

〈論 文〉

自然丘陵地에서 地表下 흐름의 數值解析
 Numerical Analysis of Subsurface Flow in a Hillslope

崔 銀 鎬*, 南 宣 祐**
 Choi, Eun Ho Nahm, Sun Woo

Abstract

The governing equation of flow in porous media is developed on the bases of the continuity equation of fluid for transient flow through a saturated-unsaturated zone, and substitution of Darcy's law. The numerical solutions are obtained by finite element method based on the Galerkin principles weighted residuals. The analysis are carried out by using the unsteady storm data observed and rainfall intensities which are obtained by using the rainfall excess model in considering of the initial losses. The functional relationships between the hydraulic conductivity, capillary pressure head and volumetric water content are applied to the flow of water through unsaturated soil varied with changes of water content.

要 旨

飽和-非飽和 領域에서 transient 흐름 解析을 위해 流體의 連續方程式과 Darcy法則으로부터 多孔質 媒體에서의 흐름 支配方程式을 유도하였다. 數值解는 加重殘差原理에 입각한 Galerkin 有限要素法으로 구하며, 時間導函數項에는 有限差分法을 적용하였다. 해석에서는 실제 자연상태에서 발생되는 不定豪雨資料를 이용하고 이때의 地表下 흐름 해석에 필요한 降雨 추상도는 계 손실성분을 고려한 超過雨量 推定模型으로부터 얻었다. 非飽和 土壤에서의 흐름을 고려하기 위해 透水係數, 壓力水頭 및 體積含水比의 상호 函數關係를 이용하였다. 模型은 對稱인 2次元으로서 非等方性, 異質 土層으로 구성하였다.

1. 序論

地下水 汚染擴散 調節, 浸透性 丘陵地에서의 집중호우로 인한 斜面安定解析 및 降雨-流出的

物理的 現象 糾明과 이로부터 山地流域內的 다양한 水工構造物 設計 등을 위해 多孔質 媒體를 통하는 흐름 해석이 필요하다.

지표면 아래로 침투된 물은 흡입자 사이의 間隙

을 통해 흐른다. 침투된 물의 분포는 일차로 간극 사이에서 保留貯留 (retention storage)를 채우고 그 나머지는 側方浸透流, 中間流 및 pipe流 등으로 나타나(日野와 長谷, 1985) seepage face를 통해 河川으로 流入되거나 혹은 地表下로 깊이 침투하여 地下水 흐름을 이룬다.

地表下 흐름은 시간에 관계없이 定常狀態에서의 흐름인 steady state 흐름과 시간에 따라 변화하는 transient 흐름으로 나눌 수 있고, 흙의 飽和狀態 여부에 따라 飽和 흐름과 非飽和 흐름으로 구분한다. 그러나 자연유역에서 강우로 인한 地表下 흐름은 非飽和 領域에서도 水頭傾斜가 존재하여 흐름이 나타나고, 따라서 phreatic line 즉, 壓力水頭가 零으로 이루어진 等壓曲線 대신에 지표면을 上部境界面으로 적용할 수 있기 때문에 (Freeze, 1971; Lam and Fredlund, 1984; Lam et al, 1987) 飽和-非飽和 흐름으로 보는 것이 타당하다. 飽和-非飽和 흐름에 관한 연구로는 Warric (1971), Todsen (1973), Reeves와 Duguid (1975), Narasimhan과 Witherspoon (1978), Narasimhan (1979), Yeh와 Ward (1980), Fredlund (1981), Papagianakis와 Fredlund (1984), 李 (1988) 등이 있다.

이와같이 지표면 아래로 침투된 물의 흐름은 飽和-非飽和 多孔質 媒體를 통하여 이루어지는데 이 흐름은 흙 속의 간힘공기, 間隙率, 含水比, 透水係數 등과 같은 다양한 水理學的 특성에 의해 지배받는다 (岡, 1987). 또한 실제 地表下 흐름 해석시 입력 강우강도는 시간에 따라 변하므로 흐름 領域에서의 貯留變化를 고려하는 transient 흐름 해석을 수행해야 한다.

한편 非飽和 領域내에서의 흐름은 多相(multiphase) 흐름으로 나타나는데 강우-유출 해석시에는 단지 물만의 흐름을 고려해도 결과적으로 큰 오차를 주지 않는다는 연구결과 (Freeze and Cherry, 1979; Lam et al, 1987)가 있다. 이런 경우 air-phase는 大氣와 多孔質內的 간극이 이루는 流路가 연속적이며 압력은 대기압과 같다고 가정한다. 따라서 본연구에서는 물만의 單相(sin-

gle water-phase) 흐름을 고려하며, 다공질 매체사이를 자유로히 흐르는 물은 Bernoulli 定理에 근거하여 수리경사에 의해 흐르는 것으로 본다. 이와같은 가정으로부터 본연구에서는 수치해석법에 의해 부정강우시 地表下 흐름의 거동특성을 파악하고 河道洪水追跡時 側方流入量이 되는 수로상의 임의 流出點에서의 유입수문곡선을 결정토록 한다.

