



지열정사이의 적정이격 거리 산정법(1) (수리지질학적인 관점)

한정상*, 한혁상*, 한찬**, 김형수***
*(주)씨엔이, **(주)유신코퍼레이션, ***한국수자원공사

1 서론

최근 WTI의 선물가격은 연일 기록을 경신하여 11월초에 이미 배럴당 96\$을 상회하였고 중동산 두바이유의 현물가격은 연초 50\$ 에서 현재 90\$ 까지 상승하고 있다. 일부 에너지 전문가들은 세계에너지 시장이 1970년대의 오일쇼크에 견줄만한 이른바 슈퍼스파이크 초기국면에 진입했기 때문에 국제 유가는 금년내에 배럴당 100\$에 이를 것이며 상당기간 현재와 같은 고유가 추세는 지속될 것으로 예측하고 있다.

이러한 시점에 국내에서는 천부지하수(강변여과수등)를 활용하는 지하수 열펌프와 수주지열정(水柱地熱井, SCW) 시스템을 위시하여 밀폐형 지중열교환기를 이용한 천부지열에너지를 활용하는 냉난방열시스템이 활발히 수행되고 있다. 특히 수주지열정은 35~45RT 규모의 열에너지를 1개의 대구경 심정으로부터 공급하기 위해 해당지역에 분포된 암석의 열전도성, 열유량, 지하수 산출량과 배경수온 등 수문지열계의 열적 및 수리특성에 따라 심도가 450~500m이상 되는 심정을 공간간격이 최소 60~100m되게끔 이격시켜 설치 운영하는 일종의 지하수 열펌프시스템이다. 그런데 최근 일부 업체들은 공간거리의 확보가 불가능한 곳에서도 SCW사이의 거리를 7~10m만 이격시킨 후 시공하는 사례가 허다하다. 이는 단시일내에 공내에서 열간섭현상이 발생하여 지열정으로서의 기능을 상실할 뿐만 아니라 나아가 추후 국내 지열이용보급에 지대한 부정적인 영향을 미칠 것으로 사료된다. 따라서 지열정사이의

적정이격거리를 과학적으로 산정하는 방법에 대해 수리지질학적인 관점과 수문지열학적인 관점에서 2회에 걸쳐 고찰 해보고자 한다.

2. 적정이격거리에 관한 개념

우물에서 지하수를 채수하면 대수층내에 저유되어 있던 지하수가 배수되어 지하수위 가 하강한다. 이러한 지하수위의 하강구역을 영향권(area of influence) 또는 영향반경 (radius of well influence)이라 한다. 영향반경은 우물상호간에 서로 간섭을 받지 않는 우물간격 또는 적정이격거리를 구하는데 사용하는 인자이다.

많은 연구자들이 영향반경에 대해 기술한 바 있다. 즉 Todd(1959, 1980) [1]는 “영향반경은 지하함양율과 우물의 채수율에 따라 변하는 함수로서 일반적으로 150 310m규모이다”라고 정의 했다 .

Driscoll(1986)은 1개 채수정 중심에서 영향추(con of depression)의 외각 경계지점까지의 수평거리를 영향반경(영향권)이라고 정의하였고 [2] Kinzelbach(1986)는 수위강하 가 일어나지 않는 지점까지의 거리를 영향 반경이라 하였다 [3]. 이들 이외에도 미국EPA/WHPA(1987)는 1개 취수정의중심에서 지하수면이나 등수위면이 하강하지 않는 지점까지의 거리(영향추의 최외각 지점까지의 거리)를, Nielson(1991) [4]은 우물에서 지하수를 채수할 때 양수정에서 지하수위나 등수위면이 하강하지 않는 지점까지의방사 상거리를, Lehr(NGWA,1988)는 취수정추의 최외각 지점까지의 지표면 거리를 양수정의 영향반경이

라고 정의하였다[5]. 영향반경과 영향권들을 통틀어 영향범위라고도 한다.

