

地下水에 대한 소考

A Note on Uuder ground water

崔 貴 烈

Summary

Ground water hydrology may be defined as the science of the occnrrence, distribution, and movement of water below the surface of the earth.

Geohydrology has an identical connotation, and hydrogeology differs only by its greater emphasis on geology.

Ground water referred to with out further specification is commonly understood to mean water occupying all the voids with in a geologic stratum.

This saturated zone is to be distinguished from an unsaturated, or aeration zone where voids are filled with water and air. Water contained in saturated zones is important for engineering works, geologic studies, and water supply developements. Consequently, the occurrence of water in these zones will be emphasized here.

Un-saturated zones are usually found above saturated zones and extending upward to the ground surface.

Because this water includes soil moisture with in the root zone, it is a major concern of agriculture, botany and soil science.

No rigid demarcation of waters, between the two zones is possible, for they possess an interdependent boundary and water can move from zone to zone in either science, including geology, hydrology, meteorology, and oceanography are concerned with earth,s water, but ground water hydrology may be regarded as a specialized science combining elements of geology, hydrology, and fluid mechanics.

Geology governs the occurrence and distribution of ground water, hydrology determines the supply of water to the ground, and fluid mechanics explains its movement. To provide maximum development of grofnd water resources, for beneficial use requires thinking in terms of an entire ground water basin. In order to inorease the natural supply of ground water, man has attempted to artifiially recharge ground water basins. Coastal aquifers come in contact with the ocean at seawater of the coastline. Fresh ground water is discharged in to the ocean. the seaward flow of ground water has been decreased or even reversed, Sea water penettating in land in aquifer.

I. 緒 論

地下水文이라는 것은 地中에서 물의 移動과 分布 그리고 물이 發生하는데 關한 科學이라고 定義를 내릴 수 있다. 地下水는 地層即 地下에서 土

粒子와 土粒子 사이에 있는 空隙이 全部물로 가득차있는 部分을 말하며 이 물로써 飽和狀態에 있는 地下水는 地下의 空隙이 一部는 물과空氣로써 飽和된 部分하고는 嚴然히 區別이 되는 것이다. 이 地下水層은 技術的으로 研究하는데 重要的 部

분이며 地質學的研究 물의 供給을 爲한 調查와 關聯하여 이 層에서 물이 發生한다는것을 여기에 強調하고자 한다 물의 不飽和狀態層은 大部分이 물로 飽和된 上部層에서 發見할수 있으며 地表面까지 達하게 된다. 이 不飽和層은 作物과 植物의 뿌리가 박혀있는 層의 土壤水分도 包含이 되며 主로 生物學的, 地質學的 見地에서 다루어질 問題이다. 이 二個의 層은 明確한 限界를 짓기가 힘이들며 물은 上下兩層으로 끊임없이 移動하고있다. 地質學 水分學 氣象學 海洋學과 같은 大地科學은 地球의 물에 關한 것이며 地下水文學은 地質學과 水文學과 流體力學의 要素를 結合한 特殊한 部分의 科學에 關하여 論述한것이다. 地質學은 地下水의 分布및 發生을 決定하는 學門이며 水文學은 地下에 물을 供給하는 것이 되며 流體力學은 물의 移動을 說明하는 것이 된다.

II. 地下水의 發生

a. 地下水의 根元

大部分의 地下水는 地表水와 氣壓水를 包含해서 水文學的 순환의 過程에서 만들어지는것이며 其他의 原因에 關한 地下水의 發生은 無視될程度이다.

b. 地下水에 미치는 岩의 性質

地下水는 滲透할수 있는 地質層에서 存在되며 普通 原狀態에서는 多少나마 움직이고 있으며 地層을 地下貯水池 혹은 물을 運搬하는 層이라고 일컬수있다.

이와는 反對로 粘土와 같이 물이가득차있을 지라도 물의 移動이 不可能한 層을 不滲透層이라고 한다. 固體인 花崗岩과 같이 물이 包含되어 있지도 않고 또 移動도 되지않는 層도 있다. 岩의 一部分과 흙은 固體인 鑛物質로 채워져있는 것이 아니라 地下水와 空氣로서 가득차있다. 이러한 空隙은 空虛 割目 細孔에 依하여 區別되며 割目は 地下水관과같은 作用을함으로 이러한 것들은 地下水를 研究하는데 있어서 基本的인 要素가 되는것이다. 이러한 것들을 土粒子의 크기 모양 變則性 分布에 따라 달라지며 처음 割目は 地質層이 생길때 地質學的 여러가지 過程에서 만들어지게 되는것이며 沈積土나 火成岩에서 發見

할수 있다. 第二의 割目は 岩의 層이 생긴다음에 만들어진것이며 例를 들면 접촉면이나 破片 分離 植物이나 動物에 依해 차있든 곳이 空間으로되는것 等이다. 地下水의 保有狀態를 割目的 크기에 따라서 세가지로 區分할 수 있는데 表面張力에 依해 물을 保有하고 있는 毛細管割目과 粘着力에 依해 물을 가질수 있는것과 그 中間等이다. 岩과 흙의 有孔性은 그 物質속에 包含되어있는 割目に 依해 測定되며 總體量에 對한 空虛場所를 %로써 다음과같이 表示된다.

$$\alpha = \frac{100 W}{V}$$

여기서 α 는 有孔率, W 는 空隙에 채워질 물의量, V 는 總體量.

