



Title	1. 漁川流域における地下水挙動
Author(s)	佐倉, 保夫; SAKURA, Yasuo
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 26, 1-11
Issue Date	1971-09-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.26.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14004
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p1-11.pdf



1. 漁川流域における地下水挙動

佐倉保夫

(北海道大学理学部地球物理学教室)

—昭和46年4月受理—

I. ま え が き

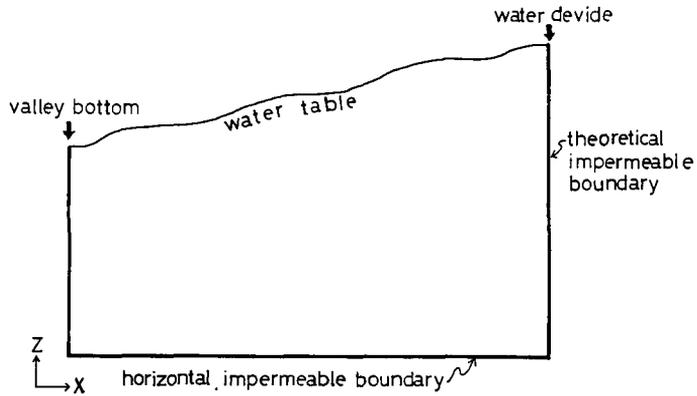
現在一般に行なわれている地下水流動の調査、解析は、現存する井戸を対象に、井戸相互間の水位あるいは水位の変動、水温、化学成分等を用いたものがほとんどである。このような方法は、言わばマイクロな立場なのであり、そのことから流域全体の地下水流動を捕えようとすると定性的な解釈に陥ることが多い。

1962年来、カナダの TÓTH^{1),2)}, FREEZE^{3)~5)} 等によって、数学的なモデルを用いて地下水流動を理論的に解析する方法が確立されてきた。そこで、こういった方法を漁川流域に当てはめて解析した結果と、実際の調査結果からこの地域の地下水挙動について考察を試みた。

II. 地下水流動解析の理論

第1図に示すのが地下水流動域の二次元モデルである。左端は谷底、右端は分水界、上部は自由地下水面、下部は不透水基盤で囲まれている。谷底においては、対称的な流域を反対側に考慮することにより横方向の地下水流動はなく、分水界では当然横方向の流れはない。また、下部には基盤があり、不透水層であるという条件を用いる。以上の条件と上部境界として地下水位の分布を与えることにより地下内部のポテンシャル分布を計算し、流動状態を解析するのである。そして、この理論による結果を実際の地下水調査に当てはめ、モデルの適、不適を問い、適しているなら今度はこのモデルを用いることにより実際には測定不可能なものを定量化しようと言うのである。

- 1) J. TÓTH; A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basin, J. Geophys. Research, **67** (1962), 4375-4387.
- 2) J. TÓTH; A Theoretical Analysis of Groundwater Flow, J. Geophys. Research, **68** (1963), 4795-4812.
- 3) R. A. FREEZE and P. A. WITHERSPOON; Theoretical Analysis of Regional Groundwater Flow, 1. Analytical and Numerical Solutions to the Mathematical model, Water Resources Research, **2** (1966), 641-656.
- 4) R. A. FREEZE and P. A. WITHERSPOON; Theoretical Analysis of Regional Groundwater Flow, 2. Effect of Water-Table Configuration and Subsurface Permeability Variation, Water Resources Research, **3** (1967), 623-634.
- 5) R. A. FREEZE and P. A. WITHERSPOON; Theoretical Analysis of Regional Groundwater Flow, 3. Quantitative Interpretations, Water Resources Research, **4** (1968), 581-590.



第1図 地下水流動流域の二次元、等方均質モデル

Fig. 1. Two-dimensional homogeneous, isotropic mathematical model.