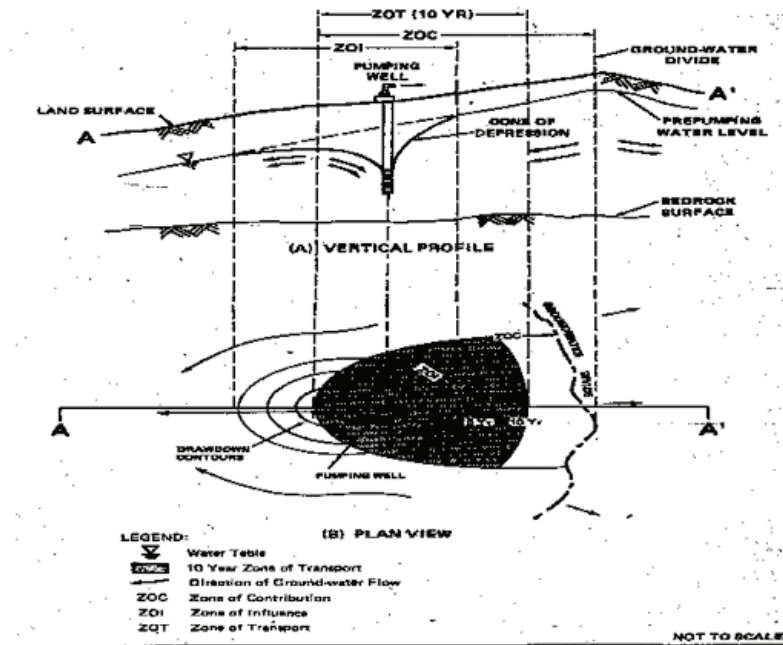
이에 비해 미국EPA[7]나 유럽제국들이 최근에 사용하고 있는 영향범위에 관한 정의는 상당히 포괄적이다. 그림 1과 같이 1개 채수정에서 지하수를 채수시 채수정에서 지하수면이나 등포텐셜면이 하강하지 않는 지점까지의 방사상 거리로서, 수위강하가 발생하지 않는 영향추의 최외각지점까지의 거리를 영향반경(radius of influence)이라 하며, 1개 채수정에서 지하수를 채수할 때 지하수면이나 등포텐셜이 변하는 채수정 주위의 모든 지표면 구역을 영향구역(zone of influence, ZOI)이라 정의 하였다. 즉 수위강하가 발생하지 않는 지점까지의 거리를 영향반경이라고 정의한 반면 ZOI는 지하수 채수시 지하수면이나 등포텐셜면이 변하는 구역으로 정의한 것이 그 차이점이다 물론 이때 ZOI는 영향반경내에 포함된다. 채수정으로 지하수를 공급하는 모든 구역이나 지세(feature)를 포함하고 있는 채수정 주위의

구역을 공헌구간(ZOC)이라 하며 지하수면이 수평(초기수위가 경사진 수위가 아닌 경우)인 경우에 ZOI와 ZOC는 일치한다.

1개 오염물질이 취수정으로 이동 및 도달하는 형태를 등시간도(isochrone)나 등농도선도(isopleth)로 표시한 취수정 주변구역을 일명 시간관련 포획구간(capture zone, 또는 ZOT(zone of transport, ZOT))이라 한다(Martin J etal,1987) [6].

특히 R.C. Cleary(1991) [9]는 우물에서 지하수를 채수할 때 형성되는 함양구역을 포괄적으로 우물포획구간(capture zone)으로 정의하여 우물에서 채수하는 모든 지하수는 이 구역으로 부터 공급된 양으로 정의하였다.실체적으로 대수층내에 경계조건(함양 등)이 없는 경우에는 대수층에서 지하수를 채수하면 영향범위는 계속 확장되고 지하수의 흐름은 결코 정류(steady state, st-st)에 도달하지 않는다.

이상의 정의들을 살펴보면 지하수의 흐름상태가



[그림 1] RI, ZOI, ZOC, ZOT and stagnant point connected with the groundwater divide line at up-gradient area in isotropic, homogeneous aquifer with inclined hydraulic gradient[6]

각종 경제조건 때문에 정류상태에 도달한 경우에만 영향반경이나 영향권을 산정할 수 있으며, 지하수의 흐름이 부정류상태일 때는 양수 경과시간에 따라 영향반경과 영향구역은 달라진다. 즉 양수경과 시간별 영향반경을 산정할 수 있다. 따라서 지하수의 흐름이 정류일 때에는 양수경과시간이나 저유계수와 무관하게 영향반경을 산정할 수 있으나 부정류인 경우에는 시간중속 영향반경만 산정할 수 있다.

