分散を考慮した海岸地下水の挙動に関する研究 (III)
— 那賀川河口および喜木川河口における分散長 —

柿沼忠男・岸 洋介・井内国光・都築克明

Studies on the Motion of Ground Water with Dispersion in Coastal
Aquifers (III)
— Dispersivities in Naka River and Kiki River Estuaries —

Tadao KAKINUMA, Yosuke KISHI, Kunimitsu INOUCHI and Katsuaki TSUZUKI

Abstract

A three-dimensional steady state hydrodynamic dispersion model with the velocity-dependent dispersion coefficient was used to simulate seawater encroachment in the confined aquifers in the estuaries of the Naka River, Tokushima Prefecture, and the Kiki River, Ehime Prefecture. The main results are as follows: 1) The longitudinal and lateral dispersivities are 1,000 to 1,250 m and 100 to 125 m in the estuary of the Naka River, respectively. In the estuary of the Kiki River, the corresponding values are 200 m and 200 to 20 m, respectively. 2) Examining the local distribution of the dispersion coefficient values computed from the dispersivity and velocity fields of groundwater, the same value as estimated in the analysis with the constant dispersion coefficient (KAKINUMA *et al.*, 1985) is located in the middle layer of the aquifer. 3) In the estuary of the Naka River, the piezometric surface predicted using the dispersion model with the velocity-dependent dispersion coefficient is almost the same as the one predicted with the dispersion model with the constant dispersion coefficient. They are 5 to 10% lower than the one predicted with the interface model (KAKINUMA *et al.*, 1984), but about 1.3 times the observed one.

Key words : groundwater, seawater intrusion, dispersivity, numerical analysis.

1. 緒 言

海岸地下水の塩水化現象を解析してゆくための水理的なモデルの一つとして淡水と塩水の混合状態を取扱うことができる分散モデルは、海岸近くの地下水の流れや水質の場所的あるいは時間的な変動を把握してゆくためにはきわめて有用であると思われる。しかしながら、このモデルの解析手法は淡塩水境界面モデルなどに比べてやや複雑であり、現地に適用された例はあまり多くないようである。著者ら(1985)は、前々報(以後、これを(I)と書くことにする)において分散係数が帯水層のどの場所でも一定であるとした場合の三次元定常分散モデルを徳島県那賀川河口および愛媛県喜木川河口の被圧地下水に適用し、観測資料との比較を行なった。その結果、那賀川河口においては水平方向の分散係数を $D_{xx}=D_{yy}=5\text{ cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ 、鉛直方向の分散係数を $D_{zz}=0.5\sim 5\text{ cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ とした場合が、また喜木川河口においては $D_{xx}=D_{yy}=0.2\text{ cm}^2\cdot$

sec^{-1} 、 $D_{zz}=0.02\sim 0.2\text{ cm}^2\cdot\text{sec}^{-1}$ の場合が地下水中の塩化物イオン濃度の観測資料によく合うことを見出している。

ところで、多孔質体内における溶質の分散現象に関する多くの理論的あるいは実験的研究においては、分散係数は多孔質体内の流体の速度に依存することが示唆されている(BEAR, 1979)。SCHEIDEGGER(1961)は、分散係数が流体の速度に依存する場合に多孔質体の空間的対称性に依拠してどういったパラメータが必要であるかを論じ、特に均質・等方性を有する多孔質体においては分散係数は局所的な流速と縦分散長および横分散長の2つのパラメータで表わすことができることを示した。こうした分散係数は帯水層内における流速分布に応じて場所的に変動する大きさをもつことになるが、これは(I)で考察したような分散係数が場所によらず定数とした場合よりも一般的でより現実性を有するものであらうと思われる。

この研究は、分散係数が地下水の流速に依存する場

合について三次元定常分散モデルに基づいて徳島県那賀川河口および愛媛県喜木川河口の地下水塩水化現象を解析し、両河口における分散長の大きさを定めようとするものである。

2. 解析方法

帯水層モデルとして一定の厚さ d を有する水平な被圧帯水層を考える。Figure 1(a)および(b)はそうした帯水層の形状とその鉛直断面図を示したものである。地下水は境界 $CC'D'D$ から単位面積当り Q の淡水が流入し、境界 $AA'B'B$ から海へ流出する。側面 $AA'D'D$ と $BB'C'C$ は不透水壁とする。帯水層内のある地点では単位体積当り Q_w の地下水が揚水されるものとする。 x 軸と y 軸を帯水層底面にとり、 x - y 平面に垂直向上きに z 軸をとる。帯水層底面からの海面高さを H とする。

