年間地下水位変動幅の空間的変動特性 —愛知川扇状地を事例として—*

堀野 治彦**・丸山 利輔**

Spatial Variability in Annual Fluctuation of Groundwater Level —Case Study in the Echi River Fan—*

Haruhiko HORINO**・Toshisuke MARUYAMA**

ABSTRACT

The groundwater level in paddy field area fluctuates periodically, high in the irrigation period and low in the non-irrigation period. The magnitude of such water level fluctuation is one of the important elements related to demands of water for agricultural use. So, it is significant to grasp the distribution of the fluctuation from the viewpoint of agricultural water use. In this paper, the regional annual groundwater level fluctuation is estimated by the kriging technique, taking up the Echi River Fan as a case where the area of paddy field is more than half of the whole area. Anisotropy in the used variogram is also examined, compared with results from simulated data. As a result, the following points become clear:

(1) When examining variograms of groundwater level fluctuation for the four principal directions, little anisotropy is found in the direction of Echi River flow. No remarkable differences, however, are found in the other three directions.

(2) The groundwater level fluctuation is greater on the left side of the Echi River than on the right one. Comparing the top part with the end part of the Fan, the fluctuation in the latter is greater than one in the former.

(3) The average groundwater level fluctuation all over the Echi River Fan is range from 1.7m to 2.0m during 1985~1987.

* 第44回農業土木学会京都支部研究発表会 (1987・11)
で一部発表

** 京都大学農学部農業工学科
Department of Agricultural Engineering, Faculty of
Agriculture, Kyoto University

1. はじめに

一般に、水田地帯の地下水は、非灌漑期終了付近で最低水位を取り、灌漑期に入って上昇、最高一定水位期を迎え、その後再び、非灌漑期に入り低下し

ていくという台形的なサイクルを繰り返している。この地下水位変動は、特に代かき用水等の農業用水の需要に關与する重要な因子である。また、その変動幅は地下水貯留変化量とも見なすことができ、天然の地下ダムが形成されているとみることもできる。したがって、こうした地下水位変動幅を地域的に把握することは、農業用水を管理する上にも、地下水流動を推定する上にも、きわめて重要と思われる。そこで本研究では、愛知川地区を事例として、地下水位変動幅の分布を、地質統計学的手法であるKrigingを用いて推定するとともに、用いるバリオグラムの異方性について模擬データでの結果と比較しながら検討してみた。

こうしたKrigingを用いたある特性値の空間分布構造の研究には、例えば、透水量係数や比湧出量など帯水層特性値については、Delhomme (1979)、Clifton & Neuman (1982)、Ahmed & Marsily (1987)の研究、地下水位については、Gambolati & Volpi (1979)、Volpi et al. (1979)の研究、透水係数、含水率、電気抵抗など土壌特性値については、Burgess & Webster (1980a ; 1980b)、Webster & Burgess (1980)、Russo & Bresler (1981 ; 1982)の研究など数多くあるが、バリオグラムの異方性を詳しく検討したものは少なく、大部分の研究が、若干の考察のもとに2次定常あるいは後述する0次のIntrinsicを仮定し、Krigingを行ったものである。

II. 理論の概略

2. 1 Kriging システム

ある位置 x における特性値を $Z(x)$ とすると、一般にKrigingでは、次式で表されるIntrinsic仮説が用いられる。

$$\begin{aligned} E[Z(x+h)-Z(x)] &= m(h) \\ \text{var}[Z(x+h)-Z(x)] &= 2\gamma(h) \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 $Z(x+h)$ は x から h 離れた点の特性値、 $m(h)$ はドリフト (Drift)、 $\gamma(h)$ はバリオグラム (正式にはセミバリオグラム、Semi-Variogram) と呼ばれる。また、 $E[\cdot]$ 、 $\text{var}[\cdot]$ は、それぞれ期待値、分散をとることを意味している。

Krigingはこの仮説の下に、特性値の空間的依存性を規程するバリオグラム $\gamma(h)$ を求め、このバリ

オグラムを用いてある重みを計算し、(2)式に示すような重み付き平均値を求める方法である。

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (2)$$

ここで、 Z_0^* は任意の点 x_0 における特性値 Z_0 の推定値、 n はデータ数、 λ は重みを示している。この重み付き平均値は、単純な平均値より、より確かな平均値の推定値といえる。