地下水流動においては、DARCY の式と連続の式から、一般に帯水層の非等方性を考えれば DARCY の式は、

$$V_x = K(x, y, z) \frac{\partial \varphi}{\partial x} \quad (1)$$

ここで、 V_x ; x 方向の流れの速度

$K(x, y, z)$; 透水係数

φ ; 水頭

定常状態における連続の式は、

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

(1) 式を (2) 式に代入すると、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K(x, y, z) \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(x, y, z) \frac{\partial \varphi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(x, y, z) \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right] = 0 \quad (3)$$

となる。この式は定常状態での RICHARD の式と呼ばれ、ここで、 $K = \text{const}$ 、つまり等方均質であるとすれば、次の LAPLACE の方程式が導ける。

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \quad (4)$$

RICHARD の式においては、 K が x, y, z の変数であるため、どのような地層条件をも表現できるが、ここでは LAPLACE の式を用いた。

また、地下水のポテンシャルは、

$$\Phi = gz + \int_{P_0}^P \frac{dP}{\rho} \quad (5)$$

ここで、 Φ ; 地下水のポテンシャル

g ; 重力加速度

z ; 基準面からの高さ

P ; 圧力

P_0 ; 大気圧

ρ ; 水の密度

(5) 式は,

$$\Phi = gz + (P - P_0)/\rho \tag{6}$$

となり, 自由地下水面においては, 圧力は大気圧に等しいことから, (6) 式は,

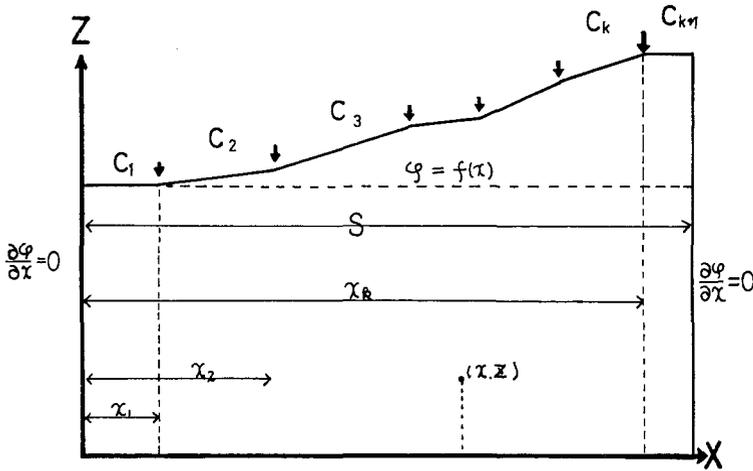
$$\Phi = gz \tag{7}$$

となる。また, 水頭とポテンシャルの関係は, $\varphi = \Phi/g$ であることと, (7) 式から

$$\varphi = z \tag{8}$$

が導ける。

上部境界である自由地下水面の形を $\varphi = f(x)$ と, x の関数として与える。実際に解析するモデルを第 2 図に示す。ここでは地下水面を直線の折れ曲り (傾き $C_1, C_2, \dots, C_k, C_{k+1}$) で近似し, 地下水面に沿っての代わりに長方形の上部表面, すなわち $z = z_0$ に沿って $\varphi = f(x)$ なる近似を用いて LAPLACE の方程式を解く。



第 2 図 実際の解析に用いるモデル

Fig. 2. Mathematical model for analytical method.

二次元の LAPLACE の式は,

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \tag{8}$$

境界条件としては,

$$x=0, x=s \text{ で } \partial \varphi / \partial x = 0 \tag{9}$$

$$z = 0 \text{ で } \quad \partial\varphi/\partial z = 0 \quad (10)$$

$$z = z_0 \text{ で } \quad \varphi = f(x) \quad (11)$$

解を求めると、

$$\varphi(x, z) = A_0 + \sum_{m=1}^{\infty} A_m \cos \frac{m\pi x}{s} \cosh \frac{m\pi z}{s} \quad (12)$$

ここで、

$$A_0 = \frac{1}{s} \left[z_0 s + \frac{c_{k+1}}{2} \cdot s^2 + \sum_{i=1}^k (c_{i+1} - c_i) \left(\frac{x_i^2}{2} - x_i s \right) \right]$$

$$A_m = \frac{2}{s \cos \frac{m\pi z_0}{s}} \left[\left(\frac{s}{m\pi} \right)^2 \left\{ c_{k+1} \cos m\pi - c_1 + \sum_{i=1}^k (c_i - c_{i+1}) \cos \frac{m\pi x_i}{s} \right\} \right]$$

となる⁶⁾。

III. 漁川流域への適用

解析の際に用いた仮定は、

1. 底の不透水層と、横の両端の不透水境界に囲まれた帯水層は等方均質である。
2. 飽和した流れのシステムの上境界は自由地下水面であり、不飽和層の水分移動は考慮しない。

