

## 地下水中の物質移動

藤 縄 克 之\*

Mass Transport in Groundwater

Katsuyuki FUJINAWA

The National Research Institute of Agricultural Engineering

## I はじめに

地下水における物質移動の研究は土壌物理学、土壌化学、水文地質学、水理学などの境界領域に属し、その対象物質には塩分、栄養塩類、重金属、合成有機化合物、病原性微生物、放射性物質など、研究目的によって実に様々な物質が含まれる。これらの物質は飽和・不飽和帯を含む土壌-地下水において種々の物理的作用や化学的作用、あるいは生物学的作用を受ける<sup>1)</sup>。従って飽和・不飽和帯中における物質の挙動は極めて複雑なものとなり、まだ定量化ができない現象も少なくない。そこで以下においては、扱う領域を地下水中に限定し、定量化が可能な物理的、化学的現象の一部について考察する。そして最後に野外における実測データをもとに、今後の問題点の所在を探ってみる。

## II 地下水における物質移動の基礎理論

地下水における物質の移動に最も大きな影響を与えるものに地下水の流れがある。この流れを大きく分けるとポテンシャル差による強制対流（移流とも呼ばれる）と濃度や温度などの不均一分布による密度差によって生じる自然対流がある。この地下水の流れはダルシーの法則によって与えられる運動方程式

$$\mathbf{q} = n\mathbf{v} = -\frac{k}{\mu}(\nabla P + \rho\mathbf{g}\nabla Z) \quad \dots\dots(1)$$

と、地層および流体を非圧縮性と考えることにより得られる流体の連続式

$$\nabla \cdot \mathbf{q} = 0 \quad \dots\dots(2)$$

によって記述できる。ここに  $\mathbf{q}$  [LT<sup>-1</sup>],  $\mathbf{v}$  [LT<sup>-1</sup>],  $n$  [1],  $k$  [L<sup>2</sup>],  $P$  [ML<sup>-1</sup>T<sup>-2</sup>],  $\rho$  [ML<sup>-3</sup>],  $\mathbf{g}$  [LT<sup>-2</sup>],  $\mu$  [ML<sup>-1</sup>T<sup>-1</sup>],  $Z$  [L] はそれぞれ、みかけの地下水流速ベクトル、真流速ベクトル、間隙率、透過係数、圧力、流体の密度、重力加速度、粘性係数、鉛直上向き座標軸である。

一方、地下水におけるマイクロな水の流れを観察すると、間隙中の水分子の流動速度および流動方向は微細な

土粒子間隙の形状によって大きな制限を受け、流線は平均流動方向に対して空間的に変動する。このようなマイクロな流速の変動によって生じる溶質の拡散は機構的分散と呼ばれる。また地下水が流動していない場合でも溶質の濃度勾配によって溶質の拡散がおこる。このような拡散は分子拡散と呼ばれるが、一般に機構的分散に比べて小さいため、無視できる場合が多い<sup>2)</sup>。今物質の質量濃度を  $C$  [ML<sup>-3</sup>] とすると、質量保存の法則により

$$\nabla \cdot (D\nabla C) - \mathbf{v} \cdot \nabla C = \frac{\partial C}{\partial t} + \sum_k \frac{R_k}{n} \quad \dots\dots(3)$$

が得られる<sup>3)</sup>。ここに  $D$  [L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>] は分子拡散係数とトートシティを乗じたものに機構的分散係数を加えた水力学的分散係数で、2階のテンソルである。また  $R_k$  は地下水において吸着や沈澱などの化学反応にあずかった量である。

さて地下水で土粒子に吸着されたり、あるいは沈澱などにより形態変化を受ける物質は非保存系物質と呼ばれており、化学反応を記述する方程式として各種の吸着等温式が提案されている<sup>4)5)</sup>。このうち最も代表的な吸着等温式は次式で表わされる線形・平衡式

$$s = K_1 C \quad \dots\dots(4)$$

と、線形・非平衡式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = K_2(C - Ms) \quad \dots\dots(5)$$

である。ここに  $s$  [1] は乾燥多孔質体単位重量当りの吸着量あるいは沈澱量、また  $K_1$  [M<sup>-1</sup>L<sup>3</sup>],  $K_2$  [M<sup>-1</sup>T<sup>-1</sup>L<sup>3</sup>],  $M$  [ML<sup>-3</sup>] は反応定数である。なお地下水において溶質が単位時間に吸着あるいは離脱する量  $R/n$  は(4)式より、

$$\frac{R}{n} = \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \frac{\partial C}{\partial t} \quad \dots\dots(6)$$

あるいは(5)式より

$$\frac{R}{n} = \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial s}{\partial t} = k_2(C - Ms) \quad \dots\dots(7)$$

で表わされる。ここに  $S$  は吸着量を液相の濃度と同一の

\* 農業土木試験場

単位で表わしたもので、また  $\rho_b [ML^{-3}]$  は多孔質体の仮比重である。また  $k_1 = K_1 \rho_b / n$ ,  $k_2 = K_2 \rho_b / n$ ,  $m = nM / \rho_b$  である。実際の化学反応は帯水層を構成する粘土鉱物などの結晶構造と化学組成、溶液の pH, 温度, あるいは共存イオンの有無などの複雑な要因によって影響されるため、厳密な定式化は困難であるが、一般に(4)式や(5)式に準ずる形の吸着等温式が解析によく用いられる。また Cameron 等は化学物質によっては土層構成物質の一部、例えば有機物とは非常に早く反応し、粘土鉱物など他の構成物質とはゆっくり反応することに着目し、(4)式と(5)式を結合した平衡・非平衡併用式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = K_1 \frac{\partial C}{\partial t} + K_2 (C - Ms) \quad \dots\dots(8)$$

