

水源帯における地下水流出現象の基礎的研究

文部教官 山口伊佐夫

Isao YAMAGUCHI

Fundamental Studies on the Ground water Flow Phenomena at the Water Source Zone.

目 次

緒 言	(ii) 中間水の吟味	176
第I編 前 論	(iii) 資料の整備	179
第I章 流域概況	(iv) 地下水流量と帯水層限界最大水位との関係	179
第1節 流域配置, 森林地被物, 地質, 地形	(v) 帯水層内における透過能の測定	182
第2節 地下水に関する各測水所の構造	第3節 地下水増水曲線と帯水層限界最大水位曲線との関係	187
第II章 地下水流出現象に関する無機因子の検討	第4節 帯水層の地下水流出因子の数量的表現	189
第1節 帯水層構成	第III編 帯水層に流入する透下レート曲線と地下水流量曲線との関係	197
(i) L-10 大地比抵抗測定器の水平探査法による地下構造の推定	第I章 理 論	197
(ii) L-10 大地比抵抗測定器の垂直探査法による地下構造の推定	第1節 地下水流量曲線から透下レート曲線の誘導	197
第2節 地下構造探査結果による北谷, 南谷の特異性	(i) 理論式からの近似解	197
(i) 堆積体形状の推定	(ii) 現象面を対象とした理論式からの厳密解	202
(ii) 堆積体内部の各比抵抗値	第2節 とくに透下レート曲線を確率密度関数式に準ずるとした場合の図式解法	206
第II編 地下水流出現象に関する基礎的諸問題	(i) 単独増水解析	206
第I章 理 論	(ii) 複合増水解析	209
第1節 地下水流出現象の解析	第II章 測定結果への応用	210
(i) 帯水層水位と流量との関係	第1節 透下レート曲線の傾向の確認	210
(ii) 降雨時における帯水層限界最大水位と時間との関係	(i) 測定方法	210
第2節 理論式の実際面への適応性の吟味	(ii) 測定のための基礎的実験	210
(i) 式の吟味	(iii) 白坂小流域における透下水の土中移行の測定	213
(ii) 現象面の検討	第2節 測定結果への適用	216
(iii) 理論式の現象面への適応法	(i) 帯水層水位曲線より地下水流量曲線の推定	216
第II章 測定結果への適用	(ii) 地下水流量曲線より透下レート曲線の推定	217
第1節 帯水層水位と横距との関係		
第2節 地下水流量と帯水層水位との関係		
(i) 地下水測水所構造と解析障害因子の除去		

第3節 透下レート曲線を確率密度函数式 に準ずるとした場合の図式解法の結果…	221	(iii) 電気抵抗法による透下現象の判断…	246
(i) 北谷南谷における補助曲線の作製…	221	第II章 北谷南谷における地下水流量の分離…	249
(ii) 計算および地下水流量曲線との比 較…	222	第1節 北谷南谷における可能地下水流量 の推定…	249
第4節 北谷南谷における水分移行の特性…	226	(i) 適応性の吟味…	249
第IV編 水文解析への応用…	242	(ii) 可能地下水流量の算定…	252
第I章 降雨と滲透と透下との面的拡大性の 吟味…	242	第2節 北谷南谷における流出地下水流量 の分離…	254
第1節 北谷南谷流域内における水循環の 想定…	242	(i) 地下水流量の面的拡大性の吟味…	255
第2節 滲透測定試験結果からの判断…	243	(ii) 流出地下水流量の推算…	258
(i) 流域内における滲透能の面的な相 異性…	243	第III章 流域内における水分移行の解析…	270
(ii) 滲透能の鉛直方向の変化および透 下能との関係…	245	第1節 可能地下水流量と流出地下水流量 計算値の比較…	270
		第2節 流域内における水収支の解析…	272
		参考文献…	277
		Résumé …	278

緒 言

森林資源および水資源は上流地帯における主要な天然資源といえる。

この両資源が常に有機的つながりをもって存続している点は過去の試験研究からも明らかである。そしてまた社会生活の上でも両者が多数の共通した経営原則を有している点も認められ得ることであろう。

そのような意味で両資源の本質的解明は水源帯水文学における従来からの重要な論題であったし、さらにまた今後の主要な課題といえよう。

まず流域内における水循環を対象としてその主体をなす因子を大別すると (1). 気象的因子 (2). 流域内無機的因子 (3). 流域内有機的因子 の3種に分けることができる。このうち(1)はいわゆる他の条件によって支配された外部からの加刺戟的因子であり(2)(3)は内部被刺戟的因子とみることができる。なお厳密に言えば(3)は加刺戟的因子に対する一つの因子としてその機能を有しているともいえる。

したがってこれらの諸因子から有機的因子を採り上げて論ずるには他の2つについての本質的解明が必要であり、さらに各々の関連性についてもそれを量的に把握しておく必要がある。

これを現在行われている試験を対象として説明を加えてみる。

まず直接得られる主要な観測資料をあげると降雨と流量があげられる。とくに流量観測の厳密な試験では、その時間的变化を示すハイドログラフで把握しているが、これが前述の3種の因子の総合的函数として表現されていることは自ずから明らかである。さらに具体的表現をすれば、このハイドログラフは流域地表面部の森林地被物また地質地形等の因子によって影響される地表水、中間水、地下水の合成で、さらに合成されたものの流路に関する地形的因子によって変形さ

れた結果の数値といえる。

このような観点から従来研究された森林地被物の水文的機能の論議をふりかえると (1). 森林の理水機能論 (2). 流域内の水分移行論に大別することができる。

前者は森林の有無による量水観測結果の比較から総合的にまた統計的概念をもってその動向を把握しようとするものであり、後者は流域内における個々の因子を採り上げ解析を加え各々の解析結果の総合的函数を求めて量水観測結果と照合し、それぞれの位置と重さを量的に表現しようとするものである。両者とも森林地被物の水文的価値を論ずることにおいては共通した終局の目的をもっている。

とくに後者の研究においては前述のハイドログラフの研究が重要な意義を有する。

再び従来からの研究結果による森林の機能を要約すれば、究極は降雨に基づく地表流下水の抑制作用であり、さらにその水源かん養機能も抑制されたものの地下水化の様相の如何に関係を持つとの論議が有力とされる。要するに降雨—滲透—地下水の過程における森林地被物の存在意義の究明がその論議の中心といえる。したがってこの過程についての水分の移行収支関係を論ずることは、基礎問題に対する重要な課題としてよい。

そのような意味で、その中心的位置を占め、さらに理学的に比較的系統だった習性をもつ地下水について解析を加えてみる。

この解析によって前述の地表水、中間水に対する目安も一応つけられる可能性があり、さらに地下水に流入する降雨の実態も解析が可能になってくるのではないと思われる。

さらにまた、これら研究の一分科として論議された流域内滲透能測定による解析、また土壤水分測定による水収支の解析法等も断片的な位置から脱脚し、流域的な取扱いへの前進が期待できるのではないかと考えている。

地下水に関する研究は理論および実験から多くの研究結果が発表されている。しかしこれらの殆んどが下流沖積地に対するもので、これを上流山岳地のそれに適用するには多くの問題点が残されている。しかも両者はそれぞれ異った特異性を有し、必ずしも同一的の観念で論議を推進することは殆んど不可能の感がある。

これは上流水源地帯においてさえ流域を構成する母岩によって、また地形的要素によって地下水の流出機構がそれぞれ異った様相を呈するほどである。

試験地は、地質および地形的に比較的単調な東京大学愛知県演習林白坂小流域に地下水流量観測施設および帯水層水位観測施設を設置し、観測を実施した。勿論総合された流量観測は従来より続けられている。とくに地形的流域面積と水文的流域面積についての吟味は充分行われ一応の確認が得られている。

なおこれによって得られた解析結果を、総べての場合に共通せしめるとの考え方は毛頭もっていない。ただ解析の方法論と今後行われるべき量水観測の指標として、その普偏性に着目したい

のである。

さらに前述したようにこの小流域は本流流域の支流として従来から観測が続けられており、今後本流域への適用の方法、またやがて行われるべき森林地被物の伐採計画の基礎資料として、さらに伐採後における水文諸量の変化についての研究の場としたい意向である。

稿を草すにあたりご懇篤なご指導ご鞭撻を仰ぎつつある砂防工学教室担任教授荻原貞夫博士に深甚な感謝を献げる。

なお試験研究の推進にご便宜を戴いた元林野庁研究普及課渡辺武夫技官、また試験研究の推進にご協力を戴いた前東京大学愛知県演習林長中島主一氏、塚本良則氏、現地調査測定にご協力を戴いた駒村富士弥氏、藤田寿男氏、計算製図にご協力を戴いた白石喜美子氏、田中澄子氏に深謝の意を表す。とくに困難な観測を常時続け、創意工夫によって設備不足を補い推進せしめて戴いた愛知県演習林林和夫氏に対して改めて深謝の意を表す。

第 1 編 前 論

第 1 章 流域 概 況

第 1 節 流域配置，森林地被物，地質，地形

白坂本流域は流域面積 88.5 ha で深層風化された花崗岩によって占められている。

この量水観測は昭和4年（1929）より続けられ、さらにその下流帯の相隣れる2つの小支流に昭和24年（1949）より量水観測が開始されている。

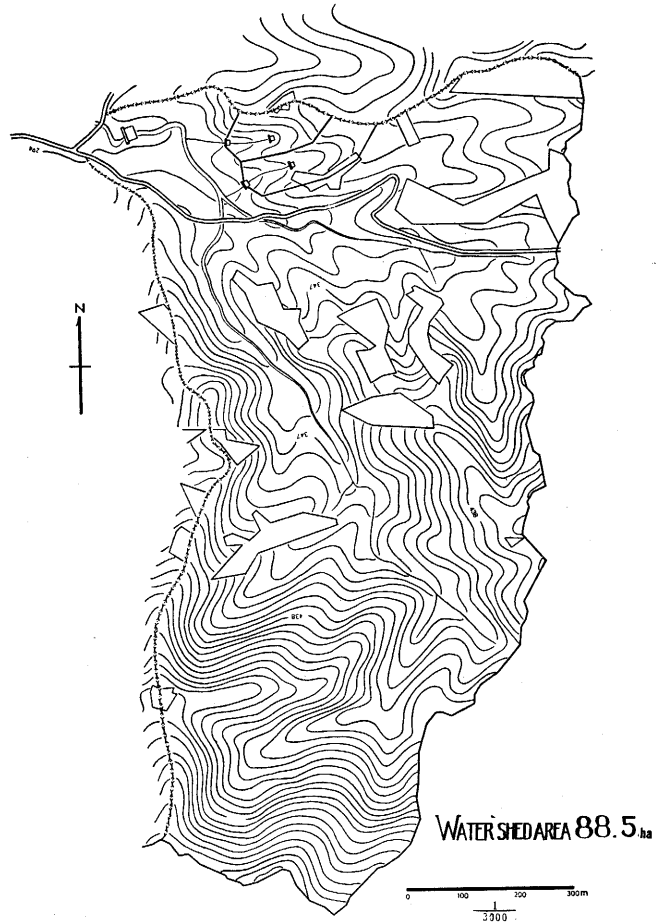
両者の配置関係は第 I - 1 図に示す通りで、通称北谷の流域面積 1.19 ha 南谷の流域面積 1.42 ha である。

さらにこの北谷、南谷について細述すれば、両流域の最上流部の最も重要な位置を占める帯水層からの地下水流量を観測する目的で、昭和32年（1957）それぞれに地下水流量観測所および帯水層水位観測所が設置された。

この地下水流量観測所の地形的な流域面積は北谷で 0.44 ha 南谷で 0.48 ha である。両流域の配置関係は第 I - 2 図のようでありさらに地下水流量観測所および帯水層水位観測所の配置関係は第 I - 7(N) 図、第 I - 7(S) 図のようである。

地下水流量観測所および帯水層水位観測所は現地地形踏査と電気地下探査結果と過去における下流の流量観測結果を資料として厳密な検討の結果設計された。とくに湧水点の地下構造と湧水帯水層水位との関係および同一帯水層系統内での代表値としての意義について重点的に吟味された。なお地形的流域面積と水文的流域面積については前述の測定資料にもとづいてとくに検討を加え両者が極度に矛盾した状態の地質構造にない点を確認した。

流域内の森林地被物は、針葉樹としてアカマツ、ヒノキがあり、広葉樹としてコナラ、カン、

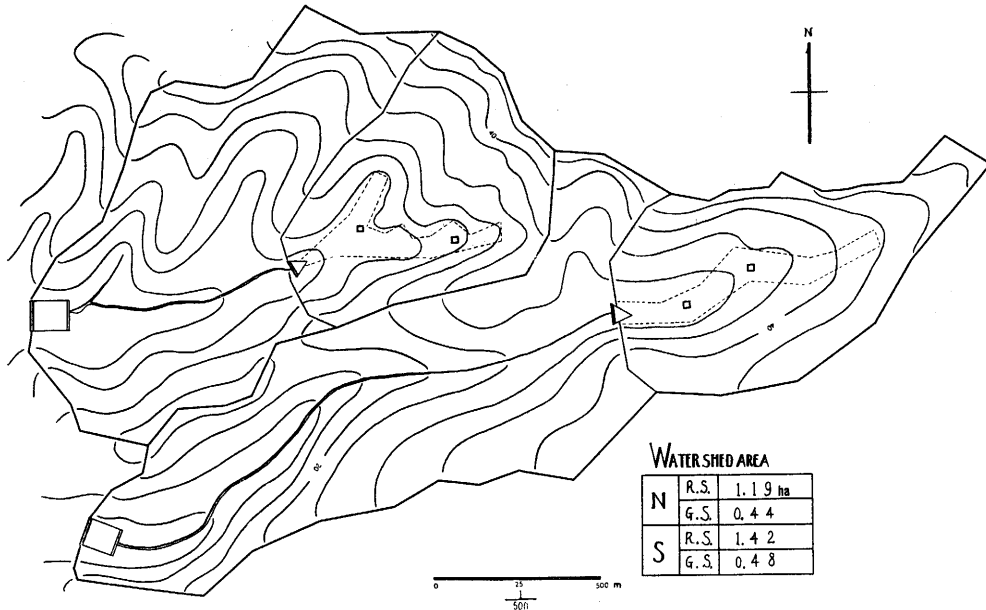


第 I-1 図 白坂本流流域地形図と北谷南谷の配置

モミジ類，ミツバツツジ，シロモチ，アカシデ，ツゲ類がその間に混交している。その生育状態は全般に貧弱とされる。また一部にヒノキの造林地があり，他の樹種と比較して生長が良好で樹型も正常な感がある。他の部分では全般的にみて純然たる天然林の林型を有し，沢沿いでは特に過密の状態での被圧度が大きく，コナラ，アカシデ等の上木を除いてはすべて胸高直径 2~5 cm 樹高 2~3 m の灌木で生長が悪い。また倒木枯立木が多いのは天然生林としての一つの性格をあらわすと共に，これら森林の水文的機能が殆んど上限界に達しているとの感を抱かせる。

尾根部は地表面が裸出している所が比較的多く，従ってその個所は林木の生長も極度に悪く生長不良木か，裸地の状態を示す。

また土壌は尾根部と沢部で極端に異り，尾根部は一般に薄く沢部では落葉の堆積が厚く F, H 層の厚さが部分によって面的に極度に相異した傾向を示している。また菌糸網の発達が著るしい点はこの地帯の特徴のようである。



第 I-2 図 北谷南谷流域地形図と各流量観測所配置

これらの傾向は森林と水との生態的関連性を如実に物語るもので、またこの流域が水分移行の分析上一つの代表的森林地被物分布の型として取扱うことができるのではないかと考えている。

つぎに北谷、南谷についてみると殆んど本流と同様な林分構成を示し、その傾向としては前述の沢部の状態に近い位置にある。したがって尾根筋もごく一部を除いては殆んど林木によって被われ、有機質土壌層も構成されている。すなわち本流沿いの尾根と沢との林相の較差が相等縮まった状態にあり、総合的にみてこの北谷、南谷の森林地被物の状態は本流のそれと比較し比較的良好な位置にあるとみてよいようである。

このうちとくに強調されることは、地表面から 1m 附近にかけての物理作用を受けた膨軟な表層部に林木が根系を発達せしめ、しかもそれ以下の地帯は深層風化された堅い母岩層に這入るので、その境界附近における水分の保留、また水分の傾斜方向の移行の形跡がみられる点である。とくに小さな凹地形部で、しかも急傾斜の個所にそのような傾向が強い。それが恐らく中間水的性格のものであろうか、その境界附近の砂と共に山脚部より噴出した形跡があり、地表面は根系によって支えられ一見安定したかに見え、内部は空洞の状態にあるものまでみられるほどである。これはとくに北谷の地下水流量測水所流域に多い。

流域内における森林地被物の状況は以上のようなものであるが、それに対して試験研究の目的で行われた作業をみると次のような操作が行われている。

まずその初期段階での森林の水文的影響を見出す目的で、昭和29年(1954)、30年(1955)に地表面の落葉層を除去をする作業が試みられている。

これは北谷、南谷の相対的比較をみる意味で北谷のみについて行い、林木生長以外に何らの流

域内刺戟的操作が行われていない南谷に対し、北谷の前述の操作の影響が時間系列にそって水文的にどのような傾向を示すかを検討する。

ついで地質および地形について水文的立場からの観察を加えてみる。

地質は前述したように流域全部が深層風化された花崗岩である。

まず本流流域について水系を上流部より追って行くと、上流部は前述の花崗岩が殆んど露出し、各所に高さ 0.5~3 m の小段落が見られる。中流部附近においては河床は径 0.2~1 m の石礫が占め、中流部以下では殆んど花崗岩の風化した微細砂によって占められている。さらに下流部になるとこの堆積帯上を流路は通り、再び流水の下刻作用が行われ、兩岸の土体が崩落しそうな、またした個所も処々に見受けられる。

北谷、南谷の流路はこの下流帯の様相に殆んど類似している。

とくに中流部においては数箇所、永年の堆積によって生じた小型の扇状地形がみられる。また所々に小規模の段丘に似たものが見受けられるが、両者ともすでに安定した状態を示し森林を育生している。

中流部以下の形状は前述したように、水系はこの堆積帯の中央部を流れ、いまだ水系の変遷した形跡は見受けられない。

概括してその流域の規模が小さく、その特性として水系内の林相、地形、本流支流の関係、河床礫の状態等いわゆる水の流動性をぬきにした各種の相似性が、比較的試験地としての標準性を示している点は好ましい。

この流域の崩壊地の大規模なもので新しいものはあまり見受けられない。とくと大正11年前に作製された地形図の崩壊地が現在も同様な状態にあるのは、過去30年間における様相その他の大きな変動がなかったことを意味している。

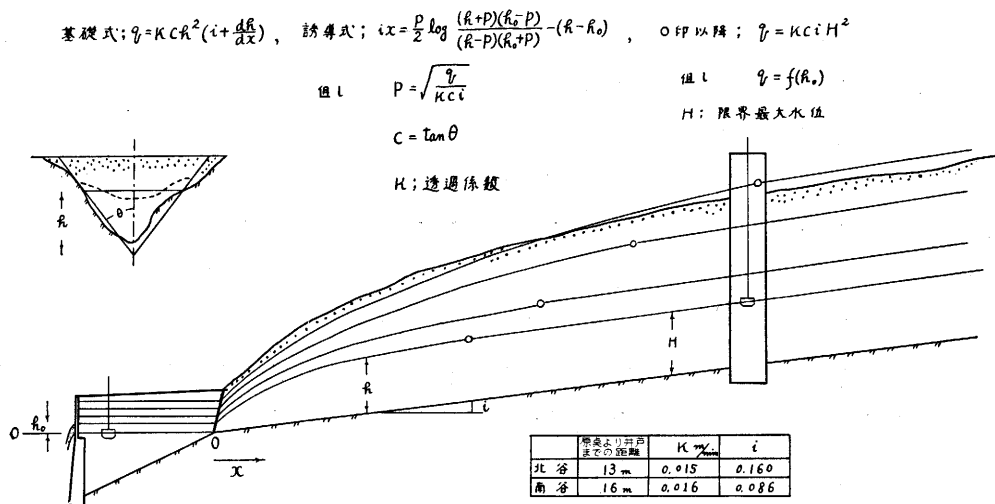
つぎにあげられる点は、河岸沿いに崩壊地が見られないことである。この内2~3箇所河岸に近いものもあるが、いずれも扇状地上の小さな溝によって崩壊地と水系とが結ばれている状態である。

水文的意味での秃赫地は大別して2つの型に分けられる。1つの型は深層風化した岩がそのまま表面に露出し急峻な状態にある場合、他の1つは深層風化した岩が再び物理化学的に破壊し表面がざくざくの砂場の状態にある場合である。これは比較的平坦な地形を示している。前者と後者が水文的に異った性格を有することは、観察によっても明瞭に判断し得る。

最後に北谷、南谷についてこれらの細部の問題点を、水文的立場から観察を加えてみる。

まず流域内を山体部、堆積体部に分けて説明を加えてみる。

この堆積体は小型で、地表面部で河道を中心として兩岸へ 1~4 m 程度のものに過ぎない。断面形状はV字形の谷に新しい堆積が行われた点は容易に判断されるし、その深さも数 m 程度に過ぎない。



第 I - 3 (b) 図 帯水層水位と井戸 I との関係

また測水所上面はコンクリートで覆ってあるから帯水層からの流出水以外はコンクリート上面から流出し除去されるようになっている。

なお地表水がコンクリート被覆周辺部に水みちをつくって遊水池内に流入するとの問題も考えられるがこれは極く偶然的な現象であり量的にも僅少な程度に過ぎない。

流量は水位の自記記録から換算され、ノッチは U 型である。自記水位計のタイムスケールは 1 時間 1.5cm で、ゲイジスケールは $\frac{1}{2}$ である。9 時観測のポイントゲージは最小単位 0.1mm で観測する。

水位と流量の関係式は

北谷

$$h \leq 17.9 \text{ cm} \quad q = 2,603 h^{2.3} \text{ cm}^3/\text{sec}$$

$$h \geq 17.9 \text{ cm} \quad q = 2,603 h^{2.3} - 2,603(h - 17.9)^{2.3} \text{ cm}^3/\text{sec}$$

南谷

$$h \leq 18.8 \text{ cm} \quad q = 1,855 h^{2.4} \text{ cm}^3/\text{sec}$$

$$h \geq 18.8 \text{ cm} \quad q = 1,855 h^{2.4} - 1,855(h - 18.8)^{2.4} \text{ cm}^3/\text{sec}$$

で示される。

なお玉石充填部も含めた遊水池の調節機能については後述する。

ついで帯水層水位観測所についてみると、堆積地に径 0.6 m の井戸を掘り帯水層の水位観測を行う。

この井戸の底は風化母岩に 0.5 m 程度深く掘り下げている。勿論井戸の周辺はコンクリートパイプで保護してある。

地下水流量観測所ノッチ下端を0としたときの各井戸の底の高さは

北谷 井戸1(N. W. 1) 3.15m 井戸2(N. W. 2) 9.75m

南谷 井戸1(S. W. 1) 1.10m 井戸2(S. W. 2) 4.44m

である。その地表面附近の高さは

北谷 井戸1(N. W. 1) 6.00m 井戸2(N. W. 2) 12.00m

南谷 井戸1(S. W. 1) 4.50m 井戸2(S. W. 2) 8.00m

である。

なお自記水位計はタイムスケール1時間 1.5 cm ゲイジスケール $1/4$ を採用し、9時観測のポイントゲイジは最小単位 0.1mm で観測している。なお井戸1は常に限界最大水位を把握できるような横距を保持してあるから、地下水流量と帯水層水位との関係は帰一的に取扱うことができる。(後述II-II-2 説明)

第I-1表 流域形状表現数値

流域名	地形的流域面積 ha	流域内高低差 m	流域平均幅 km	谷密度 1/km	流域形状係数	流域密度数	平均傾斜角 Tangent (度)
M. S. S.	88.5	335.0	0.32	3.09	0.12	0.69	0.4560 25°
N. R. S.	1.19	45.0	0.15	6.67	1.86	0.84	0.6640 33°
S. R. S.	1.42	55.0	0.078	12.82	0.43	0.61	0.5900 30°
N. G. S.	0.44	40.0				0.91	0.7500 37°
S. G. S.	0.48	30.0				0.80	0.5885 30°

第I-2表 流域内山体と堆積体の地表面積

		北 谷			南 谷		
		N. R. S.	N. G. S.	NRS-NGS	S. R. S.	S. G. S.	SRS-SGS
流域面積	m ²	11861	4409	7452	14194	4825	9369
堆積面積	m ²	1307	491	816	1549	667	882
山体面積	m ²	10554	3918	6636	12645	4158	8487

但し

M. S. S. ; 本流域, N. R. S. ; 北谷流域, S. R. S. ; 南谷流域, N. G. S. ; 北谷地下水観測流域,
S. G. S. ; 南谷地下水観測流域

第II章 地下水流出現象に関する無機的因子の検討

第1節 帯水層構成

この流域が花崗岩の深層風化帯に属することは再三言及した通りである。

したがって地下水流出現象の直接の対象となるものは、この風化層の深さを推定することおよび

びその後における二次堆積の実態を把握することである。

これは地下水流出現象解析の当面の基礎資料となる。

この流域での地下水流出現象を大別すると2つの型に区分けすることができる。その1つは母岩層すなわち深層風化層を通じて流出する地下水（岩脈水と一部の停水層水）と、他は前述の二次堆積層中からの地下水（帯水層水）である。地下湧出水の量においては後者がはるかに前者にまさるが、流域内における湧出地点数は前者が幾分多いようである。また前者は地表面から深い位置にある関係上、時間的なレートの変化が小さく、気象的な微変化に対しても後者ほど左右されない傾向が強い。勿論水理的流出の性格も両者は異ったものとして取扱うべきである。そのような意味でまず地下水流量として取扱う解析の対象として、量的に大きな後者の方に主体性をおき、附随的なものとして前者に対する討議を加えてみる。

(i) L-10 大地比抵抗測定器の水平探査法による地下構造の推定

この堆積体は深層、風化層が長い期間表面に露出し、その後の風化と共にV字型の河谷に堆積したとみることができて、これらの成因が地質学的には相等新しいものであることは明瞭にうかがい得る。

この堆積体に対して、形状その他について解析を加えてみる。

解析には現地踏査とさらに L-10 大地比抵抗測定器を主体として検討を加え、湧水の比抵抗測定等を参考として必要数値の算定を行ってみる。

まず水平探査法について概要をのべると、大別して4極法、3極法、2極法等があり、それぞれ一長一短を有しているが現地の条件と照合し、結局 WENNER の4極法を採用してみた。

測線は堆積体の縦断1本、横断2本を各流域に採った。

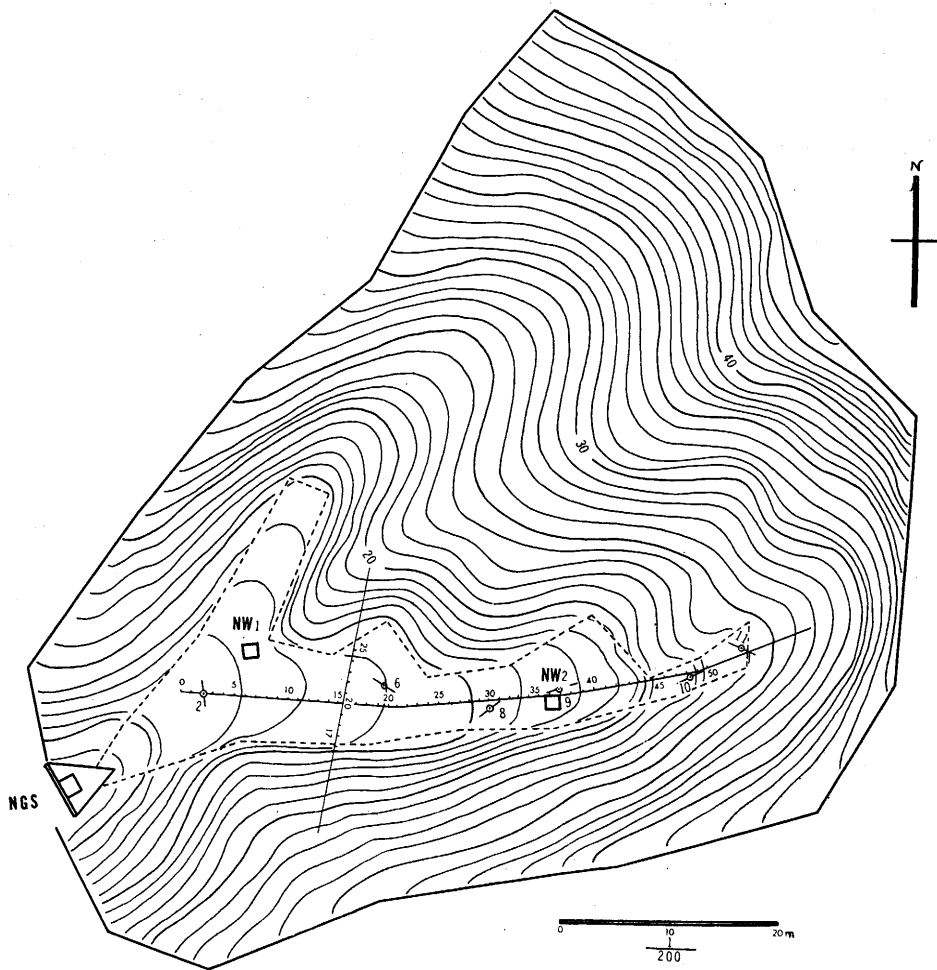
測点間隔は縦断の場合 1m、横断の場合 0.5m を採用し、電極間隔は垂直探査結果等と照合し 1.5m, 3m, 5m, 7m, 10m, を採用した。

ただこの地帯は前述のように極度に微細な変化、例えば極部異常帯を有する地形地質構造にあるから、水平探査にしても垂直探査にしても理想的な資料は得難く、ある程度応用的観点に立脚した解析を進めなければならない。なお測定期間中殆んど無降雨期にあったため地表近くの土壤が乾燥し、そのための接地抵抗等に左右された資料も多少みられるようである。これに対して電極附近土壤への散水あるいはふみかため等によって対処した。

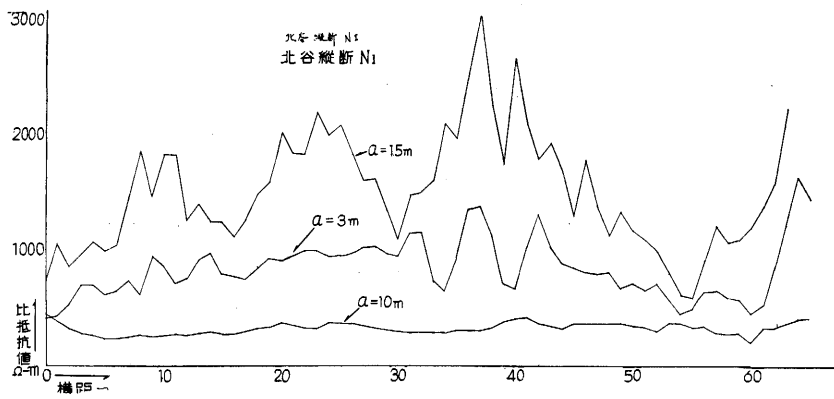
(a) 北谷縦断測定結果：測線の配置は第 I-4(N) 図のようである。

この測定結果から見掛けの比抵抗値を計算し、距離（横距）を横軸とし縦軸に見掛け比抵抗値をプロットすると、第 I-5(N) 図のようなものが得られる。

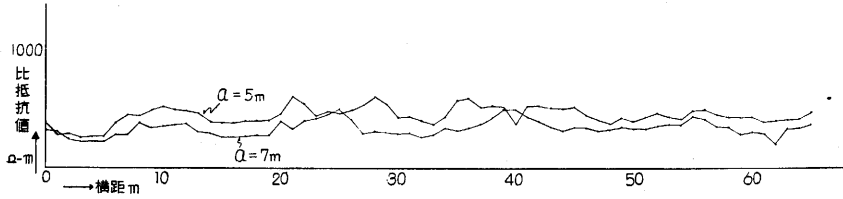
これらを解析しその結果を現地に照査すればつぎのことがいえる。上流側より風化した母岩は原点より 61m 附近迄同一な勾配で来て、そこで崩壊侵食等の現象があり急勾配になって下降している。その地点に堆積が行われ、細かく風化された土壤が堆積し、40~50m 附近から再び侵食



第 I-4 (N) 図 北谷での電気探査 (水平探査, 垂直探査) 測定位置



第 I-5 (N)-2 図 北谷縦断水平探査 ρ_a 曲線



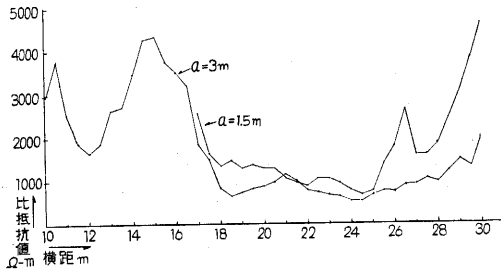
第 I - 5 (N) - 2 図 北谷縦断水平探査 ρ_a 曲線

され堆積がえぐりとられ、その跡に二次的新して堆積が行われたようである。

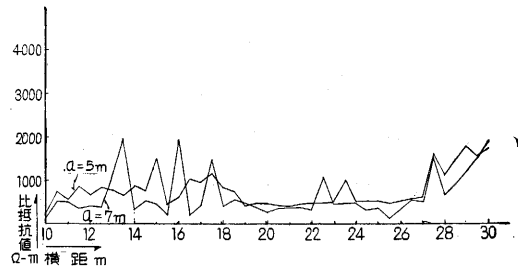
したがって現在では 50~55m 附近は一つの段丘の形状を示している。すなわち 40~50m 間は急勾配で、40m から再び平坦な勾配で原点に向かっている。

40~50m の急勾配地点は、古い堆積上に新しい土砂が地表面より 1m 内外覆った状態にあり 40m 以下は新しい堆積がそのまま深く迄位置した状態で連っている。

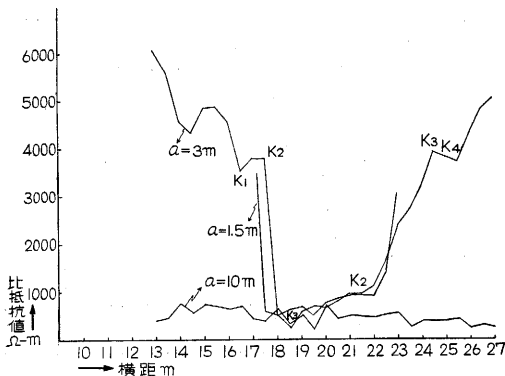
したがってこの堆積体内の帯水層は殆んど 40m 附近を終端部としているとみなしてよい。そして比較的クレイ質土壌の多い 45~57m 附近の古い堆積では水の移動が少なく、常に湿地状態にあるとみられる。すなわちこの湿潤地は水文的には大した価値を有しているとは思われないが、わずかに新しい堆積への供給源として水文的役割を果たしている程度に過ぎない。しかし渇水時期における価値は認めてよいと思う。



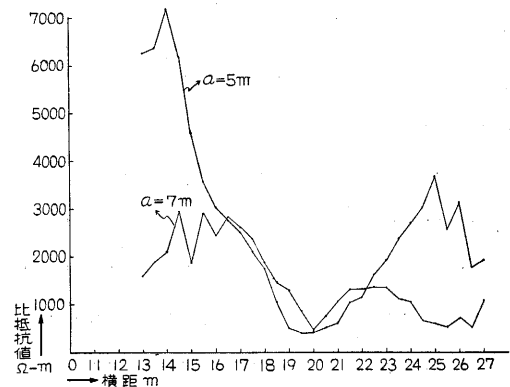
第 I - 6 (N) - 1 図 北谷横断水平探査 ρ_a 曲線



第 I - 6 (N) - 2 図 北谷横断水平探査 ρ_a 曲線



第 I - 6 (S) - 1 図 南谷横断水平探査 ρ_a 曲線



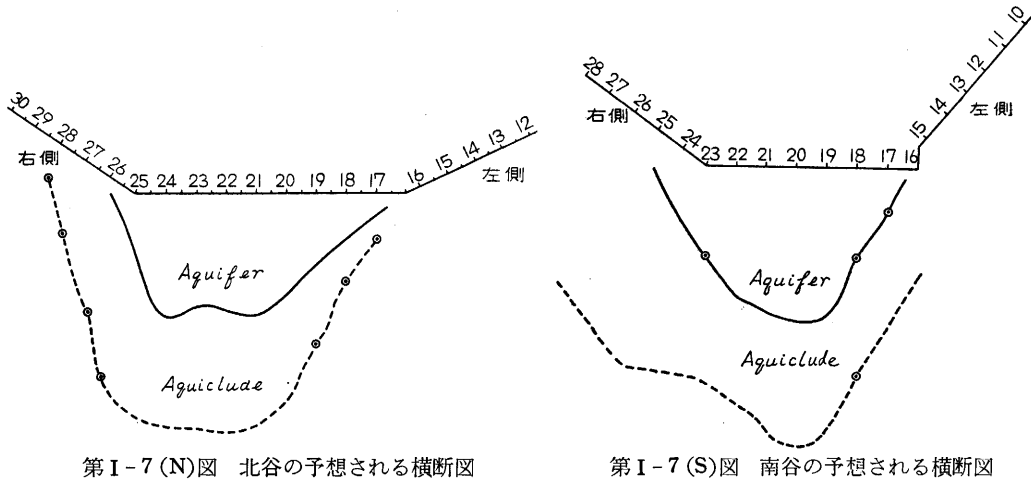
第 I - 6 (S) - 2 図 南谷横断水平探査 ρ_a 曲線

またその上流部の母岩層水脈との関連は垂直探査結果との照合によって判断したい。

(b) 北谷横断測定結果：測定された見掛けの比抵抗曲線 (ρ_a 曲線) は第 I-6 (N) 図のようである。

この解析結果を総合的にまとめると、曲線が安定し始めた地点が層の境界附近に匹敵するに想定して断面を推定すると、第 I-7 (N) 図のようなものが得られる。

すなわち実線以上の部分は透過能の大きいいわゆる帯水層を含む堆積体とされ、点線以上の部分が殆んど透過能の小さな停水層で、現状では地下流出量にほとんど影響していないと判断することができる。



第 I-7 (N) 図 北谷の予想される横断面図

第 I-7 (S) 図 南谷の予想される横断面図

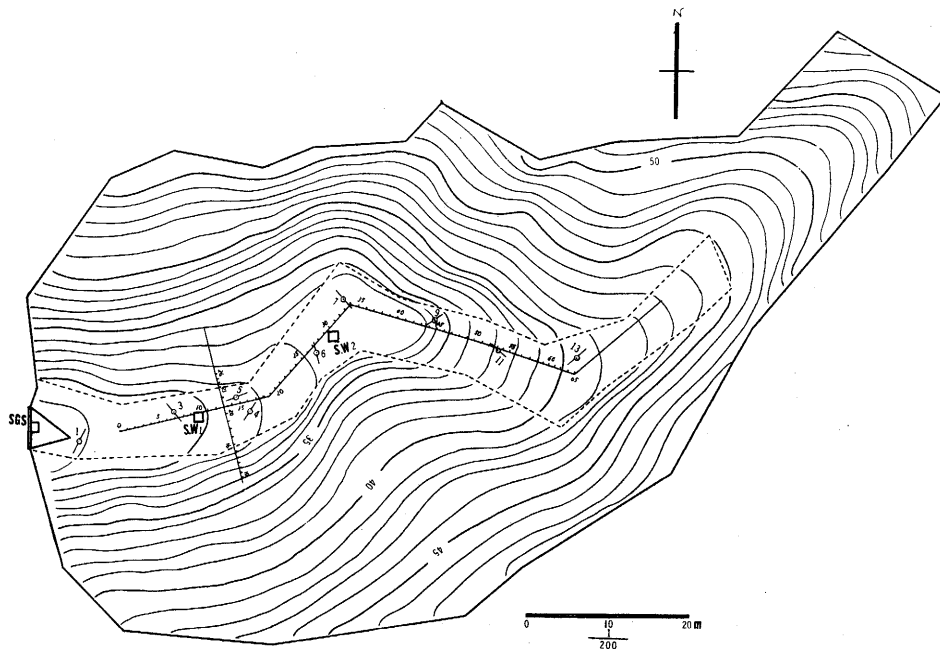
(c) 南谷縦断測定結果：縦断測線の平面的位置は第 I-4 (S) 図のようである。さらに見掛けの比抵抗曲線を示すと第 I-5 (S) 図のようものが得られる。この両者を対比しつつ解析を進めてみる。

説明は省略し結果のみをあげると以下のことがいえる。

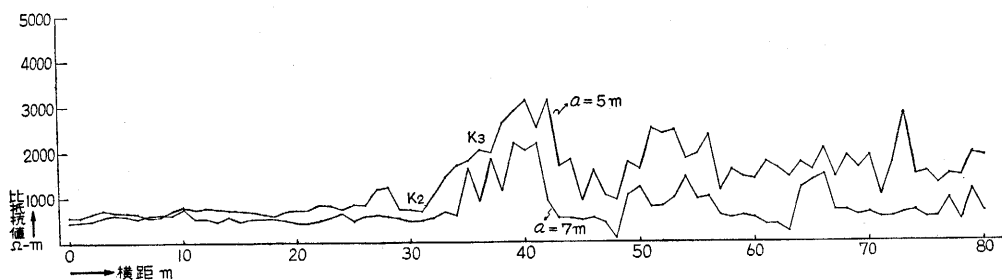
まず堆積体の長さ、すなわち原点からの境界面の位置は一見 30m より 40m の区間に存在するように見える。しかし 40m より 60m にかけての大規模な逆W型 ($a=3m$) の出現と、測線が 34m から約 120° に屈曲していること等を照合し、さらに堆積体の屈曲状況とも照合するとこの逆W型は独立的な低比抵抗体として存在してはいるが、測定の方法からきた結果で一応連続的なものとして取扱うことが可能になる。この逆W型の中心位置を 48m とし、双方へ 6m ずつの地帯が低比抵抗体とすれば、層の境界は 54m 附近に存在することがいえる。

これらの推定は現地地形の段丘位置にあたり、比較的合致した結果と思われる。

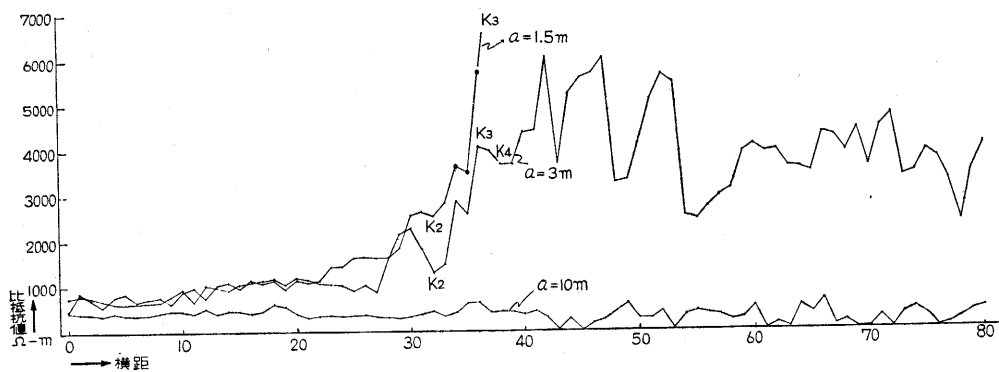
つぎに堆積体の深さについてあげるとこれは垂直探査にまつところか大きい電気的に安定した均一な層とされ、ほぼ 5m 程度の深さにあることがいえる。さらに深層風化層と母岩層との境界は 10m 附近に位置しているようである。



第 I - 4 (S) 図 南谷の電気探査 (水平探査, 垂直探査) 測定位置



第 I - 5 (S)-1 図 南谷縦断水平探査 ρ_a 曲線



第 I - 5 (S)-2 図 南谷縦断水平探査 ρ_a 曲線

(d) 南谷横断測定結果：測線位置および地表面の形状は第 I-4(S) 図のようである。とくに左岸は急傾斜で原点より 16m 附近は風化層を切り取り歩道を設置してある。

測定された見掛けの比抵抗曲線を示すと第 I-6(S) 図のようになる。

この解析結果を総合し横断面を図示すると第 I-7(S) 図のようなものが得られる。

ただ前述の解析結果からも判断されるように、風化層と母岩層との境界点はむしろ厳密にいえば停水層の境界点と表現した方が順当で、水文上も理解し易いものではないかと思っている。

(ii) L-10 大地比抵抗測定器の垂直探査法による地下構造の推定

垂直探査法も水平探査法と同様各種の測定法があるがやはり WENNER の 4 極法を採用する。

垂直探査法はこの流域の地形形状や地質構成等からみて、水平探査と同様適切とはいいい切れなすが、帯水層の構成状態を探査する意味で測定を行ってみる。

なお垂直探査の解析法には、SUNDBERG の標準曲線と補助曲線による法、TAGG の指導曲線による法、HEILAND の微分法、MOORE の積分法、または曲線対比法等があるが、この測定結果には前 2 者を中心として解析を進める。

なおこれらの測定および解析に水平探査結果が有力な参考資料になることはいうまでもない。

まず垂直探査（勿論水平探査にも共通する点が多い）における L-10 大地比抵抗測定器の採用上の問題点について、少々の検討を加えてみる。

現在迄に考察された測定上の問題点について述べるとつぎの諸点がある。

(1) この流域における地形の起伏は微変化が多く、本測定器の採用には少々無理な感がある。すなわち電極の配置が常に水平的な凸凹の上に位置する場合が多く、電流の流通にまた電圧の分布に大きな不均衡を示してくる。さらにそれに附加して小面積内に尾根および沢が細かく存在しているため、地表面附近および地下の面的構成の電気的性格が常に均一でなく、そのため測定される見掛けの比抵抗値に地下構造物質の比抵抗値が複雑に配合されて算出されてくる。

(2) この地層は花崗岩の深層風化帯に属し、山体附近では風化層（地表面附近の乾燥部および地下の多湿部）と母岩層との 2 層構造、或いは 3 層構造としてみることができ、堆積体においては堆積層、風化層、母岩層の 3 層構造としてみることができ。ただしこの堆積体の規模があまりにも小さいため、特に電極間隔が大きくなった場合は必ずしも帰一的な測定資料は得難い。

また特に浅い層の構成であるから、垂直探査の解析と測定の精度との関係が充分平行しない。

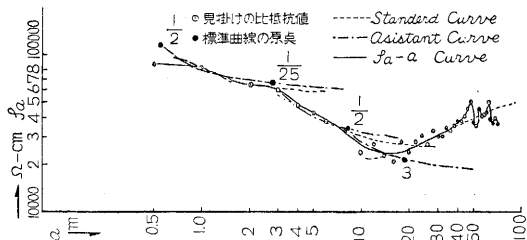
この逆の場合すなわち測点が山体にある場合もやはり同様である。

(3) 花崗岩の風化土壌中には屢々微粒子状のジルコン、チタン鉱物、褐鉄鉱、赤鉄鉱の存在があるといわれるが、この地帯の花崗岩にも一応それらの存在を覚悟しなければならない。したがってこれらの鉱物質の影響が測定面に現われる可能性がある。

以上のような測定上の問題点が考えられるが、この地帯が花崗岩の単一地層によって構成されていることはまた決定的に有利な点としてあげ得るであろう。

(a) 北谷の垂直探査結果：各測点および電極配列の方向，測定番号を示すと第 I-4 (N) 図のようである。

これらの配置および電極配列の方向等はなるべく前述の測定上の問題点を消去するよう考慮が払われた。測定値の一例を測点 No. 5 について図示すると第 I-8 図のようである。



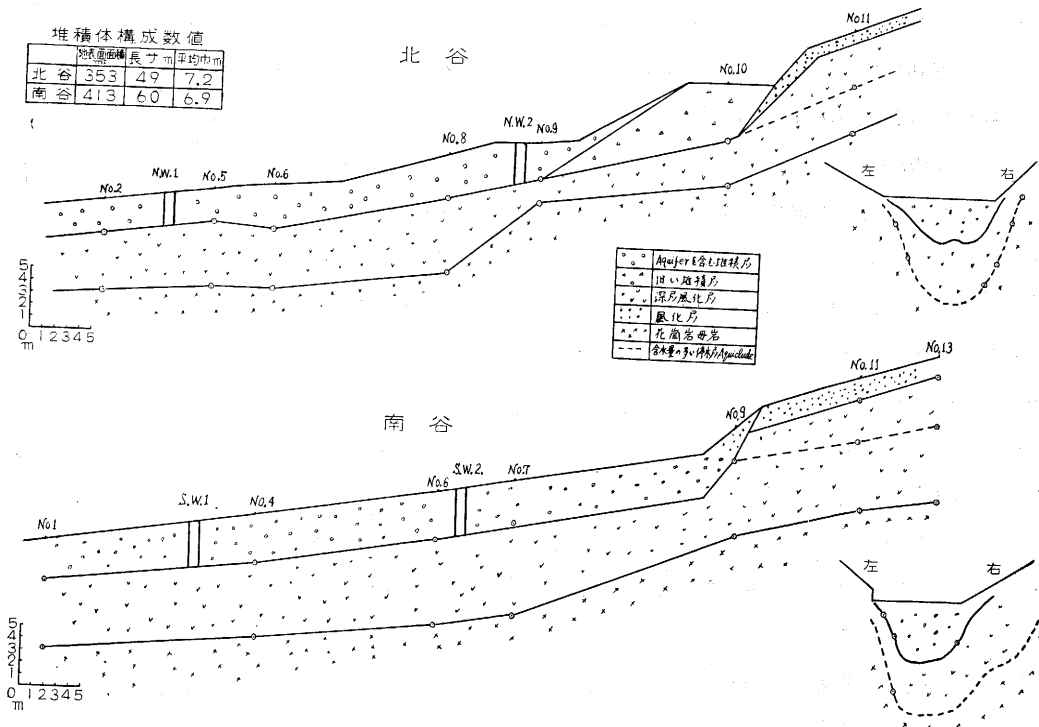
第 I-8 図 SOUNDBERG の標準曲線，補助曲線による比抵抗の算定

解析された各地点の電氣的地層の深さおよび各層の比抵抗値をあげると第 I-3 (N) 表のようなものが得られる。

さらに水平探査結果および踏査結果と照合してその断面図を求めると第 I-9 (N) 図のようなものが得られる。ただしこの断面は地形の屈曲をそのまま引伸ばした形で表現してあり横距はその延長された距離を採用してある。

採用してある。

(b) 南谷の垂直探査結果：第 I-4 (S) 図の各測点について解析を加え各層の電氣的深さおよび比抵抗値をあげると第 I-3 (S) 表のようなものが得られる。



第 I-9 図 推定される北谷，南谷縦断面図

これを水平探査結果および踏査結果と照合し地下構成状態を図示すると第 I-9 (S) 図のようなものが得られる。ただしこの縦断面図も北谷と同様に各屈曲部を引伸ばした形に描画してあり各測点の相互関係もそれに従ってプロットしてある。

第2節 地下構造探査結果による北谷、南谷の特異性

(i) 堆積体形状の推定

現地の踏査とL-10 大地比抵抗測定線の測定結果から前述のような推定断面が得られたのであるか、とくに水文上の基礎的また応用的意味での解析の資料になる問題点について、北谷、南谷の比較検討を行ってみる。まず前述された帯水層と停水層について説明してみる。

この帯水層は湧水点に連結した地下水で、その透過が比較的正常な状態にあるものと呼ぶ。すなわちこの2流域における地下水流量の主体はこれによって占められている。

深層風化層中の停水層は水分の透過が必ずしも正常な状態にない。すなわち人工的に掘井戸等でポンプアップする等の操作を加えない限り、殆んど停滞の状態にあるものである。

ただし流域内の数地点でこれらの湧水も見受けられ、完全な静止の状態にあるとはいえないが、その透過性は帯水層に比較すれば問題にならない。

つぎにそれらの構成についてみれば、まず前述もしたように帯水層はそのまま堆積体の構成で代表し得るとみてよい。

そこで、帯水層を主体とした堆積体の構成について水文解析必要因子をとりまとめてみる。

(a) 有効堆積長；これらの測定結果を規準としてその長さを地下水測水所(玉石充填終端部)より算定すると北谷50m、南谷54mのものが求められる。勿論帯水層の中心線は、尾根部等の存在により直線的でなく屈曲しているから、それに沿って得られた値である。

