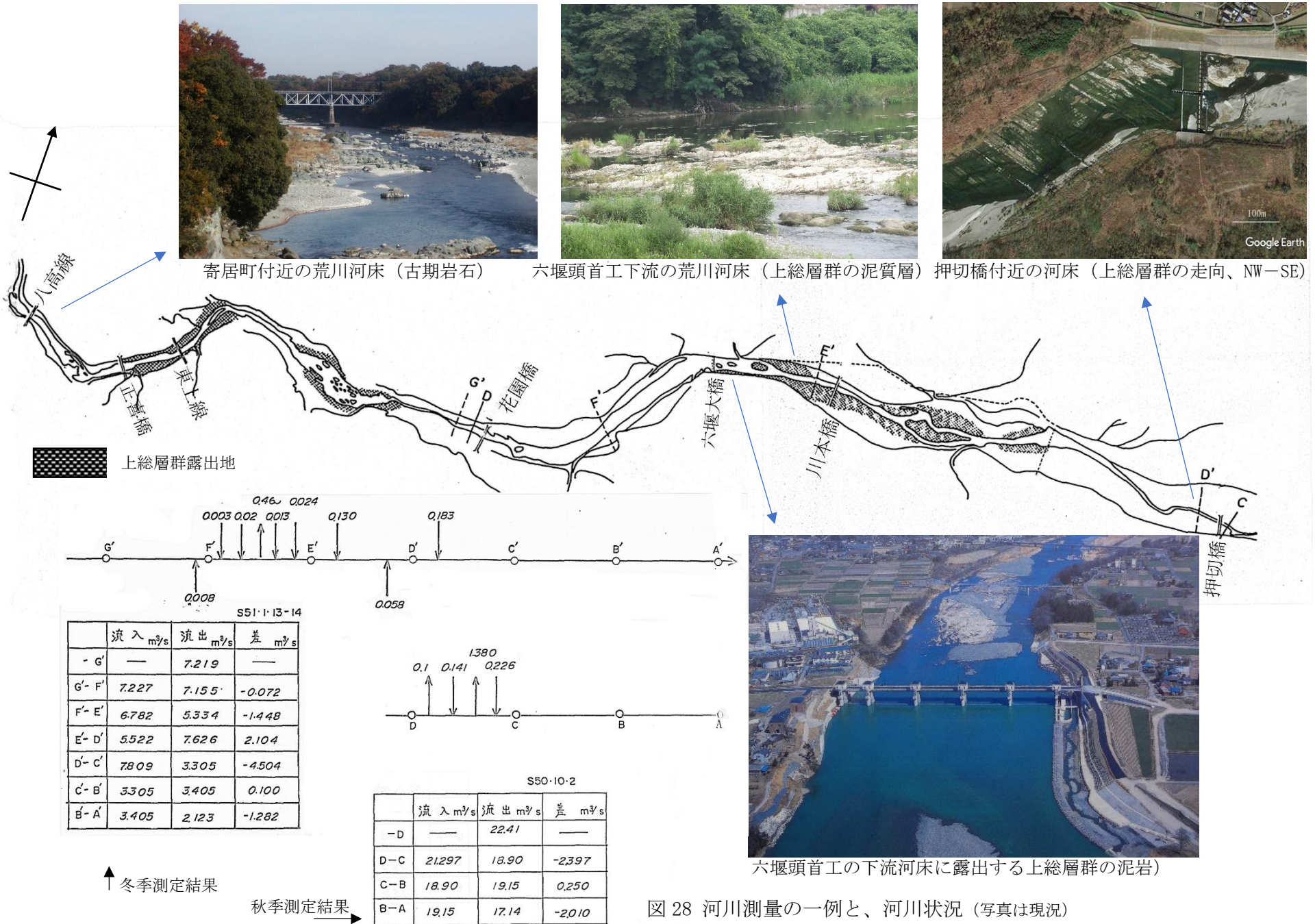
図28において指摘できるように、荒川は流下とともに河川流量の減少が目立ち、中でも押切橋付近で著しい。この付近は図中の写真にみるように上総層群の泥質層がみられ、Google Earthから得た画像ではNW-SE方向の走向が読み取れる。その近接写真は写真3にあるように、かなり粗鬆質で、礫質層も挟在する。なお右の写真の前方は荒川で、下流側を撮っている。それに向けて伸びる線状の窪地は走向と一致する。この付近には同様のものが無数に見られる。



写真3 荒川押切橋付近の河床

脚注1：この作業は筆者の東洋大学土木工学科勤務時代(1964-1977)に行ったものである。「河川測量」は当学科2年時の必須科目で、1週間にわたる合宿によって測量技術は習得済みである。

脚注2：代表地点を選定して表層を取り除いた河床を写真に撮り、記録する簡易法に依った。



六堰頭首工の下流河床に露出する上総層群の泥岩

図 28 河川測量の一例と、河川状況（写真は現況）

