〈論 文〉

三次元定常地下水模型에 의한 홍적대지의 地下水流動解析

Groundwater Flow Analysis Using a Steady State Three-dimensional Model in an Upland Area

裵 相 根*
Bae, Sang Keun

Abstract

A numerical simulation technique of three-dimensional finite difference model is developed to study the groundwater flow system in Dejima, an upland area which faces Kasumigaura Lake. For general perspectives of the groundwater flow system, a steady state three-dimensional model is simulated. For the sedimentary mud formations which are found in the representative formation, three situations of hydraulic conductivity are considered, representing an isotropic condition and situations where the horizontal permeability is equal to 10 times and 100 times of the vertical one. The finite difference grid used in the simulation has 60x50x30=90,000 nodes. A converged solution with a tolerance of 0.001 meter of hydraulic head is set. Having determined the flow net by using a steady state three-dimensional model, the results for the three cases of hydraulic conductivity are compared with the results of the tracer methods (Bae and Kayane, 1987). With the aid of four representative vertical cross-sections, groundwater flow systems in the study area are assumed. The results of these are reasonally good comparable with the results of the basin yield and the recharge-discharge distribution 8.

要 旨

湖水와 접하고 있는 洪積台地의 地下水流動系를 알기 위하여 三次元有限差分模型을 개발하여 三次元定常모의 발생을 행하였다. 代表地層속에 점토층이 렌즈상으로 포함되어 있어 세가지 경우의 異方性을 고려하였다. 모의 발생에는 60×50×30=90,000의 格子点을 설정하였으며 收束判定係數는 0.001m로 하였다. 세가지 경우의 異方性에 대하여, 三次元定常모의 발생을 행하여 얻어진 결과로부터 해석된 地下水流動系와 추적자및 수질에 의한 해석(裵·樫根, 1987)의 결과를 비교하였다. 三次元解析에서 얻어진 네개의 대표적인 연직2차원등 포텐샬단면으로 부터 연구지역의 地下水流動系를 推定하였으며 그 결과는 流域産出率과 地下水의 涵養-流出量 分布로 부터 추정되는 결과와 다름이 없었다.

1. 序 論

地下水流動系에 대한 概念은 Toth(1963)[8]가 理論的으로 鋭直二次元斷面의 地下水流動解析에 의해서 地下水의 地域的流動이 독립의 涵養域과 流出域을 가진 규모를 달리하는 複數의 流動系로부터 구성된 구조를 가진다는 것을 규명한 고전적 연구에 의하여 제시되었다. 많은 現場觀測에 의하여 地下水流動系의 實在가 확인된 이래 이 개념은 지하수유동의 基本的 개념이 되었다. 최근의 지하수연구는 물의 유동 뿐만아니라, 물과 같이 운반되는 열과 용존물질의 흐름 예측에 까지 이 개념을 적용하고 있다.

實地流域에서의 지하수는 三次元流動을 하기

*啓明大學校

때문에 극히 제한된 지역 이외에서는 지하수해석에 3차원적 기법이 필요하게 되어 이 기법에 대한 관심이 높아지게 되었다. 지하수의 三次元解析에서 三次元定常流모형의 이용은 定量的解析이 가능할 뿐만 아니라 地下水流動系를 파악하거나 三次元非定常解析時 필요함으로 해서 이에 관한 많은 연구가 행하여져 왔다.

3차원정상류모형에 의한 지하수 유동해석에 대해서는 Freeze and Witherspoon(1966)[1]이 不均質, 非等方帶水層에 대한 수치모형을 개발한 이래, Freeze and Witherspoon(1967 [2], 1968[3]), Gupta and Tanji(1977)[5] 등의 연구에 의하여 이론적으로 상당한 발전이 있었다. 그러나 實用化의 면에 있어서는 모의 발생을 위한 충분한 수문 및 지질인자의 입수가 대단히 어려우며 방대한 계산시간을 필요로 하는 등의 문제가 있다. 그래서 實流域에 대한 연구에서 큰收束判別係數를 취하던가[11], 格子点間隔을 길게 취하던가[4], 몇개 되지않는 格子点을 취하던가[1] 하여 계산을 단축시키는 방법을 취한 예가 많다. 이와같이 實用化의 면에 있어서는 아직도 충분하다고는 말하기 어려운 현실이다.

본연구에서는 일본의 出島台地에의 광역지하수의 유동계를 밝히며 定量化 함으로써 台地에 있어서의 谷地가 가지는 排水機能과 台地地下水와 湖水와의 交流關係를 규명하기 위하여 三次元定常流모의발생을 행하였다. 보다 精度높은 해석이 되게 하기 위하여 Tritium 濃度와 水質의 分布및 現場觀測으로 부터 出島台地에 있어서의 地下水流動系를 推定한 研究結果[13]를 참고로 하여 本解析의 결과와 비교검토하여 서로 모순되지 않는 해석이 되게 하였다. 모의발생에는 보다 정확한 地下水流動解析이 가능하게 하기 위하여 格子点間隔을 가능한 한 짧게 취하였으며 收束判別係數도 적은 값을 취하고 최적의 反復係數를 이용하여 계산시간의 절약도 고려하였다.