(b) 堆積体有効表面積；帯水層の上面は殆んど地表附近に接し、ほぼ地表面より1~2m附近にある。したがってこれを代理するものとして、堆積体の地表面部の面積を求めると、北谷351.6m²(ただし右岸凸部47.2m²は除く)で南谷372.8m²の値を示す。したがって平均巾を計算すると北谷で7.0m、南谷で6.9mの値が得られる。この値は南谷ではほぼ地下水測水所位置より終端部まで等しい値で連続しているとみなせるが、北谷では測水所附近ではこの値よりはるかに大きく、漸次上流に行くに従って小さくなり、終端部でははるかに小さな値を示す。ほぼ中央部附近がこの平均値7mに近いようである。

(c) 有効深および堆積体下底部勾配；堆積層と深層風化層との境界を対象としてみると、北谷がほぼ3m程度の平均深さを有し、南谷がほぼ4m程度の平均深さを有して、南谷の堆積の厚さがほぼ1m程度厚いことが予想される。

しかも南谷の堆積層は北谷に比較し、クレイ質土の含有が多く緻密な堆積を示している。また北谷は南谷に比し砂質の含有が多く、従ってその空隙も相対的に大きな感がある。さらに深層風化の深さにおいても北谷は8~9mにかけて存在し、南谷は10~12mにかけて位置している。

堆積体の下底勾配はそのまま帯水層の下底勾配として取扱うことができるが、前述の解析結果と井戸1, 2の両者から北谷0.24, 南谷0.08の平均勾配が求められた。

(ii) 堆積体内部の各比抵抗値

他の目的で測定される水の比抵抗値測定の参考資料として、この北谷南谷の堆積体の比抵抗値について検討を加えてみる。

まず第I-3(N)表, 第I-3(S)表よりみれば、帯水層を含有すると思われる深さの比抵抗値は南谷ではほぼ1000より2000 Ω -mの値を示し北谷ではほぼ400より600 Ω -mの値を示している。

これらは各種因子の総合的影響に由来するものであろうが、同一の性格の母材が開析され堆積したことは明瞭であり、結局この堆積体の風化の程度、有機質の多少、堆積の緊縛度等の原因によることか考えられる。

電気探査法からの解析結果では、この堆積は2層或いは3層に区分けされてあるが、この値をKIRCH-HOFFの法則に準じた合成抵抗値に換算すると第I-4表のような結果が得られる。

すなわち北谷に比較して南谷が大きな値を示していることがいえる。

以上によって、堆積体の性格について論議を加えたのであるが、目的はあくまで帯水層の性格と地下水流出現象解析の基礎資料を得るということであり以下これらの資料を基礎として地下水流出現象解析を進めてみる。

第I-3(N)表 北谷の電気的地下構造

No. 2		No. 5		No. 6		No. 8		No. 9		No. 10		No. 11	
深さ m	比抵抗値 Ω -m	深さ m	比抵抗値 Ω -m	深さ m	比抵抗値 Ω -m	深さ m	比抵抗値 Ω -m	深さ m	比抵抗値 Ω -m	深さ m	比抵抗値 Ω -m	深さ m	比抵抗値 Ω -m
0.7	2000	0.44	1200	0.77	880	0.78	1800	0.87	5400	0.95	2000		
	400		600		587		600		675		500		620
2.9	163	2.8	268	3.6	210	3.6	182	2.9	250	4.70	150	4.5	124
	200		210		193		500		500		650		440
7.5		8.2	630	8.5	660	9.7		4.8		8.50		8.3	

第I-3(S)表 南谷の電気的地下構造 (Aは深さm, Bは比抵抗値 Ω -m)

No. 1		No. 3		No. 4		No. 5		No. 6		No. 7		No. 9		No. 11		No. 13	
A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
					1,000												
0.42	700	0.2	200	0.8	670	1.0	1,400	0.9	7,000				8,000		4,500		6,900
	1,050		3,000		1,200		1,200		700		3,700		400				
3.3	198	2.6	1,400	4.0	647	3.5	240	4.0	110	3.5	185		325	1.8	450	1.6	986
								5.2	640					5.2	64	5.7	65
8.9	350	9.0	70	10.0	370	10.0	375	10.0	215	11.0	690		155	11.0	275	12.0	480
													300				

第 I-4 表 堆積層の比抵抗値

北 谷	No 1	No 5	No 6	No 8
	500Ω-m	650Ω-m	630Ω-m	700Ω-m
南 谷	No 1	No 3	No 4	No 5
	990Ω-m	1440Ω-m	940Ω-m	1190Ω-m

第 II 編 地下水流出現象に関する基礎的諸問題

第 I 章 理 論

第 1 節 地下水流出現象の解析

HORTON によっても強調されているように、地下水流出現象の解析は対象となるパラメーターが、流量または水位と距離および時間等より構成されているので、とくに降雨時の解析は非常に多くの問題点が存在する。これはまた厳密には平水時においてもいえることである。

要するに地下水流出現象は複雑な因子が総合されて推進せしめられているのであるから、これらを近似的に均一化し、つぎのような仮定のもとに理論的解析を進めてみる。

解析は帯水層水位または地下水流量と距離との関係と、帯水層水位と時間との関係に区別して解析を進めたが、これらを一元化し準線型一次偏微分の型にしてこの方程式を解くことも可能である。ただし測定結果を代入する際の複雑性を考慮に入れると、やはり本解析の方が順当な感がある。

またこの解析は一般解としてでなく、ある限定された型として、すなわちこの白坂小流域を対象として解析を進めたもので、特殊な成層構造地帯での地下水流出現象解析にそのままあてはまべき性格のものではない。

(i) 帯水層水位と地下水流量との関係

いま現地で測定された踏査および電気探査結果から判断して、帯水層の断面形状をつぎのように仮定する。

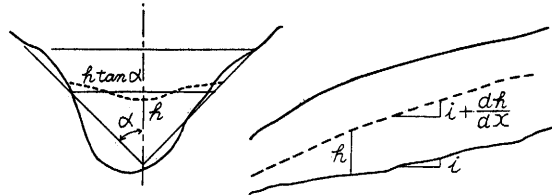
すなわちこの断面を近似的に三角形として、帯水層底の平均勾配を i とし、帯水層断面積を $A(\text{m}^2)$ とすれば

$$A = \tan \alpha h^2$$

$$\tan \alpha = C \quad \text{とすれば} \quad A = Ch^2$$

で表現できる。

ただし厳密にはさらに複雑な因子を挿入しなければならない。すなわち帯水層の流心部と周辺部とは、各種因子の関係から水平な水位を描かず、第 II-1 図横断面点線のような形状を描くこ



II-1 図 帯水層横断面および縦断形状

とが予想される。さらに透過水の動きも三軸方向に移動しつつ下流方向へ透過することが考えられる。この解析ではいたずらに複雑になるので近似的に前述のようして解析を進めることにする。

つぎにある一定時刻における地下水流量と透過係数および水頭勾配との関係を、DARCY の理論に準じて近似的に求めると次式が得られる。

$$q = kch^2 \left(i + \frac{dh}{dx} \right) \quad (1)$$

ただし

$c = \tan \alpha$, k ; 透過係数, h ; 帯水層水位

i ; 帯水層下底の勾配, $i + \frac{dh}{dx}$; 水頭勾配

この(1)式を解くと

$$ix = \frac{q}{2} \sqrt{\frac{1}{kciq}} \ln \frac{h\sqrt{kci} + \sqrt{q}}{h\sqrt{kci} - \sqrt{q}} - h + C_1 \quad \text{が得られ}$$

$$\sqrt{\frac{q}{kci}} = P \quad \text{とすれば}$$

$$ix = \frac{P}{2} \ln \frac{h+P}{h-P} - h + C_1$$

$x=0$ のとき $h=h_0$ とすれば

$$C_1 = h_0 - \frac{P}{2} \ln \frac{h_0+P}{h_0-P}$$

したがって一般式として次式が成立する。

$$ix = \frac{P}{2} \ln \frac{(h+P)(h_0-P)}{(h-P)(h_0+P)} - (h-h_0) \quad (2)$$

この式は湧水点の水位を h_0 とした場合の横距に対する地下水水位を示す式としてよい。

これは $(h-P)$ が無限に零に近づいたとき最大水位を示すから

$$h-P=0 \quad h = \sqrt{\frac{q}{kci}}$$

すなわち上式の関係が成立する地点より上流部では、 h は殆んど定数 H に近づいて行くともてよい。

$$q = kciH^2 \quad (3)$$

が成立する。

すなわちこれらを総合的にまとめると、湧水点からの距離に対する帯水層下底からの水位の変化は(2)(3)式によって示され、一定距離 $x=L$ 以上は殆んど $h=H$ の関係にあることを示す。

この H を限界最大水位とよぶ。

ただしこれらの関係が常にそうであるとはいえない。例えば降雨期間中あるいは降雨終了後も、帯水層に透下水が到達している時間中は、これら両者の均衡は常に破壊の方向へ進めしめられる傾向にあり、また逆に帯水層に入った水はこれらを前式の関係に保とうとする傾向に働く。

したがって降雨終了後、さらに厳密にいえば帯水層に透下水の終端部が到達した以後になってこれらの均衡が充分保たれた状態すなわち(2)(3)式の適用が可能な状態であるとみることができ。

(ii) 降雨時における帯水層限界最大水位と時間との関係

いま降雨開始時から降雨終了後数時間にかけて行われる透下水の帯水層に到達するレートの時間的变化を I_t とし、地下水流量と貯留量とから連続方程式を求めると次のようになる。

$$I_t dt - q dt = 2 LcH dH$$

ただし I_t ; 帯水層に到達する透下レート

q ; 地下水流量 (レート)

L ; 帯水層の長さ

H ; 帯水層水位 ただし H は地中での水位であるから空隙比を乗ずると水のみ水位 (量) に換算できる。

上式は帯水層の形状を三角形断面で L の長さだけ続いたとするときの原式である。

前項より

$$q = kci H^2$$

が成立するからこの連続方程式に代入して

$$I_t dt - kci H^2 dt = 2 LcH dH \quad (4)$$

式が成立する。

この両辺を $2 LcH$ で除して置換すると

$$\frac{dH}{dt} + \frac{kci}{2Lc} H = \frac{I_t}{2 LcH}$$

これは線型一次微分方程式に準ずる型を示すから、この方程式を解くことによって水位 H の時間的变化に伴う関係式を求めることができる。

$H^2=V$ とすれば

$$\frac{dV}{dt} + \frac{kci}{Lc} V = \frac{I_t}{Lc}$$

$$V = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{I_t}{Lc} e^{\frac{kci}{Lc}t} dt + C_2 \right]$$

すなわち

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{I_t}{Lc} e^{\frac{kci}{Lc}t} dt + C_2 \right] \quad (5)$$

が求められる。

この I_t は前述したように、時間の函数として表現されるべき性格のものであり、地表面の滲透能および地中の透下能とさらに降雨型によって決定されるもので、厳密な意味からいえば必ずしも帰一的なものとして取扱うことはできない。

ここで多少問題になるのは、前述の項で述べられた帯水層水位の平衡性の点である。この(5)式では帯水層の各地点でのとくに横距 $x > L$ の地帯で水位と地下水流量との均衡が平衡状態に保たれているとはいえない。したがって厳密な意味ではさらにこの式の調正を必要とする。ところが数学的にこれらの調正は一応可能であるが、求められた式の操作すなわち数値を代入して目的とする結果を求めるにはあまりにも繁雑になる可能性がある。

したがってこれらの問題点については、観測資料の直接処理によって調整し、前述の条件を満足せしめるつもりである。

さらにこれについて事例を示せば、横距 $X > L$ においてはほとんど帯水層下底勾配と帯水層水位の勾配とは等しい状態にあり、さらにこのような堆積体においては地表面勾配も前者と平行な状態を示すからまず問題点は少いが、地下水流量においてはとくに湧水点附近の帯水層水頭勾配の影響に左右される可能性がある。

したがってこれらの地下水流量に対する取扱いがとくに要望されることになる。

つぎにこの I_t について数種の型を仮定し(5)式に代入して解いてみる。

[I_t を常数とみなした場合(A型)]

$I_t = P$ とすれば

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{P}{Lc} e^{\frac{kci}{Lc}t} dt + C_2 \right] \quad \text{より}$$

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\frac{P}{kci} e^{\frac{kci}{Lc}t} + C_2 \right]$$

$t=0$ の時 $H=H_0$ として

$$C_2 = H_0^2 - \frac{P}{kci}$$

故に

$$H^2 = \frac{P}{kci} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}t}\right) + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, A, 1)$$

I_t 終了後は

$$-kci H^2 dt = 2LcH dH$$

$$\frac{dH}{H} = -\frac{kci}{2Lc} dt$$

$$C e^{-\frac{kci}{2Lc}t} = H$$

$t=T$ の時 $H=H_T$ とすれば

$$C = H_T e^{\frac{kci}{2Lc}T}$$

$$H = H_T e^{-\frac{kci}{2Lc}(t-T)}$$

故に

$$H^2 = H_T^2 e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T)}$$

式の連続より

$$H_T^2 = \frac{P}{kci} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}T}\right) + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}T}$$

を代入して

$$H^2 = \frac{P}{kci} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}T}\right) e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T)} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, A, 2)$$

T は帯水層に到達する透下水の終了時で降雨終了時とは必ずしも一致しない。

これらを地下水流量に換算すると

$$kci H^2 = q$$

$$kci H_0^2 = q_0$$

として

$$\frac{kci}{Lc} = \beta \quad \text{とすれば}$$

$$q = P(1 - e^{-\beta t}) + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, A, 1')$$

透下レート終了後は

$$q = P(1 - e^{-\beta T}) e^{-\beta(t-T)} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, A, 2')$$

が求められる。

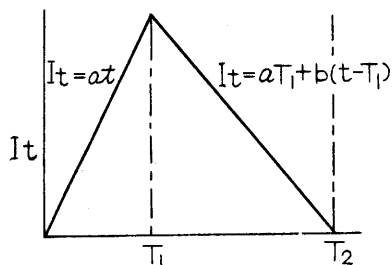
前式のうち $q_0 e^{-\beta t}$ の項はその降雨以前の帯水層水位による地下水流量であり、これを基底流量と仮にする。

[I_t の時間的变化を三角形とみなした場合 (B型)]

$$0 \rightarrow T_1 \quad I_t = at$$

$$T_1 \rightarrow T_2 \quad I_t = aT_1 + b(t - T_1)$$

透下レートの時間的变化を上式の通りとする。



第Ⅱ-2-B図 仮想透下レート曲線 (B型)

ただし T_2 は透下レートの終了時である。

すなわち原式に代入して

先ず $t=0$ より $t=T_1$ までにおける帯水層水位の値は

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{at}{Lc} e^{-\frac{kci}{Lc}t} dt + C_2 \right]$$

$$= \frac{at}{kci} - \frac{aLc}{(kci)^2} + C_2 e^{-\frac{kci}{Lc}t}$$

$t=0$ のとき $H=H_0$ とすれば

$$H^2 = \frac{at}{kci} - \frac{aLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}t} \right) + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, B, 1)$$

が求められる。

$t=T_1$ より $t=T_2$ にかけても同様にして

$$H^2 = \frac{aT_1 - bT_1}{kci} + \frac{bt}{kci} - \frac{bLc}{(kci)^2} \left\{ 1 - e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T_1)} \right\} - \frac{aLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}T_1} \right) e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T_1)}$$

$$+ H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, B, 2)$$

が求められる。

最後に $t=T_2$ 以後においては

$$H^2 = \left[-\frac{bLc}{(kci)^2} \left\{ 1 - e^{-\frac{kci}{Lc}(T_2-T_1)} \right\} - \frac{aLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}T_1} \right) e^{-\frac{kci}{Lc}(T_2-T_1)} \right] e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T_2)}$$

$$= H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, B, 3)$$

が求められる。

すなわち以上の (5, B, 1) (5, B, 2) (5, B, 3) 式によって表現できる。このうち a は正の値を示し、 b は負の値を示すから、実際の計算上 b を含む頂の符号は数式の符号と逆関係になる。

さらにこれらを地下水流量に換算すると、それぞれ次式のようなものが得られる。

(5, B, 1) 式より

$$q = at - \frac{a}{\beta} (1 - e^{-\beta t}) + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, B, 1')$$

(5, B, 2) 式より

$$q = aT_1 + b(t - T_1) - \frac{b}{\beta} \left\{ 1 - e^{-\beta (t-T_1)} \right\}$$

$$-\frac{a}{\beta}(1-e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, B, 2')$$

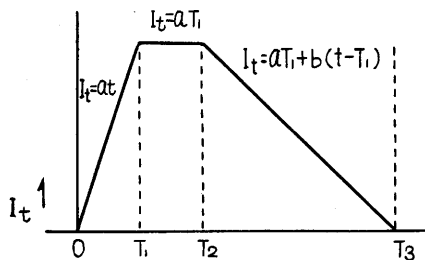
(5, B, 3) 式より

$$q = \left[-\frac{b}{\beta} \left\{ 1 - e^{-\beta(T_2-T_1)} \right\} - \frac{a}{\beta} (1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(T_2-T_1)} \right] e^{-\beta(t-T_2)} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, B, 3')$$

が得られる。

すなわちこれらは透下レートの時間的変化に対する地下水流量の時間的変化の関係式とみることが出来る。

[I_t の時間的変化を不等辺梯形とみなした場合 (C型)]



第II-2-C図 仮想透下レート曲線 (C型)

$$O \rightarrow T_1 \quad I_t = at$$

$$T_1 \rightarrow T_2 \quad I_t = aT_1$$

$$T_2 \rightarrow T_3 \quad I_t = aT_1 + b(t - T_2)$$

透下レートの時間的変化を上式の通りとする。ただし T_3 は透下レートの終了時刻である。

これを (5) 式に代入して

$$O \rightarrow T_1$$

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{at}{Lc} e^{\frac{kci}{Lc}t} dt + C_2 \right] = \frac{at}{kci} - \frac{aLc}{(kci)^2} + C_2 e^{-\frac{kci}{Lc}t}$$

$t=0$ の時 $H=H_0$ とすれば

$$H^2 = \frac{at}{kci} - \frac{aLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}t} \right) + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, C, 1)$$

が得られる。

$$T_1 \rightarrow T_2$$

同様にして

$$H^2 = \frac{aT_1}{kci} - \frac{aLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}T_1} \right) e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T_1)} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, C, 2)$$

$$T_2 \rightarrow T_3$$

同様にして

$$H^2 = \frac{aT_1 + b(t-T_2)}{kci} - \frac{bLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T_2)} \right) - \frac{aLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}T_1} \right) e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T_1)} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, C, 3)$$

が求められる。

透下レート終了後は、前式と同様にして

$$H^2 = \left[-\frac{bLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}(T_3 - T_2)} \right) - \frac{aLc}{(kci)^2} \left(1 - e^{-\frac{kci}{Lc}T_1} \right) e^{-\frac{kci}{Lc}(T_3 - T_1)} \right] \\ \times e^{-\frac{kci}{Lc}(t - T_3)} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, C, 4)$$

が求められる。

以上の式によって帯水層水位と時間と透下レートとの関係を表現できる。この場合も [B型] と同様 a は正 b は負の性格のものを正として解いてあるから、実際の計算上は前式の b を含む項の符号を逆にして取扱わなければならない。

さらに上式を地下水流量と時間との関係に換算すると

(5, C, 1) 式より

$$q = at - \frac{a}{\beta} (1 - e^{-\beta t}) + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, C, 1')$$

(5, C, 2) 式より

$$q = aT_1 - \frac{a}{\beta} (1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(t - T_1)} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, C, 2')$$

(5, C, 3) 式より

$$q = aT_1 + b(t - T_2) - \frac{b}{\beta} (1 - e^{-\beta(t - T_2)}) - \frac{a}{\beta} (1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(t - T_1)} \\ + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, C, 3')$$

(5, C, 4) 式より

$$q = \left[-\frac{b}{\beta} (1 - e^{-\beta(T_3 - T_2)}) - \frac{a}{\beta} (1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(T_3 - T_1)} \right] e^{-\beta(t - T_3)} \\ + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, C, 4')$$

が得られる。

[I_t の時間的変化を Sin 曲線とした場合 (D型)]

I_t の時間的変化を

$$I_t = P \sin \frac{\pi}{T} t \quad \text{とする。}$$

T ; 透下レート継続時間

$$\frac{\pi}{T} = m$$

とすれば

$$I_t = P \sin mt$$

これを (5) 式に代入すると

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{P \sin mt}{Lc} e^{\frac{kci}{Lc}t} dt + C_2 \right]$$

$$H^2 = \frac{P \sin mt}{kci \left\{ 1 + \left(\frac{mLc}{kci} \right)^2 \right\}} - \frac{mLc P \cos mt}{(kci)^2 \left\{ 1 + \left(\frac{mLc}{kci} \right)^2 \right\}}$$

$$+ \frac{mLc P}{(kci)^2 \left\{ 1 + \left(\frac{mLc}{kci} \right)^2 \right\}} e^{-\frac{kci}{Lc}t} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, D, 1)$$

が求められる。透下レート終了後は前項の解と同様にして

$$H^2 = \frac{mLc P}{(kci)^2 \left\{ 1 + \left(\frac{mLc}{kci} \right)^2 \right\}} \left\{ 1 + e^{-\frac{kci}{Lc}T} \right\} e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T)} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, D, 2)$$

を求めることができる。

これを地下水流量に換算すると (5, D, 1) 式より

$$q = \frac{\beta^2 P \sin mt}{(\beta^2 + m^2)} - \frac{m\beta P \cos mt}{(\beta^2 + m^2)} + \frac{m\beta P}{(\beta^2 + m^2)} e^{-\beta t} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, D, 1')$$

(5, D, 2) 式より

$$q = \frac{\beta m P}{(\beta^2 + m^2)} (1 + e^{-\beta T}) e^{-\beta(t-T)} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, D, 2')$$

が求められる。

[I_t の時間的変化を確率密度函数に従うとした場合 (E型)]

$$I_t = P t e^{-\alpha t}$$

とすればこれを (5) 式に代入して

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{Pt}{Lc} e^{-\left(\alpha - \frac{kci}{Lc}\right)t} dt + C_2 \right] \quad \text{より}$$

$$H^2 = \frac{Lc P}{(kci)^2 \left\{ \frac{\alpha Lc}{kci} - 1 \right\}^2} e^{-\frac{kci}{Lc}t} - \left\{ \frac{Pt}{kci \left(\frac{\alpha Lc}{kci} - 1 \right)} + \frac{PLc}{(kci)^2 \left\{ \frac{\alpha Lc}{kci} - 1 \right\}^2} \right\} e^{-\alpha t}$$

$$+ H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, E, 1)$$

この場合 I_t は實際上 $t=T$ のとき $I_t=0$ になるべき性格であるが、この I_t の函数式は無限に零に近づく曲線を示すもので、得られた水位曲線式も数学的には (5, E, 1) 式によってすべてが解決されたとしてよい。

したがって、 $t=T$ の時 $e^{-\alpha T} \doteq 0$ と近似的におけば結局次式を誘導することができる。

$$H^2 = \frac{PLc}{(kci)^2 \left(\frac{\alpha Lc}{kci} - 1 \right)^2} e^{-\frac{kci}{Lc}t} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t} \quad (5, E, 2)$$

これは實際上に則応して近似的に求められたもので、式の連続性の意味で多少あいまいな点も

あるが、最終的に計算された値を図上で修正するとの条件で採用する。

以上によって (5, E, 1) (5, E, 2) 式が誘導されたのであるが、これを地下水流量式で表現すると

(5, E, 1) 式より

$$q = \frac{P}{\beta \left(\frac{\alpha}{\beta} - 1 \right)^2} e^{-\beta t} - \left\{ \frac{Pt}{\left(\frac{\alpha}{\beta} - 1 \right)} + \frac{P}{\beta \left(\frac{\alpha}{\beta} - 1 \right)^2} \right\} e^{-\alpha t} + q_0 e^{-\beta t}$$

より

$$q = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} e^{-\beta t} - \left\{ \frac{\beta Pt}{(\alpha - \beta)} + \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} \right\} e^{-\alpha t} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, E, 1')$$

$t = T$ 以降は (5, E, 2) 式より

$$q = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} e^{-\beta t} + q_0 e^{-\beta t} \quad (5, E, 2')$$

が求められる。

第2節 理論式の実際面への適応性の吟味

以上によって帯水層水位と透下レートとの時間的変化の関係、または地下水流量と透下レートとの関係が導かれたのであるが、それらの理論式の性格について検討を加えてみる。

とくにこれらの式の検討は、時間軸に対する縦軸の変化状態の検討になるので、帯水層水位の自乗の値が地下水流量と比例している関係から、時間軸に対するこれらの値の変化は帯水層水位においても流量においても何ら支障ないことになり、式が簡略化された地下水流量式について論議を進めてみる。

この項は帯水層水位曲線或いは地下水流量曲線解析の重要な基準になるものである。

(i) 式の吟味

前項の透下レート曲線型の各仮定式について誘導された地下水流量曲線式を、両者を対比しつつその性格を検討してみる。

ただし各 (5, A, 1') 式より (5, E, 2') 式についての右辺の末端の項は基底流量としての性格を有し、その透下レートには無関係であり、さらに実際の操作によって除去し得るからこれを除いて検討を加えてみる。

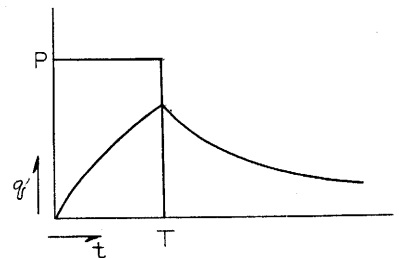
[A型の場合]

まず基底流量を除いて

$$q - q_0 e^{-\beta t} = q'$$

とすれば透下レート継続時間中は

$$q' = q(1 - e^{-\beta t})$$



第II-3-A図 A型の透下レート曲線と地下水流量曲線

$$\frac{dq'}{dt} = \beta P e^{-\beta t} > 0$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = -\beta^2 P e^{-\beta t} < 0$$

で増加の上に凸曲線を描く。

降雨終了後は

$$q' = P(1 - e^{-\beta T})e^{-\beta(t-T)}$$

$$\frac{dq'}{dt} = -P\beta(1 - e^{-\beta T})e^{-\beta(t-T)} < 0$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = P\beta^2(1 - e^{-\beta T})e^{-\beta(t-T)} > 0$$

で減少の下に凸曲線を描く。

すなわちこれを図示すれば第II-3-A図のような関係曲線が予想される。

[B型の場合]

透下レート増加時間中

$$q' = at - \frac{a}{\beta}(1 - e^{-\beta t})$$

$$\frac{dq'}{dt} = a(1 - e^{-\beta t}) > 0$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = a\beta e^{-\beta t} > 0$$

増加の上に凹曲線を示す。

透下レート減少時間中は

$$q' = aT_1 + b(t - T_1) - \frac{b}{\beta} \left\{ 1 - e^{-\beta(t-T_1)} \right\} - \frac{a}{\beta} (1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(t-T_1)}$$

$$\frac{dq'}{dt} = b(1 - e^{-\beta(t-T_1)}) + a(1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(t-T_1)}$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = b\beta e^{-\beta(t-T_1)} - a\beta(1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(t-T_1)}$$

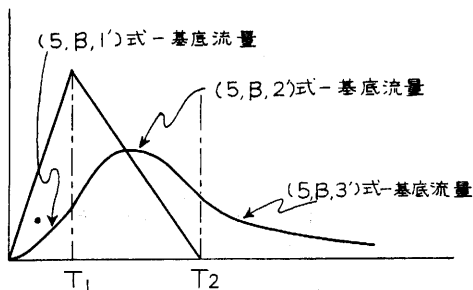
この場合 $b < 0$ であるから

$$\frac{d^2q'}{dt^2} < 0$$

したがって dq'/dt についてのみ検討すればよい。

$$a(1 - e^{-\beta T_1}) e^{-\beta(t-T_1)} > b(1 - e^{-\beta(t-T_1)})$$

であれば $\frac{dq'}{dt} > 0$ $\frac{d^2q'}{dt^2} < 0$ で増加の上に凸曲線を示す。



第II-3-B図 B型透下レート曲線と地下水流量曲線

$$a(1-e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} = b(1-e^{-\beta(t-T_1)}) \quad \cap$$

であれば $dq'/dt = 0$ $\frac{d^2q'}{dt^2} < 0$ でその時刻に極大値を示す。

$$a(1-e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} < b(1-e^{-\beta(t-T_1)})$$

であれば $dq'/dt < 0$ $d^2q'/dt^2 < 0$ でその区間は減少の下に凹曲線を示す。

これを図示すれば第II-3-B図のような曲線

が求められる。

なお透下レート終了後の地下水流量曲線は(A型)の場合と同様である。

[C型の場合]

透下レート増加時間中は

$$q' = at - \frac{a}{\beta}(1 - e^{-\beta t})$$

$$\frac{dq'}{dt} = a(1 - e^{-\beta t}) > 0$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = a\beta e^{-\beta t} > 0$$

透下レート無変化時間中は

$$q' = aT_1 - \frac{a}{\beta}(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)}$$

$$\frac{dq'}{dt} = a(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} > 0$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = -a\beta(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} < 0$$

透下レート減少時間中は

$$q' = aT_1 + b(t - T_2) - \frac{b}{\beta}(1 - e^{-\beta(t-T_2)}) - \frac{a}{\beta}(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)}$$

$$\frac{dq'}{dt} = a(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} + b(1 - e^{-\beta(t-T_2)})$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = -\beta(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} + b\beta e^{-\beta(t-T_2)}$$

$a > 0$ $b < 0$ であるから

$$\frac{d^2q'}{dt^2} < 0$$

したがって dq'/dt についてみると

$$a(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} > b(1 - e^{-\beta(t-T_2)})$$

$$a(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} = b(1 - e^{-\beta(t-T_2)}) \quad \cap$$

$$a(1 - e^{-\beta T_1})e^{-\beta(t-T_1)} < b(1 - e^{-\beta(t-T_2)}) \quad \curvearrowright$$

が成立する。

透下レート終了後においてはもちろん (A 型) の場合と同様に減少の上に凹曲線を描く。

すなわちこれらの曲線を総括すると 第 II-3-C 図のような曲線を描く。

地下水流量曲線の変曲点, 最大値減少の変曲点はそれぞれ透下レート曲線の最大時減少時終了時の同時刻に出現することが分かる。

[D 型の場合]

(5, D, 1') 式より基底流量を除いた地下水流量を q' とすれば

$$\frac{dq'}{dt^2} = \frac{m\beta P}{(\beta^2 + m^2)} (\beta \cos mt + m \sin mt - \beta e^{-\beta t})$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = \frac{m^2\beta P}{(\beta^2 + m^2)} (-\beta \sin mt + m \cos mt + \beta^2 e^{-\beta t})$$

したがって

$$\beta \cos mt + m \sin mt > \beta e^{-\beta t} \quad \frac{dq'}{dt} > 0 \quad \curvearrowright$$

$$m \cos mt - \beta e^{-\beta t} > \beta \sin mt \quad \frac{d^2q'}{dt^2} > 0$$

の場合増加の上に凹曲線を示す。

$$\beta \cos mt + m \sin mt > \beta e^{-\beta t} \quad \frac{dq'}{dt} > 0 \quad \curvearrowright$$

$$m \cos mt + \beta e^{-\beta t} = \beta \sin mt \quad \frac{d^2q'}{dt^2} = 0$$

の場合増加の上に凹曲線から上に凸曲線への変曲点を示す。

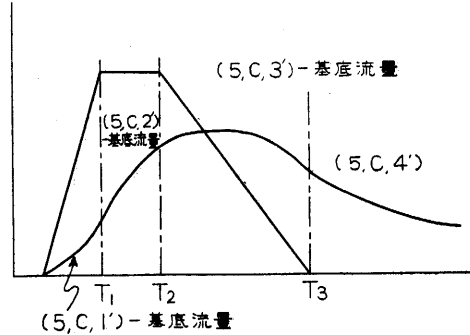
$$\beta \cos mt + m \sin mt > \beta e^{-\beta t} \quad \frac{dq'}{dt} > 0 \quad \curvearrowright$$

$$m \cos mt + \beta e^{-\beta t} > \beta \sin mt \quad \frac{d^2q'}{dt^2} < 0$$

の場合増加の上に凸曲線を示す。

$$\beta \cos mt + m \sin mt = \beta e^{-\beta t} \quad \frac{dq'}{dt} = 0$$

$$m \cos mt + \beta e^{-\beta t} < \beta \sin mt \quad \frac{d^2q'}{dt^2} < 0 \quad \cap$$



第 II-3-C 図 C 型透下レート曲線と地下水流量曲線

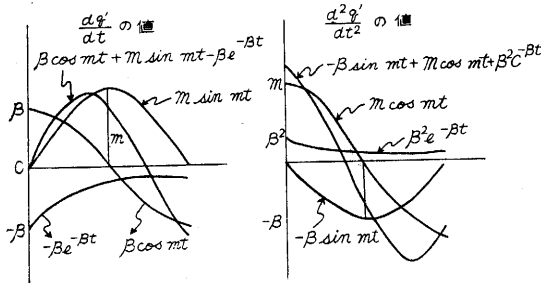
の場合極大値を示す。

$$\beta \cos mt + m \sin mt < \beta e^{-\beta t} \quad \frac{dq'}{dt} < 0$$

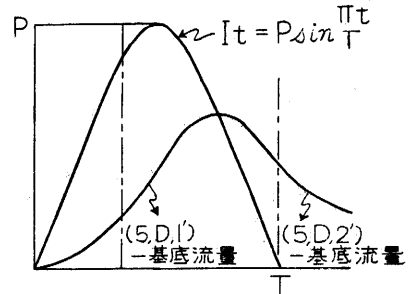
$$m \cos mt + \beta e^{-\beta t} < \beta \sin mt \quad \frac{d^2q}{dt^2} < 0$$

の場合減少の上に凸曲線を示す。

さらに明確にするためこれらの曲線を図示すると第II-3-D-1図のようなものが得られる。



第II-3-D-1図 D型透下レート曲線による地下水流量曲線の微分値



第II-3-D図 D型透下レート曲線と地下水流量曲線

ついで透下レート終了後については、やはり(A型)の場合と同様減少の上に凹曲線を示す。これらの結果を図示すると第II-3-D図のようなものが得られる。

したがって明確に判断し得る徴候は透下レート終了時における地下水流量曲線の減水時における変曲点の存在である。

[E型の場合]

(5, E, 1') 式より基底流量を除いて一次微分および二次微分値を求めると

$$\frac{dq'}{dt} = \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)} \left[\alpha t - \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 \right] e^{-\alpha t}$$

$$\frac{d^2q'}{dt^2} = \frac{P\alpha\beta}{(\alpha-\beta)} \left[\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 - \alpha t - \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} \right] e^{-\alpha t}$$

この場合当然 $\alpha > \beta$ が考えられるから $\alpha - \beta > 0$ である。

$$\alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 > \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} \quad \frac{dq'}{dt} > 0$$

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 > \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} \quad \frac{d^2q'}{dt^2} > 0$$

増加の上に凹曲線

$$\alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 > \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} \quad \frac{dq'}{dt} > 0$$

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 = \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} \quad \frac{d^2q'}{dt^2} = 0$$

この t 時に変曲点を示す。

$$\begin{aligned} \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 &> \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} & \frac{dq'}{dt} &> 0 \\ \frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 &< \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} & \frac{d^2q'}{dt^2} &< 0 \end{aligned}$$

増加の上に凸曲線

$$\begin{aligned} \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 &= \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} & \frac{dq'}{dt} &= 0 \\ \frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 &< \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} & \frac{d^2q'}{dt^2} &< 0 \end{aligned}$$

この時刻に極大値を示す。

$$\begin{aligned} \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 &< \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} & \frac{dq'}{dt} &< 0 \\ \frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 &< \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} & \frac{d^2q'}{dt^2} &< 0 \end{aligned}$$

減少の上に凸曲線を示す

$$\begin{aligned} \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 &< \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} & \frac{dq'}{dt} &< 0 \\ \frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 &= \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} & \frac{d^2q'}{dt^2} &= 0 \end{aligned}$$

この時刻に変曲点を示す。

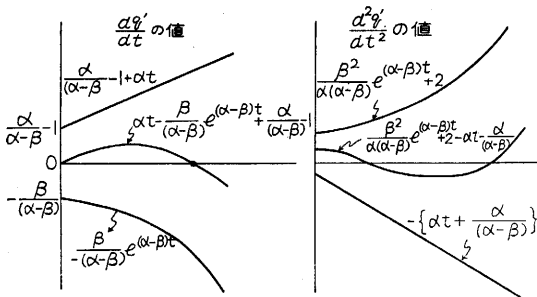
$$\begin{aligned} \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 &< \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} & \frac{dq'}{dt} &< 0 \\ \frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)t} + 2 &> \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} & \frac{d^2q'}{dt^2} &> 0 \end{aligned}$$

減少の上に凹曲線を示す。

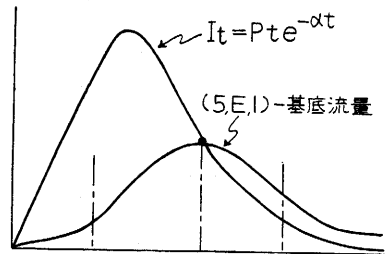
これらの関係を図示すると第II-3-E-1図のようなものが得られる。

次に透下レート終了後における地下水流量曲線は、やはり減少の上に凹曲線を示すことは明瞭である。

以上によって得られた式の曲線の性格を検討したのであるが、さらにこれらの仮定および理論



第II-3-E-1図 E型透下レート曲線による地下水流量曲線の微分値



第II-3-E-2図 E型透下レート曲線と地下水流量曲線

式と、実際の現象面との比較検討を行い、また資料操作上の問題点について論議を加えてみる。

(ii) 現象面の検討

以上によって、帯水層出口からの各地点に対する帯水層水位の関係、および降雨時における時間と帯水層水位または地下水流量との関係が導かれたのであるが、前述もしたように次の点が理論上省略されている。

すなわち距離の各地点における水位の時間的変化の問題である。これは前述した準線型偏微分方程式から解けば明確な説明が可能であるが、以下の理由で本解法を採用したのである。

まずこの問題にはさらに複雑な現象が加味されている。それにかかわらず、降雨終了後すなわち地下水水位の距離的变化の均衡が保たれた後は、前述の現象が無視し得る程度にまで縮小されてくる。

しかもこれらの現象は、観測方法と資料の数値解析的处理によってある程度除去することができる。

以上の点から各々を独立に単純化して関係式を導いたのである。

さらにこれらの現象は今迄の水文学の考えでは、中間水としての範囲に入るものであり、後述する中間水に対する考察の項でくわしく説明を加える。

ついで帯水層水位また地下水流量と時間との関係式の誘導について、数個の問題点を論議してみる。

まず浸透現象から考察を加えると、地表面における浸透能の時間的変化は、HORTON によって発表された次式が最も適当なものとされている。

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-\alpha t}$$

t ; 時間, f ; 浸透能, f_0 ; 初期浸透能

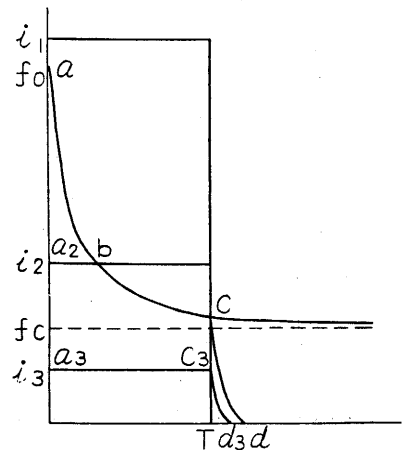
f_c ; 最終浸透能, α ; 土質によって異なる常数

したがって降雨強度 $i_1 \geq f_0$ の場合は、その浸透曲線は前式に準ずるが、 $f_0 \geq i_2 \geq f_c$ の場合、また $i_3 \leq f_c$ の場合はそれぞれ異った曲線を描画する。

すなわち降雨継続時間を T とすれば、 i_1 の場合は曲線 a, b, c, d の予想が可能であり、 i_2 の場合は曲線 $a_2 b c d$ また i_3 の場合は $a_3 c_3 d_3$ の曲線の予想が大きい。

そしてこれらの浸透水は土中に懸垂し、単に土の保湿度を増加せしめるものと、重力水として土中を透下し帯水層水量を増加せしめるものとに分けられる。

すなわち浸透水は土壌の保湿不足を補いつつ透下し



第II-4図 降雨と浸透との関係

て行くが、この中の重力水は土壤の透下能および土中の負圧等の関係から次第に第II-5図のような波型を描きつつ透下して行くことが予想可能になる。

すなわち帯水層上面への到達時間は多少降雨開始時刻よりおくれるであろうし、また最終透下水の到達時間も滲透継続時間よりはるかにおくれることが予想される。

これに関して現地の土壤資料を採集し、一定時間の給水を行って透下した水量の時間的変化をみると、やはり前述の傾向は明瞭にみられる。

以上が一小面積素における想定であるがさらにこれを流域全般に対して拡大するとなおこれらの問題が複雑になってくる。

前述もされたように、この流域は明瞭に山体と堆積体に区分けされ地下水流量の主体はこの堆積体中の帯水層に由来している。したがって堆積体に降った雨は、一応前述の様相に準じて滲透透下現象が考えられるが、山体に降った降雨は必ずしも前述の通りの形態をとるとは考えられない。すなわち降雨は地表水、滲透水に区分けされ、この地表水はいずれにしても堆積体に流下してくる関係上、堆積体上では降雨と同様な現象をとる可能性がある。なお滲透水においても表層水あるいは中間水の形で再び地表面に現われれば、やはり前述と同様な結果が予想される。

一般的にみて、まず通常の降雨において、とくに森林によって被覆されているこの山体によほどの降雨を除いては、地表流が起こることは考えられず、結局降雨の殆んどは地表面を滲透し表層水あるいは中間水として再び地表面に現われるもの、あるいは土体内で堆積体に侵入するもののみについての堆積体での二次的滲透が対象になってくる。

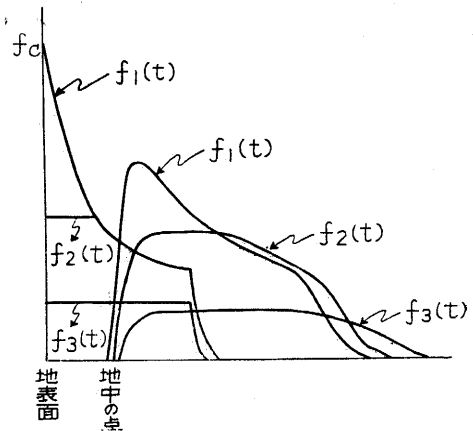
したがってこの堆積体における透下水は、降雨期間中さらに降雨終了後も、相等長時間継続して帯水層へ流入することが予想される。

したがってこの透下水の時間的な変化の型については一概に断定し難い状態にあるが、これらを総合して判断すると、やはり単一なまたは複合された波型を描きつつ帯水層に流入されることが予想されてくる。

(iii) 理論式の現象面への適応法

各透下レート曲線型について地下水流量曲線式が誘導されたのであるが、これらの関係式を実際の観測結果に適応する場合の着目点について各型毎に検討を加えてみる。

[A型の場合]



第II-5図 滲透と透下との関係

理論式の吟味の項で説明された点から各関係を簡単にあげると以下の特性がうかがえる。

地下水流量曲線の極大値の起時は、透下レートの終了時刻と一致し、増加の状況は上に凸曲線を示し、減少は下に凸曲線を示すことができる。

したがって得られた地下水流量曲線の取扱いには、増加の開始時刻を透下水の帯水層への到達時刻とみることができ、さらに極大値の起時を透下水の終端部の到達時刻とすることができる。

さらに β の値は地下水流量曲線の減水曲線より単独に求めることができるから、 P のみが未知数ということになる。

これは簡単な操作によって容易に求めることができる。

[B型の場合]

これは地下水流量の増水始めにより、透下レートの極大値起時にかけて上に凹曲線を示し、さらに透下レートと地下水流量曲線と交る時刻が地下水流量曲線の極大値の起時で、 L の終端時刻まで上に凸曲線を示し、それ以降は上に凹曲線を示している。

したがって透下レートとの相対的關係をみるには、つぎの諸点が明らかになる。

すなわち透下レートの最大値の起時は得られた地下水流量曲線の増水時間中の変曲点であり、一定の時間間隔で各時刻の流量差（帯水層水位曲線の場合は水位の自乗の差）を求めると、その値の最大値がその変曲点で透下レートの最大値の出現時刻と一致することになる。また減水時間中も透下レート終了前と終了後とは、上に凸曲線から上に凹曲線に変曲する時刻が透下レート終了時刻と一致するから、同様の方法で透下レート終了時刻を知ることができる。

さらに透下レート曲線と地下水流量曲線とが交った時刻が、地下水流量曲線の極大値の出現時刻ということになる。

[C型の場合]

これは(A型)と(B型)の混合された形であり、今迄の解析結果から容易に理解できるから省略する。

[D型の場合]

前項での論議結果から

$$m \cos mt + \beta e^{-\beta t} = \beta \sin mt$$

$$\beta \cos mt + m \sin mt > \beta e^{-\beta t}$$

の条件を満足する t_1 時刻において変曲点を示し、それ以前は増加の上に凹曲線それ以後は増加の上に凸曲線を示すことができる。

さらに

$$m \cos mt + \beta e^{-\beta t} < \beta \sin mt$$

$$\beta \cos mt + m \sin mt = \beta e^{-\beta t}$$

の条件を満足する t_2 時刻においてこの曲線は最大値を示し、それ以後は減少の上に凸曲線を示す。さらに透下レート終了後はこの曲線は減少の上に凹曲線を示す。したがって透下レート終了時が減水中における変曲点とすることができる。

また透下レートと地下水流量とが等しい時刻に地下水流量曲線の極大値が得られる点は、前述の型と同様である。

これらから、一応地下水流量曲線を観察することにより、概略の透下レート曲線の状況を判断することができる。

[E型の場合]

これも前述の解析結果から

$$at + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)} - 1 > \frac{\beta}{(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t}$$

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha - \beta)} e^{-(\alpha - \beta)t} + 2 = at + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)}$$

の条件を満足する t_1 時刻において、この曲線は変曲点を示し、それ以前は下に凸曲線それ以後は上に凸曲線を示す。

また

$$at + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)} - 1 = \frac{\beta}{(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t}$$

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t} + 2 < at + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)}$$

の条件を満足する t_2 時刻においてこの曲線は最大値を示す。これはまた透下レートと地下水流量とが等しい値を示す時刻でもある。これ以後は曲線が減少の上に凸曲線を示す。

さらに

$$at + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)} - 1 < \frac{\beta}{(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t}$$

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t} + 2 = at + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)}$$

においてさらにこの曲線は変曲点を示し、その時刻以降は減少の上に凹曲線を示す。

これらの各時刻は一応地下水流量曲線上から判断することが可能であろうし、それが明らかであれば透下レートの概況も目安がつけられることになる。

これらを総合的に判断すると、(A型)の場合はその適合度が他の場合に劣るという欠点が予想されるが、操作が簡単で比較的大局的見地に立った判断が可能であるという意味で価値が見出される。(B型)(D型)(E型)の場合は比較的複雑な操作が必要であり、とくに(B型)は最初の仮定が簡略な割合に地下水流量曲線式が複雑になり、その意味では比較的単純化され易い(D型)(E型)についての期待が有力になってくる。なおその適合度の意味では、あらかじめ

これを決定することは不可能であろうが、前述の検討結果ではやはり（E型）に対してが最も期待できるのではないかと思われる。しかし透下レート曲線の主因子はやはり降雨であり、降雨型の如何によっては他の（A型）あるいは（B型）（C型）（D型）のいずれかが最も適合するとの結果が得られることも予想しなければならない。

さらにこれらを現地に対応して考えると、帯水層の貯留機能はこの流入流出レートに対してはるかに大きな重さを有しているから、透下水のレートと流出レートすなわち地下水流量との量的関係の比率が極度に大きくなる可能性がある。

これはある意味においては、その解析を安易に行わしめるような好条件下に近づけるといふ見方も可能であるが、また別面解析された結果が巾の広い性格のものを有しているとして、その信頼性に対する問題点もかなり起きてくるのではないかと考えさせられる。

第II章 測定結果への適用

第1節 帯水層水位と横距との関係

以上のような理論式が誘導されたのであるが、この誘導式に対して北谷南谷の測定結果をあてはめ、流域内各種因子の性格を検討してみる。

第I章で誘導された式を再びここにあげると

$$ix = \frac{P}{2} I_n \frac{(h+P)(h_0+P)}{(h-P)(h_0+P)} - (h-h_0) \quad (2)$$

$$P = \sqrt{\frac{q}{kci}}$$

h_0 ; 原点（湧水点）の水位, x ; 原点からの横距,

h ; 各 x 点での帯水層底からの水位 i ; 帯水層下底勾配

q ; 地下水流量, k ; 透過係数, c ; 断面形状因子

が得られる。

上式の各因子について現地の状況に照合した2, 3の検討を加えてみる。

まず上式の原点についてみると、地下水測水所ノッチ下端をその後方に水平に延長し、母岩と交る点が原点となる。したがって h_0 の値はそのままノッチの水位を採ることができるし、その h_0 に匹適する流量を地下水流量とすることができる。

この場合とくに注意を要することは、ダムの相対的位置が高く、帯水層下底からの深さがその流量に匹適する限界最大地下水水位より大きくなれば、この曲線は増加の凹曲線を描くことが考えられ、逆に限界最大地下水水位より低い位置にあれば、増加の凸曲線を描くことが前式によって明らかであるが、測水所の設計も後者に準ずるよう構成せしめることが必要である。

つぎに k, c, i についてみると、これは上式に準じて求められた

$$q = kci H^2 \quad (3)$$

(3)式によって求めることができる。

すなわち帯水層水位が限界最大地下水水位に近づいた地点以降では(3)式の関係が成立するから、 H と q との測定値から kci を求めることができる。

これらの具体的検討は後述するとしてその結果のみを述べると、北谷、南谷でそれぞれ次式が得られる。

$$\text{北谷} \quad q = 0.0170 (H_1 - H_0)^2 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$\text{南谷} \quad q = 0.0324 (H_1 - H_0)^2 \text{ m}^3/\text{min}$$

この場合の H_1 は湧水点ノッチ下端を零とした時の帯水層限界最大水位の数値である。したがって ($H = H_1 - H_0$) になる。

以上の結果と実測結果から必要数値を表示すれば、第II-1表のようなものが得られる。

以後帯水層水位観測用井戸を北谷 N.W.1, N.W.2, 南谷 S.W.1, S.W.2 とする。その配置状況は第I-3図のようである。

(2)式をさらに変形すると

$$P = H \quad \text{より}$$

$$ix = \frac{H}{2} \ln \frac{(H+h)(H-h_0)}{(H-h)(H+h_0)} - (h-h_0)$$

が誘導される。したがって現地に測応した h_0 を与えると、それに匹敵する q の算定は容易であるから H も容易に計算され、さらに各 h を想定することにより横距 x の算定が可能になる。

この場合 kci の値は各測定値から求められた最確値であり、またそれに附帯して H_0 も求められてあるから、上式に採用する i は H_0 を井戸1と原点との距離で除した値を採用してある。

これらの計算結果を表示すると第II-2表のようなものが得られる。

さらにこの計算結果から以下の論議が加えられると思う。

(1) 水位観測用井戸 N.W.1, S.W.1 の位置は、地下水流量 $0.06 \text{ m}^3/\text{min}$ までは殆んどこの位置(横距)によって測定された値を限界最大地下水水位として取扱って可能である。さらにそれ以上の地下水流量の場合は、限界最大地下水水位の起る地点(横距)が W.I より上流側になり W.I で測定した値を限界最大地下水水位として採用することは無理になる。