例를 들면 乾燥한 흙을 $1m^2$ 의 크기의 그릇에 차욱 차욱 다져서 채운다음 물을부어 물이 그릇에서 흘러내려가지 못할 程度, 即 물로 흙사이에 있는 空間을 채웠다고 生覺할때까지 부은 물이 0.4% 들었다면 이 흙속에 있는 空間은 40%가 되는것이다, 地下水供給에 있어서 粒子沈澱狀態가 第一重要한 것이며 이러한 沈澱에 依한 空隙은 土粒子의 模樣과 個個의 粒子의 配列 크기의 分布沈澱과 다짐의 程度에 따라서 달라진다. 굳어진 層에 있어서 溶解에 依한 鑛物質의 移動과 割目的 程度도 또한 大端히 重要하다. 有孔範圍에 있어 적은것은 0에서 많은 것은 50%까지이며 上記와같은 條件과 物質의 形態에 따라 달라진다. 沈澱物質의 代表的인 有孔範圍은 大略 다음과같다.

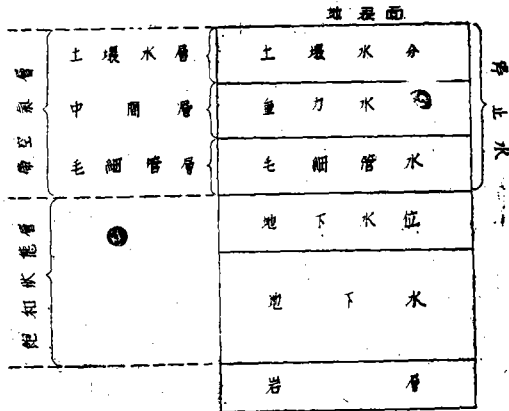
區別	有孔率 %
Soil	50~60
Clay	45~55
Silt	40~50
Medium to coarse mixed Sand	35~40
Uniform Sand	30~40
Fine to medium mixed Sand	30~35
Gravel	30~40
Gravel and Sand	20~35
Sand stone	10~20
Shale	1~10
Lime stone	1~10

c. 地下水의 垂直의 分布

地下水가 地下에서 發生하는것은 飽和狀態의 層과 帶空氣層으로 나눌수 있으며 飽和狀態의 全

割目は 靜水壓에 依해서 물로 가득차여 있다. 地 中에 있어서 地塊의 大部分은 하나의 帶空氣層 이 하나의 飽和狀態層위에 있으면서 地表面까지 存在한다. 飽和狀態의 層은 不飽和狀態로 되어 있는 最下部 或은 中間에 不滲透層이 있는 곳에 서부터 粘土나 岩盤이 깔려있는 不滲透層까지 存 在한다.

地表面下水의 水分學的區分



地下水位는 氣壓力이 均衡된 表面이라고 말할 수 있으며 모래 層같은것은땅을 파면는 그 水位 를 곧 발견할수있을것이다. 實地에 있어서 飽和 狀態의 層은 물을 氣壓力보다 적은 힘으로 끌어 올릴수있는 毛細引力에 依해 地下水位보다 조 금더 높이까지 올라간다. 飽和層에있어서 물의 發生은 單純히 地下水라고하며 帶空氣層은 물이 停止되어 있는곳이라 말할수있으며 土壤水層 中 間層 毛細管層 세가지로 나눌수있고 大略 다음 과같이 說明할수있다.

(1) 土壤水層

土壤水層의 물은 一時的으로 地表面에서 降雨나 用水等으로 因해서 물이들어가는 것을 除外하고 는 飽和狀態에 있지않는것이며 地表面에서부터 植物의 主根層까지를 말하고 이 層의 물은 吸濕 性水 空氣中の 水分의吸着 土粒子表面의 表面張 力에 依해 들러쌓인 얇은 膜等으로 물을 保有하 고 있으나 이 土壤水層은 粘着力이 強하므로 植 物의 水分供給에는 利用되지 못한다. 毛細管亦 는 土粒子 周圍에 빈틈없이 膜을 이루고있으며 表面張力에 依해 물을 붙들고 있고 毛細管作用 에 依하여 움직이며 이물은 植物에 利用된다. 重 力水는 重力의 作用에 依해 流速을 通해 土壤水

가되고 남아서 下部로 내려가 地下水가된다. 孔隙에있는 空虛部分을 全部물로 채우는데 必要한 물의 量을 最大可能含有水라고 한다.

(2) 中間層

中間層이라함은 土壤水層의 第一層부터 毛細 管水의 上部까지 사이를 말하며 이層의 두께는 地下水가 높아서 地表面까지 올라갈적에는 中間 層은 存在하지아니하며 地下水位가 얇은 경우는 數 100m 까지 될적이 있으며 이 層을 連絡하는 層 이라고 말할수있고 地表에서 물이 地下水까지 수 직으로 움직이는데 이 層을 通過한다. 中間層의 물은 吸濕性和 毛細管力에 依하여 물을 붙들고 있으며 남어지 물은 重力의 影響을받아 下部로 내려가 重力水가된다.

(3) 毛細管層

毛細管層은 地下水位에서 물이 毛細管作用에 依하여 올라갈수있는 上部限界까지를 말하며 여 러 學者들이 多孔性物體의 特性에 關하여 毛細 管層에서의 물의 分布와 물이 올라갈수있는 限 界等에 對해 研究한것들이있다. 萬一 孔隙의구멍 이 毛細管과같이 되어있다고 假定하면 毛細管作 用에 依해 물이 上昇하는 hc는 물의 表面張力 과 올라간 물의무게가 同一해야 된다는 理論下 에서 다음그림에서 公式을 誘導할수 있다.