2. 基礎方程式과 數値模型化

Darcy式과 연속식으로 부터 유도되는 非定常狀態에 있어서의 非等方, 不均質帶水層에 대한 三次元地下水流動모형은 다음식과 같이 표현된다.

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y})+\frac{\partial}{\partial z}(Kzz\frac{\partial h}{\partial z})$$

$$=S_s\frac{\partial h}{\partial t}+W(x,y,z,t) \cdots\cdots\cdots\cdots$$

여기서, h:水理水頭, K_{xx}, K_{yy}, K_{zz}:透水係數, x, y, z:좌표축, S_s:比貯留率, W:單位體積當의 flux, t:時間.

式(1)은 完全陰解法으로 差分化하면 다음식과 같이 된다.

$$K_{xx\,i,j+\frac{1}{2},k}\frac{}{\Delta x_j^2}(h_{i,j+1,k}-h_{i,j,k})-\frac{K_{xx\,i,j-\frac{1}{2},k}}{\Delta x_j^2}$$

$$(h_{i,j,k}-h_{i,j-1,k})+\frac{K_{yy\,i+\frac{1}{2},j,k}}{\Delta y_i^2}(h_{i+1,j,k}-h_{i,j,k})$$

$$-\frac{K_{yy\,i-\frac{1}{2},j,k}}{\Delta y_i^2}(h_{i,j,k}-h_{i-1,j,k})+\frac{K_{zz\,i,j,k+\frac{1}{2}}}{\Delta z_k^2}$$

$$(h_{i,j,k+1}-h_{i,j,k})-\frac{K_{zz\,i,j,k-\frac{1}{2}}}{\Delta z_k^2}(h_{i,j,k}-h_{i,j,k-1}$$

$$=\frac{1}{\Delta t}S_{s\,i,j,k}(h_{i,j,k}-\hat{h}_{i,j,k})+W_{i,j,k} \cdots\cdots\cdots (2)$$

여기서 Δx_j, Δy_i, Δz_k:각각 x(j), y(i), z(k) 격점간의 간격, $h_{i,jk}$:水理水頭의 新値, $\hat{h}_{i,j,k}$:One Step 前의 水理水頭, Δt : 시간간격, i, j, k : 각각 y, x, z 좌표의 지수.

식(2)를 정리하여 재배열하면 다음식과 같이 된다.

$$A_{i,j,k}\,h_{i,j,k-1}+B_{i,j,k}\,h_{i-1,j,k}+D_{i,j,k}\,h_{i,j-1,k}+E_{i,j,k}\,h_{i,j,k}+F_{i,j,k}\,h_{i,j+1,k}+H_{i,j,k}\,h_{i+1,jk}+S_{i,j,k}\,h_{i,j,k+1}=q_{i,j,k}\cdots(3)$$

여기서,

$$A_{i,j,k}=\frac{2K_{zz\,i,j,k}\cdot K_{zz\,i,j,k-1}}{(K_{zz\,i,j,k}\cdot\Delta Z_{k-1}+K_{zz\,i,j,k-1}\cdot\Delta Z_k)\cdot\Delta Z_k}$$

$$B_{i,j,k}=\frac{2K_{yy\,i,j,k}\cdot K_{yy\,i-1,j,k}}{(K_{yy\,i,j,k}\cdot\Delta y_{i-1}+K_{yy\,i-1,j,k}\cdot\Delta y_i)\cdot\Delta y_i}$$

$$D_{i,j,k}=\frac{2K_{xx\,i,j,k}\cdot K_{xx\,i,j-1,k}}{(K_{xx\,i,j,k}\cdot\Delta x_{j-1}+K_{xx\,i,j-1,k}\cdot\Delta x_j)\cdot\Delta x_j}$$

$$F_{i,j,k}=\frac{2K_{xx\,i,j,k}\cdot K_{xx\,i,j-1,k}}{(K_{xx\,i,j,k}\cdot\Delta x_{j+1}+K_{xx\,i,j-1,k}\cdot\Delta x_j)\cdot\Delta x_j}$$

$$H_{i,j,k} = \frac{2K_{yy\ i+1,j,k} \cdot K_{yy\ i,j,k}}{(K_{yy\ i,j,k} \cdot \triangle y_{i+1} + K_{yy\ i+1,j,k} \cdot \triangle y_i) \cdot \triangle y_i}$$

$$S_{i,j,k} = \frac{2K_{zz\ i,j,k+1} \cdot K_{zz\ i,j,k}}{(K_{zz\ i,j,k} \cdot \triangle z_{k+1} + K_{zz\ i,j,k+1} \cdot \triangle z_k) \cdot \triangle z_k}$$

$$E_{i,j,k} = -(B_{i,j,k} + D_{i,j,k} + F_{i,j,k} + H_{i,j,k} + S_{i,j,k} + A_{i,j,k} + S_{s\ i,j,k}/\triangle t)$$

$$q_{i,j,k} = W_{i,j,k} + (S_{s\ i,j,k}/\triangle t) \cdot \hat{h}_{i,j,k}$$

式(3)을 행렬식으로 표시하면 식(4)와 같이 된다.

$$[M]\{h\} = \{q\} \quad \cdots\cdots (4)$$

계산을 加速化하기 위하여 조정행렬[N][7]을 고려하여 식(4)의 양변에 $[N]\{h\}$를 더하면, 다음식과 같이 표시된다.

$$[M+N]\{h\} = \{q\} + [N]\{h\} \quad \cdots\cdots (5)$$

식(5)에서 우변이 기지이면 쉽게 해를 얻을 수 있다. 식(5)를 反復式으로 나타내면, 다음식으로 표시된다.

$$[M+N]\{h\}^n = \{q\} + [N]\{h\}^{n-1} \quad \cdots\cdots (6)$$

여기서, n은 반복지수.