2. 支配方程式 誘導

地表下유출을 설명하는 支配方程式은 유체로서 물과 고체로서 흙 입자의 연속성, 그리고 다공질 매체의 압밀 및 물의 압축성 등에 관한 법칙에 기초한 연속방정식과 飽和상태인 매체를 통한 물의 흐름은 동수경사에 직접 비례하고 흐름길이에 반비례한다는 개념에 의해 물의 운동을 설명하는 Darcy법칙으로 구성된다. 統制容積을 통과하는 純流體質量이 없다면 흐름은 steady state가 된다. 즉,

$$\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

여기서 q 는 x 와 z 방향으로의 比流量이며, ρ 는 流體密度이다. 유체가 非壓縮性 이라면 ρ 는 상수 값이 된다. 식(1)에 Darcy 법칙을 적용하면,

$$\frac{\partial(K_x i_x)}{\partial x} + \frac{\partial(K_z i_z)}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

여기서 K 와 i 는 각각 透水係數 및 동수경사이며, n 은 間隙率이다. 만일 統制容積을 통과하는 純流體質量이 용적내에서 저류의 시간변화율과 같다면 식(2)는

$$\frac{\partial(K_x i_x)}{\partial x} + \frac{\partial(K_z i_z)}{\partial z} = \frac{\partial n}{\partial t} \quad (3)$$

또한 토양의 非等方性과 soil system내의 壓力場을 고려하고, 이 system에서 유출 및 유입량이

존재한다면 다음과 같은 支配方程式을 유도할 수 있다.

$$F \frac{\partial h}{\partial t} - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial H}{\partial x} + K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_x \frac{\partial H}{\partial x} + K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) \right] - Q = 0 \quad (4)$$

여기서 H는 全水頭이고 h는 壓力水頭, Q는 排水量, F는 물의 密度, 重力加速度 및 間隙貯留 등에 의해 정의되는 토양의 水理特性을 나타낸다. 또한 F와 K가 압력수두 혹은 體積含水比의 함수로 나타나므로 식 (4)는 비선형임을 알 수 있다.

3. 有限要素方程式의 構成

Galerkin 加重殘差原理에 의해 地表下 흐름 支配方程式인 식(4)를 다음과 같이 有限要素方程式으로 나타낼 수 있다.

$$\left[\int_{\Gamma} N_i F N_j \right] (dh/dt) + \left[\int_{\Gamma} (\nabla N_i) K (\nabla N_j) d\Gamma \right] h = - \int_{\Gamma} (\nabla N_i) K (\nabla z) d\Gamma + \int_{\Gamma} n K (\nabla h + \nabla z) N_i d\Gamma, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (5)$$

여기서 N_i 는 基底函數, N_j 는 加重函數, ∇ 은 del 演算子이고 Γ 는 흐름 領域이다.

이 식을 matrix 형태로 나타내면,

$$[a] (dh/dt) + [b] \{h\} = \{D\} + \{Q\} \quad (6)$$

여기서 $[a]$ 는 質量 matrix, $[b]$ 는 stiff matrix, $\{D\}$ 는 既知의 load vector이며 $\{Q\}$ 는 境界 load vector이다. 만일 M이 全體座標에서 邊, i-j에 부합되는 局部座標의 邊, $\alpha-\beta$ 를 갖는 要素群이라면, 식 (6)의 matrix 항들은 다음과 같다.

$$a_{ij} = \int_{\Gamma} N_i F N_j d\Gamma = \sum_M \int_{\Gamma_e} N_i F N_j d\Gamma = \sum_M \int_{\Gamma_e} N_{\alpha}^e F N_{\beta}^e d\Gamma \quad (7a)$$

$$b_{ij} = \int_{\Gamma} (\nabla N_i) K (\nabla N_j) d\Gamma = \sum_M \int_{\Gamma_e} (\nabla N_i) K (\nabla N_j) d\Gamma = \sum_M \int_{\Gamma_e} (\nabla N_{\alpha}^e) K (\nabla N_{\beta}^e) d\Gamma \quad (7b)$$

$$D_i = - \int_{\Gamma} (\nabla N_i) K (\nabla z) d\Gamma = - \sum_M \int_{\Gamma_e} (\nabla N_i) K (\nabla z) d\Gamma \quad (7c)$$

$$Q = \int_{\Gamma} n K (\nabla h + \nabla z) N_i d\Gamma \quad (7d)$$

여기서 첨자 e는 要素를 뜻한다. transient 해석 시 식(6)의 時間導函數 項인 $\partial h/\partial t$ 의 적분시 implicit 有限差分技法을 사용한다. 이 기법은 강한 비선형을 갖는 흐름 system에서 종종 나타나는 수치적 진동을 감쇠 시키므로서 取斂 및 安定性에 보다 효과적인 것으로 알려져 있다 (Neuman, 1973). 연속되는 2시간 단계에서 한 요소의 절점 수두사이에 존재하는 관계를 식으로 표현하면 다음과 같다.

