

半夜月層의 地下水運動에 關한 研究

金 永 琪*

“A Study on the Movement of Ground Water of Banyaweol Formation”

Yong Ki Kim*

Abstract

This study deals with the flow of bed rock ground water of Banyaweol Formation, which is presently cleared up as a laminar flow. The result obtained may be summarized as the following.

- 1) The Banyaweol Formation consists mainly of thin-bedded, green to blackish green shale, mudstone, and marl. The marl and mudstone alternatively occur with shale. The marl and mudstone form an aquifer of Banyaweol Formation. In this study, a group of aquifer is in convenience named as an aquifer zone. The aquifer occurs in lenticular form. The aquifer seems to be a type of artesian aquifer because it is covered with aquicludes, but it actually forms an unconfined aquifer because its piezometric surface stays under the lower aquiclude. The lowering of piezometric level is formed because of leakage of the ground water to the lower aquifer undersaturated.
- 2) The coefficient of permeability of Banyaweol Formation's ground water body (K) is derived by using Dupuit's equation as the following

$$\log K = \frac{CK^2 - dK + f}{aK - b} \quad \left(\begin{array}{l} M = 1.365(2H - s)s \\ M = \log 1.956s \sqrt{H/r} \end{array} \right)$$

here, $a = \sum_i M_i O_i$

$$b = \frac{1}{2} \log e \sum_i Q_i^2$$

$$c = 2 \sum_i M_i^2$$

$$d = \log e \sum_i M_i Q_i + 2 \sum_i N_i Q_i$$

$$f = \log e \sum_i Q_i^2 N_i$$

If the measured values substituted for the above equation, the coefficient of permeability of the aquifer is 4.1m/day. The coefficient of storage of the aquifer is 2.8×10^{-4} if the measured values substituted for Theis's equation.

Using the above constants, the filtration velocity of the aquifer is 2.1×10^{-1} m/day and the daily flow quantity of the ground water is 847.38m³/day.

- 3) In order to understand the time necessary for a circulation of ground water body, the contents of tritium contained in the ground water are measured as 2.3 T. U. at the Korea Atomic Energy Research Institute.

Before 1952, the average concentration of tritium per year in groundwater was reported as 10T. U., taking it as the standard, the groundwater of the present study 26.25 years old. Therefore, the groundwater of the Banyaweol Formation is judged as an relatively old groundwater.

It is characteristic that the ground water of Banyaweol Formation is laminar flow as well as unconfined aquifer and ground water flow of relatively long time.

- 4) The nature, means of flow, and circulation of Banyaweol Formation's ground water body make it possible set up this ground water body as a ground water system.

* 慶北大學校 地質學科, Department of Geology, Gyeong-Bug University, Korea

I. 緒 論

1856年 프랑스의 水理學者 Darcy⁽⁴⁾⁽⁵⁾⁽⁶⁾⁽¹⁰⁾는 「平行하고 連續性을 잃지 않고 移動하는 微細한 흐름을 層流」라 定義하고 그 流動에 關한 流動直線法則 $Q=K \cdot I \cdot A$ 를 確立하였다.

그러나 이는 砂層에 限하여 適用될 運動式이고 岩盤層에서의 地下水運動은 非直線運動⁽⁵⁾⁽⁶⁾⁽¹⁰⁾인 $Q=K \cdot \sqrt{I \cdot A}$ 로 되어 있다. 따라서 岩盤層地下水에 對해서는 非直線 運動으로 한 研究은 많았으나 岩盤 層內的 層流로서 流動하는 地下水運動에 關하여는 等閑視 되어 왔다. 1971年 日本東京에서 開催된 國際水理地質學會 (I. A. H)에서 次期の 主議題로 「岩盤層地下水運動」이 採擇되기를 모두 希望하였고 1975年 3月에 브라질의 폴토아레그레서 開催되었을 時의 主費題가 「岩盤層地下水運動」이어서 岩盤層地下水運動에 關한 研究가 活潑해 졌다.

層流에는 被壓(加半, confined), 半被壓(半加壓 aquitard), 不壓(unconfined) 層流⁽¹⁰⁾⁽¹⁹⁾가 있다. 本研究는 特히 不壓層流에 對한 研究로서 慶尙系 半夜月層의 地下水體가 이 研究에 가장 適合할 것으로 思料되어 研究範圍를 大邱市 一圓에 分布하는 半夜月層에 發達한 帶水層에 限하였다.

또한 半夜月層에 掘擇된 約 200個所의 掘擇井中에서 自由地下水가 混成되지 않은 岩盤層地下水 井단을 選擇하여 이에 對하여 揚水 및 水位降下 試驗을 實施하였다. 本 研究에서는 岩盤層에 主로 影響을 미치는 諸要素를 綜合的으로 檢討하므로써 本半夜月層地下水體의 性格, 運動方式 및 流動狀況을 究明하는데 主力을 두었다.

II. 地 形

本研究 對象 地域一帶의 地形은 構成岩石의 影響을 크게 받아 最低 20m, 最高 658m로서 그 差가 甚한 便이다.

本域 中央部의 堆積岩分布地에서는 山系가 散在하는 丘陵으로 代表되는데 反하여 八公山花崗岩 分布地와 그 影響力을 받은 接觸變成帶에서는 山勢가 險峻해지면서 谷密度⁽¹⁾가 높아지는 것이 特徵이다.

南部의 火山岩分布地인 山城山(658m)을 頂嶺으로 한 地域에서는 山系가 大略 東西行의 丘陵線을 中心으로 無秩序한 支脈이 派生되어 있고 山斜面은 急하다. 中央丘陵地에서도 珪長岩이 貫大한 西部의 一部에서는

130m 内外의 낮은 獨立山體를 이루고 있으며(두리산, 두리봉) 安山岩이 分布된 砧山 道廳 뒷산 七星洞 西部等에서도 岩質의 差에 따른 差別이 뚜렷하다.

全盤的으로 보아 深成岩 및 接觸變質帶 分布地인 北部, 火山岩 分布地인 南部, 接觸變質帶 分布地인 西部와 東部가 比較的 높은 山地를 이루어 地形的 盆地를 形成하고 있다.

本域의 水系는 크게 盆地의 中央部를 南에서부터 北으로 貫流하는 新川과 北部山地를 南西流하는 門岩川으로 나누어 지는데 이 두 河川은 에山 附近에서 洛東江의 支流인 琴湖江으로 流入하여 合流된다. 卽 本域은 西流하는 蛇行川인 琴湖江의 流域圈에 屬하며, 院垵洞~大明洞 陵線 西部地域은 新川으로 流入하지 않고 바로 琴湖江이나 洛東江으로 流入하는 小河川網을 갖고 있다. 新川 東部 地帶에서도 顧母嶺~東新橋 北部는 新川의 水系에 屬하지 않고 直接 琴湖江으로 流入하는 河川이 있다.

III. 調 査

III-1 地質調査

1. 地質概要

本域의 地質은 主로 白堊紀의 堆積岩과 安山岩質岩으로 構成되며 이에 深成火成岩이 貫入하여 있다.

本域은 慶尙系 堆積盆地中 가장 규모가 큰 密陽盆地(一名 楡川盆地)의 北西部에 位置하는 것으로써 慶尙系의 洛東層群 最上部層인 漆谷層이 本域 北西端部에 소 규모로 分布되고 그위에 永川層群의 八達礫岩, 伏賢洞層 半夜月層이 單純한 層序를 보이며 分布하는데 그 중 伏賢層과 半夜月層이 가장 넓은 分布面積을 보여준다. 火成岩類는 火山→深成→半夜深成의 樣相을 잘 나타내어 本域 南部에서는 山格山-龍池峯 一帶에 主山 安山岩質岩인 粗面安山岩, 角礫質 安山岩, 凝灰質岩이 發達되어 있고, 그 중 角礫質安山岩이 代表的이다. 北東部 일대에는 소위 八公山花崗岩의 岩株의 일부인 黑雲母花崗岩이 크게 露出되고 이들은 山城山 南部의 몬조니岩(monzonite)과 深成火成作用의 產物로서 흔히 接觸部에 廣範圍한 接觸變質帶를 形成시키고 있다.

脈岩類로는 南部의 山城山(前山)體를 半環狀으로 둘러 分布하는 珪長岩의 링다이크(ring dyke)와 성서면, 梨谷洞, 本里洞 一帶의 珪長岩의 岩株가 가장 規模가 크고, 그 外에 山城山 兩側의 閃綠斑岩, 및 本域 各處에 岩脈狀으로 貫入된 鹽基性脈岩이 있다.

堆積岩類는 八達礫岩下의 不整合面을 경계로하여 洛東層群과 永川層群으로 大別된다. 基底礫岩인 八達礫

Tab. 1. Geologic System

| Age | Formation | Lithology | Remarks | |
|------------|---------------------------|---|--|---|
| Quaternary | Alluvium | Clay. Sand. Pebble | | |
| | Unconformity | | | |
| Cretaceous | Dyke rocks | Felsite, Diorite, porphyry Basic dyke | Activity of hypabyssal intrusives ↑ Plutonic intrusives ← ↑ Volcanic eruption ← Contact aureole | |
| | Palgongsan granite | Biotite granite Monzonite | | |
| | Intrusion | | | |
| | Chusan Andesitic rocks | Andesite Brecciated andesite Tuff, Trachytic andesite | | |
| | Intrusion | | | |
| | Yongcheon Group | Banyaweol Formation | | Dark gray, black shale, Green gray mudstone, muddy shale, marl, sandstone |
| | | Boghyeon-dong Formation | | Chocolate red mudstone, shale, Arkosic sandstone, Conglomerate, Sandstone, Sandy shale. |
| | | Paldal Conglomerate | | |
| | Unconformity | | | |
| | Chilgog Formation | Chocolate mudstone, Sandy shale | | |

岩과 泥岩, 세일, 砂岩 등으로 構成되나 赭色, 綠灰色, 黑色 灰色系列의 岩色을 보이는 岩相이 반복적인 律調로 보인다. 이를 岩相에 依해 八達磔岩 伏賢洞層 半夜月層으로 區分하였다. 마지막 두 層은 過去大邱層의 下部 및 中部에 해당하는 것이다.