が重金属、富栄養塩類、殺虫剤などの吸着によく適合することを示している<sup>6)</sup>。なお(4)式は平衡式で、化学反応が瞬時に行われることを意味しており、 $t = (1 + k_1)T$  とおくと  $C(x, T)$  は解析的に化学反応がない場合と同様に取り扱える。すなわち物質輸送の速度は吸着がない場合の  $1/(1 + k_1)$  に減衰する。このため  $(1 + k_1)$  は減衰係数と呼ばれている<sup>7)</sup>。そこで以下において、移流と分散からなる物理的作用と、主として(5)式で表わされる化学的作用を受ける地下水中の物質移動について考察することにする。

さて地下水流速が一様な次元飽和土層中において

$$C(x, 0) = 0 \quad x \geq 0$$

$$S(x, 0) = 0 \quad x \geq 0$$

なる初期条件、および

$$C(0, t) = C_0 \quad t > 0$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} C(x, t) = 0 \quad t > 0$$

なる境界条件をもとに、(7)式で与えられる非平衡吸着反応を含む基礎方程式(3)を解くと、解は次式で与えられる<sup>6), 8)</sup>。

$$\frac{C}{C_0} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \exp\left(\frac{vx}{2D}\right) \int_{x/2\sqrt{Dt}}^{\infty} \exp\left(-\xi^2 - \frac{v^2 x^2}{16D^2 \xi^2}\right) J\left\{\frac{k_2 x^2}{4D\xi^2}, k_2 m\left(t - \frac{x^2}{4D\xi^2}\right)\right\} d\xi \quad \dots\dots(9)$$

$$S = k_2 \int_0^t C(x, \tau) \exp\{-k_2 m(t - \tau)\} d\tau \quad \dots\dots(10)$$

ここに、

$$J(y, \eta) = 1 - e^{-\eta} \int_0^y e^{-\lambda} I_0(2\sqrt{\eta\lambda}) d\lambda \quad \dots\dots(11)$$

で  $J$  関数と呼ばれており、Goldstein は  $J$  関数の基本的性質を明らかにしている<sup>9)</sup>。なお(11)式の  $I_0$  は 0 次の第 1 種変形ベッセル関数である。しかし解析解(9)そのものを直接評価することは困難なので、ここでは条件つきで(9)式を展開することにより、それぞれのパラメータが地下水中の物質移動に与える影響を調べる。また最後に濃度分布に起因する密度差によって自然対流が発生する場合

の物質移動について考察する。

### III 解析例

#### 1. 移流のみによる物質移動

物質が平均地下水流速によって移動する場合で、通常ピストン・フローと呼ばれている。この場合、化学反応は伴わないから(7)式の  $k_2$  はゼロであり、また(3)式の分散係数  $D$  もゼロである。従って次元土層中の溶液中の濃度は

$$\frac{C}{C_0} = H\left(t - \frac{x}{v}\right) \quad \dots\dots(12)$$

で表わされ、また吸着量  $S$  はゼロとなる。ここに  $H$  はヘビサイドのステップ関数である。図-1 は物質移動が移流のみに影響される場合の土層溶液中の相対濃度分布を示したものである。

#### 2. 移流と分散による物質移動

この例は移流による物質移動に、さらに分散効果を加わったもので、化学反応を伴わない保存系物質の移動に相当する。(9)式に  $k_2 = 0$  を代入し、積分形を展開すると

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erfc}\left(\frac{x-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) + \exp\left(\frac{vx}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x+vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \right\} \quad \dots\dots(13)$$

が得られるが、(13)式は Ogata 等が導いた式そのものである<sup>10)</sup>。ここに  $\operatorname{erfc}$  は補誤差関数である。分散係数  $D$  が地下水における物質移動に与える影響を図示したものが図-2 で、溶質は分散により希釈される一方、溶質の一部は平均地下水流速より早く移動する。なお分散係数が小さくなると、土層中の濃度分布は図-1 のステップ関数に漸近することがわかる。

一方、二次元の平面上で地下水が  $x$  軸に平行に真流速  $v$  で流れている場合、(3)式は

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( D_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_T \frac{\partial C}{\partial y} \right) - v \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad \dots\dots(14)$$

となる。ここに  $D_L$ ,  $D_T$  は縦分散係数、横分散係数で、 $D_T$  は  $D_L$  より小さくなることが知られている<sup>7)</sup>。今間