계산중의 반올림 오차를 줄여 精度를 유지하기 위하여 식(6)의 우변에 $[M]\{h\}^{n-1}$을 더하고 빼으로써 잉여형으로 표시하면 다음식과 같이 표시된다.

$$[M+N]\{\xi\}^n = \{R\}^{n-1} \quad \cdots\cdots (7)$$

여기서, $\{\xi\} = \{h\}^n - \{h\}^{n-1}$, $\{R\}^{n-1} = \{q\} - [M]\{h\}^{n-1}$

式(7)을 기본식으로 하여 地下水流動解析에 있어서 가장빠른 수렴을 가져오는 기법중의 하나인 Strongly Implicit Procedure[8]에 따라 모의발생을 행하였다.

本 모의발생에서는 反復係數를 5개[9] 취하였으며, 式(1)의 우변을 0으로 두었고 收束判別係數는 0.001m를 취하였다.

3. 三次元 地下水 解析

3.1 研究地域의 概要

出島台地는 그림1과 같이 Kasumigaura 湖의 北西部에 位置하며, 台地의 北岸, 東岸과 南岸이 湖水와 접하고 있는 洪積台地이다. 이 台地는 다수의 支流를 가진 Ichinose 강과 Hishiki 강에 의해 침식되어 있다. 이들 兩河川은 台地의 南西部에 기원을 두고 東南方向으로 흐른다. 台地는 전반적으로 서쪽이 높고 동쪽이 낮으며 最大標高差는 30m정도이다. 湖岸에 가까운 谷壁에는 많은

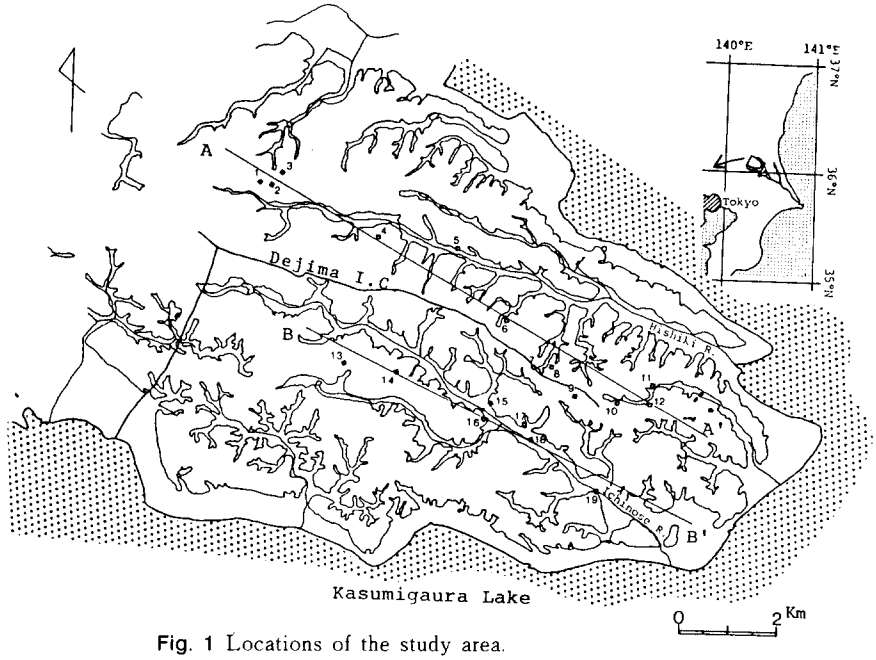


Fig. 1 Locations of the study area.

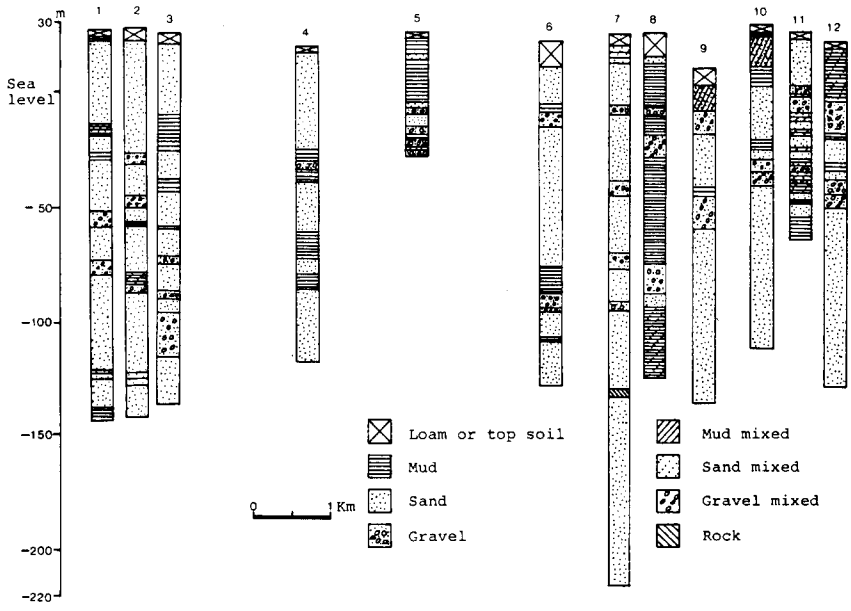


Fig.2-1 Well log cross sections along geologic sections A-A′(Fig.1) in the study area.