問題は、いかに最適な λ を見つけるかということであり、このために以下に示すような不偏条件、最適条件の2つの制約条件が課される。

$$\text{unbiased: } E[Z_0^* - Z_0] = 0 \quad (3)$$

$$\text{optimal: } \text{var}[Z_0^* - Z_0] \rightarrow \min \quad (4)$$

0次のIntrinsic仮説 (Marsily, 1986) を用いて $m(h) = 0$ 、すなわちドリフトが存在しないものと考えたと、まず、(2)式、(3)式から、推定値が不偏であるための次のような条件式が得られる。

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (5)$$

次に、この拘束条件下で(4)式で最小化を考えると、ラグランジュ乗数法により次式の最小化問題に帰着される。

$$\begin{aligned} \text{var}[Z_0^* - Z_0] - 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) &\rightarrow \min \\ E[(Z_0^* - Z_0)^2] - 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) &\rightarrow \min \end{aligned} \quad (6)$$

ここで、 μ はラグランジュ乗数である。

したがって、最終的に次のようなKrigingシステムが構築され、

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{ij} + \mu &= \gamma_{j0} \quad j=1, 2, \dots, n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i &= 1 \end{aligned} \quad \text{ただし、} \gamma_{ij} = \gamma(x_i - x_j) \quad (7)$$

この連立方程式を解くことにより λ が求められるわけである。

さらに、 λ 、 μ を用いると、点 x_0 におけるKriging分散が次式から得られる。

$$\sigma_k^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i0} + \mu \quad (8)$$

これは、推定点における Z^* の誤差の尺度を表すものであり、実測値のパラツキを表す分散とは本質的に異なる（筑紫ほか、1987）。

また、ここで用いられるバリオグラムは、次式で表されるraw バリオグラムを例えば図-1で示されるような適合関数で近似したものである。

$$\gamma(h) = \sum_{i=1}^{N(h)} \frac{\{Z(x_i+h) - Z(x_i)\}^2}{2N(h)} \quad (9)$$

ここで、 h は2測点間の距離、 $Z(x_i)$ は x_i 地点での測定値、 $N(h)$ は h だけ離れた測点の組合せ数である。

図-1に見られるように、バリオグラムの構造特性は一般に、Nugget、Sill、Rangeという指標で表される。Nuggetは、 $h=0$ のときの原点からのズレであり、理論的には存在しないはずであるが、実際にraw バリオグラムを適合関数で近似すると $\gamma(0) = 0$ とならない場合がある。これは主にデータの測定誤差と測定間隔の粗さに起因するものである。すなわち、Nuggetは測定に関する誤差の1つの指標と考えられる。Sillは、 h が増加するにつれて $\gamma(h)$ がある値に安定する場合のその安定値を指し、このSillに達したと思われる距離 h がRangeと呼ばれている。Sillはデータのばらつきの大きさを表す指標（データが2次定常であれば、Sillはその分散に等しい）と考えられ、また、Rangeは互いに相関のある測定点の範囲を表すものとされている。例えば、ホワイトノイズなど純粋にランダムなデータは、 $h=0$ でない限り何の相関も持たないためバリオグラムは h 軸に平行になり、Rangeはほぼ0ということになる。

図-1 バリオグラムの一般的形状

Fig. 1 General shape for a variogram

ところで、先の(7)式は、領域内のある地点における特性値を推定するためのものであるが、問題によってはよりマクロに、地域を代表する平均的な値が必要になる場合もある。この場合は、(7)式中の γ_{jo} の代わりに次式で表される γ_{js} を用いればよい（Delhomme、1978）。

$$\gamma_{js} = \frac{1}{S} \int_S \gamma(x_i - x) dx \quad (10)$$

S: 領域の面積

2. 2 Moving Neighborhood

Kriging システムの計算に領域内の全てのデータを用い、領域全体を1つの隣接領域（Neighborhood）として扱う方法はUnique Neighborhoodと呼ばれる。これに対して、ある点での特性値を推定するために、その点のまわりのいくつかのデータ点だけを考慮する方法をMoving Neighborhoodという。これに関して、Delhomme（1978）は推定点の近隣にある10～20程度のデータ点を用いればよいとしている。この方法は計算機の処理能力を考えれば有効な方法であるといえるが、近隣の範囲を決定する客観的な判断基準が必要なる。