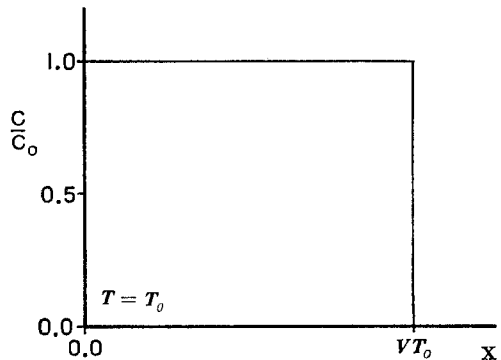


図-1 移流のみによる物質移動

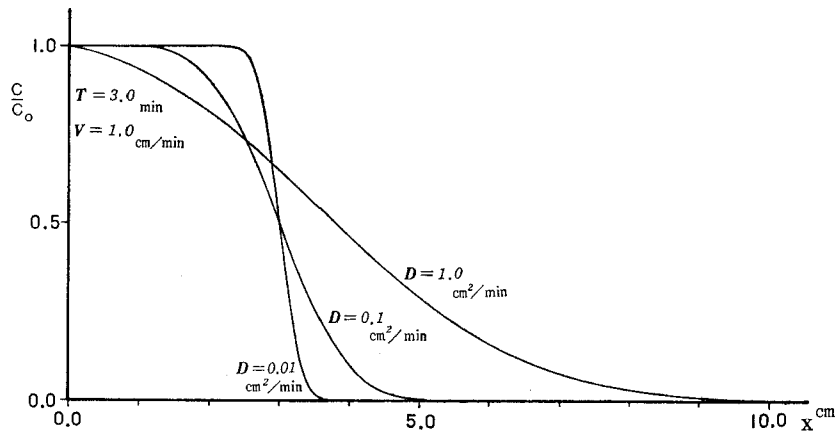


図-2 分散が物質移動に及ぼす影響

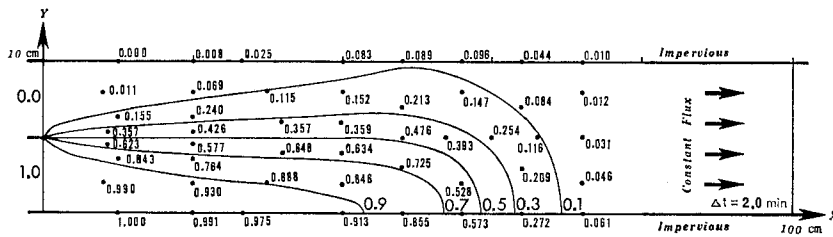


図-3 移流及び分散による二次元多孔質体中の物質移動

隙率  $n$  の帯水層へ、質量  $N$  のトレーサを瞬間的に注入すると(4)式の解は次式で与えられる<sup>11)</sup>。

$$C = \frac{N}{4\pi n t (D_L D_T)^{1/2}} \exp\left\{-\frac{(x-vt)^2}{4D_L t} - \frac{y^2}{4D_T t}\right\} \quad \dots\dots(4)$$

なお(4)式はトレーサ注入点を座標軸の原点として導いたものである。(4)式よりわかるように  $t=t_0$  における等濃度曲線は  $(x, y) = (vt_0, 0)$  を中心とする楕円で表わされる<sup>12)</sup>。

さて Bruch 等は上下端が不透水性で、左から右へ一様な地下水の流れのある二次元土層におけるトレーサの濃度分布を解析的に求めた<sup>13)</sup>。なおトレーサは左端の下半分より土層へ流入し、横分散により流れに直交する方向に混合する。これを図示したものが 図-3 で、用いたパラメータは  $v=1.0$  cm/min, 縦分散係数  $D_L=0.5$  cm<sup>2</sup>/min, 横分散係数  $D_T=0.1$  cm<sup>2</sup>/min, 経過時間は60分である。なお図中の数字は特性曲線法と有限要素法を組み合わせた数値解法により(4)式を数値的に解いたものを、各節点毎に表示したものである<sup>14)</sup>。

また 図-3 はトレーサが地下水流動方向のみならず、流れに直交する方向にも分散していることを示している。野外において、ボーリング孔より一定の長さの不攪乱資料を採取し、トレーサ溶液で飽和させた後、原位置へ戻した場合、ボーリング孔中心部において、移流と分

散により変化するトレーサ濃度は近似的に次式で表わすことができる<sup>11)</sup>。

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf}\left(\frac{a-vt}{\sqrt{4D_L t}}\right) + \operatorname{erf}\left(\frac{a+vt}{\sqrt{4D_L t}}\right) \right\} \operatorname{erf}\left(\frac{a}{\sqrt{4D_T t}}\right) \quad \dots\dots(6)$$

ここに  $C_0$ ,  $a$  はそれぞれボーリング孔内のトレーサ初期濃度、ボーリング孔を正方形とみた場合の一辺の長さの1/2である。また erf は誤差関数である。図-4 の黒丸は野外において実測したトレーサ濃度の時間的推移を相対値で示したもので、実線は(6)式によって与えられる理論曲線である。

### 3. 移流と非平衡・線形吸着による物質移動

(3)式と(7)式の連立偏微分方程式において(3)式の分散項が無視できる場合、解は

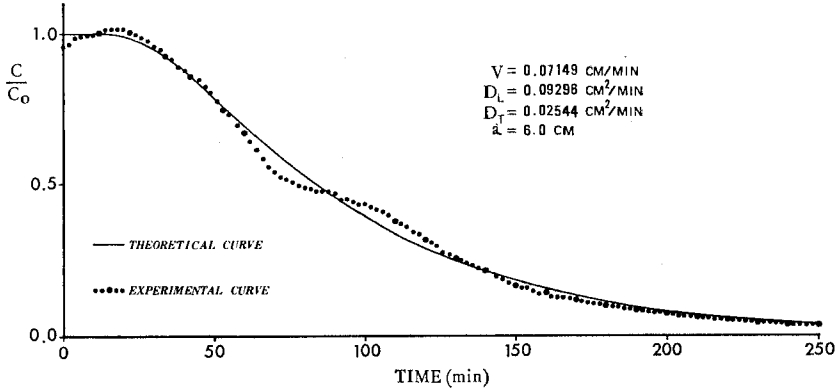
$$\frac{C}{C_0} = J\{\chi, m(\tau-\chi)\} \cdot H(\tau-\chi) \quad \dots\dots(7)$$