대체적으로 기존의 영향반경은 지하수의 초기수위(hydraulic head)가 모두 수평인 경우에 한해서만 산정 가능한 순수한 수위 강하모델(drawdown model)이기 때문에 지하수의 초기수위가 경사수위인 경우에는 순수수위 강하 모델과 경사수위를 서로 중첩시켜야만 해당 지역의 영향범위를 구할 수 있다. 그러나 미국 안정용음수법이 규정하고 있는 취수정보보호구역(well head protection area, WHPA) [8]은 ZOI와 ZOT를 동시에 고려하여 영향범위를 산정하는 방법이므로 이를 우리현실에 부합되게끔 적용하는 것이 가장 현실적이고, 실용적인 영향범위 산정방법이라고 할 수 있다.

취수점에서 지하수를 채수하면 취수점 주변의 포텐셜은 감소한다. 만일 대상 대수층이 등방·균질인 경우에 순수 수위강하 모델은 채수점을 중심으로 원형의 등수위선도(등포텐셜선)를 형성되는데 반해 대상 대수층이 균질 이방성인 경우에는 등수위선도는 타원형이 될 것이고, 대상 대수층이 불균질·이방성일 때는 등수위선도는 불규칙한 형태를 이루게 된다.

그림 1은 대수층이 등방·균질이고, 초기수위가 경사수위일 때의 ZOI와 ZOC 및 ZOT를 도시한 그림으로서 순수 수위강하량과 초기수위를 중첩시키면 채수점 하류구배구간에 정체지점이 형성되며, 상당한 시간이 지나면 채수점으로 유입되는 지하수의 유입구간은 전적으로 정체지점의 상류구배구간에 해당하는 음형구간, 즉 시간관련 포획구간이 된다. 따라서 대다수의 지하수위가 경사수위로 이루어진 우리나라와 같은 경우에 영향범위

는 지하수의 흐름이 정류일 때 채수점 하류구배구간에서 형성된 정체지점을 연결한 선(일종의 지하수위 분수령)과 그 상류구배구간에서 압축된 영향반경의 최상한선으로 이루어진 구간으로 규정해야 할 것이다.

3 지하수흐름이 정류인 경우의 영향반경

3.1 수직누수현상이 발생하지 않는 경우

부정류 비누수(non leaky) 대수층에서 지하수유동 지배식은 (1)식과 (2)식과 같으며 이를 각각 Theis와 Jacob식이라 한다.

Theis식

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (1)$$

여기서 ... $\mu = \frac{r^2 S}{4Tt}$ 이다.

Jacob식

$$S = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt}{r^2 S} \quad (2)$$

지하수 수리학분야에서 (1)식은 부정류상태하에 있는 비누수 피압수흐름에 대한 우물함수(well function) [10]라 하고 지열분야에서 한정상등(2005)은 광역지하류가 없는 수문 지열계에서 냉온열을 지중 주입할 때 순수한 열전도에 의해 지열이 이동하는 지열함수(geothermal function)라 하였다[11]. 상기 두식에서 Theis식은 모든 r(거리)에 적용할 수 있으나 r이 매우 클 경우에는 Jacob식은 사용할 수 없다. 그 이유는 두식에서 지하수는 수평방향으로만 유동하고 상부에 소재한 압층(confining bed)으로 부터 수직누수현상이 발생하지 않는 경우로 가정했기 때문이다. 윗 식들로 부터 거리-수위강하 곡선을 작도한 후 수위강하(s)가 영(0)이 되는 지점까지의 거리를 구하면 이것이 영향반경(R_D)이 된다(그림 2).

$$R_D = \sqrt{2.25Tt/S} = 1.5\sqrt{Tt/S} \quad (3)$$

그러나 직선법을 이용하여 외삽방법으로 구한 영향반경은 실제 영향반경보다는 약간 적게 산정된다. 따라서 위의 방법으로 구한 영향반경은 보수적인 영향반경이라 할 수 있다. 지하수의 흐름이 정류인 경우, 환원하면 (1)식과 (2)식에 영향반경(R_D)을 대입하면 Theis식과 μ 는 다음과 같이 표현할 수 있다.