(2) 地下水流量が多くなれば、距離に対する帯水層水位は堆積地表面よりはみ出る個所が生ずることが予想(註)される。

この計算結果から判断すると北谷で地下水流量 $0.047 \text{ m}^3/\text{min}$ の場合、限界最大水位はほぼ

(注) そのため、昭和34年5月北谷で盛土を行い、地表面形状を理想的ならしめるよう努力が払われた。しかし充分とはいえない。

1.7m となり測水所ノッチ下端からの高低差が 6.2m
で地表面は 6 m の高さにあるから帯水層水位は地表面
よりはみ出る計算になる。さらに南谷について計算を
続けると地下水流量 $0.043 \text{ m}^3/\text{min}$ で限界最大地下
水位は 1.16m となりノッチ下端からの高低差が 4.53



第Ⅱ-6図 地表面と帯水層水位との
関係

m となって地表面位置 4.55m と殆んど等しくなりまづ地下水流量がそれより増加する場合はやは
り帯水層水位は地表面よりはみ出ることが考えられる。

このような場合当然その附近より地下水の湧出が行われることが考えられる。ところがこの地
下水の湧出によって帯水層内の均衡は破壊されその曲線は第Ⅱ-6 図点線のように低下してくる。
すなわちその附近は地形の状態によってその場所が仮りの湧水点になったりまた水溜りになっ
たりする可能性がある。この論議を確認する意味と、水文の意味における量水試験の普遍性を吟味
する意味で、ふたたびこの北谷南谷の地形を観察すると次の諸点がうかがわれる。

(i) 北谷においては N. W. 1 地点附近で、南谷では S. W. 1 地点よりわずかに下流部におい
て降雨後の一定期間水溜りの存在する地点であった。

そして N. W. 1, S. W. 1 の設置の目的で地下探査を行った際、各地点で把握された帯水層の
深さを連結すると、ちょうど水溜りの地点で地表面に帯水層が現われる結果が得られた。

(ii) この理論的現象を肯定するならば、北谷においては地下水流量 $0.045 \text{ m}^3/\text{min}$ 南谷で
は $0.043 \text{ m}^3/\text{min}$ 程度の値を限界として、それ以上のものは地下水流量としては観測できない。

これを一般的問題にまでおしひろげると、観測所の構造にも関連するものであろうが、測定さ
れた地下水流量の値をそのまま無条件でその地帯からの地下水流量として代表しているとされな
いある限界値が間々存在することを知らなければならない。

(iii) 前述の点に関してはさらに逆の場合も考えられるし、これらを総合すると今後の量水観
測に対する検討の予地が十分に考えられる。

さらにひいては流域管理のための水資源としての考え方、また取扱い方に大きな波紋を残す可
能性がある。

すなわち具体的に述べると、まず水文的价值の面よりこの点についてみれば、降雨が一応滲透
したとしてもそれが直ちに地表面に現われる状態であっては、地下水流出量としての価値は充分
とはいえない。少なくとも帯水層の貯留効果が十分に發揮されなかった水としてしか取扱われない
のである。この逆の場合、例えばこの地点まで地表水として流下してきた水も、ここで帯水層に
入ればやはり地下水としての取扱いが可能になる。

そのような意味でこの測水所の機構をみると、ノッチの後方 6~7 m より上流部からの湧水は
地表水として除くような構造を示しているから、解釈の如何によっては一応目的に合致したもの
ということができる。

これはまた、この帯水層を含有する堆積にある一定限度以上の降雨の供給があった場合、その貯留効果はそれを十分に満足せしめ得ないとの飛躍的結論にまで波及し得るようである。

すなわち一般的にいて、上流水源地帯は、これらの地質的構成状態を示すものが比較的多いように思われるが、帯水層が十分に降雨の供給に対してその貯留効果を持し得ない状態にあるとすれば、これらに対する考え方も一応問題視されてくるのではないかと思われる。ただし、これを洪水緩和の面からみれば必ずしも全面的に否定はできない。すなわちこの堆積体全面においてそのような状態におかれているわけではなく大体の傾向としてとくに湧水点附近においてが多いように見受けられるから上流地帯の降雨はある程度までは貯留効果をもたらしていることはいい得ると思う。しかしこれも限界以上の降雨に対してはあまり期待できない。

すなわちこの理論は帯水層を含有する地質構造が、状態の如何によっては必ずしも充分な機能を有するものではないとの刺戟を与えると共に、さらに飛躍すれば地下水流量を資源の意味で充分に効果を發揮せしめるためには、均一な深い堆積層を必要とするとの論議まで発展せしめることができる。

ただし流域に対する水分供給と水資源需要との関係から、必ずしもそのみが好ましいとはいえない場合もある。

第2節 地下水流量と帯水層水位との関係

この論議を行うためには、地下水流量測定のための測水所の構造すなわち遊水池の調節機能について、さらに中間水についての検討を必要とする。

これらは後述するハイドログラフの解析においても必要であり、一応この項で資料を整備してみる。そして論議の基礎資料となる地下水流量と帯水層限界最大水位との関係を導いてみる。

(i) 地下水測水所構造と解析障害因子の除去

まず基礎的な問題として、直接的障害因子になる遊水池の調節機能について解析を行ってみる。

水連続の方程式より調節機能基礎式を誘導すると次式が得られる。

$$\frac{Q_t + Q_{t+\Delta t}}{2} = \beta \Delta q_{\Delta t} + q_t$$

$$\Delta q_{\Delta t} = q_{t+\Delta t} - q_t$$

$$\beta = \frac{A}{\Delta t} \frac{1}{\frac{dq}{dh}} + \frac{1}{2}$$

Q_t ; t 時刻の流入量, $Q_{t+\Delta t}$; $t+\Delta t$ 時刻の流入量

q_t ; t 時刻の流出量, $q_{t+\Delta t}$; $t+\Delta t$ 時刻の流出量

β ; 遊水池の調節係数, h ; 遊水池ノッチの水位

A も $\frac{dq}{dh}$ も水位の函数として表現できるから、 β も水位の函数として計算できる。

[水位水表面積の測定]

無降雨日で地下水流量の変化が殆んど少ない日を選び、観測始めと観測終りの地下水流量を予め測定し（記録用紙より求められる）ノッチに漏水しないようゴム板を接着せしめ流出水を停止せしめて、貯水池内の水位の上昇を記録する。

これは記録紙に時刻と水位が記録されるから等間隔の時間毎の水位を読み、記録中の時刻にポイントゲージで読取った値があるから、それを基準としてその水位を調整し、前述の観測された流量に区分時間を乗じてその流量を各時刻の水位差で除して、その水位における平均水表面積とした。その結果は第 II-3 表のようである。もちろん遊水池の水は予めぬいて観測はノッチの零より始めている。

[β の算定]

測水所の水位と流量との関係式をあげると

$$\begin{aligned} \text{北谷} \quad h \leq 17.9 \text{ cm}, \quad q &= 2.603 h^{2.3} \text{ cm}^3/\text{sec} \\ & h \geq 17.9 \text{ cm}, \quad q = 2.603 h^{2.3} - 2.603 (h-17.9)^{2.3} \text{ cm}^3/\text{sec} \\ \text{南谷} \quad h \leq 18.8 \text{ cm}, \quad q &= 1.855 h^{2.4} \text{ cm}^3/\text{sec} \\ & h \geq 18.8 \text{ cm}, \quad q = 1.855 h^{2.4} - 1.855 (h-18.8)^{2.4} \text{ cm}^3/\text{sec} \end{aligned}$$

したがって上式より dq/dt の値の算定は容易であり、 Δt を規定することにより容易に β の算定は可能である。

さらにこの解法は、最終的に求められた β から Δt を変更することが比較的簡単に行われ、任意の希望とする時刻で必要があればさらに細かい、またさらに大きい Δt についての β を換算できて、それに対する流入量を計算することができる。

その場合

$$\frac{\Delta t}{\Delta t_0} \left(\beta - \frac{1}{2} \right) + \frac{1}{2} = \beta_0$$

β ; Δt の単位時間での調節係数

β_0 ; Δt_0 の単位時間での調節係数

で容易に計算できる。

北谷、南谷に対する水位と β との関係を示すと第 II-4 表のようなものが得られる。ただし $\Delta t = 10 \text{ min}$ にとつてある。

これによると水位 0.16m 附近まで南谷貯水池の調節機能が大きく、それより水位が高くなれば北谷がわずかに大きな傾向を示すということがいえる。

以上によって測水所構造と調節機能との関係を導いたのであるが、測定された地下水流量曲線と帯水層限界最大水位との関係を論ずるためには、いわゆる流出量曲線を測定しているのであるから、前述の方法によって流入量曲線を求めなければならない。

ただし時間的に変化の少い流出量曲線では流入量と流出量とが殆んど等しい状態にあり、前述の操作は必要としない。

(ii) 中間水の吟味

過去2カ年間観測された帯水層水位と地下水流量とから、さらにまた大降雨時において現地の流水の移動状況を観察した結果から、従来水文学で対象視されてきた中間水について検討を加えてみる。

従来水文学上意味づけられた中間水は、いわゆるハイドログラフの中で予想される地表水および地下水を除いたものを中間水として取扱っていた。なおこれを現象面よりいえば、地表流下のように降雨余剰がなくなった後直ちに終了することなく、一度地中に滲透しある層間に滞留して再び地表に現われた、いわゆる一時的地下水とすることができる。

これについていまこの両流域から得られた測定結果をもととして、中間水についての説明を加えてみる。

まずハイドログラフの地表水、中間水、地下水の分離の観点からいわれている中間水について考えてみると、この地下水測水所で観測され得るものと観測され得ないものの2つに区分けすることができる。

(1) 地下水測水所で観測され得ないもの

これはいわゆる前述した一度地中に滲透しある層位に滞留して、再び地表に現われた厳密な意味での中間水である。

この流域中を大降雨直後踏査してみると、これらの様相は容易に判断することができる。殆んど堆積部(崖錐)の脚部やあるいは小型の移動した土体の脚部附近から経数cmの穴を作り、そこから集中的に流出した形跡がみられる。さらに花崗岩の深層風化帯という特殊事情もあって、穴の下方部には花崗岩の風化砂が流出し堆積した形跡さえある。したがってその水は相等の量がしかも相等の時間続いて流出したとみることができる。さらにこれによって前述の地帯は、二次風化層と深層風化層との境界附近に空洞が生じた個所さえみられるほどである。

他の中間水の型としては、前項帯水層水位と横距との関係で説明した堆積体の地下水位上昇による地表面からの湧出水である。前者は降雨終了後数時間で終了した形跡があるが、これは降雨終了後4~3日間位継続して湧出が行われているようである。

ただしこれらの問題は一般的に通用するものではなく、とくに深成岩または古生層帯で占められる水源地帯にいえることであろう。

また以上の2点は中・小降雨においては殆んどみられないようである。長時間の降雨、とくに降雨量の大きい場合において生ずる可能性が大きい。

ところが中・小降雨についても、ハイドログラフの解析において中間水と解釈しがちな次の現象が存在する。

(2) 地下水測水所で観測される見掛けの地下水流量

前述もしたように、中間水は少くともこの流域においては中・小降雨に対してはみられないようである。これは山体では降雨を樹冠あるいは土壤に保水し、さらに中間の層に含水してこれらの集計される量からも一応うなづかれるところである。

しかしハイドログラフの解析においては、ある程度以上の降雨においてはすべて中間水と認められがちなものが存在している。それについて2, 3の検討を加えてみる。

まず理論の段階で説明したように、地下水流量と帯水層水位との関係は一応時間的に均衡の保たれた状態で成立している。

ところが實際上必ずしも一致しない場合がある。

すなわち地下水湧水点からの距離に対する帯水層水位の値は前述の通りであり、それと地表面との間隔は必ずしも各地点で等距離にはない。

したがって当然降雨の当初すなわち地表面と帯水層水位との距離が各地点で均一的になる地帯で透下した降雨が地下水面に到達した後、さらに厳密には最大降雨強度による透下水が地下水面に到達した後に、帯水層の各地点の均衡は保たれることになる。

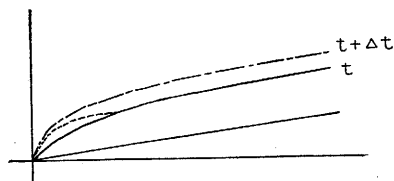
したがって地下水増水曲線には一時的、疑似的な増水曲線を描く場合が考えられ得る。

一般に湧水点附近においては、地表面と帯水層上面との間隔が最も近く、ある一定距離に至ってはほぼ常数となることが予想され得るから、この疑似地下水増水曲線は真の地下水増水曲線よりはるかに早く出現する可能性が多い。

まずこの見かけの地下水増水曲線について論議を加えてみる。

前述された地表面と地下水面との関係から、降雨が滲透し帯水層に到達する時間は、その場所によって異なる。前述の状況からいえば、やはり湧水地点附近においてが最も早い。

すなわち地表面の降雨は地表水滲透水に大別され、その滲透した水は土中を透下して帯水層に到る。帯水層に入った水は水頭を上昇せしめ、湧水点からの流出水を増加せしめる。したがって前述の状態から降雨が滲透して帯水層に到るまでの時間は、やはり透下能に関係があるといえる。したがって各地点が同一の透下係数を有するものであれば、当然地表面と地下水面との距離が短い地帯ほど降雨の帯水層に流達する時間は早いことになる。



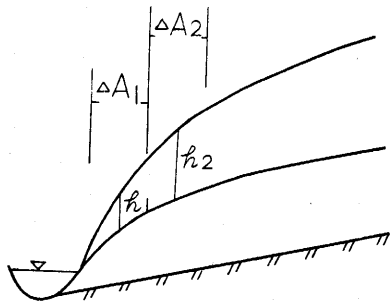
第II-7図 帯水層水位の変化と時間との関係

これを時刻 t 時と $t+\Delta t$ 時の2つの場合について図示すると第II-7図のようになる。すなわち t 時における水位は実線の通りであり、降雨開始 Δt 時間後においては水位は点線で示すような形状になる。そして湧水点からある一定距離以降は未だ帯水層水位の変化は示さない。したがって地下水流量は、この点線を延長したような線（波線）の帯水層水位と同様な地下水流量を

示す。

観測される地下水流量は殆んど降雨開始と同時刻頃かわずかにおくれて増加することになる。さらにまた最大地下水流量の起時も、降雨強度の最大値の起時と殆んど等しいかまたはそれよりわずかにおくれて起こる可能性が多い。したがってこの増水は降雨が終了するか、あるいは降雨強度が地表面の透透能より小さくなるかすれば、その時刻以降はすでに減水の状態にあることになる。

すなわちこれらの現象をさらに詳細に説明すると、地表面と地下水水位との距離は湧水点からの水平距離が一定値以上になると一定の値に近づく傾向が強いから、降雨が透下し地下水面に到達



第II-8図 各微少区の深さと帯水層

する時間もその地点以降は一定の時間を有することになる。その時間までの帯水層は常に不均衡の状態にあるといえる。

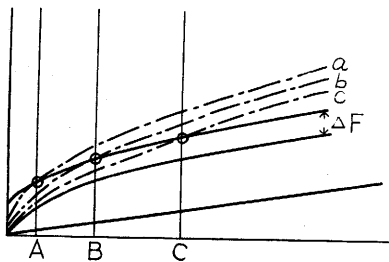
いま第II-8図において、微少帯 ΔA_1 とつぎの微少帯 ΔA_2 において、それぞれの微少帯における地表面から地下水面までの距離を h_1 h_2 とする。

まず ΔA_1 に降った雨は h_1/V 時に地下水面に到達する。その間 ΔA_2 に降った雨は $h_2 > h_1$ でいまだ透

下の途上にある。したがって ΔA_1 の帯水層の水頭のみが増すことになり、状況の如何によってはつぎの ΔA_2 水頭よりも高くなるような場合も予想される。そしてこの増加した地下水水位は常に均衡を保とうと運動し、 ΔA_2 帯への移動水分とさらに大部分は湧水点から湧出の現象をなす。

すなわちこのような現象は ΔA_2 帯においても、さらにその上方部の地帯においても行われることになり、地表面と地下水水位との間隔が一定を示す個所において、降雨の主体が透下地下水面迄到達する時刻まで行われることになる。

すなわち帯水層水位上昇が各地点での均衡が保たれた場合の地下水流量を真の地下水流量とすれば、これを見掛けの地下水流量とすることができて、見掛けの地下水流量は真の地下水流量のピーク時刻まで流出し続けるとすることができる。



第II-9図 地下水水位の変化と擬似水頭勾配

これらの現象は、さらに地表面形状が帯水層水位と平行の場合または多少の逆関係にある場合にもいえる。

いまこの帯水層の形状が地表面形状と平行な場合を考える。

そして各地表面からの透透能および透下能が各地点で等しいとし、そのため地下水水位は ΔF 上昇したとする。

この場合各地点 A , B , C での地下水水位は各地点で殆んど同時刻に、等しく ΔF だけ上昇することになる。

これで A 点における地下水水位の上昇 ΔF を基準として均衡が保たれたと見て得る水位曲線を推定すると、 a 曲線（波線）のようになる。すなわち流出される流量はこの堆積体の水位が a 曲線にある場合の地下水と同量なものが流出する。

B 点においても同様に、 b 曲線に準じて地下水流量を示し、 C 点と移行するにしたがって地下水流量は次第に a から c の方へ移行して行くことになる。

したがって一般的な湧水点の地形形状（前述）のような場合は、この両者がさらに組合わさった形になり、一層明確に前述の見掛けの地下水流量が説明される。すなわち t_1 時における帯水層の主体が A にあり、 t_2 時における主体が B 、 t_3 時における主体が C にあるとすれば、見掛けの地下水流量は次第に減少し、さらに真の地下水流量が増加しつつ全流量は減少しつつ真の地下水流量の極大値起時まで継続することが考えられる。

以上の論議から、一応中間水および見掛けの地下水流量と真の地下水流量に対する考察が加えられたのであるが、要するに地下水流量測水所で観測される地下水流量曲線が、降雨の強弱に対し真の地下水流量曲線よりはるかに過敏な変化をもって流出することは前述の説明によって明確になる。

(iii) 資料の整備

以上の論議の結果から、地下水流量と帯水層水位との関係を求める資料についてその整備を行うための条件をあげると次のことがいえる。

W. I の水位観測値は、前述の検討結果から限界最大地下水水位を観測しているのであるから、いわゆる見掛けの地下水流量に関与している疑似水位を示す地点にはない。

したがってこの W. I において観測された限界最大水位（以下水位と略する）の極大値の起時以降は、帯水層水位の均衡が一応保たれた状態での帯水層水位および地下水流量とみなしてよい。

またこれを地下水測水所で観測された地下水流量曲線についてみると、前述の中間水の項で説明されたように、W. I 水位が極大値を示す時刻には殆んどの場合流量曲線はそのピークを過ぎて、ほぼ平坦な変化を示している状態である。したがって厳密には遊水池の調節機能も消去する必要があるが、ほぼ遊水池への流入量と流出量が等しい状態にあるとして、両者の同一時刻の資料を対照的に取扱って大した齟齬はきたさない。

ただしそのため資料の各値が多少相異をきたすことは、一応考慮に入れておくべきである。

これらの前提から観測された地下水流量および W. I 水位との関係を、前述の検討に準じて導いてみる。

(iv) 地下水流量と帯水層限界最大水位との関係

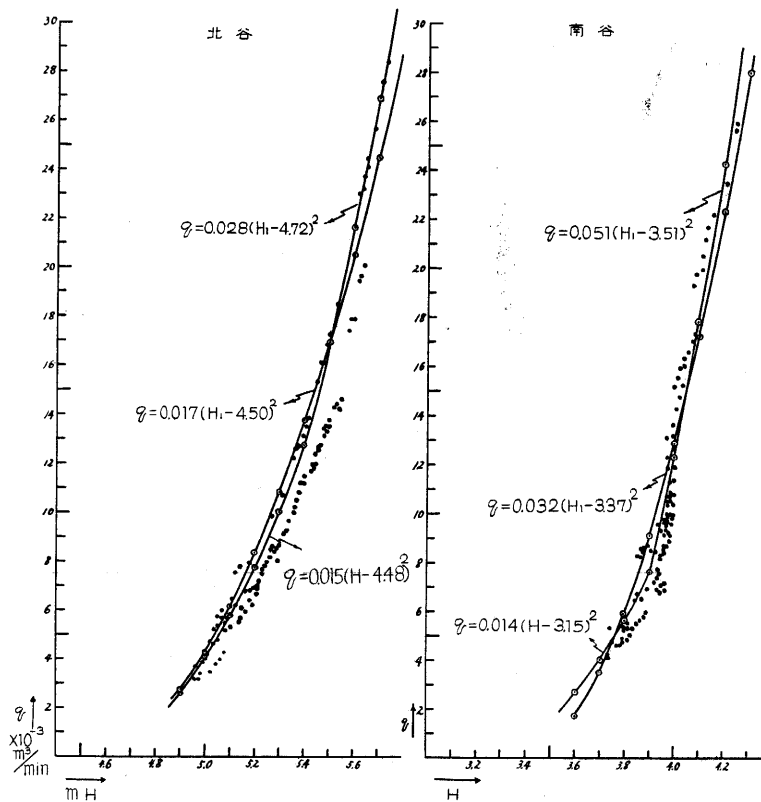
前述の論議によって地下水流量に対するW. I.の水位観測結果の適応性が検討され、W. I.の観測結果を帯水層限界最大水位と認めて支障ないことが確かめられた。さらに両者の関係を導くには、無降雨日においては問題ないが、とくに降雨時の高水位においてはW. I.の極大水位出現時刻以降の両者の同一時刻の流量と水位を採用すれば一応可能なことが検討された。

もちろん極大水位出現時刻以降には降雨はないとしての前提においてである。

ただし理論の項でも論議されたように、帯水層内における時間的な波動の伝波の問題は無視されており、たとえ無降雨日すなわち水位の変動の少い期間においてもやはり一日内における水位流量の周期的変動は予想され、これらが測定結果に多少の歪を生ずることは考慮に入れておくべきである。また前述もされたように、如何に地下水流量の変化率が小さいとはいえ貯水池の調節機能がやはり作用している点は記憶にとどめておくべきである。

以上の観点に立脚して北谷、南谷で得られた地下水流量と、N. W. 1, S. W. 1で得られた帯水層水位との関係をそれぞれ求めてみる。

資料の主体は各9時に観測されたポイントゲージの値を採用し、これは殆んど無降雨日の平水位の値によって占められているから、高水位の値に対しては降雨直後の前述の条件を満たし得る



第II-10図 北谷、南谷帯水層限界最大水位と地下水流量との関係

値を自記記録紙により読みとった。

得られた資料を横軸にW. I 水位を採り，縦軸に地下水流量を採ると第II-10図のようなものが得られる。

これは理論の誘導を帯水層の有効断面形状を三角形と仮定して求めてあるから，その誘導式に準じて各常数を決定してゆく。

すなわち理論によって誘導された限界最大水位と地下水流量との関係を，再びここにあげると

$$q = kci H^2 \quad (3)$$

である。

ただし q ; 地下水流量, k ; 帯水層透過能, c ; 帯水層断面形状係数, i ; 帯水層下底勾配
 H ; 帯水層限界最大水位

この帯水層限界最大水位は，その地点の帯水層下底を零とした値であるから，地下水測水所ノッチ下端を零とした数を H_1 とすれば ($H = H_1 - H$) で表現される。 H_0 はノッチ下端とその地点の帯水層下底との高低差

したがって原式を

$$q = kci (H_1 - H_0)^2$$

として kci および H_0 を計算する。

この場合 kci の値および H_0 を最小自乗法で決定することはいささか多くて意義が小さい感があるので，近似的に式の両辺を $\frac{1}{2}$ 乗して \sqrt{kci} を変化率とし， $\sqrt{kciH_0}$ を常数とする直線式において簡単に双方の値を計算した。

これによって求められた式をあけると次のようなものが得られる。

$$\text{北 谷} \quad q = 0.017 (H_1 - 4.50)^2 \quad \text{m}^3/\text{min} \quad (6, \text{N})$$

$$\text{したがって} \quad kci = 0.017 \quad \text{m}/\text{min} \quad H_0 = 4.50\text{m}$$

$$\text{南 谷} \quad q = 0.032 (H_1 - 3.37)^2 \quad (6, \text{S})$$

$$\text{したがって} \quad kci = 0.032 \quad \text{m}/\text{min} \quad H_0 = 3.37\text{m}$$

が得られる。

さらに再び地下水流量と限界最大水位との関係曲線を見ると，とくに南谷において限界最大水位の2乗の曲線に帰一的に合致していない。

これは帯水層有効断面が確率曲線の逆の型を有しているものを，近似的に三角形とみなして誘導した結果によるもので，とくに南谷においてはその断面の凹凸の影響が現われた結果のようである。

したがって H_0 の意義については次のものがあると考えてよい。

(1) W. I の底部を占める風化母岩は，必ずしも帯水層有効断面の平均的意味での代表値になるかどうかは疑わしい。したがってノッチ下端とW. I の底との高低差と H_0 とは必ずしも一致

しない。

(2) 帯水層有効断面形状は前述のようであり、これを三角形と仮定をおいているため結局測定された範囲内での資料を採用すると、ノッチ下端と W. I 底との高低差よりさらに大きな H_0 が計算される可能性がある。

以上のような点が考えられるが、この曲線をさらに具体的に吟味するとわずかながら曲線に屈曲点がみられる。これは前述の帯水層断面がある水位で急激に勾配が緩になったためと考えられる。

これらを後述する論議の精度を向上せしめる意味で、2つの部分に区分けして実験式を求めると、北・南谷でそれぞれ次の2式が求められる。

北谷

水位 0 → 5.4m

$$q = 0.015 (H_1 - 4.48)^2 \quad \text{m}^3/\text{min} \quad (6, N, 1)$$

5.4m → 以上

$$q = 0.028 (H_1 - 4.72)^2 \quad \text{m}^3/\text{min} \quad (6, N, 2)$$

すなわち $k c_1 i = 0.015$ と $k c_2 i = 0.028$ が求められたことになり、帯水層横断面形状係数の変化によるとみることが出来る。また H_0 の値は 4.48m と 4.72m が求められているが、これも前述した H_0 の注釈の (2) による数値のあらわれとみてよい。

南谷 0 → 3.9m

$$q = 0.014 (H_1 - 3.15)^2 \quad \text{m}^3/\text{min} \quad (6, S, 1)$$

3.9m → 以上

$$q = 0.051 (H_1 - 3.51)^2 \quad \text{m}^3/\text{min} \quad (6, S, 2)$$

が求められる。これも北谷と同様の理由による。

以上の各2式についてみると、帯水層の断面形状が北谷では 5.4m、南谷では 3.9m 附近で上部が開いた型を示しているという意味の他は、現象の解析のためには何らの意義を有さない。

しかし次項で行われる地下水流量曲線の解析において、各数値の取扱いとその計算結果の精度を向上せしめること、および無降雨日の地下水流量の減水が流域によっては必ずしも帰一的に連続性を示さないという現象の意味づけにおいて価値を見出したいのである。

(V) 帯水層内における透過能の測定

理論の項でみられるように、地下水の流出現象の主因子は帯水層を含有する地下構造の形態とさらに土壤の透過能に帰着される。前者に対しては地表面の地形形状あるいは地下探査法等により、ある程度の判断を下すことが可能であるが、後者に対しては実測による方法が最も適切のようである。したがって特別に項を設けてこの測定についての検討を加えてみる。

さらにまたこの測定は地下湧水点および W. I とを結ぶ帯水層に対して、電気探査法（乗直探査水平探査）および野外調査によって一応井戸と湧水点との帯水層が同一の連続されたものであ

るとの確認が得られてはいるが、さらに再確認の意味でも意義がある。

試験方法は SLICHTER の実験に準じて、電気電導度の良好な可溶性物質を上流の W. I に投入し、下流の測水所で電気電導度の変化を測定する方法を採用した。

SLICHTER の測定と多少異なる点はわずか 4~8 ft (2~3m) の短距離に対して行われたのに比し本試験では約 13~14 m (40~43 ft) の長距離に涉っている点である。したがって電極の配置も異り、さらに投入可溶性物質の量も多くなっている。

可溶性物質は次の諸点より塩化アンモニウム ($\text{NH}_4 \text{Cl}$) を採用した。

なお採用理由を明確にするため相対的に食塩との比較を行ってみる。

1. 濃度に対する比電導度が比較的良好である。

濃度 (重量比) 5% ~ 25% で、比電導度は $\text{NH}_4 \text{Cl}$ $918 \sim 4025 \times 10^4 (\Omega \text{-cm})^{-1}$, NaCl $672 \sim 2135 \times 10^4 (\Omega \text{-cm})^{-1}$

2. 各溶質中における拡散性が小さい。

3. 可溶性で常温における溶解度が大きい。100 g の水に対する溶解重量比は $\text{NH}_4 \text{Cl}$ 20°C 37.2%, NaCl 35.58%, ただし 15°C 以下では NaCl の方が大きくなる。

4. 比重が比較的水に近い。測定のためには水よりもむしろ小さい程度のものが好ましい。1% ~ 24% で $\text{NH}_4 \text{Cl}$ 1.001~1.067, NaCl 1.005~1.180

5. 常温における比粘度が小さい。25°C の水の粘度を 100 とし 1 N~0.125 N で $\text{NH}_4 \text{Cl}$ 98.84~99.99, NaCl 109.73~101.26 の値を示す。

以上の諸点から遠距離に対する測定には比較的好都合な性格を有している。

つぎに電極は地下水測水所の遊水池内に設置した。径 0.5cm, 極間隔 4.5cm の銅性丸棒を採用し、北谷において放水路ノッチ下端からの水位 39.3mm で電極深さ 80mm, 南谷では 48.4mm の水位で電極深 80mm になるように設置した。

電極は予め固定してあるから、電極水深は水位の変化によって変動する可能性があり、それは遊水池のポイントゲージの読みで調整される。

したがって比抵抗値または比電導度の算定によって各時刻の比較が可能になる。

水の抵抗値はコーラッシュブリッチ (横河製) によって測定し、比抵抗値は計算によって求めた。

得られた値を示すと第 II-5 表のようである。

この第 II-5 表についてさらに詳細な説明を加えると、可溶性物質の投入時刻は北谷で 8 月 5 日 11 時 30 分、南谷で同月同日 14 時 30 分である。

また前表の換算水位はポイントゲージの読みから調整された値であり、棒極の比抵抗値は電気容量が既知の板極 (電極白金, 電極面積 40.602 cm^2 , 電極間隔 2.7 cm) で同一時刻の水を採集して比抵抗値を測定し、逆に棒極の電気容量を推算して求められたものである。

すなわち 板極での抵抗値を R_s (実測)
 電極面積を A_s (既知)
 電極間隔を L_s (既知)
 棒極の抵抗値を R_p (実測)

棒極の電極面積 A_p は極の径を r 極の水深を h とすれば $A_p = \pi r h$
 電極間隔を L_p とすれば
 板極から

$$R_s = \rho \frac{L_s}{A_s} \quad \rho = R_s \frac{A_s}{L_s} (\Omega\text{-cm})$$

で水の比抵抗値を算定できる。

したがって得られたこの比抵抗値 ρ と同一の水に対して、棒極での抵抗値を測定すれば

$$\rho = R_p \frac{h \pi r}{L_p} \quad \frac{\pi r}{L} = K_p \quad \text{とすれば}$$

$$K = \frac{\rho}{h R_p}$$

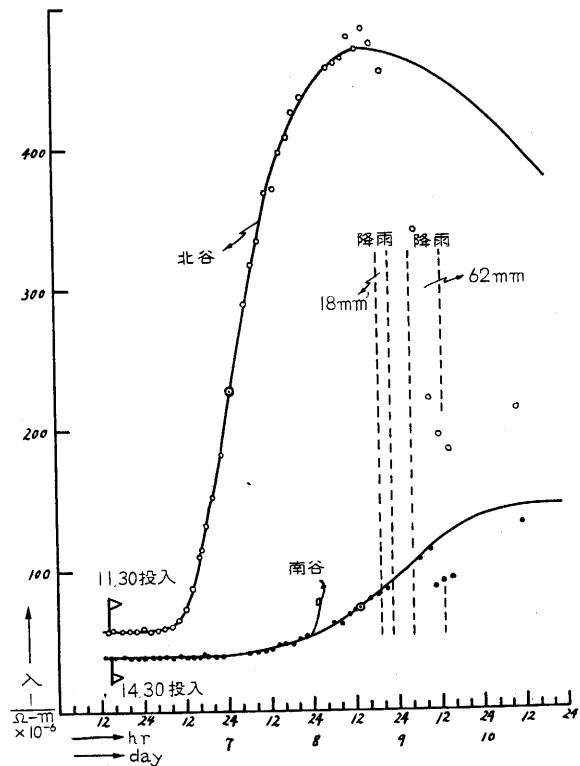
で K を求めることができる。北谷での7個の平均値が1,044を示し、南谷の7個の平均値が1,037を示しているから、 $\rho = K R_p h$ により他の比抵抗値は算定できる。

この比抵抗値の逆数を電気伝導度とし λ で表現している。また各時刻の水温は測定期間中殆んど温度の変化が少いため、一応無視して取扱っても大した支障はないと思われる。

このようにして得られた電気伝導度の時間的変化を示すと、第II-11図のようなものが得られる。

この測定結果から以下の論議に準じて到達時間を推定する。

(1) 8日より9日にかけて降雨80mm程度のものであり、低比抵抗物質流動中に高比抵抗物質(降雨)の加入があ



第II-11図 可溶性物質投入後の電気伝導度の変化

り、そのため9日4時以降の値の伝導度が低下してきている。これは北谷においては比較的支障が少ないが、流達時間のおそい南谷においては多少そのピーク地点の判断に迷う。いずれにしても増加曲線を対照し、8日20時以降の値をみると第II-11図のようになる。

(2) この曲線からの到達時間の判読はつぎの理由により比電導度曲線の変曲点と思われる附近をもって到達時間とした。

まず帯水層を透過して測水所の貯水池に到達する溶解液は、時間的にいって最初濃度が小さく徐々に大きくなり最大になってから再び徐々に小さくなることが考えられる。

ところがこの溶解液は一たん貯水池に入ると、以前から貯水された水と混じり、その濃度はさらに小さくなる。そして最大の濃度が到達した時刻でもさらに貯水池の濃度がそれより小さければ、その濃度は流達した時の濃度より小さくなる。ついで貯水池に流達する濃度が最大を過ぎて徐々に小さくなってきても、その濃度より貯水池の濃度が小さければ貯水池内の濃度の時間的変化は濃度が増大して行く。そして帯水層内から流達する濃度と貯水池内の濃度が等しくなれば、貯水池内の濃度は徐々に減少を始めてくる。すなわち貯水池内の濃度はその時刻において最大値を示す。したがって必ずしも貯水池内で測定された濃度の最大値がそこへ到達する地下水の平均的流達時間とみることはできない。これはあたかも貯水池への流入量との関係に類似している。

ただこれらの貯水池への流入濃度曲線と、貯水池内の濃度曲線とを理論的に解析して行くほどまでに厳密を必要とするものでもないので、一応比伝導曲線すなわち濃度曲線の増加中における最大変化率の起る時刻をもって流入濃度曲線の最大濃度附近に匹敵するとして採用される。これは一定の時間間隔毎の比電導度の差をとりその最大値の起時をもってこれはあてればよい。

また多少別の問題に走るが、一般にこのような解析は井戸のみの2点間において同様の観測を行う場合にも採用されるが、単なる水路等においては前述の時刻を採用するのではなく、最大濃度の起時を採用した方が好ましい。

以上によって測定された値から流達時間を推定すると、北谷で到達時刻7日1時、南谷で8日13時が求められ、これを分単位の時間に換算すると北谷で2250分、南谷で4230分の値が得られる。

(3) 以上の測定値より帯水層の透過中における平均透過速度を計算すると次のようになる。

まず北谷・南谷のW. Iより遊水池までの距離を L_N 、 L_S とし、透過速度を V_N 、 V_S 、到達時間を T_N 、 T_S とすれば、 $L_N=13m$ 、 $L_S=16m$ 、 $T_N=2250\text{ min}$ 、 $T_S=4230\text{ min}$ ということになる。

したがって

$$V_N = \frac{L_N}{T_N} = 0.0058 \text{ m/min}$$

$$V_S = \frac{L_S}{T_S} = 0.0038 \text{ m/min}$$

が求められる。

つぎに透過係数を K とし、水頭差を H 、土体の長さを L 、土体の断面積を A 、透過量を q 、透過継続時間を T とすれば Darcy の式より

$$q = K \frac{H}{L} AT$$

である。

したがって

$$\frac{q}{AT} = K \frac{H}{L}$$

が求められる。また

$$\frac{q}{AT} \doteq V$$

と近似的にすれば

$$V = K \frac{H}{L}$$

$$K = V \frac{L}{H}$$

で近似的に透過係数を求めることができる。

測定時における両者の水頭差をみると、北谷で 4.94m、南谷で 3.75m が得られる。したがって前式に準じて北谷・南谷の透過係数を求めると第 II-6 表のようなものが得られる。

この値をみるとほぼ同程度の透過係数を有することが判断される。

これは前項によって調査された堆積の構造その他から推して、矛盾のない傾向と認めてよいと思う。

以上によって両谷の透過係数が推定されたのであるが、さらに観測された資料を通観すると次の点を知ることができる。

第 II-11 図によって可溶性物質投入後 6 日の 4 時頃にかけては、未だ可溶性物質が流達していない水とみることができるが、この平均的比低値をみると北谷で 170Ω-m、南谷で 260Ω-m の値を示している。これは必ずしも北谷の帯水層が地表面より深い位置にあるとか、また北谷の透過能が小さく水分が帯水層内に長く滞留しているためとの論拠にはならない。前項によって検討された電気探査法による帯水層の底の深さは、平均的にむしろ南谷の方が深いような結果が得られていて、また各層の合成比抵抗値を比較すると南谷の方がほぼ 2 倍近くの値を示している。

すなわちこれら地下水の比抵抗値の差異は帯水層の浅深に由来するのではなく、むしろ母材の抵抗値に影響された結果によるのではないかと推定される。

以上によって基礎的問題点の解析を行ったのであるが、これらの資料をもって応用的水文資料の解析を行ってみる。

第3節 地下水増水曲線と帯水層限界最大水位曲線との関係

第1節(ii)の項で誘導された理論式をみると、帯水層に流入する透下レートの時間的变化の如何にかかわらず、透下終了後は地下水流出量も帯水層限界最大水位も時間に対して一率な傾向の関係にあるとされる。

これを数式で表現すると

$$H^2 = \frac{R}{kci} e^{-\frac{kci}{Lc}(t-T)} + H_0^2 e^{-\frac{kci}{Lc}t}$$

H ; 帯水層限界最大水位

H_0 ; 透下水が帯水層に流入する以前の水位

$\frac{R}{kci}$; 透下終了時における帯水層水位の増加量の函数に匹適する値

T ; 透下終了時刻

これを変形すると

$$H^2 = \frac{1}{kci} (R e^{\frac{kci}{Lc}T} + kci H_0^2) e^{-\frac{kci}{Lc}t}$$

$$R e^{\frac{kci}{Lc}T} + kci H_0^2 = S \quad \text{とすれば}$$

$$H^2 = \frac{S}{kci} e^{-\frac{kci}{Lc}t}$$

$$q = kci H^2$$

であるから

$$q = S e^{-\frac{kci}{Lc}t}$$

が成立する。

この両者を近似的に表現すれば、帯水層限界最大水位の2乗の値は時間に対して指数函数的に変化し、片面対数方眼紙にプロットすれば平行な直線になることがいえる。

したがってその勾配を求めれば $\frac{kci}{Lc}$ を推定することができて、流量から求められた各縦軸を帯水層水位の2乗から求められる各縦軸で除せば、 kci の値も近似的に推定することができる。そしてこの kci の値は前記地下水流量と帯水層限界最大水位との関係で求められた kci とは、当然一致すべきはずである。

ここに無降雨日における帯水層限界最大水位と地下水流量の観測値を採り、時間との関係を求めてみる。

資料は重点的に毎日9時行っているポイントゲージでの観測値をこれにあてた。これは記録紙からの読取り値に比較し値の精度が厳密である反面、1日1回の測定点しか得られない欠陥がある。

さらに地下水流量および帯水層水位は無降雨日においては、1日を周期として変動しつつ減水

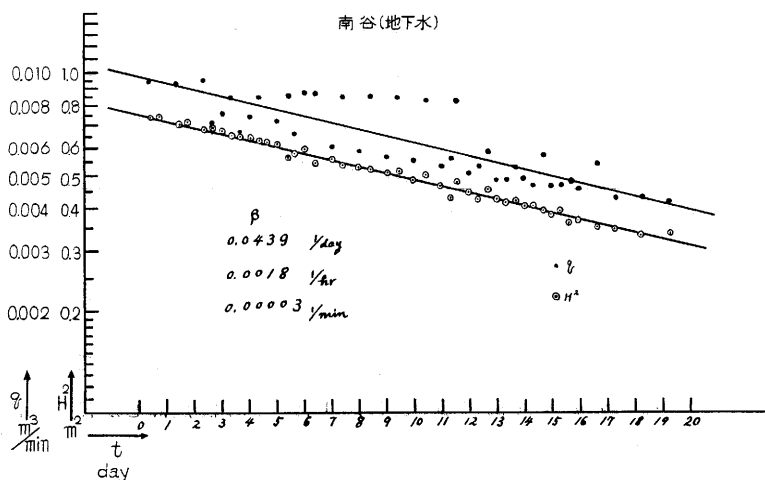
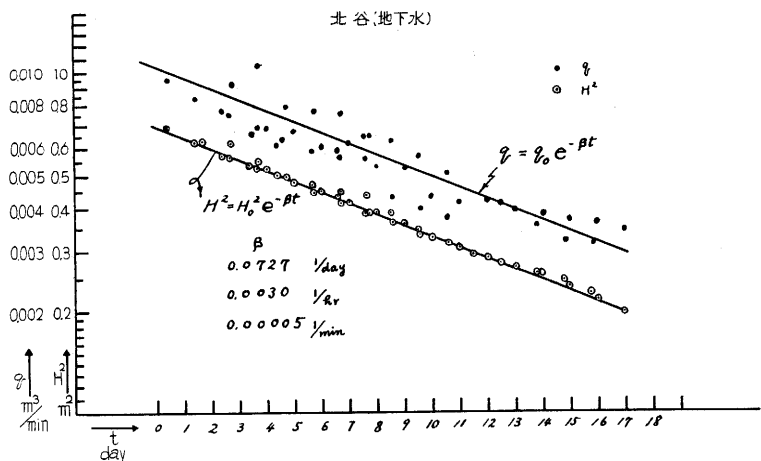
していることが明瞭にうかがわれる。したがってこの両者が、いわゆる堆積体内で不定流の状態
で流下していることは明瞭であり、さらに厳密な解析を行うためにはこれらに対する調正を行わ
なければならない。

一応これらの諸点を無視して資料を求めたのであるが、前述の点および測定誤差等が集積され
て測定点が多少分散している点はやむを得ないようである。

得られた資料をあげると第II-7表のようである。

このための限界最大水位の算定には比較的測定値に着実な(6, N, 1) (6, N, 2) (6, S,
1) (6, S, 2) 式の H_0 を採用した。

これは C の値を別個に区分けして算定した結果、 H_0 およびそれに従つても多少変化を来た
したような結果になり、帯水層水位と H_0 との差を求め、それを2乗して両者の係数の比率を乗
すれば流量との関係を均一なものとして取扱うことができる。



第II-12図 北谷 南谷の地下水減水状態

これらによって得られた地下水流量および帯水層限界最大水位の2乗の値を、時間軸に沿って片面对数方眼紙にプロットするとほぼ直線状になる。

この場合、各区分ごとに独立してプロットされるから、各縦軸の原点を一致させ横にずらして各測定値を同一紙上にあつめると、この堆積体の代表し得る kci/Lc を求めることができる。

その結果は第II-12図のようである。

なお各資料は降雨終了日の翌日から採用している。

なおこの資料については帯水層が比較的浅い部に位置し、さらにまた湧水点附近では地表面との間隔が短いので水みちの変動等が考えられ、さらにその期間における大気の圧力の影響が地下水流量に大きく及ぼしている点等から、多少のパラッキが存在することを考慮に入れなければならない。

したがって地下水流量のみ、また帯水層限界最大水位のみを独自にプロットすれば、このちらばりが帰一的になる可能性がある。

以上の結果からこの直線の勾配を求めると kci/Lc の算定が可能になる。

この場合 kci/Lc のディメンションは $1/T$ の値を示し、日単位で求めてあるから、これを時(hr)単位分(min)単位に換算することは容易である。

$$\text{北谷} \quad \frac{kci}{Lc} = 0.0727 \quad \left(\frac{1}{\text{day}} \right)$$

$$= 0.00300 \quad \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)$$

$$= 0.00005 \quad \left(\frac{1}{\text{min}} \right)$$

$$\text{南谷} \quad \frac{kci}{Lc} = 0.0439 \quad \left(\frac{1}{\text{day}} \right)$$

$$= 0.00180 \quad \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)$$

$$= 0.00003 \quad \left(\frac{1}{\text{min}} \right)$$

が求められる。

この測定値から $t=0$ における H^2 の値を最小自乗法によって求め、前項で得られた kci の値を乗ずると、それに匹適する q の値が求められるし、 q に対する kci/Lc の勾配をもつ直線を片面对数方眼紙に描けば、これは地下水流量測定値のほぼ平均的位置にあらなければならない。

第4節 帯水層の地下水流出因子の数量的表現

以上によって得られた各値を総合し取纏めてみる。

各測定によって得られた因子の数値をあげると第II-8表のようなものが得られる。

このうち堆積地表面部の面積は帯水層を包含した堆積を対象としてあり、面積算定のための終

端部その他は電気地下探査の解析結果を参考として決定してある。

堆積体の長さは帯水層の中心部の長さで、必ずしも堆積の地表面部の中心位置の長さとは合致しない。これも電気地下探査と解析結果から求められたもので、様々の屈曲を示しその総延長の値である。

つぎの地表面より帯水層底部までの深さは、井戸の縦断面および地下探査結果を参考として求められた値である。これは各流域に対して2個ずつの井戸があり、地下水測水所のノッチ下端からの高低差をもって示してある。

平均巾は堆積地表面部の面積をその長さで除した値である。

一応これらの値を地形上の資料とし、水文資料から求められた値と比較し、水文解析のための基礎資料に供する。

まず第II-8表より計算される各数値と、水文資料から得られた値を列記すると第II-9表のようなものが得られる。

このうち母岩平均勾配（帯水層下底勾配）は第II-8表より計算されたもので、2個と井戸から求められた値の算術平均値を採用している。

この地形的測定値から求められる各因子の数値を水文的値に代入し、各々の因子の数値を計算するとわずかにくい違う問題点が生じてくる。

これらに対する主体的原因を追求してみると、次の点が考えられるようである。

まず当初の理論的解析において、帯水層を含む堆積体の断面を三角形と仮定して解析を進めている。実際的な形状としてはむしろシャープな確率曲線を逆にしたような形状の推定が大きいから、結局採用した測定値附近を主体とした値が得られたことになり、それによって堆積体断面の下端位置が高くなり、両辺の勾配が急になるような結果をまねいている。

さらに前述の横断面形状が等しい状態で連続的に続いているとの想定で問題の解析を行っている。ところが実際の形状は前述のようによく北谷では上流ほど断面が小さくなるような状態で、水文上これらの因子の影響が大きく響いていることは明白である。

以上の検討結果を基礎として、地下水流出現象に関する概念的考察を加えてみる。

この理論を一応正しいものと仮定し地下水流出現象に対する各因子の水文的性格を判断すると以下のことがいえる。

(1) 地下水の減水状態は帯水層の形状に由来する。

すなわち帯水層を含有する土体の断面形状および長さ、下底の勾配、土体の透過能の函数として表現される。そして帯水層の長さが長ければ緩やかな減水状態を示し、透過能および母岩の勾配が大であれば急な減水状態を示すことがいえる。さらにこれらの因子が増水時においても重要な役割りを有していることは理論式によっても伺い得る。これは理論式の誘導のみで、実測値に対する適合性の検討を行ってないが一応その可能性は認めてよいようである。

(2) 以上の点を応用的見地から判断すると、この減水係数 (kci/Lc を仮りに減水係数と呼ぶ) は帯水層内の透過能と必ずしも同率関係にない。すなわち透過能が大きいから減水係数も大きい数値を示すとは限らない。これは北谷、南谷を比較することによっても明瞭なように、実測によって求められた透過能がほぼ等しい場合においても、他の因子の性格が異ればこれらの函数となっている減水係数は一応異った性格の数値を示すことになる。

(3) この流域においては、一応堆積断面を三角形とみなすのに十分な条件をそなえていたとし帯水層水位あるいは地下水流量と時間との関係が指数函数で表現可能であろうが、如何なる場合にもそれが適用されとは断言できない。帯水層を含有する堆積の形状如何によってはある一定時間内では前述の関係で適用されようが、それが長期にわたれば多少指数函数のみに由来することは不可能な場合も考えられる。

(4) いま改めて言及する必要もないが、例を同一母岩からのしかも林相も大した差異を有さない相隣接した北谷、南谷においてさえ、流出機構の相異によって流出状態が異なるのであるから、これらの因子の調正を行わなければとくに2流域以上の比較による水文解析はなし難い。

これに附加して地下水流出現象に関する他の因子の影響も考察を加える必要がある。

その1つは地表面からの滲透能であり、地中の垂直方向への透下能である。透下現象についてはさらに詳しく後述するとして、滲透現象についてみればまず森林地被物の影響はこの滲透能の増大ということに帰着される。

この滲透能の増大による地下水の減水状態への影響は、前記理論式からは何も見出すことはできない。事実、常識的に判断してもその点は一応肯き得る。

ところがこの滲透能の増大は帯水層への貯留量を増加せしめ、したがって地下水流量を恒続的に長期に渉って流出せしめるという意味では一応の価値が見出せる。

つぎに再び地下水流量減水曲線に対する応用水文的な意味での因子についてあげれば、帯水層を含有する堆積層表面からの蒸発量および堆積層内また表面を通じての蒸散量がある。

これらについては今迄の論議には何らふれられなかったが、観測された無降雨日の帯水層水位曲線、地下水流量曲線を細密に観密することによって判断することができる。これは一日を周期として段状に変化しつつ減水している傾向がうかがわれる。さらにくわしい表現をすれば、一日における減水の変化の大きな区間は9~10時より13~15時にかけてあり、他の時刻は殆んど変化の小さな減水状態を示している。

結局、本解析で求められた減水係数はこの曲線の上縁部に接する曲線についてのそれであり、その減水係数に前述の傾向が大きく影響していることが想像される。

そしてこれらが堆積体の前記蒸発蒸散に由来しているとの想定は、過去の研究からも予想可能である。

これを理論式に織り込んで解析し、地下水流量曲線式に含味せしめることの重要さは重々痛感

されるが、現在では来だ生理的現象の数値表現が不十分で殆んど不可能の状態である。

したがって最終的に求められた減水係数は、数値的にはこれらの因子も含味した性格のものであることが考えられる。

これらについては今後の研究に大いなる期待がかけられる問題である。

第II-1表 地下水流出因子と測水所との関係

	井戸1とノ ッチとの距 離 (m)	井戸1と原 点との距離 (m)	ノッチ下端と井戸地点母岩		ノッチ下端と実験式零位置		kci m/min
			高低差(m)	i	高低差(m)	i	
北 谷	20	13	3.15	0.242	4.50	0.346	0.017
南 谷	20	14	1.10	0.079	3.37	0.241	0.032

第II-2 (N) 表 北谷における湧水点からの距離に対する地下水位および限界最大水位

h_0 m	0.05	0.06	0.08	0.10	0.12	0.14						
q m ³ /min	0.00633	0.00962	0.01865	0.03116	0.04740	0.06757						
H m	0.61	0.75	1.05	1.35	1.67	1.99						
	hm	xm	h	x	h	x	h	x	h	x	h	x
	0.1	0.001	0.1	0.001	0.1	0.003	0.15	0.003	0.15	0.000	0.15	0.000
	0.2	0.022	0.2	0.014	0.2	0.009	0.2	0.003	0.20	0.000	0.2	0.000
	0.3	0.081	0.3	0.051	0.3	0.023	0.3	0.014	0.40	0.023	0.4	0.014
	0.4	0.228	0.4	0.133	0.4	0.061	0.4	0.035	0.60	0.081	0.6	0.055
	0.5	0.592	0.5	0.299	0.6	0.234	0.6	0.130	0.80	0.217	0.8	0.138
	0.6	2.492	0.6	0.647	0.8	0.725	0.8	0.341	1.00	0.445	1.0	0.289
	0.605	3.093	0.7	1.626	1.00	2.743	1.00	0.824	1.40	1.821	1.4	0.980
			0.74	3.284	1.04	5.098	1.34	7.040	1.66	9.220	1.98	11.490
			0.745	4.025	1.045	6.142	1.345	8.382	1.665	10.880	1.985	13.470