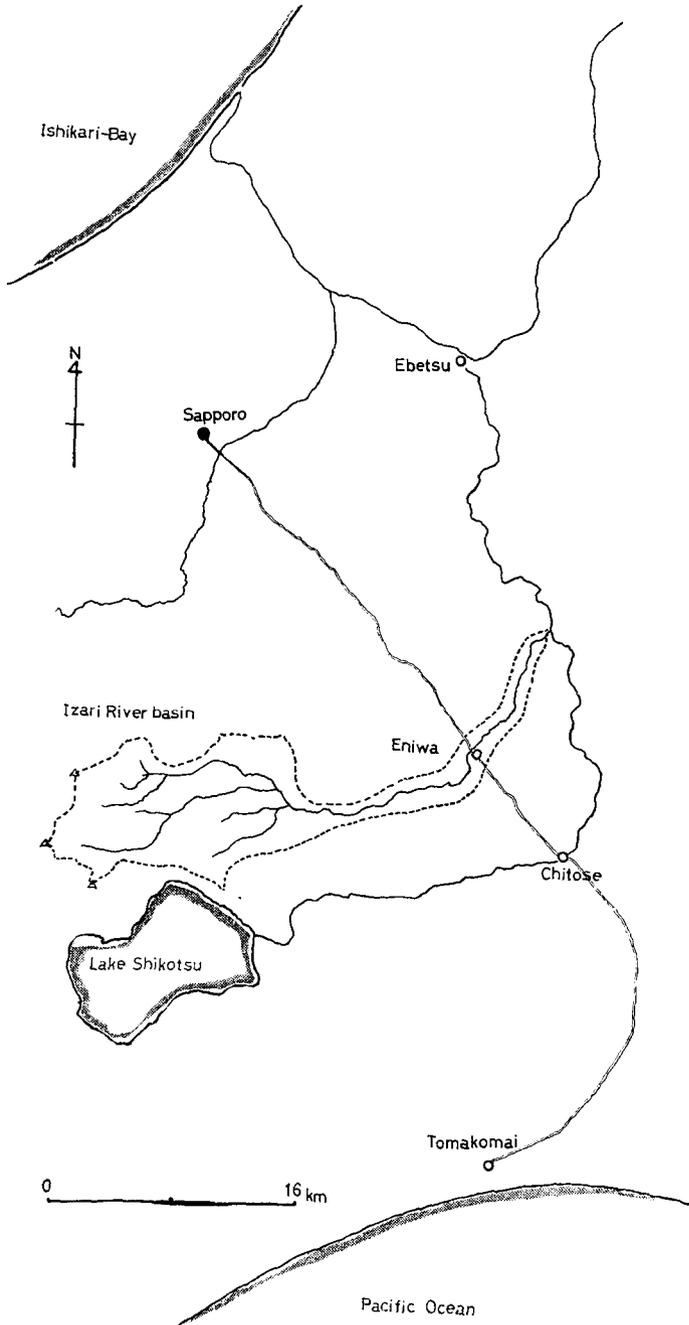
以上の2つに要約される。

漁川流域は、第3図に示すように、空沼岳、漁岳、恵庭岳に囲まれ、千歳川との合流点まで細長く延びていて、流域面積は、163.0 km²である。中央に大きな河川が流れており、急な壁に囲まれた箱型の細長い流域が解析の対象となる。後述のごとく地下水帯水層への涵養は、流域が狭くなったところに当たるので上流域の扇形の部分は省かれ、流域全体の地下水挙動を議論する上では、既に解析例のある第1図に示した河川横断面モデルは不適當であるため、この流域では縦断面モデルの導入を試みた。