2. 3 モデルの妥当性チェック

Kriging 計算に用いた様々な仮定（例えば、2次定常仮定、バリオグラムの構造推定等）の妥当性、すなわち、構築したKrigingモデルの妥当性を検討するためには、以下に示すような変換誤差 Me 、変換分散 σ_R^2 を用いるのがよいとされている。

$$Me = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Z^*(x_i) - Z(x_i)] \quad (11)$$

$$\sigma_R^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2 / \sigma_k(x_i)^2 \quad (12)$$

ただし、ここでの n はデータ点の数である。

すなわち、モデルの妥当性をチェックするためには、ある既知のデータ点を取り除き、残りのデータ点を用いて取り除いた点での値をKriging推定し、これを全データ点について繰り返した後、変換誤差、変換分散を求めるわけである。もし推定値が過小評価、過大評価のいずれにも偏っていなければ、 $Me = 0$ 、 $\sigma_R^2 = 1$ となるはずである。

Ⅲ. 模擬データによるバリオグラムの異方性

通常用いられるバリオグラムは、確率場が等方性の場合のものが多いが、実際にはこの等方性が想定される理由はない。ここでは、ドリフトを持つ模擬データを用いて、バリオグラムの異方性とKriging誤差を検討してみた。

仮想領域を東西（E-W）、南北（N-S）方向25km ずつの正方形と考え、各辺を10等分する方眼メッシュの格子点をデータ点、各メッシュの中央点を推定点とした。東西方向に0m～10mの線形なドリフトが存在する（南北方向には無し）ものとし、これに平均値0m、標準偏差0.25m、0.5m、1.0mのノイズを与えて、地下水位変動幅の模擬データとした。

このデータを用いたときの全体のバリオグラムの例をノイズ標準偏差0.5mの場合について図-2に示す。ただし、hのlag間隔は測定点間距離の最大値を25分割した1.4kmである。図中の破線は近似値であり、ここでは $\gamma(h) = \omega h^\beta$ の関数型を適用している。各パラメータの値及び近似値との相関係数Rは図に示すとおりである。この図から全体のバリオグラムは、比較的きれいな放物型をしていることがわかる。

次にN-S、E-W、NE-SW、NW-SEの方向別にバリオグラムを求めた（したがって、lag角度¹⁾は45度）例を、ノイズ標準偏差0.5mについて図-3

図-2 模擬データの全体バリオグラム（ノイズ標準偏差0.5m）

Fig. 2 Global variogram of simulated data (noise standard deviation 0.5m)

に示す。図中の×印は組合せ数が少ないため参考値であることを意味する（後に示す図-5、図-6についても同様）。この図より明らかに方向別にバリオグラムの構造が違うことがわかる。

ここで、ドリフトを無視し、全体のバリオグラムを用いてIntrinsic仮説（0次）の下で各模擬データについてKrigingを行なった。結果として得られた、変換誤差、変換分散を表-1にまとめている。ノイズのない場合はドリフトを考慮していなくてもデータ値と推定値がすべて一致し、両者とも値は0になってしまった。その他については、変換誤差はともかく変換分散が非常に大きな値となっており、仮定に無理があることを示している。また、ノイズの標準偏差が大きくなるにつれて変換分散は減少し1に近づいているが、これは、ノイズが大きくなるほどドリフトの影響が相対的に小さくなり、0次のIntrinsic仮説が成立する方向に向かうためと考えられる。

図-3 模擬データの4方向別バリオグラム（ノイズ標準偏差0.5m）

Fig. 3 Variograms of simulated data for the four principal directions (noise standard deviation 0.5m)

1) ここでいうlag角度とは、距離に対するlag間隔と同様に、角度のlag間隔のことを意味し、方位を何度毎に等分して割り振るかを示すものである。例えば、主方向がN-S・E-Wの2つの場合は、方位はNW-SE・NE-SWで分割され（主方向に対して±45度、すなわちlag角度90度）、各範囲内の方向を持つ測定点のペアがその主方向のバリオグラムの計算に用いられる。