그러나 伏賢洞層은 赭色優勢層이고, 半夜月層이 綠灰色, 黑色優勢層이며 前者에서는 泥岩이 主가 되고 後者에서는 세일이 主가 되며 岩相의 橫的變化가 甚하여 伏賢洞層은 東部에서는 세일이, 그리고 西쪽으로 갈수록 泥岩이 增加되고 또 岩色에 있어서도 東쪽으로 갈수록 赭色の 厚層이 多數 介在되고 그 層厚도 增加된다. 反面 半夜月層은 西向 할수록 黑色 세일이 增加되고 일부에는 hornfels 化한 것도 있다. 이 두 層의 境界부에는 不連續的인 長石質砂岩(arkosic sandstone)이 狹在되어 있다. 大體로 本域의 堆積岩類는 慶尙系의 堆積相의 特徵인 上部로 갈수록 細粒化하는 傾向을 나타내고 있다.

本域에는 鳳德洞에서 七星洞 및 山格洞에 이르는 南北走向의 斷層이 發達되어 있고 상리동 東側에 南北走

向의 小斷層이 그리고 落差가 極히 작은 小斷層과 破碎節理(shear joint)가 各處에서 觀察될 뿐이고 南部의 主山 安山岩質岩區域은 所謂 最頂上돔(dome)의 北部區域에 해당하는 地域으로서 여기에서는 N80°W 走向의 嘉昌斷層이 알려져 있다.

本域의 地質 系統을 表記하면 Table 1 과 같다.

2. 地質各說

2-1 伏賢洞層(咸安層)

本層은 本域의 低地帶를 거의 2/3占有하며 大明洞—孝睦洞—檢沙洞線의 北部地域이 主分布地이다. 綠灰色 泥岩, 세일이 代表的인 構成岩石이고 赭色砂岩, 綠灰色 泥岩, 세일이 交互되기도 한다. 最下部에는 赭色砂岩이 發達되나 北東 쪽으로 갈수록 層厚가 薄化하며 全體적으로 西部에서 세일이 우세하고 東部에서는 泥岩이 우세하여 橫的인 岩相變化가 매우 甚하다. 이런 現象은 赭色層의 分布에도 나타나 西部에서는 層厚 5m 內外의 薄層이 綠灰色帶와 交互하여 나타나다가 檢단洞—효목동線에서는 차츰 赭色層의 層厚가 두꺼워지며

다시 高速公路 東側에서는 뚜렷하게 綠灰色層이 감소하는 傾向을 보여 준다.

그리고 西部에서는 간간히 薄層의 泥灰岩이 數次 狹在된다. 大體로 上部로 갈수록 赭色層이 減少하며 粒度도 細粒化하는 것은 共通된 特徵이다.

赭色 泥岩層중에서는 ripple mark와 sun crack을 數個處에서 觀察할 수 있으며 세일중에 狹在된 泥灰岩은 대개 두께 15~20cm로서 延長 10~20m內外의 렌즈상 薄層들이다. 層厚는 750m內外이다.

本層의 走向傾斜는 西部에서는 N60°~70° E 20°~30° SE, 中部에서는 N65°~80° E, 5°~15° SE, 東部에서는 N65°~75° E 10°SE가 일반적이다.

本層 最下位부의 砂岩을 顯微鏡觀察한바 大部分 長石으로 構成되었는데 亞角狀이고 正長石이 斜長石보다 多量 包含되며, 흔히 카오린화하였고 비교적 신선한 斜長石은 알바이트 雙晶을 보이며 亞角狀의 石英粒子가 不規則한 크기로 包含된다. 全體 鑛物의 粒度는 0.02~0.2mm이다. 드물게 安山岩의 쇄설물小片이 包含되고 이들 粒間에 粘土鑛物이 있고 소량의 白雲母도 觀察된다.

赭色泥岩을 顯微鏡下에서 觀察한바 粒度가 0.02~0.05mm의 細粒으로서 主構成鑛物은 石英, 카오린화된 正長石, 白雲母, 褐色粘土鑛物, 赤鐵石등으로서 部分的으로 鑛物이 一定한 方向의 排列을 弱하게 보이기도 하고 褐色汚染物質이 역시 前記方向에 따라 帶狀으로 보인다. 극소량의 鋯石(zircon)이 包含된다.

泥灰岩을 顯微鏡觀察한바 基質은 粘土鑛物로 이루어지고 쇄설물질로서 角礫狀인 石英, 正長石, 斜長石, 方解石이 0.03~0.8mm의 크기로 含有된다. 長石은 正長石이 斜長石보다 더 많으며 쇄 설물의 대부분이 0.2mm內的 石英이고 드물게 微斜長石이 包含된다. 또 약간의 他形의 方解石이 包含되기도 한다.

2. 半夜月層

本層은 過去 大邱層이 中部에 해당하는 伏賢洞層과의 境界部에 連續性이 不良한 長石質砂岩이 介在되며 本層은 城西面 本里洞—大明洞—孝睦洞—檢沙洞(屯山洞)線의 以南部에 分布한다. 南部에서는 主山安山岩質岩의 發達로 말미암아 上層部의 分布를 볼수 없다.

代表的인 構成岩은 層理가 極히 잘 發達된 黑色, 暗灰色세일이고 곳에 따라 綠灰色 泥岩質세일이 交互되며 薄層의 連續性이 없는 赭色層도 間或 볼 수 있다. 또 同一層準에서 不連續性的 砂岩 및 泥灰岩이 帶狀으로 分布하는 것도 주목할만 하다(Fig. 1). 斗山洞 一帶에서는 暗灰色 내지 黑色의 粘板岩狀세일이 分布하여 過去 乾川里層岩相과 極히 類似하여 本層과 所謂

慈仁層(阿火層群 下部層=鎮東層)⁽³⁾의 境界가 이 부근에 設定될 수 있을 可能性도 있으나 이 問題는 次後 廣域의인 調査를 실시하여 解決하여야 할 것이다. 伏賢層과의 境界는 西部 성서면—월배면—一帶에서 볼 수 있으나 兩者의 境界가 넓은 沖積層의 分布및 珪長岩의 貫入등으로 이를 밝힐 수는 없었다.

本層도 곳에 따라 岩相에 差異를 보이는데 西部에서는 전혀 綠灰色세일을 볼 수 없으나 中部인 효목동—斗山洞線에서는 下部세일, 中部세일(150m內外), 上部세일의 細分이 可能하고 東部(屯山洞—서대구 인티체인지線)에서도 역시 上, 中, 下部의 細分이 可能하며 中部세일이 50m 內外로 薄化하는 傾向이 있다.

本層의 一般的인 走向傾斜는 N. 60°~70°E, 10°~20° SE이다.

本層의 두께는 上限을 本域에서 볼 수 없기 때문에 밝힐 수 없으나 本地域內에 分布하는 것은 170m內外이다.

下部에 狹在된 砂岩을 鏡微鏡觀察한바 主構成鑛物은 石英, 正長石, 斜長石, 카오린, 粘土質鑛物이고 약간의 白雲母가 包含된다. 石英과 正長石은 모두 亞圓狀이고 粒度는 0.5~1.5mm의 크기이며 正長石은 대부분 심히 變質되어 있으며 드물게 斜長石이 觀察된다. 이들 粒間에는 褐色을 띄는 不規則한 粘土鑛物과 약간의 白雲母가 觀察된다.

黑色세일을 顯微鏡觀察한바 高倍率下에서도 粒度測定이 困難할 정도의 極細粒 粘土鑛物로 이루어지고 部分的으로 暗褐色物質로 汚染되었고 약간의 石英이 亞角狀으로 粒度가 0.02mm의 크기로 包含된다. 石英粒子는 2% 미만의 少量이다.

綠灰色泥岩質세일은 顯微鏡觀察이 困難할 만큼 極細粒粘土鑛物로 構成되며 드물게 0.05mm內外의 亞角狀의 石英粒子가 觀察되고 粘土鑛物中에는 雲母質인 것이 간간히 觀察된다.

III-2 地下水理 調査

1. 帶水層의 調査

伏賢洞層 基底에 發達된 砂岩層과 赭色세일層 및 泥岩層에 협제된 砂岩層은 帶水層 役割을 하지만 管井의 數도 적고 또한 이들의 分布가 좁을 뿐 아니라 分布狀態가 고르지 않기 때문에 本研究 對象에서 除外되었다.

