大韓土木學會論文集
第10卷 第2號 · 1990年 6月
pp. 59~65

水 工 學

三次元 非定常 地下水模型에 의한 흥적대지의 地下水 流動解析

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

裵 相 根*
Bae, Sang Keun

Abstract

This study investigates the effects of human impact and precipitation on groundwater flow conditions at a small area in Dejima Upland using a transient three-dimensional simulation. To show the utility of the transient three-dimensional model, the results of the numerical model are compared with those of Theis problem for which analytical solution is available. It appears that over the time period studied, the results of the model agree well with the analytical solution. Simulation is undertaken for a period of 30days starting from May 1st, when irrigation starts. Groundwater flow patterns determined by a numerical model are presented in the form of plotted potential lines and discussed. Results of simulation clearly indicate that the groundwater flow system should be analysed using a transient three-dimensional model, especially for the region which is effected by human impact.

요 약

3차원 비정상류모형을 사용하여 出島台地의 소유역에 있어서 인위적및 자연적 요인이 지하수유동에 미치는 영향에 대하여 고찰하였다. 3차원 비정상류모형의 검정을 위하여, 모형에 의한 수치해석해와 Theis의 해석해를 비교한 결과 서로 좋은 대응을 나타내었다. 모의발생은 用水路를 통하여 관개가 시작되는 5월 1일부터 30일간 행하였다. 지하수 유동양상을 포텐샬도로 나타내었으며 그에 대한 고찰이 있었다. 본 해석으로 부터 인위적 영향을 받는 지역의 지하수유동계를 해석하기 위해서는 3차원 비정상류모형이 유용하다고 사료되었다.

1. 序 論

지하수면은 끊임없이 변화하며, 복잡한 지형조건의 支配를 받는 지역의 지하수 유동계는 복잡한 3차원 흐름 구조를 가진다. 그러므로, 實流域의 지하수유동해석은 3차원 비정상 모형을 사용하는 것이 바람직 하나, 廣域을 대상으로 할 경우에는 모의발생에 필요한 因子를 구하는 것이 어렵고 컴퓨터의 용량에도 제한이 있기 때문에 2차원모형이나 3차원

*正會員 · 啓明大學校 工科大學 助敎授

정상류 모형에 의하여 행하여져 왔다. 그러나 강수 등의 자연적 영향이나 灌漑나 場水등의 人爲的 영향을 많이 받는 지역의 지하수유동을 문제로 삼는 경우에는 인위적 영향에 의하여 지하수 유동계의 변화가 발생하기 때문에 3次元 非定常流解析이 필요하다.

3차원모형에 의한 연구로는, 3차원정상류모형에 의한 연구가 많다[1, 2, 3]. 그러나, 3차원 정상류모형은 地下水의 動的擧的을 알수 없기 때문에 유용성에 제한이 있다.

3차원 비정상류모형에 의한 地下水流動系의 연구로는 Bredehoeft and Pinder[4]의 準3次元모형을 사용한 연구를 비롯하여, Freeze[5]의 假想的인 소규모 모형지역에의 해석, 지하수면을 상부경계로 하여 해석함으로써 비정상류모형의 특징을 감소 시킨 植下·佐藤[6]의 연구, Gupta et al.[7]의 유한요소법에 의한 3차원 지하수유동 모형을 格子間의 간격을 수km로 하여 적용시킨 연구등이 있다. 이와같이 많은 지하수유동계의 3次元解析이 작은 모형 시스템이던가, 실제유역에 적용한 해석일지라도 대단히 단순화한 조건하에서의 해석이기 때문에 實流域에 대한 실제의 지하수의 3차원 비정상류 해석은 거의 행하여 지지 않은 실정이다.

지하수 오염문제, 灌漑나 場水등에 대한 영향평가 등과 같이 해결을 요구하는 많은 지하수 문제가 3차원 비정상 현상이다. 그래서, 본 연구에서는 3차원 비정상모형을 實流域에 적용하여 지하수유동계의 動的擧的을 파악하였다.