表-1 ノイズと変換誤差、変換分散

Table 1 Errors and variances calculated by eq. (9), eq. (10), respectively for linear drift data with noises having zero-mean and various standard deviations when global variograms are used

ノイズ標準偏差 (m)	変換誤差 (m)	変換分散
0.	0.00	0.00
0.25	-0.0052	7.05
0.5	-0.0092	6.29
1.0	-0.0132	4.72

IV. 実測値によるバリオグラムの異方性

4. 1 基礎資料

図-4に示すように対象領域に74の測定点、58の推定点のKriging網を設定した。この領域は国営の愛知川農業水利事業地区にはほぼ対応しており、約12,000haの面積を有している。また、領域の大部分は愛知川によって形成された扇状地から成っており、その愛知川は領域のほぼ中央部を南東から北西方向に向かって流れている。この地区の詳細については、吉井(1984)や堀野ら(1989a)によって農業利用水状況を中心にまとめられている。

図-4中の●印で示した各測定点に位置する観測井では、約1ヵ月間隔で地下水位が測定されているが、このうち1985年2月20日、1986年2月24日、1987年3月2日の地下水位と、それぞれの年の灌漑期平均の地下水位の差(変動幅)をデータとして各点に与えた。実際には、最低水位をとる時期は観測井によって若干異なるが、大半の井戸で上記の頃に最低値をとること、また最低値にならない井戸においても最低値との間に大差がないことから上記の値を採用した。

測定値の平均と分散は、それぞれ1985年については1.73m、3.53m²、1986年については1.99m、4.10m²、1987年については1.67m、3.16m²であった。

4. 2 方向別バリオグラム

上で示したデータにより、バリオグラムの異方性を検討した。図-3と同様の4方向についてのraw

図-4 領域内の測定点・推定点

Fig. 4 Distribution of observation points and kriged points

バリオグラム(lag角度は45度)を、1986年を例として図-5に示す。ただし、ここでのlag間隔は、測定点間の最大距離を20分割した770mである。この図では図-3でのような明確な違いはみられず、立ち上がり3~4km付近まではほぼ同様の傾向にあることがわかる。ただし、北西-南東(NW-SE)の方向(ほぼ愛知川の流れの方向)ではlag距離hが大きくなるにつれて、他の方向との違いが現われてきており、概括的にいえば、異方性があることから判断して、ドリフトが若干存在することを示唆している。

図-6には、同様に2方向に分類したバリオグラム(E-W・N-Sの場合とNE-SW・NW-SEの場合)の例を1986年について示す。したがって、ここではlag角度は90度になる。図中の破線および1点鎖線は、rawバリオグラムの近似曲線であり、図-1の(1)で示したような次式で表されるSphericalタイプを適用している。

$$\gamma(h) = \begin{cases} \omega \{3/2 \cdot h/a - 1/2 \cdot (h/a)^3\} & , h \leq a \\ \omega & , h > a \end{cases} \quad (13)$$

ただし、 ω はSill、 a はRangeである。

透水係数や含水率などの土壌特性値は、一般に小さな容積のサンプルから測定されることが多く、実

図-5 地下水位変動幅の4方向別バリオグラム (1986年)

Fig. 5 Variograms of groundwater level fluctuation for the four principal directions (1986)

際にその地点周辺の特性をどこまで代表しているか把握し難い。また、透水量係数も含めこうした土質・地質に関わる特性値は、測定上の誤差も比較的大きいものと考えられる。したがって、測定点間でデータ値の変動が激しく、Nugget 効果が大きくなりやすいといえる。これに対して地下水位は、点データとしての代表性に優れ、また測定上の誤差も少ないため、Nugget 効果は非常に小さいと思われる。そこでここでは、Nugget を 0 として Sill と Range だけを考え、これを Powell の共役方向法 (小林・丸山、1976) によって最適化して近似バリオグラムを決定した²⁾。これらのパラメータの決定結果については、図-5 での 4 方向のもの及び図-7 の全体のものも含めて表-2 に示してある (R は相関係数)。図-6 から、E-W・N-S の分類では lag 距離 10 km 付近まで raw バリオグラムの違いが見られず、異方性が無視できることがわかる。しかし、NE-SW・NW-SE の分類では lag 距離 3 km 余りで違いが見えはじめ、異方性の存在が明らかであると考えられる。やはり、愛知川の流れに沿う方向では、他とは異なる特性値 (地下水位変動幅) の相関性が存

