3. 지하수의 흐름

그림

표

3. 지하수의 흐름

지하수는 강우, 표류수에 의해 함양(recharge)되며, 이는 통기대를 통해 함양되는 간접적인 것과 포화대에 직접 함양되는 직접적인 것이 있다. 통기대를 통과하는 물의 흐름은 토양표면을 통과하는 침투(infiltration)가 있고 토양수대와 중간수대를 통과하는 투과(percolation)가 있다. 통기대에서 물의 운동은 3 가지 힘에 의해 지배되는데 이는; (1) 흡착력, 즉 분자력에 의해 물의 얇은 막이 간극체의 입자 사이에 접착되어 있는 것, (2) 모관 현상, 즉 표면장력에 의해 물이 모관안에서 움직이거나 움직임이 제지된 상태 그리고 (3) 중력에 의해 물이 수두경사를 따라 흐르는 것이 있다. 물이 모관수대를 통과하여 포화대에 이르면 이때부터 물의 흐름은 중력, 압력 그리고 마찰작용에 의해 지배된다. 따라서 수두경사가 있는 한 지하수는 계속 유동하고 언제나 수두가 높은 곳에서 낮은 곳으로 흐르게 된다.

3.1. 지하수 유통계(flow system)

어느 지역이든 대수층과 가압층이 있으면 그 지역의 유통계를 이룬다. 수리지질학적으로 이 유통계는 두 가지 역활을 하는데; (1) 공극이 허용하는 한도 내에서 물을 저류하고, (2) 물을 함양지역으로부터 유출지역으로 유통시키는 일이다. 다시 말해서 지하수 유통계는 지하수의 저수지 역활과 통로 역활을 동시에 하고 있는 셈이다. 석회암의 동굴, 용암, 또는 아주 큰 자갈층 같이 그 안에서 물이 비교적 빠르게 흐를 수 있는 특별한 대수층을 제외하고 지하수 유통계는 일반적으로 효율 있는 통로라기 보다는 효율 있는 저수지로 보는 것이 더 정확하다. 그림 3-1에서 보는 바와 같이 물이 함양지역에서 지하수 유통계로 들어가 수두경사와 투수계수에 의해 유출지역으로 흐르게 된다.

대부분의 하천과 계곡은 지하수의 유출지역이고, 하천 주위에 언덕이나 높은 지대는 함양지역으로 볼 수 있다. 함양율은 단위 시간(년)에 단위 면적(km^2)을 함양하는 물의 부피(m^3)로 측정하는데, 대부분의 경우 주어진 시간에 지표면을 덮고 있는 물의 깊이로 표현한다. 함양율은 강우량의 계절적 분포, 대기온도, 지표면의 상태 등에 따라 해마다 그리고 지역에 따라 다르다. 예를 들어 도시보다는 살림지대에서 훨씬 많은 양의 지하수가 함양되는 것은 지표면의 상태가 다르기 때문이다.

함양지역으로부터 유출지역까지 가는 동안의 지하수의 흐름속도는 주로 대수층과 가압층의 투수계수와 수두경사에 지배되는데, 짧을 때는 수일에서 길 때는 수 천년이 걸리기도 한다.

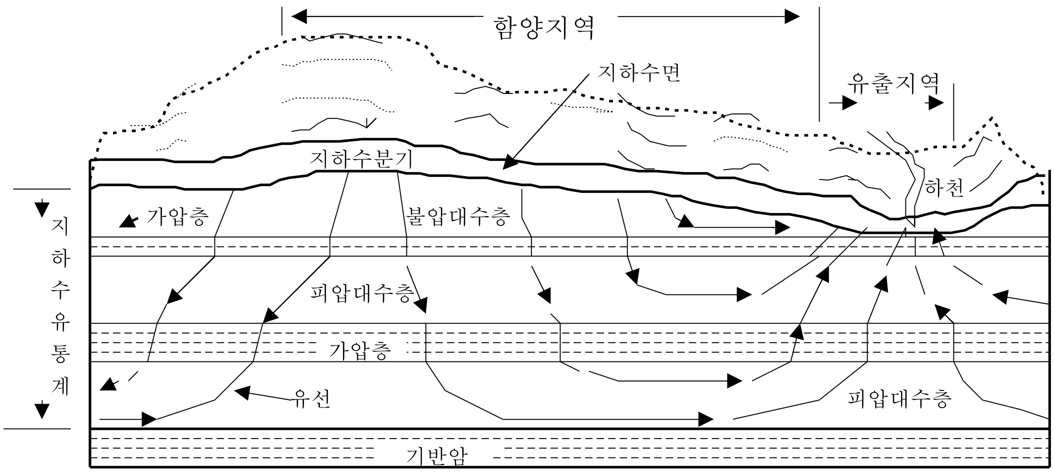


그림 3-1 지하수 유통계

지하수의 자연적인 유출은 샘이나 개천에서 흔히 볼 수 있지만 그 외에 모관수대의 위 부분에서 증발산도 하나의 유출 현상이다. 모관수대나 포화대 위 부분에서 식물에 의한 증발산의 양은 지하수 유출의 상당한 비율을 차지하고, 특히 가뭄 중에도 개천에 물이 흐르는 것은 지하수의 유출 때문임은 잘 아는 사실이다.

일반적으로 유출지역은 함양지역에 비해 매우 작으며 이 때문에 함양에 비해 유출이 더 효과적이다. 함양시의 물은 불포화대에서 수직방향으로 흐르므로 투수계수가 가장 낮은 방향을 따라 흐른다. 이와는 대조적으로 유출은 포화대에서 수평방향의 흐름이므로 투수계수가 가장 큰 방향과 일치해서 흐르므로 유출이 함양보다 언제나 더 효율적이다. 유출이 함양보다 더 효율적인 또 하나의 이유는 일반적으로 함양현상은 강우 직후에 일어나고, 강우가 비연속적인 것과 같이 함양도 비연속적이다. 반면에 유출은 수두경사가 있는 한 언제든지 가능하고 수두경사는 지형, 대수층의 수리지질학적 성질, 지역에 따른 유출율의 변화 등에 의해 항상 변하므로 언제나 존재하게 된다.