第II-2(S)表 南谷における湧水点からの距離に対する地下水位および限界最大水位

h_0 m	0.05	0.06	0.08	0.10	0.12	0.14						
q m ³ /min	0.00530	0.00820	0.01636	0.02796	0.04330	0.06269						
H m	0.41	0.51	0.72	0.94	1.16	1.40						
	hm	xm	h	x	h	x	h	x	h	x	h	x
	0.10	0.008	0.10	0.004	0.10	0.000	0.15	0.004	0.15	0.004	0.15	0.000
	0.15	0.029	0.15	0.017	0.20	0.021	0.20	0.012	0.30	0.025	0.30	0.017
	0.20	0.075	0.20	0.046	0.30	0.079	0.30	0.041	0.40	0.071	0.40	0.046
	0.25	0.166	0.25	0.095	0.40	0.212	0.40	0.112	0.50	0.141	0.50	0.091
	0.30	0.340	0.30	0.183	0.50	0.481	0.50	0.237	0.60	0.266	0.60	0.170
	0.35	0.705	0.35	0.328	0.60	1.091	0.60	0.456	0.80	0.752	0.80	0.452
	0.40	2.079	0.40	0.577	0.70	3.461	0.80	1.593	1.00	2.112	1.00	1.054
	0.405	2.651	0.50	2.809	0.71	4.465	0.93	6.340	1.15	8.324	1.39	10.585
			0.505	3.527	0.715	5.485	0.935	7.568	1.155	9.975	1.395	12.585

第II-3(N)表 北谷における水位水表面積

時刻	修正水位 (cm)	平均水位 (cm)	調正水位 差 (cm)	水表面積 (m ²)	時刻	修正水位 (cm)	平均水位 (cm)	調正水位 差 (cm)	水表面積 (m ²)
10	-0.57	0.25	1.62	5,884	16	24.34	24.94	1.17	8,147
20	1.07	1.84	1.58	6,033	20	25.54	26.13	1.19	8,010
40	2.60	3.43	1.54	6,190	40	25.71	27.29	1.20	7,943
11	4.25	5.00	1.50	6,355	17	27.87	28.51	1.22	7,813
20	5.74	6.47	1.47	6,484	20	29.14	29.76	1.23	7,750
40	7.19	7.91	1.46	6,529	40	30.37	30.99	1.23	7,750
12	8.63	9.38	1.46	6,529	18	31.61	32.22	1.23	7,750
20	10.13	10.85	1.45	6,574	20	32.83	33.46	1.23	7,750
40	11.57	12.29	1.42	6,619	40	34.08	34.71	1.22	7,813
13	13.00	13.69	1.38	6,907	19	35.34	35.93	1.21	7,878
20	14.38	15.09	1.35	7,061	20	36.51	37.13	1.21	7,878
40	15.80	16.44	1.31	7,276	40	37.74	38.31	1.21	7,878
14	17.08	17.70	1.27	7,506	20	38.88	39.53	1.24	7,687
20	18.31	18.95	1.25	7,625	20	40.17	40.82	1.27	7,506
40	19.58	20.18	1.21	7,878	40	41.47	42.10	1.31	7,276
15	20.77	21.40	1.19	8,010	21	42.73	43.43	1.36	7,009
20	22.03	22.59	1.17	8,147	20	44.13	44.45		
40	23.14	23.74	1.17	8,147	40	44.77			

ただし 流出レート 0.004766m³/min 20min 間の流量は 0.09532m³/20min

第II-3(S)表 南谷における水位水表面積

時刻	修正水位 (cm)	平均水位 (cm)	調正水位 (cm)	水表面積 m ²	時刻	修正水位 (cm)	平均水位 (cm)	調正水位 (cm)	水表面積 m ²
9 40	-0.45	0.31	1.63	6,162	20	24.40	25.11	1.41	7,123
10	1.07	1.82	1.60	6,278	40	25.81	26.56	1.45	6,927
20	2.56	3.41	1.57	6,397	16	27.30	28.03	1.45	6,927
40	4.25	4.97	1.54	6,522	20	28.75	29.46	1.41	7,123
11	5.69	6.50	1.52	6,608	40	30.16	30.82	1.34	7,496
20	7.30	8.04	1.49	6,741	17	31.47	32.10	1.31	7,667
40	8.78	9.55	1.47	6,833	20	32.72	33.39	1.30	7,726
12	10.32	11.06	1.46	6,879	40	34.05	34.71	1.30	7,726
20	11.80	12.51	1.44	6,975	18	35.36	36.03	1.30	7,726
40	13.22	13.95	1.43	7,024	20	36.69	37.34	1.30	7,726
13	14.67	15.39	1.42	7,073	40	37.99	38.63	1.31	7,667
20	16.11	16.81	1.41	7,123	19	39.27	39.96	1.32	7,609
40	17.50	18.19	1.40	7,174	20	40.64	41.28	1.34	7,496
14	18.88	19.60	1.39	7,226	40	41.92	42.61	1.36	7,385
20	20.31	21.02	1.38	7,278	20	43.30	43.62		
40	12.73	22.39	1.38	7,278	10	43.94			
15	23.05	23.73	1.38	7,278					

ただし 流出レート 0.005022 m³/min 20min 間の流量 0.10044 m³/20min

第II-4表 NGS, SGS の水位と調節係数

$\Delta t=10\text{min}$

水 位 (m)	β		水 位 (m)	β	
	N. G. S.	S. G. S.		N. G. S.	S. G. S.
0.02	7.329	9.430	22	0.955	0.888
4	3.360	3.961	24	0.938	0.867
6	2.246	2.505	26	0.913	0.850
8	1.718	1.873	28	0.890	0.837
10	1.414	1.519	30	0.872	0.826
12	1.227	1.301	32	0.862	0.816
14	1.125	1.154	34	0.853	0.807
16	1.046	1.047	36	0.851	0.793
179	0.992		38	0.843	0.787
18		0.969	40	0.825	0.777
188		0.943	42	0.805	0.764
20	0.968	0.917	43	0.798	0.771

第II-5(N)表 北谷における透過速度の測定

8 月 日	時 刻	棒 極				板 極		温 度 °C	
		電 極 深 (mm)	$R \Omega$	$\rho \Omega\text{-cm}$	$\lambda \times 10^{-10} \frac{1}{\Omega\text{-cm}}$	$R \Omega$	$\rho \Omega\text{-cm}$		
5	11.30								
	13.30	80.00	2120	17640	56.69			19.2	
	15.53	79.80	2095	17390	57.50			19.2	
	17.48	79.70	2090	17330	57.70			19.3	
	20.00	79.70	2085	17280	57.87			19.5	
	22.00	80.15	2080	17340	57.67			19.3	
	24.08	80.10	2050	17080	58.55			19.2	
	6	1.50	80.40	2080	17390	57.50			19.5
		4.00	80.45	2060	17230	58.04			19.2
		5.50	80.35	2015	16840	59.38			19.2
8.10		80.65	1960	16440	60.83			19.2	
9.50		80.40	1820	15220	65.62	1055	15865	19.2	
11.50		79.80	1650	13700	72.99	899	13520	19.1	
14.15		79.45	1395	11520	86.81	750	11280	19.2	
16.15		79.05	1110	9126	109.58	595	8948	19.1	
16.50		79.10	1065	8761	114.14	567	8521	19.1	
18.28		79.10	928	7634	130.99			19.2	
19.55	79.20	802	6606	151.38			19.2		
22.25	79.70	664	5504	181.69			19.3		
7	6.05	79.80	416	3453	289.60			19.1	
	8.10	79.80	380	3153	317.16			19.1	
	9.45	79.65	359.5	2978	335.80	201.5	3030	19.0	
	12.05	79.25	331	2728	366.57	189.5	2850	19.0	
	14.00	79.70	326	2702	370.10			19.1	
	16.10	79.10	307	2525	396.04			19.2	
	18.05	78.90	299	2453	407.66			19.2	
	20.03	79.10	286	2352	425.17			19.2	
	22.18	79.40	278	2295	435.73			19.1	
	8	6.00	79.50	265	2191	456.41			19.1
8.15		79.50	263	2175	459.77			19.0	
10.05		79.10	263	2163	462.32			19.0	
11.45		78.80	255	2089	478.70			19.1	
14.15		78.20	262	2131	469.26			19.2	
16.00		78.50	253.5	2070	483.09			19.2	
17.55		78.30	260	2117	472.37			19.1	
21.10		87.40	245	2209	452.69			19.0	
9		6.05	97.40	290	2938	340.37			19.0
		9.30	112.15	388	4525	220.99			19.2
	12.00	108.80	451	5103	195.96			19.4	
	14.55	106.95	488	5428	184.23			19.4	
10	10.25	100.60	445	4674	213.95			19.0	
	11	9.55	96.10	440	4623	216.31		18.7	
	12	10.35	94.50	470	4637	215.66		18.9	
	13	9.55	119.80	650	8130	123.00		18.9	

第II-5(S)表 南谷における透過速度の測定

8月 日	時刻	棒 極				板 極		温度	
		電極深 (cm)	$R \Omega$	$\rho \Omega\text{-cm}$	$\lambda \times 10^{-6} \frac{1}{\Omega\text{-cm}}$	$R \Omega$	$\rho \Omega\text{-cm}$		
5	14.30								
	13.50	80.40	3080	25750	38.83			18.2	
	14.38	80.00	3095	25750	38.83			18.6	
	15.40	80.35	3100	25910	38.60			18.5	
	17.53	80.10	3075	25620	39.03			18.2	
	19.50	80.10	3100	25820	38.73			18.4	
	22.05	80.10	3100	25820	38.73			18.5	
	23.58	79.80	3110	25810	38.74			18.5	
	6	1.55	80.10	3120	25990	38.48			18.3
		3.45	80.10	3100	25820	38.73			18.5
6.00		80.00	3085	25670	38.96			18.3	
8.00		80.25	3100	25880	38.64			18.3	
10.10		80.05	3050	25400	39.37	1695	25485	18.4	
12.00		79.85	3115	25860	38.67	1675	25185	18.3	
14.00		79.70	3065	25410	39.35	1675	25185	18.4	
15.45		79.55	3085	25520	39.18	1665	25036	18.4	
17.00		79.60	3015	24960	40.06	1670	25110	18.4	
18.10		79.30	3050	25160	39.75			18.5	
20.05	79.40	3100	25340	39.46			18.5		
22.07	79.00	3130	25720	38.88			18.5		
7	6.22	78.90	3020	24780	40.36			18.5	
	8.00	78.90	2960	24280	41.19			18.4	
	10.00	78.95	2890	23730	42.14	1580	23760	18.4	
	11.43	78.70	2830	23160	43.18	1575	23685	18.1	
	14.08	78.70	2640	21610	46.27			18.3	
	16.00	78.60	2590	21170	47.24			18.2	
	18.00	78.60	2520	20600	47.48			18.1	
	20.12	78.60	2400	19610	50.99			18.1	
	22.08	78.60	2300	18800	53.19			18.1	
	8	6.10	78.70	1997	16350	61.16			18.1
8.05		78.60	1988	16260	61.50			18.0	
10.15		78.60	1810	14800	67.57			18.2	
12.00		78.60	1720	14060	71.12			18.2	
14.03		78.10	1670	13560	73.75			18.4	
15.48		78.35	1560	12710	78.68			18.5	
18.05		78.50	1500	12250	81.63			18.4	
21.00		85.10	1330	11770	84.96			18.2	
9		6.15	90.70	993	9367	106.76			18.2
		9.00	102.15	839.5	8918	112.13			18.5
	12.30	100.25	1060	11060	90.42			18.6	
	15.45	95.55	1080	10730	93.20			18.6	
10	11.05	89.20	824	7644	130.82			18.5	
11	10.25	87.40	825	7499	133.35			19.0	
12	11.20	89.50	822	7651	130.70			18.0	
13	10.33	99.00	800	8237	121.40			18.1	

第II-6表 透過係数の算定

	L m	H m	$\frac{H}{L}$	V m/min	K m/min
北 谷	13	4.94	2.632	0.0058	0.015
南 谷	16	3.75	4.267	0.0038	0.016

第II-7表 帯水層限界最大水位と地下水流量との関係

月 日	北 谷			南 谷		
	地下水流量 m ³ /min	帯水層水位 (H-H ₀)m	(H-H ₀) ² m ²	地下水流量 m ³ /min	帯水層水位 (H-H ₀)m	(H-H ₀) ² m ²
6 13	0.00587	0.6580	0.4323	0.00556	0.6558	0.4301
14	642	6228	3879	537	6501	4226
15	424	6017	3620	480	6429	4133
16	399	5816	3383	464	6344	4025
17	379	5634	3174	464	6279	3943
6 26	351	5067	2597	429	5884	3462
27	319	4925	2426	423	5771	3330
28	315	4758	2264	416	5771	3330
7 26	687	7173	5145	756	4299*	6732
27	677	6871	4721	741	4200*	6426
28	604	6669	4448	725	4115*	6168
29	616	6406	4104	871	3954*	5694
30	528	6195	3838	601	7418	5503
31	515	5984	3581	585	7261	5272
8 1	472	5744	3299	569	7094	5032
2	460	5519	3046	556	6950	4830
3	412	5332	2843	532	6798	4621
4	397	5192	2696	505	6687	4472
5	381	5062	2562	485	6551	4292
6	368	4813	2316	490	6351	4034
7	360	4593	2110	464	6240	3894
8	345	4436	1968	457	6125	3745
8 28	981	7852	6165	716	4538*	7500
29	0.01077	7408	5488	698	4479*	7286
30	0.00798	7032	4945	710	4401*	7056
31	772	6687	4472	681	4283*	6681
9 1	759	6437	4143	695	4173*	6342
2	642	6240	3894	678	4015*	5873
9 19	633	6228	3879	587	6715	4509
20	563	5903	3485	530	6499	4224
21	502	5630	3170	537	6245	3900
22	469	5428	2946	480	6021	3625
23	417	5288	2796	540	5928	3514
10 12	952	8274	6846	951	4517*	7432
13	842	7918	6269	933	4429*	7148
14	775	7591	5762	958	4334*	6842
15	662	7338	5385	850	4109*	6149
16	619	7110	5055	857	4021*	5891
21	835	7934	6295	857	3928*	5621
22	755	7496	5619	874	7381	5448
23	683	7258	5268	867	7280	5301
24	636	7020	4928	867	7247	5252
25	599	6829	4664	850	7178	5152
26	568	6687	4472	830	7079	5011
27	557	6567	4313	837	6952	4833

* 印は H₀ 及び C が異なる。

第II-8表 堆積の形状

	地表面部の面積 $A \text{ m}^2$	長 $L \text{ m}$	谷井戸と原点との関係		平均幅 m
			井戸迄の距離 m	母岩迄の高さ hm	
北 谷	353	49	W1 16 W2 44	3.15 9.75	7.2
南 谷	413	60	W1 20 W2 38	1.10 4.44	6.9

第II-9表 地形的水文の地下水流出因子

	地形的値		水文的値	
	北 谷	南 谷	北 谷	南 谷
堆積中心部の平均厚さ	2.6	3.6		
堆積上面平均幅 $\times 1/3$	$\frac{7.2}{2}$	$\frac{6.9}{2}$		
母岩平均勾配 (i)	0.160	0.086		
透過係数 $K \text{ m/min}$			0.015	0.016
$kci \text{ min}$			0.015	0.014
$\frac{kci}{Lc} \text{ 1/min}$			5.05×10^{-5}	3.05×10^{-5}
$Lc \text{ m}$			297	459

第 III 編 帯水層に流入する透下レート曲線と地下水流量曲線との関係

第 I 章 理 論

第 1 節 地下水流量曲線から透下レート曲線の誘導

透下レート曲線の各型の想定により、地下水流量曲線式の誘導が行われたが、試験研究で現実的に観測され得るものは地下水流量曲線であり、透下レート曲線を流域単位で観測することは殆んど不可能の状態にある。したがって逆に地下水流量曲線から透下レート曲線の誘導法について論議を加えてみる。

これは直接滲透との関係を導く中間的存在になり、ひいては地表面附近の水文的価値の論議の基礎的資料になる。

(i) 理論式からの近似解

誘導された地下水流量曲線式を解析し、各(A型)(D型)(E型)についての解を求めてみる。なお(B型)(C型)については前述の解によって充分理解できるし、またその応用範囲でも前3型に準ずるから除く。

あらかじめ各解析のための記号について説明を加える。

q ; 基底流量すなわち増水前からの地下水流量も含めた地下水流量

q' ; q より基底流量を除いたその透下水のみによる地下水流量

T_m ; 増水開始時を零としたときからの最大地下水流量の出現時刻 (時間)

q_m ; 基底流量も含めた地下水流量曲線の最大地下水流量

q_m' ; 基底流量を除いた地下水流量曲線の最大地下水流量

T ; 増水開始時を零としたときからの滲透能継続時間

T_i ; 増水開始時を零としたときからの地下水流量曲線の増水中における変曲点の出現までの時間

q_0 ; 増水開始時における地下水流量。これは透下水の影響を受けていない。

t_x ; 透下レート終了後における増水開始時を零としたときからの任意の時間

q_x ; t_x 時における基底流量も含めた地下水流量

q_x' ; t_x 時における基底流量を除いた地下水流量

以上の記号をもととして各型の透下レートの必要数値の算定法を導いてみる。

[A型]

(1) 透下継続時間 T の決定

(5, A, 1'), (5, A, 2') 式の吟味によっても明らかなように, 透下継続時間 T は最大地下水流量の出現時刻と一致する。すなわち $T_m = T$ によって決定できる。この場合, 地下水流量の最大値と思われる値が数時間継続する場合も予想されるが, 明確に判断し兼ねる場合は減水開始前 1~2 時間をもってこれにあてる方が好ましい。

(2) P の決定

(5, A, 1') 式から簡単に求められるが, 計算の主要数値が q_m' 一個に依存するため, むしろ (5, A, 2') 式から算出する方が好ましい。

したがってこれを直接の資料から計算する場合は, 透下水が終了したと思われる任意の時刻, t_x の流量 q_x から

$$q_x = p(1 - e^{-\beta T})e^{-\beta(t_x - T)} + q_0 e^{-\beta t_x}$$

$$\frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0 = P(1 - e^{-\beta T})e^{\beta T}$$

q_x , q_0 , t_x は既知であり β と T は前述によって推定されるから, 左辺は計算可能である。

$$S = \frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0$$

とすれば

$$P = S \frac{e^{-\beta T}}{1 - e^{-\beta T}}$$

で P の算定が可能である。この場合 q_x および t_x はなるべくポイントゲージで観測されている 9 時の水位から導いた流量を、しかもできるだけ採って S を計算しその平均値を採用すればよい。

その場合ディメンションは q_x が L^3/T であるから、 S も L^3/T で P も L^3/T となる。したがって q_x を m^3/min で計算すれば β が $1/\text{hr}$ であっても t を hr で採って行けば P も m^3/min となる。この場合の全透下量は

$$\int I_t dt = PT \times 60 m^3$$

で計算しなければならない。

[D型]

(1) 透下継続時間 T の決定

(5, D, 1') 式より地下水流量の最大値 q_m' の起時を T_m とすれば、 T_m にはつぎの 2 つの条件式を満足せねばならない。

$$\beta \cos m T_m + m \sin m T_m = \beta e^{-\beta T_m}$$

$$m \cos m T_m + \beta e^{-\beta T_m} < \beta \sin m T_m$$

この場合 β が m に比較して極度に小さく、なお β 自身も 1 よりはるかに小さいとすれば

$$\beta \cos m T_m \doteq 0$$

$$\beta e^{-\beta T_m} \doteq \beta \doteq 0$$

$$\text{で } m \sin m T_m \doteq 0$$

が得られる。

そのためには $T \doteq T_m$ の結果になる。これはまた後式の条件をも満足せしめる。

これは T が T_m よりわずかに大きい程度るとき q_m があらわれるとみてよい。

したがって一応近似的に $T_m = T$ として支障ない。

また $m = \frac{\pi}{T}$ で計算可能である。

(2) P の決定

これも (A型) と同様に透下水が終了したと思われる任意の時刻 t_x の流量を q_x とすれば

$$q_x = \frac{\beta m q}{(\beta^2 + m^2)} (1 + e^{-\beta T}) e^{-\beta (t_x - T)} + q_0 e^{-\beta t_x}$$

より

$$\frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0 = \frac{\beta m P}{(\beta^2 + m^2)} (e^{\beta T} + 1)$$

$$\frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - p_0 = S$$

とすれば

β, T, S, m が既知であるから

$$P = S \frac{\beta^2 + m^2}{\beta m (e^{\beta T} + 1)}$$

で P を決定することができる。この場合の S はやはり数個の 9 時のポイントゲージで観測した水位から流量を計算し、その算術平均値を求めた方が好ましい。

この場合 P のディメンションは

$$S = \frac{L^3}{T} \quad \beta = \frac{1}{T} \quad m = \frac{1}{T}$$

であるから

$$P = \frac{L^3}{T} \frac{\frac{1}{T^2}}{\frac{1}{T} \cdot \frac{1}{T}} = \frac{L^3}{T}$$

すなわち S を $\frac{m^3}{\text{min}}$ で計算し、 $\beta \cdot m$ を $\frac{1}{\text{hr}}$ で計算し、 t を $\frac{1}{\text{hr}}$ で計算すれば P も $\frac{m^3}{\text{min}}$ で表現される。

また $I_t = P \sin \frac{\pi}{T} t \quad 0 \leq t \leq T$

で最大値は $t = \frac{T}{2}$ において $I_t = P$ が起こる。

全透下量は

$$\int I_t dt = \frac{2P}{m} \quad \text{で } P \text{ を } m^3/\text{min} \text{ をで計算し } t \text{ を } \text{hr} \text{ で計算すれば}$$

$$\int I_t dt = \frac{2P}{m} \times 60 m^3$$

でなければならない。

[E型]

(1) α の決定

まず $I_t = Pte^{-\alpha t}$

において最大値の起時および最大値を求めると

$$\frac{dI_t}{dt} = 0 \quad \frac{d^2I_t}{dt^2} < 0$$

のとき I_t は最大となる。すなわち

$$t = \frac{1}{\alpha}$$

のとき上述の 2 つの条件は満足される。また

$$I_t \text{ man} = \frac{P}{\alpha e}$$

これは I_t 曲線が $t = \frac{1}{\alpha}$ のとき、最大値 $P/\alpha e$ を示す曲線であることがいえる。

つぎに地下水流量曲線式 (5, E, 1') より、その増加時における変曲点の生ずる起時の条件は

$$\alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)} - 1 > \frac{\beta}{(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t}$$

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t} + 2 = \alpha t + \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)}$$

である。

この場合 α に対して β の値が極度に小さいことが予想され、さらに β の値も 1 より極度に小さいとすれば

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha - \beta)} e^{(\alpha - \beta)t} \doteq 0 \quad \frac{\alpha}{(\alpha - \beta)} \doteq 1$$

となり前述した後者の式は

$$2 \doteq \alpha t + 1 \quad t \doteq \frac{1}{2}$$

になる。これは前者の式の条件も満足する。

これらの結果から近似的に地下水増水曲線の増加における変曲点は、透下曲線の最大値の起きる時刻と一致することがいえる。

したがって実際の資料を操作する場合は、地下水流量曲線の増加期間について流量のある一定時間間隔ずつの隔差を求め、その最大値の生じた起時をもって変曲点の起時とすれば足りる。このようにして求められた時刻を T_i とすれば

$$T_i = \frac{1}{\alpha} \quad \alpha = \frac{1}{T_i}$$

で α を求めることができる。

(2) P の決定

これも (A型) と同様に $t_x q_x$ を採り上げれば

$$q_x = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} e^{-\beta t_x} + q_0 e^{-\beta t_x}$$

より

$$\frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0 = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2}$$

$$\frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0 = S$$

とすれば β , α が既知であるから

$$P = S \frac{(\alpha - \beta)^2}{\beta}$$

で求めることができる。この場合の S はやはり数個の 9 時の水位から求められた q_x を用いて数個計算し、その算術平均値を求めればよい。

ただしこの場合の P のディメンションは

$$S = \frac{L^3}{T} \quad \alpha = \frac{1}{T} \quad \beta = \frac{1}{T}$$

$$P = \frac{L^3}{T} \cdot \frac{\frac{1}{T^2}}{\frac{1}{T}} = \frac{L^3}{T^2}$$

すなわち (A型) (D型) とは異った性格のものが得られる。

さらに S を $\frac{m^3}{min}$ で計算し、 α, β を $\frac{1}{hr}$ で計算すると、 P は $\frac{m^3}{min \cdot hr}$ で求められることになり、単位を均等にするためには $60(min)$ を乗ずればよい。

また P が $\frac{m^3}{min \cdot hr}$ で求められてある場合は、 t を hr の単位で計算して I_t は $\frac{m^3}{min}$ で求められることになる。

またこの I_t 曲線の最大値は

$$I_{t \max} = \frac{P}{\alpha e}$$

であるから P が $\frac{m^3}{min \cdot hr}$ で求められて、 α が $\frac{1}{hr}$ で求められてあれば、 $I_{t \max}$ は $\frac{m^3}{min}$ で求められることになる。

この全透下量は

$$\int I_t dt = \frac{P}{\alpha^2}$$

で求められ、計算上 P が $\frac{m^3}{min \cdot hr}$ で α が $\frac{1}{hr}$ の場合は

$$\int I_t dt = \frac{P}{\alpha^2} \times 60 m^3$$

でなければならない。

(ii) 現象面を対象とした理論式からの厳密解

この流域に対しては (i) の解法で充分であり、なお精度の期待もかけられるが、一般的地形形状では必ずしも前述の近似解で不充分の場合が予想される。例えば帯水層が地表面より相等深い位置にある場合等は、帯水層に到達する透下レート曲線は、相等偏平化された形状を描く可能性がある。したがってそのような場合における解析法を一般解として求めてみる。

この解法は (A型) においては前項の説明で充分であるから、(D型) (E型) のみについて試みてみる。

[D型]

(1) 透下継続時間の決定

最大流量の条件から、すなわち最大流量の起時 T_m において最大流量はその時刻の透下レートに等しいという条件と、流量曲線式の最大値の起きる条件式とから以下の 3 式が得られる。

$$q_m' = P \sin m T_m \quad (a)$$

$$\beta \cos m T_m + m \sin m T_m = \beta e^{-\beta T_m} \quad (b)$$

$$m \cos m T_m + \beta e^{-\beta T_m} < \beta \sin m T_m \quad (c)$$

ただし (a) 式はこの (b) 式を流量曲線式 (5, D, 1') 式に代入することによっても求められる。

この場合全透下量は

$$\int I_t dt = \frac{2P}{m}$$

であるから (a) 式の両辺を $2P/m$ で除すと

$$\frac{q_m'}{\frac{2P}{m}} = \frac{m}{2} \sin m T_m \quad (d)$$

この全透下量は全地下水流量に等しいとする。

また全地下水流量は次式によって計算できる。

$$\frac{2P}{m} = \sum_{t=0}^{t=t_x} q + \int_{t_x}^{\infty} q_x e^{-\beta t} dt - \int_0^{\infty} q_0 e^{-\beta t} dt$$

すなわち t_x は透下能が終了したと思われる任意の時刻で、定時観測の 9 時の値を採用する方が好ましい。右辺の第 1 項は得られた資料を t_x 時迄集計することによって求められ、第 2 項以降は β および q_x q_0 が既知であるから計算可能である。

したがって $q_m' / \frac{2P}{m}$ は計算によって求めることができる。

$$\frac{q_m'}{\frac{2P}{m}} = Q$$

とすれば Q のディメンションは $\frac{1}{T}$ となり、 q_m' が $\frac{m^3}{\text{min}}$ で、 $\frac{2P}{m}$ が m^3 で計算してあり、 m が $\frac{1}{\text{hr}}$ の単位で求めてあれば Q は $\frac{1}{\text{min}}$ となり、それを 60 倍して $\frac{1}{\text{hr}}$ に換算しなければ以下の計算に支障をきたす。

(d) 式より

$$m \sin m T_m = 2Q \quad \text{または} \quad \sin m T_m = \frac{2}{m} Q$$

したがって

$$\cos^2 m T_m = 1 - \frac{4Q^2}{m^2}$$

また

$$\cos m T_m = \pm \left(1 - \frac{4Q^2}{m^2}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (e)$$

(e) 式を (b) 式に代入して $e^{-\beta T_m} = R$ とすれば

$$\pm \left(1 - \frac{4Q^2}{m^2}\right)^{\frac{1}{2}} + \frac{2Q}{\beta} = R$$

となり

$$1 - \frac{4Q^2}{m^2} = \left(R - \frac{2Q}{\beta}\right)^2$$

したがって

$$m = \pm \frac{2Q}{\left(1 - \left(R - \frac{2Q}{\beta}\right)^2\right)^{\frac{1}{2}}}$$

m は正で $\frac{1}{m} = \frac{T}{\pi}$ であるから

$$T = \frac{\pi \left(1 - \left(R - \frac{2Q}{\beta}\right)^2\right)^{\frac{1}{2}}}{2\alpha}$$

によって T を決定することができる。ただしこの式によって計算された T は、前述の (d) 式を満足しなければならない。

(2) P の決定

$Q = \frac{q_m'}{2P}$ 式において q_m' および Q が既知で m が $\frac{\pi}{T}$ によって決定されるから

$$P = \frac{mq_m'}{2Q} = \frac{q_m'\pi}{2QT}$$

で算定可能である。この場合の P の算定上の注意は、前項の (D型) の説明と同様である。

以上によって P および m の決定が可能であるが、理論的この式に各数値を代入して必ずしも理想的結果が得られるとは限らない。

何故なら、この計算上の主体をなしている q_m' が必ずしも当初の仮定による水理上のみの現象によって決定されるものでなく、当日の気圧状態あるいは気温等の影響によって多少水理上の理論とは異った数値を示す可能性がある。

したがってもしも計算結果に理論的また常識的に不合理なものが得られたとすれば、 q_m' の値を実測値より多少過大にまた過少に見積って再度計算を行えば、比較的良好な結果が得られると思う。

[E型]

(1) α の決定

(5, E, 2') 式より $t=0$ の q' の値を q_0' とすれば

$$q_0' = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} \quad (f)$$

が導かれる。実際の資料の処理では透下を終了したと思われる t_x のときの流量 q_x から

$$q_x = q_0' e^{-\beta t_x} + q_0 e^{-\alpha t_x}$$

より $q_0' = \frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0$

で計算可能である。

つぎに (5, E, 1') 式で $t=T_m$ のとき q_m' が成立するから

$$q_m' = \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} e^{-\beta T_m} - \left\{ \frac{P\beta T_m}{(\alpha-\beta)} + \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} \right\} e^{-\alpha T_m} \quad (g)$$

またこのときは

$$\alpha T_m + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} - 1 = \frac{\beta}{(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)T_m} \quad (h)$$

$$\frac{\beta^2}{\alpha(\alpha-\beta)} e^{(\alpha-\beta)T_m} + 2 < \alpha T_m + \frac{\alpha}{(\alpha-\beta)} \quad (i)$$

の条件が必要である。

この (g) 式を $e^{-\beta T_m}$ で除せば

$$\frac{q_m'}{e^{-\beta T_m}} = \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} - \left\{ \frac{P\beta T_m}{(\alpha-\beta)} + \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} \right\} e^{-(\alpha-\beta)T_m} \quad (g')$$

が成立する。

この $q_m'/e^{-\beta T_m}$ の実際上の計算は

$$q_m = q_m' + q_0 e^{-\beta T_m}$$

より

$$\frac{q_m'}{e^{-\beta T_m}} = \frac{q_m}{e^{-\beta T_m}} - q_0$$

で計算される。

したがって

$$q_0' = \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} = S$$

$$\frac{q_m'}{e^{-\beta T_m}} = V$$

とし (f) (g') (h) 式を整理すると

(h) 式より

$$e^{-(\alpha-\beta)T_m} = \frac{\beta}{\alpha^2 T_m - \alpha\beta T_m + \beta} \quad (h')$$

(f) (h') 式を (g') 式に代入して

$$\frac{V}{S} = \frac{\alpha^2 T_m - 2\alpha\beta T_m + \beta^2 T_m}{\alpha^2 T_m - \alpha\beta T_m + \beta}$$

となり

$$\alpha^2 T_m \left(\frac{V}{S} - 1 \right) + \alpha\beta T_m \left(2 - \frac{V}{S} \right) + \beta \left(\frac{V}{S} - \beta T_m \right) = 0$$

が得られる。

ただし α , T_m , V , S , β は正の値で T_m , V , S , β は観測値より求められるから, α の計

算は上式で可能である。また α が実根であるためには

$$\beta^2 T_m^2 V^2 + 4T_m S \beta V - 4T_m V^2 \beta > 0$$

$$\text{すなわち } \beta T_m V + 4S - 4V > 0$$

でなければならない。 $\beta T_m V$ は比較的小さな値を示す可能値があるから

$$S \geq V$$

の条件を満足すればほぼ足りるとしてよい。

これはまた α が正の値を示すことにもなる。

(2) P の算定

これによって α が決定されるから (f) 式より

$$P = q_0' \frac{(\alpha - \beta)^2}{\beta}$$

によって P を決定することができる。

以上によって α および P の決定が可能になったが、これもやはり計算のための q_m' の値は重要な位置を占める割合に比して測定値の重さが小さい。すなわち (D型) で説明された現象と同様な問題点が考えられ、計算結果に理論上また常識上の不合理な結果が得られる可能性がある。

したがってこれも (D型) と同様な操作を行う必要がある。

これら α および P についての計算上の問題点および性格上の問題点は、前項 (E型) の説明で行われた通りである。

第2節 とくに透下レート曲線を確率密度函数式に準ずるとした場合の図式解法

前述の解法によれば、やはりためし計算法の採用をよぎなくされる場合が多い。

資料にはたとえば変曲点が明確に判断されない場合、あるいは増水時のピーク位置また最大流量が明確に把握されない場合等があり、とくに前述もしたように地下水流量は当日の気圧あるいは気温等の気象条件に左右されることも考えられるので、その操作には多大の労力を必要とすることが多い。

これらの問題点に対して比較的無理なくしかも簡単に解析される図式解法について説明を加えてみる。

これは (E型) の場合を例として説明を加えるが勿論 (D型) の場合にも同様な操作方法で解析することができる。

(i) 単独増水解析

まづ誘導された地下水流量曲線式をあげると

$$q' = -\frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} e^{-\beta t} - \left\{ \frac{\beta Pt}{(\alpha - \beta)} + \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} \right\} e^{-\alpha t} \quad (5, E, 1')$$

$$q' = \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} e^{-\beta t} \quad (5, E, 2')$$

が求められてある。この (5, E, 1') 式を変形すると

$$q' = \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} \left[e^{-\beta t} - \{(\alpha-\beta)t+1\} e^{-\alpha t} \right] \quad (E, a)$$

が求められ双方の対数を探ると

$$\log q' = \log \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} + \log \left[e^{-\beta t} - \{(\alpha-\beta)t+1\} e^{-\alpha t} \right] \quad (E, b)$$

が得られる。

これは測観された q' の値の対数をとって時間軸に対する変化の状態をみると、この対数の曲線は (E, b) 式の右辺の第2項の値の時間軸に対する変化の状態と同一になることを意味している。

そして双方の曲線の原点のずれが (E, b) 式の第1項の値を示すことになる。

すなわち β の値は流域によって厳密には堆積の構成によって決定されるから、予想され得る範囲内の各 α について (E, b) 式右辺の第2項の値を計算しておけばそれぞれの α に対する曲線の形状特性を知ることができる。

したがって得られた q' の値の対数値を求め、その時間軸に対する変化の状態を前述の曲線に照合し、その曲線に最も適合した前述の曲線を探りあげれば、それに対する α が希望とする値とすることができる。

つぎに (5, E, 2') 式について同様の操作をすれば

$$\log q' = \log \frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} + \log e^{-\beta t} \quad (E, c)$$

が求められ、やはり右辺の第2項についての対数値を求めておけばその減水時の曲線を知ることができる。

この兩者についてみると (E, a) 式の右辺の [] 内からこの曲線は $t=0$ のとき零で、 t の経過と共に $\frac{P\beta}{(\alpha-\beta)^2} e^{-\beta t}$ 曲線に漸近的に接近して行く曲線であることが明瞭に判断されるし前述の (E, b) (E, c) 式も同様な状態にあることは当然予想される。

すなわち $\log e^{-\beta t}$ の値を求めておけば $t=0$ のとき $e^{-\beta t}=1$ であり、 $e^{-\beta t}$ の1に匹敵する $\log q'$ の $t=0$ における数値を求めると $P\beta/(\alpha-\beta)^2$ とすることができる。

この方法は操作が簡単であり、さらに重複した多数の透下レート曲線からの地下水流量曲線の解析についても容易に行い得る利点がある。

この操作方法について述べると、まず β の値は今迄の解析で求められてあるから各 α を想定する。

この β と α を

$$\left[e^{-\beta t} - \{(\alpha - \beta)t + 1\} e^{-\alpha t} \right]$$

に代入し、各 α と t に対する計算値を求める。そして得られた各値を片面对数方眼紙に横軸を時間にとり、縦軸をこの計算値にとってプロットする。

その場合 $e^{-\beta t}$ は t に対して $t=0$ のとき $e^{-\beta t}=1$ を示し、それより $-\beta$ の勾配で直線状に変化して行く。そしてこの直線に対して各 α の時間に対する前記計算値は漸近的に合流して行く。

すなわち β が決定された流域について各 α の様々の値での曲線図表を描くことができる。

この曲線を補助曲線と仮りに呼ぶ。

つぎに観測された地下水流曲線より基底流量を除去する。

$$q - q_0 e^{-\beta t} = q'$$

q および q' は時間の函数

この q' 曲線が透下レートによって増水した地下水流量曲線とみなすことができる。

この q' 曲線を前述の補助曲線と等しいスケールの片面对数方眼紙にプロットする。

さらにこの増水始めを零時とし、前述の補助曲線の零時と一致せしめ、縦方向に移動せしめて q' 曲線に合致する α 曲線を探す。

この場合増水始めの零時と補助曲線の零時を合致せしめるのに必ずしも拘泥する必要はない。降雨強度あるいは観測流量の誤差等の影響で増水開始時刻を当初に決定したそのものが明確なものでないから、これも合わせてこの操作で決定する意味で多少横軸方向にも移動せしめ、しかる後最も適合する α を決定した方がより有効である。

これによって決定された α がその増水に対する透下レートの時間的変化形状を現す数値とすることができる。

そしてその場合補助曲線 $t=0$ のときの 1 に匹適する q' 曲線の縦軸が $P\beta/(\alpha-\beta)^2$ とすることができる。

すなわち補助曲線の $t=0$ の縦軸 1 の値は $P\beta/(\alpha-\beta)^2=1$ としたもので、各 α の曲線はすべてこの条件から出発しているから、 q' 曲線と照合し縦軸においてこの 1 とずれた値が q' 曲線に加わっていることを意味するから、前述の (E, b) (E, c) 式と理論上合致する。

その数値の読みを S とすれば

$$P = S \frac{(\alpha - \beta)^2}{\beta}$$

から容易に P を決定することができる。

この解法が進めば比較的簡単に透下レートの形状を決定する数値を算出することができる。

この算定方法は前述の計算によるよりもはるかに合理的な、しかも適合度の良好な結果を得ることが可能である。

(ii) 複合増水解析

さらにこの解法は断続降雨や連続降雨中でも、降雨強度が極度に变化した場合の地下水流量曲線からの透下レート曲線の推定にも役立つ。

これを第III-1図によって説明してみる。

観測によって地下水流量曲線が得られそれを片面对数方眼紙にプロットして、 q_1' 曲線が得られたとする。もちろん基底流量は除いてある。

その曲線は a より出発し b 点で屈曲し c 点で最大流量を示しているとする。

その場合まず ab 曲線を対象とし、補助曲線と照合してみる。そしてその内の適当と認められる α_1 曲線を採用すれば $\alpha_1 S_1$ を決定することができる。

そして α_1 曲線を q_1' 紙上に描画する。(点線)これを q_2' 曲線とする。

ついで $(q_1' - q_2')$ を求める。これは図上からもまた計算からも表からも求めることができる。

$(q_1' - q_2')$ を再び他の方眼紙にプロットして、また独立に補助曲線を照合し、 α_2 曲線を採用すれば、 $\alpha_2 S_2$ さらに t_2 も同時に決定することができる。

S_1, S_2 からは簡単に P_1, P_2 の計算が求められる。

その場合の時間は t_2 だけずれたことになり $\alpha_1 P_1 \alpha_2 P_2$ を合成した透下レート曲線は次式のように表現できる。

$$t < t_2$$

$$I_t = P_1 t e^{-\alpha_1 t}$$

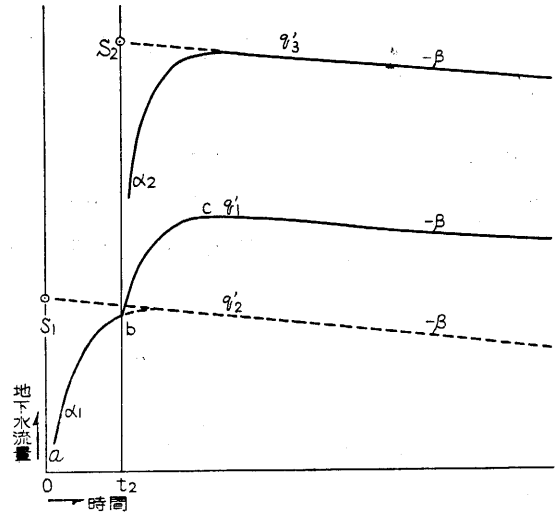
$$t < t_2$$

$$I_t = P_1 t e^{-\alpha_1 t} + P_2 (t - t_2) e^{-\alpha_1 (t - t_2)}$$

で表現される。

この解析法によれば、その透下レートによる最大地下水流量の測定値がなくともその附近までの測定値があれば解析が可能であり、多数個の断続降雨によって得られた地下水流量曲線の場合でも労を惜しむことなくくりかえせば、相等精度の良好な透下レート曲線を導くことができる。

また第III-1図の t_2 時間が極度に短く、2つの透下レート曲線が殆んど合致の状態にあるような場合の地下水流量曲線においても、近似的に1個のものとして解くことができ、比較的その方法に弾力性を伺うことができる。



第III-1図 補助曲線による複合増水の解析

第II章 測定結果への応用

第1節 透下レート曲線の傾向の確認

前項によって透下量の時間的変化に対する帯水層水位また地下水流量の時間的変化の理論的誘導と、実際予想される透下レートの時間的変化について検討を加えた。

このうちとくに対象になるのは堆積体地表面部における浸透量、ひいては透下レートの時間的変化の現象に対する確認である。

したがってこの習性に対する一応の目安をつける目的で、堆積体の鉛直方向の各位置を透下する透下レートの時間的変化について概略的実験を試みしてみる。

資料は基礎実験として室内実験を兼ねて実行できる東京大学農学部一号館関東ローム断面で行い。応用実験として白坂流域の堆積体について行った。

(i) 測定方法

なるべく土体の構造を破壊しないようにほぼ鉛直に近い断面を作り、その側壁にほぼ10cm程度の深さまで5cm²の極板を押し、その極板の電気抵抗値を測定し、極板の含水量と電気抵抗値とはある一定の関係にあるとの想定のもとに、抵抗値の時間的変化をもって含水量の時間的変化とした。

おな電極板の構造はなるべく電流の流通を均一ならしめるよう正の電極で負の電極を包含した型にし、正の電極に径2mm程度の円孔を多数うがち、土壌含有水はこれを通じて内部のナイロンタフターに含有せしめられるようになっている。

抵抗値測定器は横河電機製コーラッシュブリッジおよび坂田電気製含水量測定器を使用した。

前者の測定範囲は0.001~10000Ωであり後者は100~100000Ωである。

(ii) 測定のための基礎的実験

この実験の当面の問題点は、電極板および測定されるべき抵抗体の温度の変化に対する抵抗値の変化である。さらにまた土体の含水量と比抵抗値との関係について知る必要がある。

一応測定された結果から概略的傾向を示すと次のような点がいえると思う。

(a) 温度と電気抵抗値；この測定には絶縁体で構成された円壺状の容器に、この容器と等しい直径を有する白金板を上下端に設置し、その内部に水を入れ水の温度を変化せしめてそれに対応する抵抗値の変化を測定した。

白金板の有効面積は40.6cm²でその間隔は測定ごとに多少異なるが、総合すると2~2.5cmの間に採ってある。

採用した水の資料は比抵抗値300Ω-m(15.2°)、240Ω-m(15.3°)、24Ω-m(15°)、64Ω-m(15°)、71Ω-m(15°)の5種である。

温度の測定範囲は実際の冬期夏期における地下温度の値を基準とし、C5°よりC30°附近まで

を対象とした。

この結果

$$\rho = \rho_0 e^{-\alpha T} \quad (\Omega\text{-cm})$$

の関係に比較的適合することが明らかになった。

ρ ; 水の比抵抗値 $\Omega\text{-cm}$, α ; 常数,

ρ_0 ; 常数 $\Omega\text{-cm}$, T ; 温度 ただし $5^\circ < T < 30^\circ$

そして各水に対する α の値を算定するとほぼ平均 0.025 が求められ、比較的集中した値が得られているようである。

これは 5° より 30° にかけての限定された範囲内での関係であり、その両わくをはずれると多少この関係から離れる可能性がある。

しかし実際に地中温度はその程度の範囲内に存在することが考えられるし、観測された温度と水の比抵抗値とをもって他の測定値と比較する場合の修正のための便法とすれば、認め得る関係式または常数值になり得ると思う。

(b) 土の含水量と電気抵抗値との関係; 実験のための土の試料は関東ロームを採用した。

方法は底の一部を除いたピーカーに、前記電極を中心に風乾状態の関東ロームを静かにつめ、さらに底より 1~2cm の水槽にひたして水分を吸収せしめ、ほぼ最大保水量に達したと思われるころ取り出し滴下水が認められなくなった頃より測定を開始した。

測定範囲は天然状態で起こり得るとされる 30% と 60% の範囲内での含水比を対象とした。

3 個の同一資料につき測定した結果、殆んど合致した結果が得られ前述の含水比の範囲内では

$$\rho = k w^{-\beta}$$

なる関係にあることが認められた。

ただし $30\% < w < 60\%$

w ; 含水比, ρ ; 比抵抗値 $\Omega\text{-cm}$

そして $k=9.2$, $\beta=10.0$ の値が得られた。

ただし以上の結果は次項での測定の基礎実験として行ったもので、理論的検討はぬきにして単なる数個の測定を基準として求められた経験的な結果の集積であり、必ずしも普遍的なものとしてみることはいささか無理である。

すなわち温度と抵抗値との関係と同様に、30% と 60% の限界を越した場合、前式で連続的に適合するとはいい難い。

ただ前述もしたように、次項で行う実験を量的に知る基礎実験の意味でこの測定値を尊重したいわけである。

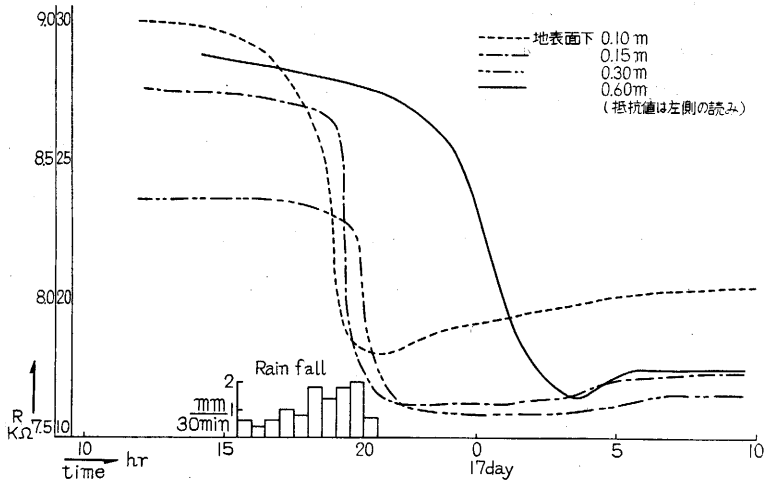
(c) 関東ロームにおける透下水の土中移行の試験的測定; まず電極の配置関係を述べると、前述のような状態で地表面より 0.10m(I), 0.15m(II), 0.30m(III), 0.60m(IV) の深さに横

にほぼ0.2mの間隔でずらしつつ配置した。

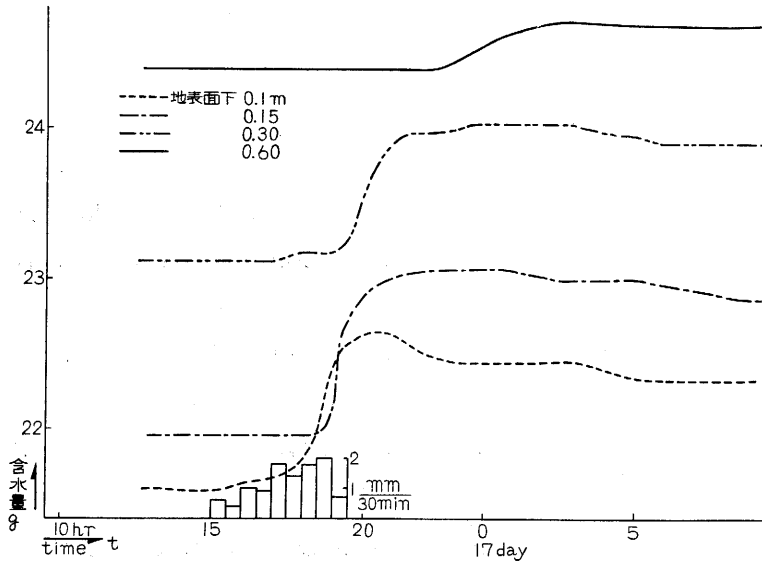
観測期間中殆んど降雨らしい降雨はなく、わずかに昭和35年1月16、17日の降雨に対する各深さでの抵抗値の変化状態を把握することができた。

これらの測定された降雨強度の時間的変化および抵抗値の距離的時間的変化を示すと、第Ⅲ-2図のようなものが得られる。

つぎに前項の測定結果を基準として温度による比抵抗値の補正および比抵抗値から、含水比の算定を行い、ついで他の測定によって得られた土体の見掛けの単位重量を 0.61 g/cm^3 として、土体 100cm^3 の含有水重量に換算すると第Ⅲ-3図のようなものが得られる。



第Ⅲ-2図 降雨強度と各点の抵抗値



第Ⅲ-3図 降雨強度と各位の含水量の変化

ただこれらの数値に対する信頼性の点であるが、第Ⅲ-3図の値は基礎実験を農学部一号館水道水（地下水汲上）によって行ったものであり、実際の測定は降雨であるから、この両者が必ずしも帰一的な状態にあるかは甚だ疑問視される。したがってこれらの結果は概略的の量を推定する意味でと、さらに相対的な各深さにおける透下状況の量的比率と時間的変化をみる目的を主眼としているのであながち拘泥する必要もないと思う。

この結果を要約するとつぎの諸点がいえるようである。

- (1) 降雨前における地表面から各深さの含水量は深くなるほど大きな値を示している。
- (2) 降雨による含水量の時間的変化は浅いほど敏感である。したがって深くなるほど緩な勾配で含水量は増加してきている。