Theis식
$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

여기서
$$\mu = \frac{r^2}{1.78R_D^2}$$

3.2 수직누수 현상이 발생하는 경우

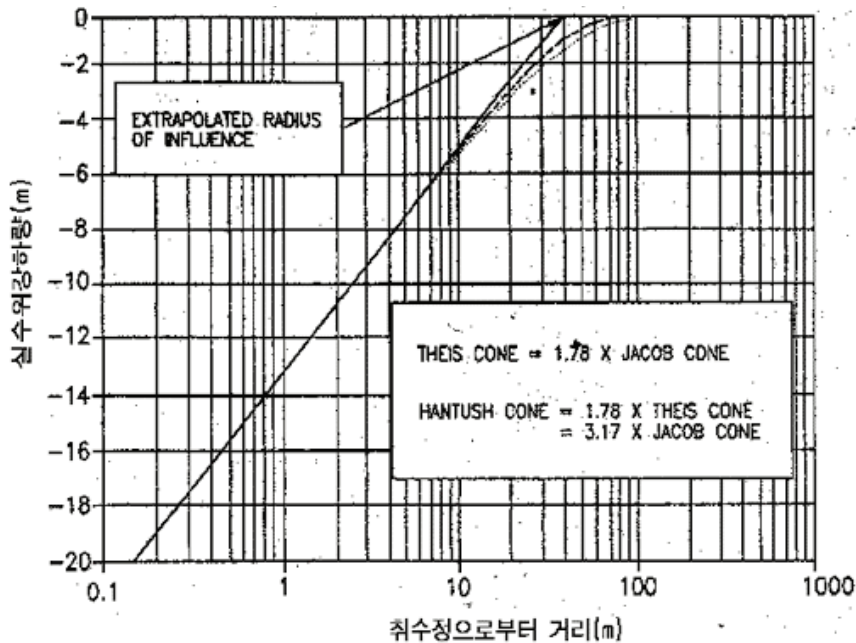
수직누수현상이 발생하는 피압대수층인 경우에 지하수흐름이 정류상태이면 Hantush식을 이용하

여 지하수 채수로 인한 영향반경을 구할 수 있다.

$$s = \frac{Q}{2\pi T} K_0 \left(\frac{r}{B} \right) \quad (4)$$

여기서 K_0 는 Bessel 함수이고 $B = \frac{Kmm'}{K'}$ 로서 K' , m' 는 누수압층의 수리전도도와 두께이고, K 와 m 은 피압대수층의 수리전도도와 두께이며, B 는 누수계수이다.

그림 2에 나타난 바와 같이 지하수의 흐름상태가 정류일 때 직선법인 (2)식을 이용해서 $s=0$ 인 지점에서 구한 영향반경과 Theis식으로 구한 실제 수위강하가 0인 지점과는 상당한 차이가 있다. 대체적으로 비누수 피압대수층인 경우에 Theis식으로 구한 영향반경은 Jacob법으로 구한 영향반경보다 1.78배 크고, 누수피압대수층인 경우에 Hantush식으로 구한 영향반경은 Theis식으로 구한 영향반경보다 1.78배, Jacob식으로 구한 영향반경보다는 3.17배 더 크다.



[그림 2] Actual and theoretical radius of influence calculated by extrapolated straight line methods

4. 수리지질조건별 영향범위 산정법

영향범위의 산정방법은 수리지질과 수문지열계(hydro-geothermal system)의 조건뿐만 아니라 기타 요인에 따라 그 산정법이 서로 다르다. 여기서 기타 요인이라 함은 초기 지하수의 분포상태(수평수위, 경사수위), 지하수의 흐름상태(정류, 부정류), 대수층의 종류(피압, 자유면, 변환형), 피압대수층인 경우에 압층의 역할(수직누수통로, 압층의 저유성 변화 유무), 채수정의 공내 저유효과, 채수정과 관측정의 관통정도(완전관통, 부분관통), 대수층의 이방성(균질등방, 균질이방, 불균질등방, 불균질이방) 등 이다.

