

丘陵地域における不圧地下水の時空間挙動について

名古屋大学工学部 正 員 高木不折
 同 上 正 員 ○原田守博
 同 上 学生員 加藤隆史

1. はじめに

従来、地下水流動の解析には決定論的な物理モデルが多用され、観測水位データを用いてモデルの同定・検証がなされてきた。しかし、実際の地盤は不均質であって、地下水状態は空間的に複雑に変化することが多い。特に不圧地下水位は、降雨の影響を受けて場所的にまちまちな応答をする場合があり、井戸による観測水位をそのまま空間的平均値と考えるには無理がある。したがって、井戸の水位から地下水状態を推測する際には、データのもつ不確定性を定量的に把握する必要がある。本研究は、丘陵地域における水位データに対して、地下水位の空間分布を確率論的に評価するとともに、そのばらつきの時間的変動性について考察したものである。

2. 観測水位データ

観測地域は、濃尾平野北東端の小牧東部丘陵に位置しており、約0.15 km²の領域中に8本の観測井が配置されている。図-1はそれらの井戸において測定された不圧地下水位の一例である。この図によれば、豪雨に伴って鋭い水位上昇が見られる井戸から殆ど応答しない井戸まで、水位変動は様々である。こういった空間的に変化する状態変数に対し、限られた観測データから確率的に空間補間を行なう手法として、Kriging 法がある¹⁾。

3. Kriging 法

地下水位の分布を確率場における実現値と考え、観測データをもとに、非観測点の状態推定を行なう。推定量は、次式を充たす最良線形不偏推定量 (BLUE) とする。

$$E[\hat{Z}(x) - Z(x)] = 0, \text{Var}[\hat{Z}(x) - Z(x)] \rightarrow \min., \hat{Z}(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i$$

ここに $\hat{Z}(x)$ は地点 x における BLUE, Z_i は観測点 i における観測値 ($i=1 \sim n$), λ_i は Z_i の重み係数である。確率場に対し 2 次の stationary よりも弱い Intrinsic hypothesis, 即ち

$$E[Z(x_i) - Z(x_j)] = 0, \text{Var}[Z(x_i) - Z(x_j)] = 2\gamma(h_{ij}), h_{ij} = |x_i - x_j|$$

を仮定すると、領域内の任意の推定点 x に対して Kriging 方程式は次式となる。

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(h_{ij}) + \mu = \gamma(h_i), \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1, h_i = |x - x_i| \dots \dots \dots (1)$$

ここに μ は Lagrange 定数, $\gamma(h)$ は variogram と呼ばれ、

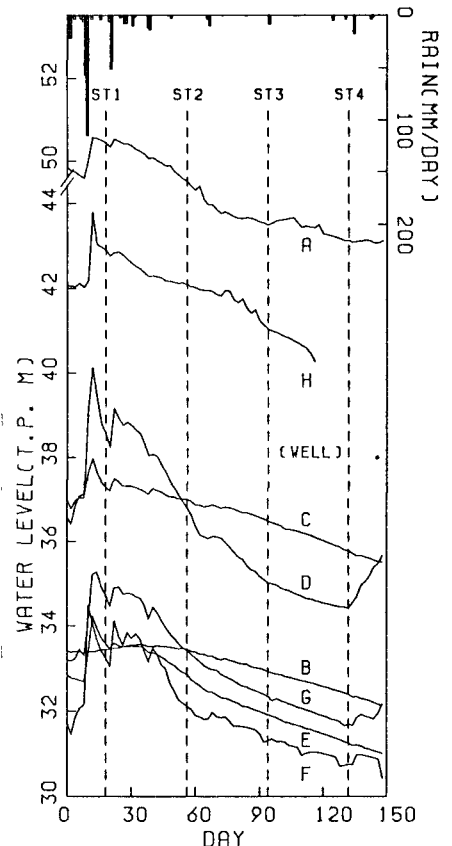


図-1 観測水位データ
 (1983.9.18 ~ 1984.2.20)

$$\gamma(h_{ij}) = \frac{\sum_{i,j} (Z(x_i) - Z(x_j))^2}{2N(h_{ij})} \dots\dots\dots (2)$$

ここに $N(h_{ij})$ は $h_{ij} = |x_i - x_j|$ が成立する (i, j) の組の数。
観測データに(2)式を適用して統計的な空間構造を調べ、(1)式を解くことによって n 個の λ_i と μ が求まり、 Z の BLUE が求められる。この時の Kriging 分散は次式で計算される。

$$\text{Var}[\hat{Z}(x) - Z(x)]_{\min} = \sum_{i,j} \lambda_i \gamma(h_{ij}) + \mu \dots\dots\dots (3)$$