また最大含水量の起時も浅いほど早く深いほどおそくおきている。

- (3) 降雨前における含水量と降雨開始後の最大含水量との較差は、浅いほど大きく深いほど小さくなる傾向を示す。

- (4) 最大含水量の起時以降の減少状態は浅いほど急で深いほど緩になる。

以上を総合すると、いわゆる透下水の地表面からの距離に対する時間的変化は深くなるほど偏平化されつつ波状の曲線を描き、透下して行くことが一応肯かれる。

(iii) 白坂小流域における透下水の土中移行の測定

基礎実験において行われた測定結果から、一応常識的に推察され得る現象の確認が得られたのであるから、さらに多少堆積構造が異なる白坂小流域について透下水の土中移行に関する実験を行ってみる。

測定方法は前述の関東ロームでの実験と同様な方法で行われた。

なおこの実験では含水量算定まで行うことなく、電気電導度の算定までとどめ、各深さでの相対的な比較を行ってみる。

電極の設置位置は北谷、南谷の堆積部におけるW1とW2との中間附近である。

電極番号および配置関係は次のようである。

[北谷]

土壌断面は地表面より0.15 mまでL, F, H層が占め、それ以下新しい風化花崗岩の堆積土によって占められる。この堆積土は石英質砂と細粒化された長石質土壌との混合よりなる。

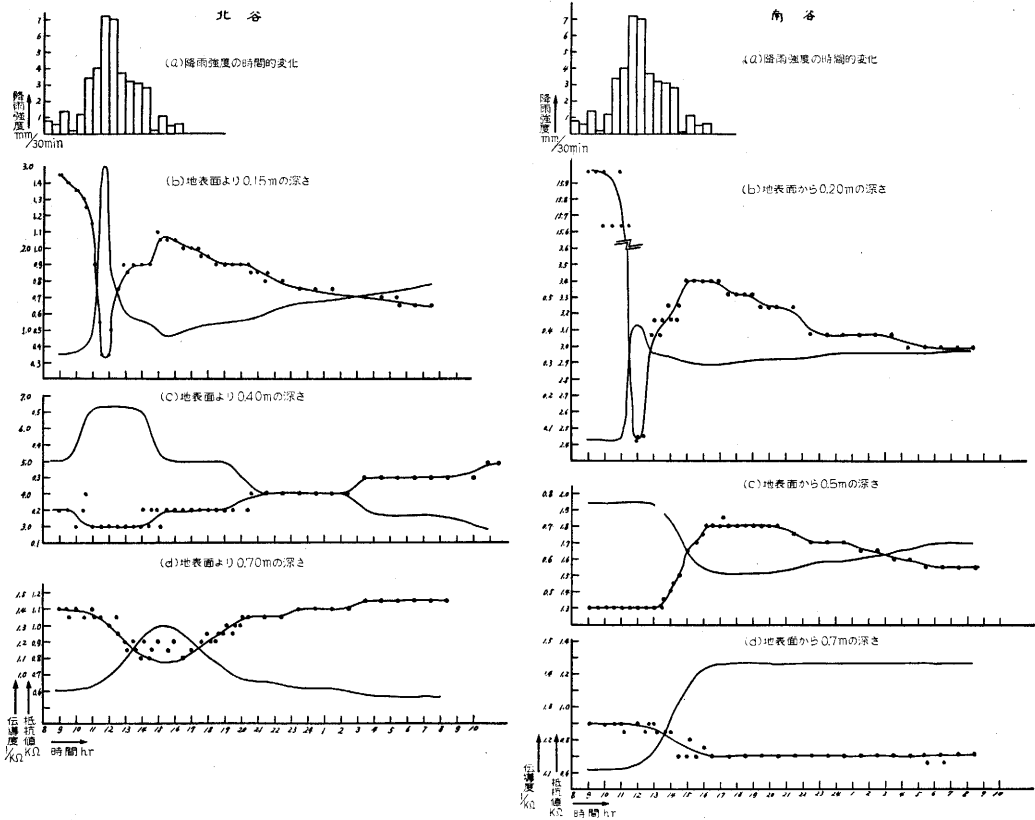
電極番号および配置関係は地表面より0.15m (No2), 0.40m (No5), 0.7m (No18), 1.0 (No4)の深さにそれぞれ0.4mの間隔巾で配置されてある。

このうち1.0mの深さの電極は場合によっては地下水位内に入る時がある。

[南谷]

土壌断面は殆んど北谷と同様である。ただ上面にL, F, H層の存在が薄い点が多少異なる。

電極番号は0.2m (No20), 0.5m (No6), 0.7m (No13), 1.1m (No9)の順序の深さで、



第Ⅲ-4図 北谷, 南谷の降雨強度と各地点の抵抗値と伝導度

やはり 0.4m の間隔巾で配置せられてある。

これも 1.1m (No 9) の深さの電極は場合によっては地下水位内に入る可能性がある。

以上の状態で1959年 8月より自記録録によって観測を続行したのであるが、とくに顕著な降雨型は11月2日より3日にかけて得られた。

これらに対する測定された抵抗値 および 計算された電導度を図示すると第Ⅲ-4 図のようになる。

この第Ⅲ-4図にはその基礎になる降雨強度の時間的变化も図示してある。

まず論議の前につぎの諸点を考慮に入れておかなければならない。

(1) 図示された値は抵抗値および電導度であるから、各地点の量的比較を行うことはできない。そのためにはそれぞれの電極の容量を算定し、比抵抗値または比伝導度に換算しなければならない。

(2) L-10 大地比抵抗測定による測定結果からも、また地下水流量の電気抵抗測定結果からも北谷に対する南谷の比抵抗値は大きな値を示している。したがって母材のこれらの影響が前述の測定結果に多く作用していることを考慮に入れるべきである。

(3) (2)と関連する問題として、降雨の比抵抗値は地下水、河川水のそれに比して相等大きな値を示す。すなわち比抵抗値の大きな降雨が土中を透下することにより、可溶性物質が混入され比抵抗値が低下することがいえる。

したがってこの測定は降雨による含水量の増大からの比抵抗値の低下のみでなく、土中の多量の可溶性物質の含有による比抵抗値の低下も考慮に入れなければならない。

しかしいずれにしても含水量の増大による抵抗値の低下が最も大きな意義を有している。

さらにまたこれらの点は各深さにおける比抵抗値曲線から含水量を推算する上に、やはり透下距離の因子を考慮するの必要があり、基礎実験において得られた値について高さの変化に対する量的比較の検討が概略的傾向の判断にとどまると述べた理由はここに存在する。

以上の諸点から、この曲線を判断すると1つの地点における含水量の時間的変化状態を判断する尺度になる。また深さの増大に伴う曲線の時間的変化の動向を知る上において意味があり、さらに最大含水量起時の出現時刻等をもって透下速度等のある程度の判断をつけられる等の検討が可能になる。

測定された結果についての判断をまとめると以下の諸点がうかがえる。

(1) 南谷、北谷とも地表面より 0.15~0.2 m の深さまでは殆ど降雨強度の時間的変化と類似の曲線を描いている。さらに降雨終了後は伝導度曲線は上昇の傾向を示しているが、他の測定結果あるいは降雨時における野外踏査等の結果等から推察すると、それより上流部における地表水または表層水中間水等が再び地表水となった水の透下による結果ではないかと考えられる。これらの地表水は野外踏査の結果からは降雨終了後1~3日は続けて流出しているようである。

(2) 地表面下 0.4m~0.5m 附近になると、この曲線は極度に偏平化されてきている。そして最大値出現時刻も相等おくれた感がある。

ただし北谷の0.4m深さでの測定結果では、降雨終了後数時間後の伝導度が降雨前のそれと比較して低い値を示しているが、これは降雨終了後その時間経過により土中の含水量が以前のそれより低下していることを意味するものではない。

前述の(3)の項と照合すれば明らかであるが、降雨前後の土壌内水分の比抵抗値の変化と含水量の変化との相対的バランスの上から、このような現象への理解がある程度可能になる。

また南谷においては、降雨に対する電導度は逆関係の記録を示している。これに対して自記記録器以外の他の測定器で他の期間に測定した結果でも、やはり同様な傾向を示している。

また電極の構造に対する問題点も何ら見当たらない。

したがってこれは前述の(3)によって述べた事項の極端な例と一致する現象ではないかと推定される。ただし他の地点との相対的比較において、あまりにも局所的であり過ぎるし、断定し得るまでの確証にはならないが、測定結果のみからはこのような推定もあながち矛盾は生じない。こ

のような想定が可能であれば、含水量の時間的変化の尺度として抵抗値曲線をもって他の地点の伝導度曲線に匹敵するものとして取扱っても大した支障は来さない。

(3) 地表面より0.7mの深さにおいては、さらにこの曲線は偏平化されてきている。そして曲線の起伏が比較的均一になった傾向がうかがえる。また最大含水量の起時も、降雨の重心位置の起時よりほぼ4時間後に起きている。

北谷ではその傾向が比較的良好に現われており、最大含水量と降雨の重心位置との時間間隔はほぼ4時間程度である。

南谷ではやはりその偏平化の様相は同様であるが、最大含水量に達してからの伝導度は何らの減少の傾向を示していない。

これについて附近における帯水層水位の観測結果から判断すると、この降雨によって帯水層水位が上昇し電極板位置まで達したためとすることができる。

この場合の最大含水量に達する時間は、降雨の重心位置からほぼ4～5時間のものである。

以上を総合すると、ごく一般的な降雨型の場合は波状の増水曲線に似た曲線を描きつつ、深部になるにしたがって偏平化されつつ帯水層に到達することがいえる。

ただこれらの測定が堆積体の代表的位置を選定することに努力したとはいえ、実際の場合堆積体の透下現象に対しては小部分での現象の傾向にとどまる。

これを面的にさらに推し進めることは、水文解析のやはり重要な問題点である。しかしそれにしても一般的傾向としてあげた透下レート曲線の型は、前述の状態から極端な変化を来すと考える必要はないと思われる。

第2節 測定結果への適用

前述によって誘導された理論式とその検討結果を中心とし、さらに降雨期間中の地中含水量の時間的変化の測定結果を参考として、帯水層水位曲線から帯水層へ流入する透下水の時間的変化の検討を加えてみる。勿論これは流域を単位とした感覚での取扱いである。

(i) 帯水層水位曲線から地下水流量曲線の推定

帯水層限界最大水位と地下水流量との関係を求めると第 II-10 図のようなものが得られ、さらにこれを式に表現すると

北谷

$$\begin{aligned} \text{水位 } 0 \rightarrow 5.4\text{m} & \quad q=0.015 (H-4.48)^2 \text{ m}^3/\text{min} \\ 5.4\text{ m} \rightarrow \text{以上} & \quad q=0.028 (H-4.71)^2 \text{ m}^3/\text{min} \end{aligned}$$

南谷

$$\begin{aligned} \text{水位 } 0 \rightarrow 3.9\text{m} & \quad q=0.014 (H-3.15)^2 \text{ m}^3/\text{min} \\ 3.9\text{ m} \rightarrow \text{以上} & \quad q=0.051 (H-3.51)^2 \text{ m}^3/\text{min} \end{aligned}$$

が得られる。

これらの式によって帯水層限界最大水位曲線を、直ちに地下水流量曲線に換算することができる。

ただし得られた地下水増水曲線は、結局は間接測定のを脱しないから、観測の誤差域いは計算の誤差が累積される可能性がある。

これに対して、湧水点で観測される地下水流量曲線は、前項によって論議された見掛けの地下水流量も含味され、帯水層水位曲線のピーク附近以降は真の地下水流量曲線を描画しているといえるから、帯水層水位曲線から誘導された地下水流量曲線のピーク以降と湧水点で観測された同時刻以降の流量曲線とを照合し、増水始めからピーク附近迄の曲線を修正すればよい。

今までの結果では両者は殆んど合致した傾向にあるようである。

(ii) 地下水流量曲線より透下レート曲線の推定

以上によって地下水流量曲線の誘導が行われたのであるが、これと前項によって行われた論議とから帯水層への流入透下レート曲線の検討を行ってみる。再び前項での論議をあげると帯水層に流入する透下レート (It) の時間的変化を (A型) 常数とみなした場合、(B型) 三角形状に変化するとした場合、(D型) \sin 曲線に従うとした場合、(E型) 確率密度函数式に従うとした場合等の各々についてである。勿論降雨形状によって透下レートの時間的変化の形状は種々のものを描画することは当然で、いたずらに単純化することの問題性もあろうが、次の意味で採用の価値は認められ得ると思う。

まず常識的な判断とさらに測定結果から、帯水層に到達する透下水は降雨強度の微少な変化を消去し、比較的単一の形状に移行しつつ透下して行くことが考えられる。そして地表面からの距離が離れるにしたがってこの曲線は次第に偏平化されて行く。

したがって一連の連続降雨においては、多少の強度の時間的変化に対しては一応前述の単純化された想定による地下水流量曲線の誘導で支障ない。

なおこの論議で対象とする白坂小流域が上流水源地帯の小流域であるため、帯水層と地表面との関係が一般的地下水の概念からいって比較的小さく、水成岩帯等の地下水のように帯水層へ到達する透下水の時間的変化もそれほど偏平化されていない点は考慮に入れておく必要がある。

本項での解析は前述の近似解に準じて解いてみる。

つぎに前述の各型についてそれぞれの長短を述べてみる。

[A型] 最も単純化されたもので、地下水流量曲線より透下レート曲線を求めるのに最も簡単に行い得る。この特徴は地下水流量の最大値出現時刻に透下水の帯水層への流入が終了するとの仮定である。さらに複雑な降雨型に対して、この解を種々複合せしめることにより解析を推進せしめることができる点と、また逆にそれを単純化して解析することができる点が特性とされる。

[B型] 多少複雑化された傾向にあるが、それに附随して解のための未知数も増加し、その

ための複雑さも多くなる。それに比して得られる未知数の意義も単純化されていない。

したがってその応用範囲は比較的狭められてくる。

〔D型〕 式自体は複雑になった感じを持つが、未知数が少い点でまたその有する意義が単純化されている意味で有効である。性格的には〔A型〕と同様であり、曲線の型が現象面と近づいた点で〔A型〕よりは好ましいとされる。

〔E型〕 最も実際の透下レート曲線に近い型とすることができる。これは未知数が〔A型〕〔D型〕とは異った性格を有するものである。この〔E型〕は多少〔B型〕を複雑にした型とみることができるが、操作上またその他の未知数の性格等からむしろ有効な点が多い。

以上のような長短があるが、〔A型〕〔D型〕〔E型〕について地下水流量曲線から透下レート曲線の誘導を試み、再び求められた透下レート曲線から地下水流量曲線を求め当初の値と比較してみる。

なお透下レート曲線の各型は理論的なものから誘導されたのではなく、強いていえば経験的なものから想定されたのであるから、本質的には最も理論に合致した型が存在するはずであり、そのためには操作方法に多少の考慮を払うことも必要になる。

(a) 各透下レート曲線型の常数算定；前述もされたように、この流域の帯水層は地表面より比較的短い距離にあるため、帯水層に流入する透下レートの時間的変化は一般概念ほど偏平化されない。したがって β の値の如何によっては、流出される流量の変化率に比較して透下レートの時間的変化の变化率をはるかに大きいから、厳密解によってはいたずらに複雑さのみ加わり、それに比較して結果がそれほどまでの期待をかけられない。したがってこの流域の帯水層に対しては近似解法を採用することにする。

まず計算された β の値をあげると

北谷

$$\begin{aligned}\beta &= \frac{kci}{Lc} = 0.00005 \quad \left(\frac{1}{\text{min}} \right) \\ &= 0.0030 \quad \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)\end{aligned}$$

南谷

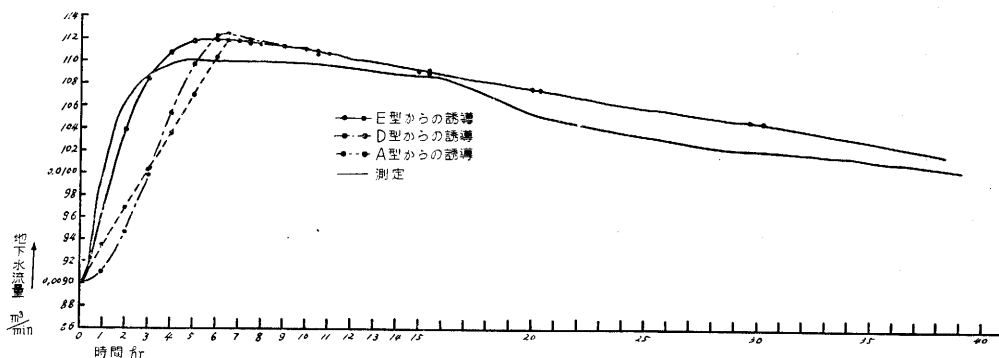
$$\begin{aligned}\beta &= \frac{kci}{Lc} = 0.00003 \quad \left(\frac{1}{\text{min}} \right) \\ &= 0.0018 \quad \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)\end{aligned}$$

が求められる。

計算例としての資料は昭和34年(1959)8月21日の降雨に対する地下水流量曲線を採用した。

降雨量は21.9mmで、降雨開始時が21日17時9分、終了時が17時54分で継続時間45分である。

降雨強度は殆んど一定の状態である。



第Ⅲ-6図 地下水流量曲線と各透下レート曲線から誘導された地下水流量曲線

観測された帯水層の水位曲線から地下水流量曲線を求めると、増水開始時刻が17時30分で、流量の単位時間間隔での隔差の最大値すなわち変曲点がほぼ開始時刻より30分より60分にかけて起きている。

さらに最大地下水流量の出現時刻は開始時刻より6時間30分で起きている。

この地下水流量曲線を図示すると第Ⅲ-6図実線のようになる。

ここに地下水流量曲線から得られた具体的資料をあげると、増水開始時を零として（記号は前と同様）

$$t=0 \quad q_0=0.008980 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$T_i=0.5\sim 1 \text{ hr}$$

$$T_m=6.5 \text{ hr} \quad q_m=0.011004 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$t_{x1}=15.5 \text{ hr} \quad q_{x1}=0.010884 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$t_{x2}=39.5 \text{ hr} \quad q_{x2}=0.009983 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$t_{x3}=63.5 \text{ hr} \quad q_{x3}=0.009644 \text{ m}^3/\text{min}$$

の基礎資料が得られる。このうち t_x , q_x は9時観測の流量である。

[A型]

(1) β の算定

$$\text{北谷} \quad \beta=0.003 \quad \left(-\frac{1}{\text{hr}}\right)$$

(2) T の決定

$$T_m=6.5 \text{ hr} \text{ であるから, } T=6.5 \text{ hr} \text{ とする。}$$

(3) P の決定

t_{x1} , q_{x1} , t_{x2} , q_{x2} , t_{x3} , q_{x3} , より S の平均値を計算すると

$$S=0.00245 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$P=S \frac{e^{-\beta T}}{1-e^{-\beta T}}=0.125 \text{ m}^3/\text{min}$$

- (4) 透下レート曲線式

$$I_t = 0.125 \text{ m}^3/\text{min} \quad (0 \leq t \leq 6.5 \text{ hr})$$

- (5) 全透下量

$$\int I_t dt = PT \times 60 = 48.8 \text{ m}^3$$

[D型]

- (1)
- β
- の算定

$$\beta = 0.003 \quad \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)$$

- (2)
- T
- の決定および
- m
- の算定

$$T_m = 6.5 \text{ hr}, \quad T = 6.5 \text{ hr}$$

$$m = \frac{\pi}{T} = 0.4833 = 27^\circ 42'$$

- (3)
- P
- の決定

[A型] と同様に $S = 0.00245 \text{ m}^3/\text{min}$ であるから

$$P = S \frac{\beta^2 + m^2}{\beta m (e^{\beta T} + 1)} = 0.197 \text{ m}^3/\text{min}$$

- (4) 透下レート曲線式

$$I_t = 0.197 \sin \frac{\pi}{6.5} t \text{ m}^3/\text{min} \quad (0 \leq t \leq 6.5 \text{ hr})$$

- (5) 全透下量

$$\int I_t dt = \frac{2P}{m} \times 60 = 48.9 \text{ m}^3$$

[E型]

- (1)
- β
- の算定

$$\beta = 0.003 \quad \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)$$

- (2)
- α
- の決定

$$T_i = 1 \text{ hr} \text{ とする。}$$

したがって $\alpha = 1 \quad \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)$ [A型] の計算で $S = 0.00245 \text{ m}^3/\text{min}$ が得られているから

$$P = S \frac{(\alpha - \beta)^2}{\beta} = 0.8118 \left(\frac{\text{m}^3}{\text{min} \cdot \text{hr}} \right)$$

- (3) 最大透下レートの算定

$$I_{t \max} = \frac{P}{\alpha e} = 0.2987 \text{ m}^3/\text{min}$$

(4) 透下レート曲線式

$$I_t = 0.8118 t e^{-t} \quad m^3/min$$

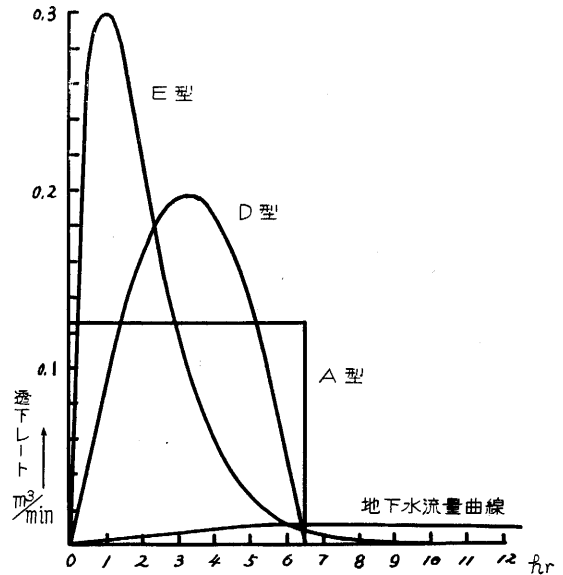
(5) 全透下量

$$\int I_t dt = \frac{P}{\alpha^2} \times 60 = 48.7 m^3$$

以上のような計算結果が得られる。これらによって求められた全透下量をみると殆んど等しい計算結果が得られている。

(b) 推算地下水流量曲線の適合性
当初仮定された各透下レート曲線型の表現数値が求められたのであるが、これを再び地下水流量曲線式に代入し同曲線を求めると第Ⅲ-1表のようなものが求められこれを図示すると第Ⅲ-6図のようなものが得られる。

これによってみると [E型] が最も適合性がよく次に [D型] [A型] の順にあることがうかがえる。



第Ⅲ-5図 地下水流量曲線より求められた透下レート曲線の各型

第3節 透下レート曲線を確率密度函数式に準ずるとした場合の図式解法の結果

前述の解析においてとくに [E型] について図式解法が提案されたのであるが、その実測資料についての解析を行ってみる。本解法は (D型) についても同様の考え方で行うことができる。

(i) 北谷南谷における補助曲線の作製

北谷南谷の減水係数 β の値は

$$\text{北谷} \quad \beta = 0.0030 \quad \left(\frac{1}{hr} \right)$$

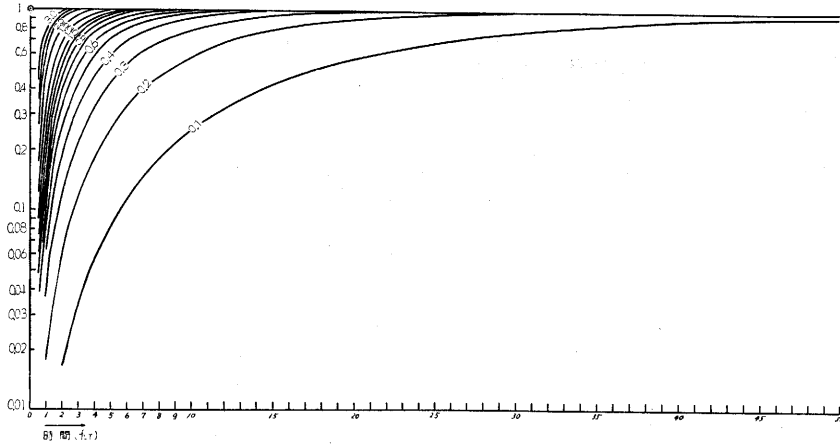
$$\text{南谷} \quad \beta = 0.0018 \quad \left(\frac{1}{hr} \right)$$

が得られている。したがって

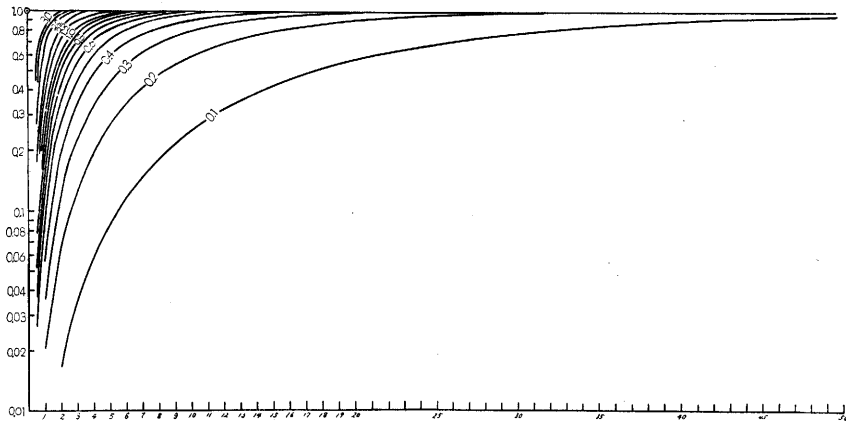
$$A(t) = e^{-\beta t} - \left\{ (\alpha - \beta)t + 1 \right\} e^{-\alpha t}$$

として α の値 $0.1 \left(\frac{1}{hr} \right)$ より $3.0 \left(\frac{1}{hr} \right)$ の区間における各 $t (hr)$ に対する $A(t)$ の値を計算してみる。

その計算結果は第Ⅲ-2表に示すとおりである。



第Ⅲ-7(N)図 北谷の補助曲線 \bar{A} ($\alpha=0.1\sim3.0$)
 $\beta=0.003$



第Ⅲ-7(S)図 南谷の補助曲線 ($\alpha=0.1\sim3.0$)
 $\beta=0.0018$

これらを片面对数方眼紙に縦軸を $A(t)$ 横軸を t にプロットすると第Ⅲ-7図のようなものが得られる。

これを補助曲線と呼ぶ。

この補助曲線を用いにくに断続透下レート曲線を示したと思われる昭和34年8月8日の地下水増水曲線について解析を加えてみる。

(ii) 計算および地下水流量曲線との比較

まず得られた地下水流量の時間的変化を示すと第Ⅲ-3表 q のようなものが得られる。この値から基底流量を除くと q' 曲線が得られる。

この q' の値を縦軸にとり時間を横軸にとり片面对数方眼紙にプロットする。

例を北谷にとれば第Ⅲ-8図の q' 曲線が得られる。この q' 曲線に対して前述の補助曲線を照

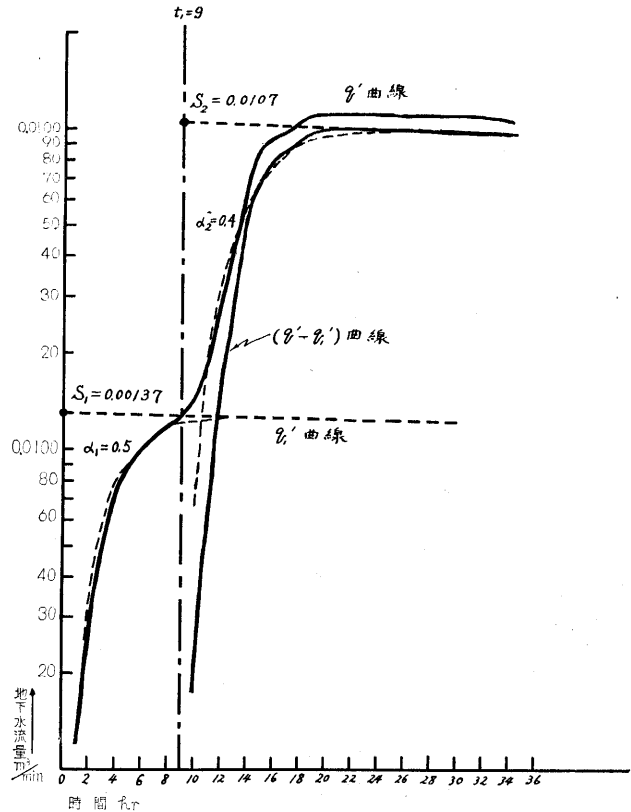
合しこの曲線と最もよく合致する曲線の α およびその補助曲線の 1 に相等する S の値を求め、さらにその補助曲線を延長して q'_1 曲線を決める。

この α および S の値を α_1 および S_1 とする。

ついで $(q' - q'_1 = q'_2)$ の値を計算あるいは図上で求め再び同様に片面対数方眼紙にプロットする。そしてこの曲線に補助曲線を照合し最も適合する曲線を採用する。

その場合時間軸の移動も可能であり縦方向横方向に平行にずらして α_2 および S_2 を決定する。

これによって t_1, α_2, S_2 が決定される。



第Ⅲ-8図 補助曲線による S, α, t_1 の決定法

さらに複合された曲線に対してはこの操作をくりかえし続けて行けばよい。

勿論増水開始時における時刻も必ずしも観測された資料のそれに拘泥する必要はない。

観測資料の開始時を多少移動せしめた方がさらに補助曲線との適合をよくする予想がたてられればその点を開始時として S, α を決定して支障ない。

ただこの操作でとくに注意を要することは補助曲線との照合においてこの縦軸は対数値になっているため数値の小さなものも大きなものも同等の誤差の概念で行うことはいましむべきである。

むしろピーク附近の数値がよく適合する曲線を選択する方が好ましい。これはまた減水時における適合性の意味からも当然いえることであり、増水曲線の全体的な適合のバランスの上からも必要なことである。

これは流量計算のための水位観測において水位の読みの誤差が低水位においてが大きな比率で影響している点からもいえることである。

とくに $(q' - q'_1 = q'_2)$ の曲線ではその傾向がさらに累積されて大きく現われる可能性があるから、前述の操作方法の必要性が感じられる。

まず計算の始めに前記資料についての降雨状態の概要をあげると、8日18時30分に開始し9日1時まで20mmあり、それより2時間30分止んで再び3時30分より13時30分にかけて63.6mmの降雨が続いている。前者を第1降雨、後者を第2降雨とし、第1降雨による透下レートの変化形状表現数値を $\alpha_1 P_1$ とし、第2降雨によるそれを $\alpha_2 P_2$ とし両者のずれを t_1 とすれば

[北谷]

$$\beta=0.003 \left(\frac{1}{hr}\right) \quad \alpha_1=0.5 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

$$P_1=0.113 \left(\frac{m^3}{min \cdot hr}\right) \quad I_{t \max 1}=0.0831 m^3/min$$

が求められる。

ついで

$$t_1=9 hr, \quad \alpha_2=0.4 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

$$P_2=0.562 \left(\frac{m^3}{min \cdot hr}\right), \quad I_{t \max 2}=0.517 \frac{m^3}{min}$$

が得られる。したがって全透下量は

$$\left(\int I_{t1} dt + \int I_{t2} dt\right) \times 60 = 237.87 m^3$$

が計算される。

これから透下レート曲線式を求めると

$t=0$ より $t=9 hr$ まで

$$I_t = 0.113 t e^{-0.5t} m^3/min$$

$t=9 hr$ 以降

$$I_t = 0.113 t e^{-0.5t} + 0.562 (t-9) e^{-0.4(t-9)} m^3/min$$

が得られる。

[南谷]

$$\beta=0.0018 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

$$\alpha_1 = 1 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

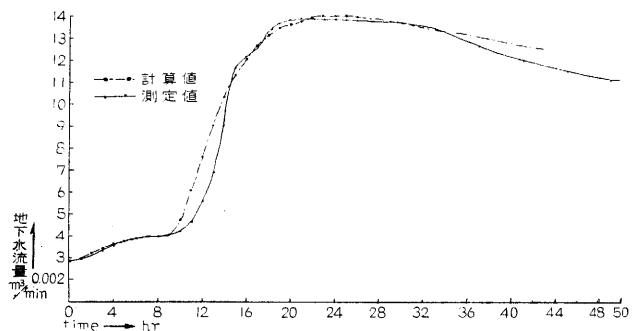
$$P_1=0.631 \left(\frac{m^3}{min \cdot hr}\right)$$

$$I_{t \max 1}=0.232 m^3/min$$

$$t_1=9 hr$$

$$\alpha_2=0.3 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

$$P_2=0.242 \left(\frac{m^3}{min \cdot hr}\right)$$



第三-9図(N) 北谷の地下水流量曲線と透下レート曲線から誘導された地下水流量曲線

したがって全透下量は

$$\left(\int I_{11} dt + \int I_{12} dt \right) \times 60 = 199.62 \text{ m}^3$$

これより透下レート曲線式を求めると

$t=0$ より $t=9 \text{ hr}$ まで

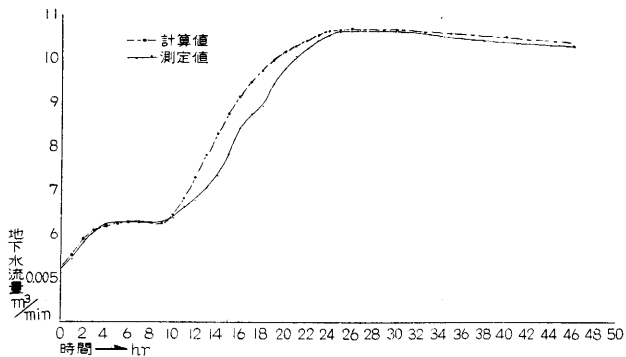
$$I_t = 0.631 t e^{-t} \text{ m}^3/\text{min}$$

$t=9 \text{ hr}$ 以降

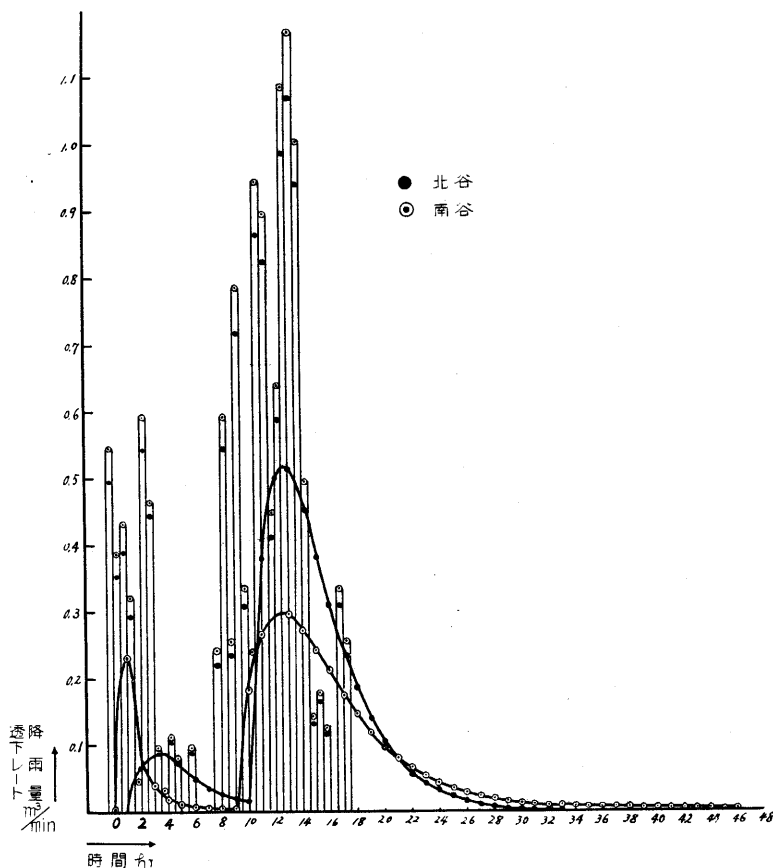
$$I_t = 0.631 t e^{-t} + 0.242(t-9)e^{-0.8(t-9)} \text{ m}^3/\text{min}$$

が得られる。

以上の結果から再び地下水流量曲線式にこの必要数値を代入し推定地下水流量曲線を求め、当



第Ⅲ-9図(S) 南谷の地下水流量曲線と透下レート曲線から誘導された地下水流量曲線



第Ⅲ-10図 北谷, 南谷での降雨強度の変化と透下レート

初の地下水流量曲線と比較すると第Ⅲ-3表および第Ⅲ-9図のようになり比較的適合しているよう
にうかがえる。

また参考までに求められた透下レート曲線と降雨強度 (m^3/min) の時間的変化とを 図示する
と、第Ⅲ-4表、第Ⅲ-10図のようなものが得られる。

第4節 北谷南谷における水分移行の特性

以上によって一応地下水流量曲線から透下レート曲線の推定法が確立され、その適合性の検討
が加えられたのであるが、とくに透下レート曲線を確率密度関数式に従うとして誘導された [E
型] の図式解法についてその普偏性を吟味する意味と、流域内における水文移行の特性を検討す
る意味で、昭和34年6月より昭和35年8月にかけての夏期の地下水増水曲線について計算を行っ
てみる。

なお採用した流域は地下水流量観測所より上流部流域を対象としてある。

また採用された降雨強度の時間的変化を表示すると第Ⅲ-6表第Ⅲ-7表のようである。

またその資料にもとづいて計算された α , S を列記すると第Ⅲ-5表のようものが得られる。

P はこの α , S と β とから簡単に求めることができる。

なお降雨は単独降雨、連続降雨断続降雨の各型について無作為的に採用してある。

それらに対する全般的な適合性は殆んど良好で、そのうち2、3個多少適合の可否の判断に迷
うものがみられた程度である。

これらの結果を北谷、南谷の両流域についてそれぞれ比較しつつその特性を検討してみる。

(1) 地下水増水開始時についてみると、降雨開始時刻より北谷においてはほぼ0より最大で7
時間30分のおくれ、南谷で0より最大4時間30分のおくれを示している。

これが降雨初期の強度に影響されていることは常識的にも肯かれる。

ただ計算値に負の値が得られているものがあるが、観測による開始時刻のずれ、あるいは観測
誤差とさらに最も大きな原因は解析の際の適合性の重点の位置による結果で、結局総合的な平均
的数値が求められたとする考え方をすればあながち無意味なものではない。

これらを除くためにはさらに降雨強度の変化に由来した取扱いで補助曲線を適合せしめていけ
ば、いくらかでも現実に適合する結果を求めることができる。ただしそこにはやはり総合的判断の
基準となる平均的数値を算定するという意味で(とくに α , P , について) そのままの数値を採
用してある。

さらに北谷と南谷の比較を行えば、全般的に南谷がわずか早く増水を開始しているようであ
る。

(2) 計算された α の値についてみると、これは降雨強度の変化の状況、さらに降雨前後の流
域内状態等によって一概に断定し難いが、大体の傾向としては両谷共0.2より3迄の値を示して
いるようである。そしてその平均降雨強度よりもむしろその降雨の全量とその継続時間中におけ

る最大平均降雨強度に由来しているように見受けられる。

(3) 最終的に計算された最大透下レートの起時、最大透下レート値および全透下量を示すと第Ⅲ-8表のようなものが得られる。

このうち最大透下レート起時について検討を加えるとこれは降雨開始時より1時間～11時間で出現しているようである。

これは降雨全量に由来することも大であろうが、殆んど最大降雨強度の出現時刻に関係を示しているようである。いま第Ⅲ-7表の数値と比較してみると、ほぼ最大平均降雨強度の出現時刻か数時間おくれて出現しているが多い。

さらに北谷と南谷との双方を比較すれば1時間程度以内はほぼ同一視してみれば、南谷の方が数分あるいは数時間早く出現しているような傾向がうかがえる。

つぎに最大透下レートについてみると、北谷でほぼ $0.03 \text{ m}^3/\text{min}$ から $1.1 \text{ m}^3/\text{min}$ の値が算出され、南谷で $0.04 \text{ m}^3/\text{min}$ から $0.6 \text{ m}^3/\text{min}$ の値が算出されている。

北谷の $1.1 \text{ m}^3/\text{min}$ の場合は比較的降雨が均一な強度で長時間継続した好条件の場合であり、さらに他の結果にもほぼ $1 \text{ m}^3/\text{min}$ 程度の最大透下レートの計算値は求められており、今迄の結果のみからは最小限にみつもって $1 \text{ m}^3/\text{min}$ の透下レートを有することが確認される。

またこれに対する北谷南谷の相対的な比較は、概して北谷の方が大きな数値を示している場合の方が多いような傾向にある。

(4) 平均降雨強度と最大透下レートとの相関関係はあまり帰一的傾向がみられない。とくに No1, No7, No8, No10-3 はその群からかけ離れた位置にある。

この場合の降雨傾向をみると、短時間に強度の大きな降雨の場合にみられるようである。これを最大平均降雨強度との関係についてみると第Ⅲ-10図のようなものがみられる。

大体の傾向として両者の関係は降雨レートの増大に伴って最大透下レートも増大しているかの感じを抱かせるが、むしろ無作為的に点在しているといった方が妥当のようである。

とくに北谷と南谷の比較において南谷はその最大値が北谷のほぼ半分位の値を示している。これは堆積の透過能がそれ以下にとどまるために起きた現象かあるいは堆積体まで到達する中間水あるいは地表水がその程度にとどまる結果かの問題を示す。

前者に対しては、後述する各区分透過試験結果等から判断すれば必ずしもそれ程の相異があるとは思われず、結局後者に対する想定が強くなってくる。

すなわち地形の問題および昭和29年、30年の落葉層除去の作業等の問題と幾分関係があるのではないかと思われる。

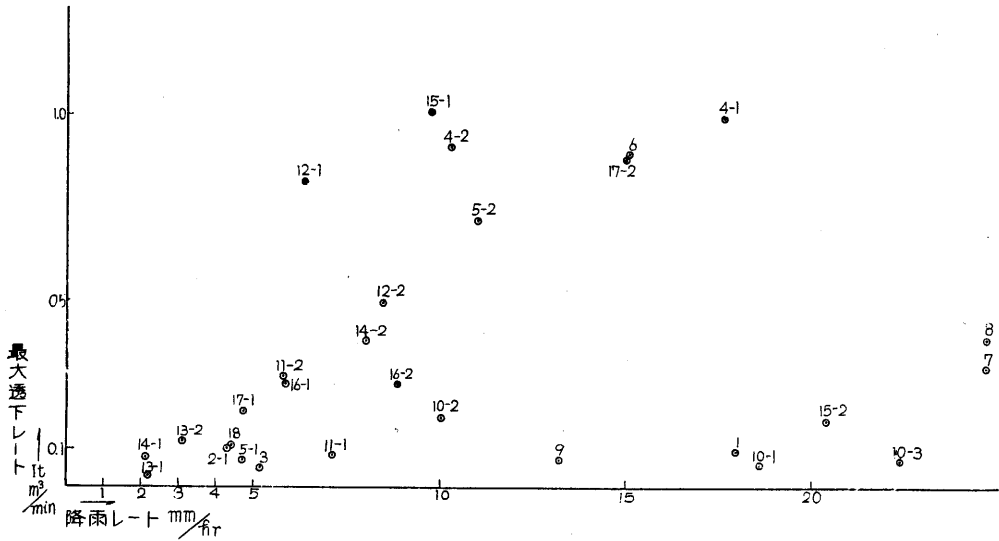
(5) 全透下量と全降雨量との関係についてみると、第Ⅲ-11図のようなものが得られる。これは他の相互関係よりは帰一的傾向を示していることがうかがわれる。

全降雨量に対する全透下量は全般的に南谷が少い値を示している傾向にある。

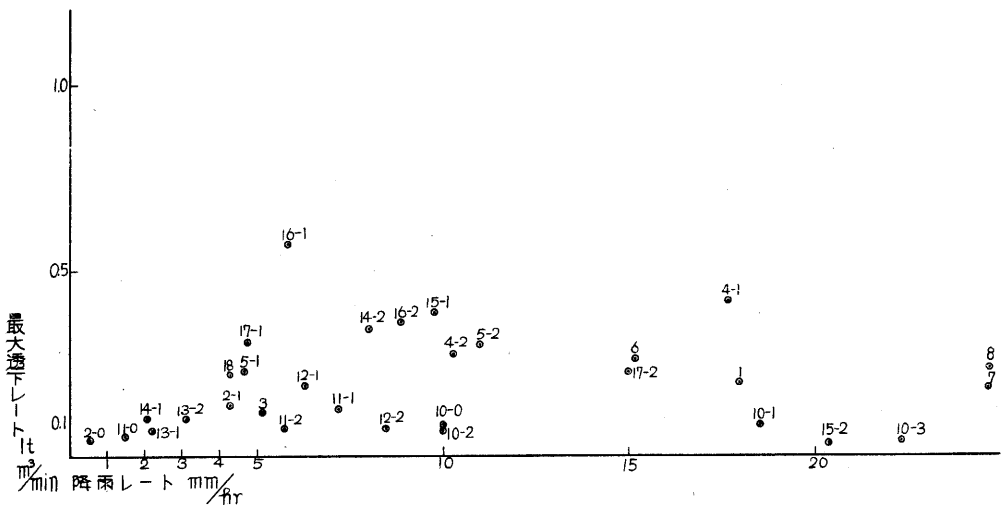
ただ第 III-11 図に示す各点のうち（全降雨量＝全透下量）とした直線より上方部に位置する値が 2～3 個存在している。これはその番号によっても明らかなように、断続降雨の後部の降雨に匹適するもので、前部の降雨による残留水等の時間的におくれたものが堆積体に到達したとすれば、あながち矛盾とすべきものではない。

以上によって得られた概略的傾向から、流域内における水文移行の現象を要約すると次のことがいえると思う。

まず降雨についていえば、採用された降雨強度は必ずしも流域内の地表面の滲透能より大きな値を有する数値のものではない。



第III-11(N)図 北谷の最大平均降雨強度と最大透下レートとの関係



第III-11(S)図 南谷の最大平均降雨強度と最大透下レートとの関係

あるいは流域内における小部分に地表流を生ぜしめる地点があったとしても、それが堆積体逆流する区間において充分滲透する余力はある。(とくに第IV編第I章第2節参照)

したがって採用された降雨に対する地表流下量は殆んど無視し得る程度のものであったと判断して支障ない。

すなわちこれらの降雨量に対して算定され得ない水量は、流域内のとくに山体部の立木、落葉層あるいは土壌内に附着かまた保有された水分であり、また地下水観測所で表面流出した水分および観測誤差、計算誤差により生じた水分である。もし地表流がなかったとの仮定を認めると、その主体は流域内林木落葉層あるいは土壌内に保有された水分のみとすることができる。

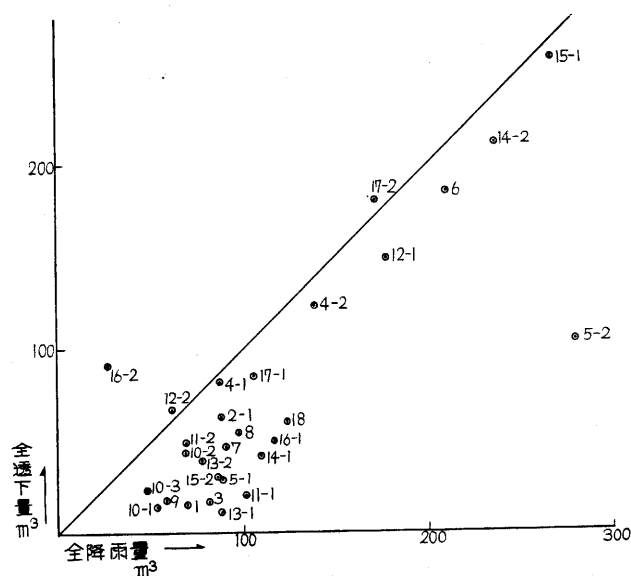
このような見方で再び全降雨量と全透下量との関係についてこの両谷を比較すると、北谷が南谷に比し少量の残留水で満足されているといえる。

これは両流域の地形形状その他から推して肯定できないこともない。

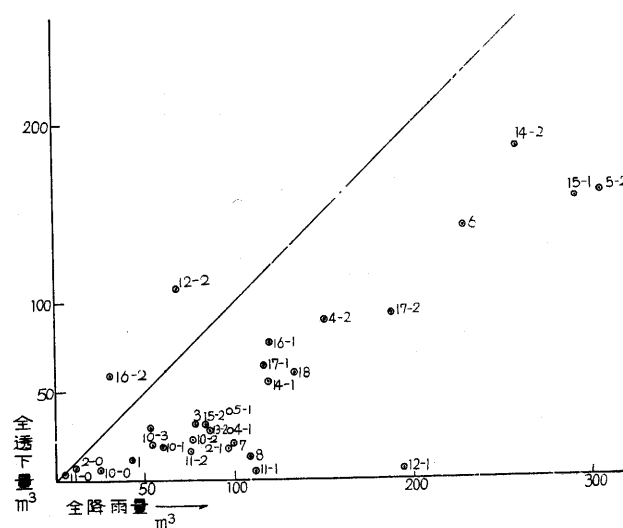
しかしそのみによって解決されるほど系統だった傾向でもない。

ここに新しい問題として中間水の現象が提案される。

この中間水の流出現象は過去の降雨等により流域内部の微細な変化の連続によって準備がなされ、たまたまその降雨で生じたとする考え方が順当で必ずしも系統だった習性を有しているとはいえない。例えば流域内のある地点で中間流が生じたとしても、次の降雨で同様な形態の中間流



第III-12(N)図 北谷の全降雨量と全透下量の関係



第III-12(S)図 南谷の全降雨量と全透下量の関係

を生ずるとはいい難いし、また中間流自体が起きる現象さえ疑問のようである。とくにこの地帯は地質構造が第I編に示されるようであり、地表面下1m附近の層の境界に水分が停滞し流出している形跡が多分にみられる。

第III-1表 地下水流量と各型からの計算値

t (hr)	実 測 値 (m^3/min)	A型からの計算値 (m^3/min)	D型からの計算値 (m^3/min)	E型からの計算値 (m^3/min)
0	0.008980	0.008980	0.008980	0.008980
1	9963	9328	9093	9596
2	10640	9662	9455	10371
3	10863	10013	9973	10841
4	10965	10349	10524	11071
4.5	10991			
5		10697	10973	11162
5.5	10998			
6		11034	11212	11186
6.5	11004	11194	11230	
7				11175
7.5	10998	11160	11196	
8				11153
9				11124
10				11092
10.5		11062	11097	
11				11060
11.5	10902			
15				10928
15.5	10884	10897	10932	
19.5	10572			
20				10766
20.5		10735	10770	
30				10449
30.5		10419	10453	
31.5	10185			
39.5	9983			
40.0				10141

第Ⅲ-3 (N) 表 北谷測定値からの計算例

時刻	調整時刻	q m ³ /min	q' m ³ /min	q'_1 m ³ /min	q'_2 m ³ /min	$S_1A(t)$ m ³ /min	$S_2A(t-9)$ m ³ /min	q m ³ /min
20	0	0.002846	0	0		0		0.002846
21	1	2957	0.000120	0.000120		0.000122		2959
22	2	3113	284	284		357		3186
23	3	3335	514	514		596		3417
24	4	3566	754	754		800		3612
1	5	3737	933	933		958		3762
2	6	3851	1055	1055		1074		3870
3	7	3932	1145	1145		1157		3944
4	8	3995	1216	1216		1213		3992
5	9	4041	1270	1270	0	1250	0	4021
6	10	4214	1452	1290	0.000162	1275	0.000648	4685
7	11	4653	1899	1299	600	1289	2011	6054
8	12	5582	2836	1300	1536	1298	3542	7586
9	13	6900	4162	1305	2857	1302	4983	9023
10	14	9255	6526	1305	5221	1304	6217	10250
11	15	0.011620	8899	1301	7598	1303	7227	11251
12	16	12191	9478	1297	8181	1302	8019	12034
13	17	12518	9813	1293	8520	1299	8625	12629
14	18	13272	10575	1290	9285	1297	9079	13073
15	19	13661	10972	1286	9686	1293	9410	13392
16	20	13818	11137	1282	9855	1290	9648	13619
17	21	13874	11201	1278	9923	1286	9815	13774
18	22	13874	11209	1274	9935	1282	9929	13876
19	23	13857	11200	1270	9930	1279	10001	13937
20	24	13838	11189	1267	9922	1275	10045	13969
21	25	13798	11157	1263	9894	1271	10070	13982
1	29	13759	11150			1256	10046	13911
5	33	13409	10831					
9	37	12627	10079					
13	41	11975	9458					
17	45	11456	8969					
21	49	11063	8605					
1	53	10736	8308					
9	61	10082	7711					
9	85	8499	6292					