계절적으로 늦은 가을, 겨울, 이른봄은 식물의 활동이 침체되어 이들에 의한 증발산이 저조하므로 지하수의 함양이 증가하는 시기이다. 이와 반대로 여름철은 토양에 습기가 부족하고 증발산이 가장 심한 때이므로 지하수의 유출이 가장 심한 때라고 할 수 있다.

3.2. 지형과 지하수의 흐름

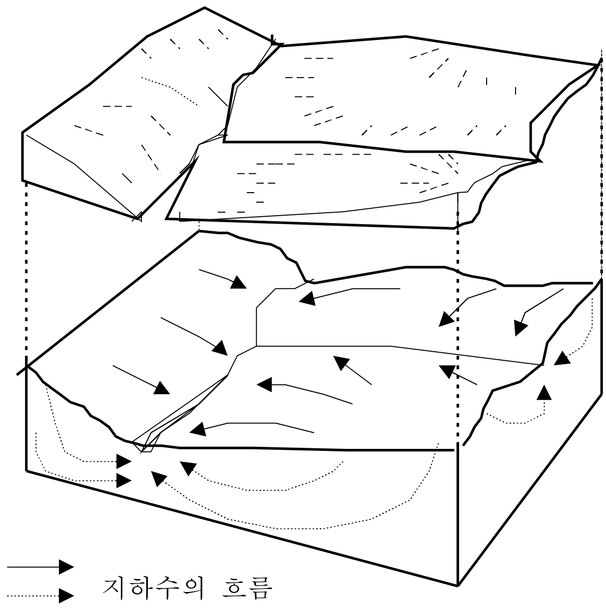


그림 3-2 지형과 지하수의 흐름방향

가능하면 어떤 지역이든 지하수면의 위치와 지하수가 흐르는 방향을 알아 둘 필요가 있는데, 이를 결정하는 한 방법은 어떤 기준 점으로부터 지하수면의 고도를 측정해야 한다. 다른 방법은 그 지역의 지형을 관찰함으로써 지하수의 흐르는 방향을 결정할 수 있다.

물이 흐르는데는 중력이 가장 중요한 원동력이다. 따라서 자연상태에서 지하수는 수두가 높은 곳에서 낮은 곳으로 흐르는데, 이는 그 지역의 지표면의 지형과 거의 일치하므로 일반적으로 지하수의 흐름은 지형이 높은 곳에서 낮은 곳으로 흐른다고 봐도 큰 잘못이 없다(그림 3-2). 지하수면은 능선에서 가장 깊고 계곡에서 가장 얕다. 이 때문에 어떤 지역에서 지하수를 음료수 또는 다른 가정용으로 사용하는 곳은 가급적이면 우물의 위치를 폐물처리장, 인분 살포장, 공장시설 등 보다 높은 지대를 택해야 한다.

지하수면과 마찬가지로 피압대수층의 내압수두면도 함양지역으로부터 유출지역으로 경사졌는데, 일반적으로 함양지역은 대수층이 노출되어 있는 높은 지역으로 하천이나 강의 상류지대와 일치한다. 따라서 피압대수층의 경우도 내압수두면의 형상은 그 지역에 지표면의 형상과 거의 같다.

3.3. 수두(hydraulic head)

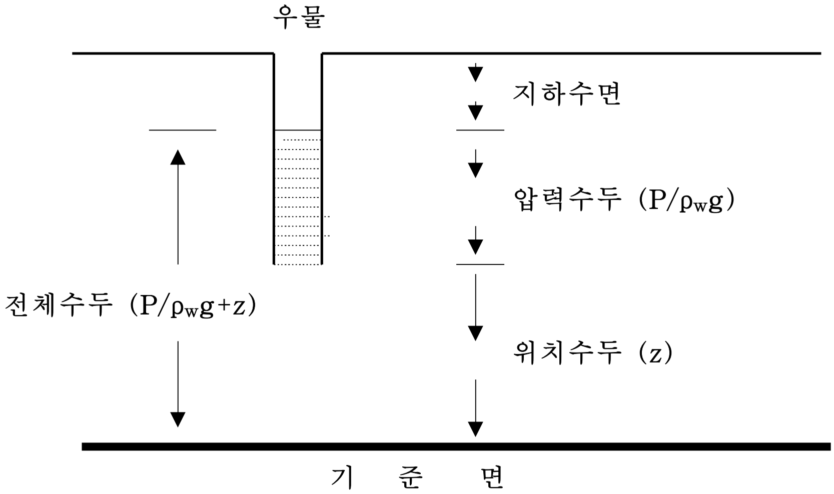


그림 3-3 위치수두, 압력수두, 전체수두

때에 따라 지표면으로부터 지하수면까지의 깊이는 그 지역의 유용 도에 영향을 준다. 지하수면이 높은 지역은 우기에 물에 잠길 우려가 있기 때문에 주택지나 다른 용도에 적합하지 않고, 반면에 지하수면이 너무 깊으면 지하수 개발에 많은 비용이 들게 된다. 수두경사 또한 매우 중요한데 그 이유는 지하수의 흐르는 방향과 속도가 전적으로 수두경사의 방향과 크기에 의해 결정되기 때문이다.

그림 3-3에서 보는바와 같이 지하수면의 깊이는 지표면의 어떤 고정된 기준면으로부터 우물 안에 수면 깊이를 측정해서 결정한다. 이때 여러 개의 우물에서 측정한 지하수면의 깊이를 이용하여 수두경사를 결정하려면 모든 측정을 하나의 공통 기준면으로부터 해야 할 것이다.