금경사지가 있으며 湖岸에는 沖積低地가 넓게 분포한다.

그림1의 線 A-Á와 B-B́에 따른 地質柱狀圖가 그림2에 나타나 있다. 台地는 전반적으로 關東 loam 層이나 表土로 덮여있으며, 그 깊이는 약 3~5m이다. 그下位에는 細礫이 포함된 砂質層으로 이루어진 Ryugasaki 層이 약 5m의 두께로 분포하고 있다. 이 地層의 下位에는 두께 10~20m의 Narita 層이 存在한다. 이층은 細一中粒砂로 시작하여 細砂, 실트의 互層, 細一中礫이 겹쳐지는 上部 Narita 層과 下部의 실트 또는 泥質砂로부터 上部로 갈수록 砂質로 되는 下部 Narita 層으로 되어있다. Narita 層의 下位에는 層相으로부터 전반적으로 모래와 실트가 반복되는 堆積相 또는 中一細粒砂의 부분이 두드러진다. 本地域에 있어서의 基盤岩類의 위치는 500m 보다 깊다.

3.2 數値解析

모의발생에 사용한 경계조건, 格子網分割 및 層狀構造圖가 그림3에 나타나있다. 계산대상지역의 北側, 南側및, 東側의 경계는 Kasumigaura 湖이다. 湖岸線으로부터 2km 떨어진 곳을 경계조건으로 하여 계산한 결과 湖岸線으로 부터 1km 이상 떨어진 곳에서의 地下水流出은 거의 일어나지 않았기 때문에 湖岸으로부터 약 1km 떨어진 곳을 側面境界로 하였다. 西側의 경계는 두계곡과 그것의 연장선으로 하였다. 上部境界는, 湖水에서는 水面標高를 兩河川에는 河床標高

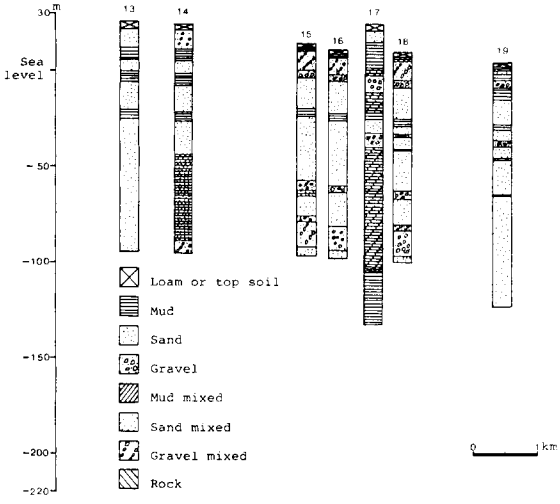


Fig.2-2 Well log cross sections along geologic sections B-B′(fig.1) in the study area.

를 그외의 지역에서는 地下水位가 안정되어 있는 겨울이나 초봄의 地下水面標高를 사용하였다(그림 4). Tritium 과 수질에 의한 해석[13]으로 부터 標高 −10~−20m보다 하부에는 地下水流動이 대단히 느릴것으로 예상되었음으로 표고 −60m의 수평면을 하부경계로 하였다. 경계조건은 상부경계는 일정수두경계, 측면및 하부경계는 불투수경계로 하였다.