流域の平面的な地下水挙動を調べるため地下水調査の基本となる測水調査を行ない、等地下水水位図を作成した。第4図に示す。

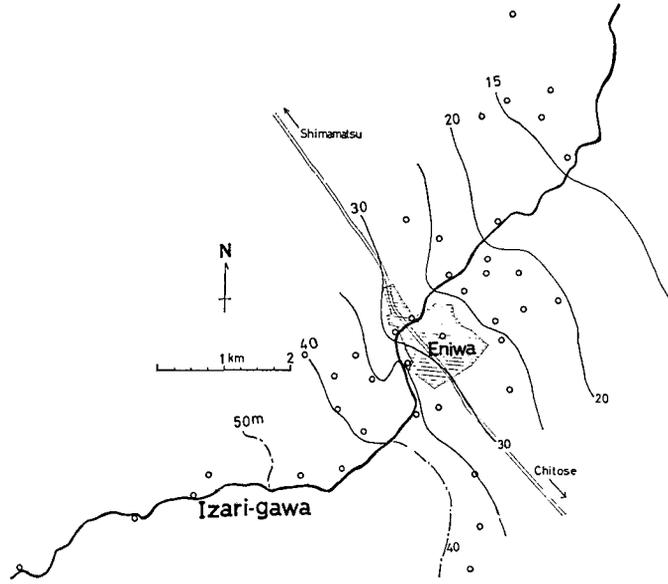
現在、この地域においては水道が普及し、井戸をほとんど使用していない。この調査に当たっては、わずかに残っている30数本の井戸水位と河川水位を水準測量によって求めた。第4図によると、地形の傾斜とほぼ同じ方向に地下水が流れていることがわかる。そして、河川水位との関係では恵庭市街地のすぐ上流部の河川が蛇行している所で伏流のあることが認められるが、全体的には、地下水は河川水の流動に支配されていると言える。また、この調査と同時に水の電気伝導度も測定したが、第4図とほぼ同様な傾向があった。地下水水位調査の結果より、河川水位を地下水水位とみても大きな誤りは犯さないと考えられるので、第一次近似としては河床高を地下水水位と考えた。

6) 前出3)。



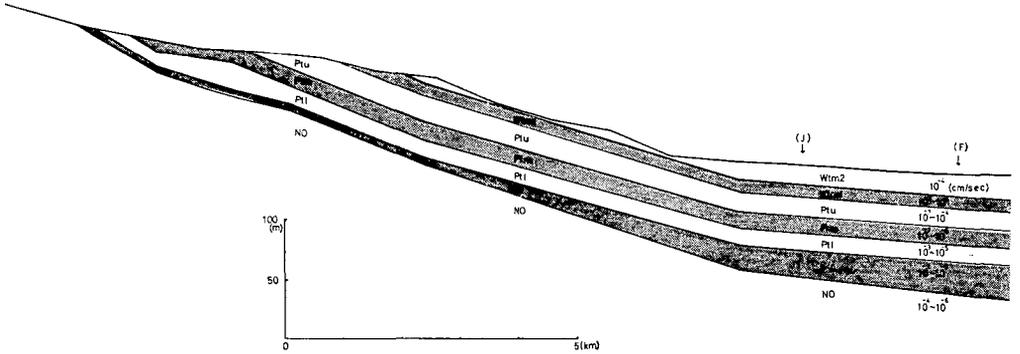
第3図 漁川流域の位置

Fig. 3. Map showing location of Izari River basin.



第4図 等地下水位図

Fig. 4. Groundwater level contour map.



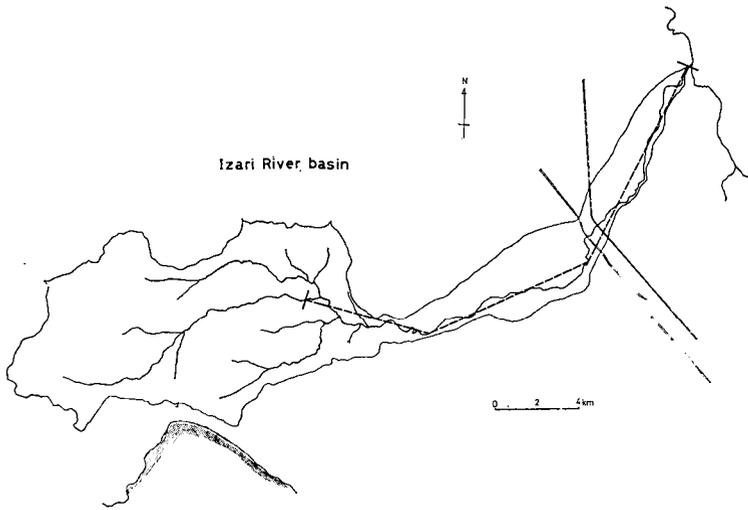
第5図 漁川縦断面地質層序図

Fig. 5. Geologic cross section along Izari River.