한 우물에서 측정한 물의 깊이로부터 기준면의 고도를 빼면 그 우물에서의 전체수두가 되는데, 유체역학에서 이 전체수두는 위치수두(potential head) gz, 압력수두(pressure head) P/ρ_w, 그리고 속도수두(velocity head) $v^2/2$의 합이라고 정의하고 있다. 이를 Bernoulli의 정리(theorem)로 기술하면 "closed system에서, 비압축성의 유체가 가지고 있는 전체 에너지는 그 유체가 흐르고 있는 유로상의 어떤 위치에서나 일정하다".

따라서 그림 3-3의 관계를 수식으로 표현하면,

$$gz + \frac{P}{\rho_w} + \frac{v^2}{2} = \text{일정} \quad (3\text{-}1)$$

여기서, g = 중력가속도
z = 기준면으로부터 우물의 맨 밑까지의 높이
P = 우물 안의 물기둥 때문에 생기는 압력
ρ_w = 물의 밀도
v = 속도

식 3-1을 g로 나누면,

$$z + \frac{P}{\rho_w g} + \frac{v^2}{2g} = \text{일정} \quad (3\text{-}2)$$

여기서, $\rho_w g$ = 물의 중량

식 3-2에서 z는 위치수두로 단위 중량의 물을 기준면으로부터 높이 z까지 올려놓는데 해야할 일 이고, P는 우물 안의 물기둥의 길이로써 그 물기둥에 의한 압력 때문에 할 수 있는 일, 그리고 $v^2/2g$는 유체가 흐르기 때문에 생기는 에너지 즉, 유체의 운동 에너지(kinetic energy) 이다. 우리가 이미 아는 바와 같이 지하수의 흐름속도는 매우 느리므로 속도수두를 무시하면 전체수두는 위치수두와 압력수두의 합이 되는 셈이다.

따라서 전체수두 h_T를 수식으로 표현하면,

$$h_T = z + h_p \quad (3\text{-}3)$$

여기서, z = 위치수두로 어떤 기준면으로부터 압력수두 h_p를 측정한 지점까지의 수직거리
h_p = 압력수두로 z위에 있는 물기둥의 무게 때문에 생기는 수두

3.4. Hubbert의 수력포텐셜(hydraulic potential)

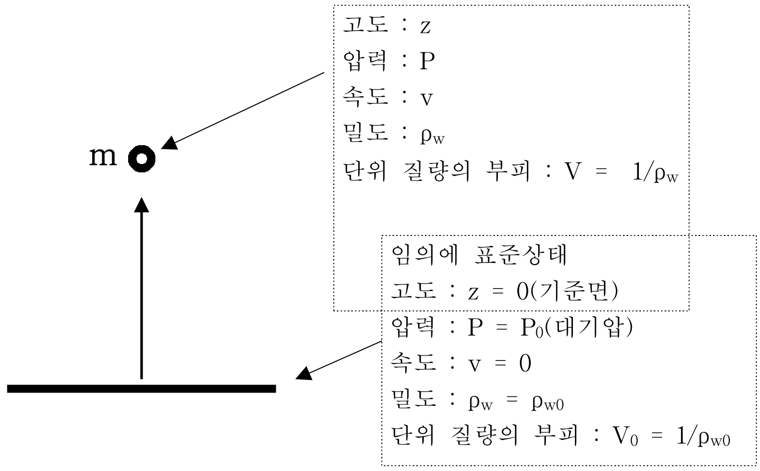


그림 3-4 단위 질량 유체의 역학 에너지

이론적으로, 수력포텐셜은 "**단위 중량의 물을 임의에 기준면으로부터 높이 z 까지 올려놓는데 해야할 일**"이다. 다른 말로, 지구표면의 모든 물체는 지구 중심으로 향한 중력을 받고 있기 때문에 이 물체의 고도를 높이려면 일을 해야 하고, 이 일은 포텐셜 에너지로 보존된다.

그림 3-4로부터, 수력포텐셜 Φ(단위 질량의 역학 에너지)은 아래 3가지 일의 합이라 볼 수 있다.

(1) 단위 질량의 물을 높이 z = 0으로부터 z 까지 올리는데 필요한 일 즉,

$$w_1 = mgz \tag{3-4}$$

(2) 단위 질량의 물을 속도 v = 0으로부터 v 까지 가속시키는데 필요한 일 즉,

$$w_2 = \frac{mv^2}{2} \tag{3-5}$$

(3) 단위 질량의 물의 압력을 P = P_0로부터 P 까지 증가하는데 필요한 일 즉,

$$w_3 = m\int_{P_0}^{P} \frac{dP}{\rho_w} \tag{3-6}$$

따라서 수력포텐셜 Φ는,

$$\Phi = w_1 + w_2 + w_3 = mgz + \frac{mv^2}{2} + m\int_{P_0}^{P} \frac{dP}{\rho_W} \tag{3-7}$$

여기서, m = 물의 질량
g = 중력 가속도
z = 기준면으로부터 측정한 높이
v = 속도
P = 압력
ρ_w = 물의 밀도

식 3-7은 아래와 같이 정리 할 수 있다.

$$\Phi = gz + \frac{v^2}{2} + \frac{P - P_0}{\rho_W} \tag{3-8}$$

앞에서 이미 설명한 것과 같이 지하수의 흐름속도는 매우 느리므로 이를 무시하면,

$$\Phi = gz + \frac{P - P_0}{\rho_W} \tag{3-9}$$

그림 3-3에서와 같이, 우물의 맨 아래부분에서의 물의 압력은,

$$P = \rho_W g(h_T - z) + P_0 \tag{3-10}$$

여기서, $h_T = \frac{P}{\rho_W g} + z$ (h_T는 전체수두)

식 3-10을 식 3-9에 삽입하면,

$$\Phi = gz + \frac{\rho_W g(h_T - z) + P_0 - P_0}{\rho_W} = gh_T \tag{3-11}$$

따라서, 수두경사와 포텐셜경사는 아래의 관계를 가진다.

$$\frac{\partial h_T}{\partial l} = \frac{1}{g}\frac{\partial \Phi}{\partial l} \tag{3-12}$$