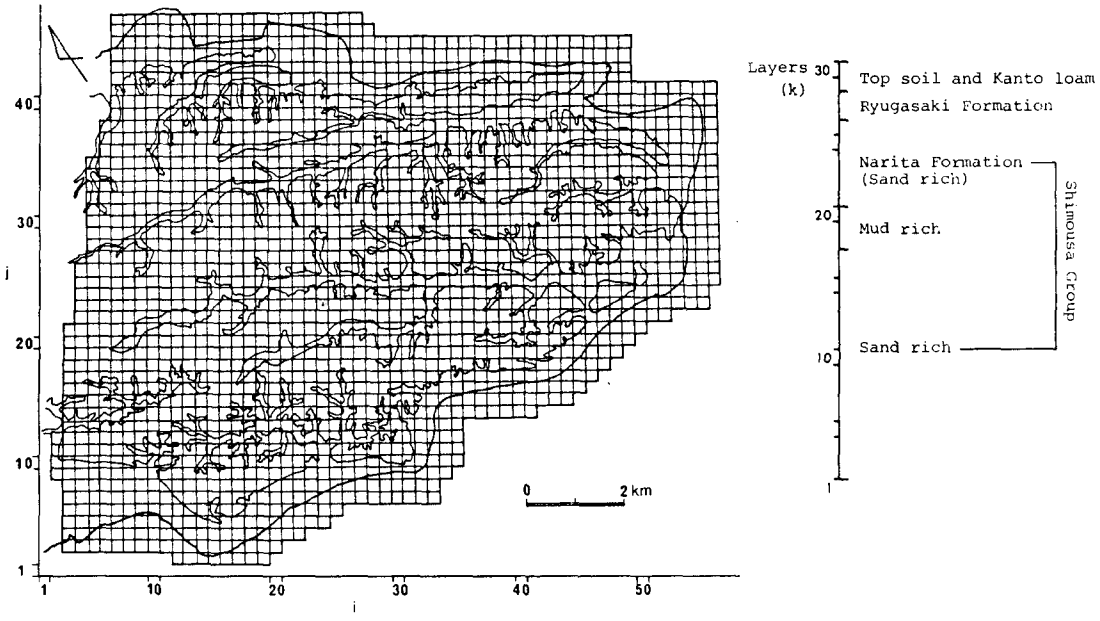
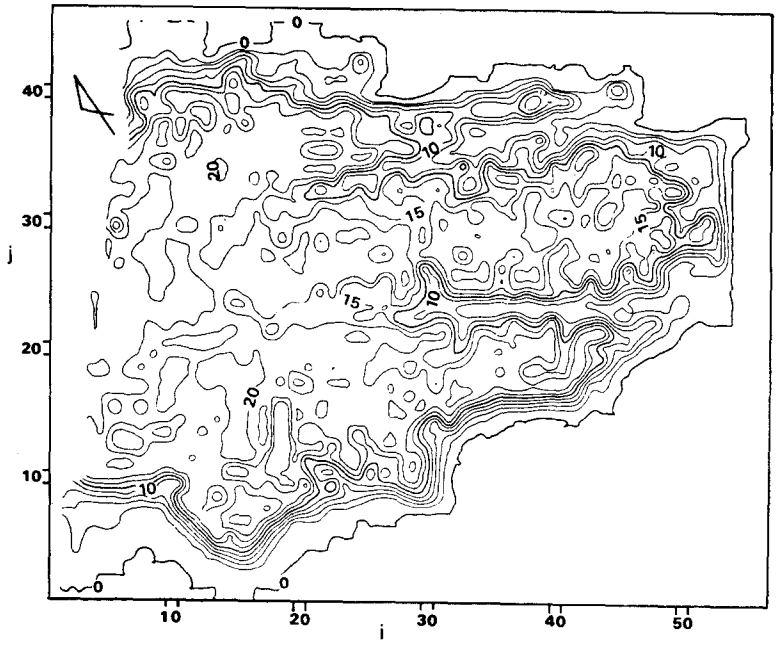


Fig. 3 Grid spacing and vertical stratification used in the steady state three-dimensional model.



透水係數는 실측치외에, 關東農政局計劃部(1983)[12], 岡崎 etal(1984)[10], Shimada(1983)[6]등에 의하여 얻어진 얼마간의 資料가 있으나 대상지역에의 지질인자 전부을 아는데는 불충분하다. 그래서 지층을 모형화하여, 각각의 대표지층은 수평방향으로 일정한 두께로 분포하며 투수계수의 수평성분은 동일하다고 가정하였다. 사용한 代表地層의 투수계수는, 표토와 loam 層은 2.6×10^{-5} cm/sec, Ryugasaki 層은 4.5×10^{-2} cm/sec, Narita 層은 9.8×10^{-3} cm/sec. 그하부의 粘土層(3層)은 1.0×10^{-3} cm/sec, 그下部全層은 1.1×10^{-2} cm/sec이다. 地質的條件과 추적자에 의한 해석[13]으로 부터 帶水層의 異方性이 1, 10, 100인 각각의 경우에 대하여 모의발생을 행하였다.

3.3 流域産出率

地下水面에 있어서의 흐름의 수직및 수평방향의 벡터성분이 地下水面에서의 流入이나 流出量과 같다고 가정하면 Darcy의 법칙으로 부터 다음식이 얻어진다.

$$V_x = -K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x},\ V_y = -K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y},\ V_z = -K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z} \cdots (8)$$

여기서, V_x, V_y, V_z는 x, y, z.方向의 地下水 flux.

地下水面의 각 절점에 있어서의 涵養量 또는 流出量은 다음식과 같이 된다.

$$R(i,j) \text{ or } D(i,j) = Vx\ \triangle y\ \triangle z + Vy\ \triangle x\ \triangle z + Vz\ \triangle x\triangle y \cdots (9)$$

여기서, R(i,j)는 절점 (i, j)에 있어서의 全涵養量, D(i, j)는 절점(i, j)에 있어서의 全流出量, Δx, Δy, Δz는 j, i, k 方向에 있어서의 절점의 간격이다.

계산영역 전체의 평균지하수함양고 r은 다음식과 같다.

$$r = \sum_{i=1,j=1}^{n} R(i,j)/(i\cdot\triangle y\cdot j\cdot\triangle x) \cdots (10)$$

투수계수의 값은 式(7)의 모의발생 결과로 부터 식(10)을 사용하여 얻어지는 평균지하수함양고와 水文資料로 부터 예상되는 지하수함양고를 비교하여 兩者가 거의 일치되게 시행착오적으로 조정하여 결정하였다.