流域の地層状況は、開発局漁ダム関係で調査された資料があり、河川縦断方向の地質層序を第5図に示した。上層から順に、熔結凝灰岩層 (Wtm 2, Wtm 1), 島松浮石層 (Ptu, Ptm, Ptl), 旧河床堆積物層 (Gv), 野幌層 (No) となっている。第5図の右端にそれぞれの層の透水係数を示したが、この値は旧河床堆積物層が露出している地点より下流へ3.7 kmのダムサイト予定地で、開発局によって調査されたものである。図中のJ地点、恵庭浄水場の井戸(野幌層)での試錐時の揚水試験データからTHEISの方法、及びJACOBの方法で解析した結果、透水量係数は $T=2.7\sim 2.8\times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, 帯水層の厚さを50 mとすると透水係数は 10^{-4} cm/s のオーダーとなった。この値はダムサイトで得られた値とほぼ一致する。何れの層も $10^{-3}\sim 10^{-5} \text{ cm/s}$ の透水係数を示し、巨視的な解析においては、 $K=\text{const.}$ としても地下水流動の全体的な表現

は可能であり、等方均質の仮定が置ける。現在までのところ⁷⁾、野幌層以深についてはほとんど分かっておらず、 $\partial\phi/\partial z=0$ を満足する境界を確定することはできなかったが、一応 z_0 として 300 m, 900 m の値を用いた。現在知られている帯水層は、島松浮石層、旧河床堆積物層、野幌層中の礫混りの層等である。ここでは旧河床堆積物層の露出している地点が下流部の地下水に関与する上流境界だとし、この地点 ($x=s$) において、 $\partial\phi/\partial x=0$ の境界条件を満足すると考える。また、漁川が千歳川に合流する地点 ($x=0$) でも同様に、 $\partial\phi/\partial x=0$ とする。

この流域において地下水流動は河川水流動に支配されていると考えられることから、第 6 図のように直線 (図中の破線) で河川を表現し、1 km ごとに河床高を与え、これを帯水層上部の地下水面と考える。



第 6 図 河川を直線で表現した図

Fig. 6. Map showing the line representing Izari River.

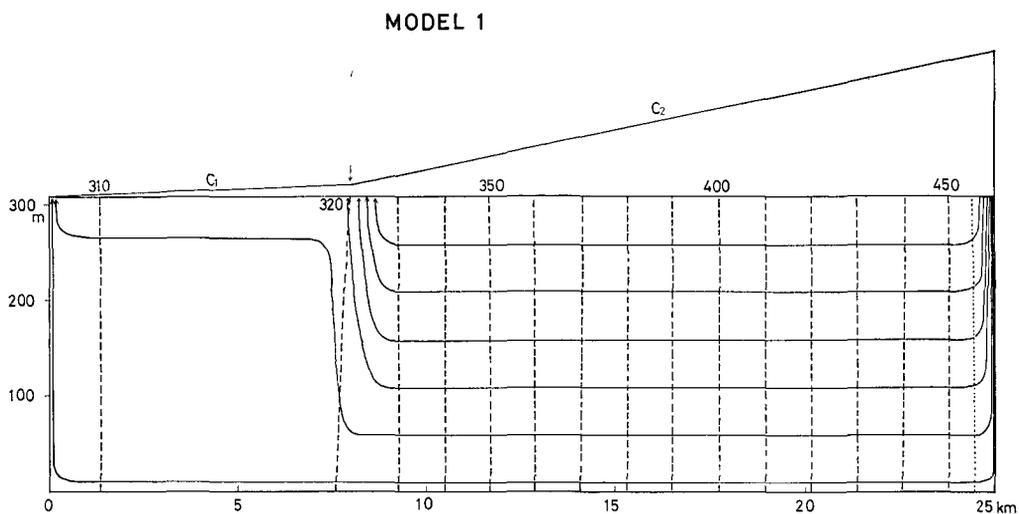
ここでは、流域の横方向の流れを無視したことになるが、既に流域の地形的特徴として述べたごとく、ほぼ箱型の細長い流域であり、第一次近似としては横方向の地下水の流れを無視し、河川縦断方向に二次元モデルを考えることにより、流域全体の地下水挙動を表現することが可能である。

IV. 解析結果

第 7 図は、地下水面を、河床高を示す 2 つの直線に近似し、下部不透水層の深さを 300 m としたときの計算結果で、Model-1 とする。破線が 10 m 間隔の等ポテンシャル線、実線が流線である。流線と流線の間は各々等量の流れがあるように作成した。一般に、流線は等ポテンシャル線に直交することから、この図は不自然なように見えるが縦横の縮尺が異なることから