3.5. 수두경사(hydraulic gradient) 결정법

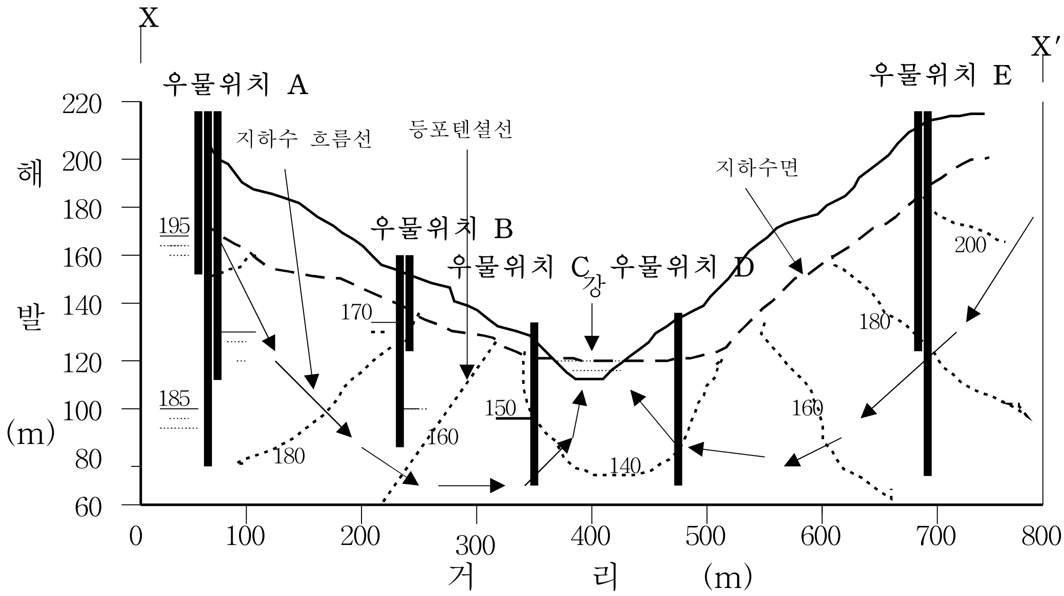


그림 3-5 수두경사

지하수가 흐르는 방향과 속도는 전체수두에 의해 결정되고, 이는 지하수의 흐름이 압력수두가 높은데서 낮은 곳으로 흐른다는 말과 반드시 같은 의미는 안이다. 다른 조건이 모두 같으면 지하수의 흐름율은 수두경사에 비례하고 또 흐름 방향은 최소 에너지소모 법칙에 따라 언제나 수두경사가 가장 심한 방향과 일치하게 된다.

[수평 수두경사와 수직 수두경사를 계산하는 보기]:

수평 수두경사: 그림 3-5에서 우물위치 A와 C에 있는 우물에서 측정한 지하수면의 고도로부터,

$$I = \frac{dh}{dl} = \frac{(185m - 150m)}{500m} = 0.07$$

수직 수두경사: 우물위치 A에서 3 개의 우물 중 2 개를 사용하여,

$$I = \frac{dh}{dl} = \frac{(195m - 185m)}{60m} = 0.17$$

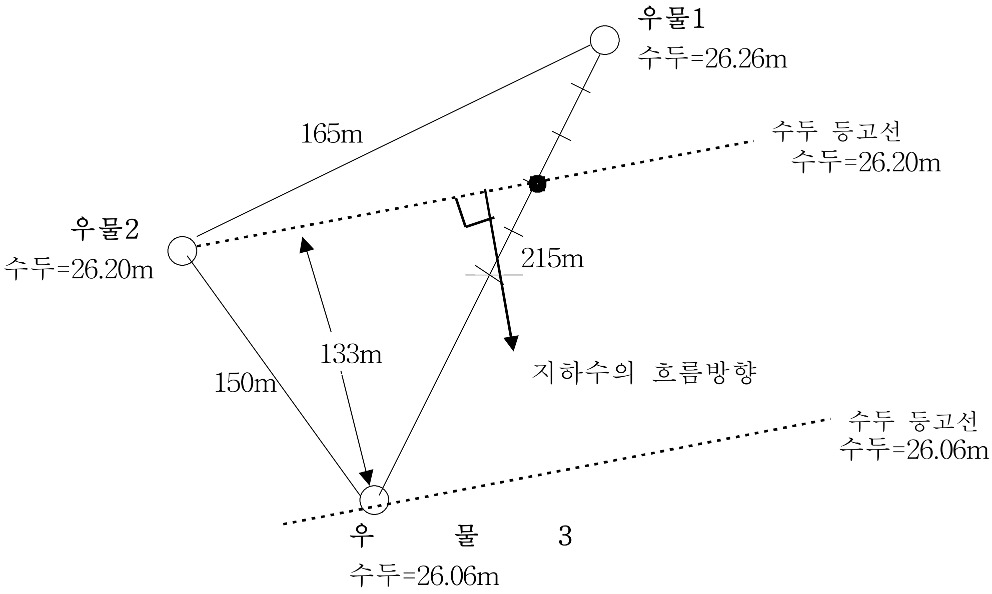


그림 3-6 수두경사 결정방법

수두경사와 지하수의 흐름방향을 결정하려면 최소한 3 개의 우물의 상대 위치, 우물간의 상호 거리 그리고 각 우물에서 측정한 전체수두를 알아야 한다.