および

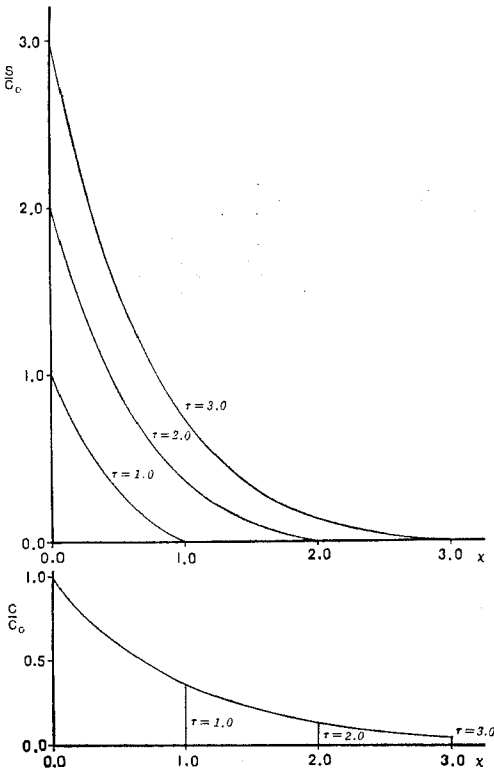
$$\frac{S}{C_0} = \int_0^\tau J\{\chi, m(\lambda-\chi)\} e^{-m(\tau-\lambda)} H(\lambda-\chi) d\lambda \quad \dots\dots(8)$$

で与えられる<sup>8)</sup>。ここに  $\chi (=k_2 x/v)$  は無次元距離,  $\tau (=k_2 t)$  は無次元時間である。吸着等温式(7)において、 $m$  がゼロの場合、吸着反応は不可逆となり液相から固相への一方通行となる。この場合(7)式において  $m=0$  とおくと

$$\frac{C}{C_0} = \exp(-\chi) \cdot H(\tau-\chi) \quad \dots\dots(9)$$



図—4 ポーリング孔へ瞬間注入されたトレーサの濃度変化の実測値と理論曲線



図—5 移流と線形・不可逆・非平衡吸着による液相と固相の濃度分布

となり、また(18)式は

$$\frac{S}{C_0} = (\tau - \chi) \cdot \exp(-\chi) \quad \dots\dots(20)$$

となる。図—5は  $m=0$  の場合における  $C/C_0$  および  $S/C_0$  を  $\chi$  に対して図示したもので吸着相の濃度は時間とともに増加するのに対し、液相の濃度は平均流速で移動する前線が到達した後は一定であることがわかる。次に図—6は  $m$  が濃度分布に与える影響を示したもので、 $m$  が大きくなる程 図—1のピストン・フローに近くなることがわかる。

4. 移流、分散及び非平衡・不可逆・線形吸着による物質移動

この例は解析解(9)、(10)において  $m=0$  とおいたものに相当する。従って無次元数  $\delta (=Dk_2/v^2)$ 、および無次元距離  $\chi$ 、無次元時間  $\tau$  を用いると(9)は

$$\begin{aligned} \frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} & \left[ \exp\left\{\frac{\chi(1-\sqrt{1+4\delta})}{2\delta}\right\} \operatorname{erfc}\left\{\frac{\chi-\tau\sqrt{1+4\delta}}{2\sqrt{\delta\tau}}\right\} \right. \\ & \left. + \exp\left\{\frac{\chi(1+\sqrt{1+4\delta})}{2\delta}\right\} \operatorname{erfc}\left\{\frac{\chi+\tau\sqrt{1+4\delta}}{2\sqrt{\delta\tau}}\right\} \right] \quad \dots\dots(21) \end{aligned}$$

となる。同様に(10)式は

$$S = \int_0^\chi C(\chi, \lambda) d\lambda \quad \dots\dots(22)$$

となる。 $C/C_0$  および  $S/C_0$  を  $\tau=3.0$  において、 $\delta=0.01\sim 100.0$  の範囲で  $\chi$  に対して図示したものが 図—7である。図—7で  $\delta$  が小さくなると、すなわち分散係数が小さくなると  $C/C_0$  および  $S/C_0$  は 図—5に漸近するのがわかる。

5. 自然対流による物質移動<sup>15)</sup>

地下水中に濃度差や温度差があり、その差がある一定の値を越えるとポテンシャル差がない場合でも密度対流と呼ぶ地下水の流れが生じ物質は駆動される。たとえば海岸帯水層における塩水楔は濃度差に起因する密度流のよい例であるし、また帯水層下部に熱源のある温泉地域では温度差に起因する熱対流が発生する<sup>16,17)</sup>。なお濃度差に起因する自然対流においては、水と石油のように2つの流体が非混合性の場合 ( $D=0$ ) と、水と塩水のように混合性の場合 ( $D\neq 0$ ) がある。ただし後者の場合でも、2相流体の界面が静かに移動する場合は非混合性として取り扱うこともある。

さて、このような自然対流の解析においては、一般に解析解を得ることは極めて困難であり、多くの場合数値解法が用いられる。そこで濃度差による自然対流に起因する物質移動の例として、図—8Aに示すような幅40cm、高さ10cmの多孔質体中における密度流を考える。