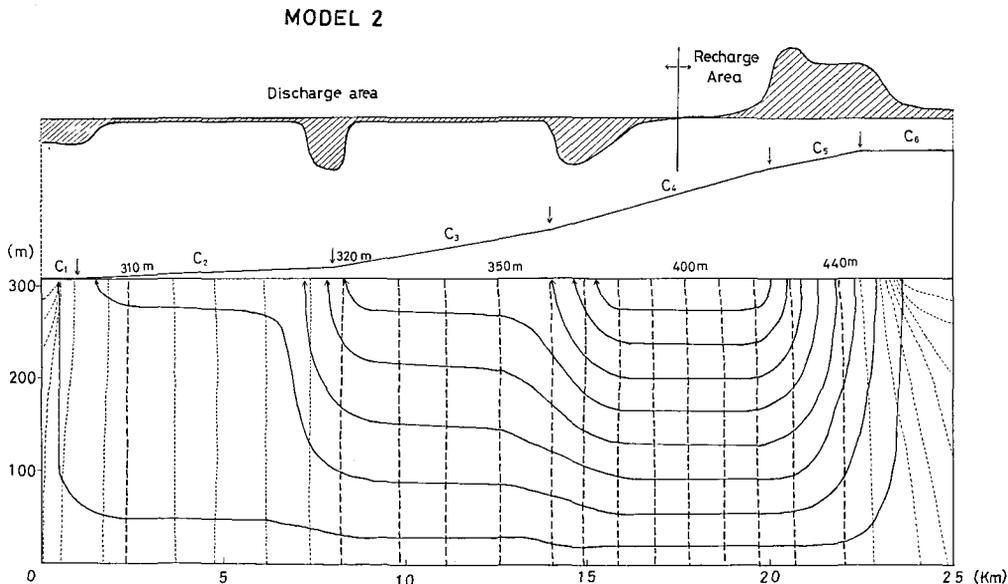
7) 山口久之助; 千歳川周辺の地下水について、石狩川水利総合開発計画調査資料、北海道開発局官房開発調整課、昭和 44 年。

起こることで、等縮尺であれば直交する。Model-1 は地下水面の傾斜を2つの直線で近似したため、連続の条件を満足するためには両端、即ち $x=0$, $x=s$ の近傍に流入、流出域が限られる結果となった。第8図に示した Model-2 は、Model-1 の欠点をなくし、より現実の河床変化に近く6つの直線で表わし、また、 $x=s$ 付近では、第5図からみて比較的透水性の良い島



第7図 理論的なポテンシャル分布および流線 ($z_0=300$ m)

Fig. 7. Two-dimensional theoretical potential distribution and flow pattern



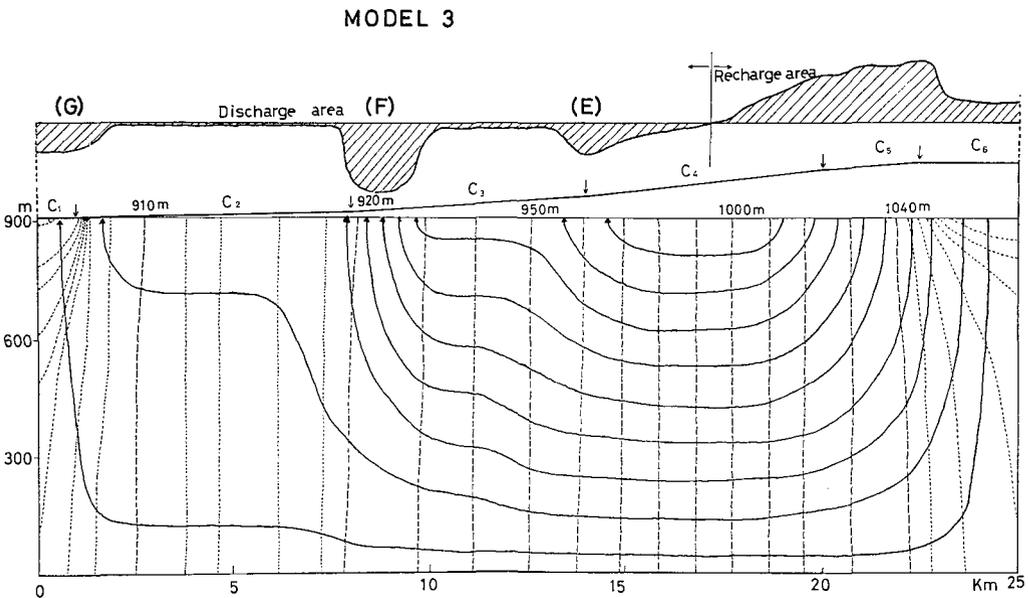
第8図 定量的な流線網および流出・流入域 ($z_0=300$ m)