$$[M_{ij}] (\{h_j\}_{i-\Delta t} - \{h_j\}_i) / \Delta t + [S_{ij}] \{h_j\}_{i-\Delta t} + \{D_i\} + \{Q_i\} = 0 \quad (8)$$

이를 간단히 나타내면,

$$[C_{ij}] \{h_j\} = \{R_i\} - \{Q_i\} \quad (9)$$

여기서 $[C_{ij}]$ 는 要素계수 matrix, $\{h_j\}$ 는 求解 要할 미지 vector이고 $\{R_i\}$ 는 要素의 load vector이다.

4. 初期 및 境界條件

본연구에서 地表下 흐름 해석을 위한 초기조건인 절점의 壓力水頭, h는 식(2)의 steady state 해석 결과를 이용한다. 즉 흐름 領域, Γ 에서의 初期

條件은,

$$h(x, z, 0) = h_i(x, z, t) \quad (10)$$

여기서 $h(x, z, t)$ 는 transient 해석을 위해 정해진 압력수두이고 h_i 는 초기 압력수두로서 steady state 해석으로부터 구할 수 있다. 이들 압력수두 값은 시간, t 와 공간좌표 x 및 z 의 함수로 나타난다.

한편 境界條件은 몇가지 관점에 따라 분류할 수 있다. 즉 Dirichlet 境界條件은 水頭로, Neumann 境界條件은 流出量으로 규정되며, 이들 두 형태의 조건이 선형조합관계로 또는 경계면에서 부분적으로 적용될 때는 variable 형태로 분류한다(Yeh and Ward, 1982; Hoffmann, 1989; 조, 1989).

超過雨量 또는 地面 貯留高 등에 의한 ponding depth를 규정하는 Dirichlete 境界條件은:

$$h = h(x, z, t) \quad (11)$$

강우-침투 경계 또는 不透水性 斷面을 정의하기 위한 Neumann 境界條件은:

$$-\left[(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{zx}) n_x + (K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{zz}) n_z \right] = q \quad (12)$$

여기서 n_x 와 n_z 는 unit normal vector이다. 그리고 回歸流(return flow)에 의한 지표면의 ponding 및 seepage face를 통한 유출을 규정하기 위한 variable 경계 조건은 식(11) 또는 (12)를 각 경우에 따라 적용한다.

5. 模型構成 및 媒介變數

地表下 흐름을 해석하기 위한 모형은 2차원으로 서 252개의 절점과 220개의 요소로 구성하였다. 상부지표면 전체는 34%이며, 3개의 이질층으로

되어 있고, 그 형태는 Fig. 1에 나타낸바와 같다. 要素形態는 4變形의 2重線形(quadrilateral bilinear)으로 구성하였다. 이 형태의 요소는 비록 삼각형 요소보다 각요소에 대한 계산 노력은 더욱 필요하지만 요소망 구성이 편리하고, 요소 갯수를 줄일 수 있으며, 식(4)와 같이 비선형 支配方程式 해석시의 收斂性에 보다 효과적이기 때문에 우수한 것으로 알려져 있다(Pinder and Gray, 1977). 상부토층은 상단이 1.5m, 하단이 3.0m로 구성시켰으며 이 토층은 다시 서로 다른 수리특성을 갖는 2개의 층으로 분리하였다. 또한 각 토양층에는 수평 및 수직방향의 透水係數를 변화시켜 非等方性에 따른 흐름 효과를 고려토록 하였다. 일반적으로 자연상태의 地盤 構造는 지표면 부근에서는 動物 및 植物 뿌리 등에 의한 가는 굴들이 분포되어 있을 수 있고, 특히 낙엽 등이 부식되어 발생된 有機物質이 흡과 섞여 있기 때문에 간극이 대단히 커서 물을 빨리 이동시킬 수 있다. 이런 土層을 'macropores' 즉 soil system으로 분류하며(Mosley, 1979; Sloan and Moore, 1984; 윤, 1989). 그 아래 토층은 풍화토양 또는 퇴적층으로서 상부보다 입자가 상당히 가는 흙이 분포되어 물의 이동을 지체시키는데 이를 'micropores' 즉 soil matrix로 볼 수 있다. 특히 soil matrix에서는 地表下 洪水流出을 지체시키며, 반면에 soil system에서의 흐름은 降雨-流出관계의 直接流出에 가장 크게 기여한다(Freeze, 1971, 1972; Pilgrim and Huff, 1978; Mosley, 1979; Pilgrim et al., 1984; Sloan and Moore, 1984).