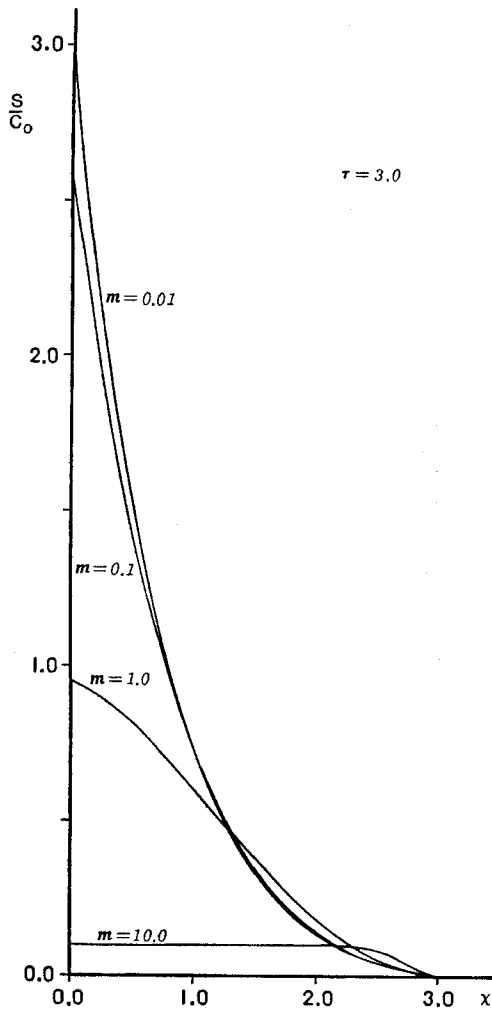


図-6 移流と線形・可逆・非平衡吸着による物質移動における離脱係数  $m$  の影響

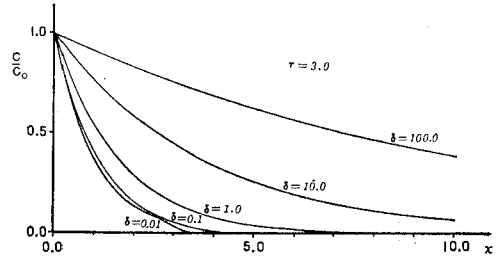
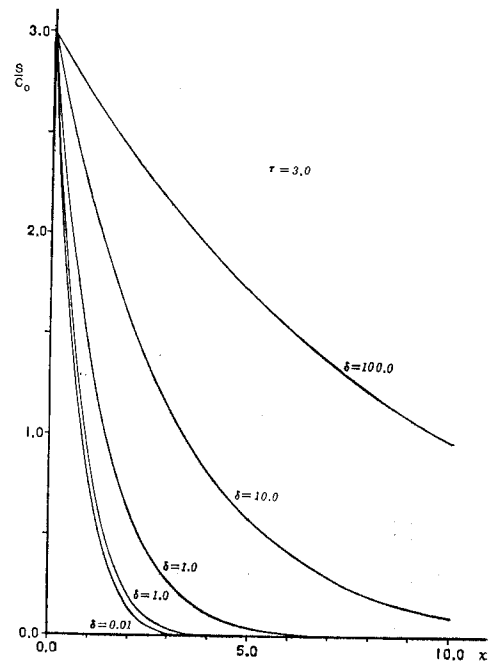
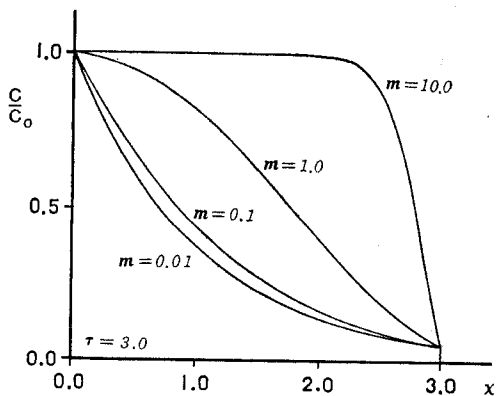
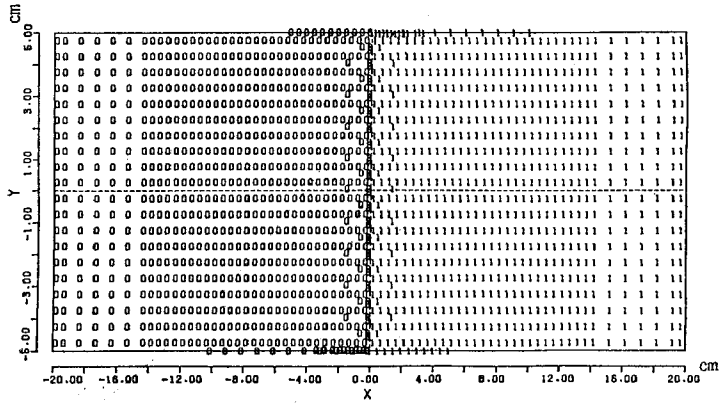
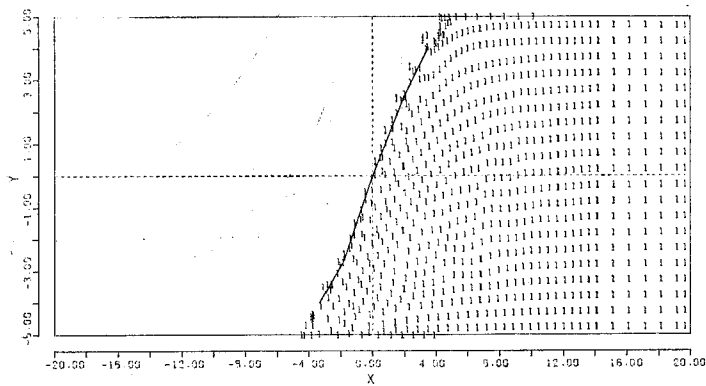


図-7 移流、分散、及び線形・不可逆・非平衡吸着による物質移動における分散の影響

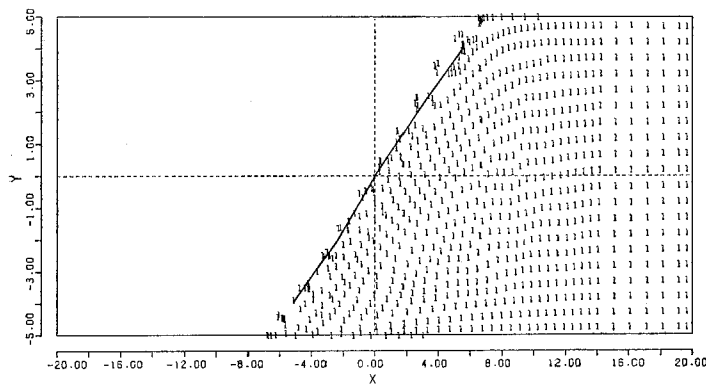
周囲が不透水性の多孔質体槽の右半分は密度が  $1.022\text{g/cm}^3$  の塩水で、また左半分は密度が  $0.998\text{g/cm}^3$  の淡水で飽和されており、最初は中央部のセパレータで分離されている。時刻  $t=0$  においてセパレータを取りはずすと、重い塩水が軽い淡水の下にもぐり込む。図-8の実線は  $t=0, 0.074, 8.955, \text{および} 16.849$  分後の界面の位置を実験により求めたものである。なお数値解法には特性曲線法と有限要素法を組み合わせた方法を用いており、図中の数字1および0は塩水および淡水の流体粒子の位置を示したものである。一方図-8a~dはそれぞれの時間における多孔質体中の流速ベクトルを示したものである。図-8より界面はほぼ直線的に回転し、また流速ベクトルは界面を中心として楕円状に分布することがわかる。