Fig. 8. Quantitative flow net and recharge-discharge profile for a two-dimensional groundwater basin.

松浮石層が露出しているところで地下水帯水層が切れることを考慮して、実際の河床勾配を無視し、傾き C_0 を flat とした。また、上流、山間部においては、地下水位と河床高が対応しないことが考えられる。

Model-2 では 17,500 m 付近を境にして、流入、流出域が分けられる。hatching した部分が、流入、流出量の地域的な割合を示している。

Model-2 を帯水層の厚さのみ更に深く考え、900 m としたのが第 9 図の Model-3 である。Model-2 とほぼ同様な傾向だが流動状態が滑らかである。



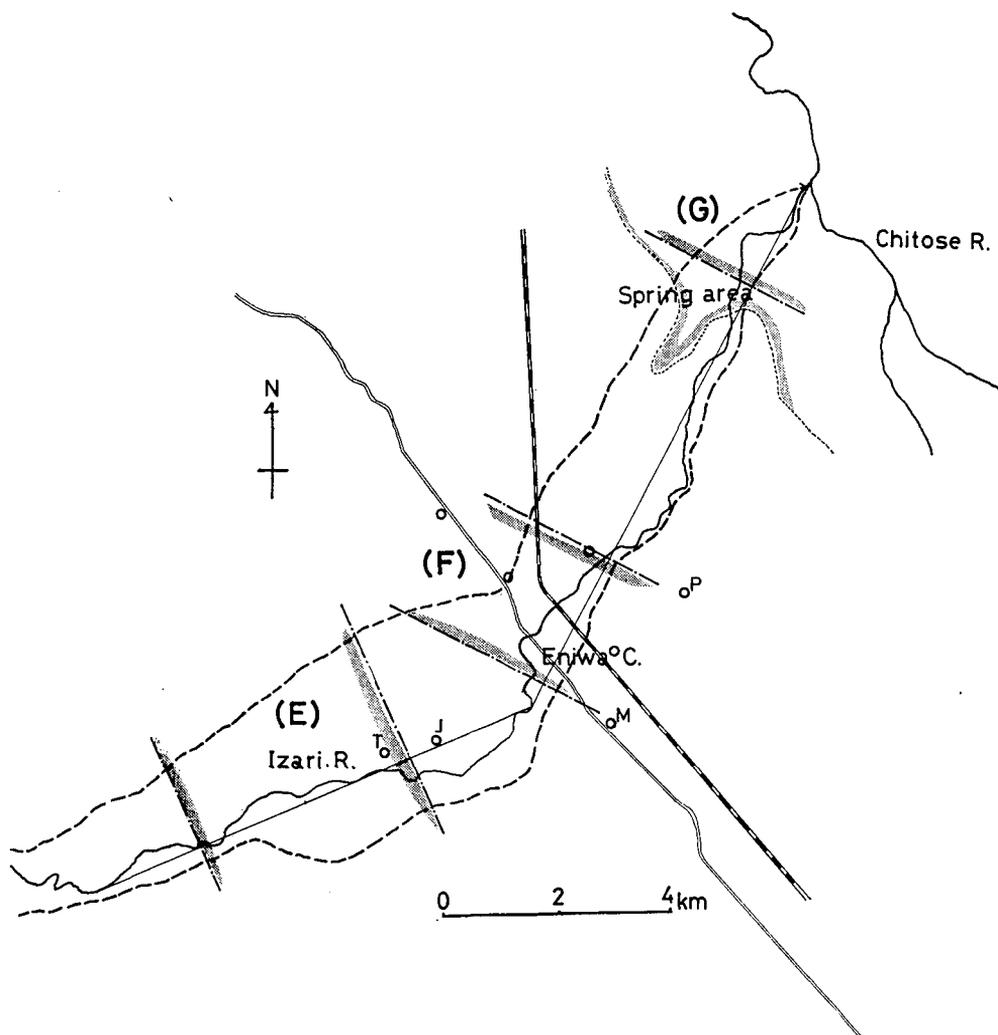
第 9 図 定量的な流線網および流出・流入域 ($z_0=900$ m)

Fig. 9. Quantitative flow net and recharge-discharge profile for a two-dimensional groundwater basin.