본연구의 대상유역은 IHP 代表試驗流域 가운데 平昌江 水界內의 장평유역(建設部, 1982-1988)으로 지표토양의 표본을 채취하여 입도분포시험을 수행해본 결과 風化土壤으로서 구성비는 다음 Table 1과 같다.

Table 1의 분석결과를 토대로 본연구 모형의 최상부토층은 loamy sand로, 그 아래토층은 loam으로 구성시켰다. 또한 soil system 및 soil matrix층 아래에는 岩盤層이 형성되어 있는 것으로

Table 1 Distributed rates of weathering soil
(Jangpyung watershed)

| soil type | rates (%) |
|----------------------|-----------|
| clay | 12 |
| silt | 25 |
| fine sand | 30 |
| medium sand | 25 |
| coarse sand & gravel | 8 |

보고 Fig. 1에 도시한바와 같이 全 地表下 흐름領域을 3斷層으로 배치시켰다. 그리고 상단 및 하단의鉛直境界面과 저면의水平境界面은不透水層으로, 上部地表面은透水性境界面으로 구성하고 하단 최상부절점은수로와 연결시켰으며, 수로를 기준으로對稱形態로配置하였다. Freeze (1971)와 Beven (1982)에 의하면 상부지표면 경사, 흐름길이 및 토층의 두께는 地表下 유출에 크게 영향을 주지 않으며, 단지 토층 두께가 2m이상일 경우는遲滯時間(飽和領域에서는到達時間)에만 영향을 주나 이 경우는透水係數와 강우강도가 대단히 작을 경우에 해당된다.

飽和-非飽和 상태에서 地表下 흐름과정을 해석하기 위해서는 地下水面 (phreatic line) 위의非飽和領域에負間隙水壓이 존재하기 때문에透水係數 대間隙水壓 관계를 설정해야 한다. 따라서 본 연구에서는 Yeh와 Ward (1980), Ho (1979) 및 Warric (1971) 등이 제시한 자료를 인용하며, 岩

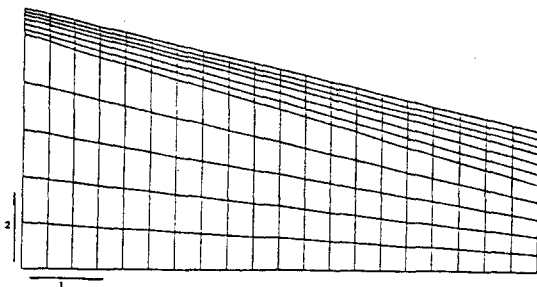


Fig. 1 Finite element mesh for subsurface flow model on hillslope.

盤層은 퇴적암이 균질하게 분포한 것으로 간주하여透水係數는 0.18mm/hr (金 등, 1990)를 적용하였다. loamy sand 와 loam에 대한 수리특성은 다음 Fig. 2에 나타낸바와 같다.

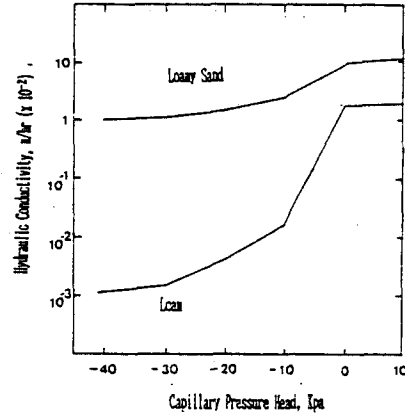


Fig. 2 Hydraulic properties of each soil texture

地表下 흐름 해석의 입력값을 구하기 위해 지표면의植生被服에 의한遮斷貯留, 蒸發散에 의한손실, 그리고 지표면의 낙엽 등과 같은 피복조건 및 지표면 형상 등에 의한 저류 등의 초기 손실을 고려한純降雨柱狀圖로부터 지표 흐름으로 나타나는超過雨量을 제외한浸透率을 결정한다 (南과崔, 1990). 純降雨率을 $i_n(t)$, 浸透率을 $q_s(t)$, 超過雨量을 $q_o(t)$ 라면,

$$i_n(t) = q_s(t) + q_o(t) \tag{13}$$

$$q_s(t) = c + a e^{bt} \tag{14}$$

여기서 a와 b는 유역 특성을 나타내는回歸常數로서 본연구 대상유역의 호우자료를 이용하여 결정한 값은 $a = 8.34$, $b = -0.134$ 이며, c는 지표토층의透水能을 나타내는 계수로서 본연구에서는 Fig. 2의 수리특성을 참조하여 결정하였으며, 그 결과 $c = 8.3$ mm/hr로 나타났다. 다음 Table 2는 분석에 이용한 호우의 특성을 수록한 것이다. 여기서 exfiltration은 호우가 그친 후의 지표면으로부터 발생하는 증발산율이다.