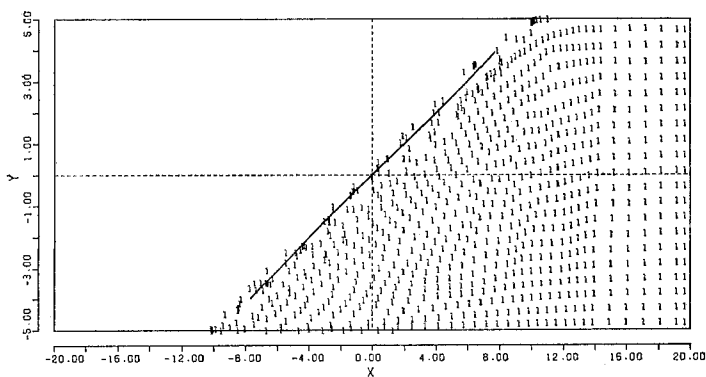
A



B



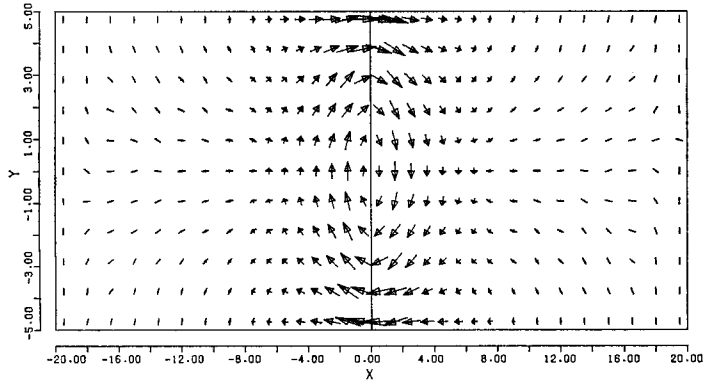
C



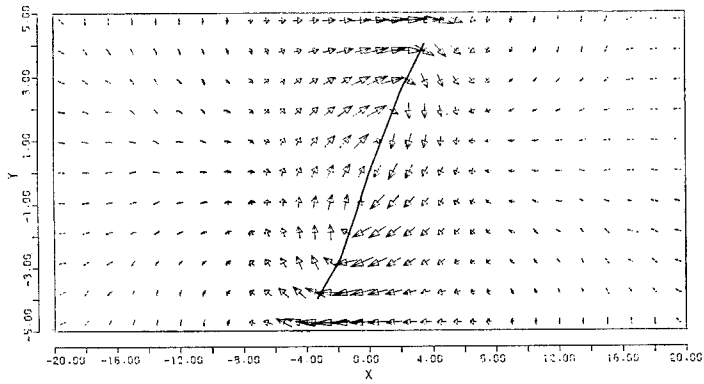
D

図—8—A~D

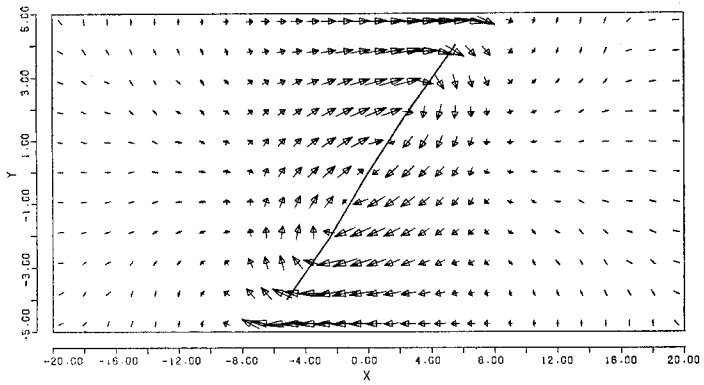
密度流による淡水・塩水2相界面の移動 (A~Dにおける数字0及び1は淡水及び塩水の流体粒子の位置を, a~dにおける矢印は流速ベクトルを, また図中の実線は実験により得られた2相界面の位置を示している)