따라서 帶水層의 分布가 넓고 帶水性이 큰 半夜月層을 研究對象層으로 選定하였다. 本半夜月層의 帶水層은 石灰質成分의 含量이 많은 不連續性的 렌즈狀으로 分布한 泥灰岩層이다. 泥灰岩層의 두께는 10~30cm로

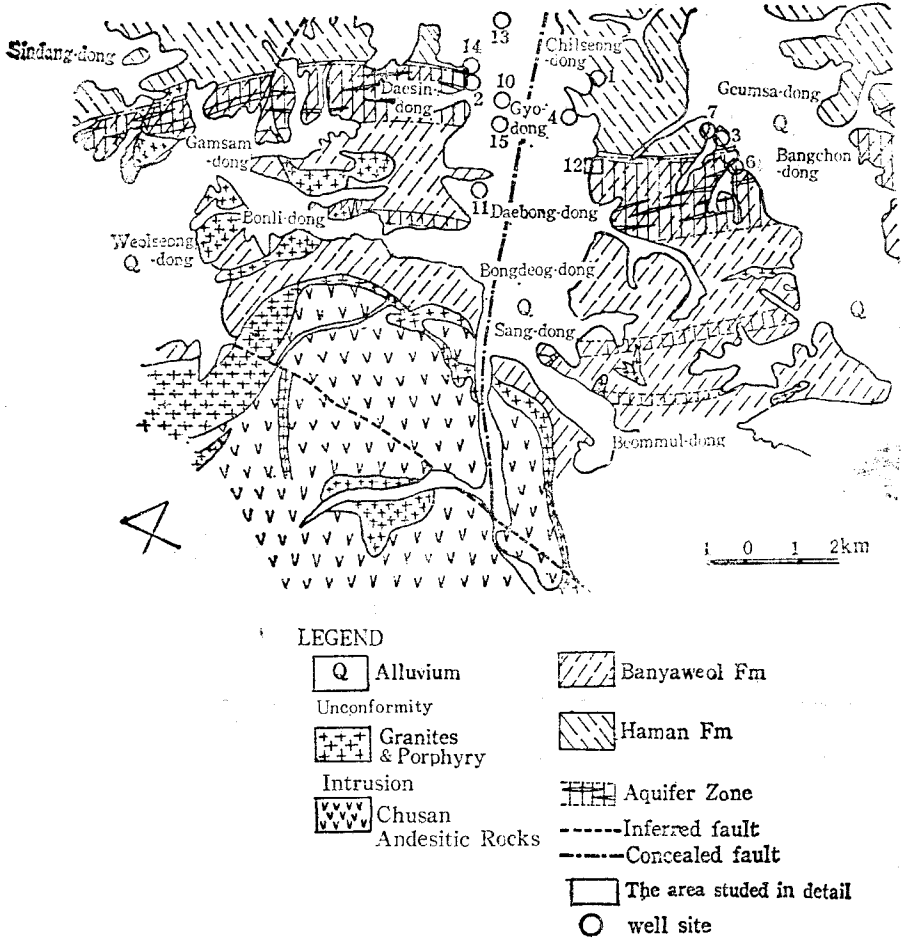


Fig. 1. Geologic sketch map showing the distribution of aquifer zone, Daegu, Korea.

서 보통 거의 같은 두께의 泥岩 또는 세일薄層과 交互되어 互層帶를 이루며 이 互層帶가 帶水層(aquifer)이 된다.

이 帶水層은 렌즈狀으로 集團의인 分布로 産出되고 있어 帶水層帶를 이룬다(Fig. 1). 이들 帶水層의 岩層은 地下水에 의하여 溶解되어 空隙을 形成하고, 또 서로 連結을 갖고 地下水路를 形成한다.

이들 空隙의 크기는 長徑 1mm에서 15mm에 達하는 것도 있으며 採取된 코아로부터 測定된 이들 空隙의 表面積은 帶水層斷面積의 約 3%內外가 되며 이는 貯留係數의 값에 近似하다. 따라서 地下水은 이들 徑路에 따라 흐르고 있음을 알 수 있다. 또한 이 帶水層은 各各 獨立된 帶水層을 이루고 泥岩 或은 세일에 의해 隔離되어 있으므로 半夜月層 全體가 連續된 透水層을 이루고 있지는 않다(Fig 4). 따라서 한 帶水層만이 連續性이 있기 때문에 地下水徑路는 限定된다고 볼 수 있다. 그러나 半夜月層은 他層에 比하여 石灰質成分의

含量이 많으므로 이 또한 透水性이 있고 層理와 節理의 發達이 있어 非帶水層(aquifuge)이라 할 수는 없고 半透水層이라 할 수 있으므로 難帶水層(aquiclude)에 屬할 수 있다. 이렇게 보면 半夜月層 全體가 거의 難帶水層에 해당된다고 할 수 있다. 따라서 本地下水體는 難帶水層 사이에 狹어진 地下水體 임으로 被壓地下水體型이 되나 地下水의 靜水壓面이 被覆層(confining bed)의 基底 以下로 下降하여 (靜水壓面의 水位 41m) 帶水層內에 存在하기 때문에 非被壓狀態인 不壓帶水層(unconfined aquifer)⁽⁴⁾⁽⁵⁾⁽⁶⁾이다(Fig 2. 3).

따라서 半夜月層內의 帶水層帶에서는 半自噴 乃至 自噴 現狀을 期待할 수 없을 것이다. 이와같이 不壓帶水層의 特性을 보이는 理由는 管井이 地下水로 飽和되지 못한 帶水性 岩層과 連結되어 있음을 暗示해 준다. 즉 地下水의 供給通路로부터 部分的으로 차단된 렌즈狀의 帶水層帶는 地下水로 飽和되지 않은 狀態로 維持되며 上部帶水層으로부터 管井內에 流入된 地下水가

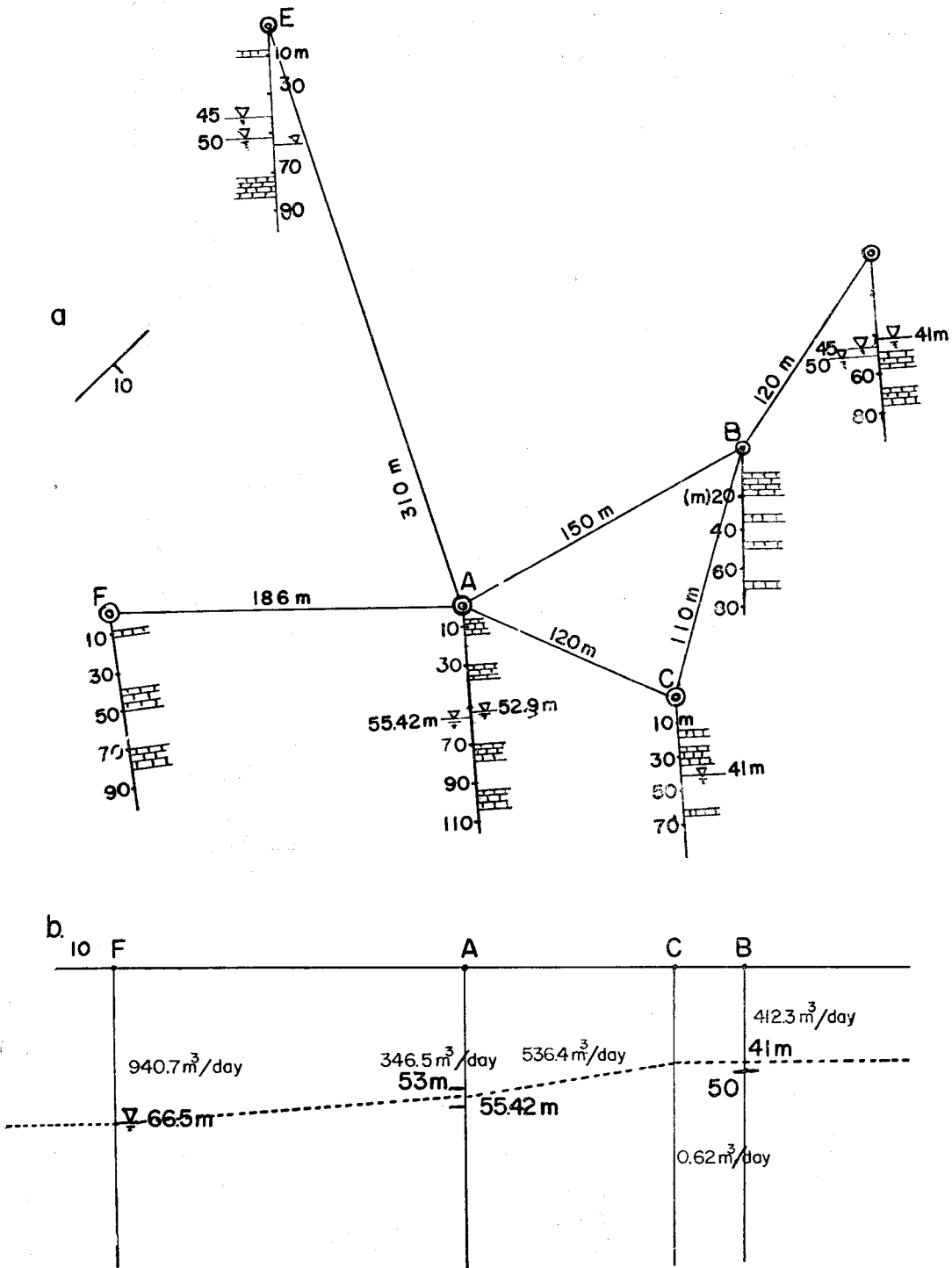


Fig. 2. Location of wells and logs of drilled wells.