2) raw バリオグラムと Spherical 型モデルによる算定値の差が最小となるようにここで示した最適化手法によって、Sill、Range を決定した。なお、評価関数には χ^2 -基準を用いた。

在するように思われる。この傾向は他の年についても全く同様であった。

次に表-2 のパラメータを見ると、Range は 2 方

(a) E-W・N-S

(b) NE-SW・NW-SE

図-6 地下水位変動幅の2方向別バリオグラム (1986年)

Fig. 6 Variograms of groundwater level fluctuation for the two principal directions (1986)

表-2 各パラメータの値と相関係数 (1986年)

Table 2 Parameters of spherical models and correlation coefficients of raw variograms and the models in various principal directions (1986)

方向数	方向	SILL(m ²)	RANGE(km)	R
1	---	4.86	9.08	0.87
2	E-W	3.92	6.41	0.69
	N-S	5.35	10.05	0.89
2	NE-SW	7.51	11.42	0.85
	NW-SE	3.72	8.30	0.88
4	E-W	7.53	13.56	0.94
	NE-SW	9.09	16.46	0.82
	N-S	7.21	12.34	0.98
	NW-SE	1.95	2.73	0.57

向・4方向ともにNW-SE方向で小さな値をとり、これに直交するNE-SW方向で大きな値をとっている。Sillについても同様にNW-SE方向で小さく、NE-SW方向で大きい傾向が見られる。これは、NW-SE方向では、特性値の変動は小さいが相関性がすぐに消えてしまうのに対して、NE-SW方向では、逆に特性値の変動は大きい相関性が遠くまで及んでいることを表しているものといえる。

V. 地下水変動幅のKriging

本来地下水位はドリフト性が卓越しており、例えば地表面の形状に近い形で存在していると考えられているが、ここでは、水位差を対象としているため、ある程度ドリフトが相殺されるものと思われる。また、先に行った異方性の検討からも、4方向のうち1方向を除いてバリオグラムの構造に明確な差が見られない。そこで、ここでは、0次のIntrinsic仮説の下で、愛知川地区における地下水位変動幅のKrigingを行った。もちろん、より現実的に地下水位変動幅の詳細な分布を把握するためには、方向別バリオグラムを考慮したKrigingを行うべきであるが、領域内の分布の傾向や領域全体でのマクロな平均変動幅の推定を目的とするならば、上述の仮説下のKrigingで十分であると考えた。

5. 1 バリオグラム

図-7に1985年~1987年の全体のバリオグラムを示す。図中の破線は図-6と同じく(13)式で示すSpherical型の近似曲線を表し、先と同様にNugget効果は無いものとし、Sill、Rangeを最適手法で求めている。また、lag間隔についてもIV.と同様にした。1985年では、rawバリオグラムと近似曲線の相関係数(R)は0.91、Sillは 4.51m^2 、Rangeは9.82kmとなったが、1986年でも、それぞれ0.87、 4.86m^2 、9.08km、1987年についても、それぞれ0.86、 3.76m^2 、9.02kmとほぼ同様の値が得られた。現象が先の仮説通りであるとすれば、Sillはデータの分散にほぼ一致するはずであるが、実際はSillの方が若干大きくなっている。また、各年ともRangeを越えた辺りから、rawバリオグラムと近似バリオグラムのズレが大きくなり相関が低下しているが、lag距離hが大きくなるにつれ結果として得られる重みが著しく小さくなり、推定値にはそれほど影響しな

(a) 1985 年

(b) 1986 年

(c) 1987年

図-7 地下水位変動幅の全体のバリオグラム

Fig. 7 Global variogram of groundwater level fluctuation

いと考えられる。

5. 2 Kriging 結果

まず、測定値のみを用いて、局所的に2次の多項式補間を行った場合の地下水位変動幅分布例を図-

8に示す。次にKrigingによる結果の一例を図-9に示す。両者の差は明確には現れておらず、分布を示すだけでは両法の優劣は決定し難いが、前者のような純幾何学的方法では、推定値の信頼性など有益な付加情報を得ることはできない。