현재까지 제시된 여러 가지의 지하수유동 지배식은 모두 초기지하수위가 수평인 경우(수위강하 모델)이다. 수위강하 모델은 지하수의 흐름상태에 따라 정류와 부정류로 크게 2대분할 수 있고, 이를 다시 지하수의 산출상태에 따라 자유면 대수층(변환층 포함)과 피압대수층으로 구분한다. 뿐만 아니라 지하수를 보유하고 있는 포화대의 특성에 따라 이를 다공질 매체(porous media)와 단열매체(fracture media) [13]로 세분한다.

일반적으로 대수성시험 기간동안 영향추가 안정되기 시작하면 영향권은 매우 서서히 소규모적으로 증가한다. 특히 강수의 지하함양이나 대수층의 상하위층에서 수직누수현상이 발생하거나 기타 정(正)경계조건이 발생하면 영향추는 빠른 시간내에 안정되어 정류상태로 바뀐다. 영향반경은 지하수의 흐름이 정류상태이거나 부정류상태일 때에도 구할 수 있다. 기존의 Theis식을 위시한 제반 수위강하식의 영향반경은 통상 지하수의 흐름이 정류이고 수평일 때인 즉, 수위강하모델에 근거하고 있다. 우선 초기 지하수위가 수평일 경우와 경사수위일 경우의 영향구역을 구하는 방법을 알아보기로 한다

4.1 초기수위가 수평이고, 지하수흐름이 정류인 경우(등방,균질매체)

수리전도도가 K인 등방균질 다공질 매체에 설치한 취수정에서 수위강하(Δh) 자료를 알고 있을 때 영향반경(R_D)는 Mansur와 Kaufman(1962) 식이나 거리-수위강하곡선의 직선법을 이용하여 구할 수 있다.

4.1.1 피압대수층

(1) Mansur와 Kaufman 경험식(1962)

$$R_D = C_1 \Delta h \sqrt{K} = (1,500 \sim 3,000) \Delta h \sqrt{K}$$

여기서 Δh 와 R_D 의 단위는 m이고 K : cm/s

(2) Thiem식(피압 대수층)

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

윗식에서 지하수의 초기수두를 H(포화대의 두께)라 하고 취수정에서 r_1, r_2 만큼 떨어진 지점에 소재한 관측정에서 측정한 실수위 강하량을 각각 s_1 , 및 s_2 라하면 $h_2 - h_1 = (H - s_2) - (H - s_1) = s_1 - s_2$ 가 된다

윗식에서 r_2 거리에 소재한 관측정의 수위강하량(s_2)이 0일 때 r_2 는 영향반경($r_2 = R_D$)이 된다. 즉 피압대수층의 영향반경은 (5)식과 같다.

$$s_1 = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R_D}{r_1}$$

$$\therefore R_D = r_1 e^{\left(\frac{2\pi T s_1}{Q} \right)} \quad (5)$$

거리-수위 강하곡선(lin-log)상에서 곡선도해법으로 R_D 를 구할 수 있다. 이 경우 최소 3개공 이상의 관측정에서 측정한 수위강하자료를 이용한 다. 그러나 lin-log 곡선도해법으로 구한 R_D 는 실제 영향반경보다는 약간 적게 산정된다.

4.1.2 자유면 대수층

(1) Mansur와 Kanfman 경험식(1962) [3]

$$R_D = C_1 \Delta h \sqrt{K} = (1,500 \sim 3,000) \Delta h \sqrt{K}$$

여기서 Δh 와 R_D 의 단위는 m이고 K : cm/s

(2) Thiem식(자유면 대수층)

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

지금 포화대의 두께를 b 라 하고, 각 관측지점에서 측정된 수위강하량을 각각 s_1 , 및 s_2 라하면

$$h_2^2 - h_1^2 = (b - s_2)^2 - (b - s_1)^2 = (-2bs_2 + s_2^2) + (2bs_1 - s_1^2)$$

이 되며 윗식에서 r_2 지점의 수위강하량(s_2)=0 이면, $r_2 = R_D$ 가 된다.