- (a) Water table and log for aquifer zone are shown on each profile of well logging
- (b) Well profile showing the correlation of water table of the wells

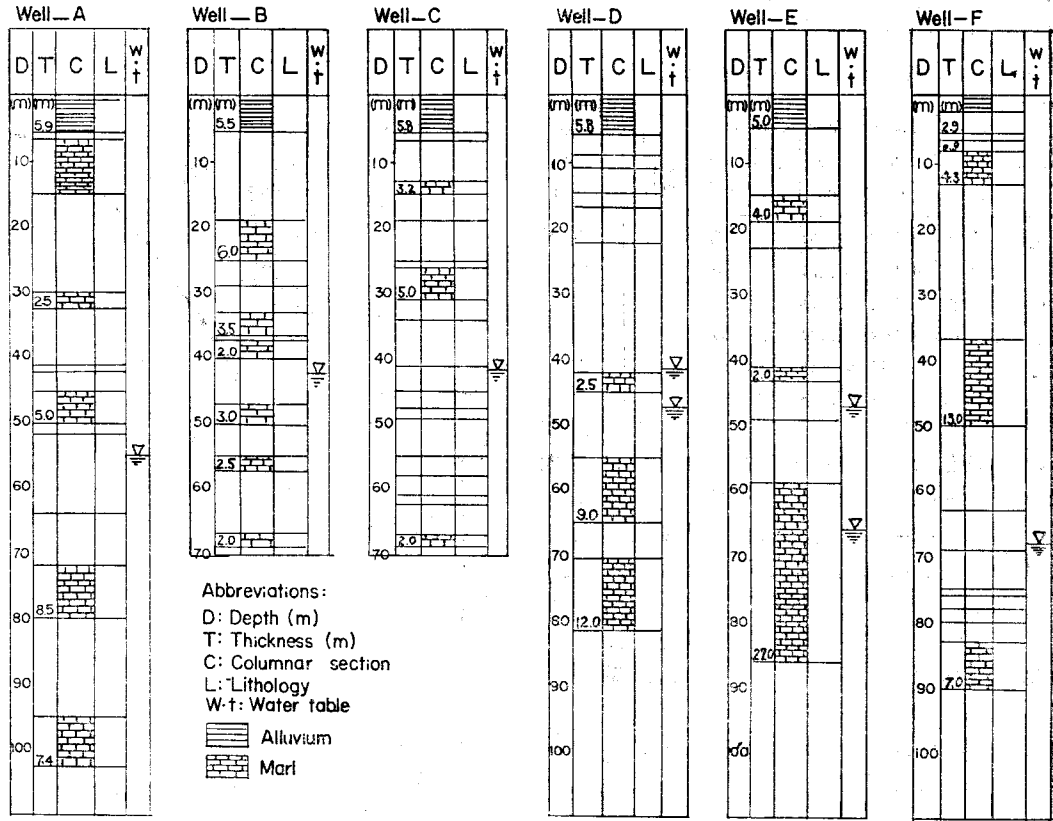


Fig. 3. Columnar sections of wells examined

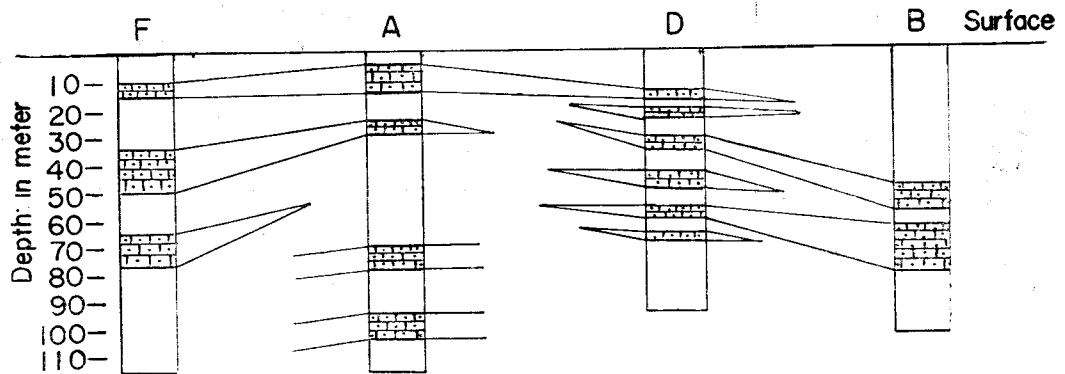


Fig. 4. Well profile showing the aquifer formations in the studied area

이 未飽和狀態의 帶水層으로 漏水되는데 그 原因이 있는 것으로 解釋된다.

2. 揚水調査

不壓帶水層으로 特徵지워지는 帶水層帶에 있어서의 地下水運動의 特性傾向을 밝히기 爲하여 이들 未飽和

狀態에 있는 集團揚水井(Fig(1)(2))을 選擇하여 揚水試驗을 實施하였다.

Fig(2)와 같은 6個의 揚水井을 便宜上 各各 A. B. C. D. E. F井으며 한다. 各 帶水層의 柱狀分布는 Fig 3 과 같고 帶水層에 限하여 符號로서 表示하였다. 이들 管井

別 深度, 帶水層厚地下水位 및 管井徑과 其他 揚水井에 對한 狀況은 Table 2와 같다.

Tab. 2. Summarized list of wells

| Well | Depth (m) | Diameter (m) | Water level (m) | Thickness of aquifer (m) | Water temp. (°C) | Length of pipe (m) |
|------|-----------|--------------|-----------------|--------------------------|------------------|--------------------|
| A | 105.00 | 0.152 | 41.00 | 42.71 | | 65.42 |
| B | 70.00 | 0.152 | 41.00 | 19.50 | 15 | 65.0 |
| C | 78.00 | 0.152 | 40.80 | 10.20 | 15.3 | |
| D | 100.00 | 0.152 | 41.80 | 29.50 | 16 | 69.90 |
| E | 105.00 | 0.152 | 41.00 | 33.00 | | 77.00 |
| F | 100.00 | 0.279 | 55.40 | 24.30 | | |

揚水試驗은 1974年 9月 20日부터 12月 5日까지 繼續하였다. 揚水는 揚水量(秒當 一定量)을 一定하게 하여 이 揚水量에 따라 水位降下를 測定하였다. 한 管井에 對하여 5日~6日間씩 繼續揚水試驗을 實施하였으며 揚水試驗이 不時實할 경우에는 水位回復이 正常이 될때까지 12時間 내지 24時間 以上 中止하였다.

本揚水 試驗方法은 單獨井에 對한 一段式 揚水方法(7)(8)을 適用하여 實施하였다.

揚水試驗時의 揚水量과 水位變化과 各管井別로 表示하면 Table 3과 같다.

Tab. 3. Relation between discharge and drawdown

| Well | Discharge (m ³ /day) | Drawdown (m) |
|------|---------------------------------|---------------|
| A | 536.4 (950.4) | 4.42 (7.8) |
| B | 412.3 | 9.0 |
| C | | |
| D | 975.4 | 14.42 |
| E | 950.2 | 10.48 |
| F | 940.7 | 11.1 |

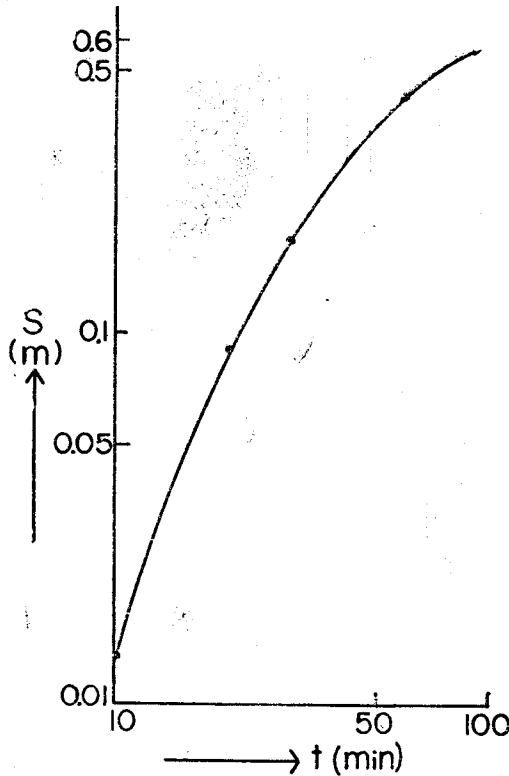


Fig. 5. Rate of recovery of water level

表에서 보는 것과 같이 A井은 層厚가 42.71m나 되는 데 水位降下 4.42m 밖에 되어 적은 것은 더 많은 量이 揚水 可能하다는 結果이다. 實際로 A井은 現在 1m³/91sec (950.40m³/day)로 揚水하고 있으므로 이를 立證하고 있다. 이때의 水位降下는 現地 事情에 依하여 測定 不可하였으나 理論值의 水位降下는 7.8m이다.

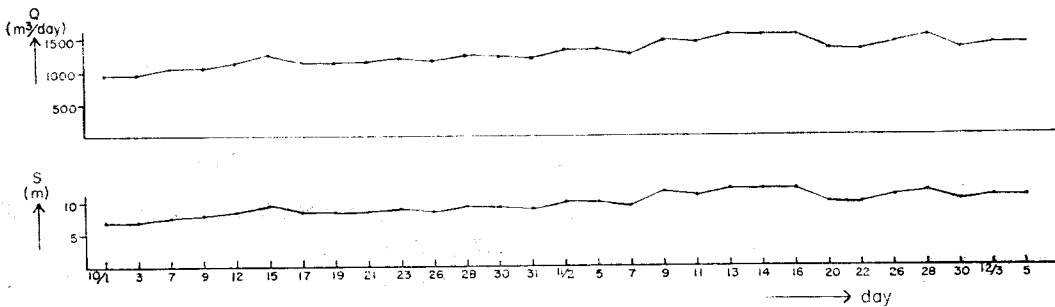


Fig. 6. Q-S relation in A well from Oct. 1 to Dec. 5, 1974.