三次元定常分散モデルにおける地下水の圧力、流速および塩の濃度に関する基礎方程式と Fig. 1(a)に示した帯水層の境界面における境界条件は (I) で与えたものと同一である。ただし、本研究において考察するように分散係数が地下水の流速に依存する場合には、9つの成分を有する分散係数は流れ方向の分散長すなわち縦分散長 a_L と流れに垂直方向の分散長すなわち横分散長 a_T を用いて次のように表わすことができる (SCHEIDEgger)。

$$D_{ij} = a_T q \delta_{ij} + (a_L - a_T) q_i q_j / q \quad (1)$$

Fig. 1. Confined aquifer; (a) schematic diagram and (b) longitudinal section $GG'JJ'$.

$$(i, j = 1, 2, 3)$$

ここに、 δ_{ij} はクロネッカーデルタ、 D および q の添字 1, 2, 3 はそれぞれ x, y, z に対応しており、 q_x, q_y, q_z は流速の x, y, z 成分であり、また

$$q = (q_x^2 + q_y^2 + q_z^2)^{1/2}$$

である。したがって (I) で示した移流分散方程式は次のように表わされる。

$$\frac{\partial}{\partial x_i} (c q_i) - \frac{\partial}{\partial x_i} (a_T q \delta_{ij} + (a_L - a_T) q_i q_j / q) \frac{\partial c}{\partial x_j} - c Q_w = 0 \quad (2)$$

ここに、 c は単位体積中の塩の質量すなわち濃度であり、 x_1, x_2, x_3 はそれぞれ x, y, z に対応する。上式ではアインシュタインの記法を用いた。

こうした基礎方程式ならびに境界条件を満足する解を数値的に得る方法として、(I) におけると同様にガラキン有限要素法を採用した。形状関数として二次のものを用い、解析領域を 20 の節点を有する六面体要素で分割して解を算出した。

3. 現地への適用

3-1. 那賀川河口

那賀川河口における被圧帯水層の平面形状と鮎および鰻養殖による揚水井の位置を Fig. 2 に示す。(I) の場合と同じく地下水の総揚水量を $3.60 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ 、上流部からの地下水流入量を $3.65 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ とし、また帯水層の厚さを 25 m、透水係数を $1.11 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ とした。揚水は鉛直方向で一様になされるものとした。Figure 3 は解析に用いた帯水層の分割を示したもので、要素数は 260 個、総節点数は 1,496 個である。縦分散長 a_L および横分散長 a_T の種々の値について各節点

Fig. 2. Plane shape of aquifer and location of pumping wells in the estuary of the Naka River. (●) for Ayu, (○) for Eel.

Fig. 3. Three-dimensional finite-element formulation for numerical computations in the estuary of the Naka River.

における塩の濃度、地下水の圧力および流速を算出し、濃度に関して1975年3月当時の地下水中の塩化物イオン濃度の観測結果（防災研究協会，1975）と比較した。塩化物イオン濃度の観測結果は地下水を揚水して測定したものであるが、鉛直分布はわからないので鉛直方向に一樣に混合したものに相当すると仮定する。こうした観測結果と比較するために、計算結果も鉛直方向の平均値を用いることにする。

Figure 4(a), (b)および(c)は縦分散長と横分散長の値を等しく、 $a_L = a_T = 1,000$ m, 1,250 m および 1,500 m とした場合について、また Fig. 4(d), (e), および(f)は横分散長の値を縦分散長の1/10とし、 $a_L = 10a_T = 1,000$ m, 1,250 m および 1,500 m とした場合について観測結果と比較したものであり、実線が観測結果、点線が計算結果である。これらの図をみると $a_L = 10a_T = 1,000 \sim 1,250$ m の場合が観測結果とよく一致することがわかる。計算は $a_L = a_T$ (あるいは $10a_T = 500$, 750 m の場合) にも行なっているが、観測結果との一致はみられなかった。したがって、この河口における分散長の値は $a_L = 1,000 \sim 1,250$ m, $a_T = 100 \sim 125$ m と推定できる。