이 조건을 Thiem식에 대입하여 자유면대수층에서 R_D 를 구하면 (6)식과 같다.

$$2bs_1 - s_1^2 = s_1(2b - s_1) = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R_D}{r_1}$$

$$\therefore R_D = r_1 e^{\left(\frac{\pi K(2b - s_1)s_1}{Q} \right)} \quad (6)$$

거리-수위강하곡선(\ln - \log)상에서 곡선 도해법으로 R_D 를 구할 수도 있다. 그러나 피압대수층의 경우와 같이 곡선도해법으로 구한 R_D 는 실제 영향반경보다 과소 평가된다.

4.2 양수기간이 장기간이고 지하수흐름 이 준 정류상태인 경우

균질 피압대수층에 완전관통정을 설치하고 지하수흐름이 정류일 경우의 영향반경(R_D)은 다음식을 이용해서 구할 있다.

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R_D}{r_w} \quad (8)$$

일반적으로 $t \rightarrow \infty$, $\mu < 0.05$ 일 때 지하수흐름은 준정류상태가 되며 윗식은 다음과 같이 근사화시킬 수 있다(Ferris J.G,1962) [12].

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2.25Tt}{r_w^2 S} \quad (9)$$

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1.5\sqrt{Tt/S}}{r_w}$$

(8)식과 (9)식에서 $\mu < 0.05$ 일 때 지하수의 흐름은 완전한 정류상태가 아니고 시간에 따라 소규모적으로 변하는 준 정류상태이다. 이를 Dupuit 영향반경이라 한다. 실제 준정류상태에서는 (8)식과 (9)식은 거의 동일하게 된다. 따라서 Dupuit의 영향반경은 (10)식으로 표현 가능하다.

$$R_D = 1.5\sqrt{Tt/S} \quad (10)$$

윗식은 정류상태의 지하수 흐름조건 뿐만 아니라 준정류 상태에서도 사용가능하다.

4.3 초기수위가 수평이고, 지하수흐름이 부정류인 경우(등방·균질매체)

등방, 균질인 대수층내에 여러 개의 관측정을 설치한 후 대수성시험을 실시하여 특정시간에 현장에서 취득한 거리-수위강하 곡선을 \ln - \log 으로 작성하여 $s=0$ 인 지점과 교차하는 지점을 취하면 이것이 영향반경이 된다. 그러나 실제 영향반경은 이보다 약간 크다.

4.3.1 범위가 무한대인 균질 피압대수층

지하함양량과 같은 경계조건이 없을 때 피압대

수층에서의 수위강하는 무한대로 발생한다. 따라서 수위강하량을 어느 정도 허용하여 허용수위까지 강하한 구간을 영향반경으로 설정할 수 있다. 이는 어디까지나 편의에 따라 설정한 것으로서 이때의 실제 영향반경은 이보다 훨씬 크다. 지금 수위강하 $s_r \rightarrow 0$ 되는 지점까지의 거리를 영향반경(R_D)이라 하면.

$$s_r = \frac{Q}{4\pi T} W(u_R) \quad , \quad u_R = \frac{R_D^2 S}{4Tt}$$

$$\therefore R_D = [4Tt u_R / S]^{\frac{1}{2}}$$

Jacob의 직선법($t \rightarrow \infty, \mu < 0.05$)에서)

$$s_r = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2.25Tt}{R_D^2 S} \quad (11)$$

$$R_D = 1.15 \sqrt{Tt / (S \cdot e^{\left(\frac{4\pi T s_r}{Q}\right)})}$$

전절에서 언급한 바와 같이 지하수의 흐름이 부정류인 경우에 피압대수층의 영향반경은 상당히 크다. 즉 지하수의 흐름이 부정류상태이고 최소한의 수위강하가 일어나는 지점까지를 영향반경의 범위로 허용하는 경우에 R_D 는 (11)식으로 구할 수 있다. 이때 적용하는 허용 수위강하량은 해당 지역의 수리지질 특성에 따라 차이가 있으나 미국의 Florida의 Palm비치와 Dade county 및 일부 지역에서는 각각 7.6~30cm와 1.5~33cm를 적용하여 R_D 를 구한바 있다.