$$hc = \frac{2r}{\gamma} \cos \lambda$$

여기서 r = 表面張力
 γ = 물의 특정무게
 r = 管의 半徑

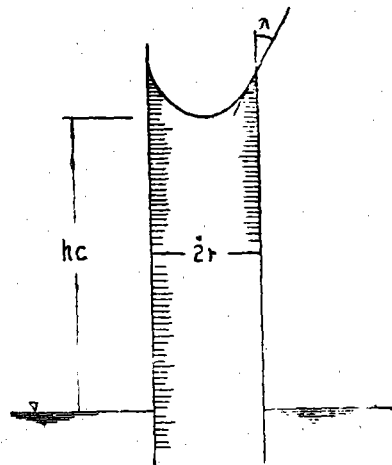


圖 - 1

$\lambda = \text{凹凸形으로 管壁과 接觸하는 角度}$

여기서 $\tau = 0.074 \text{ gm/cm (50°F)}$

$\gamma = 1 \text{ gm/cm}^3$ 라고 假定하면

毛細管作用에 의해 물이 올라가는 것은 cm 로서 다음과 같다.

$$hc = \frac{0.15}{\gamma} \cos \lambda$$

물의 毛細管에 의해 올라가는 限度는 자갈에서는 2.5cm 程度이며 모래는 30cm 粘土에서는 거의 1m 까지 올라가게 된다. Lambe 氏는 fine Sand 의 地下水位以上에서 다음 그림과같이 毛細管作用에 의해 물이 空虛의 部分에 들어있는 百分率을 調査해서 下部에서는 大部分이 飽和狀態이며 위로 감에 따라 土粒子의 놓여있는 狀態에 따라 올라가는 것이 달라짐으로 점차 百分率이 줄어가는 것을 發見했다.

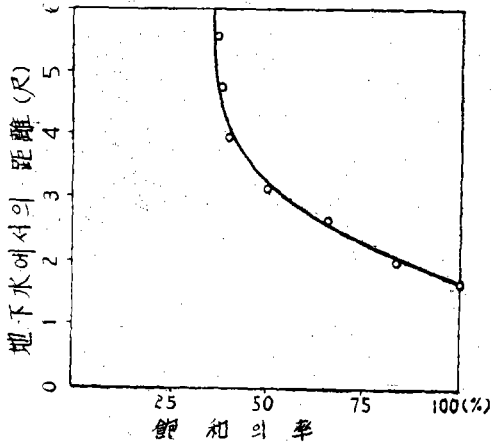


圖 - 2

(4) 飽和層

飽和層은 全孔이 물로 가득차있으며 有孔性은 單位體積當 含有하고있는 물의 量을 재며는 알 수 있으므로 地下水에서 不滲透層인 岩까지 사이에 퇴적되어 있는 土質의 有孔率만 알며는 얼마나 地下水量이 있는가를 알 수 있다. 그러나 土粒子和 土粒子 사이에 들어있는 地下水는 全量을 排水로 全部 떠날 수 없으며 表面張力이나 分子와 分子 사이의 引力 때문에 一部分의 물은 남게 되며 이 물은 重力으로도 움직일 수 없는 물이다. 岩과 흙속에 特殊하게 監禁되고 있는 물이 飽和된 後 重力에 이기고 남아있는 물의 量을 全體量에 對하여 다음과 같이 百分率로 表示할 수 있다. 萬一 S_r 를 特殊하게 監禁되고 있는 물의 量이라고

하면 $S_r = \frac{100W_r}{V}$ 이다.

여기서 $W_r = \text{監禁된 물로서 積하고 있는 量.}$

$V = \text{岩과 흙의 總體積.}$

또 흙의 구멍안에 들어있는 물이 排除될 수 있는 물을 特殊한 물의 發生(specific yield)이라고 하며 特殊한 量의 發生은 重力에 의해 排水할 수 있는 量을 全體量으로 나눔으로서 다음과 같이 百分率로 表示할 수 있다.

$$S_y = \frac{100W_y}{V}$$

여기서 W_y 는 排除된 물의 量.

即 排除한 물의 量과 監禁된 물 量의 合은 孔間의 全部를 나타내게 됨으로 $W_r + W_y = W$ 그래서 有孔性 $\gamma = S_r + S_y$ 가 된다. 그럼으로 specific yield S_y 는 흙속의 空隙에 一部分되며 그 값은 粒子의 크기 氣孔의 分布와 狀態 地層의 다져진 狀態等에 따라 달라진다. 比較的 均一한 砂質에 있어서의 specific yield 는 30% 이나 大部分의 沖積土는 10~20% 만이 나올 수 있다. Specific yield 에 對한 試驗은 實驗室이나 現場에서 할 수 있으나 實驗室에서의 試驗은 擘亂이 되어 正確性이 없고 現場에서도 試驗方法에 따라 여러가지 값이 나옴으로 正確한 값을 求하기가 매우 힘드다. 美國加洲에서 여러가지 實驗을 通해 여러가지 흙에서 얻어진 結果를 特殊한 抑留(Specific retention)와 Specific yield 를 有孔性(porosity) 과 關聯해서 參考로 져어보면 다음과 같다.

土粒子의 크기에 따라 달라지는 porosity, Specific yield, Specific retention의 關係.

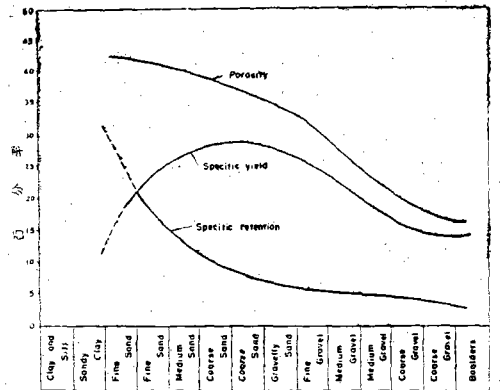


圖 - 3

d. 흙과 다른 없는 地質層.