4. 結果와 考察

異方性을 달리하는 세가지 경우에 대하여, 지하수의 三次元地下水流動解析을 하여, 이들의 결과를 비교함으로써 대상지역내의 地層의 이방성을 추정하였다. 그림5와 그림6에는 지형이 복잡한 j

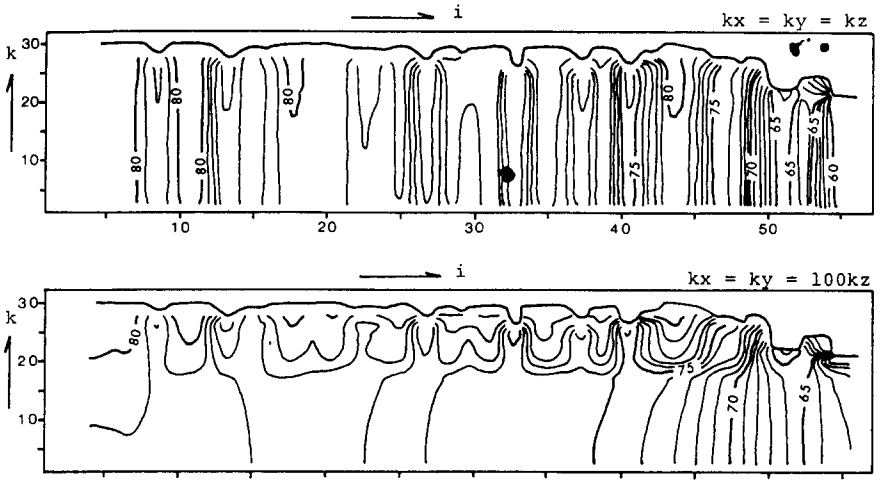


Fig. 5 Comparisons of potential lines resulted from different anisotropic conditions. Interval of potential lines is 1m

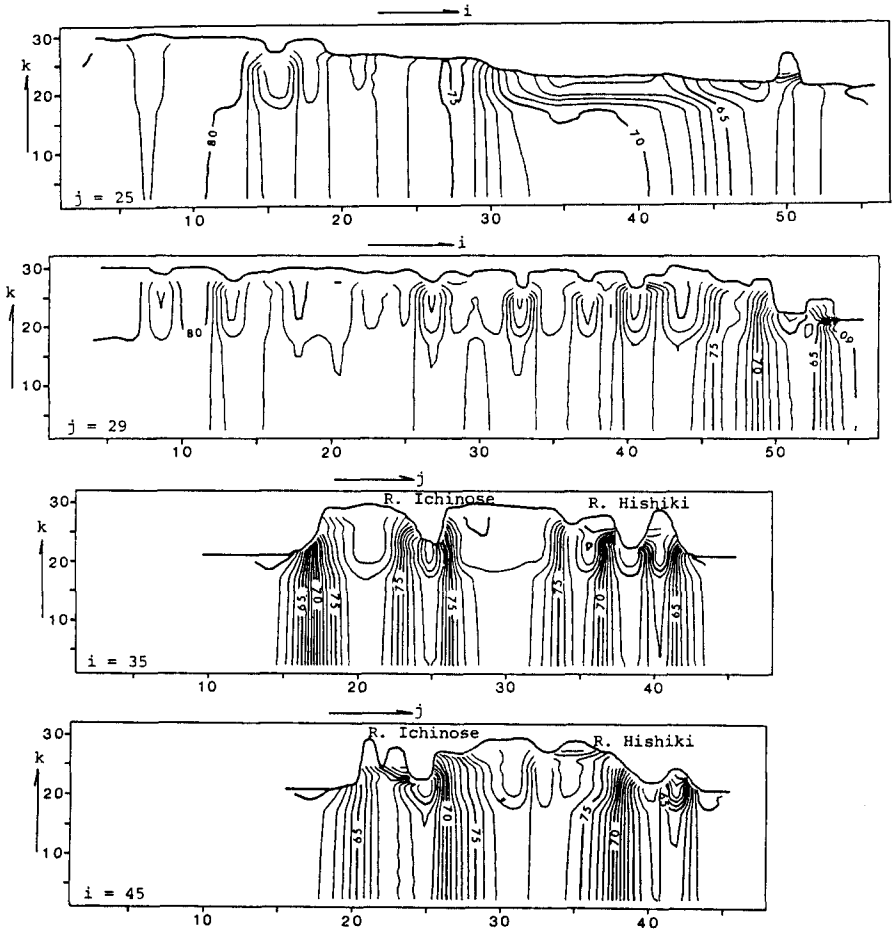


Fig. 6 Cross-sectional potential lines from the steady state three-dimensional model for the case with horizontal permeabilities 10 times the vertical. Interval of potential lines is 1m

=29 斷面 (그림 3)에의 이방성을 달리하는 세가지 경우의 연직2차원포텐샬 분포도가 나타나있다. 이 그림으로 부터 等方性의 경우는 단면의 상부와 하부에의 地下水流動의 差가 두드러지지 않으며, 또한 이방성이 100인 경우에는 湖岸에의 지하수 유출이 적지 않음을 알수있다. 이들 결과는 裵·樞根(1987)[13]의 연구에서 추정된 결과와 다르다. 그러나, 이방성이 10인 경우는 Tritium과 수질에 의한 해석[13] 결과와 잘 일치하며 지질조건으로 부터도 타당하다고 생각되어진다. 그래서, 硏究地域에 있어서의 지층의 이방성은 10이라고 가정하여 지하수유동계의 해석을 하였다.