2. 對象地域의 槪要

대상지역은 그림1과 같이 홍적대지인 일본의 出島台地의 일부로, Kasumigaura湖와 면하고 있으며, Ichinose강과 Hishiki강의 사이에 위치하는 細長한 지역이다. 연구지역은 전반적으로 약3~5m의 關東loam層이나 表土로 덮혀 있으며, 그 下位에는 약 5m 두께의 細礫이 포함된 砂質層으로 이루어진 Ryugasaki 層이 분포하고 있다. 그 下位에는 약 10~20m 두께의 砂質層으로 이루어진 Narita 層이 존재하며, 그 下位에는 層相으로 부터 전반적으로 모래와 실트가 반복되는 堆積相으로 되어 있다.

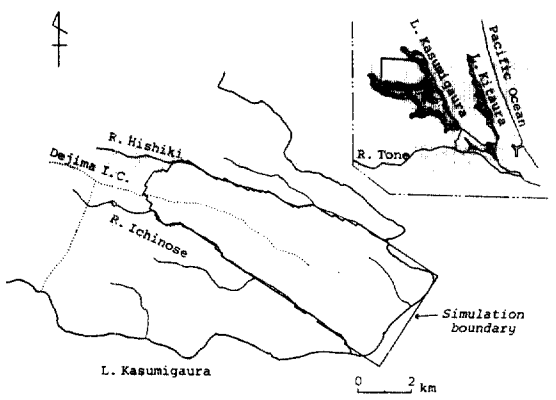

그림. 1. Location of the study area. L.=Lake; I.C.= Irrigation Channel; and R.=River.

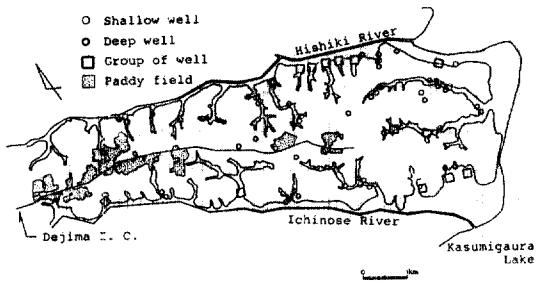

그림. 2 Location and hydrological environment of calculation area for the transient simulation.

台地의 中央部에는, Kasumigaura湖의 물을 최대 양수량 1.68m³/sec로 場水하여 台地에 관개하기 위한 관개수로가 있다. 이 수로로 부터 보통 5월 초순에서 9월 초순까지 약 200ha의 논과 밭에 관개가 행해진다. 또한 이 지역에는 179개의 농업용이나 가정용 우물이 있으며 이들 우물로 부터 년간 약 2,746,000m³의 물을 양수하고 있다(그림2). 이들 우물중에는 깊이가 170m정도의 우물도 존재한다.

연구지역의 중앙부에서 서쪽으로 약 10km의 거리에 위치하는 土浦市의 年平均降水量은 1206mm이고, Penman式으로 부터 구한 실증발산량은 603mm/year 이었다. 野口[8]에 따라 本地域의 직접유출율을 15%로 하면, 지하수 함양量은 년평균 422mm가 된다.

3. 三次元 非定常流解析

3.1 모형의 검정

비정상상태에 있어서의 飽和, 非等方, 不均質 대수층에 관한 3차원 지하수유동모형은 Darcy 式과 연속식으로 부터 다음식과 같이 표현된다.

$$\frac{\partial}{\partial x}(Kxx\frac{\partial h}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(Kyy\frac{\partial h}{\partial y})+\frac{\partial}{\partial z}(Kzz\frac{\partial h}{\partial z})=Ss\frac{\partial h}{\partial t}+W(x,y,z,t) \quad (1)$$

여기서, h:수리수두, Kxx, Kyy, Kzz:투수계수, x, y, z:좌표축, Ss:비저류율, W:단위체적당의 flux, t:시간. 배상근[9]은 Strongly Implicit procedure를 사용하여 式(1)의 地下水流動解析에 적합한 3차원 비정상류 해석기법을 개발하였는 바, 본연구에서는 그 기법을 사용하기 위하여 먼저 검정을 행하였다.