岩層이거나 其他物質로된 層이라 할지라도 많

은 물의 量이 나을적에는 濘(aquifer)과 같다고 할수있다. 90% 로써 發達된 aquifer(濘)는 不凝 固인 岩 即 자갈과 모래로서 되어있다. 이러한 aquifer는 물이 發生하는 方法에따라 水路, 매 장된 地帶, 平地, 溪谷等 네가지로 나눌수있다. 水路라는것은 大河川 隣接에 자리잡고있는 河川 밑에 깔려있는 沖積層을 通하여 물이 들어오는 것을 말하며 잘 滲透되는 層이 河川과 境界를 이 루고있으며는 河川에서 물이 새어들어 地下水가 增大됨으로 물이 많이 나온다. 매장된(파무친) 地帶는 河川의 影響을 받지않고 滲透하여 地下水가 增加하는 것이다. 地下水量에 있어서는 上 記水路와 비슷하다고 할수있고 永久的인 물의 發生을 爲하여 물이 들어오는 것이나 滯水能力은 比較的적다. 어떤곳에서는 자갈과 모래層이 平 地밑에 깔려있는 境遇가 있고 또한 물의 發生도 限定되어있다. 山비탈에있는 平坦한 高原地는 沈澱物과 같은 役割을 하며 地下水는 降雨과 河 川에서의 滲透로 地下에 쌓이게된다. 溪谷地帶 는 절벽에서의 침식에 의해 만들어진 不凝固의 岩이 많이쌓여서 이루어지는 地帶이며 이 地帶 가 자갈과 모래로된 곳은 많은 물을 生産할 수 있다. 峽谷의 入口에 沖積層으로 되어있는 곳은 河川에서 물이 스며들므로써 물이 發生하는 것 이다. 石灰石은 굳어진 後에 滲透層의 發展과 凝 固의 程度에 따라 比重 有孔性및 透水性等이 현 저하게 달라지며 또 岩의 一部가 溶解또는 除去되 어 原岩의 比率과 달라진다. 石灰石의 구멍의 크 기는 현미경으로만 볼수있는 조그마한 구멍에서 부터 地中에있는 大洞屈까지 여러가지 크기의것 이 있고 이러한 구멍에서 自然히 솟아올라오는 물을 샘물이라하며 石灰石이 散在하고있는 地帶 에서 많이 볼수있다. 火山岩은 물이 잘 滲透할수 있는 aquifer이며 玄武岩도 石灰石과 같이 물이 잘 通한다. 礫岩과 같은 火山岩에 있어서는 氣孔 層과 熔岩사이의 틈 또는 熔岩孔이 줄어들면서 생긴 金屬接觸面等에서 물이 滲透할 수 있는 것이 다. 粘土와 粘土는 混合된 큰 濘들로서 氣孔이 많이 있지만은 구멍의 크기가 大端히 적기때문 에 물이 不滲透하다고 할수있다.

e. Aquifer의 種類

大部分의 aquifer는 많은 氣孔을 갖었음으로 地

下水를 貯藏할수 있는 場所라고 할수있다. 물은 自然的 또는 人工的으로 重力의 作用에 依해 地 下貯水池에 들어가며 샘이나 웅물을 通하여 나오 게된다. 一般的으로 年中 물이나가고 들어오는 量은 全地下水量의 一部分에 不過하며 aquifer는 地下水水位가 存在하느냐 無하느냐에 따라 抑留와 不抑留로 區別할수있다. 地下水水位의 起伏과 勾 配는 물이 地下로 들어오는 量과 地下에서 나가 는 量이나 우물로 퍼올리는 個所數 透水性等에 따라 달라지며 地下水水位가 올라가고 내려가는 것 은 aquifer內의 貯水量의 變化를 意味하는것이 다. 地下水水位를 調査하고 不滲透層까지의 깊이 를 測定함으로써 使用할수 있는 물의 量과 分 布 그리고 移動을 알아낼수있다. 抑留하고 있는 aquifer層에서 물이 흘러나오는 噴水泉과 같은 것이있으며 이것은 比較的 不滲透層 위에 깔려 있음으로써 氣壓보다 더 큰 水壓下에 抑留된 地 下水가 地上으로 튀어나오는 것을 말한다. 抑留 된 aquifer에 對해 물을 供給하는 것은 抑留된 部分이 下記圖面과 같이 물을 地上으로부터 供 給하는 部分이 잘 滲透되며 抑留된 aquifer 속에

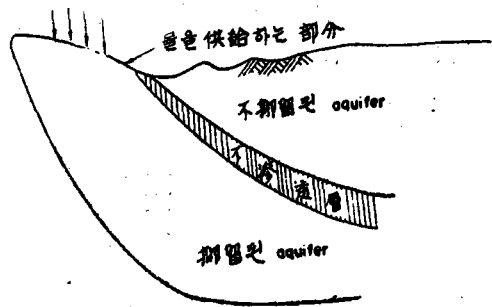


圖 - 4

들어가며 地下水가 튀어올라가는 높이는 地下 貯水池의 물 量에 依한影響보다도 水壓에 依해 左 右되는 것이다. 물이 들어오는 地點에서부터 自然 的인 噴水地點까지는 送水管과 같은 力割을 하 고 있으며 이 抑留된 aquifer의 重力勾配線은 aquifer에 있어서는 靜水壓力線과 一致한다. 靜水壓力가 減少되려는 aquifer의 荷重은 增加됨으로 aquifer는 壓縮되며 抑留된 aquifer에 있어서는 發生하는 물 量을 貯溜係數로서 表示할 수 있을 것이 다. 貯溜係數는 表面積에 對하여 標準水頭의 變化 가의 aquifer 單位面積當에서 들어오는 量을 가

지고 決定할수있으며 卽 四方이 1회-트로된 圓
 통을 aquifer 속에 垂直으로 不滲透層까지 깊이
 박아서 圓통안으로 물이 올라온 水位가 動力勾
 配線에 依해 올라올 수 있는 地下水와의 差인 1회
 -트 以上으로 올라온 물 量으로 貯溜係數s를 決
 定할 수 있다. 抑留된 aquifer 에 있어 s값의 變
 化는 大略 $0.005 \leq S \leq 0.005$ 이 된다.