이방성이 10인 경우의 三次元定常流모의 발생 결과로 부터 얻어진 j=25, j=29, i=25, i=45 (그림 3)의 네개의 鉛直二次元斷面의 포텐샬分布圖를 그림6에 나타내었다.

j=25단면은 거의 Ichinose 강의 上部에 위치하고 있다. 지하수는 전체적으로 볼때 上流部로 부터 下流部로 유동하고 있다. i=15부근에는 谷部가 있어서 上流部로 부터 流動해온 지하수가 이곳에서 流出하고 있음을 알수 있다. i=50 부근에는 地形的으로 높이 솟은 지역이 있으며, 이 고지대에 함양된 지하수가 局地流動系를 형성하여 上流側으로도 흐른다. 이 上流側흐름이 발생하는 下部에는 上流部로 부터 中間流動系나 地域流動系로써 흘러내려오는 지하수가 존재하고 있

다. 이와같이 深度에 따라 地下水의 流動方向을 달리하는 지하수역의 출현이 가능함을 알수 있다. 이와같이 地形的 영향에 의하여 인접하는 두지점에서 逆方向으로 유동하는 지하수의 존재가 가능함으로 해서 이런 地下水域의 수질형성과정은 대단히 복잡해 지리라 사료된다. 이단면에는 支流가 合流하는 지점의 하류부에 지하수 유동양상이 복잡하게 되고있는 것을 알수 있으며 특히, i=26으로부터 i=28과 i=32로부터 i=42 區間에서 현저하다.

j=29斷面은 Ichinose 강과 Hishiki 강 사이에 위치한 中央台地部이다. 本斷面의 포텐샬 분포도로 부터 台地部의 微起伏의 영향으로 局地流動系가 지배적으로 形成되어 있는 것을 알수있다. 台地部에 함양된 물이 주변의 谷部에 대부분 유출하고 있다. 이로부터 작은 標高差에도 불구하고 谷部가 갖는 배수기능이 크다는 것을 명백히 알수 있다.

i=35와 i=45 단면은 두하천을 횡단하고 있다. 兩斷面의 포텐샬분포도로 부터 두하천을 횡단하는 地下水의 流動은 발생되지 않는 것을 알수있다.

네개 단면의 포텐샬분포도로 부터 出島台地의 地下水流動系는, Toth(1963)[8]의 定義에 따르면, 주로 局地流動系로서 台地中央部에 함양된 지하수가 직접호수에 유출되는 地域流動系는 존재하지 않는 것을 알수 있다. 호수에 유출되는 지하수는 호수주변 台地로 부터 局地 또는 中間流動系에 의하여 유동되는 것으로 해석된다. 台地에 함양된 지하수는 주변의 谷部나 河川에 유출하며 谷部와 하천연변에서의 지하수유속은 비교적 빠르고 谷部와 河川의 排水機能이 큼을 알수 있다. k=15에서 18사이, 즉, 해발표고 −10에서 −20m를 경계로 하여 지하수의 유속 差가 나며, 그 하부의 유속이 대단히 느린것으로 부터도 대상지역에서의 지하수유동은 짧은 경로로 유동하리라고 추정된다.

그림7은 式(10)으로부터 구한 年平均地下水流

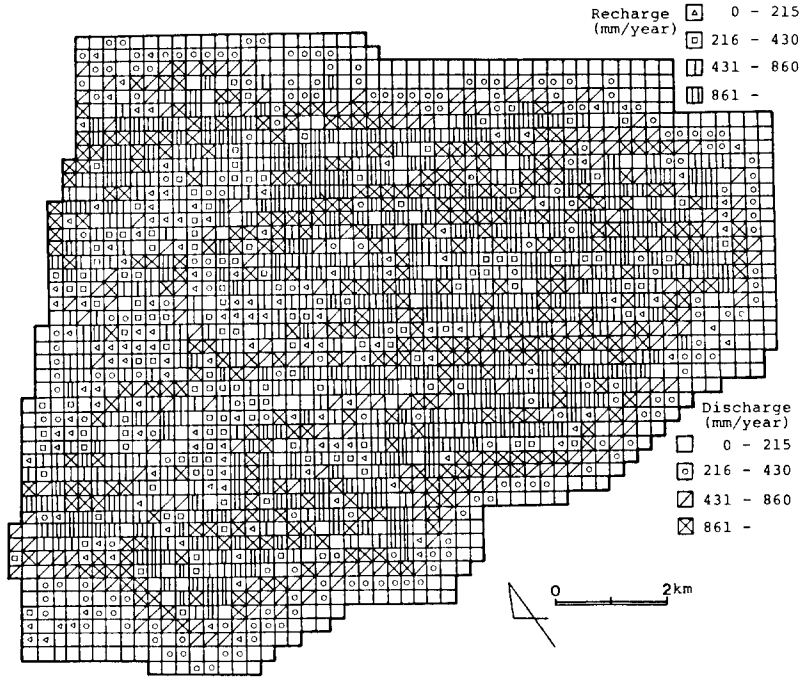


Fig. 7 Areal variation in the rates of recharge and discharge for the case with horizontal permeabilities 10 times the vertical. Annual recharge is 430mm/year.