그림3은 Theis의 해석해와 3차원 비정상류의 수치해법에 의한 결과와를 비교한 것이다. Theis의 해석해에 사용한 인자는 Pinder and Friend[10]가 모형의 검정을 위해 이용한 것과 같은 값을 사용하였다. 격자점의 간격은 우물 중심으로 부터 0.5m, 2m, 3m, 4m로 우물 중심에서 멀어질수록 격자점간의 간격을 크게 하여 무한경계 直前에는 450m로 하였다. 그래서, 無限境界의 위치는 우물 중심으로 부터 1438.5m이다. 그림3의 橫軸에는 시간을, 縱軸에는 지하수면의 저하를 나타내고 있다. 1500회의 반복에 의한 결과를 우물의 중심으로 부터 1.5m, 4.0m, 7.5m의 3지점에 대하여 해석해와 비교한 결과 모의발생의 결과가 해석해 보다 약간 큰 값을 나타내나 두 방법에 의한 지하수면 변화의 양상이 비교적 좋은 일치를 보인다.

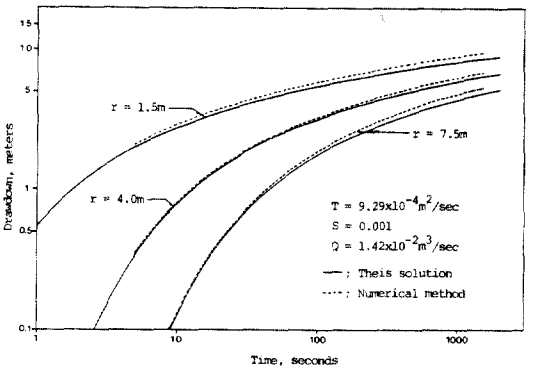

그림. 3 Comparison of numerical results with the analytical solution for the Theis problem.

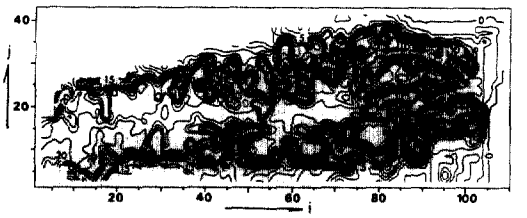

그림. 4 Initial water table used in the transient three-dimensional model. Interval of contours is lm.

3.2 初期條件

투수계수는, 실측치, 關東農政局計劃部[11], 岡崎 et al.[12], Shimada[13]의 값으로 부터 대표지층에 대한 평균치를 사용하여 이방성을 10배[9]로 하였다. 지하수면은 Kasumigaura湖에는 호수면 표고를, Ichinose강과 Hishiki 강에는 하상표고를 각각 사용하였다. 그외의 台地部에는 관개용수로 관개되기 이전의 지하수면이 낮을 때의 지하수면 표고(그림4)를 이용하였다.

出島台地 全地域을 대상으로 한 3차원 정상류해석에 의하여 Ichinose강과 Hishiki 강을 가로지르는 地下水流는 존재하지 않고, 지하수의 湖底流出이 작고, 台地의 谷部가 台地地下水의 排水域임이 밝혀졌다[9]. 그래서 3차원 정상시뮬레이션을 행하기 위한 대상영역은 북측, 남측 그리고 동측의 경계를 각각 Ichinose강, Hishiki강과 Kasumigaura湖로 하였다.

西側境界는 양하천으로 부터 발달한 두개의 계곡의 최상류부의 거리가 제일 짧은 곳으로 하였다. 下部境界는, 대상지역내에는 깊이가 170m를 넘는 우물이 있어 이들 우물로 부터의 揚水에 의해서 발생되는 地下水流動系의 변화가 예상되기 때문에, 台地面으로 부터 200m의 깊이를 하부경계로 하였다. 상부경계는 수두일정경계를, 그외의 경계에서는 불투수경계조건을 가정하였다. 격자의 설정은 비정상모형때와 같게 하였다.