4.3.2 피압대수층에서 경계조건이 없고, $t \rightarrow \infty$ 인 경우

이 경우 양수정 주위에 형성되는 영향추는 서서히 확대된다. 그러나 $t \rightarrow \infty$ 에 가까우면 지하수의 흐름상태는 서서히 준 정류상태에 도달하므로 그 근사해는 Theis식을 이용해서 구할 수 있다. 그러나 이 경우는 $t \rightarrow \infty, \mu \rightarrow 0$ 이더라도 지하수의

흐름상태는 여전히 부정류상태로서 영향반경(R_D)은 양수 경과시간(t)에 좌우된다. 이때 적용 가능한 식은 전술한 (9)식과 같다. 즉, 준 정류상태의 영향반경은 투수량계수와 양수시간에 비례하고 저유계수에 반비례한다.

4.4 이방성 대수층의 영향범위(초기수위가 수평일 때)

이 방법은 주로 결정질의 암반대수층에서 실시하여 취득한 대수성시험 자료를 분석할 때 주로 사용하는 방법으로서 먼저 주 tensor 방향을 결정하고, T_x/T_y 의 이방성을 구한 후 불규칙한 영향범위를 산정하는 근사해법이다.

고려대상 대수층의 x방향과 y방향의 투수량계수를 각각 T_x, T_y , 채수정에서 x와 y방향으로 동일거리에 설치한 관측점까지의 거리를 각각 r_x, r_y , 채수량 Q로 지하수를 연속적으로 채수할 때 r_x 및 r_y 에 소재한 관측점에서 초기 수위강하반응이 일어난 시간을 각각 t_x, t_y 초기수위 강하량을 각각 s_x 및 s_y (실제 이때의 수위강하량은 0에 가깝다)라 하고, 대수층의 저유계수는 x, y 방향에 관계없이 일정한 값(S)을 가졌다고 가정할 때, x, y 방향에서 초기수위반응이 발생한 양수개시 t_x, t_y 시간 이후의 수위강하량은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$s_x = \frac{Q}{4\pi T_x} W(u_x) \quad u_x = \frac{r_x^2 S}{4T_x t_x}$$

$$s_y = \frac{Q}{4\pi T_y} W(u_y) \quad u_y = \frac{r_y^2 S}{4T_y t_y}$$

실제 초기 수위강하량(반응량)은 $s_x = s_y = 0$ 이므로 상시 두식에서

$$\frac{Q}{4\pi T_x} W(u_x) = \frac{Q}{4\pi T_y} W(u_y) \quad (12)$$

$$\therefore \frac{W(u_x)}{T_x} = \frac{W(u_y)}{T_y}$$

지금 $\mu < 0.05$ 라면 윗식에서 우물함수들은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$W(u_x) = \ln\left(\frac{2.25 T_x t_x}{r_x^2 S}\right)$$

$$W(u_y) = \ln\left(\frac{2.25 T_y t_y}{r_y^2 S}\right)$$

이들 우물함수를 (12)식에 대입하면

$$\begin{aligned} \frac{1}{T_x} \ln\left(\frac{2.25 T_x t_x}{r_x^2 S}\right) &= \frac{1}{T_y} \ln\left(\frac{2.25 T_y t_y}{r_y^2 S}\right) \\ \therefore \frac{T_x \cdot t_x}{r_x^2 \cdot e^{T_x}} &= \frac{T_y \cdot t_y}{r_y^2 \cdot e^{T_y}} \end{aligned} \quad (13)$$

윗식에서 양수정과 관측정까지의 거리는 동일할 때에는 $r_x = r_y$ 이므로

$$\frac{t_y}{t_x} \doteq \frac{T_x}{T_y} \quad (14)$$

초기 수위반응이 각 관측정(r_x, r_y)에서 동일 시
간에 발생했다면

$$\frac{r_x}{r_y} \doteq \left(\frac{T_x}{T_y}\right)^{0.5} \quad (15)$$

대수성시험을 실시하여 양수정과 동일한 거리에
설치한 관측정에서 초기수위 반응이 일어난 시간
 r_x, r_y 을 알아내거나 반대로 동일한 양수경과시간
후 초기수위 반응이 일어난 지점의 거리를 알 수
있으면 (14)와 (15)식을 이용해서 대수층의 이
방성(T_x/T_y)을 구할 수 있다. 한정상,한규상
(1992)은 도해법을 이용해서 이방성 대수층의
영향반경을 구하였다[13].