Ⅱ. 地下水의 移動

自然狀態下에서 地下水는 恒常 움직이고 있다.
 이러한 移動은 水力學의 原理에 依해 說明할수
 있다. 自然氣孔體인 aquifer 를 통한 물의 移動
 은 Darcy의 法則에 依해 說明이되며 媒體를 通
 해 흐르는 速度를 測定한 Permeability (滲透性)
 K는 流量公式에서 常數가된다. 滲透性의 直接
 的인 決定은 實驗室에서나 現狀測定으로서 얻을
 수가있으며 地下水移動은 空間과 時間에 따라 움직
 이는 것을 追跡하고 流量에 對한 實質的인 것
 을 加해줌으로써 얻어질 수 있고 Darcy의 法則
 에서 連續公式과 地下水의 流量公式에서 誘導할
 수 있다.

a. Darcy의 法則

이 法則은 1世期前 佛蘭西의 技術者 Darcy 氏
 가 물의 효과를 爲해 使用된 砂層에서 水平的으
 로 물이 흐르는 것을 보고 發見했다. 氣孔媒體
 를 通하여 물이 흐르는 量은 損失水頭에 比例하
 며 流路의 길이에 反比例한다. 이것은 널리알려
 진 Darcy의 法則이며 今日에 있어서도 地下水

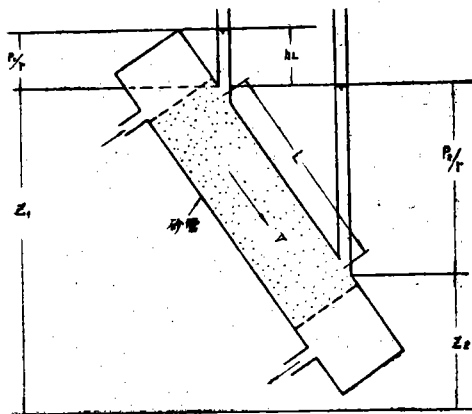


圖 - 5

流量에 關한 研究의 基礎가되고 있으며 다른 理
 論에서 이보다 더 發達된것을 찾아 낼수가 없다.

Darcy의 法則이 發見된後 水力學과 地下水의
 移動에 關한 問題를 分析하고 解決하기 始作하
 였다. Darcy의 法則에 關한 實質的인 證明은 다
 음 그림과 같이 距離 L에서 斷面積 A를 가진
 Cylinder 를 모래로 채놓을 때 流量 Q가 흘러
 나왔다고 하려는 Bernoulli 定理에서 다음과같이
 쓸수가 있다.

$$p_1/r + v_1^2/2g + z_1 = p_2/r + v_2^2/2g + z_2 + h_L$$

여기서 p=壓力, r=물의 特殊한 무게, v=流速,
 g=重力, z=標高, h_L=損失水頭, 氣孔媒體에 있어
 서의 流速은 적으므로 流速水頭 $v^2/2g$ 는 식별
 할수있는 誤差를 除外하고는 無視할수있다.

그래서 上記公式을 다시 整理하거는

$$h_L = (p_1/r + z_1) - (p_2/r + z_2)$$

結果的으로 損失水頭는 砂管안에서 電位損失
 과 같이 定義되며 熱 energy와 같이 消耗될 마
 찰저항에 依해 없어지는것이다. 그림으로 Darcy
 의 測定은 다음과같은 比例로 表示할 수 있다.

$$Q \sim h_L \quad \text{또는} \quad Q \sim 1/L$$

實際에 있어서는 比例的인 常數 K를 알아냄
 으으로써 公式을 誘導할수가 있다.

$$Q = KA h_L/L$$

普遍的으로 $Q = KA dh/dL$ 또는 單純하게
 $V = Q/A = k dh/dL$ 여기서 dh/dL는 動水勾配
 線이며 流速 \bar{v} 는 Permeability의 係數인 K와
 같다고 할수있으며 이 \bar{v} 는 總流量을 氣孔媒體
 의 面積으로 나누는 數라고 할수있다. 그러나 實
 地에 있어서는 地點에 따라 달라진다. 動水勾配
 線에 따라 地下水의 流量이 달라지며 Darcy의 法
 則을 適用할 수있는 것은 Reynolds의 數值가 1
 보다적은 Laminar 狀態의 흐름에서만 適用된다.
 Permeability K는 다음과같이되며 $K = Q/A(dh/dL)$,
 K의 값은 普通 60°F 때의 값이고 溫度에
 따라 K의 값은 氣孔媒體일지라도 달라진다. 地
 下水의 透水性은 管이나 Anger hole의 方法으
 로 容易하게 測定할 수 있다. 卽 「시린다」로 地
 下에 구멍을 뚫어서 물을 全部 퍼내버린 다음물
 이 올라오는 速度 또는 물을 구멍에 부어서 내려
 가는 速度를 觀察하여 公式으로 求하는 것이 簡
 單한 方法일 뿐아니라 經濟的이므로 많이 使用
 된다. 가장 신빙할만한 方法은 샘을파서 揚水하
 여 透水性을 決定하는 것이다.