これは Kriging 推定値の信頼性の程度を表わすものである。

4. 解析結果

図-1 に破線で示した4つの時点(ST1~ST4)における水位 H と水位変動速度 $\dot{H} (= dH/dt)$ について解析した。

[1] 水位の空間分布：図-2 は H の $\gamma(h)$ を示している。時点によって若干の差違があるが、 h に対してほぼ指数関数的な変化が見られる。図-3 (a)(b) は、その $\gamma(h)$ を用いて計算した豪雨直後(ST1)と無降雨期間が長く続いた後(ST4)における Kriging 推定値(実線)及び Kriging 分散(破線)である。(a)(b)を比較すると、水位分布(実線)は、絶対値は異なるものの類似した形状を示しており、主として地形勾配に沿った地下水流動が生じているといえる。一方、Kriging 分散(破線)は両者で非常に異なっており、豪雨直後では観測点から少し外れると推定精度がかなり低下するのに比べ、無降雨状態が3ヶ月以上続いた後では、周辺部を除いてほぼ一定の良い精度で水位の推定ができることがわかる。

[2] 水位変動速度：図-4 は ST1~ST4 の $\dot{H}$ の $\gamma(h)$ を示している。どの時点においても、 h に対する明確な傾向は見られず、flat な variogram となっている。これは、 $\dot{H}$ の空間分布が全くランダムであることを意味している。また $\gamma(h)$ の値は、ST1 から ST4 にかけてオーダー的に減少しているが、これは、 $\dot{H}$ のばらつきの幅が時間的に急激に縮小し、水位変動が一様化してゆくことを表わしている。

5. おわりに

不圧地下水位の観測データは、降雨後の経過時間によって、データの信頼性が大きく変動することが示された。今後は、このような現象の不確定性を、従来からの確定的な解析にどのように反映させるべきかを考える必要がある。

〔参考文献〕 1) Delfiner, P., J.P. Delhomme ; Optimum Interpolation by Kriging, in Display and Analysis of Spatial Data, ed. by J.C. Davis and M.J. McCullagh, pp.96-114, John Wiley & Sons, 1973.

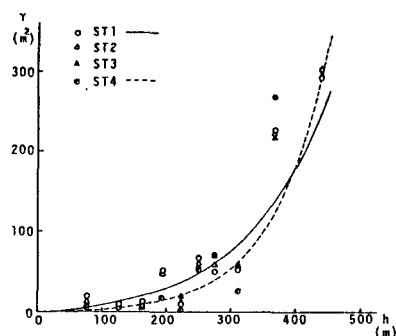
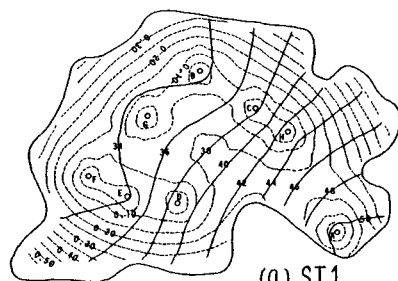
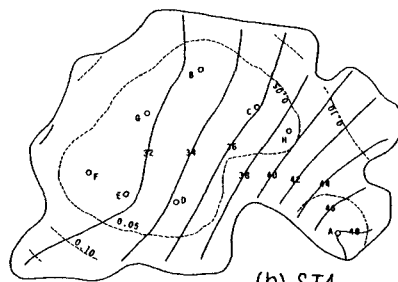


図-2 水位の variogram



(a) ST1



(b) ST4

図-3 Kriging 推定値及び分散

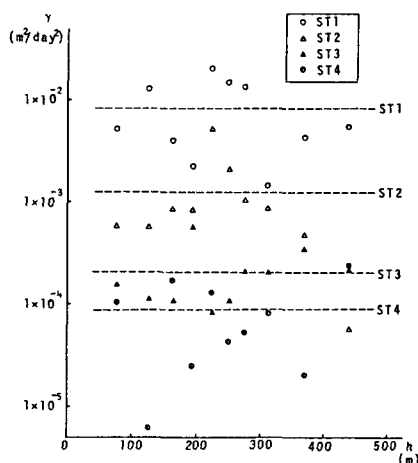


図-4 水位変動速度の variogram