出量이 430mm일때의 地下水 涵養量및 流出量分布圖이다. 본 그림에서도 하천과 지류및 그 주변에 지하수유출이 집중하고 있으며 湖水주변에의 유출이 적다는 것을 알수 있다. 이 그림으로 부터 위에서 推定된 제반 사항들의 타당성이 더욱 명백해 진다.

異方性을 달리하는 세가지 경우의 모의발생 결과로 부터 流域產出率을 구한것이 표1에 나타나 있다. 이표로 부터 湖水에 유출하는 지하수의 양은 이방성의 정도에 따라 변하나 전지하수 유출량의 10% 정도로써 약 20,000m³/day이다. 地下水面標高 5.0m이하인 지역에의 유출은 전유출량의 45%미만이며 55% 이상이 河川의 상류부와 谷部에 유출한다.

5. 結論

湖水와 面하고 있는 出島台地에 있어서의 廣域地下水流動系를 밝히며 定量化하기 위하여 三次元定常流 모의발생을 행하여 다음과 같은 결론을 얻었다.

1) 局地流動系의 역할이 타 流動系에 비하여 상당히 크며 台地部에 涵養된 지하수의 많은 양이 주변에 위치하는 谷部나 하천으로 유출한다. 이로써 谷部와 河川이 갖는 지하수배수기능이 큼을 알수 있다.

2) 台地中央部에 함양된 지하수가 직접 湖底에 유출하는 地域流動系는 존재하지 않으며 Kasumigaura에 유출하는 지하수는 湖水의 주변台地에 함양된 지하수이다. 台地의 지하수와 湖水와의 交流關係는 湖水주변 台地에 제한되어 있으며 활발하지 않다.

3) 谷部와 하천연변에의 지하수의 흐름은 비교적 빠르나 海拔標高 −10~−20m以深에서의 地下水의 흐름은 대단히 느리다.

4) Ichinose 강과 Hishiki 강을 횡단하는 지하수의 흐름은 발생되지 않는다.

5) 台地에 함양된 지하수중, 湖水에의 유출은 약 10%, 河口部와 湖岸低地에의 유출은 약30%이며 河口部이외의 하천연변과 谷部에의 유출은 55%이상이다.

REFERENCES

1) Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. :Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solution to the mathematical model. Water Resour. Res., Vol. 2-4, pp. 641-656, 1966.

2) Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. :Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. Water Resour. Res., Vol. 3-2, pp. 623-634, 1967.

3) Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. :Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative interpretation. Water Resour. Res., Vol. 4-3, pp. 581-590, 1968.

4) Gupta, S. K. and Tanji, K. K. :A three-dimensional

Table 1 Calculated basin yield and water balance in the Dejima area.

Simulation Condition	Recharge (m²/day)	Discharge (m³/day)	Percentage Difference	Percentage Difference Between the Total Volume of Discharge	
				To Lake*	To Below 5 Meter
Kx=Ky=Kz	212750.	212750.	0.0	6.3	31.7
Kx=Ky=10Kz	204900.	204905.	0.0	10.3	43.2
Kx=Ky=100Kz	203031.	203092.	0.0	12.9	45.0

*Groundwater seepage to Kasumigaura Lake

**Groundwater seepage to the lowland near shore of the lake and Kasumigaura Lake

Galerkin Finite Element solution of flow through multiaquifers in Sutter Basin, California. Water Resour. Res., Vol. 12–2, pp. 155–162, 1976.

5) Gupta, S.K. and Tanji, K.K.: Computer program for solution of large, sparse, unsymmetric systems of linear equations. International Journal for Numerical Methods in Engineering, Vol. 11, PP. 1251–1259, 1977.

6) Shimada, J. :Study of soil water movement in the Kato Loam Formation using environmental tritium as a tracer. Sci. Rept., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, A, Vol. 4, pp. 25–67, 1983.

7) Stone, H. L. :Iterative solution of implicit approximations of multidimentional partial differential equations. SIAM J. Numer. Anal., Vol. 5–3, pp. 550–558, 1968.

8) Toth, J. :A theoretical analysis of groundwater flow in small drainge basins. J. Geophys. Res., Vol. 68–16, pp. 4795–4812, 1963.

9) Weinstein, H. G. et al.: Iterative procedure for solution of systems of parabolic and elliptic equations in three dimensions. Ind. Engr. Chem. Fundam., Vol. 8–2, pp.281–287, 1969.

10) 岡崎活子 et al. :霞ケ浦北岸台地, 出島地域における地下水流動解析(弟一報). 日本地下水學會誌, Vol. 26-3, pp. 97-110, 1984.

11) 岡太郎 : 自由水面を有する浸透流の三次元解析手法とその考察-河川構造物の浸透問題(3). 京大防災研究所年報, Vol. 14-B, pp. 167-178, 1971.

12) 關東農政局計劃部 : 地下水位長期觀測調査-霞ケ浦西岸地區報告書(その1). p. 130, 1983.

13) 衰相根·椎根勇 : 洪積台地における 地下水の三次元的流動-環境トリチウムと水質による地下水の循環と滯留時間-. 日本地下水學會誌,Vol. 29-2, pp. 89-98, 1987.