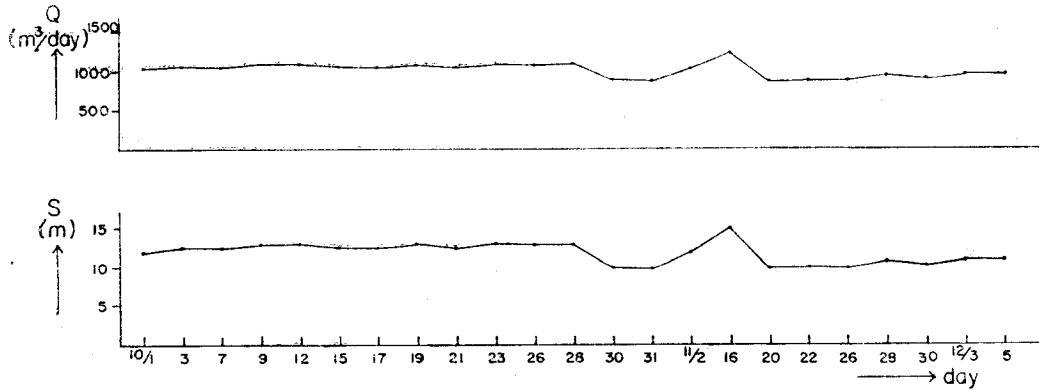


Fig. 7. Q-S relation in E well from Oct. 1. to Dec. 5, 1974

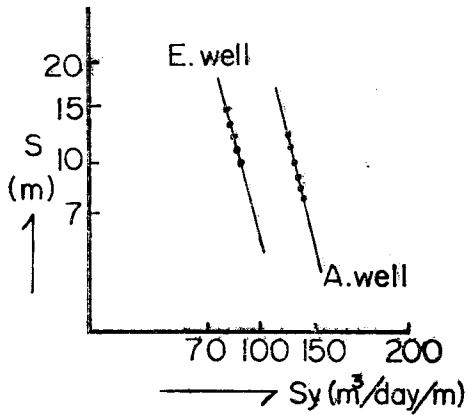


Fig. 8. Relation between drawdown and specific capacity.

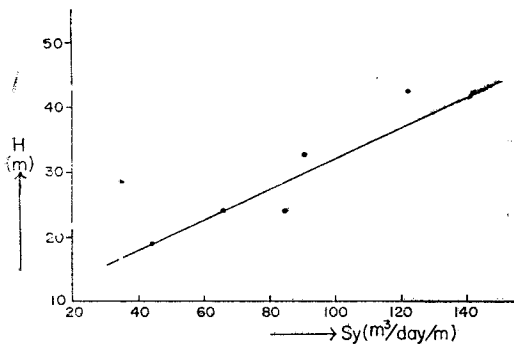


Fig. 9. Relation between aquifer thickness and specific capacity

C井은 他井에 對해 미치는 影響을 調査水 爲하여 揚水 試驗을 하지 아니하였다.

A·B井의 揚에時 C井은 水位變化가 없는것을 보아 影響圈外에 있다는 것이다.

水位回復을 測定한 結果를 Fig 5에 表示하였다. 이는 Theis의 標準曲線⁽⁶⁾⁽¹⁰⁾에 一致한다.

10月 1日井터 12月 5日까지의 日揚水量에 따른 水位變動을 A, E井에 試驗實施하여 이 結果를 Fig(6)(7)에 表示하였다. 이 水位降下에 對한 比湧出量(specific capacity)을 log-log paper에 plot하여 Fig 8에 提示하였다. 이 結果에서 水位降下와 比湧出量 사이에는 直線的인 關係가 있음을 알 수 있다. 또 A井은 E井보다 比湧出量이 많은 데도 불구하고 水位降下가 적은것은 A井이 E井보다 可採水量이 더 많을 수 있다는 것이다. 또한 比湧出量과 帶水層厚와의 關係를 보면(Fig 9) 井戶深度와는 無關하다는 것을 알 수 있다.

IV. 結果 및 考察

IV-1 運動常數決定

以上에서 記述한 바와 같이 本帶水層은 不壓帶水層임이 證明되었기 때문에 不壓地下水體로서 認定한다.

이들 管井들은 井戶에의 流入水에 있어서 帶水層의 透水性은 一定하고 上下部 難帶水層은 水平이라고 가정하면 定常運動에 있어서 揚水時 完全井에 向한 모든 向으로의 흐름은 均等하다고 할 수 있다. 따라서 流速은 平面圖에 있어 井戶의 中心으로 向한 直線이고 斷面圖에 있어서 흐름의 上部는 水位降下曲線에 가까운 曲線으로 나타난다(Fig 10).

管井에 있어서 地下水流入의 最初理論은 Dupuit⁽¹⁰⁾에 의하여 確立되어 現在까지도 널리 使用되고 있다. 또 單獨井에서 一段揚水 資料로서 透水係數를 決定할 수 있고 透水係數가 決定됨으로서 影響半徑도 算出可能하므로 不壓完全井에 對한 Dupuit理論의 地下水運動 方程

式을 誘導하여 地下水運動常數를 決定한다.

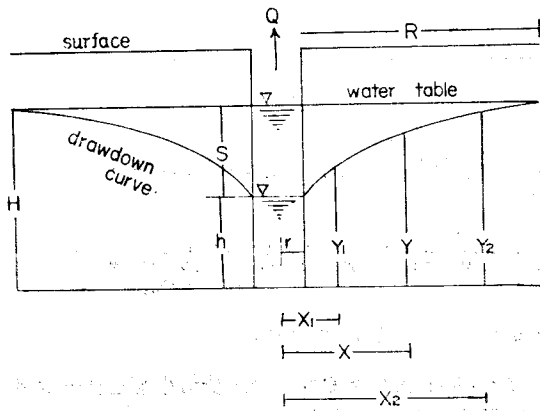


Fig. 10. Relation between pumping up and subsequent drawdown of water table.

1. 透水係數의 決定

不壓完全井에 對한 Dupuit式에 의하면 揚水量 Q는 다음과 같이 주어진다.

$$Q = 1,365 \frac{K(2H-s)s}{\log R - \log r} \dots\dots\dots(1)$$

여기에서 H는 帶水層厚, s는 水位降下, R는 影響半徑, r는 孔井半徑이고, K는 透水係數이다. 한편 影響半徑 R은 Qusakin의 公式로 부터

$$R = 1,956S\sqrt{HK} \dots\dots\dots(2)$$

으로 주어지는데, 이 때 R, s 및 H는 m단위로 잰 값이고, K는 m/day 단위로 나타낸 값이다.

위의 두식을 결합시키면 다음과 같은 관계식을 얻을 수 있다.

$$\log K + 2N - \frac{2M}{Q}K = 0 \dots\dots\dots(3)$$

단 $M = 1,365 (2H-s)s \dots\dots\dots(4)$

$$N = \log 1,956s\sqrt{H/r} \dots\dots\dots(5)$$

여기에서 H와 r은 既知의 값이고, S와 Q는 揚水作業時의 測定 값으로 주어지므로 위의 관계식을 써서 透水係數 K를 결정할 수 있게 된다. 그러나 實測值 Q_i, M_i, N_i 에 대해서는 위의 관계식은 恒等的으로 0이 되지 않는고, 반드시 약간의 오차 X_i 가 存在할 것이 예상된다.

$$\log K + 2N_i - \frac{2M_i}{Q_i}K = X_i \neq 0 \dots\dots\dots(6)$$

最少自垂原理를 쓰면 이 오차 X_i 의 제곱의 합 σ

$$\sigma = \sum X_i^2 \dots\dots\dots(7)$$

의 값이 최소가 되게 하는 값으로 K를 결정하면 된다. 그러므로

$$\frac{\partial \sigma}{\partial K} = 0 \dots\dots\dots(8)$$

式(8)을 計算하면 式(9)와 같은 本層의 透水係數가 決定되는 式이 얻어진다.

이 式에서 計算 또는 그래프로서 K를 求할 수 있다.

여기서 左邊 $N_1 \equiv \log K$ 은 對數曲線으로 表示되고, 右邊

$$N_2 \equiv \frac{cK^2 - dK + f}{aK - b}$$

는 雙曲線으로 表示된다. (Fig. 10)

$$\log K = \frac{cK^2 - dK + f}{aK - b} \dots\dots\dots(9)$$

단 $a = \sum M_i Q_i$

$$b = \frac{1}{2} \log_e \sum_i Q_i^2$$

$$c = 2 \sum_i M_i^2$$

$$d = \log_e \sum_i M_i Q_i + 2 \sum_i M_i N_i Q_i$$

$$f = \log_e \sum_i Q_i^2 2N_i$$

Table 4에 주어진 實測의 값을 써서 常數 a, b, c, d, f를 決定하면 다음과 같은 結果를 얻는다.

$$a = \sum_i M_i Q_i = 2,601 \times 10^6$$

$$b = \frac{1}{2} \log_e \sum_i Q_i^2 = 0.720 \times 10^6$$

$$c = 2 \sum_i M_i^2 = 4.169 \times 10^6$$

$$d = 2 \sum_i M_i N_i Q_i + \log_e \sum_i M_i Q_i = 16.63 \times 10^6$$

$$f = \log_e \sum_i Q_i^2 2N_i = 4.357 \times 10^6$$

따라서 式 (9)는 다음과 같이 확정된다.

$$\log K = \frac{4.169K^2 - 16.63K + 4.357}{2.601K - 0.120} \dots\dots\dots(9')$$

방정식 (9)의 左, 右邊 (N_1, N_2)을 그래프로 그리면 Fig. 10과 같다.