上記의 조건을 이용하여 행한 3차원 정상 모의발생의 결과로 부터 물수지 계산을 하여 투수계수의

역산을 행하였다. 투수계수의 역산은 수문기상자료로부터 구한 대상지역의 물수지와 3차원 정상 모의발생의 결과치에 의한 물수지 값을 비교함으로써 이루어졌으며 두 값이 합치되지 않을 경우는 투수계수를 일정률로 변화시켜 합치되게 수정하였다.[9] 收束判定誤差를 0.001m로 하여 모의발생을 행하여 초기 포텐샬 분포에 대한 관측자료가 없어 그 결과치를 3차원 비정상모의발생을 위한 初期條件으로 하였다.

3.3 數値解析

비정상류 해석을 위한 경계조건은 台地地域의 지하수면을 자유수면경계로 하였으며 그외의 경계조건은 3.2에서 설정한 정상류해석을 위한 경계조건을 그대로 사용하였다. 격자점 설정은 그림5와 같이 X(j), Y(i)방향으로는 100m간격으로 각각 42격자점과 110격자점으로 Z(k) 방향으로는 10m간격으로 20격자점으로 분할하였다 (그림5).

式(1)의 W의 값으로, 논으로 부터의 침투는 대상지역의 5월의 減水深(35.63mm/day)으로 부터 증발산량(2.08mm/day)를 감한 값(33.55mm/day)을, 降水로 부터의 침투는 1954년 부터 1984년의 29년간의 5월평균침투고(1.39mm/day)를, 179개소의 우물로 부터의 양수량은 각 우물에 대한 년평균치를 사용하였다.

比貯留率은 $4.6\times10^{-5}/m$[14]를 이용하였고, 지하수면이 존재하는 層에는 그 대신에 比産出率을 사용하였다. 地下水面이 변화하는 層은 細礫을 포함하는 砂質層으로 이루어진 Ryugasaki層과 砂質層인 Narita層이기 때문에 比産出率을 0.3[15]으로 하였다. 시뮬레이션은 出島用水路로 부터 관개가 개시되는 5월 1일 부터 5월 30일 까지의 한달간에 대하여 행하였다.

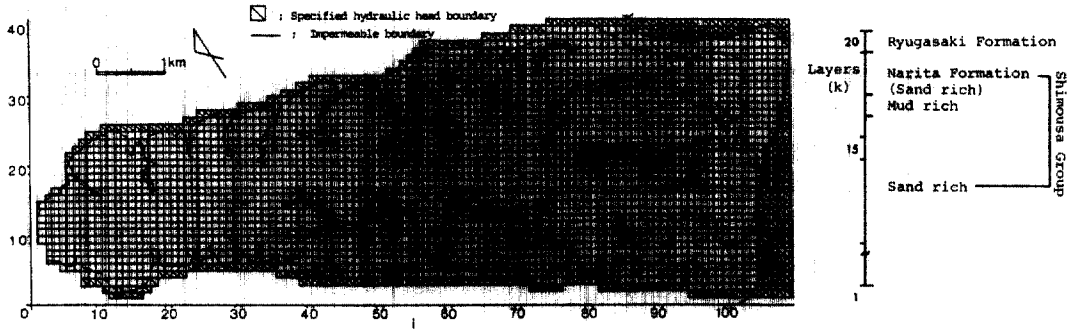

그림. 5 Boundary conditions, nodal spacing and vertical stratification for the transient three-dimensional model.

4. 結果와 考察

그림6은 모의발생 결과중에서 揚水하는 우물을 가진 격자점이 없는 i=26단면의 포텐샬분포를 5일 또는 10일간의 간격으로 나타낸 것이다. 초기 포텐샬선의 분포로 부터, 본 단면에는 깊은 계곡이 없어서 등포텐샬선이 단순하나 Ichinose강 沿邊에 길이 100m정도의 계곡이 있기 때문에 Ichinose강으로의 地下水流出이 비교적 많다는 것을 알수 있다. 이 단면에는 台地部에 함양된 물이 양하천으로 유출하고 있으며, 台地部의 地下水流速은 느리고 하천주변에는 빠르나 해발표고 −10~−20m를 경계로 하여 그 하부의 지하수유속은 대단히 느리다는 것을 알수 있다.