こうして得た分散長の値の精度を調べるために、ここでは差分法の場合に用いられる数値計算による分散係数の誤差の評価方法を適用してみる (BEAR)。それによれば、位置座標を x 方向に Δx の大ききで分割したとき数値計算により得られる分散係数には $q_x \Delta x / 2D_{xx} \approx q_x \Delta x / 2a_L q_x = \Delta x / 2a_L$ だけの誤差が生ずる。 Δx として六面体要素の x 軸に沿う稜の長さの半分をとれば Δx は 250 m 程度となり、また $a_L = 1,000 \sim 1,250$ m であるので分散長の誤差は約 10～12.5% となる。この誤差は (I) において定数分散係数の場合に見積られた分散係数の誤差 25% より小さくなっている。

Figure 5(a)は、ここで得た分散長 $a_L = 10a_T = 1,250$ m のときの Fig. 3 の N-3 に沿う鉛直断面での塩化物イオン濃度および流速分布を示したものであり、Fig.

5(b)は比較のため (I) において得た分散係数 $D_{xx} = D_{yy} = 10D_{zz} = 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ のときのものを示す。濃度分布は両者とも各等濃度線がほぼ鉛直になっており、塩水侵入の形態は強混合型であることがわかる。各等濃度線は全体に(a)の方が(b)より少し内陸に入り込んでおり、N-3に沿った断面では(a)の方がやや塩水侵入の程度が大きくなっている。流速分布をみると、帯水層出口では上部において海側に流出し下部では海から流入して両者とも全体として循環流が形成されている。下部において内陸に向かう流れは帯水層出口から約 2.7 km の地点にまで達しており、その地点は塩化物イオン濃度が(a)のものが $1,000 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, (b)のものが $500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ となるところである。すなわち循環流が存在する領域において塩水化現象がみられることがわかる。

Figure 6は徳島県による1975年3月の被圧水頭の観測結果を $a_L = 10a_T = 1,250$ m と (I) による $D_{xx} = D_{yy} = 10D_{zz} = 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ のときの計算結果および柿沼ほか (1984) に示される非定常淡塩水境界面モデルでの定常状態に達した計算結果と比較したものであり、実線が観測結果、一点鎖線が $a_L = 10a_T = 1,250$ m, 点線が $D_{xx} = D_{yy} = 10D_{zz} = 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$, 破線が柿沼ほかの場合である。また Fig. 7(a)および(b)は Fig. 6中での基線 L-1 および L-2 でのそれらの値を示したものである。なお、分散モデルから求めた被圧水頭は、帯水層上面における圧力 p より水柱高 $p/\rho g$ を求めこれを海面からの水頭に換算したものである。一方、境界面モデルでは帯水層上面は淡水であるから、淡水の密度 ρ_0 を用いて $p/\rho_0 g$ から換算した。Figure 7(a)および(b)をみると、分散モデルによる被圧水頭は分散係数が速度に依存する場合には定数の場合よりわずかに水頭が低くなるものの両者はほとんど同一であり、また境界面モデルより 5～10% ほど低い値を示す。しかしながら、算出した水頭は依然として観測値より高く約 1.3 倍である。塩化物イオン濃度だけでなく水頭についても観測値とのさらにより一致を得るためには、上流部における境界条件などについてより詳細な検討が必要であり今後の研究課題としたい。

分散長の値および流速分布から、Eq.(1)を用いて帯水層内の各地点での分散係数の値を求めることができる。Figure 8に、Fig. 3の N-3 に沿う鉛直断面での D_{xx} の値の分布を示す。帯水層のはほぼ中央に $5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ の値が分布しているが、この値は (I) において定数分散係数を用いた解析で得た値と同一である。

3-2. 喜木川河口

喜木川河口における被圧帯水層の平面形状と揚水井の位置を Fig. 9 に示す。(I) の場合と同じく地下水の総揚水量を $3.24 \cdot 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, 地下水流入量を $3.39 \cdot 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ とし、また帯水層の厚さを 20 m, 透水係数を $0.037 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ とした。Figure 10は解析に用いた帯水層の分割を示したもので、要素数は 260 個、総節点数は 1,496 個である。

Fig. 4. Contours of chloride ion concentration; (a) $a_L = a_T = 1,000$ m, (b) $a_L = a_T = 1,250$ m, (c) $a_L = a_T = 1,500$ m, (d) $a_L = 10a_T = 1,000$ m, (e) $a_L = 10a_T = 1,250$ m, (f) $a_L = 10a_T = 1,500$ m, (—) observed, (···) computed.