左右邊이 만나는 점은 3점이 있는데, 그 영역은 各各,

(1) $K > 3.7$

(2) $0.2828 < K < 1$

(3) $K < 0.2768$

Tab. 4. Measured values of Q_i, H_i, S_i and r_i of each well.

| Well | Q_i (m^3/day) | H_i (m) | s_i (m) | r_i (m) |
|------|------------------------|-----------|-----------|-----------|
| A | 536.4 | 42.71 | 4.42 | 0.0735 |
| A' | 346.5 | 42.71 | 2.42 | 0.0735 |
| F | 940.7 | 24.3 | 11.1 | 0.13475 |
| B | 412.3 | 19.5 | 9.0 | 0.0735 |
| D | 975.3 | 29.5 | 14.42 | 0.0735 |
| E | 950.2 | 33.0 | 10.48 | 0.0735 |

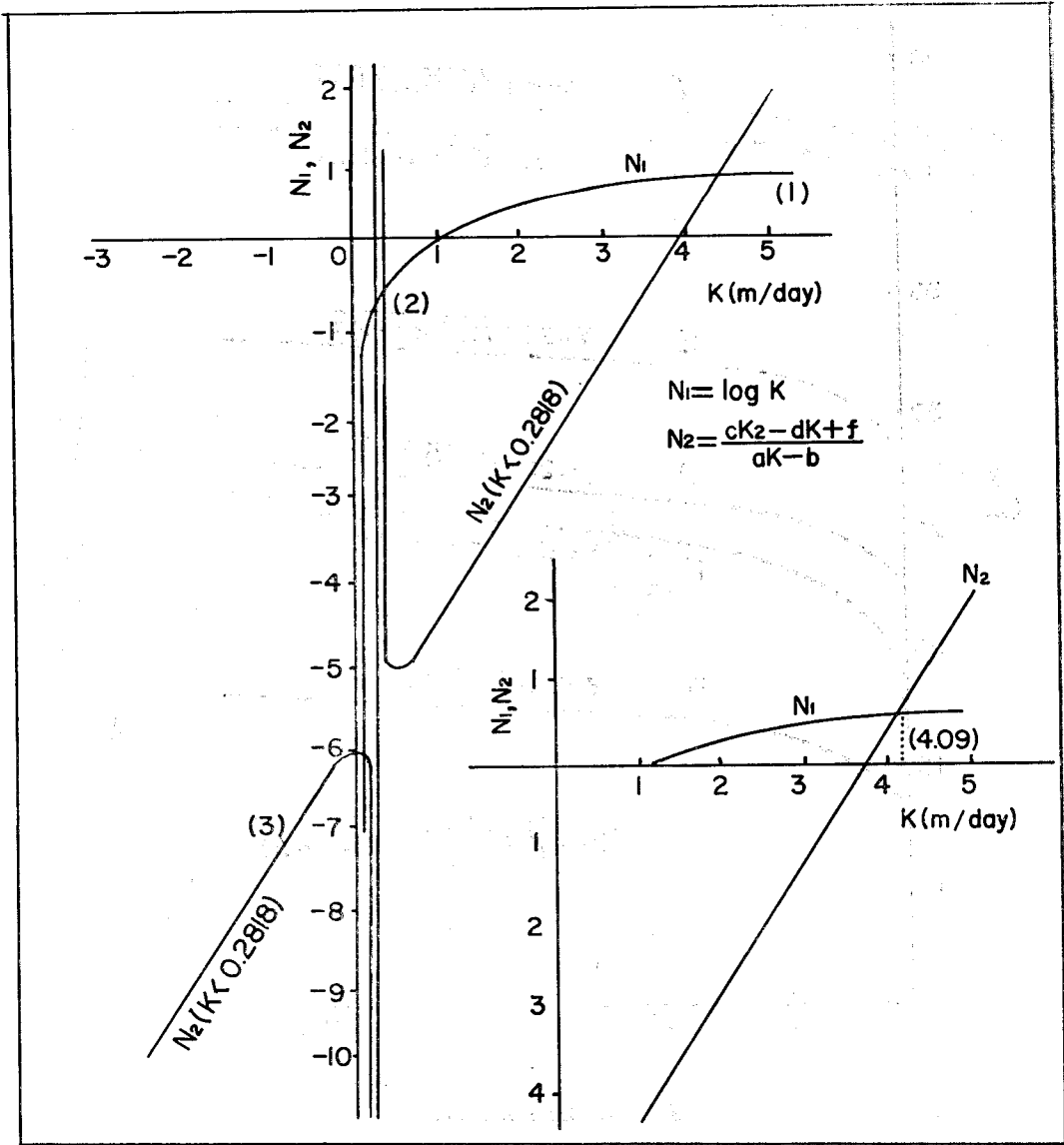


Fig. 11. Graphic determination of coefficient of permeability in the Banyaweol Formation

(A'는 A井의 揚水量을 變化시켜 시험 실시한 것임) 인바, 영역 (2)에서의 값은 식 (7)에서의 값의 極大를 나타내는 점이므로 무의미한 값이고, 영역 (3)에서 값은

$$K = 10^{-6} \text{m/day}$$

$$= 10^{-11} \text{m/sec}$$

로서 透水不能의 값을 나타내고 있으므로 역시 버린다. 따라서 영역 (1)에서의 K값만이 有意의이라고 판단되

므로 $K=4.1$ 근방에서 兩邊은 各各 table (5)와 같은 값을 나타내므로 우리는 방정식 (9)'의 有意의 解로서 透水係數 K는

$$K = 4.09 \approx 4.1 \text{ (m/day)}$$

으로 결정된다.

이같이 결정된 透水係數 K의 값을 식 (1)에 다시 넣어 이론적으로 계산한 揚水量과 實測揚水量을 비교하면 Table 6와 같으며, 이들 實測値와 理論値는 근사

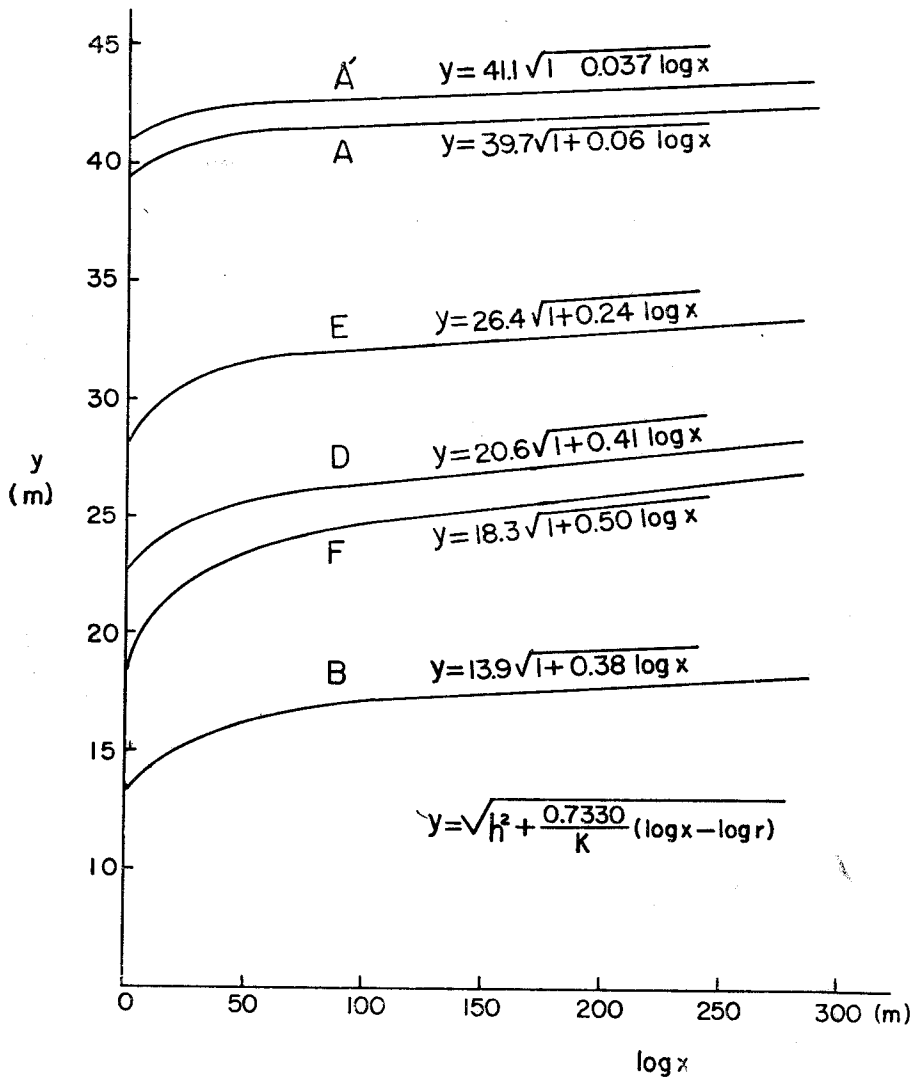


Fig. 12. Curve of drawdown

Tab. 5. N_1 and N_2 values for determination of coefficient of permeability

| K | 4.08 | 4.09 | 4.10 |
|-------|--------|--------|--------|
| N_1 | 0.6107 | 0.6117 | 0.6138 |
| N_2 | 0.5971 | 0.6130 | 0.6209 |

적으로 일치하고 있음을 알 수 있다.

위에서 透水係數 K 를 결정하였으므로 우리는 이를 사용하여 測定한 各井에서의 水位降下曲線式을 얻을 수 있다.