4.5 초기수위가 경사수위이고, 지하수흐름이 정 류인 경우(등방균질매체)

대수층이 등방·균질인 피압 또는 자유면 대수
층경우에 실제 해당지역의 등수위선도(동수구배
존재)와 순수 수위강하모델 결과를 서로 중첩시
켜 실제 영향구간(일명 포획구간)을 산정한다.
이때 사용하는 해석학적인 방법은 이미; 서술한
바와 같이 하류구배구간에 소재한 정체지점까지
의 거리(X_L)는 다음식을 이용해서 구하고

$$X_L = \frac{Q}{2\pi K b I}$$

상류구배구간에 형성되는 포획구간의 흐름망의
폭은 다음과 같다.

$$Y_L = \frac{Q}{2K b I}$$

여기서 b : 포화대의 두께, I : 동수구배

여러 개의 다층구조로 이루어진 대수층에서 가
장 양호한 방법은 수치모델을 이용해서 영향범위
를 산정한다.

5. 결론

지하수를 채수하면 대수층내에 저유되어 있던
지하수의 수위가 하강하는 영향반경 또는 영향권
이 형성되는데 이는 우물상호간에 서로 간섭을 받
지 않는 우물간격 또는 적정 이격거리를 구하는데
사용하는 중요한 인자이다. 고려 대상 수문지열계
의 종류와 지하수 산출특성에 따라 사용할 수 있
는 다양한 적정이격거리 산정법을 검토 제시 하였
다. 채수정에서 지하수를 장기적으로 채수할 때
수위강하가 전혀 발생하지 않는 지점까지의 2배
를 적정이격거리로 규정하면 우리나라와 같은 여
유공간이 충분하지 않은 협소한 지역에서는 비 현
실적이고 비 경제적이다. 따라서 균정으로 이루어

진 2정 혹은 대수층 축열시스템에서는 주입정과 채수정사이에 최소한의 열전달과 수위강하가 발생하는 지점까지를 영향반경으로 규정하여 지하수의 흐름이 부정류일 때 대수층의 종류에 따라 적정이격거리를 산정해도 무난하다. 또한 수주지 열정은 설계냉난방부하에 의거하여 부정류흐름상태에서 적정이격거리를 산정해야 한다.

6. 사 사

본고는 한국수자원공사의 위탁사업으로 시행중인 강변여과수(충적층 및 하상지하지열) 자원 활용기술의 일환으로 군정으로 이루어진 지열원 펌프시스템의 최적이격거리에 관한 조사 분석내용이다. 본고 작성시 심사과정에서 유익한 지적과 수정을 해주신 익명의 심사위원님께 감사를 드린다.

참고문헌

1. David K. Todd,1980, The Ground Water Hydrology, John Wiley & Sons,pp.121-123, pp.84(1959)
2. Driscoll Fretcher G.,1986, Ground Water and Wells ,Johnson Division,Vol 2 pp.209, 238, 242,245,246,712
3. Kinzelbach.W, 1986, Groundwater Modeling Elsevier, pp.13-14.
4. Nielson David M, 1991, Practical handbook of groundwater monitoring, Lewis publishers, pp.677
5. Lehr,J.H et al., 1988, Design and construction of water wells, NGWA, Van nostrand Reinhold, Newyork, pp.22
6. Marfin Jaffe and Frankdinove,1987, Local groundwater protection/WHPA, Ammerican Planning Asso., pp.40,78-79
7. EPA, 1987, Guidelines for Delineation of well head protection areas, US/EPA, pp.1-16.
8. EPA, 1993, Wellhead protection “A guide for small communities”, pp.7-8.
9. Cleary R.C, 1991, Groundwater hydrology and pollution, NGWA, pp.2-17.
10. 한정상,1998, 지하수환경과 오염, 박영사 pp. 163 pp.166-175,pp.905-913
11. 한정상,한혁상 ,한규상,한찬,2005, 지열펌프 냉난방시스템, 도서출판 한림원,pp.14.34-39
12. Ferris J.G., 1962, Theory of Aquifer Test,USGS Water Supply paper-1536E, pp.99-100
13. 한정상,한규상,1992, 고지대 결정질파쇄암의 수리지질특성과 수리지질학적인 이방성에 관한 연구 ,지질학회지 ,Vol.28,No.1, pp.19-31