5일후의 지하수유동계의 변화를 보면, 이 단면에는 揚水하는 우물이 없음에도 불구하고 주변에의 양수에 의해 地下水流가 변화하여 兩河川으로의 유출이 감소하고 있다. 10일 이후의 포텐샬 분포는 두드러진 변화가 보이지 않고, 양수조건하에서 準定常狀態로 천천히 접근하고 있음을 나타내고 있다.

그림7은 (31, 7, 16) 地點(A地點)에 23.3m^3/day와 (31, 17, 5)地點 (B地點)에 231m^3/day를 양수하는 우물을 가지고 있는 i=31 단면의 포텐샬 변화도이다. 초기 포텐샬분포는, 台地部의 起伏이 작고, 兩河川側의 지형이 비슷하기 때문에 거의 대칭적인 지하수유동계가 형성되어 있다. 본 단면에도 해발표고 −10~−20m를 경계로 하여 그 하부의 지하수유속이 느리고, 台地部에 함양된 지하수가 兩河川으로 유동하고 있음을 나타내고 있다.

5일후의 地下水流動系의 변화는, 兩揚水地點의

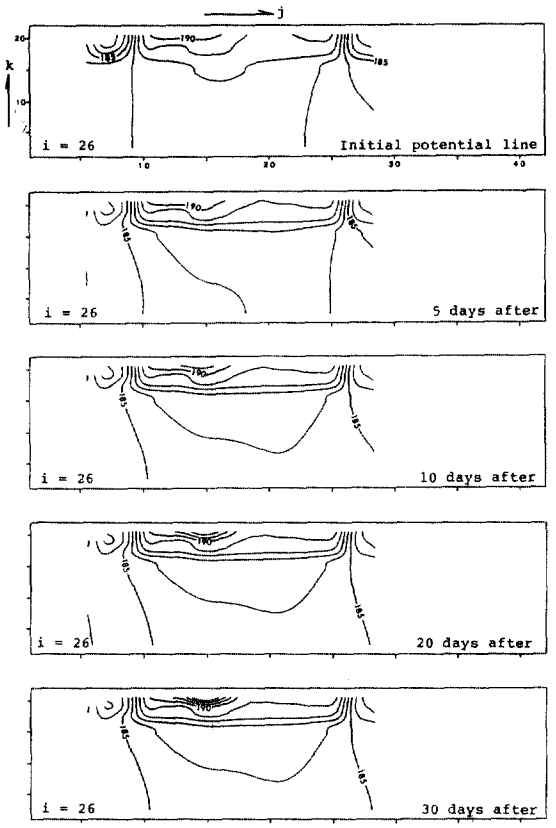

그림 6. Variation of cross-sectional lines at i=26. Interval of potential lines is lm.

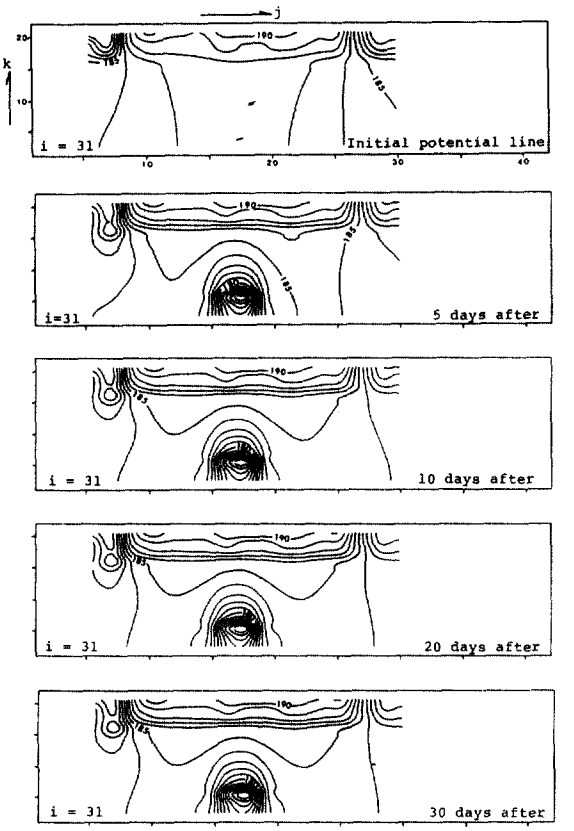

그림 7. Variation of cross-sectional potential lines at i=31. interval of potential lines is lm.