Table 2. Storm characteristics (unit:mm)

| storm date | total rainfall | net rainfall | infiltration | rainfall excess | exfiltration rate (mm/hr) | duration (hr) |
|------------|----------------|--------------|--------------|-----------------|---------------------------|---------------|
| 1985. 7.10 | 88.0 | 67.0 | 43.7 | 23.3 | 0.17 | 10 |
| 1986. 7.18 | 134.2 | 98.7 | 79.5 | 19.2 | 0.17 | 16 |
| 1986.10.10 | 66.2 | 36.2 | 36.2 | 0.0 | 0.08 | 12 |
| 1987. 7.27 | 85.0 | 56.0 | 49.3 | 6.7 | 0.17 | 15 |
| 1988. 7.19 | 122.7 | 88.9 | 81.1 | 7.8 | 0.17 | 19 |

6. 結果分析 및 論議

transient 해석을 수행하기 위해 steady state 해석 결과를 초기 절점값으로 취하였다. 주수로상에 기저유출고가 10cm 존재한다고 보고 steady state 해석을 수행한 결과 system내의 초기 압력수두 분포는 다음 Fig. 3과 같이 나타났다.

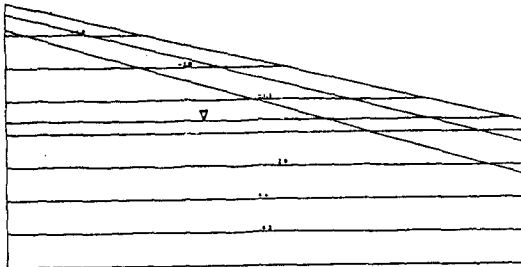


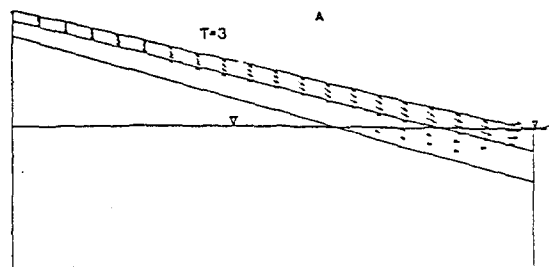
Fig. 3 Initial pressure head distribution from steady state analysis

다음 Fig. 4와 Fig. 5는 각각 85년 7월 10일 및 87년 7월 27일 발생한 호우사상에 대한 transient 해석 결과이다. Fig. 4의 (a)는 강우발생 3시간 후의 속도벡터를 나타낸 것으로 대부분의 호우사상이 이때까지는 初期 損失化하므로 地表下 흐름에 크게 기여하지 못한다. 따라서 地下水位의 위치도 별 변동이 없다. (b)의 경우는 地表下 流出水文曲線上的 尖頭發生時間일 때의 速度벡터로서 거의 全領域이 飽和된 상태다. 이로부터 透水係數의 크기에 비례해서 속도벡터의 크기가 다름을 알 수 있고 상부토층인 macropores 층에 의해 유출이 지배됨을 보여준다. (c)의 경우는 강우가 그친 후 9시간이 경과한 상태

로서 地下水位가 상당히 떨어져 있으며, (d)에서는 exfiltration의 영향을 받고 있음을 알 수 있다.

한편 Fig. 5 (a)는 강우시작 5시간 후의 결과로서 이 때까지는 대단히 작은, 약 0.1 - 0.3mm/hr정도, 침투가 이루어지고 있고 이후 본격적인 침투가 시작되는 분기점에서의 각 절점의 등압곡선을 구성한 것이다. 각 토양층마다 等壓曲線의 변화가 차이남을 알 수 있다. (b)는 尖頭流出 발생직후의 等壓曲線이며, (c)는 17시간이 경과한 후 즉 地下水位가 상당히 떨어진후의 결과로서, (a), (b), (c)의 관계를 비교해보면 地下水位 변동은 토양의 수리특성에 따라 크게 영향을 받는 것으로 나타났다.