第Ⅲ-3(S)表 南谷測定値からの計算例

時刻	調整時刻	q m ³ /min	q' m ³ /min	q'_1 m ³ /min	q'_2 m ³ /min	$S_1 A(t)$ m ³ /min	$S_2 A(t-9)$ m ³ /min	q m ³ /min
19	0	0.005201	0	0		0		0.005201
20	1	5447	0.000255	0.000255		0.000300		5492
21	2	5803	621	621		674		5856
22	3	6080	907	907		907		6080
23	4	6247	0.001086	1086		1027		6188
24	5	6266	1112	1112		1084		6238
1	6	6266	1121	1121		1108		6253
2	7	6266	1130	1130		1117		6253
3	8	6257	1130	1130		1120		6247
4	9	6247	1130	0.001130	0	1120	0	6237
5	10	6378	1270	1120	0.000158	1119	0.000179	6406
6	11	6618	1519	1118	401	1117	589	6805
7	12	6762	1672	1116	556	1115	1100	7305
8	13	7057	1976	1114	862	1114	1626	7821
9	14	7349	2280	1111	1169	1111	2133	8313
10	15	7812	2750	1110	1640	1110	2588	8760
11	16	8425	3372	1108	2264	1108	2987	9148
12	17	8741	3697	1106	2591	1106	3326	9476
13	18	8930	3895	1104	2791	1104	3608	9747
14	19	9430	4404	1102	3302	1102	3842	9970
15	20	9782	4765	1100	3665	1100	4031	10148
16	21	0.010052	5044	1098	3946	1098	4182	10288
17	22	10236	5237	1096	4141	1096	4303	10398
18	23	10430	5440	1094	4346	1094	4396	10480
19	24	10537	5558	1092	4466	1091	4472	10542
20	25	10613	5641	1090	4551	1090	4577	10639
21	26	10628	5665	1088	4577	1088	4571	10622
1	30	10628	5700	1080	4620	1080	4653	10661
5	34	10532	5642	1072	4570			
9	38	10399	5542	1065	4477			
9	62	8849	4197	1020	3177			
9	86	7739	3284					

第III-4表 北谷, 南谷での降雨強度 (m³/min) の変化と透下レート (m³/min)

日	時刻	調整時刻	北 谷		南 谷	
			降 雨 強 度 (m ³ /min)	I _t (m ³ /min)	降 雨 強 度 (m ³ /min)	I _t (m ³ /min)
8	18. 30		0. 499		0. 544	
	19	0	352		384	0
	20	0. 5	392		432	
	30	1	293	0	320	0. 2321
	30	1. 5	044		048	
	21	2	543	0. 0685	592	0655
	30	2. 5	425		464	
	22	3	088	0831	096	0361
	30	3. 5	029		032	
	23	4	103	0756	112	0128
	30	4. 5	073		080	
	24	5	0	0612	0	0082
9	30	5. 5	0. 088		096	
	1	6	0	0464	0	0036
	2	7	0	0337	0	0015
	3	8	0	0239	0	0006
	30	8. 5	0. 220		0. 240	
	4	9	543	0165	592	0003
	30	9. 5	235		256	
	5	10	719	0113	784	1794
	30	10. 5	308		336	
	6	11	220	3843	240	2656
	30	11. 5	865		944	
	7	12	821	5102	896	2951
	30	12. 5	411		448	
	8	13	587	5114	640	2916
	30	13. 5	997		1. 088	
	9	14	1. 071	4561	1. 168	2700
	30	14. 5	0. 939		1. 024	
	10	15	455	3818	0. 496	2400
	30	15. 5	132		0. 144	
	11	16	147	3069	160	2073
30	16. 5	117		128		
12	17	0	2399	0	1756	
10	30	17. 5	0. 308		0. 336	
	13	18	234	1838	256	1464
	14	19		1386		1202
	15	20		1032		0981
	16	21		0760		0793
	17	22		0562		0636
	18	23		0403		0508
	19	24		0291		0403
	20	25		0209		0319
	21	26		0149		0251
	22	27		0106		0197
	23	28		0076		0154
24	29		0054		0120	
1	30		0038		0093	
2	31		0027		0072	
3	32		0019		0056	
4	33		0013		0043	
5	34		0009		0033	
6	35		0006		0026	
7	36		0004		0020	
8	37		0003		0015	
9	38		0002		0012	
10	39		0001		0010	
11	40		0000		0008	
12	41		0000		0007	

第Ⅲ-5表 北谷, 南谷で補助曲線から求められた S , α の値北 谷 ($\beta=0.003$)南 谷 ($\beta=0.0018$)

No	年月日	起 時	S m ³ /min	α $\frac{1}{\text{hr}}$	No	年月日	起 時	S m ³ /min	α $\frac{1}{\text{hr}}$
N-1	34.6.2	3 $\frac{2}{6}$	0.00080	1.0	S-1	34.6.2	4 $\frac{1}{6}$	0.000322	3.0
N-2-1	6.11	6 $\frac{5}{6}$	0.00169	0.5	S-2-0	6.10	11 $\frac{4}{6}$	0.000220	1.0
N-3	7.11	11 $\frac{5}{6}$	0.000895	0.5	S-2-1	6.11	7 $\frac{4}{6}$	0.000560	1.2
N-4-1	7.18	19	0.00408	2.0	S-3	7.11	11 $\frac{1}{6}$	0.000940	0.6
N-4-2	7.19	5	0.00625	1.2	S-4-1	7.18	17 $\frac{3}{6}$	0.000815	2.5
N-5-1	8.8	19 $\frac{5}{6}$	0.00158	0.4	S-4-2	7.19	4 $\frac{1}{6}$	0.00271	0.5
N-5-2	8.9	7	0.00995	0.6	S-5-1	8.8	19 $\frac{1}{6}$	0.00113	1.0
N-6	8.12	13	0.00930	0.8	S-5-2	8.9	5 $\frac{3}{6}$	0.00490	0.3
N-7	8.21	17 $\frac{1}{6}$	0.00221	1.2	S-6	8.12	11	0.00434	0.3
N-8	8.26	3	0.00274	1.2	S-7	8.21	17	0.000295	3.0
N-9	9.2	21 $\frac{1}{6}$	0.00088	0.7	S-8	8.26	2 $\frac{2}{6}$	0.000385	3.0
N-10-1	9.13	2 $\frac{4}{6}$	0.00075	0.7	S-9	9.2	欠		
N-10-2	9.13	11 $\frac{3}{6}$	0.00220	0.7	S-10-0	9.12	11 $\frac{5}{6}$	0.000202	2.0
N-10-3	9.14	17 $\frac{1}{6}$	0.00120	0.5	S-10-1	9.13	1	0.000575	0.7
N-11-1	9.24	8 $\frac{4}{6}$	0.00103	0.7	S-10-2	9.13	9 $\frac{5}{6}$	0.000689	0.5
N-11-2	9.24	13 $\frac{3}{6}$	0.00245	1.0	S-10-3	9.14	16 $\frac{1}{6}$	0.000615	0.3
N-12-1	10.7	5 $\frac{4}{6}$	0.00750	0.9	S-11-0	9.23	21 $\frac{5}{6}$	0.000139	2.0
N-12-2	10.7	16	0.00341	1.2	S-11-1	9.24	6 $\frac{3}{6}$	0.000885	0.7
N-13-1	35.5.4	18 $\frac{3}{6}$	0.000586	0.4	S-11-2	9.24	12 $\frac{2}{6}$	0.000470	0.8
N-13-2	5.4	23 $\frac{3}{6}$	0.00198	0.5	S-12-1	10.7	4	0.00186	0.5
N-14-1	5.9	25 $\frac{3}{6}$	0.00213	0.3	S-12-2	10.7	12 $\frac{2}{6}$	0.00177	0.2
N-14-2	5.14	9 $\frac{2}{6}$	0.01090	0.3	S-13-1	5.4	17 $\frac{3}{6}$	0.000890	0.4
N-15-1	5.19	8 $\frac{5}{6}$	0.0129	0.7	S-13-2	5.4	21 $\frac{3}{6}$	0.000845	0.6
N-15-2	5.20	6 $\frac{5}{6}$	0.00296	0.5	S-14-1	5.9	22 $\frac{3}{6}$	0.00165	0.3
N-16-1	7.2	5 $\frac{3}{6}$	0.00250	0.9	S-14-2	5.14	8	0.00565	0.3
N-16-2	7.2	13 $\frac{3}{6}$	0.0046	0.5	S-15-1	5.19	7 $\frac{1}{6}$	0.00479	0.4
N-17-1	7.8	6	0.00429	0.4	S-15-2	5.20	6 $\frac{5}{6}$	0.000910	0.2
N-17-2	7.8	11 $\frac{1}{6}$	0.00910	0.8	S-16-1	7.2	4	0.00234	1.2
N-13	8.29	24 $\frac{2}{6}$	0.00310	0.3	S-16-2	7.2	13 $\frac{3}{6}$	0.00179	1.0
					S-17-1	7.8	3 $\frac{2}{6}$	0.00192	0.8
					S-17-2	7.8	9 $\frac{1}{6}$	0.00280	0.4
					S-13	8.29	23	0.00181	0.6

第Ⅲ-6表 解析資料の降雨記録

(その1)

No	年月日	時刻		時間	降雨量 mm	降雨レート mm/hr	全時間	全雨量 mm	平均雨量 mm/hr
		自	至						
1	34. 6. 2	4- $\frac{1}{6}$	4- $\frac{4}{6}$	$\frac{3}{6}$	9.0	18.0	$\frac{3}{6}$	9.0	18.0
2-0	6.10	10	14	4	2.3	0.575	4	2.3	0.575
2-1	6.11	6- $\frac{2}{6}$	11	4- $\frac{4}{6}$	20.0	4.286	4- $\frac{4}{6}$	20.0	4.286
3	7.11	8	12	4	7.9	1.5			
		12	13- $\frac{3}{6}$	1- $\frac{3}{6}$	7.7	5.133			
		13- $\frac{3}{6}$	14- $\frac{1}{6}$	$\frac{4}{6}$	1.0	1.493	6- $\frac{1}{6}$	16.3	2.643
4-1	7.18	17	18- $\frac{2}{6}$	1- $\frac{2}{6}$	2.3	1.725			
		18- $\frac{2}{6}$	19	$\frac{4}{6}$	11.8	17.691			
		19	20- $\frac{1}{6}$	1- $\frac{1}{6}$	5.9	5.057	3- $\frac{1}{6}$	20.0	6.316
4-2	7.19	4- $\frac{3}{6}$	7	2- $\frac{3}{6}$	25.7	10.28			
		7	8- $\frac{3}{6}$	1- $\frac{3}{6}$	1.7	1.133			
		8- $\frac{3}{6}$	9	$\frac{3}{6}$	4.2	8.4	4- $\frac{3}{6}$	31.6	7.022
5-1	8. 8	18- $\frac{3}{6}$	22- $\frac{2}{6}$	3- $\frac{5}{6}$	18.0	4.696			
		22- $\frac{2}{6}$	1	2- $\frac{4}{6}$	2.0	0.750	6- $\frac{3}{6}$	20.0	3.077
5-2	8. 9	3- $\frac{3}{6}$	8	4- $\frac{3}{6}$	29.6	6.578			
		8	10- $\frac{3}{6}$	2- $\frac{3}{6}$	27.7	11.08			
		10- $\frac{3}{6}$	13- $\frac{3}{6}$	3	6.4	2.133	10	63.7	6.37
6	8.12	9- $\frac{4}{2}$	12	2- $\frac{2}{6}$	4.7	2.015			
		12	17- $\frac{3}{6}$	5- $\frac{3}{6}$	31.7	5.764			
		17- $\frac{3}{6}$	18- $\frac{1}{6}$	$\frac{4}{6}$	10.1	15.142			
		18- $\frac{1}{6}$	19	$\frac{5}{6}$	1.3	1.560	9- $\frac{2}{6}$	47.8	5.122
7	8.21	17- $\frac{1}{6}$	18	$\frac{5}{6}$	20.6	24.721	$\frac{5}{6}$	20.6	24.721
8	8.26	2- $\frac{1}{6}$	2- $\frac{2}{6}$	$\frac{1}{6}$	1.3	7.798			
		2- $\frac{2}{6}$	2- $\frac{5}{6}$	$\frac{3}{6}$	0.4	0.8			
		2- $\frac{5}{6}$	3- $\frac{4}{6}$	$\frac{5}{6}$	20.6	24.721	1- $\frac{3}{6}$	22.3	14.867
9	9. 2	22- $\frac{1}{6}$	23	$\frac{5}{6}$	11.0	13.205			
		23	23- $\frac{3}{6}$	$\frac{3}{6}$	0.1	0.2			
		23- $\frac{3}{6}$	23- $\frac{5}{6}$	$\frac{2}{6}$	2.1	6.301	1- $\frac{4}{6}$	13.2	7.918
10-0	9.12	11- $\frac{3}{6}$	12	$\frac{3}{6}$	5.0	10	$\frac{3}{6}$	5.0	10
10-1	9.13	24- $\frac{3}{6}$	1	$\frac{3}{6}$	1.7	3.4			
		1	2- $\frac{4}{6}$	1- $\frac{4}{6}$	0.3	0.18			
		2- $\frac{4}{6}$	3- $\frac{1}{6}$	$\frac{3}{6}$	9.3	18.6			
		3- $\frac{1}{6}$	6- $\frac{2}{6}$	3- $\frac{1}{6}$	0.5	0.158	6- $\frac{1}{6}$	12.3	1.995

(その2)

No	年月日	時刻		時間	降雨量 mm	降雨レート mm/hr	全時間	全雨量 mm	平均雨量 mm/hr
		自	至						
10-1	9.13	6 $\frac{2}{6}$	6 $\frac{4}{6}$	$\frac{2}{6}$	0.5	1.500	6 $\frac{1}{6}$	12.3	1.995
10-2	9.13	9	9 $\frac{3}{6}$	$\frac{3}{6}$	0.5	1			
		9 $\frac{3}{6}$	11	1 $\frac{3}{6}$	7.5	5.0			
		11	11 $\frac{3}{6}$	$\frac{3}{6}$	0.3	0.6			
		11 $\frac{3}{6}$	12	$\frac{3}{6}$	5.0	10			
		12	14	2	2.6	1.3			
10-3	9.14	17 $\frac{3}{6}$	18	$\frac{3}{6}$	11.2	22.4	$\frac{3}{6}$	11.2	22.4
11-0	9.23	24 $\frac{2}{6}$	1	$\frac{4}{6}$	1.0	1.5	$\frac{4}{6}$	1.0	1.5
11-1	9.24	6 $\frac{3}{6}$	8	1 $\frac{3}{6}$	3.1	2.067			
		8	10 $\frac{1}{6}$	2 $\frac{1}{6}$	15.4	7.108			
		10 $\frac{1}{6}$	12 $\frac{1}{6}$	2	4.7	2.4			
11-2	9.24	12 $\frac{1}{6}$	14 $\frac{3}{6}$	2 $\frac{2}{6}$	13.5	5.786			
		14 $\frac{3}{6}$	16	1 $\frac{3}{6}$	2.2	1.467			

第Ⅲ-6表 解析資料のための降雨量の表現数値

(その1)

No	年月日	時刻		時間 hr	降雨量 mm	降雨レート mm/hr	全時間	全雨量 mm	平均雨量 mm/hr
		自	至						
12-1	34.10.7	3	5 $\frac{2}{6}$	2 $\frac{2}{6}$	10.1	4.329			
		5 $\frac{2}{6}$	6 $\frac{2}{6}$	1	15.3	15.3			
		6 $\frac{2}{6}$	8	1 $\frac{4}{6}$	10.6	6.36			
		8	8 $\frac{4}{6}$	$\frac{4}{6}$	0.4	0.600			
		8 $\frac{4}{6}$	10 $\frac{2}{6}$	1 $\frac{4}{6}$	4.0	2.4			
		10 $\frac{2}{6}$	13 $\frac{5}{6}$	3 $\frac{3}{6}$	0.0	0			
12-2	10.7	13 $\frac{5}{6}$	15 $\frac{1}{6}$	1 $\frac{2}{6}$	2.9	2.176			
		15 $\frac{1}{6}$	15 $\frac{5}{6}$	$\frac{4}{6}$	0.0	0			
		15 $\frac{5}{6}$	17	1 $\frac{1}{6}$	9.9	8.485			
		17	18 $\frac{5}{6}$	1 $\frac{5}{6}$	1.4	0.764			
13-1	35.5.4	16	21	5	11.0	2.200	5	11.0	2.200
13-2		21	2	5	15.5	3.100			
		2	8	6	2.2	0.367			
14-1	35.5.9	18	23 $\frac{1}{6}$	5 $\frac{1}{6}$	5.3	1.026			
		23 $\frac{1}{6}$	7 $\frac{4}{6}$	8 $\frac{3}{6}$	18.1	2.129			
		7 $\frac{4}{6}$	9	1 $\frac{2}{6}$	1.2	0.900			
		9	10	1	0.3	0.300			

(その2)

No	年 月 日	時 刻		時 間 hr	降 雨 量 mm	降雨レート mm/hr	全時間	全 雨 量 mm	平均雨量 mm/hr
		自	至						
14-2	5. 14	4 $\frac{5}{6}$	5 $\frac{1}{6}$	$\frac{2}{6}$	0.6	0.180	13	53.9	4.146
		5 $\frac{1}{6}$	9	3 $\frac{5}{6}$	9.4	2.452			
		9	11	2	16.0	8.000			
		11	13 $\frac{1}{6}$	2 $\frac{1}{6}$	9.8	4.523			
		13 $\frac{1}{6}$	14 $\frac{3}{6}$	1 $\frac{2}{6}$	14.1	10.575			
		14 $\frac{3}{6}$	16	1 $\frac{3}{6}$	3.1	2.067			
		16	17 $\frac{5}{6}$	1 $\frac{5}{6}$	0.9	0.491			
15-1	5. 19	4 $\frac{2}{6}$	7	2 $\frac{4}{6}$	3.6	1.350	12 $\frac{1}{6}$	60.9	5.005
		7	12 $\frac{1}{6}$	5 $\frac{1}{6}$	50.4	9.755			
		12 $\frac{1}{6}$	12 $\frac{5}{6}$	$\frac{4}{6}$	2.9	4.348			
		12 $\frac{5}{6}$	15	2 $\frac{1}{6}$	3.4	1.569			
		15	16 $\frac{3}{6}$	1 $\frac{3}{6}$	0.6	0.400			
15-2	5. 20	6 $\frac{5}{6}$	8	1 $\frac{1}{6}$	5.0	4.286	8 $\frac{1}{6}$	19.3	2.363
		8	15	7	14.3	20.429			
16-1	7. 2	1 $\frac{2}{6}$	3	1 $\frac{4}{6}$	2.4	1.440	6 $\frac{4}{6}$	25.4	3.810
		3	5 $\frac{3}{6}$	2 $\frac{3}{6}$	14.6	5.840			
		5 $\frac{3}{6}$	7 $\frac{2}{6}$	1 $\frac{5}{6}$	7.5	4.092			
		7 $\frac{2}{6}$	8	$\frac{4}{6}$	0.9	1.349			
16-2	7. 2	14 $\frac{3}{6}$	15 $\frac{1}{6}$	$\frac{4}{6}$	5.9	8.846	1	6.5	6.500
		15 $\frac{1}{6}$	15 $\frac{3}{6}$	$\frac{2}{6}$	0.6	1.800			
17-1	7. 8	3	4	1	1.3	1.300	6 $\frac{5}{6}$	24.2	3.542
		4	8 $\frac{2}{6}$	4 $\frac{2}{6}$	20.7	4.777			
		8 $\frac{2}{6}$	9 $\frac{5}{6}$	1 $\frac{3}{6}$	2.2	1.467			
17-2	7. 8	9 $\frac{5}{6}$	11	1 $\frac{1}{6}$	7.3	6.257	5 $\frac{1}{6}$	39.2	7.587
		11	12 $\frac{4}{6}$	1 $\frac{4}{6}$	25.1	15.057			
		12 $\frac{4}{6}$	14	1 $\frac{2}{6}$	1.8	1.350			
		14	15	1	5.0	5.000			
18	8. 29	22 $\frac{5}{6}$	3 $\frac{2}{6}$	4 $\frac{3}{6}$	19.5	4.333	8 $\frac{3}{6}$	28.1	3.306
		3 $\frac{2}{6}$	5 $\frac{4}{6}$	2 $\frac{2}{6}$	7.6	3.257			
		5 $\frac{4}{6}$	7 $\frac{2}{6}$	1 $\frac{4}{6}$	1.0	0.600			

第III-7表 計算された透

No	月 日	降 雨						起	
		起 時	継続時間 hr	降 雨 量 mm	降雨強度 mm/hr	降雨全量 m ³		北 谷	南 谷
						北 谷	南 谷		
1	6.2	0	$\frac{3}{6}$	9.0	18.000	39.60	43.2	$-\frac{5}{6}$	
2-0	6.10	0	4	2.3	0.575	10.12	11.04		
2-1	6.11	0	$4\frac{4}{6}$	20.0	4.286	88.00	96.00	$\frac{3}{6}$	
3	7.11	0	$6\frac{1}{6}$	16.3	2.643	71.72	78.24	$3\frac{5}{6}$	
4-1	7.18	0	$3\frac{1}{6}$	20.0	6.316	88.00	96.00	2	
4-2	7.19	0	$4\frac{3}{6}$	31.6	7.022	139.04	151.68	$\frac{3}{6}$	
5-1	8.8	0	$6\frac{3}{6}$	20.0	3.077	88.00	96.00	$1\frac{2}{6}$	
5-2	8.9	0	10	63.7	6.370	280.28	305.76	$3\frac{3}{6}$	
6	8.12	0	$9\frac{2}{6}$	47.8	5.122	210.32	229.44	$3\frac{2}{6}$	
7	8.21	0	$\frac{5}{6}$	20.6	24.721	90.64	98.88	0	
8	8.26	0	$1\frac{3}{6}$	22.3	14.867	98.12	107.04	$\frac{5}{6}$	
9	9.2	0	$1\frac{4}{6}$	13.2	7.918	58.08	63.36	1	
10-0	9.12	0	$\frac{3}{6}$	5.0	10.000	22.00	24.00		
10-1	9.13	0	$6\frac{1}{6}$	12.3	1.995	54.12	59.04	$2\frac{1}{6}$	
10-2	9.13	0	5	15.9	3.180	69.96	76.32	$2\frac{3}{6}$	
10-3	9.14	0	$\frac{3}{6}$	11.2	22.400	49.28	53.76	$-\frac{2}{6}$	
11-0	9.23	0	$\frac{4}{6}$	1.0	1.500	4.40	4.80		
11-1	9.24	0	$5\frac{4}{6}$	23.2	4.094	102.08	111.36	$2\frac{1}{6}$	
11-2	9.24	0	$3\frac{5}{6}$	15.7	4.096	69.08	75.36	$1\frac{2}{6}$	
12-1	10.7	0	$10\frac{5}{6}$	40.4	3.729	177.76	193.92	$2\frac{4}{6}$	
12-2	10.7	0	5	14.2	2.840	62.48	68.16	$2\frac{1}{6}$	
13-1	5.4	0	5	11.0	2.200	48.40	52.80	$2\frac{3}{6}$	
13-2	5.4	0	11	17.7	1.609	77.88	84.96	$2\frac{3}{6}$	
14-1	5.9	0	16	24.9	1.556	109.56	119.52	$7\frac{3}{6}$	
14-2	5.14	0	13	53.9	4.146	237.16	258.72	$4\frac{3}{6}$	
15-1	5.19	0	$12\frac{1}{6}$	60.9	5.005	267.96	292.32	$4\frac{3}{6}$	
15-2	5.20	0	$8\frac{1}{6}$	19.3	2.363	84.92	92.64	0	
16-1	7.2	0	$6\frac{4}{6}$	25.4	3.810	111.76	121.92	$4\frac{1}{6}$	
16-2	7.2	0	1	6.5	6.500	28.60	31.20	-1	
17-1	7.8	0	$6\frac{5}{6}$	24.2	3.542	106.48	116.16	3	
17-2	7.8	0	$5\frac{1}{6}$	39.2	7.587	172.48	188.16	$1\frac{2}{6}$	
18	8.29	0	$8\frac{3}{6}$	23.1	3.306	123.64	134.88	$1\frac{3}{6}$	

下レートの諸性格

透下レート曲線								
時 hr	$\alpha \frac{1}{hr}$		最大レート起時 hr		最大透下レート m^3/min		全透下量 m^3	
	北谷	南谷	北谷	南谷	北谷	南谷	北谷	南谷
0	1.0	3.0	$\frac{1}{6}$	$\frac{2}{6}$	0.0975	0.1972	15.9	10.50
$1\frac{4}{6}$		1.0		$2\frac{4}{6}$		0.0449		7.32
$1\frac{2}{6}$	0.5	1.2	$2\frac{3}{6}$	$2\frac{1}{6}$	0.1023	0.1370	33.36	18.48
$3\frac{1}{6}$	0.5	0.6	$5\frac{5}{6}$	$4\frac{5}{6}$	0.0542	0.1147	17.7	31.32
$\frac{3}{6}$	2.0	2.5	$2\frac{3}{6}$	$\frac{5}{6}$	0.9978	0.4159	81.36	27.12
$-\frac{2}{6}$	1.2	0.5	$1\frac{2}{6}$	$1\frac{4}{6}$	0.9151	0.2752	123.42	89.76
$\frac{4}{6}$	0.4	1.0	$3\frac{5}{6}$	$1\frac{4}{6}$	0.0715	0.2303	29.16	37.56
2	0.6	0.3	$5\frac{1}{6}$	$5\frac{2}{6}$	0.7247	0.2968	204.96	161.04
$1\frac{2}{6}$	0.8	0.3	$4\frac{4}{6}$	$4\frac{4}{6}$	0.9057	0.2624	184.68	142.38
$-\frac{1}{6}$	1.2	3.0	$\frac{5}{6}$	$\frac{1}{6}$	0.3234	0.1806	43.62	9.66
0	1.2	3.0	$1\frac{4}{6}$	$\frac{2}{6}$	0.4013	0.2357	54.12	12.54
	0.7		$2\frac{3}{6}$		0.0746		17.40	
$\frac{2}{6}$		2.0		$\frac{5}{6}$		0.0824		6.72
$\frac{3}{6}$	0.7	0.7	$3\frac{4}{6}$	2	0.0636	0.0820	14.82	19.14
$\frac{5}{6}$	0.7	0.5	4	$2\frac{5}{6}$	0.1871	0.0699	43.68	22.80
$-1\frac{2}{6}$	0.5	0.3	$1\frac{4}{6}$	2	0.0727	0.0368	23.70	19.96
$-2\frac{3}{6}$		2.0		-2		0.0567		4.62
0	0.7	0.7	$3\frac{4}{6}$	$1\frac{3}{6}$	0.0878	0.1261	20.52	29.45
$\frac{1}{6}$	1.0	0.8	$2\frac{2}{6}$	$1\frac{3}{6}$	0.2987	0.0764	48.72	15.57
1	0.9	0.5	$3\frac{5}{6}$	3	0.8226	0.1884	148.74	45.22
$-1\frac{3}{6}$	1.2	0.2	4	$3\frac{3}{6}$	0.4994	0.0717	67.32	107.55
$1\frac{3}{6}$	0.4	0.4	5	4	0.0283	0.0718	11.58	29.25
$\frac{3}{6}$	0.5	0.6	$4\frac{3}{6}$	$2\frac{1}{6}$	0.1199	0.1030	39.12	28.14
$4\frac{3}{6}$	0.3	0.3	$10\frac{5}{6}$	$7\frac{5}{6}$	0.0768	0.1006	41.64	54.56
$3\frac{1}{6}$	0.3	0.3	$7\frac{5}{6}$	$6\frac{3}{6}$	0.3926	0.3422	212.88	185.64
$2\frac{5}{6}$	0.7	0.4	6	$5\frac{2}{6}$	1.0977	0.3882	256.32	158.28
0	0.5	0.2	2	5	0.1795	0.0368	58.56	30.00
$2\frac{4}{6}$	0.9	1.2	$5\frac{2}{6}$	$3\frac{3}{6}$	0.2743	0.5720	49.62	77.16
-1	0.5	1.0	1	0	0.2789	0.3646	90.96	59.46
$\frac{2}{6}$	0.4	0.8	$5\frac{3}{6}$	$1\frac{4}{6}$	0.2070	0.3123	84.36	63.68
$-\frac{4}{6}$	0.8	0.4	$2\frac{4}{6}$	$1\frac{5}{6}$	0.8859	0.2272	180.60	92.63
$\frac{1}{6}$	0.3	0.6	$4\frac{5}{6}$	$1\frac{5}{6}$	0.1118	0.2207	60.60	60.24

第IV編 水文解析への応用

第I章 降雨と滲透と透下との面的拡大性の吟味

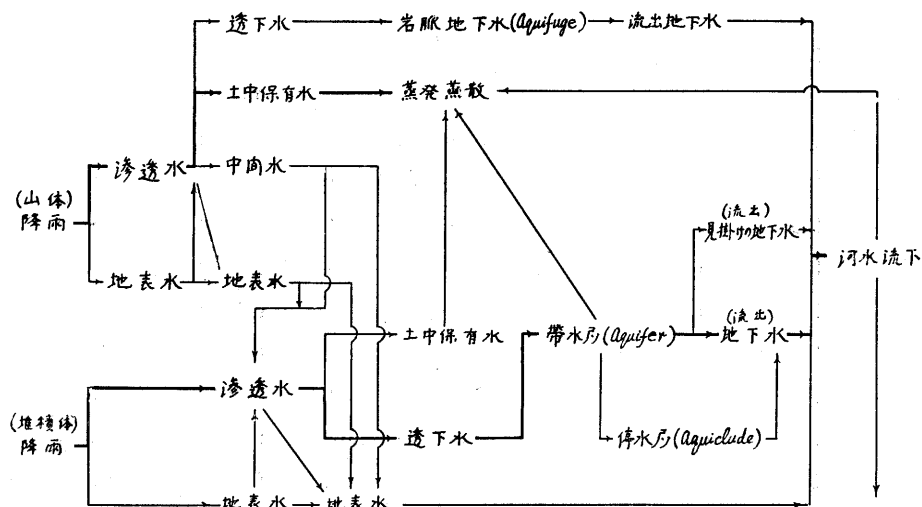
第1節 北谷南谷流域内における水循環の想定

水文資料解析結果から一応の指標が得られたのであるが、再びこの北谷、南谷について現象面より水循環の様相をうかがってみる。

これらは量水観測結果の取纏めを確認する意味でと、さらに流域内における水分管理のための基礎的意味で重要な役割を占めよう。

まず流域内における水循環の様相を大別すると、山体部と堆積体部に区分けすることができる。そして両者がそれぞれの関連性をもって流下、蒸発散蒸の形態を採っていることがうかがわれる。

これについて山体部より説明を加えてみる。降雨は地表水と滲透水に分けられ互に交流しつつ透下水、土中保有水、中間水、地表水に分離される。このうち中間水、地表水はとくに大降雨の場合に限り現われ、一般的な中小降雨においては殆んどが土中保有水となり、これらはやがて蒸発散蒸される。また透下水は極度に緩慢に動きつつ岩脈内に停水し、その露頭部より帯水層内また地表面へ湧出する。これを岩脈地下水(Aquifuge)と呼ぶ。この岩脈地下水は流域を構成する母岩の状況によっては相等大きな重さを有するものであろうが、本流域においては二次的位置を占める程度に過ぎない。中間水地表水は殆んど堆積体上に流下してくるが、ここで堆積体部の降



第IV-1図 流域内水循環の状況 (白坂流域における水分移行の概要)

雨と合流しあるいは多少の時間的ずれをもって地表水滲透水の分離が行われる。(地形図参照)

ついで堆積体上の降雨についてみると降雨は前述山体部の地表水中間水と合流し、ここで滲透水地表水に分離される。これも互に交流しつつ地表水、土中保有水、透下水に分かれる。土中保有水はその主体が蒸散蒸発水となり透下水は帯水層 (Aquifer) に流入する。この帯水層水は一部は蒸散蒸発水となり、一部はさらに深部に入り停水層 (Aquiclude) に入る。しかしその主体は地下水流量として河道に流出する。

一応以上のような想定が可能であるが、この水循環の現象が他の地帯例えば水成岩の地帯等に迄適用せしめることは不可能である。少くとも花崗岩の深層風化帯においては、共通し得る循環経路ではないかと思われる。

なお第IV-1図の太線は水分移行の主体的位置を占めるものである。

第2節 滲透測定試験結果からの判断

地表面の滲透能測定に関しては多数の方法測定器および結果の取纏がある。

しかしいずれもこれらの結果を総合して流域内の水分移行にまで結びつけ、さらに量水観測結果と照合せしめるまでの論議は HOLTON の複合区による解析の他はあまり例をみない。

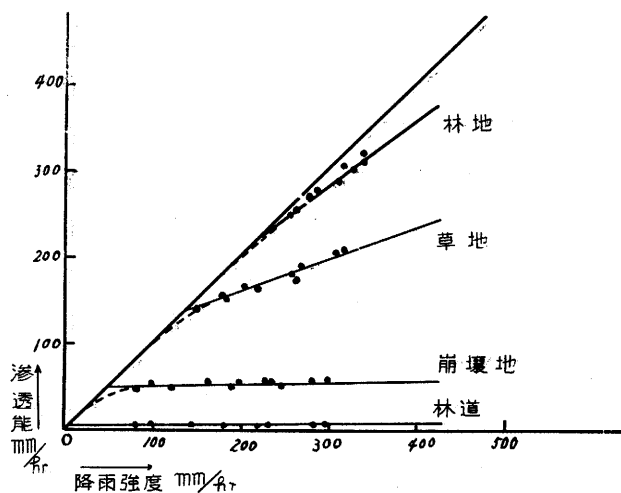
まず流域内における一小区分内での滲透能測定結果からの水文解析には2つの大きな問題点がある。以下この問題点に対して簡単な説明を加えたとつぎのようなことがいえる。

(i) 流域内における滲透能の面的な相異性

一般的な流域にも共通する問題であろうが、とくに本流域において滲透能の階級を大別すると大体4つの部分に分けることができる。

- (1) 山体 (山頂山腹), (2) 堆積体, (3) 崩壊地, (4) 道路および河道

である。この山体は勿論林木が生育されているとの前提がおかれてあり、堆積体は地質学的に比較的新しい状態のものである。またこの崩壊地は母材の性格によって様々の水文的相異を示すが、風化の厚さがうすいもの、崩壊によって露出した期間が短い風化母岩、および露出した期間が長い風化母岩の3種の型に分けることができる。崩壊露出後長期に涉った風化母岩は殆んどざくざくの砂場状で地表面の滲透能も極端に小さいも



第IV-2図 滲透能と降雨強度との関係
(地表面の状態が異なる場合)

とは考えられない。

これらの滲透能の性格を明確にするために、この流域と同様な花崗岩の深層風化層を有する東京都奥多摩水源林における測定結果をあげると、第IV-2図のようなものが得られる。

測定は斜面滲透計による測定で降雨強度と滲透能との関係はほぼ直線状で

$$\varphi = k_n i + (1 - k_n) \varphi_{m0}$$

の関係式にあることが立証されている。

すなわち k_n は試験地の地表流下を生じない部分の全面積に対する面積の比率であり、 φ_{m0} はそれ以下の降雨強度ですべてが滲透される限界値で地表流下を生じている部分の平均滲透能を示す。

したがって φ_{m0} より小さい降雨強度の場合、地表流下は殆んど生ぜず、それ以上の降雨強度で地表流下が起こることを意味する。

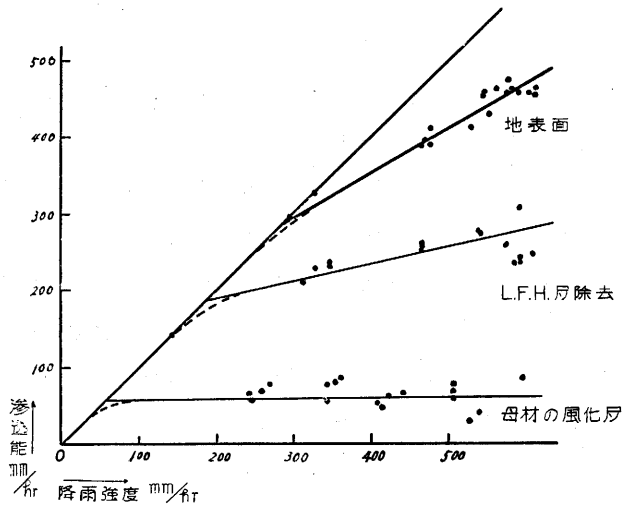
これに対して測定方法の問題点等を考慮に入れ、さらに他の測定による結果と照合すると一応 φ_{m0} 以下の降雨強度の場合にも地表流下の現象は考えられ、第IV-2図点線のようなものが得られるようである。

この測定結果から前述の区分と照合すると、まず林地における滲透能 φ_{om} は 220 mm/hr が推定され、さらに φ_{om} 以下での地表流下現象を考慮に入れても 150 mm/hr 程度の滲透能を推定することができる。これを多少少く見積って実際の降雨に照合すれば、この流域では数カ年に1回また数10年に1回の確率で起きる降雨の場合に匹敵する。すなわち林地においては殆んどの降雨が地表面で滲透してしまうとの想定が有力になってくる。

これを堆積体についてみると、地表面の傾斜また土壌の構造等からすべての条件が山腹面に比較して良好で、前述の結果よりさらに良条件の状態にあることが予想される。

つぎに新しい崩壊跡地について測定された結果をみると、 φ_{m0} はほぼ 50 mm/hr で、地表水を生ずべき滲透能の限界値をみると 10~20mm/hr の値がみられるようである。したがって崩壊跡地においてはまず普通程度の降雨強度でわずかな地表流下現象が起きるとみられ、50 mm/hr 以上の強度の降雨ではその差の殆んどが地表流下するとしてよい。

つぎに道路および河道における滲透能についてみると、道路の測定値はまず 2~3 mm/hr の値を示し殆んどの降雨が地表流として流出するとされるし、河道の場合も当然殆んどの降雨が流



第IV-3図 滲透能と降雨強度との関係
(地表面からの各深さの値)

出するとされる。ただし河道の場合、浸出水 (Influent) 等の問題はぬきにして考える。

すなわちこれらを総括すると、まず 50mm/hr までの降雨を対象にすれば、道路河道からの地表流は殆んど降雨量に等しく流出し、崩壊跡地ではわずかに地表流が流出し林地では殆んど一旦は地表面で滲透してしまうとの推論が下されることになる。

ただし崩壊地からの地表流は崩壊地の流域内における存在位置によっては再び滲透せしめられる場合も予想される。

(ii) 滲透能の鉛直方向の変化および透下能との関係

滲透能の面的考察については前述のようなものが考えられるが、それをさらに立体的に考えるとなつぎの諸点が問題視される。

まず河道および道路についてはその滲透能が極度に小さいから問題にならない。また堆積体においても多少の変化はあるが、この両流域では帯水層まで殆んど変化のない状態にあるとしてよい。ただし他の流域においてその堆積が長期に渉って行われた古い堆積においては必ずしも割り切って考えるわけにはいかない。

したがって残る山体部についてこの問題がとくに対象視されてくる。

まず前述もされたように、この流域の土壤断面をとってみると 0.05~0.15m の *L*, *F*, *H* 層がみられ、それから土壤化された層、二次風化された層が 0.2~2.0m 続き、それ以下は殆んど深層風化層になっている。そこに当然滲透能の相異が生ずるはずである。したがって前述と同様な測定法によって *L*, *F*, *H* 層の滲透能および *H* 層まで取り除き土壤層のみの滲透能、さらにそれを除いた深層風化層の滲透能を測定してみる。

その結果を図示すると第IV-3図のようなものが得られる。

これを相対的にIV-2図と比較すると(林地—地表面)(草地—*L*, *F*, *H* 層除去)(崩壊地—深層風化層)の関係で、比較的類似の曲線を描いていることが分かる。

これはあるいは偶然的結果といえないこともないが、滲透上一応は肯き得る傾向である。

いずれにしてもこの資料によると、両流域の土壤断面では地表面下の構造によってその滲透能が急激に減少して行くことは明確に知り得るものであり、地表面のみの滲透能をもって水文上の問題を解析して行くのはいささか軽卒の感をまぬがれない点は強調してよいに思う。

この測定地表面滲透能は別として、他の地点の測定はそれより上部の土体を除いた関係から実際面とは異った結果が得られているかも知れない。しかしこの3者の滲透能が急激に減少して行くとの現象は測定値の傾向をさらに助長こそすれ否定する規準は何ら見当たらないのである。

この資料から着実に地表流出現象の限界滲透能を推定すると、地表面でほぼ 200mm/hr, *L*, *F*, *H* 層除去後は 100 mm/hr, 深層風化層で 10~30 mm/hr が得られる。これらの結果から判断すると地表面においては殆んど降雨が全部滲透してしまうとすることができるし、さらに滲透された水がどのような経路をたどって土中を移行して行くかが新しい課題となってくる。

(iii) 電気抵抗法による透下現象の判断

再び土壤断面および地下構造を略述すると、山体部においては地表面より0.03~0.20m 附近まで落葉層、*F*層、*H*層があり、それより深さ0.15~2mの土壤化された黄褐色土または石英質の砂質土(二次風化)があって、それ以下は殆んど物理現象を受けない花崗岩の深層風化層となっている。

そしてこれらの層はほぼ地表面に沿って地表面と同様な凹凸をもって面的にひろがっている。

この構成に対して透下能の鉛直方向の変化をみる目的で電極板を埋設し、その電気抵抗値の変化による推定を行ってみる。(方法は前述第Ⅲ編第Ⅱ章第1節に準ずる。)

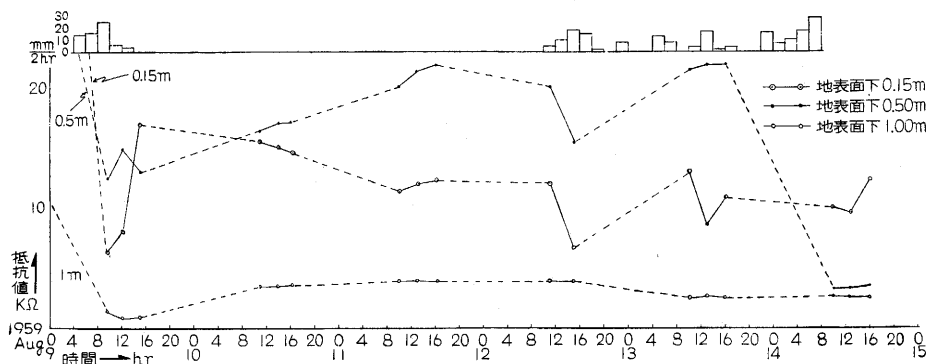
この電気抵抗値による含水量の推定は、水あるいは電極の温度また降雨の土中移行中における可溶性塩類の溶解量による各深さでの水比抵抗値の変化等によって、この地帯における抵抗値から絶対水分量の推定を行うまでの予備実験が行われていないが、各電極の構造が殆んど同一寸法で作製されており、その容量に多少の相異があっても極度に大きな違いがない点、および殆んどの場合地表面より1~1.2m附近に花崗岩の深層風化層が現われている関係上、埋設位置が最大個所で1.2m附近に存在する点等から推して、前述の問題点は多少除かれ、さらに温度の影響は同一期日での各点の比較という意味で大局的には支障ないとし観測を続ける。

測定地点は山体部を尾根部、山腹部、禿赫部の3部分に分けてそれぞれ代表的位置を選んだ。

尾根部は落葉腐植層は殆んどなく、地表面が砂場状で以下あまり物理的現象を受けない深層風化層となっている。ただしその結着力は浅いほど弱く、地表面下1m附近から除々にかたくなり容易に掘り起こし不能の状態になる。電極は地表面より0.5mと1.0mに埋設してある。

山腹部は山腹斜面の中腹に位置し安定した林相を保ち、地表面より0.2m附近まで*L.F.H*層があり、地表面より0.6m附近まで土壤化された黄褐色土で、以下ほぼ0.3m程度の厚さの風化土壤となり、地表面より0.95m附近より深層風化層となり、1.10m附近よりその堅さが強くなっている。電極は地表面より0.15m、0.5m、1.0m埋設してある。

禿赫部は山腹斜面の殆んど下方部に位置しかつての崩壊地に砂防植栽が行われた個所である。



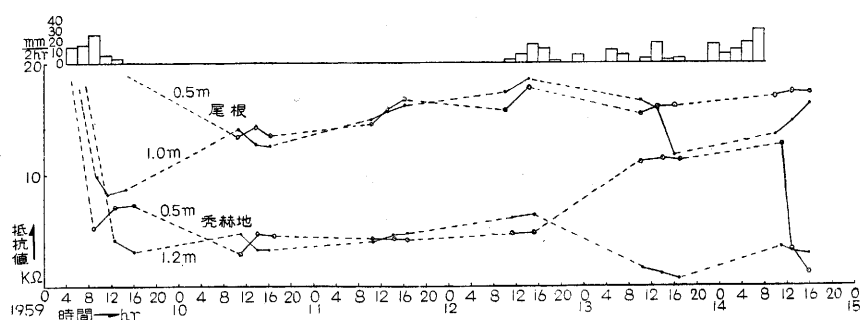
第IV-4図 北谷の抵抗値と降雨との関係(林内)

地表面は殆んど砂場状で地表面より1 m附近まで風化砂の新しい崩積土あるいは法切り崩積土によって占められ、ほぼ1.2 m 附近から堅い深層風化層となっている。なおこの地点の2 m 下方部は平坦地になりふみかためられて歩道となっている。電極は地表面より0.5 m, 1.2 mに設置してある。

これについて昭和34年8月9日より14日にかけての降雨を例にとり説明を加えてみる。

このような傾向は他の降雨にも同様にみられている。

気象状況は7月中旬より8月8日まで約20日間殆んど降雨はなく、8日18時より23時にかけて約20 mmの降雨があり、9日以降は第IV-4図、第IV-5図のような強度の降雨がみられる。



第IV-5図 南谷の抵抗値と降雨の関係（尾根部と禿赫地）

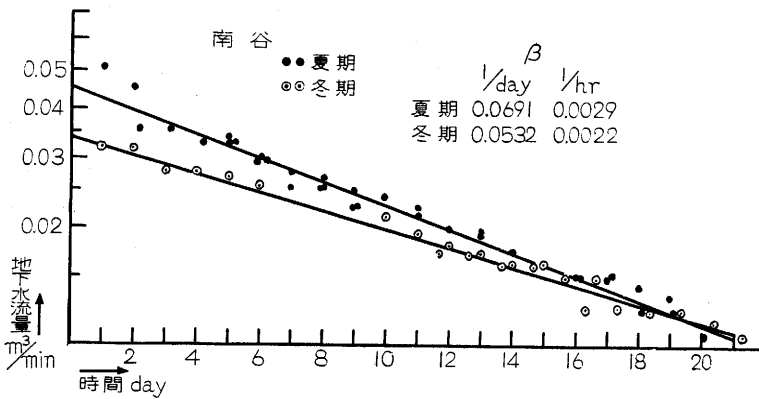
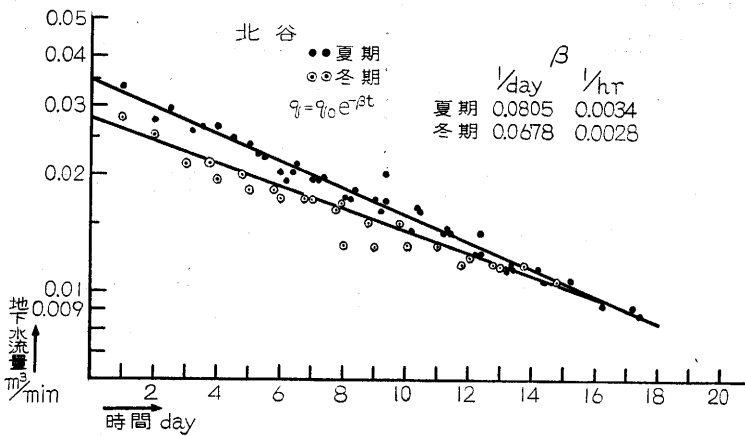
まず尾根部と禿赫部についてみると第IV-5図のようなものが求められ、降雨に対する抵抗値は禿赫地においてがさらに急激に下降し渗透透下量の多いことを意味している。これは前述の土壤構造からの判断と一致する。さらに地表面からの浅部と深層との関係をみると双方とも同一の傾向がみられるが、その特徴としては土層の中間部に比較して母岩（深層風化層）との境界地点の抵抗値がさらに急激に下降している点があげられる。この傾向は尾根部のそれより禿赫地のそれがとくに甚だしい。尾根部の0.5 m位置は各粒子の結着力が少くなっているとはいえ、一応深層風化の母岩層とみなすことができるし、さらに斜面のピーク附近に位置しているのでその傾向があまり極端ではないが、禿赫地ではその傾向が比較的極端にあらわれている。

すなわち禿赫地の測点が禿赫面の下端附近に位置し、さらにその下方部は歩道等によってしめかためてある関係上その傾向がさらに極端にあらわれてくる。

すなわち渗透能（透下能）が急激に小さくなるこの母岩層を境として、地表面での渗透水がここで一時集積され、その水が母岩層の傾斜に沿って移行する現象である。

これをいわれる中間水として水文上取扱うことができる。

したがって1.2 mの深さにおける12日16時以降の抵抗値下降の傾向は、その地点での降雨による渗透水のみ影響でなく、斜面の上方部からの層の境界をつたった移行水分の影響も加わっているとの想定が立てられる。



第IV-6図 北谷, 南谷での無降雨日の減水状態

つぎに林地における傾向についてみると、勿論無降雨日の各深さでの含水量は地表面が最も小さく、地下深くなるにつれて大きくなっている。そしてこれらの値は禿赫地に比較すると問題にならないほど含水量は大きい。

降雨による含水量の変化は地表面に最も近い0.15mの深さの含水量が極度に増大し、地表面下0.5mの含水量より大きな状態を示す。なお0.5mの深さの含水量の増大も目立つ。

深さ1mの含水量は前2者に比較して降雨前から大きな値を示しているが、無降雨日と降雨日との較差が他のものほど極端ではない。

以上のような諸点がうかがえるが、これらの現象をさらにおし進めて量水観測結果の解析の参考に供してみる。

第II章 北谷南谷における地下水流量の分離

以上によって地下水流出現象に関する理論が導かれたのであるが、これらを総合し北谷、南谷における地表水地下水の分離を1カ年を単位として行い、流域内の水分収支に関する検討を加えてみる。

この北谷、南谷両流域はこれまでの論議の対象になった地下水測量観測所(G. S)の流域を含めた全流域(R. S)である。(第I-2図参照)

したがって流量観測資料は地表水、中間水、地下水を総合して観測された値である。

この論議は直接観測によって得られた地下水流量と、前項によって導かれた地下水流量算定法に準じて求められた地下水流量の双方から検討を進める。

第1節 北谷南谷における可能地下水流量の推定

まずこの項での地下水流は帯水層貯留量として表現した方が好ましいかもしれない。

しかし流出し得る地下水流量と貯留量とは本質的に多少異った性格のものである。

具体的な例をあげれば、地下水の減水は当然帯水層内からの蒸散蒸発水量も加味された結果の数値であり、これを基準として求める全地下水流量は当然蒸発蒸散水量も除かれた性格の数値で、帯水層の貯留量から流出し得る期間内の蒸発蒸散量が除かれた値ということになる。

すなわちここで呼ぶ地下水流量とは、降雨によって帯水層に貯留された水量のうち、やがて測水所で観測し得る地下水流量のことである。これを可能地下水流量と呼ぶ。

(i) 適応性の吟味

地下水流量の主体をなす帯水層限界最大水位観測が行われている流域(G. S)をさらに拡大して、地表水、中間水、地下水の総合された量水観測のみが行われている拡大流域に適応するための可否について一応の検討を加えてみる。