Fig. 5. Velocity and concentration distributions along N-3 in Fig. 3; (a) $a_L = 10a_T = 1,250$ m, (b) $D_{xx} = D_{yy} = 10D_{zz} = 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$.

Fig. 6. Contours of piezometric surface. (—) observed, (—•—) $a_L = 10a_T = 1,250$ m, (···) $D_{xx} = D_{yy} = 10D_{zz} = 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$, (---) computed by interface model (after KAKINUMA *et al.*, 1984).

3-1.と同様の解析手法によりこの河口の分散長を見積もると、 $a_L = 200$ m, $a_T = 200$ mあるいは20 mとした場合が1974年2月当時の地下水中の塩化物イオン濃度の観測結果(岸ほか, 1983)とよく一致する。Figure 11はそうした解析結果と観測結果との比較を示したものであり、実線が $a_L = a_T = 200$ m、点線が $a_L = 10a_T = 200$ mの場合である。こうして得た分散長の値の誤差を3-1.と同様な方法で見積れば、 Δx は40 m程度であり、 $a_L = 200$ mであるので分散長の誤差は約10%となる。この誤差は(1)において定数分散係数の場合に見積られた分散係数の誤差20%より小さくなっている。

Fig. 7. Comparison of piezometric surfaces; (a) along L-1 and (b) along L-2 in Fig. 6. (—) observed, (—•—) $a_L = 10a_T = 1,250$ m, (···) $D_{xx} = D_{yy} = 10D_{zz} = 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$, (---) computed by interface model (after KAKINUMA *et al.*, 1984).

Fig. 8. Local distribution of dispersion coefficient D_{xx} along N-3 in Fig. 3.

Fig. 9. Plane shape of aquifer and location of pumping wells (●) in the estuary of the Kiki River.

Figure 12(a)は、分散長 $a_L = 10a_T = 200$ mのときのFig. 10のK-3に沿う鉛直断面での塩化物イオン濃度および流速分布を示したものであり、Fig. 12(b)は比較

Fig. 10. Three-dimensional finite-element formulation for numerical computations in the estuary of the Kiki River.

Fig. 11. Observed chloride ion concentrations and computed contours of chloride ion concentration. (—) $a_L = a_T = 200$ m, (---) $a_L = 10a_T = 200$ m.

のため (I) において得た分散係数 $D_{xx} = D_{yy} = 10D_{zz} = 0.2 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ のときのものを示す。濃度分布は両者とも各等濃度線がほぼ鉛直になっており、塩水侵入の形態は強混合型であることがわかる。流速分布については、帯水層出口で上部において海側に流出し下部では海から流入する流れが存在し両者とも全体として循環流が形成されている。下部において内陸に向かう流れは帯水層出口から約 650 m の地点にまで達しており、そこでの塩化物イオン濃度は両者ともほぼ $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ である。

この同じ鉛直断面において、分散長 $a_L = 10a_T = 200$ m と流速分布から Eq.(1) を用いて算出した分散係数 D_{xx} の値の分布を Fig. 13 に示す。帯水層の出口から内陸に向かって中央に $0.2 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ の値が分布しているが、この値は (I) において定数分散係数を用いた解析で得た値と同一である。

以上、著者らは分散係数が速度に依存する場合の分

Fig. 12. Velocity and concentration distributions along K-3 in Fig. 10; (a) $a_L = 10a_T = 200$ m, (b) $D_{xx} = 10D_{zz} = 0.2 \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$.

Fig. 13. Local distribution of dispersion coefficient D_{xx} along K-3 in Fig. 10.