이와같이 地下水位의 上昇 및 下降時의 시간별 그리고 토양의 종류별 영향을 파악하기 위하여 각각 86년 10월 10일과 86년 7월 18일 호우사상에 대해 Fig. 6에 地下水位의 변동을 도시하였다. Fig. 5의 분석 결과와 마찬가지로 투수성이 큰 토양일수록 상승 및 하강속도가 빠르며, 특히 (a)의 경우를 살펴보면 지표면의 상부와 하부의 飽和狀態가 일정하지 않을 수도 있는데 이것은 急傾斜, 浸透性 丘陵地의 전지 표면이 부분적으로는 언제나 seepage face가 될 수 있고 또 이 면을 통해 지표면으로 回歸된 물은 일시적인 地表흐름을 이루다가 다시 침투되어 側方 또는



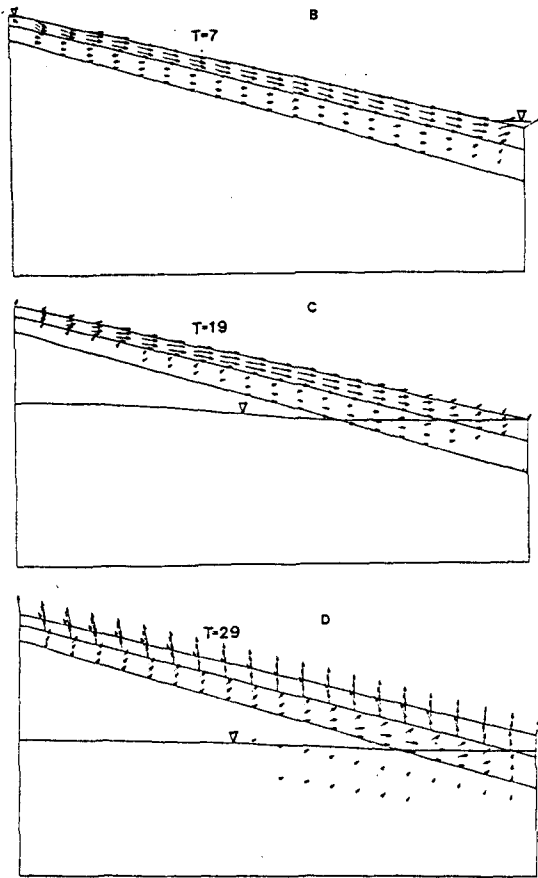


Fig. 4 Transient velocity vector

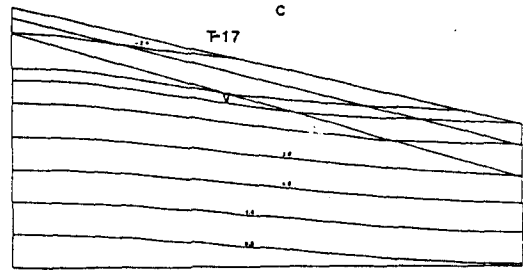
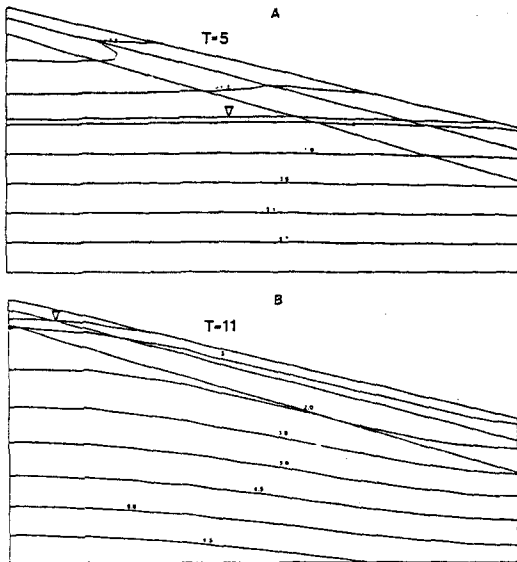


Fig. 5 Transient positions of pressure head

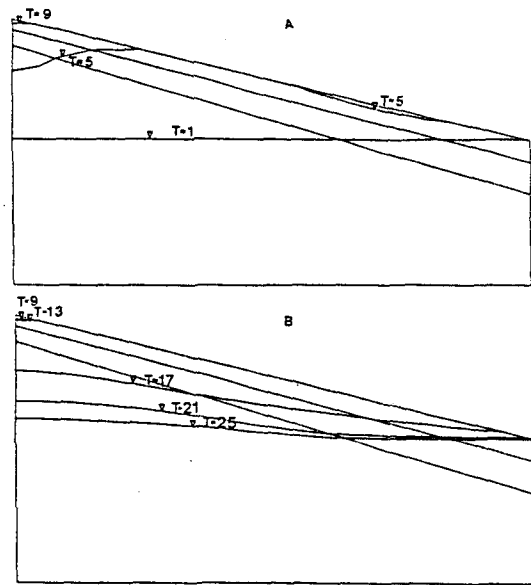


Fig. 6 Transient phreatic line (a) rising and (b) falling

中間流出로 되는 현상을 보여주는 경우라 하겠다.
한편 분석에 이용한 5개 호우사상의 地表面下水文曲線을 구성하였다. 다음 Fig. 7은 그 결과를 나