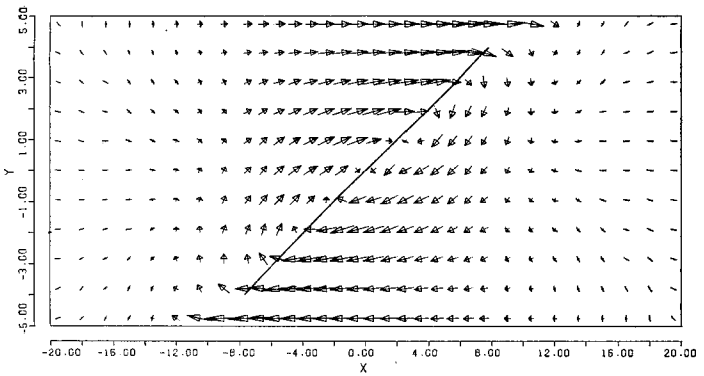
a



b



c



d

☒—8— a ~ d

表-1 試験流域の浅層地下水の深度別T-N濃度分布

July 5-6, 1981

Well No	Depth	T-N	Depth of Water Table	Well No	Depth	T-N	Depth of Water Table	
1	0.0m	23.6 mg/ℓ	0.80m	12	2.0m	82.4 mg/ℓ	0.35	
	1.0	37.6			2.7	82.5		
	2.0	36.3		19	0.0	39.8		
	2.45	42.9			1.0	41.0		
9	0.0	40.5	0.60	21	2.0	41.5		1.35
	1.0	49.1			3.0	44.2		
	2.0	48.3			4.0	41.0		
	2.6	50.2			5.0	37.1		
10	0.0	70.8	1.25	21	0.0	34.7	1.35	
	1.0	69.4			1.0	17.0		
	2.0	70.0			2.0	32.4		
12	0.0	77.3	0.70	21	3.0	28.7		
	1.0	82.4			3.7	29.3		

表-2 試験流域の浅層地下水の深度別水温分布

Well No	July 5-6, 1981		March 29-30, 1983	
	Depth	Temperature	Depth	Temperature
1	0.0m	12.8°C	* Temperature at ground surface =23.1°C	
	0.5	10.6	0.0m	7.0°C
	1.0	10.1	1.93	6.95
	1.5	9.8		
	2.0	9.4	* Groundwater depth=1.53m	
	2.5	9.2	Groundwater depth=0.8m	
10	0.0m	12.7°C	0.0m	8.57°C
	0.5	11.9	2.19	8.50
	1.0	11.2		
	1.5	11.0		
	2.0	10.9	* Groundwater depth=1.24m	
	2.5	10.9	* Groundwater depth=1.97m	
19	0.0m	16.0°C	0.0m	7.05°C
	1.0	10.4	4.85	7.20
	2.0	10.1		
	3.0	8.7	* Groundwater depth=0.35m	
	4.0	8.7	* Groundwater depth=0.87m	
	5.0	8.6		
21	0.0m	14.4°C	0.0m	8.3°C
	0.5	14.0	3.40	8.4
	1.0	12.7		
	1.5	12.3		
	2.0	11.8	* Groundwater depth=1.35m	
	2.5	11.4	* Groundwater depth=1.90m	
	3.0	11.2		
	3.5	10.6		



## IV 野外における調査結果と問題点

地下水中における物質移動の実態を調べるため、冬期に根雪の残るM川流域において地下水の水質および水温の調査を行った。なお本流域は火山活動によって形成された火山山麓で、平均勾配は約1/150、斜面の標高は900~1,000mで、土地利用形態はキャベツやレタスなどの畑作が中心となっている。

本地域の地下水中の窒素は大部分が硝酸態の形をとり、地表面より供給されているものと考えられる。いま不圧地下水の流れがポテンシャル差に起因する強制対流のみであるとするならば、地下水の流れは地表面に平行な流れになることが予想され、地表面に近い程、地下水中の窒素濃度が高くなるものと推定される。表-1は本流域における浅層地下水中の深度別全窒素濃度を調べたもので、予想に反して深度別に大きな濃度差は見られなかった。この理由は次のように考えることができる。つまり密度の大きな浸透水は、それより小さな密度の地下水中を降下することが知られており<sup>7)</sup>、融雪期の冷たい浸透水が温かい地下水中を降下するとすれば濃度は密度流により鉛直方向に混合されることになる。すなわち、いま密度の基準値を $\rho_0$ とすると(1)式は

$$q = -\frac{\rho_0 g k}{\mu} \nabla \left( \frac{P}{\rho_0 g} + Z \right) - \frac{(\rho - \rho_0) g k}{\mu} \nabla Z \quad \dots\dots(2)$$

と書きなおすことができ、地下水中に密度差があれば(2)式の右辺第2項により熱対流が発生する。参考までに4.0°Cと15.0°Cの水の密度は1.000000 g/cm<sup>3</sup>および0.999127 g/cm<sup>3</sup>と、その密度差は淡水と海水程は大きくないが、透水性が良好な帯水層では密度流の発生が十分考えられる。そこで7月と3月に本流域の地下水水温の鉛直分布を調べたところ、地下水水面と井戸底での水温の差は7月初旬で1.8~7.4°Cであったのに対し、3月下旬では約0.1°Cとほとんど差が認められなかった。これは融雪期に地下水中に密度流が発生している可能性を示唆するものである。実際、谷口等が長岡市において地下水水温の鉛直分布を調査した結果でも、夏期には熱伝導のみによる地下水水温鉛直分布の解析解が実測値とよく一致している反面、融雪期には実測値の方が解析解より低温域が深くなっている<sup>18)</sup>。このような地域において地下水中の物質移動を解明するためには、物質移動のみならず、流体移動や熱移動も合わせて考える必要があると思われる。