図-10には1986年のKriging標準偏差の分布を示す。この図より、南東の端部でKrigingによる誤差が大きいことがわかり、今後もし測定点を追加するのならば、この辺りに観測井を設けることが望ましいと考えられる。ちなみに、このようなMapを作成することは、測定点の最適配置を目的とした場合、不規則な測定点の領域では有効であるが、規則メッシュで組まれたような測定点の領域では、次の測定点の最適位置がメッシュの中央であることは明らかであるため、あまり意味がない。

地下水位変動幅の分布を見ると、南西部に行くほど変動幅が大きくなっており、この地域では灌漑・非灌漑期での地下水流動に大きな差があることが推測される。したがって、土層の酸化還元状態にも大きな変動をもたらしていると思われ、地区内でも特異な地域となっていることがわかる。(10)式を用いて得られた地区内全体のKrigingした変動幅の平均値は、1985年、1986年、1987年それぞれ1.70m、1.99m、1.73mとなり、先に示した測定値の算術平

図-8 測定値による地下水位変動幅分布 (1986年、単位 m)

Fig. 8 Distribution of groundwater level fluctuation with only observation data (1986, unit: m)

図-9 Krigingによる地下水位変動幅分布 (1986年、単位 m)

Fig. 9 Distribution of groundwater level fluctuation by kriging (1986, unit: m)

図-10 Kriging標準偏差の分布 (1986年、単位 m)

Fig. 10 Distribution of kriging standard deviations (1986, unit: m)

均とは若干異なっている。すなわち、地区全体を平均化した時これらの大きさの水位変動があり、その分だけの地下水貯留量変化が生じると考えられるわけである。堀野ら (1989b) は、この地区の貯留係

数をシミュレーションによって推定し、この地下水貯留量変化を概算している。

ここでのKrigingモデルをチェックするために、先に示した変換誤差及び変換分散を算定したところ、1985年～1987年において変換誤差-0.03m～-0.02m、変換分散1.5～1.6程度となった。これは、それぞれの理想値0、1と比較すると変換分散が若干大きな値を示しているが、表-1に示した値と比較するとはるかに理想値に近いといえる。また、raw バリオグラムの近似から得られたRangeを隣接半径としたMoving NeighborhoodによるKrigingも行ったところ、同じ3年分で、変換誤差-0.05m～-0.03m、変換分散1.5～1.7という結果が得られた。精度の向上は特にみられないが、計算時間は若干短縮させることができた。

今回さらに、Kriging システムでのみ1次、2次のドリフトを考慮した場合についても試算してみたが、全体のKriging分散はむしろ大きくなってしまった。これは、当然ではあるが、バリオグラムの推定において、予めドリフトを考慮する必要があることを示している。

VI. おわりに

これまで、FEM等の物理モデルでは、ある種のパラメータは各要素あるいはブロック内の局所的平均値としてみられ、パラメータの分布法則として何の仮定も設けられないことが多かった。これに対して、空間上に展開するある構造を持った現象の代表変数(Marsily, 1984)いわゆる「Regionalized Variable」の理論を基に展開されたKrigingは、空間特性の研究に有効な方法であると考えられる。地下水分野においては、非定常解析のための初期水位設定や逆問題への適用(Yeh et al., 1983; 古市・林田, 1989)など、物理モデルによる解析のための有効な道具としても利用されている。

また、Krigingは、単にここで示したようなある領域の物理モデルにおけるパラメータのデータ補間や測定点の最適配置決定を行う場合に有用であるだけでなく、データのフィルタリングも行うことができる。すなわち、Nuggetが存在するデータをKrigingによってフィルター操作し、これを物理モデルに利用することによって、より現象を明確することができる。