散モデルに基づいて那賀川および喜木川両河口の地下水塩水化現象の解析を行なったが、解析の方法は (I) で考察した定数分散係数を用いた解析の場合とほとんど

ど変わらない。両者の相異は、速度依存分散係数の場合には定数分散係数の場合と違って分散係数が場所的に変わる分布を有することである。既にみたように、この分布状態をみると帯水層の中央に定数分散係数で与えたものと同じ値が分布していた。ところで、分散モデルの基礎方程式は非線型であり解を求めるのに反復計算を必要とするが、定数分散係数の場合と比べて場所的に変動する分散係数を与える本解析では収束する解を得るのにほぼ2倍の計算時間を要した。こうしたことから、定数分散係数を用いた解析は、速度依存分散係数を平均化したもので置き換えた簡便な手法であることがわかる。

一方、速度依存分散係数の場合のパラメータは縦分散長 a_L と横分散長 a_T の2つであるのに対し、定数分散係数の場合には何らかの仮定をしない限り9つの成分が独立なパラメータになってしまう。(I)では x 軸を地下水の主流方向に、 y 軸をそれに直交する水平方向に選んだとき分散係数の非対角項は対角項に比べて小さく無視できるものと仮定し、さらに $D_{xx}=D_{yy}$ において独立なパラメータを D_{xx} と D_{zz} の2つとした。このように定数分散係数の場合には座標軸の向きに関係して何らかの仮定が必要となってくるのに対し、速度依存分散係数の場合はもっと自然なやり方で分散係数の対角項と非対角項を取扱うことができ、より一般的で精度のよい解析方法であると思われる。今後、この研究で得た分散長と実験室や他の現地で得られている分散長との比較を行ない、それらの間の関連性についても検討してゆきたい。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、貴重な資料を提供して頂いた徳島県企画調整部土地水対策室の堤岑生氏に深く謝意を表するとともに資料の整理に協力して頂いた愛媛大学工学部の松村和恵技官に謝意を表する。

なお、本研究における数値計算は九州大学大型計算機センターのFACOM M-200および愛媛大学情報処理センターのFACOM M-180 II ADを使用した。

本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究(1)(研究代表者柿沼忠男)による研究の一部であることを付記する。

摘 要

本研究は、分散係数が地下水の流速に依存する場合の三次元定常分散モデルに基づいて徳島県那賀川河口および愛媛県喜木川河口の地下水塩水化現象を解析し、両河口における分散長の大きさを定めた。本研究で得た結果を要約すれば次のようである。

1) 那賀川河口における縦分散長を $a_L=1,000\sim1,250$ m, 横分散長を $a_T=100\sim125$ m, また喜木川河口においては $a_L=200$ m, $a_T=200\sim20$ m とした場合の解析結果が観測結果とよく一致する。

2) 那賀川河口において、速度依存分散係数の場合は定数分散係数の場合よりわずかに低い被圧水頭を与えるものの両者はほとんど同一であり、また淡塩水境界面モデルによる場合より5~10%ほど低い値を示す。しかし、観測値よりは1.3倍程度高くなっている。

3) 速度依存分散係数は場所的に変動する分散係数を与えることになるが、その分布状態をみると帯水層の中央に定数分散係数で与えたものと同じ値が分布していることがわかる。

文 献

- BEAR, J (1979): *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill.
- 防災研究協会 (1975): 那賀川下流地下水調査報告書 (水理解析), 1-43.
- 柿沼忠男・井内国光・銅金裕司 (1984): 二次元モデルによる被圧帯水層における非定常淡塩水境界面, 陸水学雑誌, **45**: 144-152.
- 柿沼忠男・岸 洋介・井内国光・都築克明 (1985): 分散を考慮した海岸地下水の挙動に関する研究(I) — 那賀川河口および喜木川河口における分散係数と縮尺効果 —, 陸水学雑誌, **46**: 174-184.
- 岸 洋介・柿沼忠男・伊福 誠 (1983): 海岸地下水の塩水化に関する研究II. 喜木川河口における地下水, 陸水学雑誌, **44**: 36-46.
- SCHEIDEGGER, A. E. (1961): General theory of dispersion in porous media. *J. Geophys. Res.*, **66**: 3273-3278.
- (著者: 柿沼忠男・井内国光, 愛媛大学工学部海洋工学教室; 岸 洋介, 愛媛大学工学部応用物理教室, 790 松山市文京町3; 都築克明, 株式会社鴻池組, 541 大阪市東区北久宝寺町4-27; Tadao KAKINUMA and Kunimitsu INOUE, Department of Ocean Engineering, Faculty of Engineering, Ehime University; Yosuke KISHI, Department of Applied Physics, Faculty of Engineering, Ehime University, Bunkyo-cho, Matsuyama 790; Katsuaki TSUZUKI, Konoike Construction Co., Ltd, Kitakyuhoji-cho, Higasi-ku, Osaka 541)

1986年6月27日 受付

1986年11月18日 受理