<u>수두경사와 흐름방향을 결정하는 과정:</u>

(1) 3 우물 중 전체 수두 값이 중간인 우물을 택한다(그림 3-6에서 우물 2의 수두 = 26.20m)
(2) 수두가 제일 높은 우물과 제일 낮은 우물을 연결하고 이 선상에서 (1)의 값과 같은 수두 값을 가진 점을 택한다
(3) (1)과 (2)에서 택한 점을 연결하면, 이 직선은 수두가 (1)와 같은 하나의 등고선이 된다
(4) (3)의 직선에 수직으로 직선을 그리면, 이는 지하수가 흐르는 방향과 평행하다
(5) 우물에서 측정한 수두 값과 등고선의 수두 값의 차이를 그 등고선과 우물간의 거리로 나누면 그 사이에 수두경사가 된다. 즉,

$$\frac{dh}{dl} = \frac{26.20m - 26.06m}{133m} = \frac{0.14m}{133m} = 0.0001$$

3.6. 지하수의 유선망(flow net)

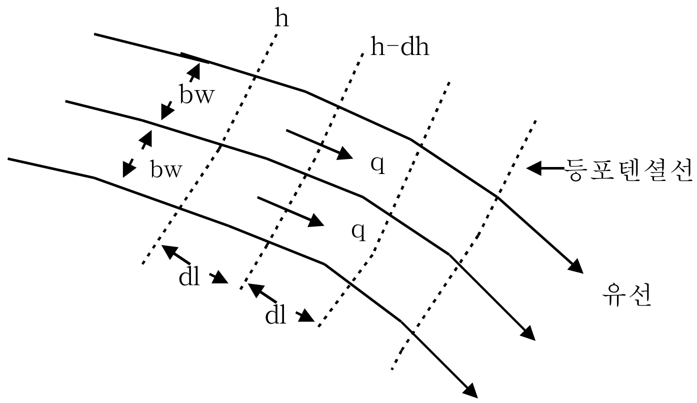


그림 3-7 유선망

앞에서 이미 살펴본 바와 같이 물의 흐름을 층류와 난류로 분류하는데 층류는 흐름속도가 매우 느려 물의 입자가 유선 상에서 질서 있게 흘러 유선간에 교차하는 일이 없이 개개의 통로를 통해 흐르는 경우이고, 난류는 흐름속도가 빨라 물의 입자가 무질서하게 흐르고 유선간의 교차가 심하여 유선이 서로 혼합되기도 하는 흐름이다. 대부분의 경우 지하수의 흐름은 층류이므로 지하에서 지하수가 흐르는 모양을 정방형의 유선망을 이용하여 그림으로 나타낼 수가 있다.

유선망은 두 개의 선으로 되어 있는데 하나는 등포텐셜선(equipotential line)으로 수두가 같은 점들, 즉 같은 높이의 지하수면(불압대수층의 경우) 또는 내압수두면(피압대수층의 경우)을 연결한 선이고 다른 하나는 유선(flow line)으로 대수층 안에서 물의 한 입자가 흐르는 통로를 나타내는 선이다. 이미 설명한바와 같이 지하수는 언제나 수두경사가 가장 심한 방향으로 흐르므로 등방성의 대수층에서 지하수의 흐름은 등포텐셜선의 수직 방향, 즉 유선은 등포텐셜선과 직각으로 교차해서 흐른다.

대수층에는 무한한 숫자의 등포텐셜선과 유선이 있는데 편의상 몇 개의 대표적인 것만 나타낸다. 등포텐셜선은 선과 선 사이에 수두강하 값이 같도록 그리고 유선은 이웃 선과 선 사이의 흐름 양이 같도록 그려 유선과 등포텐셜선 간에 정방형을 이루도록 한다(그림 3-7).

유선망을 작성하는 과정:

(1) 유선과 등포텐셜 선은 서로 수직으로 교차한다
(2) 등포텐셜 선은 불투수성 경계와 직각을 이룬다
(3) 등포텐셜 선은 함양성 경계와 평행하다
(4) 투수계수가 다른 대수층간의 경계에서 유선은 굴절한다
(5) 균질성의 대수층을 나타내는 유선망은 정사각형을 이루고 대수층 어데 서나 모양이 같다
(6) 비균질성의 대수층을 나타내는 유선망은 직사각형을 이루고 대수층 위치에 따라 모양이 다르다

유선망은 지하수가 흐르는 방향을 나타낼 뿐 아니라 대수층 안에서 흐르는 물의 양을 측정하는데 쓰이기도 한다. Darcy 법칙에 의해 한 정방 체를 통과하는 물의 양은,

$$q = Kbw\frac{dh}{dl} \tag{3-13}$$

따라서 정방체 전체를 통해 흐르는 물의 양은,

$$Q = Nq \tag{3-14}$$

여기서, K = 투수계수
b = 등포텐셜선 중간에서 측정한 대수층의 두께
w = 유선간의 간격
dh = 포텐셜선 간의 수두차이
dl = 등포텐셜선 간의 간격
N = 물이 흐르는 정방형의 개수

3.7. 유선의 굴절현상(refraction phenomenon)

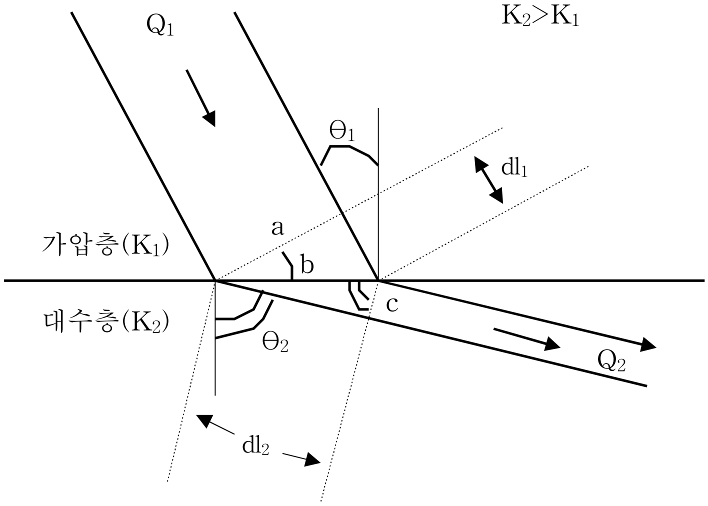


그림 3-8 유선의 굴절과 투수계수

지하수의 유선이 가압층과 대수층 또는 투수계수가 다른 두 대수층의 경계를 지날 때 굴절하는데 이는 빛이 한 매개체를 지나 다른 매개체로 들어갈 때 굴절하는 것과 같은 현상이다. 그러나 빛의 경우 소위 Snell의 법칙 즉, sin 법칙인데 반해 지하수의 경우는 tangent 법칙이라 한다.