揚水의 영향으로 이들지점에의 地下水流의 收束이 나타나며, 특히, B지점을 중심으로 하여 크게 나타나고 있다. 본 단면에서도 兩河川으로의 지하수 유출이 감소하고 있음을 나타내고 있다. Ichinose강으로의 지하수유출은 A지점의 양수로 인하여 거의 미미할 정도로 줄어 들었으며 A지점으로 하천수가 함양 되고 있음을 나타내고 있다. Hishiki강으로의 지하수유출은 감소하고 있으나 이의 영향이 B지점의 양수에 의한 영향이기 보다는 그림 6에서와 같이 하천 주변 지점의 양수에 의한 영향이라 여겨진다. 그래서, B지점에서와 같이 우물의 많은 양수에 의해 지하수收束이 클지라도 그에 대한 영향반경은 그리크지 않음을 알 수 있다. A지점에서는 지하수류의 收束은 크지 않으나 포텐샬의 감소가 4m이상으로 크다. 10일 이후에는 지하수의 유동이 準定常狀態에 달하여 있음을 나타내고 있다.

그림8은 i=59단면으로, 이 단면에는 (59, 9, 15)地點 (C地點)에 35m^3/day, (59, 16, 12)地點 (D地點)에 793m^3/day, (59, 28, 17)地點 (E地點)에 18.7m^3/day, (59, 37, 17)地點 (F地點)에 13.3m^3/day를 양수하고 있다. 이 단면에는 몇개의 작은 계곡이 있어 지하수유동계가 복잡하게 형성되어 있다. Toth[16]의 지하수유동계에 대한 정의에 따르면 台地部에 함양된 물의 대부분은 局地流動系에 의하여 부근의 계곡에 유출하며, 中間流動系와 地域流動系는 존재하나 전체의 지하수유동에 미치는 역할은 크지 않음을 나타내고 있다.

5일후의 지하수유동계는 D地點을 중심으로 하여 현저한 收束이 발생되고 있다. C지점의 양수량이 E지점의 양수량 보다 두배가 되지 않음에도 불구하고 流線의 集中이 큰 것은 부근의 (58, 8, 15)지점에 175m^3/day의 양수가 있기 때문에 그 영향에 의한 것으로 생각된다. E지점과 F지점의 지하수류 收束은 크지 않으나 포텐샬이 E지점은 약3m, F지점은 5m정도 감소하고 있다. F지점의 양수량이 E지점보다 작음에도 불구하고 포텐샬의 감소가 큰

것은 兩地點 주변의 우물들에 의한 양수 ((60, 28, 14)지점에 10.6m³/day, (60, 27, 17)지점에 48.6m³/day, (60, 37, 14)지점에 13.3m³/day, (61, 37, 15)지점에 45.3m³/day, (61, 36, 14)지점에 9.3m³/day)에 의한 복합적 영향의 결과라 여겨진다. 이들 결과로부터 지하수거동을 파악하는데 있어서 3차원 비정상류모델의 필요성과 유용성을 명확히 알 수 있다. D地點의 많은 揚水로 인하여 地下水流의 收束은 크나 그에 대한 영향 반경은 1km以內로 제한되고 있음을 나타내고 있다. i=26단면과 i=31단면에서는 Ichinose강과 Hishiki강으로의 地下水流動이 양수의 영향으로 약하기는 하나 존재하고 있음을 나타내고 있다. 그러나 본 단면에서는 계곡은 물론 兩河川으로의 地下水流動은 없고, 兩河川으로 부터 河川水가 伏沒하고 있음을 나타내고 있다. 이 단면에도 10일 이후의 포텐샬분포에는 두드러진 변화가 없다. .