IV. 샘의 水力學

地下水移動에 關한 問題를 解決함에 있어 透水性과 流出形態 境界狀況等을 알아야하며 때에 따라서는 揚水井을 만드므로서 地下에서 나오는 물을 解決하는데 重要한 資料가 된다. 샘에서 揚水하려는 샘에 둘러싸여있는 aquifer에서 물이 흘러나오며 地下水位가 aquifer의 形態에 따라 달라진다. 抑留된 aquifer와 抑留되지 아니하는 aquifer에 있어서의 境遇를 다음과 같이 說明할 수 있다.

a. 抑留된 aquifer

放射狀의 流出公式를 誘導함에 있어서 一率의 所以로 滲透하면서 均質의 aquifer이고 水平方向으로 물이 움직인다고 假定할때 샘에서의 어떠한 距離 r 에 있어서의 흘러나오는 물 量 Q 는 同一하며 그 公式는 다음그림에서

A 는 井周圍의 面積, V 는 秒當流速

$$Q = A \cdot V = 2\pi r b k \frac{dh}{dr}$$

샘에 들어가는 同一한 放射狀의 流入量은 限界狀態를 積分해서 再調整하며는 샘에서는 $h=h_w$ 와 $r=r_w$ 이고 이 揚水의 影響을 받지 않는 샘에서 떨어진 位置는

$h=h_0$, $r=r_0$ 이라면

$$h_0 - h_w = Q / 2\pi k b \cdot l_n r_0 / r_w$$

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot k \cdot b \cdot \frac{h_0 - h_w}{l_n(r_0/r_w)} \dots (1)$$

그러나 一般의 所以로 繼續해서 抑留된 aquifer로 되어있는 곳은 r 가 無限大임으로 다시 다음과 같이 쓸수 있다.

$$Q = 2\pi k b \cdot h - h_w / l_n(r/r_w) \dots (2)$$

여기에서 r 가 增大함에 따라 h 가 增加됨은 明白하며 h 의 最大值는 샘에서 물을 퍼기 前의 h_0 와 같으며 理論의 所以로 繼續의인 aquifer에 있어서의 同一한 放射狀의 流出은 存在하지 않는다. 實地로 샘에서의 距離에 따라 h 가 h_0 에 接近할때 影響을 미친 半徑이 $r=r_0$ 일때 $h=h_0$ 가 된다고 假定하며는 (1)式과 (2)式은 同一한 所以로 다음과 같이 쓸수 있다.

$$h - h_w = (h_0 - h_w) \cdot l_n(r/r_w) / l_n(r_0/r_w)$$

上記式에서 알수있는 바와같이 流量率에 關하여 水頭는 거리의 Logarithm에 따라 直接的으

로 달라진다. 萬一 同一한 Q 를 繼續해서 揚水하고 어떠한 距離 r_1 과 r_2 에다가 觀測用 구멍을 파서 觀測한 觀測值가 各各 h_1 h_2 가 되었다고 假定하며는 透水性 k 值는 다음과 같다.

$$k = \frac{Q}{2\pi b(h_2 - h_1)} \cdot l_n \frac{r_2}{r_1}$$

上記 公式를 適用할때 不變狀態에 이르는 동안 充分한 時間으로 同一量의 揚水를 繼續하였다면 水位가 내려가는 것이 현저하게 달라지는 境遇가 있을 것이다.

觀測샘은 너무 揚水샘에서 떨어지지 아니하는 곳에 位置하여야하며 水位의 低下가 確實하며 손쉽게 測定할수 있는 곳이라야한다.

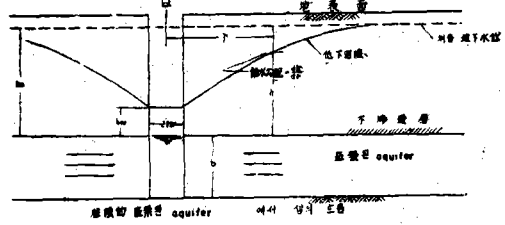


圖 - 6

b. 抑留되지 아니한 aquifer

抑留되지 아니한 aquifer로 되어있는 샘에서 變하지 않는 放射狀流出을 爲한 公式는 水平으로 完全히 滲透하는 aquifer이고 샘周圍의 不變한 水頭가 集中的으로 나타나는 경우는

$$Q = 2\pi \cdot r \cdot k \cdot h \cdot \frac{dh}{dr}, \text{ 가된다.}$$

上記 公式를 $r=r_w$ 때 $h=h_w$ 또 $r=r_0$ 일때 $h=h_0$ 가 된다고 假定하여 積分하며는

$$Q = \pi \cdot k \cdot \frac{h_0^2 - h_w^2}{l_n \left(\frac{r_0}{r_w} \right)}$$

垂直으로 물이 흐르는 要素가 크며는 샘 가까이에서 正確한 水位가 내려가는 것을 이 公式에서 알아내기가 힘이 들므로 實地問題에 있어서 影響이 미치는 r_0 半徑의 選擇은 大略의인 것이며 任意이나 Q 의 變化는 큰 半徑을 取함으로써 적어진다. 그러므로 r_0 값은 大略 160 m 乃至 330 m 程度가 第一 適合하다고 할수있으며 물이 aquifer 內에서 움직이는 速度는 土質의 種類에 따라 水平方向보다 垂直方向이 4 倍내지 18 倍까지 떨라지는 것이 普通이다.