両者の流域の配置関係は第I-3図のようである。

(a) 最大地下水流量出現時刻の検討；今迄の論議結果から真の地下水流量曲線の性格について論議すれば、つぎのことがいえる。

地下水流量曲線は降雨あるいは地表流も含めた流量曲線に比較して極度に偏平化された曲線を示す。したがって最大流量の出現時刻は、地表流も含めた流量曲線の最大値の出現時刻に比較して数10倍の時間の経過を有することがいえる。

これは流域内の最遠地からの河道の距離を流下する河道流達時間と比較しても問題にならないほどの長時間である。

さらに地下水の増水曲線も観測された水位曲線(縮尺 $1/2 \sim 1/4$)から誘導された値からは判断し

難いように極度に小さな変化をもって増加し減少している。これも地表水も含めた増水曲線に比較してその変化率は問題にならない。

極端な表現をすれば最大流量が数時間継続しているといった状態である。

したがってつぎのような想定が一応可能になる。

流域内における各地帯の堆積からの地下水流量は、おのおのの帯水層深度、透過係数、断面形状堆積体の形状等がほぼ同一であれば、その流域の測水所で捕捉される最大地下水流量の出現時刻はその流域内の代表的位置を占める堆積体で把握された最大地下水流量の出現時刻をもってこれにあてて大した矛盾は生じない。

これはまた地下水流量の増加開始時刻においてもいえることである。

この想定が満足されれば、各降雨に対する地下水流量はその流域の量水観測と流域内の一部の堆積体の帯水層の水位観測が行われていれば前述の (5, A, 1) 式 ~ (5, E, 2) 式に代入することにより容易にその実態を把握することができる。

(b) 地下水流量曲線および全地下水流量の推定法；前項によって A, B, D, E 型の透下レートに対す地下水増水曲線式の誘導を試みたのであるが、このうち最も操作が簡単な型についてその解析法をあげる。

とくに年間におけるすべての場合を対象としたこれらの計算では、各降雨ごとの条件が複雑なるので最も簡単な A 型の採用が効果的である。

まず地下水の増水開始時を零として、それより最大流量の出現する時刻を T_m とする。

つぎに地下水の最大流量の出現後の減水中における地下水流量を q_{xi} 増水開始時よりの時刻を t_{xi} とすれば；

A 型の理論より

$$T = T_m$$

であり

$$q_{xi} = P(1 - e^{-\beta T_m}) e^{-\beta(t_{xi} - T_m)} + q_0 e^{-\beta t_{xi}}$$

$$\frac{q_{xi}}{e^{-\beta t_{xi}}} - q_0 = P \frac{(1 - e^{-\beta T_m})}{e^{-\beta T_m}}$$

ここに

$$\frac{q_{xi}}{e^{-\beta t_{xi}}} - q_0 = S$$

とすれば

$$P = S \frac{e^{-\beta T_m}}{(1 - e^{-\beta T_m})}$$

で P すなわち透下レートおよび T すなわち透下レート継続時間を決定することができる。

P が決定されれば (5, A, 1) (5, A, 2) 式によって地下水増水曲線を求めることができる

し、さらに全透下量の算定が可能になる。

この全透下量がいわゆる可能地下水流量とすることができる。

これは P の透下レートで T 時間継続したとの仮定に由来しているから

$$\int_0^T P dt = PT$$

で求められる。

以上の計算でとくに必要な数値は T_m , q_{xi} , t_{xi} , q_0 であるが以下その操作上の問題点について吟味を加えてみる。

T_m についてみると、前述もされたように帯水層の水位曲線から判断するには観察による判断が付き難い状態の微小な変化をもって数時間継続している。したがって実際の資料から T_m を決定することは比較的困難ではあるが、例えこの T_m に 2~3 時間の誤差があったとしても本法で計算した場合には最終的結果には大した影響はきたさない。なるべく全地下水流量を実際値に近づけようとの意図があれば、むしろ最大水位継続時刻の終端部附近を採用した方が好ましい。

q_{xi} , t_{xi} についてみるとこれは測水所 (R. S) で観測された水位曲線 (地表流, 中間流, 地下水を含む) で地表流中間流がなくなったと思われる以後における 9 時 (定時観測) のポイントゲージで測定された値を採用するのが効果的である。

これは数個の値を採り計算された S の値を算術平均することによって決定すればよい。

ただし数日毎に降雨があるような場合は必ずしも 9 時の値が他の条件を満足しているといえない場合がある。そのような場合は必ずしも 9 時に拘泥する必要もないが、場合によってはこれらを一括して連続して生じた数個の最大値のうち最も大きな最大流量出現時刻をそれにあてれば比較的好ましい結果が得られる。

この値の採用についてとくに重要な問題は、採用する時刻の流量に中間流が含まれていないかということである。一応見掛けの地下水流量は最大地下水流量終了時に終えたとみることができ、中間流は必ずしもそうとはいえない場合がある。また地表流は降雨終了後数時間後には流出する可能性があるが、中間流は数日継続する可能性があり、この中間流も含んだ値を q_{xi} に採用すると地下水流量を過大に計算する結果になる。

減水係数 β についてみれば一応流域によって平均的値を決定することが可能であるが、その時の降雨によっては他の気象の因子の影響等によって多少異った値を示す場合がある。この相異によって地下水流量に多少異った結果が得られることも考えられるが、これは中間流の問題に比較すればあまり重要視する必要はない。

q_0 についてみると、前述もされたように地下水増水曲線は極度に偏平化された曲線を示し、最大地下水流量と q_0 との差は相対的に小さい場合が多い。したがって q_0 の値の決定は計算上相等大きな位置を占めてくる。例えばこの流域観測方法で平水時における水位 1 mm の差による流量

の差は、この計算においては最終的に求められる S の数値に大きな相異をもたらしてくる。したがって q_0 の決定は厳密な検討を必要とすると共に、本方法を採用しようとする流域における量水観測の方法についても相当考慮を払う必要性が感じられる。

(ii) 可能地下水流量の算定

一応前述の論議をとりまとめると (1)増水開始前の流量, (2)地下水流量の増加開始時刻, (3)最大地下水流量の出現時刻, (4)減水時における各時刻の地下水流量, が明らかになれば, その流域における地下水流出の状態を推定できる。

これをさらに詳しく説明すると, (1)(4)の測定値は流域の測水所によって得られた水位曲線で決定することが可能であり, (2)(3)の測定値は流域内の帯水層の水位曲線によって決定することができる。この北谷南谷では(1)(4)は流量観測所 (R. S) の観測結果から求められ(2)(3)は帯水層水位観測所 (W. I) の観測結果から求めることができる。

(a) 北谷南谷における減水係数の算定; この流域での昭和34年度 (暦年) における観測された資料から無降雨日における 9時観測されたポイントゲージの水位に対する流量をあげると第IV-1表のようなものが得られる。これは前記理論より時間に対して指数函数式に従うから, 片面対数方眼紙にプロットすれば殆んど直線状になるはずである。すなわち第IV-6図のようなものが求められさらにこの勾配を計算すると減水係数 β を得ることができる。

北谷

4月より10月まで

$$\beta = 0.0805 \left(\frac{1}{\text{day}} \right) = 0.0034 \left(\frac{1}{\text{hr}} \right) = 0.000056 \left(\frac{1}{\text{min}} \right)$$

11月より3月まで

$$\beta = 0.0678 \left(\frac{1}{\text{day}} \right) = 0.0028 \left(\frac{1}{\text{hr}} \right) = 0.000047 \left(\frac{1}{\text{min}} \right)$$

南谷

4月より10月まで

$$\beta = 0.0691 \left(\frac{1}{\text{day}} \right) = 0.0029 \left(\frac{1}{\text{hr}} \right) = 0.000048 \left(\frac{1}{\text{min}} \right)$$

11月以降3月まで

$$\beta = 0.0532 \left(\frac{1}{\text{day}} \right) = 0.0022 \left(\frac{1}{\text{hr}} \right) = 0.000037 \left(\frac{1}{\text{min}} \right)$$

が求められる。

この β の値は降雨によってまた観測によって多少変動する可能性があるが, 一応昭和34年度はこれを決定されたものとして計算を進めてみる。

いま計算のための時間単位を時 (hr) におくと

$$\text{北谷 } 4 \sim 10 \text{月 } \beta = 0.0034 \left(\frac{1}{\text{hr}} \right)$$

$$11\sim 3月 \quad \beta=0.0028 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

$$\text{南谷} \quad 4\sim 10月 \quad \beta=0.0029 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

$$11\sim 3月 \quad \beta=0.0022 \left(\frac{1}{hr}\right)$$

とすることができる。

この各 β に対して予め時刻 $t=0$ より $t=24hr$ までの $e^{-\beta t}$ の値を求めると第IV-2表のようなものが得られる。時刻 $t=T_x$ が24時より大なる場合例えば $T_x=68=24+24+20$ 時のような場合は $(e^{-24\beta} \times e^{-24\beta} \times e^{-20\beta})$ で $e^{-68\beta}$ を求めることができる。

(b) 可能地下水流量の推算；この北谷 (N. R. S) 南谷 (S. R. S) 流域における昭和34年1月より12月にかけての降雨による地下水流量について検討を加えてみる。地下水流量曲線推定のための必要資料をあげると第IV-3表のようなものが得られる。

この場合地下水流量の最大値出現時刻 T_m または t_{xi} は地下水増水開始時刻すなわち帯水層水位観測 (W. I) の増水時刻を零として計算される。

なお各降雨の性格は北谷南谷共殆んど同様の状態とみなして支障ない。

つぎに第IV-3表の資料を整理し P および全地下水流量を計算し降雨量との比較を行うと第IV-4表のようなものが得られる。

この第IV-4表を基準として数個の検討を加えると以下のことがいえる。

(1) 前述もされたように降雨の継続状態と資料の採用区間の如何によっては、求められる透下レート P 、および全透下量は過大に計算される可能性がある。これはとくに大降雨の場合にその傾向が大きい。例えば8月12日の増水においてみると中間流は数日間継続して流出し、それが終了しないうちにつぎの8月16日降雨による地下水増水が行われている。このような場合前者を相等過大に計算する傾向が生ずると共に、後者を殆んど微少にするような計算結果が求められるようになる。

(2) 北谷南谷の T_m の比較は殆んどの場合可能であるが、資料によってはそれが不可能のものもある。理由は操作上の問題に由来する。とくに断続降雨の場合それを一括する区分の方法によって異ったものが求められる場合が生ずる。

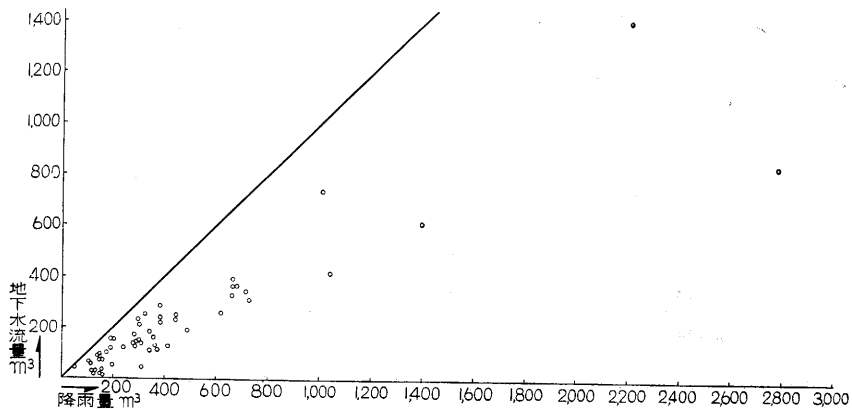
ただし最終的に計算される地下水全流量の計算に対する影響は殆んど少い。

(3) 計算された透下レート P と降雨強度との関係はあまり帰一的なものがみられない。

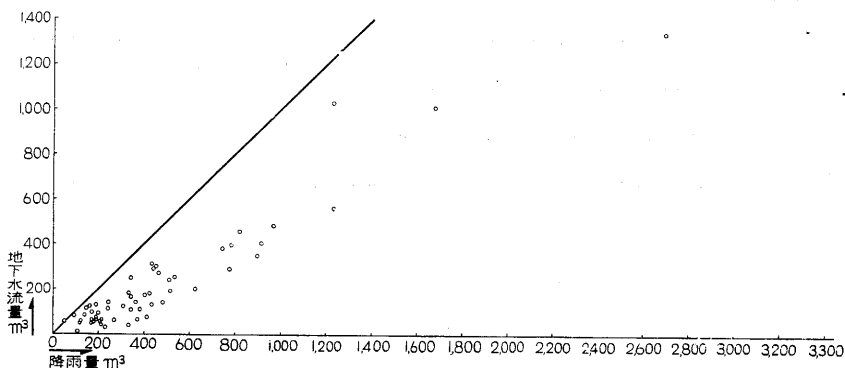
これは(2)において説明された操作上の問題点に由来し、それを明確に知るためには降雨、流量を厳密に選択して透下レート P の算定を行わなければならない。

(4) 降雨量と全透下量 (可能地下水流量) との関係はその傾向を知る程度では比較的良好な結果が得られている。ただし以下の諸点は予め考慮に入れておくべきである。

降雨前の帯水層の帯水状態如何によって量的値は相等変化されて計算される。例えば北谷、南



第IV-7(N)図 北谷の降雨量と地下水流量



第IV-7(S)図 南谷の降雨量と地下水流量

谷における2月14日の全地下水流量は降雨量との相対的意味において、他の同一な降雨量の場合より過大な値を示し、7月14日の場合はむしろ過少な値を示しているようである。

さらに全地下水流量に対する因子としては降雨強度の問題をあげる必要がある。

いま縦軸に可能地下水流量（全透下量）をとり横軸に降雨全量を採って方眼紙にプロットすると第IV-7図のようなものが得られる。

以上によって求められた可能地下水流量を月毎に集計すると第IV-4表のようなものが得られる。

第2節 北谷南谷における流出地下水流量の分離

以上によって地下水流量に関する各種の理論と、それを応用した年間の可能地下水流量の算定が行われたのであるが、流域内における水分収支の実態を把握する意味と、さらに理論式に準じて求められた地下水流量の数値を検定する意味で観測された流量と流域内堆積体からの地下水流量を対比し、その流域内からの日地表水流量 (m^3/day) と日地下水流量 (m^3/day) の算定を行ってみる。

なお第I編にも述べられたが全流量（地表水，中間水，地下水流量）の測水所を北谷でN. R. S. 南谷でS. R. S. とし地下水流量観測所を北谷でN. G. S. 南谷でS. G. S. とする。したがってN. G. S., S. G. S. はそれぞれN. R. S., S. R. S. の流域内上流部に位置する。（第I-2図参照）。以下この記号を説明に採用する。

（i）地下水流量の面的拡大性の吟味

降雨日におけるR. S. とG. S. の観測結果の比較は前者に地表流，中間流量が加わって測定されており，さらにR. S. の流域内の一部を占める堆積からの地下水流量をG. S. で観測しているためR. S. の地下水流量とG. S. の地下水流量の相関関係を導く必要がある。

まず無降雨日における両者の流量を比較するとつぎの傾向にあることがいえる。

R. S. 測水所での地下水日流量の減水状態を

$$q_R = q_{R0} e^{-\beta_1 t}$$

G. S 測水所での地下水日流量の減水状態を

$$q_G = q_{G0} e^{-\beta_2 t}$$

とする。この場合 q_R と q_G の値を q_{R0} q_{G0} 出現時刻より各々等しい時間間隔で比較して行けば次式を成立せしめることができる。

$$\frac{q_R}{q_G} = \frac{q_{R0}}{q_{G0}} e^{-(\beta_1 - \beta_2)t}$$

ここに $\beta_1 \doteq \beta_2$ とし $q_{R0}/q_{G0} = K$ とすれば

$$q_R = k q_G$$

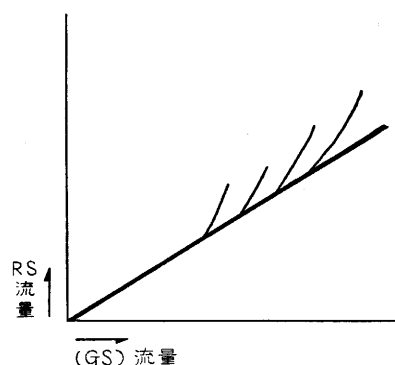
で近似的に直線関係にあることがいえる。

ただ R. S. 測水所の観測結果による日流量は必ずしも地下水流量のみとは断言し兼ねる場合もある。すなわち中間流が加味される場合が考えられるが，前述の関係が認められれば無降雨日の両者を順次追って行けば $q_R = k q_G$ の直線に合流する第IV-8図のような曲線になることが予想される。

また実際の資料を取扱う際にはつぎの諸点を考慮に入れなければならない。

(1) G. S. での観測値は必ずしも地下水流量の全部を把握していない。それはこの観測がとくに増水時での地表流，地下水流量の分離を主体として設計したことおよび地下構造地形等からやむを得ない浸出水等があり，さらに観測用ダムを設置後水みちの変化等によって多少測水所で把握し得ない水量の浸出水がある。

これらの浸出水は極めて少量ではあるが，分離のためのコンクリート路面上を流出して結局G



第IV-8図 R. S地下水流量とG. S地下水流量

S. では測定されず R. S. のみで測定される可能性がある。

(2) 観測用ダムノッチにおける状態たとえば落葉塵埃の附着による日流量計算値の誤差、また日中の気温の状態による R. S. 日流量の変化あるいは気圧の変動による G. S. の日流量の変化等により両者の関係に多少変動が生ずることも予期しなければならない。

(3) R. S. で観測される地下水流量を包含する堆積体と G. S. で観測される地下水流量を包含する堆積体の量的比率は、必ずしも地形的流域面積の比率とは一致しない。すなわち q_{RO} と q_{GO} との比率は必ずしも地形的面積の比率とは一致しない。

(4) (1)によって述べられた構造等から大降雨毎に多少堆積体内の水みち等が変わる可能性があり、それによって q_G の値に変化が起き、 q_G と q_R との比率に多少変動をきたす可能性がある。

以上のような問題点が考えられるが、これらを考慮に入れて q_R および q_G の測定値を選択し両者の関係を導いてみる。

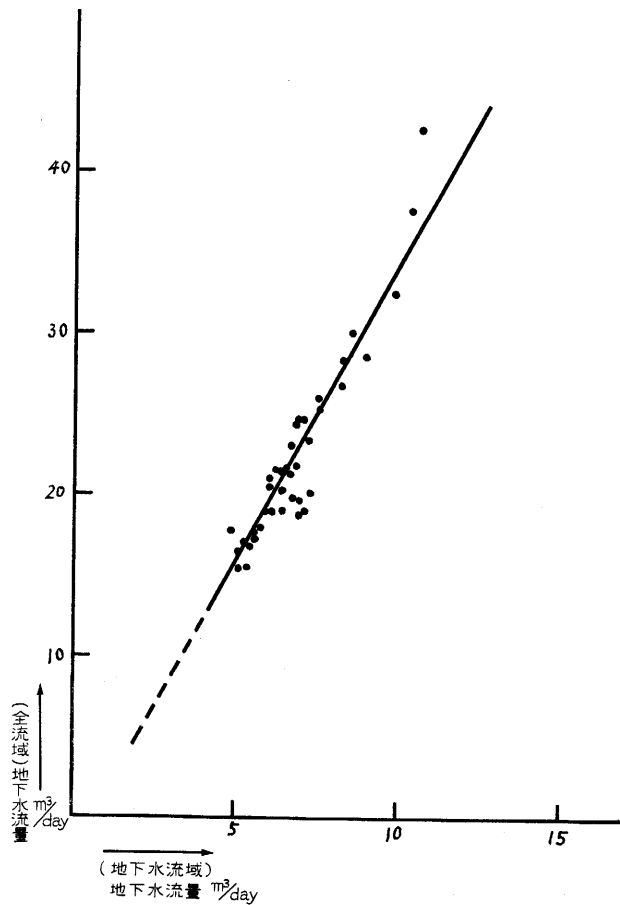
1月より12月までの無降雨日における R. S., G. S. での流量を北谷、南谷で採りあげると第 IV-5-1表のようなものが得られる。

これらを方眼紙に縦軸に R. S. 横軸に G. S. を採り月毎にプロットするとほぼ1月～5月まで6月～10月まで、11月～12月の3つに区分できるようである。一例を北谷に示すと IV-9(N)図のようである。

これはつぎの理由によるもので必ずしも季節的云々に由来するためものではない。

すなわち N. G. S. 測水所においては過去1カ年間の測定結果から、地下水流量と帯水層水位の関係をなるべく均一化せしめる目的で、5月下旬堆積体の一部に人工的盛土が行われた。

また S. G. S. においてはやは



第IV-9(N)図 北谷の(N. R. S.)地下水流量と(N. G. S.)地下水流量の関係

り同様の目的で、施工当初S. W. 1とS. G. S. の区間に地表下30~40cm附近にかけて玉石による水みちの施工が行われてあり、それが5月下旬取除かれて土を人工的に充填せしめられた。

したがって5月から6月にかけては当然地下水の流出状態が変化する可能性があり、しかも人工的に充填された土体は少くとも数カ月経て天然状態に移行するとの考え方をすれば、その区間は多少の地下水流量の変動があることを考慮しなければならない。

これらの関係を厳密に統計的処理を行いその数値解析を行えば、各測点との関係において必ずしも異ったものとして取扱う必要のない性格のものかも分からない。

しかしこの検討の最終の目的は、計算された流域内の日流量から流域内の一地点で測定され計算された日流量を資料としてその流域の最も適確な地下水流量を推定しこれを分離することにあるから、今まで論議されたすべての問題点を考慮に入れ観測資料に最も着実な線を求めてこれを基準とし推定することにする。

以上によって前述のように区分された区間内における両者の関係を求めると

[北谷]

1月~5月

$$q_R = 3.27 q_G - 0.05 \quad \text{m}^3/\text{day}$$

6月~9日

$$q_R = 2.92 q_G \quad \text{m}^3/\text{day}$$

10月

$$q_R = 3.16 q_G + 0.10 \quad \text{m}^3/\text{day}$$

11月~12月

$$q_R = 3.72 q_G - 2.90 \quad \text{m}^3/\text{day}$$

[南谷]

1月~5月

$$q_R = 3.04 q_G - 2.20 \quad \text{m}^3/\text{day}$$

6月~10月

$$q_R = 4.04 q_G - 9.00 \quad \text{m}^3/\text{day}$$

11月~12月

$$q_R = 3.98 q_G - 10.60 \quad \text{m}^3/\text{day}$$

が求められる。以上の各式の変化率および常数項については前述もされたように必ずしも理論に合致した決定的な数値としての見方はできない。おそらく統計的な厳密検討を加えればにらは殆んど同一視して可能であるとの結論が得られるのであろうし、また常数項は零と見なし得るとの結論が得られる可能性がある。

しかし常数項の存在は理論的につぎの問題点があることを一応考慮に入れておくべきである。

(1) 地下水流量の河道流下中における蒸発蒸散作用の影響。この場合河岸堆積への浸入水(Influent)とそれを通じた蒸発蒸散作用および測水所遊水池の蒸発も当然その対象になる。

(2) 前式の β_1 と β_2 が近似的に等しいと認められない場合。すなわち G. S. の堆積体構造と R. S. の他の堆積体構造とが極度に異なる場合は両者の関係は直線的にならない。これを近似的に直線として取扱った場合当然誤差の集積として常数項が存在することになる。

以上の諸点が考えられるが、希望とする流量は経験的にある一定値よりも以下の値の現われることは殆んど少いので一応以上の実験式で計算して支障ないと思われる。

(ii) 流出地下水流量の推算

前項で求められた N. R. S. を N. G. S. または S. R. S. と S. G. S. 測水所での観測された地下水流量の関係式に N. G. S. および S. G. S. での観測された地下水流量を代入し、それぞれの N. R. S., N. R. S. の地下水流量計算すると第IV-5-2表のようなものが得られる。これを月毎に集計すると第IV-5-2表のようになる。

この第IV-5-2表においてこれを通観すると、比較的矛盾のない地下水日流量の算定が行われた流量ようである。なおこれらの資料における無降雨日の地下水流量は計算された R. S. の地下水日と観測された R. S. の日流量とがほぼ等しい値を示す以降は多少の凹凸の差は無視して R. S. で観測された日流量を採用し、それ以前のみについて計算された地下水流量を採用している。したがって日流量と計算された地下水流量との差を地表流量とすることができる。

この地表流量は勿論中間水流量も含めた値である。したがって降雨終了後数時間経過した後の値は当然中間水のみ値とみて支障ない。

またこの推定される地下水流量は勿論真の地下水流量が主体性を持ち見掛けの地下水流量は殆んど無視する程度とみなしてよい。これは降雨終了後数日経た流量を採用して関係式を導いているから推定される地下水流量に若し見掛けの地下水流量が入ったとしてもその全量に対する割合は極く小さいものである。

これらによって求められた地下水流量を可能地下水流量に対応し流出地下水流量とする。

第IV-1表 北谷南谷の無降雨日の流量

月	日	北 谷		南 谷		月	日	北 谷		南 谷	
		m^3/min N. R. S.	m^3/min S. R. S.	m^3/min N. R. S.	m^3/min S. R. S.			m^3/min N. R. S.	m^3/min S. R. S.		
6	14	0.0200	0.0150	10	22	0.0250	0.0299				
	15	161	150		23	223	278				
	16	142	124		24	200	268				
6	17	142	124	10	25	193	223				
	27	117	108		26	181	211				
	28	108	100		27	172	211				
7	27	193	259	10	30	161	193				
	28	193	250		31	142	172				
	29	172	240		11	9	278	313			
7	30	161	223	11	10	250	313				
	31	142	200		11	11	211	278			
	1	142	193		12	12	193	278			
8	2	124	172	11	13	181	268				
	3	117	161		14	172	259				
	4	117	150		15	172	172				
8	5	108	150	11	16	172	172				
	6	92	142		23	132	142				
	7	92	132		24	132	142				
8	19	339	509	11	27	132	124				
	20	278	455		28	132	124				
	28	268	339		29	124	124				
8	29	240	299	12	30	117	124				
	30	200	250		1	108	117				
	31	193	250		2	117	108				
9	1	172	223	12	6	211	211				
	2	172	211		7	200	193				
	20	161	172		8	181	181				
9	21	142	150	12	9	172	172				
	22	124	150		10	161	161				
	23	117	132		11	150	161				
10	12	299	354	12	12	150	150				
	13	268	354		26	117	124				
	14	250	325		27	117	124				
10	15	223	325	12	28	117	132				
	16	211	299		29	108	124				
	21	268	325								

第IV-2表 北谷南谷の β と $e^{-\beta t}$ との関係

t hr	北 谷 ($\frac{1}{hr}$)		南 谷 ($\frac{1}{hr}$)		t hr	北 谷 ($\frac{1}{hr}$)		南 谷 ($\frac{1}{hr}$)	
	$\beta=0.0034$	$\beta=0.0028$	$\beta=0.0029$	$\beta=0.0022$		$\beta=0.0034$	$\beta=0.0028$	$\beta=0.0029$	$\beta=0.0022$
1	0.99661	0.99721	0.99721	0.99781	13	0.95676	0.96425	0.96301	0.97180
2	99322	99442	99422	99561	14	95347	96156	95744	96619
3	98985	99163	99134	99342	15	95025	95886	95466	96754
4	98645	98886	98847	98768	16	94705	95619	95190	96542
5	98315	98609	98561	98906	17	94384	95352	94915	96329
6	97981	98334	98275	98689	18	94063	95073	94640	96117
7	97648	98059	97991	98689	19	93745	94820	94366	95906
8	97316	97773	97707	98255	20	93426	94554	94102	95695
9	96987	97512	97424	98039	21	93109	94291	93821	95486
10	96657	97239	97142	97824	22	92793	94026	93549	95276
11	96329	96968	96871	97610	23	92478	93763	93008	95065
12	96002	96696	96581	97395	24	92160	93501	92738	94517

第IV-3(N)表 北谷における地下水流量算定の基礎資料

No	月	日	増水前		最大地下水流量出現時刻		R. S. 減水時流量											
			W I 増水前時刻時分	R. S. 増水前流量 q_0 m^3/min	日	時	分	日	時	流量 q_{x_1} m^3/min	日	時	流量 q_{x_2} m^3/min	日	時	流量 q_{x_3} m^3/min		
1	33.	12	31	17.00	0.0100	34	1.3	9.00	34	1.3	9	0.0150	3	17	0.0137	4	3	0.0132
2	34.	1	4	5.30	0.0132	5	9.00	9.00	6	9	0.0142	7	9	0.0124	8	9	0.0117	
3			29	10.20	0.00831	31	9.00	2.1	9	0.0200	2	9	0.0200	3	9	0.0193		
4			6	21.00	0.0132	7	9.00	8	9	0.0150	9	9	0.0150					
5			9	17.00	0.0150	10	9.00	11	9	0.0223	12	9	0.0193	13	9	0.0172		
6			14	1.00	0.0172	15	9.00	16	9	0.0571	16	15	0.0420	16	21	0.0354		
7			17	1.30	0.0371	17	9.00	18	9	0.0596	19	9	0.0437	19	18	0.0420		
8			19	20.30	0.0405	20	4.20	20	9	0.0756	21	9	0.0492	22	9	0.0405		
9			1	14.30	0.0240	2	9.00	3	9	0.0223	4	9	0.0200	5	9	0.0193		
10			7	20.00	0.0193	9	9.00	11	9	0.0240	12	9	0.0240	13	9	0.0211		
11			22	12.00	0.0142	23	9.00	24	9	0.0150	25	9	0.0150	26	9	0.0142		
12			30	3.00	0.0132	4.1	9.00	2	9	0.0150	3	9	0.0142	4	9			
13			5	3.00	0.0211	6	9.00	7	9	0.0240								
14			8	9.00	0.0240	10	12.00	11	9	0.0405	12	9	0.0325	11	11	0.0325		
15			12	14.00	0.0325	13	3.00	13	9	0.0455	14	9	0.0339	15	9	0.0278		
16			16	4.00	0.0278	16	22.00	17	9	0.0437	18	9	0.0339	19	9	0.0299		
17			21	5.00	0.0299	21	15.00	22	9	0.0299								
18			23	1.00	0.0325	23	12.00	24	9	0.0405	25	9	0.0339	26	9	0.0299		
19			27	9.00	0.0299	28	1.00	28	9	0.0387	29	9	0.0325	30	9	0.0278		
20			1	5.30	0.0278	1	13.00	2	9	0.0268	3	9	0.0250	4	9	0.0223		
21			5	15.40	0.0193	6	9.00	7	9	0.0278	8	9	0.0250					
22			8	19.00	0.0250	10	10.00	11	9	0.0299	12	9	0.0313					
23			12	13.30	0.0299	13	9.00	14	9	0.0473	15	9	0.0371					
24			15	23.50	0.0363	16	10.30	17	9	0.0455	18	4	0.0420	17	14	0.0437		
25			18	5.00	0.0420	18	10.30	19	9	0.0387	20	9	0.0325	21	9	0.0299		
26			23	1.00	0.0259	24	9.00	25	9	0.0354	26	9	0.0299	27	9	0.0259		
27			28	16.30	0.0250	29	9.00	30	9	0.0240	31	9	0.0223	1	9	0.0240		
28			2	4.50	0.0211	2	9.00	3	9	0.0200	4	9	0.0193	5	9	0.0172		
29			20	5.00	0.0117	20	11.00	23	9	0.0108	24	7	0.0104					
30			24	5.00	0.0104	24	12.00	26	9	0.0100	27	9	0.0117	28	9	0.0108		
31			7	19.00	0.0121	3	9.00	5	9	0.0117	6	9	0.0103	7	9	0.0092		
32			8	17.40	0.0079	9	9.00	10	9	0.0087	10	16	0.0083					
33			14	3.30	0.0108	14	24.00	16	9	0.0756	17	9	0.0455	18	9	0.0437		
34			18	18.40	0.0371	19	9.40	20	9	0.0571	21	9	0.0387	22	9	0.0325		
35			8	18.00	0.0100	9	17.00	10	9	0.0371	11	9	0.0259	12	9	0.0211		
36			12	12.50	0.0211	14	8.00	14	9	0.7226	15	9	0.0807	16	9	0.0794		
37			21	17.40	0.0223	21	24.00	22	9	0.0354	23	9	0.0299	24	9	0.0299		
38			26	3.20	0.0240	26	9.00	27	9	0.0313	28	9	0.0268	29	9	0.0240		
39			2	22.40	0.0161	3	9.00	4	9	0.0193	5	9	0.0172	6	9	0.0172		
40			8	2.00	0.0142	9	6.00	9	9	0.0200	10	9	0.0181	11	9	0.0161		
41			13	3.00	0.0150	14	1.00	14	9	0.0268	14	18	0.0259					
42			14	18.00	0.0223	15	9.00	16	9	0.0240	17	9	0.0211	18	9	0.0200		
43			24	7.00	0.0200	24	19.00	25	9	0.0240								
44			25	17.00	0.0223	26	23.40	28	9	0.0686	29	9	0.0455	30	9	0.0387		
45			2	5.00	0.0268	2	17.00	3	9	0.0325	4	1	0.0268					
46			4	3.00	0.0268	5	9.00	6	9	0.0299	6	17	0.0268					
47			7	4.00	0.0288	7	22.00	8	9	0.0686	9	9	0.0455	10	3	0.0387		
48			18	9.00	0.0250	19	13.30	20	9	0.0325	21	9	0.0268	22	9	0.0250		
49			2	9.00	0.0181	4	9.00	5	9	0.0299	6	9	0.0268					
50			7	5.00	0.0268	7	14.00	8	9	0.0354	9	9	0.0278	10	9	0.0250		
51			25	2.00	0.0117	26	9.00	27	9	0.0132	28	9	0.0132	29	9	0.0124		
52			3	2.00	0.0132	4	4.00	4	9	0.0387	5	9	0.0268	6	9	0.0211		
53			15	2.00	0.0161	16	15.00	17	9	0.0150	18	9	0.0132	19	9	0.0124		
54			20	5.00	0.0124	20	19.00	21	9	0.0193	22	9	0.0142	23	9	0.0132		

第IV-3(S)表 南谷における地下水流量算定の基礎資料

No	月	日	増水前		最大地下水流量 出現時刻 (W1)		R. S. 減水時流量									
			W1増水 前時刻 時分	R. S. 増 水前流量 m ³ /min q ₀	日	時	分	日	時	流量 q _{x1} m ³ /min	日	時	流量 q _{x2} m ³ /min	日	時	流量 q _{x3} m ³ /min
1	12	31	14.30	0.0100	31	24.00	1	5	0.0142	1	9	0.0150				
2	1	1	10.30	0.0150	1	20.00	2	9	0.0172	3	9	0.0150				
3	29	10.00	0.0079	30	9.00	31	9.00	31	9	0.0211	1	9	0.0181	2	9	0.0200
4	2	6	18.00	0.0142	7	5.00	7	9	0.0172	8	9	0.0150	9	9	9	0.0142
5	9	16.00	0.0142	9	23.00	10	9	9	0.0250	11	9	0.0181	12	9	9	0.0161
6	13	24.00	0.0161	15	9.00	16	9	9	0.0571	16	20	0.0492	17	2	9	0.0483
7	17	4.00	0.0492	17	7.00	17	9	9	0.0971	18	9	0.0617	19	9	9	0.0492
8	19	23.00	0.0492	20	9.00	21	9	9	0.0550	22	9	0.0473	23	9	9	0.0420
9	3	1	14.00	0.0278	1	21.00	2	9	0.0299	3	9	0.0259	4	9	9	0.0250
10	8	5.30	0.0250	8	18.00	9	9	9	0.0278	10	9	0.0250				
11	10	15.00	0.0245	11	21.00	12	9	9	0.0240	13	9	0.0211	14	9	9	0.0200
12	22	11.40	0.0172	22	16.00	23	9	9	0.0181	24	9	0.0172	25	9	9	0.0161
13	30	5.30	0.0142	30	19.30	31	9	9	0.0223	1	9	0.0181	2	9	9	0.0172
14	4	5	5.00	0.0124	5	24.00	6	9	0.0259	7	9	0.0200	7	23	9	0.0193
15	8	9.00	0.0193	8	21.00	9	9	9	0.0325	9	11	0.0325				
16	9	13.00	0.0325	11	9.00	11	9	9	0.0387	12	9	0.0325	12	12	9	0.0313
17	12	22.00	0.0325	13	1.00	13	9	9	0.0455	14	9	0.0339	15	9	9	0.0299
18	16	3.00	0.0278	16	17.30	17	9	9	0.0437	18	9	0.0339	19	9	9	0.0313
19	21	4.00	0.0278	21	9.00	22	9	9	0.0313	22	22	0.0288	22	14	9	0.0299
20	22	24.30	0.0278	23	9.00	24	9	9	0.0420	25	9	0.0354	26	9	9	0.0325
21	27	9.00	0.0339	27	15.00	28	9	9	0.0405	29	9	0.0325	30	9	9	0.0325
22	5	1	4.50	0.0278	1	9.00	2	9	0.0299	3	9	0.0268	4	9	9	0.0259
23	5	15.20	0.0250	6	5.00	6	9	9	0.0387	7	9	0.0278	8	9	9	0.0259
24	8	18.00	0.0250	8	22.00	9	9	9	0.0299							
25	9	10.40	0.0299	10	3.00	10	9	9	0.0371	11	9	0.0299	12	9	9	0.0278
26	12	13.30	0.0278	13	9.00	14	9	9	0.0455	15	9	0.0420				
27	15	23.30	0.0420	16	9.00	17	9	9	0.0492	18	3	0.0420				
28	18	5.00	0.0420	18	9.00	19	9	9	0.0420	20	9	0.0371	12	9	9	0.0339
29	22	24.00	0.0329	23	9.00	24	9	9	0.0473	25	9	0.0387	26	9	9	0.0339
30	28	9.00	0.0240	29	9.00	29	9	9	0.0299	30	9	0.0268	30	15	9	0.0250
31	6	2	4.20	0.0223	2	6.00	2	9	0.0313	3	9	0.0223	4	9	9	0.0211
32	11	6.40	0.0161	12	9.00	13	9	9	0.0161	14	9	0.0150	15	9	9	0.0150
33	20	5.10	0.0124	20	9.00	20	9	9	0.0161	21	9	0.0132	22	9	9	0.0124
34	24	8.10	0.0108	24	14.00	25	9	9	0.0132	26	9	0.0117	27	9	9	0.0108
35	29	20.00	0.0117	30	16.00	1	9	9	0.0124	2	9	0.0124				
36	7	2	18.40	0.0121	3	9.00	4	9	0.0124	5	9	0.0108	6	9	9	0.0108
37	8	17.30	0.0083	9	9.00	10	9	9	0.0100	11	4	0.0104				
38	11	9.00	0.0108	12	3.00	12	9	9	0.0142	13	9	0.0103				
39	14	3.30	0.0924	15	1.20	16	9	9	0.0360	17	9	0.0571	17	21	9	0.0529
40	18	18.30	0.0437	19	20.00	20	9	9	0.0626	21	9	0.0509	22	9	9	0.0420
41	8	19.10	0.0117	9	2.30	10	9	9	0.0405	11	9	0.0259	12	9	9	0.0223
42	12	10.30	0.0223	14	9.00	17	9	9	0.0781	18	9	0.0571	19	9	9	0.0509
43	21	17.30	0.0371	22	1.00	23	9	9	0.0617	24	9	0.0387	25	9	9	0.0339
44	26	3.10	0.0299	26	6.00	26	9	9	0.0509	27	9	0.0387	28	9	9	0.0339
45	9	2	20.30	0.0211	3	9.00	4	9	0.0211	5	9	0.0200	6	9	9	0.0193
46	8	6.40	0.0172	9	1.00	10	9	9	0.0193	11	9	0.0181				
47	12	9.00	0.0161	14	6.00	16	9	9	0.0240	17	9	0.0223				
48	17	23.10	0.0172	18	3.00	18	9	9	0.0223	19	9	0.0193	20	9	9	0.0172
49	23	21.30	0.0113	25	1.00	25	9	9	0.0240							
50	25	16.00	0.0240	25	20.00	28	9	9	0.0781	29	9	0.0571	30	9	9	0.0492
51	10	5	6.00	0.0371	5	9.00	6	9	0.0354	6	24	0.0332				
52	7	4.00	0.0332	8	14.00	11	9	9	0.0405	12	9	0.0354	13	9	9	0.0354
53	18	9.00	0.0299	19	15.00	20	9	9	0.0509	21	9	0.0325	22	9	9	0.0299
54	11	2	9.30	0.0172	4	3.00	4	9	0.0354	5	9	0.0299	6	9	9	0.0268
55	7	4.00	0.0268	7	12.00	8	9	9	0.0339	9	9	0.0313	10	9	9	0.0313
56	21	9.00	0.0142	21	21.00	22	9	9	0.0150	23	9	0.0142	24	9	9	0.0142
57	25	2.30	0.0142	25	9.00	26	9	9	0.0150	27	9	0.0124	28	9	9	0.0124
58	12	3	1.00	0.0108	4	5.00	4	9	0.0299	5	9	0.0223	6	9	9	0.0211
59	15	2.00	0.0142	15	19.00	16	9	9	0.0172	17	9	0.0150	18	9	9	0.0142
60	20	4.20	0.0142	20	13.00	21	9	9	0.0172	22	9	0.0150	23	9	9	0.0150

第IV-4(N)表 北谷の計算された T_m , P , ΣI_t の値

No	月	日	日	降雨量 mm	降雨全量 m ³	T_m hr	P m ³ /min	ΣI_t m ³	ΣI_t 月集計 m ³
1	1	1	3	23.2	275.2	64.0	0.0360	138.2	
2		3	6	9.9	117.4	27.5	313	51.7	
3	2	30	1	59.7	708.1	46.7	0.1228	344.1	534.0
4		7	8	13.0	154.2	12.0	1172	84.4	
5		10	11	23.3	276.4	16.0	1812	174.0	
6		14	16	84.6	1003.4	32.0	3838	736.9	
7		17	19	31.8	377.2	7.5	6370	286.7	
8		20	21	28.3	335.7	7.8	3832	179.3	1461.3
9	3	2	3	11.2	132.8	18.5	0.0134	14.9	
10		7	11	24.7	293.0	37.0	0.1023	227.1	
11		23	24	12.7	150.6	21.0	0.0677	85.3	438.4
12	4	30	7	28.5	338.0	54.0	343	111.1	
13		5	2	34.9	413.9	30.0	717	129.1	
14		8	11	56.9	674.9	51.0	0.1172	358.6	
15		13	14	25.5	302.5	13.0	1927	150.3	
16		16	17	31.7	376.0	18.0	2027	218.9	
17		21	22	17.0	201.6	10.0	0.0868	52.1	
18		23	24	30.5	361.8	11.0	0.2441	161.1	
19		28	28	26.4	313.1	16.0	1414	135.7	1205.8
20	5	1	2	11.3	134.0	7.5	0.0580	26.1	
21		6	7	25.3	300.1	17.3	0.2031	210.8	
22		9	11	30.6	362.9	39.0	0.0571	133.6	
23		13	14	56.0	664.2	19.5	0.3051	357.0	
24		16	18	32.1	380.7	10.7	3700	237.5	
25		18	20	13.6	161.3	5.5	0.0318	10.5	
26		23	25	36.7	435.3	32.0	0.1201	230.6	
27		29	30	13.2	156.6	16.5	0.0727	72.0	1278.1
28	6	2	3	10.2	121.0	4.2	972	24.5	
29		20	23	4.3	51.0	6.0	0.1213	43.7	
30		24	26	8.9	105.6	7.0	1537	64.6	132.8
31	7	3	5	26.1	309.6	14.0	0.0492	41.3	
32		9	10	13.7	162.5	15.3	353	32.4	
33		14	17	232.2	2754.1	20.5	0.6875	845.6	
34		19	20	52.7	625.1	15.0	2868	258.1	1177.4
35		9	11	87.0	1031.9	23.0	2989	412.5	
36		13	15	183.8	2180.1	43.2	5417	1404.1	
37		22	22	26.9	319.1	6.3	6693	253.0	
38		26	27	23.8	282.3	5.7	4220	144.3	2213.9
39	9	3	4	14.8	175.5	10.3	1650	102.0	
40		8	9	24.0	284.7	28.0	0.0750	126.0	
41		13	14	37.1	440.0	22.0	0.1892	249.7	
42		15	16	12.8	151.8	15.0	0.0860	77.4	
43		24	25	31.2	370.1	12.0	0.1488	107.1	
44		26	28	116.2	1378.2	30.7	3299	607.7	1269.9
45	10	2	3	16.5	195.7	12.0	2136	153.8	
46		4	6	16.9	200.5	30.0	0.0847	152.5	
47		7	9	56.0	664.2	18.0	0.3659	395.2	
48		18	20	40.8	483.9	28.5	1120	191.5	893.0
49	11	3	6	61.3	727.1	48.0	1070	308.2	
50		7	8	20.2	239.6	9.0	2153	116.3	
51		25	27	11.8	140.0	31.0	0.0485	90.2	514.7
52	12	3	4	54.9	651.2	26.0	0.2067	322.5	
53		15	17	13.1	155.4	37.0	0.0073	16.2	
54		20	21	16.3	193.3	14.0	0.1377	115.7	454.4
total									11.5737

第IV-5-1 (N)表 北谷の (N.R.S.) 測水所地下水流量と (N.G.S.) 測水所の地下水流量
 (m³/day)

月	日	N.R.S. m ³ /day	N.G.S. m ³ /day	月	日	N.R.S.	N.G.S.	月	日	N.R.S.	N.G.S.	月	日	N.R.S.	N.G.S.		
1	5	23.317	6.20	11	24	19.01	6.38	3	6	27.74	8.41	7	26	31.91	10.15		
	6	20.20	5.75		27	20.22	7.25		13	32.82	8.91		27	28.34	9.61		
	7	18.48	5.67		28	19.01	7.13		14	28.77	8.60		28	27.74	9.39		
	8	16.97	5.41		29	18.87	6.99		15	25.52	8.04		29	24.29	8.80		
	9	14.85	4.93		30	17.76	4.70		16	24.71	7.29		30	23.35	7.75		
	10	15.55	4.61		12	1	16.68		5.61	19	23.54		5.69	31	22.03	7.25	
	11	15.55	4.61			2	15.71		5.45	20	21.60		5.44	8	1	20.39	7.03
	12	13.06	4.57			7	30.14		8.47	21	21.45		5.41		2	18.17	6.64
	13	14.43	4.59			8	28.22		8.21	26	21.45		5.77		3	17.49	6.20
	14	14.43	4.46			9	25.85		7.58	27	20.39		5.61		4	16.84	5.76
	15	14.43	4.28			10	23.35		7.20	28	20.22		5.24		5	16.68	5.66
16	14.43	4.43	11	22.96		6.76	29	19.01	5.09	6	14.99	5.38					
17	14.43	4.55	12	21.60		6.44	4	1	30.14	6.98	7	13.30	5.29				
18	14.43	4.24	13	21.60		6.21		2	24.85	6.60	29	36.07	13.82				
19	14.43	4.19	14	20.37		6.03		3	21.43	6.26	30	31.29	12.63				
20	14.29	4.29	18	20.97		6.07		4	20.39	5.61	31	27.88	10.99				
21	13.30	4.34	19	18.87	5.98	5		3	36.27	6.70	9	1	26.06		10.97		
22	13.20	4.43	22	24.44	6.78			4	35.12	7.15		2	24.71	9.90			
23	12.53	4.44	23	19.87	6.78			27	38.74	6.71		11	23.90	8.62			
24	12.53	4.35	24	19.01	6.12			28	36.11	5.91		12	22.96	8.31			
25	12.53	4.43	25	18.03	5.78			31	34.26	9.00		20	23.90	8.42			
26	12.53	4.50	26	17.76	5.61			6	14	28.86		8.80	21	20.69	7.57		
27	12.53	4.38	27	16.84	5.42				15	25.06		6.50	22	18.17	6.93		
28	12.53	4.34	28	16.84	5.40		16		21.04	5.83		23	17.76	6.20			
11	9	42.72	10.51	29	16.84		5.33		17	20.39		5.65	10	12	44.23	14.21	
	10	37.75	10.26	30	16.36		5.15		18	18.17		5.51		13	39.46	12.94	
	11	32.54	9.72	31	15.55		5.12		19	17.88		5.28		14	40.65	11.78	
	12	28.62	8.93	2	5	23.87	6.80		20	16.66	4.99	15		33.22	9.86		
	13	26.66	8.13		6	20.37	6.57		22	17.64	5.11	16		30.55	9.19		
	14	25.52	7.50		12	28.89	7.04		23	16.68	5.18	22		37.24	11.66		
	15	24.71	7.02		13	26.93	6.85		24	15.99	5.15	23		33.22	10.41		
	16	24.71	6.90		23	49.04	15.84		26	15.57	5.15	24		29.63	9.45		
	17	24.13	6.80		24	44.82	13.93	27	14.71	4.76	25	35.22		8.99			
	18	21.79	6.75		25	39.82	13.27	7	5	16.97	5.20	26		27.52	8.43		
	19	21.45	6.56		26	38.37	11.21		6	16.04	5.09	27		25.52	8.06		
20	20.39	6.39	27		36.58	10.14	7		13.87	4.61	28	24.71	7.84				
21	20.54	6.22	28		34.26	9.71	8		12.82	4.08	29	24.87	7.48				
22	21.60	6.57	3		4	31.28	9.72		24	44.30	12.63	30	24.61	7.43			
23	19.68	6.89		5	28.72	9.34	25		34.00	11.67	31	21.04	7.16				

第IV-5-1(S)表 南谷の(S.R.S.)測水所地下水流量と(S.G.S.)