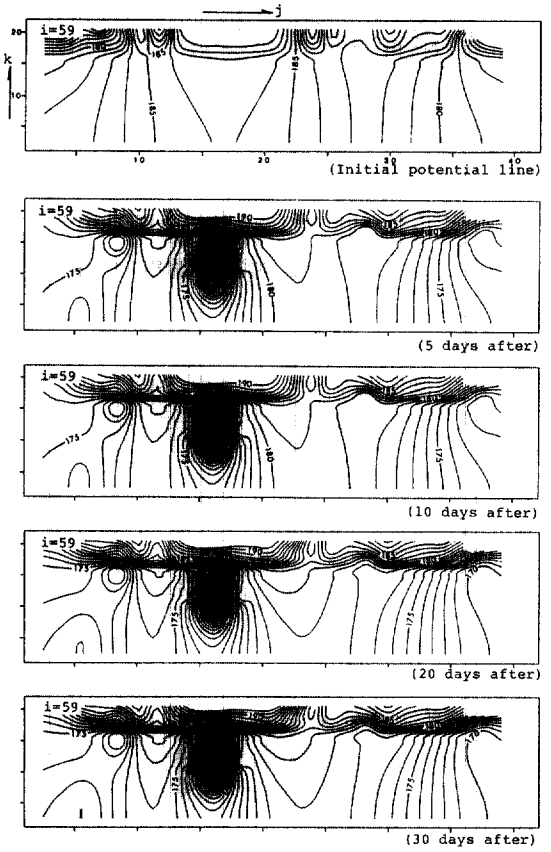

그림 8. Variation of cross-sectional potential lines at i=59. interval of potential lines is lm.

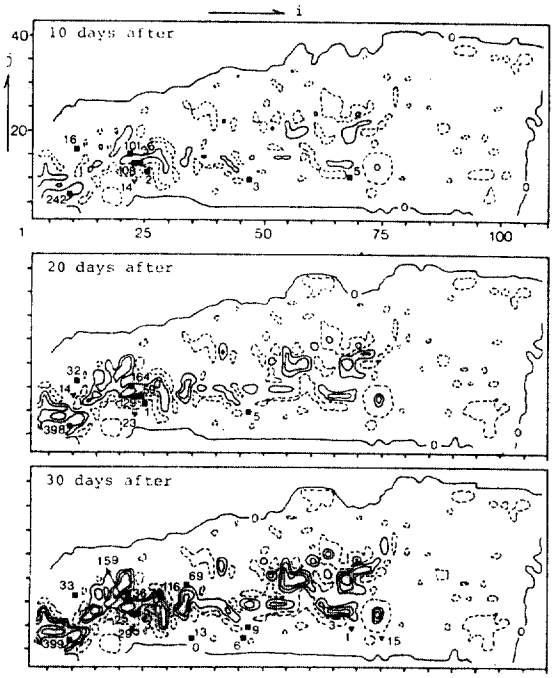

그림 9. Accumulated amount of change in the water table. Contour interval is lm. Area of decrease is shown by a broken line. ■=increased point of measured waster level(cm); and ▲=decreased point of measured water level(cm).

모의 발생 결과중 10일 간격의 지하수면 변화량이 그림9에 나타나 있다. 前述한 바와 같이 地下水流動 양상은 10일 이후에는 準定常狀態에 달하나, 지하수면은 모의 발생 기간중 전역에서 끊임없이 변화하고 있다. 특히, 用水路주변의 수위상승이 크고, 양수지점과 그 주변에는 수위저하가 넓게 나타나고 있다.

이상의 결과로 부터, 지하수유동의 변화에는 降水와 같은 자연적요인 보다도, 관개나 양수등 인위적 요인의 영향이 크게 나타남을 알 수 있다.

3차원 비정상모델에 의한 모의 발생의 결과와 실제현상과의 비교는 대단히 어렵다. 그래서, 참고로 모의 현상 결과치와 실측치간의 지하수면의 변화 양상을 비교하기 위하여 대상지역의 관개 개시 후 30일간의 실측 지하수위의 변화를 그림9에 나타내었다. 이들 결과를 비교하면 실측치와 모의발생 결과치와의 경향이 상당히 좋은 대응을 보이고 있음을 알 수 있다.