最後に、本研究から得られた愛知川地区における地下水位変動幅についての知見をまとめると以下のようになる。

- 1) 4方向(E-W・NE-SW・N-S・NW-SE)のうち、愛知川の流れの方向であるNW-SEにおいて、地下水位変動幅は特異な相関構造を持っているが、他の3方向については類似した相関構造となっている。
- 2) バリオグラムの立ち上がり付近だけを見れば、4方向とも明確な差は現れない。したがって、1)と合わせ考えれば、領域内の詳細な地下水位の変動分布を必要としない限り、特に異方性を考慮する必要はない。
- 3) 地下水位変動幅は愛知川の左岸側で大きく、特に左岸側の扇端部付近では7m以上にも達する地点も見られる。
- 4) 地区全体としての平均年間地下水位変動幅は、およそ1.8mと推定される。

謝 辞

本研究を行うにあたり、農水省淀川水系農業水利調査事務所には、調査に協力して頂いたり、貴重な資料を提供して頂いた。ここに記して、深く感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 小林愼太郎・丸山利輔(1976): Powellの共役方向法によるタンクモデル定数の探索, 農業土木学会論文集, 65, 42～47
- 筑紫二郎・矢野友久・河野洋(1987): 砂丘地の土壌特性値の空間変動に対するKriging法の適用性, 農業土木学会論文集, 127, 35～42
- 古市徹・林田貴範(1989): 地下水汚染予測のための逆問題, 地下学会誌, 31, 45～55
- 堀野治彦・渡辺紹裕・丸山利輔(1989a): 農業用水利用における地下水の役割に関する実証的研究, 農業土木学会論文集, 144, 9～16
- 堀野治彦・三野徹・丸山利輔(1989b): 地下水盆における地下水貯留量変化と通減特性, 農業土木学会論文集, 144, 17～24
- 吉井勘一(1984): 現場管理からみた大規模用水計画とその節水について, 農業土木学会誌, 52(8), 33～41
- Ahmed, S. and G. de Marsily (1987): Comparison of Geostatistical Methods for Estimating Transmissivity Using Data on Transmissivity and Specific Capacity, Water Resour. Res., 23, 1717～1737

- Burgess, T. M. and R. Webster (1980a): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, I. The semivariogram and punctual kriging, *J. Soil Sci.*, 31, 315~331
- Burgess, T. M. and R. Webster (1980b): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, II. Block kriging, *J. Soil Sci.*, 31, 333~341
- Clifton, P. M. and S. P. Neuman (1982): Effect of Kriging and Inverse Modeling on Conditional Simulation of the Avra Vally Aquifer in Southern Arizona, *Water Resour. Res.*, 18, 1215~1234
- Delhomme, J. P. (1978): Kriging in hydrosiences, *Advan. Water Resour.*, 1, 251~266
- Delhomme, J. P. (1979): Spatial Variability and Uncertainty in Groundwater Flow Parameters: A Geostatistical Approach, *Water Resour. Res.*, 15, 269~280
- Gambolati, G. and G. Volpi (1979): Groundwater Contour Mapping in Venice by Stochastic Interpolators, I. Theory, *Water Resour. Res.*, 15, 281~290
- de Marsily, G. (1984): Spatial variability of properties in porous media: A stochastic approach, 'Fundamentals of transport phenomena in porous media', edited by J. Bear and M. Y. Corapcioglu, Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht, 719~769
- de Marsily, G. (1986): Quantitative hydrogeology, Academic Press, 284~337
- Russo, D. and E. Bresler (1981): Soil Hydraulic Properties as Stochastic Processes: I. An Analysis of Field Spatial Variability, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 682~687
- Russo, D. and E. Bresler (1982): Soil Hydraulic Properties as Stochastic Processes: II. Errors of Estimates in a Heterogeneous Field, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 20~26
- Volpi, G., G. Gambolati, L. Carbone, P. Gatto and G. Mozzi (1979): Groundwater Contour Mapping in Venice by Stochastic Interpolators, 2. Results, *Water Resour. Res.*, 15, 291~297
- Webster, R. and T. M. Burgess (1980): Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, III. Changing drift and universal kriging, *J. Soil Sci.*, 31, 505~524
- Yeh, W. W.-G., Y. S. Yoon and K. S. Lee (1983): Aquifer Parameter Identification with Kriging and Optimum Parameterization, *Water Resour. Res.*, 19, 225~233

(受付: 1989年9月27日、受理: 1990年4月13日)