測水所地下水流量

月	日	S.R.S. m ³ /day	S.G.S. m ³ /day	月	日	S.R.S.	S.G.S.	月	日	S.R.S.	S.G.S.	月	日	S.R.S.	S.G.S.
1	5	22.270	7.228	3	15	27.520	10.088	12	18	20.845	8.268	7	26	40.457	11.990
	6	18.868	6.567		16	28.016	9.884		19	20.392	8.019		27	37.726	11.327
	7	18.166	6.285		19	25.414	8.993		22	23.933	8.616		28	36.430	10.534
	8	16.686	6.303		20	24.712	8.862		23	21.600	8.304		29	30.758	11.804
	9	15.293	6.285		21	23.739	8.762		54	21.600	8.371		30	32.443	8.924
	10	16.848	5.853		26	23.156	8.248		25	19.257	8.371		31	27.908	8.635
	11	15.434	5.696		27	22.572	8.019		26	17.884	8.263	8	1	24.776	8.470
	12	15.552	5.681		28	19.123	7.748		27	17.884	7.186		2	21.795	8.125
	13	14.008	5.290		29	20.219	7.421		28	18.025	6.988		3	23.733	8.454
	14	17.464	5.326	11	9	47.359	10.691		29	18.863	6.988		4	22.572	7.592
	15	12.301	5.319		10	42.898	10.591		30	19.610	7.031		5	21.600	7.099
	16	13.304	5.297		11	42.633	10.381		31	14.871	6.230		6	17.486	6.943
	17	14.309	5.304		12	40.004	10.152	4	1	27.120	9.106		7	19.181	6.979
	18	13.013	5.187		13	33.719	8.889		2	24.123	8.616		29	44.226	9.982
	19	12.528	5.027		14	33.374	8.974		3	22.994	8.330		30	38.816	10.055
	20	13.815	5.085		15	24.051	8.893		4	29.332	7.863		31	35.944	9.850
	21	12.528	5.077		16	23.155	8.771	5	3	33.903	12.488	9	1	35.123	9.875
	22	13.013	5.092		17	24.517	8.376		4	33.374	12.089		2	31.007	9.917
	23	12.107	5.107		18	23.156	7.812		27	43.243	15.288		11	26.224	8.049
	24	12.107	4.992		19	21.794	7.656		28	41.133	14.825		12	26.904	7.841
	25	12.107	4.978		20	21.600	7.748		31	36.592	10.736		20	25.035	7.637
	26	12.107	4.644		21	19.560	7.638	6	14	21.492	7.934		21	23.544	7.767
	27	11.404	4.506		22	23.284	7.834		15	15.423	7.156		22	21.600	7.323
	28	11.404	4.583		23	19.527	8.049		16	(20.180)	(6.814)		23	20.974	7.290
2	5	21.147	7.656		24	20.392	7.851		17	14.256	6.676	10	12	54.334	13.602
	6	20.046	7.430		27	19.257	8.182		18	15.747	6.789		13	48.341	13.704
	12	23.545	7.776		28	17.884	8.057		19	17.366	6.593		14	49.086	14.069
	13	26.349	7.619		29	18.166	7.860		20	19.025	6.584		15	47.077	12.611
	23	62.046	19.121		30	15.617	7.365		22	17.508	6.652		16	44.993	12.305
	24	61.192	18.320	12	1	17.496	6.942		23	15.617	6.230		22	43.525	12.453
	25	52.531	16.874		2	16.362	7.161		24	16.199	6.032		23	40.382	12.647
	26	50.835	16.040		7	28.016	9.130		26	19.117	6.235		24	38.719	12.514
	27	44.949	15.125		8	27.088	9.176		27	14.239	6.132		25	35.447	12.415
	28	40.382	14.306		9	24.874	8.879	7	5	16.163	6.104		26	32.519	12.088
3	4	37.078	12.549		10	23.350	8.332		6	15.552	5.900		27	29.460	12.232
	5	33.523	12.017		11	23.156	8.503		7	14.143	5.462		28	32.066	10.116
	6	34.129	11.709		12	21.794	8.330		8	13.802	5.201		29	30.044	9.333
	13	30.413	10.635		13	23.155	8.400		24	54.259	13.525		30	27.876	9.907
	14	26.688	10.333		14	21.989	8.305		25	46.601	12.317		31	25.036	9.084

第IV-5-2(N)表 北谷 (N.R.S.) で分離された地下水流量と

月 日	1	2	3	4	5	6
1	(3.546) 14.472	(4.888) 23.664	(2.497) 30.551	(7.366) 22.778	(25.436) 19.773	(6.412) 25.124
2	(3.163) 19.537	(3.645) 25.211	(2.925) 32.496	(3.332) 21.519	(22.458) 20.947	(11.154) 24.839
3	(3.404) 18.779	(4.957) 23.759	(2.153) 32.274	(1.018) 20.410	(14.396) 21.872	(2.212) 27.465
4	(1.626) 19.034	(4.222) 23.514		(2.110) 18.232	(11.786) 23.333	(2.023) 25.853
5	(3.100) 20.217	(1.679) 22.189	23.716	(7.459) 19.531	(10.223) 21.009	(1.371) 24.043
6	(1.448) 18.749		27.736	(12.073) 27.297	(19.262) 24.629	(0.724) 23.988
7		20.370	(1.503) 26.859	(7.845) 27.738	(21.418) 24.233	(1.110) 23.407
8	18.479	21.622	(2.918) 18.638	(8.675) 27.470	(16.212) 22.183	(0.617) 22.539
9	16.972	(3.934) 18.638	(2.918) 27.470	(8.675) 26.054	(16.212) 22.183	
10	14.850	(3.240) 18.360	(9.004) 33.147	(19.081) 33.562	(13.701) 23.582	22.961
11	15.552	(9.007) 25.682	(3.630) 31.953	(31.327) 41.577	(27.007) 24.616	21.600
12	15.552	(11.238) 24.367	(2.878) 31.682	(20.277) 44.847	(22.544) 22.902	(1.629) 23.419
13	13.057	(5.906) 22.984	(3.486) 31.074	(5.537) 42.895	(22.149) 20.868	(5.518) 29.462
14	14.428	(4.590) 22.336	(3.745) 29.076	(35.709) 37.938	(115.656) 35.387	(1.668) 27.188
15	14.428	(5.084) 23.494		(21.100) 35.070	(46.783) 37.427	(3.207) 25.649
16	14.428	(108.493) 65.716	28.772	(13.331) 31.489	(28.396) 33.425	(6.101) 18.956
17	14.428	(23.697) 73.482	25.522	(17.011) 26.643	(27.442) 26.077	(4.050) 16.989
18	14.428	(17.126) 66.367	24.712	(43.982) 33.690	(48.700) 37.277	(3.937) 16.455
19	14.428	(0.610) 38.875	24.874	(27.589) 27.048	(32.070) 34.131	18.165
20	13.818	(0.787) 10.776	(5.436) 20.410	(21.876) 27.048	(33.846) 32.823	17.884
21	13.641	(0.320) 32.194	(5.001) 18.543	(21.876) 23.344	(33.846) 32.823	17.884
22	13.968	(19.276) 60.847	(3.858) 17.742	(18.411) 21.787	(19.148) 30.273	16.663
23	13.304	(7.120) 65.039	21.449	(21.154) 20.750	(17.119) 29.256	(3.626) 15.382
24	13.207	(52.234) 56.891	20.392	(23.122) 23.340	(19.487) 19.815	17.644
25	12.528	(7.120) 49.043	20.392	(5.981) 24.874	(23.686) 22.464	16.680
26	12.528	44.820	21.607	(32.553) 32.182	(46.781) 33.582	15.985
27	12.528	33.820	23.544	(23.767) 27.317	(29.243) 28.353	19.962
28	12.528	38.374	21.600	(18.741) 25.485	(15.327) 28.651	15.574
29	12.528	36.577	21.449	(17.307) 25.721	(16.859) 21.882	14.709
30	12.528	34.258	20.392	(9.135) 50.861	(16.824) 19.282	15.714
31	13.435		20.219	(22.367) 25.498	(29.693) 20.054	15.552
計	(24.428) 31.332 (9.797) 33.781	(3.481) 16.513 (6.306) 24.897	(3.481) 16.513 (6.306) 24.897	(2.382) 33.709 (4.871) 29.387	(2.382) 33.709 (4.871) 29.387	(3.046) 14.913
計	499.044	(319.947) 1088.150	(64.802) 785.955	(550.822) 862.122	(800.905) 823.202	(58.405) 614.764

() は地表水流量

地表水流量（地表水+中間水）昭和34年（1959）

(m³/day)

7	8	9	10	11	12
(1.036)			(3.589)		
13.252	20.392	26.062	48.445	20.392	16.680
(2.355)					
13.377	18.165	24.712	43.211	22.032	15.714
(9.760)		(7.983)	(7.000)	(50.127)	(44.466)
16.954	17.494	29.832	45.595	31.387	26.369
(4.349)				(25.351)	(44.436)
16.193	16.840	28.716	41.802	34.720	32.816
			(2.940)	(4.313)	(6.972)
16.972	16.680	26.494	46.416	40.680	35.710
			(0.653)	(5.015)	(3.976)
16.036	14.991	24.712	44.545	34.453	31.488
			(47.086)	(13.525)	(1.547)
13.867	13.304	22.615	47.446	34.612	28.597
		(1.593)	(78.208)	(15.418)	(0.583)
12.819	13.726	22.308	76.762	40.494	27.637
(4.833)	(33.910)	(12.903)	(20.876)	(6.514)	
13.526	23.457	29.133	60.083	36.201	25.846
(6.780)	(101.254)	(0.465)	(7.340)	(2.469)	
12.607	48.564	26.331	52.028	35.278	23.350
(5.464)	(4.618)		(2.221)		
12.030	36.379	23.901	48.031	32.537	22.961
(10.702)					
15.210	32.488	22.961	44.226	28.620	21.600
(3.601)	(125.793)	(7.523)			(1.391)
13.773	55.828	22.787	39.464	26.656	20.209
(33.070)	(505.087)	(20.377)			(0.846)
19.877	87.666	30.485	40.652	25.522	19.524
(1002.745)	(233.943)	(19.983)			(2.488)
66.917	106.354	32.534	33.217	24.712	20.689
(145.356)	(27.765)	(5.169)			(5.905)
66.923	90.447	33.485	30.554	24.712	21.615
(29.966)	(18.132)		(2.241)		(2.472)
52.246	73.822	31.310	29.219	24.128	20.878
(16.557)	(3.896)	(0.468)			(1.294)
47.995	61.163	29.418	29.928	21.794	19.680
(82.898)			(27.709)		
47.482	51.386	26.796	38.137	21.449	18.868
(70.275)			(14.770)		(6.394)
61.943	43.092	23.901	41.714	20.392	20.023
(25.090)			(1.862)		(5.630)
43.346	38.255	20.694	38.595	20.543	25.554
(6.021)	(20.058)		(0.291)		(2.138)
46.261	40.900	18.165	36.949	21.600	22.303
(18.286)	(4.374)		(0.218)		
39.915	41.072	17.755	32.999	19.678	19.873
(7.482)	(6.367)	(3.464)			
36.822	39.443	17.747	29.634	19.008	19.008
	(0.456)	(26.831)		(0.189)	
33.999	39.213	32.155	35.219	21.987	18.025
	(19.630)	(13.700)			
31.913	39.023	31.960	27.520	24.667	17.755
	(6.370)	(546.871)			
28.340	46.031	99.792	25.522	20.219	16.840
		(46.182)			
27.736	41.829	106.500	24.712	19.008	16.840
		(14.389)			
24.290	36.069	66.570	24.874	18.868	16.840
		(7.759)			
23.350	31.237	52.840	24.614	17.755	16.358
22.032	27.876		21.039		15.552
(1486.626)	(1111.653)	(735.660)	(217.004)	(122.921)	(130.538)
908.003	1263.236	1002.671	1203.152	784.104	675.202
				年間合計	(5651.517)
					10509.605

第IV-5-2(S)表 南谷(S.R.S.)で分離された地下水流量と

月 日	1	2	3	4	5	6	
1	(4.890) 14.933	(3.618) 22.962	(0.580) 39.424	(1.638) 25.482	(6.272) 36.919	(1.385) 33.521	
2	(11.013) 19.238	(3.148) 22.266	(3.869) 40.552	(0.135) 23.993	(15.479) 37.895	(1.868) 35.052	
3	(3.336) 18.049	(4.830) 22.120			(3.139) 35.764	(2.959) 33.881	
4	(6.294) 18.293	(1.236) 21.919	37.078	(7.678) 21.704	(3.823) 34.551		27.346
5	(2.497) 19.773	(0.073) 21.074	33.523	22.832	(1.413) 34.012		25.975
6	(1.104) 17.764	20.046	34.129	(18.086) 31.441	(16.763) 36.603		28.576
7	(1.260) 16.906	(6.664) 21.168		(4.152) 22.892	(7.618) 34.967		27.876
8	16.686	(4.521) 18.974	34.748	(0.820) 44.801	(6.049) 32.508		25.576
9	15.293	(3.474) 18.363	37.196	(7.249) 35.475	(5.986) 33.338		25.198
10	16.848	(18.164) 25.266	(6.153) 31.918	(30.363) 40.597	(14.349) 40.618		21.881
11	15.434	(4.299) 22.789	(5.114) 33.085	(16.969) 43.446	(4.347) 36.812	(1.539) 27.182	
12	15.552	(2.106) 21.439	(2.317) 31.985	(4.288) 41.676	(5.099) 35.283	(6.121) 31.291	
13	14.008	(2.387) 20.962	30.413	(21.612) 43.613	(78.388) 65.588		20.553
14	17.464	(7.058) 22.275	26.688	(2.996) 45.400	(4.991) 71.474		21.492
15	12.301	(84.399) 60.102	27.520	(0.542) 41.093	(1.033) 59.533		15.423
16	13.304	(39.556) 60.182	28.016	(3.307) 40.260	(23.605) 58.995	(1.657) 18.529	
17	14.309	(20.733) 65.239	25.738	(28.449) 52.055	(22.913) 61.889		14.256
18	13.013	(33.613) 70.644	(2.476) 25.260	(6.516) 44.741	(11.154) 56.366		15.747
19	12.523	(12.955) 64.406	25.414	42.639	(14.827) 56.463		17.366
20	(0.557) 13.258	(26.383) 67.106	24.712	(0.769) 40.369	(1.724) 50.343	(1.426) 17.599	
21	12.528	(25.131) 67.544	23.739	(2.258) 40.327	(1.577) 46.267	(3.166) 17.700	
22	13.013	(14.077) 61.567	24.128	(6.949) 42.385	45.424		17.508
23	12.107	(6.118) 55.928	(7.957) 27.060	(13.297) 43.236	(26.068) 48.829		15.617
24	12.107	(7.699) 53.493	(0.583) 24.291	(18.777) 51.088	(24.543) 58.436	(0.628) 15.571	
25	12.107	(3.433) 49.098	(1.239) 23.278	(7.954) 47.860	(11.140) 49.772	(2.550) 18.230	
26	12.107	50.835	23.156	45.446	45.863	(2.924) 16.193	
27	11.404	44.949	22.572	(5.395) 43.734	43.243		14.289
28	11.404	40.332	19.123	(14.412) 50.343	41.138		13.726
29	11.782		20.219	(0.339) 43.391	(16.856) 32.038		14.428
30	(46.121) 27.498		(1.337) 20.675	(1.608) 41.290	(1.736) 36.519	(3.164) 15.450	
31	(10.028) 27.838		(15.746) 29.829		(2.219) 34.373		
計	(87.100) 478.849	(335.675) 1113.098	(54.620) 899.927	(242.031) 1154.730	(333.111) 1391.803	(29.387) 643.032	

() は地表水流量

地表水流量（地表水+中間水）昭和34年（1959）

(m³/day)

7	8	9	10	11	12
(1.814)			(19.354)		
16.492	24.776	35.123	43.447	23.544	17.496
(0.794)			(15.207)		
17.090	21.795	31.007	43.140	24.257	16.362
(12.255)		(12.412)	(20.111)	(35.705)	(29.242)
19.530	23.739	31.485	43.952	34.708	27.182
(5.105)				(26.710)	(34.091)
18.601	22.572	31.406	56.520	31.544	31.015
			(8.855)	(11.988)	(9.610)
16.168	21.600	29.776	50.275	30.975	26.852
			(4.059)	(8.270)	(6.559)
15.552	17.486	28.436	49.649	30.633	25.960
			(63.935)	(20.554)	(2.279)
14.148	19.181	26.224	55.789	30.283	25.737
	(1.372)	(6.254)	(84.862)	(33.699)	(1.168)
13.802	17.636	28.810	58.642	32.929	25.920
(8.944)	(27.717)	(17.016)	(67.492)	(15.419)	
14.161	23.712	32.386	56.303	31.950	24.874
(1.438)	(82.534)	(1.863)	(43.214)	(11.346)	
12.937	44.292	25.073	57.183	31.552	23.350
(4.246)	(8.385)	(2.706)	(19.782)		
12.073	32.418	23.518	47.572	42.639	23.156
(10.966)	(3.837)	(4.226)	(8.382)		
15.361	31.448	22.678	45.952	40.004	21.754
(0.316)	(104.233)	(14.696)	(1.977)		
17.321	50.695	21.769	46.364	38.719	23.155
(32.008)	(382.560)	(36.144)			
20.888	77.484	26.463	49.086	38.374	21.989
(741.674)	(276.839)	(28.052)			
134.460	86.829	26.673	47.077	24.051	21.869
(148.128)	(91.652)	(9.054)			(5.038)
81.225	62.710	28.196	44.993	23.155	25.710
(26.658)	(66.004)	(5.796)	(4.789)		
28.079	54.622	27.857	40.280	24.517	22.766
(15.676)	(42.780)	(3.060)	(5.039)		
62.354	49.010	28.152	39.977	23.156	20.845
(79.205)	(28.118)		(31.789)		
61.211	47.039	28.524	42.183	21.794	20.392
(80.801)	(23.817)	(3.183)	(27.743)		
62.403	46.005	21.853	43.039	21.600	22.517
(32.365)	(21.083)	(1.165)	(15.012)		
52.502	41.633	22.379	43.653	19.560	29.229
(17.339)	(35.049)	(1.015)	(2.215)		
48.574	43.811	20.585	41.310	23.284	23.933
(14.119)	(34.790)				
47.204	33.844	20.974	40.382	19.527	21.600
(8.618)	(32.660)				
45.641	32.063	20.119	38.719	20.392	21.600
(5.840)	(19.072)	(35.055)			
40.761	32.854	26.948	35.447	22.969	19.257
(1.017)	(38.698)	(28.399)		(1.356)	
39.440	34.644	23.954	32.519	23.624	17.884
	(26.206)	(434.017)			
37.726	35.375	87.960	29.960	19.257	17.884
	(13.074)	(76.177)			
36.430	33.117	96.040	32.066	17.884	18.025
		(43.116)			
30.758	44.226	51.135	30.044	18.166	18.868
		(30.136)			
32.443	33.816	45.496	27.876	15.617	19.610
27.908	35.944		25.036		14.871
(1249.326)	(1360.480)	(793.542)	(443.817)	(165.047)	(87.987)
1133.243	1181.376	970.999	1338.435	800.664	691.702
				年間合計	(5182.123)
					11797.858

第III章 流域内における水分移行の解析

第1節 可能地下水流量と流出地下水流量計算値の比較

前述もされたように、可能地下水流量と流出地下水流量とはその性格が根本的に異なる。

前者はその降雨によってもたらされた今後予想し得る地下水流量であり、後者は現在の一定時間内に流出された流域からの地下水流量である。

したがって前者は降雨後の気象的因子の変化によってとくにその後の降雨の配合、気温の変化によって多少変動して流出する可能性があり、後者はその降雨以前の各降雨による地下水流量も含味された値を示している。

両者の値が各瞬間毎、日単位、月単位で計算してそれぞれ異った数値を示すには勿論である。さらにその時間単位を拡大して年単位で計算してもその原則は根本的には変わらない。

しかし前年度末期の降雨に由来する可能地下水流量また計算年度末期の降雨に由来する次年度の可能地下水流量は、年間集計された地下水流量に対する比率が極めて小さくなっていくから、この原則に由来する両者の集計地下水流量はほぼ等しい方向に傾いて行く。

ただし可能地下水流量においては理論の誘導と資料の処理の点からつぎの問題点が存在する。

まず減水係数 β においてこの数値の内には一応帯水層からの蒸散蒸発の因子が含味されていることは認めなければならぬ。そして前述もされたように、観測資料には一日における帯水層水位の周期的変動にともなった地下水流量の周期的変動が認められて、その関係は β には無視されている。これもやはり蒸散蒸発に由来する現象であろう。

すなわち第IV-10図の斜線の部分だけ過大に計算されたことになる。したがって年間における両者の地下水流量の値はたとえ前年度あるいは次年度との接続点での地下水流量の調整が行われたとしても可能地下水流量はある程度は過大な値を示すことを考えなければならない。

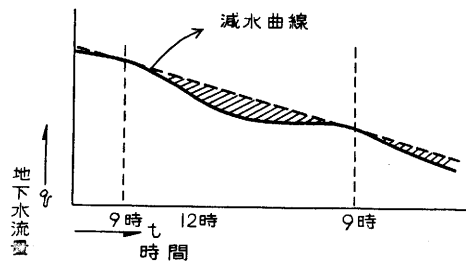
以上のような前提のもとに月毎に集計された両者の値を比較し調整を試みてみる。

まず年可能地下水流量と年流出地下水流量についての比較法を述べるとつぎのような計算法が成立する。

$$Q_s - E = Q_D - \left[\int_0^{\infty} q_b e^{-\beta t} dt - e_b \right] + \left[\int_0^{\infty} q_a e^{-\beta t} dt - e_a \right] = Q_D + (e_b - e_a) + \frac{q_a - q_b}{\beta}$$

近似的に $e_b - e_a \doteq 0$ とすれば

$$Q_s - E = Q_D + \frac{q_a - q_b}{\beta}$$



第IV-10図 地下水減水曲線

Q_s ; 計算された可能地下水流量の1カ年の集計

Q_D ; 直接法で求められた流出地下水流量の1カ年の集計

E ; 可能地下水流量に含まれている蒸散蒸発の一部の水量 (他の蒸散蒸発水量は β の中に含まれている。)

q_b ; 前年度降雨によってもたらされる地下水流量の前年度末端の流量

q_a ; 計算年度降雨によってもたらされる次年度地下水流量の始端の流量

この式のうち Q_s , Q_D は求められてあり右辺の第2項は観測値より計算可能である。したがって右辺の項はその年度内における全降雨によってもたらされた全地下水流量とするにすることができる。

また以上の式から E の値の算定は容易な印象を受ける。 Q_D および $q_a - q_b / \beta$ の値は比較的信頼し得る値とみなされようが Q_s の値は E との相対的意味からいえば必ずしもそれほど精度を期待できない。

すなわち E の単位と同等の単位で Q_s をみるほどその計算値に厳密な性格を有さない。

またさらに各降雨毎における可能地下水流量の全量の算定はその量が大きいものほど誤差の絶対量は大きく現われる可能性がある。

したがって前述の計算からはむしろ E を無視して流出地下水流量と可能地下水流量を比較した方が効果的である。

すなわち全地下水流量 $\left[Q_D + \frac{q_a - q_b}{\beta} \right]$ を基準とし Q_s をそれに等しいとおき全地下水流量に比例して誤差を配分しその修正された値をもって $(Q_s - E)$ として論議を加えてみる。この場合 E は無視しこれを可能地下水流量とする。

まづ北谷南谷における $q_a - q_b / \beta$ を計算すると

$$\text{北 谷} \quad \frac{q_a - q_b}{\beta} = 17 \text{m}^3$$

$$\text{南 谷} \quad \frac{q_a - q_b}{\beta} = 87 \text{m}^3$$

が求められ年間におけるこれらを集計すると第IV-6表のようなものが得られる。

さらに月毎の修正された可能地下流量もこの第IV-6表に列記する。

この修正方法は年間の全地下水流量と年間の可能地下水流量の比を各月の可能地下水流量に乗じた。

これは両者の比率を基準にした誤差の修正法であるから、流量の大きな月は大きな修正量が計算さよることになり、現象と可能地下水流量誘導式の性格等から判断して充分とはいえなくとも比較的條件に合致した修正方法といえる。

例えば (第IV-3表参照) 8月12日増水におけるように、大降雨の場合とはくに計算の基礎となる地下水流量の中に中間水流量も含まれて計算されている可能性がありさらにこれらの修正も

その後の降雨の配合によっては全く修正不可能で、むしろ観察によって行うより他に方法がない。そして観察による修正でも多少の経験を経ればあながち不可能とはいいい切れないが、この方法を普遍的なおかつ一般的なものとして発展せしめるには経験的方法はいささか不適當の感をまぬがれない。

したがってこれらなるべく現象に近似せしめる意味で前述の修正方法を採用したのである。

第2節 流域内における水収支の解析

降雨量、全流量、流出地下水流量、可能地下水流量の算定が行われたのであるが、これらを月毎に集計し流域内における水分収支の解析を行ってみる。

このうち降雨量は流域内ほぼ中心部に設けられた日雨量計の観測結果に地形的流域面積を乗じて量的に表現された値である。全流量はR. S. で観測された値で、地表水流量、中間水流量、地下水流量を含めたもので流出地下水流量は前項の計算によって求められた値である。両者の差が中間水も含めた地表水とすることができる。

以上は直接的に求められた値で、その数値も比較的良好なものとして認めてよい。

ところがこの流出地下水流量は必ずしもその月の降雨のみによってもたらされた量とはされない。前月また前々月の降雨の影響が多分に加わっていることは明白である。

それに対して比較的流下継続時間の短い地表流はその月の降雨によってもたらされた地表流量として支障ない。ただその月の末期の降雨による地表流量は翌月に主体性を持つ可能性もあるが、これは資料を観察することによって明瞭に判断されるから降雨量も翌月のものとして取扱えばそう大した矛盾は生じない。

すなわち測定された全流量はその月以前の月の降雨の影響による流出地下水流量を含んだ値であるから、降雨量に対する流量の関係を見るのにこの資料では不十分である。

相対的に雨量との比較を行う場合全流量をその雨量のみに影響された流量に換算しなければならない。

すなわち流出地下水流量にかえて可能地下水流量を採用し、地表流との和を求め可能流出水流量を求めれば当然その月の降雨によってもたらされる流出可能の全流量とすることができる。ただ可能地下水流量の算定には前述のような調正が行われてあり、数値的にわずかながら矛盾を生ずるようなものもあるが、論議の資料としては大した支障をきたさないでそのまま採用する。

さらに降雨量とこの可能流出水量との差を求めれば、残りは流域に残留された流域残留量とすることができる。この流域残留量は林木の生長にあづかる水分としての意味以外は水資源のうえでは価値が少い。

以上の計算結果を表に示せば第IV-7表のようである。

この第IV-7表によって次のような解釈を下すことができる。

(1) 3, 6, 11, 12月の流出地下水流量と可能地下水流量の比較を行えば、地下水流量を対象と

した流域内の貯留効果の判断の尺度にすることができる。この資料によって流出地下水流量が前月また前々月の降雨に影響されていることを確認することができる。とくに6月の値は顕著にその傾向がみられる。

またこれらは統計的資料の取扱いから3カ月程度の貯留効果があるとの論議があるが、一応その確認のための資料になり得る。

(2) 一般的に地表水は地下水と比較して数分の1程度の数値しか示さない。しかし異常な強度の大降雨の場合は地表流量は極度に増大し、この採用した対象年度では同じ月の地下水流量と殆んど等しい程度の地表水流量を数日間で流下した結果を示している。

これは必ずしも流域の地表面の滲透能のみに由来する問題ではない。これに対して2つの大きな現象面の問題が採り上げられる。

まず堆積体の帯水機能の限界をあげることができる。

前述によって説明されたように(第Ⅱ編第Ⅱ章第2節)、この流域の堆積体は途らに多量の水量を帯水し得る能力のあるものではない。帯水層水位観測結果から判断すると降雨前の帯水量を加味してほぼ100mm程度以上の降雨の場合には帯水層水位が殆んど地表面附近まで達して、地表面の窪地等から湧出している状態である。

したがって降雨前の帯水量を除いて考察すると150~200mmの降雨はその帯水能の限界値をこすものとして考えることができる。そしてその残りの量は地表水あるいは中間水と同様の流出形態で流下するにとが予想される。

勿論降雨あるいは地表水等が一旦堆積層内に入る現象は認められるが、それから河道への流出現象が水文的な意味での地下水流出現象と異った性格を有している点に特色がみられる。

これは当然結果から判断すると大降雨の場合には地表流量が異常に増加するとの結果をもたらす。

ついで中間水流量の問題がある。

まず森林で被われた両流域の山体部または堆積体部地表面の滲透能は殆んど降雨強度より大きいとみてよい。事実区劃試験での測定結果では、山地森林の地表面部で300~400mm/hr甚だ粗悪林地で100mm/hr等のものが得られておりこの両流域と同様な母材を有する奥多摩水源林でも林地180mm/hr~220mm/hr、草地130~180mm/hr、踏み固め地(歩道)4mm/hrが得られているほどである。勿論この両流域でもこれと同程度の値が得られている。

したがって流域内における地表流は特殊地帯すなわち歩道河道等を除いては殆んど考えられずまたこれらに相等する面積の比率からいっても地表流に対する考え方よりもむしろ中間流に対する検討の必要性を感じしめられる。

なおこれは地表流を否定している意味のものでなく、計算された地表流量のうち中間流量が量的に大きな値を示しているという意味においてである。

前述もされたようにこの流域の山体部における母材の構造は地表面より0.1~1.0m附近にかけて二次風化層で、それ以下が深層風化層の状態にあるが、この境界面上下の水の透下能が極度に異なることが立証されているから結局滲透した水はここに停滞し、境界面に沿って斜方向に移動することが考えられる。そしてこれらはその境界面の凹地形部に集積される。

一般にこの両流域地形を通観するとこれらの凹地形部はとくに風化土砂が錐積し、比較的表層移動水の集積に安易な状態におかれている。しかがってここに集積された水はいわゆるその錐積内の構造と相まって中間水として流出することがいえる。

したがってこの現象の重要な位置を占めるものは深層風化母岩層の透下能ということにされる。この値より過大な降雨強度においてはその差が中間流量になり、結局大きな強度の降雨ほど地表流量として計算される中間流が異常に増大されることになる。またこの説明は降雨強度の小さな場合における地表流の少い現象の説明にもあてはめることができる。

以上によってごく一般的な降雨の場合の地表流量が地下水流量に比較して極度に小さく、大降雨の場合のみに異常に大きくなるとの説明がつけられる。

(3) つぎに可能地下水流量と流域残留量について考察を加えると、つぎの諸点がうかがえる。ただし流域残留量は計算の都合上流下し得る水量の内の堆積帯または河道中における蒸散蒸発水量も含めて計算されたことになる。

また他の量も結果から判断すると流域より流下しなかった水量であり結局蒸散蒸発によって流域より消失される水量といえる。しかしこれを降雨毎、月毎に集計した場合、流域に残留された水量としてみる方がより順当である。勿論流域に貯留された可能地下水流量とは別個に取扱う。

これらについて2, 3の検討を加えるとつぎの諸点がいえる。

(i) 1カ年を周期として月毎の地表流量、可能地下水流量、流域残留量の値をみると地表流量が最もその平均値からの分散が大きく、流域残留量が最も小さい傾向を示していることがいえる。たとえば北谷南谷の6月の結果をみると降雨量が他の月に比較して極度に少い値を示しているが、その大半は流域残留量として計算されわずか30%程度が可能地下水流量として計算されている。地表流量は問題にならない。

その逆の現象として7, 8, 9月の計算結果をあげることができる。可能地下水流量とくに地表流量が増加しているほど流域残留量は増加していない。

すなわちこの流域残留量は流出し得ない水量であり、そのためには河道や堆積帯より離れてしかも面積的に主体を占めている山体部における滲透水からの土中保有水が主体を占めているとの考え方があげられる。また堆積体中あるいは移動水がそれに連続し得る地帯の初期土湿を補う損失水量も含まれていようが、両者の面積の量的な関係からみればやはり山体におけるそれが主体をなしているとされる。したがってその降雨の状態にもよるが特異な降雨を除けば、その流域で容し得る範囲内の水は常に流域残留量として確保され他の地帯たとえば河道沿いあるいは堆積ま

たその周辺部の好条件の地帯の降雨が地表流量地下水流量として流下しているとの予想が立てられる。

以上を一括して要約するとまず流域内の地表面透透能を f_1 とし、深層風化母岩層のそれを f_2 とすれば殆んど降雨は f_1 より小さく、まず対象にならない。したがって f_2 を中心として説明すると降雨強度が f_2 より小さい場合その殆んどは透下する。そして山体部はその大部分が土中保有水としてそのまま土中に残留する。また堆積体部およびその周辺附近は透下し、帯水層に入り地下水として流出する。その場合とくに歩道あるいは崩壊地の一部等また河道の降雨はその透透能が殆んど零とみなせるから地表流として流下する。

また降雨強度が f_2 より極度に大きい場合、両者の差が中間流また地表流となる。山体部においては f_2 以下の降雨量は地中に透下しその主体は土中保有量となり、他の一部が岩脈地下水となる。そして残与は中間流または地表流となりやがては堆積帯に流達する。そこで場合によっては再び透透現象が行われ、さらに残与は地表流となる。この水も堆積体の帯水能の如何によっては一旦透透し中間流的流出の形態を採る可能性が大きい。

そのような観点から第IV-7表をみると流域残留量が比較的一定した下限値を保ちさらに上限値においても極度に増加した値を示していない所に共通点が見出せる。

(ii) さらにこれらの想定を確認する意味で北谷南谷の比較を行ってみる。

いま年間における流域残留量と可能流出量との比率について両流域を比較すると、南谷の方が大きな値を示している。

その中の可能流出量を比較すると南谷がわずかに大きく殆んど同程度とみなせる傾向にある。また流域残留量は南谷がはるかに大きな値を示している。

この可能流出量中で地表流量は両者ともほぼ同程度で、さらに可能地下水流量はわずかに北谷が大きく殆んど同程度として支障ない状態である。この可能地下水流量が流域全般よりむしろ堆積体の構造にその主体を有しているとすれば一応北谷南谷の堆積体は近似的に類似しており両者の関係が適合する。

また流域残留量については前述の論議結果からいわれる山体部の面積を対象とし比較するとほぼその傾向が肯ける感がある。

すなわち両谷の地形形状は流域面積に対する山体部面積が南谷において大きい傾向にあり、その起伏状態、平均勾配等も南谷においてが小さな傾向を示している。

以上によって解析された水文資料を基礎として流域内における水分収支に若干の検討を加えたのであるがこれらによって一応区劃試験結果と量水観測の計算結果との数値的関連を現象面に結びつけて理解することができる。しかし普偏性のある本質的確認を得るためには未だほど遠くさらに多くの基礎的実験および量水観測の続行が要望される。これらの大局的判断を基礎としてさらに今後の研究に期待したいところである。

第IV-6表 昭和34年における流出地下水流量と可能地下水流量

月	計														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	$\frac{q_a - q_b}{\beta}$	合計	
北谷	流出地下水流量 (m³)	449	1088	786	862	823	615	908	1263	1003	1203	784	675	17	10527
	可能地下水流量 (m³)	534	1461	438	1206	1278	133	1177	2214	1270	893	515	454		11574
	修正可能地下水流量 (m³)	486	1329	399	1097	1162	122	1070	2014	1155	812	468	413		10527
南谷	流出地下水流量 (m³)	479	1113	900	1155	1392	643	1133	1181	971	1338	861	692	87	11885
	可能地下水流量 (m³)	584	1559	402	1684	1541	310	1907	2106	1842	616	867	532		13950
	修正可能地下水流量 (m³)	498	1328	344	1435	1313	265	1624	1793	1568	525	739	453		11885

第IV-7(N)表 北谷における流域内水収支

月	計												単位面積水位 (mm)	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		合計
降雨量 (m³)	1223	2238	1062	2649	2801	696	4118	3946	2920	1599	1237	1041	25330	2136
流出地下水流量 (m³)	551	1403	851	1413	1624	673	2395	2375	1738	1420	907	806	16161	1363
可能地下水流量 (m³)	499	1088	786	862	823	615	908	1263	1003	1203	784	675	10510	886
地表水 (m³)	486	1329	399	1097	1162	122	1070	2014	1155	812	468	413	10527	888
可能流出水流量 (m³)	52	320	65	551	801	58	1487	1112	736	217	123	131	5652	477
流域残留量 (m³)	538	1649	464	1618	1963	180	2557	3126	1891	1029	591	544	16179	1364
	685	589	598	1001	638	516	1561	820	1029	570	646	497	9151	772

第IV-7(S)表 南谷における流域内水収支

月	計												水高 (mm)	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		合計
降雨量 (m³)	1614	2384	1353	3216	3273	876	5057	4823	3575	2016	1578	1388	31654	2230
流出地下水流量 (m³)	566	1449	955	1397	1725	672	2383	2542	1765	1782	966	780	16980	1196
可能地下水流量 (m³)	479	1113	900	1155	1392	643	1133	1181	971	1338	801	692	11798	831
地表水 (m³)	498	1328	344	1435	1313	265	1624	1793	1568	525	739	453	11885	837
可能流出水流量 (m³)	87	336	55	242	333	29	1249	1360	794	444	165	89	5182	365
流域残留量 (m³)	585	1664	399	1677	1646	294	2873	3135	2362	969	904	542	17067	1202
	1029	1220	954	1539	1627	582	2184	1670	1213	1047	674	846	14587	1028

参 考 文 献

- 1) 秋谷孝一: 白坂小流域における森林理水機能. 比較試験についての考察, 卒業論文昭和30年.
- 2) 山口伊佐夫: 流域管理のための量水方法並びに水分移行現象に関する基礎的研究, 東大演習林報告53号.
- 3) JAKOSKY, J.J.: *Ground Water: Electrical Methods*, 1937 (McGraw-Hill).
- 4) 山口久之助: 電気式地下探査法, 昭和27年(古今書院).
- 5) 清野 武: 電気探鉱, 昭和22年(電気書院).
- 6) WENNER, F.C.: *A Method of Measuring Earth Resistivity*, U.S. Bur. Standard Bull. Vol. 12, 19.
- 7) MOORE, R.W.: *An Empirical Method of Interpretation of Earth-resistivity Measurements*, Amer. Inst. Min. Eng. Trans. 164, 1945.
- 8) HEILAND, C.A.: *An Empirical Method of Interpretation of Earth-resistivity Measurement; Discussion*, Amer. Inst. Min. Eng. Trans. 164, 1945.
- 9) 野口 高: 砂礫帯水層の電氣的徴候について, 九州鉱山学会誌 26 卷.
- 10) TOLMAN, C.F.: *Ground Water*, 1937 (McGraw-Hill).
- 11) 物部長穂: 水理学, 昭和8年(岩波書店).
- 12) LINSLEY, R.K.: *Applied Hydrology*, 1949 (McGraw-Hill).
- 13) 野満隆治: 河川学, 昭和18年(地人書院).
- 14) KITTREDGE, J.: *Forest Influences*, 1948 (McGraw-Hill).
- 15) 水谷 鏘: 実用水理工学, 昭和16年(土木工業社出版部).
- 16) OGIHARA, S.: *Integral Method of Representing Stream Flow Controlling Function of Watershed and its Application*, 東大演習林報告39号.
- 17) HORTON, R.E.: *Maximum Ground-Water Levels*, Trans. Amer. Geophys. Union 1936.
- 18) HORTON, R.E.: *Virtual Channel-Inflow Graphs*, Trans. Amer. Geophys. Union 1941.
- 19) 山口伊佐夫: 河道貯留作用の解析と遊水池への応用, 東大演習林12号.
- 20) 平田徳太郎: 出水, 昭和27年(林野庁研究普及課).
- 21) 蔵田延男: 水理地質学, 昭和30年(朝倉書店).
- 22) 山口伊佐夫: 東京大学愛知県演習林, 水利科学3卷1号.
- 23) 片岡 順: 斜面の滲透性を表わす示標, 東大演習林報告47号.
- 24) 佐藤 正: 新しい型の山地滲透計による測定成績(第2報), 林試研究報告99号.
- 25) JOFFE, J.S.: *Moisture Percolation through the Soil Profile*, Soil Sci. Vol. 34, 1932.
- 26) 藤田寿雄: 滲透水の土中移行測定に関する研究, 卒業論文昭和35年.
- 27) SLICHTER, C.H.: *Field Measurement of the Rate of Movement of Under-ground Waters*, Water supply Report 140, 1905.
- 28) 荻原貞夫・山口伊佐夫: 量水曲線解析に関する研究, 農林省応用研究費研究結果昭和35年.
- 29) 藤芳義男: 基底流量について, 第1回水理研究会報告昭和31年.
- 30) JOHNSON, E.A.: *Outline for Compling Pricipitation Runoff, and Ground Water Data from Small Watersheds*, Forest Service 1956.
- 31) 速水頌一郎: 降雨の流出解析について, 京大防災研究所創立5周年記念論文集昭和31年.
- 32) 田中 清: 洪水波の理論的追跡法, 第1回水理研究会報告昭和31年.
- 33) 石原藤次郎: 雨水の損失現象と中間流出に関する研究, 土木学会第13回講演会昭和33年.
- 34) 荻原貞夫・山口伊佐夫: 流域の水文的性格表示へのハイドログラフの応用, 東大演習林報告54号.

Résumé

Hydrograph is a fundamental datum synthesizing various hydrological factors in a watershed.

The research presented in this paper has been carried out for the theoretical and experimental analysis of ground water which takes an important role in the composition of a hydrograph.

Two small watersheds were selected in Shirasaka Experimental Area in the Tokyo University Forest in Aichi prefecture.

They are North Creek and South Creek with areas of 1.19 ha and 1.42 ha respectively, being located in tributaries of a main stream for whose watershed of 88.5 ha a stream gauging was started in 1929.

In both of North and South Creeks continuous recordings of water level have been conducted since 1949.

The watersheds are composed of deepseated weathering granite. As regards the shape North Creek is of a radial type while South Creek, a feather-like type.

Special gauging facilities were installed in each creek for measurement of ground water discharge as well as water level of aquifer.

The watershed areas above special gauges are 0.44 ha for North Creek and 0.48 ha for South Creek which can be regarded as corresponding to so-called "Phreatic basin."

Relief amount and mean slope in the watershed are larger in North Creek than in South Creek. Vegetation is much the same in both creeks with shrubs of KONARA (*Quercus serrata* Thunb.), AKASHIDE (*Carpinus laxiflora* Blume) and HINOKI (*Chamaecyparis obtusa* Sieb. et Zucc.) growing very thick and being not in good condition.

Thick cover of litter and humus together with favourable bed rock make soil condition pretty good from hydrologic standpoint.

(1) Structure of Deposit

The structure of deposit was investigated by geological survey and electrical-resistivity method.

For earth-resistivity measurement Megger type meter was used in which Wenner's four electrode method was applied in disposition of electrodes.

Thus, the following fundamental data for analysis were obtained:

(i) Ground water in the watershed is divided into mobile ground water and submobile ground water.

Mobile ground water is sub-divided into aquifer within the deposit and aquifuge from weathering rock-fissures.

Submobile ground water forms a stagnant aquiclude and is mainly found in deepseated weathering bed rock beneath the deposit.

The major part of ground water measured at the gauging notch is the discharge from aquifer.

(ii) As the result of investigation of the deposit including aquifer, the effective cross section of aquifer, which is the main source of ground water flow, is recognized to be closely akin to a triangle.

Furthermore close examinations were made about the effective length and the gradient of the base of aquifer.

Needless to say, it was confirmed that the ground water observed at the aquifer water level gauging well belongs to the same water system as that at the discharge gauging notch.

The electric resistivity within the deposit and the necessary data obtained for hydrologic analysis are shown in Table 1 and Table 2.

Table 1. Resistivity of Deposit

Sounding point	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4
North Creek	500 Ω -m	650 Ω -m	630 Ω -m	700 Ω -m
Sounding point	No. 1	No. 3	No. 4	No. 5
South Creek	990 Ω -m	1440 Ω -m	940 Ω -m	1190 Ω -m

Table 2. Structure of Deposit

	Effective length m	Effective depth m	Mean slope of base	Area of ground surface m ²	Mean width at ground surface m
North Creek	49	2.6	0.160	351	7.2
South Creek	60	3.6	0.086	413	6.9

(2) Fundamental Theory of Ground Water Flow and Result of Observation.

If the cross section of aquifer has a triangular form the relation between the horizontal distance x from a spring point and the water level of aquifer at the distance x may approximately be represented by the following equation according to Darcy's theory.

$$ix = -\frac{P}{2} \ln \frac{(h+P)(h_0-P)}{(h-P)(h_0+P)} - (h-h_0) \quad (1)$$

$$P = \left(\frac{q}{kci} \right)^{\frac{1}{2}}$$

q ; ground water discharge

i ; gradient of aquifer bottom

x ; distance from outlet (spring point)

h ; water level of aquifer at the distance x

h_0 ; water level at spring point

c ; coefficient of sectional form

k ; coefficient of transmission

If the water level of aquifer approaches the limiting maximum water level H in formula (1),

$$\text{then } q = kciH^2 \quad (2)$$

The relation of the ground water discharge for the limiting maximum water level H , (above the bottom of the gauging notch) in North Creek and that in South Creek is as follows:

$$\text{North Creek; } q = 0.017 (H_1 - 4.50)^2 \text{ m}^3/\text{min}$$

$$\text{South Creek; } q = 0.032 (H_1 - 3.37)^2 \text{ m}^3/\text{min}$$

4.50 m and 3.37 m in the above formulas are the constant values measured regarding the base of the ground water flow notch as zero.

The relation of the limiting maximum water level to time in the rain is derived from equations of continuity of flow as follows.

$$H^2 = e^{-\frac{kci}{Lc}t} \left[\int \frac{I_t}{Lc} e^{\frac{kci}{Lc}t} dt + c_2 \right] \quad (3)$$

L ; effective length of aquifer

I_t ; percolation rate

H ; limiting maximum water level

t ; time

By inserting I_t of various cases into this fundamental formula, the relation between ground water discharge and time can be derived.

(Type A)

$$\text{Put } I_t = P$$

Then, during the period of percolation.

$$q = P(1 - e^{-\beta t}) + q_0 e^{-\beta t} \quad (4-A-1)$$

and after the end of percolation,

$$q = P(1 - e^{-\beta T})e^{-\beta(t-T)} + q_0 e^{-\beta t} \quad (4-A-2)$$

$$\beta = \frac{kci}{Lc}$$

P ; percolation rate

T ; duration of percolation

q_0 ; base ground water discharge

(Type D)

$$\text{Put } I_t = P \sin \frac{\pi}{T} t \quad (0 \leq t \leq T)$$

Then, during the period of percolation,

$$q = \frac{P\beta^2 \sin mt}{(\beta^2 + m^2)} - \frac{Pm\beta \cos mt}{(\beta^2 + m^2)} + \frac{Pm\beta}{(\beta^2 + m^2)} e^{-\beta t} + q_0 e^{-\beta t} \quad (4-D-1)$$

and after the end of percolation,

$$q = \frac{Pm\beta}{(\beta^2 + m^2)} (1 + e^{-\beta T}) e^{-\beta(t-T)} + q_0 e^{-\beta t} \quad (4-D-2)$$

$$m = \frac{\pi}{T}$$

$$P = I_t \max$$

(Type E)

$$\text{Put } I_t = Pte^{-\alpha t}$$

Then, during the period of percolation,

$$q = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} e^{-\beta t} - \left\{ \frac{P\beta t}{(\alpha - \beta)} + \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} \right\} e^{-\alpha t} + q_0 e^{-\beta t} \quad (4-E-1)$$

and after the end of percolation, if $t = T$ and $I_t = 0$

Then

$$q = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} e^{-\beta t} + q_0 e^{-\beta t} \quad (4-E-2)$$

$$\frac{P}{\alpha e} = I_t \max$$

e ; base of natural logarithms

As, in each derived equation, the relation of ground water discharge to time after the end of percolation is represented by $q = Ke^{-\beta t}$, it is possible to determine the value of β .

The values of β computed from the water level curve of aquifer and phreatograph in relation to North Creek and South Creek are shown in Table 3.

Table 3. Value of β

Unit time	$\frac{1}{\text{day}}$	$\frac{1}{\text{hr}}$	$\frac{1}{\text{min}}$
North Creek	0.0727	0.0030	0.00005
South Creek	0.0439	0.0018	0.00003

β is an important value for ground water flow, because it is a function including the effective length of aquifer, the form of its cross section, the slope of its base and coefficient of transmission.

(3) Derivation of Percolation Rate Curve from Phreatograph

It is possible by formula (2) to derive phreatograph from the water level curve of aquifer.

The analysis of formula (4) has clarified that the constant value of percolation rate curve can be determined through the following procedure.

(Type A)

$$T = T_m$$

$$P = S \frac{e^{-\beta T}}{1 - e^{-\beta T}}$$

$$\text{Where } S = \frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0$$

T_m ; time when the maximum ground water discharge occurs

t_x, q_x ; time and the ground water discharge after the end of percolation

$$\text{Hence } \int I_x dt = PT$$

(Type D)

$$T = T_m$$

$$P = S \frac{\beta^2 + m^2}{\beta \cdot m \cdot (e^{\beta T} + 1)}$$

$$\text{Where } S = \frac{q_x}{e^{-\beta t_x}} - q_0$$

$$m = \frac{\pi}{T}$$

$$\text{Hence } \int I_x dt = \frac{2P}{m}$$

(Type E)

Two methods of numerical solution and graphical solution have been derived. However, because of the easiness of procedure, the precision of computed results, the wideness of applicable range, etc., the graphical solution will be summarised hereunder.

By using Equation (4), the base ground water discharge can easily be removed. Let it be q' , then the following equation will be obtained.

$$q' = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} \left[e^{-\beta t} - \{(\alpha - \beta)t + 1\} e^{-\alpha t} \right]$$

It will be rewritten in the following logarithmic form.

$$\log q' = \log \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} + \log \left[e^{-\beta t} - \{(\alpha - \beta)t + 1\} e^{-\alpha t} \right]$$

Similarly, after the end of percolation,

$$\log q' = \log \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2} + \log e^{-\beta t}$$

The 2nd term in this right member is a function of α , β and t , where β is a known quantity.

For several value of α and t numerical values af

$$[e^{-\beta t} - \{(\alpha - \beta)t + 1\}e^{-\alpha t}] \quad \text{are}$$

computed beforehand and plotted on an ordinate logarithm section paper.

These curves approaches very close to the straight line of $\log e^{-\beta t}$ after $e^{-\alpha t} \doteq 0$.

Let these curves be auxiliary curves.

For our watersheds, it will be sufficient to give α values between 0.1 and 3.0.

Plot a given q' -curve on an ordinate logarithm section paper on the same scale and put it upon auxiliary curves.

Then select an auxiliary curve which fits most the given q' -curve. Read α of that auxiliary curve and the numerical value on the ordinate for the q' -curve corresponding to the ordinate 1 (in which $t=0$) of the auxiliary graph. Suppose that this value is S , then

$$S = \frac{P\beta}{(\alpha - \beta)^2}$$

This will concurrently decide the value of α and P .

Namely

$$t_m = \frac{1}{\alpha} \quad t_{i \max} = \frac{P}{\alpha e} \quad \int I_t dt = \frac{P}{\alpha^2}$$

Where

t_m ; time when $I_{t \max}$ occurs.

Also in the phreatograph due to rains of various types, α_i and P_i will easily be determined by repeating the above-mentioned procedure.

By applying the above method to the phreatograph obtained from the observation in North Creek and South Creek, the percolation rate curve has been produced and the recomputed phreatograph has been compared with the observed value. It resulted that type E was most applicable. Furthermore, analysis of type E was applied to the various types of rains during the period from June, 1959 to August, 1960.

Its applicability having been relatively high, it shows the Possibility to be used as fundamental data for hydrological analysis.

As it is possible to compute the total percolation, the total ground water which is stored in aquifer and may be discharged later can be computed.

It is called possible ground water discharge.

(4) Computation of Ground Water Discharge in North Creek and South Creek

The above-mentioned method of analysis was applied to North Creek and South Creek,

(i) Computation of Possible Ground Water Discharge

The results obtained at the ground water gauge station were applied to the whole watershed of North as well as South Creek.

As the result, it is recognized that the time of the maximum water level at the water level gauge station of aquifer can be regarded the same as that of the whole watershed. It is possible, therefore, to estimate other phenomena of possible ground water discharge with the aid of the ordinary hydrograph composed of surface runoff, interflow and ground water.

By using type A in analysis, the percolation rate and the possible ground water discharge were computed about several rains various types in 1959, as shown in Table 4.

(ii) Computation of Direct Ground Water Discharge

The daily runoff observed at the gauge station for the whole watershed on dry days is related in a straight line to that at the ground water discharge gauge station.

The relation seems to originate from the quantitative ratio of the deposit. By applying that relation to rainy days, the ordinary runoff from whole watershed can be divided into surface runoff and ground water discharge, the latter being called direct ground water discharge.

Table 4. Water Cycle in the Watershed (1959)

(North Creek)

	Jan.	Feb.	Mar.	April	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total	total watershed area mm
Precipitation m ³	1223	2238	1062	2649	2601	696	4118	3946	2920	1599	1237	1041	25330	2136
Compound runoff m ³	551	1408	851	1413	1624	673	2395	2375	1738	1420	907	806	16161	1363
Direct ground water discharge m ³	499	1088	786	862	823	615	908	1263	1003	1203	784	675	10510	886
Possible ground water discharge m ³	486	1329	399	1097	1162	122	1070	2014	1155	812	468	413	10527	882
Surface runoff m ³	52	320	65	551	801	58	1487	1112	736	217	123	131	5652	477
Possible runoff m ³	538	1649	464	1648	1963	180	2557	3126	1891	1029	591	544	16179	1364
Remaining water m ³	685	589	598	1001	638	516	1561	820	1029	570	646	497	9151	772

(South Creek)

	Jan.	Feb.	Mar.	April	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Total	total watershed area mm
Precipitation m ³	1614	2884	1353	3216	3273	876	5057	4823	3575	2016	1578	1388	31654	2230
Compound runoff m ³	566	1449	955	1397	1725	672	2383	2542	1765	1782	966	780	16980	1196
Direct ground water discharge m ³	479	1113	900	1155	1392	643	1133	1181	971	1338	801	692	11798	831
Possible ground water discharge m ³	498	1328	344	1435	1313	265	1624	1793	1568	525	739	453	11885	837
Surface runoff m ³	87	336	55	242	333	29	1249	1360	794	444	165	88	5182	365
Possible runoff m ³	585	1664	399	1677	1646	294	2873	3153	2362	969	904	542	17067	1202
Remaining water m ³	1029	1220	954	1539	1627	582	2184	1670	1213	1047	674	846	14587	1028