Tab. 6. Theoretical and measured Q values (m³/day)

| Well | Measured values | Theoretical values |
|------|-----------------|--------------------|
| A | 536.4 | 525.2 |
| A' | 346.5 | 384.8 |
| F | 940.7 | 926.8 |
| F | 412.3 | 433.3 |
| D | 975.4 | 992.6 |
| E | 950.2 | 927.4 |

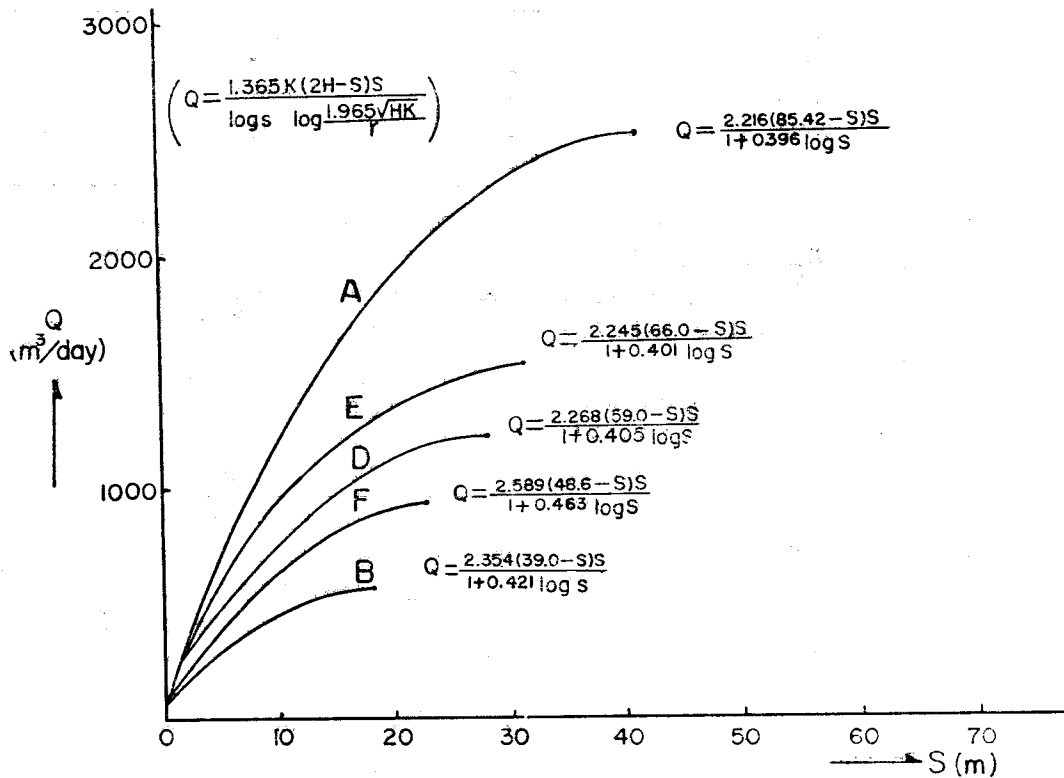


Fig. 13. Curves of water level and discharge. Small circles indicate the critical discharge.

Fig. 10에서와 같이 井의 中心으로 부터의 수평거리 를 x_1, x_2 지점에서 水位를 y^{10} 라 하면 이들 사이의 관계는

$$y = \sqrt{h^2 + 0.773 \frac{Q}{K} (\log x - \log r)}$$

으로 주어지고, 이 曲線이 水位降下曲線이 된다. 各井에서 測定한 揚水시험 結果를 代入하면 Fig. 12와 같다.

또한 揚水量 Q 는 水位降下 s 와 函數관계에 있으므로 이들 사이의 관계를 圖示하면 Fig. 13과 같다.

2. 貯留係數의 決定

帶水層의 貯留係數를 決定짓기 위해서 透水量係數 $T(T=KH)$, 揚水井과 觀測井間의 거리 r_1 , 揚水持續時間 t , 各 시각에서의 觀測井의 水位 s 를 측정해야 하고 이들로 부터 貯留係數 S 는 非平衡式

$$\left(S = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \right)^{(12)(19)}$$

으로부터 다음과 같이 算出된다.

$$S = \frac{4T}{r^2} t w^{-1} \left(\frac{4\pi T}{Q} \right)$$

여기에 w^{-1} 은 함수 w (管井函數)의 逆函數로서 $w(v)$ 는

$$w(v) = \int_v^\infty \frac{e^{-v}}{v} dv$$

인 函數로서 이의 逆函數 값은 $w(v)$ 함수표에서 얻을 수 있다. 實測值 T, r, Q 는 本實驗에서 다음과 같다.

$$\begin{aligned} T &= 4.1 \text{ m/day} \times 10.2 \text{ m} = 41.8 \text{ m}^2/\text{day} \\ r &= 110 \text{ m} \\ Q &= 398.7 \text{ m}^3/\text{day} \end{aligned}$$

시간 t 에 따른 s 의 값 및 계산과정은 Table 7와 같다.

따라서 最小自垂의 原理로부터 貯留係數 S 의 代表值는 $S = 2.76 \times 10^{-4} \approx 2.8 \times 10^{-4}$ 가 된다.

貯留係數는 自由地下水의 경우 帶水層의 單位容積중의 空隙에서 單位의 水頭變化에 의하여 생기는 물의 出水量이 되어 有效空隙율과 같아지기 때문에 그값은

Tab. 7. Coefficient of storage change with drawdown

| $t(\text{min})$ | $s(\text{m})$ | $W(u) = \frac{4\pi T}{Q} S$ | $U = W^{-1} \left(\frac{4\pi T}{Q} S \right)$ | $S = \frac{4KM}{r^2} v$ |
|-----------------|---------------|-----------------------------|--|-------------------------|
| 10 | 0.013 | 0.0173 | 2.80 | 2.69×10^{-4} |
| 20 | 0.087 | 0.1152 | 1.47 | 2.83×10^{-4} |
| 30 | 0.175 | 0.2305 | 0.96 | 2.96×10^{-4} |
| 60 | 0.443 | 0.5832 | 0.48 | 2.79×10^{-4} |
| 90 | 0.55 | 0.8842 | 0.31 | 2.72×10^{-4} |

$10^{-1} \leq S \leq 3.5 \times 10^{-1}$ 정도가 된다.

被壓地下水 즉 被壓帶水層(artesian aquifer)의 貯留係數는 揚水試驗을 통한 해석에 의하여 求할 수 있다. 그 값은 $10^{-5} \geq S \geq 10^{-3}$ 정도로서 自由地下水の 것과 比較하여 差가 큰 것을 알 수 있다.

本層은 III-2 地下水理調査項의 1帶水層의 調査에서 밝혀 바와 같이 難帶水層이 被覆된 帶水層으로서 被壓地下水型和 같은 구조상이나 下部帶水層에 漏水 현상이 있어 非被壓帶水層(non artesian aquifer)형이 되어 靜水水面이 下降하여 不壓岩盤地下水體가 되는 것이므로 貯留係數 값은 被壓帶水層型的 값과 一致되는 2.8×10^{-4} 가 된다.

따라서 本層의 運動常數 $K=4.1\text{m/day}$, $S=28 \times 10^{-4}$ 은 不壓岩盤地下水體인 것이다.

IV-2 地下水的 流動

地下水の 流速(V)은 管井의 軸에서 水位降 下面의 연변(靜水位와 같은 높이)까지의 距離를 영향반경(R)이라 하면 이 影響반경 R 에 대한 水位降下의 差가 動水勾配(I)가 되므로 前項의 透水係數에 의하여 計算할 수 있다. (10)

$$R = 1.956s \sqrt{HK} \quad V = K \cdot I \left(I = \frac{s}{R} \right)$$

그러나 上記式은 浸透流速(filtration velocity)에 대한 것이므로 自然系에 直接活用할 수 없기 때문에 流量(Q)은 帶水層斷面(u)을 一定한 期間(t)에 통과할 경우, 實際물의 流動은 한 斷面에서 다른 斷面까지의 距離(d_u)를 流過한다. 따라서 實際의 流速(actual velocity) V_a 는 $V_a = \frac{d_u}{t}$ 가 되고 浸透流速도 동일하게 $V = \frac{d_u'}{t}$ 가 되어 上記 두 式에서 t 를 없애면 $V = V_a \frac{d_u'}{d_u}$ 式이 成立된다. 一般流路의 比는 有效空隙을 (n)와 같으므로 $V = V_a \cdot n$ 가 되어 實流速 $V_a = \frac{V}{n}$ 가 된다. 本帶水層의 孔隙율($n=2.8 \times 10^{-2}$)을 上記 式에 代入하면 Table 8과 같다.

地下水の 流動量은 地下水位의 變動量에 따라 결정

Tab. 8. Actual velocities of ground water

| Well | $I = \frac{s}{R} (\text{m})$ | $V = KI (\text{m/day})$ | $V_a = \frac{V}{n} (\text{m/day})$ |
|------|------------------------------|-------------------------|------------------------------------|
| A | 0.0386 | 0.158 | 5.643 |
| B | 0.0705 | 0.289 | 10.321 |
| D | 0.0290 | 0.119 | 4.25 |
| E | 0.0604 | 0.248 | 8.857 |
| F | 0.0484 | 0.198 | 7.071 |

지을 수 있다. 地下水位는 地表에서 垂直的으로 침투한 것과 上流에서 橫的으로 流入하여 下流에 流出하는 地下水流動에 따라서 變化한다. 本帶水層은 岩盤地下水인 間時에 不壓帶水層이고, 透水係數 4.1m/day , 浸透流速 $2.08 \times 10^{-4}\text{m/day}$ 나 되고 있어 地表水の 直接的 影響은 받지 않아 地下水位의 변동은 거의 없는 상태이나 일단 流入된 地下水는 空隙율에 따라 流速은 달라진다.

全面積에 對한 日流動量은 透水量係數(T)와 實流速 V_a 로 計算할 수 있어 各井에 대한 日流動量(Q_f)은 Table 9와 같다.

平均日流動量 $847.38\text{m}^3/\text{day}$ 는 현재 양수량과 一致하고 있다. 이들 流動方向은 N64E, SE10의 地層方向에 따라 東南쪽으로 流動하고 있다.