V. 地下水 發達의 盆地

地下水 資源을 最大限으로 活用하기 爲하여 全

地下水盆地를 生覺하지 않으면 안된다. 한盆地는 큰 自然的인 地下水貯水池라는 觀點에서 한 사람의 地主에 依해 使用되는 地下水는 他地主의 用水供給에 支障을 招來케 된다. 水資源을 保存한다는 見地에서 水文學的 均衡이라는 것은 물이 盆地에 들어오는 量과 盆地로 부터 나가는 量이 同一하여야 한다는 것이며 經濟性 및 法的과 水質等을 同時에 考慮에 넣어야 한다. 地下水 供給上 盆地計劃이 供給과 盆地內에 散在하여 있는 地主에게 害를 미치지 않고 繼續的으로 供給할수 있는 量을 “安全한 發生”(Safe yield)이라고 定義할수 있다. 너무 많은 量을 揚水하며는 安全한 發生을 초과하게 된다. 特殊한 狀態下에서는 安全한 發生을 計算하는 方法이 두 서너가지 있으며 한 地區에 水資源을 最大限으로 活用하기 爲하여 地表水와 地下水貯水池를 全部 有利하게 使用할수 있는 方途를 강구하는 것이 經濟的이다. 現存 施設을 잘 改善하여 새로운 水資源을 完全無缺하게 使用할수 있는 計劃下에 調查하는 것이 물을 綜合的으로 使用할수 있는 方案이 될것이다.

地下水盆地의 安全한 發生은 어떠한 原因 모르는 물이 없고서는 每年물의 量이 조금씩 줄어든다. 盆地에서의 安全한 發生의 概念은 地下에 들어온 量만큼만 그대로 나가는 量을 말한다. 揚水하고 있는 地下水盆地에서 적어도 한 가지 以上 豫期치않는 結果가 일어나며 安全한 發生은 量에 制限이 있어 盆地에 供給되는 總體물의 量보다 적으며 狀態의 變化에 따라 달라질수 있다. 萬一 地下에 새로운 自然資源인 地下水가 생긴다 하더라도 地下水盆地에서 相當한 量이 每年 줄어들게됨으로 安全發生上 물의 供給을 害치지 않고 繼續的으로 많은 量을 地下에서 퍼 올릴수 있도록 研究하여야 한다. 너무 地下水를 많이쓰며는 安全發生이 줄어들고 永久的인 被害 即 地盤의 沈下로 因한 地下水貯溜場所의 減少 또는 地下水의 高갈 等 豫期치않은 事例가 생기게 된다. 地下水盆地에 있어서 安全發生의 決定은 地區內에 供給할수 있는 물의 量 揚水の 經濟性, 地下水質, 盆地近處의 用水使用 狀況等 네가지中 한가지지만이라도 빠고 計劃을 樹立하는 것은 合當치 않으며 地下水位가 많이

내려가지 않는 물의 使用限度를 決定하는것이 가장 重要하며 使用量을 決定하는데 慎重을 期하여야 하는 原因이바로 이러한 點에 있는것이다. 特殊한 地下水盆地에서의 水文循環은 盆地에 供給된 量과 貯溜된 盆地에서 나가는 물과 同一하여야 되므로 다음과같이 나타낼수 있다.

地表面流入+地下水流入+降雨量+地表貯水量의 減少+地下水貯水量의 減少=地表水流出+地下水流出+植物에의 供給量+地表貯水量增加+地下水貯水量의 增加.

上記 公式에는 地表와 地下 그리고 盆地에 물이 들어오고 나가는것을 全部 망라한것이다. 여기에서 問題를 解決하는데 影響이 없는 몇개의 部分을 뺄수도 있고 抑留된 aquifer는 地表水와 分離해서 水文學的 均衡을 維持하고 있으므로 地表流入, 降雨, 植物에의 供給, 流入하여 그대로 流出하여버리는 물, 地上貯水池量等은 公式에서 除外하여도 無關하다. 公式中 各項은 單位時間當물이 움직이는 量을 말하며 어떠한 一貫性 있는 使用單位로 時間과 量에 對하여 使用하여도 無妨하다. 長期間 동안의 平均値計算은 安全發生量을 決定하는데 必要하며 公式은 어떠한 大小規模를 莫論하고 適用될수가 있다. 水文學的 見地에 있어서 좋은 結果를 얻기 爲하여는 aquifer와 地下水盆地, 河川地帶等이 가장 좋은 場所이며 理論學的 및 水文學的 均衡公式은 同一하여야 한다. 各項을 綿密히 따져보며는 實地로 들어오는 물량과 나가는 물량이 同一한 것을 알수 있으며 不正確하게 測定하거나 充分한 記錄을 얻을수 없는 境遇는 近似值만이 計算될것이다. 均衡量을 計算結果가 精密의 度를 넘어서는 않되며 萬一 正確度를 넘어간 境遇는 다시 詳細한 調查를 하여야 된다. 公式을 適用함에 있어서 適合한 水文記錄과 特殊한 地帶에서는 地質과 水文을 注意깊게 分析하여 잘 調整하여야 하며 數年間 地下水位 變化와 地下水 發生量을 調查하여 graph를 그리고 그 graph에서 地下水位가 0 일적에의 地下水 發生量을 安全한 發生으로 定하여야 한다.