그림 3-8에서와 같이 지하수가 투수계수 K_1인 대수층을 지나 K_2인 대수층으로 흐른다면, 정상류의 경우 들어온 물의 양 Q_1은 나간 물의 양 Q_2와 같아야 한다. 즉, Darcy의 법칙에 의해,

$$Q_1 = Q_2 \quad 즉, \quad K_1 a \frac{dh_1}{dl_1} = K_2 c \frac{dh_2}{dl_2} \tag{3-15}$$

여기서, dh_1 = 거리 변화 dl_1 사이의 수두변화
dh_2 = 거리 변화 dl_2 사이의 수두변화
a와 c = 단면적의 폭(단위 깊이가 그림과 수직이라 가정함)

위의 식에서 dl_1과 dl_2가 2 개의 같은 등포텐셜선에 접하고 있으므로 $dh_1 = dh_2$가 되고, 이는 삼각함수에 의해 $a = b \cos \Theta_1$, $c = b \cos \Theta_2$가 된다. 또한 $b/dl_1 = 1/\sin \Theta_1$ 그리고 $b/dl_2 = 1/\sin \Theta_2$이므로,

$$K_1 \frac{\cos\Theta_1}{\sin\Theta_1} = K_2 \frac{\cos\Theta_2}{\sin\Theta_2} \tag{3-16}$$

또는,

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan\Theta_1}{\tan\Theta_2} \tag{3-17}$$

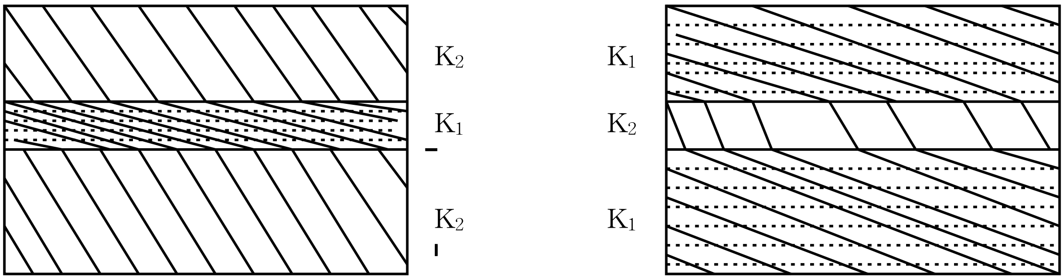
여기서, Θ_1 = 유선이 대수층으로부터 가압층으로 들어갈 때의 굴절각도
Θ_2 = 유선이 가압층으로부터 대수층으로 들어갈 때의 굴절각도
K_1 = 가압층의 투수계수
K_2 = 대수층의 투수계수

식 3-17은 tangent 법칙으로 지하수의 흐름선이 투수계수가 다른 두 대수층의 경계를 지나갈 때 굴절을 나타낸다.

앞에서 말한바와 같이 지하수계라 함은 대수층과 가압층을 포함한 말이다. 따라서 지하수의 흐름은 대수층 안에서의 흐름뿐이 아니고 가압층을 횡단해서 흐르는 것도 생각해야 한다.

일반적으로 대수층의 투수계수는 가압층보다 수십에서 수 천 배나 크기 때문에 물의 흐름에 대한 저항이 가압층에 비해 매우 적다. 따라서 같은 흐름 율이면 가압층이 대수층의 비해 수십에서 수 천 배의 수두강하를 초래하게 된다. 이 때문에 가압층에서 횡적 유동은 무시할 수 있고 유선은 대수층에 집중하여 대수층의 경계와 평행하게 된다(그림 3-9a). 대수층의 투수계수와 가압층의 투수계수 사이에 이와 같은 큰 차이는 이들의 경계에서 유선의 굴절현상을 일으키는데, 물이 대수층에서 가입층으로 흐를 때 유선은 경계로부터 수직으로 굴절하게 된다(그림 3-9b). 다시 말하면 유선은 가압층의 가장 짧은 거리를 흐르도록 방향을 바꾼다. 일단 가압층을 통과하면 유선은 다시 굴절하여 대수층과 가압층의 경계선과 평행한 흐름으로 돌아간다.

(a) 대수층에서의 굴절 (b) 가압층애서의 굴절



$$\frac{K_1}{K_2} = 10$$

그림 3-9 유선의 굴절

지하수계에서 지하수의 흐름은 대수층과 가압층의 투수계수와 두께, 그리고 수두경사에 지배된다. 가압층을 횡단해서 흐르려면 많은 수두강하가 요구되므로 물은 가급적이면 이를 피해 얕은 지층을 통해 흐르려는 경향이 있다. 따라서 지하수는 얕은 곳에서 보다 활발하게 흐르고 깊이 들어갈수록 저조해 진다. 그러나 지표면 근처에 있는 대수층보다 투수계수가 월등히 큰 대수층이 아래에 있을 때 대부분의 지하수는 주로 깊은 대수층을 통해 흐른다.

3.8. 지하수의 흐름속도

지하수의 흐름속도를 아는 것은 지하수와 관련된 여러 가지 문제, 특히 지하수의 오염문제에 대한 대비책을 강구하는데 매우 중요하다. 예를 들면 대수층의 상류에 오염물이 들어갔을 경우 그 오염물이 하류에 있는 우물에 언제쯤 도착할 것인가를 아는 것이 급선무다.