Tab. 9. Daily flow quantity of wells

| Well | $T(\text{m}^2/\text{day})$ | $V_a(\text{m/day})$ | $Q_f = T \times V_a(\text{m}^3/\text{day})$ |
|------|----------------------------|---------------------|---|
| A | 175.111 | 5.643 | 998.151 |
| B | 79.630 | 10.321 | 821.861 |
| D | 120.950 | 4.25 | 514.038 |
| E | 135.300 | 8.857 | 1198.352 |
| F | 99.630 | 7.071 | 704.484 |

IV-3 地下水的 循環

本 半夜月層의 地下水循環을 究明키 爲하여 本層 및 伏賢洞層을 포함시켜 17個井에 對한 三重水素(tritium)

含量調査를 韓國原子力 研究所에 의뢰하여 實施하였다 (採水位置 Fig. 1) 降水중에 含有하고 있는 三重水素가 地下에 浸透하여 地上水에 涵養하게 된다. 地下水徑路에 따라서 이 三重水素含量은 감소하고 時間이 경과함에 따라 붕괴되어 간다. 따라서 地下水가 降水중에 含有하고 있는 三重水素 濃度の 量에 近似 할 때에는 流動明間은 짧아지고, 流動經路가 길면 길수록 三重水素는 붕괴되어 消滅되는 만큼 流動期間은 길어지는 것이다.

1952年 以後 核爆發實驗에 의해서 大氣圈의 三重水素 농도가 增大하였다.

Martell⁽¹⁷⁾에 의하면 實驗이 시작한 1952년에서 1961년까지의 水爆實驗에 의한 大氣圈의 三重水素濃度は 年年增大함을 나타내고 이 10年間의 自然狀態에서 數百倍 높은 濃도가 된다고 한다.

1952年 核實驗以前의 三重水素濃度の 年平均은 10. T. U. ⁽¹⁵⁾⁽¹⁶⁾⁽¹⁷⁾⁽¹⁸⁾ 정도이다.

年度 以後 漸次的으로 減少되어 1967年度에는 188. T. U.

Tab. 10. Annual mean values of tritium concentration in rain-water

| Year | Number of samples | Tritium concentration (average) T. U. |
|------|-------------------|---------------------------------------|
| 1961 | 5 | 41 |
| 1962 | 3 | 222 |
| 1963 | 9 | 1161 |
| 1964 | 6 | 923 |
| 1965 | 6 | 511 |
| 1966 | 7 | 259 |
| 1967 | 4 | 188 |

姜榮浩⁽¹⁵⁾에 의하면 우리나라 降雨중에 포함되어 있는 三重水素濃度の 年平均値는 Table 10과 같고 1963

가 되고 있다.

韓國原子力研究所의 資料에 의하면 70, 및 71年度의 年平均 三重水素含量濃度は 187. 33T. U., 876, 26T. U. 이다. 71年度의 농도가 큰 것은 이해에 프랑스에서 核實驗의 經路에서 온 것이라고 보고 있다.

17個所의 管井중 (Table 11) 1, 4, 5, 6, 7, 13, 14等은 伏賢洞層에 層하는 것이고 2, 3, 8, 9, 10, 11, 15, A, B, C 등은 半夜月層의 管井이다. 이들 管井들은 모두 岩盤層 管井인 것이고 이중 A, B, C은 本 研究 對象井인 것이다. 管井 2, 6, 8, 10, 13, 15등은 揚水量이 적어 沖積層의 地下水를 主供給源으로 하여 揚水되고 있어 이들 管井의 三重水素含量濃度は 크다. 따라서 이들 管井들은 降水의 直接的인 影響을 받고 있다.

管井 1, 3, 4, 5, 7, 9, 11. A, B 등은 測定限界值 (最低檢出限界) 約 0.1TR 以下이기 때문에 檢出不能井인 것이다.

三重水素濃度は 放射線 붕괴식⁽¹⁸⁾⁽¹⁹⁾ $N=N_0 \exp C-t$ 에 의하여 經時的인 指數曲線으로 減少한다.

1952年 以前의 三重水素濃度, 年平均 10T. R를 기준으로 하여 C井의 2, 3T. R로서 經過時間을 計算하면 $t=26.25$ 年이므로 本半夜月層의 地下水帶는 比較的 긴 地下水 순환을 갖는 地下水體임을 알 수 있다.

V. 結 論

半夜月層內 地下水體의 流動에 關하여 調查研究한 結果 다음과 같이 밝혀졌다.

1) 半夜月層의 帶水層은 泥灰岩 및 砂岩이 帶水層 역할을하고 이 帶水層은 세일과의 互層이며 互層의 發達形態는 렌즈形이어서 水平的으로나 垂直的으로 繼續의 이다.

Tab. 11. Tritium concentration in the ground water in Daegu area T. U.: T/H × 10⁻¹³

| Sample No (well) | Sampling date | Sampling depth (m) | Tritium concentration | Sample No (well) | Sampling date | Sampling depth (m) | Tritium concentration |
|------------------|---------------|--------------------|-----------------------|------------------|---------------|--------------------|-----------------------|
| 1 | 1973. 11 | 47 | ND | 10 | 1973. 11 | 48 | 77. 0 |
| 2 | " | 18 | 126. 8 | 11 | " | 52 | ND |
| 3 | " | 39 | ND | | | | |
| 4 | " | 27 | ND | 13 | " | 19 | 75. 0 |
| 5 | " | 20 | ND | 14 | " | 25 | 15. 5 |
| 6 | " | 34 | 992. 1 | 15 | " | 47 | 125. 8 |
| 7 | " | 21 | ND | A | " | 55 | ND |
| 8 | " | 28 | 78. 5 | B | " | 41 | ND |
| 9 | " | 24 | ND | C | " | 45 | 2. 3 |

2) 一般的인 岩盤層의 帶水層은 被壓地下水體인데 反하여 半夜月層의 帶水層은 下部帶水層으로 漏水現象을 갖고 있어 不壓地下水體를 形成하고 있다.

3) 本層의 地下水 運動係數는 空隙率 2.8×10^{-2} , 透水係水 4.1m/day, 貯留係數 2.8×10^{-4} , 日流動量 847.38m³/day, 浸透速度 2.1×10^{-1} m/day 등이다. 本帶水層은 이運動係數에 따라 直線運動法則에 適用되는 層流運動을 한다.

4) 本 地下水體가 揚水하지 않을경우 自然狀態의 流動速度를 放射能物質인 三重水素(Tritium)의 含量에 따르면 적어도 26年前에 流入된 地下水임을 알수있어 比較的 긴 流動期間을 갖는 地下水임을 알수있다.

5) 以上과 같은 帶水層의 性格, 地下水의 運動方式 및 流動狀況은 他 岩盤層에서 볼수없는 특징을 갖고있어 半夜月層內의 地下水體는 한 地下水系로 設定可能하다.

參 考 文 獻

- 1) 金永琪, 大邱市 一圓의 水理地質, 大邱市(1974)
- 2) 立岩巖, 慶州, 永川, 大邱, 倭館, 地質圖 ($\frac{1}{50,000}$) 地質調查所(1929)
- 3) 元鍾貫, 慶山地質圖 ($\frac{1}{50,000}$), 國立地質調查所(1970)
- 4) D. K. Todd, (1959) Ground water hydrology, J. Wiley and Sons, Inc., p. 44—110
- 5) Davis and De Wiest, (1960) Hydrogeology, J. Wiley and Sons, Inc., p. 157—198
- 6) 村下敏夫, (1968) 地下水學要論, p. 33—48
- 7) 酒井軍次郎, (1960) 地下水面の 不連續에 對하여, 弘前大學

教育學部紀要 No. 6.

- 8) 金永琪 外, (1967) 地下水調査와 揚水試驗에 對하여, 大韓農業土木學會誌, Vol. I No. 9 p. 23—33
- 9) 藏田延, (1955) 水理地質學, 朝含書店, p. 70—189,
- 10) 外屍善次郎, 外 (譯) (1967) : 地下水의 力學, 丸善, p. 256—263,
- 11) A. M. Aiamouti, (1971) Estimating the transmissibility of aquifers from the formations conduction., I. A. H, Memoires, Vol. 9, No. 9, p. 117—120
- 12) S. Rashwan, (1971) Graphical method for estimating the transmissibility and storativity of aquifers from specific capacity of wells., I. A. H, Memoires Vol. 9, No. 9, p. 185—188
- 13) G. Sakai, (1972) Concerning yearly decrease of ground-water storage of aquifer by continous discharge, I. A. H, Memoires, Vol. 9, No. 9, p. 189—192
- 14) 落合敏郎, (1973) 小崖錐帶의 地下水流動, 日本地下水學會誌, Vol. 15, No. 1, p. 20—30
- 15) 姜榮浩, (1968) 環境中の H-3 및 C-14의 濃度變化에 關한 研究, 韓國物理學會誌, Vol. 8, No. 1.
- 16) T. Ochiai, (1971) Prospecting of underground water by the measurement of natural radioactivity, I. A. H, Memoires, Vol. 9, No. 6, p. 156—163
- 17) Martell, E. A, (1963) On the inventory of artificial tritium and accurrence in atomospheric methane, J. Geophy., No. 68, p. 3759—3769
- 18) 落合敏郎外, (1973) 關東平野에 있어 地下水의 年代測定과 그 水文地質學的 研究, 日本地下水學會誌, No. 14 p. 11—23,
- 19) 水收支研究子畧, 地下江資源學, 共立出版社, p. 290—293, (1973)
- 20) 山本藏設, (1968) 揚水試驗管理昭見學, p. 121—122