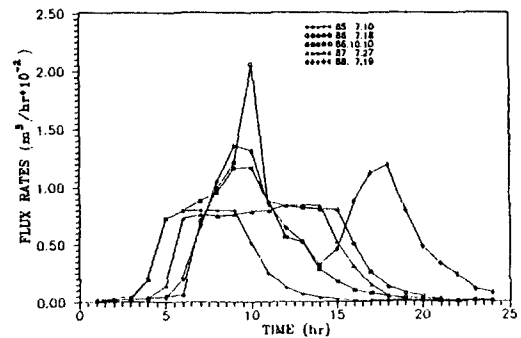


Fig. 7 Runoff hydrographs of subsurface flow for 5 storm events

타낸 것으로 각 호우사상의 침투유출은 85년 7월 10일 및 86년 10월 10일 호우의 경우 강우 발생이후 7시간, 나머지 3개 호우사상은 9시간째에 발생하였다. 이 가운데 88년 7월 19일 호우는 일련의 복합 사상이어서 2개의 침투를 나타내고 있다. 결국 강우의 시간분포가 크게 다르지 않는한 地表下 흐름에 의한 유출수문곡선의 형태는 다른 유출성분에 의한 형태보다 일정함을 보여준다. 그리고 여기서 적용한 5개 호우사상은 모두 강우시작후 6-8시간대에서 집중적으로 침투가 이루어지는데 관측강우주상도와 비교해 보면 약 1시간 정도 지체된 것이며, 이것은 初期損失의 영향에 의한 것이다. 降雨-流出 反應을 분석하기 위하여 호우별 尖頭降雨強度 발생시간과 尖頭流出時間을 비교해본 결과 그 차가 1-3시간 정도로 상당히 빠르게 반응함을 알 수 있다. 모든 호우사상이 대체로 강우가 그친후 약 10시간이 경과하면 $0.6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{hr}$ 정도의 일정한 유출율을 이루는데 이것이 곧 하천의 基底流出에 기여하는 것으로 판단된다.

7. 結論

2차원, 飽和-非飽和 領域에서 Galerkin 有限要素法에 의한 地表下 흐름의 transient 해석을 실제 호우사상을 적용하여 수행하였다. 모형의 구성은 非等方, 異質土層으로 하였다. 다음은 여기서 얻은 결론을 요약한 것이다.

1) 최상부층인 macropores를 통한 흐름이 地表下 흐름을 지배하며, 중간층인 micropores 및 하부의 岩盤層은 흐름을 상당히 지체시키는 역할을 한다. 또한 非飽和領域에서 속도벡터가 형성되고, 시간이 경과함에 따라 압력수두 분포 및 地下水位의 변동이 큰 것으로 보아 地表下 흐름은 飽和-非飽和, transient 해석을 수행함이 타당할 것이다.

2) 地下水位의 변동을 확인해본 결과 각 층에 따른 변동이 다른 것은 地表下 흐름은 토양의 透水係數 등과 같은 수리특성에 크게 영향 받기 때문이다. 그리고 降雨-流出 反應時間이 1-3時間 정도로서 비

교적 빠르게 나타났다. 따라서 강우-유출 관계를 구성하는 諸 成分가운데 地表下 흐름이 차지하는 비중이 정량적 뿐만아니라 정성적으로도 큼을 알 수 있다.

3) 地下水位 상승시 지표면은 부분적으로 飽和 및 非飽和 상태를 유지하는데 이는 침투성 유역에서는 침투에 의한 地表下 흐름 뿐만아니라 回歸 흐름도 수시로 나타날 수 있음을 알았다.

4) 間隙流路 및 식물 뿌리 등에 의한 exfiltration의 영향에 地下水位가 어느정도 감소하는 것으로 나타났다. 따라서 선행강우 효과를 고려해서 침투성 구릉지에서의 강우-유출 관계 해석시 이를 고려할 필요가 있다.

5) 본연구는 특정유역의 자료를 이용하여 수행한 것으로 다른 地形, 地質 및 豪雨特性을 갖는 유역에 적용할 경우 媒介變數의 수정이 필요하나 우리나라 山地流域의 상당부분에 風化土 및 堆積土가 분포되어 있고 지형특성 또한 급경사를 이루는 구릉지 이므로 본연구 모형 및 결과는 어느정도 적용성이 있다고 생각된다. 본연구를 위해 프로그램과 자료를 제공하여 주신 東國大學校 土木工學科 金翺圭 교수님과 Purdue Univ. 의 Ph. D. Burke, C. Brian께 깊이 감사 드린다.