VI. 地下水를 人工的으로 增加시키는 方法

地下水를 人工的으로 增加시키는 것은 簡單한 構造物을 만들어 물을 撒布하고 自然的인 狀態를 變化시킴으로서 所期의 目的을 達成할수 있는

데 더 詳細히 말하자면 Pits soil (거름과같이 퍼 석 퍼석한 흙)를 通해서 물을 地中에 집어넣고 地質을 調査해서 자갈 層이나 모래 層위에 단단한 不滲透層 即 粘土같은 것이 깔려있으면 이것을 除去하여 물이 地中에 잘들어가게 하고 또 조그마한 돌덩을 많이파서 비물이 고이게한 다음 서서히 地中에 숨어들게 할수도 있으며 샘을 파거나 揚水機에 의한 壓力으로 地下水를 增加시키는 方法等 여러가지가 있다. 地下水를 增加시키는 方法은 地形과 地質과 흙의 狀態에 따라 달라져야하며 水質 또는 氣候條件에 特別한 配慮를 하여야한다. 撒水는 주로 非灌溉期間中 地表에다가 물을 通水시켜 地下水를 增加시키는 方法인데 여기에서 가장 重要한 것은 時間의 경과에 구애 없이 물이 地中으로 수머드는 速度가 一定하여야하며 많은 물을 引水해서 물이바닥에 깔려가는 速度가 늦을수록 많은물이 地中으로 숨어드는 것이된다. 또 논이나 밭에다가 물을 채워놓고 地中에 숨어들게 할수있으며 웅덩이를 파거나 조그마한 堤防을 막으므로써 물을 貯溜하여 地下水 增加를 꾀하는 方法도 있다.

VII. 海水의 浸入

海邊에 沿하여있는 aquifer 속에서는 地下水인 淡水(陸水)가 恒常바다로 흘러가고있다. 그러나 地下水를 使用하여 地下水位가 내려가게 되며는 海水가 aquifer 內에 들어가게되고 그러므로써 地下水의 質이 나빠지는 것은 勿論 aquifer 內에 鹽分이 含有되어 이 鹽水를 除去하려면 많은 時間 많은 淡水(陸水)를 要하게 됨으로 海邊에 있어서의 地下水利用은 特別히 操心하여야하고 細心한 調査와 計劃이 수반되어야 될것이다. 淡依水와 海水의 相互移動과 形態는 水力學的均衡에 하여 이루어진다. 이 問題에 關해 約 50年前 歐洲의 두 技術者가 海邊에 沿한 調査에서 陸水와 海水의 限界點을 外海의 海水位와 陸水の 地下水位의 差의 倍나되는 깊은 밀창에서 發見하였다. 이것은 서로 다른 比重을 가진 物質이 水力學的으로 서로 均衡을 이루고 있다고 할수있음으로

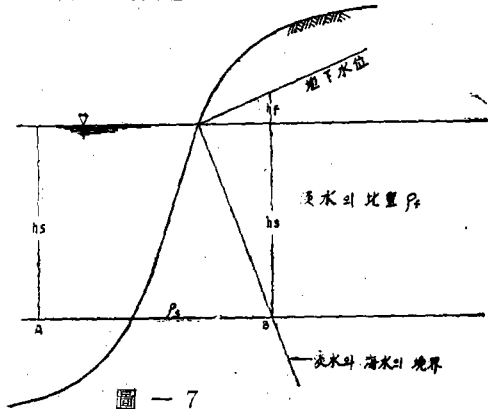


圖 - 7

上記 그림과 같이 例를들어 說明할수있다.

A 點에서 水壓, P_a 는

$$P_a = P_s \cdot g \cdot h_s$$

여기서 P_s = 海水比重, g = 重力.

$$h_s = \text{그림과 같이 물의 깊이.}$$

또 B 點에 있어서의 水壓 P_b 는

$$P_b = P_f \cdot g \cdot h_f + P_s \cdot g \cdot h_s$$

여기에서 P_f = 淡水比重, h_s = 海水位보다 위에 있는 海邊의 地下水의 水深.

B 點은 A 點과 마찬가지로 海水位에서 同一한 깊이에있으며 서로 이 두 點은 均衡을 이루고 있으므로 $P_a = P_b$.

$$P_s \cdot g \cdot h_s = P_f \cdot g \cdot h_s + P_s \cdot g \cdot h_s$$

$$h_s = \frac{P_s}{P_s - P_f} h_f$$

上記式에서 比重 P_s 는 $1,025 \text{g/cm}^3$

P_f 는 $1,000 \text{g/cm}^3$ 라고 한다면

$$h_s = \frac{1,000}{1,025 - 1,000} h_f$$

$$h_s = \frac{1,000}{25} \cdot h_f$$

$$h_s = 40 h_f$$

그림으로 理論上으로 h_s 는 40 倍의 h_f 가 되며 淡水와 鹽水の 境界線은 地下水位線에서 海水水位까지의 差의 40 倍 깊이에서 發見할 수 있다 는 것이 理論上으로 證明이된다. 또 海水의 浸入을 막기 爲해 海邊 狀態를 調査하여야하며 水力學的으로 均衡을 이룰적에는 물의 移動은 없지마는 海邊에서 海水移動은 潮位變化의 影響을 받아 不斷히 生기고 있으며 比重으로 생각할적에는 水平的인 接觸에 있어서 海水위에 淡水가 어느 곳에서나 깔려있다고 할수있고 流線은 上流를 向해 傾斜를 이루고 있다. 海水의 陸地侵入을 防止키 爲하여 海邊에 沿해 粘土를 막는다는가 혹은 揚水機로 淡水를 地中에 壓力으로 집어넣어 淡水地下水位를 上昇시키거나 鹽水를 揚水하여 鹽水の 侵入量을 줄이거나 혹은 海邊에 沿해 水路를 만들어 물이 地中에 숨어들게 하므로써 淡水 地下水位를 끌어올려 海水의 侵入을 막는等 여러가지 方法이 있는데 어느 方法을 擇하여야 하느냐는 그 地帶의 特殊性을 考慮하여 適合한 方法을 擇하여야한다

(筆者 土聯 木浦出張所長)