많은 사람들이 지하수의 흐름속도를 과장해서 기술하는 것이 통례인데 이는 지하수가 어떤 맥이나 지하의 하천을 통해 표면수와 비슷한 속도로 흐른다는 개념이 지배적이기 때문이다. 지하수의 흐름속도는 앞에서 이미 살펴본 Darcy 법칙과 유체역학의 속도를 기술하는 방정식을 결합하여 아래와 같은 수식으로 표현한다.

$$Q = KA\frac{dh}{dl} \quad \text{(Darcy 법칙)} \qquad (3\text{-}18)$$

$$Q = Av_d \quad \text{(속도 방정식)} \qquad (3\text{-}19)$$

이들 식에서, Q = 물의 흐름율
K = 투수계수
A = 흐름방향의 수직 단면적
dh/dl = 수두경사
v_d = Darcy 속도(전체 단 면적을 흐르는 물의 평균속도).

식 3-18과 3-19를 결합하면,

$$Av_d = KA\frac{dh}{dl} \qquad (3\text{-}20)$$

양쪽에서 단면적 A를 삭제하면,

$$v_d = K\frac{dh}{dl} \qquad (3\text{-}21)$$

식 3-21은 투수계수와 수두경사만을 포함하고 있기 때문에 아직 실질적인 지하수의 흐름속도를 나타내는 완전한 수식이 아니며, 이 때문에 v_d를 Darcy속도 또는 비류양이라 한다. 이 식이 완전한 지하수의 흐름속도를 나타내려면 공극율을 포함해야 하는데, 그 이유는 실제로 지하수가 흐르는 것은 전체 단 면적을 통해서가 아니고 오직 서로 연결된 공극, 즉 유효공극(effective pore)만을 통해서 흐르기 때문이다. 따라서 식 3-21을 유효공극율(effective porosity) n_e로 나누면 평균공극속도(average pore velocity 또는 tracer velocity) v_a를 얻을 수 있다.

$$v_a = K\frac{dh}{n_e dl} \tag{3-22}$$

식 3-22에 의하면 어떤 간극체의 유효공극율이 33%이면 평균공극속도는 $v_a = 3v_d$가 된다. 이와 같이 식 3-22를 응용하여 지하수의 실제속도를 결정하려면 공극율이 아닌 유효공극율을 결정해야 하는데, 이는 앞에서 이미 말한바와 같이 실제로 매우 어려운 문제이므로 유효공극율 대신 전체공극율을 쓰는 것이 통례이다. 대부분의 경우 이로 인한 오차는 무시할 수 있고, 따라서 우리가 접하는 일반적인 지하수의 문제를 해결하는데 아무런 지장이 없다.

[지하수 흐름속도의 보기]:

보기 1. 굵은 입자의 모래로 된 대수층의 경우:
K=60 m/(일)
dh/dl=1 m/1000 m
n=0.20

$$v_a = \frac{K}{n}\frac{dh}{dl} = \frac{60m}{(일)} \times \frac{1}{0.20} \times \frac{1m}{1000m} = \frac{60m^2}{200m(일)} = 0.3\frac{m}{(일)}$$

보기 2. 점토로 된 가압층의 경우:
K=0.0001 m/(일)
dh/dl=1 m/10 m
n=0.50

$$v_a = \frac{0.0001m}{(일)} \times \frac{1}{0.50} \times \frac{1m}{10m} = \frac{0.0001m^2}{5m(일)} = 0.00002\frac{m}{(일)}$$

식 3-22로 계산해서 얻는 지하수의 흐름속도는 평균적인 흐름속도이다. 지하수의 오염과 관련된 지하수의 흐름속도는 때에 따라 이 평균속도보다 몇 배나 빠르다. 또한 석회암 동굴, 용암의 간극, 커다란 균열 등에서의 지하수의 흐름속도는 표면수의 흐름속도와 비슷한 경우도 있다.

때에 따라선 지하수의 속도를 측정하기 위하여 한 우물에 물감이나 소금 같은 추적물을 투입하여 이 추적물이 하류에 있는 관측우물에 도달하는 시간을 측정함으로써 흐름속도를 결정하는 직접적인 방법을 쓰기도 한다. 또한 추적물은 지하수의 흐름현상, 지하수의 연령, 지하수의 지질학적 기원, 대수층에 함유된 지하수의 양, 공극율, 투수계수, 흐름의 분산 등을 결정하는데 쓰이기도 한다. 특히 지하수에 투입된 추적물의 분산은 오염물의 중화 율과 밀접한 관계가 있기 때문에 매우 중요하다. 대부분의 경우 오염된 지하수의 흐름과 지역적 분포는 추적물을 사용하여 예측한다.

3.9. 기초유동방정식(basic flow equation)

3.9.1. 정상류(steady-state flow)와 비정상류(unsteady-state or transient flow)

지하수의 흐름을 좀더 이론적으로 살펴봄으로써 지하수의 흐름에 대한 개념을 정확히 하는데 도움을 주고자 한다. 지하수의 흐름을 수식으로 표현한 유동방정식은 두 가지가 있는데; (1) 정상류에 관한 것과 (2) 비정상류에 관한 것이다. 또한 이들 방정식은 오직 포화상태에 있는 간극체내에서의 지하수 유동만을 생각한다.

정상상태란 수두가 양수시간에 관계없이 불변인 상태를 말한다. 어느 기간 우물을 푸면 지하수면은 계속 낮아지는데 그 낮아지는 율이 시간이 지남에 따라 서서히 적어져 어느 시점에 달하면 물의 유출과 함양이 어느 정도 같아져서 수두가 양수율과 균형을 잡게 되어 더 이상 낮아지지 않고 일정한 높이에서 머물게 된 상태를 말한다. 이와 같은 예는 수면이 일정한 원 형의 운하로 둘러싸인 한 섬의 중간 지점에 위치한 한 우물에서 양수하는 경우를 들 수 있다. 실제로 이와 같은 이상적인 경우는 있을 수 없지만, 어떤 우물을 일정한 양수율로 오랜 기간 양수하면 이에 따른 수두강하가 서서히 감소해서 시간에 따른 수두 강하를 무시할 수 있거나 또는 수두경사가 거의 일정하게 되면 이때의 흐름을 정상상태의 흐름으로 간주해도 무방하다.