參 考 文 獻

1. 建設部(1982-1988). 國際水文開發計劃(IHP) 研究調查報告書.
2. 尹 龍男(1989). 工業水文學. 濟文閣.
3. 김 계남, 김 재한, 안 증성(1990). "열극암반에서의 지하수 유동 특성 분석". 韓國水文學會誌. 第23卷, 第2號. pp. 227-237.
4. 南 宣祐, 崔 銀錫(1990). "山地流域의 超過雨量 推定 模型". 韓國水文學會誌. 第23卷, 第3號. pp. 351-361.
5. 李 時 濤(1989). "地盤變形을 考慮한 浸透解析". 碩士學位 論文. 東國大學校大學院.
6. 趙 元喆(1989). "地下多孔質 媒體속에서의 汚染物質移動 解析을 위한 地下水흐름 模型". 大韓土木學會論文集. 第9卷, 第3號. pp. 97-106.
7. 日野幹雄, 長谷部正彦(1985). 水文流出解析. 森北出版株式會社.
8. 岡 太郎(1983). "自然丘陵地에서의 土壤水流動". 京大防災研究所年報.

- 第26號. B-2.
9. Beven, K. (1982). *On Subsurface Stormflow: an Analysis of Response Times*, Hydrological Sciences J., Vol. 4, pp. 505-521.
 10. Fredlund, D.G. (1981). *SeePaGe in Unsaturated Soils, Panel Discussion: Groundwater and SeePaGe problems*, 10th Intern. Confer. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Stockholm, Sweden.
 11. Freeze, R.A. (1971). *Three-Dimensional, Transient, Saturated-Unsaturated Flow in a Groundwater Basin*, W. R. R., Vol. 7, No. 2, pp. 347-366.
 12. Freeze, R.A. (1972). *Role of Subsurface Flow in Generating Surface Runoff 2. Upstream Source Areas*, W. R. R., Vol. 8, No. 5, pp. 1272-1283.
 13. Freeze, R.A. and J.A. Cherry (1972). *Groundwater*, Prentice Hall.
 14. Ho, P.G. (1979). *The Prediction of Hydraulic Conductivity from Soil Moisture Suction Relationship*, B.Sc. Thesis, Univ. of Saskatchewan, Canada.
 15. Hoffmann, K.A. (1989). *Computational Fluid Dynamics for Engineers*, EIS, Texas.
 16. Lam, L and D.G. Fredlund (1984). *Saturated-Unsaturated Transient Finite Element SeePaGe Model for Geotechnical Engineering*, Fifth Intern. Confer. on Finite Elements in Water Resour., Univ. of Vermont.
 17. Lam, L., D. G. Fredlund and S. L. Barbour (1987). *Transient SeePaGe Model for Saturated-Unsaturated Soil Systems: a Geotechnical Engineering Approach*, Can. Geotech. J., Vol. 24, pp. 565-580.
 18. Mosley, M.P. (1979). *Streamflow Generation in a Forested Watershed, New Zealand*, W. R. R., Vol. 15, No. 4, pp. 795-806.
 19. Narasimhan, T.N. (1979). *The significance of the Storage Parameter in Saturated-Unsaturated Groundwater Flow*, W. R. R., Vol. 15, No. 3, PP. 569-576.
 20. Narasimhan, T.N. and P.A. Witherspoon (1977). *Numerical Model for Saturated-Unsaturated Flow in Deformable Porous Media I. Theory*, W. R. R. Vol. 13, No. 3, pp. 657-664.
 21. Neuman, S.P. (1973). *Saturated-Unsaturated Seepage by Finite Elements*, ASCE, Vol. 99, No. HY12, pp. 2233-2250.
 22. Papagianakis, A. T. and D. G. Fredlund (1984). *A Steady State for Flow in Saturated-Unsaturated Soils*, Can. Geotech. J., Vol. 21, pp. 419-430.
 23. Pilgrim, D.H. and D.D. Huff (1978). *A Field Evaluation of Subsurface and Surface Runoff, I, Tracer Studies*, J. of Hydrology, Vol. 28, pp. 299-318.
 24. Pilgrim, D.H., D.D. Huff and T.D. Steele (1978). *A Field Evaluation of Subsurface and Surface Runoff, II, Runoff Processes*, J. of Hydrology, Vol. 28, pp. 319-341.
 25. Pinder, G.F. and W.G. Gray (1977). *Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology*, Academic Press.
 26. Reeves, M. and J.O. Duguid (1975). *Water Movement Through Saturated-Unsaturated Porouse Media: A Finite Element Galerkin Model*, ORNL-4927, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
 27. Sloan, P.G. and I.D. Moore (1984). *Modeling Subsurface Stormflow on a Sloping Forested Watersheds*, W. R. R., Vol. 20, No. 12, pp. 1815-1822.
 28. Warric, A.W. (1971). *Simultaneous Solute and Water Transfer for an Unsaturated Soil*, W. R. R., Vol. 7, No. 5, pp. 1216-1225.
 29. Yeh, G. T. and D. S. Ward (1980). *FEMWATER: A Finite Element Model of Water Flow Through Saturated-Unsaturated Porous Media*, ORNL - 5567, ORNL.