5. 結 論

地下水流動의 3차원 비정상 모의발생을 행하여 대상지역의 지하수의 動的擧動이 규명되었으며 다음과 같은 결론을 얻었다.

1)對象地域의 地下水流動系는 局地流動系가 지배적이며, 인위적 영향이 없으면 해발표고 −10~−20m以深의 地下水流는 대단히 느리다.

2)地下水流動系의 변화에는 자연적 조건에 의한 것 보다도 인위적 조건에 의한 영향이 크다.

3)揚水量이 많으면 우물주위의 地下水流의 收束이 크나 그에 의한 영향반경은 1km以內이다.

4)揚水量이 적으면 우물주위의 地下水流의 收束은 크지 않으나 포텐샬의 감소는 크다.

5)揚水의 영향으로 兩河川으로의 地下水流出은 감소되며 지역적으로 兩河川에서 河川水가 지하수를 함양시키는 곳이 발생한다.

6)地下水流는 10일 이후에는 準定常狀態에 달하나, 지하수면의 변화는 계속 되며 揚水와 관개의 영향이 시간과 더불어 널리 미친다.

參 考 文 獻

1. Freeze, R.A. and Witherspoon, P.A., "Theoretical analysis of regional groundwater flow:1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model", *Water Resour. Res.*, Vol. 2, No.4, 1966, PP. 641~656.
2. Gupta, S.K. and Tanji, K.K., "A three-dimensional Galerkin Finite Element solution of flow through multiaquifers in Sutter Basin, California", *Water Resour. Res.*,Vol. 12, No.2, 1976, PP. 155~162.
3. 近藤昭彦, "千葉縣市原地域における地下水流動系の三次元數値シミコレーション", ハイドロロシー, Vol.12, 1982, PP. 12~18.
4. Bredehoeft, J.D. and Pinder, G.F., "Digital analysis of areal flow in multiaquifer groundwater systems : A quasi three-dimensional model", *Water Resour. Res.*, Vol. 6, No.3, 1970, PP. 883~888.
5. Freeze, R.A., "Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin", *Water Resour. Res.*, Vol.7, No. 2, 1971, PP. 347~366.
6. 植下協, 佐藤健, "濃尾平野の適正揚水量に關する研究," **土木學會論文報告集**, 第287號, 1979, PP. 137~146.
7. Gupta, S.K., Cole, C.R. and Pinder, G.F., "A finite element three-dimensional groundwater model for a multiaquifer system", *Water Resour. Res.*, Vol.20, No.5, 1984, PP. 553~563.
8. 野口正三, "茨城縣出島台地の水收支", 水溫の研究, 第16卷, 第5號, 1973, PP. 3~12.
9. 裵相根, "三次元 定常地下水模型에 의한 홍적대지의 地下水流動解析", **韓國水文學會論文集**, 第22卷, 第1號, 1989, PP. 81~90.
10. Pinder, G.F. and Frind E.O., "Applications of Galerkins Procedure to aquifer analysis", *Water Resour. Res.*, Vol.8, No.1, 1972, PP. 108~120.
11. 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)**, 1983, PP. 1~130.
12. 岡崎浩子, 石川力, 新藤靜夫, "霞ケ浦北岸台地, 出島地域における地下水流動系の解析 (第一報)", **日本地下水學會會誌**, Vol.26, No.3, 1984, PP. 97~110.
13 Shimada, J., "study of soil water movement in the Kanto Loam Formation using environmental tritium as a tracer", *Sci. Rept. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, Sect. A, Vol.4, 1983, PP. 25~67.
14. Domenico, P.A. and Mifflin, M.D., "Water from low-permeability sediments and land subsidence", *Water Resour. Res.*, Vol.4, 1965, PP. 563~576.
15. Bear, J., *Hydraulics of groundwater*, McGraw-Hill, 1979, PP. 88.
16. Toth, J., "A theoretical analysis of gro-undwater flow in small drainage basins", *J. Geophys. Res.*, Vol.68, 1963, PP. 4795~4812.

(接受 : 1989. 10. 4)