## 謝 辞

現地調査においては信州大学教養部松田松二教授、農業土木試験場満田雅男環境整備研究室長より御懇篤なる御指導、御助力をいただいた。また調査の実施に際し、

現地の役場の関係各位には種々の便宜を図っていただいた。ここに深く感謝の意を表します。

## 引用文献

- 1) 藤縄克之：諸外国の地下水汚染，地質学論集，23，pp. 115—121 (1983)
- 2) Bear, J.: Dynamics of Fluids in Porous Media, American Elsevier, Chap. 10 (1972)
- 3) UNESCO: Aquifer Contamination and Protection, Studies and Reports in Hydrology 30, (Ed. R.E. Jackson) (1980)
- 4) 井上隆弘・三輪睿太郎：土壌中のイオン移動現象への化学的接近法と物理的諸問題，土壌の物理性，41，pp. 25—35 (1980)
- 5) van Genuchten, M. Th. and R.W. Cleary: Movement of solutes in soil, in Soil Chemistry, B. Physico-Chemical Models (Ed. G.H. Bolt) Elsevier, pp. 349—386 (1982)
- 6) Cameron, D.R. and A. Klute: Convective-dispersive solute transport with a combined equilibrium and kinetic adsorption model, Water Resour. Res., 13(1), pp. 183—188 (1977)
- 7) Freeze, R.A. and J.A. Cherry: Groundwater, Prentice Hall, Chap. 9 (1979)
- 8) Ogata, A.: Mathematics of dispersion with linear adsorption isotherm, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 411-H (1964)
- 9) Goldstein, S.: On the mathematics of exchange processes in fixed columns. I. Mathematical solutions and asymptotic expansions, Proc. Roy. Soc., Ser. A, 219, pp. 151—171 (1953)
- 10) Ogata, A. and R.B. Banks: A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 411-A (1961)
- 11) Fujinawa, K.: Asymptotic solutions to the convection-dispersion equation and Powell's Optimization method for evaluating groundwater velocity and dispersion coefficients from observed data of single dilution tests, J. Hydrology, 62, pp. 333—353 (1983)
- 12) Bear, J.: Some experiments in dispersion, J. Geophys. Res., 66(8), pp. 2455—2467 (1961)
- 13) Bruch, J.C. and R.L. Street: Two-dimensional dispersion, J. Sanit. Eng. Div. Amer. Soc. Civil Eng., SA 6, pp. 17—39 (1967)
- 14) Fujinawa, K.: A "characteristic" finite element method for dispersion-convection equation, J.

- Japanese Association of Groundwater Hydrology, 25(2), pp. 93-108 (1983)
- 15) 藤縄克之：特性曲線型有限要素法を用いた密度差のある地下水流動の数値解析—淡水・塩水 2 相流への応用, 日本地下水学会誌, 26(1), (1984)
- 16) 秋林 智, 湯原浩三, 田中正三：開いた地熱貯留層内の対流に関する研究 (v)—開いた対流モデルの実際の地熱系への応用一, 日本地熱学会誌, 4(3), pp. 143-158 (1982)
- 17) 由佐悠紀：地熱地域における地温分布形成のモデルについて, 水温の研究, 24(5), pp. 37-43 (1981)
- 18) 谷口真人, 榎根 勇：長岡地域における地下水温の三次元的分布, 昭和58年度日本地下水学会秋季講演会講演要旨集, pp. 18-21 (1983)

### 質疑応答

村岡 (公害研) 地下水が, 温度不安定によって対流をおこすことはありうると思う。ただ湖の対流と違って, 地下水のように多孔体中での対流は, レイリー数というものが定義されれば, 理論的なアプローチもできるだろうが, やはり, 違う面があるだろう。地下水そのものの流速が遅いので, 対流にかかわる時間もかなり要する。実際に春先, 湖が大循環をおこすように, 地下水の中でも対流が生じるということは, 鉛直方向に完全に混合して一様になるという現象が現に生じているという証拠をつかんでみないと, よくわからないのでは。

藤縄 その通りと思う。井戸水で測ったところ, 冬場に温度分布が均一になっているという結果が得られた。しかしこれが井戸の中だけの対流なのかどうかということ, これから, つめていかなければならない。しかし, 圧力差によって, 地下水の流動が起きないような場合を想定して, 地層の下部から, 熱源を与えてやる。例えば, 温泉地帯などでもそうですが, 地下に熱源がある所では, 熱対流が起きているという研究結果がある。この場合は, 温泉地域ほどの温度差は無いので, 滞水層下部に熱源が無い状態で, 冷水の浸透や地表面の冷却だけ

で密度流が本当に起きるのかどうか, 確かめなければならない。

近藤 (筑波大) シミュレーションを行なう場合に, 数値的な誤差は非常に慎重に考慮されていたが, 一般によく用いられる三角形要素を用いてシミュレーションをした場合, 野外に適用した場合の誤差というものは, 新しい手法に比べてどうか。実測値とは, 誤差を含んだものと思うが, 三角形要素を用いた場合の計算結果の誤差について, どう考えているか。

藤縄 有限要素法を用いる時に, メッシュは, 三角形にしなければならないというきまりはなく, 四角形などを用いた例は幾通りもある。誤差について, 現場での値と単に仮想モデルで計算した場合に誤差がどうなのかということですが, 三角要素にしたから四角要素よりも精度が落ちるということはないと思う。理論的には要素の大きさや形状によって要素のとり方に関する誤差が決定される。また, 座標関数の与え方にも, 色々ある訳で, 私は, 線形の座標関数を使っているが, 非線形の座標関数もある。そういう厳密な方法を用いると勿論, 解析の精度は上がるが, 厳密にすればするほど, 沢山のデータが必要になるという点もある。精度を上げるために, どんどんメッシュをきつていけば現場に本当にあうようになるのかどうかということは, 現場でパラメータを実際に求めるとするのは非常に困難な問題もあり, そのへんのかねあいになってくるのだと判断している。

岩田 (農士試) 波多野さんの場合は, 単純な解析解が適用できなかったということが問題の出発点となっているけれども, 藤縄さんの場合は, 非常にきれいにあった例があったが, 土層としては, 砂なのでしょう。

藤縄 単純にシミュレーションを行っただけのものですから, 特に砂層, 粘土層というように, 最初に係数を与えてやったわけではないが, 単に計算上だけの問題でいうと, 透水係数が高くても低くても理論上は合うと考える。利根川の伏流水の地下水流速を測定した例 (図-4) の場合は, 砂層で粒径が自然に淘汰された非常に均一な層です。