위에 기술한 정상상태와는 대조적으로 무한하고 완전한 피압대수층에 완공한 우물을 일정한 양수율로 양수하면 양수가 계속되는 한 수두가 계속 강하하고 수두경사 또한 계속해서 변하게 되는데, 이와 같은 상태를 비정상상태 또는 비평형상태라 한다. 따라서 비정상상태는 양수시작과 동시에 이루어 져서 흐름이 정상상태에 도달할 때까지 지속되며, 이 때에 우물로 향한 지하수의 흐름을 비정상류라 한다. 실제로 양수를 하는 동안 지하수면의 강하나 수두경사의 변화를 측정할 수만 있으면 이를 비정상상태로 간주한다.

3.9.2. Laplace 방정식

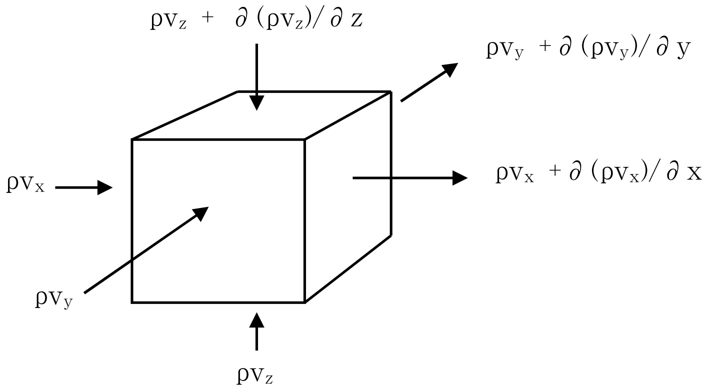


그림 3-10 정방형 요소체

위에 기술한 정상상태에서 질량보존의 법칙(mass conservation law)에 의하면 어떤 유체가 그림 3-10과 같은 단위 체적의 한 정방형 요소체(elemental control volume) 안으로 흘러 들어가는 율은 그 유체가 흘러 나오는 율과 같아야 한다.

따라서 질량보전의 법칙을 기술하는 연속식(continuity equation)은,

$$\rho v_x + \rho v_y + \rho v_z = \rho v_x + \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \rho v_y + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \rho v_z + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} \qquad (3\text{-}23)$$

식 3-23을 간단히 하면,

$$\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = 0 \qquad (3\text{-}24)$$

여기서, ρv = 단면을 흐르는 유체의 흐름율(mass rate of flow)

물을 비압축성 유체로 보면 ρ(x,y,z) = 일정, 따라서 식 3-24에서 제외할 수 있다.

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \qquad (3\text{-}25)$$

식 3-25에 Darcy법칙, $v_{(x,y,z)}$ = $K_{(x,y,z)}\{\partial h/\partial(x,y,z)\}$,을 적용하면 정상류인 경우 시간에 따른 수두강하는 0, 즉 $\partial h/\partial t$ = 0 임으로,

$$K_x\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+K_y\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+K_z\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0 \qquad (3\text{-}26)$$

앞에서 기술한바와 같이 대수층이 등방성(isotropic)이면 투수계수가 방향에 관계없이 일정하고($K_x = K_y = K_z$,) 또 균질성(homogeneous)이면 투수계수가 위치에 관계없이 일정하다{K(x,y,z) = 일정}. 따라서 식 3-26은 다음과 같이된다.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0 \qquad (3\text{-}27)$$

식 3-27은 유동포텐셜에 관한 가장 기본적인 편미분 방정식(partial differential equation)으로 “Laplace 방정식”이라 하고, 이 방정식의 해답은 3차원적 유동인 경우 수두 h(x,y,z)의 함수로써 유장(flow filed)안의 임의의 위치에서 수두를 나타낸다. 이와 같은 수두 값을 이용하여 수두등고선을 그릴 수 있고 그 등고선에 유동선을 가함으로써 지하수에 유선망을 작성할 수 있다.

우물의 대칭축(symmetrical)에 대한 지하수의 흐름은 방사상좌표(radial coordinates)로 표현하는 것이 편리하므로 식 3-27을 다시 쓰면,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r}=0$$

(3-28)

여기서, r = 양수우물과 관측우물 사이의 거리

만일 대수층이 비균질성(heterogeneous)면 식 3-27은 아래와 같은 소위 Richard의 방정식이 된다.

$$K(x,y,z)\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+K(x,y,z)\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+K(x,y,z)\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0 \qquad (3\text{-}29)$$

3.9.3. 확산 방정식(diffusion equation)

비정상상태란 이미 설명한바와 같이 양수를 하는 동안 우물 안에 수면이 계속 해서 변하는 상태를 말한다. 따라서 비정상류의 경우 질량보존의 법칙에 의하면 정방요소체 안으로 들어가는 유체량은 그 요소체 내부의 저류 되는 유체량의 시간적 변화율과 같아야 한다. 이를 수식으로 표현하면,

$$\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}=\rho S_s\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3\text{-}30)$$

S_s는 이미 설명한 바와 같이 비저류량, 즉 단위체적의 저류계수 이다. 식 3-30에 Darcy 법칙을 적용하면,

$$K_x\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+K_y\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+K_z\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=S_s\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3\text{-}31)$$

위의 식은 이방성 대수층 내에서 흐르는 비정상류를 기술하는 수식이다. 식 3-31을 균질성, 등방성의 대수층에 적용하면 아래와 같은 확산 방정식(diffusion equation)이 된다.,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3\text{-}32)$$

대수층의 두께가 b인 경우에 2차원적 흐름으로 표현하면, (S_s 대신 S/b를, K 대신 T/b를 삽입하였음),

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}=\frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3\text{-}33)$$

식 3-33을 방사상 좌표로 표현하면,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r}=\frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (3\text{-}34)$$

여기서, t = 양수시간