地質の説明で述べたごとく、野幌層以深の状態がほとんど分っていないこと、この流域にも 200 m 程度の井戸が存在すること等から、深さを 300 m とするのは浅すぎるきらいがあるように思われるので、以下は Model-3 について考えてみることにする。以下の議論のため、三つの流出域をそれぞれ E, F, G とする。

漁川流域の深井戸の分布を第 10 図に示す。井戸に関する資料が少ないことと、井戸の数が少ないことから断定するのは困難であるが、Model-3 の流出域、E, F に深井戸の分布が集中していること、また、G 域は自噴地帯(点線より下流側)であることは興味深い。その他、恵庭市街を挟んで上流側、下流側で深井戸の比湧出量(単位水位降下当たりの揚水量)を比較した例がある⁸⁾。そのデータによると、街の上流側で比湧出量は少なく(第 10 図に示した T

8) 前出 7).



第10図 深井戸分布図

Fig. 10. Horizontal distribution of deep wells.

井戸で $96 \text{ m}^3/\text{day/m}$, J 井戸で $13 \text{ m}^3/\text{day/m}$) と $100 \text{ m}^3/\text{day/m}$ 以内で、しかも極端な差異が目立つ。一方、街の下流側 (M, P 井戸) では、比湧出量は大きくなり、 $100 \text{ m}^3/\text{day/m}$ を超える値となる。Model-3 において、T が $13,200 \text{ m}$, J が $12,300 \text{ m}$, M が $10,200 \text{ m}$, P が $7,300 \text{ m}$ の位置にあることを考えると、Model-3 の流出域は比湧出量の異なる地域と非常に良く一致していることが分かり、Model-3 の信憑性を示す一側面と考えられる。

V. 今後の問題

マクロな立場で地下水挙動を捕えることは、流域全体の水循環を考慮する時、非常に意義があると考えられる。

将来, 第二次近似を進めていくためには, より実際の地層条件に適合したモデルを作ると同時に, 上部境界としての地下水面の与え方を検討する必要がある。また, 言うまでもなく三次元の問題として扱わねばならないであろう。

理論的解析の結果と, 実際の観測データとの比較検討をさらに押し進め, 地下水流動を定量的に究明していきたい。

おわりに資料を御提供下さった北海道開発局河川計画課, 本研究を進めるに当たり終始御指導下さった陸水学講座の中尾欣四郎助手, いろいろ議論していただいた福富孝治教授, 藤木忠美助教授, 浦上晃一助手, 及び先輩諸兄に対して謝意を表します。

なお, 計算は北大大型計算機センターのFACOM 230-60によった。

1. Groundwater Movement in Izari River Basin

By Yasuo SAKURA

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

The purpose of this paper is to analyze theoretically the groundwater movement in Izari River basin and compare the theoretical results with observed results and discuss.

The basic equation for a theoretical analysis of the groundwater flow is two-dimensional Laplace's equation obtained by Darcy's law and the equation of continuity for steady flow of an incompressible fluid. Then, this equation can be solved by setting the boundary conditions, which are based on the assumption that the groundwater basin is bounded on the bottom by a horizontal impermeable basement, on the top by the water-table and on both sides by imaginary vertical impermeable boundaries which simulate the groundwater divides (Fig. 1).

The final solution is expressed by equation (12).

In practical analysis, a two-dimensional model along Izari River is introduced in order to express all the groundwater basin.

The potential distribution of the groundwater is calculated by use of the above mentioned model and boundaries.

The potential distribution and flow patterns are shown in Fig. 7 to 9.

From this study, the following results were obtained

(1) The distribution of discharge area as shown in Fig. 9 gives good agreement with the distribution of deep well (Fig. 10).

(2) The results obtained from the measurements of specific capacity can be explained well by the potential distribution and flow pattern.